

**ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y DE PROVENIENCIA DEL MIEMBRO SUPERIOR DE  
LA FORMACIÓN AMAGÁ EN LOS SECTORES DE LA PINTADA Y VALPARAISO  
(CUENCA AMAGÁ, ANDES NOROCCIDENTALES)**

**LILIANA ANDREA PÁEZ ACUÑA, Geóloga**

**Trabajo dirigido de grado**

**Directoras:**

**MARÍA ISABEL MARÍN CERÓN, PhD.**

**GLORIA MARÍA SIERRA LOPERA, Msc.**

**UNIVERSIDAD EAFIT**

**MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**2013**

**Nota de Aceptación**

---

---

---

**Presidente del Jurado**

---

**Jurado**

---

**Jurado**

---

**Medellín, Abril de 2013**

*A mi familia: Mis padres y hermanas,  
A mi abuelita Elida y Erika que me  
protegen desde el Cielo.*

# AGRADECIMIENTOS

Manifiesto mis sinceros agradecimientos:

A Dios por su fuerza espiritual.

A mi familia por su amor y apoyo incondicional.

A María Isabel Marín y Gloria Sierra por su asesoría, enseñanza y disposición en todo momento para la realización de este trabajo.

A Colciencias y Ecopetrol por el apoyo económico y logístico de esta investigación.

A Salomón por su enseñanza, colaboración y amistad.

A mis amigas Kate y July por su amistad y apoyo incondicional.

A mis amigos y compañeros de maestría Laura, Esteban y Adriana por todos los momentos compartidos.

A Wilton y María Isabel Acevedo por estar siempre dispuestos a colaborar con el préstamo del material de laboratorio.

A todos los docentes del Departamento de Geología de la Universidad EAFIT que de una u otra forma fueron partícipes en el desarrollo de este proyecto.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>CAPITULO 1 .....</b>	<b>4</b>
<b>GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO .....</b>	<b>4</b>
1.1 INTRODUCCIÓN .....	4
1.2 LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO.....	7
1.3 GENERALIDADES DEL ÁREA.....	8
1.4 OBJETIVOS.....	8
1.4.1 Objetivo General.....	8
1.4.2 Objetivos Específicos .....	9
1.5 ANTECEDENTES.....	9
1.6 JUSTIFICACIÓN.....	13
1.7 METODOLOGÍA.....	13
1.8 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	18
<b>CAPITULO 2 .....</b>	<b>22</b>
<b>ANÁLISIS FACIAL DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN AMAGÁ.....</b>	<b>22</b>
2.1 INTRODUCCIÓN .....	22
2.2 METODOLOGÍA.....	22
2.3 IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE FACIES.....	23
2.3.1 Facies de Gravas.....	29
2.3.1.1 Facies de Conglomerados con clastos imbricados (Cp).....	29
2.3.1.2 Facies de Conglomerados masivos (Cm).....	29
2.3.1.3 Facies de Areniscas conglomeráticas con estratificación plana paralela (Acp).....	30
2.3.2 Facies de Arenas.....	31
2.3.2.1 Facies de Areniscas con laminación plana paralela (Ap).....	31
2.3.2.2 Facies de Arenisca con laminación ondulada paralela (Ao).....	33
2.3.2.3 Facies de Arenisca con laminación cruzada en artesa a gran escala (Acag).....	34
2.3.2.4 Facies de Arenisca con laminación cruzada en artesa a pequeña escala (Acap).....	36
2.3.2.5 Facies de Areniscas masivas (Am).....	36
2.3.3 Facies de Limos .....	37
2.3.3.1 Facies de Limolitas con laminación plana paralela (Lp).....	37

2.3.3.2	Facies de Limolitas con alta bioturbación (Lbt) .....	41
2.3.3.3	Facies de Limolitas masivas (Lm) .....	42
2.4	IDENTIFICACIÓN DE ASOCIACIONES FACIALES.....	43
2.4.1	Canales Meándricos (CM) .....	44
2.4.2	Canales Trenzados (CT) .....	45
2.4.3	Crevasse (CR).....	45
2.4.4	Planicie de Inundación (PI).....	46
2.4.5	Planicie Deltáica (PD).....	47
2.5	IDENTIFICACIÓN DE AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN .....	48
<b>CAPITULO 3 .....</b>		<b>56</b>
<b>IDENTIFICACION Y ANÁLISIS DE PETROFACIES.....</b>		<b>56</b>
3.1	INTRODUCCIÓN .....	56
3.2	METODOLOGÍA.....	56
3.3	IDENTIFICACIÓN DE PETROFACIES EN EL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN AMAGÁ.....	57
3.3.1	Petrofacies 1: Wacas líticas.....	66
3.3.2	Petrofacies 2: Litoarenitas.....	75
3.3.3	Petrofacies 3: Litoarenitas feldespáticas.....	83
3.4	ANÁLISIS DE LAS PETROFACIES IDENTIFICADAS EN EL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN AMAGÁ.....	90
<b>CAPITULO 4 .....</b>		<b>91</b>
<b>ANÁLISIS DE MINERALES DENSOS E INTERPRETACIÓN DE ÁREA FUENTE .....</b>		<b>91</b>
4.1	INTRODUCCIÓN .....	91
4.2	METODOLOGÍA.....	92
4.3	SECCIÓN QUEBRADA PALMICHALA .....	97
4.3.1	Análisis de distribución de minerales densos .....	97
4.4	SECCIÓN QUEBRADA SABALETAS.....	102
4.4.1	Análisis de distribución de minerales densos .....	102
4.5	SECCIÓN QUEBRADA SBALETICAS .....	109
4.5.1	Análisis de distribución de minerales densos .....	109
4.6	INTERPRETACIÓN DE ÁREA FUENTE.....	118

<b>CAPITULO 5 .....</b>	<b>120</b>
<b>ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES .....</b>	<b>120</b>
5.1 INTRODUCCIÓN .....	120
5.2 METODOLOGÍA.....	120
5.3 DETERMINACIÓN DE PALEOCORRIENTES .....	123
<b>6. DISCUSIÓN.....</b>	<b>125</b>
6.1 INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN EN EL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN AMAGÁ .....	125
6.2 DETERMINACIÓN DE ÁREA FUENTE.....	128
6.3 EVENTOS DEFORMACIONALES DE ORIGEN TECTÓNICO QUE CONTORLARON LA DEPOSITACIÓN DEL MIEMBRO SUPERIOR.....	133
<b>7. CONCLUSIONES.....</b>	<b>138</b>
<b>8. RECOMENDACIONES.....</b>	<b>141</b>
<b>9. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....</b>	<b>142</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de localización del área de estudio.....	7
<b>Figura 2.</b> Esquema metodológico utilizado para el desarrollo del presente estudio.....	17
<b>Figura 3.</b> Marco geotectónico de los Andes Colombianos.....	19
<b>Figura 4.</b> Mapa geológico del área de estudio. ....	20
<b>Figura 5.</b> Mapa de localización de secciones estratigráficas. ....	23
<b>Figura 6.</b> Sección estratigráfica Quebrada Sabaleticas (La Pintada).....	26
<b>Figura 7.</b> Sección estratigráfica Quebrada Sabaletas (Valparaíso). ....	27
<b>Figura 8.</b> Sección estratigráfica Quebrada Palmichala (Valparaíso). ....	28
<b>Figura 9.</b> Capa tabular de conglomerados clasto-soportados con estratificación plana paralela (Cp), dentro de areniscas con laminación plana paralela (Ap).....	29
<b>Figura 10.</b> Lentes de conglomerados masivos clasto-soportados formados por flujos turbulentos..	30
<b>Figura 11.</b> Lente de arenisca conglomerática (Acp) de 20 cm de espesor en contacto irregular con areniscas de laminación plana paralela (Ap) hacia el techo. ....	31
<b>Figura 12.</b> Areniscas de grano medio con laminación plana paralela. ....	32
<b>Figura 13.</b> Areniscas con presencia de materia orgánica. ....	32
<b>Figura 14.</b> Clastos de lodolita elongados de 1 a 3 cm distribuidos aleatoriamente hacia la base de la Facies Ap.....	33
<b>Figura 15.</b> Nódulos de pirita de 1 cm de diámetro (indicados por las flechas) paralelos a la laminación ondulosa en areniscas de grano muy fino. ....	34
<b>Figura 16.</b> Nódulos de lodolita siderítica con diámetros de 30 a 50 cm dentro de areniscas de grano medio.. ....	34
<b>Figura 17.</b> Laminación cruzada en artesa a gran escala con <i>sets</i> curvados de 20 a 40 cm de espesor. ....	35
<b>Figura 18.</b> Areniscas de grano medio con laminación cruzada en artesa a gran escala formada por <i>sets</i> de 30 cm de espesor. ....	35

<b>Figura 19.</b> Laminación cruzada en artesa a pequeña escala formada por <i>sets</i> de 10 cm que migran en el sentido de la paleocorriente (P).....	36
<b>Figura 20.</b> Limolitas grises con laminación plana paralela (Lp) intercaladas con capas delgadas de arenisca de grano medio masivas (Am).....	37
<b>Figura 21.</b> Limolitas grises oscuras con laminación definida por el contenido de materia orgánica (Techo), en contacto irregular con la Facies Lbt (Base).....	38
<b>Figura 22.</b> Contenido fosilífero en la Facies Lp.....	38
<b>Figura 23.</b> Gasterópodos encontrados en la Formación Amagá. ....	39
<b>Figura 24.</b> Palinomorfos encontrados en la base de la Quebrada Sabaleticas. ....	40
<b>Figura 25.</b> Cutícula con su estructura interna preservada. ....	40
<b>Figura 26.</b> Facies de Limolitas bioturbadas (Lbt). ....	41
<b>Figura 27.</b> Facies de limolitas masivas (Lm).....	42
<b>Figura 28.</b> Acreción lateral de canales formados por areniscas con laminación cruzada a gran escala (Acag) y areniscas con laminación plana paralela (Ap) hacia la base, que indican la migración de “point bars” .....	44
<b>Figura 29.</b> Asociación facial de Canales Trenzados.....	45
<b>Figura 30.</b> Depósitos de Crevasse (CR) formados por areniscas de grano fino con laminación plana paralela (Ap) interestratificadas con laminas de limolitas (Lp). Se encuentran suprayacidos por depósitos de Planicie de inundación (PI). ....	46
<b>Figura 31.</b> Depósitos de Planicie de Inundación (PI) formados por limolitas grises y rojizas con laminación plana paralela (Lp). ....	47
<b>Figura 32.</b> Depósitos de Planicie Deltáica (PD) formados por limolitas masivas (Lm) de color gris y rojo con alta bioturbación y grietas de desecación. ....	48
<b>Figura 33.</b> Ambientes de depositación en el Miembro Superior de la Formación Amagá. ....	53
<b>Figura 34.</b> Ambientes de depositación en el Miembro Superior de la Formación Amagá. ....	54
<b>Figura 35.</b> Ambientes de depositación en el Miembro Superior de la Formación Amagá. ....	55
<b>Figura 36.</b> Petrofacies identificadas en la Sección Quebrada Sabaleticas. ....	63
<b>Figura 37.</b> Petrofacies identificadas en la Sección Quebrada Sabaletas. ....	64

<b>Figura 38.</b> Petrofacies identificadas en la Sección Quebrada Palmichala.....	65
<b>Figura 39.</b> Diagrama composicional de la Petrofacies 1 del Miembro Superior de la Formación Amagá (Secciones Q. Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala). .....	66
<b>Figura 40.</b> Muestra LP-019-1 (10X, NX). Contactos suturados (indicado por las flechas) en cuarzos monocristalinos (Qm) a causa de la disolución por presión. ....	67
<b>Figura 41.</b> Muestra LP-003-3 (10X, NX). Cuarzo (Qtz) monocristalino con microfractura y bordes con entrantes (indicados por las flechas) generados a partir de la disolución durante la diagénesis. 67	
<b>Figura 42.</b> Muestra LP-006-4 (10X, NX). Cuarzo policristalino (Qp) con bordes subangulares formado por cristales de cuarzo en contacto suturado. ....	68
<b>Figura 43.</b> Muestra LP-005-1 (10X, NX). Plagioclasa (Pl) fuertemente alterada a calcita (Ca). ....	68
<b>Figura 44.</b> Muestra LP-036-1 (10X, NX). Cristales subhedrales de plagioclasa (Pl) sin alteración en contacto puntual con cuarzo (Qtz).....	69
<b>Figura 45.</b> Muestra LP-020-1 (10X, NX). Granos subangulares de Feldespato potásico (Fk) fuertemente alterados a sericita y caolinita. ....	69
<b>Figura 46.</b> Granos líticos de cuarzoarenitas. ....	70
<b>Figura 47.</b> Clastos subangulares de lodolitas de color café oscuro.....	70
<b>Figura 48.</b> Líticos volcánicos (Lv) subangulares compuestos de andesitas porfídicas.....	71
<b>Figura 49.</b> Líticos metamórficos de forma angular y subangular. ....	71
<b>Figura 50.</b> Muestra LP-002-1 (10X, NX). Cemento compuesto de calcita y siderita en menor cantidad que desarrolla una textura poiquilotópica. ....	72
<b>Figura 51.</b> Cristales anhedrales de hornblenda (Hb). ....	73
<b>Figura 52.</b> Contenido de glauconita (Glt) en la matriz. ....	74
<b>Figura 53.</b> Muestras LP-036-1 y LP-034-1 (10X, NX). Granos subredondeados de glauconita que hacen parte del armazón de las rocas.....	74
<b>Figura 54.</b> Muestras LP-019-1 y LP-002-2 (10X, NX). Láminas irregulares de materia orgánica que rodean los clastos del armazón. ....	75
<b>Figura 55.</b> Diagrama composicional de la Petrofacies 2 del Miembro Superior de la Formación Amagá (Secciones Q. Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala). ....	75
<b>Figura 56.</b> Granos subangulares de cuarzo monocristalino en litoarenitas. ....	76

<b>Figura 57.</b> Granos subangulares de cuarzo policristalino (Qp) en litoarenitas.....	76
<b>Figura 58.</b> Muestras LP-023-1 y LP-025-3 (10X, NX). Cristales subhedrales de plagioclasa moderadamente alterados a sericita en litoarenitas. ....	77
<b>Figura 59.</b> Muestras LP-025-2 y LP-033-1 (10X, NX). Cristales subhedrales de plagioclasa sin ningún tipo de alteración en litoarenitas. ....	77
<b>Figura 60.</b> Granos subangulares de feldespato potásico (Fk) en litoarenitas. ....	78
<b>Figura 61.</b> Líticos sedimentarios en litoarenitas. ....	78
<b>Figura 62.</b> Muestras LP-033-1 y LP-009-1 (10X, NX). Líticos volcánicos de forma subangular compuestos de andesitas porfídicas, en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz).....	79
<b>Figura 63.</b> Líticos metamórficos en litoarenitas.....	79
<b>Figura 64.</b> Cemento presente en las litoarenitas. ....	80
<b>Figura 65.</b> Muestra LP-033-1 (10X). Izquierda (NP), derecha (NX). Cristales subhedrales de hornblenda (Hb) en contacto cóncavo-convexo con cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp).....	80
<b>Figura 66.</b> Micas presentes en litoarenitas. ....	81
<b>Figura 67.</b> Muestra LP-023-1 (10X). Izquierda (NP), derecha (NX). Cristales subhedrales de Zoisita (Zo) en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y líticos sedimentarios (Ls) y volcánicos (Lv). ....	81
<b>Figura 68.</b> Granos subangulares de glauconita que hacen parte del armazón en litoarenitas.....	82
<b>Figura 69.</b> Glauconita dentro de la matriz en litoarenitas. ....	83
<b>Figura 70.</b> Diagrama composicional de la Petrofacies 3 del Miembro Superior de la Formación Amagá (Secciones Q. Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala). ....	84
<b>Figura 71.</b> Cuarzo monocristalino (Qm) en litoarenitas feldespáticas.....	84
<b>Figura 72.</b> Muestra LP-015-1 (10X, NC). Cuarzo policristalino (Qp) con fuerte deformación en los cristales. ....	85
<b>Figura 73.</b> Muestras LP-026-1 y LP-038-2 (20X, NX). Cristales subhedrales de plagioclasa (Pl) sin ningún tipo de alteración en contacto puntual y cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y líticos sedimentarios (Ls) y metamórficos (Lm).....	85
<b>Figura 74.</b> Líticos sedimentarios presentes en litoarenitas feldespáticas.....	86

<b>Figura 75.</b> Muestra LP-027-1 (10X, NX). Líticos volcánicos compuestos de fenocristales de plagioclasa dentro de una matriz ferromagnésiana y vítrea. ....	86
<b>Figura 76.</b> Muestra LP-049-1 (10X, NC). Grano subangular de esquistó (Esq) altamente deformado en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y clasto de arcilla (Arc).....	87
<b>Figura 77.</b> Muestra LP-038-2 (10X, NX). Cristales subhedrales de hornblenda (Hb) en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz).....	88
<b>Figura 78.</b> Micas presentes en litoarenitas feldespáticas.....	88
<b>Figura 79.</b> Granos de glauconita que hacen parte del almacén de litoarenitas feldespáticas.....	89
<b>Figura 80.</b> Muestra LP-027-1 (10X). Izquierda NP, Derecha NX. Grano de glauconita de forma “lobate” con grietas en su interior (flechas). ....	89
<b>Figura 81.</b> Localización de muestras para análisis de minerales densos.....	92
<b>Figura 82.</b> Localización de muestras seleccionadas para análisis de minerales densos en la Sección Quebrada Palmichala. ....	94
<b>Figura 83.</b> Localización de muestras seleccionadas para análisis de minerales densos en la Sección Quebrada Sabaletas. ....	95
<b>Figura 84.</b> Localización de muestras seleccionadas para análisis de minerales densos en la Sección Quebrada Sabaletas.....	96
<b>Figura 85.</b> Distribución de los principales minerales densos contenidos en la Sección Quebrada Palmichala. ....	98
<b>Figura 86.</b> Contenido de siderita en la Sección Quebrada Palmichala. ....	99
<b>Figura 87.</b> Contenido de epidota en la Sección Quebrada Palmichala. ....	101
<b>Figura 88.</b> Contenido de zoisita en la Sección Quebrada Palmichala.....	101
<b>Figura 89.</b> Distribución de los principales minerales densos contenidos en la Sección Quebrada Sabaletas.....	104
<b>Figura 90.</b> Contenido de opacos en la Sección Quebrada Sabaletas. ....	105
<b>Figura 91.</b> Contenido de epidota en la Sección Quebrada Sabaletas.....	106
<b>Figura 92.</b> Grano cristalino de circón de color rosa pálido con bordes redondeados. ....	106
<b>Figura 93.</b> Contenido de zoisita en la Sección Quebrada Sabaletas.....	107

<b>Figura 94.</b> Contenido de hiperstena en la Sección Quebrada Sabaletas. ....	108
<b>Figura 95.</b> Cristales prismáticos de turmalina con bordes redondeados. ....	108
<b>Figura 96.</b> Distribución de los principales minerales densos contenidos en la Sección Quebrada Sabaleticas. ....	110
<b>Figura 97.</b> Contenido de hornblenda en la Sección Quebrada Sabaleticas. ....	111
<b>Figura 98.</b> Cristales subhedrales de hornblenda alterados a calcita (Ca) en los bordes. ....	112
<b>Figura 99.</b> Contenido de epidota en la Sección Quebrada Sabaleticas. ....	112
<b>Figura 100.</b> Contenido de zoisita en la Sección Quebrada Sabaleticas. ....	113
<b>Figura 101.</b> Contenido de opacos en la Sección Quebrada Sabaleticas. ....	114
<b>Figura 102.</b> Contenido de circón en la Sección Quebrada Sabaleticas. ....	114
<b>Figura 103.</b> Inclusiones prismáticas de apatito en feldespato (F) y cuarzo (Q). ....	115
<b>Figura 104.</b> Contenido de actinolita en la Sección Quebrada Sabaleticas. ....	116
<b>Figura 105.</b> Grano cristalino de granate de color rosado amarillento con bordes angulares. ....	117
<b>Figura 106.</b> Contenido de tremolita en la Sección Quebrada Sabaleticas. ....	117
<b>Figura 107.</b> Mediciones de paleocorrientes en las Secciones Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala. ....	121
<b>Figura 108.</b> Patrones de paleocorrientes en el Miembro Superior de la Formación Amagá. ....	123
<b>Figura 109.</b> Distribución de paleocorrientes y ubicación de áreas fuentes para las Secciones Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala levantadas en el Miembro Superior de la Formación Amagá. ....	124
<b>Figura 110.</b> Localización de las secciones estratigráficas levantadas en el Sector El Cinco-Venecia por Sierra et al (2003) y Silva et al (2008) y en el Sector La Pintada-Valparaíso en el presente estudio. ....	126
<b>Figura 111.</b> Comparación de las secciones estratigráficas levantadas en el Miembro Superior de la Formación Amagá. ....	127
<b>Figura 112.</b> Composición modal, distribución de minerales densos y paleocorrientes en las areniscas de las Secciones Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala levantadas en el presente estudio (Sector de La Pintada y Valparaíso). ....	132

<b>Figura 113.</b> Comparación de la forma del elipsoide para el Miembro Inferior y Superior de la Formación Amagá.....	134
<b>Figura 114.</b> Comparación de estereogramas de ASM en el Miembro Superior de la Formación Amagá.....	134
<b>Figura 115.</b> Esquema de la depositación de las Unidades 3 y 4 del Miembro Superior en el intervalo Mioceno Temprano-Mioceno Medio.....	136
<b>Figura 116.</b> Esquema de la depositación de la Unidad 5 del Miembro Superior durante el intervalo Mioceno Medio – Mioceno Tardío. Comienzo de la Fase Eu-Andina.....	137

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Nomenclatura de facies para el Miembro Superior de la Formación Amagá. ....	24
<b>Tabla 2.</b> Asociaciones faciales en el Miembro Superior de la Formación Amagá.....	43
<b>Tabla 3.</b> Composición modal de las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá en las secciones de las quebradas Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala. ....	58
<b>Tabla 4.</b> Petrofacies identificadas en el Miembro Superior de la Formación Amagá. ....	61
<b>Tabla 5.</b> Distribución de minerales densos de base a techo en la Sección Quebrada Palmichala. ....	97
<b>Tabla 6.</b> Distribución de minerales densos de base a techo en la Sección Quebrada Sabaletas. ....	103
<b>Tabla 7.</b> Distribución de minerales densos de base a techo en la Sección Quebrada Sabaleticas...	109
<b>Tabla 8.</b> Datos de paleocorrientes tomados en laminaciones cruzadas en artesa a gran y pequeña escala en las areniscas de las Secciones Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala.....	122

## RESUMEN

El análisis facial de tres secciones estratigráficas levantadas en el Miembro Superior de la Formación Amagá, permitió identificar variaciones en el ambiente de depositación en la secuencia, de base a techo. Dichas variaciones podrían ser el resultado de los cambios en la relación de espacio acomodación (A) y suministro de sedimentos (S), controlados por los eventos tectónicos sucedidos en el NW de Colombia durante el Cenozoico. Estas variaciones en el ambiente de depositación permitieron la subdivisión del Miembro Superior en tres unidades, las cuales fueron nombradas de base a techo como Unidades 3 y 4, siguiendo la nomenclatura definida por Sierra et al (2003) y Silva et al (2008), y una nueva unidad denominada Unidad 5, propuesta para la zona de estudio. La Unidad 3 ubicada hacia la base de la secuencia, representa asociaciones faciales de ríos meándricos formados por canales de acreción lateral, con rellenos basales de lentes conglomeráticos, que superan en cantidad, otros tipos de depósitos como lo son: crevasse y planicies de inundación, indicando condiciones de baja subsidencia. La Unidad 4 presenta asociaciones faciales de ríos trenzados de alta sinuosidad representados por canales acrecionados verticalmente con superficies erosivas de baja concavidad, que forman patrones de apilamiento de 30 m de espesor, formados principalmente de areniscas de grano fino a medio con escasos depósitos de grava, interestratificadas con depósitos de planicie de inundación con espesores de hasta 8 m, que indican la presencia de alta sinuosidad en los canales trenzados. La disminución en el espacio de acomodación existente durante la depositación de las Unidades 3 y 4 podría estar relacionada con el comienzo de la colisión del arco de Panamá hacia el margen continental de Colombia en la Cuenca carbonífera Amagá durante el Mioceno Temprano-Medio propuesta también por otros autores (p.e. Sierra et al., 2012a; Sierra y Marín-Cerón, 2012). Hacia el techo del Miembro Superior se identificó la Unidad 5, representada por depósitos de planicie deltáica formados por canales distributarios de baja sinuosidad, separados por extensas planicies de inundación que alcanzan 10 m de espesor, con alta bioturbación y grietas de desecación que indican periodos de exposición subáerea y el predominio de climas áridos durante la sedimentación. Esta unidad pudo haberse formado durante un periodo de alta subsidencia tectónica que puede estar relacionada al comienzo del máximo levantamiento de las Cordilleras Central y Occidental en la etapa inicial de la Fase Eu-Andina (Van der Hammen, 1960) durante el Mioceno Medio-Tardío.

De acuerdo a la variación en la composición modal de las areniscas del Miembro Superior se diferenciaron tres petrofacies: Petrofacies 1 ubicada hacia la base de la Unidad 3, formada por wacas líticas, Petrofacies 2 presente hacia el techo de la Unidad 3, representada por litoarenitas de grano fino a medio, submaduras y Petrofacies 3 encontrada en las Unidades 4 y 5, formada por litoarenitas feldespáticas moderadamente seleccionadas. Los análisis petrográficos, de minerales densos y de 33 datos de paleocorrientes permitieron determinar dos posibles áreas fuentes para los sedimentos del Miembro Superior. La primera esta relacionada con las rocas pre-existentes en lo que hoy se conoce como Cordillera Central a partir del contenido de líticos sedimentarios y metamórficos y minerales como granate, actinolita, tremolita, zosita, epidota, circón, apatito y piroxenos presentes en las areniscas. La segunda corresponde a rocas volcánicas correlacionables

con la Formación Combia debido al contenido de líticos volcánicos con poco retrabajamiento, cristales de hornblenda y plagioclasa sin alteración, que podrían indicar un sincronismo entre dicho vulcanismo y la depositación del Miembro Superior. La presencia de glauconita dentro de la matriz de las areniscas y como granos de forma "lobate" podrían indicar un origen autigénico en condiciones reductoras y la influencia marina durante la depositación del Miembro Superior de la Formación Amagá.

**Palabras clave:** Cuenca carbonífera Amag , Cenoz ico, Formación Amag , Miembro Superior, asociaciones faciales, petrofacies, minerales densos.

### ABSTRACT

The facial analysis of three stratigraphic sections raised in the Upper Member of the Amaga Formation identified variations in depositional environment in the sequence, from base to top. Such variations could be the result of changes in the ratio of accommodation space (A) and sediment supply (S), controlled by tectonic events that occurred in northwestern Colombia during the Cenozoic. These variations in the depositional environment allowed the subdivision of the upper limb in three units, which were named from base to top as Units 3 and 4, following the nomenclature defined by Sierra et al (2003) and Silva et al (2008), and a new unit called Unit 5, proposed for the study area. The unit 3 located at the base of the sequence represents meandering river facial associations formed by accretion lateral channels, with fillers basal conglomeratic lenses, which outnumber other types of reservoirs such as: crevasse and floodplains, indicating conditions of low subsidence. Unit 4 presents associations facial high sinuosity braided rivers represented by channels vertically accreted low concavity erosional surfaces, stacking patterns forming 30 m thick, composed mainly of fine-medium grained sandstones with few gravel deposits, interbedded with floodplain deposits with thicknesses of up to 8 m, indicating the presence of high sinuosity in braided channels. The decrease in existing accommodation space during deposition of Units 3 and 4 could be related to the beginning of the collision of the Panama arc toward the continental margin of Colombia in the Amaga coal bearing basin during Early-Middle Miocene proposal also other authors (e.g. Sierra et al., 2012a, Sierra and Marin-Ceron, 2012). Towards the top of the Upper Member Unit 5 was identified, represented by delta plain deposits consist of low sinuosity distributary channels, separated by extensive flood plains that reach 10 m thick, with high bioturbation and desiccation cracks that indicate periods of subaerial exposure and the prevalence of arid climates during sedimentation. This unit may have formed during a period of high tectonic subsidence may be related to the beginning of the maximum lifting of Central and Western Cordilleras in the initial stage of Phase Eu-Andina (Van der Hammen, 1960) during the Middle-Late Miocene .

According to the variation in modal composition of the sandstones of the Upper Member is differentiated three petrofacies: Petrofacies 1 located at the base of Unit 3, formed by lithic wackes, Petrofacies 2 present at the base of Unit 3, represented by lithoarenites fine to medium grained,

submatures and Petrofacies 3 found in Units 4 and 5, consists of moderately selected feldspathic lithoarenites. Petrographic analysis, dense minerals and 33 paleocurrent data allowed to determine two possible source areas for the sediments of the Upper Member. The first is related to pre-existing rocks in what is now known as Central Cordillera from the contents of sedimentary and metamorphic lithic and minerals such as garnet, actinolite, tremolite, zosita, epidote, zircon, apatite and pyroxenes present in sandstones . The second is correlated with the volcanic rocks Combia Formation due to volcanic lithic content with little reworking, hornblende and plagioclase crystals without alteration, which could indicate a synchrony between the volcanism and the deposition of the Upper Member. The presence of glauconite within the matrix of the sandstone grains such as "lobate" could indicate an authigenic origin under reducing conditions and marine influence during deposition of the Upper Member of the Amaga Formation.

**Keywords:** Amaga coal bearing basin, Cenozoic, Amaga Formation, Upper Member, facial associations, petrofacies, dense minerals.

# CAPITULO 1

## GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO

### 1.1 INTRODUCCIÓN

Este proyecto está enmarcado dentro del Convenio de Cooperación Tecnológica N° 081-2008 celebrado entre Ecopetrol S.A., Colciencias y la Universidad EAFIT titulado: Valoración del Potencial Exploratorio de Fuentes No Convencionales de Hidrocarburos en Colombia: 1) Arenas Bituminosas, 2) Hidratos de Gas, 3) Shale Gas, 4) Diapiros de lodo y 5) Gas asociado a carbón. La fase de preparación de muestras estuvo apoyada por el Proyecto de adecuación y mejoramiento del laboratorio de Geocronología y Geología Regional: 1) Termocronología y 2) Paleomagnetismo (Convenio ANH-EAFIT-Colciencias).

La Cuenca Amagá constituye una depresión formada entre las Cordilleras Central y Occidental al NW de Colombia. Esta cuenca se encuentra delimitada al Norte, por el municipio de Santa Fe de Antioquia, al Sur por el municipio de Quinchía, al Oriente por el sistema de fallas de Romeral y al Occidente por el sistema de fallas del Río Cauca.

Uno de los objetivos del macroproyecto consistió en el entendimiento de la evolución geológica de la Cuenca Amagá a partir del estudio estratigráfico y tectónico de la Formación Amagá, unidad compuesta de rocas siliciclásticas con mantos de carbón hacia la parte inferior depositadas en ambientes fluviales y transicionales. La depositación de esta formación durante el intervalo Eoceno Medio-Mioceno Tardío (Van der Hammen, 1958; Escobar y Rozo, 1984; Pons, 1984, Apsden et al., 1987; Maya, 1992, Sierra et al., 2011), estaría relacionada a eventos sedimentológicos y tectónicos que dieron lugar a la configuración actual de la cuenca (Sierra et al., 2003; Silva et al., 2008; Sierra y Marín-Cerón, 2012).

Esta unidad ha sido dividida en los Miembros Inferior y Superior de acuerdo a los estudios faciales y petrográficos realizados por Sierra y MacDonald. (2001), Sierra et al. (2003) y Silva et al. (2008).

El Miembro Inferior, subdividido en las unidades 1 y 2 está conformado por areniscas conglomeráticas cuarzosas, sublitoarenitas, limolitas y mantos de carbón. El Miembro Superior subdividido en las unidades 3 y 4 está constituido por litoarenitas y wacas líticas con ausencia de carbón.

La mayoría de estudios han estado enfocados en el Miembro Inferior por su interés económico al contener mantos de carbón explotables, por el contrario los estudios realizados en el Miembro Superior son pocos y no sistemáticos. Por lo tanto se hace necesario conocer los diferentes procesos sedimentológicos, climáticos y tectónicos que intervinieron en su depositación y que marcan una diferencia estratigráfica con el Miembro Inferior.

Con el desarrollo de este estudio se pretende entender los procesos sedimentológicos y el área fuente de los sedimentos del Miembro Superior de la Formación Amagá que permitan conocer el registro estratigráfico de la Cuenca Amagá.

Este proyecto se encuentra dividido en los siguientes capítulos:

**Capítulo 1: Generalidades** En este capítulo se realiza la introducción al tema de estudio desarrollado, se definen la localización del área y sus generalidades, los objetivos, justificación, antecedentes, marco geológico regional y la metodología utilizada para los diferentes análisis.

**Capítulo 2: Análisis facial del Miembro Superior de la Formación Amagá:** Muestra los resultados de facies, asociaciones faciales y ambientes de depositación en el Miembro Superior obtenidos a partir del levantamiento de tres secciones estratigráficas en el Sector de La Pintada-Valparaíso: 1) Sección Quebrada Sabaleticas, 2) Sección Quebrada Sabaletas y 3) Sección Quebrada Palmichala.

**Capítulo 3. Identificación y Análisis de Petrofacies:** Describe las petrofacies identificadas para el Miembro Superior de la Formación Amagá mediante el análisis de 40 secciones delgadas.

**Capítulo 4. Análisis de minerales densos e interpretación de área fuente:** Resultados del análisis de minerales densos y área fuente a partir de la descripción de 40 secciones.

**Capítulo 5. Análisis de paleocorrientes:** Muestra los resultados obtenidos de las mediciones de paleocorrientes en las secciones estratigráficas. IDEM.

**Discusión:** Plantea la discusión de los resultados obtenidos a la luz del marco geodinámico existente.

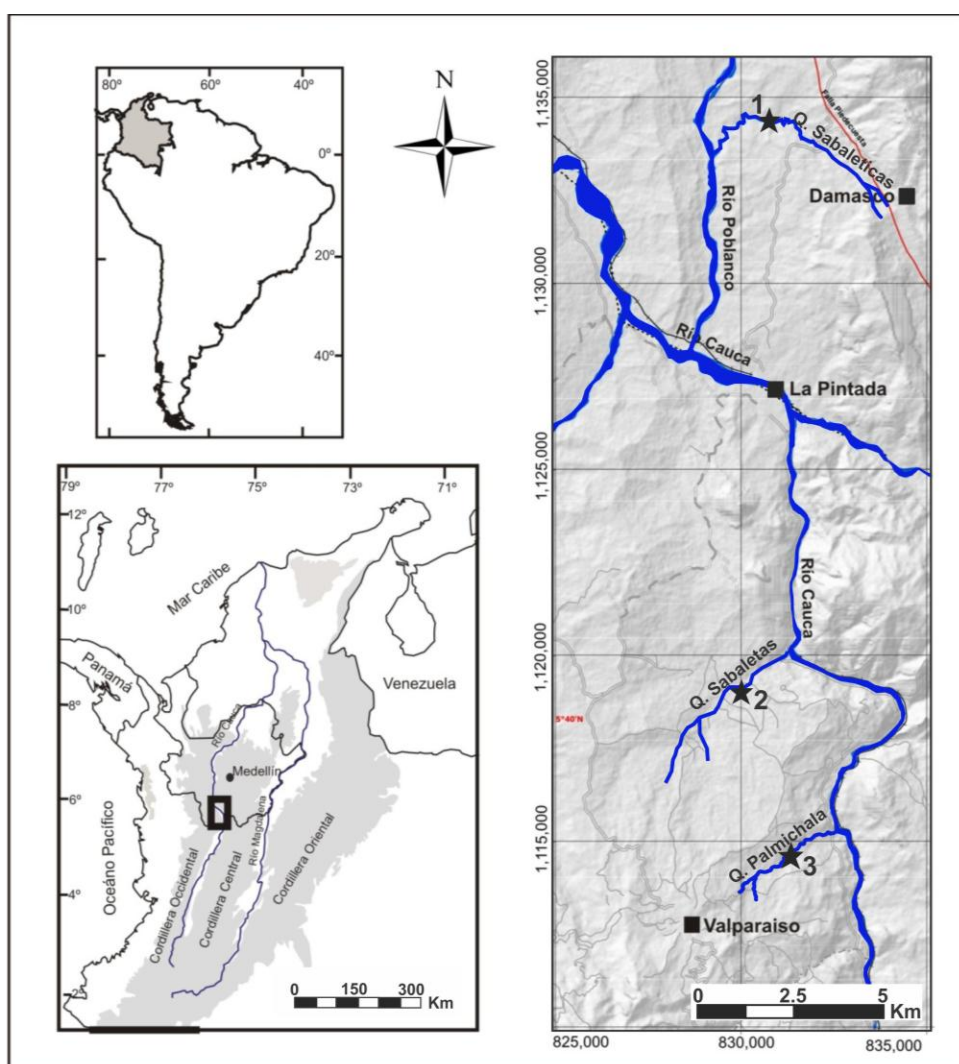
**Conclusiones:** Presenta las conclusiones del estudio desarrollado

**Recomendaciones:** Hace referencia a las recomendaciones que se deben tener en cuenta para futuros trabajos.

## 1.2 LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO

La zona de estudio se encuentra ubicada en el flanco occidental de la Cordillera Central, entre los municipios de Damasco, La Pintada y Valparaíso (Figura 1). Corresponde geomorfológicamente a las zonas central y sur de la Cuenca Amagá cubriendo un área de 255 Km<sup>2</sup> entre las planchas 166 (Jericó) y 186 (Riosucio) del IGAC a escala 1:100.000. Las coordenadas planas (Origen Bogotá) que limitan el área son las siguientes:

$$\begin{aligned} X &= 825.000 & X &= 835.000 \\ Y &= 1'110.000 & Y &= 1'135.500 \end{aligned}$$



**Figura 1.** Mapa de localización del área de estudio. En este mapa se muestra la ubicación de las secciones estratigráficas levantadas. 1) Sección Quebrada Sabaleticas, 2) Sección Quebrada Sabaletas y 3) Sección Quebrada Palmichala.

Al área se accede a través de la Troncal del Occidente donde se encuentra ubicado el municipio de La Pintada, lugar en el cual se pueden tomar las vías secundarias que conducen hacia los municipios de Damasco al norte y Valparaíso al sur.

### **1.3 GENERALIDADES DEL ÁREA**

El área de estudio está caracterizada geomorfológicamente por las estribaciones occidentales de la Cordillera Central y las depresiones formadas por los ríos Poblano y Cauca.

Las estribaciones occidentales de la Cordillera Central están ubicadas al este del área formando cerros de pendiente abrupta compuestos de rocas Paleozóicas, Cretácicas y Terciarias. Hacia el oeste del área estas estribaciones aparecen formando colinas suaves de pendientes moderadas que son disectadas por cerros escarpados de rocas volcánicas y pórfidos de composición andesítica y dacítica de edad Terciaria.

La depresión del Río Poblano aparece al norte de la zona formando una estrecha franja de depósitos aluviales y rocas de la Formación Amagá que se extiende hacia las proximidades de la desembocadura en el Río Cauca.

La depresión del Río Cauca cruza toda el área y cambia de dirección de NW-SE en la parte norte a la altura del municipio de la Pintada a una dirección N-S hacia el municipio de Valparaíso. Se caracteriza por presentar cañones de pendientes casi verticales formados por la erosión de las rocas piroclásticas-volcánicas y pórfidos dacíticos y andesíticos.

### **1.4 OBJETIVOS**

#### **1.4.1 Objetivo General**

Realizar el análisis estratigráfico y de proveniencia del Miembro Superior de la Formación Amagá en los sectores de La Pintada-Valparaíso, zona centro-sur de la Cuenca Amagá.

### **1.4.2 Objetivos Específicos**

1. Hacer el levantamiento a escala 1:100 de tres secciones estratigráficas en el Miembro Superior de la Formación Amagá (Sectores de La Pintada y Valparaíso): 1) Sección Quebrada Sabaleticas, 2) Sección Quebrada Sabaletas y 3) Sección Quebrada Palmichala.
2. Desarrollar el análisis facial del Miembro Superior de la Formación Amagá.
3. Identificar y describir petrofacies en las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá.
4. Efectuar el análisis de minerales densos para conocer el tipo de área fuente.
5. Realizar el análisis de paleocorrientes para la definición y localización de área fuente.

## **1.5 ANTECEDENTES**

A continuación se realiza un compendio de todos los estudios estratigráficos, faciales, petrográficos, estructurales, geocronológicos, entre otros, existentes hasta el momento para la Formación Amagá y por ende de la Cuenca Amagá donde se encuentra depositada.

De los primeros estudios acerca de la Cuenca Amagá se encuentra el trabajo realizado por Grosse (1926) en donde se referencia por primera vez el Terciario Carbonífero de Antioquia dividiéndolo en tres pisos (inferior, medio y superior), de acuerdo a la presencia de mantos explotables de carbón. Posteriormente, Van der Hammen (1958) le da el nombre de Formación Antioquia y González (1980) la define como Formación Amagá separándola en tres miembros (inferior, medio y superior).

Los primeros estudios estratigráficos y de ambientes de depositación para la Formación Amagá fueron realizados Guzmán y Sierra (1984) entre los municipios de Amagá, Titiribí y la Albania donde a partir del análisis de facies de tres columnas estratigráficas levantadas en el Miembro Inferior (siguiendo la nomenclatura propuesta por Delsahut y Tejada, 1982) subdividieron cuatro conjuntos litológicos que indicaban diferentes ambientes de depositación: Conjunto conglomerático basal con ambientes de abanico aluvial; Conjunto areno-arcilloso basal con subambientes de

“crevasse splay” y cuenca de inundación (pantanos y paleosuelos); Conjunto carbonífero inferior con subambientes de barras meándricas con extensas cuencas de inundación en las cuales se desarrollaron pantanos y Conjunto carbonífero medio que al estar muy erosionado fue imposible determinar el ambiente.

Posteriormente Guzmán (1991) realiza un análisis facial de la cuenca Amagá-Angelópolis a partir del levantamiento de cuatro columnas estratigráficas que le permiten definir una subdivisión aloestratigráfica de la Formación Amagá en los miembros Peñitas, Sabaletas y Fredonia. Este autor afirma de acuerdo al análisis facial de las secciones estratigráficas, la existencia de condiciones intracontinentales durante la depositación debido a la ausencia de facies típicas de ambientes marinos o transicionales, sin embargo aclara que hacen falta análisis sedimentológicos detallados que ayuden a establecer si existe o no influencia marina.

Estudios petrográficos realizados por Murillo (1998) y Hernández (1999) en el Miembro Inferior de la Formación Amagá han podido determinar la composición mineralógica y proveniencia de las areniscas, e interpretar los procesos diagenéticos a los cuales fueron sometidos después de su depositación con el fin de conocer la historia de enterramiento y evolución de la Cuenca Amagá.

Estudios estratigráficos y petrográficos posteriores realizados por Sierra y MacDonald (2001), Sierra et al (2003) y Silva et al (2008) han propuesto la división de la Formación Amagá en dos miembros (Inferior y Superior). El límite para el miembro Inferior y el Miembro Superior estaría marcado por los cambios en las características sedimentológicas y estratigráficas que reflejaban variaciones en el nivel base estratigráfico durante la depositación. Estas variaciones en el nivel base permitió a estos autores subdividir el Miembro Inferior en las unidades 1 y 2 y el Miembro Superior en las unidades 3 y 4. La Unidad 1 estaría caracterizada por la presencia de facies de ambientes de ríos trezados; la Unidad 2 por facies de ríos meándricos y depósitos de pantanos (depósitos de carbón); la Unidad 3 por facies de ríos meándricos y la Unidad 4 por asociaciones faciales de ambientes de ríos trezados con canales agradacionales formados por areniscas con un alto contenido de fragmentos de roca volcánica que ha sido relacionada por Sierra et al (2003) y Silva et al (2008) a una fase incipiente del magmatismo de la Formación Combia. Las Unidades 3 y 4 se caracterizaban por la ausencia de mantos de carbón.

El estudio petrográfico de las areniscas de la Formación Amagá realizado por Silva et al (2008) permitió la identificación de tres petrofacies asociadas a tres estados de evolución de la Cuenca Amagá. La petrofacies 1 está caracterizada por sublitoarenitas de grano medio intercaladas con conglomerados y areniscas conglomeráticas (Correa y Silva, 1999) que corresponden a la Unidad 1. La existencia de cuarzo monocristalino para esta petrofacies estaría relacionada con el Stock de Amagá y el cuarzo policristalino podría haber sido derivado de rocas de los Complejos Arquía y Quebradagrande. La petrofacies 2 está formada por areniscas de grano fino a medio que corresponden a ambientes de ríos meándricos y planicies de inundación dentro de la Unidad 2. El cuarzo monocristalino en esta petrofacies es derivado posiblemente del Stock de Amagá, mientras que el cuarzo policristalino sugiere como roca fuente los complejos Quebradagrande y Arquía. Por último la Petrofacies 3 comprende litoarenitas de grano medio a grueso con grandes cantidades de fragmentos volcanoclásticos que provienen posiblemente de la fase inicial del vulcanismo de Combia (Jaramillo, 1977 en Silva et al, 2008). La existencia de fragmentos metamórficos y sedimentarios sugieren como área fuente los complejos Arquía y Cañasgordas (Silva et al, 2008).

Los análisis petrográficos y de área fuente más recientes obtenidos por Moreno (2011) en pozos realizados para la exploración del potencial de CBM (Coal Bed Methane), permiten determinar la existencia de petrofacies a lo largo de toda la secuencia que evidencian ambientes de depositación continentales (ríos meándricos y trenzados) que varían a marino marginales. La presencia de fragmentos líticos sedimentarios, metamórficos y volcánicos indican su procedencia de orógenos reciclados caracterizados por las unidades infrayacentes como el basamento de la Cordillera Central (Paleozoico), la Formación Barroso (Cretácico), el Complejo Quebradagrande (Cretácico), el Miembro Inferior de la Formación Amagá y la Formación Combia. Esta última área fuente es evidenciada por la gran cantidad de líticos volcánicos.

En cuanto a los estudios palinológicos anteriores realizados para el Miembro Inferior de la Formación Amagá se ha podido establecer la existencia de componentes de afinidad marina (Escobar y Rozo, 1984; Escobar, 1990; Zegarra, 1993; Blandón et al., 2004; Sucerquia, 2004; Blandón, 2007), que sugieren un ambiente continental con influencia marina al encontrarse cerca a la línea de costa.

Estudios palinológicos más recientes efectuados por Pardo y Sánchez (2009) tratan de aclarar la confusión en la traducción generada por parte de Schuler y Doubinger (1970) de la información original de Elsik (1966) acerca de la asociación del género *Cyclusphaera* con elementos marinos, la

cual ha sido empleada por otros autores (e.g. Escobar y Rozo, 1984; Zegarra, 1993) para interpretaciones paleoambientales de la Formación Amagá. Las investigaciones palinológicas realizadas por Pardo y Sánchez (2009) de este género en las Formaciones Amagá (Valle del Río Cauca) y La Paz (Cuenca del Valle Medio del Magdalena) muestran que este palinomorfo se encuentra asociado a materia orgánica y microfósiles terrestres o de agua dulce y que su diámetro ecuatorial es inferior al de los ejemplares descritos en la Formación Vivian del Campaniano del Perú.

Los trabajos estructurales realizados en la Cuenca Amagá y áreas cercanas por Martínez y Ruiz (1984), Toussaint y Restrepo (1984, 1985) y Sánchez (1991) han descrito la existencia de fallamientos y deformaciones superpuestas en las unidades de roca existentes entre el sistema de fallas Cauca-Romeral, en función de un ambiente de subducción de placas hacia el NW de Colombia. Estos autores han propuesto modelos de evolución tectónica que explican la formación de cuencas de tracción a lo largo de un sistema de fallas transcurrentes.

Los estudios geocronológicos existentes de la Formación Amagá son escasos, la mayoría están basados en las edades a partir de huellas de fisión en zircones realizado por Sierra et al (2012b), en menor cantidad se cuenta con dataciones a partir de asociaciones palinológicas en el Miembro Inferior (Van der Hammen, 1958; Pons, 1984) que permiten estimar una edad Oligoceno Medio para el inicio de la depositación y Mioceno Medio-Tardío para la parte superior de la formación. Existen estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética realizados por Sierra et al. (2011a), Ramírez (2012) y Sierra et al. (2012a) que permitieron establecer diferentes grados de deformación sucedidos en el Miembro Inferior y el Miembro Superior de la Formación Amagá que estarían indicando la existencia de una discontinuidad estratigráfica entre estos dos miembros. Además la presencia de una mejor concentración de la fábrica magnética de la Unidad 3 en comparación con la Unidad 4, la cual se presenta más aleatoria, sugiere la ocurrencia de dos eventos deformacionales al interior del Miembro Superior.

El trabajo realizado por Sierra y Marín-Cerón (2012) establece una correlación estratigráfica y tectónica entre la Cuenca Amagá y la Cuenca Cauca-Patía que permite unir las en una sola cuenca: Amagá-Cauca-Patía (ACP) cuya evolución esta relacionada con los eventos tectónicos sucedidos en el occidente de Colombia durante el Paleógeno y Neógeno. Estos autores clasifican la Cuenca ACP,

como una cuenca de tipo colisional resultado de la subducción oblicua diacrónica de un arco de islas intra-oceánico con la margen continental irregular del NW colombiano.

## **1.6 JUSTIFICACIÓN**

La mayoría de estudios existentes para la Formación Amagá están concentrados en la caracterización de los carbones encontrados hacia la base de la unidad, que constituyen un interés económico en la Cuenca Amagá. Existen estudios mas recientes (Sierra y MacDonald, 2001; Sierra et al., 2003; Silva et al., 2008) realizados con el fin de conocer la procesos sedimentológicos, climáticos y tectónicos que influyeron en la variación de los ambientes de depositación de la Formación Amagá y que ayudan a conocer la evolución de la sedimentación en la Cuenca Amagá.

De acuerdo a la evaluación de estos estudios se plantea la necesidad de analizar el registro estratigráfico del Miembro Superior para comprender los procesos tectono-estratigráficos ocurridos en el NW colombiano entre el Oligoceno y Mioceno que están enmarcados dentro de la Cuenca Amagá.

Este proyecto se realizará mediante el análisis facial, petrográfico, de minerales densos y de paleocorrientes obtenidos con el levantamiento de tres secciones estratigráficas en el Sector de La Pintada-Valparaíso: 1) Sección Quebrada Sabaleticas, 2) Sección Quebrada Sabaletas y 3) Sección Quebrada Palmichala. Con estos análisis se pretende reconstruir en espacio y tiempo los diferentes eventos sedimentológicos que dieron lugar a la depositación del Miembro Superior y su relación con los eventos tectónicos regionales ocurridos durante el Oligoceno-Mioceno Tardío en el noroccidente de Colombia.

## **1.7 METODOLOGÍA**

A continuación se describe la metodología utilizada en cada una de las etapas divididas durante el desarrollo del trabajo (Figura 2).

### **1.7.1 Trabajo de oficina I**

Esta etapa consistió en la recopilación, selección y análisis del material bibliográfico relacionado con estudios estratigráficos, petrográficos, estructurales y geocronológicos existentes para la Formación Amagá a nivel regional y local. La evaluación de estos estudios permitió seleccionar los sitios de levantamiento de las secciones estratigráficas.

### **1.7.2 Trabajo de campo**

En esta etapa se realizó el levantamiento de tres secciones estratigráficas a escala 1:100: 1) Sección Quebrada Sabaletas ubicada en el municipio de La Pintada, 2) Sección Quebrada Sabaletas y 3) Sección Quebrada Palmichala. Estas dos últimas localizadas en el municipio de Valparaíso. Para el levantamiento de estas secciones se tuvo en cuenta la metodología definida por Tucker (1982) acerca de los datos de textura, composición, estructuras, fósiles y paleocorrientes presentes en las rocas. En esta fase se obtuvieron 40 muestras para sección delgada y minerales densos, dos muestras para análisis palinológico y 33 datos de paleocorrientes. Los datos de paleocorrientes fueron medidos en laminaciones cruzadas en artesa a pequeña y gran escala siguiendo la metodología de DeCelles et al (1983).

### **1.7.3 Trabajo de laboratorio**

Durante esta fase se realizó el análisis de la información obtenida en campo para las secciones estratigráficas:

**Descripción de secciones delgadas:** Se describieron petrográficamente 40 secciones delgadas debidamente seleccionadas en cada una de las secciones estratigráficas que reflejaran de base a techo la secuencia del Miembro Superior de la Formación Amagá. Este análisis se realizó con el uso del microscopio petrográfico estándar. Se determinó la composición modal de las areniscas mediante un conteo de 350 puntos siguiendo el método de Gazzi y Dickinson (Ingersoll y Suczeck, 1979) con el fin de definir petrofacies. Los resultados fueron ploteados en los diagramas composicionales Q-F-L de Folk (1974) y Dott (1964).

**Descripción de minerales densos:** Para este análisis se describieron las 40 muestras de areniscas que fueron seleccionadas para el análisis petrográfico. El procedimiento consistió en la trituration inicial de las muestras, luego fueron tamizadas utilizando las mallas # 8, 100 y 200. Una vez secas las muestras fueron separadas por el método de batea y posteriormente fueron atacadas con peróxido de hidrogeno (5%) y lavadas con detergente con el fin de eliminar el contenido de materia

orgánica y arcilla. Finalmente se realizó el montaje de granos en los portaobjetos utilizando el epóxico del tipo SPQ-A/SPQ-B desarrollado por VANTICO AG. Durante esta fase se obtuvo la composición porcentual de minerales densos mediante el conteo de 500 puntos en cada sección.

**Descripción del contenido palinológico:** La descripción de palinomorfos fue realizada en dos secciones estratigráficas obtenidas en la base de la Sección Quebrada Sableticas. Para el procesamiento de las muestras se utilizó la técnica desarrollada en el Laboratorio de Palinofacies y Facies Orgánicas (LAFO) DEGEO/IGEO/UFR (Carvalho, 2010). La metodología consiste en la trituración de las muestras en un mortero hasta un tamaño comprendido entre 2 y 5 mm recuperando una cantidad aproximada de 40 g. El material obtenido es atacado con ácido clorhídrico (37%) con el fin de eliminar la fracción carbonática, se deja reposar durante 18 horas y es lavado luego con agua filtrada. El material recuperado es atacado luego con ácido fluorhídrico para disolver los silicatos, permaneciendo en reposo durante 24 horas y después es neutralizado con agua filtrada. Para garantizar la completa neutralización de la muestra se adiciona nuevamente ácido clorhídrico en fracciones de 5-10 ml (37%) dejando reposar durante 3 horas y de esta forma se eliminan los posibles fluorsilicatos formados en las etapas anteriores. Una vez neutralizada la muestra se elimina el exceso de agua pasándola por un tubo de centrifuga durante 3 horas a 1500 rpm. La etapa siguiente consiste en agregar Cloruro de Zinc que tiene una densidad de 1,9 a 2 g/cm<sup>3</sup> para separar la fracción orgánica de la inorgánica residual. El material orgánico sobrenadante es posteriormente llevado a otro tubo donde se le adiciona unas gotas de HCl (10%) y se centrifuga durante 3 minutos a 1500 rpm. Una vez realizado este procedimiento se procede a montar las muestras utilizando cubreobjeto, portaobjeto y Entellan-Merck (resina a base de xileno). Primero se coloca el portaobjeto y el cubreobjeto sobre una plancha calentada entre 40°C-50°C agregando a cada uno una gota de residuo orgánico junto con algunas gotas de agua destilada para esparcir el material. Una vez secas las láminas son pegadas en una sola utilizando unas gotas de Entellan-Merck. Los resultados obtenidos en esta descripción a pesar de ser tan escasos, sirvieron de apoyo al Capítulo 2: Análisis facial.

#### **1.7.4 Trabajo de Oficina II**

Durante esta etapa se realizó el análisis y la interpretación de los datos obtenidos en la etapa de campo y laboratorio:

**Análisis Facial de las Secciones estratigráficas:** Para este análisis se tuvo en cuenta la composición, color, textura, estructuras sedimentarias, simetría y geometría de las capas con el fin

de reconocer diferentes tipos de facies, asociaciones faciales que permitieran identificar ambientes de depositación en el Miembro Superior. En esta fase se utilizó el modelo propuesto por Miall (1996) para la arquitectura facial de sistemas fluviales.

