

**METASEDIMENTITAS DE SILOS:
OCURRENCIA, CARACTERIZACIÓN Y METAMORFISMO**

MARÍA PAULA CASTELLANOS MELÉNDEZ

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

2017

**METASEDIMENTITAS DE SILOS:
OCURRENCIA, CARACTERIZACIÓN Y METAMORFISMO**

MARÍA PAULA CASTELLANOS MELÉNDEZ

Trabajo de investigación para optar al título de Geóloga

Director

**Carlos Alberto García Ramírez
Geólogo – Ph.D. en geología**

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

2017

A Emma,
junto a quien los zonzos no son suficientes.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por la vida, los sueños y la determinación para luchar por ellos.

A Emma, por ser todas mis razones, por su amor incondicional, paciencia, comprensión y ternura; porque el tiempo invertido en este trabajo también era suyo.

A mis padres, Nydia Antonia Meléndez Flórez y Jorge Eleázar Castellanos Hernández por enseñarme a superar mis propias expectativas, por mostrarme el mundo y ser el viento bajo mis alas. A mis hermanos, José Darío Castellanos M. y Santiago Felipe Castellanos M. por acompañarnos en el proceso, por su apoyo y comprensión. Y a la familia Meléndez Flórez, por hacer esto posible.

A mi director de proyecto, el profesor Carlos Alberto García Ramírez, por su constante acompañamiento, consejos, enseñanzas, comprensión y apoyo durante todas las fases de este proyecto y de mis proyectos futuros.

A todos los profesores de la Escuela de Geología que hicieron parte de mi formación y de quienes aprendí de geología, del mundo y de las oportunidades. En especial, al profesor Luis Eduardo Pinto Valderrama, por sus enseñanzas, consejos y experiencias de vida.

A los geólogos y profesores Jairo Clavijo y Luis Eduardo Cruz de la Universidad Industrial de Santander por su tiempo, disposición y colaboración con la identificación de la fauna presente en algunas de las rocas analizadas.

A la Vicerrectoría de Investigación y Extensión por financiar la fase de campo y de laboratorio mediante el proyecto 9435 “Estructura y evolución del basamento cristalino del Macizo de Santander, Cordillera Oriental (Colombia) “.

Al laboratorio del grupo de investigación GIGBA, Universidad Industrial de Santander – Parque Tecnológico Guatiguará donde se realizó el análisis petrográfico de las secciones delgadas.

Al Laboratorio de Preparación de Muestras Geológicas de la Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, y a Luis Eduardo Garrido por su colaboración y acompañamiento durante la preparación de muestras y elaboración de secciones delgadas.

Al Laboratorio de Rayos-X y al Laboratorio de Microscopía de la Universidad Industrial de Santander – Parque Tecnológico de Guatiguará y a los profesores de estos laboratorios, Carlos Alberto Ríos Reyes, Antonio Henao y Carolina Méndoza, por el servicio prestado para la adquisición de datos.

A mis compañeros y amigos, por estar en los momentos más difíciles, por su compañía, consejo y apoyo. Especialmente, a Leonardo por la compañía y constante motivación.

A todos los habitantes del municipio de Santo Domingo de Silos, Norte de Santander, por su calidez, amabilidad y hospitalidad durante la fase de campo de este proyecto.

Y a los estudiantes de la asignatura Campo II de la Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, de los periodos 2015-I y 2015-II por sus observaciones y compañía durante la fase de campo de este proyecto.

TABLA DE CONTENIDO

pág.

INTRODUCCIÓN	23
1. LOCALIZACIÓN	25
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	28
3. OBJETIVOS.....	31
3.1 OBJETIVO GENERAL.....	31
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	31
4. ANTECEDENTES.....	32
5. METODOLOGÍA	40
5.1 FASE DE PRE-CAMPO.....	40
5.2 FASE DE CAMPO	40
5.3 FASE DE LABORATORIO.....	41
5.3.1 Análisis petrográficos.	43
5.3.2 Análisis de difracción de rayos-X.	46
5.3.3 Análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM).	46
5.3.4 Análisis geoquímicos.....	47
5.3.5 Análisis termobarométricos	48
5.4 FASE DE OFICINA	49
6. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	51
7. MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	56
7.1 LITOESTRATIGRAFÍA	56
7.1.1 Unidades metamórficas.....	56
7.1.1.1 Esquistos del Silgará.....	56
7.1.1.2. Ortoneis.....	58

7.1.1.3	Metasedimentitas de Silos.	59
7.1.2	Unidades sedimentarias.....	59
7.1.2.1	Formación Diamante.....	60
7.2	ESTRUCTURAS.....	62
7.2.1	Estructuras mayores.	62
7.2.1.1	Falla Vichagá	62
7.2.1.2	Falla Noveta.....	63
7.2.1.3	Falla Loma El Rayo.....	63
7.2.1.4	Falla Botica.	64
7.2.1.5	Falla Chorenca.....	64
7.2.2	Estructuras menores.	64
8.	PETROGRAFÍA.....	67
8.1	ROCAS METAPELÍTICAS.....	75
8.1.1	Filitas cuarzo – moscovíticas	75
8.1.1.1	Difracción de rayos-X.....	84
8.1.2	Filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	88
8.1.2.1	Difracción de rayos-X.....	102
8.1.3	Filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita.....	104
8.1.3.1	Difracción de rayos-X.....	112
8.2	ROCAS META-SEMIPELÍTICAS.....	113
8.2.1	Filitas moscovíticas – cuarzosas.....	114
8.2.1.1	Difracción de rayos-X.....	121
8.3	ROCAS METAPELÍTICAS CALCÁREAS	123
8.3.1	Filitas calcáreas	124
8.3.1.1	Difracción de rayos-X.....	131
8.4	ROCAS METACARBONATADAS	133
8.4.1	Mármol impuro.	134

8.5	ROCAS DE FALLA	140
8.5.1	Protomilonitas.	140
8.5.2	Milonitas.	147
8.5.3	Protocataclasitas.....	150
8.6	ROCAS SEDIMENTARIAS.....	156
8.6.1	Bioesparitas	156
9.	QUÍMICA MINERAL.....	161
9.1	CLORITOIDE	161
9.2	MOSCOVITA	166
9.3	CUARZO.....	171
9.4	CLORITA	173
9.5	RUTILO.....	175
9.6	CIRCÓN.....	178
9.7	APATITO	179
10.	GEOQUÍMICA	181
11.	METAMORFISMO	191
11.1	CONDICIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA	191
11.1.1	Análisis paragenético	191
11.1.2	Termobarometría	193
11.1.2.1	MP-5-1	195
11.1.2.2	SB-94.....	199
11.1.2.3	SB-108.....	202
11.1.2.4	SB-185.....	205
11.2	PROTOLITO.....	210
12.	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	226
13.	CONCLUSIONES	233
14.	RECOMENDACIONES.....	236
	BIBLIOGRAFÍA.....	237

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la zona de estudio en el municipio de Santo Domingo de Silos, Norte de Santander (derecha) y el Macizo de Santander (izquierda).	27
Figura 2. Correlación de unidades metasedimentarias y sedimentarias del Proterozoico – Paleozoico en el Macizo de Santander.....	30
Figura 3. Derecha: microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 650 FEG ambiental (ESEM). Izquierda: metalizador/evaporador de carbón QUORUM Q150R ES con bomba rotatoria.	48
Figura 4. Esquema tectonoestratigráfico de Norte de Santander con la localización del área de estudio dentro del Macizo de Santander.....	53
Figura 5. Mapa geológico del área de estudio con la localización de las muestras analizadas y los análisis realizados en ellas.....	61
Figura 6. Mapa estructural de la zona de estudio.....	66
Figura 7. Localización de las rocas estudiadas en el diagrama cuarzo – feldespato – mica.....	69
Figura 8. Distribución de las muestras estudiadas en el diagrama de clasificación de rocas con más del 10% de minerales carbonatados o calcosilicatados.....	70
Figura 9. Diagrama de clasificación de rocas que contienen más del 50% de minerales carbonatados y calcosilicatados.....	70

Figura 10. Disposición de las rocas en el diagrama de clasificación de rocas metacarbonatadas y afines.....	72
Figura 11. Afloramiento de filitas cuarzo-moscovíticas. Estación MP-7.....	76
Figura 12. Características macroscópicas de las filitas cuarzo – moscovíticas.	77
Figura 13. Microfotografías de las filitas cuarzo – moscovíticas.	83
Figura 14. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra MP-1-1.	86
Figura 15. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra SB-115.	88
Figura 16. Afloramientos de filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	89
Figura 17. Características macroscópicas de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide..	91
Figura 18. Microfotografías de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide donde este mineral ocurre como porfidoblasto..	100
Figura 19. Microfotografías de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide donde este mineral ocurre en tamaño fino.....	101
Figura 20. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra SB-182.	104

Figura 21. Características macroscópicas de las filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita.....	106
Figura 22. Microfotografías de las filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita. ..	111
Figura 23. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra SB-179.	113
Figura 24. Afloramiento de filitas moscovíticas-cuarzosas..	114
Figura 25. Características macroscópicas de las filitas moscovíticas – cuarzosas (muestra SB-122).....	115
Figura 26. Microfotografías de las filitas moscovíticas – cuarzosas, muestra SB-122.	120
Figura 27. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra SB-122.	123
Figura 28. Afloramiento de filitas calcáreas en las Metasedimentitas de Silos, estación MP-4.	124
Figura 29. Características macroscópicas de las filitas calcáreas, muestra MP-4-1.	125
Figura 30. Microfotografías de las filitas calcáreas.	130
Figura 31. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra MP-4-1.	133

Figura 32. Afloramiento de mármol impuro.....	134
Figura 33. Características macroscópicas de los mármoles impuros..	136
Figura 34. Microfotografías de los mármoles impuros..	139
Figura 35. Afloramiento de protomilonitas..	141
Figura 36. Características macroscópicas de las protomilonitas.	142
Figura 37. Microfotografías de las protomilonitas asociadas a las fallas Vichagá (SB-93) y Loma El Rayo (SB-124)..	146
Figura 38. Afloramiento de milonitas carbonatadas..	147
Figura 39. Características macroscópicas de las milonitas.	148
Figura 40. Afloramiento de protocataclasitas.....	151
Figura 41. Características macroscópicas de las protocataclasitas, muestra SB-113.	152
Figura 42. Microfotografías de las protocataclasitas y las milonitas..	155
Figura 43. Características macroscópicas de las bioesparitas.	157
Figura 44. Microfotografías de las bioesparitas..	160
Figura 45. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de cloritoide pre- y sintectónicos respecto a S ₁ en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide....	164

Figura 46. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de cloritoide postectónicos respecto a S ₁ en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide...	165
Figura 47. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de moscovita en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	170
Figura 48. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de cuarzo en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide y como inclusiones en cloritoide	172
Figura 49. Microfotografía SEM y espectro EDS de un cristal de clorita en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	174
Figura 50. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de rutilo en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	177
Figura 51. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de circón en la matriz filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide y como inclusiones en cloritoide.....	179
Figura 52. Microfotografía SEM y espectro EDS de un cristal de apatito en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	180
Figura 53. Diagrama de tierras raras de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. Valores normalizados al condrito según Nakamura (1974).	188
Figura 54. Diagrama multielemental de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. Valores normalizados al promedio de la corteza según Weaver & Tarney (1984).	189
Figura 55. Seudosección de la muestra MP-5-1 para el sistema químico TiNKFMASH.	197

Figura 56. Seudosección de la muestra SB-94 para el sistema químico TiNCKFMASH.....	201
Figura 57. Seudosección de la muestra SB-108 para el sistema químico TiNCKFMASH.....	204
Figura 58. Seudosección de la muestra SB-185 para el sistema químico TiNCKFMASH.....	208
Figura 59. Localización de las muestras analizadas en el gráfico de Werner (1987) para determinar el protolito.	212
Figura 60. Localización de las muestras analizadas en el gráfico de Herron (1988) para la discriminación de su protolito.....	214
Figura 61. Localización de las muestras analizadas en el diagrama Th/Sc vs Zr/Sc de McLennan <i>et al.</i> (1990)	216
Figura 62. Ubicación de las muestras analizadas en el diagrama triangular Al-Ti-Zr de García, Fonteilles & Moutte (1994)	218
Figura 63. Localización de las muestras analizadas en el diagrama La/Th vs Hf de Floyd & Leveridge (1987).....	220
Figura 64. Localización de las muestras analizadas en los diagramas ternarios La-Th-Sc (a), Th-Co-Zr/10 (b) y Th-Sc-Zr/10 (c) de Bathia & Crook (1986).....	223
Figura 65. Correlación estratigráfica de las unidades metasedimentarias y sedimentarias del Proterozoico – Paleozoico en el Macizo de Santander.....	232

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Muestras estudiadas y análisis realizados a cada una de ellas.	42
Tabla 2. Clasificación de rocas compuestas principalmente de cuarzo, feldespato y mica.	44
Tabla 3. Clasificación de rocas compuestas principalmente de minerales carbonatados o calcosilicatados.	45
Tabla 4. Abreviaciones minerales utilizadas.	45
Tabla 5. Composición mineralógica de los diferentes litotipos estudiados.	73
Tabla 6. Composición mineralógica de las rocas de falla	74
Tabla 7. Composición mineralógica de las rocas sedimentarias.....	74
Tabla 8. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra MP-1-1.	85
Tabla 9. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra SB-115.	87
Tabla 10. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra SB-182.	103
Tabla 11. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra SB-179.	112

Tabla 12. Fases identificadas mediante difracción de rayos-X en la muestra SB-122.	122
Tabla 13. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra MP-4-1.	132
Tabla 14. Composición química semicuantitativa del cloritoide en filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	163
Tabla 15. Composición química semicuantitativa de la moscovita en filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	167
Tabla 16. Composición química semicuantitativa del cuarzo en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	172
Tabla 17. Composición química semicuantitativa de la clorita en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide de las Metasedimentitas de Silos.	174
Tabla 18. Composición química semicuantitativa del rutilo en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	176
Tabla 19. Composición química semicuantitativa del circón en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	178
Tabla 20. Composición química semicuantitativa del apatito en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	180
Tabla 21. Composición química de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.	183

Tabla 22. Paragénesis mineral en las variedades litológicas de las Metasedimentitas de Silos.	193
Tabla 23. Términos y abreviaturas minerales utilizadas en los cálculos termobarométricos	194
Tabla 24. Rangos de presión y temperatura obtenidos mediante análisis termobarométricos de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide de las Metasedimentitas de Silos.	195

LISTA DE ANEXOS

Nota: Los documentos anexos a este trabajo se pueden consultar en la biblioteca de la Universidad Industrial de Santander, sala Base de Datos.

ANEXO A. Descripción petrográfica de las rocas metasedimentarias ocurrentes en el sector de Silos.

ANEXO B. Reacciones y pseudosecciones obtenidas mediante el software Theriak Domino de las rocas metasedimentarias ocurrentes en el sector de Silos; muestras MP-5-1, SB-94, SB-108 y SB-185.

RESUMEN

TÍTULO: METASEDIMENTITAS DE SILOS: OCURRENCIA, CARACTERIZACIÓN Y METAMORFISMO.

AUTOR: MARÍA PAULA CASTELLANOS MELÉNDEZ **

PALABRAS CLAVE: MACIZO DE SANTANDER, CLORITOIDE, FILITAS, METASEDIMENTITAS.

DESCRIPCIÓN: Las rocas metasedimentarias aflorantes al Sur de Silos, Norte de Santander, denominadas informalmente en este trabajo Metasedimentitas de Silos, fueron caracterizadas mediante análisis petrográficos, de difracción de rayos-X, microscopía electrónica de barrido (SEM), geoquímicos y termobarométricos, con el fin de establecer su relación con unidades litoestratigráficas adyacentes u otras rocas de bajo grado metamórfico del Macizo de Santander.

Esta unidad es una secuencia de rocas pelíticas y semipelíticas con menores pelitas calcáreas y mármoles impuros donde es común la ocurrencia de porfidoblastos de cloritoide en una matriz granolepidoblástica muy fina de moscovita y cuarzo principalmente, la cual no ha sido reportada en otros sectores del Macizo de Santander y contrasta fuertemente con la zonación metamórfica local. El metamorfismo que afectó esta unidad es de tipo regional prógrado y alcanzó la parte baja de la facies esquistos verdes con la asociación general $Ms + Qz + Cld + Opq \pm Chl \pm Pl \pm Gr \pm Rt$ en un rango de 270°C a 570°C y presiones inferiores a 5,6 kbar. La composición química indica que corresponden a pelitas ricas en Al enriquecidas en elementos de tierras raras (170,04 a 269,12 ppm). Su protolito corresponde a rocas sedimentarias tipo shale provenientes de una fuente de arco ácida, asociada posiblemente al desmantelamiento del basamento cristalino del Macizo de Santander en un ambiente de margen continental activo.

La comparación de esta unidad con los Esquistos del Silgará y otras unidades de bajo grado metamórfico del Macizo de Santander indica que no podría correlacionarse claramente con ninguna de ellas. Aunque no es posible dar una solución única a esta problemática, se propone que correspondan a: la parte más superior de los Esquistos del Silgará; la parte más basal de la Formación Floresta Metamorfoseada; una unidad nueva no reportada anteriormente en el Macizo de Santander.

* Trabajo de investigación

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología. Director: Carlos Alberto García Ramírez, Geólogo, PhD.

ABSTRACT

TITLE: METASEDIMENTITES OF SILOS: OCCURRENCE, CHARACTERIZATION AND METAMORPHISM.

AUTHOR: MARÍA PAULA CASTELLANOS MELÉNDEZ **

KEYWORDS: SANTANDER MASSIF, CHLORITOID, PHYLLITE, METASEDIMENTITES.

DESCRIPTION: The metasedimentary rocks found in the South of Silos, Norte de Santander, informally named in this work as Metasedimentites of Silos, were characterized by petrographic, X-ray diffraction, scanning electron microscopy (SEM), geochemical and thermobarometric analysis in order to establish their relations with adjacent lithostratigraphic units or other low grade metamorphic rocks of the Santander Massif.

This unit consists of pelitic and semipelitic rocks with minor calcareous pelites and impure marbles where the occurrence of chloritoid porphyroblasts in a very fine granoblastic texture of quartz and muscovite is common, which has not been reported in other parts of the Santander Massif and contrast with the local metamorphic zonal scheme. The metamorphism that affected this unit was regional and prograde and reached the lower part of the green schist facies with the mineral association $Ms + Qz + Cld + Opq \pm Chl \pm Pl \pm Gr \pm Rt$ in a range of 270°C to 570°C and pressures lower than 5.6 kbar. The chemical composition indicates that they correspond to Al-rich pelites enriched in rare earth elements (170,04 to 269,12 ppm). Its protolith corresponds to shale sedimentary rocks of acid arc source, possible related to the dismantling of the crystalline basement of the Santander Massif in an active continental margin.

The comparison of this unit with the Silgará Schists and other low grade metamorphic units of the Santander Massif indicates that it cannot be clearly correlated to any of them. Although it is not possible to give a unique solution to this problem, it is proposed that they correspond to: the uppermost part of the Silgará Schists; the most basal part of the Floresta Metamorfoseado Formation; a new unit not previously reported in the Santander Massif.

* Bachelor Thesis

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología. Director: Carlos Alberto García Ramírez, Geólogo, PhD.

INTRODUCCIÓN

En el sector Sur del municipio de Silos, Norte de Santander, aflora una secuencia de rocas metasedimentarias de bajo grado, cuyas características mineralógicas y texturales no han sido descritas anteriormente para ninguna unidad del Macizo de Santander y representan un cambio abrupto en la zonación metamórfica identificada en el área de estudio. Sin embargo, la naturaleza de este cuerpo no ha sido identificada y el fuerte tectonismo que afecta la zona dificulta la determinación de su forma de ocurrencia y su relación con las unidades litoestratigráficas adyacentes.

El trabajo de investigación aquí desarrollado tiene como objetivo definir las características petrográficas, geoquímicas y de metamorfismo de esta unidad, denominada informalmente en este trabajo Metasedimentitas de Silos, de modo que sea posible proponer soluciones a la problemática planteada. Con tal fin se desarrollaron análisis petrográficos, de difracción de rayos-X, de microscopía electrónica de barrido, geoquímicos y termobarométricos. Este proyecto de grado forma parte del proyecto de investigación 9435 “Estructura y evolución del basamento cristalino del Macizo de Santander, Cordillera Oriental (Colombia)”, de la Universidad Industrial de Santander y COLCIENCIAS.

Las Metasedimentitas de Silos corresponden a una secuencia de rocas pelíticas, semipelíticas, pelíticas calcáreas y metacarbonatadas caracterizadas generalmente por la presencia de porfidoblastos de cloritoide, ausentes en otros sectores del Macizo de Santander. Estas rocas han sido afectadas por un metamorfismo de tipo regional prógrado, cuyo pico se alcanzó en condiciones de la zona de la biotita / zona del cloritoide de la facies esquistos verdes. La paragénesis del pico metamórfico corresponde a $Ms + Qz + Cld + Opq \pm Chl \pm Pl \pm Gr \pm Rt$, en un rango

de temperatura de 270° C a 570° C y presiones inferiores a 5,6 kbar. La composición química de elementos mayores y traza de las rocas metasedimentarias indica que corresponden a pelitas ricas en Al enriquecidas en elementos de las tierras raras, con un contenido total de 170,04 a 269,12 ppm, y semejantes a rocas de la corteza continental superior. Y su protolito corresponde a rocas sedimentarias tipo shale provenientes de una fuente de arco ácida en un ambiente de marco continental activo.

Los resultados obtenidos fueron utilizados como base de discusión para establecer la naturaleza de estas rocas y su posible correlación con otras unidades de bajo grado de metamorfismo del Macizo de Santander. Esta información servirá como aporte al conocimiento estratigráfico del Macizo de Santander y como punto de partida para investigaciones posteriores que den solución unánime a esta problemática.

1. LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada, geológicamente, en el flanco oriental del Macizo de Santander, y geográficamente, en el municipio de Santo Domingo de Silos, Norte de Santander, extendiéndose desde la cabecera municipal hacia el sur, y abarcando un área total de 49.5 km² (figura 1). Esta zona comprende una sección de la plancha 110-III-D, Carta Preliminar, del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC)¹ del año 1963, escala 1:25.000, y está limitada por las coordenadas planas:

NW: X = 1'289.000; Y = 1'142.500	NE: X = 1'289.000; Y = 1'148.000
SW: X = 1'280.000; Y = 1'142.500	SE: X = 1'280.000; Y = 1'148.000

En rasgos generales el área presenta un relieve alto con pendientes moderadas a altas y alturas que varían entre 2.200 m.s.n.m., hacia el margen Este de la zona sobre el Río Cáraba, y 3.600 m.s.n.m., hacia el Sur en el Alto de Piedragorda. La red de drenaje está principalmente controlada por fallas y lineamientos mayores y menores con desarrollo de drenajes sub-dendríticos y sub-paralelos o paralelos, representados por los afluentes de las quebradas Vichagá, Cueva de Pato y el río Cáraba. Otros afluentes importantes son las quebradas La Botica y La Chorenca, y las cañadas La Noveta y de Piedra Gorda.

¹INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI. Plancha 110-III-D, Carta Preliminar. Escala 1:25.000. Bogotá: IGAC, 1963.

La principal vía de acceso al área de estudio es la carretera pavimentada La Laguna – Silos, aunque la atraviesa únicamente en su extremo Nororiental. Otras vías importantes son carreteables interveredales sin pavimentar como la vía que lleva de Silos hacia Loma Grande al Sur. También hay presencia de caminos de herradura, distribuidos alrededor de la zona. Sin embargo, el extremo Suroccidental del área de estudio presenta una cobertura vegetal densa y no cuenta con vías de acceso disponibles, lo cual dificultó el acceso, muestreo y control litológico en este sector.

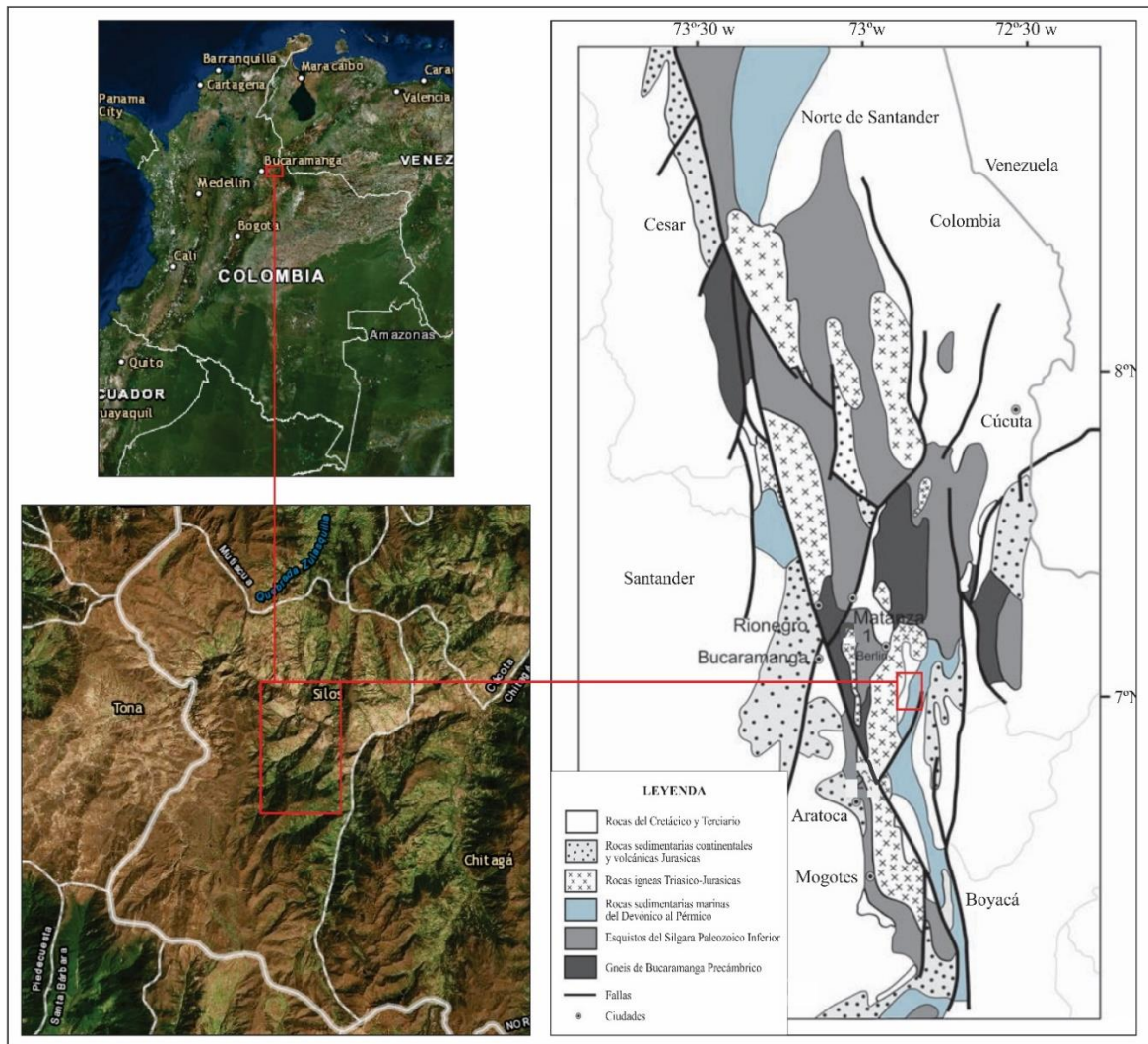
La población es esencialmente rural y su principal actividad económica es la agricultura². El municipio tiene en total 5.186 habitantes, de los cuales 935 pertenecen a su cabecera³.

El trabajo de grado cubrió principalmente los sectores de Loma Grande y Piedra Gorda, donde se concentraba la ocurrencia de las rocas objeto de estudio. Adicionalmente, se destacan en el área trabajada los siguientes accidentes geográficos: Cuchilla de Concáceres, Loma El Picacho, Loma El Rayo y Alto de Piedragorda.

² ALCALDÍA DE SANTO DOMINGO DE SILOS. [sitio web]. Santo Domingo de Silos. [consulta: 1 marzo 2017]. Disponible en: http://santodomingodesilos-nortedesantander.gov.co/informacion_general.shtml

³ DEPARTAMENTO ADMINISTRATIVO NACIONAL DE ESTADÍSTICA. [sitio web]. Bogotá: DANE, Geoportal, Censo General 2005. [consultado: 1 marzo 2017]. Disponible en: <https://geoportal.dane.gov.co/v2/?page=elementoCNPV>

Figura 1. Localización de la zona de estudio en el municipio de Santo Domingo de Silos, Norte de Santander (izquierda) y el Macizo de Santander (derecha).



Fuente: Derecha: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN & GIS User Community. Izquierda: modificado de MANTILLA-FIGUEROA, Luis C.; GARCÍA-RAMÍREZ, Carlos A. y VALENCIA, Víctor A. Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*. Enero-abril de 2016, vol. 38, nro. 1, p. 37.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las metasedimentitas aflorantes en el municipio de Santos Domingo de Silos y sus vecindades fueron inicialmente descritas por Ward *et al.*,⁴ en 1973 como parte de la Formación Floresta y la Formación Floresta Metamorfoseada, caracterizadas de forma general como limolitas y lutitas de color gris amarillento, filitas, y areniscas de grano fino; y mármol, respectivamente; y de la Formación Diamante, compuesta por caliza gris recristalizada y lutita.

Trabajos posteriores se han referido a las unidades de bajo y muy bajo grado de metamorfismo del Macizo de Santander como Unidad Metasedimentaria de La Virgen⁵, Metasedimentitas de Bajo Grado⁶, Metasedimentitas de Guaca⁷, la unidad cronoestratigráfica Ordovícico-Silúrico⁸, Formación Mogotes⁹, Metasedimentitas de

⁴ WARD, Dwight E.; GOLDSMITH, Richard; CRUZ B., Jaime y RESTREPO A., Hernán. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, INGEOMINAS. 1973, vol. XXI, nro. 1-3, pp. 42-43.

⁵ ROYERO, José María. Geología de la Plancha 65, Tamalameque (Departamentos del Cesar y Bolívar). Memoria Explicativa. En proceso de publicación. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1996. p. 8.

⁶ CLAVIJO, Jairo. Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander, Memoria explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. p. 12.

⁷ ROYERO G., José María y VARGAS H., Rodrigo. Geología del Departamento de Santander. Escala, 1: 300.000. INGEOMINAS, 1999.

⁸ ROYERO G., José María y CLAVIJO T., Jairo. Memoria explicativa del mapa geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000. Memoria explicativa. Bogotá: INGEOMINAS, 2001. p. 17.

⁹ MORENO-SÁNCHEZ, Mario; GÓMEZ-CRUZ, Arley de Jesús y CASTILLO-GONZÁLEZ, Hadany. La Formación Floresta Metamorfoseada (sensu Ward et al., 1973) no es la Formación Floresta sin

Guaca-La Virgen¹⁰ y, más recientemente, Filitas de San Pedro¹¹. A pesar de las diferentes denominaciones, estas unidades parecen tener litologías similares y están relacionadas a edades Ordovícico Tardío – Pérmico (?), siendo en muchos casos correlacionadas entre ellas (figura 2).

Sin embargo, las rocas de bajo grado de metamorfismo encontradas en el área de estudio reflejan características poco comunes, comparadas con las reportadas para las unidades anteriormente mencionadas; y los escasos estudios geológicos que se han realizado acerca de estas dificultan una interpretación más precisa de su génesis y correcta ubicación temporal en la evolución del Macizo de Santander.

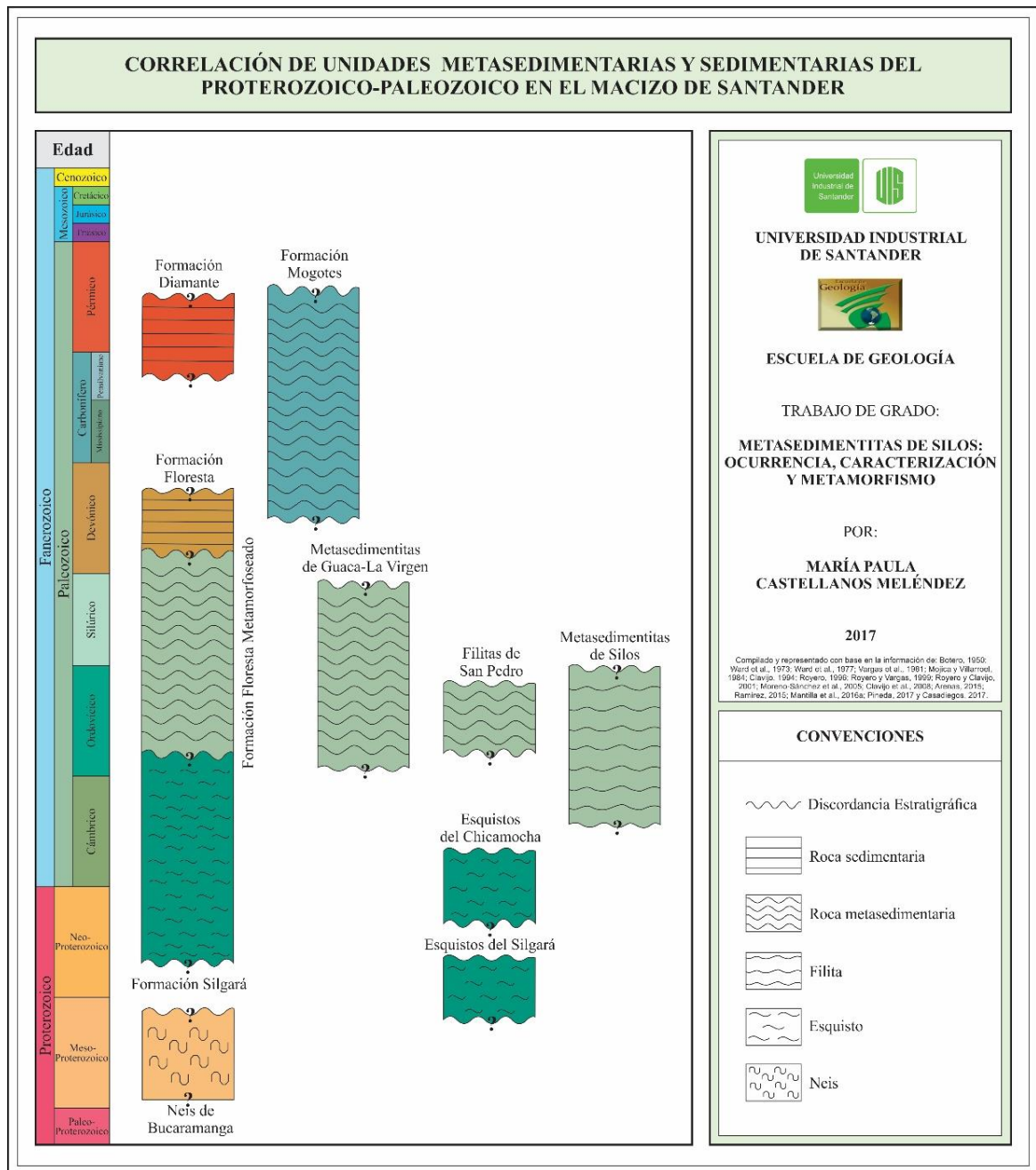
Por lo tanto, análisis detallados que aporten información petrográfica, geoquímica y estructural específica de esta unidad son necesarios para delimitar su ocurrencia, determinar el grado de metamorfismo alcanzado y correlacionarla con otras unidades formales o informales establecidas. De igual manera, estas investigaciones en rocas poco estudiadas como las metasedimentitas de Silos, contribuyen a una mejor comprensión de la geología regional del Macizo de Santander y a la interpretación de su compleja evolución.

metamorfosear. En: X Congreso Colombiano de Geología (26-29, julio, 2005: Bogotá D.C.). Bogotá: Universidad Nacional-INGEOMINAS, 2005. p. 5.

¹⁰ RAMÍREZ ARÉVALO, Tirso Augusto. Caracterización petrográfica y geoquímica de la unidad Metasedimentitas de Guaca-La Virgen. Tesis de pregrado Geólogo. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias, 2015. p. 1.

¹¹ MANTILLA-FIGUEROA, Luis C.; GARCÍA-RAMÍREZ, Carlos A. y VALENCIA, Víctor A. Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*. Enero-abril de 2016, vol. 38, nro. 1, p. 35.

Figura 2. Correlación de unidades metasedimentarias y sedimentarias del Proterozoico – Paleozoico en el Macizo de Santander.



3. OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GENERAL

Estudiar las metasedimentitas de Silos para definir su grado de metamorfismo, posición estratigráfica y correlación con las unidades formales cartografiadas del Macizo de Santander.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar la composición mineralógica, características texturales y micro-estructurales de las metasedimentitas de Silos.

- Establecer la ocurrencia de las metasedimentitas de Silos en el área de estudio y su correlación con las unidades formales adyacentes.

- Definir el grado de metamorfismo que alcanzaron las metasedimentitas de Silos mediante análisis paragenético, textural y termobarométrico.

- Proponer una posición temporal y espacial de las metasedimentitas de Silos en la evolución geológica del Macizo de Santander.

4. ANTECEDENTES

El Macizo de Santander ha sido objeto continuo de estudios por parte de investigadores nacionales e internacionales debido a su gran variedad litológica y a la complejidad de los procesos que han afectado las rocas que lo componen, los cuales son, aún hoy, tema de debate. Sin embargo, la ocurrencia y caracterización de las metasedimentitas, o rocas de protolito sedimentario con grado metamórfico bajo o muy bajo, aflorantes en el Macizo de Santander, ha sido descrita de manera generalizada con muy pocos trabajos enfocados al estudio individualizado de estas unidades.

En 1973, Ward *et al.*¹² realizaron una completa descripción litoestratigráfica de las unidades de roca que componen el área centro-sur del Macizo de Santander. Las rocas metamórficas de bajo a medio grado incluyen filita, esquisto, metalimolita, metarenisca y mármol de la Formación Silgará de edad Precámbrico superior - Ordovícico. Esta unidad está suprayacida inconformemente por la Formación Floresta de edad Devónico medio, afectada por metamorfismo bajo y compuesta por filitas, argilitas, mármol y otros estratos calcáreos fosilíferos. Estas rocas metasedimentarias son denominadas Formación Floresta Metamorfoseada, y, según los autores, el grado metamórfico más alto alcanzado se ubica en las facies esquistos verdes al sureste de Berlín y Silos. Adicionalmente, la Formación Diamante del Permo-Carbonífero, aparentemente inconforme sobre la Formación Floresta, se compone de calizas con evidencias de recristalización, y se interpreta que fue afectada por el metamorfismo de la Formación Floresta, de carácter prógrado, dinamo térmico y variado. El cambio de grado metamórfico refleja

¹² WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., pp. 15-43.

condiciones cambiantes de presión y temperatura, y, un incremento hacia el centro del Macizo cerca de cuerpos graníticos, sugiere efectos térmicos sobre rocas de la Formación Floresta¹³.

Royero¹⁴ (1996) reportó la ocurrencia de rocas del Paleozoico que conforman la Unidad Metasedimentaria de La Virgen de edad Ordovícico-Silúrico hacia el Noroeste del Macizo de Santander, constituida por rocas sedimentarias que han sido afectadas por metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado, dispuestas en capas delgadas y medianas de metareniscas, metalimolitas, metalodolitas, metaconglomerados y en menor proporción filitas (?). Esta unidad podría correlacionarse con la secuencia metasedimentaria que aflora entre Silos y Guaca (Santander)¹⁵ de edad probable Ordovícico-Silúrico¹⁶, referida anteriormente como Formación Floresta Metamorfoseada.

Ese mismo año, 1994, en el Mapa Geológico Generalizado de Norte de Santander, escala 1:250.000, se describe la presencia de una unidad denominada Metasedimentitas de bajo grado (Pzm2), compuesta por una sucesión replegada de rocas sedimentarias afectada por metamorfismo de bajo y muy bajo grado conformada por una alternancia de metalodolitas y metareniscas gris verdosas, con algunas interposiciones de metaconglomerados, correlacionable con la Unidad Metasedimentaria de La Virgen¹⁷.

¹³ VARGAS H. Rodrigo; ARIAS, Alfonso; JARAMILLO, Luis y TÉLLEZ, Noel. Geología del cuadrángulo I-13, Málaga. *Boletín Geológico*, INGEOMINAS. 1981, vol. 24, nro. 3, p. 16.

¹⁴ ROYERO. Op. cit., p. 8.

¹⁵ Ibid., pp. 8-10.

¹⁶ CLAVIJO. Op. cit., p. 12.

¹⁷ Ibid., p. 12.

Así, las rocas de bajo y muy bajo grado de metamorfismo encontradas en el Macizo de Santander han sido denominadas de diferentes maneras a lo largo de los trabajos realizados en los últimos años. Royero y Vargas¹⁸, en 1999, las cartografían como Metasedimentitas de Guaca (Pzmg), compuestas por metareniscas, metalimolitas, metalutitas, metaconglomerados y filitas.

Posteriormente, Royero y Clavijo¹⁹, en 2001, las agrupan en la unidad Ordovícico-Silúrico (Pzms), conformada por filitas, cuarcitas, metareniscas, metaconglomerados, metalimolitas calcáreas, y filitas limosas; con algunos horizontes fosilíferos en mármol gris oscuro y filitas negras. Estas rocas, también consideradas del Ordovícico-Silúrico, afloran en el sector oriental del departamento de Santander, a lo largo del borde oriental de los batolitos de Santa Bárbara y Mogotes, sobre las carreteras Bucaramanga-San Gil, al sur de Pescadero, Mogotes-San Joaquín, Guaca-Baraya-Berlín y Guaca-Los Curos.

Sin embargo, en 2005, Moreno, Gómez y Castillo²⁰, sugieren que la Formación Floresta Metamorfoseada, correlacionada con todas las unidades afectadas por metamorfismo de bajo y muy bajo grado del Macizo de Santander, no puede ser comparable a ningún nivel con la Formación Floresta. Mediante la identificación de braquiópodos, los autores descartan que la edad de la Formación Floresta Metamorfoseada sea más antigua del Devónico, y establecen que esta es sólo estrictamente correlacionable con unidades del Carbonífero superior y el Pérmico de la Cordillera Oriental y la Sierra de Perijá. Por lo tanto, proponen la sustitución

¹⁸ ROYERO y VARGAS. Op. cit., p. 1.

¹⁹ ROYERO y CLAVIJO. Op. cit., p. 17.

²⁰ MORENO-SÁNCHEZ, GÓMEZ-CRUZ y CASTILLO-GONZÁLEZ. Op. cit., p. 5.

de nombre para esta Formación por el nombre “Formación Mogotes”, dentro de la cual se deberían incluir todas las secuencias de bajo grado metamórfico abarcadas por Ward, *et al.*, en la Formación Floresta Metamorfoseada. Esta nueva unidad muestra que una fase metamórfica Paleozoica Tardía actuó también en el Macizo de Santander, aunque con mayor intensidad hacia las fajas más occidentales, o alrededor de los principales batolitos del área.

En 2008, como resultado del proyecto “Cartografía geológica de 9.600 km² de la Serranía de San Lucas: planchas 55 (El Banco), 64 (Barranco de Loba), 85 (Simití) y 96 (Bocas del Rosario): aporte al conocimiento de su evolución geológica”, Clavijo y otros²¹, asocian La Formación La Virgen, anteriormente descrita y representativa de las rocas metasedimentarias del Macizo de Santander, al segundo evento tectonoestratigráfico (Evento Metamórfico Paleozoico Temprano), restringido al Ordovícico y Silúrico (?) y consecuencia de la orogenia global Caledoniana, localmente conocida como Quetame-Caparonensis, aunque no descartan que su historia deformacional podría ser más joven.

Recientemente, se han realizado estudios más detallados sobre las rocas metamórficas de bajo y muy bajo grado del Macizo de Santander. En 2015, Ramírez²², estudió la unidad Metasedimentitas de Guaca-La Virgen aflorante entre los municipios de Aratoca, Cepitá, San Andrés, Berlín y en la vía Guaca-Baraya-Berlín. Mediante análisis de difracción de rayos X y la implementación del índice de

²¹ CLAVIJO, Jairo; MANTILLA, Luis; PINTO, Jorge; BERNAL, Luis y PÉREZ, Adrián. Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, Norte del Valle Medio del Magdalena y Noroeste de la Cordillera Oriental. *Boletín de Geología*. 2008, vol. 30, nro. 1, pp. 50-52.

²² RAMÍREZ. Op. cit., p. 16.

Kübler, el autor establece que el metamorfismo orogénico de la unidad está en la facies esquistos verdes bajo, entre la anchizona y la epizona, con una paragénesis general de cuarzo ± clorita ± moscovita.

El mismo año, Arenas²³ realizó la cartografía geológica del sector Silos-Bábega Norte de Santander, área del presente estudio. Allí reporta la ocurrencia de una unidad denominada Metacalizas aflorante al SE del municipio de Silos, caracterizada por alta compactación, recristalización y en ocasiones apariencia foliada, la cual correlaciona con la Formación Floresta Metamorfoseada de Ward *et al.* Análisis petrográficos ubicaron estas rocas en la zona Phrenita-Pumpellyta, con paragénesis calcita + cuarzo ± muscovita; en la zona de la clorita, con calcita + cuarzo ± tremolita ± muscovita; y en la zona de la biotita, con calcita + cuarzo ± tremolita ± biotita, y definieron un aumento del metamorfismo hacia el sector sur.

Se han realizado otros trabajos cartográficos en el sector de Silos como parte de las prácticas de campo de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, los cuales han aportado información litológica, petrográfica y estructural valiosa para la redefinición litoestratigráfica de este sector del Macizo de Santander y para la comprensión de su evolución geológica, y son actualmente utilizados como insumos en el desarrollo de proyectos de investigación y trabajos de grado enfocados a este objetivo.

²³ ARENAS, Camilo Arturo. Geología del sector Silos - Bábega. Macizo de Santander. Trabajo de pregrado Geólogo. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2015. p. 62.

Posteriormente, Mantilla-Figueroa, García-Ramírez y Valencia²⁴, en 2016, proponen una nueva unidad afectada por muy bajo grado de metamorfismo, denominada Filitas de San Pedro. Esta unidad surge de la propuesta de escindir la denominada Formación Silgará en tres unidades diferentes: Esquistos del Silgará, Esquistos del Chicamocha, y Filitas de San Pedro, esta última compuesta por metapsamitas, metapelitas y, posiblemente litologías metavolcanoclásticas (?); con base en diferencias litológicas y edades U-Pb en circones detríticos de sus máximas edades de estratificación. La unidad Filitas de San Pedro, con máxima edad estratigráfica del Ordovícico medio, aflora en el sector de la Mesa de San Pedro, y comprende filitas cloríticas intercaladas con metareniscas y metalimolitas, con paragénesis general: $Qz + Ms + Chl \pm Kfs \pm Pl$. Análisis petrográficos y microestructurales indican facies subesquistos verdes, y es interpretada como una unidad diferente a la denominada Formación Mogotes, para la cual se reportan edades estratigráficas desde el Devónico hasta el Pérmico²⁵

La unidad metasedimentaria más recientemente propuesta para el Macizo de Santander, Filitas de San Pedro, debió ser afectada por un evento tectono-termal más reciente, ocurrido entre finales del Ordovícico tardío y el pre-Devónico medio, denominado Evento Orogénico Menor Famatiniano, de edad Silúrico; aunque no se descarta la existencia de eventos tectono-termales más jóvenes en el Macizo de Santander²⁶ (Mantilla-Figueroa, García-Ramírez y Valencia, 2016).

²⁴ MANTILLA-FIGUEROA, GARCÍA-RAMÍREZ & VALENCIA. Op. cit., p. 35.

²⁵ MORENO-SÁNCHEZ, GÓMEZ-CRUZ y CASTILLO-GONZÁLEZ. Op. cit., pp. 3-5.

²⁶ MANTILLA-FIGUEROA, GARCÍA-RAMÍREZ & VALENCIA. Op. cit., p. 45.

En 2016, Castellanos-Alarcón, Ríos-Reyes & García-Ramírez²⁷, reportaron la presencia de cloritoide en esquistos de la Formación Silgará en el área de estudio. Sin embargo, la ocurrencia de porfidoblastos de este mineral había sido mencionada únicamente por Ward *et al.*²⁸ para la Formación Floresta al Sur de Berlín, en 1973. Adicionalmente, Casadiegos²⁹, en 2017, describe la presencia de filitas y esquistos con cloritoide que alcanzan facies esquistos verdes en la zona de la biotita al Sureste de Silos, las cuales contrastan con las rocas adyacentes que alcanzan facies anfibolitas en la zona cianita-estaurolita. Sin embargo, el carácter de estas rocas de menor grado metamórfico, y su relación con la Formación Silgará no se ha establecido.

Junto al estudio realizado por Casadiegos, otro de los trabajos más recientes enfocados en la descripción de rocas de bajo grado metamórfico en el Macizo de Santander fue realizado por Pineda³⁰, en 2017, para el sector Mogotes-San Joaquín. Allí, la Formación Floresta Metamorfoseada abarca dos miembros inferiores de la Formación Floresta, uno basal filítico y uno medio pizarroso. Las

²⁷ CASTELLANOS-ALARCÓN, Oscar; RÍOS-REYES, Carlos & GARCÍA-RAMIREZ, Carlos Alberto. Occurrence of chloritoid-bearing metapelitic rocks and their significance in the metamorphism of the Silgará Formation at the Central Santander Massif. *Boletín de Ciencias de la Tierra*. Julio, 2016, vol. 40, p. 6.

²⁸ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., p. 101.

²⁹ CASADIEGOS AGUDELO, Luisa. Metamorfismo de la unidad Esquistos del Silgará del Macizo de Santander, en el sector de Silos – Norte de Santander. Tesis de pregrado Geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2017. p. 126.

³⁰ PINEDA AYALA, Wilmer Julián. Caracterización mineralógica, petrográfica de las pizarras de la Formación Floresta Metamorfoseada (FFM), aflorante entre los municipios de Mogotes y San Joaquín (Cordillera Oriental, Colombia). Tesis de pregrado Geólogo. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2017. p. 33.

pizarras son generalmente cloríticas y se consideran producto de un evento tectono-termal de carácter local que tuvo lugar durante el Mississipiano (Carbonífero), de acuerdo a edades Ar/Ar de $341,86 \pm 9,72$ Ma obtenidas en sericitas neoformadas.

Así, en los últimos años se ha avanzado en el estudio de las rocas metasedimentarias de bajo a muy bajo grado en los sectores Suroeste y Central del Macizo de Santander. Sin embargo, en el sector de Silos, las metasedimentitas requieren de una detallada caracterización y definición respecto al grado de metamorfismo y su relación con las demás rocas metamórficas del macizo.

5. METODOLOGÍA

El desarrollo de este trabajo de grado abarcó cuatro fases consecutivas e interrelacionadas, establecidas como una metodología organizada que resultó en la consecución de los objetivos propuestos.

5.1 FASE DE PRE-CAMPO

Inicialmente, durante esta fase se reconoció la problemática a abarcar durante el trabajo de grado y se delimitó el área de interés. A partir de esta definición se realizó la búsqueda y revisión bibliográfica de estudios geológicos y cartográficos existentes para las rocas de bajo grado de metamorfismo del Macizo de Santander, y especialmente, para el área de estudio. Esta revisión se centró en el análisis de artículos científicos, publicaciones especiales, trabajos de grado, mapas topográficos y mapas geológicos.

El reconocimiento de la información disponible para el área de interés permitió establecer las zonas claves a estudiar durante el trabajo de campo, y definir las transectas y puntos de muestreo que complementaron y suplieron las necesidades de datos geológicos reconocidas.

5.2 FASE DE CAMPO

Durante el trabajo de campo se llevaron a cabo diversas actividades que aportaron datos geológicos necesarios para el desarrollo de esta investigación. Inicialmente se realizó un reconocimiento de la zona de estudio y de sus vías de acceso, para posteriormente registrar y analizar sus características geomorfológicas, litológicas y

estructurales mediante el recorrido de las transectas definidas en la fase de pre-campo y la recolección de datos geológicos y muestras.

Las estaciones, puntos de muestreo y datos estructurales fueron registrados en una libreta de campo, identificando cada estación con la sigla “MP-X”, donde X representa el número consecutivo de la estación, y cada muestra con la sigla “MP-X-Y”, donde Y representa un número consecutivo que inicia en 1 para cada estación. Esta información fue ubicada en el mapa de la zona de estudio llevando un control cartográfico de las variedades litológicas y estructuras reconocidas.

Esta fase se desarrolló en conjunto con la asignatura Campo II en el periodo 2015-II, y gran cantidad de las muestras analizadas fueron recolectadas como parte del desarrollo de esta práctica durante este periodo y el periodo anterior, 2015-I. Por tal motivo, las muestras estudiadas están en su mayoría identificadas con la sigla “SB-X”, donde SB representa el sector Silos-Bábega, y X el número consecutivo de muestras de mano recolectadas en este sector durante las campañas de Campo II de los periodos 2009-I, 2014-I, 2015-I y 2015-II.

5.3 FASE DE LABORATORIO

La fase de laboratorio inicia con la discriminación y preparación del material litológico recolectado. En total se seleccionaron 50 muestras de mano con base en su distribución y litología, de las cuales se identificaron 31 para análisis petrográficos (PET), 6 para análisis de difracción de rayos X (DRX), 4 para análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM) y 4 para análisis geoquímicos en roca total (GRT). En la tabla 1 se relacionan las muestras recolectadas y los análisis ejecutados sobre cada una de ellas.

Tabla 1. Muestras estudiadas y análisis realizados a cada una de ellas.

Muestra	PET	DRX	SEM	GRT	Muestra	PET	DRX	SEM	GRT
MP-1-1	X	X			SB-116	X			
MP-2-1	X				SB-117				
MP-3-1	X				SB-118				
MP-4-1	X	X			SB-120				
MP-5-1	X			X	SB-121	X			
MP-6-1	X				SB-122	X	X		
MP-7-1	X				SB-124	X			
MP-8-1	X				SB-127	X			
MP-11-1	X				SB-128				
SB-93	X				SB-156				
SB-94	X		X	X	SB-161	X			
SB-95	X				SB-162				
SB-96					SB-163				
SB-97					SB-164				
SB-100					SB-165				
SB-101					SB-170	X			
SB-102					SB-171	X			
SB-108	X			X	SB-179	X	X		
SB-109	X		X		SB-180	X			
SB-110					SB-181	X			
SB-111					SB-182	X	X	X	
SB-112					SB-183	X			
SB-113					SB-184	X			
SB-114					SB-185	X		X	X
SB-115	X	X			SB-186	X			

5.3.1 Análisis petrográficos: Las 50 muestras de mano seleccionadas fueron descritas macroscópicamente. De estas, se elaboraron 31 secciones delgadas para estudios microscópicos en sección delgada. Los resultados obtenidos y el registro fotográfico se encuentran en el Anexo A: Descripción petrográfica de las rocas metasedimentarias aflorantes en el sector de Silos.

El análisis petrográfico se realizó en un microscopio triocular de luz transmitida marca LEICA, modelo DM750P, en el laboratorio del Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) de la Escuela de Geología, en el Parque Tecnológico Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander. El registro microfotográfico se obtuvo mediante el sistema de fotografía digital MC120HD, acoplado al microscopio LEICA DM750P.

Las muestras estudiadas fueron inicialmente clasificadas con base en su composición modal según la metodología propuesta por el Servicio Geológico Británico (BGS por sus siglas en inglés), publicada por Robertson³¹ (1999) y resumida en las tablas 2 y 3. Adicionalmente, la definición de sus litotipos se realizó según la Subcomisión en Sistemática de Rocas Metamórficas³² (SCMR por sus siglas en inglés) de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) del 2007.

³¹ ROBERTSON, S. BGS Rock Classification Scheme, Volume 2, Classification of metamorphic rocks. Research Report number RR 99-02. Nottingham: British Geological Survey, 1999. pp. 4-5.

³² SCHMID, Rolf; FETTES, Douglas; HARTE, Ben; DAVIS, Eleutheria & DESMONS, Jacqueline. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks. [en línea]. 1 February 2007 [Consultado: 4 de diciembre de 2016]. Disponible en: http://www.bgs.ac.uk/SCMR/docs/papers/paper_1.pdf

Las microestructuras observadas se describieron según Passchier & Trouw³³ (2005), y las abreviaturas minerales utilizadas son las propuestas por Whitney & Evans³⁴ en 2010 (tabla 4).

Tabla 2. Clasificación de rocas compuestas principalmente de cuarzo, feldespato y mica.

Nombre de la roca	% "mica"*	% cuarzo + feldespato
Psammita	0 – 20	80 – 100
Semipelita	20 – 40	60 – 80
Pelita	> 40	< 60

Mica * incluye todos los minerales diferentes al cuarzo y feldespato con la excepción de minerales carbonatados y calcosilicatados.

Fuente: modificado de ROBERTSON, S. BGS Rock Classification Scheme, Volume 2, Classification of metamorphic rocks. Research Report number RR 99-02. Nottingham: British Geological Survey, 1999. 26 p.

³³ PASSCHIER, Cees W. & TROW, Rudolph A. *Microtectonics*. 2 ed. Berlín: Springer-Verlag, 2005. 372 p.

³⁴ WHITNEY, Donna L. & EVANS, Bernard W. *Abbreviations for names of rock-forming minerals*. *American Mineralogist*. 2010, vol. 95, pp. 185-187.

Tabla 3. Clasificación de rocas compuestas principalmente de minerales carbonatados o calcosilicatados.

Nombre de la roca	% Mineral	
Psammita, semipelita o pelita "calcárea"	10 – 50 carbonatado y/o calcosilicatado	≥ 50 cuarzo ± feldespato ± mica
Carbonatada	> 50 carbonatado	
Calcosilicada	> 50 calcosilicatado	

Fuente: compilado de ROBERTSON, S. BGS Rock Classification Scheme, Volume 2, Classification of metamorphic rocks. Research Report number RR 99-02. Nottingham: British Geological Survey, 1999. 26 p.

Tabla 4. Abreviaciones minerales utilizadas.

Mineral	Símbolo	Mineral	Símbolo	Mineral	Símbolo
Apatito	Ap	Diópsido	Di	Mineral opaco	Opq
Actinolita	Act	Epidota	Ep	Moscovita	Ms
Biotita	Bt	Estaurólita	St	Plagioclasa	Pl
Calcita	Cal	Feldespato potásico	Kfs	Rutilo	Rt
Cianita	Ky	Grafito	Gr	Silimanita	Sil
Clorita	Chl	Granate	Grt	Sericita	Ser
Cloritoide	Cld	Illita	Illt	Tremolita	Tr
Cuarzo	Qz	Ilmenita	Ilm	Turmalina	Tur

Fuente: modificado de WHITNEY, Donna L. & EVANS, Bernard W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 2010, vol. 95, pp. 185-187.

