



UNIVERSIDAD  
**NACIONAL**  
DE COLOMBIA

# **Caracterización geológica- geotécnica de un material transportado meteorizado en el norte del Valle de Aburrá**

**Diana Paulina Cataño Salas**

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad, Departamento de Ingeniería Civil  
Medellín, Colombia  
2022

# **Caracterización geológica- geotécnica de un material transportado meteorizado en el norte del Valle de Aburrá**

**Diana Paulina Cataño Salas**

Tesis de investigación presentada como requisito parcial para optar al título de:  
**Magíster en ingeniería Geotécnica**

Director:

Ingeniero Civil (Ms) Oscar Echeverry Ramírez

Codirector:

Ingeniero Geólogo (Ms) y Diego Armando Rendón Giraldo

Línea de Investigación:

Geotecnia de suelos residuales

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad, Departamento Ingeniería Civil  
Medellín, Colombia

2022

*A Dios por iluminar mi vida con grandes  
milagros.*

*A mi esposo y a mi hijo porque son mi  
brújula cuando el camino se pierde.*

*A mi familia, amigos y maestros por  
creer en mí.*

*El verdadero milagro se esconde tras la sencillez de las cosas más elementales  
que dan sentido a nuestra vida, la magia es invisible a los ojos y puede hacer  
floreecer una pequeña semilla.*

## **Declaración de obra original**

Yo declaro lo siguiente:

He leído el Acuerdo 035 de 2003 del Consejo Académico de la Universidad Nacional. «Reglamento sobre propiedad intelectual» y la Normatividad Nacional relacionada al respeto de los derechos de autor. Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras, o materiales de otros autores.

Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la universidad.

Diana Paulina Cataño Salas

Fecha: 28/02/2022



# Resumen

## **Caracterización geológica-geotécnica de un material transportado meteorizado en el norte del Valle de Aburrá.**

El Valle de Aburrá está localizado en un área inter-cordillerana de los Andes septentrionales de Colombia y se caracteriza porque gran parte de las zonas medias y bajas de las vertientes se encuentran cubiertas por depósitos aluviales, aluviotorrenciales y flujos de lodo y/o escombros, muchos de ellos meteorizados por procesos químicos. La alteración química tiene un efecto directo en el comportamiento geotécnico, por tanto, los conceptos de la mecánica de suelos clásica (suelos transportados o sedimentarios no meteorizados), no permiten diagnosticar acertadamente las problemáticas en suelos residuales. Este trabajo de investigación se enfocó en la caracterización geológica y geotécnica de un suelo transportado y alterado ubicado al norte del Valle de Aburrá, el análisis de su origen geológico y la incidencia de los avanzados procesos de meteorización en el comportamiento geomecánico. El estudio detallado de dichos suelos ayudó a dilucidar el marco geológico de la secuencia depositacional objeto de estudio y la interpretación de su origen y ambiente con relación al contexto geológico del Valle de Aburrá; a identificar la procedencia de los depósitos de vertiente, con relación a los depósitos aluviales del actual río Medellín, y a comprender si el suelo se comporta geotécnicamente como un suelo residual o como un suelo transportado. Para llevar a cabo el desarrollo de la investigación, se elaboró una metodología a partir de una base experimental y de observación de campo, que incluyó la caracterización geológica (litología, estratigrafía, tectónica, proveniencia de sedimentos) y geomorfológica del área de estudio, junto con la caracterización mineralógica y geotécnica de los suelos involucrados.

Con este trabajo se aportó a la comprensión de la formación reciente del sector norte del Valle de Aburrá. Se planteó cómo la tectónica ha jugado un rol importante en la configuración y formación de paisaje en estrecha relación con procesos fluviales erosivos y

depositacionales, así como de vertiente. Adicionalmente, se verificó mediante ensayos de caracterización de propiedades índice y de resistencia, que suelos de origen transportado afectados por procesos profundos y prolongados de meteorización pueden comportarse como un suelo residual.

