

Estratigrafía y Petrografía de los Depósitos Volcanoclásticos y Silíceos Asociados a la
Provincia Ígnea Cretácica del Caribe Colombiano: Sección de Apía (Cordillera Occidental)

Denissary Rueda Rueda, Laura Juliana Vera Sarmiento

Trabajo de Grado para Optar el título de Geólogo

Directora

Katherine León Palma

Geóloga MSc.

Codirector

Andrés Pardo Trujillo

Geólogo PhD.

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Físicoquímicas
Escuela de Geología
Bucaramanga

2018

A Dios, el universo, la naturaleza, la coincidencia o cualquier fuerza que me haya llevado por este camino, a la vida.

A mis padres Nohora Sarmiento y Hernán Vera por su amor incondicional que traspasa fronteras, su palabra de apoyo, por su alma buena que me llevó a ser quien soy, por cada enseñanza, por confiar en mis sueños y por creer en mí incluso cuando ni yo misma lo hacía, sin ustedes nada de esto sería posible, les amo con el alma entera, las palabras nunca serán suficientes.

A mi hermano Hernán Leonardo, por su comprensión, compañía y amor.

A Jean Pierre, por su ternura, paciencia y amor. Por llegar a mi vida a sacarme sonrisas y ser mi apoyo incondicional en las buenas y en las malas, por entrelazar tu mano con la mía.

A todos los amigos que me acompañaron en este bello camino de la geología en especial a Denis, Jaime, Ariza, Lizz, Cris, Parra y Dani. Además, a todos con quienes tuve la fortuna de recorrer, estudiar y compartir los hermosos paisajes de este país.

A los recuerdos que marcan el alma y no se olvidan, como la roca que aún conserva la prueba de que hace millones de años la cubrió de mar.

Laura.

A Dios y a la Morenita quienes siempre estuvieron guiándome en cada etapa para lograr esta meta.

A mis padres Omaira Rueda y Oscar Rueda quienes han sido mi modelo a seguir y el motor para seguir luchando por cada sueño, gracias por enseñarme que los sueños si se pueden lograr que con sacrificio, motivación, amor y muchas ganas de seguir adelante todo es posible, las palabras nunca alcanzarán para agradecerles por cada palabra de aliento, cada día creer en mi y cada día hacerme una mejor persona, los amo.

A mi pequeño hermanito Yuyu, quien me enseñó que la vida se puede llevar con mayor tranquilidad que con amor por lo que se hace se logra llegar muy lejos y quien siempre tendrá una palabra de aliento para todo.

A mis nonitos Jesús y Herlinda quienes son mi ejemplo a seguir, gracias por tantas sonrisas sacadas.

A Johan, mi gordis, mi amigo, mi confidente, mi polo a tierra, gracias a ti por llegar a mi vida y complementarla, gracias por cada palabra de aliento, por creer en mi aún cuando ni yo lo creía, gracias por hacerme una mejor persona, por tantas sonrisas, momentos y recuerdos, por ser mi brújula en los malos tiempos y por ser mi compañero en este camino, te amo.

A Juanda y Luci, pequeñines quienes se han robado mi corazón en estos años y a quienes quiero ver en un futuro lograr todos sus sueños.

A Cronitos bebe, Kayna y Totis quienes aunque no hablen expresan el amor más puro y fiel hacia una persona.

A mis amigos en estos años de carrera, gracias por coincidir en este lindo mundo de las geociencias, nombrarlos a todos no alcanzaría porque son tantos aquellos que se convirtieron en mi segunda familia, gracias por los recuerdos de cada salida de campo, por recorrer lugares mágicos, experimentar nuevos retos, experiencias y por estar incondicionalmente, gracias por cada palabra de aliento, por cada sonrisa y por tantas anécdotas que siempre quedarán grabadas en mi memoria, que la vida nos siga permitiendo seguir coincidiendo y que sigan siendo muchos más años de amistad.

A mi angelito, quien siempre ha estado pendiente de mí, este logro también es tuyo.

*Con Amor
Denis.*

AGRADECIMIENTOS

A nuestra directora Katherine León Palma y al codirector Andres Pardo por compartir sus conocimientos y guiarnos en el presente trabajo

Al laboratorio de difracción de rayos X de la universidad industrial de Santander-Parque tecnológico Guatiguará y a todo su personal por el servicio prestado.

A la universidad de Caldas por su ayuda en el corte de muestras

A nuestro compañero y amigo Sergio Parra por su acompañamiento en la etapa de campo

A los geólogos Jairo Clavijo, Luis Ayala, Hugo Murcia y Julián David de Bedout por su apoyo y aportes en este proceso

A Cesar quien nos colaboró con el préstamo de las instalaciones de la Universidad industrial de Santander y Marthica quien nos ayudó con todo el proceso de papeleo.

Al laboratorio de preparación de muestras a cargo de Luis Fernando y Luis Garrido por su colaboración en la elaboración de las secciones delgadas

A la Universidad Industrial De Santander, a la escuela de geología y todos quienes formaron parte de nuestra formación académica

A nuestra familia y amigos por su apoyo incondicional

Tabla de Contenido

Introducción	20
1. Localización.....	21
2. Planteamiento del problema	22
2.1 Descripción del problema	22
2.2 Pregunta de investigación	22
3. Objetivos.....	23
3.1 Objetivo general.....	23
3.2 Objetivos específicos	23
4. Antecedentes.....	24
4.1 <i>Plateaus</i> oceánicos.....	24
4.2 Arcos de isla.....	29
5. Marco geológico	32
5.1 Marco geológico regional.....	32
5.2 Marco geológico local	35
6. Métodos	37
6.1 Primera Fase: Pre – campo.	37
6.2 Segunda Fase: Trabajo de campo.	38
6.3 Tercera Fase: Post- Campo.	38
6.4 Cuarta fase: elaboración del informe final.....	42

7. Resultados.....	42
7.1 Relaciones de campo.....	42
7.2 Facies macroscópicas.....	54
7.3 Facies microscópicas	58
7.4 Descripción Mineralógica.....	67
7.5 Análisis de difracción de rayos x (DRX) en arcillas.....	73
7.6 Discusión de facies	76
7.7 Discusión litológica	77
7.8 Discusión Ambiente Energético	79
7.9 Discusión de Ambiente Geodinámico	80
8. Conclusiones.....	83
9. Recomendaciones	84
Referencias bibliográficas.....	86

Lista de tablas

Tabla 1	Tabla composicional de Tobas, tomado de Williams et al., (1968).	40
Tabla 2	Tabla de abreviaturas minerales, tomado de SCMR (2007).	40
Tabla 3	Tabla de selección de muestras para procesos de microscopía óptica y DRX.	41
Tabla 4	Composición mineralógica de las secciones delgadas	59
Tabla 5	Resumen de las principales características de las facies microscópicas	65
Tabla 6	Clasificación composicional de las tobas.	66
Tabla 7	Abreviatura de minerales arcillosos, tomado de SCMR (2007).	73
Tabla 8	Comparación de espesores de las litologías del área de estudio con las encontradas por Buchs et al., (2018) en el Caribbean plateau y Babbs (1997) en el Ontong Java plateau.	76

Lista de Figuras

Figura 1 Localización del área de estudio, (A) Departamento de Risaralda en Colombia, (B) Municipio de Apía en el departamento de Risaralda, (C) Ubicación del área de estudio, (C') zoom del área de estudio. Tomado y modificado de Google Earth.....	21
Figura 2 Modelo plateau oceánico simplificado. TTG: Tonalita- Trondjemita-Granodiorita. Tomado de Van Kranendonk et al., 2014.....	25
Figura 3 Diagrama idealizado de la colisión del plateau con arcos continentales, tomado y modificado de Kerr & Mahoney (2007).	26
Figura 4 Mapa de los plateaus oceánicos formados en los últimos 150 Ma. Tomado y modificado Kerr (2014).	27
Figura 5 Esquema de los procesos que tienen lugar en las zonas en las que la litosfera oceánica subduce y retorna al manto, tomado de Ruiz & Cebriá (2015).	31
Figura 6 Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Tomado y modificado de Gómez et al., (2015).....	35
Figura 7 Mapa geológico del sector de Apía, Risaralda. Tomado y modificado de Moreno-Sanchez & Pardo-Trujillo (2003).	37
Figura 8 Fotografía representativa del segmento A, (A) imagen tomada del bastón No 1, (B) imagen tomada del bastón No 10, (B') contacto entre tobasde color gris claro y gris verdoso, imagen tomada hacia el tope del bastón No 10.	43
Figura 9 Representación del segmento A, en la columna estratigráfica.....	44
Figura 10 Fotografía representativa del segmento B, (A) Fotografía del bastón No 14, el bastón representa 1.5 m, se evidencian tobas vítreas con laminación plano paralela altamente fracturadas y meteorizadas.	45

Figura 11 Representación del segmento B de la columna estratigráfica.....	46
Figura 12 Fotografía representativa del segmento C, (A) Fotografía del bastón No 18, representando Tobas vítreas laminadas, altamente fracturadas con venillas post- depositacionales de cuarzo, (B) Fotografía del bastón No 21, representando Tobas vítreas laminadas fracturadas, (C) Fotografía del bastón No 22, representando Tobas macizas, altamente fracturadas y meteorizadas.	48
Figura 13 Representación del segmento C en la columna estratigráfica.	49
Figura 14 Fotografía del segmento D, (A) Fotografía del bastón No 24, representando Tobas vítreas laminadas, con fracturas posteriormente rellenas de cuarzo, venillas post- depositacionales de cuarzo y altamente meteorizadas.	50
Figura 15 Representación del segmento D en la columna estratigráfica.	51
Figura 16 Fotografía representativa del segmento E, (A) Fotografía del bastón No 37, representando Tobas vítreas macizas altamente fracturadas y meteorizadas, (B) Fotografía del bastón No 38, representando Tobas vítreas laminadas altamente fracturadas y meteorizadas. ...	52
Figura 17 Representación del segmento E en la columna estratigráfica.	53
Figura 18 Clasificación según tamaño de grano en rocas piroclásticas, tomado y modificado de Schmid (1981).	54
Figura 19 Muestras representativas de la facies Brm, (A) AP-105 y (B) AP-109.	55
Figura 20 Muestras representativas de la facies Tm , (A) muestra AP-128 evidenciando presencia de venillas de cuarzo y (B) muestra AP-111-A evidenciando una gradación normal en esta facies y microfallas.	56
Figura 21 Muestras representativas de la facies Tl , (A) muestra AP-116 evidenciando bioturbación tipo Thalassinoide en la laminación plano paralela y (B) muestra AP-127	

evidenciando microfallas sin- sedimentarias, venillas post- depositacionales de cuarzo y epidota cortando la estructura primaria.	57
Figura 22 Muestra representativa de la facies Ch, (A) Chert en afloramiento.	57
Figura 23 Triángulo de clasificación textural, tomado y modificado de Schmid (1981).	58
Figura 24 Microfotografía representativa de las facies Brecha maciza, imágenes tomadas de la sección AP-109, (A) Clinopiroxenos y plagioclasa alterada, embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicoles cruzados, (B) Clinopiroxenos y plagioclasa alterada embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicoles paralelos.	60
Figura 25 Microfotografía representativa de la facies toba cristalina, imágenes tomadas de la sección AP-122, (A) Clinopiroxenos algunos con macla simple, agregados de cuarzo y plagioclasa parcialmente alterada embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado, en nicoles cruzados, (B) Clinopiroxenos, agregados de cuarzo y plagioclasa parcialmente alterada embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado, en nicoles paralelos.	61
Figura 26 Microfotografía representativa de la facies toba vítrea maciza, imágenes tomadas de la sección AP-128, (A) piroxenos embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicoles cruzados, (B) piroxenos embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicoles cruzados en nicoles paralelos.	63
Figura 27 Microfotografía representativa de la facies toba vítrea laminar, imágenes tomadas de la sección AP-127, (A) vena de Epidota de alteración embebida en una matriz de vidrio volcánico alterado en nicoles cruzados, (B) vena de Epidota de alteración embebida en una matriz de vidrio volcánico alterado en nicoles paralelos.	64
Figura 28 (A) Microfotografía representativa de agregados policristalinos de Qtz embebidos en una matriz de vidrio volcánico alterado en nicoles cruzados, sección AP-112, (A') Microfotografía	

representativa de agregados policristalinos de Qtz embebidos en una matriz de vidrio volcánico alterado en nicols paralelos, sección AP-112.	67
Figura 29 (A) Microfotografía representativa de Pl parcialmente alterada, presenta una zonación de tipo normal, embebida en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterada en nicols cruzados, sección AP-112, (A') Microfotografía representativa de Pl parcialmente alterada, presenta una zonación de tipo normal, embebida en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterada en nicols paralelos, sección AP-112.....	68
Figura 30 (A) Microfotografía representativa de Lv parcialmente alterado embebido en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicols cruzados, sección AP-112, (A') Microfotografía representativa de Lv parcialmente alterado embebido en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicols paralelos, sección AP-112.	69
Figura 31 (A) Microfotografía representativa de Cpx algunos presentan macla simple, embebidos en una matriz de vidrio volcánico, en nicols cruzados, sección AP-109, (A') Microfotografía representativa de Cpx algunos presentan macla simple, embebidos en una matriz de vidrio volcánico, en nicols paralelos, sección AP-109.....	70
Figura 32 (A) Microfotografía representativa de Cal presentando maclado lamelar en nicols cruzados, sección AP-126, (A') Microfotografía representativa de Cal presentando maclado lamelar en nicols paralelos, sección AP-126.	71
Figura 33 (A) Microfotografía de una vena de Ep embebida en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicols cruzados, sección AP-127, (A') Microfotografía de una vena de Ep embebida en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado, en nicols paralelos, sección AP-127.....	72

Figura 34 Difractograma resultante para la muestra AP-105, visualizado en el programa DIFRAG.EVA.	73
Figura 35 Difractograma resultante para la muestra AP-111-A, visualizado en el programa DIFRAG.EVA.	74
Figura 36 Difractograma resultante para la muestra AP-115, visualizado en el programa DIFRAG.EVA.	74
Figura 37 Difractograma resultante para la muestra AP-122, visualizado en el programa DIFRAG.EVA.	75
Figura 38 Difractograma resultante para la muestra AP-128, visualizado en el programa DIFRAG.EVA.	75
Figura 39 Modelo evolutivo. (A) Primera fase, (B) segunda fase, (C) tercera fase, (C') acercamiento en la zona de interés, Basado en el modelo de Kerr & Mahoney (2007).	82
Figura 40 .(D) Bloque-diagrama donde se indica el origen de las brechas volcánicas.	82

Lista de apéndices

Apéndice A.....42
Apéndice B.....64

Resumen

TITULO: ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS VOLCANOCLÁSTICOS Y SILÍCEOS ASOCIADOS A LA PROVINCIA IGNEA CRETÁCICA DEL CARIBE COLOMBIANO: SECCIÓN DE APÍA (CORDILLERA OCCIDENTAL) *

AUTORES: Rueda Rueda Denissary, Vera Sarmiento Laura Juliana**

PALABRAS CLAVE: Formación Barroso, rocas volcanoclásticas, *plateau* oceánico, Apia.

DESCRIPCIÓN:

El difícil acceso a zonas de afloramientos de la formación Barroso en lugares aledaños al municipio de Apia, Risaralda, hace que las rocas del sector sean poco estudiadas creando incertidumbre acerca de las litologías allí encontradas y sus ambientes de formación. En este trabajo se caracterizaron estratigráfica y petrográficamente las unidades volcanoclásticas y silíceas pertenecientes a la Formación Barroso en el área de estudio. Inicialmente se realizó un trabajo de campo en donde se levantó una columna estratigráfica detallada, toma de muestras y datos, esta columna se dividió en 5 segmentos basados en las características generales observadas en campo, se identificaron 4 facies macroscópicamente (Br_m , T_m , T_l , Ch). Petrográficamente se definieron 4 facies (Br_m , T_c , T_m , T_l), mineralógicamente las rocas volcanoclásticas se caracterizan por presentar microlitos de plagioclasa, cuarzo y piroxenos, con líticos volcánicos, opacos y óxidos, arcillas como minerales de alteración y calcita y epidota como minerales de introducción, embebidos en una matriz de vidrio volcánico alterado. Composicionalmente se clasificaron como brechas oligomícticas y tobas dacíticas y andesíticas. Se utilizó la técnica de difracción de rayos-x para definir los tipos de arcillas, obteniendo como resultado clorita, caolinita e illita. Se concluye una intercalación entre rocas volcanoclásticas de brechas y tobas con rocas tipo chert asociándolas a un ambiente de *plateau* oceánico que, posiblemente, tras su acreción crea una nueva zona de subducción generando un vulcanismo submarino.

*Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Directora: MSc. Katherine Andrea León Palma, Codirector: PhD. Andres Pardo Trujillo.

ABSTRACT

TITLE: STRATIGRAPHY AND PETROGRAPHY OF VOLCANOCLASTIC AND SILICEOUS DEPOSITS ASSOCIATED WITH THE CRETACEOUS IGNEOUS PROVINCE OF THE COLOMBIAN CARIBBEAN: APIA SECTION (WESTERN CORDILLERA) *

AUTHORS: Rueda Rueda Denissary, Vera Sarmiento Laura Juliana **

KEY WORDS: Barroso formation, volcanoclastic rocks, oceanic plateau, Apia.

DESCRIPTION:

The difficult access to the outcrops of the Barroso formation in nearby places in the municipality of Apia, Risaralda, means that the rocks of the region are not well studied. In this work the volcanoclastic and siliceous elements belonging to the Barroso formation in the study area are characterized. Initially a field work was carried out in which it was made a detailed stratigraphic column, sampling and data, this column was divided into 5 segments based on the general characteristics observed in the field, 4 facies were identified macroscopically (Br_m , T_m , T_1 , Ch). Petrographically 4 facies were defined (Br_m , T_c , T_m , T_1), mineralogically the volcanoclastic rocks are characterized by presenting microliths of plagioclase, quartz, pyroxenes, clays occasionally volcanic lithics, calcite, opaque and oxides, embedded in a volcanic altered glass matrix, compositionally is classified into oligomictic breccias and dacitic and andesitic tuffs. The x-ray diffraction technique is used to define the types of clays, resulting in chlorite, kaolinite and illite. It concludes an intercalation between volcanoclastic rocks such as breccias and tuffs with Chert associating them to an oceanic plateau environment that cause a new subduction zone generating an underwater volcanism.

* Degree work

** Faculty of Physic-Chemical Engineering. School of Geology. Director: MSc. Katherine Andrea León Palma, Co-Director: PhD. Andres Pardo Trujillo.

Introducción

El presente trabajo pretende aportar y complementar la geología de la Cordillera Occidental en el departamento de Risaralda, donde se encuentra una de las secciones conocidas mejor preservadas de las facies volcanoclásticas de la Formación Barroso. En la vía que conduce del municipio de Apía- La Virginia afloran, en un tramo de 61.5 m, rocas volcanoclásticas y chert de esta formación. Dicha sección ha sido poco estudiada, por lo que en este trabajo se realiza la caracterización estratigráfica y petrográfica de las litologías mencionadas, con el objetivo de asociarlas a un ambiente geodinámico.

El presente estudio se desarrolló en varias etapas, incluyendo: trabajo de campo para la caracterización estratigráfica, obtención de muestras y toma de datos, análisis petrográfico y análisis de difracción de rayos-x.

Las rocas volcanoclásticas se clasificaron en facies a partir de su composición y estructuras primarias como brechas oligomícticas, tobas vítreas macizas, tobas vítreas laminadas y tobas cristalinas, las cuales se encuentran intercaladas con capas de chert.

A partir de los resultados obtenidos se establece un ambiente asociado para estas litologías.

1. Localización

El área de estudio se localiza en los Andes Colombianos, en el flanco oriental de la Cordillera Occidental, (departamento de Risaralda) sobre la vía que conecta los municipios de Apía y La Virginia, al margen izquierdo de la carretera. La sección Apía se enmarca en las coordenadas: **Punto inicial (P1):** Latitud = $5^{\circ} 6' 4.92''$ N y Longitud = $75^{\circ} 56' 24.38''$ W y **Punto Final (P2):** Latitud = $5^{\circ} 5' 59.59''$ N y Longitud = $75^{\circ} 56.46''$ W (Figura 1). Geomorfológicamente muestra topografía moderada a abrupta con pendientes fuertes y suavizadas, consecuencia de la meteorización y vegetación de tipo bosque muy húmedo premontano (bmh-pm) (Estrada *et al.*, 2001).

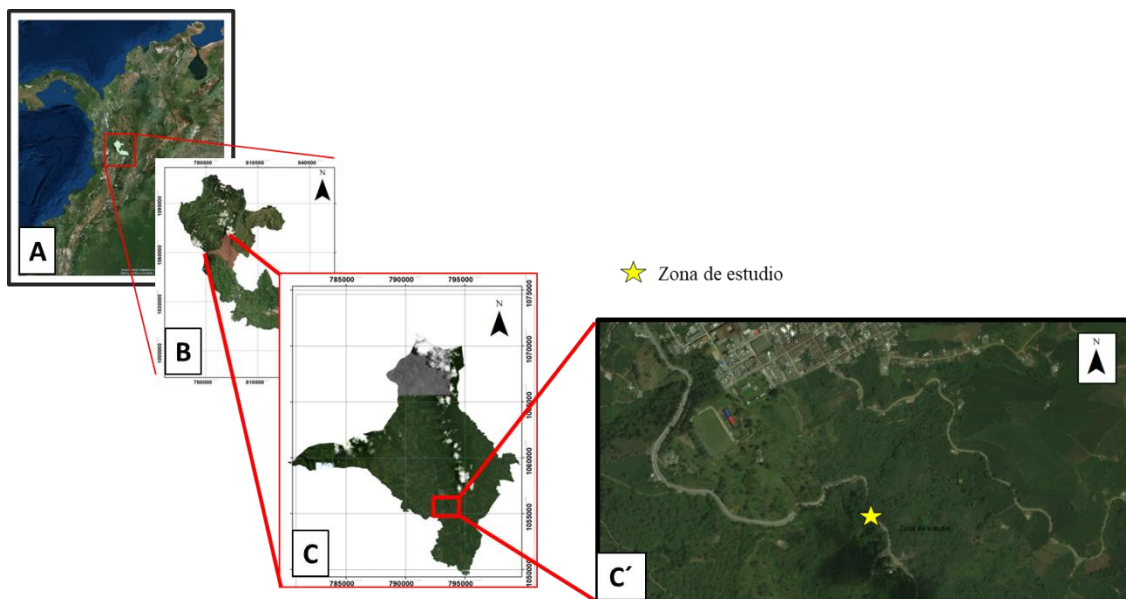


Figura 1 Localización del área de estudio, (A) Departamento de Risaralda en Colombia, (B) Municipio de Apía en el departamento de Risaralda, (C) Ubicación del área de estudio, (C') zoom del área de estudio. Tomado y modificado de Google Earth.

2. Planteamiento del problema

2.1 Descripción del problema

Las facies volcanoclásticas de la sección Apía hacen parte de las unidades cretácicas del Occidente Colombiano. El estudio detallado de dichas facies y litologías es escaso, debido a que se encuentran aflorando en zonas de difícil acceso, están meteorizadas y/o cubiertas. El poco conocimiento acerca de estas unidades ha dado lugar al planteamiento de diversas hipótesis sobre su ambiente de depositación, generando varios modelos respecto a su génesis. Por lo anterior, este trabajo pretender asociar estas litologías a un ambiente geodinámico.

