

Estudio petrográfico-estructural de las unidades aflorantes en las inmediaciones de la quebrada La Aguja, Sierra Nevada de Santa Marta

Julian Stiven Dueñas Rueda, Luis Fernando Páez Sinuco

Trabajo de Grado para Optar el Título de Geólogos

Director:

MSc. Julián Andrés López Isaza

Codirectores:

Ph.D. Carlos Alberto Ríos Reyes

Ph.D. Carlos Augusto Zuluaga Castrillón

**Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Físico-Químicas
Escuela de Geología
Bucaramanga**

2018

Dedicatoria

A Dios que le debo todo y que día a día me llena de infinitas bendiciones.

A mi familia, en especial a mi madre Luz Marina Rueda y a mi padre Hernan Dueñas que nunca han dejado de apoyarme, brindándome todo su amor e inculcándome los valores que me han hecho persona y me han llevado a cumplir las metas trazadas, son un pilar en mi vida y el motor para realización de mis sueños, a mis hermanos y mejores amigos Ricardo y Yiseth que me han cuidado y ayudado en cuanto han podido, a mis sobrinos por su alegría y cariño, a Yoko por su incondicional compañía.

A mis nonos Hernan Dueñas y Mercedes Díaz, que los llevo en mi corazón junto a todas sus enseñanzas y amor.

A Andrea Álvarez por su amor y apoyo constante, por estar en los buenos y malos momentos.

A todas aquellas personas que han aportado algo positivo en mi vida.

Julian Stiven Dueñas Rueda

Dedicatoria

A Dios por poner a las personas indicadas en mi vida y pruebas cada vez más difíciles en mi camino.

A mi madre Matilde Sinuco Rueda por forjarme de pies a cabeza, enseñarme que no debemos conformarnos con poco y buscar no solo lo mejor para mí sino para los que nos rodean, a ella le debo todo.

A mi padre José Álvaro Páez Ortiz, a quien gracias a su esfuerzo he podido tener la mejor educación posible y realizar cada uno mis sueños, de él he aprendido que muchas veces no es necesario decir las cosas para comunicar lo que sientes.

A toda mi familia, que, aunque no es perfecta, son el complemento de mi vida. En especial a mi nonita Angelmira Rueda de Sinuco, de quien también he aprendido que el silencio es el mejor regalo que puedes brindarle a quienes amas.

A Kyara, mi compañera de vida.

A cada una de las personas que han entrado en mi vida para dejar huella, sabiendo que, aunque muchas veces partan, siempre perduraran los recuerdos, experiencias y momentos vividos.

A el geólogo Camilo Alfonso Ríos Pinzón, quien con su humildad y alegría ilumina desde los cielos a todas las personas que lo conservamos en nuestro corazón y mente.

A esa persona especial, con quien a pesar de que el tiempo pase, cada vez que nos encontramos, todo sigue siendo igual.

A Julián Andrés López Isaza, quien me enseñó a ver y amar el maravilloso mundo de la geología, a él le debo horas y horas de buenas conversaciones, risas, consejos y mucho pero mucho conocimiento, más que un docente, es mi amigo y modelo a seguir. Gracias por enseñarme que lo único que no tiene precio es la tranquilidad.

Disziplin Schlägt Intelligenz

Luis Fernando Páez Sinuco

Agradecimientos

Al geólogo Msc. Julián Andrés López Isaza, por toda su ayuda prestada, además de enseñanzas, guía y consejo constante durante las diferentes asignaturas en las que fue nuestro docente y la realización de este proyecto.

Al geólogo PhD. Carlos Alberto Zuluaga Castrillón por la información e implementos proporcionados, además de abrirnos las puertas en la Universidad Nacional de Bogotá.

Al geólogo PhD. Carlos Alberto Ríos Reyes quien proporcionó confianza e importante ayuda en la elaboración de este proyecto.

Al Laboratorio de Preparación de muestras geológicas de la Universidad Industrial de Santander, y a Luis Fernando Anaya Molina por su paciencia y asistencia en la fase de preparación de muestras y secciones delgadas.

Al Laboratorio de Petrografía de la Universidad Industrial de Santander y al del grupo de investigación GIGBA.

A los diferentes profesores de la Universidad Industrial de Santander, en especial a los de la Escuela de Geología, que han compartido con nosotros su experiencia y conocimiento, y han aportado indirectamente su granito de arena en este trabajo.

A don Wilmar y su familia por abrirnos las puertas de su finca y ayudarnos en todo lo posible, a partir del momento que los conocimos en la quebrada La Aguja, y a los demás habitante de la zona por su amabilidad durante la estancia en la fase de campo.

Al Laboratorio de Microscopia de la Universidad Industrial de Santander – Parque Tecnológico de Guatiguará y a Carlos Chacón por el servicio prestado para la adquisición de datos.

Tabla de contenido

Introducción	29
1. Planteamiento y justificación.....	31
2. Objetivos.....	33
2.1 Objetivo general.....	33
2.2 Objetivos específicos	33
3. Localización	34
4. Metodología	35
4.1 Primera etapa: pre-campo	36
4.1.1 Medición de datos estructurales.....	36
4.1.2 Recolección de muestras.....	36
4.2 Segunda etapa: reconocimiento de la zona y primera fase de campo.....	37
4.3 Tercera etapa: segunda fase de campo.....	37
4.4 Cuarta etapa: laboratorio.....	38
4.4.1 Análisis petrográficos.	40
4.4.2 Análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM)	42

4.5 Quinta etapa: oficina	42
5. Estado del arte	44
6. Marco geológico regional	50
6.1 Geología de la Sierra Nevada de Santa Marta	50
6.1.1 Provincia Sierra Nevada	51
6.1.2 Provincia de Sevilla	52
6.1.3 Provincia de Santa Marta	54
7. Marco geológico local.....	58
7.1 Litoestratigrafía.....	58
7.1.1 Milonitas de La Secreta	58
7.1.2 Esquistos de San Lorenzo	59
7.1.2.1 Segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo	59
7.1.2.2 Segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo	59
7.2 Geología estructural	60
7.2.1 Sistema de Fallas de Santa Marta-Bucaramanga.....	60
7.2.1.1 Falla Santa Marta	61
7.2.1.1.1 Falla Satélite A.....	61
7.2.2 Falla Orihueca.....	62
7.2.3 Falla Aguja.....	62
8. Petrografía.....	64

8.1 Segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo	71
8.1.1 Rocas meta-pelíticas	72
8.1.1.1 Esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate	72
8.1.1.2 Esquistos micáceos con granate y estaurolita	76
8.1.1.3 Esquistos cuarzo-micáceos	80
8.1.2 Rocas meta-semipelíticas.....	82
8.1.2.1 Esquistos micáceo-cuarzosos con granate	82
8.1.2.2 Esquistos micáceo-cuarzosos.....	87
8.1.3 Rocas meta-cuarzofeldespáticas	89
8.1.3.1 Cuarcitas micáceas con granate	89
8.1.4 Rocas meta-carbonatadas.....	92
8.1.4.1 Mármoles impuros	92
8.1.4.3 Rocas silicatadas con carbonatos	98
8.2 Segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo	102
8.2.1 Rocas meta-carbonatadas.....	103
8.2.1.1 Rocas carbonato-silicatadas	103
8.2.1.2 Roca silicatadas con carbonatos.....	109
8.2.1.3 Rocas calcosilicatadas.....	114
8.3. Microscopía electrónica de barrido.....	117
8.3.1 Óxidos-hidróxidos de hierro	118

8.3.2 Calcita	119
8.3.3 Grafito	119
8.3.4 Plagioclasa	120
8.3.5 Biotita.....	121
8.3.6 Epidota.....	122
8.3.7 Apatito.....	123
8.3.8 Ilmenita	124
8.3.9 Granate.....	125
9. Análisis estructural.....	127
9.1 Descripción de estructuras	127
9.1.1 Clivajes y foliaciones	127
9.1.1.1 Clivaje transposición (Sn+2).....	127
9.1.1.2 Clivaje de disyuntivo (Sn+3)	128
9.1.1.3 Foliación milonítica	129
9.1.1.4 Bandas de cizalla.....	129
9.1.1.5 Bandeamiento cuarcítico.....	129
9.1.2 Diaclasas	134
9.1.2.1 Diaclasas en pluma	135
9.1.3 Boudinage	136
9.1.4 Pliegues	140

9.1.4.1 Planos y bandas Kink.....	143
9.1.5 Diques, Silos y venas	145
9.1.6 Fallas y zonas de cizalla.....	146
9.2 Microestructuras y mecanismos de deformación.....	152
9.2.1 Microfracturas, desplazamiento de partículas rígidas y rotación.....	153
9.2.1.1 Microfracturas.....	153
9.2.1.2 Microfallas	154
9.2.2 Remoción, transporte y depositación de material	155
9.2.2.1 Capas de deformación.....	155
9.2.2.2 Microestilolitos	155
9.2.2.3 Microboudinage	156
9.2.2.4 Sombras y franjas de presión	157
9.2.2.5 Microvenas.....	157
9.2.3 Deformación permanente de la red cristalina	157
9.2.3.1 Maclas de deformación (o maclas mecánicas).....	157
9.2.3.2 Extinción ondulante	159
9.2.3.3 Lamelas de deformación.....	160
9.2.3.4 Bandas kink.....	160
9.2.3.5 Bandas de deformación.....	161
9.2.3.6 Bordos de subgranos	162

9.2.3.6.1 Patrón de tablero de ajedrez.....	162
9.2.3.7 Forma de la fábrica de granos y listones.....	163
9.2.3.8 Nuevos granos y estructuras de manto-núcleo.....	163
9.2.3.8.1 Bulging (BLG).....	164
9.2.3.8.2 Rotación de subgranos (SGR).....	164
9.2.3.8.3 Migración de borde de grano	165
9.2.4 Remoción, transporte y depositación de material, fase de transformaciones	165
9.2.4.1 Forma de la fábrica de granos y listones.....	165
9.2.4.1.1 Pinning.....	166
9.2.4.2 Textura decusada	166
9.2.4.3 Porfidoblastos	166
9.2.4.4 Porfiroclastos	168
9.2.4.5 Clivajes de bandas de cizalla y estructuras S-C, S-C'	169
9.2.4.5.1 Mineral fish.....	170
9.3 Caracterización y análisis de fracturas.....	172
9.3.1 Parámetros de fracturas.....	173
9.3.2 Metodología línea de muestreo y ventanas circulares	174
9.3.3 Análisis de intensidad y densidad de fracturamiento.....	175
9.4 Determinación de paleo-esfuerzos.....	188
9.4.1 Paleo-esfuerzos a partir de diaclasas.....	188

9.4.2 Paleo-esfuerzos a partir de foliaciones y ejes de pliegues	196
9.4.3 Paleo-esfuerzos a partir de estrías de falla.....	200
9.4.4 Paleo-esfuerzos a partir de la agrupación de datos de foliación, estrías de falla, diaclasas y ejes de pliegues	201
10. Eventos deformativos de los Esquistos de San Lorenzo.....	203
10.1 Evento deformativo D_n y D_{n+1}	204
10.2 Evento deformativo D_{n+2}	205
10.3 Evento deformativo D_{n+3}	205
10.4 Evento deformativo D_{n+4}	206
11. Dominios estructurales.....	206
12. Metamorfismo.....	212
12.1 Metamorfismo regional.....	212
12.2 Metamorfismo dinámico.....	213
13. Discusión de resultados.....	214
14. Conclusiones.....	218
15. Recomendaciones	221
Referencias bibliográficas.....	222

Lista de figuras

Figura 1. Localización geográfica y geológica del área de estudio	35
Figura 2. Procedimiento para la orientación y corte de secciones delgadas orientadas.	40
Figura 3. Microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 650 FEG ambiental (ESEM).....	43
Figura 4. Mapa geológico simplificado de la Sierra Nevada de Santa Marta.....	50
Figura 5. Modelo conceptual de la migración de terrenos acrecionados en un margen oblicuo de subducción.	53
Figura 6. Distribución Pérmica temprana (W de Pangea), Permo-Triásica y actual de los terrenos y las exposiciones corticales Pre-Mesozoicas de los Andes del Norte, Centroamérica y el Caribe.. ..	54
Figura 7. Modelo tectónico para la región norte de los Andes y el Caribe.....	56
Figura 8. Configuración tectónica de los protolitos de los Esquistos de Santa Marta.....	57
Figura 9. Modelo tectónico para la rotación del Macizo de Santa Marta	57
Figura 10. Mapa de las estructuras del sector entre las quebradas La Aguja y Orihueca.....	63
Figura 11. Mapa de muestras colectadas y segmentos de los Esquistos de San Lorenzo en la quebrada La Aguja.	66
Figura 12. Diagrama de subdivisión de rocas metamórficas del segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo compuestas principalmente por Cuarzo ± Feldespato ± Mica.....	69

Figura 13. Diagrama descriptivo para rocas meta-carbonatadas y afines del segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo.....	70
Figura 14. Diagrama descriptivo para rocas meta-carbonatadas y afines del segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo.	71
Figura 15. Esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate.....	72
Figura 16. Microfotografías de los Esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate	76
Figura 17. Esquistos micáceos con granate y estaurolita.....	77
Figura 18. Microfotografías de los Esquistos micáceos con granate y estaurolita	79
Figura 19. Esquistos cuarzo-micáceos.....	80
Figura 20. Microfotografías de los Esquistos cuarzo-micáceos.	82
Figura 21. Esquistos micáceo-cuarzosos con granate.....	83
Figura 22. Microfotografías de los Esquistos micáceo-cuarzosos con granate.	86
Figura 23. Esquistos micáceo-cuarzosos..	87
Figura 24. Microfotografías de los Esquistos micáceo-cuarzosos.....	89
Figura 25. Microfotografías de las Cuarcitas micáceas con granate.	91
Figura 26. Mármoles impuros.....	92
Figura 27. Microfotografías de los Mármoles impuros	94
Figura 28. Rocas carbonato-silicatadas.....	95
Figura 29. Microfotografías de las rocas carbonato-silicatadas.....	98
Figura 30. Rocas silicatadas con carbonatos.....	99
Figura 31. Microfotografías de las Rocas carbonato-silicatadas.	102
Figura 32. Rocas carbonato-silicatadas.....	104
Figura 33. Microfotografías de las Rocas carbonato-silicatadas.	108

Figura 34. Figura Roca silicatadas con carbonatos.....	110
Figura 35. Microfotografías de las Rocas silicatadas con carbonatos.	113
Figura 36. Figura Roca silicatadas con carbonatos.....	115
Figura 37. Microfotografías de las Rocas calcosilicatadas.....	117
Figura 38. Espectros EDS y microfotografías SEM de óxidos-hidróxidos de hierro.....	118
Figura 39. Espectro EDS y microfotografía SEM de calcita en mármol impuro.	119
Figura 40. Espectros EDS y microfotografías SEM del grafito.....	120
Figura 41. Espectro EDS y microfotografía SEM de plagioclasa calcosódica.	121
Figura 42. Espectro EDS y microfotografía SEM de biotita.	122
Figura 43. Espectro EDS y microfotografía SEM de epidota.....	123
Figura 44. Espectro EDS y microfotografía SEM de apatito.....	124
Figura 45. Espectro EDS y microfotografía SEM de las ilmenitas.	125
Figura 46. Espectro EDS y microfotografía SEM del granate.....	126
Figura 47. Clivajes de transposición.....	128
Figura 48. Clivajes de transposición en la quebrada La Aguja.....	130
Figura 49. Clivajes de fractura en la quebrada La Aguja.	131
Figura 50. Foliación milonítica en rocas de la quebrada La Aguja.	132
Figura 51. Banda de cizalla.....	133
Figura 52. Bandeamiento cuarcítico.	133
Figura 53. Modos de fractura según su desplazamiento..	134
Figura 54. Orientación de varios tipos de fractura respecto al esfuerzo principal.....	135
Figura 55. Geometría y partes de diaclasas en pluma.....	136
Figura 56. Geometría de los boudines..	137

Figura 57. Patrones de diaclasamiento a lo largo de la quebrada La Aguja	138
Figura 58. Boudinage en escala de afloramiento.	139
Figura 59. Geometría y partes de pliegues.....	140
Figura 60. Orientación y clasificación de pliegues.....	141
Figura 61. Pliegues en zonas de cizalla.	142
Figura 62. Determinación de vergencia a partir de pliegues parásitos.	143
Figura 63. Pliegues representativos de la quebrada La Aguja.	144
Figura 64. Bandas kink..	145
Figura 65. Banda y pliegue tipo kink.....	145
Figura 66. Diques, silos y venas a lo largo de la quebrada La Aguja.....	147
Figura 67. Modelo simplificado de la conexión entre fallas y zonas de cizalla dúctil.	148
Figura 68. Zonas de cizalla continuas y discontinuas.....	149
Figura 69. Ilustración esquemática del desarrollo de estructuras S-C en una zona de cizalla....	150
Figura 70. Estructuras al interior de zonas de cizalla.	151
Figura 71. Evidencias de microfracturamiento.	154
Figura 72. Microfallamiento	154
Figura 73. Desarrollo de capas de deformación.....	155
Figura 74. Formación de microestilolitos	156
Figura 75. Microboudinage desarrollado en cuarzo.	156
Figura 76. Maclas en plagioclasa.....	158
Figura 77. Apariencia de las maclas de calcita de acuerdo al incremento de temperatura.....	159
Figura 78. Maclas de deformación.....	159
Figura 79. Extinción ondulante y lamelas de deformación en cuarzo	160

Figura 80. Geometría de bandas kink	161
Figura 81. Ejemplos de bandas kink	161
Figura 82. Bandas de deformación en cuarzo	162
Figura 83. Procesos de recuperación en la red cristalina	162
Figura 84. Desarrollo de listones de cuarzo y recristalización dinámica en cuarzo	163
Figura 85. Desarrollo de bulging y pinning al interior de cuarzo	164
Figura 86. Tipos de recristalización dinámica en un policristal en relación a la tasa de deformación y la temperatura.	165
Figura 87. Textura decusada.	166
Figura 88. Esquema de representación de crecimiento de porfidoblastos pre-, inter-, sin- y post tectónicos	167
Figura 89. Tipos de porfiroclastos.	168
Figura 90. Porfiroclasto de plagioclasa tipo σ	169
Figura 91. Clivajes de banda de cizalla con desarrollo de estructuras tipo S-C y S-C'	170
Figura 92. Desarrollo de estructuras S-C y S-C' ..	170
Figura 93. Clasificación morfológica de minerales fish.	171
Figura 94. Minerales fish	172
Figura 95. Patrón de fracturas con conjuntos muestreados por tres círculos.....	173
Figura 96. Metodología línea de muestreo y ventanas circulares.	175
Figura 97. Cálculo de intensidad y densidad de fracturamiento	175
Figura 98. Ejemplo visual para el cálculo de densidad e intensidad de fracturamiento	176
Figura 99. Graficas de densidad, intensidad y tamaño promedio de fracturamiento.....	185

Figura 100. Distribución de los datos de densidad relativa medido a partir de la metodología de ventana de muestra a lo largo de los afloramientos con mejor exposición de fracturamiento. ..	186
Figura 101. Distribución de los datos de intensidad relativa medido a partir de la metodología de ventana de muestra a lo largo de los afloramientos con mejor exposición de fracturamiento. ..	187
Figura 102. Ejemplo de disposición de diaclasas..	189
Figura 103. Discriminación de datos de diaclasas.	190
Figura 104. Diagramas rosa (en rumbo y buzamiento) y diagrama de polos de la totalidad de los planos de fractura.	191
Figura 105. Diagramas rosa en rumbo de los datos de diaclasas colectados a lo largo de la quebrada La Aguja.	193
Figura 106. Gráficos generados por Win-Tensor para el tratamiento y análisis de los datos de fracturas híbridas.	194
Figura 107. Gráficos generados por Win-Tensor para el tratamiento y análisis de la totalidad de datos de diaclasa.	195
Figura 108. Diagramas rosa en rumbo de los datos de foliación colectados a lo largo de la quebrada La Aguja.	198
Figura 109. Gráficos generados por Win-Tensor para el tratamiento y análisis de los datos de foliación y ejes de pliegues.	199
Figura 110. Gráficos generados por Win-Tensor para el tratamiento y análisis de los datos de estrías de falla.	201
Figura 111. Determinación del paleo-tensor a partir de la totalidad de datos estructurales.	203
Figura 112. Dominios estructurales a lo largo de la quebrada La Aguja.	211

Lista de tablas

Tabla 1. Muestras recolectadas en campo.....	39
Tabla 2. Clasificación de rocas compuestas principalmente por cuarzo-mica-feldespatos.	41
Tabla 3. Abreviaturas minerales empleados	42
Tabla 4. Unidades metamórficas aflorantes en la quebrada La Aguja, Magdalena, Colombia.	46
Tabla 5. Composición mineralógica del segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo en rocas metamórficas de composición pelítica, semipelítica y cuarcítica.	67
Tabla 6. Composición mineralógica del segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo en rocas meta-carbonatadas y afines.....	68
Tabla 7. Composición mineralógica del segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo en rocas meta-carbonatadas y afines.....	68
Tabla 8. Composición química semicuantitativa de los óxidos-hidróxidos de hierro en mármoles impuros y rocas carbonatosilicatadas.....	118
Tabla 9. Composición química semicuantitativa de las calcitas en mármol impuro.	119
Tabla 10. Composición química semicuantitativa del grafito en mármoles impuros y rocas carbonatosilicatadas.	120
Tabla 11. Composición química semicuantitativa de plagioclasa en rocas carbonatosilicatadas.	121
Tabla 12. Composición química semicuantitativa de biotita en rocas carbonatosilicatadas	122

Tabla 13. Composición química semicuantitativa de epidota en rocas carbonatosilicatadas.....	123
Tabla 14. Composición química semicuantitativa de epidota en rocas carbonatosilicatadas.....	124
Tabla 15. Composición química semicuantitativa de la ilmenita en esquistos micáceo-cuarzosos con granate.....	125
Tabla 16. Composición química semicuantitativa del granate en esquistos micáceo-cuarzosos con granate.....	126
Tabla 17. Microestructuras y mecanismos de deformación de los Esquistos de San Lorenzo...	152
Tabla 18. Parámetros de fractura, donde L es una dimensión de longitud, r es el radio, n es punto de intersección, m puntos finales de fractura.....	174
Tabla 19. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 001.	176
Tabla 20. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 002.	177
Tabla 21. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 004.	177
Tabla 22. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 007.	178
Tabla 23. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 017.	178
Tabla 24. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 018.	178
Tabla 25. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 024.	179

Tabla 26. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 033.	179
Tabla 27. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 040.	179
Tabla 28. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 047.	180
Tabla 29. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 052.	180
Tabla 30. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 059.	180
Tabla 31. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 070.	181
Tabla 32. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 072.	181
Tabla 33. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 086.	181
Tabla 34. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 088.	182
Tabla 35. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 096.	182
Tabla 36. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 10	182

Tabla 37. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 107.	183
Tabla 38. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 115.	183
Tabla 39. Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 115.	184
Tabla 40. Medidas de tendencia central (media, mediana y moda estadística) y desviación estándar de densidad, intensidad y tamaño de fracturamiento para la zona de estudio.	184
Tabla 41. Relación entre el tipo o modo de fractura y su ángulo diedro	189
Tabla 42. Dirección de los esfuerzos principales que actuaron durante la generación de los diferentes tipos de diaclasas.....	196
Tabla 43. Dirección de los esfuerzos principales que actuaron durante la generación de los diferentes planos de foliación y tipos de diaclasas.	197
Tabla 44. Dirección de los esfuerzos principales que actuaron durante la generación de los diferentes planos falla, foliación y tipos de diaclasas, utilizando el software Win-Tensor.	201
Tabla 45. Dirección de los esfuerzos principales que actuaron durante la generación de los diferentes planos falla, foliación y tipos de diaclasas.	202
Tabla 46. Microestructuras y mecanismos de deformación encontrados en los dominios H_{1-1} , H_{1-2} y H_{1-3}	210

Lista de Apéndices

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

Apéndice A. Catálogo de muestras colectadas en el área de estudio.

Apéndice B. Descripción petrográfica de las secciones delgadas del área de estudio.

RESUMEN

TITULO: ESTUDIO PETROGRÁFICO-ESTRUCTURAL DE LAS UNIDADES AFLORANTES EN LAS INMEDIACIONES DE LA QUEBRADA LA AGUJA, SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA*

AUTORES: DUEÑAS RUEDA, JULIAN STIVEN
PAEZ SINUCO, LUIS FERNANDO**

PALABRAS CLAVE: ESQUISTOS DE SAN LORENZO, SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA, METAMORFISMO, MICROESTRUCTURAS.

Las rocas metamórficas aflorantes a lo largo de la quebrada La Aguja, ubicada al noroeste de la Sierra Nevada de Santa Marta, corresponden a esquistos de composición variable, cuarcitas y mármoles impuros, asociados a la unidad Esquistos de San Lorenzo. Ha sido dividida en dos segmentos, el occidental constituido por rocas de composiciones pelíticas, semipelíticas, cuarzofeldespáticas y en menor proporción rocas carbonatadas, y el oriental se restringe a rocas metamórficas carbonatadas. Estas rocas afectadas por un metamorfismo regional de grado medio y tipo Barroviense, alcanzaron su pico metamórfico en la zona estaurolita-almándino de la facies anfibolita, identificada por la paragénesis $Qz + Ms + Bt \pm Pl + Grt + St$, dada en rangos de temperatura de 550-610 °C y presiones de 4-7 kbar. También hay presencia de un metamorfismo dinámico sobrepuesto que desarrolló cuerpos de cataclasitas y milonitas localizados, generadas en zonas de cizalla semi-dúctiles a dúctiles.

Petrográficamente se identificaron categorías generales de microestructuras tales como (1) microfracturas, desplazamientos y rotación de partículas rígidas, (2) procesos de remoción, transporte y depositación de material, (3) distorsión permanente de la red cristalográfica, y (4) remoción, transporte y depositación de material en fase de transformación; que se asocian a los mecanismos de deformación de cataclasis, transferencia difusiva de masas por solución, plasticidad intracristalina y transferencia difusiva de masas en estado sólido, respectivamente.

Así mismo las meso y microestructuras fueron clave para la determinación de cinco eventos deformativos (D_n a D_{n+4}) que afectan los Esquistos de San Lorenzo. Se establece un paleo-tensor local promedio a partir del análisis de datos de foliación, ejes de pliegues, diaclasas y estrías de falla, donde el esfuerzo máximo compresivo (σ_1) es de dirección 336/54, el esfuerzo intermedio (σ_2) presenta dirección 80/10 y esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) de dirección 177/34.

*Trabajo de grado

**Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología, Director: Julián Andrés López Isaza, Msc. Codirectores: Carlos Augusto Zuluaga Castrillón, PhD. y Carlos Alberto Ríos Reyes, PhD.

ABSTRACT

TITLE: STRUCTURAL AND PETROGRAPHIC STUDY OF THE
OUTCROPPING UNITS IN THE VICINITY OF THE LA AGUJA
CREEK, SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA

AUTHORS: DUEÑAS RUEDA, JULIAN STIVEN
PAEZ SINUCO, LUIS FERNANDO**

KEYWORDS: ESQUISTOS DE SAN LORENZO, SIERRA NEVADA DE SANTA
MARTA, METAMORPHISM, MICROSTRUCTURES.

The outcropping metamorphic rocks along the La Aguja creek, northeast Sierra Nevada de Santa Marta, correspond to variable composition schists, quartzite's and impure marbles, related to the San Lorenzo Schist unit. This unit had been divided into two different segments, the occidental one, composed by pelitic, semipelitic, quartzofeldspathic and in less proportion by carbonate rocks, on the other hand, the oriental segment is restricted by carbonate metamorphic rocks. These metamorphic rocks affected by a regional metamorphic type event (Barrovian) has reach their metamorphic peak in the staurolite-almandine zone of the amphibolite facies, identified by the $Qz + Ms + Bt \pm Pl + Grt + St$ parageneses, established at temperatures ranges between 550-610 °C and pressures between 4 to 7 Kbar. A superimposed dynamic metamorphic event developed cataclastic rocks type and located mylonite bodys in semi-ductile to ductile shear zones.

Different general microstructures had been identified by petrography, (1) microfractures, rigid particle displacement and rotation, (2) material removal, transport and deposition, (3) permanent distortion of the crystal lattice and (4) material removal, transport and deposition phase, these, related to cataclasis, diffusive mass transfer by solution, intracrystalline plasticity and solid state diffusive mass transfer phase mechanisms.

The meso and microstructures were a key to stablish five deformative events (D_n to D_{n+4}) that affect the San Lorenzo Schist. A paleo-tensor was established as well, based on the analysis of foliation, fold axis, joints and fault data, the maximum compressive stress (σ_1) has a 336/54 direction, the middle stress (σ_2) has a 80/10 direction and the minimum stress (σ_3) has a 177/34 direction.

* Bachelor thesis

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología, Director: Julián Andrés López Isaza, Msc. Co-directors: Carlos Augusto Zuluaga Castrillón, PhD. & Carlos Alberto Ríos Reyes, PhD.

Introducción

La Sierra Nevada de Santa Marta es un macizo rocoso de geología compleja, que sigue siendo materia de investigación ya que no se tiene completa claridad sobre su evolución, ni de las características de todas las unidades que la componen. Con el fin de ahondar en el conocimiento geológico de este macizo, el presente proyecto de grado “Modalidad trabajo de investigación”, pretende mediante descripciones petrográficas y análisis estructurales a diferentes escalas de trabajo, caracterizar la unidad Esquistos de San Lorenzo que aflora a lo largo de la quebrada La Aguja, enmarcada dentro del Cinturón Metamórfico Interno de Santa Marta, la cual ha sido objeto de estudio para aspectos muy puntuales, pero nunca estudiada a detalle.

Mediante la investigación aquí realizada se busca definir criterios texturales, composicionales y estructurales que permitan diferenciar con mayor claridad los segmentos que componen los Esquistos de San Lorenzo, los eventos deformativos, mecanismos de deformación que afectaron las rocas aflorantes y el paleo-tensor de esfuerzos que originó las diferentes estructuras que se pueden observar tanto en campo como microscópicamente.

La importancia de este trabajo se centra en aportar al conocimiento, información geológica local de una unidad que aflora al noroeste del cinturón metamórfico interno de la Provincia Santa Marta, siendo ésta la provincia más joven del macizo, además de dar lugar a nuevos temas de investigación como la relación de los resultados aquí determinados con aspectos más regionales

que permitan comprender mejor cómo ha evolucionado la Sierra Nevada de Santa Marta y las diferentes provincias tectónicas que la componen.

1. Planteamiento y justificación

Este trabajo busca generar un aporte al entendimiento de la geología de la zona y a la caracterización de la unidad Esquistos de San Lorenzo específicamente a lo largo de la quebrada La Aguja, que permitan diferenciarla de las demás unidades comprendidas en este macizo rocoso, a partir de la resolución de las siguientes preguntas de investigación: ¿A qué facies metamórficas se pueden relacionar las unidades de roca aflorantes?, ¿Qué tipos de metamorfismo afectaron la zona de estudio?, ¿Qué condiciones de P-T se pueden establecer para la ocurrencia del metamorfismo?, ¿Cuáles mecanismos de deformación se encuentran afectando esta formación? y ¿Cuáles son las estructuras presentes en el área de estudio y cómo se relacionan con el paleo-esfuerzo que las desarrolla?.

Por lo tanto el aporte de este trabajo es necesario para una mejor comprensión geológica que se busca dar mediante: (1) análisis petrográficos encaminados en la determinación de las diferencias composicionales, texturales y estructurales en escala microscópica, así mismo definir las microestructuras generadas a partir de los diferentes mecanismos de deformación, para de esta forma tener claro bajo que regímenes se generaron dichas estructuras; (2) análisis y tratamientos de datos estructurales con el fin de determinar tendencias los elementos tanto lineares como planares en la fábrica de las rocas que componen los Esquistos de San Lorenzo, para posteriormente relacionarlas con un paleo-tensor local que explique la formación de las diferentes mesoestructuras coetáneamente,(3) definir las condiciones P-T que restringen la formación de las

diferentes asociaciones minerales; (4) identificar y entender los diferentes eventos deformativos que están influenciados por el paleo-tensor y por los eventos metamórficos que están actuando sobre el área de estudio.

2. Objetivos

2.1 Objetivo general

Caracterizar petrográfica y estructuralmente la unidad Esquistos de San Lorenzo en la quebrada La Aguja, con el fin de definir su contexto tectónico y condiciones de metamorfismo.

2.2 Objetivos específicos

- Realizar la toma de datos estructurales en el tramo comprendido por la quebrada La Aguja.
- Describir y clasificar petrográficamente las rocas metamórficas e ígneas aflorantes en la zona de estudio, definiendo microscópicamente sus mecanismos de deformación.
- Realizar un estudio paragenético de las rocas metamórficas de la zona de estudio, estableciendo así sus condiciones de presión-temperatura durante el metamorfismo.

3. Localización

La zona de estudio se encuentra localizada a lo largo de la quebrada La Aguja, ubicada en el municipio Zona Bananera del Departamento del Magdalena. Las vías de acceso a la zona se ubican sobre la carretera que comunica Tucurín y Ciénaga, y comprenden el sendero al costado del Puente Aguja ubicado en el caserío El Reposo (margen derecho), así mismo la carretera sin pavimentar que conduce a la vereda La Secreta donde se toma un desvío a la quebrada que lleva a una parte más superior ésta, y la carretera sin pavimentar que inicia en el caserío La Isabel ubicado a 1 km del puente que permite llegar a las zonas más altas de la misma. Ésta quebrada está enmarcada dentro de la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM), la cual es una región montañosa de grandes proporciones, de forma piramidal, con patrón de drenaje radial, rodeada por zonas relativamente planas que la aíslan del Sistema Andino colombiano (Colmenares *et al.*, 2007), que se encuentra geográficamente en la región del Caribe colombiano, cubriendo áreas de la parte más norte de los Departamentos de Magdalena y Cesar, y de la parte sur del Departamento de La Guajira (Figura 1).

Comprende un área aproximada de 56 km² entre las coordenadas UTM E=1'700.000 - 1'707.000, N=989.000 - 997.000, de la Plancha 18 (18-IV-D) del INGEOMINAS, a escala 1:100.000.

En rasgos generales la zona de trabajo presenta un relieve moderado que aumenta hacia el Este, con pendientes moderadas a altas y alturas que van desde los 27 msnm hasta los 400 msnm. A esta quebrada confluyen otras como la quebrada La Secreta, Los Perros y La Compartición.

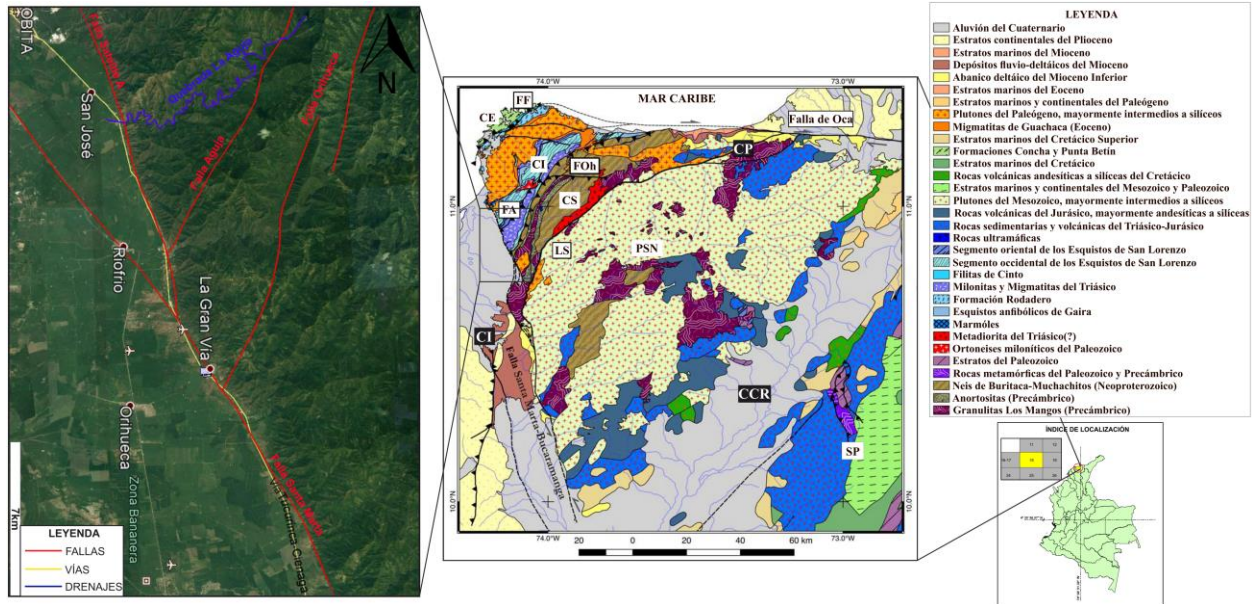


Figura 1. Localización geográfica y geológica del área de estudio. PSN: Provincia Sierra Nevada, CS: Cinturón de Sevilla, CI: Cinturón metamórfico interno de Santa Marta, CE: Cinturón metamórfico externo de Santa Marta, SP: Serranía de Perijá, CA: Cuenca Aracataca, CP: Cuenca Palomino, CCR: Cuenca Cesar-Ranchería. LS: Lineamiento de Sevilla, FOh: Falla de Orihueca, FA: Falla Aguja, FF: Falla Florín. Tomada y editada de: Google Earth Pro y Piraquive, Kammer, Quadt, & Bernet (2017).

4. Metodología

El presente trabajo fue desarrollado mediante el cumplimiento de 5 etapas, las cuales se desarrollaron de forma consecutiva, estableciendo la metodología de trabajo, la cual se explica a continuación:

4.1 Primera etapa: pre-campo

Durante esta etapa se procedió a definir el problema y su área de estudio, permitiendo delimitar la búsqueda de información relacionada con este. Se recopiló la información disponible en diferentes plataformas y bases de datos, a las cuales se tuvo acceso en las salas de informática de la Universidad Industrial de Santander (UIS) y Universidad Nacional de Colombia (UNAL) sede Bogotá. Posterior a la organización de la información y mapas recopilados, se procedió a definir la metodología para la medición de datos estructurales y recolección de muestras.

4.1.1 Medición de datos estructurales. La medición de datos estructurales fue realizada teniendo en cuenta las consideraciones de Fry (1984), McClay (1987), Hatcher (1995), Barnes & Lisle (2004), Coe, Argles, Rothery & Spicer (2010), Pollard & Fletcher (2010), Fossen (2010), Davis, Reynolds & Kluth (2012) y Burg (2017).

4.1.2 Recolección de muestras. La recolección de muestras se realizó de manera sistemática, buscando identificar cambios en la litología, presencia de minerales metamórficos y rocas que a escala mesoscópica estuvieran mostrando evidencia de uno o varios eventos deformativos. Las muestras que mostraran desarrollo de estructuras y/o eventos deformativos se orientaron siguiendo las recomendaciones de Passchier & Trouw (2005).

4.2 Segunda etapa: reconocimiento de la zona y primera fase de campo

Durante nueve días se procedió a analizar la exposición de afloramientos en la parte inicial de la quebrada La Aguja, realizando la recolección de muestras, medición de datos estructurales y delimitación de vías de acceso a las zonas más lejanas del área de trabajo. Las muestras fueron denominadas con las siglas QA (quebrada La Aguja), seguidos por la letra M (muestra), números arábigos consecutivos y letras del abecedario en orden consecutivo llegado el caso de haber cambios litológicos marcados en la misma estación, ejemplo QA-M038A. La totalidad de datos estructurales fueron tomados en azimut de buzamiento utilizando la brújula Brunton Geo Pocket Transit Compass 0-360°.

4.3 Tercera etapa: segunda fase de campo

La segunda fase de campo tuvo una duración de 20 días, donde campo se analizaron la totalidad de los afloramientos al interior de la quebrada La Aguja, la medición de datos estructurales de interés (foliación, lineación, ejes de pliegues, ejes de bandas *kink*, ejes de bandas de cizalla, diaclasas, diques y estrías de falla) y recolección de muestras. Esta quebrada tiene como tributarios las quebradas La Secreta, Los Perros y La Compartición. El primer tramo muestreado y descrito se realizó en dirección este-oeste desde el inicio de la quebrada en el caserío El Reposo hasta el punto de confluencia con la quebrada La Secreta, el segundo tramo se realizó en sentido este-oeste, desde el punto de confluencia de la quebrada La Secreta hasta la confluencia de la quebrada Los Perros, para el último tramo fue necesario bordear la quebrada por la vía que lleva a la vereda Nueva Unión, de ahí se descendió hasta llegar nuevamente a la quebrada La Aguja y se realizó el

último tramo en sentido oeste-este desde la escuela la nueva unión, pasando por la confluencia de la quebrada La Participación hasta llegar a los límites del segundo tramo.

En el Apéndice A se presenta el catálogo de muestras colectadas en campo para el área de estudio, con su respectiva ubicación.

4.4 Cuarta etapa: laboratorio

Se inició con la selección y discriminación de las muestras más representativas a partir de observaciones en campo, composición mineralógica y estructuras a escala mesoscópica. En total fueron recolectadas 128 muestras, de las cuales fueron escogidas 31 para análisis petrográficos, algunas orientadas para el análisis de mecanismos y microestructuras de deformación, en la figura 2 se explica el proceso de orientación de muestras y realización de cortes, posterior a este se seleccionaron 3 muestras para análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM). En la tabla 1 se muestra la totalidad de muestras recolectadas, cuales fueron seleccionadas para realizar análisis petrográficos y cuales para análisis SEM. Como complemento al estudio, con permiso de los autores se estudiaron petrográficamente 5 secciones delgadas que fueron realizadas para el estudio “Mineralogía y petrología de las rocas metamórficas del sector Ciénaga-Río Frio, provincia tectónica de Sevilla, Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia”, que corresponden a rocas tomadas en la quebrada La Aguja o muy cerca a esta.

Tabla 1.

Muestras recolectadas en campo.

Muestra	PETR O	SEM	Muestra	PETR O	SEM	Muestra	PETR O	SEM	Muestra	PETR O	SEM
QA-M001	X		QA-M033	X		QA-M062			QA-M078B		
QA-M002			QA-M034			QA-M063A			QA-M078C		
QA-M003			QA-M035			QA-M063B	X		QA-M079		
QA-M004	X		QA-M036			QA-M063C			QA-M080A		
QA-M005			QA-M037	X		QA-M063D	X		QA-M080B		
QA-M006			QA-M038A			QA-M063E			QA-M081		
QA-M007			QA-M038B			QA-M064	X		QA-M082	X	
QA-M008			QA-M039			QA-M065A			QA-M083A		
QA-M009	X		QA-M040			QA-M065B			QA-M083B		
QA-M010			QA-M041			QA-M066			QA-M083C	X	
QA-M011			QA-M042			QA-M066			QA-M083D		
QA-M012			QA-M043	X	X	QA-M067			QA-M084A	X	
QA-M013			QA-M044			QA-M068A			QA-M084B	X	
QA-M014	X		QA-M045	X		QA-M068B			QA-M085		
QA-M015			QA-M046			QA-M068C			QA-M086	X	
QA-M016			QA-M047			QA-M068D			QA-M087	X	
QA-M017			QA-M048			QA-M069A	X		QA-M088A		
QA-M018			QA-M049			QA-M069B			QA-M088B	X	
QA-M019			QA-M050			QA-M070A			QA-M088C		
QA-M020			QA-M051			QA-M070B			QA-M089		
QA-M021			QA-M052A			QA-M071			QA-M090		
QA-M022			QA-M052B	X		QA-M072A			QA-M091A		
QA-M023	X	X	QA-M053			QA-M072B			QA-M091B		
QA-M024			QA-M054			QA-M073	X		QA-M092A		
QA-M025			QA-M055	X		QA-M074A			QA-M092B		
QA-M026	X		QA-M056			QA-M074B			QA-M093	X	X
QA-M027			QA-M057	X		QA-M075A			QA-M094A		
QA-M028			QA-M058			QA-M075B			QA-M094B		
QA-M029	X		QA-M059			QA-M075C			QA-M095	X	
QA-M030			QA-M060A			QA-M076	X		QA-M096		
QA-M031			QA-M060B			QA-M077			QA-M097		
QA-M032			QA-M061	X		QA-M078A			QA-M098	X	

Nota: Muestreo realizado a lo largo de la quebrada La Aguja, las sigas PETRO hacen referencia a las muestras con sección delgada, SEM hace referencia a las muestras que se les hizo análisis de microscopía electrónica de barrido.



Figura 2. Procedimiento para la orientación y corte de secciones delgadas orientadas. Las muestras debieron haber sido orientadas previamente en campo.

4.4.1 Análisis petrográficos. La totalidad de las muestras recolectadas en campo fueron descritas macroscópicamente, se seleccionaron 31 muestras para hacer secciones delgadas con el fin de realizar estudios paragenéticos, determinación de litotipos, caracterización de mecanismos y microestructuras de deformación (Blenkinsop, 2000; Vernon, 2004; Passchier & Trouw, 2005; Trouw, Passchier & Wiersma, 2010). Para estos análisis se utilizó el microscopio triocular de luz transmitida marca Nikon, modelo ECLIPSE 50i POL, en el laboratorio de petrografía de la Universidad Industrial de Santander y el microscopio triocular de luz transmitida marca Leica, Modelo DM750P, en el laboratorio del Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) de la Universidad Industrial de Santander, en el Parque Tecnológico de Guatiguará. Las microfotografías mostradas fueron tomadas utilizando el sistema de fotografía digital DS-5M,

acoplado al microscopio Nikon ECLIPSE 50i POL y el sistema de fotografía digital MC120HD, acoplado al microscopio LEICA DM750P.

El análisis petrográfico inició con la clasificación de las rocas, basada en la propuesta del Servicio Geológico Británico (BGS por sus siglas en inglés), publicada por Robertson (1999) en donde se proponen los términos psamita, semipelita y pelita, en la tabla 2 se presenta la clasificación propuesta en base a la composición mineralógica de las rocas, y el diagrama clasificatorio de rocas meta-carbonatadas y afines de Rosen, Desmons & Fettes (2007). Las variedades litológicas se nombraron teniendo en cuenta las consideraciones de la Subcomisión en Sistemática de Rocas Metamórficas (SCMR por sus siglas en inglés) en el 2007, los términos de mecanismos y microestructuras de deformación utilizados se encuentran en Blenkinsop (2000), Vernon (2004), Passchier & Trouw (2005), Trouw *et al.* (2010). Las abreviaturas minerales usadas son las propuestas por Whitney & Evans (2010), se presentan en la tabla 3.

En el Apéndice B se presenta la descripción petrográfica de las secciones delgadas del área de estudio, realizada de acuerdo con el ejemplo de descripción y la tabla para determinación de facies y zonas metamórficas, presentados por García (2007).

Tabla 2.

Clasificación de rocas compuestas principalmente por cuarzo-mica-feldespatos.

Nombre	% "Mica"*	% Cuarzo + Feldespatos
Psamita	0-20	80-100
Semipelita	20-40	60-80
Pelita	>40	<60

Nota. Mica* Incluye todos los minerales diferentes al cuarzo y feldespato, con la excepción de minerales carbonatados y calcosilicados Fuente: Tomado de Robertson (1999).

Tabla 3.

Abreviaturas minerales empleados

Mineral	Simbolo	Mineral	Simbolo
Apatito	Ap	Microclina	Mc
Biotita	Bt	Moscovita	Ms
Calcita	Cal	Minerales Opacos	Opq
Clorita	Chl	Plagioclasa	Pl
Clinozoisita	Czo	Cuarzo	Qz
Diopsido	Di	Sericita	Ser
Epidota	Ep	Esfena	Spn
Grafito	Gr	Estaurolita	St
Granate	Grt	Tremolita	Tr
Hornblenda	Hbl	Zircon	Zrn

Nota. Tomado de Whitney & Evans (2010).

4.4.2 Análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM). Las secciones delgadas pulidas QA-M043, QA-M023, QA-M93 fueron cubiertas con carbono en un metalizador/evaporador de carbono QUORUM Q150R ES con bomba rotatoria, para su posterior análisis en el microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 650 FEG ambiental (ESEM) (Figura 3) utilizando la sonda EDAX serie SDD Apollo X y empleando la técnica de espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDS), ambos equipos adscritos al Laboratorio de Microscopía del Parque Tecnológico de Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander . Las muestras fueron seleccionadas con el fin de identificar minerales opacos, minerales encontrados como inclusiones y composición química de plagioclasas.

4.5 Quinta etapa: oficina

Durante esta etapa se realizaron tres actividades, la interpretación, análisis de datos y elaboración del informe final. Las interpretaciones y el análisis de datos se realizó a partir de las observaciones

de campo (mesoestructuras, datos estructurales colectados, fotografías) y laboratorio (estudios petrográficos) con el objetivo de determinar cuáles fueron los mecanismos, microestructuras de deformación, dominios estructurales, eventos deformativos que se presentan en el área de estudio, estimar cualitativamente los diferentes tipos de metamorfismo y las condiciones presión-temperatura (P-T) que sufrieron y alcanzaron las rocas en el área de estudio respectivamente.

En la actividad de redacción y elaboración de informe se realizó la revisión y selección de la información obtenida, se procedió a realizar tablas, figuras, mapas, anexos y realizar las conclusiones y recomendaciones.



Figura 3. Microscópio electrónico de barrido FEI Quanta 650 FEG ambiental (ESEM).

5. Estado del arte

La geología de la quebrada La Aguja está conformada por la presencia de dos unidades metamórficas que según Tcshanz, Jimeno & Vesga (1969) corresponden al Neis de Buritaca y Esquistos de Gaira. Debido a estudios y diferencias en las dataciones, Piraquive *et al.* (2017) separa la parte del Neis de Buritaca que aflora al oeste de la Falla Orihueca, determinándola como una nueva unidad llamada “Milonitas de la Secreta”. En cuanto a la unidad de interés para este estudio, en un principio denominada Esquistos de Gaira, posteriormente fue redefinida por Colmenares *et al.* (2007) como el “Conjunto Inferior de la unidad Esquistos de San Lorenzo”, ya que por observaciones de campo y datos obtenidos en su trabajo indican que estas unidades son dos cuerpos diferentes; dando este nombre de manera informal a un cuerpo de esquistos preferencialmente grafitosos que aflora en una franja orientada SW– NE desde la vía Ciénaga – Fundación al sur, hasta la vía Santa Marta – Riohacha al norte (Colmenares *et al.*, 2007). En estudios más recientes Piraquive *et al.* (2017) determinan mediante estudios paragenéticos y geocronológicos que esta franja corresponde a los Esquistos de San Lorenzo y comprende tanto los Esquistos de San Lorenzo Inferiores como los Superiores, definiendo que los inferiores se caracterizan por esquistos pelíticos donde predominan los esquistos micáceos y las cuarcitas, con apariciones subordinadas de esquistos anfibólicos, mientras que los superiores están compuestos por esquistos hornbléndicos, esquistos anfibólicos y esquistos micáceos con intercalaciones de escasas capas de cuarcitas; en la tabla 4 se muestran los cambios de nombre de las unidades de acuerdo a diferentes autores.

Los Esquistos de San Lorenzo se encuentran ubicados geológicamente de acuerdo a varios autores así: (1) Según Tcshanz *et al.* (1969) en la Provincia Santa Marta; (2) según Etayo y Barrero

(1983) en el Microterreno Santa Marta; (3) de acuerdo a Restrepo & Toussaint (1988) en el Terreno Andino Central; (4) según Cediel, Shaw & Cáceres (2003) en el dominio tectónico de la Subplaca Maracaibo; (5) según Gómez *et al.* (2007) en la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica de La Guajira (PLOGC); (6) según Gómez, Montes, Nivia, y Diederix (2015) en el Terreno La Guajira.

Respecto a la edad de esta unidad, aunque Hernandez (2003) presenta una datación radiométrica de K/Ar en anfíbol, a lo que en su trabajo también denominó “Esquistos de Gaira”, dio como resultado, una edad mínima de metamorfismo de $50,3 \pm 8,1$ Ma. Colmenares *et al.* (2007) mencionan que no se conocen dataciones radiométricas de la unidad “Esquisto de San Lorenzo”, por lo que de acuerdo a las observaciones de campo deducen que la unidad es más reciente que el “Neis de Buritaca” y más antigua que los “Esquistos de Santa Marta”; por tanto, según las edades obtenidas por Cardona *et al.* (2007) para estas dos unidades, la edad de los “Esquisto de San Lorenzo” se situaría entre los $279,5 \pm 2,5$ Ma (Pérmico) y los 83 Ma (Cretácico superior). Basados en estudios de geocronología U/Pb en circones detríticos con picos de 157 Ma y 252 Ma, Cardona *et al.* (2010d) sugieren que la depositación sedimentaria del protolito de los Esquistos de San Lorenzo tuvo lugar después del Jurásico medio, quienes además indican que para ca. 65 Ma, todas las rocas cretáceas de la región de Santa Marta ya estaban acrecidas al margen continental; mediante este mismo método geocronológico Piraquive *et al.* (2017) indican un rango más pequeño, fijando el rango de depositación entre el Triásico tardío y el Jurásico medio, con una edad máxima deposicional entre $188,3 \pm 7,3$ Ma en el bloque yacente de la Falla Aguja, y $174,2 \pm 6$ Ma adyacente a la Falla Orihueca, mientras que hacia la base de la unidad las edades deposicionales máximas son un poco más antiguas ($220,33 \pm 4,6$ Ma).

Tabla 4.

Unidades metamórficas aflorantes en la quebrada La Aguja, Magdalena, Colombia.

TSCHANZ <i>et al.</i> (1969)	HERNÁNDEZ Y MALDONADO (1999)	COLMENARES <i>et al.</i> (2007)	PIRAQUIVE <i>et al.</i> (2017)
Esquistos de Gaira	Esquistos de Gaira	Conjunto Inferior de los Esquistos de San Lorenzo	Esquistos de San Lorenzo (Inferiores y Superiores)
Neis de Buritaca	Neis de Buritaca	Neis de Buritaca	Milonitas La Secreta

Nota: Los nombres de las unidades corresponden a los utilizados por cada autor en los mapas de sus trabajos para las dos unidades metamórficas que afloran en la quebrada. La más antigua es la unidad inferior y la más joven la superior.

Esta unidad fue definida por primera vez por Tschanz *et al.* (1969) como Esquistos de Gaira, los cuales forman dos cinturones en dirección noreste ubicados en la esquina noroeste de la SNSM, uno a cada lado del Batolito de Santa Marta. La mayor parte de esta unidad consiste en esquistos de anfibolita negros y densos y esquistos micáceos. La parte inferior, contiene algunas capas de filitas cloríticas con foliación ondulosa prominente. Las rocas ultramáficas metamorfoseadas, los mármoles y los esquistos grafitosos son componentes menores. En la misma dirección dentro del cinturón más interno, al noreste determinan otro cuerpo metamórfico más pequeño llamado Esquistos de San Lorenzo, producto del mismo evento de metamorfismo regional que los Esquistos de Gaira, están conformados por algunos esquistos moscovíticos con aluminosilicatos, a diferencia de la unidad anterior y mucho más esquistos moscovíticos y cuarcitas micáceas. Al igual que los Esquistos de Gaira, una gran parte de la unidad consiste en esquistos de anfibolita, pero los esquistos de biotita son menos abundantes.

En los estudios realizados para la cartografía de escala 1:100.000 desarrollada por Hernández y Maldonado (1999) en la zona de Ciénaga, Magdalena y la memoria geológica para las Planchas 18 y 19 por Hernández (2003) se determina que esta unidad se encuentra afectada por metasomatismo, deformación metamórfica y estructural, por lo que se originan rocas con texturas

mixtas en ciertos sectores, como en la zona de la Falla Bucaramanga - Santa Marta, encontrándose cuerpos bastante heterogéneos debido a la acción de ésta falla, con numerosas fricciones y cizallamiento. Hacia el norte, los esquistos son más cuarzofeldespáticos y podrían considerarse más como una estructura pseudognéissica la que originan el cuarzo y la plagioclasa.

A partir de las observaciones de campo y de los análisis petrográficos Colmenares *et al.* (2007) incluyen la unidad informal “Esquistos sin diferenciar” de Tschanz *et al.* (1969), dentro de las descripciones del “Conjunto Inferior de la unidad Esquistos de San Lorenzo”, además, definen que una de sus mejores exposiciones se puede encontrar en la quebrada La Aguja donde se halla conformada por una gran variedad de rocas metamórficas de diverso origen y grado de metamorfismo. En esta unidad predominan esquistos micáceos, y ocasionalmente esquistos grafitosos, también incluye esquistos cloríticos, anfibolitas, cuarcitas, mármoles y neises, en los minerales accesorios se encuentran sulfuros, granate, estaurolita, clorita y silimanita; siendo común la presencia de lentes augen de cuarzo, que ocurren tanto por segregación como por presión solución. Las litologías de esta unidad pueden ser el producto de rocas sedimentarias finogranulares siliciclásticas de cuarzoarenitas con interposiciones de sedimentitas finas y calizas, sometidas a metamorfismo regional de grado medio a bajo.

Los estudios más recientes corresponden a los de Piraquive *et al.* (2017), quienes determinan que los Esquistos de San Lorenzo Inferiores incluyen los esquistos pelíticos donde predominan las cuarcitas y los esquistos con Bt + Ms, distinguiéndose de la unidad de anfibolitas subyacente con contenidos de mármoles (Esquistos de Gaira), y los esquistos hornbléndicos superiores como son los Esquistos de San Lorenzo Superiores. Encontrando nuevas localidades de afloramiento de los Esquistos de San Lorenzo en la pared colgante de la Falla Aguja, y en las cercanías de la Falla Orihueca. La paragénesis promedio consiste en Bt + Grt + Ep + Ms + Qtz + Pl + Sil + Ky + Sph.

También definen los Esquistos Superiores de San Lorenzo como la unidad compuesta de esquistos hornbléndicos, esquistos anfibólicos y esquistos micáceos con raras bandas de cuarcitas, lo cual contrasta con el carácter más meta-pelítico de la unidad inferior. La paragénesis de la unidad superior consiste en Hbl + Bt + Ep + Pl + Qtz + Sph.

La unidad Esquistos de San Lorenzo se encuentra dentro del cinturón metamórfico de Santa Marta (SMMB por sus siglas en inglés *Santa Marta metamorphic belt*), el cual es parte del prisma de acreción de una zona de subducción del Cretácico tardío-Paleoceno. Zuluaga y Prada (2008) determinan que parte de las unidades metamórficas de más alto grado en el SMMB interno que incluye las unidades Esquistos de San Lorenzo, Esquistos de Gaira y los Esquistos Sin Diferenciar, ocurrió en condiciones con presencia de fusión parcial, y establecieron picos metamórficos de 6.7-8.6 Kb y 615-680°C semejante a lo presentado por Bustamante *et al.* (2009), cuyos resultados obtenidos para los Esquistos de Santa Marta indican presiones y temperaturas medias de 7.6-9.5 Kb y 565-665°C. En posteriores estudios, Zuluaga & Stowell (2012) identifican que todas las litologías del cinturón son localmente miloníticas y muestran evidencia de metamorfismo retrógrado evidenciado por la presencia de clorita y moscovita retrograda. Los intervalos meta-pelíticos están mejor expuestos en el centro del SMMB, donde una secuencia gruesa de cuarcitas se superpone a las meta-pelitas intercaladas con anfibolitas, esquistos anfibólicos y esquistos cuarzo-feldespáticos. Estas meta-pelitas contienen localmente granate y silimanita. La asociación mineral (Grt + Bt + Sil + Qtz + Pl + Ms) y la presencia de cianita relíctica restringen el pico metamórfico a 6-7 kbar y 640-670 °C. El aumento continuo de la presión y la temperatura en la trayectoria de P-T con la relación P/T media interpretada podría estar relacionado con una zona de subducción de ángulo bajo; y las fases retrógradas podrían haber crecido durante la exhumación de las rocas.