**Palabras clave: Valle de Aburrá, origen geológico, proveniencia de sedimentos, suelo transportado, meteorización, comportamiento geomecánico.**

# Abstract

## **Geological-geotechnical characterization of a weathered transported material in the north of Aburrá Valley.**

The Aburrá Valley is located within an inter-cordilleran area in the septentrional Andes of Colombia and most of their middle and lower slopes are covered by alluvial deposits, alluvial-torrential and mud/debris flows, many of them weathered by chemical processes. This chemical alteration has a direct effect on the geotechnical behavior, therefore, most of the concepts of classical soil mechanics (non-weathered transported or sedimentary soils) do not allow a correct examination in residual soil issues. The present research is focused on the geological and geotechnical characterization of a transported and altered soil, located to the North of the Aburrá Valley, addressing the geological origin and the incidence of advanced weathering processes on geomechanical behavior. The detailed study of these soils helped to elucidate the geological framework of the depositional sequence under study and how its origin and environment are interpreted in relation to the geological context of the Aburrá Valley; to indentify the origin of slope deposits, with respect to the Medellin River alluvial deposits, and to understand the geotechnical behavior of this soil, as a residual soil or as a transported soil. Here, was developed a methodology based on experimental work and field observation, which included the geological (lithology, stratigraphy, tectonics, provenance of sediments) and geomorphological characterization of the study area, together with the mineralogical and geotechnical characterization of the soils involved.

This work contributed to the understanding of the recent formation of the northern sector of the Aburrá Valley. Moreover, was established how tectonics has played an important role in the configuration and formation of the recent landscape in close relationship with fluvial erosive and depositional processes, as well as its associated slope. Furthermore, it was verified through index tests characterization and resistance properties that soils of

transported origin are affected by deep and prolonged weathering processes, which can behave as a residual soil.

**Keywords: Aburrá Valley; geological origin; sediment provenance; transported soil; weathering; geomechanical behavior.**

# Contenido

<b>1</b>	<b>Planteamiento del problema y objetivos.....</b>	<b>1</b>
1.1	Planteamiento del problema .....	1
1.2	Objetivos .....	4
1.1.1	Objetivo general .....	4
1.1.2	Objetivos específicos.....	4
<b>2</b>	<b>Marco teórico .....</b>	<b>5</b>
2.1	Contexto geológico del Valle de Aburrá .....	5
2.1.1	Marco tectónico .....	5
2.1.2	Marco geológico del Valle de Aburrá .....	8
2.1.3	Marco geomorfológico del Valle de Aburrá .....	15
2.1.4	Origen del Valle de Aburrá.....	23
2.1.5	Cuenca inferior del Valle de Aburrá y zona de estudio.....	24
2.2	Suelos residuales en el Valle de Aburrá .....	39
<b>3</b>	<b>Estado del conocimiento en el comportamiento geotécnico de los suelos residuales.....</b>	<b>40</b>
3.1	Origen y formación de suelos residuales .....	40
3.2	Micro estructura, macro estructuras, y composición de los suelos residuales....	44
3.3	Propiedades geotécnicas de los residuales .....	46
3.3.1	Estudio de la mecánica de los suelos residuales .....	50
<b>4</b>	<b>Metodología .....</b>	<b>69</b>
<b>5</b>	<b>Resultados .....</b>	<b>73</b>
5.1	Caracterización Geológica.....	73
5.1.1	Análisis multitemporal.....	73
5.1.2	Geología y geomorfología de campo .....	77
5.1.3	Geología detallada .....	94
5.1.4	Geología Estructural .....	118

---

5.1.5	Mineralogía.....	124
5.1.6	Proveniencia de los sedimentos .....	132
5.2	Caracterización geotécnica del suelo objeto de estudio.....	143
5.2.1	Granulometría.....	145
5.2.2	Límites de Atterberg y clasificación geotécnica.....	155
5.2.3	Gravedad específica.....	159
5.2.4	Potencial de expansión y colapso.....	159
5.2.5	Consolidación .....	160
5.2.6	Corte directo .....	165
<b>6</b>	<b>Discusión .....</b>	<b>181</b>
6.1	Geología.....	181
6.2	Geotecnia.....	183
<b>7</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>189</b>
<b>8</b>	<b>Trabajo futuro .....</b>	<b>191</b>