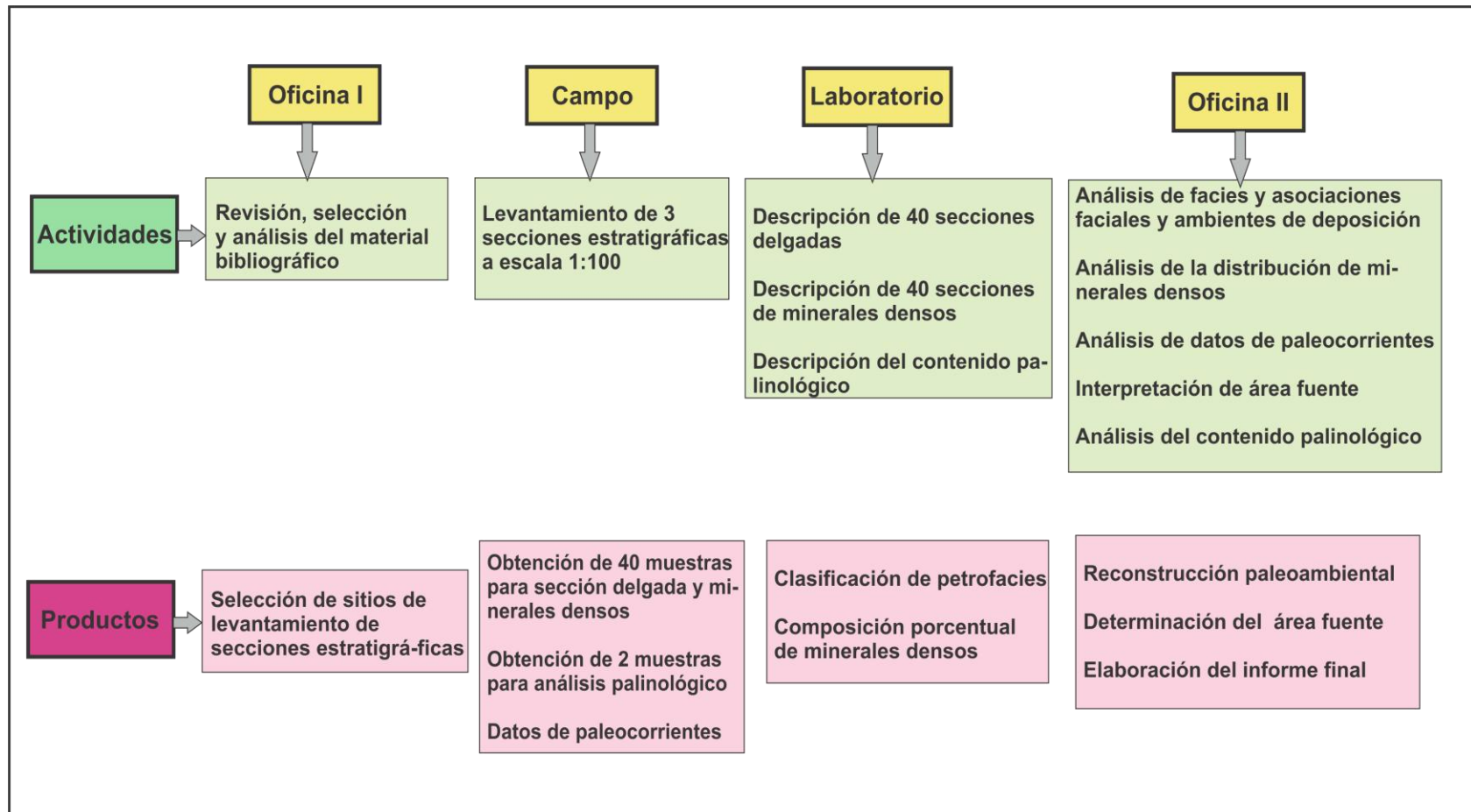
**Análisis de la distribución de minerales densos:** Se realizó el análisis estadístico de los datos, utilizando gráficos de áreas que permitieran determinar la variación en la distribución de las diferentes especies minerales de base a techo en las secciones estratigráficas.

**Análisis de paleocorrientes:** Las mediciones obtenidas de paleocorrientes en las secciones estratigráficas, fueron corregidas por deformación tectónica mediante la rotación de los datos en proyecciones estereográficas (Potter y Pettijohn, 1977; Tucker, 1982, 2003). Para la representación gráfica de los resultados se utilizaron diagramas de rosas.

**Interpretación del área fuente:** La determinación del tipo y localización del área fuente fue realizada a partir de los resultados obtenidos en las petrofacies y en el análisis de minerales densos y paleocorrientes.

**Análisis del contenido palinológico:** Se realizó la descripción del contenido de palinomorfos mediante la comparación de estos con algunos reportados en estudios anteriores.

Como resultado de las anteriores actividades se obtuvo la reconstrucción paleoambiental y la determinación del área fuente para el Miembro Superior.

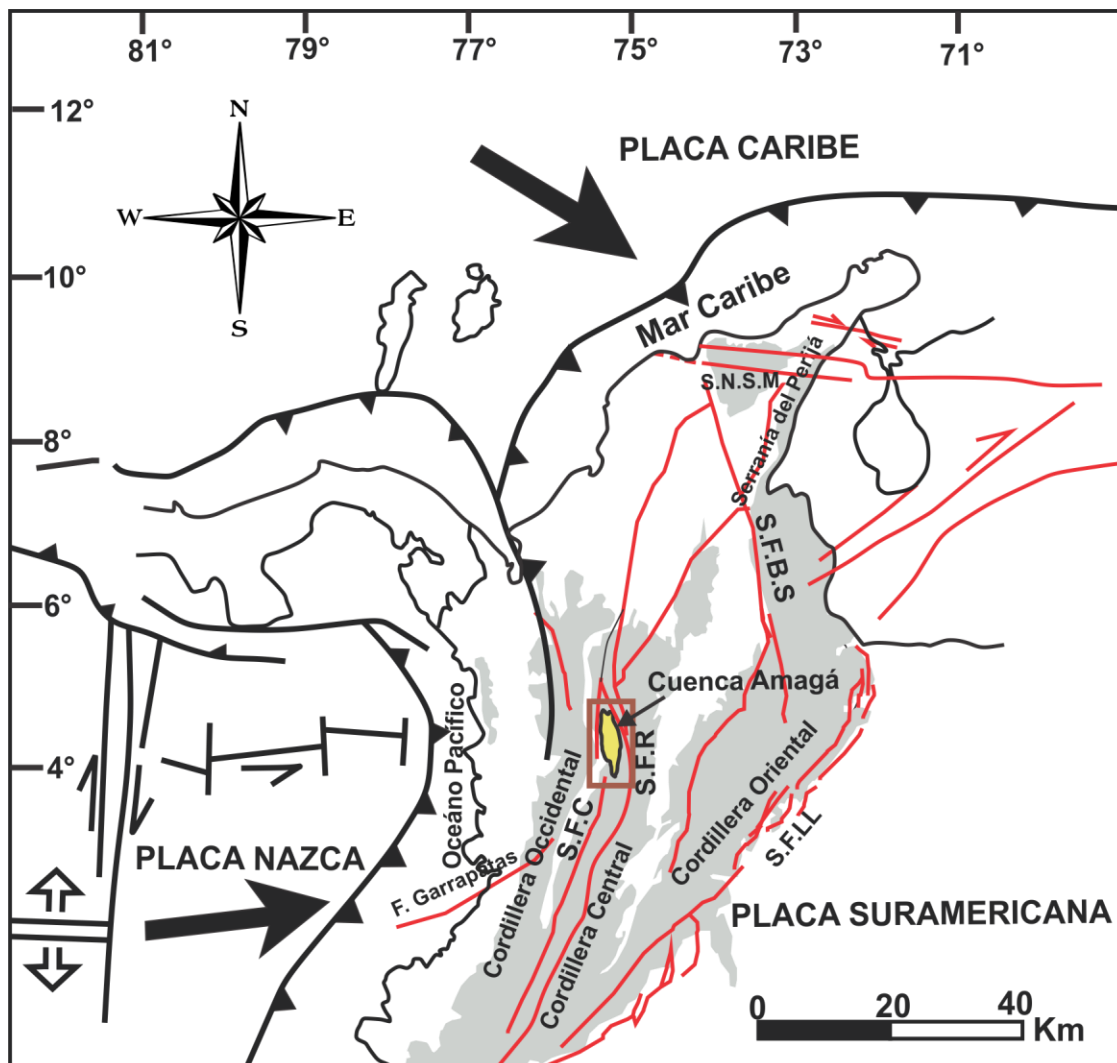


**Figura 2.** Esquema metodológico utilizado para el desarrollo del presente estudio.

## **1.8 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL**

El norte de los Andes constituye una cadena montañosa formada a partir de complejas interacciones entre la placa continental de Suramérica y las placas oceánicas Nazca y Caribe (Figura 3). Los procesos de subducción y acreción de terrenos oceánicos a lo largo del occidente y noroccidente de los Andes han actuado desde el Paleozoico (Restrepo-Pace, 1995) dominando la conformación, origen y evolución de las Cordilleras Oriental, Central y Occidental (Duque-Caro, 1990 y Taboada et al., 2000). Las tres Cordilleras pertenecen a dos provincias geológicas diferentes separadas por el Sistema de Fallas de Romeral (Restrepo et al., 2009). La provincia occidental está formada por terrenos oceánicos acrecionados expuestos en la Cordillera Occidental y el flanco W de la Cordillera Central; y la provincia oriental está conformada por el basamento continental que aflora en la mayor parte de la Cordillera Central y la Cordillera Oriental (Taboada et al., 2000; Tapias et al., 2006 en Restrepo et al., 2009).

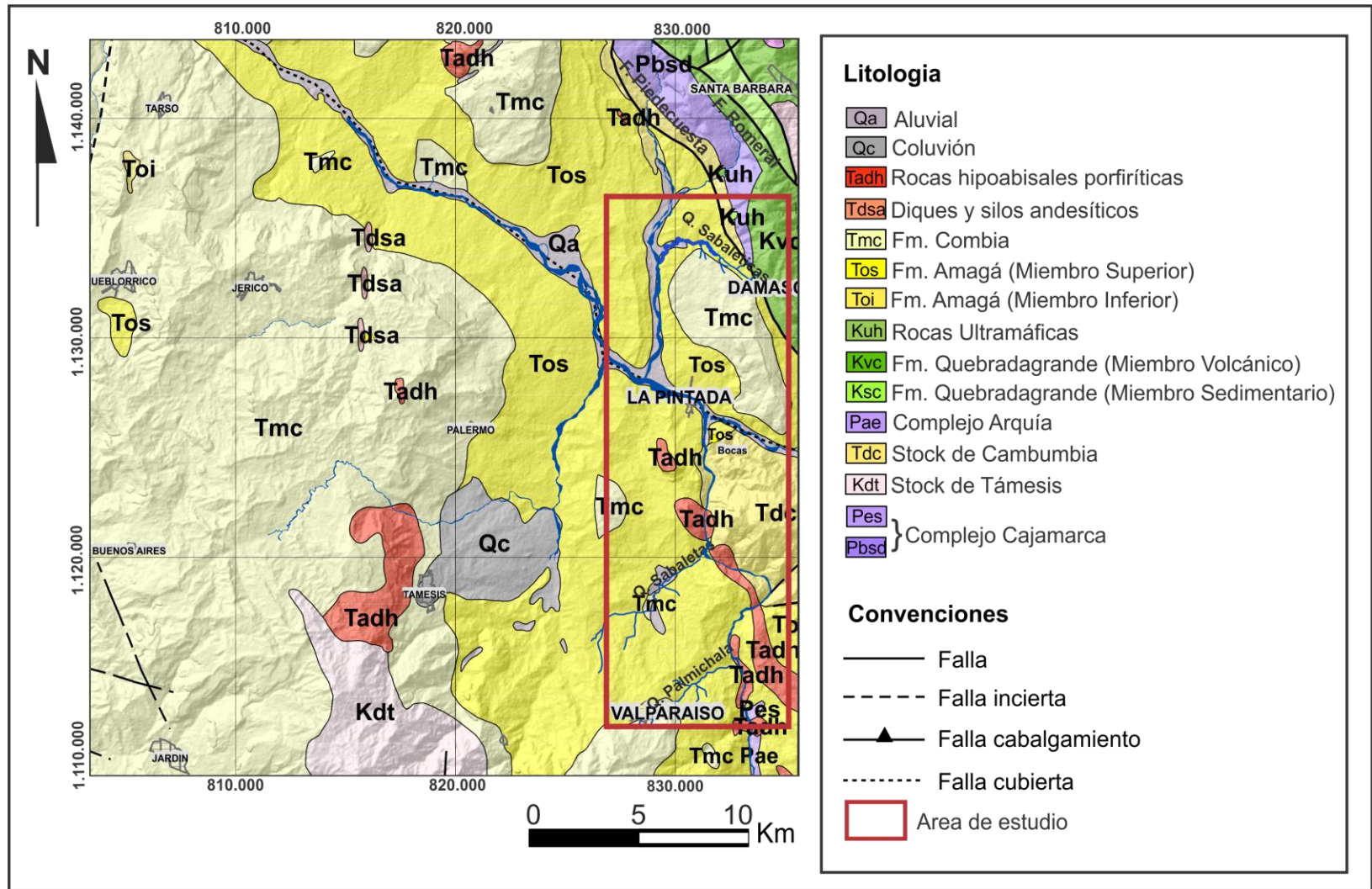
La Cordillera Oriental diverge de la Cordillera Central en dirección N-NE, separadas por el valle del Río Magdalena. Las Cordilleras Occidental y Central se encuentran alineadas paralelamente a la costa Pacífica y son separadas por la depresión intermontana del Cauca-Patía (Taboada et al., 2000) a lo largo de la cual se han formado las cuencas carboníferas de Amagá hacia el norte y Cauca-Patía hacia el sur durante el Cenozoico Medio-Tardío.



**Figura 3.** Marco geotectónico de los Andes Colombianos. S.F.C: Sistema de Fallas del Cauca; S.F.R: Sistema de Fallas de Romeral; S.F.B.S: Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta, S.F.LL: Sistema de Fallas de los Llanos. S.N.S.M: Sierra Nevada de Santa Marta. Modificado de Taboada et al., 2000; Barrero et al., 2007.

La Cuenca Amagá es una depresión ubicada entre las Cordilleras Central y Occidental limitada al este por el Sistema de Fallas de Romeral y al oeste por el Sistema de Fallas del Cauca. Constituye un área donde rocas de diferentes características son yuxtapuestas en contacto fallado (Sierra y Marín-Cerón, 2012).

El presente estudio se enfoca en el sector centro-sur de la Cuenca Amagá (Sector La Pintada-Valparaíso) donde afloran rocas con edades que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico (Figura 4).



**Figura 4.** Mapa geológico del área de estudio. Compilación geológica EAFT-ANH (2011). Fuentes Grosse (1926), Planchas Ingeominas 166 y 186.

Las rocas más antiguas en el área de estudio corresponden al Complejo polimetamórfico pre-Mesozoico de la Cordillera Central (Restrepo y Toussaint, 1982) representado por el Complejo Cajamarca que afloran hacia el E entre la zona de influencia de las Fallas de Romeral y Piedecuesta. En contacto fallado con el Complejo Cajamarca se encuentra la Formación Quebradagrande subdividida en los Miembros Sedimentario y Volcánico de edad Cretácico Temprano-Tardío (Botero y González, 1983). Algunos cuerpos intrusivos ultramáficos del Cretácico Medio aparecen intruyendo las rocas del basamento metamórfico. Hacia el sur del área se encuentra el Complejo Arquía constituido por rocas metamórficas de origen ígneo y sedimentario (Maya y González, 1995) de edad Cretácico Temprano (Maya, 1992; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003).

La base del Cenozoico está representada por la Formación Amagá (objeto de estudio) que constituye una secuencia de rocas siliciclásticas con presencia de mantos de carbón en la parte inferior, depositada en un ambiente fluvial a transicional durante el intervalo Eoceno Medio-Mioceno Tardío (Van der Hammen, 1958; Pons, 1984; Aspden et al., 1987; Maya, 1992; Sierra et al., 2011b). Esta formación fue subdividida inicialmente en tres miembros de acuerdo al contenido de mantos de carbón explotables: Inferior, Medio y Superior. Estudios más recientes (Sierra et al., 2001, Sierra et al., 2003 y Silva et al., 2008) basados en las características sedimentológicas y petrográficas han permitido la subdivisión de esta secuencia en dos miembros: Miembro Inferior subdividido a su vez en las Unidades 1 y 2 está compuesto de areniscas conglomeráticas cuarzosas y sublitoarenitas con presencia de mantos de carbón asociados a ambientes de ríos trezados (Unidad 1) hacia la base y ríos meándricos (Unidad 2) hacia el techo. El Miembro Superior subdividido en las Unidades 3 y 4 está conformado por litoarenitas con fragmentos de rocas volcánicas depositadas en ambientes que varían de ríos meándricos (Unidad 3) a ríos trezados (Unidad 4).

Suprayaciendo la Formación Amagá aparece la Formación Combia formada por un conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas cuyo origen está relacionado con la migración del cinturón magmático hacia el margen occidental de Colombia entre ~10 y ~6 Ma (López et al., 2006). Este vulcanismo estuvo acompañado por el emplazamiento de cuerpos porfídicos de composición dacítica y andesítica.

## **CAPITULO 2**

# **ANÁLISIS FACIAL DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN AMAGÁ**

### **2.1 INTRODUCCIÓN**

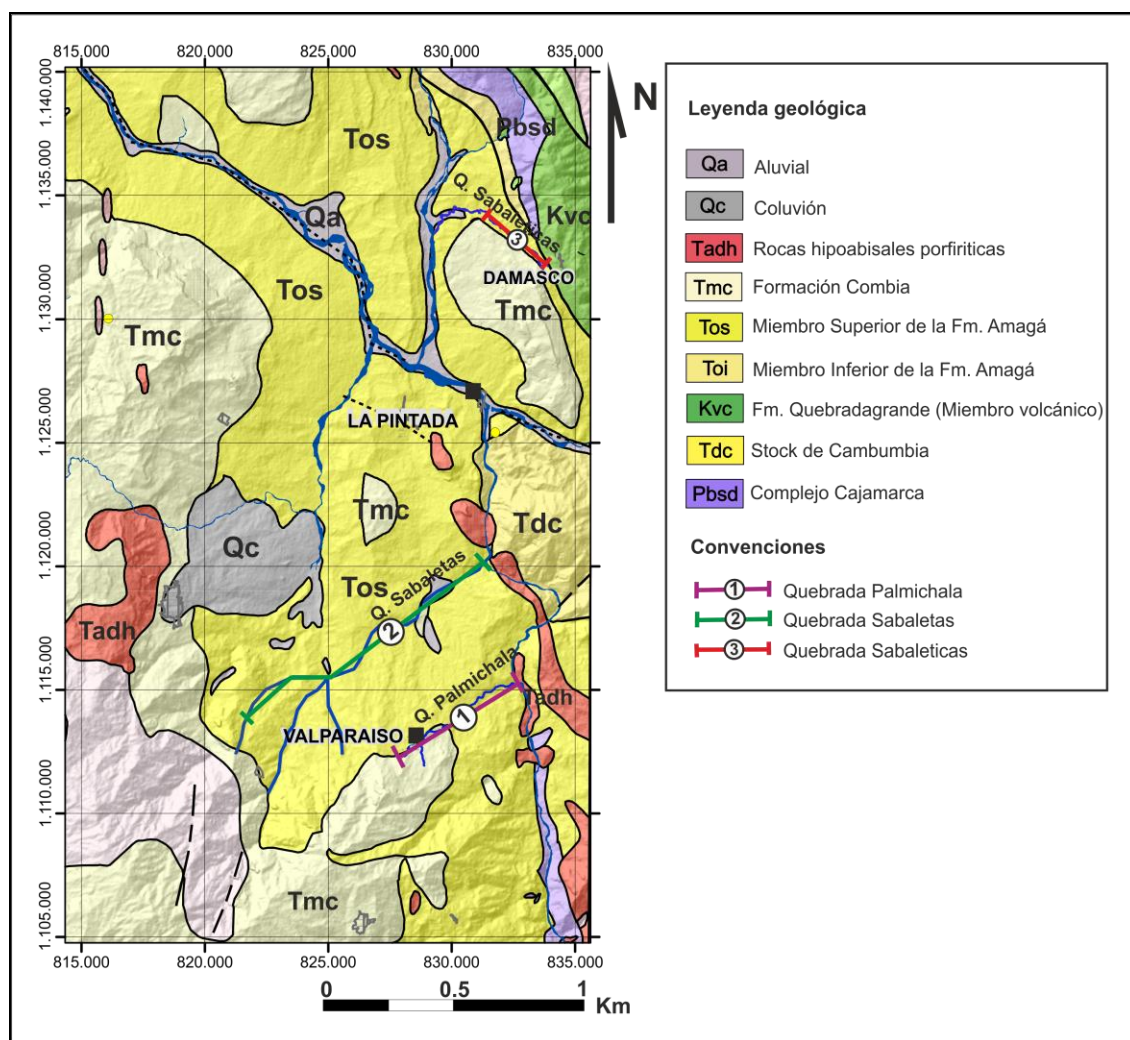
El estudio facial de una unidad estratigráfica permite diferenciar e identificar procesos de depositación (Miall, 1985) reflejados por cambios en el nivel base estratigráfico como respuesta a las variaciones en las condiciones climáticas y tectónicas ocurridas en una cuenca sedimentaria (Cross, 1988; Schumm, 1993). El nivel base estratigráfico controla el espacio de acomodación (A) y el suministro de sedimentos (S), esta relación A/S determina el grado de preservación de elementos morfológicos como color, textura, composición, geometría de las capas, tipos de contactos, estructuras y contenido orgánico que permiten definir una facies sedimentaria (Miall, 1978).

Cada facies con sus respectivas características sedimentológicas representa un evento de depositación particular (Miall, 1985). Ellas pueden ser agrupadas en asociaciones faciales y caracterizar un ambiente de depositación dentro de la evolución de una cuenca sedimentaria. Su estudio permite comprender los procesos sedimentarios, tectónicos y climáticos que conforman el registro estratigráfico de la cuenca.

### **2.2 METODOLOGÍA**

El análisis facial del Miembro Superior de la Formación Amagá fue realizado a partir del levantamiento de tres secciones estratigráficas a escala 1:100, ubicadas al suroccidente del departamento de Antioquia entre los municipios de la Pintada y Valparaíso: 1) Sección Quebrada Sabaleticas, 2) Sección Quebrada Sabaletas y 3) Sección Quebrada Palmichala (Figura 5). En cada sección se describió el color, textura, composición, geometría, estructuras sedimentarias, contenido orgánico, variaciones verticales y laterales de los estratos y superficies de límites de secuencia

(superficies de reactivación de canales, depósitos de fondo de canal, paleosuelos, etc.), con el fin de identificar las respectivas facies, sus asociaciones y ambientes de deposición de acuerdo al modelo de arquitectura fluvial propuesto por Miall (1996).



**Figura 5.** Mapa de localización de secciones estratigráficas. Compilación geológica EAFIT-ANH (2011). Fuentes: Grosse (1926); Ingeominas, Planchas 166 y 186.

### 2.3 IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE FACIES

Teniendo en cuenta las características sedimentológicas presentes en las tres secciones estratigráficas levantadas y siguiendo el modelo de facies propuesto por Miall (1996), se

identificaron 11 Facies para el Miembro Superior de la Formación Amagá, que son descritas a continuación (Tabla 1, Figuras 6, 7 y 8).

**Tabla 1.** Nomenclatura de facies para el Miembro Superior de la Formación Amagá. El código de facie se describe de la siguiente forma: La primera letra indica la litología, la segunda y tercera letra se refieren a las características de textura y/o estructura y la cuarta letra en algunas facies corresponde al espesor de los *sets* de laminación.

<b>Código de facies</b>	<b>Nombre de la facies</b>	<b>Litología</b>	<b>Estructuras sedimentarias</b>	<b>Interpretación</b>
Cp	Conglomerados con clastos imbricados	Conglomerados clasto-soportados, clastos subangulares y subredondeados mal seleccionados	Imbricación horizontal de los clastos	Depósitos de fondo de canal
Cm	Conglomerados masivos	Conglomerados clasto-soportados masivos	-	Depósitos de flujos turbulentos
Acp	Areniscas conglomeráticas con estratificación plana paralela	Areniscas conglomeráticas moderadamente seleccionada, con clastos subredondeados y subangulares dentro de una matriz de arena fina y lodo.	Estratificación plana paralela	Depósitos de flujos de tracción.
Ap	Areniscas con laminación plana paralela	Areniscas de grano fino a medio	Laminación plana paralela, en ocasiones definida por la materia orgánica.	Depósitos de flujo planar (flujo critico) que llega a remover material fino de la planicie de inundación adyacente
Ao	Areniscas con laminación ondulada paralela	Areniscas de grano muy fino a medio	Laminación ondulada paralela	Depósitos formados por las variaciones en el flujo de la corriente donde se forman dunas de poca amplitud.
Acag	Areniscas con laminación cruzada en artesa a gran escala	Areniscas de grano fino a medio	Laminación cruzada en artesa sola o agrupada con sets de 15 a 30 cm de espesor	Depósitos de migración de dunas tridimensionales formadas por depósitos de flujos mayores
Acap	Areniscas con laminación cruzada en artesa a pequeña escala	Areniscas de grano fino a medio	Laminación cruzada en artesa sola o agrupada con sets de 5 a 15 cm de espesor	Depósitos de migración de dunas tridimensionales formadas por depósitos de flujos menores
Am	Areniscas masivas	Areniscas de grano muy fino a fino	Masivas	Depósitos de flujos gravitacionales

Los códigos de facies han sido modificados de Miall (1996).

Continuación **Tabla 1.** Nomenclatura de facies para el Miembro Superior de la Formación Amagá. El código de facies está compuesto de la siguiente manera: la primera letra indica la litología, la segunda y tercera letra se refieren a las características de textura o estructura y la cuarta letra en algunas facies corresponde al espesor de los *sets* de laminación.

<b>Código de facies</b>	<b>Nombre de la facies</b>	<b>Litología</b>	<b>Estructuras sedimentarias</b>	<b>Interpretación</b>
Lp	Limolitas con laminación plana paralela	Limolitas	Laminación plana paralela muy fina	Depósitos de Planicie de Inundación
Lbt	Limolitas con alta bioturbación	Limolitas	Masivas de aspecto moteado, con alta bioturbación, contienen calcretas redondeadas y elongadas.	Depósitos de Planicie de inundación
Lm	Limolitas masivas	Limolitas	Masivas, ocasionalmente presentan grietas de desecación y moderada bioturbación.	Depósitos de Planicie de inundación

Los códigos de facies han sido modificados de Miall (1996).

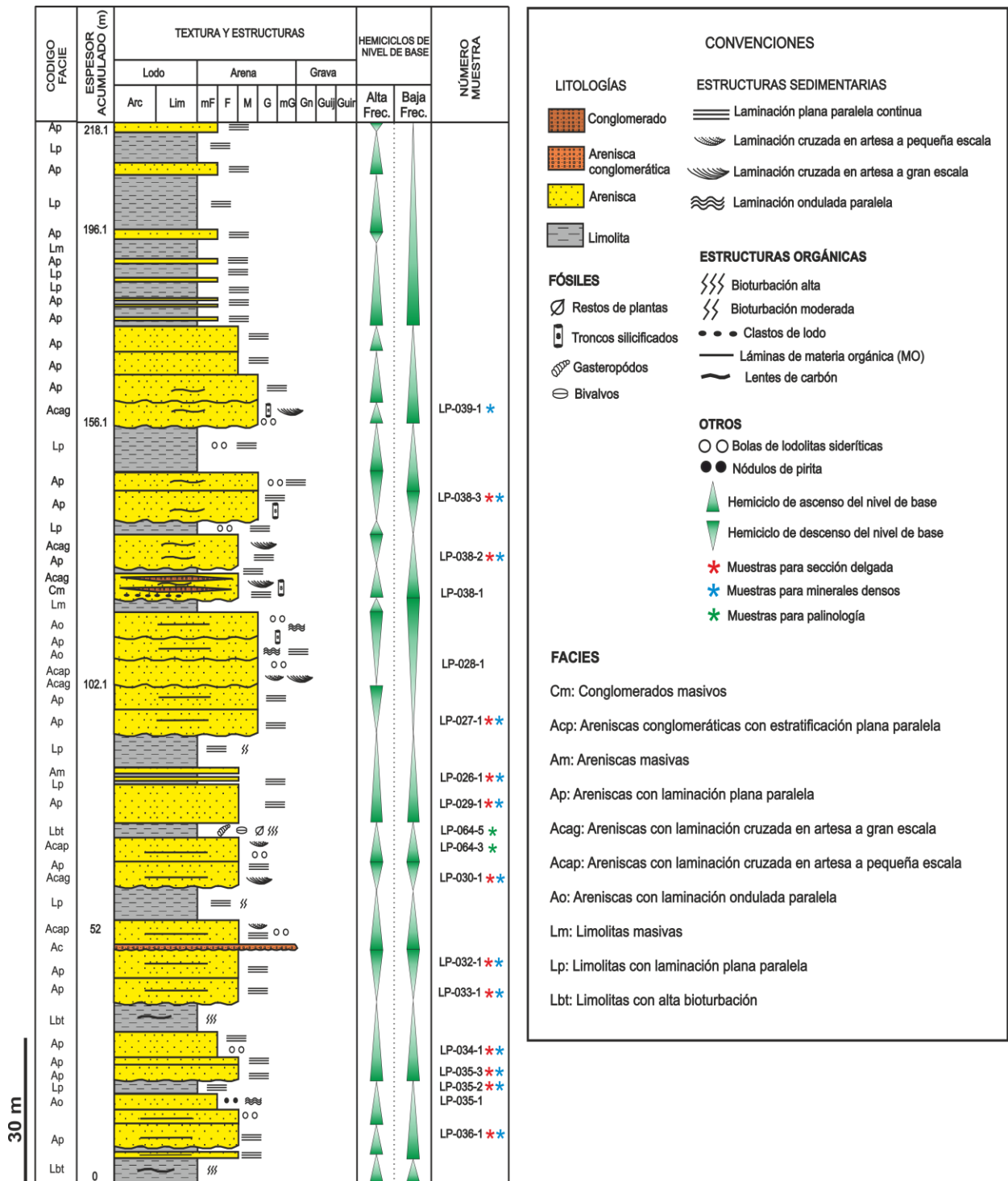


Figura 6. Sección estratigráfica Quebrada Sabaleticas (La Pintada).

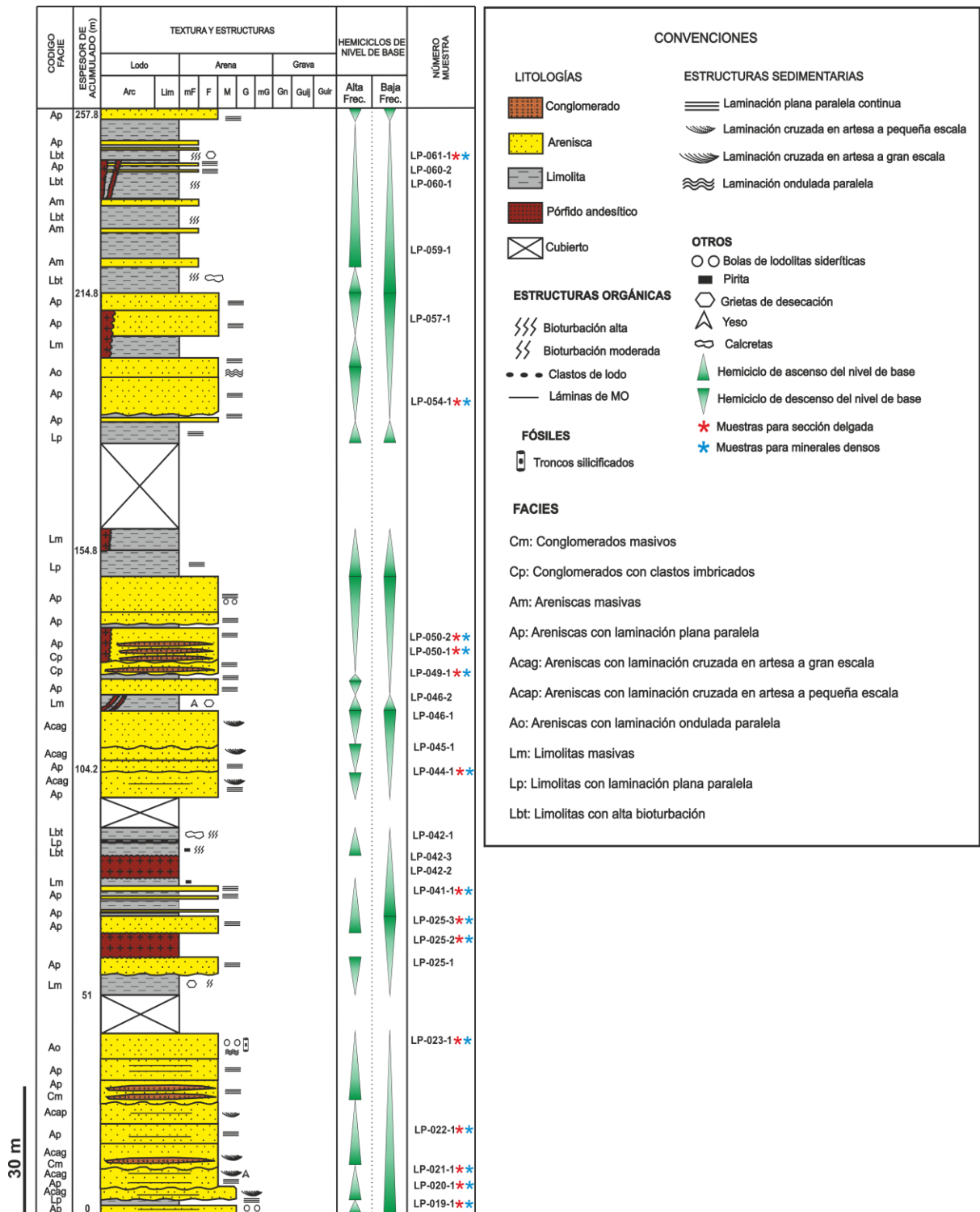


Figura 7. Sección estratigráfica Quebrada Sabaletas (Valparaíso).

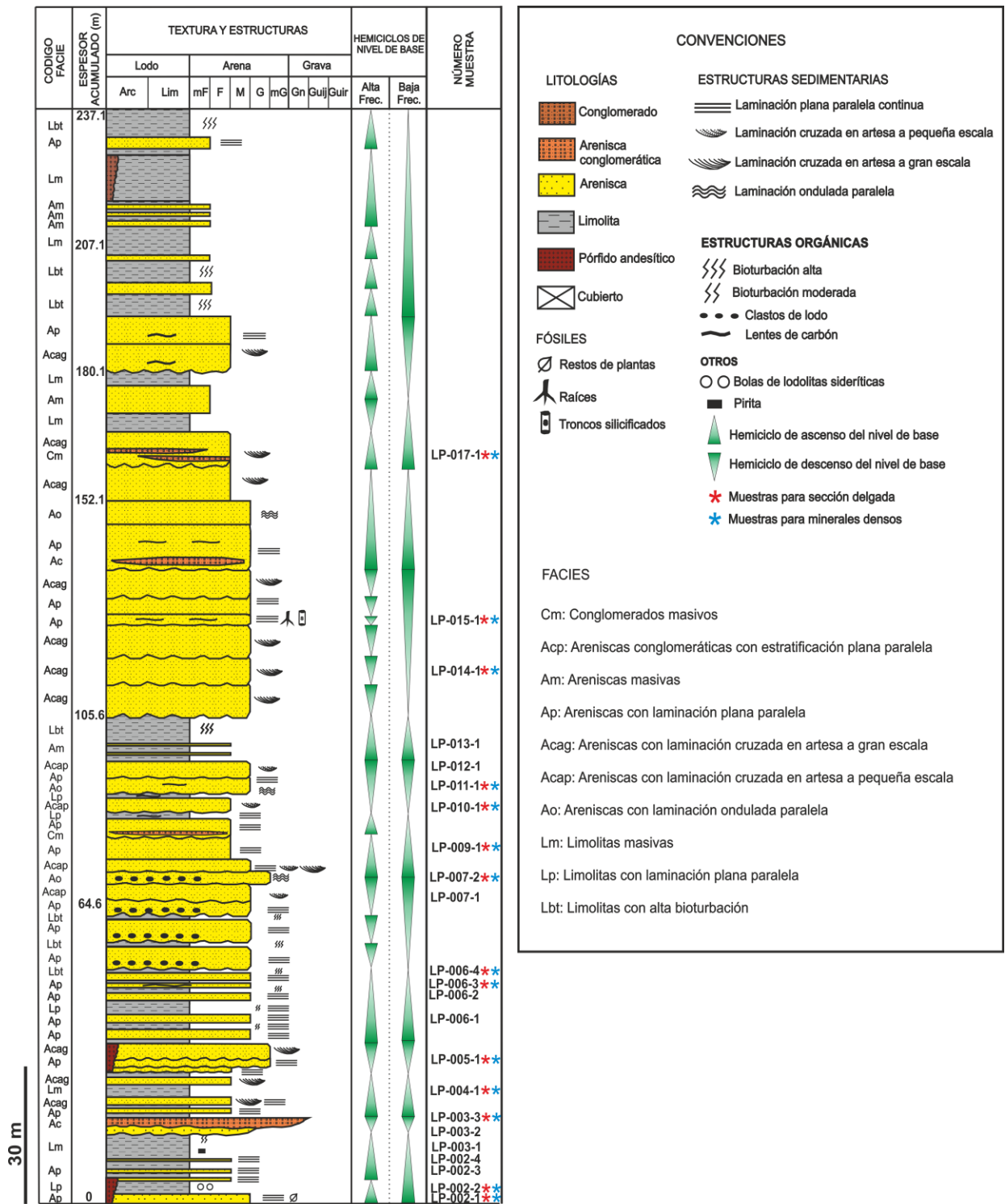


Figura 8. Sección estratigráfica Quebrada Palmichala (Valparaíso).

### 2.3.1 Facies de Gravas

#### 2.3.1.1 Facies de Conglomerados con clastos imbricados (Cp)

Se presentan en capas tabulares y lenticulares de 10 a 50 cm de espesor, de color gris rojizo y gris claro, clasto-soportados y con moderada selección. Están formados por clastos subangulares y subredondeados de cuarzo y líticos en su mayoría sedimentarios (lodolitas y cuarzoarenitas) con imbricación horizontal (Figura 9). La matriz es de arena media compuesta de cuarzo y minerales arcillosos y el cemento es silíceo llegando a ser en algunos casos calcáreo. Estos conglomerados se encuentran interestratificados en contacto irregular con la facies Ap (Areniscas con laminación plana paralela). Esta facies Cp es interpretada como depósitos de fondo de canal en donde el transporte se realiza por tracción durante periodos de alta descarga fluvial (Miall, 1996).

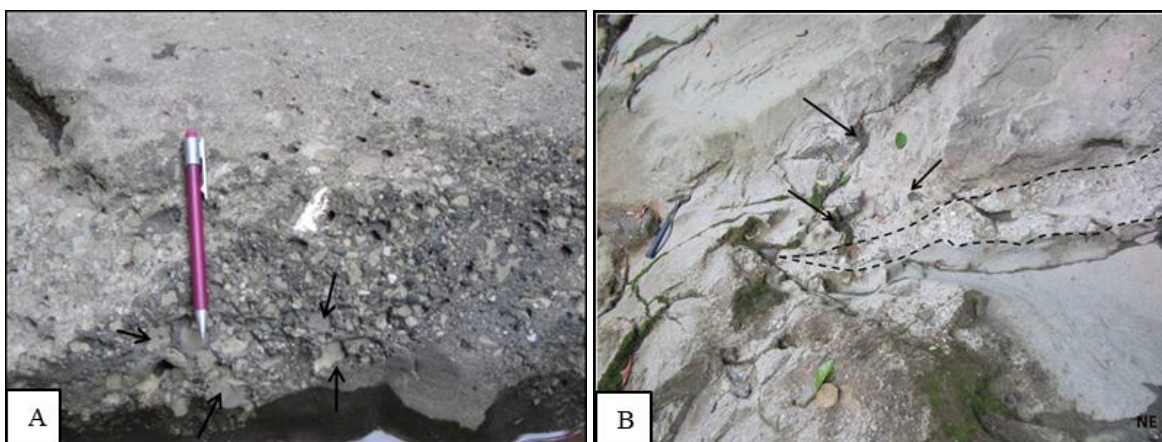


**Figura 9.** Capa tabular de conglomerados clasto-soportados con estratificación plana paralela (Cp), dentro de areniscas con laminación plana paralela (Ap). El espesor de la capa es de 15 cm. Sección Quebrada Sabaletas, Estación LP-050.

#### 2.3.1.2 Facies de Conglomerados masivos (Cm)

Son conglomerados clasto-soportados y moderadamente seleccionados, de geometría lenticular con espesores desde 5 a 50 cm (Figura 10). Están formados por clastos subangulares de cuarzo y líticos principalmente sedimentarios (lodolitas y cuarzoarenitas) dentro de una matriz de arena fina a media. Los clastos no presentan ninguna orientación preferencial. Se encuentran en contacto

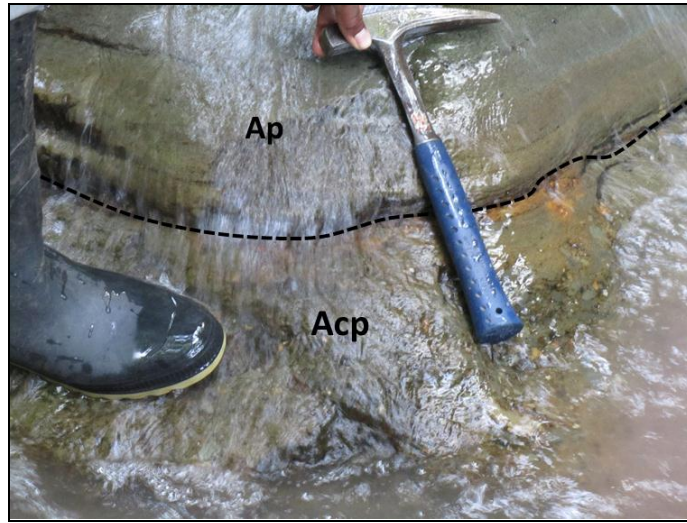
irregular con las facies Ap y Acag (Areniscas con laminación cruzada en artesa a gran escala). Estos conglomerados pueden estar relacionados a depósitos de flujos turbulentos ocurridos durante periodos de alta descarga en canales fluviales (Miall, 1978).



**Figura 10.** Lentes de conglomerados masivos clasto-soportados formados por flujos turbulentos. A. Lente conglomerático con alto contenido de clastos de lodolita de color gris claro (señalados por las flechas). B. Lente conglomerático en contacto irregular con areniscas de grano medio que contienen fragmentos carbonosos (indicados por las flechas). Quebrada Palmichala, Estación LP-017-1.

### **2.3.1.3 Facies de Areniscas conglomeráticas con estratificación plana paralela (Acp)**

Constituye cuerpos tabulares y lenticulares de areniscas conglomeráticas grano-decrecientes con espesores de 15 a 50 cm (Figura 11). Tienen una selección moderada, con clastos subredondeados a subangulares de cuarzo y líticos de lodolita y cuarzoarenita, dentro de una matriz de arena fina y lodo que presenta un color rojizo por alteración. El cemento está compuesto de calcita en un 60% y sílice en un 40% que rellenan los poros existentes entre la matriz y los clastos. Los clastos presentan una estratificación plana paralela. Esta facies puede corresponder a depósitos formados por flujos de tracción que transportan una baja concentración de sedimentos en suspensión (Miall, 1978).



**Figura 11.** Lente de arenisca conglomerática (Acp) de 20 cm de espesor en contacto irregular con areniscas de laminación plana paralela (Ap) hacia el techo. Quebrada Palmichala, Estación LP-010.

## 2.3.2 Facies de Arenas

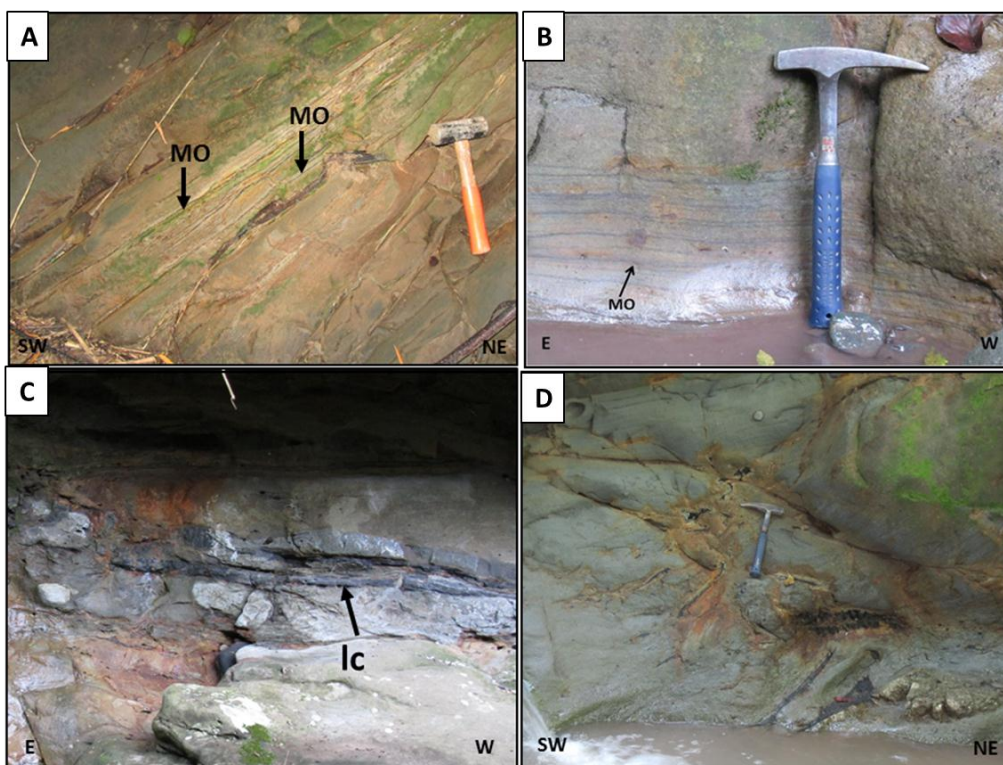
### 2.3.2.1 Facies de Areniscas con laminación plana paralela (Ap)

Incluyen areniscas de grano fino a medio dispuestas en capas tabulares que llegan hasta los 10 m de espesor, en contacto neto y erosivo con las facies Lp, Lbt y Lm. Presentan una selección mala y están formadas por granos subangulares y angulares de cuarzo y fragmentos líticos de rocas sedimentarias en su mayoría (cuarzoarenitas y lodolitas), dentro de una matriz arcillosa. El cemento se compone de sílice y en algunos sectores de calcita. Presentan laminación plana paralela, en algunas ocasiones definida por la materia orgánica (Figuras 12 y 13A, B). Es común encontrar en esta facies nódulos de lodolita rica en siderita de 5 a 30 cm de diámetro, fragmentos y lentes de carbón, troncos silicificados y restos de hojas hacia la parte basal y media de las secciones estratigráficas (Figuras 13C, D). En algunos casos estas areniscas presentan hacia la base clastos de lodolita de color gris oscuro que alcanzan los 3 cm (Figura 14). Los espesores de varios metros representados por esta facies indican una depositación en eventos de inundaciones repentinas, durante condiciones de flujo crítico (Miall, 1996). La presencia de clastos de lodo hacia la base podría indicar el transporte de estos por flujos turbulentos desde las planicies de inundación adyacentes. El contenido de materia orgánica en la laminación y de siderita dentro de los nódulos de lodolita sugiere una depositación en ambientes reductores, con velocidades de enterramiento bajas,

así como un pH ligeramente ácido que favorecieron la formación de siderita y la preservación de la materia orgánica.



**Figura 12.** Areniscas de grano medio con laminación plana paralela. Quebrada Sabaleticas, Estación LP-027.



**Figura 13.** Areniscas con presencia de materia orgánica. A y B. Laminaciones paralelas de materia orgánica (MO) en facies Ap. C. Lente de carbón (lc) de 2 cm de espesor en facies Ap. D. Fragmentos carbonosos dentro de areniscas de grano fino con laminación cruzada en artesas a gran escala (Acag). Quebrada Sableticas, Estación LP-033; Quebrada Palmichala, Estaciones LP-011 y LP-018.



**Figura 14.** Clastos de lodolita elongados de 1 a 3 cm distribuidos aleatoriamente hacia la base de la Facies Ap. Quebrada Palmichala, Estación LP-006.

### **2.3.2.2 Facies de Arenisca con laminación ondulada paralela (Ao)**

Se presenta en capas tabulares de 2 a 5 m de espesor hacia la base de las secciones estratigráficas (Figuras 6,7 y 8) en contacto neto y erosivo con las facies Ap y Acag. Son de grano muy fino a medio, formadas por clastos mal seleccionados de fragmentos líticos y cuarzo dentro de una matriz arcillosa con algunos óxidos de hierro, el cemento es silíceo y localmente calcáreo. Algunas capas de esta facies presentan en la laminación materia orgánica de espesores milimétricos, nódulos de pirita de 1 a 3 cm de diámetro paralelos a la estratificación y nódulos de lodolita rica en siderita de 5 a 30 cm de diámetro (Figura 15 y 16). Estos nódulos de lodolita siderítica presentan formas variables desde redondeadas hasta irregulares, cuya formación está asociada a un proceso diagenético temprano en el cual se produce la deformación de la laminación de la roca huésped alrededor de la bola. Los nódulos de pirita podrían haber sido formados a partir de la presencia de  $H_2S$  en la columna agua-sedimentos durante una etapa de diagénesis temprana antes de la compactación (Tucker, 1982; López et al, 2009). Esta facies es interpretada como el resultado de la depositación durante variaciones en el flujo de la corriente donde se forman dunas de poca amplitud.



**Figura 15.** Nódulos de pirita de 1 cm de diámetro (indicados por las flechas) paralelos a la laminación ondulosa en areniscas de grano muy fino. Observe como la laminación es deformada alrededor del nódulo. Quebrada Sabaleticas, Estación LP-035.



**Figura 16.** Nódulos de lodolita siderítica con diámetros de 30 a 50 cm dentro de areniscas de grano medio. Quebrada Sabaleticas, Estación LP-028.

### **2.3.2.3 Facies de Arenisca con laminación cruzada en artesa a gran escala (Acag)**

Esta facies esta representada por capas tabulares de areniscas de grano fino a medio de 1 a 10 m de espesor. La laminación cruzada en artesa ocurre en *sets* de 15 a 30 cm con ángulos de 20° y 45° de diferente concavidad, que indican los cambios en la dirección de la corriente durante la deposición

(Figura 17 y 18). Estas facies son el registro sedimentario ocasionado por la migración de dunas tridimensionales durante altas velocidades de flujo.



**Figura 17.** Laminación cruzada en artesas a gran escala con *sets* curvados de 20 a 40 cm de espesor. La migración de la laminación indica la dirección de la paleocorriente de derecha a izquierda. Quebrada Sabaletas, Estación LP-044.



**Figura 18.** Areniscas de grano medio con laminación cruzada en artesas a gran escala formada por *sets* de 30 cm de espesor. La inclinación de los *sets* indica la dirección de la paleocorriente de derecha a izquierda. Quebrada Palmichala, Estación LP-005.

#### 2.3.2.4 Facies de Arenisca con laminación cruzada en artesa a pequeña escala (Acap)

Incluye areniscas de grano fino a medio de geometría tabular, con espesores de 1 a 5 m. Se encuentra en contacto neto y erosivo con las facies Ap, Ao y Acag. Los *sets* de laminación son de 5 a 15 cm de espesor con diferentes ángulos de concavidad superimpuestos uno encima del otro (Figura 19). Por lo general esta Facies se encuentra suprayaciendo la Facies Acag. La presencia de *sets* de poco espesor en esta facies indica una formación asociada a la migración de dunas tridimensionales producidas por velocidades de flujo menores.



**Figura 19.** Laminación cruzada en artesa a pequeña escala formada por *sets* de 10 cm que migran en el sentido de la paleocorriente (P). Estas facies indican la migración de canales a pequeña escala en barras puntuales. Quebrada Sabaleticas, Estación LP-028.

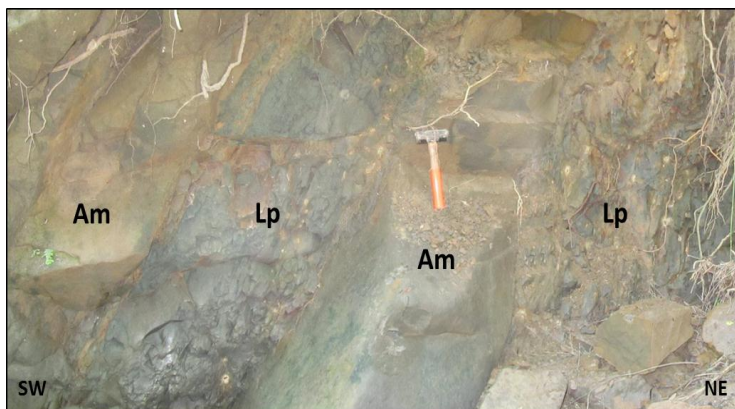
#### 2.3.2.5 Facies de Areniscas masivas (Am)

Esta facies esta formada por areniscas de grano muy fino a fino de geometría tabular con espesores de 50 cm a 6 m hacia el techo de las secuencias estratigráficas. Se encuentra en contacto neto con las facies Lbt y Lp. Las areniscas tienen una selección moderada de clastos subredondeados y subangulares de cuarzo y fragmentos líticos de rocas sedimentarias en su mayoría, dentro de una matriz arcillosa y con óxidos de Fe. Estos depósitos son formados a partir de flujos gravitacionales (Miall, 1996).

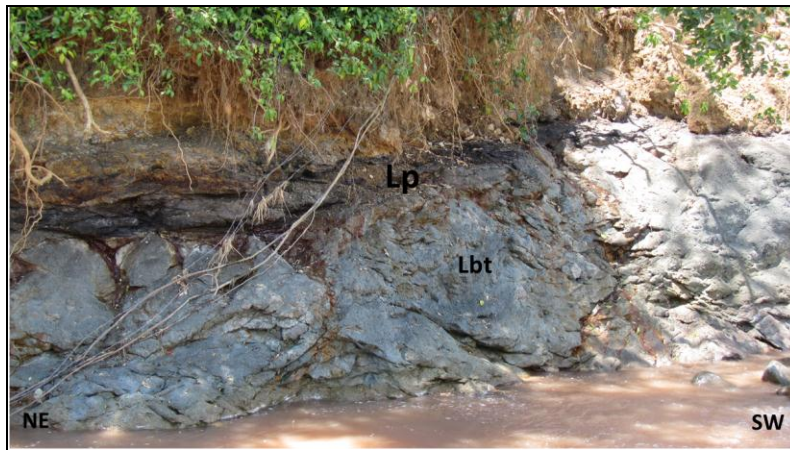
### 2.3.3 Facies de Limos

#### 2.3.3.1 Facies de Limolitas con laminación plana paralela (Lp)

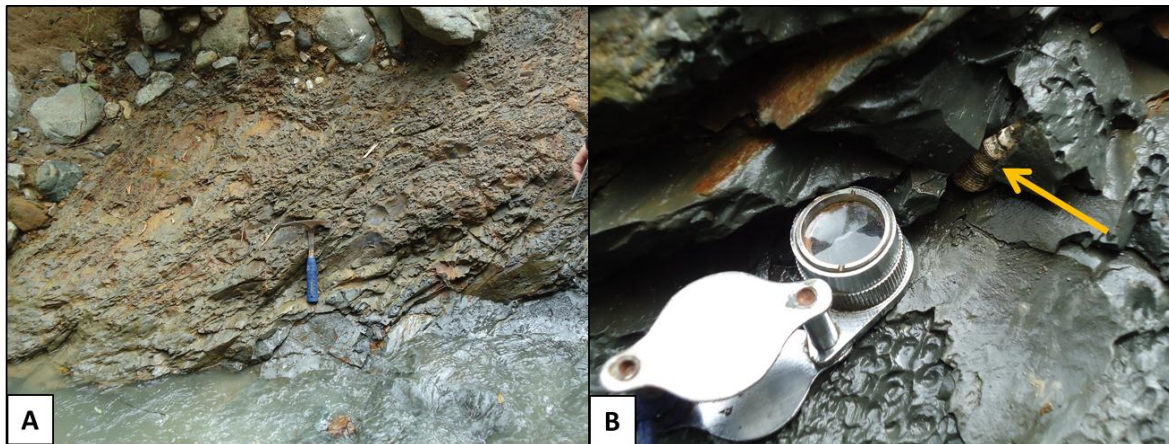
Son limolitas grises y rojizas dispuestas en capas tabulares con espesores de 70 cm a 10 m, interestratificadas en contacto neto e irregular con las facies Am, Ap y Lbt (Figura 20). Se caracterizan por presentar laminación plana paralela muy fina, que en algunos casos esta definida por el contenido de materia orgánica (Figura 21). Contiene moldes de bioturbación de formas redondeadas y tubulares, nódulos de lodolita siderítica de 5 a 15 cm de diámetro, restos de hojas, bivalvos y gasterópodos. Este contenido fosilífero para esta facies, es registrado en la base de la Sección Sabaleticas (Estación LP-064) donde en compañía de los estudiantes de geología de la Universidad EAFIT, se encontraron conchas de bivalvos y gasterópodos de excelente preservación (Figura 22). Gasterópodos similares a estos, fueron reportados en el Miembro Superior por Grosse (1926) al Este de Fredonia, y Guzmán y Sierra (1984) en los sectores de Titiribí y Albania, como pertenecientes a la familia *Melaniidae* del género *Hemisinus* propios de ambientes de agua dulce (Figura 23). Sin embargo se hace necesario el análisis detallado de los gasterópodos encontrados en la Quebrada Sabaleticas ya que la ornamentación de su concha y la presencia de glauconita en las areniscas adyacentes a este afloramiento podrían sugerir un ambiente de depositación transicional (Aguas salobres). Esta facies representa depósitos de planicie de inundación formados por material fino transportado en suspensión.