Adyacente a la zona de estudio, en el sector de Río Frío (Zona Bananera), Siachoque y Londoño (2013) realizaron estudios petrográficos y mencionan que la facies Esquistos verdes está presente en el Neis de Buritaca y los Esquistos de San Lorenzo, la facies Epidota-Anfibolita en el Neis de Buritaca y la facies Anfibolita en ambas unidades. Estos autores reafirman la ocurrencia de un metamorfismo prógrado y un metamorfismo retrógrado en el SMMB como anteriormente se mencionó.

De acuerdo a un estudio hecho en la quebrada La Aguja en esquistos con granate y estaurolita pertenecientes a los Esquistos de San Lorenzo, Castellanos, Ríos, & Chacón (2016) mencionan que esta unidad se ha visto afectada por el metamorfismo de tipo Barroviano que alcanzó la zona estaurolita y reconocen dos etapas de crecimiento del granate con zonación textural sectorial y sigmoidal de las rocas meta-pelíticas de esta unidad.

El análisis de la bibliografía demuestra que los estudios petrográficos y estructurales no han sido detallados en la unidad Esquistos de San Lorenzo, ya que se tienen estudios más regionales hechos por Tcshanz *et al.* (1969) que han recibido algunos aportes por autores recientes, pero de igual manera sin amplios detalles en lo mencionado.

6. Marco geológico regional

6.1 Geología de la Sierra Nevada de Santa Marta

La SNSM es un macizo montañoso en forma de triángulo que cubre 17.000 km² y se eleva desde el nivel del mar a una altura máxima de 5.775 m. Está limitada por grandes sistemas de fallas y cuencas en las que hay grandes depósitos de sedimentos cenozoicos. La Falla Oca forma el límite geológico en el norte, el Sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga forma el límite oeste, y con dirección noreste el Lineamiento de César forma el límite en el sureste (Tschanz, Marvin, Cruz, Mehnert & Cebula, 1974); estos mismos límites funcionan como delimitantes para las diferentes provincias geotectónicas (Figura 4).

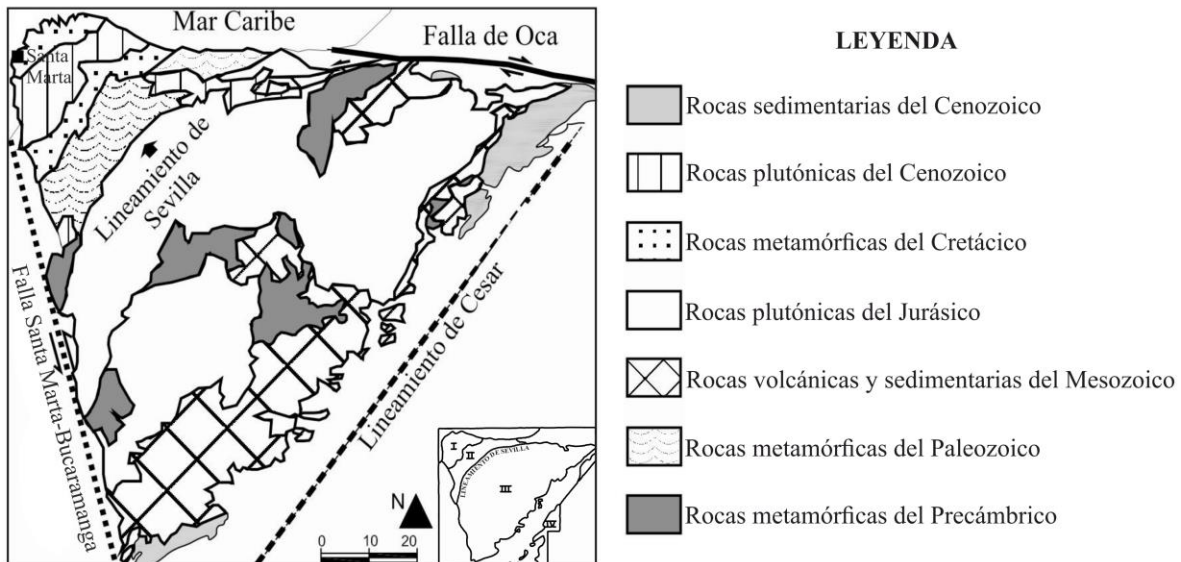


Figura 4. Mapa geológico simplificado de la Sierra Nevada de Santa Marta. Se muestran las provincias geotectónicas, I: Santa Marta, II: Sevilla, III: Sierra Nevada y IV: Perijá. Tomado de Bustamante et al. (2009) y Tschanz et al. (1974).

El conjunto de procesos geológicos que configuraron esta región incluye elementos formados desde el Precámbrico hasta el reciente, como lo atestigua la actividad sísmica en la región y la actividad de fallas geológicas que la rodean. Así como una compleja serie de modificaciones paleogeográficas y de ambientes tectónicos (Convenio, 2009).

Este macizo se divide en tres grandes provincias tectónicas, que preservan la historia de evolución geológica de la SNSM, la cual se resume a continuación.

6.1.1 Provincia Sierra Nevada. La provincia de Sierra Nevada es la provincia más antigua y más grande del macizo. Su basamento está dado por rocas del Precámbrico como son la Granulita Los Mangos (Tcshanz *et al.*, 1974) y el Neis de Dibulla (MacDonald and Hurley, 1969), que dan evidencia del metamorfismo de alto grado (facies anfíbolita a granulita) que se evidencia en la región del Caribe y de la Orogenia Grenville, localmente definida como Orogenia Putumayo, la cual es consecuencia de la colisión entre la Amazonia y la provincia de Sveconorwegian en Báltica durante el Neoproterozoico temprano (Ibanez *et al.*, 2011; Piraquive, 2017). Son rocas cuyo protolito corresponde a una secuencia volcanosedimentaria formada en un ambiente backarc o de rift continental que evolucionó desde ca. 1,25 a 1,16 Ga, extendiéndose posiblemente hasta 1,08 Ga., donde la termobarimetría en anfíbol del Neis de Dibulla ha dado condiciones P-T de 6,0 - 7,6 kbar y 760 - 810 °C (Cardona, Cordani & MacDonald, 2006; Cardona *et al.*, 2010b); las cuales pudieron haber sido formados en el margen noroeste del Cratón de la Amazonia y posteriormente haber sido removilizadas como un dominio para-autóctono durante orógenos más jóvenes, desde latitudes correspondientes al actual norte de Perú y sur de Ecuador, como lo evidencian Bayona *et al.* (2010) en estudios paleomagnéticos de las secuencias volcánosedimentarias jurásicas y cretáceas que recubren el protolito Grenvilliano en Colombia

(Figura 5), donde la mayor parte del desplazamiento probablemente ocurrió entre el Triásico tardío y el Cretácico temprano (Bayona, Rapalini & Costanzo-Álvarez, 2006).

Es limitada al N por el lineamiento de Sevilla, al W por la Falla de Santa Marta- Bucaramanga y al E por el lineamiento del Cesar, y constituida por alternancia de varios tipos de rocas félsicas y máficas de la facies granulita, muchos con ortopiroxeno, de edad Proterozoico; atravesado por plutones félsicos jurásicos dispuestos en una faja cuarzodiorítica al norte y otra cuarzomonzonítica al sur; y con cobertera sedimentaria de conglomerados, arenitas, lodolitas rojas y rocas volcánicas espilíticas conservadas al sur y paralelamente al lineamiento del Cesar (Etayo *et al.*, 1983).

6.1.2 Provincia de Sevilla. Dentro las unidades aflorantes en esta provincia se encuentra rocas metamórficas que alcanzaron las facies anfibolita, ubicadas al noroeste de las rocas proterozoicas de alto grado, con unidades representativas como el Neis de Buritaca y el Neis de Los Muchachitos. La litología principal incluye paraneises, anfibolitas, esquistos de biotita-anfíbol y esquistos micáceos. Donde es común una fábrica milonítica sobrepuesta en la facies de esquistos verdes, con algunas zonas de baja tensión que preservan el anterior metamorfismo de grado superior, cuya sobreimposición se relaciona con la acreción del frente del Caribe en el Cretácico Tardío. Estas rocas son intruidas por granitoides del Jurásico superior y granitoides del Eoceno no deformados (MacDonald, 1965, Lockwood, 1966, Álvarez, 1967, Tschanz *et al.*, 1969 en Cardona *et al.*, 2006). Posteriores estudios de Cardona *et al.* (2010c) reconocen una nueva serie de granitoides miloníticos en el noreste de este cinturón, que se formaron en una ambiente relacionado a un arco convergente, con edades de cristalización entre 288 Ma y 264 Ma, intruyendo el basamento metamórfico del Paleozoico, y además sugieren que los modelos más apropiados para explicar la

tectónica del Pérmico al Triásico son la acreción de terrenos o el acoplamiento de una fuerte placa durante las etapas finales de la aglutinación de Pangea (Figura 6).

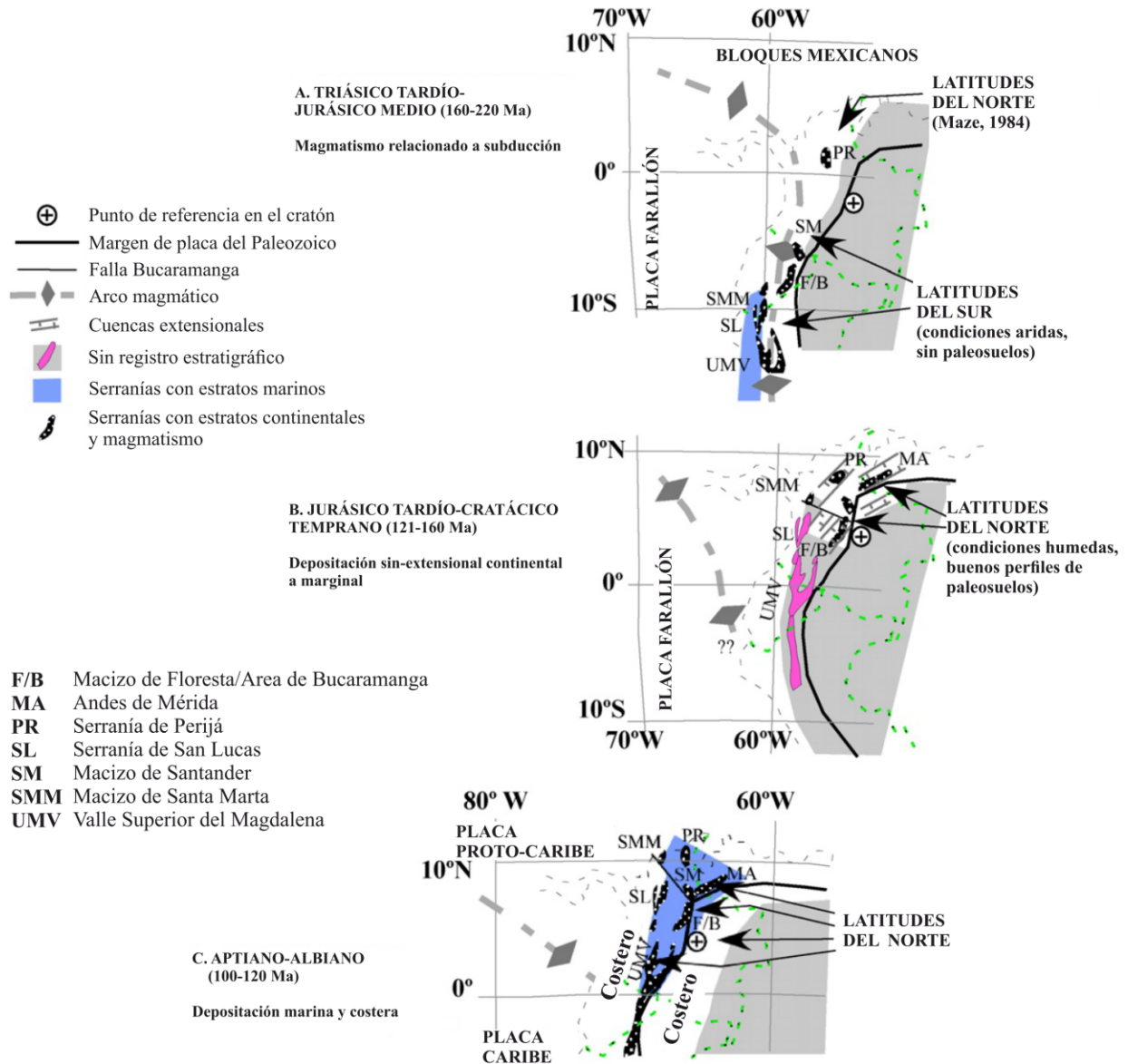


Figura 5. Modelo conceptual de la migración de terrenos acrecionados en un margen oblicuo de subducción. (A) Las rocas calcoalcalinas plutónicas y volcánicas están alineadas a lo largo de un arco magmático relacionado con la subducción lineal. (B) Las traslaciones cambiaron a una dirección predominantemente este-oeste, como sugieren Castillo et al. (1991). El tectonismo extensional afectó áreas cercanas a la falla de Bucaramanga (FM, SM, PR, MA), que actuó como una falla de transferencia. (C) Para el Aptiano, los terrenos se juxtaponen al cratón estable. Tomado de Bayona et al. (2010).

Limitada al N por la Falla de Oca, al W por la Falla de Santa Marta - Bucaramanga, al SE por el lineamiento de Sevilla y al NW por el límite Complejo Metamórfico de Sevilla - Cinturón Metamórfico de Santa Marta y la Falla de Guachaca; está constituida por un complejo polimetamórfico de neises máficos y esquistos, algunos bloques de granulitas y de rocas ultramáficas; y es una provincia que probablemente representa corteza oceánica acrecentada, durante el Jurásico a la Provincia Sierra Nevada a lo largo del Lineamiento de Sevilla (Etayo *et al.*, 1983).

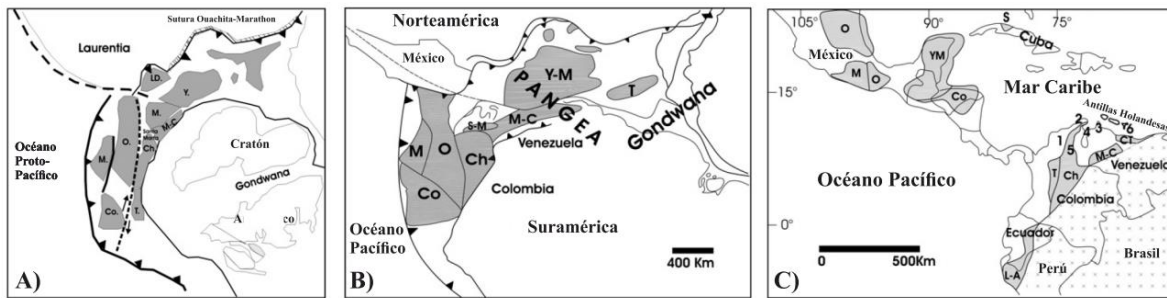


Figura 6. Distribución, A: Pérmica temprana (W de Pangea), B: Permo-Triásica y C: actual de los terrenos y las exposiciones corticales Pre-Mesozoicas de los Andes del Norte, Centroamérica y el Caribe. Terrenos: LA, Loja-Amotape; T, Tahamí; Ch, Chibcha; M-C, Mérida-Caparo; C-T, Caucagua-Tinaco; Co, Chortis; Y-M, Yucatán-Maya; O, Oaxaquia; M, Mixteca; S, Socorro Complex. Localidades: (1) Sierra Nevada de Santa Marta, (2) Macizo Guajira, (3) Península Paraguana, (4) Isla Toas, (5) Perijá, (6) Bonaire. Tomadas y editadas de Cardona *et al.* (2006) (B y C) y Cardona *et al.* (2010c) (A).

6.1.3 Provincia de Santa Marta. Corresponde a la provincia más joven de las tres y se halla ubicada en el noroccidente de la SNSM con dirección NE, la cual comprende una serie imbricada de unidades meta-volcanosedimentarias de facies esquistos verdes a anfibolitas del Cretácico con ortoneises, que se encuentra dividida por un extenso cinturón intrusivo del Paleógeno, en un cinturón interno de esquistos micáceos y anfibolitas (Esquistos de San Lorenzo) y un cinturón externo estructuralmente complejo de esquistos verdes y filitas (Esquistos de Santa Marta); ésta se reconoce como posibles fragmentos alóctonos probablemente acrecentados durante el Meso-Cenozoico a la Provincia de Sevilla, a lo largo del límite Complejo Metamórfico de Sevilla

- Cinturón Metamórfico de Santa Marta (Etayo *et al.*, 1983 y Cardona *et al.*, 2006 en Bustamante *et al.*, 2009; Cardona *et al.*, 2010d).

La evolución tectónica Meso-Cenozoica del norte de América del Sur se encuentra controlada por las interacciones entre margen continental y el frente de avance de la Placa Caribe, donde se originaron rocas volcánicas y sedimentarias precedentes y posteriores al evento metamórfico principal. Las rocas caja tienen protolitos con sedimentos relacionados a un arco intraoceánico que se formó en los márgenes de la placa oceánica Caribe (derivada del Pacífico) y el continente, que durante el Maastrichtiano sufrieron un metamorfismo significativo ligado a las etapas evolutivas de la subducción continental y la colisión del arco-continente (Figura 7); éste evento precedió la sedimentación dentro del margen continental que se caracterizó por condiciones de quietud tectónica y sedimentación de margen pasivo, lo cual sugiere que un arco intraoceánico aloctono en la parte frontal de la placa del Caribe se acercaba al margen continental pasivo de América del Sur (Cardona, Ruiz, Valencia, Bayona & Ojeda, 2009; Cardona *et al.*, 2010a).

Las recientes restricciones tectonoestratigráficas y temporales de los Andes ecuatorianos y colombianos han demostrado la existencia de un evento orogénico relacionado a la acreción del plateau oceánico del Caribe entre los 75-65 Ma, el cual puede estar reflejando el desplazamiento lateral y oblicuo de la placa oceánica alóctona del Caribe que provocó la acumulación continua de diferentes segmentos de los márgenes al continente sudamericano y altas tasas de levantamiento hacia los 50-45 Ma. (Cardona *et al.*, 2009; Duque, J., 2009).

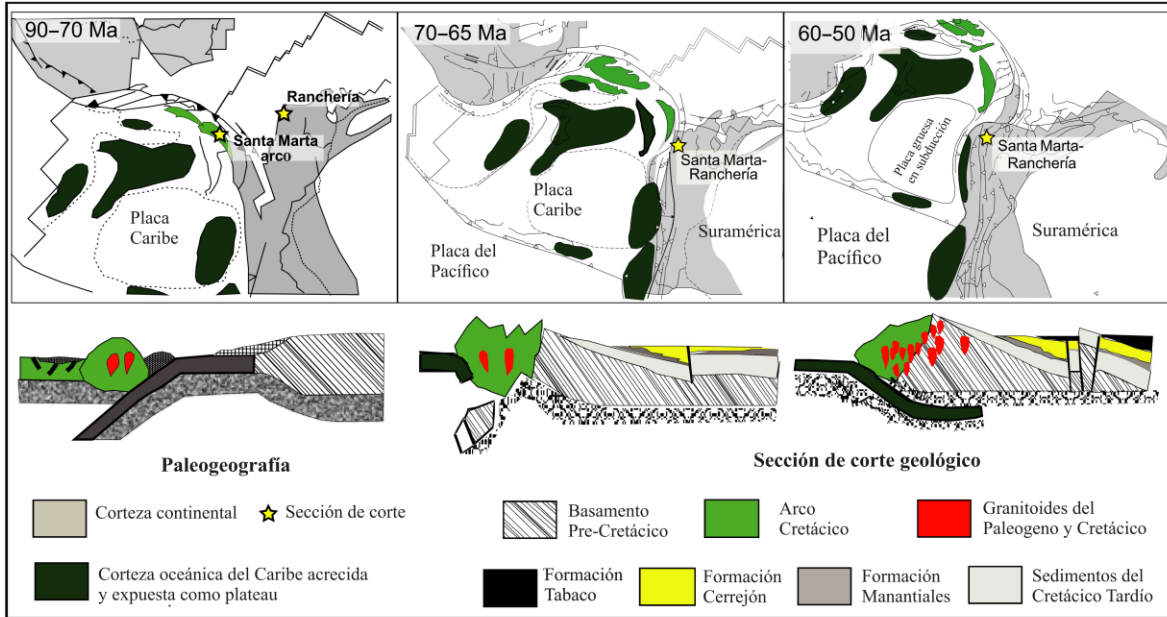


Figura 7. Modelo tectónico para la región norte de los Andes y el Caribe (Pindell et al., 2005). 90-70 Ma: evolución del arco intra-oceánico; ca. 92 Ma emplazamiento de granitoides de arco. Este magmatismo de arco intra-oceánico persistió hasta ca. 76 Ma (Weber et al., 2009). 70-65 Ma: Acreción del Gran Arco del Caribe en el noroeste de América del Sur y el plateau oceánico del Caribe en su margen oriental (Vallejo et al., 2006, 2009; Cardona et al., 2009b). El magmatismo tardío y el metamorfismo de colisión asociados con la ruptura de la losa, la inversión de la polaridad y el inicio de la subducción. 60-50 Ma: Zona activa de subducción con magmatismo asociado, elevación y llenado de la cuenca. Tomado de Cardona et al. (2010a).

Debido a que el carácter petroquímico de los esquistos de Santa Marta indica una firma mixta de arco a MORB (*Mid-ocean-ridge basalt*), Cardona et al. (2010d) sugieren que si las unidades se originaron dentro de un intervalo de tiempo relativamente sucesivo, es posible considerarlas como parte de una configuración de un arco de evolución a un back-arc (Figura 8A) o como elementos tectónicos en la transición entre el arco de isla y la corteza oceánica (Figura 8B), ya que el enriquecimiento de la firma de arco magmático de la cuña mantélica está siendo gradualmente sustituido por una firma MORB.

Se encuentra limitada al N por la Falla de Oca, al W por la Falla de Santa Marta - Bucaramanga y al SE por el límite Complejo de Metamórfico de Sevilla – Cinturón Metamórfico de Santa Marta y la Falla de Guachaca (Etayo et al., 1983).

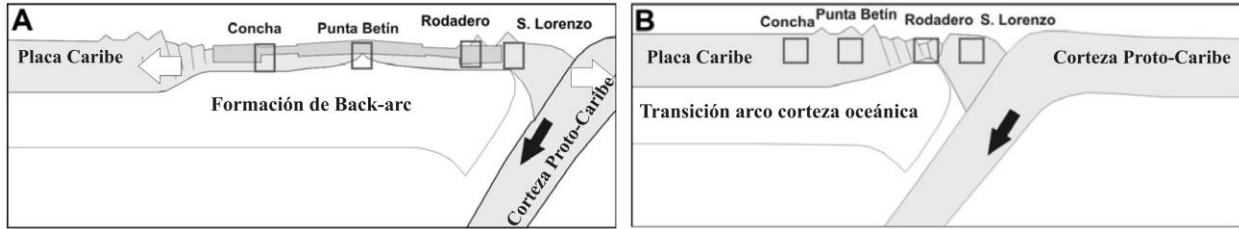


Figura 8. Configuración tectónica de los protolitos de los Esquistos de Santa Marta. (A) Modelo de la cuenca del back-arc (después de Taylor y Martínez, 2003). (B) Transición entre el arco y la corteza oceánica. Tomado de Cardona et al. (2010d).

La convergencia oblicua y el cizallamiento dextral entre la placa Caribe y el noroeste de Suramérica, que controlaba la configuración tectónica de la SNSM provocó una rotación de 30° en el eje vertical en sentido de las agujas del reloj, por el acortamiento de la Cuenca Cesar-Ranchería y la Sierra de Perijá, y la extensión de la Cuenca San Jorge-Plato (Figura 9); para esta última con edades de apertura del Eoceno tardío al Oligoceno y continua extensión a través del Mioceno (Montes *et al.*, 2010).

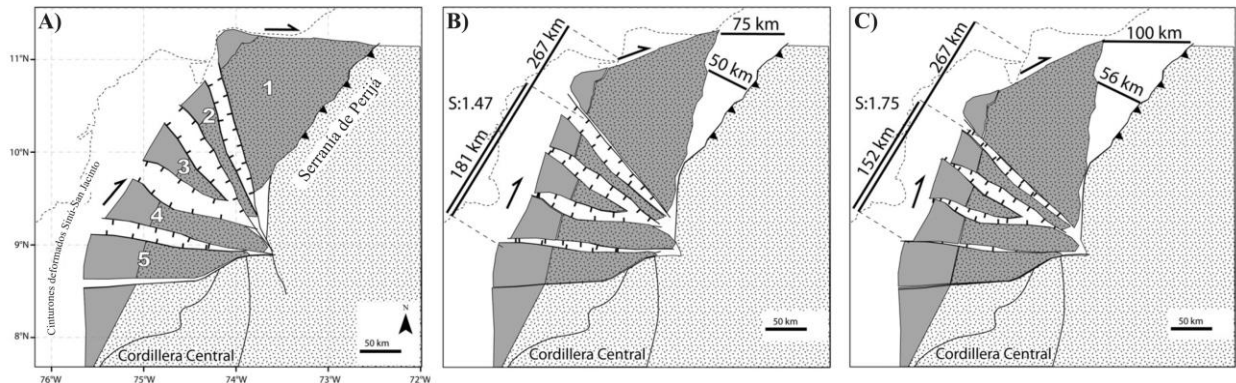


Figura 9. Modelo tectónico para la rotación del Macizo de Santa Marta. (A) Configuración actual, (B) 23° de rotación en sentido horario, y (C) 30° De rotación en sentido horario. Tomado de Montes *et al.* (2010).

7. Marco geológico local

El área de estudio comprende principalmente rocas metamórficas de edad Triásica a Jurásica, correspondientes a las Milonitas de La Secreta y los Esquistos de San Lorenzo (Piraquive *et al.*, 2017). También hay presencia de pequeños diques ígneos y sills máficos, no cartografiables por su poca extensión y ubicados en la zona centroccidental y suroccidental de la quebrada, respectivamente. Estas unidades, presentan una deformación originada por la acción del tectonismo que hubo en la zona, evidenciado por fallas, microfallas, pliegues y rocas milonitizadas.

7.1 Litoestratigrafía

7.1.1 Milonitas de La Secreta. Es la unidad más antigua de la zona, que corresponde a un cinturón de milonitas de 45 km de largo y 3-6 km de ancho presente en el bloque colgante de la Falla Aguja, descansando en contacto fallado sobre los Esquistos de San Lorenzo. Las mejores exposiciones de esta unidad se encuentran aflorando en la quebrada La Secreta, con tendencias de foliación paralelas a los límites litológicos y las fallas mayores del cinturón interno y buzamiento en dirección SE. El neis anfibólico milonitizado puede ser subdividido dentro de esquistos de granate-biotita derivados de pelitas y anfibolitas de un probable origen vulcano-sedimentario. Estas milonitas de grado medio muestran cuarzo recristalizado con extinción ondulante, biotitas fish rojas desviadas de la foliación milonítica alrededor de porfidoblastos de granate formados en sombras de tensión (Piraquive *et al.*, 2017).

7.1.2 Esquistos de San Lorenzo. Esta unidad comprende dos segmentos con características litológicas distintas, determinados así:

7.1.2.1 Segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo. Este segmento corresponde a lo que Piraquive *et al.* (2017) denominan como Esquistos de San Lorenzo Inferiores, los cuales suprayacen los Esquistos de Gaira, está determinada por rocas metamórficas de protolito sedimentario, de composición preferencialmente pelítica, semipelítica, cuarzo-feldespática y algunas pocas carbonatadas. Compuesto principalmente, por esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate, esquistos micáceos-cuarzosos con granate, con intercalaciones de cuarcitas y pocos mármoles impuros y demás rocas meta-carbonatadas; que presentan como foliaciones principalmente E-W.

7.1.2.2 Segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo. De igual manera este segmento corresponde a lo que tales autores denominan como Esquistos de San Lorenzo Superiores, donde predominan las rocas meta-carbonatadas distinguiéndose dentro de éstas composiciones de rocas carbonato-silicatadas, silicatadas con carbonatos y calcosilicatadas. Está constituida principalmente por esquistos cuarzo-hornbléndicos, biotítico-hornbléndicos y algunos esquistos biotítico-cuarzosos; que muestran una foliación principalmente en dirección NE-SW.

A pesar de las similitudes en las descripciones litológicas que dan Piraquive *et al.* (2017) para los segmentos que comprende esta unidad, en el presente trabajo no se toma la nomenclatura inferiores y superiores dada por estos autores, ya que no hay estudios de polaridad que brinden certeza de la posición estratigráfica de dichos cuerpos rocosos, por lo que se decide darles una

connotación geográfica, evitando así discrepancias con lo propuesto por la Comisión Estratigráfica Internacional (ICS por sus siglas en inglés *International Commission on Stratigraphic*) en la Guía Estratigráfica.

7.2 Geología estructural

La tectónica de la zona de estudio se encuentra tanto regional como localmente controlada por un conjunto de estructuras geológicas como son las diferentes fallas que transformaron, deformaron, y movilizaron las unidades litológicas, poniendo en contacto unidades más antiguas con algunas más jóvenes y generando a nivel de afloramiento otras estructuras como patrones de diaclasamiento, pliegues, pequeñas fallas. A continuación se presenta a grandes rasgos la información referente a las fallas más importantes que afectan la zona, aclarando que aún faltan muchos estudios en lo que a éstas conciernen.

7.2.1 Sistema de Fallas de Santa Marta-Bucaramanga. Es un rasgo estructural de escala regional que se extiende desde la Cordillera Oriental hasta la costa Caribe colombiana con una extensión de aproximadamente 600 km (Paris, Machette, Dart & Haller, 2000) y constituye el límite occidental del denominado Bloque Maracaibo, el cual está siendo movilizado hacia el NE con relación a Suramérica debido al empuje del Bloque Panamá-Chocó y de la Placa Caribe. A este sistema de fallas se le atribuye un desplazamiento lateral izquierdo de aproximadamente 105 km durante el intervalo Paleoceno-Eoceno a partir de correlaciones hechas entre las rocas de la SNSM y de la Serranía de San Lucas (Idarraga, 2008).

7.2.1.1 Falla Santa Marta. De acuerdo a los estudios realizados por Paris, *et al.* (2000), esta falla tiene una longitud de 374.1 km, un rumbo promedio de $N19.1^{\circ}W \pm 23^{\circ}$ y un buzamiento fuerte al E hasta vertical, con un sentido de movimiento sinistral e inverso, evidenciado geomorfológicamente por el fuerte lineamiento topográfico, los cambios abruptos de pendiente entre el lado oriental y occidental de la falla, y las deflexiones sinestrales de los cauces. La tasa de movimiento es desconocida y la edad del último movimiento es probablemente Cuaternario (<1.6 Ma).

7.2.1.1.1 Falla Satélite A. Dentro de las estructuras de tendencia NNW en la zona (Figura 10), Idarraga (2008) identifica además de la Falla Santa Marta (FSM), otra estructura denominada por él mismo como la Falla Satélite A (FSA). La FSM al sur de la población de La Gran Vía tiene una orientación $N5^{\circ}W$ y al norte de este lugar cambia su rumbo a $N18^{\circ}W$, el cual se mantiene constante durante el resto de su recorrido. La FSA corre al oriente de la FSM a una distancia promedio de 1.5 km de manera paralela a su traza, hasta que choca con ella en el sector de la quebrada Arena Seca al norte de La Gran Vía. El principal rasgo morfotectónico relacionado a su traza es la deflexión de drenajes, los cuales indican una componente de movimiento lateral izquierdo como se aprecia en las quebradas La Aguja, Arena Seca, Guaimaro y Orihueca, otros rasgos son silletas de falla (sectores de las quebradas Rodríguez, Calabacito, y La Aguja), cambios altimétricos con el bloque oriental levantado (sector San Pablo y quebrada Calabacito) y la anomalía de drenaje *rake pattern* (sector del río Frío). Estos desplazamientos varían entre 230 y 420 m de longitud aproximadamente.

Las fallas inversas y los anticlinales orientados al NE que forman ángulos en el sentido de las agujas del reloj entre 19° - 40° y las estructuras extensionales orientadas al NW que forman ángulos

en sentido contrario a las agujas del reloj entre 61° - 71° a la zona de falla principal también están presentes y conformes al modelo de los movimientos de rumbo sinistral (Idárraga y Romero, 2010).

7.2.2 Falla Orihueca. Falla de cinemática inversa y dirección N20-25^aE, que buza hacia el SE. Su expresión está dada por deflexión de drenajes, una serie de silletas de falla alineada y fuerte expresión fotogeológica, generando una amplia zona de cizalla y fracturamiento en algunos sectores como La Gran Vía (Hernández, 2003).

En el sector nororiental de la Falla Orihueca, en su bloque colgante, ocurren al menos tres fallas de longitud moderada y trazas sinuosas que deben corresponder a “splays” dorsales del plano principal. En su tramo más occidental, unos 12 km antes de llegar a la zona plana que bordea a la sierra, el desplazamiento se transfiere parcialmente a un relevo que finalmente se une a la Falla de Santa Marta y posiblemente a la Falla Aguja (Colmenares *et al.*, 2007).

7.2.3 Falla Aguja. Colmenares *et al.*, 2007 son los primeros en incluir esta falla, la cual determinan como una estructura cuya traza es muy sinuosa y se extiende unos 18 km en dirección SW-NE con cinemática inversa. Es ligeramente arqueada con la convexidad hacia el NW y termina en su extremo norte en el plano axial de un anticlinal estrecho y asimétrico, rasgos geométricos que indican que es un cabalgamiento de ángulo alto a moderado. En su bloque colgante, en la región donde este se acerca a la Falla Orihueca, se genera un amplio sinclinal, de unos 10 km de longitud, lo cual parece indicar que en profundidad el plano de la Falla Aguja pierde inclinación originando un rellano al acercarse al plano de la Falla Orihueca. Esta falla

acarrea materiales de grado de metamorfismo medio a alto del “Neis de Buritaca” sobre rocas de metamorfismo de bajo a medio grado “Esquistos de San Lorenzo”.

Otros autores como Piraquive *et al.* (2017) también sugieren que el SMMB, se encuentra internamente subdividido por la Falla Aguja que separa y expone las milonitas del Triásico de grado medio que contienen granate-silimanita al SE de los esquistos con la asociación mica-anfibol-epidota al NW.

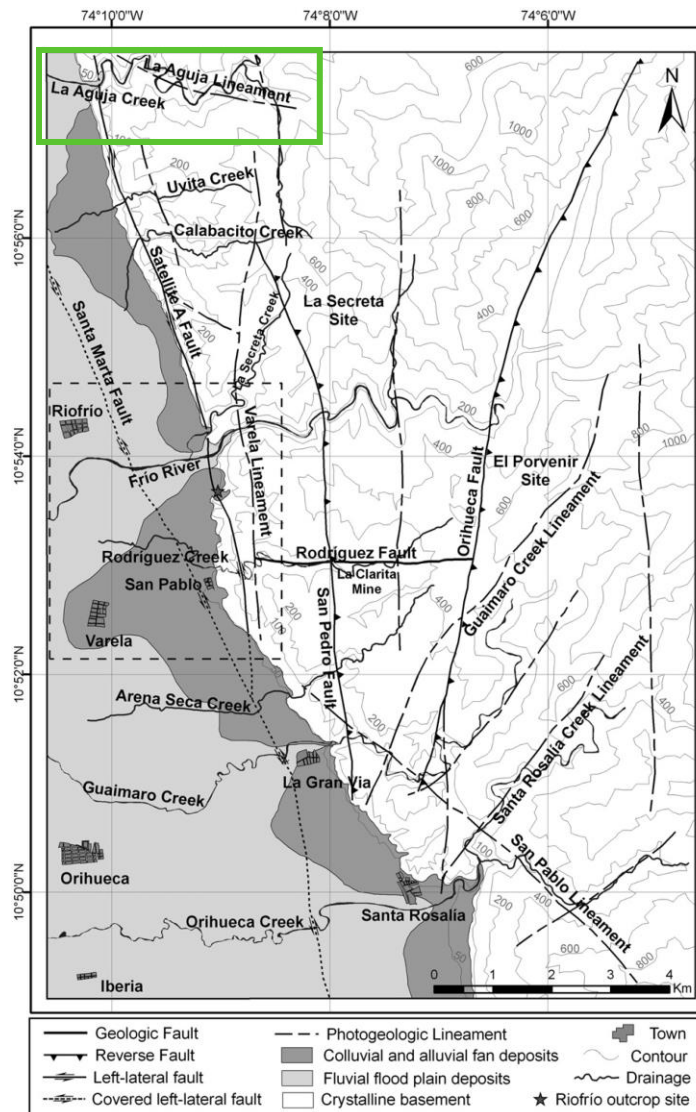


Figura 10. Mapa de las estructuras del sector entre las quebradas La Aguja y Orihueca. Se puede apreciar el arreglo subparalelo y las diferentes tendencias de las estructuras. El rectángulo verde corresponde a la zona de estudio del presente trabajo donde la FSA desplaza 350 ± 190 m a la izquierda el cauce de la quebrada La Aguja. Tomado y modificado de Idárraga & Romero (2010).

Colmenares *et al.* (2007) dividen la SNSM en 6 regiones estructurales, enmarcando la quebrada La Aguja en la Región Estructural I, la cual es la más NW de la SNSM y se extiende hasta las Fallas Manitza-Corual al sur, Oca al norte y Santa Marta al occidente. Indican que los rasgos del patrón estructural de esta región son trazos rectilíneos a muy suavemente curvados de excelente expresión morfológica, ya que generan estrechos valles o depresiones y alineamiento de rasgos topográficos. Se prolongan por decenas hasta centenares de kilómetros, con una dirección general EW. Los trazos de falla, muestran suaves flexiones en sus tramos orientales, mientras que hacia el extremo occidental, describen amplios arcos con polaridad hacia el NW.

8. Petrografía

Las rocas aflorantes a lo largo de la quebrada La Aguja corresponden a la unidad Esquistos de San Lorenzo en la que se puede diferenciar un segmento occidental que incluye esquistos pelíticos donde son predominantes las cuarcitas y esquistos micáceos, con apariciones subordinadas de esquistos anfibólicos, y un segmento oriental que incluye esquistos hornbléndicos, esquistos anfibólicos y esquistos micáceos con pocas intercalaciones de cuarcitas, en contraste con el carácter más meta-pelítico del segmento occidental (Piraquive *et al.*, 2017). En la figura 11 se muestra un mapa con la ubicación de las muestras colectadas y el área que abarcan los segmentos determinados, cabe aclarar que para su elaboración se procedió a realizar la extrapolación de los datos estructurales que presenta Colmenares *et al.* (2007) en la transecta 4A con los tomados en la

quebrada La Aguja para este estudio, permitiendo establecer una aproximación de los límites de ambos segmentos hacia el norte y sur de la quebrada, que siguen la dirección hacia donde los datos de foliación pasan de una tendencia E-W (segmento occidental) a NE-SW (segmento oriental).

Las rocas metamórficas identificadas en el presente trabajo son de tipo pelitas, semipelitas, cuarcitas, mármoles impuros, rocas carbonato-silicatadas, silicatadas con carbonatos y calcosilicatadas. Las categorías a las que se hace referencia anteriormente corresponden a la clasificación del Servicio Geológico Británico (BGS, por sus siglas en inglés), publicada por Robertson (1999) y el diagrama descriptivo de rocas meta-carbonatas y afines de Rosen *et al.* (2007).

Los diferentes litotipos descritos se nombraron teniendo en cuenta las recomendaciones para nombrar rocas metamórficas dadas por la Subcomisión en Sistemática de Rocas Metamórficas (SCMR, por sus siglas en inglés), de la Unión Internacional de Geociencias (IUGS, por sus siglas en inglés), publicada por Schmid, Fettes, Harte, Davis & Desmons (2007). Por lo tanto, la clasificación cuantitativa de los minerales según su contenido se divide, en minerales principales para aquellos con un contenido modal mayor o igual al 50%, minerales mayores a aquellos cuyo contenido modal mayor o igual al 5%, minerales menores a aquellos cuyo contenido modal inferior al 5%, minerales accesorios aquellos con un contenido modal inferior al 1%. Adicionalmente se presentan 6 divisiones para el tamaño de grano, grano muy grueso (>16 mm), grano grueso (16-4mm), grano medio (4-1 mm), grano fino (1-0.1 mm), grano muy fino (0.1-0.01 mm) y grano ultrafino (< 0.01 mm).

En las figuras 12, 13 y 14 se grafican los diferentes litotipos en el diagrama cuarzo-feldespatomica* de Robertson (1999) y carbonatos-calcosilicatos-silicatos de Rosen *et al.* (2007) a partir del contenido modal que se presenta en las tablas 5, 6 y 7.

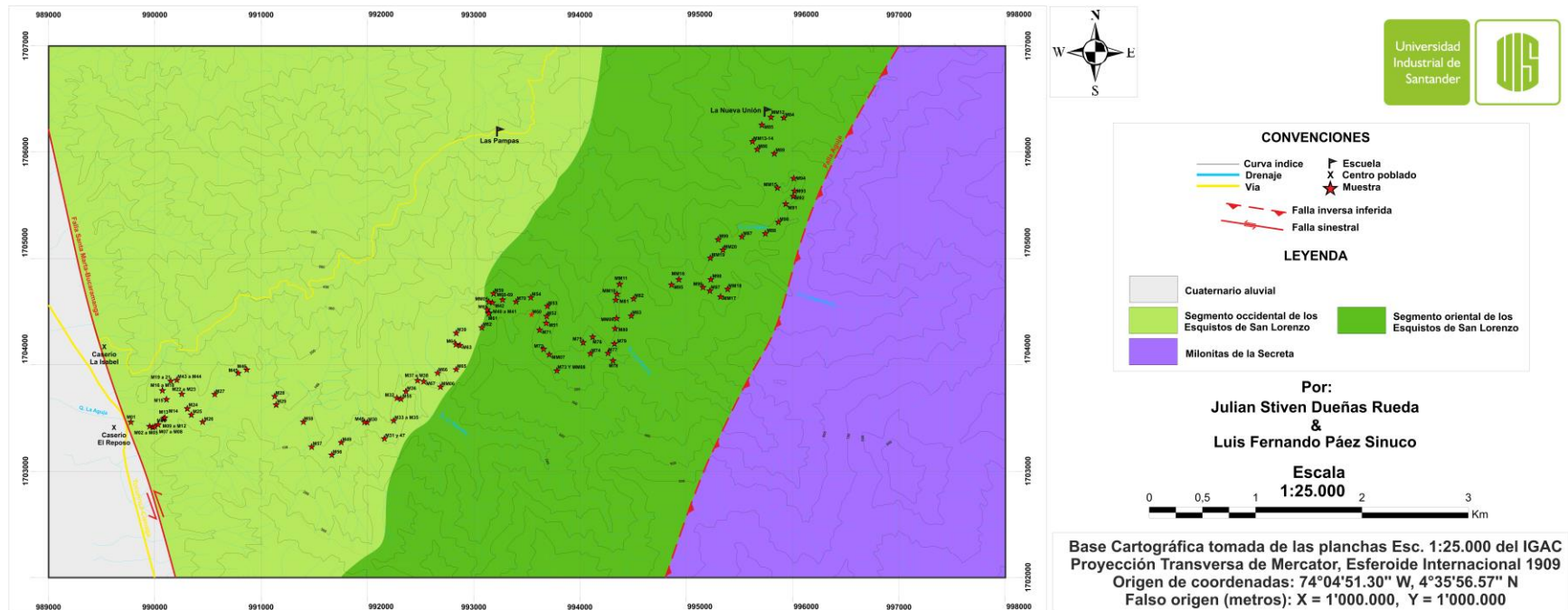


Figura 11. Mapa de muestras colectadas y segmentos de los Esquistos de San Lorenzo en la quebrada La Aguja.

UNIDAD	TIPO DE ROCA	LITOTIPO	MUESTRA	COMPOSICION MINERAL (%)											
				Qz	Pl	Ms	Bt	Grt	St	Gr	Ep	Czo	Opq	Zrn	
SEGMENTO OCCIDENTAL DE LOS ESQUISTOS DE SAN LORENZO	Pelita	Esquisto cuarzo-micáceo con estaurolita y granate	SEV-4-13-25	39		27	15	5	8	3				3	
			QA-M026	33		17	21	13	13	1				2	
			QA-M029	48	7	11	13	12	3	3				3	
			QA-M063B	20	18	30	26	4	0,5					1,5	
			QA-M063D	34		31	18	8	7					2	
		Esquisto micáceo con granate y estaurolita	QA-M004			47	21	6	23					3	
			Esquisto cuarzo-micáceo	QA-M014	32	5	27	15			17			4	
	Semipelita	Esquisto micáceo-cuarzoso con granate	QA-M001	52	16	13	15	3						1	
			QA-M043	51	22	18		2		2				5	
			QA-M055	56	8	1	23	3			6	1		2	
		Esquisto micáceo-cuarzoso	QA-M064	43	24	0,5	24					3,5	5		
	Cuarcita		Cuarcita micácea con granate	SEV-4-11-20	80	3	8	6	2						0,5
		SEV-4-16-29		81	7		8	4							0,5

Tabla 5.

Composición mineralógica del segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo en rocas metamórficas de composición pelítica, semipelítica y cuarcítica.

Tabla 6.

Composición mineralógica del segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo en rocas meta-carbonatadas y afines.

UNIDAD	TIPO DE ROCA	LITOTIPO	MUESTRA	COMPOSICION MINERAL (%)											
				Cal	Pl	Qz	Ms	Bt	Gr	Hbl	Tr	Ep	Czo	Opq	Spn
SEGMENTO OCCIDENTAL DE LOS ESQUISTOS DE SAN LORENZO	META-CABONATADAS	Mármol impuro	QA-M023	74		2			15		6			3	
		Carbonato-silicatada	QA-M045	11	0,5	19		18		42		6	2	0,5	1
		Silicatada con carbonatos	SEV-4-3-9		28	31				36		1	1	1	2
			QA-M057	3	47	18	1,5	17				8	3	0,5	2
		QA-M033		10	39		6		40		1	1	3		

Tabla 7.

Composición mineralógica del segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo en rocas meta-carbonatadas y afines.

UNIDAD	TIPO DE ROCA	LITOTIPO	MUESTRA	COMPOSICION MINERAL (%)												
				Cal	Pl	Mc	Qz	Bt	Hbl	Grt	Ep	Czo	Opq	Spn	Di	Ap
SEGMENTO ORIENTAL DE LOS ESQUISTOS DE SAN LORENZO	META-CABONATADAS	Carbonato-silicatada	QA-M073	5,5	13		3,5	30	44			1		3		
			QA-M076	47	8,5	1	14,5					8,5		1	17,5	
			QA-M093	8	16,5		44	20		3	4,5		3,5			0,5
			QA-M084B	26	12		15		43,5			1		2,5		
		Silicatada con carbonatos	QA-M061		10		33	13	39		1	2	2			
			QA-M083C		20		50	4	26							
			QA-M095		3		52	15	29				1			
			QA-M098		48		7		40			2,5	0,5	2		
			QA-M087	1	11		35	30	7	4	4	4	2	2		
		Calcosilicatada	QA-M084A		5		42	15	30			1		7		
			QA-M052B		9		16	2	68			2			3	
			QA-M082	5	9		34		32		1	1	2	16		
			QA-M086		5		38		55			1			1	

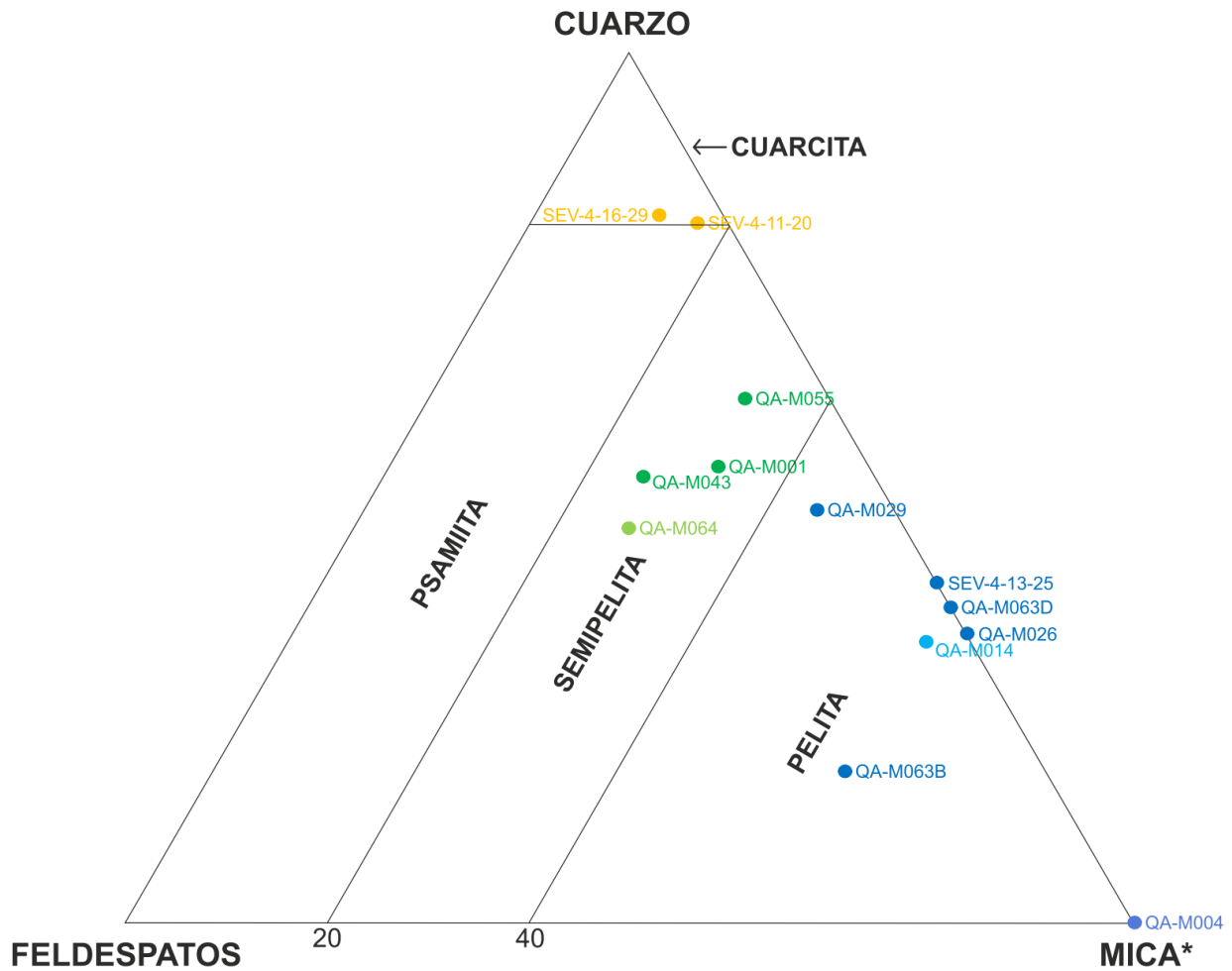


Figura 12. Diagrama de subdivisión de rocas metamórficas del segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo compuestas principalmente por Cuarzo \pm Feldespato \pm Mica. Mica incluye todos los componentes diferentes a cuarzo y feldespato. Modificado de: Robertson (1999).

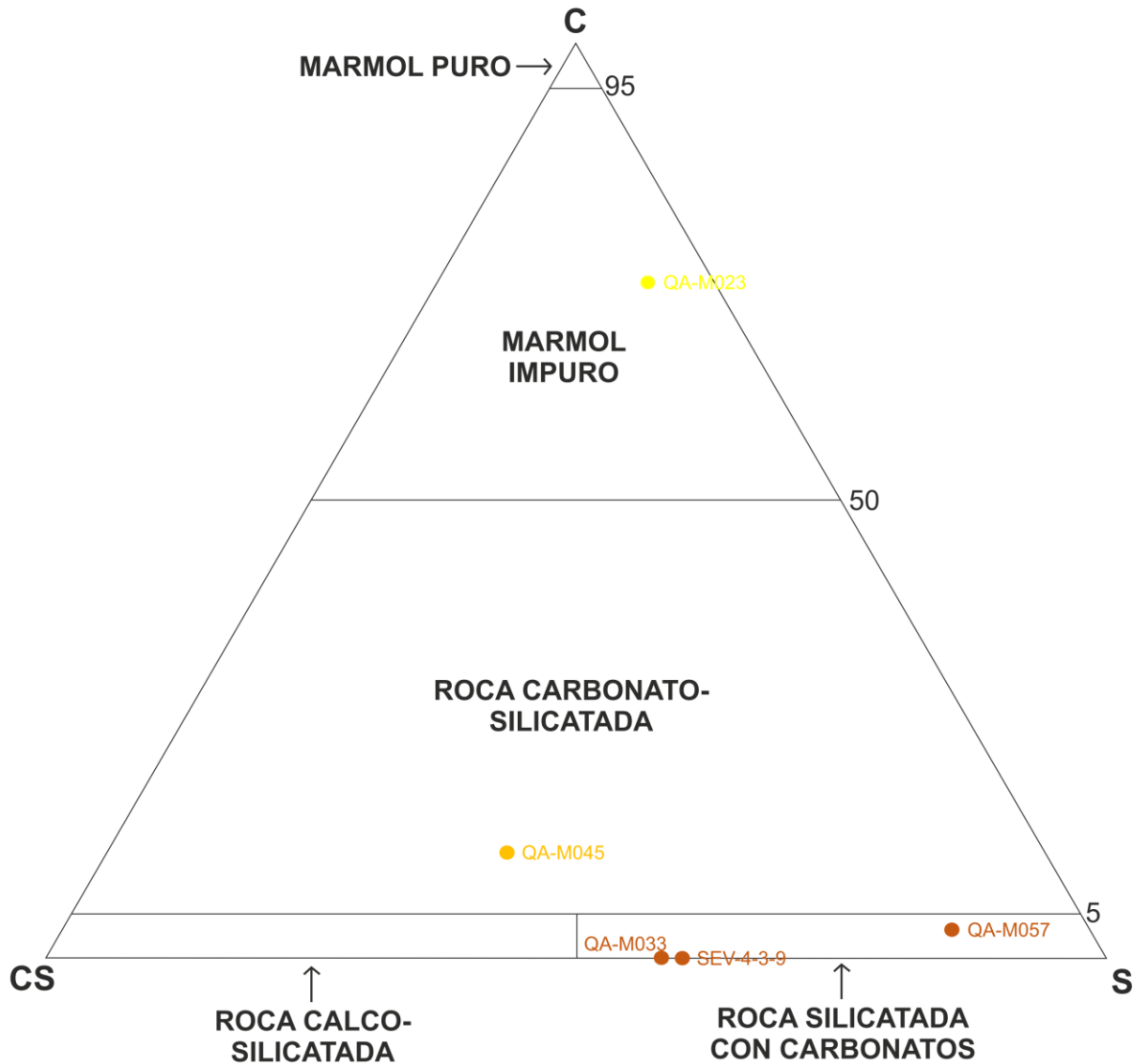


Figura 13. Diagrama descriptivo para rocas meta-carbonatadas y afines del segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo (C: carbonatos, CS: calcosilicatos, S: todos los otros silicatos). Modificado de Rosen et al. (2007).

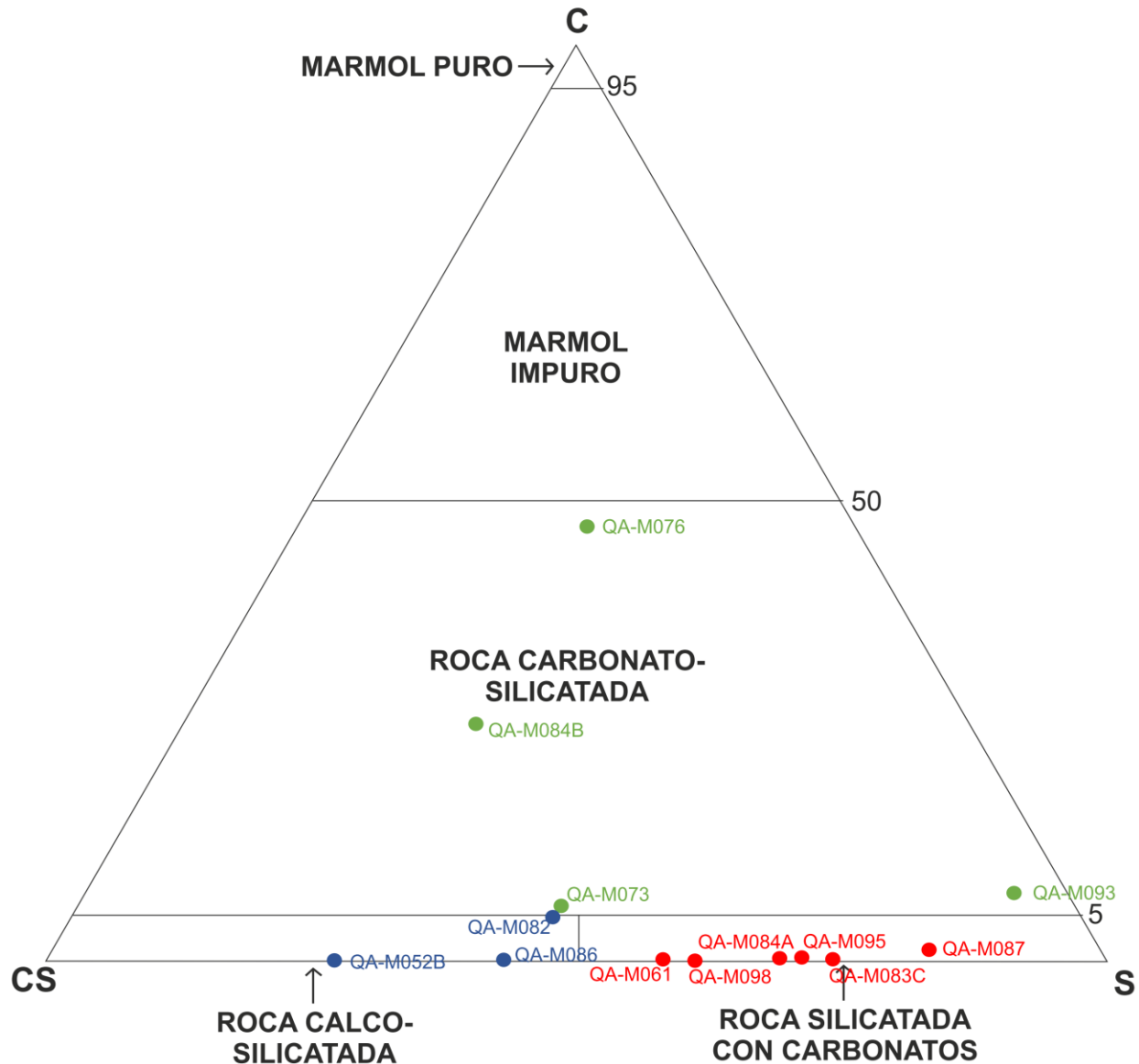


Figura 14. Diagrama descriptivo para rocas meta-carbonatadas y afines del segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo (C: carbonatos, CS: calcosilicatos, S: todos los otros silicatos). Modificado de Rosen et al. (2007).

8.1 Segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo

El segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo presenta rocas meta-pelíticas, meta-semipelíticas, meta-cuarzofeldespáticas y en una menor proporción rocas meta-carbonatadas tales como mármoles impuros, rocas carbonato-silicatadas y silicatadas con carbonatos.

8.1.1 Rocas meta-pelíticas. Las rocas meta-pelíticas son las más abundantes en esta unidad. Incluyen esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate, esquistos micáceos con granate y estaurolita y esquistos cuarzo-micáceos, que presentan la asociación mineral $Qz \pm Pl + Ms + Bt + Grt + St \pm Gr$.

