

**ESTUDIO PETROGRÁFICO Y ESTRATIGRÁFICO DE LA FORMACIÓN
JORDÁN EN SU LOCALIDAD TIPO SOBRE EL ESCARPE SUR DE LA MESA
DE LOS SANTOS Y CAÑON DEL RÍO CHICAMOCHA, SANTANDER.**

**CÉSAR AUGUSTO SUÁREZ HERRERA
ANDRÉS FELIPE DÍAZ CIFUENTES**

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

2016

**ESTUDIO PETROGRÁFICO Y ESTRATIGRÁFICO DE LA FORMACIÓN
JORDÁN EN SU LOCALIDAD TIPO SOBRE EL ESCARPE SUR DE LA MESA
DE LOS SANTOS Y CAÑÓN DEL RÍO CHICAMOCHA, SANTANDER.**

**CÉSAR AUGUSTO SUÁREZ HERRERA
ANDRÉS FELIPE DÍAZ CIFUENTES**

Proyecto de grado para optar al título de: Geólogo

DIRECTOR:

**GIOVANNY JIMÉNEZ
PhD. en Geodinámica**

CODIRECTOR:

**JAIRO CLAVIJO TORRES
Ms.C. en Geología Aplicada**

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

2016

DEDICATORIA

“¿cómo es posible comprar o vender el cielo o el calor de la tierra? No somos dueños de la frescura del aire, ni del reflejo del agua. Cada partícula de esta tierra es sagrada, cada brillante aguja de pino, cada grano de arena de las playas, cada gota de rocío de los sombríos bosques, el zumbido de cada insecto... La savia que asciende por los árboles lleva consigo el recuerdo de los antepasados... Los ríos son nuestros hermanos que sacian nuestra sed, por tanto, hay que tratarlos con dulzura, como se trata a un hermano... La voracidad acabará por devorar la tierra, no dejando atrás más que un desierto... No hay silencio en las ciudades. No hay ningún lugar donde escuchar cómo se abren las hojas de los árboles o el zumbido de los insectos. ¿De qué sirve la vida si no podemos escuchar el grito solitario de un ave, ni las querellas nocturnas de las ranas al borde de la charca?... El aire es precioso, pues todos los seres comparten el mismo aliento: el animal, el árbol, el hombre..., todos respiramos el mismo aire....”

Fragmentos de la Carta del Jefe Piel Roja Seattle
1885

A Dios y al Universo por darme la vida y permitirme comprender y disfrutar la belleza de Gaia.

A mis padres, Miguel y María Consuelo por su estoicismo y coraje para con la vida, así como por su entrega y ayuda incondicional. Padre eres ejemplo de vida.

A mis hermanos.

A Tomás y Juan Diego por ser ese fuego que nunca se apagará.

A Leily por ser luz en mi vida y mi caminar, por tu bondad, apoyo, comprensión, y amor ilimitado.

Al Team Girón por la fraternidad y esfuerzo en cada amanecer sobre las bielas en la montaña.

A todos aquellos que contribuyeron con pensamientos, discusiones, entrenamientos y vivencias en la construcción de mi ser durante mi paso por el alma mater.

César Augusto Suárez Herrera.

A mis padres, Jaime Díaz y Nelly Cifuentes, mi todo, por su amor, guía, comprensión y apoyo incondicional.

A mi hermana Silvia Juliana por sus consejos y motivación.

A Paola Andrea por su amor, empuje y ayuda.

A mis amigos por su colaboración, ideas, y enseñanzas.

Andrés Felipe Díaz Cifuentes.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Industrial de Santander (UIS) por formarnos como profesionales y personas íntegras, críticas, y capaces.

A nuestros directores de proyecto, Geólogo PhD Giovanny Jiménez por la tutoría prestada durante la realización de las diferentes fases de este proyecto y al Geólogo MsC. Jairo Clavijo por compartirnos su experiencia, consejos, y brindarnos motivación al estudiar las rocas volcánicas.

Asimismo, a la Escuela de Geología y en especial a cada uno de los docentes que hicieron parte de este proceso académico, a aquellos que compartieron con nosotros su conocimiento y nos indujeron al entender, amar y comprender el funcionamiento de nuestro planeta.

A los laboratorios de Microscopía de la Universidad Industrial de Santander, así como al Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) con sede en el Parque Tecnológico de Guatiguará por el préstamo del equipo para la toma de las microfotografías.

Al Geólogo Camilo Montenegro por sus comentarios y sugerencias sobre petrografía de rocas detríticas.

A Leily por la ayuda con la toma de datos y acompañamiento de campo. A Leonardo Solano por la compañía y ayuda durante la fase de descripción microscópica.

A Don Vicente y Miguel por la hospitalidad prestada durante las campañas de campo.

A Diego y Ronny, por sus elocuentes discusiones sobre la Geología del Jurásico en la Zona de Mesas y sobre el Macizo de Santander.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	24
1. GENERALIDADES DEL PROYECTO	25
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	25
1.2 OBJETIVOS	26
1.2.1 Objetivo General	26
1.2.2 Objetivos Específicos	27
1.3 JUSTIFICACIÓN	27
2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	29
3. ANTECEDENTES	31
4. MARCO TEÓRICO	37
4.1 DEPÓSITOS VOLCÁNICOS Y VOLCANOCLÁSTICOS	37
4.1.1 Depósitos Piroclásticos	37
4.1.2 Depósitos de Caída	38
4.1.3 Depósitos de flujo y surge	39
4.1.3.1 Ignimbritas y Facies de emplazamiento	40
4.1.3.2 Soldamiento y desvitrificación	40
4.2 PETROGRAFÍA DE ROCAS DETRÍTICAS Y VOLCÁNICAS	43
4.2.1 Propiedades ópticas y morfológicas de los minerales en láminas delgadas	43
4.3 SEDIMENTACIÓN EN SISTEMAS LACUSTRES	44

4.3.1 Modelos de Facies Lacustres	45
4.3.1.1 Cinturón ambiental supralitoral (orla palustre)	45
4.3.1.2 Cinturón ambiental del litoral	47
4.3.1.3 Cinturón ambiental del sublitoral y el talud	48
4.3.1.4 Cinturón ambiental de la zona pelágica o de cuenca	49
4.3.2 Análisis Facial	51
5. MARCO GEOLÓGICO	53
5.1 EVOLUCIÓN CORDILLERA ORIENTAL	53
5.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA PARA EL JURÁSICO	56
5.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	60
5.3.1 Geología Estructural	60
5.3.2 Estratigrafía	66
6. METODOLOGÍA	70
7. RESULTADOS	77
7.1 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO	78
7.1.1 Localidad Tipo: Quebrada El Roto	78
7.1.2 Localidad La Zaranda	111
7.1.3 Localidad Camino Real	114
7.1.4 Diques asociados sobre secuencia volcanoclástica	118
7.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO	121
7.2.1 Rocas Detríticas	122
7.2.2 Naturaleza de los Cuarzos	128
7.2.3 Rocas Volcánicas	129

7.3 ANÁLISIS FACIAL	132
7.3.1 Asociaciones de facies	135
8. DISCUSIÓN	145
8.1 PETROGRAFÍA DETRÍTICA	145
8.2 PETROGRAFÍA ROCAS VOLCÁNICAS	146
8.3 RELACIÓN CON FORMACIÓN NORÉAN Y FORMACIÓN GUATAPURÍ	151
8.4 AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN	154
8.5 REDEFINICIÓN DE LA FORMACIÓN JORDÁN	156
9. CONCLUSIONES	158
10. RECOMENDACIONES	160
BIBLIOGRAFÍA	161

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Area de estudio sobre Municipio de Jordán en pendiente sur de la Mesa de los Santos sobre río Chicamocha.	29
Figura 2. Cortes geológicos esquemáticos de la secuencia estratigráfica sobre Los Santos-Santander.	32
Figura 3: Secciones delgadas de la Formación Jordán sobre Rionegro y Mesa de los Santos (LPP) A) Basaltos sobre Rionegro con vesícula rellena de zeolitas y clorita en una matriz de plagioclasa alterado a sericita y clorita. Piroxeno, hematite, magnetita y epidota como accesorios. Modificado de Ayala et al. (2005). B) Toba lítica con textura porfirítica con matriz desvitrificada, presenta fenocristales de cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), calcita (Ca), fragmentos líticos (Fr) y biotita. C) Ignimbrita con textura eutaxítica presencia de litoclastos (LiC), cristaloclastos (CrC) y venas de cuarzo (VQz). D) Ignimbrita con textura eutaxítica y textura de flujo (T-fl) con fragmentos alargados en una dirección preferencial.	35
Figura 4. Origen de distintos tipos de depósitos piroclásticos.	37
Figura 5. Relaciones geométricas de los tres tipos de depósitos piroclásticos sobre una misma topografía.	38
Figura 6. Configuración lateral y vertical de zonas soldadas en unidades enfriadas en función de las zonas proximales y distales.	40
Figura 7. A) Textura eutaxítica con fiammes orientados perpendiculares al esfuerzo mayor y en el sentido del acortamiento mayor. B) Muestra Fm Jordán la cual posee fiammes aplastados en los cuáles se puede apreciar el acortamiento. C) Modelo idealizado del acortamiento en los ejes de una circunferencia que representaría el estado inicial pre-soldamiento de fragmentos de pumita. A-C.	41
Figura 8. Factores de control de la sedimentación lacustre (Según Glenn & Kelts, 1991 y Gierlowski Kordesch & Kelts, 1994 en Arche, 2010).	45
Figura 9 Esquema sintético y sin escala de la formación de la característica secuencia de somerización lacustre, acompañado de un ejemplo real de secuencia de somerización y progradación de un sistema lacustre compuesta	

por el apilamiento de múltiples secuencias representativas de los distintos cinturones de facies. El ejemplo corresponde al relleno del sistema lacustre Gai-As del Cretácico inferior del norte de Namibia y Brasil. Tomado de Stollhofen et al., (2000) en Arche (2010).	50
Figura 10. A. modelo secuencial del lago Tanganyka, se muestran dos secuencias asociadas a ciclos de fluctuación del nivel lacustre. Tomado de Cohen (1990) en Arche (2010). B. Modelo de las relaciones geomorfológicas inducidas por la tectónica en la cuenca de rift del lago Tanganyka. Tomado de Soreghan y Cohen (1996) en Arche (2010).	51
Figura 11. A. Compartimientos de sub-cuencas Cretácicas y localización de fallas del rift mesozoico. Modificado de Sarmiento-Rojas et al. (2006), Jiménez et al. (2014). B. Esquema de la geometría de cuenca en configuración post-rift (o back-arc) Tomado de Jiménez et al, (2014).	53
Figura 12. Modelo de la estructura de la corteza de la Cordillera Oriental, mostrando fallas de basamento lístricas que se une en un despegue principal a 23 Km de profundidad. Modificado de Cortés et al. (2006).	55
Figura 13. Configuración actual de la tectónica de placas de la esquina NW de Suramérica. EC: Cordillera Oriental, CC: Central Cordillera, WC: Western Cordillera, RFZ: Romeral Fault Zone. Modificado de Cortés et al. (2005).	55
Figura 14. Modelos geológicos de evolución para el Jurásico.	56
Figura 15. Mapa geológico con las principales estructuras regionales.	60
Figura 16Corte Geológico sobre Anticlinorio de los Yariguíes. Al E Zapatoca y al W San Vicente de Chucurí. Tomado de Osorio-Afanador, 2016.	63
Figura 17: Mapa geológico local de la zona de estudio con la localización de las zonas muestreadas.	63
Figura 18. Fotografía panorámica de la zona de estudio con interpretación de las fallas geológicas y alineamientos.	64
Figura 19. Lineamientos y fallamiento sobre la Mesa de los Santos y Cañón del río Chicamocha mediante interpretación de Modelo Digital de Elevación (DEM)	66
Figura 20. Depósitos aluviales recientes asociados a la desembocadura de tributarios de alta pendiente sobre el río Chicamocha. Barras longitudinales. Modificado de google Earth Pro	69

Figura 21. Plan de trabajo y metodología a seguir del trabajo de investigación	70
Figura 22. Metodología desde toma en afloramiento hasta microfotografías de secciones delgadas	72
Figura 23. Localización geológica de la zona de estudio. Modificado de Pulido (2009).	78
Figura 24. Se adjunta leyenda estratigráfica con el fin de utilizar el plot de cada segmento como recurso de apoyo esencial para discernir sobre las descripciones estratigráficas.	79
Figura 25. Segmento I: 0 – 17.1 m: Sección estratigráfica	80
Figura 26. A) Afloramiento de areniscas lodosas feldespáticas masivas. B) Bandeado de minerales oxidados en, y meteorización esferoidal. C) Fracturas de extensión, y planos plumosos.	81
Figura 27. Segmento II: 17.1-35.1m. Sección estratigráfica	82
Figura 28. A) Afloramiento de estratos tabulares de arenitas lodosas feldespáticas. B) Falla de pequeña escala con comportamiento dextral. Meteorización esferoidal. C) Apariencia de bandeo en afloramiento. D) Muestra de mano orientada, con bandeamiento de color negro compuesto por minerales oxidados.	84
Figura 29. Segmento III: 35.1- 54.6m) 192/10 Sección estratigráfica	85
Figura 30. A) Afloramiento de capas tabulares de limolitas arenosas. B) Intraclastos lodosos con formas subredondeadas en capas de limolitas. C) Intraclasto lodoso redondeado. D) Intraclastos arenosos y lodosos fracturados. E) Muestra macroscópica de litoarenita o arenita volcanosedimentaria.	86
Figura 31. A) Planos recristalizados de carbonato de calcio perpendiculares a la estratificación en venas sintaxiales. B) Apariencia de calcita precipitada en fracturas de extensión. C) Cristales de carbonato de calcio creciendo desde la pared de la fractura al centro.	87
Figura 32. Segmento IV: 54.6-63.6m Estratificación 237/10 Sección estratigráfica	88
Figura 33. A) Afloramiento de capas con geometría tabular y diaclasamiento conjugado B) Patrón de venas sigmoidal con cizalla dextral, rellenas de carbonato de calcio. C) Laminación plano paralela en arcosas líticas.	89

Figura 34. Segmento V (113.6-144.9): 210/8; 228/10. Sección estratigráfica	90
Figura 35. A) Intercalación de limolitas con laminación ondulosa y areniscas volcanosedimentarias altamente fracturadas. B) Minerales de plagioclasa de geometría tabular y cuarzo monocristalino dentro de matriz limosa. C) Capas de arenitas limosas con geometría acanalada. D) Geometría acanalada con techo plano y base convexa. E) Arenita lodosa lítica en escala mesoscópica.	92
Figura 36. Segmento VI: 144.9-150.9m 210/29. Sección estratigráfica	93
Figura 37. A) Arenitas tobáceas suprayacidas por limolitas arenosas en capas tabulares. B) Laminación ondulosa en limolitas grisáceas. C) Gradación normal en arenitas tobáceas. D) Muestra de arenita tobácea con fragmentos volcánicos y líticos orientados en el sentido de la estratificación.	94
Figura 38. Segmento VII: (150.9-168.9) 200/10. Sección estratigráfica	95
Figura 39. Segmento VIII: 310.9-323.9. Sección estratigráfica	96
Figura 40. A) Estratos tabulares de arenitas líticas de grano medio. B) Arenitas líticas con venas de extensión rellenas de carbonato de calcio. C) Contacto difuso entre limolitas arenosas rojizas y arenitas líticas grisáceas. D) Arenisca lítica de tamaño medio hasta grueso.	98
Figura 41. Segmento IX (380-407m) 185/21. Sección estratigráfica	99
Figura 42. A) Arenitas lodosas feldespáticas masivas en capas tabulares. B) Estructuras de marcas de flujo (Flute cast) sobre techo de los estratos. C) Detalle de flute cast y dirección del posible paleoflujo.	101
Figura 43. Segmento X (407-420.5m) Sección estratigráfica.	102
Figura 44. Lentes piroclásticos constituidos de líticos y material volcánico sobre cuerpos de arenitas lodosas. B) Lente de forma irregular compuesto de líticos volcánicos, plagioclasas, feldespato potásico y cuarzo.	103
Figura 45. Segmento XI (420.5-452m). Sección estratigráfica.	104
Figura 46. A) Afloramiento con meteorización esferoidal y planos plumosos al tope. B) Fracturamiento conjugado en arenitas limosas. C) Arcosas líticas con intraclastos lodosos.	106
Figura 47. Segmento XII (452.2-475.4) Sección estratigráfica	107
Figura 48. Arcosa lítica masiva con abundantes intraclastos lodosos.	108

Figura 49. Segmento XIII. Sección estratigráfica	109
Figura 50. Contacto discordante entre la Formación Jordán y conglomerados de la base de la Formación los Santos.	110
Figura 51. Localización geológica de la zona de estudio sobre localidad La Zaranda. Modificado de Pulido (2009).	111
Figura 52. A) Gradación estratodcreciente de arenitas con niveles finos. B) Geometría acanalada en paquetes de arenitas. C) Muestra de mano de arenisca gris de grano medio hasta grueso.	112
Figura 53. Estructuras de deformación segmento III. A) Superficies plumosas. B) Diaclasamiento conjugado con fracturas de extensión rellenas por carbonato de calcio.	113
Figura 54. Localización geológica de la zona de estudio sobre el camino Real. Modificado de Pulido (2009).	114
Figura 55. Muestra de mano de tobas de caída compuesta por matriz de grano ceniza fina con cristales de plagioclasa y cuarzo principalmente con tamaño de ceniza fina hasta gruesa.	116
Figura 56. Afloramiento de tobas de flujo con contactos difusos, en las cuales se tienen ignimbritas de composición riolítica con textura eutaxítica.	117
Figura 57. Afloramiento de areniscas volcanosedimentarias compuesta de líticos principalmente metamórficos.	117
Figura 58. Fotografía panorámica mostrando fallamiento lístrico y dique máfico fallado.	119
Figura 59. Fotografía en detalle de falla normal que corta el dique máfico.	119
Figura 60. Fotografía indicando perfil laterítico de la zona de estudio.	120
Figura 61. Diagramas de clasificación composicional. A) Arenitas lodosas. Tomado de Tucker, 2003. B) Arenitas. Tomado de Folk (1974). C) Clasificación Textural. Caballero & Cruz (2007).	124
Figura 62. Diagramas de discriminación de áreas fuente según el tipo de cuarzo. Modificado de Basu et al., (1975).	128
Figura 63. Diagramas de clasificación para secciones delgadas del camino real. A) litológica. B) Composicional.	131

Figura 64. Abundancia relativa de litofacies con base en espesores de la columna estratigráfica de la Formación Jordán del camino El Roto.	135
Figura 65. Abundancia relativa de asociaciones de facies con base en espesores de la columna estratigráfica de la Formación Jordán del camino El Roto.	142
Figura 66. Abundancia relativa de ambientes presentes en la columna estratigráfica de la Formación Jordán en el camino El Roto.	143
Figura 67. Fotografía y zoom Formación Noreán en afloramiento sobre la vía Pelaya Pailitas Km 17.	153
Figura 68. Fotografía Formación Noreán en afloramiento	154

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Espesor y relaciones de contacto en otras localidades	31
Tabla 2. Relaciones de contacto reportado por Cediel (1968) en localidad tipo.	33
Tabla 3. Tamaño de fragmentos piroclásticos y clasificación en función del soldamiento.	39
Tabla 4. Características petrográficas para definir el soldamiento en tobas piroclásticas.	42
Tabla 5. Factores físico-químicos que influyen en la desvitrificación de depósitos de flujo.	43
Tabla 6. Porcentajes modales y porcentuales para la clasificación textural y composicional.	74
Tabla 7. Discriminación para clasificación composicional.	75
Tabla 8: Descripción petrográfica de secciones delgadas.	121
Tabla 9. Convenciones de fotografía de secciones delgadas	122
Tabla 10. Porcentaje modal del contenido de tipos de cuarzo para arenitas de tamaño medio a grueso	128
Tabla 11. Nomenclatura mineralógica	129
Tabla 12. Código facial	132
Tabla 13. Ambientes de depositación para las asociaciones de facies definidas.	143

LISTA DE ANEXOS¹

Anexo A. Sección estratigráfica de la Quebrada El Roto. Los Santos - Jordán Sube. Escala 1:200.

Anexo B. Sección estratigráfica del Camino La Zaranda. Miembro Inferior Jordán. Escala 1:100.

Anexo C. Sección estratigráfica del Camino Real. Los Santos – Jordán Sube. Miembro Camino Real. Escala 1:200.

Anexo D. Análisis petrográfico.

Anexo E. Conteos secciones delgadas.

Anexo F. Propiedades ópticas secciones delgadas.

¹ Ver documentos adjuntos en el CD-ROM

RESUMEN

TITULO: ESTUDIO PETROGRÁFICO Y ESTRATIGRÁFICO DE LA FORMACIÓN JORDÁN EN SU LOCALIDAD TIPO SOBRE EL ESCARPE SUR DE LA MESA DE LOS SANTOS Y CAÑÓN DEL RÍO CHICAMOCHA, SANTANDER*

AUTORES: CESAR AUGUSTO SUAREZ HERRERA
ANDRES FELIPE DIAZ CIFUENTES**

PALABRAS CLAVES: Formación Jordán, rocas volcanoclásticas, jurásico, mesa de los santos, río Chicamocha

La formación Jordán es una secuencia volcanoclástica definida sobre la quebrada El Roto sobre la Mesa de los Santos en donde esta secuencia sedimentaria se encuentra en posición normal, presentando características de deformación mediante diaclasamiento conjugado, fracturas de extensión y planos de diaclasamiento con superficies plumosas. Se reportan depósitos de tobas soldadas interestratificadas y una relación inconforme a la base en todas las secciones estratigráficas medidas. Mediante el trabajo de campo y el levantamiento de tres secciones estratigráficas sobre la localidad tipo a escala semidetallada (1:200) y el estudio microscópico de once secciones delgadas se busca entender los fenómenos que generaron los depósitos volcánicos, y mediante el análisis facial se busca interpretar su ambiente deposicional. El propósito de este trabajo es generar un aporte al conocimiento de la estratigrafía y la geología de la zona de mesas, generando columnas estratigráficas las cuales sirvan de base para realizar correlaciones de los diferentes afloramientos localizados al occidente y sobre el Macizo de Santander. El registro estratigráfico del Jurásico para el Valle Medio del Magdalena (VMM) y el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental carecen de estudios detallados que ayuden a entender cómo fue la génesis de esta secuencia estratigráfica, cuáles fueron sus áreas de aporte, y el origen de las rocas volcanoclásticas interestratificadas con rocas detríticas

* Tesis de Grado Modalidad Investigación

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director. Giovanny Jiménez, PhD. Codirector. Jairo Clavijo, Msc.

ABSTRACT

TITLE: PETROGRAPHY AND STRATIGRAPHY STUDY OF THE JORDAN FORMATION IN TYPE LOCALITY OVER SOUTH SLOPE ON MESA DE LOS SANTOS AND CHICAMOCHA RIVER CANION, SANTANDER*

AUTHORS: CESAR AUGUSTO SUAREZ HERRERA
ANDRES FELIPE DIAZ CIFUENTES**

KEYWORDS: Jordán Formation, volcanoclastic rocks, jurassic, mesa de los santos, Chicamocha river.

Jordan Formation is a volcanoclastic rocks with type locality over streams Roto in Mesa of Santos in where our research showed a normal sedimentary sequence in where is predominant found red beds with signs of deformation while conjugated joints, feather Surface, and extensión joints, moreover we find welded tuff deposits into detrital rocks with a inconformity toward the bottom. With field trips along three stratygraphic sections around type locality in scale (1:200) next to petrography study of eleven thin sections we wish understand the main phenomenon and way to formation of those rocks in where we did facial analysis for knowing the sedimentary environment too in one stratygraphic section. The purpose of this work was do a supporting for the understanding and discuss of stratigraphy and geology of mesas zone, we did three stratigraphy sections like support for another studies over different outcrops inside and the western of Santander massif. The stratigraphic record of the Jurassic to the Middle Magdalena Valley (VMM) and the western foothills of the Cordillera Oriental lack of detailed studies to help understand how was the genesis of this stratigraphic sequence, what were their contribution areas, and the origin of volcaniclastic rocks the interbedded with clastic rocks.

* Undergraduate Thesis

** Physical Chemical Engineering Faculty. Geology School. Director. Giovanni Jiménez, PhD. Codirector. Jairo Clavijo, Msc

INTRODUCCIÓN

La elaboración de una columna estratigráfica en la localidad tipo de toda formación geológica, es un elemento esencial para realizar su estudio de manera correcta y ordenada. De esta manera la información científica obtenida, se relaciona a esta columna con el fin de aumentar el detalle y calidad de futuras interpretaciones y estudios sobre la formación. Mediante la elaboración de secciones delgadas se realiza el estudio petrográfico, para obtener información textural, composicional, genética de las rocas y aportar datos para el estudio estratigráfico mostrando la variación vertical de estas rocas en el registro sedimentario.

En este trabajo se realizó el levantamiento de una columna estratigráfica semi-detallada en la localidad tipo de la Formación Jordán, y el levantamiento de dos columnas adyacentes todas localizadas en el escarpe de la sur de la mesa de Los Santos. Basándose en los niveles de la columna estratigráfica se realizó el análisis petrográfico de once secciones delgadas, tres de las cuales son relacionadas a niveles volcánicos.

1. GENERALIDADES DEL PROYECTO

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Durante la Evolución Geológica de Colombia para el Mesozoico Inferior (Triásico-Jurásico) se da el desarrollo de cuenca semi-graben asimétrica hacia el Norte, afectada por eventos de extensión cortical los cuales no pueden delimitarse cronológicamente debido a la ausencia de material fósil en rocas continentales del Jurásico. Regionalmente se da la deposición de materiales continentales “red beds”, rocas volcánicas efusivas, depósitos piroclásticos, y el desarrollo de facies marinas que aparecen localmente (Sarmiento *et al.*, 2006).

La Formación Jordán es una secuencia volcanosedimentaria de edad Jurásico Inferior-Medio? limitada al E por Sistema de Fallas de Bucaramanga Santa Marta y hacia el W por el Anticlinal de los Cobardes y la Falla del Suárez con su sección tipo hacia el sur de la Mesa de los Santos sobre pendientes del cañón del Río Chicamocha en donde el contacto con la formación infrayacente no aflora, el contacto con la formación suprayacente que corresponde a la Formación Los Santos con la misma localidad tipo que la del Jordán es una discordancia angular hasta de 30° (Julivert, 1958; Cediél, 1968; Sarmiento *et al.*, 2006). En su sección tipo consta de una facies inferior compuesta de arenitas verdes de grano medio-grueso, limolitas, arenitas arcósicas de grano fino y zonas conglomeráticas, en su facies superior consta de limolitas rojas en las cuales se encuentran rocas volcanoclásticas interestratificadas definidas como tobas soldadas. Dos Km al NE sobre el camino que conduce de Los Santos a Jordán se encuentran expuestas dos capas más gruesas de estas tobas separada por niveles de arcillolitas y arenitas (Ward *et al.*, 1973).

El registro estratigráfico del Jurásico para el Valle Medio del Magdalena (VMM) y el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental carecen de estudios detallados que ayuden a entender cómo fue la génesis de esta secuencia estratigráfica, cuáles fueron sus áreas de aporte, y el origen de las rocas volcanoclásticas interestratificadas con rocas detríticas. El hecho de no tener una columna estratigráfica en la localidad tipo limita el estudio de ésta formación en otras localidades debido a que no se tiene un punto de referencia bajo el cual se puedan correlacionar los diferentes afloramientos pertenecientes a esta formación a lo largo del VMM definiendo cambios y variaciones laterales y/o verticales de facies. En este sentido se hace necesario la construcción de una columna estratigráfica semidetallada en su localidad tipo a escala (1:200) donde se determinen: 1) Relación de contacto con las formaciones infrayacente y suprayacente. 2) Disposición espacial de rocas volcanoclásticas asociadas. 3) Cómo son los cambios faciales y su relación con el posible ambiente de depositación.

La metodología utilizada en el estudio estratigráfico será el levantamiento semi detallado mediante bastoneo y poligonales donde sea necesario, seguido de campañas de campo y muestreo sistemático con el fin de realizar un estudio petrográfico mediante el análisis de secciones delgadas a través de un microscopio de luz polarizada. El estudio petrográfico de las rocas detríticas y volcanoclásticas aportará nuevos datos para entender como fue la génesis de estas rocas interestratificadas con rocas detríticas y ayudará a determinar si pertenecen a procesos volcánicos primarios, procesos superficiales de retrabajamiento, o ambos.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo General Realizar una caracterización petrográfica de las litologías constituyentes de la Formación Jordán en su localidad tipo, generando una

columna estratigráfica semi detallada en donde se ubiquen espacialmente las rocas detríticas y volcanoclásticas asociadas.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Determinar la relación de contacto entre la Formación Jordán y formación suprayacente e infrayacente.
- Realizar levantamiento de secciones estratigráficas semi detalladas, simples, de apoyo y compuestas.
- Caracterizar microscópicamente las diferentes litologías pertenecientes a las Formación Jordán.
- Determinar el posible ambiente de acumulación de la Formación Jordán en su localidad tipo.
- Determinar cuál es la posible relación genética entre rocas volcanoclásticas de la Formación Jordán y rocas volcanoclásticas de la Formación Guatapurí en estribaciones occidentales de la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) y Formación Noreán en Serranía de San Lucas y en el Valle Medio del Magdalena.

1.3 JUSTIFICACIÓN

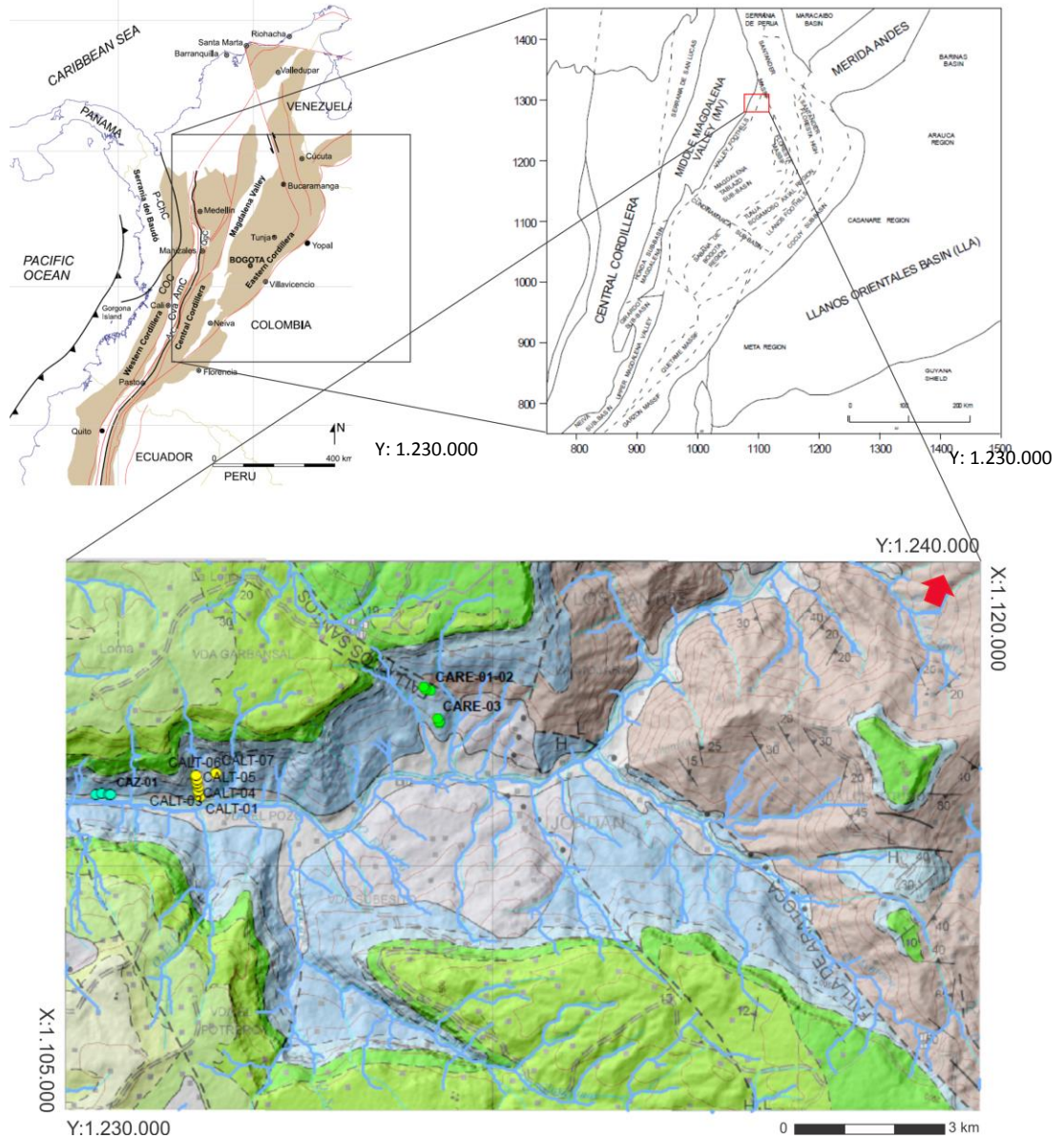
Este proyecto de investigación nace con el objetivo de estudiar y entender el registro estratigráfico del Jurásico Inferior-Medio? representado por la Formación Jordán en su localidad tipo mediante el estudio estratigráfico y el análisis petrográfico de las litofacies que la constituyen. Son pocos los estudios detallados

que se han realizado sobre el registro Jurásico a lo largo del piedemonte del Valle Medio del Magdalena y de la Cordillera Oriental, esto debido a dislocaciones faciales abruptas y a discontinuidades frecuentes en el registro.

Junto con lo anterior, se pretende estudiar la Formación Jordán en su localidad tipo para generar una columna semi-detallada en donde se ubiquen espacialmente las rocas volcanoclásticas y se caractericen las diferentes litologías presentes, y determinar cómo fue el ambiente deposicional en el cual se desarrolló esta secuencia volcanosedimentaria y cuál es su relación genética con otras secuencias volcanosedimentarias de edad Jurásico Inferior-Medio en el N de la cuenca del Valle Medio del Magdalena y en el piedemonte de la SNSM.

2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

Figura 1. Area de estudio sobre Municipio de Jordán en pendiente sur de la Mesa de los Santos sobre río Chicamocha.



Modificado de Sarmiento (2001); Moreno & Pardo, 2003; Pulido (2009).

El municipio de Jordán es un municipio perteneciente a la provincia de Guanentá en el departamento de Santander y se encuentra sobre el flanco occidental de la Cordillera Oriental. La altitud es de 550 msnm y puede llegar a alcanzar temperaturas superiores a 40° C. Hidrográficamente se tiene un drenaje mayor que corresponde al Río Chicamocha que drena con dirección al SW al cual desembocan pequeños tributarios y quebradas con dirección N-S.

Las vías de acceso al municipio de Jordán desde Bucaramanga son limitadas, sólo existe la posibilidad de acceder por caminos de herradura desde el municipio de los Santos o por camino de trocha desde el municipio de Villanueva y Aratoca.

3. ANTECEDENTES

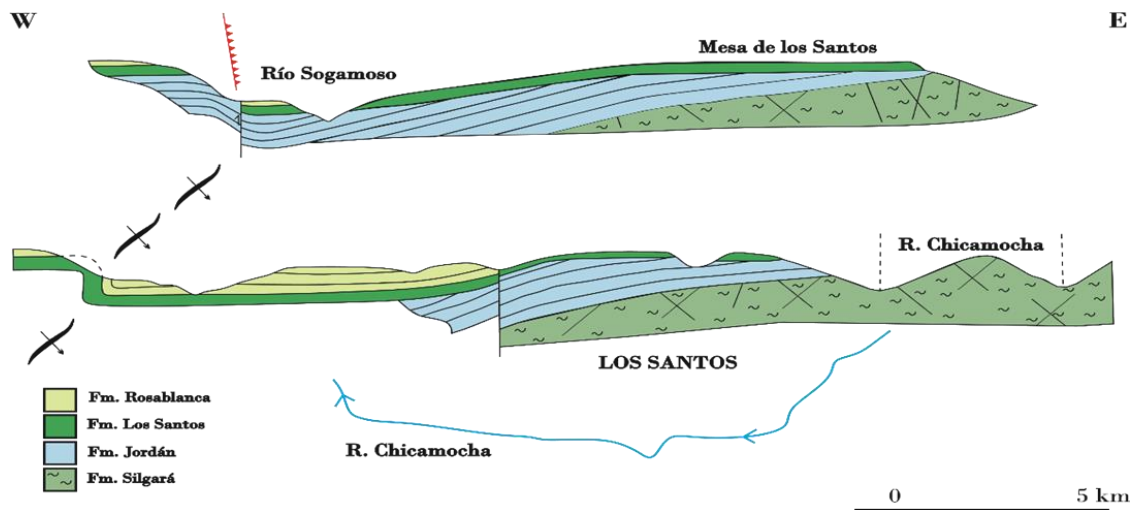
Tabla 1. Espesor y relaciones de contacto en otras localidades

AUTOR	ESPESOR (m)	LOCALIDAD	OBSERVACIONES	BASE	TOPE
Aya (1968) en Wart <i>et al</i> (1973)	± 657	Cañón río de Oro - Sur de Bocas	Sucesión monotonía de intercalación de areniscas limosas de grano fino, con limolitas calcáreas de color marrón-rojizo. Algunos niveles de arenitas cuarzosas de color gris. Buzamiento al E-SE.	Frm Bocas (Concordante)	Frm Girón (Discordante)
Vargas, R (1968) en Wart <i>et al</i> (1973)	± 73	SW de Piedecuesta	Conglomerados oligomicticos de composición granítica, de textura porfírica, pertenecientes al granito de Pescadero. Este conglomerado puede seguirse hasta el filo E de la Mesa de los Santos	Frm Silgará (Inconformidad)	Frm Girón (Discordante)
Wart <i>et al</i> (1973)	± 800	Quebrada Grande (Vereda La Purnia)-W Mesa de Los Santos	Intercalación de areniscas limosas con limolitas de color marrón-rojizo. Su espesor se debe al buzamiento generalizado al W.	No aflora	Frm Los Santos (Discordante)
Arguello & Quintero (2015)	48,9	Blanquiscal Alto (Vereda El Blanquiscal N Mesa de Los Santos)	Arcillolitas arenosas intercaladas con arenisca lodosa de grano medio y capas gruesas de arenisca lodosa, geometría tabular y contactos netos.	Frm Girón	Frm Los Santos
	238,8	Blanquiscal Bajo (Quebrada el Callo y caserío el Fion)	Secuencia siliciclástica y carbonatada, con presencias de rocas volcánoclasticas de tipo tobas e ignimbritas.	Fr. Silgará	No aflora
	220,6	El Volador (Vereda el Volador)	Capas gruesas de limolitas arenosas intercaladas con capas medianas de conglomerados y areniscas ferruginosas.	Fr. Silgará	No aflora
	126	Planta de Equinos Viilla Rosa (Vereda el Volador)	Intercalación de lodolitas, limolitas, limolitas arenosas y areniscas lodosa en capas gruesas.	No aflora	No aflora

Los estudios de mayor relevancia realizados sobre la Formación Jordán de edad Jurásico Inferior-Medio (Ward *et al*, 1973) sobre la subcuenca Magdalena-Tablazo (Sarmiento *et al*, 2006) y el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, se remontan a los años de 1960 cuando se agrupo dentro del denominado Grupo Girón y/o rocas del Jura/Triásico (Julivert, 1958; Julivert, 1963; Julivert & Téllez, 1963; Julivert *et al.*, 1964; Navas, 1963; Téllez, 1964) hasta su definición como

unidad de rango formacional (Cediel, 1968) y estudios contemporáneos de mayor detalle (Royero & Clavijo, 2001; Ayala-Calvo *et al.*, 2005; Caballero *et al.*, 2013, Arguello & Quintero, 2015). En este capítulo no pretendemos entrar en detalle por lo que remitimos al lector a los documentos aquí citados.

Figura 2. Cortes geológicos esquemáticos de la secuencia estratigráfica sobre Los Santos-Santander.



Modificado de Julivert (1958).

El registro del Jurásico Inferior-Superior para la actual cuenca del Valle Medio del Magdalena está representado por la Formación Bocas, Jordán, Girón y miembro inferior de Formación Los Santos (Ward *et al.*, 1973; Royero & Clavijo, 2001). Los primeros estudios realizados sobre el registro Jurásico para el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental agrupan en términos de propiedades físicas y de características composicionales análogas los estratos de la actual Formación Jordán dentro de la Formación Girón (Cediel, 1968; Ward *et al.*, 1973) o Formación Angostura del río Lebrija (Etayo, 1989; Osorio-Afanador, 2016).

Tabla 2. Relaciones de contacto reportado por Cediel (1968) en localidad tipo.