5.3.2 Análisis de difracción de rayos-X: Los análisis de difracción de rayos-X se realizaron en el Laboratorio de Rayos-X del Parque Tecnológico Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander, con el fin de complementar y corroborar las fases minerales encontradas en rocas de tamaño de grano muy fino. Las muestras seleccionadas (MP-1-1; MP-4-1; SB-115; SB-122; SB-179 y SB-182) fueron molturadas y homogenizadas en un mortero de ágata y llevadas a un tamaño de partícula inferior a 38 μm . Posteriormente fueron montadas en un portamuestra de polimetilmetacrilato (PMMA) mediante la técnica de llenado frontal.

La medición se realizó en un difractómetro de polvo marca BRUKER modelo D8 ADVANCE con geometría DaVinci bajo las siguientes condiciones: voltaje: 40 kV; corriente: 40 mA; rendija de divergencia: 0,6 mm; rendijas Soller Primario: 2,5°; muestreo: 0,02035° 2theta; rango de medición: 3,5 – 70,0° 2theta; radiación: CuK α ; filtro: níquel; con uso de antidispersor de aire; detector lineal LynxEye; barrido a pasos; y tiempo de muestro de 0,6 segundos.

Los análisis cualitativos se realizaron mediante la comparación del perfil observado con los perfiles de difracción reportados en la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD). Y los análisis cuantitativos, mediante el refinamiento por el Método de Rietveld de los perfiles observados después de agregar a los especímenes, identificados con códigos internos del laboratorio EIOD, EIOE, EIOF, EIOG, EIOH y EIOI, una cantidad conocida de un estándar interno (Aluminum oxide, Corundum, α -phase) correspondiente al 20,54; 20,52; 19,91; 20,12; y 20,01% respectivamente.

5.3.3 Análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM): Las secciones delgadas pulidas SB-94, SB-109, SB-182 y SB-185 se analizaron 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). El equipo hace parte del Laboratorio de Microscopía del Parque Tecnológico de Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander. Estas muestras fueron seleccionadas teniendo en cuenta su distribución y complejidad microestructural, con el fin de identificar las fases minerales opacas presentes, establecer el carácter tectónico de algunos minerales de tamaño fino y caracterizar químicamente las fases minerales encontradas como inclusiones, en la matriz y como porfidoblastos.

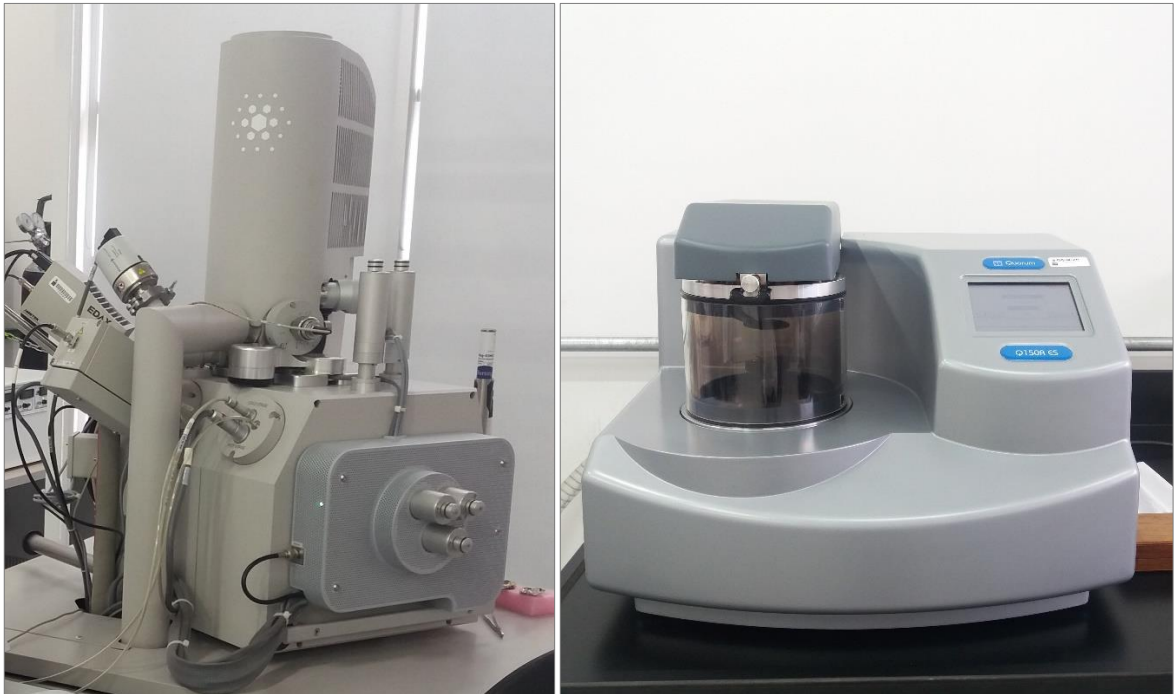
Las secciones delgadas analizadas fueron recubiertas con carbono en un metalizador/evaporador de carbón QUORUM Q150R ES con bomba rotatoria (figura 3) de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, adscrito al mismo laboratorio.

5.3.4 Análisis geoquímicos: Se realizaron 4 análisis de química de roca total para las muestras SB-94, SB-108, SB-185 y MP-5-1 en el laboratorio ALS Global, en Vancouver, Canadá, con el objetivo de determinar condiciones de presión y temperatura y realizar análisis de protolito. Las muestras fueron escogidas con base en la mineralogía presente y distribución en el área de estudio.

Los análisis geoquímicos se realizaron en el laboratorio ALS laboratories en Vancouver, Canadá. Las condiciones del análisis fueron las siguientes: 250g de roca fueron triturados y pulverizados, tomándose la fracción < a mallas 200. Los elementos mayores y menores fueron determinados por fluorescencia de rayos X (XRF). Elementos traza y Tierras Raras fueron analizados mediante ICP-MS. Los datos geoquímicos fueron procesados mediante el programa de computador de libre

acceso *Geochemical Data Toolkit (GCDKit) versión 4.1* de Janousek *et al.*³⁵ (2013), disponible en la página web: <http://www.gcdkit.org/>.

Figura 3. Derecha: microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 650 FEG ambiental (ESEM). Izquierda: metalizador/evaporador de carbón QUORUM Q150R ES con bomba rotatoria.



5.3.5 Análisis termobarométricos: Las condiciones de presión (P) y temperatura (T) fueron determinadas mediante cálculos termobarométricos usando el software

³⁵ JANOUSEK, V.; FARROW, C. M & ERBAN, V. *Geochemical Data Toolkit (GCDkit)*. [software para el tratamiento de información geoquímica]. Versión 4.1. Fecha de lanzamiento: 2006. Disponible para la descarga en <http://www.gcdkit.org/>

Theriak-Domino de De Capitani³⁶ versión 04-02-2017, utilizando el método de pseudosección para establecer equilibrios de fases, usando la base de datos JUN92d de Berman³⁷ (1988). Las muestras SB-94, SB-108 y SB-185 fueron analizadas para el sistema químico TiCNKFMASH, y la muestra MP-5-1 para el sistema TiNKFMAH, definido con base en las fases minerales identificadas en estudios petrográficos.

La lista completa de reacciones y las pseudosecciones originales, obtenidas a partir del software referido, se presentan en el *Anexo B. Reacciones y pseudosecciones obtenidas mediante el software Theriak Domino de las rocas metasedimentarias ocurrentes en el sector de Silos; muestras SB-94, SB-108, SB-185 y MP-5-1*. La información presentada más adelante en este documento es el resultado de la interpretación y edición de los datos originales.

5.4 FASE DE OFICINA

Esta última etapa del trabajo de grado comprende dos grandes actividades: análisis de datos y elaboración del informe final. Inicialmente se integraron los resultados obtenidos durante las fases anteriores con el fin de analizarlos e interpretarlos en conjunto y poder establecer conclusiones más precisas respecto al carácter

³⁶ De CAPITANI, Christian. Theriak/Domino Suite. [software para cálculos termobarométricos]. Última versión: 04.02.2017. Fecha de lanzamiento: 1987. Disponible para la descarga en <http://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/prog170204/>

³⁷ BERMAN, Robert G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*. 1988, vol. 29, parte 2, pp. 445-522.

litoestratigráfico y metamórfico de las rocas estudiadas, así como su correlación con otras unidades del Macizo de Santander.

Toda la información obtenida y las interpretaciones y conclusiones alcanzadas fueron finalmente estructuradas en un informe final en el que se desarrollan los objetivos propuestos para el proyecto. Así mismo, se elaboraron los mapas y anexos finales pertinentes para la representación de la información, los cuales son entregados como producto final del estudio investigativo y como aporte a futuros proyectos.

6. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

A escala regional, el área de estudio hace parte de la provincia tectónica del Macizo de Santander, definida como tal por Clavijo³⁸ en 1994, y conformada, para el departamento de Norte de Santander, por los bloques Ocaña, Pamplona, Cucutilla y Labateca. El Macizo de Santander, localizado en el sector nororiental de Los Andes, se caracteriza por su complejidad geológica y dinámica estructural, y está relacionado evolutivamente con la interacción de las placas tectónicas Nazca, Caribe y Suramérica.

Estructuralmente, Vargas *et al.*,³⁹ considera que el Macizo de Santander está representado por un pliegue de fondo, extendido desde Arcabuco al Sur, que se levanta y aflora hacia el Norte, y constituye una zona de separación entre las cuencas del Valle Medio del Magdalena y del lago de Maracaibo. De forma similar, García, *et al.*,⁴⁰ describen el Macizo como un bloque levantado que está limitado al Oeste por el sistema de fallas Bucaramanga – Santa Marta, y al Este por el sistema de fallas Pamplona – Cubogón – Mercedes. El patrón de fallas observado en el macizo es explicado por Restrepo-Pace⁴¹ como un modelo de cizalla simple que requiere un sentido de cizalla lateral izquierda a lo largo de las fallas limitantes, el

³⁸ CLAVIJO. Op. cit., p. 23.

³⁹ VARGAS, ARIAS, JARAMILLO y TÉLLEZ. Op. cit., pp. 58-60.

⁴⁰ GARCÍA, Carlos Alberto; RÍOS, Carlos Alberto & CASTELLANOS, Oscar Mauricio. Medium-pressure metamorphism in the central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*. Julio-Diciembre, 2005, vol. 27, nro. 2, p. 45.

⁴¹ RESTREPO, Pedro Alonso. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Tesis doctoral. University of Arizona. Department of Geosciences, 1995. p. 90.

desarrollo de fallas antitéticas con orientación noroeste, la rotación antihoraria de bloques interno rígidos y la inversión de estructuras extensionales Mesozoicas con dirección N-S.

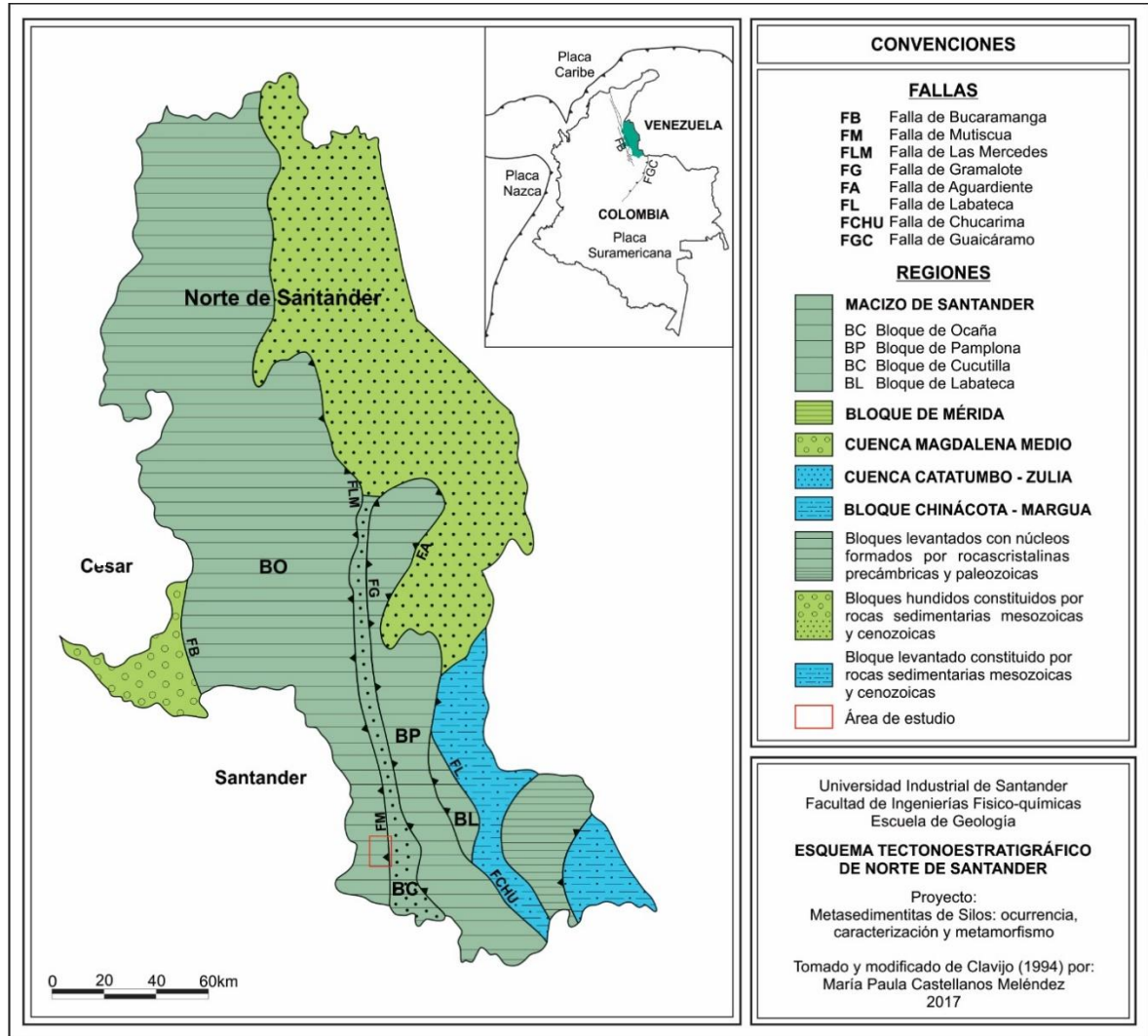
La zona de estudio se extiende sobre el extremo suroriental del bloque de Ocaña, y el extremo occidental del bloque de Cucutilla, limitados por la falla de Mutiscua, localmente denominada falla Angosturas (figura 4). El bloque de Ocaña, comprende una faja alargada que abarca la región más oriental del departamento de Santander, y la región occidental del departamento de Norte de Santander. Según Royero y Clavijo⁴², es un bloque levantado caracterizado por fallamiento en bloques, separados por fallas inversas de dirección preferencial SW-NE. Está limitado al Oeste por la falla Bucaramanga – Santa Marta y al Sur-Oriente por la falla de Baraya, en el departamento de Santander; y, con base en lo descrito por Clavijo⁴³ en 1994, por la falla de Mutiscua al Oriente, en el departamento de Norte de Santander. Por el contrario, el bloque de Cucutilla es considerado por Royero y Clavijo⁴⁴ como un bloque hundido, caracterizado por fallamiento en pequeños bloques, separados por fallas inversas, y por plegamiento, representado por anticlinales y sinclinales estrechos truncados por el fallamiento de dirección SE-NW, tendencia estructural opuesta a la evidenciada en el bloque de Ocaña adyacente.

⁴² ROYERO Y CLAVIJO. Op. cit., p. 45.

⁴³ CLAVIJO. Op. cit., p. 21.

⁴⁴ ROYERO Y CLAVIJO. Op. cit., p. 45.

Figura 4. Esquema tectonoestratigráfico de Norte de Santander con la localización del área de estudio dentro del Macizo de Santander.



Fuente: modificado de CLAVIJO, Jairo. Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander, Memoria explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. p. 24.

El basamento cristalino del Macizo de Santander comprende rocas de edad Precámbrica a Paleozoica, aunque la edad de las unidades metamórficas de bajo grado es, aún, tema de debate. Las principales unidades del complejo metamórfico incluyen, según Ward *et al.*,⁴⁵ el Neis de Bucaramanga, la Formación Silgará y el Ortoneis. Adicionalmente, se encuentran rocas de bajo grado de metamorfismo que suprayacen el complejo metamórfico anterior y que son objeto de discusión en el presente estudio, ya han sido agrupadas bajo los nombres de Formación Floresta Metamorfoseada, Formación Mogotes y Metasedimentitas de Guaca - La Virgen. También es importante señalar que la Formación Silgará, definida por Ward *et al.*⁴⁶, ha sido recientemente escindida en tres unidades diferentes por Mantilla-Figueroa, García-Ramírez y Valencia⁴⁷: Esquistos del Silgará, Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro, las cuales harían parte del registro estratigráfico que conforma el basamento cristalino del macizo.

En este trabajo se usa el término Esquistos del Silgará en el sentido amplio para hacer referencia a la unidad cartografiada por Ward *et al.*, como Formación Silgará, y al no disponer de edades que permitan asimilarla como Esquistos del Chicamocha o Esquistos del Silgará de acuerdo con los propuesto por Mantilla-Figueroa, García-Ramírez y Valencia.

La actividad magmática en el Macizo de Santander está relacionada, según Ward *et al.*⁴⁸, con un extenso magmatismo calco-alcalino de edad posiblemente Triásico

⁴⁵ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., pp. 12-28.

⁴⁶ Ibid., p. 15.

⁴⁷ MANTILLA-FIGUEROA, GARCÍA-RAMÍREZ & VALENCIA. Op. cit., p. 35.

⁴⁸ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., p. 28.

– Jurásico que dio origen al Grupo Plutónico de Santander, representado por unidades como el Batolito de Santa Bárbara, el Batolito de Mogotes y el Granito de Durania, entre otros. Sin embargo, se ha registrado actividad ígnea más reciente. Goldsmith *et al.*⁴⁹, reporta la ocurrencia de diques riolíticos y posiblemente diabasas del Cretácico temprano; y Mantilla *et al.*⁵⁰, establece un conjunto de rocas ígneas porfiríticas de edad Neógeno como los eventos magmáticos más recientes reconocidos en el Macizo.

El basamento cristalino está suprayacido inconformemente por unidades sedimentarias que registran edades desde el Devónico, las cuales, según Ward *et al.*⁵¹, son las rocas más antiguas que conservan su carácter sedimentario, pues las demás unidades Paleozoicas han sido afectadas por procesos metamórficos dinamo-térmicos regionales. Para el área de estudio, el lapso Devónico – Pérmico, está representado por las Formaciones Floresta y Diamante; rocas Jurásicas incluyen la Formación Girón, y unidades Cretácicas las Formaciones Tambor, Rosablanca y Tibú-Mercedes.

⁴⁹ GOLDSMITH, Richard; MARVIN, Richard & MEHNERT, Harald. Radiometric ages in the Santander Massif Eastern Cordillera, Colombian Andes. *U.S Geological Survey Professional Paper*. 1971, vol. 750-D, p. D49.

⁵⁰ MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos; BISSIG, Thomas; VALENCIA, Víctor & CRAIG, Hart. 2013. The magmatic history of the Vetas-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. 2013, vol. 45, p. 248.

⁵¹ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., p. 42.

7. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El área de estudio, localizada en el municipio de Silos, Norte de Santander, abarca un total de 49,5 km², dentro los cuales afloran rocas metamórficas, de edad Paleozoica, y sedimentarias de edad Pérmica, Jurásica y Cretácica; Sin embargo, también hay presencia de pequeños diques ígneos tonalíticos y pegmatíticos, y venas hidrotermales de poca extensión, no cartografiables, encontrados principalmente al Norte del área. Adicionalmente, estas unidades se encuentran afectadas por un fuerte tectonismo, evidenciado en fallas de extensión regional y local, deformación a escala de afloramiento y microscópica y fuerte variación en la dirección de foliación en las unidades metamórficas.

7.1 LITOESTRATIGRAFÍA

7.1.1 Unidades metamórficas: Las rocas metamórficas que hacen parte del basamento cristalino del Macizo de Santander incluyen las unidades Esquistos del Silgará, de mayor extensión, aflorante en el sector Norte y central del área, y Ortoneis, presente como pequeños cuerpos en el extremo Norte y Este. Además, se encuentra una unidad metasedimentaria de bajo grado, objeto de este estudio y denominada aquí informalmente como Metasedimentitas de Silos, que ocupa la segunda mayor extensión en el área y se extiende desde la zona central hacia el sur (figura 5).

7.1.1.1 Esquistos del Silgará: Es la unidad con mayor extensión en el área de estudio, alcanza alrededor de 22 km² y se extiende desde la zona Suroeste, en el sector El Alisal, hacia el Norte, en la cabecera municipal de Silos. Está en contacto intrusivo con cuerpos de Ortoneis hacia el extremo Norte y Este del área, y en contacto fallado con las Formaciones Tambor y Tibú-Mercedes, al Este, y la

unidad Metasedimentitas de Silos, al Sur. Fue descrita originalmente por Ward *et al.*⁵², como una secuencia pre-Devónica de rocas clásticas metamorfoseada, compuesta, en la franja Berlín – Silos – Mutiscua, por estratos carbonatados, cuarcitas, conglomerados, esquisto cuarzo-moscovítico con granate, estaurolita o silimanita, esquisto gris con granate, biotita y moscovita, menores estratos calcosilicatados, mármol gris, blanco, rosado y verde, y filitas limosas verde gris, negras gráficas y granatíferas con mármol y cuarcita intercalada.

Casadiegos⁵³ realizó, en 2017, la descripción más reciente de los Esquistos del Silgará para el área de estudio, describiéndola como una secuencia de rocas pelitas, semipelitas, cuarcitas y carbonatadas que comprenden filitas y esquistos muscovíticos con cloritoide, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos micáceos con estaurolita, esquistos micáceo-cuarzosos con estaurolita, cianita o granate, cuarcitas biotíticas con granate, cuarcitas con estaurolita y granate y cuarcitas moscovíticas, mármol puro, impuro, rocas calcosilicatadas y rocas silicatadas con carbonatos.

La presencia de cloritoide en rocas de esta unidad fue reportada por primera vez en el área de estudio por Castellanos-Alarcón, Ríos-Reyes & García-Ramírez⁵⁴, para el sector Silos-El Cúcano, en esquistos metapelíticos con granate, estaurolita, cianita y cloritoide, con capas menores de cuarcitas, metaconglomerados, rocas metacarbonatadas con minerales calcosilicatados y mármoles. Sin embargo,

⁵² *Ibid.*, p. 18.

⁵³ CASADIEGOS. *Op. cit.*, pp. 52-54.

⁵⁴ CASTELLANOS-ALARCÓN, RÍOS-REYES & GARCÍA-RAMÍREZ. *Op. cit.*, p. 6.

Casadiegos⁵⁵ indica que las características texturales y estructurales de las rocas con cloritoide, evidencian una interrupción abrupta de la zonación metamórfica de los Esquistos del Silgará, cuya causa no ha sido aún definida.

Esta secuencia se encuentra afectada por las fallas Cueva de Pato, Botica, Chorenca, Cáraba Chiquito, Vichagá, Noveta, El Rayo y Angosturas, de Oeste a Este. Y las direcciones de foliación son muy variables, debido, según Casadiegos⁵⁶, al plegamiento y la deformación tectónica.

7.1.1.2. Ortoneis: Denominada así por Ward, *et al.*,⁵⁷ en 1973, debido a su aspecto masivo, su carácter no estratificado, su estructura néisica y su composición cuarzo feldespática. En el área de estudio, Casadiegos⁵⁸ reporta variaciones composicionales que van de neises pelíticos a máficos y cuarzofeldespáticos. Aflora como tres pequeños cuerpos que intruyen la secuencia de los Esquistos del Silgará, y cuyas foliaciones son concordantes entre sí. Las dos masas de ortoneis encontradas en el extremo Norte son de composición cuarzomonzonítica y granodiorítica. La primera aflora hacia el Norte del Río Cáraba, en el sector Agua Caliente, se encuentra en contacto intrusivo con los esquistos y es afectada por la falla de la quebrada La Estancia, de carácter local. El segundo cuerpo, al Norte de la loma El Picacho, está en contacto intrusivo y fallado con los Esquistos del Silgará y en contacto discordante con la Formación Tibú-Mercedes, y es cortado por la falla Angosturas

⁵⁵ CASADIEGOS. Op. cit., p. 137.

⁵⁶ Ibid., p. 136.

⁵⁷ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., pp. 21-24.

⁵⁸ CASADIEGOS. Op. cit., p. 43.

de carácter regional. Un tercer cuerpo de Ortoneis, de composición tonalítica y diorítica aflora en el extremo oriental de la zona de estudio, al Este de la loma del Padre en el sector Santa Elena, y se encuentra en contacto intrusivo con los Esquistos del Silgará y en contacto fallado con la Formación Tambor a lo largo de la falla Angosturas.

7.1.1.3 Metasedimentitas de Silos: Esta unidad es denominada así en el presente estudio para referir a una secuencia de rocas pelíticas y, en menor proporción, rocas semipelíticas, pelíticas calcáreas y carbonatadas, que han sido afectadas por metamorfismo de bajo grado, y que son objeto de estudio y discusión en esta investigación, las cuales se describirán en detalle más adelante. Ocupa un área de aproximadamente 17 km², extendiéndose desde Loma Grande, en el sector central, hasta el extremo sur en el Alto de Piegragorda, lo cual la ubica como la segunda unidad de mayor extensión en la zona de estudio. El límite Norte está definido por las Fallas Chorenca y Vichagá, las cuales actúan como contacto entre esta unidad y los Esquistos del Silgará. La falla Loma El Rayo define el límite oriental de las rocas metasedimentarias y las pone en contacto con los Esquistos del Silgará, en el extremo Noreste, y las Formaciones Diamante y Girón, al Este. Además, se encuentra en contacto discordante(?) y fallado con un cuerpo pequeño de la Formación Diamante, aflorante en el sector central de la unidad metasedimentaria a lo largo de la falla Noveta. Las rocas que componen esta unidad están afectadas por las fallas Vichagá, Noveta y El Rayo, de mayor extensión, y las fallas Botica y Chorenca, de extensión local.

7.1.2 Unidades sedimentarias: Las rocas sedimentarias aflorantes en el área de estudio incluyen la Formación Diamante, presente como dos pequeños cuerpos remanentes en la zona centro-Sur, y las Formaciones Girón, Rosablanca y Tibú Mercedes, restringidas al extremo Sureste y Noreste de la zona (figura 5). A

continuación, se describe en detalle la Formación Diamante, debido a su relación y relevancia para los objetivos de este trabajo.

7.1.2.1 Formación Diamante: Fue descrita anteriormente por Ward *et al.*⁵⁹, Clavijo⁶⁰ y Royero y Clavijo⁶¹, como la parte inferior de la Serie Suratá, constituida hacia la base por areniscas de grano a fino a medio con intercalaciones de arcillolitas; en la parte media por areniscas de grano grueso a conglomeráticas e intercalaciones de caliza y arcillolita limosa; y en la parte superior por caliza cristalizada de grano fino a medio, ligeramente arcillosa, color gris oscuro con menores arcillolitas limosas o areniscas arcillosas. Presenta además pocas y delgadas capas fosilíferas que indican edad del Pensilvaniano Medio al Pérmico Medio con presencia de braquiópodos, crinoideos, equinoideos, pelecípedos, corales tabulados, foraminíferos, briozoarios y tubos de gusanos no determinados. Suprayace inconformemente a la Formación Floresta, y las calizas muestran evidencias de recristalización, alcanzado texturas parecidas a las de mármol cerca de Mutiscua. Para el área de estudio, Arenas⁶² indica que esta unidad está constituida por calizas masivas de tonalidades gris oscuro, dispuestas en capas potentes con cristales de calcita de tamaño de grano medio y con recristalización y foliación pobremente desarrollada en dirección S74°W/49°NW.

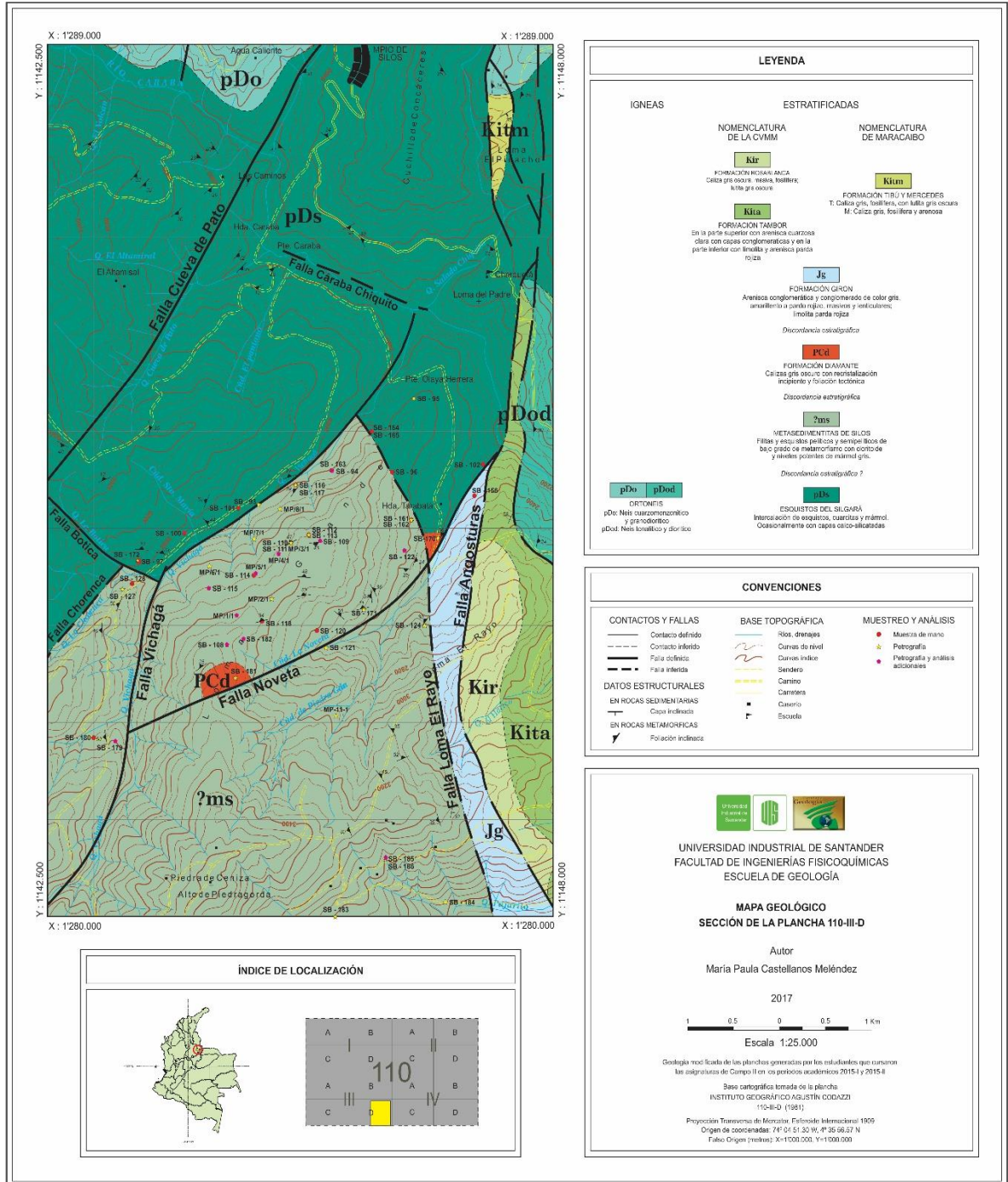
⁵⁹ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., pp. 44-48.

⁶⁰ CLAVIJO. Op. cit., pp. 12-13.

⁶¹ ROYERO Y CLAVIJO. Op. cit., pp. 19-20.

⁶² ARENAS. Op. cit., p. 71.

Figura 5. Mapa geológico del área de estudio con la localización de las muestras analizadas y los análisis realizados en ellas.



Fuente: modificado de los mapas geológicos realizados por estudiantes de campo II en los periodos académicos 2015-1 y 2015-2.

7.2 ESTRUCTURAS

El control tectónico en el área de estudio está definido por fallas regionales y locales que cortan todas las unidades de roca, e incluso, en la mayoría de los casos, las ponen en contacto. Las principales estructuras incluyen las fallas Angosturas, Cueva de Pato, Vichagá, Noveta y El Rayo, de mayor extensión; y las fallas locales Botica, Chorenca y Cáraba Chiquito (figura 6). Adicionalmente, se observan estructuras de deformación a escala de afloramiento, como diaclasas, microplegamientos y crenulaciones; y microestructuras evidenciadas en análisis microscópicos.

7.2.1 Estructuras mayores: Algunas de las estructuras mayores presentadas a continuación, fueron definidas o redefinidas mediante teledetección durante el desarrollo de esta investigación, y reafirmadas con observaciones de campo y análisis petrográficos que indican la presencia de rocas miloníticas y cataclásticas asociadas a sus trazos. Abajo se describen las fallas más relevantes para los objetivos de este trabajo.

7.2.1.1 Falla Vichagá: Cartografiada por Ward *et al.*,⁶³ y denominada Falla Quebrada Vichagá por Arenas⁶⁴, quien la describe, según evidencias geomorfológicas, como una falla de tipo inversa de bajo ángulo o falla de cabalgamiento. En el área de estudio se extiende desde el extremo Suroeste, pone en contacto rocas de los Esquistos del Silgará con la unidad Metasedimentitas de Silos y tiene dirección general NE-SW, con una deflexión

⁶³ WARD, Dwight E.; GOLDSMITH, Richard; CRUZ B., Jaime; JARAMILLO C., Luis y VARGAS I., Rodrigo. Geología del Cuadrángulo Pamplona H13. Escala 1:100.000. INGEOMINAS, 1977.

⁶⁴ ARENAS. Op. cit., p. 82.

en el sector de intersección con la falla Chorenca. El extremo sur tiene una orientación aproximada N20°E, y el extremo norte N50°E, el cual termina en intersección con la falla Cáraba Chiquito. Controla el cauce de la quebrada Vichagá, y de ella se desprenden las fallas Noveta y Botica.

7.2.1.2 Falla Noveta: Falla satélite de la falla Vichagá con orientación aproximada N55°E, semiparalela a su extremo norte. Corta rocas de la unidad Metasedimentitas de Silos y la pone en contacto con un cuerpo pequeño de la Formación Diamante. Además, en su extremo noreste, actúa como contacto entre las Formaciones Girón y Diamante, en donde se intersecta con la Falla Loma El Rayo, y entre la Formación Girón y los Esquistos del Silgará, antes de terminar en intersección con la Falla Angosturas. A lo largo de su trazo se encuentran rocas metacarbonatadas con deformación milonítica, pertenecientes a la unidad Metasedimentitas de Silos. Controla el cauce de la cañada La Noveta de la cual toma su nombre.

7.2.1.3 Falla Loma El Rayo: Fue inferida por Arenas⁶⁵ a partir de la presencia de rocas cataclásticas, y redefinida en este estudio con base en la interpretación de imágenes satelitales y análisis microscópicos en rocas miloníticas asociadas a su trazo. Pone en contacto la unidad Metasedimentitas de Silos con la Formación Girón y con los Esquistos del Silgará, y tiene una dirección aproximada N15°W. Se extiende desde el extremo sur del área de estudio, intersecta la falla Noveta y termina en la falla Vichagá.

⁶⁵ ARENAS. Op. cit., p. 83.

7.2.1.4 Falla Botica: Se presenta como una falla satélite de la falla Vichagá, cartografiada inicialmente por Ward *et al.*⁶⁶, la cual, según Arenas⁶⁷, genera plegamientos en las rocas adyacentes. En el contexto de este estudio, pone en contacto las unidades Esquistos del Silgará y Metasedimentitas de Silos a lo largo de la quebrada La Botica. Inicia en la zona de deflexión de la falla Vichagá con una dirección N55°W, y se extiende fuera del área de trabajo, donde se intersecta con la Falla Cueva de Pato. De esta falla se desprende la falla Chorenca.

7.2.1.5 Falla Chorenca: Falla Satelite de la falla Botica, inferida a partir de imágenes satelitales y relaciones de campo, la cual pone en contacto las unidades Esquistos de Silgará y Metasedimentitas de Silos hacia la zona suroccidental de la zona de estudio. Se extiende fuera del área y tiene una dirección aproximada N40°E. Está asociada a la quebrada La Chorenca, de la cual recibe su nombre.

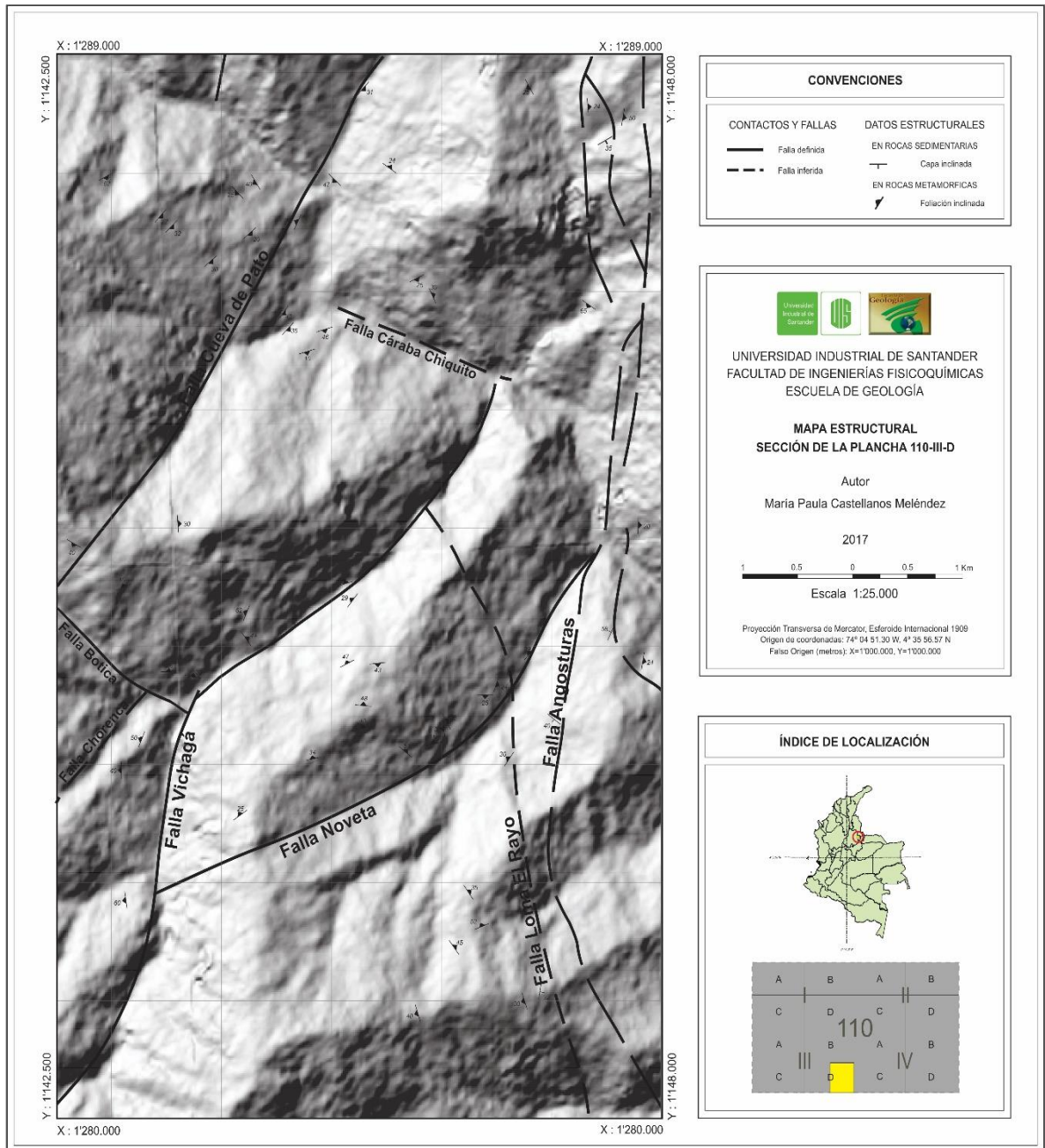
7.2.2 Estructuras menores: Incluyen las foliaciones y estructuras de deformación observadas a escala de afloramiento, muestra de mano o sección delgada. En términos generales, las direcciones de foliación obtenidas sobre rocas de la unidad Metasedimentitas de Silos son muy variables, tomando direcciones opuestas incluso en el mismo afloramiento (figura 6). Algunos datos estructurales recolectados en campo son: S4°E/90°, N30°W/26°NE, N80°E/43°SE, S35°W/29°SE, N54°W/18°SW; N80°E/29°SE; N54°W/14°NE; y N20°W/20°NE. Esta variación puede ser producto del fuerte tectonismo que afecta las rocas, y no permite definir una tendencia para estas estructuras, situación similar a la descrita

⁶⁶ WARD, GOLDSMITH, CRUZ, JARAMILLO y VARGAS. Op. cit., p. 1.

⁶⁷ ARENAS. Op. cit., p. 82.

anteriormente para los Esquistos del Silgará. Adicionalmente, se observaron en afloramiento microplegamientos y crenulaciones incipientes en pelitas y semipelitas de las Metasedimentitas de Silos. A escala microscópica algunas rocas evidencian desarrollo de crenulación y deformación intracristalina, reflejada en maclado mecánico, extinción ondulante y kinking.

Figura 6. Mapa estructural de la zona de estudio.



8. PETROGRAFÍA

Las Metasedimentitas de Silos ocurren como un cuerpo limitado por fallas que se extiende desde el extremo Sur de la zona de estudio, hacia la zona central, abarcando los sectores Alto de Piedragorda, Loma Grande y parte de Loma El Rayo.

Esta unidad está constituida por una alternancia de rocas metapelíticas, y, en menor cantidad, meta-semipelíticas y metapelíticas calcáreas con ocurrencia de niveles potentes de rocas metacarbonatadas, las cuales conservan su carácter estratificado. Esta clasificación composicional se realiza de acuerdo con la propuesta del Servicio Geológico Británico, publicada por Robertson⁶⁸ (1999), y es representada en las figuras 7, 8 y 9.

Litológicamente, los tipos composicionales mencionados se clasifican en 6 variedades composicionales o litotipos de acuerdo con la clasificación de 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 *et al.*⁶⁹ y por Rosen, Desmons & Fettes⁷⁰ en 2007. Las rocas metapelíticas incluyen filitas cuarzo – moscovíticas, filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide y filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita. Las rocas meta-semipelíticas

⁶⁸ ROBERTSON. Op. cit., pp. 4-5.

⁶⁹SCHMID, FETTES, HARTE, DAVIS & DESMONS. Op. cit.

⁷⁰ ROSEN, Oleg; DESMONS, Jacqueline & FETTES, Douglas. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 7. Metacarbonate and related rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks. [en línea]. 1 February 2007. [Consultado: 4 de diciembre de 2016]. Disponible en: https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_7.pdf

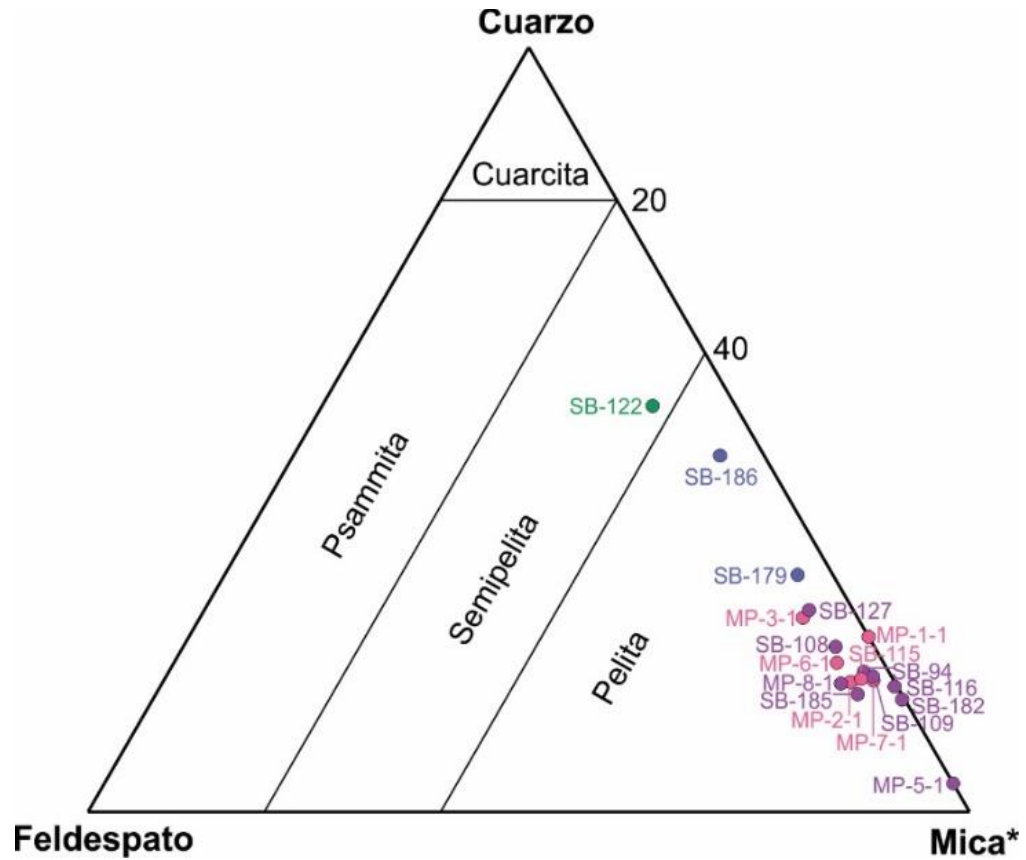
corresponden a filitas moscovíticas – cuarzosas; las metapelíticas calcáreas, a filitas calcáreas; y las metacarbonatadas son mármoles impuros (figura 10). La anterior clasificación y la composición mineralógica de estas rocas se resume en la tabla 5.

También hacen parte de esta unidad rocas miloníticas y protocataclásticas asociadas a las principales estructuras del área (tabla 6), clasificadas como tal según la terminología para rocas de falla de la SCMR, descrita por Brodie *et al.*⁷¹ (2007). Adicionalmente, se analizaron las muestras SB-93 y SB-124, protomilonitas; SB-95, mármol impuro, y SB-170 y SB-181, bioesparitas, encontradas cerca a los límites de, o como remanentes en, las Metasedimentitas de Silos (tablas 6 y 7). Sin embargo, de acuerdo a sus características texturales, estructurales y mineralógicas no se consideran parte de ellas.

El contenido porcentual de los minerales en la roca, utilizado para las clasificaciones anteriormente mencionadas y los tamaños de grano referidos aquí son los propuestos por la Subcomisión en Sistemática de Rocas Metamórficas (SCMR). Por lo tanto, se denominan minerales principales aquellos cuyo contenido en la roca es superior al 50%; minerales mayores, si comprenden más del 5 %; minerales menores, si varían entre el 1 y el 5 %; y minerales accesorios, cuando su contenido es inferior al 1 %. Adicionalmente, los tamaños de grano se dividen en 6 intervalos: muy grueso (>16 mm), grueso (16 – 4 mm), medio (4 – 1 mm), fino (1 – 0.1 mm), muy fino (0.1 – 0.01 mm) y ultrafino (<0.01 mm).

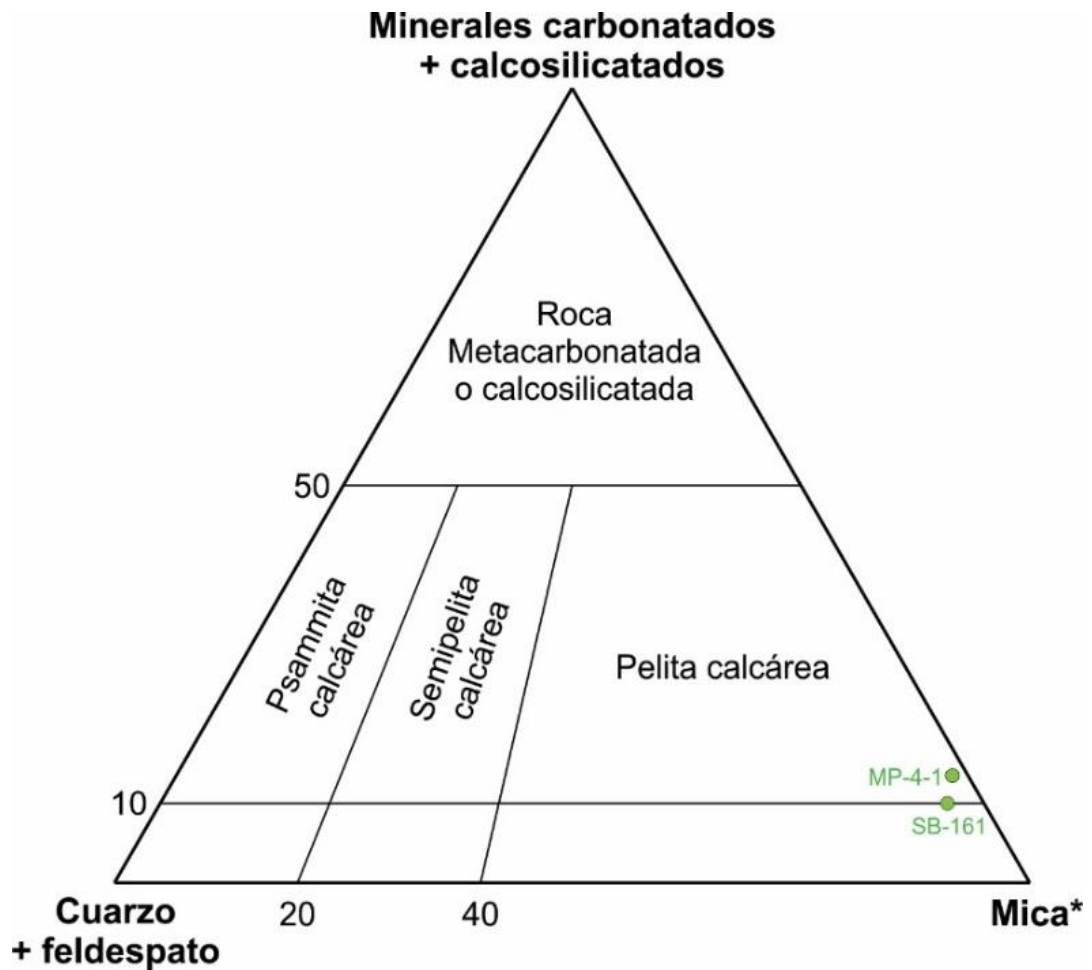
⁷¹ BRODIE, Kate; FETTES, Douglas; HARTE, Ben & SCHMID, Rolf. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 3. Structural terms including fault rock terms. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks [en línea]. 1 February 2007. [Consultado: 10 de enero de 2017]. Disponible en: https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_3.pdf

Figura 7. Localización de las rocas estudiadas en el diagrama cuarzo – feldespato – mica de Robertson (1999). Mica* incluye todos los componentes diferentes al cuarzo y feldespato.



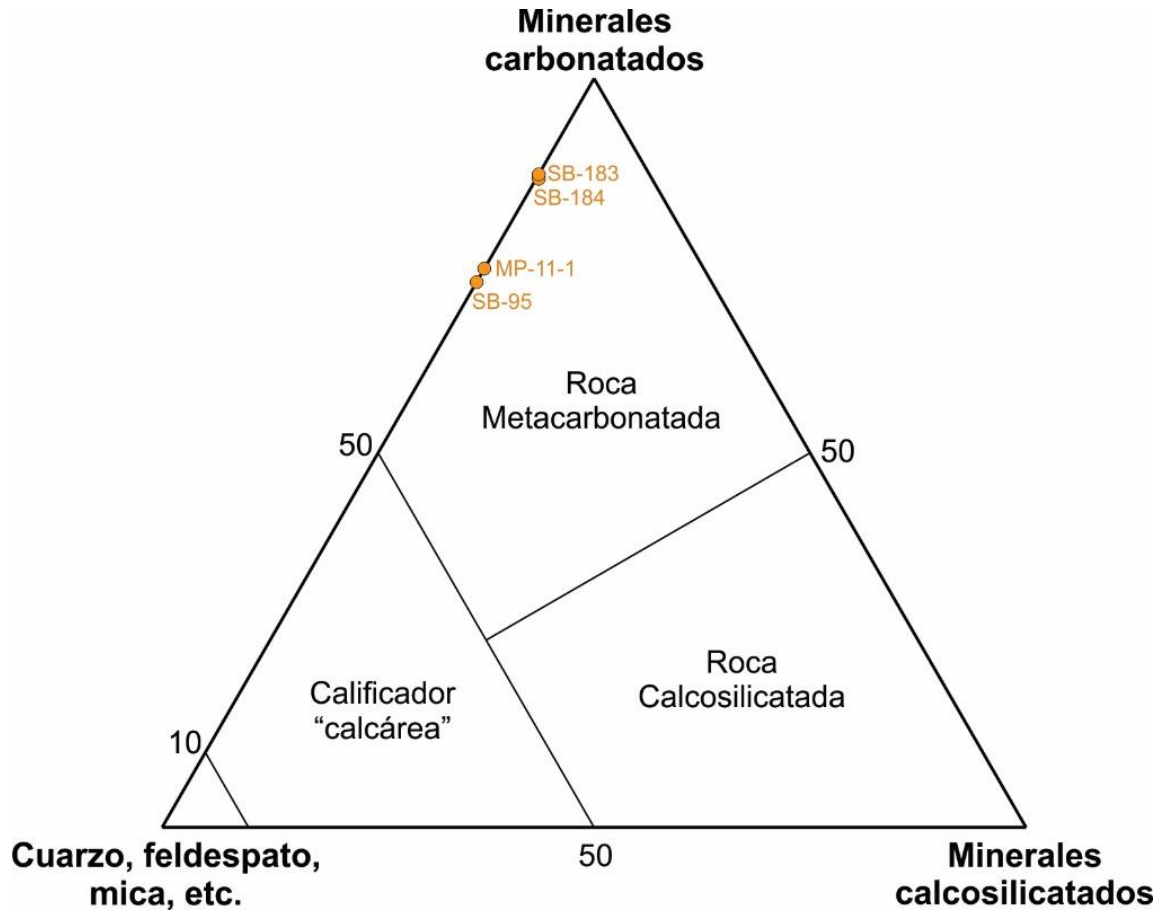
Fuente: modificado de ROBERTSON, S. BGS Rock Classification Scheme, Volume 2, Classification of metamorphic rocks. Research Report number RR 99-02. Nottingham: British Geological Survey, 1999. 26 p.

Figura 8. Distribución de las muestras estudiadas en el diagrama de clasificación de rocas con más del 10% de minerales carbonatados o calcosilicatados. Mica* incluye todos los componentes diferentes de cuarzo, feldespato y minerales carbonatados y calcosilicatados.



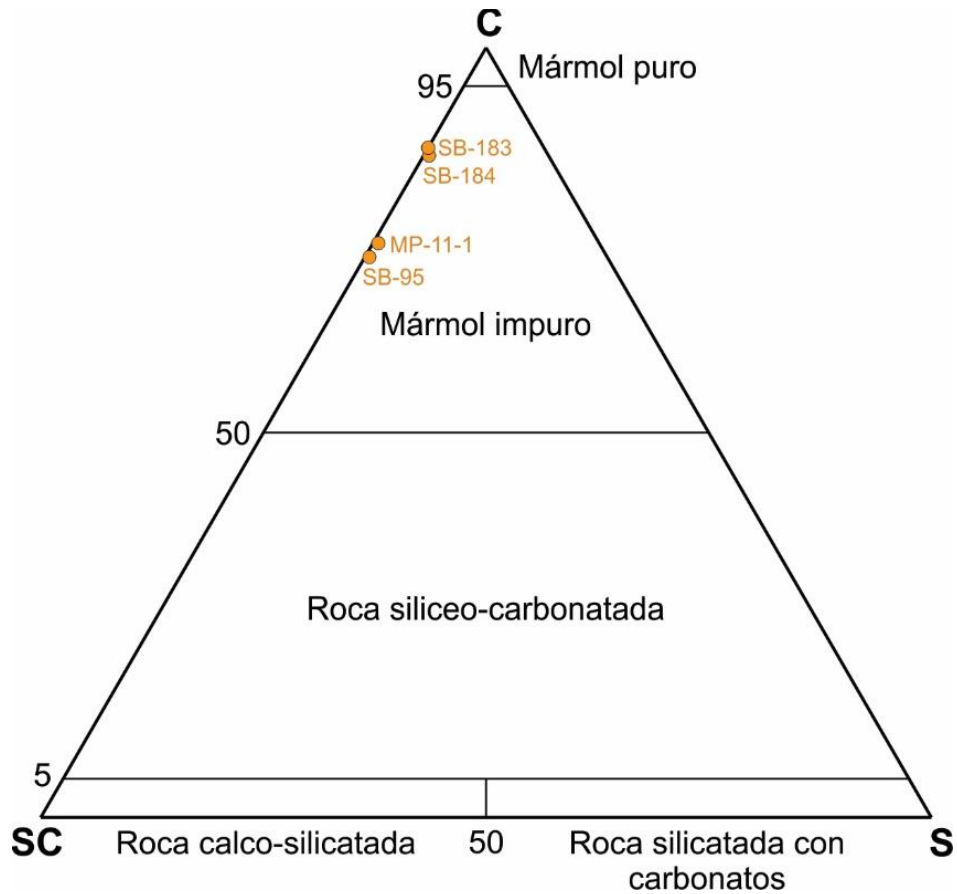
Fuente: modificado de ROBERTSON, S. BGS Rock Classification Scheme, Volume 2, Classification of metamorphic rocks. Research Report number RR 99-02. Nottingham: British Geological Survey, 1999. 26 p.

Figura 9. Diagrama de clasificación de rocas que contienen más del 50% de minerales carbonatados y calcosilicatados.



Fuente: modificado de ROBERTSON, S. BGS Rock Classification Scheme, Volume 2, Classification of metamorphic rocks. Research Report number RR 99-02. Nottingham: British Geological Survey, 1999. 26 p.

Figura 10. Disposición de las rocas en el diagrama de clasificación de rocas metacarbonatadas y afines. C: carbonatos; CS: silicatos ricos en calcio; S: silicatos pobres en calcio.



Fuente: modificado de ROSEN, Oleg; DESMONS, Jacqueline & FETTES, Douglas. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 7. Metacarbonate and related rocks. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks. [en línea]. 1 February 2007. [Consultado: 4 de diciembre de 2016]. Disponible en: https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_7.pdf

Tabla 5. Composición mineralógica de los diferentes litotipos estudiados.

