

**Estudio de la geología de superficie a escala 1:25000 en el sector comprendido entre
Onzaga y la falla Los Micos (sector SW del Macizo de Santander)**

Cristian Fabian Mariño Miranda

Proyecto de grado para optar al título de Geólogo

Director:

Luis Carlos Mantilla Figueroa

PH.D. en Geología Económica

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2018

Dedicatoria

*En memoria de Aurelio Miranda Torres,
para que la goce allá en el cielo.*

Agradecimientos

A mi alma mater la cual me forjó como profesional y persona.

A los profesores de mi apreciada escuela de Geología, en especial a Luis Carlos Mantilla Figueroa, Jesús Hernando Mendoza Forero, Jairo Clavijo Torres, Sergio Amaya Ferreira, Víctor Manuel Caballero Ortiz, Julián López Isaza y Juan Badillo Requena, gracias nuevamente por sus valiosas enseñanzas.

A mis Padres Mariano Mariño y Ludy Miranda, Aurelio Miranda Torres y María Antonia Toscano, por su apoyo incondicional en los proyectos que he emprendido en mi vida.

A mis compañeros de debate geológico Camilo Hernández Niño, Andrés Buitrago Burgos y en especial a Lorena García Ariza.

Al grupo de Investigación en geología básica y aplicada (GIGBA) por su apoyo en el desarrollo de este proyecto.

A mis amigos de siempre, Carlos David Perez Rios, Sergio Andres Prada Avellaneda, Juan Sebastian Rivero Torres, Fabian Diaz Herrera, Isa Franco Niño, Karen Dayan Jerez Latorre y David Contreras Gomez.

Contenido

	Pág.
Introducción	26
1. Objetivos	28
1.1 Objetivo General	28
1.2 Objetivos Específicos.....	28
2. Antecedentes	29
3. Metodología	37
3.1 Recopilación Bibliográfica	38
3.2 Interpretación fotogeológica	39
3.3 Trabajo de campo.....	40
3.4 Análisis petrográfico.....	41
3.5 Análisis y discusión de resultados	43
3.6 Elaboración del informe final	44
4. Generalidades.....	45
4.1 Localización	45
4.2 Vías de acceso.....	46
4.3 Fisiografía, clima e hidrografía.....	48
5. Marco Geológico Regional	49
6. Marco Tectónico	52
7. Geología Local.....	57
7.1 Rocas Metamórficas.....	57

7.1.1 Esquistos de Silgará – PDs - OS1-Mbg	57
7.1.2 Ortoneis-PDo- OS1-Mmg.....	60
7.1.3 Formación Floresta –Df - D-Sctm.	61
7.2 Rocas Ígneas	63
7.2.1 Batolito de Mogotes – JRg - J-Pi.	63
7.2.2 Riolitas de Onzaga – JRr - O3-Vf.....	65
7.3 Rocas Sedimentarias	66
7.3.1 Formación Rionegro – Kirn - b2b5-Sctm.	67
7.3.2 Formación Tibú-Mercedes – Kitm - b5b6-Sm.....	68
7.3.3 Formación Aguardiente – Kia - b5b6-Sm.....	69
7.3.4 Formación Capacho – Ksc - k1k6-Stm.....	71
7.3.5 Formación la Luna – Ksl - k1k6-Stm.	71
7.3.6 Depósitos Cuaternarios – Qal, Qc - Qal-Qca.....	72
8. Geología Estructural	74
8.1 Análisis Fotogeológico	74
8.1.1 Falla de Onzaga.....	74
8.1.2 Falla de Boyacá.....	76
8.1.3 Falla de Chaguacá.....	77
8.1.4 Falla los Micos.....	78
8.1.5 Falla las Escaleras-Maracuta.....	79
8.1.6 Falla la Orquita	80
8.1.7 Falla Quebrada el Potrero.	81
8.1.8 Falla Quebrada Tumbita	82

8.1.9 Falla de Cortaderas o Santa Fe.....	82
8.1.10 Sinclinal de Onzaga	83
8.2 Resultados de los análisis fotogeológicos.....	84
9. Petrografía.....	88
9.1 Rocas Plutónicas	88
9.1.1 Granodiorita (Muestra ONZ-10).....	90
9.1.2 Monzogranito (Muestra ONZ-1).....	97
9.1.3 Sienogranito (Muestra ONZ-4).....	103
9.2 Rocas subvolcánicas	109
9.2.1 Metariolita (Muestra ONZ-24)	111
9.2.2 Metariolita (Muestra ONZ- 33)	118
9.2.3 Cataclasita (Riolita deformada-Muestra ONZ-70)	126
9.2.4 Riolita Cataclástica (Muestra ONZ-71).....	130
9.2.5 Monzonita porfidítica (Muestra ONZ 72).....	136
9.3 Rocas Metamórficas.....	142
9.3.1 Filita Moscovítica (Muestra ONZ-91).....	144
9.3.2 Esquisto Moscovítico con Granate (ONZ-92)	147
9.3.3 Esquistos Moscovíticos (Muestra ONZ-94)	153
9.3.4 Cuarcita Moscovítica (Muestra ONZ-6).....	158
9.3.5 Meta ígnea (Muestra ONZ-83)	161
9.3.6 Meta-arenisca conglomerática (Muestra ONZ-105).....	168
10. Análisis de los resultados.....	172
10.1 Metamorfismo.....	172

10.1.1 Metamorfismo regional.....	172
10.1.2 Metamorfismo Dinamo-Térmico.....	175
10.2 Magmatismo	177
10.2.1 Magmatismo del Ordovícico.....	177
10.2.2 Magmatismo Triásico-Jurásico.....	179
10.3 Sedimentación.....	182
10.4 Tectónica.....	184
11. Discusión de resultados y evolución geológica	186
11.1 Rocas proterozoicas.	186
11.2 Rocas Paleozoicas Ordovícico-Silúrico.....	187
11.3 Rocas paleozoicas Silúrico - Pérmico.....	190
11.4 Rocas Triásico-Jurásico	192
11.5 Rocas cretácicas	194
11.6 Depósitos cuaternarios	195
12. Conclusiones.....	197
13. Recomendaciones	199
Referencias Bibliográficas.....	201

Lista de Figuras

	Pág.
<i>Figura 1.</i> Esquema de la metodología realizada en el proyecto	38
<i>Figura 2.</i> Combinaciones de bandas con imágenes landsat 8. Relieve de la zona de estudio. A) Imagen LANDSAT 8 con combinaciones RGB-764 B) Imagen LANDSAT 8 con combinaciones RGB-742 C) Capa superficial del terreno, relieve. D) Imagen LANDSAT 8 con combinaciones RGB-564	40
<i>Figura 3.</i> Clasificación para rocas Metamórficas compuestas principalmente por cuarzo, feldespatos y micas	42
<i>Figura 4.</i> Clasificación modal para rocas ígneas: A. Clasificación para las rocas plutónicas. B. Clasificación para las rocas volcánicas.....	43
<i>Figura 5.</i> Mapas de localización geográfica y geológica del municipio de Onzaga. A) Ubicación del Macizo de Santander (M.S) B) Ubicación geográfica del Municipio de Onzaga (Forma de estrella) en el Departamento de Santander C) Ubicación del municipio de Onzaga (Forma de estrella) en el mapa geológico de la zona.	47
<i>Figura 6.</i> Sistema Andino de Colombia en interacción con las placas Nazca, Caribe y Sur Americana.....	52
<i>Figura 7.</i> A) Esquema tectónico del macizo de Santander, Bloques Floresta, Cucutilla, Pamplona y Ocaña. B) Estilos estructurales del Macizo de Santander, región occidental, central y oriental.	54

Figura 8. A) Ubicación del Macizo de Santander con las provincias tectónicas del norte de Suramérica B) Fallas del Macizo de Santander 56

Figura 9. A) Vista superior de los Esquistos de Silgará al sector Oeste y Este del municipio de Onzaga B) Afloramiento de filitas de los Esquistos de Silgará al costado Oeste, estación ONZ-44 C) Afloramiento de esquistos moscovíticos de los Esquistos de Silgará al costado Este, estación ONZ-93. 59

Figura 10. A) Expresión geomorfológica del cuerpo Ortoneis ubicado en cercanías al sector el Boquerón B) Afloramiento del cuerpo Ortoneis con alto grado de meteorización y vetillas de cuarzo con presencia de magnetita. C) Roca del cuerpo ortoneisico la cual muestra una orientación preferencial de sus minerales micáceos (biotita), estaciones ONZ-99 y ONZ-101 ... 61

Figura 11. A) En color morado rocas de la formación Floresta afectadas por la falla Los Micos B) Afloramiento de rocas metaconglomeráticas sobre la vía Boquerón-Soatá. C) Roca metaconglomerática con clastos de tamaño grava de cuarzo y feldespatos, estación ONZ-120.. 63

Figura 12. A) Vista superior de las rocas plutónicas asociadas al Batolito de Mogotes sobre la carretera San Joaquín-Onzaga (Color rosado). B y C) Afloramientos de las rocas plutónicas con variedades entre granitos y granodioritas sobre la carretera San Joaquín-Onzaga en el margen derecho..... 64

Figura 13. A) Rocas la unidad Riolitas de Onzaga en el Cerro el Mojón y Cuchilla el Ramal B) Afloramiento de rocas riolíticas afectadas dinámicamente encontradas en el Cerro el Mojón C) Roca metariolítica con orientación de fenocristales de cuarzo encontrada sobre el cerro el Mojón, estaciones ONZ-23, ONZ-24. 66

Figura 14. A) Nomenclatura de las cuencas Valle del Rio Magdalena y la Cuenca Catatumbo-Maracaibo B) Columna estratigráfica generalizada de la cuenca Catatumbo. 67

Figura 15. A) Expresión geomorfológica de las formaciones Rionegro y Tibú-Mercedes de pendientes suaves B) Rocas calizas fosilíferas junto con lapiaces de la formación Tibú-Mercedes, estación ONZ-124 C) Intercalaciones entre areniscas de grano medio y lodolitas oscuras ubicadas en la Loma las Cruces, formación Rio Negro, estación ONZ-125. 70

Figura 16. A) Expresión geomorfológica de las formaciones La Luna, Capacho y Aguardiente sobre la Cuchilla las Escaleras (Sector Chaguacá) B) Afloramiento con concreción de tamaño aproximado de 1,5 m en lodolitas plegadas en la formación La Luna, en la parte superior disconformidad con rocas cuaternarias, estación ONZ-28 C) Intercalaciones de lodolitas y chert, pliegues tumbados en la formación La Luna, estación ONZ-20 D) Capas de areniscas de tamaño de grano medio con glauconita, parte inferior paquete de lodolitas de la Formación Aguardiente, estación ONZ-126 E) Lodolitas con pequeñas intercalaciones de areniscas de grano fino de la formación Capacho, estación ONZ-51 73

Figura 17. A) Falla de Onzaga en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Onzaga junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado C) Vista panorámica de la falla Onzaga sobre la carretera Onzaga-Boquerón. 75

Figura 18. A) Falla de Boyacá en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Boyacá con vista al macizo de Floreta junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado C) Vista panorámica de la falla Boyacá sobre el Cerro el Mojón, estación ONZ-25..... 76

Figura 19. A) Falla de Boyacá en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Boyacá junto con las fallas asociadas con vista al macizo de Floresta, en color se tienen las

unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado C) Vista panorámica de la falla Boyacá sobre el Cerro el Mojón, estación ONZ-25..... 77

Figura 20. A) Falla Los Micos en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Los micos, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado C) Vista panorámica de la falla Los Micos en cercanías al sector el Boquerón, vía Boquerón-Soatá..... 78

Figura 21. A) Falla Las Escaleras-Maracuta en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Las Escaleras-Maracuta junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado 79

Figura 22. A) Falla la Orquita en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla la Orquita junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado. 80

Figura 23. A) Falla Quebrada el Potrero en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Quebrada el Potrero junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado. 81

Figura 24. A) Falla Quebrada Tumbita en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Quebrada Tumbita junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado..... 82

Figura 25. A) Falla Santa Fe en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Santa Fe junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado..... 83

Figura 26. A) Sistemas de fallas del Macizo de Santander, en recuadro rojo zona de estudio. B) Análisis estructural de la zona de estudio 85

Figura 27. Fallas del área de estudio con vista hacia la Falla Bucaramanga y Falla Lebrija. 86

Figura 28. Mapa geológico del área de estudio..... 87

Figura 29. Clasificación modal para rocas ígneas plutónicas, triangulo de Steckeisen. 89

Figura 30. A) Ubicación de la muestra ONZ-10 sobre desvío en la vía San Joaquín-Onzaga B) Afloramiento de rocas plutónicas C) Muestra ONZ-10, de tonalidades verdosas minerales del grupo de la epidota, colores blancuzcos corresponde a cuarzo y feldespatos. D) Fotografía de la sección delgada ONZ-10 sobre fondo grisáceo, las tonalidades verdosas corresponden a epidota/clinozoisita 91

Figura 31. Micrografías de la muestra ONZ-10. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Cristales de plagioclasa 1 y cuarzo, rodeados por clorita y clinozoisita B) Plagioclasa 1 con pliegues tipo kink, cuarzo con extinción ondulante y minerales de alteración como clinozoisita, epidota y clorita. C) Plagioclasa con microfracturaciones evidenciadas en sus maclas. D. Feldespato potásico con textura micropertítica..... 96

Figura 32. A) Ubicación de la muestra ONZ-1 sobre la carretera San Joaquín-Onzaga B) Afloramiento de rocas plutónicas C) Muestra ONZ-1, de colores blancuzcos cuarzo y plagioclasa, de tonos oscuros biotita y con tonalidades verdosas claras sericita. D) Fotografía sección delgada ONZ-1 sobre fondo grisáceo. 98

Figura 33. Micrografías de la muestra ONZ-1. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Biotita de colores pardo-verdoso, feldespatos alterando a sericita microcristalina, se observan cristales de moscovita de mayor tamaño asociados a la alteración hidrotermal. B) Minerales opacos de forma euhedral y agregados de biotita sobre feldespatos C) Feldespato potásico con macla Carlsbad, textura micropertítica. D) Cristales de plagioclasa alterando a sericita 102

Figura 34. A) Ubicación de la muestra ONZ-4 sobre la carretera San Joaquín-Onzaga en cercanías a la vereda Mompá B) Afloramiento de la muestra ONZ-4 C) Fotografía de sección delgada de la muestra ONZ-4 sobre fondo grisáceo, tonalidades verdosas corresponden a minerales del grupo de la epidota 104

Figura 35. Micrografías de la muestra ONZ-4. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Cristales de titanita junto a cuarzo con extinción ondulante, clinozoisita y epidota como agregados minerales. B) Biotita alterando a epidota (colores amarillentos), de extinción moteada y pliegues tipo kink. C) Feldespato potásico con textura micropertítica, agregados de clinozoisita, epidota resultado de alteración de la biotita 108

Figura 36. Clasificación modal para rocas ígneas subvolcánicas, triangulo de Steckeisen. 110

Figura 37. A) Ubicación de la muestra ONZ-24 sobre la carretera Onzaga-Cerro el Mojón B) Afloramiento de rocas subvolcanicas riolíticas C) Muestra ONZ-24 con una orientación de sus fenocristales de cuarzo. D) Fotografías de sección delgada ONZ-24 sobre fondo grisáceo, los cristales orientados corresponden a cuarzo..... 112

Figura 38. Micrografías de la muestra ONZ-24. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Cristal de Cuarzo 1 con bahías de corrosión, $Qtz_2 + Ms + Kf_2$ definen la foliación de la roca. B) Sombras de presión sobre cristales de Qtz 1 con extinción ondulante, generación del Qtz3. C) Feldespato potásico 1 con textura micropertítica e inclusiones de Biotita, tonos más oscuros son asociados a la oxidación de la biotita. 117

Figura 39. A) Afloramiento de la muestra ONZ 33. B) Afloramiento con vetillas de cuarzo y riolitas, estas cortan rocas filíticas. C) Muestra de mano ONZ-33, cristales de cuarzo y feldespatos D) Fotografía de sección delgada ONZ-38 con fondo grisáceo. 119

Figura 40. Micrográficas de la muestra ONZ-33. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Biotita en vetillas de forma radial o en abanico, corta la foliación principal de la roca definida por cuarzo 2+ Moscovita + Feldespato Potásico 2. Porfidoclastos de feldespato potásico 1 alterando a sericita. B) Evidencia de microfracturación en feldespato potásico con macla Carlsbad. Algunas vetillas de tonos rojizos oscuros asociados a hematita. 125

Figura 41. A) Ubicación muestra ONZ-70 sobre vía Onzaga-Escuela Siachia. B) Afloramiento rocas subvolcánicas. C) Muestra ONZ-70 compuesta principalmente por cuarzo D) Fotografía de la sección delgada ONZ-70 sobre fondo grisáceo. 127

Figura 42. Microfotografías de la muestra ONZ-70. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Cuarzo 1 como porfidoclastos de con contornos ángulos, sin dirección alguna en la roca, algunos microfracturados, su textura es cataclástica. B) Vetillas de cuarzo 2 que cortan en diferentes direcciones la roca. 129

Figura 43. A) Ubicación muestra ONZ-71 sobre la carretera Onzaga-Escuela Siachia B) Intrusiones de rocas riolíticas a manera de diques C) Muestra de mano ONZ-77 con fenocristales de cuarzo D) Sección delgada ONZ-77 131

Figura 44. Microfotografías de la muestra ONZ-71. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Pseudomorfo de feldespato reemplazado a caolinita, se observa un crecimiento de Clorita en forma de abanico junto con ciertos tonos rojizos asociado a Hematita B) Sericita + Cuarzo 2 los cuales definen la foliación de la roca, el Cuarzo 1 se presenta con bordes angulosos, porfidoclastos no orientados, algunos microfracturados y recristalizados, la textura es porfidítica -cataclástica..... 135

Figura 45. A) Ubicación de la muestra ONZ-72 sobre desvío en la carretera Onzaga-Escuela Siachia. B) Afloramiento de rocas subvolcánicas C) Roca porfidítica con fenocristales de

plagioclasa. D) Sección delgada de la muestra ONZ-72, los fenocristales blancuzcos corresponden a plagioclasa. 137

Figura 46. Microfotografías de la muestra ONZ-72. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Plagioclasa con macla polisintética alterada a sericita. B) Biotita 1 con exfoliación basal de color pardo-rojizo y biotita 2 en forma de abanico, de textura escamosa. C) Plagioclasa alterando a sericita rodeada por feldespatos potásico en forma de textura antirapakivi. D) Ortopiroxeno zonado con forma de “macla cíclica” junto con feldespatos potásico, biotita 1 y clorita. E) Granate incluido en cristal de plagioclasa alterando a sericita. 141

Figura 47. Clasificación de las rocas metamórficas en base a porcentaje de cuarzo, feldespatos y micas. 143

Figura 48. A) Ubicación de la muestra ONZ-91, sobre la vía Onzaga-El Boquerón. B) Afloramiento sobre la carretera. C) Muestra ONZ-91, bandas de micas y cuarzo D) Sección delgada muestra ONZ-91. 144

Figura 49. Micrografías de la muestra ONZ-91. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Clorita + Cuarzo + Biotita + Minerales opacos en paragénesis mineral definiendo la foliación principal de la roca. B) Microplegamientos que afectan la foliación principal de la roca. La textura es granolepidoblástica. 147

Figura 50. A) Ubicación de la muestra ONZ-92 sobre la vía Onzaga-Boquerón. B) Afloramiento sobre la carretera de la muestra. C) Muestra de mano ONZ-92 con granate (parte superior), bandas de micas y cuarzo. D) Sección delgada ONZ-92. 148

Figura 51. Microfotografías de la muestra ONZ-92. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Porfidoclasto de granate pretectónico a la foliación principal definida por Cuarzo +Moscovita 2+ Biotita 2+ Clorita. B) Biotita 1 y plagioclasa pretectónicos a la foliación de la

roca, las bandas de micas son microplegadas. C) Pliegues tipo kink, microplegamientos que afectan la foliación de la roca. Se observa un crecimiento de moscovita 2 sobre la plagioclasa. Su textura es granolepidoblástica..... 152

Figura 52. A) Ubicación de la muestra ONZ-94. B) Afloramiento sobre la carretera de la muestra ONZ-100. C) Muestra ONZ-94 de estructura esquistosa y microplegada, bandas de micas y cuarzo D) Sección delgada muestra ONZ-94..... 153

Figura 53. Microfotografías de la muestra ONZ-94. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A. Plagioclasa alterada a sericita pretectónica a la foliación principal definida por Cuarzo + Moscovita+ Biotita + Clorita. B. Pliegues tipo kink, que afectan la foliación de la roca C. Biotita 2 alterando a clorita. La textura es granolepidoblástica..... 157

Figura 54. A) Ubicación de la muestra ONZ-6, desvío hacia la vereda San Isidro. B) Afloramiento en cual se observan filitas moscovíticas, las cuarcitas aparecen como intercalaciones entre estas. C) Cuarcita en muestra de mano D) Sección delgada de la muestra ONZ-11..... 158

Figura 55. Microfotografías de la muestra ONZ-6. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Turmalina relíctica, blastos de cuarzo y moscovita la cual marca una leve foliación en la roca. B) Albita en paragénesis mineral con el cuarzo y moscovita. La textura de la roca es lepidogranoblástica. 161

Figura 56. A) Ubicación de la Muestra ONZ-83 (Carretera Onzaga-El Boquerón). B) Muestra de mano con cristales de plagioclasa, cuarzo y algunas vetillas de Hematita. C) Sección delgada ONZ-83..... 162

Figura 57. Microfotografías de la muestra ONZ-83. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Clinozoisita en asociación con moscovita 3 y clorita. B) Plagioclasa alterada a

sericita, bordeada por la foliación de la roca definida por Moscovita 2 + Biotita C) Biotita 1 pretectónica la cual tiene pliegues tipo kink. 167

Figura 58. A) Ubicación de la muestra ONZ-105 (Vía Boquerón-Onzaga) B) Afloramiento de la muestra, en la parte derecha se observa un metaconglomerado con una orientación defina. C) Muestra de mano compuesta principalmente por cuarzo, la orientación es muy leve. D) Sección delgada de la muestra ONZ-105, el contraste entre tamaños grano grava y arena es muy marcado. 168

Figura 59. Microfotografías de la muestra ONZ-105. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Contraste del tamaño de grano en cuarzo 1 y cuarzo 2, este último es orientado junto con la moscovita y definen la foliación de la roca. B) Moscovita-sericita orientada bordeando grano de cuarzo 1, estos son levemente orientados. C) Clastos de cuarzo 1 tamaño muy gruesos, recristalizados totalmente, es notable como la sericita rodea estos clastos. 171

Figura 60. Unidades afectadas por metamorfismo regional..... 174

Figura 61. Interpretación de resultados, Metamorfismo regional (Esquistos de Silgará)..... 175

Figura 62. Unidades afectadas por metamorfismo dinamo-térmico (Riolitas de Onzaga y Formación Floresta) 176

Figura 63. Interpretación de resultados, metamorfismo dinamo-térmico (Riolitas de Onzaga y Formación Floresta) 176

Figura 64. Unidades asociadas al magmatismo del Ordovícico (Riolitas de Onzaga y Ortoneis) 178

Figura 65. Interpretación de resultados, magmatismo del ordovícico (Monzonita porfidítica, Rioltias de Onzaga)..... 179

Figura 66. Unidades generadas en el magmatismo triásico-jurásico (Batolito de Mogotes) 180

Figura 67. Interpretación de resultados, magmatismo triásico-jurásico (Batolito de Mogotes) 181

Figura 68. Modelo evolutivo de la zona de estudio 196

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1. Listado de las abreviaturas minerales empleadas	45
Tabla 2. Composición mineralógica de las rocas plutónicas	89
Tabla 3. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-10, Granodiorita.	95
Tabla 4. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-1, Monzogranito	101
Tabla 5. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-4, Sienogranito.	107
Tabla 6. Composición mineralógica de las rocas subvolcánicas	109
Tabla 7. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-24, Metariolita.....	116
Tabla 8. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-33, Metariolita.....	123
Tabla 9. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-70, Cataclasita (riolita).....	129
Tabla 10. Diagrama paragenético de la muestra (ONZ-71), Riolita Cataclástica	134
Tabla 11. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-72, monzonita porfídica.	140
Tabla 12. Composición mineralógica de las rocas metamórficas	143
Tabla 13. Diagrama paragenético de muestra ONZ-91, Filita moscovítica.....	146
Tabla 14. Diagrama paragenético de muestra ONZ-92, Esquisto moscovítico con granate	151
Tabla 15. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-94, esquisto moscovítico	156
Tabla 16. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-6, cuarcita moscovítica	160
Tabla 17. Diagrama Paragenético de la muestra ONZ-82, Meta-ígnea	166
Tabla 18. Diagrama paragenético de la muestra ONZ-105, Metaarenisca conglomerática	170
Tabla 19. Diagrama paragenético generalizado para las Filitas moscovíticas y esquistos.....	173
Tabla 20. Diagrama paragenético generalizado de las rocas plutónicas	180

Tabla 21. Diagrama paragenético generalizado de las rocas subvolcánicas 182

Lista de Apéndices*

Apéndice A: Mapa geológico del Municipio de Onzaga, escala 1:25000

Apéndice B: Mapa de estaciones

Apéndice C: Mapa de ubicación de muestras analizadas

Apéndice D: Catalogo de Estaciones

Apéndice E: Catalogo de Muestras analizadas

* Ver documentos adjuntos en el CD-ROOM

Resumen

Título: Estudio de la geología de superficie a escala 1:25000 en el sector comprendido entre Onzaga y la falla los Micos (sector SW del Macizo de Santander)*

Autor: CRISTIAN FABIAN MARIÑO MIRANDA**

Palabras Clave: Macizo de Santander, Falla Bucaramanga, Formación Floresta, Metamorfismo dinamo-térmico, Sinclinal de Onzaga, evolución geológica.

Descripción:

En este proyecto se realiza un estudio de la geología de superficie del sector SW del Macizo de Santander (específicamente en el municipio de Onzaga) desarrollado a partir de interpretaciones fotogeológicas y estudios mineralógicos-petrográficos los cuales permiten establecer la relación entre rocas aflorantes y sistemas de fallas asociados, como resultado se propone un modelo evolutivo.

Los resultados de este análisis evidencian distintos eventos metamórficos, magmáticos, sedimentológicos y tectónicos desarrollados en el Macizo de Santander desde edades Paleozoicas hasta la actualidad. Las rocas metamórficas aflorantes son el resultado de metamorfismo regional el cual genera rocas filíticas y esquistosas de la facies esquistos verdes (zona de la clorita, biotita y probablemente granate) generadas durante la orogenia Fammatiniana y de metamorfismo local dinamo-térmico generado en zonas de cizalla de regímenes dúctiles y frágil-dúctil. El desarrollo del metamorfismo dinamo-térmico es asociado las fallas Onzaga, Boyacá, Chaguacá y Los Micos (Ramificaciones de la Falla de Bucaramanga), estas representan paleocanales que permiten el transporte de fluidos que generan metasomatismo en rocas de la Formación Floresta, Riolitas de Onzaga y Batolito de Mogotes, este evento es posiblemente de edades jurásicas. El magmatismo es registrado en cuerpos plutónicos y subvolcánicos de variedades composicionales distinguibles, estas registran distintas fases ígneas desarrolladas durante el ordovícico y el triásico-jurásico. La sedimentación se registra en rocas de edades devónicas y cretácicas, los cambios en el registro sedimentario evidencian variaciones depositacionales entre ambientes continentales a marinos responsables de la generación de secuencias sedimentarias de la Formación Floresta y formaciones cretácicas relacionadas con la cuenca Catatumbo-Maracaibo. Los cambios tectónicos marcan cambios entre regímenes compresivos y extensivos para los periodos de tiempo triásico-Jurásicos, inversiones tectónicas en edades post-cretácicas a los que se les asocia la generación del sinclinal de Onzaga y eventos tectónicos recientes asociados a la orogenia Andina.

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa, PH.D en geología económica

Abstract

Title: Study of the surface geology at scale 1: 25000 in the sector undertaken between Onzaga and los micos fault (SW sector of the massif of Santander)*

Author: CRISTIAN FABIAN MARIÑO MIRANDA**

Keywords: Massif of Santander, Bucaramanga Fault, Floresta Formation, dynamo-thermal metamorphism, Onzaga syncline, geological evolution.

DESCRIPTION:

In this project, a study of the surface geology of the SW sector of the Massif of Santander (specifically in the municipality of Onzaga) is carried out, based on photogeological interpretations and mineralogical-petrographic studies, which allow to establish the relationship between outcropping rocks and systems of associated failures, as a result, an evolutionary model is proposed.

The results of this analysis show different metamorphic, magmatic, sedimentological and tectonic events developed in the Massif de Santander from Paleozoic ages to the present. The outcropping metamorphic rocks are the result of regional metamorphism which generates phyllite and schistose rocks of the green schist facies (chlorite zone, biotite and probably garnet) generated during the Fammatinian orogeny and local dynamo-thermal metamorphism generated in shear zones of ductile and fragile-ductile regimens. The development of dynamo-thermal metamorphism is associated with the Onzaga, Boyacá, Chaguacá and Los Micos faults (Ramifications of the Bucaramanga fault), these represent paleocanales that allow the transport of fluids that generate metasomatism in rocks of the Floresta Formation, Riolitas de Onzaga and Batolito de Mogotes, this event is possibly of Jurassic ages. The magmatism is recorded in plutonic and subvolcanic bodies of distinguishable compositional varieties, these register different igneous phases developed during the Ordovician and the Triassic-Jurassic. Sedimentation is recorded in rocks of Devonian and Cretaceous ages, changes in the sedimentary record show depositional variations between continental and marine environments responsible for the generation of sedimentary sequences of the Floresta Formation and Cretaceous formations related to the Catatumbo-Maracaibo basin. The tectonic changes mark changes between compressive and extensive regimes for Triassic-Jurassic periods, tectonic inversions in post-Cretaceous ages that are associated with the generation of the Onzaga syncline and recent tectonic events associated with the Andean orogeny.

* Undergraduate thesis

** Faculty of physico-chemical Engineering. School of Geology. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa, PH.D in Economic Geology

Introducción

El macizo de Santander hace parte del sistema Andino Colombiano, se encuentra ubicado en la cordillera oriental y representa una historia geológica muy compleja, la cual se encuentra dominada por tres placas litosféricas: la placa de Nazca ubicada en el pacífico, la placa Caribe y la placa Sur Americana (Cediel et al., 2003). La evolución geológica del Macizo de Santander ha sido objeto de estudio por varias generaciones de geólogos, entre los cuales se han destacado distintos autores describiendo las variedades litológicas que conforman el macizo rocoso y planteando hipótesis sobre el desarrollo evolutivo de este (Goldsmith, et al., 1971; Ward, et al., 1973; Toussaint, 1993; Restrepo Pace, 1995; Cordani, et al., 2003; García, et al., 2005; Spikings et al., 2005; Cardona et al., 2010; Van der Lelij, 2013; Spikings et al., 2015; Mantilla, et al. 2016; Amaya et al., 2016; Zuluaga et al., 2017, entre otros). Con el avance tecnológico aplicado a las ciencias geológicas (Geocronología, petrografía, geoquímica, ...) se han podido realizar estudios más detallados en las rocas aflorantes de nuestro territorio, los cuales han comprobado hipótesis planteadas o, por el contrario, discrepado, mejorando en forma significativa los datos sobre el macizo y enriqueciendo el debate científico, dejando claro que quedan incógnitas por resolver y cosas por descubrir en lo que nos guarda el gran macizo rocoso del territorio Santandereano.

En la evolución del Macizo de Santander, se han tenido una variedad de ambientes geodinámicos los cuales han quedado marcados en las rocas aflorantes de este, sus edades van desde el precámbrico hasta el cuaternario, lo cual deja un registro de tiempo geológico que abarca casi la totalidad de su escala. A su complejidad litológica se suma la tectónica a la que ha sido sometida, la cual ha sido muy variada a lo largo de su historia. La zona de estudio en el presente

proyecto se encuentra ubicada en el municipio de Onzaga, geológicamente en la terminación Suroeste entre el Macizo de Santander y Macizo de Floresta, los estudios en base a la relación estructural con la evolución del macizo de Santander no son claros todavía y la relación de las terminaciones de las estructuras en sus límites no se han definido en su totalidad, por lo que se hace necesario el desarrollo de estudios geológicos que evidencien la relación entre las rocas aflorantes con los sistemas de fallas, los cuales revelen evidencias sobre la evolución tectono-geológica del Macizo de Santander.

En este proyecto se realiza un estudio mineralógico-petrográfico de las rocas aflorantes junto con análisis fotogeológicos los cuales permiten relacionar las principales estructuras geológicas y fallas con las variedades litológicas encontradas, estos estudios permiten evidenciar la importancia de fallas geológicas mayores, como el sistema de fallas Bucaramanga, la cual manifiesta para la zona una actividad desde edades posteriores al paleozoico temprano, a su vez, se propone un modelo de evolución geológico en base a datos reportados por distintos autores y a lo analizado en este proyecto . Los resultados e implicaciones de este estudio aportan al desarrollo científico-geológico del departamento de Santander, a los estudios socioeconómicos en el reporte de las rocas aflorantes los cuales sirven para la búsqueda de yacimientos minerales y como base para estudios de amenazas sísmicas del territorio.

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Llevar a cabo un estudio de la geología de superficie entre el municipio de Onzaga y la Falla los Micos (Departamento de Santander) a partir de análisis fotogeológicos y estudios mineralógicos-petrográficos.

1.2 Objetivos Específicos

- Revisión y análisis de la información geológica disponible sobre el área para fines de contextualizar el área desde el punto de vista regional y local.
- Elaborar un esquema geológico del área de estudio a partir de la información geológica disponible.
- Realizar una revisión de las muestras colectadas en el área objeto de estudio por estudiantes de los campos II para fines de establecer las variedades litológicas de las litologías aflorantes.
- Realizar un análisis mineralógico-petrográfico de las variedades litológicas para su clasificación.
- Proponer un modelo de evolución geológica para el área a partir de los análisis realizados.

2. Antecedentes

En este apartado se tratan los estudios geológicos previos realizados en las unidades que conforman el macizo de Santander los cuales sean de interés en base a los objetivos planteados en este proyecto.

Las rocas más antiguas del Macizo de Santander son rocas metamórficas con edades pre-devónicas, estas según Ward, 1973 corresponden a él Neis de Bucaramanga, Ortoneis y formación Silgará. El **Neis de Bucaramanga** fue empleado por Goldsmith, (1971) y posteriormente propuesto por Ward et al., (1973) el cual definió el Neis de Bucaramanga como una secuencia estratificada de rocas metasedimentarias de alto grado metamórfico, que consisten principalmente en paragneis pelítico, semi-pelítico y arenáceo, mármol, neis hornbléndico y anfibolita, localmente migmatizado. Royero y Clavijo, (2001) proponen el término de Complejo Bucaramanga, debido a sus características litológicas y su compleja evolución geológica. Las máximas condiciones del metamorfismo alcanzadas por esta unidad se proyectan en la facies anfibolita alta, en la zona de la sillimanita (Mantilla, et al., 2016). Esta unidad tiene como localidad tipo el frente montañoso (Cerro La Judía y Morro Negro) al oriente de Bucaramanga, presenta buenas exposiciones en las carreteras Bucaramanga-Pamplona, Bucaramanga-Matanza y Berlín Vetas, Royero y Clavijo, (2001)

El núcleo del macizo de Santander es dominado por gneises migmatíticos, con edades $<1,71$ Ga (Cordani, et al., 2005). Estudios realizados por Amaya, (2012) determinan que las migmatitas del Neis de Bucaramanga son formadas bajo condiciones de presión y temperatura en una trayectoria de P-T en sentido horario, presentando coincidencia con las trayectorias P-T reportas

por García et al., (2005) el cual concluye que la historia tectonometamórfica es caracterizada por trayectorias P-T en sentido horario, sugiriendo un modelo de colisión para la región central de Macizo de Santander. El pico de metamorfismo para los gneis migmatíticos alcanza la facies granulitas en condiciones de temperatura superiores a los 800°C y presentan un metamorfismo de baja presión sobrepuesto (Zuluaga et al., 2017)

La relación entre los eventos metamórficos y orogénicos que han afectado las rocas del basamento del macizo del Santander han sido objeto de debate, las orogénias a las que se han asociado corresponden a la orogenia Grenvilliana, Nickeriense-Orinoquense, Putumayense y Fammatiniana (localmente Quetame-Caparonensis) (Cordani et al., 2005; Retrepo-Pace and Cediél, 2010; Ibáñez et al., 2011; Mantilla et al., 2016; Amaya et al., 2016; Zuluaga et al., 2017).

Cordani, et al. (2005) relaciona las rocas del Neis de Bucaramanga con eventos metamórficos del cinturón orogénico Grenvilliano de Laurentia (Interacción colisional Amazonia-Laurentia), desarrollados a finales del Meso-Proterozoico e inicios del Neo-Proterozoico. Ibáñez et al. (2011) realiza estudios de proveniencia en zircones detríticos ígneos presentes en los Macizos de Garzón y Las Minas, los cuales los relaciona como el resultado de la interacción colisional entre la Amazonía y la provincia Sveconorweigan de Báltico (Orogenia Putumayense). Mantilla et al. (2016) en base a estos estudios previos sugiere que la máxima edad de depositación del protolito del Gneis de Bucaramanga estaría entre 1016 ± 5 Ma y la edad del metamorfismo de $992 \pm$ Ma (Esténico-Tónico), donde la corteza que se consideraría para el desarrollo de este evento correspondería a la provincia Rio Negro-Juruena.

Amaya, (2016) en base dataciones U-Pb en zircones de leucosomas que hacen parte del Neis de Bucaramanga determina que el evento metamórfico de alto grado que afectó al protolito del Neis de Bucaramanga, inició en el Cámbrico inferior y finalizó a finales del Silúrico, alcanzando

el pico metamórfico en el ordovícico Medio. Zuluaga et al. (2017) relaciona estos eventos de migmatización como un pulso tectónico del Paleozoico temprano, producido por la subducción de la corteza oceánica del Océano Japetus por debajo del noroeste de Gondwana. Spikings et al. (2015) expone que no existen evidencias que relacionen las rocas del basamento del Macizo de Santander con terrenos alóctonos acrecionados al margen de Gondwana. Estos estudios apuntan a que el evento metamórfico regional más importante el cual afecta el Macizo de Santander se relacionaría con el evento orogénico Fammatiniano, descartando la orogenia Grenvilliana u otras orogenias más antiguas para estas rocas.

El Gneis de Bucaramanga y la formación Silgará presenta una diferencia litológica general, la Formación Silgará tiende a ser más cuarcítica, incluyendo pizarras, filitas y esquistos de afinidad calcárea y pelítica con estratificación delgada, mientras que el Gneis de Bucaramanga es de estratificación más gruesa y consiste en rocas gnéisicas con altos contenidos de biotita y hornblenda. Sin embargo, entre las dos formaciones hay gran semejanza en los dos tipos de roca, particularmente en lo que puede ser la parte inferior de Silgará; puesto que sus rocas metasedimentarias pueden seguirse a lo largo del rumbo en el gneis sin ruptura visible (Ward, et al., 1973)

La formación Silgará es propuesta por Ward, et al. (1973), posteriormente redefinida por Restrepo-Pace (1997) como Esquistos de Silgará. Se compone principalmente de rocas metacuarzofeldespáticas (metaareniscas, cuarcita, metagrauvas) y metapelíticas (esquistos micáceos y filitas cloríticas) documentada en la Quebrada Silgará, en la franja Metamórfica Matanza-Cachirí (Mantilla et al., 2016). Según Cediell et al. (2003), los Esquistos de Silgará representa un secuencia supra-cortical, la cual experimentó una deformación y metamorfismo regional orogénico de tipo Cordillerano, durante el evento orogénico Fammatiniano. En estudios

de Ward et al. (1973) proponen que los Esquistos de Silgará son de edad pre-Devónico medio y que el metamorfismo regional que afectó la unidad debió tener lugar entre el tiempo de sedimentación del Silgará (Ordovícico o Cámbrico) y la acumulación de la Formación Floresta. Silva et al. (2004) reporta edades de sedimentación de los paleo-sedimentos de ~560-515 Ma (Ediacarico tardío-Cámbrico temprano) los cuales se depositaron en un dominio marino, localizado en el NW de Gondwana.

Los Esquistos de Silgará presentan variedades litológicas junto con distintos grados de metamorfismo identificados en distintas franjas, algunas de estas como la franja Matanza-Cachiri de facies esquistos verdes (Ward et al., 1973) y la franja Piedecuesta-Aratoca donde se reportan litologías que varían desde la facies esquistos verdes a facies anfíbolita (García et al., 2005; Ríos et al., 2003). Mantilla et al. (2016) en base a dataciones en zircones U-Pb y geoquímica isotópica de Hf determina la máxima edad de depositación y proveniencia de los zircones encontrados en rocas de los Esquistos de Silgará, estos autores proponen la escisión de los Esquistos de Silgará en tres unidades diferentes: Esquistos de Silgará (*s.s*), Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro.

Los Esquistos de Silgará (*s.s*), se componen principalmente de rocas metacuarczófelsespáticas (metaareniscas, cuarcitas, metagrauvacas) y metapelíticas (esquistos micáceos y filitas cloríticas). La máxima edad de depositación de esta unidad, se considera de aprox. 900 Ma (Neo-Proterozoico Temprano). Presenta un máximo pico de metamorfismo en la facies esquistos verdes, zona del granate (Mantilla, et al., 2016). **Los esquistos del Chicamocha** corresponden a una sucesión de rocas metacuarczófelsespáticas (cuarcitas), metapelitas (esquistos micáceos con granate, estaurolita, cianita/andalucita y sillimanita) y metabasitas. La máxima edad de depositación de esta unidad se considera de aprox. 500 Ma (Cámbrico Medio) (Mantilla et al., 2016). Presenta un

máximo pico de metamorfismo en la facies anfibolita, zona de la sillimanita según Ríos et al., (2013). El evento metamórfico al cual se relacionan estas dos unidades corresponde al evento Quetame-Caparonensis propuesto por (Restrepo-Pace & Cediel, 2010), el cual también es llamado evento Orogénico Fammatiniano Principal según Mantilla et al., (2016), ocurrido en el Ordovícico Temprano aprox. ~480-470 Ma (van der Lilej, et al., 2016). Las **Filitas de San Pedro**, son la unidad metamórfica más joven reconocida en el Macizo de Santander. La máxima edad de depositación de su protolito se considera en edad de ~450 Ma (Ordovícico tardío) (Mantilla et al., 2016) El evento metamórfico no se encuentra registrado, aunque se relaciona temporalmente con el Evento Orogénico Fammatiniano Menor propuesto por Mantilla et al. (2016), el cual tuvo lugar a finales del Ordovícico Tardío, el cual asocia rocas metariolitas afectadas por un metamorfismo dinamo-térmico.

Estudios realizados por Vargas et al. (1981) en la franja San Joaquín-Onzaga-Páramo de Canutos en rocas de la formación Silgará en términos de Ward, et al. (1973) reportan asociaciones típicas de la facies de esquistos verdes, donde prácticamente todas las asociaciones mineralógicas corresponden a la subfacies cuarzo-albita-moscovita-biotita-clorita, sugieren que la presencia de andalucita y la ausencia de granate evidencian un metamorfismo de tipo Abukuma.

El **Ortoneis** es propuesto por Ward, et al. (1973), los autores lo definen como un neis cuarzo feldespático que varía en composición de granito a tonalita y está distribuido en rocas de alto y medio grado de metamorfismo de edad pre-Devónica, formando el núcleo del macizo de Santander. García et al. 2005 los define como una unidad contiene rocas máficas (gneises Biotíticos-Hornblendicos) y félsicas (Gneises Cuarzofeldespáticos). Royero y Clavijo (2001) proponen el nombre de Ortoneis de Berlín por encontrarse la sección tipo en los alrededores de Berlín, donde tiene su mayor extensión y está mejor expuesto, estos autores determinan que el

Ortoneis de Berlín intruye el Complejo Bucaramanga (Gneis de Bucaramanga) y está cubierto discordantemente por sedimentitas del Devónico medio. Ward et al. (1973) definió dos tipos de Ortoneis en base a su ocurrencia, la primera como cuerpos asociados a migmatitas del Neis de Bucaramanga de edad Precámbrica y la segunda como cuerpos grandes de edad ordovícica que intruyen rocas del neis de Bucaramanga y de forma sintectónica se emplazan los Esquistos del Silgará. Esto tendría relación con lo propuesto por Castellanos et al. (2008) donde reporta que el Ortoneis de Berlín intruye la formación Esquistos de Silgará y el Gneis de Bucaramanga.

Las litologías del Ortoneis se consideran que fueron emplazadas de manera sincrónica (sintectónica) con el desarrollo del metamorfismo el cual tuvo lugar el evento orogénico Fammatiniano Principal (Mantilla et al., 2016), con edades entre los 480 y 472 Ma (Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla, et al., 2012; Van der Lilej, 2013). Estudios recientes realizados por Jiménez (2016) se reportan variaciones composicionales y geoquímicas del cuerpo Ortoneis, variando de monzograníticas a monzodioríticas. Los análisis geoquímicos evidencian que las características del protolito del Ortoneis monzogranítico corresponden a un magma félsico de la serie calcoalcalina, con composiciones de afinidad peraluminosas y un ambiente de formación de margen continental activo, como granitos de arco volcánico y clasificado como un granitoide tipo S (alto contenido de biotita, presencia de cordierita, granate o polimorfos de aluminio), mientras que el Ortoneis de composición granodiorítica a monzodioríticas presenta características metaluminosas y tienen tendencia a ser un granito tipo I, las edades que este mismo autor reporta para los cuerpos del Ortoneis varían entre 577-444 Ma (Cámbrico-Ordovícico y Silúrico Inferior)

Las rocas que cubren el basamento del macizo de Santander corresponden a unidades levemente metamorfoseadas asociadas a la Formación “Floresta Metamorfoseada”, Metasedimentitas de Guaca, Metasedimentitas la Virgen (Ward et al., 1973; Royero & Vargas, 1999; Royero, 1994) y

por rocas sedimentarias sin metamorfosear como la formación Floresta, formación Tíbet, Formación Diamante y Paleozoico de Rio Nevado con edades del Paleozoico Superior (Botero, 1950; Mojica & Villarroel, 1984; Ward et al., 1973; Stibane y Forero, 1969). Rocas ígneas paleozoicas con edades iguales o menores de 470 Ma son reportadas cortando las rocas del basamento, estas no presentan metamorfismo y son tomadas como la edad máxima de metamorfismo regional para las rocas del basamento (Mantilla et al., 2012; Restrepo-Pace y Cediél., 2010; Van der Lelij, 2013). El término Floresta originalmente fue creado por Olsson y Ramírez (Hubach, 1957); posteriormente estudiado como Formación Floresta por Botero (1950), redefinido como miembro Floresta por Cediél (1969) y finalmente llevado al rango de **Formación Floresta** (Mojica & Villarroel, 1984). La unidad aflora en pequeñas áreas al norte de Bucaramanga y en jurisdicción de los municipios de Cerrito, San Joaquín, Onzaga y Encino al oriente y suroriente del Departamento de Santander, en límites con Boyacá y Norte de Santander (Royero & Clavijo, 2001). De base a techo contiene arcillolitas negras y areniscas multicolores, con intercalaciones de arcillolitas ocre, violetas, gris amarillentas y amarillo rojizas, con niveles fosilíferos y areniscas gris oscuras. El ambiente de esta unidad es de una plataforma marina (Mojica & Villarroel, 1984). El término “**Floresta metamorfoseado**”, fue establecido por Ward, et al. (1973), este la describe como una “unidad” compuesta por rocas metamórficas de bajo grado, correspondientes a pizarras y filitas principalmente, la edad protolito es del devónico, esta fue determinada y relacionada con la formación Floresta del Macizo de Floresta en base a briozoarios. Moreno et al. (2005) propone el abandono del término “Floresta Metamorfoseado” y sugiere el termino de Formación Mogotes, sus estudios soportan que la formación “Floresta Metamorfoseada” solo es correlacionable con unidades del Carbonífero Superior y el Pérmico de la Cordillera Oriental y la Serranía de Perijá. Mantilla y García (2018) realizan dataciones en rocas las rocas cartografiadas como Formación

Floresta Metamorfoseada en Ward et al. (1973) y las rocas analizadas por Moreno et al. (2005), los resultados de estos estudios revelan que las edades depositacionales de esta formación van desde el devónico inferior hasta el pérmico, en base a estos resultados los autores concluyen que el llamar “Formación Mogotes” a todas las rocas cartografiadas como formación Floresta Metamorfoseada debe ser descartado ya que esta no solo tiene edades del Carbonífero-Permico, los resultados se relacionan temporalmente con las formaciones Tibet del macizo de Floresta (Devonico Inferior), formación Floresta (Devónico Medio) y con la formación Paleozoico de Rio Nevado (Carbonífero- Pérmico)

Los periodos de tiempo Triásico-Jurásico se caracteriza por la formación de rocas plutónicas y subvolcánicas félsicas, estas cortan las unidades anteriormente mencionadas. Edades obtenidas por Goldsmith, et al (1971), Dorr et al. (1995) relacionan estas rocas con un evento magmático el cual tuvo lugar hace 210 Ma. Este evento magmático fue el responsable de la formación de Batolitos y Plutones, tales como los cuerpos ígneos de Páramo Rico, Santa Bárbara, Pescadero, Mogotes, Rionegro, entre otros, agrupados dentro del denominado Grupo Plutónico de Santander (Mantilla et al. 2009).

El **Batolito de Mogotes** es uno de los más grandes del Macizo de Santander, tiene cerca de 40 km de largo y 20 de ancho en su parte más amplia, la masa principal la constituye una cuarzomonzonita biotítica equigranular de grano medio. En dirección de Onzaga la roca es una granodiorita localmente porfirítica. Diques de riolita porfirítica, aplita y lamprófidos son comunes (Vargas et al., 1981). Las edades a las que correspondería este cuerpo ígneo han sido relacionadas con dataciones realizadas en el Granito de Pescadero, este considerado como una variedad del Batolito de Mogotes (Royero y Clavijo, 2001). Las dataciones reportadas han sido realizadas por Goldsmith et al. (1971) que reporta una edad de 193 ± 6 Ma (análisis K-Ar), Van der Lelij (2013)

con edad de $199,1 \pm 13$ Ma (Análisis U-Pb) y por Zapata et al. (2016) con edades de $197,3 \pm 2,4$ Ma y $194,8 \pm 3,2$ Ma. El batolito de Mogotes es relacionado con rocas subvolcánicas que pertenecen a la unidad **Riolita de Onzaga** en Vargas et al. (1981), el cual propone que estas rocas se encuentran relacionadas con eventos efusivos del cuerpo granítico del Batolito de Mogotes (edades jurásicas), estudios geocronológicos recientes reportados en Galvis y Pinzón (2016) revelan que las edades de este cuerpo ígneo son del Ordovícico tardío (~445 Ma). Los estudios en alteraciones hidrotermales en las rocas que conforman el batolito de Mogotes son escasos, estudios realizados por Ardila y Amaya (2017) en alteraciones de sericita hidrotermal de las rocas del Batolito de Mogotes reportan edades de 184 ± 1 Ma (análisis Ar/Ar), relacionando estas con el inicio del colapso del arco magmático.

Las rocas sedimentarias más jóvenes aflorantes en Onzaga que se encuentran formando el Sinclinal de Onzaga son reportadas en los estudios realizados por Vargas et al. (1981) agrupándolas dentro del sistema cretáceo, como Formación Tibú Mercedes, Aguardiente, Capacho y la Luna. La cuenca a la cual son relacionadas estas formaciones es la Catatumbo-Maracaibo, con edades que van desde el cretácico Inferior (Formaciones Río Negro, Tibú-Mercedes, Aguardiente y Capacho al Superior (Formación La Luna) (Royero y Clavijo, 2001)

3. Metodología

El proyecto fue realizado en seis etapas, estas se resumen en tres fases; en la fase inicial de este se realizó la recopilación bibliográfica e interpretación fotogeológica de la zona estudio, en la fase

intermedia se realiza el trabajo de campo seguido del análisis petrográfico, como fase final se discuten los resultados y se elabora el informe final (Figura 2).

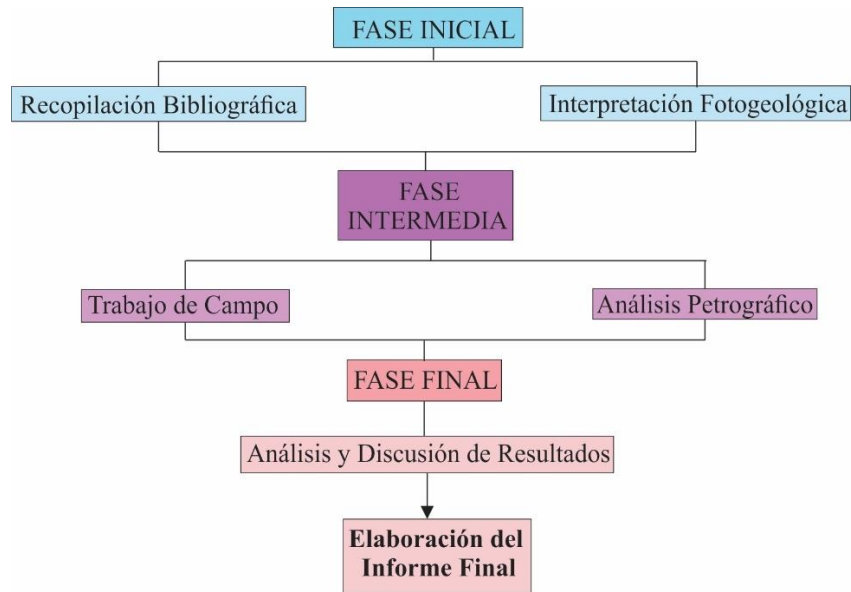


Figura 1. Esquema de la metodología realizada en el proyecto

A continuación, se describe detalladamente cada etapa:

3.1 Recopilación Bibliográfica

Consistió en la agrupación de material geológico reportado del Macizo de Santander, buscado en distintas fuentes bibliográficas como el Boletín de Geología UIS, U.S. Geological Survey, Science Direct, mapas geológicos y topográficos del INGEOMINAS, entre otros. La información recolectada fue analizada y seleccionada con el fin de tener la información más relevante en base a los objetivos planteados del proyecto.

3.2 Interpretación fotogeológica

Es desarrollada con el fin de obtener información previa al trabajo de campo sobre aspectos geomorfológicos y estructurales del área de estudio (geoformas, lineamientos, fallas, cambios de pendientes, entre otros...), se determinan estaciones para la toma de muestras en la fase de campo. Los análisis fueron realizados a partir de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (siglas en inglés: DEM), los cuales fueron llevados a un SIG el cual permitiera el tratamiento de estos.

Las imágenes satelitales utilizadas son las proporcionadas por Google Earth e imágenes landsat 8 (Path: 007, Row: 056) obtenidas de la página del Servicio Geológico Americano (siglas en inglés: USGS) <https://earthexplorer.usgs.gov/> al igual que los modelos digitales de elevación.

El análisis a partir de las imágenes landsat 8 consistió en escoger tres bandas de las once posibles que estas imágenes proporcionan y combinarlas, con el fin de obtener una imagen de falso color o RGB (Rojo, verde y azul) la cual permitiera resaltar los aspectos geológicos. Las combinaciones de bandas probadas fueron la RGB-764, RGB-742 y RGB-564, siendo la RGB-742 la que mostraba mejor los aspectos geológicos del terreno.

Con el modelo digital de elevación se generó una capa superficial del terreno la cual mostrara el relieve con el fin de resaltar las estructuras geológicas, los fallamientos y lineamientos, los resultados de la fotointerpretación son presentado sobre esta capa. El tratamiento de la imagen consistió principalmente en mejoras del brillo, saturación y nitidez (ver figura 3). El software utilizado para el tratamiento de las imágenes fue QGis 2.14.21, este es un software libre y de código abierto.