## Lista de figuras

Figura 2-1 :	Tectónica del Valle de Aburrá. Tomado de Rendón, 2003. ....	7
Figura 2-2 :	Geología Valle de Aburrá. ....	14
Figura 2-3:	Localización en planta de estructuras y knick points a lo largo del eje del río Medellín. ....	18
Figura 2-4:	Localización en perfil de los knick points sobre del río Medellín, resaltados en rojo para la vista en planta. ....	19
Figura 2-5 :	Geomorfología Valle de Aburrá. Tomado de AMVA, 2006. ....	22
Figura 2-6 :	Geología de la cuenca inferior del Valle de Aburrá. Tomado de AMVA, 2006. ....	27
Figura 2-7:	Tramo Niquía Ancón. Adaptado de AMVA, 2006.....	31
Figura 2-8:	Perfil A-A' .....	32
Figura 2-9:	Tramo Ancón Norte – Hatillo. Adaptado de AMVA, 2006. ....	33
Figura 2-10:	Perfil B-B' .....	34
Figura 2-11:	Tramo Hatillo – Barbosa. Adaptado de AMVA, 2006.....	35
Figura 2-12:	Perfil C-C' .....	36
Figura 2-13:	Tramo Barbosa – Molino Viejo. Adaptado de AMVA, 2006. ....	37
Figura 2-14:	Perfil D-D'.....	38
Figura 2-15:	Perfil E-E' .....	38
Figura 3-1 :	Influencia del clima global en los minerales de arcilla. Tomado de Geoffrey E Blight, 1997, pag 3.....	41
Figura 3-2 :	Secuencias de meteorización en formación de minerales de arcilla. Tomado de Geoffrey E Blight, 1997, pag 9. ....	42
Figura 3-3:	Perfil típico de un suelo residual. Tomado de Geoffrey E Blight, 1997, pag 10. ....	43
Figura 3-4:	Niveles de clasificación para la micro fábrica de los suelos residuales. Tomado de Geoffrey E Blight & Leong, 2012, pag 45. ....	45

---

Figura 3-5: Influencia del mineral de arcilla predominante en la posición en la tabla de plasticidad. Tomado de (Geoffrey E Blight & Leong, 2012).....	51
Figura 3-6: Mecanismo de colapso en arenas colapsables. Tomado de Barksdale, R. D., & Blight, G. E. (1997).....	62
Figura 3-7: Potencial de Colapso según Gibbs & Bara (1962) en (Valencia González, 2005), Pag. 87.....	63
Figura 3-8: Interpretación del estado de resistencia la corte para un suelo no saturado. Tomado de Morgentern and Frenlund en Brenner, R. P., Garga, V. K., & Blight, G. E. (1997). .....	66
Figura 4-1: Metodología.....	72
Figura 5-1 : Fotointerpretación año 1995. ....	74
Figura 5-2 : Fotointerpretación año 1998. ....	75
Figura 5-3 : Fotointerpretación año 2002. ....	76
Figura 5-4 : Fotointerpretación año 2012. ....	76
Figura 5-5: Geomorfología local.....	78
Figura 5-6: Mapa de pendientes .....	81
Figura 5-7 : Geología de campo.....	82
Figura 5-8 : Geología local. ....	93
Figura 5-9 : Localización de la secuencia aluvial objeto de estudio.....	94
Figura 5-10 : Perforación P 02. ....	100
Figura 5-11 : Columna estratigráfica general.....	102
Figura 5-12: Talud de estudio SW-NE.....	103
Figura 5-13. Interpretación sección 1.....	104
Figura 5-14. Columna estratigráfica Sección 1.....	108
Figura 5-15. Interpretación sección 2.....	109
Figura 5-16. Columna estratigráfica Sección 2.....	111
Figura 5-17. Interpretación sección 3.....	112
Figura 5-18. Columna estratigráfica Sección 3.....	114
Figura 5-19 : Lineamientos fotogeológicos en el área de estudio. ....	119
Figura 5-20. Localización de puntos en los que se halló suelo aluvial meteorizado. ....	120
Figura 5-21 : Muestra P2-1, aluvial meteorizado, profundidad entre 3,00 y 3,45 m. ....	124
Figura 5-22 : Muestra P2-2, aluvial meteorizado, profundidad entre 5 – 5,45 m.....	125
Figura 5-23 : Muestra P1, suelo fino de lodo masivo.....	126
Figura 5-24 : Mineralogía de sección delgada P2-1 .....	129



