

5. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE INFLUENCIA

5.2 MEDIO ABIÓTICO

5.1.1 GEOLOGÍA

5.1.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

5.1.3 SISMICIDAD



Transmisora Colombiana
de Energía S.A.S. E.S.P.



ESTUDIO DE IMPACTO AMBIENTAL – INFORMACIÓN ADICIONAL

Proyecto Segundo refuerzo de red en el área
oriental: Línea de transmisión La Virginia – Nueva
Esperanza 500 kV

UPME 07 2016

TCE-ET2B-GPB00-0001-1

Control de Cambios GEOMA

FECHA
16/07/2019
23/07/2019

VERSIÓN
V1A
V1A

DESCRIPCIÓN
Versión inicial
Versión final

ELABORADO POR:
M. Martínez

REVISADO POR:
A. Zambrano

APROBADO POR:
L. Guayara

Control de Revisiones TCE

FECHA
16/07/2019

VERSIÓN
V1A

DESCRIPCIÓN
Aprobado

ELABORADO POR:
GEOMA S.A.S

REVISADO POR:
L. López

APROBADO POR:
L. Montenegro



CONTENIDO

5.	CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE INFLUENCIA DEL PROYECTO	10
5.1	Medio Abiótico.....	10
5.1.1	Geología.....	10
5.1.1.1	Estratigrafía Regional	11
5.1.1.2	Estratigrafía Local	36
5.1.1.3	Petrografía	77
5.1.2	Geología Estructural	118
5.1.3	Sismicidad	124



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 5-1 Relación de sitios de Torre por Formación Geológica.....	75
Tabla 5-2 Valores de Aceleración Aa.....	125
Tabla 5-3 Relación de eventos por año.....	132
Tabla 5-4 Relación de eventos por Magnitud.....	133

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 5-1 Columna Estratigráfica Grupo Cañasgordas	20
Figura 5-2 Columna Estratigráfica Formación La Paila.....	21
Figura 5-3 Columna Estratigráfica Formación Conejo	32
Figura 5-4 Columna Estratigráfica Generalizada Grupo Guadalupe – Fm. Arenisca Dura	34
Figura 5-5 Columna Estratigráfica Generalizada Grupo Guadalupe - Fm. Plaeners.....	35
Figura 5-6 Geología Área de Influencia.....	37
Figura 5-7 Geología Área de Influencia.....	38
Figura 5-8 Geología Área de Influencia.....	39
Figura 5-9 Geología Área de Influencia.....	40
Figura 5-10 Geología Área de Influencia.....	41
Figura 5-11 Muestra HAS 01 Microscópica en aumento de 20x en Nicoles Paralelos – Formación Arenisca Dura.	82
Figura 5-12 Muestra HAS 02 Microscópica en aumento de 20x en Nicoles Cruzados, Formación Plaeners.	83
Figura 5-13 Muestra HAS 03 Microscópica en Nicoles Paralelos en aumento de 10x. Formación Plaeners	84
Figura 5-14 Muestra HAS 04 Microscópica en Nicoles Paralelos en aumento de 20x, Formación Arenisca Dura	85
Figura 5-15 Muestra HAS 05 Microscópica en Nicoles Paralelos y en aumento de 20x Grupo Guadalupe	86
Figura 5-16 Muestra HAS 07 microscópica en Panorámica y en un aumento de 20x. Grupo Guadalupe.....	87
Figura 5-17 Muestra HAS 07 microscópica en Panorámica y en un aumento de 20x. Formación Lidita Superior	88
Figura 5-18 Muestra SD-07 1a luz blanca (LB), 1b. nicoles cruzados, Formación Socotá (NC).....	90
Figura 5-19 Muestra SD-16 NC Formación Socotá	90
Figura 5-20 Muestra SD-26 LB Formación Socotá	91
Figura 5-21 Muestra SD-39. LB.....	92
Figura 5-22 Muestra SD-54. LB.....	93
Figura 5-23 Muestra SD-52 NC.....	93



Figura 5-24 Ojos de cuarzo policristalino y clorita, D- MA-05, Ojos de cuarzo y clorita NX, E-(E) MA-05:N// esquistos verdes del Complejo Cajamarca con evento dinámico sobrepuesto (F) MA-05: Misma anterior con NX. 96

Figura 5-25 Granodiorita de Mariquita. (E) MA-49: Cristal de Bt alterado a clorita en N//. Se destaca inclusión de circón con halo radiactivo. (F) MA-49: Cristal de Bt alterado a clorita, fracturado y dislocado en NX. (G) MA-49: Cristal de plagioclasa con alteración a sericita. La granulación del cuarzo y las maclas deformadas de la plagioclasa evidencian metamorfismo cataclástico. (H) MA-49: Zonación concéntrica oscilatoria en cristal de plagioclasa, cortado por una zona de sericitización. Complejo Cajamarca. 97

Figura 5-26 Cornubiana. (E) MA-02: N// Textura decusada definida por Act en muestra con evento térmico. (F) MA-02: NX Misma anterior con NX. (G) MA-03A: N// Textura decusada definida por Act y Chl y granoblástica definida por Qz y Ep con un tamaño de grano menor al de la muestra C por su mayor cercanía al cuerpo intrusivo. (H) MA-03A: Misma anterior con NX. Complejo Cajamarca. 98

Figura 5-27 Muestra COL154, 32.50m, Diorita E0, pórfido temprano, con fenocristales de hornblenda y cristales reemplazados por biotita secundaria. Complejo Cajamarca 99

Figura 5-28 Muestra COL133, 167.60 m, Diorita E1, pórfido temprano, hornblenda reemplazada por biotita secundaria. Complejo Cajamarca..... 99

Figura 5-29 Muestra COL005, 92.50 m, Diorita E2, pórfido temprano, fenocristales de plagioclasa y hornblenda, Complejo Cajamarca..... 100

Figura 5-30 Muestra COL186, 589.60 m, Cuarzo Diorita porfirítica EDM, de grano medio con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita primaria. Complejo Cajamarca..... 101

Figura 5-31 Muestra COL186, 589.60 m, Cuarzo Diorita porfirítica EDM, de grano medio con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita primaria. Complejo Cajamarca..... 102

Figura 5-32 Muestra COL034, 102.75 m, Brecha de intrusión EBX1, formada por fragmentos subangulares y subredondeados de diorita temprana E1, dentro de una matriz de granodiorita E3. Complejo Cajamarca. 103

Figura 5-33 Muestra COL186, 588.90 m, Brecha de intrusión EBXDM, formada por fragmentos subangulares y subredondeados de diorita temprana EDM. Complejo Cajamarca. 104

Figura 5-34 Muestra COL047, 65.50 m, Pórfido diorítico intramineral de grano medio a grueso I1. Complejo Cajamarca. 105

Figura 5-35 Muestra COL270, 328.70 m, Pórfido diorítico intramineral de grano medio I2 con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Complejo Cajamarca..... 106

Figura 5-36 Análisis de microsonda de la muestra RR57 del esquistos actinolítico. Imagen SEM de cristales de actinolita (Act); plagioclasa (pl); piroxeno relictico, augita (Aug); Clorita (Cl). Complejo Cajamarca. 107

Figura 5-37 Muestra PA-5. 5X Nicols cruzados. Luz transmitida. Dacita con fenocristales de plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf) y biotita (Bt) en masa fundamental con crack perlíticos (Cp) con sus características formas redondeadas. Complejo Cajamarca. 109

Figura 5-38 Características composicionales y texturales de diabasas del Complejo Quebradagrande: A. IGM 7484, luz polarizada (PPL), textura ofítica; B. IGM 5757, luz polarizada cruzada (XPL), textura intergranular. 110



Figura 5-39 Muestra BADI 0054, Imagen superior original e inferior con cambio en la banda de colores originalmente RGB a BGR, con el software ENVI, para resaltar la textura óptica asociado al intercrecimiento de plagioclasas en piroxeno, que con el filtro se observa de color violeta además se puede confirmar la presencia de la textura óptica, puesto que la acumulación de pequeños cristales de plagioclasa, su tamaño y la presencia de opacos en la muestra dificulta su diferenciación. Complejo Quebradagrande. 111

Figura 5-40 Microfotografías de texturas y microestructuras presentes en la Milonita Granítica del Guacaica. a, Textura granoblástica definida por cuarzo (Qtz) y Plagioclasa (Pl). b y c, Textura relicto (ígnea) en hornblenda (Hbl) y plagioclasa. Nótese los porfiroclastos de hornblenda con colas de actinolita (Act), que definen bandas de cizalla. Complejo Quebradagrande 112

Figura 5-41 Textura ígnea relicta que corresponde a texturas cúmulo en plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px) y a texturas gabróicas isotrópicas de los MGRO. Complejo Quebradagrande 113

Figura 5-42 Derecha, Fotografía en nicoles paralelos, microfotografía del metagabro (muestra CM-07) mostrando rasgos texturales con efectos cataclásticos. Hb, hornblenda. Pl, plagioclasa alterada a saurita y cubierta por un polvillo de leucoxeno. Izquierda Fotografía en nicoles cruzados. microfotografía de la milonita metagabroica (muestra CM-02) mostrando microestructura de porfiroclastos de plagioclasa (Pl) dentro de bandas anastomosadas de anfíbol (An) y plagioclasa que definen la foliación milonítica. Complejo Quebradagrande..... 114

Figura 5-43 Texturas micrográfica y micropertítica de la Migmatita de Manizales. Sección delgada JALI-041, nicoles cruzados. Complejo Quebradagrande..... 115

Figura 5-44 Secciones delgadas en nicoles paralelos de las tobas de la sección Buga - La Habana. Derecha, muestra G004-M12 Toba de cristales–vitrea; Izquierda, muestra GO19-M75.3 Toba vitrea con cristales. Complejo Quebradagrande. 116

Figura 5-45 Secciones delgadas en nicoles paralelos de las tobas de la sección la Uribe- Sevilla. Derecha muestra US6 M079 Toba de cristales –vitrea; Izquierda muestra US6 M073 Toba vitrea con cristales. Complejo Quebradagrande 117

Figura 5-46 Sección delgada con nicoles paralelos y cruzados de muestra LMT-054G de una toba de cristales. Complejo Quebradagrande..... 117

Figura 5-47 Geología Estructural – Área de Estudio..... 119

Figura 5-48 Corte Geológico A-A´ 120

Figura 5-49 Corte Geológico A´-A´´ 120

Figura 5-50 Corte Geológico B-B´ 120

Figura 5-51 Mapa Amenaza Sísmica 126

Figura 5-52 Mapa Amenaza Sísmica 127

Figura 5-53 Mapa Amenaza Sísmica 128

Figura 5-54 Mapa Amenaza Sísmica 129

Figura 5-55 Mapa Amenaza Sísmica 130

Figura 5-56 Sismicidad en el Área de Estudio 132



ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 5-1 Rocas Piroclásticas (Qto).	42
Fotografía 5-2 Sapolito Porfido Andesitico La Virginia.....	43
Fotografía 5-3 Sapolito Porfido	43
Fotografía 5-4 Formación La Paila	44
Fotografía 5-5 Formación La Paila	44
Fotografía 5-6 Grupo Cañasgordas.....	45
Fotografía 5-7 Grupo Cañasgordas.....	45
Fotografía 5-8 Grupo Cañasgordas.....	46
Fotografía 5-9 Grupo Cañasgordas.....	46
Fotografía 5-10 Grupo Cañas Gordas.....	47
Fotografía 5-11 Grupo Cañas Gordas.....	47
Fotografía 5-12 Grupo Cañasgordas.....	48
Fotografía 5-13 Grupo Cañasgordas.....	48
Fotografía 5-14 Grupo Cañasgordas.....	49
Fotografía 5-15 Grupo Cañasgordas.....	49
Fotografía 5-16 Grupo Cañasgordas.....	50
Fotografía 5-17 Grupo Cañasgordas.....	50
Fotografía 5-18 Grupo Cañasgordas.....	51
Fotografía 5-19 Grupo Cañasgordas.....	51
Fotografía 5-20 Grupo Cañasgordas.....	52
Fotografía 5-21 Grupo Cañasgordas.....	52
Fotografía 5-22 Fm. Irra – Tres Puertas.....	53
Fotografía 5-23 Fm Irra – Tres puertas.	54
Fotografía 5-24 Vista frontal al cauce de agua sobre el cual se expone una secuencia de esquistos verde con foliación 59/255, que pertenecen a la Formación Arquia	55
Fotografía 5-25 Detalle de los esquistos cuarzo – actinolíticos, con la presencia de muscovita que conforman la Formación Arquia.....	55
Fotografía 5-26 Costado SW de la vía que conduce a la Vereda La Esperanza, en la cual se encuentra una secuencia de esquistos negros, con venillas de cuarzo, fuertemente meteorizados que pertenecen a la Formación Arquia.....	56
Fotografía 5-27 Detalle de los esquistos negros, que presentan fuerte plegamiento con inclinaciones de 64° a 70° en este sitio, que pertenecen a la Formación Arquia.....	56
Fotografía 5-28 Ventana de exposición de material, cerca de la torre proyectada N° 96, en donde se reconoce en l base una secuencia de esquistos verdes fuertemente meteorizados que pertenecen a la	



Formación Arquía y sobre ellos un nivel de suelo residual de tipo limo arenoso de color marrón. 57

Fotografía 5-29 Detalle del suelo que se genera a partir de la degradación de los esquistos que pertenecen a la Formación Arquía, de carácter limo – arenoso de grano fino a medio, de plasticidad media y humedad baja, encontrados cerca de la torre proyectada N° 99 57

Fotografía 5-30 Costado derecho de la vía Pan de Azúcar – La Felicia, exposición de flujos de lavas con diclasamiento columnar que pertenecen al Complejo Quebradagrande 58

Fotografía 5-31 Detalle de la configuración de los sistemas de diaclasas que afectan el macizo dando lugar a desprendimientos de fragmentos de tamaños bloques que pueden llegar a alcanzar 0.70 m ... 58

Fotografía 5-32 Vía de acceso a la hacienda Termopilas, en donde se identificó la presencia de niveles espesos de suelos que se generan a partir de depósitos de caída, de carácter limo – arenosos, de color marrón oscuro con humedad y plasticidad altas 59

Fotografía 5-33 Sitio de corte para ampliación de la vía en dirección opuesta al ingreso de la hacienda Termopilas, sobre la parte media alta del ladera en proximidades de la cima, se identifica la presencia de un depósito de caída conformado por pumitas y lapilli, de color gris a crema de plasticidad alta y humedad alta..... 59

Fotografía 5-34 Azimut 040, Sector sur de la Verada San Antonio, en donde se identificó la presencia de flujos volcánico – sedimentarios con la presencia de una matriz de tipo lapilli y pumita, que presenta bandeamiento a manera de estratificación derivada de la fluidez del material en el momento de depositación 60

Fotografía 5-35 Vista frontal de la ventana en la cual se expone el material que corresponde con flujos de lodos volcánicos, que contiene fragmentos de rocas volcánicas, pumitas y lapilli, de diferentes tamaños que van desde gravas hasta guijarros, embebidos en una matriz de ceniza de color marrón, de granulometría predominante limo –arenosa 60

Fotografía 5-36 Parte superior de la colina en dónde el corte de un acceso peatonal permite la exposición de una porción del depósito piroclástico, conformado por cenizas de tamaño de grano arena muy fina, con colores que van de amarillo a crema 61

Fotografía 5-37 Costado derecho de la vía que conduce a la torre proyectada N° 138, en donde se identifica la presencia de matriz de ceniza de color marrón, de granulometría predominante limo –arenosa, en estado avanzado de desintegración convirtiéndose en suelo 61

Fotografía 5-38 Corte a media ladera en proximidades de la torre proyectada N° 158, en donde se exhibe la presencia de suelo residual de tipo Limo arenoso, de color marrón con humedad alta y plasticidad alta 62

Fotografía 5-39 Costado derecho de la vía que conduce de San Félix Marulanda, en donde se identificó la presencia de niveles espesos de suelo orgánico, de tipo limo, homogéneo en la granulometría 62

Fotografía 5-40 Costado derecho de la vía, en donde se encuentra un afloramiento de cerca de 10.0 m de largo y 3.5 m de alto, conformado por arcillolitas grises fuertemente meteorizadas, que conforman la unidad de depósitos vulcanosedimentarios 63

Fotografía 5-41 Detalle del material arcillolítico encontrado en la vía que conduce de San Félix Marulanda, el material presenta alta fisibilidad y fácil excavabilidad 63



Fotografía 5-42 Azimut 020, Vista frontal de la ventana de afloramiento localizada en el costado izquierdo de la vía a Marulanda, en donde se identificó un cambio litológico, conformado por un protolito ígneo perteneciente al Batolito de Sonsón 64

Fotografía 5-43 Azimut 100, Detalle del saprolito rocoso, de carácter fanerítico con fenocristales, que presentan un halo de desintegración y dan origen a una matriz de color amarillo crema, como parte del Batolito de Sonsón 64

Fotografía 5-44 Vista frontal de la ventana de afloramiento que corresponde con metarenitas del Grupo Cajamarca, el macizo se encuentra fuertemente fracturado y la meteorización es incipiente sobre las caras de las discontinuidades 65

Fotografía 5-45 Detalle al interior de un bloque en el que se ve el halo dejado por los efectos de la meteorización sobre las caras de la roca 65

Fotografía 5-46 Azimut 178. Detalle de las venas de cuarzo-feldespato, embebidas dentro de los esquistos verdes del Grupo Cajamarca 66

Fotografía 5-47 Esquistos gnéissicos del complejo Cajamarca..... 66

Fotografía 5-48 Azimut 200. Detalle de los esquistos meteorizados 67

Fotografía 5-49 Esquistos meteorizados del Complejo Cajamarca 67

Fotografía 5-50 Azimut 120. Detalle intercalaciones de conglomerados y arenitas conglomeráticas del Grupo Honda..... 67

Fotografía 5-51 Azimut 230. Conglomerados matriz soportados del Grupo Honda 67

Fotografía 5-52 Azimut 120. Detalle intercalaciones de conglomerados y arenitas conglomeráticas del Grupo Honda..... 68

Fotografía 5-53 Azimut 230. Conglomerados matriz soportados del Grupo Honda 68

Fotografía 5-54 Azimut 140. Afloramiento de conglomerados del Grupo Honda a la altura de la torre 272 proyectada 68

Fotografía 5-55 Azimut 140. Detalle de los conglomerados clastosoportados del Grupo Honda con matriz de cuarzo arenitas..... 68

Fotografía 5-56 Azimut 75. Afloramiento de los depósitos de Coluvión sobre la Formación Santa Teresa..... 69

Fotografía 5-57 Azimut 120. Afloramiento de la Formación Santa Teresa 69

Fotografía 5-58 Azimut 45. Remoción en masa de la Formación San Juan de Río Seco, Vereda Paramón. 70

Fotografía 5-59 Azimut 130. Conglomerados del tope de la Formación San Juan de Río Seco. 70

Fotografía 5-60 Azimut 240. Afloramiento de Flanco Oeste Sinclinal de Guaduas, Formación San Juan de Río Seco 70

Fotografía 5-61 Azimut 140. Afloramiento de la base de la Formación San Juan de Río Seco..... 70

Fotografía 5-62 Azimut 180. Afloramiento de la Formación Hoyón en la vereda La Arabia, Municipio de Quipile. 71

Fotografía 5-63 Azimut 220. Afloramiento de la Formación Hoyón Vereda Chacarà, Municipio de Pulí. 71

Fotografía 5-64 Azimut 110. Lidita del Grupo Olini. Vereda La Arabia. E: 945485 N: 1012086 CCH012..... 72

Fotografía 5-65 Azimut 250. Azimut 250. Panoràmica del Grupo Olini. Vereda La Arabia 72



Fotografía 5-66 Afloramiento de la Formación Capotes-Grupo Villeta	73
Fotografía 5-67 Azimut 170. Formación Simijaca, Quebrada La Honda	73
Fotografía 5-68 Azimut 240. Formación Conejo-Grupo Villeta	73
Fotografía 5-69 Azimut 170. Detalle del diaclasamiento perpendicular en la Formación Capotes-Grupo Villeta	73
Fotografía 5-70 Panorámica Grupo Guadalupe, Estación Nueva Esperanza	74
Fotografía 5-71 Formación Plaeners	74
Fotografía 5-72 Azimut 30. Depósitos Fluvioglaciares, Vereda Porvenir.....	74
Fotografía 5-73 Azimut 120. Depósitos Fluvioglaciares, Vereda Porvenir.....	74
Fotografía 5-74 Grupo Villeta - Secuencia de la muestra hasta la sección delgada, en donde se identificó: superior matriz microesparítica, fragmentos de conchas, cristales de cuarzo y glauconita; inferior Cuarzo arenita glauconítica con cemento calcáreo, cristales de cuarzo, microclina, plagioclasa y glauconita envueltas en cemento calcáreo.....	79

LISTADO DE ANEXOS

A5.1.1_a Formatos Campo
A5.1.3 Estudios Sismicidad



5. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE INFLUENCIA DEL PROYECTO

5.1 Medio Abiótico

5.1.1 Geología

El área de influencia del proyecto inicia sobre el flanco este de la Cordillera Occidental, atravesando la cordillera Central, el Valle Medio del Magdalena y termina en el flanco oeste de la Cordillera Oriental, en jurisdicción de los departamentos de Cundinamarca, Tolima, Caldas y Risaralda. Para la caracterización geológica del proyecto se realizó un levantamiento y análisis de puntos de control, y se complementó con la información secundaria disponible en las diferentes entidades oficiales, especialmente del Servicio Geológico Colombiano-SGC, el Instituto Geográfico Agustín Codazzi – IGAC, Universidad Nacional de Colombia, Universidad de Caldas, el Instituto de hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM, entre otras.

Al tratarse de un trazado tan extenso, geológicamente el Proyecto Segundo refuerzo de red en el área oriental: Línea de transmisión La Virginia – Nueva Esperanza 500 kV UPME 07 2016, atraviesa varios escenarios geológicos, tal como se constató durante la etapa de campo (Ver A5.1.1_a Fotmatos Campo) que comprende todas las clases de rocas (sedimentarias, ígneas y metamórficas) de edades que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario.

Desde el punto de vista fisiográfico la Cordillera Occidental está constituida principalmente por rocas oceánicas que se encuentran afectadas por intrusiones que proviene de un arco magmático interno. Se encuentra limitada por sistemas de fallas con dirección Norte-Sur. Se considera que su orogenia es la más reciente y se asocia a eventos de acreción de un arco de islas.

La Cordillera Central se encuentra limitada por las cuencas sedimentarias del Río Cauca al Oeste y el Río Magdalena al Este. Esta cordillera adquirió su actual configuración estructural esencialmente durante un evento orogénico Eocénico y desde entonces, esta cordillera ha estado expuesta a denudación continua. Remanentes de cobertera mesozoica subsisten solo en sinclinales, pero suministran una clave importante para su análisis estructural. Un pulso orogénico del Mioceno reactivó las estructuras paleoqénicas en el Valle del Cauca (KAMMER1990) Y en el Valle Superior del Magdalena (BUTLER& SCHAMEL1988). Con su superficie de erosión post-Eocénica, la Cordillera Central define fisiográficamente un antiforame amplio, marcadamente asimétrico, con el flanco oriental suavemente inclinado y el flanco occidental relativamente abrupto. Conforme a esta asimetría cambian los estilos estructurales, ya que en su flanco occidental predomina un plegamiento con amplitudes kilométricas, mientras que la vertiente occidental se caracteriza más bien por una tectónica en bloques¹.

La Cuenca Sedimentaria del Valle del Magdalena hace referencia al rasgo geomorfológico intramontano entre las Cordilleras Central y Oriental colombianas, por la que discurre aproximadamente en dirección sur-norte el Río Magdalena. Al Valle Medio se le han asignado límites que coinciden con rasgos geológicos importantes, como la Falla de Ibagué al sur y la Falla inferida del Espíritu Santo al norte separándola del Valle Superior. La Falla de Palestina separa la Cordillera Central del VMM sur, pero al norte son las rocas del Cretácico que afloran discordantemente sobre la Serranía de San Lucas, las que se constituyen en el límite Geográfico –

¹ Kammer, A. & Mojica, J (1996) Kammer, A. & Mojica, J. Una Comparación de la tectónica de Basamento de las Cordilleras Central y Oriental. Geología Colombiana No 20, Bogotá. 1996

Geológico. El trazado de la línea de transmisión atraviesa hacia la parte más sur de la cuenca del Valle Medio del Magdalena².

La Cordillera Oriental se divide en tres elementos longitudinales: un segmento meridional, constituido por el macizo de Garzón, un segmento intermedio que comprende el altiplano Cundi-Boyacense, y un segmento septentrional, que incluye el Macizo de Santander. Estos segmentos se distinguen por su anchura, sus niveles de erosión y sus asimetrías en sección transversal, que pueden interpretarse en términos de una vergencia hacia el E para el segmento intermedio y vergencia hacia el W para los segmentos septentrional y meridional. Los depósitos molásicos que registran el levantamiento de la Cordillera Oriental se encuentran en el Valle del Magdalena y en el piedemonte llanero a partir del Oligoceno Tardío / Mioceno Temprano. Una discordancia que atestigüa un levantamiento acelerado se produce, sin embargo, solamente en la base de depósitos aluviales de aspecto muy reciente. La historia del levantamiento Pliocénico se ha documentado por medio del contenido palinológico de depósitos lagunares y aluviales del interior de la Cordillera Oriental (VAN DER HAMMEN et al. 1973).

5.1.1.1 Estratigrafía Regional

5.1.1.1.1 FLANCO ORIENTAL DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL Y CORDILLERA CENTRAL

La parte inicial del trazado se localiza sobre la vertiente oeste de la Cordillera Central, estribaciones orientales de la Cordillera Oriental y la llanura aluvial del río Cauca, litológicamente es posible encontrar desde rocas metamórficas de edad Paleozoica, representados por esquistos grafitosos, verdes y anfibolíticos de bajo grado de metamorfismo. Intrusiones del Neis de Chinchiná, rocas gabrodioríticas sobre el trazo de la falla de Romeral, secuencias de rocas básicas y sedimentos de ambientes marinos turbidíticos. Además de un componente sedimentario conformado por sedimentos marinos pelágicos, limolitas, areniscas pizarrosas, liditas y algunos niveles de conglomerados.

a. Complejo Cajamarca

Ha sido denominado como el conjunto de rocas metamórficas que constituyen el núcleo de la Cordillera Central. Sin embargo, corresponde con una secuencia sin techo ni base determinadas, donde ha sido establecido con precisión el espesor debido al intenso plegamiento y ausencia de capas guías; se caracteriza por variaciones amplias en la composición y es el resultado de varios episodios metamórficos regionales a los cuales se superponen efectos térmicos o dinámicos locales de intensidad variable. Debido a las características mineralógicas y facilidad de identificación INGEOMINAS 2001, propone tres grupos composicionales: **Grupo Pelítico**: Constituido por filitas, esquistos sericíticos y micáceos (Pes) y metasedimentitas (Pmm). **Grupo Cuarzoso**: Cuarzitas (Pq) y **Grupo Básico**: Esquistos verdes y anfibolitas (Pev).

Las paragénesis metamórficas indican un bajo grado de metamorfismo predominante en facies esquistos verde, aunque localmente se encuentran rocas en facies anfibolita. Los esquistos verdes son menos abundantes y se encuentran intercalados con los esquistos sericíticos. La secuencia metasedimentaria de Marulanda muestra un menor grado de metamorfismo que las otras unidades metamórficas y aparentemente corresponde a la parte superior de la secuencia metamórfica, donde el cambio en la intensidad del metamorfismo es debido a la posición estructural más alta dentro de la pila sedimentaria original durante el metamorfismo; posteriormente, la diferencia en el nivel de erosión ha expuesto en superficie los dos conjuntos de rocas (INGEMINAS, 2001).

² Sarmiento, G.; Puentes, J & Sierra, C. Evolución Geológica y Estratigrafía del Sector Norte del Valle medio del Magdalena. Geología Norandina, Bogotá. 2015.

- **Esquistos Cuarzo – Sericíticos (Pes)**

Los Esquistos Cuarzo-Sericíticos constituyen uno de los tipos litológicos más abundantes y característicos del Complejo Cajamarca; presencia de grafito en cantidades variables le imparten un color gris a negro característico, por lo cual se denominan en el campo «esquistos negros». Esta unidad incluye no sólo los esquistos sericíticos predominantes, sino que por gradación mineralógica pasan a cuarcitas o esquistos grafiticos y por variación textural, a filitas.

Las rocas predominantes están compuestas por cuarzo, sericita, grafito, clorita y, como accesorios, micas, apatito, turmalina y opacos metálicos. El cuarzo es granoblástico en agregados cuando predomina o en cristales alargados cuando está subordinado a la moscovita; también aparece en bandas producidas por segregación metamórfica y en este caso es de grano más grueso. La clorita, en las rocas de más bajo grado, es prógrada y sigue la foliación definida por la mica blanca, pero está subordinada a ésta, mientras que en las de mayor grado parece ser retrógrada según biotita. La biotita se presenta en las rocas de más alto grado y refleja un aumento gradual en las condiciones de presión y temperatura durante el metamorfismo, aunque es posible también un control químico que permite el desarrollo de este mineral sólo a partir de un determinado protolito.

- **Metasedimentitas de Marulanda (Pmm).**

El cuerpo principal de esta unidad se encuentra en los alrededores de Marulanda, de donde recibe el nombre (González y Ruiz, 1993); está constituido por una alternancia de metalimolitas, metareniscas, pizarras, filitas y cuarcitas, donde la presencia de mica blanca (fengita), clorita y ocasionalmente biotita y la textura de las rocas indican que los sedimentos fueron afectados por un evento metamórfico dinamotérmico regional. Las metalimolitas y metareniscas se presentan intercaladas con las demás metamorfitas y sólo se diferencian microscópicamente por el tamaño de grano. En menor proporción hay turmalina, hematita y rutilo. Las pizarras y filitas se presentan finamente laminadas, de colores verde, gris plomo y gris verdoso; El cuarzo, en cristales individuales, presenta extinción de normal a levemente ondulatoria y está alineado en el sentido de la foliación; eventualmente, se encuentra formando mosaicos que a veces rellenan venas. Como accesorios se encuentran biotita alterándose a clorita, minerales opacos como ilmenita y magnetita, y a veces circón, turmalina, hematita y rutilo.

La presencia de algunos fragmentos líticos de rocas metamórficas (cuarcitas) sugiere que la secuencia sedimentaria original se produjo a partir del levantamiento y posterior erosión de rocas metamórficas preexistentes. Esta secuencia estuvo luego sometida a eventos de metamorfismo regional de grado bajo y térmico de grado medio.

- **Cuarcitas (Pq)**

Se encuentran intercaladas e interdigitadas con los esquistos cuarzo-sericíticos; muestra transición a éstos al disminuir el contenido de cuarzo y aumentar el de mica blanca; la estructura varía desde maciza granoblástica de grano fino hasta esquistosa heteroblástica. Lo anterior significa variación tanto en la composición del protolito sedimentario como en las condiciones de sedimentación. La roca predominante está constituida por cuarzo sacaroidal en mosaicos, de textura granoblástica poligonal, localmente con biotita y feldespato. A medida que aumenta el contenido de biotita la estructura se vuelve bandeada con capas delgadas de este mineral que separan mosaicos granoblásticos de cuarzo.

La presencia local de granate y sillimanita fibrosa indica un mayor grado de metamorfismo dinamotérmico, mientras que la de andalucita y cordierita estaría relacionada con eventos térmicos por metamorfismo de contacto. La composición mineralógica entre rangos relativamente amplios indica que los sedimentos originales variaron de arena a limo con cantidades menores de material arcilloso a partir del cual se forma la biotita en



condiciones reductoras (Miyashiro, 1973). La gradación local a esquistos cuarzosos y cuarzo - sericítico indica cambios laterales en la cuenca de sedimentación con aumento en el aporte de arcilla y materia carbonosa.

b. Intrusivos Néisicos y Anfibolitas

Rocas granitoides de estructura néisica, denominadas «neises intrusivos» por Feininger et al., (1972) y González (1980), afloran sobre ambos flancos de la cordillera al norte de Manizales y constituyen cuerpos regionalmente concordantes, limitados en gran parte por fallas. Aunque la textura original ha sido modificada, en la mayoría de los casos son notorias las evidencias de un origen ígneo: son claramente intrusivos en las metamorfitas encajantes produciendo paragénesis metamórficas en desequilibrio térmico con las de metamorfismo regional y, además, alcanza a modificar la estructura produciendo cornubianitas; son numerosas las inclusiones de esquistos en las zonas de borde transformadas en cornubianitas biotíticas.

La textura protoclástica que se observa en varias muestras parece haber sido adquirida cuando el magma estaba parcialmente cristalizado y por ello pueden considerarse como intrusivos sintectónicos.

▪ Intrusivo Néisico de Manizales (Pim)

Mosquera (1978) denomina Intrusivo Néisico de Manizales a un cuerpo localizado al NE de la ciudad de Manizales, de unos 50 km², alargado en sentido N - S y un ancho máximo de 3,5 km. Hacia el noreste se encuentra cubierto por rocas volcánicas del Volcán Cerro Bravo y por productos piroclásticos originados en el Complejo Volcánico Ruiz - Tolima. Al oeste intruye metamorfitas del Complejo Cajamarca y es intruido al sur, este y norte por el Stock de Manizales; La textura es hipidioblástica a granolepidoblástica de grano grueso a medio; en algunas secciones se observa esquistosidad «grosera» (Castro Dorado, 1989), con arcos poligonales que indicarían al menos dos eventos de deformación. El cuarzo es granoblástico medio a grueso y forma mosaicos con feldespatos o es intersticial entre plagioclasa; por lo general se encuentra limpio con débil extinción ondulatoria, excepto en la parte central donde la deformación es mayor y, en este caso, se encuentra granulada y con fuerte extinción ondulatoria.

El feldespato potásico comprende ortoclasa y, rara vez, microclina; es granoblástico y forma mosaicos con cuarzo y plagioclasa; son comunes inclusiones de mica y alteración a caolín. Biotita se presenta en láminas subidiomórficas flexionadas y orientadas y definen la estructura néisica junto con moscovita; Los minerales accesorios constituyen menos del 1% en volumen de la roca y son: apatito, circón, esfena, opacos y ocasionalmente granate, único mineral de probable origen metamórfico encontrado en la roca (INGEOMINAS, 2001).

▪ Intrusivo Néisico de Padua (Pinp).

El Intrusivo Néisico de Padua recibe el nombre de la población de Padua en el Tolima (Barrero y Vesga, 1976); aflora por 18 km en dirección SW - NE y tiene en promedio 1,5 km de ancho. Los mejores afloramientos se encuentran en las cabeceras de los ríos Aguacatal y Gualí, y en la carretera Mesones - Padua.

Hacia el este está en contacto con la Anfibolita de Padua; presenta localmente zonas de migmatización (Barrero y Vesga, 1976) y hacia el occidente aparece en contacto, localmente fallado, con cuarcitas del Complejo Cajamarca.

La composición predominante es tonalítica a granodiorítica con estructura néisica definida por la orientación subparalela de láminas de biotita y moscovita y textura hipidioblástica inequigranular de grano medio a grueso; localmente, presenta textura granoblástica desarrollada por efectos dinámicos indicados por la extinción ondulatoria del cuarzo, fracturamiento de feldespatos y flexionamiento de las láminas de mica.

El cuarzo es anhedral inequigranular donde los cristales más gruesos aparecen en mosaicos y el más fino es de carácter intersticial. La plagioclasa es el mineral que mejor conserva las características ígneas originales; es anhedral a subhedral, tabular y sólo cuando está intensamente deformada muestra algún redondeamiento desarrollando una textura de mortero alrededor de cristales de cuarzo y feldespato potásico; por lo general, bien maclada según albita y albita-carlsbad con alteración variable a sericita, saussurita y caolín. La composición varía entre An 26 y An 40. El feldespato potásico (0 - 30%), es preferencialmente microclina con alteración a caolín.

La biotita es fuertemente pleocroica de X = amarillo - pardo a Y = Z = pardo rojizo intenso, presenta abundantes inclusiones de circón con halo pleocroico fuerte, de apatito y de rutilo con textura sagenítica. Se altera a clorita con esfena finogranular residual a lo largo de los planos de clivaje y en el borde de los cristales.

La moscovita, por lo general, está subordinada a la biotita y en algunas muestras aparece asociada al feldespato. Los accesorios más comunes son circón, apatito, turmalina en cristales zonados, rutilo, magnetita e ilmenita y hacia las zonas de borde aparecen como minerales metamórficos formados probablemente por asimilación de rocas pelíticas, sillimanita, granate y más abundante la turmalina. (INGEOMINAS, 2001).

c. Formación Valle Alto (Jva)

Denominada así por González (1.980), se extiende hacia el sur de Marulanda, donde aparece cubierta por secuencias piroclásticas recientes (González, 2001); reposa discordantemente sobre el Batolito de Sonsón, y su contacto superior con la Formación Abejorral es fallado. Consta de sedimentitas de facies de arenitas conglomeráticas con clastos de origen metamórfico y sedimentario, intercaladas con lodolitas que contienen restos de plantas bien conservados y abundante paleoflora, y capas de origen volcánico compuestas por material volcánico entre 20% y 80% con abundante vidrio volcánico; la edad asignada por González et al., (1.977), a partir de plantas recolectadas, es Jurásico medio, pero de acuerdo con Etayo (1.985) quien realizó un estudio paleozoológico, correspondería a Cretácico temprano, y su ambiente de depósito según Rodríguez & Rojas (1.985) es continental, y para los sedimentos finos abanicos intermedios y distales.

d. Batolito de Sonsón (Jcnds)

Consiste de un cuerpo de composición homogénea, predominantemente tonalítica con rocas más básicas, dioritas y gabros, hacia los bordes presenta una estructura protoclastica definida por la alineación de cristales laminares de mica o prismáticos de hornblenda y especialmente al occidente la estructura es masiva fanerítica equigranular de grano medio (INGEOMINAS 2001).

La roca predominante corresponde con una tonalita maciza de color moteado sal y pimienta y estructura ligeramente néisica hacia los bordes. La textura es ipidiomórfica equigranular de grano medio con evidencias de deformación a lo largo de las fallas de Río Dulce y Samaná Sur. El cuarzo es anhedral inequigranular en parte intersticial entre cristales bien desarrollados de plagioclasa y sólo ocasionalmente presenta texturas de intercrecimiento con los feldespatos, indicando que es un mineral tardío en la cristalización; la deformación se manifiesta por un fracturamiento irregular y extinción ondulatoria (INGEOMINAS 2001).

El feldespato potásico que corresponde a ortosa es ligeramente perítica no maclada y con débil alteración a caolín, que varía considerablemente en su contenido. Adicionalmente la plagioclasa que es el mineral predominante; aparece en cristales anhedrales a subhedrales de hábito tabular, bien maclados según albita, albita-carlsbad y periclina, zonada con alteración a sericita y caolín, y son comunes inclusiones de hornblenda y ocasionales de biotita.

Es posible la aparición de Biotita en láminas subhedrales dispersas y como transformación de hornblenda a lo largo del clivaje o en el borde de los cristales por reacción; también se encuentra Hornblenda que es euedral a subhedral con núcleos incoloros de clinopiroxeno, pleocroica de amarillo a verde pálido y los accesorios más comunes son apatito, circón, allanita y piritita como opaco predominante; que en conjunto constituyen menos del 1% (INGEOMINAS 2001).

Como característica especial se reportan la aparición de diques de andesita hornbléndica de poco espesor, con textura porfídica hasta afanítica, que cortan la tonalita en el extremo sureste del cuerpo principal. También en las zonas de borde se reporta la aparición de rocas un poco más básicas, pero se conserva la granulometría de la roca y son comunes xenolitos de metamorfitas transformadas en cornubianitas biotíticas granoblásticas (INGEOMINAS 2001).

Aunque diferentes autores han reportado edades de esta unidad basándose en relaciones con las formaciones circundantes, la medición más aceptada se constituye en las dataciones de 160 ± 4 Ma K/Ar en biotita y 170 ± 3 Ma K/ Ar en roca total, que indican una edad Jurásico medio, época durante la cual se desarrolló un cinturón magmático localizado hacia el eje de la paleocordillera Centra (INGEOMINAS 2001).

e. Formación Abejorral (Kia)

Definida por Bürgl y Radelli (1.962), en los alrededores de Abejorral (Antioquia); está en contacto fallado con la Formación Valle Alto, marcado por la Falla de Salamina Sur y de igual manera es fallado y localmente discordante con el Batolito de Sonsón. Corresponde a una secuencia arenosa – lodosa de aproximadamente 300 m, que hacia la base presenta conglomerados de gránulos y guijos que gradan a litoarenitas principalmente metamórficas, con bioclastos de bivalvos y gasterópodos, las cuales presentan intercalaciones de lodolitas y hacia la parte superior niveles de tobas de ceniza. La edad determinada, a partir de amonitas, es Berriasiano – Valanginiano según González (1.980) y se extiende hasta el Albiano medio, de acuerdo con Etayo (1.985); el ambiente de depósito interpretado para esta sucesión, es litoral y de mar abierto, lo que implica una transpresión a finales del Cretácico temprano que cubrió parte de la paleocordillera Central y depositó sedimentos en una extensa plataforma continental, bajo condiciones neríticas, según afirman Toussaint & Restrepo (1.974).

f. Complejo Arquía

Se denomina al conjunto de rocas metamórficas de media a alta presión, localmente asociadas con peridotitas serpentinizadas, que se encuentran localizadas al occidente del Complejo Quebradagrande y limitadas tectónicamente al este por la Falla Silvia – Pijao y al oeste por la Falla Cauca – Almaguer. Aunque algunos autores han nombrado como Esquistos de Lisboa – Palestina a la unidad – roca que hace parte del Complejo Arquía por su posición tectónica y características del metamorfismo, incluyendo esquistos cuarzo – sericíticos con grafito y esquistos anfibólicos, esquistos cloríticos, anfibolitas y anfibolitas graníferas de coloración verde (INGEOMINAS 2001).

- Esquistos cuarzo –sericíticos con grafito (Kes)

Corresponden a rocas metamórficas de estructura esquistosa, cuya textura predominante es heteroblástica a lepidoblástica a veces bandeadas por segregación metamórfica, con capas ricas en cuarzo granoblástico separadas por láminas finas de mica blanca y grafito, por lo general son de color gris oscuro a negro, con presencia de grafito, con abundantes lentes y venas discontinuas de cuarzo lechoso concordantes con la foliación y por lo general intensamente plegado. Mineralógicamente el cuarzo (50 – 70%) es granoblástico con bordes suturados; la mica blanca (10 – 40%) corresponde a sericita en los esquistos de más bajo grado y moscovita en los de mayor grado; grafito en láminas finas se asocia, por lo general, a las micas. Como minerales metamórficos diagnóstico se encuentran localmente cloritoide (0-14%), granate (0-21%) y cordierita (0-8%) (INGEOMINAS 2001).

▪ Esquistos Verdes (Kea)

Aunque esta unidad aparece en las planchas geológicas presentadas por el INGEOMINAS, como homogénea, en ella, por su estructura y composición mineralógica, se pueden distinguir los siguientes tipos litológicos:

○ Esquistos Anfibólicos:

Son las rocas predominantes dentro del conjunto de esquistos verdes; macroscópicamente son rocas de esquistosidad fina persistente, que muestran por lo general un intenso plegamiento. La textura es cristaloblástica de grano grueso, nematoblástica con foliación definida por la orientación de cristales de anfíbol. El anfíbol es tremolita – actinolita con un contenido entre 40 y 50%, y alcanza localmente hasta un 80% de la roca. La plagioclasa es granoblástica de composición albita (An0-10) y alcanza hasta un 30% y en menor proporción se encuentran mica blanca, esfena, circón y opacos (INGEOMINAS 2001).

Epidota y cuarzo pueden llegar a ser fases esenciales. El cuarzo presenta bordes suturados, extinción ondulatoria; la epidota varía ampliamente en el tamaño de los cristales y se presenta tanto en cristales dispersos como asociada a anfíbol y, al aumentar su contenido, la roca pierde en parte su estructura esquistosa (INGEOMINAS 2001).

○ Esquistos Cloríticos

Con menor presencia que los otros tipos de metamorfitas, se caracterizan por presentar una esquistosidad fina y una coloración verde manzana, debido a la abundancia de clorita a lo largo de los planos de foliación y no contiene anfíboles. Microscópicamente se observa un bandeamiento composicional fino, definido por la alternancia de bandas ricas en cuarzo y bandas ricas en clorita y mica blanca, además contienen calcita y epidota y como accesorios, esfena y opacos (INGEOMINAS 2001).

▪ Anfibolita Saussurítica de Chinchiná (Kach)

Son rocas de color verde grisáceo a verde oscuro, de grano fino a grueso, con foliación bien definida en las de grano fino y es masiva o presenta bandeamiento composicional en las de grano grueso. La textura predominante es granoblástica a nematoblástica y está constituida por hornblenda actinolítica (40-60%), plagioclasa (20-30%) de composición albita y por epidota – clinozoisita (25-30%). Las anfibolitas granatíferas se caracterizan por la presencia de porfidoblastos de granate hasta de un centímetro de diámetro, de color rosado o rojizo; la plagioclasa es porfidoblástica con abundantes inclusiones; el granate está fracturado y reemplazado, en parte, por agregados de clorita, esfena y epidota (INGEOMINAS 2001).