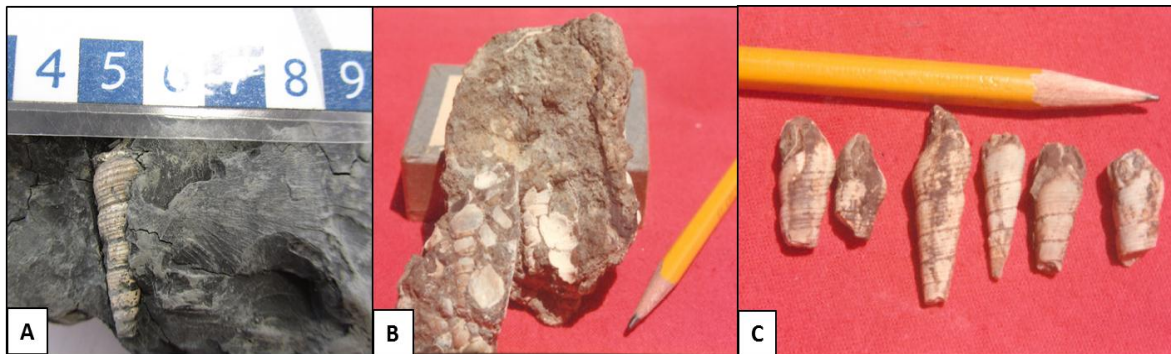
**Figura 20.** Limolitas grises con laminación plana paralela (Lp) intercaladas con capas delgadas de arenisca de grano medio masivas (Am). Quebrada Sabaleticas, Estación LP-026.



**Figura 21.** Limolitas grises oscuras con laminación definida por el contenido de materia orgánica (Techo), en contacto irregular con la Facies Lbt (Base). Quebrada Sabaletas, Estación LP-042.



**Figura 22.** Contenido fosilífero en la Facies Lp. A. Limolitas moteadas que contienen restos de hojas, conchas de bivalvos y gasterópodos. B. Detalle de gasterópodo (flecha) dentro de las limolitas. Quebrada Sabaleticas, Estación LP-064.



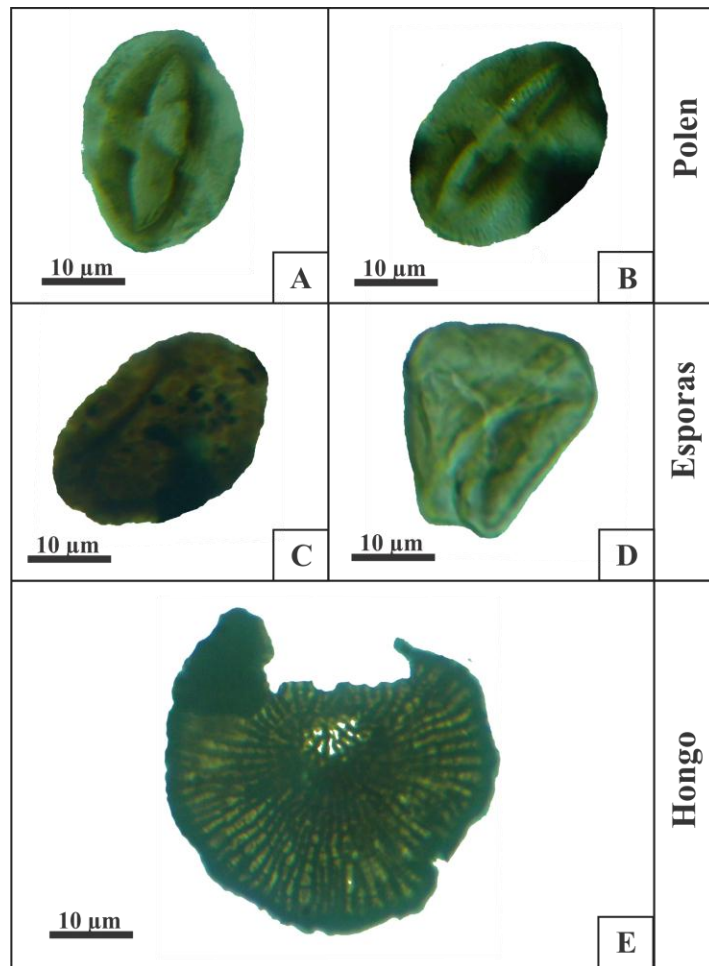
**Figura 23.** Gasterópodos encontrados en la Formación Amagá. A. Gasterópodos encontrados en la base de la Sección Sabaleticas levantada en este estudio (Miembro Superior de la Formación Amagá). B y C. Gasterópodos encontrados por Grosse (1926) y Guzmán y Sierra (1984) en el Miembro Superior de la Formación Amagá.

En este nivel fosilífero donde se encontraron los gasterópodos, se tomaron dos muestras (LP-064-3 y LP-064-5) para análisis palinológico con el fin de obtener datos de palinomorfos que sirvieran de ayuda al conocimiento del ambiente de depositación del Miembro Superior (Figura 6).

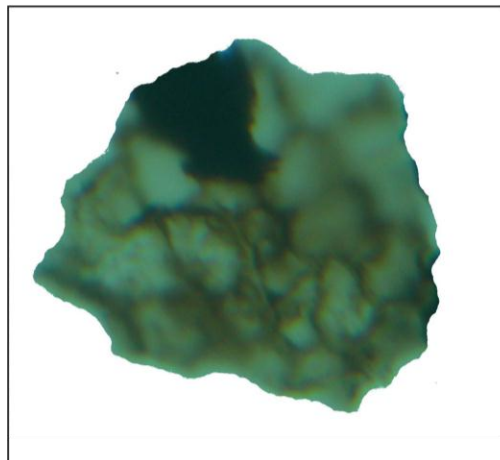
Dentro del contenido palinológico se identificaron granos de polen (*Retitricolporites* “planopolaris”, Figura 24A, B), esporas de tipo monoete y trilete (Figura 24C, D) y fructificaciones de hongos de la familia *Microtiriaceae* (Figura 24E). También se encontraron algunos fitoclastos traslúcidos como cutículas, con estructuras aun preservadas (Figura 25).

La presencia de estos palinomorfos indican un ambiente continental, sin embargo sería erróneo interpolar esta información para toda la secuencia del Miembro Superior debido a la escasez de muestras, se necesitaría realizar un muestreo más detallado de palinomorfos de base a techo en las tres secciones, que permitan establecer la distribución y variabilidad de estos en tiempo y así poder determinar el ambiente de depositación acertadamente.

En estudios palinológicos realizados anteriormente para el Miembro Inferior de la Formación Amagá se ha reportado la presencia de dinoflagelados (Escobar y Rozo, 1984; Escobar, 1990; Zegarra, 1993; Blandón et al., 2004; Sucerquia, 2004) y *Zonocostites ramonae* (Blandón et al., 2004; Blandón, 2007) que indican un ambiente continental con influencia marina.



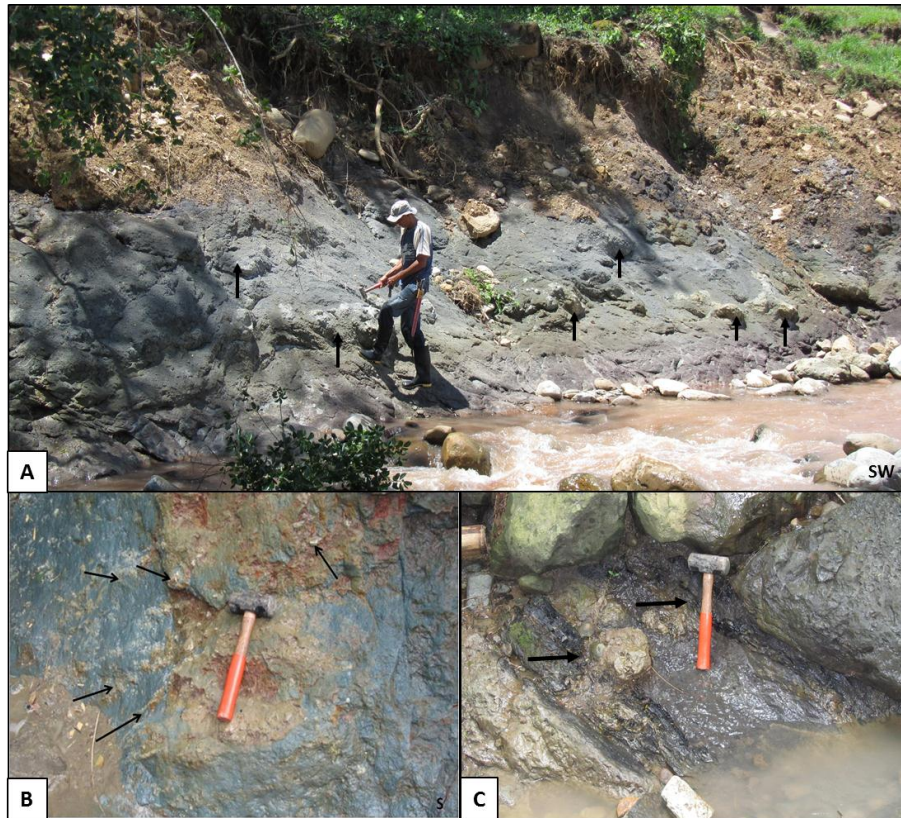
**Figura 24.** Palinomorfos encontrados en la base de la Quebrada Sabaleticas. A y B. *Retitricolporites* “planopolaris”. C. Espora monolete. D. Espora trilete. E. Fructificación de hongo *Microtiriaceae*.



**Figura 25.** Cutícula con su estructura interna preservada.

### 2.3.3.2 Facies de Limolitas con alta bioturbación (Lbt)

Está constituida por limolitas de aspecto moteado, en colores grises y rojizos, dispuestas en capas tabulares que varían en espesor de 1 a 10 m. Aparecen interestratificadas en contacto neto con las facies Acag, Ap y Am. Se caracterizan por presentar moldes de bioturbación que le dan una textura nodular a los sedimentos, lentes de carbón de 1 a 3 cm de espesor y nódulos calcáreos (calcretas) de formas redondeadas y elongadas (Figura 26). Esta facies es interpretada como depósitos que son transportados en suspensión por la corriente durante periodos de inundación. La apariencia moteada de estos sedimentos podrían indicar variaciones en las condiciones oxidantes y reductores a partir fluctuaciones en el nivel freático (Armas y Sánchez, 2011). La intensa bioturbación y la presencia de calcretas sugieren el desarrollo de procesos pedogénicos durante periodos largos de no depositación y exposición subaérea.



**Figura 26.** Facies de Limolitas bioturbadas (Lbt). A. Niveles de calcretas de formas elongadas (indicadas por las flechas) dentro de limolitas bioturbadas, Quebrada Sabaletas, Estación LP-042. B. Moldes de bioturbación en limolitas moteadas Quebrada Sabaleticas, Estación LP-037. C. Lentes de carbón de 1 a 3 cm de espesor dentro de limolitas bioturbadas, Quebrada Sabaleticas, Estación LP-034.

### 2.3.3.3 Facies de Limolitas masivas (Lm)

Corresponden a limolitas de colores grises y rojizos dispuestas en capas tabulares que alcanzan los 6 m de espesor. Presentan ocasionalmente grietas de desecación y moderada bioturbación. Esta facies aparece intruida por diques y silos de pórfidos andesíticos en las secciones Sabaletas y Palmichala, donde es común encontrar pirita diseminada y venillas de yeso en stockwork de 0,5 a 1 cm de espesor (Figuras 27). El origen de estos minerales parece estar asociado al ascenso de fluidos hidrotermales durante la intrusión de estos cuerpos. Estas limolitas se encuentran interestratificadas en contacto neto con las facies Ap y Acag. Corresponden a depósitos formados durante condiciones de bajo régimen de flujo que favorecen el transporte de sedimentos en suspensión dentro de planicies de inundación (Miall, 1996).



**Figura 27.** Facies de limolitas masivas (Lm). A. Limolitas masivas de color rojizo con venillas de yeso en contacto con dique porfirítico de composición andesítica. B. Detalle de venillas de yeso en stockwork (indicadas por las flechas) dentro de limolitas masivas. Quebrada Sabaletas, Estación LP-046.

## 2.4 IDENTIFICACIÓN DE ASOCIACIONES FACIALES

Teniendo en cuenta las características sedimentológicas, la preservación de los elementos morfológicos y las variaciones en los patrones de apilamiento de las facies descritas anteriormente, se identificaron cinco asociaciones faciales para el Miembro Superior de la Formación Amagá: Canales Meándricos (CM), Canales Trenzados (CT), Crevasse (CR), Planicie de inundación (PI) y Planicie Deltáica (PD), (Tabla 2). Para la caracterización de las asociaciones faciales fluviales se tomo el modelo facial propuesto por Miall (1996).

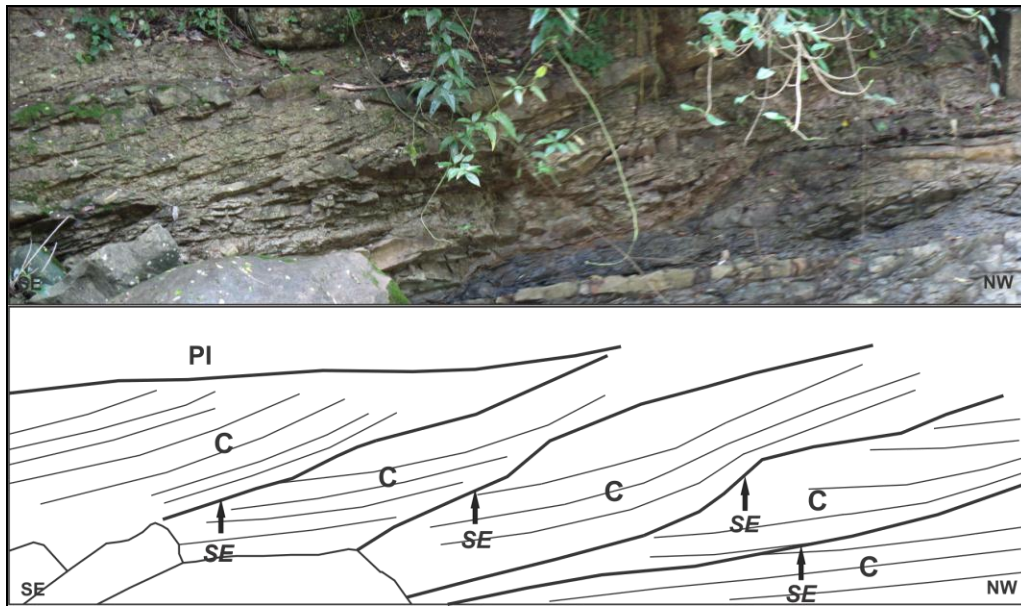
**Tabla 2.** Asociaciones faciales en el Miembro Superior de la Formación Amagá.

Asociación facial	Facies	Código de facies
Canales Meándricos (CM)	Conglomerados masivos	Cm
	Areniscas conglomeráticas con estratificación plana paralela	Acp
	Areniscas con laminación ondulada paralela	Ao
	Arenisca con laminación plana paralela	Ap
	Areniscas con laminación cruzada en artesa a gran escala	Acag
	Areniscas con laminación cruzada en artesa a pequeña escala	Acap
Canales Trenzados (CT)	Conglomerados con clastos imbricados	Cp
	Conglomerados masivos	Cm
	Areniscas conglomeráticas con estratificación plana paralela	Acp
	Areniscas con laminación cruzada en artesa a gran escala	Alcag
	Areniscas con laminación cruzada en artesa a pequeña escala	Acap
	Areniscas con laminación ondulada paralela	Ao
	Areniscas con laminación plana paralela	Ap
	Areniscas masivas	Am
Crevasse (CR)	Areniscas con laminación plana paralela	Ap
Planicie de Inundación (PI)	Limolitas con laminación plana paralela	Lp
	Limolitas con alta bioturbación	Lbt
	Limolitas masivas	Lm
Planicie Deltáica (PD)	Areniscas con laminación plana paralela	Ap
	Limolitas con laminación plana paralela	Lp
	Limolitas con alta bioturbación	Lbt
	Limolitas masivas	Lm

Los códigos de facies han sido modificados de Miall (1996).

### 2.4.1 Canales Meándricos (CM)

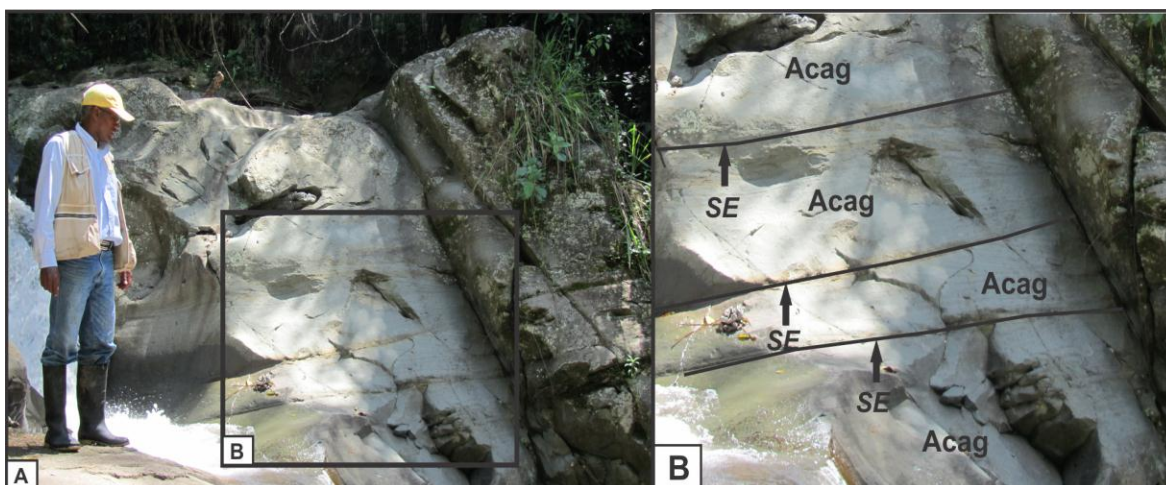
Están formados por cuerpos de arena granodecrecientes de geometría tabular que en algunos casos presentan bases erosivas y techo plano, con espesores desde 1 a 8 m. Estos cuerpos constituyen eventos multi-episódicos de rellenos de canal formados por variaciones en la descarga de sedimentos. Hacia la base del canal se presentan depósitos de fondo formados por conglomerados clasto-soportados masivos (Cm) dispuestos como lentes de 5 a 50 cm de espesor y areniscas conglomeráticas de estratificación plana paralela (Acp). Continúan areniscas de grano fino a medio con laminación cruzada en artesa a gran escala y pequeña escala de geometría tabular y con base erosiva, interestratificadas con areniscas de laminación ondulada (Ao) y plana paralela (Ap) que alcanzan espesores de 10 m. Estas últimas presentan ocasionalmente clastos elongados de lodo hacia la base producto de la remoción por flujos turbulentos de las planicies de inundación infrayacentes. Es común encontrar en las areniscas de laminación plana paralela (Ap) lentes de materia orgánica, fragmentos carbonosos y nódulos de lodolita siderítica de 5 a 30 cm de diámetro. La agradación de canales es separada por superficies erosivas de leve concavidad encontradas en depósitos de “cutbank” y depósitos de “point bars” donde la migración de estos últimos indican eventos de acreción lateral (Figura 28).



**Figura 28.** Acreción lateral de canales formados por areniscas con laminación cruzada a gran escala (Acag) y areniscas con laminación plana paralela (Ap) hacia la base, que indican la migración de “point bars”. Los canales están limitados por superficies erosivas (SE) de bajo ángulo. Se encuentran suprayacidos por depósitos de Planicie de inundación (PI). Quebrada Palmichala, Estación LP-005.

### 2.4.2 Canales Trenzados (CT)

Constituyen cuerpos tabulares que alcanzan los 10 m de espesor, algunos de ellos con superficies erosivas hacia la base. Presentan alto contenido de rellenos basales formados por conglomerados clasto-soportados masivos e imbricados paralelamente a la estratificación y ocasionalmente areniscas conglomeráticas granodecrecientes. El relleno del canal, continúa con areniscas de grano medio a fino con laminación cruzada en artesa a gran escala (Acag) y en ocasiones a pequeña escala (Acap), interestratificadas con areniscas de laminación plana paralela (Ap) y ondulada (Ao). Se presentan esporádicamente capas de areniscas con láminas de materia orgánica, nódulos de lodolita siderítica y troncos silicificados. Los canales se caracterizan por estar apilados verticalmente formando secuencias de hasta 30 m, que indican eventos superpuestos de alta descarga de sedimentos (Figura 29).



**Figura 29.** Asociación facial de Canales Trenzados. A. Acreción vertical de canales que indican eventos superpuestos de alta descarga de sedimentos. B. Detalle de canales acrecionados formados por areniscas con laminación cruzada en artesa a gran escala (Acag), que están limitados por superficies erosivas de bajo ángulo (SE). Quebrada Palmichala, Estación LP-014.

### 2.4.3 Crevasse (CR)

Estos depósitos están formados por areniscas de grano fino a muy fino con laminación plana paralela (Ap), de geometría tabular que tienen entre 10 y 50 cm de espesor (Figura 30). Se encuentran interestratificadas con capas muy delgadas de limolitas con laminación plana paralela

(Lp) y bioturbadas (Lbt). Por constituir cuerpos delgados de geometría tabular son interpretados como depósitos de desbordamiento producidos por flujos de alto régimen.



**Figura 30.** Depósitos de Crevasse (CR) formados por areniscas de grano fino con laminación plana paralela (Ap) interstratificadas con láminas de limolitas (Lp). Se encuentran suprayacidos por depósitos de Planicie de inundación (PI). Un dique porfirítico (izquierda) está cortando los depósitos de CR y PI. Quebrada Palmichala, Estación LP-002.

#### **2.4.4 Planicie de Inundación (PI)**

Está constituida por limolitas rojizas y grises dispuestas en capas tabulares que tienen de 10 cm a 10 m de espesor (Figura 31). Se presentan masivas y con laminación plana paralela muy fina, (Lp), moderada a intensamente bioturbadas (Lbt), con presencia de materia orgánica, grietas de desecación, restos de hojas, fósiles de bivalvos y gasterópodos, nódulos de lodolita siderítica y niveles pedogénicos que forman calcretas. De acuerdo al tamaño muy fino de estos depósitos son interpretados como productos de flujos de baja energía que transportan sedimentos en suspensión. La presencia de bioturbación, calcretas y grietas de desecación indica pausas en la sedimentación y periodos largos de exposición subaérea. En otros casos, estas planicies permanecieron húmedas, favoreciendo así la preservación de materia orgánica y de fósiles invertebrados.



**Figura 31.** Depósitos de Planicie de Inundación (PI) formados por limolitas grises y rojizas con laminación plana paralela (Lp). Quebrada Sabaletas, Estación LP-051.

#### **2.4.5 Planicie Deltáica (PD)**

Está caracterizada por depósitos de canales distributarios que constituyen areniscas de grano fino a muy fino de geometría tabular, algunas con bases erosivas, en espesores de 50 cm a 2 m. Las areniscas presentan una selección moderada con granos más redondeados que indican un leve retrabajamiento de las mareas. Se caracterizan por tener laminación plana paralela con superficies basales levemente onduladas. La agradación de canales es mínima lo cual sugiere que estos depósitos corresponden a rellenos de canales menores dentro de la planicie de inundación, donde la descarga de sedimentos es controlada por el sistema fluvial con una mínima influencia de las mareas. El aumento del contenido de glauconita en las areniscas hacia techo de las secciones levantadas (Ver Capítulo 3) sustenta este hecho ya que este mineral es formado bajo condiciones reductoras, con bajas tasa de sedimentación y profundidades relativamente someras (15-500 m). Los canales distributarios se encuentran drenando planicies de inundación que alcanzan 10 m de espesor, formadas por limolitas de color rojizo y gris dispuestas en capas tabulares (Figura 32). Se presentan masivas (Lm) y con laminación plana paralela (Lp), con intensa bioturbación que le da una apariencia moteada. También se observan grietas de desecación, que sugieren periodos largos de no deposición y exposición subaérea.



**Figura 32.** Depósitos de Planicie Deltáica (PD) formados por limolitas masivas (Lm) de color gris y rojo con alta bioturbación y grietas de desecación. Se encuentran suprayaciendo estos depósitos canales de poco espesor con base ligeramente erosiva formados por areniscas con laminación plana paralela (Ap) que muestran superficies erosivas (SE) de acreción lateral de bajo ángulo.

## 2.5 IDENTIFICACIÓN DE AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN

Para definir el ambiente de depositación del Miembro Superior de la Formación Amagá fue necesario analizar la distribución de las asociaciones faciales y la simetría de los ciclos

estratigráficos de nivel base que determinan las variaciones en la relación de espacio de acomodación (A) vs suministro de sedimentos (S). Los puntos de cambio del nivel base dividen el ciclo estratigráfico en dos hem Ciclos: hem Ciclo de ascenso del nivel base representado por el aumento en la relación A/S y el hem Ciclo de descenso del nivel base representado por la disminución en la relación A/S. En este trabajo se identificaron ciclos de alta y baja frecuencia, que fueron utilizados en especial los de baja frecuencia para la interpretación ambiental (Figuras 6, 7 y 8).

Teniendo en cuenta lo anterior, se identificaron tres ambientes de depositación de base a techo, que indican la progradación hacia el mar de la secuencia siliciclástica del Miembro Superior, al encontrarse cerca de la línea de costa para el momento de su depositación. El registro sedimentológico comienza con asociaciones faciales de un ambiente de ríos meándricos que varía a un ambiente de ríos trezados de alta sinuosidad y finaliza con depósitos de planicie deltáica.

Los estudios anteriores realizados por Sierra et al. (2003) y Silva et al. (2008) sobre las características faciales y petrofísicas del Miembro Superior de la Formación Amagá, permitieron subdividirlo en dos unidades: Unidad 3 y Unidad 4. La Unidad 3 está caracterizada por asociaciones faciales de ríos meándricos con canales agradacionales, llanuras de inundación y crevasse splay en donde existe una moderada preservación de los elementos morfológicos. La Unidad 4 presenta facies de ríos trezados caracterizadas por canales de gran espesor amalgamados y escasas llanuras de inundación intercaladas con crevasse splay, los cuales contienen areniscas con laminación paralela continua y areniscas masivas.

Las Unidades 3 y 4 definidas por los anteriores autores fueron identificadas en las secciones estratigráficas levantadas en este estudio, por tal razón se decidió conservar la misma nomenclatura. Sin embargo la Unidad 4 identificada en este estudio es interpretada como ambientes de ríos trezados de alta sinuosidad que no muestran una amalgamación alta de canales como la representada por la Unidad 4 en la sección del Cinco-Venecia (Sierra et al., 2003; Silva et al., 2008). Estas variaciones podrían estar indicando la existencia de cambios laterales de facies generados a partir de las diferencias en el espacio de acomodación y el suministro de sedimentos dentro de la paleo-cuenca Amagá.

Hacia el techo de las secciones se identificó una nueva unidad definida en este estudio como Unidad 5 que se caracteriza por presentar asociaciones faciales de un ambiente de planicie deltáica. La presencia de esta nueva unidad sugiere que las condiciones de subsidencia para este sector de la

cuenca (Sector La Pintada-Valparaíso) fueron mayores, favoreciendo el aumento en el espacio de acomodación y la depositación de facies de baja energía; razón por la cual no pudo ser diferenciada en las secciones estratigráficas levantadas hacia el oeste de la Cuenca Amagá (Sector El Cinco-Venecia) en los estudios de Sierra et al. (2003) y Silva et al. (2008).

Se interpretaron entonces, tres unidades que representan la variación en el ambiente de depositación de base a techo para el Miembro Superior: Unidad 3: Asociaciones faciales de ríos meándricos, Unidad 4: Asociaciones faciales de ríos trenzados de alta sinuosidad y Unidad 5: Asociaciones faciales de Planicie deltáica (Figuras 33, 34 y 35).

La Unidad 3 presenta asociaciones faciales típicas de ambientes de ríos meándricos donde se observan canales acrecionados lateralmente con espesores que alcanzan 8 m formados por areniscas de grano fino a medio con laminación cruzada en artesa a gran y pequeña escala (Acag y Acap) interestratificadas con areniscas de laminación ondulada (Ao) y plana paralela (Ap) que en ocasiones presentan un alto contenido de materia orgánica y nódulos de lodolita siderítica indicando la presencia de flujos laminares de bajo régimen en ambientes restringidos cercanos a la planicie de inundación. Hacia la base de los canales se encuentran depósitos de relleno de fondo formados por lentes de conglomerados clasto-soportados masivos (Cm) y areniscas conglomeráticas con estratificación plana paralela (Acp) como resultado del transporte de tracción durante flujos turbulentos. Alternadas con los rellenos de canales se encuentran facies de crevasse (CR) que contienen capas tabulares de areniscas con laminación plana paralela (Ap) en espesores de 10 a 50 cm de espesor, interestratificadas con capas delgadas de limolitas finamente laminadas (Lp). Los depósitos de planicies de inundación (PI) se caracterizan por ser de gran espesor alcanzando 10 m, lo cual sugiere un aumento en el espacio de acomodación (A) y una disminución en el suministro de sedimentos (S) generados durante periodos de ascenso del nivel base estratigráfico. Estas planicies son de colores grises y rojizos que evidencian fluctuaciones en las condiciones redox, presentan intensa bioturbación, lentes de carbón, grietas de desecación, niveles de calcretas y ocasionalmente restos de hojas y fósiles de bivalvos y gasterópodos. La existencia de depósitos de relleno de canal que superan los depósitos de planicies de inundación y crevasse indican un ambiente de ríos meándricos formados durante condiciones de baja subsidencia.

El sistema evoluciona a ambientes de ríos trenzados de alta sinuosidad que caracterizan la Unidad 4, formados por canales acrecionados verticalmente con superficies erosivas de baja concavidad que forman patrones de apilamiento de hasta 30 m de espesor, evidenciando con esto condiciones de

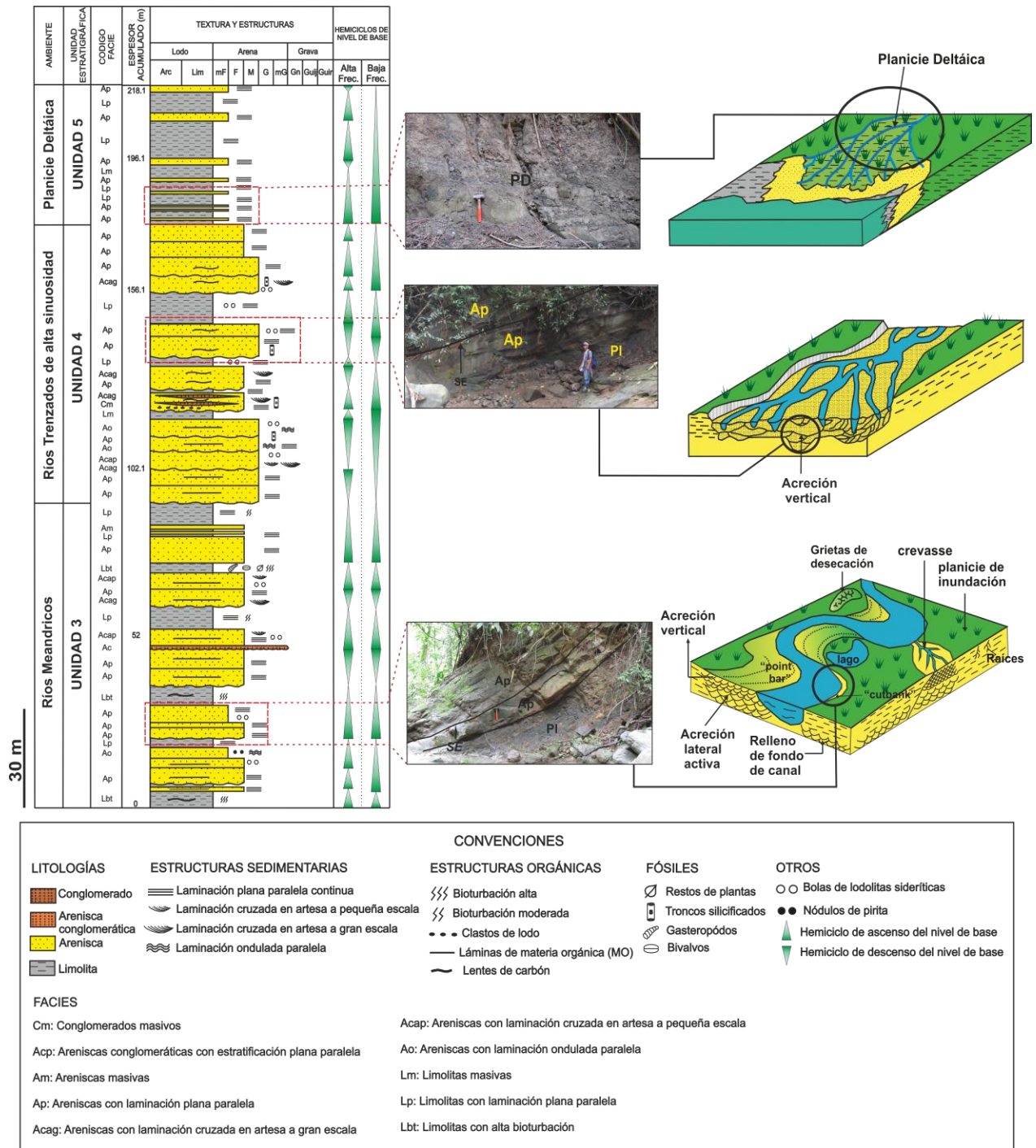
alta descarga de sedimentos y por lo tanto la disminución en el espacio de acomodación (A). Los canales están constituidos por areniscas de grano medio a fino con laminación cruzada en artesa a gran escala (Acag) y areniscas con laminación plana paralela (Ap). Ocasionalmente se presentan areniscas con laminación ondulada (Ao) formadas durante variaciones en el flujo de la corriente. Predominan hacia la base de los canales rellenos de fondo que incluyen lentes de hasta 50 cm de espesor de conglomerados masivos (Cm) y conglomerados con clastos imbricados (Cp), esporádicamente se encuentran también areniscas conglomeráticas con estratificación plana paralela (Acp). Se presentan depósitos de Planicie de Inundación (PI) que aunque son escasas a lo largo de esta unidad, en ocasiones alcanzan espesores de 8 m. Estas planicies están representadas por limolitas masivas (Lm) y laminadas (Lp) de aspecto moteado, altamente bioturbadas, con nódulos de lodolita siderítica y calcretas. La escasa presencia de gravas formando canales amalgamados y la existencia de planicies de inundación de espesores considerables evidencian el desarrollo de ríos trezados de alta sinuosidad.

Esta unidad fue depositada durante condiciones de alto suministro de sedimentos (S) y disminución en el espacio de acomodación (A), generadas posiblemente por la colisión progresiva del Arco de Panamá hacia la margen continental oeste de Colombia durante el Mioceno Temprano-Medio (Sierra et al., 2012a; Sierra y Marín-Cerón, 2012).

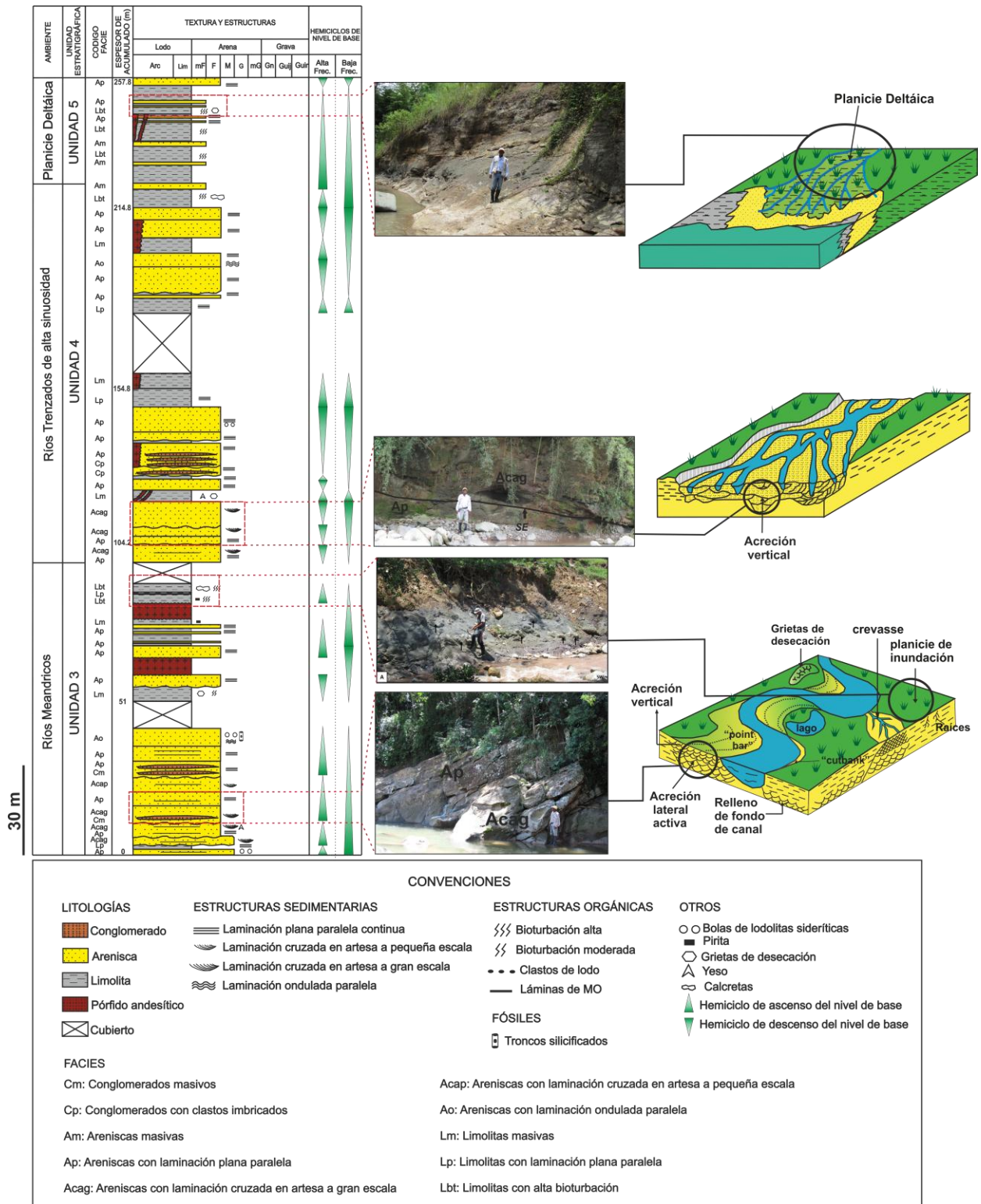
Finalmente hacia el techo del Miembro Superior se identificó la Unidad 5 interpretada como un ambiente de Planicie Deltáica (PD) que consiste en la ocurrencia de asociaciones faciales de areniscas de grano fino a muy fino de moderada selección con laminación plana paralela (Ap) asociadas a canales distributarios de baja sinuosidad influenciados por las mareas, con bases débilmente onduladas que presentan baja acreción lateral y están separados por planicies de inundación formadas por limolitas masivas (Lm) y con laminación plana paralela (Lp) en espesores de 1 a 10 m caracterizadas por alta bioturbación (Lbt), grietas de desecación y colores rojizos que evidencian la existencia de climas áridos y periodos de exposición subaérea.

Esta unidad pudo haberse formado durante un periodo de subsidencia tectónica que favoreció el aumento en el espacio de acomodación (A), superando las tasas de erosión y de aporte de sedimentos, lo cual permitió la depositación de sedimentos finos en extensas planicies de inundación cercanas a la línea de costa, cortadas por pequeños canales distributarios. La subsidencia tectónica puede estar relacionada al comienzo del máximo levantamiento de las Cordilleras Central y Occidental durante la etapa inicial de la Fase Eu-Andina (Van der Hammen, 1960).

Las bajas tasas de sedimentación y las profundidades relativamente someras facilitaron la formación de glauconita que también es observada en la parte basal y media de la secuencia pero en menores cantidades dentro de los sedimentos. La ausencia de materia orgánica y la presencia de grietas de desecación en estas planicies indican lugares de escasa vegetación y predominio de climas áridos durante la depositación.



**Figura 33.** Ambientes de depositación en el Miembro Superior de la Formación Amagá. Sección Quebrada Sabaleticas.



**Figura 34.** Ambientes de deposición en el Miembro Superior de la Formación Amagá. Sección Quebrada Sabaletas.

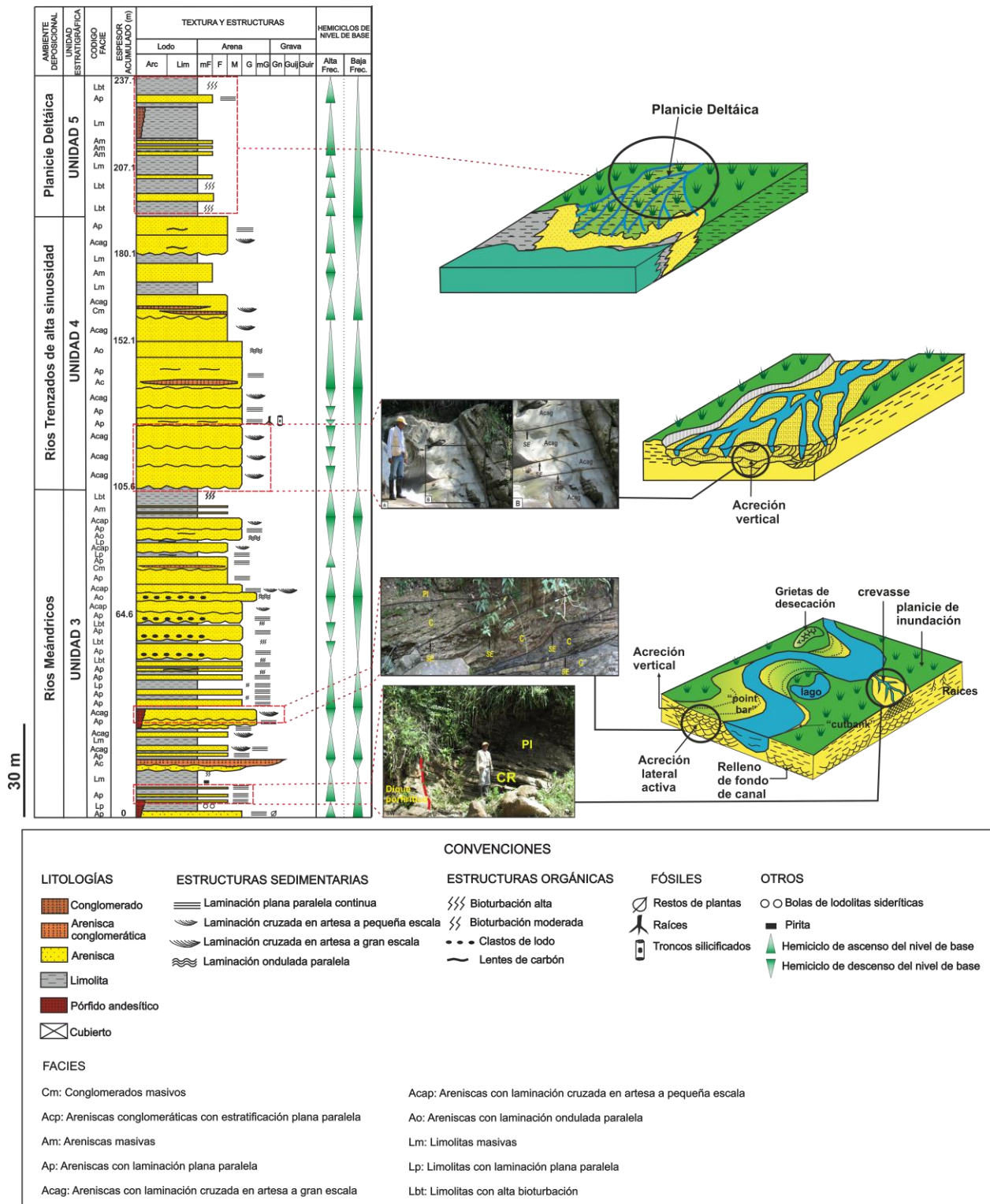


Figura 35. Ambientes de depositación en el Miembro Superior de la Formación Amagá. Sección Quebrada Palmichala.

## **CAPITULO 3**

### **IDENTIFICACION Y ANÁLISIS DE PETROFACIES**

#### **3.1 INTRODUCCIÓN**

El análisis de la composición modal de una muestra constituye una herramienta importante en la caracterización estratigráfica de una unidad litológica, la interpretación de posibles áreas fuente de sedimentos y eventos de deformación sin y post deposicionales.

La composición detrítica de rocas clásticas está fuertemente relacionada con el ambiente tectónico de su área fuente (Miall, 1984), la historia de transporte (Suttner, 1974; Franzinelli y Potter, 1983), ambiente de depositación (Davies y Ethridge, 1975) y el plaeoclima (Basu, 1976; Suttner et al., 1981). La existencia de una composición mineral en particular puede indicar eventos tectónicos importantes como levantamiento y erosión de un arco plutónico o un complejo ofiolítico a lo largo de una sutura, y así ayudar a conocer el tiempo de la intrusión o colisión continental (Ingersoll, 1978b; Eisbacher, 1981; Schwab, 1981 en Miall, 1984).

#### **3.2 METODOLOGÍA**

Se describieron petrográficamente 40 secciones delgadas de las muestras recolectadas en las tres secciones estratigráficas (Figura 36, 37 y 38) con el fin identificar petrofacies que ayudaran a determinar el área fuente de los sedimentos. Se realizó el conteo de 350 puntos en cada una de ellas siguiendo la metodología de Gazzi y Dickinson (Ingersoll y Suczek, 1979), Tabla 3. Para la identificación de petrofacies fue necesario calcular el contenido de cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), incluyendo chert; plagioclasa (P), feldespato potásico (K); líticos volcánicos (Lv); líticos sedimentarios (Ls) y líticos metamórficos (Lm).

### **3.3 IDENTIFICACIÓN DE PETROFACIES EN EL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN AMAGÁ**

En general las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá presentan una inmadurez textural y composicional reflejada por la presencia de granos angulares y subangulares mal seleccionados de cuarzo, feldespatos y cantidades considerables de fragmentos líticos. El armazón se compone de cuarzo con porcentajes de 50-60% presente en la variedad monocristalina y policristalina; feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) entre 10-20% y fragmentos líticos entre 20-30% de los cuales predominan los líticos sedimentarios y volcánicos (Tabla 3). La matriz está compuesta por minerales arcillosos producto de la alteración de los clastos del armazón y cuarzo microcristalino en menor cantidad. El cemento es principalmente silíceo, aunque en algunos casos se presenta calcáreo (calcita y siderita) y con óxidos de Fe. Dentro de los minerales accesorios se encuentran minerales densos (apatito, circón, opacos, anfíbol, epidota y zoisita), micas (moscovita, biotita y cloritoide), glauconita y materia orgánica en agregados irregulares y láminas.

**Tabla 3.** Composición modal de las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá en las secciones de las quebradas Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala.

COLUMNA	POS. ESTR.	MUESTRA	COMP. DEIRITICA (%)										MINERALES ACCESORIOS (%)													
			Q	F	L	Qm	Qp	P	K	Lv	Ls	Lm	Ap	Zr	Ms	Bt	Op	Chl	Glt	Ep	Ca	Sd	Zo	Cld	Amp	MO
Q. Sabaleticas	Techo	LP-038-3	48	22.9	29.1	25.2	22.8	13	9.8	11.3	14.5	3.3			4,5	1,8		3,4	2,4			1,6				1,3
		LP-038-2	47.1	22.3	30.6	26.9	20.2	13	9.8	10.7	15.6	4.3			0,2	0,7	0,9		2,5	1,8			0,7		2	2,3
		LP-027-1	48.3	21	30.7	27.3	21	12	9.5	10.2	15.2	5.3	0,4		0,8	1,4		2,9	1,6			1,4		1,4	2	
		LP-026-1	46	23.5	30.5	28.6	21.4	11	7.1	10.6	15.7	5.4			0,7	0,5		0,3	2,2	1,1			1,2	0,5	0,5	
		LP-029-1	50.8	11.6	37.6	28.2	22.6	6.5	5.1	9.3	20.9	7.4			1	1		2,4	1,2			1,2	0,8		1,6	
		LP-030-1	54.8	10.3	34.9	28.6	26.2	5.5	4.8	7.5	23.7	3.7					1,3	1,8	1			0,7		0,5		
		LP-032-1	48.1	13.5	38.4	26.9	21.2	7.7	5.8	6.7	25.9	5.8			1			2,6	0,6			1,2			2,6	
		LP-033-1	55.5	12.3	32.2	29.2	26.3	6.4	5.9	8.8	17.5	5.9			0,8	0,2	0,8	0,2	3,8	1,3			0,5		5,7	1,3
		LP-034-1	56.8	8.3	34.9	31.1	25.7	4	4.3	8.1	21.7	5.1			1,2	0,6		3,2	1,9			1,5		3,2	2,5	
		LP-035-3	54.5	10.5	35	25.1	29.4	5	5.5	6.2	25.6	3.2			0,8	2,5	2,1	2,5	1,4			1,2		6,3	2,5	
LP-035-2	52.3	9.7	38	27.5	24.8	5.4	4.3	7.6	24.1	6.3			0,5	2,3		2,1	0,7			1,8		1,3	2,1			
	Base	LP-036-1	56.6	10.2	33.2	31.1	25.5	5.5	4.7	8.2	20.6	4.4			1,7	1,9		3,2	1,2			1,3		2,3	2,1	

Q= Cuarzo total (Qm +Qp), F=Feldespato total, L=Líticos totales, Qm=cuarzo monocristalino, Qp= cuarzo policristalino, P=Plagioclasa, K=Feldespato potásico, L= Lv+Ls+Lm, Lv=Líticos volcánicos, Ls=Líticos sedimentarios, Lm=Líticos metamórficos, Ap=Apatito, Zr=Circón, Ms=Moscovita, Bt=Biotita, Op=Opacos, Chl=Clorita, Glt=Glauconita, Ep=Epidota, Ca=Calcita, Sd=Siderita, Zo=Zoisita, Cld=Cloritoide, Amp=Anfibol, MO=Materia orgánica. Los símbolos de los minerales fueron tomados de Kretz, R. (1983). Los datos de Q, F y L fueron recalculados al 100%.

**Continuación Tabla 3.** Composición modal de las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá en las secciones de las quebradas Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala.

COLUMNA	POS. ESTR.	MUESTRA	COMP. DEIRITICA (%)										MINERALES ACCESORIOS (%)											MO				
			Q	F	L	Qm	Qp	P	K	Lv	Ls	Lm	Ap	Zr	Ms	Bt	Op	Chl	Glt	Ep	Ca	Sd	Zo		Cld	Amp		
Q. Sabaletas	Techo	LP-061-1	51	18	31	30.8	20.2	12	6	10.3	16	4.7							1		1,4	0,7		0,8				
		LP-054-1	52	18	30	28.4	23.6	11	7.5	10	15.5	4.5		0,3	0,5	0,8					3,2	0,3	4,9				3,2	
		LP-050-2	49.5	17.5	33	27	22.5	11	6.7	11.4	17.6	4										0,9		6,7				
		LP-050-1	52.6	17.2	30.2	29.6	23	12	5.2	10.3	15.2	4.7			0,5	0,7						2	0,7		0,3	0,3		3
		LP-049-1	51.8	16.9	31.3	29.6	22.2	11	6.2	10.1	16	5.2																1,5
		LP-044-1	51.9	18	30.1	30	21.9	12	6	9.5	16.3	4.3				0,6	1,5					1,2						1,2
		LP-041-1	53.9	10.7	35.4	28.1	25.8	5.4	5.3	7.3	22.7	5.4			0,3	0,6	0,6	0,9				2,1	2,1	0,9		2,7		
		LP-025-3	52.3	9.2	38.5	26.5	25.8	5.1	4.1	8.1	25.4	5				1,6	0,8						1,2					
		LP-025-2	56.8	8.7	34.5	30.4	26.4	4.5	4.2	5.7	25.1	3.7				0,8	2,2						1,6			1,1		
		LP-023-1	50	12.8	37.2	28.2	21.8	7.7	5.1	6.4	27.4	3.4				0,8	1						2			1,2		
		LP-022-1	57.4	10.3	32.3	29.1	28.3	4.9	5.4	4	24.8	3.5			0,3		1,2					2,1	1,4		1,4	0,7		1
		LP-021-1	52.3	8.7	39	27.6	24.7	4.6	4.1	9.7	22	7.3				1,9	2,5					2,5	1,2			2,9		1,6
		LP-020-1	55.3	9.2	35.5	28.4	26.9	4.7	4.5	8.5	20.4	6.6				0,7	1,6	1,4				2,9	1,4	2,2			0,2	2,9
	Base	LP-019-1	58.3	6.8	34.9	30.5	27.8	3.7	3.1	6.4	24.4	4.1		0,6		1,5	1,6			0,9	1,6	1,3		1,6		0,3	2,6	

Q= Cuarzo total (Qm +Qp), F=Feldespatos total, L=Líticos totales, Qm=cuarzo monocristalino, Qp= cuarzo policristalino, P=Plagioclasa, K=Feldespatos potásico, L= Lv+Ls+Lm, Lv=Líticos volcánicos, Ls=Líticos sedimentarios, Lm=Líticos metamórficos, Ap=Apatito, Zr=Circón, Ms=Moscovita, Bt=Biotita, Op=Opacos, Chl=Clorita, Glt=Glaucónita, Ep=Epidota, Ca=Calcita, Sd=Siderita, Zo=Zoisita, Cld=Cloritoide, Amp=Anfibol, MO=Materia orgánica. Los símbolos de los minerales fueron tomados de Kretz, R. (1983). Los datos de Q, F y L fueron recalculados al 100%.

**Continuación Tabla 3.** Composición modal de las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá en las secciones de las quebradas Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala.