Figura 5-25 :	Mineralogía de sección delgada P2-2 .....	131
Figura 5-26:	Clastos seleccionados para el conteo en el área 1.....	137
Figura 5-27 :	Clastos seleccionados para el conteo en el área 2.....	138
Figura 5-28 :	Clastos seleccionados para el conteo en el área 3.....	139
Figura 5-29 :	Distribución estadística de la proveniencia de los clastos. ....	140
Figura 5-30:	Porcentaje del área que representan las unidades geológicas en la cuenca inferior del Valle de Aburrá.....	141
Figura 5-31 :	Unidades geológicas fuente de los sedimentos.....	142
Figura 5-32 :	Curva granulométrica del lodo masivo, ensayo 1.....	146
Figura 5-33 :	Curva granulométrica del lodo masivo, ensayo 2.....	147
Figura 5-34 :	Curva granulométrica del lodo masivo, ensayo 3.....	148
Figura 5-35 :	Curva granulométrica del suelo aluvial meteorizado, ensayo 1.....	149
Figura 5-36 :	Curva granulométrica del suelo aluvial meteorizado, ensayo 2.....	150
Figura 5-37 :	Curva granulométrica del suelo aluvial meteorizado, ensayo 3.....	151
Figura 5-38 :	Curva granulométrica del suelo residual grado VI de diorita, ensayo 1.	152
Figura 5-39 :	Curva granulométrica del suelo residual grado VI de diorita, ensayo 2.	153
Figura 5-40 :	Curva granulométrica del suelo residual grado VI de diorita, ensayo 3.	154
Figura 5-41 :	Carta de plasticidad de Casagrande. ....	157
Figura 5-42 :	Relación entre la mineralogía y la plasticidad del suelo. Tomado de (Geoffrey E Blight & Leong, 2012), pag. 58.....	158
Figura 5-43.	Potencial de colapso según Gibbs & Bara (1962) en (Valencia González, 2005). .....	160
Figura 5-44 :	Curva de consolidación para muestra 1 (M1), suelo lodo masivo.....	162
Figura 5-45 :	Curva de consolidación para muestra 2 (M2), suelo lodo masivo.....	162
Figura 5-46 :	Curva de consolidación para muestra 3 (M3), suelo aluvial meteorizado. ... .....	163
Figura 5-47 :	Curva de consolidación para muestra 2 (M4), suelo aluvial meteorizado. ... .....	163
Figura 5-48 :	Curva de consolidación para muestra 5 (M5), suelo residual grado VI de diorita. .....	164
Figura 5-49 :	Curva de consolidación para muestra 6 (M6), suelo residual grado VI de diorita. .....	164
Figura 5-50:	Curvas de esfuerzo deformación para muestras inalteradas de suelo lodo masivo, sometidas a diferentes cargas normales.....	166

---

Figura 5-51: Línea envolvente de Mohr Coulomb de la resistencia pico para muestras alteradas del suelo lodo masivo.....	167
Figura 5-52: Línea envolvente de Mohr Coulomb de la resistencia residual para muestras alteradas del suelo lodo masivo.....	168
Figura 5-53 : Curvas de esfuerzo deformación para muestras inalteradas de suelo aluvial meteorizado, sometidas a diferentes cargas normales. ....	169
Figura 5-54 : Línea envolvente de Mohr Coulomb para muestras inalteradas de suelo aluvial meteorizado.....	169
Figura 5-55 : Curvas de esfuerzo deformación para muestras alteradas de suelo aluvial meteorizado, sometidas a diferentes cargas normales. ....	170
Figura 5-56 : Línea envolvente de Mohr Coulomb para muestras alteradas de suelo aluvial meteorizado.....	171
Figura 5-57 : Comparación en las curvas de esfuerzo deformación en muestras del suelo aluvial meteorizado para para suelo inalterado y alterado. ....	173
Figura 5-58 : Gráfico con la representación de la presión de “preconsolidación” aparente y la línea de envolvente de falla de Mohr Coulomb, para muestras inalteradas y alteradas de suelo aluvial meteorizado.....	174
Figura 5-59 : Curvas de esfuerzo deformación para muestras inalteradas de suelo residual grado VI de diorita, sometidas a diferentes cargas normales.....	175
Figura 5-60 : Línea envolvente de Mohr Coulomb para muestras inalteradas de suelo residual grado VI de diorita. ....	175
Figura 5-61 : Curvas de esfuerzo deformación para muestras alteradas de suelo residual grado VI de diorita, sometidas a diferentes cargas normales. ....	176
Figura 5-62 : Línea envolvente de Mohr Coulomb para muestras alteradas de suelo residual grado VI de diorita. ....	177
Figura 5-63 : Comparación en las curvas de esfuerzo deformación en muestras del suelo residual grado VI de diorita, para suelo inalterado y alterado.....	179
Figura 5-64 : Gráfico con la representación de la presión de “preconsolidación” aparente y la línea de envolvente de falla de Mohr Coulomb, para muestras inalteradas y alteradas de suelo residual grado VI de diorita.....	180