2.2 Pregunta de investigación

¿Cuáles son las características estratigráficas y petrográficas de las rocas volcanoclásticas y silíceas que afloran en la sección Apía (Cordillera Occidental)?

3. Objetivos

3.1 Objetivo general

Caracterizar estratigráfica y petrográficamente las unidades volcanoclásticas de la sección El Muñeco, Apía (departamento de Risaralda).

3.2 Objetivos específicos

- Levantar una columna estratigráfica detallada en el sector El Muñeco, municipio de Apía.
- Caracterizar sistemáticamente las litologías encontradas con el fin de identificar y describir las facies volcanoclásticas y sedimentarias.
- Determinar la composición mineralógica de las facies identificadas, por medio del análisis petrográfico.
- Enmarcar la sección levantada con la geología de estudios aledaños al sector.

4. Antecedentes

4.1 *Plateaus* oceánicos

En los años 70's se empezaron a realizar estudios sísmicos de reflexión y refracción, donde se observó el engrosamiento de la corteza oceánica en regiones específicas. Una de las áreas que presento dicho engrosamiento fue identificada en la placa del Caribe (Edgar *et al.*, 1971), para este caso Donnelly (1973) propuso el término "*oceanic flood basalt province*". Posteriormente Kroenke (1974) propuso el término "*oceanic plateau*" tras el descubrimiento de un área extensa de corteza oceánica con grosor aproximado de 30 km en el oeste del Pacífico conocido como "*Ontong Java plateau*". Muy relacionado con los *plateaus* oceánicos se planteó el término "*Large igneous provinces (LIPs)*" por Coffin & Eldholm (1992).

Existen varios factores que influyen en la formación de los *Plateaus* oceánicos:

Para la generación de *oceanics plateaus* se deben considerar los factores que propician la generación de grandes volúmenes de magma. La fuente de un *plateau* debe ser más caliente, más fértil y/o debe tener un mayor contenido de agua que el ambiente del manto superior, acompañado de una gran cantidad de descompresión que potencializará a los factores anteriores y podría causar una fuente rica en volátiles (Kerr, 2014) (Figura 2).

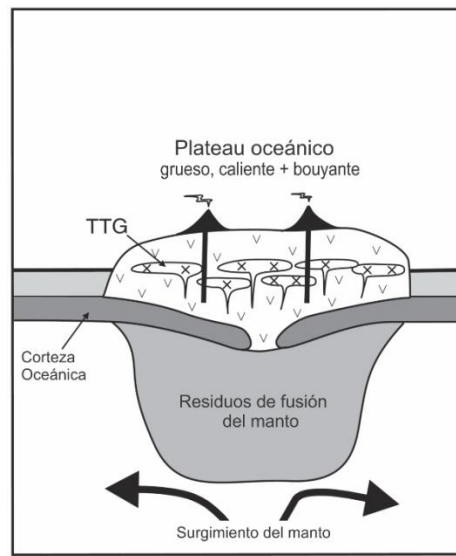


Figura 2 Modelo plateau oceánico simplificado. TTG: Tonalita- Trondjemita-Granodiorita. Tomado de Van Kranendonk et al., 2014.

Lo anterior se soporta geoquímicamente por el alto contenido de MgO en picritas y komatiitas del *Caribbean plateau*, evidenciando mayores temperaturas de la fuente que las del ambiente de manto superior (1280-1400 °C) (McKenzie & Bickle, 1988; Herzberg *et al.*, 2007;). Herzberg & O'hara (2002) en komatiitas de este *plateau* calcularon el contenido de MgO para el magma primario de la fuente, obteniendo como resultado del 18-20 wt% MgO con temperaturas potenciales de 1520-1570 °C, realizando el mismo método para las picritas, donde se obtuvo el 24 wt% MgO con temperaturas potenciales de aproximadamente 1700 °C. Para el *Ontong Java Plateau*, Herzberg (2004) en peridotitas obtuvo como resultado del 16.8-19.3 wt% MgO con temperaturas potenciales de 1500 a 1560°C.

La estructura general que presentan los *oceanic plateaus* consiste en una capa inicial de corteza basal, con alto contenido de olivino superpuesta por gabros isotrópicos, seguidos de una sucesión de lavas cuya composición puede ser de picritas o komatiitas infrayaciendo una capa homogénea de basaltos, que es finalmente intruidas por *sills* (Kerr, 2014). La colisión de los *plateaus* con un

arco continental genera una nueva zona de subducción detrás del *plateau* acrecionado (Kerr, 2014); un ejemplo de esto se da en el cretácico tardío donde el *Caribbean plateau* colisionó con la parte Noroccidental de Sur América (Kerr *et al.*, 2003; Kerr & Tarney, 2005) (Figura 3).

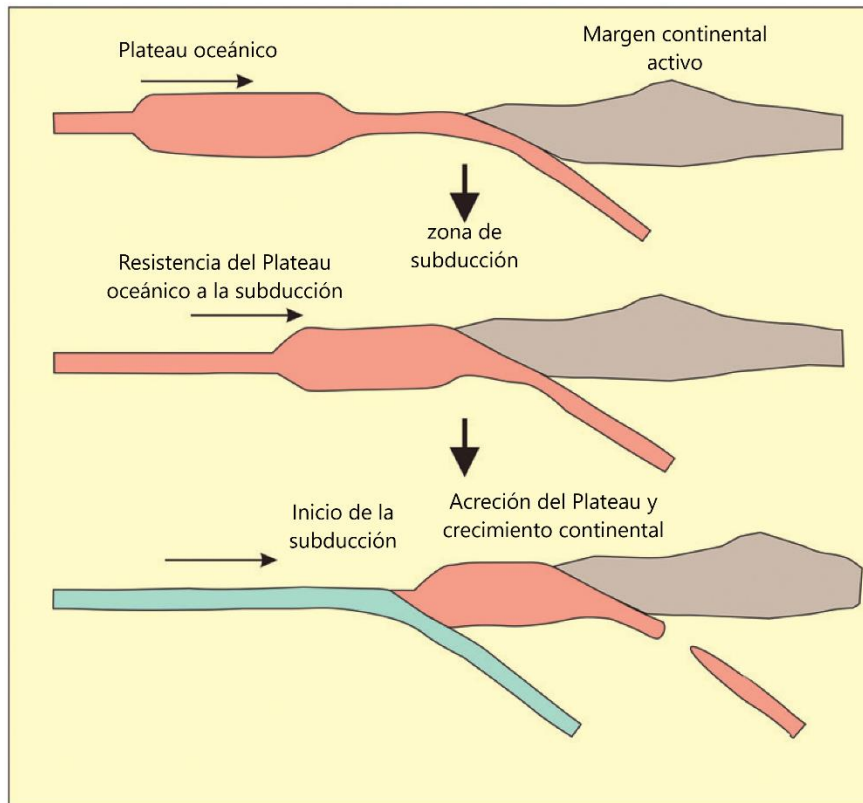


Figura 3 Diagrama idealizado de la colisión del plateau con arcos continentales, tomado y modificado de Kerr & Mahoney (2007).

Las características geológicas y geoquímicas para la identificación de un *plateau* son: (I) presentan intercalaciones con sedimentos pelágicos y *pillow* lavas, (II) ocasionalmente presentan erupciones subaereas, (III) geoquímicamente el contenido de MgO en las lavas es mayor al 14%, su relación Nb/La es ≥ 1 y los patrones de tierras raras normalizados con respecto a la condrita son predominantemente planos. Algunas diferencias de los *plateau* con otros ambientes como por ejemplo arcos de islas o zonas de subducción es que los *oceanic plateaus* no poseen abundantes

capas de ceniza volcánica, también se diferencia de las dorsales medio oceánicas ya que en ellas raramente se encuentran altos contenidos de MgO (Kerr ,2014).

En el cretácico ocurrió la aparición de diferentes *oceanic plateaus* alrededor del mundo, algunos de los más representativos son *Ontong Java plateau*, *Hess Rise plateau*, *Caribbean plateau* y *Kerguelen plateau* (Figura 4).

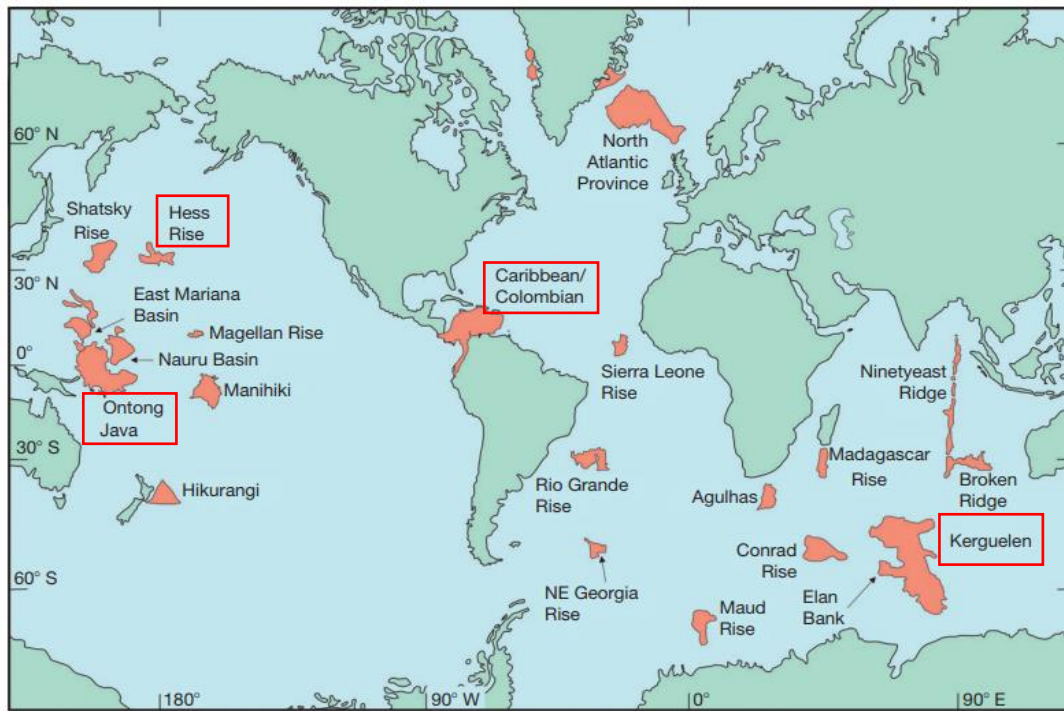


Figura 4 Mapa de los plateaus oceánicos formados en los últimos 150 Ma. Tomado y modificado Kerr (2014).

***Caribbean plateau* (~90 Ma)**

Es un *oceanic plateau* localizado alrededor de los márgenes del Caribe y a lo largo de la esquina noroccidental de Sur América (Figura 4), con material acrecionado del *plateau* localizado en Colombia, Ecuador, Costa Rica, Jamaica e isla la Española en el océano Pacífico (Kerr, 2014). Durante el cretácico se evidenció una rápida emisión de grandes volúmenes de gases magmáticos y nutrientes volcánicos, los cuales contribuyeron a una anoxia oceánica llevando así a una

extinción masiva (Sinton & Duncan, 1997; Kerr, 1988; Kuroda *et al.*, 2007; Yasuhara *et al.*, 2017). Este *oceanic plateau* se caracteriza por experimentar una fase de vulcanismo subaerial (Kerr & Mahoney, 2007) y en su etapa temprana ocurre el desarrollo de un arco volcánico, que es generado en zonas de subducción inducidas por el *plateau*, formadas a lo largo de sus bordes (Whattam & Stern, 2015). Está constituido por basaltos acrecionados con picritas ocasionalmente, lavas, sills, La presencia de picritas y komatiitas evidencian una heterogeneidad en la fuente magmática, (Kerr *et al.*, 1997b, 2003), gabros isotrópicos (Escuder-Virueite *et al.*, 2007; Hastie *et al.*, 2008), rocas ultramáficas (Kerr *et al.*, 1998) capas de sedimentos, rocas volcanoclásticas como tobas y tobas lapillicas, brechas volcánicas y ceniza volcánica.

Haciendo énfasis en las rocas presentes en este *plateau* en la zona de Colombia, se encuentra la Formación Barroso la cual se caracteriza por presentar basaltos masivos y *pillows*, doleritas, gabros y una secuencia volcanoclástica que incluye tobas (), las cuales ocurren en un área compleja de compresión imbricada, en una zona de límite de falla entre unidades ígneas y sedimentarias al oeste de la falla Cauca (Buchs *et al.*, 2018) y tobas con acreción de lapillis al Este ((Zapata-Villada *et al.*, 2017). Como características generales las tobas presentan tonalidades rojizas y raramente verdosas, generalmente incluyen cristales de plagioclasa, clinopiroxeno o fragmentos de basaltos con una matriz vítrea volcánica alterada, generalmente se encuentran estratificadas de forma tabular con brechas volcanoclásticas, estas brechas se componen predominantemente por clastos juveniles con una matriz tipo toba fina a muy fina, los clastos presentan una forma angular a redondeado con un diámetro que varía desde pocos milímetros hasta 1 m (Buchs *et al.*, 2018). Utilizando el método Ar-Ar y U-Pb en circones arrojó una edad de 100-91 Ma aproximadamente (Kerr *et al.*, 1997, 2004; Villagómez *et al.*, 2011). Existen evidencias que apoyan la presencia de fragmentos del *Caribbean plateau* en la Cordillera Occidental, donde estudios geoquímicos

apoyan un origen de *oceanic plateau* para la mayoría de rocas estudiadas al sur de esta cordillera (Kerr *et al.*, 1997; Villagómez *et al.*, 2011; Rodríguez & Arango, 2013; Zapata- Villada *et al.*, 2017), aunque exista un origen de supra – subducción al norte de la Cordillera Occidental (Rodríguez & Arango, 2013; Weber *et al.*, 2015) Además, la edad resultante de 90 Ma, en los estudios geocronológicos para basaltos y gabros en el *oceanic plateau*, concuerdan con la formación de su fase volcánica y finalmente las abundantes secuencias acrecionadas de sills en el *Caribbean Plateau* (Kerr *et al.*, 1998) sugieren que la inflación volcánica pudo haber jugado un papel importante en el surgimiento de este *plateau*.

Hay tres modos principales de formación que se encuentran preservados en el *Caribbean plateau*, el primero consiste en actividad volcánica submarina la cual está asociada al emplazamiento de *pillow* lavas en las unidades basálticas, la segunda son intrusiones subvolcánicas evidenciadas por la presencia de gabros y finalmente procesos volcanosedimentarios caracterizados por la unidad volcanoclástica (Buchs *et al.*, 2018).

4.2 Arcos de isla

Existen tres ambientes geodinámicos principales para la generación de vulcanismo. El primero es en márgenes divergentes que incluye dorsales centro oceánicas, el segundo es en márgenes de placas convergentes y el tercero es en zonas de intraplaca oceánica y continental. El segundo ambiente incluye arcos de islas y margen continental activo, el cual será el enfoque de la investigación.

En los arcos de islas y márgenes continentales activos se genera el 20% del magmatismo total en la tierra y se estima que su producción magmática según Jicha y Jagoutz (2015) es comparable con la generada en las dorsales centro oceánicas. Se caracteriza por generar rocas de composición muy variada debido a que su génesis se ve influenciada por múltiples factores como la

composición de la cuña de manto, la corteza oceánica que subduce, y la corteza continental suprayacente, además de la actuación de los mecanismos de cristalización fraccionada y asimilación (Figura 5). Por tanto, en este ambiente se crean diferentes tipos de series magmáticas, como la toleítica, formada en la etapa inicial de este ambiente, la cual presenta bajo contenido de K_2O , y está compuesta principalmente por basaltos. Otra serie magmática es la calcoalcalina, cuya litología dominante son andesitas y finalmente se puede generar magmas con la serie Shoshonítica, que tiene alto contenido de K_2O , predominancia de basaltos y suele presentarse en arcos maduros. En general estos magmas contienen alto contenido de SiO_2 y volátiles por lo que sus eventos eruptivos son muy explosivos, geoquímicamente se caracterizan por presentar un empobrecimiento en elementos traza de elevado potencial iónico (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti). El magma de este tipo de ambientes suele manifestarse como cadenas de volcanes lineales o arqueadas paralelas a la fosa.

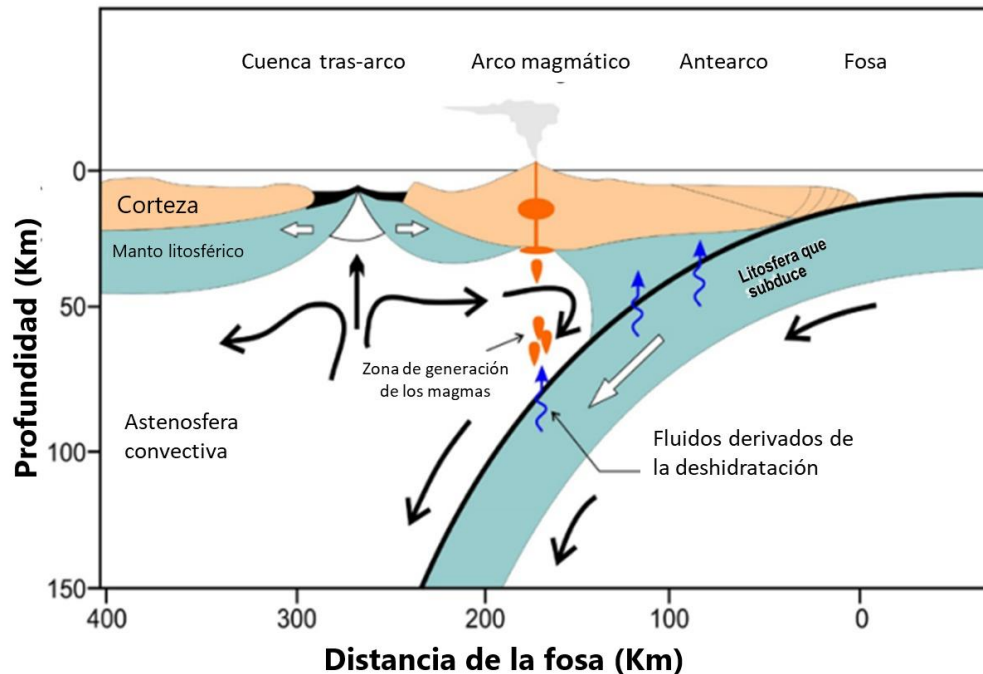


Figura 5 Esquema de los procesos que tienen lugar en las zonas en las que la litosfera oceánica subduce y retorna al manto, tomado de Ruiz & Cebriá (2015).

Hacia la costa occidental de Sur América se tienen dos ejemplos de aparición de arcos de islas en el cretácico, siendo los más representativos en Colombia y Ecuador.

Las rocas piroclásticas, volcánicas y ciertos cuerpos de gabro que afloran en flanco oriental de la Cordillera Occidental conforman un arco volcánico denominado Arco de Altamira (Toussaint y Restrepo, 1976), por otra parte, Álvarez & González (1978) indican que la Formación Barroso hace parte de un arco formado debido a subducción, con un cinturón tonalítico asociado localizado en la Cordillera Central. Posteriormente INGEOMINAS (2005) *apud* Rodríguez & Arango (2013) encontraron dos tipos de rocas con diferente tendencia geoquímica dentro la Formación Barroso, concluyendo que estos dos tipos de rocas son complementarias, denominándolas “Barroso I” el cual cae en el campo de los *P-MORB (Plateau)* y “Barroso II” asociado al campo de los *N-MORB*

y a rocas asociadas a márgenes destructivos. A través de diagramas de AFM (Irvine y Baragar, 1971) en las rocas de la Formación Barroso encontradas en el flanco oriental de la Cordillera Occidental en la parte central del Departamento de Antioquia, se observa que las tobas en su mayoría son de serie calcoalcalina con valores mayores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, mientras que los basaltos y andesitas basálticas tienen una mayor afinidad con la serie toleitica (Rodríguez & Arango, 2013).

Otros ejemplos de formación de arcos de islas se encuentran en el Ecuador, específicamente en el área central de Guayaquil, formadas en el Cretácico tardío, conocidas como el Miembro Las Orquídeas y la Formación San Lorenzo, y hacia la costa sur del Ecuador se encuentra la Formación Cayo (Benítez, 1995). Los basaltos que pertenecen al miembro Las Orquídeas se caracterizan por tener una composición de plagioclasa, ortopiroxenos y clinopiroxenos con una matriz rica en vidrio (Reynaud *et al.*, 1999), las rocas ígneas de la formación San Lorenzo son basaltos y andesitas porfiríticas. Geoquímicamente tanto el miembro Las Orquídeas como la Formación San Lorenzo presentan una afinidad calco alcalina (Reynaud *et al.*, 1999) y las rocas estudiadas para la formación San Cayetano son brechas volcánicas compuestas por fragmentos de basaltos y andesitas con fenocristales de clinopiroxenos y grauvacas constituidas por fragmentos de basaltos, fenocristales de augitas y plagioclasas, algunas fracturadas (Benítez, 1995).

5. Marco geológico

5.1 Marco geológico regional

Los Andes en Colombia están divididos por tres cordilleras principales, las cuales están separadas por valles profundos. La Cordillera Occidental limita al Este con el sistema de falla Cauca y al oeste con la cuenca del río Atrato que la separa del Pacífico (Álvarez, 1983). Se han planteado diferentes modelos geológicos para explicar el basamento de la cordillera Occidental: (I) un arco

de isla oceánico inmaduro (Paris & Marin, 1979; Baum & Goebel, 1980; McCourt *et al.*, 1984; Barrero, 1997), (II) un piso oceánico antiguo (Pichler *et al.*, 1974; Hofmann, 1983; Millward *et al.*, 1984) y (III) un *plateau* oceánico (Kerr *et al.*, 1997).

Esta región del país está compuesta por diferentes litologías tales como rocas volcanoclásticas, sedimentarias e ígneas (Figura 6). Desde el punto de vista geodinámico, Toussaint y Restrepo (1976), *apud* Álvarez & González (1978) sitúan en el cretácico tardío una zona de subducción al oeste de la Cordillera Occidental, la cual permitió la formación de un cinturón tonalítico y de un arco básico (Arco de Altamira), en la parte oriental de la cordillera. Posteriormente Duncan & Hangraves (1984) y Hill (1993), usan un marco de referencia ajustado a un punto caliente, el cual sugiere que los magmas de la Provincia Ígnea Cretácica del Caribe Colombiano (CLIP) fueron producto de una fusión parcial con el inicio de un “*plume head*” del punto caliente de Galápagos.

Hacia el sur del territorio; la placa Caribe colombiana, chocaría con la margen noroccidental de Suramérica, permitiendo la imbricación y obducción de la placa y un progresivo *back-stepping* de orientación oeste, de la zona de subducción, para formar terrenos oceánicos de la placa acrecionados en el noroccidente suramericano. (Millward *et al.*, 1984 ; Kerr *et al.*, 1996 ; *apud* Kerr *et al.*, 1997).