MIEMBRO	ESPESOR (m)	LOCALIDAD	OBSERVACIONES	BASE	TOPE
Inferior	± 100	Camino del Roto, sección tipo, sobre escarpe S de la Mesa de Los Santos	Arenisca de grano grueso, gris verdosa, en capas de 1m de grueso y shale gris verdoso hasta de 2 m de espesor; Zonas conglomeráticas con guijos hasta de 2 cm de diámetro	No aflora	Frm Los Santos (Discordante)
Superior	± 200		Limolita de color uniforme marrón rojizo y arenisca de grano muy fino, bien estratificada en capas de 30-80 cm		

En este sentido es importante resaltar la importancia de las observaciones geológicas y estudios realizados durante los 60's sobre la actual Formación Jordán; si bien no fueron lo suficientemente acertados en cuanto a la delimitación estratigráfica de la formación Jordán con su suprayacente sobre la sección del río Lebrija, aportan valiosa información la cual permite dilucidar sobre la configuración paleogeográfica y discernir sobre importantes procesos tectono-estratigráficos que se sucedieron sobre el Jurásico Inferior-Medio para la parte Occidental del Macizo de Santander. Entre estas observaciones se destacan:

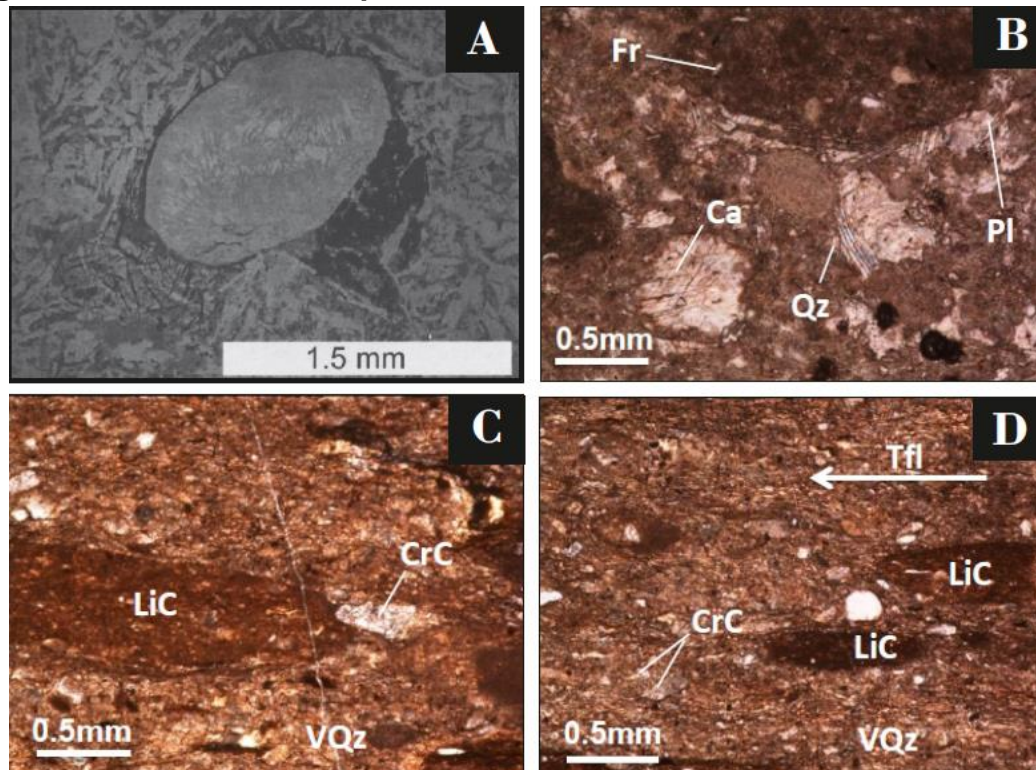
- 1) La variación del infrayacente desde el Norte de Bucaramanga hacia el Sur. Sobre el Norte en Bocas le infrayace la Formación Bocas de edad Jurásico Inferior (Ward *et al.*, 1973), más hacia el Sur sobre Piedecuesta se apoya de manera discordante sobre el basamento constituido por los Esquistos del Chicamocha (Mantilla *et al.*, 2016), y sobre el cañón del río Chicamocha se encuentra en contacto fallado con el mismo basamento metamórfico mediante la Falla de Aratoca (Julivert & Navas, 1964; Téllez, 1964) (Tabla 2).
- 2) Presencia de material volcánico interestratificado de variable composición en las diferentes secciones expuestas desde el Norte al Sur. En la cartografía geológica de la Mesa de Los Santos (Téllez, 1964) reporta la presencia de conglomerado oligomíctico compuesto de clastos de rocas ígneas félsicas

sobre la parte SE de la Mesa, así como diques y presencia de depósitos volcánicos de ceniza volcánica. Ward *et al* (1973) reporta material volcánico de diferente textura y composición sobre Piedecuesta, Bocas, Rionegro y Mesa de los Santos, así como diques de composición dacítica que le intruyen sobre Rionegro y Los Santos.

- 3) Adelgazamiento en el espesor de este depósito de E a W el cual según Julivert & Téllez (1963) es debido a la tendencia positiva del Macizo de Santander durante el Mesozoico Inferior, en dónde estructuras de fallamiento normal como la Falla de Aratoca (Julivert & Téllez, 1963) actuaron como importantes estructuras y límites paleogeográficos que controlaron la desaparición hacia el E debido al levantando del bloque oriental de dicha estructura (Mesa de San Pedro sensu Mantilla *et al.*, 2016) en la cual ha sido erodado casi que en su totalidad y explica así el espesor casi nulo sobre Aratoca y el Sur del MS.

Por otro lado, estudios más detallados y recientes fueron realizados por Ayala-Calvo *et al.* (2005) mediante paleomagnetismo en rocas de edad Jurásico (Fm Jordán, Fm Girón) en Rionegro y la Mesa de los Santos, donde sugieren una rotación en sentido anti horario de la Mesa de Los Santos respecto a Rionegro debido a la proximidad a fallas normales con movimientos trastensionales relacionados con la apertura de la cuenca durante el Jurásico Tardío. Asimismo, reportan diferencias considerables en direcciones magnéticas entre Fm Jordán y Fm Girón-Los Santos lo cual es interpretado como cambios paleo-latitudinales al W de la Falla de Bucaramanga, con posible aloctonía de la Fm Jordán respecto al cratón y el movimiento de terrenos desde el Sur hacia el Norte mediante cizalla de sentido dextral.

Figura 3: Secciones delgadas de la Formación Jordán sobre Rionegro y Mesa de los Santos (LPP) A) Basaltos sobre Rionegro con vesícula rellena de zeolitas y clorita en una matriz de plagioclasa alterado a sericita y clorita. Piroxeno, hematite, magnetita y epidota como accesorios. Modificado de Ayala et al. (2005). B) Toba lítica con textura porfirítica con matriz desvitrificada, presenta fenocristales de cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), calcita (Ca), fragmentos líticos (Fr) y biotita. C) Ignimbrita con textura eutaxítica presencia de litoclastos (LiC), cristaloclastos (CrC) y venas de cuarzo (VQz). D) Ignimbrita con textura eutaxítica y textura de flujo (T-fl) con fragmentos alargados en una dirección preferencial.



Modificado de Ayala et al (2005) imagen A; Arguello & Quintero (2015) B,C, D.

Rincón (2008) reporta 42 m de sección estratigráfica sobre la Punta al N de la Mesa de los Santos en donde consiste de capas tabulares con contactos netos, laminación plano paralela, y texturalmente compuesta por areniscas limosas composicionalmente sublitoarenita y cuarzoarenita, arcillolitas y limolitas.

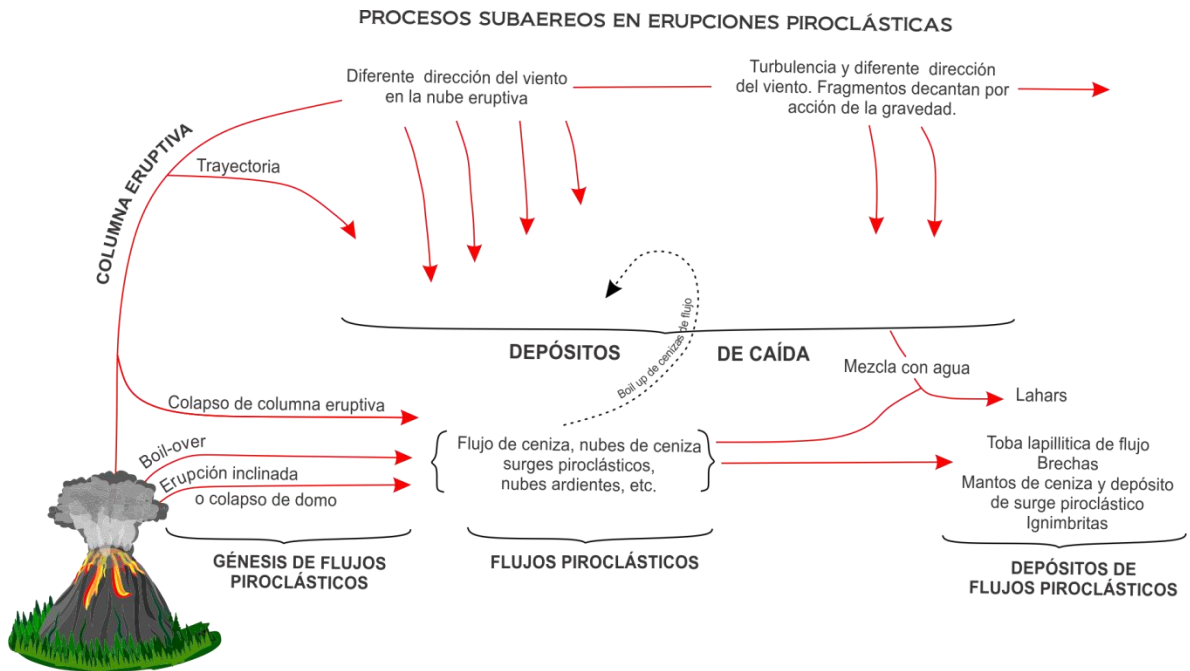
Caballero (2013) en su estudio sobre los controles tectónicos en la sedimentación sobre el Sinclinal del Nuevo Mundo realiza análisis de termocronología mediante trazas de fisión en apatitos (AFT) y estiman una edad estratigráfica para la Formación Jordán de 182.5 ± 7.5 lo cual la sitúa sobre el Jurásico Inferior.

Arguello & Quintero (2015) en su proyecto de grado realizan un estudio estratigráfico de la Formación Jordán desde el municipio de Piedecuesta hasta la Punta de la Mesa de los Santos, en donde según las asociaciones faciales encontradas corresponden a ambientes de depositación continental fluvial, ambiente lacustre y ambiente volcanoclástico. Respecto a las rocas volcánicas asociadas realizan dos secciones delgadas donde reportan ignimbritas con textura de flujo y tobas líticas con textura porfirítica (Figura 3).

4. MARCO TEÓRICO

4.1 DEPÓSITOS VOLCÁNICOS Y VOLCANOCLÁSTICOS

Figura 4. Origen de distintos tipos de depósitos piroclásticos.



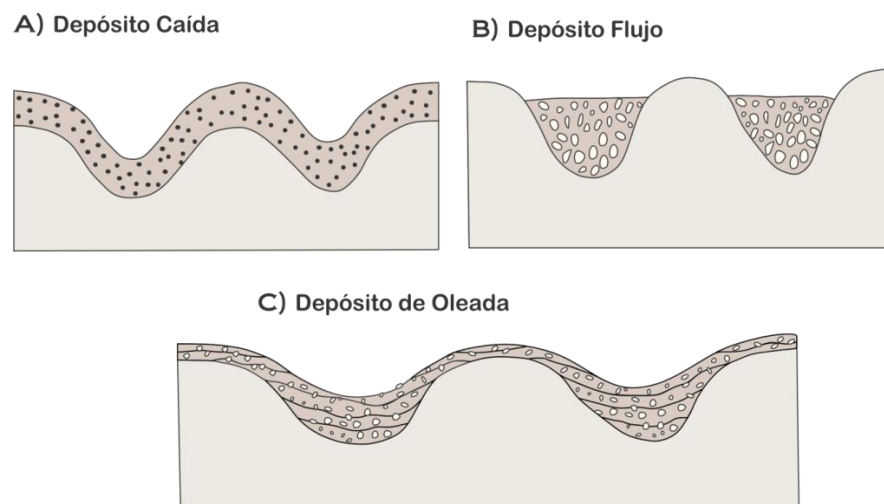
Modificado de Fisher & Schmincke (1984)

4.1.1 Depósitos Piroclásticos Las rocas piroclásticas o sedimentos derivados de material piroclástico son depósitos de material ígneo fragmentado que es eyectado de volcanes en erupciones explosivas hacia la superficie terrestre (Vernon, 2004). Los depósitos piroclásticos se clasifican en función del modo de deposición y de transporte de los fragmentos piroclásticos, se subdividen en depósitos de caída y depósitos de flujo y surge (Winter, 2001). (Figura 4)

Los fragmentos juveniles son minerales pirogénicos que han nucleado en una cámara magmática y vidrio que ha sido formado por acción directa en eventos

eruptivos. Fragmentos cognatos corresponden a rocas volcánicas co-magmáticas que han sido fraccionadas en erupciones previas en un mismo volcán. Fragmentos accidentales pueden ser líticos de cualquier composición y corresponden a la erosión del basamento subvolcánico, pueden ser correlacionados con fuentes específicas locales (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987).

Figura 5. Relaciones geométricas de los tres tipos de depósitos piroclásticos sobre una misma topografía.



Modificado de Wright et al. (1980) en Cas & Right (1987).

4.1.2 Depósitos de Caída Según Winter (2001) un depósito de caída es el resultado de una columna eruptiva vertical que colapsa debido a mayor densidad. A medida que la nube se expande debido a corrientes de aire, se disipa la fuerza de conducción, y los fragmentos piroclásticos caen a superficie bajo la influencia de la gravedad. Las partículas de mayor tamaño y densidad caen de forma rápida y uniforme sobre la superficie generando depósitos bien sorteados con gradación normal hacia el tope y lateralmente alejados del conducto eruptivo. La fábrica de los fragmentos y geometría del depósito depende principalmente de la tasa de expulsión, volumen y fuerza de la erupción, así como de dirección y velocidad de los vientos en el momento de la erupción (Figura 4-5).

4.1.3 Depósitos de flujo y surge Según Fisher & Schmincke (1984) existen dos tipos de depósitos de flujo. Depósitos de flujo sensu stricto los cuales poseen un mal sorteado y que son masivos comunmente y depósitos de surge los cuales poseen mejor sorteado, son de extensión delgada y sus estructuras primarias como estratificación y laminación cruzada de bajo angulo tienen un mejor desarrollo. Estos depósitos pueden ocurrir sólo o asociados.

Los depósitos piroclásticos ya sean de flujo o surge son emplazados a altas temperaturas (400-800°C) y están controlados por la topografía, depositándose a modo de abanico y lahares en zonas negativas o deprimidas como valles. Altas temperaturas hacen que partes inferiores se solden debido a calor interno y se deformen de manera ductil comprimiéndose por columna de roca que le suprayace llegando a desarrollar una fábrica anisotrópica con desarrollo de pumitas de tipo *fiammes* (Fisher & Schmincke, 1984; Winter, 2001).

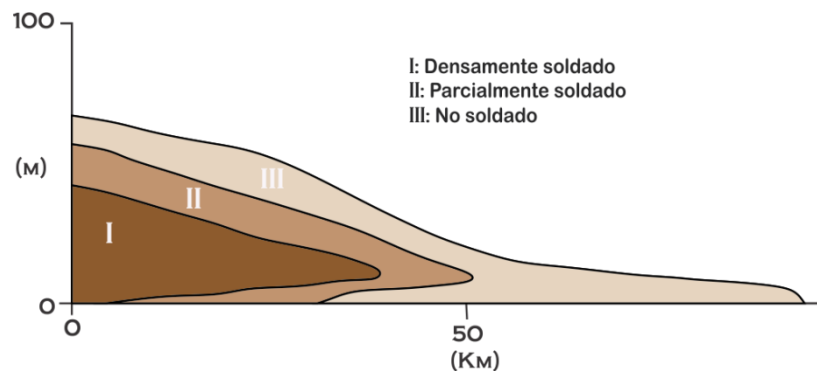
Las rocas híbridas, es decir con material volcánico retrabajado correspondiente a rocas volcanosedimentarias y depósitos tobáceos se clasifican según volumen de la proporción pirogénica y volcánica planteada por Schmid (1981) en Mantilla (2003). Así:

Tabla 3. Tamaño de fragmentos piroclásticos y clasificación en función del soldamiento.

Tamaño de fragmentos (mm)	% Pirogénicos	Material Consolidado	Material No Consolidado
0.064-2	<25%	Arena Volcsed	Arenita Volcsed
	25-75 %	Arena Tobácea	Arenita Tobácea
	>75%	Tefra de lapilli	Toba de lapilli

4.1.3.1 Ignimbritas y Facies de emplazamiento Los depósitos de ignimbritas son cuerpos emplazados a altas temperaturas y debido a esto se encuentran deformados plásticamente y soldados. El concepto de facies ya sea volcánica o sedimentaria es análogo y no difiere mucho entre sí. Una facies volcánica es considerada como una unidad eruptiva con composición litológica, texturas y de estructuras internas características, dispuesta en una secuencia estratigráfica vertical (Wright et al., 1980 en Fisher & Schmincke, 1986) (Figura 6).

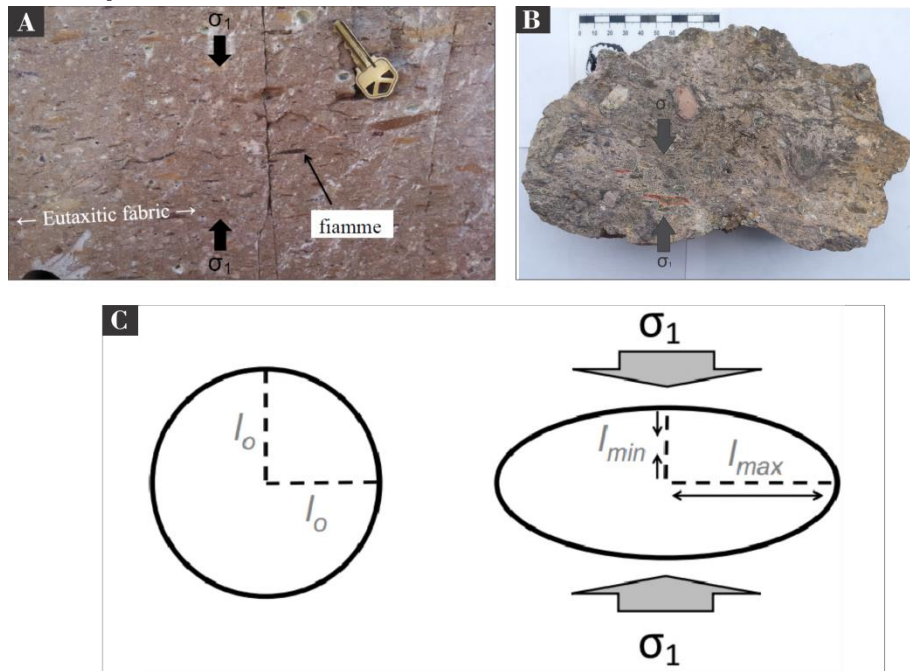
Figura 6. Configuración lateral y vertical de zonas soldadas en unidades enfriadas en función de las zonas proximales y distales.



Modificado de Smith (1960) en Fisher & Schmincke (1984)

4.1.3.2 Soldamiento y desvitrificación Los procesos de soldamiento en depósitos piroclásticos significan sintetizar, compactar y aplastar vidrio caliente y material piroclástico (Ross & Smith, 1961; Cas & Wright, 1987). En algunos casos, la intensidad del soldamiento refleja los efectos agregados de la carga de la columna que suprayace y el tiempo de residencia a temperaturas mayores a la temperatura de transición del vidrio volcánico (Russell & Quane, 2004). Durante el progresivo soldamiento la morfología de la ceniza y pumita se alinea como fábrica perpendicular a la dirección del esfuerzo mayor de aplastamiento (Tabla 4) (Quane & Russell, 2005).

Figura 7. A) Textura eutaxítica con fiammes orientados perpendiculares al esfuerzo mayor y en el sentido del acortamiento mayor. B) Muestra Fm Jordán la cual posee fiammes aplastados en los cuáles se puede apreciar el acortamiento. C) Modelo idealizado del acortamiento en los ejes de una circunferencia que representaría el estado inicial pre-soldamiento de fragmentos de pumita. A-C.



Modificado de Ward (2014).

Quane & Russell (2005) definen el grado de soldamiento en depósitos piroclásticos en términos cuantitativos, esto en función de la variación en las propiedades físicas como la densidad, esfuerzo uniaxial compresivo, carga local y porosidad, también en función de criterios petrográficos como es el desarrollo de aplastamiento y oblates. A partir de estas propiedades definen rangos específicos que van desde rango I en depósitos inconsolidados hasta VI en depósitos con textura eutaxítica y fuerte foliación de flujo.

Tabla 4 Características petrográficas para definir el soldamiento en tobas piroclásticas.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS USADAS PARA DEFINIR EL RANGO DE SOLDAMIENTO		
Rango	Matriz de ceniza	Lapilli de pumita
I	Inconsolidada, no coherente, pobremente compacta, muy poca adhesión entre partículas de vidrio	Escasez de deformación, aleatoriamente orientada
II	Coherente, alguna adición entre fragmentos de vidrio, no hay fusión del vidrio	Aleatoriamente orientada, sin orientación ni textura eutaxítica, fracturas toman lugar alrededor de pumita
III	Altamente porosa y suave, brillo mate, fractura en diferentes secciones, originalmente posee pumita con formas esféricas hasta elipsoidales, algún material presenta adherencia a otros	Incipiente o poco colapsado; Fracturas toman lugar alrededor y a través de la pumita
IV	Relativamente suave, moderadamente foliada pero vidrio individual poco deformado, area de contacto entre vidrio incrementa y los clastos son moderadamente adheridos unos a otros	Foliado entre suave textura eutaxítica con dos tipos de pumita, moderadamente deformada y totalmente colapsada
V	Vidrio fuertemente foliado, fuertemente adherido unos a otros y moderadamente deformados	Foliado entre fuerte textura eutaxítica, el fiame es colapsado en bandas, algunas veces se puede ver formas de vesículas
VI	Vitrofiro como obsidiana, vidrios son colapsados y completamente adheridos los unos a otros	Textura eutaxítica y en fiames vitrificado análogo a obsidiana los cuales son difícilmente de observar

Modificado de Quane & Russell (2005).

La desvitrificación según Mc Phye (1993) se debe a la alteración secundaria del vidrio volcánico el cual es inestable en la superficie y por sobre enfriamiento y altas temperaturas se altera o desvitrifica generando la nucleación de minerales secundarios como zeolitas, filosilicatos, palaginita, entre otros.

Otros agregados productos de la desvitrificación son las esferulitas y texturas felsíticas con cuarzo y feldespatos potásicos de tamaño muy fino. Quane & Russell (2005) relacionan el desequilibrio en propiedades físicas en depósitos soldados con la extensión de la fase de alteración por desvitrificación.

Según Ross & Smith (1980) los procesos de desvitrificación son la característica más importante en tobas de flujo de ceniza, condicionada por factores físicos y químicos principalmente (Tabla 5).

Tabla 5. Factores físico-químicos que influyen en la desvitrificación de depósitos de flujo.

FACTORES FÍSICOS-QUÍMICOS DE LA DESVITRIFICACIÓN
A) Composición química de la toba
B) Composición química de los accesorios volátiles
C) Tasa de enfriamiento
D) Temperatura de desvitrificación
E) Minerales formadores de roca
F) Relaciones de estabilidad entre fases minerales

Modificado de Ross & Smith (1980).

4.2 PETROGRAFÍA DE ROCAS DETRÍTICAS Y VOLCÁNICAS

Según Mackenzie & Adams (1997) un estudio petrográfico consiste en el conteo sistemático de puntos espaciados a una misma distancia dentro de una sección delgada a modo de barrido, donde cada cantidad de puntos representa un volumen mineral dentro del volumen total de roca. Éste se lleva a cabo al colocar la lámina dentro de un carro con dos ejes (X-Y) donde se va moviendo uno de los ejes en una dirección preferente de modo que la lámina delgada representaría una malla de puntos donde a mayor cantidad de puntos menor incertidumbre respecto a la clasificación.

4.2.1 Propiedades ópticas y morfológicas de los minerales en láminas delgadas Con el fin de no ser muy extensos en este aparte citaremos los textos base para definir las propiedades petrográficas y morfológicas de los minerales y rocas en sección delgada, entre estos: Mackenzie & Guilford (1980); Ross & Smith (1980); McPhie *et al.*, (1983); Mackenzie *et al.*, (1996); Mackenzie & Adams (1997); Mantilla (2003); Passchier & Trouw (2005); López & Bellos (2006); Raith *et al.*, (2012); Da Mommio (2014).

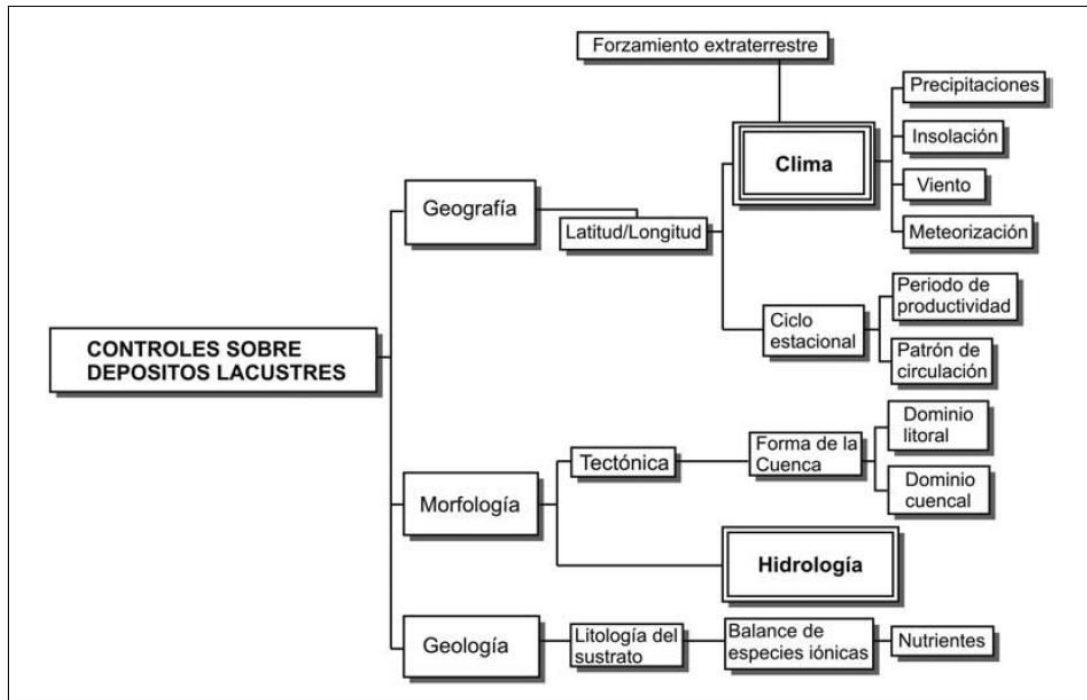
4.3 SEDIMENTACIÓN EN SISTEMAS LACUSTRES

Los lagos son sistemas complejos de difícil identificación en el registro estratigráfico. Su complejidad se debe a los múltiples factores de control de su evolución que interactúan de distintas formas en diferentes intensidades y escalas. Las variaciones que afectan estos sistemas son casi siempre preservadas.

Los cuatro principales factores de control son:

1. Clima: Tiene impacto directo en el balance hidrológico. Rige las precipitaciones, insolación, temperatura, vientos y tormentas. El aporte llega por lluvias, drenajes y aportes subterráneos.
2. Contexto geológico: La geometría, espacio de acomodación, tectónica activa, paleosismicidad y patrones de drenaje son afectados por la tectónica. La Distribución geográfica de lagos y drenajes pueden ser similares para cuencas de distinta edad con origen tectónico definido. Las cuencas de rift de distintas edades generalmente presentan drenaje axial, y lagos adosados al flanco activo (Arche, 2010).
3. Biotas y dinámica ecológica: Relacionada con el clima e influye en la tasa de producción de materia orgánica, ciclo del C, N, P, y ciclos de eutrofización (incrementos de seres vivos, por aumento de nutrientes).
4. Morfometría: Rige la arquitectura estratigráfica y dinámica sedimentaria. Los lagos de bajo gradiente tienen cinturones ambientales anchos con cambios laterales graduales y los lagos con alto gradiente presentan cinturones estrechos con cambios laterales abruptos. También influye en la distribución de temperaturas en el agua, mezcla térmica o por oleaje y alcance solar.

Figura 8. Factores de control de la sedimentación lacustre (Según Glenn & Kelts, 1991 y Gierlowski Kordesch & Kelts, 1994 en Arche, 2010).



Lagos pueden clasificarse según su, origen geológico, balance hidrológico, morfometría o dimensión entre otras; Los tipos más comunes de lagos actuales son los glaciares, periglaciares, y tectónicos, por lo tanto, con base en ellos se han generado la mayoría de los modelos para su estudio.

4.3.1 Modelos de Facies Lacustres Los procesos sedimentológicos y las facies se realizan con el esquema de la zonación ambiental y según indicaciones de Gierlowski-kordesch & Kelts (1994).

4.3.1.1 Cinturón ambiental supralitoral (orla palustre) Zona de topografía plana, con inundaciones eventuales, comúnmente colonizada por vegetación. La exposición subaérea genera grietas de desecación, brechificación, nodulización, huellas de raíces, nódulos de carbón, bioturbación. Se caracteriza por baja subsidencia, el espacio de acomodación se rige por el nivel freático, y la

inundación por escorrentía. Presenta espesores delgados con discontinuidades, agradantes y en onlap con los márgenes de la cuenca (Figura 9).

Sus facies se pueden comportar de dos formas:

1. Apilamiento de secuencias de progradación palustres extensas al tope de las secuencias litorales.
2. Secuencias agradantes de menor potencia y cantidad que las secuencias litorales.

Subambientes:

- Llanuras arenosas y lodosas: Usualmente ocurren en medios siliciclásticos, áridos y semiáridos. Un ejemplo son las orillas de playa lateralmente ligadas a abanicos aluviales, sin vegetación por la salinidad o la aridez del medio. Pueden estar constituidas por arenas de derrame (sheet floods). Las arcillas pueden tener moteado por alteración producida por la exposición subaérea.
- Cinturones pantanosos, marshes y swamps: Presentan vegetación superior, carófitas y láminas de cianobacterias. Generalmente pueden contener niveles de carbón por sus suelos orgánicos característicos, también pueden estar relacionados con deltas.
- Cinturones de carbonatos: Son frecuentes los lodos carbonáticos en zonas inundadas con ausencia de siliciclásticos, que pueden presentar estructuras como bioturbación, desecación, brechificación, nodulización.
- Conos de derrubios y parte sub-aérea de fan deltas: Se dan cuando el lago está adosado a un escarpe posiblemente de falla, característicos de semigrabens, y acumulan conos de derrubios, flujos gravitacionales o fan deltas.

4.3.1.2 Cinturón ambiental del litoral La zona litoral incluye por los cinturones eulitoral (oscilaciones anuales) e intralitoral (oscilaciones del nivel del lago), se encuentran evidencias de exposición subaérea. Según el tipo de pendiente se producirán cambios laterales abruptos o graduales. Afectada por oleaje e intensa actividad biológica. Zona de mayor acumulación de sedimentos, pero no la de mayor espacio de acomodación. Sus secuencias presentan tendencia progradante y somerización que se agrupan en una progradación de mayor escala (Figura 9).

Las facies dependerán de los posibles subambientes, que a modo de resumen serán secuencias de progradación asociadas a: deltas, playas y sistemas ligados a oleaje, plataformas carbonáticas o márgenes lutítico-carbonático-evaporítico de lagos salinos. En ocasiones las secuencias litorales pueden preservar el evento transgresivo provocado por la creación de espacio de acomodación.

Subambientes:

Sistemas deltaicos: Los lagos están generalmente ligados a sistemas de transporte de sedimentos de manera que los deltas son un elemento obvio en los lagos, por ejemplo, en los lagos siliciclásticos es esencial el aporte de un sistema aluvial o deltaico.

A. Sistemas deltaicos relacionados con sistemas fluviales:

- Deltas tipo Gilbert progradantes de grano grueso: Tienen grandes aportes de sedimentos en lagos profundos, su topografía es media alta, son alimentados por un mismo canal, tienen facies desde lodos a conglomerados, comúnmente con slumps o incisiones de canales subacuáticos por la entrada de nuevas descargas. En el registro son potentes, granocrecientes y terminan con la progradación al sistema fluvial.

- Deltas tipo shoal wáter: Desarrollan barras de desembocadura, formas lobuladas, estructuras de corrientes, barras y ripples. Tienen bajo gradiente, se dan en lagos profundos con litorales amplias. El tamaño de grano disminuye radialmente y los lóbulos son granocrecientes. Terminan con la progradación de la llanura y sistema fluvial sobre el lóbulo. Las oscilaciones alocíclicas y autocíclicas dominan su estratigrafía.
- B. Sistemas deltaicos relacionados con abanico aluviales: Tienen características similares con los deltas lacustres. Generalmente se desarrollan en ambientes áridos. El modelo de facies tipo se compone de, abanico aluvial, llanura lodosa o arenosa y lago salino tipo playa-lake, en este modelo el abanico culmina antes de adentrarse al lago. Los sedimentos acumulados en este tipo de lagos son lodos, evaporitas, carbonatos y sheet floods con las crecidas.
- C. Fan deltas: Se distinguen por que la parte proximal a media del abanico entra en aguas de un sistema lacustre. Con frecuencia ocurren en el borde fallado de grabens o semigrabens que tienen relación con rift, strike-slip y borde de cuenca foreland. La presencia de flujos en masa y debris flows subacuáticos son una característica diagnóstica de este ambiente. Predominan facies de conglomerado, y brechas depositadas por flujo en masa, turbiditas y corrientes tractivas y hasta lodos como resultado de la decantación.
- D. Deltas de carbonatos: los deltas calcareníticos son poco comunes y son exclusivos en zonas acumuladas por drenaje con aporte decarbonato.

4.3.1.3 Cinturón ambiental del sublitoral y el talud Esta zona estará ubicada en el hipolimnion si el lago es estratificado, en ella se mantienen constantes las condiciones subacuáticas. Es considerado un cinturón transicional según Tucker & Wright (1990). Comúnmente ocurre en la faja oxigenada donde prosperan microbialitas y carófitas, entre las que se pueden acumular sedimentos lodosos.

Los overflows litoral pueden decantar y producir lodos arcillosos en el cinturón sublitoral y de cuenca. Underflows, interflows, turbiditas gravitacionales y el oleaje de tormenta puede depositar y acumular sedimentos más gruesos, hasta grava fina si están relacionados con deltas o fan deltas. El talud dependiendo del gradiente de su morfología puede actuar como zona de depósito o de transición.

4.3.1.4 Cinturón ambiental de la zona pelágica o de cuenca Este cinturón comprende la zona media, más profunda y plana, está ubicado en el hipolimnion (zona más densa y fría). Se caracteriza por la mayor tasa de subsidencia, pero en ocasiones necesitada de sedimentos. Es un ambiente anóxico, reductor, poca diversidad bentónica, carente bioturbación, y no recibe el efecto del oleaje. Las facies tienden a la agradación y a mayor escala progradación de la facies sublitorales sobre facies pelágicas. Su sedimentación rige por procesos de decantación y precipitación pelágica, puede ser laminada o de lodos masivos, en el último son útiles los criterios como eventos de bioturbación, niveles minerales definidos, cambios litológicos suaves y ciclicidad para identificar cambios ambientales o de eventos de no depositación. Entre los sedimentos de cuenca pueden existir intercalaciones de espesor y frecuencia variable, de depósitos de underflows, niveles turbidíticos, sismitas, slumps y niveles piroclásticos (Figura 9).

- Sedimentos laminados: La laminación es el resultado de procesos de decantación y precipitación. Los sedimentos se componen de material siliciclástico, carbonático y orgánico. La materia orgánica puede provenir de algas y plancton. Si es mezclada con parte detrítica formará facies de oil shales. También pueden aparecer turbiditas, underflows, capas de piroclásticos, o de cenizas, intercaladas con los depósitos laminados. También es un ambiente adecuado para conservar la ciclicidad.
- Turbiditas, underflows y ondas de lodo: Estos depósitos se presentan eventualmente alternando con los sedimentos laminados. A diferencias de las

corrientes turbiditas, los underflows pueden ser más constantes y en algunos casos constituir en mayor parte las zonas de cuenca, si están ligadas lateralmente deltas o fan deltas, o también pueden presentar canales estables o levas similares a los submarinos.

- Microbialitas: los tapices de cianobacterias, y bacterias o biofilms se pueden generar sobre los sedimentos pelágicos o entre la porosidad y así pueden afectar los procesos temprano de diagénesis, pero estos no son conservados generalmente.

Figura 9 Esquema sintético y sin escala de la formación de la característica secuencia de somerización lacustre, acompañado de un ejemplo real de secuencia de somerización y progradación de un sistema lacustre compuesta por el apilamiento de múltiples secuencias representativas de los distintos cinturones de facies. El ejemplo corresponde al relleno del sistema lacustre Gai-As del Cretácico inferior del norte de Namibia y Brasil. Tomado de Stollhofen et al., (2000) en Arche (2010).

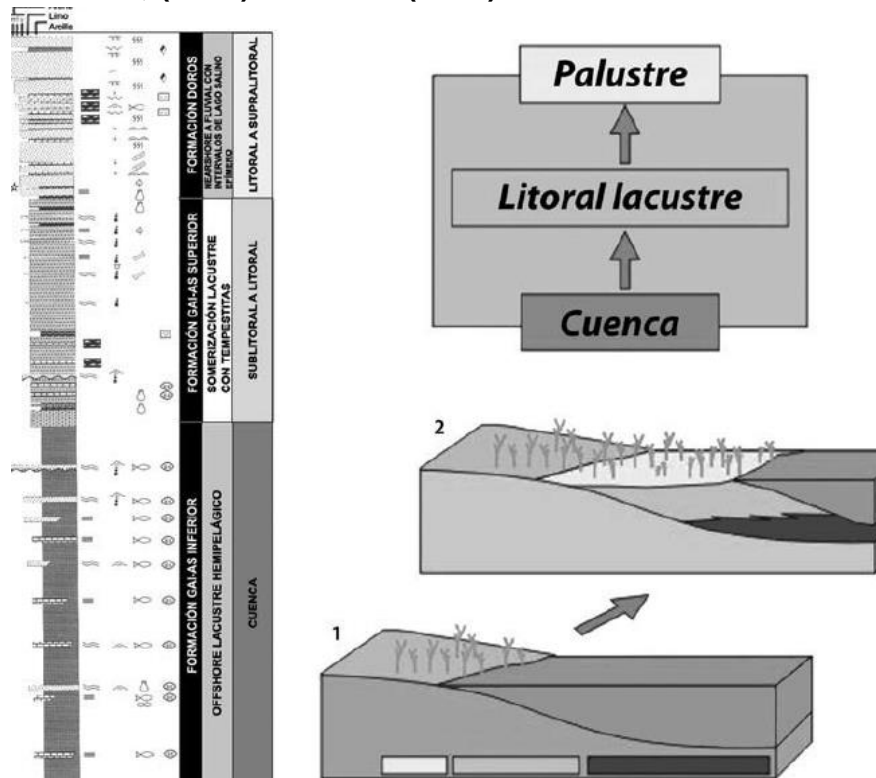
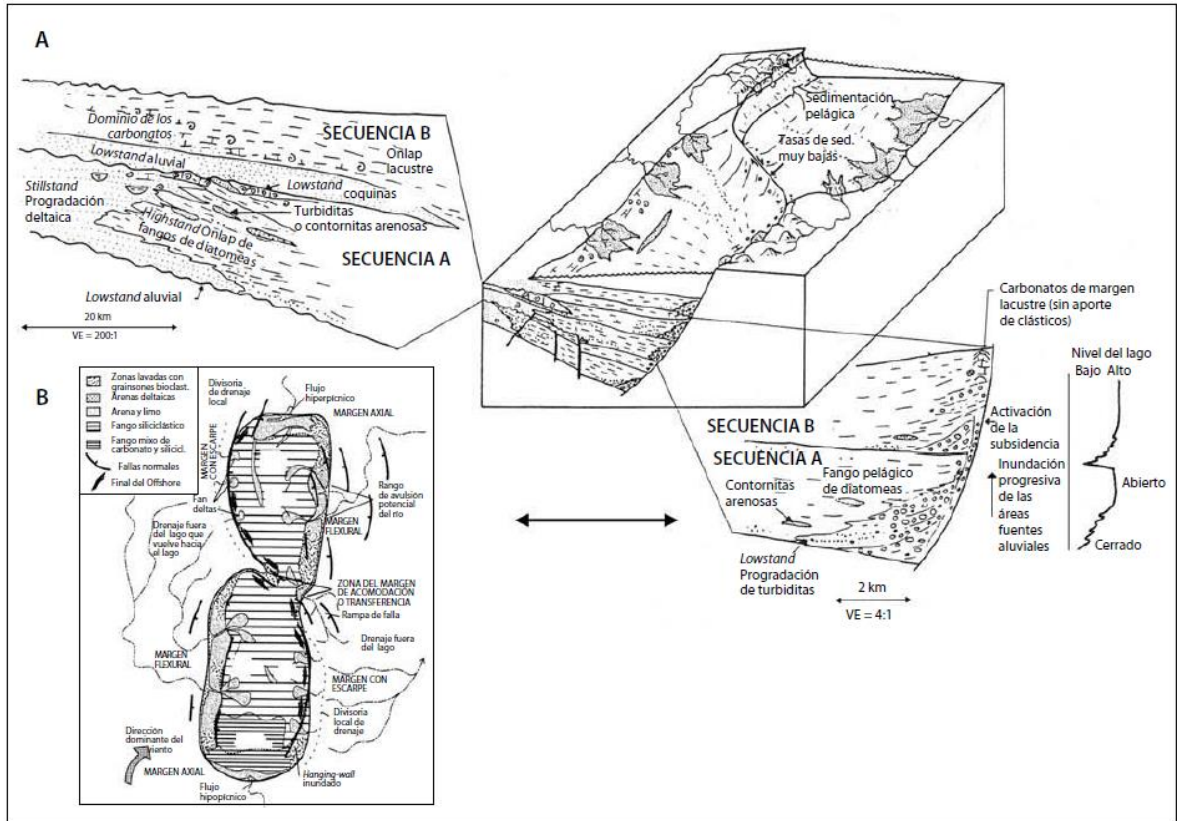


Figura 10. A. modelo secuencial del lago Tanganyka, se muestran dos secuencias asociadas a ciclos de fluctuación del nivel lacustre. Tomado de Cohen (1990) en Arche (2010). B. Modelo de las relaciones geomorfológicas inducidas por la tectónica en la cuenca de rift del lago Tanganyka. Tomado de Soreghan y Cohen (1996) en Arche (2010).