Tipo composicional	Litotipo	Muestra	Composición mineral (%)												
			Ms	Qz	Cld	Chl	Gr	Pl	Rt	Tur	Zr	Cal	Tr	Opq	
Pelita	Filita cuarzo – moscovítica	MP-1-1	61	23			7					<1		9	
		MP-2-1	60	19			5	6		<1	<1			9	
		MP-3-1	52	25			9	6		<1	<1			7	
		MP-6-1	57	20			3	5		1				14	
		MP-7-1	66	17		1		2		<1	<1			13	
		SB-115	63	18			4	4		<1	<1			11	
	Filita cuarzo – moscovítica con cloritoide	MP-5-1	60	4	10		7				<1		2	17	
		MP-8-1	50	17	12		1.5	6		<1				13	
		SB-94	51	17	11	8	1	3	9	<1					
		SB-108	54	20	10	1.5	2	4			<1			8	
		SB-109	44	17	11	<1	13	2				3		10	
		SB-116	47	16	15	<1	7	1		<1	<1			13	
		SB-127	51	27	9			5			<1			8	
		SB-182	53	15	9	<1	10	2		<1				11	
		SB-185	54	19	12	3	1	2	9	<1					
		Filita moscovítica – cuarzosa con clorita	SB-179	25	31		29		4		<1				11
	SB-186		25	47		14		5		<1	<1			9	
	Semipelita	Filita moscovítica – cuarzosa	SB-122	30	53		1		9		<1			7	
Pelita calcárea	Filita calcárea	MP-4-1	41	2			35					13	9		
		SB-161	54	4	4	<1	18			<1		10	10		
Carbonatada	Mármol impuro	MP-11-1	17	4								75	<1	4	
		SB-95	9	15		<1						73	<1	2.5	
		SB-183	<1	10								88		2	
		SB-184	1	8								87	<1	4	

Tabla 6. Composición mineralógica de las rocas de falla

Roca de falla	Litotipo	Muestra	Composición mineral (%)															
			Matriz							Porfiroclastos								
			Qz	Ms	Pl	Chl	Ser	Cal	Gr	Total Matriz	Qz	Ms	Pl	Chl	Bt	Opq	Cal	Zr
Cohesiva	Milonita	SB-121	9					42	2	53%	2					3	42	47%
		SB-171	2					54	1	57%						2	41	43%
	Protomilonita	SB-93	23	13	3	3				42%	34	14	7	1		2		58%
		SB-124	16	10	1	2	8			37%	39	8	9	4	1	2		63%
	Protocataclasita	SB-113	24	8		5	1			38%	44	10	5	<1		2		<1

Tabla 7. Composición mineralógica de las rocas sedimentarias

Tipo de roca	Litotipo	Muestra	Composición mineral (%)				Bioclastos (%)
			Cal	Qz	Ms	Opq	
Sedimentaria	Bioesparita	SB-170	66	9	15	2	8
		SB-181	69	2		8	21

Los estudios petrográficos fueron complementados con análisis de difracción de rayos-X con el fin de precisar algunas fases minerales que, por su tamaño de grano tan fino, complicaba su diagnóstico en el microscopio de luz transmitida. Estos estudios se realizaron en el Laboratorio de Rayos X de la Universidad Industrial de Santander, Parque Tecnológico Guatiguará, y las condiciones del análisis se especifican... en la sección 5.3.2...

Es importante tener en cuenta que la técnica empleada es semicuantitativa, y los contenidos porcentuales pueden variar respecto a los definidos mediante conteo de puntos en sección delgada, utilizados para la clasificación de las rocas. Además, algunas fases cristalinas reportadas no fueron observadas en análisis petrográficos. Los resultados obtenidos para cada muestra y las observaciones e interpretaciones correspondientes se presentan más adelante como parte de la descripción de su litotipo correspondiente.

8.1 ROCAS METAPELÍTICAS

Las rocas metapelíticas son las más abundantes en la unidad Metasedimentitas de Silos. Incluyen filitas cuarzo – moscovíticas, filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide y filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita. Se distribuyen de forma homogénea en el área de estudio y se encuentran como niveles alternados de espesor variable y geometría tabular.

8.1.1 Filitas cuarzo – moscovíticas. Litotipo definido para las muestras (MP-1, MP-2, MP-3, MP-6, MP-7 y SB-115). Se encuentran sobre Loma Grande, en afloramientos de tonalidades grises que alcanzan los 50 m de longitud en un corte de carretera. En general, se presentan fracturadas y plegadas, y están expuestas a la meteorización y oxidación, generando cambios en las coloraciones superficiales.

Exhiben una dirección de foliación principal variable, registrándose los siguientes datos: N54°W/18°SW; N80°E/29°SE; N54°W/14°NE; y N20°W/20°NE (figura 11).

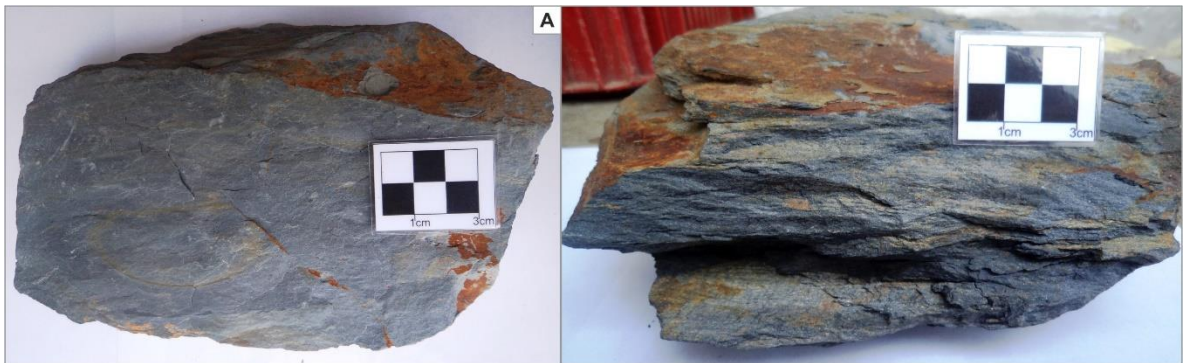
Son rocas de color gris claro a gris oscuro en superficies frescas y café amarillento a rojizo en sectores oxidados, con brillo sedoso y tamaño de grano muy fino. Se observan macizas con una dirección de foliación bien definida (figura 12). Mineralógicamente, se componen de moscovita como mineral principal, cuarzo y minerales opacos como minerales mayores, el grafito y la plagioclasa se encuentran como minerales mayores o menores, y ausentes para las muestras MP-7-1 y MP-1-1, respectivamente. La clorita se encuentra únicamente en la muestra MP-7-1, como mineral menor; y los minerales accesorios incluyen turmalina y circón.

Figura 11. Afloramiento de filitas cuarzo-moscovíticas. Estación MP-7.



Macroscópicamente, las rocas presentan fracturas concordantes y discordantes respecto a la foliación principal de la roca a las cuales se asocia oxidación y relleno de material arcilloso de color blanco amarillento. En algunas muestras se observan microplegamientos y crenulaciones incipientes, o delgadas venillas de cuarzo concordantes con la foliación S₁.

Figura 12. Características macroscópicas de las filitas cuarzo – moscovíticas. A: muestra MP-7-1; B: foliación en la muestra MP-3-1.



A nivel microscópico, la dirección de foliación principal S_1 es espaciada, compuesta por dominios de clivaje y microlitones delgados. Los dominios de clivaje son los predominantes y están definidos por la orientación preferencial de la moscovita, y los de microlitones por la presencia de cuarzo y plagioclasa, generalmente alargados. En algunas muestras S_1 se encuentra microplegada, e incluso, crenulada (en la muestra MP-6-1 se desarrollan estructuras S-C). Adicionalmente, se presenta sobrecrecimiento de cristales de moscovita y minerales opacos que cortan la dirección de foliación principal y tienden a orientarse en una misma dirección a bajo ángulo respecto a S_1 . Esta orientación preferencial de moscovita y opacos podría ser una incipiente S_2 . Se observan mecanismos de deformación a nivel intracrystalino como microplegamiento tipo kink en moscovita y extinción ondulante en cuarzo. La textura general de la roca es granolepidoblástica.

En la muestra MP-3-1 se conservan en muestra de mano estructuras sedimentarias de deformación en sedimentos inconsolidados, como laminación convoluta y slumps, donde se mezcla material pelítico y cuarzoso de colores gris oscuro y gris claro, respectivamente. Esto corresponde a la ocurrencia de bandas con mayor contenido de filosilicatos y bandas más ricas en cuarzo, con variaciones en el

tamaño de grano, intercaladas y replegadas de forma y continuidad irregular que se observan a nivel microscópico.

- Moscovita (52 – 66 %): Se presentan dos generaciones de moscovita.

Moscovita 1: Agregados minerales hojosos compuestos de individuos incoloros de hábito laminar alargado con colores de interferencia de segundo y tercer orden, relieve muy bajo y una dirección de exfoliación. Son cristales heteroblásticos con tamaños que varían de muy fino a fino (hasta 0,14 mm), subidioblásticos a idioblásticos y orientados en la dirección de foliación principal de la roca S_1 , formando bandas monominerálicas. Algunos cristales pueden encontrarse xenoblásticos. La moscovita 1 puede estar asociada en contacto neto a todos los minerales que componen la roca y su distribución es abundante y homogénea.

Moscovita 2: Se presenta como individuos homeoblásticos de tamaño fino (hasta 0,13 mm), subidioblásticos a idioblásticos que han sobrecrecido a la foliación principal de la roca S_1 , y cortan de forma discordante la moscovita 1. Tienden a orientarse en una dirección común a bajo ángulo respecto a S_1 y están asociados en contacto a neto a una segunda generación de minerales opacos, formando, posiblemente, una incipiente S_2 . Se observan micropliegues tipo kink y extinción ondulante en algunos cristales, producto de la deformación mecánica.

- Cuarzo (17 – 25 %): Se pueden encontrar dos generaciones de cuarzo.

Cuarzo 1: Individuos incoloros de bajo relieve y colores de interferencia grises de primer orden, xenoblásticos a subidioblásticos y heteroblásticos de tamaño muy fino a fino (hasta 0.12 mm). Presentan formas redondeadas a alargadas o sigmoidales en el sentido de la foliación principal S_1 , formando en ocasiones bandas monominerálicas. Está asociado estrechamente a la moscovita 1 en contacto neto, y en ocasiones a la primera generación de minerales opacos, la plagioclasa y el grafito. Algunos de los cristales de mayor tamaño presentan extinción ondulante.

Cuarzo 2: Se presenta en venas, como individuos anhedrales a subhedrales de tamaño fino generalmente homogéneo (hasta de 0,14 mm), alargados en el sentido de la foliación principal de la roca S_1 y con estructuras de deformación y recuperación. Algunos cristales se encuentran fuertemente fracturados y exhiben extinción ondulante o lamelas. Este tipo de cuarzo también se encuentra rellenando fracturas como agregados de tamaño de grano muy fino.

- Minerales opacos (7 – 13.5 %): se presentan dos generaciones de minerales opacos.

Minerales opacos 1: individuos heteroblásticos de hábito tabular alargado y tamaño fino (hasta 0.19 mm), subidioblásticos a idioblásticos, opacos y con colores de interferencia café oscuro a negro, aunque presentan sectores puntuales de colores de mayor orden. Algunos cristales se presentan xenoblásticos con formas irregulares, ligeramente redondeadas y cortas. Están asociados principalmente a la moscovita 1 y el cuarzo 1 en contacto neto, y en ocasiones a la plagioclasa. Se disponen paralelos a la foliación principal de la roca S_1 .

Minerales opacos 2: estos individuos se presentan sobrecrecidos a la foliación principal S_1 , cortándola de forma discordante con tendencia a orientarse principalmente en una dirección común a bajo ángulo respecto a S_1 , y están asociados a la moscovita 2 en contacto neto; otros se disponen al azar. En algunas ocasiones generan pequeñas sombras de presión asimétricas donde crecen cristales de moscovita paralelos al opaco. Su distribución en la roca es homogénea y abundante.

- Grafito (0 – 9 %): Se presenta como individuos aciculares negros, xenoblásticos y heteroblásticos, dispuestos principalmente de forma concordante con la foliación principal de la roca S_1 , aunque algunos se encuentran discordantes sin exhibir una orientación preferencial. Está asociado a la moscovita 1, el cuarzo 1 y los minerales opacos 1 en contacto neto.
- Plagioclasa (0 – 6 %): Individuos heteroblásticos, incoloros, de relieve bajo y colores de interferencia de primer orden, xenoblásticos a subidioblásticos y de tamaño fino. Generalmente se observan de mayor tamaño respecto al cuarzo 1, de formas granulares redondeadas a alargadas en el sentido de la foliación principal S , a veces sigmoidales. Está asociada en contacto neto al cuarzo 1 y a la moscovita 1, en ocasiones es posible encontrarla en contacto con los minerales opacos 1. Se presenta ligeramente alterada, con ocurrencia de sectores puntales de sericita, y deformada, exhibiendo extinción ondulante. Por lo general no se encuentra maclada, registrando únicamente un individuo con macla polisintética en la muestra MP-7-1. Su distribución en la roca es heterogénea y escasa.

Sericita: Agregados criptocristalinos de colores de interferencia de segundo y tercer orden presentes en cristales de plagioclasa como producto de alteración del mineral. Su ocurrencia es puntual y poco abundante.

- Clorita (0 – 1 %): se observa en la muestra MP-7-1 y ocurre en dos generaciones.

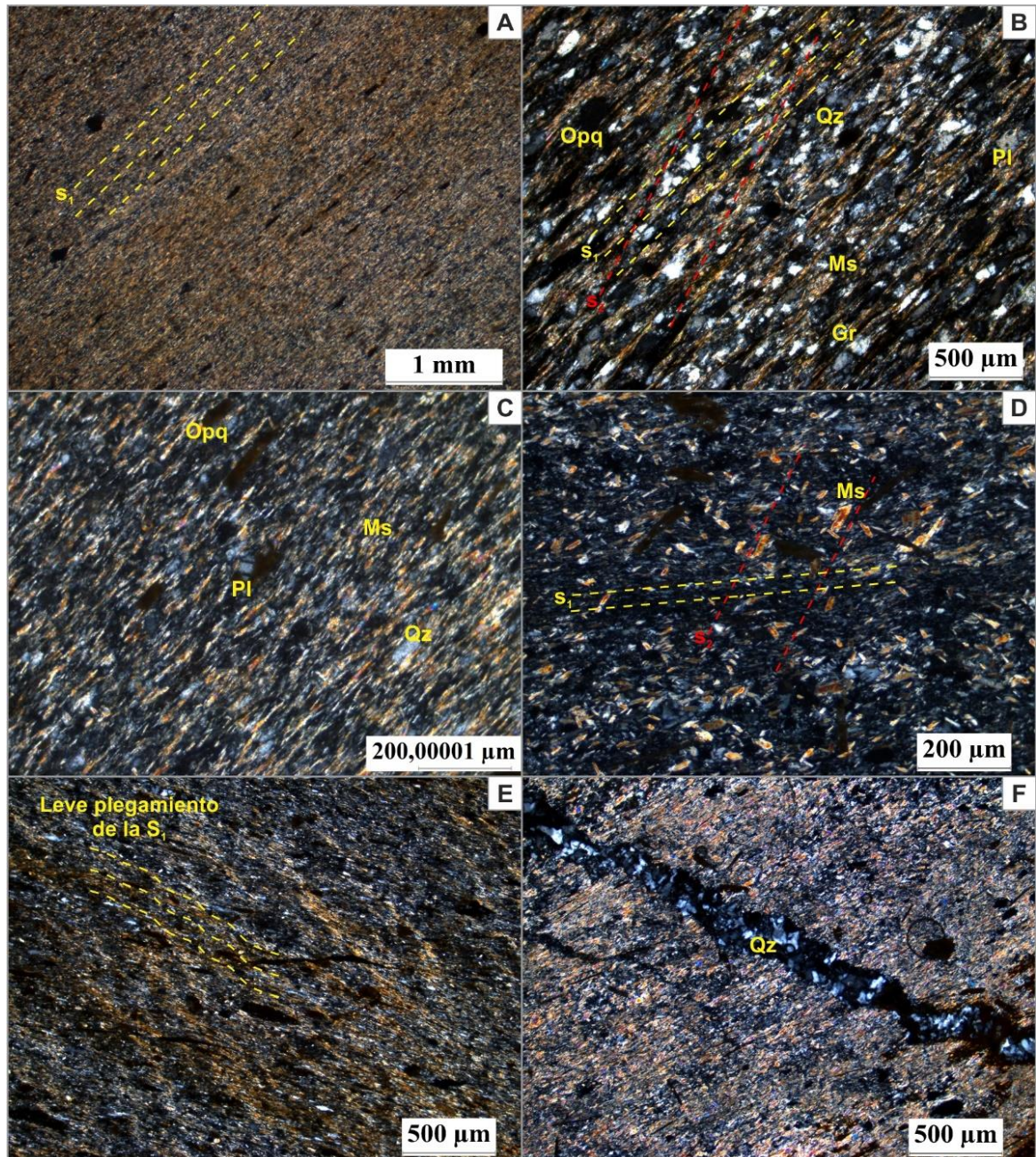
Clorita 1: Individuos de color verde claro, relieve bajo, y color de interferencia azul oscuro, de tamaño de grano muy fino y formas xenoblásticas a subidioblásticas cortas a alargadas. Se orientan concordantes con la foliación principal de la roca S_1 y pueden estar asociados a la moscovita 1, el cuarzo 1 o la primera generación de minerales opacos. Su distribución en la roca es heterogénea y muy escasa.

Clorita 2: Esta generación ha sobrecrecido la foliación S_1 y se orienta paralela a la incipiente S_2 , asociándose con cristales de moscovita 2 y la segunda generación de minerales opacos.

- Turmalina (0 – ≤ 1 %): Individuos de color verde amarillento, relieve moderado y colores de interferencia verdosos anaranjados a cafés amarillentos, subidioblásticos a idioblásticos, de tamaños muy finos a finos. Tienen hábito prismático y se encuentran secciones longitudinales y transversales. Su distribución es irregular y escasa, y no muestran ninguna orientación preferencial. Algunos cristales han sobrecrecido a la foliación principal S_1 , cortando la moscovita 1. Está asociada generalmente a la moscovita 1, y en ocasiones al cuarzo 1.

- Circón (0 – <1 %): Individuos incoloros de relieve alto y colores de interferencia de tercer orden, homeoblásticos de tamaño muy fino, xenoblásticos y de formas redondeadas sin orientación definida. Se presentan en contacto neto con la moscovita 1, el cuarzo 1 y los minerales opacos, aunque su abundancia y distribución en la roca es muy restringida.

Figura 13. Microfotografías de las filitas cuarzo – moscovíticas. A: textura granolepidoblástica fina típica de estas rocas con foliación S_1 , muestra MP-7-1; B: roca con mayor contenido de cuarzo y mayor tamaño de grano, mineralogía general (Ms + Qz + Pl + Opq + Gr), foliación S_1 e incipiente S_2 , muestra MP-3-1; C: plagioclasa con macla polisintética, muestra MP-7-1; moscovita sobrecrecida a S_1 forma una incipiente S_2 , muestra MP-2-1; leve microplegamiento de la foliación S_1 , muestra MP-6-1; cuarzo en fractura discordante a S_1 . Nicoles cruzados.



8.1.1.1 Difracción de rayos-X. Se analizaron dos muestras para este litotipo, la MP-1-1 y la SB-115, seleccionadas con base en su tamaño de grano.

- **MP-1-1.** Las principales fases cristalinas identificadas son cuarzo, moscovita y paragonita. También se reporta la presencia de óxido-hidróxido de potasio, flogopita, óxido de hierro y natrolita. En la tabla 8 se resumen las fases encontradas y la medición cuantitativa para cada una. El análisis comparativo del difractograma se muestra en la figura 14.

En sección delgada no se observaron micas coloreadas, lo cual podría indicar la ausencia de flogopita, o una variedad incolora en la muestra. Fases reportadas como óxido-hidróxido de potasio pueden corresponder a micas blancas. Por otra parte, la composición química de las rocas y el ambiente tectónico inferido descarta la presencia de natrolita, una zeolita sódica. Según García⁷² (2002), estos minerales están asociados a ambientes volcánicos o volcanoclásticos afectados por metamorfismo de bajo grado y contienen cantidades apreciables de calcio y sodio.

No se indica la presencia de illita, la cual tampoco se refleja en el difractograma donde está ausente el pico característico de la primera reflexión basal a una distancia interplanar de 10Å. Por último, las cantidades de sustancias amorfas no son tenidas en cuenta pues se considera que,

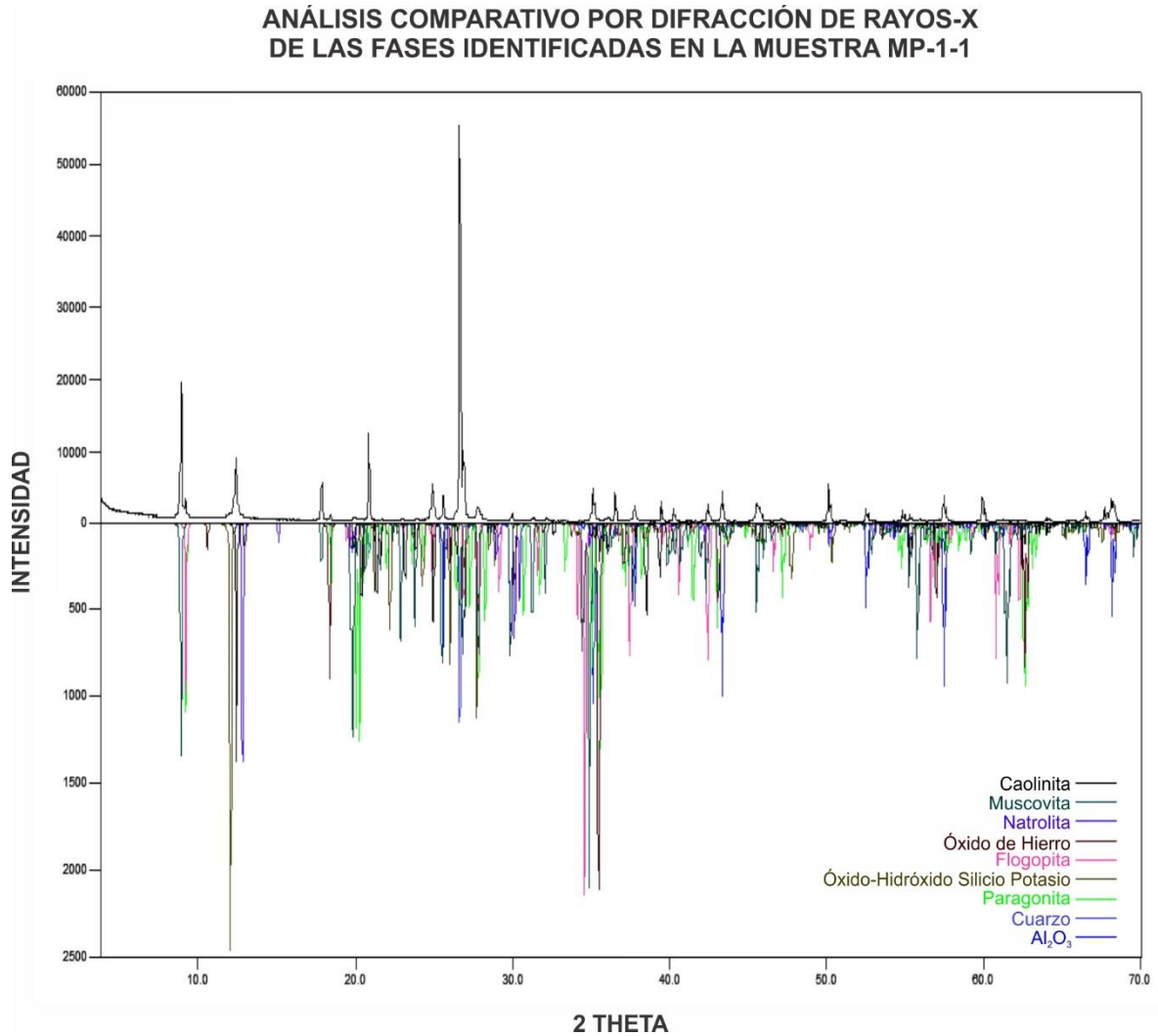
⁷² GARCÍA RAMÍREZ, Carlos Alberto. Facies de metamorfismo regional y de contacto. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, 2002. p. 13.

debido al grado de metamorfismo alcanzado por la roca, las fases que la componen son, en su totalidad, cristalinas.

Tabla 8. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra MP-1-1.

Fase cristalina	Nombre	Cuantitativo [%]
SiO_2	Cuarzo	51.5
$\text{NaAl}_2(\text{Al Si}_3 \text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Paragonita	4.9
$\text{K}_{1-9}(\text{OH})_2(\text{Si}_{12}\text{O}_{24})$	Óxido-hidróxido de silicio potasio	1.9
$\text{K}(\text{Mg}_{2-18}\text{Fe}_{0-82})(\text{Al}_{1-29}\text{Si}_{2-71}\text{O}_{10}((\text{OH})_{1-82} \text{F}_{0-18}))$	Flogopita	NC
Fe_3O_4	Óxido de hierro	NC
$\text{K}_{15-8}\text{Na}_{0-2}(\text{Al}_{16}\text{Si}_{24}\text{O}_{80})(\text{H}_2\text{O})_{16}$	Natrolita	NC
$(\text{K}_{0-94}\text{Na}_{0-03})(\text{Al}_{1-67}\text{Fe}_{0-34}\text{Mg}_{0-04})(\text{Si}_{3-26}\text{Al}_{0-74})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Moscovita	26.4
$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	Caolinita	8.7
Amorfos y otros		6.6
Total		100%

Figura 14. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra MP-1-1.



- **SB-115.** Para esta muestra se reporta la presencia de cuarzo, moscovita, paragonita, clinocloro, caolinita y rutilo. Los contenidos calculados se presentan en la tabla 9 y el análisis comparativo del difractograma en la figura 15.

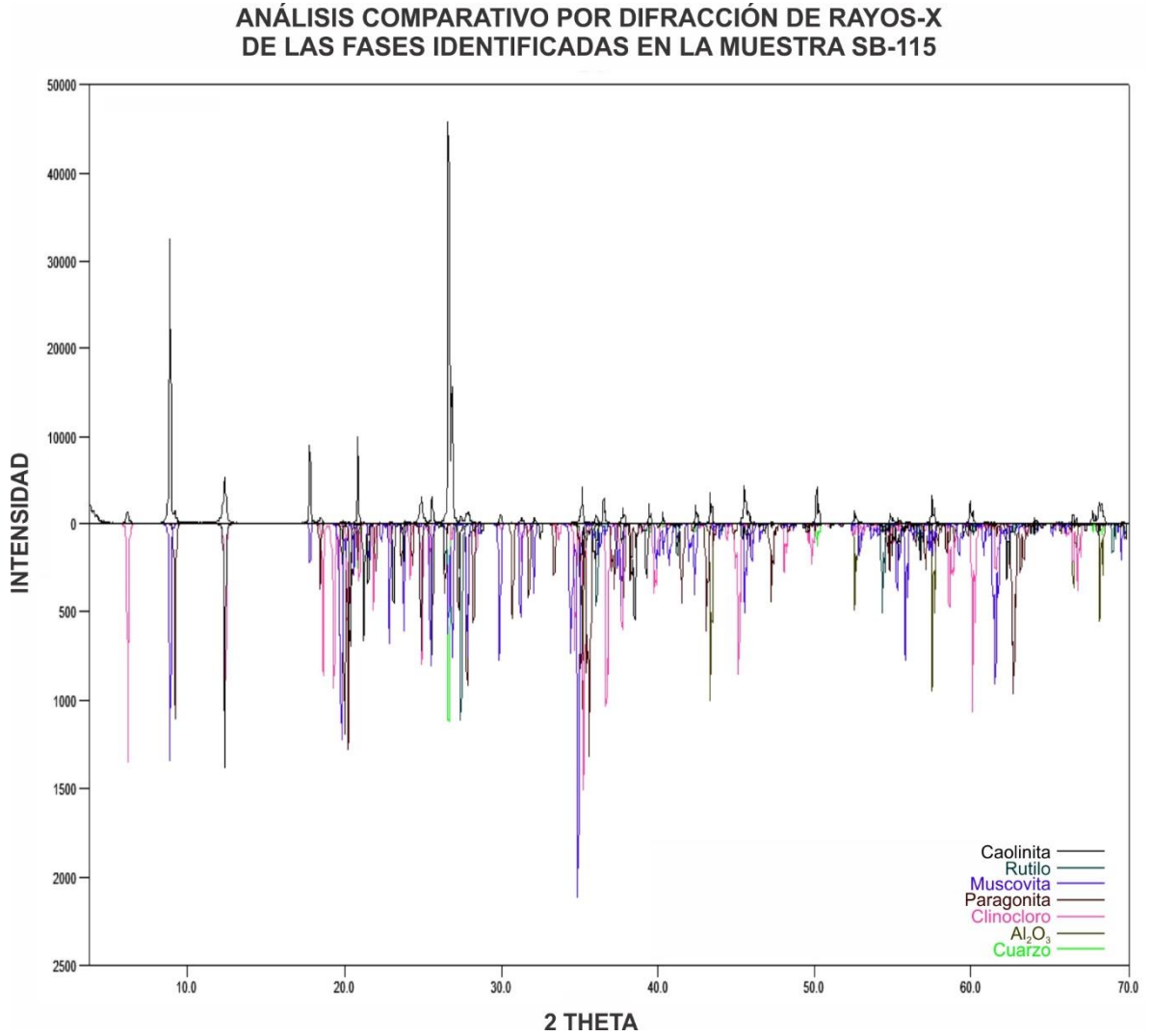
En general, las fases identificadas mediante difracción de rayos-X corresponden a las observadas en análisis petrográficos, a excepción del clinocloro y la caolinita. No se descarta la ocurrencia de clinocloro, el cual podría encontrarse en tamaños muy finos dificultando su identificación petrográfica. Para la caolinita, aunque es posible que se presente en la roca, se considera que su abundancia sería menor a la registrada.

Igualmente a lo descrito para la muestra MP-1-1, no se reporta illita y no se observa su pico característico a 10Å en el difractograma. Los contenidos de sustancias amorfas fueron descartados debido a que se considera que la roca está compuesta completamente de fases cristalinas.

Tabla 9. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra SB-115.

Fase cristalina	Nombre	Cuantitativo [%]
SiO ₂	Cuarzo	47.2
(Mg ₁₁₋₁₂₆ Fe ₀₋₈₇₄)(Si ₅₋₁₁₆ Al ₂₋₈₈₄) O ₂₀ (OH) ₁₆	Clinocloro	7
NaAl ₂ (Al Si ₃ O ₁₀)(OH) ₂	Paragonita	7.6
(K ₀₋₉₄ Na ₀₋₀₃)(Al ₁₋₆₇ Fe ₀₋₃₄ Mg ₀₋₀₄) (Si ₃₋₂₆ Al ₀₋₇₄)O ₁₀ (OH) ₂	Moscovita	22.4
TiO ₂	Rutilo	1.3
Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	Caolinita	5.9
Amorfos y otros		8.6
Total		100%

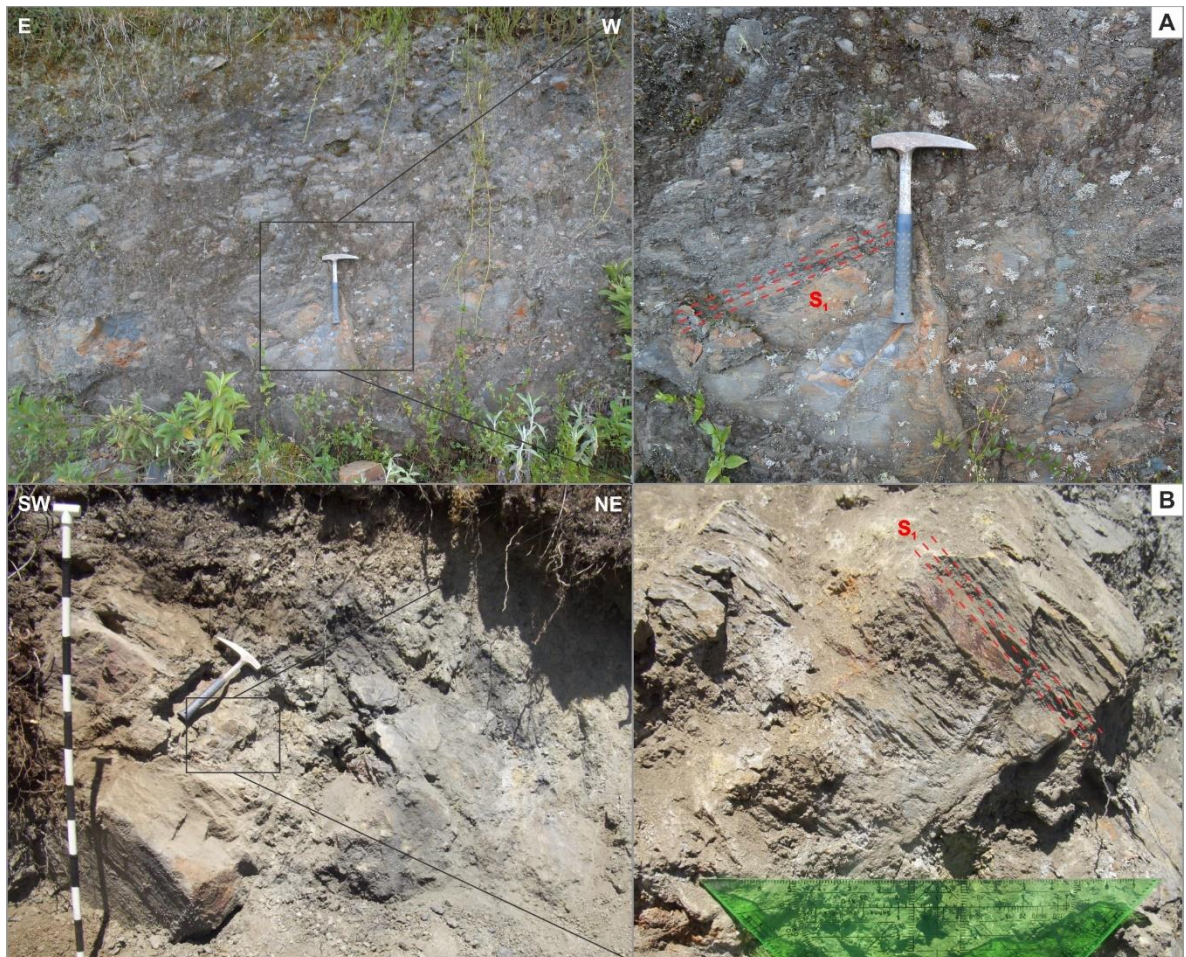
Figura 15. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra SB-115.



8.1.2 Filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. Esta variedad litológica se definió para las muestras MP-5-1, MP-8-1, SB-94, SB-108, SB-109, SB-116, SB-127, SB-182 Y SB-185. Se localizan en toda la unidad metasedimentaria en afloramientos de dimensiones variables y coloración gris clara a oscura y amarillenta. Además, están afectadas por procesos de meteorización y oxidación superficial, generando coloraciones café rojizas en algunos sectores. El grado de

fracturamiento de las rocas varía de bajo a alto, encontrándose en ocasiones bloques removidos, lo cual dificulta la toma de datos estructurales que reflejen de forma confiable la dirección de foliación de las rocas. En afloramientos donde se observaba una continuidad y homogeneidad de la foliación, no afectada por el movimiento de los bloques, se registran los siguientes datos: $S4^{\circ}E/90^{\circ}$; $N30^{\circ}W/26^{\circ}NE$, $N80^{\circ}E/43^{\circ}SE$ y $S35^{\circ}W/29^{\circ}SE$. Las rocas ocurren en niveles de espesores variables intercaladas con niveles de filitas cuarzo – moscovíticas, filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita y, posiblemente, filitas moscovíticas – cuarzosas. La estratificación es preservada.

Figura 16. Afloramientos de filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. A: estación MP-5. B: estación G3-1 (muestra SB-108) del grupo 3 de campo I, primer semestre de semestre 2015.



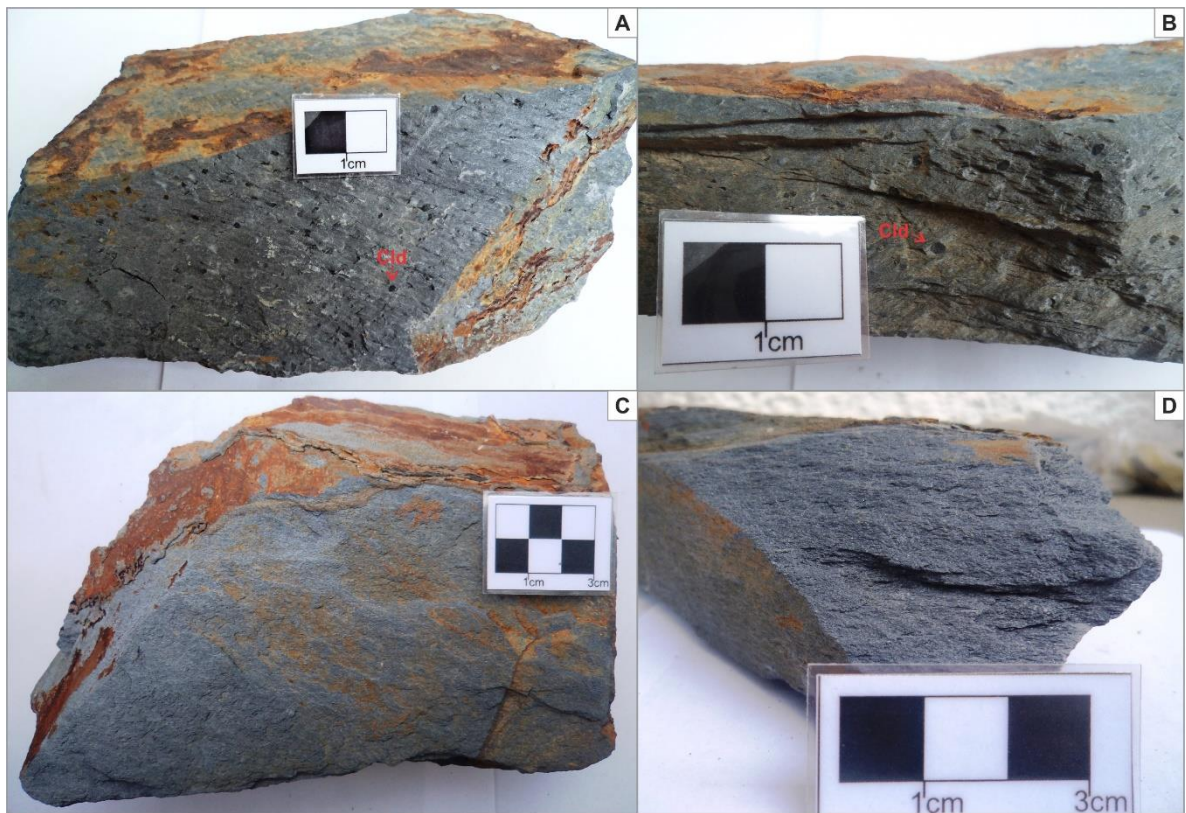
Las rocas son de color gris oscuro a gris claro, con algunos sectores café amarillentos o rojizos producto de la oxidación superficial. Tienen brillo sedoso y tamaño de grano muy fino a fino. Se observan bien compactadas y con una dirección de foliación bien definida. Mineralógicamente, están compuestas de moscovita como mineral principal o mayor; cuarzo, cloritoide y minerales opacos como minerales mayores; clorita, grafito y plagioclasa como minerales mayores o menores, en incluso ausentes para algunas muestras, y turmalina o circón como accesorios. En las muestras MP-5-1 y SB-109 también se encuentran minerales carbonatados en cantidades menores. Adicionalmente, los minerales opacos de la SB-94 y SB-185 fueron identificados como rutilo.

A nivel macroscópico, se encuentran porfidoblastos de cloritoide de hábito tabular alargado y color verde oscuro a negro que pueden alcanzar hasta más de 2 mm de longitud. Sin embargo, en las muestras MP-5-1 y SB-182 estos minerales no se distinguen en muestra de mano debido a su tamaño de grano. Es común la presencia de fracturas concordantes y discordantes a la foliación, rellenas en ocasiones de material arcilloso blanco amarillento y a las que se asocia oxidación, lo cual genera superficies café rojizas. Adicionalmente, en las muestras MP-5-1 y SB-94, se observan estructuras sedimentarias de deformación en sedimentos inconsolidados heredadas como laminación convoluta y slumps, donde se mezcla un material pelítico, de color gris oscuro, con otro más cuarzoso de color gris claro.

Microscópicamente, las rocas presentan una foliación espaciada S_1 , conformada por dominios de clivaje y de microlitones, definidos por la orientación de la moscovita y el cuarzo y la plagioclasa, respectivamente. Sin embargo, en la muestra MP-5-1 donde el contenido de cuarzo es muy bajo, la foliación es por lo general continua. Sobreimpuesto a la S_1 se presenta un sobrecrecimiento de cristales de moscovita y minerales opacos, generalmente con mejor desarrollo del idiomorfismo, que tienden

a orientarse en una dirección a bajo ángulo respecto a S_1 , generando una incipiente S_2 . Los porfidoblastos de cloritoide son de carácter pre-, sin- y postectónico. El primero se evidencia en una fuerte deflexión de la S_1 alrededor del porfidoblasto. Por el contrario, los cristales postectónicos cortan por completo esta foliación y no muestran una orientación preferencial, mientras que los individuos sintectónicos se ubican de forma paralela a S_1 . Asociado a cristales de cloritoide y minerales opacos, en ocasiones desarrollan flecos de presión donde se encuentra cuarzo, minerales carbonatados, moscovita o clorita de hábito fibroso, los cuales se extienden paralelos a S_1 .

Figura 17. Características macroscópicas de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. A y B: muestra MP-8-1 con porfidoblastos de cloritoide; C y D: muestra MP-5-1 donde el cloritoide es muy fino.



La textura es por lo general porfidoblástica en matriz granolepidoblástica; sin embargo, en las muestras MP-5-1 y SB-182, la textura es granolepidoblástica debido a que el cloritoide no se presenta como porfidoblasto. También es posible encontrar localmente, en algunas muestras, una textura poiquiloblástica, representada por inclusiones de cuarzo en porfidoblastos de cloritoide; o reaccional, en el reemplazamiento del cloritoide por clorita.

Adicionalmente, se observan fracturas de muy poco espesor que cortan la foliación principal de la roca de forma concordante o discordante, las cuales, en ocasiones, evidencian un desplazamiento sinistral o dextral. En la muestra MP-5-1 se encuentra una fractura rellena de minerales carbonatados, discordante respecto a S_1 , que se desarrolla en tramos separados por estructuras sigmoides igualmente rellenas, las cuales evidencian un cizallamiento sinistral. También se observa deformación intracristalina, como extinción ondulante en cuarzo y kinking en moscovita; y microplegamientos de la S_1 , lo cual en ocasiones genera crenulaciones y estructuras S-C.

Localmente, en la muestra SB-94, los dominios de clivaje y microlitones varían en espesor y geometría y llegan a ser lenticulares o completamente irregulares, lo cual podría corresponder con las estructuras sedimentarias heredadas de laminación convoluta y slumps observadas a nivel macroscópico.

- Moscovita (44 – 60 %): Se presentan dos generaciones de moscovita.

Moscovita 1: agregados hojosos incoloros compuestos de cristales laminares de relieve bajo y colores de interferencia de segundo orden, subidioblásticos con

extremos irregulares a idioblásticos de tamaño de grano muy fino a fino. Forman bandas de filosilicatos que conforman dominios de clivaje y definen la foliación principal de la roca S_1 . Se encuentran estrechamente asociadas al cuarzo 1 y los minerales opacos 1. También pueden estar en contacto con los demás minerales presentes en la roca. Su distribución es homogénea y abundante, definiendo la textura predominantemente lepidoblástica de estas rocas.

Moscovita 2: este tipo de moscovita se presenta como cristales subidioblásticos a idioblásticos sobrecrecidos a S_1 , los cuales tienden a orientarse en una dirección a bajo ángulo respecto a la foliación principal de la roca formando una incipiente S_2 . Sin embargo, muchos otros individuos no muestran una orientación preferencial. Está asociada a la segunda generación de minerales opacos. También se incluye aquí la moscovita hojosa o fibrosa que se encuentra en sombras o flecos de presión, respectivamente, asociados a los minerales opacos. Allí puede estar en contacto con el cuarzo 2 y la clorita 2.

- Cuarzo (15 – 27 %): Se presentan dos generaciones de cuarzo. En la muestra MP-5-1 el contenido es de 4 %.

Cuarzo 1: ocurre como individuos incoloros de relieve muy bajo y colores de interferencia grises de primer orden. Tiene formas xenoblásticas que tienden a elongarse de forma concordante con respecto a S_1 y son de tamaño muy fino a fino. Conforman los dominios de microlitones y están estrechamente asociados a la moscovita 1. También puede encontrarse en contacto neto con los minerales opacos, la clorita, la plagioclasa y el cloritoide. En los cristales de mayor tamaño pueden presentarse estructuras de deformación como extinción ondulante y lamelas, y de recuperación como las evidencias de recristalización. En este tipo

de cuarzo se incluyen los cristales que ocurren como inclusiones en porfidoblastos de cloritoide, teniendo en cuenta que el desarrollo estructural no permite definir si se trata de una generación de cuarzo anterior.

Cuarzo 2: corresponde al cuarzo en venas y fracturas de origen hidrotermal. Estos cristales son anhedrales, de tamaños muy variables y muy limpios. Por lo general no se encuentran, aunque en algunas venas están alargados en la dirección de la vena o paralelos a S_1 . También se incluye el cuarzo fibroso que se forma en flecos de presión de la segunda generación de minerales opacos, el cual se extiende de forma recta y paralela con la dirección de foliación principal de la roca.

- Cloritoide (9 – 15 %): este mineral se presenta generalmente como porfidoblastos, lo cual resulta en la textura porfidoblástica característica de estas rocas. Sin embargo, en las muestras MP-5-1 y SB-182 su tamaño de grano es fino.

Los porfidoblastos ocurren como individuos incoloros de relieve alto y colores de interferencia verdes grisáceos. El grado de idiomorfismo varía de xenoblásticos a idioblásticos, su hábito es tabular alargado y alcanzan el rango de tamaño medio, con longitudes hasta de 2,3 mm. Algunos porfidoblastos contienen inclusiones de cuarzo y/o grafito, y presentan la zonación típica en reloj de arena; sin embargo, también existen individuos sin dicha zonación. También se encuentran maclados, con maclas simples, polisintéticas y lamelares. En cuanto al carácter tectónico de los porfidoblastos, pueden presentarse pre-, sin- o postectónicos respecto a la foliación principal de la roca S_1 . Algunos cristales en la muestra SB-108 se identificaron como de carácter postectónico respecto a S_1

y pretectónico respecto a S_2 . Las inclusiones de cuarzo en algunos porfidoblastos pretectónicos permiten identificar un crecimiento continuo y prolongado, el cual inició en un momento anterior a S_1 pero continuó cuando esta foliación se estaba desarrollando. Adicionalmente algunos se presentan fuertemente fracturados y, hacia el Sur de la zona de estudio, cloritizados. Aunque no es posible establecer una relación entre el idiomorfismo y el carácter tectónico del cloritoide, la mayoría de cristales xenoblásticos ocurren pretectónicos a S_1 .

Clorita: agregados fibrosos que reemplazan el cloritoide como producto de su alteración. Son verdosos con colores de interferencia azules oscuros y pueden llegar a reemplazar una buena parte del mineral. Generalmente, se observa en la muestra SB-185, en el extremo sur del área de estudio, aunque en otras rocas también se encuentra rellenando las fracturas.

El cloritoide de tamaño fino se presenta como individuos incoloros de relieve alto y colores de interferencia verdes claros amarillentos. Son subidioblásticos a idioblásticos de hábito tabular alargado y tamaño fino, hasta 0,3 mm de longitud. Estos cristales no se presentan zonados ni con inclusión alguna. A pesar de su tamaño, fue posible determinar la ocurrencia de cloritoides pre-, sin- y postectónicos respecto a S_1 . No se observan fracturados ni alterados.

- Grafito (0 – 13 %): el grafito ocurre como individuos aciculares negros que se disponen paralelos a la dirección de foliación principal de la roca. También puede encontrarse como agregados xenoblásticos en rocas donde su contenido es mayor, como en la SB-109 o la MP-5-1. Está ausente en la muestra SB-127. Por

lo general se distribuye alrededor de toda la roca y es posible encontrar individuos dispuestos en direcciones variables.

- **Minerales opacos (8 – 13 %):** se presentan dos generaciones.

Minerales opacos 1: individuos subidioblásticos a idioblásticos de hábito tabular alargado y tamaño muy fino a fino, los cuales se orientan de forma concordante a S_1 . Presentan colores de interferencia cafés oscuros a negros con sectores puntuales de colores de mayor orden. Están asociados en contacto neto con la moscovita 1, el cuarzo 1, el cloritoide y la clorita y se distribuyen de forma abundante y homogénea en todas las rocas. Hacia el sur del área de estudio, los minerales opacos presentan texturas reaccionales, las cuales generan sectores incoloros sobre el borde del mineral, evidenciando procesos de reemplazamiento.

Minerales opacos: estos individuos se encuentran cortando a S_1 en direcciones variables. Han sobrecrecido esta foliación y tienden a orientarse a bajo ángulo respecto a esta, formando una incipiente S_2 junto con la moscovita 2. Adicionalmente, es común que desarrollen flecos de presión donde se forma cuarzo, clorita, moscovita o calcita fibrosa, los cuales se extienden paralelos a S_1 desde los bordes de mayor longitud del opaco.

- **Rutilo (9 %):** los minerales opacos fueron identificados como rutilo mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) en las muestras SB-94 y SB-185. Los cristales analizados presentaban características ópticas diferentes. Pueden presentarse como minerales opacos, como los descritos anteriormente, o como

cristales incoloros de relieve muy alto y colores de interferencia de segundo y tercer orden, xenoblásticos y completamente irregulares de tamaños muy variables. Algunos de los individuos opacos presentan texturas reaccionales con bordes o sectores incoloros sobre los cristales. Debido a la similitud entre los minerales opacos presentes en la mayoría de las rocas y los que fueron definidos como rutilo, se podría pensar que todos los opacos corresponden a esta misma fase mineral.

- Clorita (0 – 8 %): de la clorita también se presentan dos generaciones.

Clorita 1: individuos verdosos con colores de interferencia azules oscuros a café amarillentos anómalos, de tamaños finos a muy finos y formas xenoblásticas fibrosas a sigmoidales que se encuentran asociados a la foliación principal de la roca S_1 . Están asociados en contacto neto con la moscovita 1, el cuarzo 1, el cloritoide e incluso los minerales opacos. Sin embargo, su distribución varía de irregular a homogénea e incluso ausente. Este mineral no se presenta en las muestras MP-5-1, MP-8-1 y SB-127, y en otras es muy escaso.

Clorita 2: corresponde a la clorita fibrosa que crece en las sombras o flecos de presión de la segunda generación de minerales opacos y que se extiende paralela a S_1 . En estas estructuras puede estar asociada a la moscovita 2, el cuarzo 2 y la calcita 2.

- Plagioclasa (0 – 6 %): ausente en la muestra MP-5-1, donde el tamaño de grano general de la roca es muy fino en comparación con las demás rocas que pertenecen a este litotipo. Se encuentra como cristales xenoblásticos,

heteroblásticos, generalmente alargados en el sentido de la foliación principal de la roca, incoloros, de bajo relieve y colores de interferencia grises de primer orden. No presentan ningún tipo de maclado y su tamaño es fino. Se observa ligeramente alterada a sericita en sectores puntuales localizados de los cristales, en los cuales se observan colores de interferencia de mayor orden. Se distribuye de forma irregular y es poco abundante. Generalmente, está en contacto neto con el cuarzo 1 y la moscovita 1.

Sericita: producto de alteración de la plagioclasa. Se encuentra como agregados de cristales ultrafinos con colores de interferencia de segundo y tercer orden. Su ocurrencia es puntual y muy poco abundante.

- Calcita (2 – 3 %): se encontró únicamente en las muestras MP-5-1 y SB-109. Ocurren dos generaciones.

Calcita 1: presente como agregados incoloros fibrosos de colores de interferencia anómalos que se encuentran orientados en la dirección de foliación principal de la roca. Son xenoblásticos, de tamaño fino y están asociados estrechamente a la moscovita 1. Su distribución en la roca es heterogénea y poco abundante.

Calcita 2: este tipo se encuentra asociado a flecos de presión de la segunda generación de minerales opacos. Es fibrosa y se extiende desde el borde más largo del opaco hacia la roca encajante, paralela a la foliación S_1 . Allí puede encontrarse asociada a la moscovita 2, la clorita 2 o el cuarzo 2.

- Turmalina (<1 %): se presentan individuos de color verde claro amarillento y relieve moderado con color de interferencia verde a café. Son subidioblásticos a idioblásticos de hábito prismático y tamaño muy fino, los cuales se pueden encontrar como cortes longitudinales o transversales, donde los últimos tienen geometría hexagonal. No tienen una orientación definida y pueden estar en contacto neto con la moscovita 1 o el cuarzo 1. Su distribución es muy irregular y escasa, y está ausente en las muestras SB-108, SB-109 y SB-127.

- Circón (<1 %): Este mineral se observó únicamente en las muestras SB-108, SB-116 y SB-127. Ocurre como cristales subidioblásticos a xenoblásticos ligeramente redondeados o de formas triangulares, incoloros, de relieve muy alto, colores de interferencia azules, fucsias, amarillos y verdes de tercer orden, y tamaño fino. Está asociado generalmente a la moscovita 1 y su aparición es muy esporádica.

Figura 18. Microfotografías de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide donde este mineral ocurre como porfidoblasto. A: Cld pre- y sintectónico respecto a S_1 . B: Cld sintectónico a S_1 y bandas irregulares de mineralogía y granulometría diferente que representan las estructuras sedimentarias heredadas; C: Cld postectónico respecto a S_1 ; D: matriz de Ms + Qz + Chl + Opq; E: foliación S_1 e incipiente S_2 ; F: Cld cloritizado y rutilo. A-D: muestra SB-94; E y F: muestra SB-185. A: nicoles paralelos; B-F: nicoles cruzados.

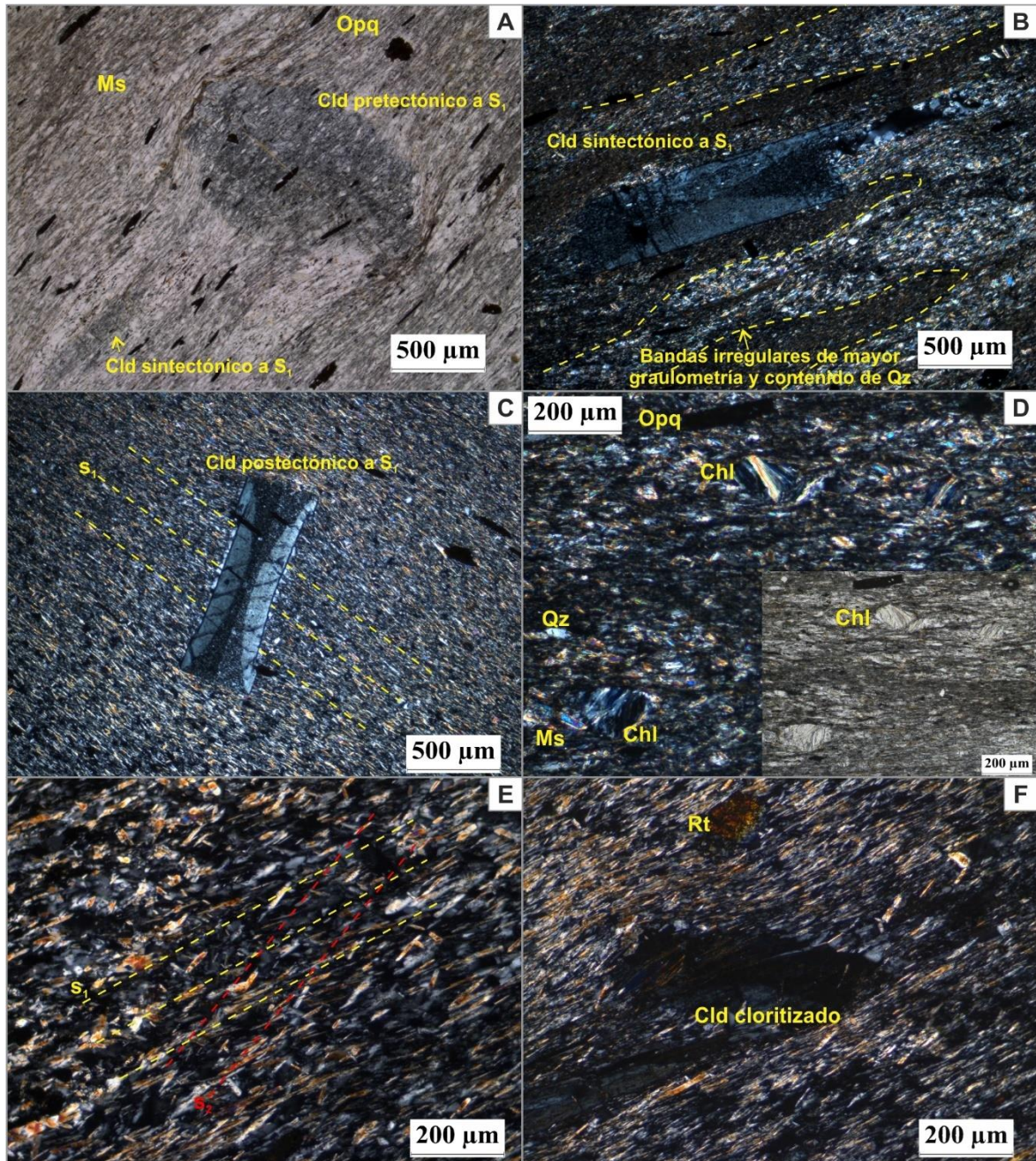
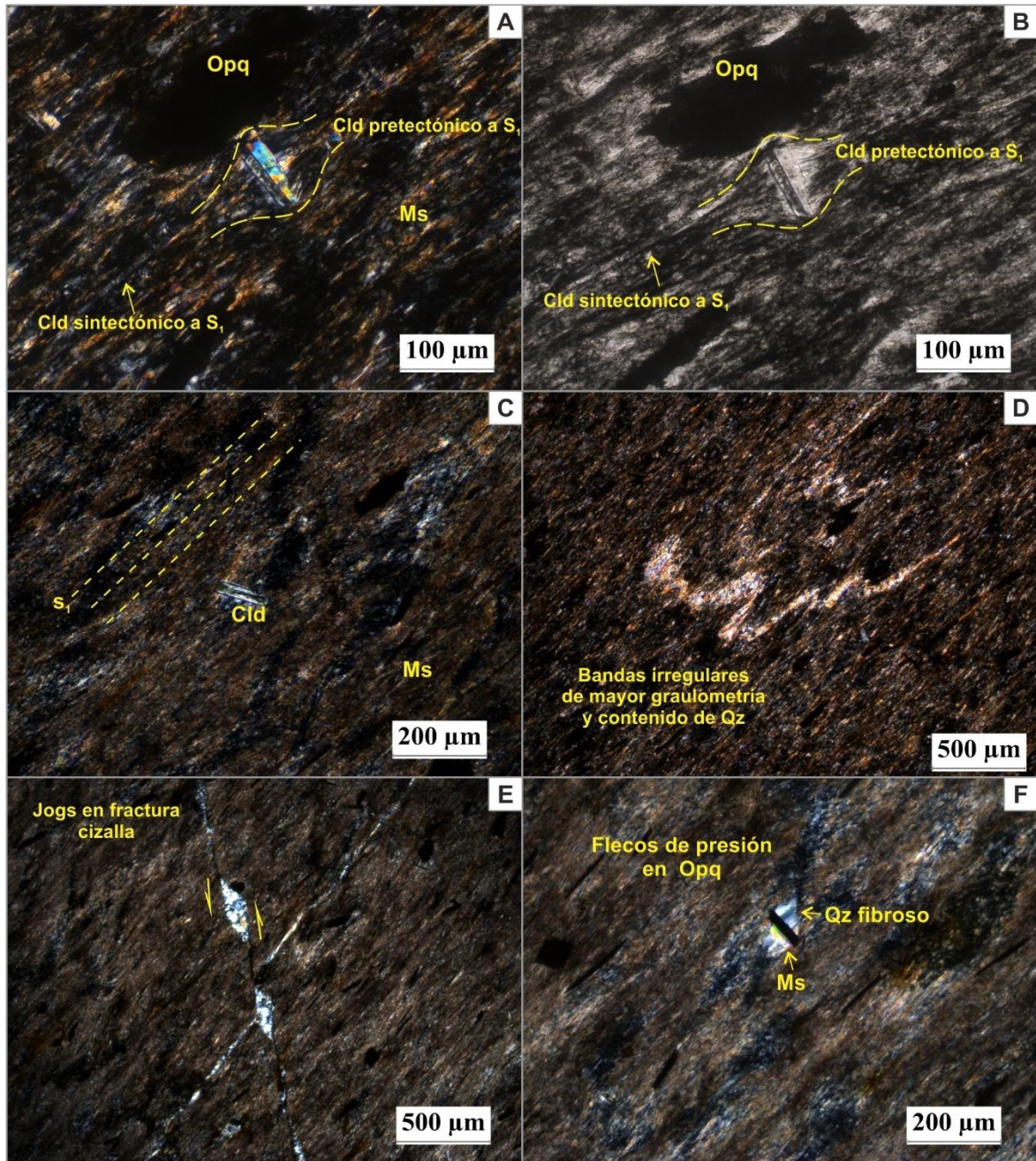


Figura 19. Microfotografías de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide donde este mineral ocurre en tamaño fino. A y B: Cld pre- y sintectónico respecto a S_1 ; C: Cld postectónico a S_1 , textura general granolepidoblástica; D: bandas irregulares de mineralogía y granulometría diferente, posiblemente corresponden a las estructuras sedimentarias heredadas; E: jog en fractura relleno de carbonatos, evidencia de cizalla; F: flecos de presión en mineral opaco con crecimiento de cuarzo fibroso paralelos a S_1 y moscovita hojosa paralela al opaco. A, B y D: muestra SB-182; C, E y F: muestra MP-5-1. Nicoles cruzados (B: nicoles paralelos).