Tanto al oriente como al occidente los contactos con las unidades aledañas son fallados; por fallas que hacen parte del Sistema de Fallas Romeral y tanto la anfibolita como los esquistos son intruidos por diques gabríticos y

dioríticos relacionados con los stocks de Pereira y Chinchiná. También al norte los contactos son fallados a lo largo de la Falla Piedecuesta y con las rocas de la formación Irra – Tres Puertas, el contacto es discordante.

Las rocas predominantemente la roca es de color verde a gris verdoso, por lo general es masivas, de grano medio a fino, con bandeamiento a veces plegado, producido por segregación metamórfica de minerales claros y oscuros. Las bandas claras localmente son discontinuas y le dan a la roca un aspecto moteado fino; además, son comunes segregaciones de feldespato y anfíbol de grano grueso. La textura es nematoblástica, definida por hornblenda u hornblenda actinolítica de color verde pálido, cuyo contenido varía entre 45 y 60%. La plagioclasa (25 – 45%) está saussuritizada, adicionalmente como accesorios se encuentran epidota (0-16%), clorita pseudomorfa según anfíbol, cuarzo, esfena y opacos (INGEOMINAS 2001).

Esta unidad se encuentra al este en contacto con el Neis de Chinchiná y al oeste con los Esquistos de Lisboa – Palestina. Aunque solamente en algunos afloramientos se ha reportado zonas de cizalladura, algunos autores han supuesto que debido a la forma alargada del cuerpo y la alineación de todos los contactos estos son fallados. Por otro lado, aunque no existen datos de edades radiométricas en los esquistos de esta unidad, edades isotópicas en metamorfitas del Complejo Arquía indican un evento cretácico (INGEOMINAS 2001).

g. Complejo Quebradagrande

El conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias que constituyen gran parte del flanco occidental de la Cordillera Central, al occidente de la Falla San Jerónimo, por su complejidad estructural y la ausencia clara de una base y un techo que permitan definir sus linderos estratigráficos, ha sido objeto de controversia en cuanto se refiere a la asignación de una nomenclatura estratigráfica formal (Grosse, 1926; Botero, 1963; González, 1980, 1993; Álvarez, 1987; Etayo et al., 1983); aunque el nombre más empleado ha sido el de Formación Quebradagrande, se utiliza el de Complejo Quebradagrande, propuesta por Maya y González (1995), considerando una unidad de rango estratigráfico mayor como unidad tectonoestratigráfica; El Complejo Quebradagrande tiene como límite oriental la Falla San Jerónimo, que lo separa de las rocas metamórficas paleozoicas del Complejo Cajamarca y como límite occidental la Falla Silvia - Pijao, que lo separa de las metamorfitas del Complejo Arquía a lo largo de la cual aparecen ultramafitas, en parte serpentinizadas, marcando una antigua zona de sutura entre un terreno de corteza continental al oriente y otro de corteza oceánica al occidente.

Este complejo se caracteriza por intercalaciones de rocas volcánicas y sedimentarias, con amplias variaciones litológicas tanto en la secuencia sedimentaria como en la relación entre flujos volcánicos y capas piroclásticas. Los derrames se prolongan por centenares de metros en sentido norte - sur para luego acuñarse.

Las litologías predominantes en el Complejo Quebradagrande se han agrupado informalmente como miembros volcánico y sedimentario, conservando la separación indicada inicialmente para la Formación Quebradagrande (González, 1980).

- **Miembro Volcánico (Kvc)**

Por lo general se encuentran bloques pequeños menores a 2 km², de rocas deformadas, imbricados, en los que es común la presencia de foliación milonítica de dirección NNE – SSW y buzamiento al este.

Estas rocas volcánicas son de color verde que varía de oliva a grisáceo y ocurren en flujos masivos, localmente con diaclasamiento columnar y horizontes de lavas almohadilladas con márgenes de enfriamiento rápido, constituido por brechas de fragmentos de composición basáltica cementados con calcita, clorita, epidota y cuarzo. Por otro lado, los basaltos y diabasas presentan texturas holocristalinas, rara vez hialinas, ofíticas a subofíticas, de grano medio a fino y ocasionalmente porfídicas y están compuestos de plagioclasa (40- 50%) en diferentes estados de albitización, 50-60% de clinopiroxeno que puede presentar bordes de anfíbol fibroso por

uralitización; este corresponde a augita – pigeonita y rara vez augita – enstatita y con magnetita – ilmenita (INGEOMINAS 2001).

Aunque las rocas volcánicas básicas presentan asociaciones mineralógicas que podrían indicar un metamorfismo dinamotérmico en facies ceolita, prehnita – pumpellyita, la ausencia de estructuras esquistosas y la conservación de la textura original parece indicar que corresponden a un metamorfismo hidrotermal asociado con el vulcanismo oceánico que originan estas rocas; algunos autores consideran que estas rocas volcánicas son de afinidad toleítica generadas en un rift oceánico, y presentan un emplazamiento tectónico hasta su posición actual, por eventos de obducción que cabalaron de oeste a este las rocas del piso oceánico. De acuerdo con la fauna encontrada en sedimentitas relacionadas con vulcanitas en el Complejo Quebradagrande, estas rocas se formaron en el intervalo Valanginiano – Albiano (INGEOMINAS 2001).

- **Miembro Sedimentario (Ksc)**

El Miembro Sedimentario del Complejo Quebradagrande son las sedimentitas que se encuentran intercaladas concordantemente con las rocas volcánicas, lo cual permite en parte definir la edad de éstas, aunque en muchas áreas los contactos son tectónicos debido, probablemente, a la diferencia en el comportamiento mecánico en- tre ambos tipos de roca, donde el contacto actúa como una zona de debilidad a lo largo de la cual se transmiten esfuerzos, afectando más intensamente las sedimentitas por su menor competencia.

Las sedimentitas predominantes corresponden a lutitas carbonosas y en menor proporción a grauvacas, arenitas feldespáticas, limolitas, liditas y, localmente, capas de caliza. Son comunes venas de cuarzo lechoso paralelas, en conjunto, a los planos de estratificación o a planos de cizalladura. Las arenitas son de grano fino a medio, con clastos bien seleccionados de líticos volcánicos y de cristales de plagioclasa, con escaso cuarzo y, en términos generales, presentan características de turbiditas.

Las liditas son de color negro, en láminas de espesor variable; aparecen intensamente fracturadas y plegadas; son microcristalinas a criptocristalinas con formas ovaladas, a veces rellenas por calcita, que parecen corresponder a antiguos microorganismos. El tono oscuro se debe a la presencia de materia carbonosa y óxidos de hierro diseminados. Los bancos de chert, por lo general, son más abundantes cerca a los contactos con las vulcanitas y aparecen también como lentes en estas rocas. Las lutitas son predominantemente de color negro, pero este puede variar de tonalidad de acuerdo con el grado de meteorización; se presentan finamente laminadas, con una diagénesis avanzada caracterizada por la presencia de sericita y clorita, tomando localmente una estructura pizarrosa a esquistosa con superficies brillantes que le imprimen una foliación aparente. Son rocas con alto contenido de materia carbonosa, con fragmentos finos de cuarzo y material arcilloso de tono parduzco por óxidos de hierro finamente diseminados.

h. Grupo Cañasgordas

En el sector septentrional de la Cordillera Occidental fue introducido el termino Grupo Cañasgordas, a una extensa secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas de edad cretácica. Sin embargo, algunos autores propusieron una separación de la parte sedimentaria con el nombre de la Formación Penderisco, subdividida a su vez en los miembros Nutibara y Urrao, de la porción ígnea Formación Barroso, conformada generalmente por rocas volcánicas básicas (INGEOMINAS 1999) (Ver **Figura 5-1**).

- **Formación Barroso (Kvb)**

Corresponden a basaltos, diabasas, tobas y aglomerados con algunas intercalaciones de sedimentos silíceos, dispuestos en dos franjas una oriental, en el flanco occidental de la Cordillera Oriental y una oriental (al oriente de Belén de Umbría – Viterbo y se extiende hasta la Falla Cauca – Almaguer) y una franja occidental y se



encuentra localizada al occidente de Belén de Umbría – Viterbo y se extiende hasta la Falla de Apía (INGEOMINAS 2001).

En la franja oriental, predominan basaltos y diabasas masivos de color gris oscuro a gris verdoso, de grano fino a afaníticos, a veces con venas delgadas de epidota y amígdalas rellenas por ceolitas. En las diabasas también es posible encontrar texturas ofítica a subofítica con plagioclasa y clinopiroxeno como constituyentes esenciales y como accesorios, cuarzo y opacos. Procesos como la uralitización del piroxeno y la presencia de plagioclasa sódica, indican que estas rocas han sufrido un proceso de esplitización (INGEOMINAS 2001).

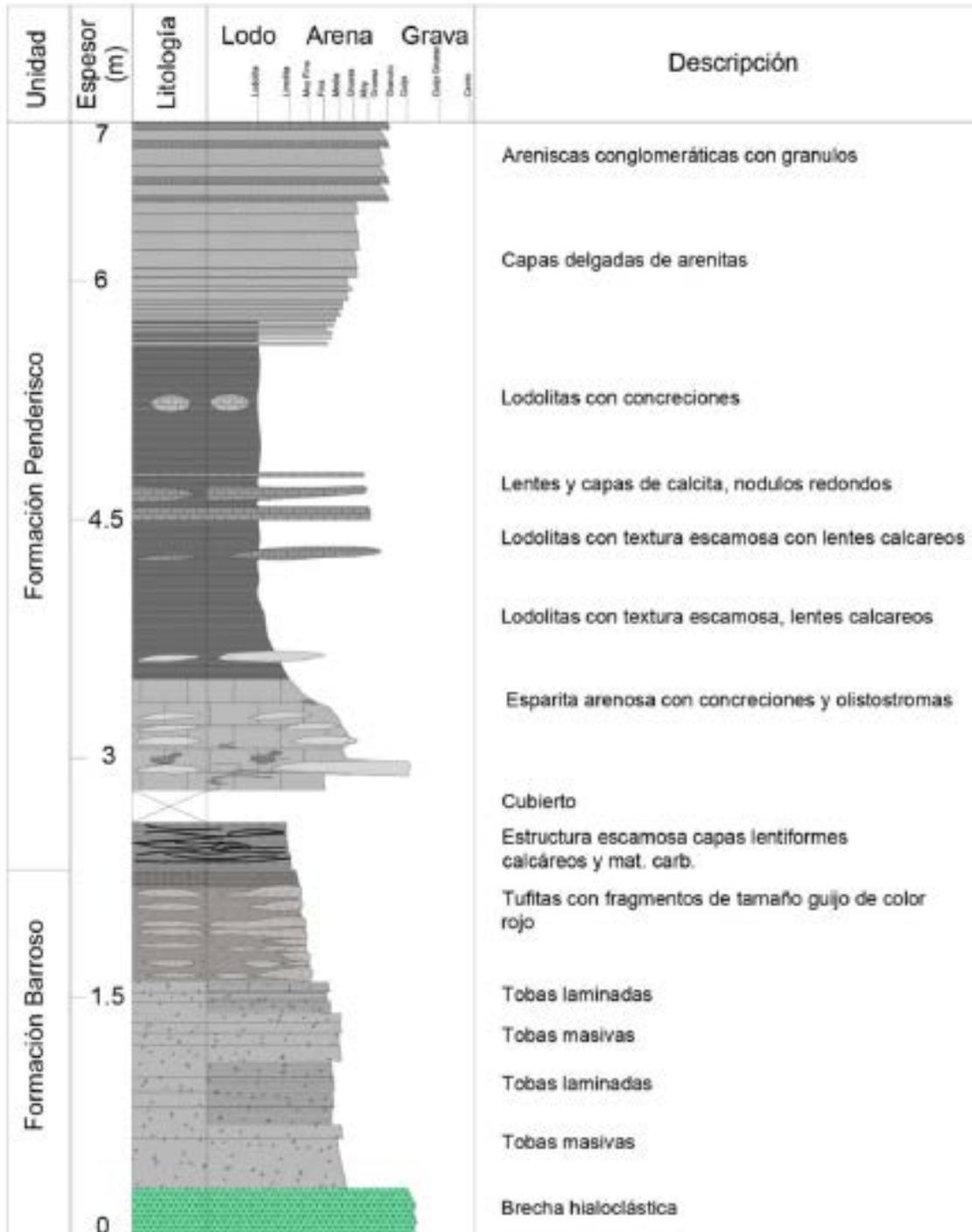
Los basaltos están subordinados a las diabasas y se presentan tanto en derrames con diaclasamiento columnar como en lavas almohadilladas; son masivos o amigdaloides, con restos de textura pilotaxítica a subofítica y están constituidos por plagioclasa y clinopiroxeno con epidota y saussurita (INGEOMINAS 2001).

En la franja occidental se identifica abundancia de rocas piroclásticas, tobas y aglomerados, asociados con los basaltos y diabasas. Las tobas son de color gris verdoso, masivas y están constituidas por fragmentos inequigranulares de vulcanitas y cristales de piroxeno, plagioclasa y cuarzo embebidos en una matriz afanítica de color verde claro, holocristalina a hipocristalina. En las tobas es posible encontrar vidrio, que se encuentra en proceso de devitrificación, o que puede presentarse como cristales que corresponden en su mayoría a microlitos de plagioclasa y piroxenos. Los aglomerados son de color gris oscuro a verdoso, con fragmentos subangulares a subredondeados de basaltos, chert y sedimentitas areno – arcillosas, soldados por una matriz afanítica de color verde claro (INGEOMINAS 2001).

Los basaltos son de color gris oscuro, masivos y amigdalares, microporfídicos con fenocristales de plagioclasa cálcica y piroxeno; la matriz es holo a hipocristalina compuesta por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno con abundante clorita secundaria (INGEOMINAS 2001).

Las características litológicas de esta unidad indican que la franja oriental es a fin con un volcanismo generado en una dorsal meso – oceánica, entre tanto que la granja occidental presenta una tendencia asociada con arcos de islas. Aunque la recopilación de edades en las vulcanitas de esta formación la localiza en el Cretácico superior, los basaltos que se localizan en la franja occidental han dado edades que sugieren una posición en el Cretácico tardío (INGEOMINAS 2001).

Figura 5-1 Columna Estratigráfica Grupo Cañasgordas



Fuente: Cañas J.S. Tesis Maestría UNAL 2015.

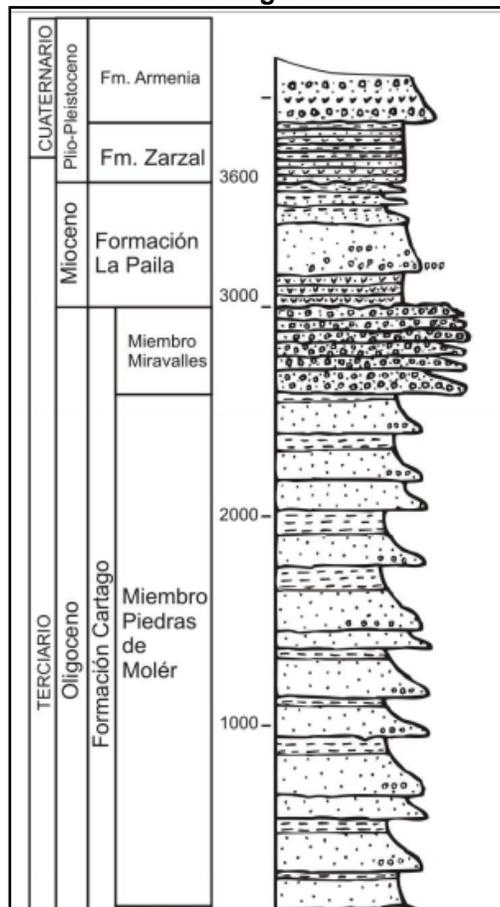
i. Formación la Paila (Tmp)

Está conformado por conglomerados que presentan fragmentos de tamaño gravas a guijarros por lo general subredondeados de regular selección embebidos en una matriz areno – arcillosa; de composición principal de cuarzo lechoso, chert negro y gris, diabasas, andesitas y en menor proporción jaspe rojo. También se reconocen areniscas cuarzosas de grano fino a grueso, dispuestas en estratos lenticulares de espesor variable, que en algunos casos presentan gradación y a nivel de afloramiento se han reconocido estratificación cruzada. Finalmente es posible encontrar niveles de arcillolitas de colores que varían de gris verdoso a parduzco y que presentan lentes pequeños y nódulos en los niveles de arenisca y conglomerado (CARDER 1989).

Los sedimentos de esta unidad forman una estructura anticlinal en el suroeste del departamento de Risaralda, que al parecer dan continuidad al denominado anticlinal de Holguín, aunque sus buzamientos son altos mayores a 30° y los rumbos de sus capas varían considerablemente como efecto del fuerte plegamiento que ha sufrido la unidad (INGEOMINAS 1984).

Van Der Hammer (1958 en CARDER 1989), correlacionó la Formación la Paila, con la Formación Honda del Valle del Magdalena y le asigno de acuerdo con dataciones Palinológicas una edad del Mioceno (Ver **Figura 5-2**).

Figura 5-2 Columna Estratigráfica Formación La Paila



Fuente: ANH, 2009.

j. Pórfido Andesítico de la Virginia (Tpv)

En inmediaciones del Río Cauca en dirección noreste desde el municipio de La Virginia, se ha identificado la exposición de un cuerpo con un área de menos de 10 km², de composición andesítica, con textura porfídica holocristalina, que expone fenocristales de plagioclasas, hornblenda y cuarzo. En menor proporción se encuentran biotita, esfena y trazas de apatito (CARDER 1989).

González. 1960 en CARDER 1989, presenta dataciones radiométricas obtenidas en rocas porfídicas similares, que indican edades correspondientes al Mioceno tardío. Permitiendo establecer una correlación de esta unidad con los pórfidos ubicados en la parte centro-norte de la Cordillera Central.

k. Sedimentitas de Aranzazu (Ngsa)

El nombre Sedimentitas de Aranzazu se emplea para designar el conjunto de sedimentitas que rellenan un graben limitado por las fallas de Silvia-Pijao, al este, y de La Merced, al oeste, entre las poblaciones de Filadelfia y Aranzazu, de donde recibe el nombre esta secuencia. Corresponde a la unidad denominada «Sedimentos Terciarios al Este de Irra» por Mosquera (1978) y que se correlaciona con la Formación Amagá en el sentido de González (1980) o con el Terciario Carbonífero de Grosse (1926). Las Sedimentitas de Aranzazu corresponden a una secuencia de origen aluvial, de estratos en bancos de hasta 2 m de espesor, compuesta por conglomerados

hacia la base, con delgadas intercalaciones de arenas gruesas tobáceas, y hacia el tope, por limos y arcillas con niveles carboníferos de espesor variable. Los niveles conglomeráticos y aglomeráticos están bien consolidados con fragmentos redondeados a subredondeados bien seleccionados y, en general, son matriz soportados; en los conglomerados los fragmentos son predominantemente de rocas verdes, tonalitas y escasos basaltos y chert, mientras que en los aglomerados predominan basaltos y andesitas.

La gran cantidad de aporte volcánico piroclástico en las sedimentitas de esta secuencia, insinúa una sedimentación durante o posterior a un evento volcánico intenso, intermedio en composición, en la Cordillera Central, al cual se ha asignado la fuente de aporte principal para la Formación Mesa en el Valle Medio del Magdalena y para el cual se tienen edades del Plioceno (Dueñas y Castro, 1981) y del Mioceno- Plioceno (De Porta, 1974). Por composición y características de los constituyentes, se considera que las Sedimentitas de Aranzazu podrían correlacionarse, en edad, con las de la Formación Mesa y, por ello, se han asignado al Mioceno-Plioceno.

l. Formación Irra – Tres Puertas

Se denomina al conjunto de conglomerados ricos en rocas verdes, arenas, limos y arcillas y delgadas capas de carbón. La procedencia se asocia a arcos volcánicos no disectados y la diagénesis se manifiesta en contactos cóncavo-convexos, transformación de vidrio volcánico a palagonito, formación de ceolitas, presencia de cemento ferruginoso en poros y conversión de cristales de hornblenda y de fragmentos de líticos volcánicos en clorita, productos indicativos de una etapa principalmente eogenética (Sánchez-Osorio 2012). De base a techo la secuencia se ha subdividido en:

- **Miembro Conglomerados ricos en rocas verdes, areniscas, limolias y arcillolitas con láminas finas de carbón (Tsic)**

Conjunto de estratos de origen aluvial con espesores pueden llegar a 2 m, desde la base se han identificado conglomerados ricos en cantos de rocas verdes, intercalados con delgados niveles de areniscas gruesas de color pardo. En la parte media y superior, además de los estratos de conglomerados ricos en rocas verdes, aparecen capas de areniscas, a veces con estratificación cruzada, areniscas conglomeráticas, limolitas,

arcillolitas azulosas y arcillolitas de color crema con fracturas rellenas por óxidos de hierro. En el tope de la unidad se encuentran láminas finas de color negro, ricas en materia orgánica y que llegan a formar carbones (INGEOMINAS 2001).

- o **Miembro Conglomerados ricos en chert negro y cuarzo lechoso**

Está constituida capas de hasta 6 m de espesor de conglomerados ricos en cuarzo lechoso y chert negro, en fragmentos de tamaño gravas a guijarros, matriz soportados, intercalados con areniscas conglomeráticas, areniscas y arcillolitas de color crema a ocre. Hacia la base, los estratos están en contacto gradacional con los conglomerados ricos en rocas verdes y hacia el techo, en contacto concordante con la unidad volcano sedimentaria (INGEOMINAS 2001).

- **Miembro Volcano sedimentario (Tsivs)**

Corresponde a una serie de sedimentos de origen volcánico, de geometría laminar que presenta color crema a blanco, los fragmentos son mayoritariamente de cuarzo, feldespato y fragmentos de pómez, que se intercalan con niveles conglomeráticos ricos en fragmentos de pórfidos andesíticos y, en menor proporción, de rocas verdes; además, incluye tobas de cristales con o sin fragmentos pumíticos y láminas delgadas de sedimentos ricos en materia orgánica (turba). Adicionalmente se reconocen estratos de hasta 2 m de espesor, con laminación fina, epiclásticos de grano fino, de color crema a blanco con abundantes fragmentos de material pumítico, cuarzo y feldespatos (INGEOMINAS 2001).

También han sido reportadas tobas de composición andesítica, con tamaño de grano varía de lapilli a ceniza, generalmente de color pardo, y presentan fragmentos de pómez de color blanco angulares a subredondeados y pequeños cristales de hornblenda, plagioclasa y escaso cuarzo. Se presentan intercalaciones de conglomerados ricos en fragmentos de pórfidos andesíticos y algunos de rocas básicas con empaquetamiento entre flotante y puntual (INGEOMINAS 2001).

El origen de esta unidad es continental como producto de la erosión de las unidades de roca expuestas en el flanco occidental de la Cordillera Central, a las que además les fue aportado material piroclástico de caída resultante de la actividad volcánica explosiva en los volcanes localizados en la zona axial de esta cordillera. Aunque no existen evidencias paleontológicas, radiométricas o estratigráficas claras que permitan establecer con precisión la edad de la secuencia de la Formación Irra - Tres Puertas, es posible considerarla como de edad Mioceno tardío – Plioceno temprano, derivado de la posición de la unidad en relación a los pórfidos andesíticos de la zona.

Específicamente dentro del área de influencia indirecta, el municipio de la Virginia se encuentra localizado dentro del terreno estructural Cauca – Romeral (CARDER 1989), dentro del área urbana y rural del municipio es posible encontrar depósitos aluviales de los ríos Cauca y Risaralda, sobre la región oriental se identifica la presencia de la Formación la Paila de edad Mioceno y del pórfido Andesítico de la Virginia de edad Terciario Superior.

m. Depósitos Aluviales (Qal)

Esta unidad se encuentra conformada por depósitos discordantes, aluviales con niveles arenosos que se caracterizan por bajos niveles de consolidación, permitiendo la generación de canales profundos en las zonas de mayor afectación por los procesos erosivos, generalmente presentan colores pardos amarillos, en combinación con niveles conglomeráticos compuestos por fragmentos de rocas volcánicas de composición andesítica (INGEOMINAS 2001).

Adicionalmente flujos de escombros con espesores que pueden alcanzar hasta 20 m, que se caracterizan por presentar bloques, preferencialmente de composición andesítica, de hasta 1 m de diámetro. También se han identificado la presencia de cenizas en contactos erosionales con los sedimentos del miembro volcánico – sedimentario y con la cubierta cuaternaria. Por sus relaciones estratigráficas con la Formación Irra – Tres Puertas y su bajo grado de consolidación, estas unidades han sido asignadas al Cuaternario (INGEOMINAS 2001).

n. Flujos andesíticos Recientes (Qa)

Se caracterizan por la presencia de una capa de gran espesor de rocas extrusivas, que descansan sobre las rocas ígneas y metamórficas del basamento de la Cordillera Central. Estas coladas están relacionadas con la intensa actividad volcánica que se inicia en el Mioceno y se extiende hasta épocas recientes. La composición de estos flujos es relativamente homogénea, pero por su relación con los depósitos glaciares se han determinado dos períodos de emisión: uno del Mioceno tardío- Plioceno, flujos denominados NgQa y otro del Holoceno (Qa) que son flujos de posglaciación y terminan con emisión de piroclastos (Qto) de gran magnitud. Este vulcanismo está relacionado con un margen continental activo y su emplazamiento, a fallas de carácter regional del Sistema de Fallas Palestina, afectado localmente por sistemas E - W.

o. Flujos de escombros y pómez de Neira (Qpil)

La actividad volcánica reciente termina con la emisión de productos piroclásticos por los volcanes del Complejo Ruiz - Tolima, que son los volcanes Cerro Bravo, Nevado El Ruíz, Nevado El Cisne, Nevado Santa Isabel, Nevado El Quindío, Nevado del Tolima; estos materiales, en parte, se depositan en medio acuoso que sirve de medio de transporte tanto hacia el este como al occidente del eje de la cadena volcánica, depositándolos a lo largo del cauce y zonas de inundación y constituyen geoformas características y de fácil identificación en el área.

Flujos piroclásticos (Qpil) son el producto del emplazamiento y destrucción de domos antiguos y fueron originados por diferentes mecanismos eruptivos, corresponde a un flujo de escombros y pómez y parece tener hacia el este un control tectónico (Mosquera, 1978). Es un depósito caótico, muy alterado, constituido por fragmentos de rocas volcánicas de composición variable y poligénicas, embebidos en una matriz arcillosa cuyo color tiende hacia el amarillo rojizo por oxidación y acumulación de hidróxidos de hierro. La presencia de material juvenil pumítico puede indicar aporte de material producto de explosión de domos.

p. Rocas Piroclásticas (Qto)

Depósitos piroclásticos de caída, producto de la actividad cuaternaria de los volcanes del Complejo Ruiz-Tolima, aledaña al eje de la Cordillera Central, oscureciendo las relaciones entre unidades litológicas más antiguas y suavizando la morfología del terreno. Las capas piroclásticas están compuestas por cenizas, lapilli pumítico y ocasionalmente, bombas volcánicas. Localmente, aparecen algunos niveles arcillosos intercalados en la secuencia de ceniza-lapilli que indica una depositación en un medio acuoso. El grado de litificación, por lo general, es bajo.

La edad considerada para estos depósitos corresponde al intervalo Pleistoceno tardío - Holoceno y corresponden a vestigios de la actividad volcánica cuaternaria que se extiende hasta hoy en el Complejo Volcánico Ruiz – Tolima, y se manifiesta adicionalmente, en las fuentes termales que rodean a los volcanes anteriores.

q. Aluviones Recientes (Qar)

Depósitos no consolidados de material aluvial y coluvial de poco espesor en los cañones de algunos ríos y quebradas, cubren las rocas más antiguas. El espesor de las zonas aluviales es variable y aumenta hacia la parte inferior del curso de las corrientes, al perder éstas energía y depositar el material que llevan en arrastre y, por lo general, puede decirse que es menor de 20 m.

Estos depósitos están compuestos por bloques y gravas de diferente tamaño y composición, en una matriz arcillo-arenosa con diversos grados de cementación o compactación. Los depósitos elevados con respecto al nivel actual de las corrientes están mejor cementados y pueden clasificarse como terrazas con algunos horizontes bien seleccionados. La mayor parte de estos depósitos son del Holoceno y su espesor, en las zonas bajas, tiende a aumentar debido a los procesos actuales acelerados de erosión y depositación.

r. Flujo de Cenizas y Escombros

Esta unidad se encuentra conformada por depósitos discordantes, aluviales con niveles arenosos que se caracterizan por bajos niveles de consolidación, permitiendo la generación de canales profundos en las zonas de mayor afectación por los procesos erosivos, generalmente presentan colores pardos amarillos, en combinación con niveles conglomeráticos compuestos por fragmentos de rocas volcánicas de composición andesítica (INGEOMINAS 2001).

Adicionalmente flujos de escombros con espesores que pueden alcanzar hasta 20 m, que se caracterizan por presentar bloques, preferencialmente de composición andesítica, de hasta 1 m de diámetro. También se han identificado la presencia de cenizas en contactos erosionales con los sedimentos del miembro volcano – sedimentario y con la cubierta cuaternaria. Por sus relaciones estratigráficas con la Formación Irra – Tres Puertas y su bajo grado de consolidación, estas unidades han sido asignadas al Cuaternario (INGEOMINAS 2001).

5.1.1.1.2 VALLE MEDIO DEL MAGDALENA

a. Grupo Guaguaquí (Kgg)

El Grupo Guaguaquí es propuesto por Rodríguez & Ulloa (1994 b) para designar una sucesión de lutitas negras, con concreciones calcáreas, calizas y niveles delgados de limolitas calcáreas, a veces silíceas, que infrayacen al Grupo Olini; estos mismos autores sugieren como localidad tipo la secuencia que aflora a lo largo de la quebrada Cristalina, al este de Puerto Romero, Plancha 169 Puerto Boyacá; correlacionables con las formaciones Loma Gorda y Hondita definidas por De Porta (1.966). En el área de estudio se trata de una sucesión que empieza por lodolitas calcáreas negras, de laminación paralela continua, con concreciones “gigantes” y capas concreciónales medias a gruesas, de caliza micrítica; luego sigue un conjunto de capas de aproximadamente 20m de espesor de liditas negras, en capas delgadas, de estratificación paralela y con intercalaciones de lodolitas calcáreas negras, laminadas; en menor proporción capas medias a gruesas de caliza micrítica. De Porta (1.966); le asigna una edad Albiano medio – Coniaciano temprano, por su contenido fósil.

b. Grupo Olini

DEPORTA (1965) retiene el nombre Olini, - primero mencionado por PETHERS (1955), para agrupar la Lidita Inferior, el Nivel de Lutitas, y la Lidita Superior. El Grupo Olini suprayace a la Formación Lomagorda e infrayace

al Nivel de Lutitas y Arenas, y su localidad tipo se encuentra en el camino Piedras - La Tabla (Tolima; DE PORTA 1965) El Grupo Olini junto con su contenido micropaleontológico ha sido descrito en localidades del Valle Superior del Magdalena (e.g. JARAMILLO & YEPES 1994; VERGARA 1997a;).

o Formación Lidita Inferior (Ksli)

Compuestas por capas muy delgadas de chert, liditas y limolitas muy silíceas, con predominio del primer tipo litológico. La laminación es no paralela ondulosa, mientras que la estratificación es tabular continua. Petrográficamente es notable el número de moldes de foraminíferos pobremente preservados y la ausencia de todo vestigio calcáreo. La edad de esta unidad, de acuerdo con Bürgl & Dumit (1.954), es Coniaciano tardío, pero gracias a su contenido fósil Acosta & Ulloa (2001) determinaron que podría alcanzar hasta el Santoniano temprano.

o Nivel de Lutitas (Ksl)

Consiste de base a techo en limolitas de cuarzo y lodolitas calcáreas, micáceas y ligeramente silíceas, con intercalaciones muy gruesas de cuarzoarenita de grano fino a medio, cemento silíceo. La estratificación en las limolitas es paralela, en capas muy delgadas a medias, mientras que en la arenita es muy gruesa. Luego afloran calizas lodosas, color negro pardo a veces ligeramente silicificadas, con concreciones sinsedimentarias, las cuales, en ocasiones, son de composición micrítica o micritasílice. La estratificación es paralela a ondulosa no paralela, en capas muy gruesas a medias. Acosta & Ulloa (2001), le atribuyen una edad del Santoniano (posiblemente medio) a Campaniano (posiblemente temprano), y fue depositada en condiciones de plataforma silíceo – calcárea intermedia.

o Lidita Superior (Ksls)

Está conformada por liditas calcáreas, cherts negros ligeramente calcáreos, bioesparitas y biomicritas generalmente de textura wackestone fosfáticas, con abundante contenido de foraminíferos y en menor proporción radiolarios. Acosta & Ulloa (2001), confirman la edad Campaniano determinada por Bürgl & Dumit (1.954), pero no descartan que alcance al Maastrichtiano temprano.

c. Formación Seca (KPgs)

El nombre de Seca proviene de la quebrada Seca (Cambao), según De Porta (1966). Dicho autor no menciona con claridad sus estratos de límite, pero es claro que la unidad se halla limitada en su base por la Formación Cimarrona y en su techo por la Formación Hoyón, que tiene como sección tipo la carretera Cambao - San Juan de Río Seco y como sección de referencia la que se encuentra sobre la carretera Honda - Guaduas. Está conformada por lodolitas micáceas color pardo con moteado rojizo irregular, con intercalaciones de capas delgadas a muy gruesas de cuarzoarenitas, limolitas silíceas y feldespáticas con nódulos calcáreos, y se observan paleosuelos. La edad de la unidad por posición estratigráfica es Maastrichtiano tardío.

d. Formación Hoyón (Tih)

El nombre de Hoyón aparece por primera vez publicado por Raasveldt & Carvajal 1957, (en De Porta, 1966) y su localidad tipo es definida por van der Hammen 1958(en De Porta, 1966), a lo largo de la quebrada Chaguani, en el sector de la confluencia con la quebrada Hoyón. El autor divide la unidad en cuatro miembros que dé más antiguo a más joven son: Miembro Cambao, Nivel de Lutitas, Miembro Aguas Claras y Miembro Capira. Sus límites están dados por la primera ocurrencia de conglomerados polimícticos inmediatamente encima de las lodolitas pardo grisáceo de la Formación Seca. Su tope, por la última ocurrencia extensiva de lodolitas y arenitas, color oliva claro, rojo púrpura y pardo claro de la Formación San Juan de Río Seco. De Porta & Solé



De Porta, 1962 (en De Porta, 1966), definen una posible edad de Oligoceno inferior, mientras Van der Hammen, 1958 (en De Porta 1966) le asigna Eoceno; la unidad fue depositada en un ambiente continental, asociado a los pulsos de levantamiento de la cordillera Central, con desarrollo de abanicos aluviales, y hacia la parte superior ríos meándricos.

e. Formación San Juan de Río Seco (Tis)

El nombre de San Juan de Río Seco se debe a De Porta (1966), para designar la secuencia areno - arcillosa comprendida entre las formaciones Hoyón y Santa Teresa en el Sinclinal de Jerusalén - Guaduas. Como sección tipo propone la carretera Cambao - San Juan de Río Seco, en las proximidades del Boquerón de Capira - La Rioja; este mismo autor divide la unidad en tres miembros llamados de más antiguo a más joven Miembro Armadillos, Miembro Almácigos y Miembro La Cruz, y el miembro intermedio lo divide en dos niveles de lutitas separados por un nivel de arenitas.

Su base está marcada por la desaparición de conglomerados de la Formación Hoyón inmediatamente debajo de las arcillolitas de la Formación San Juan de Río Seco; su techo, por la última ocurrencia de arcillolitas rojas debajo de las lodolitas y arenitas de la Formación Santa Teresa. Debido a su posición estratigráfica le asignan una edad de Oligoceno; y depositada en ambiente de ríos meándricos.

f. Formación Santa Teresa (Pgst)

El nombre de Santa Teresa es tomado por De Porta (1966) de la Vereda Santa Teresa del Municipio de San Juan de Río Seco, para referirse a la última unidad aflorante en el Sinclinal Jerusalén - Guaduas, inmediatamente encima de la Formación San Juan de Río Seco. De Porta (1966) anota cómo fueron asignados estos sedimentos a la Formación La Cira y discute la designación del nuevo nombre. El espesor total de la unidad podría estar en el orden de los 150 m. (De Porta, 1966). Su límite inferior está marcado por la primera ocurrencia de arcillolitas y lodolitas color gris medio oscuro, ubicadas inmediatamente encima del techo de las lodolitas pardo moderado de la Formación San Juan de Río Seco. La unidad consta de arcillolitas y lodolitas, color gris medio oscuro a gris oliva y gris oliva claro, con intercalaciones de limolitas de cuarzo y cuarzoarenitas de grano fino a conglomeráticas, color anaranjado muy pálido a gris oliva. De Porta & Solé De Porta (1962), le asignan edad Oligoceno, y su ambiente de depósito es lacustre con influencia marina

g. Grupo Honda (Tsh)

El Grupo Honda fue subdividido por DE PORTA en las formaciones Cambrás, San Antonio y Limones. Alcanza un espesor alrededor de 4000m en su localidad tipo.

o Formación Cambrás

Definida por DE PORTA, 1965, y redefinida por ULLOA, RODRÍGUEZ, 1981. La unidad en las veredas de La Viuda y Salamina está compuesta en la base un conjunto de grawacas de pocos metros de espesor (Miembro Salamina, 700 m). Los contactos con las unidades infrayacentes (La Cira) y la suprayacente (San Antonio) se observaron concordantes y netos. La unidad presenta una morfología escarpada en la parte basal y suavemente ondulada en la parte superior, y un espesor aproximado de 1.100 m. No se conocen datos paleontológicos de la formación, solamente con base en su posición estratigráfica se supone que corresponde al Mioceno. La formación se correlaciona con la parte inferior del Grupo Real y corresponde en parte al Miembro Puerto Salgar de WELLMAN (¿1970 ó 1967?).



o Formación San Antonio

Original DE PORTA, 1965. La formación fue subdividida en los miembros Flor Colorada, Los Cocos y El Miembro Flor Colorada se caracteriza por presentar una morfología de peldaños y está constituido por una alternancia de areniscas, areniscas conglomeráticas con lutitas rojas. Los conglomerados están compuestos por cantos de rocas metamórficas más cuarzo (56%). sedimentarias (41 %) intrusivas (1 %) y volcánicas (0.3%). DE PORTA. Los miembros Los Cocos y La Ceibita están formados por bancos de varios metros de espesor de conglomerados y conglomerados arenosos y esporádicos niveles de lutitas rojas. Los miembros antes mencionados se diferencian principalmente por su composición petrográfica, ya que el Miembro La Ceiba presenta mayor proporción de rocas intrusivas y efusivas que el Miembro Los Cocos. La unidad por posición estratigráfica parece que corresponde al Mioceno y se correlaciona con el Grupo Real y corresponde en parte a la Formación Dorada.

o Formación Limones

La unidad presenta una morfología suavemente ondulada y está formada principalmente por limolitas y arcillolitas rojizas con intercalaciones de areniscas de pocos metros de espesor. La unidad se observa reposando concordantemente sobre la Formación San Antonio y en contacto fallado con diferentes unidades del área del Sinclinal de Guaduas. El espesor de la unidad por la carretera a Honda es de 231 m, DE PORTA. No se conocen datos paleontológicos de la formación; su edad puede corresponder al Mioceno. La unidad Los Limones se correlaciona con el Miembro Cerro Colorado de la Formación Villa Vieja.

h. Formación Mesa (Tmm)

Definida por Hettner (1892), para referirse a las capas horizontales que se encuentran al Oeste de la población de Honda (Depto. del Tolima); formadas casi exclusivamente por material volcánico, que alcanzan entre 350 y 400 metros de espesor, y que están conformadas por bancos de capas tabulares y cuneiformes gruesas de cuarzoarenitas y arenitas feldespáticas grises de grano fino a medio, pobremente cementadas, localmente conglomeráticas con guijos subredondeados de rocas volcánicas dacíticas, chert y cuarzo lechoso, con interposición de capas delgadas de conglomerados de guijos y gránulos, que internamente exhiben estratificación plano paralela y cruzada. La edad de la formación es Plioceno.

▪ Depósitos Aluviales (Qal)

Los aluviones se observan a lo largo de las principales corrientes, en terrazas bajas formadas por cantos subredondeados de diferentes tamaños en una matriz arcillosa; conformados por sedimentos heterométricos, de diferente composición, eso depende del área donde se encuentran depositados. Estos depósitos son producto de la acción erosiva y mecánica del agua, sobre las rocas que produce su desintegración y posterior transporte.

o Depósitos Fluvioglaciares (Qfl)

Los flujos son depósitos probablemente fluviglaciares, constituidos por grandes bloques y cantos angulosos provenientes del Grupo Guadalupe, embebidos en una mezcla de cantos de arena y lodo.

5.1.1.1.3 FLANCO OESTE DE LA CORDILLERA ORIENTAL

En la Subestación Nueva Esperanza, en el flanco Oeste de la Cordillera Oriental, litológicamente afloran rocas Cretácicas pertenecientes al Grupo Guadalupe. La Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena se caracterizan en este sector por ser de origen sedimentario, de origen marino, somero y de origen continental principalmente. La Falla de Bituima, es una estructura fundamental de la Cordillera Oriental que limita tectónicamente dos dominios de facies cretácicas distintas. Tal contraste facial puede representar diferencias paleoambientales relacionadas con la distancia a las fuentes de sedimentación y/o subsidencia diferencial en dos ámbitos tectónicos diferentes. Se reconocen dos cintas de facies, aparentemente controladas temporalmente por la Falla de Bituima. Al este de esta falla, se interpretan por lo menos seis secuencias sedimentarias, comenzando por las rocas silíceo-calcareas del Barremiano tardío de la Formación Trincheras y terminando con las arenitas regresivas conocidas como Labor y Tierna. Una fase elástica - evaporítica (?) se sugiere para el Aptiano tardío - Albiano temprano (Formaciones Socotá y Capotes), lo que implica un control tectónico y una cuenca restringida profunda. Se infiere un fondo de acumulación anóxico en intervalos del Aptiano tardío (Formación Trincheras), hasta el Campaniano tardío (Formación Plaeners). Al oeste de la Falla de Bituima, por lo menos dos secuencias se pueden interpretar, entre la Formación Lomagorda (Coniaciano) y el Nivel de Lutitas y Arenas (Maastrichtiano). Estas facies distales, de mar abierto, fueron fuertemente influenciadas por surgencia y anoxia durante el Coniaciano - Santoniano (Formación Lidita Inferior) y el Campaniano (Formación Lidita Superior).

i. Grupo Villeta

El término Villeta se ha aplicado extensivamente a sucesiones de "shales" negros de edad cretácica en diversas regiones del país, tal uso sigue la designación original de "Villeta" de HETTNER (1892), sin embargo, se ha seguido un criterio litológico exclusivamente sin mayores consideraciones sobre la continuidad estratigráfica de la unidad desde su área tipo. De acuerdo con JULIVERT (1968), las facies lodolíticas del Villeta en la faja occidental de la Cordillera Oriental cambian lateralmente a: (1) las facies del Valle Medio del Magdalena al norte, (2) las facies del extremo norte del Valle Superior del Magdalena al oeste de la Falla de Bituima, y (3) las facies de Fomeque- Caqueza al este de la Cordillera Oriental. Para cada caso, JULIVERT (1968) recomienda evitar el uso del término Villeta, Y en cambio aplicar las nomenclaturas existentes para cada región.

El Grupo Villeta, se encuentra dividido en ocho unidades (ULLOA et al. 1993), regionalmente reposa sobre las arenitas y calizas de la Formación La Naveta (Hauteriviano) y bajo las arenitas más antiguas de la Formación Arenisca Dura (Campaniano) del Grupo Guadalupe. Las estimaciones de espesor del Grupo Villeta para el occidente de la Sabana de Bogotá se estiman en 3400 m. Las unidades estratigráficas del Grupo Villeta incluyen las formaciones: Trincheras, Socotá, Capotes, Hiló, Simijaca, La Frontera, y Conejo.

- Formación Trincheras (Kitra)

Nombre conferido a la sucesión de lodolitas con intercalaciones de calizas y arenitas de la parte inferior del Grupo Villeta, y cuya localidad tipo se halla en la Quebrada Trincheras al este de la fábrica de cementos Diamante de Apulo (CACERES & ETAYO1969). La Formación Trincheras ha sido dividida en dos segmentos: el inferior es calizo arcilloso y el superior arcilloso (CACERES& ETAYO1969), a los que se ha denominado como Miembros El Tigre y Anapoima respectivamente (ULLOA et al. 1993). Esta unidad no ha sido formalmente descrita, carece de sección tipo y aparentemente es sinónimo del "Miembro Anapoima".