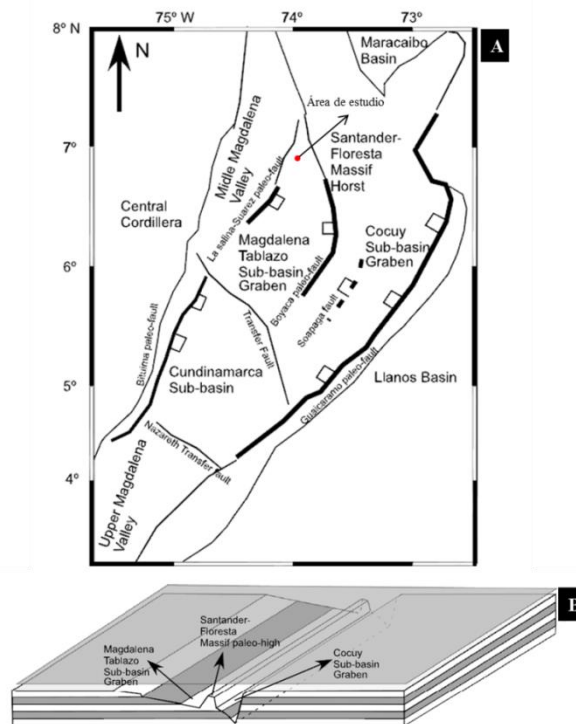
4.3.2 Análisis Facial El concepto actual del término facies fue introducido por Gressly en 1838 para integrar los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad de roca (Posamentier & Walker, 2006). Las facies se pueden denominar informalmente (facies A) o con descripciones breves pero objetivas basadas en observaciones de campo (“facies limolitas laminadas”). La interpretación de las facies se realiza en términos de procesos, es fundamental la comparación con casos antiguos y actuales, de extenso estudio (Posamentier & Walker, 2006). Las facies se clasifican según el objetivo de su análisis y teniendo en cuenta los procesos que rigieron durante su formación (litofacies, biofacies, tectonofacies, icnofacies). Las asociaciones de facies son agrupaciones de facies relacionadas

genéticamente e interpretadas en términos de los ambientes deposicionales. Las condiciones climáticas y la tectónica determinan la arquitectura de las asociaciones.

5. MARCO GEOLÓGICO

5.1 EVOLUCIÓN CORDILLERA ORIENTAL

Figura 11. A. Compartimientos de sub-cuencas Cretácicas y localización de fallas del rift mesozoico. Modificado de Sarmiento-Rojas et al. (2006), Jiménez et al. (2014). B. Esquema de la geometría de cuenca en configuración post-rift (o back-arc) Tomado de Jiménez et al, (2014).



La Cordillera Oriental es un orógeno bivergente (Jiménez *et al.*, 2014) con orientación SW-NE, limitado al este por la Cuenca de los Llanos, al oeste por la Cuenca del Valle del Magdalena y al NW por la Falla de Bucaramanga – Santa Marta, con un movimiento sinistral al sur; además sobre el eje axial de la cordillera se encuentran los Macizos Garzón y Quetame.

Su evolución inicia con la extensión rifting back-arc Triásica-Jurásica (Aspden *et al.*, 1987) y con la tectónica dextral de la Falla Bucaramanga- Santa Marta durante el Jurásico temprano Medio, provocando una traslación hacia el norte de los terrenos ubicados al W de la misma (Bayona *et al.*, 2005). La conjugación de estos eventos tectónicos dio lugar a la generación de cuencas graben asimétricas transtensionales, en las que se depositaron gruesas secuencias de rift continentales. Posteriormente, se amplía la cuenca por la extensión del Cretácico Temprano (Berrasio-Hauteriviano) y la acumulación es dividida por los Altos Santander y Floresta. En el Aptiano-Albiano la cuenca se extiende y profundiza, depositando facies marinas poco profundas en el Valle Superior del Magdalena, evento que se suspende a finales del Cretácico por la acreción de terrenos al W de la cuenca (Sarmiento *et al.*, 2006; Pindell & Eriksson, 1993).

En el Maastrichtiano – Eoceno Temprano se establece una Cuenca Foreland y comienza la Orogenia Andina con la reactivación e inversión de estructuras preexistentes extensionales (Gómez *et al.*, 2005; Pindell & Eriksson, 1993; Ramírez-Arias *et al.*, 2012). Desde el Eoceno la configuración tectónica de la Cordillera se ve afectada por el cambio de relativa convergencia a divergencia entre las Américas (Cortés, 2005). Múltiples investigaciones coinciden que durante el Oligoceno tardío – Mioceno temprano, ocurre el inicio coetáneo de la deformación para diferentes zonas de la cordillera y finalmente durante el Mioceno Medio-Tardío se da el levantamiento más intenso del orógeno (Gómez *et al.*, 2005; Mora *et al.*, 2008; Ramírez-Arias *et al.*, 2012), posiblemente potenciado por el ensamblamiento temprano del Arco Panamá al W (Montes *et al.*, 2005).

Figura 12. Modelo de la estructura de la corteza de la Cordillera Oriental, mostrando fallas de basamento lístricas que se une en un despegue principal a 23 Km de profundidad. Modificado de Cortés et al. (2006).

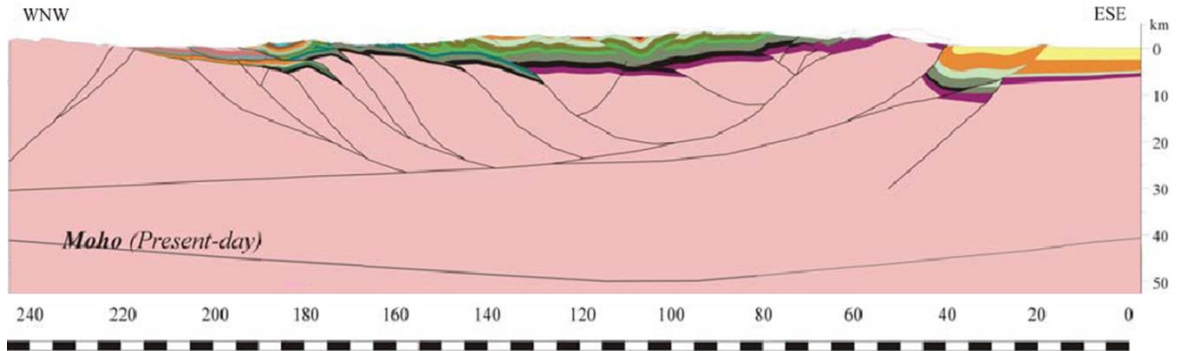
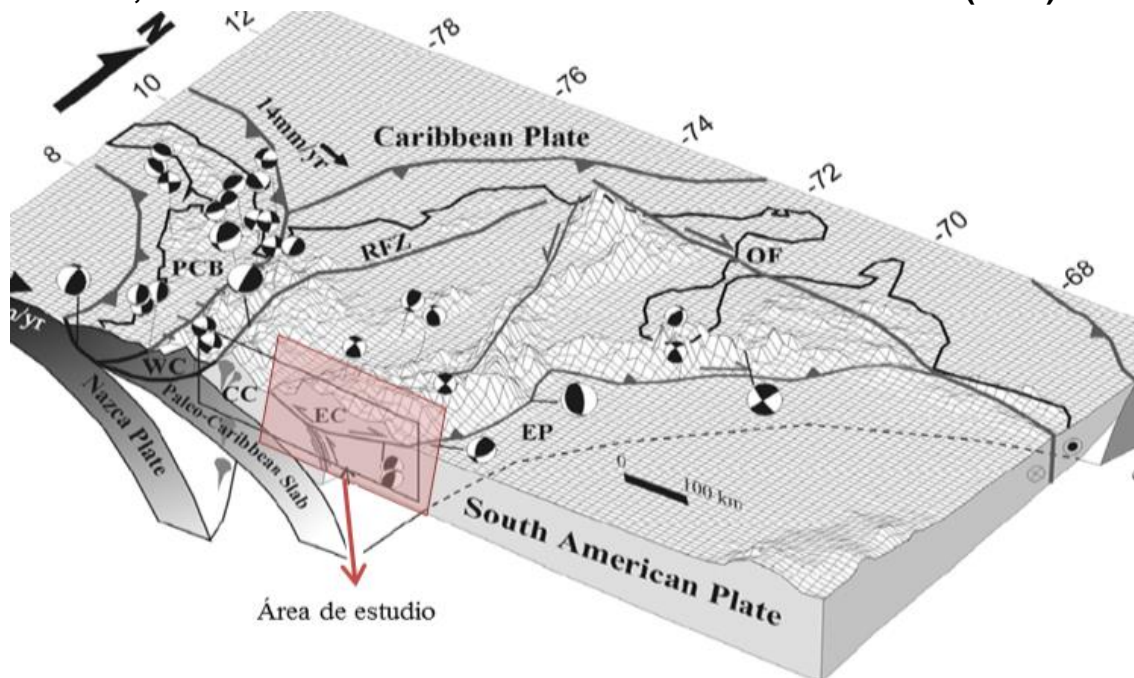
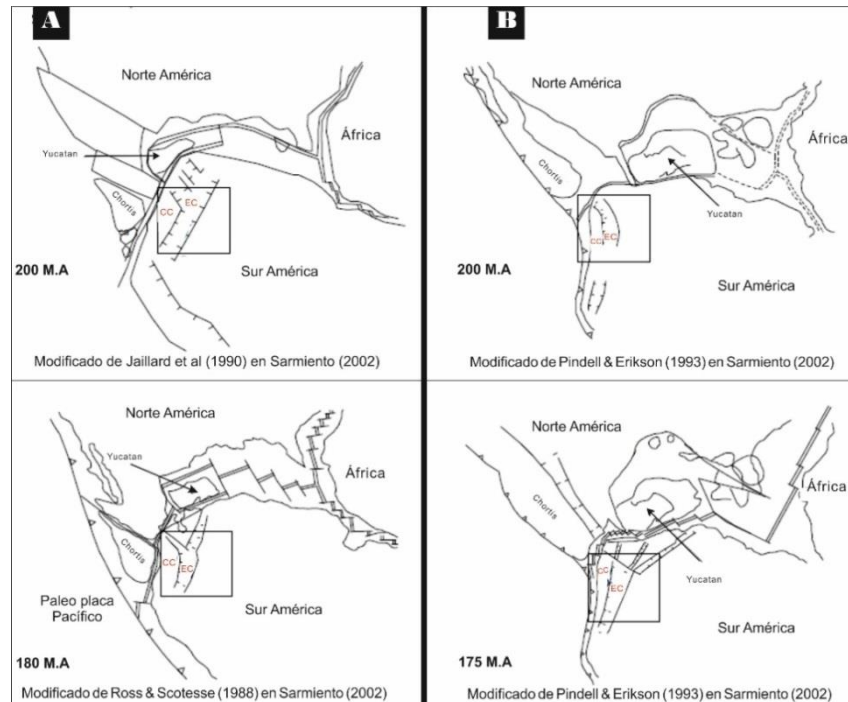


Figura 13. Configuración actual de la tectónica de placas de la esquina NW de Suramérica. EC: Cordillera Oriental, CC: Central Cordillera, WC: Western Cordillera, RFZ: Romeral Fault Zone. Modificado de Cortés et al. (2005).



5.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA PARA EL JURÁSICO

Figura 14. Modelos geológicos de evolución para el Jurásico.



Modificado de Sarmiento (2001).

La evolución geológica para la parte más septentrional del continente Sur Americano durante el Mesozoico Temprano es aún tema de investigación debido a que aún no es muy clara la naturaleza de la diversidad de eventos geológicos que coexisten, entre estos el emplazamiento de cinturón magmático de composición calco alcalina, generación de cuencas extensionales, desplazamiento de rumbo y reacomodación de bloques y terrenos alóctonos (Aspdent *et al.*, 1987; Bayona *et al.*, 2005; Sarmiento *et al.*, 2006; Cochrane *et al.*, 2013). Aunque si bien estos eventos pueden explicar fenómenos locales aún su aplicación en un modelo continental no es muy consistente.

El Triásico-Jurásico se caracteriza por la generación de cuencas de distensión con espesas secuencias detríticas en las cuales se interestratifica material piroclástico

y volcánico adyacente al emplazamiento de cinturón magmático emplazado con dirección NE-SW desde la Patagonia hasta la parte más norte del continente, relacionado con el desarrollo de un margen compresivo con convergencia oblicua de la paleo placa de Farallones al occidente bajo Sur América (Aspdent *et al.*, 1987; Toussaint, 1995; Mojica *et al.*, 1996; Mojica, 2001; Sarmiento, 2001). Para la parte más septentrional del continente la explicación más aceptada es un ambiente de extensión con generación de cuencas tipo rifting intracontinental debido al rompimiento de la Pangea sobre el Triásico-Jurásico y la apertura del proto Caribe y el norte del Atlántico (Sarmiento, 2001; Cediél *et al.*, 2003; Clavijo *et al.*, 2008).

Aspdent (1987) define al período Jurásico (Episodio B entre 170-160 Ma) como el periodo de mayor emplazamiento y distribución espacial de cuerpos ígneos plutónicos de composición calco alcalina y relaciona su génesis a la convergencia oblicua y/o variaciones en el ángulo de convergencia de la placa Farallones con respecto a la placa de Sur América. Otras hipótesis respecto al origen de estos cuerpos es un carácter sintectónico relacionado a grandes fallas de rumbo que actúan como corredores intracorticales por donde ascienden estos cuerpos magmáticos o debido al resultado de una serie de acreciones de terrenos alóctonos.

Sarmiento (2001) profundiza y aporta nuevos datos sobre los dos posibles modelos evolutivos planteados en diferentes trabajos para este periodo geológico. Así según el registro estratigráfico la deposición de estos depósitos se genera en dos cuencas compartidas y separadas al Norte y Sur con características tectónicas y estratigráficas diferentes.

Sobre la zona Sur se encuentra el actual Valle Superior del Magdalena (VSM) y Ciénaga de Morrocoyal (SSL) al Sur se constituye de espesas secuencias detríticas y volcánicas representadas por el Grupo Payande (Toussaint, 1995) y la

Formación Noreán (Clavijo, 1996; Clavijo *et al.*, 2008) los cuales según Sarmiento (2001) sus cuencas de deposición poseen una historia de subsidencia semejante representada por superficie de inundación máxima sobre el Jurásico Inferior con la Formación Luisa y Morrocoyal respectivamente, los cuales según datos de geoquímica de elementos mayores sobre rocas volcánicas de la Formación Saldaña con edades entre 136-176 Ma (Schwabe *et al.*, 2001) propone para el Valle Superior del Magdalena un ambiente de back arc relacionado con un margen compresivo al occidente con generación de estratovolcanes y volcanismo explosivo adyacente a cinturón magmático. Clavijo *et al* (2008) en su trabajo sobre la evolución de la SSL explica la génesis de la Formación Noreán mediante un halfgraben delimitado por estructuras normales con movimientos de rumbo sobre el cual se da la deposición de sedimentos fluviales y una espesa secuencia generada por volcanismo subaéreo explosivo que se extiende desde el Triásico Tardío al Jurásico Medio.

Por otra parte, al Norte sobre la Cordillera Oriental y el piedemonte occidental del VMM la configuración tectónica y el registro estratigráfico indica que la máxima superficie de inundación se alcanza sobre el Jurásico Inferior con la Formación Batá y Montebel. La configuración tectónica es un régimen de extensión con cuencas de rift asimétricas con desarrollo de paleo sistemas de fallamiento normal (Suárez, Bituima, Boyacá) (Sarmiento, 2001). El registro sedimentario para la parte más septentrional difiere de las mencionadas al Sur en cuanto a espesor y naturaleza. Sobre estos paleo sistemas sólo se preservan algunos metros de secuencia volcanosedimentaria como la Formación Jordán con escaso material volcánico en comparación con las citadas anteriormente y por el contrario se tiene una espesa secuencia detrítica que le suprayace desprovista de volcanismo y con abruptos cambios faciales representada por la Formación Angostura del río Lebrija (Osorio-Afanador, 2016). Kammer (2001) en base a deducciones que carecen de datos relaciona dichas distribuciones faciales sobre el VMM y Cordillera Oriental con un origen jura-triásico de la Falla de Bucaramanga y con un primer pulso de

levantamiento del Macizo de Santander, aunque si bien son sólo deducciones resulta interesante entender el arreglo oblicuo de los cuerpos Jurásicos sobre el Macizo de Santander frente al tren estructural de la margen convergente al occidente.

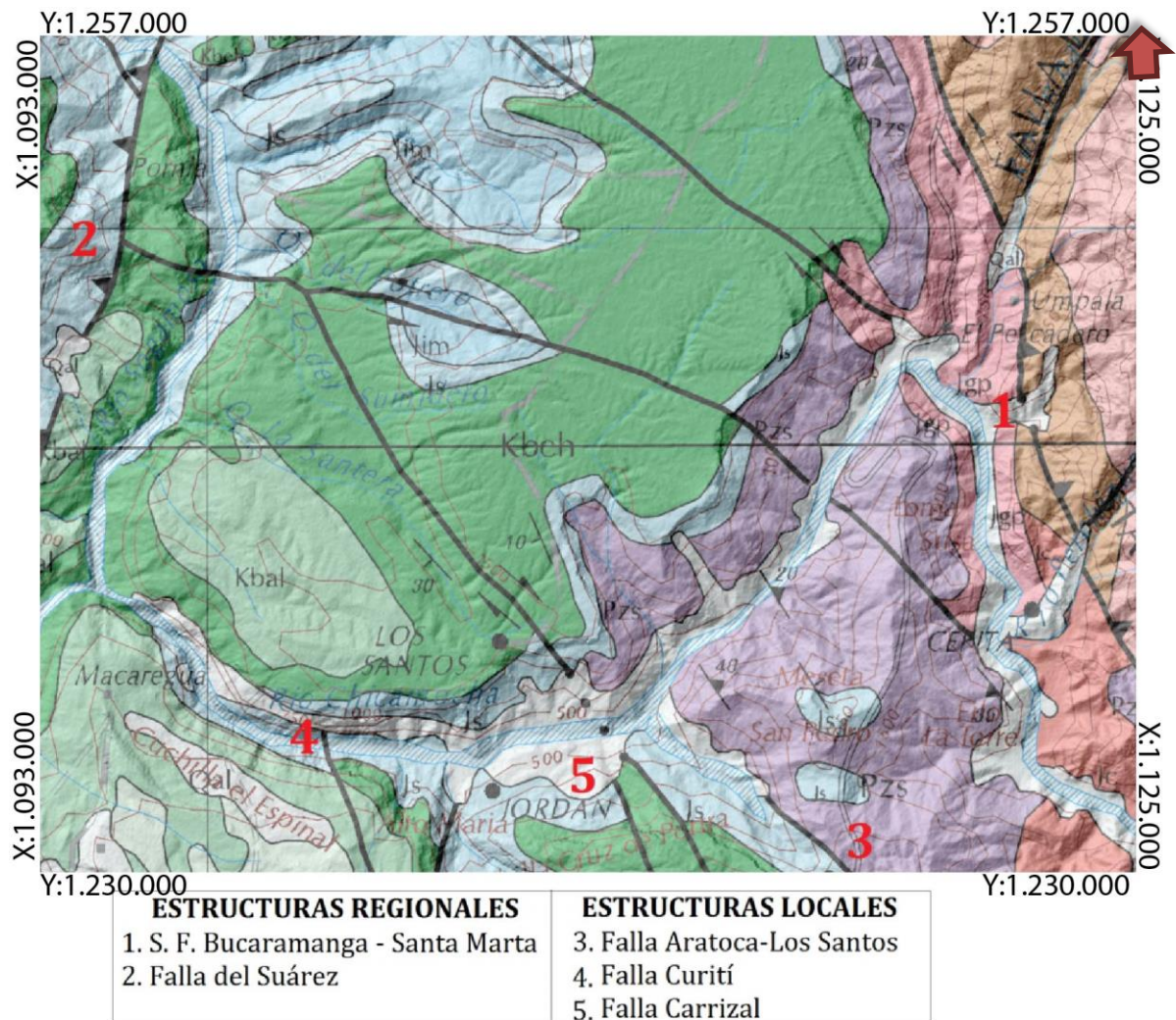
Estudios más recientes realizados por Bayona (2005) mediante paleomagnetismo y mineralogía magnética en rocas Mesozoicas sobre Cordillera Oriental, Macizo de Floresta y VSM proponen la traslación de terrenos hacia el Norte y rotación de bloques al oeste de Falla de Bucaramanga con respecto al cratón en función de paleolatitudes positivas para el período Jurásico Temprano-Medio y traslaciones desde el Este al Oeste de Sur América de terrenos acrecionados desde el Jurásico Tardío.

Cochrane (2013) aporta nuevos datos de geocronología en diferentes cuerpos plutónicos a través de los Andes desde Ecuador hasta Colombia y propone un modelo evolutivo para el Pérmico hasta el Cretácico Temprano más autóctono sin acreción de terrenos, el cual consiste en un Slab Roll-Back para el período de (190-160 Ma) donde se da la migración del arco magmático hacia el Oeste, asociado con extensión y adelgazamiento cortical en cuenca de tipo back arc con emplazamiento de magmas y generación de rocas volcánicas.

5.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

5.3.1 Geología Estructural

Figura 15. Mapa geológico con las principales estructuras regionales.



Modificado de Royero & Vargas (1999). Escala 1:300.000.

El área de estudio se encuentra sobre la provincia tectónica de la Cordillera Oriental según (Royero & Clavijo et al., 2001) la cual se caracteriza por un estilo estructural de plegamiento con sinclinales y anticlinales amplios, limitados por fallamiento inverso y cabalgamientos con inclinación al Este (figura 15).

Estructuras Regionales

El piedemonte occidental de la Cordillera Oriental se encuentra delimitado por el sistema de fallas de Bituima-La Salina, que asimismo es el límite oriental de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, y su zona oriental por el sistema de fallas de Guaicaramo y la cuenca Llanos (Sarmiento, 2001). Desde una perspectiva más local, la zona de mesas (Julivert, 1958) se encuentra delimitada hacia su occidente por la Falla del Suárez y el anticlinorio de los Yariguies (Osorio-Afanador, 2016) y al oriente por el sistema de Fallas de Bucaramanga Santa Marta, las cuales configuran un bloque basculado al norte, deformado de manera diferencial, en el cual sobre su parte sur se encuentran una zona de plataformas y mesas estructurales, como la Mesa de Los Santos y la Mesa de Barichara.

Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta

La Falla Bucaramanga es el segmento más meridional del Sistema de Fallas de Bucaramanga Santa Marta el cual se compone de dos segmentos principales (Ujueta, 2003). Inicia al norte sobre el Caribe y se representa como el borde occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta hasta el municipio de Bosconia, continua sobre la parte central donde se oculta sobre cuaternarios del río Cesar y Magdalena hasta Curumaní y hacia el sur se manifiesta con el levantamiento de rocas del basamento del Macizo de Santander y la presencia de morfoestructuras como ganchos de presión, lomos de obturación, silletas, y drenajes desplazados que evidencian el carácter inverso y el sentido del movimiento lateral izquierdo de 3 mm por año (Diederix *et al.*, 2009; Royero & Clavijo, 2001; Jiménez *et al.*, 2015).

Falla del Suárez

Corresponde a una estructura regional la cual no afecta directamente nuestra zona de estudio, pero hacia el sur-occidente presenta un fuerte control estructural sobre

la parte sur del Anticlinorio de los Yariguies (Osorio-Afanador, 2016) y la plataforma de Zapatoca donde deforma las rocas del Grupo Girón (Julivert, 1958; Julivert & Tellez, 1963).

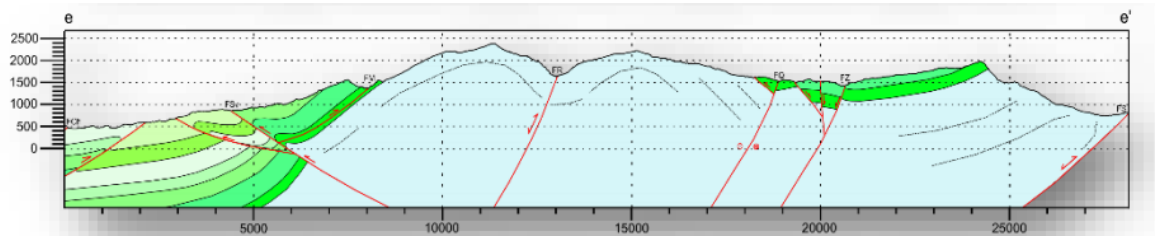
Su dirección es N20°E y N25°E con inclinación al W y con comportamiento inverso de alto ángulo, con una componente vertical importante y una velocidad de desplazamiento vertical de 0.1 mm/año, que se extiende desde Barbosa al Sur controlando la margen E del río Suárez hasta su confluencia con el río Chicamocha donde dan origen al Río Sogamoso, aquí la falla lo atraviesa para ir por Chocóa y luego seguir paralela al río de Oro donde pone en contacto rocas del Jurásico con el Cuaternario de la terraza de Bucaramanga, sigue su rumbo hasta colindar con el sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta en el Norte sobre la altura del río Lebrija (Julivert, 1958; Royero & Clavijo *et al.*, 2001). Ward (1973) propone un desplazamiento vertical calculado entre 400 y 2.300 m.

Anticlinorio de los Yariguies

Según Julivert (1958) representa la parte más norte de la Serranía de los Yariguíes. Royero & Clavijo (2001) se refieren a este como una estructura asimétrica con su flanco oriental inclinado y con eje orientado N10°E al sur, en el cual su núcleo está representado por rocas de edad Jurásico de la Formación Girón y se encuentra fallado hacia sus límites por la Falla del Suárez y el Carmen según Pulido (1978) en Royero & Clavijo (2001). Osorio-Afanador (2016) renombra esta estructura como Anticlinorio de los Yariguíes y propone diferentes secciones transversales que lo segmentan en donde la Falla de Tablazo (sensu Julivert, 1958) escinde la estructura en un dominio norte sobre la plataforma de Lebrija y uno al sur sobre Zapatoca los cuales poseen comportamientos estructurales y litoestratigráficos diferentes. El anticlinorio de los Yariguíes corresponde en definitiva a un orógeno de inversión el cual ha experimentado

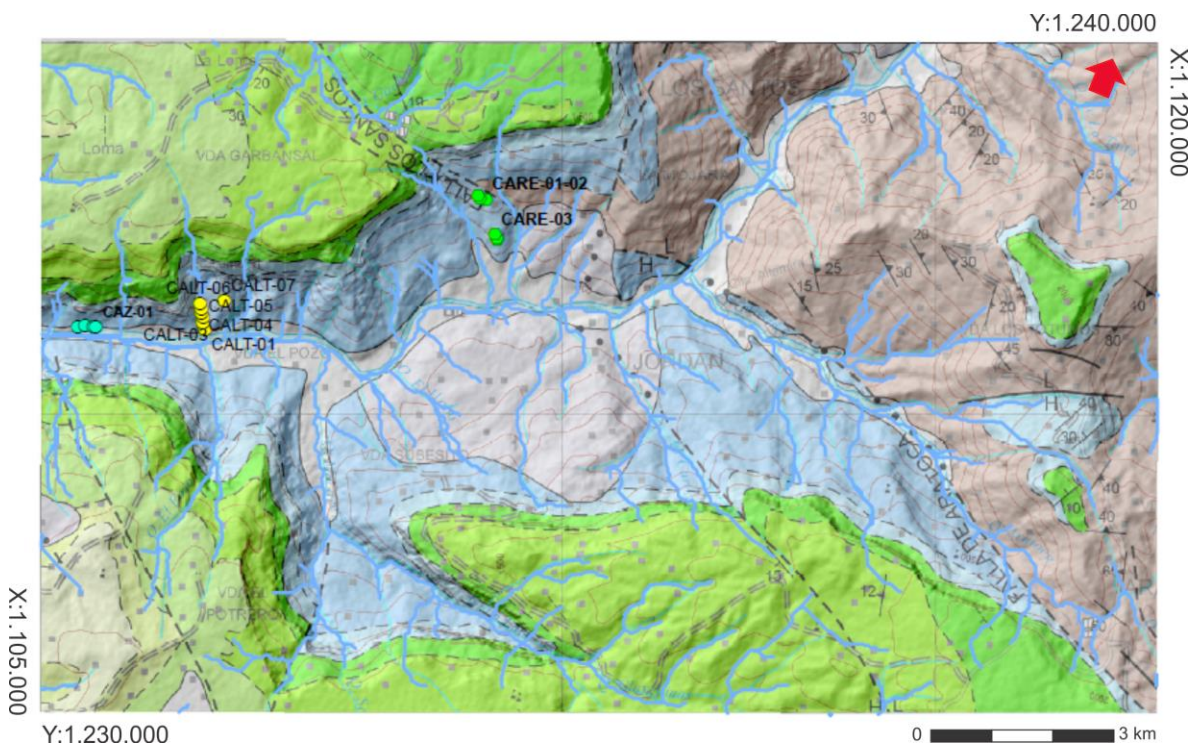
varias fases tectónicas que han generado y reactivado diferentes estructuras dentro de sus límites.

Figura 16 Corte Geológico sobre Anticlinorio de los Yariguíes. Al E Zapatoca y al W San Vicente de Chucurí. Tomado de Osorio-Afanador, 2016.



Estructuras Locales

Figura 17: Mapa geológico local de la zona de estudio con la localización de las zonas muestreadas.



Falla Aratoca

Falla de comportamiento normal definida por Julivert (1963) como una ancestral estructura de comportamiento normal y que no ha sufrido procesos de reactivación durante el evento orogénico Andino. Sobre la zona de estudio se manifiesta como un accidente estructural paralelo a la quebrada Aratoca, con dirección NNW-SSE desde el municipio de Aratoca pasando por el río Chicamocha y segmentado la parte Sur de la Mesa de los Santos, dichos accidentes topográficos y geográficos se evidencian mediante la interpretación de modelos digitales de elevación (DEM) donde se observan las características contrastantes de la topografía y la pendiente en ambos lados de la estructura. En este sentido sobre el bloque yacente de la Falla de Aratoca se encuentran unidades metamórficas de la Formación Esquistos del Chicamocha y Unidad Filitas de San Pedro (sensu Mantilla *et al*, 2016), esta última a modo de mesa dónde se encuentran relictos de unidades Mesozoicas interpretadas por Julivert (1963) como una plataforma arrasada. Sobre el bloque colgante se encuentran unidades del Mesozoico de la Formación Jordán y Formación Los Santos.

Figura 18. Fotografía panorámica de la zona de estudio con interpretación de las fallas geológicas y alineamientos.



Falla Carrizal

Corresponde a un accidente topográfico con dirección NNW-SSE interpretado mediante fotografías panorámicas e interpretación geomorfológica, se encuentra afectando la parte SW de la zona de estudio dónde se evidencia por un lineamiento estructural de la quebrada Carrizal que deforma la Formación Jordán y se oculta sobre cuerpos coluviales (Figura 29)

Falla Curití

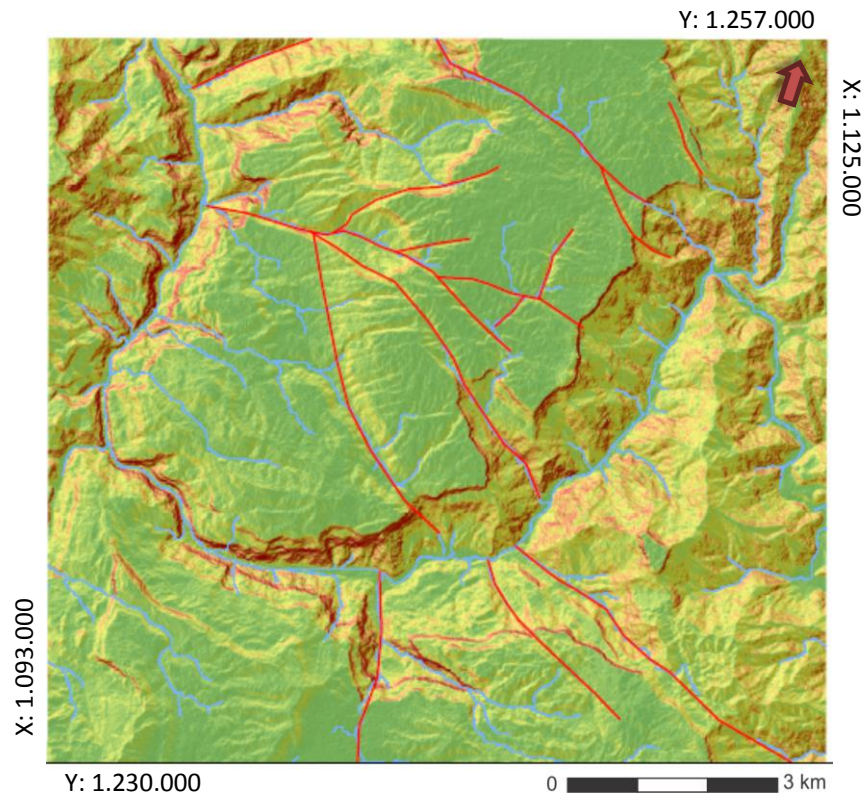
En la zona de estudio se encuentra sobre la parte Sur y controla estructuralmente la zona donde se pueden observar algunos valles disectados. Según Tarazona (2008) corresponde a una falla inversa con movimiento lateral derecho y vergencia al NW sobre la meseta de Barichara.

Otras Estructuras

Sobre la zona de la Mesa de los Santos y en función de la interpretación del DEM y mapa de pendientes se pueden delinear algunos accidentes tectónicos como lineamientos y fallas, aunque son solo interpretaciones es necesario tener un control de datos estructurales más riguroso para poder definir el comportamiento de estas en términos de vergencia, relación con estructuras regionales y estilo estructural para la zona de Mesas. En la imagen (Lineamientos y fallamientos) se pueden observar lineamientos estructurales definidos por drenajes totalmente alineados y en algunos casos por indicadores morfoestructurales como lomos de obturación (Vereda La Purnia al N) , escarpes de falla (Parte central de la Mesa) y drenajes desplazados por fallas de comportamiento dextral (Escarpe Oriental). La dirección de estos accidentes es preferencialmente NW-SE en los de mayor extensión y en las fallas satélites NE-SW. Julivert & Tellez (1963) plantea para estas un origen como fallas directas pre-cretácicas que hicieron parte de un

sistema de fallamiento normal presente sobre el flanco W del Macizo de Santander en los cuales sus bloques colgantes se encontraban hacia el occidente y que fueron reactivadas como fallas inversas durante la orogenia Andina.

Figura 19. Lineamientos y fallamiento sobre la Mesa de los Santos y Cañón del río Chicamocha mediante interpretación de Modelo Digital de Elevación (DEM)



5.3.2 Estratigrafía

Formación Silgará (Fm Esquistos del Chicamocha) (OS1-Mbg)

Secuencia definida por Ward (1973) sobre el municipio de Matanza en dónde definió su localidad tipo y reinterpretada recientemente mediante geocronología U-Pb en zircones detríticos por Mantilla (2016) donde propone que esta unidad debe

ser escindida en tres unidades denominadas Formación Esquistos del Silgará (Matanza-Rionegro), Formación Esquistos del Chicamocha (Aratoca) y Unidad Filitas de San Pedro (Mesa de san Pedro-Aratoca), en dónde las dos primeras a pesar de corresponder a un mismo evento metamórfico se diferencian en la composición litológica, grado metamórfico, y máxima edad de depositación.

En el sentido de Mantilla *et al* (2016) en nuestra zona de estudio aflora al NW sobre el bloque yacente de la Falla de Aratoca (Julivert & Tellez, 1963) y está representada por la Formación Esquistos del Chicamocha representada por esquistos, cuarcitas y lentes de anfibolitas con grado metamórfico de facies esquistos verdes y máxima edad de depositación sobre el Cámbrico temprano y la Unidad Filitas de San Pedro que consta de filitas cloríticas de facies sub esquistos verdes y máxima edad de depositación sobre el Ordovícico tardío.

Granito Pescadero (J-pi)

El granito de grano fino a muy fino, equigranular a ligeramente porfirítico; está compuesto de plagioclasa (albita), ortoclasa, micropertita y cuarzo en cantidades casi iguales; los accesorios son óxidos de hierro, moscovita, biotita y zircón (Royero & Clavijo *et al.*, 2001). Dataciones radiométricas K/Ar en Biotita dan edad de 193 ± 6 Ma (Ward *et al.*, 1973).

Formación Jordán (J1J2-VCct)

Unidad volcanosedimentaria de edad Jurásico Inferior-Medio? definida por Cediell (1968) sobre la quebrada del Roto en Jordán Sube la cual consta de dos facies, una facies inferior compuesta de arenitas verdes de grano medio-grueso intercalada con limolitas, arenitas arcósicas de grano fino y zonas conglomeráticas, en su facies superior consta de limolitas rojas en las cuales se

encuentran rocas volcanoclásticas interestratificadas definidas como tobas soldadas (Ward *et al.*, 1973).

Formación Girón (Fm Angostura del Río Lebrija) (J3-Sc)

Unidad sedimentaria de edad Jurásico Superior con espesor de 3350 sobre localidad tipo en el río Lebrija (Osorio-Afanador, 2016) donde está compuesta por areniscas de grano medio y grueso hasta ligeramente conglomerático, de color rojo violáceo, rojo grisáceo y gris verdoso, estratificación cruzada, en capas gruesas, con inter-estratificaciones de limolitas y lodolitas, de color rojo violeta, grisáceo y algunos niveles delgados de conglomerados con guijos de cuarzo hasta de 4 cm. El ambiente de sedimentación es continental, fluvial a lacustre fluvial (Ward *et al.*, 1973; Royero & Clavijo *et al.*, 2001). Osorio-Afanador (2016) propone renombrar esta unidad como Formación Angostura del río Lebrija (sensu Etayo, 1986) con su sección tipo sobre el río del mismo nombre y en función de las diferencias faciales que posee esta unidad sobre toda la extensión del Anticlinorio de los Yarigües desde el sur de Zapatoca hasta su sección tipo.

Formación Los Santos (b1-Sctm)

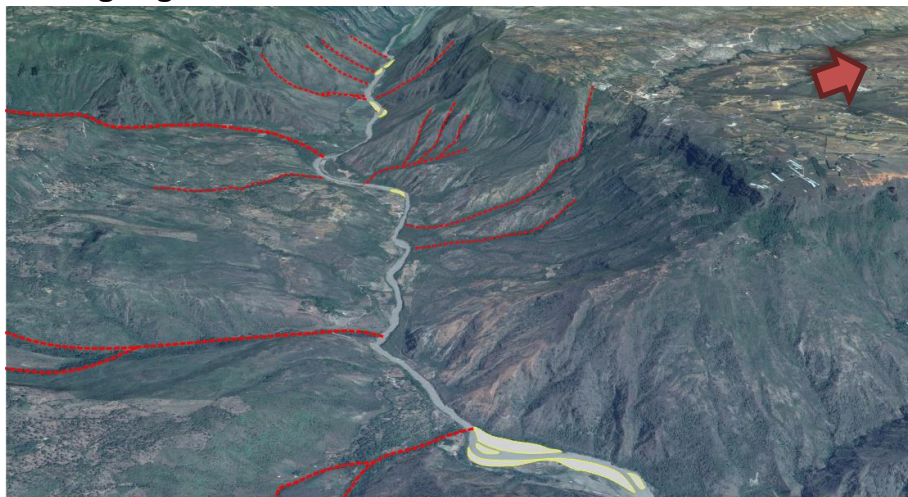
Unidad sedimentaria de edad Cretácica Inferior que consta de arenitas conglomeráticas, lodolitas rojo grisáceas y cuarzoarenitas gris amarillentas, con estratificación cruzada, en capas tabulares de espesores variables. Laverde (1985) define siete macro secuencias en su localidad tipo con espesor de 218m asociadas a un sistema fluvial de corrientes trenzadas, barras longitudinales-transversales, y corrientes meandriiformes como barras de meandro, llanuras de inundación. Sus facies han sido interpretadas como depósitos fluviales acumulados por corrientes trenzadas (Ward *et al.*, 1973; Royero & Clavijo *et al.*, 2001). Clavijo (1985) asocia su génesis al levantamiento tectónico y la rápida erosión de la Formación Jordán y unidades litoestratigráficas más antiguas a

finales del tectonismo del Mesozoico. Laverde (1985) interpreta la naturaleza granodecreciente de la secuencia como el producto de la erosión del paleo-relieve probablemente debido a intensos periodos erosivos que siguen a una fase de tectonismo de bloques.