8.1.2.1 Difracción de rayos-X. Para este litotipo se analizó la muestra SB-182, debido su granulometría y la presencia del cloritoide como cristales de tamaño muy fino. Las fases minerales reportadas corresponden a cuarzo, clorita, moscovita, paragonita, óxido de hierro, chabazita (Na) y óxido – hidróxido de silicio potasio; su medición cuantitativa se presenta en la tabla 10 y el difractograma en la figura 20.

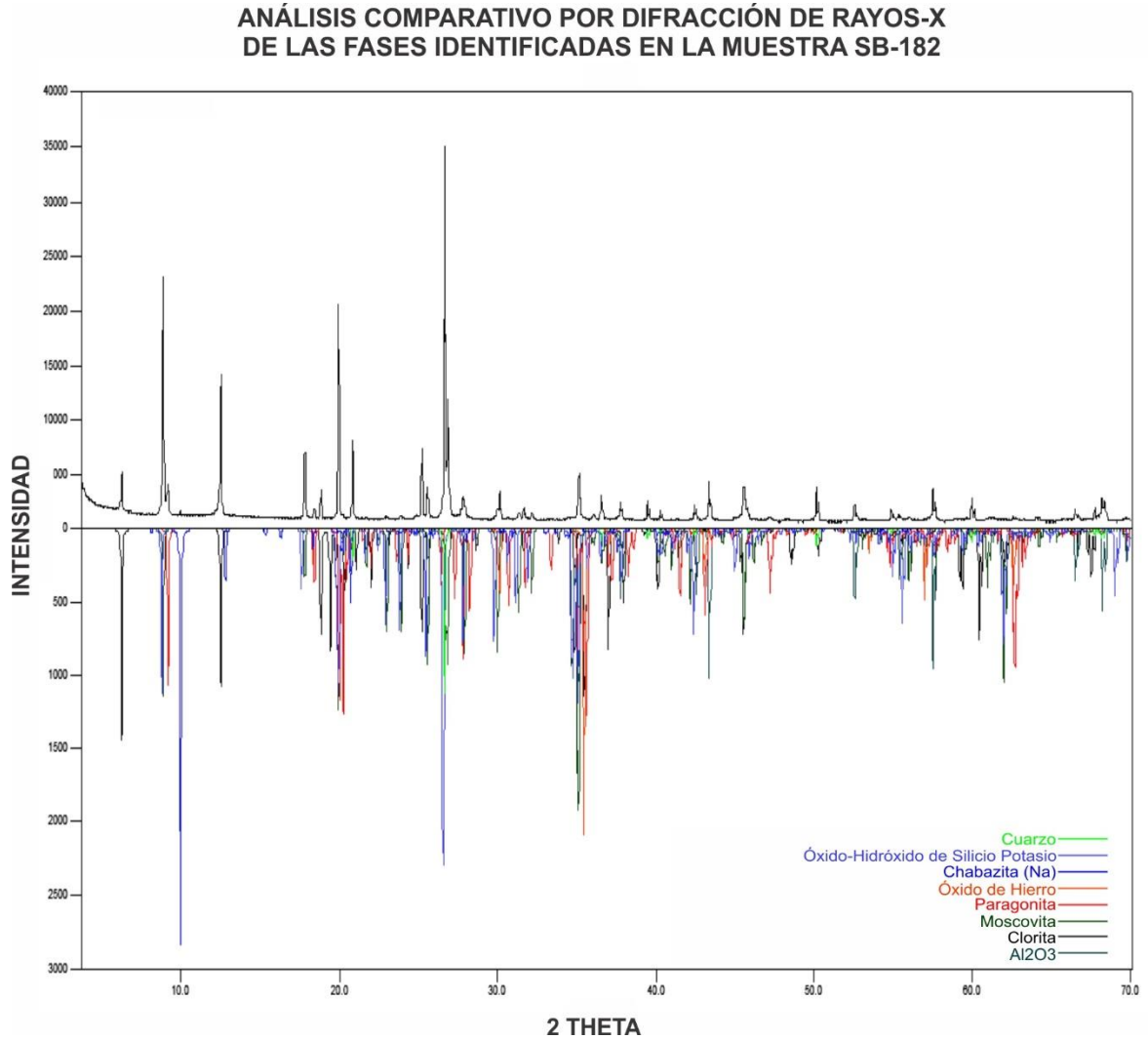
La mayoría de los minerales definidos mediante esta técnica corresponden con los encontrados bajo el microscopio de luz transmitida. Sin embargo, la cantidad de clorita reportada no concuerda con la observada y se considera que parte de este contenido representa la presencia de cloritoide, no identificado mediante esta técnica. La fase de óxido – hidróxido de siliciopotasio puede corresponder con micas blancas, como se describió para otras muestras analizadas. Por otra parte, el óxido de hierro puede estar reflejo de los procesos de oxidación que afectan la roca y de los minerales opacos presentes. Respecto a la chabazita de Na, por ser un mineral del grupo de las zeolitas y teniendo en cuenta que su ambiente de formación difiere del ambiente inferido para este tipo de rocas, no se considera que haga parte de su mineralogía.

Adicionalmente, igual que para las muestras MP-1-1 y SB-115, no se reporta la presencia de illita ni se observa su pico característico a 10\AA en el difractograma, indicando que posiblemente las condiciones de metamorfismo superaron su rango de estabilidad. Las cantidades de sustancias amorfas no son tenidas en cuenta pues se considera que las fases que la componen son en su totalidad cristalinas.

Tabla 10. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra SB-182.

Fase cristalina	Nombre	Cuantitativo [%]
SiO_2	Cuarzo	31,8
$(\text{Mg}_{11-06}\text{Fe}_{0.94})((\text{Si}_{5-22}\text{Al}_{2-78})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16})$	Clorita	10,02
$(\text{K}_{0-92}\text{Na}_{0-08})(\text{Al}_{1-78}\text{Fe}_{0-12}\text{Mg}_{0-06})$ $(\text{Si}_{3-18}\text{Al}_{0-82})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Moscovita	18,7
$\text{NaAl}_2(\text{Al Si}_3 \text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Paragonita	10,3
Fe_3O_4	Óxido de hierro	NC
$\text{Na}_{15-56} \text{Al}_{15-2} \text{Si}_{32-8} \text{O}_{96}$	Chabazita (Na)	NC
$\text{K Al}_{2-9} \text{Si}_{3-1} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$	Óxido-hidróxido de silicio potasio	NC
Amorfos y otros		29
Total		100%

Figura 20. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra SB-182.



8.1.3 Filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita. Las muestras definidas para este litotipo son la SB-179 y la SB-186. Se encuentran en la zona central y sur de la unidad Metasedimentitas de Silos en afloramientos de hasta 4 m de altura y 10 m de longitud de coloración gris clara a oscura y algunos sectores amarillentos debido a la oxidación. Las rocas se presentan en niveles de espesores variables, que preservan la estratificación, a veces intercalados con filitas cuarzo – moscovíticas

con cloritoide, como sucede para las muestras SB-185 y SB-186. Adicionalmente, se presentan familias de diaclasas, lo que evidencia procesos tectónicos sobreimpuestos.

Las rocas son de color gris oscuro plateado con brillo sedoso a perlado y tamaño de grano fino a muy fino. Se encuentran macizas y con una dirección de foliación bien definida. Sobre algunas superficies ocurre oxidación, desarrollando colores café rojizos. Están compuestas principalmente de moscovita, cuarzo y clorita. Adicionalmente, presentan minerales opacos como minerales mayores, plagioclasa como mineral menor o mayor y turmalina y circón como accesorios. La dirección principal de la foliación es cortada de forma discordante y concordante por fracturas irregulares y delgadas.

En la muestra SB-179 se preservan estructuras sedimentarias de deformación en sedimentos inconsolidados heredadas, como laminación convoluta y slumps, evidenciadas en la mezcla de material pelítico oscuro y material cuarzoso claro. Microscópicamente, estas estructuras se reflejan en las morfologías irregulares localizadas de los dominios de clivaje y microlitones, generando cambios en la textura y la coloración local de la muestra.

Microscópicamente, es posible establecer la presencia de una foliación espaciada S_1 constituida por dominios de clivaje y microlitones. Los dominios de clivaje están definidos por la orientación preferencial de moscovita y clorita y los de microlitones por cuarzo y plagioclasa, generalmente alargado en el sentido de la foliación. Sobreimpuesta a S_1 se observa una incipiente S_2 , definida por cristales de moscovita y minerales opacos sobrecrecidos que tienden a orientarse a una dirección a bajo ángulo respecto a S_1 . Otros cristales se orientan al azar. Es posible encontrar

venillas de cuarzo que cortan de forma discordante la foliación principal y se presentan estructuras de deformación intracristalina como extinción ondulante en cuarzo. La textura general de la roca es granolepidoblástica.

Figura 21. Características macroscópicas de las filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita. A: muestras SB-179; B: muestra SB-186.



- Cuarzo (31 – 47 %): se encuentran dos generaciones de este mineral.

Cuarzo 1: presente como individuos incoloros de bajo relieve y color de interferencia gris de primer orden. Cristales xenoblásticos alargados de forma paralela a la foliación principal de la roca S_1 , y de tamaño muy fino a fino, hasta de 0,4 mm de longitud. Los de mayor tamaño no se encuentran alargados. Presenta extinción ondulante y bandas de deformación. Conforman los dominios de microlitones, es muy abundante y se distribuye de forma homogénea en la

roca. Está asociado a la moscovita 1 en contacto neto y a minerales opacos 1, plagioclasa y clorita 1.

Cuarzo 2: cuarzo hidrotermal presente como relleno de venas. Son cristales anhedrales de tamaño fino a medio, sin evidencias de deformación y muy limpios.

- Moscovita (25 %): ocurren dos generaciones de moscovita.

Moscovita 1: corresponde a los agregados incoloros hojosos que definen los dominios de clivaje de la S_1 en la roca. Están compuestos por individuos subidioblásticos a idioblásticos de hábito laminar, son incoloros, de relieve bajo, con una dirección de exfoliación y colores de interferencia de segundo y tercer orden. La granulometría es muy fina a fina, hasta de 0,35 mm de longitud. Su distribución es abundante y homogénea y está estrechamente relacionado con la clorita 1 y el cuarzo 1. También se encuentra en contacto neto con los minerales opacos 1 o la plagioclasa.

Moscovita 2: este tipo de moscovita se encuentra sobrecrecida a la foliación principal de la roca S_1 y corta a la moscovita 1 y la clorita 1. Son individuos subidioblásticos a idioblásticos con mejor desarrollo del idiomorfismo en comparación con la moscovita 1. Tienden a orientarse en un mismo ángulo de bajo valor respecto a S_1 y están asociados a los minerales opacos 2 y a la clorita 2. También pueden encontrarse en direcciones arbitrarias.

- Clorita (14 – 29 %): Es un mineral muy abundante en estas rocas, del cual se encuentran dos generaciones.

Clorita 1: individuos de color verde claro, casi incoloros, relieve bajo y colores de interferencia azules oscuros a grises anómalos, subidioblásticos a idioblásticos de hábito laminar y tamaño muy fino a fino, hasta de 0,3 mm de longitud. Se disponen paralelas a la foliación principal de la roca en asociación con la moscovita 1 y como parte de los dominios de clivaje. También está en contacto neto con el cuarzo 1 y los minerales opacos 1.

Clorita 2: son individuos de características similares a la clorita 1 que han sobrecrecido la foliación S_1 y se asocian a la moscovita 2 y los minerales opacos 2 en la incipiente S_2 . Por lo general, presentan un mayor desarrollo del idiomorfismo que la clorita 1. Sin embargo, es común que estos cristales no presenten una orientación preferencial.

- Minerales opacos (9 – 11 %): Se encuentran dos generaciones.

Minerales opacos 1: individuos subidioblásticos a idioblásticos de hábito tabular alargado y tamaño de grano fino, con longitudes hasta de 0,5 mm. Se orientan paralelos a S_1 en contacto neto con la moscovita 1, la clorita 1 o el cuarzo 1. En la muestra SB-186, a pesar de ser opacos, presentan texturas reaccionales que resultan en sectores incoloros hacia los bordes o el centro del cristal, donde se obtienen colores de interferencia de segundo y tercer orden. Con base en la identificación de estos minerales como rutilo en la muestra SB-185, intercalada

con la muestra SB-186, se considera que estos minerales también corresponden a rutilo. En la muestra SB-179, no se observan dichas texturas.

Minerales opacos 2: cristales que han sobrecrecido a S_1 y tienden a orientarse en una dirección a bajo ángulo respecto a la foliación principal de la roca. Sin embargo, se encuentran abundantes individuos sin orientación preferencial. Están asociados con la moscovita 2 y la clorita 2.

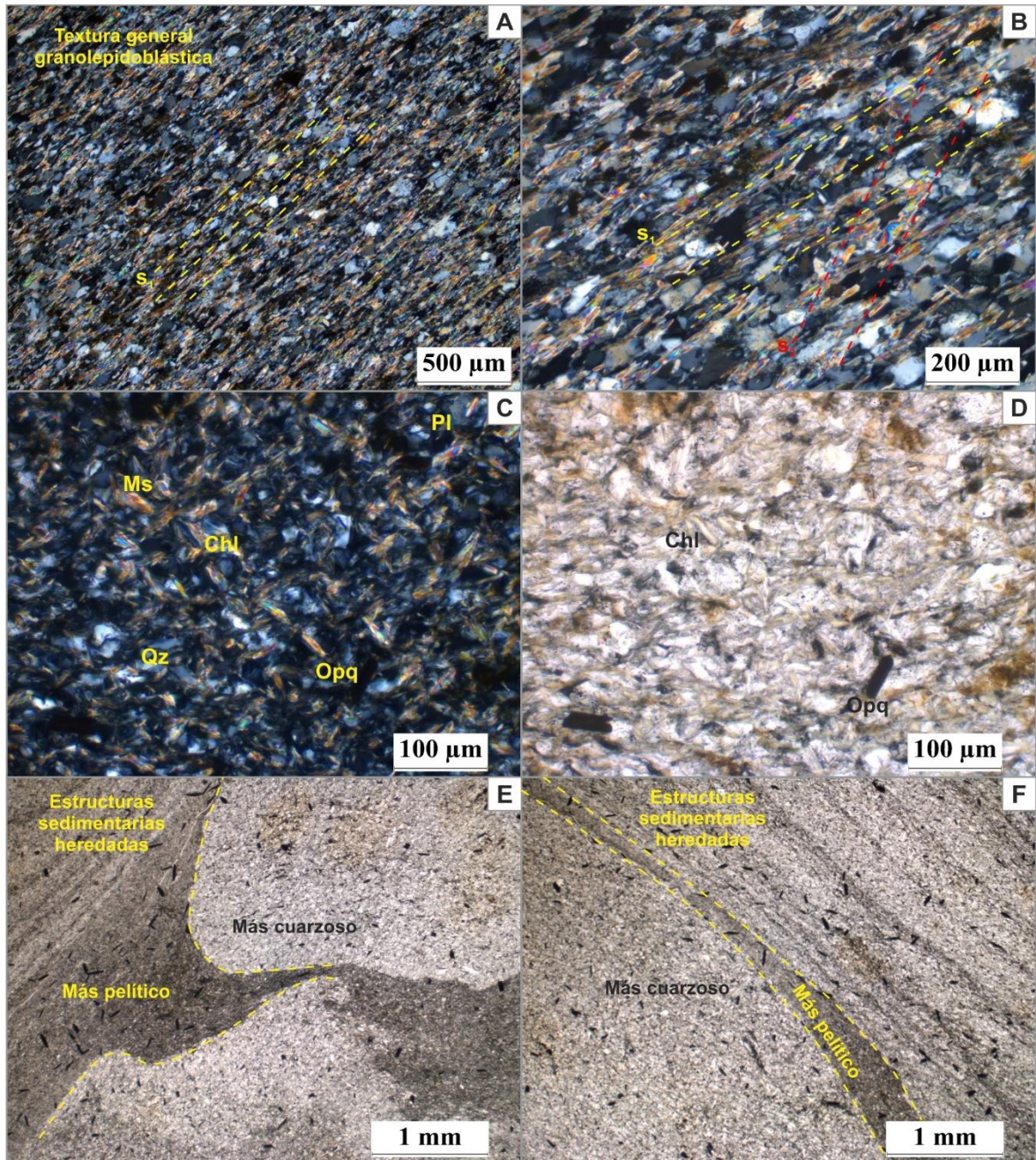
- Plagioclasa (4 – 5 %): ocurre como individuos xenoblásticos incoloros, ligeramente alargados en el sentido de la foliación S_1 . Por lo general, no se encuentran maclados, observándose un único cristal con macla polisintética en la muestra SB-179. Son de tamaño fino, alrededor de 0,15 mm, y se encuentran ligeramente sericitizados, en zonas puntuales sobre el cristal. Este mineral es poco abundante y se encuentra de forma heterogénea en la roca, en contacto neto con el cuarzo 1 o la moscovita 1.

Sericita: Agregados criptocristalinos de colores de interferencia de segundo y tercer orden presentes en cristales de plagioclasa como producto de alteración del mineral. Su ocurrencia es puntual y poco abundante

- Turmalina (<1 %): individuos de color verde claro amarillento, relieve moderado y colores de interferencia verdes amarillentos a cafés verdosos. Se presentan subidioblásticos a idioblásticos de hábito prismático y tamaño muy fino (hasta 0,06 mm). No presentan una orientación definida y, por lo general, están asociados a la moscovita 1 o la clorita 1. Este mineral es muy escaso en estas rocas.

- Circón (<1 %): se encuentra de forma esporádica como individuos granulares muy finos, incoloros, de relieve muy alto y colores de interferencia de tercer orden. No presenta una orientación definida y se observa fracturado. Ocurre únicamente en la muestra SB-186.

Figura 22. Microfotografías de las filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita. A: textura general de la roca, granolepidoblástica, y foliación S₁; B: foliación S₁ e incipiente S₂; C y D: mineralogía principal, Ms + Qz + Chl + Pl + Opq; E y F: estructuras sedimentarias heredadas, se evidencian bandas y morfologías irregulares de sectores mineralógicamente diferentes, uno más rico en filosilicatos y otro más cuarzoso. A y B; muestra SB-186; C-F: muestra SB-179. A-C: nicoles cruzados; D-F: nicoles paralelos



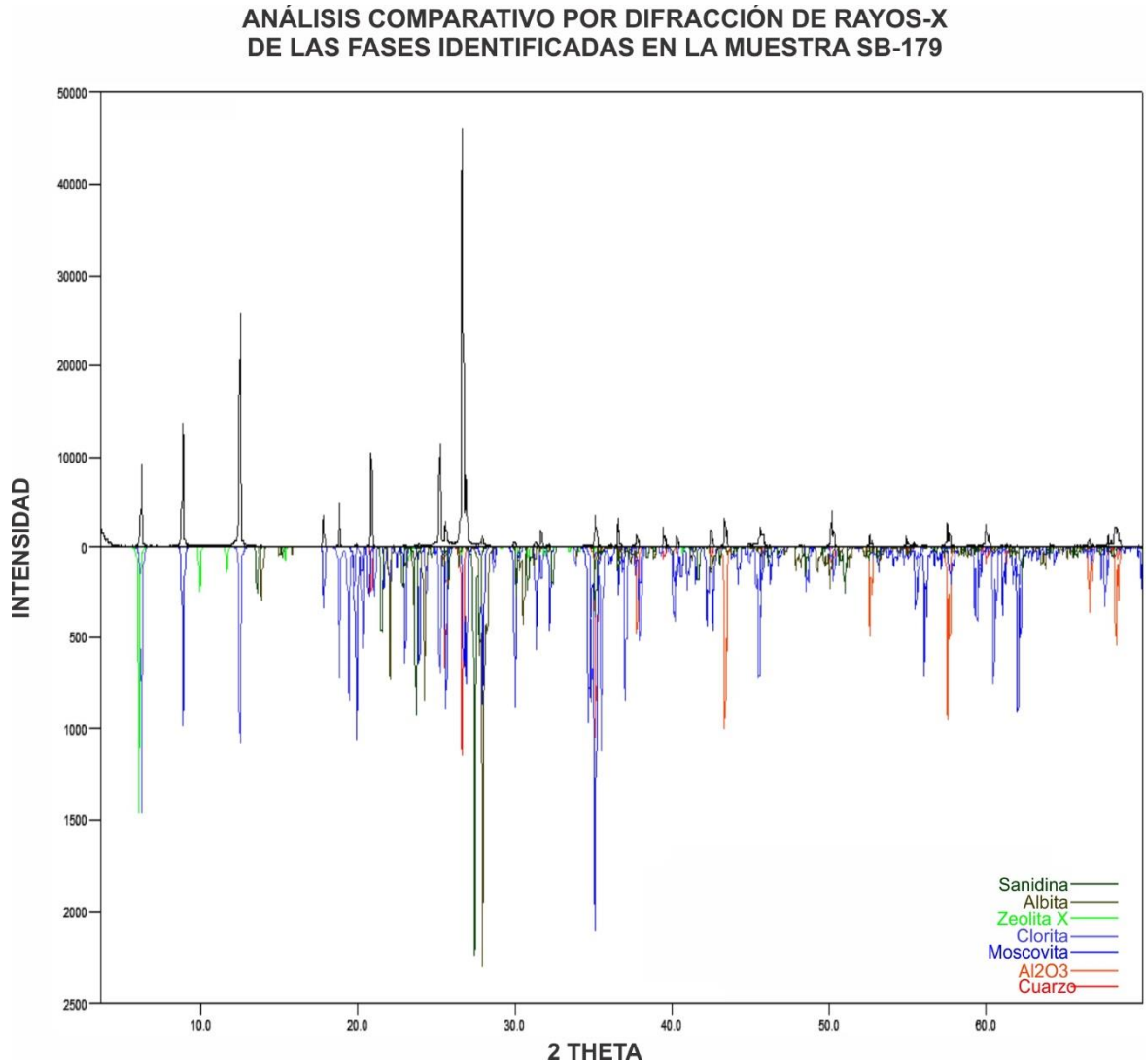
8.1.3.1 Difracción de rayos-X. Esta técnica se empleó sobre la muestra SB-179 para este litotipo. Los resultados se muestran en la tabla 11 y la figura 23, e indican la ocurrencia de cuarzo, moscovita, clorita, zeolita X, albita y sanidina.

Tabla 11. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra SB-179.

Fase cristalina	Nombre	Cuantitativo [%]
SiO ₂	Cuarzo	50,9
(K ₀₋₇₄ Na ₀₋₂₀ Ba ₀₋₀₅) Al ₂ (Si ₃₋₀₆ Al ₀₋₉₄ O ₁₀) (OH) ₂	Moscovita	18,1
(Mg ₁₁₋₀₆ Fe _{0.94})((Si ₅₋₂₂ Al ₂₋₇₈)O ₂₀ (OH) ₁₆)	Clorita	13,2
K ₉₀₋₁ (Al ₉₂ Si ₁₀₀ O ₃₈₄)	Zeolita X	NC
Na (Al Si ₃ O ₈)	Albita (tratada térmicamente)	6,3
K ₀₋₄₁ Na ₀₋₅₆ Ca ₀₋₀₃ (Al ₁₋₀₃ Si ₂₋₉₇) O ₈	Sanidina	2,6
Amorfos y otros		8,9
Total		100%

En general, las fases minerales reportadas corresponden con la mineralogía identificada mediante análisis petrográficos. Sin embargo, la ocurrencia de zeolitas no está asociada al ambiente tectónico de las rocas analizadas, de manera que este mineral no se presenta en las rocas. Por otra parte, la sanidina es un feldespato alcalino estable a altas temperaturas, no alcanzadas por las rocas analizadas, por lo que no se presenta. Igualmente a lo ocurrido en otras rocas, no se reporta la presencia de illita ni se observa en el difractograma, donde está ausente el pico característicos de este mineral a 10 Å. El contenido de sustancias amorfos también fue despreciado teniendo en cuenta que, debido al grado metamórfico de la roca, todos sus componentes son cristalinos.

Figura 23. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra SB-179.



8.2 ROCAS META-SEMIPELÍTICAS

Las rocas meta-semipelíticas son más escasas en la zona de estudio. Se presentan como niveles tabulares de espesores variables, alcanzado varios metros. Sin embargo, es importante notar que en la mayoría de afloramientos donde se recolectaron muestras de rocas metapelíticas, estas se alternaban con niveles

composicionalmente más ricos en cuarzo que no fueron muestreados, lo cual podría indicar una mayor presencia de rocas metasedimentarias en el área. La variedad litológica definida corresponde a filitas moscovíticas – cuarzosas.

8.2.1 Filitas moscovíticas – cuarzosas. Definida para la muestra SB-122. Aflora sobre un corte de carretera en Loma Grande que alcanza aproximadamente 8 m de largo y 2.5 metros de alto. Es de color café grisáceo y presenta una dirección de foliación principal S_1 bien definida y continua. La roca ha sido afectada por deformación frágil, evidenciada en numerosas fracturas que cortan la S_1 de forma discordante, y en algunos sectores se encuentra basculada. Está expuesta a la meteorización y presenta oxidación superficial, generando cambios en la coloración.

Figura 24. Afloramiento de filitas moscovíticas-cuarzosas. Estación G3-20 del grupo 3 de campo II, primer semestre de 2015.



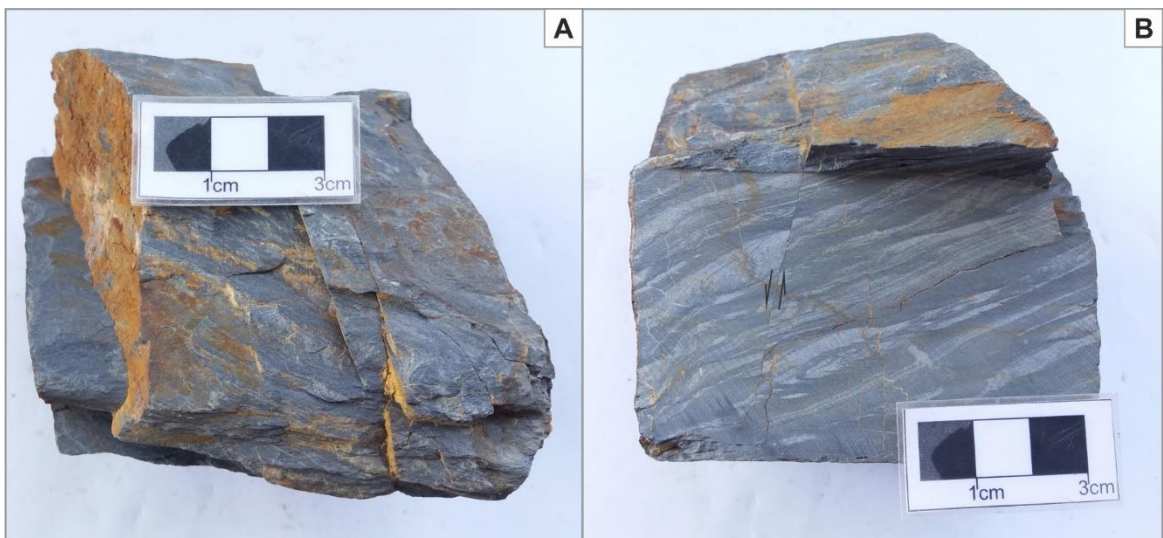
Fuente: modificado del catálogo de fotos del grupo 3 de campo II, primer semestre de 2015.

Son rocas de color gris medio a oscuro con sectores café rojizos producto de la oxidación, brillo sedoso y tamaño de grano muy fino a fino. Se presenta maciza con

una dirección de foliación bien definida S_1 ; sin embargo, la estructura esquistosa se desarrolla débilmente. Está compuesta de cuarzo, moscovita, plagioclasa y minerales opacos como las fases minerales mayores y clorita y turmalina como accesorios.

En muestra de mano se encuentran venillas de cuarzo muy delgadas y numerosas fracturas concordantes y discordantes respecto a la foliación principal de la roca S_1 , algunas de las fracturas evidencian una cinemática sinistral de desplazamiento, con relleno de material arcilloso blanco amarillento y oxidación asociada. Adicionalmente, se observan estructuras sedimentarias de deformación en sedimentos inconsolidados heredadas, como laminación convoluta y slumps, en las que se mezcla un material pelítico de color gris oscuro y otro cuarzoso de color gris claro.

Figura 25. Características macroscópicas de las filitas moscovíticas – cuarzosas (muestra SB-122). A: características generales de la roca en muestra de mano. B: estructuras sedimentarias heredadas en corte perpendicular a S_1 y fractura con desplazamiento.



A nivel microscópico, la foliación principal S_1 se observa espaciada, conformada por dominios de clivaje y microlitones. Los dominios de clivaje están definidos, por la orientación de cristales de moscovita, y los dominios de microlitones, por cristales de cuarzo y plagioclasa, generalmente alargados en el sentido de la foliación. En algunos sectores estas bandas composicionales varían en espesor y tienen una geometría irregular, observándose replegadas y discontinuas, lo cual puede corresponder con las estructuras sedimentarias de deformación remanentes observadas a nivel macroscópico. La distribución y abundancia irregular de las principales fases minerales en la muestra define tres zonas diferentes: una zona enriquecida en moscovita, otra zona enriquecida en cuarzo, y una región intermedia, donde la abundancia de cuarzo y moscovítica es semejante.

Adicionalmente, se presenta una segunda generación de moscovita y minerales opacos sobrecrecidos que cortan la foliación principal de la roca y tienden a orientarse en una misma dirección, a bajo ángulo respecto a S_1 , lo cual podría definir una incipiente foliación S_2 . La textura general de la roca es lepidogranoblástica.

- Cuarzo (53 %): se observan dos generaciones de cuarzo.

Cuarzo 1: individuos incoloros de relieve bajo, colores de interferencia grises de primer orden, xenoblásticos y de tamaño muy fino a fino (hasta 0.12 mm). Tienden a elongarse en el sentido de la formación principal S_1 y pueden formar bandas monominerálicas distribuidas de manera heterogénea en la muestra. Está estrechamente asociado a la moscovita 1 en contacto neto. También puede estar relacionado a la plagioclasa y los minerales opacos o el grafito. Su distribución es abundante y homogénea en toda la roca.

Cuarzo 2: ocurre como relleno en venillas, es xenoblástico a subidioblástico poligonal y de tamaño generalmente más grueso que el cuarzo 1 (hasta 0.18 mm).

- Moscovita (31 %): se presentan dos generaciones de moscovita.

Moscovita 1: agregados minerales hojosos constituidos por individuos incoloros de hábito laminar alargado con colores de interferencia de segundo y tercer orden, relieve muy bajo y una dirección de exfoliación. Los cristales son heteroblásticos, de tamaño muy fino a fino (hasta 0.1 mm), subidioblásticos a idioblásticos y están orientados en la dirección de foliación principal de la roca S_1 , formando dominios de clivaje. En ocasiones, estas bandas son discontinuas con geometrías irregulares y espesores variables. Puede encontrarse en contacto neto con cualquiera de las fases minerales presentes en la muestra y se distribuye de forma abundante y homogénea.

Moscovita 2: esta moscovita ha sobrecrecido a la foliación principal de la roca, corta la moscovita 1 y tiende a orientarse en una dirección a bajo ángulo respecto a S_1 . Está asociada a la segunda generación de minerales opacos y podría constituir una incipiente S_2 . Son individuos de tamaño fino, generalmente mayor al de la moscovita 1, subidioblásticos a idioblásticos y su hábito está mejor desarrollado.

- Plagioclasa (9 %): Individuos heteroblásticos, incoloros, de relieve bajo y colores de interferencia de primer orden, xenoblásticos y de tamaño fino, por lo general mayor que el cuarzo 1. Tienen formas redondeadas a alargadas en el sentido de

la foliación principal S_1 , y está asociada en contacto neto al cuarzo 1 y la moscovita 1. A veces es posible encontrarla en contacto con los minerales opacos. Se presenta ligeramente alterada a sericita en sectores puntuales dentro del cristal, ningún cristal se encuentra maclado y su distribución en la roca es heterogénea y poco abundante.

Sericita: mineral de alteración de la plagioclasa encontrado como agregados criptocristalinos puntuales de colores de interferencia de segundo y tercer orden. Su ocurrencia es escasa.

- Minerales opacos (7 %): Se presentan dos generaciones de minerales opacos.

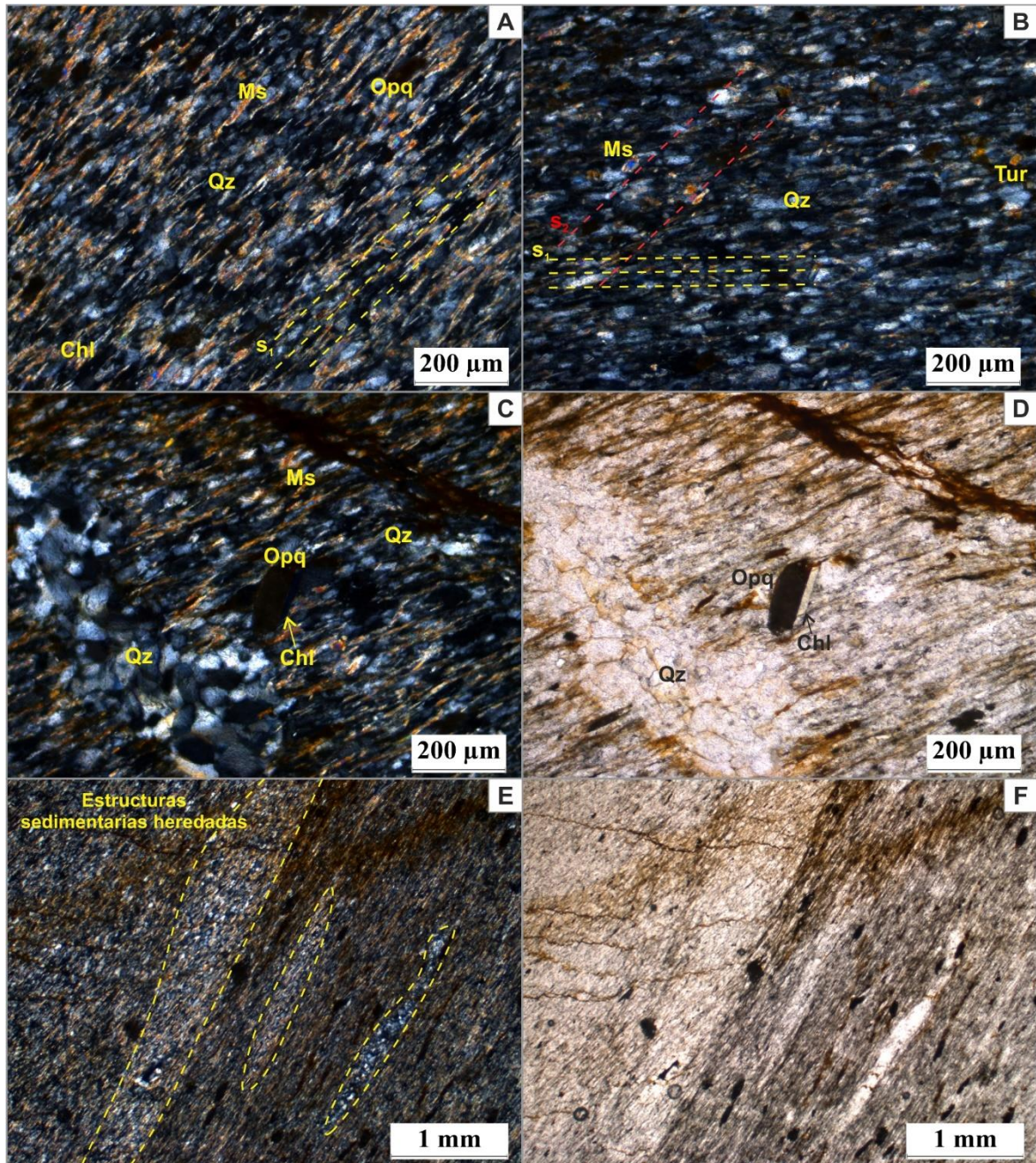
Minerales opacos 1: Individuos subidioblásticos a idioblásticos de hábito generalmente tabular alargado, tamaño muy fino a fino, opacos y con colores de interferencia café oscuro a negro, aunque se observan sectores puntuales de colores de mayor orden. Algunos cristales son xenoblásticos con formas cortas e irregulares. Están asociados a la moscovita 1, el cuarzo 1 y la plagioclasa en contacto neto, y se orientan paralelos a la foliación principal de la roca S_1 .

Minerales opacos 2: ocurren como individuos sobrecrecidos a la foliación principal, cortándola de forma discordante, con tendencia a orientarse principalmente en una dirección común a bajo ángulo respecto a S_1 y están asociados a la moscovita 2 en contacto neto, otros se disponen al azar. Su distribución en la roca es homogénea. Los individuos de mayor tamaño presentan cristales de clorita asociados, idioblásticos y tabulares, los cuales posiblemente crecieron en pequeñas sombras de presión paralelos al opaco.

- Clorita (<1 %): Individuos idioblásticos de hábito tabular alargado, de color verde claro, relieve bajo y color de interferencia azul oscuro. Son de tamaño de grano muy fino y están asociados estrechamente a la segunda generación de minerales opacos en contacto neto y orientación paralela a estos. Es posible que hayan crecido en pequeñas sombras de presión generadas por los opacos de mayor tamaño. Su ocurrencia en la roca es muy escasa.

- Turmalina (<1 %): Individuos de color verde claro, relieve moderado y colores de interferencia cafés verdosos, subidioblásticos de hábito prismático corto y de tamaños muy finos, hasta de 0.05 mm. No presenta ninguna orientación preferencial y se distribuyen de forma irregular y escasa. Está asociada generalmente a la moscovita 1.

Figura 26. Microfotografías de las filitas moscovíticas – cuarzosas, muestra SB-122. A: mineralogía principal, Qz + Ms + Chl + Opq, y foliación S₁. B: cristales de moscovita sobrecrecidos orientados en una incipiente S₂, cuando estos individuos son visibles la moscovita 1 generalmente está en extinción y viceversa; C y D: cristal de clorita asociado a un opaco, aumento del tamaño del cuarzo hacia el extremo inferior izquierdo; E y F: estructuras sedimentarias heredadas representadas por bandas y lentes irregulares con mayor concentración de cuarzo o filosilicatos. A-C y E: nicoles cruzados; D y F: nicoles paralelos.



8.2.1.1 Difracción de rayos-X. Esta técnica se empleó para la muestra SB-122 obteniendo las siguientes fases minerales principales: cuarzo, clinocloro, paragonita y moscovita. También se reportan fases de jadeíta, garronita, silicato de hierro y calcio, óxido-hidróxido de silicio potasio, dioplasa y zeolita Y. Sin embargo, las fases menores, a veces en cantidades no cuantificables, no fueron observadas bajo el microscopio. En la tabla 12 y la figura 27 se presentan los resultados obtenidos.

De las fases reportadas se descarta la presencia de garronita, mineral del grupo de las zeolitas, y de la zeolita Y, pues, como se especificó para la muestra MP-1-1, el ambiente tectónico al que están asociadas difiere del inferido para el tipo de rocas estudiado. La dioplasa es un mineral de cobre considerado por Dana⁷³ como una fase rara que se encuentra solamente en algunas localidades asociado a otras menas de cobre, y tampoco se presenta en la roca. La jadeíta es un mineral metamórfico encontrado en rocas de altas presiones de facies eclogitas y glaucofánicas que también está ausente en las filitas analizadas. Por último, la fase de óxido-hidróxido de silicio potasio puede estar asociada a las micas blancas, y la de silicato de hierro y calcio podría corresponder a la presencia de epidota, posiblemente en tamaños muy finos difícilmente distinguibles en análisis petrográficos.

Igualmente que para las muestras MP-1-1 y SB-115, no se reporta la presencia de illita ni se registra el pico característico de la primera reflexión basal a una distancia de 10 Å. Por otra parte, las sustancias amorfas no ocurren en la

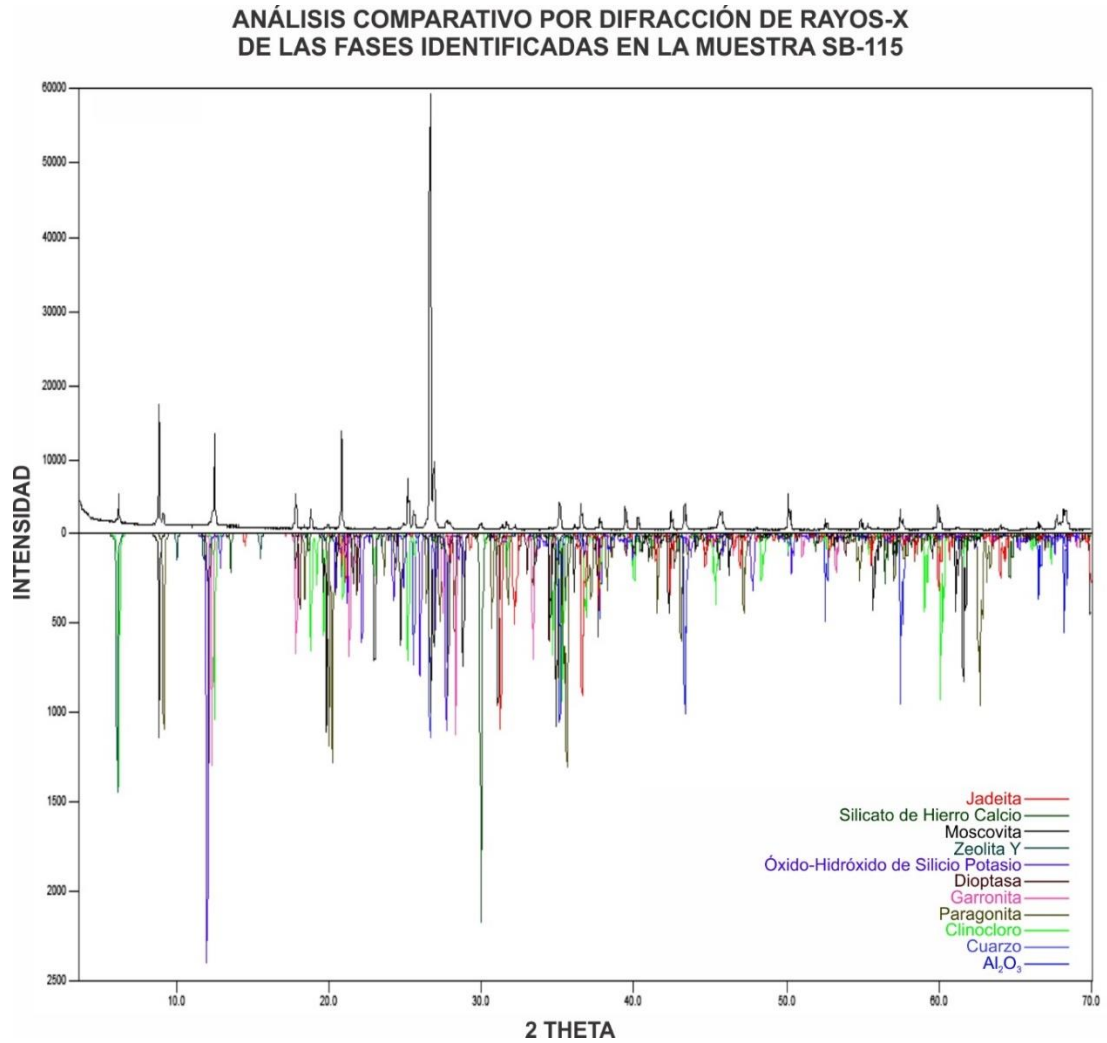
⁷³ DANA, Edward Salisbury. Tratado de mineralogía. Traducido del inglés por Alberto Berumen. México: Compañía Editorial Continental, 1969. p. 657.

muestra, pues se considera, con base en el grado de metamorfismo, que todos sus componentes son cristalinos.

Tabla 12. Fases identificadas mediante difracción de rayos-X en la muestra SB-122.

Fase cristalina	Nombre	Cuantitativo [%]
SiO_2	Cuarzo	62.1
$(\text{Mg}_{11-148}\text{Fe}_{0-852})((\text{Si}_{4-99}\text{Al}_{3-01})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16})$	Clinocloro	8.5
$\text{NaAl}_2(\text{Al}\text{Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Paragonita	8.8
$\text{Na}_8\text{Ca}_{2-82}(\text{Al}_6\text{Si}_{10}\text{O}_{32})(\text{H}_2\text{O})_{12-08}$	Garronita	1.5
$\text{Cu}(\text{SiO}_3)(\text{H}_2\text{O})$	Dioptasa	NC
$\text{K}_{1-9}(\text{OH})_2(\text{Si}_{12}\text{O}_{24})$	Óxido-hidróxido de silicio potasio	NC
$\text{Na}_{57-7}\text{Al}_{57-7}\text{Si}_{134-3}\text{O}_{384}$	Zeolita Y	NC
$(\text{K}_{0-93}\text{Na}_{0-03})(\text{Al}_{1-54}\text{Fe}_{0-25}\text{Mg}_{0-21}\text{Ti}_{0-04})(\text{Si}_{3-34}\text{Al}_{0-66})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Moscovita	4.4
$\text{CaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	Silicato de hierro y calcio	2.7
$\text{NaAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	Jadeita	6
Amorfos y otros		6
Total		100%

Figura 27. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra SB-122.



8.3 ROCAS META-PELÍTICAS CALCÁREAS

Las rocas de composición pelítica calcárea son escasas en las Metasedimentitas de Silos y afloran en la zona Norte de la unidad en una variedad denominada filita calcárea, la cual puede o no contener cloritoide. Se presentan en niveles tabulares caracterizados por su coloración gris oscura y alto contenido de grafito.

8.3.1 Filitas calcáreas. Este litotipo se estableció para las muestras MP-4-1 y SB-161, teniendo en cuenta que el contenido de minerales carbonatados en la roca supera el 10%. Aflora a lo largo de cortes de carretera de aproximadamente 3 m de altura y hasta 10 m de longitud que presentan coloración gris oscura a café grisácea y numerosas fracturas y diaclasas, con presencia de bloques removidos (figura 28).

Figura 28. Afloramiento de filitas calcáreas en las Metasedimentitas de Silos, estación MP-4.



La roca es de color gris oscuro a negro en superficies frescas y café amarillento a rojizo en sectores oxidados, con brillo sedoso y tamaño de grano muy fino. Es maciza y presenta una dirección de foliación bien definida S_1 , aunque la esquistosidad está pobremente desarrollada. Está cortada por fracturas irregulares y discontinuas, discordantes respecto a la foliación principal de la roca, a las cuales se asocia oxidación y relleno de material arcilloso de color blanco amarillento. Mineralógicamente, se compone de moscovita, grafito y calcita como minerales mayores; cuarzo y cloritoide como minerales menores, y clorita y turmalina como fases accesorias. Sin embargo, el cloritoide se presenta únicamente en la muestra SB-161, en donde el contenido de moscovita supera el 50%, siendo un mineral principal.

Figura 29. Características macroscópicas de las filitas calcáreas, muestra MP-4-1.



A escala microscópica la roca es de color oscuro debido a su alto contenido de grafito y la foliación principal S_1 se observa continua, definida por la orientación preferencial de filosilicatos. Sin embargo, en algunos sectores la ocurrencia de grafito, cuarzo o carbonatos puede interrumpir esta estructura, generando morfologías anastomosadas, irregulares o discontinuas. Similar a lo descrito para otros litotipos, el sobrecrecimiento de cristales de moscovita con mejor desarrollo de su hábito y tamaño de grano, y con tendencia a orientarse a bajo ángulo respecto a S_1 , podría definir una incipiente foliación S_2 . Algunos cristales postectónicos de cloritoide y minerales opacos también se asocian a S_2 ; otros se disponen en diferentes direcciones sin mostrar una tendencia general. La roca exhibe evidencias de deformación como microplegamientos locales de la S_1 con débil desarrollo de crenulaciones y extinción ondulante en algunos cristales de cuarzo. Además, se presentan pequeños flecos de presión asociados a minerales opacos. La textura general de las rocas es granolepidoblástica.

- Moscovita (41 – 54 %): ocurren dos generaciones de moscovita.

Moscovita 1: agregados hojosos que definen la foliación principal de la roca compuestos de individuos subidioblásticos a xenoblásticos de hábito laminar, incoloros, de bajo relieve y colores de interferencia de segundo a tercer orden. Se presenta en tamaño generalmente muy fino y su distribución es abundante y homogénea. Está estrechamente asociada a los agregados de calcita y al grafito, minerales abundantes en las rocas.

Moscovita 2: individuos subidioblásticos a idioblásticos que han sobrecrecido a la foliación principal de la roca y tienden a orientarse a bajo ángulo respecto a esta, formando una incipiente S_2 . Son por lo general de mayor tamaño que los individuos en S_1 y presentan mejor desarrollo del idiomorfismo. Sin embargo, la son poco abundantes. Pueden estar asociados en contacto neto con la segunda generación de minerales opacos y en ocasiones se forman paralelos a estos en contacto neto. También se incluyen aquí la moscovita fibrosa que se forma en flecos de presión asociados a los minerales opacos, cuya orientación es concordante respecto a S_1 , allí puede estar asociada a calcita o a cuarzo fibroso.

- Grafito (18 – 35 %): ocurre como individuos de hábito acicular o agregados xenoblásticos, opacos, de tamaño fino y generalmente orientados en la dirección de foliación principal de la roca S_1 . Su distribución es homogénea y abundante, brindando a la roca una coloración oscura. Está estrechamente asociado a la moscovita, la calcita y los minerales opacos.
- Calcita (10 – 13 %): Se presentan dos generaciones de calcita.

Calcita 1: se encuentra generalmente como agregados radiales compuestos por individuos fibrosos o tabulares de tamaños muy finos, incoloros, de relieve bajo y colores de interferencia anómalos. Están asociados estrechamente a la moscovita 1 y en ocasiones los agregados tienden a alargarse paralelos a S_1 . También pueden ocurrir como individuos xenoblásticos aislados de tamaño de grano fino, generalmente mayores a los filosilicatos que los rodean.

Calcita 2: representa los agregados fibrosos que se forman en flecos de presión asociados a los minerales opacos y que se orientan paralelos a S_1 . Esta estructura podría indicar que eventos de cizalla simple han actuado sobre la roca.

- Minerales opacos (9 – 10 %): Se presentan dos generaciones.

Minerales opacos 1: individuos subidioblásticos a idioblásticos de hábito tabular alargado, opacos con colores de interferencia café muy oscuro a negro y tamaño de grano generalmente fino, hasta 0,3 mm. Se encuentran orientados en la dirección de S_1 y están asociados estrechamente a la moscovita, el grafito y la calcita. Se distribuyen de forma abundante y homogénea a través de la roca.

Minerales opacos 2: incluye a los individuos opacos subidioblásticos a idioblásticos que sobrecrecen la foliación S_1 y tienden a orientarse en una dirección a bajo ángulo respecto a esta, similar a la moscovita 2, con la cual forman una incipiente S_2 . Sin embargo, muchos cristales no muestran una orientación preferencial. Es común el desarrollo de flecos de presión asociados a estos individuos, allí se forma calcita, moscovita o cuarzo fibroso que se

extiende paralelo a S_1 y casi perpendicular a la longitud del opaco. La morfología de estas estructuras es irregular, en ocasiones más extensa de un lado que del otro, aunque relativamente pequeñas.

- Cuarzo (2 – 4 %): se presentan dos generaciones de cuarzo.

Cuarzo 1: individuos incoloros, xenoblásticos, de relieve bajo, colores de interferencia grises de primer orden y tamaño de grano muy fino a fino. Exhiben formas redondeadas a alargadas en el sentido de la foliación principal de la roca y están asociados en contacto neto a la moscovita 1. Algunos de los cristales de mayor tamaño presentan extinción ondulante.

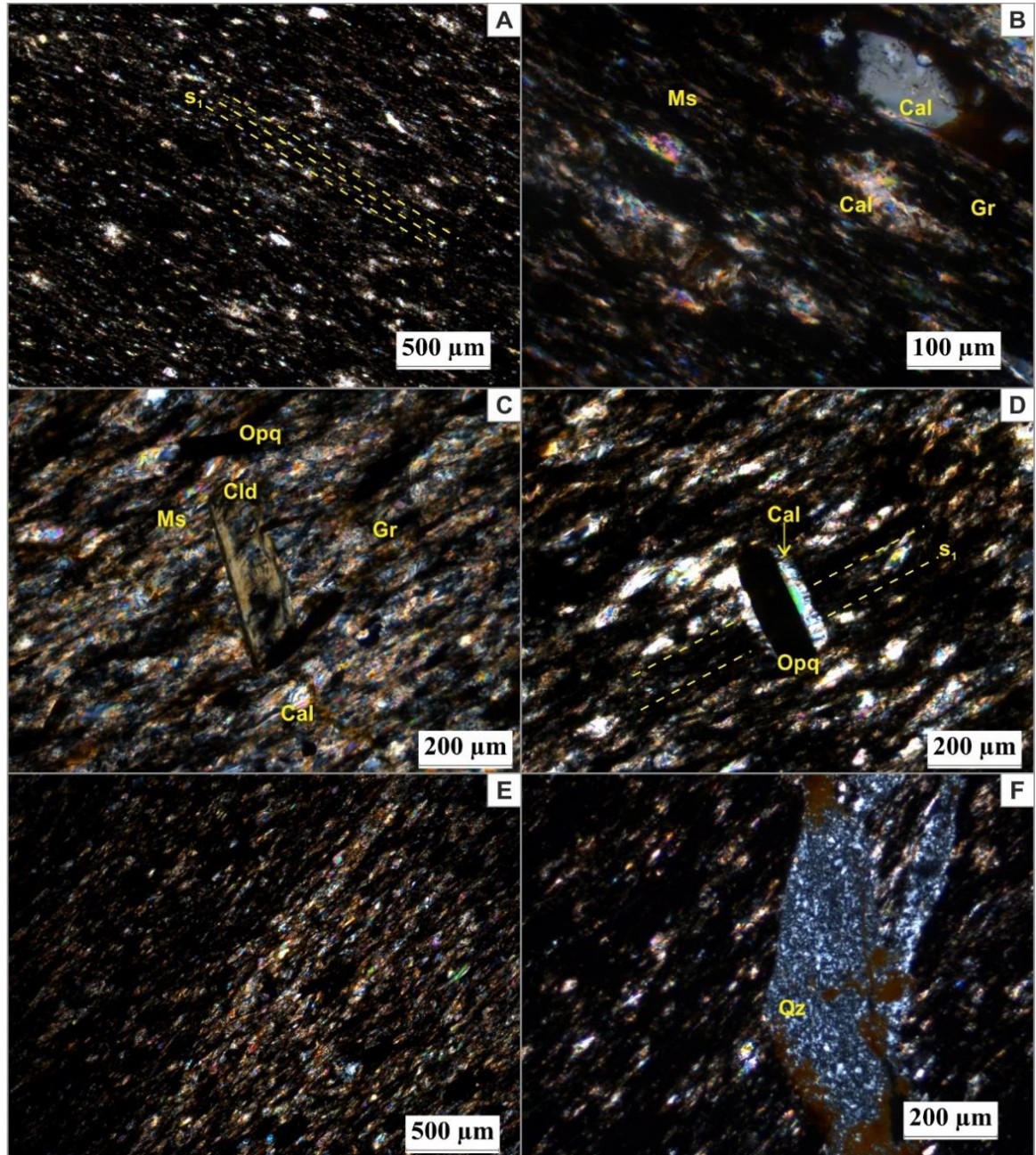
Cuarzo 2: este tipo de cuarzo ocurre en flecos de presión asociados a la segunda generación de minerales opacos. Se presenta como fibras rectas alargadas en el sentido de la foliación principal de la roca S_1 que se extienden desde los bordes del opaco hacia la roca encajante. Crece asociado a minerales carbonatados o moscovita con características similares. También se incluye en este tipo de cuarzo el que se encuentra rellenando fracturas y ocurre como agregados de individuos xenoblásticos de tamaño muy fino.