- **Formación Socotá (Kis)**

Esta unidad está compuesta de base a techo por areniscas fosilíferas o Miembro Socotá, seguido por "shales" grises y finalmente por lutitas y margas fosilíferas o Miembro Capotes. La sección tipo de la Formación Socotá se encuentra en la vía Anapoima-Apulo (ETAYO-SERNA1979), Y las secciones de referencia para los Miembros Socotá y Capotes se encuentran en la Quebrada Socotá (POLANIA& RODRIGUEZ1978). Etayo (1979), le asignó una edad de Aptiano tardío y su ambiente de depósito es de plataforma interna, abanicos submarinos y turbiditas.

- **Formación Capotes (Kic)**

Esta unidad está limitada, en la base por el Miembro Socotá, y en el techo por la Formación Hiló (ETAYO-SERNA1979), incluyendo de esta forma a los miembros "Medio" y Capotes de CACERES& ETAYO (1979) Y al "Horizonte de Esferitas" de HUBACH(1931b). Tal agrupación resulta práctica desde el punto de vista cartográfico (cf. ULLOA et al. 1993). Se trata de lodolitas calcáreas laminadas, de color negro, y lodolitas no calcáreas con intercalaciones de capas de delgadas a medias de calizas concrecionales, con laminación plano paralela, turboglifos y contenido de yeso; la edad asignada por Etayo (1979) es Albiano temprano y un ambiente marino profundo en una cuenca cerrada.

- **Formación Hiló (Kih)**

Originalmente descrita como Horizonte de Hiló en la vía a Cambao (HUBACH1931b) es luego ascendida a la categoría de formación (CACERES& ETAYO 1969). La Formación Hiló está limitada, en la base por el Miembro Capotes, y en el techo por la unidad de lodolitas ind denominadas, y su sección de referencia se encuentra en la vía Anapoima-Apulo antes de la terraza de Apulo (ETAYO-SERNA1979). El límite inferior se localiza en la primera ocurrencia de liditas y porcelanitas. En el presente trabajo describimos la sección de Guayabal de Sifquima-Bituima. Se trata de limolitas silíceas y lodolitas calcáreas, ocasionalmente silíceas, con estratificación plano paralela, y esporádicas capas de biomicrita. La edad es Albiano tardío – Cenomaniano temprano, y su ambiente de depósito es pelágico y hemipelágico.

- **Formación Simijaca (Kss)**

Esta unidad de lodolitas laminadas fue definida y cartografiada en la plancha 190 (Chiquinquirá) entre las Areniscas de Chiquinquirá y la Formación La Frontera (ULLOA& RODRIGUEZ1991), y en las planchas 208 (Villeta) y 227 (La Mesa), donde yace por encima de la Formación Hiló y por debajo de la Formación La Frontera (ULLOA et. 1993). Se trata de una serie de lodolitas y limolitas, de color gris oscuro, con laminación plano paralela con intercalaciones de cuarzoarenitas, que alcanza en su localidad tipo cerca de 700 m. Se le asigna una edad de Cenomaniano.

- **Formación La frontera (Ksf)**

Según JULIVERT (1968) el nombre viene de BÜRGL& DUMIT (1954), pero HUBACH (1931b) había mencionado anteriormente la cantera La Frontera, Municipio de Albán, de donde se describen las capas silíceas propias de esta unidad. La base de la formación se toma en la primera aparición de calizas o concreciones calcáreas, mientras que su tope se marca por la capa más joven de chert del conjunto superior de la unidad, infrayaciendo la Formación Conejo (cf. Etayo-SERNA 1979). La sección (tipo) de la cantera La Frontera se halla

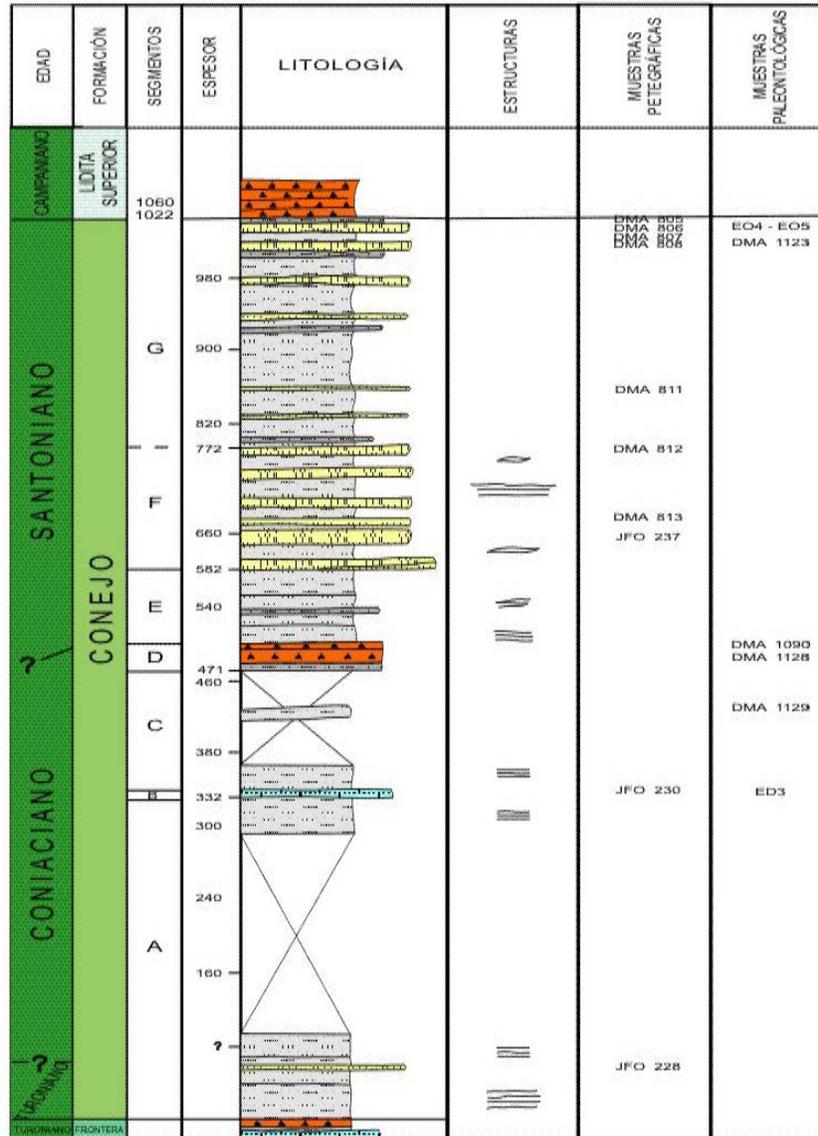


en proceso de degradación y está cubierta en un 80%. La edad definida por Etayo (1979) es Turoniano y en la parte alta Coniaciano, determinado por Bürgl (1957); el ambiente deposicional es pelágico y hemipelágico.

- **Formación Conejo (Kscn)**

Nombre dado a las lodolitas entre las Formaciones San Rafael y Plaeners al este de Tunja (cuadrángulo J~12; RENZONI1981). El nombre de Formación Conejo reemplaza a la unidad de lodolitas ind denominadas de Martínez (1990); su límite inferior está dado por la última capa silícea de la Formación La Frontera (equivalente de la Formación San Rafael), mientras que su límite superior está bajo las arenitas de la Formación Arenisca Dura (ULLOA et al. 1993). Se trata de una sucesión de 400 m de arcillolitas y lodolitas, localmente calcárea, de color gris, con esporádicas capas medias de limolitas, cuarzoarenitas de grano fino y biomicritas, de edad Coniaciano temprano según Etayo (1979).

Figura 5-3 Columna Estratigráfica Formación Conejo



CONVENCIONES

- | | | | |
|--|--------------|--|-----------------------|
| | Arcillolitas | | Laminación Ondulosa |
| | Limolitas | | Laminación Lenticular |
| | Areniscas | | |
| | Liditas | | |
| | Calizas | | |

Fuente: SGC, 2005.



j. Grupo Guadalupe

Hettner (1892) definió el piso de las capas de Guadalupe yaciendo en contacto transicional sobre las de Villeta y bajo las de Guaduas La primera descripción detallada la aporoto HUBACH (1958, escrito en 1951), quien postulo la "angostura del río San Francisco de Bogotá, arriba del puente de la carretera de circunvalación" como sección tipo (HUBACH 1957). Sin embargo, son las secciones de referencia las que mejor ilustran la sucesión del Grupo Guadalupe, i.e. (1) la vía Bogotá-Choachi en el Páramo del Rajadero (JULIVERT1962) y, (2) el Cerro del Cable al este de Bogotá (PEREZ& SALAZAR1978). En el concepto moderno de Grupo Guadalupe la base se toma en la primera ocurrencia de arenitas de la Formación Arenisca Dura por encima de las lodolitas del Grupo Villeta y su techo en la primera ocurrencia de las lodolitas de la Formación Guaduas (Pratt et al. 1961).

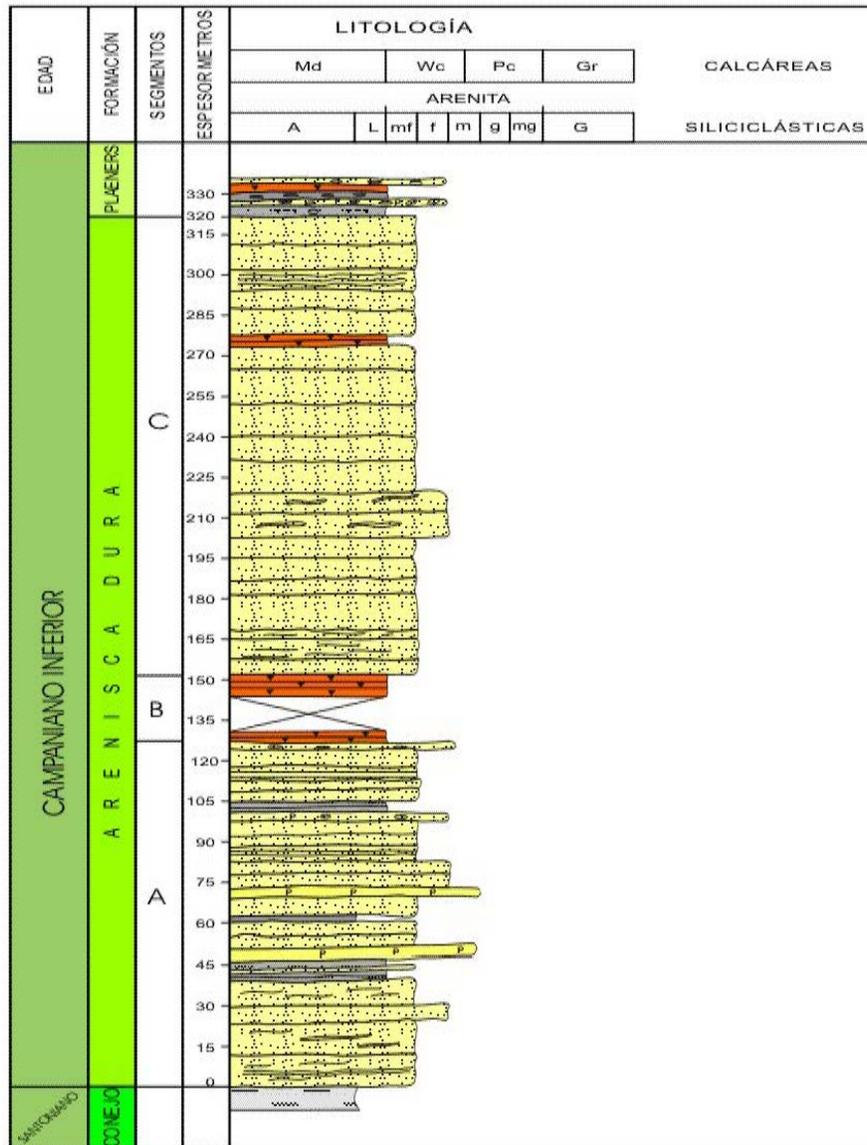
▪ Formación Arenisca Dura (Ksgd)

HUBACH (1931a) dividió el piso Guadalupe Superior (actual Grupo Guadalupe) en tres conjuntos; al inferior lo denominó "areniscas duras inferiores". El Miembro Raizal (Pratt et al. 1961), es sinónimo de la Arenisca Dura, y fue utilizado por ETAYO-SERNA (1964) Y JULIVERT (1968). RENZONI (1962) en cambio utiliza el nombre de Formación Arenisca Dura, mientras que PEREZ & SALAZAR (1978) describen, la sección de referencia más completa conocida en el Cerro del Cable al este de Bogotá. Cuenta con un espesor aproximado de 450 m, se caracteriza por su morfología abrupta, y consta de cuarzoarenitas de grano fino, dispuestas en capas delgadas y muy gruesas, cuneiformes a tabulares, con intercalaciones menores de limolitas silíceas; presentan laminación ondulada y cruzada tipo hummocky, restos de peces hacia la base, pelets fosfáticos, radiolarios, foraminíferos planctónicos y bivalvos. Por su contenido faunístico, Etayo (1964) le asigna edad Santoniano.

▪ Formación Plaeners (Ksgpl)

Según JULIVERT (1968) el término Plaeners, introducido por HETTNER (1892), fue utilizado por primera vez con sentido estratigráfico por HUBACH (1931) para referirse a las capas arcillosas y lidíticas de la parte media del actual Grupo Guadalupe. Las secciones de referencia para la Formación Plaeners se describen al este de Bogotá (REZONI1962, 1968; PEREZ& SALAZAR1978). En su localidad tipo, ubicada en el cerro entre las quebradas Rosales y La Vieja, tiene 73 m de espesor, y en cortes del área es cercano a 100 m; presenta morfología suave; se caracteriza principalmente por su alto contenido de liditas de color gris, con abundantes foraminíferos y radiolarios, laminación plano paralela, e intercalaciones de capas delgadas de lodolitas y arcillolitas silíceas laminadas, y esporádicas capas de cuarzoarenitas de grano muy fino; su edad es Campaniano - Maastrichtiano, de acuerdo con Pérez & Salazar (1971) en (Acosta & Ulloa, 2001).

Figura 5-4 Columna Estratigráfica Generalizada Grupo Guadalupe – Fm. Arenisca Dura

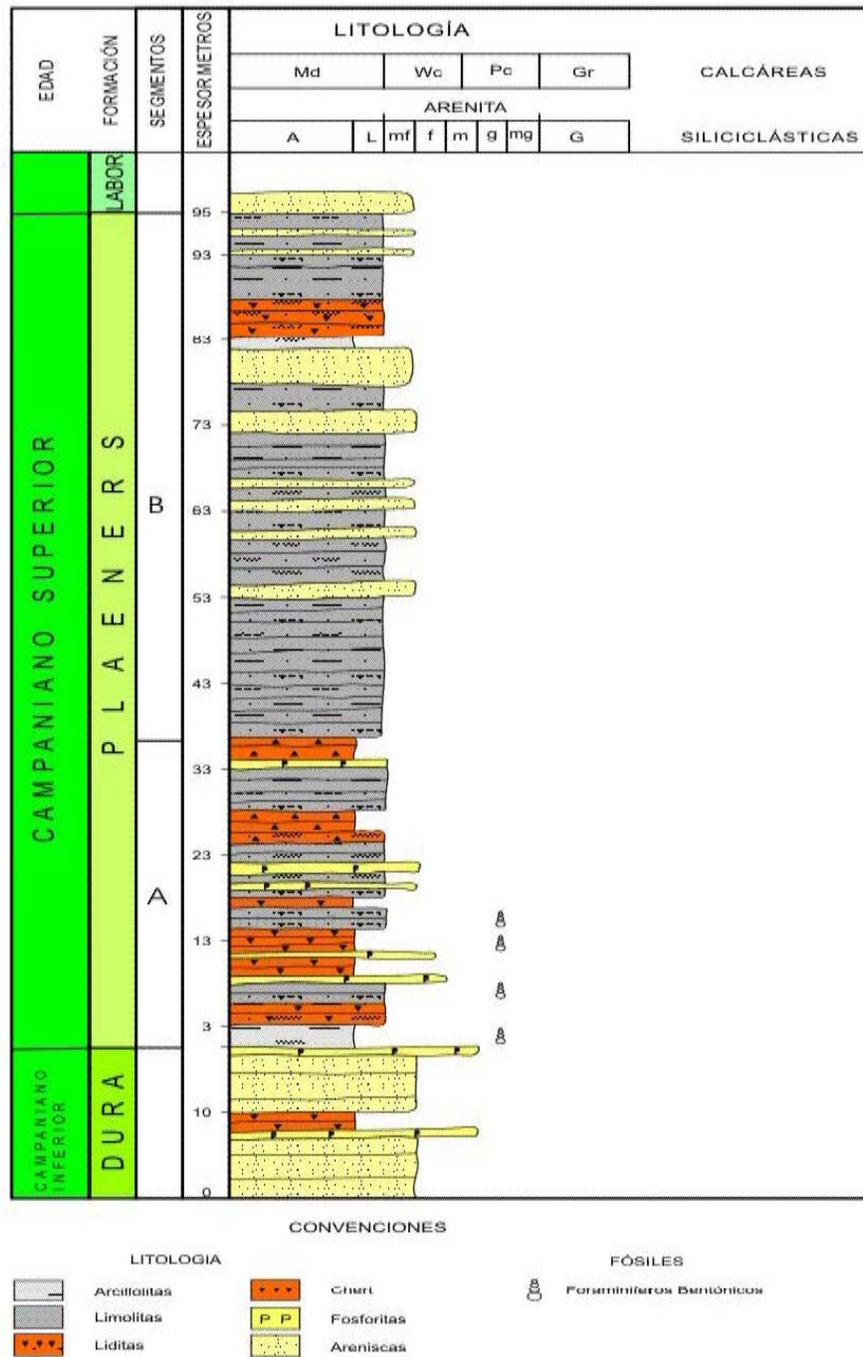


CONVENCIONES

- | LITOLOGÍA | |
|-----------|-----------------------|
| | Arcillolitas |
| | Limolitas |
| | Liditas y Chert |
| | Fosforita |
| | Arenisca Fosfática |
| | Areniscas |
| | Laminación Ondulosa |
| | Laminación Lenticular |

Fuente: SGC, 2005.

Figura 5-5 Columna Estratigráfica Generalizada Grupo Guadalupe - Fm. Plaeners



Fuente: SGC, 2005.



▪ Formación Arenisca Labor y Tierna (Ksglt)

HUBACH (1957) describió inicialmente las Areniscas de Labor y Tierna, la primera de las cuales aparece ilustrada dentro del nivel de Plaeners del Conjunto Superior de la Formación de Guadalupe (actual Grupo Guadalupe). La Arenisca de Labor es una delgada unidad arenosa que aparece únicamente al este de la Sabana de Bogotá, mientras que la Arenisca Tierna es señalada como la unidad más constante regionalmente del Guadalupe en la Cordillera Oriental (HUBACH1957). Al oeste de la Sabana, las Areniscas Labor y Tierna solo son separables, - por un nivel de lutitas -, en el escarpe del Salto de Tequendama localizado ligeramente al sur de la plancha 227 (CACERES & ETAYO1969). De acuerdo con su contenido fósil, Pérez & Salazar (1971) le asignan edad Maastrichtiano temprano.

k. Formación Guaduas (Kpggu)

El nombre Guaduas fue propuesto por Hettner (1892) para designar la secuencia estratigráfica que aflora al oriente de la población de Guaduas. Posteriormente, Hubach (1931, 1945, 1957) restringe el término quedando limitado en su parte inferior por la primera arenisca perteneciente al Grupo Guadalupe y en la parte superior por la Arenisca de El Cacho.

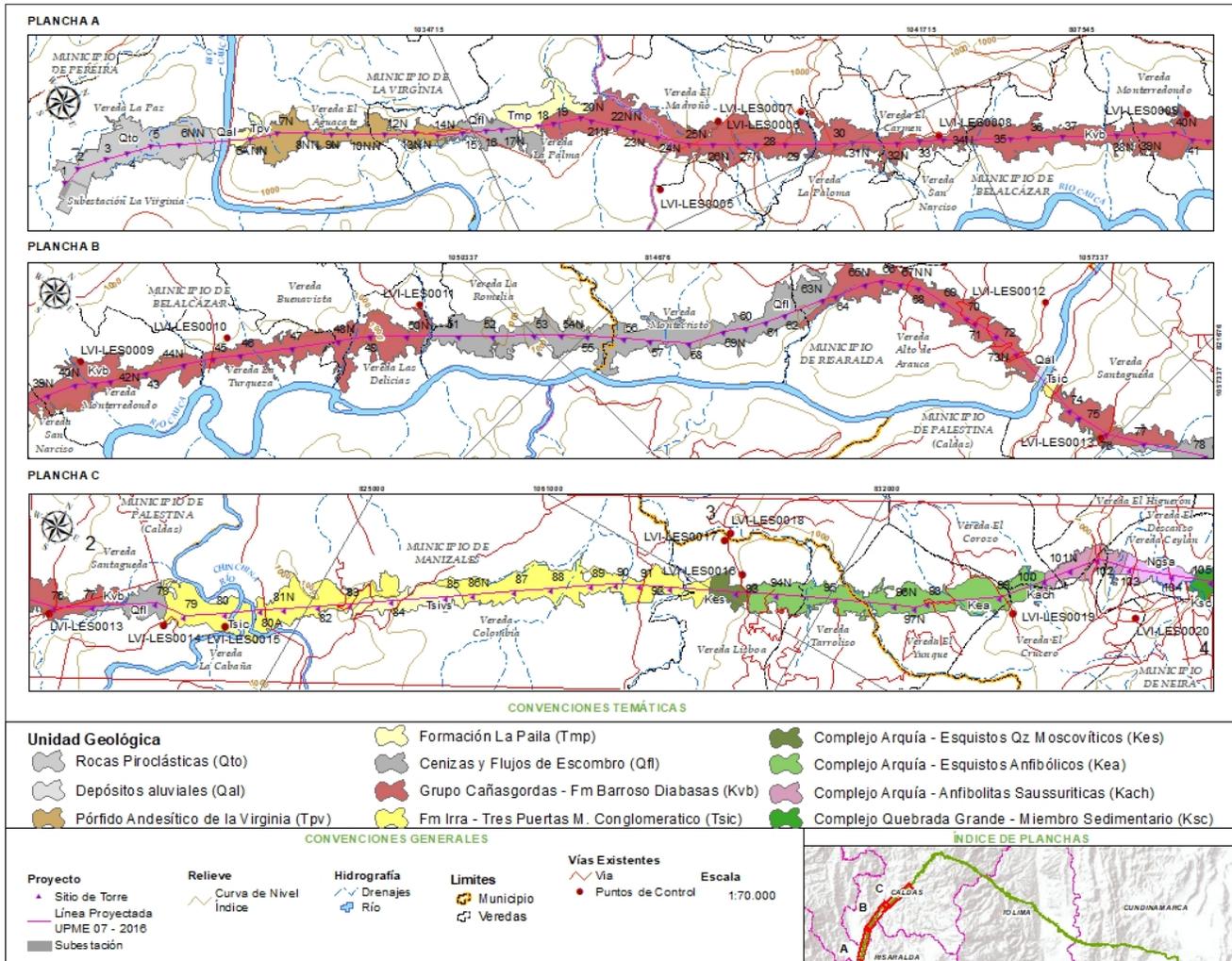
Se puede dividir en tres niveles: uno inferior, con un espesor de 70 m, constituido por arcillolitas grises amarillentas, con intercalaciones de areniscas de cuarzo, finas, en capas medias a muy gruesas; suprayacido por una secuencia alternante de limolitas de cuarzo, en capas delgadas a medias y arcillolitas grises oscuras. La parte media está constituida por areniscas de cuarzo, finas a gruesas, en capas muy gruesas, plano paralelas a ondulosas, con intercalaciones de arcillolitas grises oscuras y amarillentas. Y la parte superior consta de lodolitas rojas, con esporádicas intercalaciones de areniscas de cuarzo. El espesor total de esta formación, estimado en cortes geológicos, es de 500 m.

5.1.1.2 Estratigrafía Local

A continuación, se presentan las unidades litológicas identificadas durante la fase de campo para el área de influencia, dado que esta área corresponde a una franja alargada, el mapa geológico se ha dividido en cinco (5) salidas gráficas en sentido occidente – oriente, para una mejor visualización (Ver en A0 Anexo Cartográfico el plano TCE-MP1B-LTB03-0011-0 Geología General).

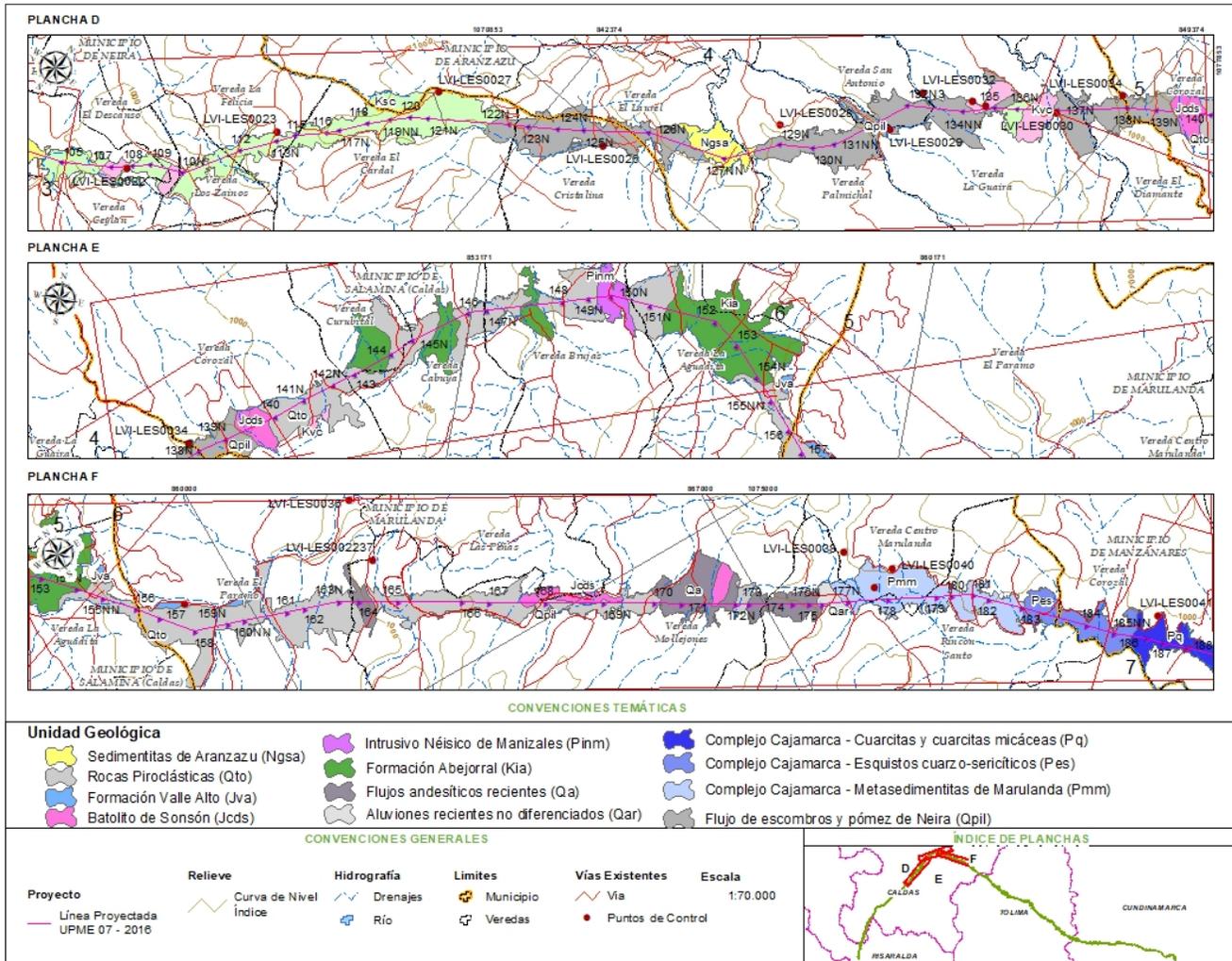
Proyecto Segundo refuerzo de red en el área oriental:
Línea de transmisión La Virginia – Nueva Esperanza 500 kV
UPME 07 2016

Figura 5-6 Geología Área de Influencia



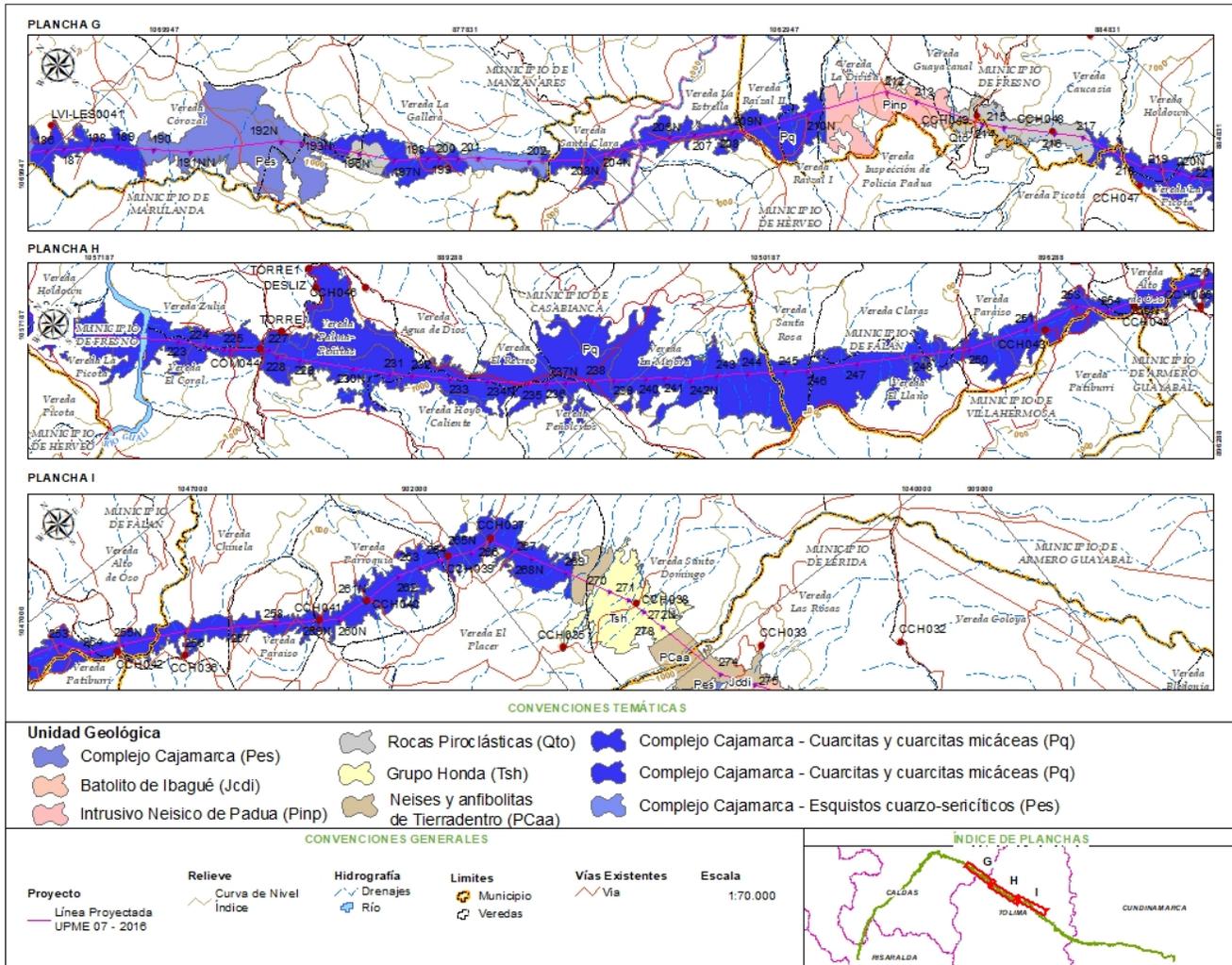
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Figura 5-7 Geología Área de Influencia



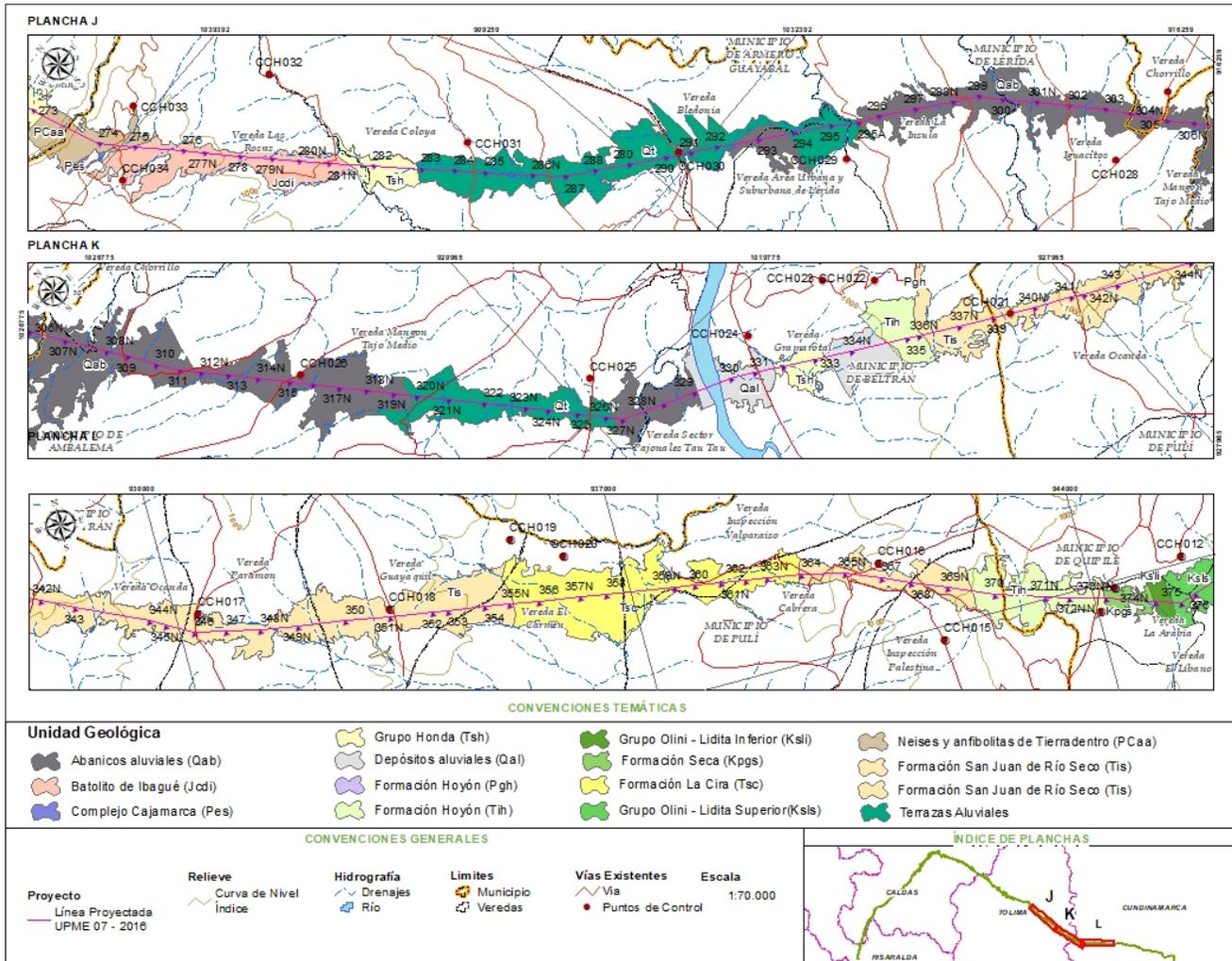
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Figura 5-8 Geología Área de Influencia



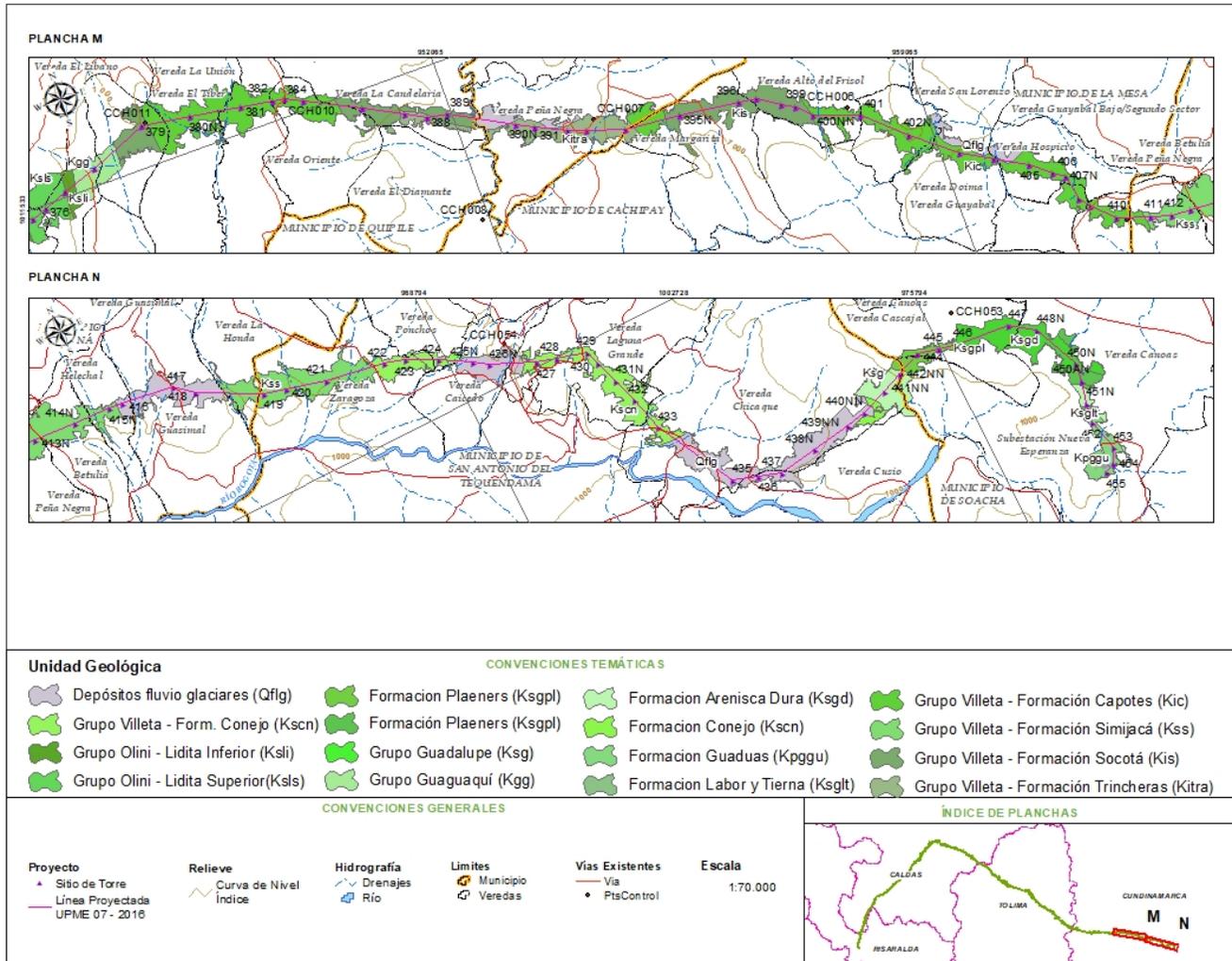
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Figura 5-9 Geología Área de Influencia



Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Figura 5-10 Geología Área de Influencia



Fuente: GEOMA S.A.S., 2018.

5.1.1.2.1 Rocas Piroclásticas (Qto)

Sobre las dos márgenes del valle del río Cauca, en los flancos de las dos cordilleras (Occidental y Central), se encuentran afloramientos de rocas sedimentarias con edades que varían de Mesozoico y Cuaternario, específicamente en el área circundante a la subestación de la Virginia se identificó la presencia de Flujos de Lodo Volcánico, esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en el flanco occidental de la Cordillera Central (INGEOMINAS 1984). De origen Fluvio Glacial estos flujos están compuestos por rocas piroclásticas, lapilli y fragmentos de rocas volcánicas con ocasionales bloques de rocas metamórficas e intrusivas.

Los bloques que componen este tipo de depósitos (lahares), varían en su tamaño desde centímetros hasta cerca de cinco metros, aunque el espesor no ha sido registrado algunas referencias indican que podría llegar hasta los 50 m.

Sobre la vía de acceso a la subestación La Virginia se encuentran una serie de cortes que permiten la exposición de depósitos piroclásticos de caída constituidos por ceniza rojas las cuales presentan variaciones dependiendo de la posición en la ladera. Sobre la parte media alta de las colinas las cenizas son de color rojizo, con tamaño de grano predominante, que varía de limo a arena media, homogéneas, mal seleccionadas, de plasticidad baja, humedad baja, que superficialmente presentan grietas de desecación, pero al excavar se encuentra el material de mejor calidad.

Por otro lado, en la parte media y baja de las colinas, el material piroclástico también de color rojizo, es heterogéneo en su granulometría ya que presenta variaciones desde tamaño limo a arena media como una matriz que contiene partículas de tamaños gravas a guijarros, angulares de rocas piroclásticas de poca resistencia. La fracción correspondiente con la matriz presenta poca resistencia, humedad media, plasticidad media a baja y sobre las cuencas hídricas la vegetación ha acelerado los procesos de meteorización dando lugar a un suelo residual de sistema continuo donde la matriz y las partículas conforman una masa homogénea; en la **Fotografía 5-1**, se observa la vista frontal del talud del acceso a la subestación La Virginia, en el costado derecho, que permite la exposición del material piroclástico rojizo, en esta sección se encuentran clastos dentro de una matriz limosa

Fotografía 5-1 Rocas Piroclásticas (Qto).



Municipio: La Virginia
Vereda: El Aguacate
Coordenadas: E: 803149 N: 1028630 Az 115°
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.2 Pórfido Andesítico de la Virginia

Corresponde con un cuerpo intrusivo en rocas sedimentarias cretáceas de la Cordillera Occidental; la roca predominantemente es de color gris claro, de textura porfídica con predominio de matriz, se reconocen fenocristales de plagioclasa (labradorita), euhedrales parcialmente alterada a sericita. Adicionalmente se encuentra hornblenda de color verde a parda pleocloica (INGEOMINAS 1984).

Dentro del área de influencia directa del proyecto a la altura de la vereda Minarica, al norte de la Virginia, se reconoció una secuencia espesa de saprolitos arcillosos S-V (ISRM 1989), en donde toda la roca se encuentra meteorizada. La estructura del macizo y la fábrica del material están destruidas, no obstante se identifican rastros de fenocristales de plagioclasas en un matriz de color rojizo, con plasticidad alta y humedad media, la permeabilidad es secundaria derivada de infiltración por grietas de desecación que profundizan en el perfil del suelo (**Fotografía 5-2** corresponde al sendero que conduce a la torre proyectada 11, el corte permite la exposición de un saprolito de espesor considerable, con el desarrollo de suelo orgánico en la parte superior, restos de raíces y material vegetal, el macizo se ha desintegrado en su totalidad perdiendo la evidencia de estructuras heredadas y **Fotografía 5-3** muestra detalle de la pared izquierda del sendero peatonal, en donde se exhibe un material homogéneo de carácter arcilloso de color rojizo, dentro del cual localmente se identifican cristales fuertemente meteorizados).

Fotografía 5-2 Saprolito Porfido Andesítico La Virginia



Municipio: La Virginia
Vereda: El Aguacate
Coordenadas: E: 804398 N: 1032635 Az N
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-3 Saprolito Porfido Andesítico La Virginia



Municipio: La Virginia
Vereda: El Aguacate
Coordenadas: E: 804398 N: 1032635
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.3 Formación la Paila

Al noreste de la Virginia, se han descrito, conglomerados gruesos regularmente seleccionados, areniscas y arcillolitas de color pardo. En la base de la formación fueron reportados conglomerados polimígticos y arenas sueltas con intercalaciones de arcillolitas duras y localmente la aparición de tobas.

Sobre la vía que conduce a la vereda la Palma, en el costado oriental fue posible la identificación en un afloramiento de 2.5 m de alto por cerca de 3.5 m de ancho, la presencia de capas tabulares, delgadas a medianas, planoparalelas de areniscas de grano muy fino a fino, de colores marrón a rojizo como producto de la

oxidación durante los procesos de meteorización. Los granos son subredondeados a redondeados y se encuentran en contacto, rodeados por una matriz terrígena de tamaño limo y arcilla, el material en general es fácilmente deleznable y presenta un avanzado estado de meteorización, sin embargo, se conservan estructuras heredadas como la estratificación (79/290) y algunos sets de diaclasas (D1 045/78 y D2 058/310). La **Figura 5-1** muestra el corte que permite la exposición de un saprolito de espesor considerable, con el desarrollo de suelo orgánico en la parte superior, restos de raíces y material vegetal, el macizo se ha desintegrado en su totalidad perdiendo la evidencia de estructuras heredadas y la **Figura 5-2** presenta detalle de la pared izquierda del sendero peatonal, en donde se exhibe un material homogéneo de carácter arcilloso de color rojizo, dentro del cual localmente se identifican cristales fuertemente meteorizados.