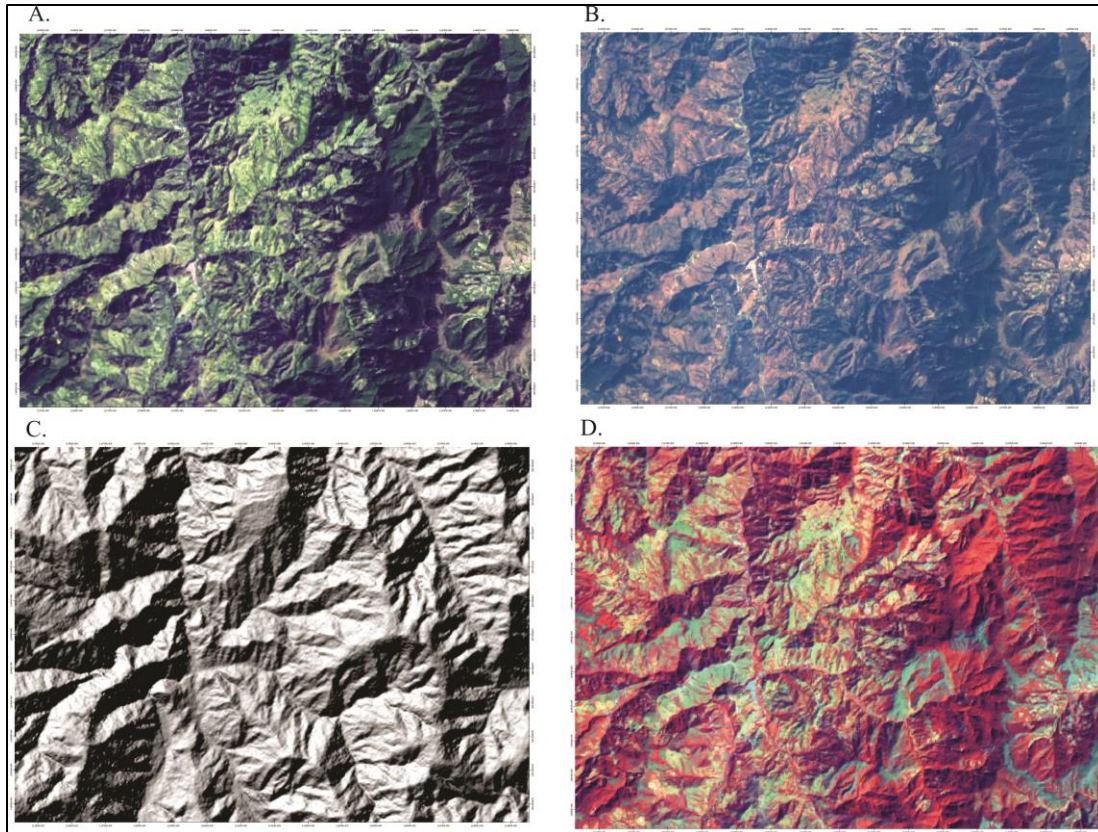


Figura 2. Combinaciones de bandas con imágenes landsat 8. Relieve de la zona de estudio. A) Imagen LANDSAT 8 con combinaciones RGB-764 B) Imagen LANDSAT 8 con combinaciones RGB-742 C) Capa superficial del terreno, relieve. D) Imagen LANDSAT 8 con combinaciones RGB-564

Nota. Tomado de: Imágenes Landsat 8 tomadas y modificadas de Servicio Geológico Americano (USGS)

3.3 Trabajo de campo

Consiste en el reconocimiento litológico de la zona estudio, se realizaron las estaciones de interés determinadas en la interpretación fotogeológica junto con la revisión de estaciones realizadas por los estudiantes de campo II del periodo 2016-II colectando un total de 129 estaciones. Estas han sido ordenadas en un catálogo Excel el cual muestra coordenadas, vías de acceso, litologías y fotografías. La nomenclatura utilizada fue ONZ (Onzaga) seguida del número de estación: ONZ-

1. En paralelo, se trabajó sobre las bases topográficas del Instituto geográfico Agustín Codazzi en la plancha 152-I-B a escala 1:25000.

Posteriormente se han escogido las rocas para la realización de secciones delgadas, estas se han clasificado en base a su número de estación, manejando la misma nomenclatura. La preparación de muestras fue realizada en el laboratorio de rocas de la Universidad Industrial de Santander.

3.4 Análisis petrográfico

Este análisis consistió en la descripción de formas, texturas, tamaños de grano y relaciones entre los minerales que conforman las rocas, fue realizado en los laboratorios del Grupo de Investigación en Geología Básica y aplicada (GIGBA), en el microscopio LEICA modelo DM750P de luz polarizada. Las microfotografías fueron tomadas con el sistema MC120HD el cual se encuentra acoplado a microscopio Leica. La petrografía se realizó para 14 secciones delgadas las cuales correspondían a rocas metamórficas e ígneas, los porcentajes minerales fueron determinados a partir de conteo de puntos con un valor mínimo de 100.

Las rocas metamórficas fueron clasificadas en base al Servicio Geológico Británico (siglas en inglés: BGS) publicado por Robertson (1999), tomando en cuenta los porcentajes de cuarzo, feldespatos y micas los cuales permitieran clasificar las rocas como pelitas, semipelitas, psamitas o cuarcitas (ver figura 4). La descripción de las variedades litológicas, clasificación cuantitativa y de tamaños de granos fue realizada según la Subcomisión en Sistemática de Rocas Metamórficas- siglas en inglés: SCMR (Fettes et al., 2007). La clasificación morfológica de las foliaciones y evidencias microtectónicas fueron definidas en base Passchier y Trouw (2005), su clasificación

estructural es realizada según Yardley et al., (1997). Como guía se ha tomado el manual de prácticas de petrología metamórfica elaborado por García (2007).

Las rocas ígneas fueron clasificadas modalmente con el diagrama QAPF de Steckeißen (1976) recomendado por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (siglas en inglés: IUGS) y la subcomisión para la sistemática de rocas ígneas (Le Maitre, 2002) -(ver figura 5). El tamaño de grano absoluto ha sido catalogado según los valores utilizados por el servicio geológico británico (Robertson, 1999). Las texturas han sido identificadas en base a guías de descripción de rocas ígneas como Mackenzie et al., (1996), García (1997) y Mantilla (2003). Por último, se realiza una tabla de eventos para cada sección analizada, las abreviaturas minerales empleadas se tomaron de Whitney y Evans (2010), (Ver tabla 1)

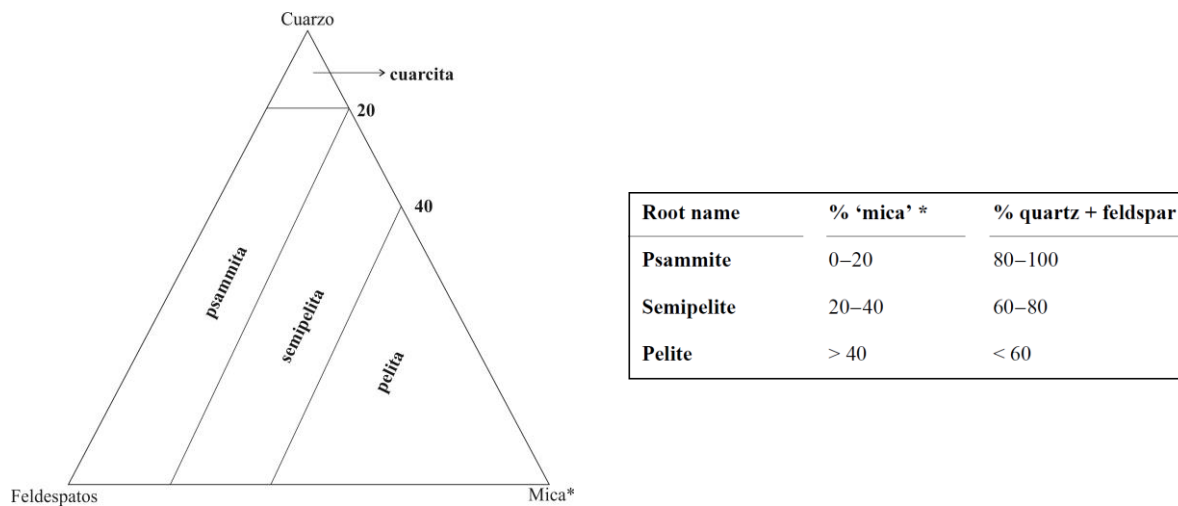


Figura 3. Clasificación para rocas Metamórficas compuestas principalmente por cuarzo, feldespatos y micas

Nota. Tomado de Robertson (1999)

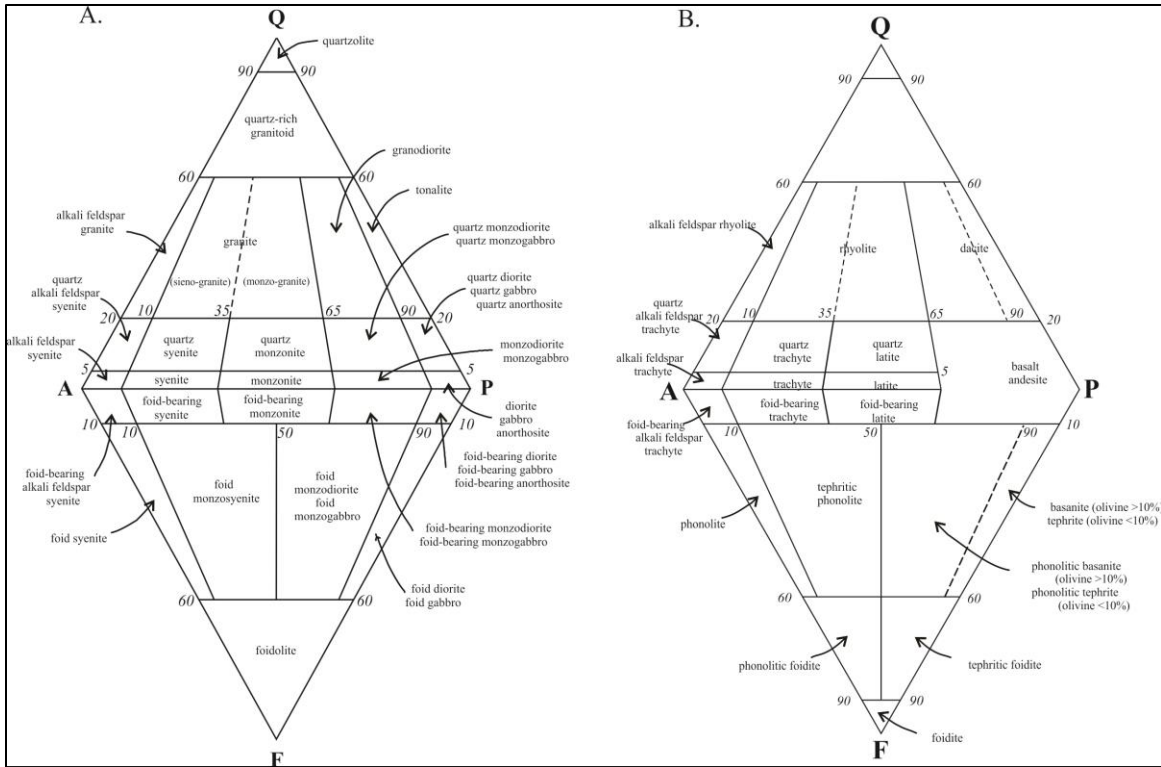


Figura 4. Clasificación modal para rocas ígneas: A. Clasificación para las rocas plutónicas. B. Clasificación para las rocas volcánicas.
 Nota. Tomado de Lemaitre, (2002).

3.5 Análisis y discusión de resultados

En esta etapa se ha integrado la información geológica obtenida para posteriormente ser debatida con diferentes estudios petrográficos, tectónicos, geoquímicos, estructurales y geocronológicos realizados en el macizo de Santander y en zonas aledañas al proyecto.

Como primer paso se realizó la cartografía a escala 1:25000 basado en las variedades litológicas, lineamientos y fallas reportados en las etapas de interpretación fotogeológica, trabajo de campo y análisis petrográfico. Posteriormente se realiza una comparativa de las litologías obtenidas con estudios previos con el fin de correlacionar las rocas con unidades o formaciones

reportadas. Las fallas determinadas a partir de los estudios cartográficos y fotogeológicos que no tienen nombres definidos son apodadas según los nombres de zonas o quebradas cercanas a los lineamientos marcados, como resultado se obtiene el mapa geológico el cual es realizado en el SIG QGis.

El análisis estructural es superpuesto a estudios recientes de la tectónica del Macizo de Santander, con el fin de realizar una ubicación tectónica la cual permita discutir los sistemas de fallas determinados y su relación con las rocas aflorantes.

Los análisis petrográficos se discuten dependiendo de su variedad litológica, para las rocas metamórficas se discute el tipo y grado de metamorfismo; para las rocas ígneas se discuten eventos magmáticos en los cuales fueron generadas y probables alteraciones hidrotermales; para las rocas sedimentarias se realiza una columna generalizada, la cual es elaborada en Corel Draw X8. La discusión es realizada en paralelo con el análisis del modelo evolutivo, esto con el fin de tomar la mayor cantidad de datos reportados por otros autores.

3.6 Elaboración del informe final

Consiste en la elaboración de este documento según los parámetros establecidos por la Universidad Industrial de Santander. Se integran los mapas de estaciones, mapa geológico, columnas generalizadas, tablas, gráficos y el modelo de evolución del macizo de Santander generado a partir de los estudios realizados.

Tabla 1.

Listado de las abreviaturas minerales empleadas

Nombre Mineral	Símbolo
Biotita	Bt
Caolinita	Kln
Clinozoisita	Czo
Clorita	Chl
Cuarzo	Qz
Epidota	Ep
Feldespato potásico	Kfs
Goethita	Gth
Granate	Grt
Hematites	Hem
Hornblenda	Hbl
Minerales Opacos	Opq
Moscovita	Ms
Plagioclasa	Pl
Rutilo	Rt
Sericita	Ser
Titanita	Ttn
Turmalina	Tur
Zircón	Zrn

Fuente: Whitney y Evans, 2010.

4. Generalidades

4.1 Localización

El área de estudio hace parte del Macizo de Santander, se encuentra en la parte SW donde se tiene el límite con el Macizo de Floresta. El municipio al cual pertenece es Onzaga, este se encuentra al SE del departamento de Santander, Colombia. En sus límites territoriales se encuentra colindando

hacia el norte con el Municipio de Molagavita y San Joaquín, al SW limitado por el municipio de Coromoro, hacia el sureste encuentra la frontera entre el departamento de Santander y Boyacá, colindando con los municipios de Tutazá, Susacón, Soatá, Tipacoque y Covarachía (ver figura 1).

Las coordenadas planas que delimitan la zona de estudio son X1: 1.135.000 y X2: 1.149.000 m.E y Y1: 1.200.000 y Y2: 1.190.000 m.N con un área de 140 km². La zona de estudio se encuentra en la plancha 152-I-B del Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

4.2 Vías de acceso

La ruta Bucaramanga-Onzaga tiene una distancia aproximada de 176 km, se toma vía Bucaramanga-Bogotá (Ruta Nacional 45A), hasta el municipio de San Gil donde se toma un desvío en la Vía San Gil-Mogotes- San Joaquín-Onzaga (Ruta Nacional 64). La ruta Bogotá-Onzaga tiene una distancia aproximada de 292 Km, Se toma la vía Bogotá-Bucaramanga (Ruta Nacional 45A), hasta el municipio de Tunja, se sigue en dirección a Paipa, Duitama y Belén (Ruta Nacional 55). Se sigue esta ruta hasta cerca de la localidad Santa Rosita, donde se encuentra la Ruta Nacional 64, la cual comunica con Onzaga.

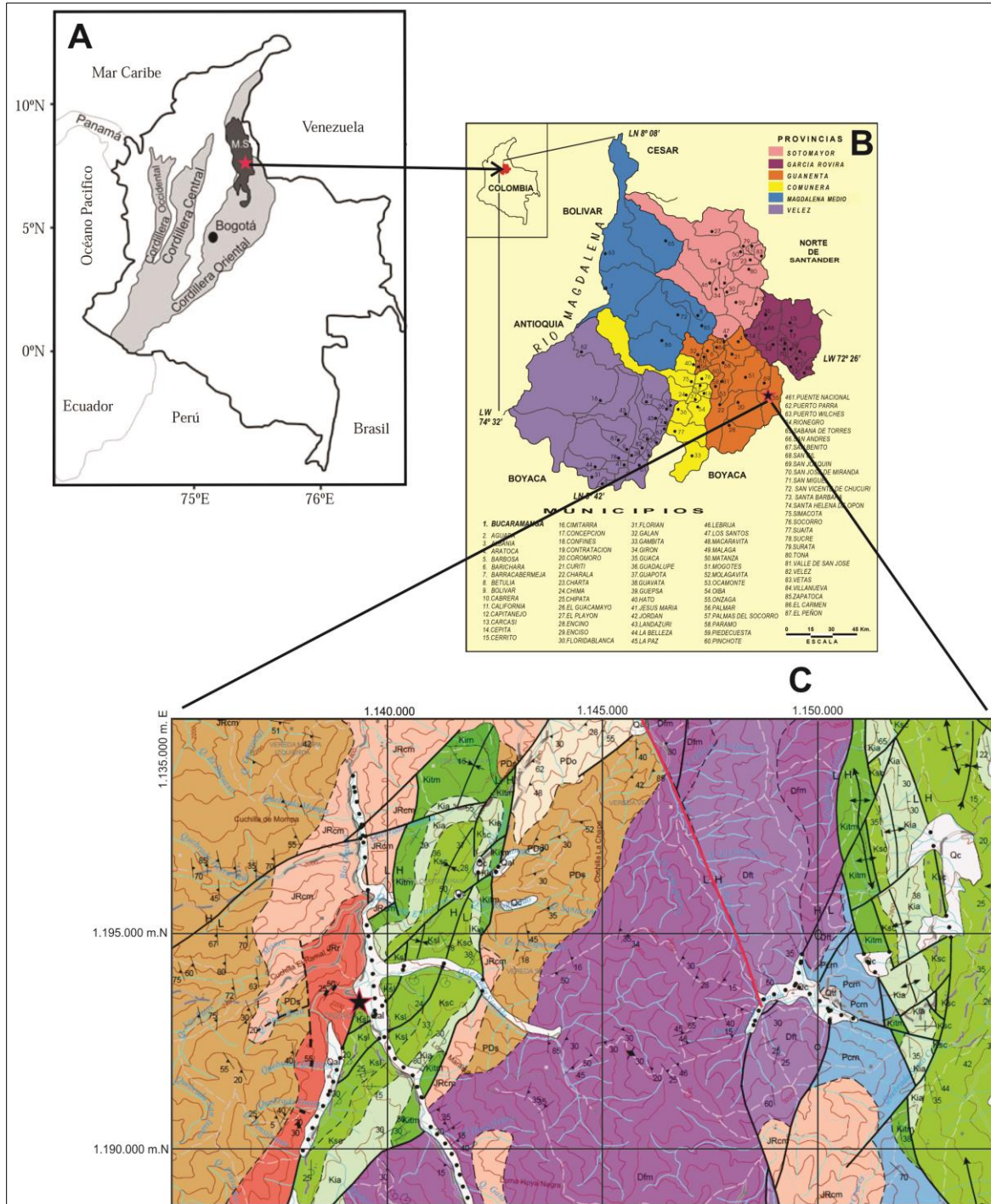


Figura 5. Mapas de localización geográfica y geológica del municipio de Onzaga. A) Ubicación del Macizo de Santander (M.S) B) Ubicación geográfica del Municipio de Onzaga (Forma de estrella) en el Departamento de Santander C) Ubicación del municipio de Onzaga (Forma de estrella) en el mapa geológico de la zona.

Nota. Tomado de A) Tomado y modificado de Mantilla et al., (2016), B) Tomado y modificado de Royero y Clavijo (2001) C) Tomado y modificado de Vargas et al., (1987), plancha 152, Soata.

4.3 Fisiografía, clima e hidrografía

El área de estudio presenta una topografía la cual tiene alturas desde los 1900 msnm hasta 3500 msnm, los cambios en su relieve se asocian a cambios debido a la tectónica de la zona que junto con la acción de la erosión y el socavamiento de los ríos y quebradas han modelado el terreno. Las variaciones en alturas en el municipio de Onzaga representan pisos térmicos que van desde el medio o templado, frío hasta el páramo bajo y alto, en promedio la temperatura puede variar entre los 24°C para los pisos térmicos medios y 12°C para los pisos térmicos de páramo (Alcaldía de Onzaga, Pagina web oficial).

Las geoformas que son principalmente de origen morfoestructural, fluvial, denudacional y cársticos. Las geoformas morfoestructurales corresponden a ganchos de flexión (sobre el trazo de la falla de Onzaga), laderas estructurales de sierra sinclinal (sobre las rocas cretácicas que conforman el sinclinal de Onzaga) y lomos de presión (sobre el trazo de la falla Quebrada el Potrero); las geoformas fluviales corresponden a abanicos fluvio torrenciales, cauces aluviales, escarpes de terraza de erosión y barras puntuales, estos se encuentra principalmente sobre el río Onzaga; las geoformas denudacionales corresponden a escarpes de erosión, laderas onduladas y laderas erosivas; las geoformas carsticas corresponden a dolinas y lapiaces generadas en la formación Tibú-Mercedes.

El área de estudio pertenece a la cuenca del río Chicamocha; los ríos referentes en el proyecto son: Onzaga, río Susa y río Chaguacá; las quebradas referentes son: Los micos, El potrero y Tumbita.

5. Marco Geológico Regional

El sistema Andino de Colombia hace parte del denominado Bloque Andino (Pennington, 1981) o Andes del Norte (Gansser et al., 1973) siendo este un segmento geológico distintivo de la cordillera de los Andes, al cual pertenecen los Andes Venezolanos, los Andes Colombianos y Ecuatorianos. En los Andes colombianos se pueden diferenciar tres cordilleras; occidental, central y oriental, estas con historias geológicas distintas. Tectónicamente se encuentra dominado por tres placas litosféricas: la placa de Nazca ubicada en el pacífico, la placa Caribe y la placa Sur Americana (Cediel et al., 2003). En la cordillera oriental de Colombia se reconocen cuatro macizos: Macizo de Garzón, Macizo de Floresta, Macizo de Quetame y Macizo de Santander.

El Macizo de Santander es la continuación más norte de la cordillera oriental, forma el margen suroccidental del bloque tectónico de Maracaibo, su límite oriental está definido por cabalgamientos del Cenozoico tardío que lo separan de los Andes de Mérida (Venezuela) y el margen occidental está definido por la falla Bucaramanga-Santa Marta la cual tiene una tendencia NNW (Van der Lelij, 2013), estudios recientes en la tectónica del macizo de Santander sugieren que el límite occidental está limitado por la falla Lebrija, siendo esta una falla mayor asociada a la falla Bucaramanga (Velandia et al., 2017).

Las rocas que definen el basamento del Macizo de Santander corresponden a rocas metamórficas, con edades que van desde el precámbrico hasta el paleozoico. Las unidades en las que se han dividido de más antigua a joven son Gneis de Bucaramanga, Esquistos de Silgará y Ortoneis. Estas unidades se encuentran cubiertas discordantemente por rocas sedimentarias

levemente metamorfoseadas como la formación Floresta, “Floresta Metamorfoseada”, Metasedimentitas de Guaca, Metasedimentitas la Virgen (Botero, 1950; Ward et al., 1973; Royero & Vargas, 1999; Royero, 1994) y por rocas sedimentarias sin metamorfosear como la formación Tíbet, Formación Diamante y Paleozoico de Rio Nevado con edades del Paleozoico Superior (Mojica & Villarroel, 1984; Ward et al., 1973; Stibane y Forero, 1969). Rocas ígneas paleozoicas con edades iguales o menores de 470 Ma son reportadas cortando las rocas del basamento, estas no presentan metamorfismo y son tomadas como la edad máxima de metamorfismo regional para las rocas del basamento (Mantilla et al., 2012; Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Van der Lelij, 2013).

Para el Mesozoico en el lapso Triásico-Jurásico se registran cuerpos intrusivos plutónica e hipoabisales de carácter intermedio y rocas sedimentarias de origen continental. Las rocas plutónicas cortan el basamento, son de composiciones principalmente félsicas y son relacionadas a varios pulsos magmáticos responsables de la formación de diversos cuerpos ígneos en forma de batolitos y plutones como el Granito de Páramo Rico, Granodiorita de Santa Bárbara, Granito de Pescadero, Batolito de Mogotes, Batolito de Rionegro, entre otros, agrupados dentro del denominado grupo plutónico de Santander (Mantilla et al., 2009; Ward et al., 1973). El magmatismo entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano fue relativamente continuo en los Andes Mérida y el Macizo de Santander, con apariciones en el intervalo de 213.2 ± 1.7 Ma a 195.8 ± 1.5 Ma. (Spikings, et al., 2015). Las rocas sedimentarias del Mesozoico suprayacen discordantemente el basamento, son principalmente de ambientes continentales y vulcanoclásticos, corresponden a la Formación Tiburón, Formación Bocas, Formación Jordán y Formación Girón (La Quinta), depositadas en cuencas extensionales tras-arco (Ward et al., 1973; Cediel, 1968; Langenheim, 1954).

Para el cretácico temprano continua la deposición de sedimentos clásticos en cuencas extensionales que posteriormente serían cubiertas por mares generando rocas sedimentarias de ambientes transicionales y marinos, las unidades más representativas para la cordillera oriental y central de este periodo de tiempo corresponderían a las formaciones Los Santos-Rionegro, Rosablanca-Tibú Mercedes, Paja, Tablazo-Aguardiente, Simití-Brisas, Salto, La Luna-Cogollo, Capacho y Umir (Caballero, 2010). En el cretácico se registra un evento magmático el cual sería responsable de la formación de diques riolíticos y de diabasas las cuales cortan las secuencias sedimentarias (Mantilla et al., 2009). En el cretácico tardío a paleoceno, se tiene un evento de deformación compresivo, que genera un levantamiento diferencial de la cordillera oriental, acompañado del retroceso del mar, esto genera un cambio de deposición de rocas sedimentarias marinas a rocas sedimentarias transicionales y continentales (Cooper et al., 1995), a su vez el macizo de Santander comienza a exhumarse con edades que podrían iniciar desde el Cretáceo Tardío-Paleoceno, aunque cabe recalcar que son múltiples las exhumaciones que el Macizo de Santander ha presentado desde el Paleozoico (Amaya, 2016). Las rocas más recientes reportadas para el macizo de Santander corresponden a rocas ígneas porfídicas del Neógeno encontradas en el distrito minero de Vetas y California, Santander (Mantilla et al., 2011) y depósitos cuaternarios los cuales son ampliamente distribuidos.

6. Marco Tectónico

El sistema Andino de Colombia se encuentra dominado por tres placas litosféricas: la placa de Nazca ubicada en el pacífico, la placa Caribe y la placa Sur Americana (Cediel et al., 2003) (Figura 6), este dominio conlleva una compleja dinámica a la cual se encuentra sometida el Macizo de Santander. En términos de terrenos geológicos, se considera que el Sistema Andino de Colombia fue formado por la acreción de varios terrenos alóctonos (Forero-Suarez, 1990), entre estos el terreno Chibcha, siendo este al que pertenece el Macizo de Santander (Toussaint, 1993), sin embargo, distintos autores han considerado que las rocas del basamento que afloran en las cordilleras Central y Oriental corresponderían a terrenos para-autóctonos o autóctonos, descartando una alóctonia del terreno Chibcha (Cardona et al., 2010; Van der Lelij, 2013; Van der Lelij, 2016).

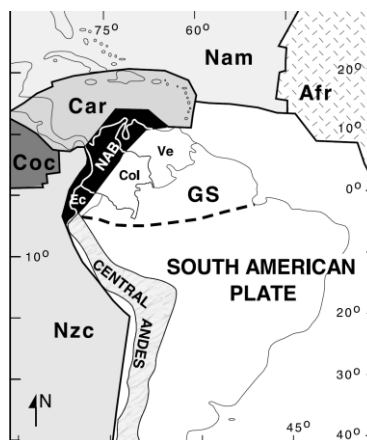


Figura 6. Sistema Andino de Colombia en interacción con las placas Nazca, Caribe y Sur Americana

Nota. Tomado de Cediel, (2003)

Royero & Clavijo (2001) subdividen el territorio de Santander en tres provincias tectónicas: Macizo de Santander, Valle Medio del Magdalena y Cordillera Oriental, cada provincia con dominios estructurales característicos. El macizo de Santander es subdividido en los bloques Floresta, Cucutilla, Pamplona y Ocaña, los más representativos para el área de estudio corresponderían a los bloques Ocaña y Floresta. El bloque Ocaña caracterizado tectónicamente por presentar estilos estructurales de fallamiento en bloques menores, separados por fallas inversas de dirección predominante SW-NE, mientras que el bloque Floresta caracterizado tectónicamente por fallas inversas y de cabalgamiento con pequeños pliegues predominantemente hacia el SW-NE, siendo limitados al occidente por la falla Bucaramanga-Santa Marta. Estos mismos autores identifican tres estilos estructurales distintos para el departamento de Santander separados como región occidental, central y oriental. El Macizo de Santander se encuentra en la región oriental donde predomina un sistema de fallamiento en bloques, de rumbo Norte-Sur a Noreste y un sector de pliegues anticlinales y sinclinales estrechos ubicados en el extremo más oriental del departamento. (Ver figura 7)

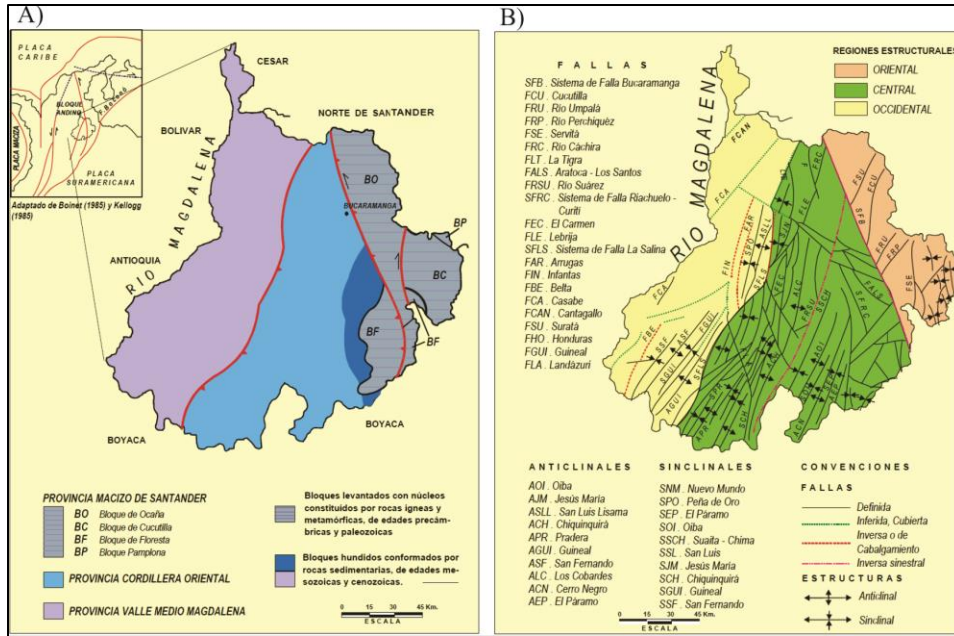


Figura 7. A) Esquema tectónico del macizo de Santander, Bloques Floresta, Cucutilla, Pamplona y Ocaña. B) Estilos estructurales del Macizo de Santander, región occidental, central y oriental. Nota. Tomado de Royero y Clavijo, (2001)

En el sentido de Amaya, (2016) el macizo de Santander presenta al menos tres bloques tectónicos: Bloque Oeste de la falla Bucaramanga, Bloque Este de la Falla Bucaramanga y el Bloque California-Vetas, cada uno con historias de exhumación y enfriamiento contrastante del macizo de Santander. Los bloques Oeste y Este sugieren que la exhumación a lo largo de Falla Bucaramanga ocurrió al menos desde el Oligoceno Tardío, para el bloque California-Vetas la exhumación iniciaría durante el Cretáceo Tardío-Paleoceno temprano.

En estudios recientes realizados por Velandia et al. (2017) se propone que el Macizo de Santander es una región geológica con predominio de un régimen transpresivo, en el que se distinguen dominios limitados por fallas longitudinales mayores con cinemática sinistral, este estilo estructural lo distingue de otras regiones geológicas como el Macizo de Floresta al sur y la

Serranía de Perijá al norte, donde predomina la compresión encontrado fallas inversas, eventualmente con componente de rumbo.

El macizo de Santander es delimitado por fallas mayores, al oeste por fallas de rumbo sinestrales de componente inverso con vergencia oeste (Falla Bucaramanga) y al este por un sistema de fallas de cabalgamiento con vergencia este (ejm., Falla de Pamplona, Labateca, Chitaga, Mercedes y Perchiquez) que coloca al Macizo de Santander sobre el sur de los Andes de Mérida y sobre la cuenca Catatumbo (Zuluaga, et al., 2017), Velandia et al. (2017) propone la falla Lebrija como el límite occidental del Macizo de Santander (Ver figura 8)

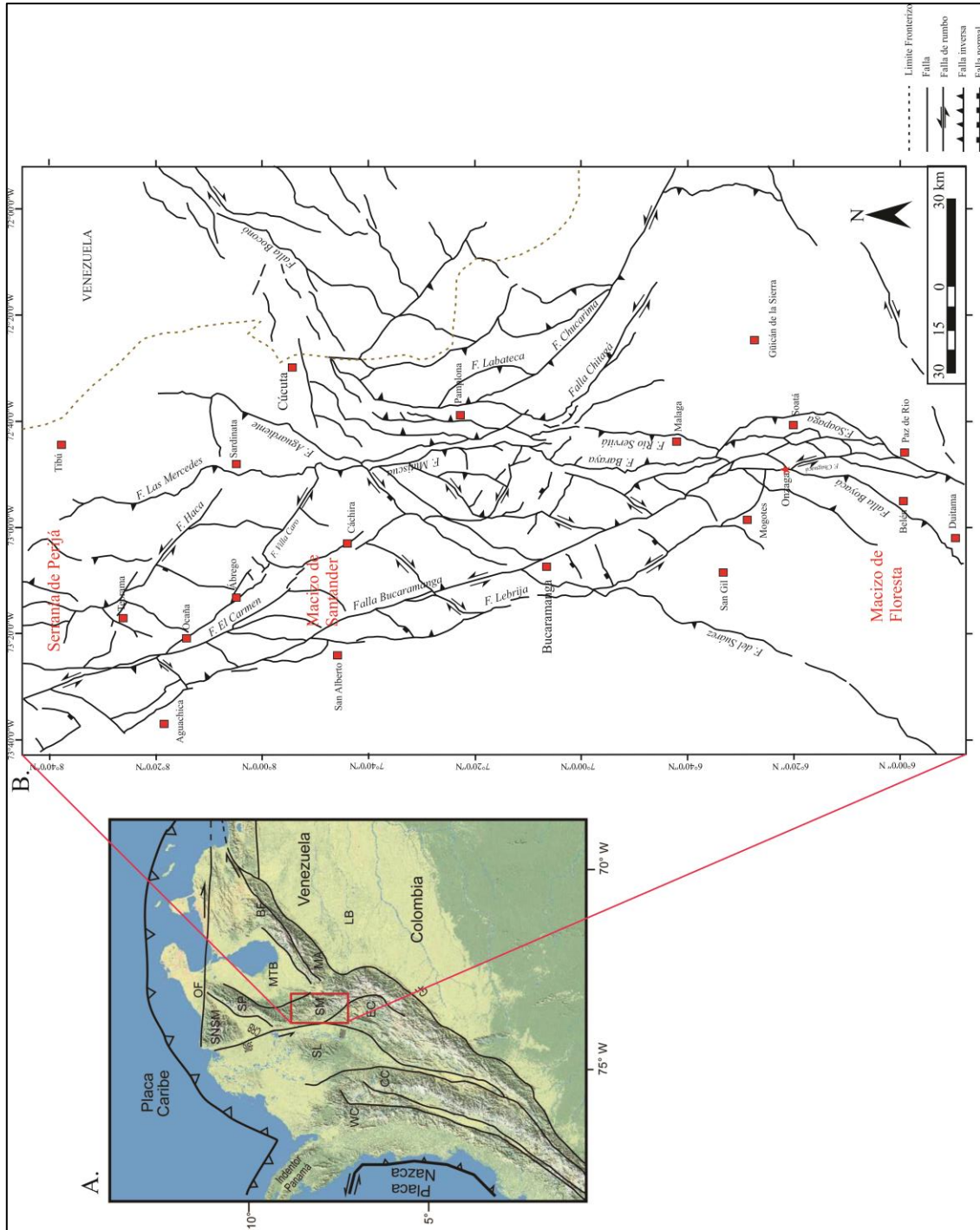


Figura 8. A) Ubicación del Macizo de Santander con las provincias tectónicas del norte de Suramérica B) Fallas del Macizo de Santander

Nota. Tomado de A) Tomado y modificado de Amaya, (2016), B) Tomado y modificado de Velandia et al. (2017)

7. Geología Local

En este apartado se describen las variedades litológicas encontradas en la zona de estudio, las unidades litoestratigráficas (ULE) a las que se han correlacionado corresponden a Esquistos del Silgará, Ortoneis, Formación Floresta, Batolito de Mogotes, Riolitas de Onzaga, Formaciones Tibú Mercedes, Aguardiente, Capacho y la Luna, depósitos aluviales y coluviales. Las unidades cronoestratigráficas empleadas son las reportadas por Vargas et al. (1981) y por Gómez et al. (2015) en el atlas Geológico de Colombia. Las unidades son mencionadas de la siguiente manera: Esquistos de Silgará (ULE) - *Pds* (Nomenclatura en Vargas et al. 1981) – OS1-Mbg (Nomenclatura en Gómez, et al. 2015)

7.1 Rocas Metamórficas

Relacionadas en base a lo reportado por Ward et al. (1973), Vargas et al. (1981), Mantilla et al. (2016) y Mantilla y García (2018)

7.1.1 Esquistos de Silgará – PDs - OS1-Mbg La unidad aflora hacia el margen este y oeste de la Falla Onzaga. Para el costado Oeste los afloramientos más representativos se encuentran sobre las carreteras a Onzaga-Vereda el Ramal, Onzaga-Vereda Tierra Azul, Onzaga-Vereda San Isidro. Las variedades litológicas corresponden a filitas, filitas cloríticas, filitas moscovíticas, metaareniscas, cuarcitas y cuarcitas moscovíticas. La unidad es cortada por cuerpos plutónicos y

subvolcánicos asociados al Batolito de Mogotes y las Riolitas de Onzaga, en algunos sectores es cortada por diques porfidíticos félsicos (riolíticos) y básicos (diabasas). Los estudios petrográficos realizados en una cuarcita evidencian que estas rocas corresponden a la facies esquistos verdes, zona de la clorita (Ver petrografía ONZ-6).

Para el costado Este los afloramientos más representativos se encuentran sobre la carretera que comunica a Onzaga-Sector Santa Cruz- Sector la Chapa- Vereda Cortaderas- El Boquerón. Las litologías corresponden principalmente a filitas moscovíticas, esquistos moscovíticos, esquistos moscovíticos con granate, cuarcita y algunos lentes metabasíticos encontrados como intercalaciones entre los esquistos. En base a sus variedades litológicas se podrían relacionar con la unidad Esquistos del Chicamocha, propuesta por Mantilla et al. (2016). Se encuentra en contacto con la unidad Ortoneis y con rocas sedimentarias más jóvenes (Formación Floresta y formaciones cretácicas), se infiere que las rocas de la formación floresta suprayacen los esquistos de Silgará (Ver figura 9). Los estudios petrográficos realizados evidencian que las rocas del sector Este de la falla de Onzaga corresponden a la facies esquistos verdes, zona de la biotita y posiblemente zona del granate (Ver petrografía ONZ-91, ONZ-92, ONZ-94)

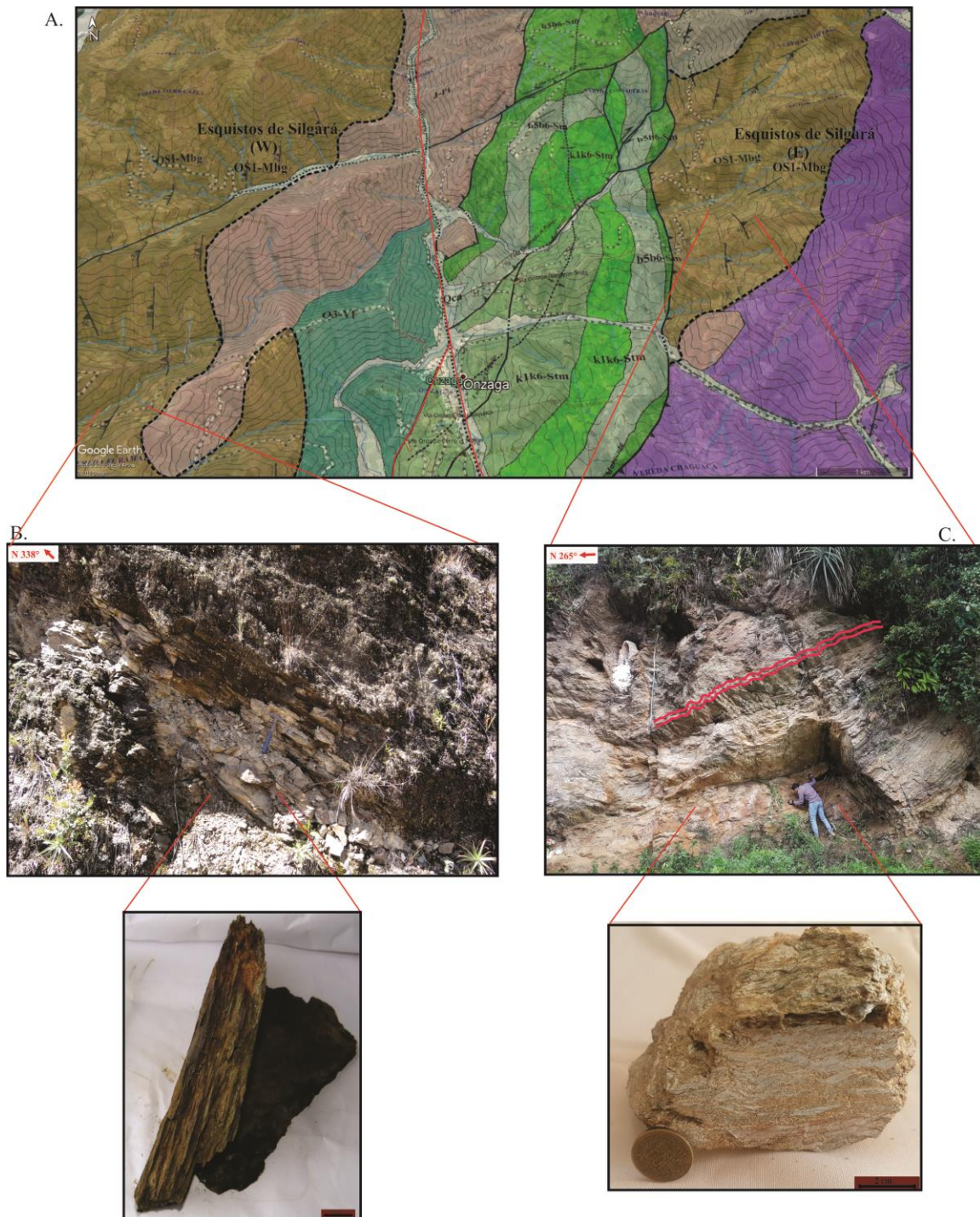


Figura 9. A) Vista superior de los Esquistos de Silgará al sector Oeste y Este del municipio de Onzaga B) Afloramiento de filitas de los Esquistos de Silgará al costado Oeste, estación ONZ-44 C) Afloramiento de esquistos moscovíticos de los Esquistos de Silgará al costado Este, estación ONZ-93.

Nota. Tomado de A) Imagen satelital obtenida y modificada de Google Earth

7.1.2 Ortoneis-PDo- OS1-Mmg El cuerpo cartografiado como Ortoneis aflora sobre la vía Onzaga-El Boquerón, el afloramiento en el cual se expone esta unidad presenta alto grado de meteorización lo cual dificulta la caracterización de su estructura, sin embargo, en algunos sectores se han encontrado algunas rocas levemente preservadas las cuales evidencian una orientación de sus minerales que concuerda con la foliación de las rocas pertenecientes a los Esquistos de Silgará, se determina un protolito ígneo el cual es de composición cuarzo-feldespática (félsica a intermedia). El cuerpo es cortado por venas de cuarzo con presencia de magnetita. Esta unidad es afectada por la Falla Las Escaleras-Maracuta y la falla los Micos (Ver figura 10)

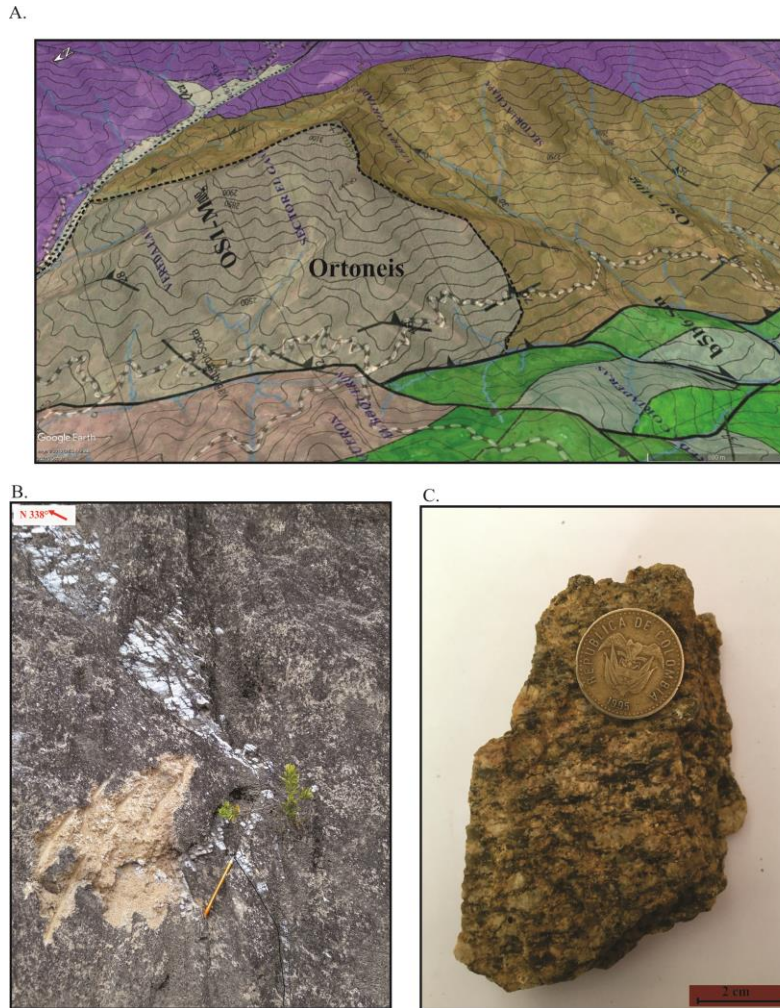


Figura 10. A) Expresión geomorfológica del cuerpo Ortoneis ubicado en cercanías al sector el Boquerón B) Afloramiento del cuerpo Ortoneis con alto grado de meteorización y vetillas de cuarzo con presencia de magnetita. C) Roca del cuerpo ortoneisico la cual muestra una orientación preferencial de sus minerales micáceos (biotita), estaciones ONZ-99 y ONZ-101

Nota. Tomado de A) Imagen satelital obtenida y modificada de Google Earth. B) Galería de imágenes del grupo I campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016

7.1.3 Formación Floresta –Df - D-Sctm. Las rocas asociadas a esta formación corresponden a metaconglomerados, metaareniscas-conglomeráticas, metalodolitas, filitas con colores pardo/verdosos, pizarras, areniscas de granos medio a fino, areniscas lodosas y lodolitas. Esta secuencia sedimentaria/metasedimentaria aflorante muestra un metamorfismo que no es homogéneo en toda la unidad, las rocas metasedimentarias tienden a estar formadas sobre fallas,

tales como la Falla Los Micos, por lo que el desarrollo del metamorfismo en estas rocas podría ser asociado a un metamorfismo dinámico-termal desarrollado de manera local para estas rocas (Ver petrografía ONZ-105), rocas lodosas con ciertas orientaciones preferenciales no asociadas a fallas presentan un clivaje de carga. Las observaciones de campo permiten dividir esta unidad en los miembros basal y medio-superior. El miembro Basal presenta litologías con tamaños de grano conglomeráticos, arenosos y lodilíticos, los cuales tienden a tener orientaciones preferenciales (metaconglomerados, metaareniscas, metalodolitas), mientras que el miembro Medio-Superior presenta areniscas con tamaños de grano medio a fino en intercalación con lodolitas las cuales se hacen predominantes hacia el tope de la unidad, algunas de estas lodolitas presentan una pizarrosidad muy leve, sin embargo predominan las rocas sedimentarias sin metamorfismo. Los afloramientos más representativos de estas rocas se encuentran sobre las carreteras Onzaga-Rio Chaguacá, Onzaga-Vereda Siachia-Loma el Judío y Onzaga-Soatá sobre la Quebrada los Micos.

Los cambios en el registro estratigráfico de la secuencia se atribuyen a cambios en ambientes depositacionales de transicionales a marinos someros, Estas rocas suprayacen las rocas metamórficas esquistos de Silgará y al Ortogneis. (Ver figura 11)

A.



B.



C.



Figura 11. A) En color morado rocas de la formación Floresta afectadas por la falla Los Micos B) Afloramiento de rocas metaconglomeráticas sobre la vía Boquerón-Soatá. C) Roca metaconglomerática con clastos de tamaño grava de cuarzo y feldespatos, estación ONZ-120
 Nota. Tomado de A) Imagen satelital obtenida y modificada de Google Earth. B) Galería fotográfica del grupo III de campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016

7.2 Rocas Ígneas

Relacionadas con lo reportado por Ward et al., (1973), Vargas et al., (1981) y Galvis y Pinzón (2016)

7.2.1 Batolito de Mogotes – JRg - J-Pi. Corresponden a rocas plutónicas que varían en composición entre sienogranitos, monzogranitos y granodioritas con tamaños de sus cristales

inequi-granulares que van de granos muy grueso a finos. Afloran sobre la carretera San Joaquín-Onzaga a lo largo de la Falla de Onzaga. Las rocas presentan algunos tonos verdosos leves y otros más intenso, petrográficamente se han identificado minerales de alteración como la epidota, clinozoisita y sericita a los cuales se les atribuye estos colores (Ver petrografía ONZ-1, ONZ-4, ONZ-10). Son cortadas por diques félsicos (riolíticas) y por diabasas. Se encuentran en contacto fallado con rocas sedimentarias cretácicas, corta rocas de los esquistos de Silgará (Ver figura 12)

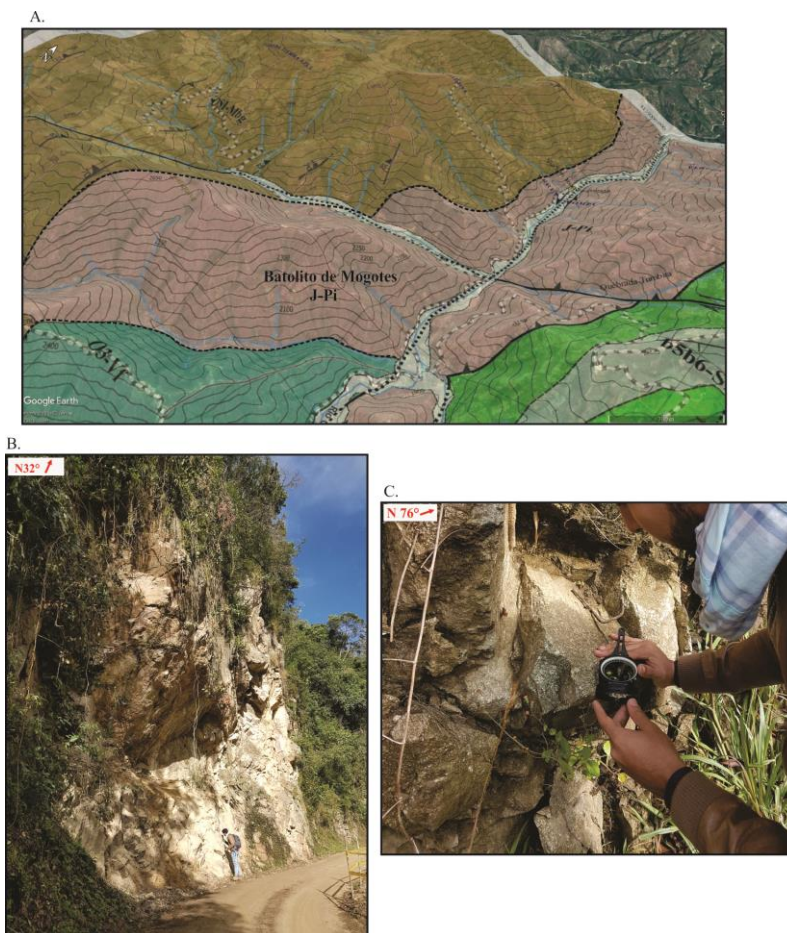
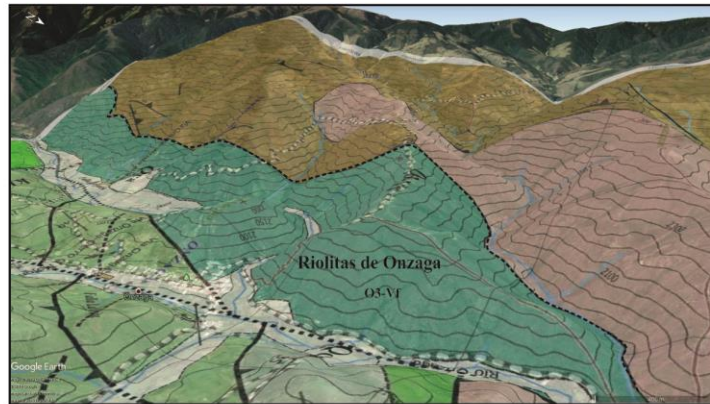


Figura 12. A) Vista superior de las rocas plutónicas asociadas al Batolito de Mogotes sobre la carretera San Joaquín-Onzaga (Color rosado). B y C) Afloramientos de las rocas plutónicas con variedades entre granitos y granodioritas sobre la carretera San Joaquín-Onzaga en el margen derecho.

Nota. Tomado de A) Imagen satelital obtenida y modificada de Google Earth

7.2.2 Riolitas de Onzaga – JRr - O3-Vf. Corresponden a rocas subvolcánicas de composición riolítica, afloran en la Carretera Onzaga-Cerro el Mojón, algunas presentan una orientación mineral muy marcada evidenciando un evento metamórfico. En base a estudios petrográficos se ha determinado que el mineral que definen la foliación de las rocas corresponde a sericita, el metamorfismo asociado es de tipo dinamo-térmico (Ver petrografía ONZ-29). El contacto con las rocas del batolito de Mogotes no es muy claro en el Municipio de Onzaga, sin embargo, las dataciones reportadas en Galvis y Pinzón (2016) permiten definir una posición estratigráfica de esta unidad la cual corresponde al ordovicicio Superior. Presenta contactos fallados con rocas sedimentarias cretácicas y aparece en forma de diques en rocas metamórficas pertenecientes a los Esquistos de Silgará (Ver figura 13). Cabe recalcar que diques riolíticos que cortan rocan del batolito de Mogotes, las riolitas de Onzaga y Formación Floresta son de edades jurásicas (Muestras ONZ 70-71)

A.



B.



C.