COLUMNA	POS. ESTR.	MUESTRA	COMP. DETRITICA (%)										MINERALES ACCESORIOS (%)											
			Q	F	L	Qm	Qp	P	K	Lv	Ls	Lm	Ap	Zr	Ms	Bt	Op	Chl	Glt	Ep	Ca	Sd	Zo	MO
Q. Palmichala	Techo	LP-017-1	53	17.2	29.8	28.7	24.3	10	7.2	9.5	17.5	2.8			3	1		2	2.5					1.5
		LP-015-1	51.7	16.8	31.5	29.3	22.4	9.5	7.3	11.5	14.5	5.5		0.5	1.1		0.7	4.1	3	5	4.1	1.1		
		LP-014-1	50.3	15.6	34.1	26.2	24.1	9.4	6.2	10.1	18	6			2.6			4	2.6	3				3.3
		LP-011-1	58	8.5	33.5	34.6	23.4	4.4	4.1	8.9	18.4	6.2			1.1	2.9		3.3	5.2	1.1				1.4
		LP-010-1	64.3	5.5	30.2	37.6	26.7	2.3	3.2	8	18.7	3.5			2.6			0.8	3.4					
		LP-009-1	69.3	5	25.7	40.2	29.1	2	3	1.1	21.4	3.2			1.9									
		LP-007-2	59.6	8.7	31.7	37.1	22.5	3.6	5.1	2.3	27.6	1.8			0.4	1.9			0.4					
		LP-006-4	56.5	7.8	35.7	35.5	21	3.5	4.3	4.5	28.8	2.4			0.1	1			0.3					2.8
		LP-006-3	53.6	7.7	38.7	27.9	25.7	3.5	4.2	10	21.4	7.3				2.4			0.3					7.2
		LP-005-1	57.3	7.3	35.4	35	22.3	2.7	4.6	12.5	14.9	8				0.4		1.7						
		LP-004-1	63.6	6.5	29.9	43	20.6	3.5	3	9.2	12.2	8.5			_	0.4	6.8	1.3	_					4.6
		LP-003-3	54.5	0.3	45	33.9	20.6	0.2	0.3	6.2	28.2	10.6			0.3	0.1	0.3		2.7			1.5		
		LP-002-2	69.2	3	27.7	42.2	27	0.6	2.5	9.5	10.9	7.3			_	0.3	3.6		0.7					4.1
			Base	LP-002-1	70.5	5	24.5	44.4	26.1	1.9	3.1	8.1	10.8	5.6		0.1	0.2	5	_	0.7				

Q= Cuarzo total (Qm +Qp), F=Feldespato total, L=Líticos totales, Qm=cuarzo monocristalino, Qp= cuarzo policristalino, P=Plagioclasa, K=Feldespato potásico, L= Lv+Ls+Lm, Lv=Líticos volcánicos, Ls=Líticos sedimentarios, Lm=Líticos metamórficos, Ap=Apatito, Zr=Circón, Ms=Moscovita, Bt=Biotita, Op=Opacos, Chl=Clorita, Glt=Glauconita, Ep=Epidota, Ca=Calcita, Sd=Siderita, Zo=Zoisita, Cld=Cloritoide, Amp=Anfibol, MO=Materia orgánica. Los símbolos de los minerales fueron tomados de Kretz, R. (1983). Los datos de Q, F y L fueron recalculados al 100%.

De acuerdo a las variaciones en la composición modal de las areniscas se identificaron tres petrofacies diferentes que describen el Miembro Superior de base a techo: Petrofacies 1: Wacas líticas, Petrofacies 2: Litoarenitas y Petrofacies 3: Litoarenitas feldespáticas (Tabla 4, Figuras 36, 37 y 38).

**Tabla 4.** Petrofacies identificadas en el Miembro Superior de la Formación Amagá. Secciones Q, Palmichala, Sabaletas y Sabaleticas.

Petrofacies	Sección	Muestra	Q	F	L	Qm	Qp	P	K	Lv	Ls	Lm	Lt
<b>Petrofacies 1:</b> Wacas líticas	Palmichala	LP-002-1	70,5	5	24,5	44,4	26,1	1,9	3,1	8,1	10,8	5,6	50,6
	Palmichala	LP-002-2	69,2	3	27,7	42,2	27	0,6	2,5	9,5	10,9	7,3	54,7
	Palmichala	LP-003-3	54,5	0,3	45	33,9	20,6	0,2	0,3	6,2	28,2	10,6	65,6
	Palmichala	LP-004-1	63,6	6,5	29,9	43	20,6	3,5	3	9,2	12,2	8,5	50,5
	Palmichala	LP-005-1	57,3	7,3	35,4	35	22,3	2,7	4,6	13	14,9	8	57,7
	Palmichala	LP-006-3	53,6	7,7	38,7	27,9	25,7	3,5	4,2	10	21,4	7,3	64,4
	Palmichala	LP-006-4	56,5	7,8	35,7	35,5	21	3,5	4,3	4,5	28,8	2,4	56,7
	Sabaletas	LP-019-1	58,3	6,8	34,9	30,5	27,8	3,7	3,1	6,4	24,4	4,1	62,7
	Sabaletas	LP-020-1	55,3	9,2	35,5	28,4	26,9	4,7	4,5	8,5	20,4	6,6	62,4
	Sabaletas	LP-021-1	52,3	8,7	39	27,6	24,7	4,6	4,1	9,7	22	7,3	63,7
	Sabaletas	LP-022-1	57,4	10	32,3	29,1	28,3	4,9	5,4	4	24,8	3,5	60,6
	Sabaleticas	LP-034-1	56,8	8,3	34,9	31,1	25,7	4	4,3	8,1	21,7	5,1	60,6
	Sabaleticas	LP-035-2	52,3	9,7	38	27,5	24,8	5,4	4,3	7,6	24,1	6,3	62,8
	Sabaleticas	LP-035-3	54,5	11	35	25,1	29,4	5	5,5	6,2	25,6	3,2	64,4
	Sabaleticas	LP-036-1	56,6	10	33,2	31,1	25,5	5,5	4,7	8,2	20,6	4,4	58,7
	<b>Petrofacies 2:</b> Litoarenitas	Palmichala	LP-007-2	59,6	8,7	31,7	37,1	22,5	3,6	5,1	2,3	27,6	1,8
Palmichala		LP-009-1	69,3	5	25,7	40,2	29,1	2	3	1,1	21,4	3,2	54,8
Palmichala		LP-010-1	64,3	5,5	30,2	37,6	26,7	2,3	3,2	8	18,7	3,5	56,9
Palmichala		LP-011-1	58	8,5	33,5	34,6	23,4	4,4	4,1	8,9	18,4	6,2	56,9
Sabaletas		LP-023-1	50	13	37,2	28,2	21,8	7,7	5,1	6,4	27,4	3,4	59
Sabaletas		LP-025-2	56,8	8,7	34,5	30,4	26,4	4,5	4,2	5,7	25,1	3,7	60,9
Sabaletas		LP-025-3	52,3	9,2	38,5	26,5	25,8	5,1	4,1	8,1	25,4	5	64,3
Sabaletas		LP-041-1	53,9	11	35,4	28,1	25,8	5,4	5,3	7,3	22,7	5,4	61,2
Sabaleticas		LP-029-1	50,8	12	37,6	28,2	22,6	6,5	5,1	9,3	20,9	7,4	60,2
Sabaleticas		LP-030-1	54,8	10	34,9	28,6	26,2	5,5	4,8	7,5	23,7	3,7	61,1
Sabaleticas		LP-032-1	48,1	14	38,4	26,9	21,2	7,7	5,8	6,7	25,9	5,8	59,6
Sabaleticas		LP-033-1	55,5	12	32,2	29,2	26,3	6,4	5,9	8,8	17,5	5,9	58,5

Los valores son reportados en porcentaje (%). Q=Cuarzo total; Qm= Cuarzo monocristalino; Qp=Cuarzo policristalino; F=Feldespatos total; P=Plagioclasa; K=Feldespatos potásico; L=Líticos; Lv=Líticos volcánicos; Ls=Líticos sedimentarios; Lm=Líticos metamórficos; Lt=Líticos totales (L+Qp). Las variables mineralógicas fueron calculadas según Dickinson y Suczek (1979).

**Continuación Tabla 4.** Petrofacies identificadas en el Miembro Superior de la Formación Amagá. Secciones Q. Palmichala, Sabaletas y Sabaleticas.

<b>Petrofacies</b>	<b>Sección</b>	<b>Muestra</b>	<b>Q</b>	<b>F</b>	<b>L</b>	<b>Qm</b>	<b>Qp</b>	<b>P</b>	<b>K</b>	<b>Lv</b>	<b>Ls</b>	<b>Lm</b>	<b>Lt</b>
<b>Petrofacies 3:</b>	Palmichala	LP-014-1	50,3	16	34,1	26,2	24,1	9,4	6,2	10	18	6	58,2
Litoarenitas	Palmichala	LP-015-1	51,7	17	31,5	29,3	22,4	9,5	7,3	12	14,5	5,5	53,9
feldespáticas	Palmichala	LP-017-1	53	17	29,8	28,7	24,3	10	7,2	9,5	17,5	2,8	54,1
	Sabaletas	LP-044-1	51,9	18	30,1	30	21,9	12	6	9,5	16,3	4,3	52
	Sabaletas	LP-049-1	51,8	17	31,3	29,6	22,2	11	6,2	10	16	5,2	53,5
	Sabaletas	LP-050-1	52,6	17	30,2	29,6	23	12	5,2	10	15,2	4,7	53,2
	Sabaletas	LP-050-2	49,5	18	33	27	22,5	11	6,7	11	17,6	4	55,5
	Sabaletas	LP-054-1	52	18	30	28,4	23,6	11	7,5	10	15,5	4,5	53,6
	Sabaletas	LP-061-1	51	18	31	30,8	20,2	12	6	10	16	4,7	51,2
	Sabaleticas	LP-026-1	46	24	30,5	28,6	21,4	11	7,1	11	15,7	5,4	51,9
	Sabaleticas	LP-027-1	48,3	21	30,7	27,3	21	12	9,5	10	15,2	5,3	51,7
	Sabaleticas	LP-038-2	47,1	22	30,6	26,9	20,2	13	9,8	11	15,6	4,3	50,8
	Sabaleticas	LP-038-3	48	23	29,1	25,2	22,8	13	9,8	11	14,5	3,3	51,9

Los valores son reportados en porcentaje (%). Q=Cuarzo total; Qm= Cuarzo monocristalino; Qp=Cuarzo policristalino; F=Feldespato total; P=Plagioclasa; K=Feldespato potásico; L=Líticos totales; Lv=Líticos volcánicos; Ls=Líticos sedimentarios; Lm=Líticos metamórficos; Lt=Líticos totales (L+Qp). Las variables mineralógicas fueron calculadas según Dickinson y Suczek (1979).

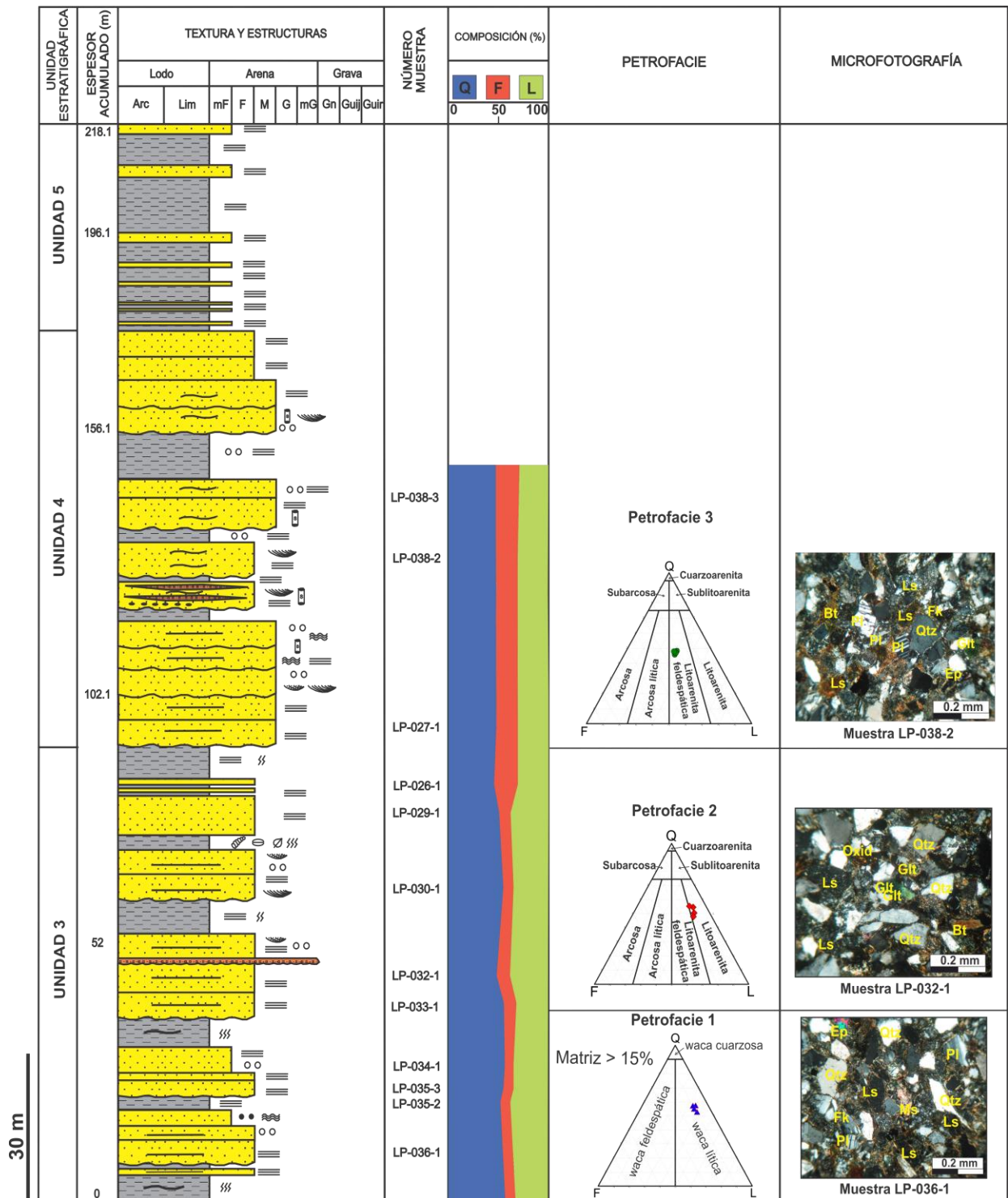


Figura 36. Petrofacies identificadas en la Sección Quebrada Sabaleticas.

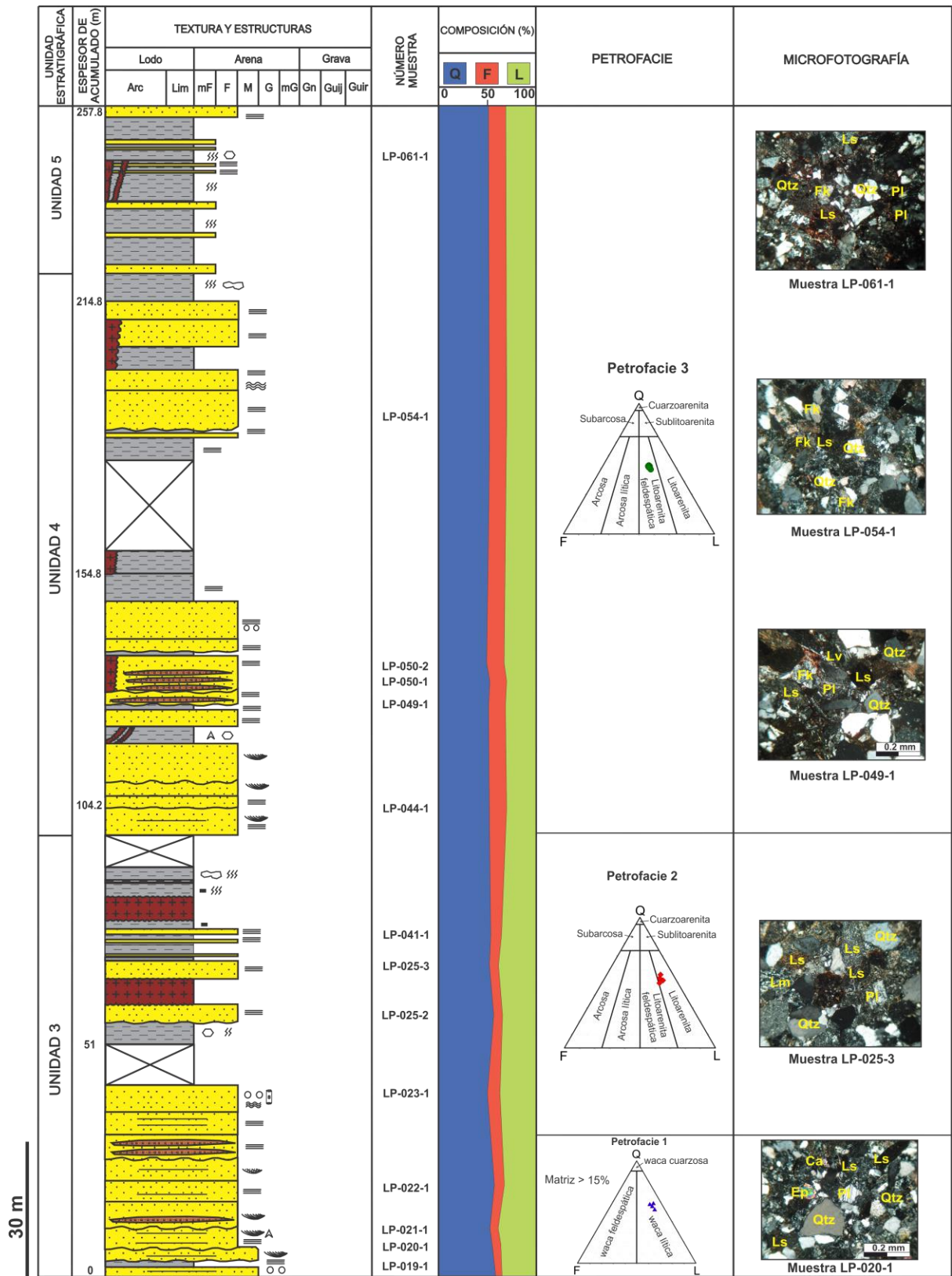


Figura 37. Petrofacies identificadas en la Sección Quebrada Sabaletas.

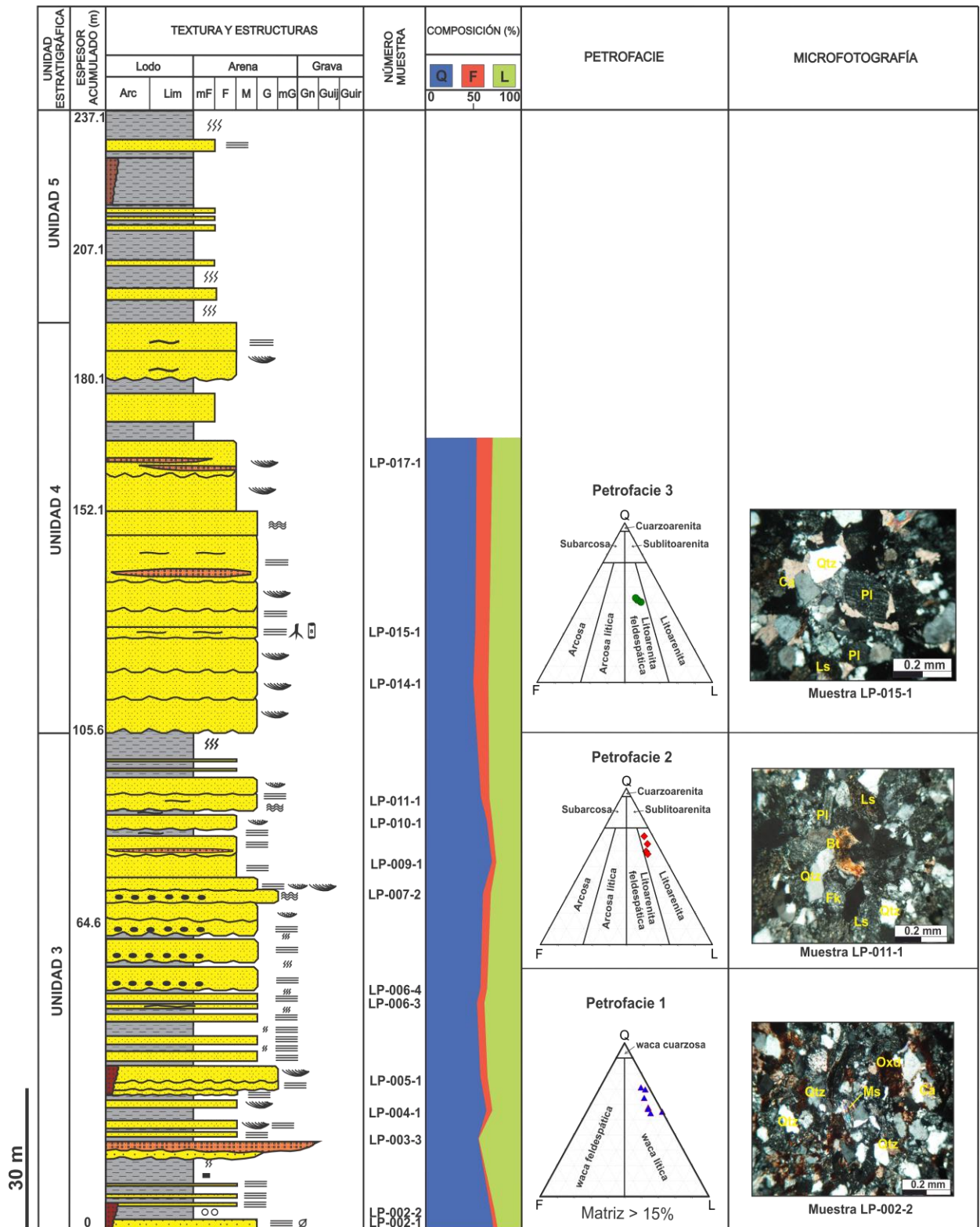
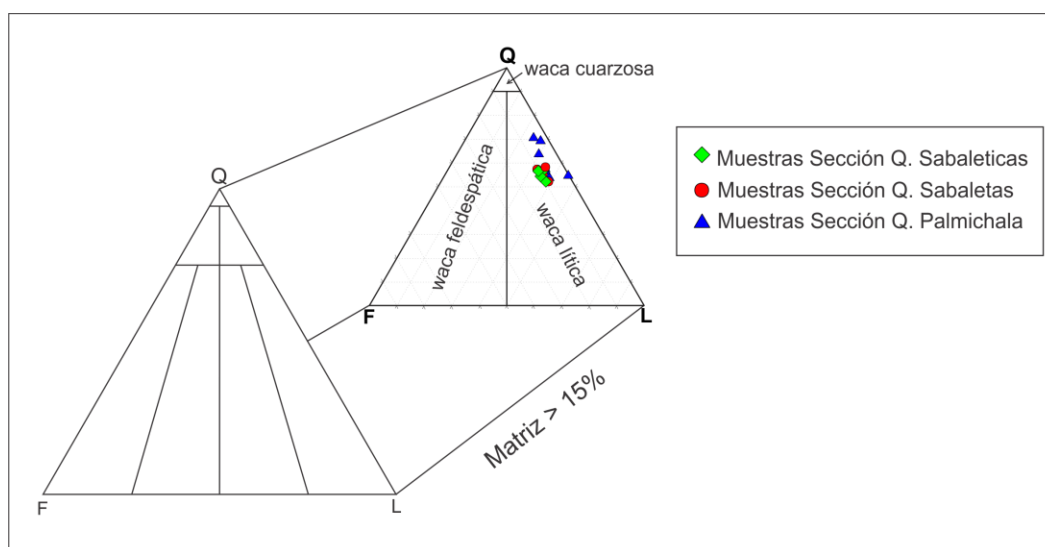


Figura 38. Petrofacies identificadas en la Sección Quebrada Palmichala.

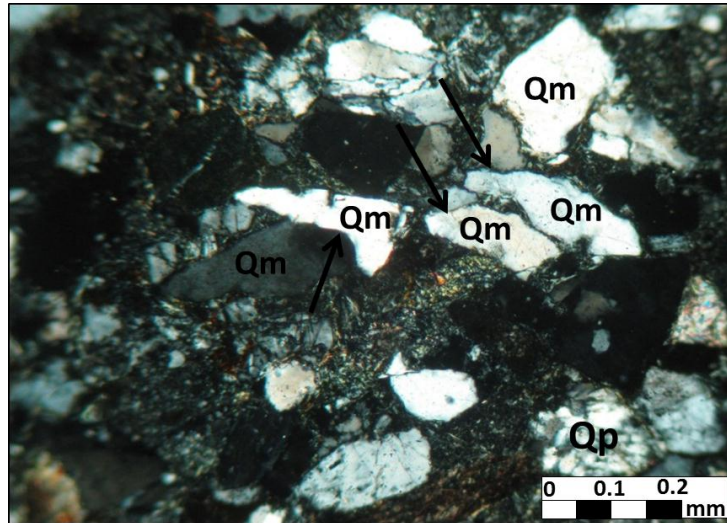
### 3.3.1 Petrofacies 1: Wacas líticas

Son de grano fino a medio pobremente seleccionadas con una composición modal promedio de Q (57%), F (8%) y L (35%), (Figura 39). El armazón se compone de clastos angulares y subangulares de cuarzo monocristalino y policristalino, feldespatos que incluyen plagioclasa y feldespato potásico, y fragmentos líticos donde predominan los líticos sedimentarios de areniscas cuarzosas y lodolitas. Esta petrofacies se presenta hacia la base de las secciones estratigráficas, lo que evidencia que los sedimentos iniciales del Miembro Superior presentan poco transporte desde un área fuente muy cercana (Figuras 36, 37 y 38).

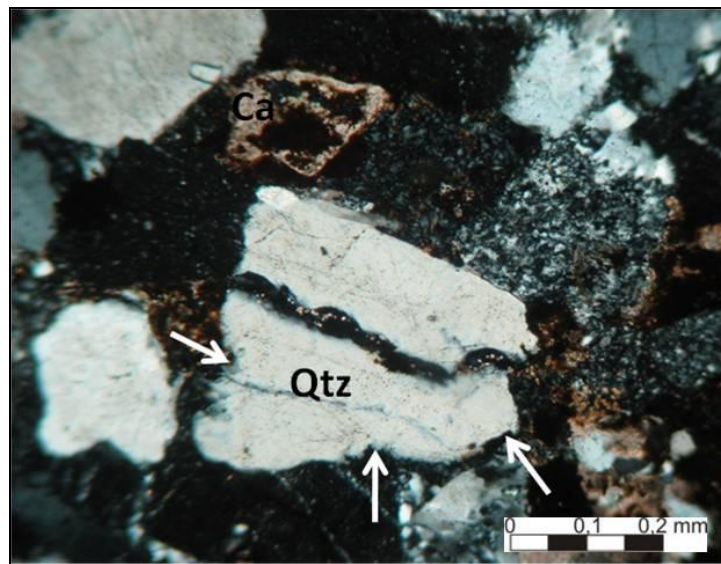


**Figura 39.** Diagrama composicional de la Petrofacies 1 del Miembro Superior de la Formación Amagá (Secciones Q. Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala). Tomado de Dott (1964).

El cuarzo monocristalino (~35%) se presenta en granos angulares y subangulares en contacto cóncavo-convexo y suturado que evidencian procesos de disolución por presión, y bordes con entrantes o golfos como resultado de la disolución durante la diagénesis (Figura 40). En algunos granos se observan microfisuras que han sido rellenadas con material de la matriz producidas posiblemente por eventos tectónicos post-deposicionales (Figura 41).

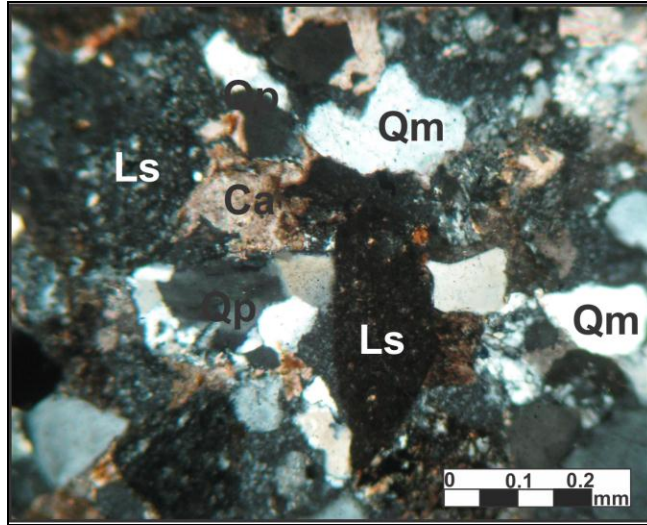


**Figura 40.** Muestra LP-019-1 (10X, NX). Contactos suturados (indicado por las flechas) en cuarzos monocristalinos (Qm) a causa de la disolución por presión.



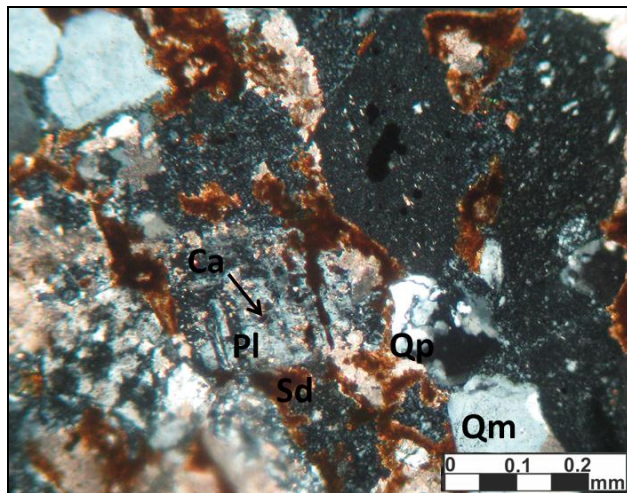
**Figura 41.** Muestra LP-003-3 (10X, NX). Cuarzo (Qtz) monocristalino con microfractura y bordes con entrantes (indicados por las flechas) generados a partir de la disolución durante la diagénesis.

La variedad policristalina corresponde a un promedio de 22% del cuarzo total encontrado, con bordes angulares y subangulares, formado por varios cristales de cuarzo de extinción ondulante en contacto suturado, que en algunos casos presentan orientación debido al grado de esfuerzo al que han estado sometidos (Figuras 42).

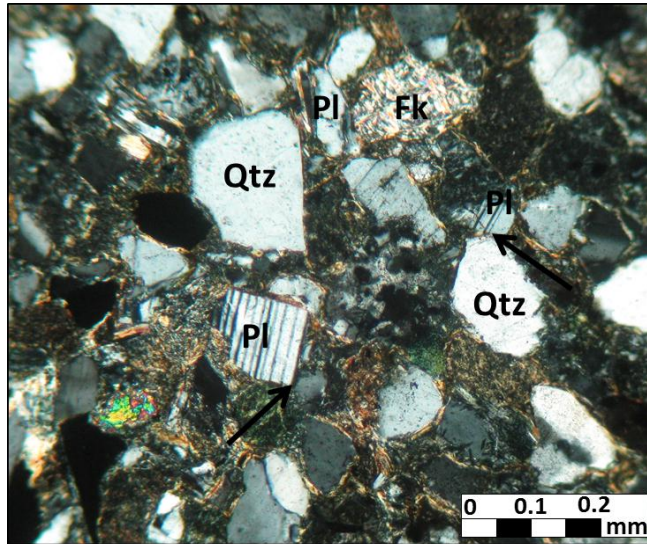


**Figura 42.** Muestra LP-006-4 (10X, NX). Cuarzo policristalino (Qp) con bordes subangulares formado por cristales de cuarzo en contacto suturado. Se observan también dentro del amazón cuarzo monocristalino (Qm) y granos líticos sedimentarios (Ls) compuestos de arcillas y cuarzoarenitas. El cemento es localmente calcáreo (Ca).

Dentro de los feldespatos se presenta plagioclasa (~3,5%) en dos generaciones, una en granos angulares y subangulares moderada a fuertemente alterados a sericita, calcita y epidota y otra en cristales subhedrales muy frescos sin ninguna alteración (Figura 43 y 44). Están en contacto puntual y cóncavo-convexo con cuarzo y líticos. Algunos granos de plagioclasa presentan microfracturamiento en su interior que puede haber sido causado por esfuerzos post-diagenéticos.

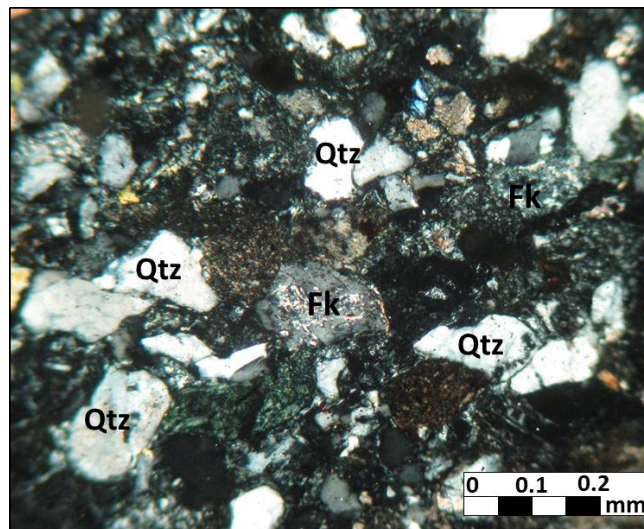


**Figura 43.** Muestra LP-005-1 (10X, NX). Plagioclasa (Pl) fuertemente alterada a calcita (Ca). La calcita se presenta también haciendo parte del cemento junto con la siderita (Sd).



**Figura 44.** Muestra LP-036-1 (10X, NX). Cristales subhedrales de plagioclasa (Pl) sin alteración en contacto puntual con cuarzo (Qtz).

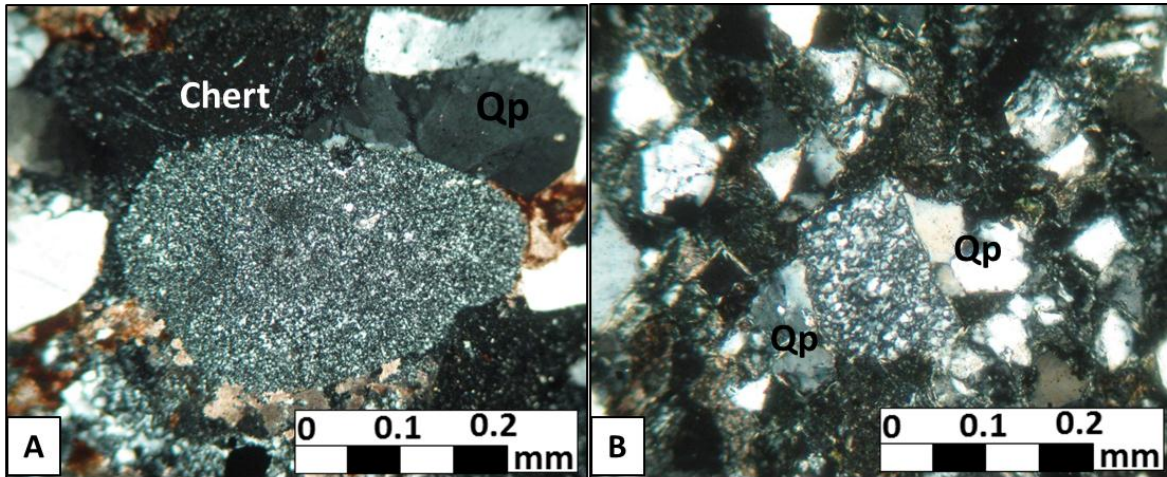
El feldespato potásico (~4,5%) se encuentra de forma subangular y angular fuertemente alterado a caolinita y sericita, son muy pocos los granos que no presentan alteración (Figura 45). Aparece en contacto puntual y cóncavo-convexo con cuarzo, plagioclasa y líticos.



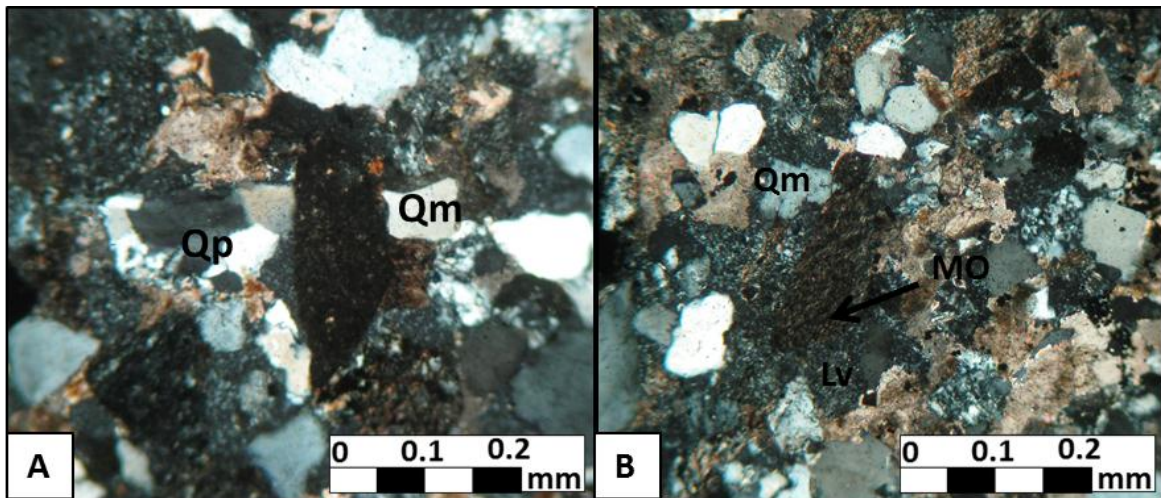
**Figura 45.** Muestra LP-020-1 (10X, NX). Granos subangulares de Feldespato potásico (Fk) fuertemente alterados a sericita y caolinita.

Los fragmentos líticos presentes en esta petrofacies son en su mayoría sedimentarios (20%) compuestos de areniscas cuarzosas, lodolitas y algo de chert. Los clastos de areniscas son de diversos tamaños de grano, algunas mal seleccionadas, de forma subangular y subredondeada con

baja esfericidad, en contacto cóncavo-convexo y recto con cuarzo y otros líticos (Figura 46). Las lodolitas también llamadas cantos blandos aparecen subangulares con materia orgánica y algo de cuarzo microcristalino (Figura 47). El chert aparece esporádicamente en granos subangulares compuestos de cuarzo microcristalino con algunas impurezas de arcilla en su interior.

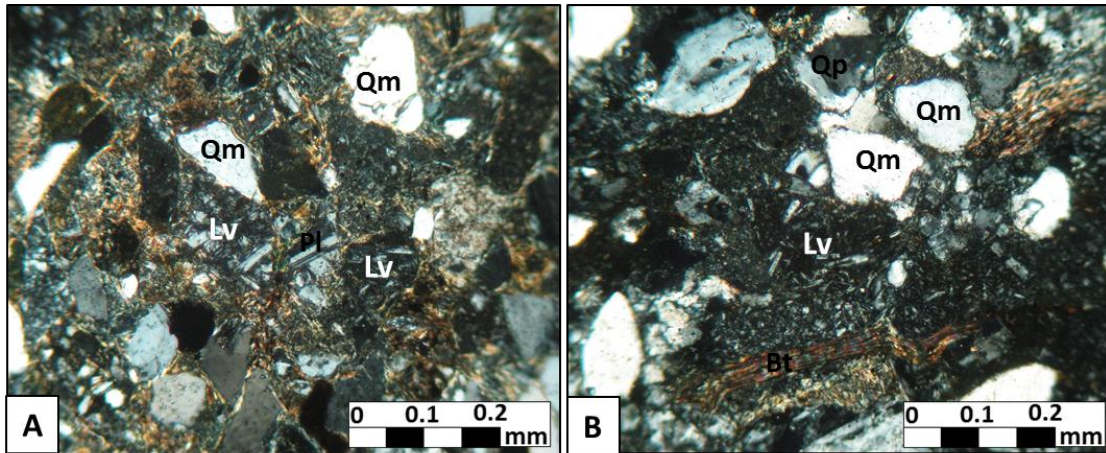


**Figura 46.** Granos líticos de cuarzoarenitas. A. Muestra LP-003-3 (20X, NX). Grano subredondeado de cuarzoarenita de grano muy fino en contacto cóncavo-convexo con cuarzo policristalino (Qp) y chert. B. Muestra LP-022-1 (10X, NX). Grano subangular de cuarzoarenita en contacto recto con cuarzo policristalino (Qp).

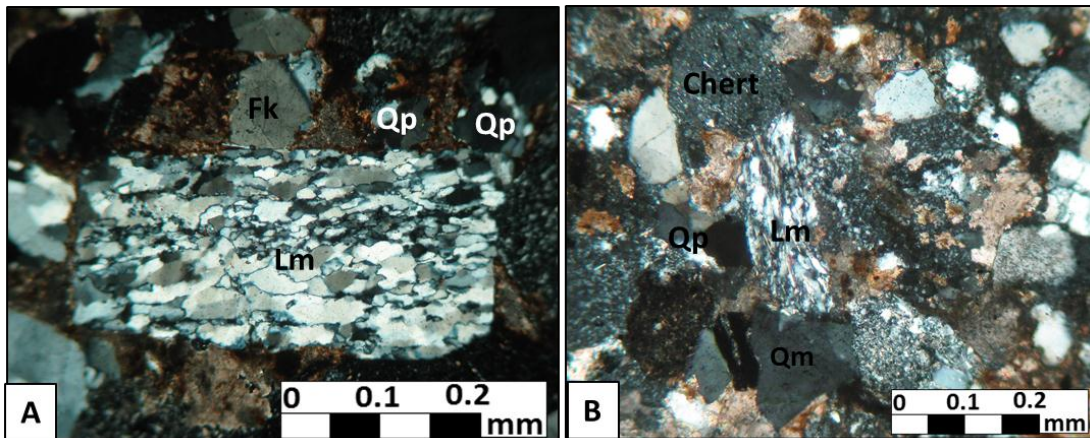


**Figura 47.** Clastos subangulares de lodolitas de color café oscuro. A. Muestra LP-006-4 (10X, NX). Clasto elongado de lodolita en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qm y Qp). B. Muestra LP-006-3 (10X, NX). Clasto subangular de lodolita con láminas irregulares de materia orgánica (MO) en contacto puntual con cuarzo (Qm) y otros líticos volcánicos (Lv).

Los líticos volcánicos aparecen en segundo orden (9%) y se componen de andesitas porfídicas con matriz vítrea y ferromagnesiana. Estos son subangulares y están en contacto cóncavo-convexo con cuarzo y otros fragmentos líticos (Figura 48). En menor cantidad se presentan líticos metamórficos (6%) de forma angular y subangular compuestos de esquistos micáceos, cuarzo-micáceos y algunas cuarcitas (Figura 49). La unidad fuente de estos fragmentos metamórficos es posiblemente las rocas metamórficas de los Complejos Cajamarca y Arquía.

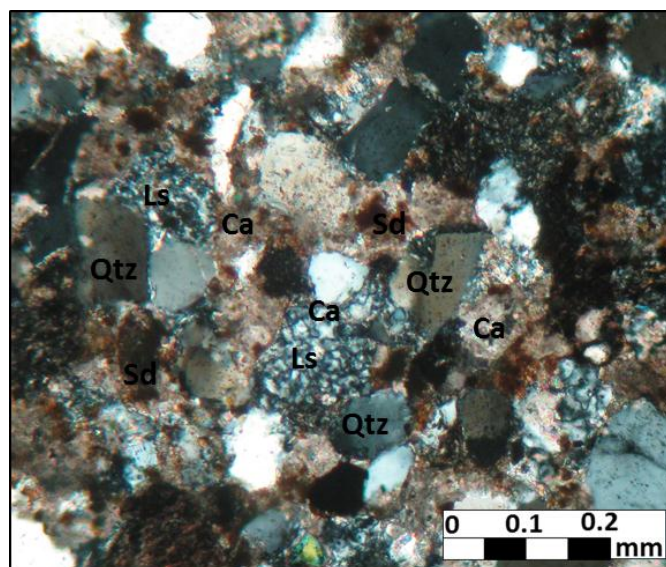


**Figura 48.** Líticos volcánicos (Lv) subangulares compuestos de andesitas porfídicas. A. Muestra LP-036-1 (10X, NX). Líticos subangulares de andesitas porfídicas en contacto puntual y recto con cuarzo y plagioclasa. B. Muestra LP-019-1 (10X, NX). Lítico subangular de andesita porfídica en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qm).



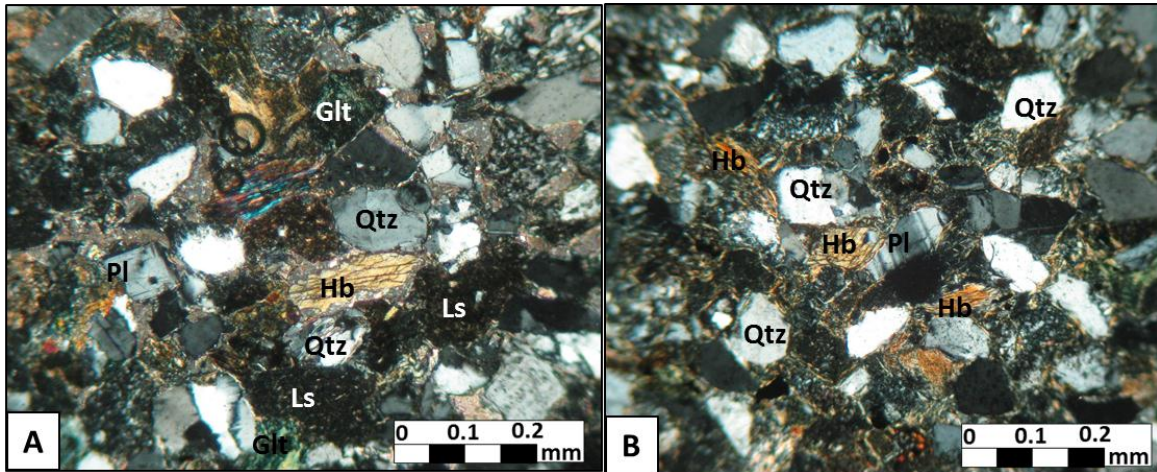
**Figura 49.** Líticos metamórficos de forma angular y subangular. A. Muestra LP-003-3 (20X, NX). Clasto de cuarcita de forma angular formada por granos de cuarzo en contacto suturado con orientación paralela. B. Muestra LP-006-4 (10X, NX). Clasto de esquistos cuarzo-micáceo levemente deformado en contacto cóncavo-convexo con cuarzo y chert.

La matriz con un porcentaje del 17% está compuesta principalmente de cuarzo microcristalino (7%) y minerales arcillosos (10%) producto de la alteración de los granos del armazón. El cemento esta compuesto predominantemente por sílice y en menor cantidad por carbonatos (calcita y siderita) y óxidos de Fe (Figura 50). La sílice presente en el cemento es derivada de los procesos de disolución por presión en los cuales los granos detríticos de cuarzo son deformados formando contactos suturados entre ellos que disminuyen la porosidad de la roca. Los carbonatos que desarrollan una textura poiquilotópica pudieron haber sido formados a partir de la alteración de las plagioclasas cálcicas contenidas en el armazón. Los óxidos de Fe que se encuentran junto a los carbonatos se formaron a partir de la alteración de minerales ricos en Fe contenidos en la roca.



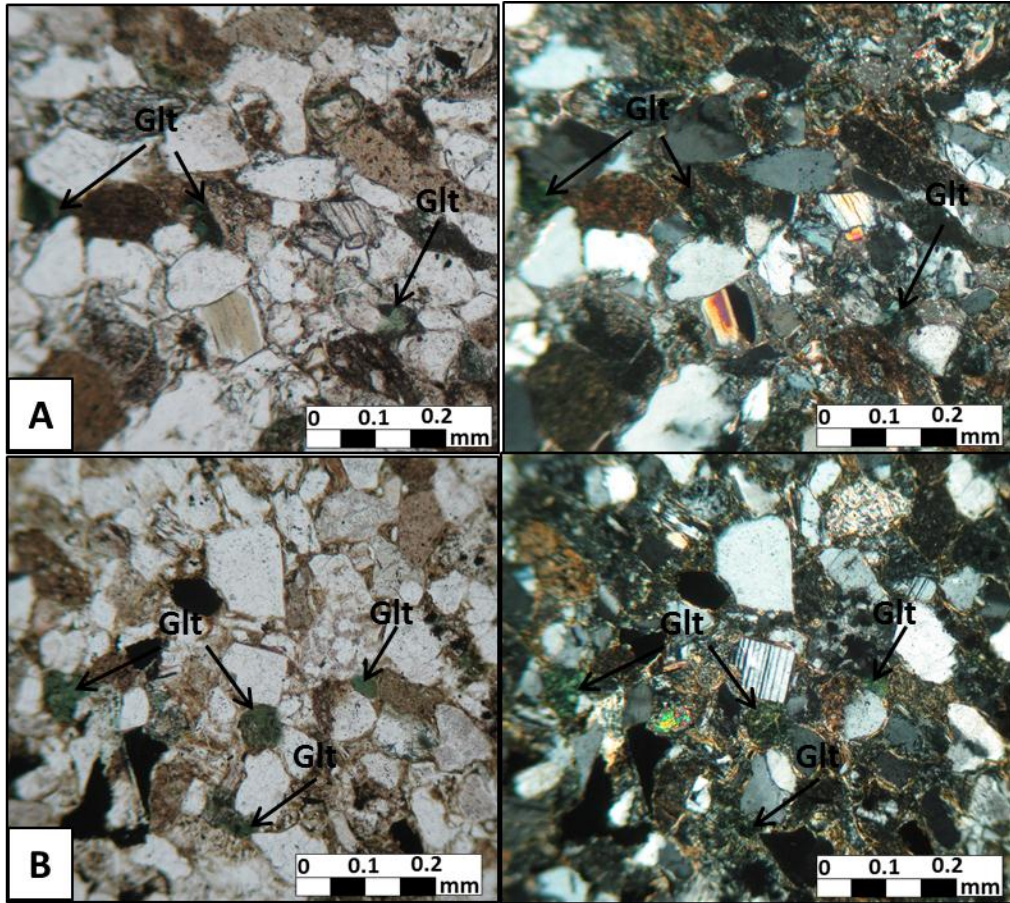
**Figura 50.** Muestra LP-002-1 (10X, NX). Cemento compuesto de calcita y siderita en menor cantidad que desarrolla una textura poiquilotópica. Se encuentra rodeando granos de cuarzo (Qtz) y líticos sedimentarios (Ls).

Dentro de los minerales accesorios más representativos de esta petrofacies se encuentran circón, moscovita, biotita, glauconita y anfíbol (hornblenda). Este último mineral aparece en cantidades considerables (1,3% - 6,3%) dentro de las muestras de la Sección Sabaleticas formando cristales subhedrales y anhedrales (Figura 51).

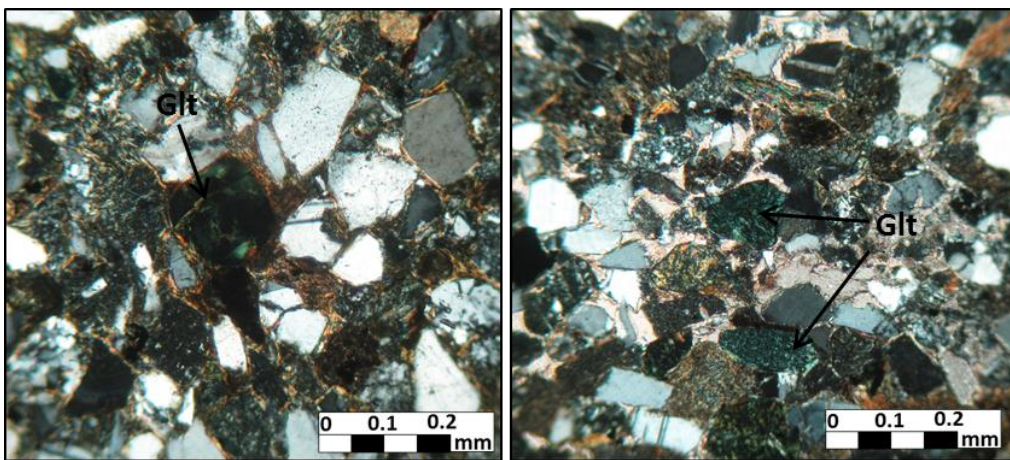


**Figura 51.** Cristales anhedrales de hornblenda (Hb). A. Muestra LP-034-1 (10X, NX). Cristal de hornblenda de forma anedral en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz). B. LP\_036-1 (10X, NX). Cristales anhedrales de hornblenda en contacto puntual y cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y plagioclasa (Pl).

La glauconita se presenta de dos formas, como granos de forma subredondeada algunos de los cuales presentan grietas irregulares en su interior y en agregados irregulares y fibrosos de bordes difusos dentro de la matriz. Este mineral es fácil de identificar por su color verde azulado en nicoles paralelos, con colores de interferencia fuertes que están enmascarados por el color natural del mineral. Es frecuente encontrarla con alteraciones de óxidos de hierro en sus bordes. La presencia de este mineral es de gran interés en la interpretación paleoambiental del Miembro Superior de la Formación Amagá ya que su formación ocurre en ambientes marinos de poca profundidad, bajo condiciones moderadamente reductoras, con alto suministro de Fe y bajas tasas de sedimentación (Cloud, 1955; McRae, 1972; Odin y Matter, 1981 en Prasad, 2007). El origen autigénico de la glauconita puede estar evidenciado por su forma irregular haciendo parte de la matriz (Figura 52), la existencia de granos con bordes redondeados podrían en cambio sugerir un origen detrítico o alóctono para este mineral (Figura 53).

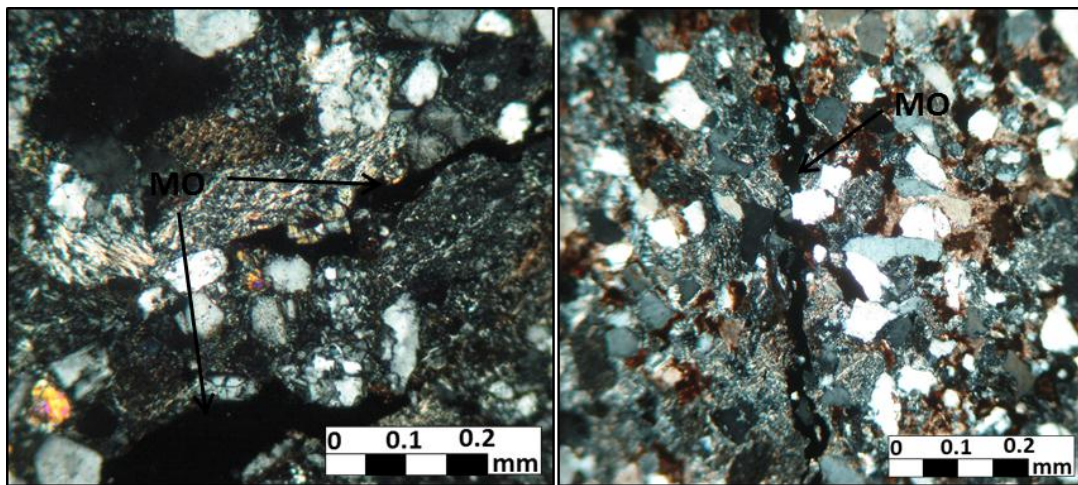


**Figura 52.** Contenido de glauconita (Glt) en la matriz. A. Muestra LP-034-1 (10X). Agregados irregulares de glauconita dentro de la matriz arcillosa. Muestra LP-036-1 (10X). Glauconita de forma irregular en contacto con cuarzo microcristalino y arcilla haciendo parte de la matriz. Izquierda NP y derecha NX.



**Figura 53.** Muestras LP-036-1 y LP-034-1 (10X, NX). Granos subredondeados de glauconita que hacen parte del armazón de las rocas.

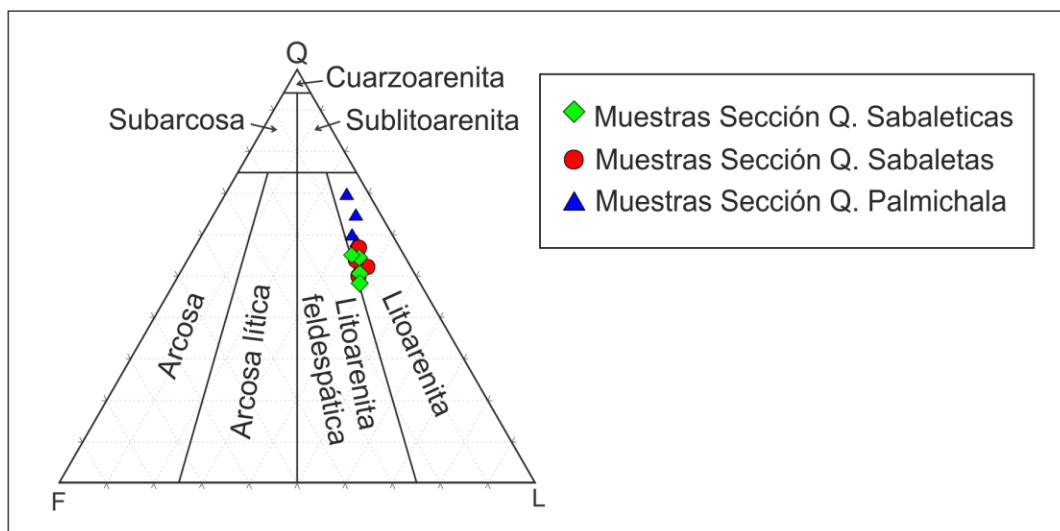
Es común encontrar en esta petrofacies láminas irregulares de materia orgánica especialmente hacia la base de las Secciones Palmichala y Sabaletas (Figura 54)



**Figura 54.** Muestras LP-019-1 y LP-002-2 (10X, NX). Láminas irregulares de materia orgánica que rodean los clastos del amazón.