Duncan & Hangraves (1984), *apud* González & Londoño (2003), identifican en el flanco oriental de la Cordillera Occidental una corteza oceánica compuesta por rocas volcánicas básicas (Basaltos de Uramita), rocas volcánicas del complejo Santa Cecilia -la Equis y rocas del Grupo Cañasgordas (donde se incluye Formación Barroso según Alvarés, 1971) generadas como consecuencia de la subducción de la placa Phoenix por debajo de Suramérica entre el Aptiano y el Santoniano. Según Grösser (1989); Toussaint (1996); “estas rocas representan un arco de islas desarrollado sobre corteza oceánica, debido a la abundancia de aglomerados y tobas “. Nivia

(1993,1998) *apud* González & Londoño (2003) identifican una asociación toleítica debido a sus características geoquímicas, las cuales indican una serie volcánica correspondiente a fragmentos de *plateau* oceánico. Esta dorsal y parte de los basaltos de la placa Caribe se acrecionaron al arco volcánico y formaron parte de la Cordillera Occidental, donde al oeste se formó una cuenca residual de *forearc*” (González & Londoño (2003); en Cediel *et al.*, (2003)). Estudios recientes (Villagómez *et al.*, 2013) indican que el basamento de la Cordillera Occidental y del valle Cauca-Patía probablemente se formaron con el *plateau* del Caribe, dentro de la CLIP, en el Cretácico tardío y fueron agrupados por el terreno Calima (*sensu* Restrepo & Toussaint, 1988), el cual se acrecionó con el margen continental colombiano durante el Campaniano (75 -70 Ma) y dio la formación de la Falla Cauca-Almaguer.

Zapata-Villada *et al.*, (2017) realizaron un estudio geoquímico sobre una secuencia de lavas y rocas piroclásticas de composición basáltica, intruidas por cuerpos gabróticos, presentes en la Formación Barroso y aflorantes en la región de Altamira (departamento de Antioquia), donde reportan un contenido de SiO_2 de 46.13 – 50.16 %wt, $(\text{La} / \text{Sm})_N = 2.19$ a 2.84, $(\text{La} / \text{Yb})_N = 2.41$ a 4.19 y relaciones Nb/Yb vs Th/Yb que muestran como los basaltos y rocas piroclásticas presentan características típicas de ambientes tipo E-MORB que sobreponen al *plateau* Colombia-Caribe.

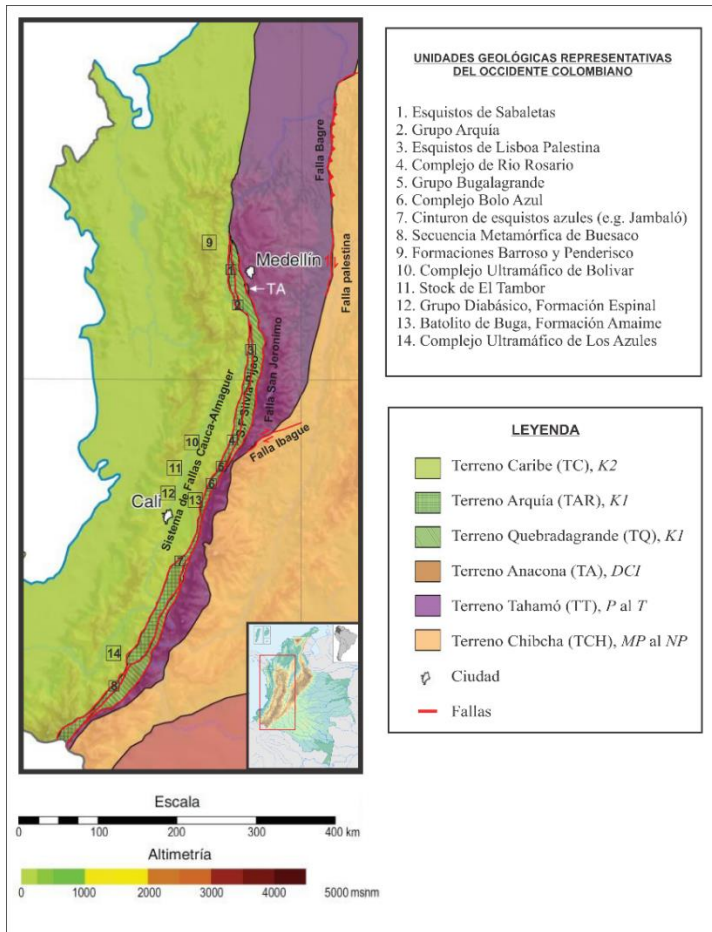


Figura 6 Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Tomado y modificado de Gómez et al., (2015).

5.2 Marco geológico local

En la zona de Apía (Risaralda), se encuentran depósitos volcanoclásticos representados por tobas macizas de color gris verdoso, constituidas por fragmentos inequigranulares de vulcanitas y cristales de piroxenos, plagioclasa y cuarzo embebidos en una matriz afanítica de color verde claro, holocristalina a hipocristalina (Estrada *et al.*, 2001). Las tobas con vidrio presentan un proceso de desvitrificación y composicionalmente están compuestas de microlitos de plagioclasa y piroxenos (Estrada *et al.*, 2001). Las rocas silíceas que predominan en esta zona son limolitas de color verdoso y chert gris oscuro a negro constituido por microcristales de cuarzo y con

presencia de formas redondeadas reemplazadas por sílice que corresponden posiblemente a restos de radiolarios (Estrada *et al.*, 2001), en capas delgadas a gruesas intercaladas con las rocas volcanoclásticas. Se han planteado cuatro ambientes tectónicos en relación de estas litologías: (I) *Dorsal medio oceánica* (Pichler, 1974; Parra, 1983; McCourt, 1984; Millward *et al.*, 1984), (II) *arco de isla* (Barrero, 1979; Calle & González, 1980; Álvarez 1983; Aspden, 1984; McCourt & Aspden, 1984), (III) *cuenca marginal* (Bourgois *et al.*, 1985; Aguirre, 1989; Grösser, 1989) y (IV) *basaltos de meseta oceánica* (Nivia, 1989; 1997). Estas unidades volcanoclásticas y silíceas hacen parte de la Formación Barroso, perteneciente al grupo Cañasgordas (Álvarez, 1971) o al arco de Altamira según Toussaint y Restrepo (1976).

Inicialmente Álvarez & González (1978) describen la Formación Barroso “como un conjunto de basaltos y aglomerados submarinos intercalados localmente por bancos de liditas con presencia de restos de foraminíferos y radiolarios” del cretácico tardío (Duque, 1975). Posteriormente Etayo *et al.* (1980) y Mejía & Salazar (1989) describen a la Formación Barroso como un conjunto de basaltos y tobas, con intercalaciones de sedimentitas, generalmente margas, liditas y chert en capas muy delgadas de color negro y microfósiles de edad Aptiano-Albiano; finalmente Estrada *et al.*, (2001), describen estas unidades en su extremo suroccidental, para el área de estudio, como rocas volcánicas compuestas principalmente de tobas, constituidas por fragmentos de rocas volcánicas y cristales de piroxeno, plagioclasa y cuarzo; aglomerados, líticos subangulares y subredondeados de basaltos, chert arenita- arcillolita y rocas piroclásticas que se encuentran intercaladas con cuerpos lenticulares de liditas (Figura 7).

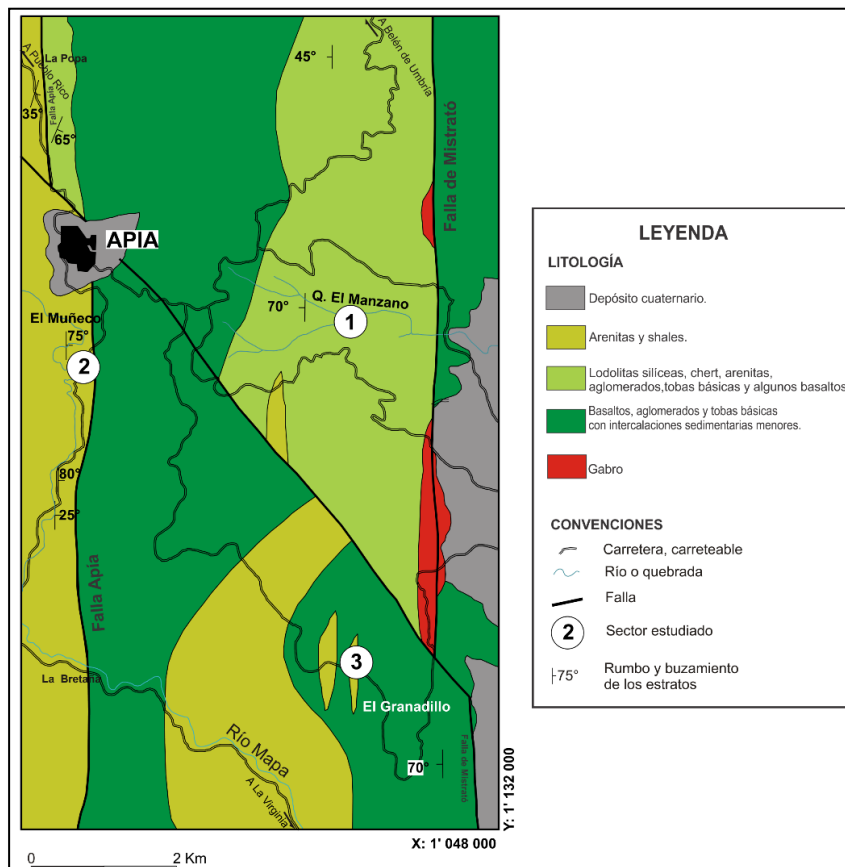


Figura 7 Mapa geológico del sector de Apía, Risaralda. Tomado y modificado de Moreno-Sanchez & Pardo-Trujillo (2003).

6. Métodos

El proyecto de investigación se desarrolló en cinco fases, que se presentan a continuación:

6.1 Primera Fase: Pre – campo.

Esta fase correspondió a la recopilación y revisión del contenido bibliográfico producido hasta el momento de la zona de interés. El objetivo fue obtener la información geológica existente, evaluar e identificar la problemática, plantearla y finalmente planificar el trabajo de campo.

6.2 Segunda Fase: Trabajo de campo.

Inicialmente se realizó el reconocimiento de la zona de interés, identificando la zona más favorable para la toma de datos. Luego de escoger el afloramiento a trabajar, se levantó una columna estratigráfica detallada de aproximadamente 60 m, donde se estudiaron las características texturales, estructurales y composicionales macroscópicas de las rocas, con el fin de establecer las diferentes facies presentes. Finalmente se realizó el muestreo de las rocas y un registro fotográfico de cada bastón. Esta campaña de campo se realizó durante 8 días con un total de 41 Bastoneos y 38 muestras colectadas.

6.3 Tercera Fase: Post- Campo.

Esta fase está conformada por tres subfases:

6.3.1 Descripción y caracterización detallada de las facies. Esta subfase se llevó a cabo en las instalaciones de la Universidad de Caldas, donde las muestras se prepararon realizándoles cortes que resaltaran sus estructuras, usando la maquina cortadora de rocas. Se realizó el análisis macroscópico de las muestras colectadas, considerando los siguientes parámetros: (I) tamaño de grano, considerando la clasificación propuesta por Murcia *et al.*, (2013), (II) color, propuesto en el libro Geological rock- color chart por la *Geological Society of America* (GSA) (2009), (III) calibrado tomando como guía Pettijohn (*apud* Boggs, 2009), (IV) redondez y esfericidad en base a Compton (1985) (V) armazón, (VI) relación matriz- armazón, (VII) estructura, (VIII) composición y (IX) presencia de icnofósiles o fósiles tomado de Gerard & Bromley (2008). Después de tener el análisis de cada muestra se clasificaron 4 litofacies utilizando las abreviaturas de Branney & Kokelaar (2003) modificadas al español y se realizó una descripción detallada de cada tipo de facies. Cabe resaltar que dicha descripción macroscópica fue sujeta a cambios tras un estudio detallado a nivel microscópico.

6.3.2 Laboratorio. Para dar continuidad con la anterior subfase, se seleccionaron muestras representativas de cada facies, y se elaboraron 15 secciones delgadas en el laboratorio de preparación de muestras de la escuela de geología en la Universidad Industrial de Santander- UIS.

6.3.2.1 Análisis petrográfico. Se realizó el análisis petrográfico para las 15 secciones delgadas empleando el microscopio de luz transmitida marca NIKON, modelo eclipse E200, en el laboratorio de petrografía de la escuela de geología - UIS. Dicho análisis consideró características como: tamaño de grano, adoptando la clasificación de Murcia *et al.*, (2013); composición, textura y estructuras, además de realizar un conteo de 300 puntos para cada sección delgada haciendo uso de la metodología Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Microscópicamente se clasificaron de forma textural tomando como guía la clasificación Schmid (1981) (Figura 23) y de forma composicional según Williams *et al.*, (1968) (Tabla 1), para la descripción de las texturas representativas fue empleado McPhie *et al.*, (1993). El registro microfotográfico se obtuvo mediante el sistema de fotografía digital MC120HD acoplado al microscopio triocular de luz transmitida marca LEICA DM750P, en el laboratorio del Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) de la escuela de geología de la Universidad Industrial de Santander, ubicado en el Parque Tecnológico Guatiguará. Las abreviaturas minerales utilizadas son las propuestas por la SCMR (Tabla 2).

Tabla 1

Tabla composicional de Tobas, tomado de Williams et al., (1968).

Contenido de cuarzo	Proporción relativa entre feldespato potásico y plagioclasa	Tipo
Cuarzo > 10%	Feldespato K > 2/3	Riolita
Cuarzo > 10%	1/3 < Feldespato K > 2/3	Riodacita
Cuarzo > 10%	Feldespato K < 2/3	Dacita
Cuarzo < 10%	Feldespato K > 2/3	Traquita
Cuarzo < 10%	1/3 < Feldespato K > 2/3	Traquiandesita
Cuarzo < 10%	Feldespato K < 1/3	Andesita

Tabla 2

Tabla de abreviaturas minerales, tomado de SCMR (2007).

Mineral	Abreviatura
Arcilla	Arc
Biotita	Bt
Calcita	Cal
Clinopiroxeno	Cpx
Clorita	Chl
Cuarzo	Qtz
Epidota	Ep
Líticos volcánico	Lv
Opacos	Op
Ortopiroxeno	Opx
oxidós	Oxd
Plagioclasa	Pl
Sericita	Ser
Vidrio volcánico	Vv

6.3.2.2 Análisis de difracción de rayos-X. Este análisis se realizó en las cinco muestras con mayor porcentaje de arcillas, para corroborar los diferentes tipos de arcillas presentes en cada una de ellas: AP-105, AP-111A, AP-115, AP-122 y AP-128 (Tabla 3). Dichos análisis se realizaron en el laboratorio de Difracción de Rayos -X de la UIS en el Parque Tecnológico Guatiguará. Las

muestras fueron montadas directamente en un portamuestras de polimetilmetacrilato (PMMA) mediante la técnica de llenado frontal.

Posteriormente cada muestra fue sometida a tres tratamientos: el primero llamado condición normal, en el cual la muestra pasa por un proceso de calentamiento, el segundo llamado glicolada, donde a la muestra se le agrega el etilenglicol hasta obtener el patrón de glicolado y el tercer tratamiento denominado calcinado el cual consiste en calcinar dentro de una mofla por 3 horas después de calentamiento inicial.

Para la preparación de las muestras BULK, se tomaron 5 gramos de muestra pulverizada y se tamizaron en una malla de 400 μm .

Tabla 3

Tabla de selección de muestras para procesos de microscopía óptica y DRX.

Muestra	Microscopía de luz transmitida	Difracción de rayos -x (DRX)
AP-105	X	X
AP-107-A	X	
AP-109	X	
AP-111-A	X	
AP-112	X	X
AP-113-A	X	
AP-115	X	X
AP-116	X	
AP-119	X	
AP-122	X	X
AP-123	X	
AP-126	X	
AP-127	X	
AP-128	X	X
AP-250	X	

6.3.3 Oficina. En esta subfase se expusieron los resultados obtenidos de las subfases anteriores con el fin de realizar un análisis e interpretación de los procesos y ambientes de depositación encontrados en el afloramiento de interés.

6.4 Cuarta fase: elaboración del informe final.

Correspondió a la recopilación, integración de datos, análisis, interpretación y discusión de la información obtenida, con el objetivo de relacionar los resultados obtenidos a un contexto detallado del ambiente de depositación y/o geodinámico del área de estudio.

7. Resultados

7.1 Relaciones de campo

En el trabajo de campo se estableció una transecta en la vía Apía- La Virgina en el margen izquierdo de la carreta, iniciando en el punto con coordenadas: **Latitud:** 5° 5' 59'' N, **Longitud:** 75° 56' 46'' W y una altura de 1484 m.s.n.m, donde se realizó una columna estratigráfica detallada utilizando un bastón de Jacob. Las rocas presentan una estratificación S50°W / 62°NW, teniendo como resultado 41 bastones finalizando en las coordenadas: **Latitud:** 5° 6' 92'' N, **Longitud:** 75° 56' 38'' W y una altura de 1494 m.s.n.m. Además, se tomaron litotipos de los diferentes estratos observados, fotografías y datos estructurales presentes localmente (Apéndice A).

Se dividió la columna estratigráfica en cinco segmentos con base a sus características estratigráficas más representativas, los cuales se describen a continuación:

Segmento A

Ubicado en la base de la sección estratigráfica, presenta un espesor de 19.2 m y su base está limitada por una falla local con dirección N35°E/ 47°SE (Figura 9). Litológicamente están representado por brechas volcánica oligomícticas de color gris azulado pálido (5BG 7/2) de tamaño lapilli grueso a ceniza muy gruesa, compuesto por clastos de composición volcánica. Los clastos presentan un ϕ mínimo de 8 cm y un ϕ máximo de 50 cm, presentando mal calibrado. Las brechas se encuentran infrayaciendo en contacto neto a tobas macizas de color verde azulado grisáceo (5BG 5/2) que ocasionalmente gradan de ceniza muy gruesa hasta fina, intercaladas con chert de color gris oscuro (N3). Este segmento presenta hacia el tope una capa gruesa de 1m de espesor, constituida por tobas vítreas con laminación plano paralela de tamaño ceniza muy fina verdes azuladas grisáceas (5BG 5/2) y gris oscuro (N3) (Figura 8).

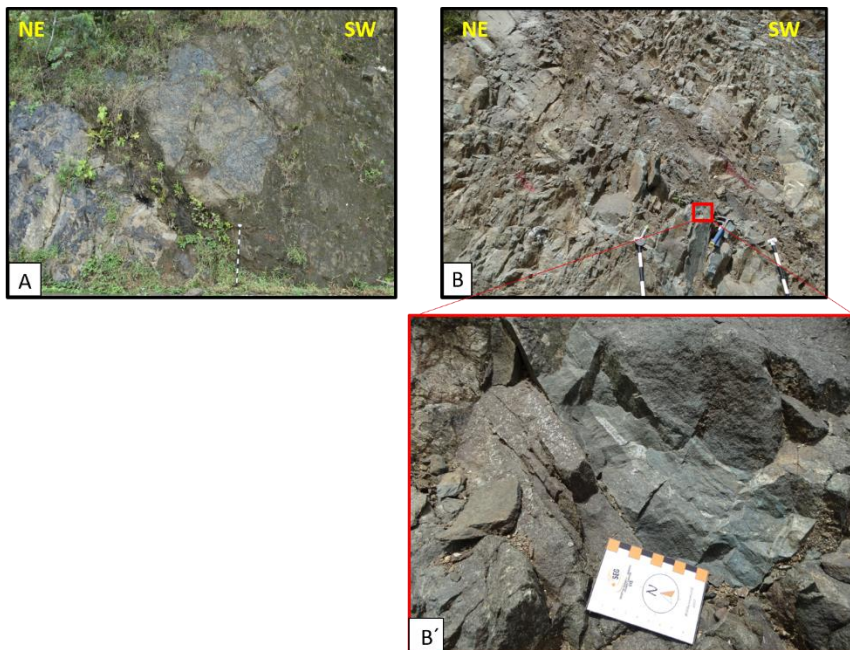


Figura 8 Fotografía representativa del segmento A, (A) imagen tomada del bastón No 1, (B) imagen tomada del bastón No 10, (B') contacto entre tobasde color gris claro y gris verdoso, imagen tomada hacia el tope del bastón No 10.

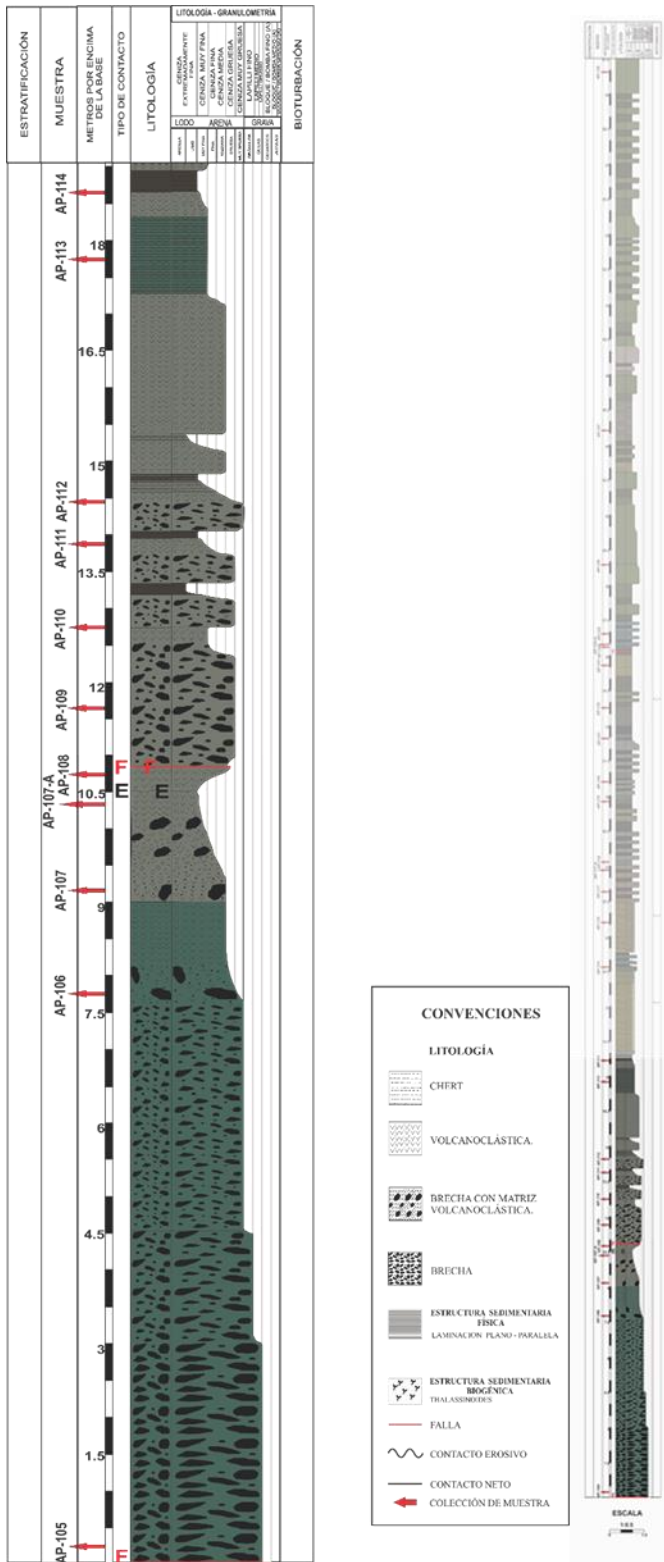


Figura 9 Representación del segmento A, en la columna estratigráfica.