Fotografía 5-4 Formación La Paila



Municipio: La Virginia
Vereda: La Palma
Coordenadas: E: 804398 N: 1032635
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-5 Formación La Paila



Municipio: La Virginia
Vereda: La Palma
Coordenadas: E: 804398 N: 1032635
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.4 Grupo Cañasgordas

En la cordillera Occidental han sido identificadas secuencias de rocas volcánicas de carácter básico, de edad Cretácica, de composición similar a las identificadas en la Cordillera Central y en el Pórfido de la Virginia, sin embargo, estudios de referencia reportan dificultad en su denominación basados en criterios geográficos ya que diferentes unidades de composición similar son separadas únicamente por flujos de lodos y cenizas volcánicas. Dentro del área de influencia directa del proyecto, en proximidades de la vereda La Palma, se identificó la presencia de un saprolito, de color amarillo a naranja como producto de la meteorización intensa, en el cual toda la roca está descompuesta o desintegrada como un suelo, sin embargo la estructura original del macizo aún se mantiene en gran parte intacta, siendo posible identificar planos de diaclasamiento (D1 69/160, D2 42/190 y D328/215); los cristales principales han perdido su forma y se encuentra una sola masa fundida con la

matriz. Aun así, se podría inferir que el protolito corresponde con una roca ígnea intrusiva, de textura porfídica con predominio de matriz.

La **Fotografía 5-6** muestra una ventana de exposición de material de cerca de 2.0 m y de lato 3.5 m de ancho, con presencia de saprolito derivado de la meteorización de la porción Volcánica del Grupo Cañas Gordas y la **Fotografía 5-7** presenta el detalle de la ventana de afloramiento en donde se identificó un protolito volcánico con textura porfírica y halos de cristales desintegrados.

Fotografía 5-6 Grupo Cañasgordas



Municipio: La Virginia
Vereda: La Palma

Coordenadas: E: 804398 N: 1032635 Az 20°
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-7 Grupo Cañasgordas



Municipio: La Virginia
Vereda: La Palma

Coordenadas: E: 804398 N: 1032635
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Por otro lado, sobre la vía que conduce de la vereda La Palma a la Vereda El Cardúm, en la parte baja de la ladera, en dirección al río Cauca, se identificó la presencia de una secuencia de rocas volcánicas, en donde la decoloración indica meteorización de la roca y en las superficies de las discontinuidades y externamente presenta mayor debilidad que en su condición fresca. Sin embargo, se reconoce que el protolito corresponde con diabasas de color gris a verde, de textura afanítica, de granos fino, con cristales de plagioclasas y algunas venas esporádicas de epidota. Adicionalmente el macizo conserva las estructuras heredadas y es posible la identificación de planos de diaclasa (D1 69/160, D2 42/190 y D3 28/215).

La **Fotografía 5-8** presenta un afloramiento de 2.5 m de lato y cerca de 5.0 m de largo, en donde se expone un macizo rocoso conformado por diabasas fuertemente fracturadas y con avanzado proceso de meteorización que pertenecen a la porción Volcánica del Grupo Cañas Gordas, la **Fotografía 5-9** muestra detalle de la ventana de afloramiento, en donde fue posible la identificación de textura afanítica de grano fino con cristales de plagioclasas y la ocurrencia de epidota.

Fotografía 5-8 Grupo Cañasgordas



Municipio: La Virginia
Vereda: La Palma
Coordenadas: E: 804398 N: 1032635
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-9 Grupo Cañasgordas



Municipio: La Virginia
Vereda: La Palma
Coordenadas: E: 804398 N: 1032635
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Por otro lado en inmediaciones de la vereda El Cardúm, fue posible identificar la presencia de una cobertura espesa de saprolito, de color amarillo a naranja como producto de la meteorización intensa de rocas volcánicas, en el cual toda la roca está descompuesta o desintegrada como un suelo, sin embargo la estructura original del macizo aún se mantiene en gran parte intacta, siendo posible identificar planos de diaclasamiento (D1 59/110, D2 15/053 y D3 38/114); los cristales principales han perdido su forma y se encuentra una sola masa fundida con la matriz. Aun así, se podría inferir que el protolito corresponde con una roca ígnea intrusiva, de textura porfídica con predominio de matriz.

El saprolito muestra un tamaño de grano que va de limo a arena fina, con plasticidad media y humedad baja, en donde la permeabilidad es secundaria derivada de la infiltración a través de las fracturas y de grietas de desecación que profundizan dentro del talud. Los cortes de las vías a pesar de ser verticales muestran un alto grado de estabilidad y solamente se reconocen desprendimientos menores muy localizados en los sitios en los cuales se presentan deficiencias en el manejo de aguas de servidumbre. En la **Fotografía 5-10** se presenta un afloramiento de 3.0 m de alto y cerca de 10.0 m de largo, en donde se identificó la presencia de un saprolito de carácter limo – arenoso de color naranja, como producto de la desintegración de rocas que pertenecen a la porción Volcánica del Grupo Cañas Gordas y en la **Fotografía 5-11** se muestra un detalle de la ventana de afloramiento, en donde fue posible la identificación un sistema de diaclasas como estructuras heredadas del macizo.

Fotografía 5-10 Grupo Cañas Gordas



Municipio: La Virginia
Vereda: El Cardum

Coordenadas: E: 806419 N: 1038230 LVI-LES0006 Az 320°
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-11 Grupo Cañas Gordas



Municipio: La Virginia
Vereda: El Cardum

Coordenadas: E: 806419 N: 1038230 LVI-LES0006
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

De igual manera sobre la carretera que conduce de la Vereda el Cardúm a la finca Beltrán, se encuentra la continuidad del nivel de saprolito, que presenta un predominio en la granulometría correspondiente con arenas de grano muy fino a fino, de color naranja como producto de la meteorización, su plasticidad es media y su humedad es baja, la permeabilidad es secundaria derivada de la infiltración a través de grietas de desecación que profundizan dentro del talud y el macizo ha perdido las estructuras heredadas por la acción de los procesos de meteorización.

Aunque los materiales granulares son fácilmente deleznales y excávaes con el martillo, los taludes de corte y en general las laderas presentan un alto índice de estabilidad, perturbadas solamente por desprendimientos localizados en zonas en donde se presentan vertimiento de aguas de servidumbres descontrolados, los procesos morfodinámicos mayores corresponden con reptación que es evidente en las zonas que han sido habilitadas para el pastoreo. En la **Fotografía 5-12** se presenta un afloramiento sobre el camino que de la Vereda – El Cardúm conduce a la finca Beltrán, los taludes de corte permiten la exposición de niveles espesos de saprolito de color naranja, que pertenece a la degradación de la porción Volcánica del Grupo Cañasgordas; en la vista frontal del material saprolítico, se puede apreciar que está conformado por granulometrías de arena fina a muy fina fácilmente deleznable, aunque los taludes son generalmente estables.

Fotografía 5-12 Grupo Cañasgordas



Municipio: La Virginia
Vereda: El Cardum

Coordenadas: E: 806782 N: 1039506 LVI-LES0007 Az 280
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-13 Grupo Cañasgordas



Municipio: La Virginia
Vereda: El Cardum

Coordenadas: E: 806782 N: 1039506 LVI-LES0007
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

En proximidades de la población de Belarcazar, se pudo verificar la continuidad en la presencia del saprolito, como producto de la meteorización intensa de rocas volcánicas, de color amarillo a marrón oscuro, con la presencia de fragmento fuertemente meteorizados de roca dentro de una matriz de suelo proveniente de la desintegración total de la roca paterna, en esta porción de suelo los cristales principales han perdido su forma y se encuentra una sola masa fundida con la matriz.

El material saprolitizado, muestra un tamaño de grano que va de limo a arena fina, con plasticidad media y humedad baja, en donde la permeabilidad es secundaria derivada de la infiltración a través de grietas de desecación que se extienden verticalmente en los taludes y que dan lugar a escamas que se desprenden por el propio peso del material. Los cortes de las vías a pesar de ser verticales muestran un alto grado de estabilidad y solamente se reconocen desprendimientos menores muy localizados en los sitios en los cuales se presentan deficiencias en el manejo de las actividades antrópicas. En la **Fotografía 5-14** se presenta un afloramiento de cerca de 3.0 m de alto y más de 7.0 m de ancho, en donde se expone un saprolito de carácter limo – arenoso de color marrón con la presencia de fragmentos de roca meteorizados, que derivan de la desintegración de la unidad Volcánica del Grupo Cañasgordas; en la Fotografía 5-15; Error! No se encuentra el origen de la referencia. se presenta detalle del material encontrado en el talud en donde se identifica la presencia de bloques fuertemente meteorizados embebidos en suelo de tipo arenoso.

Fotografía 5-15 Grupo Cañasgordas



Fotografía 5-17

Municipio: Belalcazar
Vereda: Buena Vista

Coordenadas: E: 808630 N: 1042305 LVI-LES0008
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-16 Grupo Cañasgordas



Municipio: Belalcazar
Vereda: Buena Vista

Coordenadas: E: 808630 N: 1042305 LVI-LES0008
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

De igual manera en los sitios de control que se establecieron en las proximidades de la Vereda Buena Vista (LVI-LES0009 y LVI-LES0010), localizadas en el tramo que comprenden las torres proyectadas número 40 y 46, fue posible la identificación sobre los cortes de las vías y en sectores desprovistos de vegetación, de un nivel espeso de saprolito, el cual dependiendo de la posición sobre la ladera, en las partes altas corresponde con un predominio homogéneo en la granulometría que va desde limos a arenas de grano fino, por lo general de color naranja como producto de la meteorización, su plasticidad es media y su humedad es baja, la permeabilidad es secundaria derivada de la infiltración a través de grietas de desecación que profundizan dentro del talud y adicionalmente como efecto de la meteorización intensa el macizo ha perdido las estructuras heredadas.

Por otro lado en la parte media baja de las laderas el saprolito conserva parte de la roca parental con la presencia de fragmento fuertemente meteorizados de roca dentro de una matriz de suelo proveniente de la desintegración total de parte del macizo, en general el material es de color amarillo a marrón oscuro, la porción de suelo muestra un tamaño de grano que va de limo a arena fina, con plasticidad media y humedad baja, en donde la permeabilidad es secundaria derivada de la infiltración a través de diaclasa que se mantienen como estructuras heredadas y grietas de desecación que se extienden verticalmente en el los taludes. Y en los fragmentos la decoloración indica meteorización profunda de la roca, sobre todo en las superficies de las discontinuidades, sin embargo, es posible reconocer que el protolito corresponde con diabasas de color gris a verde, de textura afanítica, de granos fino, en donde los cristales se han desintegrando dejando un halo de color levemente diferente al de la matriz.

En la **Fotografía 5-18** se presenta la vista frontal del material encontrado en el corte de la carretera en proximidades de la torre proyectada N° 46, en donde se exhibe un saprolito de carácter arenoso fino,

homogéneo de color naranja, de fácil excavabilidad, proveniente de la desintegración de parte de la roca Volcánica del Grupo Cañasgordas; la **Fotografía 5-19** muestra la Vista frontal de una venta con exposición de material, en proximidades del torre proyectada N° 41, en donde se exhibe un saprolito que incluye fragmentos de diabasas fuertemente meteorizados embebidos en suelo de tipo arenosos fino de color marrón, como producto de la desintegración del macizo rocoso de origen volcánico del Grupo Cañasgordas.

Fotografía 5-18 Grupo Cañasgordas



Municipio: Belalcazar
Vereda: Buena Vista

Coordenadas: E: 810738 N: 1046949 LVI-LES0010 Az 315°
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-19 Grupo Cañasgordas



Municipio: Belalcazar
Vereda: Buena Vista

Coordenadas: E: 809364 N: 1044976 LVI-LES0009
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

En proximidades del Municipio de Arauca, en el Departamento de Caldas, en donde el trazado de la línea transcurre sobre una zona baja en cercanías al cauce del río Cauca, dominada por morfologías de lomeríos y colinas bajas, redondeadas y disectadas por redes de drenaje dendríticas con cauces someros poco profundos, en donde fue posible la identificación de un macizo rocoso en el cual menos de la mitad de la roca está descompuesta y/o desintegrada como un suelo. La roca fresca o decolorada se puede presentar como bloques de material continuo, dentro del cual se identificaron tres familias de diaclasas y una aleatoria (D1 54/115, D2 80/220, D3 55/255 y D4 51/138).

La exposición del material se encuentra en una ventana de afloramiento de cerca de 2.5 m de altura y más de 3.0 m de largo en la parte superior se identificó la presencia de cerca de 0.80 m a 1.0 m de espesor de suelo residual, de carácter arenosos, fácilmente deleznable, de color marrón a amarillo con la presencia de raíces. Bajo el cual se encuentra un macizo rocoso fuertemente meteorizado y fracturado, cuyo protolito corresponde con rocas de carácter volcánica, de color verde, con textura afanítica, con predominio de matriz, dentro de la cual se reconocen algunos cristales mal formados de plagioclasas y en menor medida epidota de color verde oliva. En la **Fotografía 5-20** se presenta una ventana de exposición de la roca Volcánica del Grupo Cañas Gordas, conformado por tobas y basaltos de color gris a verde, con decoloración superficial debido a la influencia insipiente de la meteorización, fracturamiento intenso y pérdida de las estructuras heredadas y en la **Fotografía 5-21** se presenta detalle de un fragmento de la roca encontrada en el macizo rocoso, en donde se identificó el predominio de matriz con la presencia de cristales mal formados de plagioclasa y edpidota.

Fotografía 5-20 Grupo Cañasgordas



Municipio: Arauca
Coordenadas: E: 819415 N: 1056420 LVI-LES0012
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-21 Grupo Cañasgordas



Municipio: Arauca
Coordenadas: E: 819415 N: 1056420 LVI-LES0012
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Adelante en las proximidades la ribera del río Chinchiná, el trazado se alinea sobre una serie de lomeríos de baja altura, de morfologías redondeadas, sobre los cuales se expone una cobertura espesa de saprolito, en donde la mayor parte de la roca ha sido convertida en suelo y la fábrica del material está destruida, aunque se encuentran bloques de material parental en estado avanzado de meteorización. El suelo es de carácter limo a arena de grano medio, de color marrón a amarillo, de plasticidad baja y humeada baja, con la presencia de raíces y la infiltración se da por percolación a través de grietas de desecación que profundizan en el talud.

Los bloques muestran material volcánico de color verde de textura afanítica con predominio de matriz y la exposición de algunos cristales de piroxenos, en donde la meteorización ha generado un halo de color naranja de cerca de 2.0 cm de espesor, pero en el interior se mantiene una buena exposición de roca fresca. En general el material es estable, aunque presenta fácil excavabilidad y en los taludes verticales de mayor altura se identifican sitios con pérdida de materia. En la **Fotografía 5-22** al costado derecho de la vía de acceso a la vereda el Cacique, se expone una cobertura densa de suelo residual generado partir de la desintegración de la porción volcánica del Grupo Cañas Gordas, se identifica la presencia de bloques meteorizados embebidos en un matriz de carácter limo – arenosos de color marrón, la **Fotografía 5-23** presenta el detalle de un fragmento de la roca encontrada como parte del saprolito en el cual se identificó la presencia de cristales de piroxeno.

Fotografía 5-22 Grupo Cañasgordas



Municipio: Arauca
Vereda: El Cacique
Coordenadas: E: 821583 N: 1055570 LVI-LES0013
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-23 Grupo Cañasgordas



Municipio: Municipio: Arauca
Vereda: El Cacique
Coordenadas: E: 821583 N: 1055570 LVI-LES0013
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.5 Formación Ira – Tres Puertas

Predominan secuencias de tobas lítico-vítreas y en menor proporción cristalino - vítreas y cristalinas de composición andesítica principalmente. Cuyo predominio litológico es de fragmentos de pómez, vitroclastos, y cristales de origen primario, epiclastos volcánicos y metamórficos (Sánchez-Osorio, 2012).

En la parte baja de la hacienda Termopilas, al costado oriental de la zona conocida como La Rochela en el departamento de Caldas, sobre un sistema morfológico de terrazas bajas lomeríos redondeados, se encuentra expuesta una secuencia conformada por fragmentos líticos de tamaño gravas a guijarros, mal sorteados, mal seleccionados, de formas subangulares a subredondeadas, embebidos en una matriz de tipo limo a arena fina de color amarillo a naranja, con densidad que varía de densa a suelta y que presenta humedad media y plasticidad baja, en general la matriz es de fácil escalabilidad, aunque en estado natural nuestra buena estabilidad.

Fotografía 5-24 Fm. Irra – Tres Puertas



Municipio: Arauca

Vereda: La Rochela

Coordenadas: E: 823243 N: 1056340 LVI-LES0014 Az 300°

Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Sobre la vía Manizales - La Felicia, en el tramo que corresponde con las torres proyectadas número 80 y 81, se identificó una secuencia espesa conformada por depósitos de origen aluvial, que presenta desde limos de color marrón, de humedad media y plasticidad baja, en taludes verticalizados de poca altura, con un índice alto de estabilidad, de fácil excavabilidad y fácilmente deleznable, que hacen parte de sistemas colinados de poca altura sobre los cuales se desarrollan extensos cultivos.

Lateralmente es fácil encontrar cambios en el tamaño de los materiales pasando a depósitos conglomeráticos, conformados por fragmentos líticos que varían desde gravas a hasta bloques de más de 0.80 m de diámetro, de formas que van desde subredondeados a redondeados, en general los fragmentos son bien seleccionados y mal sorteados, de composición volcánica variada, embebidos en una matriz de carácter arenoso de color gris a marrón, que muestra fácil excavabilidad. En la **Fotografía 5-25** se evidencia en donde los trabajos de mejoramiento, permiten la exposición de secuencias conglomeráticas y niveles arenosos de la formación Irra - Tres Puertas, representados por paquetes gruesos de alternancias de conglomerados polimícticos con fragmentos que van hasta bloques, mal sorteados, bien seleccionados, generalmente redondeados, y capas tabulares de arenas de grano fino a medio.

Fotografía 5-25 Fm Irra – Tres puertas.



Municipio: La Felicia
Coordenadas: E: 824536 N: 1057047 LVI-LES0015 Az 300°
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.6 Complejo Arquía

Inicialmente las rocas pertenecientes al Complejo Arquía fueron agrupadas como anfibolitas granatíferas, esquistos verdes y esquistos negros con metamorfismo barroviario, cuyo origen ha sido considerado a partir de cabalgamiento de la corteza oceánica, en donde los protolitos asociados son volcano-sedimentarios, pelíticos e ígneos básicos y emplazados tectónicamente (Jiménez, 2012) .

En dirección de la vereda La esperanza, Municipio de Neira, en el departamento de Caldas, se identificó la presencia de secuencias extensas conformadas por esquistos negros y verdes, influenciados por la cercanía de la falla de Piedecuesta, dando lugar a intenso plegamiento que se ve reflejado en datos de buzamiento cercanos a los 64° a 70° en dirección SE, en los esquistos negros (Fo 64/110, Fo 70/110, D 23/210) y de más de 50° en dirección SW, para los esquistos verdes (Fo 59/255, D 38/190, D 37/150) .

Los esquistos verdes corresponden con esquistos cuarzo – actinolíticos con muscovita, mientras que los esquistos negros son grafitosos, aunque la huella es leve, presentan además venillas de cuarzo y esporádicamente plagioclasas. Sobre la roca se desarrolla un nivel de suelo residual que puede llegar a alcanzar 2.50 m de espesor, conformado por materiales fácilmente deleznable de carácter arcillosos, de color marrón, con plasticidad alta y humedad media, que presentan densidad suelta a densa, sin embrago a nivel general la zona es estable y se identificó que los procesos morfodinamicos se asocian con la intervención antrópica, sobre todo en zonas en las cuales se ha presentado cambio en el uso del suelo habilitándolas para pastoreo

Fotografía 5-26 Vista frontal al cauce de agua sobre el cual se expone una secuencia de esquistos verde con foliación 59/255, que pertenecen a la Formación Arquia



Municipio: Neira
Vereda: La Esperanza
Coordenadas: E: 830643 N: 1061416 LVI-LES0016 Az 070°
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-27 Detalle de los esquistos cuarzo – actinolíticos, con la presencia de muscovita que conforman la Formación Arquia



Municipio: Neira
Vereda: La Esperanza
Coordenadas: E: 830643 N: 1061416 LVI-LES0016
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-28 Costado SW de la vía que conduce a la Vereda La Esperanza, en la cual se encuentra una secuencia de esquistos negros, con venillas de cuarzo, fuertemente meteorizados que pertenecen a la Formación Arquía.



Municipio: Neira

Vereda: La Esperanza

Coordenadas: E: 830227 N: 1061891 LVI-LES0017. Az 320°

Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-29 Detalle de los esquistos negros, que presentan fuerte plegamiento con inclinaciones de 64° a 70° en este sitio, que pertenecen a la Formación Arquía



Municipio: Neira

Vereda: La Esperanza

Coordenadas: E: 830227 N: 1061891 LVI-LES0017

Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Por otro lado dentro de la misma Formación Arquía, se encuentra el desarrollo de niveles denso de suelo residual con espesores que pueden llegar a 2.5 m de profundidad, esto fue identificado principalmente en las partes altas de las laderas en proximidades de la Vereda el Salado, Municipio de Neira, en el tramo que corresponde con las torres proyectadas N° 96 a N° 102, en donde se identificaron materiales de tipo saprolito que conserva parte de la roca parental con la presencia de fragmento fuertemente meteorizados de roca dentro de una matriz de suelo proveniente de la desintegración total de parte del macizo.

Predominantemente la porción de suelo muestra un tamaño de grano que va de limo a arena fina, de color naranja a marrón oscuro, con plasticidad media y humedad baja, en donde la permeabilidad es secundaria derivada de la infiltración a través de diaclasa que se mantienen como estructuras heredadas y grietas de desecación que se extienden verticalmente en el los taludes, y en los fragmento de roca que corresponden con esquistos verdes, la decoloración indica meteorización profunda de la roca, sobre todo en las superficies de las discontinuidades que se conservan como estructuras heredadas (Fo 35/069, D1 – 75/070, D2- 28/225, D3- 35/143).

Fotografía 5-30 Ventana de exposición de material, cerca de la torre proyectada N° 96, en donde se reconoce en la base una secuencia de esquistos verdes fuertemente meteorizados que pertenecen a la Formación Arquía y sobre ellos un nivel de suelo residual de tipo limo arenoso de color marrón.



Municipio: Neira
Vereda: El Salado

Coordenadas: E: 833392 N: 1062589 LVI-LES0018. Az 260°
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-31 Detalle del suelo que se genera a partir de la degradación de los esquistos que pertenecen a la Formación Arquía, de carácter limo – arenoso de grano fino a medio, de plasticidad media y humedad baja, encontrados cerca de la torre proyectada N° 99



Municipio: Neira
Vereda: El Salado

Coordenadas: E: 834655 N: 1062978 LVI-LES0019
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.7 Complejo Quebradagrande

Sobre el alineamiento de la línea de transmisión, en el tramo que corresponde a las torres proyectadas N° 107 a N° 119, se encuentran niveles densos de suelo desarrollado a partir de rocas volcánicas, sin embargo sobre la vía que conduce de la vereda Pan de Azúcar a la Vereda la Felicia, Municipio de Neira, Departamento de Caldas, se encontró la exposición de una ventana de roca de cerca de 150 m de largo por unos 25.0 m de alto, en este sitio se identificó la presencia de lavas almohadilladas, con diaclasamiento columnar, dentro de las cuales se identificó la presencia esporádica de minerales maficos como hornblenda y la ocurrencia de venillas de cuarzo no continuas, adicionalmente se observa de manera recurrente la aparición de cristalizaciones deficientes de epidota.

El macizo es masivo aunque fuertemente diaclasado con la presencia de tres familias principales y una aleatoria (D1- 60/N, D2- 49/045, D3-70/290 y D4- 80/195), por lo general muestra un alto grado de estabilidad en las laderas ocupadas por la vegetación nativa o en las zonas de cultivos, aunque es posible la identificación de procesos puntuales en sitios en los cuales el corte de la vía interviene la porción más fracturada o cizallada de la roca, adicionalmente es frecuente encontrar sobre la vía desprendimientos de suelo debido a la deficiencia en el control de aguas de servidumbre.

Fotografía 5-32 Costado derecho de la vía Pan de Azúcar – La Felicia, exposición de flujos de lavas con diclasamiento columnar que pertenecen al Complejo Quebradagarande



Municipio: Neira
Vereda: Pan de Azucar
Coordenadas: E: 839361 N:1067587 LVI-LES0023
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-33 Detalle de la configuración de los sistemas de diaclasas que afectan el macizo dando lugar a desprendimientos de fragmentos de tamaños bloques que pueden llegar a alcanzar 0.70 m



Municipio: Neira
Vereda: Pan de Azucar
Coordenadas: E: 839361 N:1067587 LVI-LES0023
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.8 Depósitos piroclásticos y Volcanosedimentarios

Corresponden con flujos piroclásticos que son el producto del emplazamiento y destrucción de estructuras antiguas originadas por diferentes mecanismos y fases eruptivas.

Sobre el trazado de la línea eléctrica, es posible la identificación de tres sectores de presencia de la unidad, en los cuales se diferencian eventos predominantes; en el sector del Municipio de Aranzasu en proximidades de la hacienda Termopilas, se encontraron espesos niveles de suelo desarrollado a partir de materiales piroclásticos, estos son de color marrón oscuro, de predominio en granulometría con tamaños que van de limos a arenas muy finas, de plasticidad alta y humedad alta, en donde la permeabilidad es por infiltración y las laderas presentan un alto grado de estabilidad, el desarrollo de vegetación es abundante. También sobre las cumbres de las colinas se puede encontrar material piroclástico con menor grado de desintegración permitiendo ver parte de la estructura del depósito, conformado por pumitas a y lapilli en capas gruesas, lateralmente continuas, que presentan humedad alta y plasticidad alta, los colores van de gris a crema y amarillo.

Fotografía 5-34 Vía de acceso a la hacienda Termopilas, en donde se identificó la presencia de niveles espesos de suelos que se generan a partir de depósitos de caída, de carácter limo – arenosos, de color marrón oscuro con humedad y plasticidad altas



Municipio: Aranzasu
Vereda: San Antonio
Coordenadas: E: 842016 N:1070086 LVI-LES0025
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-35 Sitio de corte para ampliación de la vía en dirección opuesta al ingreso de la hacienda Termopilas, sobre la parte media alta del ladera en proximidades de la cima, se identifica la presencia de un depósito de caída conformado por pumitas y lapilli, de color gris a crema de plasticidad alta y humedad alta



Municipio: Aranzasu
Vereda: San Antonio
Coordenadas: E: 840904 N:1069641 LVI-LES0027.
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Por otro lado, en cercanías la Vereda San Antonio, Municipio de Aranzasu Departamento de Caldas, la unidad presenta variaciones composicionales, en este sector se identificó hacia el sur, la presencia flujos de lodos volcánicos, conformados en su mayoría por una matriz de tipo ceniza volcánica y lapilli, con material pumítico y en ocasiones la presencia de fragmentos de rocas volcánicas. La matriz muestra una aparente estratificación generada por la fluidez del material en el momento de su depositación, en general el material tiene una plasticidad alta y una humedad alta, las laderas muestran un alto grado de estabilidad y los procesos morfodinámicos están asociados con la intervención antrópica en zonas de cultivos y pastoreos.

Hacia el norte de la Vereda San Antonio, los flujos muestran un carácter turbulento, ya que se encuentran fragmentos de rocas volcánicas, pumitas y lapilli, de diferentes tamaños que van desde gravas hasta guijarros, embebidos en una matriz de ceniza de color marrón, de granulometría predominante limo –arenosa, con plasticidad media y humedad alta, en general las laderas presentan un alto grado de estabilidad, aunque en sitios muy puntuales sobre los cortes de la vía se presentan desprendimientos de material, adicionalmente en las laderas habilitadas para el pastoreo se identifica la acción de procesos morfodinámicos lentos como reptación.

Fotografía 5-36 Azimut 040, Sector sur de la Vereda San Antonio, en donde se identificó la presencia de flujos volcano – sedimentarios con la presencia de una matriz de tipo lapilli y pumita, que presenta bandeamiento a manera de estratificación derivada de la fluidez del material en el momento de depositación



Municipio: Aranzasu
Vereda: San Antonio
Coordenadas: E: 845294 N:1072718 LVI-LES0028
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

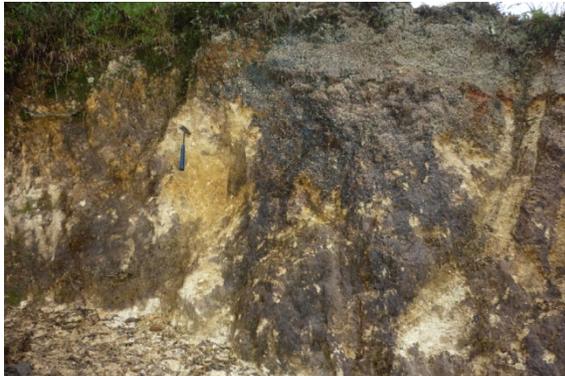
Fotografía 5-37 Vista frontal de la ventana en la cual se expone el material que corresponde con flujos de lodos volcánicos, que contiene fragmentos de rocas volcánicas, pumitas y lapilli, de diferentes tamaños que van desde gravas hasta guijarros, embebidos en una matriz de ceniza de color marrón, de granulometría predominante limo –arenosa



Municipio: Aranzasu
Vereda: San Antonio
Coordenadas: E: 846586 N:1073672 LVI-LES0029 Az° 200
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Al este de la Vereda Guaira, Municipio de Aranzasu, departamento de Caldas, en el tramo que corresponde con las torres proyectadas N° 132 a N° 138, la unidad presenta un componente relacionado principalmente con depósitos de caída, constituido principalmente por granulometrías de tipo arenas muy finas a finas, de colores que van en tonalidades claras desde amarillo a crema y blanco, por lo general el material muestra buena plasticidad y humedad alta. En general sobre las laderas se desarrolla un nivel espeso de suelo a partir de los depósitos piroclásticos, este suelo es de color rojizo y presenta variaciones en el tamaño de grano, que varía de limo a arena media, homogéneas, mal seleccionadas, de plasticidad alta, humedad media, que superficialmente presentan grietas de desecación, adicionalmente el material es poco resistente y fácilmente deleznable, la vegetación acelera los proceso de meteorización, aunque las laderas son generalmente estables, sobre los cortes de las vías de acceso se encuentran puntualmente sitios con desprendimiento de material.

Fotografía 5-38 Parte superior de la colina en dónde el corte de un acceso peatonal permite la exposición de una porción del depósito piroclástico, conformado por cenizas de tamaño de grano arena muy fina, con colores que van de amarillo a crema



Municipio: Aranzazu
Vereda: Guaira

Coordenadas: E: 848389 N:1076374 LVI-LES0034 Az 165°
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-39 Costado derecho de la vía que conduce a la torre proyectada N° 138, en donde se identifica la presencia de matriz de ceniza de color marrón, de granulometría predominante limo – arenosa, en estado avanzado de desintegración convirtiéndose en suelo



Municipio: Aranzazu
Vereda: Guaira

Coordenadas: E: 848534 N:1075625 LVI-LES0030
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

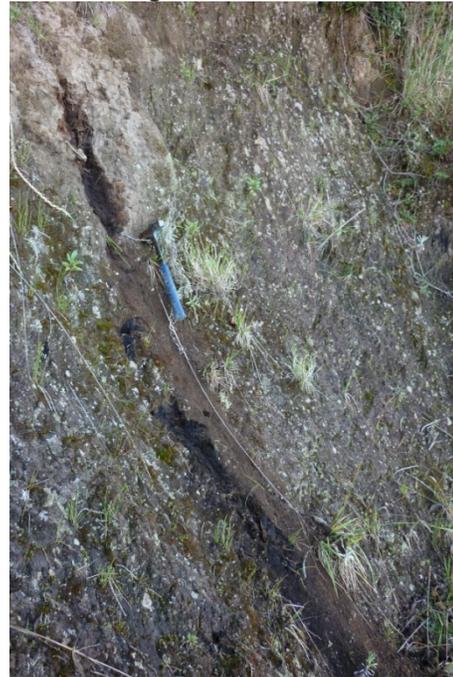
Por otro lado en el flanco Oriental de la Cordillera Central, en el casco rural del Municipio de Marulanda en proximidades a la vereda San Félix, en el tramo que corresponde al as torres N° 153 a N° 162, la presencia de la unidad Depósitos piroclásticos y Volcanosedimentarios, presenta dos variaciones principales, la primera de ellas y de mayor predominio corresponden con suelos residuales formados a partir de la degradación de depósitos piroclásticos de caída, que se caracterizan por espesos niveles de materiales de carácter granulométrico que varía de limo a arena media, por lo general homogéneas, mal seleccionadas, de plasticidad alta, humedad media, de colores marrón claro a oscuro y localmente niveles densos de suelo orgánico; como estructuras principales se reconocen grietas superficiales de desecación, adicionalmente el material es poco resistente y fácilmente deleznable, la vegetación acelera los procesos de meteorización, aunque las laderas son generalmente estables y los procesos morfodinámicos son lentos (reptación) y se asocian con la intervención antrópica en zonas habilitadas para el pastoreo.

Fotografía 5-40 Corte a media ladera en proximidades de la torre proyectada N° 158, en donde se exhibe la presencia de suelo residual de tipo Limo arenoso, de color marrón con humedad alta y plasticidad alta



Municipio: Marulanda
Vereda: San Felix
Coordenadas: E: 859134 N:1078034 LVI-LES0035
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-41 Costado derecho de la vía que conduce de San Félix Marulanda, en donde se identificó la presencia de niveles espesos de suelo orgánico, de tipo limo, homogéneo en la granulometría



Municipio: Marulanda
Vereda: San Felix
Coordenadas: . E: 849103 N:1076540 LVI-LES0034
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Adicionalmente como parte de los depósitos sedimentarios que conforman esta unidad se identificó la presencia aislada de rocas sedimentarias, localizadas en una pequeña ventana generada a partir de la extracción de material de préstamo, sobre la vía de acceso frente al atorre proyectada N° 153, en este afloramiento se encuentran arcillolitas grises, de plasticidad alta, humedad baja, en un macizo fuertemente meteorizado, pero que conserva en gran medida las estructuras heredadas, (D1- 80/265, D2- 72/220, D3- 35/250, Est- 30/005), no es posible establecer una continuidad lateral, ni el espesor del paquete.

Fotografía 5-42 Costado derecho de la vía, en donde se encuentra un afloramiento de cerca de 10.0 m de largo y 3.5 m de alto, conformado por arcillolitas grises fuertemente meteorizadas, que conforman la unidad de depósitos vulcanosedimentarios



Municipio: Marulanda
Vereda: San Felix
Coordenadas: E: 849103 N:1076540 LVI-LES0034
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-43 Detalle del material arcillolítico encontrado en la vía que conduce de San Félix Marulanda, el material presenta alta fisibilidad y fácil excavabilidad



Municipio: Marulanda
Vereda: San Felix
Coordenadas: . E: 849103 N:1076540 LVI-LES0034
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.9 Batolito de Sonsón

A pesar que esta unidad no hace parte de los materiales sobre los cuales se plantea la edificación de las torres que componen la línea de transmisión, se realizó la identificación en campo por encontrarse en proximidades de la zona de influencia directa.

Corresponde con una ventana de exposición fuertemente meteorizada y fracturada en donde el material está en un alto grado de desintegración y se han perdido las estructuras heredadas, sin embargo es posible el reconocimiento de un protolito de textura fanerítica, equigranular, con fenocristales muy alterados de cuarzo y feldspatos, los cuales se encuentran en un alto grado de desintegración conformando una matriz de color amarillo pálido, dentro de la cual se reconocen parcialmente algunos minerales oscuros posiblemente hornblenda.

Fotografía 5-44 Azimut 020, Vista frontal de la ventana de afloramiento localizada en el costado izquierdo de la vía a Marulanda, en donde se identificó un cambio litológico, conformado por un protolito ígneo perteneciente al Batolito de Sonsón



Municipio: Marulanda
Vereda: San Felix
Coordenadas: E: 862132 N:1078150 LVI-LES0036
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-45 Azimut 100, Detalle del saprolito rocoso, de carácter fanerítico con fenocristales, que presentan un halo de desintegración y dan origen a una matriz de color amarillo crema, como parte del Batolito de Sonsón



Municipio: Marulanda
Vereda: San Felix
Coordenadas: . E: 862132 N:1078150 LVI-LES0036
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.10 Grupo Cajamarca

Corresponde con la unidad más antigua registrada a lo largo del alineamiento de la línea de transmisión, y fue identificada hacia el sur del Municipio de Marulanda, en el tramo que se encuentra delimitado por las torres proyectadas N° 178 a N° 182, en donde se reconocieron rocas con bajo grado de metamorfismo, permitiendo identificar un protolito con predominio de la cristalización original de la roca.

En proximidades de la Vereda el Centro, fue posible encontrar el afloramiento de una secuencia de metaarenitas y metacuarcitas, que presentan alta resistencia y al golpe con el martillo emiten un sonido de campana. En general el material a nivel de afloramiento se encuentra fuertemente fracturado (D1- 34/160, D2- 70/295, D3- 35/065), la meteorización es avanzada en las caras de las discontinuidades pero el interior de los bloques de roca se encuentra material fresco. Es posible reconocer un color predominante gris a verde, con la presencia de cristales de plagioclasas y en menor medida moscovita, también se identifica la presencia esporádica de epidota.

También se identificó la presencia de metalimolitas, representadas por materiales con diaclasamiento columnar (D1 – 62/135, D2- 35/065, D3- 50/215), en donde la meteorización es intensa sobre las aras de las discontinuidades penetrando en la roca con un halo de oxidación cerca de 2.0 cm, aunque en el interior la roca está fresca y se reconoce la textura de grano muy fino, con la presencia de venillas no continuas de cuarzo y pirta, y la presencia de muscovita como mineral accesorio

Fotografía 5-46 Vista frontal de la ventana de afloramiento que corresponde con metarenitas del Grupo Cajamarca, el macizo se encuentra fuertemente fracturado y la meteorización es incipiente sobre las caras de las discontinuidades



Municipio: Marulanda
Vereda: El Centro
Coordenadas: E: 868538 N:1073588 LVI-LES0038
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-47 Detalle al interior de un bloque en el que se ve el halo dejado por los efectos de la meteorización sobre las caras de la roca



Municipio: Marulanda
Vereda: El Centro
Coordenadas: . E: 868538 N:1073588 LVI-LES0038
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Pese a la exposición de material rocoso en algunos sectores en los cuales los cortes de las vías han generado incisiones profundas en las laderas, en la mayor parte de las colinas predomina el desarrollo de suelo en niveles densos, con espesores que pueden llegar a superar los 3.0 m de profundidad, y en relación a la posición del trazado, las torres estarían soportadas en este tipo de materiales, que corresponden con granulometrías que van desde limos a arenas de grano fino a medio, por lo general poco consolidados de fácil excavabilidad y en algunos sectores deleznable, los colores predominantes varían de marrón a naranja y localmente se identifica niveles de color negro que corresponden a concentración de materia orgánica.

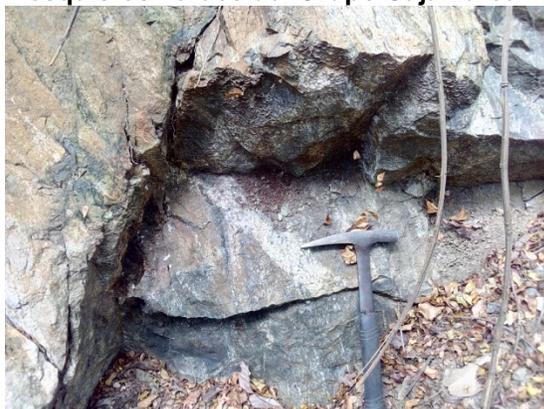
Por lo general las laderas son estables y los procesos morfodinámicos están asociados a la intervención antrópica, ya sea por el cambio en el uso del suelo dando paso a zonas de cultivos y pastoreo en donde se destaca la reptación y la aparición de flujos lentos o en la adecuación de infraestructura vial donde los cortes en el macizo producen desconfinamiento dando lugar a desprendimientos localizados tanto de suelo como de material rocoso fuertemente fracturado.

El Grupo Cajamarca es una de las unidades más extensas que atraviesa el trazado de la Línea, abarca las torres proyectadas desde la No. 178 a la 269.

Hacia al noreste de la torre proyectada No.227 se identifica sobre la carretera deslizamientos de esquistos, se evidencia mucha infiltración de agua. Las diaclasas (D1= 160/75, D2= 94/82 y D3=103/76) se encuentran con una abertura de 1-5mm. Las rocas presentan una foliación de N8E/20NW. La meteorización es avanzada en las caras de las discontinuidades, pero en general se puede observar material fresco.

Hacia la torre 275 se observa un contacto del complejo con los gneis de Tierradentro, en este sector afloran esquistos verdes, con venas gruesas, éstas venas presentan un diámetro alrededor de 5cm, y son de cuarzo, feldespato. Se observa además esporádicas transiciones a esquistos gnéisicos de cuarzo y feldespato. Como minerales se encuentra epidota, Plagioclasa.

Fotografía 5-48 Azimut 178. Detalle de las venas de cuarzo-feldespato, embebidas dentro de los esquistos verdes del Grupo Cajamarca



Municipio: Marulanda
Vereda: El Centro
Coordenadas: E: 903828 N: 1039046 CCH034.
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-49 Esquistos gnéisicos del complejo Cajamarca



Municipio: Marulanda
Vereda: El Centro
Coordenadas: . E: 903828 N: 1039046 CCH034
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Por lo general los afloramientos del Complejo Cajamarca se encuentran cubiertos por vegetación primaria, las pendientes son abruptas pero en términos generales son estables, a excepción de los afloramientos descritos anteriormente. A la altura de la Vereda El Cairo, en el Departamento del Tolima, los esquistos se encuentran muy meteorizados, los suelos son de color naranja, con abundantes óxidos de Fe. El protolito corresponde a esquistos aluminicos y ferrosos, grafitosos.

Fotografía 5-50 Azimut 200. Detalle de los esquistos meteorizados



Coordenadas: E: 897491 N: 1045065 CCH036
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-51 Esquistos meteorizados del Complejo Cajamarca



Coordenadas: . E:902537 N: 1043572 CCH037
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.11 Grupo Honda

Los depósitos del Grupo Honda afloran en el departamento del Tolima, en los municipios de Armero y Lérída, el trazado de la línea atraviesa las torres proyectadas 270 a 273 y 282-283. Hacia el Municipio de Armero, los conglomerados son matriz soportados, de tamaño guijo de cuarzo y líticos, intercalados con arenitas ligeramente conglomeráticas de grano muy grueso, pobremente seleccionados, granos subredondeados a redondeados, de color gris claro a medio. La matriz es limosa.

Fotografía 5-52 Azimut 120. Detalle intercalaciones de conglomerados y arenitas conglomeráticas del Grupo Honda



Coordenadas: E: 906569 N:1038300 CCH032
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-53 Azimut 230. Conglomerados matriz soportados del Grupo Honda



Coordenadas: . E: 906569 N:1038300 CCH032
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Hacia el municipio de Lérída, por la vía que conduce a San Pedro, los afloramientos del Grupo Honda son de conglomerados clasto soportados, de tamaño guijo a guijarro, con matriz de arena de grano grueso, granos

subredondeados. Contienen bloques de rocas ígneas máficas, intrusivas y efusivas, con granos de piroxenos y plagioclasas.

Los depósitos del grupo Honda generalmente forman superficies onduladas, firmes, de bajo ángulo; principalmente cubiertos por pasto y rastros. Forman capas de suelo delgadas, alrededor de 30cm de espesor de arena de grano fino, con abundantes óxidos de Fe. En algunos sectores se observan superficies de erosión, especialmente donde los conglomerados tienden a ser friables.

Hacia la altura de la torre proyectada 272, existe una capa de suelo arenoso de 40cm de espesor de arenita de grano fino, bien seleccionada, granos subredondeados a redondeados, masiva, con abundantes Óxidos de Fe. Suprayaciendo se encuentra una capa de 2m de conglomerados clastosoportados, tamaño guijarro de cuarzo arenitas de grano muy fino, granos subredondeados, buena selección, muy cementadas, de cuarzo hialino.

Fotografía 5-54 Azimut 120. Detalle intercalaciones de conglomerados y arenitas conglomeráticas del Grupo Honda



Coordenadas: E: 906569 N:1038300 CCH032
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-55 Azimut 230. Conglomerados matriz soportados del Grupo Honda



Coordenadas: . E: 906569 N:1038300 CCH032
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-56 Azimut 140. Afloramiento de conglomerados del Grupo Honda a la altura de la torre 272 proyectada



Coordenadas: E: 903649 N:1041356 CCH038
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-57 Azimut 140. Detalle de los conglomerados clastosoportados del Grupo Honda con matriz de cuarzo arenitas



Coordenadas: . E: 903649 N:1041356 CCH038
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.12 Formación Santa Teresa

Estos depósitos afloran en el Municipio de Pulí. Forman el núcleo del sinclinal de Guaduas. Sobre los depósitos de la formación Santa Teresa, en realidad se identifican depósitos de coluvión caracterizados por ser bloques con un diámetro mayor a 2m, de cuarzoarenitas de grano fino a conglomeráticas, color anaranjado muy pálido a gris oliva pertenecientes a la Formación Santa Teresa. Estos depósitos se encuentran sobre la vía que conduce a la Vereda Valparaiso. Las superficies tienen un pendiente alrededor del 25°, los depósitos de coluvión se dirigen hacia el curso de una quebrada.