8.1.1.1 Esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate (muestras QA-M026, QA-M029, QA-M063B, QA-M063D y SEV 4-13-25). Rocas de color gris oscuro a marrón de tamaño de grano muy fino a fino con porfidoblastos de granate de hasta 8 mm y estaurolitas de hasta 7mm (Figura 15). La foliación es marcada tanto en escala de afloramiento como a escala microscópica, la cual es principalmente espaciada y definida por dominios de clivaje de biotita-moscovita y de microlitones constituidos por cuarzo, las texturas principales de la roca son lepidogranoblástica y granolepidoblástica con desarrollo local de textura porfidoblástica (Figura 16).



Figura 15. Esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate. A: Afloramiento de la estación QA-E030 (N: 1703628; E: 991138; Z: 65) con muestra de mano QA-M029, detalle de los porfidoblastos de granate. B: Afloramiento de la estación QA-E059 (N: 1704189; E: 992872; Z: 124) con muestra de mano QA-M63D, detalle de los porfidoblastos de estaurolita de mayor tamaño.

Cuarzo (20 – 48%): Individuos incoloros de relieve bajo y colores de interferencia de grises de primer orden, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.05 – 1mm), con bordes curvilíneos e irregulares. Algunos individuos se observan alargados y orientados en la dirección principal de la foliación de la roca, mostrando extinción ondulante, desarrollo de listones (*quartz ribbon*), bandas de deformación, rotación de subgranos, bulging y lamelas de deformación.

Moscovita (11 – 31%): Agregados incoloros hojosos de relieve bajo a moderado, compuestos de individuos, subidioblásticos a xenoblásticos de habito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.02 – 0.8 mm), con colores de interferencia de hasta inicios de tercer orden, principalmente asociada con la biotita y cuarzo en contacto neto, su distribución en la roca se puede considerar homogénea, formando capas de deformación alrededor de porfidoblastos de granate y estaurolita (Figura 16B).

Biotita (15 – 26%): Agregados presentando su pleocroísmo típico, de relieve bajo a moderado, habito hojoso, constituidos por individuos subidioblásticos a xenoblásticos de habito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.02 – 1 mm), presentando principalmente colores de interferencia de segundo orden, su distribución se puede considerar homogénea, se encuentra formando capas de deformación alrededor de porfidoblastos de granate y estaurolita.

Plagioclasa (0 – 18%): Individuos incoloros de bajo relieve, colores de interferencia grises de primer orden, xenoblásticos, heteroblásticos con tamaños de grano muy fino a medio (0.1 –

1.5mm), con bordes curvilíneos e irregulares alargadas en dirección a la foliación. Algunos presentando macla polisintética, extinción ondulante, alterando moderadamente a sericita (Figura 16C).

La sericita se presenta como un agregado micáceo de tamaño ultrafino que se encuentra reemplazando los individuos de plagioclasa generalmente a manera de parches.

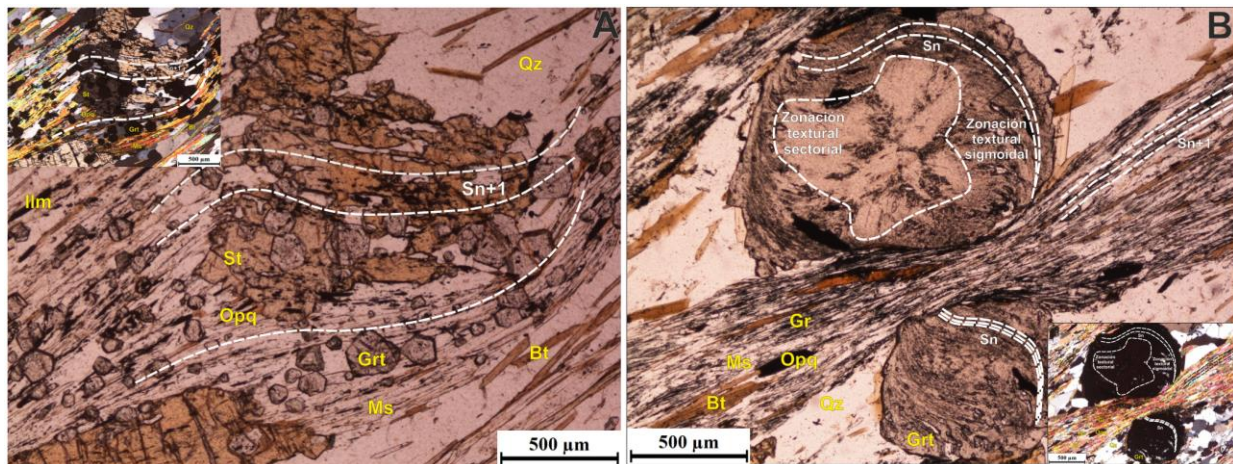
Granate (4 -13%): Individuos y porfidoblastos incoloros de alto relieve, algunos con geometría hexagonal y otros subidioblásticos con patrones de fracturamiento (oblicuos a la foliación principal), algunos con inclusiones de cuarzo, micas y minerales opacos, heteroblásticos con tamaños de grano fino a grueso (0.2 – 8mm), se presentan de forma inter-tectónica, sin-tectónica y post-tectónica, donde los porfidoblastos inter-tectónicos muestran una foliación S_n diferente a la foliación S_{n+1} de la roca (Figura 16D).

Estauroлита (0.5 – 23%): Individuos y porfidoblastos color amarillo de alto relieve, subidioblásticos a xenoblásticos, de habito prismático corto o rectangulares, algunos presentando sus caras cristalográficas en dirección de la foliación principal, desarrollo de macla en cruz, con inclusiones de cuarzo y minerales opacos, heteroblásticos con tamaños de grano fino a grueso (0.2 – 7mm), los porfidoblastos se presentan de forma sin-tectónica y post-tectónica (Figuras 16E y 16F), algunos con textura poiquiloblástica (Figura 16A).

Grafito (0 – 3%): Individuos de color negro, xenoblásticos a manera de parches y otros alargados siguiendo la dirección principal de foliación, se presenta en las muestras SEV 4-13-25, QA-M026 y QA-M029. El porcentaje de grafito en las muestras puede variar ya que se encuentra

a manera de parches de individuos muy finos junto a minerales opacos (Figura 16E), haciendo difícil su reconocimiento y cuantificación por métodos petrográficos.

Minerales opacos (1.5 – 3%): Individuos de color negro, subidioblásticos a xenoblásticos, de formas tabulares o con bordes irregulares, heteroblásticos con tamaños de grano muy fino a fino (0.08 – 0.3mm), principalmente alargados en dirección a la foliación principal y asociados a bandas poliminerales de biotita-moscovita, aunque se pueden encontrar individuos al azar, otros como inclusiones de estaurolitas y granates definiendo una foliación interna (S_n). A partir de su hábito tabular delgado (Figuras 16B y 16D) estos individuos se asocian a los microanálisis de espectrometría de dispersión de energía de rayos-X (EDS) de la muestra QA-M043, realizados en el microscopio electrónico de barrido (SEM) FEI Quanta, modelo 650 FEG ambiental del Laboratorio de Microscopía del Parque Tecnológico de Guatiguará, Universidad Industrial de Santander, determinándolos como individuos de ilmenita.



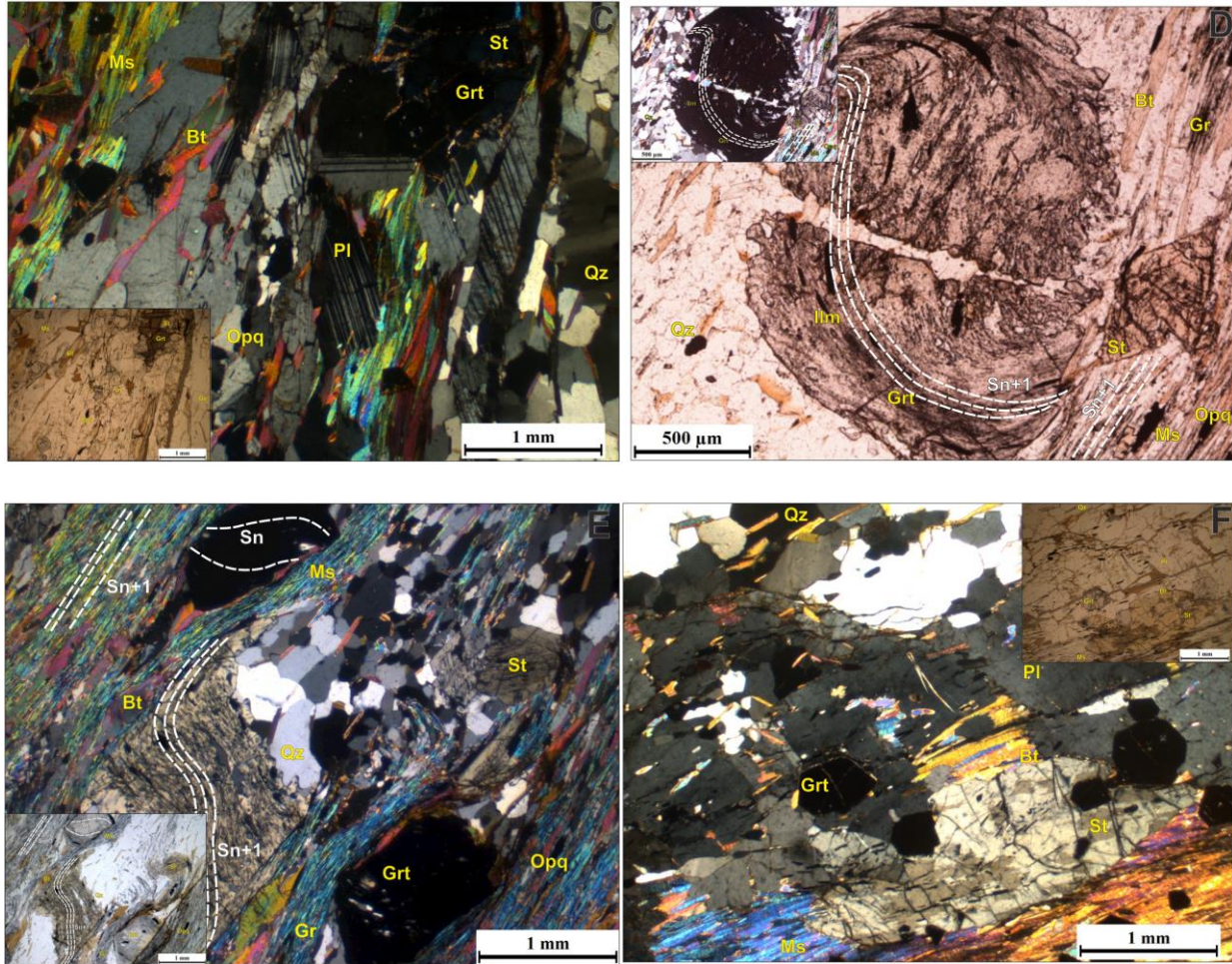


Figura 16. Microfotografías de los Esquistos cuarzo-micáceos con estaurólita y granate. A: Porfidoblastos sin-tectónicos de estaurólita con textura poiquiloblástica y macla simple, en matriz granolepidoblástica, Muestra QA-M063D. B: Porfidoblastos inter-tectónicos de granate en matriz lepidogranoblástica, la foliación interna (Sn) diferente a la foliación externa (Sn+1), con zonación textural sectorial y sigmoidal, la biotita y moscovita formando capas de deformación, individuos de grafito e ilmenita siguiendo ambas foliaciones, Muestra SEV-4-13-25. C: Individuos de plagioclasa con maclas polisintéticas y de Carlsbad, en la parte superior derecha individuo de estaurólita con patrón de fracturamiento oblicuo a la foliación, Muestra QA-M063B. D: Porfidoblastos sin-tectónicos de granate con inclusiones de ilmenita siguiendo la foliación interna que presenta un patrón curvado y continuo con la foliación externa, muestra QA-M026. E: Porfidoblastos sin-tectónicos de estaurólita con inclusiones de cuarzo y minerales opacos que siguen a foliación interna, la cual presenta un patrón curvado y continuo con la foliación externa, Muestra SEV-4-13-25. F: Porfidoblasto post-tectónico de estaurólita cuya foliación interna es igual a la foliación externa, evidenciada por inclusiones de minerales opacos, Muestra QA-M063B.

8.1.1.2 Esquistos micáceos con granate y estaurólita (muestra QA-M004). Roca de color gris verdosa, con tamaños de grano muy fino a fino, con porfidoblastos de granate de hasta 3mm y de

estauroлита de hasta 5mm. La foliación es marcada tanto en escala de afloramiento como a escala microscópica, la cual es continua y definida por moscovita, biotita y grafito, la textura de la roca es porfidoblástica en matriz lepidoblástica. En escala de afloramiento se presentan niveles de cuarcitas foliadas (Figura 17).



Figura 17. Esquistos micáceos con granate y estauroлита. Afloramiento de la estación QA-E002 (N: 1703424; E: 989945; Z: 27) con muestra de mano QA-M004, detalle de los porfidoblastos de granate y estauroлита.

Moscovita (47%): Agregados incoloros hojosos de relieve bajo a moderado, compuestos de individuos, subidioblásticos a xenoblásticos de habito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.01 – 0.7 mm), con colores de interferencia de hasta inicios de tercer orden, principalmente asociada con la biotita y cuarzo en contacto neto, su distribución en la roca es abundante y homogénea, formando capas de deformación alrededor de porfidoblastos de granate y estauroлита (Figura 18A).

Estaurolita (23%): Porfidoblastos color amarillo de alto relieve, idioblásticos a subidioblásticos, rectangulares y en pocas ocasiones como rombos, sus caras cristalográficas no concuerdan con la foliación principal, desarrollo de macla en cruz (Figura 18A), con pocas inclusiones de biotita e ilmenita, algunos individuos se encuentran altamente fracturados (con varios patrones de fracturamiento, principalmente oblicuos), heteroblásticos con tamaños de grano medio a grueso (1 – 7mm), los porfidoblastos se presentan de forma sin-tectónica a post-tectónica.

Biotita (21%): Se encuentran dos generaciones de biotita.

Biotita 1: Agregados con su pleocroísmo típico, de relieve bajo a moderado, hábito hojoso, constituidos por individuos subidioblásticos a xenoblásticos de hábito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1 – 0.7mm), presentando principalmente colores de interferencia de segundo orden, su distribución se puede considerar homogénea, se encuentra formando capas de deformación alrededor de porfidoblastos de granate y estaurolita. Su superficie se encuentra cubierta por grafito, individuos alterando levemente a clorita.

La clorita se presenta como agregados fibrosos, siguiendo la exfoliación y orientación de la biotita, se desarrolla de centro a borde.

Biotita 2: Agregados de color marrón a pardo con su pleocroísmo típico, con individuos heteroblásticos y subidioblásticos a xenoblásticos de hábito hojoso. Su distribución se da principalmente alrededor de porfidoblastos de granate y estaurolita sin mostrar orientación.

Granate (6%): Porfidoblastos incoloros de alto relieve, algunos con geometría hexagonal y otros subidioblásticos a xenoblásticos con patrones de fracturamiento (oblicuos a la foliación principal) rellenos por óxidos e hidróxidos de hierro, algunos con inclusiones de micas y minerales opacos,

heteroblásticos con tamaños de grano medio (1–3mm), se presentan de forma inter-tectónica, mostrando una foliación S_n (sigmoidal) diferente a la foliación S_{n+1} de la roca (Figura 18B).

Minerales opacos (3%): Individuos de color negro, subidioblásticos a xenoblásticos, de formas tabulares o con bordes irregulares, heteroblásticos con tamaños de grano muy fino a fino (0.08 – 0.3mm), principalmente alargados en dirección a la foliación, asociados a la moscovita y como inclusiones de estauroлитas y granates definiendo una foliación interna (S_n). Como se mencionó anteriormente por su hábito tabular delgado pueden corresponder a individuos de ilmenita, tal como los determinados en la muestra QA-M043.

Observación: Aunque el grafito se presenta abundantemente en la muestra se da a manera de parches de individuos muy finos sobre la superficie de los demás minerales que conforman la roca, haciendo muy difícil su determinación cuantitativa.

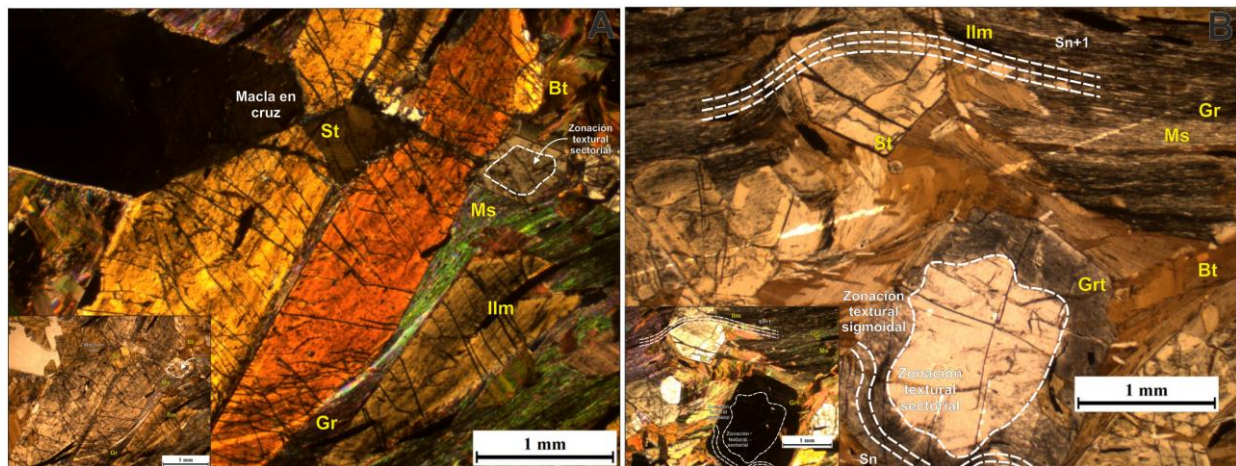


Figura 18. Microfotografías de los Esquistos micáceos con granate y estauroлитa. A: Porfidoblastos post-tectónicos de estauroлитa en matriz lepidoblástica, presenta macla en cruz, inclusiones de biotita, dos direcciones principales de fracturamiento oblicuos a la foliación, Muestra QA-M004. B: Porfidoblastos inter-tectónicos de granate en matriz lepidogranoblástica, la foliación interna (S_n) diferente a la foliación externa (S_{n+1}), con zonación textural sectorial y sigmoidal, algunos individuos presentan alrededor agregados de biotita que no muestran ninguna orientación, Muestra QA-M004.

8.1.1.3 Esquistos cuarzo-micáceos (muestra QA-M014). Roca de color gris oscura, con tamaños de grano muy fino a fino. La foliación es marcada tanto en escala de afloramiento como a escala microscópica, la cual es continua y definida por bandas poliminerales de biotita-moscovita y cuarzo. En escala de afloramiento se presentan niveles de cuarcitas foliadas, desarrollo de *boudines* de cuarzo y patrones de diaclasamiento (Figura 19). La textura de la roca es granolepidoblástica (Figura 20A).



Figura 19. Esquistos cuarzo-micáceos. Afloramiento de la estación QA-E007 (N: 1703504; E: 990087; Z: 27) con muestra de mano QA-M014.

Cuarzo (32%): Individuos incoloros de relieve bajo y colores de interferencia de grises de primer orden, subidioblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.08 – 0.7 mm), con bordes curvilíneos e irregulares. Algunos individuos se observan alargados y orientados en la dirección principal de la foliación de la roca, formando bandas poliminerales con biotita y moscovita en contacto neto, individuos mostrando extinción ondulante, desarrollo de listones (*quartz ribbon*), subgranos y microboudinage (Figura 20B).

Moscovita (27%): Agregados incoloros hojosos de relieve bajo a moderado, compuestos de individuos subidioblásticos de habito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.08 – 0.5 mm), con colores de interferencia de hasta inicios de tercer orden, principalmente asociada con la biotita y cuarzo en contacto neto, su distribución en la roca se puede considerar muy homogénea.

Grafito (17%): Individuos de color negro, subidioblásticos alargados siguiendo la dirección principal de foliación. El porcentaje puede variar en la muestra ya que hay individuos de mayor tamaño y otros desarrollados como parches donde su distinción de los minerales opacos es difícil (Figura 20B).

Biotita (15%): Agregados presentando su pleocroísmo típico, de relieve bajo a moderado, habito hojoso, constituidos por individuos subidioblásticos de habito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.08 – 0.7 mm), presentando principalmente colores de interferencia de segundo orden, su distribución en la roca es homogénea, alterando levemente a clorita y óxidos-hidróxidos de hierro.

La clorita se presenta como agregados fibrosos siguiendo la orientación de la biotita en la roca, desarrollada en los individuos de tamaño de grano más grueso. Los óxidos e hidróxidos de hierro se encuentran rellenando venas.

Plagioclasa (5%): Individuos incoloros de bajo relieve, colores de interferencia grises de primer orden, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos con tamaños de grano muy fino a medio

(0.05 – 0.6mm), con bordes curvilíneos e irregulares alargadas en dirección a la foliación. Individuos con extinción ondulante, la mayoría alterando moderadamente a sericita.

Sericita aparece como agregados muy finos, desarrollados a manera de parches en los bordes de la plagioclasa.

Minerales opacos (4%): Individuos de color negro, subidioblásticos a xenoblásticos, de formas tabulares o con bordes irregulares, heteroblásticos con tamaños de grano muy fino a fino (0.02 – 0.3mm), principalmente alargados en dirección a la foliación, asociados a la moscovita y biotita.

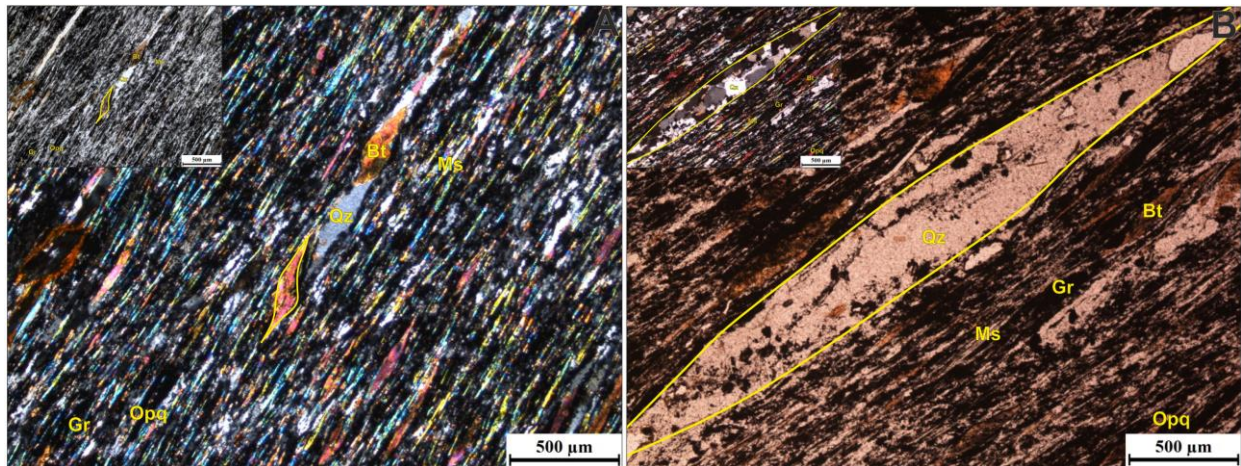


Figura 20. Microfotografías de los Esquistos cuarzo-micáceos. A: Textura granolepidoblástica, desarrollo de mica fish en biotita. B: Boudin de cuarzo con desarrollo de subgranos, Muestra QA-M014.

8.1.2 Rocas meta-semipelíticas. Este grupo presenta la asociación mineral $Qz + Pl + Ms \pm Bt \pm Gr \pm Ep \pm Opq$, incluye esquistos micáceos-cuarzosos con granate y esquistos micáceo-cuarzosos, los cuales se describen a continuación.

8.1.2.1 Esquistos micáceo-cuarzosos con granate (muestras QA-M001, QA-M043, QA-M55).

Rocas de color gris claro a gris verdoso, con tonalidades marrones producto del intemperismo (Figura 21). La foliación es marcada tanto en escala de afloramiento como a escala microscópica,

con desarrollo de estructura esquistosa microplegada (QA-M001) y cataclástica (QA-M043). Las texturas principales de la roca son granolepidoblástica, lepidogranoblástica con desarrollo local de textura porfidoblástica (Figura 22A y 22B).

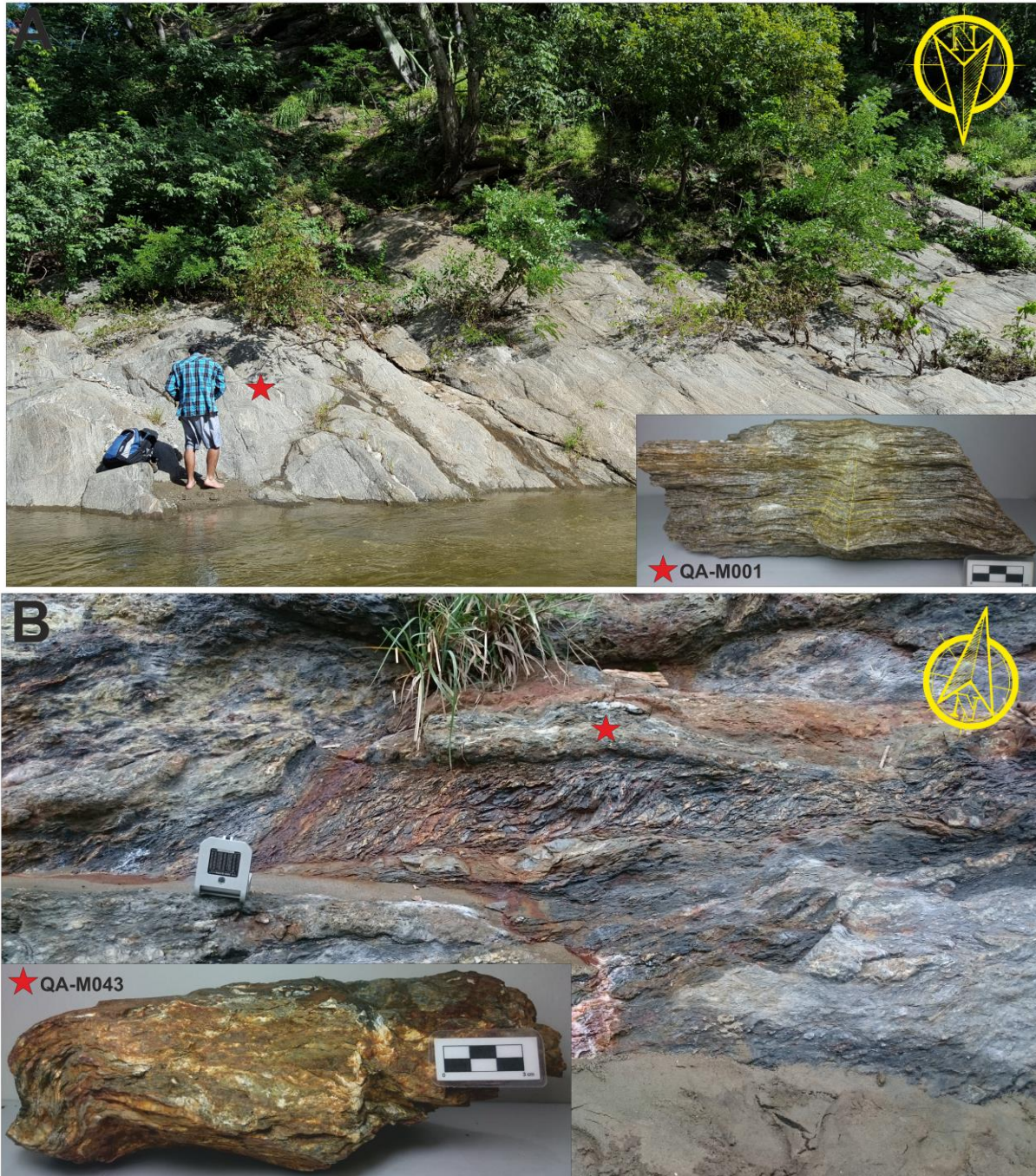


Figura 21. Esquistos micáceo-cuarzosos con granate. A: Afloramiento de la estación QA-E001 (N: 1703464; E: 989768; Z: 27) con muestra de mano QA-M001. B: Afloramiento de la estación QA-E013 (N: 1703861; E: 990202; Z: 45) con muestra de mano QA-M043.

Cuarzo (51 – 56%): Individuos incoloros de relieve bajo y colores de interferencia de grises de primer orden, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a medio (0.05 – 2mm), con bordes curvilíneos e irregulares. Algunos individuos se observan alargados y orientados en la dirección principal de la foliación de la roca, mostrando extinción ondulante, desarrollo de listones (*quartz ribbon*), bandas de deformación, rotación de subgranos, bulging y lamelas de deformación.

En la muestra QA-M001 hay dos generaciones de cuarzo, el cuarzo 1 descrito anteriormente, y el cuarzo 2 que se presenta como relleno de fracturas (Figura 22C).

Biotita (0-23%): Agregados presentando su pleocroísmo típico, de relieve bajo a moderado, habito hojoso, constituidos por individuos xenoblásticos de habito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.1 – 1.2 mm), presentando principalmente colores de interferencia de segundo orden, su distribución se puede considerarse homogénea, se encuentra siguiendo la foliación y formando capas de deformación alrededor de porfidoblastos de granate (Figura 22B), algunos individuos alterando a clorita.

La clorita aparece como agregados fibrosos que se desarrollan hacia los bordes de los individuos de biotita y rellenando fracturas al interior de porfidoblastos de granate.

Plagioclasa (8 - 22%): Individuos incoloros de bajo relieve, colores de interferencia grises de primer orden, xenoblásticos, heteroblásticos con tamaños de grano fino (0.2 – 1mm), con bordes curvilíneos e irregulares, alargadas en dirección a la foliación. Algunos presentando macla polisintética, extinción ondulante, alterando moderadamente a sericita.

La sericita se presenta como un agregado micáceo de tamaño ultrafino que se encuentra reemplazando los individuos de plagioclasa generalmente a manera de parches en los bordes de la plagioclasa.

Moscovita (1 – 18%): Agregados incoloros hojosos de relieve bajo a moderado, compuestos de individuos, subidioblásticos a xenoblásticos de hábito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1 – 1 mm), con colores de interferencia de hasta inicios de tercer orden. Su distribución en la roca se puede considerar homogénea y siguiendo la dirección principal de foliación, individuos mostrando desarrollo de bandas kink (Figura QA-M001 y QA-M043).

Granate (2 -3%): Individuos y porfidoblastos incoloros de alto relieve, algunos con geometría hexagonal y otros subidioblásticos con patrones de fracturamiento (oblicuos a la foliación principal) rellenos por clorita, algunos con inclusiones de cuarzo, micas y minerales opacos, heteroblásticos con tamaños de grano fino (0.2 – 0.8mm), se presentan de forma inter-tectónica (Figura 22B).

La clorita se presenta relleno de fracturas en el granate.

Grafito (0 – 3%): Individuos de color negro, xenoblásticos a manera de parches y otros alargados siguiendo la dirección principal de foliación, se presenta en la QA-M043. El porcentaje de grafito en la muestra puede variar ya que se encuentra a manera de parches de individuos muy finos junto a minerales opacos, haciendo difícil su reconocimiento y cuantificación por métodos petrográficos (Figura 22D).

Minerales opacos (1 - 5%): Individuos de color negro, subidioblásticos a xenoblásticos, de formas tabulares o con bordes irregulares, heteroblásticos con tamaños de grano muy fino a fino (0.01 – 0.3mm), principalmente alargados en dirección a la foliación, en algunos casos como inclusiones en granates. Algunos individuos de hábito tabular delgado corresponden a ilmenita, de acuerdo a los microanálisis de EDS realizados en el SEM.

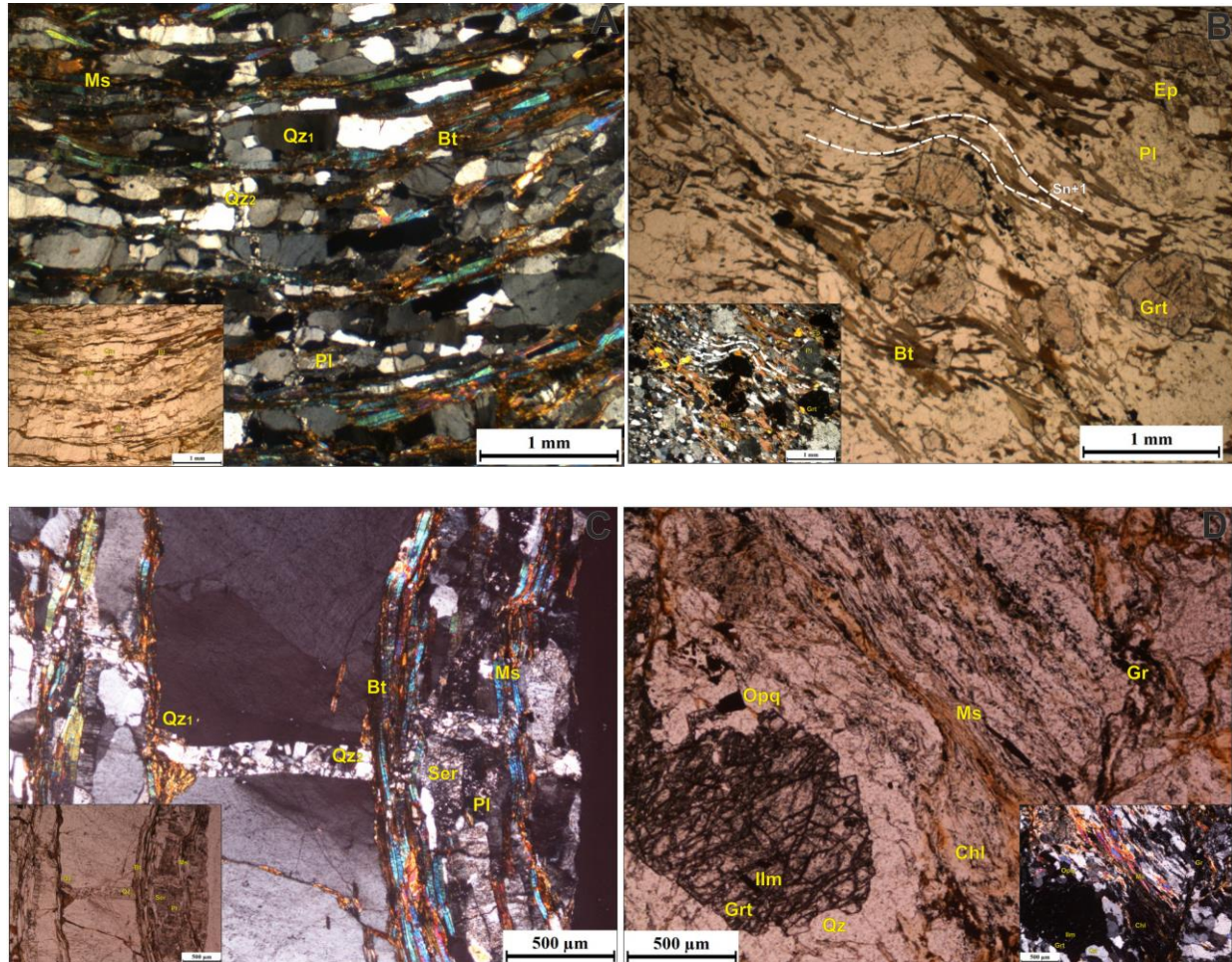


Figura 22. Microfotografías de los Esquistos micáceo-cuarzosos con granate. A: Textura lepidogranoblástica, cuarzo con extinción ondulante y alargados en dirección de la foliación, Muestra QA-M001. B: Textura lepidogranoblástica con desarrollo local de textura porfidoblástica, con capas de deformación de biotita, Muestra QA-M055. C: Dos generaciones de cuarzo, el cuarzo 2 como venas perpendiculares a la foliación de la roca, Muestra QA-M001. D: Porfidoblasto de granate altamente fracturado, con inclusiones de ilmenita, Muestra QA-M043.

8.1.2.2 *Esquistos micáceo-cuarzosos (muestra QA-M064)*. Roca de color gris claro. La foliación es marcada tanto en escala de afloramiento como a escala microscópica, con desarrollo de estructura milonítica (Figura 23). La textura principal de la roca es porfidoblástica en matriz lepidogranoblástica (Figura 24A).



Figura 23. Esquistos micáceo-cuarzosos. Afloramiento de la estación QA-E060 (N: 1704198; E: 992835; Z: 120) con muestra de mano QA-M064.

Cuarzo (43%): Individuos incoloros de relieve bajo y colores de interferencia de grises de primer orden, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.2 – 1mm), con bordes curvilíneos e irregulares. Algunos individuos se observan alargados y orientados en la dirección principal de la foliación de la roca, mostrando extinción ondulante, bandas de deformación, rotación de subgranos y bulging.

Plagioclasa (24%): Individuos incoloros de bajo relieve, colores de interferencia grises de primer orden, xenoblásticos, heteroblásticos con tamaños de grano fino a muy grueso (0.5 –

20mm), con bordes curvilíneos e irregulares alargadas en dirección a la foliación. Algunos presentando macla polisintética, zonación composicional, extinción ondulante, alterando moderadamente a sericita (Figura 24B). Algunos con carácter poiquiloblástico con inclusiones de cuarzo, micas, epidota y opacos.

La sericita se presenta como un agregado escamoso de tamaño ultrafino que se encuentra remplazando los individuos de plagioclasa generalmente a manera de parches.

Biotita (24%): Agregados presentando su pleocroísmo típico, de relieve bajo a moderado, habito hojoso, constituidos por individuos subidioblásticos a xenoblásticos de habito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1 – 1 mm), presentando principalmente colores de interferencia de segundo orden, su distribución se puede considerar homogénea, se encuentra como capas de deformación e inclusiones en plagioclasa (Figura 24B).

Clinzoisita (5%): Individuos incoloros de alto relieve, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1 – 0.5mm), con colores de interferencia de primer orden (amarillo a gris azulado, algunos azules claros), asociada principalmente a biotita y epidota. Algunos individuos presentan fracturación oblicua a la foliación de la roca.

Epidota (3.5%): Individuos incoloros, de alto relieve, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.2 – 0.8mm) de colores altos de interferencia, se encuentran orientadas y un poco alargadas siguiendo la foliación, principalmente junto a la biotita, como inclusiones en plagioclasa.

Moscovita (0.5%): Agregados incoloros hojosos de relieve bajo a moderado, compuestos de individuos, subidioblásticos a xenoblásticos de hábito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.2 -0.5 mm), con colores de interferencia de hasta inicios de tercer orden, principalmente asociada con la biotita en contacto neto, como inclusiones en plagioclasa.

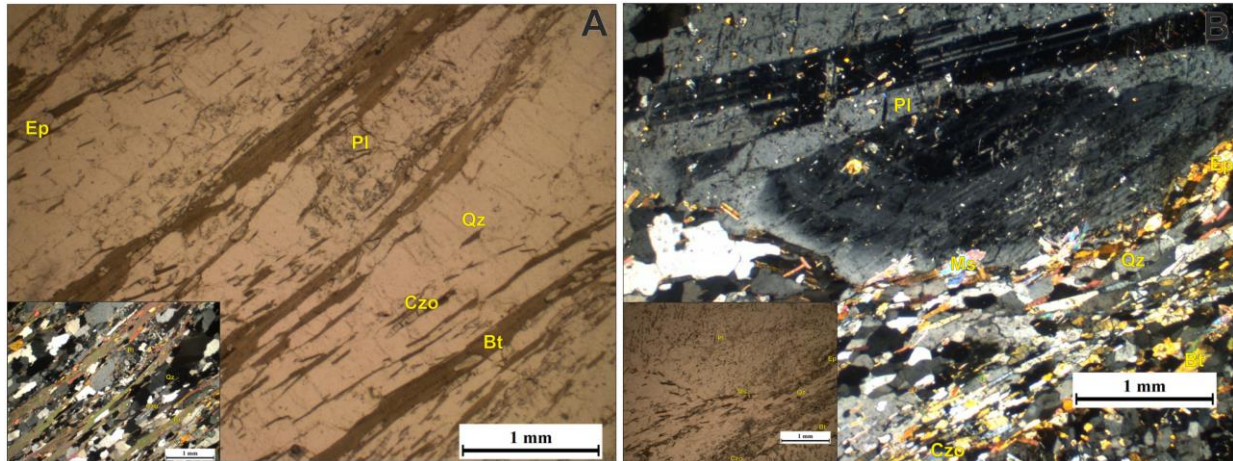


Figura 24. Microfotografías de los Esquistos micáceo-cuarzosos. A: Textura lepidogranoblástica desarrollada principalmente por biotita y cuarzo. B: Porfiroclasto de plagioclasa presentando zonación, Muestra QA-M064.

8.1.3 Rocas meta-cuarzofeldespáticas. Dentro de este grupo se encuentran las rocas con un contenido mayor al 80% de cuarzo, las cuales Robertson (1999) define como cuarcitas, estas presentan una asociación mineral definida por $Qz + Bt + Pl \pm Ms + Gr$ y son descritas a continuación.

8.1.3.1 Cuarcitas micáceas con granate (muestras SEV 4-11-20 y SEV 4-16-29). Rocas de color gris claro, macizas, con estructura bandeada, la diferencia composicional de estas dos muestras radica en que la muestra SEV 4-16-29 no presenta moscovita ni opacos, sin embargo, la concentración de granate es mayor que en la muestra SEV 4-11-20. La textura principal de la roca es lepidogranoblástica (Figura 25).

Cuarzo (80-81%): Individuos incoloros de relieve bajo y colores de interferencia de grises de primer orden, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a medio (0.1 – 2.5mm), con bordes curvilíneos e irregulares. Algunos individuos se observan alargados y orientados en la dirección principal de la foliación de la roca, mostrando extinción ondulante, bandas de deformación, rotación de subgranos, bulging y lamelas de deformación.

Moscovita (0- 8%): Agregados incoloros hojosos de relieve bajo a moderado que siguen la foliación de la roca, compuestos de individuos, subidioblásticos a xenoblásticos de hábito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1 – 0.3 mm), con colores de interferencia de hasta inicios de tercer orden, principalmente asociada con la biotita y cuarzo en contacto neto en la muestra SEV 4-11-20 (Figura 25B).

Biotita (6- 8%): Agregados presentando su pleocroísmo típico, de relieve bajo a moderado que siguen la foliación de la roca, de hábito hojoso, constituidos por individuos subidioblásticos a xenoblásticos de hábito laminar con terminaciones irregulares, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1 – 0.8 mm), presentando principalmente colores de interferencia de segundo orden (Figura 25A).

Plagioclasa (3 -7%): Individuos incoloros de bajo relieve, colores de interferencia grises de primer orden, xenoblásticos, heteroblásticos con tamaños de grano fino (0.1 – 0.8 mm), con bordes curvilíneos e irregulares, algunos alargados en dirección a la foliación, presentando macla polisintética, extinción ondulante, alterando moderadamente a sericita.

La sericita se presenta como un agregado micáceo de tamaño ultrafino que se encuentra reemplazando los individuos de plagioclasa generalmente a manera de parches de borde a centro.

Granate (2 -4%): Individuos incoloros de alto relieve, algunos con geometría hexagonal y otros subidioblásticos con patrones de fracturamiento, oblicuos a la foliación principal (Figura 25A), sin inclusiones, pero rellenos de clorita, heteroblásticos con tamaños de grano fino (0.1 – 0.4mm).

La clorita se presenta relleno de las fracturas en granate.

Minerales opacos (0-0.5%): Individuos de color negro, xenoblásticos, con bordes irregulares, heteroblásticos con tamaños de grano muy fino a fino (0.01 – 0.1mm), principalmente asociados a la biotita.

Zircón (0-0.5%): Individuos incoloros, xenoblásticos, de alto relieve, de tamaño de grano de 0.05 mm, de geometría ovalada. Se encuentra en contacto neto con cuarzo y biotita.

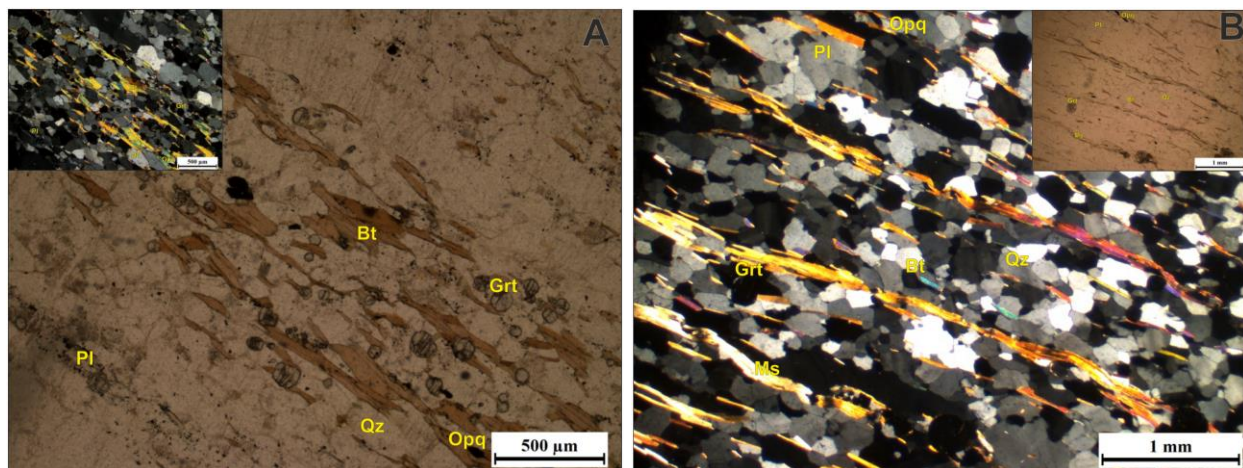


Figura 25. Microfotografías de las Cuarcitas micáceas con granate. A: Textura lepidogranoblástica desarrollada principalmente por granate, biotita y cuarzo, desarrollo de rotación de subgranos y extinción ondulante en cuarzo, Muestra SEV-4-16-29. B: Textura lepidogranoblástica desarrollada principalmente por biotita, moscovita y cuarzo, Muestra SEV-4-11-20.

8.1.4 Rocas meta-carbonatadas. Este grupo incluye mármoles impuros, rocas carbonato-silicatadas y rocas silicatadas con carbonatos, las cuales se describen a continuación.

8.1.4.1 Mármoles impuros (muestra QA-M023). Roca de color gris claro y blanco, muy maciza, de tamaño de grano muy fino a medio, en escala de afloramiento se presenta como un nivel de hasta 50 cm de espesor color negro con intercalaciones blancas, este nivel se encuentra entre esquistos cuarzo-micáceos con granate de hasta 0.5 mm, en el nivel de mármol se ve una mayor deformación (Figura 26). La textura de la roca es nematogranoblástica (Figura 27A) y presenta una asociación mineral de Cal + Gr + Tr + Opq + Qz.



Figura 26. Mármoles impuros. Afloramiento de la estación QA-E014 (N: 1703729; E: 990248; Z: 22) con muestra de mano QA-M023.

Calcita (74%): Agregados e individuos de relieve cambiante de bajo a moderado, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos con tamaño de grano fino a medio (0.5- 3mm) con colores de interferencia anómalos, algunos individuos presentando su típica exfoliación romboédrica, maclas polisintéticas y de deformación (Figura 27B), presenta inclusiones de cuarzo y tremolita. Su distribución en la roca es abundante y homogénea.

Grafito (15%): Individuos de color negro, se presentan como individuos ultrafinos y agregados de estos, algunos alargados en dirección a la foliación principal y como patinas en la superficie de calcita y tremolita. Su porcentaje puede variar ya que la identificación de éste, los minerales opacos y óxidos e hidróxidos de hierro es difícil ya que se pueden encontrar juntos formando individuos de colores negros, su identificación fue posible por microanálisis de EDS en el SEM

Tremolita (6%): Individuos incoloros, de relieve bajo a moderado y extinción oblicua, xenoblásticos y heteroblásticos con tamaño de grano fino a medio (0.5 -1.5mm), con colores de interferencia de segundo orden, presentando bordes irregulares e inclusiones de cuarzo.

Opacos (3%): Individuos de color negro a pardo, su distribución en la roca no es homogénea, junto a los agregados de grafito se identificaron individuos que corresponden a óxidos de hierro mediante microanálisis de EDS en el SEM.

Cuarzo (2%): Individuos incoloros de bajo relieve, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1 -0.5mm) con colores de interferencia grises de primer orden. Algunos individuos con bordes redondeados, otros irregulares y fracturados, en contacto con calcita y tremolita.

Algunos individuos presentan extinción ondulante, bandas de deformación y desarrollo de subgranos (Figura 27A).

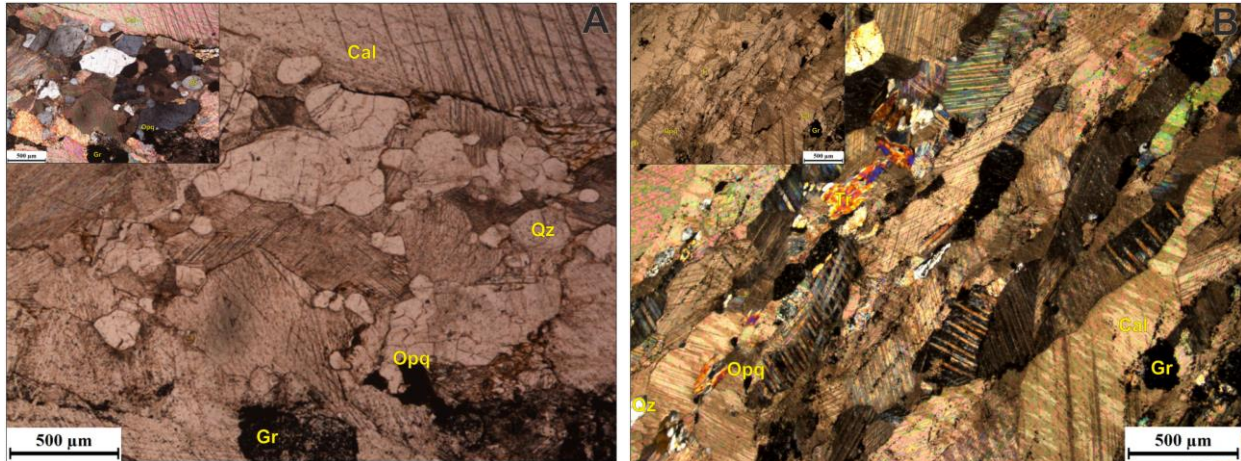


Figura 27. Microfotografías de los Mármoles impuros. A: Calcita con exfoliación romboédrica, maclas polisintéticas y colores anómalos típicos, el cuarzo con fracturamiento y bordes irregulares. B: Textura nematogranoblástica, maclas de deformación en calcita.

8.1.4.2 Rocas carbonato-silicatadas (muestra QA-M045). Roca de color verde, muy maciza, con tamaño de grano muy fino a medio, con presencia de venas de calcita concordantes con la esquistosidad (Figura 28). La textura de la roca es granonematoblástica (Figura 29A) y su asociación mineral corresponde a $Hbl + Qz + Bt + Cal + Ep$.



Figura 28. Rocas carbonato-silicatadas. Afloramiento de la estación QA-E025 (N: 1703924; E: 990781; Z: 62) con muestra de mano QA-M045.

Hornblenda (41%): Agregados de color principalmente verde y verde oliváceo con su pleocroísmo típico, constituidos por individuos prismáticos alargados en dirección a la foliación principal, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.1 -2mm) y de relieve moderado. Algunos presentan maclas simples, patrones de fracturamiento oblicuos a la foliación, textura poiquiloblástica con inclusiones de cuarzo y epidota (Figura 29B). Su distribución en la roca es abundante y homogénea.

Cuarzo (19%): Individuos incoloros de bajo relieve, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaños de grano fino (0.1- 0.8mm) con colores de interferencia grises de primer orden. Los individuos son alargados en dirección a la foliación, con bordes irregulares. Algunos presentan inclusiones de hornblenda o calcita, extinción ondulante, bandas de

deformación, también se observa el desarrollo de subgranos, bulging y cuarzo en listones (Figura 28A).

Biotita (18%): Agregados de color verde oliváceo oscuro a marrón de hábito hojoso, con individuos subidioblásticos a xenoblásticos de hábito laminar, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1- 0.7 mm). Se encuentran principalmente asociados a la hornblenda y siguiendo la foliación de la roca.

Calcita (11%): Se encuentran dos individuos.

Calcita 1: Individuos incoloros de relieve cambiante de bajo a moderado, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1- 1mm), algunos presentan su típica exfoliación romboédrica y maclas polisintéticas, junto con sus colores de interferencia anómalos típicos. Algunos individuos se encuentran alargados en dirección a la foliación de la roca.

Calcita 2: Su distribución en la roca se da a manera de venas que contiene estos individuos subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.5- 2mm) con desarrollo de maclas de deformación, se presentan principalmente acompañadas de cuarzo y epidota.

Epidota (6%): Individuos incoloros, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.07- 0,3 mm) de alto relieve, algunos con macla simple y colores de interferencia de tercer orden. Algunos individuos presentan patrones de fracturamiento oblicuos a la foliación.

Clinzoisita (2,5%): Individuos incoloros alargados en dirección a la foliación, colores de interferencia de amarillo crema a azulados, de relieve alto, con una dirección de exfoliación, algunos con maclas polisintéticas, xenoblásticos y heteroblásticos con tamaño de grano fino (0.1-0.3mm).

Esfena (1%): Agregado de individuos ultrafinos a finos de color marrón claro, con bordes irregulares de alto relieve, asociados a la epidota y cuarzo.

Opacos (0,5%): Individuos xenoblásticos de color negro a pardo, heteroblásticos de tamaño de grano muy finos a finos de hasta 0.5mm.

Plagioclasa (0.5%): Individuos incoloros de bajo relieve, xenoblásticos, con colores de interferencia grises de primer orden. Los individuos son alargados en dirección a la foliación, con bordes irregulares, alterados levemente a sericita.

Sericita como agregados muy finos, desarrollados sobre los individuos de plagioclasa.

Zircón (0.5%): Individuo incoloro, xenoblástico, de alto relieve, de tamaño de grano ultrafino, geometría ovalada y bordes curvilíneos orientados en dirección a la foliación. Se encuentra en contacto neto con cuarzo y biotita.

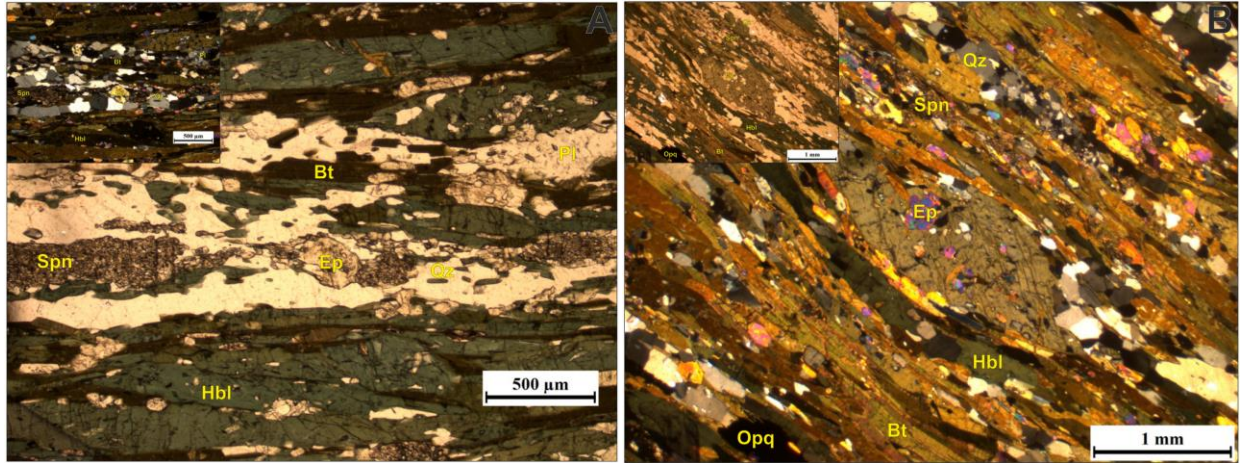


Figura 29. Microfotografías de las rocas carbonato-silicatadas. A: Textura granonematoblástica, presencia de listones de cuarzo con desarrollo de extinción ondulante y subgranos. B: Hornblenda con textura poikiloblástica, con inclusiones de cuarzo y epidota.

8.1.4.3 Rocas silicatadas con carbonatos (muestras QA-M057, QA-M033 y SEV-4-3-9).

Rocas de tonalidades blancas y verdes, maciza, de tamaño de grano muy fino a medio, con estructura esquistosa bien desarrollada (Figura 30). Las texturas predominantes en las rocas son lepidogranoblástica, granonematoblástica y nematogranoblástica (Figura 31) y presentan una asociación mineral de $Pl \pm Hbl + Qz \pm Bt + Ep$

Plagioclasa (10-47%): Individuos incoloros, de bajo relieve, con colores de interferencia grises de primer orden, subidioblásticos a xenoblásticos, en su gran mayoría con bordes irregulares, heteroblásticos con tamaño de grano fino a medio (0.1- 2mm). Algunos individuos presentan extinción ondulante, maclas polisintéticas y se encuentran alterando moderadamente a sericita.

Sericita aparece como agregados muy finos, desarrollados a manera de parches en los bordes de la plagioclasa (Figura 31C).



Figura 30. Rocas silicatadas con carbonatos. A: Afloramiento de la estación QA-E025 (N: 1703477; E: 992246; Z: 91) con muestra de mano QA-M033. B: Afloramiento de la estación QA-E037 (N: 1703229; E: 991474; Z: 69) con muestra de mano QA-M057.

Hornblenda (36-40%): Agregados de color verde y verde oliváceo, de relieve moderado, idioblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.1- 1.5mm) presentando su pleocroísmo típico, constituidos por individuos prismáticos alargados en dirección

de la foliación principal, con inclusiones de cuarzo, epidotas y minerales opacos. Algunos individuos de tamaño de grano más grueso se encuentran orientados al azar (SEV-4-3-9).

Cuarzo (18-39%): Individuos incoloros con bajo relieve, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.07- 1.5mm) con colores de birrefringencia grises de primer orden. Estos individuos están alargados en la dirección principal de foliación, con bordes irregulares, formando bandas polimineraleas con plagioclasa, hornblenda y biotita asociada en contacto neto. Individuos presentando extinción ondulante, rotación de subgranos, migración de borde de grano y desarrollando listones de cuarzo (Figura 31A).

Biotita (0-17%): Agregados de color marrón con su pleocroísmo típico, de hábito hojoso constituidos por individuos subidioblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.2- 1mm), hábito laminar con terminaciones irregulares, formando bandas polimineraleas con hornblenda y cuarzo en contacto neto, siguiendo la dirección principal de foliación. Presentándose como capas de deformación de individuos de grano más grueso de hornblenda y cuarzo. Alterando parcial a totalmente a clorita (Figura 31D).

La clorita se presenta como agregados fibrosos, siguiendo la dirección principal de foliación de la roca, desarrollada total a parcialmente sobre biotita.

Epidota (1-8%): Individuos incoloros, de alto relieve, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1- 0.3mm), con bordes curvilíneos, algunos individuos presentan zonación, alargamiento en dirección a la foliación de la roca.

Clinzoisita (1-3%): Individuos incoloros, de alto relieve, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1- 0.4mm), con bordes rectos y terminaciones irregulares, moderadamente fracturados y presentando zonación. No se encuentra distribuido de forma homogénea en la roca.

Minerales opacos (0.5-3%): Individuos subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.05- 0.5mm), algunos alargados en dirección a la foliación (Figura 31B), otros presentando colores rojos fuertes típicos de óxidos e hidróxidos de hierro.

Calcita (0-3%): Se presentan dos individuos (QA-M057).

Calcita 1: Individuos incoloros de relieve ondulante, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.05- 1mm) de los cuales algunos presentan su típico clivaje romboédrico y maclas polisintéticas, junto con sus colores de interferencia anómalos. Su distribución en la roca es poca y orientada hacia la foliación.