- Cloritoide (4 %): se encuentra únicamente en la muestra SB-161. Son individuos incoloros de relieve alto, colores de interferencia verde claro y tamaño de grano fino (hasta de 0.4 mm). Tiene formas subidioblásticas a idioblásticas y hábito tabular alargado. Contienen inclusiones de material oscuro, posiblemente grafito, que generan una zonación en reloj de arena débilmente definida. Algunos cristales se encuentran fracturados y otros presentan macla simple. Es

de carácter postectónico respecto a S_1 y algunos se orientan paralelos a la incipiente S_2 ; sin embargo, en su mayoría no presentan una orientación definida. También se observa crecimiento equitaxial de unos individuos sobre otros con orientaciones diferentes.

- Clorita (<1 %): este mineral se encuentra únicamente en la muestra SB-161. Son individuos de color verde claro, relieve bajo, tamaño fino y color de interferencia azul oscuro. Se presentan xenoblásticos de formas sigmoidales ligeramente alargadas hacia las puntas en el sentido de la foliación principal de la roca. Su distribución es irregular y muy escasa y se encuentra asociado a moscovita o turmalina.
- Turmalina (<1 %): identificada únicamente en la muestra SB-161. Se encuentra como individuos de color verde claro a amarillento, relieve moderado, tamaño muy fino o fino y colores de interferencia verde amarillento a café. Son subidioblásticos a idioblásticos de hábito prismático corto, aunque se encuentran fracturados. Este mineral es muy escaso en la roca y se encuentra asociado a clorita y moscovita, sin una orientación definida.

Figura 30. Microfotografías de las filitas calcáreas. A: textura granolepidoblástica y foliación S_1 ; B: mineralogía principal, Ms + Cal + Gr; C: cloritoide subidioblástico postectónico respecto a S_1 , mineralogía de la muestra SB-161, Ms + Cal + Gr + Cld + Opq; D: flecos de presión en mineral opaco donde se forma calcita fibrosa alargada paralela a S_1 , evidencia de cizalla simple; E: contraste de bandas más grafitosas y otras más moscovíticas y calcáreas; F: fractura rellena de agregados de cuarzo muy fino. A, B y F: muestra MP-4-1; C-E, muestra SB-161. Nicoles cruzados.



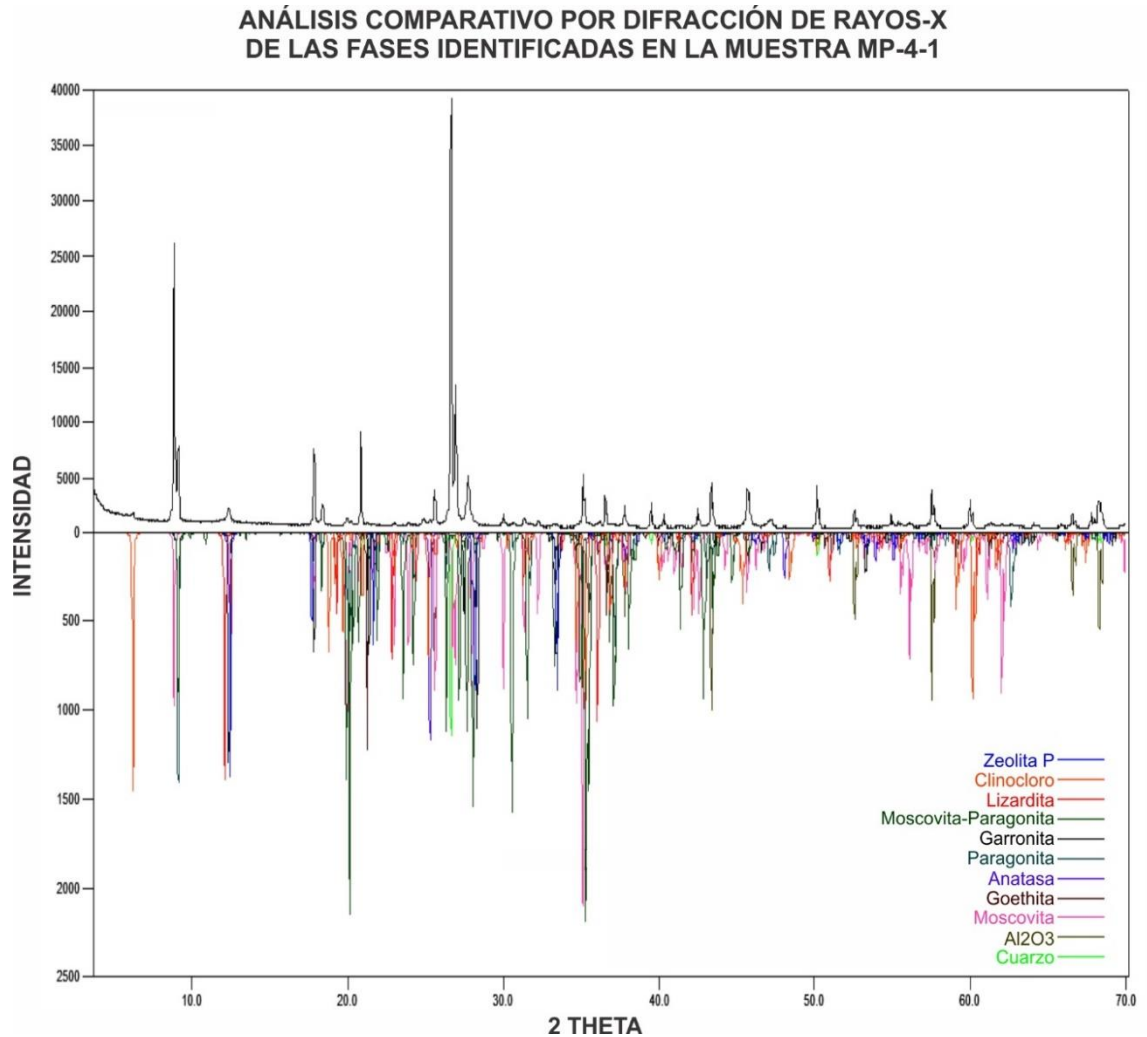
8.3.1.1 Difracción de rayos-X. La muestra analizada mediante esta técnica corresponde a la MP-4-1, escogida por su granulometría muy fina y su coloración oscura. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 13 y el difractograma en la figura 31. Las fases minerales identificadas son cuarzo, moscovita, goethita, anatasa, paragonita, garronita, moscovita-paragonita, lizardita, clinocloro y zeolita P. Sin embargo, algunos de estos minerales no se observaron en análisis petrográficos y se considera que no se encuentran en este tipo de litologías.

El óxido de Ti, reportado como anatasa, fue identificado mediante análisis petrográficos y de microscopía electrónico de barrido con rutilo. La garronita y zeolita P, del grupo de las zeolitas, no son típicas de estas litologías según lo explicado para muestras anteriores. Adicionalmente, la lizardita, del grupo de las serpentinas, ocurre comúnmente como producto de la alteración de minerales máficos; sin embargo, tales minerales están ausentes en las rocas analizadas y se considera que esta serpentina no se presenta. La illita tampoco fue reportada en esta muestra ni se observa su pico característico a 10\AA en el difractograma. Por último, el contenido de sustancias amorfas fue descartado con base en el grado metamórfico alcanzado por la roca, pues se considera que sus componentes son en su totalidad cristalinos.

Tabla 13. Fases minerales identificadas mediante difracción de rayos-X para la muestra MP-4-1.

Fase cristalina	Nombre	Cuantitativo [%]
SiO ₂	Cuarzo	35,9
(K ₀₋₇₄ Na ₀₋₂₀ Ba ₀₋₀₅) Al ₂ (Si ₃₋₀₆ Al ₀₋₉₄ O ₁₀) (OH) ₂	Moscovita	26,9
FeO(OH)	Goethita	0,9
TiO ₂	Anatasa	0,9
(Na ₀₋₈₈ K ₀₋₁ Ca ₀₋₀₁ Ba ₀₋₀₁) Al ₁₋₉₇ Ti ₀₋₀₀₇ Fe ₀₋₀₁ Mn ₀₋₀₂ Mg ₀₋₀₀₆ (Si ₃₋₀₁ Al ₀₋₉₉) O ₁₀ (OH) ₂	Paragonita	12,5
Na ₈ Ca ₂₋₈₂ (Al ₆ Si ₁₀ O ₃₂)(H ₂ O) ₁₂₋₀₈	Garronita	0,5
Na ₃ K (Al ₁₂ Si ₁₂ O ₄₀)(OH) ₈	Moscovita - paragonita	NC
Mg ₃ (Si ₂ O ₅ (OH) ₄)	Lizadita	NC
(Mg ₁₁₋₁₄₈ Fe ₀₋₈₅₂)((Si ₄₋₉₉ Al ₃₋₀₁) O ₂₀ (OH) ₁₆)	Clinocloro	1,0
Na ₃₋₅₅₂ (Al ₃₋₆ Si ₁₂₋₄ O ₃₂) (H ₂ O) ₁₀₋₆₅₆	Zeolita P	NC
Amorfos y otros		21,4
Total		100%

Figura 31. Análisis comparativo por difracción de rayos-X de las fases identificadas en la muestra MP-4-1.



8.4 ROCAS META-CARBONATADAS

Las rocas de composición carbonatada se encuentran en la zona central-sur de la unidad Metasedimentitas de Silos en afloramientos de hasta varios metros de altura y constituyen bancos potentes de mármoles impuros dentro de la secuencia metasedimentaria.

8.4.1 Mármol impuro. Este litotipo corresponde a las muestras MP-11-1, SB-95, SB-183 y SB-184, en las cuales el contenido de minerales carbonatados no alcanza el 95%. Sin embargo, la muestra SB-95 no hace parte de la unidad Metasedimentitas de Silos, pertenece a los Esquistos del Silgará, razón por la cual no se incluye en esta descripción. Esta variedad litológica se encuentra en afloramientos de hasta 8 m de altura y 20 m de longitud, de color gris oscuro con tonalidades locales blancas, amarillentas y ligeramente rosadas debido a la meteorización y reprecipitación superficial de carbonatos. Adicionalmente se observan venillas de calcita de espesores variables.

Figura 32. Afloramiento de mármol impuro. Estación MP-11. A: panorámica del afloramiento. B, C y D: acercamientos donde se evidencia deformación y una foliación S_1 .



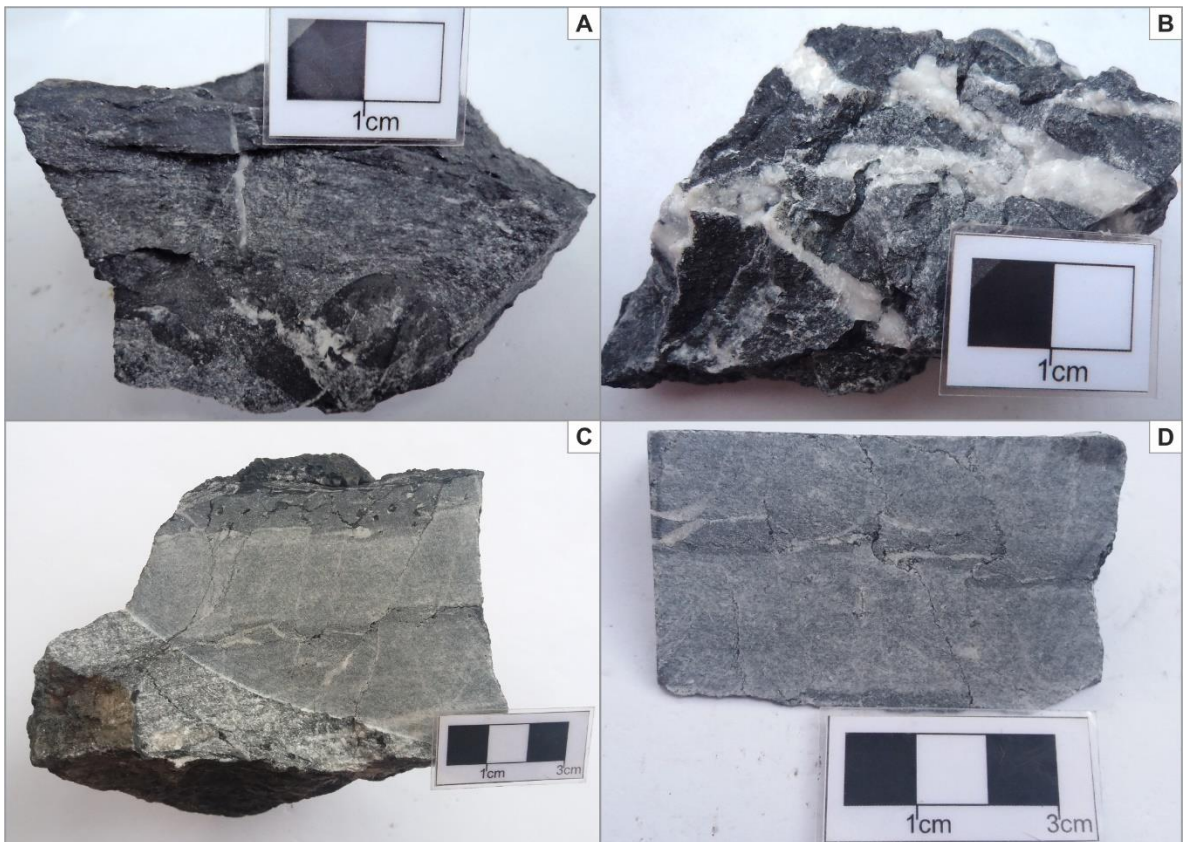
En muestra de mano la roca es de color gris oscuro con sectores blancos producto de la meteorización y reprecipitación superficial de carbonatos. La granulometría es generalmente de tamaño medio, aunque se presentan fuertes variaciones con zonas de tamaño muy fino, evidenciando mayor intensidad en procesos de recristalización localizados. La roca es masiva, compacta y desarrolla una dirección de foliación S_1 . Mineralógicamente, está compuesta principalmente de minerales carbonatados moscovita y cuarzo como minerales mayores o menores, minerales opacos como minerales menores y tremolita como accesorio. También se identificaron cristales cúbicos de pirita en algunas de las muestras, lo cual indica el tipo de algunos de los opacos observados bajo el microscopio.

Se presenta fuerte fracturamiento y venamiento, concordante y discordante con la dirección de foliación principal, con venas de calcita de hasta 8 mm de espesor. Las venillas son irregulares, poco continuas y es posible observar diferentes eventos hidrotermales, donde las más recientes cortan y, en ocasiones, desplazan venas más antiguas en dirección sinistral. Adicionalmente, se identifican estilolitos rellenos de material arcilloso negro que cortan la roca en diferentes direcciones, con longitudes y espesores variables, y los cuales, en ocasiones parecen desplazar estructuras anteriores.

A nivel microscópico, la roca presenta una dirección de foliación bien definida, conformada por la orientación de cristales xenoblásticos alargados de carbonatos, posiblemente calcita. Asociado a esta foliación también se encuentran los demás minerales que constituyen la roca. Adicionalmente, es posible observar cambios granulométricos abruptos que generan franjas paralelas a S_1 de mineralogías diferentes, las cuales presentan localmente morfologías irregulares. La calcita en venas se encuentra igualmente recristalizada y tiende a alargarse en S_1 , lo cual

indica que los eventos hidrotermales también fueron afectados por metamorfismo. La textura de la roca es granoblástica.

Figura 33. Características macroscópicas de los mármoles impuros, muestras MP-11-1 (A, B) y SB-184 (C, D). A: mejor recristalización en sectores localizados; B: venas de calcita; C: variaciones granulométricas reflejadas en los cambios de coloración gris claro (fino) a gris oscuro (muy fino); D: fracturas irregulares y estilolitos con desplazamiento de venas de calcita.



- Calcita (73 – 88 %): se encuentran dos generaciones de calcita.

Calcita 1: cristales incoloros iridiscentes con colores de interferencia anómalos, xenoblásticos alargados en el sentido de la foliación principal de la roca y de

tamaños que varían entre muy fino y medio. Se encuentran fuertes cambios granulométricos en las rocas en franjas diferenciadas. Las bandas de cristales más finos contienen individuos de hasta 0,5 mm; mientras que en las bandas de mayor tamaño de grano alcanzan 1,6 mm. Presentan macla polisintética, exfoliación en dos direcciones y extinción ondulante. También incluye las venas de calcita que han sido afectadas por metamorfismo.

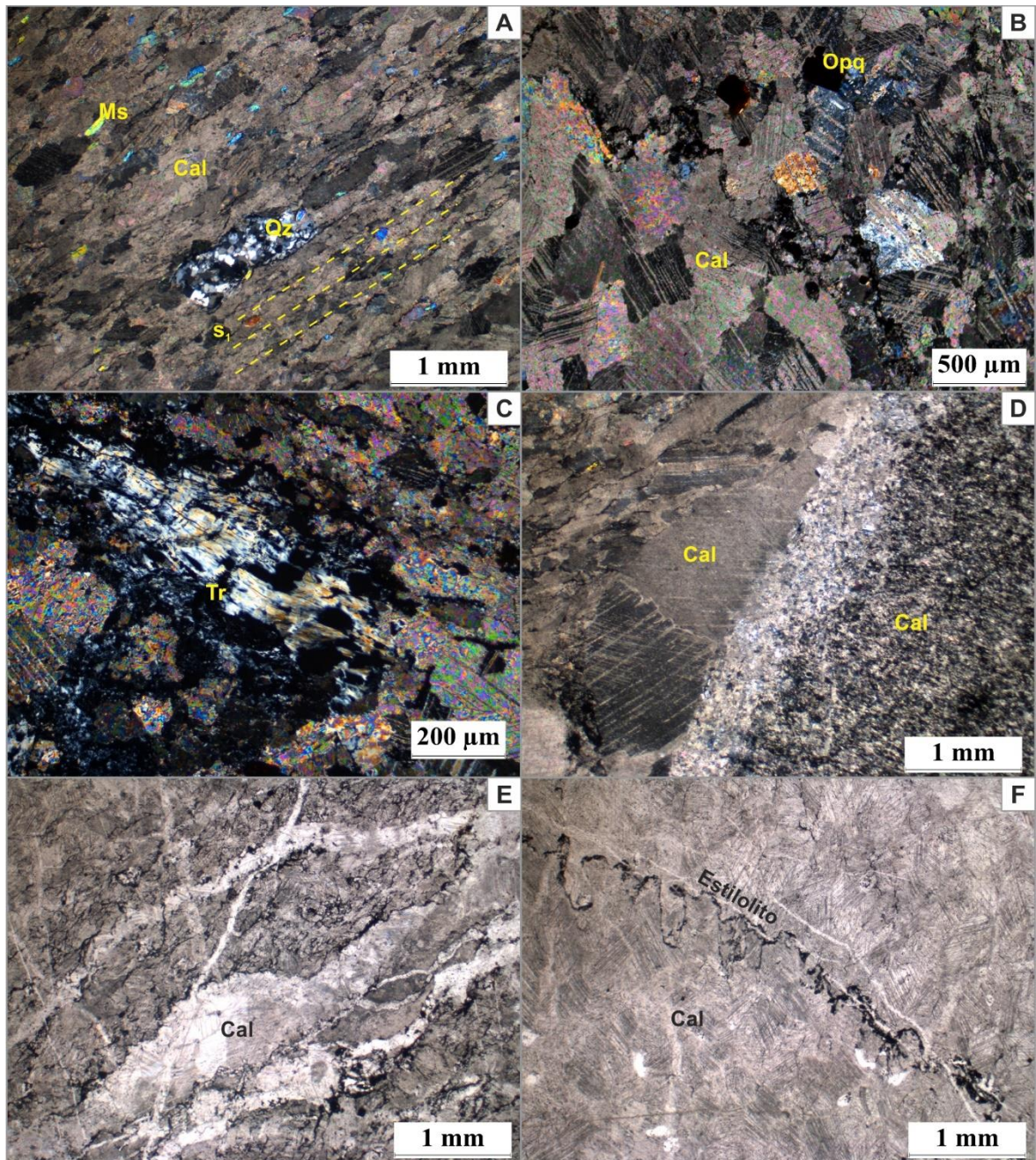
Calcita 2: corresponde al relleno de venas sin metamorfismo. Son cristales anhedrales de tamaños variables asociados al espesor de la vena y que en ocasiones pueden alargarse paralelos a la dirección de la vena o a S_1 .

- Moscovita (<1 – 17 %): individuos incoloros de bajo relieve y colores de interferencia de tercer orden, formas subidioblásticas a idioblásticas y hábito laminar, de tamaño que varía de muy fino a fino, hasta de 0,4 mm. Generalmente el tamaño de grano más fino está asociado a las bandas de calcita de menor tamaño de grano y el tamaño más grueso a las bandas de cristales de calcita más grandes. Se distribuye en toda la roca, aunque es relativamente escasa, se orienta paralela a S_1 y está asociada a la calcita en contacto neto.
- Cuarzo (4 – 15 %): ocurre como individuos xenoblásticos a subidioblásticos, incoloros de bajo relieve y tamaño fino, hasta 0,35 mm. Por lo general se encuentran cúmulos de cristales de cuarzo orientados concordantemente respecto a S_1 , aunque también se presentan individuales. Está distribuido heterogéneamente y en poca abundancia en la muestra y se presenta asociado a la calcita en contacto neto, aunque es posible encontrarlo en contacto con minerales opacos. Es común la presencia de mecanismos de deformación como extinción ondulante.

- **Minerales opacos (2 – 4 %):** individuos idioblásticos a subidioblásticos de hábito generalmente cúbico, aunque es posible encontrarlos tabulares alargados. En ocasiones presentan coloraciones rojizas hacia sus bordes. El tamaño de grano varía entre muy fino y fino y alcanza hasta 0,35 mm. Debido a la identificación de cristales de pirita en muestra de mano, es probable que algunos de estos minerales opacos correspondan a pirita. Se encuentran de forma heterogénea en toda la roca y en contacto neto con calcita. También pueden presentarse xenoblásticos completamente irregulares de tamaños variables.

- **Tremolita (<1 %):** mineral ausente en la muestra SB-183. Ocurre como cristales incoloros de bajo relieve y colores de interferencia amarillo a gris. Tiene formas xenoblásticas fibrosas y es de tamaño fino, hasta 0,8 mm. Su distribución es muy escasa y se encuentra asociado con calcita en contacto neto. Por lo general, se encuentra hacia los bordes de la sección donde el espesor de la lámina es menor, lo cual afecta sus propiedades ópticas como relieve y colores de interferencia.

Figura 34. Microfotografías de los mármoles impuros. A: mineralogía principal, Cal + Ms + Qz, foliación S_1 y textura granoblástica; B: Minerales opacos en mármol impuro; C: cristal xenoblástico fibroso de tremolita; D: variación granulométrica en los mármoles impuros; E: venillas irregulares de calcita; F: estilolito. A y D: muestra MP-11-1; B, C, E y F: muestra SB-184. A-D: nicoles cruzados; E-F: nicoles paralelos.



8.5 ROCAS DE FALLA

Este tipo de rocas se encontró asociado a las principales fallas que limitan la unidad metasedimentaria en el área de estudio, falla Vichagá, Noveta y Loma El Rayo. Fueron clasificadas como protomilonitas, milonitas y protocataclasitas. Sin embargo, las protomilonitas no hacen parte de la unidad Metasedimentitas de Silos y pertenecen a los Esquistos del Silgará.

8.5.1 Protomilonitas. Litotipo definido para las muestras SB-93 y SB-124, pertenecientes a los Esquistos del Silgará. La primera se encuentra asociada a la falla Vichagá en el límite Noroccidental de las Metasedimentitas de Silos y la segunda, a la falla Loma El Rayo en el límite oriental. Ocurren en afloramientos de color café a amarillento de hasta 4 m de altura y 11 m de longitud, afectados fuertemente por la actividad tectónica con numerosas familias de diaclasas y poca separación entre ellas.

La roca es de color gris azulado claro con algunas superficies amarillentas debido a la oxidación, brillo sedoso a perlado y tamaño de grano medio. Se presenta cohesiva, con estructura milonítica y desarrollo de estructura augen en algunos cristales de cuarzo y plagioclasa. Mineralógicamente, los porfiroclastos corresponden a moscovita, cuarzo, plagioclasa, clorita, biotita y minerales opacos; y la matriz se compone de cuarzo, moscovita, plagioclasa, clorita y sericita.

Macroscópicamente, se observan venas de cuarzo de hasta 2 mm de espesor desplazadas en sentido dextral por una fractura que divide la roca en dos sectores, uno con mayor deformación y replegamientos y otro donde se conserva una dirección de foliación bien definida. A nivel microscópico, se observa una fuerte disminución del tamaño de grano y deformación frágil; sin embargo, la roca presenta

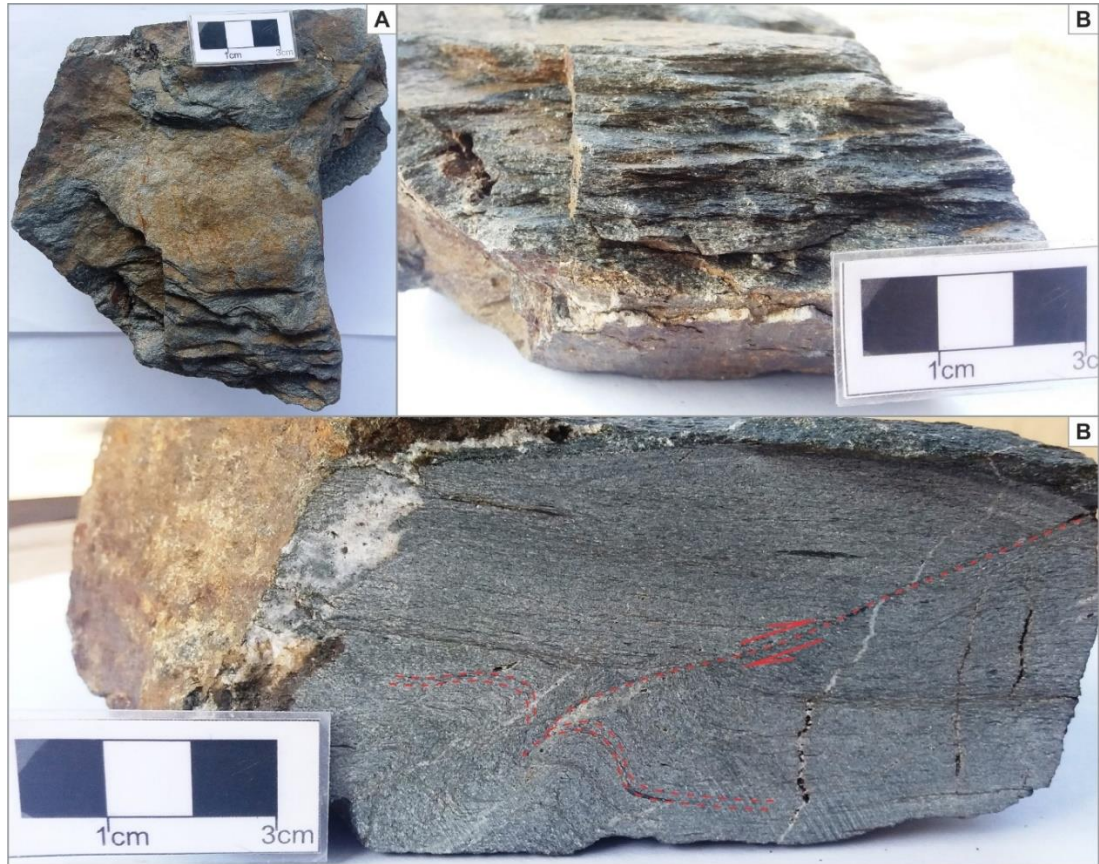
una foliación bien definida, desarrollo de estructuras augen en cristales de plagioclasa y replegamientos hacia uno de sus extremos. La deformación intracristalina se evidencia en estructuras como extinción ondulante y lamelas en cuarzo y kinking en moscovita y biotita. Adicionalmente, la plagioclasa se presenta generalmente con macla polisintética y sericitizada y la biotita cloritizada. La foliación está definida por dominio de clivaje y de microlitones, preservados pese a la deformación.

Figura 35. Afloramiento de protomilonitas. Estación G3-24 del grupo 3 de campo II, primer semestre de 2015 (muestra SB-124).



Fuente: modificado del catálogo de fotos del grupo G3 de campo II, 2015-1.

Figura 36. Características macroscópicas de las protomilonitas, muestra SB-93. A y B: estructura de la roca; C: desplazamiento y replegamiento a lo largo de una fractura, mayor deformación en la parte inferior de la roca.



- **Porfiroclastos (58 – 63 %):** se encuentran como porfiroclastos cristales de cuarzo, moscovita, plagioclasa, clorita, biotita y minerales opacos. Aunque se observa una fuerte reducción del tamaño de grano, el porcentaje de matriz no supera el 50%, clasificándose como protomilonita.

Cuarzo (34 – 39 %): se encuentra como cristales incoloros, de relieve bajo y colores de interferencia grises de primer orden. Los tamaños varían entre fino y medio y, aunque pueden encontrarse cristales hasta de 2,7 mm de longitud, por

lo general alcanzan alrededor de 0,7 mm. Se encuentran fuertemente fracturados, generando una reducción del tamaño de grano. Son xenoblásticos con lados geométricos e irregulares producto del fracturamiento. Pueden asociarse con cristales de moscovita, plagioclasa, biotita o minerales opacos, o pueden encontrarse rodeados de matriz o sericita. Presentan extinción ondulante y lamelas de deformación muy notorias, y tienden a alargarse en el sentido de la foliación principal. Estos porfiroclastos son muy abundantes en toda la roca.

Moscovita (8 – 14 %): los porfiroclastos de este mineral se presentan como individuos incoloros de bajo relieve y colores de interferencia de segundo y tercer orden. Tienen formas xenoblásticas a subidioblásticas y hábito laminar alargado de tamaño fino a medio, el cual en ocasiones rodea lateralmente porfiroclastos de cuarzo. Se encuentra fracturada y afectada por la deformación milonítica, en ocasiones con ligero plegamiento de los cristales. Está asociada a todos los porfiroclastos encontrados en la roca y muestra evidencias de cloritización.

Plagioclasa (7 – 9 %): se encuentra como individuos incoloros con colores de interferencia grises fuertemente sericitizados, proceso que en ocasiones ha consumido todo el mineral. Varía su tamaño de fino a medio y está afectado por fuerte fracturamiento. Es posible observar cristales con macla polisintética, aunque la mayoría carecen de ella. Tiene formas xenoblásticas y algunos cristales de tamaño fino desarrollan estructuras augen. Es poco abundante y se distribuye homogéneamente en toda la roca. Principalmente está asociada a cristales de cuarzo, aunque es posible encontrarla en contacto neto con cualquier otro mineral presente en la roca.

Clorita (1 – 4 %): ocurre como individuos de color verde y colores de interferencia verde amarillento a azul, en cristales subidioblásticos de hábito laminar alargados en el sentido de la foliación principal y en tamaños finos. En ocasiones se encuentra fracturada o microplegada. Está asociada a la moscovita en contacto neto y al cuarzo y la plagioclasa. Se distribuye de forma heterogénea y es poco abundante.

Minerales opacos (2 %): se encuentran como individuos xenoblásticos de formas irregulares, los cuales pueden mostrar colores de interferencia rojizos. Son de tamaño fino, hasta 0,4 mm, y no se encuentran fracturados. Algunos de estos cristales son subidioblásticos, de hábito tabular alargado, y muy pocos son idioblásticos. Se distribuyen en muy baja proporción a lo largo de toda la roca y se asocian al cuarzo y la moscovita.

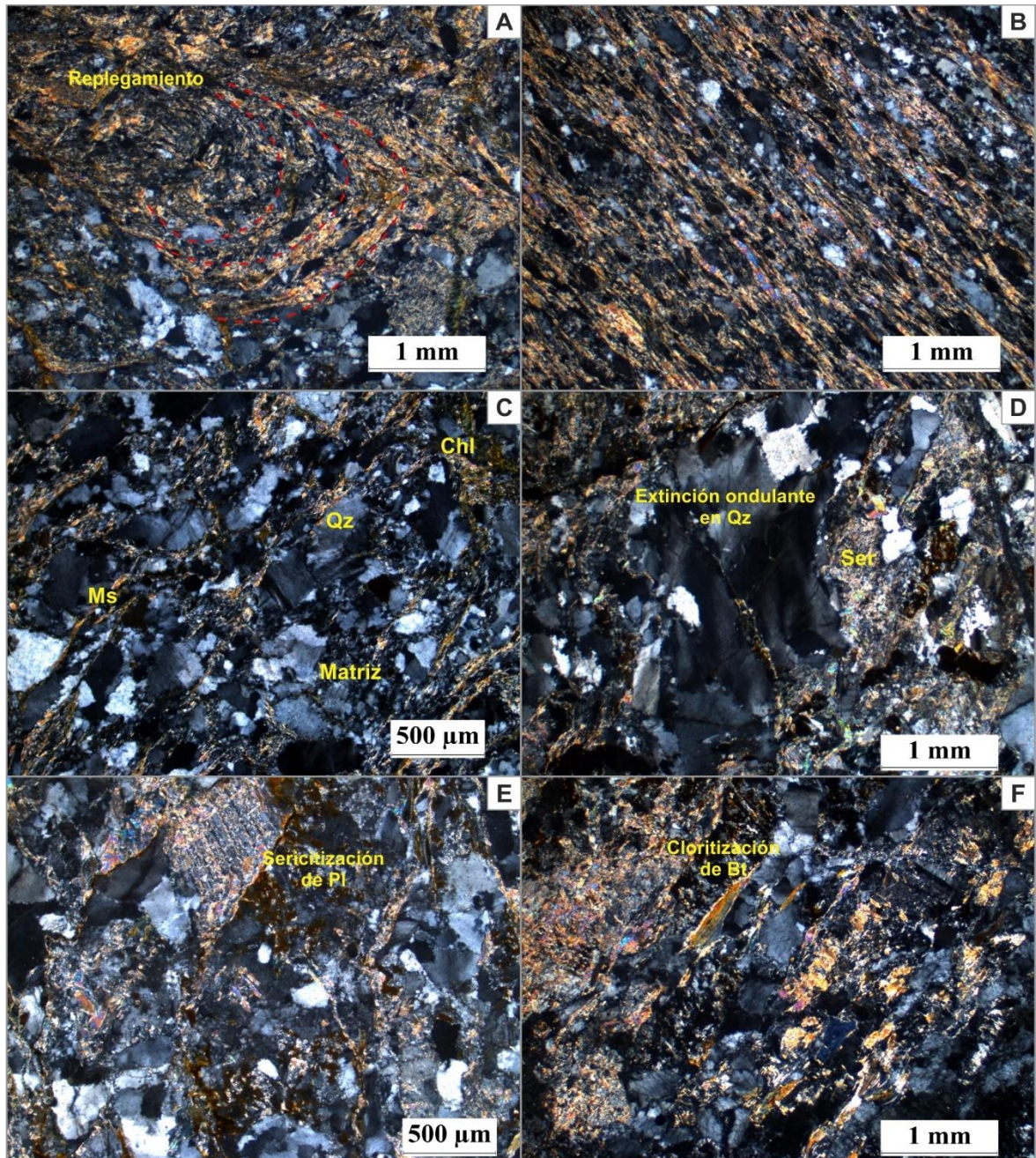
Biotita (0 – 1 %): este mineral ocurre únicamente en la muestra SB-124. Se presenta como individuos de color café verdoso, xenoblásticos a subidioblásticos de hábito hojoso que tienen a orientarse de forma concordante con la foliación principal de la roca. El tamaño de grano es generalmente fino y todos evidencian procesos de cloritización, en los cuales algunos cristales han sido reemplazados casi por completo. Está asociados a moscovita y cuarzo generalmente y son muy escasos.

- **Matriz (37 – 42 %):** está compuesta principalmente de moscovita y cuarzo. Sin embargo, también se encuentra plagioclasa, clorita y, en la SB-124, sericita.

El cuarzo de la matriz (23 – 16 %) es el producto del fracturamiento de porfiroclastos. Se encuentra como individuos xenoblásticos cortos muy finos a ultrafinos estrechamente asociados a la moscovita de la matriz. Se distribuyen en toda la roca rodeando porfiroclastos del mismo mineral, o de otro, y forma bandas o flujos orientados paralelos a la foliación. La moscovita (10 – 13 %) se presenta igualmente de tamaños muy finos a ultrafinos en agregados hojosos que se orientan con la foliación de la roca y que bordean los porfiroclastos. El cuarzo y la moscovita son los principales minerales de la matriz.

La plagioclasa (1 – 3 %) consiste en fragmentos xenoblásticos muy finos de los porfiroclastos, los cuales se encuentran sericitizados. Está asociada al cuarzo y la moscovita y, debido al tamaño de grano, es difícil distinguirla del cuarzo en los cristales más pequeños, pues no presenta maclado. La sericita es producto de la alteración de la plagioclasa y es abundante en la muestra SB-124, mientras que está ausente en la SB-93. Se encuentra como agregados de cristales ultrafinos de colores de interferencia de tercer orden, los cuales reemplazan la plagioclasa y forman parte de la matriz de la roca. Así mismo, estos agregados se observan asociados a la moscovita y el cuarzo de la matriz, siguiendo el sentido de la foliación y rodeando porfiroclastos. Por último, la clorita (2 – 3 %) representa cristales muy finos de color verde claro y colores de interferencia verde amarillento a azul, totalmente irregulares, que se encuentran dispersos en la matriz.

Figura 37. Microfotografías de las protomilonitas asociadas a las fallas Vichagá (SB-93) y Loma El Rayo (SB-124). A: replegamiento de los dominios de clivaje y microlitones; B: foliación de la roca compuesta por dominio de clivaje y microlitones con débil desarrollo de estructuras augen en algunos cristales de cuarzo y plagioclasa; C: fuerte reducción del tamaño de grano por deformación frágil; D: extinción ondulante en porfiroclasto de Qz; E: cristal de Pl sericitizado; F: Bt cloritizada. A-C: muestra SB-93; D-F: muestra SB-124. Nícoles cruzados.



8.5.2 Milonitas. Corresponden a rocas carbonatadas de la unidad Metasedimentitas de Silos asociadas a la falla Noveta, muestras SB-121 y SB-171. Ocurren en afloramientos de hasta 60 m de altura y 75 m de longitud, de color gris claro fuertemente tectonizados, en donde se observa basculamiento y desprendimiento de bloques (figura 38). Sin embargo, las rocas exhiben una dirección de foliación bien definida.

Figura 38. Afloramiento de milonitas carbonatadas. Estación G3-16 del grupo 3 de campo II, primer semestre de 2015.

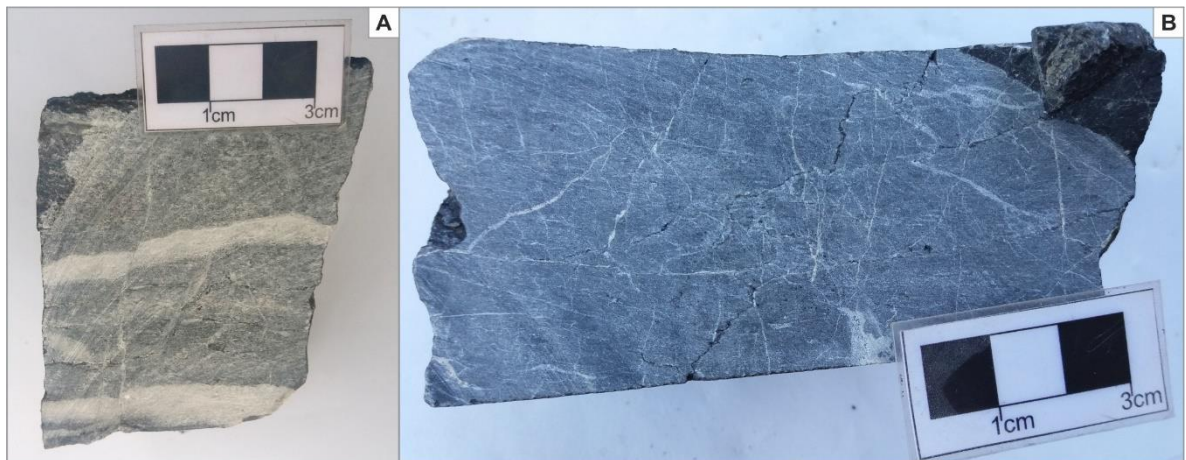


Fuente: modificado del catálogo de fotos del grupo 3 de campo II, 2015-1.

Las rocas son de color gris oscuro con superficies grises claras a blancas producto de la meteorización y reprecipitación superficial de carbonatos. Se observan evidencias de recristalización, tamaño de grano medio, estructuras masivas y fuertemente compactada, con algunas variaciones de tamaño de grano localizadas.

Desarrollan una dirección de foliación bien definida S_1 y presentan numerosas venillas de calcita de 0,5 mm de espesor que cortan S_1 en todas direcciones, las cuales son cortadas y desplazadas en dirección sinistral o dextral por venillas posteriores o fracturas.

Figura 39. Características macroscópicas de las milonitas. A: muestra SB-121 con fracturamiento y desplazamiento de venas; B: muestra SB-171 con numerosas venillas y fracturas.



Microscópicamente, la dirección de foliación principal S_1 se presenta bien definida y continua, con apariencia microplegada en la muestra SB-121, donde la milonitización se observa mejor desarrollada. Además, es posible observar flujos cataclásticos paralelos a S_1 y estructuras de deformación intracristalinas en la calcita y el cuarzo, como kinking, maclas de deformación, extinción ondulante y lamelas.

- **Porfiroclastos (43 – 47 %):** corresponden a cristales de calcita, minerales opacos y, esporádicamente, cuarzo.

Calcita (41 – 42 %): individuos que varían de incoloros a iridiscentes con colores de interferencia anómalos. Tienen relieve bajo, son xenoblásticos y se encuentran fuertemente milonitizados, con formas alargadas y microplegadas con kinking. Presentan maclado por deformación y extinción ondulante. Los porfiroclastos son de tamaño fino a medio, hasta de 1,7 mm, lo que contrasta fuertemente con la matriz de la roca de tamaño muy fino a ultrafino. Se distribuyen homogéneamente en toda la roca y son muy abundantes. Están asociados en contacto neto a porfiroclastos de cuarzo y minerales opacos, los cuales son más pequeños, y también se encuentran rodeados completamente por matriz.

Minerales opacos (2 – 3 %): se encuentran como individuos subidioblásticos de hábito tabular corto a redondeado y tamaño fino, hasta de 0,4 mm. Son poco abundantes y se distribuyen se forma irregular en la roca. Están asociados a la calcita en contacto neto, aunque pueden encontrarse rodeados por matriz. Algunos cristales se encuentran fracturados.

Cuarzo (0 – 2 %): este mineral se encuentra como individuos incoloros de relieve bajo y colores de interferencia de primer orden, xenoblásticos con formas redondeadas a alargadas y tamaño fino. Presenta extinción ondulante, lamelas de deformación y alto fracturamiento. Está asociado en contacto neto a la calcita y también se encuentra rodeado de matriz. En ocasiones se presenta en aglomeraciones de varios individuos que se alargan en una dirección oblicua a la dirección de foliación principal de la roca.

- **Matriz (53 – 57 %):** está compuesta de calcita, cuarzo y grafito.

La calcita de la matriz (42 – 54 %) es el producto del fracturamiento de los porfiroclastos de este mineral. Se encuentra en agregados compuestos por individuos de tamaño muy fino a ultrafino que se distribuyen siguiendo la dirección de foliación principal de la roca y, en ocasiones, parecen flujos. Rodea los porfiroclastos de todos los minerales y está asociada igualmente a cuarzo de la matriz y el grafito. El cuarzo (2 – 9 %), igualmente producto del fracturamiento de cristales de cuarzo de mayor tamaño, ocurre en menor proporción. Se presenta como cristales o agregados de cristales muy finos embebidos en la matriz de calcita. Se localizan por lo general cercanos a los porfiroclastos de cuarzo, aunque también hacen parte de los flujos de material fino que atraviesan la roca. Por último, el grafito (1 – 2 %) se encuentra en la matriz como agregados xenoblásticos de color negro distribuidos de forma irregular y poco abundante. Está asociado a la calcita o a los bordes de algunas venillas y se orienta paralelo a la foliación principal de la roca.

8.5.3 Protocataclasitas. Este litotipo fue definido para la muestra SB-113, perteneciente a las Metasedimentitas de Silos. Esta roca se encuentra en la zona norte de la unidad y no está asociada a ninguna de las estructuras mayores definidas en este trabajo, lo cual indica que el fuerte control estructural evidenciado en la zona se extiende más allá de la zona de influencia de la falla. Ocurre en un afloramiento de alrededor de 1,5 m de altura y 3 m de longitud de color gris amarillento, fuertemente fracturado y con presencia de bloques removidos (figura 40).

Figura 40. Afloramiento de protocataclasitas. Estación G3-4 del grupo 3 de campo II, primer semestre de 2015.



Fuente: modificado del catálogo de fotos del grupo 3 de campo II, 2015-1.

Es una roca de color gris claro, tamaño de grano fino a medio con foliación bien definida S_1 . Está compuesta principalmente de porfiroclastos de cuarzo, moscovita, plagioclasa, minerales opacos y menor clorita y circón. Y la matriz consta de cuarzo, moscovita, clorita y sericita. Presenta una vena de cuarzo concordante con la foliación principal de la roca, de 3 mm de espesor, cortada por venas discordantes a la foliación de espesores similares. Además, se observan fracturas discordantes a la foliación, a las que se asocia oxidación, generando coloraciones café amarillentas.

Microscópicamente, la foliación principal S_1 se observa espaciada, definida por dominios de clivaje y microlitones, los cuales varían en espesor en sectores localizados. Los porfiroclastos se encuentran fuertemente fracturados y con estructuras de deformación intracristalina como extinción ondulante, lamelas y

kinking. Además, se observan procesos de alteración mineral, poco comunes en rocas sin deformación cataclástica o milonítica.

Figura 41. Características macroscópicas de las protocataclasitas, muestra SB-113.



- **Porfiroclastos (62 %):** corresponden a cristales de cuarzo, moscovita, plagioclasa, minerales opacos y menor clorita y circón, y comprenden más del 50 % de la roca, lo que la define como protocataclasita.

Cuarzo (44 %): en la roca se encuentran dos generaciones de cuarzo como porfiroclasto. El cuarzo 1 ocurre como individuos incoloros de relieve bajo y colores de interferencia grises de primer orden. Tienen formas xenoblásticas, ligeramente alargadas en el sentido de la foliación principal, y son de tamaño fino, hasta de 0,23 mm de longitud. Presenta mecanismos de deformación como extinción ondulosa y lamelas y se encuentra fuertemente fracturado, lo cual evidencia deformación frágil. Está estrechamente asociado a la moscovita y la plagioclasa y puede estar rodeado de matriz. El cuarzo 2 ocurre como relleno de venas. Es un cuarzo limpio, anhedral y de tamaño fino, similar al cuarzo metamórfico. Sin embargo, se encuentra fracturado.

Moscovita (10 %): se encuentra como individuos incoloros de bajo relieve y colores de interferencia amarillos, azules y verdes. Estos cristales son subidioblásticos y se encuentran afectados por deformación, con fuerte fracturamiento y microplegamientos tipo kink. Son de tamaño fino, hasta 0,6 mm y se encuentran a lo largo de toda la roca. Por lo general, se orientan paralelos a la foliación principal y están asociados al cuarzo, los minerales opacos y a la moscovita de la matriz.

Plagioclasa (5 %): son individuos xenoblásticos, de tamaño fino, alargados hacia los extremos en el sentido de la foliación general de la roca. Presentan colores de interferencia grises como los del cuarzo; sin embargo, se encuentran sericitizados, con sectores puntuales de colores de interferencia de mayor orden o casi completamente reemplazadas. Sólo se observó un cristal con macla polisintética. Además, están igualmente afectados por fracturamiento y se asocian al cuarzo y a la moscovita. Son poco abundantes y ocurren irregularmente en la roca.

Sericita (1 %): agregados de individuos hojosos de tamaño ultrafino con colores de interferencia de segundo y tercer orden. Ocurre como producto de la alteración de la plagioclasa.

Minerales opacos (2 %): son poco comunes y tienden a concentrarse en sectores localizados de la roca. Corresponden a cristales subidioblásticos a idioblásticos de formas tabulares a irregulares con colores de interferencia café oscuro a negros y sectores puntuales de colores de mayor orden. El tamaño de grano puede ser muy fino o fino, hasta 0,14 mm de longitud, y algunos se encuentran fracturados. Se asocian principalmente a la moscovita y el cuarzo.

Clorita (<1 %): se encuentra como individuos xenoblásticos a subidioblásticos de color verde amarillento y color de interferencia azul oscuro. El tamaño de grano es fino, de hasta 0,2 mm de longitud, y se orienta en el sentido de la foliación principal de la roca. Es muy escasa y se encuentra en contacto neto con el cuarzo y la moscovita.

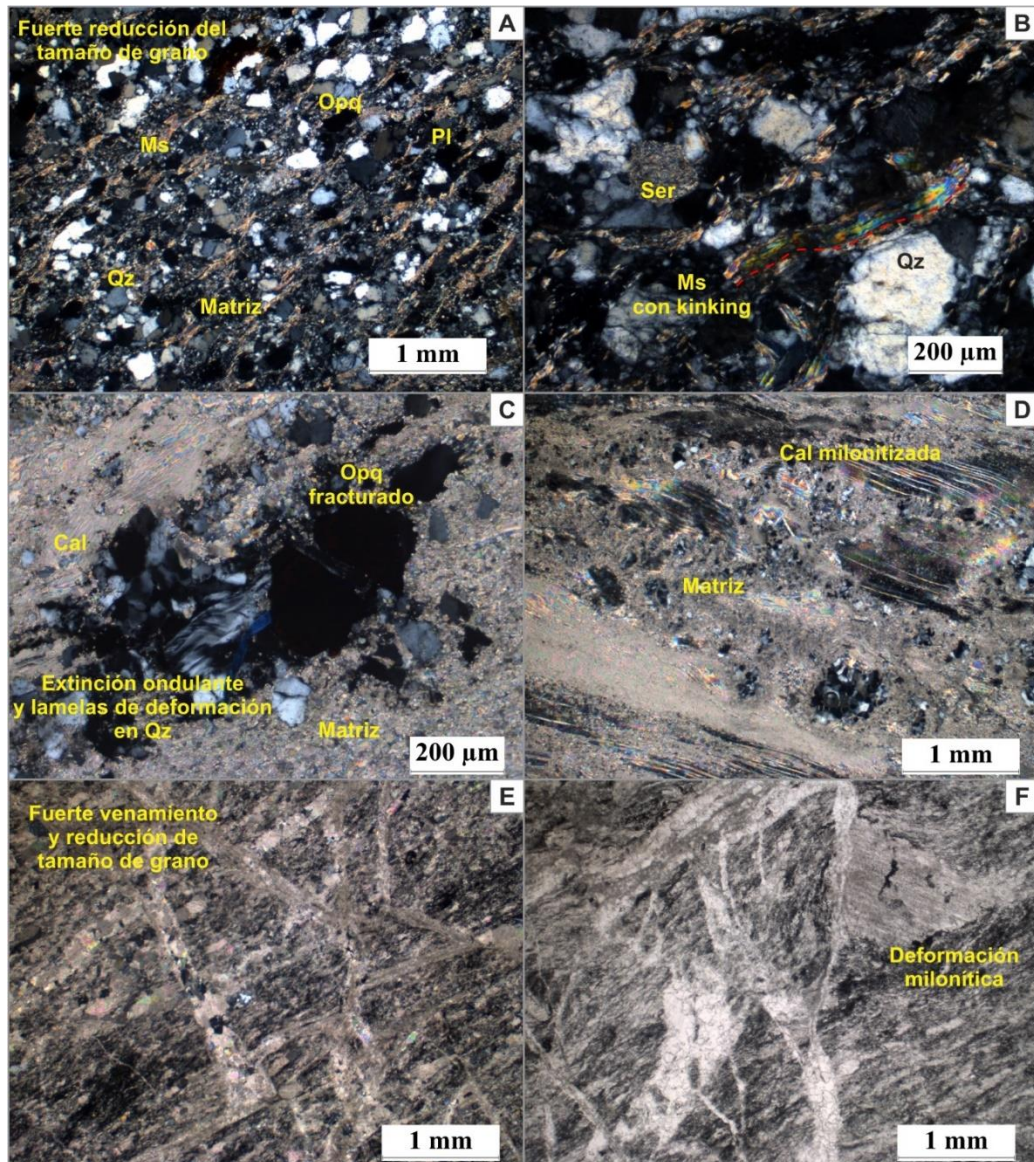
Circón (<1 %): ocurre como cristales incoloros de relieve muy alto y colores de interferencia de amarillo, verde, azul y fucsia de tercer orden. Tiene formas xenoblásticas ligeramente redondeadas y tamaño muy fino. Es muy escaso y se encuentra en contacto con moscovita o cuarzo.

- **Matriz (38 %):** compuesta por cuarzo, moscovita, clorita y sericita, producto del fracturamiento y la alteración de los porfiroclastos.

El cuarzo (24 %) representa el mayor componente de la matriz de la roca. Es producto del fracturamiento de los porfiroclastos de cuarzo y comparte sus propiedades ópticas. Son xenoblásticos de tamaño muy fino y rodean porfiroclastos de otros minerales. También está asociado estrechamente a la moscovita y forma dominios de microlitones que definen la foliación de la roca. La moscovita (8 %) ocurre como agregados hojosos compuestos de individuos xenoblásticos a subidioblásticos de hábito laminar. Es incolora, de relieve bajo y colores de interferencia de segundo y tercer orden. El tamaño de grano es generalmente fino y está estrechamente asociada al cuarzo. Rodea los porfiroclastos y, similar al cuarzo, tiende a definir la dirección de foliación principal de la roca en dominios de clivaje. En cuanto a la clorita, se encuentra en mayor proporción en la matriz que como porfiroclasto. Son cristales subidioblásticos a xenoblásticos de hábito tabular

alargado o irregulares, de color verde claro y colores de interferencia azules y grises anómalos. Se encuentran de tamaño fino distribuidos irregularmente en la roca.

Figura 42. Microfotografías de las protocataclasitas (A y B: muestra SB-113) y las milonitas (C y D: muestra 121; E y F: muestra SB-171). A: estructura cataclástica y reducción del tamaño de grano; B: sericitización de plagioclasa y moscovita con kinking; C: extinción ondulante en cuarzo, lamelas de deformación y fracturamiento de mineral opaco; D: porfiroclastos de calcita milonitizada y matriz muy fina de calcita y cuarzo; E: fuerte desarrollo de venamiento y reducción del tamaño de grano, la roca se encuentra foliada; F: foliación ligeramente deformada e intenso venamiento.



8.6 ROCAS SEDIMENTARIAS

Esta litología se encontró como dos cuerpos pequeños de bioesparitas pertenecientes a la Formación Diamante que ocurren como remanentes dentro de la unidad Metasedimentitas de Silos y en el contacto entre esta unidad y los Esquistos del Silgará.

8.6.1 Bioesparitas. Litotipo definido para las muestras SB-170 y SB-181 según los parámetros de clasificación de Folk⁷⁴ para rocas calcáreas. Ocurren en afloramientos de varios metros de altura y longitud de color gris claro a oscuro y afectados por fracturamiento y meteorización. Se encuentran dos cuerpos en el área de estudio, uno en la zona central de la unidad metasedimentaria asociado al trazo de la falla Noveta, y otro en la intersección de las fallas Noveta y Loma El Rayo, en contacto con las Metasedimentitas de Silos, los Esquistos del Silgará y la Formación Girón.

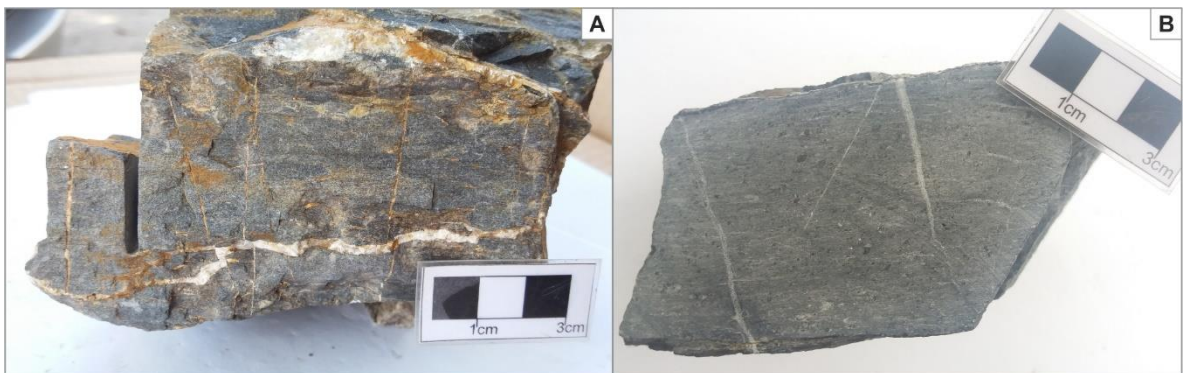
En muestra de mano son rocas de color gris oscuro con superficies blancas a café rojizas producto de la oxidación y reprecipitación superficial de carbonatos, de tamaño de grano muy fino sin evidencias de recristalización, aunque desarrolla una dirección de foliación de carácter tectónico. Adicionalmente, se encuentran venas de calcita de aproximadamente 3 mm de espesor, desplazadas en dirección dextral por fracturas perpendiculares. Es masiva y contiene bioclastos redondeados y parcialmente recristalizados de hasta 2 mm de diámetro, abundantes y distribuidos homogéneamente en toda la roca de forma homogénea. Mineralógicamente, se

⁷⁴ FOLK, Robert L. Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1959, vol. 43, p. 1-38.

compone principalmente de calcita, con cuarzo, moscovita, minerales opacos y abundantes bioclastos.

A nivel microscópico se observa la dirección de foliación S_1 bien definida y continua. Sin embargo, no se observan evidencias de que eventos metamórficos regionales la hayan afectado y la foliación es únicamente tectónica, producto del control estructural del área y de los trazos de las fallas cercanas. Los bioclastos se encuentran ligeramente recristalizados, aunque aún es posible observar su estructura. Adicionalmente, estos fósiles pueden encontrarse fracturados y desplazados o deformados plásticamente, ligeramente alargados.

Figura 43. Características macroscópicas de las bioesparitas. A: muestra SB-170; B: muestra SB-181 con fósiles.



- Calcita (66 – 69 %): Se presentan dos generaciones de calcita.

Calcita 1: ocurre como individuos incoloros con colores de interferencia anómalos, tamaño muy fino y formas anhedrales que conforman la matriz de la roca. Se encuentran orientados en una dirección preferencial formando una

foliación tectónica. Sin embargo, no se evidencian procesos de metamorfismo regional que hayan afectado la roca. Su distribución es homogénea y muy abundante. Algunos cristales muestran extinción ondulante y maclado, producto de la deformación. También se observan sectores o franjas de menor tamaño de grano bien delimitadas.