Segmento B

Éste suprayace el segmento A en contacto neto y tiene un espesor de 6.3 m (Figura 11). Constituido litológicamente por tobas vítreas laminadas de color amarillo verdoso oscuro, gris azulado pálido (10Y 6/6, 5BG 7/2), de tamaño ceniza muy fina, con laminación plano paralela, bajo grado de bioturbación, y presencia de ichnofósiles de *Thalassinoides*. Están intercaladas con chert de color gris oscuro (N3). A lo largo de todo el segmento se observan venillas de cuarzo las cuales cortan las estructuras primarias (Figura 10).



Figura 10 Fotografía representativa del segmento B, (A) Fotografía del bastón No 14, el bastón representa 1.5 m, se evidencian tobas vítreas con laminación plano paralela altamente fracturadas y meteorizadas.

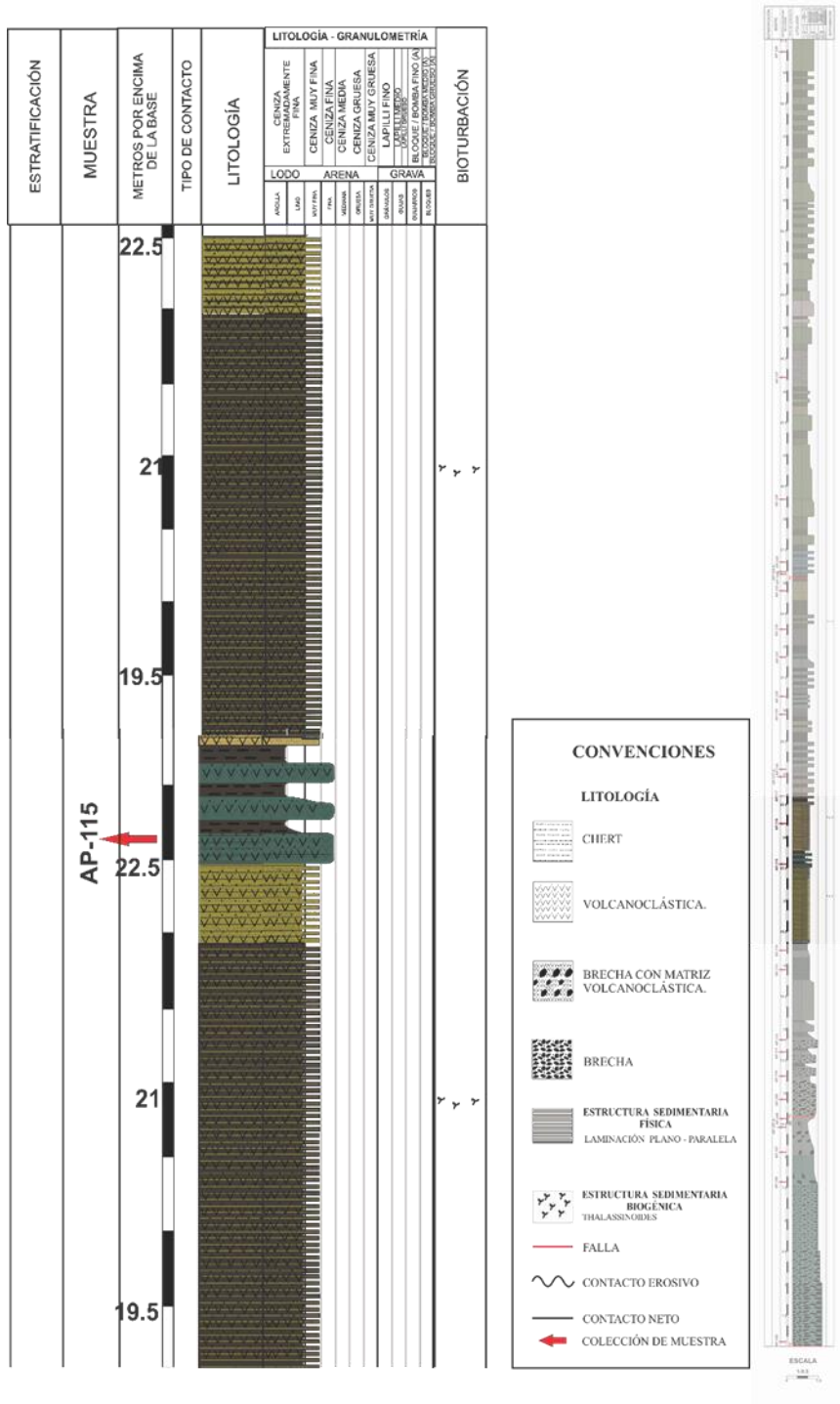


Figura 11 Representación del segmento B de la columna estratigráfica

Segmento C

Éste suprayace el segmento B en contacto neto, tiene un espesor de 12 m (Figura 13), y está conformado por intercalaciones de tobas vítreas macizas y laminadas. Las tobas vítreas macizas presentan colores gris oliva, gris claro, verde amarillo oscuro, gris verdoso y azul moderado (5Y 4/1, N6, 5GY 5/2, 10 GY5/2, 5B 5/6), que varían de ceniza fina a gruesa. Las tobas vítreas con laminación plano paralela presentan colores gris oliva, verde amarillo oscuro, gris verdoso y azul moderado (5Y 4/1, 5GY 5/2, 10GY 5/2, 5B 5/6), tamaño ceniza muy fina, muy bien calibradas, con una estructura de laminación plano paralela, bajo grado de bioturbación con trazas tipo *Thalassinoides*. Las tobas están intercaladas con chert gris oscuro (N3). Hay presencia de venillas de cuarzo a lo largo del segmento cortando las estructuras primarias. Dentro del segmento se presenta una falla local con dirección N36°E/41°SE que afecta principalmente las capas de chert (Figura 12).

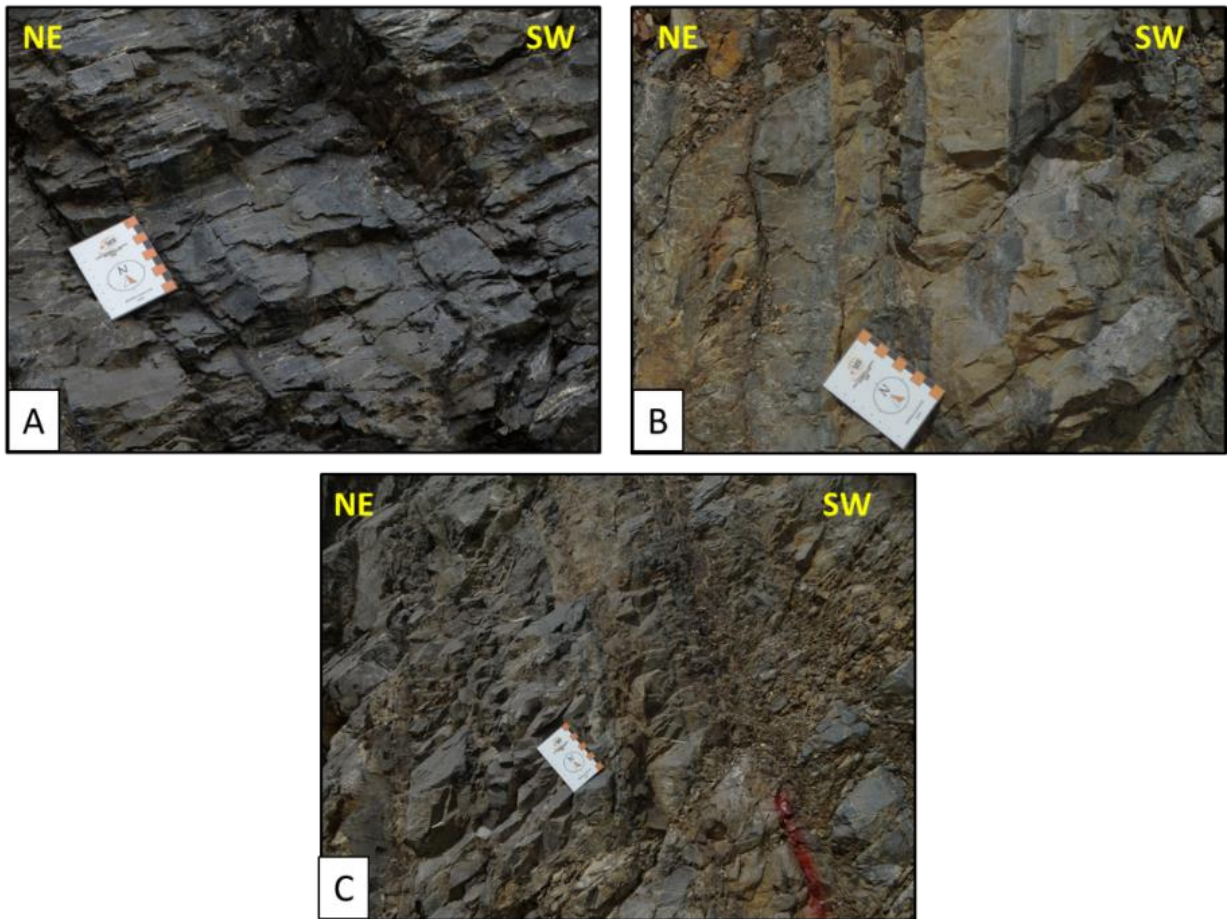


Figura 12 Fotografía representativa del segmento C, (A) Fotografía del bastón No 18, representando Tobas vítreas laminadas, altamente fracturadas con venillas post- depositacionales de cuarzo, (B) Fotografía del bastón No 21, representando Tobas vítreas laminadas fracturadas, (C) Fotografía del bastón No 22, representando Tobas macizas, altamente fracturadas y meteorizadas.

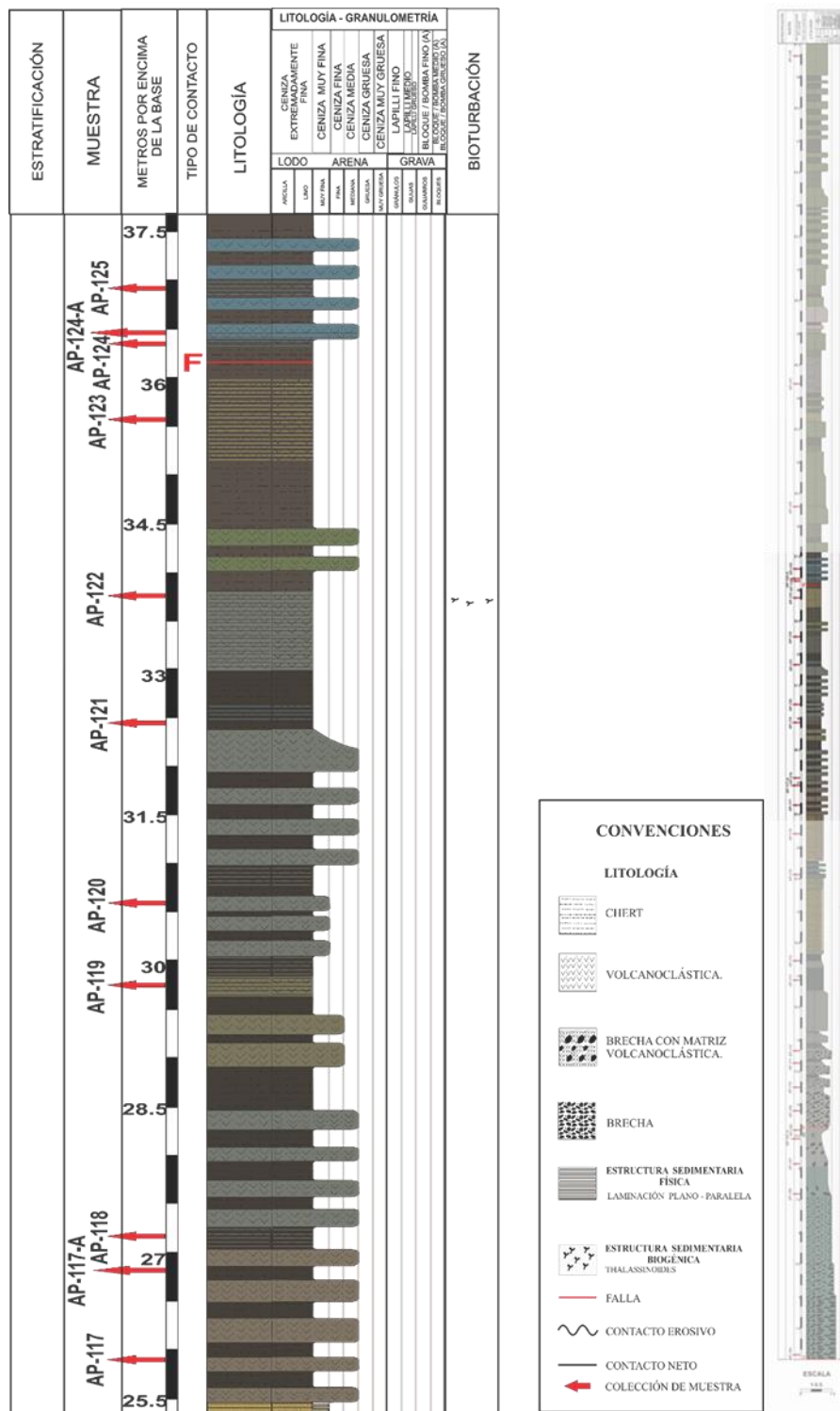


Figura 13 Representación del segmento C en la columna estratigráfica.

Segmento D

Éste suprayace el segmento C, en contacto neto y tiene un espesor de 7.5 m (Figura 15). Constituido por tobas vítreas macizas, gris verdosas (10GY 5/2), de ceniza muy fina a media, bien calibrada, intercaladas con tobas vítreas laminadas, gris verdoso, amarillo moderadamente verdoso y azul moderado (10GY 5/2, 10Y 7/4, 5B 5/6), de ceniza muy fina, muy bien calibradas con laminación plano paralela, intercaladas, a su vez, con chert grisáceo (N3). Como característica especial este segmento contiene una capa muy gruesa de tobas de 3.4 m de espesor, las cuales presentan una gradación normal de ceniza media a fina. El segmento presenta venillas de cuarzo cortando las estructuras primarias sedimentarias (Figura 14).



Figura 14 Fotografía del segmento D, (A) Fotografía del bastón No 24, representando Tobas vítreas laminadas, con fracturas posteriormente rellenas de cuarzo, venillas post- depositacionales de cuarzo y altamente meteorizadas.

Segmento E

Éste suprayace el segmento D, presentando un contacto neto y llega hasta el techo de la columna estratigráfica, con un espesor de 16.5 m (Figura 17). Está constituido litológicamente por tobas vítreas macizas, color gris claro a gris verdoso (N6, 10GY 5/2), de ceniza fina a media, con un buen calibrado, presentando ocasionalmente gradación normal de ceniza media a fina, intercaladas con tobas vítreas, las cuales presentan laminación plano paralela, color gris claro a gris verdoso (N6, 10 GY 5/2), de ceniza muy fina, muy bien calibradas, con laminación plano paralela. Las tobas, a su vez, están alternadas con chert grisáceo (N3). A lo largo del segmento se encuentran venillas de cuarzo que cortan las estructuras primarias sedimentarias (Figura 16).

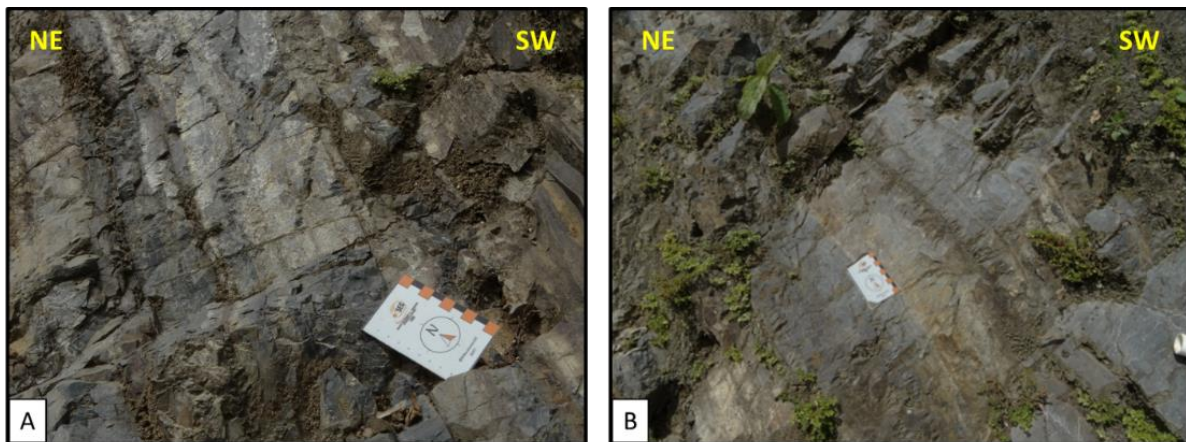


Figura 16 Fotografía representativa del segmento E, (A) Fotografía del bastón No 37, representando Tobas vítreas macizas altamente fracturadas y meteorizadas, (B) Fotografía del bastón No 38, representando Tobas vítreas laminadas altamente fracturadas y meteorizadas.

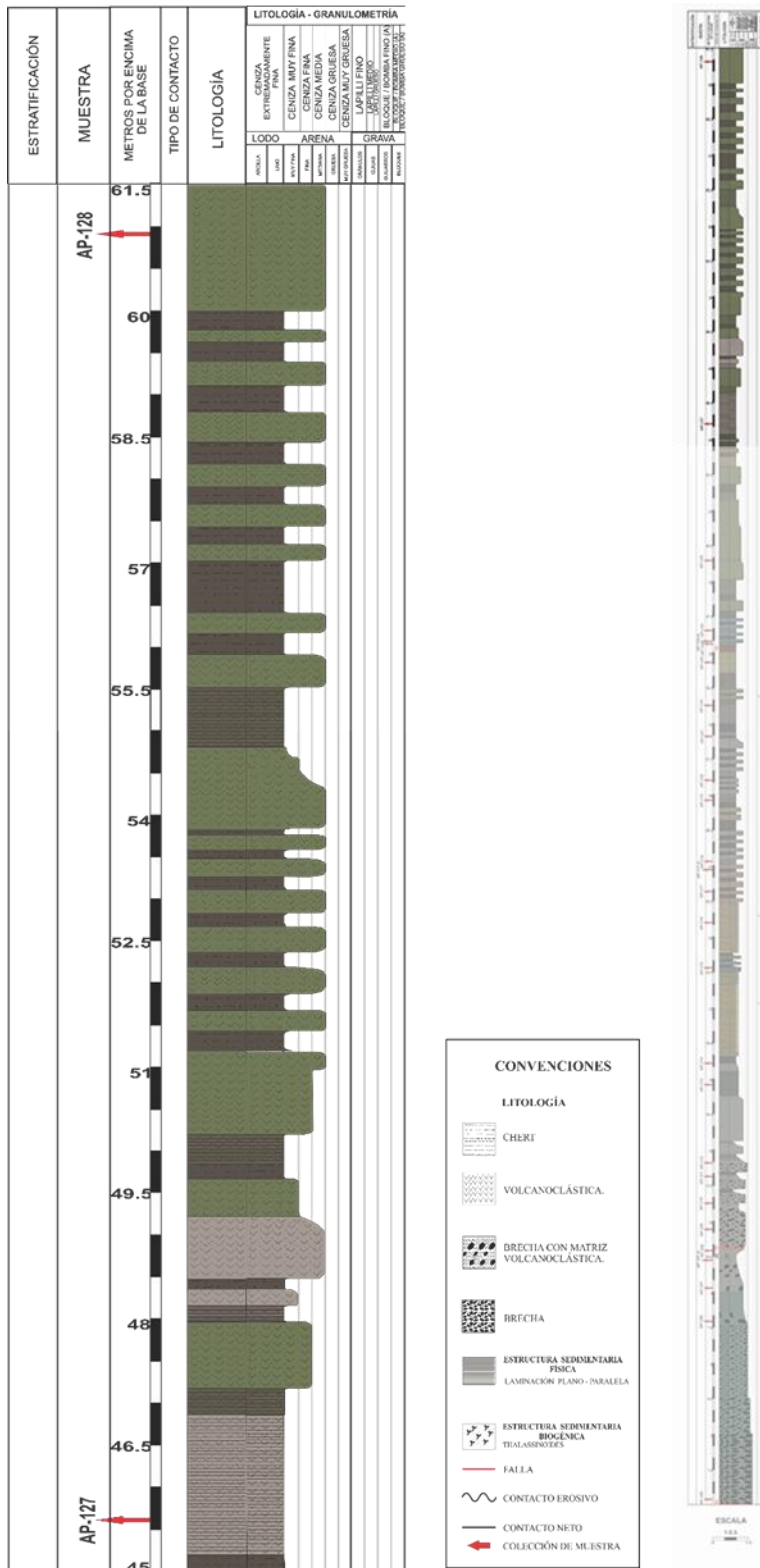


Figura 17 Representación del segmento E en la columna estratigráfica.

7.2 Facies macroscópicas

En el área de estudio, las rocas estudiadas se asocian a la Formación Barroso (Estrada *et al.*, 2001), de acuerdo con las características litológicas observadas en este estudio. Se adoptó la clasificación de Schmid (1981) para las facies volcanoclásticas, considerando el tamaño de grano (Figura 18), texturas predominantes, incluyendo las estructuras sedimentarias, geometrías y relaciones litológicas.