Calcita 2: Este tipo de calcita se presenta rellenando venillas, son individuos incoloros de relieve ondulante, heteroblásticos, xenoblásticos, se dispone alargada en dirección oblicua a la foliación.

Esfena (0-2%): Individuos de color marrón claro, con bordes irregulares, de alto relieve, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.07- 0.4mm).

Moscovita (0-1.5%): Individuos incoloros subidioblásticos a xenoblásticos de hábito laminar con terminaciones irregulares que no siempre siguen la foliación principal, heteroblásticos con tamaños de grano fino (0.1- 0,3mm). Estos individuos no se afectan por la deformación que sufre la roca (QA-M057).

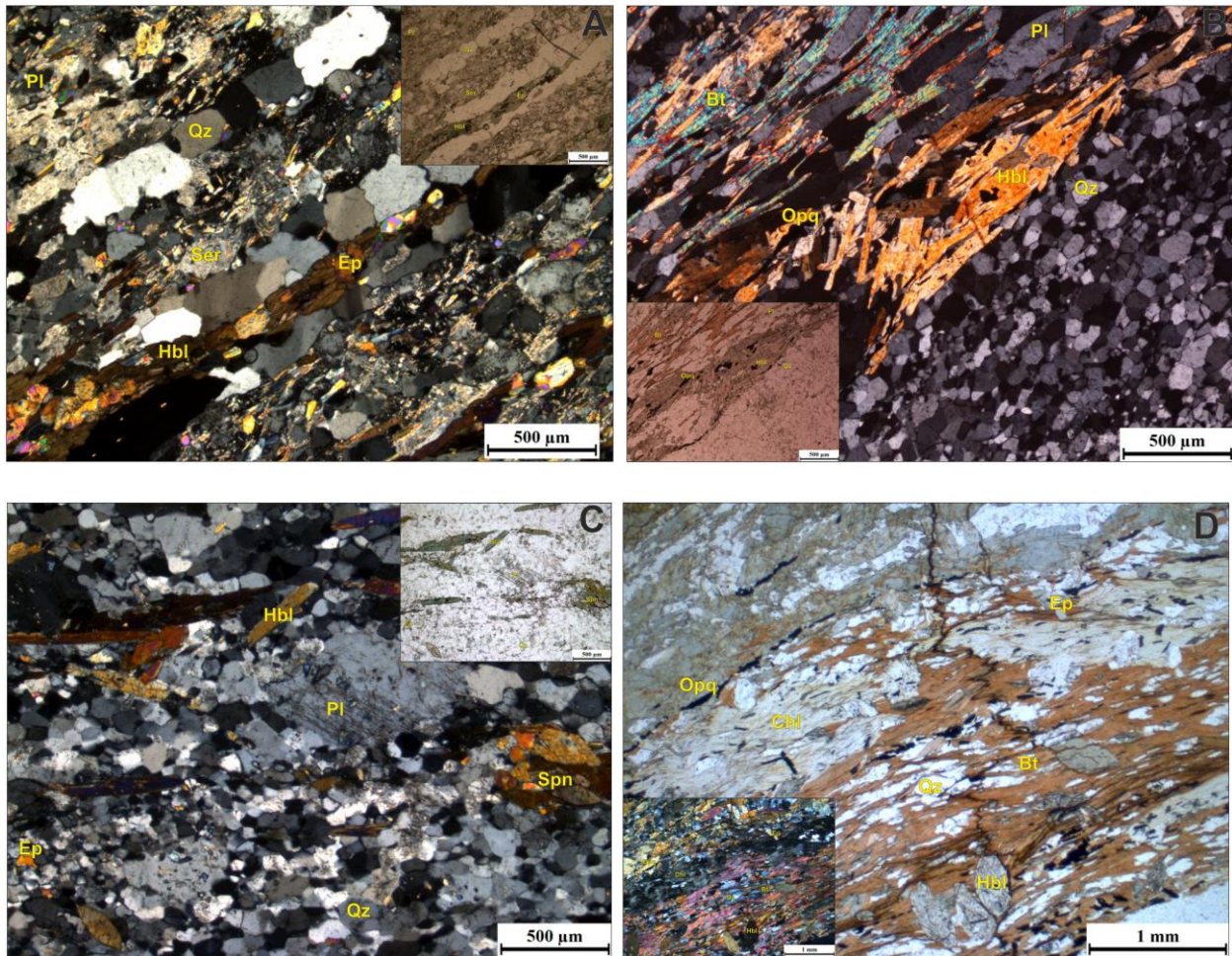


Figura 31. Microfotografías de las Rocas carbonato-silicatadas. A: Textura lepidogranoblástica, presencia de listones de cuarzo con desarrollo de extinción ondulante, bandas de deformación y subgranos, Muestra QA-M057. B: Textura granonematoblástica, desarrollada principalmente por cuarzo y hornblenda, recristalización de cuarzo, Muestra QA-M033. C: Textura nemagranotoblástica, desarrollada principalmente por hornblenda, cuarzo y plagioclasa, Muestra SEV-4-3-9. D: Fuerte alteración de biotita a clorita, siguiendo la exfoliación de la misma y la foliación de la roca, Muestra QA-M033.

8.2 Segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo

El segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo presenta rocas meta-carbonatadas que incluyen rocas carbonato-silicatadas, rocas silicatadas con carbonatos y rocas calcosilicatadas. No

obstante, por observaciones en campo se identificaron pocas ocurrencias de cuerpos de carácter más pelítico y cuarzo-feldespático.

8.2.1 Rocas meta-carbonatadas.

8.2.1.1 Rocas carbonato-silicatadas (muestras QA-M073, QA-M076, QA-M093, QA-M084B). Rocas de color verdes, grises oscuras y blancas con tonalidades marrones producto del intemperismo). La foliación es marcada tanto en escala de afloramiento como a escala microscópica, con desarrollo de estructura esquistosa microplegada (QA-M76) y milonítica (QA-M093). Las texturas principales que presentan las rocas son porfidoblástica en una matriz granoblástica y lepidogranoblástica (QA-M076 y QA-M093), granonematoblástica (QA-M073 y QA-M084B) (Figura 32). Los afloramientos de las muestras QA-M073 y QA-084B presentan venas de calcita, el afloramiento de la muestra QA-M076 se caracteriza por tener un patrón de diaclasamiento conjugado (Figura 33A). Estas rocas presentan una asociación mineral dada por $Cal + Qz \pm Hbl \pm Bt + Pl \pm Di \pm Ep \pm Grt$.

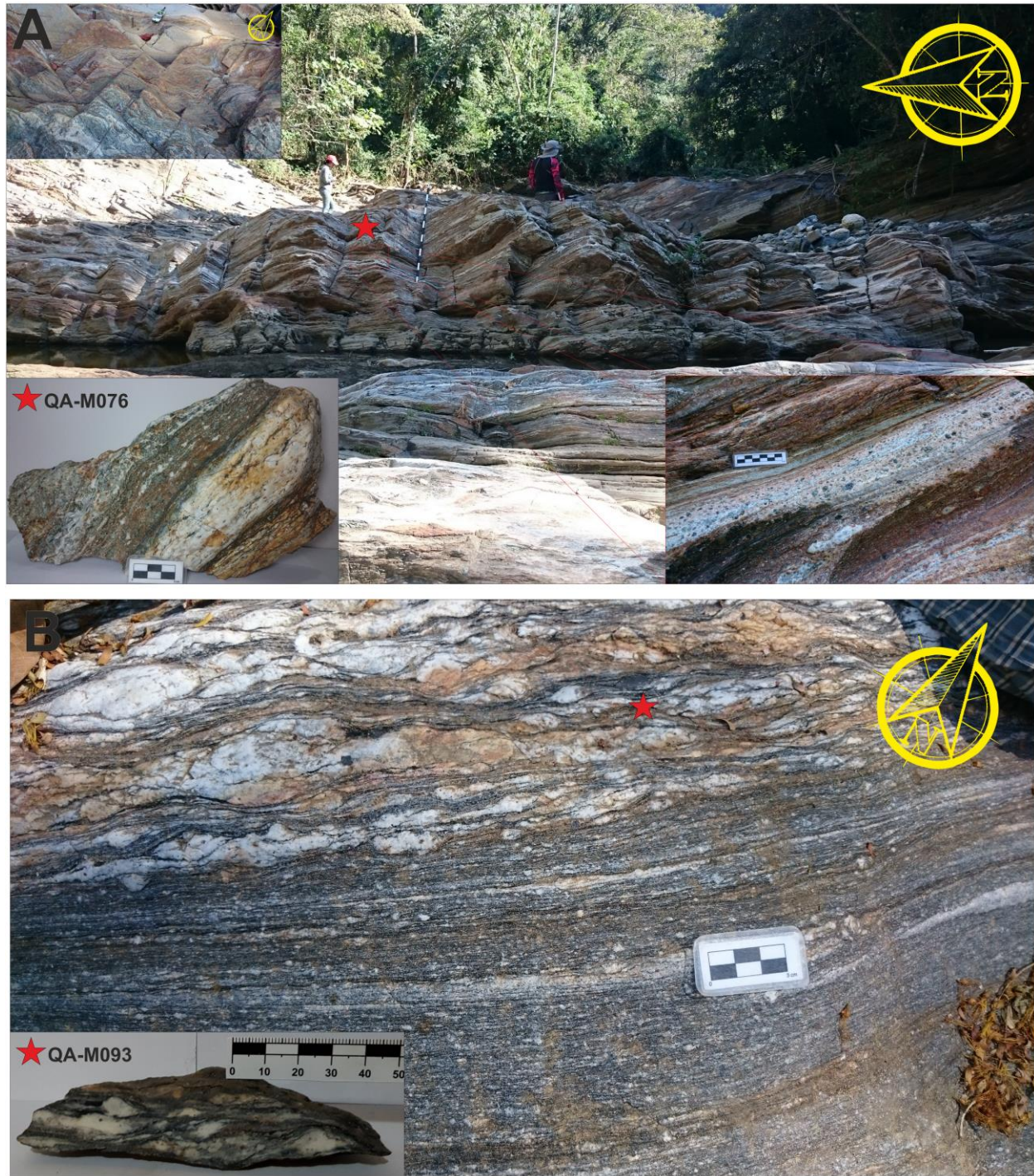


Figura 32. Rocas carbonato-silicatadas. A: Afloramiento de la estación QA-E086 (N: 1704267; E: 994126; Z: 209) con muestra de mano QA-M076. B: Afloramiento de la estación QA-E115 (N: 1705645; E: 996031; Z: 306) con muestra de mano QA-M093.

Calcita (5.5- 47%): Individuos incoloros de relieve ondulante, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a medio (0.2- 2mm) de los cuales algunos presentan su típico clivaje

romboédrico y maclas polisintéticas, junto con sus colores de interferencia anómalos. En la muestra QA-M076 se observan inclusiones de cuarzo, minerales opacos y clinozoisita (Figura 33A), también se presenta como venas concordantes a la foliación de la roca en la muestra QA-M084B.

Cuarzo (3.5-44%): Individuos incoloros con bajo relieve, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.07- 1.3mm) con colores de birrefringencia grises de primer orden. Estos individuos están alargados en la dirección principal de foliación, en la muestra QA-M076 se encuentran al azar. Con bordes irregulares, presentando extinción ondulante, rotación de subgranos, migración de borde de grano y lamelas de deformación.

Hornblenda (0-44%): Agregados de color principalmente verde y verde oliváceo con su pleocroísmo típico, constituidos por individuos prismáticos alargados en dirección a la foliación principal, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.1 -2mm) y de relieve moderado. Algunos presentan maclas simples, patrones de fracturamiento oblicuos a la foliación, textura poiquiloblástica e inclusiones de cuarzo y epidota (QA-M084B). Su distribución en la roca es abundante y homogénea (QA-M073 y QA-M084B).

Biotita (0-30%): Agregados de color marrón con su pleocroísmo típico, de habito hojoso constituidos por individuos subidioblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.07- 0.8mm), habito laminar con terminaciones irregulares, siguiendo la dirección principal de foliación. Presentándose como capas de deformación de individuos de plagioclasa y granate (Figura 33B).

Diópsido (0-17.5%): Se presenta como mineral mayor en la muestra QA-M076, individuos incoloros de relieve medio, colores de interferencia de azules, fucsias, morados y amarillos de tercer a cuarto orden, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano medio de hasta 2 mm, su distribución en la muestra es homogénea. Algunos individuos presentan bandas de deformación.

Plagioclasa (8.5-16.5%): Individuos incoloros, de bajo relieve, con colores de interferencia grises de primer orden, subidioblásticos a xenoblásticos, en su gran mayoría con bordes irregulares, heteroblásticos con tamaño de grano fino a medio (0.1-3mm). Algunos individuos presentan extinción ondulante, maclas polisintéticas, migración de borde de grano y desarrollo de subgranos, se encuentran alterando moderadamente a sericita (Figura 33C).

Sericita aparece como agregados muy finos, desarrollados a manera de parches en los bordes de la plagioclasa.

Clinozoisita (0-8.5%): Individuos incoloros, de alto relieve, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.2- 1.8mm), con bordes rectos y terminaciones irregulares, moderadamente fracturados y presentando zonación. No se encuentra distribuido de forma homogénea en la roca.

Epidota (0-4.5%): Individuos incoloros, de alto relieve, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.05- 0.3mm), con bordes curvilíneos, algunos individuos presentan zonación, alargamiento en dirección a la foliación de la roca.

Minerales opacos (0-3.5%): Individuos subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a medio (0.05- 1.4mm), algunos individuos son alargados en dirección a la foliación (Figura 33F), otros de colores rojos fuertes típicos de óxidos e hidróxidos de hierro (Figura 33E). Los individuos de mayor tamaño presentan inclusiones de epidota (QA-M93).

Esfena (0-3%): Individuos heteroblásticos, subidioblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.1-3mm) con bordes curvos y terminaciones irregulares, de colores marrones rojizos, con pleocroísmo no muy marcado, colores de interferencia de ordenes elevados. Individuos presentando microestructuras *kink* (QA-M076), con patrones de fracturamiento oblicuos a la foliación y maclas de deformación (QA-M084B), no se encuentra distribuido de forma homogénea (Figura 33D).

Granate (0-3%): Porfidoblastos y pequeños individuos incoloros de alto relieve, heteroblásticos, principalmente xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1-0.7mm) y con un alto fracturamiento, muy pocos individuos aún conservan su forma hexagonal.

Microclina (0-1%): Individuos incoloros heteroblásticos de tamaño de grano fino de hasta 1mm, subidioblásticos de bajo relieve, con colores de interferencia de hasta grises de primer orden. Individuos con maclas polisintéticas en parrilla y alterando a sericita.

Sericita aparece como agregados muy finos, desarrollados a manera de parches en los bordes de la Microclina y plagioclasa.

Apatito (0-0.5%): Individuos incoloros de relieve moderado, xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano medio de hasta 1.2mm, con extinción recta y colores de interferencia grises del primero orden, alargados y con bordes curvilíneos.

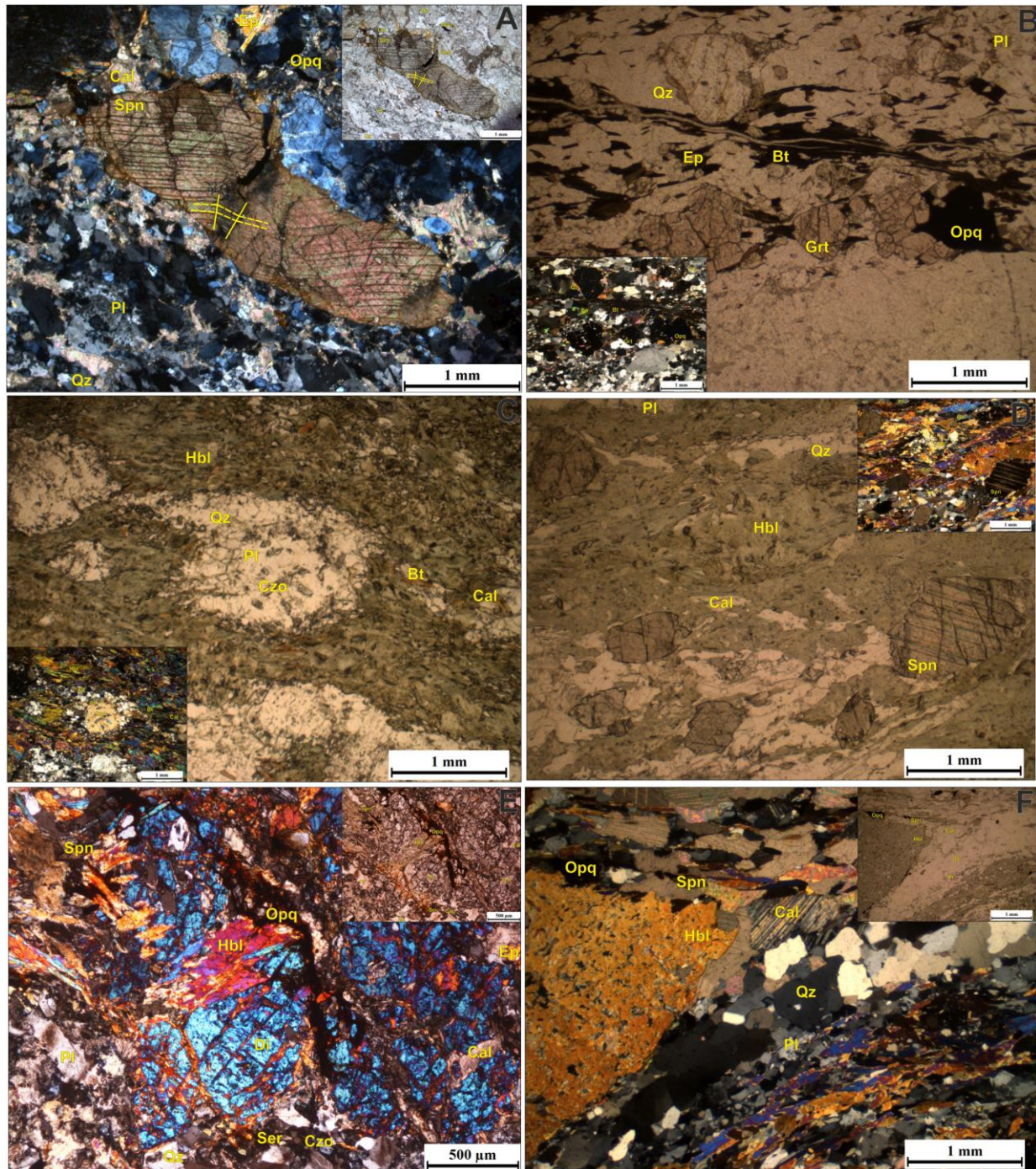


Figura 33. Microfotografías de las Rocas carbonato-silicatadas. A: Textura porfidoblástica en matriz granoblástica, Muestra QA-M076. B: Textura porfidoblástica en matriz lepidogranoblástica, agregados de biotita desarrollando capas de deformación en porfidoblastos de

granate, Muestra QA-M093. C: Textura granonematoblástica, migración de borde de grano en plagioclasa, Muestra QA-M073. D: Textura granonematoblástica, patrón de diaclasamiento de la esfena oblicuo a la foliación, Muestra QA-M084B. E: Porfidoblasto de diópsido con fracturas rellenas de óxidos-hidróxidos de hierro, Muestra QA-M076. F: Porfidoblasto de hornblenda con textura porquiboblástica, inclusiones de calcita y opacos, Muestra QA-M084B.

8.2.1.2 Roca silicatadas con carbonatos (muestras QA-M061, QA-M083C, QA-M095, QA-M098, QA-M087, QA-M084A). Rocas de colores blancos, grises verdosos claros y oscuros, de tamaño de grano muy fino a medio. La foliación se evidencia tanto en escala de afloramiento como en escala microscópica. Con estructura esquistosa bien desarrollada (Figura 34). La textura principal es nematogranoblástica (Figura 35B), con excepción de la muestra QA-M087 que es de textura lepidogranoblástica (Figura 35E). Su asociación mineral corresponde a $Qz + Pl + Hbl \pm Bt \pm Ep \pm Grt$.





Figura 34. Rocas silicatadas con carbonatos. A: Afloramiento de la estación QA-E086 (N: 1704267; E: 994126; Z: 209) con muestra de mano QA-M083C. B: Afloramiento de la estación QA-E104 (N: 1704810; E: 995240; Z: 253) con muestra de mano QA-M098.

Hornblenda (7-55%): Agregados de color verde oliváceo con su pleocroísmo típico, constituidos por individuos subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.1-1.8mm), de relieve moderado, prismáticos bastante alargados que indican la dirección de la foliación. En algunos individuos se puede observar su exfoliación en una dirección y macla simple, textura poiquiloblástica (Figura 35A). Algunos incluidos por cuarzo, como capas de deformación de individuos de plagioclasa, alterando levemente a clorita (QA-M098).

La clorita se presenta como agregados fibrosos siguiendo la dirección de la hornblenda en la roca, se desarrolla de borde a centro.

Cuarzo (7-50%): Individuos incoloros de bajo relieve, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.05-0.7mm), subidioblásticos a xenoblásticos, con colores de interferencia grises de

primer orden. Algunos individuos presentan extinción ondulante, bandas de deformación y desarrollo de subgranos (algunos con microestructura tipo *chessboard*. Se encuentra alargado en dirección a la foliación.

Plagioclasa (3-48%): Individuos incoloros de bajo relieve, heteroblásticos de tamaño de grano fino a medio (0.1-1.8mm), xenoblásticos, con bordes irregulares, en algunos se observa su característica macla polisintética, con inclusiones de clinozoisita y cuarzo, algunos con desarrollo de extinción ondulante, bastante alterados sericita a manera de parche (Figura 35D).

Sericita aparece como agregados de individuos muy finos, desarrollado a manera de parche en la plagioclasa.

Biotita (4-30%): Agregados de color marrón con su pleocroísmo típico, de habito hojoso constituidos por individuos heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1-1mm), subidioblásticos de habito laminar con terminaciones irregulares y bordes rectos, siguiendo la dirección principal de foliación. Como sombra de presión de granate (QA-M087), plagioclasa y hornblenda. Alterando levemente a clorita (Figura 35C).

La clorita se presenta como agregados fibrosos siguiendo la dirección de exfoliación de la biotita, desarrollándose de centro a borde.

Opacos (0-7%): Individuos heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.08-0.8mm), xenoblásticos, con bordes curvos y terminaciones irregulares, principalmente orientados en dirección a la foliación (Figura 35F), algunos individuos presentan hacia los bordes colores rojos fuertes típicos de óxidos e hidróxidos de hierro.

Epidota (0-4%): Individuos incoloros, de alto relieve, heteroblásticos de tamaño de grano muy fino a fino (0.07 -0.3mm), subidioblásticos a xenoblásticos, con bordes curvilíneos, algunos individuos presentan zonación, no se encuentran distribuidos de forma homogénea en la roca.

Granate (0-4%): Porfidoblastos color gris claro de alto relieve, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1-0.3mm), en su mayoría hexagonales, sin fracturamiento ni inclusiones. No se encuentran distribuidas de forma homogénea, asociados a las bandas poliminerales de cuarzo, biotita y hornblenda.

Clinozoisita (0-4%): Individuos incoloros, de alto relieve, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1-0.3mm), subidioblásticos, con bordes rectos y terminaciones irregulares, con pleocroísmo típico. Individuos mostrando zonación. No se encuentra distribuido de forma homogénea en la roca. Asociados a la epidota.

Esfena (0-2%): Individuos heteroblásticos de tamaño e grano fino (0.1-0.7mm), subidioblásticos, con bordes curvos y terminaciones irregulares, de colores marrones rojizos, con pleocroísmo no muy marcado, colores de interferencia de ordenes elevados. No se encuentran distribuidas de forma homogénea.

Calcita (0-1%): Individuos incoloros de relieve moderado, heteroblásticos de tamaño de grano fino (0.1-1mm), xenoblásticos. Algunos individuos se encuentran presentando su típico clivaje romboédrico y maclas polisintéticas, presentando colores anómalos de interferencia, con inclusiones de cuarzo. Asociado a la plagioclasa y cuarzo (QA-M087).

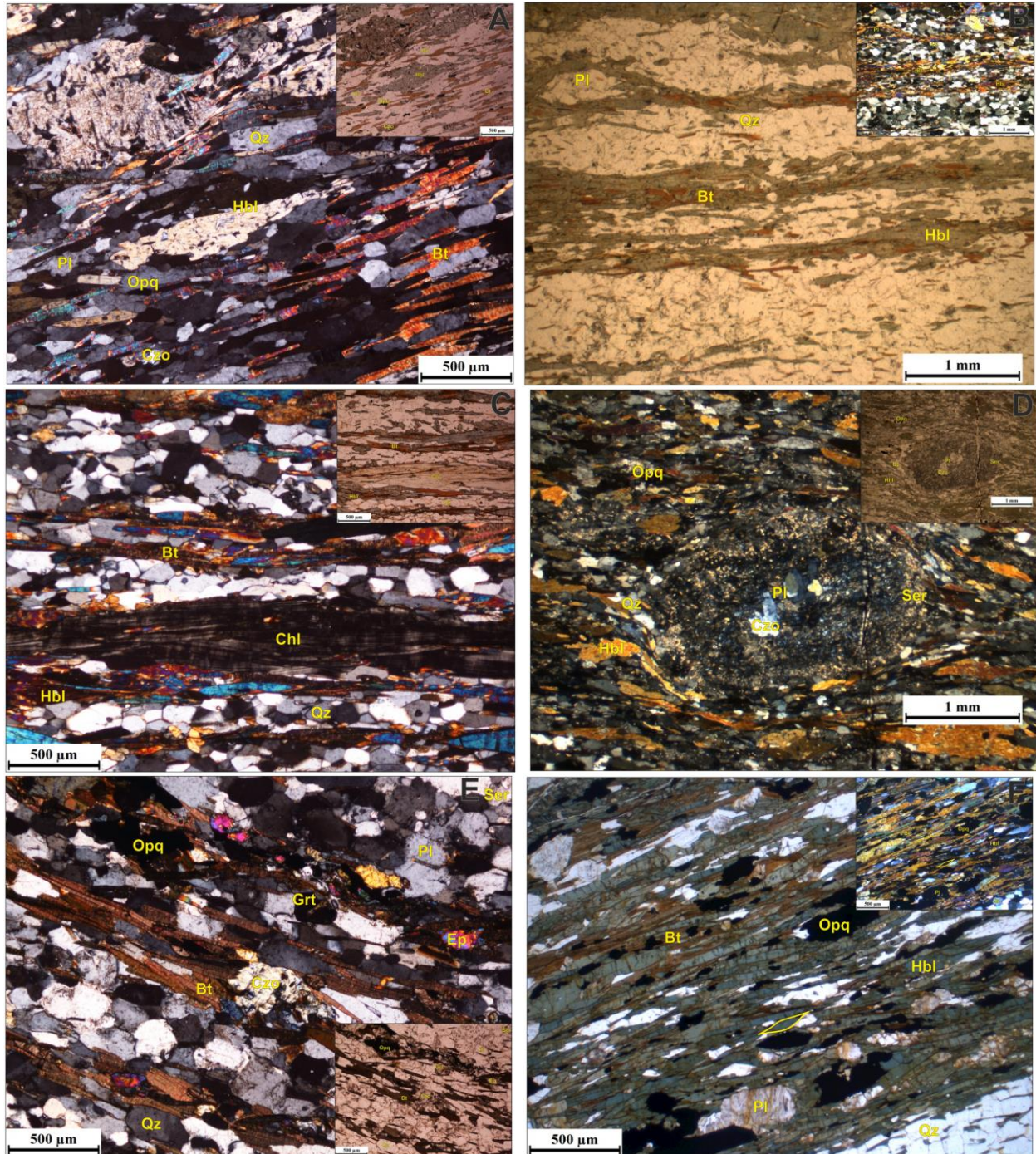


Figura 35. Microfotografías de las Rocas silicatadas con carbonatos. A: Hornblenda de textura poiquiloblástica, Muestra QA-M061. B: Textura nematogranoblástica, definida por individuos alargados de hornblenda y cuarzo, Muestra QA-M083C. C: Clorita producto de fuerte alteración de biotita, Muestra QA-M095. D: Porfiroclasto de plagioclasa altamente alterado a sericita, individuos de hornblenda como capas de deformación, Muestra QA-M098. E: Textura lepidogranoblástica, definida por biotita, plagioclasa y cuarzo, Muestra QA-M087. F: Textura nematogranoblástica, minerales opacos alargados en dirección de la foliación. Muestra QA-M084A.

8.2.1.3 Rocas calcosilicatadas (muestras QA-M052B, QA-M082, QA-M086). Rocas de color gris verdoso y blanco con tonalidades marrones producto del intemperismo, de tamaño de grano muy fino a medio. La foliación es marcada tanto en escala de afloramiento como a escala microscópica, con estructura esquistosa bien desarrollada (Figura 36). La textura principal es granonematoblástica y la asociación mineral está determinada por $Hbl + Qz + Pl + Ep \pm Bt$.

Hornblenda (32-68%): Agregados de color verde y verde oliváceo, de relieve moderado, heteroblásticos con tamaño de grano fino a medio (0.2-1.5mm), idioblásticos a subidioblásticos, presentando su pleocroísmo típico, constituidos por individuos prismáticos finos alargados en dirección de la foliación principal, como capas de presión de porfidoblastos de tamaño de grano grueso de cuarzo y esfena, desarrollando textura poiquiloblástica (Figura 37A) (QA-M086).

Cuarzo (16-34%): Individuos incoloros con bajo relieve, heteroblásticos con tamaño de grano fino (0.1-1mm), subidioblásticos, con colores de birrefringencia grises de primer orden. Los individuos de cuarzo son alargados en la dirección principal de foliación con bordes curvos. Como inclusiones en hornblenda, esfena y calcita. Su distribución en la roca es homogénea. Tanto los individuos más finos como los de grano más grueso se encuentran orientados en la dirección principal de foliación. Individuos mostrando extinción ondulante, desarrollo de subgranos y migración de borde de grano.



Figura 36. Rocas calcosilicatadas. A: Afloramiento de la estación QA-E077 (N: 1704462; E: 993692; Z: 168) con muestra de mano QA-M052B. B: Afloramiento de la estación QA-E095 (N: 1704627; E: 994511; Z: 216) con muestra de mano QA-M082.

Esfena (3-16%): Individuos heteroblásticos con tamaño de grano fino a medio (0.5-3mm), subidioblásticos, con bordes curvos y terminaciones irregulares, de colores marrones rojizos, con pleocroísmo no muy marcado, colores de interferencia de ordenes elevados. Algunos individuos mostrando su forma romboédrica típica, otros presentando microestructuras tipo *Kink* y microfracturamiento (Figura 37B), no se encuentra distribuido de forma homogénea.

Plagioclasa (9%): Individuos incoloros, de bajo relieve, heteroblásticos con tamaño de grano fino (0.2-0.7mm), subidioblásticos a xenoblásticos, en su gran mayoría con bordes curvos y terminaciones irregulares. Algunos individuos presentan extinción ondulante y se encuentran alterando a sericita.

Calcita (0-5%): Agregados incoloros, heteroblásticos con tamaño de grano fino (0.2-0.9mm), subidioblásticos a xenoblásticos. Algunos individuos se encuentran presentando su típico clivaje romboédrico y maclas polisintéticas, presentando colores anómalos de interferencia, con inclusiones de cuarzo.

Epidota (1-2%): Individuos incoloros, de alto relieve, heteroblásticos con tamaño de grano muy fino (0.05-0.1mm), subidioblásticos, con bordes curvilíneos, algunos individuos presentan zonación, no se encuentran distribuidos de forma homogénea en la roca. Asociada a la hornblenda.

Opacos (0-2%): Individuos heteroblásticos con tamaño de grano muy fino a fino (0.05-1mm), xenoblásticos, con bordes curvos y terminaciones irregulares, orientados al azar, algunos individuos presentan hacia los bordes colores rojos fuertes típicos de óxidos e hidróxidos de hierro.

Clinzoisita (0-1%): Individuos incoloros, de alto relieve, heteroblásticos con tamaño de grano muy fino a fino (0.05-0.2mm), subidioblásticos, con bordes rectos y terminaciones irregulares, con pleocroísmo típico. Individuos mostrando zonación. No se encuentra distribuido de forma homogénea en la roca.

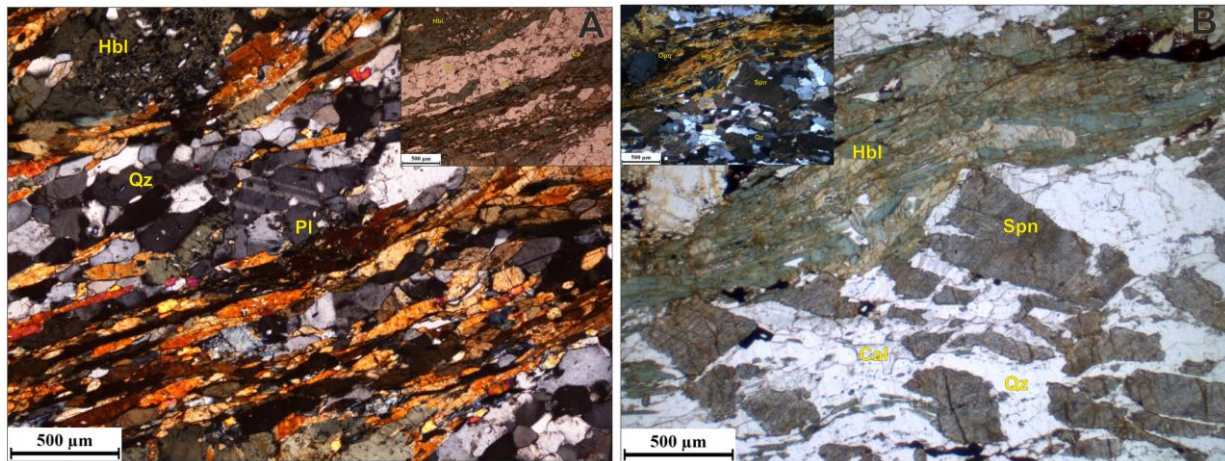


Figura 37. Microfotografías de las Rocas calcosilicatadas. A: Textura granonematoblástica, desarrollada por cuarzo, plagioclasa y hornblenda, la cual presenta textura poiquiloblástica, Muestra QA-M086. B: Textura granonematoblástica, desarrollada por calcita, cuarzo y hornblenda, los individuos de esfena presentan un alto fracturamiento, Muestra QA-M082.

8.3. Microscopía electrónica de barrido

Los análisis químicos realizados en el Microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 650 FEG ambiental (ESEM), mediante espectroscopia por dispersión de energía (EDS) del Laboratorio de Microscopía del Parque Tecnológico de Guatiguará, Universidad Industrial de Santander, indican de manera semicuantitativa la composición de los minerales analizados en las muestras seleccionadas, que presentan algunos minerales, los cuales mediante petrografía es difícil su identificación o que su composición es de interés para el estudio.

Dentro de los minerales analizados se determinaron granate, biotita, grafito, óxidos-hidróxidos de hierro, apatito, epidota, plagioclasa cálcica, clorita e ilmenita.

8.3.1 Óxidos-hidróxidos de hierro. Corresponden a individuos opacos que en muestras como la QA-M023 (Figura 38A) estaban en contacto con grafito, lo que dificultaba su identificación. De acuerdo a su composición (Tabla 8) pueden corresponder a hematita, pero no se descarta la presencia de hidróxidos de hierro como la goethita. Otros individuos identificados se encuentran en la muestra QA-M093 que por su magnetismo en muestra de mano se determinó como magnetita (Figura 38B).

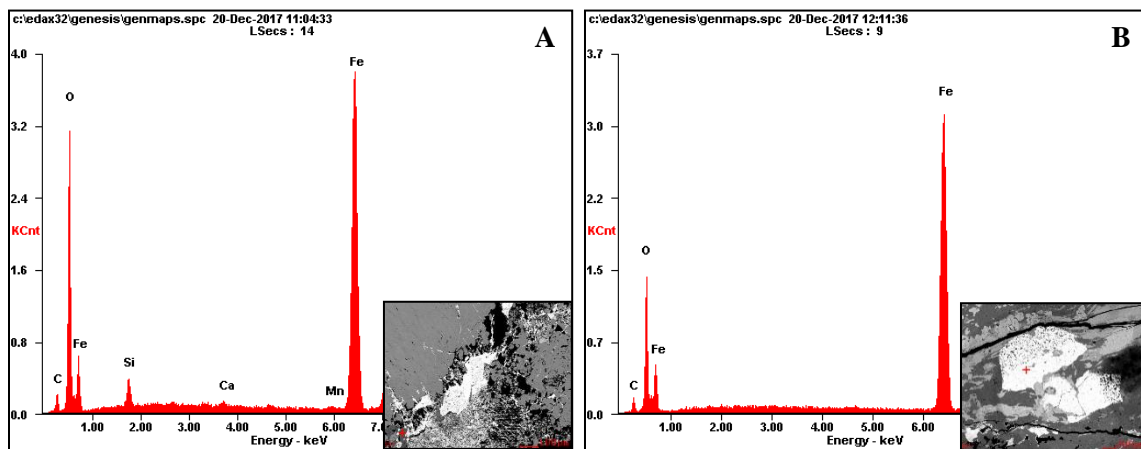


Figura 38. Espectros EDS y microfotografías SEM de óxidos-hidróxidos de hierro A: Individuos de hematita en contacto con grafito. B: Individuos de magnetita en rocas carbonatosilicatadas.

Tabla 8.

Composición química semicuantitativa de los óxidos-hidróxidos de hierro en mármoles impuros y rocas carbonatosilicatadas.

	QA-M023	QA-M093
Elemento	Porcentaje en peso (%)	
C	05.93	05.40
O	28.85	19.66
Si	02.57	
Ca	00.30	
Mn	00.62	
Fe	61.74	74.94

Nota: Los individuos encontrados estudiados en la muestra QA-M023 pueden corresponder a hematita, mientras que los de la muestra QA-M093 son magnetitas.

8.3.2 Calcita. La calcita se encuentra presente en mármoles impuros y algunos otros tipos de rocas carbonatadas, su análisis contribuye a determinar que no se trata de ningún otro carbonato como la dolomita (Tabla 9), como se observa en la figura 39.

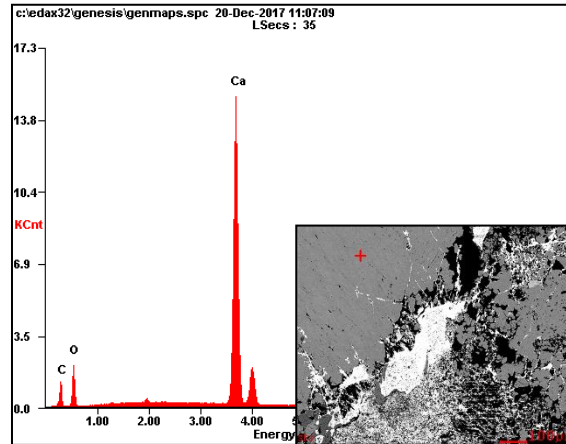


Figura 39. Espectro EDS y microfotografía SEM de calcita en mármol impuro.

Tabla 9.

Composición química semicuantitativa de las calcitas en mármol impuro.

QA-M023	
Elemento	Porcentaje en peso (%)
C	09.73
O	35.90
Ca	54.37

8.3.3 Grafito. Estos individuos se encuentran en algunas muestras como agregados de individuos muy finos, en contacto con los óxidos-hidróxidos de hierro y no permite su distinción petrográficamente, formando agregados de hasta 5 mm en el mármol impuro (QA-M023) y en forma de venillas paralelas a la foliación que rellenan fracturas en los apatitos, en la muestra QA-M093 (Figura 40). Su composición está definida en la tabla 10.

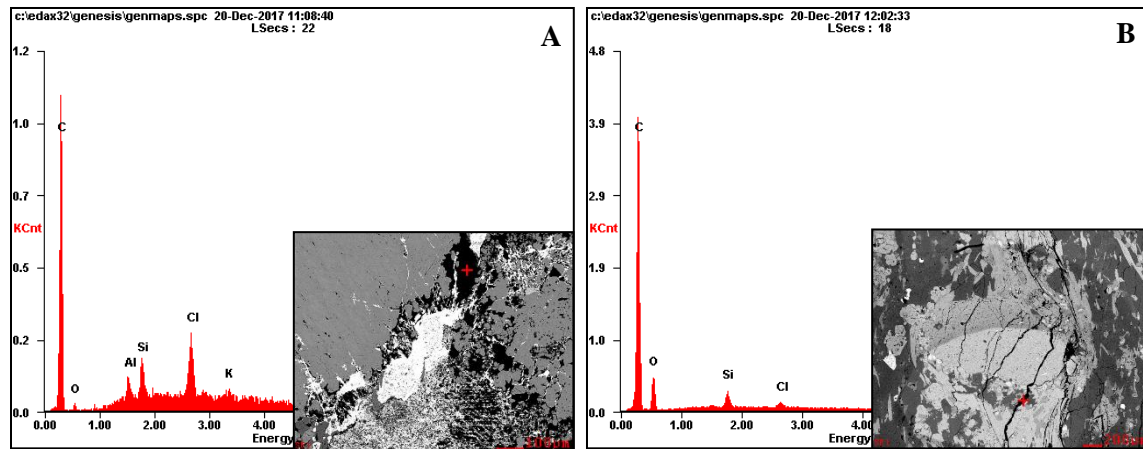


Figura 40. Espectros EDS y microfotografías SEM del grafito. A: Grafito junto a óxidos-hidróxidos de hierro en mármol impuro. B: Grafito relleno de fracturas en apatito.

Tabla 10.

Composición química semicuantitativa del grafito en mármoles impuros y rocas carbonatosilicatadas.

	QA-M023	QA-M093
Elemento	Porcentaje en peso (%)	
C	86.47	77.09
O	03.34	20.56
Al	01.54	
Si	02.61	01.68
Cl	04.97	00.67
K	01.07	

8.3.4 Plagioclasa. Los individuos de plagioclasa que se encontraron en la muestra QA-M093 corresponden por su composición (Tabla 11) a plagioclasa calcosódica alterada moderadamente a sericita a manera de parches (Figura 41).

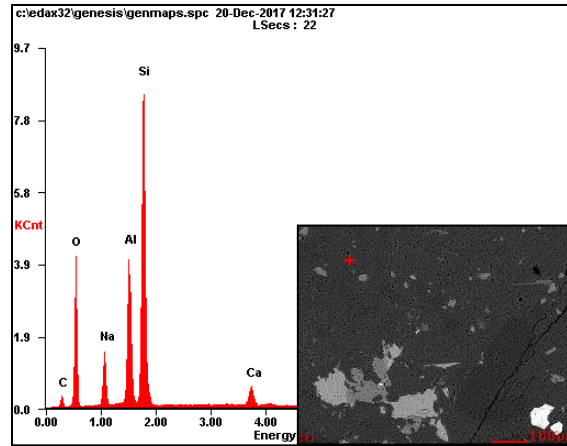


Figura 41. Espectro EDS y microfotografía SEM de plagioclasa calcosódica.

Tabla 11.

Composición química semicuantitativa de plagioclasa en rocas carbonatosilicatadas.

QA-M093	
Elemento	Porcentaje en peso (%)
C	09.00
O	36.36
Na	06.77
Al	12.83
Si	32.66
Ca	02.39

8.3.5 Biotita. Las biotitas de la muestra se caracterizan por su color marrón oscuro, se encuentran como agregados de individuos alargados siguiendo la foliación, capas de deformación e inclusiones dentro de la plagioclasa. Presentan alto porcentaje de hierro y menor para titanio (Figura 42 y Tabla 12).

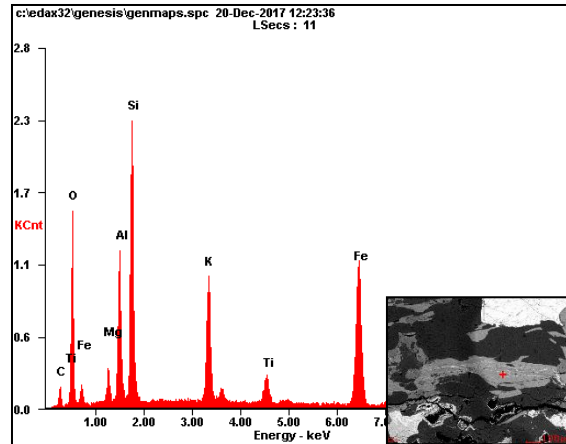


Figura 42. Espectro EDS y microfotografía SEM de biotita.

Tabla 12.

Composición química semicuantitativa de biotita en rocas carbonatosilicatadas

QA-M093	
Elemento	Porcentaje en peso (%)
Ca	07.96
O	28.15
Mg	02.19
Al	09.79
Si	18.23
K	07.67
Ti	02.55
Fe	23.45

8.3.6 Epidota. Son individuos xenoblásticos que se encuentran en la roca carbonatosilicatada (QA-M093) principalmente asociados a las biotitas, algunos alargados en dirección a la foliación principal (Figura 43). Cuya composición semicuantitativa se en la tabla 13.

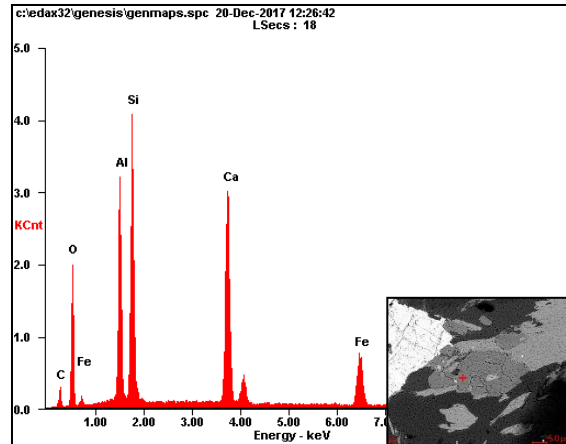


Figura 43. Espectro EDS y microfotografía SEM de epidota.

Tabla 13.

Composición química semicuantitativa de epidota en rocas carbonatosilicatadas

QA-M093	
Elemento	Porcentaje en peso (%)
C	08.16
O	29.78
Al	14.04
Si	20.29
Ca	17.37
Fe	10.36

8.3.7 Apatito. Se identificaron algunos individuos de fluorapatito (Figura 44) en rocas carbonatosilicatadas con capas de deformación formadas por biotitas, su composición se presenta en la tabla 14.

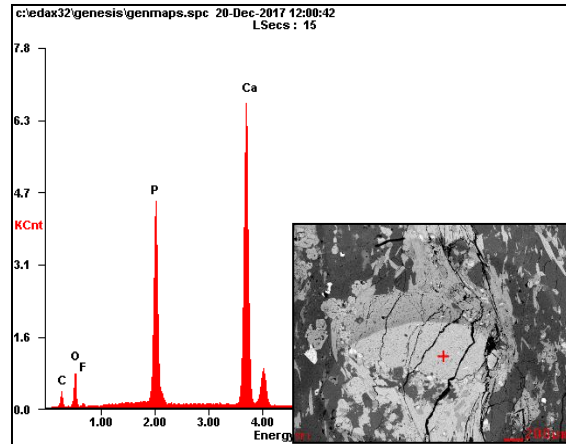


Figura 44. Espectro EDS y microfotografía SEM de apatito. Fracturas del apatito rellenas por grafito.

Tabla 14.

Composición química semicuantitativa de epidota en rocas carbonatosilicatadas

QA-M093	
Elemento	Porcentaje en peso (%)
C	09.43
O	24.73
F	01.63
P	20.53
Ca	43.68

8.3.8 Ilmenita. Corresponde a individuos alargados en dirección a la foliación o incluidos en otros minerales como el granate (Figura 45). La identificación por análisis químico (Tabla 15) de este mineral en la muestra QA-M043 fue de utilidad en varias muestras para distinguirlo de otros minerales opacos.

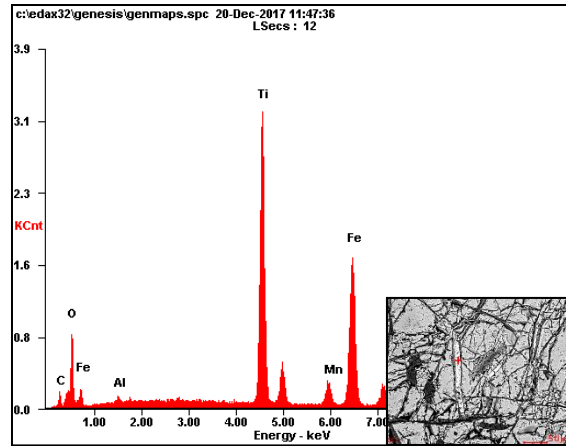


Figura 45. Espectro EDS y microfotografía SEM de las ilmenitas. Individuos incluidos en porfidoblasto de granate altamente fracturado.

Tabla 15.

Composición química semicuantitativa de la ilmenita en esquistos micáceo-cuarzosos con granate.

QA-M043	
Elemento	Porcentaje en peso (%)
C	04.42
O	22.79
Al	00.48
Ti	32.71
Mn	04.82
Fe	34.78

8.3.9 Granate. Como se mencionó anteriormente algunos individuos de ilmenita se encuentran incluidos en porfidoblastos de granate (Figura 46), que además de inclusiones presenta un alto fracturamiento ya que se encuentra en una cataclasita (QA-M043). Por su alto contenido de hierro podría ser de tipo almandino (Tabla 16).

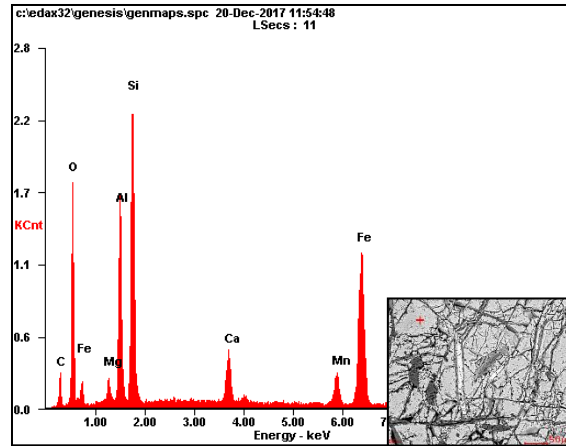


Figura 46. Espectro EDS y microfotografía SEM del granate. Porfidoblasto de granate fracturado con inclusiones de ilmenita.

Tabla 16.

Composición química semicuantitativa del granate en esquistos micáceo-cuarzosos con granate.

QA-M043	
Elemento	Porcentaje en peso (%)
C	11.46
O	26.20
Mg	01.54
Al	11.74
Si	18.60
Ca	03.22
Mn	04.23
Fe	23.01

9. Análisis estructural

9.1 Descripción de estructuras

En este capítulo se presenta las estructuras que se encontraron en diferentes estaciones a lo largo de la quebrada La Aguja, el reconocimiento de estas permite realizar trabajos de caracterización e identificación de dominios estructurales, paleo-esfuerzos, zonas de cizallas, y eventos deformativos que están actuando sobre una determinada área.

9.1.1 Clivajes y foliaciones. Para comenzar a hablar de este tipo de estructuras, debemos definir el termino fábrica, el cual es usado para describir penetrativa y distributivamente los componentes de cuerpos rocosos. Rocas que presentan una fábrica linear marcada son denominadas tectonitas-L, aquellas donde la fábrica planar predomina son nombradas como tectonitas-S y finalmente se denominan tectonitas L-S a aquellas rocas deformadas que presentan tanto características planares como lineares (Davis *et al.*, 2012; Fossen, 2010; Rey, 2016; Turner and Weiss, 1963).

La foliación tectónica es una estructura planar formada como producto de procesos tectónicos, incluye los clivajes, esquistosidad y foliación milonítica (Fossen, 2010). En este capítulo se considera el termino foliación como cualquier fabrica planar o curviplanar en rocas metamórficas y el termino clivaje como un subgrupo de la foliación.

9.1.1.1 Clivaje transposición (S_{n+2}). Este tipo de clivaje se caracteriza por el cambio en orientación de la foliación o estructuras planares de la fábrica en la roca. Es un tipo de clivaje que

es progresivo (Hatcher, 1995), donde sus estadios finales pueden llegar al desarrollo de clivajes de fractura o la desaparición total de estructuras iniciales, donde $S_{n+2}=S_{n+3}$ (Figura 47). La habilidad para reconocer la sobreimposición de clivajes de transposición es de gran ayuda para revelar la historia de evolución de áreas complejas (Hatcher, 1995).

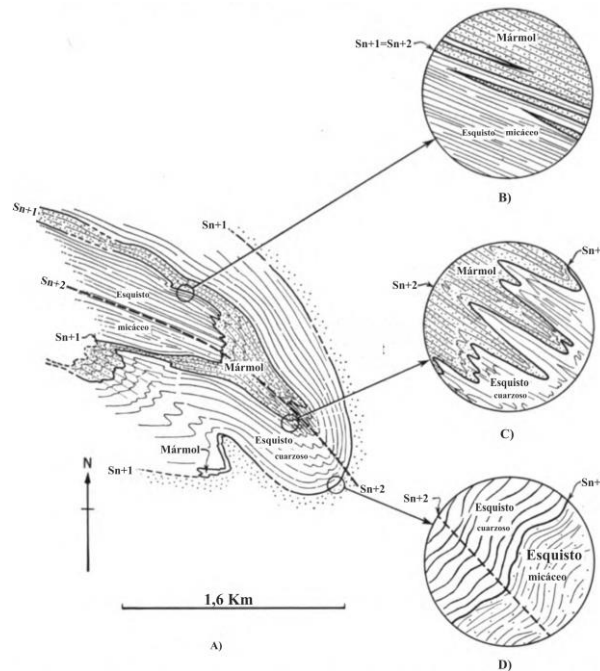


Figura 47. Clivaje de transposición desarrollados en las rocas de la Serie Kernville, Lago Isabella, Carolina. A: Mapeamiento de pliegue. B: Detalle en uno de los limbos donde $S_{n1}=S_{n+2}$. C: Detalle de la foliación y clivaje de transposición en la charnela de pliegue. D: Detalle de la charnela en la parte más externa del pliegue. Tomada de Turner and Weiss (1963).

En la figura 48 se presentan ejemplos de clivajes de transposición encontrados a lo largo de la quebrada La Aguja.

9.1.1.2 Clivaje de disyuntivo (S_{n+3}). Es un tipo de clivaje espaciado, que se caracteriza por la interrupción de la fábrica a escala mesoscópica. Fossen (2010) lo clasifica como arreglos de fracturas a pequeña escala, para Turner and Weiss (1963) este tipo de clivaje puede desarrollarse en casi todos los tipos de rocas, siendo en algunos casos paralelos a clivajes incipientes de

transposición o foliaciones preexistentes y no es tan restringida como lo es el caso del clivaje pizarroso. Según Hatcher (1995) este tipo de clivaje presenta un espaciamiento que va de 1 a 3 cm, que generalmente se generan en regímenes frágiles pero que también se pueden desarrollar por presión-solución. En la figura 49 se presentan los clivajes de fractura encontrados a lo largo de la quebrada La Aguja.

9.1.1.3 Foliación milonítica. Es un tipo de foliación secundaria como resultado de la deformación que sufren rocas metamórficas (Davis *et al.*, 2012). Algunos remanentes de la textura o minerales anteriores pueden encontrarse como grandes lentes o fragmentos envueltos en este tipo de foliación (Fossen, 2010). En la figura 50 se presentan ejemplos de foliación milonítica encontrados a lo largo de la quebrada La Aguja.

9.1.1.4 Bandas de cizalla. Este tipo de estructuras son características de zonas de cizalla, caracterizándose por generar inflexiones en la foliación de la roca a medida que se acerca a la banda, usualmente en rocas cuarzofeldespaticas, cuarcitas y rocas micáceas (Hatcher, 1995), generalmente desarrolladas paralelamente a las paredes de la zona de cizalla (Fossen, 2010). En la figura 51 se presenta un ejemplo de banda de cizalla.

9.1.1.5 Bandeamiento cuarcítico. Debido a que las cuarcitas no presentan filosilicatos para desarrollar una esquistosidad, desarrollan un bandeamiento caracterizado por presentar diferentes tamaños de granos o variaciones en colores (Figura 52) (Fossen, 2010).



Figura 48. Clivajes de transposición en la quebrada La Aguja. A: Desarrollo de clivaje de transposición (Sn+2), clivaje de fractura (Sn+3), nótese que Sn+3 casi paralelo a Sn+1, típico de etapas avanzadas de deformación del clivaje de transposición. QA_E001. B: Desarrollo de clivaje de transposición evidenciado por el plegamiento disarmónico en venas de cuarzo. QA_E004. C: Desarrollo de clivaje de transposición y fracturas de clivaje sobre estructuras de cuarzo (pliegues apretados). QA_E007. D: Desarrollo de clivaje de transposición evidenciado por la formación de microplegamientos en zona de cizalla. QA_E010. E: Clivajes de transposición formados en zona de cizalla, nótese la presencia de pliegues parásitos en las charnelas de los pliegues. QA_E011 F: Clivaje de transposición en pliegues verticales y apretados. QA_E052.

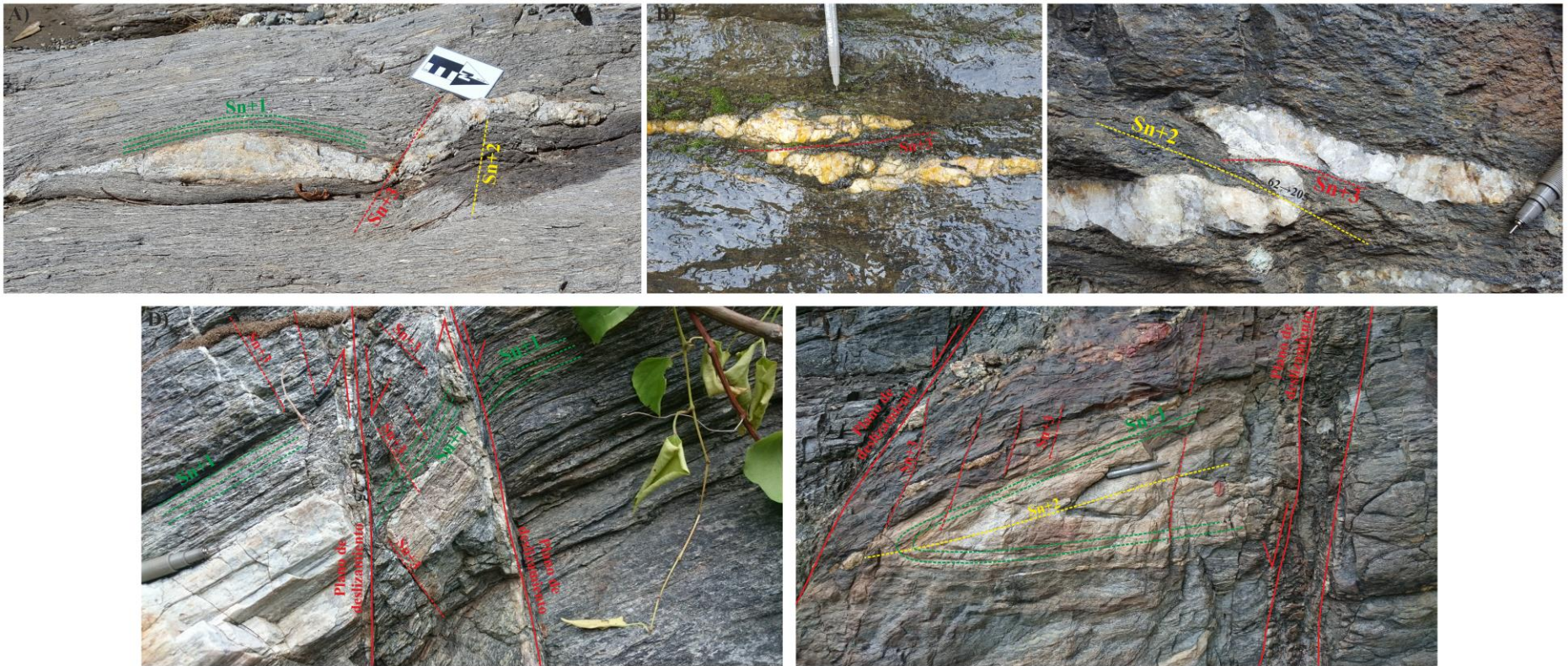


Figura 49. Clivajes de fractura en la quebrada La Aguja. A: Clivaje de fractura afectando boudin de cuarzo luego de haber sido afectado por clivaje de transposición. QA_E001 B: Clivaje de fractura cortando totalmente estructura en cuarzo. QA_E003 C: Clivaje de fractura Sn+3 casi paralelo a Sn+2, evidencia de la continuación en la deformación posterior al desarrollo de clivaje de transposición. QA_E007 D y E. Clivajes de fractura desarrollados en zona de cizalla. D y E en QA_E012.