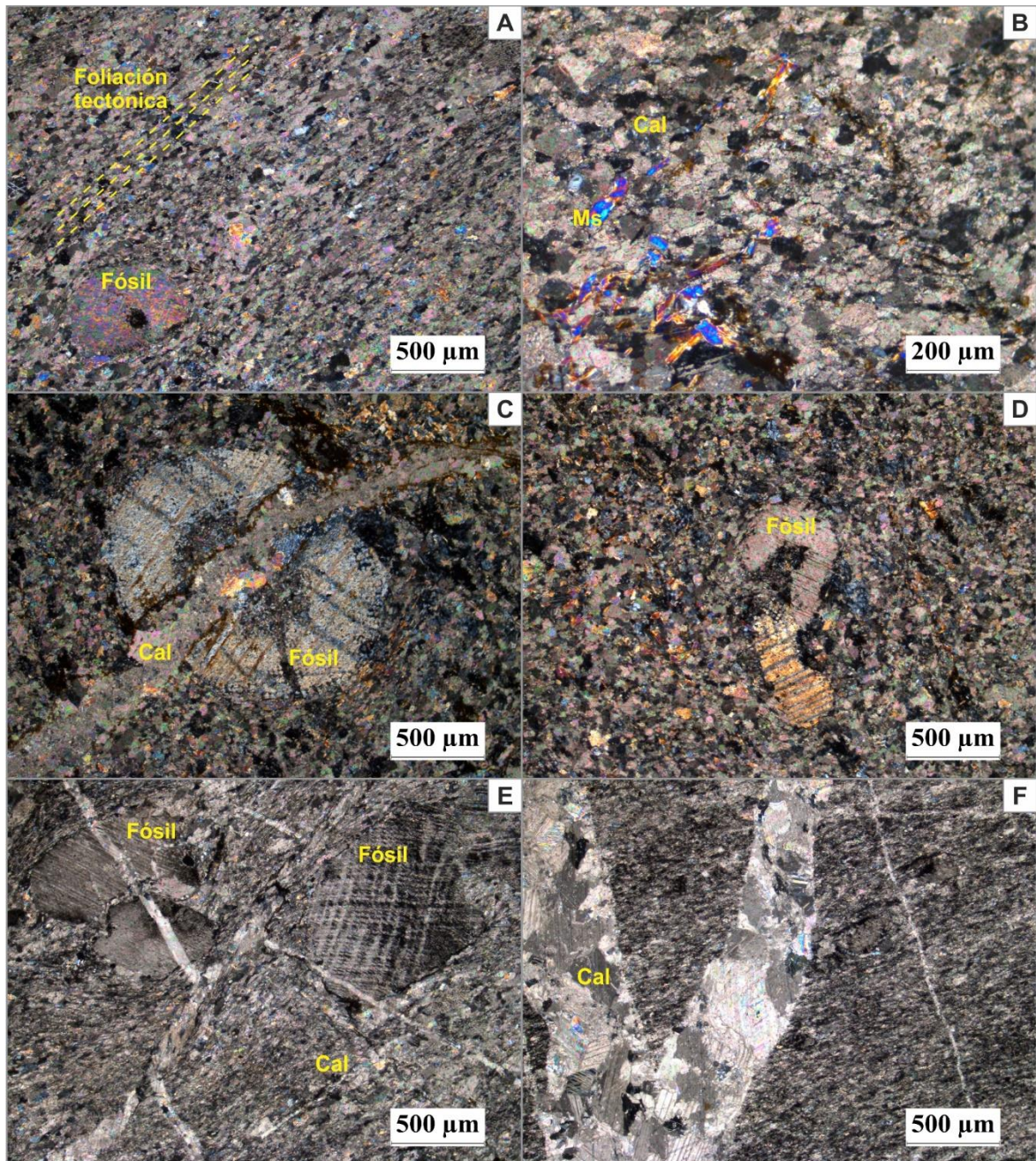
Calcita 2: corresponde a cristales anhedrales de tamaño fino que rellenan venas de espesores variables. También incluye el producto de la recristalización de los bioclastos. Esta variedad en venas no desarrolla extinción ondulante ni maclado.

- Bioclastos (8 – 21 %): los fósiles encontrados son por lo general de geometría redondeada y fueron identificados por Luis Enrique Cruz Guevara, profesor de la Universidad Industrial de Santander, como espículas de equinodermos. Algunos presentan evidencias de deformación pues se observan alargados y han perdido su redondez o han sido cortados por venillas de calcita que en ocasiones desplazan sus fragmentos. Se encuentran parcialmente recristalizados a calcita, aunque conservan casi completamente toda su estructura.
- Moscovita (0 – 15 %): ocurre como individuos muy finos que se distribuyen heterogéneamente en las rocas. Son subhedrales a euhedrales de hábito hojoso, incoloros y con colores de interferencia azul, verde y fucsia de tercer orden. Están asociados en contacto neto a la calcita y tienden a orientarse con la foliación tectónica de la roca. También se encuentran asociados a algunas fracturas. Es poco abundante y por lo general los cristales no se aglomeran entre sí.

- Cuarzo (2 – 9 %): individuos incoloros, con colores de interferencia gris de primer orden, tamaños de grano muy fino y formas anhedrales semi-redondeadas. Ocurren esporádicamente en la roca y tienden a orientarse con la foliación tectónica. También es común encontrar cúmulos de granos de cuarzo. Es posible que presenten extinción ondulante. Están asociados en contacto neto con la calcita.

- Minerales opacos (2 – 8 %): individuos anhedrales a subhedrales de tamaño fino, con formas cortas redondeadas a irregulares y coloración en ocasiones rojiza en nicoles cruzados. Están asociados a la calcita y posiblemente a la moscovita 1 y el cuarzo. Se distribuyen de forma heterogénea en la roca, generalmente de forma individualizada y son poco abundantes.

Figura 44. Microfotografías de las bioesparitas. A: equinodermo recristalizado en matriz muy fina con foliación tectónica. B: matriz de calcita y menor moscovita y óxidos de grano muy fino. C y D: equinodermos recristalizados y deformados por actividad tectónica. E y F: venas de calcita de espesores variables que cortan los fósiles. B, C y D: muestra SB-170; A, E y F: muestra SB-181. Nicoles cruzados.



9. QUÍMICA MINERAL

La química mineral se determinó de manera semicuantitativa mediante microanálisis de espectrometría de dispersión de energía de rayos-X (EDS), 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; y las condiciones del análisis se especifican... en la sección 5.3.3...Esta técnica fue empleada en el análisis de 4 secciones delgadas pulidas de filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide con el objetivo de caracterizar químicamente los diferentes tipos de cloritoide (pretectónicos y postectónicos) con respecto a la foliación principal de la roca S₁. Igualmente se empleó el SEM para determinar las inclusiones sólidas presentes en el cloritoide, así como características composicionales de minerales mayores, menores y accesorios, incluyendo los minerales opacos.

Las mediciones se realizaron en sectores puntuales de cada mineral libre de inclusiones o alteraciones y los contenidos de carbono reportados corresponden al recubrimiento realizado por el laboratorio durante la preparación de la muestra, con el fin de crear una superficie eléctricamente conductiva. En total se analizaron 22 puntos y se caracterizaron fases minerales como cloritoide, moscovita, cuarzo, rutilo, clorita, circón y apatito.

9.1 CLORITOIDE

Generalmente, el cloritoide ocurre como porfidoblastos incoloros de alto relieve, colores de interferencia verde grisáceo, con formas xenoblásticas a idioblásticas de tamaño fino a medio (hasta 2.25 mm) y hábito tabular. En algunas, el cloritoide no

ocurre como porfidoblastos sino como individuos subidioblásticos a idioblásticos de tamaño fino a muy fino y con colores de interferencia verdes claros.

Algunos cristales bien desarrollados presentan inclusiones de grafito generando una zonación típica en reloj de arena y otros contienen adicionalmente cuarzo. Es común la presencia de maclas simples y polisintéticas en los porfidoblastos, aunque también se observaron maclas lamelares. Se encuentran individuos de carácter pretectónico respecto a S_1 , sintectónico y postectónico. Sin embargo, no se evidencia ninguna variación generalizada respecto al idiomorfismo o el tamaño de los cristales en las diferentes generaciones. En algunos cristales con inclusiones de cuarzo es posible observar un crecimiento continuo y prolongado que abarca dos eventos, inicia en un evento anterior a S_1 y termina de manera sintectónica respecto a esta foliación.

La química semicuantitativa de este mineral se determinó para las muestras SB-94, SB-109, SB-182 y SB-185, en cristales pre-, sin- y postectónicos respecto a S_1 . Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 14 y las figuras 45 y 46.

Todos los individuos analizados contienen O, Al, Fe, Si y Mg. El Mn es común, aunque está ausente en los cristales de la muestra SB-185, y sólo se reportan contenidos de K en la muestra SB-109 y de Ti en uno de los cristales de la muestra SB-182.

El contenido de la mayoría de elementos químicos, a excepción del Fe, no muestra variaciones significativas con tendencias asociadas a las generaciones de cloritoide ni a su ubicación geográfica. La concentración de Fe presenta un ligero aumento en

los individuos de carácter postectónico respecto a S₁ en comparación con los cristales preectónicos. Localmente, para el cristal postectónico de la muestra SB-94 donde se realizaron mediciones en el centro y borde del mineral, se observa un aumento significativo en el contenido de Al, Fe y Si hacia la zona externa. Adicionalmente, la ausencia de Mn en el cloritoide de la muestra SB-185 podría indicar un empobrecimiento en este elemento hacia la zona sur del área de estudio, lo cual corresponde con los resultados de los análisis de química de roca total que se discutirán más adelante.

Tabla 14. Composición química semicuantitativa del cloritoide en filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.

Muestra		SB-94			SB-109		SB-182		SB-185	
Carácter tectónico del Cld		Pre S ₁	Pos S ₁ *	Pos S ₁ **	Pos S ₁	Pre S ₁	Sin S ₁	Pre S ₁	Pos S ₁	
Elemento químico [% en peso]	C	12.58	16.13	07.43	04.26	08.82	09.69	07.82	08.52	
	O	38.88	37.83	37.97	37.76	36.24	35.73	37.05	36.08	
	Mg	01.48	01.37	01.57	01.44	01.54	01.54	01.68	01.60	
	Al	20.99	19.70	22.88	24.42	23.30	23.12	23.65	23.64	
	Si	11.16	10.24	12.54	13.79	12.50	12.58	13.20	12.85	
	Fe	14.36	14.06	17.03	17.06	16.50	16.52	16.60	17.30	
	Mn	00.55	0.67	00.58	00.91	00.78	00.82			
	K				00.36					
	Ti					00.31				

En la muestra SB-94 las dos mediciones Pos S₁ se realizaron sobre el mismo cristal

* Medición realizada en el centro del cristal

** Medición realizada en el borde del cristal

Figura 45. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de cloritoide pre- y sintectónicos respecto a S_1 en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. Muestras: SB-94 (A: pre- S_1), SB-182 (B: pre- S_1 y C: sin- S_1) y SB-185 (D: pre- S_1).

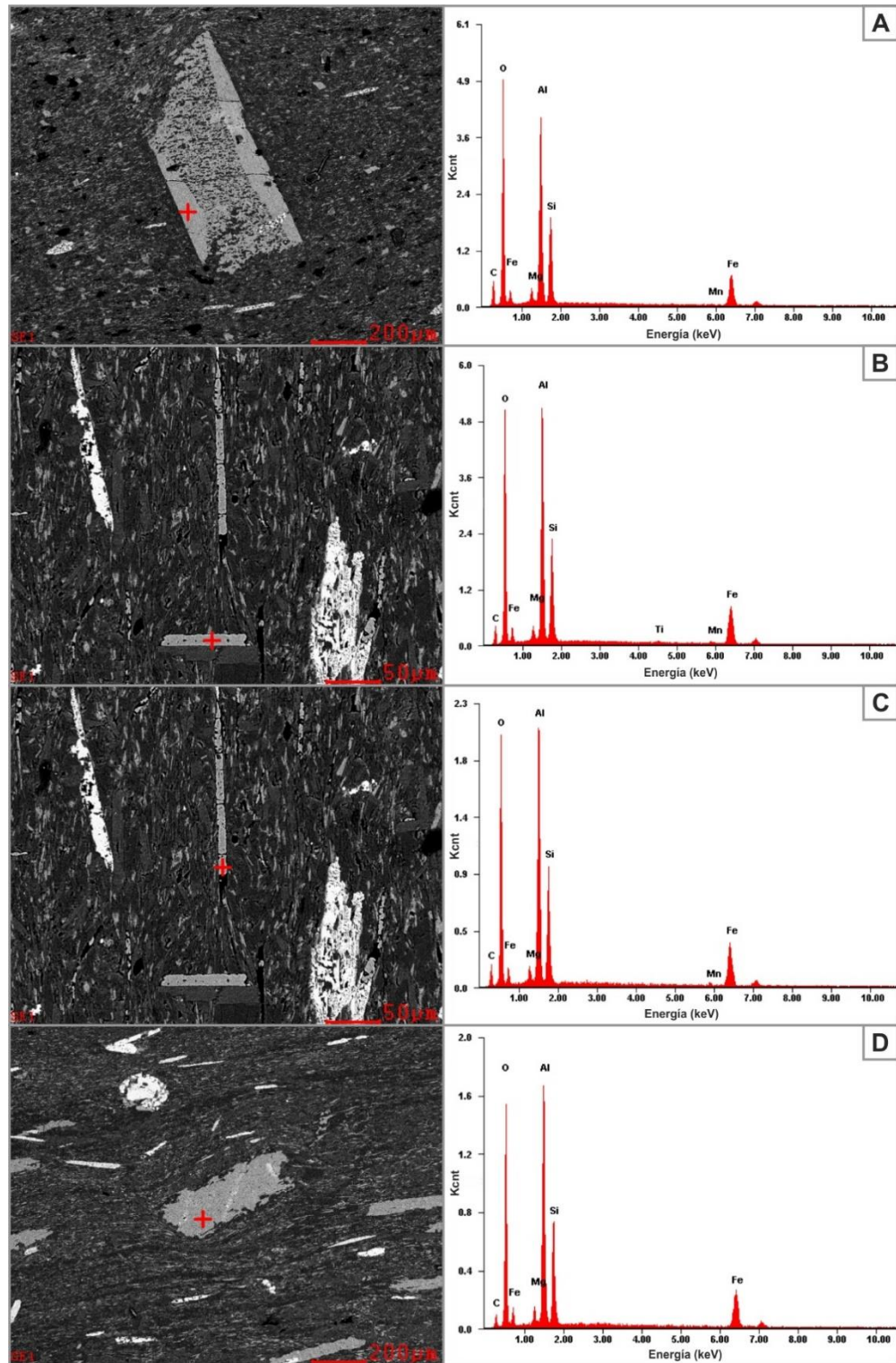
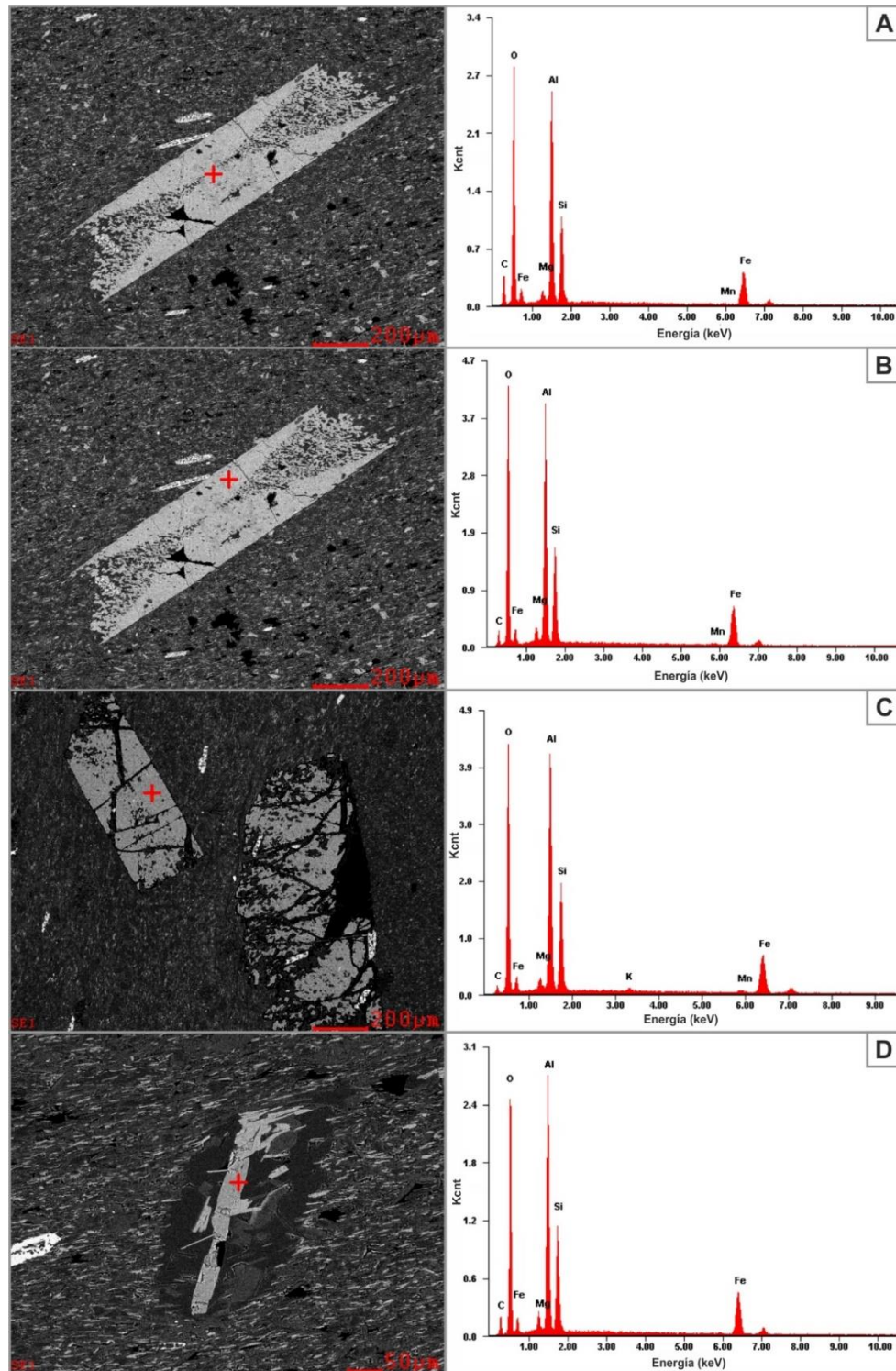


Figura 46. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de cloritoide posttectónicos respecto a S_1 en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. Muestras: SB-94 (A y B en el mismo cristal), SB-109 (C) y SB-185 (D).



Los resultados obtenidos indican que en las Metasedimentitas de Silos predomina la variedad cloritoide, con presencia de un componente magnesiano y, en menor proporción, un componente manganífero “otrelita”. Esta denominación se realiza con base en la propuesta de Halferdahl⁷⁵, quien plantea el desuso de todas las designaciones dadas a los minerales del grupo cloritoide, a excepción de los nombres “cloritoide” y “otrelita”. Cloritoide, además de ser el nombre del grupo de minerales representados por la fórmula $\text{FeO Al}_2\text{O}_3 \text{SiO}_2 \text{H}_2\text{O}$ donde el Fe^{+2} puede ser reemplazado por Mg o Mn, el Al por Fe^{+3} , y el OH por F; también corresponde al miembro extremo de Fe. Otreilita es el nombre para el miembro extremo manganífero, aunque no se ha especificado el contenido mínimo de Mn requerido para esta variedad. Y el miembro extremo magnesiano debe denominarse cloritoide magnesiano. Los miembros binarios y ternarios pueden designarse como porcentajes molares de los miembros extremos o con calificativos que indiquen la presencia de estos.

9.2 MOSCOVITA

Se presentan dos generaciones de moscovita. La moscovita 1 se encuentra como agregados hojosos compuestos de individuos incoloros, con colores de interferencia de segundo y tercer orden, relieve muy bajo y tamaño muy fino a fino. Tiene formas subidioblásticas a idioblásticas y hábito laminar alargado, y define la foliación principal de la roca S_1 . En la muestra SB-109 se presenta como agregados xenoblásticos de mayor tamaño afectados por oxidación.

La moscovita 2 se presenta como individuos sobrecrecidos respecto a S_1 , generalmente son de mayor tamaño y tienen un mejor desarrollo del idiomorfismo

⁷⁵ HALFERDHAL, L. B. Chloritoid: Its composition, X-ray and Optical Properties, Stability and Occurrence. *Journal of Petrology*. 1961, vol. 2, part 1, p. 52.

en comparación con la primera generación de este mineral. Algunos cristales tienden a orientarse a bajo ángulo respecto a S₁ formando una incipiente S₂, otros se disponen en diferentes direcciones. También se incluyen aquí los cristales asociados a las sombras y flecos de presión de los minerales opacos y del cloritoide, reportadas para algunas muestras.

La composición química de la moscovita se determinó para ambas generaciones del mineral en las muestras SB-182 y SB-109. Los contenidos porcentuales de cada elemento se presentan en la tabla 15 y las microfotografías del SEM y los espectros EDS en la figura 47.

Tabla 15. Composición química semicuantitativa de la moscovita en filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.

Muestra		SB-182		SB-109
Ms		Ms 1	Ms 2	Ms 1
Elemento químico [% en peso]	C	10.20	09.95	04.51
	O	35.40	35.35	38.89
	Na	01.11	01.23	00.83
	Mg	00.32	00.28	00.30
	Al	20.89	20.98	23.83
	Si	24.37	24.24	27.01
	K	06.71	06.99	03.32
	Fe	00.67	00.98	01.31
	Ti	00.33		

La moscovita 1 y 2 presentan composiciones muy similares y no se observan cambios significativos en la concentración de ningún elemento de una generación a otra. Contienen O, Si, Al, K, Na, Fe y Mg. La moscovita 1 de la muestra SB-94 contiene además mínimas cantidades de Ti, ausentes en la segunda generación. La moscovita de la muestra SB-109, presente como agregados xenoblásticos oxidados contiene cantidades mayores de Fe, Si, Al y O, y presenta un descenso en la concentración de Na y K, aunque el K continúa predominando.

Los contenidos de Na indican la presencia de un componente paragonítico en la moscovita, lo cual podría estar relacionado con el campo de miscibilidad existente entre estos dos extremos composicionales denominados micas blancas, la moscovita (potásica) y la paragonita (Sódica). El campo de miscibilidad a lo largo del intercambio catiónico $K \leftrightarrow Na$ ha sido sustentado por diversos autores, entre ellos Spear⁷⁶, Bucher & Grapes⁷⁷ y Miyashiro⁷⁸. Este último describe la moscovita y la paragonita como soluciones binarias complejas donde el campo miscible decrece con el aumento de la temperatura; por lo tanto, después de la descomposición de la paragonita el valor de $Na / (Na + K)$ en la moscovita desciende rápidamente. Además, Bucher & Grapes⁷⁹, entre otros, sustentan la importancia del intercambio catiónico K-Na en rocas pelíticas que contienen la asociación Ms + Ab. Según la

⁷⁶ SPEAR, Frank S. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington: Mineralogical Society of America, 1993. pp. 297-309.

⁷⁷ BUCHER, Kurt & GRAPES, Rodney. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Londres: Springer Heidelberg Dordrecht, 2011. pp. 267-269.

⁷⁸ MIYASHIRO, Akiho. *Metamorphism and metamorphic belts*. London: Springer, 1978. p. 203.

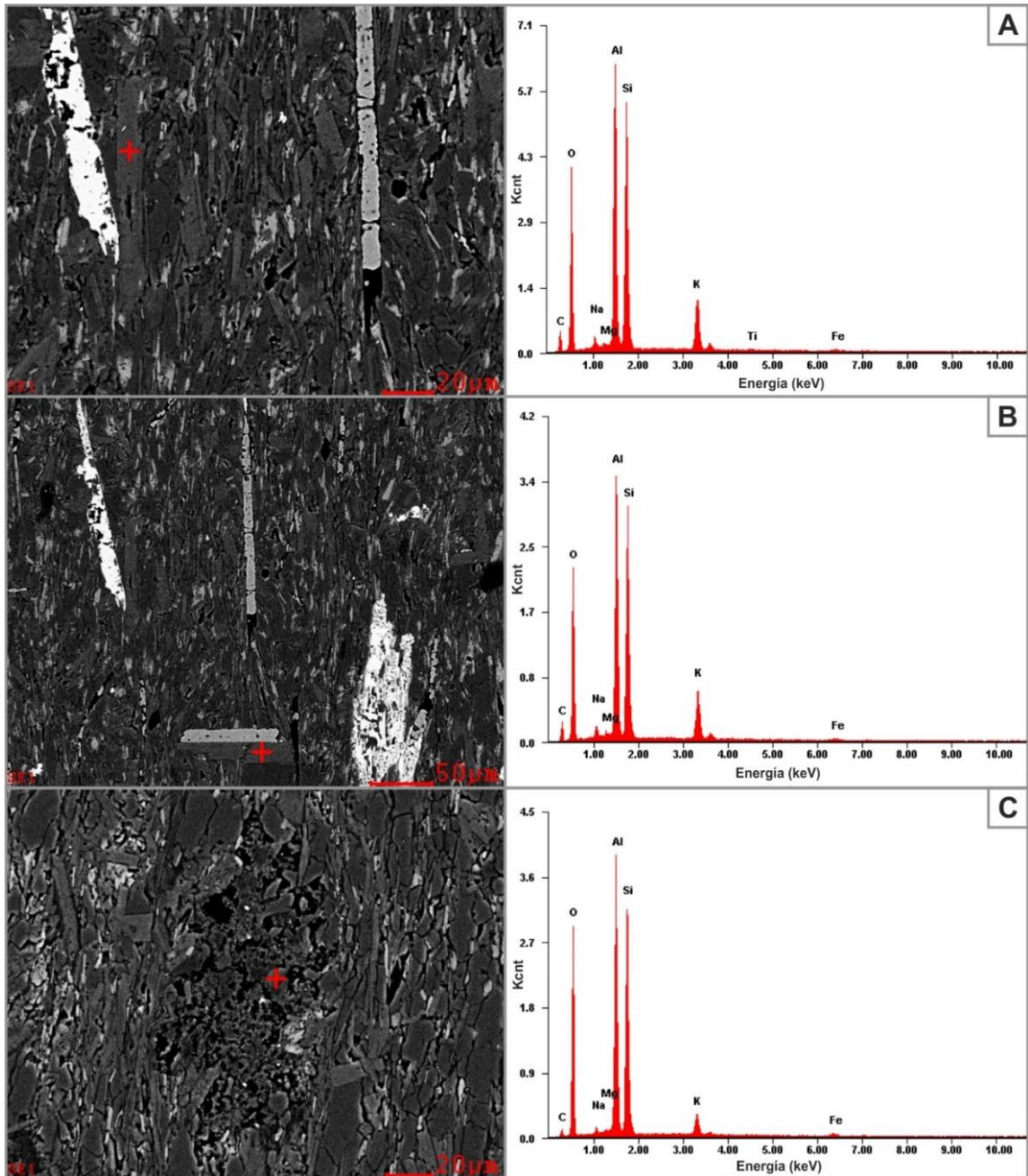
⁷⁹ BUCHER & GRAPES. *Op. cit.*, p. 267.

explicación de Gómez⁸⁰, el contenido de Na en la mica blanca predominantemente moscovítica bajo condiciones metamórficas permite la formación de feldespato alcalino a partir de la reacción continua de la mica con el cuarzo.

Con base en lo anterior, la mica presente en las Metasedimentitas de Silos es predominantemente moscovítica y, aunque contiene un componente paragonítico, no podría definirse como tal. Además, la presencia de pequeñas cantidades de Na podría sustentar condiciones metamórficas de temperaturas intermedias a bajas, pues no se ha alcanzado el límite del campo miscible entre los dos componentes.

⁸⁰ GÓMEZ JIMÉNEZ, Javier. Metamorfismo, Apuntes de la asignatura Petrología Endógena II (Módulo I). Tercer curso de la licenciatura de Geología, Departamento de Ciencias de la Tierra. Zaragoza: Universidad de Zaragoza, 2006. p. 97.

Figura 47. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de moscovita en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. Muestras: SB-182 (A: Ms 1 y B: Ms 2 en sombra de presión de cloritoide) y SB-109 (C: como agregado xenoblástico).



9.3 CUARZO

El cuarzo se encuentra como individuos xenoblásticos a subidioblásticos, redondeados a alargados en el sentido de la foliación principal de la roca S_1 . Son incoloros, de relieve bajo y colores de interferencia grises de primer orden. Generalmente se presentan en tamaños muy finos a finos y están estrechamente asociados a la moscovita 1. También se identificaron como cuarzo los individuos xenoblásticos de tamaños muy finos incluidos en porfidoblastos de cloritoide, y es posible que hagan parte de la misma generación.

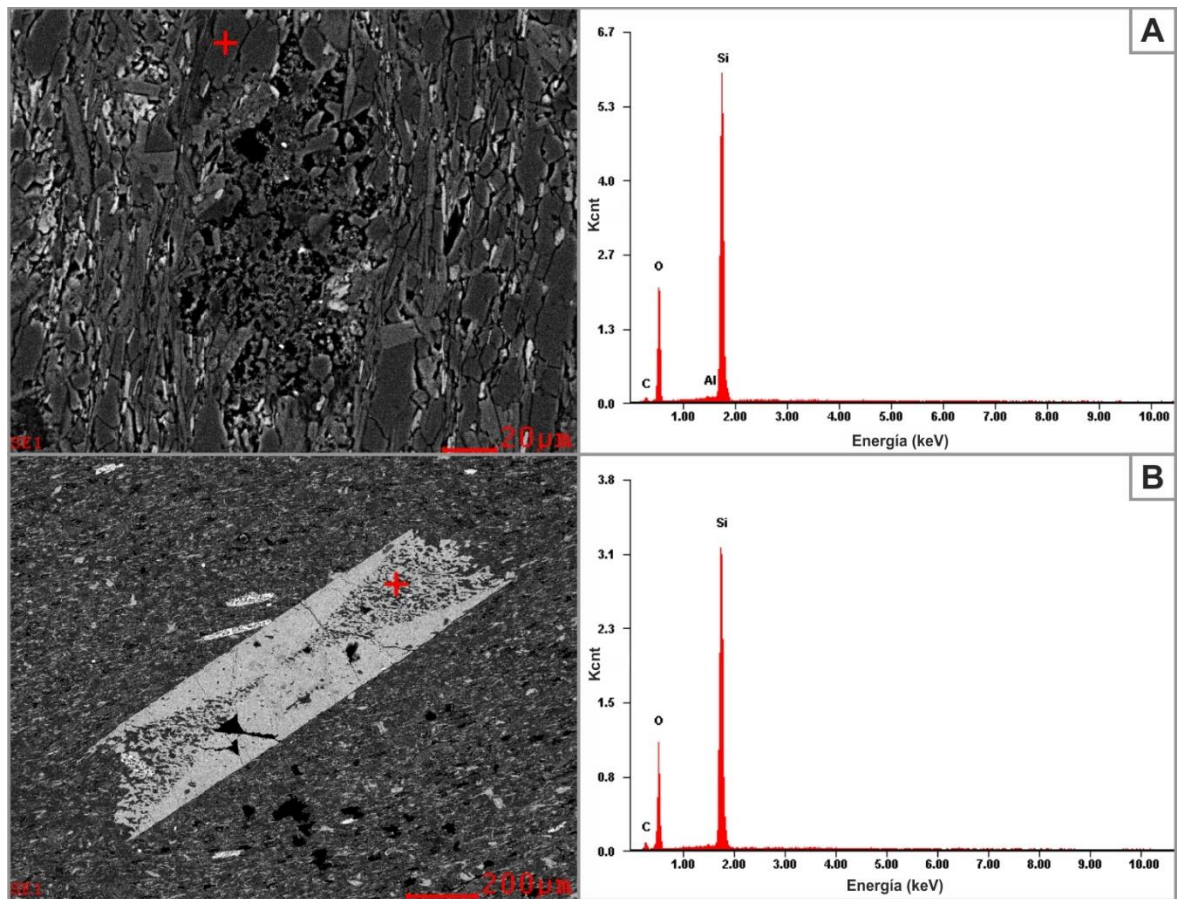
Una segunda generación corresponde al cuarzo que se encuentra relleno de venillas. Son individuos subidioblásticos a xenoblásticos con formas geométricas y en ocasiones alargadas concordantes con la dirección de S_1 . Generalmente es de mayor tamaño que el cuarzo 1 aunque evidencia que ha sido afectado por eventos deformativos con presencia de estructuras como extinción ondulante y lamelas. También se puede encontrar como agregados de cristales muy finos.

La química mineral de esta fase se determinó para un cristal asociado a S_1 en la muestra SB-109 y permitió definir como cuarzo las inclusiones sólidas encontradas en los porfidoblastos de cloritoide en la muestra SB-94. Los resultados se presentan en la tabla 16 y la figura 48. Las mediciones muestran contenidos de O y Si en concentraciones ligeramente menores en los cristales incluidos en cloritoide (muestra SB-94) en comparación con el cuarzo encontrado en la matriz de la roca en la muestra SB-109 para el cual también se reportan bajos contenidos de Al.

Tabla 16. Composición química semicuantitativa del cuarzo en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.

Muestra		SB-109	SB-94
Qz		En Matriz	Inclusión en Cld
Elemento químico	C	04.79	09.02
	O	42.19	41.65
	Si	52.36	49.33
	Al	00.66	

Figura 48. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de cuarzo en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide y como inclusiones en cloritoide. Muestras: SB-109 (A: en matriz) y SB-94 (B: en Cld).



9.4 CLORITA

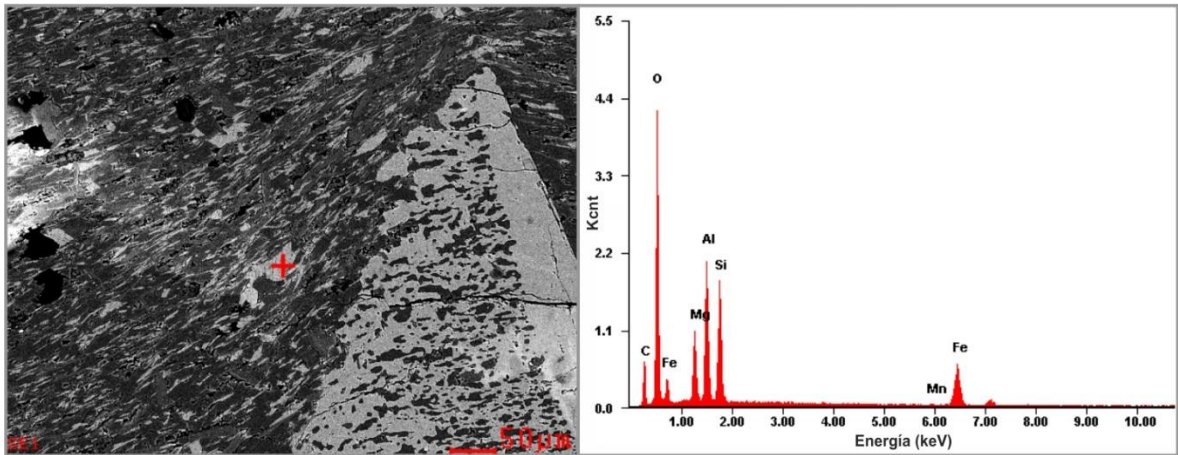
La clorita puede encontrarse como mineral mayor o menor y está ausente en algunas muestras de las Metasedimentitas de Silos. Generalmente, está asociada a la foliación principal de la roca S_1 , aunque también se observó orientada de forma concordante a la incipiente S_2 . Ocurre como individuos de color verde claro, relieve bajo y color de interferencia azul oscuro, con formas xenoblásticas a idioblásticas, alargadas hacia las puntas o de hábito tabular y es de tamaño muy fino a fino. También se encuentran cristales asociados a las sombras o flecos de presión generados por algunos minerales opacos, lo cual indicaría una segunda generación de esta fase mineral. Son de hábito tabular y, por lo general, crecen paralelos al opaco, casi igualando su tamaño. La clorita 2 se presenta en la muestra SB-185 como cristales de tamaño medio que crecen de forma equitaxial sobre cristales de cloritoide.

La química mineral se determinó para un individuo de la muestra SB-94 y los resultados obtenidos se presentan en la tabla 17 y la figura 49. Las mayores concentraciones se reportan para el O, Fe, Al y Si, seguidas por la concentración de Mg. Adicionalmente se registra Mn, aunque en muy bajas cantidades. Estos resultados indican la predominancia de un componente rico en hierro, a diferencia de la variedad magnesiana clinocloro identificada en los análisis de difracción de rayos-X. Sin embargo, teniendo en cuenta las amplias variaciones composicionales y de nomenclatura existentes para el grupo de la clorita, no se pretende definir en este trabajo el tipo presente en las rocas estudiadas.

Tabla 17. Composición química semicuantitativa de la clorita en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide de las Metasedimentitas de Silos.

Muestra		SB-94
Elemento químico [% en peso]	C	15.86
	O	41.05
	Mg	06.26
	Al	12.18
	Si	10.87
	Fe	13.50
	Mn	00.28

Figura 49. Microfotografía SEM y espectro EDS de un cristal de clorita en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide, muestra SB-94.



9.5 RUTILO

Los análisis EDS permitieron definir como rutilo las fases opacas encontradas en la muestra SB-94 y SB-185 de las Metasedimentitas de Silos. Sin embargo, en esta última también se presenta como individuos incoloros. A pesar que los estudios de SEM y EDS se realizaron únicamente sobre estas dos muestras, las similitudes ópticas entre los cristales analizados y los demás minerales opacos reportados en las rocas pelíticas de la unidad permiten suponer que se trata del mismo mineral. Por lo tanto, el rutilo se considera como un mineral común y abundante en las Metasedimentitas de Silos, el cual presenta fuertes diferencias ópticas entre los cristales encontrados en filitas localizadas al Norte de la unidad y las aflorantes en el extremo Sur.

En todas las rocas de composición pelítica, semipelítica y pelítica calcárea ocurre como individuos subidioblásticos a idioblásticos de hábito tabular, opacos, con colores de interferencia café oscuro con sectores puntuales de mayor orden y con tamaños de grano que varían de fino a medio. Algunos cristales también se encuentran xenoblásticos con formas irregulares. Sin embargo, en la muestra SB-185, analizada mediante esta técnica, y la SB-186 se encuentra también como cristales incoloros de relieve muy alto, con colores de interferencia de tercer a cuarto orden y formas xenoblásticas redondeadas a irregulares. Allí, algunos de los individuos tabulares, similares a los descritos anteriormente, presentan además texturas de reemplazamiento hacia los bordes o el centro del cristal que generan zonas incoloras y de colores de interferencia de mayor orden respecto al resto del cristal que permanece opaco.

La química mineral semicuantitativa se determinó para las diferentes variaciones ópticas encontradas de este mineral. En la muestra SB-94, ubicada en el extremo Norte de la unidad, se estudiaron cristales opacos sintectónicos y postectónicos

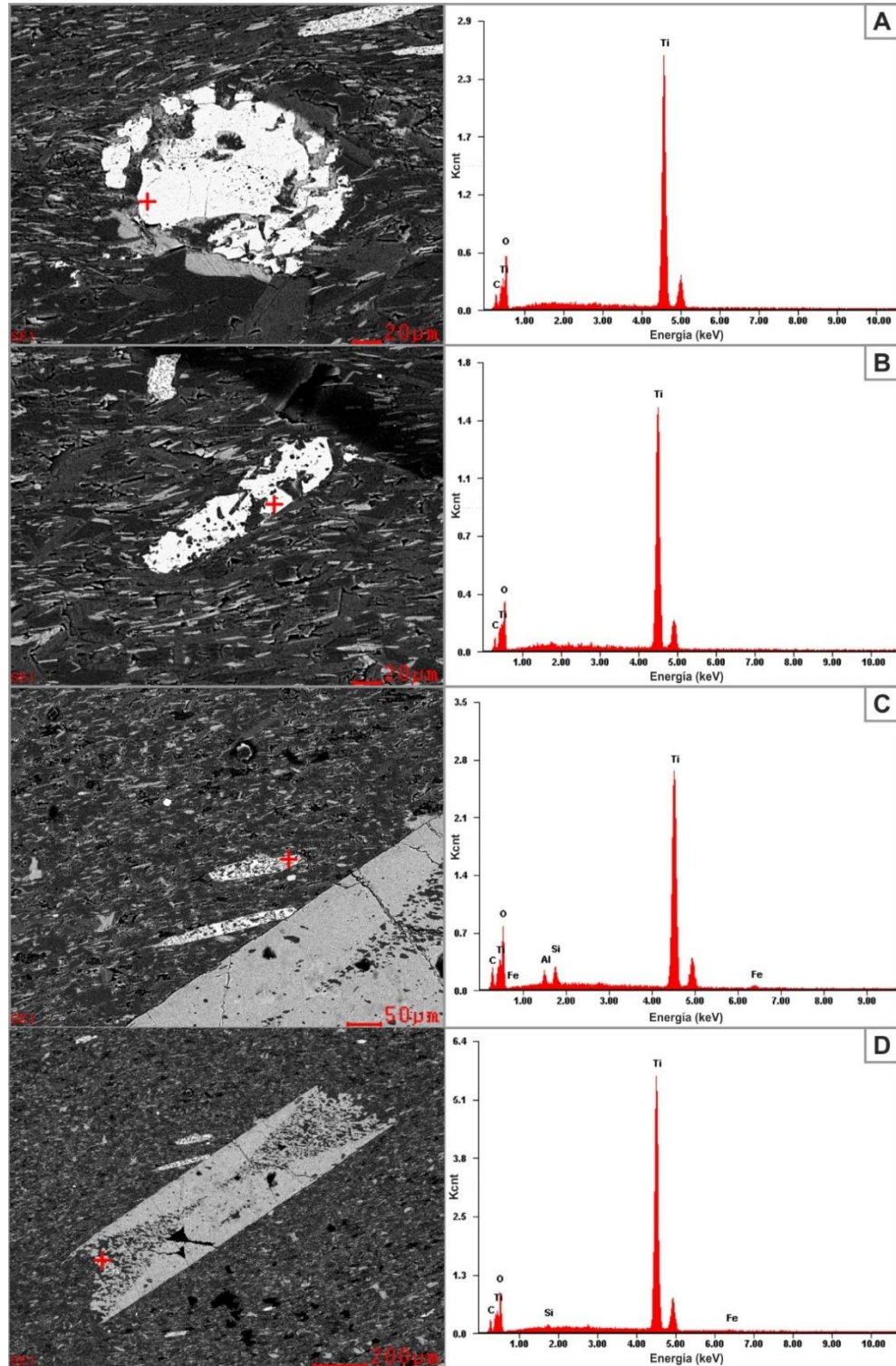
respecto a la foliación principal de la roca S₁. En la muestra SB-185, localizada al Sur, se caracterizó un cristal incoloro redondeado pretectónico respecto a S₁ y un cristal opaco con evidencias de reemplazamiento y sectores incoloros. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 18 y la figura 50.

Tabla 18. Composición química semicuantitativa del rutilo en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.

Muestra		SB-94		SB-185	
Carácter óptico y tectónico del Rt		Opaco Sin- S ₁	Opaco Pos- S ₁	Incoloro Pre- S ₁	Opaco con reemplazamiento Pos- S ₁
Elemento químico [% en peso]	C	06.26	03.72	03.91	03.93
	O	33.32	27.21	32.47	31.88
	Ti	54.43	67.69	63.62	64.18
	Si	02.38	00.51		
	Fe	01.61	00.81		
	Al	01.99			

Los resultados obtenidos indican la presencia de bajos contenidos de Fe y Si en los rutilos opacos de la muestra SB-94 y de Al en uno de ellos. Por el contrario, estos elementos están ausentes en el cristal opaco con reemplazamiento y en el cristal incoloro de la muestra SB-185, mostrando mayor pureza. Esta diferencia composicional podría estar relacionada con las variaciones ópticas observadas; y, teniendo en cuenta la presencia de Fe en los opacos, es posible que el rutilo reemplace una variedad de óxido de titanio con Fe, como la ilmenita, lo cual se hace más evidente hacía el extremo Sur de la zona de estudio.

Figura 50. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de rutilo en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. Muestras: SB-185 (A: incoloro, pre-S₁; B: opaco con reemplazamiento, pos- S₁) y SB-94 (C: Opaco, sin- S₁; D: opaco, pos-S₁).



9.6 CIRCÓN

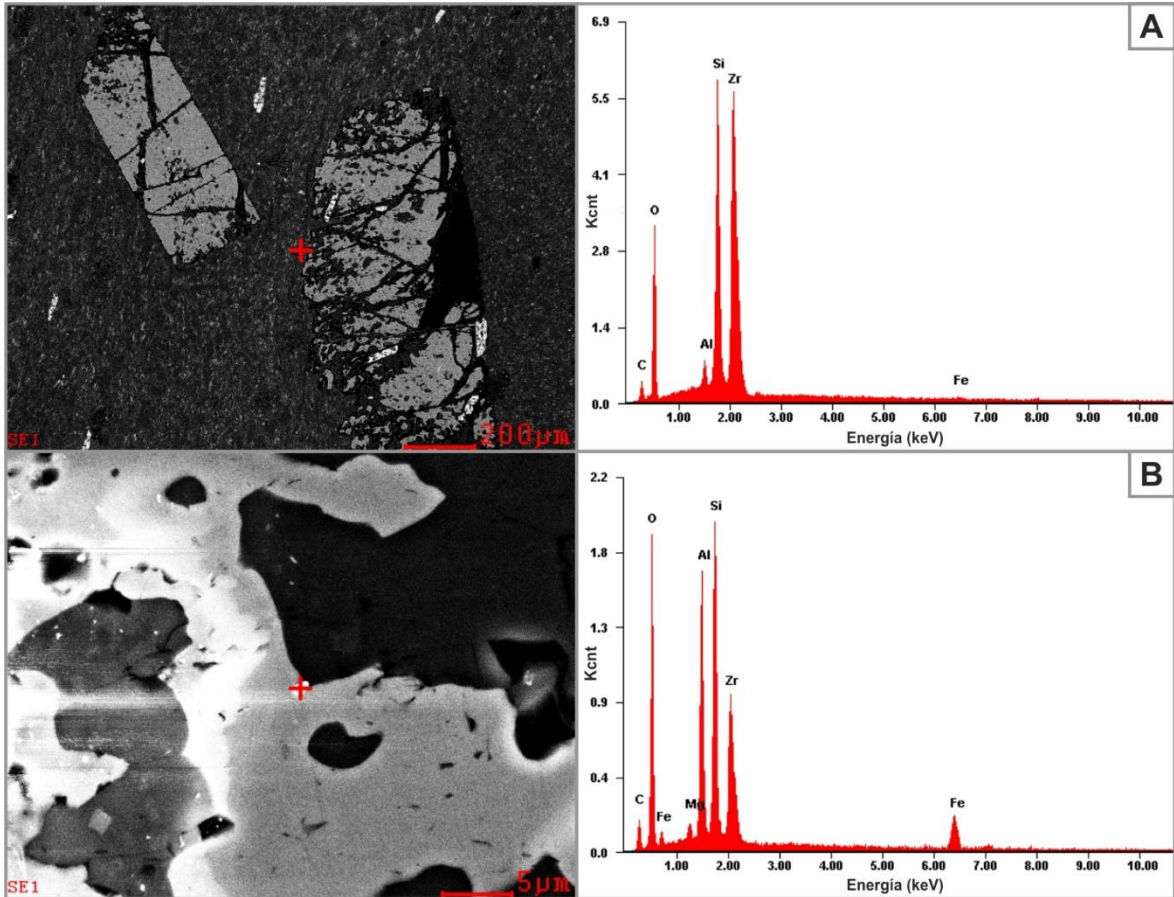
El circón se presenta en algunas filitas de la unidad Metasedimentitas de Silos como individuos incoloros de relieve muy alto y colores de interferencia de tercer orden, con tamaños de grano muy fino a fino y formas xenoblásticas redondeadas. Adicionalmente, fue identificado como una inclusión criptocristalina en porfidoblastos de cloritoide en la muestra SB-94. La química mineral, definida para las muestras SB-109 y SB-94 se presenta en la tabla 19 y la figura 51.

Los resultados muestran fuertes variaciones entre los cristales analizados. La concentración de Zr es significativamente mayor en el individuo presente en la matriz, en comparación con el cristal incluido en cloritoide. Adicionalmente, el contenido de Al, Fe y O es menor para el circón de la matriz y no presenta Mg.

Tabla 19. Composición química semicuantitativa del circón en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.

Muestra		SB-109	SB-94
Zr		En Matriz	Inclusión en Cld
Elemento químico [% en peso]	C	07.63	09.25
	O	30.81	35.07
	Zr	43.63	19.03
	Si	16.07	16.37
	Al	01.24	12.10
	Fe	00.62	07.36
	Mg		00.81

Figura 51. Microfotografías SEM y espectros EDS de cristales de circón en la matriz filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide y como inclusiones en cloritoide. Muestras: SB-109 (A: en matriz) y SB-94 (B: en ClD).



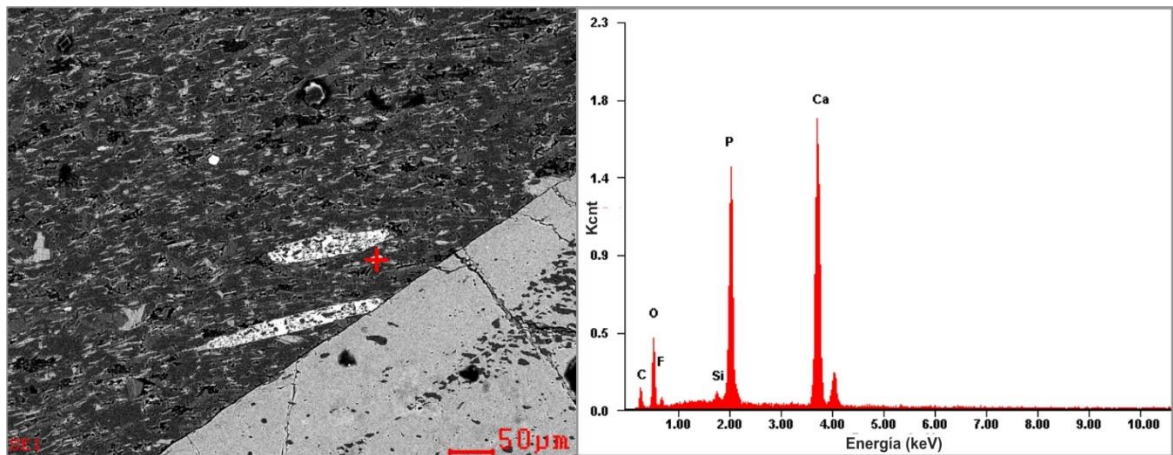
9.7 APATITO

Este mineral se identificó mediante estudios de microscopía electrónica de barrido (SEM) en la muestra SB-94. Se presenta en la matriz de la roca como un cristal de hábito prismático corto y tamaño muy fino (0,012 mm), razón por la cual no fue identificado mediante análisis petrográficos. Los resultados de análisis EDS indican una composición predominante de Ca, O y P, con menores cantidades de F y muy bajas concentraciones de Si. La química mineral semicuantitativa se presenta en la tabla 20 y el espectro EDS en la figura 52.

Tabla 20. Composición química semicuantitativa del apatito en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.

Muestra		SB-94
Elemento químico [% en peso]	C	07.59
	O	28.69
	F	03.45
	Si	00.88
	P	20.15
	Ca	39.24

Figura 52. Microfotografía SEM y espectro EDS de un cristal de apatito en las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide, muestra SB-94.



10. GEOQUÍMICA

La composición química de las rocas analizadas se calculó mediante análisis geoquímicos de roca total en el laboratorio ALS Global, en Vancouver, Canadá, y las condiciones del análisis se encuentran en... la sección 5.3.4... Se analizaron 4 muestras de filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide (MP-5-1, SB-94, SB-108 y SB-185). Los resultados se presentan la tabla 21. La concentración de elementos mayores se presenta en % en peso y de elementos traza en partes por millón (ppm). El tratamiento de los datos se realizó mediante el software libre *Geochemical Data Toolkit (GCDKit)* versión 4.1 de Janousek *et al.*,⁸¹ (2013), disponible en la página web: <http://www.gcdkit.org/>.

Los análisis petrográficos indican que los minerales de las muestras analizadas no presentan evidencias importantes de alteración que puedan haber modificado su composición química. Por lo tanto, el contenido de elementos mayores y traza puede ser utilizado para análisis posteriores, clasificaciones e interpretaciones. Según Rollinson⁸² (1993), esta es una práctica común en el estudio de las rocas metamórficas.

El contenido de elementos mayores en las filitas analizadas no presenta fuertes variaciones; sin embargo, es posible observar ligeros cambios asociados con la localización geográfica de las muestras. La composición química de todas las rocas

⁸¹JANOUSEK, FARROW & ERBAN. Op. cit.

⁸²ROLLINSON, Hugh R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London: Pearson, 1993. p. 9.

está fuertemente dominada por el SiO_2 , con contenidos entre 55,51 % y 66,89 %. El Al_2O_3 también se encuentra en altas proporciones en comparación con los demás elementos y varía entre 17,82 % y 25,56 %. El Fe total expresado como Fe_2O_3 se encuentra entre 6,02 % y 9,52 %; y el K_2O entre 2,42 % y 4,14 %. El MgO varía entre 1,53 % y 2,51 %; el NaO , entre 0,38 % y 1,44 % y el TiO_2 , entre 0,83 % y 1,1 %. Por último, la composición de las rocas se encuentra fuertemente disminuida en CaO , MnO , P_2O_5 , Cr_2O_3 , BaO y SrO , con concentraciones entre 0,04-0,23; 0,02-0,05; 0,03-0,11; 0,01-0,02; 0,04-0,07 y 0,01-0,03, respectivamente. Hacia el extremo Norte de la zona se presenta un enriquecimiento en Si, Mn y Ca, aunque los dos últimos son poco representativos. El Al, K y Ti muestran una tendencia opuesta, aumentando hacia el extremo Sur. Y el Fe y el Mg tienden a incrementar hacia la zona central de la unidad.

En general, las rocas analizadas corresponden a pelitas ricas en Al, cuya composición química es el reflejo de su mineralogía, consistente principalmente en filosilicatos de Al-K, específicamente moscovita, con cantidades importantes de cloritoide, rico en Al. Otros minerales presentes son el cuarzo y el rutilo, como minerales mayores; la plagioclasa, como mineral menor, aunque está ausente en la muestra MP-5-1; la clorita y el grafito, como minerales mayores o menores; y la turmalina o el circón como accesorios. Así mismo, la poca variabilidad en la composición química de las rocas está asociada con la similitud en sus composiciones mineralógicas. Algunas leves variaciones como el empobrecimiento del Mn o el enriquecimiento en Ti hacia el extremo Sur del área de estudio corresponden con los cambios definidos en la química mineral del cloritoide y del rutilo respectivamente, en la cual el cloritoide carece de Mn y el rutilo de Fe, con una composición más pura de TiO_2 .

Tabla 21. Composición química de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide.

Muestra	SB-94	SB-108	SB-185	MP-5-1
Elemento	Filita con cloritoide			
SiO₂ (%)	66,89	59,2	55,51	60,04
TiO₂ (%)	0,83	0,98	1,1	0,95
Al₂O₃ (%)	17,82	20,5	25,56	20,76
Fe₂O₃ (%)	6,02	9,52	6,07	8,47
MnO (%)	0,05	0,02	0,02	0,05
MgO (%)	1,86	2,49	1,53	2,51
CaO (%)	0,23	0,04	0,09	0,13
Na₂O (%)	0,84	0,3	1,44	0,38
K₂O (%)	2,42	3,42	4,14	2,62
P₂O₅ (%)	0,08	0,03	0,04	0,11
Lol (%)	3,58	4	5,17	4,41
Cr₂O₃ (%)	0,01	0,01	0,02	0,01
BaO (%)	0,04	0,04	0,07	0,04
SrO (%)	0,02	0,01	0,03	0,01
Total	100,85	100,7	100,9	100,6
Mo (ppm)	<1	1	1	<1
Ni (ppm)	41	48	40	27
Zn (ppm)	79	72	103	81
Cu (ppm)	26	17	12	35
S (%)	0,03	0,02	0,02	0,01
C (%)	0,31	0,12	1,31	0,38
Li (ppm)	50	30	50	50
Cr (ppm)	80	120	150	110
As (ppm)	5,2	11	2,6	1,3
Cd (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sb (ppm)	0,4	0,3	0,1	0,76

Tabla 21. (Continuación)

Muestra	SB-94	SB-108	SB-185	MP-5-1
Elemento	Filita con cloritoide			
Bi (ppm)	0,23	0,15	0,33	0,18
Ag (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hg (ppm)	<0.005	0,013	<0.005	<0.005
Tl (ppm)	0,04	0,03	0,05	0,04
Se (ppm)	0,2	<0.2	<0.2	0,3
Ga (ppm)	23,1	28,9	37,6	33,1
Sc (ppm)	3,3	4,3	3,4	4,2
V (ppm)	109	150	211	180
W (ppm)	3	5	4	2
Co (ppm)	14	13	12	13
Cs (ppm)	4,94	8,16	4,45	6,24
Ba (ppm)	385	398	640	382
Rb (ppm)	118	178	174	128,5
Sn (ppm)	3	5	5	4
Th (ppm)	12,65	14,8	16,1	13,6
Nb (ppm)	19,8	22,1	25,1	23,1
Ta (ppm)	1,5	1,6	1,8	1,5
Sr (ppm)	92,3	75,2	227	77,4
Zr (ppm)	170	203	216	217
Hf (ppm)	5	5,5	5,8	5,3
Y (ppm)	30,7	26,3	33,9	29,6
Pb (ppm)	16	21	35	22
U (ppm)	2,43	1,74	2,98	2,67
Ge (ppm)	<5	<5	<5	<5
In (ppm)	0,022	0,021	0,022	0,031
Re (ppm)	0,001	<0.001	<0.001	<0.001
Te (ppm)	0,19	0,07	0,04	0,02

Tabla 21. (Continuación)

Muestra	SB-94	SB-108	SB-185	MP-5-1
Elemento	Filita con cloritoide			
La (ppm)	33,7	37,5	55,1	44,8
Ce (ppm)	70,5	79,3	112,5	91,8
Pr (ppm)	8,43	9,2	13,1	10,75
Nd (ppm)	32	34,1	51	41
Sm (ppm)	5,48	6,33	10,1	8,89
Eu (ppm)	1,31	1,07	1,91	1,5
Gd (ppm)	4,92	6,44	7,94	7,98
Tb (ppm)	0,81	1,01	1,09	1,22
Dy (ppm)	4,74	5,12	6,21	5,93
Ho (ppm)	1,08	0,98	1,31	1,17
Er (ppm)	3,03	3,02	4,02	2,96
Tm (ppm)	0,46	0,43	0,57	0,48
Yb (ppm)	3,1	2,85	3,74	3,22
Lu (ppm)	0,48	0,47	0,53	0,44
Σ REE	170.04	187.82	269.12	222.14
Eu/Eu*	0.78	0.52	0.66	0.55
La/Sm	3.78	3.64	3.36	3.10
Gd/Yb	1,27	1,80	1,69	1,97

Los elementos de las tierras raras (REE por sus siglas en inglés) son considerados, según Rollinson⁸³, como los elementos traza menos solubles y son relativamente inmóviles durante procesos metamórficos de bajo grado, meteorización o alteración

⁸³ ROLLINSON. Op. cit., p. 137.

hidrotermal. Por lo tanto, sus patrones pueden interpretarse de forma confiable. Las REE fueron normalizadas al condrito, de acuerdo con Nakamura⁸⁴ (1974).