Fotografía 5-58 Azimut 75. Afloramiento de los depósitos de Coluvión sobre la Formación Santa Teresa



Coordenadas: E:935418 N: 1015032 CCH019
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-59 Azimut 120. Afloramiento de la Formación Santa Teresa



Coordenadas: . E:936152 N:1014601 CCH020
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.13 Formación San Juan de Río Seco

Los depósitos de ésta formación hacen parte del Sinclinal de Guaduas, se encuentran aflorando en el Municipio de Pulí, las torres proyectadas que pasan sobre estas rocas son las 338-354 y 365-369. La Falla del Agrado, la cual es una falla inversa de vergencia oriental; cabalga el nivel más alto de la Formación San Juan de Río Seco sobre los diferentes niveles de la Formación Hoyón; la relación fallada de rocas jóvenes sobre rocas más antiguas sugiere que esta falla es una estructura de muy bajo ángulo, relacionada con posibles corrimientos de bloques desde el suroeste. Aunque está falla atraviese el área del trazado de la línea, los depósitos son estables, dado que la falla es de bajo ángulo. Los ángulos de buzamiento oscilan entre los 20-30° de inclinación. Hacia la parte más alta, específicamente en la vereda Paramón se evidencia un ligero proceso de remoción en masa. El suelo en este sector es arenoso de grano grueso, ligeramente conglomerático, con gránulos de cuarzo lechos, granos subredondeados a redondeados, algunos líticos.

Los depósitos hacia el tope de la Formación San Juan de Río Seco se encuentran en la Vereda La Hamaca y la Vereda Paramón, en el municipio de Pulí. Se trata de cuarzoarenitas de grano medio a grueso, limpias, buena selección, cementadas, masivas. Algunos conglomerados clastosoportados de cantos; líticos 50%, Cuarzo 40%. El Cuarzo es subredondeado a redondeado, la matriz es tamaño arena de grano grueso, pobremente seleccionada, de grano subredondeado a subangular.

La base de esta Formación aflora en la Vereda Chácara (torres 337-340), se trata de una sucesión de arcillolitas y lutitas violetas, rojas, intercaladas con arenitas de grano fino a medio, en capas muy gruesas, masivas, bien cementadas, de grano subredondeados, limpias.

Fotografía 5-60 Azimut 45. Remoción en masa de la Formación San Juan de Río Seco, Vereda Paramón.



Coordenadas: E: 930306 N: 1015223 CCH017
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-61 Azimut 130. Conglomerados del tope de la Formación San Juan de Río Seco.



Coordenadas: . E: 933238 N: 1014521 CCH018
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-62 Azimut 240. Afloramiento de Flanco Oeste Sinclinal de Guaduas, Formación San Juan de Río Seco



Coordenadas: E: 940842 N: 1013221
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-63 Azimut 140. Afloramiento de la base de la Formación San Juan de Río Seco



Coordenadas: . E: 927009 N: 1016586 CCH021
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.14 Formación Hoyón

Los depósitos de la Formación Hoyón afloran sobre el trazado de la línea de transmisión en las torres 335, 336, 370-373 en los municipios de Pulí y Quipile.

En la Vereda La Arabia, municipio de Quipile, los afloramientos se observan en el corte de la vía, siendo arenitas de grano grueso a muy grueso, en capas muy gruesas, masivas, muy meteorizadas, en su mayoría cubiertas por pasto y rastrojos, vegetación primaria. Los depósitos son casi horizontales con un rumbo N35E/7NW. Los depósitos en su mayoría están cubiertos, es una zona relativamente estable, no se evidencian áreas que presenten algún tipo de inestabilidad, puede ser debido a que las capas se encuentran depositadas en bajo ángulo.

Hacia La Vereda Chacará, municipio de Pulí, las rocas afloran sobre el trazado de la vía. Los afloramientos se tratan de limolitas silíceas muy cementadas, de color gris claro, muy meteorizadas, con abundantes óxidos de Fe. Se encuentran intercaladas con arcillolitas y lutitas violetas. Las rocas presentan diaclasamiento (D1= 140/87, D2=110/85) con una persistencia de 8 por metro cúbico

Fotografía 5-64 Azimut 180. Afloramiento de la Formación Hoyón en la vereda La Arabia, Municipio de Quipile.



Coordenadas: E: 944038 N:1011528 CCH 014
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-65 Azimut 220. Afloramiento de la Formación Hoyón Vereda Chacará, Municipio de Pulí.



Coordenadas: . E: 925753 N: 1018415 CCH 022
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.15 Grupo Olini

Los depósitos aflorantes del Grupo Olini que afloran sobre el trazado de la línea, se encuentran asociados al sinclinal de Bituima, el cual está limitado por la Falla de Bituima al Este y por una falla inversa hacia el oeste. Las torres proyectadas son las 374-377. Se trata de capas delgadas de chert, liditas silíceas y esporádicas capas de limolitas silíceas muy cementadas. En general son pocos los afloramientos encontrados, las rocas se encuentran cubiertas por vegetación primaria. Se trata de terrenos muy estables. La roca se encuentra muy meteorizada, se logra observar roca fresca en menor proporción.

Fotografía 5-66 Azimut 110. Lidita del Grupo Olini. Vereda La Arabia. E: 945485 N: 1012086 CCH012



Coordenadas: E: 944038 N:1011528 CCH 014
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-67 Azimut 250. Azimut 250. Panorámica del Grupo Olini. Vereda La Arabia



Coordenadas: . E: 945485 N: 1012086 CCH012
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.16 Grupo Villeta

Sobre el trazado de la línea, específicamente en el tramo de las torres proyectadas desde la 379-440 afloran las distintas formaciones que se agrupan bajo el Grupo Villeta. Dentro de las Formaciones reconocidas en campo se encuentran la Formación Capotes, Trincheras, Simijaca y Conejo. Aunque el Grupo Villeta se encuentra marcado por una serie de fallas inversas que atraviesan las formaciones, en términos generales el área es relativamente estable, se evidencia algunos sitios donde los procesos de reptación son evidentes debido a los altos ángulos de las pendientes y algunos sitios de huellas de erosión. Es común que en los afloramientos encontrados se encuentren muy diaclasados, especialmente en las zonas cercanas a los contactos que se encuentran fallados. Todas estas formaciones forman el anticlinorio de Villeta.

Hacia al occidente y al sur del Municipio de Quipile; ocurre una secuencia de cabalgamientos imbricados con vergencia occidental y oriental, separados por pliegues estrechos; las fallas repiten secuencias de las formaciones Capotes, Socotá y Trincheras. A continuación se describen algunos afloramientos que son relevantes de cada formación encontrada en campo:

La Formación Capotes aflora en la Vereda Capotes, ésta se caracteriza por ser una sucesión de lodolitas calcáreas grises, muy diaclasadas, con esporádicas concreciones de 5cm de diámetro. La estratificación es ondulada, contiene venas rellenas de calcita muy fragmentadas, las diaclasas por lo general van paralelas a los planos de estratificación. (D1= 340/30). Algunos planos de diaclasas están muy oxidados y algunas veces alterados con costras calcáreas. La persistencia es de 6 por metro.

En la Quebrada la Honda aflora la Formación Simijaca, siendo una sucesión de capas muy gruesas de arcillolitas con concreciones silíceas, centimétricas, con micropirita.

Fotografía 5-68 Afloramiento de la Formación Capotes-Grupo Villeta



Coordenadas: E:9561623 N: 1011023 CCH009
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-69 Azimut 170. Formación Simijaca, Quebrada La Honda



Coordenadas: . E: 965899 N: 1006175 CCH003
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-70 Azimut 240. Formación Conejo-Grupo Villeta



Coordenadas: E: 967753 N: 1003995 CCH001
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-71 Azimut 170. Detalle del diaclasamiento perpendicular en la Formación Capotes-Grupo Villeta



Coordenadas: . E : 949634 N: 1011765 CCH010
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.17 Grupo Guadalupe

El Grupo Guadalupe aflora en cercanías al Salto del Tequendama, junto a las instalaciones de la Estación Nueva Esperanza. Por lo general forma escarpes de gran altura y relieves montañosos controlados por fallas y pliegues. Es común encontrar bloques caídos, los cuales han sido desprendidos por procesos fluvio-glaciares, pertenecen a la Formación Arenisca Dura, están constituidos de arenitas muy competentes de cuarzo de grano fino a muy fino, cementadas, limpias, con muy poca meteorización. Se identifica además los depósitos de la Formación Plaeners sobre la vía que conduce a Santandercito.

**Fotografía 5-72 Panorámica Grupo Guadalupe,
Estación Nueva Esperanza**



Coordenadas: E: 977276 N: 998164 CCH053
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

Fotografía 5-73 Formación Plaeners



Coordenadas: . E: 969717 N: 1003305 CCH 054
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

5.1.1.2.18 Depósitos Fluvioglaciares

Estos depósitos se encuentran asociados a eventos glaciares en la zona del Salto del Tequendama, en el Municipio de La Mesa. Se trata de conglomerados clastosoportados, tamaño guijos (40%), bloques (5%). La composición de los clastos es variable. Dentro de los observados se encuentran arenitas de grano medio a fino, de color crema, porosa, granos, ligeramente friable. Limolitas grises silíceas, granos subangulares, de color gris, masivas. La matriz contiene óxidos de Fe, limosa, con algunos cantos angulares a subangulares de limolitas grises.

**Fotografía 5-74 Azimut 30. Depósitos
Fluvioglaciares, Vereda Porvenir**



Coordenadas: E: 959003 N: 10056644 CCH005
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018

**Fotografía 5-75 Azimut 120. Depósitos
Fluvioglaciares, Vereda Porvenir**



Coordenadas: . E: 959003 N: 10056644 CCH005
Fuente: GEOMA S.A.S., 2018



A continuación, se presenta una relación de las formaciones geológicas que afloran en el área de influencia, en el sentido de la línea de transmisión, es decir de la Sub estación La Virginia a la Sub Estación Nueva esperanza y los sitios de torre, presentes en cada formación.

Tabla 5-1 Relación de sitios de Torre por Formación Geológica

UNIDAD GEOLOGICA	SITIOS DE TORRE
Rocas Piroclásticas (Qto)	1 – 6NN
Pórfido Andesítico de la Virginia (Tpv)	6ANN – 14 N
Cenizas y Flujos de Escombros (Qfl)	15 – 17N
Formación La Paila (Tmp)	18
Grupo Cañasgordas - Fm Barroso Diabasas (Kvb)	19 – 50N
Cenizas y Flujos de Escombros (Qfl)	51 – 63N
Grupo Cañasgordas - Fm Barroso Diabasas (Kvb)	64 – 77
Cenizas y Flujos de Escombros (Qfl)	78
Fm Irra - Tres Puertas M. Conglomeratico (Tsic)	79 - 83
Fm Irra - Tres Puertas M. Volcano Sed (Tsivs)	84 - 85
Fm Irra - Tres Puertas M. Conglomeratico (Tsic)	86N - 92
Complejo Arquía - Esquistos Qz Moscovíticos (Kes)	93
Complejo Arquía - Esquistos Anfibólicos (Kea)	94N - 99
Complejo Arquía - Anfibolitas Saussuríticas (Kach)	100 - 102
Sedimentitas de Aranzazu (Ngsa)	103 - 104
Complejo Quebrada Grande - Miembro Sedimentario (Ksc)	105
Complejo Quebrada Grande - Miembro Volcánico (Kvc)	107
Complejo Quebrada Grande - Miembro Sedimentario (Ksc)	108 -121N
Flujo de escombros y pómez de Neira (Qpil)	122N – 126N
Sedimentitas de Aranzazu (Ngsa)	127NN
Flujo de escombros y pómez de Neira (Qpil)	129NN - 135
Complejo Quebrada Grande - Miembro Sedimentario (Ksc)	136N
Flujo de escombros y pómez de Neira (Qpil)	137N – 139N
Rocas Piroclásticas (Qto)	140 – 151N
Formación Abejorral (Kia)	152 – 154N
Rocas Piroclásticas (Qto)	155N - 170
Flujos andesíticos recientes (Qa)	171 - 175
Aluviones recientes no diferenciados (Qar)	176N
Complejo Cajamarca - Metasedimentitas de Marulanda (Pmm)	177N - 182
Complejo Cajamarca - Esquistos cuarzo-sericíticos (Pes)	182 – 185N
Complejo Cajamarca - Cuarzitas y cuarcitas micáceas (Pq)	186 - 189
Complejo Cajamarca (Pes)	190 – 193N
Complejo Cajamarca - Cuarzitas y cuarcitas micáceas (Pq)	196N - 200
Complejo Cajamarca - Esquistos cuarzo-sericíticos (Pes)	201 - 202
Complejo Cajamarca - Cuarzitas y cuarcitas micáceas (Pq)	203N – 210N
Intrusivo Neisico de Padua (Pinp)	212 - 213



UNIDAD GEOLOGICA	SITIOS DE TORRE
Rocas Piroclásticas (Qto)	214 - 217
Complejo Cajamarca - Cuarzitas y cuarzitas micáceas (Pq)	218 - 269
Grupo Honda (Tsh)	270 - 273
Neises y anfibolitas de Tierradentro (PCaa)	274
Batolito de Ibagué (Jcdi)	275 – 281N
Grupo Honda (Tsh)	282
Terrazas Aluviales	283 – 295A
Abanicos aluviales (Qab)	296 – 319N
Terrazas Aluviales	320N – 326N
Abanicos aluviales (Qab)	327N - 329
Depósitos aluviales (Qal)	330 - 331
Grupo Honda (Tsh)	332N - 333
Depósitos aluviales (Qal)	334N
Formación Hoyón (Tih)	335 – 336N
Formación San Juan de Río Seco (Tis)	337N – 355N
Formación La Cira (Tsc)	356 – 363N
Formación San Juan de Río Seco (Tis)	364 – 369N
Formación Hoyón (Tih)	370 – 372NN
Formación Seca (Kpgs)	373NN – 374N
Grupo Olini - Lidita Superior(Ksls)	375 - 377
Grupo Guaguaquí (Kgg)	378
Grupo Villeta - Formación Socotá (Kis)	379
Grupo Villeta - Formación Capotes (Kic)	380N - 384
Grupo Villeta - Formación Socotá (Kis)	385N - 389
Grupo Villeta - Formación Trincheras (Kitra)	390N - 394
Grupo Villeta - Formación Socotá (Kis)	395 - 399
Grupo Villeta - Formación Capotes (Kic)	400NN - 410
Grupo Villeta - Formación Simijacá (Kss)	411 – 415N
Depósitos fluvio glaciares (Qflg)	416 - 418
Grupo Villeta - Formación Simijacá (Kss)	419 - 421
Grupo Villeta - Formación Conejo (Kscn)	422 - 424
Depósitos fluvio glaciares (Qflg)	425N – 426N
Grupo Villeta - Formación Conejo (Kscn)	427 - 433
Depósitos fluvio glaciares (Qflg)	434 – 441N
Formacion Arenisca Dura (Ksgd)	441NN – 442NN
Formacion Plaeners (Ksgpl)	444 - 446
Formación Arenisca Dura (Ksgd)	447 – 450AN
Formacion Guaduas (Kpggu)	451N - 455

Fuente: GEOMA S.A.S., 2018



5.1.1.3 Petrografía

En este aparte se incluye información particular referente a la identificación petrográfica de varias unidades Geológicas que hacen parte del corredor en el cual se localiza la LÍNEA DE TRANSMISIÓN LA VIRGINIA – NUEVA ESPERANZA 500 kV, información que proviene de documentos oficiales y que se refieren a locaciones que no se encuentran exactamente sobre el área de influencia del trazado del proyecto, pero que refleja las principales características mineralógicas de las unidades citadas.

Para completar la información consignada en este capítulo, se realizó una búsqueda en bases de datos especializadas usando como primera referencia artículos publicados en sitios web de páginas especializadas, la base de datos de la Pontificia Universidad Javeriana PUJ, la Biblioteca del Servicio Geológico Colombiana SGC, La Agencia Nacional de Hidrocarburos ANH, La asociación de Geólogos y Geofísicos del Petróleo AGGP y la biblioteca de las Universidad Nacional de Colombia sedes Bogotá y Manizales.

Con el fin de presentar un documento que permita entender de manera ágil y eficiente a la información, se realizó una división en tres sectores del área del proyecto, El flanco Occidental de la Cordillera Oriental, El Valle Medio del Magdalena y la Cordillera Central, agrupando las descripciones de las unidades geológicas que corresponden a cada uno de los sectores e identificando claramente las localidades en las cuales fueron obtenidas las muestras a las cuales se les realizó el análisis petrográfico o de las regiones a las cuales corresponden los estudios e informes citados.

Adicionalmente es válido aclarar que a partir de la información consultada se puede establecer una limitante inicial, que corresponden con el interés petrográfico que representan las unidades geológicas para el desarrollo de estudios relacionados, concluyendo que la relevancia principal está dada por al unidades de origen Volcánico o metamórfico de temperatura y presión, dando menor relevancia a unidades sedimentarias o metamórficas de contacto, por lo tanto la cantidad de informes que consideran la investigación petrográfica muestra una mayor concentración en las unidades ya mencionadas.

5.1.1.3.1 Flanco Occidental de la Cordillera Oriental

Desde la mediados del Cretácico inferior, el registro estratigráfico de la Cordillera Oriental estuvo marcado por sedimentación dentro de una cuenca mixta silíceo-calcárea, con influencia clástica, que posteriormente muestran sedimentos finos originados durante ascensos y descensos del nivel del mar, hasta el punto de la sedimentación en medios anóxico y de plataforma somera; sin embargo evidencias como la sedimentación de unidades de carácter clásticos de alta energía, mostraron que hacia el oriente de la cuenca se presentó un basculamiento en dirección al occidente (INGEOMINAS, 2001).

Al inicio del Cretácico superior, tuvo lugar el evento de máximo ascenso en el nivel del mar propiciando la sedimentación de unidades granulométricamente finas de carácter calcáreo. Luego un levantamiento en la cuenca dio lugar a un mar siliciclástico somero y posterior a depósitos terrígenos finos en ambiente de plataforma interna, aunque el levantamiento no fue continuo y el registro litológico muestra fluctuaciones en el nivel del mar la tendencia general de la cuenta apuntaba a un ambiente continental (INGEOMINAS, 2001).

A finales del Cretácico e inicios del Terciario, la región presento una costa clástica lineal, con sedimentos de llanuras aluviales, para la zona de Usme – La Regadera; y de costa clástica a depósitos de llanura deltaica fluvial en la región de Sylvania Fusagasugá, a medida que la cuenca ascendió la sedimentación paso de deltaica a fluvial menad rica en la zona de Usme (INGEOMINAS, 2001).



Para el Eoceno temprano, se presentaron eventos de carácter compresivos que dieron lugar al levantamiento general de la región y a su vez al inicio de procesos erosivos generales, para el Eoceno medio, las zonas levantadas empezaron a presentar dinámica fluvial y por lo tanto una nueva etapa de sedimentación clástica. Posteriormente, en el Mioceno continuó actuando el evento transpresivo, el cual se caracteriza por el desplazamiento de bloques desde el sur y suroccidente hacia la Sabana de Bogotá (INGEOMINAS, 2001).

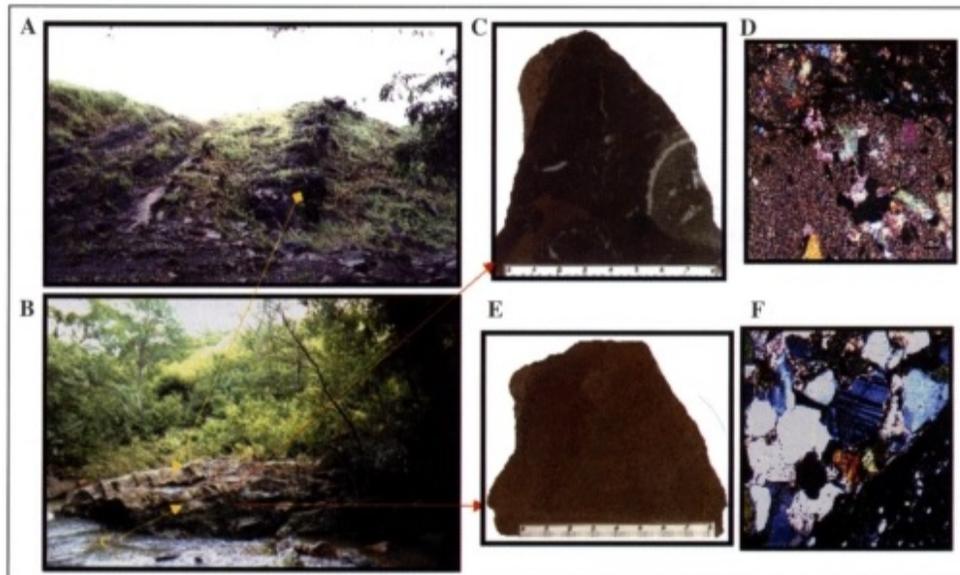
Una vez expuesta la cronología de los depósitos encontrados en la Cordillera Oriental, se entiende con claridad el predominio sedimentario de las unidades en la región, de esta manera se da inicio a la identificación petrográfica de las unidades litológicas presentadas en el capítulo 5.1.1. Geología.

Inicialmente el Grupo Villeta, que agrupa unidades calcáreo-silíceas y lodosas, fue investigado por John J. Peña, 2002, a nivel de petrografía, específicamente para las Calizas de Tetúan. Unidad que tienen límites litológicos distinguidos, características litológicas y paleontológicas bien definidas, que permiten su identificación y separación dentro del Grupo Villeta. También fue comprobada su amplia distribución geográfica que dio lugar a la posibilidad de cartografiar la unidad.

Para la sección localizada en la quebrada El Ocal (10 Km al NNE del municipio de Yaguará en el Huila), fue establecido un espesor de 37.77 m, dividida en 3 segmentos, caracterizados de la siguiente manera.

Segmento I: conformada por una capa inicial gruesa, maciza de forma tabular de Biomicrita microesparítica de color gris oscuro a claro, que presenta gradación normal y contactos ligeramente ondulados. Seguido por dos niveles, Segmento II, bastante fosilífero conformado por shales negros con laminación muy fina, ondulosa no paralela discontinua. Segmento III, tres capas gruesas de Biomicritas microesparíticas diseminadas gruesas a finas con capas gruesas de shale.

Fotografía 5-76 Grupo Villeta - Secuencia de la muestra hasta la sección delgada, en donde se identificó: superior matriz microesparítica, fragmentos de conchas, cristales de cuarzo y glauconita; inferior Cuarzo arenita glauconítica con cemento calcáreo, cristales de cuarzo, microclina, plagioclasa y glauconita envueltas en cemento calcáreo.



Fuente: John J. Peña, 2002.

Sobre la sección expuesta en la quebrada Itaibe al SW del departamento de Huila, entre Paicol y La Plata, fue identificada una sucesión de capas muy gruesas a gruesas de Biomicrita microesparíticas cuarzosas, con calizas tabulares y macizas. La petrografía de las secciones pulidas y delgadas permitió entender que dentro de un ascenso estratigráfico se definen láminas lenticulares muy finas de Biomicrita microesparíticas empaquetadas de foraminíferos dentro de las Biomicritas microesparíticas diseminadas de foraminíferos. Las calizas de este nivel están bastante impregnadas de aceite y tienen aspecto terroso (John J. Peña, 2002).

En el área del Tequendama el Grupo Villeta, específicamente la Formación Trincheras, que fue referenciada por INGEOMINAS, 2001, al norte del municipio de la Mesa en la quebrada el Tigre, presenta secuencias de arcillolitas y lodolitas no calcáreas, micáceas y de laminación paralela continua a no paralela discontinua seguidas normalmente de cuarzoarenitas de grano fino a sublitoarenitas de grano medio, de laminación ondulosa no paralela, para terminar con calizas bioesparrudíticas, con abundantes conchas deostreidos, trigónidos y árcidos, reconocidos como Miembro El Tigre.

Petrográficamente, en las calizas se observa también fragmentos de equinoideos, serpúlidos, microgasterópodos y foraminíferos bentónicos rotaliformes, mientras que en las arenitas se observa fragmentos de roca volcánica junto con cuarzo mono-cristalino. Adicionalmente fue notable la presencia de minerales neoformados, en las calizas se halla moscovita, en los márgenes de los serpúlidos y en las arenitas con clorita y calcita con claras evidencias de influencia hidrotermal (INGEOMINAS, 2001).

Para la Formación Socotá, INGEOMINAS, 2001, retoma la sección tipo sobre la quebrada Socotá, carretera Anapoima – Apulo presentada inicialmente por Cáceres y Etayo (1969), la denominada sección Alto Ojo de

Agua Quipile, consta de lodolitas calcáreas laminadas negras, con muy delgadas intercalaciones de limolitas de cuarzo, calcáreas y cuarzoarenitas de grano fino y de cemento calcáreo. La laminación varía de paralela en la base a ondulosa en el techo, con el incremento en el contenido de arenitas. Hacia la base ocurren delgadas capas de caliza (algunas veces lenticulares), al igual que concreciones micríticas. Fósiles (amonitas y restos de peces) fueron hallados normalmente al tope de secuencias granocrecientes, las cuales son del orden de los 10 m de espesor (INGEOMINAS, 2001).

Petrográficamente, las calizas son intrabioesparitas arenosas (grainstones) con abundantes restos de moluscos y equinoideos y con intraclastos de biomicrita; el cuarzo es angular y monocristalino principalmente, de tamaño arena muy fina o fina. Las cuarzoarenitas están compuestas de cuarzo monocristalino principalmente, los granos son angulares y están invariablemente corroídos por el cemento calcáreo (INGEOMINAS, 2001).

La Formación Hiló definida inicialmente por Acosta 1993 en INGEOMINAS, 2001, en la sección levantada en la carretera Bituima Guayabal de Síquima; consta de lodolitas laminadas negras, sobre limolitas silíceas, lodolitas calcáreas, a veces ligeramente silíceas, con laminación paralela. Dos capas muy gruesas de micrita negra, ocurren en los metros 654 y 670, de la sección sobre la carretera.

En el metro 890, ocurren capas de chert de estratificación muy delgada a delgada, rara vez media, con planos ondulados no paralelos. Capas medias a gruesas de calizas biomicríticas, con estratificación lenticular, de aspecto concrecional, ocurren intercaladas a lo largo de todo el segmento. Petrográficamente, los niveles silíceos contienen abundantes foraminíferos planctónicos disueltos y rellenos de calcita o sílice, inmersos en una matriz de sílice amorfa y materia orgánica, con contenidos variables de minerales arcillosos (INGEOMINAS, 2001).

En la sección La Mesa –La Gran Vía, la secuencia consta de lodolitas calcáreas y arcillolitas lodosas calcáreas, de color negro, con intercalaciones de capas gruesas de calizas y dolomitas. Petrográficamente, la dolomita presenta cristales tamaño arena muy fina y una muy alta porosidad intercrystalina, mientras que la lidita contiene abundantes foraminíferos planctónicos, totalmente disueltos y rellenos por sílice o calcita microcristalina y escasos radiolarios, nasseláridos y espumeláridos (INGEOMINAS, 2001).

Formación La Frontera, es el nombre dado por Hubach (1931) a las calizas y capas silíceas aflorantes en la cantera La Frontera, localizada cerca a la estación del tren del mismo nombre (Municipio de Albán). La sección levantada por INGEOMINAS, 2001, en el río Curí en Anolaima, consta de lodolitas calcáreas de color negro pardo, de laminación paralela continua y sólo muy localmente laminación cruzada. Intercaladas, capas medias a delgadas, de caliza biomicrítica, de geometría lenticular; lodolitas calcáreas laminadas con concreciones gigantes (<1,2 m de diámetro), micríticas, sinsedimentarias y de forma oblonga; lodolitas calcáreo-silíceas, y lodolitas laminadas calcáreas con capa de micrita lenticular. Petrográficamente son comunes los foraminíferos planctónicos rellenos de esparita y la piritita framboidal, tanto en la matriz como en el interior de algunos foraminíferos (INGEOMINAS, 2001).

En cuanto al Grupo Guadalupe, el esquema de nomenclatura propuesto por Renzoni (1962), ha sido el de mayor difusión para esta unidad, en general la sedimentación durante el tiempo Coniaciano – Maastrichtiano correspondió a un proceso regresivo con una transpresión intermedia, en una cuenca extensional de detrás de arco Cooper, et al., en INGEOMINAS (2005).

Vergara, L. & Rodríguez, G. (1996), definen analizadas para la petrografía como: cuarzoarenitas y subarcosas, de grana fino a muy fino, subangulares, inmaduras en su mayoría, con porcentajes variables de matriz, algunas con laminación de materia orgánica. Las arenitas de esta formación presentan alta cementación por sílice o por matriz-cemento, que dio lugar a dificultades para distinguir entre sílice, óxidos de hierro, arcillas y material fosfático.



Adicionalmente se detectaron peloides fosfáticos en avanzado estado de disolución, lo cual aumenta la porosidad secundaria. Los minerales accesorios más comunes son circón, glauconita, turmalina y trazas de fragmentos de chert y los contactos entre los granos son cóncavo-convexos a suturados.

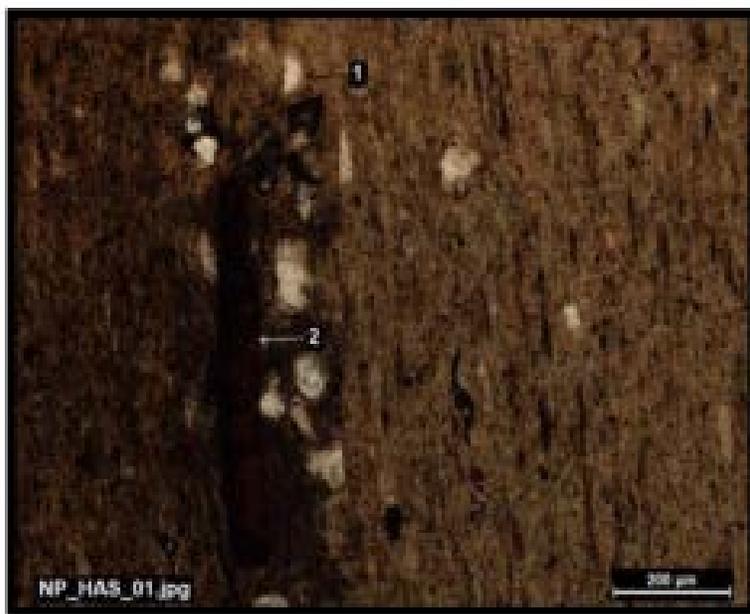
Específicamente para las Areniscas Labor y Tierna, Julivert (1962) en Vergara, L. & Rodríguez, G. (1996), reporta la presencia de un tamaño de grano predominantemente muy fino a fino. La mayor parte de las arenitas son inmaduras a submaduras; en ellas los granos son subangulares y el cemento más común es la calcita y la sílice. Dentro de la sección en el Páramo del Rajadero Julivert (1962), establece la presencia principalmente de "ortocuarcitas" (cuarzoarenitas) con contenidos variables de plagioclasas, microclinas y glauconita, mientras que en la sección Alto El Volador también se reportó la presencia de arcosas y subarcosas con otros minerales accesorios como fosfatos, moscovita y circón.

Por otro lado, de la unidad de chert y lodolita del grupo Palmichal, correlacionado con la Formación Plaeners, en el flanco occidental de la Cordillera Oriental, corresponde a una lidita con láminas de limolitas de cuarzo, arenitas altamente fosfáticas de granulometría fina a media, mal seleccionadas, con componentes de tamaños arcillosos hasta muy gruesos. Los granos están cementados por calcita y fosfatos. Saltan a la vista los restos de naturaleza biogénica y composición fosfática, de variados tamaños (Vergara, 1996).

Cuy B, Harin. & Girón M, Alejandra (2016), presentan una correlación litoestratigráfica realizada en los municipios de Iza y Sogamoso, dando lugar a la descripción de unidades rocosas con capas tabulares masivas y estructuras internas paralelas continuas en areniscas con tamaño de grano medio a fino que se encuentran expuestas en las Formaciones Dura y Plaeners y Formaciones Labor y Pinos, bancos inferiores del Grupo Guadalupe, que se clasifican como Rocas Aloquímicas Impuras y puras; y como: Pelfosfoarenitas, Litofosfoarenitas y Biofosfoarenitas por su alto contenido de clastos fosfáticos aloquímicos, junto con el material de reemplazamiento y el cemento que las compone.

Lutita fosfática, en donde el armazón está compuesto por cuarzo detrítico tamaño limo en un 8,5%, aloquímicos 0,17% representado en pellets, fragmentos de vertebrados y un 90 % de cemento lodoso terrígeno y calcáreo parcial o totalmente fosfatizado. Se observa una laminación plana paralela discontinua, procesos diagenéticos de compactación y reemplazamiento, además se encontraron minerales accesorios como: ilmenita y corindón.

Figura 5-11 Muestra HAS 01 Microscópica en aumento de 20x en Nicoles Paralelos – Formación Arenisca Dura.



Fuente: Martin, 2016.

Pelfosfoarenita, Arenisca Fosfática, el armazón está compuesto por cuarzo 10,19% tamaño limo ($4\mu\text{m} - 62\mu\text{m}$), peloides y ooides fosfáticos 41,13% tamaño arena fina ($125\mu\text{m} - 250\mu\text{m}$), fragmentos de huesos de peces fosfatizados 8,34% y extraclastos 2% en tamaño arena muy fina; embebidos en una matriz lodosa terrígena y calcárea en un 34,1%. Además, presenta minerales accesorios como glauconita, plagioclasa e ilmenita.

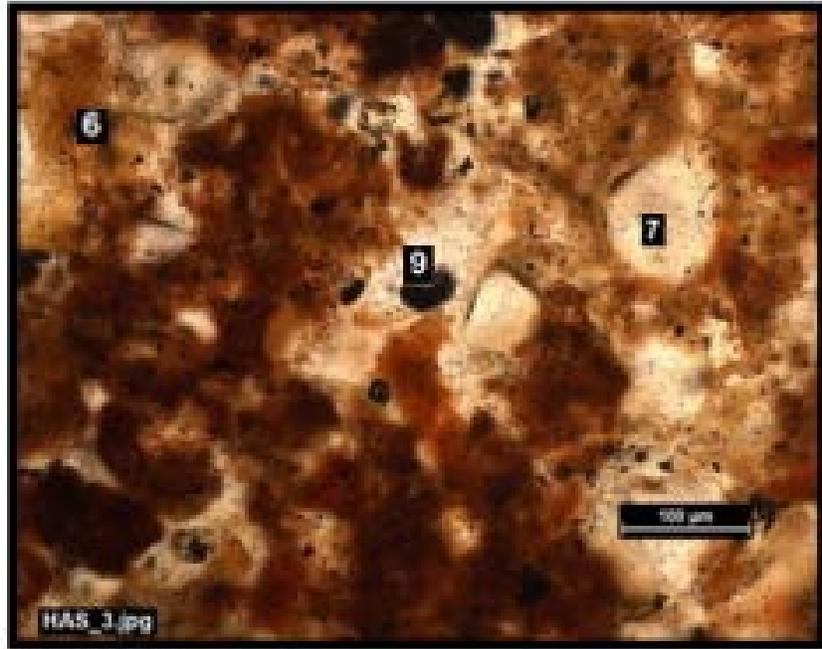
Figura 5-12 Muestra HAS 02 Microscópica en aumento de 20x en Nicales Cruzados, Formación Plaeners.



Fuente: Martin, 2016.

Litofosfoarenita, Arenita fosfática, Roca aloquímica Impura con clastos de cuarzo detrítico en 18%, 23% peloides fosfáticos en tamaño arena muy fina (62µm-125µm), fragmentos de huesos de vertebrados en un 18%, minerales accesorios 5% como ilmenita y siderita en medio de una matriz sostenida con cemento ferruginoso y fosfático en un 39%.

Figura 5-13 Muestra HAS 03 Microscópica en Nícoles Paralelos en aumento de 10x. Formación Plaeners



Fuente: Martin, 2016.

Biofosfoarenita, Roca aloquímica pura, Arenisca Fosfática, el armazón está conformado por cuarzo detrítico en 4,5%, tamaño limo ($4\ \mu\text{m}$ a $62\ \mu\text{m}$), pellets fecales fosfáticos 40% de tamaño arena fina ($62\ \mu\text{m}$ - $125\ \mu\text{m}$), fragmentos de huesos de peces fluorfosfatizados en un 7,28%, oolitos 23%, cemento carbonático en un 23,8%, óxidos ferruginosos en un 8% representado por minerales accesorios como glauconita, ilmenita y limonita. Matriz pelmicrítica.

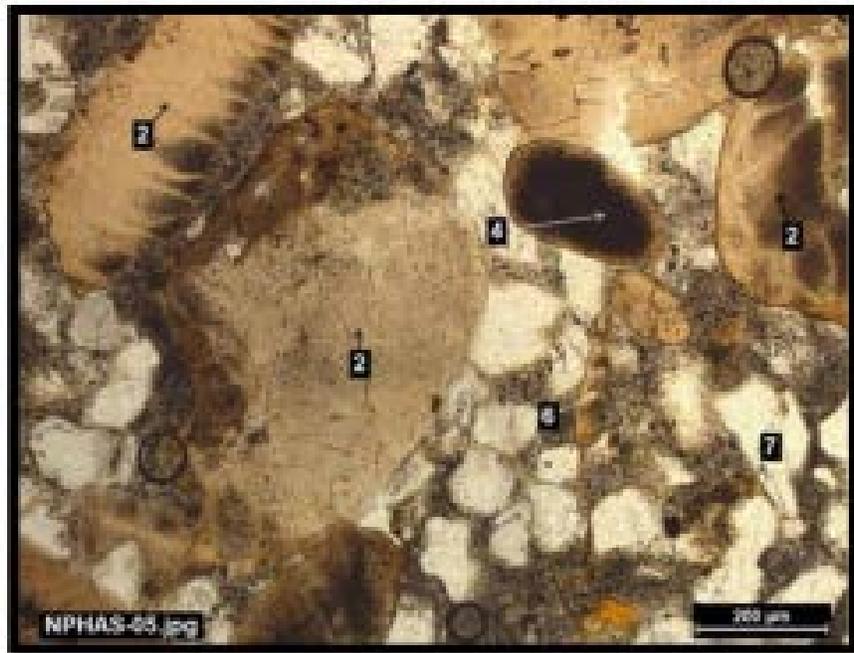
Figura 5-14 Muestra HAS 04 Microscópica en Nicoles Paralelos en aumento de 20x, Formación Arenisca Dura



Fuente: Martin, 2016.

Biofosfoarenita, arenisca fosfática, el armazón está compuesto por clastos de cuarzo detrítico 26,8% tamaño limo(4 μ m-62 μ m), pellets fecales fosfáticos 30,3%, fragmentos esqueléticos y huesos de peces 0,64%, foraminíferos bentónicos en un 10% reemplazados por colofana tamaño arena fina(125 μ m-250 μ m), oolitos 8%, glauconita 0.08% e ilmenita 0.24% y cemento carbonatado en un 23,9%. Se hallaron minerales accesorios como plagioclasa.

Figura 5-15 Muestra HAS 05 Microscópica en Nícoles Paralelos y en aumento de 20x Grupo Guadalupe



Fuente: Martin, 2016.

Pelfosfoarenita, Nódulo de fosforita calcárea, que a nivel microscópico en la roca se observaron componentes terrígenos en un 2% (cuarzo detrítico tamaño limo (4 μ m-62 μ m), aloquímicos 52% (pellets, oolitos y ragmentos fósiles fosfatizados), y autigenicos 46% de composición carbonatado. Se clasifico como una Pelfosfoarenita, matriz biomicritica y textura wackstone.

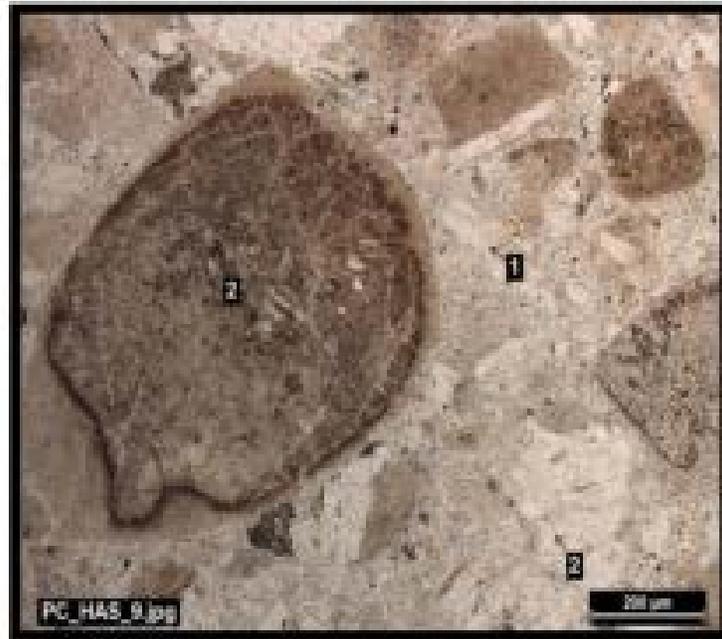
Figura 5-16 Muestra HAS 07 microscópica en Panorámica y en un aumento de 20x. Grupo Guadalupe



Fuente: Martin, 2016.

Pelfosfoarenita, roca aloquímica pura, fosforita arenosacolor amarillo pálido a café claro, en seccion delgada fueron encontrados componentes terrígenos 3% (cuarzo detrítico tamaño limo(4µm-62µm), aloquímicos 55% (pellets, oolitos, fragmentos de huesos de peces y foraminíferos), autigenicos 40% (cemento micritico carbonatico), además minerales accesorios como goetita y imonita en un 2% subredondeados.

Figura 5-17 Muestra HAS 07 microscópica en Panorámica y en un aumento de 20x. Formación Lidita Superior



Fuente: Martin, 2016.

En cuanto a la Formación Lidita Superior, fue descrita en las dos secciones La Sierra - Vianí y La Virgen – El Retiro en el municipio de Bituima Cundinamarca dentro del trabajo de INGEOMINAS (2001). Consta de liditas calcáreas, cherts ligeramente calcáreos y calizas biomicríticas. La estratificación es muy delgada a media, paralela, en las liditas, y ondulosa no paralela, en los chert; mientras que la laminación es paralela continua y rara vez ligeramente inclinada. Es común la presencia de muy delgados horizontes de arcillolita amarillo-anaranjado. Dada la intensa deformación tectónica, dichos horizontes podrían ser superficies subhorizontales de falla y por consiguiente “harina de roca”.

Petrográficamente, las liditas y chert son ligeramente calcáreos, por su alto contenido de foraminíferos rellenos de esparita (20 a 50%). Dichos microfósiles son principalmente bentónicos con predominio de las bulmínidas sobre rotálidos y nodosáridos. Junto con la matriz silicea se observa ocasionalmente radiolarios pobremente preservados, al igual que peloides de colofana y dahlita como mineral secundario que rellena cavidades. Las calizas son de textura grainstone a wackestone y varían entre bioesparenita fosfática a biomicroarenita de foraminíferos ligeramente silíceas (INGEOMINAS, 2001).

5.1.1.3.2 Valle medio del Magdalena

Al entrar en el sector del Valle Medio del Magdalena, debe iniciarse por entenderse la historia geológica de la cadena Andina en Colombia, en donde los procesos distensivos dieron lugar al ascenso de magmas que produjeron inmensos volúmenes de material volcánico, lavas y especialmente piroclastos, que se acumularon en el valle del Magdalena y en las estribaciones de las cordilleras Oriental y Central, también se emplazaron cuerpos intrusivos de composición ácida intermedia (INGEOMINAS, 2001).



Para el Paleozoico, se depositaron secuencias sedimentarias fosilíferas. Posiblemente durante la Orogénesis Hercínica este bloque se unió al llamado Bloque Autóctono o escudo de Guyana, que constituye prácticamente todo el oriente colombiano.

Para el Mesozoico la región central del actual Valle del Magdalena, fue afectada por procesos de distensión MACÍA y MOJICA (1981); MOJICA et al., (1995); TOUSAIN (1995) en INGEOMINAS (2001), que dieron origen a cuencas en donde se depositaron secuencias de capas rojas, provenientes del relieve que la actividad tectónica iba formando. Sin embargo, en algunos sitios, se presentaron intrusiones marinas que dieron lugar a la depositación de secuencias calcáreas.

En el Cretácico se acumularon sedimentos marinos que llegaron a cubrir el flanco este de la Cordillera Central y toda la Cordillera Oriental, sin embargo, para la parte final del Cretácico e inicios del Neógeno los sedimentos presentaron un carácter molásico y ambiente fluvial (INGEOMINAS, 2001).