Depósitos Recientes

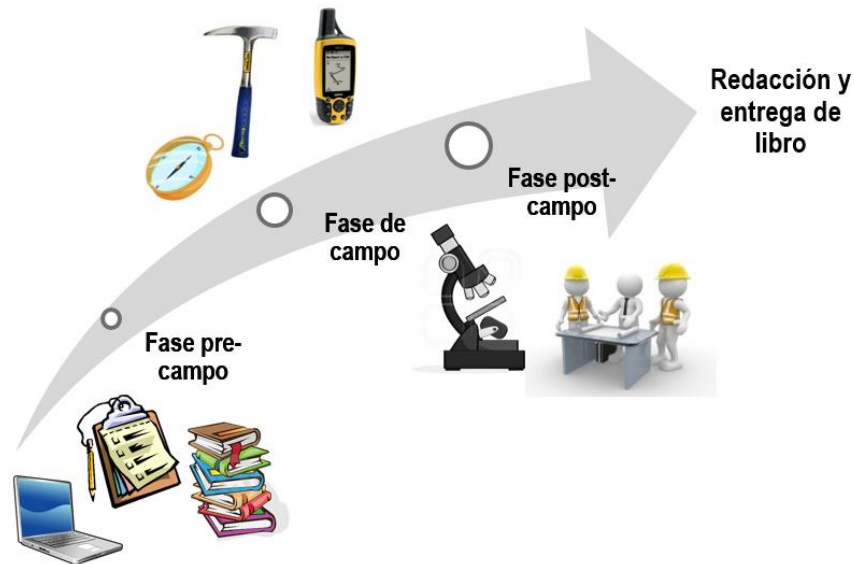
Cuaternario: Los depósitos cuaternarios observados en nuestra zona de estudio corresponden a depósitos de tipo aluvial relacionados con el río Chicamocha, constan de amplias terrazas compuestas de conglomerados poligomicticos enbevidos en matriz areno-lodosa, con clastos subredondeados hasta redondeados. En esta categoria también se agrupan los pequeños depósitos de conos de deyección de los diferentes tributarios con alta pendiente que desembocan sobre el río Chicamocha (Quebrada Monte Grande, Carrizal, Aratoqueña).

Figura 20. Depósitos aluviales recientes asociados a la desembocadura de tributarios de alta pendiente sobre el río Chicamocha. Barras longitudinales. Modificado de google Earth Pro



6. METODOLOGÍA

Figura 21. Plan de trabajo y metodología a seguir del trabajo de investigación



La metodología adoptada durante el desarrollo de este trabajo de investigación consta de cuatro estados principalmente, los cuales se describen a continuación.

Planteamiento de hipótesis de trabajo y recopilación bibliográfica

Inicio con la definición de objetivos e hipótesis de trabajo a abordar mediante la aplicación del método científico y procedió con la programación de un cronograma de actividades a seguir durante la realización del proyecto. Posterior a ello se realizó el estado del arte basado en la recopilación de material bibliográfico principalmente a partir de la consulta de bases de datos de la Universidad Industrial de Santander (UIS) así como del Servicio Geológico Colombiano (SGC) en donde se seleccionó toda aquella información relacionada con los objetivos de nuestro trabajo, entre estos: artículos científicos, boletines geológicos, atlas

mineralógicos, informes técnicos, trabajos de grado, mapas geológicos y memorias explicativas.

Fase de campo

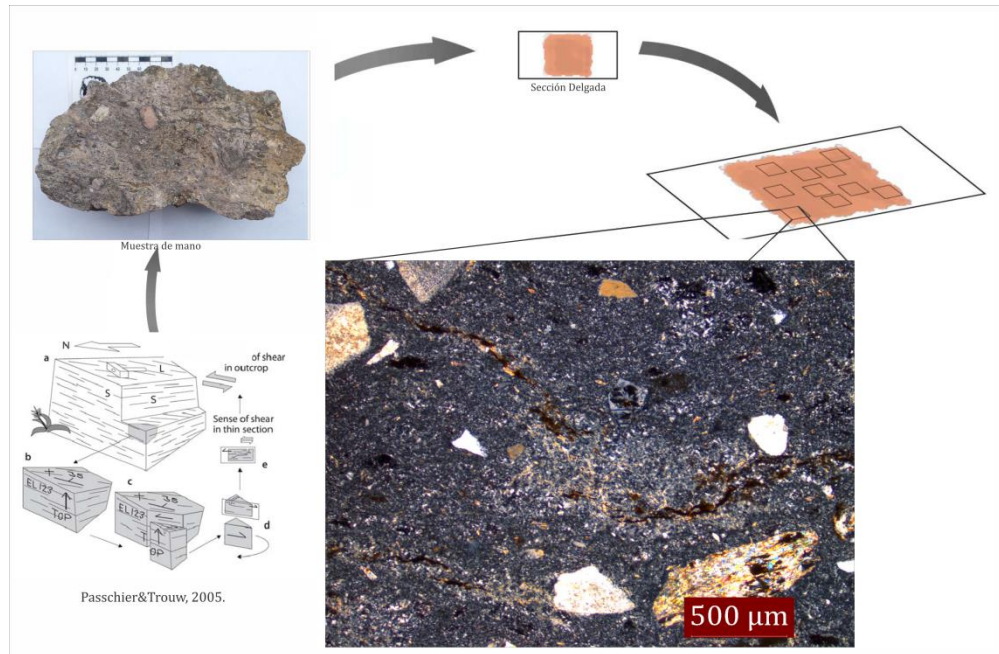
La metodología seguida para la adquisición de información geológica en campo fue según Barnis & Lisle (2004), Coe (2010), Lisle (2011). En esta fase se hizo cuatro salidas de campo a la zona de estudio con una duración de tres días cada una, así como salidas de apoyo en otras localidades en las que aflora la Formación Jordán (Bocas, Piedecuesta, Mesa de los Santos).

La recolección de muestras se elaboró de manera sistemática y metodológica en función de los cambios texturales, composicionales y faciales más sobresalientes siguiendo la metodología propuesta por Passchier & Trouw (2005). Fueron recolectadas 21 muestras de las cuales se realizaron 11 secciones para análisis petrográfico. Cada afloramiento fue registrado fotográficamente y orientado antes de la extracción de la muestra de roca, posteriormente se procedió a definir base, tope y rumbo de la estratificación y fue registrado junto a las iniciales CA e iniciales de la localidad de la cual fue extraída (LT: Localidad Tipo; Z: Zaranda; R: Camino Real), así como su respectivo orden consecuente.

La medición de datos estructurales (Diaclasas, planos estriados, venas, fallas, estratificación) se realizó según McClay (1995).

El levantamiento estratigráfico se realizó según el método de bastoneo de Jacob (Miall, 2000) mediante un bastón de Jacob de espesor de 1.5m sobre la localidad tipo y camino de la zaranda. En la localidad del Camino Real se realizó el levantamiento mediante poligonal abierta.

Figura 22. Metodología desde toma en afloramiento hasta microfotografías de secciones delgadas



Fase de oficina y laboratorio

En esta fase se organizaron y revisaron los datos obtenidos en las diferentes campañas de campo.

En primer lugar, se realizó la georreferenciación de las muestras recolectadas en las diferentes localidades sobre un sistema de información geográfica (SIG). En ArcGis 10 se superpusieron dichas coordenadas sobre el mapa geológico y el modelo de sombras de la zona de estudio y se interpretó el modelo digital de elevación (DEM) de la zona de la mesa de los Santos, donde se delimitaron las principales estructuras y lineamientos con ayuda de expresiones morfoestructurales como drenajes desplazados, lomos de obturación, lomos de presión, escarpes de falla, entre otros.

La fase de laboratorio consistió principalmente en la selección de 11 muestras para la realización del estudio petrográfico mediante un microscopio de luz transmitida y polarizada Nikon Binocular modelo Eclipse 200 en los laboratorios de petrografía de la Universidad Industrial de Santander. La toma de microfotografías se realizó mediante el sistema de fotografía digital MC120 HD en conjunto con el microscopio LEICA DM750P en el laboratorio del grupo de investigación de geología básica y aplicada (GIGBA) de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander localizado en el Parque Tecnológico de Guatiguará.

La metodología de clasificación de las secciones delgadas para rocas detríticas se realizó según Folk (1974), en las rocas volcánicas la metodología utilizada fue según el manual de petrología ígnea de Mantilla (2003) para composición de fracción pirogénica en diagramas ternarios QAP según Streckeisen (1979) en Mantilla (2003) y para las tobas según estado físico de sus constituyentes según Ross & Smith, (1980) y Stow (2005).

A continuación, se resume la metodología llevada a cabo para la clasificación de las rocas volcánicas:

En la clasificación petrográfica fue necesario el conteo sistemático de puntos sobre la lámina delgada realizando un barrido continuo sobre la misma. Por ejemplo, para la lámina CAR 03 se hizo un conteo de 475 puntos, donde se obtuvieron los siguientes resultados:

Tabla 6. Porcentajes modales y porcentuales para la clasificación textural y composicional.

Mineral	Puntos	% Mineral
Matriz	226	47,6
Líticos	80	16,8
Cuarzo (Qz)	64	13,5
Plagioclasa (Pl)	16	3,4
Feldespatos Potásico (Fks)	76	16
Moscovita (Ms)	6	1,3
Biotita (Bt)	1	0,2
Accesorios	6	1,3
Total	475	100

Para obtener el porcentaje mineral se aplica una regla de tres para los diferentes constituyentes, así:

$$X \rightarrow 64 \text{ (ptos de Qz)}$$

$$100\% \rightarrow 475 \text{ (Total puntos)}$$

Luego, haciendo la regla de tres tenemos:

$$X = \frac{\text{ptos Qz} \times 100}{\text{Total puntos}} = \frac{64 \times 100}{475} = 13.5 \%$$

Posterior a este debemos realizar el recalcu de las fracciones a clasificar, en el caso del diagrama QAAP de Streckeisen (1979) para Qz, Kfs, Pl y en el caso de clasificación según el estado de los componentes de las tobas, para fracción pirogénica (Qz+Pl+Fk+Ms+Bt), vítricos (matriz) y fragmentos líticos.

$$X \rightarrow 76 \text{ (ptos de Kfs)}$$

$$100\% \rightarrow 156 \text{ (Total puntos)}$$

$$X \rightarrow 226 \text{ (ptos de matriz)}$$

$$100\% \rightarrow 469 \text{ (Total puntos)}$$

Luego, haciendo la regla de tres tenemos:

$$X = \frac{\text{ptos Fks} \times 100}{\text{Total puntos}} = \frac{76 \times 100}{156} = 48.8 \%$$

Luego, haciendo la regla de tres tenemos:

$$X = \frac{\text{ptos matriz} \times 100}{\text{Total puntos}} = \frac{226 \times 100}{469} = 48.2 \%$$

Tabla 7. Discriminación para clasificación composicional.

Constituyentes	Puntos	% Mineral	Minerales	Puntos	% Mineral
Matriz	226	48,2	Cuarzo	64	41
Cristales	163	34,7	F. Potásico	76	48,7
Líticos	80	17,1	Plagioclasa	16	10,2
Total	469	100	Total	156	100

Luego de tener los valores recalculados se plotearon dichos porcentajes en los diagramas ternarios de clasificación, sea según estado físico de los constituyentes según Schmid (1981), así como clasificación de la fracción pirogénica según triángulos de clasificación QAP de Streckeisen (1979) para rocas volcánicas, siguiendo la metodología propuesta por Mantilla (2003).

Por otro lado, el dibujo de las secciones estratigráficas se realizó mediante SDAR creado por Ortiz (2015), software de código abierto para el sistema operativo Linux y modificado mediante el software de diseño Inkscape.

El tratamiento de los datos estructurales se realizó mediante Stereonet y Tectonics FP.

Redacción de informe final

En este aparte se realizará el agrupamiento, discusión y redacción de los resultados finales a modo de informe, los cuales incluyen la determinación del ambiente deposicional de la Formación Jordán según sus elementos faciales, así como el estudio petrográfico e interpretación de los materiales volcánicos interestratificados sobre esta secuencia detrítica, determinando su génesis y relación genética con otras secuencias coetáneas sobre otros dominios tectono-estratigráficos.

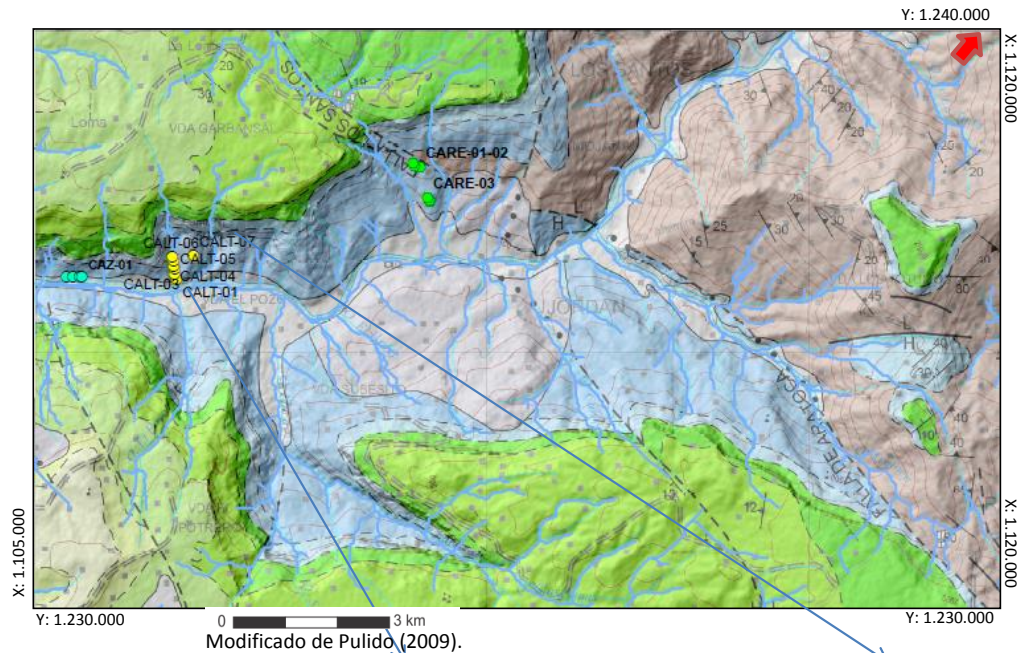
7. RESULTADOS

En esta sección se mostrarán los resultados obtenidos de nuestro trabajo de investigación, la cual fue dividida en tres paragrafes: Análisis estratigráfico, petrográfico y facial. El análisis estratigráfico fue dividido del análisis petrográfico debido a que consideramos que era necesario hacerlo para ser mas detallados en las composiciones y características texturales de las litologías que le constituyen.

7.1 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

7.1.1 Localidad Tipo: Quebrada El Roto

Figura 23. Localización geológica de la zona de estudio. Modificado de Pulido (2009).

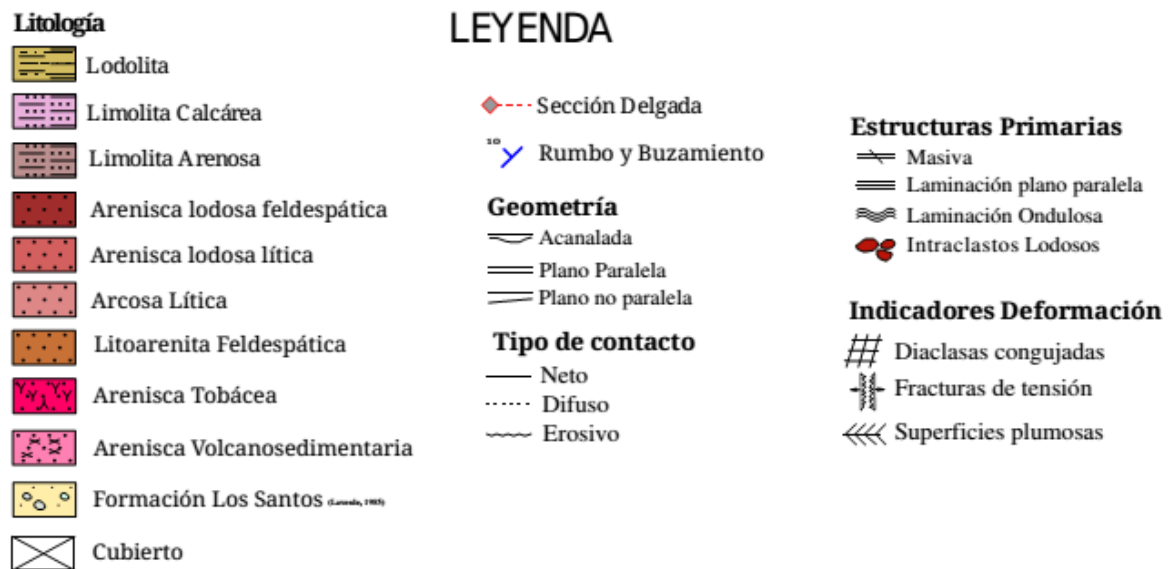


Loc. El Roto

En este aparte se mostrarán los resultados de la columna estratigráfica de la sección tipo de la Formación Jordán a escala 1:200 levantada sobre el camino del roto mediante el método de bastoneo de Jacob (Miall, 2000) Dicha sección fue levantada por la margen derecha de la quebrada el roto (Primeros tres segmentos)

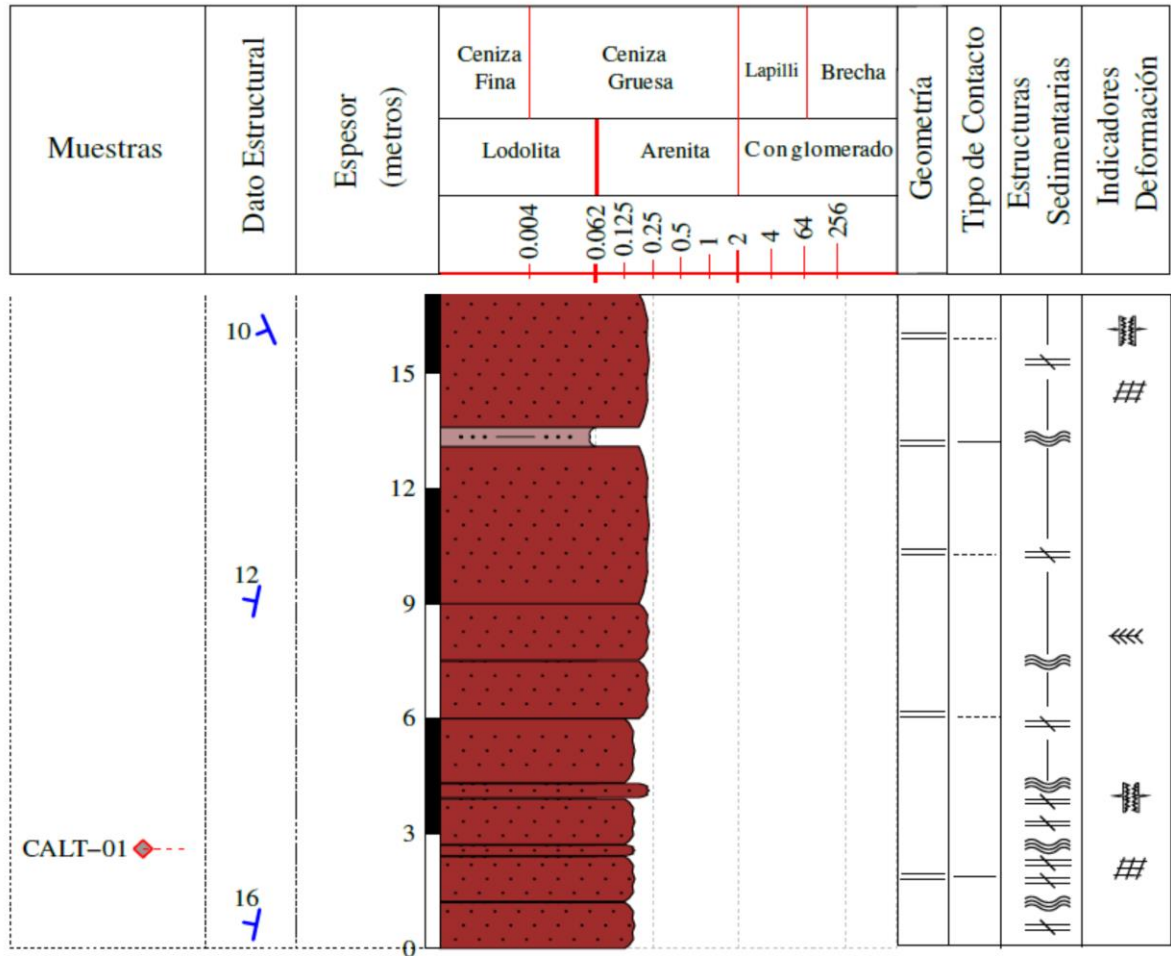
y los demás por la margen izquierda de la misma, sobre el escarpe sur de la Mesa de Los Santos. Fueron definidos 13 segmentos incluyendo el segmento final perteneciente al conglomerado del roto (Etayo, 1989) o miembro inferior de la Formación Los Santos (Laverde, 1985). Dichos segmentos fueron definidos principalmente en función de las variaciones composicionales y texturales, así como en función de las variaciones faciales y arquitectura de los diferentes estratos.

Figura 24. Se adjunta leyenda estratigráfica con el fin de utilizar el plot de cada segmento como recurso de apoyo esencial para discernir sobre las descripciones estratigráficas.



SEGMENTO I: 0 – 17.1 m: Margen izquierda quebrada El Pozo

Figura 25. Segmento I: 0 – 17.1 m: Sección estratigráfica



Constituido por 17.1 m de intercalaciones areno-dominada de limolitas arenosas de color rojizo (5R 3/4), lodolitas rojizas-violáceas (5R 4/6), arenitas lodosas feldespáticas de color rojo-violáceo (5R 4/6), con tamaño de grano arena muy fina-fina, granos de forma subredondeada hasta angular, contacto entre partículas puntual y longitudinal, la selección de los granos es pobre hacia la base y media hacia el tope, composicionalmente posee granos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, óxidos de hierro, minerales pesados, muscovita, carbonatos, y líticos metamórficos.

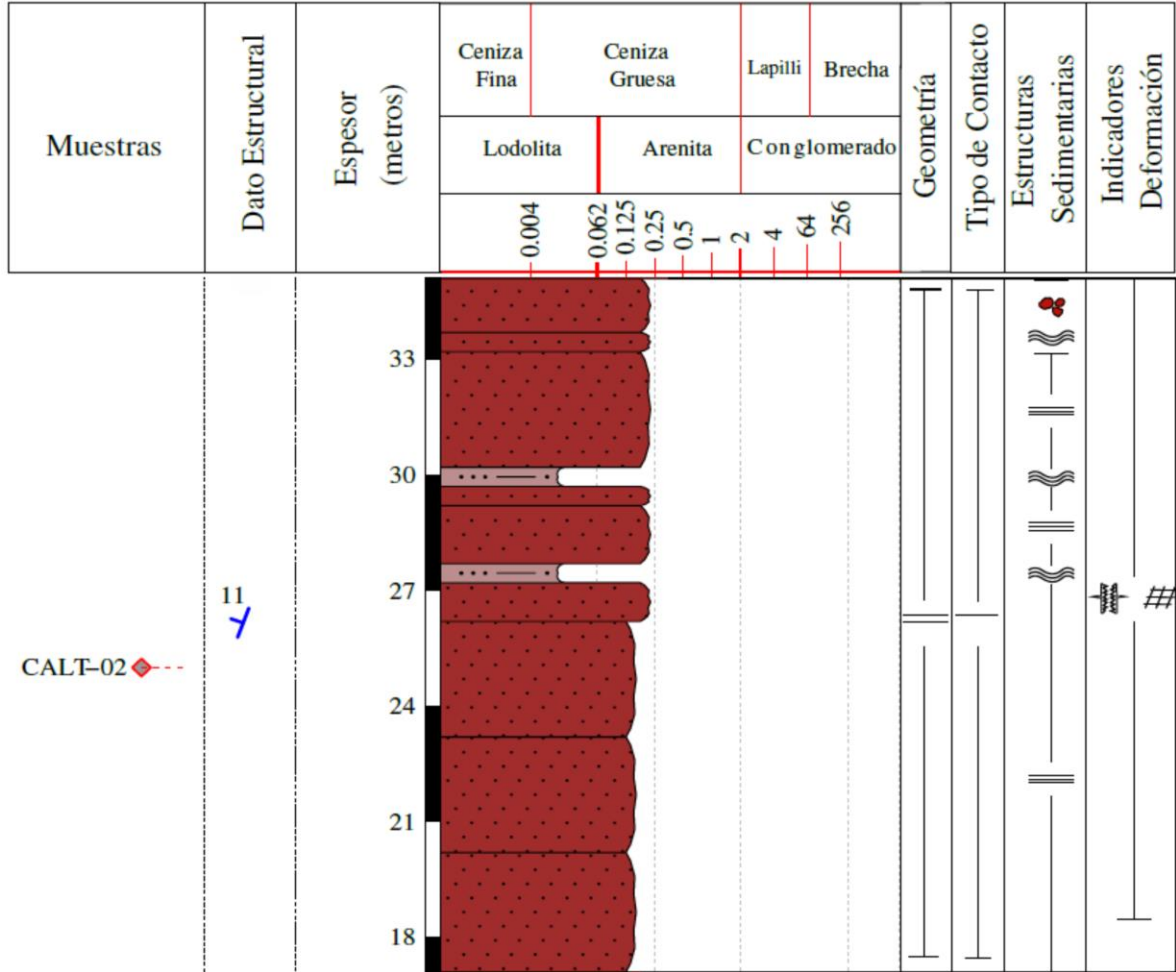
La secuencia es estratocreciente e inicia con 3,9 m de intercalación de lodolitas y limolitas arenosas con laminación ondulosa paralela, geometría tabular, espesor entre 20 hasta 50 cm, en contacto neto con arenitas lodosas feldespáticas de estructura masiva, espesor entre 0.3 hasta 4.5m, hacia el tope de estos primeros metros de secuencia se encuentran las mismas arenitas lodosas con laminación constituida por bandeamiento de minerales oxidados (CALT-02), en contacto neto con arenitas lodosas con disolución de carbonatos de calcio que genera superficie oquerosa con porosidad secundaria. Después de 3.9 hasta 17.1 m continúan las intercalaciones areno-dominadas con un aumento en el espesor de los estratos de arenitas lodosas, las cuales conservan la geometría tabular, y el tamaño de grano muy fino-fino, con lodolitas de espesor entre 4 hasta 20cm, fisiles, con clivaje de compactación y en lápiz y alto grado de deformación manifiesto por diaclasas conjugadas en diferentes direcciones (53/85; 139/82; 215/81; 310/74), superficies plumosas, así como fracturas y planos de extensión con relleno de carbonato de calcio (CaCO₃).

Figura 26. A) Afloramiento de areniscas lodosas feldespáticas masivas. B) Bandeado de minerales oxidados en, y meteorización esferoidal. C) Fracturas de extensión, y planos plumosos.



SEGMENTO II: 17.1-35.1m: Margen derecho quebrada El Pozo

Figura 27. Segmento II: 17.1-35.1m. Sección estratigráfica

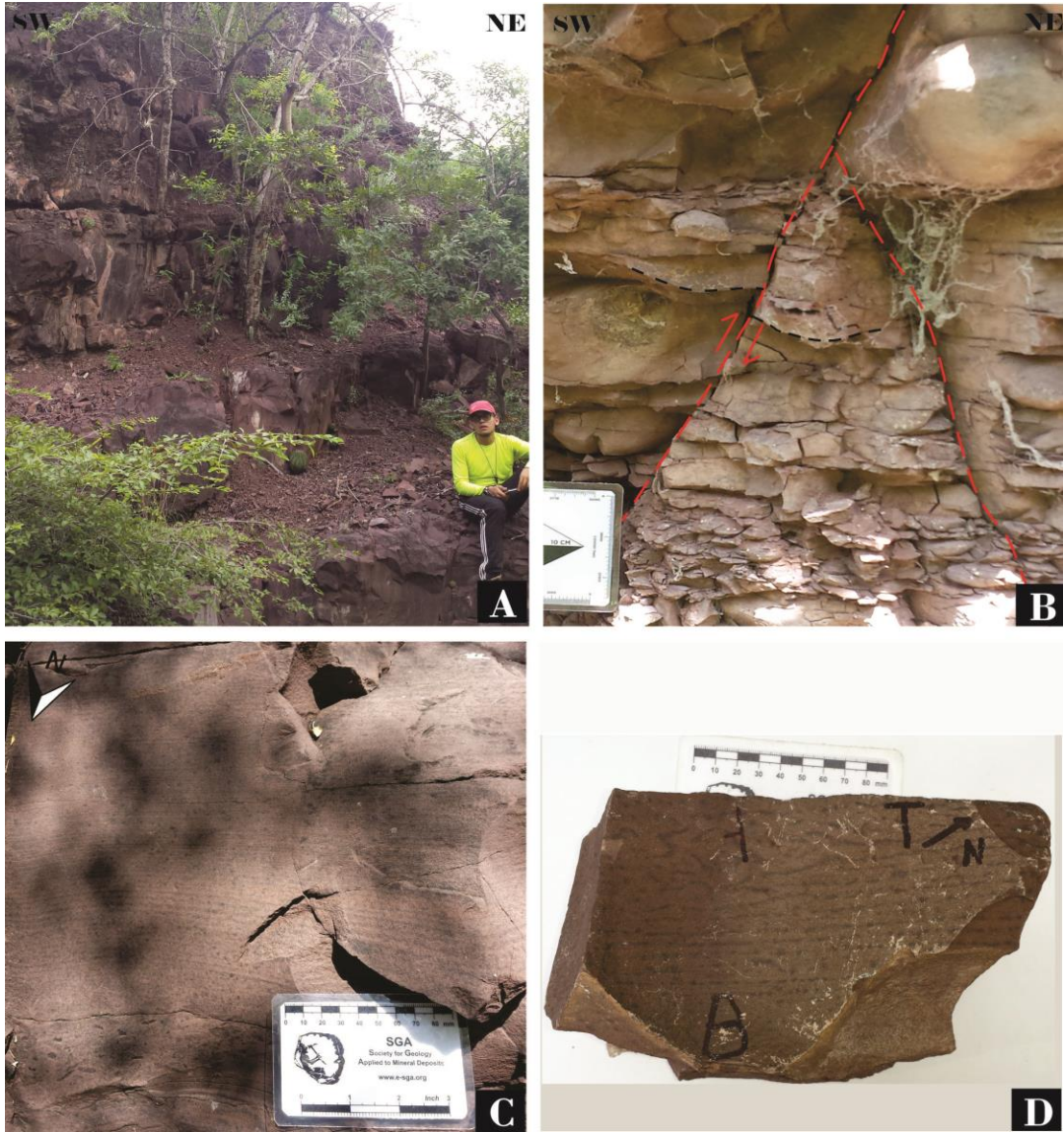


Constituido por 18 m de intercalaciones areno-dominadas de limolitas arenosas de color rojo-violáceo oscuro (5R 3/4) con arenitas lodosas feldespáticas de color rojo oscuro (5R 5/4), tamaño de grano muy fino a fino, formas desde sub-angulares hasta angulares y subredondeadas, contacto entre partículas puntual y longitudinal, selección moderada, composicionalmente posee granos de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, óxidos de hierro, minerales pesados, muscovita, carbonatos y líticos. Este segmento es separado del anterior debido a que las

arenitas lodosas poseen un particular bandeamiento plano paralelo constituido por la oxidación de minerales férricos.

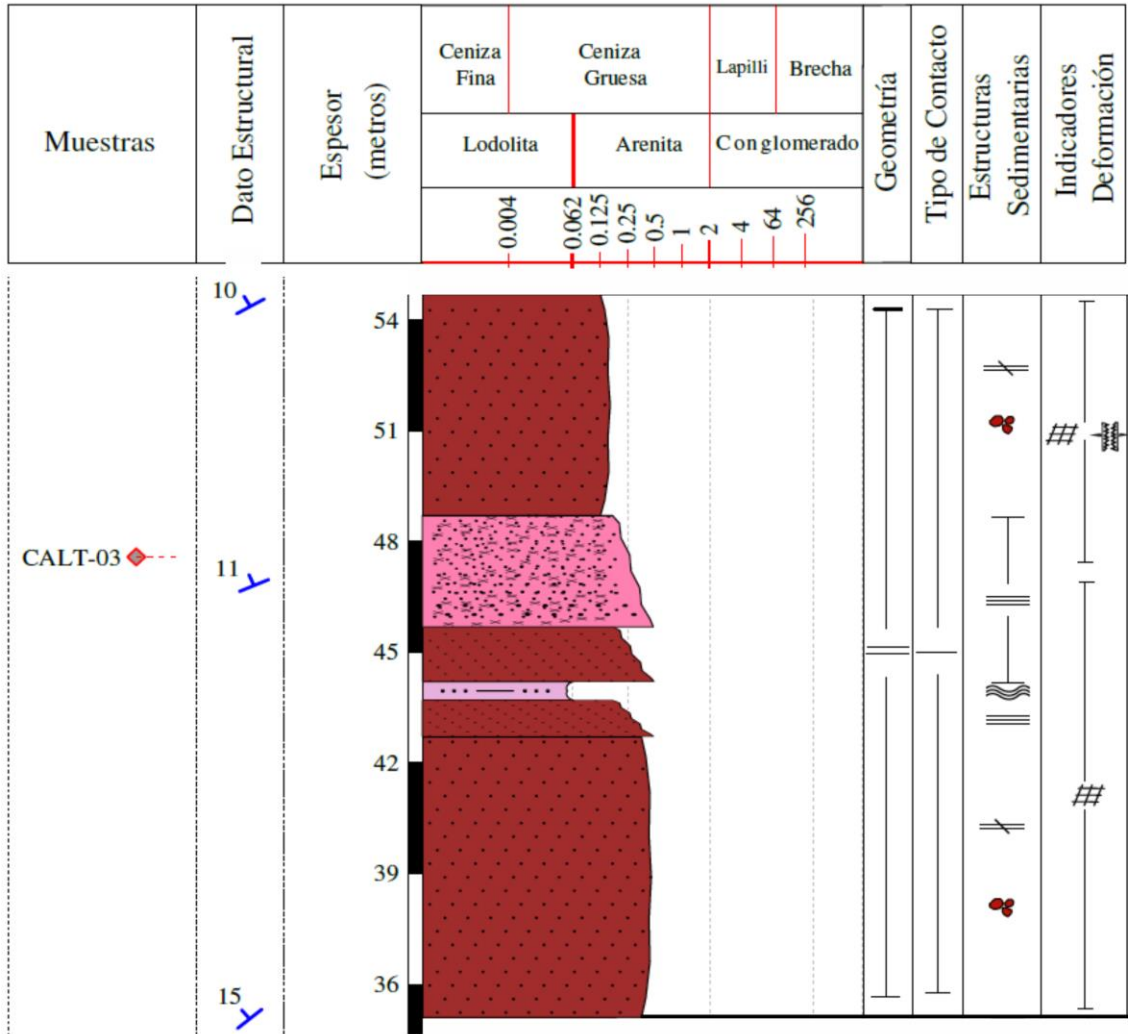
La secuencia es estratodecreciente sobre los primeros 14m e inicia con 9 m de intercalación de limolitas con laminación ondulosa en estratos con espesor desde 5 hasta 30 cm, geometría tabular, en contacto neto con arenisca lodosa con laminación plano paralela, geometría tabular, y espesor desde 0.3 hasta 3.3m. Este segmento presenta un bandeamiento característico a modo de laminación plano paralela en el sentido del rumbo y en otras caras estas mismas coloraciones se encuentran de forma aleatoria, son de espesor promedio de 1-2mm intercalados con niveles de granos de cuarzo y feldespatos, y pertenecen a bandas de minerales oxidados donde macroscópicamente se observa color gris-verdoso y exfoliación recta predominantemente. Hacia el tope entre 26.1 hasta 35.1m corresponde a arenitas lodosas con intercalación de pequeños paquetes de lodolitas limosas con laminación ondulosa, geometría tabular y color gris (N6), los contactos son netos y planos. Sobre estos niveles de limos se observa un patrón de meteorización esferoidal muy común en rocas epiclásticas con altos contenidos de arcillas derivadas de productos volcánicos (Clavijo, comunicación verbal). (Muestra calt-02). La deformación es manifiesta por diaclasas conjugadas en diferentes direcciones (59/88; 239/71; 320/84), y por fracturas y planos de extensión con relleno de carbonato de calcio.

Figura 28. A) Afloramiento de estratos tabulares de arenitas lodosas feldespáticas. B) Falla de pequeña escala con comportamiento dextral. Meteorización esférica. C) Apariencia de bandeado en afloramiento. D) Muestra de mano orientada, con bandeamiento de color negro compuesto por minerales oxidados.



SEGMENTO III: 35.1- 54.6m) 192/10

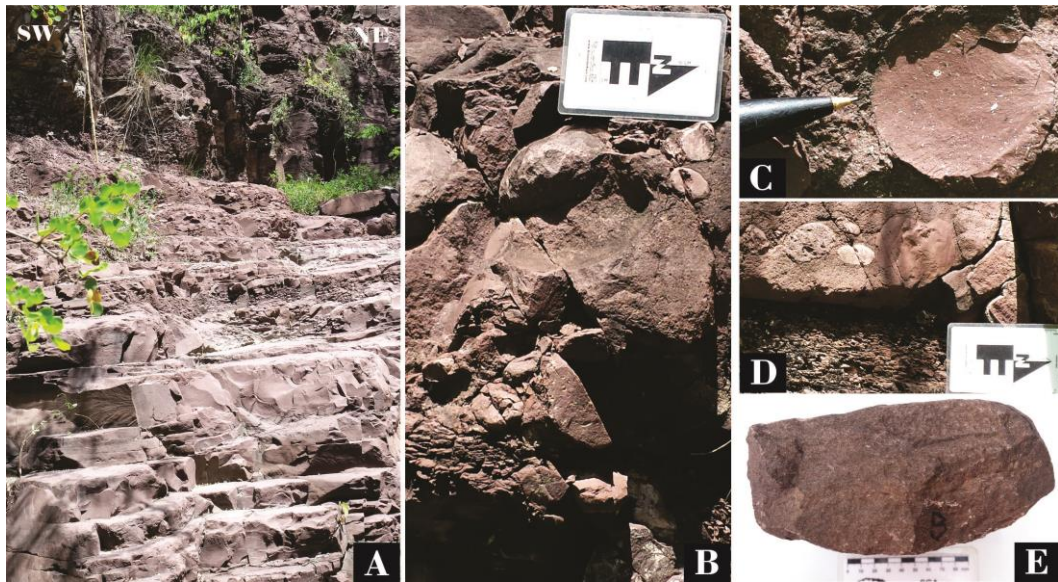
Figura 29. Segmento III: 35.1- 54.6m) 192/10 Sección estratigráfica



Consta de 19.5m de intercalaciones de limolitas arenosas de color rojo-violáceo oscuro (5R 3/4) con arenita lodosa feldespática de color rojo oscuro (5R 5/4), tamaño de grano fino, forma que van desde sub-angulares hasta angulares, contacto entre partículas longitudinal y selección pobre, composicionalmente consta de granos de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, óxidos de hierro, minerales pesados, muscovita, carbonatos y líticos, interestratificado se encuentra un paquete de aproximadamente 3m de espesor de litología clasificada según Folk

(1974) como arenisca lítica de color marrón-rojizo (10R 5/4), tamaño de grano medio a muy grueso, o de acuerdo con Fisher (1984) según la fracción volcánica se denomina arenita volcanosedimentaria de tamaño ceniza gruesa hasta lapilli.

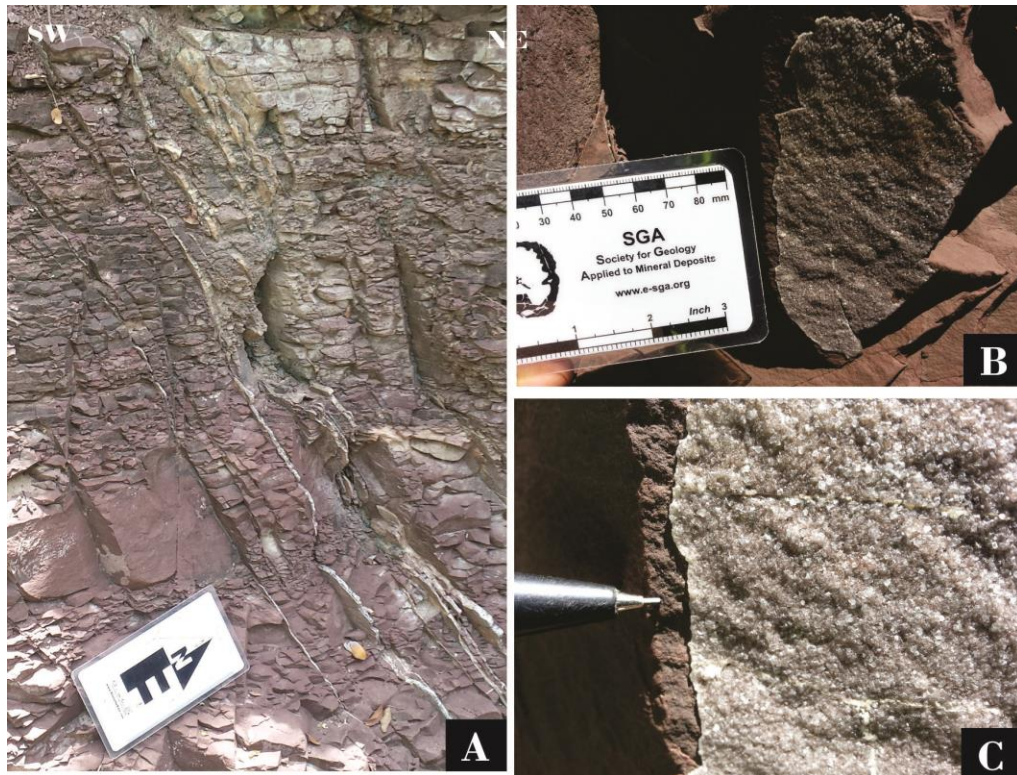
Figura 30. A) Afloramiento de capas tabulares de limolitas arenosas. B) Intraclastos lodosos con formas subredondeadas en capas de limolitas. C) Intraclasto lodoso redondeado. D) Intraclastos arenosos y lodosos fracturados. E) Muestra macroscópica de litoarenita o arenita volcanosedimentaria.