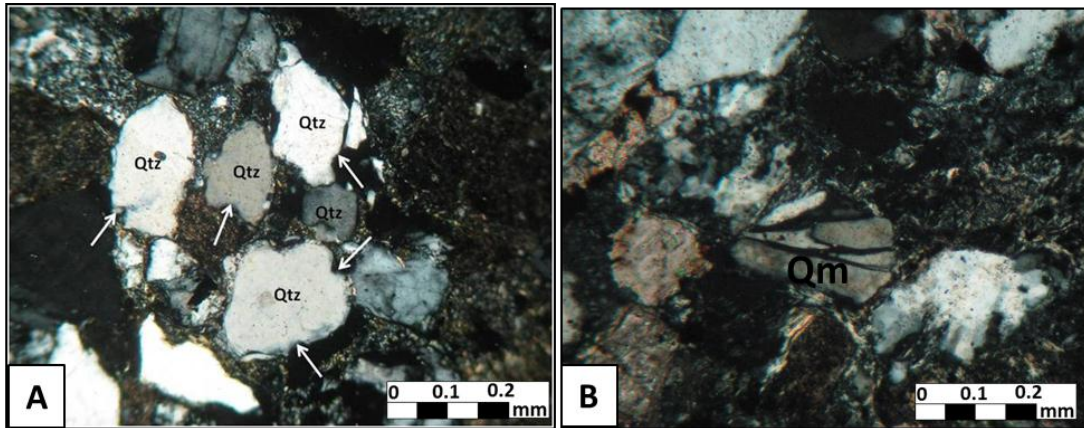
### 3.3.2 Petrofacies 2: Litoarenitas

Esta petrofacies consiste en litoarenitas de grano fino a medio, mal seleccionadas, pero con una mejor madurez textural (submaduras) en comparación con la Petrofacies 1. Su composición modal es Q (55%), F (10%) y L (35%), Figuras 55. Esta petrofacies se encuentra hacia la base de las secciones estratigráficas (Figuras 36, 37 y 38).

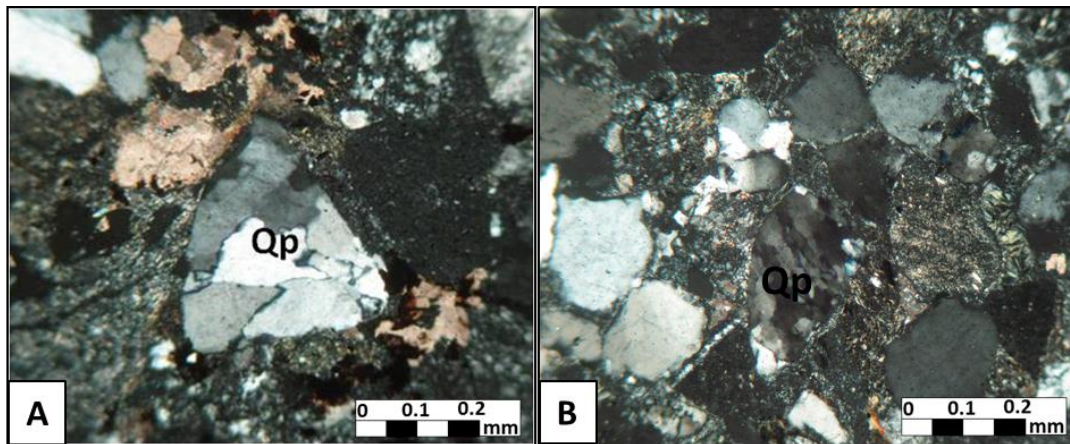


**Figura 55.** Diagrama composicional de la Petrofacies 2 del Miembro Superior de la Formación Amagá (Secciones Q. Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala). Tomado de Folk (1974).

El cuarzo se presenta en la variedad monocristalina (30%) como granos subangulares y angulares, cuyos bordes se caracterizan por presentar entrantes o golfos debido al proceso de disolución diagenética. Algunos granos tienen microfracturas que separan el mineral en varios fragmentos como consecuencia de esfuerzos deformativos post-diagenéticos (Figura 56). La variedad policristalina (25%) aparece en granos subangulares compuestos por cristales de cuarzo en contacto recto y suturado, algunos de los cuales presentan una fuerte orientación que refleja la deformación ocurrida posiblemente por esfuerzos post-deposicionales (Figura 57).

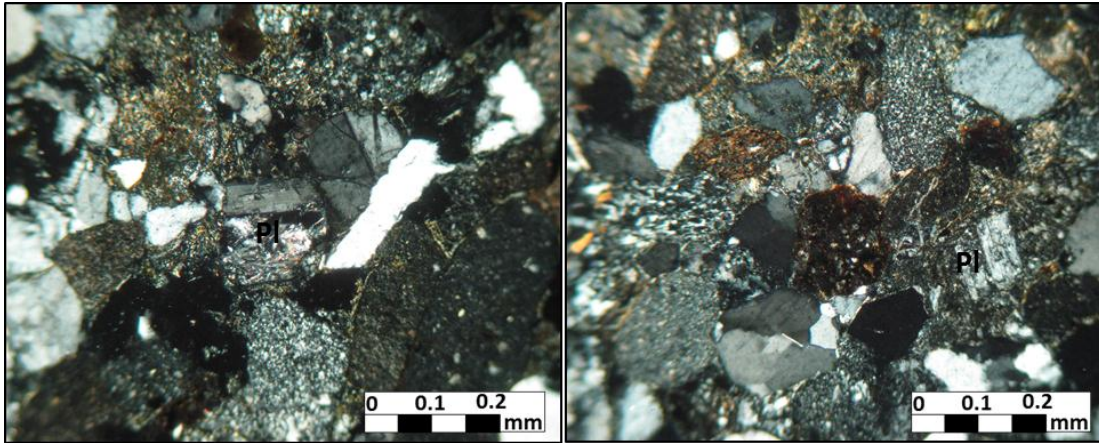


**Figura 56.** Granos subangulares de cuarzo monocristalino en litoarenitas. A. Muestra LP-023-1 (10X, NC). Granos de cuarzo (Qtz) con bordes indentados como resultado del proceso de disolución durante la diagénesis. B. Muestra LP-010-1 (10X, NX). Cuarzo monocristalino muy fracturado como consecuencia de esfuerzos deformativos post-diagenéticos.

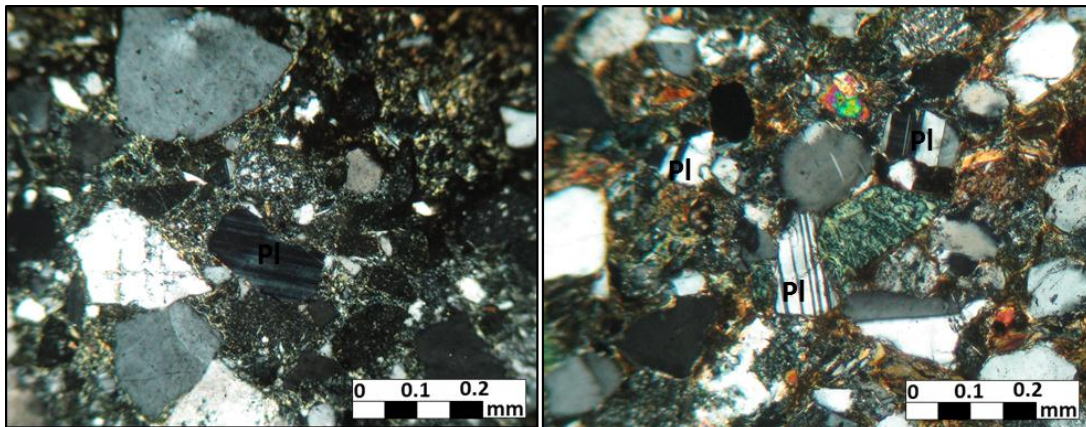


**Figura 57.** Granos subangulares de cuarzo policristalino (Qp) en litoarenitas. A. Muestra LP-007-2 (10X, NC). Cuarzo policristalino (Qp) con bordes subangulares formado por cristales de cuarzo en contacto suturado. B. Muestra LP-010-1 (10X, NX). Cuarzo policristalino formado por cristales de cuarzo en contacto suturado que tienen una orientación preferencial que evidencian esfuerzos deformativos post-deposicionales.

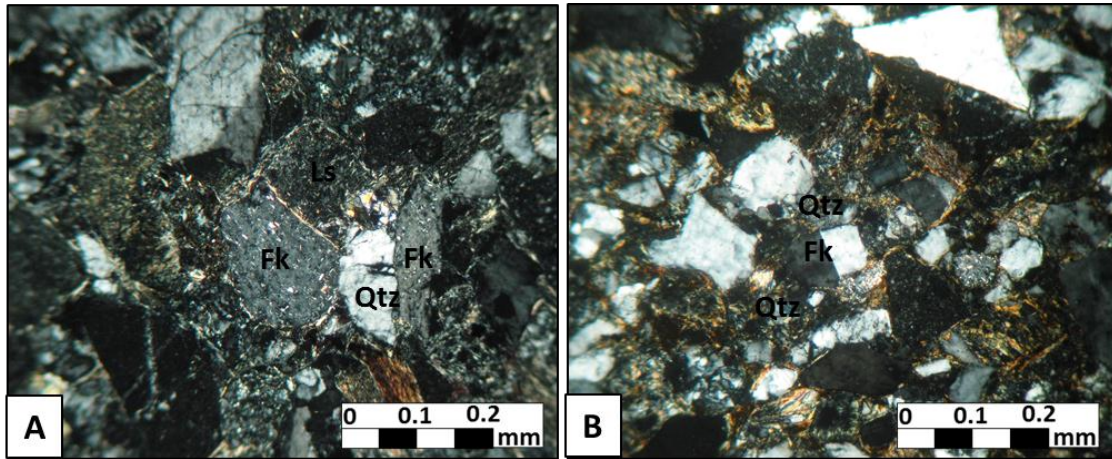
Dentro de los feldespatos se encuentra la plagioclasa (6%) en cristales subhedrales con algunos bordes indentados, moderadamente alterados a sericita, en contacto cóncavo-convexo con cuarzo y fragmentos líticos (Figura 58). Es común encontrar en esta petrofacies plagioclasas en cristales subhedrales sin ningún tipo de alteración (Figura 59). El feldespato potásico (4%) se presenta en granos angulares y subangulares, en su mayoría fuertemente alterado a caolinita y sericita, aunque también se encuentran granos esporádicos sin alteración (Figura 60).



**Figura 58.** Muestras LP-023-1 y LP-025-3 (10X, NX). Cristales subhedrales de plagioclasa moderadamente alterados a sericita en litoarenitas.

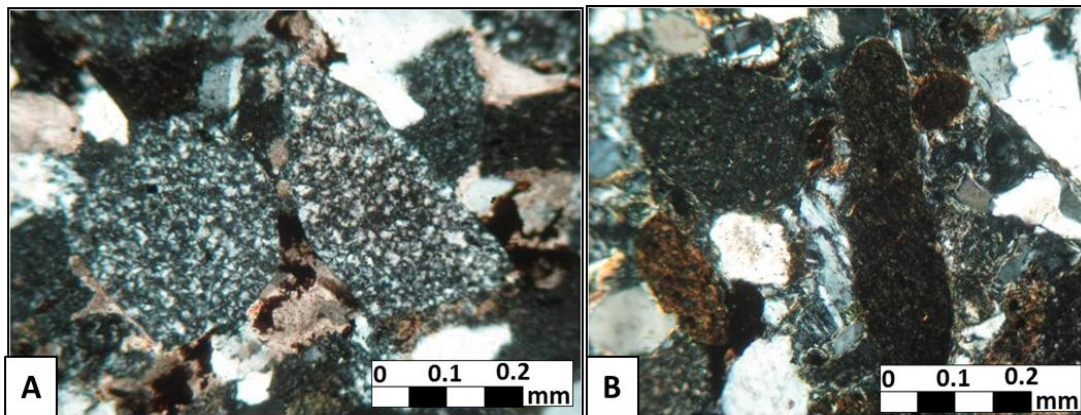


**Figura 59.** Muestras LP-025-2 y LP-033-1 (10X, NX). Cristales subhedrales de plagioclasa sin ningún tipo de alteración en litoarenitas.

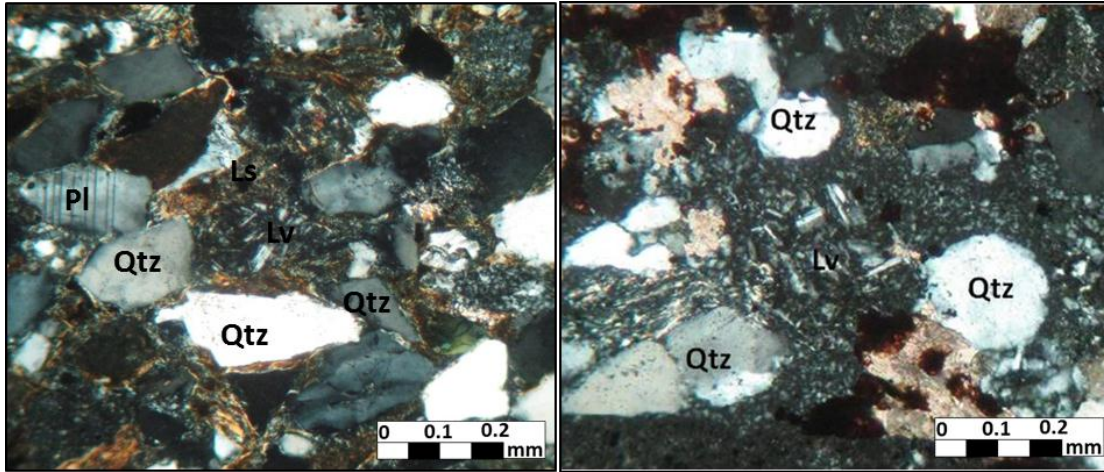


**Figura 60.** Granos subangulares de feldespato potásico (Fk) en litoarenitas. A. Muestra LP-029-1 (10X, NX). Granos subangulares de feldespato potásico moderadamente alterados a caolinita y sericita en contacto recto y cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y líticos sedimentarios (Ls). B. Muestra LP-032-1 (10X, NX). Grano subangular de feldespato potásico sin ningún tipo de alteración en contacto puntual con cuarzo (Qtz).

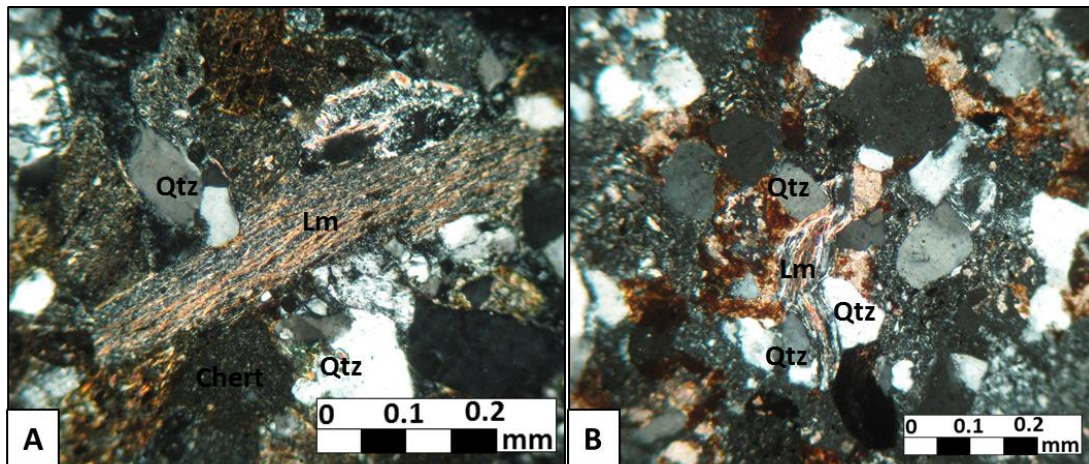
Los fragmentos líticos se componen en su mayoría de líticos sedimentarios (21%) de forma subangular que incluyen areniscas cuarzosas y lodolitas en iguales proporciones y esporádicamente granos de chert (Figura 61). Los líticos volcánicos (9%) son principalmente andesitas porfídicas compuestas de fenocristales de plagioclasa en una matriz ferromagnesiana (Figura 62). Los líticos metamórficos (5%) aparecen de forma angular compuestos de cuarcitas y esquistos micáceos, algunos de los cuales se encuentran deformados (Figura 63).



**Figura 61.** Líticos sedimentarios en litoarenitas. A. Muestra LP-007-2 (10X, NC). Fragmentos subangulares de cuarzoarenitas. B. Muestra LP-029-1 (10X, NC). Clasto de lodolita de forma elongada con agregados irregulares de materia orgánica. A la izquierda aparece un fragmento de chert con algunas impurezas de minerales arcillosos.



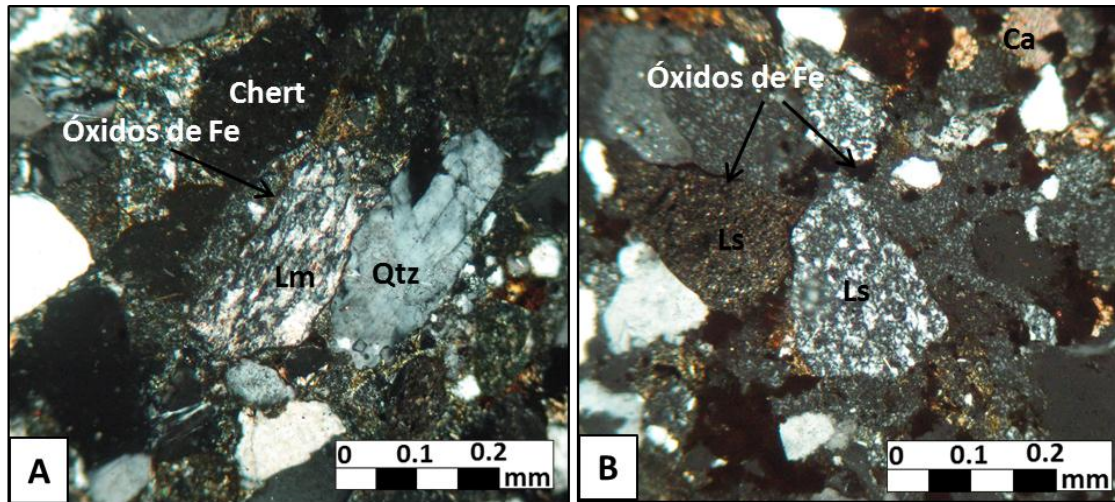
**Figura 62.** Muestras LP-033-1 y LP-009-1 (10X, NX). Líticos volcánicos de forma subangular compuestos de andesitas porfídicas, en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz).



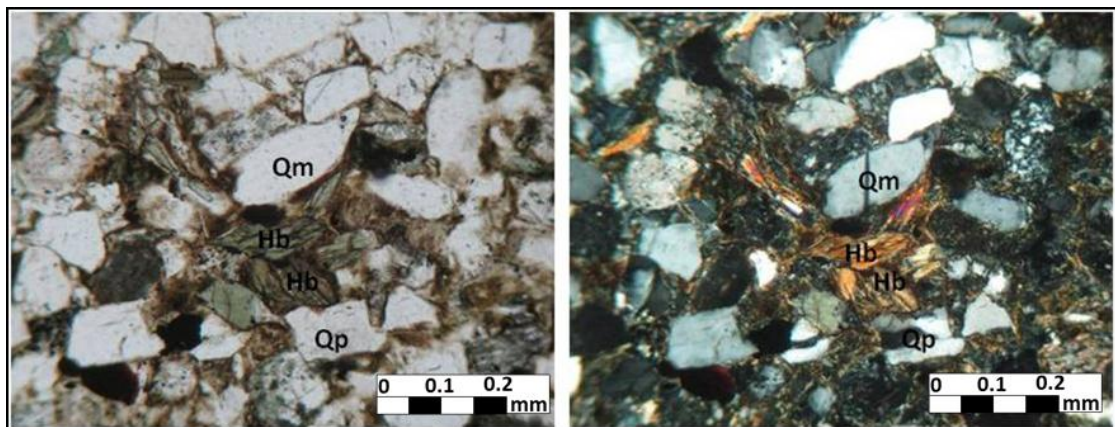
**Figura 63.** Líticos metamórficos en litoarenitas. A. Muestra LP-025-3 (20X, NX). Clasto angular de esquistó micáceo en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y chert. B. Muestra LP-009-1 (10X, NX). Clasto angular de esquistó micáceo altamente deformado.

La matriz en esta petrofacies es de 13% y está compuesta principalmente de minerales arcillosos, con algo de cuarzo. El cemento es principalmente silíceo producto de la disolución por presión ocurrida en los granos de cuarzo, y presenta también cantidades menores de carbonatos y óxidos de Fe en textura pelicular (Figura 64). Dentro de los minerales accesorios más representativos se encuentran hornblenda, moscovita, biotita, zoisita y glauconita. Es importante destacar que la hornblenda es predominante en la Sección Sabaleticas y su contenido es menor en esta petrofacies (Figura 65). Las micas como la moscovita y la biotita aparecen es cristales subhedrales fácilmente deformadas debido a su plasticidad (Figura 66). La zoisita aparece esporádicamente en cristales

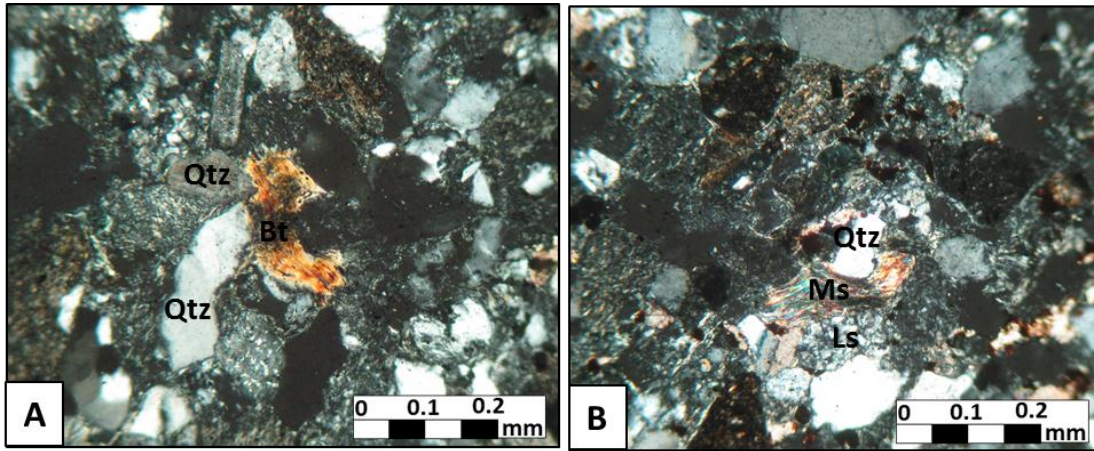
subhedrales, con altos colores de interferencia que llegan al azul índigo (Figura 67). La glauconita se presenta como granos subangulares en el armazón, con algunas grietas en su interior y como parches de color verde claro dentro de la matriz (Figuras 68 y 69). También se observa materia orgánica en agregados irregulares y en láminas milimétricas.



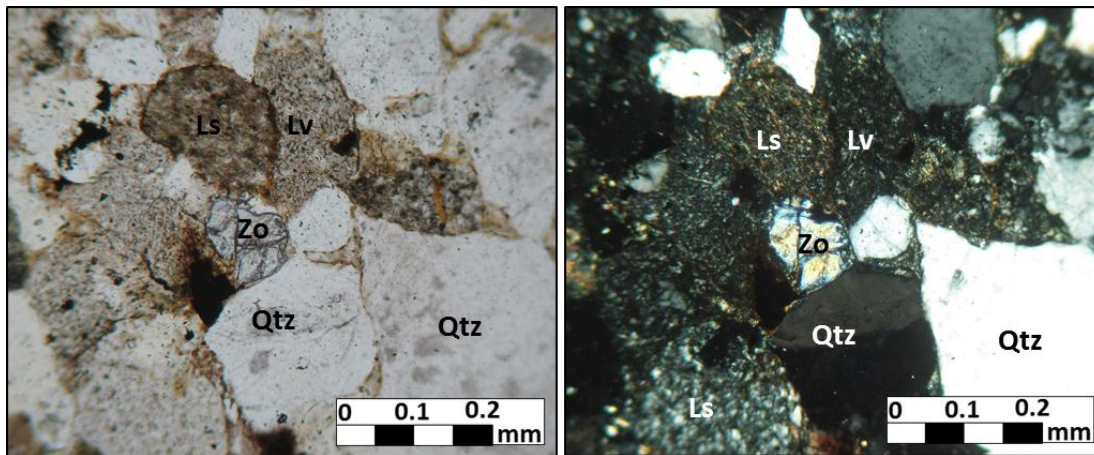
**Figura 64.** Cemento presente en las litoarenitas. A. Muestra LP-023-1 (10X, NX). Cemento compuesto por óxidos de hierro en finas películas que rodean los clastos. B. Muestra LP-007-2 (10X, NX). Cemento compuesto por óxidos de Fe y calcita localmente.



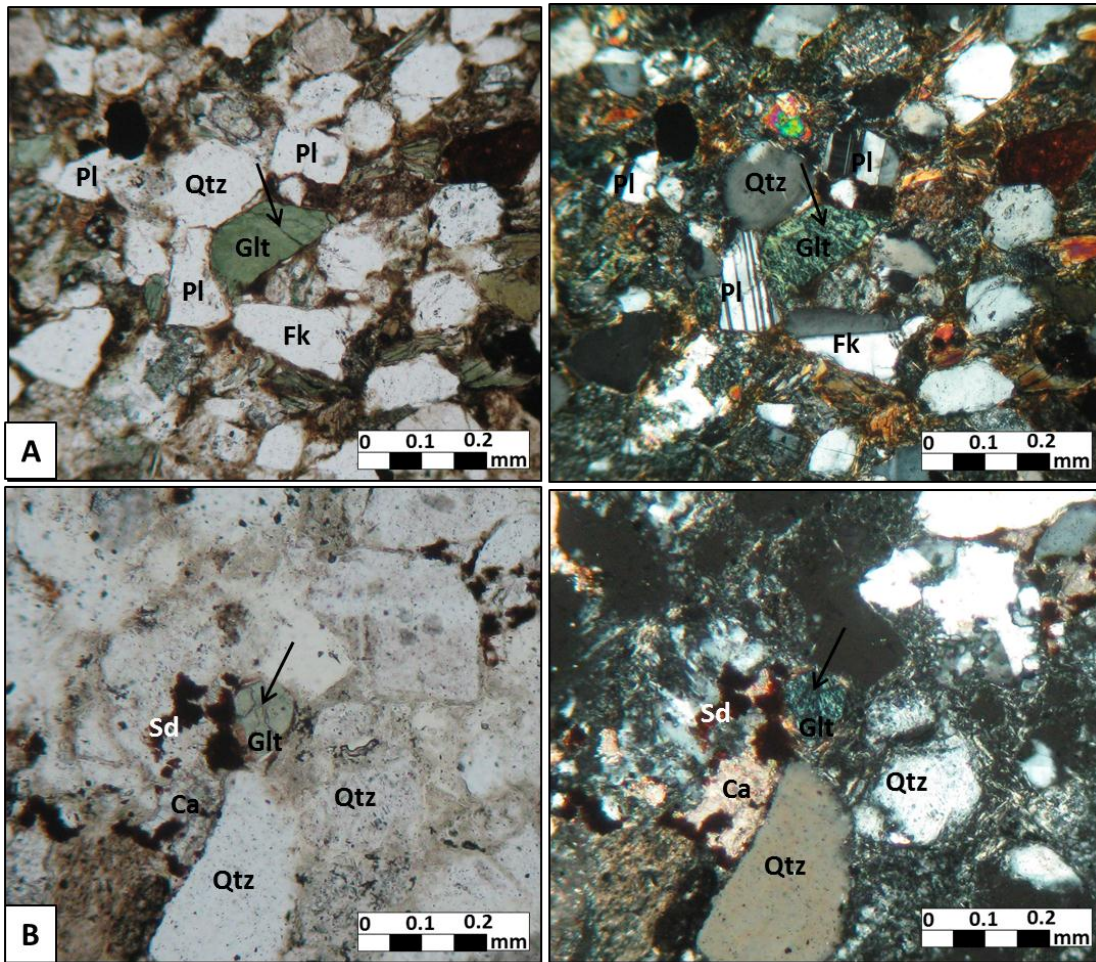
**Figura 65.** Muestra LP-033-1 (10X). Izquierda (NP), derecha (NX). Cristales subhedrales de hornblenda (Hb) en contacto cóncavo-convexo con cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp).



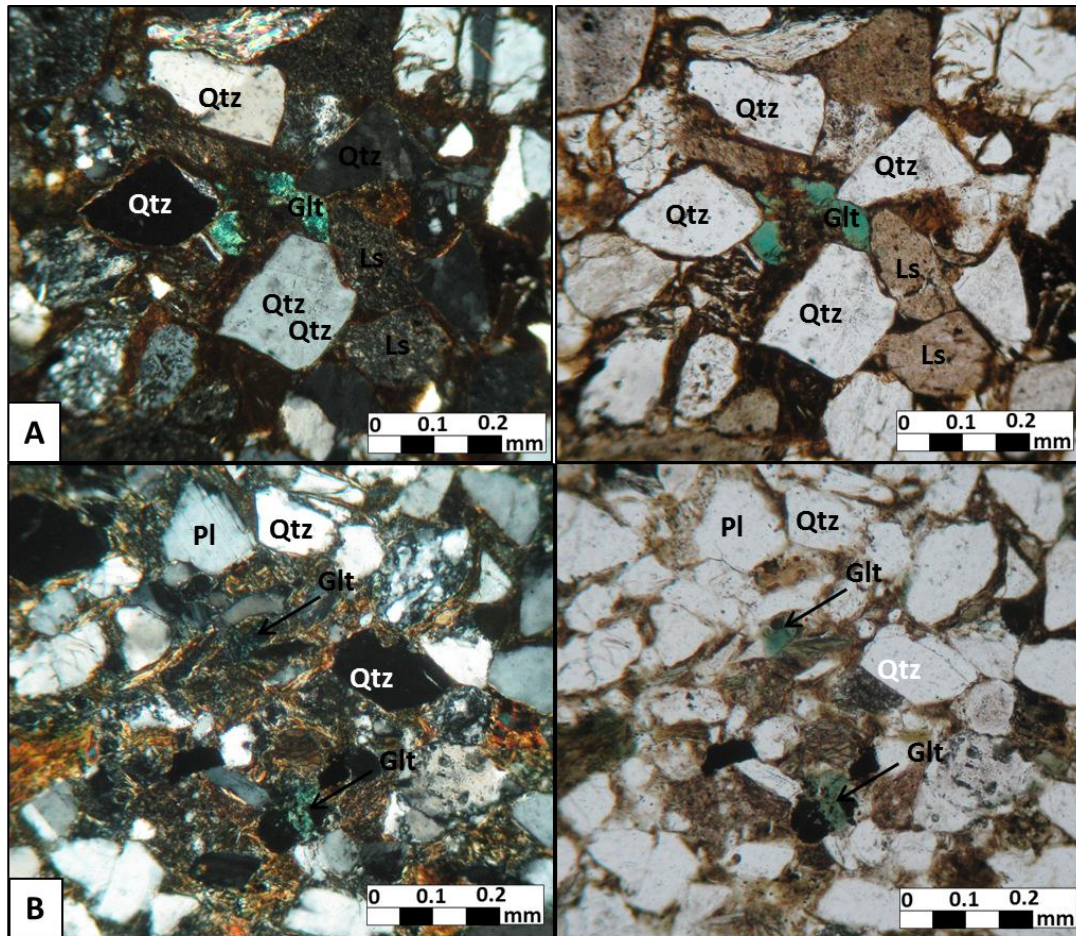
**Figura 66.** Micas presentes en litoarenitas. A. Muestra LP-011-1 (10X, NX). Cristal subhedral de biotita (Bt) deformado, en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz). B. Muestra LP-010-1 (10X, NX). Moscovita deformada en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y líticos sedimentarios (Ls).



**Figura 67.** Muestra LP-023-1 (10X). Izquierda (NP), derecha (NX). Cristales subhedrales de Zoisita (Zo) en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y líticos sedimentarios (Ls) y volcánicos (Lv).



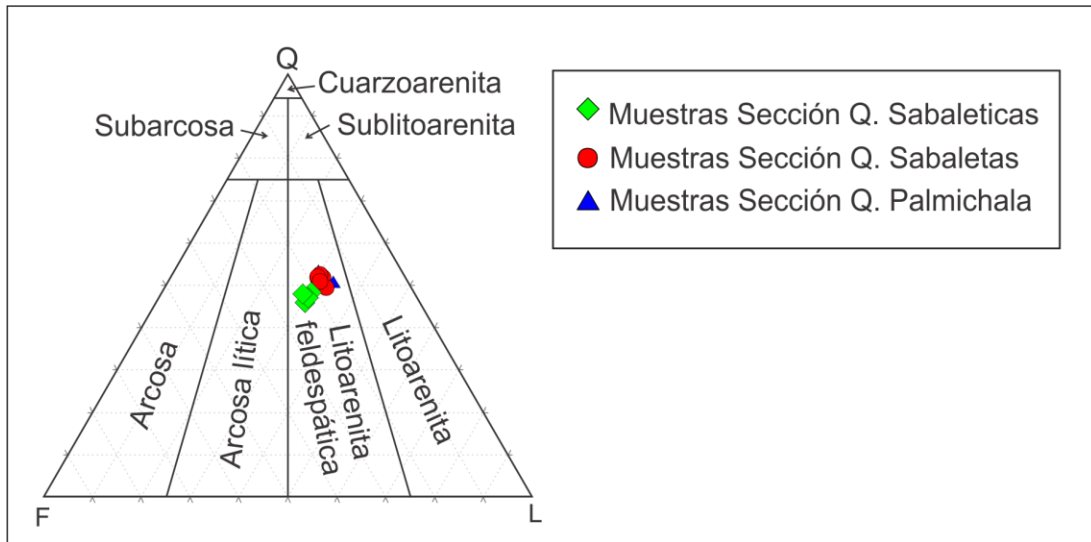
**Figura 68.** Granos subangulares de glauconita que hacen parte del amazón en litoarenitas. A. Muestra LP-033-1 (10X- NP, NX). Grano subangular de glauconita de color verde oliva con grietas en su interior (flecha), en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y plagioclasa (Pl). B. Muestra LP-010-1 (10X- NP, NX). Grano subangular de glauconita de color verde claro con grietas muy profundas que alcanzan a dividir el grano (flecha).



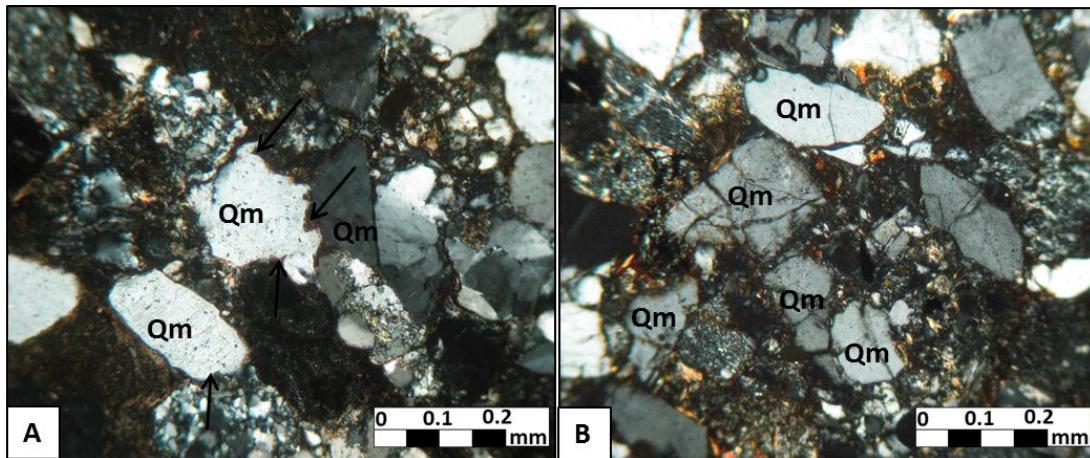
**Figura 69.** Glauconita dentro de la matriz en litoarenitas. A. Agregados irregulares de glauconita de color verde dentro de la matriz arcillosa. B. Glauconita que forma parches de color verde claro dentro de la matriz. Muestra LP-033-1 (10X- NP, NX).

### 3.3.3 Petrofacies 3: Litoarenitas feldespáticas

Esta petrofacies está compuesta por litoarenitas feldespáticas de grano fino a medio, moderadamente seleccionadas, de composición modal Q (52%), F (18%) y FR (30%), (Figura 70). Se encuentra ubicada hacia la parte media y el techo de las secciones estratigráficas (Figuras 36, 37 y 38). El cuarzo monocristalino (30%) aparece en granos angulares y subangulares con bordes indentados a causa de la corrosión por la disolución durante la diagénesis (Figura 71A). Algunos granos presentan microfracturamiento que generan su completa fragmentación (Figura 71B). Es común encontrar también granos en contacto cóncavo-convexo y suturado que evidencian procesos de disolución por presión.

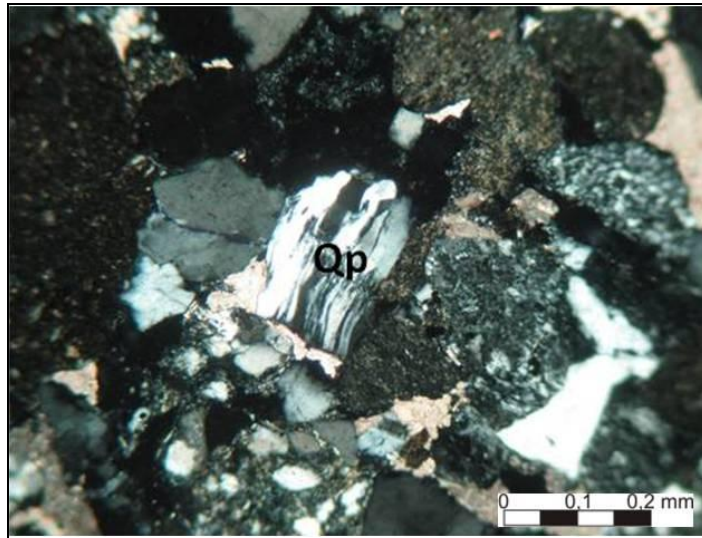


**Figura 70.** Diagrama composicional de la Petrofacies 3 del Miembro Superior de la Formación Amagá (Secciones Q. Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala). Tomado de Folk (1974).



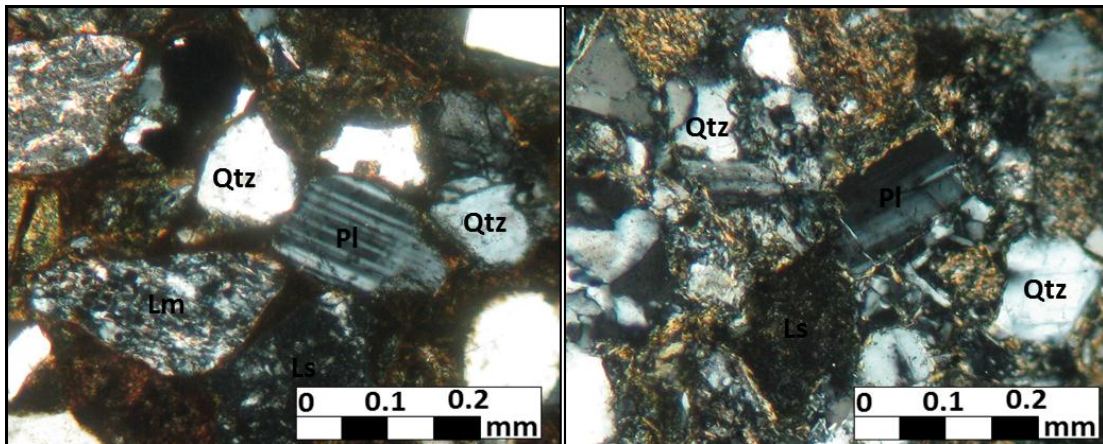
**Figura 71.** Cuarzo monocristalino (Qm) en litoarenitas feldespáticas. A. Muestra LP-049-1 (10X, NX). Cuarzo monocristalino con bordes indentados que indican una fuerte disolución durante la diagénesis. B. Muestra LP-038-3 (10X, NX). Cuarzo fuertemente fracturado debido a esfuerzos deformativos post-deposicionales.

El cuarzo policristalino (22%) se presenta en granos subangulares compuestos de cristales de cuarzo en contacto suturado, algunos de los cuales presentan una fuerte orientación y extinción ondulante (Figura 72).



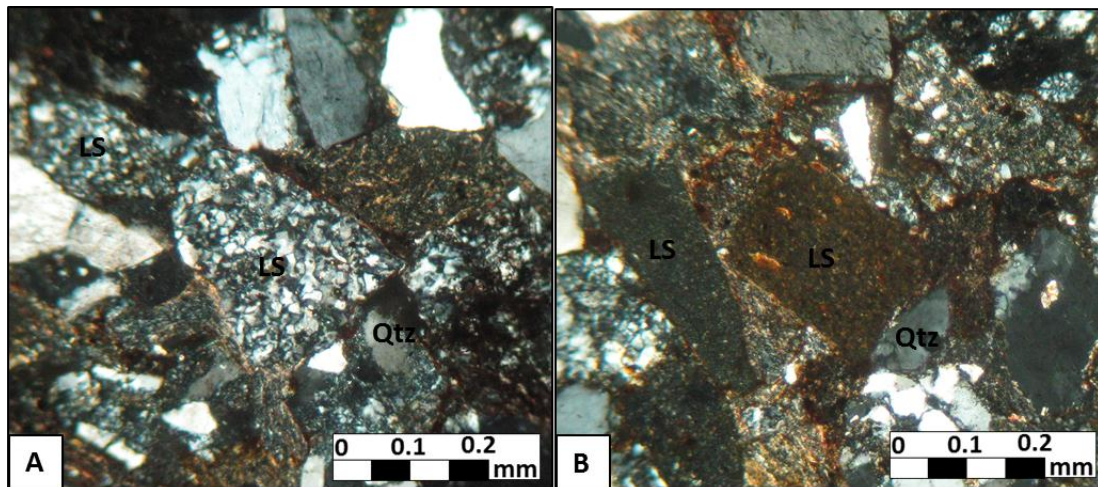
**Figura 72.** Muestra LP-015-1 (10X, NC). Cuarzo policristalino (Qp) con fuerte deformación en los cristales.

Dentro de los feldespatos se encuentra plagioclasa (11%) en granos cristalinos sin alteración, con excepción de unos pocos cristales que están siendo levemente alterados a sericita (Figura 73). El feldespato potásico (7%) aparece en cristales subhedrales, la mayoría sin alteración, con macla de Carlsbad y en contacto cóncavo-convexo con cuarzo y fragmentos líticos.

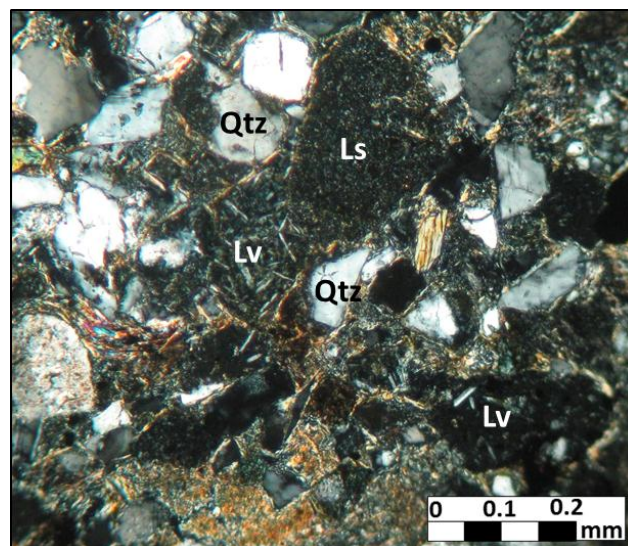


**Figura 73.** Muestras LP-026-1 y LP-038-2 (20X, NX). Cristales subhedrales de plagioclasa (Pl) sin ningún tipo de alteración en contacto puntual y cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y líticos sedimentarios (Ls) y metamórficos (Lm).

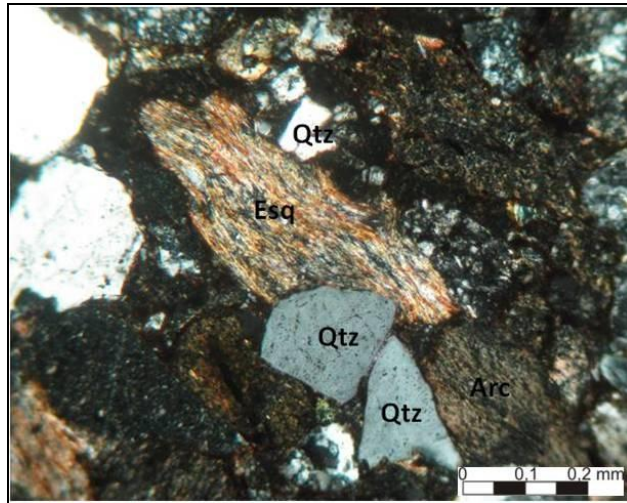
Los fragmentos líticos existentes son principalmente sedimentarios (15%) compuestos de areniscas cuarzosas y arcillas de forma angular y subangular de baja esfericidad (Figura 74); los líticos volcánicos (10%) comprenden andesitas porfídicas formadas por cristales de plagioclasa en una matriz vítrea y ferromagnesiana (Figura 75). En menor cantidad se presentan fragmentos subangulares de rocas metamórficas (5%) que incluyen cuarcitas, esquistos micáceos y cuarzo-micáceos (Figura 76).



**Figura 74.** Líticos sedimentarios presentes en litoarenitas feldespáticas. A. Clastos subangulares de cuarzoarenitas en contacto puntual y cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz). B: Clastos angulares de arcilla en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz). Muestra LP-049-1 (10X, NX).



**Figura 75.** Muestra LP-027-1 (10X, NX). Líticos volcánicos compuestos de fenocristales de plagioclasa dentro de una matriz ferromagnesiana y vítrea.

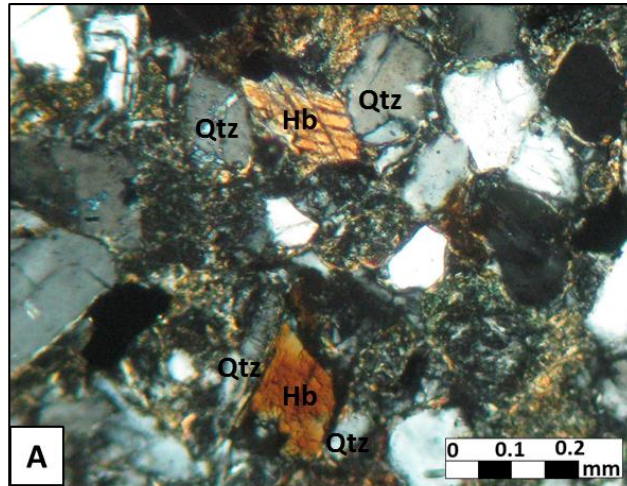


**Figura 76.** Muestra LP-049-1 (10X, NC). Grano subangular de esquistos (Esq) altamente deformado en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz) y clasto de arcilla (Arc).

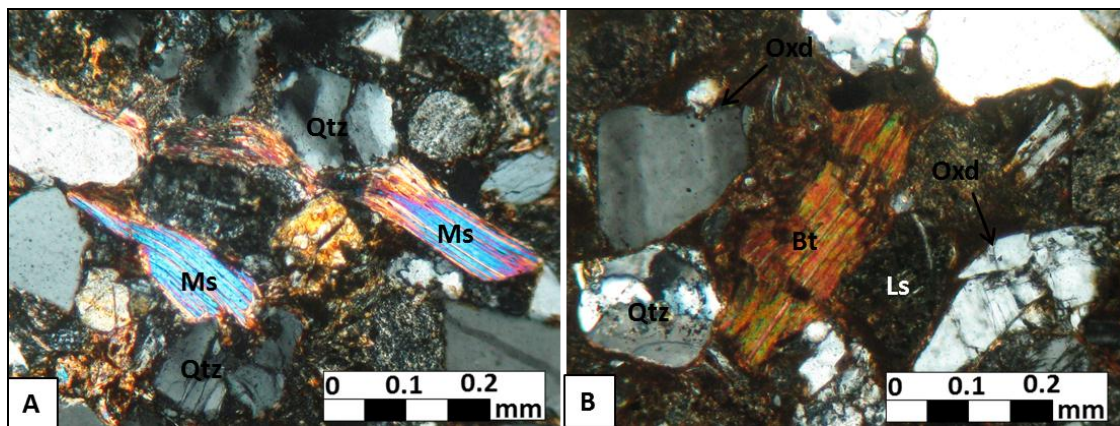
La matriz que corresponde al 10% es lodosa compuesta de cuarzo y minerales arcillosos con algunos óxidos de hierro producto de la alteración de algunos minerales ricos en Fe dentro del armazón. El cemento es microcristalino formado principalmente por sílice, y localmente óxidos de Fe y carbonatos en textura poiquilótica.

Dentro de los minerales accesorios se encuentran moscovita, biotita, glauconita y zoisita. También se presenta hornblenda como mineral accesorio pero solo en la sección Sabaleticas disminuyendo su contenido hacia el techo (Figura 77). La presencia de este mineral en esta sección sugiere una variación en el área fuente de sedimentos para el Miembro Superior de la Formación Amagá en el sector norte de la zona.

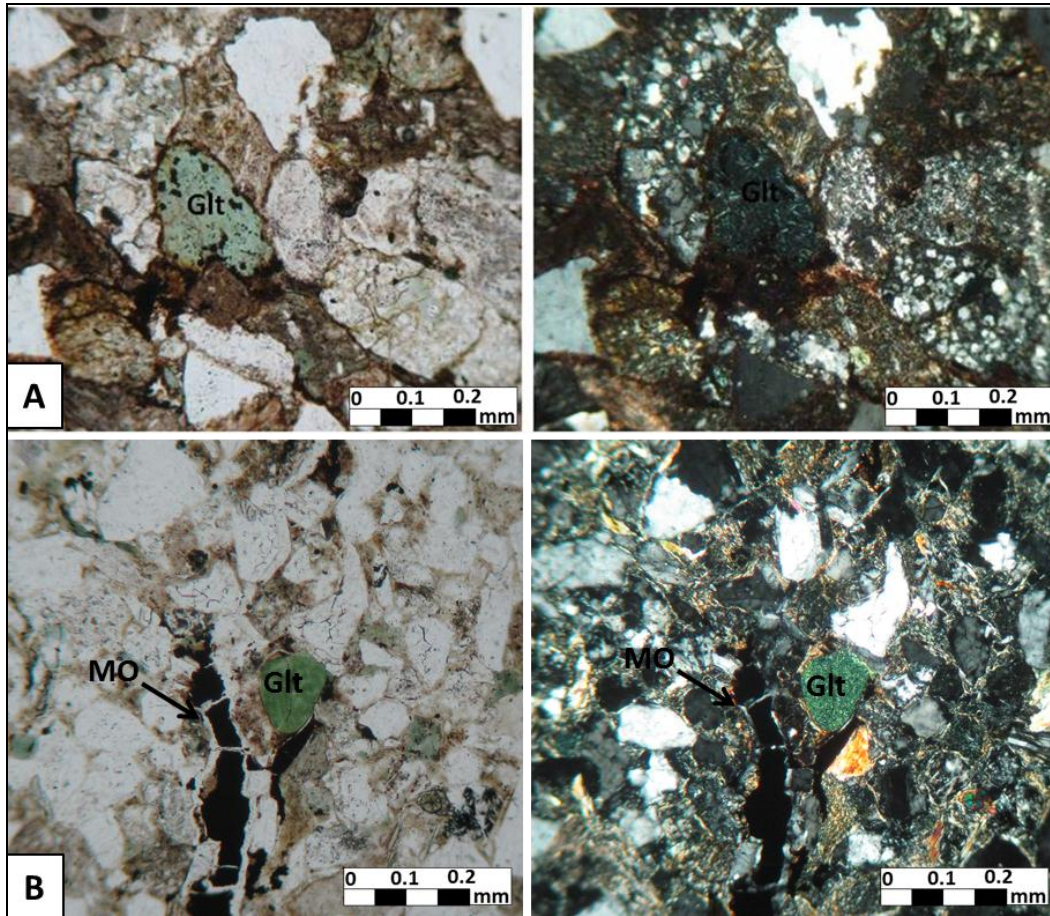
Las micas se presentan en granos elongados y deformados en contacto cóncavo-convexo con cuarzo, feldespato y fragmentos líticos (Figura 78). La zoisita aparece en pequeños cristales subhedrales dentro de la matriz y en algunas secciones está alterando la plagioclasa. La glauconita aparece en granos subredondeados e irregulares con algunos óxidos de hierro en su interior (Figura 79). En la muestra LP-027-1 de la sección Sabaleticas se encontraron granos de glauconita de forma “lobate” con algunas grietas en su interior que estaría sugiriendo un origen autigénico para este mineral ya que esta morfología es típica para las glauconitas formadas *in situ* (Hadding, 1932 en Carozzi, 1960), Figura 80.



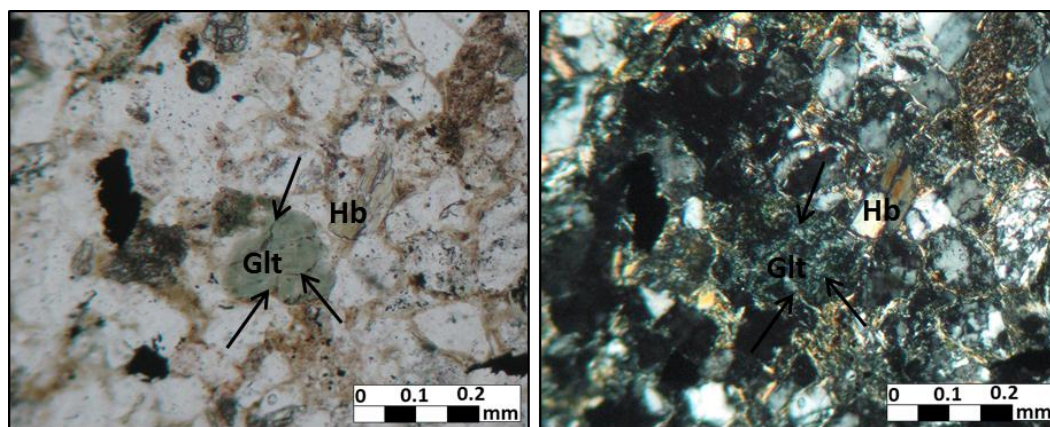
**Figura 77.** Muestra LP-038-2 (10X, NX). Cristales subhedrales de hornblenda (Hb) en contacto cóncavo-convexo con cuarzo (Qtz).



**Figura 78.** Micas presentes en litoarenitas feldespáticas. A. Muestra LP-038-3 (20X, NX). Moscovitas de forma angular y subangular moderadamente deformadas. B. Muestra LP-026-1 (20X, NX). Grano subangular de biotita con fuerte deformación y alteración a óxidos de Fe. Obsérvese el cemento compuesto por óxidos de Fe (Oxd) de textura pelicular rodeando los clastos.



**Figura 79.** Granos de glauconita que hacen parte del armazón de litoarenitas feldespáticas. A. Muestra LP-049-1 (10X). Izquierda (NP), derecha (NC). Grano irregular de glauconita con presencia de óxidos de hierro en su interior. Muestra LP-027-1 (10X). Izquierda (NP), derecha (NC). Grano subangular de glauconita de color verde oliva. Se observan también láminas irregulares de materia orgánica (MO).



**Figura 80.** Muestra LP-027-1 (10X). Izquierda NP, Derecha NX. Grano de glauconita de forma “lobate” con grietas en su interior (flechas).

### 3.4 ANÁLISIS DE LAS PETROFACIES IDENTIFICADAS EN EL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN AMAGÁ

Las petrofacies identificadas para el Miembro Superior de la Formación Amagá se caracterizan por presentar una mala selección, con alto grado de angularidad en los granos y una inmadurez composicional reflejada por el contenido de fragmentos de roca >30% que indican poco transporte de sedimentos y una cercanía del área fuente. La selección se vuelve moderada hacia el techo de la unidad reflejando un mayor transporte de sedimentos y una influencia leve de mareas que permitió el desarrollo de la esfericidad en los granos.