Durante el Paleógeno y Neógeno las cordilleras Central y Oriental se comportaron como zonas inestables, con constantes movimientos tectónicos que se agrupan en la Orogenia Andina, lo que dio como resultado el levantamiento de las cordilleras y la individualización del valle interandino del río Magdalena, en la Orogénesis Hercínica (INGEOMINAS, 2001)

Durante el paso Neógeno - Cuaternario se inicia una gran actividad volcánica, en la cima de la Cordillera Central, que de manera intermitente continúa hasta la actualidad; las erupciones volcánicas ocasionaron la formación de flujos de lava, flujos piroclásticos y caídas de ceniza, que cubrieron las unidades más antiguas; al mismo tiempo se presentó deshielo y se formaron flujos de lodo que descendieron por los ríos principales. Finalmente, las variaciones climáticas, la actividad tectónica y la actividad humana, contribuyen a la formación de depósitos aluviales y coluviales y a los procesos erosivos que le han dado la configuración geomorfológica actual de la región media del Valle del río Magdalena (INGEOMINAS, 2001).

Desde la óptica de la importancia hidrocarburífera, han sido varias las unidades sedimentarias caracterizadas a partir de rasgos sedimentológicos y de análisis de petrofacies con el propósito de llenar los vacíos del conocimiento acerca de las cuencas productoras.

Pérez, G. S., Ortiz, E. J. P., & Sierra, C. (2015) en su documento Estratigrafía y Petrofacies de la Formación La Luna en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Valle Medio del Magdalena, definen secuencias de capas gruesas de biomicritas endurecidas con laminación plana paralela e intercalaciones de eventuales capas medias a gruesas de biomicritas recristalizadas de color gris claro para la base de la unidad (Miembro Salada).

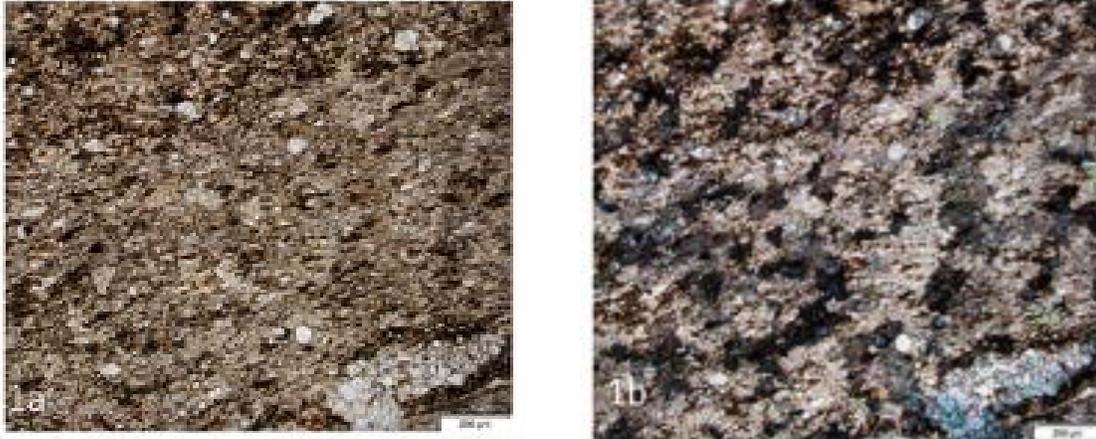
En la parte media (Miembro Pujama) biomicritas, con presencia escasa de cuarzo tamaño limo fino, muy fino y minerales arcillosos; la ocurrencia de foraminíferos plantónicos predomina y los bentónicos fueron reconocidos en baja proporción, adicionalmente en el armazón, junto a los foraminíferos se encontraron bioclastos fosfáticos angulares reemplazados por calcita, donde es común que se presente porosidad secundaria saturada de kerógeno. La matriz predominante es micrita que suele recristalizar a microesparita.

Y finalmente en la parte superior (Miembro Galembó), se reportaron fosforitas o biomicritas fosfáticas e intercaladas entre las biomicritas de foraminíferos bentónicos, en la cual se identificaron granos de tamaño limo fino a muy fino de cuarzo, con matriz de micrita, lodo fosfático en general afectado por procesos intensos de silicificación, Adicionalmente en la parte media de esta sección fueron identificadas biomicritas de foraminíferos bentónicos con escasos clastos fosfáticos, matriz fosfática y micrítica en láminas wackestone y packstone.

Para el miembro Salada, se destacan las secciones delgadas de mayor representación en el análisis petrográfico tal como: Muestra SD-07 Biomicrita de foraminíferos plantónicos. La textura fue transformada por

recristalización de la matriz micrítica y de los micro fósiles formando pseudoesparita, más acentuada en la parte inferior. En la parte superior foraminíferos plantónicos, microesparita y láminas de materia orgánica con porosidad en parches o vugulas

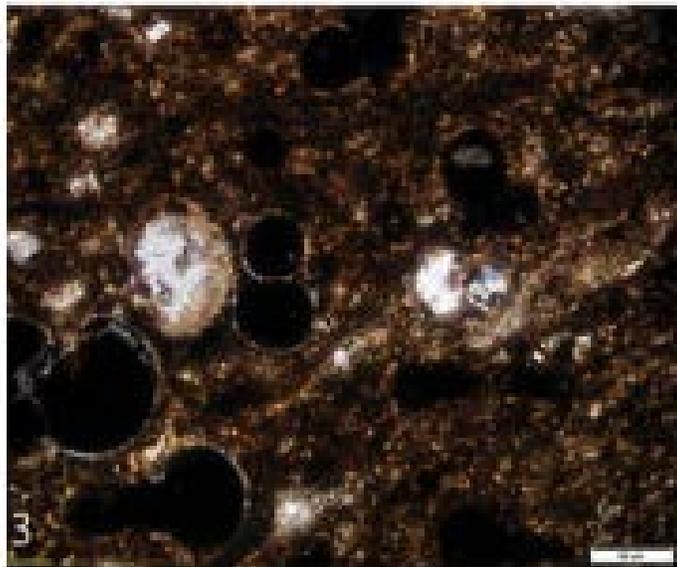
Figura 5-18 Muestra SD-07 1a luz blanca (LB), 1b. nicoles cruzados, Formación Socotá (NC).



Fuente: Modificada de Pérez, 2015.

Muestra SD-16 NC. Biomicrita de foraminíferos plantónicos y matriz de micrita y par tículas de sílice. Se aprecian los foraminíferos saturados de kerógeno y otros con sílice microcristalina parcialmente disuelta y sin disolver. La mayor parte de la micrita ha sido reemplazada por sílice microcristalina pero permanece una porosidad secundaria en parches saturada con kerógeno.

Figura 5-19 Muestra SD-16 NC Formación Socotá



Fuente: Modificada de Pérez, 2015.

En la parte media del a Formación La Luna, Miembro Pujama, las biomicritas fueron caracterizadas por laminas como las presentadas a continuación: SD-26. LB. Biomicrita de foraminíferos plantónicos (predominante) y bentónicos y fragmentos angulares fosfáticos reemplazados por calcita. Donde está la mayor concentración de bioclastos (textura packstone) se presenta micritización diagenética (microesparita) y generación de porosidad en parches. Entre las láminas packstone se forman láminas continuas y discontinuas de kerógeno saturando espacios porosos generados. En la parte superior derecha (lámina wackestone) el contenido de materia orgánica es muy alto.

Figura 5-20 Muestra SD-26 LB Formación Socotá



Fuente: Modificada de Pérez, 2015.

Muestra SD-39. LB. Biomicrita de foraminíferos bentónicos los de mayor tamaño y algunos plantónicos pequeños. Muchos microfósiles están aplastados total o parcialmente y fragmentados. La matriz es micrita formada principalmente por microfragmentos de foraminíferos. Los colores pardos amarillentos corresponden a matriz fosfática. Una fractura ondulada está saturada de hidrocarburo. En general la textura es wackestone y la porosidad es baja al igual que el contenido de materia orgánica.

Figura 5-21 Muestra SD-39. LB



Fuente: Modificada de Pérez, 2015.

Afloramiento del Miembro Galembó o parte superior de la Formación La Luna, fueron relacionados petrográficamente a tarvez de láminas como: Muestra SD-54. LB. Oosparita fosfática con foraminíferos bentónicos parcial a totalmente fosfatizados incluidos o no en los ooides. También forman parte del armazón fragmentos fosfáticos y terrígenos tamaño arena. El armazón está cementado con esparita y fosfato. Biomicrita de foraminíferos bentónicos, algunos de gran tamaño, en abundante matriz micrítica y fosfática. Escasa materia orgánica en la matriz, esta se encuentra saturando porosidad secundaria en los foraminíferos que están parcialmente silicificados. La mayoría de los foraminíferos están silicificados y parte de la matriz está cementada con sílice microcristalina dispersa.

Figura 5-22 Muestra SD-54. LB



Fuente: Modificada de Pérez, 2015.

Muestra SD-52 NC. Biomicrita impura de foraminíferos bentónicos ligeramente limosa con matriz calcárea (micrita), fosfática y lodosa. La gran mayoría de los microfósiles están aplastados, aspecto que define con claridad la laminación. El fosfato sella la roca y hay un desarrollo de microfracturas, saturadas de carbonato y kerógeno.

Figura 5-23 Muestra SD-52 NC.



Fuente: Modificada de Pérez, 2015.



El nombre de Grupo Olini fue utilizado por primera vez por Petters 1954 en INGEOMINAS (2002), para la región de Guamo y Ortega en el Tolima; más adelante Hubach (1957) extendió el nombre por el Valle Superior del Magdalena y el área de Girardot – Guataquí.

En la región de Timana (límites departamentales entre el Huila y el Caqueta), sobre una serranía continua que se extiende por la margen oeste del valle de Timaná, desde la Vereda Charco del Oso hasta el río Magdalena, la secuencia se encuentra compuesta por capas gruesas de grainstone y wackestone de bioclastos y conchas de bivalvos y ostreidos, reemplazadas en calcita recristalizada, colores gris amarillento, con contenido de fosfatos, que corresponden en su mayor parte a la base del Grupo Olini (INGEOMINAS, 2002).

Microscópicamente, las biomicritas están compuestas por bioclastos que pueden alcanzar hasta un 70% de la roca o estar en cantidades menores a un 10%, corresponden a fragmentos de conchas y espinas de peces reemplazados por micrita y esparita, por lo general dentro de una matriz de lodo calcáreo. Algunas de las calizas presentan pellets y muy ocasionales oolitos e intraclastos. Como material terrígeno se encuentra cuarzo que puede alcanzar hasta un 30% en algunas rocas, pero que por lo general es menor de un 5%, presenta extinción normal y ligeramente ondulatoria, algunos cristales muestran bahías; como accesorios se puede tener glauconita, opacos, circón, fragmentos líticos de chert y limolitas.

Por otro lado, hacia el Norte de la Región de Timana, específicamente en la depresión de Timaná; en el valle del río Suaza, al oriente del Pantano de Toribío y, en el extremo sur del valle, en la vereda El Salado, fue identificada un conjunto de lodolitas rojizas, que suprayace las rocas sedimentarias del Cretácico, reconocidos como la Formación Seca, que fue definida por de Porta (1965) en INGEOMINAS, (2002). Aunque la sección tipo se halla en la quebrada Seca, al sur de Cambao, Cundinamarca. Las secciones de referencia propuestas a nivel general se localizan en las carreteras Cambao San Juan de Rioseco y Honda - Guaduas (Cundinamarca).

Para la sección de la Vereda El Salado, se reportaron lodolitas abigarradas de color rojo grisáceo, con algunas capas gruesas de litoarenitas finas. Cerca de Timaná, probablemente hacia la parte media de la unidad, se reconocieron lodolitas de color rojo con algunos niveles de litoarenitas de grano medio y grueso, de color rojo, con matriz arcillosa, bioperturbadas y con algunos niveles de oxidación. Además, niveles de litoarenitas de grano medio con cemento calcáreo y laminación plano paralela. También dolitas y arcillolitas que presentan colores gris, rojo y morado; además, encuentran interposiciones de capas gruesas y muy gruesas de litoarenitas subarcósicas de grano medio gris verde oliva, macizas, así como niveles de arenitas arcillosas bioturbadas, de grano fino y muy fino (INGEOMINAS, 2002).

Por otro lado, en el Valle Superior del Magdalena y las estribaciones orientales de la Cordillera Central y el occidente de la Cordillera Oriental, se han identificado numerosos cuerpos intrusivos, batolitos y stocks, algunos de los cuales han sido datados isotópicamente dando edades correspondientes al Jurásico (NÚÑEZ, 1996). Los análisis petrográficos les permitieron a los autores definir tres grupos composicionales dominantes: Tomalita – granodiorita – cuarzomonzodiorita presente en la Cordillera Central; -monzonita - cuarzomonzonita - granito, aflorante en la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena.

La asociación granodiorita - cuarzomonzodiorita – tonalita - cuarzo diorita. Está representada por intrusivos que afloran, principalmente, en la Cordillera Central y han recibido los nombres de Stock de Mariquita, Batolito de Ibagué, Stock de Payandé y Plutón del Páez. La mineralogía es sencilla con predominio de cuarzo y plagioclasa y feldespato potásico subordinado, mientras que los maficos presentes corresponden con homblenda y biotita. La textura es hipidiomódica inequigranular, de grano medio & grueso; los colores dominantes son tonos grises (NÚÑEZ, 1996).

Stock de Mariquita: Vesga y Barrero (1978 en NÚÑEZ, 1996), reportan una edad radiométrica de 113 ± 4 m.a. Principalmente la litología está constituida por granodiorita con ligeras variaciones a tonalita. Al occidente el



stock intruye las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, dando lugar a metamorfismo de contacto, dentro de las facies hornblenda cornubianita; en el oriente el intrusivo es cubierto discordantemente por rocas sedimentarias del Grupo Honda. Barrero y Vesga (1976) en NÚÑEZ (1996).

Batolito de Ibagué: Composicionalmente ha sido catalogado en un rango amplio de variaciones, con predominio de tonalita, granodiorita, cuarzomonzodiorita y cuarzdiorita, con algunas rocas graníticas y cuarzomonzoníticas. El batolito intruye rocas metamórficas del Precámbrico y calcáreas del Triásico y es cubierto discordantemente por rocas sedimentarias del Paleógeno, Neógeno y Cuaternario. Su edad está bien documentada por numerosas dataciones isotópicas que lo ubican en el rango 131 - 151 m.a, (NÚÑEZ, 1996).

Stock de Payandé: De acuerdo con Barrero (1969) en NÚÑEZ (1996), es un cuerpo intrusivo que está compuesto por dos unidades diferentes, pero estrechamente relacionadas en el tiempo. La unidad más antigua, pero a la vez la más pequeña, consiste en una cuarzdiorita intruida por la granodiorita. La segunda unidad conforma el 80% del Stock de Payandé (NÚÑEZ, 1996).

Plutón del Páez: La composición del intrusivo corresponde a la serie tonalita-granodiorita fueron identificados xenolitos, de diferentes tamaños y composición (anfíbolitas, neises y granulitas), el plutón limita al oriente con rocas sedimentarias del Grupo Gualanday; al occidente intruye rocas precámbricas del Macizo de La Plata (NÚÑEZ, 1996).

Asociación cuarzomonzonita cuarzo sienita - granodiorita – monzogranito – sienogranito cuarzomonzodiorita: Se presenta en la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena; son rocas de color rosado dominante y con textura hipidiomorfa inequigranular, de grano grueso a medio; con relativa frecuencia se identifica textura porfírica, conformada por fenocristales de feldespato potásico de hasta 2 - 3 cm de diámetro. Mineralógicamente predomina el cuarzo y feldespato potásico con plagioclasa subordinada; como característica mineralógica importante algunas de las muestras analizadas petrográficamente presentan ortopiroxeno. A este grupo pertenecen el Batolito de Algeciras, y los stocks de Dolores; Garzón y el Plutón de Altamina (NÚÑEZ, 1996).

Batolito de Algeciras: Roca característica que presenta color rosado a gris, moteado de negro, con textura fanerítica media a gruesa a levemente porfírica, de composición monzogranítica a granodiorítica. El plutón contiene xenolitos de rocas granulíticas Precámbricas (NÚÑEZ, 1996).

Stocks de Dolores: Composicionalmente varía de cuarzomonzonita a cuarzosienita, con textura porfírica, matriz fanerítica fina, color rosado predominante y tendencia calcoalcalina (NÚÑEZ, 1996).

Stocks de Garzón: En el norte, es de composición granítica, fanerítica medio a grueso; en el sur es monzodiorítico - cuarzomonzodiorítico, con tamaño de grano medio a fino (NÚÑEZ, 1996).

Plutón de Altamina: La roca es fanerítica de grano medio, de color blanco y rosado, moteado de negro por los minerales máficos. La roca dominante es un monzogranito (NÚÑEZ, 1996).

Asociación monzodiorita cuarzomonzodiorita – diorita: Corresponde a cuerpos plutónicos cuyos colores son gris medio a oscuro, textura hipidiomorfa inequigranular y de tamaño de grano variable entre medio y fino, con facies de borde de aspecto diorítico y numerosos autolitos o gabarros que le transmiten aspecto brechoso. A este grupo pertenecen los stocks de Astilleros y Las Minas (NÚÑEZ, 1996).

Stocks de Astilleros y Las Minas: El intrusivo varía composicionalmente, predominando la facies diorita-monzodiorita. Y en las zonas de borde diorita; es frecuente la presencia de autolitos de tamaño de grano fino a

afanítico, composición más básica (diorita-microdiorita); en zonas con predominio de autolitos el intrusivo tiene aspecto brechoso (NÚÑEZ, 1996).

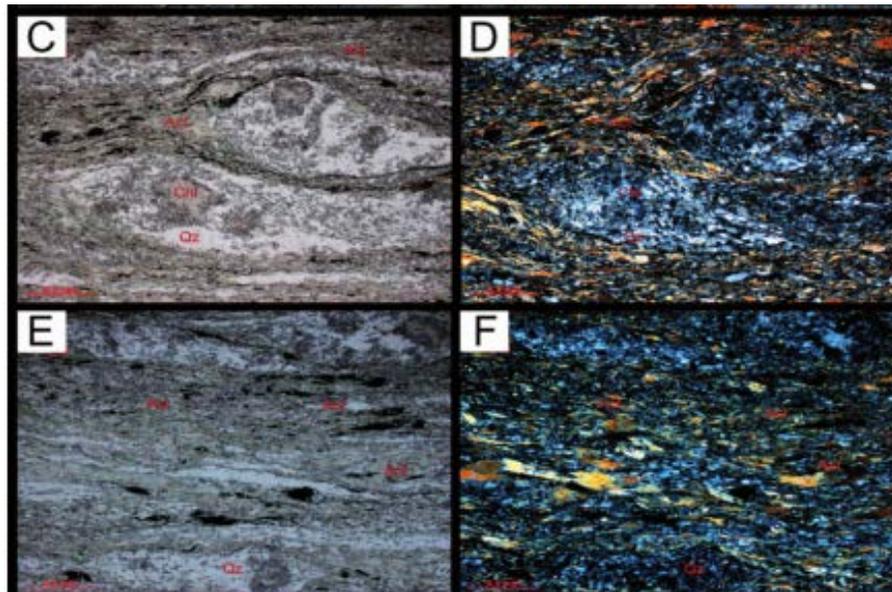
Pórfidos andesíticos dacíticos. Se encuentran íntimamente asociados a las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Saldafia, también de edad Jurásica. Son de color gris verdoso oscuro, textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de 1 - 2 cm y matriz fino granular a afanítica (NÚÑEZ, 1996).

Al noroccidente del municipio de Mariquita, se encuentra aflorando la Granodiorita de Mariquita, Celis, Giraldo-Villegas, Toro-Toro, & Osorio-Granada (2016), presentan su estudio basado en la cartografía geológica y estructural, sumado a muestreos con estaciones georreferenciadas, cuyo propósito fue el de obtener secciones delgadas, para la clasificación del cuerpo ígneo y metamórfico en la zona de contacto del intrusivo con los esquistos verdes, grises y negros del Complejo Cajamarca, en el área donde se desarrolla una clara aureola de contacto, la cual alcanza aproximadamente 520 m.

Los esquistos negros y grises que pertenecen al Complejo Cajamarca, presentan un tamaño de grano fino y se caracterizan principalmente por sus colores, asociados a los contenidos de grafito y moscovita.

Microscópicamente fueron identificadas asociaciones mineralógicas de: actinolita + cuarzo + epidota + clinozoisita + clorita y en menor proporción opacos y plagioclasa tipo albita, con texturas principales como nematoblástica y lepidoblástica y en menor proporción granoblástica. Los esquistos grises y negros desarrollan texturas lepidoblásticas poco definidas debidas a mica blanca (moscovita) + grafito + clorita + biotita, y granoblástica desarrollada por cuarzo y plagioclasa tipo albita (Celis, Giraldo-Villegas, Toro-Toro, & Osorio-Granada, 2016).

Figura 5-24 Ojos de cuarzo policristalino y clorita, D- MA-05, Ojos de cuarzo y clorita NX, E-(E) MA-05:N// esquistos verdes del Complejo Cajamarca con evento dinámico sobreimpuesto (F) MA-05: Misma anterior con NX.

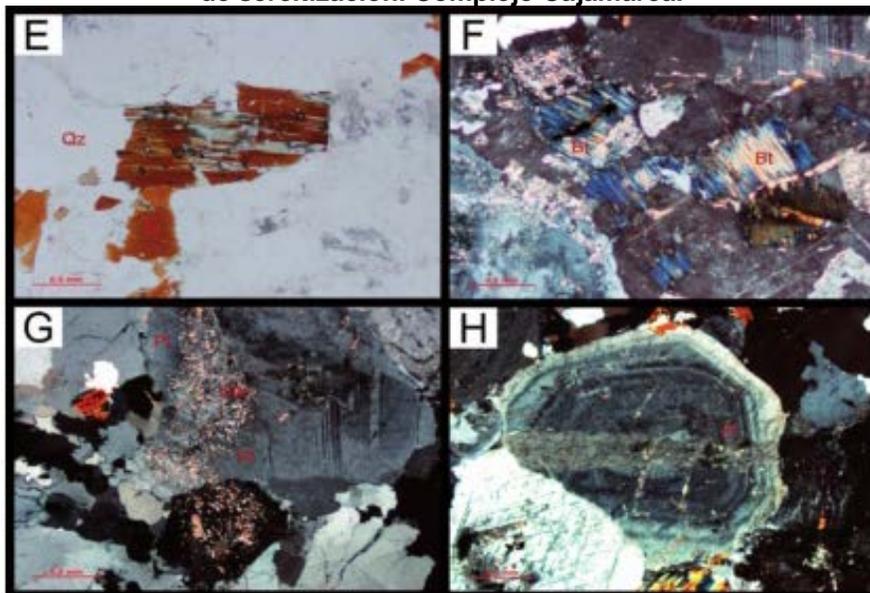


Fuente: López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez, 2007.

La denominada Granodiorita de Mariquita presenta variaciones composicionales con facies tonalíticas hacia los márgenes y granodioríticas en el centro. macroscópicamente la roca es fanerítica, granular, de tamaño medio a grueso, leucocrática y de baja densidad.

Microscópicamente la muestra presenta una textura granular, hipidiomórfica, con texturas granofírica (intercrecimientos de cuarzo con feldespato potásico), mirmequítica (intercrecimientos entre plagioclasa y cuarzo) y pertítica (la microclina presenta exsoluciones pertíticas de plagioclasa en alta proporción). Los minerales esenciales están representados por cuarzo (28-33%) en cristales de forma anhedral, plagioclasa (30-38%) en cristales subhedrales de hábito tabular y feldespato tipo microclina (8-12%). Como minerales secundarios presenta cristales tabulares de biotita (14-16%) eventualmente alterados a clorita y cristales prismáticos de hornblenda (2-5%). Como minerales accesorios presenta apatito y circón (1%) (López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez, 2007).

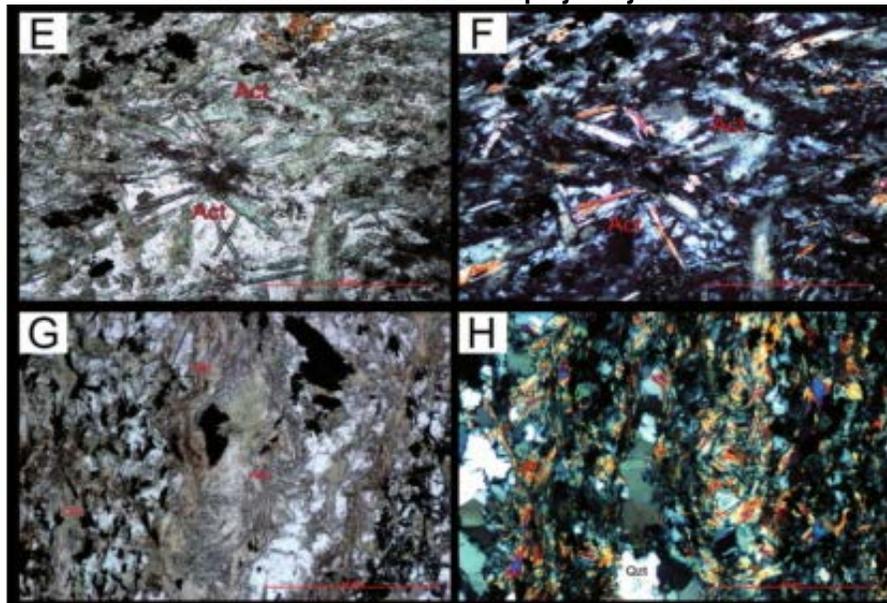
Figura 5-25 Granodiorita de Mariquita. (E) MA-49: Cristal de Bt alterado a clorita en N//. Se destaca inclusión de circón con halo radiactivo. (F) MA-49: Cristal de Bt alterado a clorita, fracturado y dislocado en NX. (G) MA-49: Cristal de plagioclasa con alteración a sericita. La granulación del cuarzo y las maclas deformadas de la plagioclasa evidencian metamorfismo cataclástico. (H) MA-49: Zonación concéntrica oscilatoria en cristal de plagioclasa, cortado por una zona de sercitzación. Complejo Cajamarca.



Fuente: López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez, 2007.

En el caso de las Cornubianas, estas rocas se caracterizan por un tamaño de grano fino y alta tenacidad, debida principalmente a la recrystalización de los componentes minerales que conforman las rocas esquistosas del Complejo Cajamarca, con asociaciones mineralógicas principales de actinolita (55-59%), cuarzo (8-15%), clorita (7-10%), epidota-clinozoisita (8-15%), plagioclasa (2-3%), biotita (3-5%) y minerales opacos (3-11%) tales como pirita, magnetita y grafito. Las texturas principales son random y decusada en actinolita, clorita y biotita y textura granoblástica definida por cuarzo, plagioclasa y epidota-clinozoisita (López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez, 2007).

Figura 5-26 Cornubiana. (E) MA-02: N// Textura decusada definida por Act en muestra con evento térmico. (F) MA-02: NX Misma anterior con NX. (G) MA-03A: N// Textura decusada definida por Act y Chl y granoblástica definida por Qz y Ep con un tamaño de grano menor al de la muestra C por su mayor cercanía al cuerpo intrusivo. (H) MA-03A: Misma anterior con NX. Complejo Cajamarca.



Fuente: López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez, 2007.

Una de las unidades de mayor relevancia dentro de la cuenca del Valle Medio del Magdalena y el núcleo de la Cordillera Central, corresponde con el Complejo Cajamarca, unidad conformada por gran variedad de rocas, producto del metamorfismo regional de medio a bajo grado, facies esquisto verde hasta anfibolita (INGEOMINAS, 2001).

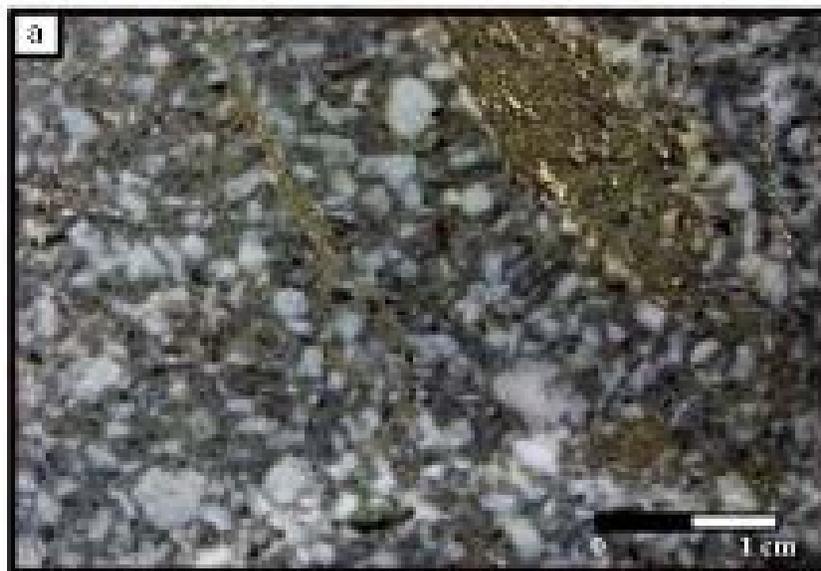
El proyecto La Colosa (LCP) es un pórfido de oro formado por dos centros intrusivos denominados La Colosa y San Antonio (Mioceno Tardío), emplazados en esquistos del Complejo Cajamarca (Betancourt, 2014). La génesis de la mineralización y las fases intrusivas fueron establecidas gracias al análisis de 47 secciones pulidas obtenidas de testigos de perforación.

Las rocas del porfido fueron clasificadas como dioritas, quartzodioritas y tonalitas, sin embargo, con los resultados de los análisis petrográficos se presentaron subdivisiones para las edades de los intrusivos.

Para el intrusivo temprano:

E0, corresponde con la intrusión más antigua reconocida, clasificada como una diorita de grano muy fino allotriomorfo, con masas microcristalinas, con agregados anhedrales de plagioclasa (20-25%), cuarzo (2%), biotita secundaria (10-15%), clorita (10%). Los fenocristales (25-40%) son fino-granulares, medio-granulares y conformados por plagioclasas y hornblendas de formas subhedrales a euhedrales (Betancourt, 2014).

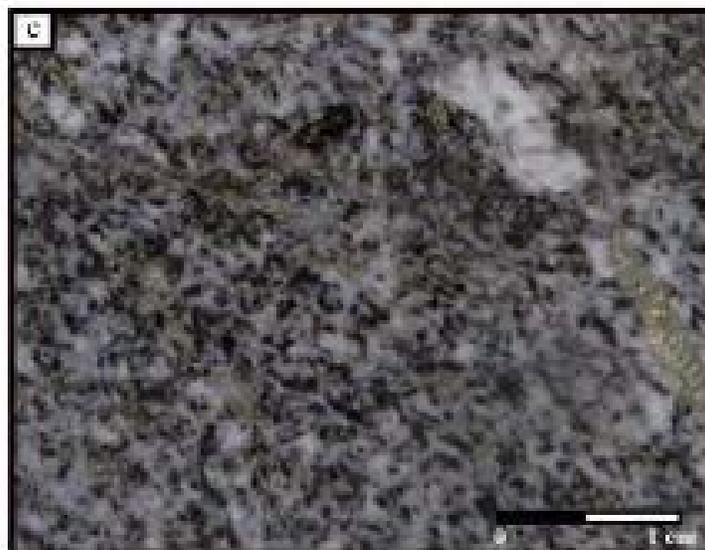
Figura 5-27 Muestra COL154, 32.50m, Diorita E0, pórfido temprano, con fenocristales de hornblenda y cristales reemplazados por biotita secundaria. Complejo Cajamarca



Fuente: Modificada de Betancourt, 2014.

E1, corresponde con una diorita holocristalina de grano medio, de formas euhedrales y subhedrales, con cristales de plagioclasa (40-50%) y anfibolita (15-25%), orthoclasa (5%) y cuarzo anhedral (2%). La prilita encontrada es anhedral y siempre esta diseminada dentro o con venillas de cuarzo (Betancourt, 2014).

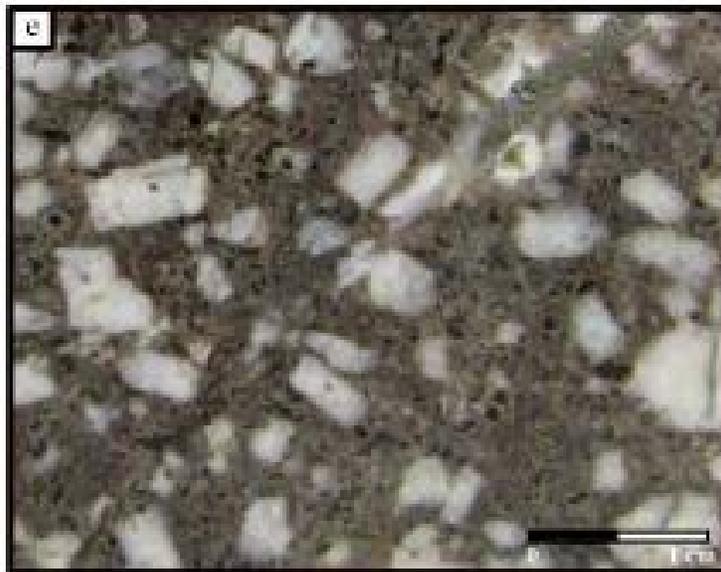
Figura 5-28 Muestra COL133, 167.60 m, Diorita E1, pórfido temprano, hornblenda reemplazada por biotita secundaria. Complejo Cajamarca.



Fuente: Modificada de Betancourt, 2014.

E2, es una roca intrusiva de grano medio con textura alotrimorfica (70-80%), formada por plagioclasas subhedrales (30-50%), hornblenda (6-11%), cuarzo (2%) y trazas de zircon y apatito. Los fenocristales (20-30%), son de plagioclasa (4-6%) con formas subhedrales y de hornblenda (7-17%). Finalmente, la pirita se encuentra diseminada o llenando fracturas y las trazas de pirrotita y hematita son anhedrales y se encuentran asociadas a hornblenda y cuarzo (Betancourt, 2014).

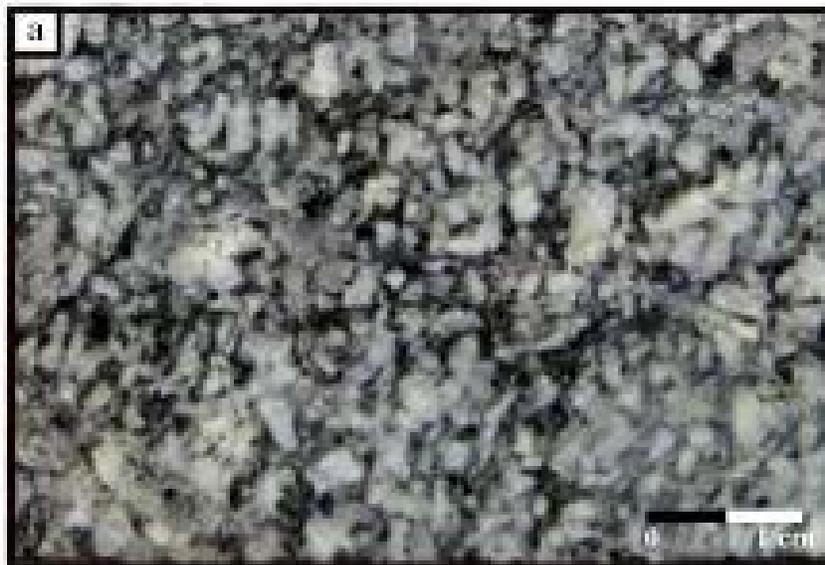
Figura 5-29 Muestra COL005, 92.50 m, Diorita E2, pórfido temprano, fenocristales de plagioclasa y hornblenda, Complejo Cajamarca



Fuente: Modificada de Betancourt, 2014.

EDM, es una diorita/cuarzodiorita, profirítica de grano medio, de textura microcristalina (50-60%), compuesta por cristales anhedrales de plagioclasa (20-30%), cuarzo (2-5%), orthoclasa (2%), biotita y minerales opacos (10-12%). Los fenocristales (40-50%) son subhedrales a uhedrales de plagioclasa (20-50%), hornblenda (5-10%) biotita (3-5%) y cuarzo anhedral (3-7%). La pirita (4%), se encuentra diseminada en venillas, aunque es posible la identificación de calcopirita y titanita (0.5%) (Betancourt, 2014).

Figura 5-30 Muestra COL186, 589.60 m, Cuarzo Diorita porfiritica EDM, de grano medio con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita primaria. Complejo Cajamarca.



Fuente: Modificada de Betancourt, 2014.

E3, dentro del porfido esta porción es considerada como diorita de grano medio, la matriz es alotrimorfica de grano muy fino (60-70%), formada por cristales anhedral de plagioclasa (15-20%), cuarzo (2%) y agregados de biotita secundaria, sericita y clorita (10%) y cristales ehedrales de apatito. Los fenocristales (30-40%), son anhedral a subhedral de plagioclasa (25-40%), hornblenda (5%) y orthosa (1-2%). La pirita (5-15%) es anhedral a subhedral con bordes redondeados, se encuentra diseminada con inclusiones de calcopirita (2-3%) y pirita en trazas, la magnetita (5-15%) es anhedral, parcialmente alterada a hematita (Betancourt, 2014).

Figura 5-31 Muestra COL186, 589.60 m, Cuarzo Diorita porfiritica EDM, de grano medio con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita primaria. Complejo Cajamarca.



Fuente: Modificada de Betancourt, 2014.

EBXI, es calificada como una brecha de intrusión clatsoportada, con matriz diorítica de grano muy fino a medio (40% de la roca), formada por cristales anhedrales y subhedrales de plagioclasa, amfibolita, orthoclasa, cuarzo y trazas de apatito, zircon, titanita e ilmenita.

Los clastos (60% de la roca), se encuentran embebidos en la matriz y están compuestos principalmente por fragmentos de diorita E1 y en menor proporción xenolitos de cuarzodiorita. Los sulfatos (1-4%), corresponden a piritas diseminada dentro de la matriz y la venilla, con cristales anhedrales a subhedrales (Betancourt, 2014).

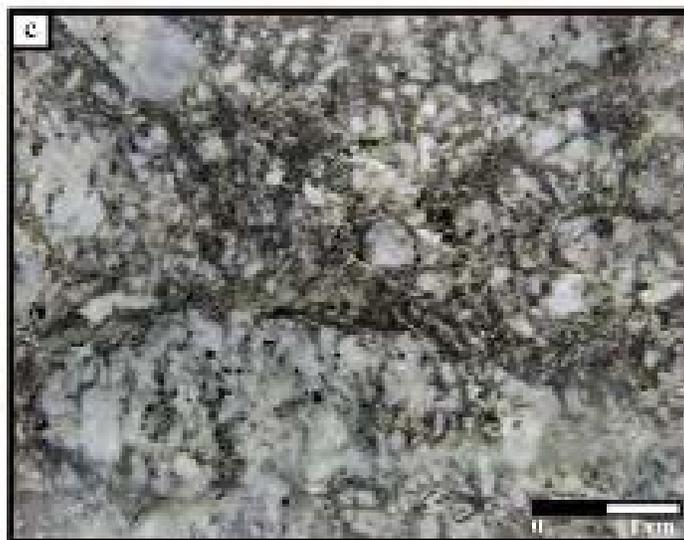
Figura 5-32 Muestra COL034, 102.75 m, Brecha de intrusión EBX1, formada por fragmentos subangulares y subredondeados de diorita temprana E1, dentro de una matriz de granodiorita E3. Complejo Cajamarca.



Fuente: Modificada de Betancourt, 2014.

EBXDM, corresponden con una brecha de intrusión con matriz de diorita de tamaño de grano muy fino (30% de la roca), compuesta por cuarzo, plagioclasa y agregados de biotita secundaria, actinolita y clorita. Los calistos (60% de la roca), están compuestos por cuarzdiorita holocristalina y fragmentos del porfido EDM, estos clastos están conformados por plagioclasas, hornblenda, biotita, actinolita y carbonatos.

Figura 5-33 Muestra COL186, 588.90 m, Brecha de intrusión EBXDM, formada por fragmentos subangulares y subredondeados de diorita temprana EDM. Complejo Cajamarca.



Fuente: Modificada de Betancourt, 2014.

El tipo de roca denominado como Inramineral, corresponde con un porfido diorítico con tamaño de grano medio, con una matriz de tipo allotrimorfica de grano fino. De igual manera que con el porfido antes descrito en este caso se presentan subdivisiones de acuerdo con el análisis petrográfico.

I1, presenta una matriz fina granular (60-70%) que está conformado por cristales subhedrales de plagioclasa (30-40%), hornblenda alterada a actinolita y clorita (6-10%), cuarzo (2%), zircon y apatito. Los fenocristales (cerca del 35% de la roca) corresponde con palgioclasa (5-20%), hornblenda (15-20%) y cuarzo anhedral (1-3%) con formas subhedrales y ehedrales.

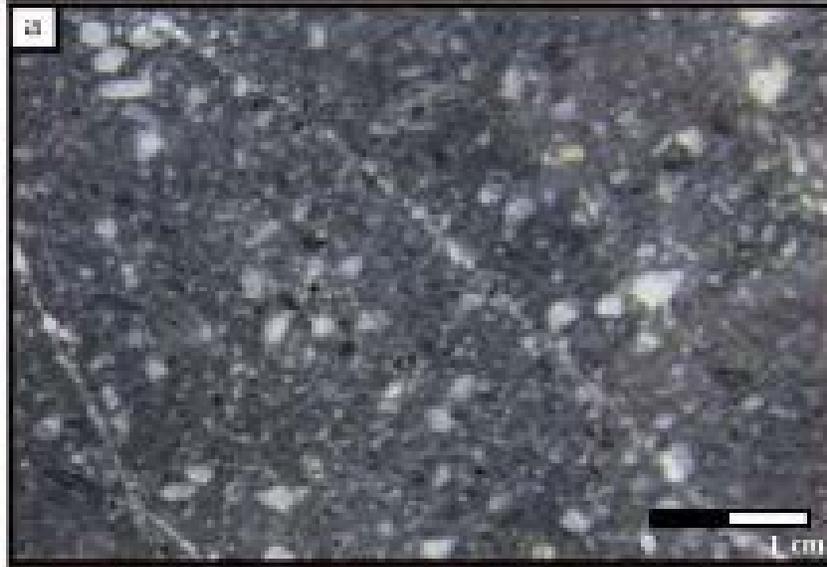
Figura 5-34 Muestra COL047, 65.50 m, Pórfido diorítico intramineral de grano medio a grueso I1. Complejo Cajamarca.



Fuente: Modificada de Betancourt, 2014.

I2, corresponde con un pórfido diorítico de grano medio cuya matriz es allotrimórfico de grano fino (35-60%) formado por cristales anhedral y subhedral de plagioclasas (20-30%), cuarzo (2-3%) y agregados de hornblenda (5-15%) alterada a clorita, actinolita y biotita secundaria, epidota (1-2%). La pirita (3-5%) es anhedral a subhedral y se encuentran diseminada, también se identificó pirrotita (2-3%) diseminada y como inclusiones en la pirita.

Figura 5-35 Muestra COL270, 328.70 m, Pórfido diorítico intramineral de grano medio l2 con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Complejo Cajamarca.



Fuente: Modificada de Betancourt, 2014.

En cuanto al cuerpo intrusivo denominado como tardío, este corresponde con un porfido cuarzo diorítico – tonalítico, de granos grueso. Al igual que los anteriores el análisis petrográfico permitió establecer subdivisiones al interior de la intrusión.

DA, es un cuarzo diorita-tonalita de grano grueso. La matriz (30-50% de la roca), allotrimorfica, microcristalina a criptocristalina (0.5 – 0.7 mm), formada por plagioclasa (20-40%), cuarzo (8-15%), hornblenda (10-25%) y agregados de biotita, cericita y epidota (25-33%). Los fenocristales (50-70% de la roca), son plagioclasas (5-40%), cuarzo (1-2%), hornblenda (2-4%), epidota (3%) y biotita caracterizada por formas subhedrales a ehedrales. Por otro lado, los sulfuros representados principalmente por pirita se encuentran diseminados en la roca a manera de inclusiones de pirrotita.

LQZDI, Corresponde con la porción del porfido de grano fino, de composición cuarzodiorítica, con microcristales allomorficos, formados por plagioclasa (15-40%), cuarzo (3-12%), biotita (4-20%), carbonatos y actinolita (5%), zircon y apatito se encuentran en menor proporción, los cristales mayores son de formas subhedrales a ehedrales de plagioclasa (15-50%), hornblenda (5-10%), biotita primaria, biotita secundaria y cuarzo anhadrane ($\leq 5\%$).