Figura 13. A) Rocas la unidad Riollitas de Onzaga en el Cerro el Mojón y Cuchilla el Ramal B) Afloramiento de rocas riolíticas afectadas dinámicamente encontradas en el Cerro el Mojón C) Roca metariolítica con orientación de fenocristales de cuarzo encontrada sobre el cerro el Mojón, estaciones ONZ-23, ONZ-24.

Nota. Tomado de: A) Imagen satelital obtenida y modificada de Google Earth

7.3 Rocas Sedimentarias

Las rocas sedimentarias aflorantes han sido relacionadas en base a sus expresiones morfológicas, variedades litológicas y estudios previos, como la cartografía realizada por Vargas et al., (1981).

Se tienen en cuenta la nomenclatura litoestratigráfica de la Cuenca Catatumbo-Maracaibo

mostrada en Royero y Clavijo (2001) para la región oriental del departamento de Santander y los datos reportados por la ANH para la cuenca Catatumbo (Pedraza y Ramírez, 2011). Las unidades cronoestratigráficas relacionadas con las reportadas por Gómez et al. (2015) presentan algunos rangos de edades que agrupan distintas formaciones, esto es debido a la falta de controles bioestratigráficos o geocronológicos que permitan una distinción entre estas.

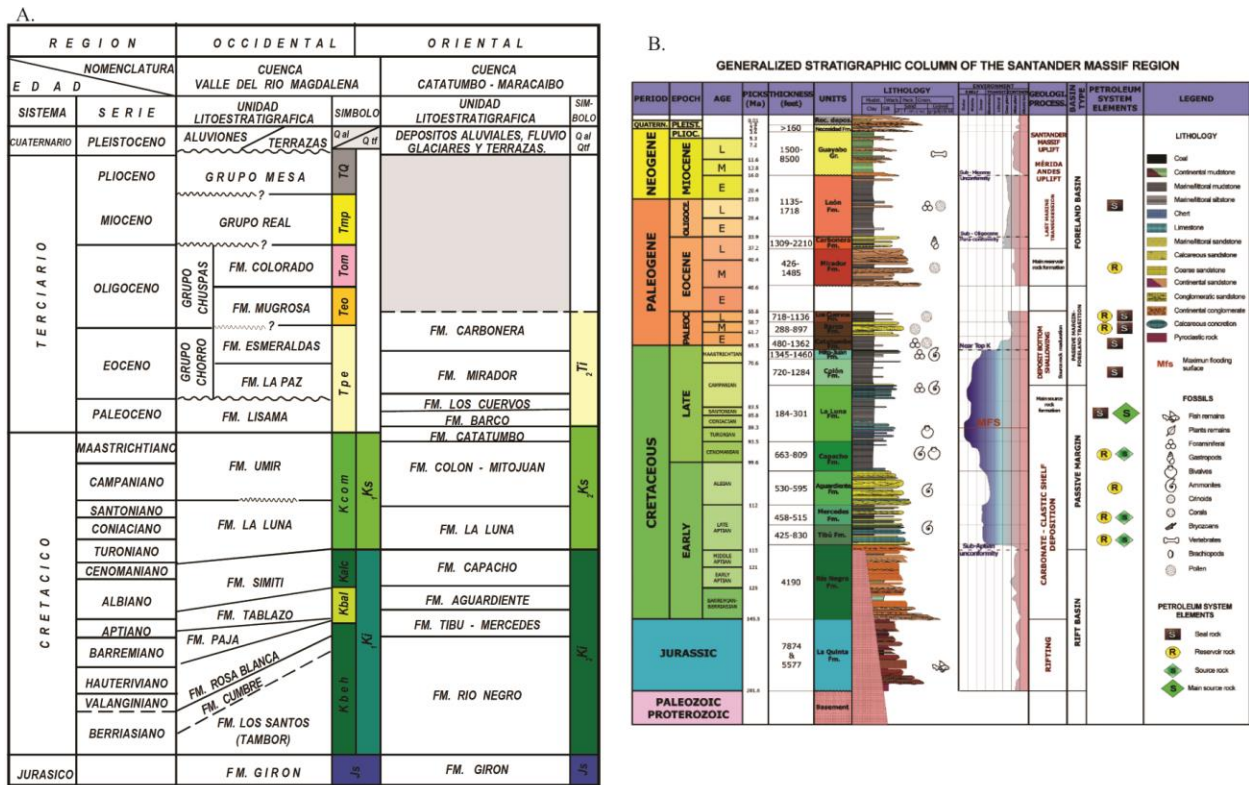


Figura 14. A) Nomenclatura de las cuencas Valle del Rio Magdalena y la Cuenca Catatumbo-Maracaibo B) Columna estratigráfica generalizada de la cuenca Catatumbo.

Nota. Tomado de: A) tomada de Royero y Clavijo, (2001). B) tomada de Pedraza y Ramírez, (2011) ANH

7.3.1 Formación Rionegro – Kirn - b2b5-Sctm. La formación Rio Negro es nombrada por Hedberg y Sass (1937) para rocas del cretácico inferior de la Serranía de Perijá, Venezuela. Miller

(1960) la incluye en una sección del Valle del Cesar, posteriormente Richards (1968) aconseja su uso para denominar capas arenosas basales del Cretáceo en la Concesión Barco, el termino es empleado en estudios posteriores realizados en el borde oriental del Macizo de Santander (Vargas et al., 1976; Royero y Zambrano, 1987). Está compuesta por areniscas grises, verdosas a moteadas, grano fino a grueso, arcosas que pasan a cuarzoareniscas, con algunas intercalaciones de conglomerados grises e intercalaciones delgadas de lodolitas grises a verdosas, levemente calcáreas, en capas delgadas y medianas. El contacto inferior es discordante sobre algunas unidades pre-cretácicas ígneas, metamórficas y sedimentarias (Royero y Clavijo, 2001).

Es determinada en base a expresión morfológica la cual corresponde a escarpes con fuerte pendiente. Vargas et al. (1981) y Galvis (2016) las reportan en el Sector el Boquerón, al tope de la Loma las Cruces. Este último autor la describe como areniscas de grano medio y en el tope lodolitas oscuras de tonos morados con intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino de color naranja. Los ambientes a los que se asocian estas rocas son deltaicos-fluviales (García et al., 1980), esta unidad infrayace la formación Tibú-Mercedes. (Ver figura 15)

7.3.2 Formación Tibú-Mercedes – Kitm - b5b6-Sm. Las formaciones Tibú y Mercedes son descritas por Notestein et al. (1944) como miembros inferior y medio de la formación Uribante, propuesta por Sievers (1888) en donde se relacionan las unidades Tibú, Mercedes y Aguardiente. Ward et al. (1973) eleva la formación Uribante al rango de Grupo y es dividido en las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente. La formación Tibú-Mercedes es tomada como una unidad debido a sus contactos difusos (Royero y Clavijo, 2001). Estos mismos autores la describen como una unidad constituida por una alternancia de calizas biomicríticas, gris oscuras y localmente arenosas y arcillosas, lodolitas y areniscas gris oscuras, fosilíferas, micáceas. Hacia la parte

inferior se encuentran areniscas de grano medio a conglomeráticas, levemente calcáreas, micáceas e interpuestas por capas de lodolitas grises con nódulos ferruginosos.

Esta unidad aflora en cercanías al Sector Boquerón, en la loma las cruces y por la carretera Onzaga-Rio Chaguacá, Su variedad litológica corresponde a calizas biomicríticas, calizas grisáceas, lodolitas oscuras, algunas levemente calcáreas. su expresión geomorfológica corresponde a pendientes suaves con geformas calcáreas muy comunes en esta unidad, se han determinado dolinas y laplaces, se le asocia un ambiente marino somero. La unidad suprayace la Formación Rionegro e infrayace la Formación Aguardiente. (Ver Figura 15)

7.3.3 Formación Aguardiente – Kia - b5b6-Sm. Considerada el miembro superior del Grupo Uribante descrito por Notestein et al. (1944), Sutton (en Julivert, et al., 1968) la elevó al rango de Formación Aguardiente. Consta de arenisca de cuarzo de grano fino, medio y grueso, glauconíticas, con estratificación cruzada e intercalaciones delgadas de lodolitas grises a negras, carbonosas y micáceas (Royero y Clavijo, 2001). Esta unidad aflora por la carretera Onzaga-Rio Chaguacá, Onzaga-Siachia en desvío al sector Cortaderas. Sus variedades litológicas corresponden a areniscas cuarzosas de tamaño de grano medio a grueso, areniscas glauconíticas de tamaño de grano fino a medio, arenisca cuarzo feldespática con intercalaciones de lodolitas grisáceas algunas levemente verdosas. En el sentido de Fabre (1985) esta unidad representa un frente deltaico. La unidad suprayace la formación Tibú-Mercedes e infrayace la Formación Capacho (Ver figura 16)

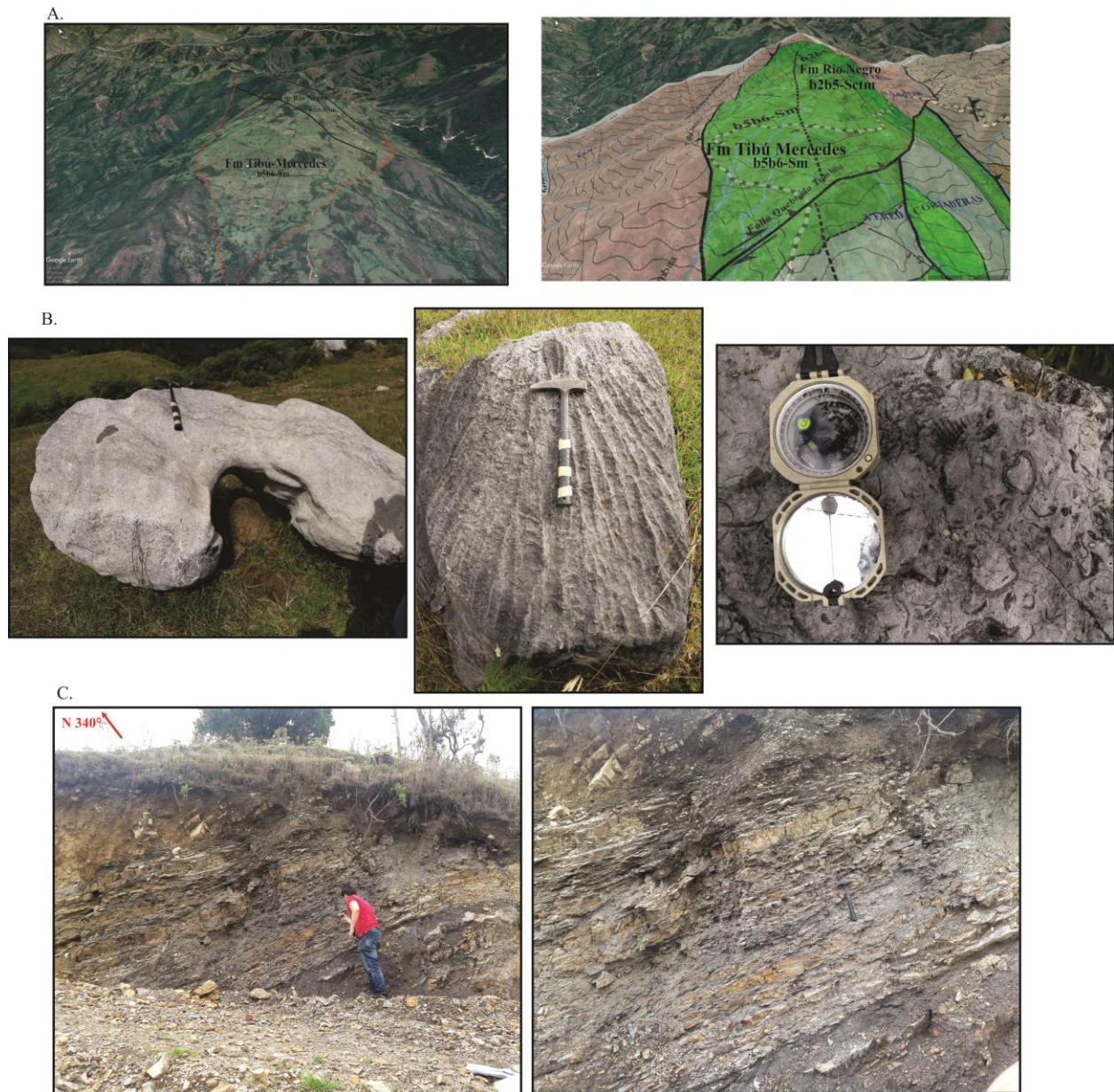


Figura 15. A) Expresión geomorfológica de las formaciones Rionegro y Tibú-Mercedes de pendientes suaves B) Rocas calizas fosilíferas junto con lapiaces de la formación Tibú-Mercedes, estación ONZ-124 C) Intercalaciones entre areniscas de grano medio y lodolitas oscuras ubicadas en la Loma las Cruces, formación Rio Negro, estación ONZ-125.

Nota. Tomado de A) Imagen satelital obtenida y modificada de Google Earth. B y C) Galería fotográfica del grupo I de campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016

7.3.4 Formación Capacho – Ksc - k1k6-Stm. Su nombre es propuesto por Sievers, 1888 (en Julivert et al., 1968) posteriormente fue redefinida por Sutton (1946), Rod y Maync (1954). Royero y Clavijo (2001) definen la unidad por partes: inferior, medio y superior. La unidad inferior consta de lodolitas negras, laminadas, localmente calcáreas, con nódulos calcáreos, con escasas intercalaciones de areniscas de cuarzo, grises, de grano fino y calizas grises, arenosas, fosilíferas, en capas delgadas; la parte media consta de areniscas de cuarzo, grises de grano fino, micáceas, localmente glauconíticas, calizas gris oscuras, lumaquéllicas, localmente micríticas, en capas medianas y gruesas, con intercalaciones de lodolitas negras, calcáreas, localmente fosilíferas; en la parte superior es constituida principalmente por lodolitas grises, arenosas, lumaquéllicas y areniscas grises y amarillentas, de grano fino en capas medias.

Vargas et al. (1981) y Galvis (2016) reportan esta unidad por las vías Onzaga-Verena Tinavita y Onzaga-Chaguacá. Este último autor describe la secuencia como calizas oscuras con lodolitas negras micáceas, con presencia de fósiles, con intercalaciones escasas y delgadas de areniscas de grano fino a medio, presencia de nódulos calcáreos. Rocas cartografiadas como esta unidad en sectores de la vía Onzaga-Chaguacá muestran paquetes arenosos de grano fino intercaladas con lodolitas (Ver figura 16). Esta unidad se relaciona con un ambiente marino somero (Royero y Clavijo, 2001)

7.3.5 Formación la Luna – Ksl - k1k6-Stm. Fue descrita por Garner (en Julivert, et al., 1968) y el nombre procede de la Quebrada La Luna al NW de Perijá, Zulia (Venezuela). La unidad está constituida por calizas gris oscuras, arcillosas, lutitas grises a negras, calcáreas, en capas delgadas, lutitas gris oscuras con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas, concreciones de calizas con

fósiles, que alcanzan más de dos metros de diámetro, capas delgadas de chert negro y también capas fosfáticas hacia la parte superior (Royero y Clavijo, 2001)

Esta unidad aflora en la vía Onzaga-Vereda Tinavita en cercanías al Rio Susa. La unidad consta de chert, lodolitas grises oscuras, calizas fosfáticas y en menor proporción areniscas de grano fino y muy fino. El ambiente de deposición es marino somero a profundo. La unidad suprayace la formación Capacho. (Figura 16)

7.3.6 Depósitos Cuaternarios – Qal, Qc - Qal-Qca Estos corresponden a depósitos aluviales (transportados por las corrientes de agua los cuales son depositados a lo largo de su cauce y zonas aledañas) y depósitos generados por la gravedad tales como coluviones y deslizamientos. Son encontrados a lo largo de los ríos principales de la zona de estudio, entre estos el rio Onzaga, Susa, Chaguacá. Los depósitos de deslizamientos son relacionados con la tectónica de la zona, la falla de Orquita afecta parte de la carretera de Onzaga-Rio Chaguacá, grandes deslizamientos de roca han sido registrados para esta zona (Castro, 1996)

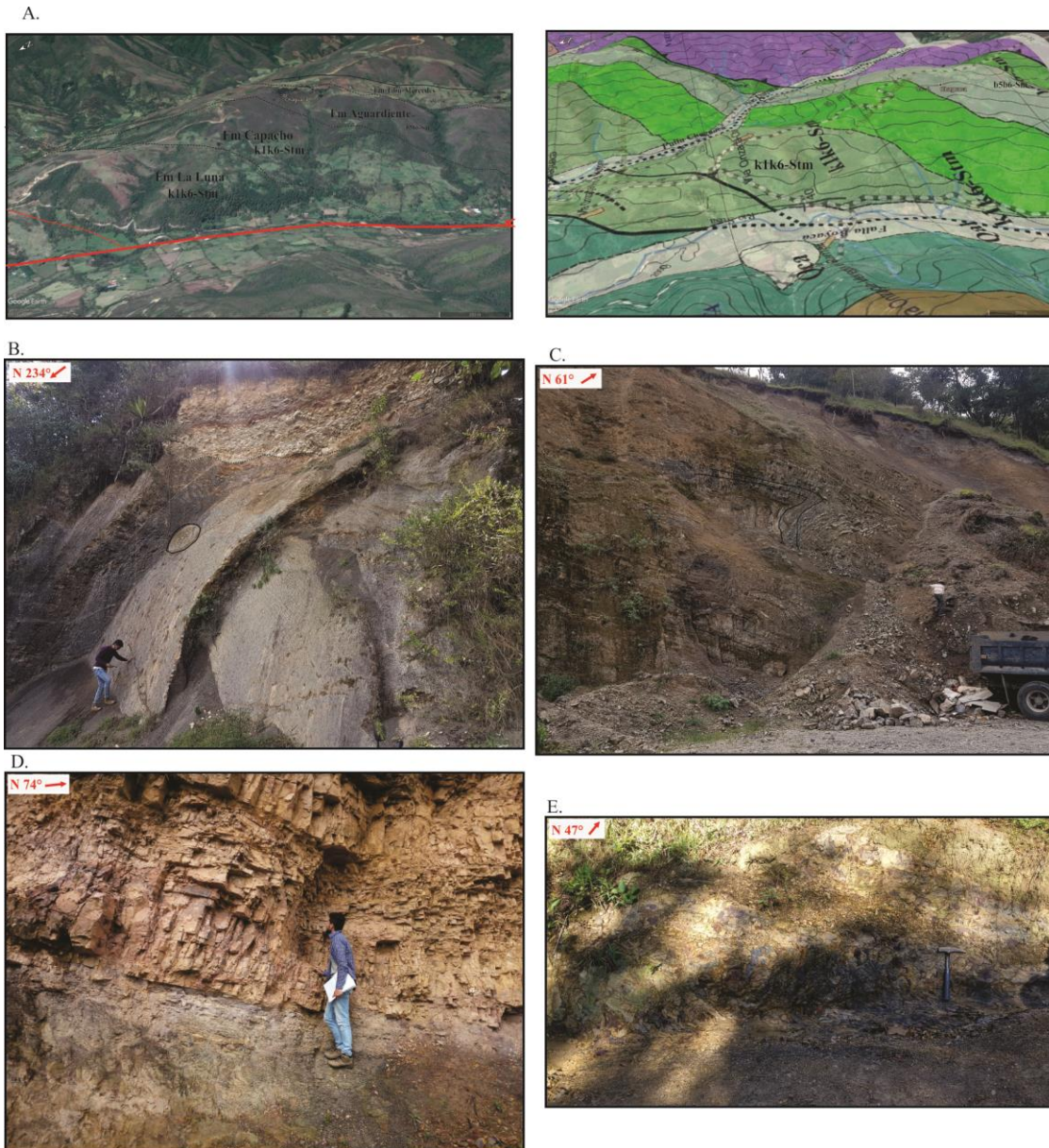


Figura 16. A) Expresión geomorfológica de las formaciones La Luna, Capacho y Aguardiente sobre la Cuchilla las Escaleras (Sector Chaguacá) B) Afloramiento con concreción de tamaño aproximado de 1,5 m en lodolitas plegadas en la formación La Luna, en la parte superior disconformidad con rocas cuaternarias, estación ONZ-28 C) Intercalaciones de lodolitas y chert, pliegues tumbados en la formación La Luna, estación ONZ-20 D) Capas de areniscas de tamaño de grano medio con glauconita, parte inferior paquete de lodolitas de la Formación Aguardiente, estación ONZ-126 E) Lodolitas con pequeñas intercalaciones de areniscas de grano fino de la formación Capacho, estación ONZ-51

Nota. Tomado de: A) Imagen Satelital obtenida y modificada de Google Earth

8. Geología Estructural

8.1 Análisis Fotogeológico

En este segmento se reportan las fallas identificadas a través de imágenes satelitales Landsat 8 obtenidos, Modelos Digitales de Elevación (DEM) obtenidos de la IUGS e imágenes satelitales proporcionada por Google Earth. Los términos empleados en este segmento son Falla de Bucaramanga en el sentido de Ujueta (2003) y Sistemas de Fallas de Bucaramanga (SFB) en el sentido de Cuellar et al. (2012).

En esquemas generalizados de fallas realizados por Velandia et al. (2017) en el Macizo de Santander se pueden evidenciar que en el Municipio de Onzaga se encuentra un régimen tectónico complejo, el cual tiene fallas asociadas a la Falla Bucaramanga en su terminación al Sur, a continuación se describen las fallas identificadas a partir de la fotointerpretación, estudios más detallados de estos fallamientos son documentados por Velandia, (2005) y en Galvis (2016), algunos nombres de fallas empleados por este último autor son utilizados en este proyecto, con el fin de unificar la información del área de estudio:

8.1.1 Falla de Onzaga Es una falla de rumbo la cual tiene dirección N-S, Velandia (2005) determina una cinemática sinistral. Esta falla marca la dirección del río Onzaga, se encuentra cortando rocas plutónicas del batolito de Mogotes y subvolcánicas de la unidad Riolitas de Onzaga, hacia el sur de Onzaga en cercanías al Cerro El Mojón y la Loma Maracuta se divide en la falla

Boyacá y Falla Chaguacá (Ver figura 17). En los estudios petrográficos realizados para rocas del batolito de Mogotes se han identificado pliegues tipo kink en plagioclasas y deformaciones en maclas lo cual evidencian una intensa deformación a la roca en estados de regímenes dúctiles (Passchier & Trouw, 2005) (Ver petrografía ONZ-1, ONZ-10)

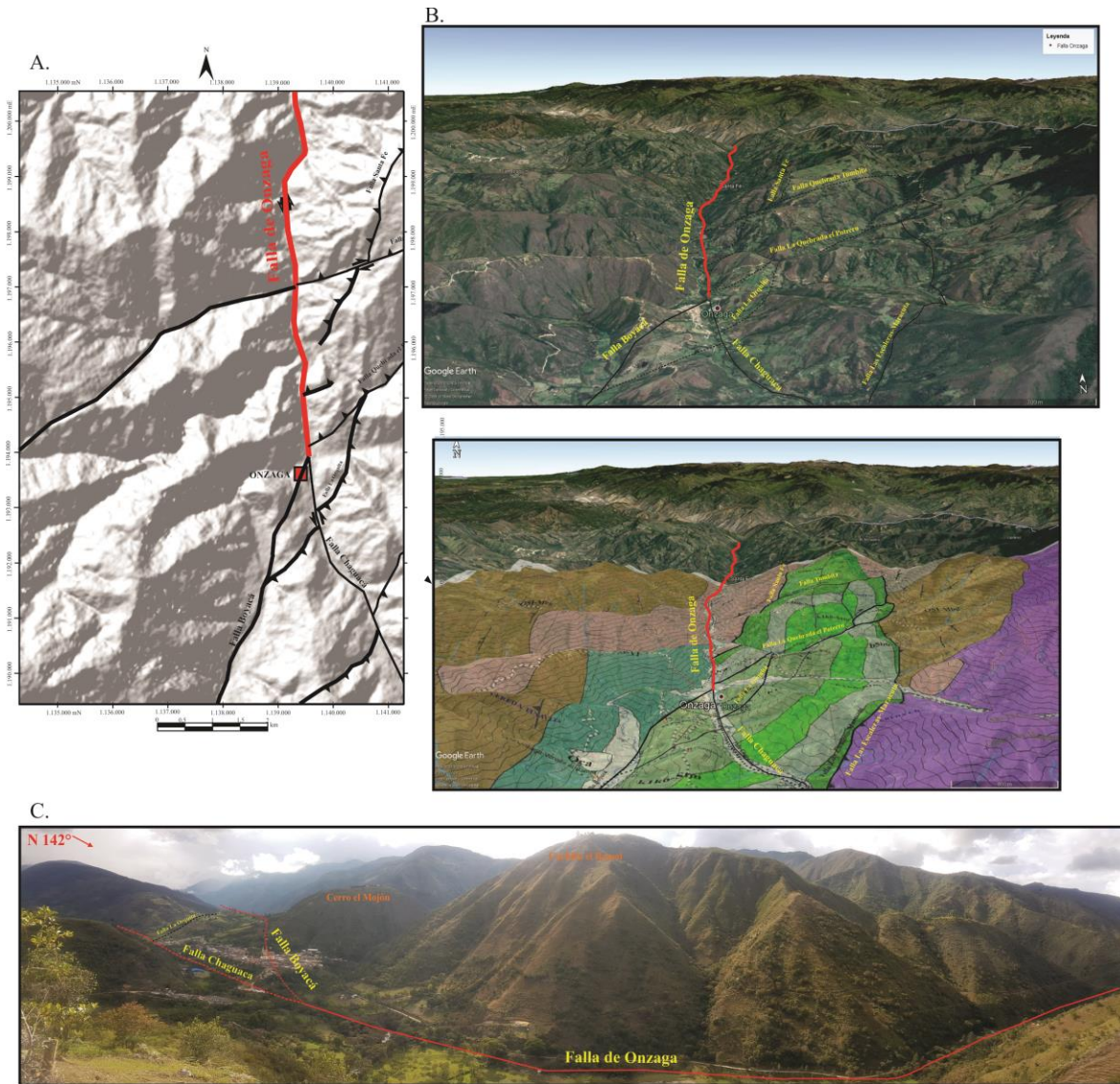


Figura 17. A) Falla de Onzaga en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Onzaga junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado C) Vista panorámica de la falla Onzaga sobre la carretera Onzaga-Boquerón.

Nota. Tomado de: A) Relieve obtenido del DEM de la USGS, B) Imágenes Satelitales obtenidas y modificadas de Google Earth

8.1.2 Falla de Boyacá Es una ramificación de la Falla Onzaga, se encuentra en cercanías al Cerro el Mojón (Sector occidental del Municipio de Onzaga), lleva una dirección NNE-SSW en la zona de estudio, pone en contacto rocas las Riolitas de Onzaga con rocas cretácicas, es cubierta por depósitos cuaternarios del río Susa (Ver figura 18). Velandia (2005) la define como una falla de rumbo sinistral con componente inverso. Marca una terminación del Sinclinal de Onzaga en cercanías a su eje. Rocas subvolcánicas de la unidad Riolitas de Onzaga han sido deformadas por esta falla, generan rocas miloníticas y cataclásticas. (Ver petrografía ONZ-24)

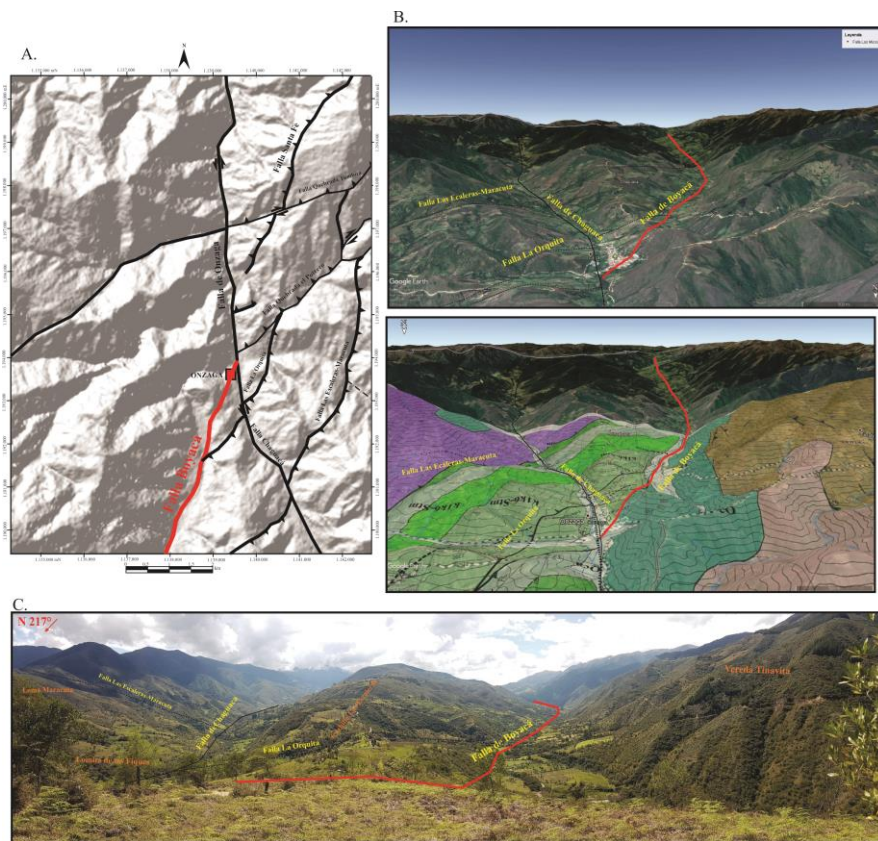


Figura 18. A) Falla de Boyacá en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Boyacá con vista al macizo de Floreta junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado C) Vista panorámica de la falla Boyacá sobre el Cerro el Mojón, estación ONZ-25

Nota. Tomado de: A) Relieve obtenido del DEM de la USGS. B) Imágenes Satelitales obtenidas y modificadas de Google Earth

8.1.3 Falla de Chaguacá Es una ramificación de la Falla Onzaga, se encuentra en cercanías a la Loma Maracuta (Sector oriental del Municipio de Onzaga), lleva una dirección NNW-SSE en la zona de estudio, corta rocas de la Formación Floresta y sedimentarias cretácicas, a su vez corta fallas con dirección NE-SW como la Fallas Escaleras-Maracuta y Falla la Orquita, es una falla de rumbo sinistral. (Ver Figura 19). Velandía (2005) la define como una falla de rumbo sinistral con componente inverso.

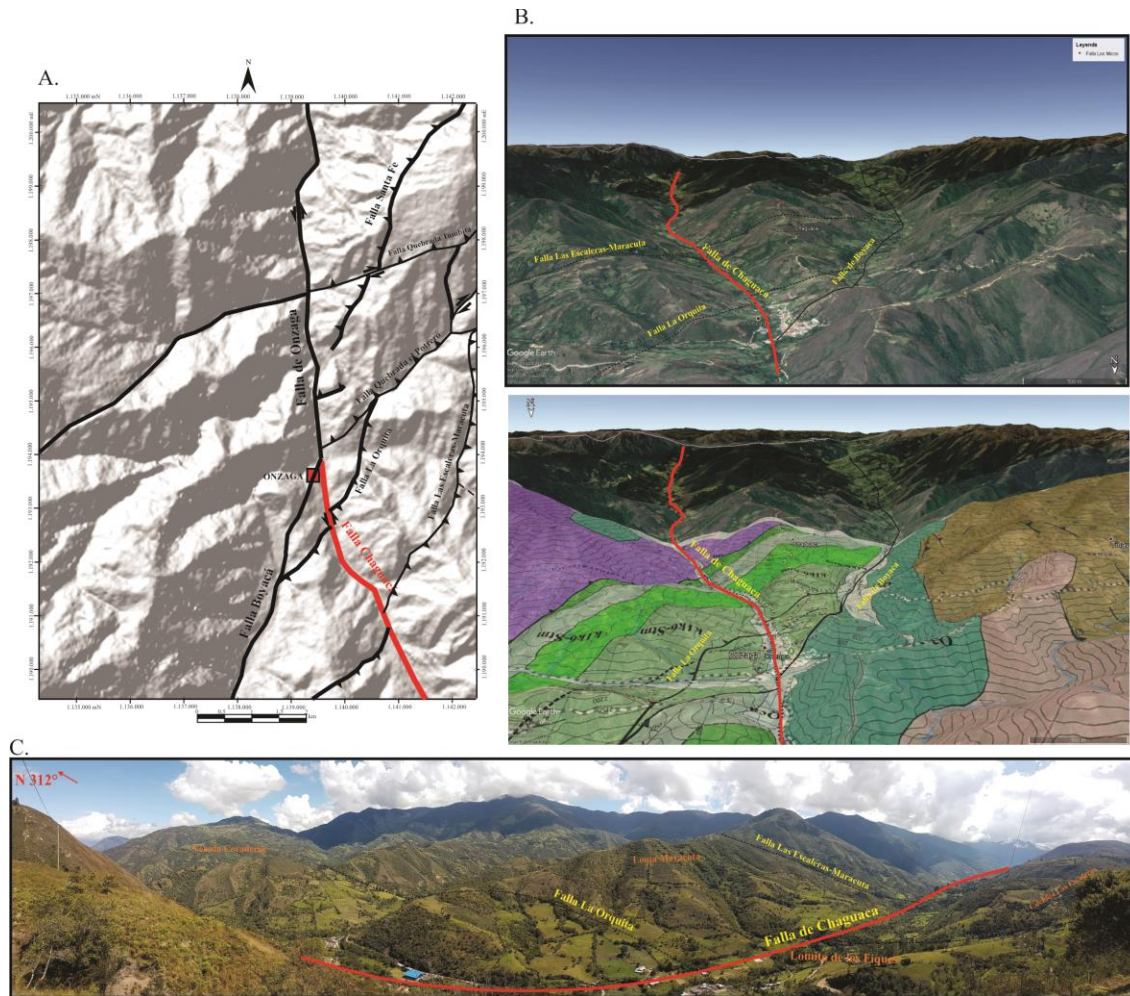


Figura 19. A) Falla de Boyacá en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Boyacá junto con las fallas asociadas con vista al macizo de Floresta, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado C) Vista panorámica de la falla Boyacá sobre el Cerro el Mojón, estación ONZ-25

Nota. Tomado de: A) Relieve obtenido del DEM de la USGS B) Imágenes Satelitales obtenidas y modificadas de Google Earth

8.1.4 Falla los Micos Es una falla de rumbo de movimiento sinistral con direcciones NW-SE, se asocia como una terminación de la Falla Bucaramanga al Sur. Las rocas en las cuales genera un desplazamiento corresponden a los Esquistos de Silgará, Ortogneis y Formación Floresta. (Ver figura 20). Los estudios petrográficos muestran una deformación considerable en las rocas asociadas a esta falla, en las rocas de la Formación Floresta puede generar rocas metamórficas de falla cataclásticas y miloníticas (Ver petrografía ONZ-105)

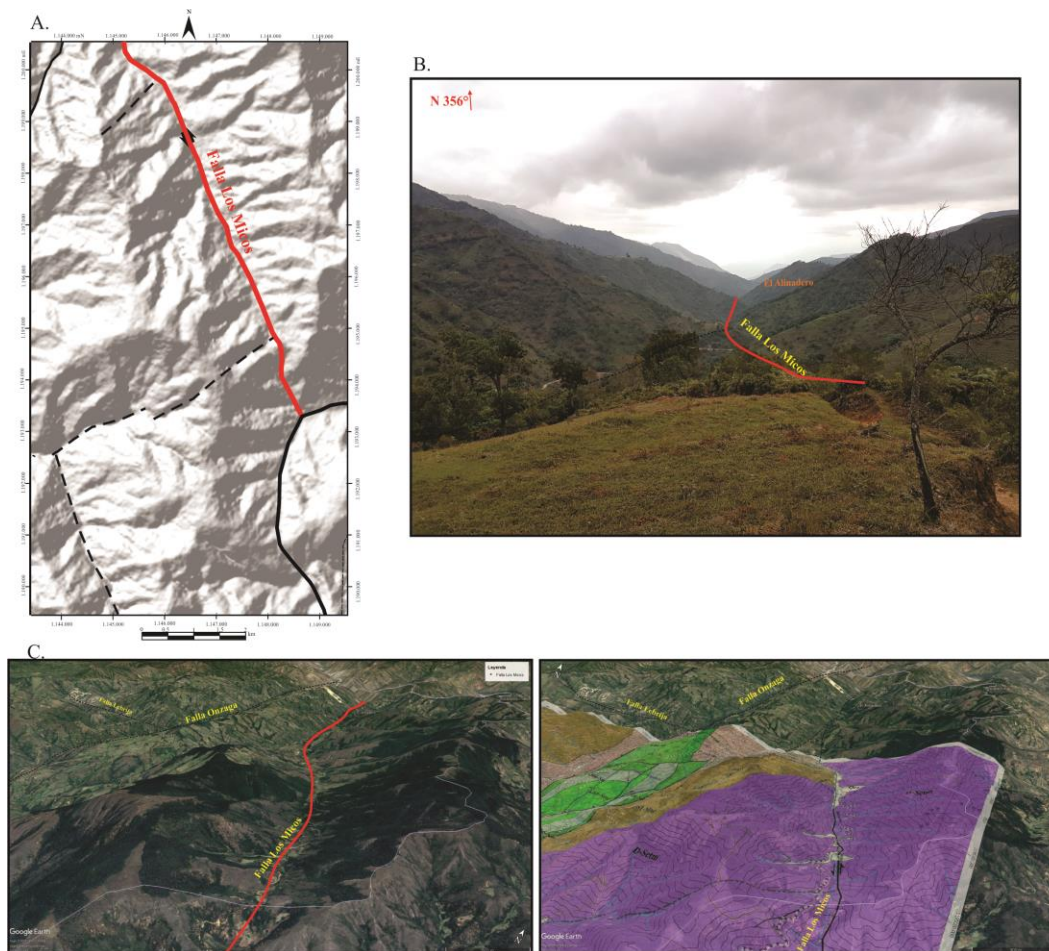


Figura 20. A) Falla Los Micos en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Los micos, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado C) Vista panorámica de la falla Los Micos en cercanías al sector el Boquerón, vía Boquerón-Soatá Nota. Tomado de: A. Relieve obtenido del DEM de la USGS B) Imágenes Satelitales obtenidas y modificadas de Google Earth

8.1.5 Falla las Escaleras-Maracuta. La falla es nombrada por Galvis (2016) como Falla las Escaleras y Falla Maracuta, estas fallas son continuaciones al este y oeste de la falla Chaguacá, son consideradas como una misma falla. Es una falla inversa de alto ángulo que pone en contacto rocas metamórficas paleozoicas (Esquistos de Silgará y Formación Floresta) y ígneas jurásicas con rocas sedimentarias cretácicas, su dirección es NE-SW, limita el Sinclinal de Onzaga al oriente (Ver figura 21). En base a estudios petrográficos se han determinado rocas ígneas subvolcánicas cataclásticas afectadas por esta falla, estas muestran afectaciones a la roca en estados frágil y frágil-dúctil (Ver petrografía ONZ-70, ONZ-71)

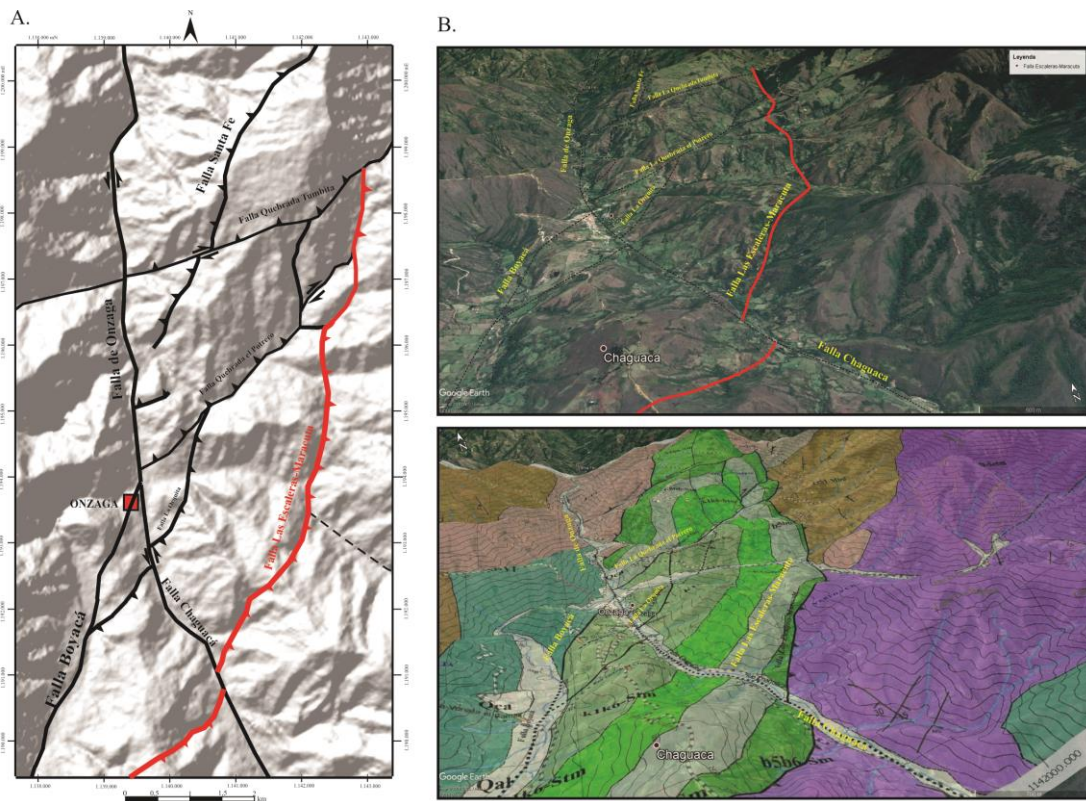


Figura 21. A) Falla Las Escaleras-Maracuta en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Las Escaleras-Maracuta junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado
Nota. Tomado de: A) Relieve obtenido del DEM de la USGS. B) Imágenes Satelitales obtenidas y modificadas de Google Earth

8.1.6 Falla la Orquita Es una falla inversa que afecta rocas de la formación La Luna, tiene una dirección NE-SW, es cortada por falla Chaguacá la cual desplaza la falla con un movimiento sinistral. La zona de falla presenta deslizamientos en masa en el sector de la Loma Maracuta, en la vía Onzaga-Rio Chaguacá. Galvis (2016) la describe como una falla por acomodación de pliegue, formada por la alta deformación presente en las Formaciones Capacho y La Luna. Deslizamientos sobre la carretera Onzaga-Rio Chaguacá son asociados a esta falla (Ver figura 22)

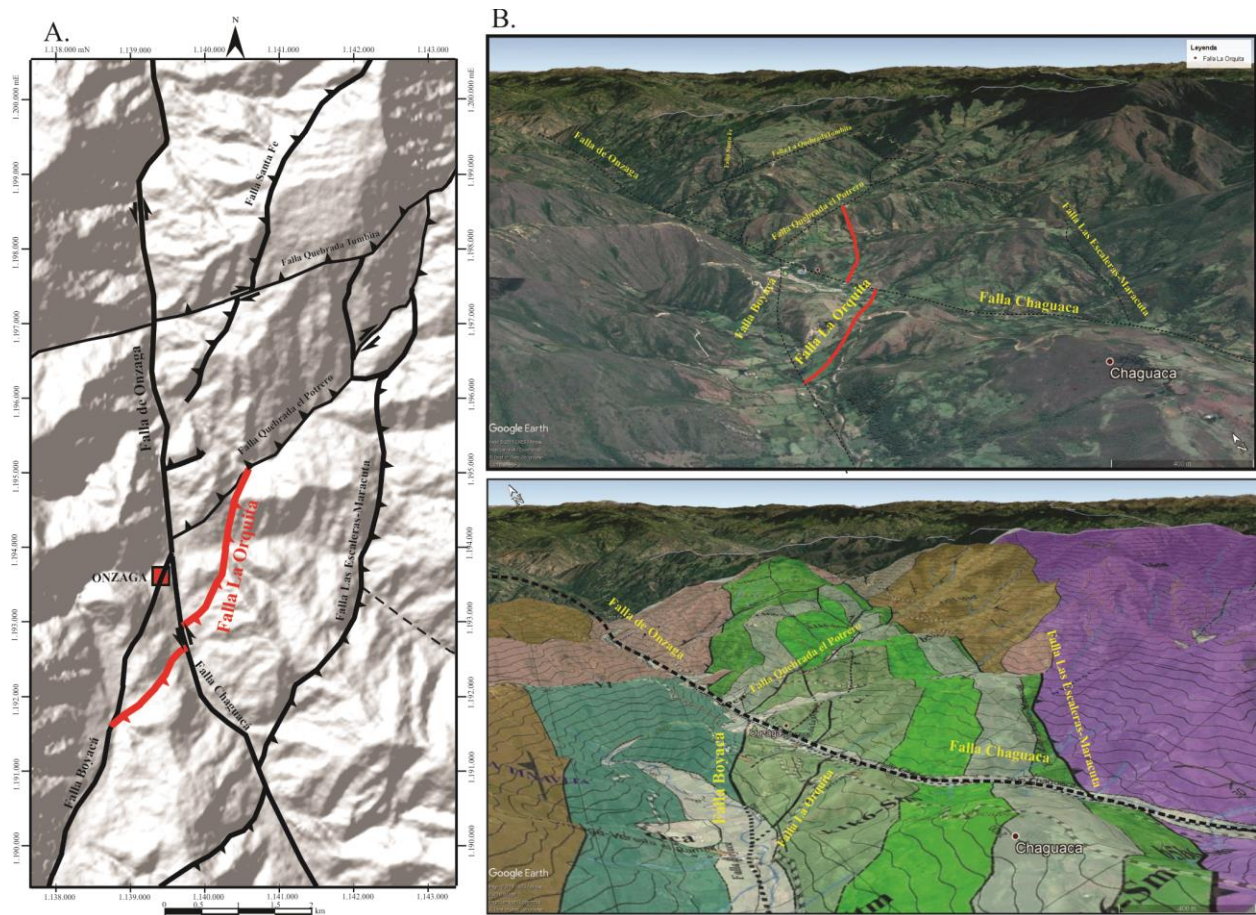


Figura 22. A) Falla la Orquita en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla la Orquita junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado.

Nota. Tomado de: A) Relieve obtenido del DEM de la USGS B) Imágenes Satelitales obtenidas y modificadas de Google Earth

8.1.7 Falla Quebrada el Potrero. Es una falla inversa con dirección NE-SW la cual pone en contacto la formación Aguardiente (Cretácico Inferior) con la formación la Luna (Cretácico Superior), marca la dirección de la Quebrada el Potrero, en sectores de la Quebrada los Laureles es segmentada y muestra movimientos dextrales sobre las formaciones Aguardiente y Tibú-Mercedes. A estos movimientos dextrales se le asocia un desplazamiento del eje del sinclinal de Onzaga, en sus terminaciones al norte presenta lomos de presión, para posteriormente se une a la falla Las Escaleras-Maracuta. (Ver figura 23)

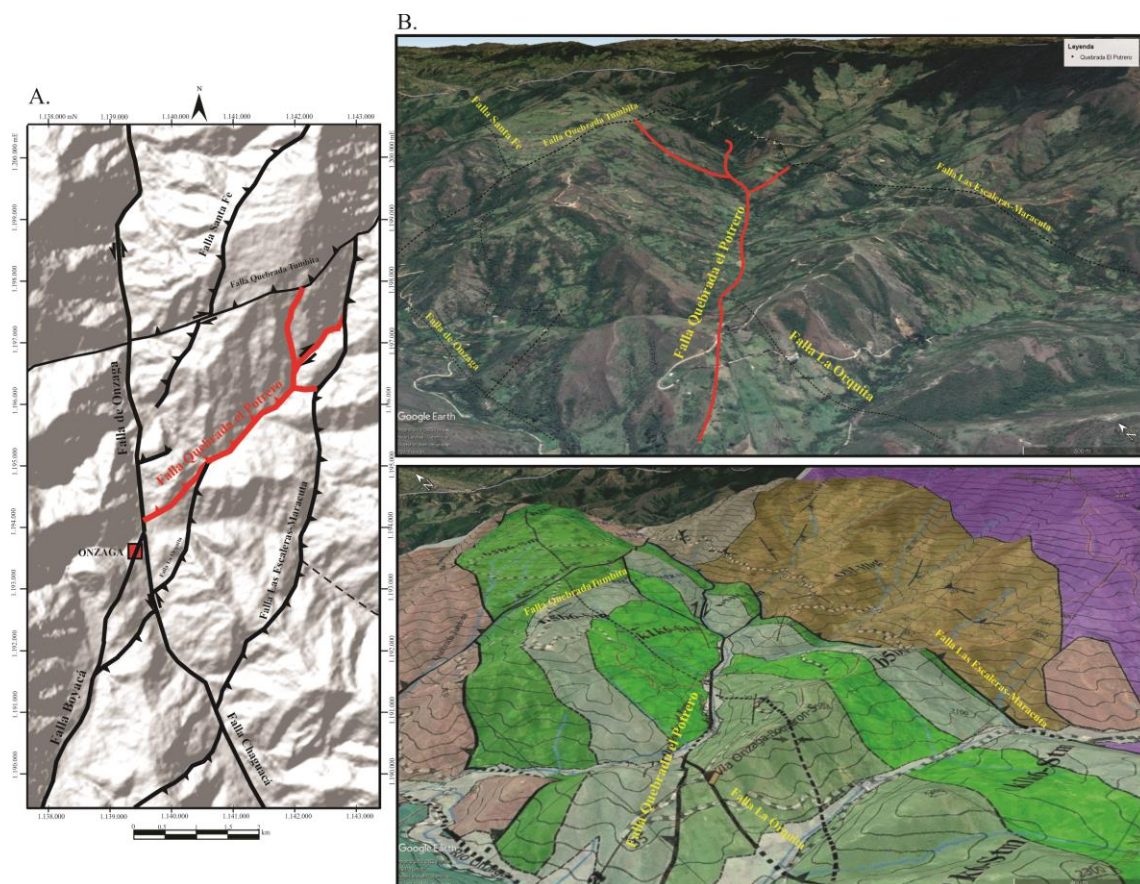


Figura 23. A) Falla Quebrada el Potrero en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Quebrada el Potrero junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado.

Nota. Tomado de: A) Relieve obtenido del DEM de la USGS. B) Imágenes Satelitales obtenidas y modificadas de Google Earth

8.1.8 Falla Quebrada Tumbita Es una falla de rumbo dextral con dirección NE-SW la cual desplaza rocas plutónicas jurásicas y sedimentarias cretácicas como la formación Tibú-Mercedes, Aguardiente y Rio Negro, esta marca la dirección de la quebrada la cual lleva su nombre, el contacto con la falla de Onzaga es cubierto, genera un desplazamiento sobre la falla Santa Fe y se le asocia un desplazamiento del eje del sinclinal de Onzaga. (Ver figura 24)

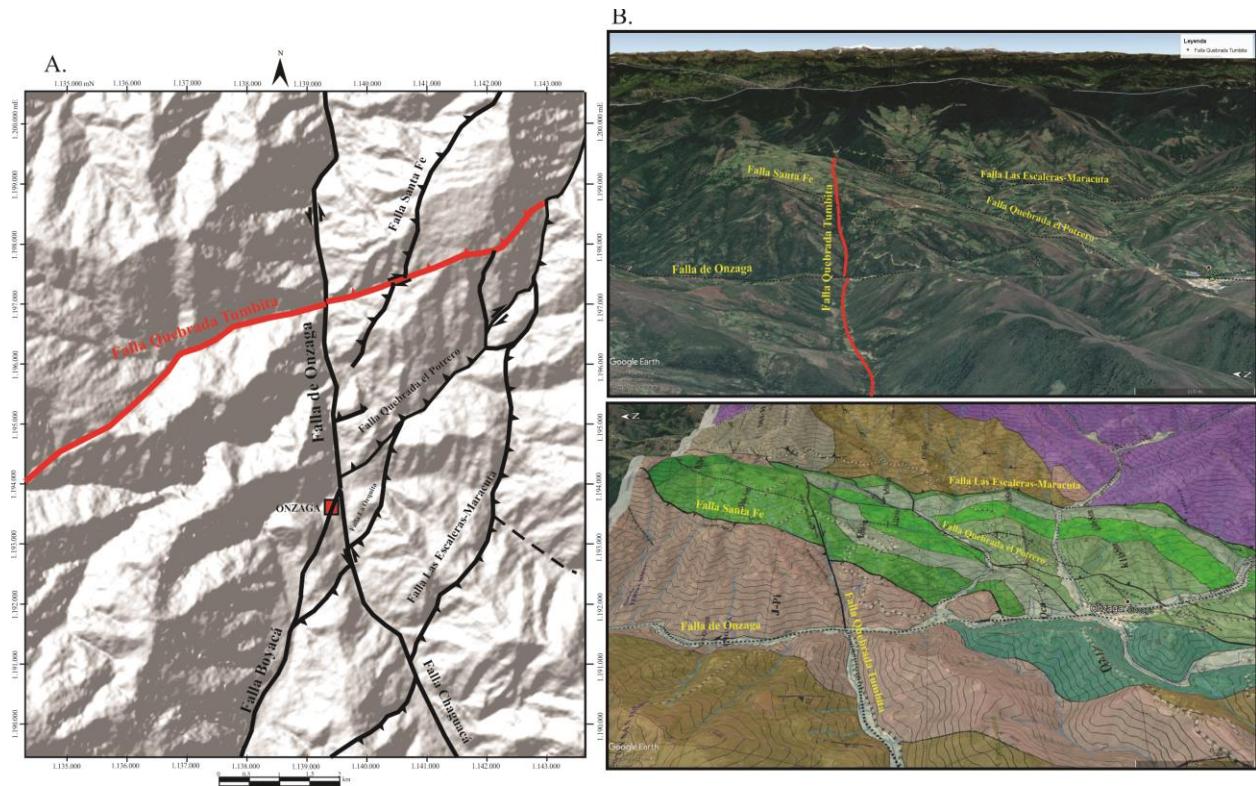


Figura 24. A) Falla Quebrada Tumbita en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Quebrada Tumbita junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado.