La concentración total de REE se presenta fuertemente enriquecida respecto al promedio de la corteza continental superior (Σ REE = 146 según McLennan (1989)), con valores entre 170.04 y 269.12 ppm. Este enriquecimiento es consistente con la acumulación de minerales pesados, representados por el rutilo en las rocas analizadas.

Los patrones obtenidos de REE son muy similares entre ellos, con un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE por sus siglas en inglés) y una abundancia relativamente plana de tierras raras pesadas (HREE por sus siglas en inglés), ligeramente disminuida del Gd al Lu (figura 53). El fraccionamiento de las LREE, expresado como La/Sm, varía entre 3,10 y 3,78; y el de las HREE, expresado como Gd/Yb, entre 1,27 y 1,97. Adicionalmente, todas las rocas presentan una anomalía negativa de Eu (Eu/Eu*) que varía entre 0,55 y 0,78. Según Taylor & McLennan⁸⁵, los patrones de LREE y HREE descritos anteriormente y el empobrecimiento en Eu son característicos de rocas sedimentarias pos-Arqueanas; y el valor de Eu/Eu* indica además un origen intracortical para la mayoría de la corteza superior. Adicionalmente, Mir⁸⁶ considera que el ligero empobrecimiento en

⁸⁴ NAKAMURA, Noboru. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1974, vol. 38, p. 760.

⁸⁵ TAYLOR, Stuart Ross & McLENNAN, Scott M. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*. 1995, vol. 33, nro. 2, p. 246.

⁸⁶ MIR, Akhtar R. Rare earth element geochemistry of Post- to Neo-archean shales from Singhbhum mobile belt, Eastern India: implications for tectonic setting and paleo-oxidation conditions. *Chinese Journal of Geochemistry*. 2015, vol. 34, nro. 3, p. 406.

HREE, casi gradual desde el Gd hasta el Lu, es muy común en shales negros y evidencia que su concentración no fue afectada por procesos de diagénesis o intemperismo sobre las rocas.

Las filitas analizadas también fueron graficadas en diagramas multielementales, los cuales agrupan, además de las REE, otros elementos traza incompatibles (figura 54). Con tal fin, sus valores se normalizaron al promedio de la corteza establecido por Weaver & Tarney⁸⁷. Los patrones resultantes son muy similares en todas las rocas analizadas e indican un fuerte empobrecimiento en Ba, Sr y P, y una disminución menos marcada en K, Zr y Ti. Por el contrario, el Rb, Th, Nd, Hf, Sm y Tb se encuentran enriquecidos, siendo este último el más abundante. Este tipo de distribución se asemeja al de la corteza continental superior (UCC por sus siglas en inglés), lo cual corresponde con la proveniencia inferida para las rocas analizadas, discutida en el siguiente capítulo.

Adicionalmente, con base en lo descrito por Mir⁸⁸ (2015), las anomalías negativas de Sr y Eu observadas en las filitas, indicarían una mínima acumulación de plagioclasa, lo cual corresponde con la poca abundancia de este mineral en las rocas.

⁸⁷ WEAVER, Barry & TARNEY, John. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*. 1984, vol. 130, nro. 16, p. 576.

⁸⁸ MIR. Op. cit., p. 405.

Figura 53. Diagrama de tierras raras de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. Valores normalizados al condrito según Nakamura (1974).

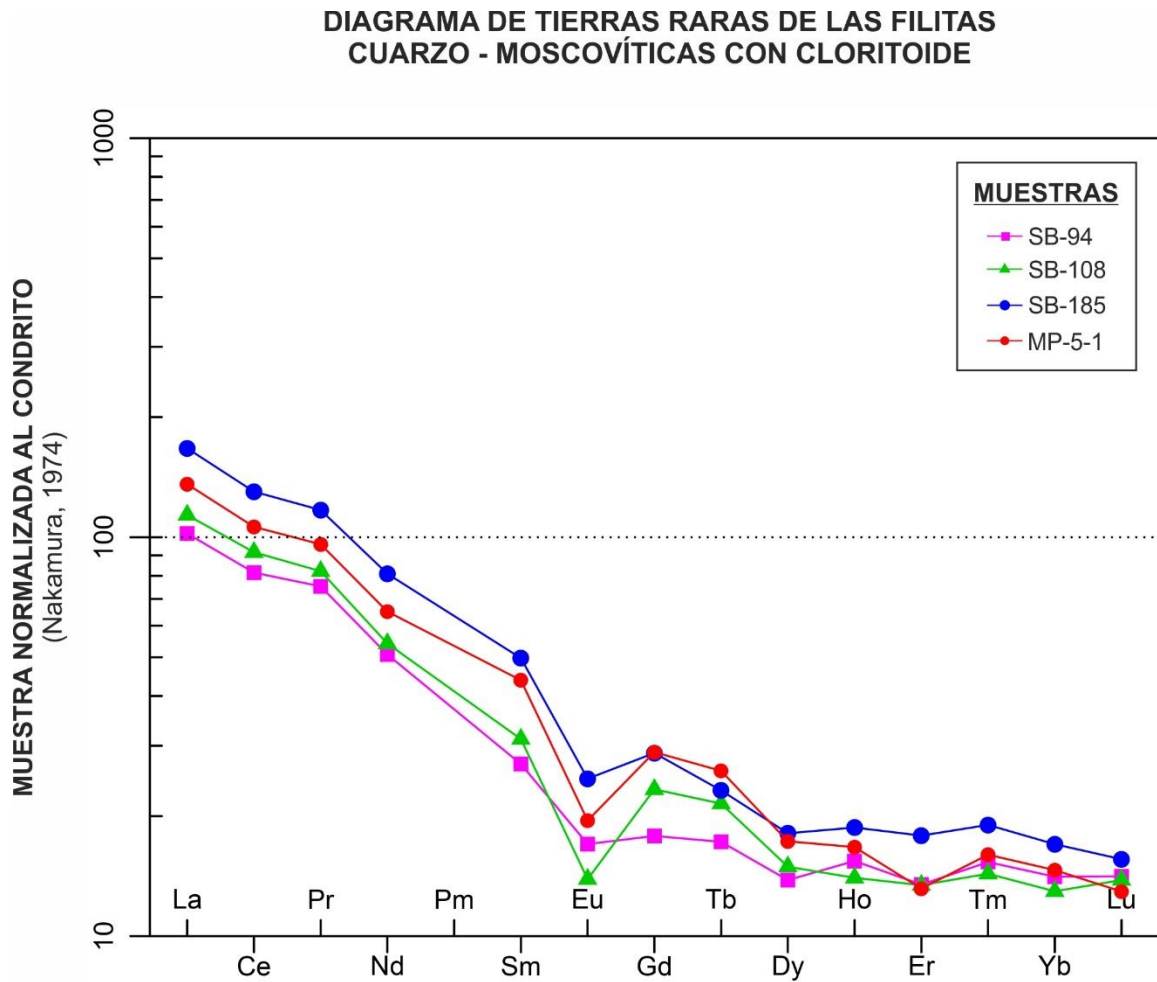
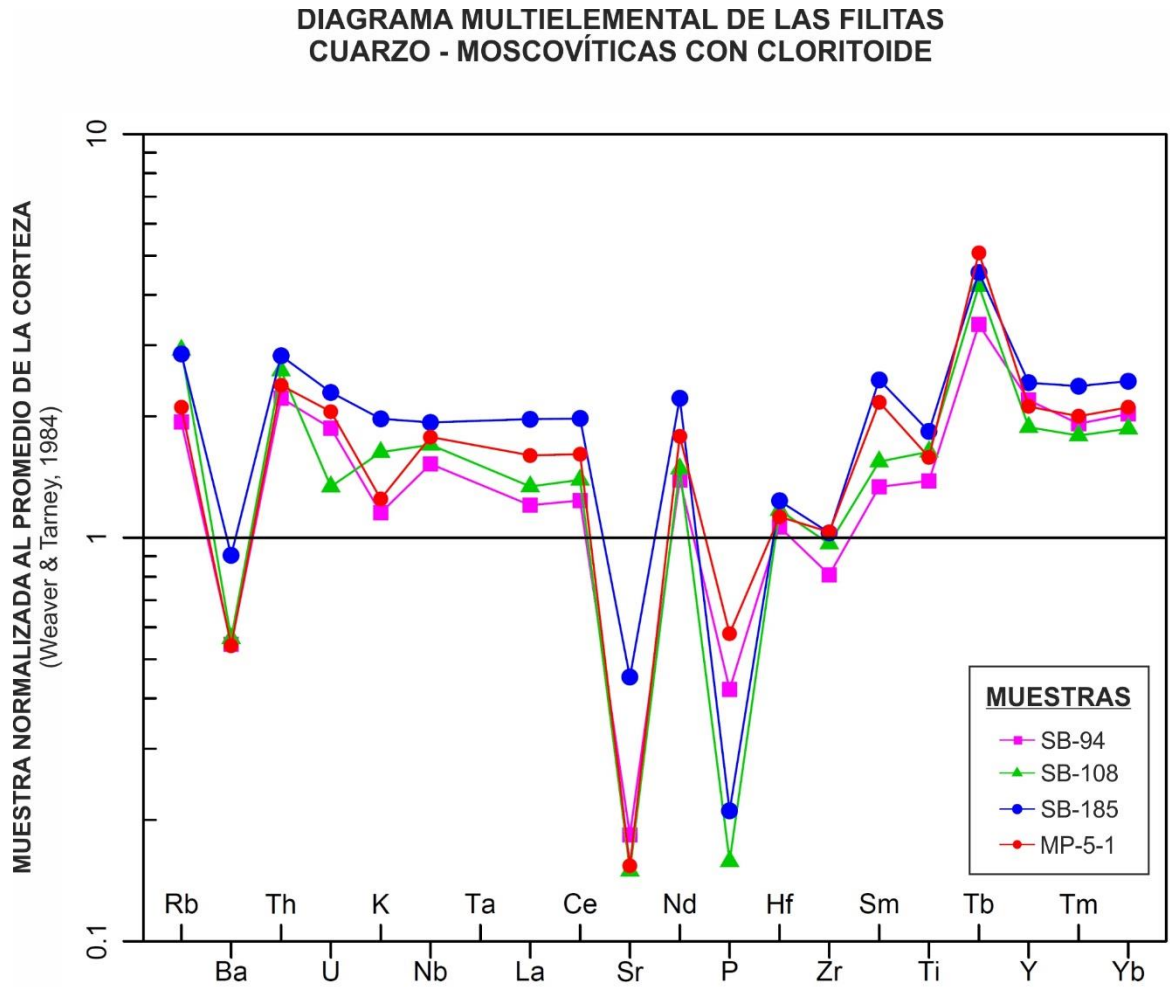


Figura 54. Diagrama multielemental de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide. Valores normalizados al promedio de la corteza según Weaver & Tarney (1984).



Con respecto a la composición promedio de la UCC reportada por McLennan⁸⁹, las rocas analizadas muestran un enriquecimiento en elementos incompatibles, a excepción del Ba y el Hf; el primero se encuentra fuertemente empobrecido en la

⁸⁹ McLENNAN, Scott M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2001, vol. 2, p. 1025.

mayoría de las rocas y únicamente supera el valor promedio en la muestra SB-185, y el segundo presenta valores muy similares al promedio. Por el contrario, los elementos compatibles se encuentran empobrecidos o en concentraciones muy cercanos a la media, a excepción del Cr, el cual está enriquecido en las filitas analizadas.

11.METAMORFISMO

El tipo y las condiciones del metamorfismo que afectó la unidad Metasedimentitas de Silos se describen con base en las paragénesis minerales encontradas y en análisis termobarométricos de las rocas que la componen. Adicionalmente, se determinaron las principales características del protolito y el ambiente tectónico asociado a partir de la información geoquímica de elementos mayores y traza.

En general, las Metasedimentitas de Silos fueron afectadas por un metamorfismo regional prógrado de bajo grado que dio origen a las litologías presentes, filitas de composición pelítica, semipelítica y pelítica calcárea, y mármoles impuros. También se evidencian procesos retrógrados en las rocas consistentes en la cloritización del cloritoide, mejor desarrollada hacia el extremo sur del área de estudio; y metamorfismo dinámico asociado a las principales fallas de la región, con formación de rocas miloníticas y protocataclásticas.

11.1 CONDICIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA

Se presentan a continuación los análisis paragenéticos y termobarométricos realizados sobre las Metasedimentitas de Silos con el fin de definir las condiciones de presión y temperatura (P-T) bajo las cuales se alcanzó el pico metamórfico.

11.1.1 Análisis paragenético. El metamorfismo de la unidad Metasedimentitas de Silos es de tipo regional prógrado, alcanzando la parte baja de la facies esquistos verdes. Si bien análisis paragenéticos podrían indicar condiciones de la zona de la clorita para todas las rocas, los resultados obtenidos mediante análisis termobarométricos indican que el pico metamórfico se alcanzó en condiciones de

mayor grado. Las paragénesis minerales para cada litotipo se resumen en la tabla 22.

Aunque no se reporta biotita, Spear⁹⁰ considera que la presencia de cloritoide también podría indicar condiciones similares a las de la zona de la biotita, denominada zona del cloritoide en rocas ricas en aluminio. La reacción que da origen al cloritoide en pelitas más alumínicas ocurre bajo condiciones P-T similares a las de la isógrada de la biotita en pelitas pobres en aluminio. Así, el cloritoide aparece en la roca mediante la reacción:



La composición de la clorita y el cloritoide en la reacción anterior corresponden con los definidos mediante análisis semicuantitativos de química mineral descritos en... el capítulo 9...

Lo anterior podría indicar que el pico metamórfico de las Metasedimentitas de Silos fue alcanzado en la zona de la biotita/zona del cloritoide.

⁹⁰ SPEAR. Op. cit., pp. 349-351.

⁹¹ Ibid., p. 349.

Tabla 22. Paragénesis mineral en las variedades litológicas de las Metasedimentitas de Silos.

Tipo composicional	Litotipo	Paragénesis mineral	Zona metamórfica
Pelita	Filita cuarzo – moscovítica	S ₁ : Ms 1 + Qz 1 + Opq 1 ± Gr ± Pl ± Chl1 S ₂ : Ms 2 + Opq 2 ± Chl 2	Biotita/ Cloritoide
	Filita moscovítica – cuarzosa con clorita	S ₁ : Ms 1 + Qz + Chl 1 + Pl + Opq 1 S ₂ : Ms 2 + + Chl 2 + Opq 2	
	Filita cuarzo – moscovítica con cloritoide	S ₁ : Ms 1 + Qz 1 + Cld ± Opq 1 ± Chl ± Pl ± Gr ± Cal ± Rt 1 S ₂ : Ms 2 ± Opq 2 ± Rt 2	
Semipelita	Filita moscovítica – cuarzosa	S ₁ : Qz + Ms 1 + Pl + Opq 1 S ₂ : Ms 2 + Opq 2 + Chl	
Pelita calcárea	Filita calcárea (sin Cld)	S ₁ : Ms 1 + Qz + Gr + Cal + Opq 1 S ₂ : Ms 2 + Opq 2	
	Filita calcárea (con Cld)	S ₁ : Ms 1 + Qz + Cld + Chl + Gr + Cal + Opq S ₂ : Ms 2 + Opq 2	
Carbonatada	Mármol impuro	Cal + Ms + Qz + Opq ± Tr ± Chl	

11.1.2 Termobarometría. Mediante cálculos termobarométricos se determinaron los rangos de presión y temperatura bajo los cuales las Metasedimentitas de Silos alcanzaron el pico metamórfico. Los cálculos termobarométricos se realizaron usando el software libre Theriak-Domino de De Capitani⁹² versión 04-02-2017, utilizando la base de datos JUN92d de Berman⁹³ y el método de pseudosección para establecer equilibrios de fases. La información utilizada como insumo corresponde

⁹² De CAPITANI. Op. cit.

⁹³ BERMAN. Op. cit.

a los porcentajes molares de los componentes químicos de las rocas, determinados mediante análisis de geoquímica de roca total.

En la presentación de los resultados obtenidos se conservaron los términos y abreviaturas minerales usadas en el software Theriak-Domino. Estas se presentan en la tabla 23.

Tabla 23. Términos y abreviaturas minerales utilizadas en los cálculos termobarométricos

Término/ Símbolo	Mineral	Término/ Símbolo	Mineral
And	Andalusita	Lw	Lawsonita
BIOTITE	Flogopita, annita, Mn biotita	Mcar	Mg-carfolita
CHL4	Amesita, peninita, Fe amesita, Fe peninita	Mrg	Margarita
CORD	Cordierita	OPX	Ortoenstatita, ferrosilita, Mg-Fe-piroxeno, Fe-Mg-piroxeno, Mg-Al-piroxeno, Fe-Al-piroxeno
CTOID	Fe-cloritoide, Mg-cloritoide	Qz (aQz/bQz)	Cuarzo
FSP2	Albita, feldespato potásico, anortita	Rt	Rutilo
GARNET	Grosularia, piropo, almandino, espesartina	Si	Silimanita
Heu	Heulandita	Sph	Esfena
ILM	Ilmenita, geikelita	STAU	Fe-estaurolita, Mg-estaurolita
Kln	Caolinita	Wa	Wairakita
Ky	Cianita	WHITE MICA	Moscovita, paragonita, Mg-celadonita, Fe-celadonita
Lmt	Laumontita		

Fuente: modificado de la base de datos JUN92d de Berman (1988).

Se analizaron en total cuatro muestras de filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide (MP-5-1, SB-94, SB-108 y SB-185), escogidas con base en sus características texturales y localización geográfica. Los cálculos de la primera muestra se realizaron para el sistema químico TiNCKFMASH, y de las tres restantes, para el sistema TiNKFMASH, seleccionados a partir de la composición mineralógica de cada una. Las pseudosecciones y reacciones obtenidas se encuentran en el Anexo B. Teniendo en cuenta el volumen de los datos, se presentan a continuación los resultados de su procesamiento e interpretación. El resumen de los rangos de P y T obtenidos se encuentra en la tabla 24.

Tabla 24. Rangos de presión y temperatura obtenidos mediante análisis termobarométricos de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide de las Metasedimentitas de Silos.

Muestra	MP-5-1	SB-94	SB-108	SB-185
Sistema				
TiNKFMASH	270.3° - 572° C P no definida			
TiNCKFMASH		465.3° - 508.5° C 2.4 - 4,2 kbar	412.7° - 505.3° C Hasta 3.8 kbar	403° - 533° C Hasta 5.9 kbar

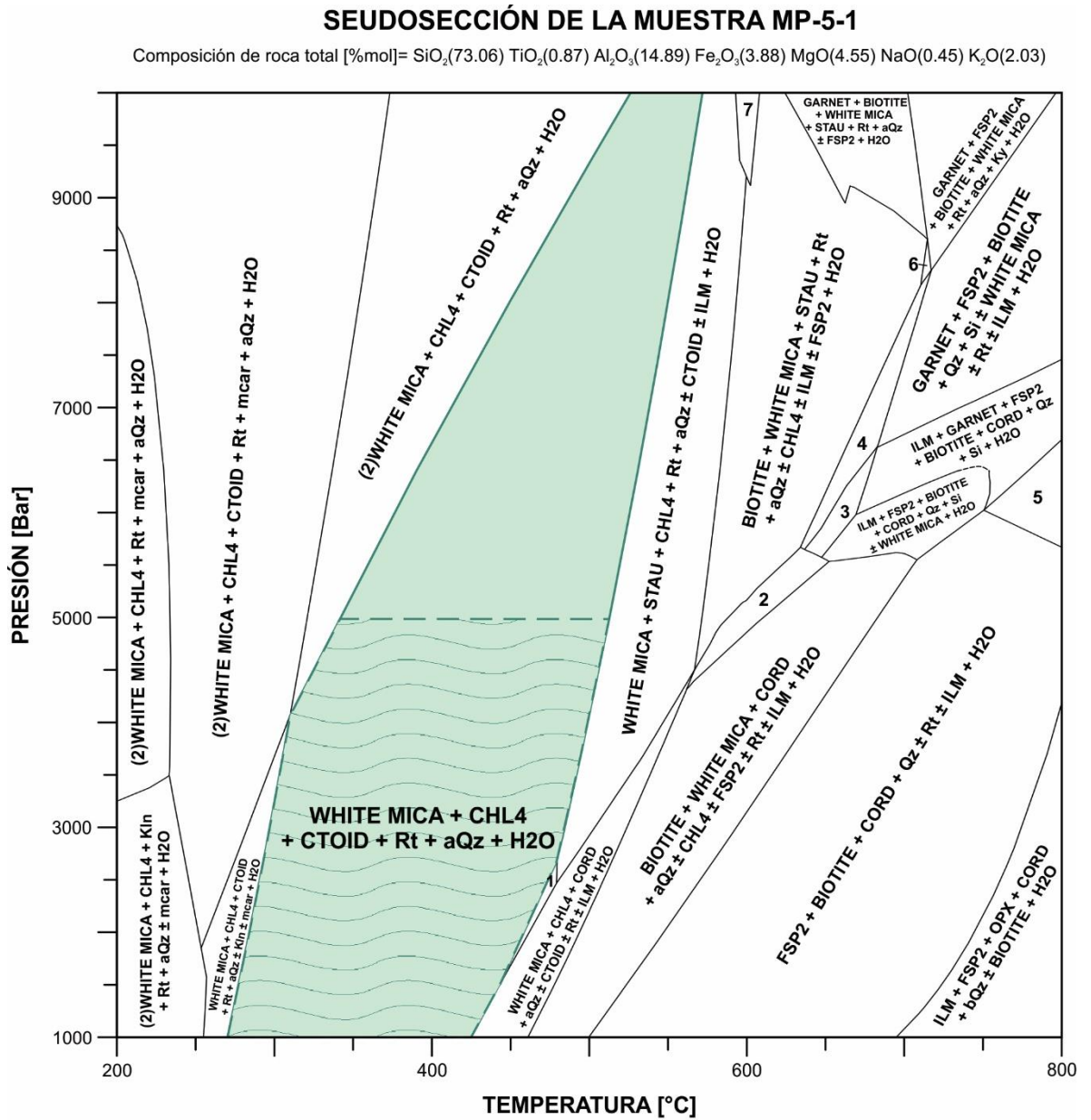
11.1.2.1 MP-5-1. Corresponde a una filita cuarzo – moscovítica con cloritoide, donde el cloritoide se presenta poco desarrollado y en tamaños finos (hasta 0.23 mm). Está localizada en la sección central-norte de la unidad y presenta una dirección de foliación S₁ bien definida, débilmente microplegada, y una incipiente S₂. Mineralógicamente se compone de moscovita como mineral principal; cloritoide, grafito y minerales opacos como minerales mayores; cuarzo y carbonatos como minerales menores y turmalina como accesorio. Los carbonatos reportados corresponden al relleno de venillas, por lo cual no fueron tenidos en cuenta para la

selección del sistema composicional bajo el cual se realizaron los cálculos. La pseudosección, generada para el sistema TiNKFMAsh, se presenta en la figura 55. El Ti fue adicionado con base en la identificación de los minerales titaníferos como rutilo.

El campo sombreado corresponde a la región donde se presenta la paragénesis mineral identificada en la muestra, Ms 1 + Gr + Cld + Opq 1 + Qz 1, a temperaturas desde 270.3° C hasta 572° C. Si bien la clorita no fue identificada, es un mineral común en otras rocas de la unidad Metasedimentitas de Silos.

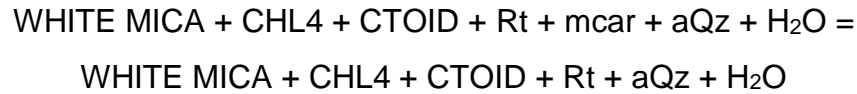
Por otra parte, los valores de presión no fueron restringidos dentro del rango analizado (1 a 10 kbar), lo cual está relacionado con el amplio rango de estabilidad del cloritoide. Sin embargo, considerando que la roca no muestra características texturales o mineralógicas asociadas a altas presiones y que los resultados termobarométricos en otras muestras arrojan valores de P similares, se restringe el rango de presiones hasta los 5 kbar, delimitado con una línea punteada en la figura 55, dentro del cual se considera que se alcanzó el pico metamórfico.

Figura 55. Seudosección de la muestra MP-5-1 para el sistema químico TINKFMASH. El campo sombreado indica las condiciones de P y T definidas.

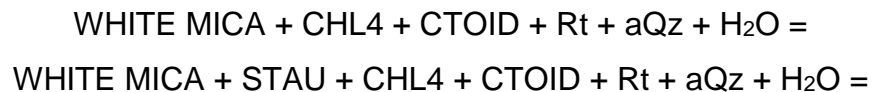
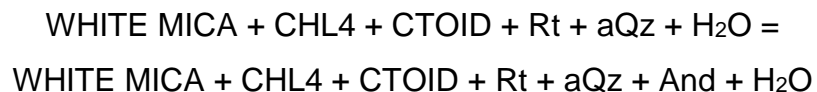
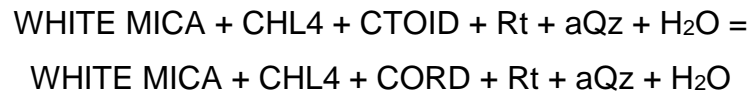


ASOCIACIONES MINERALES	
1	WHITE MICA + CHL4 + CTOID + Rt + aQz + And + H2O
2	BIOTITE + WHITE MICA + STAU + CORD + aQz ± FSP2 ± CHL4 ± ILM ± Rt + H2O
3	FSP2 + BIOTITE + STAU + CORD + aQz + Si ± Rt ± ILM + H2O
4	FSP2 + BIOTITE + STAU + aQz + Si ± WHITE MICA ± Rt ± ILM + H2O
5	ILM + GARNET + FSP2 + BIOTITE + CORD + bQz + H2O
6	FSP2 + BIOTITE + WHITE MICA + STAU + Rt + aQz + Ky + H2O
7	GARNET + WHITE MICA + STAU + CHL4 + Rt + aQz ± BIOTITE + H2O

La reacción inicial para este campo está definida por la desaparición de la carfolita mediante:



El límite máximo de temperatura está definido por la aparición de la cordierita, la andalucita y la estaurolita, teniendo en cuenta que ninguna de estas fases minerales fue observada en la muestra. La cordierita se forma a presiones inferiores a 1.6 kbar, la andalucita a presiones entre los 1,6 y los 2,7 kbar, y la estaurolita a presiones superiores a los 2,7 kbar. Adicionalmente, algunas de estas transiciones también representan la desaparición del cloritoide. Estos cambios mineralógicos se dan mediante las siguientes reacciones:

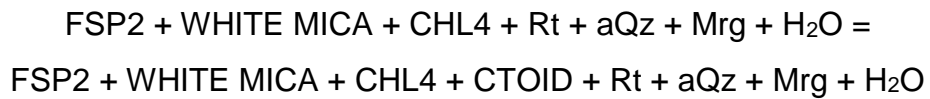
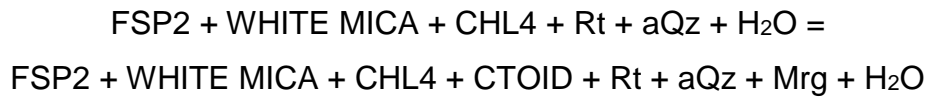


Según los resultados obtenidos, la biotita, ausente en las Metasedimentitas de Silos, comenzaría a formarse a temperaturas mayores, incluso después de la formación de la estaurolita.

11.1.2.2 SB-94. Esta muestra corresponde a una filita cuarzo – moscovítica con cloritoide con una dirección de foliación bien definida S_1 y una incipiente S_2 . El cloritoide alcanza hasta 1,7 mm de longitud, se presenta pre-, sin- y postectónico respecto a S_1 , subidioblástico a idioblástico de hábito tabular, con zonación en reloj de arena, numerosas inclusiones de cuarzo y maclado simple y polisintético. La moscovita representa el mineral principal en su composición, seguido del cuarzo, el cloritoide, la clorita y el rutilo como minerales mayores, la plagioclasa y el grafito como minerales menores y la turmalina como accesorio. Geográficamente es la muestra más septentrional de las Metasedimentitas de Silos analizada mediante esta técnica. Teniendo en cuenta los componentes mineralógicos, los cálculos se realizaron para el sistema químico TiNCKFMASH y la pseudosección obtenida se presenta en la figura 56.

La paragénesis mineral de la roca, $Ms + Qz + Cld + Chl + Rt + Pl + Gr$, corresponde a la paragénesis característica del campo sombreado en la pseudosección. Con excepción del grafito, cuyo porcentaje es muy bajo. El rango de temperaturas bajo el cual se formó esta mineralogía se extiende desde 465.3° a 508.5° C, a una presión de 2.4 a 4.2 kbar. Campos con asociaciones similares con cloritoide a menores temperaturas fueron descartados debido a que contienen minerales ausentes en las rocas analizadas, como la esfena, y carecen de cualquier tipo de feldespato.

El límite inferior del campo seleccionado está definido por la aparición del cloritoide mediante las siguientes reacciones. La primera ocurre bajo presiones inferiores a 2,6 kbar y la segunda a presiones superiores a este valor.



La temperatura máxima alcanzada la define la descomposición del cloritoide y la aparición de cordierita, a presiones inferiores a 2,5 kbar y, a presiones superiores, la aparición de estaurolita, mediante:

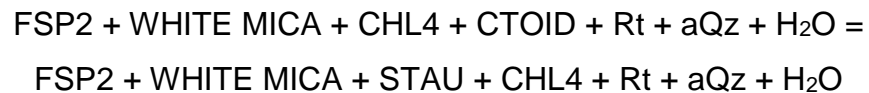
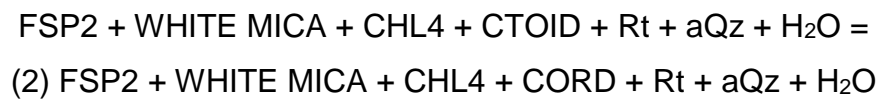
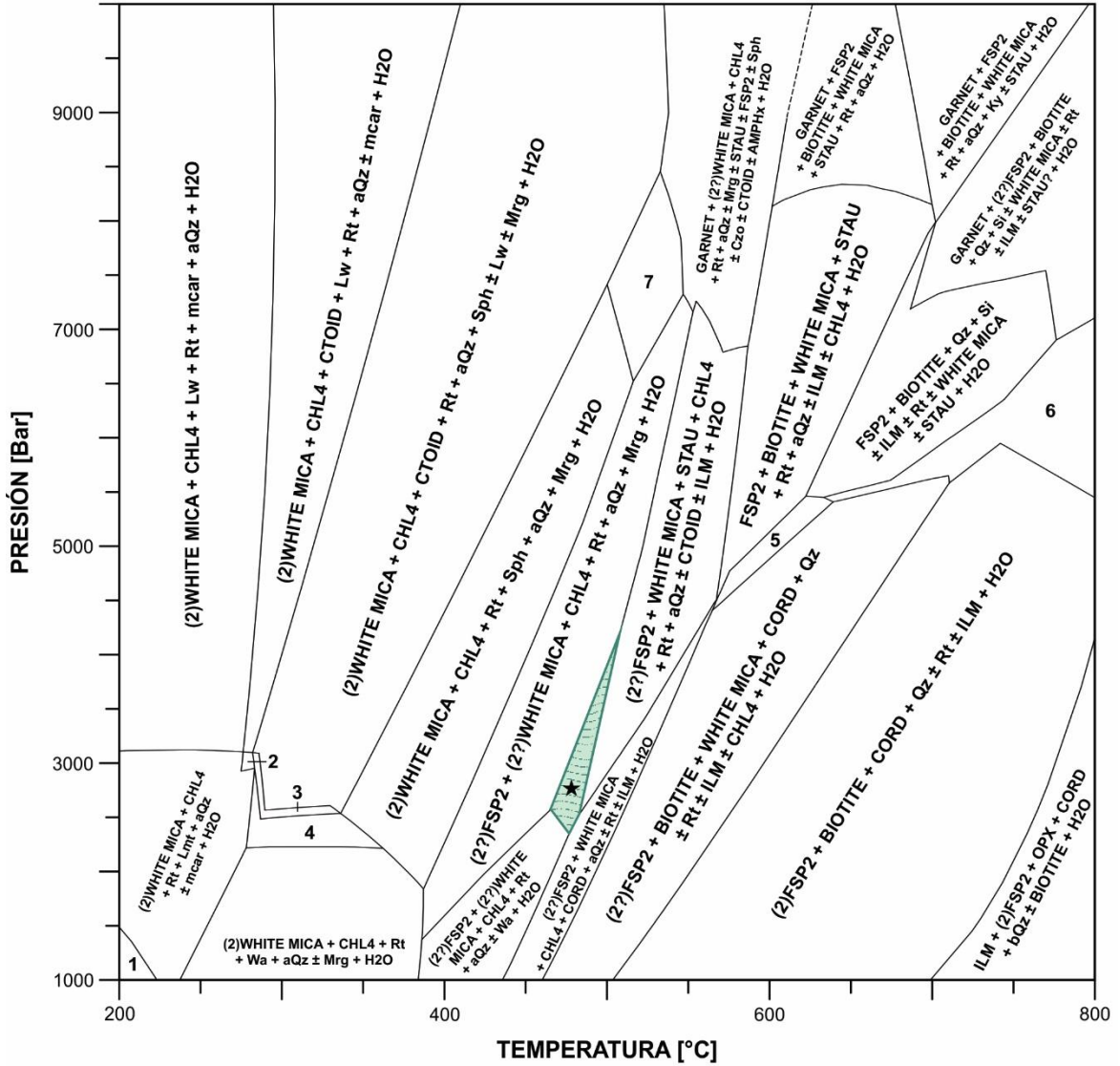


Figura 56. Seudosección de la muestra SB-94 para el sistema químico TiNCKFMASH. El campo sombreado indica las condiciones de P y T definidas.

SEUDOSECCIÓN DE LA MUESTRA SB-94

Composición de roca total [%mol]= SiO₂(78.02) TiO₂(0.73) Al₂O₃(12.25) Fe₂O₃(2.64) MgO(3.23) CaO(0.29) NaO(0.95) K₂O(1.8)



ASOCIACIONES MINERALES

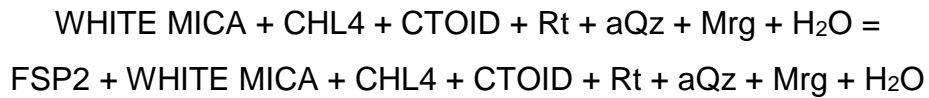
- ★ FSP2 + WHITE MICA + CHL4 + CTOID + Rt + aQz ± Mrg + H2O
- 1 (2)WHITE MICA + CHL4 + Rt + mcar + Heu + aQz + H2O
- 2 (2)WHITE MICA + CHL4 + CTOID + Rt + Lmt + aQz ± mcar + H2O
- 3 (2)WHITE MICA + CHL4 + CTOID + Rt + Sph + aQz ± Lmt ± Wa + H2O
- 4 (2)WHITE MICA + CHL4 + Rt + Sph + aQz ± Lmt ± Wa + H2O
- 5 FSP2 + BIOTITE + WHITE MICA + STAU + CORD + aQz ± Rt ± CHL4 ± ILM + H2O
- 6 ILM + (2?)FSP2 + BIOTITE + CORD + Qz ± Si ± Rt ± GARNET ± WHITE MICA + H2O
- 7 (2)WHITE MICA + CHL4 + Rt + aQz + Mrg ± CTOID + H2O

La margarita desaparece en una reacción intermedia cercana al límite inferior de temperatura. Y, similar a lo observado para la muestra MP-5-1, la biotita ingresa a la asociación bajo condiciones P-T diferentes. En asociación con la cordierita la biotita puede encontrarse en rangos de temperatura similares a los del campo definido, desde 460° C, pero a presiones muy inferiores. Por el contrario, en paragénesis con la estaurolita, la temperatura de formación de la biotita es mucho mayor, alcanzando los 565° C.

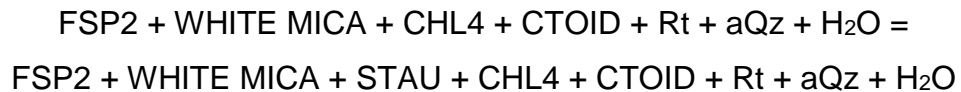
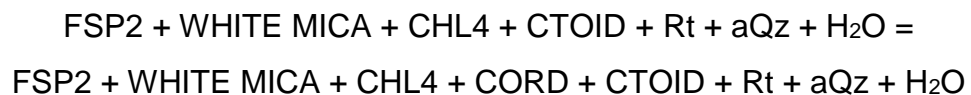
11.1.2.3 SB-108. En términos generales, esta muestra es estructural y mineralógicamente similar a la SB-94. Los porfidoblastos de cloritoide alcanzan hasta 2 mm de longitud, no presentan la típica zonación en reloj de arena, aunque es común la presencia de maclas simples, y contienen escasas inclusiones de cuarzo. Adicionalmente, son de carácter pre-, sin- y postectónico respecto a S₁ y se encuentran fuertemente fracturados y ligeramente cloritizados. La dirección principal de foliación S₁ está muy bien definida mediante dominios de clivaje y de microlitones y se encuentra crenulada, generando estructuras S-C. También se observa una incipiente S₂ en la roca y la paragénesis principal se define como: Ms + 1 + Qz + Cld + Pl + Opq + Chl + Gr.

Las características paragenéticas de la roca corresponden con el campo sombreado en la pseudosección de la figura 57, calculada para el sistema químico TiNCKFMASH. Este campo abarca condiciones de 412.7° a 505.3° C y hasta 3.8 kbar, bajo las cuales se considera que se alcanzó el pico metamórfico. Asociaciones minerales similares, presentes a menores temperaturas, fueron descartadas debido a la ausencia de feldespato y a la presencia de minerales como la esfena, no reportada en las rocas estudiadas.

El límite inferior del campo seleccionado está definido por la formación de feldespato y la reacción:



El límite superior de temperatura se establece por la aparición de cordierita y de estaurolita. La primera se forma a presiones inferiores a 2.6 kbar, y la segunda, a presiones superiores a este valor, mediante las reacciones:

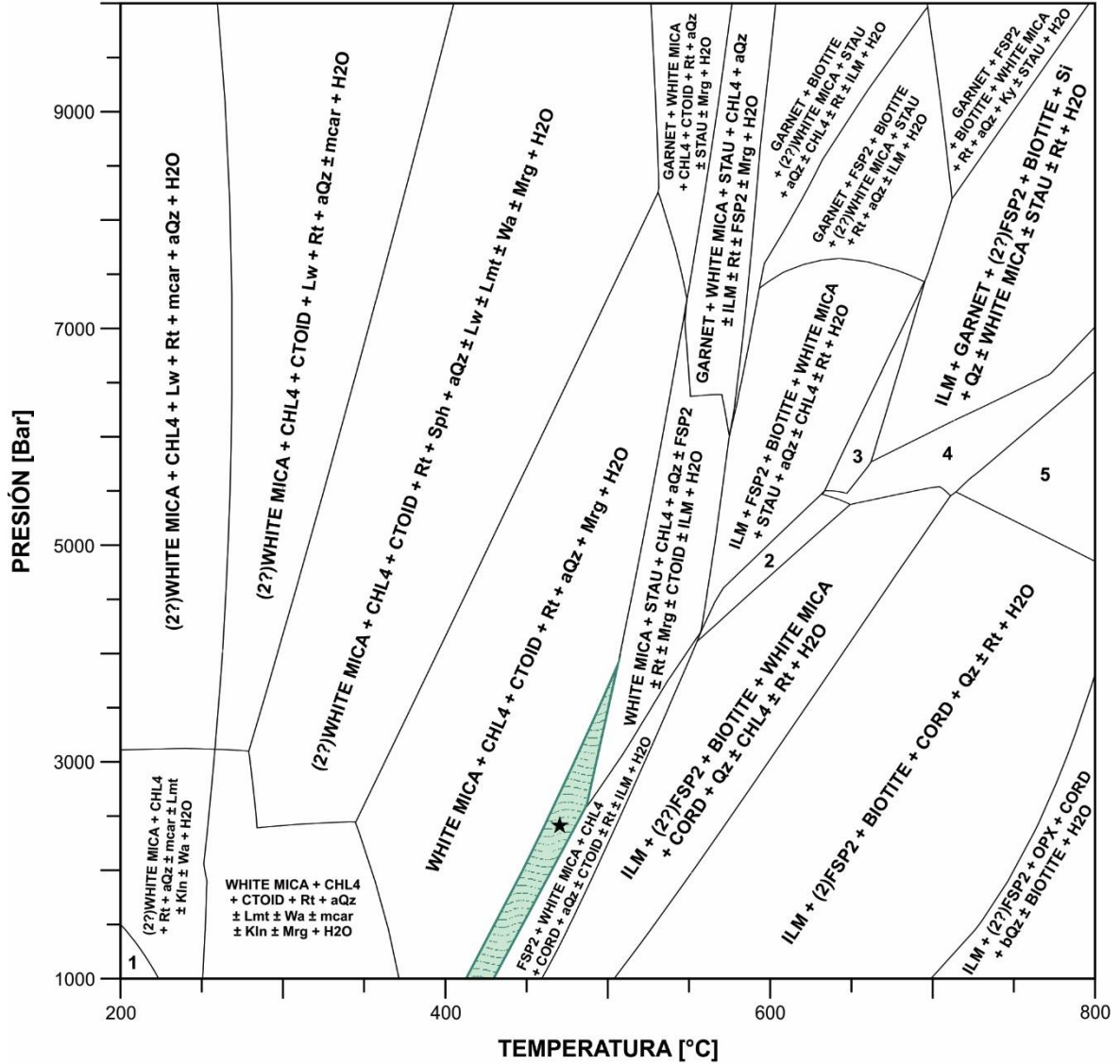


El cloritoide, en ambos casos, solo permanece en la roca hasta temperaturas ligeramente superiores a las del límite máximo del campo definido. Nuevamente, la biotita se forma bajo condiciones de T superiores. En asociación con cordierita aparece a 459.6° C, y con estaurolita a 555.4° C y 4.1 kbar. Bajo condiciones de mayor presión, desde aproximadamente los 6 kbar, se formará primero el granate que la biotita con el aumento de la temperatura

Figura 57. Seudosección de la muestra SB-108 para el sistema químico TlNCKFMASH. El campo sombreado indica las condiciones de P y T definidas.

SEUDOSECCIÓN DE LA MUESTRA SB-108

Composición de roca total [%mol]= SiO₂(72.32) TiO₂(0.9) Al₂O₃(14.76) Fe₂O₃(4.38) MgO(4.53) CaO (0.05) NaO(0.36) K₂O(2.67)

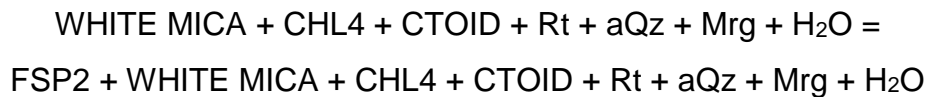
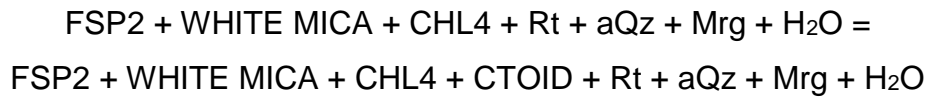


ASOCIACIONES MINERALES	
★	FSP2 + WHITE MICA + CHL4 + CTOID + Rt + aQz ± Mrg + H2O
1	(?)WHITE MICA + CHL4 + Rt + Heu + aQz ± mcar ± Klin + H2O
2	ILM + FSP2 + BIOTITE + WHITE MICA + STAU + CORD + aQz ± CHL4 ± Rt + H2O
3	ILM + FSP2 + BIOTITE + STAU + Si + aQz ± WHITE MICA ± Rt + H2O
4	ILM + (?)FSP2 + BIOTITE + Si + CORD + Qz ± GARNET ± STAU ± WHITE MICA + H2O
5	ILM + GARNET + (?)FSP2 + BIOTITE + CORD + bQz + H2O

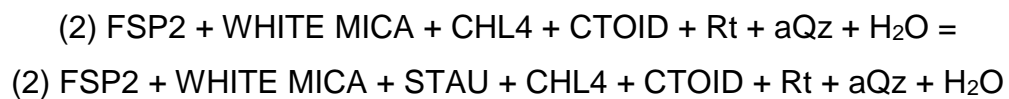
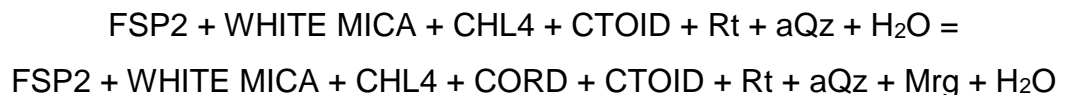
11.1.2.4 SB-185. Esta muestra representa las rocas aflorantes hacia el extremo sur de la zona de estudio. Corresponde a una filita cuarzo – moscovítica con cloritoide que ocurre como niveles tabulares intercalados con filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita. Mineralógica y estructuralmente es similar a las dos muestras anteriores, aunque se observan ciertas marcadas diferencias. Los porfidoblastos de cloritoide, pre-, sin y postectónicos respecto a S_1 , se observan de menor tamaño, alcanzado 0.8 mm de longitud, con formas xenoblásticas a idioblásticas de hábito tabular y no presentan zonación en reloj de arena ni inclusiones de cuarzo, aunque es posible observar maclado simple, polisintético y lamelar. Adicionalmente, el cloritoide se encuentra altamente cloritizado, y las cloritas primarias presentes en la matriz son de mayor tamaño en comparación con las observadas en rocas ubicadas al norte de la unidad. El grado de fracturamiento de los porfidoblastos es alto y algunas de las fracturas presentan rellenos de epidota. El cuarzo también muestra tamaños ligeramente mayores a los reportados para otras muestras más septentrionales. Por último, los opacos, identificados como rutilo, evidencian texturas reaccionales con sectores incoloros hacia el borde o el centro de los cristales. El rutilo también se encuentra como individuos incoloros de relieve muy alto, xenoblásticos y de carácter pre- sin- y postectónico respecto a S_1 .

La paragénesis mineral se definió como $Ms + Qz + Cld + Rt + Chl + Pl + Gr$. Con base en esto, los cálculos termobarométricos se realizaron para el sistema químico TiNCKFMASH y los resultados se presentan en la figura 58. El campo sombreado representa las condiciones P-T donde se presenta la anterior paragénesis mineral y bajo las cuales se considera que se alcanzó el pico metamórfico, abarcando temperaturas de 403° a 533° C y presiones hasta de 5.9 kbar.

El límite inferior está definido por la aparición del cloritoide, para presiones inferiores a 2,7 kbar, y por la aparición de feldespato, a presiones superiores a ese valor. Los cambios mineralógicos ocurren mediante las reacciones:



Igualmente a lo establecido para otras muestras, el límite máximo de temperatura está definido por la aparición de cordierita, a presiones inferiores a 2,6 kbar, y de estaurolita, a presiones superiores a ese valor, las cuales se forman mediante las reacciones:



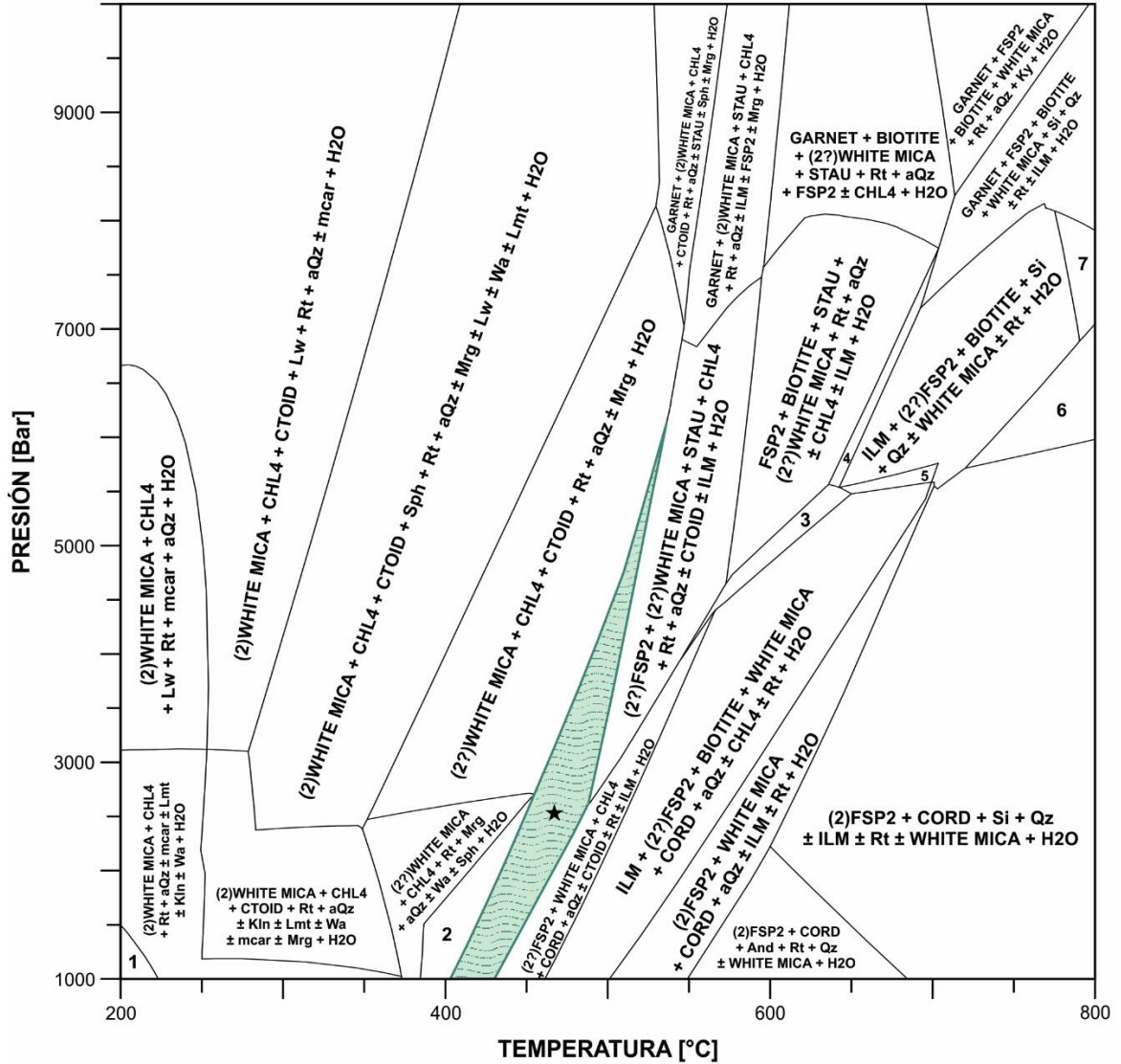
Como reacciones intermedias desaparece la margarita, muy cerca al límite mínimo de temperatura del campo, y aparece un segundo feldespato, cercano al límite superior de temperatura y a iguales presiones bajo las cuales se forma estaurolita.

Adicionalmente, y de forma similar a lo descrito para las otras muestras analizadas, la biotita comienza a formarse a mayores temperaturas, incluso después de la aparición de la estaurolita y, a mayores presiones, del granate. Para presiones inferiores a 4 kbar, la biotita comienza a formarse desde los 467 °C en asociación con cordierita; y para presiones mayores, desde aproximadamente 550° C en asociación con estaurolita. Sin embargo, a presiones alrededor de 7 kbar y mayores, el granate aparece en la roca a menores temperaturas, desde los 528° C, y la biotita ingresa a la asociación poco antes de los 660 °C.

Figura 58. Seudosección de la muestra SB-185 para el sistema químico TiNCKFMASH. El campo sombreado indica las condiciones de P y T definidas.

SEUDOSECCIÓN DE LA MUESTRA SB-185

Composición de roca total [%mol]= SiO₂(69.27) TiO₂(1.03) Al₂O₃(18.80) Fe₂O₃(2.85) MgO(2.85) CaO(0.12) NaO(1.74) K₂O(3.3)



ASOCIACIONES MINERALES

- ★ (2?)FSP2 + (2?)WHITE MICA + CHL4 + CTOID + Rt + aQz ± Mrg + H2O
- 1 (2)WHITE MICA + CHL4 + Klin + Rt + Heu + aQz ± mcar + H2O
- 2 FSP2 + (2?)WHITE MICA + CHL4 + Rt + Mrg + aQz + H2O
- 3 ILM + FSP2 + BIOTITE + WHITE MICA + STAU + CORD + aQz ± CHL4 ± Rt + H2O
- 4 ILM + FSP2 + BIOTITE + WHITE MICA + STAU + Si + aQz + H2O
- 5 ILM + FSP2 + BIOTITE + WHITE MICA + CORD + Si + aQz + H2O
- 6 ILM + GARNET + (2)FSP2 + CORD + Si + bQz + H2O
- 7 GARNET + ILM + (2)FSP2 + BIOTITE + Si + bQz + H2O

Con base en los resultados obtenidos mediante análisis paragenéticos y termobarométricos, se considera que el metamorfismo que afectó las Metasedimentitas de Silos es de tipo regional, y el pico metamórfico fue alcanzado bajo condiciones de la parte baja de la facies esquistos verdes, posiblemente en la zona de la biotita / zona del cloritoide. Las condiciones P-T determinadas para cada muestra son variables, especialmente para la MP-5-1. El rango de temperaturas puede extenderse desde los 270° C hasta los 570° C, y las presiones tienden a ser inferiores a 5,6 kbar. Sin embargo, teniendo en cuenta las características texturales de las rocas estudiadas y del cloritoide, el cual no muestra evidencias de reemplazamiento por otras fases minerales de mayores temperaturas, el pico metamórfico debió alcanzarse en la región baja a media de los campos definidos en las pseudosecciones, sin acercarse a su límite máximo o a condiciones de descomposición del cloritoide. Igualmente, el cloritoide se encuentra asociado en las rocas a minerales de bajas condiciones de metamorfismo como moscovita y clorita, estando ausentes la biotita, estaurolita, granate y cianita.

De acuerdo con lo anterior, la secuencia mineralógica prógrada observada en las rocas y pseudosecciones indica que el metamorfismo de la unidad estudiada no corresponde a una zonación típica Barroviense, aunque se asemeja a la secuencia descrita por Bucher & Grapes⁹⁴ (2011) para rocas pelíticas ricas en aluminio. Los autores establecen la aparición del cloritoide, primer mineral metamórfico, a aproximadamente 300° C para el sistema KFMASH; en rocas pelíticas “normales” su límite máximo de estabilidad podría alcanzar los 550° C en asociación con granate y estaurolita para composiciones específicas, marcando la transición de la facies anfibolita inferior a media. Sin embargo, en pelitas ricas en aluminio el cloritoide desaparece aproximadamente a 500° C. Bajo estas condiciones, la cianita

⁹⁴ BUCHER & GRAPES. Op. cit., pp. 272-273.

aparece en la roca a 400 °C, la primera estaurolita a 470° C y la biotita sólo se forma a temperaturas alrededor de 580° C.

11.2 PROTOLITO

La determinación del protolito es uno de los problemas a resolver en el estudio de las rocas metamórficas. Por definición de la SCMR⁹⁵, muchos procesos metamórficos ocurren sin que se presenten cambios sustanciales en la composición química de las rocas, exceptuando los componentes volátiles. Según Rollinson⁹⁶, el principal control sobre la composición química de las rocas metamórficas es la composición del material pre-metamórfico. Adicionalmente, Bucher & Grapes⁹⁷ establecen que, aunque los procesos metamórficos tienden a cambiar la composición original del protolito, por ejemplo, mediante la liberación de volátiles, un metamorfismo que únicamente libera estas fases de la roca original puede considerarse isoquímico. Así, en un contexto libre de volátiles, la composición química de la roca original sería idéntica a la del producto metamórfico.

Consecuentemente, la composición química de las Metasedimentitas de Silos, descrita en... el capítulo 10..., fue utilizada para definir la naturaleza de su protolito. Las muestras analizadas corresponden a filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide distribuidas alrededor de toda el área de estudio y nombradas como MP-5-1, SB-94, SB-108 y SB-185. Adicionalmente, teniendo en cuenta que McLennan *et al.*⁹⁸

⁹⁵ SCHMID, FETTES, HARTE, DAVIS & DESMONS. Op. cit.

⁹⁶ ROLLINSON. Op. cit., p. 7.

⁹⁷ BUCHER & GRAPES. Op. cit., pp. 22-23.

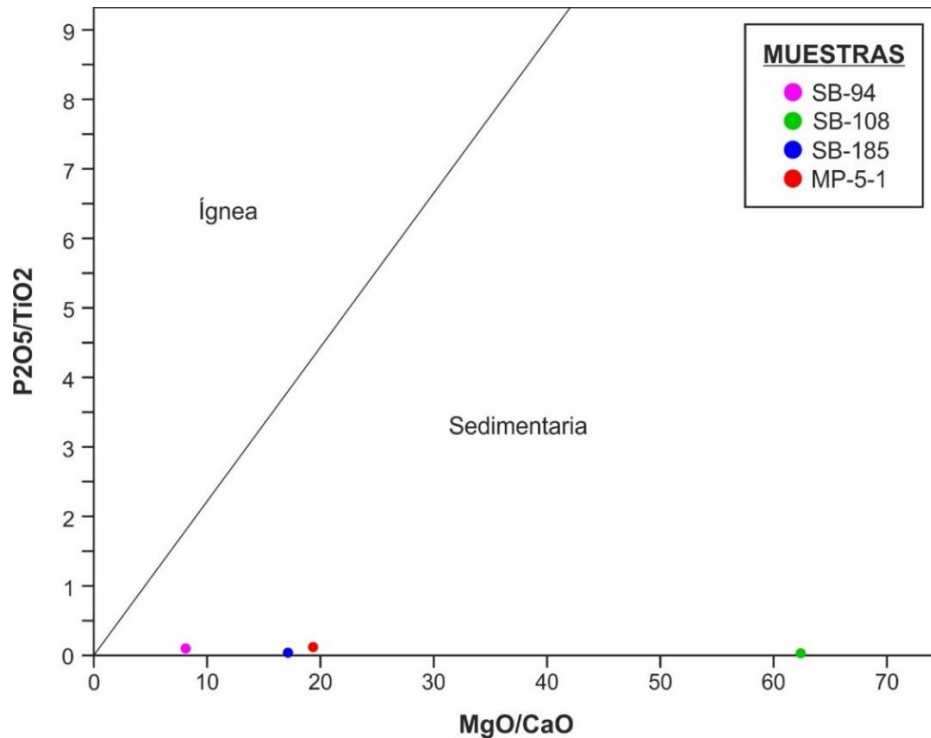
⁹⁸ McLENNAN, Scott M.; HEMMING, Sidney; McDANIEL, D.K. & HANSON, Gilbert N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geological Society of America*. 1993, Special Paper 284, pp. 22-23.

establecen que algunos procesos sedimentarios, como la selección y el reciclaje, y la proveniencia sedimentaria pueden ser evaluados a partir de análisis geoquímicos, la concentración de elementos mayores y traza fue utilizada para analizar dichos procesos, la proveniencia sedimentaria y el ambiente tectónico asociado.