El contenido promedio de Qm (32%) y feldespatos (15%) sugieren como posible área fuente el Batolito Antioqueño y el Stock de Amagá, sin embargo no se descarta que dichos sedimentos provengan del reciclaje Miembro Inferior. Los granos de Qp (20%) y líticos metamórficos provienen posiblemente del basamento metamórfico de la Cordillera Central (Complejo Cajamarca) y del Complejo Arquía.

Es importante destacar que la mayor parte de los fragmentos líticos son sedimentarios (20%) compuestos de areniscas cuarzosas y arcillas donde es común encontrar restos de materia orgánica, esto podría indicar el retrabajamiento del Miembro Inferior que posiblemente se encontraba como relieve positivo durante la depositación del Miembro Superior.

La presencia de hornblenda como mineral accesorio en la Sección Sabaleticas evidencia una variación en el área fuente de sedimentos hacia el sector norte durante la depositación del Miembro Superior en donde el área de aporte podría estar asociada a la etapa inicial del vulcanismo de Combia.

Otro rasgo importante es el aumento hacia el techo de líticos volcánicos de bordes angulares y el gran contenido de plagioclasa subhedral sin alteración alguna que estaría sugiriendo como área fuente las rocas volcánicas de la Formación Combia y asumir con esto una sincronía en su depositación con el Miembro Superior.

La existencia de glauconita en agregados irregulares dentro de la matriz y en granos de morfología “lobate” como se encontró en la muestra LP-027-1 indican un origen autigénico para este mineral el cual fue posiblemente formado bajo condiciones de influencia marina dentro de la paleocuenca Amagá durante la depositación del Miembro Superior demostrando con esto la presencia de ambientes fluviales cercanos a la línea de costa que evolucionaron a un sistema deltaico superior hacia el techo de la unidad y que favorecieron el aumento en la formación *in situ* de la glauconita.

## **CAPITULO 4**

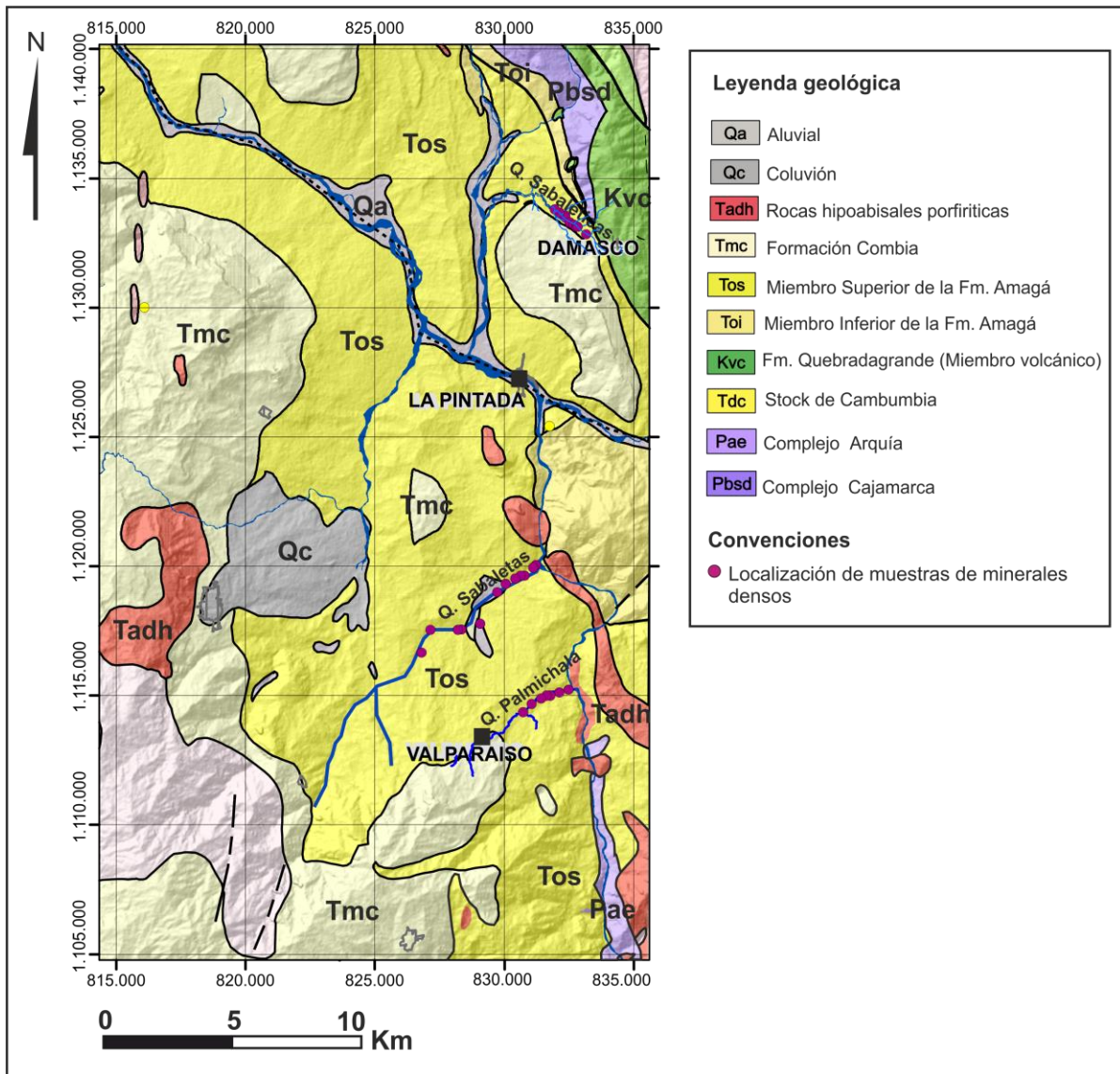
# **ANÁLISIS DE MINERALES DENSOS E INTERPRETACIÓN DE ÁREA FUENTE**

### **4.1 INTRODUCCIÓN**

Los minerales densos son un grupo de minerales accesorios presentes en las rocas sedimentarias que poseen una densidad mayor a 2,9 gr/cm<sup>3</sup> y se caracterizan por su resistencia a la meteorización, abrasión y disolución. A este grupo de minerales pertenecen los anfíboles, piroxenos, micas, carbonatos, apatito, circón, turmalina, etc., que son característicos de los diferentes tipos de rocas.

El análisis de minerales densos es de gran importancia para la reconstrucción y caracterización del área fuente; seguimiento de los procesos de transporte; delimitación de patrones de dispersión de sedimentos y provincias petrológicas sedimentarias; correlación de cuerpos de arena; acción de regímenes hidráulicos y procesos de concentración; localización de depósitos económicos; y determinación de los procesos diagenéticos (Mange y Maurer, 1992).

En este estudio se realizó el montaje de 40 secciones de minerales densos obtenidos a partir de las areniscas recolectadas en las Secciones Sabaleticas, Palmichala y Sabaletas (Figura 81). Estas muestras fueron analizadas teniendo en cuenta la distribución y morfología de las diferentes especies minerales encontradas con el fin de determinar y caracterizar el área fuente de los sedimentos.



**Figura 81.** Localización de muestras para análisis de minerales densos.

## 4.2 METODOLOGÍA

El muestreo fue realizado en las areniscas de grano grueso a fino recolectadas en las columnas de las quebradas Sabaleticas, Palmichala y Sabaletas (40 muestras correspondientes a las mismas utilizadas en el análisis petrográfico). Estas muestras fueron seleccionadas a intervalos regulares en

los sitios donde se presentaran cambios en la composición, textura, geometría y estructura sedimentaria (Figura 82, 83 y 84).

La preparación de las muestras consistió en la disgregación inicial de la roca utilizando el mazo y luego las trituradoras cónica y de bola para obtener una fracción tamaño arena gruesa (1 mm). Esta fracción se tamizó primero en seco con el tamiz malla #8 y luego en húmedo con el tamiz malla #200 con el fin de recuperar una fracción igual a 250  $\mu\text{m}$ . Esta fracción se dejó secar al aire libre.

Una vez seca la muestra se utilizó el método de separación por batea con una cantidad de muestra equivalente a 100 gr, la fracción pesada obtenida se dejó secar al aire libre. Para homogenizar la muestra se realizó el cuarteo de esta hasta recuperar una fracción de 1 a 2gr suficiente para el montaje. Como este método no es 100% eficiente siempre quedan granos de minerales ligeros como cuarzo y feldespatos que se suman al volumen de la muestra.

Debido a que las muestras presentaban un alto contenido de materia orgánica se trataron con peróxido de hidrógeno en una concentración del 5% dejando actuar durante 24 horas. Luego se dejaron secar las muestras al aire libre.

Para la eliminación de arcillas que recubrían los minerales fue necesario lavar las muestras posteriormente con detergente en polvo disuelto en agua y después se dejaron secar al aire libre.

Cuando la muestra estuvo totalmente seca se realizó el montaje de los granos utilizando un portaobjeto, un cubreobjeto y la resina llamada Araldit para la fijación de los minerales. Este procedimiento se realizó evitando la formación de burbujas en el montaje.

Una vez seca la resina se utilizó el método de conteo en línea en el microscopio petrográfico estándar para identificar las especies minerales según sus características ópticas y la frecuencia con que aparecían en la muestra. Se realizó un conteo de 500 puntos en cada sección con el fin de obtener una mayor precisión en el análisis.

Después del conteo, se realizó el análisis estadístico de los datos, utilizando gráficos de áreas que permitieran determinar la variación en la distribución de las diferentes especies minerales de base a techo en las secciones estratigráficas. También se analizó la morfología de los minerales teniendo en cuenta la forma, redondez, esfericidad y cristalinidad con el fin de determinar la intensidad del transporte de los sedimentos y por ende la localización de posibles áreas fuente.

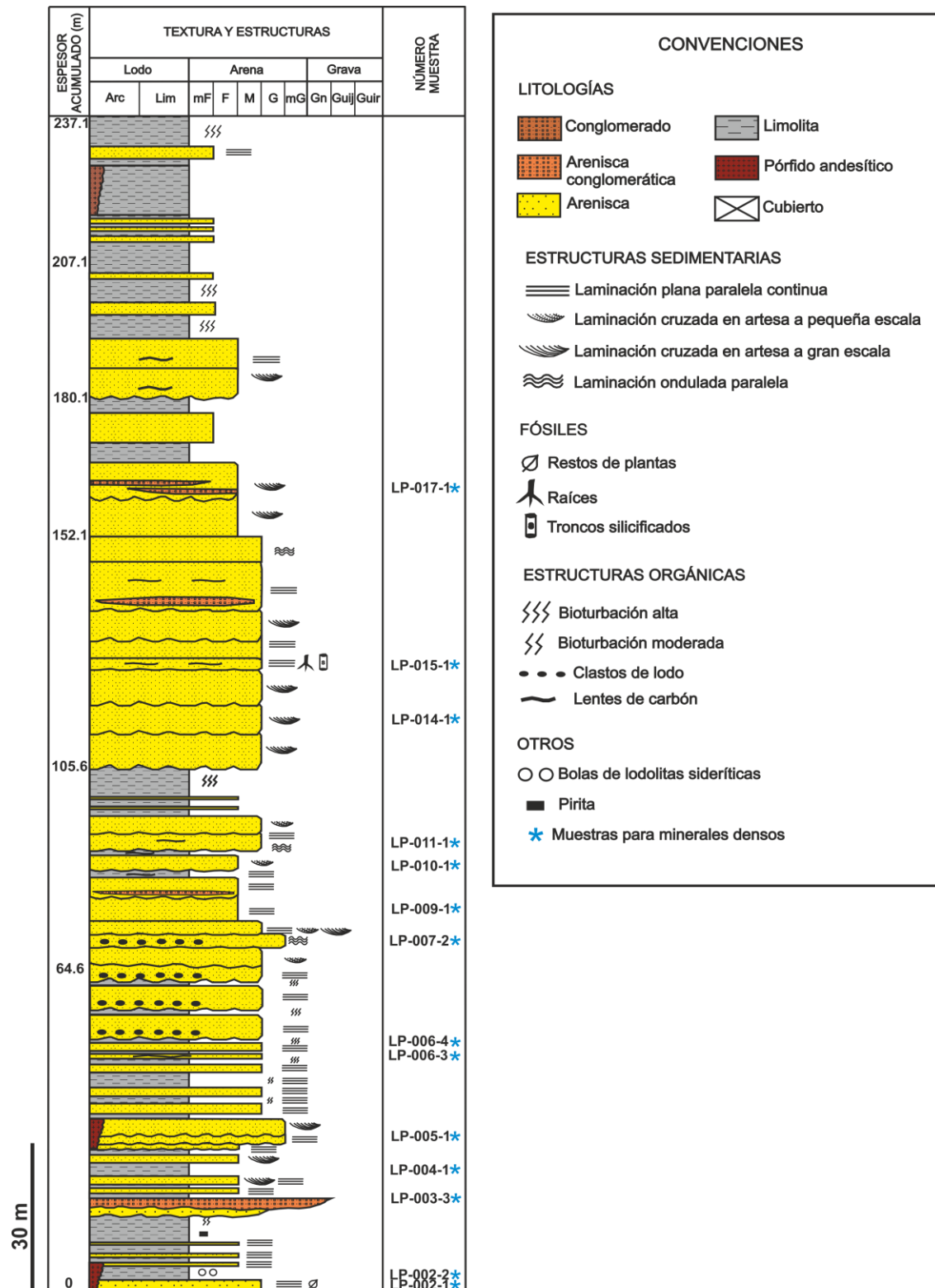


Figura 82. Localización de muestras seleccionadas para análisis de minerales densos en la Sección Quebrada Palmichala.

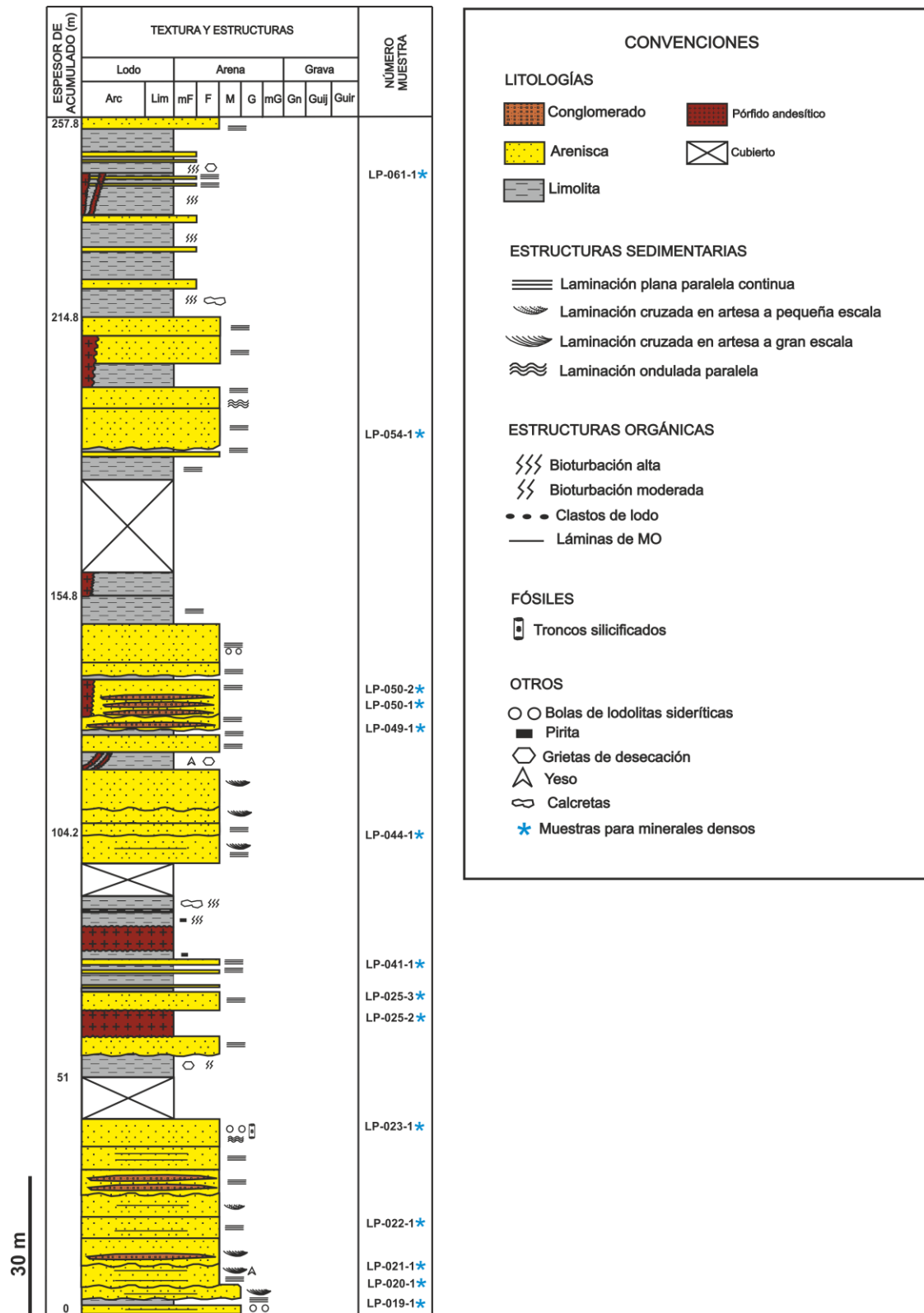
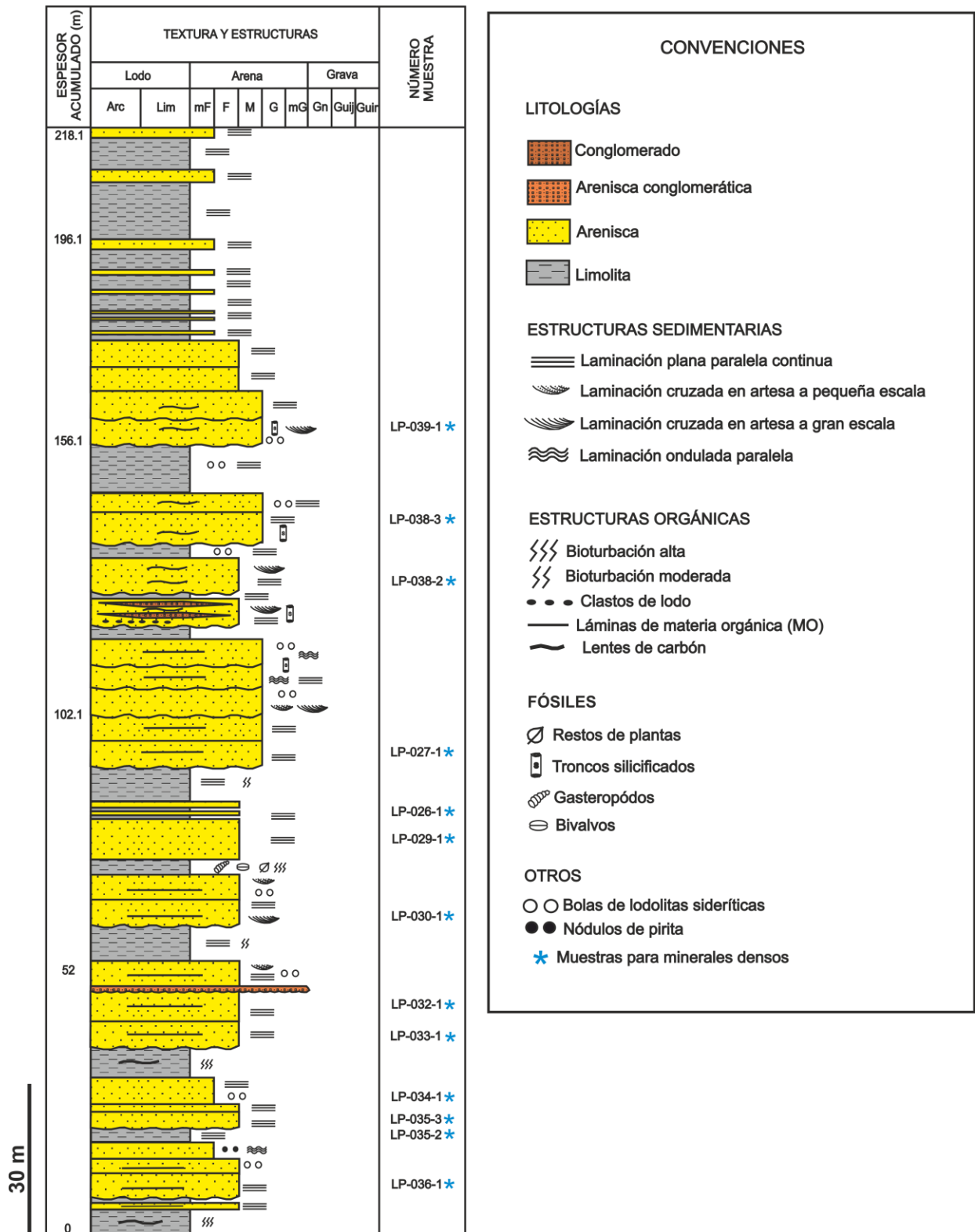


Figura 83. Localización de muestras seleccionadas para análisis de minerales densos en la Sección Quebrada Sabaletas.



**Figura 84.** Localización de muestras seleccionadas para análisis de minerales densos en la Sección Quebrada Sabaleticas.

### 4.3 SECCIÓN QUEBRADA PALMICHALA

Las muestras de la Sección Quebrada Palmichala se caracterizan por presentar una baja concentración de minerales densos (<10% del total de la roca), siendo la siderita el mineral de mayor concentración, seguida por opacos y circón. La mayor parte del volumen de las muestras está formado por fragmentos líticos que quedaron haciendo parte de la fracción pesada durante el proceso de separación por batea. A pesar de ser muy alto el contenido de estos líticos en especial sedimentarios no se tuvieron en cuenta para el recálculo de los minerales pesados. Es importante aclarar que a pesar de que las muestras fueron procesadas inicialmente con mazo, la morfología presente en los minerales densos es concordante con la observada en el análisis petrográfico (Ver Capítulo 3).

#### 4.3.1 Análisis de distribución de minerales densos

En la columna de la Quebrada Palmichala se identificaron 10 especies de minerales densos dentro de las cuales se observa un alto contenido de siderita con porcentajes que van de 40 a 70%, seguido de opacos y circón. En menor concentración aparecen minerales como óxidos clorita, biotita y augita en porcentajes que no superan el 10% (Tabla 5, Figura 85).

**Tabla 5.** Distribución de minerales densos de base a techo en la Sección Quebrada Palmichala. Los valores son reportados en porcentaje. En color gris aparecen los porcentajes más altos.

Muestra	Siderita	Opacos	Circón	Apatito	Zoisita	Epidota	Óxidos	Clorita	Biotita	Augita
LP-017-1	43,5	13,3	10,5	0	0	19,8	6	4	1,2	1,2
LP-015-1	17,4	13,6	15,4	15,4	13	25,2	0	0	0	0
LP-014-1	0	15,4	15,4	16,1	17	28,3	0	6,8	1,4	0
LP-011-1	0	18,2	14,4	18,8	48,6	0	0	0	0	0
LP-010-1	47,9	16,3	12,8	15,3	0	0	0	7,7	0	0
LP-009-1	47,8	18	18,1	16,5	0	0	0	0	0	0
LP-007-2	70,2	17,8	11,8	0	0	0	0	0	0	0
LP-006-4	66,9	19,7	13,1	0	0	0	0	0	0	0
LP-006-3	45	19,4	11,8	15,4	0	0	8	0	0	0
LP-005-1	51,4	19,1	9,6	9,6	0	0	10	0	0	0
LP-004-1	47	20	14	19	0	0	0	0	0	0
LP-003-3	65,8	19,2	15	0	0	0	0	0	0	0
LP-002-2	63,8	22,2	14	0	0	0	0	0	0	0
LP-002-1	69,4	19	11,3	0	0	0	0	0	0	0

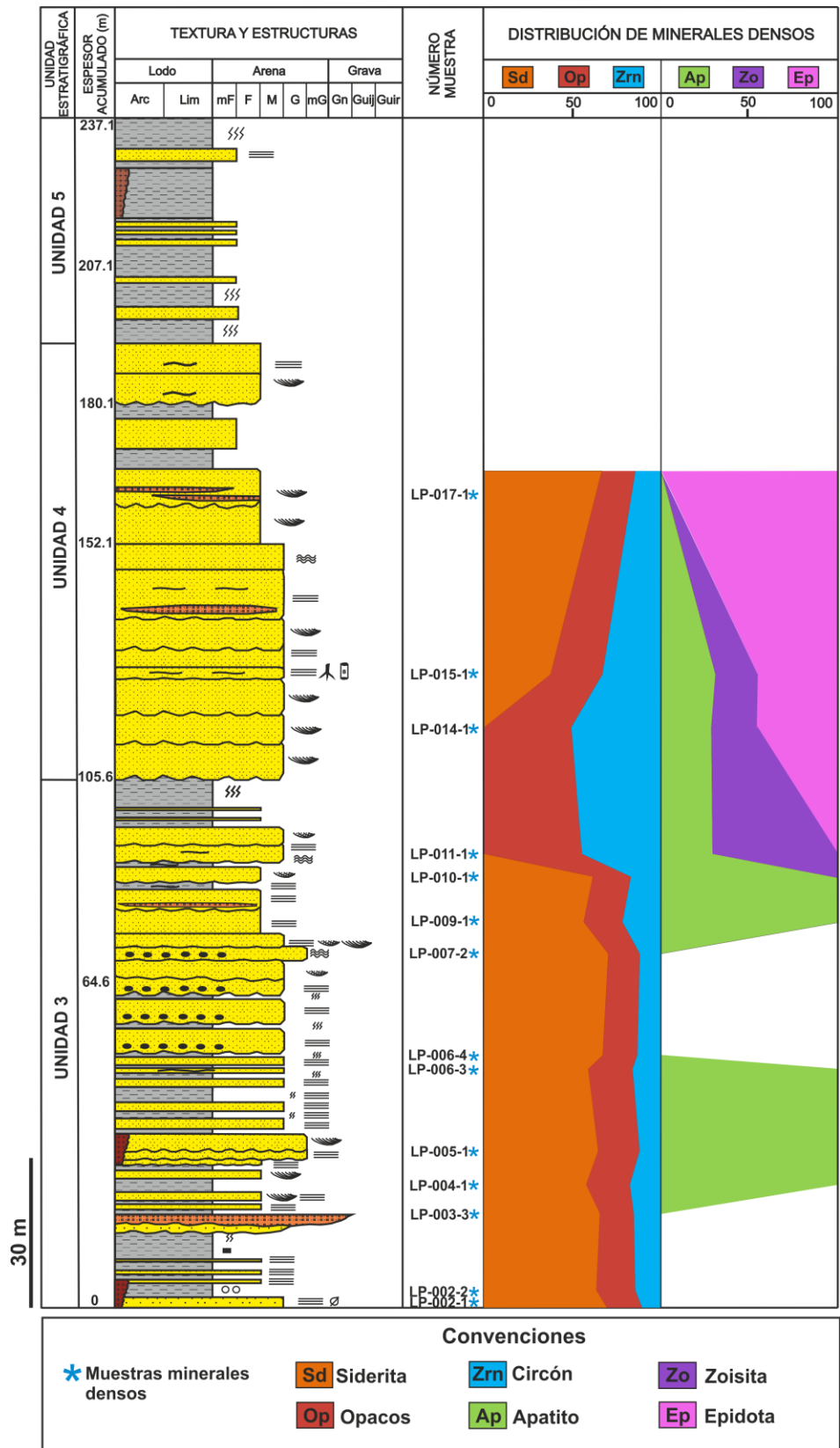
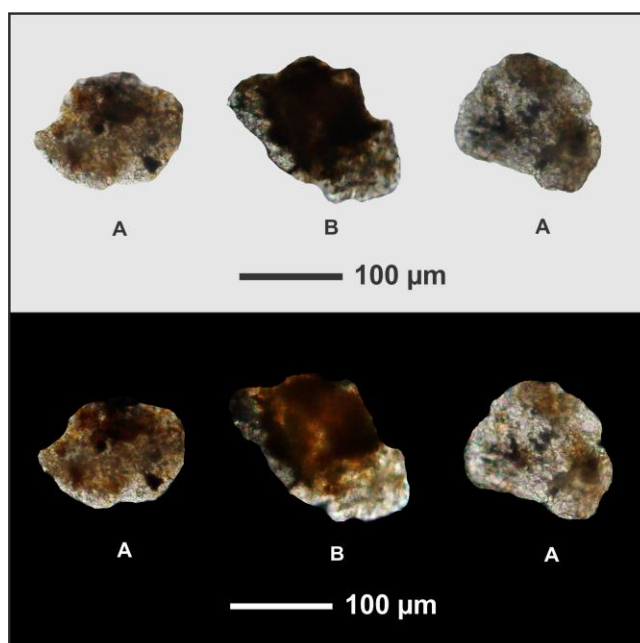


Figura 85. Distribución de los principales minerales densos contenidos en la Sección Quebrada Palmichala.

**Siderita:** Se presenta en que van desde 17 hasta 70%, disminuyendo su contenido hacia el techo de la columna, llegando a ser nulo en las muestras LP-011-1 y LP-014-1. Su morfología varía de granos irregulares con bordes subredondeados y bordes angulares (Figura 86). Es de color marrón amarillento con manchas de color marrón en su interior por la presencia de óxidos de Fe, que enmascaran los colores de interferencia del mineral. La presencia de este mineral puede derivarse del material cementante de las areniscas.

**Opacos:** Se presentan en concentraciones variables a lo largo de toda la sección. Aparece como cristales individuales de forma subhedral con algunos bordes subredondeados y como inclusiones de forma euhedral dentro de los fragmentos de cuarzoarenita (Figura 86). Debido a que todas las muestras del Miembro Superior de la Formación Amagá son de composición lítica, dentro de la fracción pesada quedó concentrada gran cantidad de fragmentos de cuarzoarenita en su mayoría y otros fragmentos de roca que por estar muy oxidados fue imposible su diferenciación. Aunque estos líticos no fueron incluidos dentro del recálculo realizado para determinar la distribución de minerales densos en la columna, es importante señalar que su alto contenido y morfología subangular nos indica un área fuente cercana.



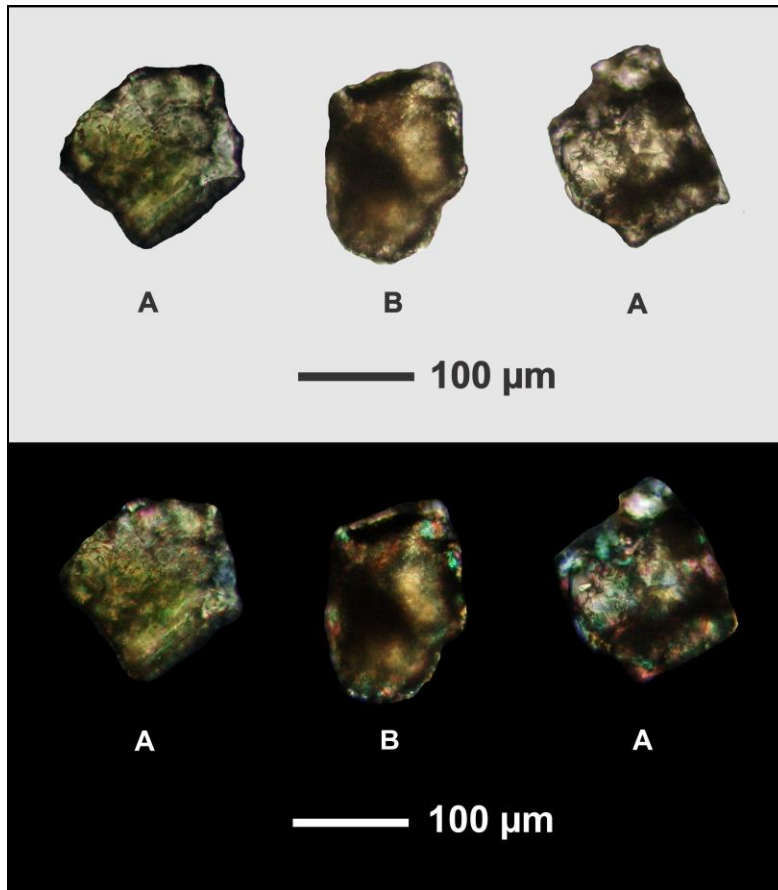
**Figura 86.** Contenido de siderita en la Sección Quebrada Palmichala. A. Granos irregulares con bordes subredondeados, B. Granos irregulares con bordes angulares. Fotografía tomada en nicols paralelos (arriba) y nicols cruzados (abajo). Las especies minerales corresponden en el orden en que aparecen a las muestras LP-002-1, LP-005-1 y LP-006-3.

**Circón:** Este mineral se distribuye de manera irregular en toda la columna, con máximos porcentajes presentados en las muestras LP-009-1, LP-015-1 y LP-014-1. Su forma varía de cristales subhedrales con un borde euhedral a cristales subredondeados. Se caracteriza por ser incoloro y con tonalidades amarillo pálido, con presencia de halos pleocroicos.

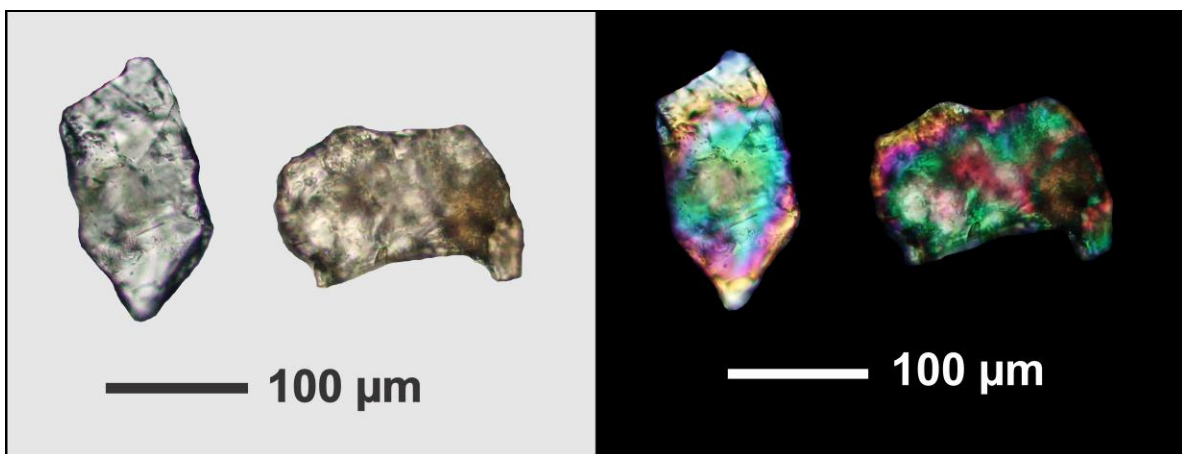
**Apatito:** Sus mayores concentraciones (19%-16,5%) se presentan en las muestras LP-004-1, LP-009-1 y LP-011-1. Este mineral aparece en dos generaciones, la primera como cristales individuales prismáticos con una terminación curvada y de color amarillo pálido y la segunda como inclusiones de forma euhedral e incoloras dentro del cuarzo y los feldespatos.

Los minerales como la epidota y la zoisita se presentan hacia el techo de la columna en porcentajes entre el 13 y 48%. Las mayores concentraciones de estos minerales se encuentran en las muestras LP-011-1 y LP-014-1. La **epidota** aparece como cristales individuales subhedrales y anhedrales con bordes redondeados y angulares (Figura 87) y como agregados granulares alterando fuertemente la plagioclasa. Su color varía de amarillo pálido a amarillo verdoso de acuerdo al contenido de Fe presente en su composición química. Algunos cristales tienen óxidos de Fe en su interior que enmascaran la birrefringencia dándoles colores más altos de interferencia.

La **zoisita** se presenta en agregados irregulares y en cristales anhedrales con algunos bordes redondeados y angulares. Su color varía de incoloro a amarillo muy pálido y su birrefringencia se encuentra afectada por el grosor de los cristales mostrando colores de interferencia hasta de segundo orden (Figura 88). Algunos cristales tienen óxidos de Fe en su interior.



**Figura 87.** Contenido de epidota en la Sección Quebrada Palmichala. A. Cristales subhedrales, B. Cristales anhedrales con bordes redondeados. Fotografías tomadas en nicoles paralelos (arriba) y nicoles cruzados (abajo). Las especies minerales corresponden a las muestras LP-011-1, LP-015-1 y LP-017-1.



**Figura 88.** Contenido de zoisita en la Sección Quebrada Palmichala. Los cristales se presentan anhedrales con bordes angulares. Fotografía tomada en nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). Las especies minerales corresponden a las muestras LP-011-1 y LP-017-1.

Los **óxidos** aparecen en muy bajas concentraciones (6-10%) y fueron identificados por sus propiedades ópticas como casiterita. Se presentan en granos irregulares de color marrón amarillento, con alto relieve y alta birrefringencia que es enmascarada por los fuertes colores del mineral. También aparece alterando la glauconita, la siderita y la epidota.

**Otros:** A este grupo pertenecen los minerales como la clorita, biotita y augita cuyas concentraciones no superan el 10%. Estos minerales aparecen hacia el techo de la columna y se tienen en cuenta porque su presencia podría estar indicando una nueva fuente de sedimentos. La biotita aparece en cristales anhedrales de bordes redondeados, de color amarillo verdoso, con superficie de exfoliación perfecta en una dirección y birrefringencia moderada. La clorita aparece en cristales anhedrales con bordes redondeados, de color verde oscuro, y exhibe colores de interferencia anómalos como el azul berlín. La augita se encuentra en cristales subhedrales con algunos bordes redondeados, de muy alto relieve, en colores amarillo y verde pálido y con dos direcciones de exfoliación que forman casi 90°.

#### **4.4 SECCIÓN QUEBRADA SABALETAS**

La Sección Quebrada Sabaletas se caracteriza por presentar una mayor variedad de minerales densos que la Sección Quebrada Palmichala. Predominan los minerales como opacos, epidota, apatito y circón; y en menor proporción se encuentran augita, hornblenda y turmalina. El contenido de piroxenos es escaso (menor de 10%), pero es importante destacar su existencia ya que podría estar indicando una nueva área fuente para los sedimentos de la Quebrada Sabaletas. Si bien las muestras fueron procesadas con mazo, la morfología observada en los granos minerales es concordante con lo descrito en el análisis petrográfico.

##### **4.4.1 Análisis de distribución de minerales densos**

En la columna Quebrada Sabaletas se identificaron 14 especies de minerales densos, dentro de los cuales los opacos, la epidota, apatito y circón son los minerales de mayor concentración (Tabla 6, Figura 89). A diferencia de la Sección Quebrada Palmichala esta columna presenta un bajo contenido de siderita registrándose sólo en la muestra LP-050-2 hacia el techo de la sección. Los minerales de menor concentración como la augita, hornblenda, turmalina, hiperstena y actinolita solo aparecen en la base de la columna, lo cual sugiere una variación en el área fuente de base a techo para esta sección.

**Tabla 6.** Distribución de minerales densos de base a techo en la Sección Quebrada Sabaletas. Los valores son reportados en porcentaje. En color gris aparecen los porcentajes más altos.

N° Muestra	Opacos	Apatito	Circón	Epidota	Zoisita	Biotita	Óxidos	Siderita	Hiperstena	Clorita	Actinolita	Augita	Hornblenda	Turmalina
LP-061-1	43	17,9	17,9	21,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LP-054-1	74,4	12,8	12,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LP-050-2	45,5	12,6	12,6	0	0	0	0	29	0	0,6	0	0	0	0
LP-050-1	51,2	15,1	15,1	0	0	0	18,6	0	0	0	0	0	0	0
LP-049-1	59,8	20,1	20,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LP-044-1	49,6	20,1	20,1	0	0	10,2	0	0	0	0	0	0	0	0
LP-041-1	35,8	7,6	7,6	17,1	0	0	0	0	7,6	16,7	7,6	0	0	0
LP-025-3	45	5,2	5,2	23	10,3	11,3	0	0	0	0	0	0	0	0
LP-023-1	37,2	10	7,4	27,8	17,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LP-022-1	20,2	8,4	8,4	25,2		0	14,7	0	7,7	7,7	7,7	0	0	0
LP-021-1	24,2	5,8	5,8	38,1	5,8	5,8	0	0	9,5	0	5	0	0	0
LP-020-1	22,5	15	24,1	21,5	10	0	0	0	0	0	0	0	6,9	0
LP-019-1	22,9	16,6	7,9	28,1	17,8	0	0	0	0	0	0	2,9	1,9	1,9

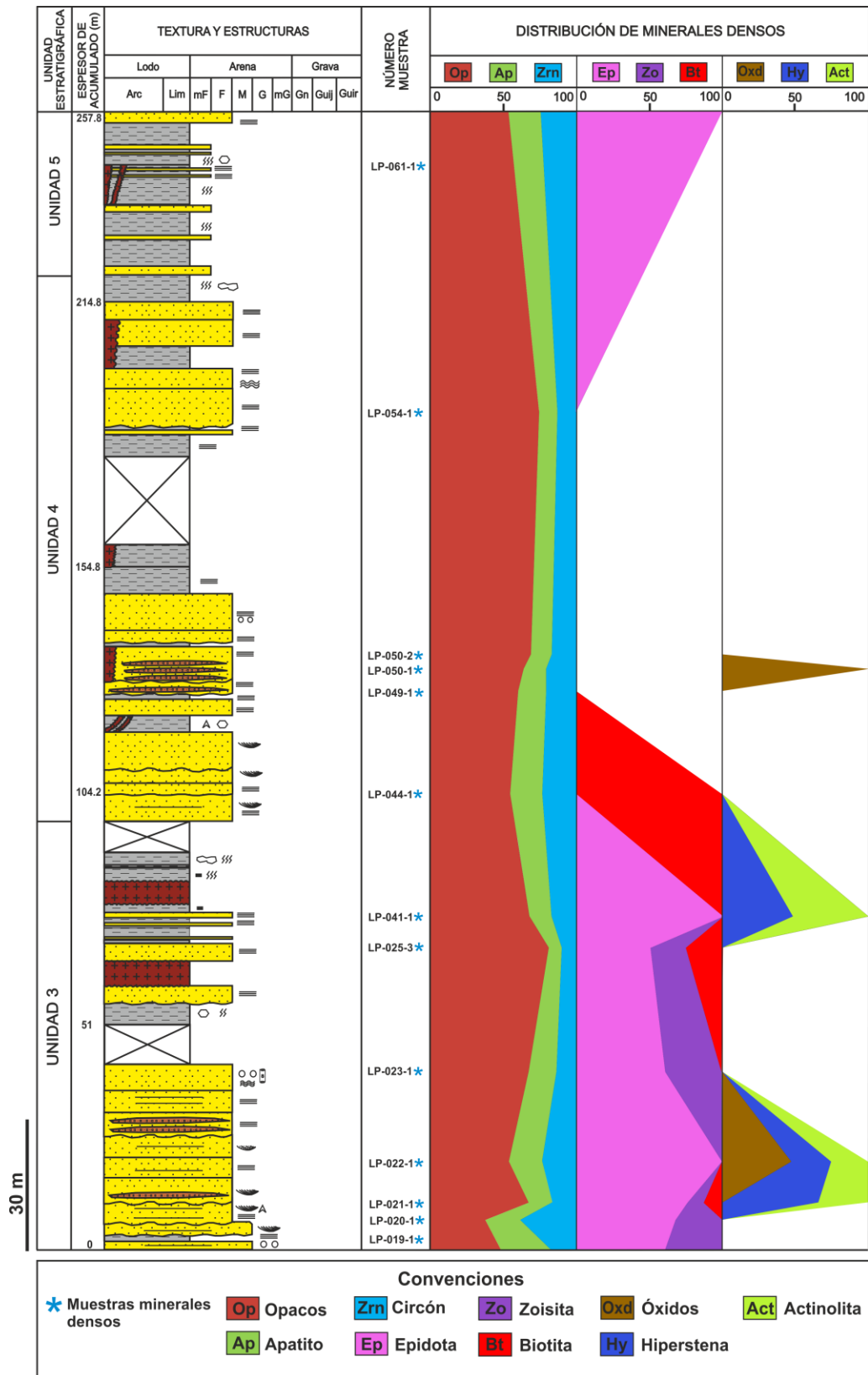
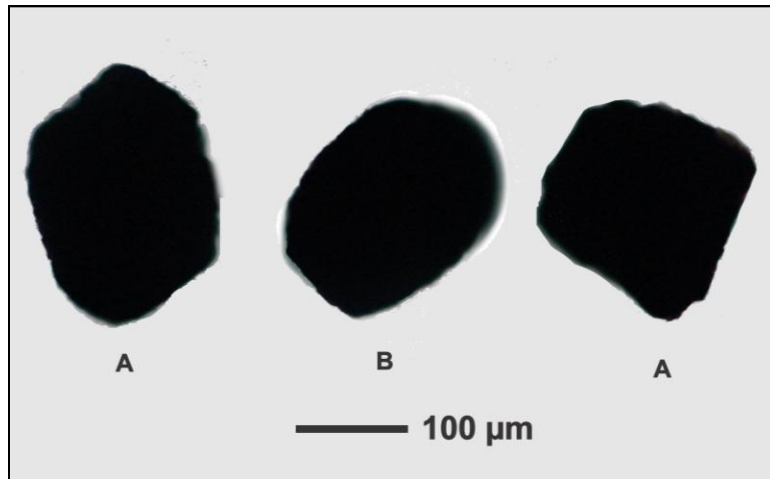


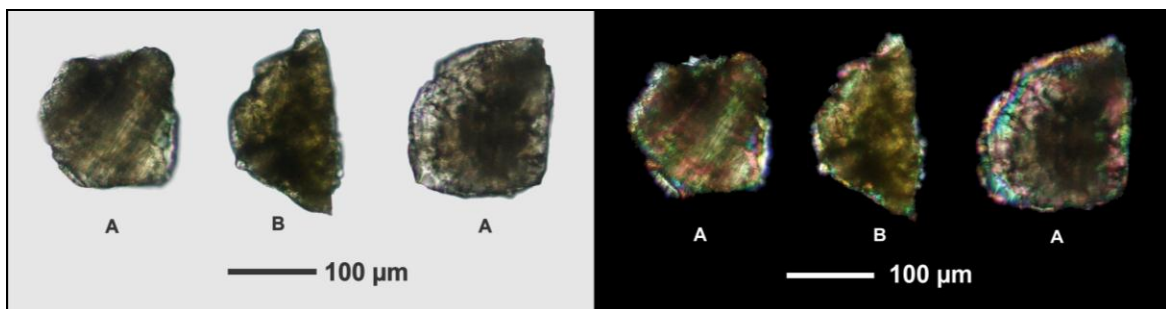
Figura 89. Distribución de los principales minerales densos contenidos en la Sección Quebrada Sabaletas.

**Opacos:** Este mineral presenta un aumento en su concentración de base a techo en la sección. Aparecen en su mayoría como cristales individuales anhedrales y subhedrales con algunos bordes redondeados y como cristales euhedrales formando inclusiones dentro del feldespato y de los fragmentos de cuarzoarenita (Figura 90). No fue posible identificarlos con el microscopio petrográfico pero por sus formas podrían corresponder a ilmenita, magnetita y pirita.



**Figura 90.** Contenido de opacos en la Sección Quebrada Sabaletas. A. Cristales subhedrales con bordes redondeados. B. Cristales anhedrales con bordes redondeados. Las especies minerales corresponden a las muestras LP-023-1 y LP-044-1.

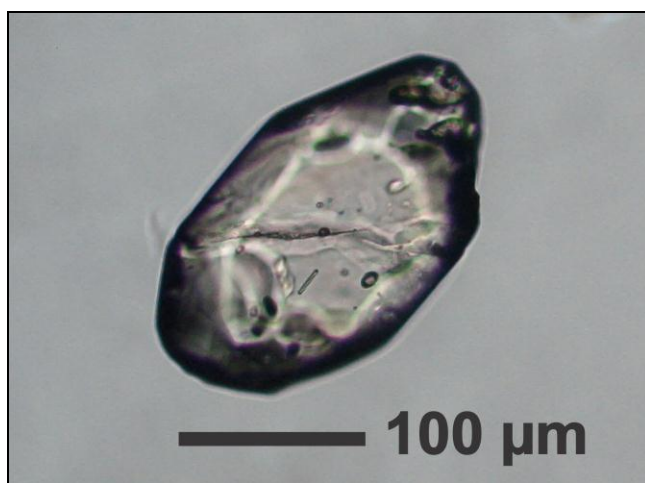
**Epidota:** Se presenta hacia la base de la columna en concentraciones de 17 a 38% y vuelve aparecer hacia el techo de esta en la muestra LP-061-1. Este mineral se encuentra en cristales anhedrales y subhedrales con bordes subangulares y redondeados, de color amarillo muy pálido y amarillo verdoso, con relieve alto y fuerte birrefringencia (Figura 91). Su pleocroísmo varía de amarillo a amarillo verdoso. Se presenta en menor proporción como agregados granulares alterando la plagioclasa.



**Figura 91.** Contenido de epidota en la Sección Quebrada Sabaletas. A. Cristales subhedrales con bordes redondeados, B. Cristales anhedrales con bordes angulares. Los cristales tienen una apariencia sucia debido al gran contenido de óxidos de Fe en su interior. Fotografía tomada en nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). Muestras LP-020-1, LP-021-1 y LP-023-1.

**Apatito:** La mayor concentración de este mineral (20,1%) se observa en las muestras LP-049-1 y LP-044-1 ubicadas en el techo de la columna. Se encuentra en cristales euhedrales y subhedrales con algunas aristas redondeadas. Aparece por lo general incoloro, pero existen unos pocos cristales de color amarillo pálido. Se caracteriza por su alto relieve y baja birrefringencia que llega al amarillo pardo en los cristales gruesos. Los cristales euhedrales se encuentran como inclusiones dentro de cuarzo y feldespato.

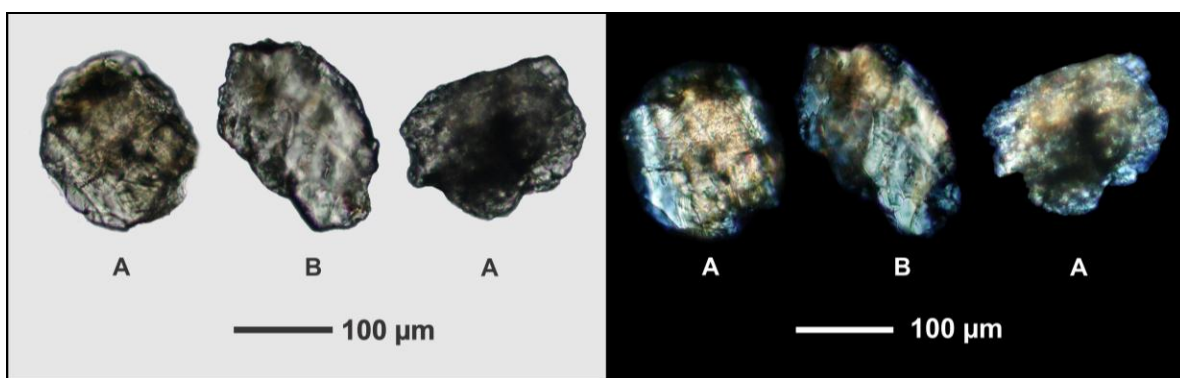
**Circón:** Presenta el mismo comportamiento del apatito con una mayor concentración en la muestras LP-049-1 y LP-044-1. Se observa en cristales subhedrales con algunos bordes redondeados, su color varía de rosado pálido a incoloro. Se identifica fácilmente por su relieve muy alto, birrefringencia fuerte y por la presencia de halos pleocroicos (Figura 92).



**Figura 92.** Grano cristalino de circón de color rosa pálido con bordes redondeados. Muestra LP-023-1. Fotografía tomada en nicoles paralelos.

**Zoisita:** Se observa hacia la base de la sección en concentraciones que varían de 5 % a 17%. Aparece en cristales prismáticos cortos con una terminación euhedral y cristales irregulares con bordes redondeados y angulares (Figura 93). La mayoría de los cristales son incoloros, aunque algunos presentan coloraciones amarillo pálido. Se distingue de la epidota por su baja birrefringencia donde los máximos colores son el amarillo pardo y el azul índigo.

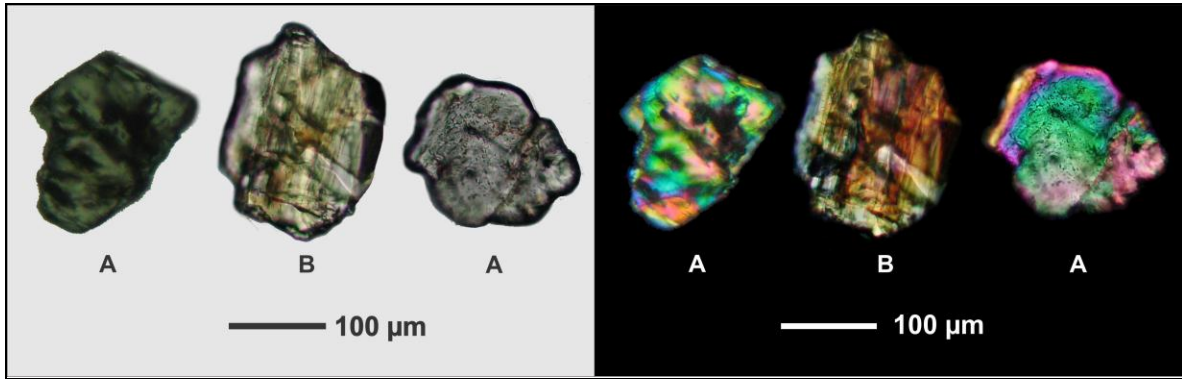
**Biotita:** Se presenta esporádicamente hacia la base de la sección, en cristales subhedrales con bordes redondeados de color marrón amarillento, exfoliación perfecta en una dirección y birrefringencia moderada. Tiene alto contenido de óxidos de Fe que enmascaran los colores reales del mineral.



**Figura 93.** Contenido de zoisita en la Sección Quebrada Sabaletas. A. Cristales irregulares con bordes redondeados, B. Cristales irregulares con bordes angulares. Fotografía tomada en nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha). Muestras LP-023-1 y LP-025-3.

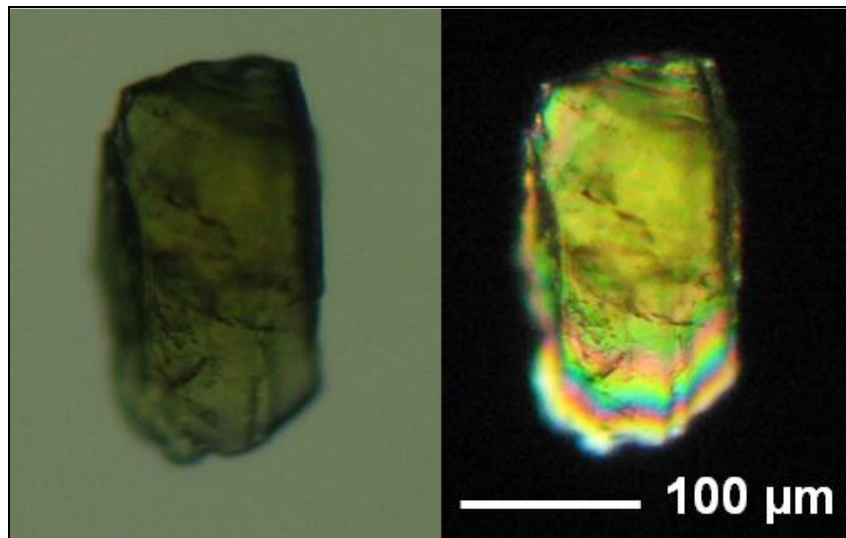
**Óxidos:** Según las características ópticas corresponden a casiterita y rutilo. La casiterita aparece en cristales subhedrales con bordes redondeados, de color marrón rojizo, alto relieve y birrefringencia alta. El rutilo se encuentra en pequeños cristales euhedrales de color rojizo, con alto relieve y birrefringencia extrema. Este último también aparece como inclusiones en cuarzo.

La **hiperstena** y **actinolita** aparecen distribuidas en la base de la columna, en concentraciones que no superan el 10%, pero su existencia es de gran importancia ya que podría estar sugiriendo una nueva área fuente de sedimentos. La **hiperstena** se presenta en cristales subhedrales con bordes redondeados y fragmentos irregulares con bordes angulares (Figura 94), su color varía de amarillo a verde pálido con birrefringencia moderada. La **actinolita** se observa en cristales asbestiformes de color verde claro y verde oscuro compuesto por fibras radiales y subparalelas.



**Figura 94.** Contenido de hiperstena en la Sección Quebrada Sabaletas. A. Fragmentos irregulares con bordes angulares, B. Cristales subhedrales con bordes redondeados de color amarillo pálido. Fotografía tomada en nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). Las especies minerales corresponden a las muestras LP-021-1 y LP-022-1.