Nota. Tomado de: A) Relieve obtenido del DEM de la USGS B) Imágenes Satelitales obtenidas y modificadas de Google Earth

8.1.9 Falla de Cortaderas o Santa Fe Es una falla inversa con dirección NE-SW la cual pone en contacto rocas plutónicas jurásicas con roca sedimentarias cretácicas que pertenecen a la formación Tibú-Mercedes. Galvis (2016) la define como una falla inversa de alto ángulo. En su

terminación al sur muestra un cambio marcado de su dirección, la falla termina en la falla Onzaga. Esta falla marca el límite occidental del Sinclinal de Onzaga (Ver figura 25)

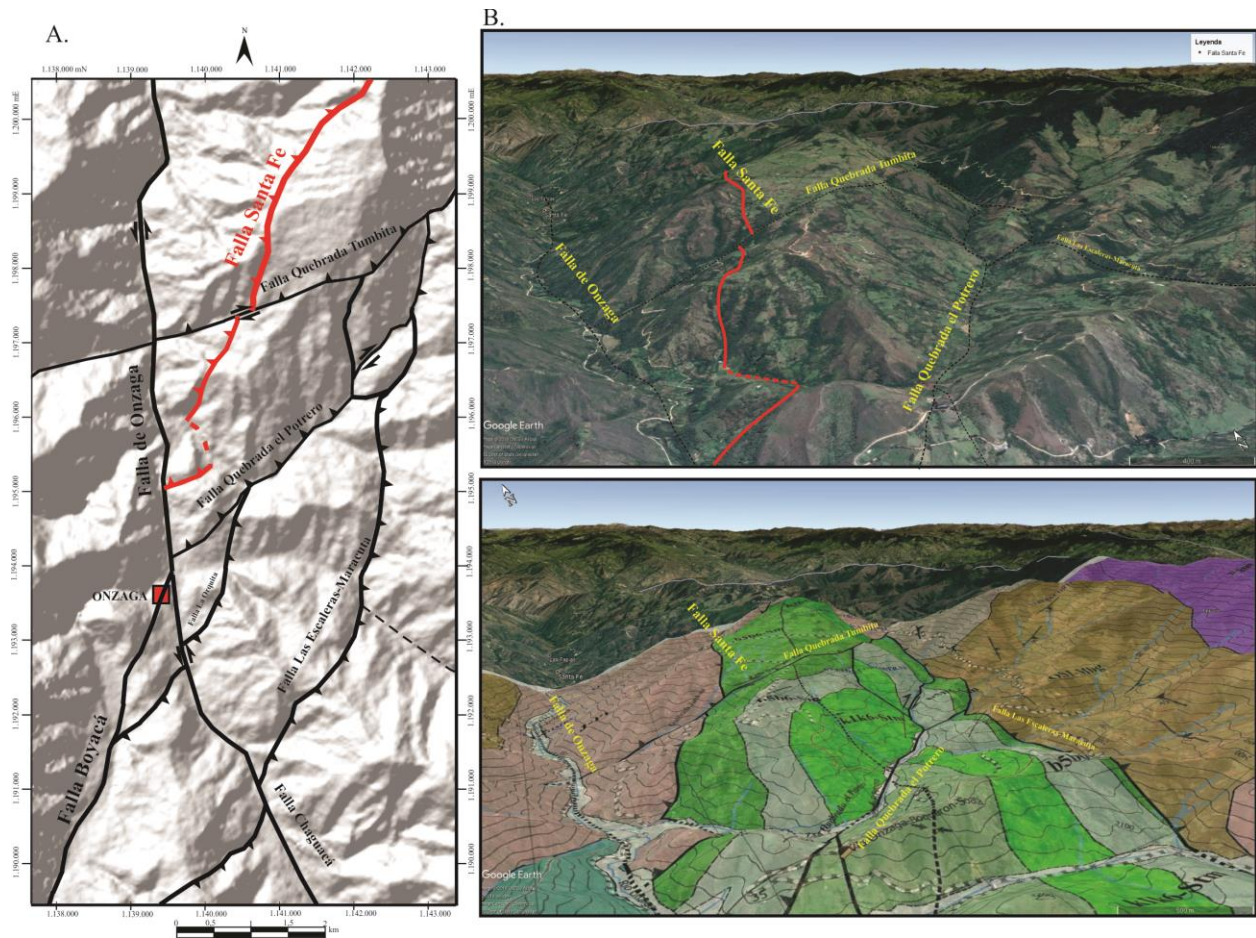


Figura 25. A) Falla Santa Fe en color rojo marcado sobre el relieve de la zona B) Trazo de la falla Santa Fe junto con las fallas asociadas, en color se tienen las unidades que esta afecta según el mapa geológico realizado.

Fuente: A). Relieve obtenido del DEM de la USGS. B) Imágenes Satelitales obtenidas y modificadas de Google Earth

8.1.10 Sinclinal de Onzaga El sinclinal de Onzaga es conformado de base a tope por las formaciones Rionegro, Tibú-Mercedes, Aguardiente, Capacho y La Luna. El núcleo del sinclinal de Onzaga está definido por la formación la Luna siendo estas el conjunto de rocas más jóvenes.

El eje del Sinclinal lleva una dirección de aproximadamente N20E, este tiene variaciones en su trazo y es asociado a desplazamientos de rumbo generados por las fallas de Chaguacá, Quebrada el Potrero y Quebrada Tumbita. (Ver mapa geológico, figura 28)

8.2 Resultados de los análisis fotogeológicos

Los resultados de los análisis fotogeológicos son superpuestos a los estudios realizados por Velandia, (2017). En la figura 26 se muestra con un recuadro rojo la zona estudio junto con la imagen generada a partir de imágenes Landsat 8 y el relieve de la zona. Se muestra que las fallas de rumbo mayores (Falla Onzaga, Falla de Chaguacá, Falla de Boyacá, y Falla Los Micos) corresponden a las terminaciones del sistema de fallas de Bucaramanga y la Falla Lebrija hacia el Sur. La figura 27 muestra las fallas del área de estudio vistas desde Google Earth, a su vez se indican las direcciones de rumbo y buzamiento de las rocas sedimentarias que conforman el Sinclinal de Onzaga, junto con la foliación de las rocas pertenecientes a los Esquistos de Silgará a los costados Este y Oeste de la Falla de Onzaga. Como resultado final se genera el mapa geológico del área de estudio (ver figura 28). Las implicaciones de estos resultados son tratados en el apartado *análisis de resultados*.

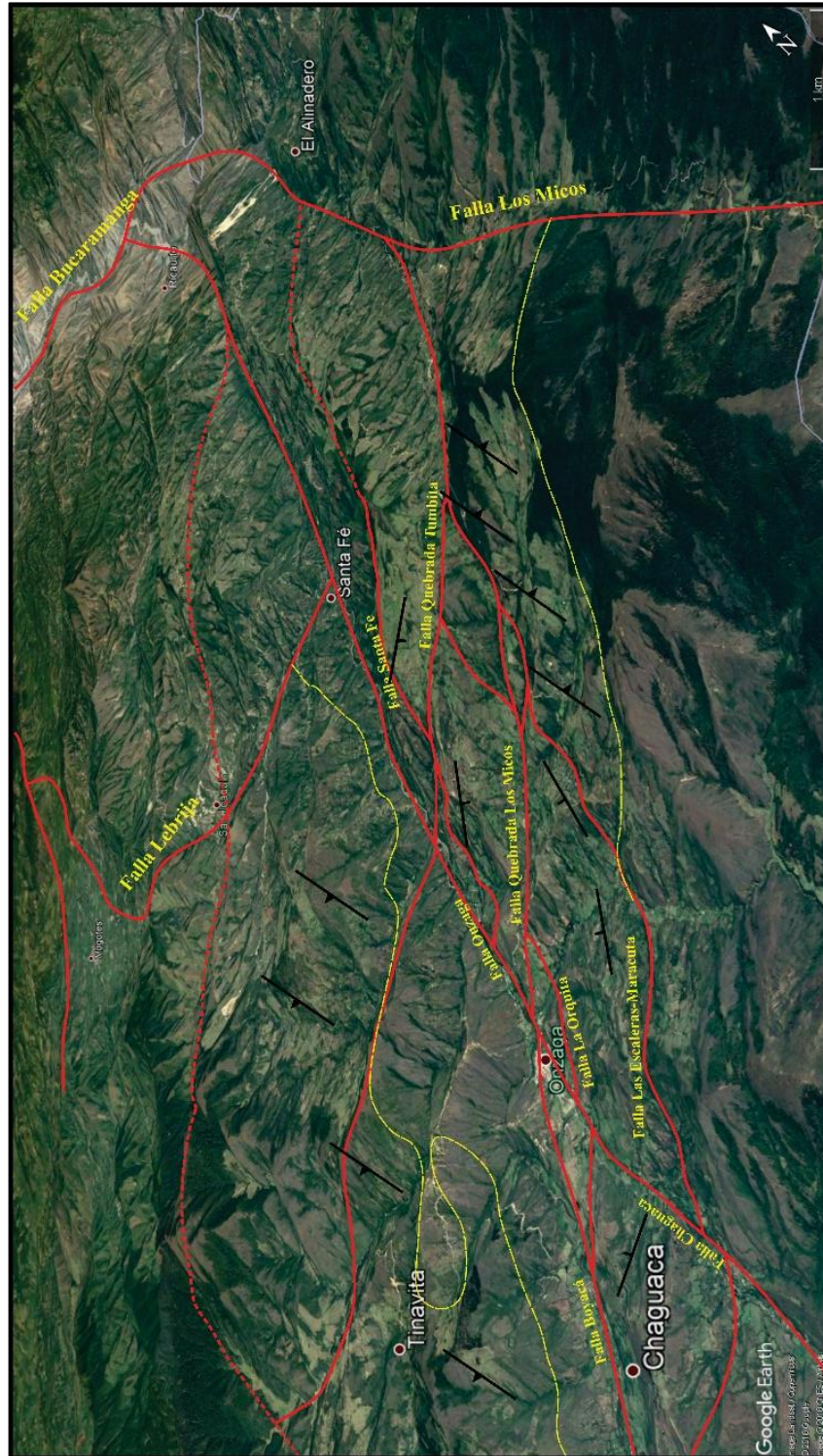


Figura 27. Fallas del área de estudio con vista hacia la Falla Bucaramanga y Falla Lebrija.
 Fuente: Tomado y modificado de Imágenes satelitales de Google Earth

9. Petrografía

Las rocas analizadas muestran una amplia variedad litológica, con el fin de llevar un orden para su respectiva clasificación estas han sido separadas según el tipo de roca: **Rocas plutónicas; Rocas subvolcánicas; Rocas Metamórficas**. En cada sección se realiza un diagrama paragenético con el fin de correlacionar las variedades litológicas.

9.1 Rocas Plutónicas

La clasificación modal de las rocas plutónicas fue realizada según el diagrama QAPF (Streckeisen, 1976), recomendado por la IUGS (International Unión of Geological Sciences), la composición mineralógica se ha determinado a través conteos de puntos con un número mínimo de 100 cristales. Se ha determinado el grado de cristalinidad, texturas, tamaños de grano relativos, tamaño de grano absolutos y forma de los cristales. El tamaño de grano ha sido catalogado según los valores utilizados por el servicio geológico británico (Robertson, 1999): tamaños de grano muy gruesos ($> 16\text{mm}$); Grano grueso ($> 2\text{mm} < 16\text{mm}$); grano medio ($>0,25\text{mm} < 2 \text{mm}$); grano fino ($>0,032 < 0,25 \text{mm}$); grano muy fino ($>0,004 < 0,032 \text{mm}$); criptocristalino ($<0,004$). Respecto a la clasificación cuantitativa, se realiza según lo recomendado en García (1997), donde se clasifica la abundancia mineral de la siguiente manera: Minerales principales (contenido $>5\%$ de la roca), minerales de segundo orden (contenido entre 2% y 5%), minerales accesorios (su contenido es inferior al 2% en la roca) y minerales secundarios como resultado de la alteración. Los minerales

traza, son aquellos que, aunque están presentes en la roca, su proporción es demasiado escasa y en el conteo de puntos no son representativos o encontrados, el porcentaje que se les da estos minerales es <0,1%. En la tabla 2 pueden verse de manera resumida la composición mineralógica determinada para las rocas plutónicas.

Tabla 2.
Composición mineralógica de las rocas plutónicas

Tipo de Roca	Clasificación Modal	Muestra	COMPOSICIÓN MINERAL (%)														
			Qtz	Kfs	Pl	Ep	Hbl	Bt	Czo	Ttn	Zrn	Chl	Ser	Opq	Rt	Óxidos Fe	Total
Plutónica	Sienogranito	ONZ-4	22,4	13,2	4,3	6,6	-	4,3	47	2,1	<0,1	-	-	<0,1%	<0,1%	<0,1%	100
	Monzogranito	ONZ-1	25,4	26,8	33,8	-	-	4,2	-	<0,1	<0,1	<0,1	5,6	2,8	-	1,4	100
	Granodiorita	ONZ-10	17,5	8,2	24,7	7,2	<0,1	-	34	3	<0,1	2	-	<0,1	<0,1	2	100

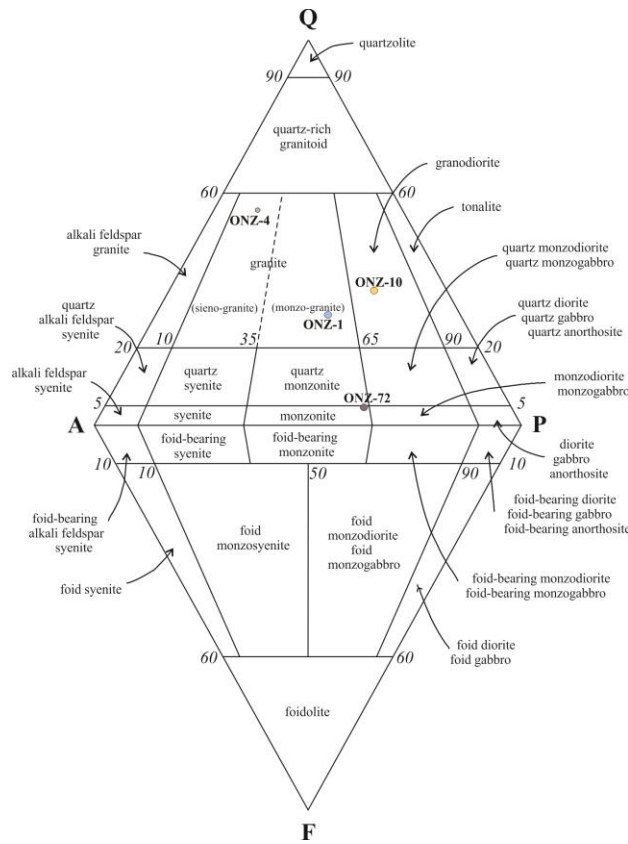


Figura 29. Clasificación modal para rocas ígneas plutónicas, triángulo de Steckeisen.
Nota. Tomado de: Lemaitre, (2002)

Según lo porcentajes mineralógicos determinados se tiene que las rocas plutónicas encontradas en la zona de estudio corresponden a granodioritas, monzogranitos y sienogranitos (ver figura 29). Para estas rocas se han identificados dos generaciones de minerales de alteración hidrotermal distintivas. Para la granodiorita y el sienogranito los minerales de alteración pertenecen al grupo de la epidota (Epidota+Clinozoisita), estos han afectado en gran proporción la roca y definen el primer tipo de alteración hidrotermal (Probablemente se relacione con la alteración propilítica). En la parte más nororiental de la unidad, se reporta un monzogranito en el cual resalta la ausencia de epidota, los minerales de alteración hidrotermal identificados corresponden a sericita y en menor proporción biotita, esta define la segunda alteración hidrotermal (Probablemente esta roca se relacione con la alteración fílica). Pliegues tipo kink y microfracturaciones evidencian deformaciones mecánicas en estas rocas.

A continuación, se muestran los análisis mineralógicos-petrográficos detallados para estas rocas:

9.1.1 Granodiorita (Muestra ONZ-10)

I. Descripción general: Roca leucocrática de colores grisáceos claros, algunas partes con tonos verdosos asociados a alteración, de estructura masiva, con textura fanerítica-holocristalina con tamaños relativo de los cristales inequigranular, estos varían tamaño grueso a fino, entre 3,4 mm a 0,12 mm, los granos de menor tamaño corresponden a minerales de alteración en su mayoría. La textura general es hipidiomorfica o granítica, localmente presenta textura y pertítica. La composición mineralógica primaria consiste en cuarzo, plagioclasa (mayor proporción que el

feldespato potásico), feldespato potásico, hornblenda y titanita. Los minerales secundarios identificados son la epidota, clinzoisita, óxidos de Fe, clorita y opacos (Figura 30-31)

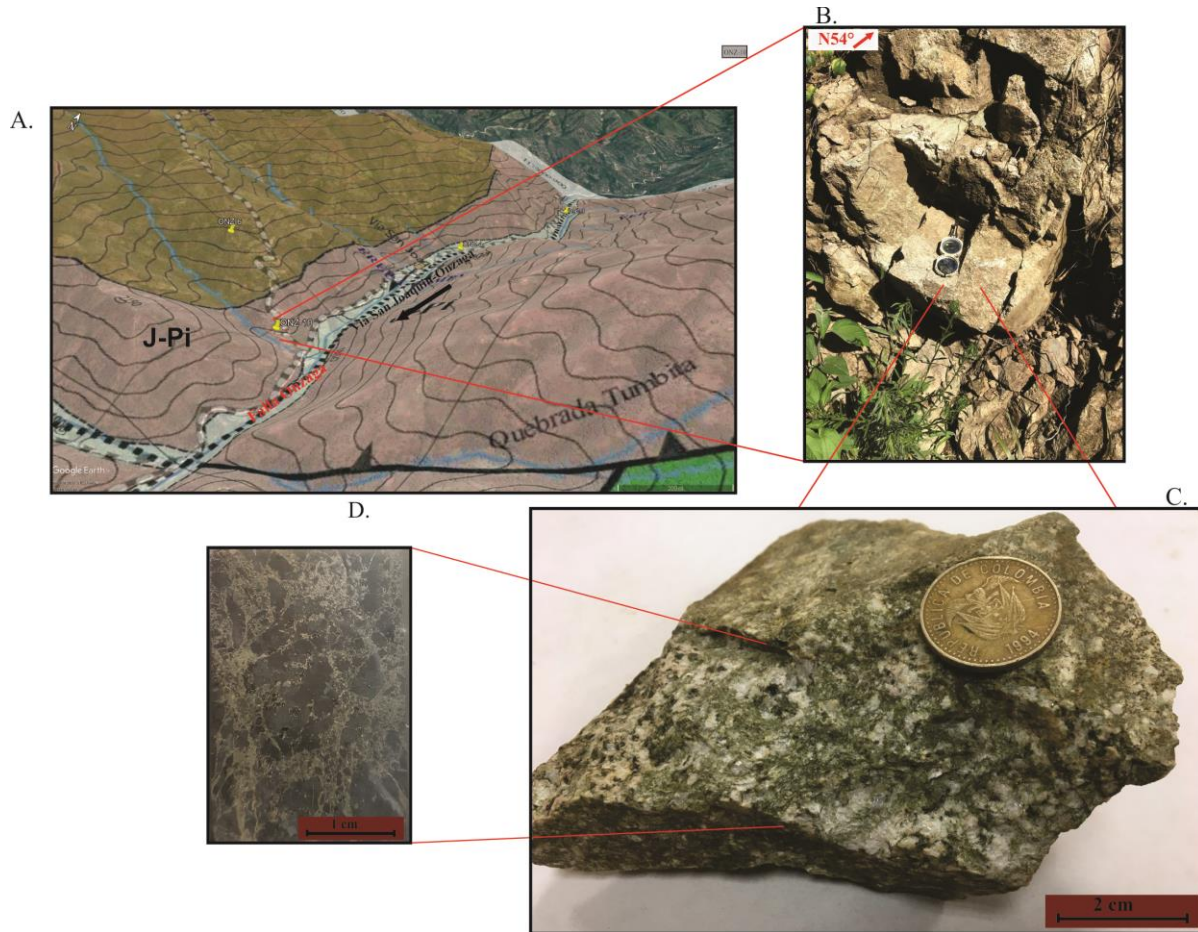


Figura 30. A) Ubicación de la muestra ONZ-10 sobre desvío en la vía San Joaquín-Onzaga B) Afloramiento de rocas plutónicas C) Muestra ONZ-10, de tonalidades verdosas minerales del grupo de la epidota, colores blancuzcos corresponde a cuarzo y feldespatos. D) Fotografía de la sección delgada ONZ-10 sobre fondo grisáceo, las tonalidades verdosas corresponden a epidota/clinozoisita

Nota. Tomado de: Imagen Satelital obtenida de Google Earth

II. Composición mineralógica

Minerales principales (>5%): Clinozoisita, Plagioclasa, Cuarzo, Feldespato potásico, Epidota.

Minerales de segundo orden (>2% <5%): Titanita, Clorita

Minerales accesorios (<2%): Hornblenda, Zircón, Minerales Opacos, Óxidos de Fe (Hematita)

Minerales secundarios: Clinozoisita (Plagioclasa), Epidota (Biotita, Hornblenda), Clorita, Hematita

Clinozoisita (34,0 %): Como agregados de relieve medio a alto, incoloro, sin pleocroísmo. Con colores de interferencia hasta amarillos de segundo grado y colores azules anómalos evidenciando zonaciones, es compuesto por individuos de tamaños de grano finos, tienen formas subidimórficas a idiomórficas. Se encuentra reemplazando minerales como plagioclasas y hornblenda. También incluido en algunos fenocristales de plagioclasa. Es asociado a la epidota y clorita.

Plagioclasa (24,7 %): Fenocristales incoloros con colores de interferencia grises a blancos de primer orden. De tamaños inequigranulares de granos gruesos a finos (entre 3,4 mm y 0,16 mm), se determinan dos generaciones: los cristales de tamaños grueso definen la plagioclasa 1, lo cuales son subidiomórficos y presentan macla polisintética, algunas de estas maclas se ven sobrepuestas por nuevas maclas polisintéticas, en donde este ocurre se pueden notar alteraciones a clinozoisita. Los cristales de tamaños finos son alotriomórficos, representan la plagioclasa 2, esta es asociada al cuarzo, pocos de estos cristales presentan macla polisintética. En algunos de estos fenocristales de plagioclasa se han podido identificar pliegues tipo kink y microfracturaciones. Estos cristales se ven alterados y están siendo reemplazados por clinozoisita.

Cuarzo (17,5 %): Fenocristales incoloros con colores de interferencia grises y blancos de primer orden, inequigranulares con tamaños de grano gruesos y fino, varían entre 2,3 mm y 0,12 mm, de forma anhedral. Estos presentan extinción ondulante lo cual evidencia una deformación

en la roca, que junto con la presencia de microfracturaciones y kinking demuestran un evento dinámico. Corresponde a un cuarzo desarrollado durante el evento magmático, en la etapa intermedia-tardía ortomagmática

Feldespato Potásico (8,2 %): Fenocristales incoloros de relieve bajo, colores de interferencia grises de primer orden, son inequigranulares con tamaños de grano medios y fino que varían entre 1,85 mm y 0,2 mm, de formas subhedrales y anhedrales. En estos individuos se determinan exsoluciones las cuales corresponden a perfitas. Algunos se encuentran reemplazado a la plagioclasa, se observa un crecimiento de este asocia los bordes de los fenocristales de plagioclasa. Se asocia a un mineral tardío de la etapa ortomagmática, aunque probablemente, el crecimiento de este sobre la plagioclasa evidencie otro tipo de alteración en la roca.

Epidota (7,2 %): Individuos incoloros, con leve pleocroísmo de tonalidades verdosas-amarillo pálido, de relieve alto., algunos como agregados junto a clinozoisita. Presenta colores de interferencia de segundo orden, algunos con colores anómalos debido a zonaciones. Con tamaños de grano fino (0,1 mm), tienden a ser equigranular, de forma anhédrica algunos prismáticos, muy fracturados. Están asociados a la clinozoisita, clorita y opacos, se presentan reemplazando principalmente a biotita. Su distribución es heterogénea en la roca.

Titanita (3,0 %): Individuos de alto relieve, con un leve pleocroísmo algo marrón, con colores de interferencia crema de alto orden, se encuentran bastante fracturados con tamaños de grano fino aproximados de 0,1 mm, de forma euhedral romboédrica y a manera de granos anhedrales, en algunos de estos es posible notar maclas simples. Se encuentra incluida en fenocristales de feldespatos y cuarzo. Algunos rodeados de clorita y clinozoisita, se alteran a rutilo.

El rutilo se presenta como individuos idiomórficos prismáticos, con alto relieve, sus tamaños son inferiores a los 0,1 mm. presentan extinción paralela y colores de interferencia muy altos.

Clorita (2,0 %): Individuos de color verde claro, pleocroísmo débil de incoloros a verdes claros. Presenta colores de interferencia marrones y azules anómalos. Se encuentra asociado a la epidota, clinozoisita y opacos. Es un mineral secundario resultado de una alteración hidrotermal en la roca.

Hornblenda (< 0,1 %): Individuos de colores pardos, con pleocroísmo leve, relieve alto, colores de interferencia marrones de primer orden, con tamaños de grano fino que varían entre 0,6 mm y 0,15 mm, se presenta en forma euhédrica. Está siendo reemplazada a clinozoisita. su distribución en la roca es escasa. Es un mineral primario generado en el evento magmático.

Óxidos de Fe (<0,1 %): Presentes en modos de vetillas que cortan la roca, presentan colores rojizos, estos son asociados a hematita las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena.

Zircón (<0,1 %): Individuos incoloros de relieve alto, con colores de interferencia verdosos de tercer orden, de formas anhedrales como granos algo redondeados, aparecen incluidos en fenocristales de cuarzo y plagioclasa.

Minerales opacos (<0,1 %): Como individuos de color negro, forma romboédrica idiomórficos, heteroblásticos de tamaño de grano fino y muy fino.

III. Texturas

La textura general es hipidiomorfica o granítica, localmente presenta textura micropertítica

Tabla 3.

Diagrama paragenético de la muestra ONZ-10, Granodiorita.

MINERAL	Etapa de formación			
	Etapa Ortomagmática		Etapa Postmagmática	
	Temprana	Tardía	Alteración Hidrotermal	Alteración Supergena
Zrn	-----			
Pl 1	-----			
Spn	----			
Hbl	---			
Kfs	----			
Qtz		-----		
Pl 2		----		
Czo			-----	
Ep			-----	
Chl			-----	
Opq	----		-----?	
Hem				-----
Rt				-----

IV. Micrografías

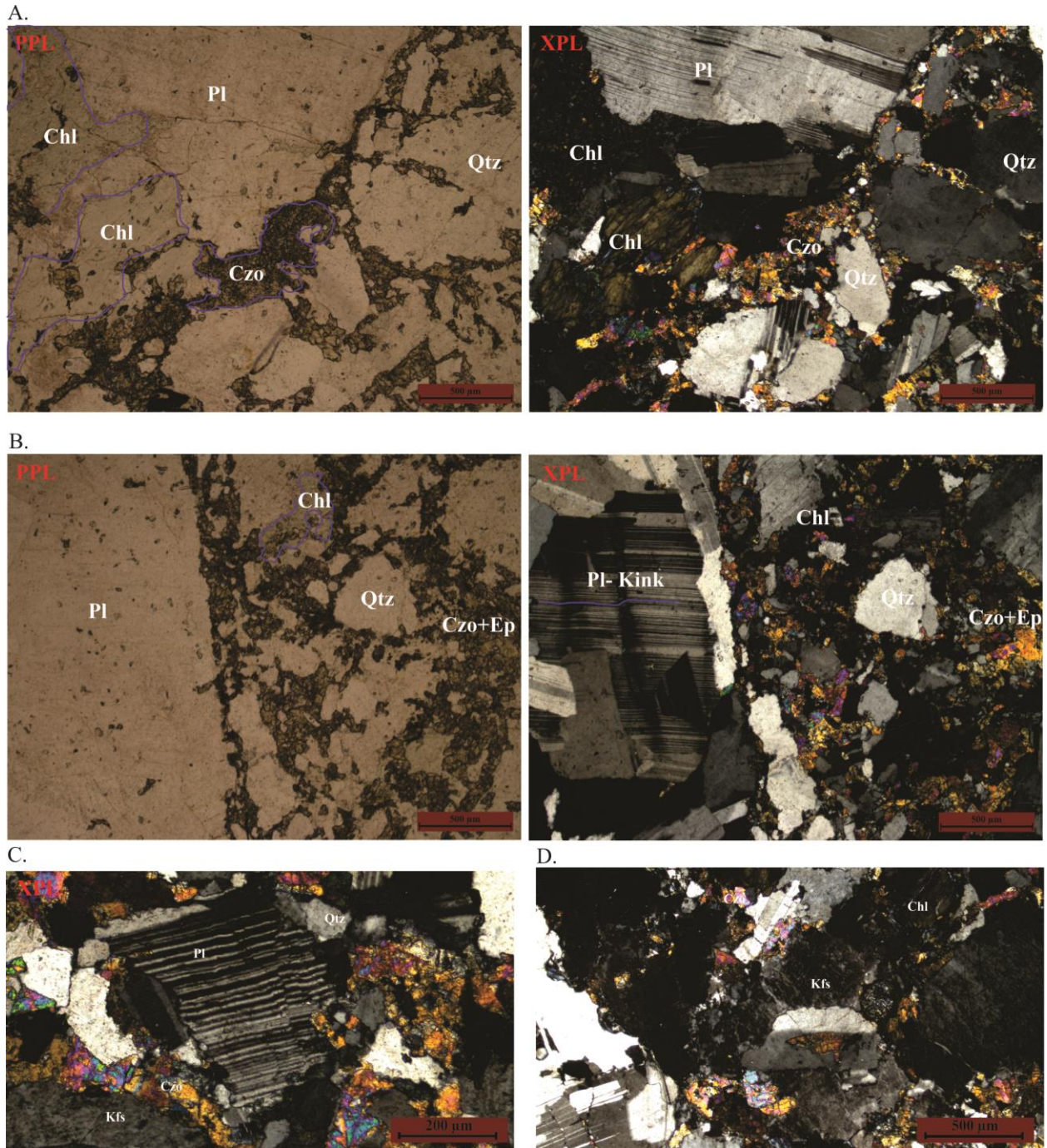


Figura 31. Micrografías de la muestra ONZ-10. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Cristales de plagioclasa 1 y cuarzo, rodeados por clorita y clinozoisita B) Plagioclasa 1 con pliegues tipo kink, cuarzo con extinción ondulante y minerales de alteración como clinozoisita, epidota y clorita. C) Plagioclasa con microfracturaciones evidenciadas en sus maclas. D. Feldespato potásico con textura microperthítica

9.1.2 Monzogranito (Muestra ONZ-1)

I. Descripción general: Roca leucocrática de colores grisáceos claros, de textura masiva, con textura fanerítica-holocristalina con tamaños relativo de los cristales inequigranular, con tamaños de grano gruesos a muy finos los cuales varían entre 6,1 mm a 0,04 mm, los granos de tamaño fino y muy fino corresponde en su mayoría a minerales de alteración. Las formas de los cristales son subidiomorfos y alotriomorfos, la textura general es hipidiomorfica o granítica, localmente presenta textura perfitica. La composición mineralógica primaria consiste en cuarzo, plagioclasa (Mayor proporción que el feldespato potásico), feldespato potásico, biotita y zircón. Los minerales secundarios identificados son la hematita, clorita, sericita. (Ver figura 32-33)

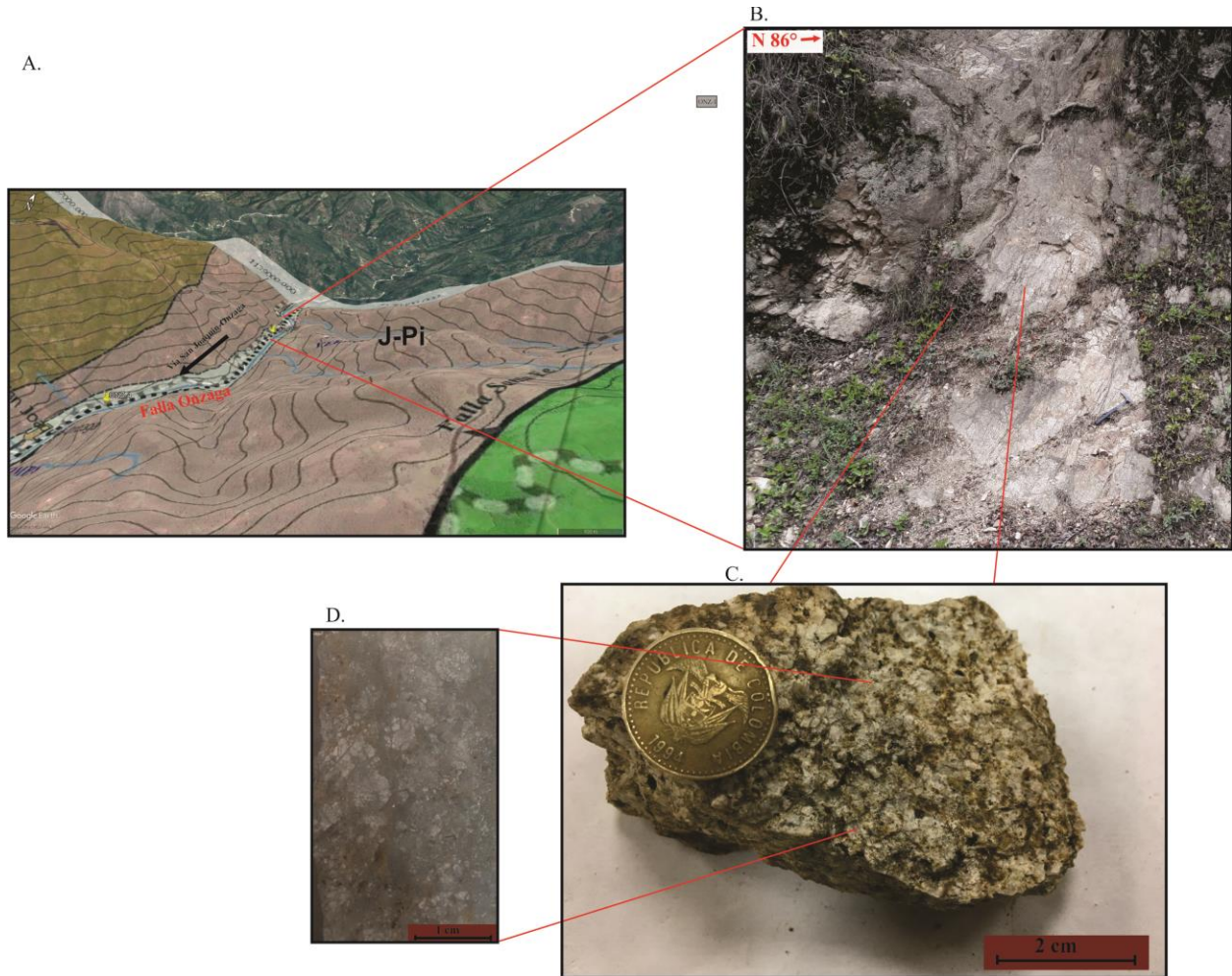


Figura 32. A) Ubicación de la muestra ONZ-1 sobre la carretera San Joaquín-Onzaga B) Afloramiento de rocas plutónicas C) Muestra ONZ-1, de colores blancuzcos cuarzo y plagioclasa, de tonos oscuros biotita y con tonalidades verdosas claras sericita. D) Fotografía sección delgada ONZ-1 sobre fondo grisáceo.

Nota. Tomado de: Imagen Satelital obtenida de Google Earth

II. Composición mineralógica

Minerales principales (>5%): Plagioclasa, Cuarzo, Feldespato potásico

Minerales de segundo orden (>2% <5%): Biotita, Sericita, Minerales Opacos

Minerales accesorios (<2%): Zircón, Titanita, Hematita

Minerales secundarios: Sericita, Clorita, Hematita

Plagioclasa (33,8%): Fenocristales incoloros con colores de interferencia grises de primer orden, inequigranulares, con tamaños de grano gruesos y medios (entre 3,15 mm y 0,34 mm), se determina dos generaciones: Los fenocristales de tamaño grueso, representan la plagioclasa 1, son subidiomorfos algunos presentes de formas casi tabulares, presentan macla polisintética. Los tamaños de grano finos son alotriomorfos, estos definen la plagioclasa 2, son asociados al cuarzo. Las dos generaciones de plagioclasa están siendo alteradas a sericita.

La **sericita** representa el **5,6%** de la roca, se presenta como agregados incoloros, compuestos por individuos de tamaños de grano fino hasta microcristalinos, estos varían en 0,2 mm hasta <0,1 mm, inequigranulares, de relieve medio, con colores de interferencia de amarillentos-rosados de segundo orden. Los de mayor tamaño son reconocidos como moscovita, presentan extinción moteada, se les asocia como resultado de la alteración hidrotermal al igual que la sericita de tamaños microcristalinos.

Cuarzo (25,4%): Fenocristales incoloros, de bajo relieve, con colores de interferencia grises y blancos de primer orden, inequigranulares con tamaños medio a finos, varían entre 1,6 mm y 0,12 mm, de forma anhedral. Estos presentan extinción ondulante y bandas de deformación lo cual evidencia una deformación mecánica en la roca. Son asociados a plagioclasa y feldespato potásico, generando en la etapa magmática.

Feldespato Potásico (26,8%): Fenocristales incoloros de relieve bajo, colores de interferencia grises de primer orden, de tamaños inequigranulares, con tamaños gruesos y medio, que varían entre 6,1 mm y 0,3 mm, son subhedrales de forma tabular, algunos anhedrales. Pocos presentan la macla Carlsbad, tienen texturas de exsolución las cuales corresponden a pertitas. Son alterados a sericita.

Biotita (4,2 %): Agregados de granos de colores pardos-verdosos, pleocroicos, compuesto por individuos de relieve medio, con colores interferencia de finales de segundo orden e inicios de tercero, de tamaños con tendencia equigranulares, de tamaños de grano fino a muy fino, inferiores a 0,34 mm, de formas subhedrales a anhedrales. Se encuentra incluidos en fenocristales de feldespato potásico, algunas bordeando fenocristales de feldespatos. Algunos cristales están siendo alterados a clorita. Su origen en su etapa magmática no es muy claro debido a su forma en agregados, esta puede corresponder a una biotita hidrotermal.

La clorita presenta colores verdosos claros, sus colores de interferencia son vistos de tonalidades oscuras hasta azules anómalos, se notan mezclados con colores de interferencia de tercer orden de la biotita.

Minerales Opacos (2,8 %): Como individuos de color negro, forma romboédrica idiomórficos a subidiomorfos, de tamaño de grano fino que varían entre 0,25 mm y 0,06 mm. Algunos de estos presentan alteraciones a óxidos de Fe.

Los óxidos de Fe presentan colores rojizos, estos son asociados a hematita las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena.

Zircón (<0,1%): Individuos incoloros de relieve alto, con colores de interferencia verdosos de tercer orden, de formas subhedrales, como granos redondeados, aparecen incluidos en fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita, son de tamaños de grano fino.

Titanita (<0,1%): Individuos de alto relieve, con un leve pleocroísmo algo marrón, con colores de interferencia crema de alto orden, son bastante fracturados, de tamaños grano fino con valores cercanos a 0,08 mm, son anhedrales y se encuentran a manera de granos. Se encuentra incluida en fenocristales de feldespatos, cuarzo y biotita.

III. Texturas

La textura general es hipidiomorfica o granítica, localmente presenta textura perítica

Tabla 4.

Diagrama paragenético de la muestra ONZ-1, Monzogranito

MINERAL	Etapa de formación			
	Etapa Ortomagmática		Etapa Postmagmática	
	Temprana	Tardia	Alteración Hidrotermal	Alteración Supergena
Zrn	-----			
Pl 1	-----			
Opq	----			
Spn	----			
Bt	----		----?	
Kfs		----		
Qtz		-----		
Pl 2		----		
Chl			-----	
Ser			-----	
Hem				-----

IV. Micrografías

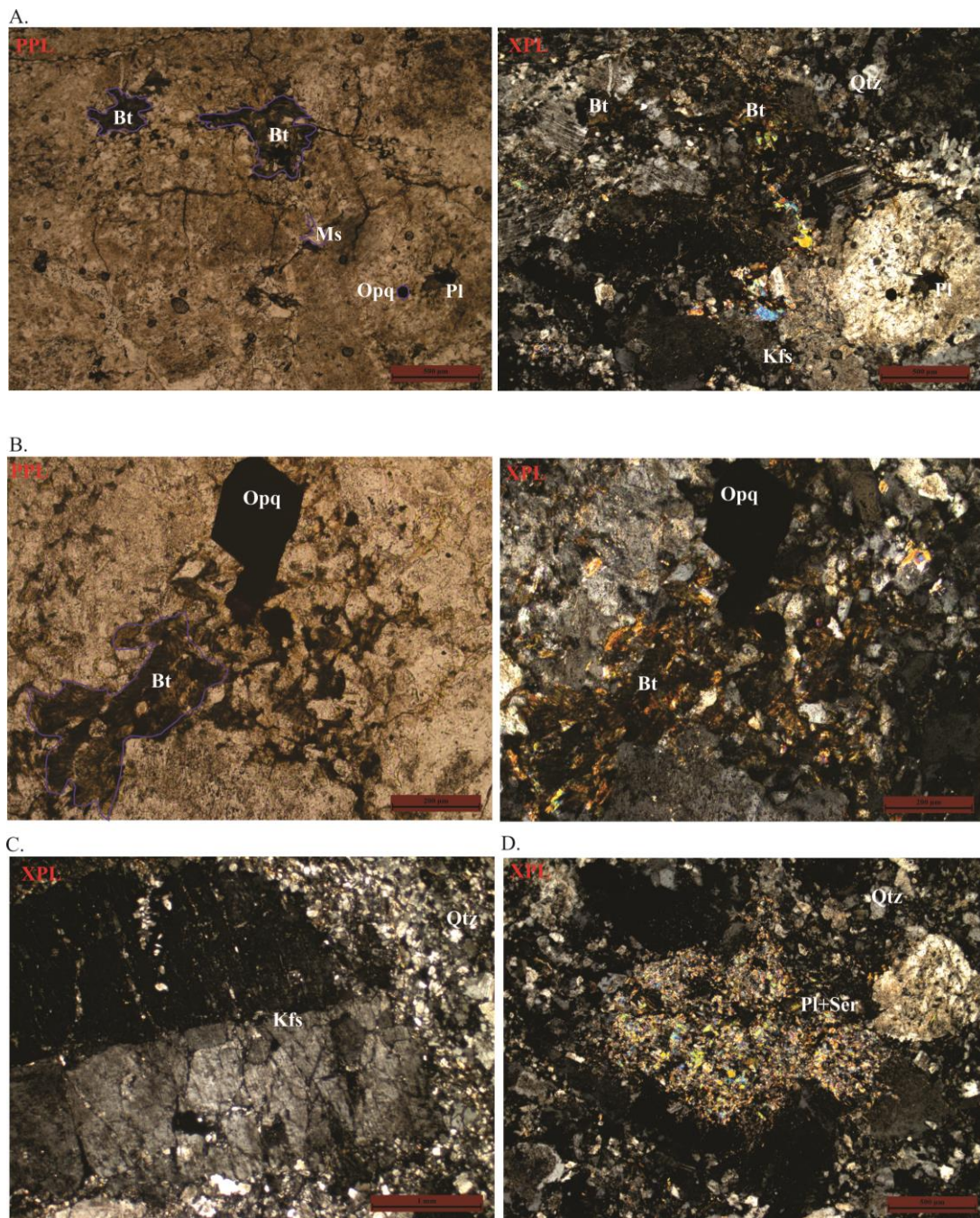


Figura 33. Micrografías de la muestra ONZ-1. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Biotita de colores pardo-verdoso, feldspatos alterando a sericita microcristalina, se observan cristales de moscovita de mayor tamaño asociados a la alteración hidrotermal. B) Minerales opacos de forma euhedral y agregados de biotita sobre feldspatos C) Feldespato potásico con macla Carlsbad, textura microperthítica. D) Cristales de plagioclasa alterando a sericita

9.1.3 Sienogranito (Muestra ONZ-4)

I. Descripción general: Roca leucocrática de colores grisáceos claros y rosados, textura fanerítica-holocristalina con tamaños relativo de los cristales inequigranular, estos con tamaños de grano medio a finos, entre tamaño de 3,6 mm a 0,1 mm, el tamaño de grano muy fino corresponde en su mayoría a minerales de alteración. Las formas de los cristales son subidiomorfos y alotriomorfos, la textura general es hipidiomorfica o granítica, localmente presenta textura perítica. La composición mineralógica primaria consiste en cuarzo, feldespato potásico (Mayor proporción que la plagioclasa), plagioclasa, biotita, zircón y titanita. Los minerales secundarios identificados son la epidota, clinozoisita, rutilo y opacos (Ver figura 34-35)

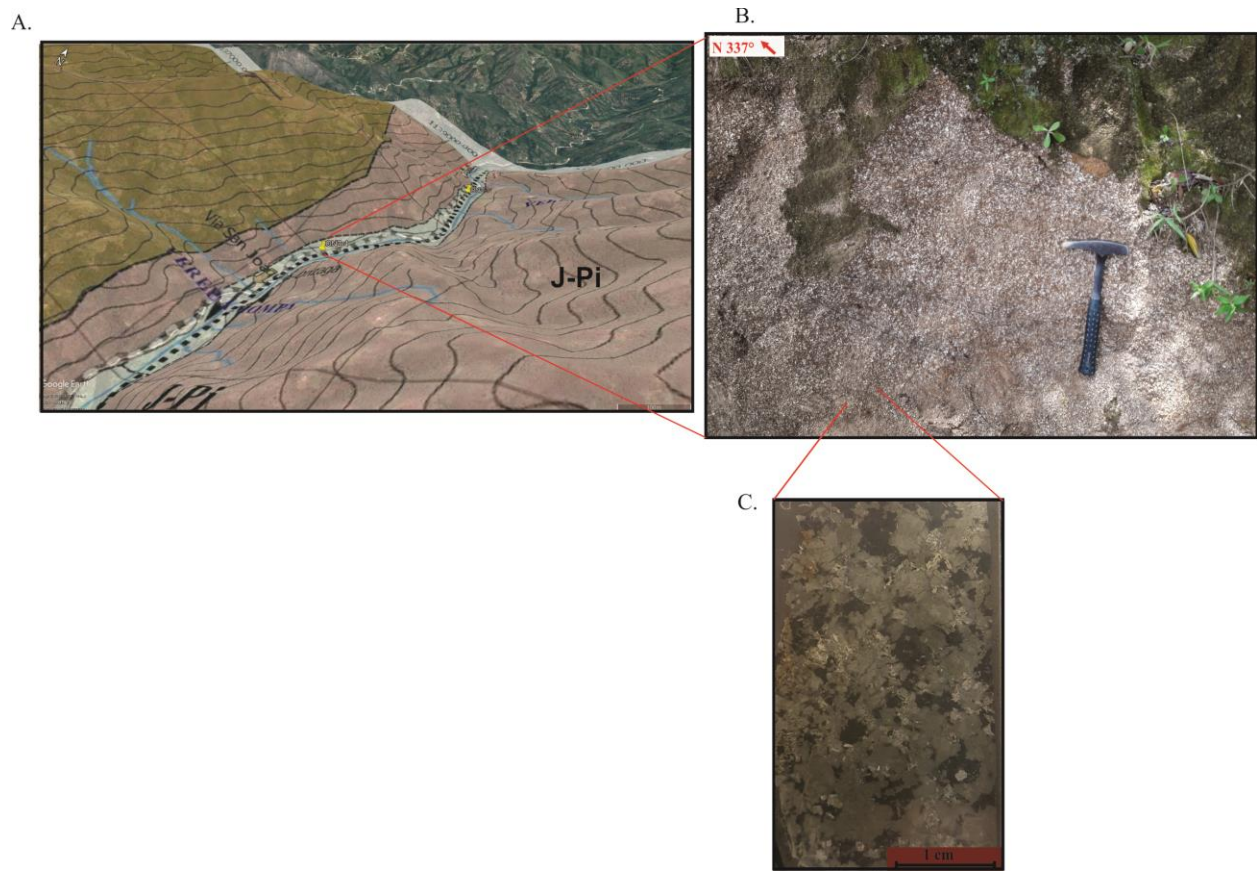


Figura 34. A) Ubicación de la muestra ONZ-4 sobre la carretera San Joaquín-Onzaga en cercanías a la vereda Mompá B) Afloramiento de la muestra ONZ-4 C) Fotografía de sección delgada de la muestra ONZ-4 sobre fondo grisáceo, tonalidades verdosas corresponden a minerales del grupo de la epidota

Nota. Tomado de: A) Imagen Satelital obtenida de Google Earth. B) Galería fotográfica del grupo I de campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016.

II. Composición mineralógica

Minerales principales (>5%): Clinozoisita, Cuarzo, Feldespato potásico, Epidota

Minerales de segundo orden (>2% <5%): Biotita, Plagioclasa, Titanita

Minerales accesorios (<2%): Zircón, Minerales Opacos, Hematita

Minerales secundarios: Clinozoisita (Plagioclasa), Epidota (Biotita)

Clinozoisita (46,7 %): como agregados de granos compuestos por individuos de relieve medio a alto, incoloro, sin pleocroísmo. Con colores de interferencia hasta amarillos de segundo grado, algunos con colores azules anómalos que evidencian zonaciones. Con tamaños de grano finos de formas subhedrales a euhedrales, tienden a ser prismáticos. Es asociado a la epidota, clorita y opacos, como minerales secundarios, resultado de una alteración hidrotermal en la roca.

Cuarzo (22,2%): Se encuentran dos generaciones de cuarzo

Cuarzo 1. Fenocristales incoloros, de relieve bajo con colores de interferencia grises de primer orden, estos tienen tamaños de grano medio que varían entre 3,6 mm y 0,5 mm, son de forma anhedral. Presentan extinción ondulante y chess board, lo cual evidencia una deformación en la roca, que junto con la presencia de pliegues tipo kink en fenocristales de biotita (alterada) demuestran un evento dinámico. Corresponde a un cuarzo desarrollado durante el evento magmático.

Cuarzo 2. Encontrado en vetillas de espesores entre 0,15 mm y 0,04 mm, no presenta extinción ondulante, se asocian a un cuarzo hidrotermal el cual se precipita como relleno de fracturas.

Feldespato Potásico (13,3 %): Fenocristales incoloros de relieve bajo, colores de interferencia grises de primer orden, de tamaños de grano medio que varían entre 3,2 mm y 0,7 mm, tienen de formas subhedrales y anhedrales. En estos individuos se determinan exsoluciones las cuales corresponden a perfitas. Corresponden en su mayoría a ortoclasa, aunque también se identifica microclina, pero esta con menor tamaño.

Epidota (6,7%): Individuos incoloros, con leve pleocroísmo de tonalidades verdes-amarillos pálido, de relieve alto, de colores de interferencia de segundo orden, con tamaños de grano fino y muy fino, de forma anhedral, se encuentran muy fracturados. Se encuentra reemplazando minerales principales como la biotita, en donde pueden notarse una mezcla de colores pardos y

amarillentos, los amarillentos para la epidota y pardos para la biotita. Es asociado a la clinzoisita, clorita y opacos, como minerales secundarios resultado de una alteración hidrotermal en la roca.

Biotita (4,4 %): Individuos de color pardo-amarillento, de relieve medio, con colores de interferencia de finales de segundo orden e inicios de tercero y extinción moteada, de tamaños de grano medios los cuales rondan los 1,2 mm, son euhedrales de forma laminar, escamosos. Se encuentra incluida en los fenocristales de feldespatos y cuarzo. Es alterada por la epidota, por lo cual su pleocroísmo tiene colores pardo-amarillentos, el color pardo representando la biotita. Los colores de interferencia observados corresponden a una variedad entre primer orden para la epidota y segundo/final de tercer orden para la biotita. Presenta pliegues tipo kink los cuales evidencian deformaciones en la roca.

Plagioclasa (4,4 %): Fenocristales incoloros de relieve bajo con colores de interferencia grises a amarillentos de primer orden. No presentan maclas en la sección, estos cristales se encuentran alterados casi en su totalidad en la roca, siendo reemplazados por clinzoisita, por esto la baja proporción de este mineral en la roca.

Titanita (2,2 %): Individuos de alto relieve, levemente pleocroicos de tonos pardos, con colores de interferencia crema de alto orden. Se encuentran bastante fracturados con tamaños entre 0,6 mm y 0,25 mm. De forma euhedral romboédrica, se encuentran incluidos en fenocristales de cuarzo. Algunos de estos se encuentran alterados a rutilo.

El rutilo se observa como individuos idiomórficos prismáticos, con alto relieve, sus tamaños son inferiores a los 0,1 mm. Presentan extinción paralela y colores de interferencia muy altos.

Zircón (<0,1%): Individuos incoloros de relieve alto, con colores de interferencia verdosos de tercer orden, de formas subhedrales, como granos redondeados, aparecen incluidos en fenocristales de cuarzo y feldespatos.

Minerales Opacos (<0,1%): Individuos de color negro, forma romboédrica idiomórficos, presenta tamaños de finos a muy finos (<0,1 mm). Se encuentra asociados a la epidota, clinozoisita, y clorita, por lo tanto, son relacionados a la alteración hidrotermal de la roca.

Óxidos de Fe (<0,1%): Presentes en modos de vetillas que cortan la roca, presentan colores rojizos, asociados a **hematita** las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena.

III. Texturas

La textura general es hipidiomorfica o granítica, localmente presenta textura poiquilítica y pertítica

Tabla 5.
Diagrama paragenético de la muestra ONZ-4, Sienogranito.

MINERAL	Etapa de formación			
	Etapa Ortomagmática		Etapa Postmagmática	
	Temprana	Tardía	Alteración Hidrotermal	Alteración Supergena
Zrn	-----			
Pl 1	-----			
Bt	-----			
Spn	-----			
Kfs	-----			
Qtz		-----		
Pl 2		----		
Czo			-----	
Ep			-----	
Opq	----		-----?	
Hem				-----
Rt				-----

V. Micrografías

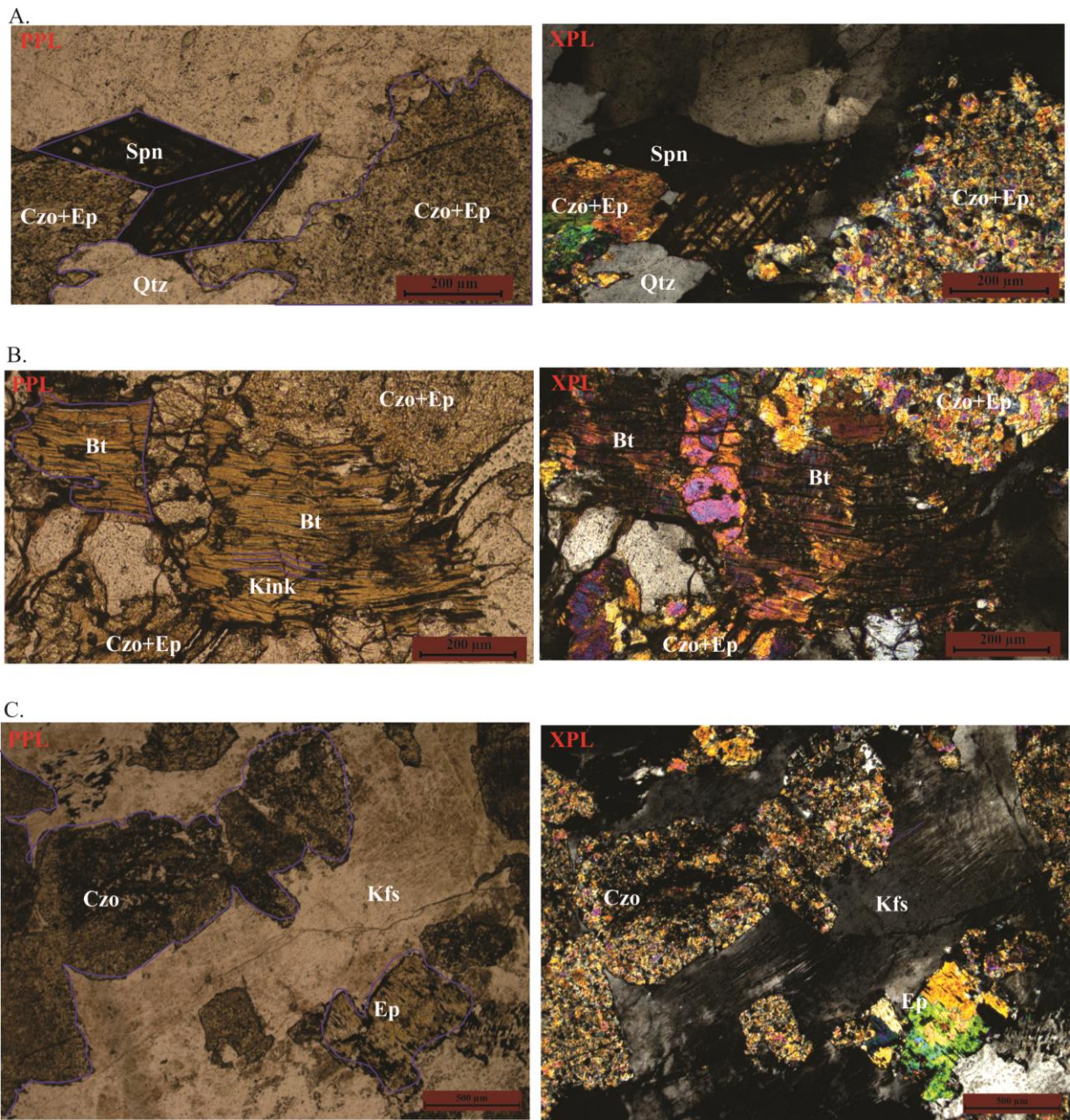


Figura 35. Micrografías de la muestra ONZ-4. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Cristales de titanita junto a cuarzo con extinción ondulante, clinozoisita y epidota como agregados minerales. B) Biotita alterando a epidota (colores amarillentos), de extinción moteada y pliegues tipo kink. C) Feldespato potásico con textura micropertítica, agregados de clinozoisita, epidota resultado de alteración de la biotita

9.2 Rocas subvolcánicas

La clasificación modal de las rocas volcánicas fue realizada según el diagrama QAPF (Streckeisen, 1976), recomendado por la IUGS (International Union of Geological Sciences). Al igual que para las rocas plutónicas se han determinado las texturas que definen el tipo de roca ígnea (grado de cristalinidad, tamaños de cristales y demás) y se siguen las mismas clasificaciones dadas por el servicio geológico británico (Gillespie y Styles, 1996). La clasificación cuantitativa es realizada en base lo recomendado por (García, 1997). Para la determinación de su composición mineral se realiza un conteo de puntos de como mínimo 100 cristales. En la tabla 6 pueden observarse de manera resumida los porcentajes mineralógicos determinados para las rocas subvolcánicas.