Inicia con 6m de limolitas arenosas con laminación ondulosa, geometría tabular, espesor desde 30 hasta 60cm, en contacto neto con arenita lodosa feldespática de geometría tabular, laminación plano paralela, con espesor entre 1 hasta 7m. Seguidamente entre 41 y 42.5m se observan las mismas areniscas lodosas con una facies conglomerática de intraclastos lodosos y arenosos, subangulares que van desde guijos hasta guijarros en algunos estratos con dimensiones (Largo*Altura: 12*5; 5*2; 6*4; 9*9). Posteriormente sobre 42.6 hasta 45.3m se presentan dos capas de arenitas lodosas con gradación inversa, intercaladas con limolitas calcáreas al tope donde le suprayace paquete de geometría tabular y gradación normal de litología clasificada como arenisca volcanosedimentaria

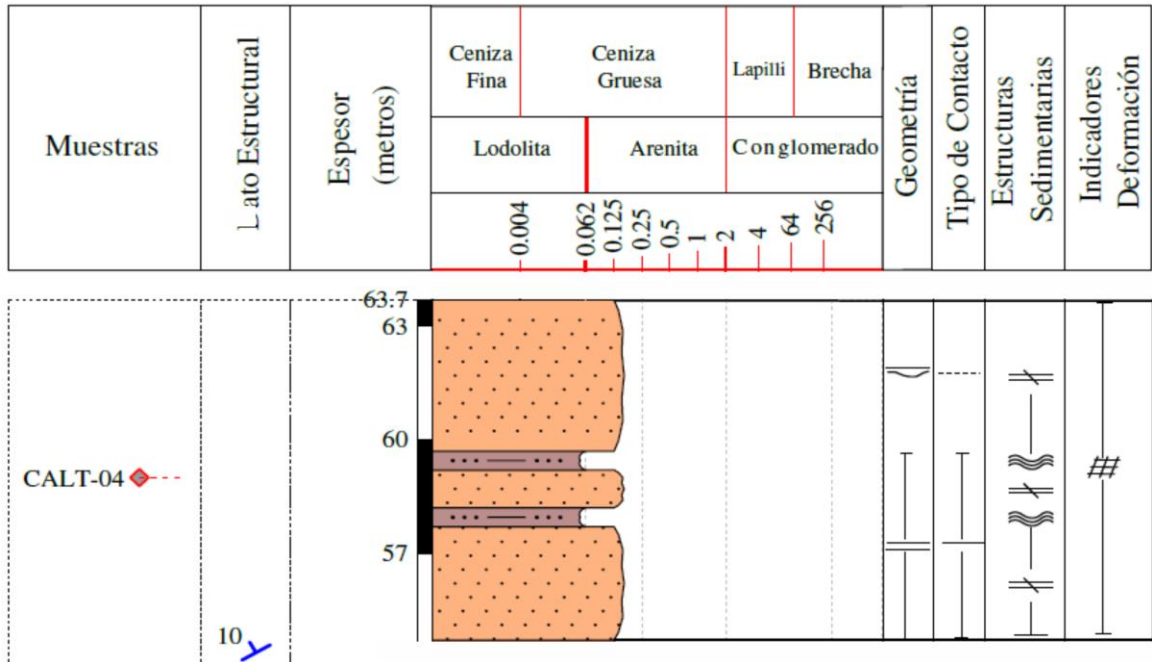
debido a su proporción de material cristalino y pirogénico (Fischer, 1968) o como arenita lítica según Folk (1974). Finalmente, en sus últimos 6m de arenitas lodosas feldespáticas presenta superficies plumosas, diaclasamiento conjugado y de extensión donde se observa recristalización de carbonato de calcio de espesor entre 2 hasta 5cm, en planos extensivos con dirección NW.

Figura 31. A) Planos recristalizados de carbonato de calcio perpendiculares a la estratificación en venas sintaxiales. B) Apariencia de calcita precipitada en fracturas de extensión. C) Cristales de carbonato de calcio creciendo desde la pared de la fractura al centro.



SEGMENTO IV: 54.6-63.6m Estratificación 237/10

Figura 32. Segmento IV: 54.6-63.6m Estratificación 237/10 Sección estratigráfica

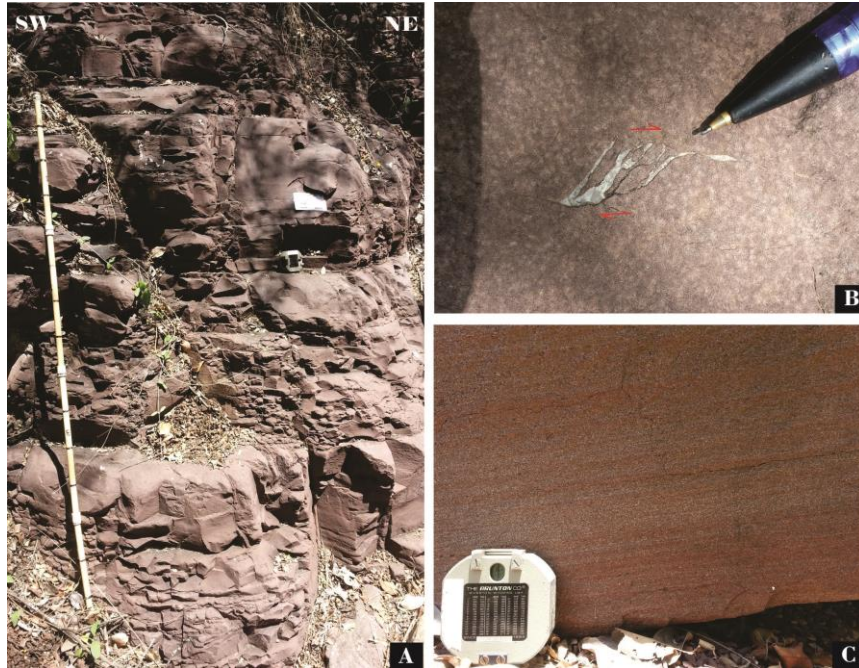


Consta de 9m de intercalaciones de limolita arenosa de color rojizo-violáceo (5R 4/6) con Arcosa lítica de color rojo pálido (5R 4/2), tamaño de granos desde medio hasta grueso, forma desde angulares a subredondeadas, selección pobre a moderada al tope, laminación plano paralela, compuesto de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, minerales pesados y fragmentos líticos en mayor proporción.

Inicia con Arcosa lítica masivas, geometría tabular, espesor de 3m aproximadamente, intercaladas con limolitas arenosas con laminación ondulosa, geometría tabular que localmente se acuña lateralmente, espesor entre 10 hasta 50cm, en donde se observa gran proporción de filosilicatos dispuestos de manera aleatoria. Hacia el tope se repiten los paquetes de areniscas con laminación plano paralela de espesor de 3.6m con geometría de canal y estructura *Scor and Fill*. El

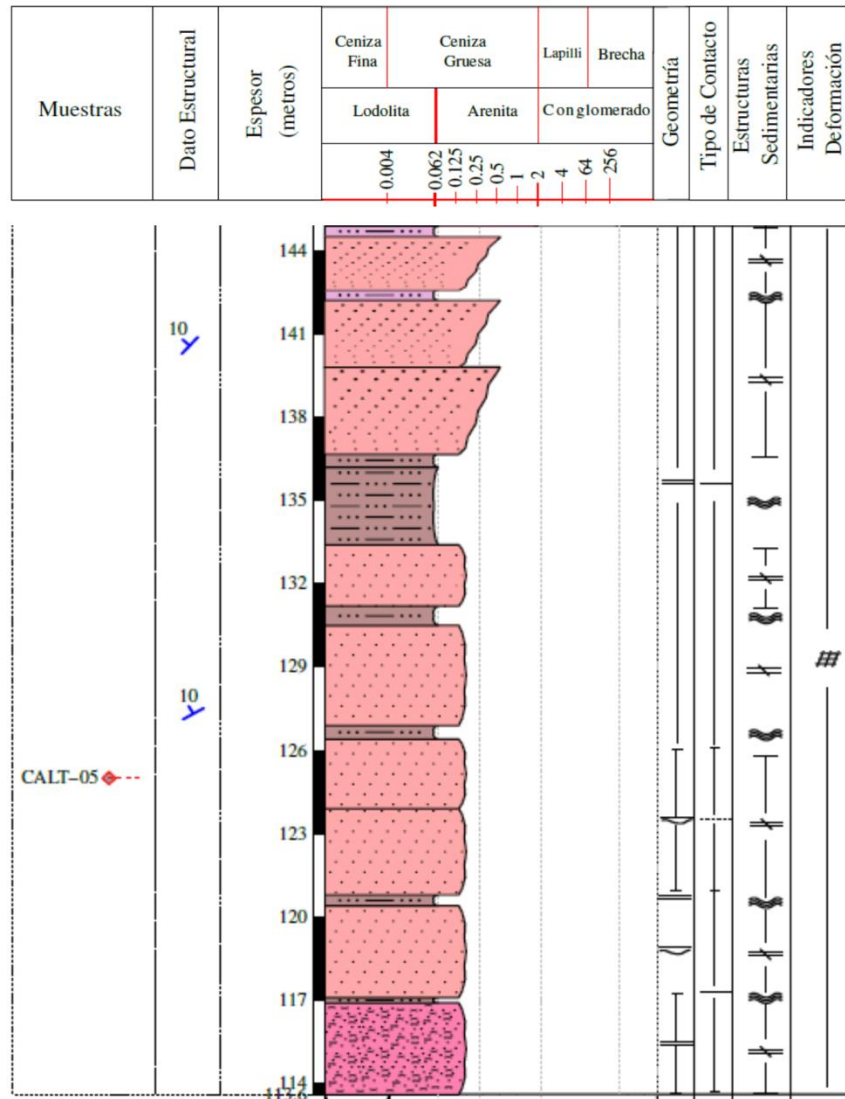
tectonismo es manifiesto por diaclasamiento conjugado con planos extensivos ocupados por carbonato de calcio, y algunos patrones de venas sigmoidales junto a venas dispuestas en echelón.

Figura 33. A) Afloramiento de capas con geometría tabular y diaclasamiento conjugado B) Patrón de venas sigmoidal con cizalla dextral, rellenas de carbonato de calcio. C) Laminación plano paralela en arcosas líticas.



SEGMENTO V (113.6-144.9): 210/8; 228/10

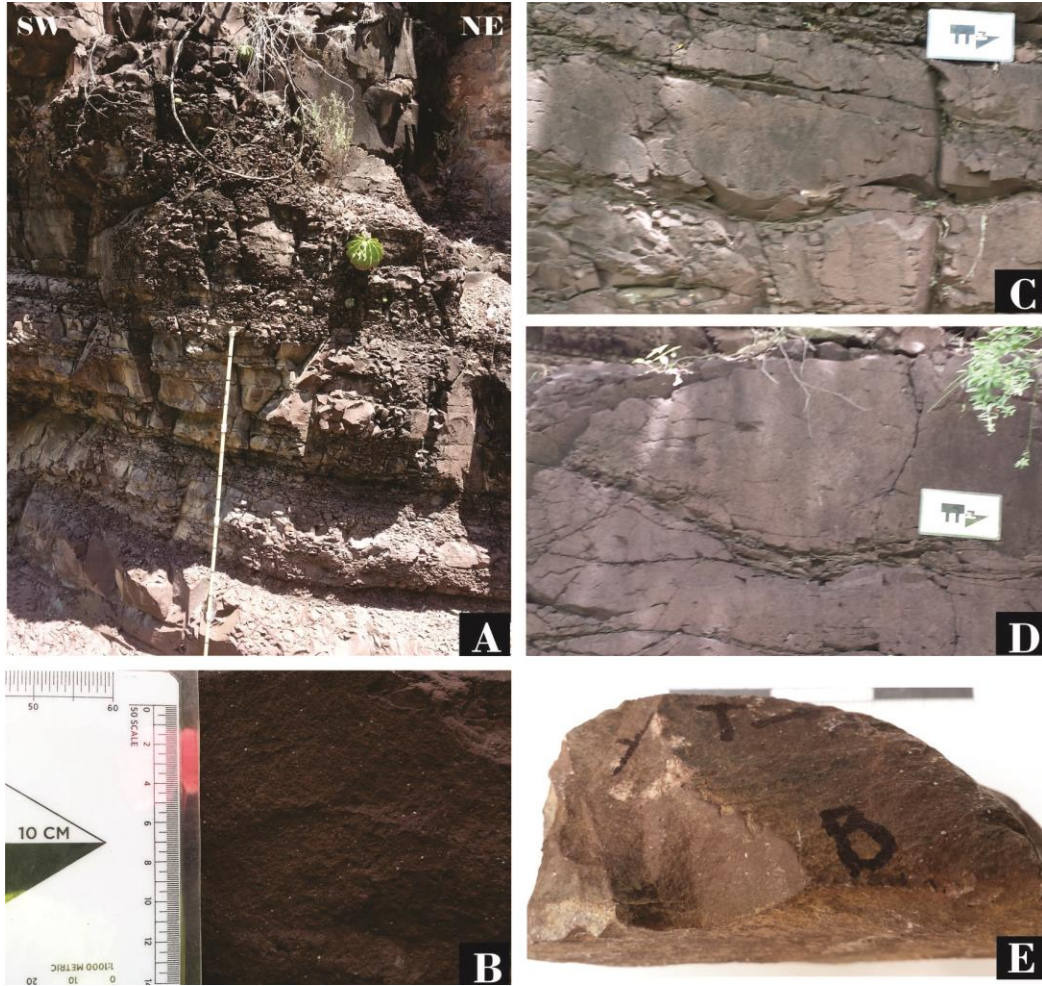
Figura 34. Segmento V (113.6-144.9): 210/8; 228/10. Sección estratigráfica



Consta de 31.4 m de intercalaciones de arenita lodosa lítica de color rojizo pálido (10R 5/4) tamaño fino a medio, formas desde angulares hasta subredondeadas, contactos de partículas longitudinales, selección pobre y compuesta de cuarzo principalmente, plagioclasas, feldespato potásico, biotita, minerales pesados y fracción lítica, con limolita arenosa y calcárea de colores rojizo-violáceo (5R 3/4), al tope las limolitas gradan a lodolitas arenosas (5R 4/6).

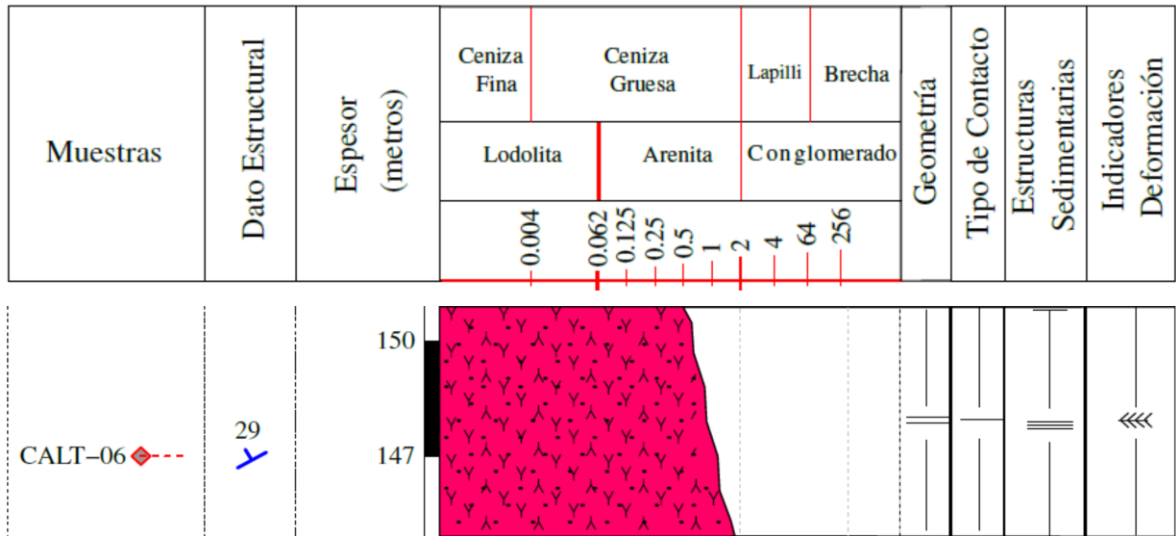
Inicia con 3m de arenitas volcanosedimentarias análogas a los paquetes anteriormente descritos, con geometría tabular, en contacto neto con limolitas arenosas con laminación ondulosa en paquetes de 30cm. Suprayacen paquetes arenosos generalmente de espesor mayor a 3m de arenisca lodosas líticas masivas, con geometría acanalada, intercalados constantemente en contacto neto con limolitas arenosas que alcanzan sucesiones de más de 3m de espesor. Hacia la parte superior suprayacen las mismas areniscas lodosas líticas con gradación inversa al tope de tamaño fino hasta medio, tabulares en contactos netos con limolitas calcáreas con venas de extensión.

Figura 35. A) Intercalación de limolitas con laminación ondulosa y areniscas volcanosedimentarias altamente fracturadas. B) Minerales de plagioclasa de geometría tabular y cuarzo monocristalino dentro de matriz limosa. C) Capas de arenitas limosas con geometría acanalada. D) Geometría acanalada con techo plano y base convexa. E) Arenita lodosa lítica en escala mesoscópica.



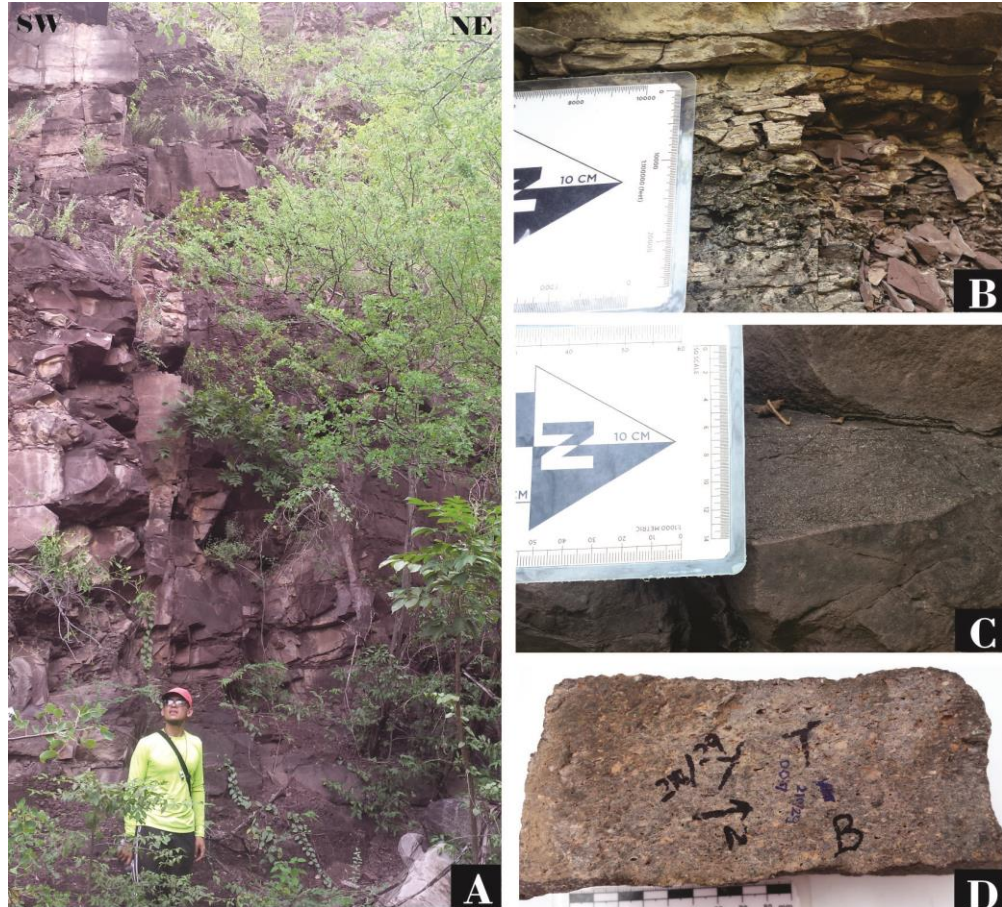
SEGMENTO VI: 144.9-150.9m 210/29

Figura 36. Segmento VI: 144.9-150.9m 210/29. Sección estratigráfica



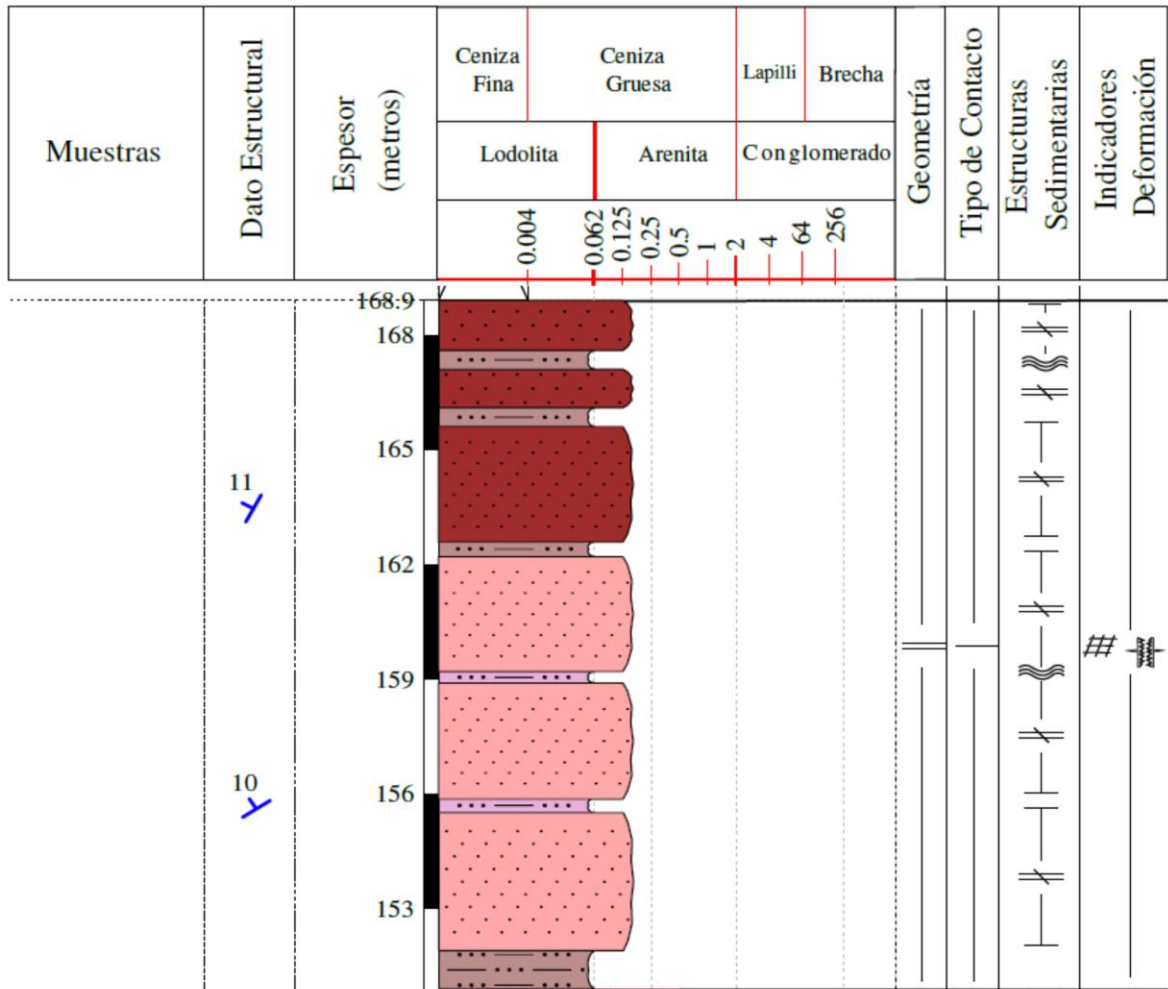
Segmento constituido de 6m de arenisca tobácea de color marrón-rojizo (5YR 5/2) en paquetes de geometría tabular, tamaño de grano medio a muy grueso, líticos tamaño lapilli con formas angulares y tableadas que predominan en dirección de la estratificación, poseen gradación normal junto a laminación plano paralela, le infrayacen y suprayacen en contacto neto limolitas calcáreas y al tope limolitas arenosas con laminación ondulosa y color rojizo-violáceo (10R 7/4). Presencia de plano con superficies plumosas con azimuth de rumbo (240/87; 305/76)

Figura 37. A) Arenitas tobáceas suprayacidas por limolitas arenosas en capas tabulares. B) Laminación ondulosa en limolitas grisáceas. C) Gradación normal en arenitas tobáceas. D) Muestra de arenita tobácea con fragmentos volcánicos y líticos orientados en el sentido de la estratificación.



SEGMENTO VII: (150.9-168.9) 200/10

Figura 38. Segmento VII: (150.9-168.9) 200/10. Sección estratigráfica



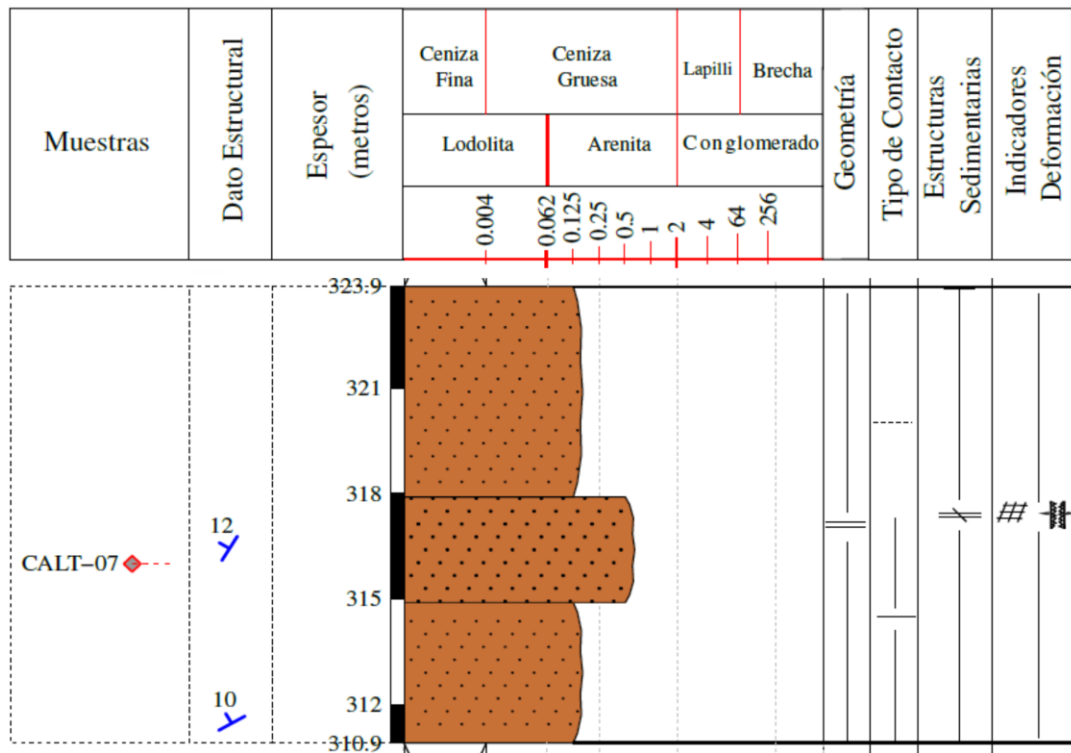
Constituido de 18m de intercalaciones de limolitas calcáreas y arenosas de color rojo-violáceo oscuro (5R 3/4), con arenitas lodosas feldespáticas de color rojo oscuro (5R 5/4) de tamaño de grano muy fino a fino con partículas de subangulares a subredondeadas, las arenitas lodosas líticas son de color rojizo pálido (10R 5/4) tamaño fino a medio, formas desde angulares hasta subredondeadas, contactos de partículas longitudinales, selección pobre y

compuesta de cuarzo principalmente, plagioclasas, feldespato potásico, biotita, minerales pesados y fracción lítica.

Secuencia estratodecreciente que inicia con 1m de limolitas arenosas con laminación ondulosa en paquetes de geometría tabular en contacto neto con arenitas lodosas líticas masivas de geometría tabular con espesor de 3m, suprayaciendo se encuentran paquetes de espesor de entre 1.2 hasta 2.8m de arenitas lodosas feldespáticas de características análogas a los primeros segmentos, intercaladas con paquetes tabulares de espesor entre 0.3 hasta 0.5 m de limolitas calcáreas con laminación ondulosa. El tectonismo es manifiesto por diaclasamiento conjugado con planos extensivos ocupados por carbonato de calcio.

SEGMENTO VIII: 310.9-323.9

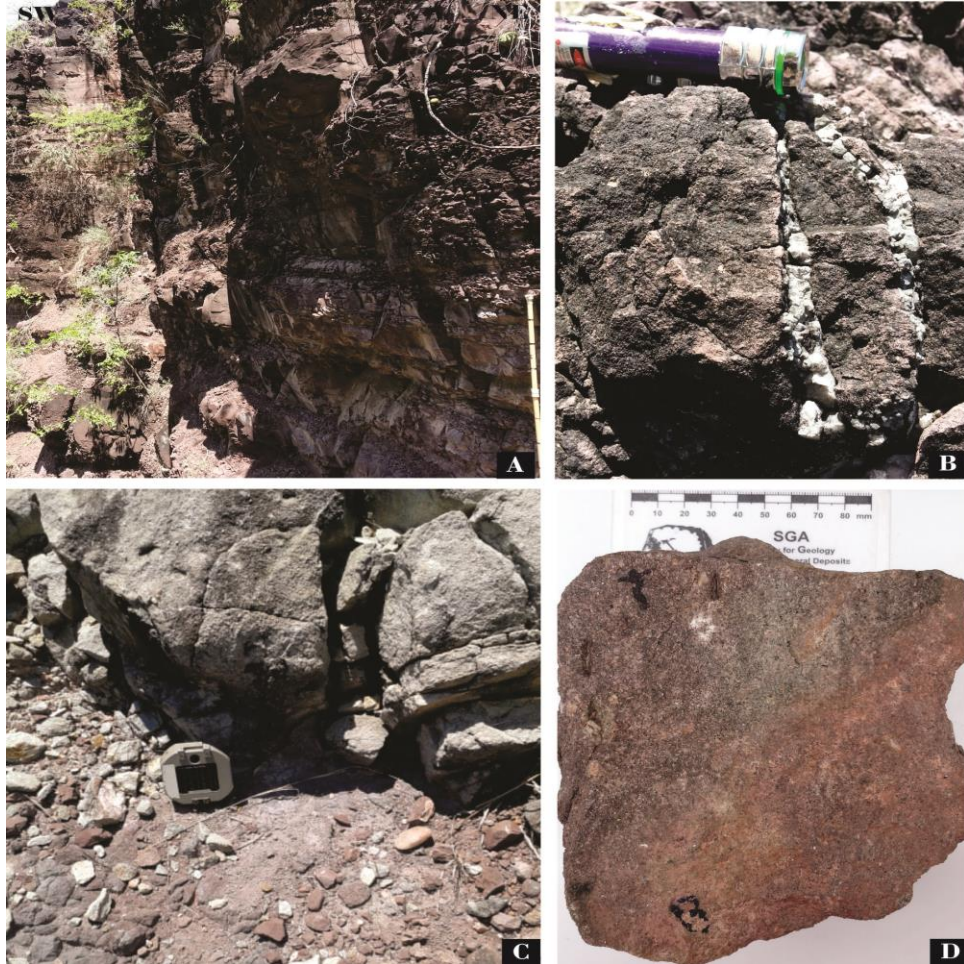
Figura 39. Segmento VIII: 310.9-323.9. Sección estratigráfica



Constituido de 13m de litoarenitas feldespáticas masivas de color rojizo-crema (10R 7/4), en estratos de geometría tabular con contactos difusos, tamaño de grano medio a grueso, formas subangulares, contactos longitudinales hasta suturados, y selección moderada.

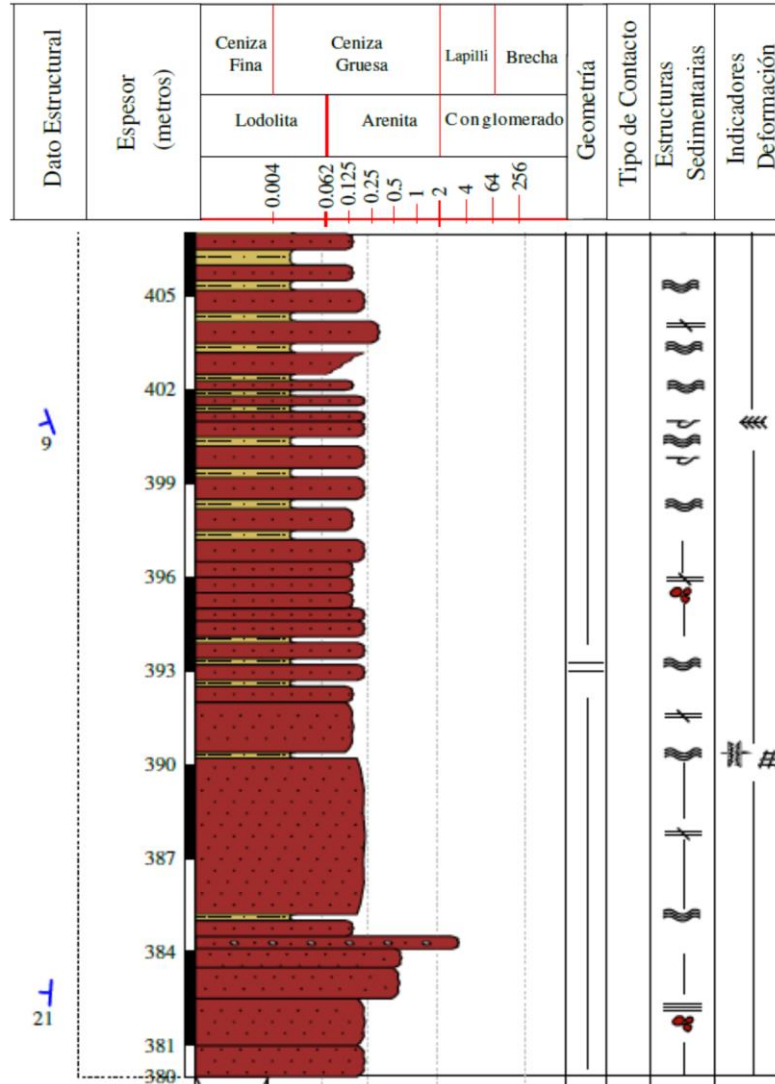
Inicia a la base con arenitas masivas de grano fino a medio con estrato de espesor de 3.2m en contacto neto con arenitas masivas de tamaño de grano medio a grueso en paquetes tabulares a las cuales le suprayacen arenitas líticas en contacto difuso. Diaclasamiento conjugado en diferentes direcciones, planos extensivos rellenos de carbonato de calcio, y fracturas de extensión.

Figura 40. A) Estratos tabulares de arenitas líticas de grano medio. B) Arenitas líticas con venas de extensión rellenas de carbonato de calcio. C) Contacto difuso entre limolitas arenosas rojizas y arenitas líticas grisáceas. D) Arenisca lítica de tamaño medio hasta grueso.



SEGMENTO IX (380-407m)

Figura 41. Segmento IX (380-407m) 185/21. Sección estratigráfica

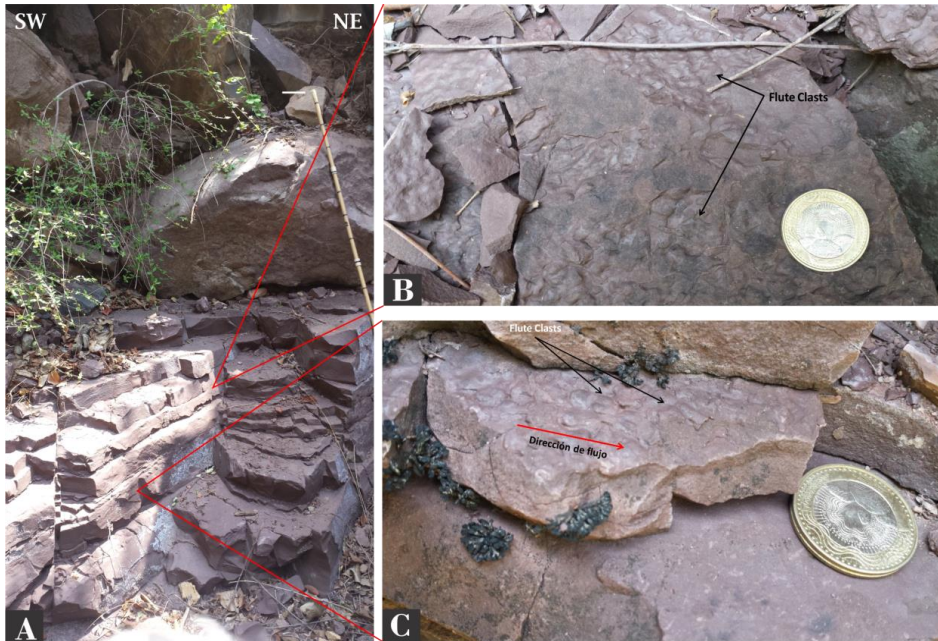


Constituido de 27m de intercalaciones de lodolitas rojizas-violáceas (5R 4/6) con laminación ondulosa, con arenitas lodosas feldespáticas con laminación plano paralela y masivas al tope, de color rojizo-violáceo (5R 4/6), tamaño de grano arena muy fina, forma subredondeada hasta angular, contacto longitudinal, selección pobre, composicionalmente posee granos de cuarzo, feldespato

potásico, plagioclasas, óxidos de hierro, minerales pesados, muscovita, calcita y líticos metamórficos.

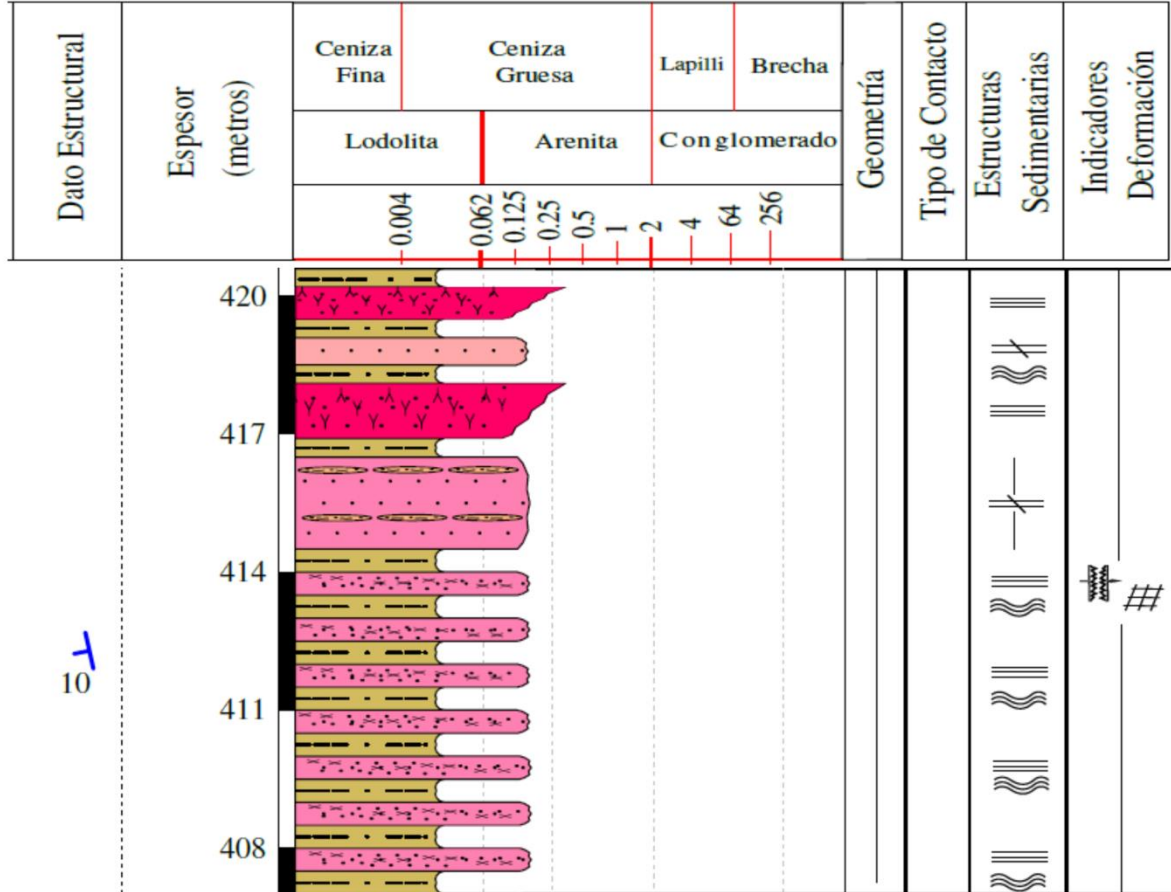
Inicia con 4m de arenitas lodosas feldespáticas con laminación plano paralela y una facies conglomerática de intraclastos lodosos con geometría tabular, a las cuales suprayace en contacto neto arenitas lodosas feldespáticas en estratos de espesor de 0.7m, con guijos y gravas de cuarzo al tope de color blanco crema (5GY 8/1) y forma subredondeada con espesor aproximado de 30 cm. Seguidamente desde 385m la sucesión se vuelve repetitiva con intercalaciones periódicas de las mismas arenitas lodosas feldespáticas pero ahora masivas con espesor desde 0.2 hasta más de 3m en paquetes de geometría tabular, en algunos paquetes se encuentran niveles conglomeráticos de intraclastos lodosos con diferentes dimensiones así como estructuras de tipo flute marks hacia el tope de paquetes arenosos, el contacto es neto con lodolitas de laminación ondulosa en paquetes tabulares y espesor promedio entre 20 hasta 50 cm como máximo.