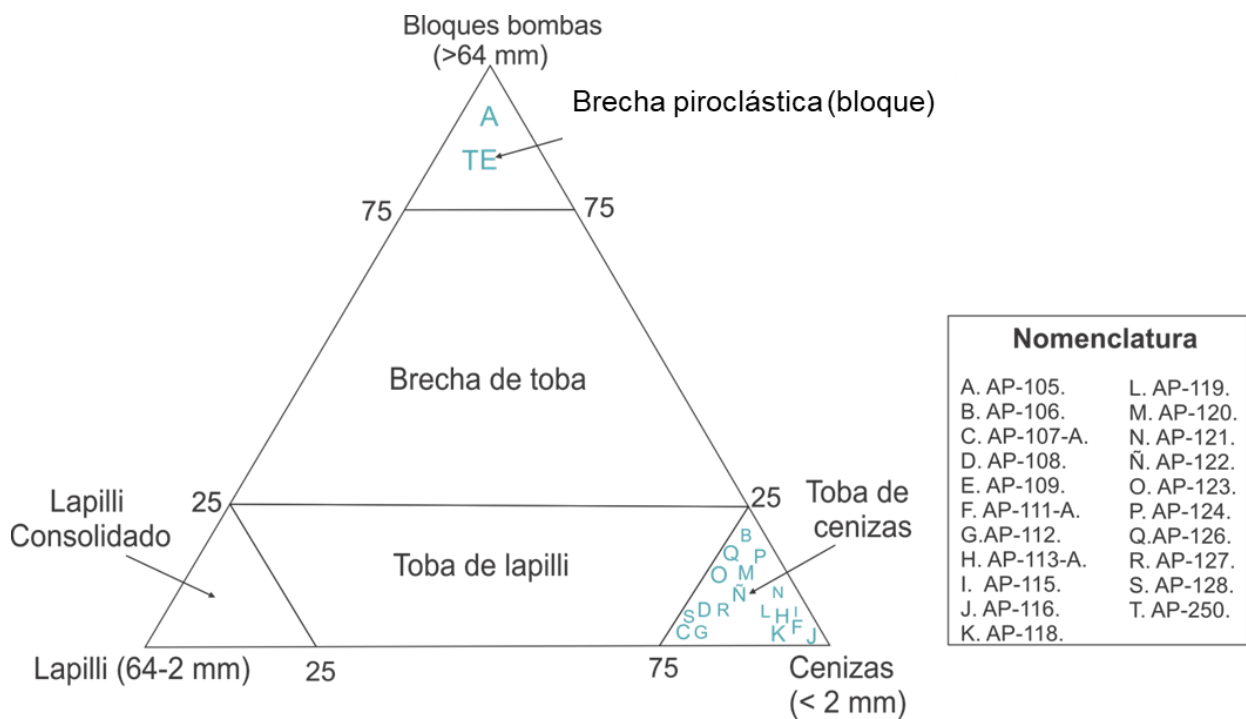


Figura 18 Clasificación según tamaño de grano en rocas piroclásticas, tomado y modificado de Schmid (1981).

7.2.1 Facies Volcanoclásticas. Las facies volcanoclásticas se diferenciaron en campo a partir de su tamaño de grano, estructuras y composición.

7.2.1.1 Facies de brechas macizas oligomícticas (Br_m). Hace parte del segmento A. La facies está compuesta por una brecha con clastos de color gris azulado pálido (5BG7/2) que hacen parte

de una misma fuente volcánica por lo que se denominan oligomícticas, los cuales presentan tamaños de bloque fino (ϕ mínimo de 8 cm) y bloque medio (ϕ máximo de 50 cm), selección muy pobre, redondez muy angular a subangular y esfericidad baja. La brecha es clastosoportada (ortobrecha), presenta estructura maciza y está compuesta por clastos de cuarzos, piroxenos, arcillas y líticos volcánicos. La matriz está compuesta por vidrio volcánico parcialmente alterado, de tamaño ceniza muy fina, que exhibe venillas de cuarzo sobreimpuestas (Figura 19).

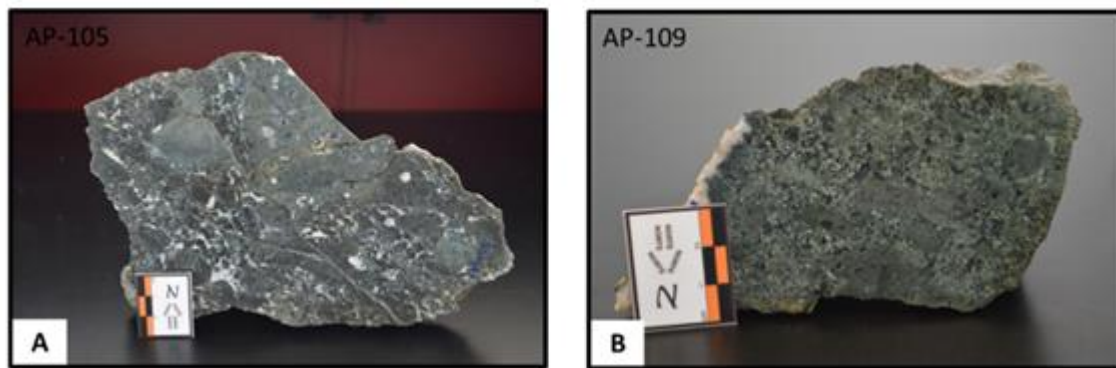


Figura 19 Muestras representativas de la facies Br_m , (A) AP-105 y (B) AP-109.

7.2.1.2 Facies de Tobas vítreas macizas (T_m). Hacen parte de los segmentos A, C, D y E. Esta facies está compuesta por tobas vítreas macizas de color verde azulado pálido, gris oliva, gris claro, verde amarillo oscuro, gris verdoso y azul moderado (5BG 7/2, 5Y 4/1, N6, 5GY 5/2, 10GY 5/2, 5B 5/6). Las partículas son de tamaño ceniza fina a muy gruesa, calibre moderado, subredondeadas a redondeadas, con esfericidad media. Las tobas son clastosoportadas, presentan estructura maciza, y composicionalmente presentan cristales de cuarzo, piroxenos, epidota y, en menor proporción, líticos volcánicos. Ocasionalmente se observan gradaciones de tipo normal de ceniza media a fina, y presencia de venillas de cuarzo. (Figura 20).

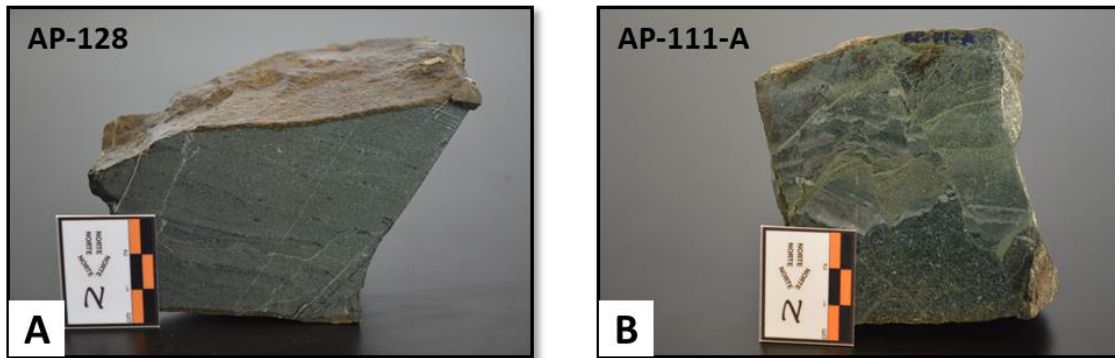


Figura 20 Muestras representativas de la facies T_m , (A) muestra AP-128 evidenciando presencia de venillas de cuarzo y (B) muestra AP-111-A evidenciando una gradación normal en esta facies y microfallas.

7.2.1.3 Facies de Tobas vítreas laminadas (T_1). Hacen parte de los segmentos B, C, D Y E. Esta facies está compuesta por tobas vítreas con laminación plano paralela, color amarillo verdoso oscuro, gris azulado pálido, gris oliva, verde amarillo oscuro, gris verdoso, azul moderado, amarillo moderadamente verde y gris claro (10Y 6/6, 5BG 7/2, 5Y 4/1, 5GY 5/2, 10 GY 5/2, 5B 5/6, 10Y 7/4 y N6), tamaño ceniza muy fina, muy bien calibrada, sub-redondeada a redondeada, esfericidad media a alta, matriz soportada, ocasionalmente bioturbación de *Thalassinoides*, microfallas de tipo sin-sedimentarias (Figura 21), composicionalmente se observan cristales de cuarzo, plagioclasas embebidos en una matriz vítrea. Se exhiben venillas de cuarzo y ocasionalmente venillas de epidota que cortan perpendicularmente las estructuras primarias. (Figura 21).

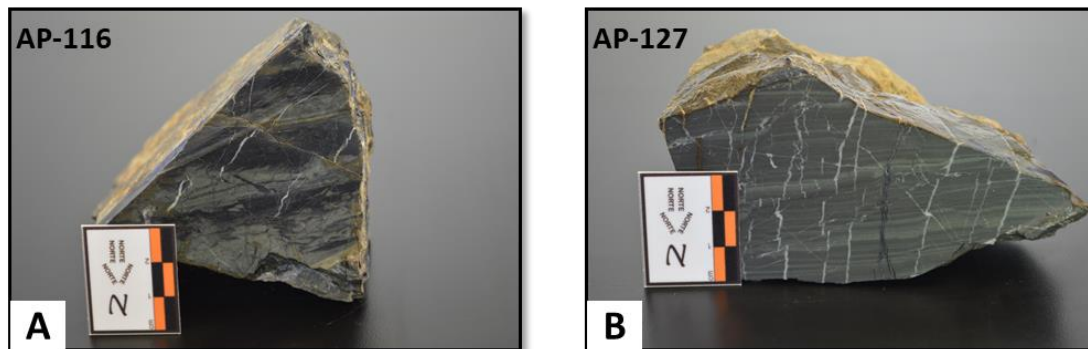


Figura 21 Muestras representativas de la facies T_l , (A) muestra AP-116 evidenciando bioturbación tipo *Thalassinoide* en la laminación plano paralela y (B) muestra AP-127 evidenciando microfallas sin- sedimentarias, venillas post- depositacionales de cuarzo y epidota cortando la estructura primaria.

7.2.2 Facies sedimentarias

7.2.2.1 Facies Chert (Ch). Hacen parte de los segmentos A, B, C, D y E. Se caracterizan por presentar chert gris oscuro (N3), estructura maciza, dispuestos en capas medias a gruesas con espesores de 20 cm a 70 cm aproximadamente, de manera continua, tabular y muy fracturados. Presentan venillas de cuarzo sobreimpuestas. Se encuentran intercaladas durante toda la columna estratigráfica con las facies volcanoclasticas (Figura 22).



Figura 22 Muestra representativa de la facies Ch, (A) Chert en afloramiento.

7.3 Facies microscópicas

Los estudios realizados microscópicamente se basaron en 15 secciones delgadas tomadas de las muestras macroscópicas más representativas de la zona. La tabla 4 muestra el tipo de roca, la facies a la que pertenece cada muestra y los porcentajes minerales obtenidos tras un conteo de 300 puntos en cada una de las secciones. Además, las tobas se clasificaron composicionalmente (Tabla 6) y según el triángulo de clasificación textural de Schmid (1981) (Figura 23), sus características principales se resumen en la tabla 5.

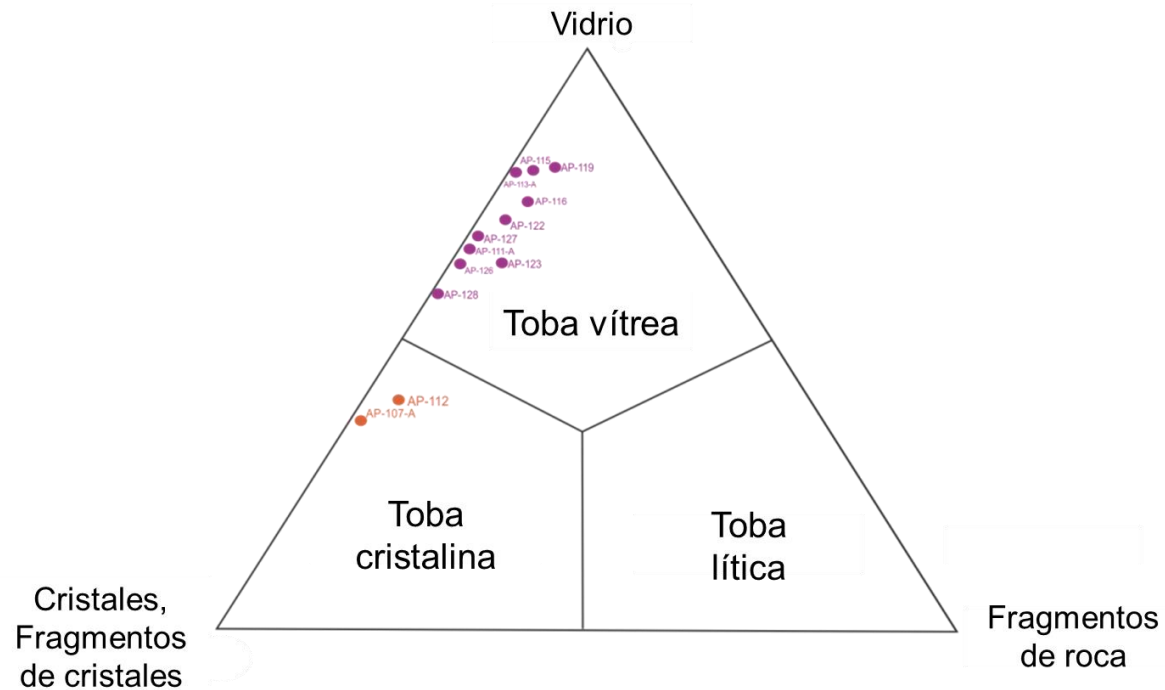


Figura 23 Triángulo de clasificación textural, tomado y modificado de Schmid (1981).

Tabla 4
Composición mineralógica de las secciones delgadas.

TIPO DE ROCA	FACIES	N° DE MUESTRA	COMPOSICIÓN MINERAL (%)													Total(%)	
			Arc	Bt	Cal	Cpx	Chl	Qtz	Ep	Lv	Op	Opx	Oxd	Pl	Ser		Vv
Brecha	Brecha oligomictica	AP-105	21			4.2	0.33	16			0.66	1.2		20	2.33	34	100
Volcanosedimentaria	Toba cristalina	AP-107-A	7		1.7	5.35		29.3	1		1.3		7	13.7	33.7	100	
Brecha	Brecha oligomictica	AP-109	1			5.96		20.67	0.33	1.3	2.6		7.3	7	53.66	100	
Volcanosedimentaria	Toba vitrea maciza	AP-111-A	4.69			2		8.72	0.33	0.67	0.33		10.7	4.64	67.5	100	
Volcanosedimentaria	Toba cristalina	AP-112	21.3			5		19.3	1.6		1		12	39.8	100		
Volcanosedimentaria	Toba vitrea laminar	AP-113-A	6.6			3.27		2			0.33		8.6		79.1	100	
Volcanosedimentaria	Toba vitrea laminar	AP-115				4.6		2	1	1			7.3		83.8	100	
Volcanosedimentaria	Toba vitrea laminar	AP-116	2.96			10.2		3.4	1.27		3.83		8.1		70.1	100	
Volcanosedimentaria	Toba vitrea laminar	AP-119	1.33			4		7.67	1.67		0.7	0.7	6.7		76.3	100	
Volcanosedimentaria	Toba vitrea laminar	AP-122	3.66			1.66		13			2.67	1.66	7		70.35	100	
Volcanosedimentaria	Toba vitrea laminar	AP-123	4.33			4		20.66	0.33		1.66	2.00	0.3	2	64.3	100	
Volcanosedimentaria	Toba vitrea maciza	AP-126	6.33		1.7	2		13.33	0.33		1.33	2.33	7.66	1.33	63.66	100	
Volcanosedimentaria	Toba vitrea laminar	AP-127	3			0.33		28	0.33		2		0.3		65.99	100	
Volcanosedimentaria	Toba vitrea maciza	AP-128	22.67		0.33	0.66		4.66	0.67		0.66	1	11		58	100	
Brecha	Brecha oligomictica	AP-250	17.99	1		4.3		22		1	1.33	5	19	3.67	24.3	100	

7.3.1 Facies brecha maciza (Br_m). Esta facies está representada por las secciones delgadas AP-105, AP-109 y AP-250, las cuales en la columna estratigráfica hacen parte del segmento A y cuyas muestras se tomaron a la altura de 25 cm y 11.6 m.

En la facies brecha maciza se encontró la siguiente asociación mineralógica: plagioclasa, cuarzo, piroxenos (tanto clinopiroxenos como ortopiroxenos), arcillas, sericita, líticos volcánicos y en menor proporción minerales como clorita, epidota y minerales opacos.

Respecto a sus características, esta facies consiste en partículas con tamaños desde ceniza extremadamente fina hasta partículas >2 mm clasificadas como lapilli fino. La selección o calibrado es de moderada a mal calibrado, partículas entre sub-redondeadas a subangular con algunos minerales amorfos. El armazón de esta facies es de tipo granosoportado y su relación matriz-armazón es clastosoportada. Esta facies cuenta con texturas volcanoclásticas características como textura felsítica y textura porfirítica (Figura 24).

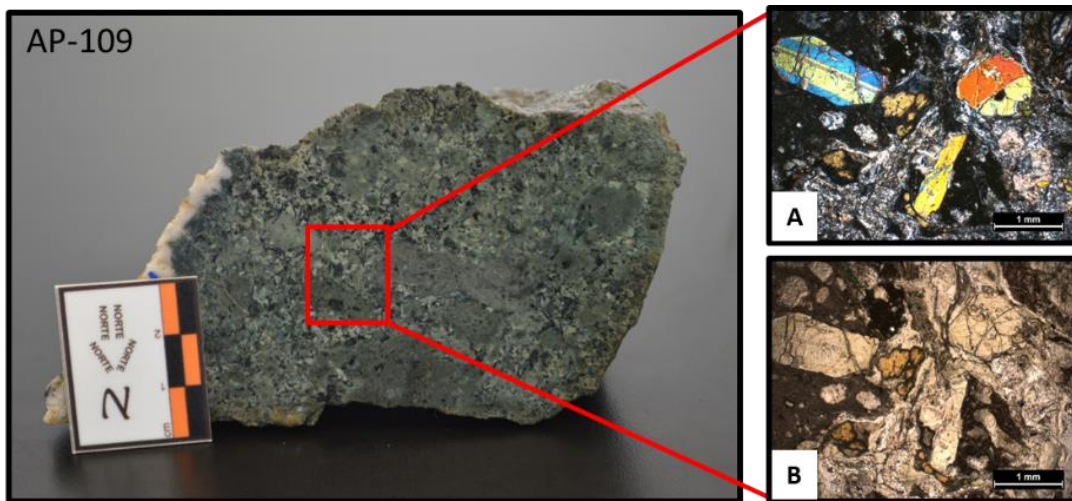


Figura 24 Microfotografía representativa de las facies Brecha maciza, imágenes tomadas de la sección AP-109, (A) Clinopiroxenos y plagioclasa alterada, embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicoles cruzados, (B) Clinopiroxenos y plagioclasa alterada embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicoles paralelos.

7.3.2 Facies toba cristalina (T_c). Esta facies está representada por las secciones delgadas AP-107-A y AP-112, las cuales hacen parte del segmento A de la columna estratigráfica, cuyas muestras se tomaron a la altura de 9.20 m y 14.5 m. La facies toba cristalina se caracteriza por tener un porcentaje de vidrio menor al 50 % y un porcentaje mayor al 50% de cristales según el triángulo Schmid (1981). Su contenido mineral está compuesto por plagioclasa, cuarzo, piroxenos (clinopiroxenos y ortopiroxenos), arcilla, sericita, líticos volcánicos. Como minerales accesorios se encuentra calcita y minerales opacos. Esta facies se caracteriza por tener partículas con tamaños desde ceniza extremadamente fina hasta ceniza muy gruesa, su selección es moderada a mala, sus partículas son principalmente subangulares, su armazón se clasifica como granosoportado y su relación matriz-armazón es clastosoportada. Esta facies cuenta con texturas porfirítica y vitrofídica (Figura 25).

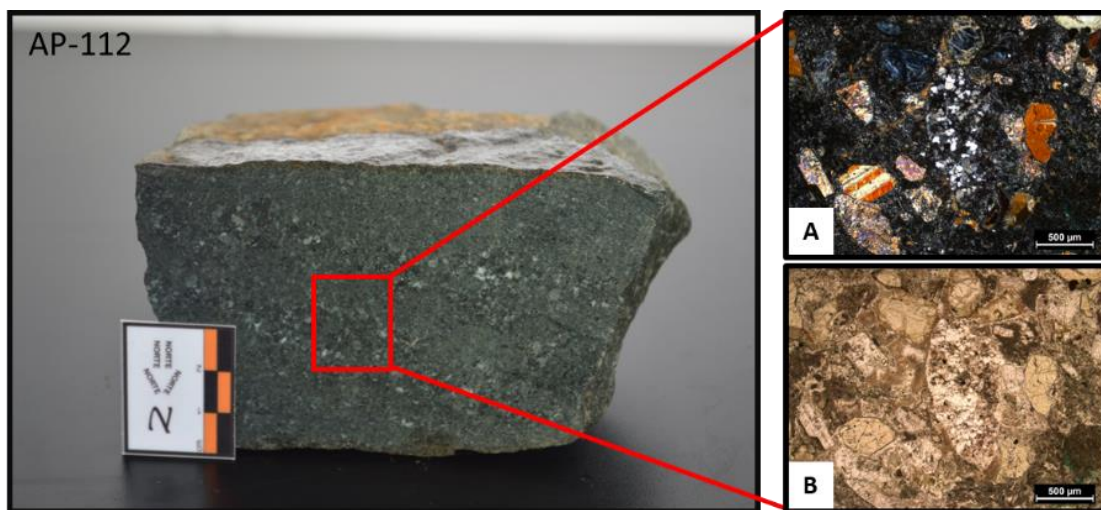


Figura 25 Microfotografía representativa de la facies toba cristalina, imágenes tomadas de la sección AP-122, (A) Clinopiroxenos algunos con macla simple, agregados de cuarzo y plagioclasa parcialmente alterada embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado, en nicoles cruzados, (B) Clinopiroxenos, agregados de cuarzo y plagioclasa parcialmente alterada embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado, en nicoles paralelos.

7.3.3 Facies toba vítrea. Esta facies se divide en dos subfacies debido a la presencia de estructuras. La primera subfacies es denominada toba vítrea maciza y la segunda es denominada toba vítrea laminada, las cuales se describirán a continuación.

7.3.3.1 Facies toba vítrea maciza (T_m). Esta facies está representada por las secciones delgadas AP-126 y AP-128, las cuales hacen parte de los segmentos D y E de la columna estratigráfica, cuyas muestras se tomaron a la altura de 39.8 m y 60.9 m.

Esta facies se caracteriza por exhibir una estructura maciza, y porcentaje de vidrio superior a 50%, específicamente de 63.66% (AP-126) y 58% (AP-128). La mineralogía de la facies toba vítrea maciza está compuesta principalmente por plagioclasa, cuarzo, piroxenos (tanto clinopiroxenos y ortopiroxenos), arcilla, minerales opacos, calcita y minerales accesorios clorita y epidota. Los tamaños de partícula oscilan entre ceniza extremadamente fina a ceniza media, su selección o calibrado es de moderado a mal calibrado, la forma de sus partículas es principalmente subangular, su armazón se clasifica como granosoportado y su relación matriz-armazón es clastosoportada. Esta facies cuenta con texturas microlítica y porfirítica (Figura 26).