Tabla 6.

Composición mineralógica de las rocas subvolcánicas

Tipo de Roca	Clasificación Modal	Muestra	COMPOSICIÓN MINERAL (%)														
			Qtz	Kfs	Pl	Opx	Cao	Bt	Ttn	Ms-Ser	Zrn	Chl	Grt	Opq	Rt	Óxidos Fe	Matriz
Subvolcánica	Metariolita	ONZ-24	27,7	16	12,4	-	0,7	1,4	-	13,1	0,7	0,7	-	1,4	-	1,4	24,1
	Metariolita	ONZ-33	27,6	13,5	12,4	-	5,4	1,6	-	17,3	0,5	0,5	-	2,2	<0,1	2,7	16,2
	Cataclasita (Riolita)	ONZ-70	44,4	-	-	-	3,7	-	-	10,2	-	-	-	-	-	2,7	38
	Riolita (cataclástica)	ONZ-71	36,2	1,8	0,9	-	13	0,9	-	17,4	0,9	3,1	-	2,7	-	0,9	22,3
	Monzonita porfídica	ONZ-72	2,6	19,5	33,8	3,9	-	18,2	1,2	13	1,3	<0,1	<0,1	1,3	-	5,2	-

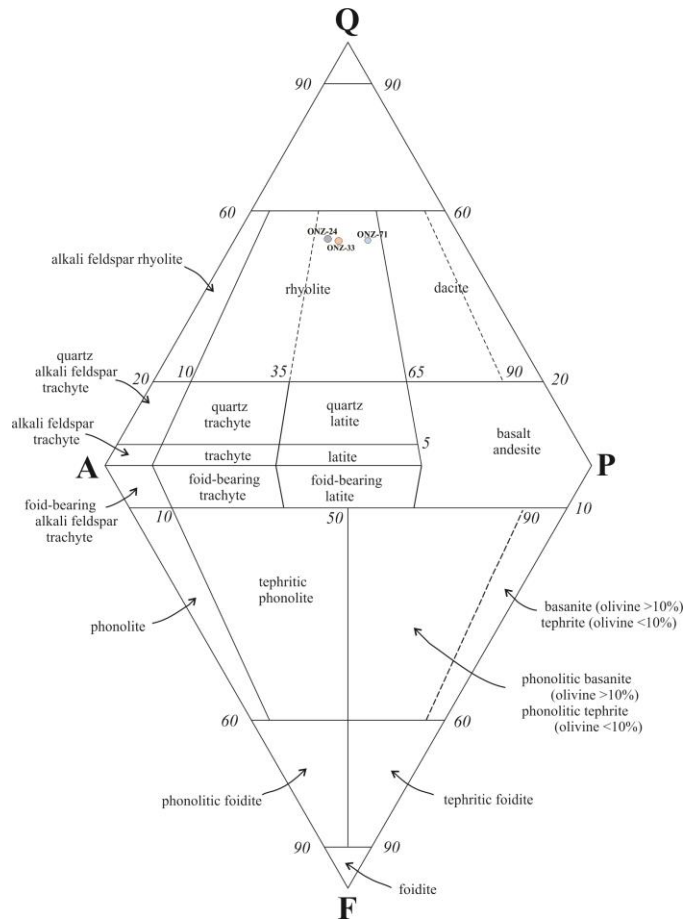


Figura 36. Clasificación modal para rocas ígneas subvolcánicas, triángulo de Steckeisens. Nota. Tomado de: Lemaitre, (2002)

Las rocas subvolcánicas objeto de estudio corresponden a riolitas porfidíticas (ver figura 36) y una roca exótica clasificada como monzonita porfidítica (Figura 29, Streckeisen para rocas plutónicas). Las rocas riolíticas muestran evidencias deformacionales como estructuras cataclásticas (miloníticas) definiendo foliaciones en las rocas. En sección delgada son evidenciadas por recristalizaciones dinámicas (recristalizaciones parciales, sombras de presión, bulging, migración de borde de grano y demás). Por esto, son nombradas también según la SCMR (Subcomisión en Sistemática de Rocas Metamórficas) de las IUGS, publicada por Schmid et al. (2007), estos nombres pueden ser observados en la tabla 6.

Respecto al tipo de metamorfismo, se ha determinado que estas rocas no solo se han deformado mecánicamente, las foliaciones están marcadas por minerales de alteración hidrotermal, principalmente por sericita, esto quiere decir que hay un factor térmico el cual permite un escape de fluidos hidrotermales generando un metasomatismo, pero a su vez, existe un factor dinámico que afecta las rocas, dando como resultado una orientación de los minerales de alteración definiendo las foliaciones. Por lo tanto, se atribuye que estas rocas presentan metamorfismo el cual involucra dos factores: dinámico-termal.

A continuación, se muestran los análisis mineralógicos-petrográficos detallados para estas rocas:

9.2.1 Metariolita (Muestra ONZ-24)

I. Descripción general: Roca leucocrática de colores blancuzcos con leves tonos algo verdosos y rojizos, de textura porfidítica con matriz felsítica (holocristalina). Tamaño relativo de los cristales inequigranular, estos varían tamaño entre medio a muy finos. Las formas de los cristales son euhedrales, subhedrales y anhedrales, la textura general es hipidiomorfa. La composición mineralógica primaria consiste en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, zircón y opacos. Los minerales secundarios identificados son la biotita, hematita, clorita, sericita, caolinita, rutilo y opacos. (Ver figura 37-38) Según el triángulo de clasificación QAPF para las rocas volcánicas, esta muestra corresponde a una Riolita, sin embargo, ha sufrido metamorfismo dinámico-térmico. al mostrar evidencias de su protolito la roca es clasificada como una metariolita.

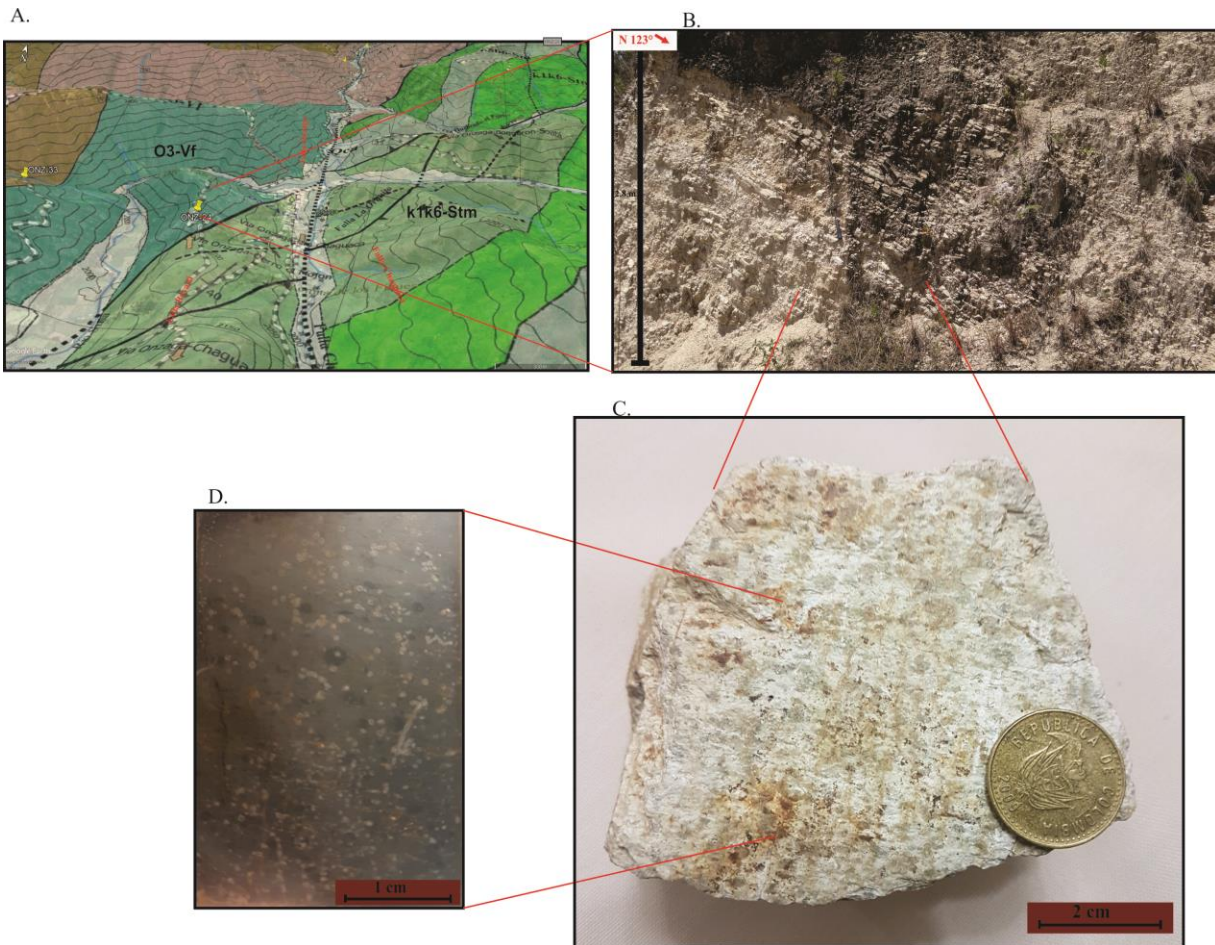


Figura 37. A) Ubicación de la muestra ONZ-24 sobre la carretera Onzaga-Cerro el Mojón B) Afloramiento de rocas subvolcanicas riolíticas C) Muestra ONZ-24 con una orientación de sus fenocristales de cuarzo. D) Fotografías de sección delgada ONZ-24 sobre fondo grisáceo, los cristales orientados corresponden a cuarzo
 Nota. Tomado de: A) Imagen satelital obtenida de Google Earth. B) Galería fotográfica del grupo I de campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016

II. Composición mineralógica

Minerales principales (>5%): Cuarzo, Feldespato Potásico, Plagioclasa, Moscovita

Minerales accesorios (<2%): Zircón, Minerales Opacos, Hematita, Biotita, Clorita, Rutilo,

Sericita

Minerales Secundarios: Hematita, Clorita, Sericita, Rutilo

Cuarzo (27,7%): Se determinan cuatro generaciones de cuarzo:

Cuarzo 1: Son individuos incoloros, de relieve bajo con colores de interferencia grises y blancos de primer orden, estos se presentan como porfidoclastos en la roca, de tamaños inequigranulares de grano medio a fino, estos varían entre 3 mm y 0,3 mm, de forma subhedral y anhedral, en algunos fenocristales se observan embahiamientos. Han sido afectados por el evento dinámico, esto evidencia por cuarzo con extinciones ondulantes fuertes, lamelas deformacionales y algunos con recristalizaciones parciales lo que nos indica una considerable deformación cristalina, evidencian rotaciones que tienden a orientarse según la foliación de la roca. Es asociado a la plagioclasa, dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales precoces-tempranos

Cuarzo 2: De tamaños finos y muy finos $<0,1$ mm, con formas anhedrales, estos definen la matriz de la roca, asociado a feldespato potásico 2. Se encuentran deformados, presentan extinción ondulante y son alargados según la foliación de la roca. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales tardíos.

Cuarzo 3: Corresponde a cuarzo generado por la recristalización dinámica, se encuentran en fábricas parcialmente recristalizadas, como también en sombras de presión. Estos cuarzos a su vez pueden encontrarse en la matriz y llevan la foliación de la roca, son microcristalinos con promedio de 0,03 mm, son asociados a la sericita

Cuarzo 4: Cuarzo en forma de vetillas, asociado con feldespato potásico 3, de formas anhedrales, no son continuas sobre toda la roca y son levemente sinuosas, presentan mayor tamaño que los cuarzos de la matriz. Los espesores de estas vetillas tienen espesor entre 0,4 mm y 0,2 mm, algunas son bien definidas y otras levemente definidas

Feldespatos Potásicos (16,0%): Individuos incoloros de relieve bajo, colores de interferencia grises de primer orden. Según la secuencia temporal dentro de la etapa ortomagmática son diferenciados como:

Feldespatos potásicos 1: Se presenta a manera de porfidoclastos, incoloros de relieve bajo, colores de interferencia grises de primer orden, presenta tamaños gruesos a medios, entre 2,7 mm y 0,8 mm, euhedrales y subhedrales. El feldespato potásico reconocido corresponde a ortoclasa, con texturas de exsolución que corresponden a perfitas. Tiende a orientarse en la dirección principal de la foliación, pero en baja proporción. Como inclusiones presenta biotita 1. Presenta una leve alteración a sericita. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales precoces-tempranos

Feldespatos potásicos 2: De tamaños de grano finos $< 0,1$ mm, de formas anhedrales, se encuentra en la matriz de la roca, definiéndola como una matriz felsítica. Es asociado al cuarzo 2, en la etapa ortomagmática corresponde a los minerales tardíos.

Feldespatos potásicos 3: Asociado a vetillas con cuarzo 4, presenta tamaños de aproximadamente 0,12 mm, es identificado como microclina, presenta macla de tartán. Correspondería a una etapa tardía-magmática

Plagioclasa (12,4%): Individuos incoloros, de relieve bajo con colores de interferencia grises de primer orden. Se presenta a manera de porfidoclastos en la roca, de forma subhedral. Con tamaños de grano medio que rondan los 1,7 mm. Son determinados a partir de su macla característica Albita-polisintética. Muestran una leve orientación respecto a la foliación principal de la roca. Se encuentra levemente alterada a sericita. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales precoces-tempranos.

La sericita se presenta como agregados incoloros, compuestos por Individuos de tamaños microcristalinos (<0,1 mm), equigranulares, de relieve medio, con colores de interferencia de amarillentos-rosados de segundo orden.

Moscovita-Sericita (13,1%): Individuos incoloros de relieve medio, con colores de interferencia de amarillentos-rosados de segundo orden. De tamaños de grano fino, de aproximadamente 0,06 mm, tienden a ser equigranulares, de formas subhedrales, estas definen la foliación de la roca, Se asocia a una alteración hidrotermal de la roca, la cual es singenética a un evento deformativo.

Óxidos de Fe (1,4%): Presentes en modos de vetillas que cortan la roca con espesores entre 0,12 mm a 0,06 mm, presentan colores rojizos, estos podrían ser asociados a hematita las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena. Se encuentran alterando a algunos minerales opacos.

Biotita (1,4%): Agregados de colores pardos-rojizo, compuesta por individuos de relieve medio, con pleocroísmo marcado, de colores de interferencia de tercer orden, tamaños de grano finos, entre 0,11 mm y 0,086 mm, de forma subhedral a anhedral escamosos, presenta extinción moteada. Se encuentra incluidos en fenocristales de feldespato potásico, estos no se encuentran en continuidad óptica. También encontrado en la matriz, no llevan la orientación preferencial de la roca. Asociado a la biotita se encuentran individuos idiomórficos a subidiomorfos, con alto relieve, de color marrón-rojizo, con tamaños finos y muy finos que podrían corresponder a **rutilo**, son muy escasos en la roca.

Algunos individuos de biotita están alterados a clorita. La **clorita** presenta colores verdosos claros, sus colores de interferencia varían entre tonos oscuros a azules anómalos y pueden verse mezclados con colores de interferencia de tercer orden de la biotita.

Minerales Opacos (1,4%): Individuos de color negro, de tamaños de grano finos y muy finos menores a 0,25 mm, de forma romboédrica euhedral a anhedral, alterados por óxidos de Fe los cuales les dan una tonalidad rojiza.

Zircón (0,7%): Individuos incoloros de relieve alto, con colores de interferencia verdosos de tercer orden, granos redondeados de tamaños de grano muy finos (0,14 mm), aparecen incluidos en cuarzo y en la matriz de la roca.

III. Texturas

Como texturas relícticas presenta textura porfidítica con matriz felsítica y localmente presenta textura perfitica y poiquilítica. Su textura es cataclástica (miloníticas)

Tabla 7.

Diagrama paragenético de la muestra ONZ-24, Metariolita

MINERAL	Etapa de formación				
	Etapa Ortomagmática		Etapa Postmagmática		
	Temprana	Tardíos	Alteración Hidrotermal/Evento dinámico	Fracturamiento/relleno de vetillas	Alteración Supergena
Zrn	---				
Opq	---				
Bt	----			-----?	
Qtz 1	-----				
Kfs 1	-----				
Pl	-----				
Qtz 2		-----			
Kfs 2		-----			
Ser			-----		
Qtz 3			-----		
Qtz 4				-----	
Kfs 3				-	
Chl			-----		
Hem					-----
Rt					-----

IV. Micrografías

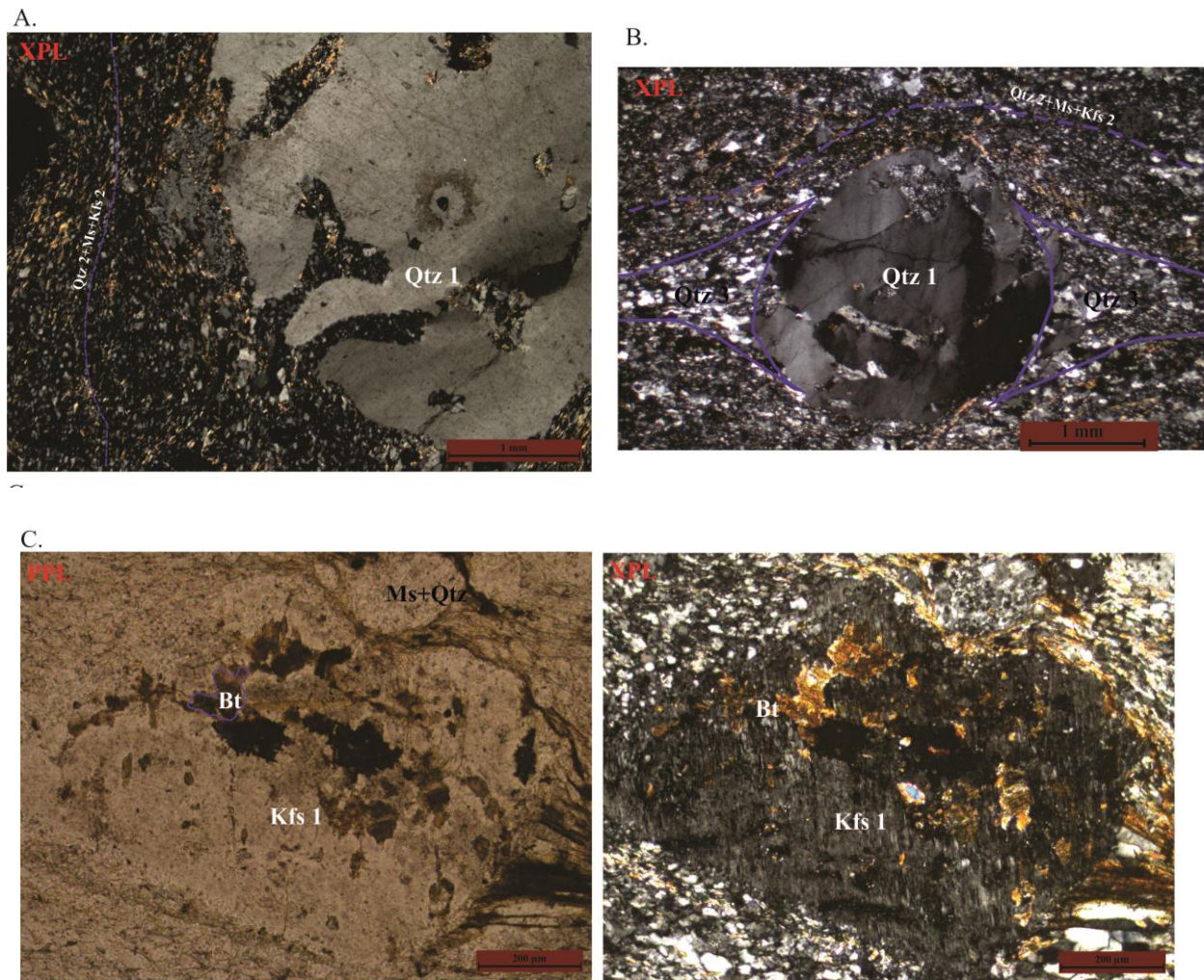


Figura 38. Micrografías de la muestra ONZ-24. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Cristal de Cuarzo 1 con bahías de corrosión, Qtz2+Ms+Kf 2 definen la foliación de la roca. B) Sombras de presión sobre cristales de Qtz 1 con extinción ondulante, generación del Qtz3. C) Feldespato potásico 1 con textura micropertítica e inclusiones de Biotita, tonos más oscuros son asociados a la oxidación de la biotita.

9.2.2 Metariolita (Muestra ONZ- 33)

I. Descripción general: Roca leucocrática de colores blancuzcos con leves tonalidades rojizas, presenta textura porfidítica con matriz felsítica (holocristalina), localmente presenta textura poiquilítica y pertítica. Tamaño relativo de los cristales inequigranular, de tamaño de grano grueso a fino, entre los 3,4 mm a 0,1 mm. Las formas de los cristales son euhedrales a anhedrales. La composición mineralógica primaria consiste en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, opacos y zircón. Los minerales secundarios identificados son la biotita, hematita, clorita, sericita, caolinita y rutilo. Según el triángulo de clasificación QAPF para las rocas volcánicas, esta muestra corresponde a una Riolita, sin embargo, ha sufrido metamorfismo dinámico-térmico. Al mostrar evidencias de su protolito la roca es clasificada como una metariolita (Ver figura 39-40)

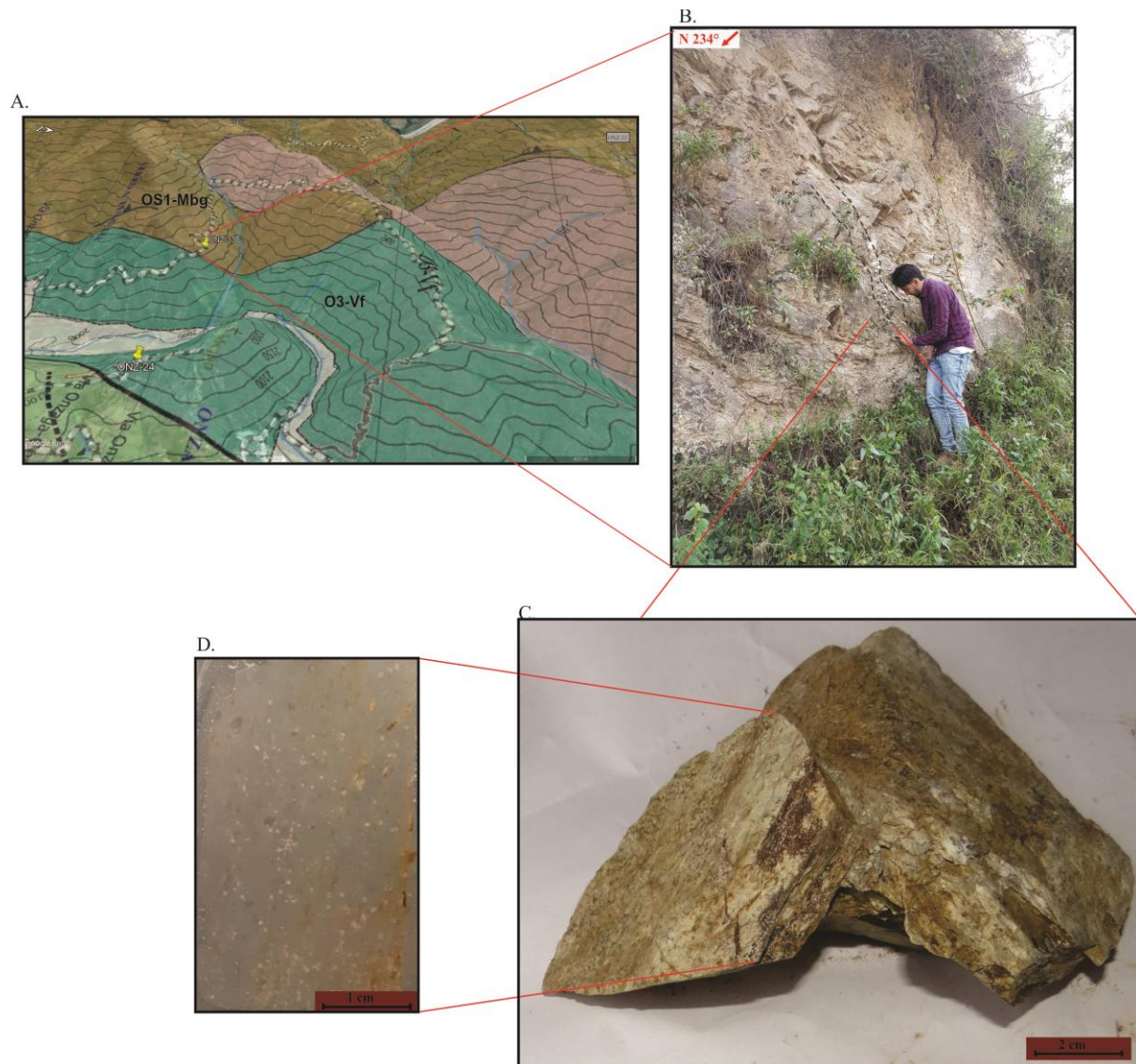


Figura 39. A) Afloramiento de la muestra ONZ 33. B) Afloramiento con vetillas de cuarzo y riolitas, estas cortan rocas filíticas. C) Muestra de mano ONZ-33, cristales de cuarzo y feldespatos D) Fotografía de sección delgada ONZ-38 con fondo grisáceo.

Nota. Tomado de: Imagen satelital obtenida de Google Earth

II. Composición mineralógica:

Minerales principales (>5%): Cuarzo, Moscovita-Sericita, Feldespato Potásico, Plagioclasa,

Minerales de segundo orden (>2% <5%): Hematita

Minerales accesorios (<2%): Zircón, Minerales Opacos, Biotita, Rutilo, Clorita

Minerales Secundarios: Clorita, Moscovita (Sericita), Hematita, Rutilo

Cuarzo (27,6%): Se presentan cuatro generaciones de cuarzo:

Cuarzo 1: Individuos incoloros, de relieve bajo, con colores de interferencia grises y blancos de primer orden, se presentan como porfidoclastos en la roca, tienen tamaños inequigranulares, con tamaño de grano medio que varían entre los 1,5 mm y 0,35 mm, son de forma subidiomorfa y alotriomorfa. Evidencian rotaciones que tienden a orientarse según la foliación de la roca. Presentan extinción ondulante muy marcada, lamelas deformacionales y algunos con recristalizaciones parciales, lo que indica una considerable deformación cristalina en la roca, asociada al evento dinámico. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales precoces

Cuarzo 2: individuos de tamaños de grano fino ($<0,1$ mm), define la matriz de la roca. Presentan extinción ondulante y llevan la foliación de la roca. Es asociado a feldespato potásico 2. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales tardíos

Cuarzo 3: Corresponde a cuarzo generado por la recristalización dinámica, algunos policristalinos. Estos cuarzos a su vez pueden encontrarse en la matriz y llevan la foliación de la roca, son microcristalinos con promedio de 0,03 mm, son asociados a la sericita.

Cuarzo 4: Cuarzo en forma de vetillas, asociado con feldespato potásico de forma anhedrales, no son continuas sobre toda la roca y son levemente sinuosas, presentan mayor tamaño que los cuarzos de la matriz. Sobre estas vetillas hay inclusiones de biotita. Los espesores de estas vetillas tienen espesor de aproximadamente 0,15 mm, aunque en algunas partes, no son muy bien definidos. Este cuarzo presenta extinciones ondulantes y lamelas deformacionales, por lo cual, se atribuye que estuvo afectada por el evento deformativo que afecta al cuarzo 1 y 2.

Moscovita-Sericita (17,3%): Individuos incoloros, con colores de interferencia amarillo-fucsia de segunda orden, de tamaños de grano fino de tamaños inferiores a 0,06 mm, estos definen la foliación de la roca, son asociados a opacos. Son resultados de alteración hidrotermal, la cual es singenética a un evento deformativo.

Feldespatos Potásicos (13,5%): Se determinan dos generaciones de feldespato potásico:

Feldespato potásico 1: Individuos incoloros de relieve bajo, con colores de interferencia grises de primer orden, se presenta a manera de porfidoclastos inequigranulares, con tamaños de grano grueso y medios, entre 3,4 mm y 0,85 mm, de formas euédricas y subédricas. El feldespato potásico reconocido corresponde a ortoclasa (Algunos con macla Carlsbad), presenta texturas de exsolución que corresponden a perititas. Algunos con microfrazuraciones en los fenocristales. Tiende a orientarse en la dirección principal de la foliación, pero en baja proporción. Como inclusiones presenta biotita. Se encuentra alterado a caolinita y sericita 1. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales precoces

Feldespato potásico 2: Encontrado en la matriz de la roca la cual presenta cristales de tamaños de grano muy finos de feldespatos potásicos, asociados al cuarzo 2. En la etapa ortomagmática corresponde a los minerales tardíos.

Feldespato potásico 3: Asociado a vetillas con cuarzo, presenta tamaños de aproximadamente 0,2 mm que cortan la roca.

La caolinita se presenta como agregados criptocristalinos, incoloros con colores de interferencia grises de primer orden. Es resultado de alteración de los feldespatos, se asocia con la sericita.

Plagioclasa (12,4%): Individuos incoloros, de relieve bajo, con colores de interferencia grises de primer orden. Se presenta a manera de porfidoclastos en la roca, con tamaños de grano gruesos y medios, varían entre 2,75 mm y 0,75 mm, de forma subédrica. Están siendo alterada a sericita 1

y caolinita (Muy baja proporción). Muestran una leve orientación respecto a la foliación principal de la roca. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales precoces.

La sericita se presenta como agregados incoloros de relieve medio, compuestos por individuos con colores de interferencia de amarillentos-rosados de segundo orden. De tamaños de grano muy finos.

Óxidos de Fe (2,7%): Presentes en modos de vetillas que cortan la roca, con espesores entre 0,12 mm a 0,06 mm, presentan colores rojizos, estos podrían ser asociados a hematita las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena. Se encuentran alterando a algunos minerales opacos.

Minerales Opacos (2,1%): Individuos de color negro, forma romboédrica idiomórficos a subidiomorfos, presenta tamaños de gran fino, menores a los 0,25 mm. Se encuentra alterados por óxidos de Fe los cuales les dan una tonalidad rojiza.

Biotita (1,6%): Se presentan dos generaciones de biotita:

Biotita 1: Individuos de colores pardo-rojizo, de relieve medio, pleocroicos. De tamaños de grano fino de aproximadamente 0,18 mm, de subhedrales con hábitos laminares. Se encuentra incluidas en fenocristales de cuarzo y feldespatos, también en la matriz de la roca, estas son levemente orientadas. Algunos alterados a clorita.

Biotita 2: En vetillas de espesores de aproximadamente 0,2 mm, se presenta como agregados de colores pardos-rojizo, compuestos por individuos con pleocroísmo leve, de tamaños grano finos, rondan los 0,054 mm, en forma de abanico subidomorficos. Se asocia como resultado de alteración hidrotermal, son asociadas a clorita.

La clorita de alteración presenta colores verdosos claros, sus colores de interferencia son azules anómalos y pueden verse mezclados con colores de interferencia de tercer orden de la biotita. Se encuentra distribuida heterogéneamente en la roca.

Zircón (0,5%): Individuos incoloros de relieve alto, con colores de interferencia verdosos de tercer orden, se presenta a manera de granos redondeados. Aparecen incluidos en cuarzo y en la matriz de la roca.

Rutilo (<0,1 %): Individuos idiomórficos a subidiomorfos, con alto relieve, de color marrón-rojizo, sus tamaños son inferiores a los 0,1 mm. Presentan extinción paralela y colores de interferencia muy altos. Se encuentra asociado a biotita y opacos

III. texturas

Su textura relíctica es porfidítica con matriz felsítica, localmente presenta texturas pertítica y poiquilítica. Su textura general es cataclástica (milonítica)

Tabla 8.
Diagrama paragenético de la muestra ONZ-33, Metariolita

MINERAL	Etapa de formación				
	Etapa Ortomagmática		Alteración Hidrotermal/Evento dinámico	Etapa Postmagmática	
	Temprana	Tardíos			Fracturamiento/relleno de vetillas
Zrn	---				
Opq	---			-----	
Bt	----				
Qtz 1	-----				
Kfs 1	-----				
Pl	-----				
Qtz 2		-----			
Kfs 2		-----			
Ser			-----		
Ms 2			-----		
Qtz 3			-----		
Qtz 4				-----	

MINERAL	Etapa Ortomagmática		Etapa de formación Etapa Postmagmática		
	Temprana	Tardíos	Alteración Hidrotermal/Evento dinámico	Fracturamiento/relleno de vetillas	Alteración Supergena
Kfs 3				-----	
Bt 2				-----	
Chl			-----	-----	
Hem					-----
Rt					-----

IV. Micrografías



Figura 40. Micrografías de la muestra ONZ-33. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Biotita en vetillas de forma radial o en abanico, corta la foliación principal de la roca definida por cuarzo 2+ Moscovita + Feldespato Potásico 2. Porfidoclastos de feldespato potásico 1 alterando a sericita. B) Evidencia de microfracturación en feldespato potásico con macla Carlsbad. Algunas vetillas de tonos rojizos oscuros asociados a hematita.

9.2.3 Cataclasita (Riolita deformada-Muestra ONZ-70)

I. Descripción general: Roca leucocrática de colores blancuzcos, con textura porfidítica de tamaños relativo de los cristales inequigranular, sus fenocristales muestran contornos ángulos y bordes rectos y tienen variaciones muy marcadas en el tamaño de grano de grueso a fino entre 2,5 mm a 0,2 mm distribuidos heterogéneamente por la roca. Las formas de los cristales son anhedrales. Muestran evidencias deformacionales como extinción ondulante y bandas de deformación, por lo que su textura principal sería cataclástica. La composición mineralógica primaria consiste en cuarzo, Los minerales secundarios identificados son la sericita, caolinita y óxidos de Fe. (Ver figura 41-42) La roca es clasificada como una cataclasita, se relaciona con los cuerpos porfidíticos encontrados en la zona de estudio, el aumento de cuarzo se le atribuye a una alteración hidrotermal (Silicificación).

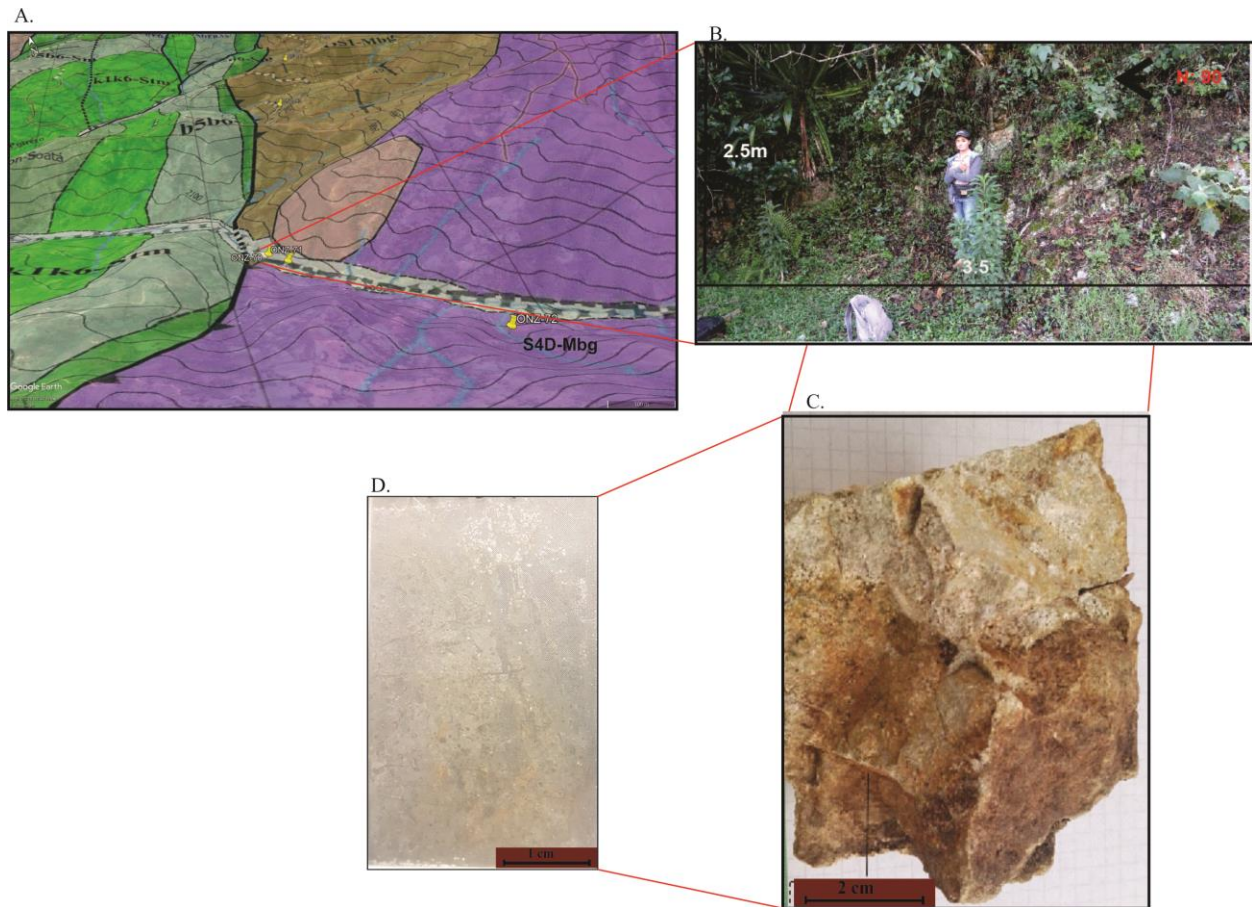


Figura 41. A) Ubicación muestra ONZ-70 sobre vía Onzaga-Escuela Siachia. B) Afloramiento rocas subvolcánicas. C) Muestra ONZ-70 compuesta principalmente por cuarzo D) Fotografía de la sección delgada ONZ-70 sobre fondo grisáceo.

Nota. Tomado de: A) Imagen satelital obtenida de Google Earth. B) Galería fotográfica del grupo 3 de campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016

II. Composición Mineralógica

Minerales principales (>5%): Cuarzo, Sericita

Minerales de segundo orden (>2% <5%): Caolinita, Hematita

Minerales Secundarios: Caolinita, Sericita (Feldespatos)

Cuarzo (44,4%): Se determinan 2 generaciones de cuarzo

Cuarzo 1: Individuos de color blanco, de bajo relieve, se presenta como porfidoclastos en la roca, de tamaños de grano medio a fino, entre los 2 mm y 0,4 mm, de formas alotriomorfas. Tienen extinciones ondulantes fuertes, lamelas deformacionales, bordes rectos, algunos contornos angulosos, lo que nos indica una considerable deformación cristalina. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales precoces.

Cuarzo 2: Cuarzo en vetillas que cortan la roca de manera aleatoria, presenta textura en mosaico y extinciones ondulantes. Se asocian a una alteración hidrotermal (Silicificación) la cual es muy intensa en la roca.

Sericita (10,2%): Individuos incoloros de relieve medio, con colores de interferencia de amarillentos-rosados de segundo orden. Se presenta en algunas vetillas y aleatoriamente en la matriz de la roca, con tamaños de grano muy finos, presenta acumulaciones en ciertas partes de esta pero no es muy marcado. Tiene una distribución heterogénea en la roca.

Caolinita (3,7%): Se presenta como agregados de tamaño de grano muy finos, incoloros con colores de interferencia grises de primer orden. Es asociado a la sericita

Óxidos de Fe (2,7%): Presentes en modos de vetillas de colores rojizos que cortan la roca, con espesores entre 0,09 mm a 0,05 mm. Es asociada a la hematita la cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena.

La matriz de la roca corresponde al 38%.

III. Texturas

Su textura relíctica es porfidítica, su textura general es cataclástica

Tabla 9.

Diagrama paragenético de la muestra ONZ-70, Cataclasita (riolita)

MINERAL	Etapa de formación			
	Etapa Ortomagmática		Etapa Postmagmática	
	Temprana	Tardía	Alteración Hidrotermal/Evento de deformación	Alteración Supergena
Qtz 1	-----			
Ser			-----	
Cao			-----	
Qtz 2			-----	
Hem				-----

IV. Micrografías

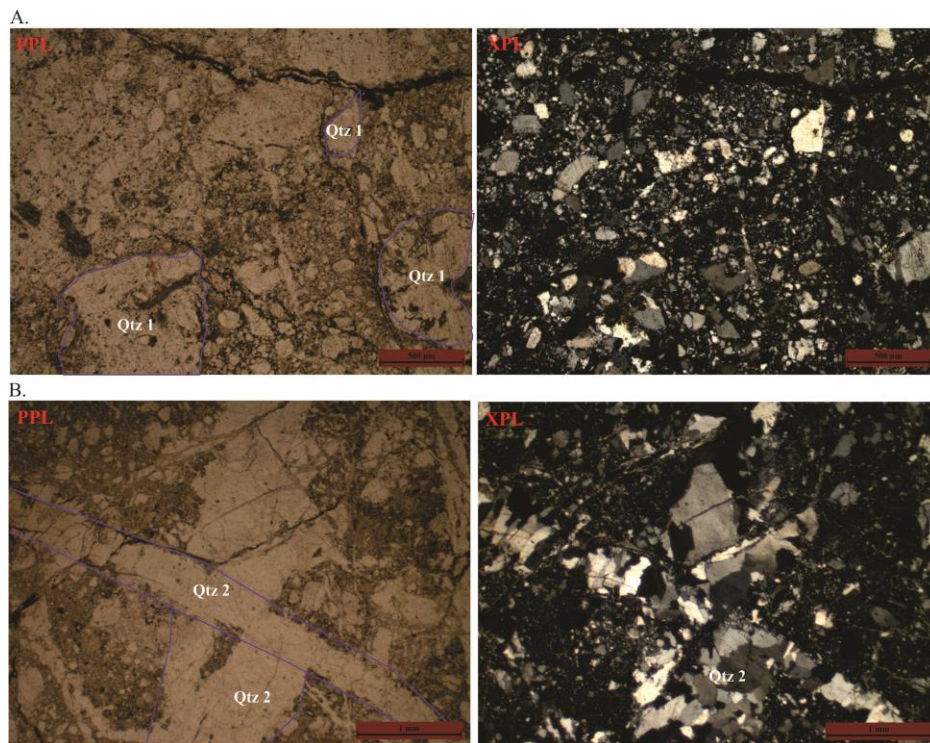


Figura 42. Microfotografías de la muestra ONZ-70. Nícoles paralelos (PPL), nícoles cruzados (XPL). A) Cuarzo 1 como porfidoclastos de con contornos ángulos, sin dirección alguna en la roca, algunos microfracturados, su textura es cataclástica. B) Vetillas de cuarzo 2 que cortan en diferentes direcciones la roca.

9.2.4 Riolita Cataclástica (Muestra ONZ-71)

I. Descripción general: Roca leucocrática de colores amarillentos-rojizos pardos, de textura porfídica con matriz felsítica (holocristalina). Tamaño relativo de los cristales inequigranular, estos varían tamaño entre medio a fino. Las formas de los cristales son subhedrales y anhedrales. La composición mineralógica primaria consiste en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, opacos y zircón. Los minerales secundarios identificados son la biotita, hematita, clorita, sericita, caolinita. Según el triángulo de clasificación QAPF para las rocas volcánicas, esta muestra corresponde a una Riolita, sin embargo, al sufrir un evento deformativo se ha generado una foliación poco marcada en la roca, los porfidoclastos presenta una distribución heterogénea donde llevan levemente la orientación preferencial de la roca, esta correspondería a una cataclasita. Informalmente se le atribuye el nombre de Riolita cataclástica. Esta roca corresponde a una zona de cizalla del límite frágil-dúctil donde se evidencian comportamientos frágiles (cataclasis, cristales con contornos angulosos otros rectos, poca orientación de los fenocristales) y dúctiles (extinción ondulante, kinking) (Ver figura 43-44)

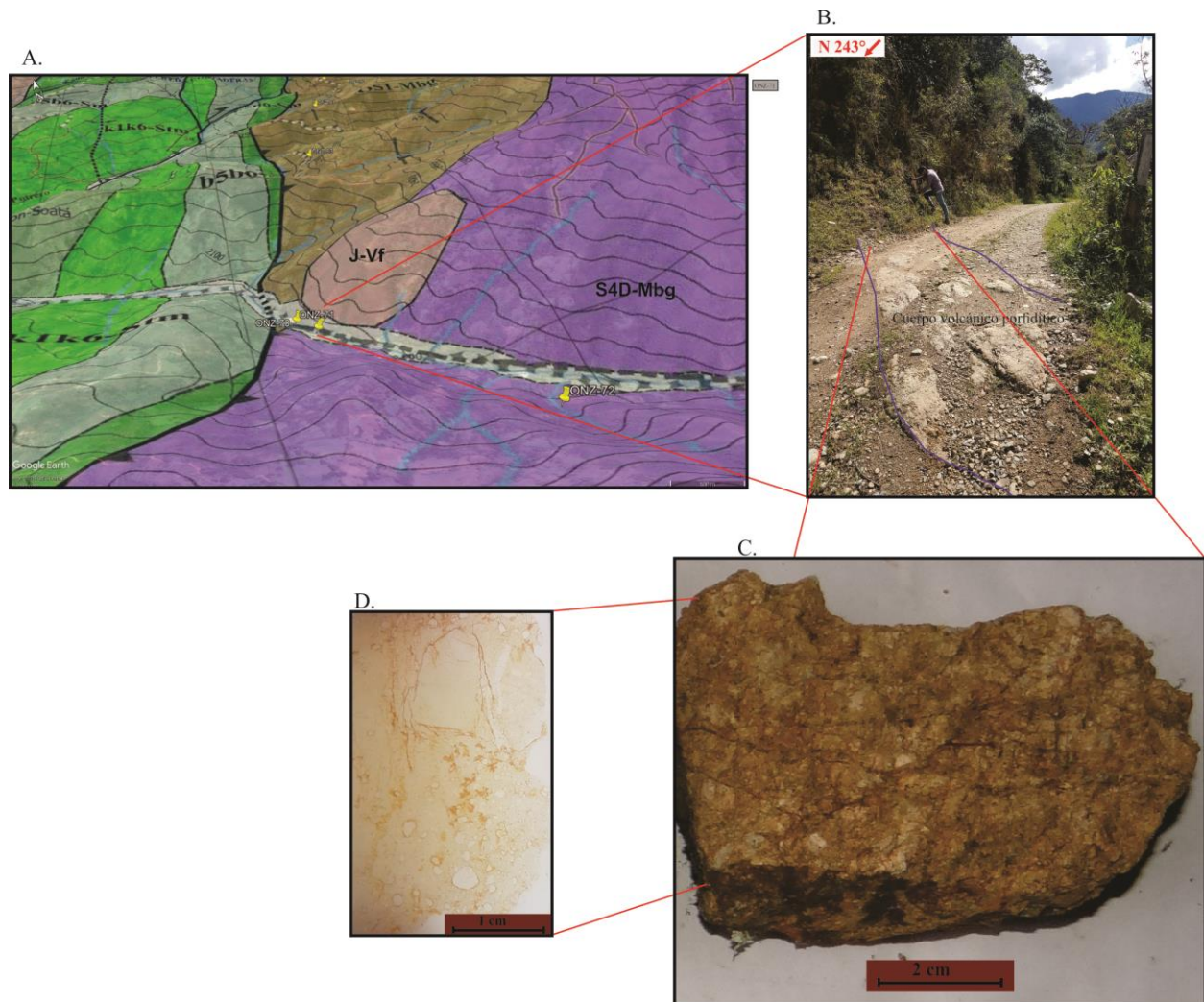


Figura 43. A) Ubicación muestra ONZ-71 sobre la carretera Onzaga-Escuela Siachia B) Intrusiones de rocas riolíticas a manera de diques C) Muestra de mano ONZ-77 con fenocristales de cuarzo D) Sección delgada ONZ-77

Nota. Tomado de: A) Imagen satelital obtenida de Google Earth

II. Composición mineralógica

Minerales principales (>5%): Cuarzo, Moscovita-Sericita, Caolinita,

Minerales de segundo orden (>2% <5%): Minerales Opacos

Minerales accesorios (<2%): Plagioclasa, Biotita, Clorita, Hematita, Zircón, Rutilo

Minerales Secundarios: Moscovita-Sericita, Clorita, Rutilo, Caolinita, Hematita

Cuarzo (36,2 %): Se presentan cuatro generaciones de cuarzo:

Cuarzo 1: Como porfidoclastos incoloros, de bajo relieve, con colores de interferencia grises y blancos de primer orden, inequigranulares, con tamaños de grano grueso y medio que varían entre 2,74 mm y 0,3 mm, de forma subhedral a anhedral. Presenta extinciones ondulantes fuertes y recristalizaciones parciales lo que indica una deformación cristalina, algunos muestran rotaciones que tienden a orientarse según la foliación de la roca, aunque no es muy marcado. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a minerales precoces.

Cuarzo 2: Individuos de tamaños de grano fino <0,1 mm, con formas anhedrales, estos definen la matriz de la roca, asociado a minerales intensamente alterados a sericita y caolinita, los cuales se relacionan con feldespatos. Se encuentran deformados, presentan extinción ondulante y son alargados según la foliación de la roca. Dentro de la etapa ortomagmática corresponde a los minerales tardíos

Cuarzo 3: Corresponde a cuarzo generado por deformación, se encuentran en fábricas parcialmente recristalizadas y como cuarzo policristalino.

Cuarzo 4: Cuarzo en forma de vetillas, de forma anhedrales, sinuosas no son continuas sobre toda la roca, tienen textura en mosaico. Tienen espesores entre los 1,2 mm a 0,12 mm. lo cual indica que este cuarzo pudo haberse generado en un estado dúctil.

Moscovita-Sericita (17,4%): Se presenta de dos maneras en la roca: la primera como individuos incoloros de relieve medio, con colores de interferencia de amarillentos-rosados de segundo orden. Con tamaños de grano fino, entre 0,08 mm y 0,04mm, de forma subhedral. Definen una leve foliación en la roca, tiene una distribución heterogénea en la roca. Se asocia a una alteración hidrotermal de la roca, la cual es sinéctica a un evento deformativo, llamado sericita 1.

La sericita 2 corresponde a agregados incoloros de relieve medio, con colores de interferencia de segundo orden, de tamaños de grano muy fino, los cuales no son orientados en la roca. La sericita 1 y 2 son asociadas al mismo evento de alteración hidrotermal.

Caolinita (12,9%): Se presenta como agregados microcristalinos, incoloros con colores de interferencia grises de primer orden, son asociados a la sericita, son distinguibles ya que la sericita presenta colores de interferencia más vivos e intensos respecto a la tabla de Michel Levy.

Minerales Opacos (3 %): Individuos de color negro, idiomorfos a subidiomorfos, de tamaños de grano fino de aproximadamente 0,12 mm. Son asociados a la moscovita-sericita y biotita. Algunos de estos presentan colores rojizos, producto de la alteración generada por óxidos de Fe.

Plagioclasa (0,9%): Como porfidoclastos pseudomorfos, de tamaños de grano medio, varían entre 1,3 mm y 0,8 mm. Son reemplazados a sericita y caolinita. Estos vistos con colores de interferencia grises y amarillentos-rosados. Muestra mayor proporción de sericita, por ello clasificados como plagioclasa.

Biotita (0,9%): Individuos de colores pardo-rojizo, de relieve medio, pleocroicos. De tamaños de grano fino, entre 0,6 mm, de subhedrales con hábitos laminares. Se encuentra incluidas en fenocristales de cuarzo. Algunos alterados a clorita. Asociado a la biotita se encuentran individuos idiomórficos a subidiomorfos, con alto relieve, de color marrón-rojizo, con tamaños finos y muy finos que podrían corresponder a **rutilo**, son muy escasos en la roca.

La clorita presenta colores verdosos claros, sus colores de interferencia son azules anómalos y pueden verse mezclados con colores de interferencia de tercer orden de la biotita. Se encuentra distribuida heterogéneamente en la roca. También se puede observa como agregados radiales de colores pardo-verdosos, compuesto por individuos de relieve medio, de tamaños grano finos, rondan los 0,05 mm, en forma de abanico, subidomorfico, presentan extinción recta, no moteada.

Óxidos de Fe (0,9 %): Presentes en modos de vetillas concordantes y discordantes a la foliación de la roca, con espesores aproximados de 0,1 mm. presentan colores rojizos, estos son asociados a hematita. Algunos se presentan colores naranjados, estos podrían corresponder a hidróxidos de Fe como la goethita. Se encuentran alterando a algunos minerales opacos. Se asocian a un evento de alteración supergena.

Zircón (0,9 %): Individuos incoloros de relieve alto, de colores de interferencia de tercer orden, se presentan como granos redondeados, aparecen incluidos en cuarzo y en la matriz de la roca

III. Texturas

La textura relíctica es porfidítica con matriz felsítica. Su textura general es cataclástica.

Tabla 10.