Figura 42. A) Arenitas lodosas feldespáticas masivas en capas tabulares. B) Estructuras de marcas de flujo (Flute cast) sobre techo de los estratos. C) Detalle de flute cast y dirección del posible paleoflujo.



SEGMENTO X (407-420.5m)

Figura 43. Segmento X (407-420.5m) Sección estratigráfica.

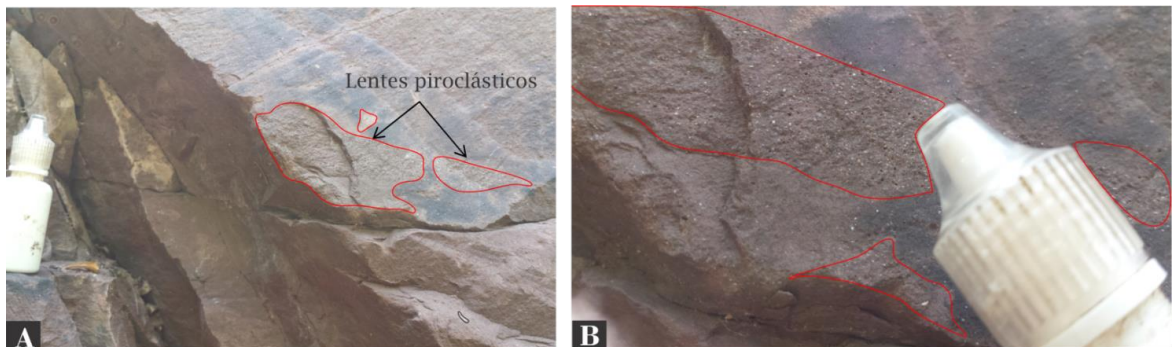


Constituido de 12.5m principalmente de rocas de tipo volcanosedimentarias de color marrón-rojizo (10R 5/4), análogas texturalmente a las descritas en el segmento III, interestratificadas con lodolitas arenosas rojizas-violáceas (5R 4/6) con laminación ondulosa y areniscas tobáceas de color marrón-rojizo (5YR 5/2) al tope.

Inicia con 40cm de lodolitas con laminación ondulosa en estratos de geometría tabular y contacto neto, intercaladas con areniscas volcanosedimentarias con laminación plano paralela continua, en estratos tabulares de espesor promedio

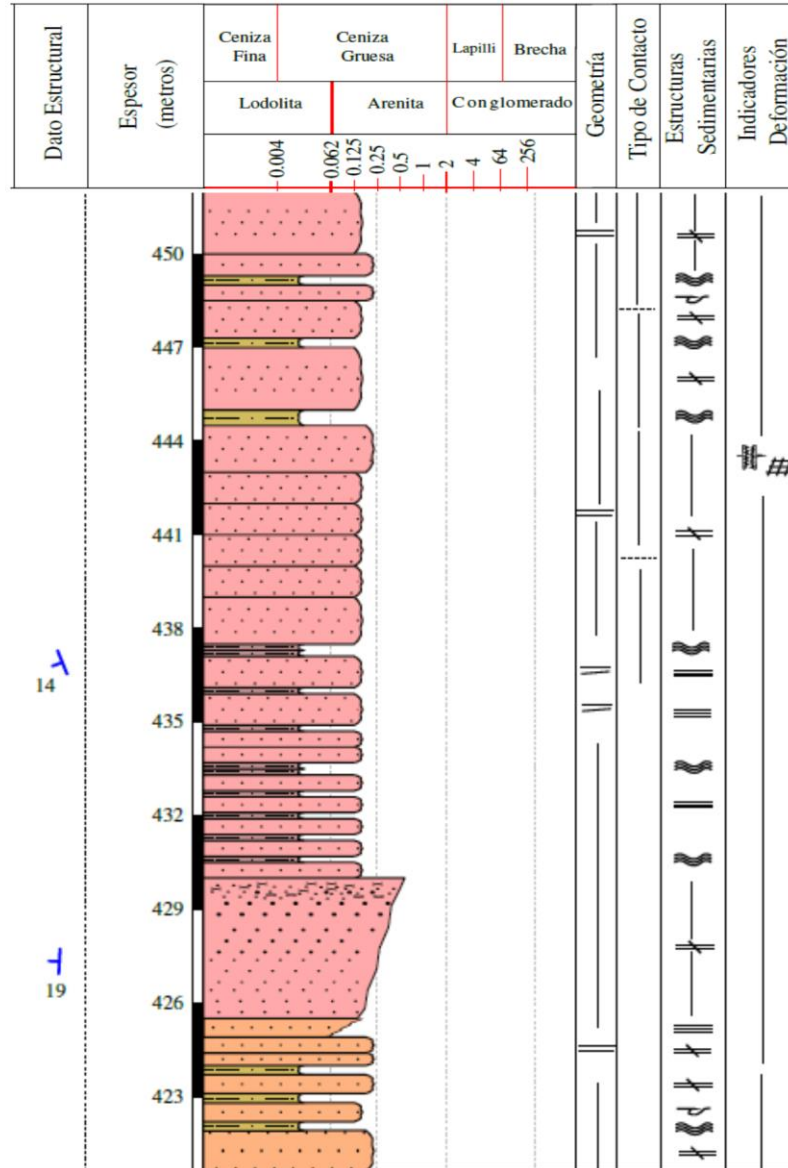
desde 0.5 hasta 2.5m, se constituyen de líticos metamórficos, volcánicos y material pirogénico orientado preferencialmente en el sentido del rumbo de las capas. Dichas intercalaciones se extienden hasta 414.4m periódicamente donde se encuentra suprayacida por estrato de geometría tabular con espesor de 2.5m de las mismas arenitas volcanosedimentarias sin laminación plano paralela, masiva, con algunos lentes arenosos y tobáceos de color claro (5R 8/2). Hacia la parte superior de este segmento el contenido en material pirogénico aumenta y las areniscas volcanosedimentarias gradan a areniscas tobáceas, tamaño va desde ceniza fina hasta lapilli con gradación inversa y laminación plano paralela con líticos y fragmentos cristalinos orientados paralelos a la estratificación, geometría tabular con espesor entre 0.5 hasta 1.7m, se intercalan con areniscas lodosas líticas masivas y lodolitas arenosas con laminación ondulosa.

Figura 44. Lentes piroclásticos constituidos de líticos y material volcánico sobre cuerpos de arenitas lodosas. B) Lente de forma irregular compuesto de líticos volcánicos, plagioclasas, feldespato potásico y cuarzo.



SEGMENTO XI (420.5-452m)

Figura 45. Segmento XI (420.5-452m). Sección estratigráfica.

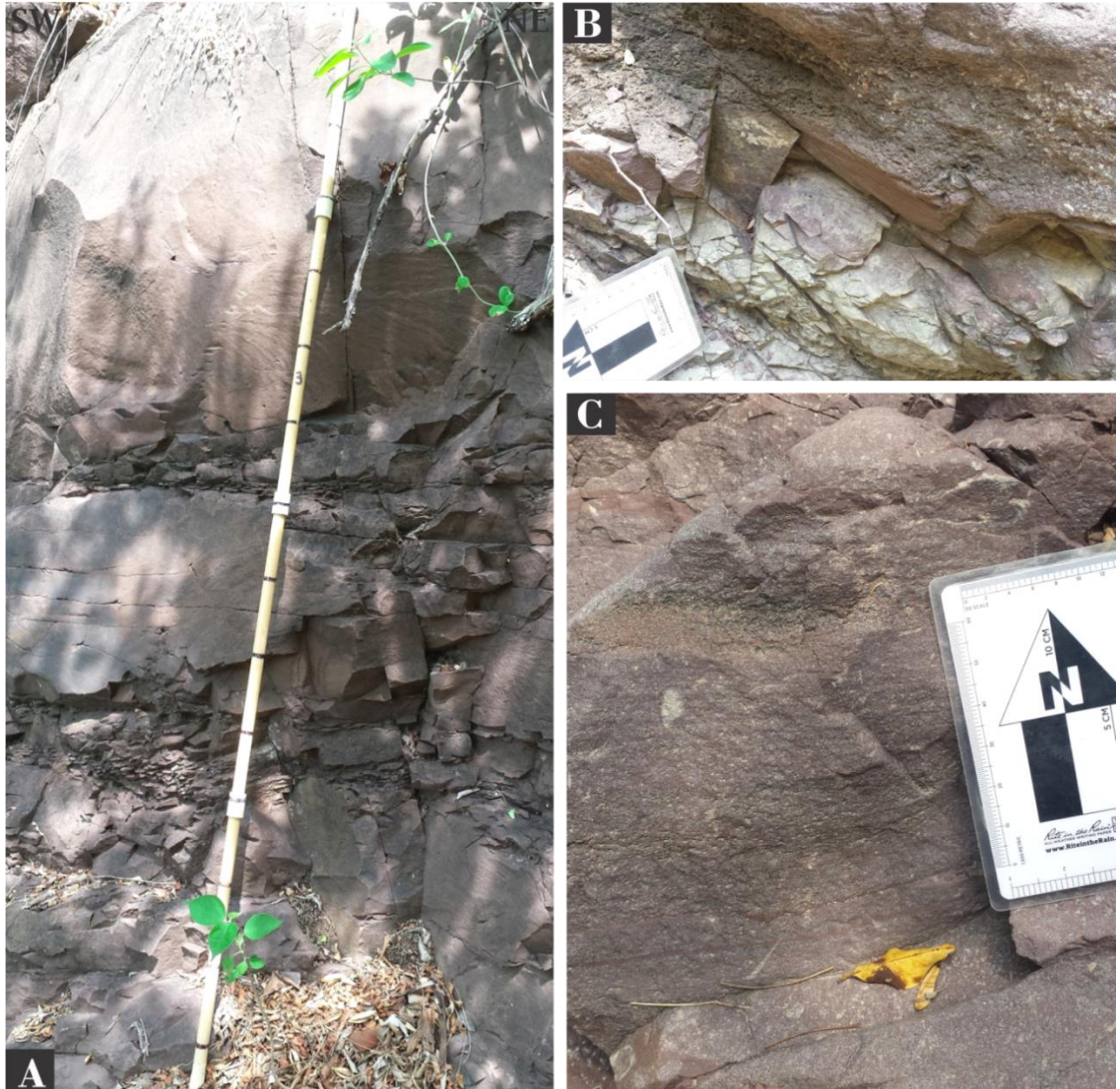


Constituido de 31.5m de intercalaciones de lodolitas arenosas de color rojizo violáceo oscuro (5R 4/6), con arenitas lodosas feldespáticas de color rojo-oscuro (5R 4/6), y arcosas líticas de color rojo pálido (5R 4/2), tamaño desde medio hasta grueso, forma desde angulares a subredondeadas, selección pobre a moderada al

tope, compuesto de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, minerales pesados y fragmentos líticos en mayor proporción.

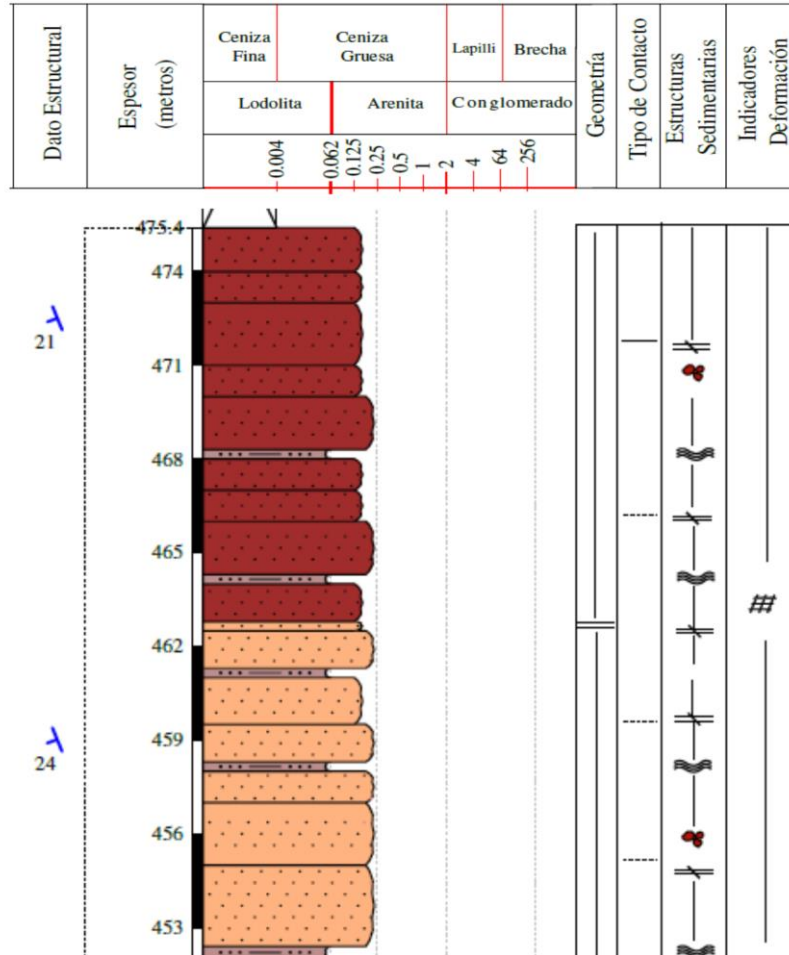
Inicia con secuencia estratodecreciente de espesor de 5m constituida de arcosas líticas masivas con *flute marks* al techo sobre los niveles intermedios, con geometría tabular y espesor que va desde 0.2 hasta 1.5m en contacto neto con lodolitas con laminación ondulosa interestratificadas, el contacto al tope es con areniscas lodosas líticas masivas con gradación inversa y material epiclástico al tope, con espesor de 50 a 80cm, en estratos de geometría tabular de espesor aproximado de 4m. A partir de 429.5m inicia una intercalación de 9m periódica entre lodolitas con laminación ondulosa y arenitas lodosas líticas en estratos tabulares no paralelos con espesor promedio menor a 0.5m. Posteriormente desde 438 se tiene una secuencia estratocreciente de aproximadamente 6m de espesor constituida de las mismas arenitas lodosas líticas masivas con geometría tabular y con contactos difusos. Finalmente hacia el tope finalizan intercalaciones monótonas de lodolitas y arenitas lodosas líticas con *flute marks* al tope.

Figura 46. A) Afloramiento con meteorización esférica y planos plumosos al tope. B) Fracturamiento conjugado en arenitas limosas. C) Arcosas líticas con intraclastos lodosos.



SEGMENTO XII (452.2-475.4)

Figura 47. Segmento XII (452.2-475.4) Sección estratigráfica



Constituido por 23.2m de intercalación de limolitas arenosas de color rojo-violáceo oscuro (5R 3/4), con arcosas líticas de color rojo pálido (5R 4/2) análogas texturalmente al segmento anterior y finaliza con arenitas lodosas feldespáticas de color rojizo oscuro (5R 4/6).

Inicia con 10.5m de intercalación de arcosas líticas masivas con intraclastos lodosos, en estratos de geometría tabular y espesor entre 0.2 hasta 2.8m en contacto difuso con paquetes de la misma composición y en contacto neto con

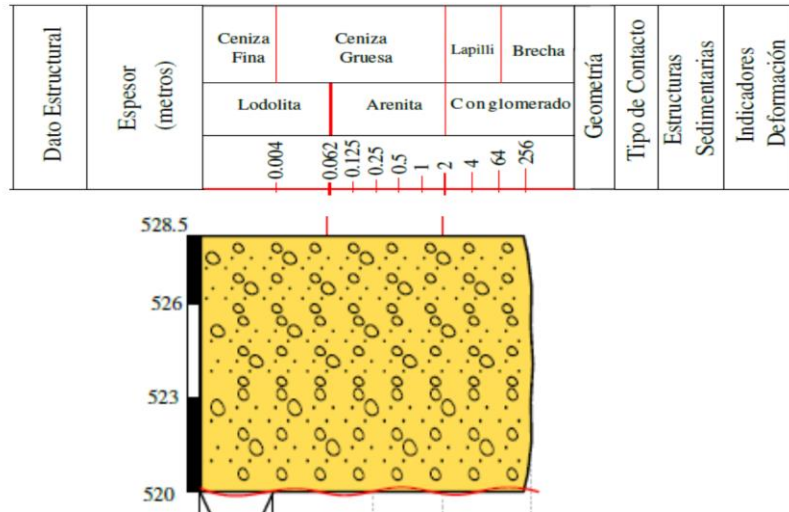
limolitas arenosas con laminación ondulosa. Desde 463 hasta 468.5m persisten las mismas intercalaciones pero dichas arcosas gradan a arenitas lodosas feldespáticas masivas en estratos de geometría tabular en contacto neto con limolitas arenosas con laminación ondulosa. Hacia el tope la secuencia se vuelve arenosa con 6.8m de paquetes de las mismas arenitas lodosas con intraclastos lodosos en paquetes de geometría tabular con espesor desde 0.8 hasta 1.9m.

Figura 48. Arcosa lítica masiva con abundantes intraclastos lodosos.



SEGMENTO XIII

Figura 49. Segmento XIII. Sección estratigráfica



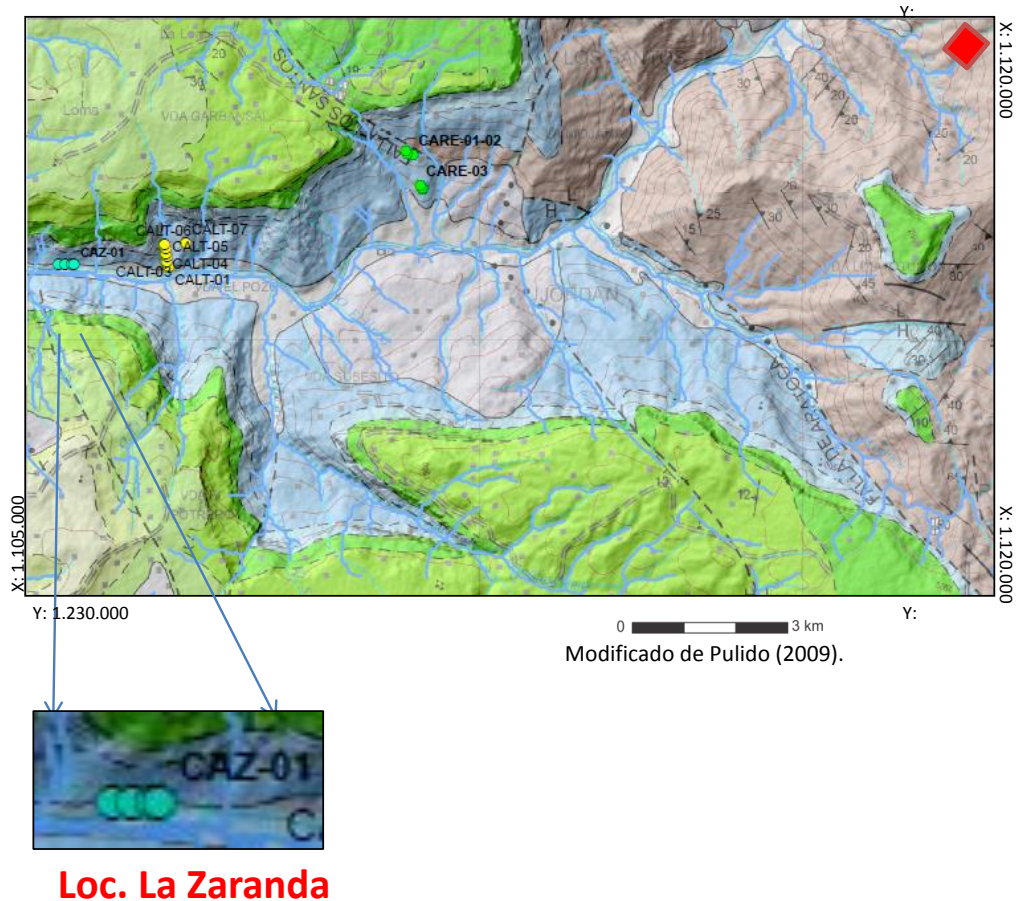
Conglomerados matriz soportados, mal seleccionados, con guijos de cuarzo, con paquetes de geometría tabular (Laverde, 1985.)

Figura 50. Contacto discordante entre la Formación Jordán y conglomerados de la base de la Formación los Santos.



7.1.2 Localidad La Zaranda

Figura 51. Localización geológica de la zona de estudio sobre localidad La Zaranda. Modificado de Pulido (2009).



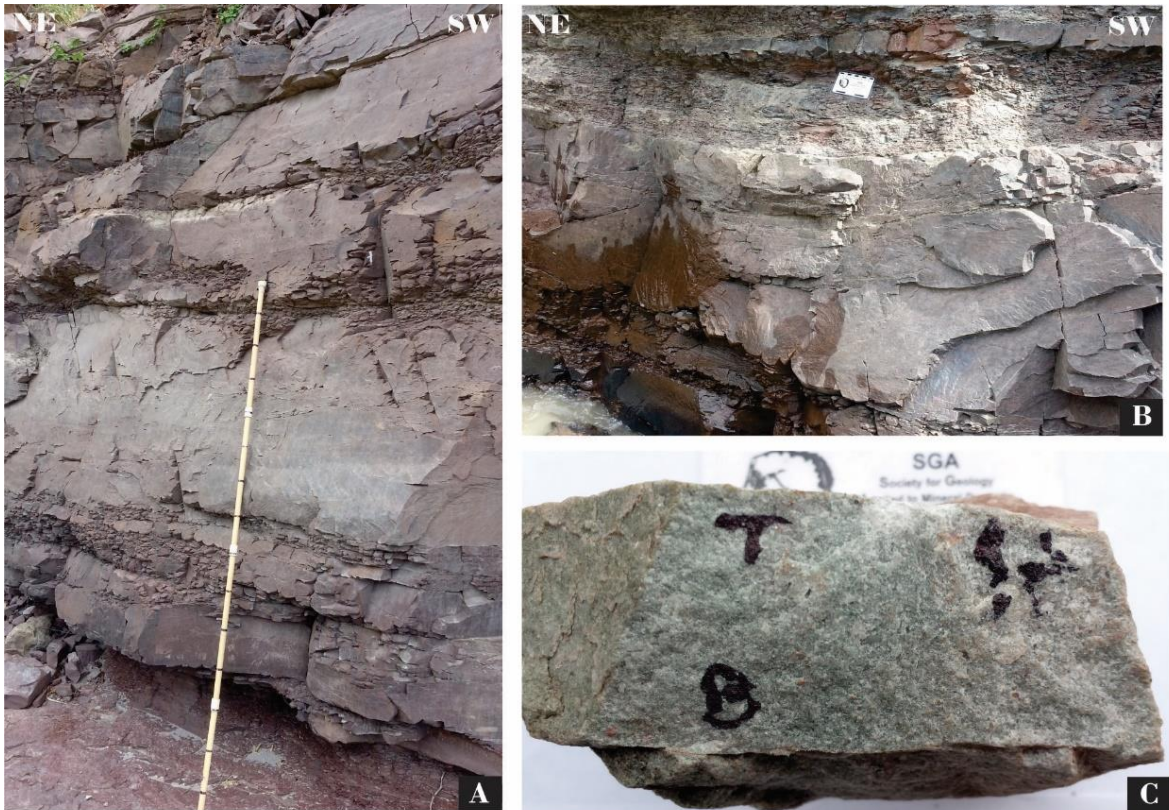
SEGMENTO I: 0-7.5 m

Constituido de areniscas lodosas feldespáticas de tamaño de grano muy fino hasta fino, color rojizo (5R 4/6), con formas desde subangulares hasta angulares, en paquetes de geometría tabular, con potencia entre 0 hasta 3m. Generalmente son masivas, y se encuentran intercaladas con niveles finos compuestos por limolitas arenosas con laminación ondulosa y clivaje en lápiz.

SEGMENTO II: 7-12.5 m

Constituido de lito areniscas feldespáticas de color gris (), de tamaño de grano desde medio hasta grueso, con formas desde subangulares hasta angulares, en estratos con forma acanalada, de base cóncava y gradación inversa, con potencia de 5.1 m. Intercalados con lodolitas grises con laminación ondulosa principalmente. (Ver figura 52).

Figura 52. A) Gradación estratodcreciente de arenitas con niveles finos. B) Geometría acanalada en paquetes de arenitas. C) Muestra de mano de arenisca gris de grano medio hasta grueso.



SEGMENTO III: 12.5 m-31

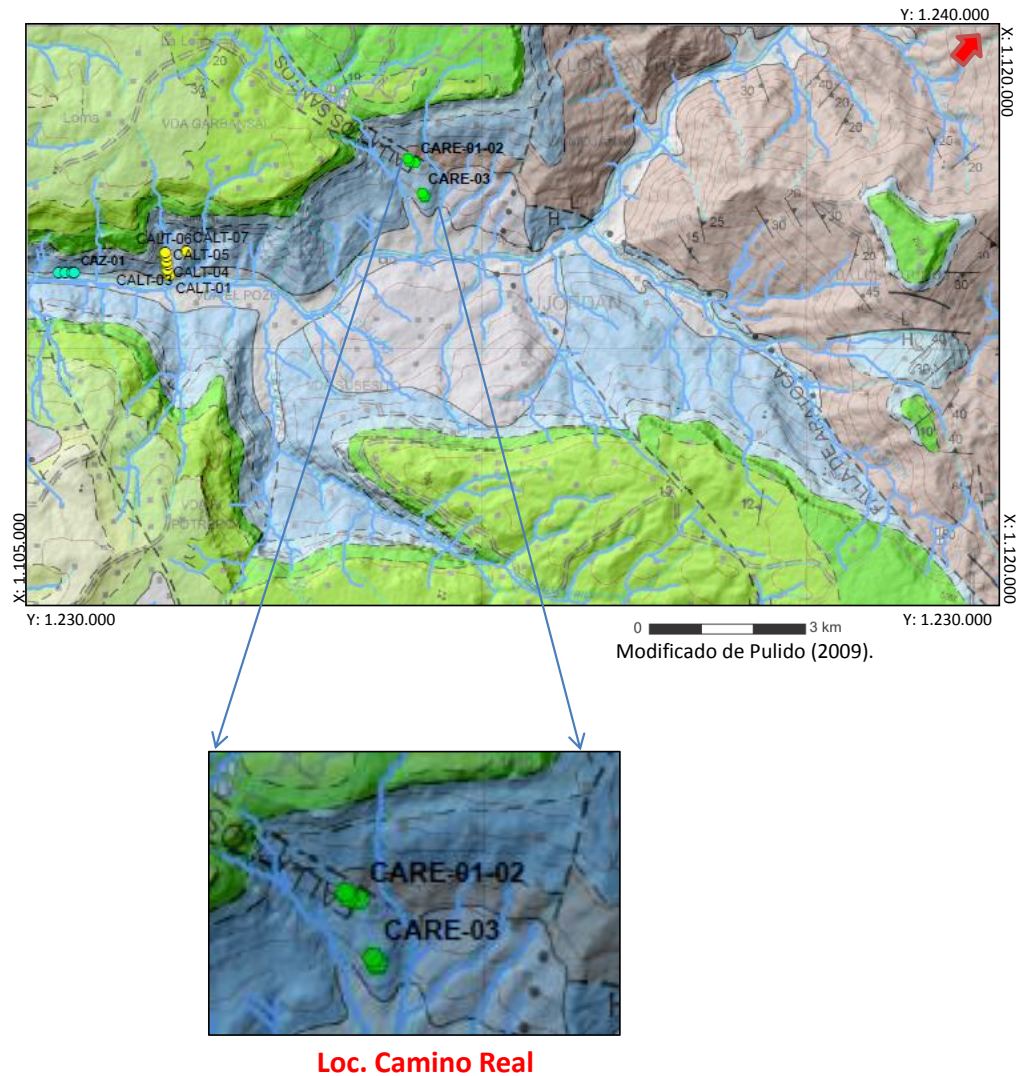
Constituido de areniscas lodosas feldespáticas de color rojizo (5R 4/6), con formas desde subangulares hasta angulares, en paquetes de geometría tabular, intercalados con paquetes tabulares de limolitas y arcillolitas de color rojizo-violáceo, y verdes, con clivaje de compactación, y laminación ondulosa. Hacia el tope presencia nuevamente de litoarenita feldespática de tamaño medio hasta grueso con gradación inversa. Tectonismo representado por planos extensivos con superficies plumosas, y diaclasamiento conjugado relleno por carbonato de calcio (Ver figura 53).

Figura 53. Estructuras de deformación segmento III. A) Superficies plumosas. B) Diaclasamiento conjugado con fracturas de extensión rellenas por carbonato de calcio.



7.1.3 Localidad Camino Real

Figura 54. Localización geológica de la zona de estudio sobre el camino Real. Modificado de Pulido (2009).



En esta sección se levantó una sección estratigráfica de 281m, sobre el camino que conduce desde el municipio de los Santos hasta el municipio de Jordán. La metodología utilizada fue el bastoneo de Jacob (Miall, 2000) directo sobre el afloramiento, apoyado con poligonal abierta sobre los segmentos cubiertos. De

una manera sintetizada, esta sección corresponde a una secuencia volcanoclástica constituida por interestratificación de capas volcánicas con material detrítico. Dicho material volcánico corresponde hacia la base a tobas de caída (Segmento I) y sobre su parte media intercalación de areniscas lodosas feldespáticas con ignimbritas (Fisher & Schmincke, 1984) con textura eutaxítica (Segmento II). Suprayaciendo estos niveles volcánicos se encuentran niveles de areniscas lodosas feldespáticas de tamaño de grano muy fino, los cuales hacia su base presentan tobas de flujo y areniscas volcanosedimentarias (Segmento III). Sobre el tope corresponden a depósitos de flujo piroclástico (Segmento IV) donde la textura eutaxítica fue obliterada casi que totalmente por la desvitrificación de fases minerales secundarias (Ross & Smith, 1980). La interpretación de esta secuencia es como una secuencia volcanoclástica en la cual su facies proximal no se ha preservado (Aglomerados, Brechas de conducto), su facies media está representada por ignimbritas de flujo de composición riolítica, y hacia la base material distal representado por tobas y depósitos de caída piroclástica (Cas & Wright, 1987).

Segmento I:

Paquete de 7 m de espesor de tobas cristalinas de tamaño que va desde ceniza gruesa hasta lapilli, con estructura masiva. La geometría de los estratos es plana no paralela, con contactos irregulares o no netos.

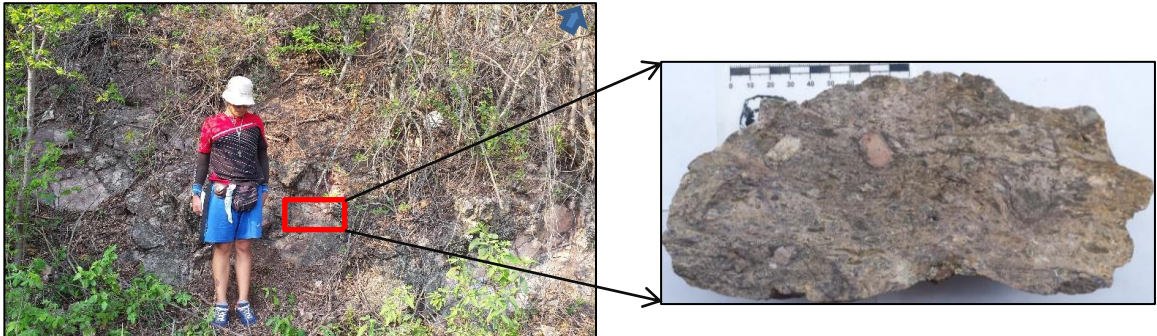
Figura 55. Muestra de mano de tobas de caída compuesta por matriz de grano ceniza fina con cristales de plagioclasa y cuarzo principalmente con tamaño de ceniza fina hasta gruesa.



Segmento II:

Paquete de 6 m de espesor compuesto por dos estratos de ignimbritas con textura eutaxítica, las cuales se encuentran dispuestas en paquetes de geometría plana no paralela con contactos difusos. Presentan gradación normal, con material pirogénico y accesorio dispuesto en el sentido de la estratificación desarrollando una fábrica anisotrópica (Fisher & Schmincke, 1984). Las ignimbritas en muestra de mano muestran una textura eutaxítica muy bien desarrollada, con *fiammes* y umita comprimida hasta totalmente comprimida, así como por material pirogénico representado por fases minerales de cuarzo, feldespatos potásicos de tipo sanidina, y plagioclasa de tipo albita, los cuales presentan microfraccturamiento y en algunos casos golfos o bahías de reacción (López & Bellos, 2006).

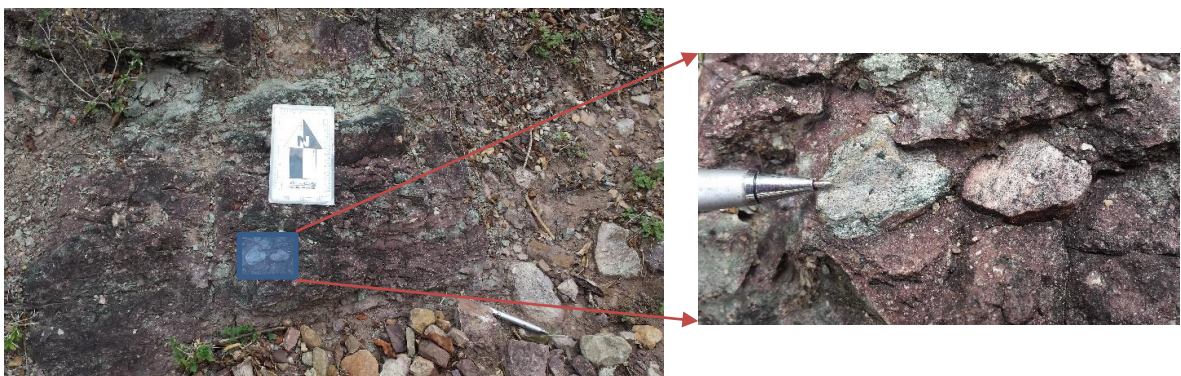
Figura 56. Afloramiento de tobas de flujo con contactos difusos, en las cuales se tienen ignimbritas de composición riolítica con textura eutaxítica.



Segmento III:

Constituido de intercalación de areniscas lodosas feldespáticas con estructura masiva, tamaño de grano muy fino hasta fino, intercaladas con pequeños paquetes de limolitas y lodolitas con laminación ondulosa principalmente. Los estratos son de geometría tabular con contactos netos, sobre su parte superior se encuentran depósitos de flujo piroclástico con gradación inversa y también areniscas volcanosedimentarias con fracción lítica correspondiente a rocas de origen metamórfico principalmente

Figura 57. Afloramiento de areniscas volcanosedimentarias compuesta de líticos principalmente metamórficos.



Semento IV:

Constituido de 5m de tobas de flujo dispuestas en paquetes de geometría plana no paralela con contactos difusos. Los límites están marcados por gradaciones normales de base a tope en los cuatro estratos que le constituyen, los cuales presentan una textura inequigranular seriada en la fracción pirogénica, donde su fracción vítrica desarrolla parcialmente *fiammes* comprimidos en el sentido de la estratificación. La textura eutaxítica no es tan marcada debido probablemente a la intensa desvitrificación (Ross & Smith, 1980).

7.1.4 Diques asociados sobre secuencia volcanoclástica Sobre el camino Real (Lenguerke) se puede observar dique de composición probablemente máfica reconocido por Tellez (1964) y posteriormente por Ward *et al* (1973). Posee color gris oscuro, de geometría tabular, con espesor aproximado de 1.5 m y longitud de más de 150 m con dirección NW-SE, que se encuentra limitado sobre su parte superior por fallamiento normal lístrico donde es posible observar la corona del desplazamiento, y sobre la mitad segmentado por fallamiento de tipo normal dextral que lo desplaza algunos metros (\pm 4-5) y lo disecta en dos cuerpos tabulares.

Figura 58. Fotografía panorámica mostrando fallamiento lístrico y dique máfico fallado.



Figura 59. Fotografía en detalle de falla normal que corta el dique máfico.

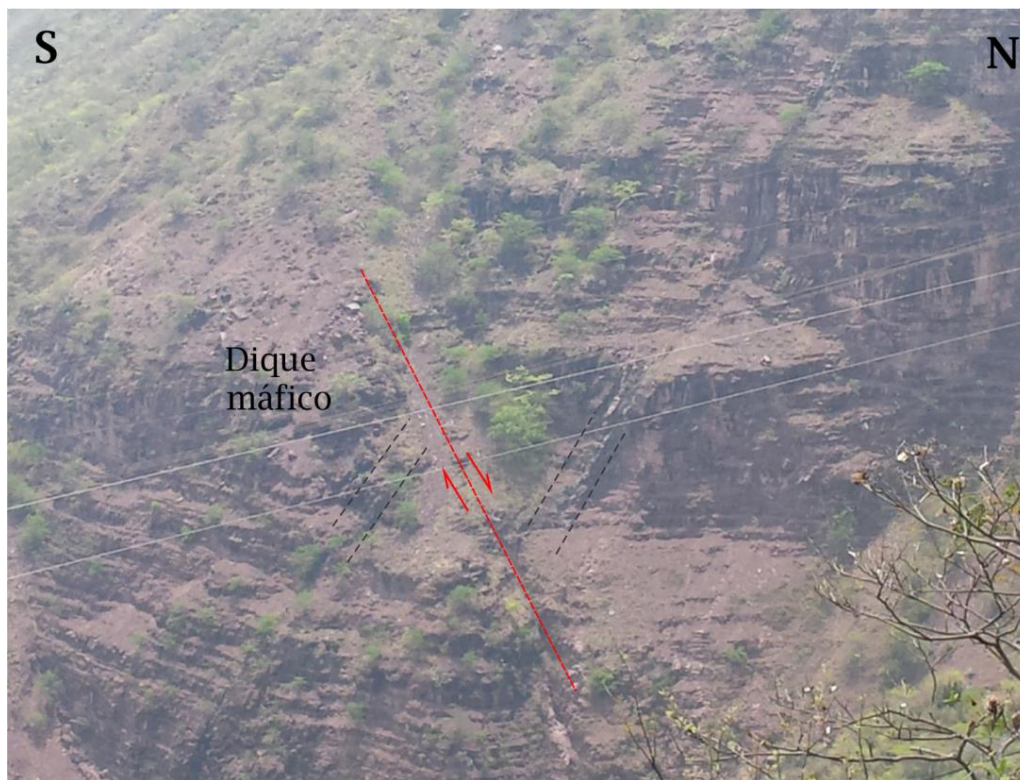


Figura 60. Fotografía indicando perfil laterítico de la zona de estudio.



7.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Tabla 8: Descripción petrográfica de secciones delgadas.