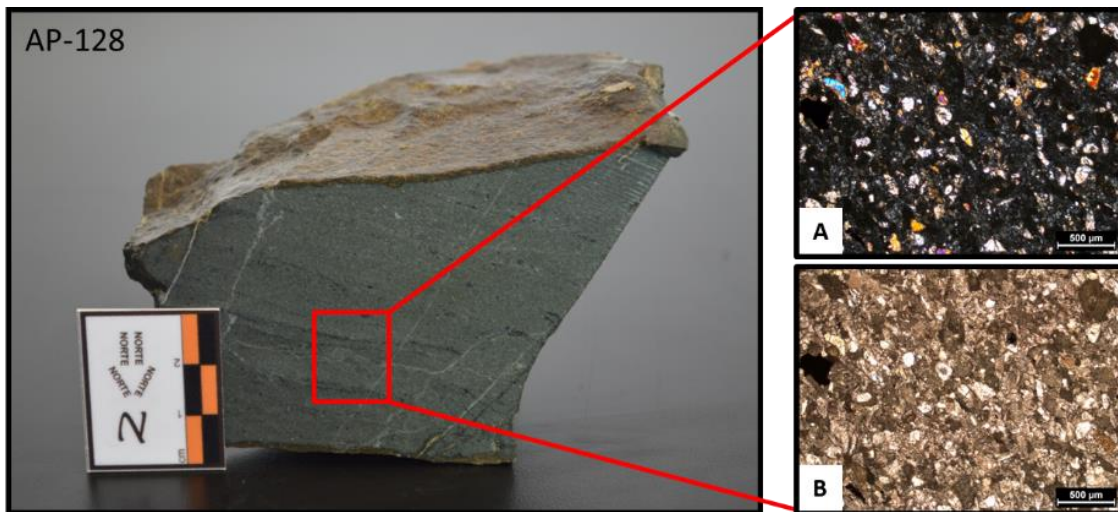


Figura 26 Microfotografía representativa de la facies toba vítrea maciza, imágenes tomadas de la sección AP-128, (A) piroxenos embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicoles cruzados, (B) piroxenos embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicoles paralelos.

7.3.3.2 Facies toba vítrea laminar (T_1). Esta facies está representada por las secciones delgadas AP-111-A, AP-113, AP-115, AP-116, AP-119, AP-122, AP-123, y AP-127. Las cuales hacen parte de los segmentos A, B, C y D de la columna estratigráfica, cuyas muestras se tomaron a las alturas de 13.8 m, 17.75 m, 24.5 m, 29.75 m, 35.7 m, 35.5 m y 45.6 m. Esta facies se diferencia principalmente por su laminación plana paralela que muestra una intercalación entre distintos tipos de vidrio. Además, presentan un porcentaje de vidrio superior a 50%.

La mineralogía de la facies toba vítrea laminar está compuesta principalmente por plagioclasa, cuarzo, piroxenos (tanto clinopiroxenos y ortopiroxenos), arcilla, minerales opacos, en algunas muestras líticos volcánicos, epidota, óxidos y calcita.

Los tamaños de partícula oscilan entre ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa, frecuentemente de tamaño ceniza muy fina, la selección o calibrado es de moderado a bueno, la forma de sus partículas es principalmente subangular, armazón lodosoportado y su relación

matriz-armazón es matrizsoportada. En la sección AP-122 hay presencia de radiolarios (Apéndice B).

Esta facies cuenta en su mayoría con textura vitrofídica y, en menor proporción, textura felsítica (Figura 27).

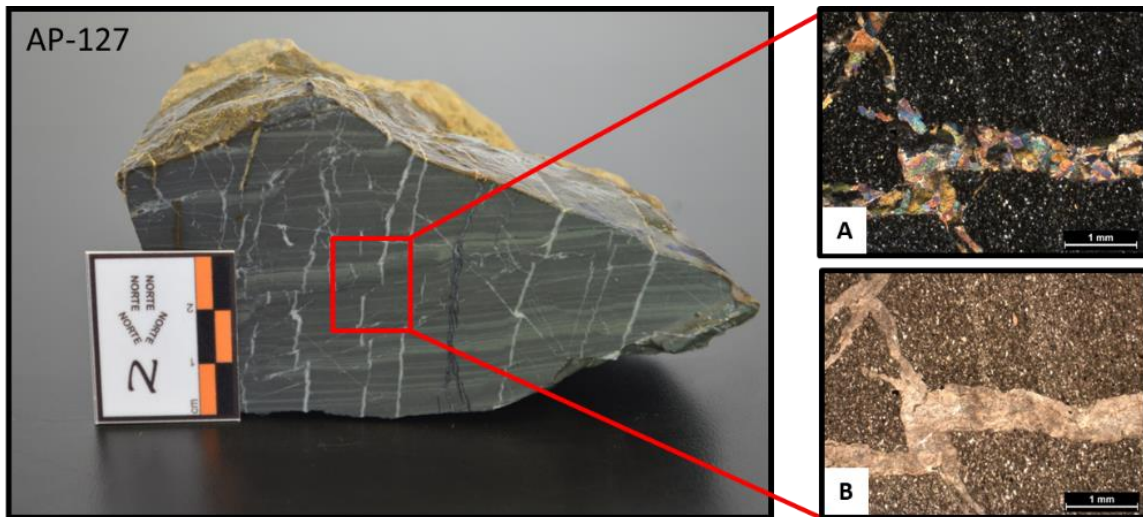


Figura 27 Microfotografía representativa de la facies toba vítrea laminar, imágenes tomadas de la sección AP-127, (A) vena de Epidota de alteración embebida en una matriz de vidrio volcánico alterado en nicoles cruzados, (B) vena de Epidota de alteración embebida en una matriz de vidrio volcánico alterado en nicoles paralelos.

Tabla 5

Resumen de las principales características de las facies microscópicas.

Facies	Secciones delgadas	Segmentos	Altura en la columna donde se tomaron las muestras	Minerales	Tamaño de grano	Forma de partículas	Texturas
Brecha	AP 105, AP-109, AP-250	A	25 cm 11.6 m	Plagioclasa cuarzo Piroxenos arcillas sericita líticos volcánicos epidota opacos.	Ceniza extremadamente fina a lapilli fino	subredondeadas a subangular	felsítica y porfírica
Toba cristalina	AP-107-A AP-112	A	9.20 m 14.5 m	Plagioclasa Cuarzo Piroxenos Arcillas Sericita Líticos volcánicos Calcita opacos	Ceniza extremadamente fina a ceniza muy gruesa	subangular	Vitrofídica
Toba volcánica vítrea maciza	AP-111-A AP-126 AP-128	D E	39.8 m 60.9 m	Plagioclasa Cuarzo Piroxenos arcilla calcita opacos clorita epidota	Ceniza extremadamente fina a lapilli fino	subangular	felsítica y porfírica
Toba volcánica vítrea laminar	AP-113 AP-116 AP-119 AP-122 AP-123 AP-127	A B C D	13,8 m 17.75 m 24.5 m 29.75 m 35.7 m 35,5 m 45.6 m	Plagioclasa Cuarzo Piroxenos arcilla opacos líticos volcánicos epidota oxido calcita.	Ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa	subangular	vitrofídica y felsítica

Tabla 6

Clasificación composicional de las tobas, según Williams et al., (1968)

Clasificación composicional de Tobas	
Muestra	Clasificación Composicional
AP-107-A	Toba dacítica
AP-111-A	Toba andesítica
AP-112	Toba dacítica
AP-113-A	Toba andesítica
AP-115	Toba andesítica
AP-116	Toba andesítica
AP-119	Toba andesítica
AP-122	Toba dacítica
AP-123	Toba dacítica
AP-126	Toba dacítica
AP-127	Toba dacítica
AP-128	Toba andesítica

7.4 Descripción Mineralógica

A continuación, se presenta la síntesis de las características de los minerales encontradas en el análisis de las 15 secciones delgadas.

7.4.1 Cuarzo. Los cuarzos conforman el 35.26% del total de los fenocristales tomados en cuenta en el conteo de las secciones delgadas. Presentan formas principalmente subhedrales, aunque algunos de menores tamaños presentan formas euhedrales. Los tamaños son muy variables, van desde ceniza media a ceniza extremadamente fina, relieve bajo, incoloro y colores de interferencia de primer orden. Se puede encontrar en agregados policristalinos, como cristales monocristalinos o como resultado de la desvitrificación. Se observan zonaciones de tipo normal y otras de tipo oscilatorio (Figura 28).

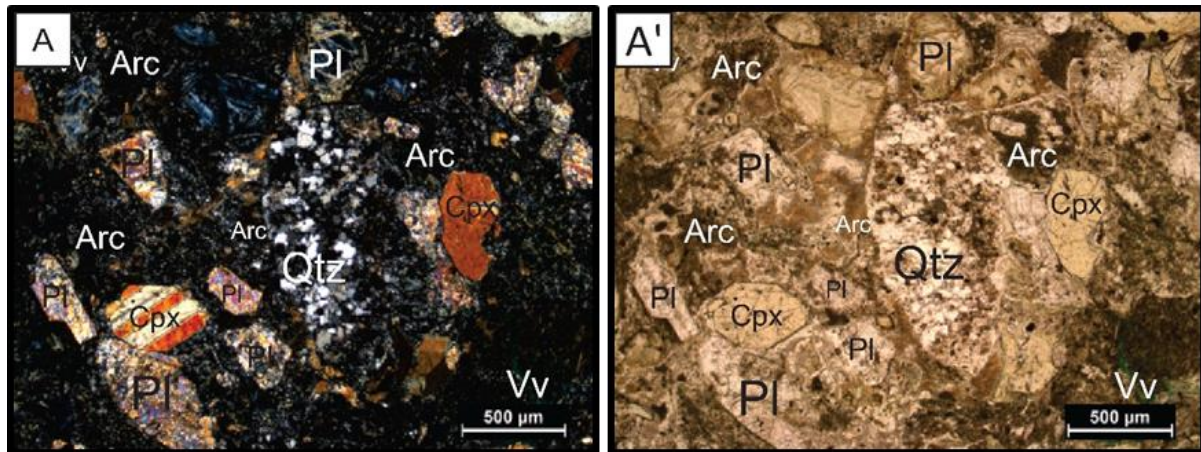


Figura 28 (A) Microfotografía representativa de agregados policristalinos de Qtz embebidos en una matriz de vidrio volcánico alterado en nicoles cruzados, sección AP-112, (A') Microfotografía representativa de agregados policristalinos de Qtz embebidos en una matriz de vidrio volcánico alterado en nicoles paralelos, sección AP-112.

7.4.2 Plagioclasa. La plagioclasa conforma el 20.8% del total de los cristales y fragmentos de cristales tomados en cuenta en el conteo de las secciones delgadas. Presentan formas en su mayoría subhedrales mostrando algunas caras rectas del cristal y otras poco definidas. Los tamaños son muy variables van de ceniza muy gruesa a ceniza extremadamente fina, relieve de medio a bajo, color incoloro, colores de interferencia de primer orden. La mayoría de los cristales se encuentran alterados a sericítica y, en menor proporción, a calcita, algunas presentan zonación normal a oscilatorio, la macla polisintética se presenta en proporción baja, Las texturas encontradas en su mayoría son de tipo esquelético o con inclusiones de vidrio (Figura 29).

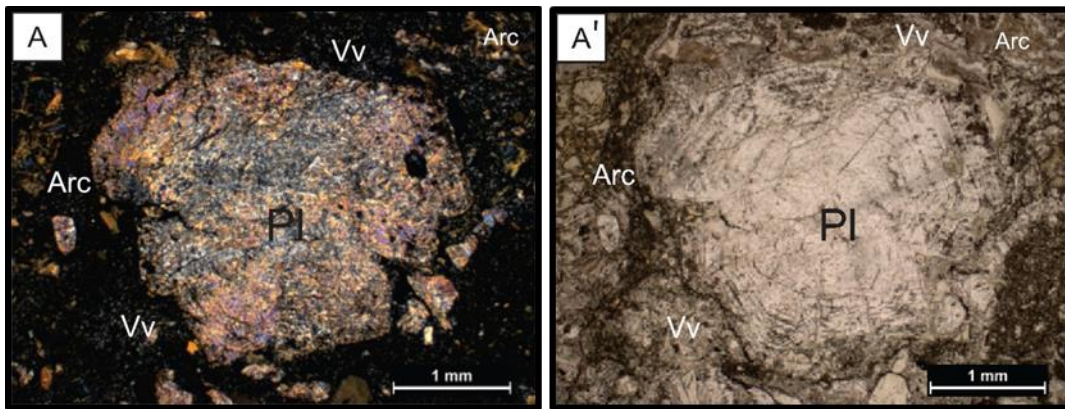


Figura 29 (A) Microfotografía representativa de Pl parcialmente alterada, presenta una zonación de tipo normal, embebida en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterada en nicoles cruzados, sección AP-112, (A') Microfotografía representativa de Pl parcialmente alterada, presenta una zonación de tipo normal, embebida en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterada en nicoles paralelos, sección AP-112.

7.4.3 Arcilla. Las arcillas conforman el 19.53% del total de los componentes tomados en cuenta en el conteo de las secciones delgadas. Se presentan subhedrales y amorfas debido a que son producto de la alteración de otros minerales y el vidrio. Tienen relieve medio, los tamaños varían de ceniza gruesa a ceniza extremadamente fina, sus colores de interferencia son variados desde primer orden a tercer orden, presentando coloraciones café claro u oscuro, rosadas, amarillas,

rojizas o pardas. Respecto a sus características específicas se puede encontrar como resultado de alteración de minerales como la plagioclasa o el vidrio volcánico.

7.4.4 Líticos volcánicos. Los líticos conforman el 19.53% del total de los componentes tomados en cuenta en el conteo de las secciones delgadas. Se presentan principalmente subhedrales y amorfos, de relieve medio, tamaños variables desde ceniza gruesa a ceniza extremadamente fina, los colores de interferencia son variados desde primer orden a tercer orden, presentando coloraciones café claro u oscuro, rosadas, amarillas, rojizas o pardas. (Figura 30).

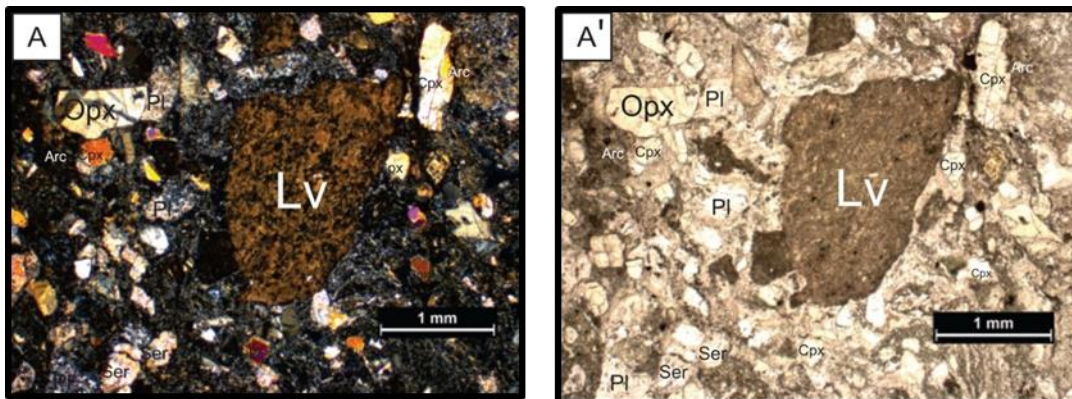


Figura 30 (A) Microfotografía representativa de Lv parcialmente alterado embebido en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicols cruzados, sección AP-112, (A') Microfotografía representativa de Lv parcialmente alterado embebido en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicols paralelos, sección AP-112.

7.4.5 Piroxenos. Los piroxenos conforman el 13.66% del total de los cristales y fragmentos de cristales tomados en cuenta en el conteo de las secciones delgadas. Presentan formas en su mayoría subhedrales y algunos pocos euhedrales, son alargados y prismáticos, en algunos casos muy angulosos. Los tamaños son muy variables desde lapilli fino a extremadamente fina. En general su relieve es alto. Características como colores de interferencia, pleocroísmo o maclas varían

según el tipo de piroxeno. Se diferencian piroxenos del tipo clinopiroxeno y ortopiroxeno con porcentajes de 9.72% y 3.94% respectivamente. La mayor parte de los clinopiroxenos son del tipo augita y en menor proporción tipo diópsido; presentan colores de interferencia de tercer orden, pleocroísmo amarillo leve y macla simple (Figura 31).

Los ortopiroxenos son principalmente del tipo hiperstena, presentan colores de interferencia de primer a segundo orden, su pleocroísmo es incoloro y en pequeña proporción presentan macla de baveno. Ocasionalmente se observan fracturados y con inclusiones fluidas relleno las fracturas.

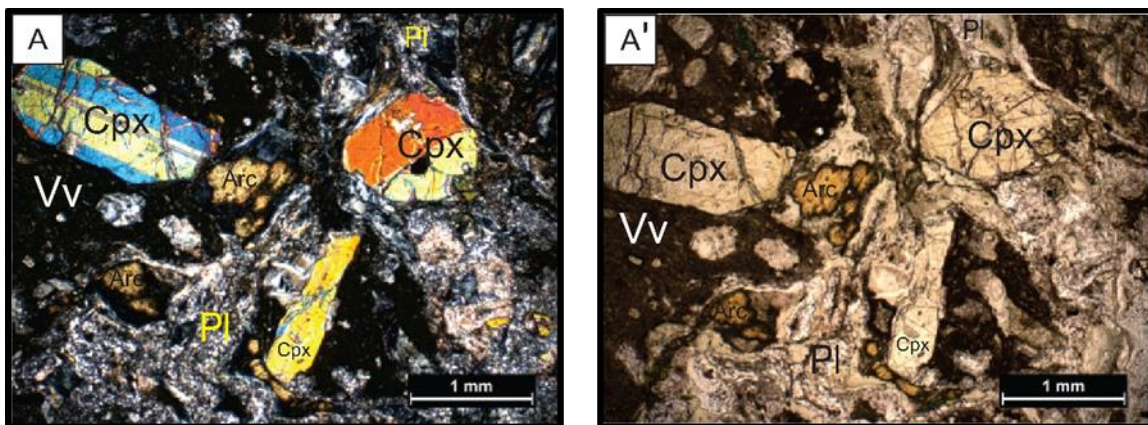


Figura 31 (A) Microfotografía representativa de Cpx algunos presentan macla simple, embebidos en una matriz de vidrio volcánico, en nicoles cruzados, sección AP-109, (A') Microfotografía representativa de Cpx algunos presentan macla simple, embebidos en una matriz de vidrio volcánico, en nicoles paralelos, sección AP-109.

7.4.6 Opacos. Los opacos conforman el 2.23% del total de los componentes tomados en cuenta en el conteo de las 15 secciones delgadas. Presentan formas subhedrales principalmente y euhedrales, generalmente tienen tamaño ceniza muy fina a extremadamente fina, también se encuentran tamaño ceniza gruesa, y se distinguen por tener un color oscuro en nicoles paralelos y totalmente extintos en nicoles cruzados.

7.4.7 Óxidos. Los óxidos conforman el 1.14% del total de los componentes considerados en el conteo de láminas. Presentan formas subhedrales, tamaño ceniza extremadamente fina, color pardo oscuro en nicoles paralelos y totalmente extinto en nicoles cruzados.

7.4.8 Calcita. La calcita conforma el 0.66% del total de los componentes contados. Presentan formas subhedrales generalmente, tamaños desde ceniza muy gruesa a fina, relieve medio, incoloro, colores de interferencia de cuarto orden. Presenta macla lamelar. Cabe mencionar la presencia de este mineral en algunas venas, la cual no se consideró en los porcentajes debido a su carácter post depositacional (Figura 32).

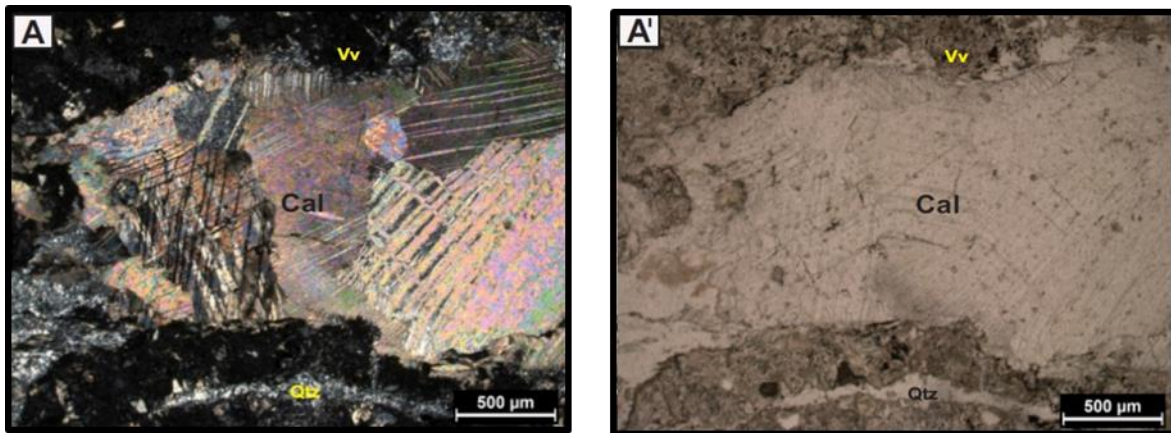


Figura 32 (A) Microfotografía representativa de Cal presentando maclado lamelar en nicoles cruzados, sección AP-126, (A') Microfotografía representativa de Cal presentando maclado lamelar en nicoles paralelos, sección AP-126.

7.4.9 Epidota. La Epidota conforman el 0.66% del total de los componentes contados. Presentan formas variadas como alargadas, prismáticas o fibrosas con caras poco definidas de tipo subhedral y algunas amorfas, producto de la alteración de otros minerales. En general tienen un relieve

medio, los tamaños son variables van desde ceniza fina a extremadamente fina, los colores de interferencia son variados y altos, del tipo tercer orden variando en el mineral con tonalidades anaranjadas, rosas, azules y verdes. Se resalta la cantidad considerable de epidota en venas post depositacionales, por lo cual no se tuvo en cuenta para este conteo (Figura 33).

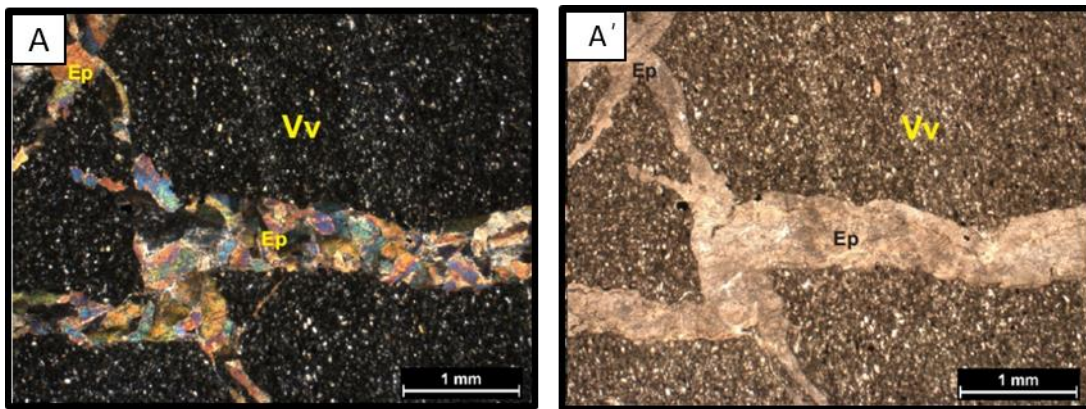


Figura 33 (A) Microfotografía de una vena de Ep embebida en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado en nicols cruzados, sección AP-127, (A') Microfotografía de una vena de Ep embebida en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado, en nicols paralelos, sección AP-127.