Diagrama paragenético de la muestra (ONZ-71), Riolita Cataclástica

MINERAL	Etapa de formación				
	Etapa Ortomagmática		Etapa Postmagmática		
	Temprana	Tardíos	Alteración Hidrotermal/Evento dinámico	Fracturamiento/relleno de vetillas	Alteración Supergena
Zrn	---				
Opq	---		-----		
Bt	----		-----?		
Qtz 1	-----				
Pl	-----				
Qtz 2		-----			
Ser 1			-----		
Ser 2			-----		
Qtz 3			-----		
Chl			-----		
Cao			-----		
Qtz 4				-----	
Hem					-----
Rt					-----

IV. Micrografías

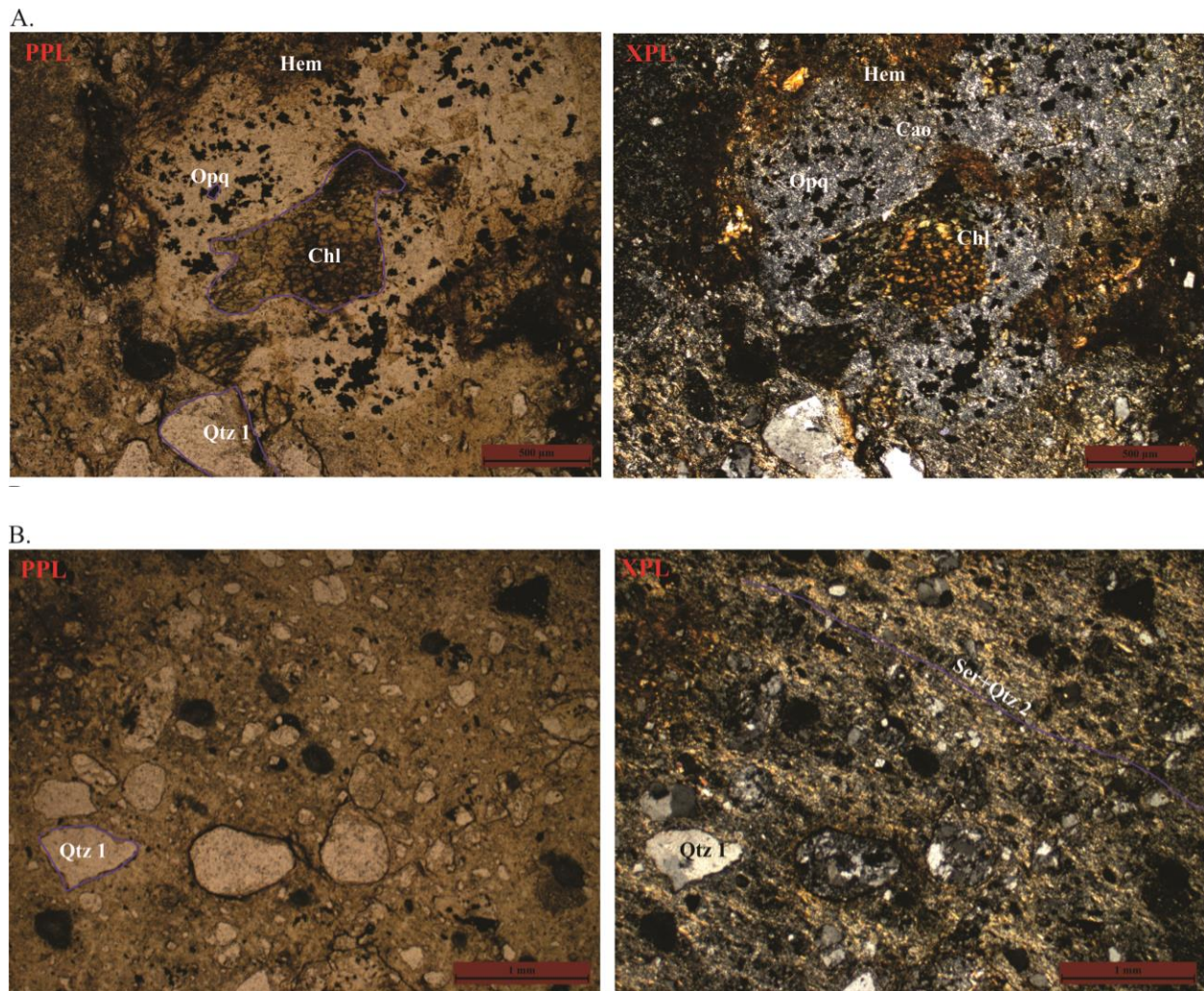


Figura 44. Microfotografías de la muestra ONZ-71. Nícoles paralelos (PPL), nícoles cruzados (XPL). A) Pseudomorfo de feldespato reemplazado a caolinita, se observa un crecimiento de Clorita en forma de abanico junto con ciertos tonos rojizos asociado a Hematita B) Sericita + Cuarzo 2 los cuales definen la foliación de la roca, el Cuarzo 1 se presenta con bordes angulosos, porfidoclastos no orientados, algunos microfracturados y recristalizados, la textura es porfidítica - cataclástica

9.2.5 Monzonita porfidítica (Muestra ONZ 72)

I. Descripción general: Roca de colores marrones-oscuro, presenta textura porfidítica de matriz fanerítica (holocristalina), localmente presenta textura peritítica y poiquilítica, con tamaños relativo de los cristales inequigranular, estos con tamaños de grano muy gruesos y finos entre 12 mm a 0,35 mm. Las formas de los cristales son subidiomorfos a alotriomorfos. La composición mineralógica primaria consiste en plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, zircón, granate, titanita, minerales opacos y piroxenos. Los minerales secundarios identificados son la biotita, hematita, clorita, sericita y opacos (Ver figura 45-46). Según el triángulo de clasificación QAPF para las rocas plutónicas, esta muestra corresponde a una monzonita

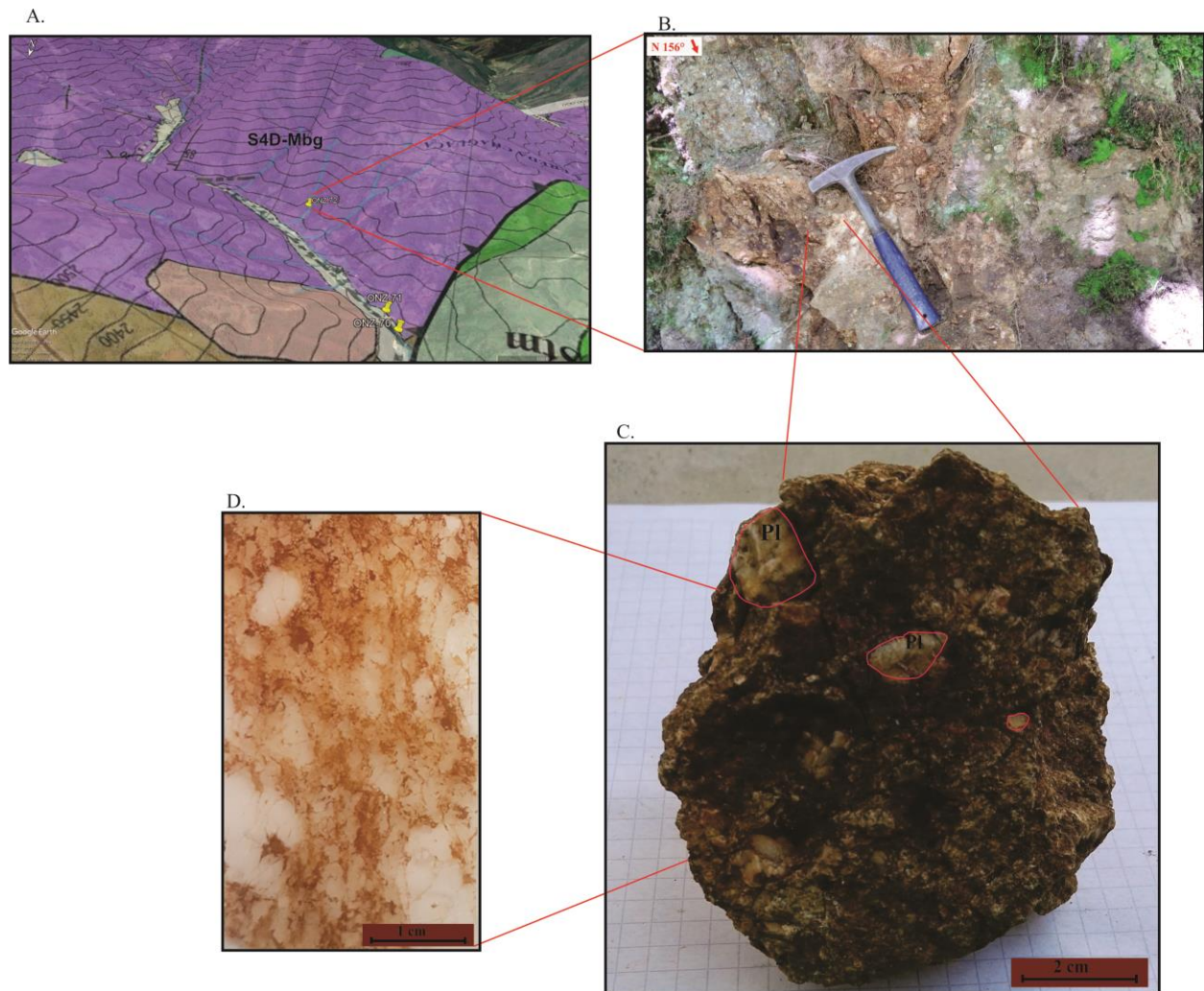


Figura 45. A) Ubicación de la muestra ONZ-72 sobre desvío en la carretera Onzaga-Escuela Siachia. B) Afloramiento de rocas subvolcánicas C) Roca porfídica con fenocristales de plagioclasa. D) Sección delgada de la muestra ONZ-72, los fenocristales blancuzcos corresponden a plagioclasa.

Nota. Tomado de: A) Imagen satelital obtenida de Google Earth. B) Galería fotográfica del grupo 3 de campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016

II. Composición Mineralógica:

Minerales principales (>5%): Plagioclasa, Feldespato Potásico, Biotita, Hematita, Sericita

Minerales de segundo orden (>2% <5%): Ortopiroxeno, Cuarzo

Minerales accesorios (<2%): Opacos, Zircón, Granate, Titanita

Minerales Secundarios: Sericita (Plagioclasa), Caolinita (Feldespatos), Clorita (Biotita)

Plagioclasa (33,8 %): Individuos incoloros con colores de interferencia grises de primer orden, de relieve bajo. Se presenta de dos maneras en la roca, la primera es como fenocristales, de tamaños de grano grueso y medios, que varían entre 2,2 mm y 0,6 mm, de forma subhedral, presentan macla polisintética. La segunda forma, son rodeados por fenocristales de feldespatos potásico, sus tamaños de grano son de medio a fino, entre los 0,6 mm y 0,42 mm, presentan formas subredondeadas, en forma de textura antirapakivi.

Son separadas exclusivamente por la forma en que estas se presentan en sección delgada, se asocian al mismo proceso de cristalización dentro del evento magmático. Las variedades de plagioclasa son alteradas a sericita.

La **sericita** se presenta como agregados de granos compuestos por individuos incoloros de relieve medio, con colores de interferencia de amarillentos-fucsias de segundo orden. Sus tamaños de grano varían de finos a muy finos. Representa el **13%** en la roca.

Feldespato Potásico (19,5 %): Individuos incoloros de relieve bajo, colores de interferencia grises de primer orden. Encontrado de dos formas en la roca:

Feldespato potásico 1: En fenocristales de tamaños de grano muy gruesos y gruesos, varían entre los 12,18 mm y 4,75 mm Se encuentra rodeando fenocristales de plagioclasa (Textura antirapakivi), presentan texturas de exsolución que corresponde a pertitas.

Feldespato potásico 2: Fenocristales de menor tamaño, entre los 2 mm y 0,8 mm, de forma subidiomorfica, se encuentra alterando a sericita y caolinita. Es asociado a la plagioclasa, desarrollaos en la etapa magmática.

La caolinita se presenta como agregados de grano finos y muy finos, incoloros con colores de interferencia grises de primer orden. Es asociado a la sericita

Biotita (18,2 %): Se determinan dos generaciones de biotita:

Biotita 1: Individuos de color pardo-rojizo, con pleocroísmo leve, de relieve medio, con tamaño de grano medio, varían entre 1,6 mm y 1 mm, de forma euhedral a subhedral, con habito laminar. Su distribución es abundante en la roca, se asocia a plagioclasa y feldespato potásico, desarrollados en el evento magmático.

Biotita 2: Como agregados de colores pardos-rojizo, compuestos por individuos con pleocroísmo leve, de tamaños grano finos, rondan los 0,04 mm, en forma de abanico o escamosa, subidomorficos.

Algunas biotitas están levemente alteradas a clorita, esta se observa con colores verdosos. Sus colores de interferencias son azules anómalos y se notan mezclados con colores de interferencia de la biotita.

Óxidos de Fe (5,2%): Presentes en modos de vetillas que cortan la roca, presentan colores rojizos, asociados a hematita las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena. Se encuentran alterando a algunos minerales opacos.

Piroxenos (3,9%): Individuos de alto relieve, incoloro, pleocroísmo muy leve, sus colores de interferencia son cremas, azulados anómalos, presenta maclas en reloj de arena y algunas maclas cíclicas, estos son zonados. La extinción es recta por lo cual corresponden a ortopiroxenos. Con tamaños de grano fino, de valores que rondan los 0,45 mm, de forma subidiomorfica. Son asociados al evento magmático

Cuarzo (2,6%): Individuos incoloros, de relieve bajo, con colores de interferencia grises de primer orden. Su tamaño de grano es fino entre 0,04 mm y 0,02 mm. Su distribución es poco abundante en la roca.

Minerales Opacos (1,3%): Individuos de color negro, forma romboédrica idiomórficos a subidiomorfos, presenta tamaños de grano muy finos, con valores menores a los 0,22 mm, se encuentra alterados por óxidos de Fe los cuales les dan una tonalidad rojiza.

Zircón (1,3 %): Individuos incoloros de relieve alto, de colores de interferencia verdosos de tercer orden, como granos redondeados, aparecen incluidos en feldespatos.

Titanita (1,2 %): Individuos de alto relieve, casi incoloros, con un leve pleocroísmo algo marrón, con colores de interferencia crema de alto orden. De tamaño de grano fino (0,08 mm), de forma granular, anhedrales

Granate (<0,1 %): Porfidoclasto incoloro de alto relieve, fracturado, presenta rellenos de óxidos. Se encuentra sobre cristales de feldespatos.

III. Texturas La textura de la roca es porfidítica, localmente presenta texturas poiquilítica y antirapakivi

Tabla 11.

Diagrama paragenético de la muestra ONZ-72, monzonita porfidítica.

Mineral	Etapa de formación			
	Etapa Ortomagmática		Etapa Postmagmática	
	Temprana	Tardía	Alteración Hidrotermal	Alteración Supergena
Zrn	-----			
Opq	----			
Spn	---			
Pl	-----			
Kfs		-----	-----?	
Opx	----			
Grt		-----		
Bt 1	-----			
Qtz		-----		
Bt 2			-----	
Ser			-----	
Hem				-----

IV. Micrografías

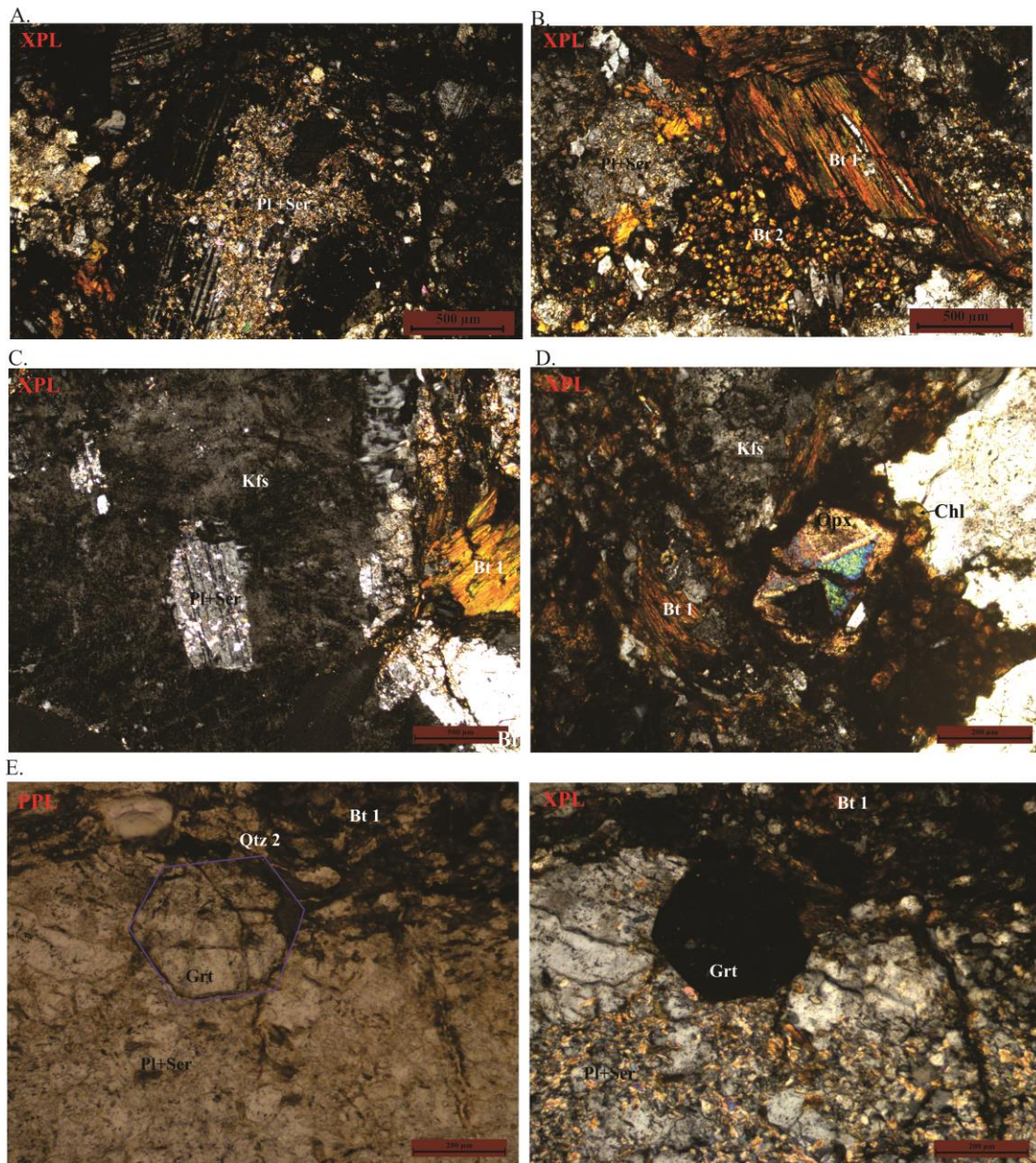


Figura 46. Microfotografías de la muestra ONZ-72. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Plagioclasa con macla polisintética alterada a sericita. B) Biotita 1 con exfoliación basal de color pardo-rojizo y biotita 2 en forma de abanico, de textura escamosa. C) Plagioclasa alterando a sericita rodeada por feldespato potásico en forma de textura antirapakivi. D) Ortopiroxeno zonado con forma de “macla cíclica” junto con feldespato potásico, biotita 1 y clorita. E) Granate incluido en cristal de plagioclasa alterando a sericita.

9.3 Rocas Metamórficas

Se han definido tres distintas litologías en base a protolito, grado de metamorfismo y composición mineralógica. Estas evidencias permiten diferenciar las rocas en unidades metamórficas distintas las cuales serán correlacionadas con las unidades metamórficas ya reportadas en estudios anteriores. Las rocas son categorizadas como pelitas y semipelitas, esto realizado según la clasificación del servicio Geológico Britano (BGS), publicado por Robertson (1999). La descripción de las variedades litológicas, clasificación cuantitativa y de tamaños de granos es realizada según la SCMR. En cuanto a la clasificación cuantitativa: minerales principales (contenido mayor al 50%), minerales mayores (contenido mayor al 5%), minerales menores (contenido entre el 1% y 5%), minerales accesorios (contenido inferior al 1%), minerales esenciales (contenido bajo, pero pueden definir la roca) y minerales secundarios (resultado de la alteración). Respecto al tamaño de grano: grano muy grueso (>16 mm), grano grueso (16-4 mm), grano medio (4-1 mm), grano fino (1-0,1 mm), grano muy fino (0,1-0,01 mm) y grano ultrafino (<0,01 mm).

En la tabla 12 se pueden observarse de manera resumida los porcentajes mineralógicos de las rocas analizadas, las rocas cuarcíticas, filíticas y esquistos son ubicados en la clasificación composicional propuestas por Robertson, (1999) (Ver figura 47)

Tabla 12.

Composición mineralógica de las rocas metamórficas

Tipo de Roca	Clasificación Modal	Muestra	COMPOSICIÓN MINERAL (%)													
			Qtz	Kfs	Pl	Czo	Tur	Bt	Ttn	Ms	Zrn	Chl	Grt	Opq	Ep	Óxidos Fe
Metamórfica	Filita Moscovítica	ONZ-91	35	-	-	-	-	4,9	-	53	-	2	-	2,9	-	<0,1
	Esquisto moscovítico con granate	ONZ-92	30,9	-	3,1	-	-	3,1	-	56,7	-	1	1	4,1	-	<0,1
	Esquisto moscovítico	ONZ-94	21,5	-	1,8	-	-	3,7	-	63,6	-	2,8	-	4,7	-	1,9
	Cuarcita moscovítica	ONZ-6	69	-	0,8	-	0,8	-	-	19,8	0,7	2,4	-	2,4	<0,1	3,2
	Meta-ígneas	ONZ-83	28,1	1,1	3,3	1	-	12,4	<0,1	47,1	-	2,2	-	2,2	-	1,1
	Metaarenisca-conglomerática	ONZ-105	92,2	-	-	-	-	-	-	6,2	0,2	-	-	0,4	-	1,1

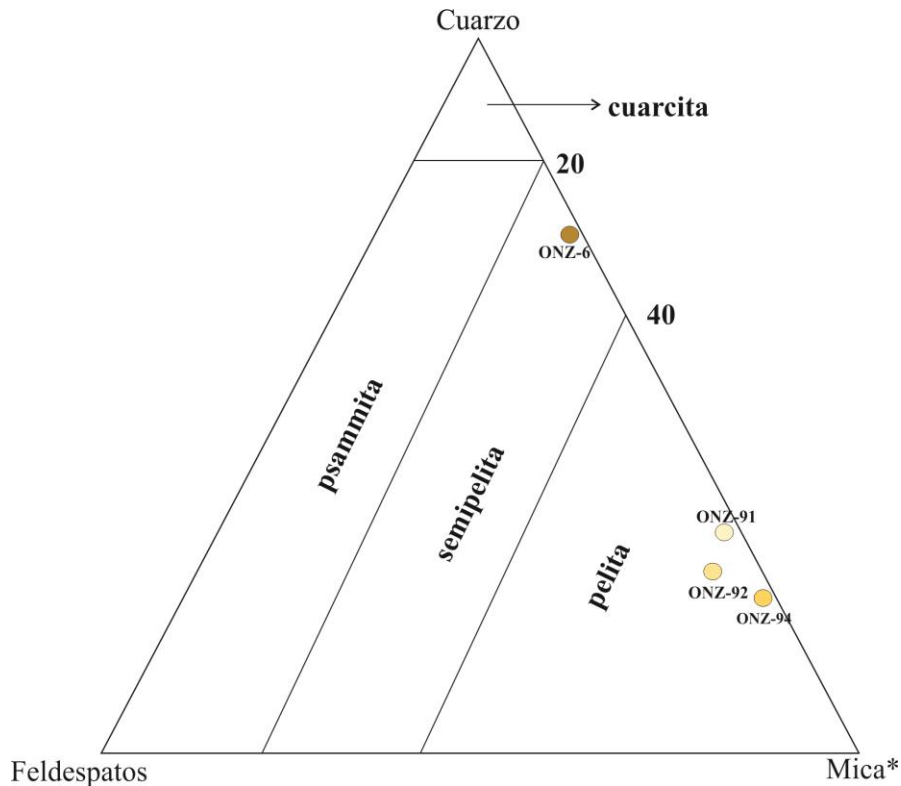


Figura 47. Clasificación de las rocas metamórficas en base a porcentaje de cuarzo, feldespatos y micas.

Nota. Tomado de: Robertson, (1999)

A continuación, se exponen los resultados petrográficos detallados de las rocas metamórficas:

9.3.1 Filita Moscovítica (Muestra ONZ-91)

I. Descripción general: Rocas de color gris plateado, brillo sedoso, con tamaños de grano fino, presentan una estructura esquistosa bien desarrollada, también microplegamientos evidenciando deformaciones posteriores en la roca. La esquistosidad está definida por la moscovita, cuarzo, biotita y clorita. (Ver figura 48-49)

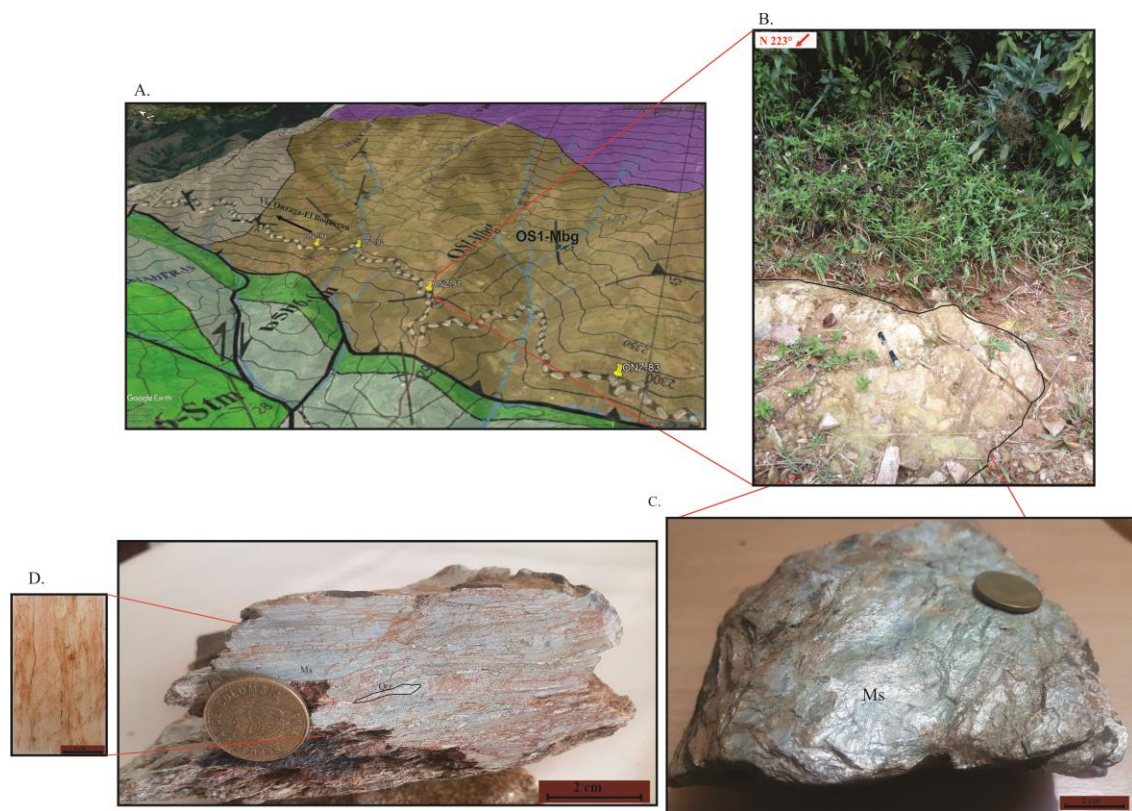


Figura 48. A) Ubicación de la muestra ONZ-91, sobre la vía Onzaga-El Boquerón. B) Afloramiento sobre la carretera. C) Muestra ONZ-91, bandas de micas y cuarzo D) Sección delgada muestra ONZ-91.

Nota. Tomado de: A) Imagen satelital obtenida de Google Earth. B) Galería fotográfica del grupo 2 de campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016

II. Composición mineralógica

Minerales Mayores (>5%): Moscovita, Cuarzo

Minerales Menores (>1% <5%): Biotita, Minerales Opacos, Clorita

Minerales Secundarios: Clorita (Biotita), Hematita

Moscovita (53%): Agregados incoloros hojosos, compuestos de individuos de relieve bajo, con colores de interferencia que varían entre verdosos-amarillentos-fucsias de segundo orden. Son subidioblásticos con habito laminar y bordes irregulares, heteroblásticos, con tamaño de grano fino y muy fino. Estos definen la foliación principal de la roca. Son asociados al cuarzo, biotita y clorita. Presentan pliegues tipo kink lo cual evidencia una deformación fuerte en la roca. Su distribución en la roca es abundante y homogénea.

Cuarzo (35%): Individuos incoloros de relieve bajo, heteroblásticos, xenoblásticos, con colores de interferencia blancos y grises de primer orden. Son alargados según la foliación principal de la roca, se encuentra asociados a la biotita, clorita y moscovita con los está en contacto neto. Su distribución es abundante y homogénea en la roca.

Biotita (4,9 %): Agregados de color pardo, de relieve medio, con habito hojoso. Subidioblásticos con bordes irregulares, homeoblásticos de tamaño de grano fino. Estos son concordantes con la foliación principal de la roca, son asociados a la moscovita, clorita y cuarzo en contacto neto. Presenta pliegues tipo kink. Algunos se encuentran alterados a clorita

La clorita de alteración (Clorita 2) presenta colores verdosos claros, sus colores de interferencia son azules anómalos y pueden verse mezclados con colores de interferencia de tercer orden de la biotita. Se encuentra distribuida heterogéneamente en la roca

Minerales Opacos (2,9 %): Como individuos de color negro, forma romboédrica idioblásticos a Subidioblásticos, de tamaño de grano fino y muy fino, se presentan asociados con el cuarzo,

moscovita y biotita de forma tabular alargada, con tamaños de grano muy fino, siguiendo la foliación de la roca.

Algunos de estos están alterados a **óxidos de Fe**, los óxidos de Fe presentan colores rojizos, son asociados a hematita las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena. Para colores naranjados se asociarían a hidróxidos de Fe como la goethita.

Clorita (2%): Individuos de color verde pálido, con pleocroísmo muy leve, sus colores interferencia son grises y azules claros anómalos, de forma subidioblásticos tabular, con bordes irregulares. Homeoblásticos con tamaños de grano fino. Son concordante a la foliación principal de la roca, asociados a moscovita, biotita y cuarzo.

III. Textura

La textura predominante en la roca es granolepidoblástica.

Tabla 13.

Diagrama paragenético de muestra ONZ-91, Filita moscovítica

MINERAL	Eventos de Metamorfismo	Alteración Hidrotermal	Alteración Supergena
Ms	-----		
Qtz	-----		
Bt	-----		
Chl	-----		
Chl 2		-----	
Hem			-----

IV. Micrografías

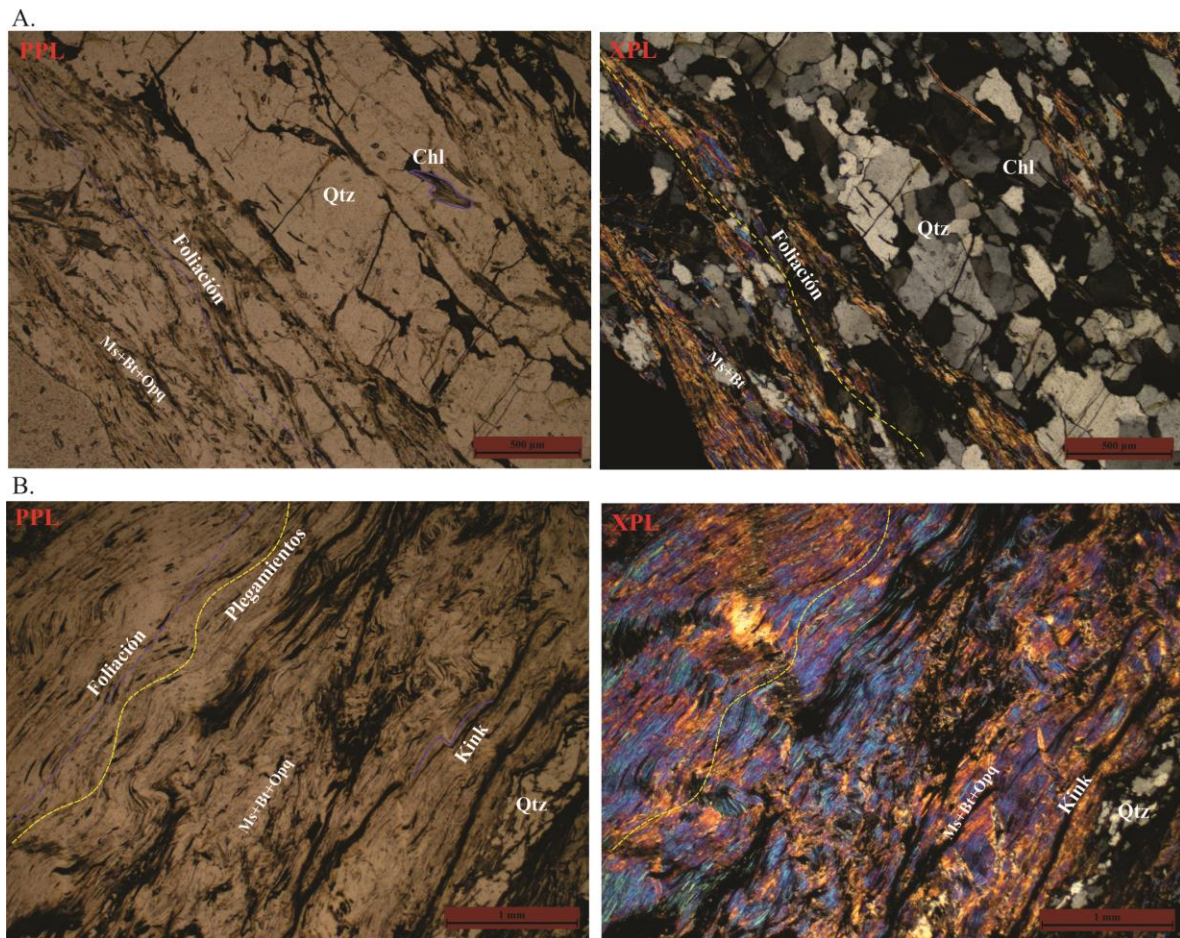


Figura 49. Micrografías de la muestra ONZ-91. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Clorita + Cuarzo + Biotita + Minerales opacos en paragénesis mineral definiendo la foliación principal de la roca. B) Microplegamientos que afectan la foliación principal de la roca. La textura es granolepidoblástica

9.3.2 Esquisto Moscovítico con Granate (ONZ-92)

I. Descripción general: Roca de color gris plateado con brillo sedoso, de tamaños de grano medio a fino, presentan una estructura esquistosa bien desarrollada, la roca es microplegada

evidenciando deformaciones posteriores en la roca. La esquistosidad está definida por la moscovita, cuarzo y biotita. (Ver figura 50-51)

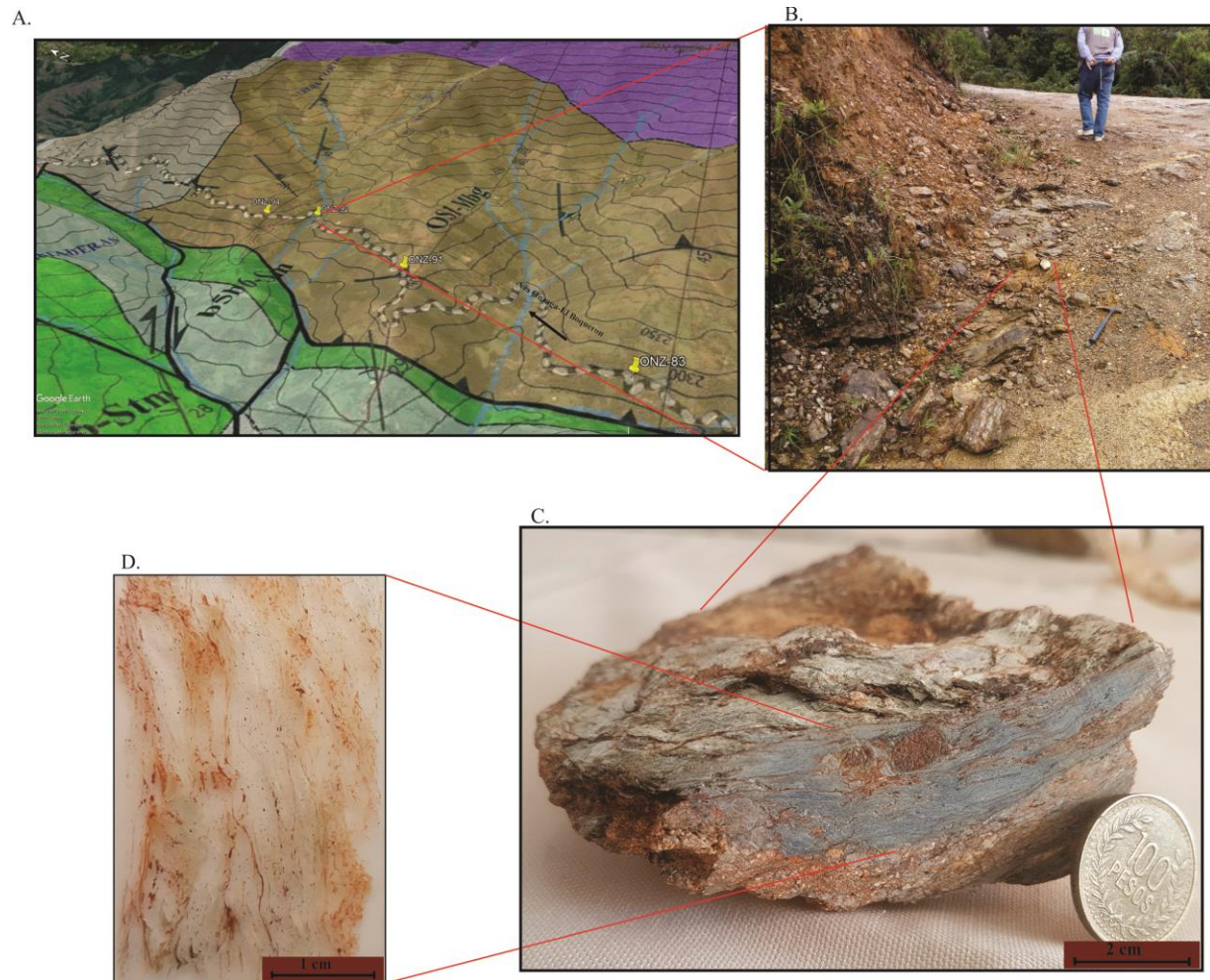


Figura 50. A) Ubicación de la muestra ONZ-92 sobre la vía Onzaga-Boquerón. B) Afloramiento sobre la carretera de la muestra. C) Muestra de mano ONZ-92 con granate (parte superior), bandas de micas y cuarzo. D) Sección delgada ONZ-92.

Nota. Tomado de: A) Imagen satelital obtenida de Google Earth. B) Galería fotográfica del grupo

2 de campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016

II. Composición mineralógica

Minerales Mayores (>5%): Moscovita, Cuarzo

Minerales Menores (>1% <5%): Minerales Opacos, **Biotita**, Plagioclasa, Clorita, Granate

Minerales Secundarios: Clorita (Biotita, Granate), Sericita (Plagioclasa).

Moscovita (56,7%): Se presentan dos generaciones de moscovita

Moscovita 1: Como individuos incoloros, de habito laminar, con colores de interferencia fucsias de segundo orden. Son subidiomorfos de tamaños de grano fino. Estos no llevan la foliación principal de la roca, están asociados con plagioclasa, granate y biotita 1.

Moscovita 2: Agregados incoloros hojosos, compuestos de Individuos de relieve bajo, con colores de interferencia que varían entre verdosos-amarillentos-fucsias de segundo orden. Son subidioblásticos con habito laminar y bordes irregulares, heteroblásticos, con tamaño de grano fino y muy fino. Estos definen la foliación principal de la roca. Son asociados al cuarzo, clorita y la biotita 2. Presentan pliegues tipo kink lo cual evidencia una deformación fuerte en la roca. Su distribución en la roca es abundante y homogénea.

Cuarzo (30,9%): Individuos incoloros de relieve bajo, heteroblásticos, xenoblásticos, con colores de interferencia blancos y grises de primer orden. Son alargados según la foliación principal de la roca, se encuentra asociados a la biotita 2, clorita y moscovita 2 con los está en contacto neto. Su distribución es abundante y homogénea en la roca.

Minerales Opacos (4,1 %): Como individuos de color negro, forma romboédrica idioblásticos a subidioblásticos, de tamaño de grano fino y muy fino, se presentan asociados con el cuarzo moscovita 2 y biotita 2, de forma tabular alargada, con tamaños de grano muy fino, siguiendo la foliación de la roca.

Algunos de estos, están alterados a **óxidos de Fe**, los óxidos de Fe presentan colores rojizos, estos son a hematita las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena. Para colores naranjados se asociarían a hidróxidos de Fe como la goethita.

Biotita (3,1%): Se han determinado dos generaciones de biotita:

Biotita 1: Individuos de colores pardos-verde oliva, de relieve medio, con hábito hojoso. Subidiomórficos con bordes irregulares de tamaño de grano fino. No son concordantes con la foliación principal de la roca, son asociados a minerales como la plagioclasa, feldespato potásico, granate y moscovita 1. Se encuentran alterados a clorita.

Biotita 2: Agregados de color pardo, de relieve medio, con hábito hojoso. Subidioblásticos con bordes irregulares, homeoblásticos de tamaño de grano fino. Estos son concordantes con la foliación principal de la roca, son asociados a la moscovita 2 y cuarzo 2 en contacto neto. Presenta pliegues tipo kink. Algunos se encuentran alterados a clorita

La clorita de alteración (clorita 2) presenta colores verdosos claros, sus colores de interferencia son azules anómalos y pueden verse mezclados con colores de interferencia de tercer orden de la biotita. Se encuentra distribuida heterogéneamente en la roca

Plagioclasa (3,1%): Individuos incoloros, como clastos de bajo relieve, con colores de interferencia grises de primer orden, de forma subidiomórfica de tamaños de grano fino. No es concordante con la foliación de la roca, está asociada a biotita 1, moscovita 1 y granate. Es rodeado por la moscovita 2, en algunas partes puede notarse sobreimpuesta a la plagioclasa. Se encuentra alterado a sericita

La sericita se presenta como agregados incoloros de granos muy finos, reemplazando parcial o totalmente la plagioclasa.

Clorita (1%): Individuos de color verde pálido, con pleocroísmo muy leve, sus colores de interferencia son grises y azules claros anómalos, de forma subidioblástica tabular, alargada según la foliación de la roca. Homeoblásticos con tamaños de grano fino. Son concordante a la foliación principal de la roca, asociados a moscovita 2, biotita 2 y cuarzo.

Granate (1%): Porfidoblasto? incoloro, de alto relieve. Idioblástico de forma prismática pseudo hexagonales, muy fracturado de tamaño de grano medio. Sus fracturas son rellanadas por óxidos de Fe, es rodeado por la foliación principal de la roca y es discordante a esta, no presenta inclusiones. Es un mineral pre tectónico al evento principal, asociado con los feldespatos, biotita 1 y moscovita. se encuentra alterado a clorita

III. Textura

La **textura** predominante en la roca es granolepidoblástica, localmente presenta textura porfidoblástica

Tabla 14.

Diagrama paragenético de muestra ONZ-92, Esquisto moscovítico con granate

Mineral	Sedimentario	Metamorfismo	Alteración Hidrotermal	Alteración Supergena
Ms 1	-----			
Pl	-----			
Grt	-----?	-----?		
Bt 1	-----			
Ms 2		-----		
Qtz 2		-----		
Bt 2		-----		
Chl		-----		
Opq 2		-----		
Chl 2			-----	
Ser			-----	
Hem				-----

IV. Micrografías

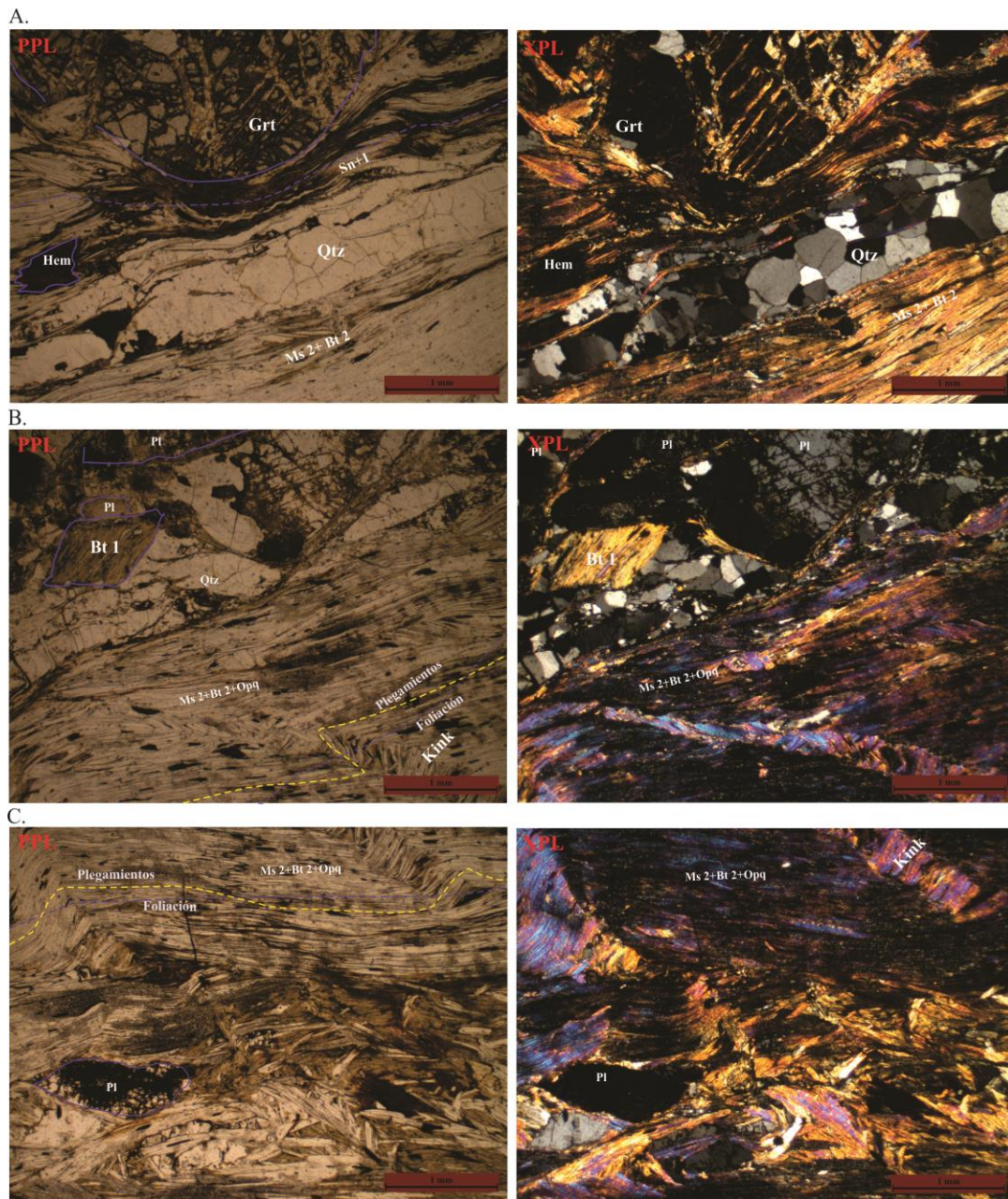


Figura 51. Microfotografías de la muestra ONZ-92. Nícoles paralelos (PPL), nícoles cruzados (XPL). A) Porfidoclasto de granate pretectónico a la foliación principal definida por Cuarzo +Moscovita 2+ Biotita 2+ Clorita. B) Biotita 1 y plagioclasa pretectónicos a la foliación de la roca, las bandas de micas son microplegadas. C) Pliegues tipo kink, microplegamientos que afectan la foliación de la roca. Se observa un crecimiento de moscovita 2 sobre la plagioclasa. Su textura es granolepidoblástica

9.3.3 Esquistos Moscovíticos (Muestra ONZ-94)

I. Descripción general: Roca de color gris plateado, brillo sedoso, con tamaño de grano fino, presentan una estructura esquistosa bien desarrollada, también microplegamientos evidenciando deformaciones posteriores en la roca. La esquistosidad está definida por la moscovita, cuarzo, biotita y clorita (Ver figura 52-53)

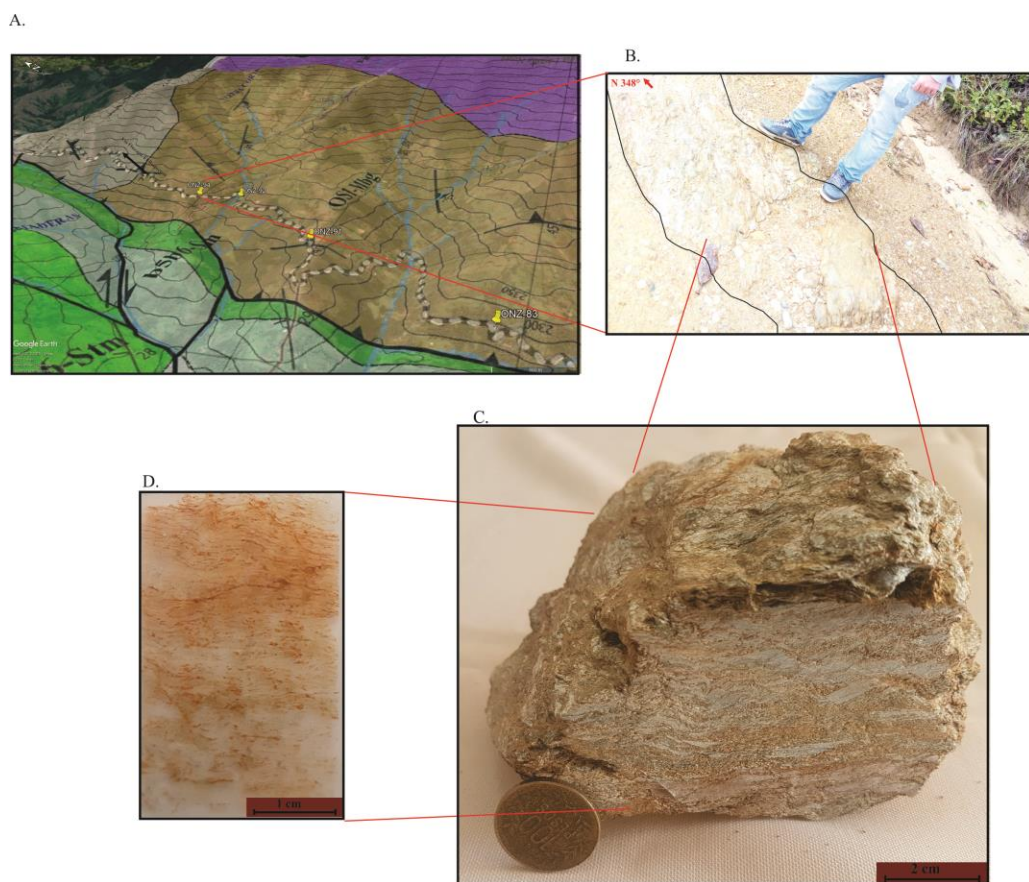


Figura 52. A) Ubicación de la muestran ONZ-94. B) Afloramiento sobre la carretera de la muestra ONZ-100. C) Muestra ONZ-94 de estructura esquistosa y microplegada, bandas de micas y cuarzo D) Sección delgada muestra ONZ-94.

Nota. Tomado de: A) Imagen satelital obtenida de Google Earth. B) Galería fotográfica del grupo

2 de campo II, Escuela de Geología UIS, segundo periodo académico 2016

II. Composición mineralógica

Minerales Mayores (>5%): Moscovita, Cuarzo

Minerales Menores (>1% <5%): Minerales Opacos, Biotita, Clorita, Plagioclasa

Minerales Secundarios: Clorita (Biotita), Sericita (Plagioclasa).

Moscovita (63,6%): Agregados incoloros hojosos, compuestos de Individuos de relieve bajo, con colores de interferencia que varían entre verdosos-amarillentos-fucsias de segundo orden. Son subidioblásticos con habito laminar y bordes irregulares, heteroblásticos, con tamaño de grano fino y muy fino. Estos definen la foliación principal de la roca. Son asociados al cuarzo, clorita y la biotita 2. Presentan pliegues tipo kink lo cual evidencia una deformación fuerte en la roca. Su distribución en la roca es abundante y homogénea.

Cuarzo (21,5 %): Individuos incoloros de relieve bajo, heteroblásticos, xenoblásticos, con colores de interferencia blancos y grises de primer orden. Son alargados según la foliación principal de la roca, se encuentra asociados a la biotita 2, clorita y moscovita 2 con los está en contacto neto. Su distribución es abundante y homogénea en la roca.

Opacos (4,7 %): Como individuos de color negro, forma romboédrica idioblásticos a subidioblásticos, de tamaño de grano fino y muy fino, se presentan asociados con el cuarzo moscovita y biotita 2, de forma tabular alargada, con tamaños de grano muy fino, siguiendo la foliación de la roca.

Algunos de estos, están alterados a **óxidos de Fe**, los óxidos de Fe presentan colores rojizos, estos son asociados a hematita las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena. Para colores naranjados se asociarían a hidróxidos de Fe como la goethita.

Biotita (3,7 %): Biotita 1: Individuos de colores pardos-verde oliva, de relieve medio, con habito hojoso. Subidiomorficos con bordes irregulares de tamaños de grano fino. No son

concordantes con la foliación principal de la roca, son asociados a la plagioclasa. Algunos son alterados a clorita.

Biotita 2: Agregados de color pardo, de relieve medio, con habito hojoso. Subidioblásticos con bordes irregulares, homeoblásticos de tamaño de grano fino. Estos son concordantes con la foliación principal de la roca, son asociados a la moscovita y cuarzo 2 en contacto neto. Presenta pliegues tipo kink. Algunos se encuentran alterados a clorita

La clorita de alteración (clorita 2) presenta colores verdosos claros, sus colores de interferencia son azules anómalos y pueden verse mezclados con colores de interferencia de tercer orden de la biotita. Se encuentra distribuida heterogéneamente en la roca

Clorita (2,8%): Individuos de color verde pálido, con pleocroísmo muy leve, sus colores de interferencia son grises y azules claros anómalos, de forma subidioblástica tabular, alargada según la foliación de la roca. Homeoblásticos con tamaños de grano fino. Son concordante a la foliación principal de la roca, asociados a moscovita, biotita 2 y cuarzo.

Plagioclasa (1,8%): Individuos incoloros, como porfidoclastos de bajo relieve, con colores de interferencia grises de primer orden, de forma subidiomorfa, de tamaños de grano fino. No es concordante con la foliación de la roca, está asociada a biotita 1. Es rodeado por la moscovita, en algunas partes puede notarse sobreimpuesta a la plagioclasa. Se encuentra alterado a sericita

La sericita se presenta como agregados incoloros de granos muy finos, reemplazando parcial o totalmente la plagioclasa.

III. Textura

La textura predominante en la roca es granolepidoblástica.

Tabla 15.

Diagrama paragenético de la muestra ONZ-94, esquistos moscovíticos

MINERAL	Sedimentarios	Evento Metamórfico	Alteración Hidrotermal	Alteración Supergena
Pl	-----			
Bt 1	-----			
Ms		-----		
Qtz		-----		
Bt 2		-----		
Chl		-----		
Opq		-----		
Ser			-----	
Chl 2			-----	
Hem				-----

IV. Micrografías

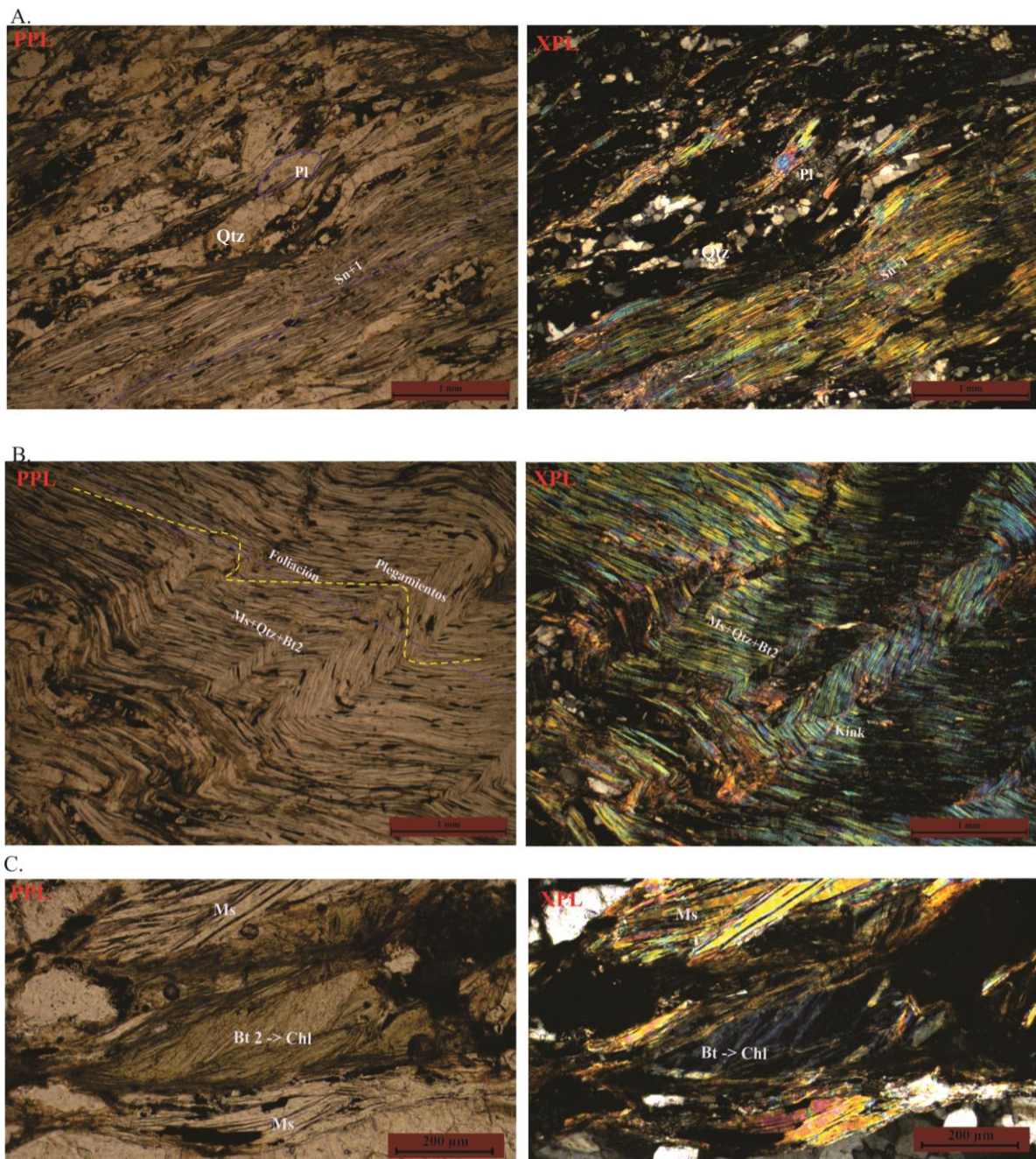


Figura 53. Microfotografías de la muestra ONZ-94. Nícoles paralelos (PPL), nícoles cruzados (XPL). A. Plagioclasa alterada a sericita pretectónica a la foliación principal definida por Cuarzo + Moscovita + Biotita + Clorita. B. Pliegues tipo kink, que afectan la foliación de la roca C. Biotita 2 alterando a clorita. La textura es granolepidoblástica.