La **augita**, **hornblenda** y **turmalina** son los minerales de menor concentración en la columna Sabaletas. La **augita** se presenta en cristales subhedrales con bordes angulares y redondeados de color verde pálido, alto relieve y fuerte birrefringencia. La **hornblenda** aparece distribuida en cristales subhedrales con algunos bordes redondeados, cuyo color varía de verde oscuro a marrón verdoso. La **turmalina** se caracteriza por encontrarse en cristales prismáticos largos con bordes redondeados, de color amarillo con zonación frecuente y fuerte birrefringencia (Figura 95). Estos minerales a pesar de encontrarse en cantidades muy mínimas en la columna, podrían considerarse como minerales diagnósticos del área fuente durante la depositación.



**Figura 95.** Cristales prismáticos de turmalina con bordes redondeados. Fotografía tomada en nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). Muestra LP-019-1.

## 4.5 SECCIÓN QUEBRADA SABALETICAS

Las muestras de la columna Quebrada Sabaleticas presentan una alta variedad de especies minerales, predominando la hornblenda, seguida por epidota y zoisita. Los minerales que se encuentran en menor proporción y esporádicamente (<10%) en la columna son óxidos, clorita, granate y tremolita. A pesar de que las muestras fueron trituradas inicialmente con mazo, la forma que presentan los minerales densos, es concordante con la observada en la petrografía.

### 4.5.1 Análisis de distribución de minerales densos

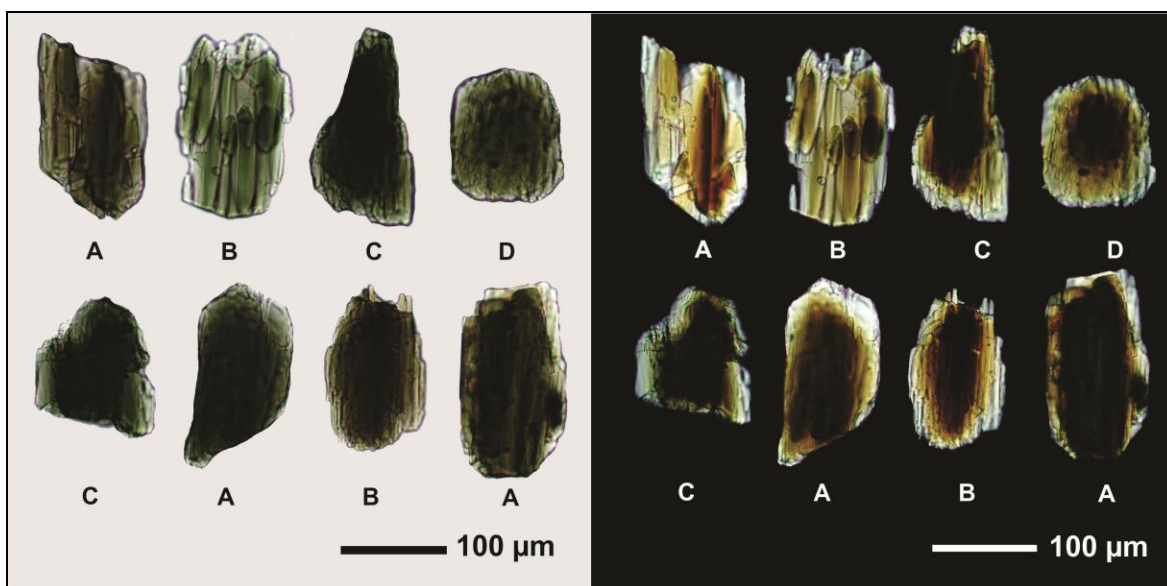
En la columna Quebrada Sabaleticas se identificaron 13 especies minerales dentro de la fracción pesada (Tabla 7, Figura 96). El mineral predominante es la hornblenda, que se distribuye continuamente en toda la columna en concentraciones de 23 a 62%. Le siguen en orden de aparición epidota y zoisita y en menor concentración se encuentran óxidos, granate, clorita y tremolita.

**Tabla 7.** Distribución de minerales densos de base a techo en la Sección Quebrada Sabaleticas. Los valores están reportados en porcentaje. En color gris aparecen los porcentajes más altos.

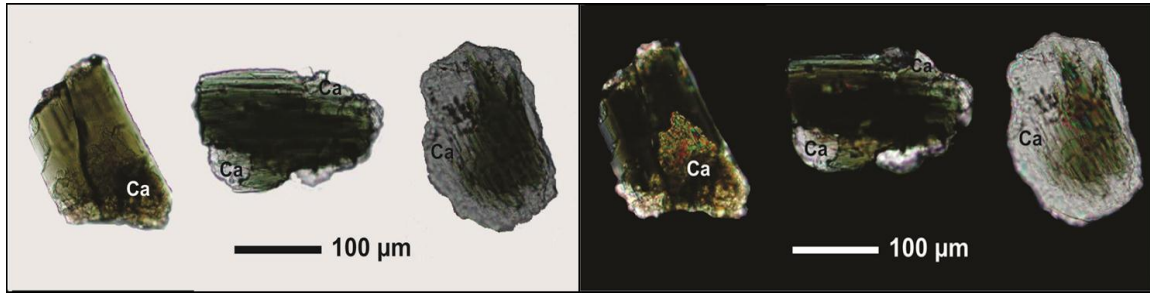
N° Muestra	Hornblenda	Epidota	Zoisita	Opacos	Circón	Apatito	Biotita	Actinolita	Siderita	Óxidos	Clorita	Granate	Tremolita
LP-039-1	39,6	29,1	9,3	10,9	3,6	3,6	0	0	0	0	0	4	0
LP-038-3	23,3	37,3	32,6	5,2	1	1	0	0	0	0	0	0	0
LP-038-2	25	34,8	16,7	9,5	2,6	2,6	0	0	0	9	0	0	0
LP-027-1	33,1	27,3	26,2	9	2,4	2,4	0	0	0	0	0	0	0
LP-026-1	45,5	22,9	10,1	4,5	2,2	1	10,9	0	0	0	0	0	2,5
LP-029-1	30,3	21,9	9,7	6,9	7,7	5,7	10,9	6,5	0	0	0	0	0
LP-030-1	60	23,4	7,5	3,6	1	1	2,7	0	0	0	0	0	0,8
LP-032-1	40,2	22,8	9,5	7,5	7,3	4,6	8,5	0	0	0	0	0	0
LP-033-1	50,4	20,2	8,4	7,2	4,2	3,5	0	0	0	0	5,9	0	0
LP-034-1	48	15	12,7	6,8	6,8	5,8	0	2,3	0	0	0	0	2,3
LP-035-3	38,5	14,7	10,5	6,2	5	5	0	0	20	0	0	0	0
LP-035-2	62,4	21,6	7,5	2,6	2,8	2,8	0	0	0	0	0	0	0
LP-036-1	47,8	30,8	13	3,5	2	2	0	0	0	0	0	0	1,1



**Hornblenda:** Aparece en toda la columna disminuyendo su contenido de base a techo con algunos picos que registran las máximas concentraciones en las muestras LP-036-1, LP-035-2, LP-033-1, LP-030-1 y LP-026-1 (Figura 96). La aparición continua de este mineral solo se registra en la Quebrada Sabaleticas, pues en la Quebrada Sabaletas se encuentra como mineral accesorio en dos muestras hacia la base y en concentraciones menores al 7%. Se encuentra en cristales prismáticos con bordes angulares y subredondeados a fragmentos irregulares angulares (Figura 97) de colores marrón verdoso, verde oscuro y verde oliva. En las muestras LP-034-1 y LP-035-3 la hornblenda se encontraba alterada en los bordes a calcita (Figura 98). Este mineral es considerado según su frecuencia de aparición en la columna Sabaleticas como diagnostico en la definición del área fuente para este lugar de sedimentación del Miembro Superior de la Formación Amagá, pues estaría sugiriendo una variación del lugar de proveniencia con respecto a las columnas Sabaletas y Palmichala. La forma subhedral de la hornblenda con poco redondeamiento en los bordes estaría indicando poco transporte y un área fuente cercana, que podría corresponder a las rocas volcánicas de la Formación Combia. La morfología de la hornblenda es corroborada en los análisis petrográficos (Ver Capitulo 3)

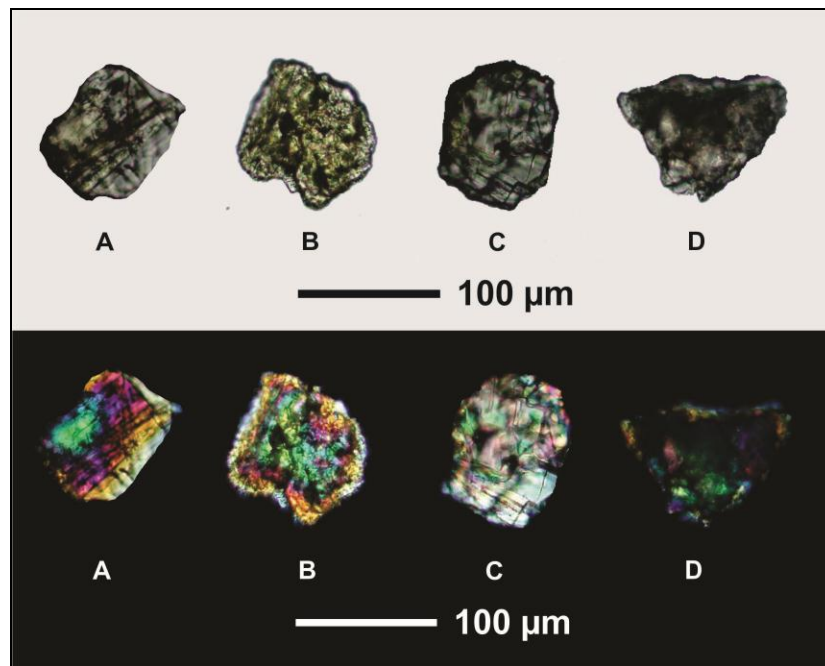


**Figura 97.** Contenido de hornblenda en la Sección Quebrada Sabaleticas. A. Cristales prismáticos con una terminación euhedral, B. Cristales prismáticos con bordes subangulares, C. Irregular angular, D. Cristales prismáticos con bordes subredondeados. Muestras LP-036-1, LP-035-2, LP-035-3, LP-034-1, LP-027-1 y LP-026-1. Fotografía tomada en nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha).



**Figura 98.** Cristales subhedrales de hornblenda alterados a calcita (Ca) en los bordes. Muestras LP-035-3 y LP-034-1. Fotografía tomada en nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha).

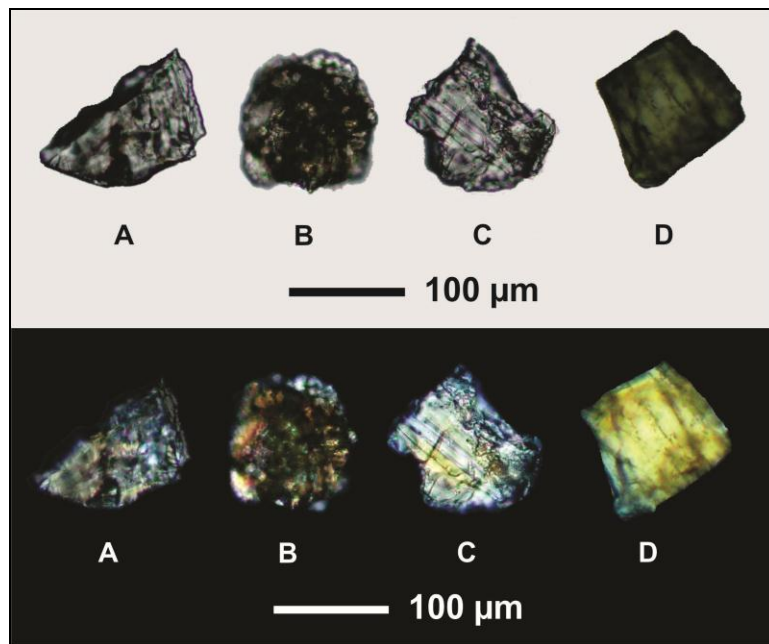
**Epidota:** Este mineral presenta un alto contenido en la base de la columna en la muestra LP-036-1, a partir de allí disminuye su concentración y vuelve a aumentar su porcentaje en el techo de la columna en las muestras LP-038-2 y LP-038-3. Se encuentra en cristales individuales de forma irregular y columnar con bordes angulares y subangulares en colores que varían de amarillo pálido a amarillo verdoso muy claro (Figura 99). Aparece también como agregados granulares alterando fuertemente la plagioclasa. La mayoría de cristales presentan óxidos de Fe en su interior que le dan una apariencia turbia e incrementan la birrefringencia de moderada a fuerte.



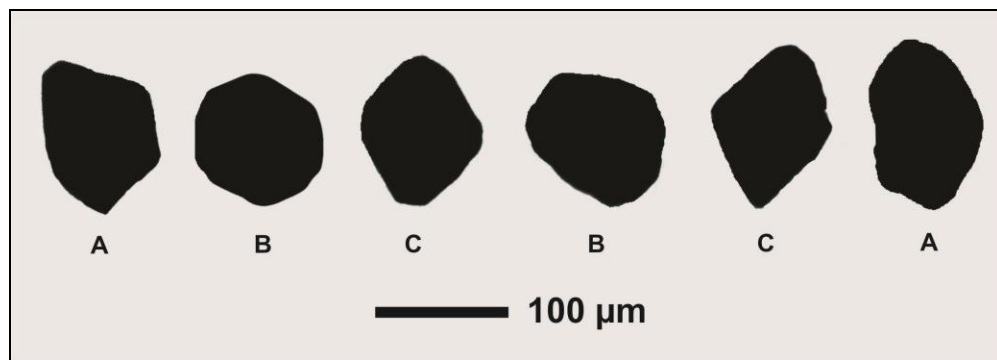
**Figura 99.** Contenido de epidota en la Sección Quebrada Sabaleticas. A. Cristales columnares con bordes angulares, B. Cristales irregulares, C. Cristales columnares con bordes subangulares, D. Cristales irregulares con presencia de óxidos de Fe en su interior. Muestras LP-036-1, LP-035-2, LP-033-1 y LP-026-1. Fotografía tomada en nicoles paralelos (arriba) y nicoles cruzados (abajo).

**Zoisita:** Tiene un comportamiento muy similar a la epidota aumento su concentración hacia el techo de la sección. Se observa en cristales irregulares con bordes angulares y subangulares y en cristales prismáticos con bordes subangulares y con una terminación euهدral (Figura 100). Su color varía de incoloro a amarillo muy pálido y su birrefringencia es fuerte llegando al azul anómalo. La mayoría de cristales presentan óxidos de Fe en su interior que le dan una apariencia moteada y oscurecen sus colores de interferencia.

**Opacos:** Se distribuyen irregularmente en la columna presentando algunos picos que indican las mayores concentraciones de base a techo en las muestras LP-027-1, LP-038-2 y LP-039-1 (Tabla 7, Figura 96). Aparecen en cristales anhedrales con bordes subangulares y subredondeados, y cristales subhedrales con una terminación euهدral, los cuales no fue posible diferenciar en el microscopio petrográfico, pero corresponden posiblemente a magnetita e ilmenita (Figura 101). También se encuentran como inclusiones euهدrales dentro de los fragmentos de cuarzoarenita, que podrían corresponder a pirita por su forma cúbica.

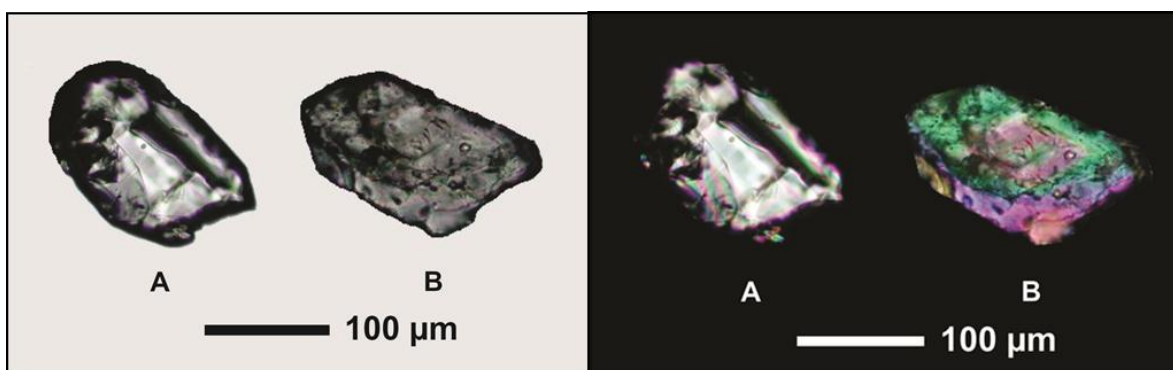


**Figura 100.** Contenido de zoisita en la Sección Quebrada Sabaleticas. A. Cristales irregulares con bordes angulares, B. Cristales irregulares con bordes subredondeados, C. Cristales columnares con bordes subangulares, D. Cristales columnares con una terminación euهدral. Muestras LP-038-3, LP-038-2 y LP-027-1. Fotografía tomada en nicols paralelos (arriba) y nicols cruzados (abajo).



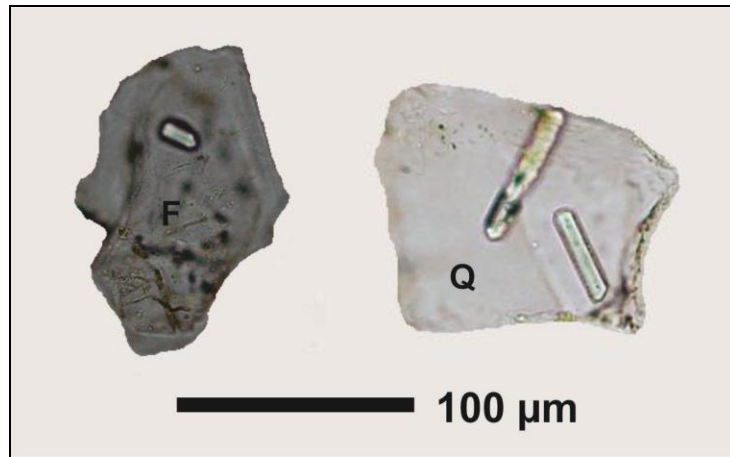
**Figura 101.** Contenido de opacos en la Sección Quebrada Sabaleticas. A. Cristales anhedrales con bordes subangulares, B. Cristales anhedrales con bordes subredondeados, C. Cristales subhedrales con una terminación euhedral, Muestras LP-035-3, LP-035-2, LP-034-1 y LP-030-1.

**Circón:** Se distribuye similarmente con el apatito, presentando los más altos porcentajes en las muestras LP-034-1 y LP-029-1. Aparece en cristales subhedrales con una terminación euhedral y bordes subredondeados (Figura 102), que varían de incoloros a amarillo pálido. Se caracterizan por su alto relieve, birrefringencia muy fuerte y por la presencia de halos pleocroicos en los bordes. Se observaron también como inclusiones euhedrales dentro del cuarzo y la plagioclasa.



**Figura 102.** Contenido de circón en la Sección Quebrada Sabaleticas. A. Cristales subhedrales con bordes subredondeados, B. Cristales subhedrales con una terminación euhedral. Muestras LP-035-3 y LP-034-1. Fotografía tomada en nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha).

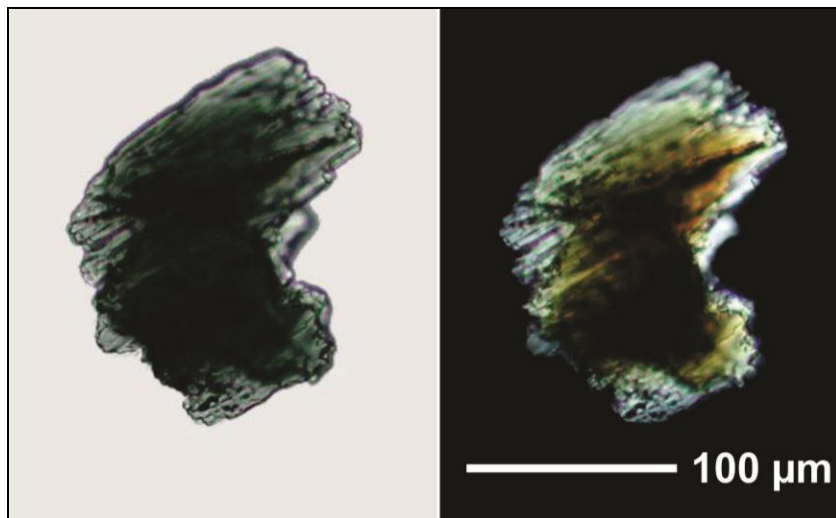
**Apatito:** Tiene un comportamiento similar al circón en toda la sección. Se encuentran en cristales prismáticos con terminaciones piramidales, su color varía de incoloro a blanco amarillento y su birrefringencia se caracteriza por ser débil llegando al blanco perla. Este mineral también se presenta en inclusiones de forma euhedral dentro de cuarzo y feldespato (Figura 103).



**Figura 103.** Inclusiones prismáticas de apatito en feldespato (F) y cuarzo (Q). Muestras LP-035-2 y LP-032-1.

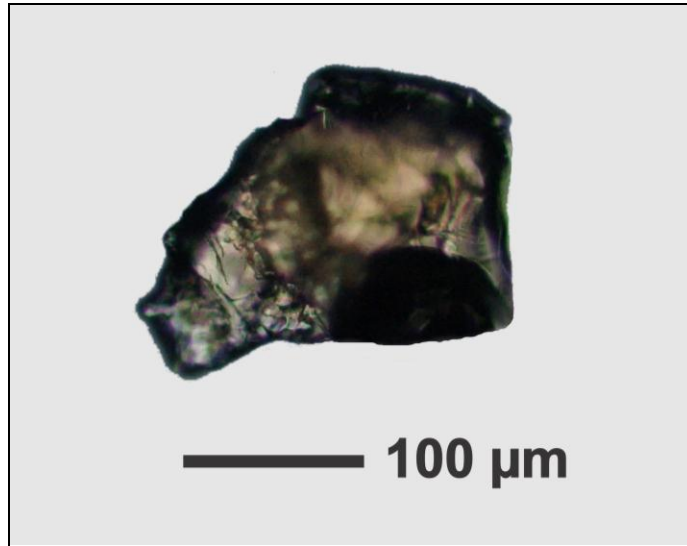
**Biotita:** Se registra hacia la parte central de la columna en las muestras LP-032-1, LP-030-1, LP-029-1 y LP-026-1, en concentraciones menores al 11%. Aparece en granos subangulares de colores pardo rojizo y amarillo pardo, relieve moderado y fuerte birrefringencia. Es posible observar en los granos minerales la superficie de exfoliación perfecta en una dirección con presencia de óxidos de Fe. La presencia de bordes angulares y baja esfericidad en la biotita estaría indicando poco transporte, rápida depositación y por lo tanto procedencia de un área fuente cercana que podría corresponder a las rocas metamórficas Paleozóicas del Complejo Cajamarca.

**Actinolita:** Este mineral aparece solo en dos muestras de toda la columna, siendo su mayor contenido de 6,5% registrado en la muestra LP-029-1. Se presenta en cristales columnares con bordes subangulares, cristales irregulares con bordes angulares y cristales subhedrales compuestos de fibras subparalelas (Figura 104). Su color varía de verde pálido a amarillo verdoso pálido y su birrefringencia es moderada con colores de interferencia como el amarillo y el azul verdoso de segundo orden.



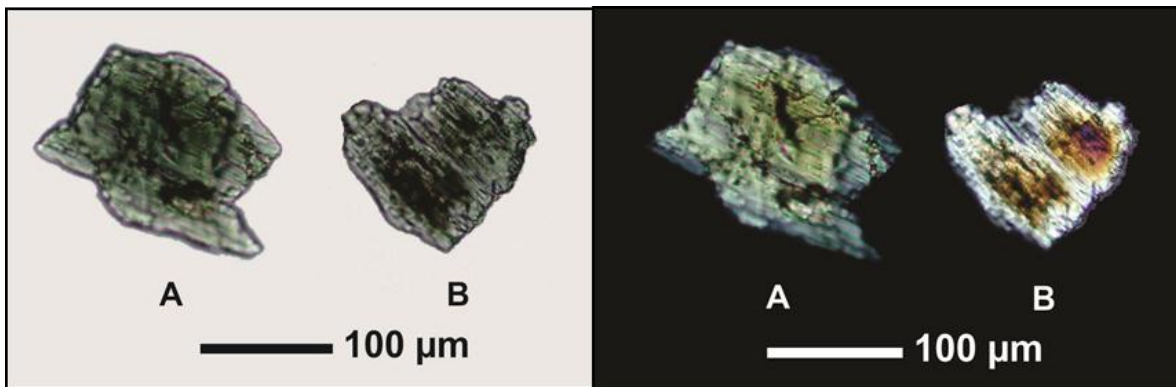
**Figura 104.** Contenido de actinolita en la Sección Quebrada Sabaleticas. Muestra LP-029-1. Fotografía tomada en nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha).

**Otros:** Son los minerales que aparecen en menor concentración y esporádicamente en la columna Sabaleticas como siderita, óxidos, clorita, granate y tremolita. La **siderita** se encontró solo en una muestra en la base de la columna como granos irregulares de bordes angulares con presencia de óxidos de Fe en su interior que le dan una coloración parda y enmascaran los colores de interferencia. Los **óxidos** se presentan en granos subangulares de color rojo amarillento y café rojizo, de alto relieve y colores de interferencia muy fuertes y brillantes que parecen estar enmascarados por el color natural del mineral. La **clorita** aparece en granos irregulares con bordes subangulares, de color verde amarillento y verde oscuro, donde se observa claramente la superficie de exfoliación en una dirección con presencia de óxidos de Fe. El **granate** solo se encontró en el techo de la columna en la muestra LP-039-1, como cristales anhedrales de bordes angulares, color rosado amarillento, de relieve muy alto e isotrópico (Figura 105).



**Figura 105.** Grano cristalino de granate de color rosado amarillento con bordes angulares. Muestra LP-039-1. Fotografía tomada en nicols paralelos.

Finalmente la **tremolita** se encuentra en cristales prismáticos con bordes angulares y cristales irregulares angulares de color verde muy pálido, su birrefringencia varía de débil en los cristales finos a moderada en los cristales gruesos (Figura 106).



**Figura 106.** Contenido de tremolita en la Sección Quebrada Sabaleticas. A. Cristales prismáticos con bordes angulares, B. Cristales irregulares angulares. Muestras LP-036-1 y LP-034-1. Fotografía tomada en nicols paralelos (izquierda) y nicols cruzados (derecha).

#### 4.6 INTERPRETACIÓN DE ÁREA FUENTE

Las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá en las Secciones Palmichala, Sabaletas y Sabaleticas presentan en general una baja concentración de minerales densos que corresponde a menos del 15% del total de la muestra. Los minerales predominantes en la fracción pesada de las Secciones Palmichala y Sabaletas son los opacos, mientras que para la Sección Sabaleticas corresponden a hornblenda y epidota.

La escasa presencia de minerales densos en la Sección Palmichala permite mostrar la siderita como mineral predominante. Su predominio puede deberse a que la mayoría de las areniscas recolectadas en esta quebrada presentan siderita dentro del cemento, acompañado de calcita en mayor cantidad, por lo tanto restos de este cemento quedaron incluidos dentro de la fracción pesada durante el proceso de separación, lo cual es corroborado por su forma angular e irregular.

La presencia de piroxenos (hiperstena y augita) en la base de la Quebrada Sabaletas de forma subhedral, con poco retrabajamiento estaría indicando un área fuente cercana que según las características composicionales podría corresponder a las rocas del Stock de Cambumbia localizado hacia el Este de la sección (Figura 81).

El contenido de hornblenda en la Sección Sabaleticas formando cristales prismáticos con al menos una terminación euhedral son características predominantes de un área fuente volcánica proveniente posiblemente de la Formación Combia, y asumir con esto una depositación sincrónica con el Miembro Superior. La ausencia de este mineral en las Secciones Palmichala y Sabaletas ubicadas al sur del área de estudio, permite suponer una variación en el área fuente de sedimentos de sur a norte que dependió de la cercanía con las rocas pre-existentes circundantes, que se encontraban levantadas en el momento de la depositación del Miembro Superior.

La existencia de granos cristalinos de granate en la muestra LP-039-1 de la Sección Sabaleticas, indica un área fuente procedente de las anfibolitas granatíferas del Complejo Arquía. Por otro lado la presencia de inclusiones de cristales euhedrales de apatito en cuarzo y feldespato en esta misma sección estratigráfica, sugieren un origen ígneo relacionado posiblemente con el Batolito Antioqueño.

En la Sección Sabaleticas también se encontraron minerales como tremolita y actinolita en cristales subhedral. Aunque su contenido fue menor al 3%, su presencia como minerales indicadores de metamorfismo de bajo grado (facie esquistos verdes) estaría indicando como posible área fuente las

rocas del Complejo Cajamarca que se encuentran ubicadas actualmente al este de la quebrada en contacto fallado con el Miembro Superior (Figura 81).

El contenido de minerales como la epidota y la zoisita en todas las secciones en cristales anhedrales y subhedrales, sugieren un origen metamórfico derivado posiblemente de los Complejos Cajamarca y Arquía. Sin embargo no se descarta que la epidota pueda derivarse también de la alteración hidrotermal de algunos cuerpos ígneos de edad Triásica-Cretácica.

## **CAPITULO 5**

### **ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES**

#### **5.1 INTRODUCCIÓN**

El estudio de paleocorrientes nos permite determinar la dirección y sentido del transporte de sedimentos, así como la ubicación y composición de áreas fuentes, que constituyen elementos necesarios para la reconstrucción paleogeográfica de cuencas sedimentarias. Existen algunas estructuras sedimentarias como estratificación y laminación cruzada, ondulitas de corrientes, estructuras en llama, clastos imbricados, flute casts, etc., que son utilizadas como indicadores de paleocorrientes.

Las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá presentan laminaciones cruzadas en artesa a gran y pequeña escala hacia la base y parte media de las secciones estratigráficas, que fueron utilizadas como indicadores de paleocorrientes. Debido a que la exposición de las estructuras en las areniscas de algunos estratos no era muy buena, se obtuvieron pocas mediciones que pueden ser interpretadas como aproximaciones en la dirección de la corriente y no como resultados definitivos.

#### **5.2 METODOLOGÍA**

Para el análisis de paleocorrientes en el Miembro Superior de la Formación Amagá se realizaron mediciones en laminaciones cruzadas en artesa a gran y pequeña escala presentes en las areniscas de las secciones estratigráficas (Unidades 3 y 4), utilizando la técnica de DeCelles et al., 1983 (Figura 107). Los datos colectados en las columnas Sabaletas y Sabaleticas fueron muy pocos debido a que las areniscas no presentaban una buena preservación de las estructuras. Para la interpretación de las mediciones obtenidas en campo fue necesario realizar la corrección por deformación tectónica mediante la rotación de los datos en proyecciones estereográficas (Potter y Pettijohn, 1977; Tucker, 1982, 2003), (Tabla 8). Los resultados fueron representados gráficamente utilizando diagramas de rosa (Figura 108).

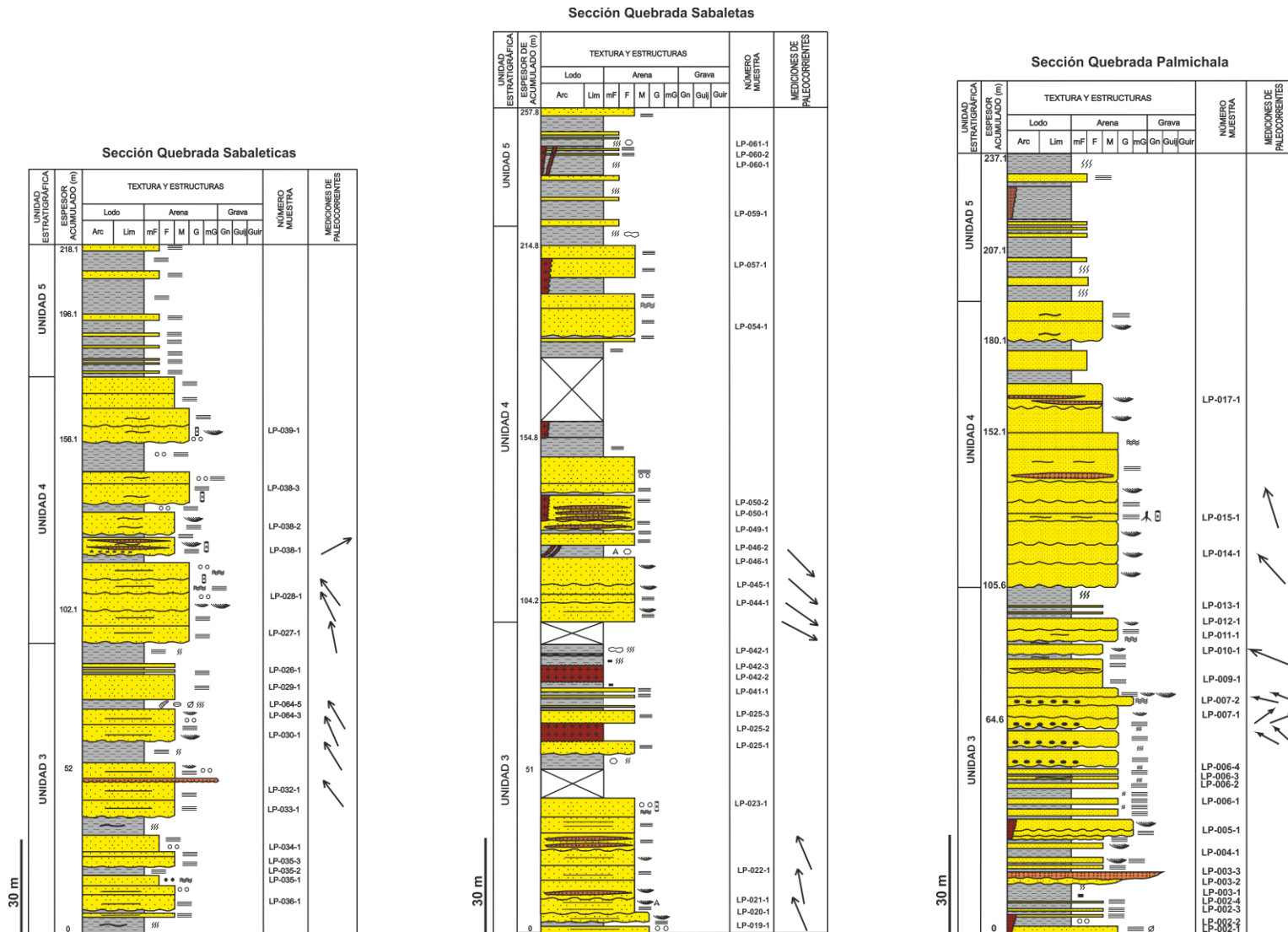


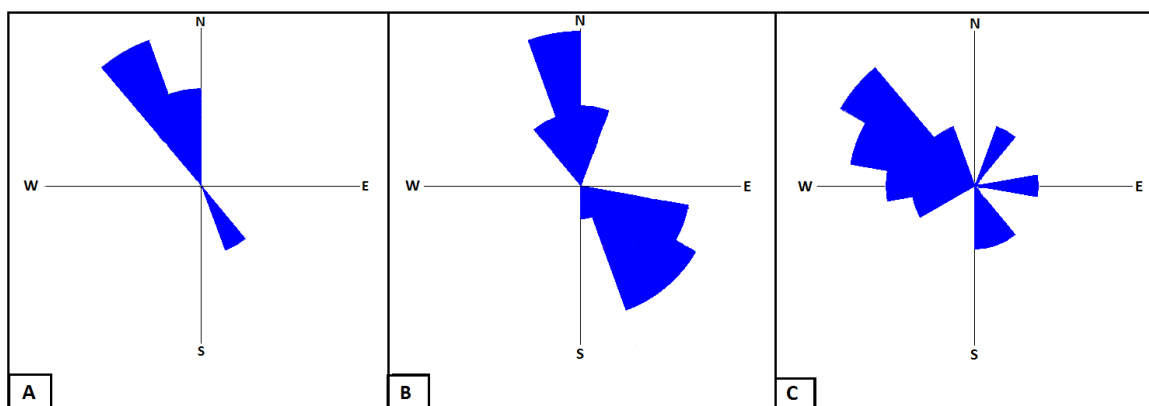
Figura 107. Mediciones de paleocorrientes en las Secciones Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala.

**Tabla 8.** Datos de paleocorrientes tomados en laminaciones cruzadas en artesa a gran y pequeña escala en las areniscas de las Secciones Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala. AZ BUZ: Azimuth de buzamiento, BUZ: Buzamiento. Las dos últimas columnas corresponden a los datos corregidos por inclinación tectónica.

COLUMNA	LAMINACIÓN CRUZADA EN ARTESA		DATOS CORREGIDOS	
	AZ BUZ	BUZ	AZI BUZ	BUZ
Quebrada Sabaleticas	90	45	80	85
	115	20	78	58
	50	15	55	60
	50	40	58	58
	55	40	62	57
	60	45	64	64
	40	20	56	48
	235	20	150	1
Quebrada Sabaletas	65	40	88	43
	30	30	70	24
	60	40	86	42
	215	30	210	20
	225	20	220	8
	235	30	238	20
	230	25	230	15
Quebrada Palmichala	210	10	178	18
	340	40	345	30
	15	20	48	16
	342	15	15	6
	20	20	48	16
	335	15	354	5
	40	45	46	57
	135	20	114	27
	35	30	45	41
	25	10	47	20
	10	5	57	16
	345	10	32	16
	18	35	28	44
	340	45	172	46
	15	30	29	48
	350	20	26	25
225	30	238	21	
240	20	269	14	

### 5.3 DETERMINACIÓN DE PALEOCORRIENTES

Si observamos, en los diagramas de rosa (Figura 108), las direcciones de paleocorrientes presentan una tendencia general hacia el NW en las quebradas Sabaleticas y Palmichala y un comportamiento bimodal en la Quebrada Sabaletas el cual estaría representando por un lado dos direcciones de áreas fuentes y por otro lado variaciones en la dirección de acreción de canales típicas en ambientes de ríos meándricos y trenzados.



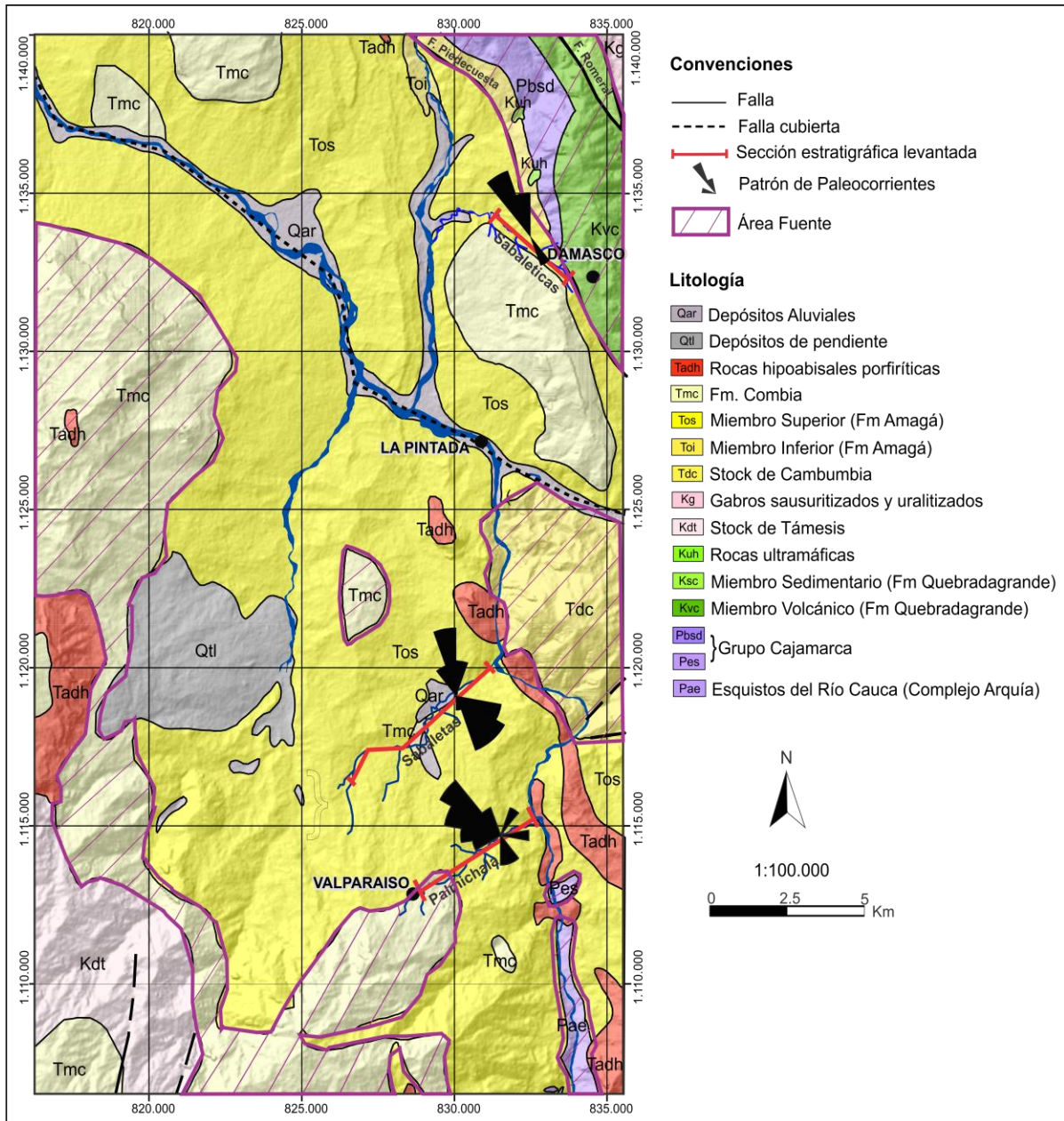
**Figura 108.** Patrones de paleocorrientes en el Miembro Superior de la Formación Amagá. A. Diagrama de rosa de paleocorrientes en la Sección Quebrada Sabaleticas. B. Diagrama de rosa de paleocorrientes en la Sección Quebrada Sabaletas. C. Diagrama de rosa de paleocorrientes en la Sección Quebrada Palmichala.

Debido a que la dispersión en los paleoflujos es mínima mostrando una dirección predominante hacia el NW, se podría decir que la mayor parte de los sedimentos del Miembro Superior de la Formación Amagá provienen del SE y una menor parte proviene del NW tal como lo muestra la dirección SE de la paleocorriente en la Sección Quebrada Sabaletas.

El área de aporte de sedimentos ubicada al SE para las tres secciones estratigráficas, correspondería entonces a los complejos metamórficos de Cajamarca y Aquía, el Stock de Cambumbia y las rocas volcánicas de la Formación Quebradagrande, pertenecientes a la Cordillera Central (Figura 114). También se ubica como área fuente el Miembro Inferior de la Formación Amagá, por la gran cantidad de líticos sedimentarios observados petrográficamente en las areniscas del Miembro Superior (Tabla 3).

El área fuente ubicada al NW a partir de la paleocorriente en dirección SE podría corresponder a las rocas volcánicas de la Formación Combia, lo cual nos permite soportar la hipótesis de un sincronismo de esta última con la depositación del Miembro Superior de la Formación Amagá

(Figura 109). Este hecho es corroborado por el contenido de líticos volcánicos y cristales subhedrales de plagioclasa sin alteraci3n alguna dentro de las areniscas, que aumentan hacia el techo de la secuencia (Ver Capitulo 3).



**Figura 109.** Distribuci3n de paleocorrientes y ubicaci3n de áreas fuentes para las Secciones Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala levantadas en el Miembro Superior de la Formaci3n Amagá.

## 6. DISCUSIÓN

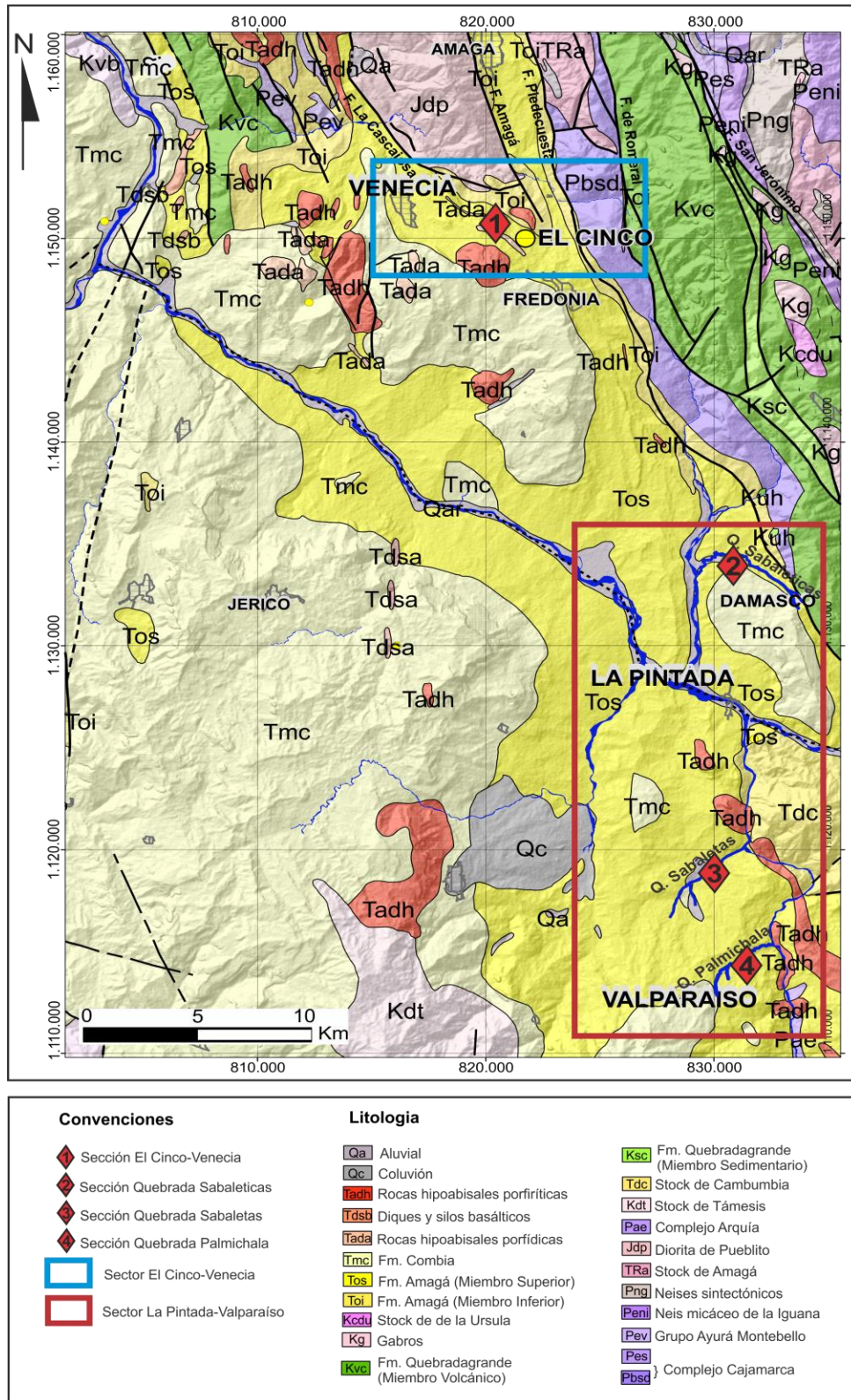
### 6.1 INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN EN EL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN AMAGÁ

De acuerdo al análisis facial el ambiente de deposición del Miembro Superior de la Formación Amagá presenta variaciones de base a techo que son reflejadas a través de los cambios en el nivel base los cuales determinan la relación entre el espacio de acomodación (A) y el suministro de sedimentos (S). Estos cambios han mostrado un apilamiento característico de facies con la presencia de elementos geomorfológicos que indican un tipo de ambiente.

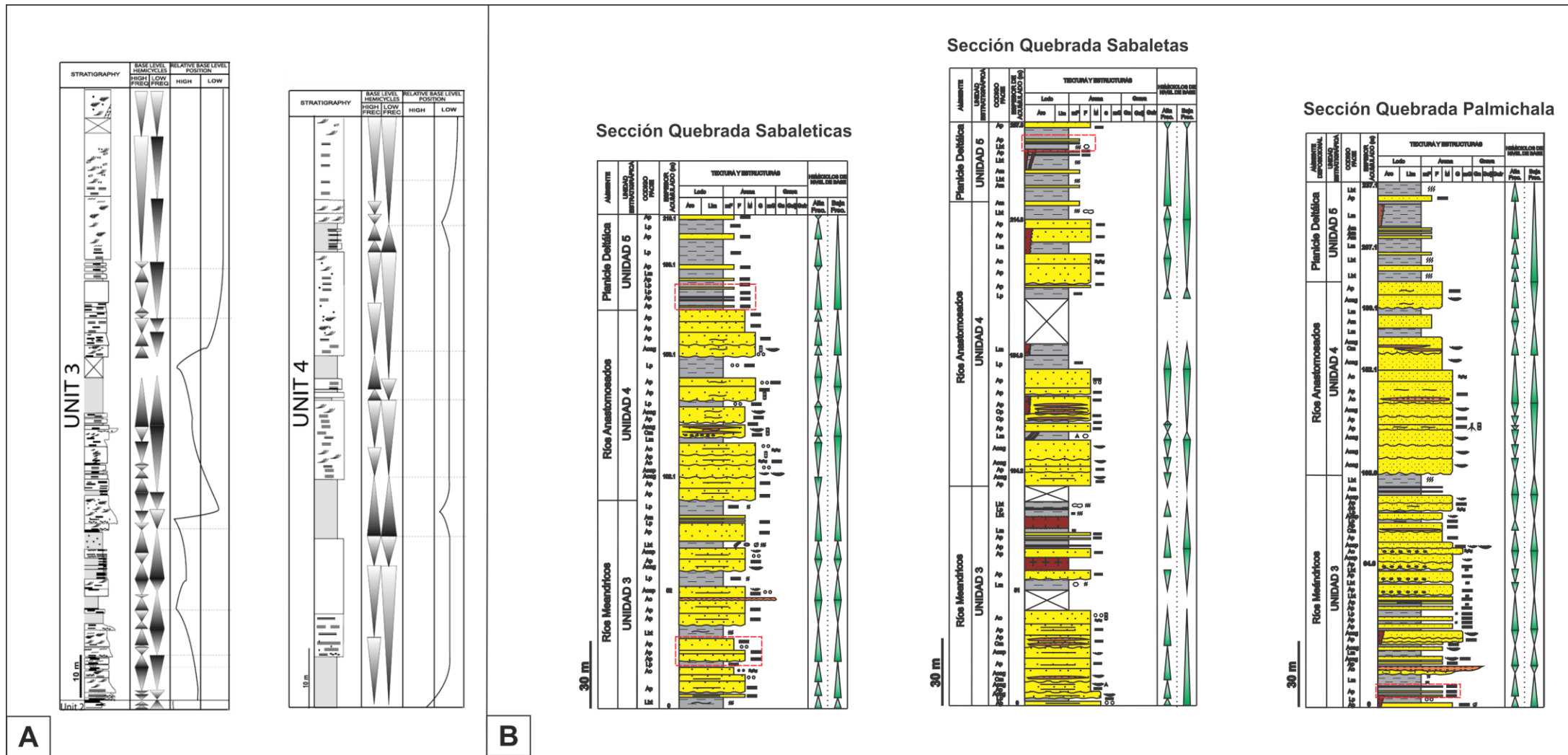
Hacia la base se presentan asociaciones típicas de ríos meándricos que varían a ríos trenzados de alta sinuosidad y finalizan con facies de planicie deltáica, indicando la progradación hacia la costa de la secuencia siliciclástica del Miembro Superior.

Los estudios faciales y petrofísicos realizados por Sierra et al (2003) y Silva et al (2008), han definido dos unidades (Unidades 3 y 4) que representan cambios en el ambiente de deposición para el Miembro Superior. La Unidad 3 está caracterizada por asociaciones faciales de ríos meándricos que exhiben una moderada preservación de elementos geomorfológicos, formados por canales acrecionados lateralmente, llanuras de inundación y crevasse splay. La Unidad 4 presenta asociaciones faciales de ríos trenzados con baja preservación de elementos geomorfológicos caracterizados por canales amalgamados y escasas llanuras de inundación y crevasse splay.

En este estudio se lograron identificar tres unidades cuyos límites marcan el cambio en el ambiente de deposición del Miembro Superior. La Unidad 3 y 4 definidas por Sierra et al. (2003) y Silva et al. (2008) fueron identificadas en las secciones estratigráficas levantadas (Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala), sin embargo es importante destacar que la Unidad 4 identificada en el presente trabajo representa canales trenzados de alta sinuosidad que pueden estar indicando variaciones en el espacio de acomodación para estos sectores de la paleo-cuenca Amagá (Sectores La Pintada y Valparaíso). La identificación hacia el techo de la Unidad 5 en este estudio y su ausencia en las secciones del Cinco-Venecia estudiadas por Sierra et al. (2003) y Silva et al. (2008), sugiere que las condiciones de subsidencia tectónica en la paleo-cuenca Amagá fueron asimétricas, registrándose tasa mayores en los sectores de la Pintada y Valparaíso que favorecieron la acumulación de facies de baja energía en un ambiente de planicie deltáica (Figuras 110 y 111).



**Figura 110.** Localización de las secciones estratigráficas levantadas en el Sector El Cinco-Venecia por Sierra et al (2003) y Silva et al (2008) y en el Sector La Pintada-Valparaíso en el presente estudio.



**Figura 111.** Comparación de las secciones estratigráficas levantadas en el Miembro Superior de la Formación Amagá. A. Secciones estratigráficas levantadas en el Sector El Cinco-Venecia. Tomado de Silva et al (2008). B. Secciones estratigráficas levantadas en el presente estudio en el Sector La Pintada-Valparaíso.

Hacia la base del Miembro Superior, la Unidad 3 con asociaciones faciales de ríos meándricos esta representada por canales de acreción lateral limitados por superficies erosivas de baja concavidad hacia arriba, con espesores que alcanzan 8 m formados por la presencia de las facies Acag, Acap, Ao y Ap, las cuales en algunas ocasiones presenten láminas de materia orgánica, lentes carbonosos y nódulos de lodolita siderítica que indican la existencia de ambientes reductores cercanos a la planicie de inundación. Hacia la base de los canales se observan lentes conglomeráticos formados durante flujos turbulentos que transportan material por tracción. Interestratificados se presentan depósitos de crevasse representados por las facies Ap y planicies de inundación con espesores de 10 m que han sido formadas durante periodos de ascenso del nivel base estratigráfico. A pesar de que los depósitos de planicies de inundación presentan grandes espesores (~10 m), predomina la existencia de canales con agradación lateral, indicando condiciones de baja subsidencia donde el espacio de acomodación no permitió la depositación suficiente de facies de baja energía y por el contrario favoreció la acreción de canales.

El ambiente de depositación varía a un ambiente de ríos trenzados de alta sinuosidad en la Unidad 4, representado por canales acrecionados verticalmente separados por superficies erosivas de baja concavidad, con patrones de apilamiento que alcanzan 30 m de espesor, indicando la presencia de condiciones menores de espacio de acomodación en comparación con la Unidad 3 formadas durante periodos de baja subsidencia, las cuales son reflejadas por la moderada simetría de los ciclos estratigráficos de baja frecuencia (Ver Capítulo 2). Los canales están constituidos por las facies Acag, Ap y Ao con rellenos basales de Cm, Cp y Acp. Interestratificados se encuentran escasos depósitos de planicies de inundación que en ocasiones alcanzan espesores de 8 m, formados por limolitas masivas (Lm) y laminadas (Lp) de aspecto moteado, moderada a altamente bioturbadas, con nódulos de lodolita siderítica y calcretas. La existencia de planicies de inundación de espesores considerables y la escasez de depósitos de grava dentro de los canales están indicando el desarrollo de canales trenzados de alta sinuosidad.

Hacia el techo del Miembro Superior se encuentra la Unidad 5 interpretada como un ambiente de planicie deltáica que indica la cercanía a la línea de costa donde la sedimentación se encontraba influenciada por las mareas. Este ambiente esta representado por depósitos de canales distributarios de baja sinuosidad formadas por areniscas de laminación plana paralela (Ap) con bases débilmente onduladas de poca acreción lateral, separados por extensas planicies de inundación que alcanzan 10 m de espesor, caracterizadas por presentar alta bioturbación y grietas de desecación que indican periodos de exposición subáerea y la existencia de climas áridos durante la sedimentación.