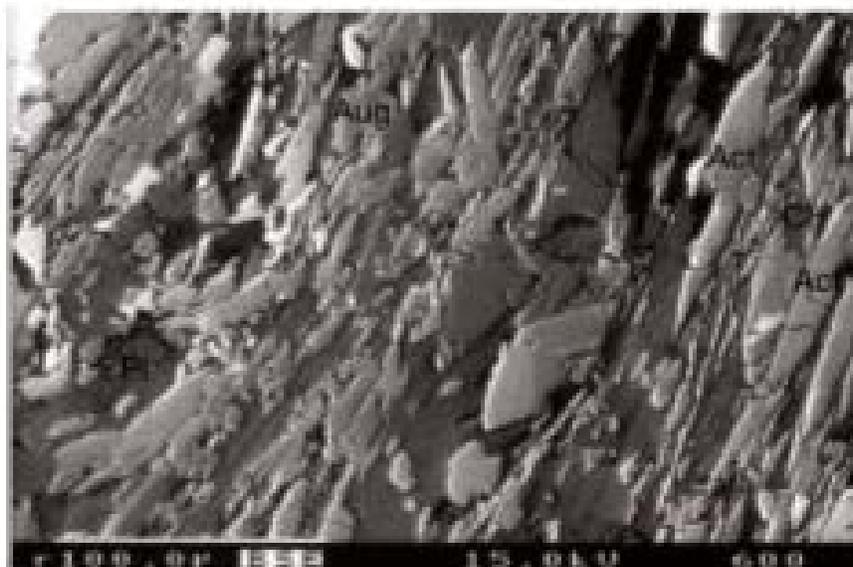
En conclusión, el pórfido está conformado por rocas calco-alkanlinas como resultado de los procesos de subduccion de la placa de Nazca bajo la placa de Sur América, mostrando composiciones intermedias de diorita, cuarzodioritas y tonalitas, las cuales provienen de la misma cámara magmática y que a su vez han sido afectadas por dos procesos hidrotermales probablemente relacionados al control estructural general de la zona.

Derivado de la amplia distribución del Complejo Cajamarca, es posible la identificación del mismo tanto al Sur como al Norte sobre la Cordillera Central, Toro, Gómez, & Bedoya (2005), presentan un estudio que se concentró en la unidad de esquistos actinolíticos, identificando los mejores afloramientos de esta unidad en el carreteable que del municipio de Montebello conduce a cementos El Cairo en el departamento de Antioquia.

A pesar del bajo número de muestras analizadas (4), seleccionadas de los esquistos actinolíticos considerando que ellos permiten discriminar de forma más directa el ambiente tectónico, fue posible presentar resultados que pueden ser considerados como indicativos, más que concluyentes.

Las láminas delgadas de roca RM-12 y RR-57 son representativas de la unidad de esquistos actinolíticos, los que presentan una orientación nematoblástica marcada por blastos de actinolita y texturas lepidoblásticas señaladas por clorita; las epidotas, cuarzos y plagioclasas definen texturas granoblásticas inequigranulares. Mineralógicamente las rocas se componen de actinolita (20-40%), clorita (15-25%), epidota (18-30%), plagioclasa (10-15%), cuarzo (5-10%), clinopiroxeno (4%), titanita (1-2%), óxidos de Fe-Ti (0-2%).

Figura 5-36 Análisis de microsonda de la muestra RR57 del esquistos actinolítico. IMágen SEM de cristales de actinolita (Act); plagioclasa (pl); piroxeno relictico, augita (Aug); Clorita (Cl). Complejo Cajamarca.



Fuente: Toro, Gómez, & Bedoya, 2005.

Adicionalmente fue posible identificar características de los minerales accesorios tales como que el anfíbol se presenta en forma de prismas alargados y agujas con leve pleocroísmo, de amarillo pálido a incoloro o a verde amarillento, en agregados idioblásticos a subidioblásticos. Los análisis de clinopiroxenos indicaron que el mineral es relictico de origen ígneo y sus relaciones texturales lo muestran como una fase formada tempranamente y que permite conocer las características primarias de las rocas que los contienen, dando lugar a la identificar su afinidad magmática y/o ambiente, en donde la interpretación concluye un origen de rocas básicas metamorfizadas en condiciones de metamorfismo de bajo grado ((Toro, Gómez, & Bedoya, 2005).

La clorita dominante es Pycnoclorita, pleocroica de verde claro a verde oscuro, en agregados de cristales en escamas la cual sigue la tendencia de la foliación principal y en los intersticios entre el anfíbol. Mientras que la epidota de color verde pálido – amarillo verdoso, forma agregados granulares seriados de forma lenticular a lo largo de la foliación (Toro, Gómez, & Bedoya, 2005).



5.1.1.3.3 Cordillera Central

Al pasar al flanco Oriental de la Cordillera Central, las rocas más antiguas en el corresponden a la secuencia polimetamórfica del Complejo Cajamarca localizada preferencialmente al este de la Falla San Jerónimo, cuyo primer metamorfismo es posiblemente del Paleozoico temprano (INGEOMINAS, 2001), posteriormente durante el comienzo del Mesozoico tiene lugar un evento metamórfico producto de la orogénesis hercínica, que se detecta en los diferentes grupos de rocas metamórficas. Por lo tanto, la superposición de eventos metamórficos sobre unidades metamórficas existentes ha dificultado para los investigadores, la separación de los mismos eventos, sin embargo, son factibles varias hipótesis en la asignación de la edad.

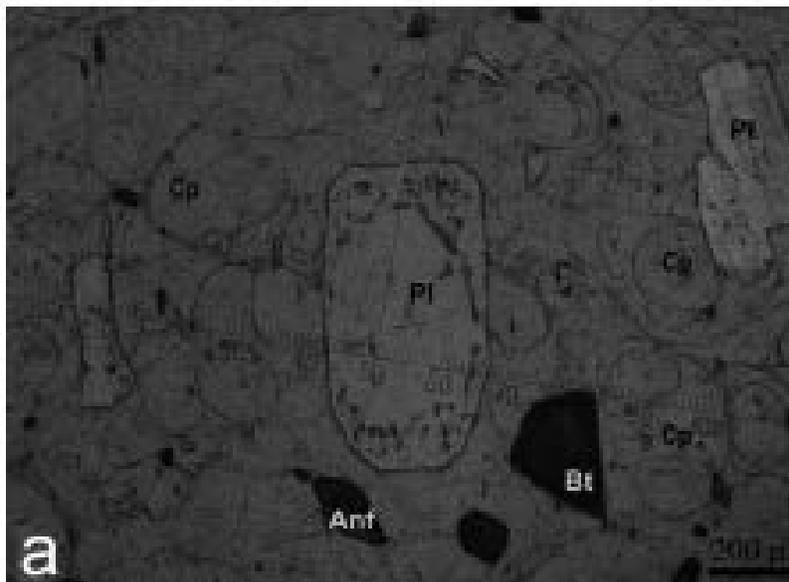
Toro, Gómez, & Bedoya (2005), en su trabajo analizan petrográficamente diez muestras georreferenciadas de un grupo de cuerpos volcánicos y subvolcánicos, obtenidas en el sector de Gallinazo al sureste de la ciudad de Manizales, con las cuales establecieron una relación con la geoquímica descrita en el volcanismo de arco ecuatoriano y se sugirió que la génesis de los magmas estuvo fuertemente influenciado por los fundidos silicatados derivados de la fusión parcial de una corteza oceánica subducida caliente.

Las rocas sub-volcánicas son cuerpos porfíricos, con fenocristales de color gris claro, casi siempre alterados, en una masa fundamental afanítica y se encuentran intruyendo a las rocas metamórficas. Los fenocristales (15-20% de la roca) son esencialmente de plagioclasa, hornblenda y cuarzo. Microscópicamente corresponden a texturas inequigranulares, porfíricas, compuestas por fenocristales que varían entre 0,5 y 2 mm. Las plagioclasas tienen formas euhedrales a subhedrales, algunos fenocristales de plagioclasa son poiquilíticos con inclusiones de pirita y hematites; en ocasiones presentan fracturación. La gran mayoría de los fenocristales de plagioclasa se presentan desde parcial a totalmente alterados a carbonatos, epidota, clorita y mica blanca (Sánchez., Cruz., & Toro, 2008).

Las rocas volcánicas corresponden a lavas de color gris y aspecto vítreo, ubicadas en la parte superior de las rocas subvolcánicas. Son rocas con textura porfírica (fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo), y masa fundamental vítrea de color gris claro. Microscópicamente presentan texturas porfíricas constituidas por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo en una masa fundamental hialocristalina de tipo hialofítica, y con presencia de cracks perlíticos en una masa de vidrio volcánico de color pardo (Sánchez., Cruz., & Toro, 2008).

Los fenocristales de plagioclasa, con tamaños hasta de 2mm, tienen formas euhedrales a subhedrales, hábito tabular a prismático y están frecuentemente zonados, presentando macla de Carsbad, Periclina y polisintética. Su composición varía desde el límite andesina-labradorita hasta andesina, siendo frecuente la presencia de bordes de reabsorción y texturas sieve. Estas rocas fueron clasificadas como andesitas y dacitas (Sánchez., Cruz., & Toro, 2008).

Figura 5-37 Muestra PA-5. 5X Nícoles cruzados. Luz transmitida. Dacita con fenocristales de plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf) y biotita (Bt) en masa fundamental con crack perlíticos (Cp) con sus características formas redondeadas. Complejo Cajamarca.



Fuente: Sánchez., Cruz., & Toro, 2008.

Sobre el flanco occidental de la Cordillera Central, se han identificado una secuencia volcánicas y sedimentarias afectadas por un complejo entramado estructural, sumado a una ausencia de base y techo claras que permitan definir sus límites estratigráficos dando lugar a controversias en la asignación de una nomenclatura (INGEOMINAS, 2001), aunque el nombre de mayor difusión corresponde con el Complejo Quebradagrande.

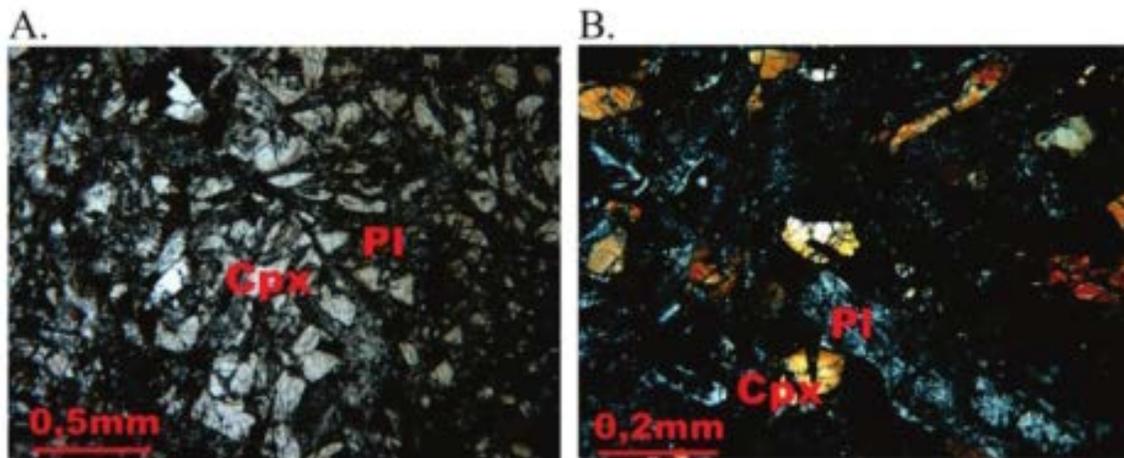
Las diabasas del Complejo Quebradagrande son el objeto central del trabajo presentado por Rodríguez & Cetina (2016), en donde se describen las características petrográficas y químicas, para realizar una comparación con la química de rocas de corteza oceánica de la unidad Diabasas de San José de Urama y determinar si existe o no una relación genética entre dichas rocas. Para cumplir con el propósito de la investigación se revisaron 195 secciones delgadas colectadas por INGEOMINAS (actual Servicio Geológico Colombiano SGC), separando las rocas de textura ofióticas, subofióticas, intergranulares, interseccionales y variolíticas.

Inicialmente fueron identificadas 14 muestras que presentaron texturas “diabásicas” y que corresponden a diabasas, basaltos variolíticos y milonitas y cataclásitas. La relación de fábrica entre la plagioclasa y el clinopiroxeno evidencian las texturas “diabásicas”. Las rocas se caracterizan por presentar un entrecruzamiento de plagioclasas tabulares, dejando espacios intergranulares ocupados por cristales de clinopiroxeno (textura intergranular), clinopiroxeno poiquilítico con inclusiones de plagioclasa (textura ofítica-subofítica) y disposición en “ramillete” de clinopiroxenos con espacios que son ocupados por plagioclasa, en su mayoría alterada a agregados de saussurita (textura variolítica).

Principalmente las rocas están conformadas por plagioclasa en proporción que varía del 50% al 60% (en su mayoría con alteración saussurítica y en menor proporción a sericita) los cristales son euhedrales a subhedrales –tabulares. Los clinopiroxeno que corresponden con 30% a 50% (en algunas muestras uralitizado), con formas subhedrales a anhedrales fracturados incoloros de 0.1 – 0.5 mm; los minerales accesorios corresponden a

opacos y titanita alterada a leucoxeno; y como minerales de introducción se encuentran cuarzo, epidota, clorita y mica blanca, algunos rellenando fracturas y vetillas y otros rellenando amígdalas (Rodríguez & Cetina, 2016)

Figura 5-38 Características composicionales y texturales de diabasas del Complejo Quebradagrande: A. IGM 7484, plane polarized light (PPL), textura ofítica; B. IGM 5757, cross polarized light (XPL), textura intergranular.



Fuente: Rodríguez & Cetina, 2016.

La parte volcánica del Complejo Quebradagrande se compone de basaltos, andesitas, brechas y tobas en menor proporción, predominan las texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, además de texturas amigdalares y fragmentales entre las tobas y aglomerados (ZAPATA, 2016). Las muestras localizadas en el departamento de Caldas en cercanías del Río Chinchina, macroscópicamente presentan un color verde oscuro, con textura afanítica

En la descripción microscópica se observan piroxenos (60%) en forma de aguja y alargados y plagioclasas (56%) con alteraciones a clorita y presencia esporádica de cuarzo que no superan el 2%; los cristales tienen una forma subhedral y la roca se define como holocristalina a hipidiomórfica. El tamaño de los cristales va de fino a muy fino (figura 8), definiendo una textura típica ofítica donde se observa el envolvimiento de piroxenos de (1.4 mm) con intercrecimiento de plagioclasa de tamaño más fino, indicando al menos dos etapas de formación de los cristales, en condiciones cercanas a la superficie sin el desarrollo de matriz vítrea (ZAPATA, 2016).

Figura 5-39 Muestra BADI 0054, Imagen superior original e inferior con cambio en la banda de colores originalmente RGB a BGR, con el software ENVI, para resaltar la textura ofítica asociado al intercrecimiento de plagioclasas en piroxeno, que con el filtro se observa de color violeta además se puede confirmar la presencia de la textura ofítica, puesto que la acumulación de pequeños cristales de plagioclasa, su tamaño y la presencia de opacos en la muestra dificulta su diferenciación. Complejo Quebradagrande.



Fuente: ZAPATA, 2016.

Al pasar sobre la porción central y el flanco Occidental de la Cordillera Central, debe entenderse que el área se caracteriza por tener un basamento volcánico de tipo oceánico, acrecionado al continente posiblemente en dos eventos tectónicos, uno en el Cretácico temprano y otro en el Cretácico tardío – Paleoceno. Asociado con estas acreciones se desarrolló un cinturón metamórfico de media a alta presión y se emplazaron una serie de cuerpos máficos y ultramáficos que posiblemente son parte de secuencias ofiolíticas desmembradas (INGEOMINAS, 2001).

El basamento volcánico fue intruido por una serie de cuerpos de composición intermedia de edad cretácica y terciaria asociados a la subducción de la placa oceánica. Una sedimentación de tipo continental se originó posteriormente y las estructuras dominantes en el área pertenecen a los sistemas de fallas Cauca y Romeral, que dieron lugar al desarrollo de plegamiento de las secuencias sedimentarias terciarias, adicionalmente se han levantado tectónicamente cuerpos de gabros, neises, anfíbolitas y rocas ultramáficas (INGEOMINAS, 2001).

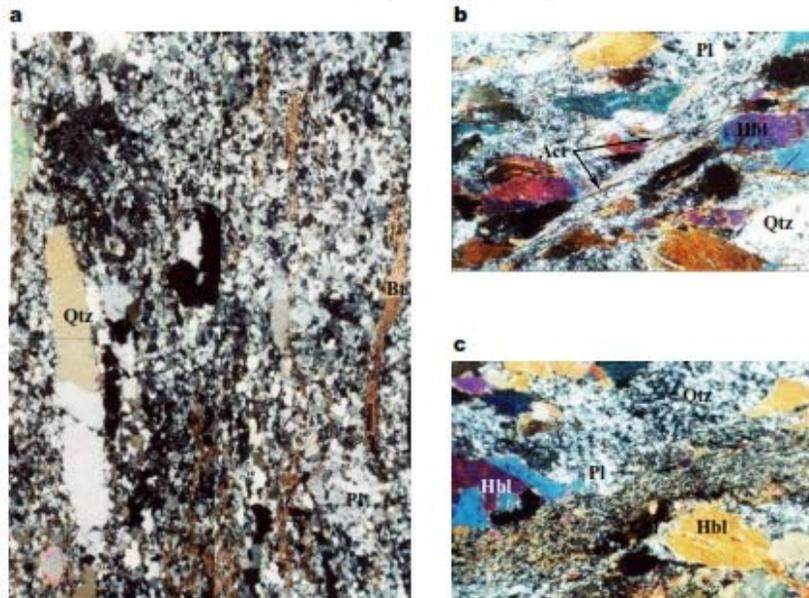
Diferentes cuerpos intrusivos sintectónicos se encuentran expuestos sobre el flanco occidental de la Cordillera Central, como resultado de las deformaciones progresivas que tuvieron lugar durante el emplazamiento de los mismos cuerpos se dio origen a diversas fabricas que registran la historia de los emplazamientos López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez (2007), presentan en su trabajo un análisis del área de exposición de la Milonita Granítica del Guacaica, en el que se realizó el control litológico y estructural de la unidad sumado a los análisis petrográficos de los ejemplares de roca colectados, en los que se realizaron cortes de roca según el plano X–Z, para definir las características microscópicas y texturales, haciendo énfasis en la observación microestructural.

La Milonita Granítica del Guacaica corresponde a un cuerpo intrusivo sintectónico predominantemente peralumínico de afinidad calcoalcalina emplazado en esquistos del Complejo Cajamarca. Desarrolla una aureola de contacto dúctil, delineada por la presencia de andalucitas (quiasolitas) sincinemáticas, sugiriendo una relación intrusiva deformada (López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez, 2007). Mineralógicamente, está compuesto principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, mica blanca (moscovita), dravita, andalucita, sillimanita, cordierita, circón, apatito, granate, opacos y anfíboles (hornblenda) en las facies de diorita–cuarzodiorita.

El cuarzo se presenta en agregados inequigranulares o micromosaicos con bordes de grano bien definidos, en el sector norte donde la roca evidencia fábricas magmáticas a submagmáticas, mientras que en las rocas deformadas presenta extinción ondulante. Los feldespatos pueden encontrarse como cristales relicto o neoblastos que corresponden a plagioclasa y feldespato potásico, los cuales se identifican por la presencia de maclas de albita y albita-periclina en las plagioclasas y maclas de microclina en algunos de los cristales de feldespato, ambos con recristalización de borde de grano, márgenes corroídas con zonas de reacción (López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez, 2007).

Los anfíboles se identificaron en las facies de diorita – cuarzdiorita y se presentan como porfiroclastos (relictos) de hornblenda de tamaño de grano medio, fino y muy fino, como agregados o como granos individuales fracturados, con extinción ondulante, subgranos, algunos con maclas primarias y reducción en el tamaño de grano. La biotita se presenta en agregados mono y poliminerálicos que definen dominios de clivaje; se caracteriza por un pleocroísmo verde-café en el sector sur del cuerpo y pardo rojizo-café en los sectores central y norte del cuerpo (López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez, 2007).

Figura 5-40 Microfotografías de texturas y microestructuras presentes en la Milonita Granítica del Guacaica. a, Textura granoblástica definida por cuarzo (Qtz) y Plagioclasa (Pl). b y c, Textura relicto (ígnea) en hornblenda (Hbl) y plagioclasa. Nótese los porfiroclastos de hornblenda con colas de actinolita (Act), que definen bandas de cizalla. Complejo Quebradagrande



Fuente: López, Cuéllar, Aguirre, Valencia, & Sánchez, 2007.

En el flanco occidental de la Cordillera Central afloran varios cuerpos de gabros en contacto fallado, a manera de escamas centimétricas a métricas, entre las rocas del sector Occidental del Complejo Quebradagrande (Meza, 2010). Los Metagabros del Río Olivares se presentan como un cuerpo de rocas ígneas intrusivas en las márgenes del Río Olivares, sector N–NW de la ciudad de Manizales.

Inicialmente se dio lugar a una revisión cartográfica a escala 1:25000 con el fin de verificar la extensión de la unidad de metagabros, simultáneamente se realizó el muestreo de rocas con estaciones georreferenciadas de

las cuales se realizaron 15 secciones delgadas y 10 análisis químicos de roca total para elementos mayores y traza en Acme Analytical Laboratories, Vancouver BC, Canadá, lo cual permitió a los autores afirmar que las rocas provienen de la cristalización fraccionada de un magma único mostrando una tendencia propia de la serie toleítica (Meza, 2010).

La paragénesis mineral está representada por minerales primarios y secundarios, siendo los primeros los más abundantes. Los minerales primarios son 40–60% de plagioclasa cálcica y 30–50% de clinopiroxenos, y los minerales secundarios son: anfíbol, clorita, epidota, plagioclasa y en menor cantidad cuarzo, carbonato y ocasionalmente opacos. El clinopiroxeno, de tipo augita, es anhedral a subhedral, en cristales pequeños a medianos, de incoloro a verde muy claro. La plagioclasa está intensamente saussuritizada, lo que indica que la plagioclasa original tenía un componente cálcico (Meza, 2010).

La textura de los metagabros es ígnea relíctica y milonítica. La textura ígnea relíctica corresponde a texturas cúmulo en donde la fase intersticial está constituida de piroxenos dando lugar a intercúmulos y los cúmulos por cristales de plagioclasa, además de texturas gabroicas isotrópicas. Las texturas metamórficas son consistentes con un campo de deformación en condiciones transicionales entre el comportamiento frágil y dúctil (Meza, 2010).

Figura 5-41 Textura ígnea relíctica que corresponde a texturas cúmulo en plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px) y a texturas gabroicas isotrópicas de los MGRO. Complejo Quebradagrande



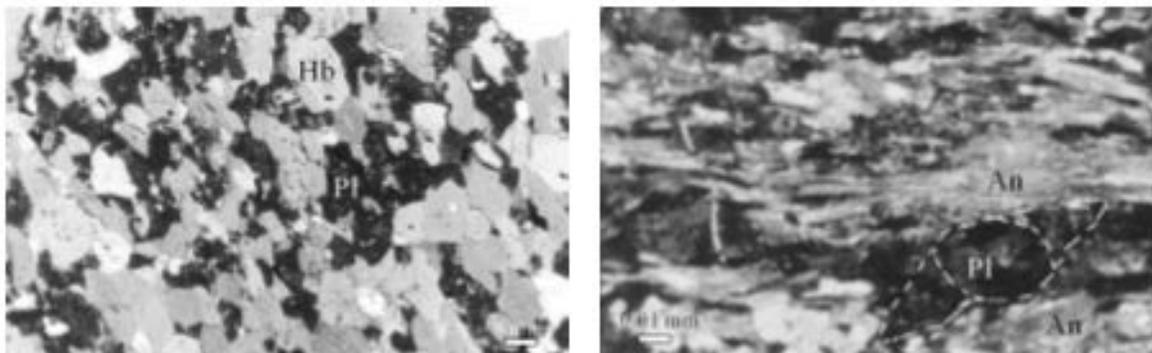
Fuente: Meza, 2010.

En la parte Oeste del municipio de Manizales (Departamento de Caldas) se presenta un cuerpo de composición metagabroica el cual ha sido agrupado en distintas unidades de acuerdo a los autores que lo han estudiado; sin embargo, Gómez Cruz, Ossa Meza, & Toro Toro (2004) adoptan la nomenclatura propuesta por Mosquera (1978), al denominarlo como Stock gabroico - diorítico de Chinchiná – Santa Rosa. Con el propósito de observar e identificar las diferentes fábricas presentes en las rocas se elaboraron secciones delgadas perpendiculares o aproximadamente perpendiculares a la lineación predominante.

Microscópicamente, el Stock Chinchiná Santa Rosa, corresponde con rocas de tamaño de grano fino hasta pegmatítico, en donde se distinguieron anfíboles, plagioclasas y sulfuros diseminados (<1%), el anfíbol es de color verde oscuro a casi negro y la plagioclasa gris; la roca en general presenta un color gris verdoso con tonalidades amarillo verdoso, cuando la roca se encuentra alterada (Gómez Cruz, Ossa Meza, & Toro Toro, 2004).

El protolito, corresponde a metagabros hornbléndicos. Los valores de concentración de los minerales esenciales fueron recalculados a 100 y teniendo en cuenta los productos de alteración. Se presentan como minerales esenciales: plagioclasa (30-40%), clinopiroxeno (2-7%) y hornblenda (40-60%). La paragénesis primaria incluye anfíbol (hornblenda) + plagioclasa (sausrita) + clinopiroxeno + óxidos de FeTi; tanto el anfíbol como la plagioclasa son subhedrales –anhedrales (Gómez Cruz, Ossa Meza, & Toro Toro, 2004).

Figura 5-42 Derecha, Fotografía en nicoles paralelos, microfotografía del metagabro (muestra CM-07) mostrando rasgos texturales con efectos cataclásticos. Hb, hornblenda. PI, plagioclasa alterada a sausrita y cubierta por un polvillo de leucoxeno. Izquierda Fotografía en nicoles cruzados. microfotografía de la milonita metagabroica (muestra CM-02) mostrando microestructura de porfiroclastos de plagioclasa (PI) dentro de bandas anastomosadas de anfíbol (An) y plagioclasa que definen la foliación milonítica. Complejo Quebradagrande.



Fuente: Gómez Cruz, Ossa Meza, & Toro Toro, 2004.

Finalmente, la fábrica del cuerpo intrusivo corresponde a rocas granulares, hipidiomórficas con efectos de cataclasis, tales como formación de microgrietas intergranulares e intragranulares, acompañadas de reducción del tamaño de grano, y una segunda fábrica definida por una fuerte foliación planar, dada por bandeamiento composicional burdo, debido al anastomosamiento de los agregados de hornblendas y plagioclasas (Gómez Cruz, Ossa Meza, & Toro Toro, 2004).

En el flanco occidental de la Cordillera Central, al oeste de la ciudad de Manizales (Caldas), entre el cerro Morro Gordo y el río Chinchiná, aflora una roca que se denomina como Migmatita de Manizales (GARCÍA. & URIBE, 2005), esta unidad se encuentra emplazada tectónicamente a lo largo del Sistema de fallas de Romeral entre el Complejo Quebradagrande. En campo, se caracteriza por presentar estructuras nebulíticas y schlieren hacia las márgenes, y una estructura homophanous hacia el centro.

De composición granodiorítica a tonalítica; es de aspecto gnésico, de tamaño de grano medio, y está definido por la asociación mineral andesina, ortoclasa, cuarzo, biotita, moscovita, granate, sillimanita y cordierita. Las diferentes relaciones paragenéticas indican que esta roca alcanzó condiciones de P/T correspondientes a la subfacies de baja temperatura de la facies granulita. En cuanto a su génesis, se pudo determinar que el principal mecanismo por el cual se formó la Migmatita de Manizales fue el de fusión parcial a partir de

evidencias de campo y de microtexturas indicativas de fundido preservado, mediante reacciones de fusión-deshidratación de moscovita (GARCÍA. & URIBE, 2005).

Microscópicamente se pueden observar en él texturas que son claramente originadas a partir de la cristalización de un fundido tales como holocristalina, fanerítica, inequigranular, subidiomórfica a alotriomórfica, consertal entre otras. Mineralógicamente, está constituido por oligoclasa-andesina, cuarzo, ortoclasa y/o microclina, biotita, moscovita y, localmente, granate. La plagioclasa es de tipo oligoclasa-andesina (An25-An35 aproximadamente), se presenta como cristales tabulares subhedrales a anhedrales de tamaño de grano fino a exhibe principalmente maclas de Albita.

Figura 5-43 Texturas micrográfica y micropertítica de la Migmatita de Manizales. Sección delgada JALI-041, nícoles cruzados. Complejo Quebradagrande.



Fuente: GARCÍA. & URIBE, 2005.

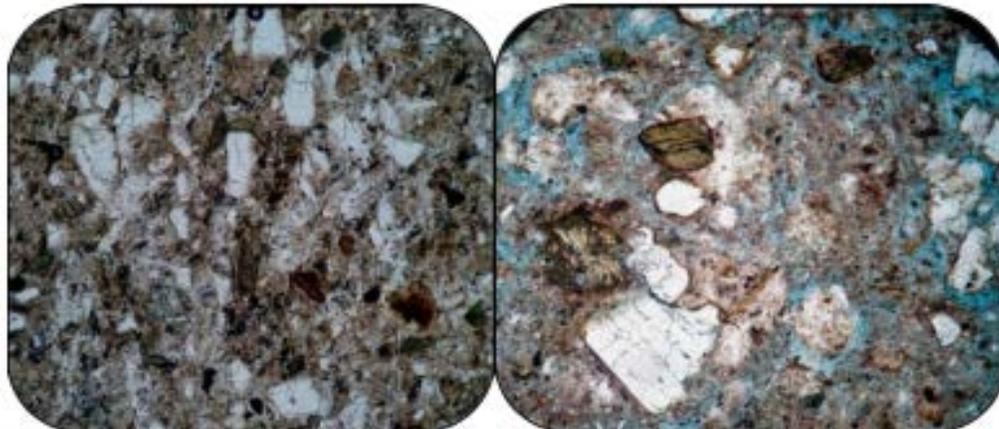
El cuarzo se observa como cristales anhedrales de hábito granular, con tamaño de grano de fino a grueso (< 0.1 mm.–7 mm.), y como inclusiones subcirculares y embahadas dentro de los feldespatos. El feldespato potásico corresponde principalmente a ortoclasa y, en menor proporción, a microclina, encontrándose juntos en algunas secciones delgadas los cristales son subhedrales a anhedrales, de tamaño de grano fino a grueso (0.1 mm.–7.3 mm.). Exhibe inclusiones de plagioclasa, granate, apatito, circón y opacos; la microclina presenta macla de transformación y la ortoclasa frecuentemente es micropertítica (GARCÍA. & URIBE, 2005).

En desarrollo del contrato 031 de 2008 “Estratigrafía de La Formación La Paila Potencial Reservorio de Hidrocarburos en la Cuenca del Cauca-Patía”, se llevó a cabo el estudio estratigráfico de las rocas de ésta formación definiendo así su ambiente de depósito, edad y procedencia de sus componentes (Castaño-Dávila, 2009). El estudio se centró en unidades sedimentarias de edad Cenozoica aflorantes en el flanco occidental de la Cordillera Central, entre Cartago y Buga.

En la sección estratigráfica Buga - La Habana, fueron analizadas 4 secciones delgadas, con las cuales se definió un conjunto de tobas de color café claro a marrón de tamaño de grano arena muy fina con cristales de cuarzo con porcentajes que oscilan entre 0,0 y 25% con un promedio de 12,25%; feldespatos que oscila entre 5 y 30% con un promedio de 15,75%; hornblenda que oscila entre de 6 y 20% con un promedio de 10 %. biotitas

que oscila entre 0,08% con un promedio de 4% y un promedio de clorita 3%. El vidrio con un porcentaje entre 40 y 75% con un promedio de 60% y la clasificación corresponde a tobas dacíticas (Castaño-Dávila, 2009).

Figura 5-44 Secciones delgadas en nicols paralelos de las tobas de la sección Buga - La Habana. Derecha, muestra G004-M12 Toba de cristales-vítrea; Izquierda, muestra GO19-M75.3 Toba vítrea con cristales. Complejo Quebradagrande.



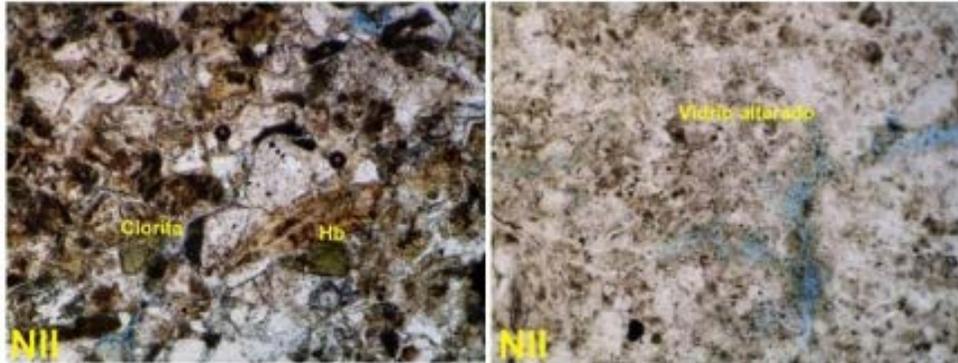
Fuentes: Castaño-Dávila, 2009.

El vidrio constituye la matriz de estas rocas con colores marrones claros a oscuros, el vidrio se presenta parcialmente alterado a minerales arcillosos. Los feldespatos corresponden a cristales de plagioclasa con maclas de albita, Carlsbad y periclina con formas principalmente euhedrales a subhedrales, parcialmente alterados a sericita; los cristales de hornblenda con formas tabulares euhedrales a subhedrales; las micas (clorita – biotita).

En la sección estratigráfica sector Uribe cerca al Peaje, fueron identificados niveles de tobas con espesores variables desde decimétricos hasta 10 metros, de colores blanquecinos-habanos, de diferentes tamaños, desde tamaño arena fina hasta tamaño arena gruesa, con niveles interestratificados de lapilli con espesores menores a 3 cm (Castaño-Dávila, 2009).

De las dos muestras seleccionadas para realizar secciones delgadas de este sector, se identificó la presencia de cristales de cuarzo con porcentajes que oscilan entre 10 y 15% con un promedio de 12,5%; feldespatos que oscila entre 23 y 24% con un promedio de 23,5%; hornblenda que oscila entre 10 y 12% con un promedio de 11 %; biotita que oscila entre 8 y 11% con un promedio de 9,5%; también se presentan cristales de epidota con promedios de 3% y líticos 0-10% corresponden a poméz subredondeadas con masa fundamental vitrofidica de color marrón (Castaño-Dávila, 2009).

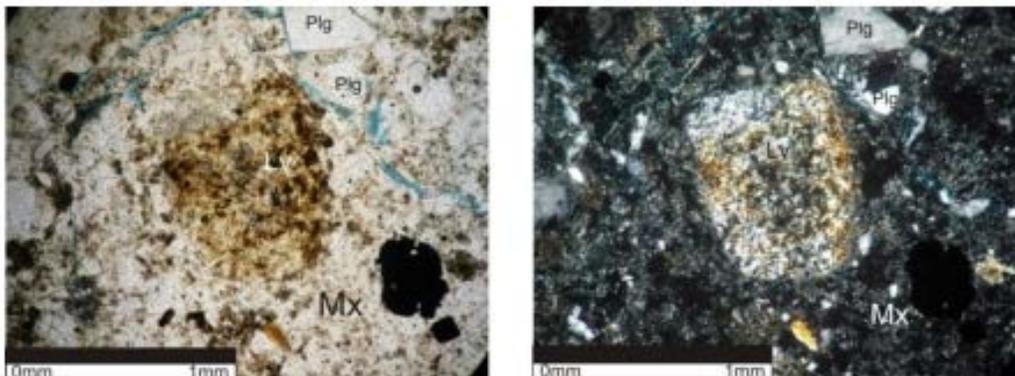
Figura 5-45 Secciones delgadas en nicols paralelos de las tobas de la sección la Uribe- Sevilla. Derecha muestra US6 M079 Toba de cristales – vítrea; Izquierda muestra US6 M073 Toba vitrea con cristales. Complejo Quebradagrande



Fuentes: Castaño-Dávila, 2009.

La matriz está constituida por vidrio que oscila entre 10 y 15%, incolora a color marrón claro levemente alterado a minerales de arcillas. La composición mineralógica corresponde a dacitas, aunque el análisis gráfico de las tobas en función de sus componentes, en el triángulo C-L-V (Schmidt, 1981), la ubica como toba vítrea-cristalina y toba de cristales (Castaño-Dávila, 2009). La sección estratigráfica La Paila-Sevilla, sobre el sector denominado como la Cantera se seleccionaron varias muestras de tobas, compuestas por cristales de cuarzo con porcentajes que oscilan entre 7 y 15% con un promedio de 5,3%; feldespatos que oscila entre 11 y 30% con un promedio de 18,15%; piroxeno que oscila entre 6 y 15% con un promedio de 2,76 %; hornblenda que oscila entre 7 y 25% con un promedio de 16,23 %; biotita que oscila entre 3 y 11% con un promedio de 4,38%; también se presentan cristales de epidota con promedios de 3% y líticos 0-20% corresponden a poméz redondeadas a subredondeadas con masa fundamental vitrofidica de color café claro. La matriz está constituida por vidrio incoloro a color marrón claro levemente alterado a minerales de arcillas que oscila entre 22 y 64% con un promedio de 45%. La composición mineralógica corresponde las dacitas (Castaño-Dávila, 2009).

Figura 5-46 Sección delgada con nicols paralelos y cruzados de muestra LMT-054G de una toba de cristales. Complejo Quebradagrande.



Fuentes: Castaño-Dávila, 2009.



Finalmente de la información consignada en este documento, es posible concluir que las unidades volcánicas encontradas en el centro y en el flanco oriental de la Cordillera Central, son de carácter subcalalino y pertenecen a la serie calco-alcalina media en potasio; su origen está relacionado con la fusión de la placa subducida de composición basáltica y con una leve participación de cuña mantélica, que a su vez da origen a mineralizaciones de tipo pórfido con AuCu y epitermales de Au (Toro., Alvarán-Echeverri., & Borrero-Peña., 2008)

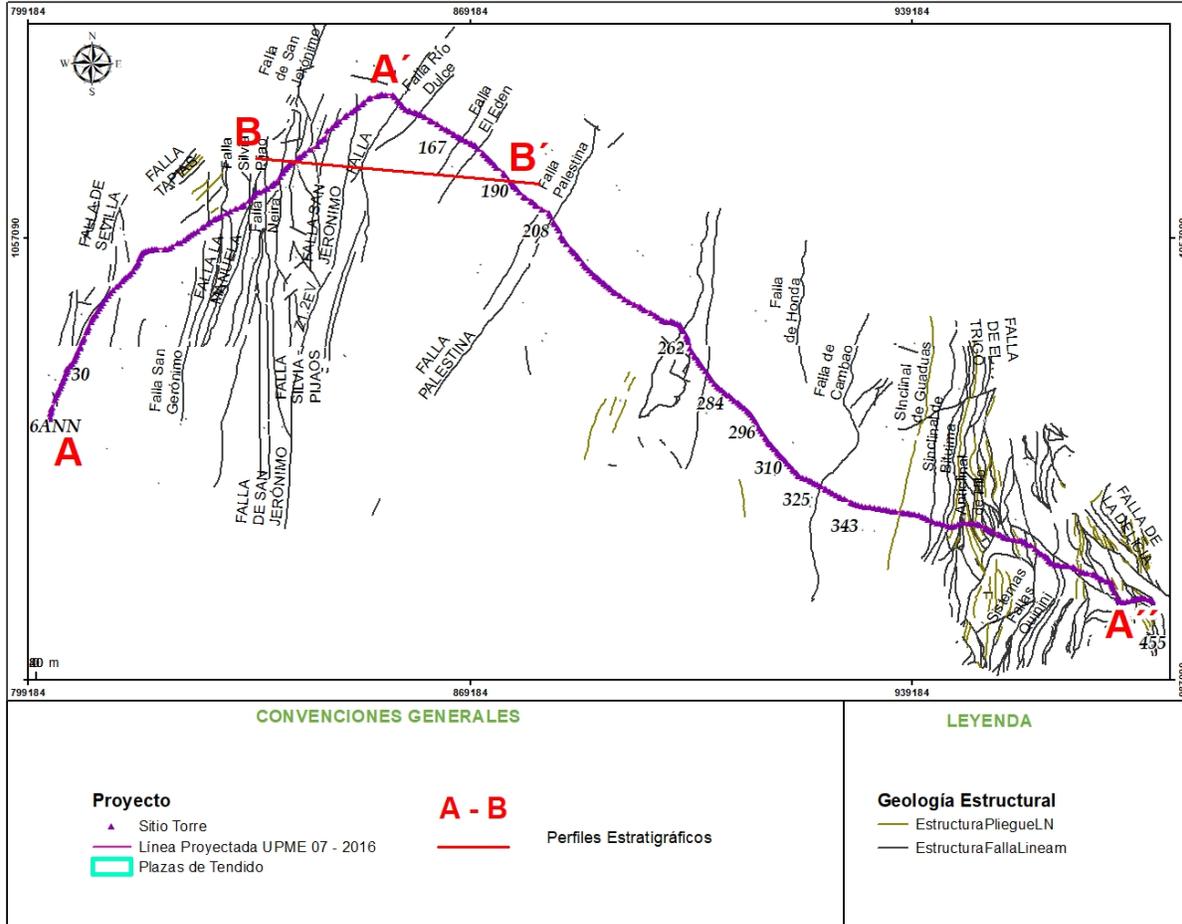
Adicionalmente, la Falla Cauca - Almaguer, falla que ha sido considerada una estructura cortical que separa dos tipos de corteza: continental al oriente y oceánica al occidente ha sido interpretada en la mayoría de modelos como el límite de sutura a lo largo de la cual se acrecieron bloques de corteza oceánica a la margen del continente (G., ARANGO., & BERMÚDEZ., 2012).

Sobre el flanco oriental de la Cordillera Central y el Valle del Magdalena, los magmas que dieron origen a la serie de pórfidos encontrados en esta zona, provienen de cuñas del manto que han sido metasomatizadas por fluidos hidrotermales derivados de la subduccion de las placas. El manto se derrite en cámaras en la base de la corteza por acción de regímenes compresivos, que permiten fraccionar y generar fusión parcial (Betancourt, 2014).

5.1.2 Geología Estructural

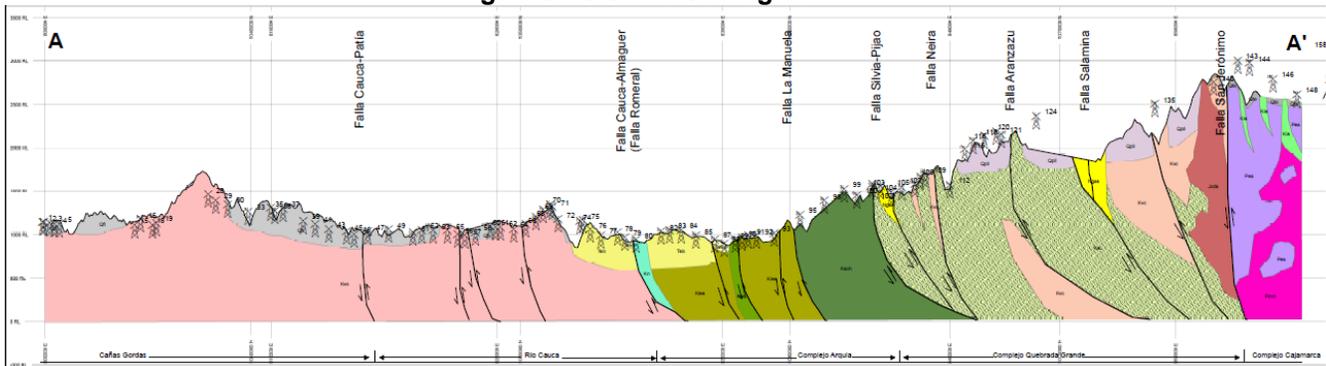
Regionalmente, el trazado del proyecto involucra la orogenia de las Cordilleras Oriental, Central y Occidental, separadas por los valles del Río Magdalena y Río Cauca. En la Figura 5-47 se presenta la geología estructural generalizada para el área de estudio, y en la Figura 5-48 A Figura 5-50 se presentan los cortes geológicos regionales.

Figura 5-47 Geología Estructural – Área de Estudio



Fuente: GEOMA S.A.S. 2018

Figura 5-48 Corte Geológico A-A´



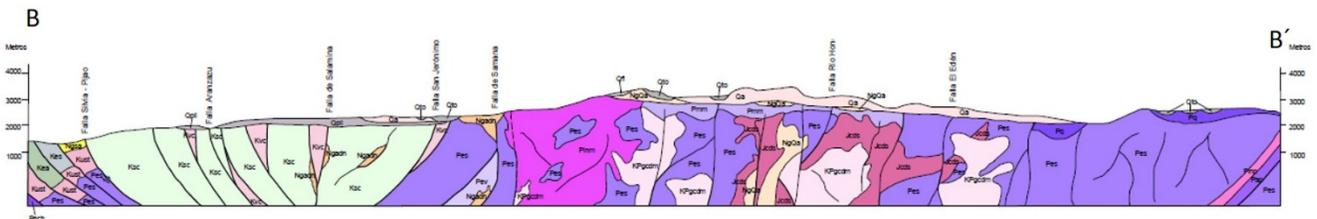
Fuente: INGEDISA S.A. – TCE S.A.S., 2018.