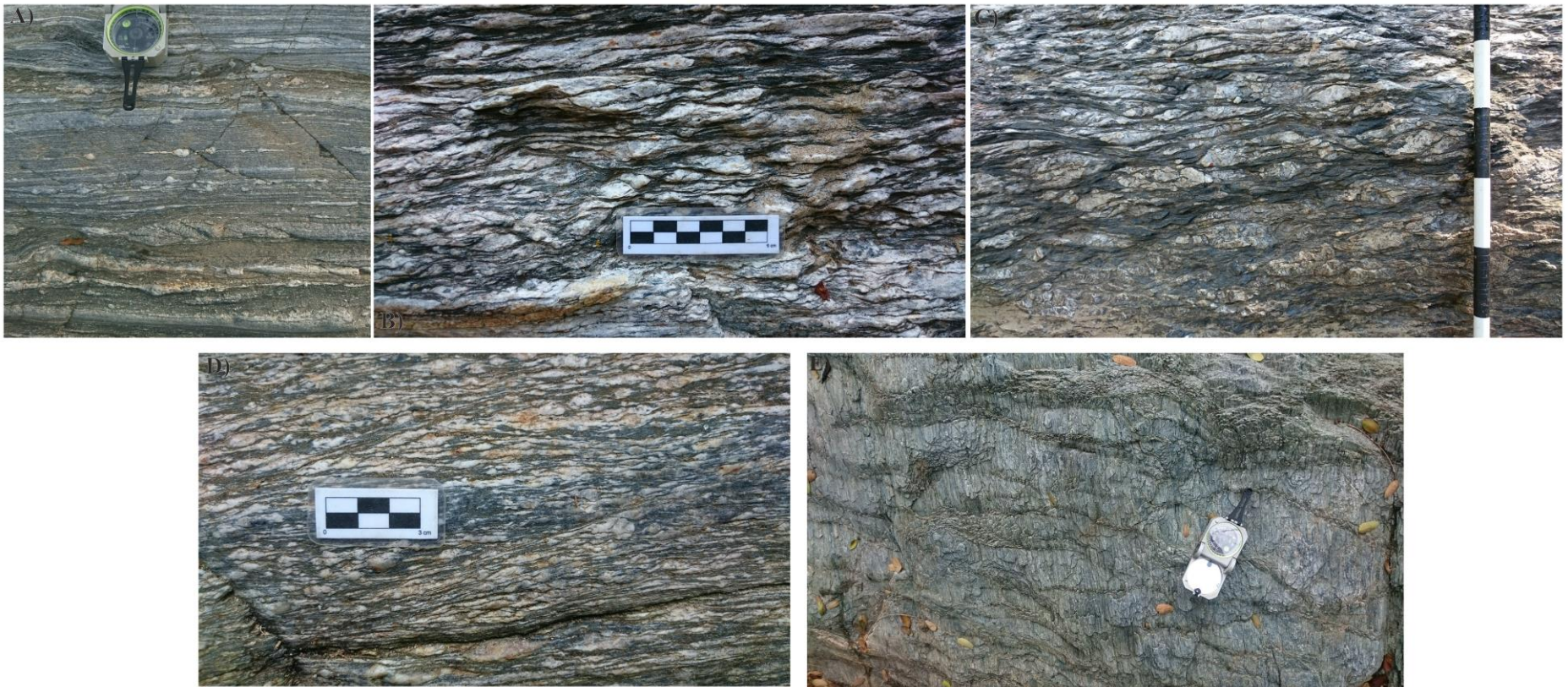


Figura 50. Foliación milonítica en rocas de la quebrada La Aguja. A: Foliación milonítica con desarrollo de porfidoblastos tipo delta (δ), indicando una cinemática dextral para la cizalla. QA_E050. B y C: Foliación milonítica con desarrollo de estructuras S-C, nótese que los filosilicatos tienden a acomodarse ante la deformación. En QA_E085 D: Foliación milonítica, nótese en desarrollo estructuras S-C-C' hacia la parte superior derecha de la fotografía. QA_E090. E: Foliación milonítica QA-E039



Figura 51. Banda de cizalla. Nótese en cambio en dirección de la foliación a medida que se aproxima a la banda de cizalla. QA_E009.



Figura 52. Bandeamiento cuarcítico. Desarrollo de bandas de cuarcita blanca al interior de un cuerpo de cuarcita micácea más oscura. QA_E002.

9.1.2 Diaclasas. También llamadas fracturas extensionales, son planos de separación en donde desplazamientos de cizalla no han tenido lugar y donde las dos paredes resultantes de la extensión permanecen en contacto (Burg, 2017; Hancock, 1985; Hatcher, 1995; Ramsay and Huber, 1987; Van der Pluijm and Marshak, 2004), proveyendo una evidencia visual de comportamiento inelástico en las rocas.

Según Martínez (2002) este tipo de estructuras se pueden rellenar por material producto de precipitación de fluidos, cuando estos espacios son ocupados por un magma da lugar a un dique. Según Hatcher (1995), Fossen (2010), Martínez (2002), Pollard and Fletcher (2010) y Van der Pluijm and Marshak (2004) se pueden distinguir varios tipos de fractura dependiendo del movimiento relativo que tiene lugar entre las rocas situadas a un lado u otro de la misma, distinguiéndose tres tipos de fracturas de acuerdo con el tipo de movimiento (Figura 53). En las fracturas modo I (apertura) el movimiento es perpendicular a la superficie de fractura, en las fracturas modo II (deslizamiento) el movimiento es paralelo a la superficie de fractura y perpendicular al borde de propagación de la misma, en las fracturas tipo III (desgarre) el movimiento es paralelo a la superficie de fractura y también paralelo al borde según el que se propaga la misma, Fossen (2010) incluye las fracturas tipo IV (cierre) usadas para describir estructuras como estilolitos. Más adelante, en el capítulo de paleo-tensores de esfuerzos se explica la forma de diferenciar los diferentes tipos de fracturamiento a partir de su ángulo diedro.

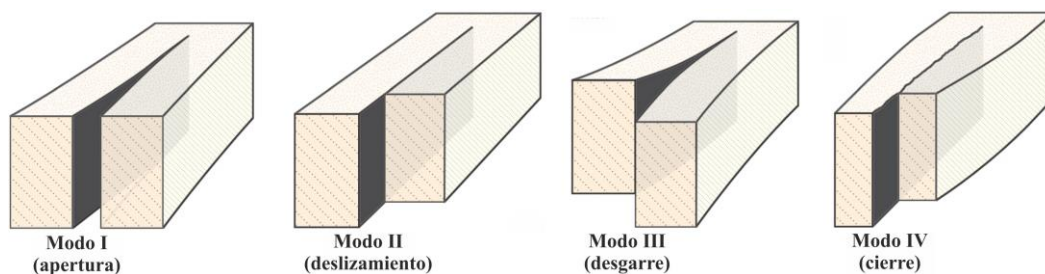


Figura 53. Modos de fractura según su desplazamiento. Modo I: Abertura, modo II: Deslizamiento, modo III: Desgarre, modo IV: Cierre. Tomada y editada de Fossen (2010).

Diaclasas de la misma generación tienden a presentar la misma orientación, sin embargo, las rocas pueden experimentar diferentes regímenes de deformación a lo largo de su historia resultando en diferentes arreglos de diaclasas que se sobre imponen unos a otros para producir diferentes redes de fracturamiento (Burg,2017), siendo de vital importancia el uso de estas para la determinación de los paleo-esfuerzos que generaron los diferentes regímenes de deformación (Figura 54).

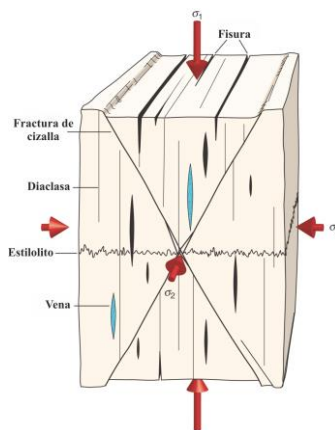


Figura 54. Orientación de varios tipos de fractura respecto al esfuerzo principal. Tomada de Fossen (2010).

9.1.2.1 Diaclasas en pluma. Las estructuras en pluma (Figura 55) son agregados de ondulaciones suaves y curvilíneas que irradian del punto donde la diaclasa fue originada, alejándose generalmente en forma recta (Burg, 2017; Fossen, 2010; Van der Pluijm and Marshak, 2004). Las estructuras en pluma pueden sobreponerse en un plano de diaclasa y generalmente son ortogonales entre sí (Burg, 2017). Su formación se debe a que la magnitud del esfuerzo hacia el final de la fractura excede el valor crítico (Fossen, 2010; Van der Plujim and Marshak, 2004), la energía disponible para la generación de fracturamiento en la roca excede la energía necesaria para crear una sola superficie, donde este exceso de energía genera el rompimiento del plano de la superficie principal de diaclasa dando como resultado la formación de fracturas microscópicas que

se esparcen a partir de la misma. Si la energía es suficiente, este fracturamiento puede esparcirse en dos superficies separadas paralelamente (Van der Pluijm and Marshak, 2004).

En la figura 56 se presentan ejemplos de patrones de diaclasamiento sistemáticos y no sistemáticos, al igual que un ejemplo de diaclasa en pluma encontrado al interior de la quebrada La Aguja.

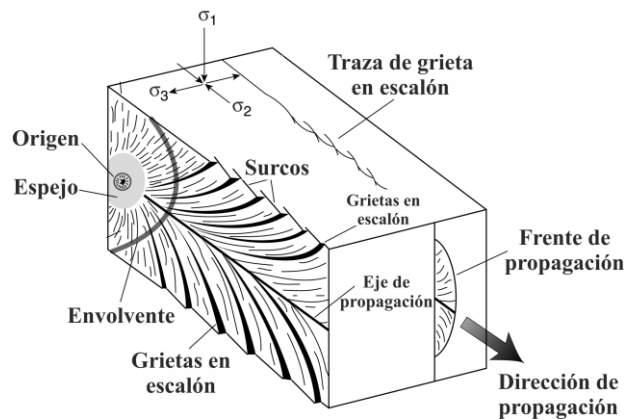


Figura 55. Geometría y partes de diaclasas en pluma. Tomada de Van der Pluijm and Marshak (2004).

9.1.3 Boudinage. Los *boudines* se forman donde las capas competentes se extienden en piezas separadas a través de mecanismos de deformación en el régimen plástico, frágil o una combinación de éstos (Figura 57-A). Los *boudines* individuales suelen ser mucho más largos en una dimensión que en las otras dos y por lo tanto definen una lineación. También hay ejemplos de áreas de adelgazamiento regularmente espaciadas en muchas capas competentes extendidas sin la separación en fragmentos o *boudines* aislados, denominados *pinch-and-swell* (Figura 57-B-C) (Fossen, 2010).

En la figura 58 se presentan diferentes *boudines* encontrados a lo largo de la quebrada La Aguja.

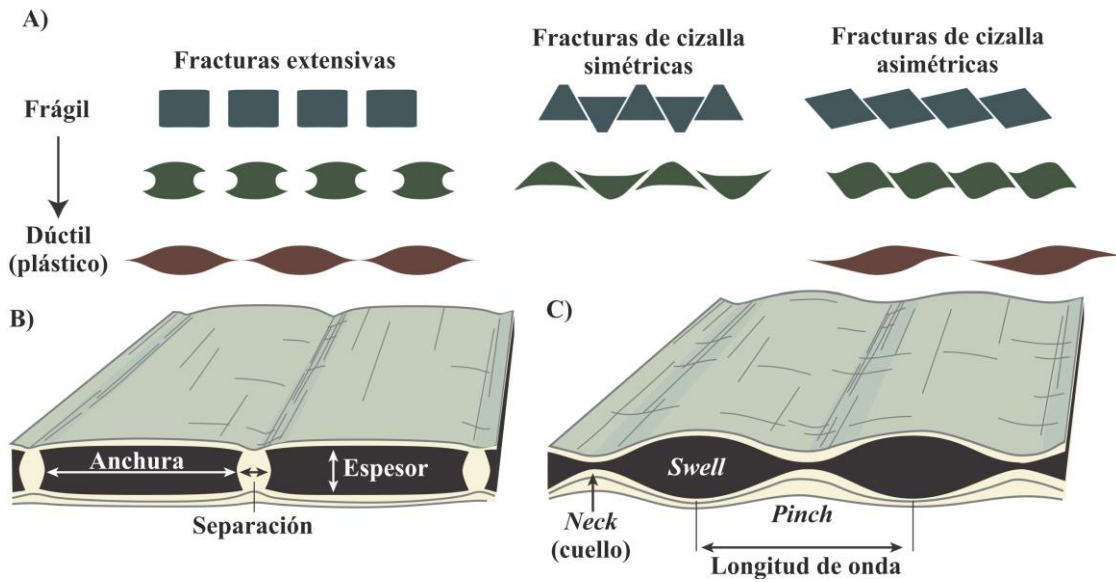


Figura 56. Geometría de los boudines. A: Boudines relacionados a fracturas extensivas, de cizalla simétricas y de cizalla asimétricas. B: Boudines cilíndricos. C: Boudines tipo pinch-and-swell. Tomado y editado de Fossen (2010).



Figura 57. Patrones de diaclasamiento a lo largo de la quebrada La Aguja. A, D, E y F patrones de diaclasamiento sistemático. A en QA_E006, D en QA_E011, E en QA_E051, F en QA_E086. B: Patrón de diaclasamiento en pluma. QA_E021 C: Patrón de diaclasamiento no sistemático, caracterizado por un espaciado no uniforme y con fracturas que presentan curvatura. QA_E024.



Figura 58. Boudinage en escala de afloramiento. A: Desarrollo de boudinage, donde se puede observar el espesor, anchura y geometría de este. QA_E 005. B: Boudinage en cuerpo de cuarcita afectado por clivajes de transposición que dificultan su reconocimiento. QA_E015. C: Boudin con estructura pinch-and-swell. QA_E023. D: Bouding difuso en cuerpo de anfibolita. QA_E048. E: Boudin mostrando una foliación interna diferente a la de la roca caja. QA_E061. F: Boudin de anfibolita afectado por una cizalla sinistral, notese el desarrollo de estructura sigmoidal tipo delta (δ). QA_E083.

9.1.4 Pliegues. Son estructuras que se presentan en escala, micro, meso y macroscópica, su geometría y expresión llevan información importante sobre el tipo de deformación, cinemática y tectónica de un área. En general, los pliegues se componen de una charnela que conecta dos limbos normalmente orientados de manera diferente (Figura 59-A). La charnela puede ser aguda y abrupta, pero más comúnmente la curvatura de la charnela es gradual, y se define una zona de charnela. Existe un espectro de formas de charnela, desde las charnelas puntiagudas de bandas *kink* y de pliegues *chevron* (pliegues agudos y angulares) hasta las charnelas bien redondeadas de los pliegues concéntricos (figura 59-B, C, D, E).

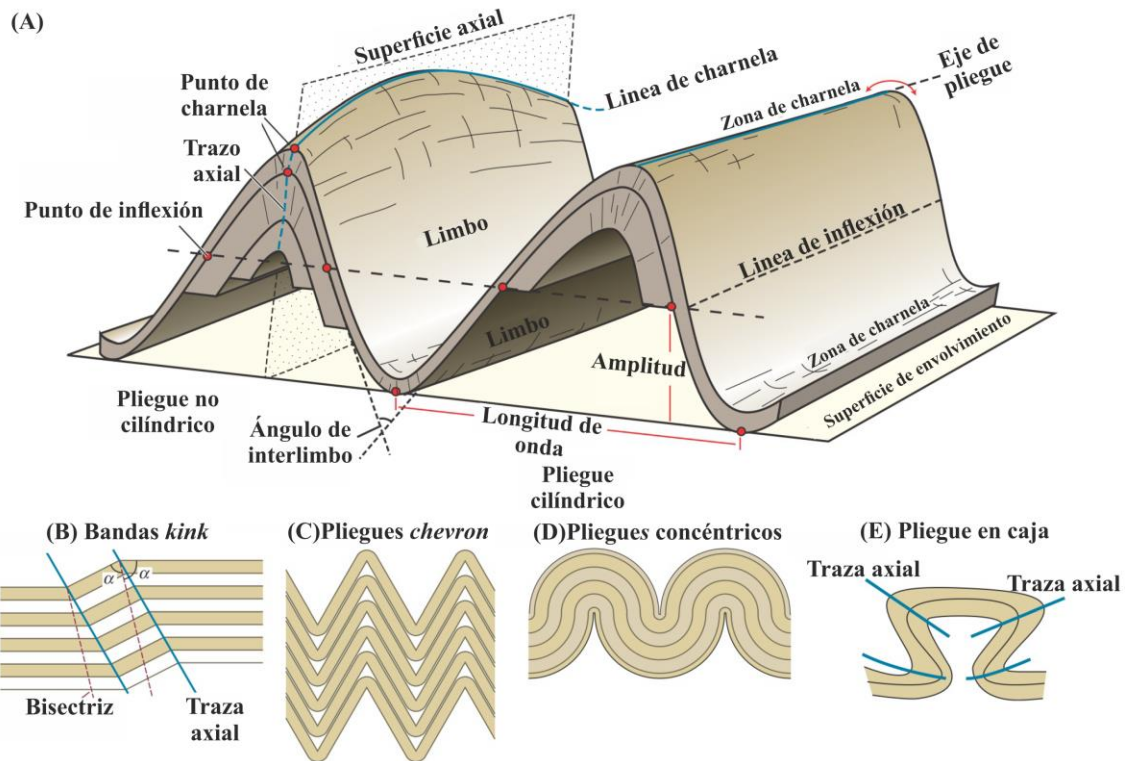


Figura 59. Geometría y partes de pliegues. A: Aspectos geométricos de un pliegue. B: Bandas tipo kink. C: Pliegues tipo chevron. D: Pliegues concéntricos. E: Pliegues en caja. Tomada y editada de Fossen (2010).

Según Van Der Pluijm and Marshak (2004) la orientación de un pliegue está dado por la orientación de su superficie axial y su línea de charnela (Figura 60-A). Los términos comúnmente

usados son pliegues verticales (plano axial $70-90^\circ$ y línea de charnela horizontal), pliegues inclinados (plano axial $10-70^\circ$) y pliegues recumbentes (plano axial $0-10^\circ$ y línea de charnela horizontal). Los pliegues se describen y/o clasifican de acuerdo con la estrechez, la cual se caracteriza por el ángulo de apertura o de interlimbos, que es el ángulo encerrado por sus dos limbos, basándose en este ángulo, los pliegues se separan en suave, abierto, apretado e isoclinal (Figura 60-B).

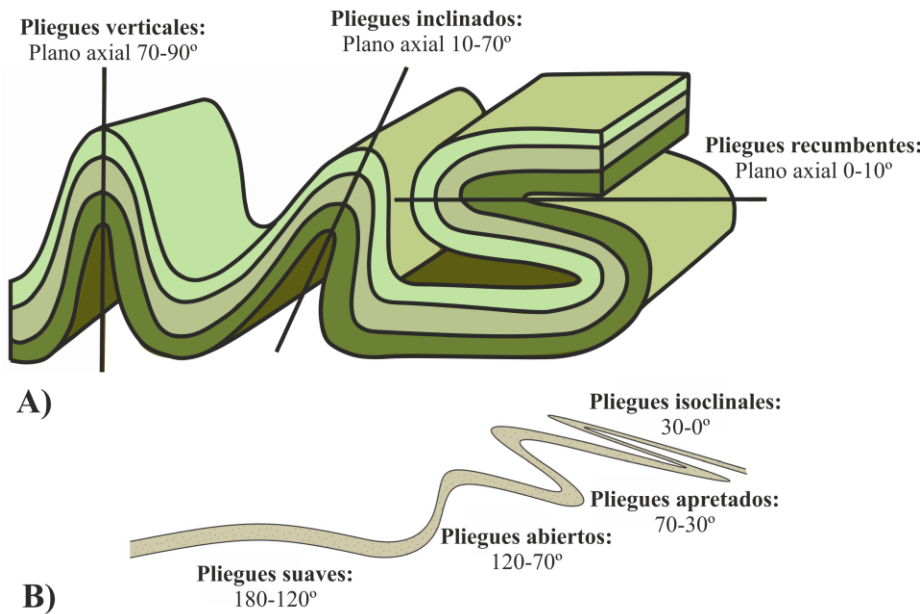


Figura 60. Orientación y clasificación de pliegues. A: Orientación de pliegues dados por la orientación de su superficie axial y su línea de charnela. B: Clasificación de los pliegues basada en el ángulo entre los interlimbos. Figura 60-B Tomada y editada de Fossen (2010).

Los pliegues intrafoliales en rocas metamórficas fuertemente deformadas suelen reflejar la transposición de las capas en la que el plegamiento de las mismas es acompañado de cizallamiento paralelo a los planos axiales de las flexuras en desarrollo (Figura 61-A-B). Los limbos individuales del pliegue se atenúan mediante una cizalla progresiva y presión solución, finalmente, son separados de sus zonas de charnela (Figura 61-C-D) (Davis *et al.*, 2012). En la figura 61 E y F se

presentan ejemplos de pliegues interfoliales y pliegues en forma de ojo respectivamente en escala mesoscópica.



Figura 61. Pliegues en zonas de cizalla. A: Plegamiento flexural de la secuencia de capas rígidas (negro) y suaves (blancas). B: Plegado estrecho y comienzo del desarrollo del clivaje. C: Atenuación y rotura de los limbos del pliegue. D: Aplanamiento de secuencia y creación de pseudoestratigrafía. E: Pliegue interfolial asimétrico en granito milonítico. El sentido destal del cizallamiento indicado por el pliegue es soportado por los flancos asimétricos del porfiroclasto redondo y superpuesto de feldespatos. F: Pliegue en forma de ojo, reflejando un eje de pliegue curvado, dentro del neis bandeado. Tomado y editado de Davis et al. (2012).

Los sistemas de pliegues con una asimetría consistente tienen una vergencia, la cual puede ser especificada, y su dirección viene dada por el sentido de desplazamiento del limbo superior en relación con el inferior. Los pliegues grandes tienden a presentar pliegues más pequeños en sus limbos y en las zonas de charnela, como se muestra en la figura 62. Los pliegues más grandes se llaman pliegues de primer orden, mientras que los pliegues asociados más pequeños son pliegues de segundo orden o pliegues parásitos (Fossen, 2010). Los pliegues simétricos se llaman a veces pliegues M, mientras que los pliegues asimétricos se denominan pliegues en S y pliegues en Z, como se muestra en la figura 62, la distinción entre los pliegues S y Z puede ser confusa, pero los

pliegues Z tienen limbos cortos que parecen haber girado en sentido horario con respecto a sus limbos largos (Fossen, 2010).

En la figura 63 se muestra la compilación de los pliegues más representativos encontrados en diferentes estaciones a lo largo de la quebrada La Aguja.

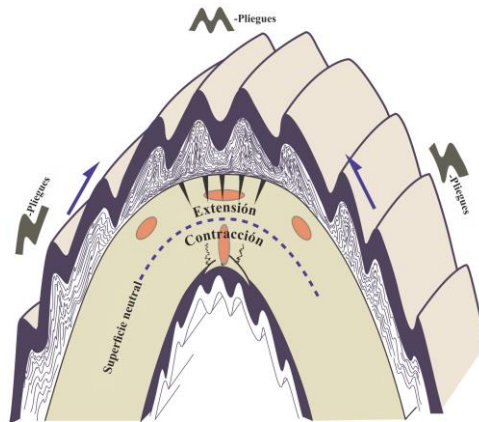


Figura 62. Determinación de vergencia a partir de pliegues parásitos. Los pliegues Z, M y S pueden ser relacionados con pliegues de orden inferior, en cuyo caso proporcionan información sobre la geometría del pliegue a gran escala. Tomada de Fossen (2010).

9.1.4.1 Planos y bandas Kink. Las bandas *kink* son zonas de centímetros a decímetros de ancho o bandas con bordes agudos a través de los cuales la foliación es abruptamente rotada, caracterizadas por su fuerte asimetría (Figura 64), si la zona es más amplia se puede referir a pliegues *kink*. Son estructuras de deformación cercanamente relacionadas con los pliegues *chevron*, ya que ambas son de temperatura relativamente baja (bajo grado metamórfico) donde hay una anisotropía mecánica significativa representada por laminación o repetición de capas competentes e incompetentes, implicando acortamiento de capas; pero difieren en términos de simetría (Fossen, 2010).



Figura 63. Pliegues representativos de la quebrada La Aguja. A: Pliegues inclinados e isoclinales, hacia la parte inferior se aprecia el desarrollo de pliegues ptgmáticos. QA_E010. B: Pliegue inclinado y abierto con geometría kink. QA_E024. C: Pliegue isoclinal y recumbente. QA_E049. D: Pliegue isoclinal y abierto generado en zona de cizalla. QA_E060 E: Pliegue isoclinal y recumbente, con desarrollo de pliegues ptgmáticos hacia la parte inferior derecha. QA_E073.

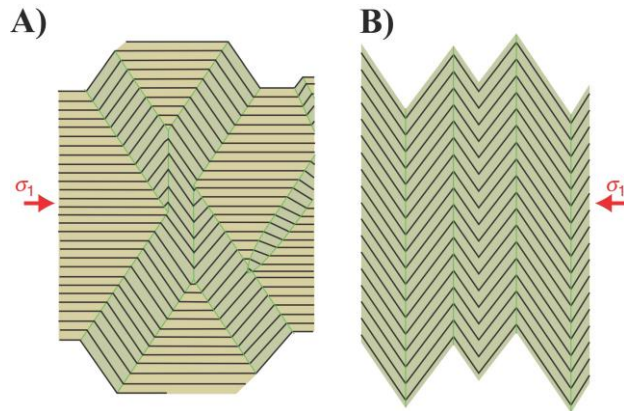


Figura 64. Bandas kink. A y B: La orientación del σ_1 se puede determinar a partir de la orientación de diferentes conjuntos conjugados de bandas kink. Tomada de Fossen (2010).

En la figura 65 se muestra la diferencia en escala entre bandas y pliegues *kink*.



Figura 65. Banda y pliegue tipo kink. A) Desarrollo de banda kink. QA_E009. B) Pliegue tipo kink. QA_E072.

9.1.5 Diques, Silos y venas. Los diques y silos son cuerpos intrusivos tabulares, siendo los primeros discordantes y los segundos concordantes. Los silos se desarrollan cuando el magma aprovecha planos de debilidad (foliaciones o estratificaciones) y se inyecta a lo largo de dichos planos. Los diques son fracturas rellenas por magma que corta a lo largo de la foliación o estratificación del cuerpo rocoso (Winter, 2014). Las venas son el producto de la percolación de precipitados minerales en fracturas producto de eventos distensivos (Martínez, 2002).

En la figura 66 se presenta la compilación de los diques, silos y venas encontrados a lo largo de la quebrada La Aguja.

9.1.6 Fallas y zonas de cizalla. Las fallas son volúmenes de roca tabulares que presentan una superficie central de deslizamiento, rodeadas por volúmenes de roca que han sido afectadas por deformación frágil en las inmediaciones de la misma (Fossen, 2010). A grandes niveles corticales, donde las rocas tienden a deformarse plásticamente en condiciones de elevada temperatura y presión confinante, el desplazamiento de cizalla es alcanzado por el desarrollo de zonas de cizalla (Davis *et al.*, 2012).

Una zona de cizalla es una zona tabular en la que la deformación es notablemente más alta que en la roca circundante, encontrándose limitada por dos márgenes o paredes de cizalla (Fossen, 2010).



Figura 66. Diques, silos y venas a lo largo de la quebrada La Aguja. A: Dique con desarrollo de estructuras en flama, nótese la presencia de xenolitos de roca caja embebidos en el dique máfico. QA_E005. B: Diques cortando la foliación principal de la roca caja, nótese que los silos aprovechan planos de debilidad para desarrollarse de forma paralela a la foliación. QA_E045. C y E: Diques máficos cortando la foliación de la roca caja. C y E en QA_E 051. D: Vena de cuarzo cortando oblicuamente la foliación de la roca caja. QA_E058. F: Dique emplazado por mecanismos de cizalla, nótese la presencia de fragmentos de la roca caja embebidos a lo largo del mismo, hay desarrollo de grietas en echelon concordantes con la cinemática del área. QA_E069.

La presencia de estas zonas indica que, dentro de una determinada masa de roca deformada, la distribución de la deformación era heterogénea en lugar de homogénea (Davis *et al.*, 2012). Las fallas y las zonas de cizalla son estructuras estrechamente relacionadas, y la figura 67 ilustra la percepción general de las zonas de cizalla como la contraparte profunda o extensión de fallas. Ambas son estructuras de localización de deformaciones e implican desplazamiento paralelo a las paredes, y tienden a crecer en anchura y longitud durante la acumulación de desplazamiento (Fossen, 2010).

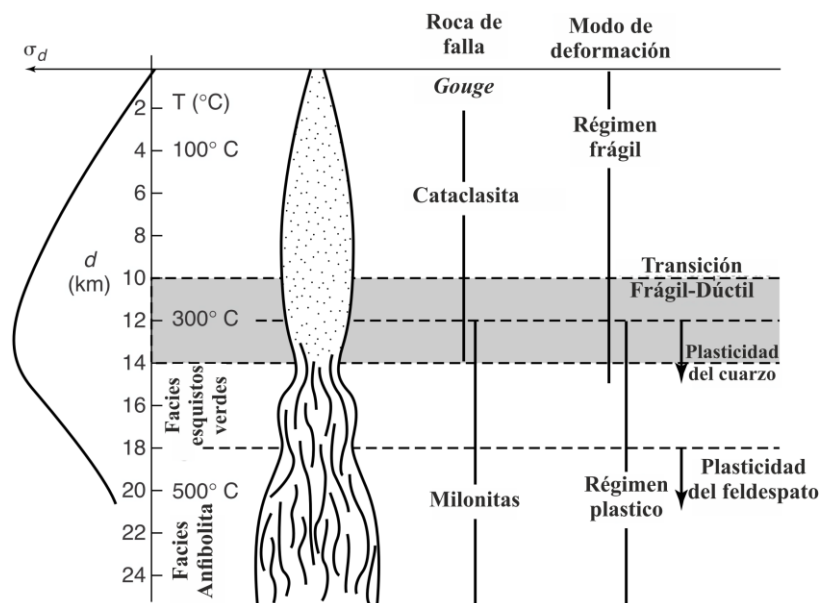


Figura 67. Modelo simplificado de la conexión entre fallas y zonas de cizalla dúctil. La transición es gradual y conocida como la transición frágil-plástica. La profundidad depende del gradiente de temperatura y de la mineralogía de la corteza. Tomada de Van der Pluijm and Marshak (2004).

Si la disminución de la deformación fuera de la zona es gradual, sin ninguna ruptura física distinta, se considera que la zona de cizalla es continua, las zonas de cizallamiento continuas se forman más comúnmente en condiciones dúctiles, donde las rocas fluyen en estado sólido sin pérdida de cohesión. Si la disminución es más abrupta, con discontinuidades claras, la zona se considera discontinua, en la mayoría de las zonas discontinuas de cizalla, las rocas fuertemente

deformadas dentro de la zona se yuxtaponen contra rocas mucho menos deformadas a lo largo de una ruptura física aguda o una banda muy delgada a través de uno o ambos márgenes de la zona de cizalla (Figura 68) (Davis *et al.*, 2012).

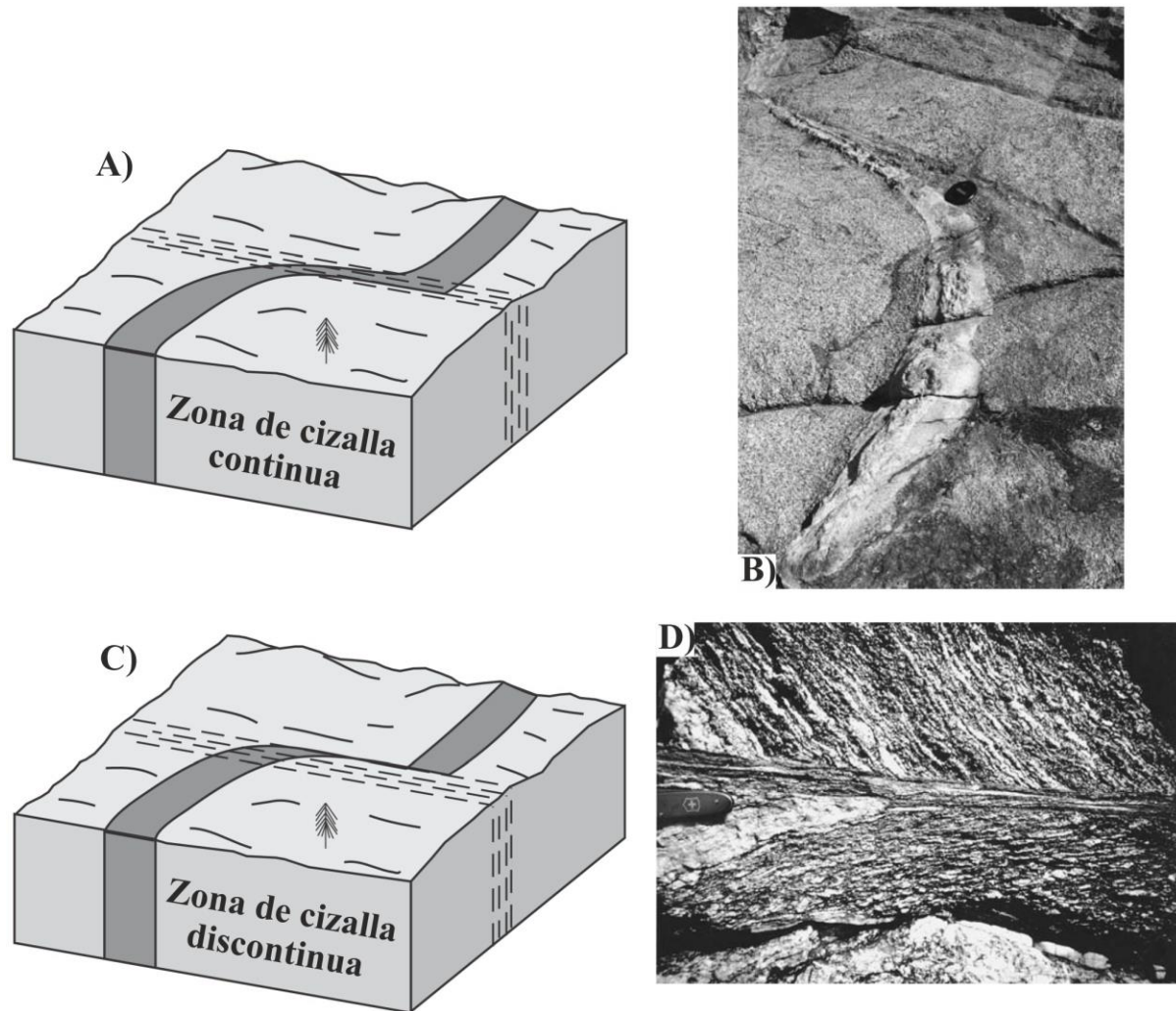


Figura 68. Zonas de cizalla continuas y discontinuas. A y B: Zonas de cizalla continua y discontinua respectivamente. C: Pegmatita entrando en una zona de cizalla continua. D: Zona de cizalla dúctil cortando la foliación en un granito milonítico. Tomadas y editadas de Davis *et al.* (2012).

En la parte central de algunas zonas de cizalla plástica, la deformación puede ser tan alta que las texturas y estructuras preexistentes están totalmente aplanadas y transpuestas. La roca se vuelve fuertemente bandeada y se llama milonita, sus características varían con la temperatura, la presión,

la mineralogía, el tamaño del grano, la presencia de fluidos y la tasa de deformación. En general, las milonitas son más finas que su roca caja, con una foliación y lineación bien definidas (Fossen, 2010).

A medida que la deformación se acumula, un conjunto de superficies de deslizamiento o bandas de cizalla se forman comúnmente paralelas a las paredes de la zona de cizalla (Figura 69-A). Estas bandas de cizalla se llaman C (del francés "*cisaillement*", que se refiere al movimiento de las tijeras) y la foliación se llama S (por "*schistosité*"). En detalle, la foliación se curva dentro y fuera de las superficies C, y el sentido de desviación mostrado por la foliación curvada refleja el sentido de cizallamiento de toda la zona de cizalla. Cuando la deformación se eleva se puede formar un nuevo conjunto de bandas de cizalla, oblicuas a los márgenes de la zona de cizalla, las cuales se denominan C' cuando se puede demostrar su oblicuidad a la zona de cizallamiento (Figura 69-B) (Fossen, 2010).

En la figura E70 se presentan algunas estructuras encontradas en zonas de cizalla a lo largo de la quebrada La Aguja.

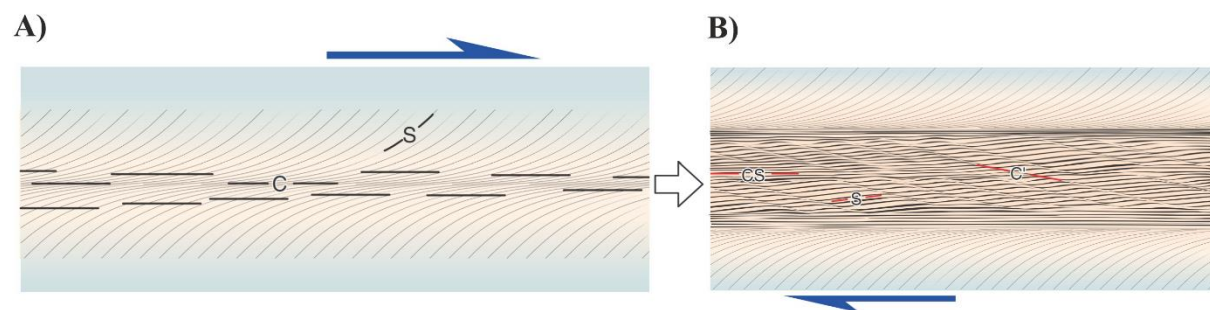


Figura 69. Ilustración esquemática del desarrollo de estructuras S-C en una zona de cizalla. A: La foliación recién formada (S) es cortada por superficies de cizalla (C) paralelas a los márgenes de la zona de cizalla. B: La continuación de la deformación hace que (S) quede casi paralela a (C), denominadas ahora como foliación C-S. La formación de nuevas bandas de cizalla oblicuas (C') genera rotación en la foliación C-S. Tomada y editada de Fossen (2010).

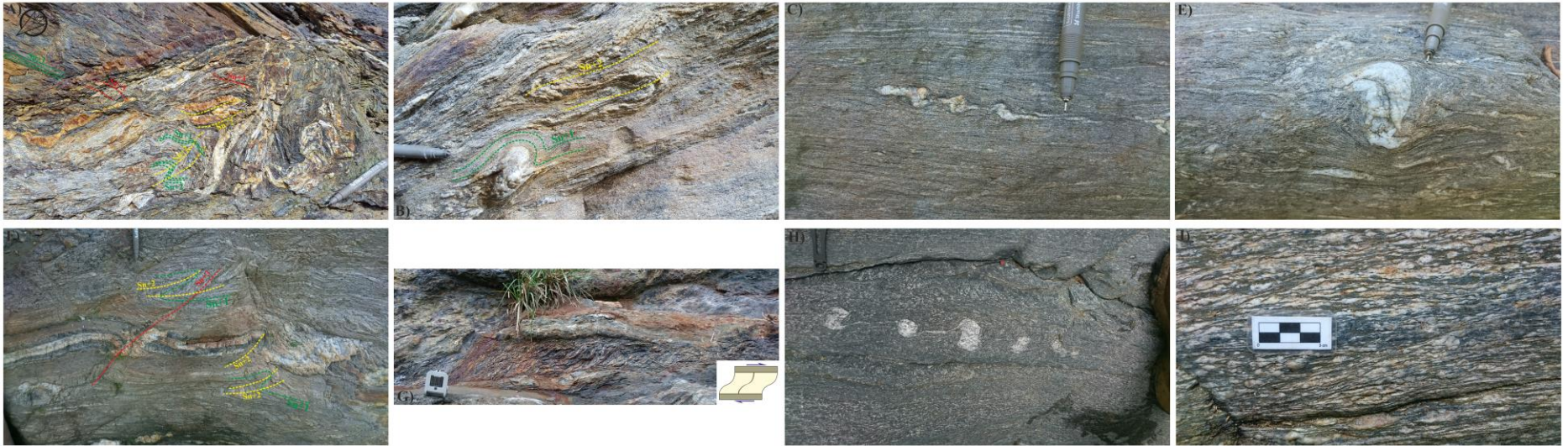


Figura 70. Estructuras al interior de zonas de cizalla. A: Desarrollo de pliegues disarmónicos, apretados, recumbentes e inclinados, donde se desarrollan clivajes de transposición (S_{n+2}) y clivajes disyuntivos (S_{n+3}). QA_E008. B: Desarrollo de pliegues recumbentes y apretados, nótese el desarrollo de microplegamientos en “S”, la cizalla es de cinemática dextral. QA_E010 C, D y H: Desarrollo de porfidoblastos tipo delta (δ) que ayudan a determinar que la cinemática en la zona de cizalla es dextral. C y D en QA_E011, H en QA_E061. E: Planos de deslizamiento desarrollados al interior de zonas de cizalla. QA_E011. G. Zona de cizalla de escala centimétrica, caracterizado por la acumulación de deformación hacia el centro, nótese que las rocas que bordean la zona de cizalla no se encuentran tan deformadas. QA_E013. I: Foliación milonítica producto de cizallamiento. QA_E090.

9.2 Microestructuras y mecanismos de deformación

Las microestructuras de deformación en las rocas o minerales son la evidencia de la deformación permanente. Las microestructuras determinadas en el área de estudio se presentan agrupadas a continuación de acuerdo a categorías generales asociadas a sus respectivos mecanismos de deformación (Tabla 17) como lo define Blenkinsop (2000).

Tabla 17.

Microestructuras y mecanismos de deformación de los Esquistos de San Lorenzo.

Microestructuras		Microestructuras encontradas en el área de estudio		Mecanismos	
Generales	Específicas			Específicos	Generales
Microfracturas, desplazamiento y rotación de partículas rígidas	Microfracturas	X		Microfracturamiento	Cataclasis
	Microfallas	X			
	Bandas de deformación	X			
	Cataclasis distribuida				
	Zona de gouge				
	Rasgos superficiales de microfracturas				
	Fábrica cristalográfica				
	Microestructuras pre-litificación			Fusión IPF	
	Pseudotaquilitas				
Remoción, transporte y deposición de material	Texturas de solución de superficie de grano			Disolución	Transferencia difusiva de masas por solución
	Indentación, truncamiento y interpenetración de granos				
	Capas de deformación	X			
	Microstilolitos	X			
	Clivajes	X			
	Microboudinage	X			
	Texturas de solución de superficie de grano			Precipitación	
	Intercrecimientos, sombras y franjas de presión, micas <i>beards</i>	X			
	Forma de la fábrica de granos				
Planos de inclusiones fluidas					
	Microvenas	X			
Distorsión permanente de la red cristalográfica	Maclas de deformación	X		Maclas	Plasticidad intracristalina
	Extinción ondulante	X		Deformación intracristalina	
	Lamelas de deformación	X			
	Bandas kink	X			
	Bandas de deformación	X		Recuperación	
	Bordes de subgranos	X			
	Forma de la fábrica de granos y listones (<i>ribbons</i>)	X			
	Nuevos granos, estructuras de manto-núcleo.	X		Recristalización	
	Fábricas cristalográficas				
Remoción, transporte y deposición de material, fase de transformación	Forma de la fábrica de granos y listones (<i>ribbons</i>)	X		Fase de transformación	Transferencia difusiva de masas en estado sólido, fase de transformaciones
	Textura <i>foam</i>				
	Textura decusada	X			
	Porfiroblastos	X			
	Porfiroclastos	X			
	Estructuras S-C y S-C'	X			
	Bandas de cizalla	X			
	Bordes de reacción, minerales relicticos, coronas y simplectitas	X			
	Microestructuras de fase de transformación				

Nota: Tomada y modificada de Blenkinsop (2000).

9.2.1 Microfracturas, desplazamiento de partículas rígidas y rotación. Son microestructuras formadas por cataclasis, que se pueden dividir en microfracturas y deslizamiento friccional (Blenkinsop, 2000).

9.2.1.1 Microfracturas. Son discontinuidades planares en rocas en escala de granos y sin deslizamiento (Passchier and Trouw, 2005). Pueden ser clasificadas como intragranulares (al interior de un solo cristal), transangulares (a través de 2 o más granos) y circungranulares, la ocurrencia de estos diferentes tipos de microfracturas depende del mecanismo de deformación que la genera y la microestructura de la roca. Las fracturas intragranulares se desarrollan en rocas con alta porosidad, mientras que rocas bien cementadas con poca porosidad presentan microfracturas transangulares (Blenkinsop, 2000). El microfracturamiento es favorecido por: (1) deslizamiento de límite de bordes de grano en agregados de diferentes minerales, los cuales se deforman a diferentes tasas y tienden a generar fracturas extensivas, y (2) formación de nuevos minerales durante la deformación, lo cual acarrea al mismo efecto (Vernon, 2004). Algunas microfracturas encontradas se muestran en la figura 71.

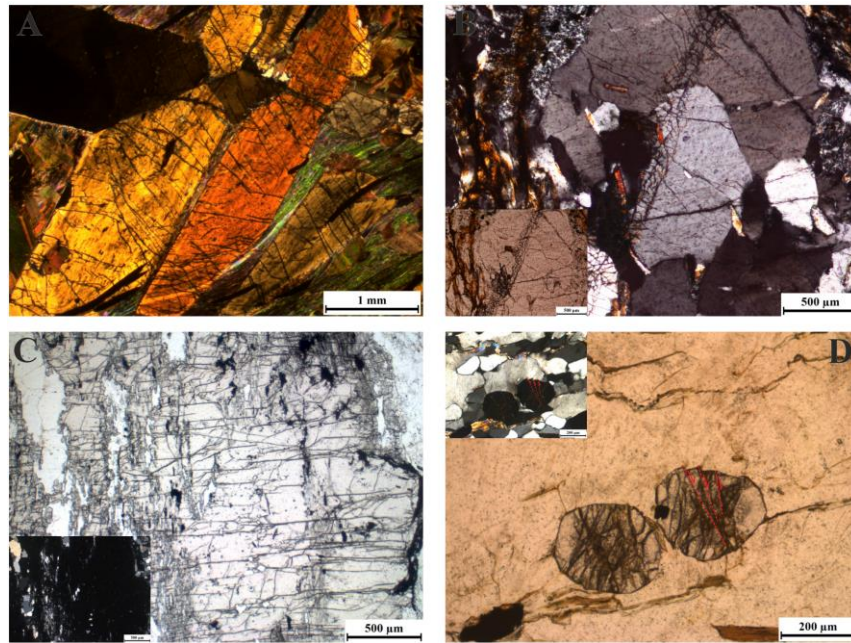


Figura 71. Evidencias de microfracturamiento. A: Patrón de fracturamiento intragranulares en porfidoblastos de estaurolita (QA-M004). B: Patrón de fracturamiento transangular (QA-M043). C: Patrón de fracturamiento intragranulares en porfidoblastos de granate (QA-M029). D: Fracturamiento en domino en porfidoblasto de granate indicando sentido de cizalla sinistral (SEV-4-11-20).

9.2.1.2 Microfallas. Son microfracturas de deslizamiento que contienen fragmentos de granos formados por cataclasis (Figura 72), los cuales pueden ser derivados de la roca caja o ser precipitados de cemento, usualmente estos granos son angulares y pobremente sorteados (Blenkinsop, 2000).

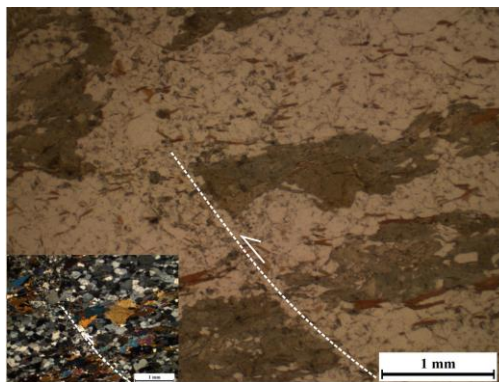


Figura 72. Microfallamiento evidenciado por el corte y desplazamiento de la hornblenda, notesé la reducción en el tamaño de grano a lo largo del plano de falla (QA-M083C).

9.2.2 Remoción, transporte y depositación de material. Las microestructuras que muestran estas evidencias sin fracturamiento o distorsión de la red son formadas por transferencia de masa por difusión (DMT por sus siglas en inglés diffusive mass transfer). Hasta la facies de anfibolita, la mayoría de los DMT ocurren por la vía de la solución porque la difusión en estado sólido ocurre muy lentamente a estas temperaturas (Blenkinsop, 2000).

9.2.2.1 Capas de deformación. Son dominios fuertemente foliados enriquecidos en micas o minerales menos solubles alrededor de superficies opuestas de objetos relativamente rígidos (Figura 73). La traza de la foliación en la capa de deformación es concordante con los márgenes del objeto, y se nivela en continuidad con la foliación de la roca a medida que se aleja del objeto, así parece ser deflectada alrededor del objeto (Blenkinsop, 2000).

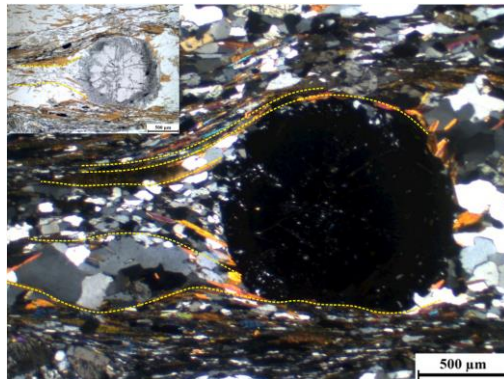


Figura 73. Desarrollo de capas de deformación de individuos de biotita, moscovita y cuarzo sobre porfidoblastos de granate, nótese el desarrollo de sombras de presión al borde izquierdo del granate (QA-M026).

9.2.2.2 Microestilolitos. Son discontinuidades con forma de ondas que pueden truncar granos u otros marcadores, generalmente se desarrollan siguiendo límites de borde de granos, especialmente en granos insolubles. Pueden presentarse como rellenos de óxidos e hidróxidos, filosilicatos o materia orgánica, siendo de importancia para análisis cinemáticos

ya que muestran la dirección de compresión máxima (Blenkinsop, 2000). La morfología de los estilolitos se presenta en la figura 74-A. En algunos casos el relleno de los estilolitos no se encuentra en la roca caja, sino que es producto de reacciones metamórficas (Beach, 1979 en Blenkinsop, 2000). Usualmente se desarrolla en estadios tempranos de deformación y rocas carbonatadas con cierto contenido de arcillas (Passchier and Trouw, 2005). Son pocos las microestructuras de microestilolitos, un ejemplo se presenta en la figura 74-B.

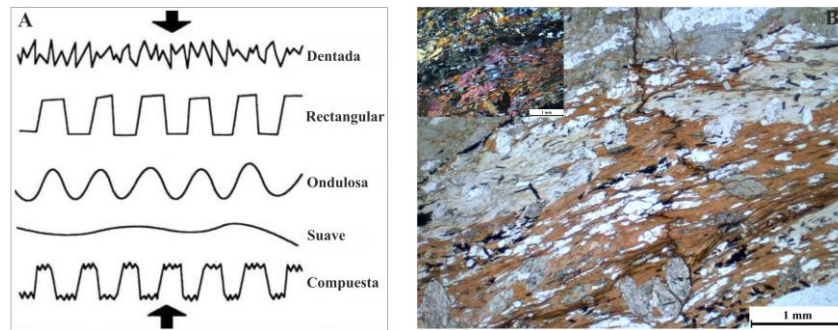


Figura 74. Formación de microestilolitos. A: Morfología de microestilolitos. B: Microestilolito de morfología dentada (QA-M033). Figura 74-A tomada de Blenkinsop (2000).

9.2.2.3 Microboudinage. Boudinage que se encuentra afectando granos minerales elongados a escala de sección delgada. El análisis de estas estructuras son claves para determinar cambios en las condiciones de metamorfismo durante los eventos deformativos (Passchier and Trouw, 2005). En la figura 75 se presenta un ejemplo de boudinage.

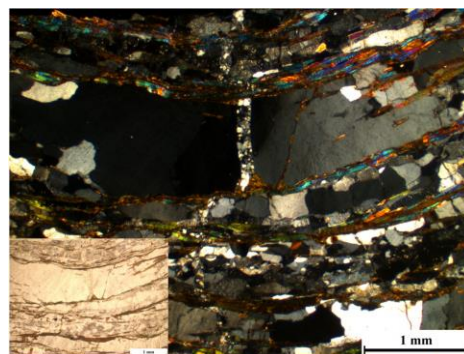


Figura 75. Microboudinage desarrollado en cuarzo (QA_M001), nótese la microvena que rellena el espacio generado por el microboudinage.

9.2.2.4 Sombras y franjas de presión. Son dominios de crecimiento de minerales secundarios adyacentes a los granos. Las sombras de presión carecen de formas cristalinas internas distintivas, mientras que las franjas de presión tienen rellenos minerales fibrosos (Blenkinsop, 2000). Las sombras de presión también son conocidas como sombras de deformación, ya que la forma de los agregados da información importante de la distribución de deformación alrededor del objeto (Passchier and Trouw, 2005). Un ejemplo de esta microestructura se presenta en la figura 73.

9.2.2.5 Microvenas. Son zonas tabulares de intercrecimiento de minerales secundarios, ayudan a determinar la orientación de los paleo-esfuerzos que generaron el desarrollo de las mismas. Generalmente las microvenas están rellenas por carbonatos, cuarzo (Figura 75), clorita y epidota (Blenkinsop, 2000).

9.2.3 Deformación permanente de la red cristalina. La distorsión permanente de la red cristalina sin fracturas ocurre por plasticidad intracristalina. La característica definitiva de todos los mecanismos de deformación plástica intracristalina es la participación del movimiento de dislocación, pero la difusión en estado sólido es una parte integral de algunos mecanismos que se consideran en esta categoría (Blenkinsop, 2000).

9.2.3.1 Maclas de deformación (o maclas mecánicas). Son comúnmente en forma de cuña o tabulares, se pueden diferenciar de las maclas de crecimiento por su forma, ya que las de crecimiento son comúnmente rectas y escalonadas, también son limitadas por la zonación, mientras que las de deformación pueden estar concentradas en sitios de alta deformación

tales como los bordes de los cristales o donde dos cristales se tocan, además que estos acuñaientos por lo general se dan hacia el centro del cristal (Figura 76 y Figura 78). En la calcita la mayoría de maclas son de deformación que tienden a estrecharse hacia el límite de grano. En condiciones de grado medio (450-600 °C) es posible la dislocación en los feldspatos y la recristalización comienza a ser importante, especialmente a lo largo del borde de los granos de feldespato. (Passchier and Trouw, 2005).

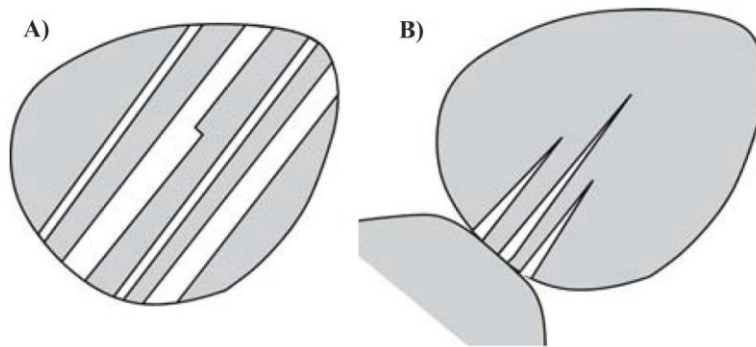


Figura 76. Maclas en plagioclasa. A: Maclas de crecimiento. B: Maclas de deformación. Tomada de Passchier and Trouw (2005).

Las maclas en calcita pueden ser usadas como indicadores de temperatura, deformación y esfuerzo. La cantidad de deformación que se puede alcanzar por maclamiento es limitado y debe acomodarse en los límites de grano mediante presión-solución, migración de límite de grano o deslizamiento de límite de grano.

De acuerdo a la clasificación de Burkhard (Figura 77), las maclas de calcitas pueden ser: Tipo 1 que indican temperaturas por debajo de 200 °C y dominan por debajo de 170 °C. En las Tipo 2 (Figura 78) dominan temperaturas por encima de 150 °C hasta 300 °C. A temperaturas superiores a 200 °C, se encuentran maclas Tipo 3 que se cruzan y maclas dobladas. A temperaturas superiores a los 250 °C, las maclas obtienen bordes dentados

debido a la recristalización por migración de borde de macla, Tipo 4 (Blenkinsop, 2000; Passchier and Trouw, 2005).

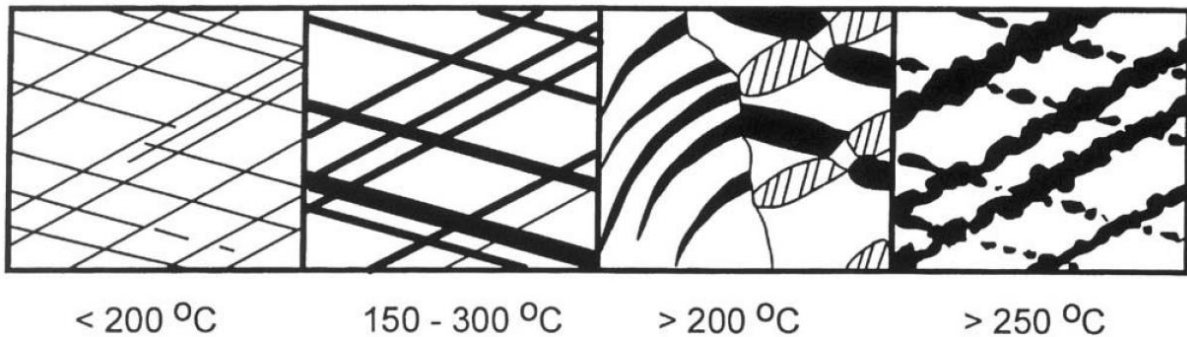


Figura 77. Apariencia de las maclas de calcita de acuerdo al incremento de temperatura, de izquierda a derecha maclas tipo 1 a 4. Tomado de Burkhard (1993) en Blenkinsop (2000).

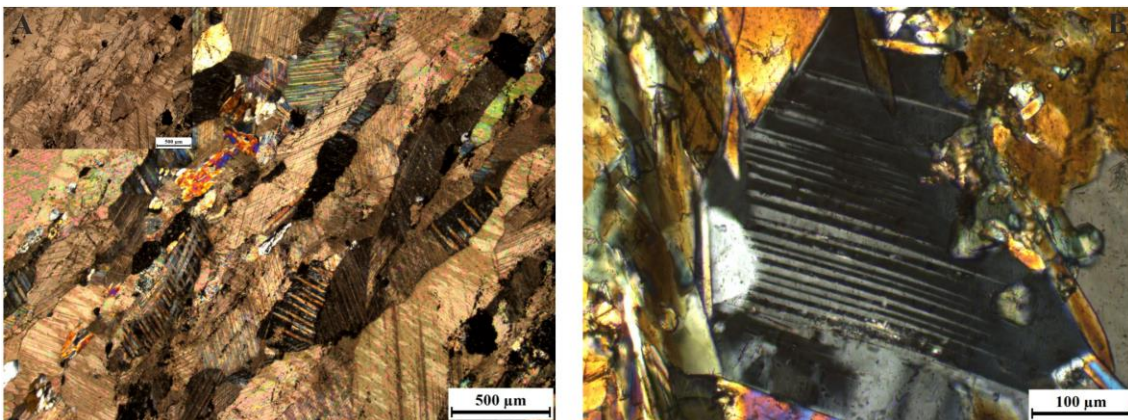


Figura 78. Maclas de deformación A: Maclas en calcita tipo 1 y 2 (QA-M023). B: Maclas mecánicas en plagioclasa (QA-M052B).