## Lista de fotografías

Fotografía 5-1: Zona con rasgos morfotectónicos (RMT) en la ladera SE, margen derecha del río. ....	79
Fotografía 5-2: Depósitos sin incisión (DSI) y superficies suaves en depósitos altamente incisados (SSDAI) y moderadamente incisados (SSDMI), en la margen izquierda del río ladera NW. ....	80
Fotografía 5-3. Vista de los flujos de lodos y escombros maduros (Qfe I). ....	83
Fotografía 5-4. Bloques de granulitas y cuarcitas en flujos de lodos y escombros maduros (Qfe I). ....	84
Fotografía 5-5. Bloques de cuarcitas en flujos de lodos y escombros maduros (Qfe I). ...	84
Fotografía 5-6. Matriz de flujos de lodos y escombros maduros (Qfe I). ....	85
Fotografía 5-7. Matriz limosa ocre y bloques de neis o granulitas en depósito Qfe II. ....	86
Fotografía 5-8. Matriz limosa amarillo ocre en depósito Qfe II. ....	86
Fotografía 5-9. Depósito de flujo de lodo y escombros Qfe II sobre depósito aluvial meteorizado. ....	87
Fotografía 5-10. Vista del depósito Qfe III. ....	88
Fotografía 5-11. Depósito de deslizamiento reciente, margen izquierda del río Medellín. ....	88
Fotografía 5-12. Vista de los depósitos de deslizamiento en la margen derecha del río Medellín. ....	89
Fotografía 5-13. Matriz y bloques de los depósitos de deslizamiento recientes en la margen derecha del río Medellín. ....	90
Fotografía 5-14. Matriz y bloques de los depósitos de deslizamiento antiguo en la margen derecha del río Medellín. ....	90
Fotografía 5-15. Depósito aluvio-torrencial, asociado a uno de los afluentes que desemboca al río Medellín. ....	91
Fotografía 5-16. Suelo residual de dioritas. ....	92
Fotografía 5-17. Suelo residual de granodiorita (saprolito, horizonte V). ....	92
Fotografía 5-18. Superficie erosiva depósito de vertiente - suelo aluvial meteorizado. ....	95