7.5 Análisis de difracción de rayos x (DRX) en arcillas

A continuación, se exhibe la interpretación de los difractogramas para las muestras seleccionadas y las abreviaturas de las arcillas presentes (Tabla 7)

Tabla 7
Abreviatura de minerales arcillosos, tomado de SCMR (2007)

Mineral	Abreviatura
Clorita	Chl
Caolinita	Kln
Illita	Ill

7.5.1 Muestra AP-105

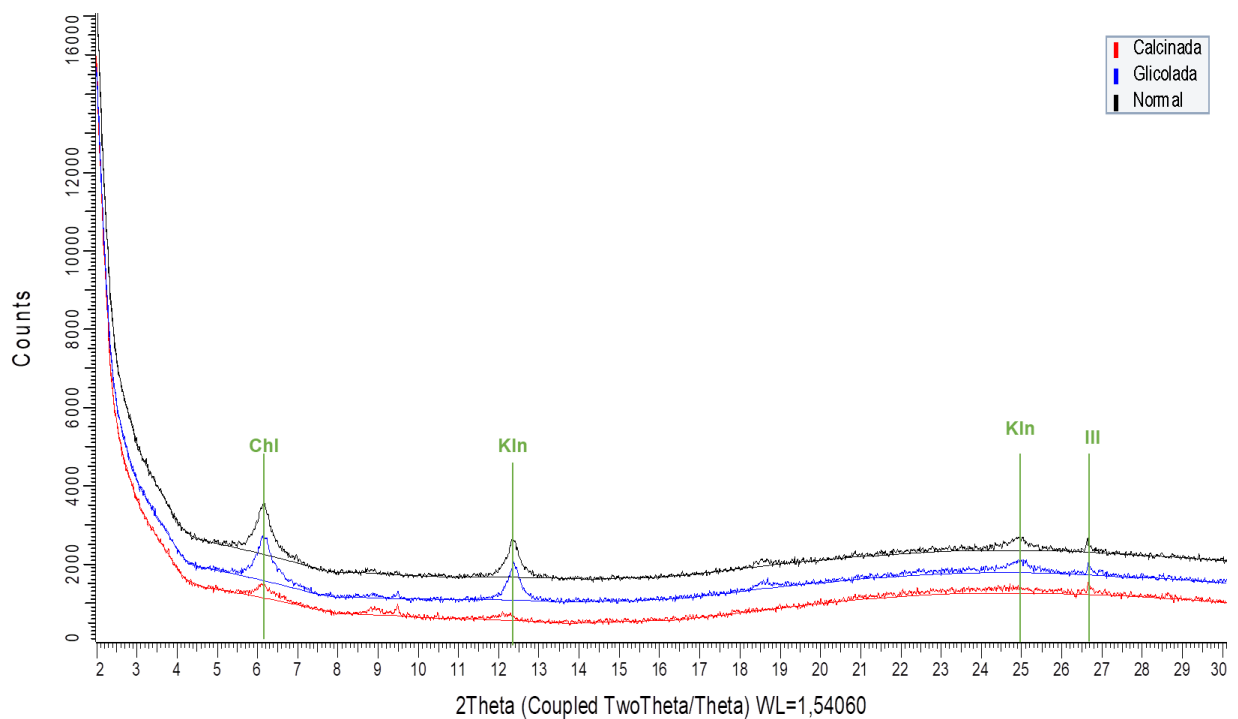


Figura 34 Difractograma resultante para la muestra AP-105, visualizado en el programa DIFRAG.EVA.

7.5.2 Muestra AP-111-A

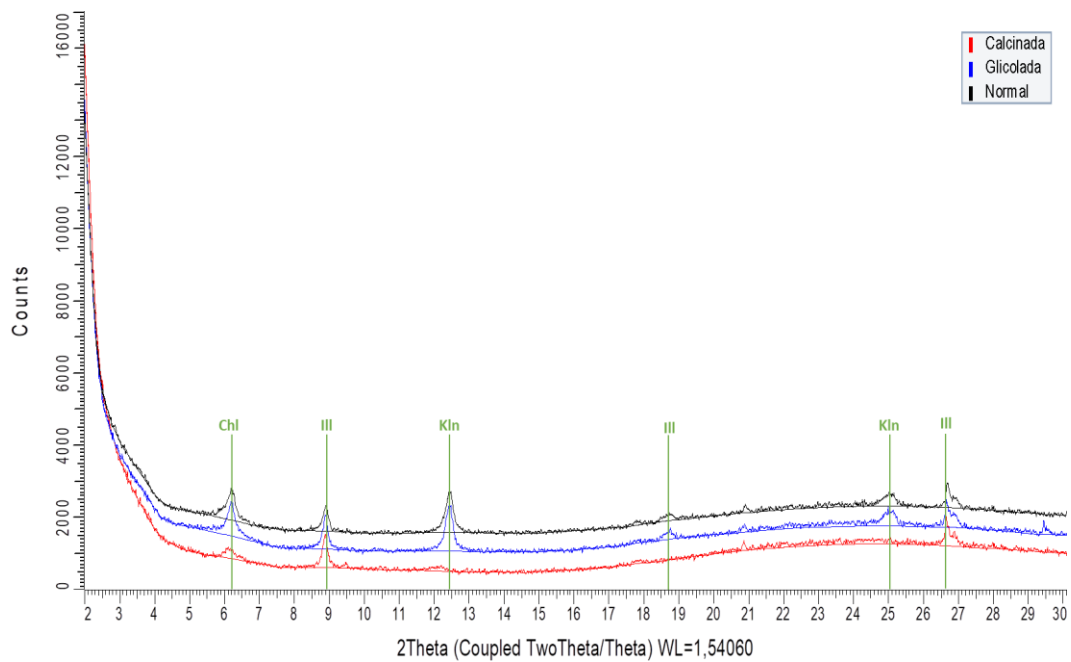


Figura 35 Difractograma resultante para la muestra AP-111-A, visualizado en el programa DIFRAG.EVA

7.5.3 Muestra AP-115

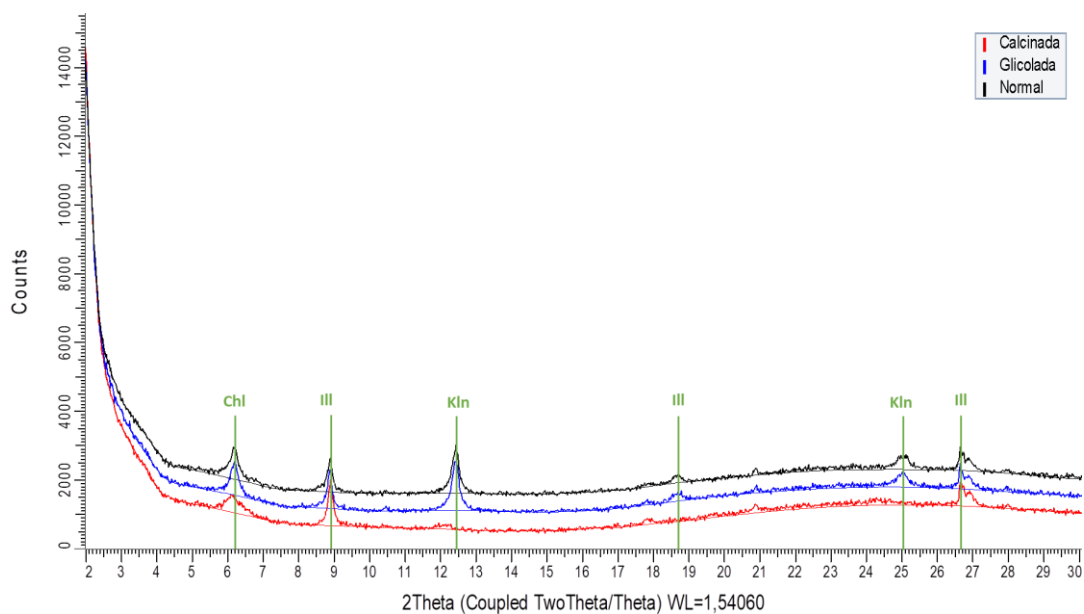


Figura 36 Difractograma resultante para la muestra AP-115, visualizado en el programa DIFRAG.EVA.

7.5.4 Muestra AP-122

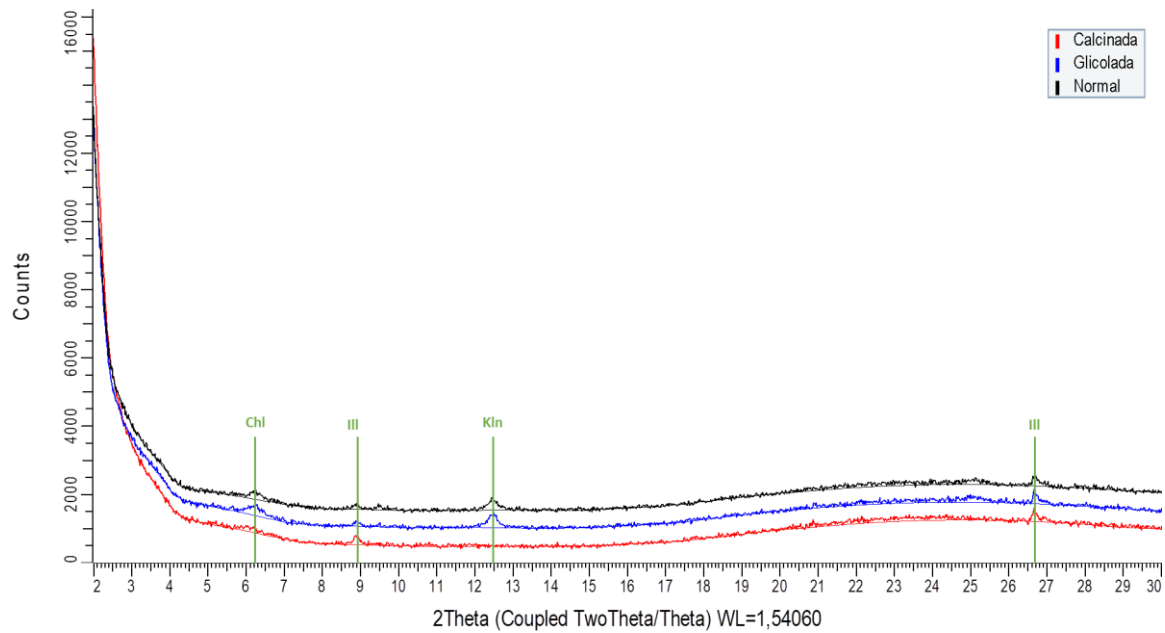


Figura 37 Difractograma resultante para la muestra AP-122, visualizado en el programa DIFRAG.EVA.

7.5.5 Muestra AP-128

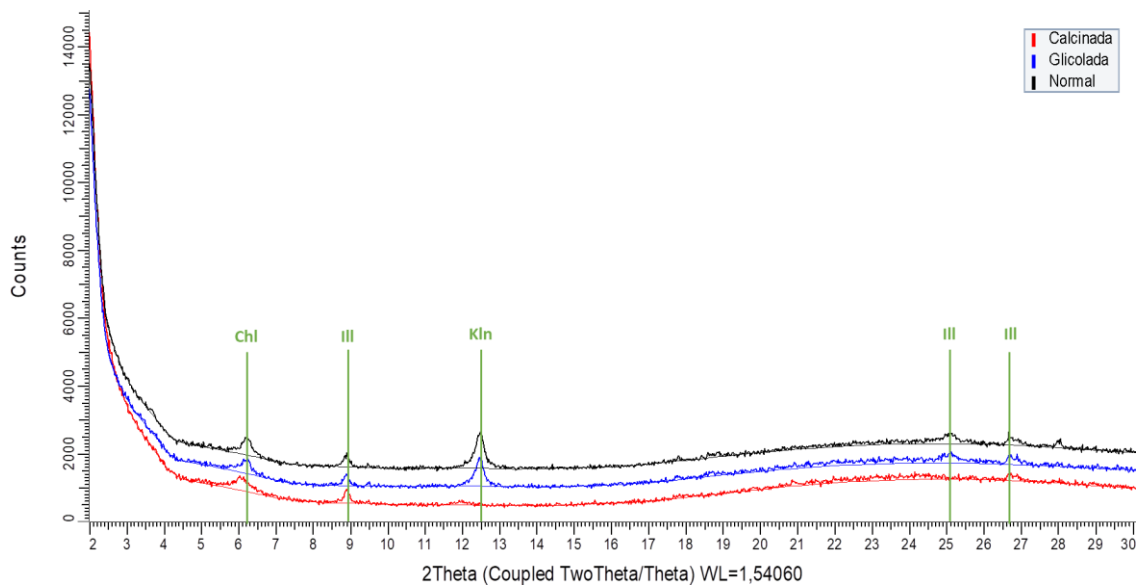


Figura 38 Difractograma resultante para la muestra AP-128, visualizado en el programa DIFRAG.EVA.

7.6 Discusión de facies

En el área de estudio se levantó una columna estratigráfica donde se observaron litologías volcanoclásticas y en menor proporción sedimentarias. Las volcanoclásticas se clasificaron en tres facies macroscópicas: Brechas macizas oligomícticas (Br_m), con un espesor mínimo de 40 cm hasta un espesor máximo de 7.5 m, Tobas vítreas macizas (T_m), con un espesor mínimo de 17 cm y un espesor máximo de 3.3 m y Tobas vítreas laminadas (T_l), con un espesor mínimo de 20 cm y un espesor máximo de 3.4 m. La facies sedimentaria se clasificó como Chert (Ch) con un espesor mínimo de 5 cm y un espesor máximo de 75 cm. En este trabajo de investigación se hace una comparación de espesores en estas litologías con los estudios realizados en *el Caribbean plateau* por Buchs *et al.*, (2018) y en el *Ontong Java Plateau* por Babbs (1997) (Tabla 8).

Tabla 8

Comparación de espesores de las litologías del área de estudio con las encontradas por Buchs *et al.*, (2018) en el *Caribbean plateau* y Babbs (1997) en el *Ontong Java plateau*.

Litologías				
	Brechas	Tobas vítreas macizas	Tobas vítreas Laminadas	Chert
El presente trabajo	espesor mínimo de 40 cm y un espesor máximo de 7.5 m	espesor mínimo de 17 cm y un espesor máximo de 3.3 m	espesor mínimo de 20 cm y un espesor máximo de 3.4 m	espesor mínimo de 5 cm y un espesor máximo de 75 cm
Buchs <i>et al.</i> , (2018)	espesores de aproximadamente 3 m	espesor de 1.5 m	*****	*****
Babbs, (1997)	****	****	*****	capas de 1-2 cm

Debido a la similitud entre los espesores para algunas litologías e incorporando los espesores para la facies de Tobas vítreas laminadas, se propone que estas secuencias se formaron en condiciones similares a las estudiadas por Buchs *et al.*, (2018) y Babbs (1997).

7.7 Discusión litológica

Tras el análisis petrográfico se clasificaron las rocas volcanoclásticas en cuatro facies microscópicas: Brechas macizas oligomíticas (Br_m), Tobas vítreas macizas (T_m), Tobas vítreas laminadas (T_l) y Tobas cristalinas (T_c). Estas facies se caracterizan por presentar generalmente microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos, ortopiroxenos, cuarzo y arcillas embebidos en una matriz de vidrio volcánico el cual se encuentra parcialmente alterado. Los resultados de la difracción de rayos-x (DRX) arrojaron la presencia de arcillas como clorita producto de alteración de minerales fuente ferromagnesianos como los piroxenos (Dana & Hurlbut, 1948), caolinita cuyos minerales fuente son los feldespatos que se alteran producto de la meteorización (Dana & Hurlbut, 1948) y el vidrio volcánico, e Illita resultante de la alteración de feldespatos y vidrio volcánico. Además, se observaron venillas post – depositacionales de epidota de alteración como producto de la interacción de fluidos con piroxenos, venillas post- depositacionales de calcita relacionadas a fluidos que afectan las plagioclasas y venillas post- depositacionales de cuarzo resultantes de fluidos ricos en sílice.

Para esta zona se han realizado tres estudios, Ossa & Pardo (1989), Estrada *et al.*, (2001) y Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo (2003). Ossa & Pardo (1989) reportan dos litologías principales, una parte sedimentaria y otra de rocas efusivas, piroclásticas estratificadas, litologías en las que se enfoca este trabajo y se caracterizan por ser tobas básicas de color verde claro, tamaño arena gruesa hasta criptocristalina, poseen una laminación plano paralela, compuestas

por cristales de plagioclasas cálcicas y clinopiroxenos en una matriz criptocristalina posiblemente conformada por vidrio con presencia de foraminíferos y radiolarios. Estas tobas se encuentran interestratificadas con lutitas silíceas y chert, también se encuentran tobas lapilli de color verde que ocasionalmente están intercaladas con las tobas básicas, microscópicamente compuestas por fragmentos de rocas ígneas porfídicas con fenocristales de plagioclasas cálcicas y clinopiroxenos donde no se observa la matriz, brechas y aglomerados los cuales poseen fragmentos de hasta 70 cm.

Estrada *et al.*, (2001) en la plancha 205 Chinchiná, definen la franja occidental de la Formación Barroso como una mezcla entre tobas de color gris verdoso compuesta por cristales de piroxeno, plagioclasa y cuarzo en una matriz afanítica holocristalina a hipocristalina. Estas tobas están divididas en vítreas con desvitrificación y cristalinas, compuestas por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno, además se encuentran litologías como aglomerados, basaltos masivos grises con cristales de plagioclasa cálcica y piroxenos, diabasas, sedimentos silíceos y rocas piroclásticas.

Moreno –Sanchez & Pardo- Trujillo (2003) describen la zona como una asociación tectónica de lavas basálticas, rocas volcanosedimentarias y sucesiones sedimentarias. Litológicamente las rocas volcanosedimentarias están compuestas por basaltos masivos, *pillows* tobas vítreas cristalinas, rocas lapilli, brechas y aglomerados los cuales se encuentran intercalados con shales silíceos, cherts, areniscas y conglomerados.

Hacia el norte de Antioquia, afloran también litologías de la Formación Barroso como las definidas por Zapata-Villada *et al.*, (2017) y Buchs *et al.*, (2018). Para Zapata-Villada *et al.*, (2017) cercanas al sistema de fallas Cauca-Romeral se presentan litologías de afinidad oceánica, compuestas por basaltos, sedimentos con carácter siliciclástico y químico, rocas piroclásticas (Álvarez & González, 1978) donde estas se encuentran hacia el tope como una secuencia sub-

aérea de rocas piroclásticas con lapilli acrecional (McPhie *et al.*, 1993), tobas y brechas piroclásticas (Zapata-Villada *et al.*, 2017). Por su parte Buchs *et al.*, (2018) describe una secuencia oceánica a 30 km al occidente de Medellín litológicamente compuesta por tobas con acreción de lapilli a tobas finas intercaladas con brechas volcanoclásticas.

En el sur de Colombia, específicamente en el Valle del Cauca, también afloran litologías de afinidad oceánica las cuales han sido descritas en menor cantidad que en la región Norte de la Cordillera Occidental. Están compuestas litológicamente por basaltos, sedimentos siliciclásticos y rocas piroclásticas definidas como el Grupo Diabásico (Barrero, 1979) o Formación Volcánica (Aspden, 1984).

En el área de estudio se describe una facies microscópica de brechas y tres facies microscópicas de Tobas las cuales, según sus características petrográficas, contenido de vidrio volcánico y forma de los cristales, ratifican su clasificación como Tobas. Las cuatro facies se relacionan con algunas litologías reportadas por Ossa & Pardo (1989), Estrada *et al.*, (2001) y Moreno-Sanchez, Pardo-Trujillo (2003). Este trabajo de investigación complementa las características composicionales a través del análisis por difracción de rayos -x (DRX) para arcillas.

7.8 Discusión Ambiente Energético

Con el objetivo de inferir la energía de los ambientes de depositación de algunas rocas volcanosedimentarias reportadas aquí, se realizó una comparación con sus paralelos en rocas silicilásticas, según granulometría. Las tobas de cenizas finas a muy finas con laminación plana paralela, reportadas por primera vez en el presente trabajo, se comparan con lodolitas laminadas, las cuales corresponden a ambientes de baja energía. De esta forma se infiere que dichas tobas representan diferentes oleadas piroclásticas asociadas a procesos volcánicos (Combina & Nullo,

2000). Por otra parte, las brechas están asociadas a un ambiente de alta energía evidenciado en el tamaño de sus clastos, un ϕ mínimo de 8 cm y ϕ máximo de 50 cm para este trabajo, sin embargo, la forma de sus clastos, entre angulares y subangulares, indican un corto transporte desde su fuente al depósito. Además, en el segmento A, la gradación normal de las brechas evidencia la disminución de energía asociada a procesos de suspensión por corrientes de turbidez.

7.9 Discusión de Ambiente Geodinámico

Teniendo en cuenta la energía del ambiente, la estratigrafía, el análisis petrográfico y estudios geoquímicos, se han planteado varios ambientes de generación para la Formación Barroso, para algunos autores esta formación es de afinidad de *plateau* oceánico (Kerr *et al.*, 1997 , 2003; Villagómez 2010; Villada-Zapata,2017; Busch *et al.*, 2018), mientras que para otros las rocas volcánicas de Barroso pueden incluir elementos tanto de *plateau*, MORB y de arco de isla, evidenciando una sobreposición de ambientes tectónicos o simplemente representando elementos estructuralmente contrastantes (Toussaint y Restrepo, 1976; Álvarez & González, 1978;Parra, 1978; González, 2001; Villagómez, 2010; Rodríguez y Arango, 2013).

Para el área estudiada Ossa & Pardo (1989) sugieren un ambiente de tipo arcos de islas o vulcanismo intra placa, Estrada *et al.*, (2001) proponen que las litologías de la franja occidental son más afines a un ambiente de tipo arco de isla y Moreno –Sanchez & Pardo- Trujillo (2003) interpretan un ambiente de depósitos de flujos de masa y corrientes turbidíticas asociados a montes volcánicos submarinos.

A partir de los resultados obtenidos en este trabajo y teniendo como base el esquema de colisión de *plateaus* contra el margen continental (Figura 3) propuesto por Kerr (2014), se propone un ambiente geodinámico cuya primera fase consiste en el engrosamiento de la corteza oceánica en

el cretácico superior (~90 Ma) generando el *plateau* del caribe, caracterizado por los basaltos de la Formación Barroso, el cual está sometido a un proceso de subducción contra la margen izquierda de la corteza continental suramericana (Figura 39A). En el segundo estado se observa el *plateau* oceánico acrecionado a la corteza continental, generando resistencia a la subducción primaria y dando origen a una nueva zona de subducción (Figura 39B). Como tercer estado se da un magmatismo producto de la nueva zona de subducción, originando volcanes o fumarolas submarinas, donde las partículas más finas se transportan por un medio subaéreo y se depositan en las zonas más profundas dando lugar a las tobas, clasificadas composicionalmente como dacíticas y andesíticas y emisiones volcánicas subaéreas consecutivas, el chert se genera por precipitación de sílice a profundidades en un medio anóxico (Ossa & Pardo, 1989), generando intercalaciones entre estas dos litologías (Figura 39C). Finalmente, como cuarto estado se proponen dos posibles procesos para el origen de las brechas, el primero como resultado de *slumps* en el intervalo de plataforma-talud y el segundo como resultado de canales de turbidez que ocurren en el rango plataforma- talud (Figura 40).