9.3.4 Cuarcita Moscovítica (Muestra ONZ-6)

I. Descripción general: Roca de estructura masiva, de colores grisáceos claros y leves tonos verdosos. El mineral más representativo en esta roca es el cuarzo. Se han encontrado en la roca minerales como la Ms, Qtz, Pl, Turmalina, Bt. La roca es de protolito cuarzo-feldespático, presenta textura lepidogranoblástica. El nombre dado para la roca es cuarcita moscovítica. (Ver figura 54-55)

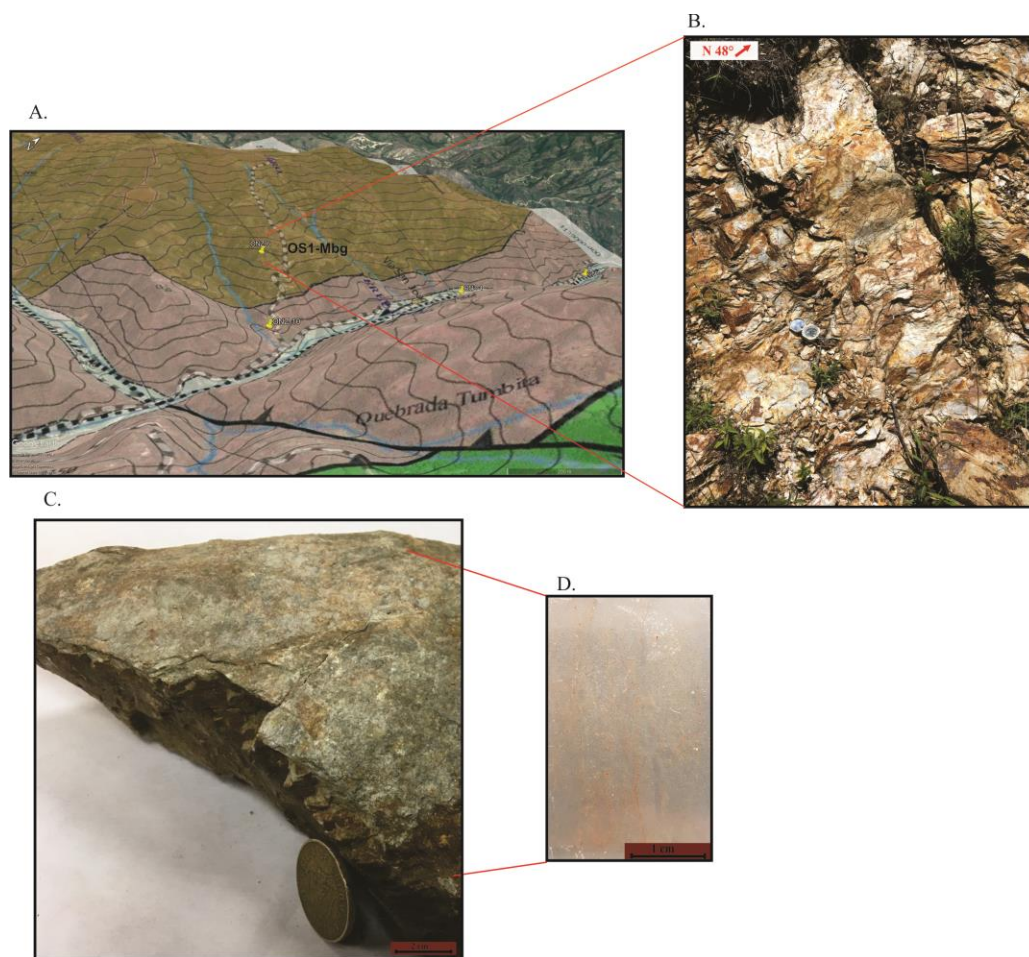


Figura 54. A) Ubicación de la muestra ONZ-6, desvío hacia la vereda San Isidro. B) Afloramiento en cual se observan filitas moscovíticas, las cuarcitas aparecen como intercalaciones entre estas. C) Cuarcita en muestra de mano D) Sección delgada de la muestra ONZ-11.

Nota. Tomado de: A) Imagen Satelital obtenida de Google Earth

II. Composición mineralógica

Minerales Mayores (>5%): Cuarzo, Moscovita

Minerales Menores (>1% <5%): Hematita, Clorita, Minerales Opacos

Minerales Esenciales: Albita

Minerales Accesorios < 0,1 %: Turmalina, Zircón, Epidota

Cuarzo (69,04%): Individuos de relieve bajo, homeoblásticos, de subidioblásticos a xenoblásticos, con colores de interferencia blancos y grises de primer orden. Son alargados según la foliación principal de la roca, de tamaños de grano fino. se encuentra asociados a moscovita con los está en contacto neto. Su distribución es abundante y homogénea en la roca.

Cuarzo 2: Individuos de forma idioblástica a subidioblástica, algunos como poligonalizados, de tamaños de grano fino. Se encuentra rellenando vetillas, corresponde a un cuarzo hidrotermal.

Moscovita (19,8%): Agregados incoloros hojosos, compuestos de individuos de relieve bajo, con colores de interferencia que varían entre verdosos-amarillentos-fucsias de segundo orden. Son subidioblásticos con habito laminar, Homeoblásticos, con tamaño de grano fino. Son alargados definiendo la foliación principal de la roca. Son asociados al cuarzo y la albita.

Óxidos de Fe (3,2%): Presentes en modo de vetillas que cortan la roca, con espesores muy finos, presentan colores rojizos, estos son a hematita las cual se desarrollaría debido a un evento de alteración supergena

Clorita (2,4%): Individuos de color verde pálido, con pleocroísmo muy leve, sus colores interferencia son grises y azules claros anómalos, de forma subidioblástica tabular, con bordes irregulares. Homeoblásticos con tamaños de grano fino.

Minerales Opacos (2,4%): Como individuos de color negro, forma romboédrica idiomórficos, heteroblásticos de tamaño de grano fino y muy fino. No llevan la foliación principal de la roca

Albita (0,8%): Individuos incoloros, como porfidoblastos de bajo relieve, con colores de interferencia grises de primer orden, de forma subidiomorfa, con tamaño de grano fino (0,12 mm). Presenta macla polisintética, son asociados con cuarzo y moscovita. Su distribución en la roca es escasa

Turmalina (0,8%): Como individuos de color verde oliva, con un pleocroísmo muy leve, subidioblásticos de forma prismática, de colores amarillentos de segundo orden. Presentan tamaños de grano muy fino, su distribución es escasa en la roca.

Zircón (0,7%): Individuos incoloros de relieve alto, sin pleocroísmo, de forma redondeada con tamaño de grano muy fino. Su distribución es escasa en la roca

Epidota (<0,1%): Mineral de relieve alto, incoloro, con pleocroísmo leve, tienen formas subidiomorfas, tiende algo redondeados, con colores de interferencia de finales de segundo orden, su distribución es escasa en la roca.

III. Textura

La textura predominante es lepidogranoblástica

Tabla 16.

Diagrama paragenético de la muestra ONZ-6, cuarcita moscovítica

MINERAL	Protolito Sedimentario	Evento Metamórfico	Hidrotermal	Alteración Supergena
Qtz		-----		
Ms		-----		
Ab		-----		
Tur	-----			
Zrn	-----			
Ep	-----			
Qtz 2			-----	
Opq	-----			-----
Hem				-----

IV. Micrografías

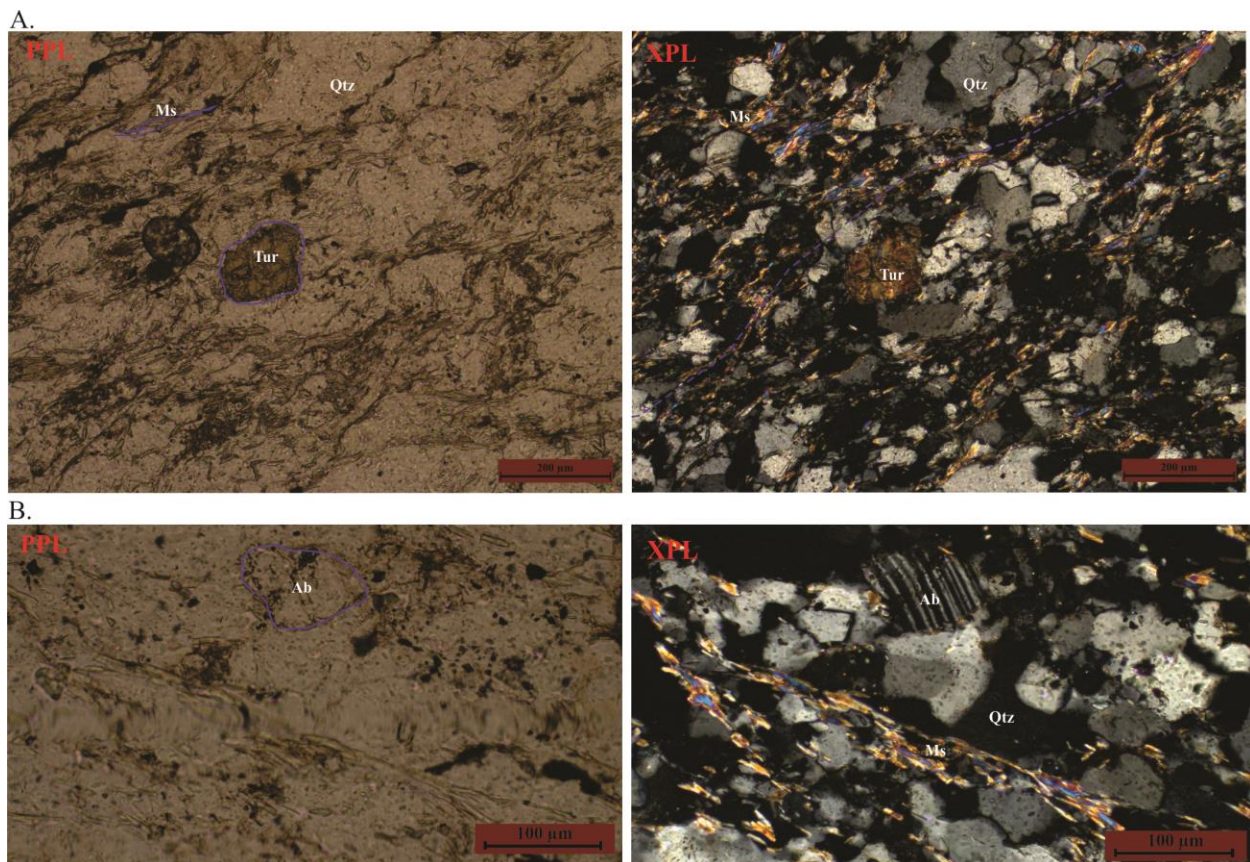


Figura 55. Microfotografías de la muestra ONZ-6. Nícoles paralelos (PPL), nícoles cruzados (XPL). A) Turmalina relíctica, blastos de cuarzo y moscovita la cual marca una leve foliación en la roca. B) Albita en paragénesis mineral con el cuarzo y moscovita. La textura de la roca es lepidogranoblástica.

9.3.5 Meta ígnea (Muestra ONZ-83)

I. Descripción general: Roca de colores grisáceos opacos, con tonos oscuros debido a alteraciones, tamaño de grano fino a medio con estructura cataclástica cohesiva. El protolito determinado para esta roca corresponde a una roca ígnea, la cual según la clasificación modal tendría afinidades félsicas (Ver figura 56-57). El evento metamórfico sobreimpuesto está marcado

por la moscovita (hidrotermal) y presenta evidencias de metamorfismo dinámico, por lo cual, esta roca presentaría un metamorfismo dinamo-térmico.

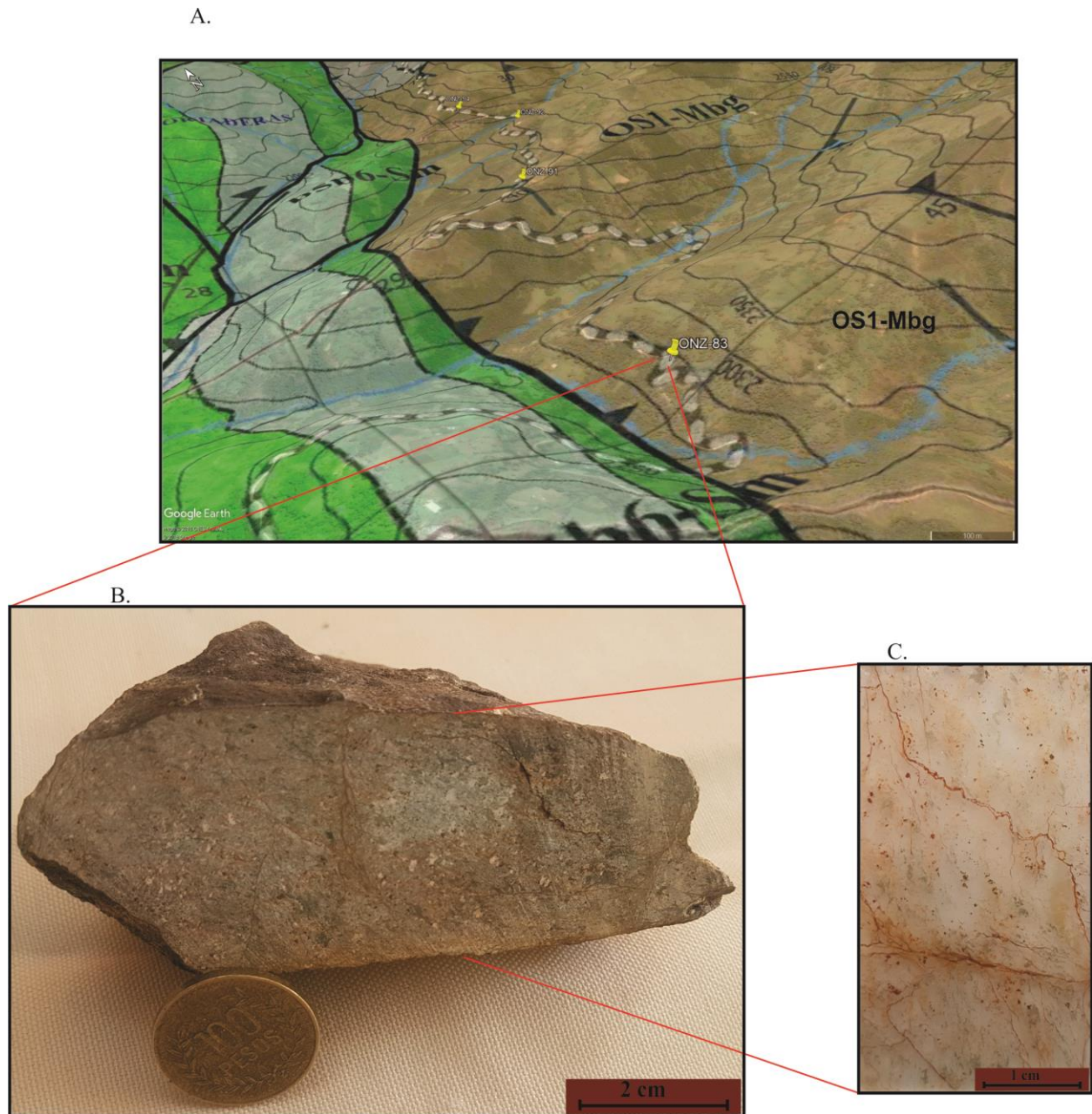


Figura 56. A) Ubicación de la Muestra ONZ-83 (Carretera Onzaga-El Boquerón). B) Muestra de mano con cristales de plagioclasa, cuarzo y algunas vetillas de Hematita. C) Sección delgada ONZ-83.

Nota. Tomado de: A) Imagen Satelital obtenida de Google Earth

II. Composición Mineralógica

Minerales Mayores (>5%): Cuarzo, Biotita, Moscovita

Minerales Menores (>1% <5%): Plagioclasa, feldespato potásico, Opacos

Minerales Accesorios (<0,1%): Titanita

Minerales Secundarios: Clorita (Biotita), Sericita, Clinozoisita Clorita radial

Moscovita (47,1%): Se han determinado tres generaciones de moscovita

Moscovita 1 (Sericita): Agregados incoloros hojosos, compuestos de individuos incoloros de relieve bajo, con colores de interferencia de amarillentos-rosados de segundo orden, subidiomorficos. inequigranulares de tamaños de grano fino. Se encuentra incluidos en fenocristales de feldespatos. Estas no llevan la foliación principal de la roca, son resultado de la alteración de feldespatos.

Moscovita 2: Agregados incoloros hojosos, compuestos de Individuos de relieve bajo, con colores de interferencia de amarillentos-rosados de segundo orden. Son subidioblásticos con habito laminar y bordes irregulares, heteroblásticos, con tamaño de grano fino y muy fino. Estos definen la foliación principal de la roca (Moscovita metamórfica). Son asociados al cuarzo 2 y la biotita 2. Su distribución en la roca es homogénea.

Moscovita 3: Individuos incoloros con habito laminar, subidioblásticos, de relieve bajo, con colores de interferencia fucsia de segundo orden. Se encuentra asociados con epidota, clinozoisita, clorita, titanita y opacos 2.

Cuarzo (28,1%): Como agregados policristalinos incoloros de bajo relieve, compuesto por Individuos heteroblásticos, idioblásticos a subidioblásticos, con colores de interferencia blancos y grises de primer orden. Se distinguen 3 generaciones de cuarzo

Cuarzo 1: Guarda evidencias de lo que podría corresponder a un cuarzo generado en la etapa temprana ortomagmática, tienen tamaños de grano medio, cercanos a 1,2 mm (asociado a feldespatos) los cuales han sido deformados, generando una recristalización de este cuarzo, se observan como pseudomorfos.

Cuarzo 2: Es el cuarzo resultado de recristalización dinámica visto como agregados policristalinos son catalogados como Qtz 2, son heteroblásticos de grano fino, con tamaños aproximados de 0,3 mm, estos presentan una leve orientación respecto a la foliación principal de la roca, se asocian a moscovita 2 y biotita 2. Presentan extinción ondulante y lamelas 2.

Cuarzo 3: El cuarzo también se encuentra en forma de vetillas que cortan la roca.

Biotita (12,4%): Se han determinado dos generaciones de biotita

Biotita 1: Individuos de colores pardos-verde oliva, de relieve medio, habito hojoso. Subidiomorficos con bordes irregulares, inequigranulares de tamaño de grano medio a fino (de 1,1 mm a 0,6 mm). No son concordantes con la foliación principal de la roca, son asociados a minerales opacos, siendo estos minerales pretectónicos al evento principal. Presentan pliegues tipo kink, lo cual evidencia una deformación fuerte en la roca. Se encuentran alterados a clorita. Corresponde a minerales precoces de la etapa ortomagmática (Biotita ígnea)

Biotita 2: Agregados de color pardo, de relieve medio, con habito hojoso. Subidioblásticos con bordes irregulares, homeoblásticos de tamaño de grano fino. Estos marcan la foliación principal de la roca (Biotita metamórfica), son asociados a la moscovita 2 y cuarzo 2. Algunos se encuentran alterados a clorita

La clorita presenta colores verdosos claros, sus colores de interferencia son azules anómalos y pueden verse mezclados con colores de interferencia de tercer orden de la biotita. Se encuentra distribuida heterogéneamente en la roca

Plagioclasa (3,3%): Individuos incoloros, como porfidoclastos de bajo relieve, con colores de interferencia grises de primer orden, presenta macla polisintética, de forma subidiomorfa, heteroblástica, de tamaños de grano medio a fino (1,5 mm a 0,6 mm). Se encuentra alterada a sericita (Moscovita 1). No lleva la foliación principal de la roca, está asociada a feldespato potásico y cuarzo 1. Presenta una distribución heterogénea en la roca. Corresponde a minerales tardíos de la etapa ortomagmática

Clorita (2,2%): Presenta colores verdes claros, sus colores de interferencia amarillentos a azules anómalos, de forma radial a pseudohexagonal, esta variedad de clorita se encuentra localizada en la roca, asociada con clinozoisita, titanita y moscovita 3. Corresponde a un mineral secundario

Minerales Opacos (2,2%): Como individuos de color negro, forma romboédrica idiomórficos a subidiomorfos, inequigranulares, de tamaño de grano fino y muy fino, se presenta de tres formas diferentes en la roca: como inclusiones en cuarzo y feldespatos 1, tienen tamaños de grano fino asociados con el cuarzo 2, moscovita 2 y biotita 2, con tamaños de grano muy fino; asociados a clinozoisita, clorita, titanita y moscovita 3, de tamaños de grano muy fino. Algunos de estos están alterados por óxidos de Fe los cuales les dan una tonalidad rojiza

Feldespato Potásico: (1,1%): Como porfidoclastos incoloros de relieve bajo, colores de interferencia grises-oscuros de primer orden. De forma subidiomorfa. Heteroblásticos de tamaño de grano medio a fino. No llevan la foliación principal de la roca, es asociada a plagioclasa y cuarzo 1. Su distribución es heterogénea y poco abundante. Se encuentran alterado a sericita (moscovita 1), Corresponde a minerales tardíos en la etapa ortomagmática.

Óxidos de Fe (1,1%): Presentes en modos de vetillas que cortan la roca, con espesores entre 0,14 mm a 0,7 mm y alterando minerales opacos. Presentan colores rojizos, estos podrían ser

caracterizados como hematita, mientras que algunos colores algo más naranjados corresponderían a hidróxidos de Fe, como la goethita. Estos corresponden a minerales secundarios debido a un evento de alteración supergena.

Clinzoisita (1%): Agregados minerales de relieve medio a alto, incoloro, sin pleocroísmo, tienen formas subidimórficas a idiomórficas, tienden a ser prismáticos, equigranulares, de tamaño de grano fino. En nicols cruzados presenta colores de interferencia, hasta amarillos de segundo grado, también pueden notarse con colores azules anómalos, presentan zonaciones. Se encuentra de manera localizada en la roca sobre fenocristales de cuarzo, es asociado con clorita, titanita y moscovita 3. Corresponde a un mineral secundario

Titanita (<0,1%): Individuos de alto relieve, con un leve pleocroísmo algo marrón, con colores de interferencia crema de alto orden. Se encuentran bastante fracturados con tamaños entre 0,6 mm y 0,25 mm de forma euhedral romboédrica, se encuentran incluidos en fenocristales de feldspatos y cuarzo

III. Texturas

Como texturas relícticas se tiene la textura porfidítica, la textura es cataclástica.

Tabla 17.

Diagrama Paragenético de la muestra ONZ-82, Meta-ígneas

Mineral	Eventos		
	Ígneo	Metamórfico	Alteración Hidrotermal Alteración Supergena
Ms 1	-----		
Qtz 1	-----		
Bt 1	-----		
Kfs	-----		
Pl	-----		
Spn	----		
Ms 2		-----	
Qtz 2		-----	
Bt 2		-----	

Mineral	Ígneo	Eventos		
		Metamórfico	Alteración Hidrotermal	Alteración Supergena
Qtz 3			----	
Chl			-----	
Ms 3			-----	
Czo			-----	
Ser			----	
Hem				-----

IV. Micrografías

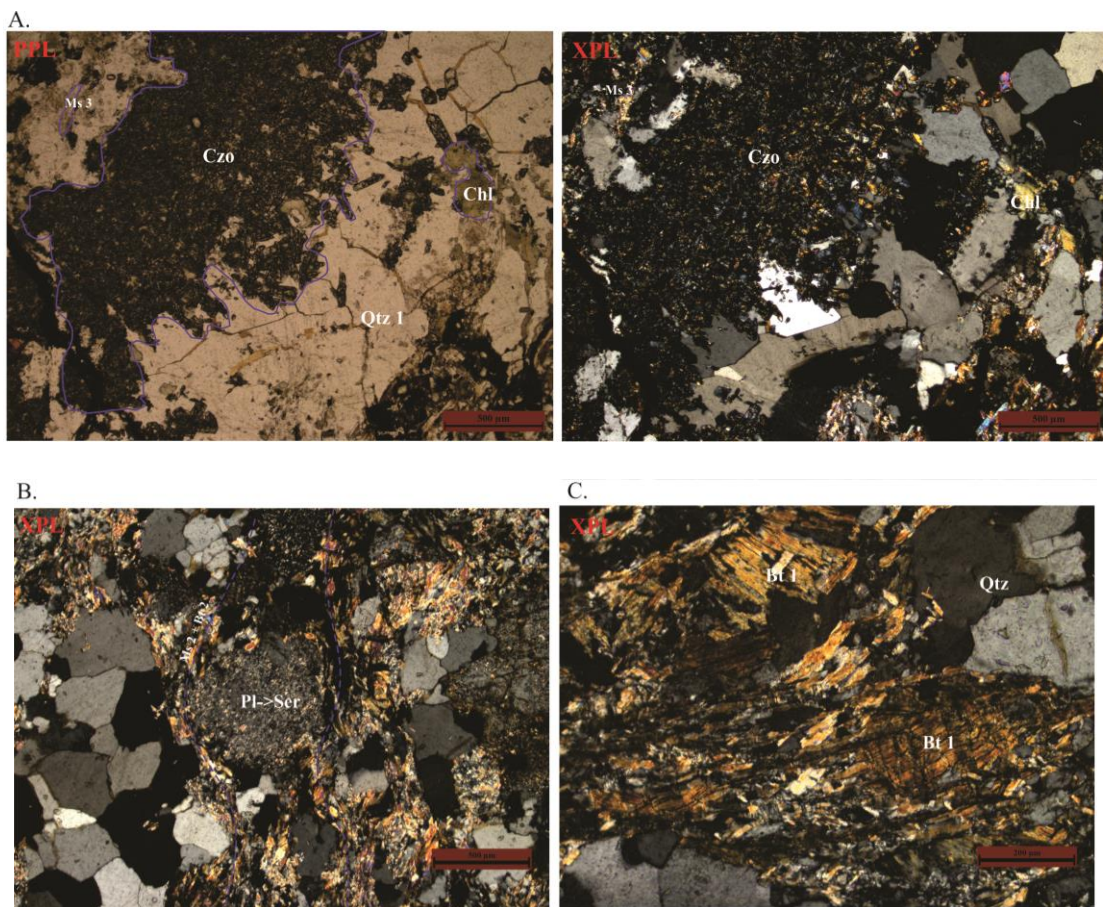


Figura 57. Microfotografías de la muestra ONZ-83. Nícoles paralelos (PPL), nícoles cruzados (XPL). A) Clinozoisita en asociación con moscovita 3 y clorita. B) Plagioclasa alterada a sericita, bordeada por la foliación de la roca definida por Moscovita 2 + Biotita C) Biotita 1 pretectónica la cual tiene pliegues tipo kink.

9.3.6 Meta-arenisca conglomerática (Muestra ONZ-105)

I. Descripción General: Al ser una roca que muestra evidencias de su protolito, su tamaño de grano se ha realizado en base a la clasificación granulométrica de las rocas sedimentarias. Presenta colores blancuzcos, con leves tonos rojizos. De matriz grano soportada, presenta cambios en los tamaños de grano marcados, los cuales pasan de arena media a arenas muy gruesas y gravas. El contacto observado es neto levemente sinuoso. Los cuarzos que se han visto más afectados por evento metamórfico son los de mayor tamaño, estos muestran una recristalización total en la roca. (Ver Figura 58-59)

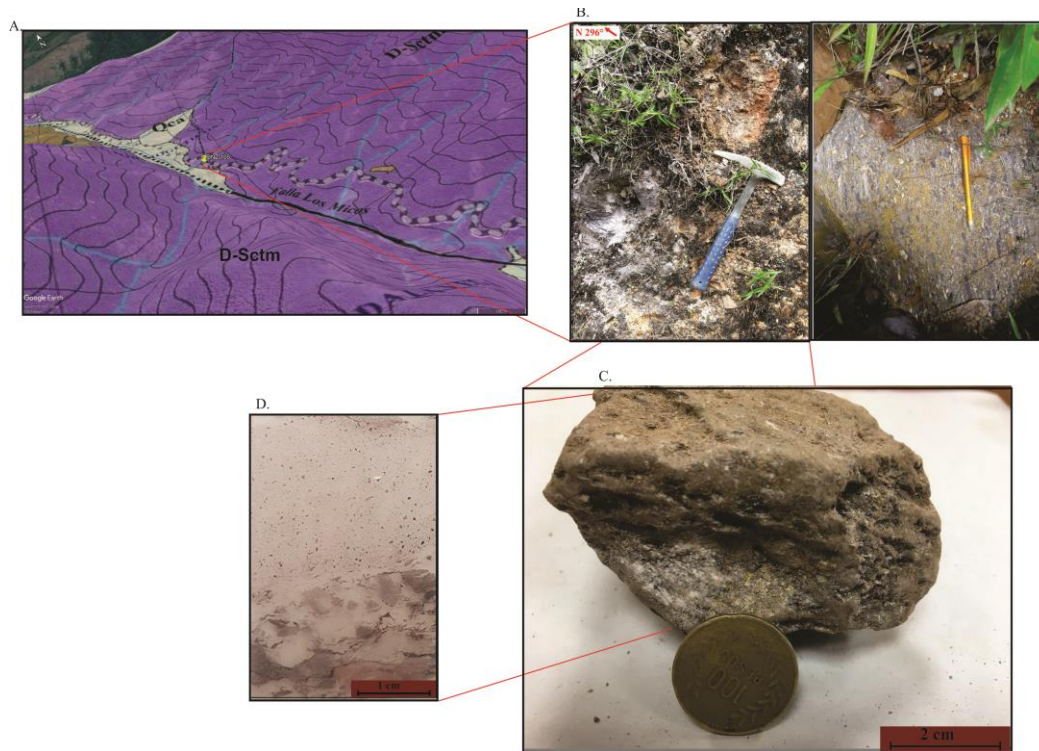


Figura 58. A) Ubicación de la muestra ONZ-105 (Vía Boquerón-Onzaga) B) Afloramiento de la muestra, en la parte derecha se observa un metaconglomerado con una orientación defina. C) Muestra de mano compuesta principalmente por cuarzo, la orientación es muy leve. D) Sección delgada de la muestra ONZ-105, el contraste entre tamaños grano grava y arena es muy marcado. Nota. Tomado de: A) Imagen Satelital obtenida de Google Earth

II. Composición Mineral

Minerales Mayores (>5%): Cuarzo, Moscovita-Sericita

Minerales Menores (>1% <5%): Óxidos de Fe

Minerales Accesorios < 0,1 %: Minerales Opacos, Zircón

Cuarzo (92,2%): Se presentan distintos tamaños de grano para la roca (inequigranular), mostrando cambios marcados entre estos, siguiendo de menor tamaño de grano a mayor se han dividido de la siguiente manera:

Cuarzo 1: Individuos incoloros, de relieve bajo. De forma subhedrales a anhedrales, con tamaños de grano medios y gruesos (entre 0,35 mm y 1,25 mm). Presentan evidencia de deformación tales como extinción ondulantes y bandas deformacionales. Algunos granos de tamaño grueso se presentan como agregados policristalinos.

Cuarzo 2: Cuarzo resultado de la recristalización dinámica, esta se ha desarrollado totalmente en clastos de tamaño grava, se observa el contorno de clastos de tamaños mayores a los 2 mm, totalmente rellenados por cuarzo con tamaños de grano muy finos, esto resultado de la deformación. Muestran una leve orientación preferencial.

Moscovita-Sericita (6,2%): Agregados incoloros hojosos, compuestos de Individuos de relieve bajo, con colores de interferencia que varían entre verdosos-amarillentos-fucsias de segundo orden. Son subidioblásticos con hábito laminar y bordes irregulares, heteroblásticos, con tamaño de grano muy fino. Marcan una orientación leve en la roca, se encuentra rodeando a los clastos, lo cual nos evidencia que es un mineral generado posteriormente a la depositación de la roca. Se asocia al cuarzo 2.

Óxidos de Fe (1,1%): Como vetillas, que cortan la roca, de colores rojizos. Colores asociados a la hematita.

Minerales Opacos (0,4%): Como individuos de color negro, forma romboédrica idiomórficos, heteroblásticos de tamaño de grano fino y muy fino.

Zircón (0,2%): Individuos incoloros de relieve alto, sin pleocroísmo, de forma redondeada con tamaño de grano muy fino.

III. Texturas

La textura es cataclástica.

Tabla 18.

Diagrama paragenético de la muestra ONZ-105, Metaarenisca conglomerática

MINERAL	Protolito Sedimentario	Evento Metamórfico (Dinamo-termico)	Alteración Supergena
Qtz 1	-----		
Qtz 2		-----	
Ms		-----	
Zrn	-----		
Opq			-----
Hem			-----

IV. Micrografías

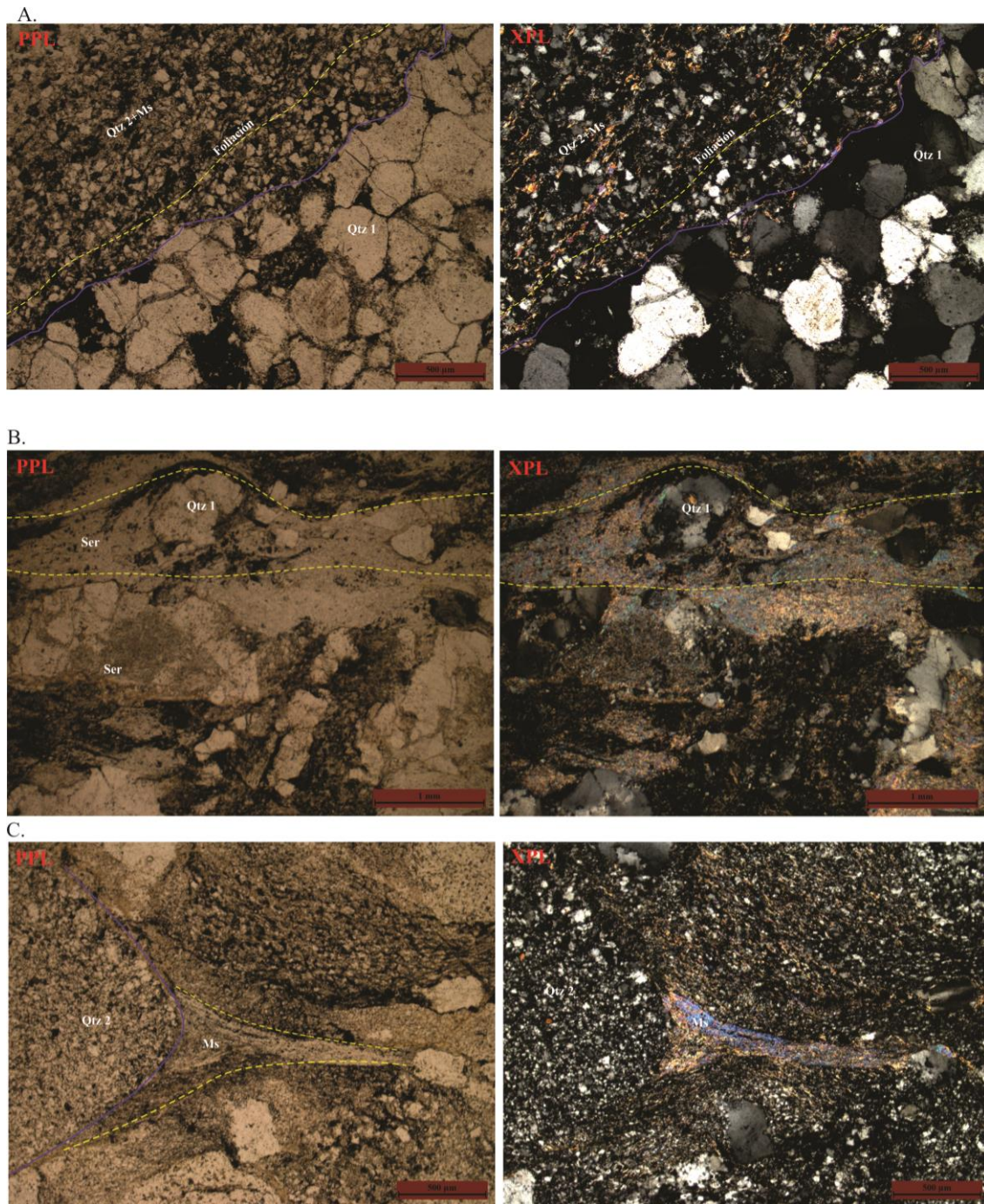


Figura 59. Microfotografías de la muestra ONZ-105. Nicoles paralelos (PPL), nicoles cruzados (XPL). A) Contraste del tamaño de grano en cuarzo 1 y cuarzo 2, este último es orientado junto con la moscovita y definen la foliación de la roca. B) Moscovita-sericita orientada bordeando grano de cuarzo 1, estos son levemente orientados. C) Clastos de cuarzo 1 tamaño muy gruesos, recrystalizados totalmente, es notable como la sericita rodea estos clastos.

10. Análisis de los resultados

10.1 Metamorfismo

Las rocas metamórficas analizadas corresponden a filitas moscovíticas, esquistos moscovíticos, cuarcitas, metaareniscas conglomeráticas, meta-ígneas y metariolitas.

El tipo de metamorfismo asociado a estas rocas no presenta relación entre todas las litologías mencionadas, para las rocas filíticas moscovíticas, esquistos moscovíticos y cuarcitas se determina un metamorfismo regional de bajo grado, para las rocas metasedimentarias, meta-ígneas y metariolitas se determina un metamorfismo de tipo dinamo-térmico.

10.1.1 Metamorfismo regional Las facies de metamorfismo identificadas petrográficamente presentan variaciones para los sectores Este y Oeste de la falla de Onzaga. Para el sector Oeste se analizó la cuarcita (ONZ-6), su paragénesis mineral corresponde a $Qtz+Ms+Ab$, esta correspondería con un tipo composicional cuarzo-feldespático de la facies esquistos verdes, zona de la clorita.

La franja metamórfica de Onzaga-Boquerón (Sector Esta falla Onzaga) muestra variaciones entre rocas filíticas moscovíticas, cuarcitas, esquistos moscovíticos y pequeños lentes de metabasitas. A medida que la secuencia metamórfica de los esquistos de Silgará se acerca a la Unidad Ortoneis, se han observado aumentos en el contenido de minerales pretectónicos en las secciones delgadas, estos como la plagioclasa, biotita 1, moscovita 1 y el granate. En las filitas moscovíticas (ONZ-91) se ha determinado la paragénesis mineral $Bt+Ms+Chl+Qtz$ esta corresponde a un tipo composicional pelítico, de la facies esquistos verdes en la zona de la biotita.

Los esquistos moscovíticos (ONZ-92-94) presentan variaciones en las paragénesis minerales, estas corresponden a Ms 1+ Bt 1+ Pl + Grt ; Bt 2+Ms2+ Qtz + Chl. La facies de metamorfismo a la cual corresponderían sería esquistos verdes, en la zona de la biotita. Es de particular interés aparición del granate reportado en la sección (ONZ-92), este granate es pre-tectónico a la foliación principal de la roca, no presenta inclusiones minerales y su tamaño es de grano medio, este mineral podría ser un indicador de metamorfismo en la zona del granate, sin embargo, debido a su escasez en las rocas analizadas y no ser encontrado en las rocas aledañas (ONZ-94) se plantean dos hipótesis: la primera de estas correspondería a que este granate es metamórfico el cual fue afectado por nuevas deformaciones y terminaría siendo disuelto tectónicamente, la segunda hipótesis plantearía que este granate, junto con los minerales en paragénesis (Plagioclasa, Biotita 1, Moscovita 1) correspondan a minerales relicticos (sedimentarios), resultado de la erosión de los cuerpos cartografiados en zonas aledañas como Ortoneis.

Tabla 19.

Diagrama paragenético generalizado para las Filitas moscovíticas y esquistos.

Mineral	Minerales Relicticos	Minerales de Metamorfismo	Alteración Hidrotermal	Alteración Supergena
Ms 1	-----			
Pl	-----			
Grt	-----?	-----?		
Bt 1	-----			
Ms 2		-----		
Qtz 2		-----		
Bt 2		-----		
Chl		-----		
Opq 2		-----		
Chl 2			-----	
Ser			-----	
Hem				-----

La generación de estas rocas metamórficas se asocia al evento Fammatiniano principal con edades entre los 480 Ma y 470 Ma (Van der Lelij, 2016; Mantilla, et al 2016) el cual tuvo lugar en el ordovícico temprano, catalogado para las rocas vistas como un metamorfismo de tipo barroviense. El metamorfismo de estas rocas sería de bajo grado el cual podría alcanzar la parte alta de la zona del granate, el metamorfismo retrogrado quedaría evidenciado en las rocas por la cloritización de la biotita y la seritización de las plagioclasas. Estas rocas presentan un metamorfismo dinámico sobre impuesto a manera de microcrenulaciones los cuales afectan la foliación principal de la roca.

Las dataciones realizadas en estas rocas para Sector Oeste de la falla de Onzaga muestran una máxima edad de depositación de ~514 Ma (Mantilla, Comunicación Verbal), estas podrían ser correlacionadas con los Esquistos del Chicamocha. Las rocas metamórficas del sector Este de la falla de Onzaga muestran una edad de máxima depositación de ~547 Ma (Mantilla, Comunicación Verbal), estas podrían ser correlacionadas con los Esquistos del Chicamocha.

Evento de metamorfismo regional → *Esquistos de Silgará y Ortoneis*

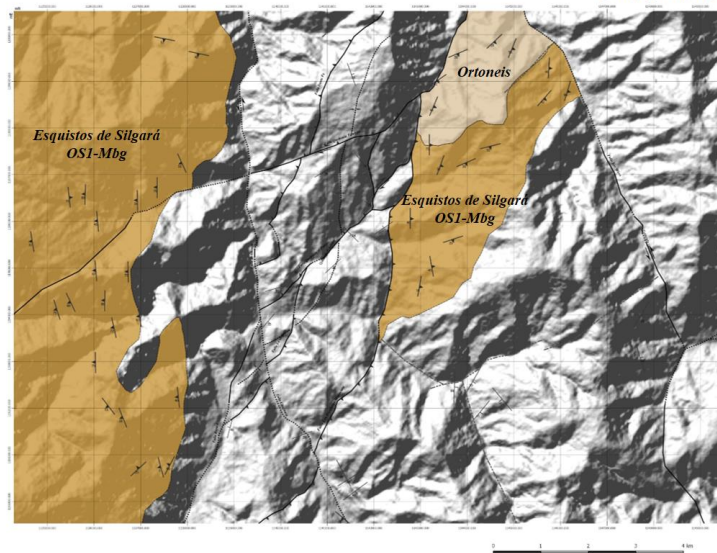
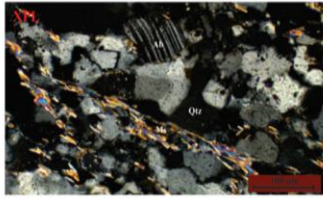


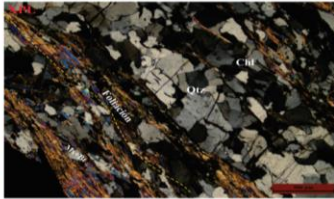
Figura 60. Unidades afectadas por metamorfismo regional

Sector W de la falla Onzaga

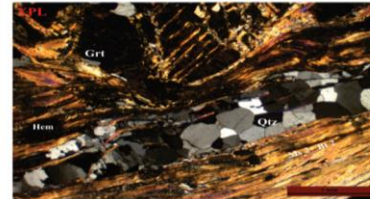


Protolito: Cuarzo-feldespático
Paragénesis mineral: Qtz+Ms+Ab
Zona de metamorfismo: Clorita
Facies de metamorfismo: Esquistos verdes
Máxima edad de depositación: ≈ 514 Ma
 (Mantilla, Comunicación Verbal)

Sector E de la falla Onzaga



Protolito: Pelítico
Paragénesis mineral: Bt+Ms+Chl+Qtz
Zona de metamorfismo: Biotita
Facies de metamorfismo: Esquistos verdes
Máxima edad de depositación: ≈ 550 Ma
 (Mantilla, Comunicación Verbal)



Protolito: Pelítico
Paragénesis mineral: Ms 1+ Bt 1+ Pl+ Grt?;
 Bt 2+ Ms 2+ Qtz + Chl
Zona de metamorfismo: Biotita?-Granate?
Facies de metamorfismo: Esquistos verdes

Figura 61. Interpretación de resultados, Metamorfismo regional (Esquistos de Silgará)

10.1.2 Metamorfismo Dinamo-Térmico Este tipo de metamorfismo es el asociado a las rocas metasedimentitas y metaígneas posteriores al evento Fammatiniano Principal. Estas rocas muestran orientaciones minerales definidas por la moscovita, siendo esta un moscovita de origen hidrotermal (sericita) y deformaciones muy marcadas. El factor dinámico queda evidenciado por cuarzo ondulantes, recristalizaciones dinámicas, pliegues tipo kink, microfracturaciones, bandas deformacionales, sombras de presión y lamelas de deformacionales. El componente térmico queda registrado en esa generación/liberación de fluidos hidrotermal los cuales permiten la generación de moscovita (sericita) orientada.

Evento de metamorfismo dinamo-termico

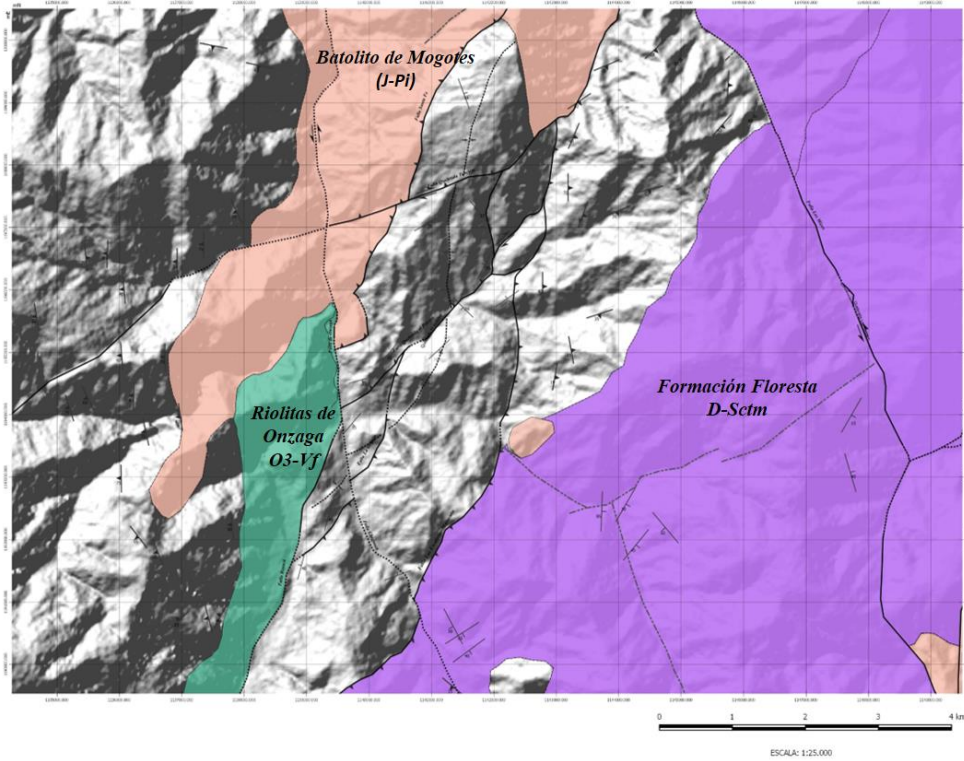


Figura 62. Unidades afectadas por metamorfismo dinamo-térmico (Riolitas de Onzaga y Formación Floresta)

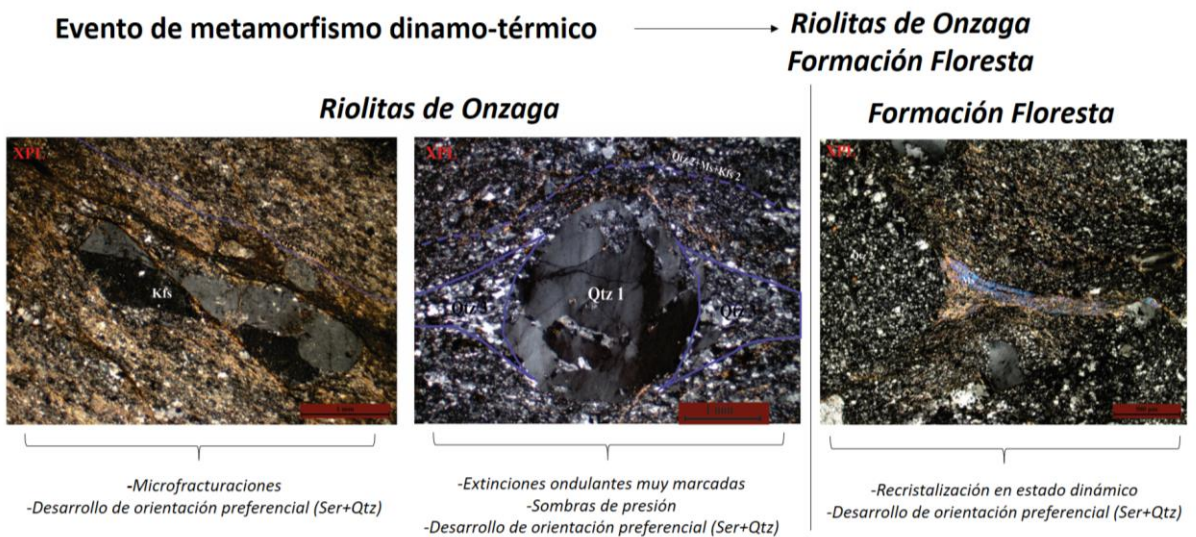


Figura 63. Interpretación de resultados, metamorfismo dinamo-térmico (Riolitas de Onzaga y Formación Floresta)

10.2 Magmatismo

El área de estudio presenta evidencias de distintos eventos magmáticos que han afectado el Macizo de Santander, el primero de estos corresponde a cuerpos ígneos metamorfoseados relacionados con el Ortoneis y etapas magmáticas posteriores a este con ausencia de metamorfismo (Magmatismo del Ordovícico) y el segundo evento magmático que corresponde rocas plutónicas y subvolcánicas relacionados con la unidades Batolito de Mogotes (Magmatismo Triásico-Jurásico).

10.2.1 Magmatismo del Ordovícico Son rocas que se relacionan con la Unidad Ortoneis y a las Riolitas de Onzaga (ONZ 24-33). Los cuerpos ígneos asociados al Ortoneis son considerados como sin-tectónicos a la formación de las rocas metamórficas pertenecientes a la unidad Esquistos de Silgará generados en la orogenia Fammatiniana principal con edades entre los 480 Ma y 470 Ma (Van der Lelij, 2016; Mantilla et al, 2016), aunque no se descarta que estas rocas puedan tener edades más antiguas como las reportadas en Jiménez (2016). Las muestras analizadas (ONZ 72-83), corresponden a rocas meta-ígneas y monzonitas porfidíticas que se relacionan con las etapas magmáticas posteriores al metamorfismo generado por la orogenia Fammatiniana, estas rocas muestran edades entre 470 Ma y 450 Ma (Mantilla, comunicación verbal) lo que indicaría que el magmatismo para el Ordovícico tuvo rango hasta por lo menos el Ordovícico Superior. La ausencia de metamorfismo en la monzonita porfidítica ONZ-83 indicaría la finalización del evento metamórfico asociado a la orogenia Fammatiana principal, la presencia de granate en esta roca puede ser tomado como indicador geoquímico, el cual evidenciaría que los cuerpos ígneos sean de

afinidad peraluminosa. La roca meta-ígneas (ONZ-72) presenta metamorfismo de tipo dinámico-térmico, este se asociaría a eventos metamórficos posteriores al evento Fammatiniano principal.

Los cuerpos ígneos que se relacionan con la unidad Riolitas de Onzaga corresponden a riolitas porfídíticas las cuales han sufrido un metamorfismo dinámico-térmico el cual ha generado rocas de falla como milonitas y cataclasitas, las condiciones en las que son generadas estas rocas varían entre el estado frágil-dúctil y dúctil. Las rocas de un estado netamente dúctil (ONZ-24) muestran una orientación preferencial bien definida de los minerales además de pliegues tipo kink, recristalizaciones dinámicas y bulging, mientras que las rocas pertenecientes a un régimen dúctil-frágil (ONZ-33) muestran evidencias de ambos regímenes, como lo sería la microfracturación (frágil) y recristalización dinámica (dúctil). Las relaciones paragenéticas de estas rocas son mostrada en la tabla 21.