9.2.3.2 Extinción ondulante. Es un indicador de deformación intracristalina, el cual se produce cuando la red cristalina posee un gran número de dislocaciones (Figura 83), que como resultado genera una extinción no homogénea en el mineral en nicoles cruzados (Figura 79) (Passchier and Trouw, 2005).

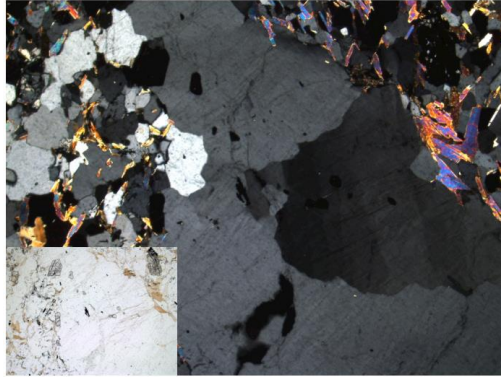


Figura 79. Extinción ondulante y lamelas de deformación en cuarzo (QA-M029).

9.2.3.3 Lamelas de deformación. Se pueden observar en cristales deformados a bajas temperaturas por deformación intracristalina, en el cuarzo tienen un contraste ligero de extinción o de índice de refracción (Figura 79) (Passchier and Trouw, 2005).

9.2.3.4 Bandas kink. Son dominios tabulares de baja deformación al interior de cristales, separado de otras partes del cristal a lo largo de límites planos a través de los cuales se presentan cambios suaves en la orientación de la red cristalina, generalmente visibles al cambiar la posición de extinción (Figura 80). Las bandas *kink* son diferentes de las maclas porque el cambio en la orientación a lo largo del plano *kink* no es constante, además, el plano *kink* no es un plano espejo (Blenkinsop, 2000). Junto a las lamelas y bandas de deformación son evidencia microestructural de plasticidad cristalina (Vernon, 2004). Se desarrolla comúnmente en micas, sin embargo, también ocurre en cuarzo, feldespato, anfíboles, cianita y piroxenos (Figura 81), debido a su baja simetría y a que presentan un solo sistema cristalográfico dominante de deslizamiento, generalmente se desarrolla a temperaturas bajas (Passchier and Trouw, 2005; Vernon, 2004).

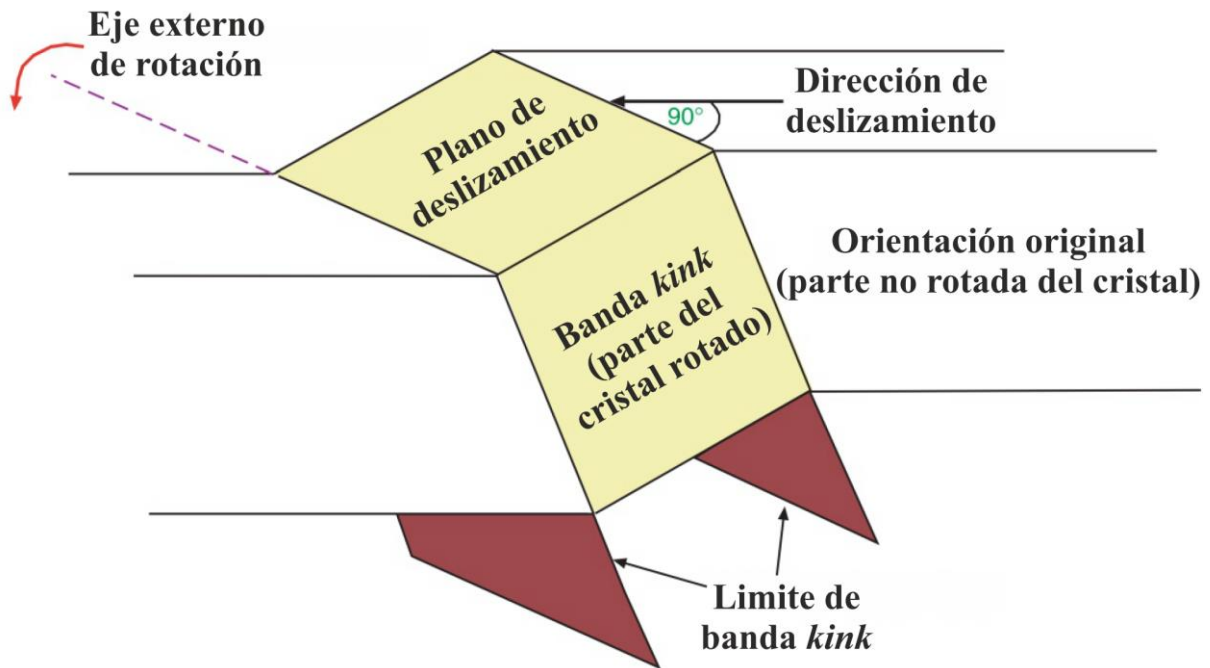


Figura 80. Geometría de bandas kink. Tomado de Vernon (2004).

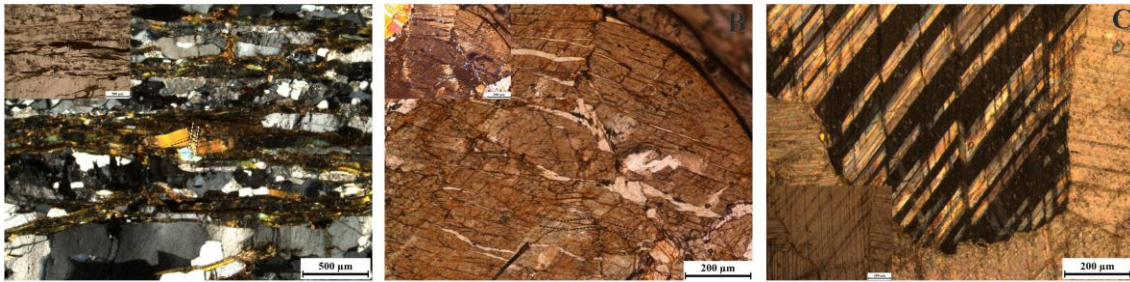


Figura 81. Ejemplos de bandas kink. A: Bandas kink en Moscovita (QA-M001). B: Bandas kink en hornblenda (SEV-4-3-9). C: Bandas kink en calcita (QA-M45).

9.2.3.5 Bandas de deformación. A mayores temperaturas las anteriores microestructuras intracristalinas pueden ser modificadas por procesos de recuperación, removiendo las dislocaciones dentro de la red cristalina (Figura 83). Las dislocaciones tienden a concentrarse en zonas planares en el cristal, decreciendo la densidad de dislocaciones en otras partes. Esto resulta en zonas del cristal que tiene una extinción aproximadamente uniforme, denominadas bandas de deformación (Figura 82) (Passchier and Trouw, 2005).

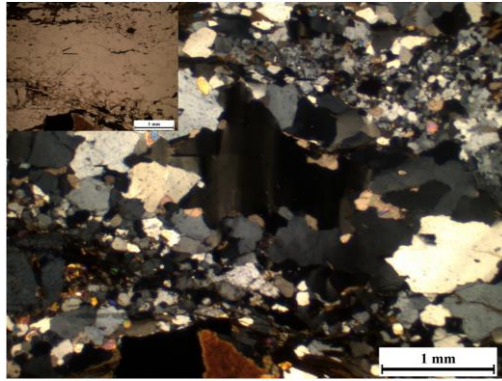


Figura 82. Bandas de deformación en cuarzo (QA-M093).

9.2.3.6 Bordes de subgranos. En un estado más avanzado, las dislocaciones del cristal pueden ser agrupadas en redes planares regulares conocidas como paredes de subgranos, que separan fragmentos del cristal (subgranos), que muestran una ligera diferencia en orientación cristalográfica respecto al subgrano vecino o al grano que lo contiene. Los subgranos en cuarzo son usualmente elongados paralelamente a los planos prisma, que forman los bordes de subgranos (Blenkinsop, 2000; Passchier and Trouw, 2005).

9.2.3.6.1 Patrón de tablero de ajedrez (chessboard pattern). Corresponde a un patrón alternativo en el cuarzo que consiste en subgranos aproximadamente cuadrados con bordes paralelos a los planos prisma y basal (Blenkinsop, 2000).

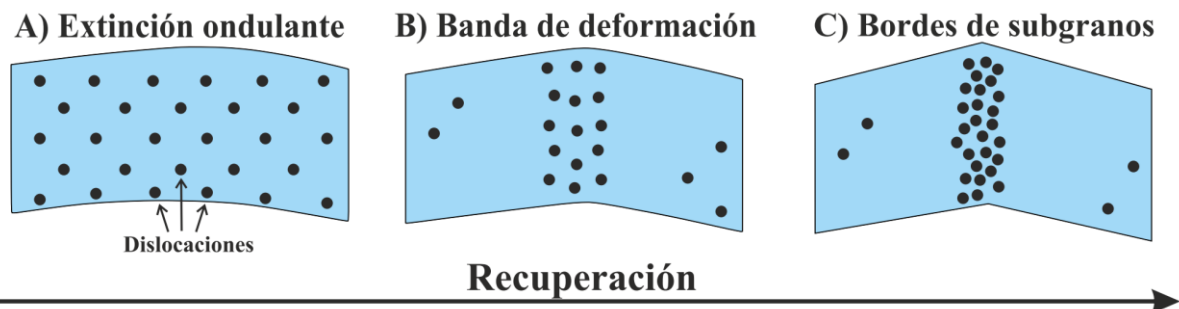


Figura 83. Procesos de recuperación en la red cristalina. A: Las dislocaciones están distribuidas en el cristal dando lugar a la extinción ondulante. B: La recuperación causa concentración de dislocaciones en bandas de deformación. C: Desarrollo de bordes de subgrano. Passchier and Trouw, 2005.

9.2.3.7 Forma de la fábrica de granos y listones. Formados por plasticidad intracristalina, son granos aplastados o elongados con una dirección preferencia, que la como producto el forma y orientación de la fábrica de los granos (Figura 84). Producto de dislocaciones que pueden resultar en la formación de granos monocristalinos alargados denominados granos tipo ribbon, que pueden presentar extinción ondulante o desarrollo de subgranos (Blenkinsop, 2000).

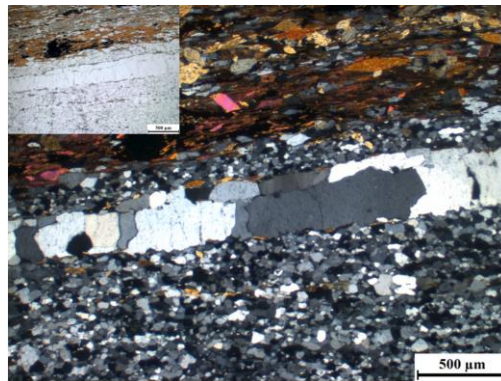


Figura 84. Desarrollo de listones de cuarzo y recristalización dinámica en cuarzo (QA-M033).

9.2.3.8 Nuevos granos y estructuras de manto-núcleo. Además de la recuperación otro proceso como la movilidad de borde de grano, puede contribuir a la reducción de la densidad de dislocación en cristales deformados, donde los átomos del borde de grano de un cristal con alta densidad de dislocación se pueden desplazar para acomodarse en la red del cristal con una menor. Como resultado, nuevos pequeños granos pueden remplazar los antiguos; esta reorganización de material con un cambio de tamaño de grano, forma y orientación dentro del mismo mineral es conocida como recristalización (Figura 86). En minerales de solución sólida como los feldespatos, la recristalización puede estar asociada a cambios en la composición, lo que puede ser una fuerza impulsora adicional para el proceso (Passchier

and Trouw, 2005). Los nuevos granos, usualmente iguales y libres de deformación, son comunes alrededor y dentro de los granos originales en rocas alta o moderadamente deformadas. Los nuevos granos pueden estar concentrados en el manto que parcial o completamente bordea los granos antiguos, lo que se describe como estructura manto-núcleo (Figura 33) (Blenkinsop, 2000). Los nuevos granos se pueden formar por los siguientes mecanismos:

9.2.3.8.1 Bulging (BLG). A baja temperatura la movilidad de borde de grano puede ser local, donde los bordes de grano pueden hacer *bulging* dentro del cristal con mayor densidad de dislocación. En escala de granos individuales, los de mayor densidad de dislocación son consumidos por los de menor; este proceso puede formar un pequeño cristal nuevo e independiente (Figura 85). También se puede llamar migración de borde de grano de baja temperatura (Passchier and Trouw, 2005).

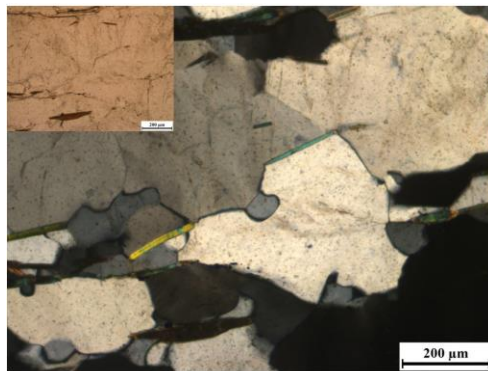


Figura 85. Desarrollo de bulging y pinning al interior de cuarzo. Pinning evidenciado por moscovitas que detienen el crecimiento del cuarzo (SEV-4-11-20).

9.2.3.8.2 Rotación de subgranos (SGR). Es la respuesta al movimiento de dislocaciones dentro de las paredes de subgranos durante la recuperación, causando rotación progresiva que puede causar el desarrollo de nuevos granos (Blenkinsop, 2000). Los granos antiguos

tienden a ser deformados dúctilmente y alargados o en listones, con numerosos subgranos (Figura 84) (Passchier and Trouw, 2005).

9.2.3.8.3 *Migración de borde de grano*. Este mecanismo de recristalización se produce en condiciones de altas temperaturas, donde los bordes de grano se vuelven muy móviles y pueden barrer el material en cualquier dirección para remover dislocaciones y bordes de subgranos (Figura 85) (Passchier and Trouw, 2005).

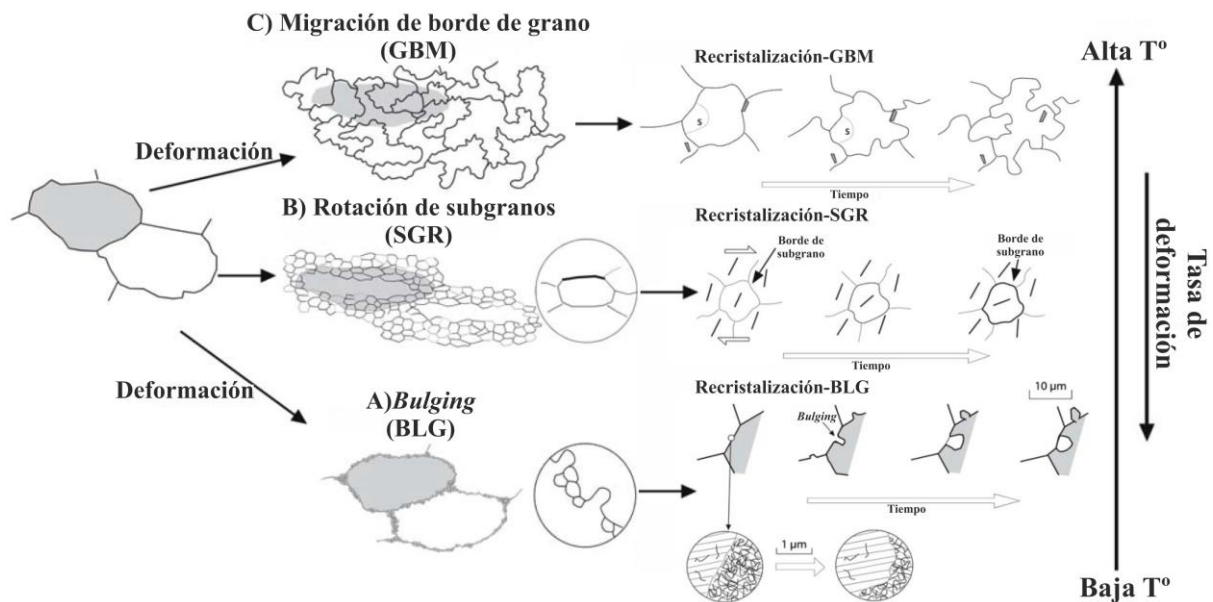


Figura 86. Tipos de recristalización dinámica en un policristal en relación a la tasa de deformación y la temperatura. A: Bulging. B: Rotación de subgranos. C: Migración de borde de grano. Tomado y modificado de Passchier and Trouw (2005).

9.2.4 **Remoción, transporte y depositación de material, fase de transformaciones.** Las microestructuras sin fracturas, distorsión de la red o fusión de grados metamórficos en y sobre la facies anfibolita sugiere la DMT en estado sólido.

9.2.4.1 *Forma de la fábrica de granos y listones.* La forma de fábrica de granos sin deformación son estructuras importantes en rocas formadas a alto grado, formadas por

recristalización por migración de borde de grano y anisotropías del cristal en desarrollo (ambos procesos son mecanismos importantes de tipo DMT). Se pueden desarrollar estructuras de *pinning* que impiden el movimiento de borde de grano. Se presenta desarrollo de estructuras ribbon en granos de cuarzo controlados por la combinación de *creep* por dislocación y difusión (Blenkinsop, 2000).

9.2.4.1.1 Pinning. En las rocas de cuarzo y mica de alto grado se puede tener una microestructura de bordes de granos planos entre el cuarzo y la mica paralelos al plano basal de la mica y bordes de grano cuarzo-cuarzo perpendiculares a las micas, los cuales pueden moverse a través de las superficies de mica {001}, pero cuando alcanzan un borde empiezan a ser inmovilizados (*pinned*) (Figura 86). Esto puede resultar en granos elongados con una fuerte alineación de micas; este efecto también puede inhibir el crecimiento del grano (Blenkinsop, 2000; Vernon, 2004).

9.2.4.2 Textura decusada. Consiste en cristales elongados orientados al azar, comúnmente desarrollado en anfíboles y micas (Figura 87), favorecido por las tasas de crecimiento diferencial en diferentes direcciones cristalográficas (Blenkinsop, 2000).

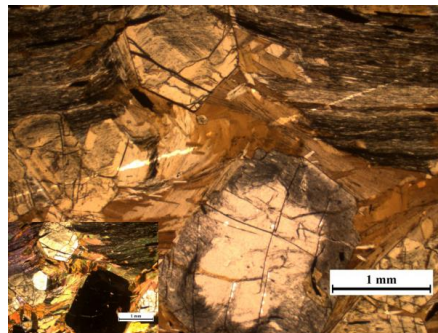


Figura 87. Textura decusada. Formada por individuos de biotita alrededor de porfidoblastos de granate (QA-M004)

9.2.4.3 Porfidoblastos. Los porfidoblastos proveen valiosa información sobre la evolución geológica y tectónica local en una determinada área, las inclusiones que se pueden

llegar a desarrollar en su interior permiten la reconstrucción temporal en la cual el mineral se desarrolló, reflejando condiciones de metamorfismo y deformación (Passchier and Trouw, 2005). En la figura 88 se presenta la clasificación de porfidoblastos teniendo en cuenta la matriz en la que se desarrollan, donde S_i hace referencia a la foliación interna que se puede desarrollar al interior de porfidoblastos y se hace referencia a la orientación de la foliación en la parte externa de los porfidoblastos (Figura 16-A, B, D, E y F).


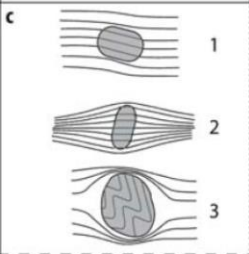
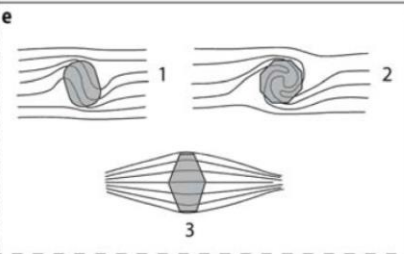
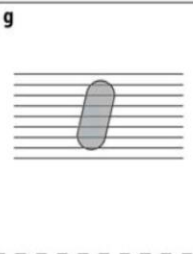

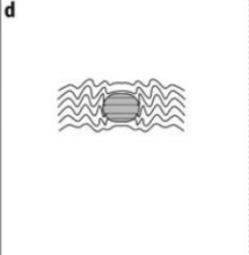
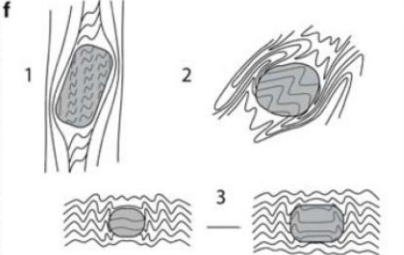
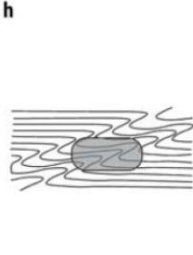
Pre-tectónico	Inter-tectónico	Sin-tectónico	Post-tectónico
$P < D_1$	$D_n < P < D_{n+1}$	$D_n \supset P$	$D_n < P$
			
			
-La presencia de sombras de presión es común -Deflexión de S_e alrededor de porfidoblastos -La distinción entre porfidoblastos Pre-, Inter- y Sin-tectónicos solo es posible si las inclusiones se encuentran presentes.			-No hay desarrollo de sombras de presión. -No hay deflexión de S_e alrededor de porfidoblastos

Figura 88. Esquema de representación de crecimiento de porfidoblastos pre-, inter-, sin- y post tectónicos. A y B: Porfidoblastos pre-tectónico mostrando deflexión de la foliación y orientación al azar de las inclusiones. C y D: Porfidoblastos inter-tectónicos crecieron pasivamente sobre la fábrica en ausencia de deformación, conservando las inclusiones internas de deformaciones posteriores. Patrones de inclusiones son generalmente rectos, pero también se pueden desarrollar situaciones más complejas (C3). E y F: Porfidoblastos sin-tectónicos creciendo durante una fase de deformación. Patrones de inclusiones generalmente curvos y continuos con la fábrica al exterior del porfidoblasto, y mostrando evidencia de haber sido modificados durante el crecimiento del porfidoblasto. La distinción entre los porfidoblastos Sin- e Inter-tectónicos es generalmente difícil ya que las transiciones son sutiles (c1 y e1; c2 y e3; c3 y f1). G y H: Porfidoblastos post-tectónicos, que se desarrollaron luego del cese de deformación. El patrón de inclusiones es idéntico al desarrollado en la fábrica externa. No hay desarrollo de sombras de presión ni deflexión de la foliación. Tomado de Passchier and Trouw (2005).

9.2.4.4 Porfiroclastos. Estos sistemas comprenden porfiroclastos con un manto y colas (o alas) compuestas por granos acoplados y derivados del porfiroclasto, la mineralogía del manto y colas debe ser la misma del porfiroclasto o estar relacionadas con este a partir de procesos de reacción metamórfica. En la figura 89 se presentan 4 categorías de porfiroclastos, donde σ (Figura 90) y δ presentan simetría monoclinica, mientras los porfiroclásticos ϕ presentan una simetría ortorrómbica. La geometría de las colas dependerá de la tasa de recrystalización en relación a la tasa de rotación del porfiroclasto, su forma, la reología de las colas y la matriz, el esfuerzo de cizalla y el nivel de acoplamiento de las colas y el manto en el porfiroclasto (Blenkinsop, 2000).

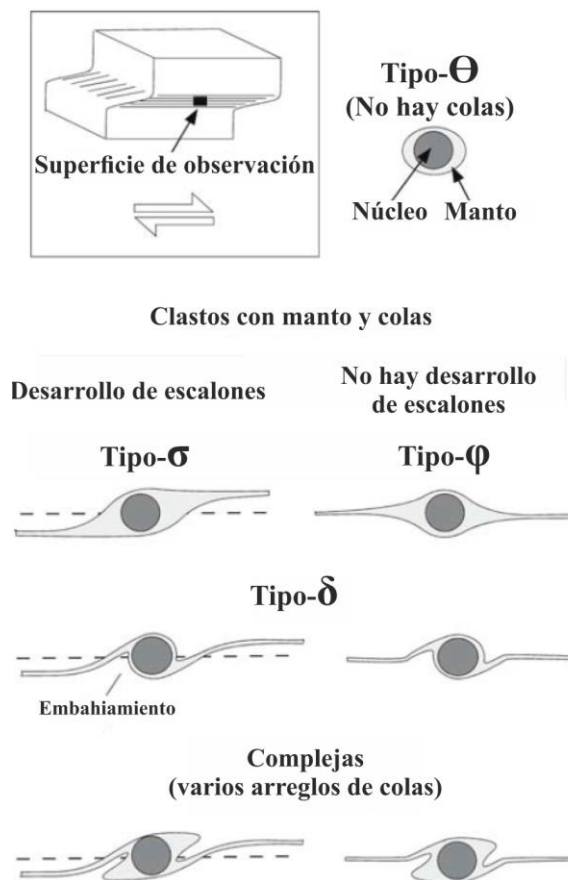


Figura 89. Tipos de porfiroclastos. El ejemplo se desarrolla con una cizalla de sentido dextral. Tomado de Passchier and Trouw (2005).

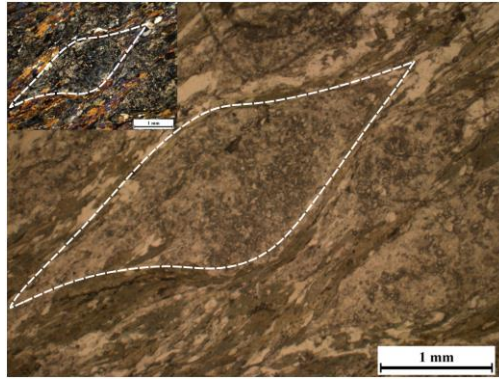


Figura 90. Porfiroclasto de plagioclasa tipo σ . El porfiroclasto muestra el sentido de la cizalla sinistral (QA-M098).

9.2.4.5 Clivajes de bandas de cizalla y estructuras S-C, S-C'. Los elementos planares desarrollados en la fábrica de la roca pueden sufrir inflexión de bajo ángulo de forma paralela a las zonas de cizalla, estas estructuras menores son conocidas como bandas de cizalla y la estructura completa se denomina como clivaje de banda de cizalla (Gapais and White, 1982, Roper, 1972; White, 1979b en Passchier and Trouw, 2005). Se pueden distinguir dos tipos de clivajes de banda de cizalla: tipo "C" y tipo "C'" (Figura 91). Los clivajes de banda de cizalla tipo "C'" son oblicuos tanto a los límites de la zona de cizalla como a la foliación de la roca. Los clivajes de banda de cizalla tipo "C" hace parte de las llamadas fabricas S-C, que consisten en planos de foliación "S" truncados por planos "C", las bandas de cizalla tipo "C" en fábricas S-C son paralelas a los límites de la zona de cizalla (Figura 92) (Passchier and Trouw, 2005).

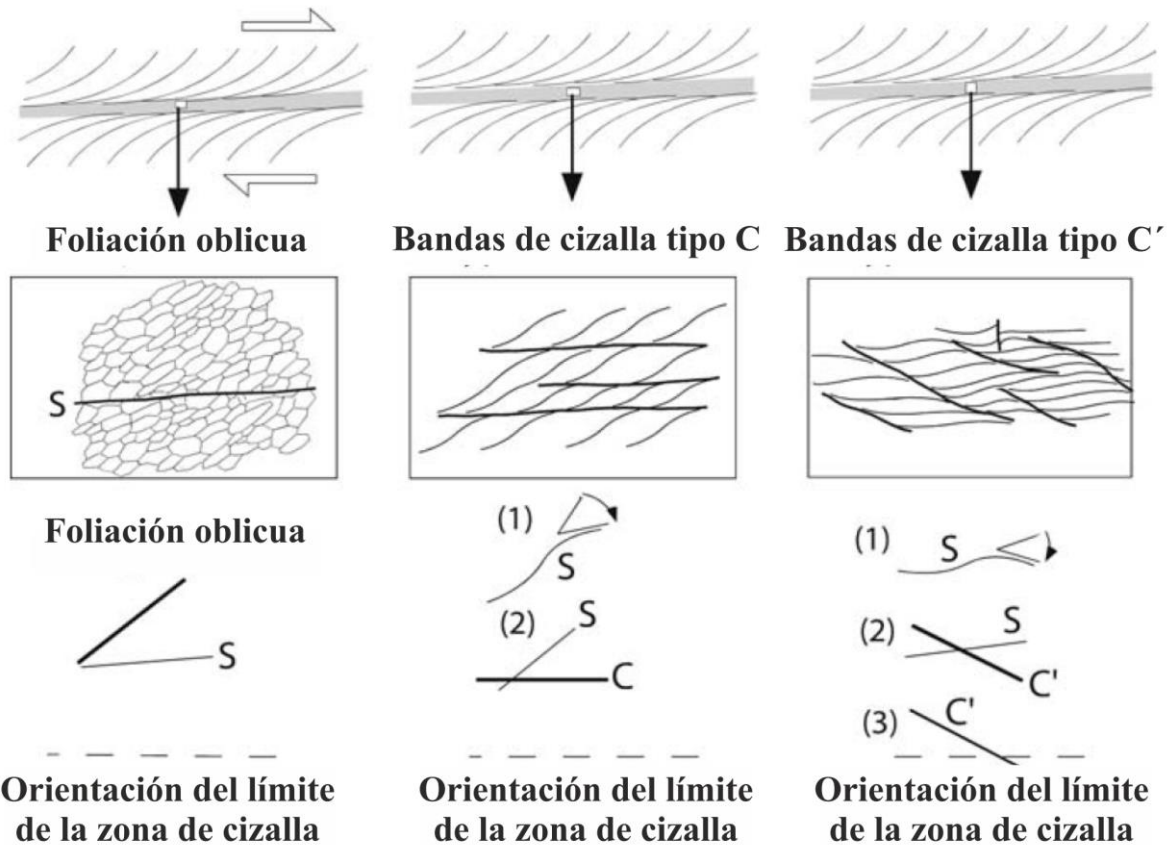


Figura 91. Clivajes de banda de cizalla con desarrollo de estructuras tipo S-C y S-C'. Tomado de Passchier and Trouw (2005).

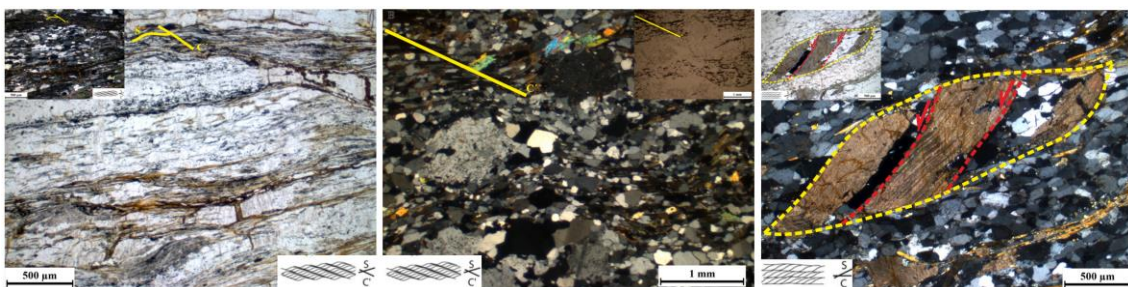


Figura 92. Desarrollo de estructuras S-C y S-C'. A: Estructura S-C' (QA-M043). B: Estructura S-C' (QA-M055). C: Estructura S-C acompañada de desarrollo de estructura en domino (QA-M082).

9.2.4.5.1 *Mineral fish*. Son cristales individuales en forma de lentes que son comunes en milonitas, usualmente su dimensión más larga se desarrolla a bajo ángulo respecto a la foliación milonítica. Los minerales más comunes son cristales de mica blanca conocidos

como mica fish (Passchier and Trouw, 2005). En la figura 93 se presenta una subdivisión morfológica de micas fish en 6 grupos. Su morfología en rombo se desarrolla por deformación interna, erosión por recristalización o presión solución, y crecimiento lateral por precipitación de material disuelto (Passchier and Trouw, 2005). En la figura 94 se presenta ejemplos de minerales fish.

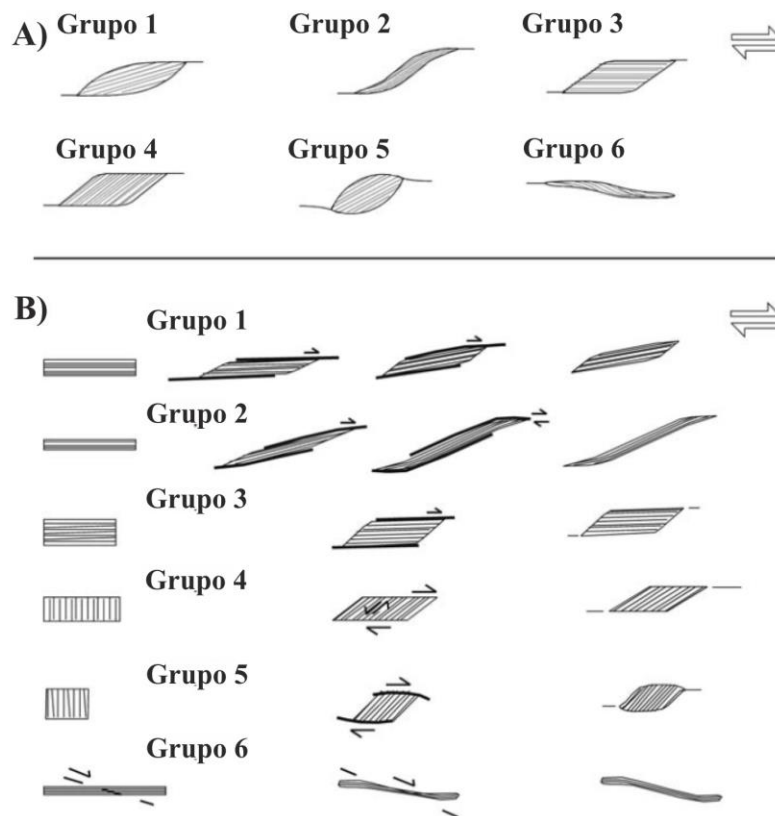


Figura 93. Clasificación morfológica de minerales fish. A: Tipos principales de mica blanca encontradas en sección delgada. B: Desarrollo inferido de diferentes tipos de micas fish. Tomada y editada de Passchier and Trouw (2005).

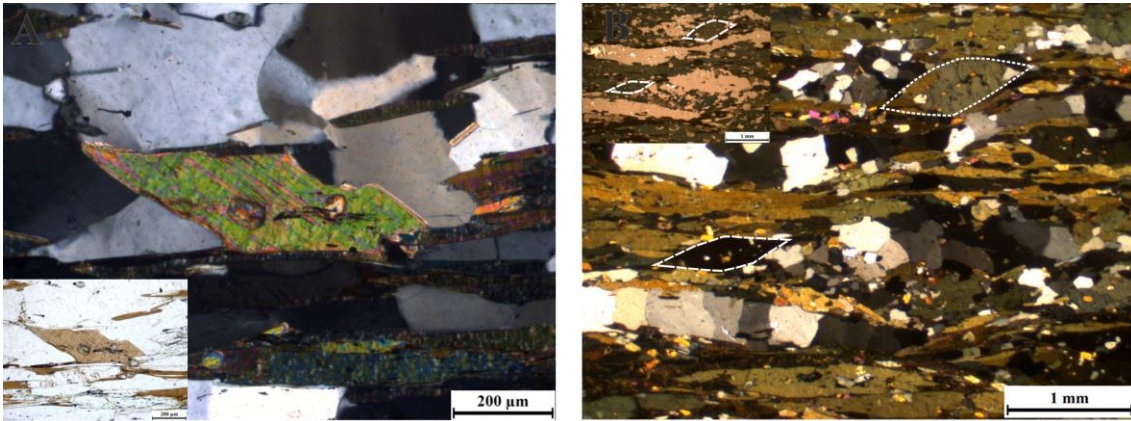


Figura 94. Minerales fish. A: Biotita fish tipo 4, indicando sentido de la cizalla sinestral (QA-M063D). B: Hornblendas fish, indicando sentido de la cizalla dextral (QA-M045).

9.3 Caracterización y análisis de fracturas

Las fracturas son estructuras principalmente desarrolladas en regímenes frágiles, donde su comprensión y sus relaciones con los esfuerzos permiten el entendimiento de la actividad tectónica durante el pasado o durante el presente (Ramsay and Huber, 1987). Por esta razón en el presente capítulo se realiza un análisis del fracturamiento con el fin de caracterizar el evento frágil que ocurrió en el área de estudio y que es descrito más adelante. Según Zeeb *et al.* (2013) los afloramientos proveen información para realizar la caracterización de redes de fractura, considerando que el término “fracturas” incluye diaclasas y venas, existiendo diferentes métodos de muestreo, como el muestreo lineal (*scanline*), la ventana de muestreo y el muestreo *circular-scanline*, los cuales varían en sus aplicaciones, parámetros que proveen, y, por consiguiente, ventajas y limitaciones. Según Moreno y García (2006) las mediciones realizadas pueden presentar inconvenientes, donde la utilización de ventanas y líneas de muestreo circulares permiten minimizar el sesgo por orientación y manejar de forma adecuada el sesgo por censuramiento.

9.3.1 Parámetros de fracturas. Rohrbaugh *et al.* (2002) define tres parámetros claves en los patrones de fracturamiento, los cuales son densidad, tamaño e intensidad.

La densidad de fracturas está definida como el número de fracturas aisladas o segmentos de fractura por unidad de longitud, área o volumen (Dershowitz and Herda, 1992; Ghosh and Daemen, 1993 en Rohrbaugh *et al.*, 2002), enumeradas en términos de puntos únicos, como centros de fracturas (Mauldon, 1998; Mauldon and Dershowitz, 2000 en Rohrbaugh *et al.*, 2002). Esta es una cantidad dependiente de la escala llamada para Rohrbaugh *et al.* (2002) “densidad aparente” la cual sobreestima la densidad (Kulatilake and Wu, 1984; Mauldon *et al.*, 2001 en Rohrbaugh *et al.*, 2002), y la magnitud de esta sobreestimación incrementa a medida que el tamaño del muestreo decrece (Figura 95). Para el cálculo de densidad se utiliza la ecuación presente en la Tabla 18.

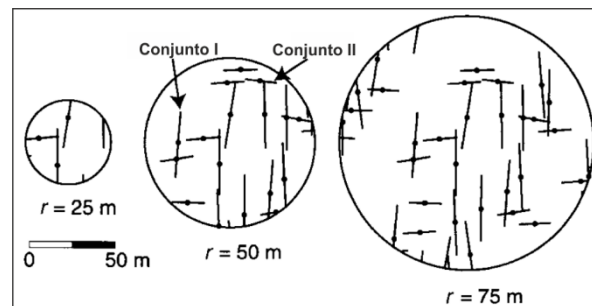


Figura 95. Patrón de fracturas con conjuntos muestreados por tres círculos cada vez más grandes (puntos = centro de trazas; r = radio). Tomada de Rohrbaugh *et al.* (2002).

Según Rohrbaugh *et al.* (2002) el tamaño de la fractura se define en una, dos o tres dimensiones, como la longitud de traza de fractura, área y volumen, respectivamente. Normalmente para estudios de fracturas en superficies expuestas, la longitud de traza o la abertura se mide porque las áreas de fractura y los volúmenes no son directamente medibles (Dershowitz and Herda, 1992; Marrett *et al.*, 1999; Ortega and Marrett, 2000 en Rohrbaugh

et al., 2002). Para fracturas en dos dimensiones, la longitud de traza es usada como parámetro de tamaño (Tabla 18) (Rohrbaugh *et al.*, 2002).

La intensidad de fracturamiento es un parámetro que se relaciona con el espaciamiento promedio entre fracturas a través de una línea de muestreo definida en alguna dirección determinada (Moreno y García, 2006). La intensidad presenta las mismas dimensiones si se calcula de manera lineal, areal o volumétrica (Rohrbaugh *et al.*, 2002) y es calculada mediante la ecuación presente en la Tabla 18. Mauldon *et al.* (2001) presentan el análisis matemático de las ecuaciones de intensidad y densidad de fracturamiento usadas para este trabajo.

Tabla 18.

Parámetros de fractura, donde L es una dimensión de longitud, r es el radio, n es punto de intersección, m puntos finales de fractura.

Parámetro		Definición	Estimador
Densidad	Lineal	Número de fracturas por unidad de longitud.	$\rho = m/2\pi r^2$
	Áreal (ρ)	Número de fracturas por unidad de área.	
	Volumétrica	Número de fracturas por unidad de volumen.	
Tamaño	Lineal (μ)	Medida de fracturas por longitud de traza.	$\mu = (\pi r/2)(n/m)$
	Áreal	Medida de área de la fractura.	
	Volumétrica	Medida de volumen de la fractura.	
Intensidad	Lineal	Número de fracturas por unidad de longitud. ($L^0 / L^1 = L^{-1}$)	$I = n/4r$
	Áreal (I)	Longitud de fracturas por unidad de área. ($L^1 / L^2 = L^{-1}$)	
	Volumétrica	Área de fracturas por unidad de volumen. ($L^2 / L^3 = L^{-1}$)	

Nota: Adaptado de Rohrbaugh *et al.*, 2002. Modificado por los autores.

9.3.2 Metodología línea de muestreo y ventanas circulares. La línea de muestreo circular consiste en un círculo dibujado sobre la superficie estructural en la cual se desarrollan las trazas de fractura o sobre la imagen en la que se han digitalizado las familias de fractura desarrolladas sobre esta (Figura 96), donde la ventana circular corresponde al área encerrada

por la línea de muestreo circular (Moreno y García, 2006). Según Lyman (2003) en Conny Zebb et al., (2013) es un estimador de máxima verosimilitud, lo que significa que, en lugar de muestreo directo en fracturas individuales y medición de sus características, se toma, por ejemplo, la orientación o la longitud y los parámetros que se estimaron usando modelos estadísticos descritos anteriormente (Figura 97).

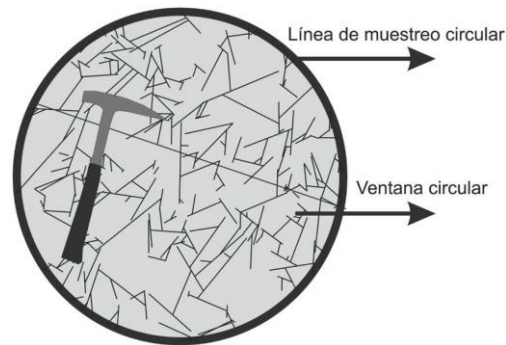


Figura 96. Metodología línea de muestreo y ventanas circulares. Tomado y modificado de Moreno y Garcia (2006).

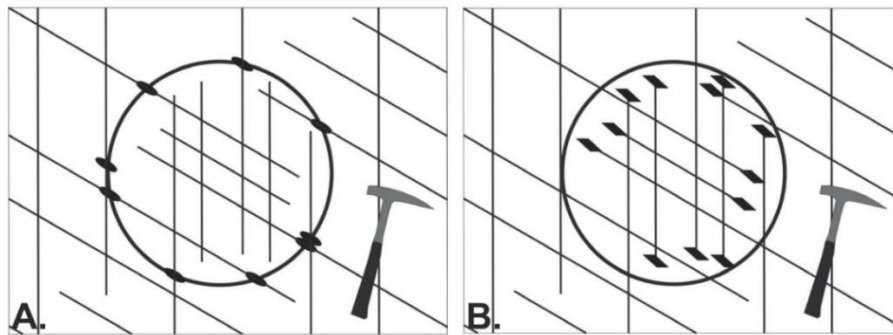


Figura 97. Cálculo de intensidad y densidad de fracturamiento. A. Intensidad de fracturamiento. Los óvalos sólidos representan intersecciones de la línea de muestreo circular con las trazas de fractura (n); B. Densidad de fracturamiento, donde los rombos son puntos finales de fractura (m) en las ventanas circulares. Tomado de Moreno y Garcia (2006).

9.3.3 Análisis de intensidad y densidad de fracturamiento. Se realizó la caracterización de la densidad e intensidad de fracturamiento, utilizando la metodología de ventana de muestra en los afloramientos a lo largo de la quebrada La Aguja donde se tuvo una buena exposición de fracturas. En las fotografías se dibuja la ventana de muestreo circular del radio

que mejor se ajuste a partir de la escala que se utilizó para cada una, procediéndose a marcar en la circunferencia las fracturas (Figura 98). Los resultados se presentan en las tablas 19 a 39, para aquellas con más de un radio de muestreo se realizó la determinación de estos parámetros por medio de un promedio generado a medida que se disminuía el radio de la línea de muestreo circular.

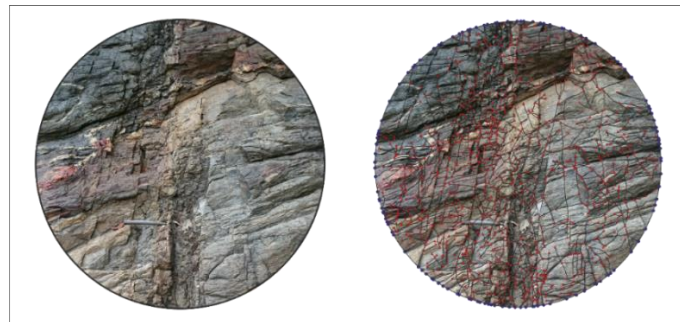


Figura 98. Ejemplo visual para el cálculo de densidad e intensidad de fracturamiento. En el lado izquierdo de la fotografía se muestra la ventana de muestreo que se utilizó para la estación 07 y en el lado derecho se muestran las fracturas, los puntos azules que representan la intersección de estas con la circunferencia y los triángulos rojos que representan el inicio y final de cada fractura. Nótese la escala utilizada para la medición del radio (R).

Tabla 19.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 001.

Estación	n	m	r (m)	I (1/m)	D (1/m ²)	T(m)	Gráfico	Gráfico	Gráfico		
E01	31	229	1	7,75	36,446482	0,21264055					
	23	160	0,8	7,1875	39,7887358	0,18064158					
	14	85	0,6	5,83333333	37,5782505	0,15523164					
Promedio				6,92361111	37,9378227	0,18283792					
Gráficos generados a partir de la relación (1) Densidad Vs Radio, (2) Intensidad Vs Radio, (3) Tamaño Vs Radio.											

Tabla 20.
Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 002.

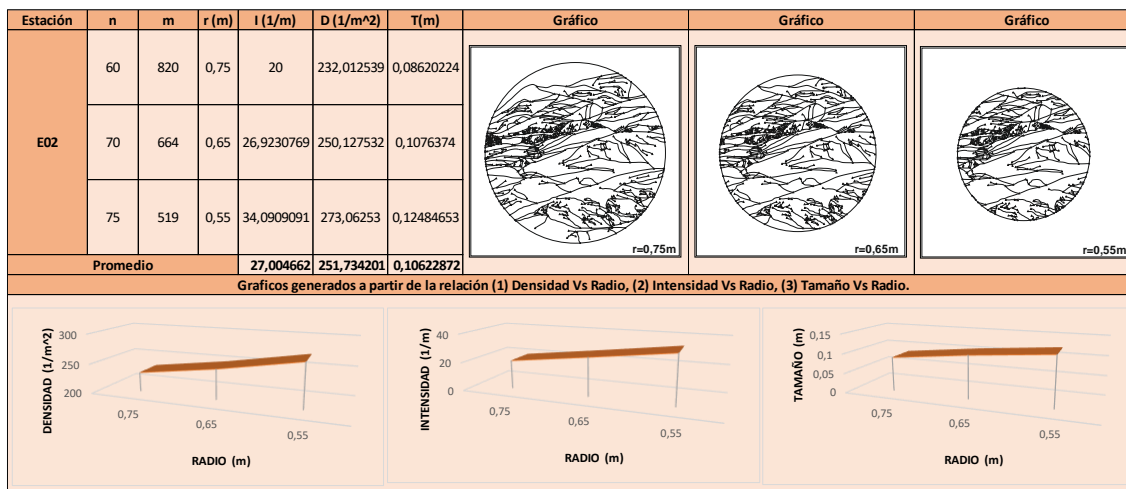


Tabla 21.
Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 004.

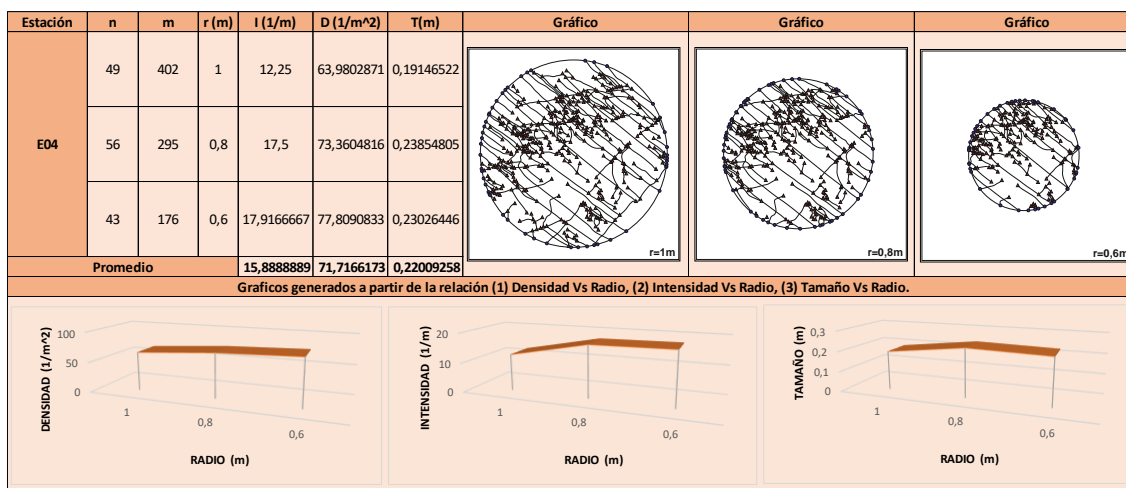


Tabla 22.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 007.

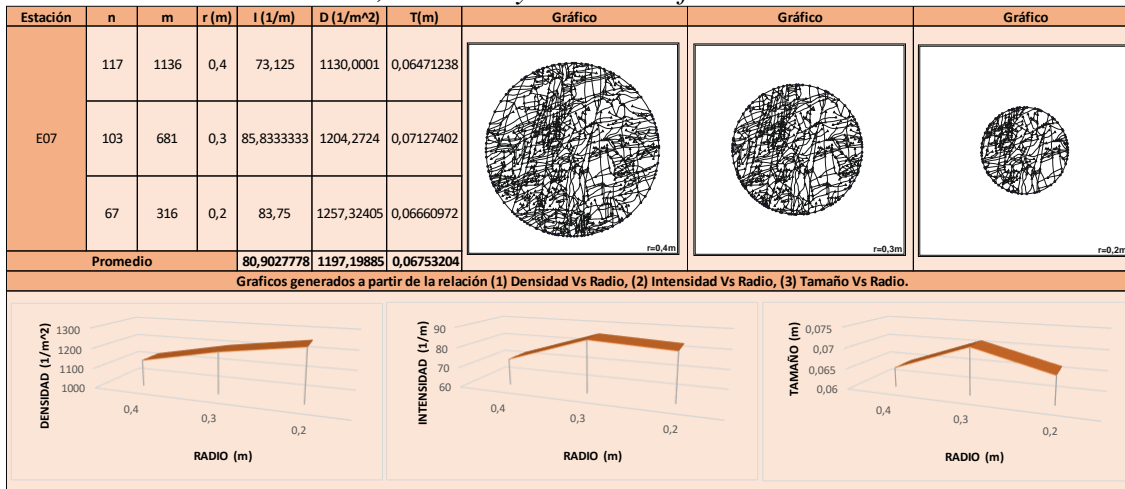


Tabla 23.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 017.

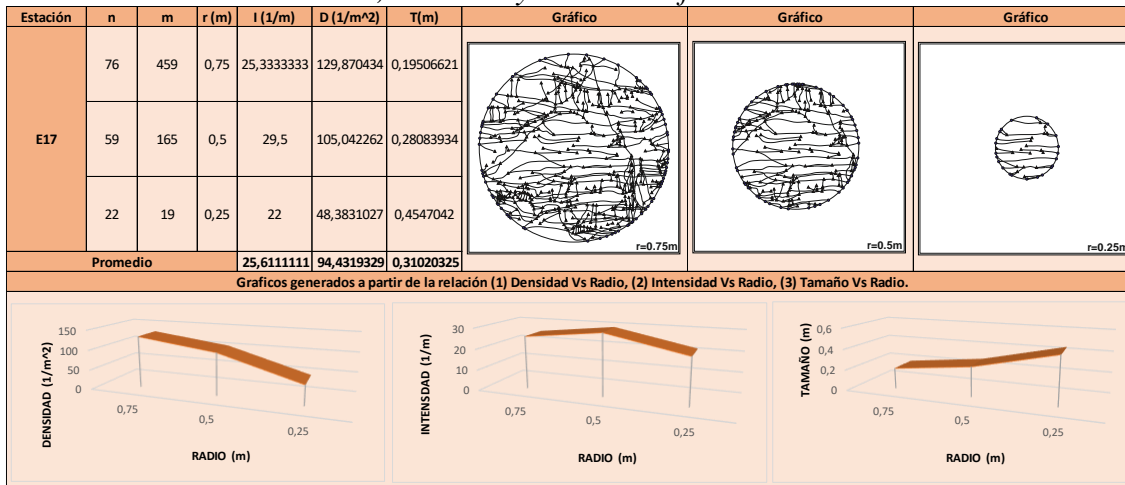


Tabla 24.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 018.

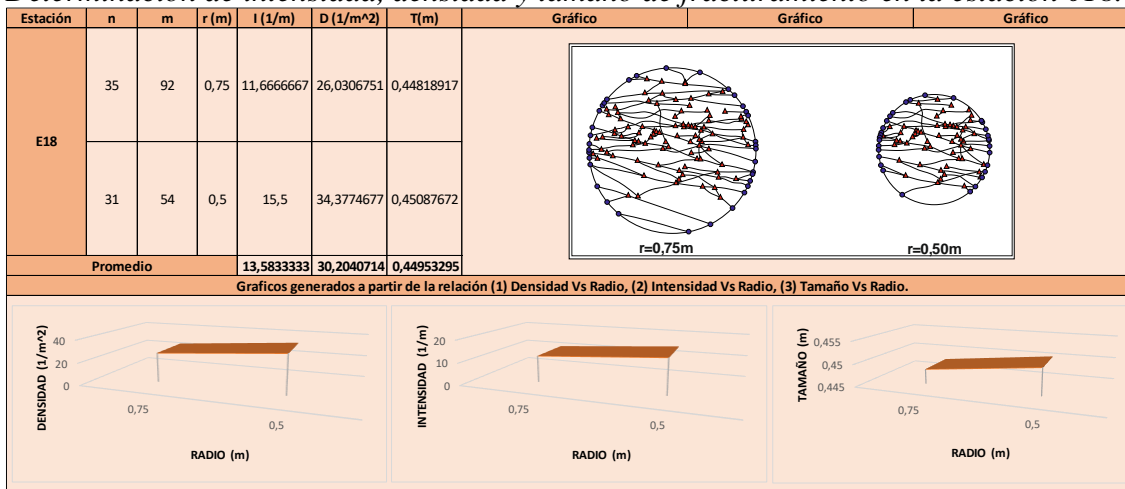


Tabla 25.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 024.

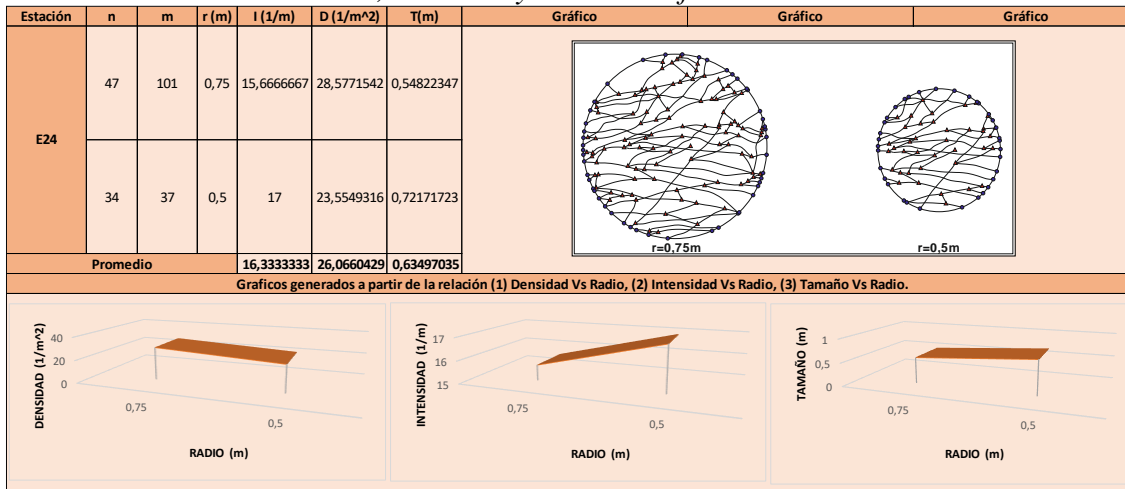


Tabla 26.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 033.

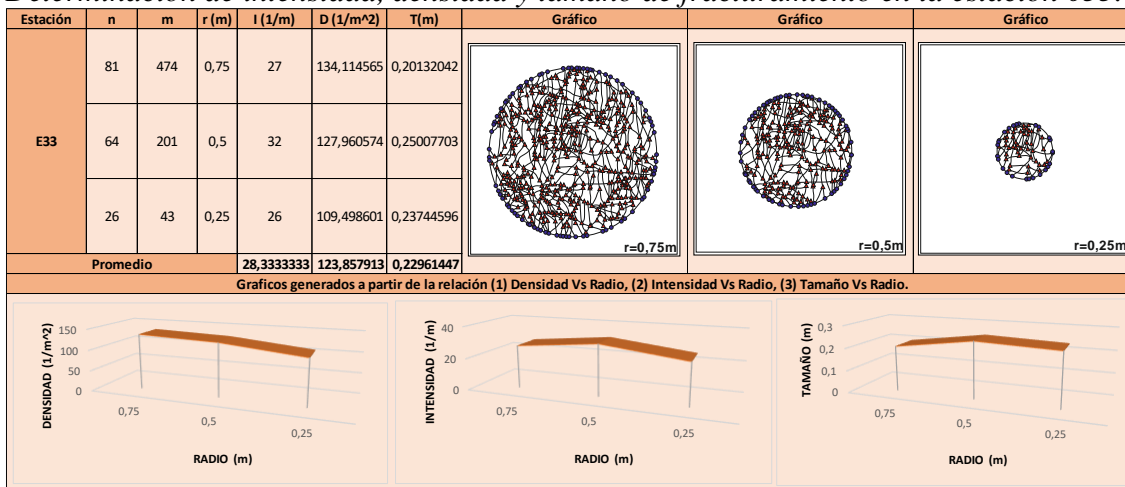


Tabla 27.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 040.