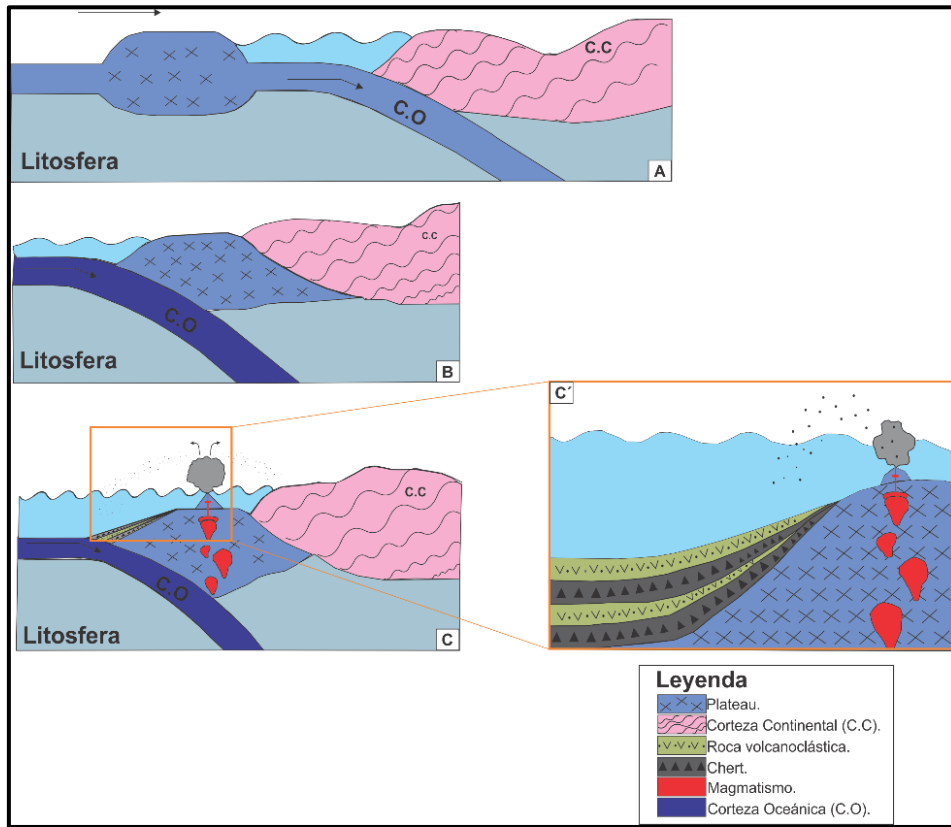


Figura 39 Modelo evolutivo. (A) Primera fase, (B) segunda fase, (C) tercera fase, (C') acercamiento en la zona de interés, Basado en el modelo de Kerr & Mahoney (2007).

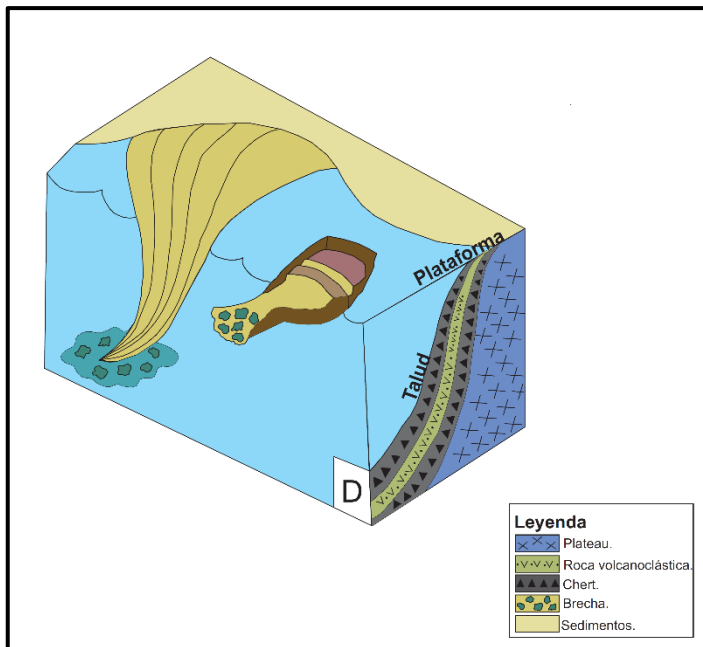


Figura 40 .(D) Bloque-diagrama donde se indica el origen de las brechas volcánicas.

8. Conclusiones

La secuencia estudiada presenta 61.5 m de espesor y está conformada por brecha, tobas y chert, donde las brechas están hacia la base de la columna y las intercalaciones de tobas y chert se encuentran suprayaciendo en contacto neto a las brechas. Se identificaron cinco facies, cuatro de ellas volcanoclásticas: Brechas macizas oligomíticas (Br_m) con matriz de tamaños de grano ceniza extremadamente fina a lapilli fino, Tobas vítreas macizas (T_m) con tamaños de grano ceniza fina a ceniza media, Tobas vítreas laminadas (T_l) con tamaños de grano ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa, Tobas cristalinas (T_c) con tamaños de grano ceniza extremadamente fina a ceniza gruesa y una sedimentaria tipo Chert (Ch). Las facies de tobas vitras laminadas indican diferentes oleadas piroclásticas

En el análisis petrográfico para las muestras (AP-,105,AP-107-A, AP-109, AP-111-A-AP-112,AP-113-A, AP-115, AP-116, AP-119, AP-122, AP-123, AP-126, AP-127, AP-128 y AP-250) se definieron 4 facies microscópicas volcanoclásticas: Brechas macizas oligomíticas (Br_m), Tobas vítreas macizas (T_m), Tobas vítreas laminadas (T_l), Tobas cristalinas (T_c). En general estas facies reflejan una composición caracterizada por microlitos de plagioclasa, clinoperoxenos, ortopiroxenos, cuarzo y arcillas embebidos en una matriz de vidrio volcánico parcialmente alterado.

Los resultados cualitativos de difracción de rayos -x para arcillas en las muestras AP-105, AP-111-A, AP115, AP-122 y AP-128 evidenciaron la presencia de clorita (Chl) como producto de

alteración de los piroxenos, caolinita (Kln) resultado de la alteración de plagioclasas y vidrio volcánico e Illita (Ill) producto de la alteración de feldespatos y vidrio volcánico.

Se reitera la presencia de las litologías volcanoclásticas brechas, tobas macizas y laminadas y la litología sedimentaria chert mencionadas en los trabajos de Ossa & Pardo (1989), Estrada *et al.*, (2001) y Moreno-Sanchez, Pardo-Trujillo (2003)

Estas secuencias pueden compararse con las descritas en el sector de Altamira (departamento de Antioquia), donde se han realizado análisis geoquímicos y geocronológicos que han permitido relacionarlos a ambientes de *plateau* oceánico asociado a un vulcanismo subaéreo resultante de una segunda zona de subducción tras la acreción del *plateau* al margen occidental de Suramérica.

9. Recomendaciones

Realizar estudios geológicos en la zona sur de la Formación Barroso, para complementar las variaciones laterales que se presentan en las facies con el objetivo de reafirmar la propuesta del ambiente tectónico.

Desarrollar análisis geoquímicos de tierras raras (REE) con el fin de verificar el ambiente geodinámico de las litologías aflorantes.

Realizar Geocronología U-Pb en circón para las tobas vítreas cristalinas, con el objetivo de contextualizar el área a través del tiempo geológico.

Llevar a cabo estudios estructurales detallados con el propósito de comprender la actividad tectónica que afecta las rocas volcanoclásticas y silíceas aflorantes de la Formación Barroso en esta zona.

Referencias bibliográficas

- Aguirre, L. (1989). Metamorfismo pre - orogénico cretácico y marco geotectónico Cordillera Occidental (Perfil Buga - Buenaventura). *Rev. Geol. Chile*, 16(2): 123-143. Santiago de Chile.
- Álvarez, J., & González, H. (1978). Geología y geoquímica del Cuadrángulo I7, Urao Informe 1761. *INGEOMINAS*: Medellín.
- Álvarez, J. (1983). Geología de la cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenozoicos. *Boletín geológico INGEOMINAS, Volumen 26 No 2*, 1-175.
- Aspden, J. A. (1984). The geology of the Western Cordillera, Department of Valle, Colombia (sheets 261, 278, 280 and 299). *Cali: INGEOMINAS–Mission British (British Geological Survey)*.
- Barrero, D. (1979). Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. *INGEOMINAS, Publ. Geol. Esp.*, 4: 1- 75. Bogotá.
- Babbs, T.L. (1997). Geochemical and Petrological Investigations of the Deeper Portions of the Ontong Java Plateau: Maliata, Solomon Islands. PhD Thesis, University of Leicester.

- Baum, W., & Geebel, V.W. (1980). Investigations on metallogeny, calc-alkaline magmatism, and related tectonism in a continental margin province, Western Cordillera of Colombia, South America. *Proceedings, V Quadrennial lagod Symposium, Stuttgart*, 591-605.
- Benítez, S. (1995). *Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire* (Doctoral dissertation, Université Joseph-Fourier-Grenoble I).
- Boggs Jr, S., & Boggs, S. (2009). *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge University Press.
- Bourgeois, J.; Toussaint, J.; González, H.; Orrego, A.; Azema, J.; Calle, B.; Desmet, A.; Murcia, A.; Alvarado, P.; Parra, E.; Tourmon, I. (1985). Les ophiolites des Andes de Colombia. Evolution structural et signification geodinamic. En: Mascle, A. (ed), *Geodinamic des Caraïbbes, Symposium*, :475-493. París
- Branney, M. & Kokelaar. P. (2003). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. - *Geol. Soc. London, Memoirs*, 27: 1-143.
- Buchs, D., Kerr, A, Brims, J., Zapata-Villada, J, Correa-Restrepo, T., & Rodríguez, G. (2018). Evidence for subaerial development of the Caribbean oceanic plateau in the Late Cretaceous and palaeo-environmental implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 499, 62–73.
- Cediel, F., & Shaw, R. P. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. *AAPG Memoir*, 79, 815–848.

- Calle, B., González, H., (1980). Geología y geoquímica de la Plancha 166, Jericó. *INGEOMINAS*, Informe 1822, 245 p. Medellín,
- Coffin, M., Eldholm, O. (1992). Volcanism and continental break-up: A global compilation of large igneous provinces. In: Storey BC, Alabaster T, and Pankhurst RJ (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Breakup*, *Geological Society Special Publication* 68, pp. 17–30. London: Geological Society of London.
- Combina, A; & Nullo, F. (2000). La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo neógeno, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3), 201-210.
- Compton, R. (1985). *Geology in the Field*, John Wiley & Sons, New York, 398 pages.
- Dana, J., & Hurlbut, C. (1948). *Dana's manual of mineralogy*. J. Wiley & Sons, Incorporated.
- Donnelly, TW. (1973). Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood basalt province of vast size. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union* 54: 1004.
- Duncan, R., Hargraves, R. (1984). Plate tectonics evolution of the Caribbean Region in the mantle reference frame. In: Bonini, W. E., Hargraves, R.B & Shagam, R. (eds) *The Caribbean South America Plate Boundary and Regional Tectonics*. *Geological Society of America Memoir* 162, 81-93.

- Duque-Caro, H. (1975). Los foraminíferos planctónicos y el Terciario de Colombia. *Revista Española de Micropaleontología*, 7(3), 403-427.
- Edgar, N., Ewing, J., Hennion, J. (1971). Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 55: 833–870.
- Escuder-Virueite, J., Perez-Estaun, A., Contreras F., et al. (2007). Plume mantle source heterogeneity through time: Insights from the Duarte Complex, Hispaniola, northeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research* 112: B04203. *Española de Micropaleontol* 7 (3): 403-427.
- Etayo, F. (1980). Mid-Albian Ammonites from Northern Western Cordillera, Colombia, *Geología Norandina* 2: 25-30.
- Frey, F., Coffin, M., Wallace, P., et al. (2000). Origin and evolution of a submarine large igneous province: The Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 176: 73–89.
- Gerard, J., Bromley, R. (2008). Ichnofabrics in clastic sediments: applications to sedimentological core studies (p. 97). Madrid: J. Gerard.

- Gladchenko, T., Coffin, M., and Eldholm, O. (1997). Crustal structure of the Ontong Java Plateau: Modeling of new gravity and existing seismic data. *Journal of Geophysical Research* 102: 22711–22729.
- Gómez, J., Nivia, Á., Montes, N., Almanza, M., Alcárcel, F., & Madrid, C. (2015). *Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015*.
- González, H. (2001). Mapa geológico del departamento de Antioquia, Escala 1:400.000. Memoria explicativa. *INGEOMINAS*, Medellín.
- González, H., & Londoño, A. (2003). Geología de las planchas 129 Cañasgordas y 145 Urrao. *INGEOMINAS*, Bogotá.
- Grösser, J. (1989). Geotectonic evolution of the western Cordillera of Colombia: new aspect
- Hastie AR, Kerr AC, Mitchell SF, and Millar IL (2008) Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous oceanic plateau lavas in eastern Jamaica. *Lithos* 101: 323–343.
- Herzberg, C., and O'Hara, M. (2002). Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age. *Journal of Petrology* 43: 1857–1883.
- Herzberg, C. (2004). Partial melting below the Ontong Java Plateau. In: Fitton JG, Mahoney JJ, Wallace PJ, and Saunders AD (eds.) *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau*, *Geological Society Special Publication* 229, pp. 179–184. London: Geological Society of London.

- Herzberg, C., Asimow, P., Arndt, N., et al. (2007). Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8(2): Q02006.
- Hill, R. I. (1993). Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos* 30, 193-206.
- Hofmann, C. (1983). *Petrographische Untersuchungen an Gesteinsn des sogenannten Basic Igneous Complex (Oberkreide) der Profile Buga-Buenaventura and Cali-Buenaventura/ West- Kordillere von Kolumbien*. Unpublished thesis, University of Tübingen, FRG. 153 p.
- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J., & Sares, S. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 103-116.
- Ingle, S., Weis, D., Scoates, J., Frey, F. (2002). Relationship between the early Kerguelen plume and continental flood basalts of the paleo-Eastern Gondwanan margins. *Earth and Planetary Science Letters* 197: 35–50.
- Ingle, S., Scoates, J., Weis, D., Brugmann, G., and Kent, R. (2004). Origin of Cretaceous continental tholeiites in southwestern Australia and eastern India: Insights from Hf and Os isotopes. *Chemical Geology* 209: 83–106.

- Jicha, B., & Jagoutz, O. (2015). Magma production rates for intraoceanic arcs. *Elements*, 11(2), 105-111.
- Kent, R., Saunders, A., Kempton, P., and Ghose, N. (1997). Rajmahal basalts, eastern India: Mantle sources and melt distribution at a volcanic rifted margin. In: Mahoney JJ and Coffin M (eds.) Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. *Geophysical Monograph Series*, vol. 100, pp. 144–182. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Kerr, A., Marriner, G., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A., Thirlwall, M., & Sinton, C. (1997). Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38(6), 677–702.
- Kerr, A., Tarney, J., Marriner, G., Nivia, A., and Saunders, A. (1997b). The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. In: Mahoney JJ and Coffin M (eds.) Large Igneous Provinces: Continental, *Oceanic and Planetary Flood Volcanism*. *Geophysical Monograph Series*, vol. 100, pp. 45–93. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Kerr, A., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G., and Saunders, A. (1998). The internal structure of oceanic plateaus: Inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics* 292: 173–188.

Kerr, A., White, R., Thompson, P., Tarney, J., and Saunders, A. (2003). No oceanic plateau – No Caribbean plate? The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean plate evolution. In: Bartolini C, Buffler RT, and Blickwede J (eds.) *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics AAPG Memoir 79*: pp. 126–168. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists.

Kerr, A., & Mahoney, J. (2007). Oceanic plateaus: Problematic plumes, potential paradigms. *Chemical Geology* 241: 332–353.

Kerr, A. C. (2014). Oceanic Plateaus. *Treatise on Geochemistry: Second Edition (2nd ed., Vol. 4)*. Elsevier Ltd.

Kronke, L.W. (1974). Origin of continents through development and coalescence of oceanic flood basalt plateaus. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union* 55: 443.

Kuroda, J., Ogawa, N., Tanimizu, M., et al. (2007). Contemporaneous massive subaerial volcanism and late Cretaceous oceanic anoxic event 2. *Earth and Planetary Science Letters* 256: 211–223.

López-Ruiz, J., & Cebria, J. M. (2015). Volcanismo y Tectónica de placas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 12.

Mahoney, J., Jones, W., Frey, F., Salters, V., Pyle, D., and Davies, H. (1995) Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost

Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the Southeast Indian Ocean. *Chemical Geology* 120: 315–345.

Mahoney, J., Fitton, J., Wallace P., et al. (2001). Proceedings of the ODP, Initial Reports, vol. 192. College Station, TX: Ocean Drilling Program.

McCourt, W., Aspden, J., & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 831-845.

McKenzie, D., and Bickle, M. (1988). The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology* 29: 625–679.

McPhie, J., Doyle, M.G. & Allen, R.L. (1993): Volcanic Textures-196 págs. CODES, Univer. Tasmania, Hobart.

Mejía, N., M. & Salazar, S. (1989). Geología de la Plancha 114 (Dabeiba) y parte W de la 115 (Toledo) Escala 1:100,000. Memoria explicativa. Ingeominas. Medellín. Col. Geol., 1:63-79.

Millward, D., Marriner, G., & Saunders, A. (1984). Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *Journal of the Geological Society, London* 141, 847-860.

- Moreno-Sanchez, M., & Pardo-Trujillo, A. (2003). the Evolution of the Caribbean Plate. *AAPG Memoir*, 79 (December), 891–924.
- Morgan, W.J. (1981) Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. In: Emiliani C (ed.) *The Oceanic Lithosphere*, pp. 443–487. New York: Wiley-Interscience.
- Munsell, A. (2009). Geological Rock-Color. *Geological Society of America (GSA)*.
- Murcia, H., Borrero, C., Pardo, N., Alvarado, G., Arnosio, M., & Scolamacchia, T. (2013). Depósitos Volcanoclásticos: Términos Y Conceptos Para Una Clasificación En Español
Volcaniclastic Deposits: Terminology and Concepts for a Classification in Spanish. *Revista Geológica de América Central*, 48, 15–39.
- Neal, C., Mahoney, J., Kroenke, L., Duncan, R., and Petterson, M. (1997) The Ontong Java Plateau. In: Mahoney JJ and Coffin M (eds.) Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. *Geophysical Monograph Series*, vol. 100, pp. 183–216. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Nivia, Á. (1989). El Terreno Amaime - Volcánica, una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica. 5 Congr. Col. Geol., Mem., 1:1-30. Bucaramanga.
- Nivia, Á. (1997). Mapa Geológico del departamento del Valle, memoria explicativa. *INGEOMINAS*, informe interno (inédito), 111 p. Cali.

- OSSA, C., PARDO, A. (1989). Geología de los municipios de Apía (Risaralda) y Viterbo (Caldas) y su relación con las manifestaciones de manganeso presentes. Tesis Grado, U. Caldas, (inéd.), 117 p. Manizales.
- Paris, G., and Marin, P. (1979). Generalidades acerca de la geología del Departamento del Cauca. Instituto Nacional de Investigaciones geológicas Mineras, Bogotá, 38 pp.
- Parra, E. (1978). Estudio geológico de las rocas básicas y sedimentarias en Giraldo. *Antioquia. TDG. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.*
- Parra, E. (1983). Geología y geoquímica de la Plancha 223, El Cairo (Valle del Cauca). *INGEOMINAS, Informe 1914, 138 p. Medellín.*
- Petterson, M., Neal, C., Mahoney, J., et al. (1997). Structure and deformation of north and central Malaita, Solomon Islands: Tectonic implications for the Ontong Java Plateau Solomon arc collision, and for the fate of oceanic plateaus. *Tectonophysics* 283: 1–33.
- Pichler, H., Stibane, F.R. and Weyl, R. (1974). Basischer Magmatismus und Krustenbahn im südlichen Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador. *Neues Jahrb. Geol. Palaontol., Monatsh.*, 1974: 102-126.

- Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307(3–4), 235–254.
- Rodríguez, G., & Arango, M. I. (2013). Formación Barroso: Arco volcánico Toleítico y Diabasas de San José de Urama: Un prisma acrecionario T-Morb en el segmento norte de la Cordillera Occidental de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (33).
- Royer, J., and Coffin M. (1992). Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen Plateau region. In: Wise SW Jr., Julson AP, Schlich R, and Thomas E (eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results*, vol. 120, pp. 917–930. College Station, TX: Ocean Drilling Program, Texas A&M University.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9(1), 41-43.
- Sinton, C., and Duncan, R. (1997). Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary. *Economic Geology* 92: 836–842.
- Storey, M., Kent, R., Saunders, A. et al. (1992). Lower Cretaceous volcanic rocks on continental margins and their relationship to the Kerguelen Plateau. In: Wise SWJ and Schlich R, et al. (eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results*, vol. 120, pp. 33–53. College Station, TX: Ocean Drilling Program.

- Toussaint, J. F. (1996). Evolución Geológica de Colombia, Cretácico. *Universidad Nacional de Colombia*. Medellín, 142.
- Toussaint, J., & Restrepo, J. (1976). Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos. *Revista Boletín Ciencias de la Tierra*, 1, 1-47.
- Van Kranendonk, M. J., Smithies, R. H., Griffin, W. L., Huston, D. L., Hickman, A. H., Champion, D. C., ... Pirajno, F. (2015). Making it thick: a volcanic plateau origin of Palaeoarchean continental lithosphere of the Pilbara and Kaapvaal cratons. *Geological Society, London, Special Publications*, 389(1), 83–111.
- Villagómez, D. 2010. Thermochronology, geochronology and geochemistry of the Western and Central cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The tectonic evolution of NW South America. Ph.D. Thesis, Université de Genève. 142p.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3–4), 875–896.
- Villagómez, D., & Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous–Tertiary evolution of the northern Andes. *Lithos*, 160, 228-249.

- Weber, M., Gómez-Tapias, J., Cardona, A., Duarte, E., Pardo-Trujillo, A., and Valencia, V.A. (2015). Geochemistry of the Santa Fé Batholith and Buriticá Tonalite in NW Colombia - Evidence of subduction initiation beneath the Colombian Caribbean Plateau. *Journal of South America Earth Science*, 62: 257-274.
- Whattam, S., and Stern, R. (2015). Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics. *Gondwana Research*, 27(1): 38-63.
- Williams, H., Turner, F., Gilbert, C. (1968). Petrografía: introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas. *Compañía Editorial Continental*, México, 430 pp.
- Wooden, J., Czamanske, G., Fedorenko, V., et al. (1993). Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 3677-3704.
- Yasuhara, M., Tittensor, D., Hillebrand, H., & Worm, B. (2017). Combining marine macroecology and palaeoecology in understanding biodiversity: microfossils as a model. *Biological Reviews*, 92(1), 199-215.
- Zapata-Villada, J., Restrepo, J., Cardona-Molina, A., & Martens, U. (2017). Geoquímica y geocronología de las rocas volcánicas básicas y el Gabro de Altamira, Cordillera Occidental

(Colombia): Registro de ambientes de Plateau y arco oceánico superpuestos durante el Cretácico. *Boletín de Geología*, 39(2), 13-30.