El predominio de extensas planicies de inundación para esta unidad, marcan el aumento en la relación de espacio de acomodación (A) vs suministro de sedimentos (S) generada durante condiciones de alta subsidencia tectónica que superaron las tasas de erosión y aporte de sedimentos, facilitando la acumulación de facies de baja energía. La alta subsidencia tectónica puede estar relacionada a la etapa inicial de la Fase Eu-Andina (Van der Hammen, 1960) en el Mioceno Medio-Tardío donde se registró el comienzo del máximo levantamiento de las Cordilleras Central y Occidental.

Las variaciones en el ambiente de depositación del Miembro Superior registradas en los Sectores de la Pintada y Valparaíso en el presente estudio y en el Sector del Cinco-Venecia en los trabajos de Sierra et al. (2003) y Silva et al. (2008) permiten suponer que la depositación del Miembro Superior al interior de la paleo-cuenca Amagá fue heterogénea. Hacia el oeste de la paleocuenca (Sector El Cinco-Venecia) el espacio de acomodación fue menor favoreciendo la amalgamación de canales en un ambiente de ríos trenzados, por el contrario hacia el este (Sector La Pintada-Valparaíso) las condiciones de subsidencia tectónica y por lo tanto el espacio de acomodación fueron mayores hacia el techo de la secuencia formando una extensa planicie deltaica donde predominaron las facies de baja energía (Figuras 110 y 111). Estos cambios en las condiciones de espacio de acomodación (A) y suministro de sedimentos (S) pudieron estar controladas por los eventos tectónicos sucedidos al oeste del margen continental de Colombia durante el Mioceno.

## **6.2 DETERMINACIÓN DE ÁREA FUENTE**

Las características petrográficas y el contenido de minerales densos en las areniscas del Miembro Superior permiten conocer el tipo de área fuente de sedimentos existente durante el momento de su depositación.

A partir de los análisis de composición modal de las areniscas se identificaron tres petrofacies de base a techo en las secciones estratigráficas levantadas en el Miembro Superior (Figura 112). Hacia la base se presenta la Petrofacies 1 correspondiente a wacas líticas formadas por clastos angulares y subangulares muy mal seleccionados compuestos de Q (57%), F (8%) y L (35%), la Petrofacies 2 representada por litoarenitas de grano fino a medio mal seleccionadas pero con una mejor madurez textural que la Petrofacies 1, cuya composición es Q (55%), F (10%) y L (35%) y la Petrofacies 3: formada por litoarenitas feldespáticas moderadamente seleccionadas de composición modal Q (52%), F (18%) y FR (30%). Las petrofacies 1 y 2 aparecen hacia la base y el techo de la Unidad 3

y se caracterizan por tener muy mala selección de clastos, con bordes angulares y subangulares y baja esfericidad, que indican condiciones de poco transporte y una cercanía del área fuente. La Petrofacies 3 se presenta en la unidad 4 y 5 del Miembro Superior con clastos de moderada selección y un aumento en el contenido de cristales de plagioclasa sin alteración y líticos volcánicos que están indicando una fuente volcánica cercana, asociada a la Formación Combia la cual al parecer es sincrónica con la depositación del Miembro Superior.

El predominio de líticos sedimentarios compuestos de cuarzoarenitas y lodolitas dentro del armazón de las areniscas sugiere que el aporte de estos sedimentos proviene del retrabajamiento del Miembro Inferior de la Formación Amagá, que actuó como un paleorelieve en el momento de la depositación del Miembro Superior (Figura 112). La presencia de cuarzo monocristalino dentro de las petrofacies proviene posiblemente del Batolito Antioqueño y el Stock de Amagá aunque no se descarta su procedencia a partir del reciclaje del Miembro Inferior. La interpretación del Batolito Antioqueño como área fuente es sustentada por las dataciones de Apatito (U-Th)/He, las cuales registran dos pulsos de exhumación de este cuerpo durante las fases Pre-Andina (Eoceno) y Proto-Andina (Oligoceno-Mioceno) seguidas por una superficie de erosión desarrollada durante intervalos de inactividad tectónica (Restrepo et al., 2009). El contenido de cuarzo policristalino y líticos metamórficos en concentraciones casi constantes en las tres petrofacies indican como área fuente las rocas metamórficas de los Complejos Cajamarca y Arquía.

La presencia de glauconita en agregados irregulares dentro de la matriz y en granos de morfología “lobate” en las areniscas indican un origen autigénico para este mineral que pudo haber sido formado bajo condiciones subóxicas, en profundidades someras y bajas tasas de sedimentación existentes durante la depositación del Miembro Superior en planicies de inundación y planicies deltáicas cercanas a la línea de costa. El contenido de glauconita como mineral accesorio ha sido reportado por Moreno (2011) en muestras de areniscas de los Pozos Venecia 1 y Cinco (1B) localizados al oeste de la Cuenca Amagá en el Sector de El Cinco-Venecia.

El contenido de hornblenda como mineral denso predominante en la Sección Quebrada Sabaleticas y la ausencia de este en las otras secciones está reflejando una variación hacia el norte del área fuente de sedimentos, hipótesis que es apoyada también por el aumento en el contenido de glauconita para esta sección indicando una mayor cercanía a la línea de costa y por lo tanto una mayor influencia del vulcanismo de Combia procedente del occidente en la paleocuenca Amagá. Otro punto importante es que el contenido de hornblenda es mayor hacia la base de la Sección Sabaleticas lo cual podría estar indicando el comienzo del vulcanismo de Combia simultáneo con la

deposición del Miembro Superior y por ende el inicio de la colisión hacia el margen continental oeste de la paleocuenca Amagá (Figura 112).

Se encontraron minerales de alta resistencia a la abrasión como el granate (3%) hacia el techo de la Sección Quebrada Sabaletas (Muestra LP-039-1), que estaría indicando como área fuente las anfibolitas granatíferas del Complejo Arquía.

En la Sección Quebrada Sabaletas el contenido de piroxenos (hiperstena y augita) dentro de las secciones petrográficas y de minerales densos sugieren un área de aporte procedente de los cuerpos intrusivos máficos de edad Cretácica de la Cordillera Central (Stock de Cambumbia) y de las rocas volcánicas de la Formación Combia (Figura 112).

Minerales como circón y apatito se presentan en concentraciones variables en todas las secciones estratigráficas, formando cristales subhedrales con poco redondeamiento en sus bordes, que indican un bajo transporte desde un área fuente cercana proveniente posiblemente de las rocas del Batolito Antioqueño y el Stock de Amagá (Figura 112).

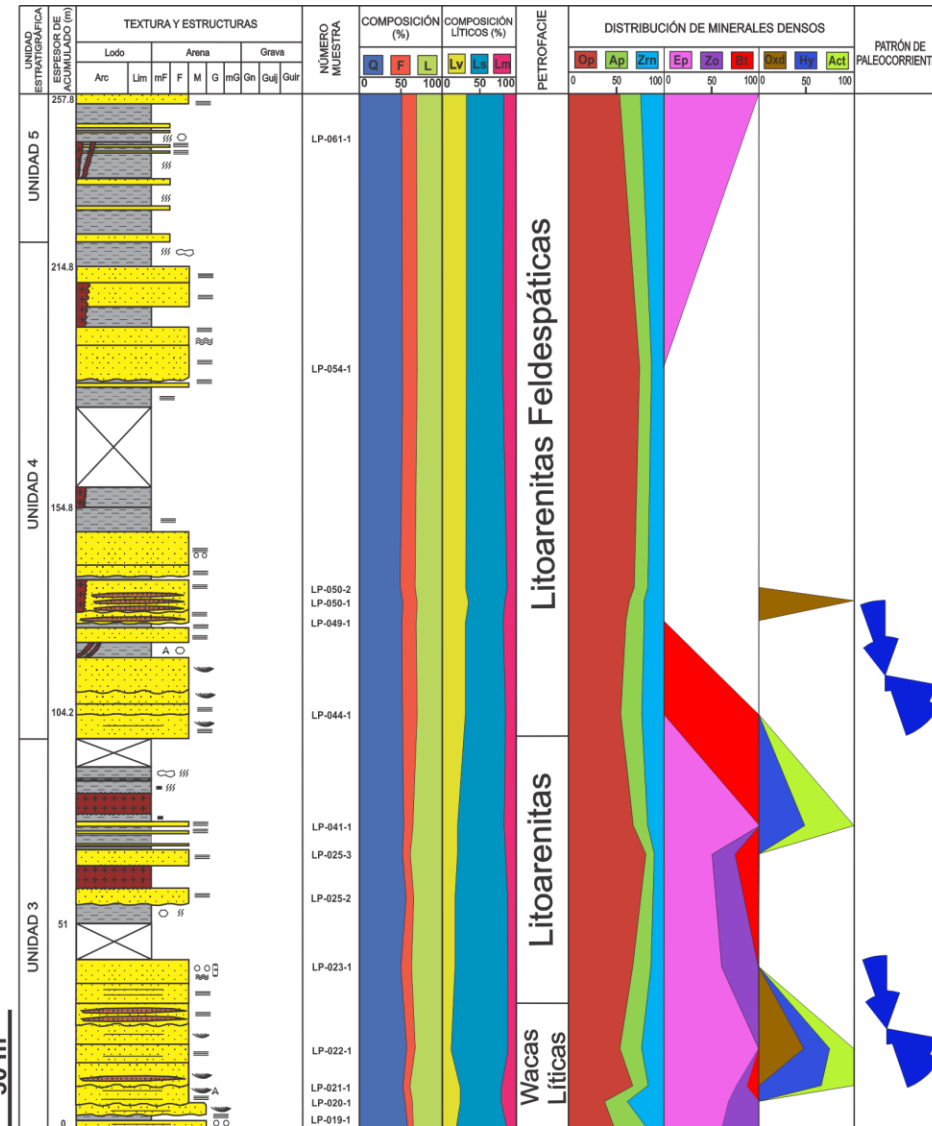
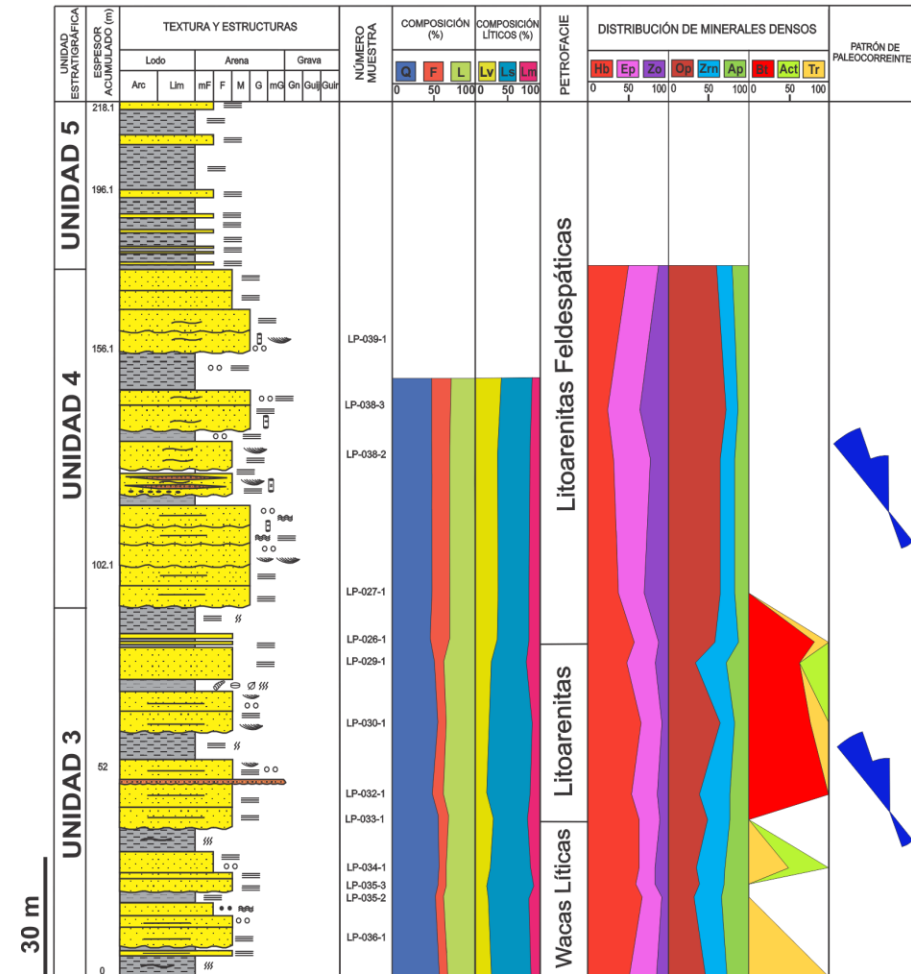
El contenido de epidota y zoisita en todas las secciones y de actinolita y tremolita en la Sección Quebrada Sabaletas sugieren un origen metamórfico proveniente de los Complejos Cajamarca y Arquía. Sin embargo la presencia de epidota puede estar asociada también a la alteración hidrotermal de algunos cuerpos ígneos de edad Triásica-Cretácica (Figura 112).

Los estudios petrográficos realizados por Silva et al (2008) permiten definir la Petrofacies 3 para el Miembro Superior constituida por litoarenitas de moderada selección, con grandes cantidades de fragmentos volcanoclásticos. Estos autores sugieren que estos fragmentos volcanoclásticos son suministrados por la fase incipiente del vulcanismo toleítico de Combia.

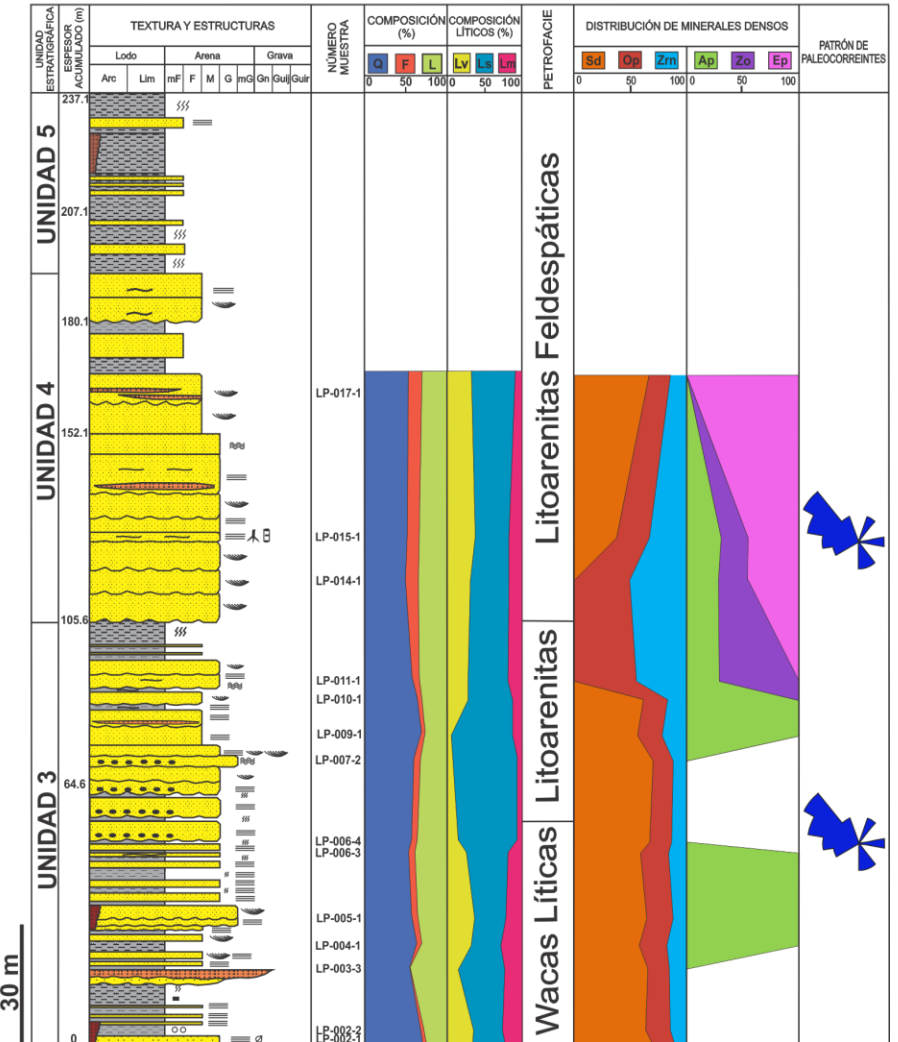
Estudios anteriores que sustentan la idea de que el Miembro Inferior sirvió como área fuente para los sedimentos del Miembro Superior son los realizados por Toro et al. (1999) y Sierra et al. (2012b) en trazas de fisión en circones de la Formación Amagá, en los cuales se plantea que las poblaciones de circones provenientes del Miembro Superior, muestran edades muy similares a las encontradas en el Miembro Inferior. Estos autores proponen a partir de lo anterior que formaciones Eocénicas fueron levantadas y fueron el origen de las formaciones Miocénicas. La existencia de circones relacionados a un origen volcánico, con edades del Mioceno, indican la deposición del Miembro Superior de forma sincrónica con el magmatismo Cenozoico (p.e. Formación Combia) con edades que varían entre los 6-12 Ma.

## Quebrada Sabaletas

### Quebrada Sabaleticas



### Quebrada Palmichala

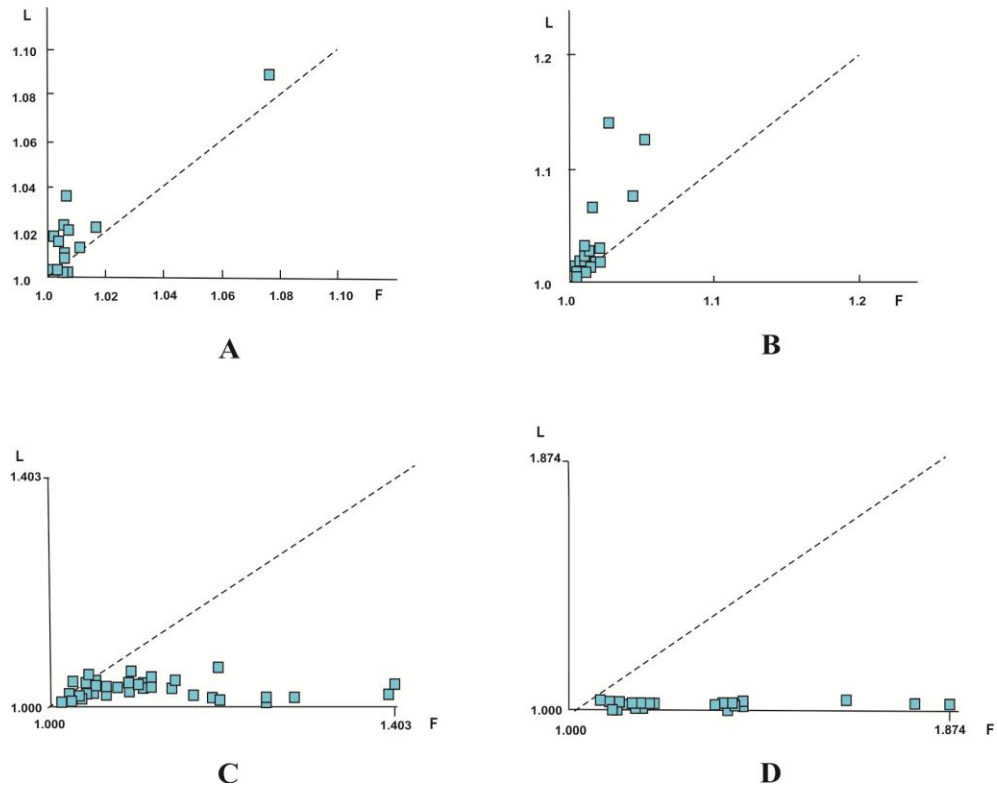


**Figura 112.** Composición modal, distribución de minerales densos y paleocorrientes en las areniscas de las Secciones Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala levantadas en el presente estudio (Sectores de La Pintada y Valparaíso).

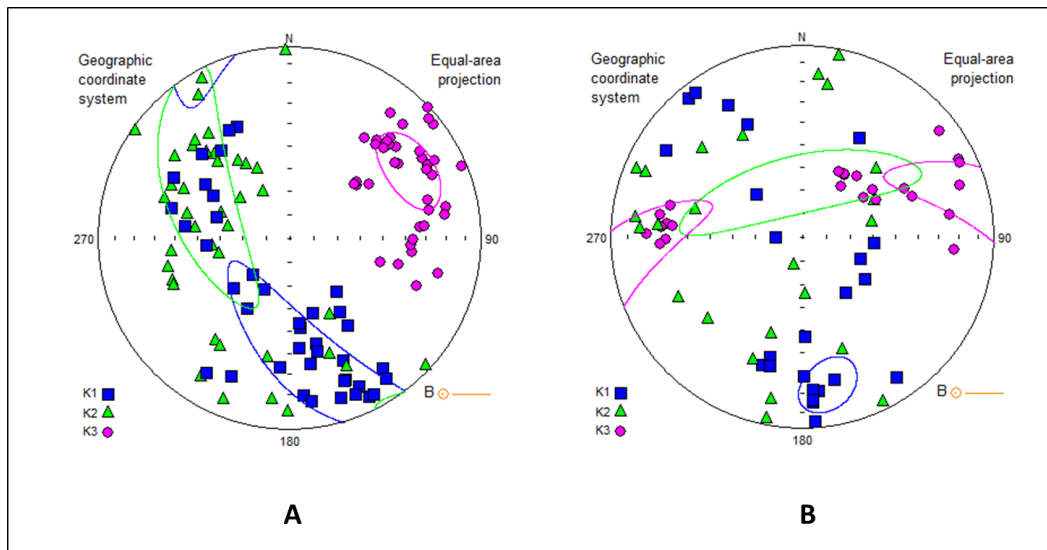
Los datos obtenidos de paleocorrientes en las secciones estratigráficas levantadas en este estudio, corroboran lo dicho anteriormente, mostrando un patrón predominante en dirección NW y un patrón subordinado en dirección SE (Figura 112). La dirección NW de la paleocorriente indica un área de aporte proveniente del SE que está relacionada a las unidades litológicas de la Cordillera Central con edades desde el Paleozoico hasta el Oligoceno. El patrón subordinado SE está mostrando una proveniencia ubicada al NW que estaría asociada a las rocas volcánicas de la Formación Combia, suponiendo entonces un sincronismo de esta con la depositación del Miembro Superior.

### **6.3 EVENTOS DEFORMACIONALES DE ORIGEN TECTÓNICO QUE CONTROLARON LA DEPOSITACIÓN DEL MIEMBRO SUPERIOR**

Los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) realizados por Sierra et al (2011a), Ramírez (2012) y Sierra et al (2012a) en las rocas de la Formación Amagá, han podido establecer eventos de deformación sin-sedimentarios que influenciaron la depositación del Miembro Inferior y Superior de esta formación y que están relacionados con los cambios tectónicos ocurridos durante la orogenia Andina en el Cenozoico. La forma prolata del elipsoide de deformación para el Miembro Inferior es el resultado de la superposición de fábricas magnéticas deformadas y el patrón de forma oblata para el Miembro Superior es generado por procesos de depositación, compactación y deformación (Figura 113). Esta diferencia refleja el grado de deformación del Miembro Inferior en comparación con el Miembro Superior, que puede indicar la presencia de una discontinuidad estratigráfica entre ellos (Sierra et al, 2012a). Ramírez (2012) a partir de los datos de ASM obtenidos para el Miembro Superior en la Quebrada Sabaleticas, establece que la fábrica magnética esta superimpuesta sobre la fábrica sedimentaria debido a procesos de deformacionales de origen tectónico y que es corroborada por la forma oblata de los elipsoides de deformación para las Unidades 3 y 4 del Miembro Superior. Para este autor, la fábrica magnética de la Unidad 3 presenta una ASM mejor definida, en comparación con la Unidad 4, donde la fábrica magnética se presenta más aleatoria, con porcentajes de anisotropía mayores (42%), (Figura 114). La tendencia predominante de los ejes  $K_1$  y  $K_2$  en la Unidad 3 es NW/SE, la cual es aproximadamente paralela al eje del plegamiento regional en la Cuenca Amagá, por el contrario la Unidad 4 presenta menos evidencia de ASM, mostrando un carácter aleatorio de los ejes  $K_1$ ,  $K_2$  y  $K_3$ . Estas diferencias podrían estar indicando una discontinuidad entre la Unidad 3 y 4 del Miembro Superior (Sierra et al., 2012a).



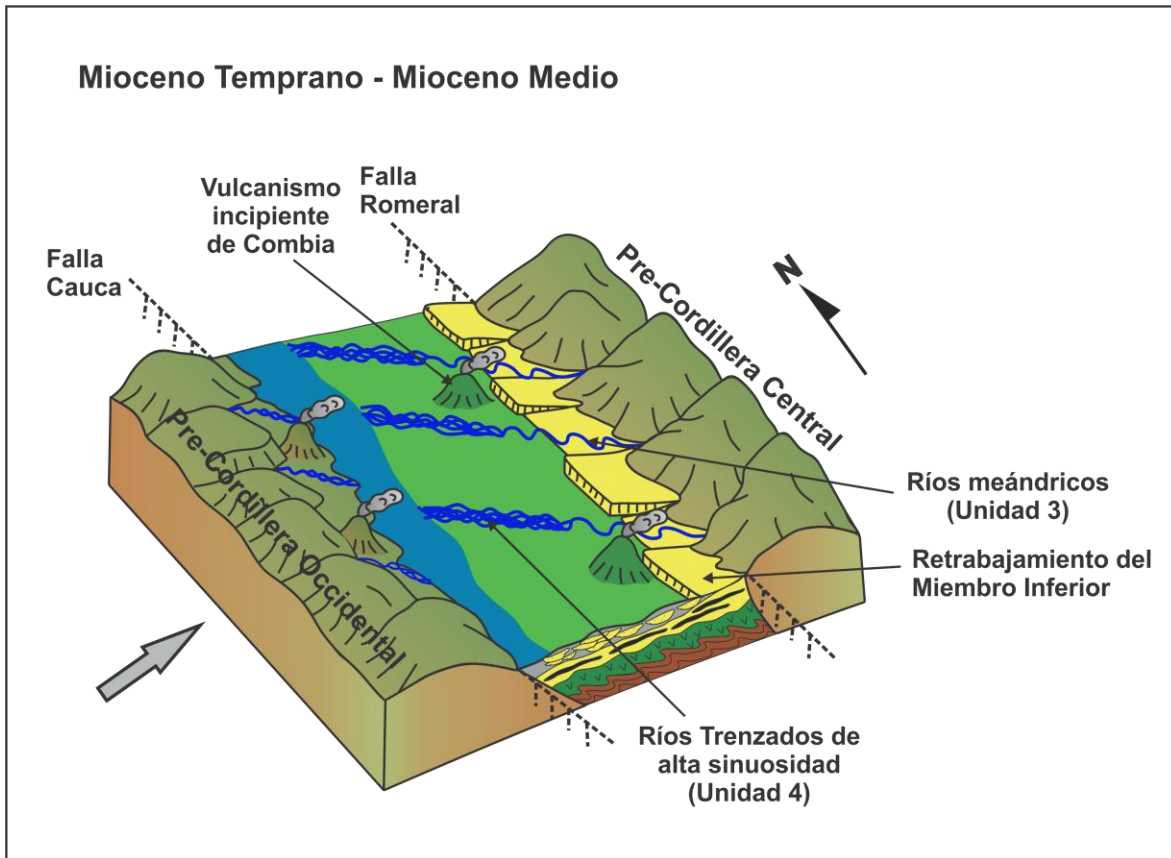
**Figura 113.** Comparación de la forma del elipsoide para el Miembro Inferior y Superior de la Formación Amagá. A. Unidad 1-Miembro Inferior. B. Unidad 2-Miembro Inferior. C. Unidad 3-Miembro Superior. D. Unidad 4-Miembro Inferior. L=Lineación magnética, F=Foliación magnética. Tomado de Ramírez (2012) y Sierra et al (2012a).



**Figura 114.** Comparación de estereogramas de ASM en el Miembro Superior de la Formación Amagá. A. Unidad 3. B. Unidad 4. K<sub>1</sub>: Eje máximo, K<sub>2</sub>=Eje intermedio y K<sub>3</sub>= Eje mínimo. Tomado de Ramírez (2012).

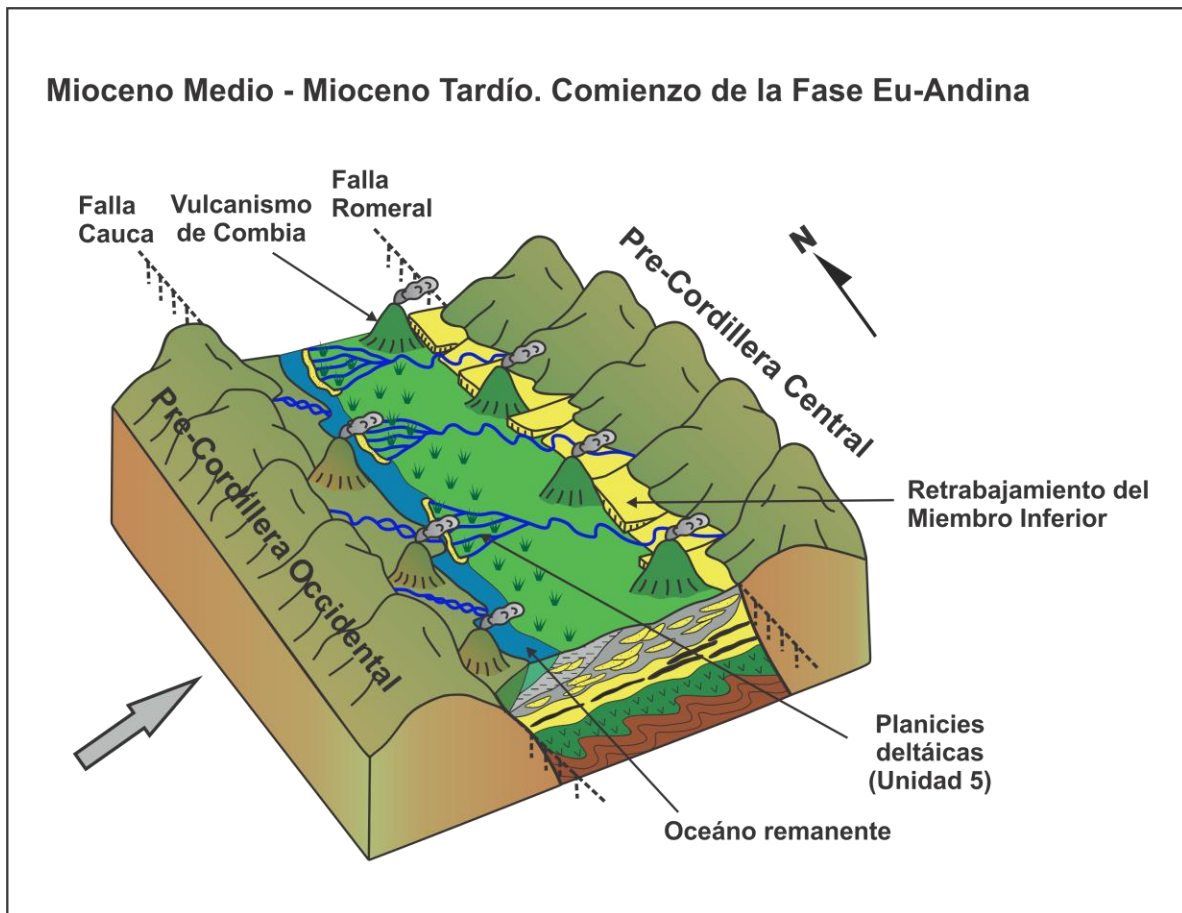
La existencia de estos eventos deformativos al interior del Miembro Superior de la Formación Amagá demostrados a partir de los datos de ASM pueden estar controlando los cambios en la relación A/S que determinan la variación en el ambiente de depositación de base a techo para este miembro. La presencia de ambientes de ríos meándricos asociados a baja subsidencia en la Unidad 3 del Miembro Superior, representa una disminución en el espacio de acomodación en relación con la Unidad 2 del Miembro Inferior donde se registran canales meándricos formados durante el aumento en la tasa de subsidencia, caracterizados por la rápida migración lateral que permitió el desarrollo de planicies de inundación, pantanos y meandros abandonados con alto contenido de materia orgánica (actuales mantos de carbón). Esta marcada diferencia en las condiciones de espacio de acomodación (A) y suministro de sedimentos (S) para la Unidad 2 y 3 estaría corroborando la discontinuidad existente entre el Miembro Inferior y el Miembro Superior. Los eventos tectónicos regionales sucedidos en el norte de los Andes estarían relacionados con estos cambios estratigráficos registrados en la parte superior de la Formación Amagá.

Según Sierra et al. (2012a) y Sierra y Marín-Cerón (2012), la colisión del arco de Panamá comenzó en el margen continental de Colombia en la Cuenca Amagá durante el Mioceno Temprano-Medio, donde las estructuras existentes del Paleógeno fueron reactivadas generando una inversión tectónica que inicio del cierre de la cuenca. Además durante este periodo se presenta la fase inicial del vulcanismo toleítico de Combia que sirvió como material de aporte a la sedimentación del Miembro Superior (Silva et al., 2008). Esto explicaría la reducción del espacio de acomodación y las bajas tasas de subsidencia que dieron lugar a la depositación de la Unidad 3 en ambientes de ríos meándricos de poca migración lateral con limitadas planicies de inundación y depósitos de crevasse (Figura 115). La influencia de un océano remanente en el sistema fluvial de depositación es evidenciada por la presencia de glauconita en la Unidad 3. La progresiva colisión hacia el margen oeste de la Cordillera Central produjo una serie de anticlinales y sinclinales en dirección N-S (Sierra et al, 2012a), manteniendo las condiciones de baja subsidencia en la cuenca, que desarrollaron ambientes de ríos trenzados de alta sinuosidad (Unidad 4) formados por canales acrecionados verticalmente formando patrones de apilamiento de hasta 30 m de espesor, interestratificados con escasas planicies de inundación de espesores considerables (8 m). El predominio de arenas finas a medias en los canales, con escasos depósitos de grava y la existencia de planicies de inundación de gran espesor están indicando el desarrollo de ríos trenzados de alta sinuosidad (Figura 120). El aumento en el contenido de glauconita tal como lo registran los análisis petrográficos para esta unidad, sugiere que la cuenca no se encontraba totalmente confinada y por lo tanto presentaba remanentes del sistema marítimo existente durante la depositación del Miembro Inferior y de la Unidad 3 del Miembro Superior.



**Figura 115.** Esquema de la depositación de las Unidades 3 y 4 del Miembro Superior en el intervalo Mioceno Temprano-Mioceno Medio.

Finalizando la depositación del Miembro Superior aparece la Unidad 5 caracterizada por una planicie deltáica, donde se registra un aumento en el espacio de acomodación generado por altas tasas de subsidencia que pudieron estar relacionadas al comienzo del máximo levantamiento de las Cordilleras Central y Occidental en la etapa inicial de la Fase Eu-Andina (Van der Hammen, 1960). El progresivo vulcanismo de Combia se vio reflejado en el aumento de líticos volcánicos dentro de las areniscas de esta unidad (Figura 116).



**Figura 116.** Esquema de la depositación de la Unidad 5 del Miembro Superior durante el intervalo Mioceno Medio – Mioceno Tardío. Comienzo de la Fase Eu-Andina.

## 7. CONCLUSIONES

El análisis facial de las Secciones Sabaleticas, Sabaletas y Palmichala, permitió la subdivisión de tres unidades en Miembro Superior de la Formación Amagá que marcan las variaciones en el ambiente de depositación. La Unidad 3 comprende un ambiente de ríos meándricos formados por canales acrecionados lateralmente con rellenos basales de lentes conglomeráticos masivos y areniscas conglomeráticas de estratificación plana paralela, alternadas se encuentran depósitos de crevasse formados por areniscas de laminación plana paralela y planicies de inundación, las cuales alcanzan espesores de 10 m caracterizadas por limolitas rojizas y grises con intensa bioturbación, restos de materia orgánica, grietas de desecación, niveles pedogénicos (calcretas) y en ocasiones presentan fósiles de bivalvos y gasterópodos. El predominio de canales sobre los depósitos finos de crevasse y planicie de inundación indican que este ambiente de ríos meándricos fue formado durante condiciones de baja subsidencia. La Unidad 4 está representada por un ambiente de ríos trezados de alta sinuosidad constituidos por canales de acreción vertical que alcanzan patrones de apilamiento de 30 m, con rellenos basales de lentes de conglomeráticos masivos e imbricados, intercalados se presentan depósitos menores de planicies de inundación que alcanzan espesores de 8 m, formadas por limolitas masivas (Lm) y laminadas (Lp) bioturbadas, con nódulos de lodolita siderítica y calcretas. La existencia canales formados principalmente de areniscas con escasos depósitos de grava y el desarrollo de planicies de inundación de espesores considerables evidencian patrones de alta sinuosidad en los ríos trezados. Sin embargo la gran acreción vertical de los canales en esta unidad sugiere que las condiciones de baja subsidencia se mantuvieron generando una progresiva disminución del espacio de acomodación en comparación con la Unidad 3. La baja tasa de subsidencia pudo estar relacionada con la progresiva colisión del arco de Panamá al margen continental NW de Colombia en la Cuenca Amagá durante el Mioceno Temprano-Medio (Sierra et al., 2012a; Sierra y Marín-Cerón, 2012). La Unidad 5 aparece hacia el techo del Miembro Superior y esta caracterizada por depósitos de planicie deltáica formados por canales distributarios de baja sinuosidad, con escasa migración lateral, separados por extensas planicies de inundación representadas por limolitas masivas y laminadas con intensa bioturbación y grietas de desecación que evidencian periodos de exposición subaérea y la existencia de climas áridos. El predominio de depósitos de baja energía (planicies de inundación) sugiere condiciones de alta subsidencia tectónica y por lo tanto un aumento en el espacio de acomodación sobre el suministro de sedimentos que pudo haber sido causado por el inicio del máximo levantamiento de las cordilleras Central y Occidental en el comienzo de la Fase Eu-Andina (Van der Hammen, 1960).

De acuerdo a la composición modal de las areniscas presentes en las secciones estratigráficas se identificaron tres petrofacies que describen el Miembro Superior de base a techo: Petrofacies 1 formada por wacas líticas encontradas hacia la base de la Unidad 3, con composiciones modales de Q (57%), F (8%) y L (35%) que reflejan una baja madurez textural y composicional; Petrofacies 2 ubicada hacia el techo de la Unidad 3 que esta representada por litoarenitas, mal seleccionadas pero con una mejor madurez textural que la petrofacies 1, cuya composición es Q (55%), F (10%) y L (35%) y Petrofacies 3 formada por litoarenitas feldespáticas moderadamente seleccionadas de composición modal Q (52%), F (18%) y FR (30%). Esta última petrofacies se presenta en las Unidades 4 y 5 y se caracteriza por el aumento en el contenido de líticos volcánicos y feldespatos en su mayoría plagioclasa presente en cristales subhedrales poco o nada alterados que indican un área fuente volcánica proveniente de la Formación Combia y por lo tanto un sincronismo en su depositación con el Miembro Superior.

El alto contenido de líticos sedimentarios compuestos por cuarzoarenitas y lodolitas en todas las petrofacies del Miembro Superior, sugiere un aporte de sedimentos proveniente del retrabajamiento del Miembro Inferior de la Formación Amagá, el cual actuó entonces como un paleorelieve en el momento de la depositación del Miembro Superior.

El contenido de Qm y feldespatos alterados en las petrofacies 1 y 2 del Miembro Superior indican como área fuente el Batolito Antioqueño y el Stock de Amagá, sin descartar que pueden provenir también del reciclaje de sedimentos del Miembro Inferior. El contenido de Qp y líticos metamórficos sugieren como fuente de aporte las rocas metamórficas del Complejo Arquía y el Complejo Cajamarca.

La presencia de glauconita dentro de la matriz de las areniscas y como granos de forma “lobate” en el armazón indican un origen autigénico para este mineral, a partir de lo cual se corrobora la existencia de ambientes transicionales durante la depositación del Miembro Superior.

Las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá en las secciones estratigráficas levantadas presentan en general una baja concentración de minerales densos que corresponde a menos del 15% del total de la muestra. Minerales mas estables como el circón, apatito, granate y turmalina aparacen en concentraciones menores al 13% (recalculado al 100%). Por otro lado la presencia de minerales menos resistentes como hornblenda, piroxenos y epidota están indicando que las rocas estuvieron sometidas a un transporte corto al estar cercanas al área fuente.

El contenido de hornblenda como mineral denso dentro de la Sección Sabaleticas y su ausencia en las otras secciones permite suponer una variación en el área fuente de sedimentos hacia el sector norte del área de estudio o al menos una mayor cercanía a la migración del vulcanismo Cenozoico representado actualmente por la Formación Combia.

Las direcciones de paleocorrientes encontradas para el Miembro Superior muestran una dispersión mínima, lo cual determina un patrón predominante hacia el NW y un patrón subordinado al SE. El patrón NW indica una proveniencia desde el SE que está representada por el retrabajamiento del Miembro Inferior, los complejos metamórficos de Cajamarca y Aquía, el Batolito Antioqueño, el Stock de Cambumbia y la Formación Quebradagrande, pertenecientes a la Cordillera Central. El patrón subordinado SE sugiere un área fuente ubicada al NW que corresponde a las rocas volcánicas de la Formación Combia suponiendo con esto un sincronismo con la depositación del Miembro Superior. Este hecho es corroborado por el contenido de líticos volcánicos y cristales subhedrales de plagioclasa sin alteración alguna dentro de las areniscas de las secciones estratigráficas levantadas.

## **8. RECOMENDACIONES**

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el presente trabajo, se recomienda aumentar la red de datos de paleocorrientes en las secciones estratigráficas analizadas, que permitan determinar con mayor exactitud los patrones direccionales predominantes y así establecer la localización de áreas de aporte de sedimentos.

Con el fin de definir el ambiente de depositación y su variación en el tiempo, se hace necesario realizar un muestreo detallado de base a techo en las secciones estratigráficas para el análisis de palinomorfos.

Finalmente, para determinar el grado de madurez de la glauconita, se recomienda elaborar análisis de difracción de Rayos X en la glauconita con el fin de definir la duración de periodos relacionados a bajas tasa de sedimentación y caracterizar condiciones paleoambientales y paleoceanográficas.

## 9. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Armas, P. y Sánchez, M.I., 2011. Análisis estratigráfico secuencial de las Formaciones Anacleto y Allen (Cretácico Tardío) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 38 (1): 119-155.
- Aspden, J., McCourt, W., Brook, M., 1987. Geochemical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal the Geological Society of London*, 44, pp. 893-905.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas C. A. & Martínez, J., 2007. Colombian sedimentary basins: nomenclature, Boundaries and petroleum Geology, a New Proposal. Primera Edición. Bogotá – Colombia.
- Basu, A., 1976. Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation; *J. Sediment. Petrol.*, v. 46, pp. 694-709.
- Blandón, A., Gorin, G., Arango, F., Restrepo A., 2004. Potential for hydrocarbon generation in subbituminous coals of the Tertiary Amagá Formation in Central Colombia: a multidisciplinary study based on coal petrography, palynofacies and rock-eval pyrolysis. *tsop*, twenty-first annual meeting organic matter down under. Sydney Australia.
- Blandón, A., 2007. Contribución de la materia orgánica sedimentaria a la determinación del paleoambiente y del potencial de generación de hidrocarburos en los carbones de la Formación Amagá (Colombia). (Ph.D. Thesis). Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, 183p.
- Botero, G. A. y H. González, 1983. Algunas localidades fosilíferas cretáceas de la Cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia: *Geología Norandina*, v. 7, p. 1528.
- Carozzi, A., 1960. *Microscopic sedimentary petrography*. John Wiley & Sons, inc. Library of Congress Catalog Card Number: 60-447.

- Carvalho, I., 2010. Paleontología: conceptos e métodos. Volumen 1. 3 Edición. Rio de Janeiro. Ed. Interciencia Ltda. pp. 314-317.
- Cloud, P.E., 1955. Physical limits of glauconite formation. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 39, 489-92.
- Correa, L., y Silva, J., 1999. Estratigrafía y petrografía del Miembro Superior de la Formación Amagá en la Sección El Cinco-Venecia-Quebrada La Sucia. Proyecto de grado, Universidad Eafit, Medellín. 47 p.
- Cross, T., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, western interior, Usa. in: Wilgus, G., Hastings, B., Ross, C., Posamentier, H., Van-Wagoner, J., Kendall, C. (Eds.), sea-level change. an integrated approach, v. 42. sepm special publication, pp. 371-380.
- Davies, D.K., y Ethridge, F.G., 1975. Sandstone composition and depositional environments; Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 59, pp. 239-264.
- DeCelles, P., Langford, R., Schwartz, R., 1983. Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification. Journal of Sedimentary Research, v. 53 no. 2, pp. 629-642.
- Delsahut, B. y Tejada, E., 1982. Utilización de Análisis litoestratigráficos detallados para correlación de mantos de carbón en la Formación Amagá, Antioquia. IV Congreso Colombiano de Geología. 8 p.
- Dickinson, W.R., y Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions; Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 63, pp. 2164-2182.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. in: Zuffa, G.G. (ed), provenance of arenites. reidel publishing company, pp. 333-336.
- Dott, R., 1964, Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification? Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 34, No. 3, pp. 625-632.

- Duque-Caro, H., 1990. El Bloque Chocó en el Noroccidente Suramericano: Implicaciones Estructurales, Tectonoestratigráficas y Paleográficas. Boletín Geológico de Ingeominas, 31 (1), 47 – 71.
- Eisbacher, G.H., 1981, Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada: Geological Survey of Canada Paper 80-27,40 p.
- Escobar, L.H., 1990. Palinoestratigrafía de la Formación Amagá. (Msc. Tthesis). Facultad de minas. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, 95p.
- Escobar, E. y Rozo, T., 1984. Investigación palinológica de la Formación Amagá. (Undergrade Thesis). Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, 180p.
- Elsik, W.C., 1966. New Sporomorph genera from the Upper Cretaceous of Perú. Pollen et Spores 8(3): 553-564.
- Folk, R. L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphills, Austin, Texas. Horowitz, H.S. y Potter, P.E. (1971): Introductory Petrography of Fossils, Springer, Berlin.
- Franzinelli, E., y Potter, P.E., 1983. Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon river system; j. geol., v. 91, pp. 23-40.
- González, H. 1980. Geología de las Planchas 167 (Sonsón) y 168 (Salamina). Boletín geológico, v.23, 174 p.
- Grosse, E., 1926. Estudio geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia: Berlín, Verlag Von Dietrich Reimer (Ernst Vohsen), 361 p.
- Guzmán, C., y Sierra, G., 1984. Ambientes sedimentarios en la Formación Amagá. Proyecto de grado, Universidad Nacional, Medellín. 303 p.
- Guzmán, C.A., 1991. Condiciones de depositación de la Formación Amagá entre Amagá y Angelópolis. (M. Sc.Thesis). Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, 213p

- Hadding, A., 1932. The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, iv. glauconite and glauconitic rocks, medd. lunds Geol. Mineral. Inst., Lunds Univ. Arsskr. n. f., avd. 2, v. 28, n° 2, 175 p.
- Hernández, I., 1999. Petrografía de las areniscas de la Sección Peñitas-Mina Excarbón. Miembro Medio de la Formación Amagá. Titiribí, Antioquia. Proyecto de grado. Universidad Eafit, Medellín. 90 p.
- Ingeominas, 1980. Plancha geológica 166 (Jericó). Escala 1:100.000. Medellín.
- Ingeominas, 1982. Plancha geológica 186 (Ríosucio). Escala 1:100.000. Medellín.
- Ingersoll, R.V., 1978b, Submarine fan facies of the Upper Cretaceous Great Valley Sequence, northern and central California: *Sedimentary Geology*, v. 21, p. 205-230.
- Ingersoll, R., y Suczek, C., 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengan fans DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 1217–1228.
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC)., 1973. Plancha Topográfica 186 (Rio Sucio). Escala 1:100.000. Bogotá.
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC)., 1979. Plancha topográfica Cuadrángulo 166- IV- A. Escala 1:25.000. Bogotá.
- Jaramillo, J. M., 1977. Rocas volcánicas de la Formación Combia. *Boletín Ciencias de la Tierra* 2, pp. 163-164.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, pp. 277 - 279.
- López, A., Ramírez, D., Sierra, G.M., 2006. Vulcanismo Neógeno en el Suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 19, 27 – 42.
- López, L., Lo Mónaco, S., Escobar, G., Camargo, C., Lugo, P., Rojas, H., González, C., 2009. Estudio de nódulos de pirita provenientes de la formación Querecual, Estado Anzoátegui

- (Venezuela) mediante microanálisis con sonda de electrones. *Acta microscópica* vol. 18, no. 3, 2009, pp. 333 – 343.
- Mange, M. y Maurer, H., 1992. *Heavy minerals in colour*. Capman & Hall. 147 p.
- Martínez, A. y Ruiz, O., 1984. Fases tectónicas superpuestas en la Sección Amagá-Bolombolo. Trabajo de grado, Universidad Nacional, *Bol. Ciencias de la Tierra, Facultad de ciencias*, n<sup>o</sup>. 7-8.
- Maya, M., 1992. Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. *Boletín de Geología* 32, 135-187.
- Maya, M. y González, H., 1995. Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia: *Boletín Geológico, Ingeominas*, V. 35, pp. 43-57.
- McRae, S.G., 1972. Glauconite. *Earth Science Review*, v. 8, pp. 397-440.
- Miall, D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary, en Miall, A., Ed. *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petroleum Geologist Mem. 5, pp 597-604.
- Miall, A., 1984. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag Berlin New York, 490 p.
- Miall, D., 1985. Architectural element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22, 261–308.
- Miall, D., 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Pp. 22-245.
- Moreno, M. y Pardo, A., 2003. Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. F. Blickwede, eds., *The Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, American Association of Petroleum Geologist, memoir 79, pp. 891-924.

- Moreno, N., 2011. Análisis de la petrología, área fuente y diagénesis de las areniscas de la Formación Amagá en los Pozos Venecia-1 y El Cinco-1B. Tesis de Pregrado en Geología. Universidad EAFIT, 81p.
- Murillo, S., 1998. Petrografía de las areniscas de la secuencia Quebrada La Sucia-Mina Palomos, Miembro Inferior de la Formación Amagá. Proyecto de grado. Universidad Eafit, Medellín. 150 p.
- Odin, G.S y Matter, A., 1981. De glauconiarum origine: *Sedimentology*, v. 28, p. 611-641.
- Pardo, A., y Sánchez, C.A., 2009. *Cyclusphaera* en el Cenozoico de Colombia y su supuesto origen marino. *Caldasia* 31(1):105-121.
- Pons, D., 1984. La flore du bassin houiller d'Antioquia (Tertiaire de Colombie). 109 *Congress National des Sociétés Savantes, Fase II*, pp. 37–56.
- Potter, P.E. y Pettijohn, .F.J., 1977. *Paleocurrents and basin analysis. Second, Corrected and Updated Edition*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg New York. pp. 364-398.
- Prasad, D.V., 2007. Glauconite as an indicator of sequence stratigraphic packages in a lower Paleocene passive-margin shelf succession, Central Alabama. Msc Thesis. Auburn University. Auburn, Alabama. 109 p.
- Ramírez, J., 2012. Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) del Miembro Superior de la Formación Amagá, Sección Quebrada Sabaleticas, Suroccidente Antioqueño. Tesis de Pregrado en Geología. Universidad EAFIT, 70 p.
- Restrepo-Pace, P. A., 1995. Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, Based on new geochronological, geochemical and isotopic data, Ph.D. thesis, 194 pp., Univ. of Ariz., Tucson.
- Restrepo, S.A., Foster, D.A., Stockli, D.F., Parra-Sanchez, L.N., 2009. Long-term erosion and exhumation of the “Altiplano Antioqueño”, Northern Andes (Colombia) from apatite (U–Th)/He thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 278: 1-12.

- Restrepo, J.J., y Toussaint, J.F., 1982. Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia., Memorias V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Argentina, pp. 505–512.
- Sánchez, L., 1991. Factores tectónicos que intervinieron en la configuración de la Cuenca Carbonífera de Amagá. Tesis Msc. en Ciencia y Técnica del Carbón. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- Schuler, M. y Doubinger, J., 1970. Observations Palynologiques dans le Bassin D'Amaga (Colombie). *Pollen et Spores* 12(3): 429-450.
- Schumm, S., 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101, pp. 279–294.
- Schwab, F.L., 1981. Evolution of western continental margin, French-Italian Alps: sandstone mineralogy as an index of plate tectonic setting; *J. Geol.*, v. 89, pp.349-368.
- Sierra, G. y MacDonald, W., 2001. Correlation of Early Tertiary Terrestrial Deposits of Amagá Basin, Cauca Depression, Colombia Andes. En: Estados Unidos Eos, Transactions, American Geophysical Union *ISSN: 0096-3941 ed: American Geophysical Union. v.82 fasc.20 p.125 – 125.*
- Sierra, G., Silva, J., Correa, L., 2003. Estratigrafía Secuencial de la Formación Amagá. *Boletín de Ciencias de la Tierra* 15, pp. 9–22.
- Sierra, G.M., Marín-Cerón, M.I., y MacDonald, W., 2011a. Fábrica magnética de los sedimentos de la Formación Amagá. XIV Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología. Medellín. Memorias.
- Sierra, G., Dueñas, H. y Marín, M. I., 2011b. Palinomorfos del Eoceno medio, Formación Amagá, Cordillera Central de Colombia. Memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología.

- Sierra, G., Ramírez, J., Marín-Cerón, M.I., Uribe, C., 2012a. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), Upper Member of Cenozoic Amagá Formation, NW Colombian Andes.
- Sierra, G., Toro, G., Marín-Cerón, M.I., 2012b. Preliminary zircon fission track analysis from the Cenozoic Amagá Formation Central Andean Cordillera, NW Colombia.
- Sierra, G.M. y Marín-Cerón, M.I., 2012. Amagá, Cauca Patía Basin. In *Petroleum Geology of Colombia*. Editor. Fabio Cediel. Vol (2) Fondo Editorial Universidad EAFIT.
- Silva, J.C., G.M. Sierra, y L.G. Correa, 2008. Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, 26:369-382.
- Sucerquia, P., 2004. Uso de la materia orgánica como herramienta para la interpretación de ambientes sedimentarios en la Formación Amagá, Sección Los almendros, Municipio de Sopetrán – Antioquia. Tesis de grado. Departamento de Geología. Universidad Eafit, Medellín, 93p.
- Suttner, L.J., 1974. Sedimentary petrographic provinces: An evaluation, *in* C.A. Ross, ed., *Paleogeographic provinces and provinciality*; Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 21, pp. 75-84.
- Suttner, L.J., Basu, A., y Mack, G.H., 1981. Climate and the origin of quartz arenites; *J. Sediment. Petrol.*, v. 51, pp. 1235-1246.
- Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, A. Bijwaard, J. Olaya, and C. Rivera (2000), *Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia)*, *Tectonics*, 19, 787 – 813.
- Tapias, J.G., Nivia, A., Jiménez, D.M., Montes, N.E., Sepúlveda, J., Osorio, J.A., Tejada, M.L., Mora, M., Gaona, T., Diederix, H., Uribe, H., 2006. Mapa Geológico de Colombia 1:2'800.000, Instituto Colombiano de Geología y Minería, Bogotá, Colombia.

- Toro, G., Restrepo, J.J., Poupeau, G., Sáenz, E., Azdimousa, A., 1999. Datación por trazas de fisión de circones rosados asociados a la secuencia sedimentaria de Irra (Caldas). *Boletín Ciencias de la Tierra*, 13:28-34.
- Toussaint, J.F. y Restrepo, J.J., 1984. Fallamientos superpuestos del Sistema Cauca Romeral en los alrededores de Medellín (Flanco noroccidental de la Cordillera Central de Colombia).
- Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J., 1985. Cuencas de tracción sinestrolaterales en la Falla de Minas, alrededores de Medellín.
- Tucker, M., 1982. *The field description of sedimentary rocks*. Geological Society of London. Handbook Series.
- Tucker, M., 2003. *Sedimentary rocks in the field*. Third Edition. Department of Geological Sciences University of Durham, U.K.
- Universidad EAFIT, Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH)., 2011. Proyecto Valoración del potencial explotatorio de CBM en la Cuenca Amagá.
- Van der Hammen, T., 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y Tectogénesis de los Andes colombianos. *Boletín Geológico*, 6 (1-3), 70-128.
- Van der Hammen, T., 1960. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos, Informe No. 1279. Servicio Geológico Nacional, Bogotá. 128 p.
- Zegarra, M., 1993. Estudio palinológico de la Formación Amagá en la Cuenca de Sopetrán. Trabajo de grado. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas, Medellín. 123p.