El tipo de roca pre-metamórfica puede ser determinado mediante el gráfico de Werner⁹⁹, en el cual se establecen relaciones entre el contenido de P_2O_5/TiO_2 y MgO/CaO . Las muestras analizadas se proyectaron en el campo de las rocas sedimentarias, con valores muy bajos para la relación P_2O_5/TiO_2 , entre 0.03 y 0.12 (figura 59). Por el contrario, los valores de MgO/CaO muestran mayor variación, generalmente bajos para las muestras SB-94, SB-185 y MP-5-1, entre 8.09 y 19.31, y mucho mayores para la muestra SB-108, de 62.25. Estos resultados corresponden con las observaciones realizadas en campo, donde se evidencia la preservación del carácter estratificado de las rocas.

⁹⁹ WERNER, C.D. Saxonian Granulites-Igneous or Lithogenous. A Contribution to the Geochemical Diagnosis of the Original Rocks in High-metamorphic Complexes. En: Contributions to the Geology of the Saxonian Granulite Massif (Sächsisches Granulitgebirge). Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Isotopen- und Strahlenforschung, 1987. p. 221-250.

Figura 59. Localización de las muestras analizadas en el gráfico de Werner (1987) para determinar el protolito.



Fuente: modificado de WERNER, C.D. Saxonian Granulites-Igneous or Lithogenous. A Contribution to the Geochemical Diagnosis of the Original Rocks in High-metamorphic Complexes. En: Contributions to the Geology of the Saxonian Granulite Massif (Sächsisches Granulitgebirge). Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Isotopen- und Strahlenforschung, 1987. p. 221-250.

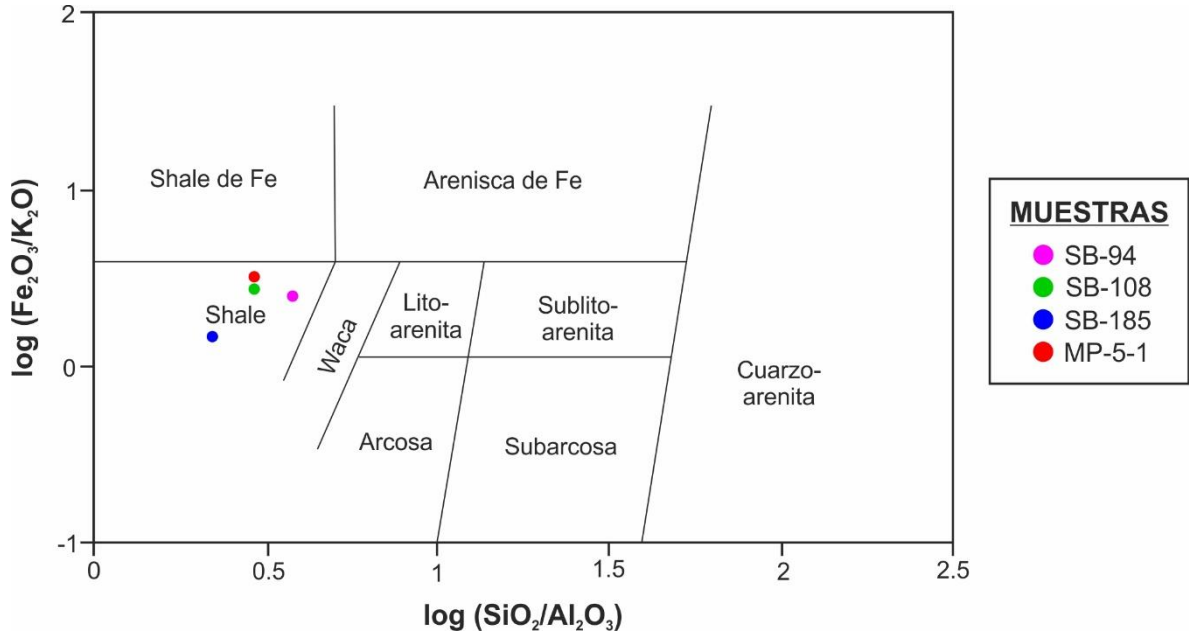
La discriminación del tipo de roca sedimentaria se estableció mediante la clasificación geoquímica de areniscas y shales terrígenos de Herron¹⁰⁰ (1988), graficada como el $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs el $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$. El autor establece que el

¹⁰⁰ HERRON, Michael M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1988, vol. 58, nro. 5, p. 821.

uso de la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ permite la distinción entre las areniscas ricas en cuarzo, valores altos, y los shales ricos en arcillas, valores bajos. Las areniscas líticas y feldespáticas y las wacas presentan valores intermedios. La relación de Fe total, expresada como Fe_2O_3 respecto al K_2O es efectiva para la discriminación de los fragmentos líticos de los feldespatos. Además, puede considerarse como un indicador de la estabilidad mineralógica. A bajas temperaturas y presiones, características de ambientes sedimentarios, los minerales formadores de roca más estables son el feldespato potásico, la moscovita y el cuarzo; los dos primeros ricos en potasio y todos con bajo contenido de hierro. Contrariamente, los minerales menos estables, generalmente encontrados como fragmentos líticos, tienden a estar enriquecidos en Fe y Mg. Por lo tanto, como regla general, las asociaciones minerales estables tienen relaciones $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ bajas, y asociaciones menos estables, localizadas cerca a la fuente de sedimentos y con abundantes fragmentos líticos, presentan valores altos.

Los resultados para las muestras analizadas indican que la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ varía entre 2.17 y 3.75, correspondiente con los valores esperados para un shale. Por otra parte, la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ entre 1.47 y 3.23 indica asociaciones minerales estables en la roca (figura 60).

Figura 60. Localización de las muestras analizadas en el gráfico de Herron (1988) para la discriminación de su protolito.



Fuente: modificado de HERRON, Michael M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1988, vol. 58, nro. 5, p. 821.

La clase composicional definida para las rocas estudiadas, en este caso pelíticas, también indica un protolito de esta naturaleza. Según Bucher & Grapes¹⁰¹, las pelitas, el tipo más común de rocas sedimentarias, incluyen shales o arcillas pelágicas y sus equivalentes metamórficos se caracterizan por la formación de minerales silicatados de K-Al o ricos en Al, como la moscovita y el cloritoide encontrados en las filitas del área de estudio. Adicionalmente, la granulometría muy fina a fina de las rocas y su composición mineralógica, principalmente de

¹⁰¹ BUCHER & GRAPES. Op. cit., p. 25.

filosilicatos, es concordante con los cambios esperados para un shale rico en arcillas bajo condiciones de bajo grado de metamorfismo.

Según McLennan *et al.*,¹⁰² (1990), durante el intemperismo, la erosión y el transporte algunos elementos insolubles son transportados casi cuantitativamente en los sedimentos terrígenos y la distribución de estos elementos en las rocas sedimentarias mantiene una relación con la composición de la proveniencia. Por lo tanto, ciertas abundancias de elementos traza en algunas rocas sedimentarias que tienen una variada proveniencia o una larga historia de reciclaje, pueden interpretarse como reflejo de la composición de la corteza superior expuesta a la meteorización.

Con el fin de determinar la predominancia de procesos sedimentarios o de variaciones composicionales asociadas a la proveniencia sobre la naturaleza de las rocas analizadas se utilizaron las relaciones Th/Sc y Zr/Sc. McLennan *et al.*¹⁰³ consideran que la correlación entre estas dos relaciones puede utilizarse para diferenciar procesos de enriquecimiento en circón como resultado de la selección y el reciclaje sedimentario, con altos valores de Zr/Sc, de las variaciones composicionales asociadas con la proveniencia, reflejadas en una correlación simple de las dos relaciones. Adicionalmente, según McLennan¹⁰⁴, la relación Th/Sc

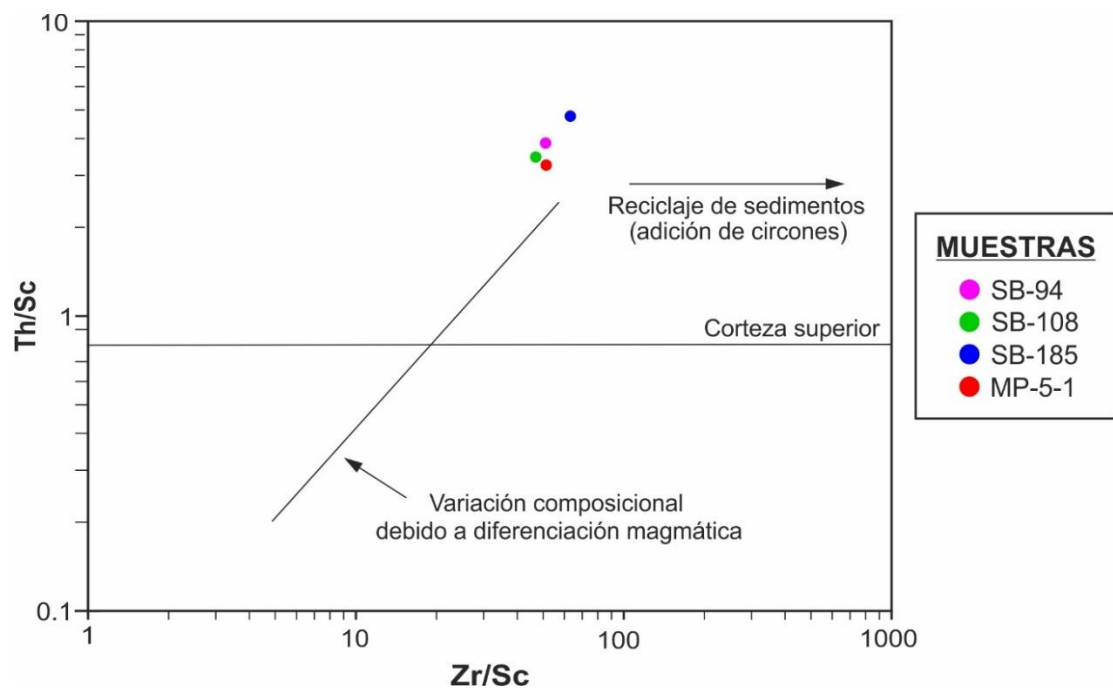
¹⁰² McLENNAN, Scott M.; TAYLOR, Stuart R.; McCULLOCH, Malcolm T. & MAYNARD, J. Barry. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990, vol. 54, p. 2037.

¹⁰³ McLENNAN, HEMMING, McDANIEL & HANSON. Op. cit., p. 26.

¹⁰⁴ McLENNAN, Scott M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. En: PIÑÁN-LLAMAS, Aránzazu & ESCAMILLA-CASAS, José C. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic to Early Cambrian metasedimentary rocks from

será alta en rocas derivadas de la corteza y baja en rocas de origen mantélico. La localización de las muestras analizadas en el diagrama Th/Sc vs Zr/Sc se presenta en la figura 61. Los valores de la relación Zr/Sc son altos y varían entre 47.21 y 63.53, mientras que la relación Th/Sc se encuentra entre 3.24 y 4.74. Estos resultados muestran que las rocas son derivadas de la corteza superior.

Figura 61. Localización de las muestras analizadas en el diagrama Th/Sc vs Zr/Sc de McLennan *et al.*, (1990).



Fuente: modificado de McLENNAN, Scott M.; TAYLOR, Stuart R.; McCULLOCH, Malcolm T. & MAYNARD, J. Barry. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. En: PIÑÁN-LLAMAS, Aránzazu & ESCAMILLA-CASAS, José C. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic to Early Cambrian metasedimentary rocks from the Cordillera Oriental and Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2013, vol. 65, nro. 2, p. 383.

the Cordillera Oriental and Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2013, vol. 65, nro. 2, p. 383.

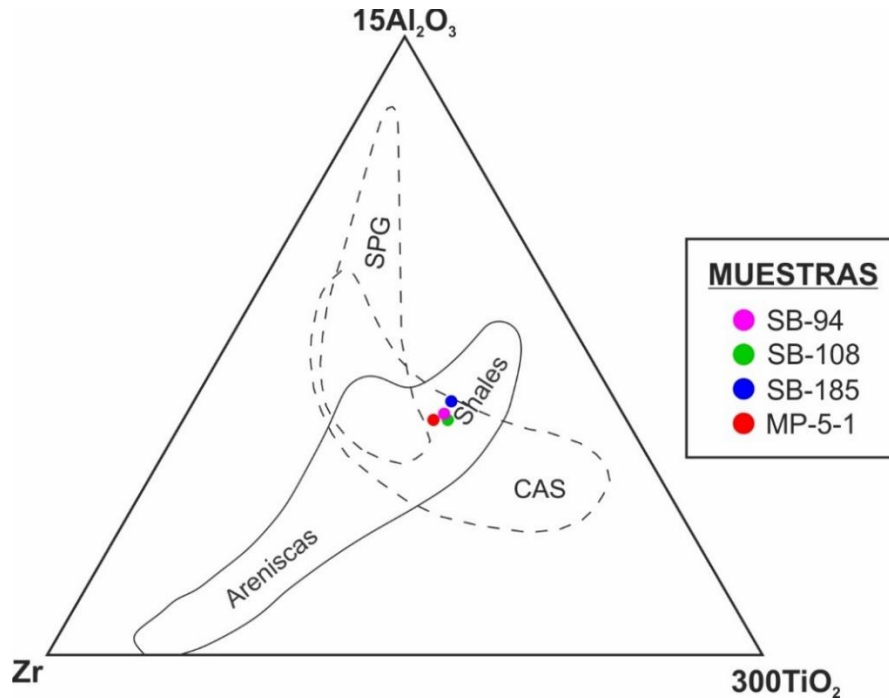
Los efectos de los procesos de selección también son evaluados por García, Fonteilles & Moutte¹⁰⁵, quienes establecen que la representación ternaria de Al, Ti y Zr elimina los efectos del intemperismo sobre los contenidos absolutos de estos elementos y realza los efectos de la selección o *sorting*. Para los autores, durante el intemperismo, el transporte y la mezcla de sedimentos de diferentes fuentes los contenidos de elementos insolubles como el Al, Ti y Zr varían en respuesta a la lixiviación de elementos solubles, pero sus proporciones relativas son transferidas del área fuente a los sedimentos. Posteriormente, este material es seleccionado de acuerdo a las propiedades hidráulicas de sus componentes minerales y la relación TiO_2/Zr es un indicador sensible de la intensidad de esta selección.

Los contenidos de Al, Ti y Zr en las rocas analizadas fueron graficados en el diagrama ternario descrito anteriormente y se muestran en la figura 62. Las filitas se proyectan en la región característica de los shales, y los valores de TiO_2 son relativamente altos y mayores a los del Zr, lo cual podría relacionarse con la concentración del rutilo. Según Piñán-Llamas & Escamilla-Casas¹⁰⁶, las altas concentraciones de minerales pesados en rocas sedimentarias y meta-sedimentarias pueden atribuirse al reciclaje de sedimentos o la selección hidráulica. En las muestras estudiadas, la abundancia del rutilo en comparación con el circón podría indicar la predominancia de los procesos de selección sobre el reciclaje.

¹⁰⁵ GARCÍA, Daniel; FONTEILLES, Michel & MOUTTE, Jacques. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. The *Journal of Geology*. 1994, vol. 102, p. 412.

¹⁰⁶ PIÑÁN-LLAMAS & ESCAMILLA-CASAS. Op. cit., p. 383.

Figura 62. Ubicación de las muestras analizadas en el diagrama triangular Al-Ti-Zr de García, Fonteilles & Moutte (1994). CAS: suites calco-alcálinas; SPG: granitos fuertemente peraluminicos.



Fuente: modificado de GARCÍA, Daniel; FONTEILLES, Michel & MOUTTE, Jacques. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *The Journal of Geology*. 1994, vol. 102, p. 417.

La proveniencia de los sedimentos fue evaluada mediante el diagrama La/Th vs Hf de Floyd & Leveridge¹⁰⁷ (1987), para quienes el gráfico proporciona una útil discriminación entre diferentes composiciones de arco y sus fuentes. Los sedimentos derivados de arcos dominados por composiciones ácidas tienen relaciones La/Th bajas y uniformes y contenidos de Hf de 3 a 7 ppm. Con la

¹⁰⁷ FLOYD, P.A. & LEVERIDGE, B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*. 1987, vol. 144, p. 539.

disección progresiva del arco y la erosión de plutones y el basamento continental de rocas sedimentarias o metasedimentarias antiguas, el contenido de Hf incrementa debido a la liberación del circonio. Las muestras analizadas indican relaciones La/Th y contenidos de Hf compatibles con fuentes de arcos ácidos (figura 63), y son similares a los valores promedios de la composición del shale norteamericano (NASC por sus siglas en inglés), tomada de Gromet *et al.*¹⁰⁸ (1984), y de la corteza continental superior (UCC por sus siglas en inglés), tomada de Taylor & McLennan¹⁰⁹ (1981), indicadas en la misma gráfica.

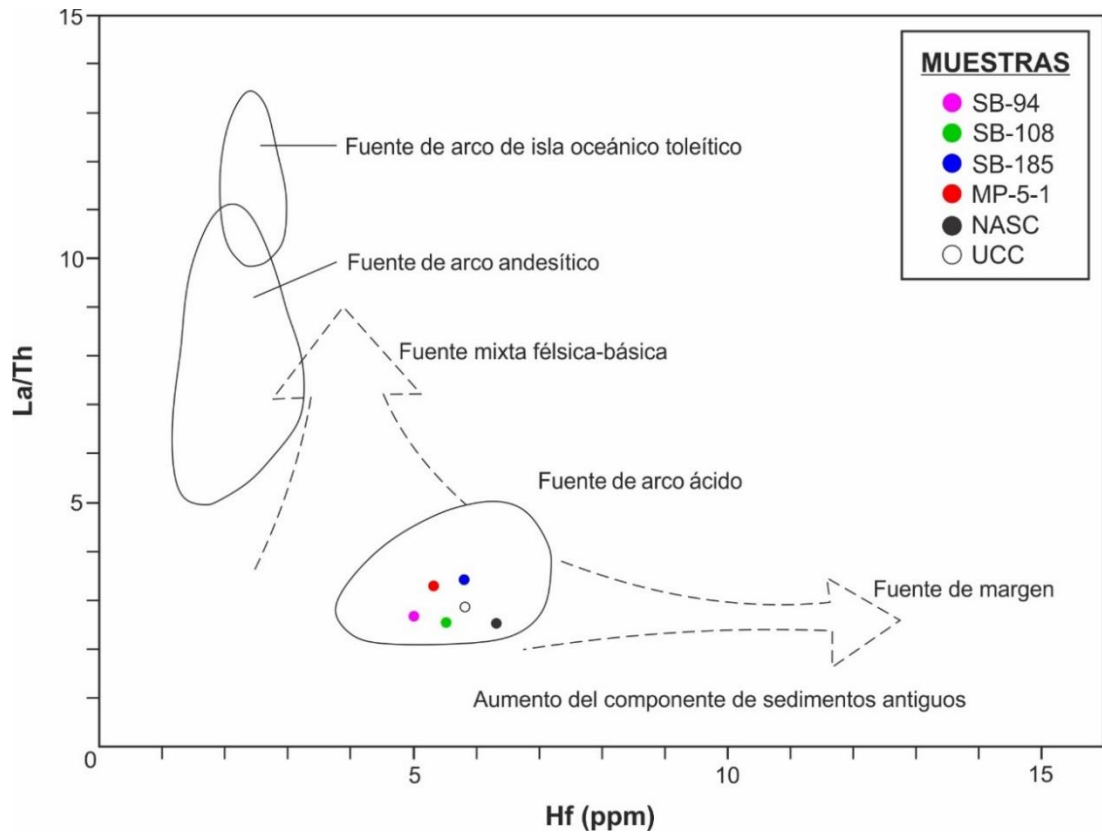
Con base en los resultados obtenidos y teniendo en cuenta la posición estratigráfica relativa de la unidad analizada, suprayaciendo inconformemente(?) los Esquistos del Silgará, la fuente identificada para los sedimentos de las Metasedimentitas de Silos podría estar relacionada con el desmantelamiento del basamento cristalino del Macizo de Santander, especialmente de las unidades Esquistos del Silgará y Ortoneis. Estas unidades, formadas, según Mantilla-Figueroa, García-Ramírez y Valencia¹¹⁰, durante el Evento Famatiniano Principal extendido posiblemente hasta el Ordovícico Medio, constituyen fuentes cercanas para la unidad analizada, la cual, debido a su grado metamórfico, se considera posterior a este evento. además, las composiciones y análisis de procedencia de los Esquistos del Silgará y el Ortoneis se ajustan a los resultados presentados anteriormente.

¹⁰⁸ GROMET, L. Peter; DYMEK, Robert F.; HASKIN, Larry A. & KOROTEV, Randy L. The "North American Shale Composite": Its compilation, major, and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984, vol. 48, pp. 2471-2474.

¹⁰⁹ TAYLOR, Stuart Ross & McLENNAN, Scott M. The composition and evolution of the continental crust: Rare Earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 1981, vol. A 301, p. 384.

¹¹⁰ MANTILLA-FIGUEROA, GARCÍA-RAMÍREZ & VALENCIA. Op. cit., p. 44.

Figura 63. Localización de las muestras analizadas en el diagrama La/Th vs Hf de Floyd & Leveridge (1987).



Fuente: modificado de FLOYD, P.A. & LEVERIDGE, B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*. 1987, vol. 144, p. 540.

Según Mantilla-Figueroa, García-Ramírez y Valencia¹¹¹ (2016b), los Esquistos del Silgará, descritos en el área de estudio por Casadiegos¹¹² (2017) como rocas pelíticas, semipelíticas, cuarcíticas, carbonatadas y calcosilicatadas, proceden de la erosión de arcos magmáticos formados principalmente por magmas de afinidad juvenil y por arcos magmáticos formados posiblemente a partir de magmas de afinidad juvenil pero afectados por contaminación cortical o simplemente a partir de magmas con afinidad de arcos antiguos retrabajados. Adicionalmente, el Ortoneis, según los análisis realizados por Rey¹¹³ en cercanías a la zona de estudio, es de tipo composicional granítico con cantidades variables de minerales de afinidad pelítica como biotita y moscovita, y las características geoquímicas del protolito corresponden con un magma ácido calco-alcalino rico en potasio con composiciones de afinidad peraluminica.

El ambiente tectónico asociado a la depositación de las Metasedimentitas de Silos fue definido a partir de la concentración de elementos traza de acuerdo con lo propuesto por Piñán-Llamas & Escamilla-Casas¹¹⁴, para quienes la composición química de la roca fuente es función del ambiente tectónico y ejerce un importante control sobre la química de las rocas sedimentarias y metasedimentarias. Por lo

¹¹¹ MANTILLA-FIGUEROA, Luis Carlos; GARCÍA-RAMÍREZ, Carlos Alberto y VALENCIA, Víctor A. Nuevas evidencias que soportan la escisión de la Formación Silgará y propuesta de nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). *Ciencias de la tierra*. Abril-junio de 2016, vol. 40, nro. 155, pp. 330-332.

¹¹² CASADIEGOS. Op. cit., p. 50.

¹¹³ REY LEÓN, Vanessa. Estudio de las rocas de la unidad Ortoneis en el Macizo de Santander: consideraciones petrológicas y geoquímicas. Tesis de pregrado Geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2015. p. 124.

¹¹⁴ PIÑÁN-LLAMAS & ESCAMILLA-CASAS. Op. cit., p. 385.

tanto, la información geoquímica de estas puede relacionarse directamente con los procesos tectónicos. Con tal fin, se utilizaron los diagramas ternarios La-Th-Sc, Th-Co-Zr/10 y Th-Sc-Zr/10 de Bathia & Crook¹¹⁵ (1986), presentados en la figura 64.

Los resultados del diagrama La-Th-Sc (figura 64a) indican un ambiente tectónico de margen continental activo o margen pasivo, los cuales no están discriminados. En el diagrama Th-Co-Zr/10 (figura 64b) la mayoría de las muestras se proyectan en el campo del margen continental activo, a excepción de la MP-5-1, la cual indica un arco de islas continental. Por último, en el diagrama Th-Sc-Zr/10 (figura 64c) la mayoría de las muestras se encuentran nuevamente en el campo del margen continental activo, mientras que la MP-5-1 se ubica en el campo del margen pasivo.

Van der Lelij *et al.*¹¹⁶ (2015) establecen que las rocas del basamento cristalino del Macizo de Santander representan un margen activo del Paleozoico Temprano extendido aproximadamente desde el Cámbrico hasta el Silúrico. Estos resultados fueron interpretados de forma similar por Amaya¹¹⁷ (2016), quien establece la ocurrencia de un evento magmático – metamórfico regional relacionado con la

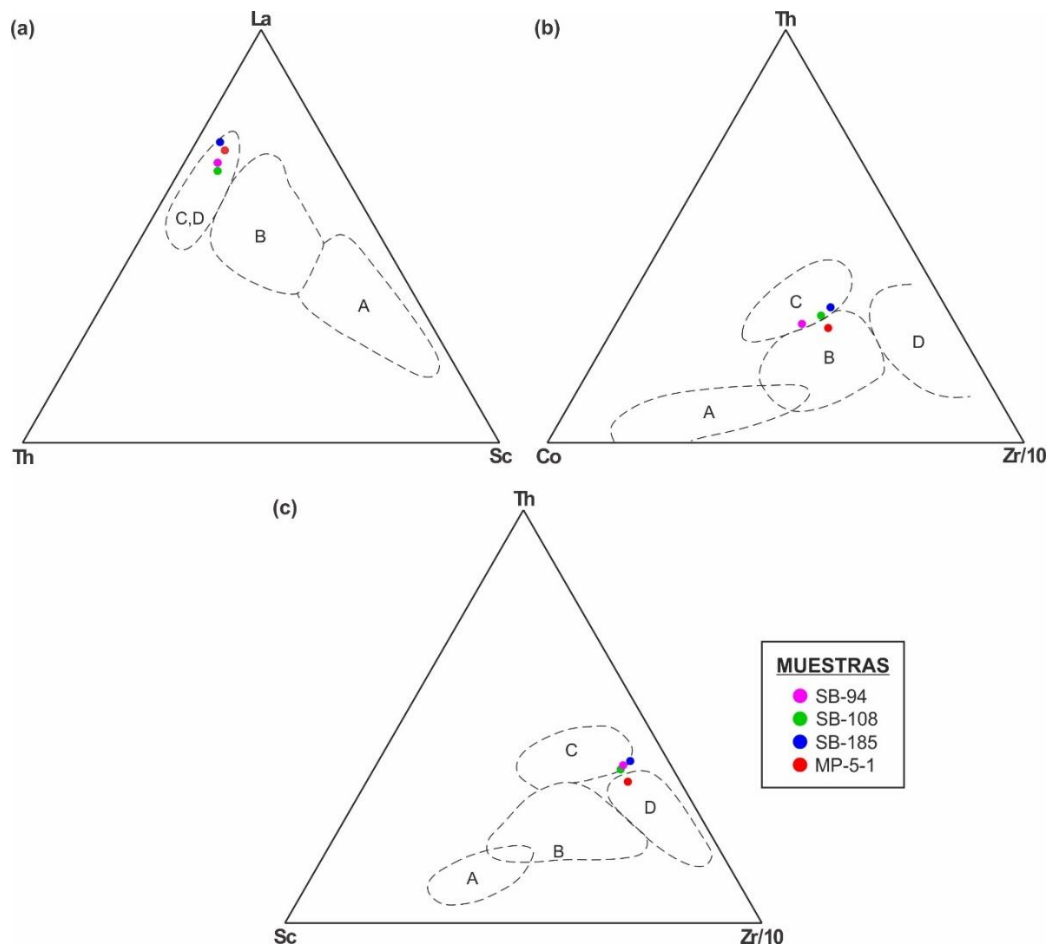
¹¹⁵ BHATIA, Mukul R. & CROOK, Keith A. Trace elements characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986, vol. 92, pp. 189-190.

¹¹⁶ VAN DER LELIJ, Roelant; SPIKINGS, Richard; ULIANOV, Alexey; CHARADIA, Massimo & MORA, Andrés. Paleozoic to Early Jurassic of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rhic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*. 2016, vol. 36, p. 291.

¹¹⁷ AMAYA FERREIRA, Sergio. Termocronología y geocronología del basamento metamórfico del Macizo de Santander, departamento de Santander. Tesis doctoral. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias. Departamento de Geociencias, 2016. p. 142.

orogenia Famatiniana para el basamento del Macizo de Santander entre el Cámbrico Temprano y finales del Silúrico, el cual estuvo acompañado de un levantamiento en el Silúrico donde termina el metamorfismo y fue seguido de un lapso de sedimentación durante el Devónico. Para el autor, el Macizo de Santander refleja múltiples interacciones, resultado de la acreción a lo largo del margen occidental de Suramérica.

Figura 64. Localización de las muestras analizadas en los diagramas ternarios La-Th-Sc (a), Th-Co-Zr/10 (b) y Th-Sc-Zr/10 (c) de Bathia & Crook (1986) para determinar el ambiente tectónico. A: arco de isla oceánico; B: arco de isla continental; C: margen continental activo; D: margen pasivo.



Fuente: modificado de BHATIA, Mukul R. & CROOK, Keith A. Trace elements characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986, vol. 92, pp. 189-190.

Adicionalmente, Mantilla-Figueroa, García-Ramírez y Valencia¹¹⁸ sugieren la ocurrencia de dos eventos metamórficos relacionados con la orogenia Famatiniana que afectaron las rocas del Macizo de Santander. El Evento Orogénico Principal Famatiniano, de edad Ordovícico Temprano, y el Evento Orogénico Menor Famatiniano, el cual ocurrió posiblemente entre finales del Ordovícico Tardío y el pre-Devónico Medio. Sin embargo, no descartan la presencia de eventos tectono-termales posteriores.

Respecto a la existencia de eventos posteriores sobreimpuestos, Castellanos & Ríos¹¹⁹ (2015) proponen la ocurrencia de un metamorfismo regional tipo Buchan como resultado de una adición de calor considerable debido a la intrusión de magmas, el cual fue sobreimpuesto a la Formación Silgará y sigue una trayectoria antihoraria. Estudios recientes de Zuluaga *et al.*¹²⁰ (2017), también indican la ocurrencia de un metamorfismo de baja presión sobreimpuesto a las rocas de facies granulitas del Neis de Bucaramanga, relacionado posiblemente con el desarrollo de un arco magmático Jurásico a poca profundidad en el margen noroccidental de Suramérica, donde la extensión fue producto del retroceso de la placa paleo-

¹¹⁸ MANTILLA-FIGUEROA, GARCÍA-RAMÍREZ & VALENCIA. Propuesta de escisión de la denominada Formación Silgará, (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos, Op. cit., p. 44.

¹¹⁹ CASTELLANOS, Oscar & RÍOS, Carlos. A case of regional metamorphism of Buchan type (andalusite-cordierite) in the Northern Santander Massif, Eastern Cordillera (Colombia). *Ciencias de la Tierra*. Julio-septiembre, 2015, vol. 39, nro 152, p. 427.

¹²⁰ ZULUAGA, C.A.; AMAYA, S.; URUEÑA, C. & BERNET, M. Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre-Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America). *Lithos*. 2017, vol. 274-275, pp. 143-144.

Pacífica durante la subducción a lo largo del margen occidental de Norte y Suramérica.

Con base en la compleja y activa historia del Macizo de Santander presentada anteriormente, especialmente durante el Paleozoico o el pre-Devónico, edad relativa definida para la unidad estudiada, se considera que el ambiente tectónico existente durante la depositación de las Metasedimentitas de Silos corresponde a un margen continental activo, como fue indicado por la mayoría de las proyecciones en los diagramas de la figura 64.

12. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Las rocas metasedimentarias encontradas al Sur del municipio de Silos, Norte de Santander, denominadas informalmente en este trabajo como Metasedimentitas de Silos, afloran como un cuerpo limitado por fallas que se extiende desde la zona central, sector Loma Grande, hasta el extremo Sur del área de estudio. Las características estructurales y mineralógicas de la secuencia metasedimentaria no han sido descritas anteriormente en el Macizo de Santander y no parecen corresponder con ninguna de las unidades de bajo grado de metamorfismo que hacen parte de su basamento. Por lo tanto, la caracterización petrográfica, geoquímica y termobarométrica de estas rocas, resultante de los estudios realizados en este trabajo, será utilizada para discutir su edad relativa, correlación estratigráfica y los posibles eventos que les dieron origen.

En el área de estudio afloran rocas pertenecientes a las formaciones Silgará, Floresta y Diamante de acuerdo con la cartografía, escala 1:100.000, de Ward *et al.*¹²¹ (1977). La localización de las muestras analizadas en el presente trabajo indica pertenencia a estas tres unidades. Por esta razón, uno de los objetivos principales de esta investigación era establecer rasgos petrográficos y faciales que permitieran definir a cuál unidad litoestratigráfica corresponden.

Las Metasedimentitas de Silos corresponden a una secuencia de filitas con Ms + Qz + Opq ± Cld ± Chl ± Pl ± Gr. Generalmente, estas rocas presentan textura porfidoblástica en matriz granolepidoblástica muy fina, siendo los porfidoblastos de

¹²¹ WARD, GOLDSMITH, CRUZ, JARAMILLO y VARGAS. Op. cit. p. 1.

cloritoide. El grado de metamorfismo es bajo, en condiciones de facies esquistos verdes y el desarrollo microestructural evidencia una foliación principal S_1 bien definida y una incipiente S_2 . Las unidades Esquistos del Silgará y la Formación Diamante en esta zona presentan características muy diferentes a estas metasedimentitas, las cuales se pueden resumir así:

- Esquistos del Silgará: Según Casadiegos¹²², consisten en metapelitas (esquistos), rocas cuarzofeldespáticas (cuarcitas) y rocas carbonatadas y calcosilicatadas (mármoles y granofelsas) con buen desarrollo de foliación y compuestos principalmente de $Bt + Ms + Qz \pm Grt \pm St \pm Ky \pm Pl \pm Kfs \pm Cal \pm Hbl \pm Gr$. Las paragénesis minerales indican que el pico metamórfico se alcanzó en condiciones de la zona estaurolita-cianita de la facies anfibolita. Adicional a esto, en cercanías a la quebrada Vichagá, Castellanos-Alarcón, Ríos-Reyes & García-Ramírez¹²³ reportan por primera la presencia de cloritoide en metapelitas de grano fino.
- Formación Diamante: corresponde a calizas tipo bioesparitas con evidencias de deformación milonítica.

Unidades de bajo grado metamórfico se reportan en otros sectores del Macizo de Santander y han sido agrupadas por diferentes autores bajo los siguientes nombres:

¹²² CASADIEGOS. Op. cit., pp. 139-140.

¹²³ CASTELLANOS-ALARCÓN, RÍOS-REYES & GARCÍA-RAMÍREZ. Op. cit., p. 8.

Filitas de San Pedro¹²⁴, Formación Floresta Metamorfoseada¹²⁵, Metasedimentitas de Guaca-La Virgen¹²⁶ y Formación Mogotes¹²⁷.

El nombre Filitas de San Pedro fue propuesto por Mantilla-Figueroa, García-Ramírez & Valencia¹²⁸, para referirse a una secuencia de rocas de muy bajo grado de metamorfismo consistente en filitas cloríticas con foliación continua y fina, intercaladas con metareniscas y metalimolitas con débil foliación espaciada, aflorante en el sector de la Mesa de San Pedro (vía Piedecuesta-Aratoca, departamento de Santander). Con base en la paragénesis de la roca, $Qz + Ms + Chl \pm Kfs \pm Pl$, el débil desarrollo microestructural y la escasa recrystalización, los autores indican condiciones de facies subesquistos verdes para esta unidad. Estas rocas, consideradas por Ward *et al.*¹²⁹ como parte de la Formación Silgará, fueron diferenciadas por los Mantilla-Figueroa, García-Ramírez & Valencia¹³⁰ con base en edades U-Pb en circones detríticos que indican una máxima edad estratigráfica del Ordovícico Tardío (Katiano).

¹²⁴ MANTILLA-FIGUEROA, GARCÍA-RAMÍREZ & VALENCIA, Propuesta de escisión de la denominada Formación Silgará, (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos, Op. cit., p. 35.

¹²⁵ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., p. 43.

¹²⁶ RAMÍREZ. Op. cit., p. 1.

¹²⁷ MORENO-SÁNCHEZ, GÓMEZ-CRUZ y CASTILLO-GONZÁLEZ. Op. cit., p. 5.

¹²⁸ MANTILLA-FIGUEROA, GARCÍA-RAMÍREZ & VALENCIA, Propuesta de escisión de la denominada Formación Silgará, (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos, Op. cit., p. 40.

¹²⁹ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., p. 17.

¹³⁰ MANTILLA-FIGUEROA, GARCÍA-RAMÍREZ & VALENCIA, Propuesta de escisión de la denominada Formación Silgará, (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos, Op. cit., p. 42.

La Formación Floresta Metamorfoseada fue descrita por Ward *et al.*¹³¹ como una secuencia muy espesa de rocas de metamorfismo muy bajo que consta de mármol fosilífero sobre arenisca y conglomerado basal y argilitas filíticas y meta-limolitas calcáreas, con menores filitas pizarrosas gráficas intercaladas con mármol, suprayacidas por meta-areniscas gris verdosa a ante, meta-limolita y filitas limosas. La asociación más común es Qz + Chl + Ms, aunque reportan porfidoblastos de Grt, Cld y Bt al sur de Berlín en el extremo norte de la faja Covarachía-Silos; sin embargo, los autores consideran que es posible que estas rocas formen parte de la Formación Silgará, la cual suprayacen inconformemente. En el área de Mogotes – San Joaquín, según Pineda¹³², la base de Floresta Metamorfoseada presenta un miembro filítico rudítico, suprayacido por un miembro pizarroso de areniscas y lutitas, los cuales se diferencian del miembro superior lutítico sin evidencias tectonotermales de bajo grado de metamorfismo.

La unidad informal Metasedimentitas de Guaca – La Virgen ha sido descrita por Clavijo¹³³, Royero y Vargas¹³⁴ y Ramírez¹³⁵ como una sucesión replegada de rocas metasedimentarias de bajo y muy bajo grado conformada por una alternancia de metalodolitas y metareniscas gris verdosas, con algunas interposiciones de meta-conglomerados, filitas y mármoles. Estudios de cristalinidad de la illita desarrollados por Ramírez¹³⁶ demuestran que esta unidad alcanzó condiciones de la anquizona y epizona.

¹³¹ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., pp. 43-44,101.

¹³² PINEDA. Op. cit., p. 33.

¹³³ CLAVIJO. Op. cit., p. 12.

¹³⁴ ROYERO Y VARGAS. Op. cit., p. 1.

¹³⁵ RAMÍREZ. Op. cit., p. 3.

¹³⁶ Ibid., p. 15.

Formación Mogotes corresponde a la terminología propuesta por Moreno, Gómez y González¹³⁷, para todas las secuencias de bajo grado metamórfico incluidas en la Formación Floresta Metamorfoseada de Ward *et al.*¹³⁸, con base en la presencia de potentes bancos de rocas carbonatadas y de braquiópodos del Devónico – Pérmico y crinoideos del Devónico-Carbonífero, lo cual la diferencia del miembro sedimentario de la Formación Floresta.

Considerando las características anteriormente mencionadas de las rocas metasedimentarias de grado muy bajo y bajo en el Macizo de Santander, es evidente que ninguna de estas presenta similitudes con la unidad informalmente denominada en este trabajo Metasedimentitas de Silos. En el área de estudio, la relación Metasedimentitas de Silos – Esquistos del Silgará no pudo determinarse con claridad debido a que el contacto está cubierto y la zona fue afectada por fuerte tectonismo, lo que produjo desplazamiento caótico de bloques con ambas litologías. Igualmente, la carencia de estudios geocronológicos en las rocas estudiadas dificultan su ubicación temporal en la arquitectura estratigráfica del Macizo de Santander. Por lo anterior, con los datos obtenidos en este trabajo no es posible dar una respuesta unánime a esta problemática. Sin embargo, se propone que la unidad Metasedimentitas de Silos corresponda a:

- 1) La parte más superior de la unidad Esquistos del Silgará, no reportada hasta el momento en el Macizo de Santander. Respecto a esta posibilidad se considera lo siguiente: hasta el momento, es el único lugar del Macizo de Santander en el cual se reportan rocas con cloritoide, pese a que este mineral es abundante y

¹³⁷ MORENO-SÁNCHEZ, GÓMEZ-CRUZ y CASTILLO-GONZÁLEZ. Op. cit., p. 5.

¹³⁸ WARD, GOLDSMITH, CRUZ y RESTREPO. Op. cit., p. 43.

típico en metapelitas de bajo a medio grado y en diferentes sectores del Macizo de Santander, como las franjas Matanza-Cachirí, Pescadero-Aratoca, Mutiscua-Berlín, son abundantes las rocas metapelíticas; los cálculos termobarométricos realizados indican condiciones favorables para la formación de la paragénesis Chl + Cld + St, reportada en numerosos terrenos metamórficos y la cual no se observa en la unidad Esquistos del Silgará, esto implica cambios muy bruscos en la zonación metamórfica presente en la franja de Silos.

- 2) La parte más basal de la denominada Formación Floresta Metamorfoseada, la cual fue expuesta debido al fuerte control tectónico del área de estudio. Sin embargo, en otras secuencias conocidas de esta unidad no se reporta la presencia de cloritoide y esto implica una gran diferencia entre el grado de metamorfismo de las Metasedimentitas de Silos y de las rocas conocidas como Floresta Metamorfoseado.
- 3) Una nueva unidad litoestratigráfica diferente a las reportadas para el Macizo de Santander, la cual haría parte de su basamento cristalino.

13. CONCLUSIONES

La unidad informal Metasedimentitas de Silos aflora al Sur del municipio de Silos, Norte de Santander, y se extiende como un cuerpo limitado por fallas desde el sector Loma Grande, en la zona central del área de estudio, hacia el extremo Sur de esta. Se encuentra en contacto fallado con los Esquistos del Silgará y las formaciones Diamante y Girón. Litológicamente, se compone de rocas pelíticas, semipelíticas, pelíticas calcáreas y metacarbonatadas, representadas por filitas cuarzo – moscovíticas, filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide, filitas moscovíticas – cuarzosas, y menores filitas moscovíticas – cuarzosas con clorita, filitas calcáreas con y sin cloritoide y bancos potentes de mármoles impuros. La asociación mineral general de la secuencia es $Ms + Qz + Opq \pm Cld \pm Chl \pm Pl \pm Gr \pm Rt \pm Cal$ en rocas pelíticas y $Cal \pm Ms \pm Qz \pm Tr$ en rocas carbonatadas. En general, presentan una dirección de foliación principal S_1 bien definida y una incipiente S_2 .

La composición química de las filitas cuarzo – moscovíticas con cloritoide indica que corresponden a pelitas ricas en Al, cuyos porcentajes de Al_2O_3 varían entre 17,82 y 25,56. Otros componentes importantes en su composición son el SiO_2 (55,51 - 66,89 %), Fe_2O_3 (6,02 - 9,52 %), K_2O (2,42 - 4,14 %), MgO (1,53 - 2,51 %), NaO (0,38 - 1,44 %) y TiO_2 (0,83 - 1,1 %). El contenido de elementos traza indica las REE se encuentran fuertemente enriquecidas respecto al promedio de la UCC con una concentración total entre 170,04 y 269,12 ppm, consistente con la acumulación de minerales pesados. Los patrones de REE normalizadas al condrito son comunes en shales negros y típicos de rocas sedimentarias pos-Arqueanas de origen intracortical, y los diagramas multielementales se asemejan al de la distribución de la UCC.

El metamorfismo que afectó esta secuencia es de tipo regional prógrado y la paragénesis mineral del pico metamórfico corresponde a Ms + Qz + Cld + Chl + Pl + Rt + Gr, alcanzada en la parte baja de la facies esquistos verdes, zona de la biotita / zona del cloritoide. Análisis termobarométricos indican que las condiciones del pico metamórfico abarcan un rango de temperaturas de 270° C a 570° C y presiones inferiores a 5,6 kbar. Sin embargo, se considera que las condiciones P-T alcanzadas por las rocas estarían restringidas a la zona baja a media del rango definido. Adicionalmente, se presentan procesos de retrogradación reflejados en la cloritización del cloritoide, mejor desarrollados en el extremo Sur del área de estudio.

El protolito de las Metasedimentitas corresponde a rocas sedimentarias de tipo shale, provenientes de una fuente de arco ácida, la cual puede estar relacionada con el desmantelamiento del basamento cristalino del Macizo de Santander, específicamente de los Esquistos del Silgará y el Ortoneis, y su depositación ocurrió en un ambiente de margen continental activo, posiblemente entre el Ordovícico Medio y el pre-Devónico.

La comparación de características petrográficas (mineralógicas y texturales), de metamorfismo y de ocurrencia de las Metasedimentitas de Silos no se correlacionan claramente con las unidades de bajo grado de metamorfismo definidas en el Macizo de Santander, denominadas Filitas de San Pedro, Formación Floresta Metamorfoseado, Metasedimentitas de Guaca- La Virgen y Formación Mogotes. Si bien no es posible dar una respuesta unánime a la problemática de la ocurrencia de estas rocas metasedimentarias, se proponen tres soluciones: que las Metasedimentitas de Silos correspondan a 1) la parte más superior de los Esquistos del Silgará; 2) la parte más basal de la Formación Floresta Metamorfoseada o 3)

una nueva unidad litoestratigráfica diferente a las reportadas en el Macizo de Santander que haría parte de su basamento cristalino.

14.RECOMENDACIONES

Realizar estudios estructurales y tectónicos detallados para definir la cinemática de las fallas existentes a nivel local que permitan establecer con claridad las relaciones entre los diferentes bloques tectónicos aflorantes en el área de estudio.

Realizar estudios geocronológicos en las Metasedimentitas de Silos para determinar su máxima edad de depositación y edad del protolito, de modo que sea posible ubicarla temporalmente en el registro estratigráfico del Macizo de Santander.

Precisar las condiciones termobarométricas mediante el uso de la química mineral de las rocas.

BIBLIOGRAFÍA

ALCALDÍA DE SANTO DOMINGO DE SILOS. [sitio web]. Santo Domingo de Silos. [consulta: 1 marzo 2017]. Disponible en: http://santodomingodesilos-nortedesantander.gov.co/informacion_general.shtml

AMAYA FERREIRA, Sergio. Termocronología y geocronología del basamento metamórfico del Macizo de Santander, departamento de Santander. Tesis doctoral. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias. Departamento de Geociencias, 2016. 174 p.

ARENAS, Camilo Arturo. Geología del sector Silos - Bábega. Macizo de Santander. Trabajo de pregrado Geólogo. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2015. 104 p.

BERMAN, Robert G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*. 1988, vol. 29, parte 2, pp. 445-522.

BHATIA, Mukul R. & CROOK, Keith A. Trace elements characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986, vol. 92, pp. 181-193.

BRODIE, Kate; FETTES, Douglas; HARTE, Ben & SCHMID, Rolf. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 3. Structural terms including fault rock terms. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks [en línea]. 1 February 2007. [Consultado: 10 de enero de 2017]. Disponible en: https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_3.pdf.

BUCHER, Kurt & GRAPES, Rodney. Petrogenesis of metamorphic rocks. Londres: Springer Heidelberg Dordrecht, 2011. 428 p.

CASADIEGOS AGUDELO, Luisa. Metamorfismo de la unidad Esquistos del Silgará del Macizo de Santander, en el sector de Silos – Norte de Santander. Tesis de pregrado Geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2017. 153 p.

CASTELLANOS, Oscar & RÍOS, Carlos. A case of regional metamorphism of Buchan type (andalusite-cordierite) in the Northern Santander Massif, Eastern Cordillera (Colombia). *Ciencias de la Tierra*. Julio-septiembre, 2015, vol. 39, nro 152, pp. 416-429.

CASTELLANOS-ALARCÓN, Oscar; RÍOS-REYES, Carlos & GARCÍA-RAMIREZ, Carlos Alberto. Occurrence of chloritoid-bearing metapelitic rocks and their significance in the metamorphism of the Silgará Formation at the Central Santander Massif. *Boletín de Ciencias de la Tierra*. Julio, 2016, vol. 40, pp. 5-15. ISSN: 0120-3630.

CLAVIJO, Jairo. Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander, Memoria explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. 49 p.

CLAVIJO, Jairo; MANTILLA, Luis; PINTO, Jorge; BERNAL, Luis y PÉREZ, Adrián. Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, Norte del Valle Medio del Magdalena y Noroeste de la Cordillera Oriental. *Boletín de Geología*. 2008, vol. 30, nro. 1, pp. 45-62.

DANA, Edward Salisbury. Tratado de mineralogía. Traducido del inglés por Alberto Berumen. México: Compañía Editorial Continental, 1969. 912 p.

De CAPITANI, Christian. Theriak/Domino Suite. [software para cálculos termobarométricos]. Última versión: 04.02.2017. Fecha de lanzamiento: 1987. Disponible para la descarga en <http://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/prog170204/>

DEPARTAMENTO ADMINISTRATIVO NACIONAL DE ESTADÍSTICA. [sitio web]. Bogotá: DANE, Geoportal, Censo General 2005. [consultado: 1 marzo 2017]. Disponible en: <https://geoportal.dane.gov.co/v2/?page=elementoCNPV>

FLOYD, P.A. & LEVERIDGE, B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*. 1987, vol. 144, pp. 531-542.

FOLK, Robert L. Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1959, vol. 43, p. 1-38.

GARCÍA RAMÍREZ, Carlos Alberto. Facies de metamorfismo regional y de contacto. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, 2002. 40 p.

GARCÍA, Carlos Alberto; RÍOS, Carlos Alberto & CASTELLANOS, Oscar Mauricio. Medium-pressure metamorphism in the central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*. Julio-diciembre, 2005, vol. 27, nro. 2, pp. 43-68.

GARCÍA, Daniel; FONTEILLES, Michel & MOUTTE, Jacques. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *The Journal of Geology*. 1994, vol. 102, pp. 411-422.

GOLDSMITH, Richard; MARVIN, Richard & MEHNERT, Harald. Radiometric ages in the Santander Massif Eastern Cordillera, Colombian Andes. *U.S Geological Survey Professional Paper*. 1971, vol. 750-D, pp. D44-D49.

GÓMEZ JIMÉNEZ, Javier. Metamorfismo, Apuntes de la asignatura Petrología Endógena II (Módulo I). Tercer curso de la licenciatura de Geología, Departamento de Ciencias de la Tierra. Zaragoza: Universidad de Zaragoza, 2006. 199 p.

GROMET, L. Peter; DYMEK, Robert F.; HASKIN, Larry A. & KOROTEV, Randy L. The "North American Shale Composite": Its compilation, major, and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984, vol. 48, pp. 2469-2482.

HALFERDHAL, L. B. Chloritoid: Its composition, X-ray and Optical Properties, Stability and Occurrence. *Journal of Petrology*. 1961, vol. 2, part 1, pp. 49-135.

HERRON, Michael M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1988, vol. 58, nro. 5, pp. 820-829.

INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI. Plancha 110-III-D, Carta Preliminar. Escala 1:25.000. Bogotá: IGAC, 1963.

JANOUSEK, V.; FARROW, C. M & ERBAN, V. Geochemical Data Toolkit (GCDkit). [software para el tratamiento de información geoquímica]. Versión 4.1. Fecha de lanzamiento: 2006. Disponible para la descarga en <http://www.gcdkit.org/>

MANTILLA FIGUEROA, Luis Carlos; BISSIG, Thomas; VALENCIA, Víctor & CRAIG, Hart. 2013. The magmatic history of the Vetas-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. 2013, vol. 45, pp. 235-249.

MANTILLA-FIGUEROA, Luis C.; GARCÍA-RAMÍREZ, Carlos A. y VALENCIA, Víctor A. Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*. Enero-abril de 2016, vol. 38, nro. 1, pp. 33-50.

MANTILLA-FIGUEROA, Luis Carlos; GARCÍA-RAMÍREZ, Carlos Alberto y VALENCIA, Víctor A. Nuevas evidencias que soportan la escisión de la Formación Silgará y propuesta de nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). *Ciencias de la tierra*. Abril-junio de 2016, vol. 40, nro. 155, pp. 320-336.

McLENNAN, Scott M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2001, vol. 2, pp. 1021-1045.

McLENNAN, Scott M.; HEMMING, Sidney; McDANIEL, D.K. & HANSON, Gilbert N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geological Society of America*. 1993, Special Paper 284, pp. 21-40.

McLENNAN, Scott M.; TAYLOR, Stuart R.; McCULLOCH, Malcolm T. & MAYNARD, J. Barry. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990, vol. 54, pp. 2015-2050.

MIR, Akhtar R. Rare earth element geochemistry of Post- to Neo-archean shales from Singhbhum mobile belt, Eastern India: implications for tectonic setting and paleo-oxidation conditions. *Chinese Journal of Geochemistry*. 2015, vol. 34, nro. 3, pp. 401-409.

MIYASHIRO, Akiho. Metamorphism and metamorphic belts. London: Springer, 1978. 492 p.

MORENO-SÁNCHEZ, Mario; GÓMEZ-CRUZ, Arley de Jesús y CASTILLO-GONZÁLEZ, Hadany. La Formación Floresta Metamorfoseada (sensu Ward et al., 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. En: X Congreso Colombiano de Geología (26-29, julio, 2005: Bogotá D.C.). Bogotá: Universidad Nacional-INGEOMINAS, 2005. p. 1-7.

NAKAMURA, Noboru. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1974, vol. 38, pp. 757-775.

PASSCHIER, Cees W. & TROW, Rudolph A. Microtectonics. 2 ed. Berlín: Springer-Verlag, 2005. 372 p.

PINEDA AYALA, Wilmer Julián. Caracterización mineralógica, petrográfica de las pizarras de la Formación Floresta Metamorfoseada (FFM), aflorante entre los municipios de Mogotes y San Joaquín (Cordillera Oriental, Colombia). Tesis de pregrado Geólogo. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2017. 68 p.

PIÑÁN-LLAMAS, Aránzazu & ESCAMILLA-CASAS, José C. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic to Early Cambrian metasedimentary rocks from

the Cordillera Oriental and Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2013, vol. 65, nro. 2, pp. 373-395.

RAMÍREZ ARÉVALO, Tirso Augusto. Caracterización petrográfica y geoquímica de la unidad Metasedimentitas de Guaca-La Virgen. Tesis de pregrado Geólogo. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias, 2015. 68 p.

RESTREPO, Pedro Alonso. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Tesis doctoral. University of Arizona. Department of Geosciences, 1995. 199 p.

REY LEÓN, Vanessa. Estudio de las rocas de la unidad Ortoneis en el Macizo de Santander: consideraciones petrológicas y geoquímicas. Tesis de pregrado Geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2015. 133 p.

ROBERTSON, S. BGS Rock Classification Scheme, Volume 2, Classification of metamorphic rocks. Research Report number RR 99-02. Nottingham: British Geological Survey, 1999. 26 p.

ROLLINSON, Hugh R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London: Pearson, 1993. 378 p.

ROSEN, Oleg; DESMONS, Jacqueline & FETTES, Douglas. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 7. Metacarbonate and related rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks. [en línea]. 1 February 2007. [Consultado: 4 de diciembre de 2016]. Disponible en: https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_7.pdf

ROYERO G., José María y CLAVIJO T., Jairo. Memoria explicativa del mapa geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000. Memoria explicativa. Bogotá: INGEOMINAS, 2001. 92 p.

ROYERO G., José María y VARGAS H., Rodrigo. Geología del Departamento de Santander. Escala, 1: 300.000. INGEOMINAS, 1999.

ROYERO, José María. Geología de la Plancha 65, Tamalameque (Departamentos del Cesar y Bolívar). Memoria Explicativa. En proceso de publicación. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1996. p. 76.

SCHMID, Rolf; FETTES, Douglas; HARTE, Ben; DAVIS, Eleutheria & DESMONS, Jacqueline. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks. [en línea]. 1 February 2007 [Consultado: 4 de diciembre de 2016]. Disponible en: http://www.bgs.ac.uk/SCMR/docs/papers/paper_1.pdf

SPEAR, Frank S. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington: Mineralogical Society of America, 1993. 799 p.

TAYLOR, Stuart Ross & McLENNAN, Scott M. The composition and evolution of the continental crust: Rare Earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 1981, vol. A 301, pp. 381-399.

TAYLOR, Stuart Ross & McLENNAN, Scott M. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*. 1995, vol. 33, nro. 2, pp. 241-265.

VAN DER LELIJ, Roelant; SPIKINGS, Richard; ULIANOV, Alexey; CHARADIA, Massimo & MORA, Andrés. Paleozoic to Early Jurassic of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rhic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*. 2016, vol. 36, pp. 271-294.

VARGAS H. Rodrigo; ARIAS, Alfonso; JARAMILLO, Luis y TÉLLEZ, Noel. Geología del cuadrángulo I-13, Málaga. *Boletín Geológico*, INGEOMINAS. 1981, vol. 24, nro. 3, pp. 1-76.

WARD, Dwight E.; GOLDSMITH, Richard; CRUZ B., Jaime y RESTREPO A., Hernán. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, INGEOMINAS. 1973, vol. XXI, nro. 1-3, pp. 142.

WARD, Dwight E.; GOLDSMITH, Richard; CRUZ B., Jaime; JARAMILLO C., Luis y VARGAS I., Rodrigo. Geología del Cuadrángulo Pamplona H13. Escala 1:100.000. INGEOMINAS, 1977.

WEAVER, Barry & TARNEY, John. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*. 1984, vol. 130, nro. 16, pp. 575-577.

WERNER, C.D. Saxonian Granulites-Igneous or Lithogenous. A Contribution to the Geochemical Diagnosis of the Original Rocks in High-metamorphic Complexes. En: Contributions to the Geology of the Saxonian Granulite Massif (Sächsisches Granulitgebirge). Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Isotopen- und Strahlenforschung, 1987. p. 221-250.

WHITNEY, Donna L. & EVANS, Bernard W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 2010, vol. 95, pp. 185-187.

ZULUAGA, C.A.; AMAYA, S.; URUEÑA, C. & BERNET, M. Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre-Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America). *Lithos*. 2017, vol. 274-275, pp. 123-146.