LOCALIDAD	SECCIÓN	PTO GPS	PTS	% MINERAL	ACCESORIOS	OBSERVACIONES	CLASIFICACIÓN
Localidad Camino Real	CAR-01	X: 1108977 Y: 1237903 Z: 875	536	Matr: 60.8 Fr: 15.7 Kfs: 8.8 Qz: 6.5	Óp: 3 Ms: 2.1 Pl: 1.9 Bt: 0.6 Venas: 0.7	La matriz (60,8%) es vítrica con textura felsítica y eutaxítica zonada, con desarrollo parcial de fiammes en la dirección flujo y con grado IV de soldamiento según Quane (2005). Fracción pirogénica (19,3%) con textura inequigranular seriada y evidencias de microfracturamiento. Fragmentos líticos (15,7%), metamórficos con clivaje incipiente e ígneos con textura granular holocristalina con forma subredondeada.	Toba vítrica riolítica
	CAR-02	X: 1108977 Y: 1237903 Z: 875	301	Matr: 73.8 Kfs: 5	Qz: 3.7 Fr: 3.4 Óp: 3.7 Pl: 2 Bt: 0.7	La matriz (80,1%) es felsítica y exhibe distintos grados de desvitrificación del vidrio volcánico. Posee textura eutaxítica, estructuras de flujo y fiammes con grado IV de soldamiento según Quane (2005). La fracción pirogénica (15,9%) es inequigranular y tiene evidencias de microfracturamiento. Los fragmentos líticos (4,04%) son de rocas metamórficas foliadas y de rocas ígneas hialocristalinas.	Toba vítrica riolítica
	CAR-03	X: 1109095 Y: 1237427 Z: 742	475	Matr: 47.6 Fr: 16.8 Kfs: 16 Qz: 13.5	Pl: 3.4 Ms: 1.3 Óp: 1.3 Bt: 0.2	La matriz (47,6%) con textura felsítica formada por desvitrificación de manera aleatoria con grado IV de soldamiento según Quane (2005). Fragmentos pirogénicos (34,5%) con textura inequigranular seriada con granos desde anhedrales hasta euhedrales. Fragmentos líticos (17,1%) principalmente ígneos con textura granular holocristalina y líticos metamórficos con textura esquistosa y evidencias de microdeformación.	Toba vítrico-cristalina riolítica
Localidad El Roto (Sección Tipo)	CALT-01	X: 1109095 Y: 1237427 Z: 742	331	Matr: 20.8 Qm: 16.3 Fk: 16 Fr: 13.3 Cem: 9.7 Pl: 6	Óx: 6 Óp: 4.5 Qp: 4.5 Ms: 0.9	Arenisca lodosa feldespática con tamaño de grano de muy fino a fino, con selección moderada y contactos entre partículas puntuales y longitudinales. La matriz es limosa félsica y de óxidos de color marrón-rojizo, el cemento es ferruginoso, y el armazón compuesto de partículas sub-redondeadas a angulares.	Arenisca lodosa Feldespática
	CALT-02	X: 1105157 Y: 1236236 Z: 470+7	319	Matr: 26 Qm: 15 Fr: 10.7 Pl: 9.7 Qp: 9.7 Fk: 9.4 Cem: 9.1	Óx: 4.7 Óp: 4.4 Ms: 0.3	Arenisca lodosa feldespática con tamaño de grano muy fino a fino con selección moderada, las partículas del armazón van desde sub-angulares hasta angulares, no esféricas a sub-esféricas. Posee matriz limosa isotrópica de color marrón rojizo y cemento ferruginoso y de sílice en menor proporción.	Arenisca lodosa Feldespática
	CALT-03	X: 1105161 Y: 1236308 Z: 490	300	Fr: 47.7 Matr: 24 Fk: 11.7 Qm: 5.3	Pl: 3.3 Qp: 3 Cem: 2.7 Carb: 1.7	Arenisca volcanosedimentaria-grauvaca lítica con selección baja, las partículas de armazón tienen formas no esféricas angulares con geometría oblatas. Roca de origen híbrido con líticos de rocas metamórficas y rocas ígneas volcánicas, la matriz es lodosa félsica y de óxidos, el cemento de sílice y la porosidad (0.66%) es intergranular secundaria.	Arenisca Volcanosedimentaria
	CALT-04	X: 1105147 Y: 1236363 Z: 535+16	496	Qm: 30.6 Fr: 19.6 Fk: 17.6 Matr: 13.2 Óp: 9.5 Qp: 5.4	Cem: 1.8 Pl: 1.4 Óx: 0.4 Ms: 0.2 Bt: 0.2	Litoarenita feldespática muy fina limosa? y tamaño de partículas... con selección baja a moderada, las partículas del armazón van desde angulares a sub redondeadas poco esféricas y esféricas en menor proporción. La matriz es limosa de color marrón-rojizo y cemento de composición ferruginosa.	Arcosa lítica
	CALT-05	X: 1105145 Y: 1236432 Z: 536+16	488	Matr: 34.9 Qm: 26.6 Qp: 12.6 Fr: 10.1 Óp: 7.6	Pl: 3.1 Carb: 2.4 Fk: 1.5 Cem: 0.9 Bt: 0.3	Arenisca lodosa lítica muy fina limosa? y tamaño de partículas... con pobre selección donde sus partículas en su mayoría tienen tamaños y formas heterogéneas que van desde angulares a sub redondeadas poco esféricas y esféricas. La matriz es limosa de color marrón-rojizo, cemento de composición ferruginosa. Los fragmentos líticos son indiferenciados por su reducido tamaño.	Arenisca lodosa Lítica
	CALT-06	X: 1105123 Y: 1236552 Z: 535+22	342	Fr: 52 Matr: 21.1 Qp: 9.9 Qm: 8.2	Óp: 4.7 Carb: 3.2 Fk: 1.5 Óx: 0.6 Ms: 0.3	Arenisca Tobácea debido a su carácter híbrido y su presencia de diferentes fragmentos líticos. El hecho de que tenga fragmentos de rocas volcánicas hace posible la erosión de una ancestral estructura volcánica y el carácter híbrido de esta roca al mezclar sedimentos representados por la fracción pirogénica-granos (sólo cuarzo) con fragmentos líticos volcánicos, lo cual representaría una arenita tobácea según volcanólogos y arenita lítica según Folk y sedimentólogos (010).	Arenisca Tobácea
	CALT-07	X: 1105452 Y: 1236531 Z: 696	311	Qm: 45 Fr: 17 Qp: 12.2 Fk: 9.6 Cem: 9	Pl: 1.6 Ms: 0.3 Matr: 0.3	Litoarenita feldespática de tamaño de grano medio a gruesa, con selección moderada. Las partículas del armazón son no esféricas sub-angulares y los contactos entre partículas varían desde longitudinales, hasta suturados. La matriz es arcillosa de coloración rojiza, muy limitada, y el cemento es ferruginoso y de sílice. La porosidad (4,89%) es intergranular y secundaria por disolución y fracturas.	Litoarenita Feldespática
Localidad La Zaranda	CAZ-01	X: 1103720 Y: 1236185 Z: 406	308	Qm: 47.1 Qp: 15.9 Fr: 16.6 Fk: 10.7 Cem: 7.5	Ca: 2.4 Óp: 1 Pl: 0.6 Ms: 0.6	Litoarenita feldespática con selección pobre, de tamaño de grano fino hasta grueso, no esférica sub-angular y contactos entre partículas son suturados o longitudinales. El cemento de sílice se observa en los bordes de los granos y escaso cemento de minerales arcillosos.	Litoarenita Feldespática

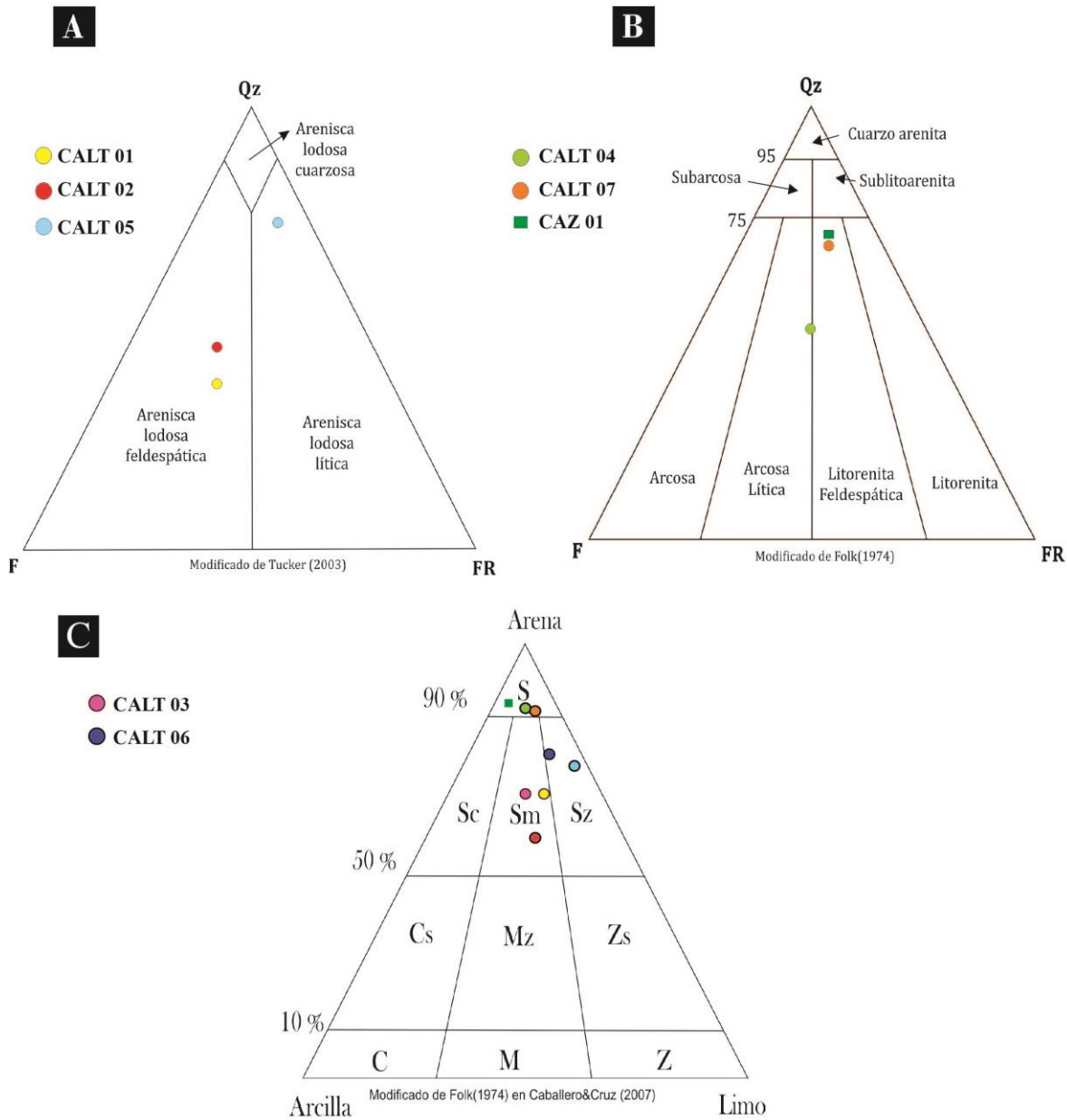
7.2.1 Rocas Detríticas

Tabla 9. Convenciones de fotografía de secciones delgadas

MINERAL	ABREVIATURA	OBSERVACIÓN
Matriz-Cemento	Flecha Roja (Matriz); Flecha Blanca (Cemento)	Generalmente compuesta por minerales arcillosos, en luz plana presenta color marrón-rojizo, y se en
Cuarzo Monocristalino	Qm	Granos con extinción recta, subredondeados hasta totalmente angulares. Presentan caras limpias y ocasionalmente se encuentran microfracturados.
Cuarzo Policristalino	Qp	Granos con extinción ondulosa, contactos suturados y rectos, los cuales poseen unidades de cuarzo a su interior. Algunos presentan microfracturamiento.
Plagioclasa	Pl	Granos con macla polisintética, angulares y con bordes aserrados. Macla ocasionalmente de periclina. Alteración sericítica.
Feldespato Potásico	Kfs	Granos de sanidina poseen macla simple y la ortoclasa normalmente sin maclado. Microclina con macla de tartán. Alteración a caolín y sericita ocasionalmente.
Mineral Pesado	MP	Granos con alto relieve y altos colores de interferencias. Poseen formas subredondeadas y angulares ocasionalmente.
Lítico Volcánico	Lv	Fragmentos con textura porfirítica y microfenocristales de cuarzo y feldespato embebidos en matriz criptocristalina (afanítica) de grano muy fino. Algunos fragmentos presentan desvitrificación.
Lítico Metamórfico	Lm	Fragmentos tabulares foliados y con clivaje de alineaciones minerales. Poseen claramente fábrica esquistosa-pizarrosa-

MINERAL	ABREVIATURA	OBSERVACIÓN
		grafitosa, y remanentes de microdeformación.
Lítico Sedimentario	Ls	Fragmentos en los cuales es posible observar una matriz arcillosa en luz plana, sobre la cual se observan granos desde angulares a subredondeados, así como la presencia de familias de minerales pesados a su interior.
Lítico Plutónico	Lp	Fragmentos con textura granular holocristalina, y contactos rectos entre granos adyacentes. Principalmente compuesto de cuarzo, potásicos y filosilicatos.
Calcita	Calc	Granos de forma irregular, con altos colores de interferencia, presentan bordes irregulares por disolución, algunos con macla típica.
Vena	Vn	Venas de calcita con orientación aleatoria

Figura 61. Diagramas de clasificación composicional. A) Arenitas lodosas. Tomado de Tucker, 2003. B) Arenitas. Tomado de Folk (1974). C) Clasificación Textural. Caballero & Cruz (2007).



CALT- 01

Arenisca lodosa feldespática con tamaño de grano de muy fino, forma subredondeada hasta angular, con fragmentos líticos que alcanzan tamaño de fino a medio predominantemente, selección moderada, con contactos entre partículas puntuales y longitudinales. Armazón (69.5%) compuesto de partículas subredondeadas hasta angulares, composicionalmente con cuarzo monocristalino (16.3%), policristalino (4.5%), feldespato potásico (16%), plagioclasa (6%), fragmentos líticos (13.3 %), minerales pesados (4.5%) y óxidos (6%). La matriz (20.8%) es limosa félsica y de óxidos de color marrón-rojizo, el cemento (9.7%) es ferruginoso. (Figura 53) (Anexo 4).

CALT- 02

Arenisca lodosa feldespática de tamaño de grano muy fino con selección moderada, las partículas del armazón van desde sub-angulares hasta angulares. Armazón (65%) está constituido por cuarzo monocristalino (15%), cuarzo policristalino (9.69%), feldespato potásico (9.37%), plagioclasa (9.69%), minerales opacos (4.37%), óxidos (5.0%), muscovita (0.31%), fragmentos líticos (10.63%), y carbonatos (0.63%). La matriz (25.94%) es limosa isotrópica de color marrón rojizo y cemento (9.06%) ferruginoso y de sílice en menor proporción (Figura 53) (Anexo 4).

CALT-03

Arenita lítica en términos de Folk (1974), y/o arenisca tobácea según Mantilla (2003) según la proporción de material pirogénico. El tamaño es de grano grueso, con formas angulares predominantemente y baja selección. Su armazón (80.67%) está constituido por cuarzo monocristalino (6.33%), cuarzo policristalino (4.0%), fragmentos líticos (49.67%) de rocas metamórficas y rocas ígneas volcánicas,

feldespato potásico (12.67%), feldespato plagioclasa (4.33%), carbonatos (2.67%). La matriz (15%) es limosa de color marrón-rojizo, el cemento (2.67%) de sílice y la porosidad (1.66%) es intergranular secundaria (Figura 53) (Anexo 4).

CALT-04

Arcosa lítica con tamaño de grano que varía desde fino hasta grueso en fragmentos líticos, selección baja a moderada. Armazón (90.2%) con forma desde angulares a sub-redondeadas en menor proporción representado por tres dominios de cuarzo (36%), fragmentos líticos (19.6%), feldespato potásico (17.6%), minerales pesados (9.5%), plagioclasa (1.4%) y filosilicatos (0.4%). La matriz (8.5%) es limosa de color marrón-rojizo, el cemento es de composición ferruginosa (1.2%) (Figura 53) (Anexo 4).

CALT-05

Arenita lodosa lítica de tamaño fino, fragmentos líticos y feldespatos tamaño medio a grueso, con baja selección, formas que varían desde angulares a sub-redondeadas en cuarzos monocristalinos. Armazón (76%) representado por dos dominios de cuarzo (39.1%), fragmentos líticos indiferenciados por su reducido tamaño (10.1%), minerales pesados (7.6%), plagioclasa (3.1%), feldespato potásico (1.5%), y biotita (0.3%). La matriz (23.4%) es limosa de color marrón-rojizo y cemento (2.6%) de composición ferruginosa (Figura 53) (Anexo 4).

CALT 06

Arenisca tobácea con tamaño de grano medio a grueso (Ceniza fina hasta lapilli). Matriz limo arcillosa de tono rojizo (10.8%). El armazón está constituido por fracción cristalina con vestigios de rompimiento y líticos en mayor proporción. La matriz limosa de grano muy fino, ocasionalmente se encuentra aglomerada en

espacios vacíos dejados por el armazón. La fracción pirogénica está representada por fragmentos angulares de cuarzo (18.1%) de tamaño fino (Ceniza fina). La fracción lítica (52%) es la de mayor volumen y se escindió en diferentes categorías de líticos en función de su textura, fábrica, estructuras y asociaciones minerales (Figura 53) (Anexo 4).

CALT 07

Litoarenita feldespática de tamaño de grano medio hasta grueso, con selección moderada. Las partículas del armazón son sub-angulares y los contactos entre partículas varían desde longitudinales, hasta suturados. Armazón (86,13%) está compuesto por cuarzo monocristalino (46.7%), cuarzo policristalino (12.7%), fragmentos líticos (16.6%) de rocas ígneas volcánicas, metamórficas y sedimentarias, feldespato potásico (10.7%), plagioclasa (0.6%) y moscovita (0.6%). La matriz no es muy representativa. El cemento (8,68%) es ferruginoso y de sílice escasamente. La porosidad (4,89%) es intergranular y secundaria por disolución y fracturas. (Figura 53) (Anexo 4).

CAMINO LA ZARANDA

CAZ 01

Litoarenita feldespática de tamaño de grano grueso, forma sub-angular, mal seleccionada, con contactos entre partículas suturados hasta longitudinales. Armazón (92.5%) está compuesto por cuarzo monocristalino (47.1%), cuarzo policristalino (15.9%), fragmentos líticos (16.56%) de rocas metamórficas y rocas ígneas volcánicas, feldespato potásico (10.7%), feldespato plagioclasa (0.6%), minerales pesados (1%), y moscovita (0.6%). No posee matriz. El cemento (7,5%) de sílice se observa en los bordes de los granos de cuarzo (Figura 53) (Anexo 4).

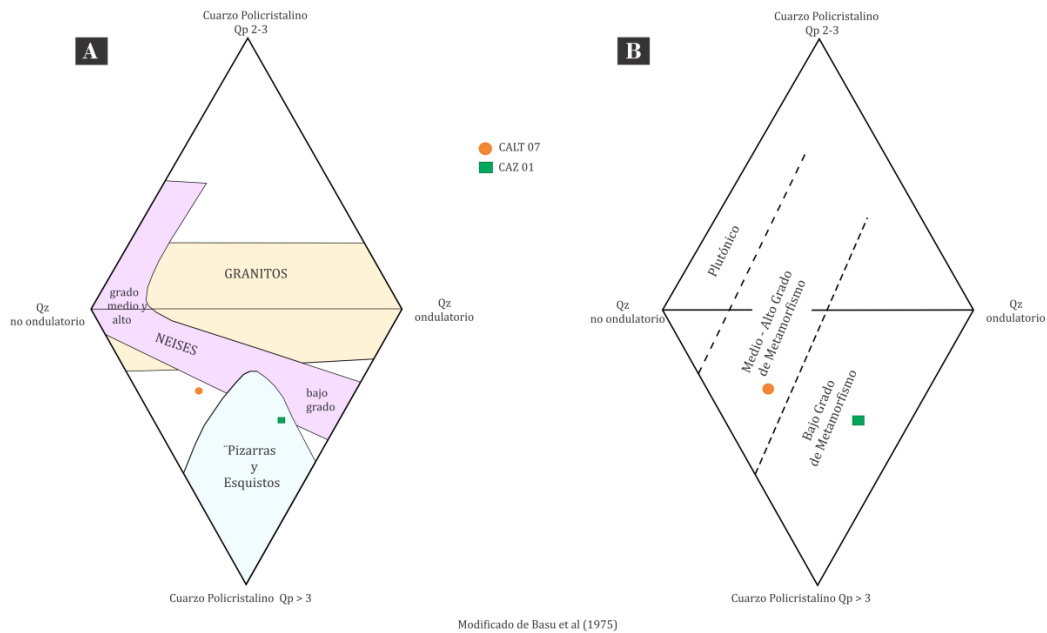
7.2.2 Naturaleza de los Cuarzos

Tabla 10. Porcentaje modal del contenido de tipos de cuarzo para arenitas de tamaño medio a grueso

Porcentaje Modal (%)						
Muestra	Qm (recto)	Qm (ond)	Qp 2-3	Qp > 3	Qp total	Q total
CALT 07	18,5	45,5	10,0	26,0	36	100
CAZ 01	16,5	37,5	11,0	35,0	46	100

El análisis varietal en granos de cuarzos siguiendo la metodología planteada por Basu (1975) para discriminar posibles áreas fuente de aporte relaciona como posible área fuente para la muestra CALT-07 sobre la localidad tipo, con rocas metamórficas de medio hasta alto grado, posiblemente neises y esquistos, mientras que para la muestra CAZ-01 sobre la localidad la zaranda asocia una fuente metamórfica de bajo grado con rocas de composición filítica y esquistosa.

Figura 62. Diagramas de discriminación de áreas fuente según el tipo de cuarzo. Modificado de Basu et al., (1975).



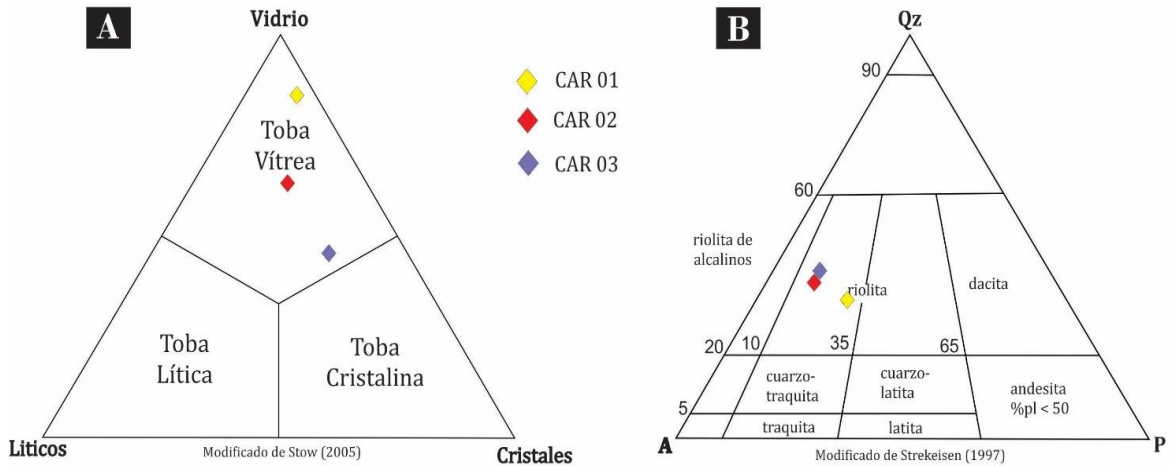
7.2.3 Rocas Volcánicas

Tabla 11. Nomenclatura mineralógica

MINERAL/ PROCESO	ABREVIATURA	OBSERVACIÓN
Desvitrificación	Dv	Genera textura felsítica con cristales de cuarzo y sanidina de tamaño ceniza fina. Se da de manera zonada sobre todas las muestras.
Calcedonia	Cld	Hábito fibroso y extinción recta. Tamaño ceniza fina, sobre microfracturas y también creciendo donde la desvitrificación ha sido intensa.
Pumita	Pm	Fragmentos los cuales poseen un rango de aplastamiento que van desde formas totalmente redondeadas hasta elipsoidales. Son isotrópicos y se desarrollan de manera aleatoria, adyacentes a la desvitrificación
Fiammes	Fm	Fragmentos de pumita totalmente comprimida la cual se desarrolla en el sentido de la dirección del flujo, presenta escasa continuidad debido a que ha sido obliterado por procesos de desvitrificación. Se desarrolla sectorizada y ocasionalmente bordeando fragmentos líticos.
Cuarzo Monocristalino	Qm	Granos con extinción recta, subredondeados hasta totalmente angulares, con tamaño que va de ceniza fina hasta ceniza gruesa.
Cuarzo Policristalino	Qp	Granos con extinción ondulosa, contactos suturados y rectos, los cuales poseen unidades de cuarzo a su interior. Algunos presentan microfracturamiento.
Plagioclasa	Pl	Granos con macla polisintética, angulares y con bordes aserrados. Macla ocasionalmente de periclina.

MINERAL/ PROCESO	ABREVIATURA	OBSERVACIÓN
Feldespato Potásico	Kfs	Granos angulares a subredondeados. La sanidina posee macla simple y la ortoclasa normalmente sin maclado. Alteración sericítica
Muscovita	Ms	Granos a modo de fibras de tamaño muy fino, con exfoliación basal, las cuales en algunas ocasiones se alinean paralelas a los <i>fiammes</i> .
Mineral Pesado	MP	Granos con alto relieve y altos colores de interferencias. Poseen formas subredondeadas y angulares ocasionalmente.
Lítico Metamórfico	Lm	Fragmentos tabulares con microestructuras a modo de foliaciones y alineaciones minerales. Poseen claramente fábrica esquistosa-pizarrosa-grafitosa, y remanentes de microdeformación.
Lítico Sedimentario	Ls	Fragmentos en los cuales es posible observar una matriz arcillosa en luz plana, sobre la cual se observan granos desde angulares a subredondeados, así como la presencia de familias de minerales pesados a su interior.
Lítico Plutónico	Lp	Fragmentos con textura granular holocristalina, y contactos rectos entre granos adyacentes. Principalmente compuesto de cuarzo, potásicos y filosilicatos.

Figura 63. Diagramas de clasificación para secciones delgadas del camino real. A) litológica. B) Composicional.



CAR-01

Toba vítrica o ignimbrita de composición riolítica. La matriz (60,8%) es vítrica con textura felsítica y eutaxítica zonada, con desarrollo parcial de *fiammes* en la dirección flujo y con grado IV de soldamiento según Quane (2005). Fracción pirogénica (19.3%) con textura inequigranular seriada y evidencias de microfracturamiento. Fragmentos líticos (15.7%), metamórficos con clivaje incipiente e ígneos con textura granular holocristalina con forma subredondeada (Figura 55) (Anexo 4).

CAR-02

Toba vítrica, o ignimbrita de composición riolítica con textura eutaxítica, estructuras de flujo y *fiammes*. La matriz (80,1%) es vitrica y exhibe distintos grados de desvitrificación del vidrio volcánico. La fracción pirogénica (15,9%) es inequigranular y tiene evidencias de microfracturamiento. Los fragmentos líticos (4,04%) son de rocas metamórficas foliadas y de rocas ígneas hialocristalinas. (Figura 55) (Anexo 4).

CAR-03

Toba vítrico-cristalina de composición riolítica. La matriz (47,6%) es vitrica con textura felsítica formada por desvitrificación. Fragmentos pirogénicos (34,5%) con textura inequigranular seriada con granos desde anhedrales hasta euhedrales. Fragmentos líticos (17,1%) principalmente ígneos con textura granular holocristalina y líticos metamórficos con textura esquistosa y evidencias de microdeformación. (Figura 55) (Anexo 4).

7.3 ANÁLISIS FACIAL

Para el estudio de las litofacies de la Formación Jordán en el camino el roto, se levantó una columna semi-detallada, y se hizo la descripción petrográfica de 7 secciones delgadas. Las facies fueron definidas con base a litología, estructuras sedimentarias, geometría de capas y composición.

Para su clasificación se hizo uso del siguiente código de facies.

Tabla 12. Código facial

Litología	Código	Característica principal	Código
Arenita Lodosa	Al	Masiva	M
Arenita	A	Laminación ondulosa	O
Limolita	Li	Laminación Plana-paralela	P
Limolita Arenosa	Liar	Gradación normal	Gn
Lodolita	Lo	Gradación inversa	Gi
Composición	Código	Flute marks	Fm
Cal cárea	C	Bioturbación	B
Volcano-sedimentaria	Vs	Intraclastos lodosos	Cl

Litología	Código	Característica principal	Código
Tobácea	T	Intraclastos arenosos	Ca
Coloración grisácea	G	Textura oquerosa	To

Para la Formación Jordán en la sección tipo del camino el roto, se definieron un total de 35 facies, que son las siguientes:

- Facies de lodolitas: Es una facies de poca abundancia en el camino del roto, tienen coloraciones rojizas-violáceas (5R 4/6), se observan paquetes de hasta 1m, compuestos de capas tabulares de 5 hasta 50 cm de espesor, principalmente laminación ondulosa, o masivas. Frecuentemente se observa intercalada con Arenitas lodosas. Ocasionalmente presentan fisilidad, o contenido calcáreo.

Li-C: Limolita calcárea

Lo-O: Lodolita con laminación ondulosa

Liar-O: Limolita arenosa con laminación ondulosa

Liar-O-G: Limolita arenosa con laminación ondulosa grisácea

- Facies de arenitas lodosas: Esta facies es la de mayor porcentaje de abundancia en toda la sección. Posee coloración roja oscura (5R 5/4), rangos de tamaño de grano de muy fino a muy grueso, formas de sub-angulares hasta sub-redondeados y selección moderada a mala. Ocurren en paquetes de 1 hasta 6 m, con capas de hasta 1.3 m de espesor. Se observan masivas o con estructuras como, laminación paralela, flute marks o gradación inversa. Tienen un gran aporte de líticos y feldespatos, por lo que su composición varía entre Arenita feldespática, lítica, arcosa lítica, y litarenita feldespática

AIMf-Ca: Arenita lodosa tamaño de grano muy fino con intraclastos arenosos

AIMf-CI: Arenita lodosa tamaño de grano muy fino con intraclastos lodosos

AIMf-Fm: Arenita lodosa tamaño de grano muy fino con flute marks y bioturbación

AIMf-M: Arenita lodosa tamaño de grano muy fino masiva

AIMf-P: Arenita lodosa tamaño de grano muy fino con laminación plana-paralela

AIMf-To: Arenita lodosa tamaño de grano muy fino con textura oquerosa

AIMf-Vc: Arenita lodosa tamaño de grano muy fino con venas de calcita

AIF-Ca: Arenita lodosa tamaño de grano fino con intraclastos arenosos

AIF-CI: Arenita lodosa tamaño de grano fino con intraclastos lodosos

AIF-Fm: Arenita lodosa tamaño de grano fino con flute marks

AIF-M: Arenita lodosa tamaño de grano fino masiva

AIF-P: Arenita lodosa tamaño de grano fino con laminación plana-paralela

AIF-To: Arenita lodosa tamaño de grano fino con textura oquerosa

AIM-Fm: Arenita lodosa tamaño de grano medio con flute marks

AIG-Gi: Arenita lodosa tamaño de grano grueso con gradación inversa

AIG-P: Arenita lodosa tamaño de grano grueso con laminación plana-paralela

AIMg-CI: Arenita lodosa tamaño de grano muy grueso con intraclastos lodosos

- Facies de arenitas: Esta facies es la que tiene menor porcentaje de abundancia. Presentan coloración rojiza-violácea (5R 4/6), tamaños de grano de muy fino a muy grueso, formas sub-redondeadas a angulares y geometrías oblata. Se observan paquetes de arenitas de hasta 6 laminadas o de intercalaciones delgadas con lodolitas. Según la composición consta de arenitas tobáceas, volcanosedimentarias y líticas.

AMf-VsP: Arenita muy fina volcanosedimentaria con laminación plana-paralela

AF-CI: Arenita fina con intraclastos lodosos

AF-Fm: Arenita fina con flute marks

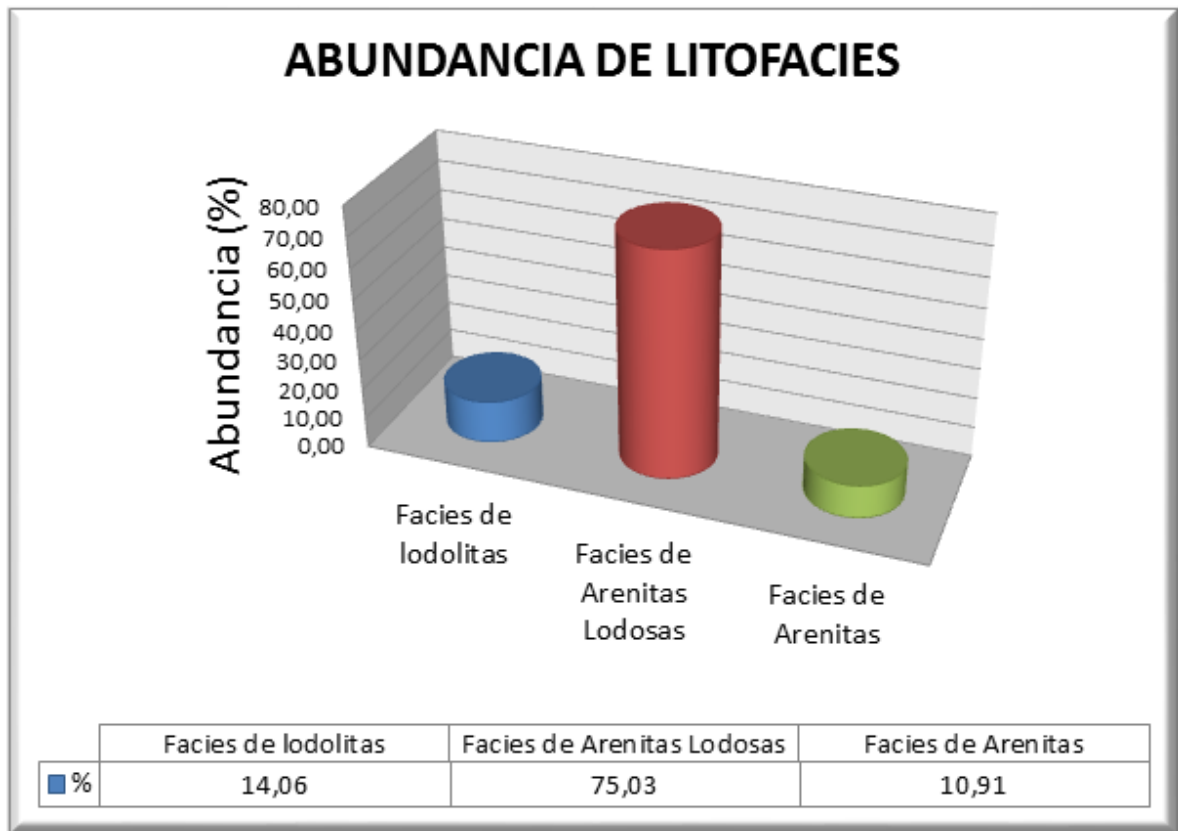
AF-Gi: Arenita fina con gradación inversa

AF-M: Arenita fina masiva

AF-P: Arenita fina con laminación plana-paralela

- AF-Vs: Arenita fina volcanosedimentaria masiva
- AM-CI: Arenita media con intraclastos lodosos
- AM-Gi: Arenita media con gradación inversa
- AM-Gn: Arenita media con gradación normal
- AM-VsGn: Arenita media volcanosedimentaria con gradación normal
- AG-M-G: Arenita gruesa masiva grisácea
- AG-TGi: Arenita gruesa tobácea con gradación inversa
- AMg-TGn: Arenita muy gruesa tobácea con gradación normal

Figura 64. Abundancia relativa de litofacies con base en espesores de la columna estratigráfica de la Formación Jordán del camino El Roto.



7.3.1 Asociaciones de facies Las asociaciones de facies e interpretaciones ambientales fueron definidas con base en el modelo ambiental lacustre de

Gierlowski-Kordesch y Kelts (1994), modificado en Arche (2010). Los subambientes se definieron con base en los modelos en Arche (2010), Nichols (2009), Posamentier & Walker (2006) y Miall (2006).

ASF 1 - Depósitos areno-lodosos (ambiente sublitoral lacustre)

Esta asociación se compone de intercalaciones de arenitas lodosas masivas con limolitas arenosas ondulosas de menor espesor, poseen tamaño de grano de muy fino a fino. Son estrato-crecientes con tendencia a la progradación. La geometría de los estratos es tabular. Presenta fracturas conjugadas, superficies plumosas, planos de tensión, ocasionalmente venas de calcita o textura oquerosa. Porcentaje bajo de abundancia.

Interpretación: Las arenitas lodosas masivas son depositadas por corrientes de muy baja energía, las lodolitas arenosas intercaladas se interpretan como resultado de procesos de decantación de flujos overflows e interflows. Debido a su tamaño de grano y cierta monotonía o ciclicidad se interpretan como depósitos areno-lodosos tranquilos de ambiente sublitoral lacustre.

Litofacies: AIMf-Vc, AIMf-To, AIMf-M, AIF-M, AIF-To, Liar-O.

ASF 2 – Sedimentos laminados (ambiente pelágico lacustre)

Asociación de facies compuesta por sucesiones de arenitas con laminación plana-paralela o masivas, intercaladas con limolitas arenosas grisáceas ondulosas, el tamaño de grano va de muy fino a fino. Exhiben comportamiento estrato-decreciente y una tendencia agradante o retrogradante. La geometría de los estratos es plana paralela, presentan diaclasamiento conjugado y fracturas de extensión. Tienen muy alto porcentaje de abundancia.

Interpretación: las arenitas lodosas laminadas se depositan por corrientes cíclicas de baja de ambientes muy estable, hacia el tope las arenitas son masivas, esto puede indicar un ligero cambio a ambiente sublitoral. Las limolitas y lodolitas son depositadas por procesos de decantación de overflows e interflows; Esta asociación se interpreta como sedimentos laminados de ambiente pelágico lacustre. La tendencia retrogradante se interpreta como un episodio tectónico de generación de espacio de acomodación.

Litofacies: AIMf-P, AIF-P, AF-P, AF-M, Liar-O-G, Liar-O.

ASF 3 – Depósitos de underflows (ambiente pelágico lacustre)

Está constituida por arenitas, arenitas lodosas y limolitas calcáreas. El tamaño de grano va desde muy fino hasta medio. Las capas tienen un comportamiento estratocreciente con tendencia progradante. Las arenitas son masivas y tienen intraclastos a la base, hacia el tope presentan gradación normal y laminación. Las lodolitas tienen espesores muy delgados. La geometría de los estratos es plana paralela y continua el diaclasamiento conjugado y las fracturas de extensión con ocasionales venas de calcita. El porcentaje de abundancia es ligeramente mayor que la ASF 1.

Interpretación: las arenitas se consideran como depósitos por underflows y procesos de decantación simultáneos de distinta intensidad, la gradación normal indica depositación principalmente regida por underflows, se presenta laminado o masivo debido mayor influencia de condiciones pelágicas lacustres. Las lodolitas son producto de procesos de decantación cuando cesan los underflows. Esta asociación es interpretada como depósitos de underflows de ambiente pelágico o de cuenca lacustre.

Litofacies: AIMf-Vc, AIF-P, AF-CI, AM-CI, AM-Gn, AM-VsGn, Li-C.

ASF 4 – Canales menores (ambiente litoral lacustre)

Esta asociación de facies se compone de arenitas, arenitas lodosa masivas y limolitas arenosas ondulosas. El tamaño de grano va desde muy fino a fino algunas veces grueso o muy grueso, tiene clastos lodosos. Las capas alcanzan hasta 5 m de espesor, forman sucesiones con tendencia agradante o retrogradante (aumento de lodolitas al tope). Los estratos tienen geometría acanalada o plana paralela. Composición abundante en líticos, hacia la base carácter volcanosedimentario, decrece en contenido de cuarzo hacia las secuencias más someras. Presencia de diaclasamiento conjugado. Es la facies más abundante de la sección.

Interpretación: Las arenitas masivas se atribuyen a depósitos de corrientes de energía moderadas, y las limolitas arenosas se relacionan con procesos de decantación, clastos lodosos de igual composición provienen de la misma cuenca. La tendencia retrogradante está ligada a la tectónica extensiva. Se interpretan como canales menores de ambiente litoral lacustre con topografía suave.

Litofacies: AIMf-M, AIMf-CI, AIF-Vs, AIF-M, AIF-CI, AIMg-CI, AF-M, AG-M-G, Liar-O, Li-C, Lo-O.

ASF 5 – Desembocadura de canales (ambiente sublitoral lacustre)

Asociación constituida por arenitas con gradación inversa y limolitas arenosas calcáreas. El tamaño de las arenitas es granocreciente desde muy fino a medio, las capas exhiben carácter granodecreciente y sucesión con tendencia retrogradante. Su geometría es plana paralela y predomina la composición feldespática lítica. Asociación de escasa abundancia.

Interpretación: las arenitas con gradación inversa se consideran como posibles lóbulos de desembocadura de canales (sin evidencia discreta de la geometría de los lóbulos). Las lodolitas calcáreas se consideran como episodios con poco aporte siliciclástico. Se interpreta como un ambiente sublitoral lacustre.

Litofacies: AM-Gi, Li-C.

ASF 6 – Canal volcanosedimentario – (ambiente sublitoral lacustre)

Asociación de facies de arenitas tobáceas con gradación normal y limolitas arenosas onduladas. El tamaño de grano va desde muy grueso a medio al tope, la geometría de las capas es plana paralela y presentan laminación plana paralela. Alto contenido de líticos volcánicos. Se observan superficies plumosas. Es la asociación de facies más escasa en la sección.

Interpretación: las arenitas con gradación normal se relacionan con depósitos de canales relacionados lateralmente a una fuente con aporte de material volcánico, las limolitas se relacionan con una disminución en el aporte siliciclástico. Se interpreta como canal de ambiente sublitoral lacustre.

Litofacies: AMg-TGn, Liar-O.

ASF 7 – Desembocadura de canales (ambiente palustre)

Asociación de facies comprendida por arenitas lodosas de tamaño de grano fino a grueso con laminación plana paralela y presencia de clastos arenosos. Las capas tienen carácter granocreciente y su geometría es plana paralela. Composición arcósica a la base y lítica al tope. Tiene una mayor abundancia relativa que la ASF5.

Interpretación: Estas arenitas con gradación inversa se interpretan como desembocadura de canales o microdeltas de ambiente palustre o supralitoral lacustre.

Litofacies: AIF-Ca, AIG-P, AIG-Gi.

ASF 8 – Depósitos fluviales y crevasse splays menores (ambiente palustre)

Esta asociación de facies se compone de sucesiones delgadas de arenitas con gradación inversa plana paralela, arenitas lodosas con flute marks y lodolitas onduladas. Las arenitas tienen laminación plana paralela, algunas presentan textura oquerosa o bioturbación escasa. El tamaño de grano va desde muy fino a fino, poseen carácter granodecreciente. La geometría de los estratos es plana paralela y las capas de la base tienen superficies plumosas. Composicionalmente hacia la base son feldespáticas y hacia el tope son líticas y tobáceas. Tienen una abundancia importante en sección.

Interpretación: las sucesiones de arenitas y lodolitas se relacionan con episodios de depositación fluviales con exposición subaérea, las capas con gradación inversa posiblemente son ligadas a crevasse splays de pequeños tamaños. Se asignan a un ambiente palustre o supralitoral lacustre.

Litofacies: AIMf-CI, AIMf-M, AIMf-Fm, AIF-M, AIF-Fm, AIF-To, AIM-M, AF-Gi, AF-M, AF-VsM, AF-Gi, AG-TGi, Lo-O.

ASF 9 – Llanura areno-lodosa (ambiente palustre)

Asociación de facies compuesta por sucesiones de arenitas o arenitas lodosas intercaladas con lodolitas o limolitas arenosas onduladas. El tamaño de grano es muy fino; Las capas son delgadas con geometría plana paralela o no paralela.

Predomina la laminación plana paralela. Pueden presentar composición lítica o volcanosedimentaria. Tienen una abundancia media en la sección.

Interpretación: Estos depósitos de intercalaciones de arenitas y lodolitas se interpretan como de llanura areno-lodosa de ambiente supralitoral lacustre con condiciones estables y de baja energía y procesos de decantación.

Litofacies: AIMf-M, AIMf-P, AMf-VsP, Liar-O-G, Lo-O.