Figura 5-49 Corte Geológico A´-A´´



Fuente: INGEDISA S.A. – TCE S.A.S., 2018.

Figura 5-50 Corte Geológico B-B´



Fuente: INGEOMINAS (SGC), 1998.

En este capítulo se mencionará los principales rasgos y características típicas de cada región geológica, iniciando por el flanco Este de la Cordillera Occidental, atravesando la Cordillera Central, el Valle Medio del Magdalena y terminando en el flanco oeste de la Cordillera Oriental.

La Cordillera Occidental está constituida principalmente por rocas oceánicas que se encuentran afectadas por intrusiones que proviene de un arco magmático interno. Se encuentra limitada por sistemas de fallas con dirección Norte-Sur. Se considera que su orogenia es la más reciente y se asocia a eventos de acreción de un arco de islas. En el sistema complejo de fallamiento en el área del trazado predomina las direcciones N-S, N20°E y N60°E; donde los movimientos a lo largo de estas fallas interactúan para acomodar la deformación producida por los movimientos de las Placas Caribe y Nazca. El sistema principal de Fallas que atraviesa el trazado de la línea en este sector; corresponde al Sistema Romeral y además de este, hay estructuras con dirección NW-SE posteriores a éste sistema que tienen un movimiento aparente lateral izquierdo.

La Cordillera Central se caracteriza por ser una cadena que ha sufrido intensos plegamientos, levantamientos y fallamientos y varias intrusiones batolíticas de gran magnitud, por lo que hace difícil relacionar las estructuras entre las distintas unidades litológicas. La Falla de Palestina separa la Cordillera Central del VMM sur, pero al



norte son las rocas del Cretácico que afloran discordantemente sobre la Serranía de San Lucas, las que se constituyen en el límite Geográfico – Geológico. El trazado de la línea atraviesa hacia la parte más sur de la cuenca del Valle medio del Magdalena.

Como fallas locales que pertenecen al sistema de Fallas de Romeral que atraviesan o se encuentran muy cercanas al trazado de la línea se pueden mencionar las siguientes:

Falla de Sevilla: El trazado de esta falla coincide con un notorio alineamiento con dirección NE que se encuentran al oeste de Belalcázar. La Formación Barroso presenta cuerpos alargados que presentan una alineación asociada al trazado de esta falla, y como característica peculiar es que los basaltos de esta Formación se encuentran intensamente cizallados y tienen una foliación particular de N15°E, lo que indica que tienen una componente principal paralela al rumbo.

Falla Cauca-Almaguer: Esta Falla atraviesa el trazado entre los puntos propuestos No. 88 y 89 y la unidad involucrada localmente es la Formación Irrá- Tres puertas. Esta falla no presenta una expresión morfológica clara. Al sur del trazado esta falla pone en contacto esta Formación, con los esquistos del Complejo Arquía. En términos generales locales no se encontraron evidencias de campo que sugieran efectos de esta falla sobre la Formación Irrá-Tres Puertas.

Falla La Merced: Esta falla aflora entre el punto 98 y 99 del trazado y pone en contacto al este las rocas metamórficas del Complejo Arquía y al Este la Anfibolita Saussurítica de Chinchiná. Tiene una dirección Norte-Sur y se desprende de la Falla Silvia-Pijao. Hacia el sur hace parte de un sistema anastomosado como el de la Falla de Romeral y presenta a lo largo de su traza silletas alineadas.

Falla de Silvia-Pijao: Esta falla pone en contacto la Anfibolita Saussurítica de Chinchiná hacia el Oeste de la falla y el Complejo Quebrada Grande al Este, poniendo en contacto Rocas volcánicas y sedimentarias. Atraviesa el trazado entre los puntos 104 y 105, tiene una dirección Norte-Sur. Esta es la falla del Sistema de Romeral que presenta una mejor expresión morfológica con una serie de quiebres que hacen que se alineen con las quebradas.

Falla de Aránzazu: Esta falla atraviesa el Complejo Quebradagrande y al trazado de la línea entre los puntos 121 y 122. Se encuentra muy cerca del contacto geológico entre el Complejo Quebradagrande y los Depósitos piroclásticos y Volcanosedimentarios, tiene una dirección Norte-

En general, las grandes fracturas generan una clara expresión morfológica, entre éstas fracturas se encuentran las fallas Silvia-Pijao, La Merced y Aránzazu; estas fallas presentan rocas fracturadas y cizalladuras, además de alteraciones que están marcadas por lineamientos.

El modelo estructural actual iniciado en el Paleógeno es de fallamientos de bloques que son productos de una tectónica compresiva que pudo causar el emplazamiento de algunas unidades y además la formación de grandes sistemas de fallas de Rumbo.

Hacia al flanco Este de la Cordillera Central las principales fallas que atraviesan el trazado de la Línea son:

Falla de Samaná: Esta falla recibe su nombre por el río homónimo que atraviesa la plancha 187 del SGC, hacia el trazado de la Línea específicamente entre los puntos 154 y 155, el trazado de la falla llega a su fin y marca el contacto localmente entre la Formación Abejorral al Oeste y la Formación Valle Alto al este. Su prolongación al sur se encuentra enmascarada por una gruesa cubierta de depósitos de cenizas. El trazado de esta falla se caracteriza por una fuerte expresión topográfica, aproximadamente recta, tiene una dirección aproximada de

N20°E y se trata de una falla de rumbo, pero no es posible establecer su tipo de desplazamiento ya que no se encuentran bloques correlacionables y a que se encuentra cubierta por los depósitos piroclásticos recientes.

Falla Río Dulce: Esta falla es considerada por ser de rumbo dextral y tiene una dirección promedio de N30°E y es paralela a la anterior falla descrita. Atraviesa el trazado de la línea entre los puntos 162 y 163 y el Batolito de Sonsón.

Falla Río Hondo: El punto 176 propuesto se encuentra sobre el eje del trazado de esta falla, la cual controla el curso del Río Hondo. Presenta un rumbo general de N35°E y afecta los flujos andesíticos y un apófisis del Batolito de Sonsón. Debido a la cercanía con la falla del Río Dulce y que presenta características similares se infiere que es una falla de rumbo ya que cuenta con características similares a este tipo de fallas de la Cordillera Central.

Falla del Edén: El punto 183 propuesto se encuentra ubicado sobre el eje de esta Falla que atraviesa el Complejo Cajamarca en el sector. La dirección predominante es N35°E, aunque es considerada como de rumbo por su expresión geomorfológica, pero no se encuentra su desplazamiento porque se encuentra cubierta por cenizas volcánicas particularmente.

El flanco este de la Cordillera Central presentan diaclasamiento en las diferentes litologías, donde en las rocas ígneas aflorantes la distribución es continua en todo el cuerpo, mientras que en las rocas metamórficas foliadas hay mayor porcentaje cerca a los ejes de las fallas. En las rocas del Batolito de Sonsón, las fracturas son de tipo tensional y son producidas por efectos de contracción durante el enfriamiento; lo que favorece a la meteorización.

El Valle Medio del Río Magdalena, es una depresión geomorfológica que separa las Cordilleras Central y Oriental de Colombia. Se trata de una franja baja, cuya evolución se remonta a los comienzos del Mesozoico y que ha pasado por diversas etapas deformativas, principalmente de tipo distensivo durante el Mesozoico. En el VMM la tectónica compresiva, con fallamiento inverso de ángulo bajo afecta solo la mitad oriental, en tanto que, hacia el occidente, contra la Cordillera Central, se tienen fallas normales cuyo juego ha causado adelgazamientos y acuñamiento de las distintas formaciones. Desde el punto de vista geológico, se trata de una cuenca intracordillerana basculada hacia el oriente, con tendencia homoclinal, perturbada por algunos pliegues y fallas.

El VMM constituye una depresión tectónica asimétrica con dos márgenes bien diferentes. Al oeste, el borde es pasivo, instalado sobre materiales de la Cordillera Central, y que se caracteriza por una geometría monoclin, (Taborda, 1965). En la Cordillera Oriental la deformación se incrementa de manera continua y se pasa a un complicado margen compresional (Martínez et al., 1989). Dentro de las fallas más representativas en este sector se encuentran:

Falla de Honda: En el punto propuesto 334 del trazado de la Línea, se encuentra la unión de esta falla con la Falla de Cambao. La Falla de Honda pone en contacto las rocas de la Formación Mesa con rocas del Grupo Honda. Su trazado controla el curso del Río Magdalena con aparentes desplazamientos de éste por estructuras en dirección N45°E tal y como se puede evidenciar en los alrededores de la población de Ambalema.

Falla de Cambao: Se ubica en la parte centro oriente del Valle del Magdalena, afectando rocas del Terciario, del Grupo Honda y de la Formación la Cira. Al norte de Cambao, pone en contacto rocas del Terciario con rocas sedimentarias del Cretáceo Superior. Por otro lado, en las rocas de la Cordillera Central es marcado el control estructural de las corrientes que drenan a éstas, en especial, las metamórficas y en menor proporción las ígneas intrusivas.

Los depósitos molásicos que registran el levantamiento de la Cordillera Oriental se encuentran en el Valle del Magdalena y en el piedemonte llanero a partir del Oligoceno Tardío / Mioceno Temprano. Una discordancia que atestigüa un levantamiento acelerado se produce, sin embargo, solamente en la base de depósitos aluviales de aspecto muy reciente. La historia del levantamiento Pliocénico se ha documentado por medio del contenido palinológico de depósitos lagunares y aluviales del interior de la Cordillera Oriental (VAN DER HAMMEN et al. 1973).

La Cordillera Oriental se interpreta como una amplia cuenca extensional Cretácica formada durante por lo menos dos eventos distensivos (Sarmiento-Rojas et al., 2006), y tectónicamente invertida durante el Cenozoico (Colleta et al., 1990; Dengo and Covey, 1993; Cooper et al., 1995; Mora et al., 2006, 2009; Bayona et al., 2008, 2013; Mora et al., 2013). Bayona et al. (2013) enmarca estructuralmente la Cordillera Oriental en tres grandes dominios, dos en sus piedemontes tanto oriental como occidental y uno en su parte axial. El Sinclinal de Guaduas, es una estructura del piedemonte occidental limitada al oriente por los sistemas de fallas de La Salina-Bituima y al occidente por el sistema de fallas de Cambao (Cortés et al., 2006).

Dentro de las fallas que controlan estas estructuras las más representativas son:

Falla del Agrado: Esta falla de inversa de vergencia oriental, tiene una dirección Norte-Sur y atraviesa el trazado de la línea entre los puntos 369 y 370. Pone a cabalgar la Formación San Juan de Río Seco sobre los depósitos de la Formación Hoyón. Esta falla está relacionada con posibles corrimientos de bloques y se sugiere que sea de bajo ángulo. La dirección de esta falla es subparalela a la Falla de Ibagué lo que sugiere un evento transpresivo posterior a la orogenia Andina, el cual desplazó bloques desde el suroeste.

Falla del Alto del Trigo: La Falla del Alto del Trigo es una estructura que limita por el oeste el Sinclinal de Guaduas. Atraviesa el trazado de la línea por el punto 374. Es una falla inversa con vergencia hacia el oeste, que levanta rocas de los grupos Guaguaquí y Olini sobre lodolitas de la Formación Seca. Esta falla podría ser una falla de corte bajo de la Falla de Bituima y, además, 374.

Falla de Bituima: Esta falla atraviesa la línea entre los puntos 378 y 379. Se trata de una falla tipo inverso con vergencia hacia el oeste que pone en contacto el Grupo Guaguaquí y el Grupo Villeta-Formación Capotes. Esta falla ha sufrido una inversión positiva ya que en el Cretácico temprano algunos autores la consideran como falla normal.

Falla de Zaragoza: Es una falla de cabalgamiento y tiene una dirección cerca al área de estudio de N15°W y con una vergencia hacia el suroeste. Atraviesa el trazado de la línea en el punto 415. Al norte del río Bogotá se observan algunas fallas de cabalgamiento asociadas a ella, lo que evidencia que la falla ha tenido un desplazamiento lateral con sentido sinistral. Esta falla atraviesa el Grupo Villeta miembro Simijaca en el área de estudio.

El flanco occidental y parte central de la Cordillera Oriental presenta una complejidad tectónica debido a que la cordillera se estrecha que están representado por las estructuras del Sinclinal de Guaduas y el Anticlinal de Villeta.

Sinclinal de Guaduas: El Sinclinal de Guaduas es una estructura asimétrica, cuyo flanco este presenta altos buzamientos y el oeste buzamientos moderados. En el oriente, los sistemas de fallas de El Trigo - Bituima ponen en contacto los estratos del Cretácico Superior con estratos del Cretácico y Paleoceno; en este flanco se observan estratos de crecimiento en unidades del Eoceno-Oligoceno (Gómez et al., 2003; Cortés et al., 2006). El flanco occidental está limitado por el sistema de Fallas de Cambao que coloca unidades del Paleógeno en contacto con unidades sub-horizontales miocenas del extremo sur del Valle Medio del Magdalena (Cortés et al., 2006). Acosta (2001), Cortes et al. (2006) y Moretti et al. (2010) documentan la importancia de fallas

transversales con rumbo ENE, siendo la Falla de Vianí la que corta ambos flancos del sinclinal. Moretti et al. (2010) resalta la importancia de la Falla de Ibagué la cual separa el Valle Medio del Magdalena del Valle Superior del Magdalena, e incluso propone que dicha estructura junto a la Falla de Bituima presentan actividad desde comienzos del Cenozoico, hecho que confirma la importancia de este tipo de estructuras para la evolución de la cuenca. En dirección al norte y sur, desde San Juan de Río Seco y a lo largo de todo el Sinclinal de Guaduas, la sucesión Cenozoica presenta cambios abruptos en espesores, los cuales no han sido explicados en los estudios regionales (Porta, 1965; Acosta, 2001; Cortés et al., 2006).

Anticlinal de Villeta: En general, el Anticlinal de Villeta representa una gran estructura antiformal, la cual cabecea hacia el norte con dirección aproximada N 20° W. Esta estructura está truncada en el flanco oriental por los cabalgamientos que limitan el bloque de la Sabana de Bogotá y al occidente por la Falla de Bituima.

Esta zona se encuentra ubicada entre la Falla de Bituima al occidente y la Falla de Corraleja -Zaragoza al oriente. En esta región las estructuras presentan una dirección que varía entre N5°W y N10°W, al sur, y N 30° E, al norte. Debido a su gran extensión, los autores dividen esta zona en cuatro sectores diferentes de sur a norte, así: el primero presenta un amplio anticlinorio conformado por la Formación Trincheras; esta estructura cabecea hacia el norte. La segunda región se encuentra ubicada al occidente y al sur del Municipio de Quipile; allí ocurre una secuencia de cabalgamientos imbricados con vergencia occidental y oriental, separados por pliegues estrechos; las fallas repiten secuencias de las formaciones Capotes, Socotá y Trincheras. La dirección de estas estructuras varía entre N 25° W contra un fallamiento de dirección N 30° E, el cual corre a lo largo del río Apulo; por la relación angular entre estas estructuras y la falla que sirve como límite sur a este sector, se infiere que esta última estructura tiene una componente de rumbo de sentido sinistral. El límite norte de esta región está dado por una falla de cabalgamiento de dirección N35°W y vergencia suroccidental, la cual se observa al norte de la población de Quipile. La tercera región se encuentra localizada desde el oriente del Municipio de Quipile y llega hasta la Falla de Vianí, al norte; esta región se caracteriza por presentar rocas de las formaciones Simijaca, Hiló y Capotes. La cuarta región se presenta desde la Falla de Vianí hasta el límite norte de la plancha; en esta región las estructuras presentan dirección N 40° E a N 60° E y se observa pequeños pliegues estrechos y una falla de rumbo de componente dextral.

En el Anexo A3.4 Estudio de suelos y Geología se presentan los estudios técnicos desarrollados para la Línea de Transmisión y las Subestaciones La Virginia y Nueva Esperanza con relación al tema de sismicidad.

5.1.3 Sismicidad

El área del Proyecto Segundo refuerzo de red en el área oriental: Línea de transmisión La Virginia – Nueva Esperanza 500 kV UPME 07 2016, atraviesa varios escenarios geológicos, que comprende todas las clases de rocas (sedimentarias, ígneas y metamórficas) de edades que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario; de igual manera atraviesa varios escenarios estructurales, con una configuración tectónica bastante compleja, involucra la orogenia de las Cordilleras Oriental, Central y Occidental, separadas por los valles del Río Magdalena y Río Cauca.

La amenaza sísmica corresponde al fenómeno físico asociado con un sismo, como el movimiento fuerte del terreno o la falla del mismo, que tiene el potencial de producir una pérdida. Se trata de la posibilidad de que se presenten sismos superficiales que pueden generar daños, específicamente en estructuras que no están construidas bajo los parámetros de la norma sismo resistente.

Para el caso de la zona de estudio, esta amenaza sísmica se relaciona en su localización con los sistemas de Fallas presentes a lo largo del corredor del área de influencia:



La Cordillera Occidental está constituida principalmente por rocas oceánicas que se encuentran afectadas por intrusiones que proviene de un arco magmático interno. Se encuentra limitada por sistemas de fallas con dirección Norte-Sur. Se considera que su orogenia es la más reciente y se asocia a eventos de acreción de un arco de islas. En el sistema complejo de fallamiento en el área del trazado predomina las direcciones N-S, N20°E y N60°E; donde los movimientos a lo largo de estas fallas interactúan para acomodar la deformación producida por los movimientos de las Placas Caribe y Nazca. El sistema principal de Fallas que atraviesa el trazado de la línea en este sector; corresponde al Sistema Romeral y además de este, hay estructuras con dirección NW-SE posteriores a éste sistema que tienen un movimiento aparente lateral izquierdo.

La Cordillera Central se caracteriza por ser una cadena que ha sufrido intensos plegamientos, levantamientos y fallamientos y varias intrusiones batolíticas de gran magnitud, por lo que hace difícil relacionar las estructuras entre las distintas unidades litológicas. La Falla de Palestina separa la Cordillera Central del VMM sur, pero al norte son las rocas del Cretácico que afloran discordantemente sobre la Serranía de San Lucas, las que se constituyen en el límite Geográfico – Geológico. El trazado de la línea atraviesa hacia la parte más sur de la cuenca del Valle medio del Magdalena.

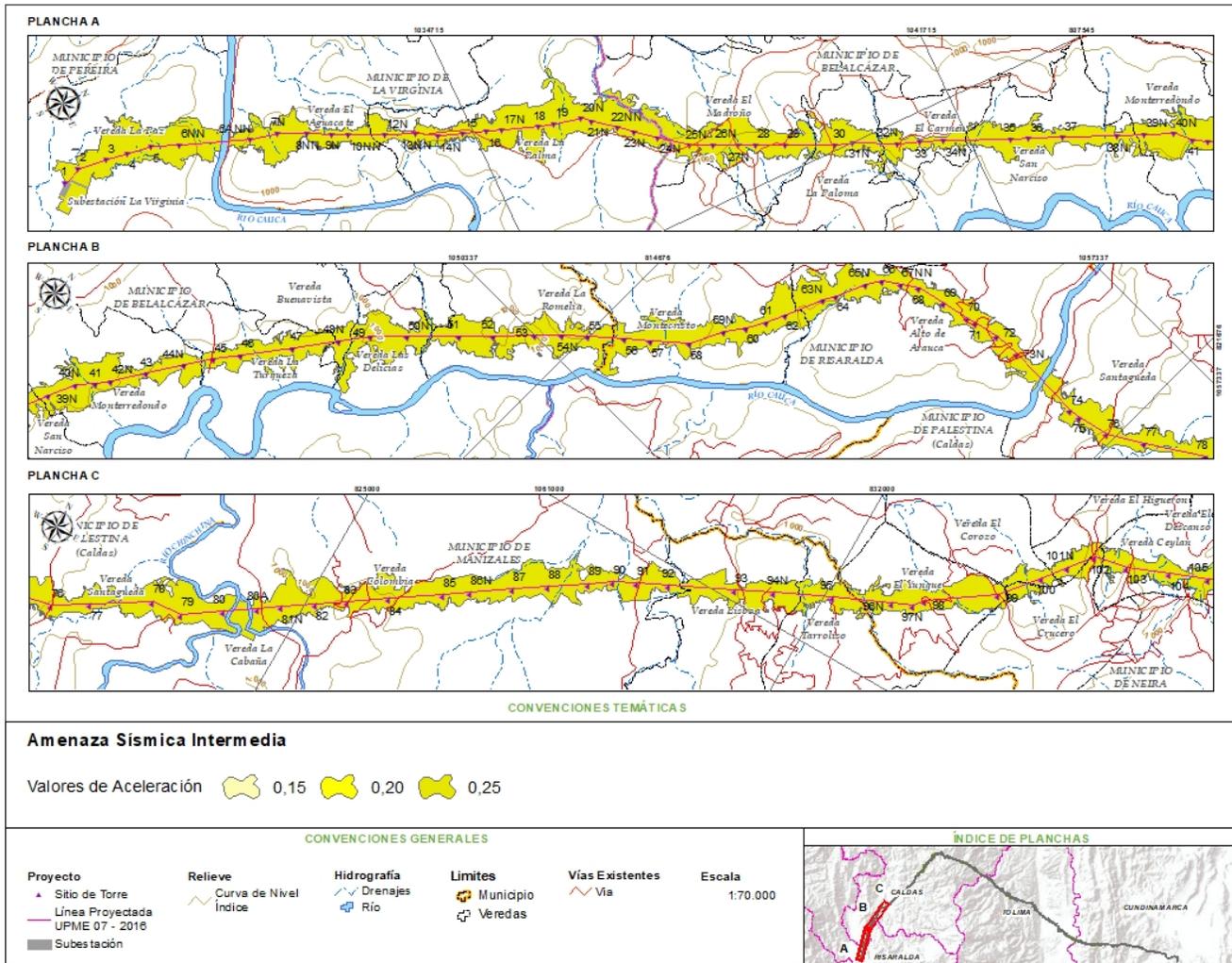
El Servicio Geológico Nacional – SGC (antes INGEOMINAS), realizó la zonificación de la amenaza sísmica para el país, en el Mapa de Amenaza Sísmica y Valores de Aceleración Aa de Colombia, basados en la aceleración que se obtiene de la magnitud de los sismos registrados en la Red Sismológica Nacional de Colombia y el Catálogo de Eventos Sísmicos (Ver **Tabla 5-2**).

Tabla 5-2 Valores de Aceleración Aa

	0.05	Baja
	0.05 – 0.75	Baja
	0.75-0.1	Baja
	0.1 – 0.15	Intermedia
	0.15 – 0.2	Intermedia
	0.2 – 0.25	Alta
	0.25 – 0.3	Alta
	0.3 – 0.35	Alta
	0.35 – 0.4	Alta

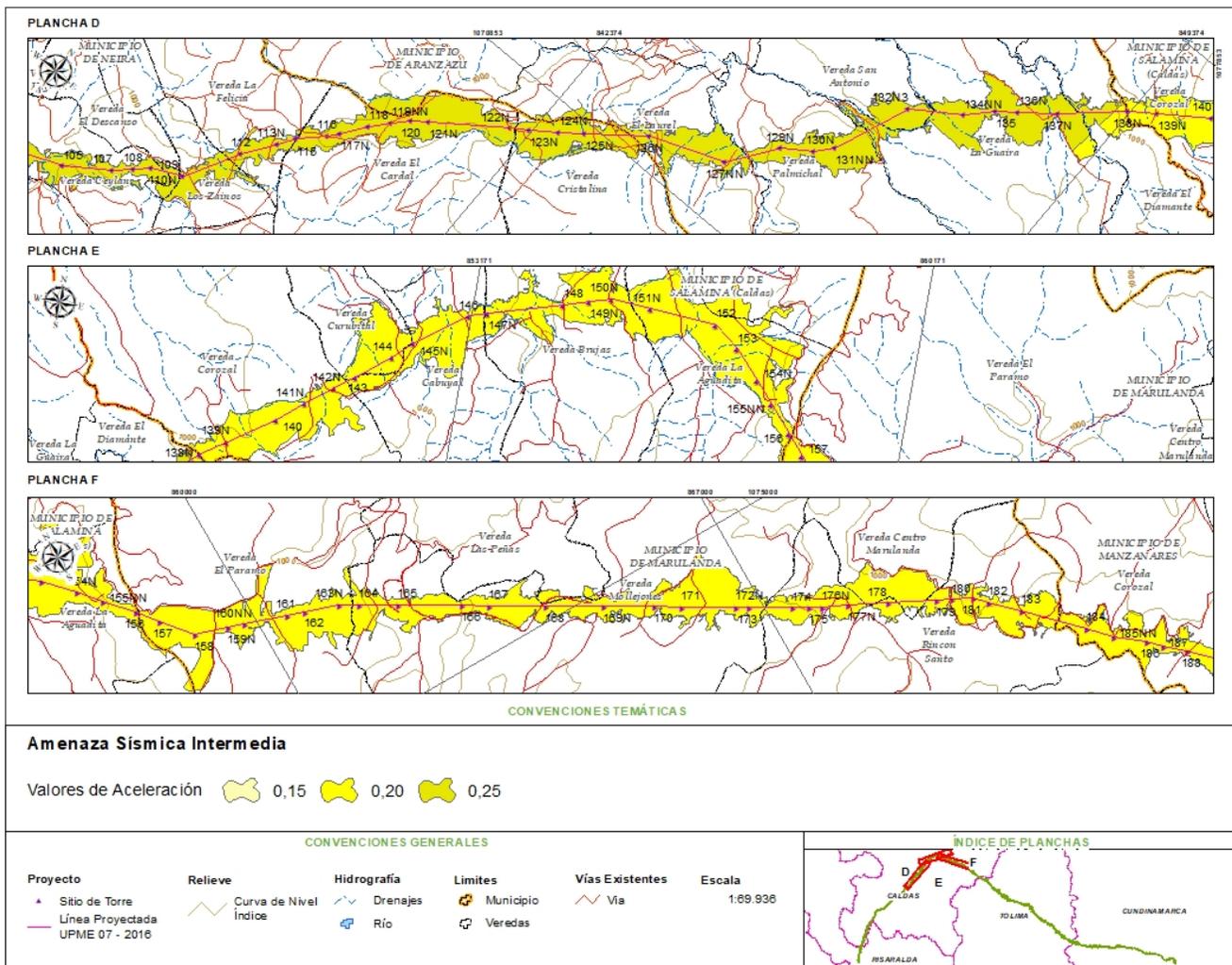
Fuente: Mapa Nacional de Amenaza Sísmica – SGC, 2010.

Figura 5-51 Mapa Amenaza Sísmica



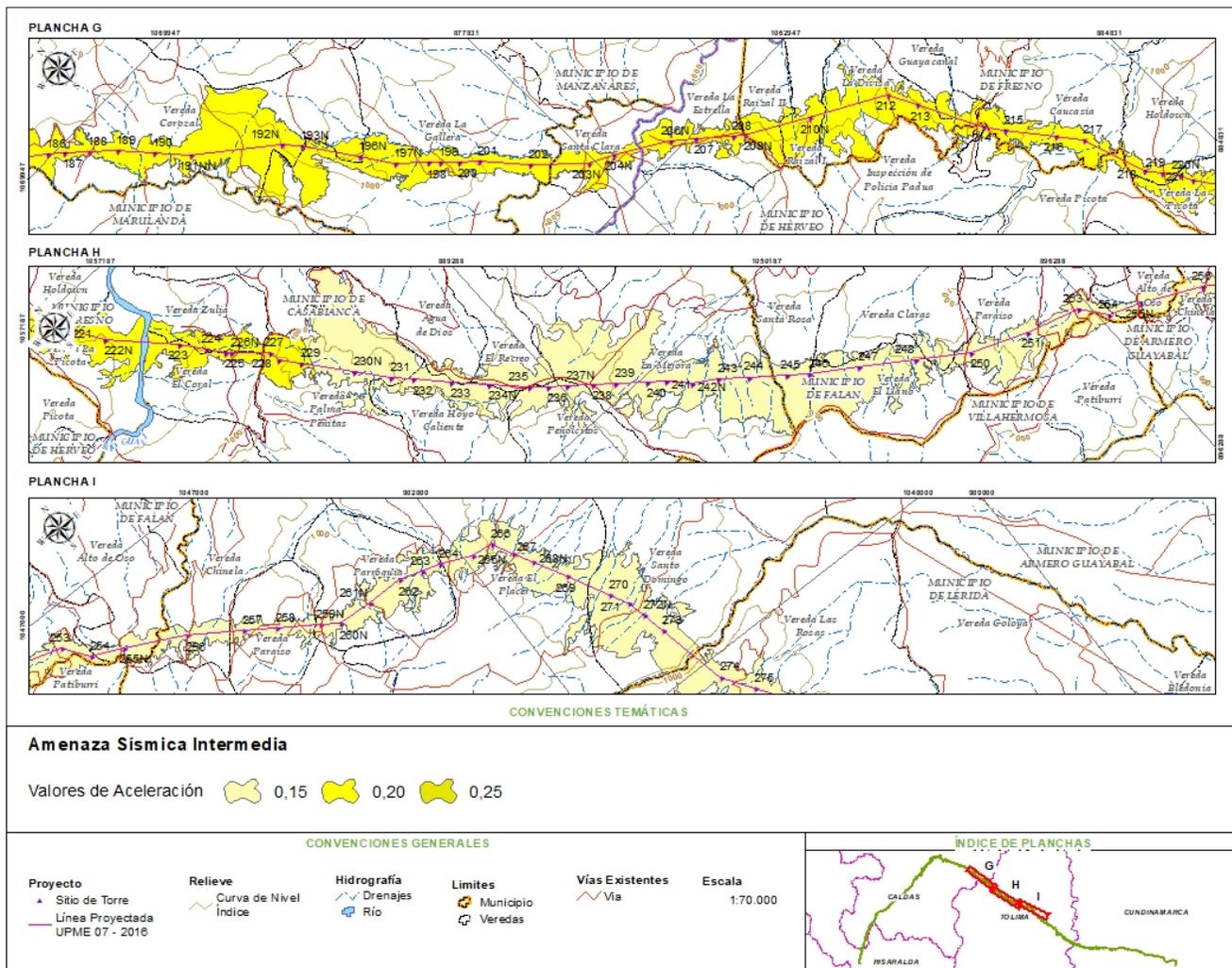
Fuente: INGEOMINAS - UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA (2010)

Figura 5-52 Mapa Amenaza Sísmica



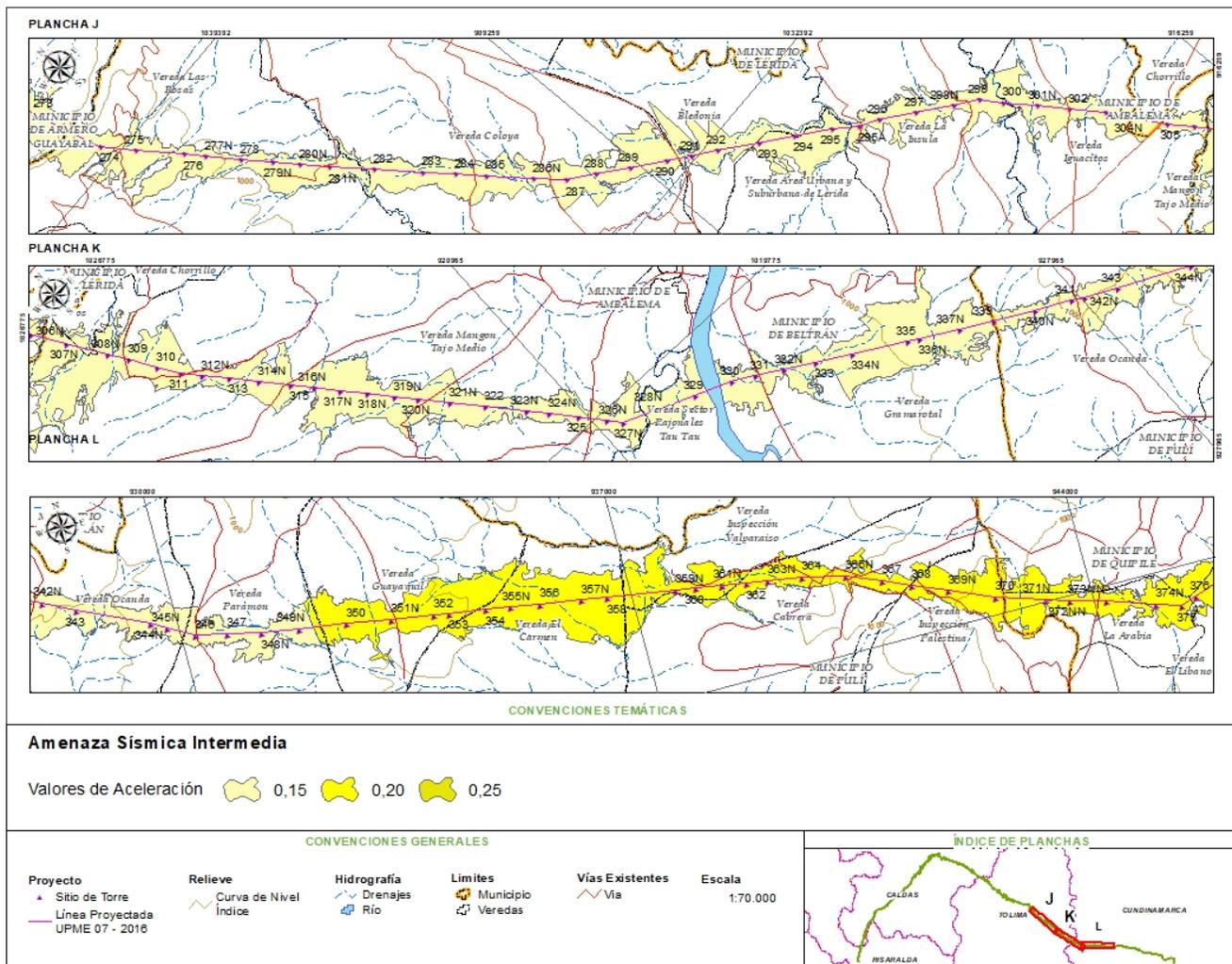
Fuente: INGEOMINAS - UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA (2010)

Figura 5-53 Mapa Amenaza Sísmica



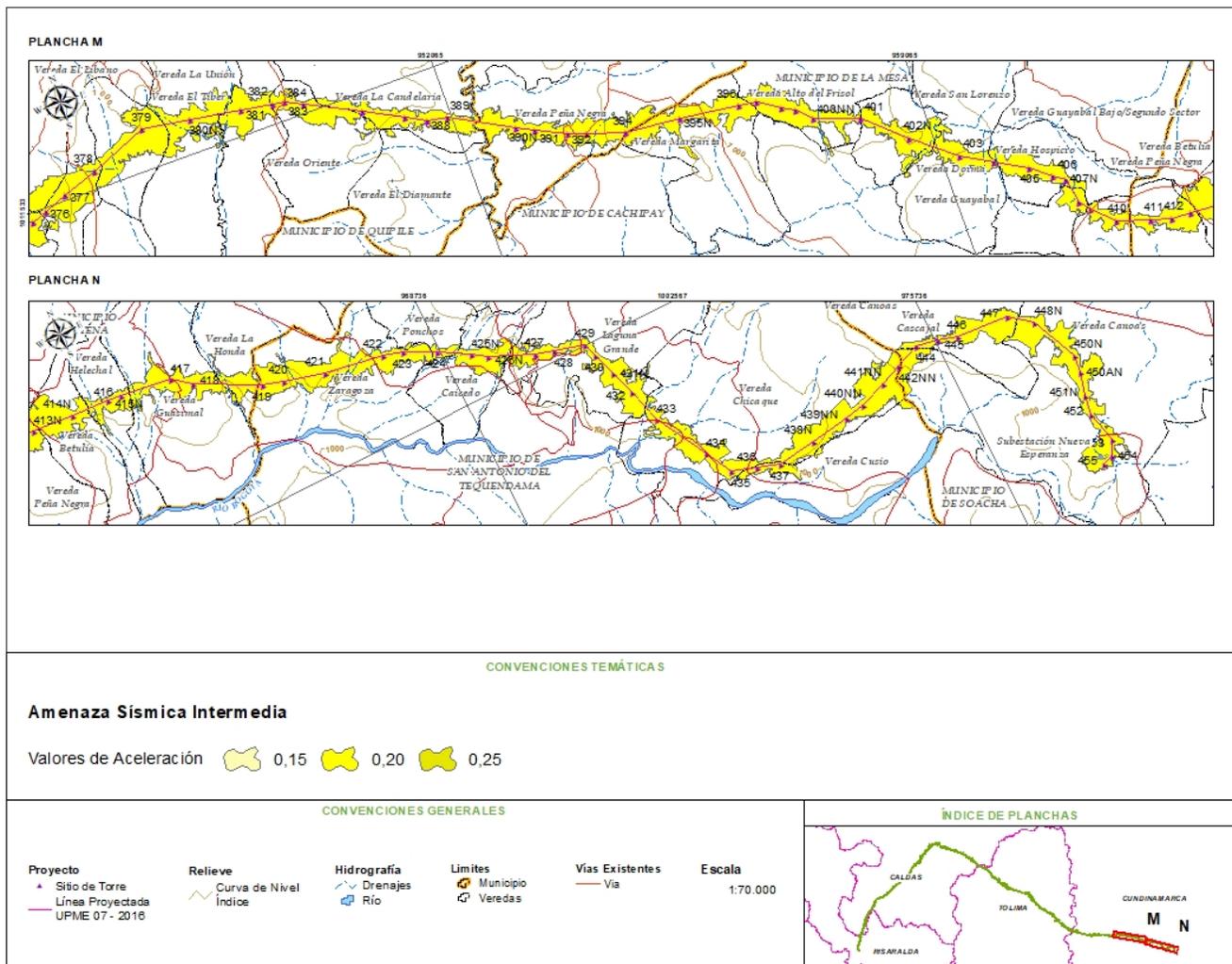
Fuente: INGEOMINAS - UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA (2010)

Figura 5-54 Mapa Amenaza Sísmica



Fuente: INGEOMINAS - UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA (2010)

Figura 5-55 Mapa Amenaza Sísmica



Fuente: INGEOMINAS - UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA (2010)

Para la caracterización del área de influencia se utilizó esta información, el cual es un modelo probabilístico para el movimiento del terreno, que podría esperarse por la ocurrencia de sismos, calculado en términos de

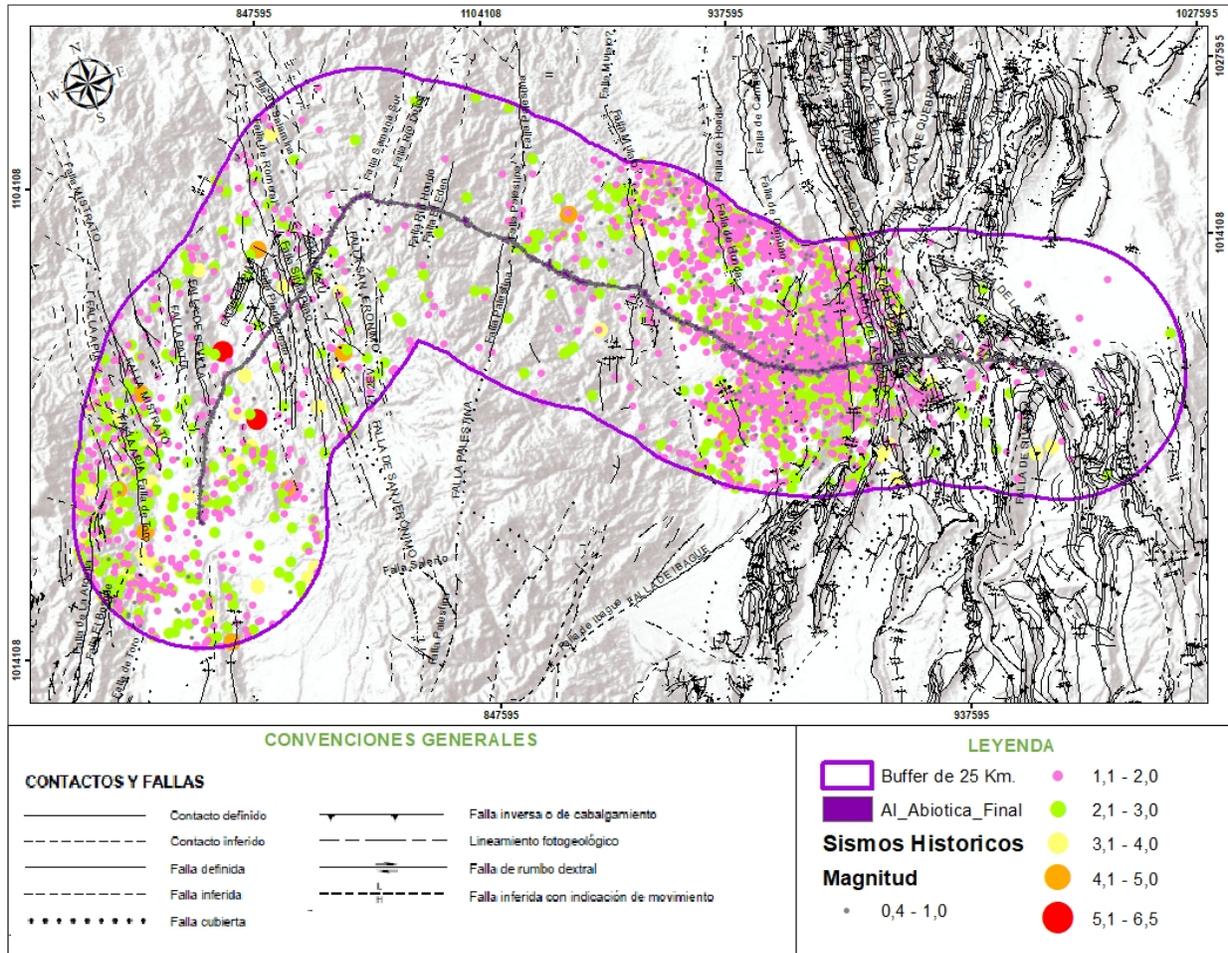


aceleración horizontal máxima en roca (PGA). Este mapa integra los avances en el conocimiento de la tectónica regional de la actividad de las estructuras sismogénicas en nuestro territorio y de los efectos de la atenuación en la transmisión de ondas sísmicas. Los datos resultan de la red nacional de acelerógrafos de Colombia en las cuales se capturan los eventos a partir de la información instrumental, de los estudios de las manifestaciones en el terreno de grandes eventos, de la información de los efectos de sismos históricos y de la disponibilidad de bases de datos globales estandarizadas y en general de los avances en los conocimientos en el tema de la amenaza sísmica.

La aceleración pico efectiva (A_a) corresponde a las aceleraciones horizontales del sismo de diseño contempladas en las Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo Resistente (NSR-98), como porcentaje de la aceleración de la gravedad terrestre ($g = 980 \text{ cm/s}$). Estas aceleraciones tienen una probabilidad de ser excedidas del 10% en un lapso de 50 años, correspondiente a la vida útil de una edificación. El valor del parámetro A_a se utiliza para definir las cargas sísmicas de diseño que exige el reglamento de Construcciones Sismo Resistentes. Para el área de estudio, los valores de aceleración (A_a) se encuentran entre 0.1 y 2,5, que permiten enmarcarlo en zona de amenaza intermedia y alta.

Históricamente se registraron un total de 2640 eventos sísmicos en la totalidad del área de influencia (en un buffer de 25 kilómetros), en la **Figura 5-56** se presenta la ubicación general de estos sismos con su magnitud, en la **Tabla 5-3** se presenta un resumen de la cantidad de eventos relacionados por año y en la **Tabla 5-4** se presenta la relación de la cantidad de eventos por magnitud.

Figura 5-56 Sismicidad en el Área de Estudio



Fuente: Mapa Nacional de Amenaza Sísmica – SGC, 2010.

Tabla 5-3 Relación de eventos por año

AÑO	CANTIDAD DE SISMOS
1993	36
1994	51
1995	79
1996	57
1997	43
1998	39
1999	63
2000	49
2001	90
2002	117
2003	92



AÑO	CANTIDAD DE SISMOS
2004	65
2005	66
2006	71
2007	38
2008	54
2009	121
2010	151
2011	137
2012	181
2013	177
2014	205
2015	219
2016	187
2017	208
2018	44
Total general	2640

Fuente: Red Sismológica Nacional de Colombia - RSNC, 2018.

Tabla 5-4 Relación de eventos por Magnitud

Rango de Magnitud	Cantidad de Eventos
0 - 1	207
1,1 - 2	1533
2,1 - 3	782
3,1 - 4	98
4,1 - 5	18
5,1 - 6	1
Mayores a 6	1
Total, general	2640

Fuente: Red Sismológica Nacional de Colombia - RSNC, 2018.

En el Anexo A5.1.3 Estudios Sismicidad se presentan los estudios técnicos desarrollados para la Línea de Transmisión y las Subestaciones La Virginia y Nueva Esperanza con relación al diseño de la infraestructura del proyecto.