Magmatismo del Ordovícico → Ortoneis, Riolitas de Onzaga y cuerpos asociados

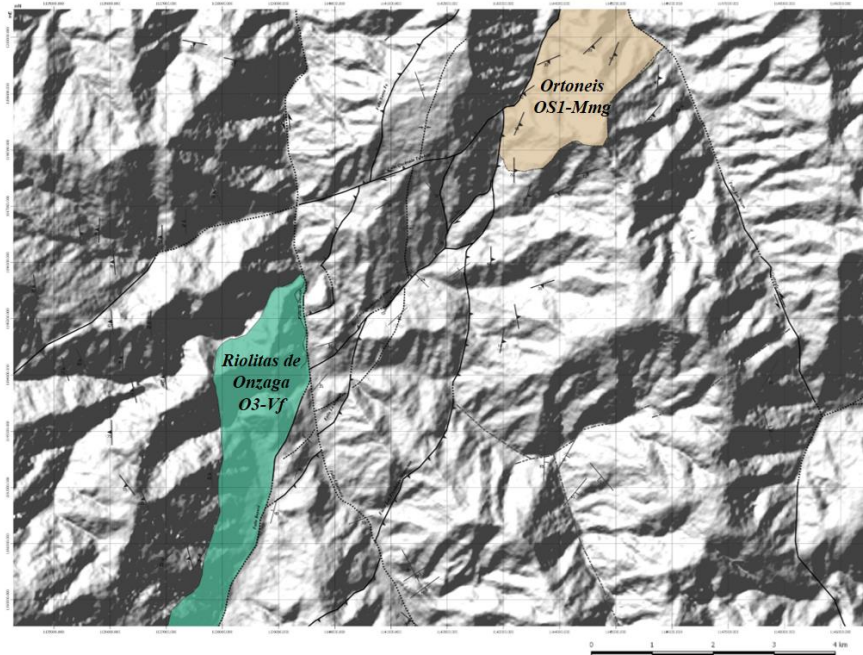


Figura 64. Unidades asociadas al magmatismo del Ordovícico (Riolitas de Onzaga y Ortoneis)

Magmatismo del Ordovícico → Cuerpos asociados y Riolitas de Onzaga

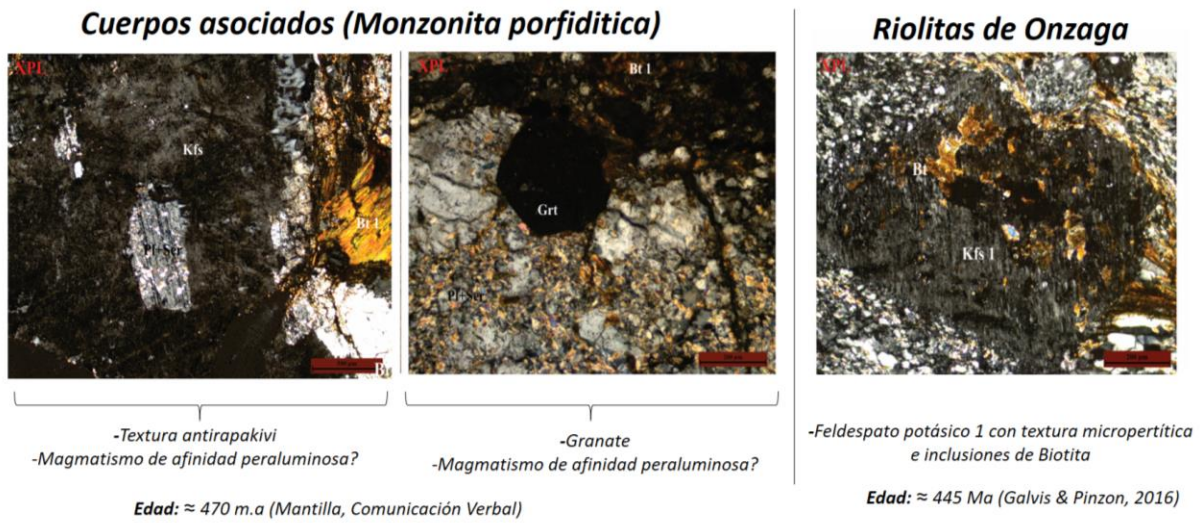


Figura 65. Interpretación de resultados, magmatismo del ordovícico (Monzonita porfídica, Riolitas de Onzaga)

10.2.2 Magmatismo Triásico-Jurásico Las rocas relacionadas con este evento magmático corresponden a rocas plutónicas (ONZ-1, ONZ-4, ONZ-10) y subvolcánicas (ONZ 70-71). Las rocas plutónicas varían entre granitos y granodioritas, estas muestran una relación en cuanto a los minerales generados en la etapa magmática, los minerales post-magmáticos son diferenciables mostrando variaciones en sus minerales de alteración, algunas rocas son alteradas a sericita mientras que otras son alteradas a epidota-clorita, esto indica que las rocas han sido afectadas por distintas alteraciones hidrotermales. (Tabla 20)

Tabla 20.

Diagrama paragenético generalizado de las rocas plutónicas

MINERAL	Etapa de formación				
	Etapa Ortomagmática		Etapa Postmagmática		
	Temprana	Tardía	Alteración Hidrotermal 1	Alteración Hidrotermal 2	Alteración Supergena
Zrn	-----				
Pl 1	-----				
Opq	----				
Spn	----				
Bt	----				
Kfs		----			
Qtz		-----			
Pl 2		----			
Chl			-----	-----	
Czo			-----		
Ser				-----	
Cao				-----	
Hem					-----

Magmatismo del Triásico - Jurásico → Batolito de Mogotes, cuerpos Riolfíticos en forma de diques.

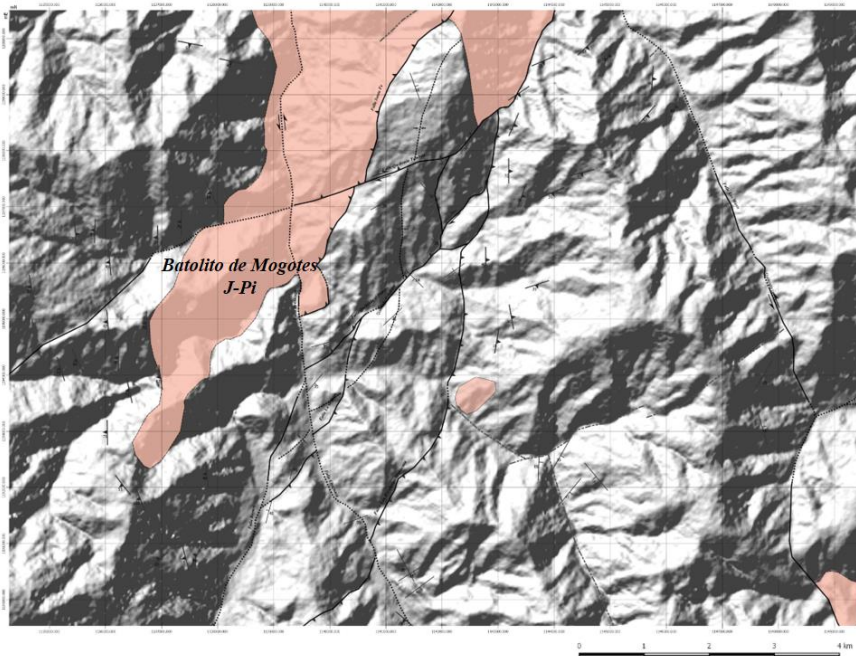


Figura 66. Unidades generadas en el magmatismo triásico-jurásico (Batolito de Mogotes)

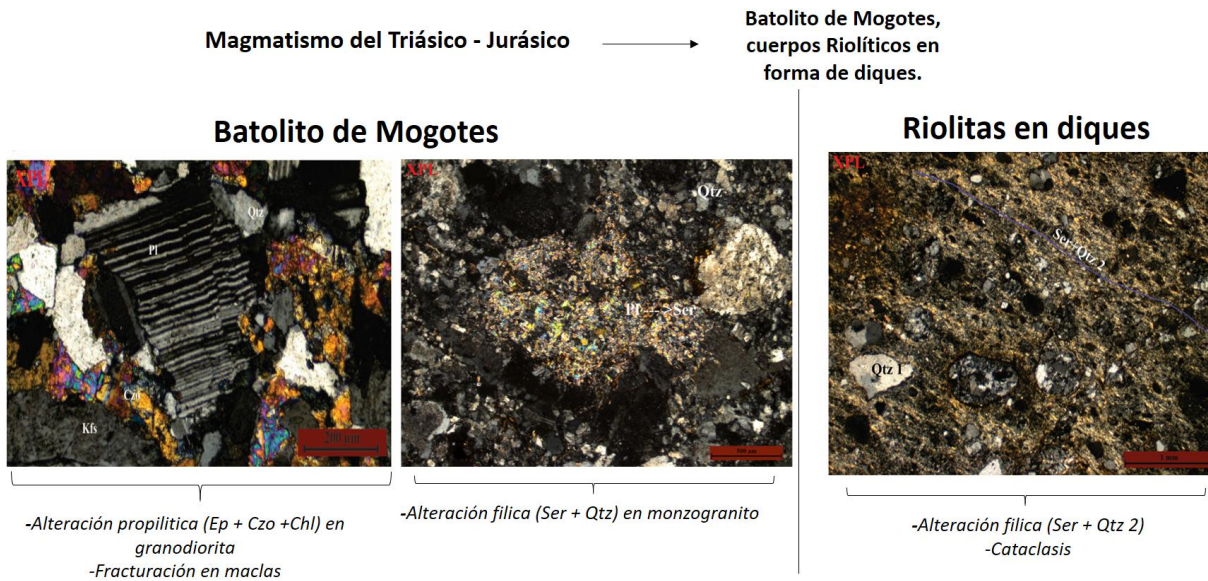


Figura 67. Interpretación de resultados, magmatismo triásico-jurásico (Batolito de Mogotes)

En cuanto a las rocas subvolcánicas, estas rocas corresponden a riolitas porfídicas encontradas a manera de diques, estas han sufrido un metamorfismo dinámico, dinámico-termal el cual ha generado rocas de falla como milonitas y cataclasitas, las condiciones en las que son generadas estas rocas varían son de un régimen frágil y frágil-dúctil. Las rocas pertenecientes a un régimen frágil-dúctil (ONZ-71) muestran evidencias de ambos regímenes, como lo sería la microfracturación (frágil) y recristalización dinámica (dúctil) mientras que las rocas de un régimen frágil muestran una distribución caótica de sus minerales de bordes angulosos y rectos.

Los diagramas paragenéticos de las rocas subvolcánicas analizadas (ONZ 24-33-70-71) guardan relación, la orientación preferencial en las rocas es definida por minerales post-magmáticos de alteración, estos corresponden a la sericita-cuarzo. La roca ONZ-76 es una cataclasita la cual ha sido un tipo de alteración hidrotermal diferenciable a las demás rocas subvolcánicas la cual es compuesta principalmente por cuarzo, probablemente corresponda a una

silicificación. A continuación, se muestra de manera generalizada el diagrama paragenético para estas rocas:

Tabla 21.

Diagrama paragenético generalizado de las rocas subvolcánicas

Mineral	Etapa de formación				
	Etapa Ortomagmática		Alteración Hidrotermal/ Evento dinámico	Etapa Postmagmática	
	Temprana	Tardíos		Fracturamiento/ relleno de vetillas	Alteración Supergena
Zrn	---				
Opq	---				
Bt	----			-----?	
Qtz 1	-----				
Kfs 1	-----				
Pl	-----				
Qtz 2		-----			
Kfs 2		-----			
Ser			-----		
Qtz 3			-----		
Qtz 4				-----	
Kfs 3				-----	
Chl			-----		
Hem					-----
Rt					-----

10.3 Sedimentación

Las rocas sedimentarias analizadas presentan características diferenciables, por una parte, se tienen secuencias sedimentarias que son levemente metamorfoseadas generando metaconglomerados, metalodolitas, metaareniscas-conglomeráticas (ONZ-105), pizarras y filitas, mientras que otras rocas sedimentarias no presentan metamorfismo, estas últimas han sido cartografiadas en estudios anteriores con edades devónicas y cretácicas.

Las rocas metasedimentitas podrían ser relacionadas con la formación “Floresta Metamorfoseada” reportada en Ward, et al. (1973), sin embargo, la generación de estas rocas metasedimentarias se asocia con procesos locales de metamorfismo dinamo-térmico (ONZ-105) y el desarrollo de clivajes de carga, por la relación con la Formación Floresta propuesta por Botero (1950) en el macizo de Floresta sería más factible. Las dataciones que realizadas por Mantilla y García (2018) en los miembros de esta formación indican edades que van desde el Devonico inferior (410 Ma) para el miembro basal y Devonico medio-superior (372 Ma) para el miembro medio, esto indicaría que lo agrupado como formación Floresta tiene rocas de edades depositacionales más antiguas que se relacionarían temporalmente con la Formación Tibet. En el trabajo de campo se han visto tendencias del desarrollo de metamorfismo dinamo-térmico en las rocas que constituyen la base de la formación Floresta, esto podría ser explicado desde un punto de vista tectónico/estratigráfico, estratigráficamente se tendría una depositación de sedimentos durante los periodos de tiempo Devónico-Carbonífero-Pérmico, las rocas que se encontrarían en mayor profundidad corresponderían al miembro basal (conglomerados, areniscas, lodolitas), por lo cual las condiciones P-T serían superiores respecto a las otros miembros o unidades que las suprayacen (miembro medio-superior y “Formación Mogotes”), la posterior deformación asociadas a eventos tectónico-termales afectaría en mayor proporción a las rocas encontradas con mayores condiciones P-T, es decir, a el miembro basal de la formación Floresta.

Rocas sin metamorfismo de edades devónicas son también asociadas a la formación Floresta, presentan intercalaciones entre areniscas de tamaños de grano medios a finos con lodolitas, las cuales se hacen predominantes hacia el tope de la unidad, son tomadas como los miembros medio-superior de esta formación. El ambiente depositacional al cual se relacionan estas rocas (con metamorfismo y sin metamorfismo) es de transicional a marino somero.

Las rocas sedimentarias sin metamorfismo de edades cretácicas se relacionan con las Formaciones pertenecientes a la cuenca Catatumbo-Maracaibo, estas muestran variaciones en sus ambientes depositacionales los cuales van desde transicionales (Fm Rio Negro) hasta marinos someros-profundos (Fm La Luna), evidenciando la subida del nivel del mar para este periodo de tiempo en el cual alcanza su máximo nivel en las rocas de la formación la Luna en el área de estudio. Se puede determinar que esta subida del nivel del mar fue cíclica, es decir, había repeticiones entre transgresiones y regresiones marinas antes de llegar a su máximo nivel.

10.4 Tectónica

Los movimientos asociados al sistema de fallas son de gran importancia para el macizo de Santander, la historia tectónica es bastante compleja, sin embargo, se pueden diferenciar distintos eventos tectónicos en base a análisis fotogeológicos, petrográficos y geocronológicos reportados para el área de estudio: 1) Movimientos asociados a la Falla de Onzaga la cual genera un levantamiento que pone en contacto rocas con litologías, grados de metamorfismo y edades de protolito diferenciables, al sector Oeste de la falla Onzaga principalmente filitas de la facies esquistos verdes, zona de la clorita y máximas edades de depositación de ~510 Ma (Mantilla, Comunicación verbal) y para el Sector Este principalmente esquistos de la facies esquistos verdes, zona del granate? con máximas edades de depositación de ~550 Ma (Mantilla, Comunicación Verbal) estos levantamientos se atribuyen a un régimen compresivo el cual pudo generarse con edades entre el triasico-jurásico. Su origen no es muy claro y se necesitan más evidencias las cuales comprueben o descarten este evento. 2) Reactivación del sistema de Fallas de Bucaramanga en regímenes extensivos durante el jurásico, en relacion con cuerpos ígneos de la época, los cuales

son la fuente de fluidos hidrotermales. Las fallas juegan el papel de paleocanales transportando estos fluidos los cuales generan metasomatismo. 3) Fallas extensionales durante la deposición de las rocas sedimentarias cretácicas, que posteriormente son invertidas tectónicamente, generando las fallas inversas de alto ángulo en la zona de estudio (Falla de Santa Fe y Las Escaleras-Maracuta) 4) Generación de nuevas fallas que cortan el sinclinal de Onzaga (Falla de la Quebrada Tumbita, y Falla Quebrada el Potrero?) 5) Reactivación las Fallas Onzaga y Chaguacá las cuales generan desplazamientos en las fallas La Orquita y Las Escaleras Maracuta.

La petrografía realizada muestra que las Fallas de Onzaga y Boyacá generan deformaciones muy intensas en las rocas aledañas a estas (Plutónicas: ONZ-1-4-10; Subvolcánicas: ONZ-24-33) en zonas de cizalla de regímenes dúctiles (Pliegues tipo "kink", deformaciones en maclas, sombras de presión, lamelas deformacionales, extinción ondulante muy marcada) esto implica que las fallas pueden tener profundidades entre 10 y 15 km para zona de transición frágil-dúctil y mayores a 15 km para las rocas de régimen dúctil (Fossen, 2010), cabe recalcar que estos valores de profundidad son idealizados y que los cambios en regímenes de estado frágil-dúctil pueden ser variables. La petrografía realizada en muestras relacionadas con la falla Quebrada el Potrero (Subvolcánicas ONZ-70-71) relaciona las rocas con zonas de cizallas en estado frágil (cataclasis, microfracturación, bordes angulosos y rectos, no hay orientación preferencial o es poco marcada), esto implica que las fallas asociadas pueden tener profundidades menores a los 10 km (Fossen, 2010). Las rocas encontradas sobre la Falla los Micos mostraban deformaciones variadas entre cataclasitas y milonitas, la petrografía realizada en una estas rocas (ONZ-105) evidenció una deformación leve.

Las fallas mayores asociadas al Sistema de fallas de Bucaramanga (Falla de Onzaga, Falla de Boyacá) mostraban deformaciones más intensas en afectando rocas en regímenes dúctiles, estas

fallas podrían afectar el basamento (fallas de piel gruesa-thick skinned). Las fallas postcretácicas (Falla Quebrada el Potrero, Santa Fe, Quebrada Tumbita, Las Escaleras Maracuta, La Orquita) mostraban deformaciones en regímenes frágiles, estas corresponderían a fallas de piel delgada (thin-skinned).

11. Discusión de resultados y evolución geológica

En este apartado se realiza la discusión los resultados con los estudios previos realizados en el macizo de Santander, en paralelo se realiza un esquema evolutivo del macizo de Santander con énfasis en las rocas reportadas en este proyecto. Con el fin de tener un orden la discusión y evolución geológica se realizan en base a las edades reportadas en las rocas:

11.1 Rocas proterozoicas.

Las rocas más antiguas del macizo de Santander son agrupadas en la unidad Gneis de Bucaramanga, estas rocas no afloran en el municipio de Onzaga, sin embargo, en el marco de los estudios actuales del macizo de Santander se hace necesario proporcionar datos que permitan establecer una evolución de estas rocas tan complejas. En pro de esto, para estas rocas se refleja lo propuesto por distintos autores para el Macizo de Santander. Los estudios realizados en las rocas del basamento muestran dos tendencias, por una parte se tienen autores como Cordani, et al. (2005), Restrepo-Pace y Cediel (2010), Mantilla et al. (2016) los cuales relacionan las rocas metamórficas más antiguas del Macizo de Santander con eventos metamórficos del proterozoico

asociados a la orogenia Grenvilliana (Interacción colisional Amazonia-Laurentia) u orogenia Putumayense (interacción colisional entre la Amazonía y la provincia Sveconorweigan de Báltico) desarrolladas a finales del Mesoproterozoico e inicios del Neoproterozoico, con una máxima edad de depositación entre 1016 ± 5 Ma y la edad del metamorfismo de $992 \pm$ Ma (Esténico-Tónico), estas rocas corresponderían a terrenos alóctonos que se acrecionaron al margen de Gondwana durante el ordovícico. Por otra parte, se tienen autores como Amaya (2016), Zuluaga et al. (2017) los cuales relacionan las rocas del Neis de Bucaramanga a eventos metamórficos Paleozoicos asociados a la orogenia Fammatiniana (Localmente Quetame-Caparonensis), Spikings et al. (2015) muestra que las rocas basamento del macizo de Santander son autóctonos de Gondwana y corresponden al mar margen de Gondwana que se desarrolló durante la subducción de la litosfera oceánica del océano Lapetus. Los resultados de estos estudios demostrarían que el primer evento geológico que afecta al macizo de Santander se desarrollaría en el Paleozoico.

11.2 Rocas Paleozoicas Ordovícico-Silúrico

Sobre la unidad Neis de Bucaramanga reposan las rocas objeto de estudio, estas marcan el **primer evento geológico** donde se generan las rocas metamórficas pertenecientes a las unidades Esquistos de Silgará y Ortoneis. La formación de estas rocas se relaciona con un evento metamórfico desarrollado en el Paleozoico que afecta las rocas sedimentarias depositadas con edades de protolito entre 900 Ma y 500 Ma (Mantilla et al., 2016), la orogenia asociada corresponde a la Fammatiniana principal en el sentido de Mantilla et al. (2016), localmente llamada Quetame-Caparonensis (Colisión de la placa paleopacífica con la periferia occidental del cratón Amazónico) (Restrepo-Pace, 1995) la cual tuvo lugar durante el Ordovícico Temprano con edades entre 480 y

470 Ma (Van der Lilej et al., 2016). Esta orogenia sería la responsable de la formación de las filitas, filitas cloríticas, cuarcitas, metaareniscas, metabasitas, metagranitoides y esquistos moscovíticos analizados en la zona de estudio, el grado de metamorfismo determinado para estas rocas es bajo de facies esquistos verdes entre las zonas de la clorita (Sector Oeste falla Onzaga), biotita y posiblemente granate (Sector Esta falla Onzaga). Esto concuerda en parte con lo propuesto por Vargas (1981) para las rocas aflorantes en el municipio de Onzaga, este autor no reporta la presencia de granate. Las metabasitas encontradas en forma de lentes en la franja Onzaga-Boquerón podrían relacionarse con las litologías reportadas por Mantilla et al. (2016) en la unidad Esquistos del Chicamocha. Los esquemas realizados de las distintas franjas de los esquistos de Silgará en proyectos de Rueda y Villamizar (2014), Casadiegos (2017) muestran lentes de metabasitas en la franja Pescadero-Aratoca, siendo estos de la facies anfibolita, zona de la estaurolita. En los análisis petrográficos realizados en este proyecto no se reporta la presencia de estaurolita y la facies de las rocas analizadas es esquistos verdes, por lo cual, podría ser relacionadas en base a protolito.

La franja metamórfica Onzaga-Boquerón se encuentran en contacto con rocas pertenecientes a la unidad Ortoneis, los datos de foliación tomados y los registrados por Vargas (1981) en estas dos unidades muestran una misma dirección de foliación por lo que los cuerpos cartografiados como el Ortoneis son afectados por el mismo evento metamórfico asociado a la orogenia Fammatiniana. Mantilla et al. (2016) considera el Ortoneis como un cuerpo ígneo emplazado de manera sintectónica al metamorfismo que tuvo lugar en la orogenia Fammatiniana Principal entre 480 Ma y 472 Ma. Dataciones realizadas por Jiménez (2016) registra edades de emplazamiento para el Ortoneis entre 577 Ma a 444 Ma, con edades representativas del magmatismo Fammatiniano. El autor describe las rocas pertenecientes al Ortoneis como variedades que van de monzograníticas a

monzodioríticas, los estudios geoquímicos reportados determinan que la composición de los cuerpos pertenecientes al Ortoneis corresponden a la serie calco-alcalina, con afinidades peraluminosas para los monzogranitos clasificados como granitoides de tipo S y afinidades metaluminosas para rocas de composición granodiorítica a monzodioríticas clasificados como granitos tipo I. Los resultados mostrados por Jiménez (2016) podrían relacionar el granate pre-tectónico encontrado en rocas de los esquistos de Silgará cercanas al Ortoneis con un mineral relictado resultado de la erosión de los cuerpos ígneos peraluminicos, sin embargo Mantilla et al., (2012) en base a estudios geoquímicos (técnica de ablación laser) determina que los cuerpos magmáticos del ordovícico temprano tienen afinidades del manto, por lo cual correspondería a granitos tipo I de afinidad metaluminosa, por lo cual no se tendría una formación del granate. Otra hipótesis sobre este granate es que sea desarrollado en el evento metamórfico el cual es superpuesto por nuevas deformaciones y terminaría siendo disuelto tectónicamente, este marcaría un grado de metamorfismo más alto, en la parte alta del granate.

Las rocas metagranitoides y monzonita porfidítica son relacionadas a eventos magmáticos posteriores al evento de metamorfismo Fammatiniano principal con edades entre 470 Ma y 450 Ma (Mantilla, comunicación verbal), la monzonita porfidítica no presenta metamorfismo, esto evidencia la finalización del evento de metamorfismo principal para las edades posteriores a los 470 Ma, mientras que el metagranitoide muestra evidencias de un metamorfismo dinamo-térmico, es probable que esta roca ígnea corresponda a un evento local o sea asociado al evento Fammatiniano Menor propuesto por Mantilla et al. (2016) para la unidad Filitas de San Pedro (~450 Ma), esta unidad representaría las rocas más jóvenes afectadas por metamorfismo regional para el macizo de Santander. Las Riolitas de Onzaga presentan edades del Ordovícico superior de ~445Ma (Galvis y Pinzón, 2016), las rocas analizadas asociadas a esta unidad son metariolíticas

(ONZ-24-33) y muestran un metamorfismo dinamo-térmico muy marcado, el desarrollo de las deformaciones en estas rocas se asocia a un evento metamórfico termal que afecta en gran parte al Macizo de Santander de edades Jurásicas (Zuluaga et al. 2017) y a la reactivación de Fallas en los periodos de tiempo Jurásicos.

Para la edad de la falla Bucaramanga se han propuesto distintos periodos de tiempo, Cediel (2003) considera activo al sistema de fallas durante la Orogenia Grenvilliana, Irving (1971) la considera postcretácea con finales del Mesozoico o principios del Cenozoico, Duque-Caro (1980) la relaciona con edades entre el Plioceno y el Pleistoceno, adicional a esto la magnitud de desplazamientos reportados han sido muy variados con mediciones entre 40 y 240 km (Cuellar et al., 2012). El análisis en la zona de estudio revela que la tectónica asociada a la falla Bucaramanga puede estar activa después de la orogenia Fammatiana Mayor, probablemente con edades entre el el triásico-jurásico, la cual pondría en contacto rocas con litologías, grados de metamorfismo y edades de protolito diferenciables, al sector Oeste de la falla Onzaga principalmente filitas de la facies esquistos verdes, zona de la clorita y máximas edades de depositación de ~510 Ma (Mantilla, Comunicación verbal) y para el Sector Este principalmente esquistos de la facies esquistos verdes, zona del granate? con máximas edades de depositación de ~550 Ma (Mantilla, Comunicación Verbal), estos levantamientos se atribuirían a un régimen compresivo.

11.3 Rocas paleozoicas Silúrico - Pérmico

El segundo **evento geológico** queda registrado en el inicio de la sedimentación en ambientes transicionales y marinos los cuales generan la deposición de las rocas sedimentarias paleozoicas que reposan sobre las rocas metamórficas descritas. Como primer registro sedimentario se tendría

la formación Floresta propuesta por Botero (1950) en el macizo de Floresta, en base a los datos geocronológicos reportados en Mantilla y García (2018) el inicio del registro sedimentario empezaría desde el devónico inferior en el cual se podría asociar temporalmente parte de esta unidad (miembro basal) a la Formación Tibet. Posteriormente se tendría la depositación de rocas calcáreas de edades del Carbonífero-Permiano reportadas por Moreno et al. (2005). La discusión de estas rocas inicia con Ward et al. (1973) el cual propone el uso del término formación “Floresta Metamorfoseada” para las rocas metasedimentarias relacionadas con la Formación Floresta, los análisis realizados en este trabajo apuntan a que la deformación que afecta a estas rocas se desarrolla principalmente de manera local, debido a la activación de fallas geológicas y escapes de fluidos en el periodo de tiempo Jurásico, por lo que utilizar el término “Floresta Metamorfoseado” podría llevar a confusiones, siendo el término Formación Floresta el más factible. Moreno et al. (2005) propone llamar Formación Mogotes a las rocas metasedimentarias agrupadas dentro de la formación Floresta Metamorfoseada en Ward et al. (1973) debido a que las edades determinadas en base a biozonas son principalmente de los periodos de tiempo Carbonífero-Permiano, el autor descarta que las rocas de edades devónicas y por ello propone una nueva formación. Mantilla y García (2018) realizan dataciones en las rocas estudiadas por Moreno et al. (2005) y en los sectores aledaños, los resultados de estos estudios muestran que las máximas edades depositacionales de las rocas se encuentra en torno a ~410 Ma (devónico temprano) para el miembro basal de la formación Floresta, ~372 Ma (Devónico medio-tardío) para el miembro medio de la Formación Floresta y ~288 Ma (Carbonífero -Permiano) para las rocas reportadas como Formación Mogotes. Las dataciones reportadas en este estudio permiten descartar la propuesta realizada por Moreno et al. (2005), ya que las rocas aflorantes no solo presentan edades del Carbonífero-Permiano. Sin embargo, las edades que el autor da para las rocas carbonadas son tomadas como el registro

sedimentario paleozoico más joven en el macizo de Santander, llamadas informalmente “Formación Mogotes”.

Estudios de análisis de procedencia realizados por Cardona (2012) en las rocas de la formación Floresta muestran que la cuenca sedimentaria se habría formado en un margen continental activo durante el devónico, estas unidades pueden haber sido parte de los márgenes del océano Rheico que terminaron en la formación de Pangea y en la interacción de Gondwana con Laurasia, o serían el producto de la subducción de la placa pacífica bajo el sistema orogénico del Terra Australis

11.4 Rocas Triásico-Jurásico

Las unidades anteriormente mencionadas son cortadas por rocas plutónicas y subvolcánicas, las cuales representan el **tercer evento geológico** relacionado con el magmatismo triásico-jurásico el cual fue relativamente continuo en el Macizo de Santander, con apariciones en el intervalo de 213.2 ± 1.7 Ma a 195.8 ± 1.5 Ma (Spikings et al., 2015). Mantilla et al. (2013) en base a estudios geoquímicos determina que las rocas plutónicas varían entre intrusiones tipo I y tipo S, con afinidad calcoalcalina, evidenciando un ambiente de subducción-arco volcánico. Este evento es el responsable de la formación de las rocas plutónicas y subvolcánicas agrupadas como Batolito de Mogotes.

El Batolito de mogotes presenta variaciones composicionales, que para la zona de estudio van desde sienogranitos a granodioritas, esto evidencia que para los tiempos del triásico-Jurásico se presentan distintos eventos magmáticos generando rocas de composiciones litológicas diferentes, probablemente las rocas plutónicas de la zona de estudio sean derivados del batolito de Mogotes estos con una mayor diferenciación magmática. Debido a la complejidad litológica de estos

cuerpos es llamado de manera general como Batolito de Mogotes como lo reporta Ward et al. (1973) y Vargas, et al (1981), este ultimo autor, relaciona la unidad Riolitas de Onzaga como eventos magmáticos tardíos asociados al Batolito de Mogotes del Jurásico temprano, sin embargo, estudios geocronológicos reportados en Galvis y Pinzón (2016) revelan que las edades de este cuerpo ígneo son del Ordovícico tardío (~445Ma), por lo que lo propuesto en Vargas et al. (1981) debe ser descartado. Cabe recalcar que existen diques riolíticos que cortan las rocas del Batolito de Mogotes y la formación Floresta (ONZ 70-71), las relaciones de campo permiten determinar que son estos cuerpos son de edades jurásicas. Algunos diques de doleríticas (diabasas) que cortan estas rocas ígneas, se les atribuye una edad jurásica posterior a las rocas plutónicas graníticas y subvolcánicas riolíticas, estas no presentan estudios previos, su ambiente geodinámico podría ser muy distintivo de las rocas aledañas.

Seguido de la formación de las rocas plutónicas y subvolcánicas estas son afectadas hidrotermalmente, se encuentra rocas con tonalidades verdosas a los que se les atribuye la sericita y epidota (ONZ-1-4-10). Dataciones realizadas por Ardila y Ayala (2016) en sericita hidrotermal muestran edades de 184 ± 1 Ma, esta es son asociadas a la alteración cuarzo-sericitica. La epidota-clorita hidrotermal no presenta estudios previos, esta podría tener edades cercanas a las reportada para la alteración cuarzo-sericitica. El sistema de fallas de Bucaramanga para estos periodos de tiempo es reactivado, facilitando el escape de fluidos hidrotermales que alteran las rocas caja, generando las variedades cuarzo-sericita y la epidota. Zuluaga et al. (2017) determina un metamorfismo de baja presión y alta temperatura asociado a las intrusiones magmáticas de estos periodos de tiempo los cuales afectan al macizo de Santander. El factor térmico reportado por este autor no es asociado con las rocas aflorantes, los estudios petrográficos realizados en rocas metariolíticas (ONZ-24-33) y metasedimentitas (ONZ-105) permiten identificar que el

metamorfismo dinámico-termal es marcado por minerales resultado de la alteración filica (Ser+Qtz) la cual en base a las edades dadas por Ardila y Ayala (2016) corresponderían a eventos post-magmáticos. La reactivación del sistema de fallas se asocia con el inicio del colapso del arco magmático, este representa el inicio de un régimen extensional muy marcado el cual permite la depositación de rocas sedimentarias clásticas, transicionales hasta rocas sedimentarias marinas las cuales recubren el macizo de Santander, Spikings et al. (2015) relaciona el régimen extensional a un slab roll-back el cual permitió la formación de estas cuencas extensionales. La ausencia de rocas sedimentarias de edades jurásicas para la zona se explica a que la zona debió constituir una zona positiva la cual no permitió la depositación de las rocas sedimentarias, Vargas et al. (1981).

11.5 Rocas cretácicas

Las rocas sedimentarias de ambientes transicionales a marinas marcan el **cuarto evento geológico**, estas representan el relleno de las cuencas dejadas por los ambientes extensivos de estos periodos de tiempo, las rocas sedimentarias aflorantes marcan el inicio progresivo de transgresiones marinas, mostrando variaciones desde ambientes transicionales (Formación Rio Negro) hasta ambientes marinos relativamente someros (Formación la Luna), las fallas asociadas a estos periodos de tiempo corresponden a fallas normales (alto ángulo) que posteriormente con el inicio del levantamiento de la cordillera oriental sufren una inversión tectónicas generando las fallas inversas de alto ángulo, estas fallas corresponderían a las que limitan el sinclinal de Onzaga (Falla Santa Fe y Las Escaleras-Maracuta) y cortan a este (Falla Quebrada el Potrero, La Orquita y Tumbita). Este proceso de inversión tectónica se relaciona con los estudios realizados por Amaya (2017), en base a ZFT (Zircon Fission Track) el autor reporta edades de 70-65 Ma los cuales son

indicativos de la inversión de las estructuras geológicas, estas son conectadas con la interacción de la placa Caribe con la margen occidental de Suramérica y el inicio de la exhumación del Macizo de Santander. Estos datos coinciden con lo reportado por Caballero et al. (2013) el cual propone que el inicio del levantamiento de la cordillera oriental en el Paleoceno. Los datos mostrados evidencian que el macizo de Santander es afectado por varias exhumaciones, los más recientes con edades entre el Oligoceno tardío-Mioceno temprano los cuales se relacionan con la colisión del Arco de Panamá con la margen occidental de la placa suramericana (Amaya, 2016). Van der Lilej (2013) reporta una edad en base a APT (Apatite Fission Track) de $12 \pm 2,4$ Ma para rocas del batolito de Mogotes sobre la Falla de Onzaga, esta muestra evidencias de los periodos de exhumación más tempranos del macizo de Santander, asociado a las fallas mayores dentro del área de estudio.

11.6 Depósitos cuaternarios

Como ultimo **quinto evento geológico** se tiene la depositación de rocas sedimentarias del cuaternario, resultado de la erosión glacial, erosiones fluviales y coluviales lo cuales generan estos depósitos recientes. Procesos de remoción en masa han sido determinado en sectores aleñados a la falla de la Orquita, la fracturación de los cuerpos rocosos de la zona se asocia a los movimientos de esta falla.

En la figura 60 se muestra de manera resumida el modelo de evolución geológico para el área de estudio:

EDAD (Ma)	COLUMNA	NOMENCLATURA	ULE	AMBIENTES SEDIMENTARIOS	TIPO DE MAGMATISMO	TIPO DE METAMORFISMO	EVENTOS TECTÓNICOS
0.0117		Qat-Qca	Depósitos Recientes	Aluvial	Alteraciones Hidrotermales		Orogénesis Andina
2.58							Colisión Arco de Panamá con el margen occidental de la placa Suramericana
5.33							
23.03							
33.9							
56.0							
66.0							
72.1 ±0.2							
83.6 ±0.2							
86.3 ±0.5			Fm La Luna	Marino somero-Profundo			
89.8 ±0.3							
93.9							
100.5			Fm Capacho	Marino Somero			
~113.0			Fm Aguarridente	Marino Somero-transicional			
~125.0			Fm Tibú-Mercedes	Marino Somero			
~129.4			Fm Río Negro	Transicional			
~132.9							
~139.8							
~145							
163.5 ±1.0							
174.1 ±1.0							
201.3 ±0.2		J-Pi	Batolito de Mogotes	Sedimentación Continental-Volcanoclastica	Alteración cuarzo-Serpentina Magmatismo félsico de afinidad calico-alkalina 232.4±2.3 Ma a 198.4±1.5 Ma (Spillans et al. 2015)	Metamorfismo dinamo-terma Metamorfismo alta presión, alta temperatura (Zuluaga et al. 2017)	Subducción- cuencas back arc-roll back
252.17 ±0.06							
298.9 ±0.15							
358.9 ±0.4			"Formación Mogotes"	Marino Somero			
419.2 ±3.2		D-Sem	Formación Floresta	Transgresivo-Marino Somero			
443.8 ±1.5		OSV OS1-Mhg	Batolito de Orquídeas Fm de San Pedro				
485.4 ±1.9			Esquistos de Silgara-Orquídeas	Deposición Protolito Filitas de San Pedro	Magmatismo félsico de afinidad calico-alkalina (Jimenez, 2016)	Metamorfismo regional Metamorfismo regional facies esquistos verdes/Amfibolita	Orogénesis Fannatiniana Menor Orogénesis Fannatiniana Principal (Quezaco-Caparonensis)
541.0 ±1							
-635							
-720							
1000							
1200		MP3NPI-Mog2	Gneis de Bucaramanga	Deposición Protolito Gneis de Bucaramanga		Metamorfismo regional, facies Amfibolita alta Granulita	Orogénesis Grosvenoriana; Pánuayense; ?
1400							
1600							

Figura 68. Modelo evolutivo de la zona de estudio

12. Conclusiones

El registro de metamorfismo regional para la zona de estudio queda registrado en rocas de la unidad Esquistos de Silgará (Zona de la clorita, biotita y probablemente granate), eventos metamorficos de edades posteriores se asocian a metamorfismo dinamo-térmico (local) el cual afecta las unidades Riolitas de Onzaga y Formación Floresta. La zona de la clorita es identificada en una cuarcita moscovítica, su paragénesis mineral corresponde a $Qtz+Ms+Ab$, la zona de la biotita se identificó en filitas moscovíticas con paragénesis mineral $Bt+Ms+Chl+Qtz$, la zona del granate probablemente este marcada en esquistos moscovíticos, estos de paragénesis mineral $Ms_1 + Bt_1 + Pl + Grt$; $Bt_2+Ms_2 + Qtz + Chl$, el granate pre-tectónico podría corresponder a un evento metamórfico o resultado de la erosión de los cuerpos metaígneos (Ortoneis) aledaños. Las texturas de las rocas pelíticas son granolepidoblástica, las rocas semipelitas son de textura lepidogranoblástica. La formación de estas rocas se asocia a un evento metamórfico desarrollado en la orogenia Fammatiniana, localmente (Quetame-Caparonensis).

Las rocas metasedimentarias de la formación Floresta corresponden a metaconglomerados, metaareniscas conglomeráticas, metaareniscas, metalodolitas, pizarras y filitas. En base a análisis petrográficos realizados en una metaarenisca conglomerática se determinó que el metamorfismo que afecta estas rocas es dinamo-térmico, este genera recristalizaciones dinámicas y extinciones ondulantes muy marcadas, los granos recristalizados son rodeados por sericita la cual define la orientación preferencial en las rocas. El desarrollo de este metamorfismo no es homogéneo en la formación, algunos sectores presentan rocas con orientaciones preferenciales muy marcadas

mientras que en otras es muy leve, por lo cual, no existen evidencias de un metamorfismo regional el cual afecte a las rocas de esta formación.

El predominio de regímenes extensivos para el jurásico (reportados en Spikings et al. 2015 y Zuluaga et al. 2017) facilita el escape de fluidos hidrotermales a través de las fallas de Onzaga, Boyacá, Chaguacá y Los Micos las cuales generan un metamorfismo dinamo-termico (local) en las Riolitas de Onzaga y Formación Floresta.

Las rocas ígneas plutónicas encontradas en el municipio de Onzaga corresponden a variedades entre sienogranitos, monzogranitos y granodioritas. Estas son tomadas como cuerpos magmáticos derivados del Batolito de Mogotes con edades entre el triásico-jurásico. Las alteraciones hidrotermales que afectan estas rocas quedan evidenciadas con los minerales sericita+cuarzo (Alteración Fílica) y epidota+clinozoisita+clorita (Alteración Propilítica).

Las rocas subvolcánicas corresponden a riolitas porfidíticas las cuales han sufrido un metamorfismo dinamo-termal y dinámico. Las rocas subvolcánicas afectadas por metamorfismo dinamo-termal se encuentran en la unidad Riolitas de Onzaga, son clasificadas como metariolitas, estas muestran evidencias de zonas de cizalla en regímenes dúctiles y frágil-dúctil en el que se generan sombras de presión, recristalizaciones dinámicas, lamelas deformacionales y extinciones ondulantes muy marcadas y microfracturaciones. La foliación de estas rocas es definida por la sericita, esta es desarrollada por fluidos hidrotermales, a los que se les asocia el factor termal en las rocas. Las rocas subvolcánicas afectadas por metamorfismo dinámico son clasificadas como cataclasitas, en estas rocas se observa una distribución caótica de sus minerales de bordes angulosos y rectos.

Se identifican 5 eventos tectónicos que afectan las rocas aflorantes: 1) Movimientos asociados a la Falla de Onzaga la cual genera un levantamiento que pone en contacto rocas de litologías y

grados de diferenciables, atribuidos a un régimen compresivo el cual pudo generarse con edades entre el triasico-jurásico. 2) Reactivación del sistema de Fallas de Bucaramanga en regímenes extensivos durante el jurásico, en relacion con cuerpos ígneos de la época, los cuales son la fuente de fluidos hidrotermales (Desarrollo del metamorfismo dinamo-térmico) 3) Fallas extensionales durante la deposición de las rocas sedimentarias cretácicas, que posteriormente son invertidas tectónicamente, generando las fallas inversas de alto ángulo en la zona de estudio (Falla de Santa Fe y Las Escaleras-Maracuta) 4) Generación de nuevas fallas que cortan el sinclinal de Onzaga (Falla de la Quebrada Tumbita, y Falla Quebrada el Potrero?) 5) Reactivación las Fallas Onzaga y Chaguacá las cuales generan desplazamientos en las fallas La Orquita y Las Escaleras Maracuta.

El sistema de fallas de Bucaramanga tiene un papel muy importante en el desarrollo del macizo de Santander, las evidencias tectónicas de estas fallas han afectado al macizo rocoso probablemente desde su formación, estas fallas han sido reactivadas en distintos periodos de tiempo (por lo menos desde el triasico-Jurásico) generando un dominio tectónico complejo.

13.Recomendaciones

-Establecer la relación litológica entre los cuerpos del Ortoneis y Esquistos de Silgará con el fin de determinar el origen del granate encontrado en rocas ígneas subvolcánicas y en rocas metamórficas como mineral pretectónico.

-Estudiar las rocas con alteración propilitica con el fin de establecer su relación con la alteración filica u otras alteraciones posibles.

-Determinar el origen de los diques diabasicos de diabasa que cortan las rocas del Batolito de Mogotes el cual permita asociar un modelo geodinámico sobre la generación de estas rocas.

-Profundizar en el estudio de los eventos tectónicos del macizo del Santander, en especial para los eventos pre-cretácicos.

Referencias Bibliográficas

- Amaya, S. (2016) Termocronología y geocronología del basamento metamórfico del Macizo de Santander, departamento de Santander. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Colombia
- Ardila, D., Ayala, A. (2017). Estudio mineralógico-petrográfico de las alteraciones Hidrotermales presentes en las rocas ígneas aflorantes a lo largo de la transecta Mogotes-San Joaquín (Macizo de Santander, Colombia). Trabajo de grado. Universidad Industrial de Santander. 64 p.
- Botero, G. (1950). Reconocimiento geológico del área comprendida por los municipios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo Dpto. de Boyacá. *Compilación de estudios geológicos Oficina Colombia*, 8: 245-311.
- Caballero, V. (2010). Evolución tectono-sedimentaria del sinclinal de nuevo mundo, cuenca sedimentaria Valle Medio del Magdalena Colombia, durante el oligoceno-mioceno (Tesis de grado para optar al título de Máster en Geología). Universidad Industrial de Santander.
- Caballero, V., Mora, A., Quintero, I, Blanco, V., Parra, M., Rojas L.E., López, C. Sánchez, N. Horton, B.K, Stockli, D. & Duddy I. (2013). Tectonics controls on sedimentation in an intermontane hinterland basin adjacent to inversion structures: the Nuevo Mundo syncline, Middle Magdalena Valley, Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, first published, May 16, 2013; doi 10.1114/SP377.12
- Cardona, A., Valencia, V., Garzón, A., Montes, C., Ojeda, G., Ruiz, J., & Weber, M. (2010). Permian to Triassic I to S-type magmatic swith in the northeast Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: Tectonic setting and implications within Pangea paleogeography. *Journal of South American Earth Sciencies*, v. 29, N°4, 772-783 p.
- Cardona, Y. (2012). Análisis de procedencia en Areniscas Cuarzosas del Devónico-Carbonífero de la Formación Floresta (Norte de Santander): Consideraciones Paleogeográficas Regionales. Tesis de pregrado. Universidad EAFIT. 75 p.

- Casadiegos, L. (2017). Metamorfismo de la Unidad Esquistos del Silgará del Macizo de Santander, en el Sector de Silos-Norte de Santander. Trabajo de grado. Universidad Industrial de Santander. 135 p.
- Castro, E. (1996). Deslizamiento de la Orquita, Vereda Tinavita, Municipio de Onzaga, Santander. Subdirección de ingeniería ambiental, Unidad operativa de Bucaramanga, 6 p.
- Cediel, F., (1968). El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental. Servicio Geológico Nacional. Boletín Geológico, 16 (1-3): 5-96. Bogotá.
- Cediel, F., Shaw, R.P., and Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the northern Andean block. In: Bartolini, C., Buffler, T., Blickwede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*. AAPG Memoir, 79: 815-848
- Clavijo, J. (1994). Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander, Memoria explicativa. Informe interno INGEOMINAS, 67p.
- Cooper, M., Addison, F., Álvarez, R., Coral, M., Graham R., Hayward, A. Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. & Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history or the Llanos Basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 79 N° 10:1421-1443.
- Cordani, U.; Cardona, A.; Jimenez, D.; Liu, D.; Nutman, A. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. In: *Terrane Processes at Margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications. Edited by Vaughan, A.; Leat, P.; Pankhurst, R. 246: 329-346.
- Cuellar, M., López, J., Osorio, J & Carrillo, E. (2012). Análisis estructural del segmento Bucaramanga de Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB) entre los municipios de Pailitas y Curumaní, Cesar-Colombia. Universidad Industrial de Santander. Boletín de geología, 34, N° 2:73-101.
- Dorr, W., Grosser, J., Rodríguez, G. & Kramn. U. (1995). Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif, (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonics significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, N°2: 187-194.

- Duque-Caro, H. (1980). Geotectónica y evolución de la región noroccidental de Colombia. Boletín geológico, V. 23, N°3.
- Fabre, A. (1985). Dinámica de la sedimentación cretácica en la región de la Sierra Nevada el Cocuy (Cordillera Oriental). Proyecto Cretácico. Publicaciones geológicas especiales. INGEOMINAS, 16: 1-20.
- Foosen, H. (2010). Structural geology. Cambridge University. New York. 463 p.286
- Galvis, M. (2016). Análisis estructural del segmento sur de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Onzaga, Santander. (Tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander.
- Galvis, A & Pinzon, A (2016). Estudio petrográfico, geoquímico y geocronológico de las rocas riolíticas aflorantes en inmediaciones al municipio de Onzaga (Dpto de Santander, Cordillera oriental, Colombia). (Tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth Willian Smith Lecture. Journal of the Geological Society, London. V129. 93-131 p.
- García Ramírez, C. (1997). Manual de laboratorio de petrología ígnea. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- García Ramírez, C. (2007). Manual de prácticas de petrología metamórfica. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga.
- García, C., Ríos, C. & Castellanos, O. (2005). Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología, 27, N° 2:43-68.
- García, R. (1980). Correlación estratigráfica y síntesis paleoambiental del Cretácico de los Andes Venezolanos (inédito). 67 p.

- Goldsmith, R., Marvin, R.F., Mehnert, H.H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750-D, D44-D49.
- Gómez, J., Montes, N.E., Nivia, A. & Diederix, H., Compiladores, (2015). Atlas Geológico de Colombia. Escala 1:500 000. Servicio Geológico Colombiano, 26 planchas. Bogotá
- Hedberg, H. (1931). Cretaceous limestone as a petroleum source rock in north western Venezuela. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 15: 229-246.
- Hubach, E. (1957). Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. Servicio Geológico Nacional (Colombia). Informe 1212, 166 p.
- Irving, E. (1971). La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Boletín Geológico, INGEOMINAS, 19, N° 2: 1-90
- Jiménez, C. (2016). Caracterización petrológica y geoquímica de la unidad Ortoneis, Macizo de Santander, Colombia. Tesis Msc, Universidad Nacional de Colombia. 73 p.
- Julivert, M. (1958). La morfoestructuras de la zona de las mesas al SW de la Bucaramanga (Colombia SA). Universidad Industrial de Santander. Boletín de geología, 1: 7-44.
- Julivert, M. (1968). Lexique stratigraphique international, Amerique Latine, Colombe (premiere partie): Precambrien, Paleozoique, Mesozoique et intrusions d'age Mesozoique-Tertiaire. 5, 4^a, 651p.
- Langenheim, R. L., (1954). Preliminary report on the stratigraphy of the Giron Formation in Santander and Boyacá. Instituto Geológico Nacional. Informe 1011, 20 p. Bogotá.
- Le Maitre, R. W., (2002). Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 236 p.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C. H. & Guilford, C. (2008). Atlas od igneous rocks and their textures. Harlow: Pearson Prentice Hall.

- Mantilla Figueroa, L. (2003). Guía de Laboratorios de petrología ígnea. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga
- Mantilla, L. C., García, C. A., & Valencia, V. (2016a). Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en zircones detríticos. *Boletín de Geología*, 38 (1): 33-47.
- Mantilla, L. Valencia, V., Barra, F., Pinto, J., & Colegial J. (2009). Geocronología U-Pb de los cuerpos porfiríticos del distrito aurífero de Vetas-California (Departamento de Santander, Colombia). *Boletín de geología*, 31 (1): 31-43.
- Mantilla, L., Bissig, T. Cottle, J., & Hary, C. (2012). Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 1-12 p.
- Mantilla, L. & García (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (Sector SW del macizo de Santander). *Boletín de Geología*, 40 (1): 123-144
- Mantilla, L., García, C., & Valencia, A. (2016b). Nuevas evidencias que soportan la escisión de la formación Silgará y propuesta de un nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 40(155), 320-336.
- Mantilla, L., Mendoza, H., Bissig, T. & Craig, H. (2011). Nuevas evidencias sobre el magmatismo miocénico en el Distrito Minero de Vetas-California (Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). Universidad Industrial de Santander. *Boletín de geología*, 33, N°1: 41-56
- Mantilla, L., Valencia, V., Barra, F., Pinto, J. & Colegial, J. (2009). Geocronología U-Pb de los cuerpos porfiríticos del distrito aurífero de Vetas-California (Departamento de Santander, Colombia). *Boletín de geología*, 31, N°1: 31-43
- Miller, J. (1960). Tectonics trends in Sierra de Perijá and adjacent parts of Venezuela and Colombia. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 46: 1565-1595.

- Mojica, J. y Villarroel, C., (1984). Contribución al conocimiento de las unidades paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana, Departamento de Boyacá) y en especial al de la Formación Cucho. Universidad Nacional de Colombia. *Geología Colombiana*, (13): 55-79 Bogotá.
- Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A. D. J., & Castillo-González, H. (2005). La Formación Floresta Metamorfoseada (sensu Ward et al., 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. *Memorias X Congreso Colombiano de Geología*. Bogotá, pp. 1-7.
- Notestein, F., Hubman, C. & Bowler, J. (1944). Geology of the Barco Concession. República de Colombia, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 55: 1165-1216.
- Passchier, W. and Trouw, R. (2005). *Microtectonics*. Berlin: Editorial Springer-Verlag, 353 p.
- Pedraza, P., Ramírez, Y., (2011). Geology and hydrocarbon potential Catatumbo Basin. *Petroleum Geology of Colombia, ANH*. Vol 5. Figure 6.
- Pennington, W.D. (1981) Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwest South America. *Journal of Geophysical Research*. V86, 10753-10770 p.
- Restrepo Pace, P. (1995). Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Unpublished Ph. D Thesis, University of Arizona. (Online). 195 p.
- Restrepo, J.J., and Toussaint, J.F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 7: 189-193.
- Restrepo-Pace, P.A., Cediél, F. (2010). Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 764-771
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., and Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 150: 427-441.

- Restrepo, J. & Toussaint, J. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. Episodes, Vol. 11, N° 3, pp. 189-193.
- Richards, H. (1968). Cretaceous section in Barco area of Notheastern Colombia. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52, N°12: 2324-2326.
- Ríos, C., García, C. & Takasu, A. (2003). Tectono-metamorphic evolution of the Silgará Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. Journal Of South American Earth Sciences. Vol 16, N° 2. 133-154 p.
- Robertson, S. (1999). Rock classification scheme, classification of metamorphic rocks. Nottingham. British Geological Survey. Vol 2
- Royero, J., & Clavijo, J. (2001). Mapa geológico generalizados del departamento de Santander, Memoria explicativa. INGEOMINAS.
- Royero, J., Y Vargas, R. (1999). Geología del departamento de Santander. Escala 1:300.000. INGEOMINAS.
- Royero, J.M, (1994). Geología de la Plancha 65, Tamalameque (Departamentos del Cesar y Bolívar). Ingeominas. Memoria Explicativa. 76 p.
- Rueda, F., Villamizar, Y. (2014). Petrografía de los Esquistos del Silgará en la franja Matanza-Cachiri-Turbay. Trabajo de grado. Universidad Industrial de Santander. 129 p.
- Rueda, G., Villamizar, Y. (2014). Petrografía de los Esquistos del Silgará en la franja Matanza-Cachirí-Turbay. Trabajo de grado. Universidad Industrial de Santander.
- Sievers, W. (1888). Die Cordillere von Merida, nebst Bemerkungen uber das Karbische Gebirge: Geogr. Abhandl, 3, N° 1, 238 P.
- Silva, J.C, Sial, A.N., Ferreira, V.P, & Estrada, J.J. (2004). C-isotope stratigraphy of Vendian carbonate sucesion in northwestern Andes: implications for the NW Andes. Reunión Ciencias de la Tierra, Querétaro (México), Abstracts, Vol. 198

- Spikings, R. Cochrane, R., Villagómez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winklerf, W., and Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1): 95-139.
- Sutton, F. (1946). Geology of the Maracaibo Basins, Venezuela. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 30: 1621-1741.
- Toussaint, J. & Restrepo, J. (1976). Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos. *Boletín Ciencia de la Tierra N°1*. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 48p.
- Ujueta, G. 2003. La falla de Santa Marta-Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga. *Geología colombiana*, N° 28: 133-153.
- Van Der Lelij, R. (2013). Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Lapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Thèse de doctorat. Univ. Geneve, 4581: 248. <http://archive-ouverte.unige.ch/unige:31653>. Consultada en diciembre 3 de 2017.
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia M., & Mora, A., (2016a), Paleozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific oceans. *Gondwana Research*, Vol. 31, 271-294.
- Vargas H. Rodrigo, Arias T. Alfonso, Jaramillo C. Luis, Téllez I. Noel, (1981), *Geología de la plancha 152 Soatá cuadrángulo I-13, INGEOMINAS*, Bogotá, informe 1712, 83p.
- Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes landsat TM. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología*, 27, N° 44: 81-94
- Velandia, F., García, H., López, J., Bermúdez, M., Zuluaga, C., Taboada, A. (2017). Modelo estructural del Macizo de Santander y zonas adyacentes. *Memorias XVI Congreso Colombiano de Geología y III Simposio de Exploradores*. Santa Marta. Agosto 28 a septiembre 01 de 2017.

Ward D., Goldsmith R., Cruz B., Jaramillo C., & Restrepo H., (1973). Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. US Geological Survey e Ingeominas. Boletín Geológico, 21(1-3), 1-132.

Whitney, D & Evans. B. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist. Vol 95. 185-187 p.

Zuluaga, C., Amaya, S., Urueña, C., Bernet, M. (2017). 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, (274-275):123-146