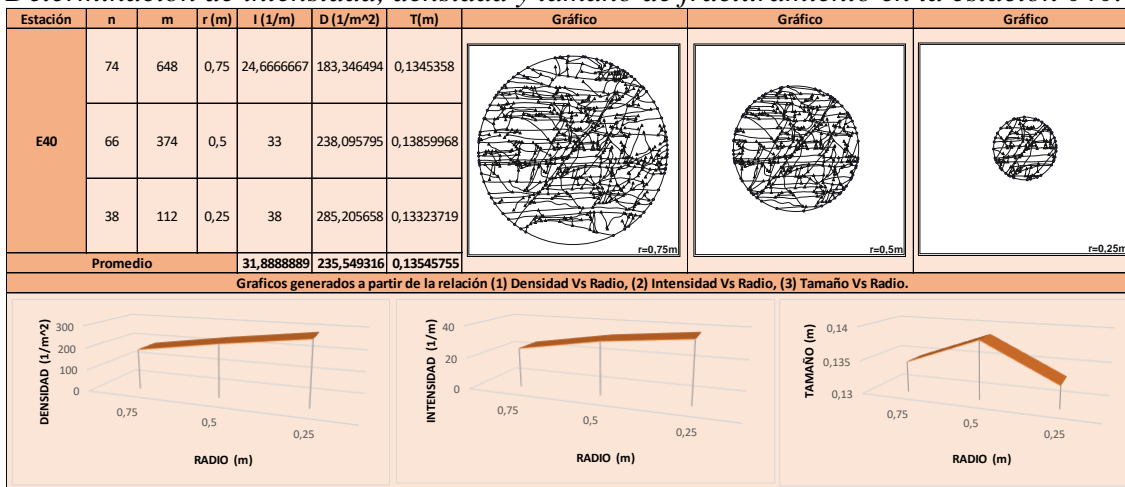


Tabla 28.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 047.

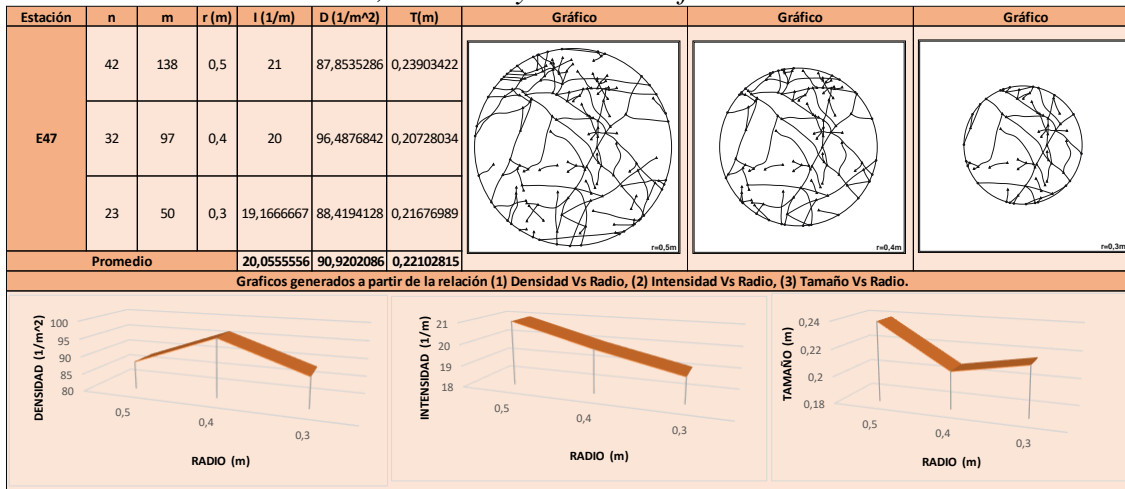


Tabla 29.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 052.

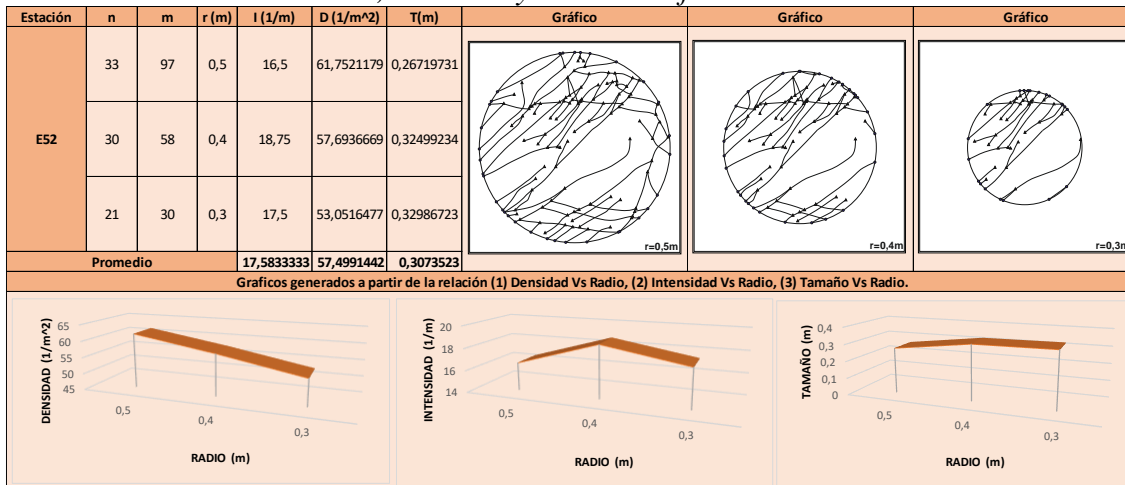


Tabla 30.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 059.

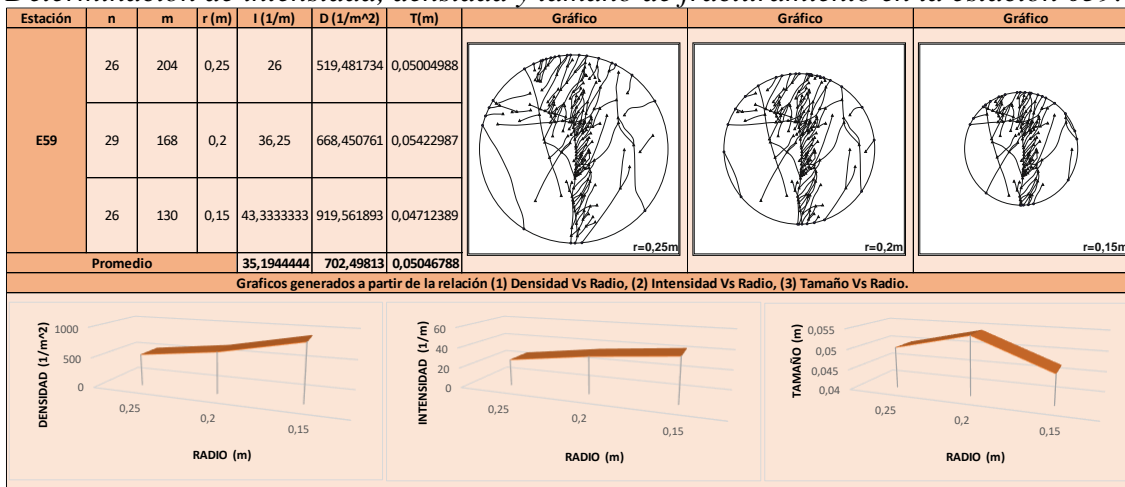


Tabla 31.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 070.

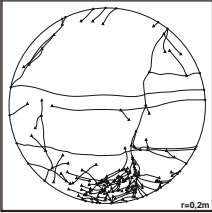
Estación	n	m	r (m)	I (1/m)	D (1/m ²)	T(m)	Gráfico	Gráfico	Gráfico
E70	34	172	0,2	42,5	684,366255	0,06210125			

Tabla 32.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 072.

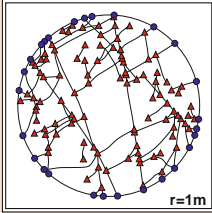
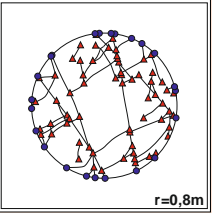
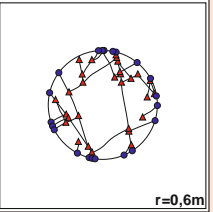
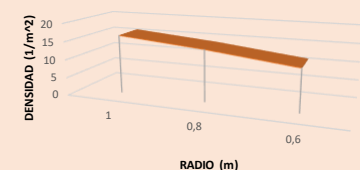
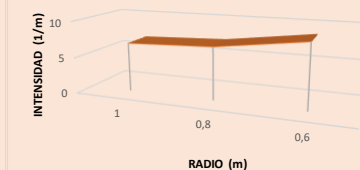
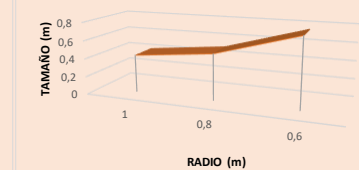
Estación	n	m	r (m)	I (1/m)	D (1/m ²)	T(m)	Gráfico	Gráfico	Gráfico
E72	27	102	1	6,75	16,2338042	0,41579903			
	23	57	0,8	7,1875	14,1747371	0,50706408			
	21	26	0,6	8,75	11,4945237	0,76123207			
Promedio				7,5625	13,9676883	0,56136506	Gráficos generados a partir de la relación (1) Densidad Vs Radio, (2) Intensidad Vs Radio, (3) Tamaño Vs Radio.		
									

Tabla 33.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 086.

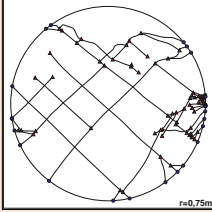
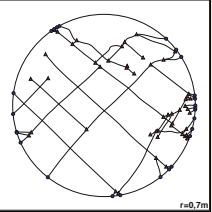
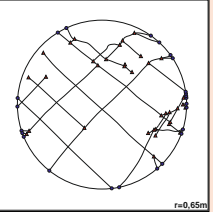
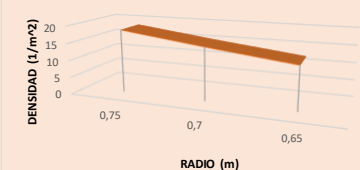
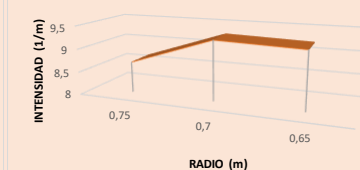
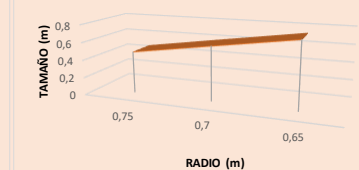
Estación	n	m	r (m)	I (1/m)	D (1/m ²)	T(m)	Gráfico	Gráfico	Gráfico
E86	26	65	0,75	8,66666667	18,3912379	0,4712389			
	26	47	0,7	9,28571429	15,2658823	0,60826581			
	24	33	0,65	9,23076923	12,431037	0,74255826			
Promedio				9,06105006	15,362719	0,60735432	Gráficos generados a partir de la relación (1) Densidad Vs Radio, (2) Intensidad Vs Radio, (3) Tamaño Vs Radio.		
									

Tabla 34.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 088.

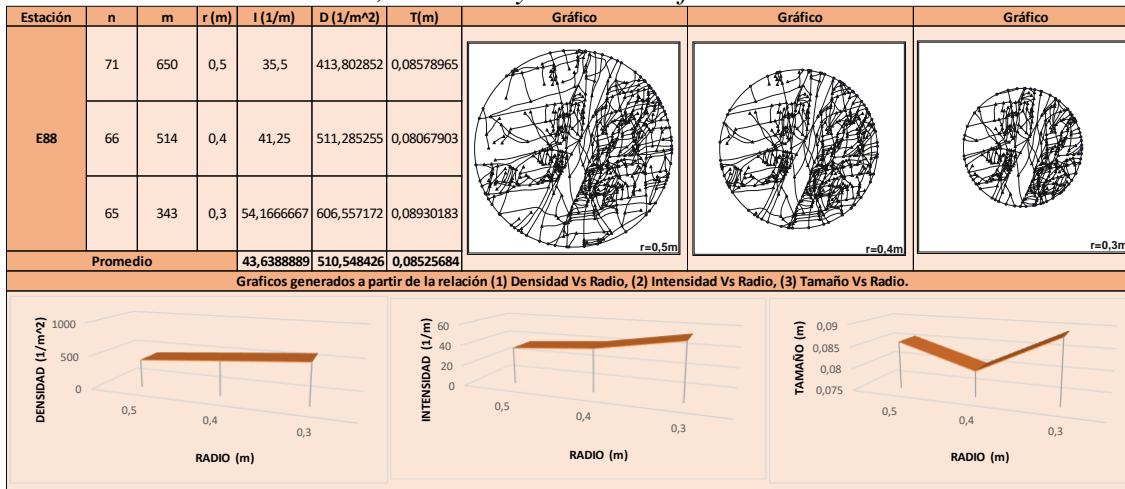


Tabla 35.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 096.

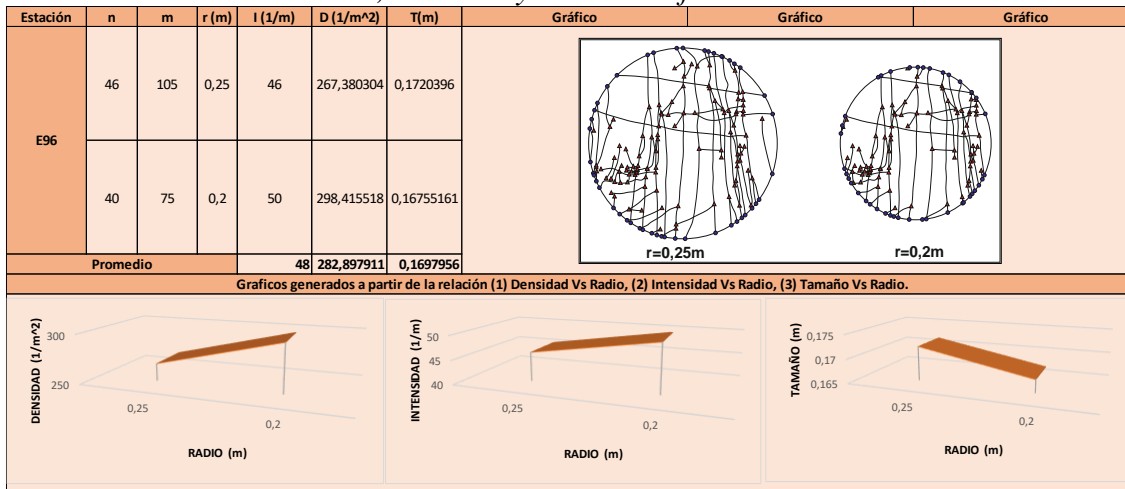


Tabla 36.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 103.

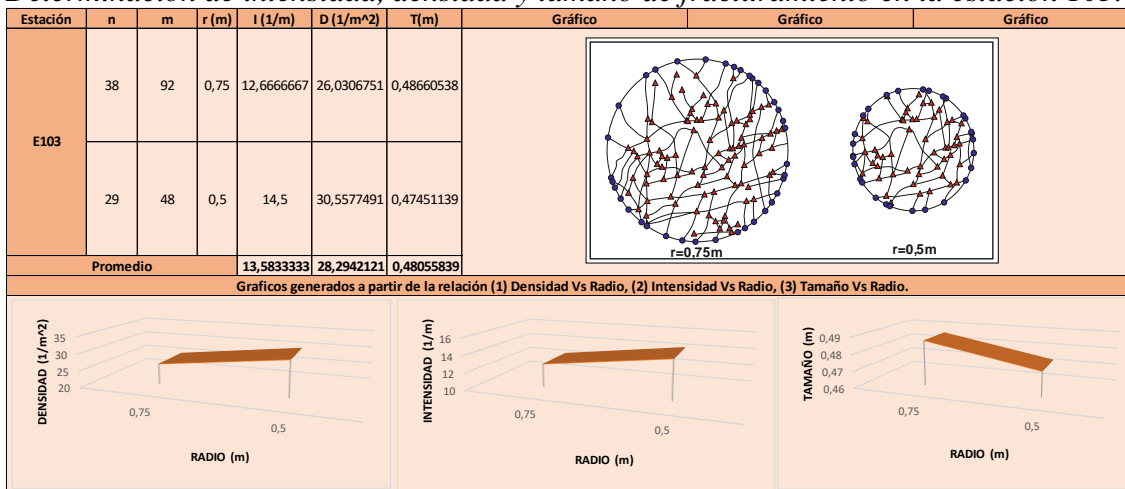


Tabla 37.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 107.

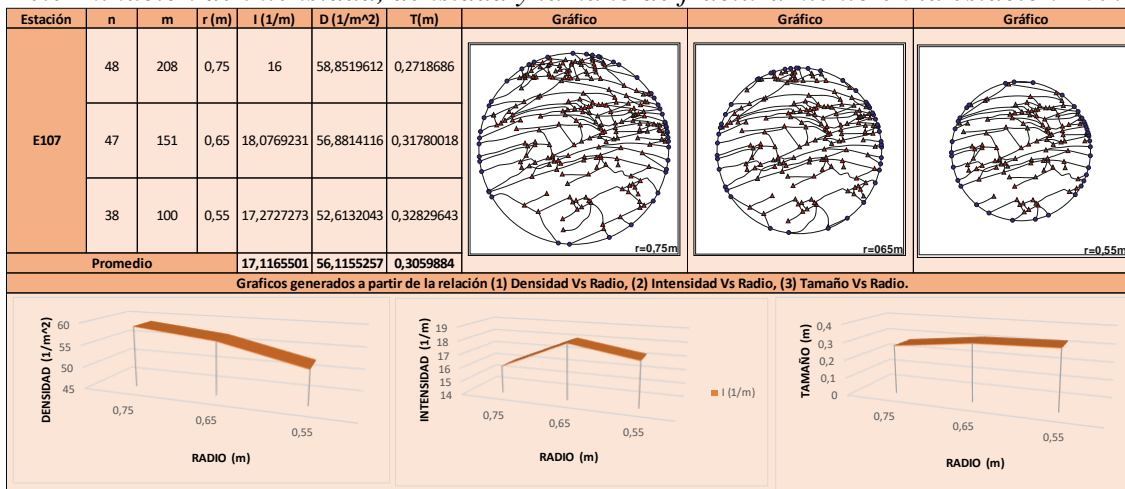


Tabla 38.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 115.

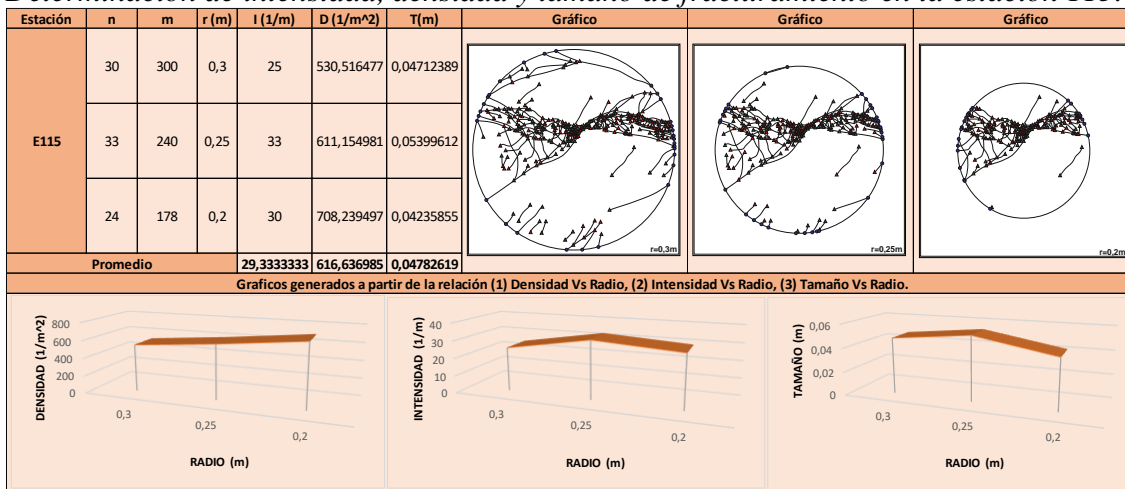
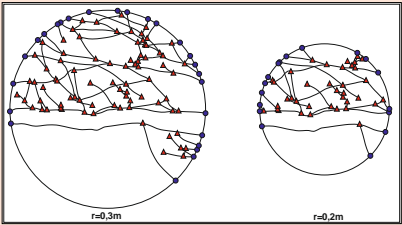
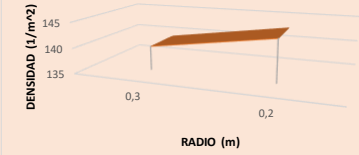
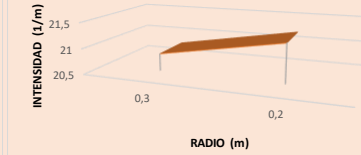
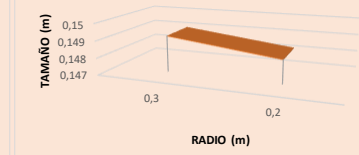


Tabla 39.

Determinación de intensidad, densidad y tamaño de fracturamiento en la estación 115.

Estación	n	m	r (m)	I (1/m)	D (1/m ²)	T(m)	Gráfico	Gráfico	Gráfico
E120	25	79	0,3	20,8333333	139,702672	0,14912623			
	17	36	0,2	21,25	143,239449	0,14835299			
Promedio				21,0416667	141,471061	0,14873961			
Gráficos generados a partir de la relación (1) Densidad Vs Radio, (2) Intensidad Vs Radio, (3) Tamaño Vs Radio.									
									

A partir de los datos de la tabla 19 a 39 se realizan graficas estadísticas de densidad, intensidad y tamaño, que muestran el comportamiento de los patrones de fracturamiento en cada una de las estaciones analizadas (Figura 99) y que permite determinar las medidas de tendencia central y desviación estándar (Tabla 40). Con el fin de conocer la distribución de los datos de densidad e intensidad se realiza una división en cuatro partes porcentuales iguales y se clasifican según el rango correspondiente, siendo estos muy baja, baja, media, alta y muy alta.

Tabla 40.

Medidas de tendencia central (media, mediana y moda estadística) y desviación estándar de densidad, intensidad y tamaño de fracturamiento para la zona de estudio.

Medidas de tendencia central	Densidad (D)	Intensidad (I)	Tamaño (T)
Media	109,61	19,61	0,32
Mediana	57,50	17,12	0,31
Moda	No Presenta	13,58	No presenta
Desviación Estandar	133,01	10,07	0,18

En las figuras 100 y 101 se representa gráficamente la distribución de los datos de densidad e intensidad relativa respectivamente, coloreados de acuerdo a los rangos definidos,

donde colores rojos indican muy altas densidades e intensidades, colores naranjas altas, colores amarillos medias, colores verdes bajas y colores azules densidades e intensidades muy bajas. Estas gráficas de densidad e intensidad proveen una ayuda visual para determinar cuáles son los sectores más afectados por el evento deformativo frágil, de igual forma, brindan información útil para la diferenciación de dominios estructurales.

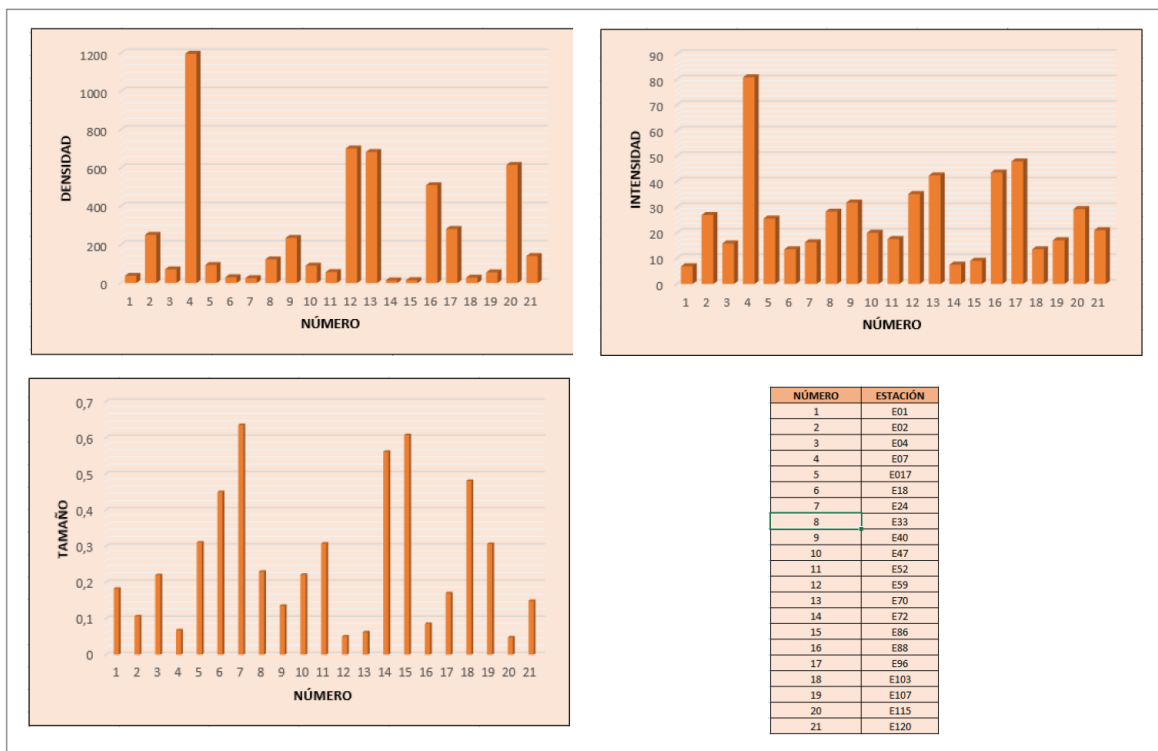


Figura 99. Graficas de densidad, intensidad y tamaño promedio de fracturamiento.

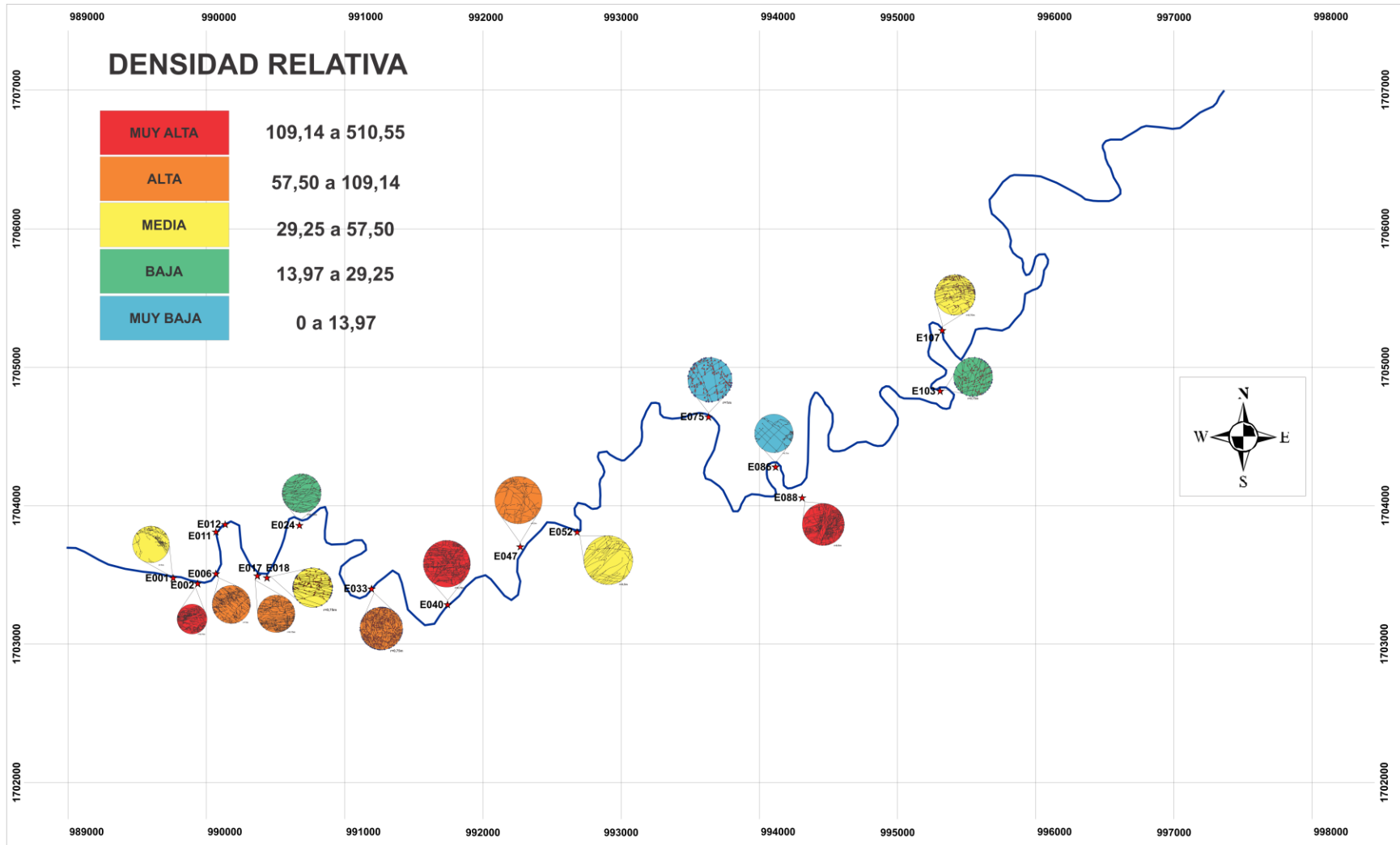


Figura 100. Distribución de los datos de densidad relativa medido a partir de la metodología de ventana de muestra a lo largo de los afloramientos con mejor exposición de fracturamiento.

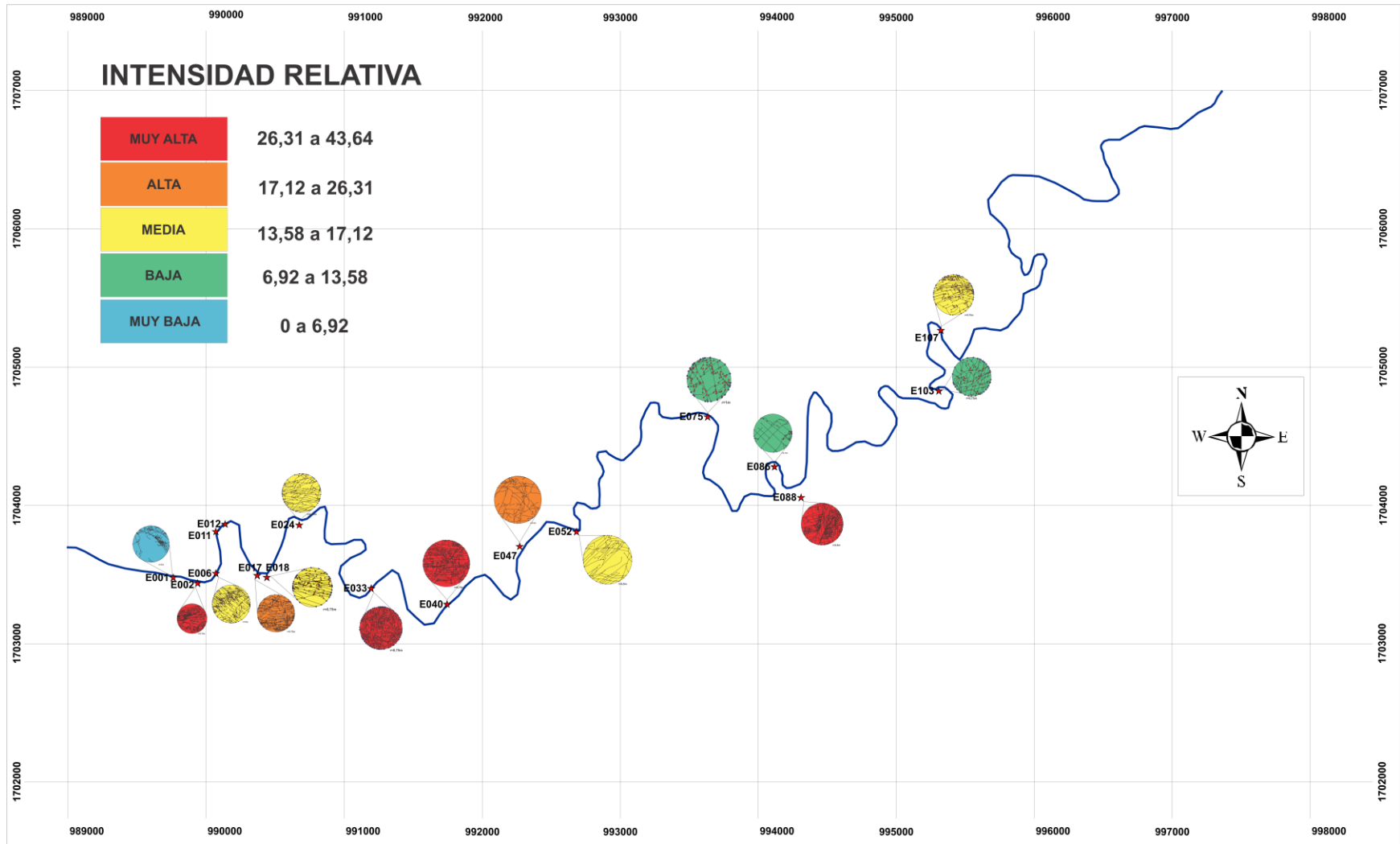


Figura 101. Distribución de los datos de intensidad relativa medido a partir de la metodología de ventana de muestra a lo largo de los afloramientos con mejor exposición de fracturamiento.

9.4 Determinación de paleo-esfuerzos

En el área de estudio se colectó un total de 1850 datos, entre los que se incluyen foliaciones, diaclasas, planos y estrías de falla, diques, venas, ejes de charnela de pliegues, ejes de bandas *kink* y ejes de bandas de cizalla. El procesamiento y tratamiento de estos datos se realizó mediante tres softwares: (1) Win-Tensor (Delvaux and Sperner, 2003), (2) SG2PS (Ágoston Sasvári, 2013-2017) y (3) Stereonet (Allmendinger, 2006-2017). La recolección de datos estructurales se realizó tomando en consideración las metodologías de McClay (1987), complementadas por Marshak and Mitra (1988), Hatcher (1995), Barnes and Lisle (2004), Fossen (2010), Pollard and Fletcher (2010), Davis *et al.* (2012), Burg (2017).

9.4.1 Paleo-esfuerzos a partir de diaclasas. De acuerdo a Hatcher (1995) los estudios de la orientación de fracturas sistemáticas proveen información acerca de la orientación de uno (o más) esfuerzos principales involucrados en la deformación frágil, determinando estos patrones a partir de mediciones de orientación de diaclasas. Aunque durante la toma de datos se observó que algunas diaclasas se disponen de forma aleatoria (no sistemática), éstas no tienden a aparecer de esta manera, sino que se presentan de forma sistemática (Figura 102) (Fossen (2010); Hatcher (1995); Ramsay, 1987).

Para este procesamiento, se realiza en primera instancia la división de los datos de diaclasas obtenidos según lo planteado por Burg (2017), Martínez (2002) y Van der Pluijm (2004). Martínez (2002) menciona que cuando se producen dos familias de fracturas conjugadas, el ángulo menor que forman está entre 30° y 60° , siendo la bisectriz de este ángulo la dirección de aplicación del esfuerzo principal mayor; Burg (2017) propone un

cuadro donde se relaciona el tipo o modo de fractura y su clase con el ángulo diedro (Tabla 41).

Del total de 520 diaclasas, 363 fueron clasificadas como diaclasas por esfuerzos de tensión, 125 como diaclasas híbridas y finalmente 32 como diaclasas de cizalla. Según Martínez (2002) Los trabajos de reconocidos geólogos, Engelder (1987) o Pollard and Aydin (1988) han puesto de manifiesto que las fracturas de tensión son más abundantes en la corteza que las fracturas de cizalla, y Lacazette (1991) postula que muchas de las fracturas de cizalla que se reconocen en las rocas se originaron como fracturas de tensión y han sido reactivadas posteriormente como fracturas de cizalla.



Figura 102. Ejemplo de disposición de diaclasas. A. Arreglo de diaclasas en forma no sistemática (irregular), donde no se observa una disposición espacial entre las mismas de forma similar ni una tendencia preferencial de estas. b) Arreglo de diaclasas en forma sistemática (conjugada).

Tabla 41.

Relación entre el tipo o modo de fractura y su ángulo diedro.

Modo de fractura	Clase	Ángulo diedro
Fractura de tensión	Fractura de extensión	0°
Fractura híbrida de cizalla	Fractura de extensión por cizalla	hasta 60°
Fractura de cizalla	Fractura de cizalla por compresión	> 60°

Nota: A partir de Burg (2017), Martínez (2002) y Van der Pluijm (2004).

Para mejorar la calidad de los datos introducidos a Win-Tensor (Delvaux and Sperner, 2003) se realizó la discriminación de datos en base a lo planteado por Burg (2007), Fossen (2010) y Martínez (2002), de esta manera los datos que quedan por debajo de la línea mostrada (paralela a la línea de fracturación o envolvente de Mohr) son eliminados (Figura 103), debido a que se asumen como planos que no fueron formados bajo el tensor determinado. Las variaciones al realizar la eliminación de datos de forma manual o de forma automática por el software no fueron significativas, llegando a ser casi iguales.

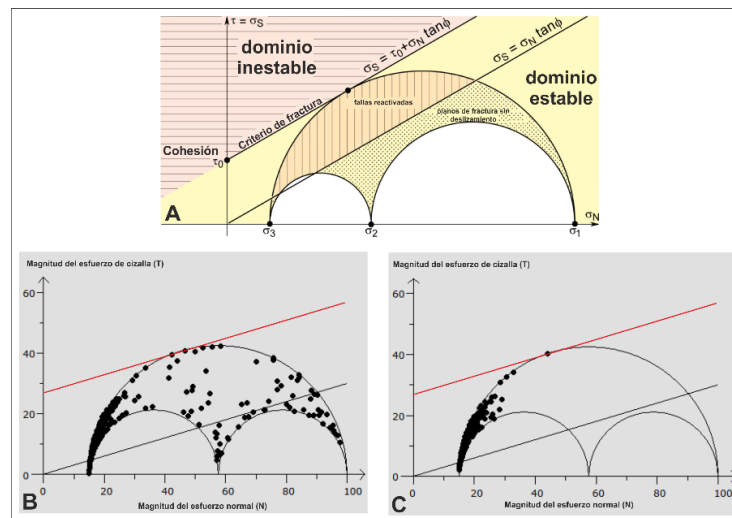


Figura 103. Discriminación de datos de diaclasas. A: Dominio de fracturas reactivadas y heredadas en el diagrama de Mohr con los tres esfuerzos principales. B: Representación del diagrama de Mohr generado por Win-Tensor. C: Representación del diagrama de Mohr luego de realizar la optimización por medio del software Win-Tensor. Tomado y modificado de Burg (2017).

Mediante la introducción de los datos de diaclasas en Stereonet y SG2PS (Ágoston Sasvári, 2017) (Figura 104) se realizaron los diagramas rosas en rumbo y de polos de la totalidad de datos de los planos de fracturas, permitiendo ver que la tendencia de las diaclasas se da en dirección E-W. De igual forma se procedió a graficar sobre el trazo de la quebrada diagramas rosas con los datos de diaclasas para ver cómo se comporta esta tendencia a lo largo de éste (Figura 105).

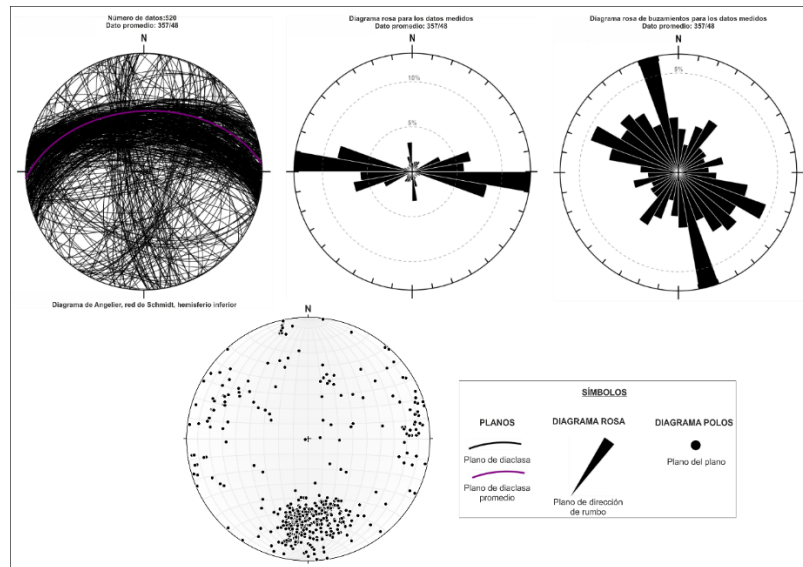


Figura 104. Diagramas rosa (en rumbo y buzamiento) y diagrama de polos de la totalidad de los planos de fractura. Utilizando el software SG2PS para diagramas rosa y Stereonet para la generación de polos.

Para el tratamiento de los datos de diaclasa en Win-Tensor se utilizó el método de diedros rectos mejorado y el método de rotación optimizada, ya que Delvaux and Sperner (2003) concluyen que para todo tipo de tensores de esfuerzos (extensional, rumbo y compresional) con $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ y $0,25 < R < 0,75$, el método mejorado de diedros rectos estima exitosamente los cuatro parámetros principales para determinar el tensor (σ_1 , σ_2 , σ_3 y R), donde R es el radio de esfuerzo.

Para el tratamiento de los datos de diaclasa en Win-Tensor se utilizó el método de diedros rectos mejorado y el método de rotación optimizada, ya que Delvaux and Sperner (2003) concluyen que para todo tipo de tensores de esfuerzos (extensional, rumbo y compresional) con $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ y $0,25 < R < 0,75$, el método mejorado de diedros rectos estima exitosamente los cuatro parámetros principales para determinar el tensor (σ_1 , σ_2 , σ_3 y R), donde R es el radio de esfuerzo.

Antes de comenzar con el tratamiento de datos se toma con precaución la notación hecha por Delvaux and Sperner (2003) “Queremos recalcar nuevamente que una separación automatizada sin control presenta un gran riesgo ya que puede conllevar a resultados inútiles” (p.88).

Por la recomendación anterior hecha por Delvaux and Sperner (2003) se tuvo especial atención durante el tratamiento de los datos con el método de rotación optimizada ya que este permite adaptar a cada grupo de datos una serie de funciones destinada a mejorar la calidad determinada a partir de los mismos, en general estas funciones de optimización F_j , son adaptadas a funciones individuales $f(i)$ dependiendo del tipo de datos, así:

- Para planos de falla con líneas de desplazamiento: $f_3(i)$
- Para fracturas de cizalla: $f_4(i)$
- Para fracturas de tensión: $f_5(i)$
- Para fracturas de compresión y estilolitos: $f_6(i)$

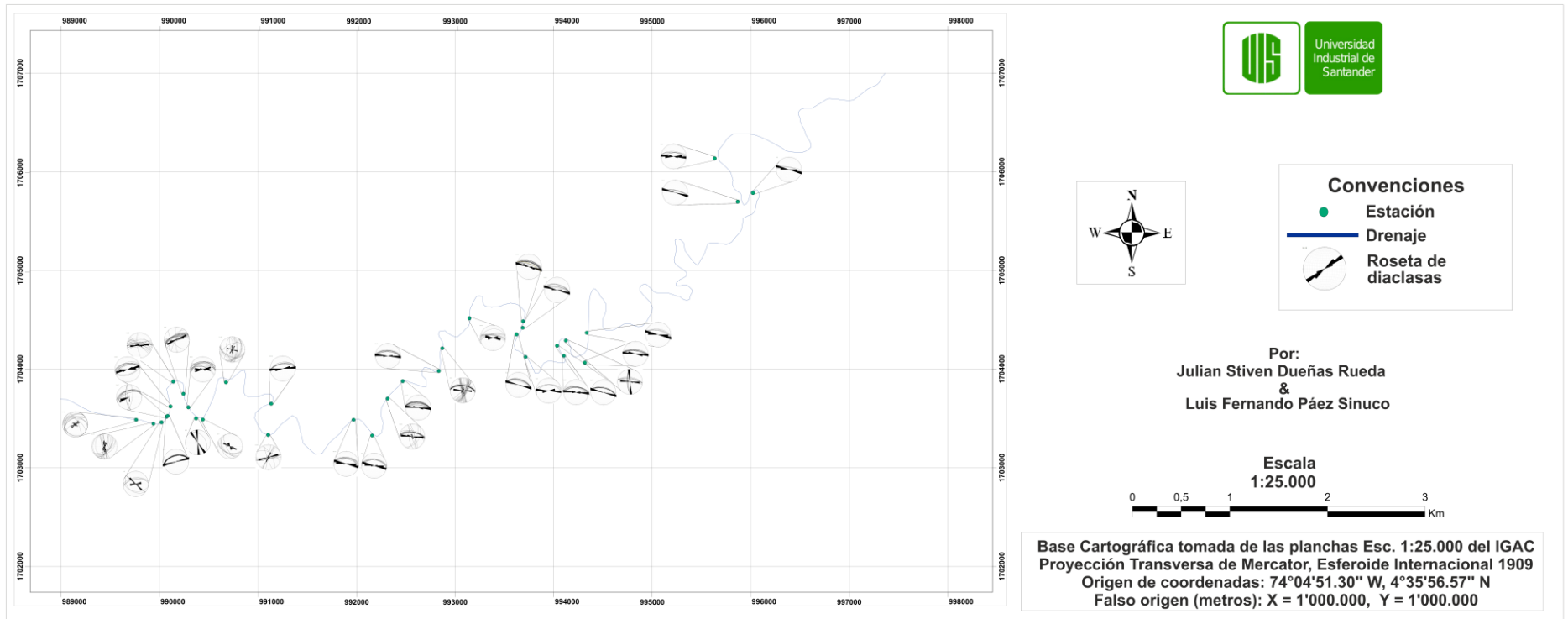


Figura 105. Diagramas rosa en rumbo de los datos de diaclasas colectados a lo largo de la quebrada La Aguja.

De la misma manera para las fracturas híbridas se generan gráficos utilizando Win-Tensor, teniendo en cuenta también las consideraciones de Delvaux and Sperner (2003) (Figura 106).

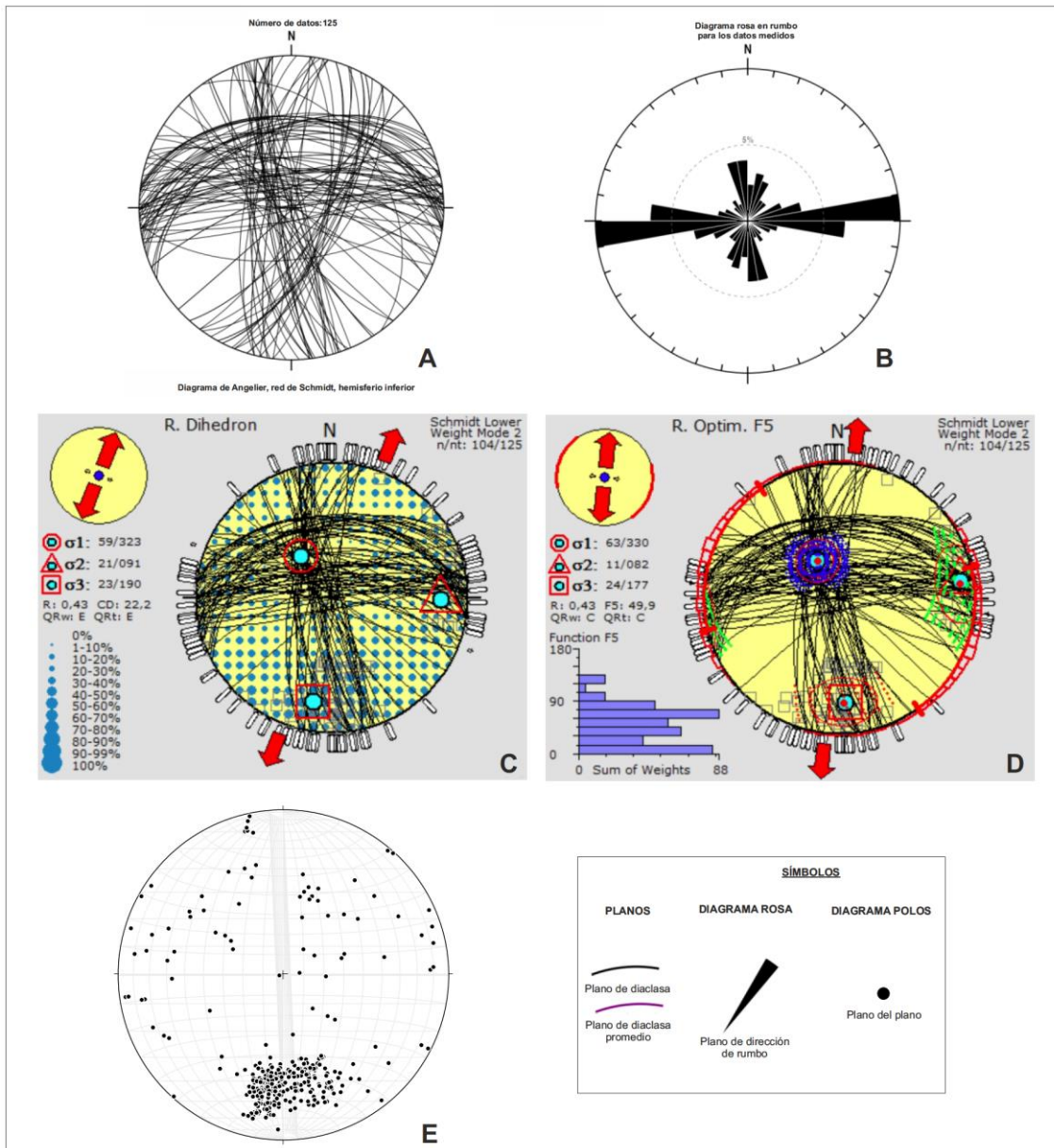


Figura 106. Gráficos generados por Win-Tensor para el tratamiento y análisis de los datos de fracturas híbridas. A: Planos de fracturas híbridas utilizando el software SG2PS. B: Diagrama rosa en rumbo de los datos de fracturas híbridas utilizando el software SG2PS. C: Tratamiento de los datos de fracturas híbridas mediante el método de diedros rectos mejorados utilizando el software Win-Tensor. D: Tratamiento de los datos de fracturas híbridas mediante el método de rotación optimizada en Win-Tensor. E: Diagrama de polos de las fracturas híbridas utilizando Stereonet.

Finalmente se presenta la figura 107 donde se utilizaron todos los datos de diaclasas trabajados, teniendo en cuenta de igual manera las consideraciones de Delvaux and Sperner (2003).

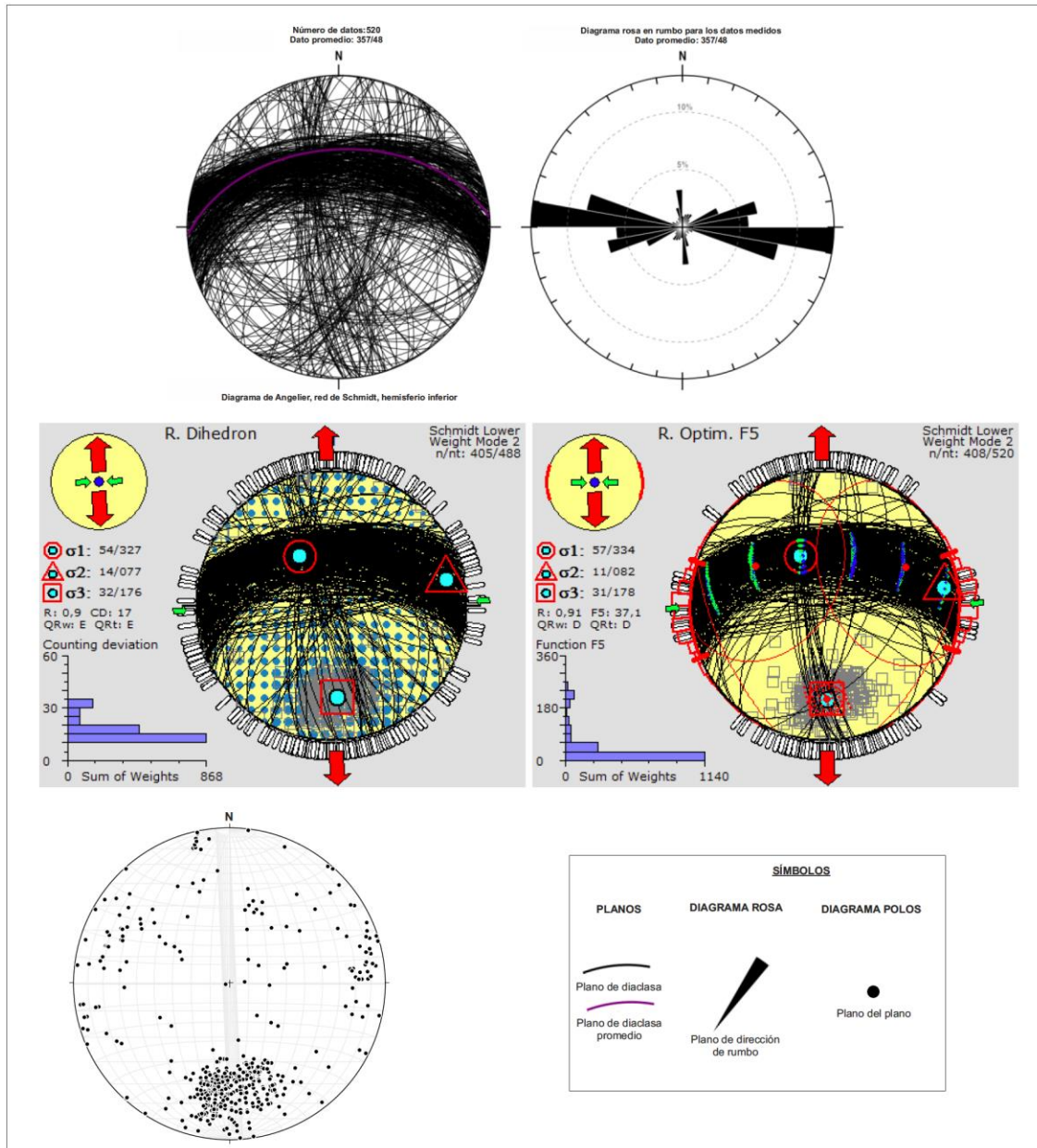


Figura 107. Gráficos generados por Win-Tensor para el tratamiento y análisis de la totalidad de datos de diaclasa. A: Planos de la totalidad de datos de diaclasa utilizando el software SG2PS. B: Diagrama rosa en rumbo de la totalidad de datos de diaclasa utilizando el software SG2PS. C: Tratamiento de la totalidad de datos de diaclasa mediante el método de diedros rectos mejorados utilizando el software Win-Tensor. D: Tratamiento de la totalidad de datos de diaclasa mediante el método de rotación optimizada en Win-Tensor. E: Diagrama de polos de la totalidad de datos de diaclasa utilizando Stereonet.

La compilación de los datos de esfuerzos arrojados por el software Win-Tensor para cada familia y la totalidad de datos de diaclasas, se muestran en la tabla 42.

Tabla 42.

Dirección de los esfuerzos principales que actuaron durante la generación de los diferentes tipos de diaclasas.

Esfuerzo	Tipo de diaclasa		Total diaclasas (Tensión- Híbridas- Cizalla)
	Diaclasas de tensión	Diaclasas híbridas	
σ_1	56/344	63/330	57/334
σ_2	07/085	11/082	11/082
σ_3	33/179	24/177	31/178

Nota: Utilizando el software Win-Tensor y las consideraciones planteadas por Delvaux and Sperner (2003) para una correcta utilización del programa.

9.4.2 Paleo-esfuerzos a partir de foliaciones y ejes de pliegues. Se tomaron 1250 datos de foliación a lo largo de toda la quebrada La Aguja, cuyos diagramas rosas en rumbo se muestran en la figura 108, donde se aprecia que la tendencia preferencial de los mismos es en dirección E-W tornándose NE-SW hacia la parte del nacimiento de la quebrada. El procesamiento de los datos de foliación y de 42 datos de ejes de pliegues se realizaron en el Software Win-Tensor para determinar los esfuerzos que favorecieron la generación de estos. Siguiendo las recomendaciones de Delvaux and Sperner (2003) en primera instancia se procede a realizar una separación de los datos a partir de las observaciones en campo, pues estas pueden indicar la existencia de más de un evento y pueden ser usados para discriminar los mismos, así mismo en segunda instancia debe tener en cuenta a la hora de discriminar los datos es la representación de los mismos en los diferentes tipos de gráficas (estereogramas) para lo cual se utilizó el software SG2PS para generar los diagramas rosa en rumbo y Stereonet (Allmendinger, 2006-2017) para generar los diagramas de polos de los planos de foliación y ejes de pliegues.

Al igual que para los datos de diaclasas, los datos de foliación y ejes de diaclasas son trabajados con el método de diedros rectos mejorados y el método de rotación optimizada (Delvaux and Sperner, 2003). Se considerarán los planos de foliación y ejes de pliegues como lo que Delvaux and Sperner (2003) consideran fracturas de compresión (planos de clivaje), donde estas se tienden a desarrollar perpendicular a σ_1 y paralelos a σ_3 . Se utilizó para el tratamiento de estos datos la función $f_6(i)$. Se presenta en la figura 109 los datos procesados en los diferentes softwares.

En la tabla 43 se muestran la dirección de los esfuerzos calculados a partir de Win-Tensor para los datos de foliación, así mismo se muestran la dirección de esfuerzos calculados anteriormente a partir del tratamiento de los datos de diaclasas, para de esta forma ver como se están comportando estos en estructuras diferentes.

Tabla 43.

Dirección de los esfuerzos principales que actuaron durante la generación de los diferentes planos de foliación y tipos de diaclasas.

Esfuerzo	Planos de foliación y ejes de pliegues	Tipo de diaclasa		Total diaclasas (Tensión-Híbridas-Cizalla)
		Diaclasas de tensión	Diaclasas híbridas	
σ_1	54/336	56/344	63/330	57/334
σ_2	04/071	07/085	11/082	11/082
σ_3	36/163	33/179	24/177	31/178

Nota: Utilizando el software Win-Tensor y las consideraciones planteadas por Delvaux and Sperner (2003) para una correcta utilización del programa.