ASF 10 – Canales fluviales (ambiente palustre)

Esta asociación de facies se compone de sucesiones de arenitas, arenitas lodosas, lodolitas y limolitas arenosas y onduladas. Hacia la base presentan flute marks de corrientes y hacia el tope son masivas con clastos lodosos. El tamaño de grano va desde muy fino a medio, las capas de arenitas presentan espesores potentes y las lutitas muy delgadas; Su geometría es plana paralela y las secuencias son granodecrecientes. La composición varía entre lítica y feldespática al tope.

Interpretación: estas sucesiones arenosas y lutíticas granodecrecientes con estructuras de corrientes se interpretan como sucesiones de canales fluviales de corrientes de energía media en un ambiente palustre o supralitoral lacustre.

Litofacies: AIMf-M, AIMf-Ca, AIMf-CI, AIF-Ca, AIF-M, AIF-CI, AF-M, AF-Fm, Lo-O, Liar-O.

Figura 65. Abundancia relativa de asociaciones de facies con base en espesores de la columna estratigráfica de la Formación Jordán del camino El Roto.

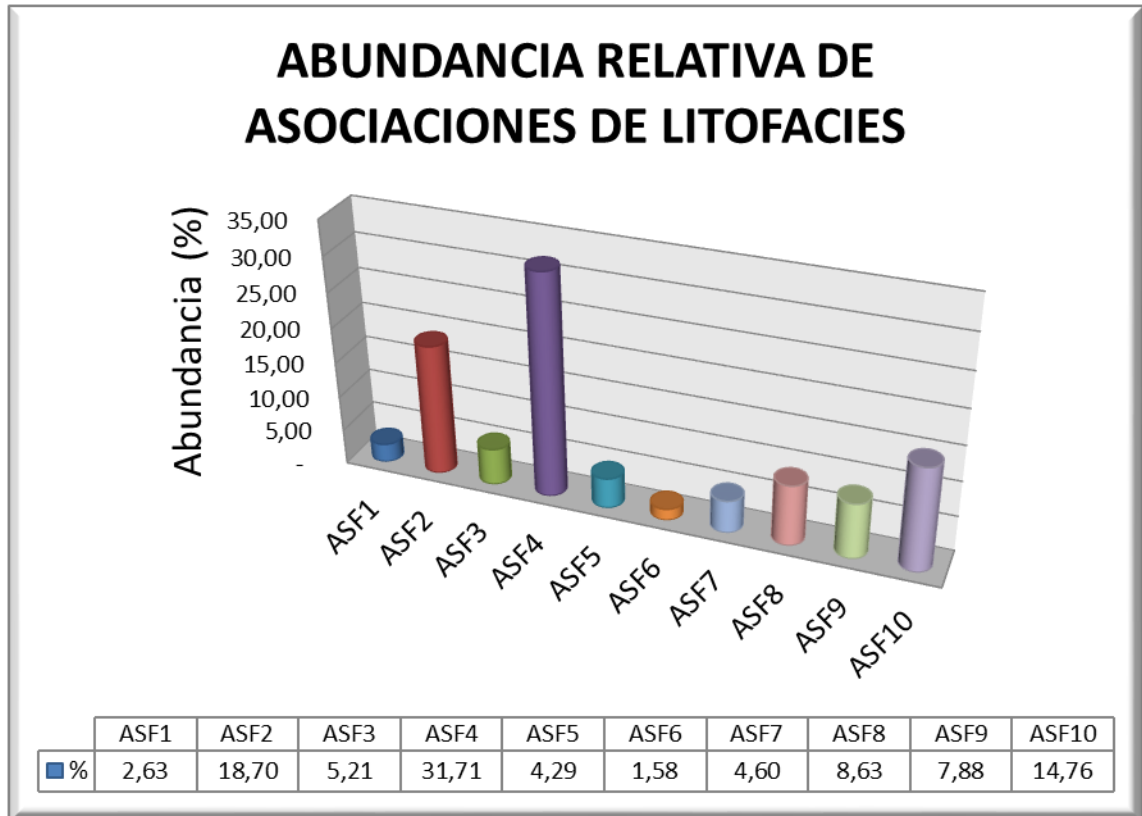


Figura 66. Abundancia relativa de ambientes presentes en la columna estratigráfica de la Formación Jordán en el camino El Roto.

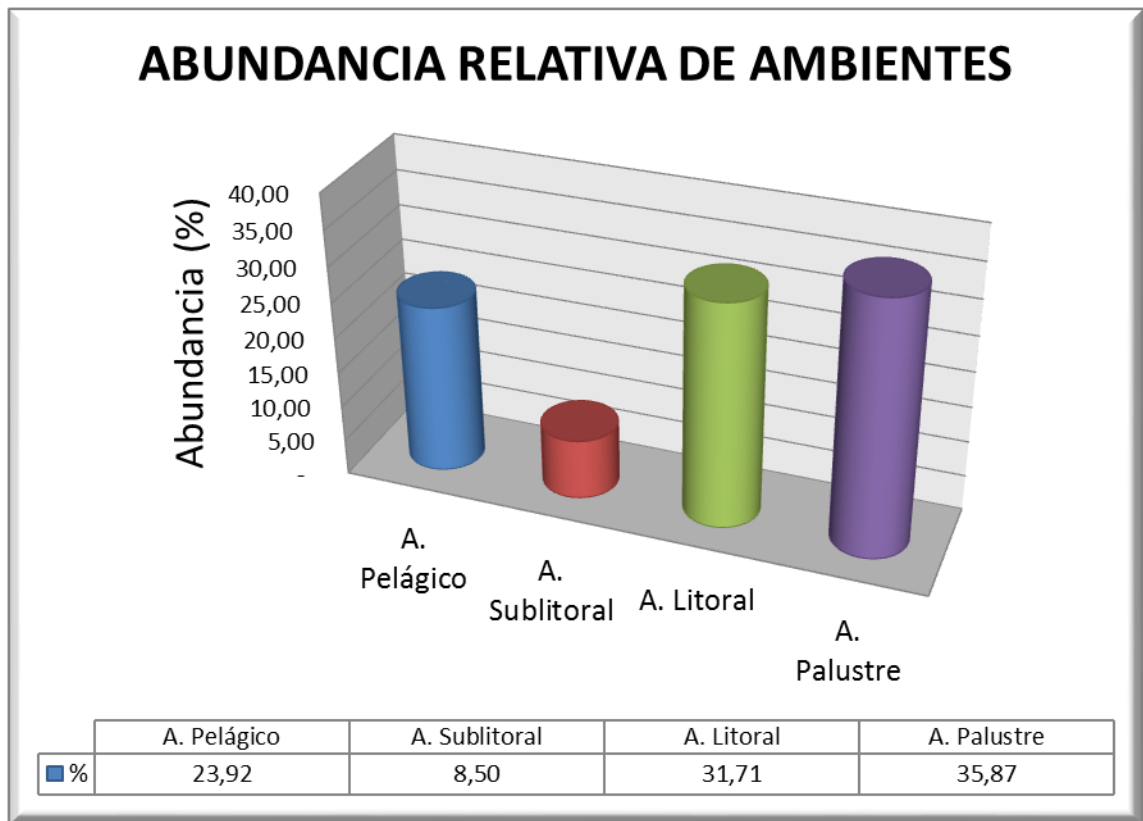


Tabla 13. Ambientes de depositación para las asociaciones de facies definidas.

Asociaciones de facies	Ambiente de depositación
ASF1	Depósitos areno-lodosos (ambiente sublitoral lacustre)
ASF2	Sedimentos laminados (ambiente pelágico lacustre)
ASF3	Depósito de underflows (ambiente pelágico lacustre)
ASF4	Canales menores (ambiente litoral lacustre)
ASF5	Desembocadura de canales (ambiente sublitoral lacustre)
ASF6	Canal volcanosedimentario (ambiente sublitoral lacustre)
ASF7	Desembocadura de canales (ambiente palustre)

Asociaciones de facies	Ambiente de depositación
ASF8	Depósitos fluviales y crevasse splays menores (ambiente palustre)
ASF9	Llanura areno-lodosa (ambiente palustre)
ASF10	Canales fluviales (ambiente palustre)

8. DISCUSIÓN

8.1 PETROGRAFÍA DETRÍTICA

Según los datos obtenidos en el análisis petrográfico se tiene de una manera general que la secuencia estudiada sobre la localidad de la quebrada del Roto corresponde a una secuencia composicional y texturalmente inmadura debido a la predominancia del feldespato y los fragmentos líticos respecto al cuarzo, así como por la angularidad de sus constituyentes, baja selección y alta presencia de matriz limosa para algunos segmentos. La abundancia de material metamórfico se asocia específicamente a un dominio tectónico de fallamiento de bloques del basamento probablemente por sets de tipo inverso, o debido a configuraciones de half-graben donde las rocas metamórficas (Fm Esquistos del Silgará) configurarían sus hombreras, delimitadas por fallamiento de tipo normal donde la Falla de Aratoca estaría representando uno de los límites paleo-geográficos de la cuenca ancestral (Dickinson, 1985; Vernon, 2004; Mocoora, 2010; Lamus *et al.*, 2012)

Respecto al análisis petrográfico de una manera sintetizada se tiene que para las areniscas lodosas feldespáticas hay un aumento progresivo en los porcentajes de cuarzo monocristalino, mientras que los fragmentos de roca crecen considerablemente hasta alcanzar su punto más alto sobre los segmentos próximos a paquetes volcanoclásticos, esto se asocia con niveles de depositación en ambientes lacustres alimentados por corrientes de tipo fluvial, donde las partículas son depositadas por decantación y conservan estructuras primarias como laminación plana paralela. Para las areniscas lodosas líticas los procesos sedimentarios actuantes son análogos a los anteriores con un aumento notable en la proporción lítica, esto debido a que estas litologías se encuentran a lo largo de

la columna suprayaciendo niveles tobáceos y volcanosedimentarios, ricos en fragmentos líticos.

Paquetes de areniscas tobáceas y volcanosedimentarias muestran un aumento exponencial de fragmentos líticos y una disminución progresiva en los granos de cuarzo, estos segmentos evidencian la tectónica activa operante, la cual probablemente consistió en sets de fallamiento inverso que levantaba bloques del basamento de la cuenca coetáneo con volcanismo explosivo. También se hace evidente en este segmento el retrabajamiento de material volcánico (Feldespatos, Plagioclasa, Cuarzo) el cual fue retrabajado y mezclado con el material clástico formando la matriz limosa de estos segmentos.

En las arcosas líticas se evidencia un cambio notable en el área de aporte debido a la disminución considerable en los fragmentos líticos, y el aumento paulatino en los granos de cuarzo y feldespatos, los cuales siguen evidenciando un área fuente correspondiente a arco magmático.

Las litoarenitas feldespáticas evidencian la erosión de rocas plutónicas debido a la alta proporción de feldespatos potásicos, como microclina, sanidina, así como por la presencia de líticos plutónicos. Su tamaño de grano es diferente a todos los demás segmentos de la sección, en dichos segmentos se sigue conservando la angularidad y baja selección, y el área fuente corresponde probablemente a rocas ígneas intrusivas como el granito de pescadero, o rocas intrusivas del Macizo de Santander.

8.2 PETROGRAFÍA ROCAS VOLCÁNICAS

Según los datos obtenidos del análisis facial de las unidades eruptivas estudiadas se deduce que corresponden a las facies intermedias y distales de un sistema

volcánico erodado donde no se preservó su facies proximal referente a depósitos gruesos de brechas y aglomerados volcánicos (Fisher, 1968). La fase intermedia está representada por tobas vítricas del conjunto CAR 01, CAR 02, las cuales corresponden a tobas de flujo ricas en material pomáceo y fragmentos líticos, formadas por el colapso de una columna eruptiva próxima al centro de emisión, con escasa continuidad lateral y potencia. La presencia de dique máfico (Figura 4) también es típica de este tipo de facies. Las facies distales están representadas por tobas de tamaño de grano más fino CAR 03, con menor proporción vítrica, las cuales se encuentran dominadas por material limoso, intercaladas con paquetes producto del retrabajamiento del material volcánico, entre estos limolitas de grano muy fino epiclásticas con meteorización esferoidal y limolitas ricas en material pirogénico con formas angulares. Esto evidencia el retrabajamiento del material volcánico con rocas del basamento, generado sobre las laderas del centro de emisión (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987)

La génesis de los depósitos piroclásticos está condicionada a la acción conjugada de diferentes variables como el tipo de fragmentación, vesiculación, composición del magma, estilo eruptivo, contenido de volátiles, presión, temperatura, radio de conducto de eyección, entre otros (Francis, 1993). En este estudio intentaremos dar una aproximación a la génesis de estos depósitos en función de las características microscópicas-macroscópicas observadas, y en función de las relaciones de campo.

Según las características observadas y las proporciones porcentuales entre constituyentes vítricos, líticos y pirogénicos se puede concluir que CAR 01, CAR 02, CAR 03 corresponden a depósitos generados por flujos piroclásticos con más del 50% de componentes (<2mm), con alta influencia del retrabajamiento del basamento debido a la alta proporción de líticos metamórficos, los cuales en términos de Fisher (1984) se generan mediante el colapso de columna eruptiva y el desplazamiento a través de las laderas del conducto de eyección asociado a

estilos volcánicos vulcanianos en márgenes compresivos de tipo andino (Cas & Wright, 1987; Fisher & Schmincke, 1984)

Dos posibles orígenes se relacionan a este tipo de depósitos (Cas & Wright, 1987; Fisher & Schmincke, 1984), se pueden encontrar depósitos de flujo asociados al rompimiento de un domo en crecimiento o por el colapso de la parte inferior de una columna eruptiva. En nuestro caso la baja proporción de líticos volcánico, contrario las altas proporciones de matriz de vidrio, y vidrio colapsado a modo de *fiammes* sugieren que corresponden al colapso de una columna eruptiva rica en material pomáceo. Por otro lado, el aumento de la proporción lítica hacia la base de la columna en CAR-03 y disminución hacia el tope en CAR-01 y CAR-02 con el respectivo aumento de *fiammes* y matriz, podría asociarse con dos unidades de flujo con igual composición pero con desarrollo de diferentes características texturales y fábrica (Francis, 1993; Fisher & Schmincke, 1984).

El soldamiento en rocas piroclásticas condiciona las características petrográficas como desarrollo de textura eutaxítica y propiedades físicas como porosidad, densidad, esfuerzo por carga, entre otros (Quane, 2005). En CAR-01 y CAR-02 el desarrollo de *fiammes* comprimidos en el sentido de la estratificación, su forma y continuidad sugieren que son el resultado del aplastamiento de la pumita debido al esfuerzo vertical de la columna litostática generando un acortamiento hasta generar formas oblatas y la anulación de la porosidad (Francis; 1993, Fisher, 1968; Cas & Wright, 1987; Quane *et al.*, 2005). Aunque si bien es evidente que la textura eutaxítica es obliterada por los procesos de desvitrificación, se pueden evidenciar relictos de dicha textura a modo de *fiammes* y pumita semiesférica para CAR-01 y CAR-02, así como fábrica anisotrópica. Para CAR-03 dicha textura es obliterada completamente, y sólo se observa la matriz bordeando los diferentes fragmentos líticos de tamaño lapilli. En el sentido de Quane (2005) y en función del desarrollo de *fiammes* se puede asignar para estas muestras un rango de soldamiento IV con pumita moderadamente deformada y totalmente colapsada.

Los procesos de desvitrificación en depósitos piroclásticos antiguos pueden suprimir la textura original debido a la cristalización secundaria por presencia de fase volátil o por sobre enfriamiento, y se da después del soldamiento en función de la composición química de la roca, tasa de enfriamiento y temperatura de desvitrificación (Ross & Smith, 1980). En este estudio la desvitrificación es manifiesta por agregados de tamaño muy fino a modo de agregados que están dispuestos de manera aleatoria. Para CAR-01 y CAR-02 se generan agregados de calcedonia de grano muy fino a modo de parches sobre la matriz, bordeando líticos y pumita colapsada. En CAR-03 los procesos de desvitrificación son más intensos y permiten el desarrollo de calcedonia de tamaño fino de manera aleatoria pero con más representatividad, así como el desarrollo de textura felsítica por el crecimiento sobre la matriz de cristalitas de sanidina y cuarzo de tamaño muy fino birrefringentes y el desarrollo de esferulitas concéntricas.

Respecto a los constituyentes principales de estos depósitos tenemos que la fracción pirogénica tiene tamaños que van desde ceniza fina hasta lapilli con textura inequigranular seriada según Mackenzie (1996). Normalmente exhiben caras cristalinas rotas y bordes angulosos relacionado con eventos explosivos, típicos de erupciones explosivas en márgenes de tipo andino (Francis, 1993; Cas & Wright, 1987). Los fenocristales están compuestos principalmente de cuarzo, sanidina y plagioclasas, relacionado con cuerpos magmáticos de composición ácida (Fisher & Schmincke, 1984). En CAR-03 cuarzo y plagioclasas poseen golfos de reabsorción los cuales son interpretados como procesos de disolución al interior de la cámara magmática por reabsorción en un fluido con altas temperaturas o también asociado al crecimiento rápido debido al sobreenfriamiento (Toselli, 2009).

Los fragmentos accidentales según Fisher & Schmincke (1984) son fragmentos seleccionados a lo largo del camino del flujo piroclástico antes de ser incorporados al depósito final y en las tres secciones están representados principalmente por

líticos metamórficos. En la fracción lítica los fragmentos poseen redondeamiento y poca angularidad, lo cual podría asociarse a fenómenos de transporte sobre fragmentos accidentales previo a la incorporación al depósito piroclástico. Los fragmentos ígneos también los agrupamos en fragmentos accidentales debido a sus propiedades texturales, así como el redondeamiento y poca angularidad. El alto contenido de fragmentos líticos y en especial de líticos metamórficos de bajo grado metamórfico (Pizarras, filitas, esquistos) y ocasionalmente esquistos con clivaje de alineación mineral y geometría tabular se puede asociar a un área fuente específica correspondiente a la Formación Esquistos del Chicamocha (Ward *et al.*, 1973; Mantilla *et al.*, 2016) compuesta por litologías análogas a las observadas, lo cual sugiere la acción de fallas tectónicas pre-Jordán que configuraban el estilo tectónico de la cuenca y controlaban la deposición y el relleno de la misma.

La presencia de calcedonia entre microfracturas podría relacionarse con eventos distensivos previos a los procesos de desvitrificación.

En conclusión se tiene que el modo de emplazamiento de estos depósitos y el hecho de tener sólo cuatro afloramientos sobre localidad Camino Real y de no volver a reportarlos en su localidad tipo, si no por el contrario solo tener una gradación lateral a arenitas tobáceas y volcanosedimentarias puede explicarse según la misma génesis de estos depósitos los cuales se relacionan con deposiciones a modo de lóbulos que se superponen en zonas topográficamente bajas condicionado a depresiones en antiguos paleo valles (Francis, 1993; Cas & Wright, 1987; Fisher & Schmincke, 1984; Ross & Smith, 1980). Según lo anteriormente expuesto planteamos que la denominada Formación Jordán debe ser escindida en diferentes miembros estratigráficos en el cual el Miembro Camino Real correspondería al miembro volcanoclástico con diferente génesis, área de aporte, y procesos sedimentarios operantes durante su génesis.

A continuación, se propone una secuencia de eventos para la formación de estos depósitos según las características observadas:

- 1) Vesiculación de un cuerpo magmático ácido el cual por despresurización y pérdida de fase volátil induce un evento eruptivo de tipo vulcaniano.
- 2) Generación de una columna eruptiva la cual colapsa por gravedad y se desplaza a través de los flancos de estructura volcánica previa.
- 3) Emplazamiento y deposición de material a alta temperatura en paleovalles y zonas deprimidas sobre llanuras de inundación a modo de lóbulos superpuestos, con reincorporación de material del basamento, mientras las facies más distales con menor proporción pirogénica se depositan por decantación en ambiente lacustre predominante.
- 4) Enfriamiento parcial como unidades de flujo de igual composición y diferentes características texturales y fábrica.
- 5) Soldamiento debido a esfuerzos compresivos verticales y desvitrificación debido a escape de fase volátil.
- 6) Procesos diagenéticos.
- 7) Erosión de estructura volcánica y facies proximal.

8.3 RELACIÓN CON FORMACIÓN NORÉAN Y FORMACIÓN GUATAPURÍ

La formación Noreán en la Serranía de San Lucas y la formación Guatapurí sobre la Sierra Nevada de Santa Marta, corresponden a los equivalentes estratigráficos

de la Formación Jordán sobre otros dominios tectono-estratigráficos, y corresponden al mismo evento de tectono-estratigráfico (J1J2-VCct) (Toussaint, 1995; Clavijo, 1996; Mojica *et al.*, 1996; Bayona *et al.*, 1997; Clavijo *et al.*, 2008). Aunque si bien la potencia de la formación Jordán es muy inferior a las formaciones en comparación, las litologías de la cual se constituye corresponde al igual que la formación Noreán y Guatapurí de arenitas limosas de tamaño de grano muy fino predominantemente con meteorización esferoidal típica de rocas epiclásticas en las cuales se intercalan niveles volcánicos, volcanoclásticos y cuerpos intrusivos a modos de diques y silos (Ver foto Noréan). Respecto a los niveles volcánicos presentes en la Formación Jordán, aunque si bien su génesis corresponde a eventos de alta explosividad, su escasa continuidad y su reducida potencia hacen discernir respecto a si corresponden a la etapa terminal y más pasiva del evento volcánico del Jurásico para la paleo-cuenca del Valle del Magdalena, o si por el contrario corresponden al inicio de este evento en el cuál el clímax volcánico y tectónico no está preservado en el registro estratigráfico debido a las altas tasas de erosión que actuaron en su momento, y sólo es manifiesto mediante la discordancia erosiva y angular sintectónica presente en la zona de estudio. Luego a partir de esto es evidente que la equivalencia con las formaciones en mención debería realizarse con un miembro o segmento específico de dichas formaciones y no con la totalidad del depósito, es por ello que nosotros asociamos según las características litológicas y composicionales la equivalencia entre la sección medida sobre la sección tipo en la quebrada El Roto con el Conjunto clástico-piroclástico (Jncp) (Clavijo, 1996) de la Formación Noreán sobre el municipio de Aguachica.

Figura 67. Fotografía y zoom Formación Noreán en afloramiento sobre la vía Pelaya Pailitas Km 17.



Figura 68. Fotografía Formación Noreán en afloramiento



8.4 AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN

Formación Jordán un depósito de sistema fluvial-lacustre en un ambiente volcánico activo.

Previos trabajos asocian la formación Jordán con distintos ambientes de depositación. Primero Cediél (1968) sugiere un ambiente de depositación marino, posteriormente las interpretaciones coinciden en un ambiente de depósito continental volcanoclástico (Ward et al., 1973; Cediél & Cáceres, 2000 en Cediél, 2003). Arguello & Quintero (2015) añaden detalle con el análisis facial de su tesis de grado en la Punta de la Mesa de los Santos, sugiriendo depositación continental fluvial, lacustre y ambiente volcanoclástico.

Las secuencias de gran espesor de la formación Jordán en su sección tipo también pueden aparentar un carácter fluvial de corrientes de baja energía, pero

se desistió de ellas por la ausencia facies típicas de ríos meándricos y trenzados como lo son: arenas cruzadas y en artesa, arenas con ondulitas cruzadas, superficies de derrubio en base de canal, geometrías lobuladas, point bars entre otras. De esta manera en comparación con los modelos típicos de facies fluviales la Formación Jordán no encaja dentro de estos ambientes, pero si concuerda con las secuencias monótonas de granos finos y con laminación plana paralela de ambientes de baja energía como los lacustres.

En este sentido se propone que la Formación Jordán en su sección tipo en el camino El Roto corresponde a un ambiente fluvial-lacustre relacionado con un lago de grandes dimensiones. Se descarta la aridez de medio por la ausencia de evaporitas, pero posible ambiente oxidante por la ocurrencia de las red beds. El lago tiene un dominio de aporte siliciclástico que cohibió la generación de carbonatos en mayor proporción. La ausencia de registro fósil y escasa bioturbación se relacionó con la actividad volcánica que generó un ambiente hostil para la biota.

El análisis facial y el comportamiento de las abundancias relativas de las asociaciones de facies podemos ver que dominan las condiciones litoral y palustre lo que sigue una topografía suave. El bajo porcentaje de abundancia con el ambiente sublitoral está de acuerdo con su definición teórica de ambiente transicional, y el ambiente pelágico tiene una abundancia importante acorde también con la situación de que este ambiente puede presentar escasos de aporte de sedimento, pero también tiene la llegada de underflows.

La secuencia fluvial-lacustre de la Formación Jordán en su sección tipo presenta una tendencia a la colmatación clásica de los sistemas lacustres. Hacia la base tenemos secuencias de ambientes pelágicos o de cuenca lacustre según Gierlowski-Kordesch & Kelts (1994) que se somerizan hacia el tope de la sección, donde ocurren secuencias de orla palustre.

Con el análisis estratigráfico de la sección podemos observar que en general se tiene una acumulación muy monótona y estable en la que no se observan cambios radicales en las condiciones de sedimentación. Este comportamiento se debe posiblemente a que estamos en un sistema lacustre con un litoral de topografía tendida que produce cambios laterales de facies graduales; Esta condición hace más difícil la discriminación ambiental, por lo que es necesario profundizar e ir al detalle para detectar estos ligeros cambios.

Los lagos de grandes dimensiones generalmente se asocian con un origen tectónico, como es el caso de los valles de rift que reciben muchos aportes sedimento y tienen altas tasas de subsidencia (Nichols, 2009). Cuando se presentan grandes acumulaciones siliciclásticas lacustres lateralmente se relacionan con sistemas aluviales o fluviales que pueden formar deltas o abanicos aluviales (Arche, 2010). La falta de estructuras sedimentarias y geometrías discretas propias de edificios deltaicos no permitió su interpretación como un sistema deltaico lacustre.

8.5 REDEFINICIÓN DE LA FORMACIÓN JORDÁN

Según lo anteriormente planteado y en base en lo definido por la Comisión Estratigráfica Internacional ICS para que un cuerpo litológico sea definido como formación de manera formal, además de tener una sección tipo (Estratotipo) de referencia es necesario que tenga un límite con su formación infrayacente (Base) así como con el suprayacente (Tope), si es omitido alguno de estos parágrafos debería ser denotada de manera informal. Siguiendo este orden de ideas, y según lo visto en nuestras secciones de estudio, no se debe seguir utilizando este término para referirse a dichas secciones debido a que carecen de un límite estratigráfico inferior. Nosotros en este trabajo proponemos que se les llame de manera informal debido a que pertenecen a depósitos locales, es decir, las

secciones levantadas a lo largo del camino de La Zaranda y la reconocida localidad tipo por Cediell (1968) debería ser redefinida como Capas violáceas de Jordán, donde la secuencia del Camino de la Zaranda representaría la base de la misma y la quebrada del Roto sería su localidad tipo. Para la sección levantada a lo largo del Camino Real-Lenguerke sucede lo mismo, y debe ser renombrada como el Miembro volcanoclástico Jéridas.

En este sentido debe quedar en desuso el término Formación Jordán para referirse a estas localidades, por el contrario se debe redefinir dicha Formación, y su nueva localidad tipo en donde se tenga presente que cumpla con los requerimientos planteados por la Comisión Estratigráfica Internacional. La sección más óptima para ser definida como localidad tipo en nuestro concepto, son los afloramientos sobre el Cañón del Río Lebrija estudiado por Aya (1968) en Ward *et al.* (1973) en donde es evidente el carácter concordante con la Formación Bocas en la base y el carácter de discordancia angular con la Formación Angostura del Río Lebrija (Osorio-Afanador, 2016).

Las secciones aquí levantadas junto con los análisis petrográficos sirven de referencia para realizar correlaciones regionales con otras secuencias detríticas y volcanosedimentarias en donde se encuentre material volcánico interestratificado, en secciones donde haya la ausencia de estos, es necesario realizar nuevos estudios sedimentológicos, petrográficos y estratigráficos para generar secciones estratigráficas de referencia.

9. CONCLUSIONES

De lo anteriormente expuesto podemos concluir qué:

1. Las Capas violáceas de Jordán en su sección del camino El Roto corresponde a un ambiente fluvial-lacustre relacionado con un lago de grandes dimensiones, en condiciones oxidantes debido a la predominancia de *red beds*, con dominio de aporte siliciclástico. Ausencia de registro fósil y escasa bioturbación es debido a un arco volcánico activo.
2. El Miembro volcanoclástico Jéridas fue generado en un ambiente de arco volcánico, con tobas de flujo o ignimbritas generadas por el colapso de columna eruptiva. Dicho miembro representa una típica secuencia volcánica en la cual se intercalan materiales detríticos junto a materiales volcánicos, y material retrabajado de modo epiclástico (Arenitas limosas con meteorización esferoidal). Su facies proximal gruesa no ha sido preservada por la erosión, mientras que la facies media y distal está representada por tobas vítricas de flujo y tobas cristalinas.
3. El contacto de las capas violáceas de Jordán con su formación infrayacente en su sección tipo no aflora, mientras que le suprayace de manera discordante la Formación Los Santos. La Formación Angostura del río Angostura (Fm Girón) no suprayace como se muestra en mapas geológicos de la zona.
4. El Miembro Arenitas Violáceas del Cañón del Chicamocha posiblemente se puede correlacionar con el Conjunto clástico-piroclástico (Jncp) (Clavijo, 1996) de la Formación Noreán sobre el municipio de Aguachica.

5. La Falla de Aratoca (Juliver & Téllez, 1963) corresponde a un límite paleogeográfico de bastante importancia, y posiblemente estuvo condicionando la sedimentación de las capas violáceas de Jordán.

6. La presencia de material volcánico interestratificado, fallamiento tectónico y diques intrusivos, manifiesta una tectónica activa para el Jurásico Inferior-Medio en la paleocuenca del río Magdalena.

7. Los procesos de desvitrificación y sobrecrecimiento mineral pueden obliterar completamente la textura parental en ignimbritas.

10. RECOMENDACIONES

- Análisis de procedencia sedimentaria sobre otras localidades donde aflore la Formación Jordán (Piedecuesta, La Purnia, Bocas), así como estudios sobre el Macizo de Santander (Matanza).
- Levantamiento de sección estratigráfica detallada sobre el corregimiento de Bocas en donde aflora base y tope de la Formación.
- Determinar la relación entre la Falla de Aratoca y el emplazamiento de dique de composición máfica con la misma dirección, así como su relación con la dirección del Sistema de Fallas de Bucaramanga Santa Marta.
- Determinación de la edad de las ignimbritas y material volcánico mediante dataciones radiométricas, con el fin de determinar su posición estratigráfica.
- Realizar estudios estructurales de detalle para determinar los regímenes de esfuerzos operante s sobre este depósito en diferentes localidades.

BIBLIOGRAFÍA

ADAMS, E., MACKENZIE, W., & GUILFORD, C. Atlas de rocas sedimentarias. MASSON. 1986.

CABALLERO, V., et al. Factors controlling selective abandonment and reactivation in thick-skin orogens: a case study in the Magdalena Valley, Colombia. Society London, Special Publications. 2013.

ARCHE, A. Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo superior de investigaciones científicas. Madrid. 2010.

ARGUELLO, C., QUINTERO, J. Estratigrafía de la Formación Jordán entre el municipio de Piedecuesta y la punta de la Mesa de los Santos Santander. Proyecto de grado Geología. Universidad Industrial de Santander, facultad de Ingenierías Físicoquímicas, 2015.

ASPDEN, J., et al. Geometrical control of subduction-related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia . Journal of the Geological Society. 1987

AYALA-CALVO., et al. Paleomagnetismo y mineralogía magnética en las unidades Del Mesozoico de Bucaramanga y Macizo de Floresta. Geología Colombiana. 2005.

BARNES, J., LISLE, R. Basic Geological Mapping. Fourth Edition. Jhon Wiley & Sons.2004.

BASU, A., et al. Reevaluation of use the undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. Journal of sedimentology and petrology. 1975

BAYONA, G. La Formación Saldaña: Producto de la actividad volcánica de estratovolcanes en un dominio de retro-arco. Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Universidad Nacional de Colombia. 1997.

BAYONA, G., et al. Mesozoic terrane translations and crustal block rotations in the Eastern Cordillera and Magdalena Valley, Colombia, inferred from paleomagnetism. International symposium of Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona). 2005.

BLENKINSOP. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluweracademic publisher. 2002.

CAS, R., & WRIGHT, J. Volcanic Successions modern and ancient. University London. 1987.

CEDIEL, F. El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. Boletín Geológico Servicio Geológico Nacional. 1968.

CEDIEL, F., SHAW, R., & CÁCERES, C. Tectonic assembly of the Northern Andean Block . AAPG. 2003.

CLAVIJO, J. La secuencia de la Formación Los Santos en la Quebrada Piedra Azul: registro de una hoya fluvial evanescente. En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaño (eds.), Proyecto Cretácico, contribuciones. Capítulo IV, Ingeominas Publicación Geológica Especial. 1985.

CLAVIJO, J. Mapa Geológico de Colombia. Plancha 75-Aguachica: Escala 1:100.000. Instituto Colombiano en Geociencias, Minería y Química. INGEOMINAS. 1996.

CLAVIJO, J., et al. Evolución Geológica de la Serranía de San Lucas, Norte del Valle Medio del Magdalena y Noroeste de la Cordillera Oriental. Boletín de Geología. UIS. 2008.

COCHRANE, R. U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. Thèse de Doctorat. Univ Genève. 2013.

COE, A. Geological Field Techniques. Blackwell Publishing Ltd. 2010. 337 p

CORTÉS, M. Evolution Structurale du Front Centre-Occidental de la Cordillère Orientale de Colombie. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 350pp. 2004.

CORTÉS, M., COLLETA, B., JACQUES, A. Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. Journal of South American Earth Sciences (2006), doi:10.1016/j.jsames.2006.07.004.

DA MOMMIO, A. Alex Strekeisen: I vetrini della mia fantasia. <http://www.alexstrekeisen.it/english/vulc/index.php>. 2014.

DICKINSON, A. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Zuffa, G.G. Eds. Provenance of Arenites. 1985.

ETAYO-SERNA. Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. V Congreso Colombiano de Geología. Guía de excursión técnica. 1989.

FISHER, R., SCHMINCKE, H. Pyroclastic Rocks. Berlín Heidelberg: Springer Verlag. 1984.

FOLK. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Co. 1974.

GÓMEZ, et al. Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. GSA Bulletin. 2005.

JIMÉNEZ, G., et al. Paleomagnetism and magnetic fabric of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence for oblique convergence and nonrotational reactivation of a Mesozoic intracontinental rift. Tectonics. 2014.

JIMÉNEZ, G., et al. Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial fan: Evidence for a 3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga-Santa Marta Fault, Colombia. Journal of South American Earth Sciences 57. 2015.

JULIVER, M., TÉLLEZ. Sobre la presencia de estructuras pre-cretácicas y post-Girón en el Macizo de Santander. 1963.

JULIVERT, M. La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga (Colombia S.A.). Boletín de Geología UIS. 1958.

JULIVERT, M., BARRERO, D., NAVAS. Geología de la Mesa de los Santos. Boletín de Geología. 1964.

KAMMER, A. Tectónica extensiva Jurásica al margen continental Norandino y origen de la Falla de Bucaramanga. Resumen Coloquio Triásico-Jurásico en Colombia. Ingeominas, Univ. Indus. Santander, Sociedad Colombiana de Geología .2001.

LAMUS, F., BAYONA, G., TCHEGLIAKOVA, N. Análisis de procedencia de la sucesión Paleocena en el sector norte de la cuenca Cesar-Rancheria: Implicaciones en los modelos tectónicos de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía del Perijá. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia. 2012.

LAVERDE, F. La Formación Los Santos: Un depósito continental anterior al ingreso marino del Cretácico. En: F. Etayo-Serna y F. Laverde-Montaño (eds.), Proyecto Cretácico, contribuciones. Capítulo XX, Ingeominas Publicación Geológica Especial. 1985.

LISLE, R., BRABHAM, P., BARNES, J. Basic Geological Mapping. John Wiley & Sons. 2011.

LÓPEZ, J., BELLOS, L. Texturas y estructuras de las rocas ígneas: Significado petrológico e implicaciones en las condiciones de la formación de las rocas. San Miguel de Tucumán: Instituto Superior de Correlaciones Geológicas INSUGEO.2006.

MACKENZIE; GUILFORD. Atlas de Petrografía: Minerales formadores de roca en lámina delgada. Masson. 1980.

MACKENZIE, W., ADAMS, A. Atlas en color de minerales y rocas en lámina delgada. Barcelona: Masson. 1986.

MACKENZIE, W., DONALDSON, C., GUILFORD, C. Atlas de rocas ígneas y sus texturas. Barcelona: Masson. 1996.

MANTILLA, L. Guía de laboratorio de rocas ígneas. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. 2003.

MANTILLA, L., GARCÍA, C., VALENCIA, V. Propuesta de escisión de la denominada "Formación Silgará" (Macizo de Santander-Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. Boletín de Geología (38). 2016.

MCKLAY, K. The mapping of Geological Structures. Geological society of London Handbook. 1995.

MCPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmania: Centre for Ore Deposits and Exploration Studies. 1993.

MIALL, A. Principles of Sedimentary Basin Analysis . Springer Berlin Heidelberg 3rd printing. 2000.

MIALL, A. The Geology of Fluvial Deposits. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2006.

MOCOROA, J. Análisis de la procedencia en depósitos arenosos. En A. Arche, Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria (págs. 398-441). Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 2010.

MOJICA, J., KAMMER, A., UJUETA, G. El Jurásico del sector Noroccidental de Sur-América y guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov 1-5/95).

Regiones de Payande y Prado, Departamento de Tolima, Colombia. Geología Colombiana. 1996.

MORENO, S., PARDO, T. Stratigraphical and Sedimentological Constraints on Western Colombia: Implications on the Evolution of the Caribbean Plate. in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 891– 924. 2003.

MONTES, C. Middle Miocene closure of the Central American Seaway. American Association for the Advancement of Science AAAS. 2015

MORA, A., et al. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. Geological Society of America Bulletin. 2008.

NAVAS, J. Estudio estratigráfico de la Formación Girón al W del Macizo de Santander. 1963.

NICHOLS, G. Sedimentology and Stratigraphy. Second Edition. Wiley-Blackwell. 2009.

ORTÍZ, J., et al. SDAR 1.0 a New Quantitative Toolkit for Analyze Stratigraphic Data. Geophysical Research Abstracts. 2015.

OSORIO-AFANADOR. Estratigrafía y deformación del Grupo Girón en el anticlinorio de los Yariguíes (Anticlinal de los Cobardes) Sectores Zapatoca y Río Lebrija. Proyecto de grado Geología. Universidad Industrial de Santander, facultad de Ingenierías Físicoquímicas. 2016.

PASSCHIER, C., & TROUW, R. Microtectonics. Springer Segunda edición. 2005.

PINDELL, J., ERIKSON, J. The Mesozoic margin of northern South America. In: Salfity, J. (Ed.), Cretaceous tectonics of the Andes. Vieweg Germany, pp. 1–60. 1993.

POSAMENTIER, H., WALKER, R. Facies Models Revisited. SEPM. Society for Sedimentary Geology. 2006.

PULIDO, O. Geología de la Plancha 135. San Gil. Escala 1:100.000. Instituto Colombiano de Geología y Minería. INGEOMINAS. 2009.

QUANE, S., RUSSELL, J. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. Springer-Verlag. 2005.

RAMIREZ-ARIAS, J.C., et al. The asymmetric evolution of the Colombian Eastern Cordillera. Tectonic inheritance or climatic forcing? New evidence from thermochronology and sedimentology. Journal of South American Earth Sciences. 2012.

RAITH, M., RAASE, P., REINHARDT, J. Guía para la descripción de minerales en lámina delgada. Universidad de Boon. 2012.

RINCÓN, M. Estratigrafía de la Formación Los Santos en las secciones estratigráficas la punta, carrizal (Mesa de los Santos) y la cuevana (Curití) Departamento de Santander. Proyecto de grado Geología. Universidad Industrial de Santander, facultad de Ingenierías Físicoquímicas. 2008.

ROSS & SMITH. Ash-Flow tuffs: Their origin, geological relation and identification zones and zonal variation in welded ash flows. New Mexico Geological Society. 1980.

ROYERO, J., CLAVIJO, J. Mapa geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1:400.000. Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear -INGEOMINAS. 2001.

RUSSELL, J., QUANE, S. Rheology of welding: Inversion of field constraints. Volcanology Geothermal Research. 2004.

SARMIENTO, L. Mesozoic rifting and cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonics models. Doctoral Thesis. 2001.

SARMIENTO, L., et al. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. Elsevier. 2006.

STOW, D. Sedimentary rocks in the field: A colour guide .2005.

TARAZONA, G. Cartografía geológica a escala 1:25.000 del sector Noreste de Curití, Departamento de Santander. Proyecto de grado Geología. Universidad Industrial de Santander, facultad de ingenierías Físico-Químicas. 2008.

TELLEZ. Geología de la Mesa de Barichara. Boletín de Geología Universidad Industrial de Santander. 1964.

TOUSSAINT, J. Evolución Geológica de Colombia. 1995.

TUCKER, M. E., WRIGHT, V. P. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Londres. 1990.

VERNON, R. A practical guide for rock microstructure. Editorial Cambridge University Press. 2004.

WARD, J. Comparative strain analyses in a welded ignimbrite: An assessment of welding intensity variables and rankings. Master Thesis. Department of Geological Sciences California. 2014.

WARD, D., et al. Mapa Geológico Del Cuadrángulo H-12, Bucaramanga. Escala 1:100.000. 1977.

WHITNEY, D., EVANS, B. Abbreviations for names of rocks-forming minerals . American Mineralogist, Volumen 95, 185-187. 2010.

WINTER, J. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall. 2001.