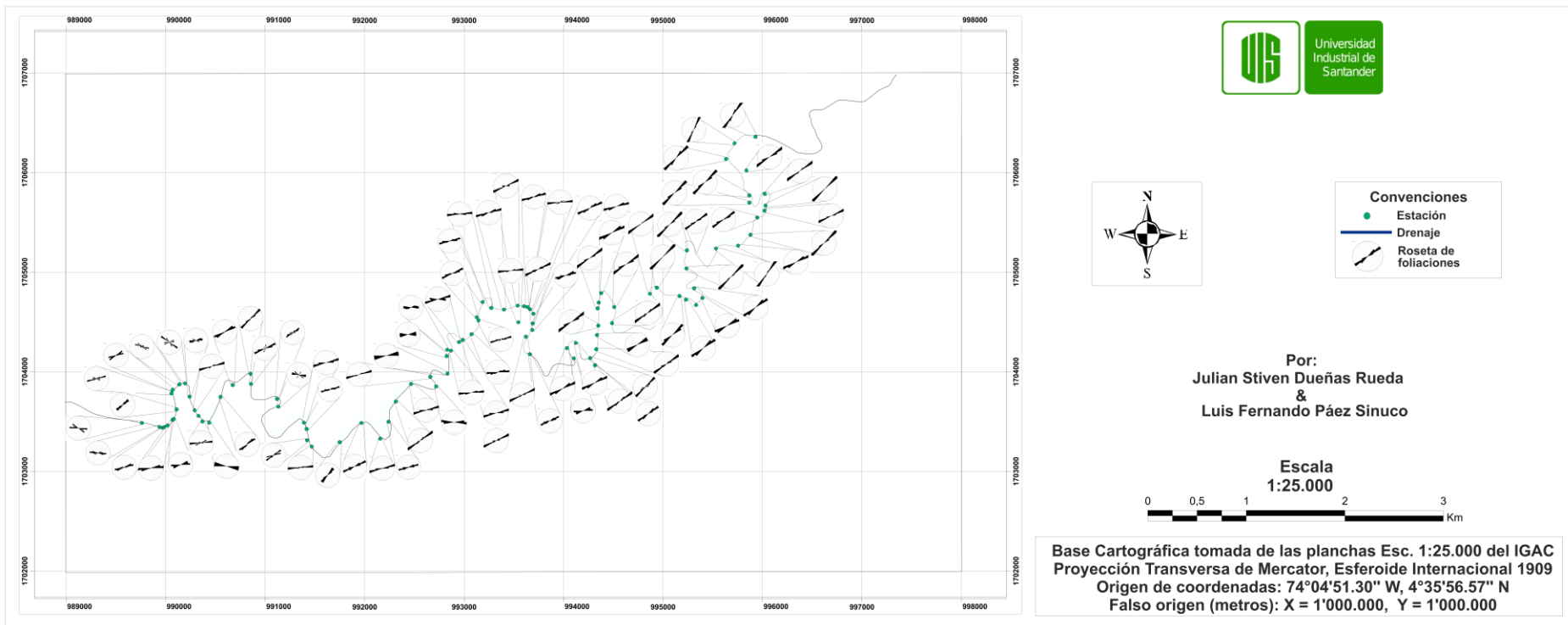


Figura 108. Diagramas rosa en rumbo de los datos de foliación colectados a lo largo de la quebrada La Aguja.

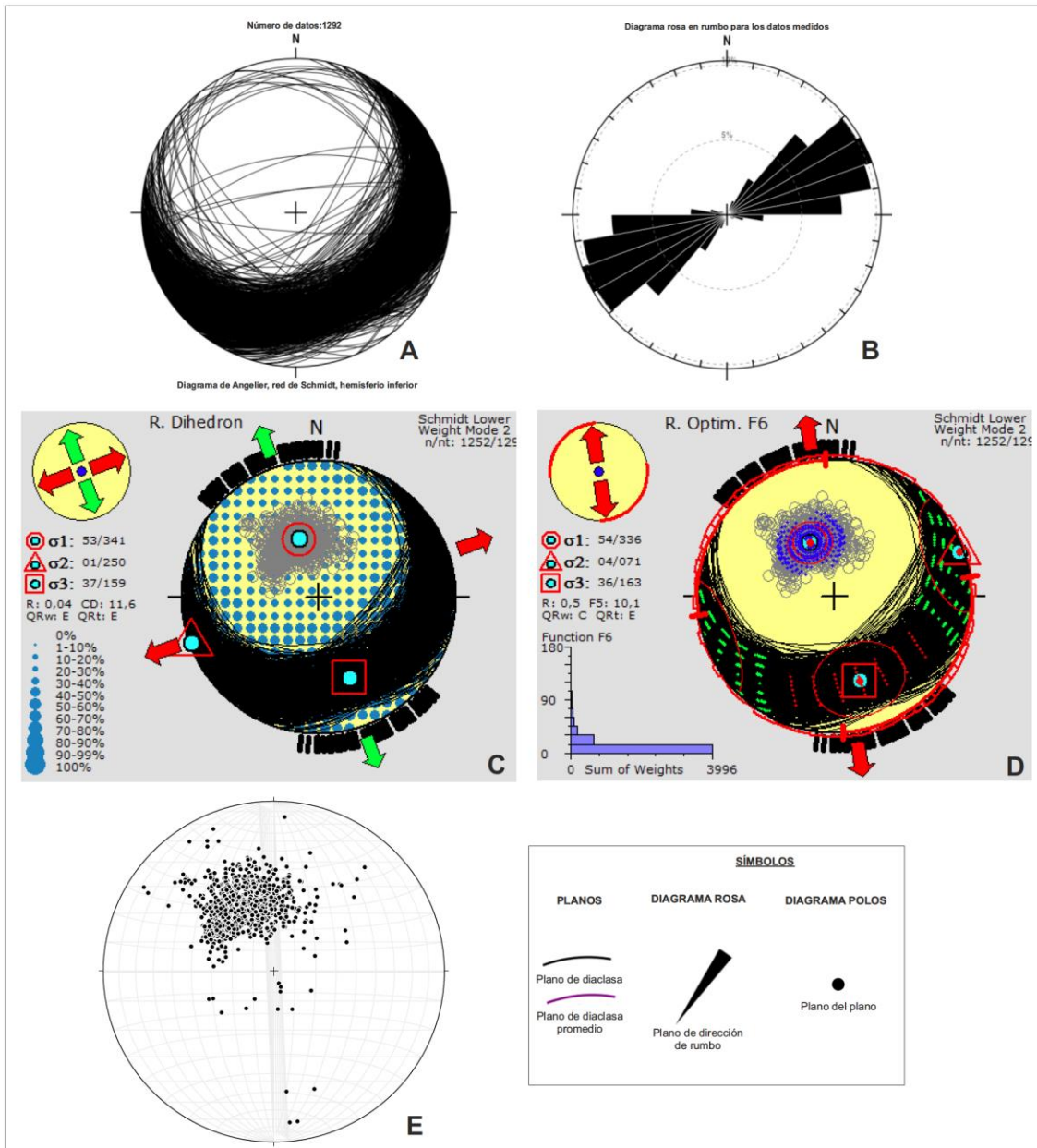


Figura 109. Gráficos generados por Win-Tensor para el tratamiento y análisis de los datos de foliación y ejes de pliegues. A: Planos de foliación y ejes de pliegues utilizando el software SG2PS. B: Diagrama rosa en rumbo de los datos de foliación y ejes de pliegues utilizando el software SG2PS. C: Tratamiento de los datos de foliación y ejes de pliegues mediante el método de diedros rectos mejorados utilizando el software Win-Tensor. D: Tratamiento de los datos de foliación y ejes de pliegues mediante el método de rotación optimizada en Win-Tensor. E: Diagrama de polos de las fracturas de tensión utilizando Stereonet. Nótese que durante la determinación de esfuerzos mediante el método de rotación optimizada se utilizó la función f6(i).

9.4.3 Paleo-esfuerzos a partir de estrías de falla. La toma de datos de estrías de falla se realizó en la estación QA-E051 ya que a lo largo de toda la quebrada fue la única estación donde se encontraron estrías de este tipo. Por consiguiente, se procede a procesar los colectados a través del software Win-Tensor, realizando una discriminación manual antes de procesarlos utilizando la misma metodología que en la discriminación de datos de diaclasa usando los parámetros del círculo de Mohr para fallas inactivas o que no se explican bajo la formación del tensor de esfuerzo predominante determinado a partir de los datos. Se presenta en la figura 110 el tratamiento de datos en los diferentes softwares.

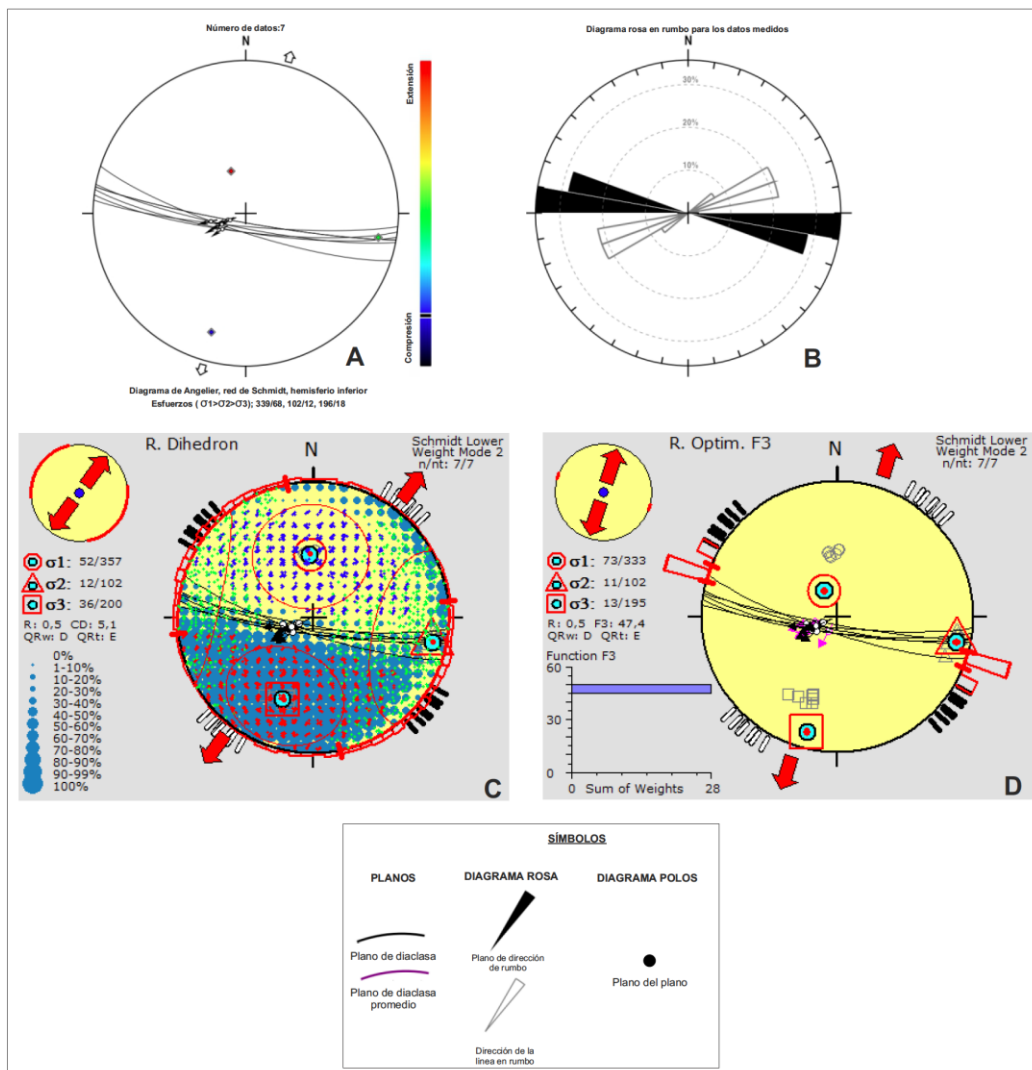


Figura 110. Gráficos generados por Win-Tensor para el tratamiento y análisis de los datos de estrías de falla. A: Planos estrías de falla utilizando el software SG2PS. B: Diagrama rosa en rumbo de estrías de falla utilizando el software SG2PS. C: Tratamiento de los datos de estrías de falla mediante el método de diedros rectos mejorados utilizando el software Win-Tensor. D: Tratamiento de los datos de estrías de falla mediante el método de rotación optimizada en Win-Tensor. Nótese la utilización de la función $f3(i)$ para el análisis de rotación optimizada.

En la tabla 44 se muestran la dirección de los esfuerzos calculados a partir de Win-Tensor para los datos de estrías de falla, así mismo se muestran la dirección de esfuerzos calculados anteriormente a partir del tratamiento de los datos de diaclasas, foliaciones y ejes de pliegues, para de esta forma ver como se están comportando estos en estructuras diferentes.

Tabla 44.

Dirección de los esfuerzos principales que actuaron durante la generación de los diferentes planos falla, foliación y tipos de diaclasas, utilizando el software Win-Tensor.

Esfuerzo	Estrías de falla	Planos de foliación y ejes de pliegues	Tipo de diaclasa		Total diaclasas (Tensión-Híbridas-Cizalla)
			Diaclasas de tensión	Diaclasas híbridas	
σ_1	73/333	54/336	56/344	63/330	57/334
σ_2	11/102	04/071	07/085	11/082	11/082
σ_3	13/195	36/163	33/179	24/177	31/178

9.4.4 Paleo-esfuerzos a partir de la agrupación de datos de foliación, estrías de falla, diaclasas y ejes de pliegues. Para una correcta determinación de los tensores de esfuerzo, los datos que se van a introducir al software Win-Tensor deben estar compuestos por más de dos familias de datos, lo que Angellier (1994) denomina como un grupo de datos del mismo tipo y con características geométricas en común, así mismo Delvaux and Sperner (2003) plantea que los tensores de esfuerzos estarán mejor determinados si se utiliza la mayor cantidad de familias de datos de diferente tipo y orientación. Por ende, se procedió a elaborar una base de datos donde se incluyeran la totalidad de los datos de foliación, estrías de falla,

diaclasas y ejes de pliegues para la determinación de los tensores que definen la dirección de estas estructuras y su orientación.

Como un parámetro de la calidad del tratamiento de datos Delvaux and Sperner (2003) hablan de que la homogeneidad en los datos puede ser expresada a través de la desviación estándar de los valores de desviación de conteo (CD por sus siglas en inglés *Counting Deviation*), donde pequeñas desviaciones estándar sugieren que la mayoría de los datos del grupo total de datos son compatibles, perteneciendo posiblemente al mismo evento cinemático. Así mismo durante el tratamiento de los datos mediante el método de rotación optimizada se procedió a utilizar la función $f_5(i)$ ya que Delvaux and Sperner (2003) han probado esta función utilizando series de datos mixtos, arrojando datos muy eficientes para la determinación de paleo-esfuerzos. En la figura 111 se muestran los productos del tratamiento de todos los datos estructurales medidos en la zona de estudio, en la tabla 45 se muestran los esfuerzos determinados para cada tipo de estructura y el resultante del tratamiento de todos los datos a través de la utilización del software Win-Tensor.

Tabla 45.

Dirección de los esfuerzos principales que actuaron durante la generación de los diferentes planos falla, foliación y tipos de diaclasas.

Esfuerzo	Estrias de falla	Planos de foliación y ejes de pliegues	Tipo de diaclasa		Total diaclasas (Tensión-Híbridas-Cizalla)	Agrupación de todos los datos
			Diaclasas de tensión	Diaclasas híbridas		
σ_1	73/333	54/336	56/344	63/330	57/334	54/336
σ_2	11/102	04/071	07/085	11/082	11/082	10/080
σ_3	13/195	36/163	33/179	24/177	31/178	34/177

Nota: Utilizando el software Win-Tensor y las consideraciones planteadas por Delvaux and Sperner (2003) para una correcta utilización del programa.

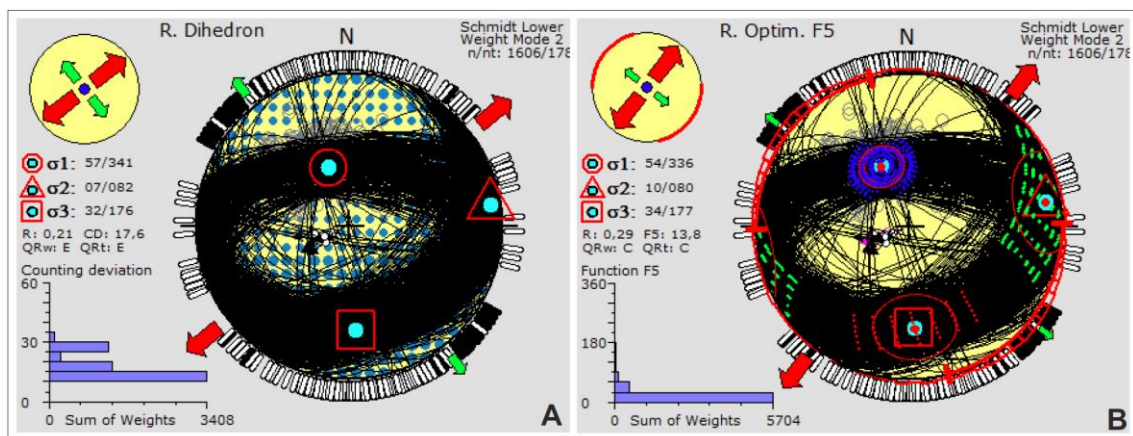


Figura 111. Determinación del paleo-tensor a partir de la totalidad de datos estructurales. A: Tratamiento de la totalidad de datos estructurales mediante el método de diedros rectos mejorados utilizando el software Win-Tensor. B: Tratamiento de la totalidad de datos estructurales mediante el método de rotación optimizada en Win-Tensor. Nótese la utilización de la función $f5(i)$ para el análisis de rotación optimizada.

A partir del procesamiento de datos se concluye que el paleo-tensor que afecta a los Esquistos de San Lorenzo a lo largo de la quebrada La Aguja presenta un esfuerzo máximo compresivo (σ_1) en dirección 336/53, un esfuerzo intermedio (σ_2) en dirección 80/10 y un esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) en dirección 177/34.

10. Eventos deformativos de los Esquistos de San Lorenzo

A lo largo de la quebrada La Aguja aflora la formación Esquistos de San Lorenzo, en la que se pueden identificar cinco eventos de deformación, denominados D_n , D_{n+1} , D_{n+2} , D_{n+3} y D_{n+4} de acuerdo a su temporalidad, siendo estos posteriores a la formación de la estratificación S_0 en el protolito, la cual no pudo ser identificada en observaciones de campo. Se reconoce la foliación S_n a partir de zonaciones sigmoidales encontradas en porfidoblastos de granates.

Los eventos D_n , D_{n+1} y D_{n+2} se asocian a un evento de carácter dúctil en regímenes compresivos, a diferencia de los eventos D_{n+3} y D_{n+4} de carácter frágil. Los eventos deformativos D_n y D_{n+1} están ligados al metamorfismo M_1 de carácter regional que forma la foliación S_n y S_{n+1} ; el evento D_{n+2} corresponde a la generación de clivajes de transposición (S_{n+2}) y clivajes disyuntivos (S_{n+3}), el evento D_{n+3} producto del metamorfismo dinámico (M_2) está caracterizado por un cizallamiento bajo condiciones frágiles y formación de zonas de cizalla en donde se desarrollan foliaciones miloníticas (S_{n+4}) y el evento D_{n+4} que corresponde a un evento de deformación tardía de carácter frágil.

10.1 Evento deformativo D_n y D_{n+1}

Ambos eventos son producto de la deformación de carácter compresivo que se desarrolla en un régimen dúctil. El evento D_n se identificó por la foliación S_n al interior de porfidoblastos inter-tectónicos de granate inmersos en la foliación S_{n+1} generada durante el evento deformativo D_{n+1} . La foliación S_{n+1} se caracteriza por presentar una tendencia en rumbo E-W tornándose NE-SW hacia la parte superior (NE) de la quebrada La Aguja, lo que coincide con la orientación del esfuerzo máximo (σ_1); de la misma manera la lineación mineral L_1 tiene una dirección principal SSE que se torna SE hacia la parte superior de la quebrada con ángulos de inmersión que van de 18 a 47°, coincidiendo con la orientación del mínimo esfuerzo (σ_3).

Ambos eventos deformativos son producto del metamorfismo regional M_1 que alcanzo la facies anfibolita en zona de estaurolita. La estructura más relevante del segundo evento

deformativo es la foliación S_{n+1} con un dato de foliación promedio 65/35, marcada por la orientación de biotita, moscovita y hornblenda de acuerdo a los diferentes litotipos. En la figura 16 B y D se evidencia S_n al interior de porfidoblastos de granate y S_{n+1} afuera de estos, marcando la foliación principal en escala de afloramiento (Figuras 48 A,D,E,F y 52).

10.2 Evento deformativo D_{n+2}

Como continuación de la formación dúctil del evento anterior se genera el evento deformativo D_{n+2} , el cual se identifica por el desarrollo de clivajes de transposición (S_{n+2}), caracterizado por el plegamiento de las estructuras planares de la fábrica de la roca (S_{n+1}), a medida que avanza este evento deformativo se desarrollan clivajes disyuntivos (S_{n+3}) los cuales cortan y desplazan las estructuras precedentes.

Algunas mesoestructuras encontradas como resultado de este evento deformativo son: pliegues verticales, inclinados, recumbentes, apretados, abiertos, isoclinales, desarrollo de pliegues y bandas *kink*. Los planos axiales de los plegamientos presentan una tendencia en la orientación E-W a ENE-WSW (Figuras 48A, 49A, 63B y 65).

10.3 Evento deformativo D_{n+3}

Este evento se caracteriza por presentar cizallamiento semi-dúctil a dúctil producto del metamorfismo dinámico (M_2), con desarrollo de zonas de cizalla que presentan mecanismos de deformación que van de frágiles a plásticos. Hacia el oeste las zonas de cizalla están delimitadas por cuerpos de roca donde la deformación no es tan marcada como hacia el centro

de las mismas, hacia el este, aparecen localmente cuerpos de milonitas que según Fossen (2010) pueden desarrollarse en las partes centrales de algunas zonas de cizalla dúctil, por observaciones de campo no fue posible identificar sus límites. Es un evento posterior a D_{n+1} y D_{n+2} en el que se identificaron mesoestructuras como pliegues disarmonicos, ptigmáticos, porfiroclastos tipo delta (δ), estructuras S-C (S_{n+4}) y estructuras menores como pliegues parásitos, además, se observa la evolución en la deformación de estructuras anteriormente desarrolladas durante D_{n+2} como son pliegues isoclinales, recumbentes, inclinados, apretados, clivajes de transposición y disyuntivos (Figuras 50 y 70).

10.4 Evento deformativo D_{n+4}

A los eventos deformativos anteriormente desarrollados se superpone un evento de deformación tardío de características frágiles, identificados por el desarrollo de planos de deslizamiento de cinemática normal, diaclasamiento e intrusiones de diques de composición tonalítica, monzodiorítica y cuarzo-monzodiorítica, que se encuentran cortando oblicuamente la foliación S_{n+1} (Figura 50A y 66).

11. Dominios estructurales

Este capítulo aborda lo que Hatcher (1995) denomina como dominios estructurales, haciendo referencia a elementos de la fábrica de cuerpos rocosos como plegamientos, lineaciones,

superficies axiales de pliegues, clivajes o foliaciones que tienen en común una orientación, pero que, en la misma área, en regiones aledañas presentan orientaciones diferentes. Las áreas que presenten estos elementos de fábrica orientados en la misma dirección (rumbo, buzamiento, *trend* y/o *plunge*) cumplen como dominios homogéneos, mientras que las áreas donde se presenta sobreimposición de pliegues o zonas de cizalla dúctil donde establecer la homogeneidad en la orientación de los datos se hace complicado se dominan como dominios heterogéneos (Hatcher, 1995).

Para la determinación de dichos dominios se tienen en cuenta los datos de foliación ya que Hatcher (1995) recomienda principalmente el uso de estos datos que son comunes y generalmente medidos, permitiendo observar y establecer con mayor facilidad los dominios homogéneos y heterogéneos a partir de las tendencias presenten los datos a lo largo del área de estudio, también se tienen en cuenta las recomendaciones de Martin and Tannant (2004), para quienes un dominio estructural representa un volumen de roca con características similares, típicamente definidas por la orientación de patrones de fracturamiento (diaclasas) y el tipo de roca.

A partir de los datos de foliación colectados, observaciones, anotaciones en campo y variaciones litológicas se lograron identificar diferentes dominios; debido a que el estudio se realizó a lo largo de la quebrada y no en localidades lejanas a la quebrada La Aguja, no se considera apropiado la determinación de la geometría total de estos dominios, por lo que los límites de dominios están restringidos al interior de ésta. De oeste a este (W-E) el primer dominio (H₁) de carácter heterogéneo abarca el segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo, conformado por pelitas (esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate,

esquistos micáceos con granate y estaurolita y esquistos cuarzo-micáceos), semi-pelitas (esquistos micáceos-cuarzosos con granate y esquistos micáceos-cuarzoso), cuarcitas (cuarcita micácea con granate) y rocas meta-carbonatadas (mármoles impuros, rocas carbonato-silicatadas y rocas silicatadas con carbonatos), los datos de foliación en este dominio presentan una tendencia casi E-W y se encuentra limitado entre las estaciones QA-E001 y QA-E067. Presenta una densidad relativa de fracturamiento que va de media a muy alta, la cual se determinó utilizando la metodología de venta de muestra circulares en afloramiento.

De oeste a este se identificaron tres dominios al interior de H_1 , denominados H_{1-1} , H_{1-2} y H_{1-3} . Son identificados por ser dominios donde se evidencian eventos de deformación semi-dúctil y dúctil en escala meso y microscópica. Litológicamente corresponden a las litologías del segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo con estructuras cataclásticas (H_{1-1}) y miloníticas (H_{1-2} y H_{1-3}), bordeados por rocas del dominio H_1 que no muestran evidencias de estos tipos de deformación.

El dominio H_{1-1} (Figuras 49D-E, 63A, 70A-H) se encuentra ubicado entre las estaciones QA-E008 y QA-E014, limitado al oeste por esquistos cuarzo-micáceos y al este por esquistos cuarzo-micáceos con granate. A partir de las características presentadas en la tabla 46 se determina que este dominio corresponde a una zona de cizalla semi-dúctil.

El dominio H_{1-2} (Figura 58C, 63B y 27) se encuentra entre las estaciones QA-E023 y QA-E027, restringido al oeste por cuarcitas micáceas y al este por esquistos micáceos con granate. Este dominio presenta características (Tabla 46) típicas de zonas de cizalla dúctil. Presenta una densidad relativa de fracturamiento baja, la cual se determinó utilizando la metodología de venta de muestra circulares en afloramiento.

El dominio H₁₋₃ se encuentra ubicado entre las estaciones QA-E036 y QA-E39, bordeado al oeste por intercalaciones de cuarcitas con esquistos micáceos y al este por esquistos cuarzo-anfibólicos. A partir de las características presentadas en la tabla 46 se determina que este dominio corresponde a una zona de cizalla dúctil (Figura 50E). Presenta una densidad relativa de fracturamiento alta, la cual se determinó utilizando la metodología de venta de muestra circulares en afloramiento.

Al igual que para los dominios mencionados anteriormente, se tuvo en cuenta las mismas consideraciones que permitieron la identificación y caracterización del dominio heterogéneo (H₂), ubicado entre las estaciones QA-E68 y QA-E123, presenta una tendencia preferencial NE-SW de sus datos de foliación, se encuentra sobre el segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo, litológicamente caracterizada por rocas meta-carbonatadas que incluyen rocas carbonato-silicatadas, rocas silicatadas con carbonatos y rocas calcosilicatadas. Se determinó que este dominio es de carácter heterogéneo por la aparición de cuerpos de milonita localizados, a los cuales no se les pudo asociar una zona de cizalla ya que su delimitación no fue posible. Presenta una densidad relativa de fracturamiento que va de muy baja a media, sin embargo, en la estación QA-E088 se encontró densidad de fracturamiento muy alta relacionada a una falla de cinemática normal; las densidades relativas se determinaron utilizando la metodología de venta de muestra circulares en afloramiento.

En la figura 112 se muestran los dominios estructurales encontrados a lo largo de la quebrada La Aguja.

Tabla 46.

Microestructuras y mecanismos de deformación encontrados en los dominios H₁₋₁, H₁₋₂ y H₁₋₃.

Escala	Tipo	Dominios de zona de cizalla		
		Dominio H1-1	Dominio H1-2	Dominio H1-3
Mesoestructuras	Pliegues disarmonicos	x		
	Pliegues Ptigmaticos	x		
	Pliegues parasito	x		
	Pliegues recumbentes	x		
	Pliegues inclinados	x		
	Pliegues apretados	x		
	Pliegues isoclinales	x		
	Bandas y pliegues kink	x	x	
	Clivaje de transposición	x	x	
	Clivaje disyuntivo	x	x	
	Boudinage	x	x	x
	Porfiroclastos	x		
Microestructuras (mecanismos de deformación)	Microfracturas	x		
	Microboudinage	x		
	Intercrecimientos, sombras y franjas de presión, micas <i>beards</i>	x	x	
	Microvenas	x		x
	Maclas de deformación		x	
	Extincion ondulante	x	x	x
	Lamelas de deformación			
	Bandas kink		x	
	Bandas de deformación		x	x
	Bordes de subgranos	x	x	x
	Forma de la fábrica de granos y listones (<i>ribbons</i>)	x	x	x
	Nuevos granos, estructuras de manto- núcleo.	x	x	x
	Pinning	x		
	Porfidoblastos	x	x	
	Estructuras S-C y S-C'		x	
Sentido de cizalla		Dextral	Dextral?	?
Tipo de zona de cizalla		Semi-dúctil	Dúctil	Dúctil

Nota: Tomada y modificada de Blenkinsop (2000).

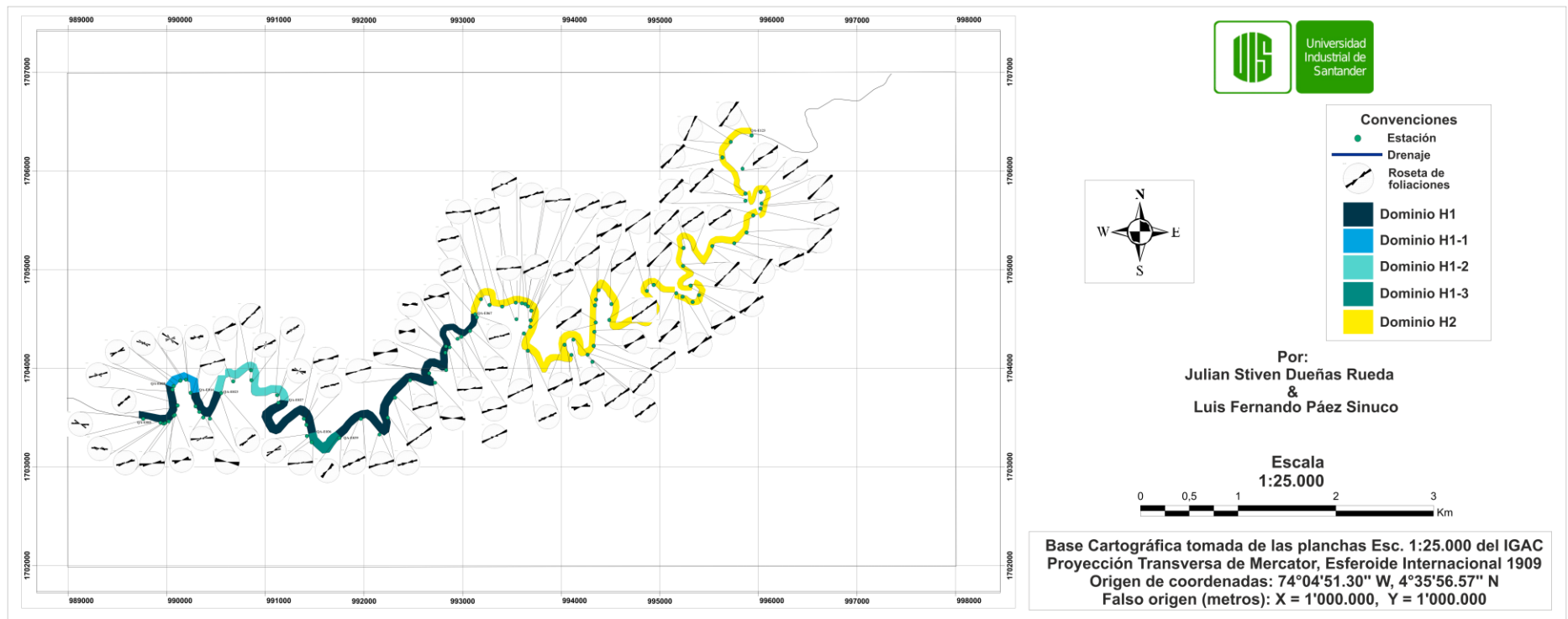


Figura 112. Dominios estructurales a lo largo de la quebrada La Aguja.

12. Metamorfismo

Las rocas aflorantes en la quebrada La Aguja y sus inmediaciones sufrieron un metamorfismo de tipo regional que provocó la secuencia metamórfica, conformada en esta zona por esquistos de composición pelítica, semipelítica y carbonatada, junto con pequeños cuerpos de cuarcitas y mármoles impuros. Algunas de estas rocas sufrieron además un metamorfismo posterior de carácter dinámico debido a la actividad tectónica que se generó en la zona.

12.1 Metamorfismo regional

El metamorfismo regional que afectó la zona de estudio alcanzó condiciones de grado medio evidenciadas por la facies anfíbolita en la zona estaurolita, que determina el pico metamórfico. En estas rocas predominan la parte baja de la facies anfíbolita en la zona andalucita y estaurolita y la parte alta de la facies esquistos verdes en la zona del granate. También se evidencia la superposición de un metamorfismo retrogrado por la sericitización de la plagioclasa y la cloritización de la biotita y el granate.

La zona del granate se encuentra localizada principalmente en la parte suroeste de la quebrada, en esquistos pelíticos, semipelíticos, cuarcitas y el mármol impuro, aunque para la parte noreste se da en esquistos carbonatosilicatados. Su foliación está definida predominantemente por individuos de cuarzo, minerales opacos, moscovita, biotita con individuos o porfidoblastos de granate.

La zona de la andalucita se localiza a distintos puntos de la quebrada, pero esencialmente en el lado noreste, dentro del segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo, en rocas meta-

carbonatadas, cuya foliación se encuentra definida principalmente por individuos de cuarzo, epidota, calcita, plagioclasa, biotita y hornblenda.

La zona de la estaurolita se encuentra localizada en la parte suroeste de la quebrada, exclusivamente en esquistos pelíticos, como son los esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate, y los esquistos micáceos con granate y estaurolita. La foliación de estas rocas está definida por individuos de cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotitas con porfidoblastos de estaurolita y granate (Figuras 15, 16 y 52). Con su característica paragénesis $Qz + Ms + Bt \pm Pl + Grt + St$.

12.2 Metamorfismo dinámico

Las rocas afectadas por este tipo de metamorfismo se encuentran focalizadas en las zonas de cizalla descritas en el capítulo 9.5, generando cataclasitas cohesivas las cuales de acuerdo a Trouw *et al.* (2010) se forman tanto en dominios de deformación frágil, aproximadamente a 10 km, con presión litostática de hasta aproximadamente 3 kbar y temperaturas de hasta 300 °C, como en la transición frágil-dúctil que se da entre los 10-15 km (Fossen, 2010), siendo esta última la que aplica para el caso de la muestra QA-M043 (Figuras 21B, 71B y 92A); y milonitas (QA-M027, QA-M046, QA-M036, QA-M057, QA-M056, QA-M075, QA-M080 y QA-M093) desarrolladas en el régimen dúctil (Figuras 70 B, C, D, G y H).

Estas rocas presentan características que son notables en escala de afloramiento por la intensificada deformación de los esquistos que se encuentran junto a rocas poco deformadas como algunos cuerpos de cuarcitas, esquistos cuarzo-micáceos y esquistos cuarzo-anfibólicos; observándose características tanto a escala mesoscópica como microscópica (mecanismos de deformación) determinadas en la tabla 46.

Este tipo de metamorfismo (M_2) se asocia al evento deformativo D_{n+4} durante el cual se desarrolla la foliación milonítica S_{n+4} (Figuras 50).

13. Discusión de resultados

Las rocas metamórficas que afloran en el lado sureste del SMMB interno, en la quebrada La Aguja, Magdalena, denominadas en este y otros trabajos como Esquistos de San Lorenzo afloran como un cuerpo con dos segmentos diferenciables, restringidos al este por la Falla Aguja de componente inverso y al oeste por la Falla Satélite A de componente sinistral, con litologías de composición pelítica, semipelítica, cuarzofeldespática y carbonatada que fueron afectadas por un metamorfismo de tipo Barroviense en facies esquistos verdes (zona del granate) y anfibolita (zonas andalucita y estaurolita). Las rocas de mayor grado de metamorfismo de la zona de estudio corresponden a la paragénesis $Qz + Ms + Bt \pm Pl + Grt + St$, comprendida en el sistema químico KFMASH, la cual restringe rangos temperatura de 550-610 °C y presiones de 4-7 kbar (Bucher & Grapes, 2011; Spear, 1993; Zuluaga y Prada, 2008), determinando así las condiciones para el pico metamórfico. Aunque Zuluaga & Stowell (2012), determinaron en estudios hechos en la misma unidad, en una localidad más al noreste, una muestra con la paragénesis $Grt + Bt + Sil + Qz + Pl + Ms$ y presencia de cianita relictica, que restringió las condiciones P-T a ca. 6-7 kbar y 640-670 °C y otra muestra con la paragénesis $Qz + Pl + Bt + Grt + Sil$ con un campo de estabilidad de la pseudosección de 6-8.5 kbar y 610-675 °C, los cuales son datos que superan las condiciones deducidas por petrografía en el presente documento, lo que se puede tratar de una isograda que no se presenta en

la zona de estudio, aunque faltarían hacer análisis químicos ya que los autores mencionados reportan que en la segunda muestra solo fue posible la detección de aluminosilicatos (cianita o silimanita) por medio de la microsonda electrónica.

La cloritización de la biotita y el granate son evidencia del metamorfismo retrogrado que sufrieron las rocas de los Esquistos de San Lorenzo, y se pueden relacionar al mismo evento que Zuluaga & Stowell (2012) describen, el cual podría ser producto de los mecanismos de exhumación de la zona de subducción debido a regímenes térmicos similares durante el ascenso y descenso de los segmentos que sigue la trayectoria metamórfica descrita por los mismos.

No se reportan estudios anteriores enfocados en la caracterización meso y microestructural en los Esquistos de San Lorenzo, ya que los estudios desarrollados en la SNSM tienen un carácter más regional que buscan comprender la evolución geohistórica de este macizo rocoso.

A nivel mesoscópico se presentan clivajes de transposición (S_{n+2}) y clivajes disyuntivos (S_{n+3}) que se encuentran generando modificaciones en el elemento planar principal de la fábrica de la roca (S_{n+1}) y en venas, evidenciados por la generación y descabezamiento de pliegues; es común el boudinage indistintamente de los litotipos que presenta esta formación, con geometrías y espesores variables que van desde centímetros a metros, pero siempre paralelos a la foliación (S_{n+1}), además se reconocen estructuras típicas de zonas de cizalla como lo son, desarrollo de foliación milonítica, bandas de cizalla y porfiroclastos indicando el sentido de la cizalla. Como evidencia de la deformación frágil sobre impuesta (D_{n+4}) se registran familias de diaclasas, planos de deslizamiento de componente normal e intrusiones de diques de composición tonalítica, monzodiorítica y cuarzo-monzodiorítica.

En escala microscópica se identificaron mecanismos de deformación tales como la transferencia difusiva de masas por solución, plasticidad intracrystalina y transferencia difusiva de masas en

estado sólido, a partir de las microestructuras que estos mismos generaron. Como primer grupo de microestructuras se tienen la remoción, transporte y depositación de material, que abarca capas de deformación, microestilolitos, clivajes, microboudinage, sombras de presión y microvenas; como segunda categoría general, distorsión permanente de la red cristalográfica, que agrupa maclas de deformación, extinción ondulante, lamelas de deformación, bandas kink, bandas de deformación, bordes de subgranos, listones (ribbons), nuevos granos y estructuras de manto-núcleo; y como tercera agrupación de microestructuras denominada remoción, transporte y depositación de material en fase de transformación, se incluyen la textura decusada, *pinning*, porfidoblastos, porfiroclastos, estructuras S-C y S-C', bandas de cizalla, bordes de reacción y minerales relícticos. Los mecanismos anteriormente nombrados son los que predominan en el área de estudio, sin embargo, localizadamente se encontraron microestructuras que evidencian cataclasis, tales como microfracturas, microfallas y bandas de deformación, que se agrupan en la categoría general, microfracturas, desplazamientos y rotación de partículas rígidas.

Bajo las evidencias tanto litológicas como meso y microestructurales, se divide el área de estudio en 5 dominios estructurales, en base a la definición de Hatcher (1995). El primer dominio heterogéneo H₁, se ubica al oeste del área de estudio que abarca esquistos pelíticos, semipelíticos y cuarcitas correspondientes al segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo con foliaciones en dirección de rumbo E-W; al interior de éste se reconocen tres dominios con características semi-dúctiles y dúctiles (H₁₋₁, H₁₋₂ y H₁₋₃). Al oeste se identifica el dominio H₂ que presenta cambios en la dirección de foliación (NE-SW) en litologías predominantemente de esquistos carbonato-silicatados, clasificado como heterogéneo por la aparición de cuerpos localizados de milonitas que presentan variaciones en la intensidad de la deformación, aunque no

fue posible la delimitación las zonas de milonitas donde estas ocurren como producto de la exhumación de zonas de cizalla dúctiles (Fossen, 2010).

En el área de estudio se definió un tensor de esfuerzo a partir del tratamiento y análisis de datos de foliación, ejes de pliegues, diaclasas y estrías de falla, que en esta investigación prefiere denominarse como un paleo-tensor local ya que la escala de trabajo abarca solamente la unidad Esquistos de San Lorenzo a lo largo de la quebrada La Aguja; que explica coetáneamente el desarrollo de las estructuras observadas en campo, ya que al analizar de manera individual cada conjunto de datos, estos no arrojaron variaciones significativas en la orientación de los esfuerzos. La dirección del esfuerzo máximo compresivo (σ_1) va de 330° a 336° con inclinaciones de 56° hasta 63° ; la dirección del esfuerzo intermedio (σ_2) se da entre 71° y 85° con inclinaciones que van desde 71° a 85° ; y el esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) en direcciones que van de 163° a 179° e inclinaciones de 24° hasta 36° . Cabe mencionar que no se encuentra en la literatura investigaciones que establezcan la orientación de paleo-tensores en las cercanías del área de estudio.

A lo largo del trazo de la quebrada se identifican 5 eventos deformativos, D_n y D_{n+1} generados durante el metamorfismo regional (M_1) son determinables por la foliación al interior (S_n) de porfidoblastos inter-tectónicos de granate y la foliación principal de las rocas (S_{n+1}) respectivamente. Un posterior evento D_{n+2} (también de carácter dúctil), se caracteriza por la generación de clivajes de transposición (S_{n+2}) y clivajes disyuntivos (S_{n+3}), que modifican las estructuras anteriormente formadas. El evento metamórfico dinámico (M_2), genera zonas de cizalla semi-dúctiles a dúctiles, evidenciadas por cataclasitas y milonitas con desarrollo de estructuras S-C (S_{n+4}) durante el evento deformativo D_{n+3} . Afectando de forma frágil, el evento D_{n+4} provoca diaclasamiento, fracturas con deslizamiento y espacios aprovechados por diques con espesores variables (8-34 cm) que intruyen oblicuamente a la foliación principal; el diaclasamiento presenta

rangos de densidad e intensidad que van de bajos a muy altos, lo que puede deberse no solo a la magnitud del esfuerzo que sufren las rocas, sino que también a su competencia, ya que las rocas con mayor cantidad de filosilicatos tienden a acumular más la deformación antes de fracturarse que aquellas con menor contenido de filosilicatos.

14. Conclusiones

Los Esquistos de San Lorenzo en las inmediaciones de la quebrada La Aguja corresponden a rocas meta-pelíticas tales como esquistos cuarzo-micáceos con estaurolita y granate, esquistos micáceos con granate y estaurolita, y esquistos cuarzo-micáceos; rocas meta-semipelíticas que comprenden esquistos micáceo-cuarzosos con granate y esquistos micáceo-cuarzosos; rocas meta-cuarzofeldepáticas como cuarcitas micáceas con granate; rocas meta-carbonatadas que agrupan mármoles impuros, rocas carbonato-silicatadas, silicatadas con carbonatos y calcosilicatadas; identificándose el segmento occidental de los Esquistos de San Lorenzo de más variedad litológica, incluyendo todos los litotipos mencionados anteriormente a excepción de las rocas calcosilicatadas, mientras que el segmento oriental de los Esquistos de San Lorenzo se limita a las rocas meta-carbonatadas.

Las rocas meta-pelíticas se caracterizan por la asociación $Qz \pm Pl + Ms + Bt + Grt + St \pm Gr$, con minerales opacos como accesorios tales como ilmenita y óxidos e hidróxidos de hierro; las texturas son de tipo lepidogranoblástica o granolepidoblástica algunas con desarrollo local de textura porfidoblástica y textura porfidoblástica en matriz lepidoblástica.

Las rocas metamórficas semipelíticas se caracterizan por la asociación mineral $Qz + Pl + Ms \pm Bt \pm Gr \pm Ep \pm Opq$, con clinozoisita y grafito como minerales accesorios; las texturas principales son granolepidoblástica, lepidogranoblástica con desarrollo local de textura porfidoblástica, porfidoblástica en matriz lepidogranoblástica

Las cuarcitas presentan una asociación mineral $Qz + Bt + Pl \pm Ms + Grt$, con minerales accesorios tales como opacos y zircón; con desarrollo de textura lepidogranoblástica.

Las rocas carbonatadas consisten en mármoles impuros con una asociación mineral de $Cal + Gr + Tr + Opq + Qz$, con una textura nematogranoblástica; rocas carbonato-silicatadas con asociaciones minerales de $Hbl + Qz + Bt + Cal + Ep$ y de $Cal + Qz \pm Hbl \pm Bt + Pl \pm Di \pm Ep \pm Grt$, con minerales accesorios tales como clinozoisita, esfena y opacos, con textura granonematoblástica; rocas silicatadas con carbonatos con una asociación mineral de $Pl + Qz \pm Hbl + Ep \pm Bt \pm Cal \pm Ms$, con clinozoisita y minerales opacos como accesorios, con texturas lepidogranoblástica, granonematoblástica y nematogranoblástica; y rocas calcosilicatadas con la asociación mineral $Hbl + Qz + Pl + Ep \pm Bt$ y textura es granonematoblástica.

El área de estudio sufrió un metamorfismo regional de tipo Barroviense, cuyo pico metamórfico alcanzó la zona de la estauroлита-andalucita de la facies anfíbolita, determinada por la paragénesis $Qz + Ms + Bt \pm Pl + Grt + St$, donde el sistema químico KFMASH, restringe rangos temperatura de 550-610 °C y presiones de 4-7 kbar (Bucher & Grapes, 2011; Spear, 1993; Zuluaga y Prada, 2008). A este metamorfismo se superpone uno de carácter dinámico, evidenciado por el desarrollo de milonitas y cataclasitas.

Las características petrográficas y de observaciones en campo permitieron identificar las siguientes etapas deformativas evidenciadas por cambios litológicos y estructuras desarrolladas: (D_n-D_{n+1}) crecimiento de porfidoblastos inter-tectónicos de granate con foliación interna (S_n) que

difiere de la foliación principal de la roca (S_{n+1}) definida por cuarzo, biotita, moscovita y hornblenda, y en algunas ocasiones porfidoblastos sin-tectónicos de granate y estaurolita; (D_{n+2}) este evento fue identificado en escala mesoscópica, por el desarrollo de pliegues donde su ejes axiales son evidencia del clivaje de transposición (S_{n+2}) y por el desarrollo de clivajes disyuntivos (S_{n+3}), ambos ocasionando variaciones en la orientación del elemento Planar (S_{n+1}) de las rocas pre-existentes; (D_{n+3}) evento dinámico definido por el desarrollo de foliación milonítica (S_{n+4}) tanto en escala mesoscópica como por petrografía, microestructuras como micas y minerales fish y maclas de deformación en plagioclasa y calcita, texturas cataclásticas y miloníticas; (D_{n+4}) evento tardío de características frágiles que genera diaclasas, planos de deslizamiento y planos de debilidad que aprovechan los diques de composiciones máficas para intruir de forma oblicua a la foliación de la roca.

La unidad Esquistos de San Lorenzo presenta los siguientes mecanismos de deformación: (1) Cataclasis evidenciado por microfracturas, desplazamientos y rotación de partículas rígidas; (2) Transferencia difusiva de masas por solución evidenciado por procesos de remoción, transporte y depositación de material; (3) Plasticidad intracrystalina evidenciado por la distorsión permanente de la red cristalográfica y (4) Transferencia difusiva de masas en estado sólido evidenciado por remoción, transporte y depositación de material en fase de transformación.

Se presenta un tensor local promedio calculado a partir de los datos de foliación, ejes de pliegues, diaclasas y estrías de falla para el área de estudio que presenta una orientación del eje principal de compresión (σ_1) en dirección 336/54, del eje intermedio (σ_2) en dirección 80/10 y del eje principal de tensión (σ_3) en dirección 177/34.

15. Recomendaciones

- Realizar estudios similares a detalle en los tributarios de la quebrada La Aguja, con el fin de establecer y determinar la continuidad de los segmentos occidental y oriental, así como la extensión de las zonas de cizalla localizadas al interior del segmento occidental.
- Hacer estudios tectonoestratigráficos y geocronológicos que permitan establecer la polaridad de los segmentos de los Esquistos de San Lorenzo y su relación con las unidades metamórficas aledañas.
- Realizar estudios geotermobarométricos a detalle para establecer condiciones P-T de metamorfismo de los segmentos occidental y oriental de los Esquistos de San Lorenzo.

Referencias bibliográficas

- Allmendinger, R. W (2006-2017). Stereonet 10.0 (Computer software).
- Barnes, J. and Lisle, R. (2004). *Basic geological mapping*. Chichester: John Wiley & Sons.
- Bayona, G., Jiménez, G., Silva, C., Cardona, A., Montes, C. y Roncancio, J. (2010). Paleomagnetic data uncovered from Mesozoic units of the Santa Marta Massif: constrain for paleogeographic and paleotectonic evolution of the NW corner of the South America plate. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 817-831.
- Bayona, G., Rapalini, A. y Costanzo-Álvarez, V. (2006). Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern Southamerica. *Earth Planets and Space*, 58, 1255–1272.
- Blenkinsop, T. (2000). *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Dordrecht, Holanda: Kluwer Academic Publishers.
- Bucher, K. y Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York: Springer.
- Burg, J.-P. (2017). *Structural Geology and Tectonics*. Zürich: ETH Zürich and Universität Zürich
- Bustamante, C., Cardona, A., Saldarriaga, M., García-Casco, A., Valencia, V. y Weber, M. (2009). Metamorfismo de los esquistos verdes y anfibolitas pertenecientes a los Esquistos de Santa Marta, Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia): ¿Registro de la colisión entre el Arco Caribe y la margen Suramericana?. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 25, 7–26.
- Cardona, A., Cordani, U. y MacDonald, W. (2006). Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 337-354.

- Cardona, A., Duque, J., Ruiz, J., Valencia, V., Bayona, G., Jaramillo, C.,... Orozco, M. 2008. Geochronology and tectonic implications of granitoids rocks from the northwestern Sierra Nevada de Santa Marta and surrounding basins, northeastern Colombia: Late Cretaceous to Paleogene convergence, accretion and subduction interactions between the Caribbean and South American plates. 18va Conferencia Geológica del Caribe. República Dominicana.
- Cardona, A., Ruiz, J., Valencia, V., Bayona, G. y Ojeda, G. (2009). U/Pb LAM-ICP-MS zircon geochronology and whole rock geochemistry from a biotite tonalite of the Rancheria 2 well, Baja Guajira basin, northernmost Colombia: implications for the Late Cretaceous to Middle Cenozoic accretion and migration of the Caribbean plate against the South American margin. *Journal of Geology*, 117, 685-692.
- Cardona, A., Valencia, V., Bayona, G., Duque, J., Ducea, M., Gehrels,... Ruiz, J. (2010). Early-subduction-related orogeny in the northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta Massif and Rancheria Basin, northern Colombia. *Terra Nova*, 00, 1–9.
- Cardona, A., Chew, D., Valencia, V., Bayona, G., Miskovic, A. e Ibañez-Mejia, M. (2010). Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 92–104.
- Cardona, A., Valencia, V., Garzón, A., Montes, C., Ojeda, G., Ruiz, J. y Weber, M. (2010). Permian to Triassic I to S-type magmatic switch in the northeast Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: Tectonic setting and implications within Pangea paleogeography. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 772-783.
- Cardona, A., Valencia, V., Bustamante, C., García-Casco, A., Ojeda, G., Ruiz,... Weber, M. (2010). Tectonomagmatic setting and provenance of the Santa Marta Schists, northern

- Colombia: Insights on the growth and approach of Cretaceous Caribbean oceanic terranes to the South American continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 784-804.
- Castellanos, O., Ríos, C. y Chacón, C. (2016). Occurrence and growth history of texturally sector- and sigmoidal-zoned garnet in the San Lorenzo Schists in the Sierra Nevada de Santa Marta massif (Colombia). *Boletín de Geología*, 38(3), 71-88.
- Cediel, F., Shaw, R. y Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. *AAPG Memoir*, 79, 815–848.
- Coe, A., Argles, T., Rothery, D. and Spicer, R. (2016). *Geological field techniques*. Oxford Wiley-Blackwell.
- Colmenares, F., Mesa, A., Roncancio, J., Arciniegas, E., Pedraza, P., Cardona,... Vargas, A. (2007). *Geología de la planchas 11, 12, 13, 14, 18, 19, 20, 21, 25, 26,27, 33 Y 34. Proyecto: "Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta"*. Bogotá, Colombia: INGEOMINAS.
- Conny Zeeb., Gomez-Rivas, E., Bons, P and Blum, F. (2013). Evaluation of sampling methods for fracture network characterization using outcrops. *The American Association of Petroleum Geologists*. 9 (97): 1-22.
- Convenio de Cooperación Técnica INGEOMINAS, ECOPETROL (ICP), INVEMAR (2009). *Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta*.
- Davis, G. H., Kluth, C.F and Reynolds, S. J. (2012). *Structural geology of rocks and regions*.
- Delvaux, D., y Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212, 75-100.

- Duque, J. (2009). *Geocronología (U/Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y geoquímica de los intrusivos paleógenos de la Sierra Nevada de Santa Marta y sus relaciones con la tectónica del Caribe y el arco magmático circun-Caribeño* (Tesis de maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Etayo-Serna, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinoza, A., Gonzáles, H., Orrego, A.,... Sarmiento, L. (1983). Mapa de terrenos geológicos de Colombia. *Publicación Geológica Especial No. 14*, 1-235. Bogotá, Colombia: INGEOMINAS.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge, Inglaterra: Cambridge University Press.
- Fry, N. (1989). *The Field description of metamorphic rocks*. Milton Keynes: Open University Press.
- García, C. (2007). *Manual de Practicas de Petrología Metamórfica*. Bucaramanga, Colombia: Ediciones Universidad Industrial de Santander.
- Gómez, J., Montes, N., Nivia, A. y Diederix, H. (2015). *Mapa Geológico de Colombia, escala 1:1'000.000*. Bogotá, Colombia: INGEOMINAS.
- Gómez, J., Nivia, Á., Montes, N., Jiménez, D., Tejada, M., Sepúlveda, M.,... Mora, M. (2007). *Mapa Geológico de Colombia, escala 1:2'800.000*. Bogotá, Colombia: INGEOMINAS.
- Hatcher, R. (1995). *Structural Geology. Principles, Concepts, and Problems* (Vol. 2). New Jersey: Prentice Hall.
- Hernández, M. (2003). *Geología de las Planchas 11 Santa Marta y 18 Ciénaga, escala 1:100.000. Memoria explicativa*. Bogotá, Colombia: INGEOMINAS.
- Hernández, M. y Maldonado, I. (1999). *Geología de la Plancha 18 Ciénaga, escala 1:100.000*. Bogotá, Colombia: INGEOMINAS.

- Ibañez-Mejía, M., Ruiz, J., Valencia, V., Cardona, A., Gehrels, G., y Mora, A. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191(1), 58-77.
- Idárraga, J. (2008). *Actividad neotectónica en tres sectores del Sistema de Fallas de Santa Marta, piedemonte occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta* (Tesis de maestría). Universidad EAFIT, Medellín, Colombia.
- Idárraga, J. y Romero, J. (2010). Neotectonic study of the Santa Marta Fault System, Western foothills of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 849–860.
- Marshak, S. and Mitra, G. (1998). *Basic methods of structural geology*. Upper Saddle River: Prentice Hall.
- Mártinez, J. (2002). *Geología Estructural y Dinámica Global*. Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.
- Mauldon, M., Dunne, W., y Rohrbaugh Jr, M. (2002). Circular Scanlines and Circular Windows: new tools for characterizing. *Journal of Structural Geology*, 23, 247-258.
- McClay, K. R. (1987). *The Mapping of Geological Structures*. Department of Geology Royal Holloway and Bedford New College University of London, Primera Edición.
- Montes, C., Guzman, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V. y Jaramillo, C. (2010). Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 832–848.

- Moreno, G., y Garcia, O. J. (2006). Caracterización Cuantitativa de Patrones de Fracturamiento mediante Ventanas Circulares y Análisis Fractal. En: *Geología Colombiana*, 31, 73-104.
- París, G., Machette, M., Dart, R. y Haller, K. (2000). Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. *Open file report 00-0284, USGS*.
- Passchier, C. y Trouw, R. (2005). *Microtectonics*. Berlín, Alemania: Springer.
- Piraquive, A. (2017). *Marco estructural deformaciones y exhumación de los Esquistos de Santa Marta: la acreción e historia de deformación de un terreno Caribeño al norte de la Sierra Nevada de Santa Marta* (Tesis de doctorado). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Piraquive, A., Kammer, A., Von Quadt, A. y Bernet, M. (2017). Permo-Triassic evolution in the Sierra Nevada de Santa Marta, from the Alleghenides collision to Pangea break-up. En Piraquive, A., *Marco estructural deformaciones y exhumación de los Esquistos de Santa Marta: la acreción e historia de deformación de un terreno Caribeño al norte de la Sierra Nevada de Santa Marta* (Tesis de doctorado). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Pollard, D. and Fletcher, R. (2010). *Fundamentals of structural geology*. Cambridge University Press.
- Ramsay, J. and Huber, M. (1987). *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. London: Academic Press.
- Restrepo, J. y Toussaint, J. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189-193.
- Rey, P. (2016). *Introduction to structural geology*. School of Geosciences. The University of Sydney.

- Robertson, S. (1999). BGS Rock classification scheme, classification of metamorphic rocks. *British Geological Survey*, 2, 1-24.
- Rohrbaugh Jr. M., Dunne, W. M. and Mauldon, M. 2002. Estimating fracture trace intensity, density, and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, 86 (12), 2089–2104.
- Rosen, O., Desmons, J. y Fettes, D. (2007). *A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 7 Metacarbonate and related rocks. A proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations*, web version of 01.02.2007. Recuperado de https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_7.pdf
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E. y Desmons, J. (2007). *A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations*, web version of 01.02.2007. Recuperado de https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_1.pdf
- Siachoque, A. y Londoño, D. (2013). *Mineralogía y petrología de las rocas metamórficas del Sector Ciénaga - Rio Frío, Provincia Tectónica de Sevilla, Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia* (Tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Spear, F. (1993). The Metamorphism of pelites. En: *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington: Mineralogical Society of America, 337-391.
- Trouw, R., Passchier, C. y Wiersma, D. (2010). *Atlas of Mylonites-and related microstructures*. Berlín, Alemania: Springer.
- Tschanz, C., Jimeno, A. y Vesga, C. (1969). Geology of the Santa Marta area (Colombia). *Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras, Informe 1829*.

- Tschanz, C., Marvin, R., Cruz, J., Mehnert, H. y Cebula, G. (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *Geological Society American Bulletin*, 85, 273–284.
- Turner, F. and Weiss, L. (1963). *Structural analysis of metamorphic tectonitas*. Whitefish, MT.
- Van Der Pluijm, B. A. and Marshak, S. (2004). *Earth structure an introduction to structural geology and tectonics*. W. W. Norton & Company, Inc. second edition.
- Vernon, R. (2004). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, Inglaterra: Cambridge University Press.
- Villagómez, D. (2010). *Thermochronology, geochronology and geochemistry of the Western and Central cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The tectonic evolution of NW South America* (Tesis de doctorado). University of Geneva, Ginebra, Suiza.
- Whitney, D. y Evans, B. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187.
- Winter, J. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. 2nd ed. Edinburgh Gate: Pearson Education Limited.
- Zuluaga, C. y Prada, M. (2008). *Proyecto de investigación: Construcción de trayectorias P-T en rocas pelíticas de la parte NW de la Sierra Nevada de Santa Marta*. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Zuluaga, C. y Stowell, H. (2012). Late Cretaceous-Paleocene metamorphic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta: Implications for Caribbean geodynamic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 34, 1-9.