---

Fotografía 5-19. Detalle del contacto erosivo.....	95
Fotografía 5-20. Aspecto conglomerático de depósito aluvial meteorizado.....	96
Fotografía 5-21. Meteorización de color blanco y gris área de contacto.....	96
Fotografía 5-22. Lentes arenosos en medio del depósito aluvial grueso granular meteorizado. .....	97
Fotografía 5-23. Detalle de cambios faciales.....	97
Fotografía 5-24. Estrato de arcilla.....	98
Fotografía 5-25. Detalle del contacto entre aluvial grueso meteorizado - arcilla.....	99
Fotografía 5-26. Sección 1.....	104
Fotografía 5-27. Gravas masivas con imbricación asociadas con lentes de arena muy fina a gruesa con laminación horizontal.....	105
Fotografía 5-28. Sección 2 de análisis.....	109
Fotografía 5-29. Sección 3.....	112
Fotografía 5-30. Depósito aluvial, punto 2 aguas arriba del afluente, costado norte del punto de muestreo, a una altura aproximadamente 1290 msnm. ....	121
Fotografía 5-31. Depósito aluvial, punto 3 aguas abajo del afluente, costado norte del punto de muestreo, a una altura aproximadamente 1272 msnm. ....	121
Fotografía 5-32. Salto de aproximadamente 2,5 m a 3 m en el punto 3, sobre el afluente con dirección NW-SE, costado norte del punto de muestreo. ....	122
Fotografía 5-33. Afloramiento 1, fallamiento en depósito aluvial sobre el eje de la vía...	123
Fotografía 5-34. Afloramiento 2, fallamiento en depósito aluvial sobre el eje de la vía...	123
Fotografía 5-35. Vista del suelo aluvial meteorizado.....	132
Fotografía 5-36. Clastos de color blanco afanítico.....	133
Fotografía 5-37. Clastos de color gris oscuro moteados y algunos ligeramente orientados .....	134
Fotografía 5-38. Clastos de color gris verdoso orientados.....	134
Fotografía 5-39. Clastos de color amarillo ocre y algunos con tinte rojizo hacia el borde, afaníticos.....	135
Fotografía 5-40. Clastos rojizos moteados algunos con micro textura y otros de color rojizo más intenso ligeramente orientados.....	135
Fotografía 5-41. Clastos de cuarzo redondeado.....	136
Fotografía 5-42. Área de conteo 1.....	137
Fotografía 5-43. Área de conteo 2.....	138
Fotografía 5-44. Área de conteo 3.....	139

## Lista de tablas

Tabla 2-1: Unidades Geológicas Valle de Aburrá. ....	11
Tabla 2-2: Representación de las unidades geológicas en el Valle de Aburrá. ....	13
Tabla 2-3: Macro Unidades Geomorfológicas Valle de Aburrá. ....	19
Tabla 2-4: Representación de las Macro Unidades Geomorfológicas en el Valle de Aburrá. ....	21
Tabla 3-1: Clasificación de suelos residuales. Tomado de L.D. Wesley & Irfan, 1997. 53	
Tabla 3-2: Predicción de la expansividad a partir del límite líquido. Tomado de la Tabla 132-1 de la Norma INV E-132-13. ....	64
Tabla 3-3: Predicción de la expansividad a partir del índice de plasticidad. Tomado de la Tabla 132-1 de la Norma INV E-132-13. ....	64
Tabla 4-1: Fotografías aéreas. ....	70
Tabla 4-2: Análisis de mineralogía, micro y macro estructura e identificación de clastos, realizados para la caracterización geológica. ....	71
Tabla 5-1. Unidades geomorfológicas en el área de estudio. ....	77
Tabla 5-2: Unidades geológicas en el área de estudio ....	82
Tabla 5-3: Resumen del conteo estadístico de los clastos. ....	140
Tabla 5-4: Ensayos de laboratorio realizados para la caracterización geotécnica de lodo masivo, el suelo aluvial meteorizado y el suelo residual grado VI de diorita del Batolito Antioqueño. ....	144
Tabla 5-5. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo de lodo masivo, ensayo 1. ....	146
Tabla 5-6. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo de lodo masivo, ensayo 2. ....	147
Tabla 5-7. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo de lodo masivo, ensayo 3. ....	148
Tabla 5-8. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo aluvial meteorizado, ensayo 1. ....	149

---

Tabla 5-9. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo aluvial meteorizado, ensayo 2.....	151
Tabla 5-10. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo aluvial meteorizado, ensayo 3.....	152
Tabla 5-11. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo residual grado VI de diorita, ensayo 1. ....	153
Tabla 5-12. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo residual grado VI de diorita, ensayo 2. ....	154
Tabla 5-13. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo residual grado VI de diorita, ensayo 3. ....	155
Tabla 5-14. Diámetros con mayor porcentaje de agregación, para cada uno de los suelos analizados. ....	155
Tabla 5-15: Límites de Atterberg.....	156
Tabla 5-16:. Clasificación USCS. ....	158
Tabla 5-17: Gravedad específica de los suelos.....	159
Tabla 5-18. Potencial de expansión según el índice de plasticidad. Tomado de INVIAS, 2013. ....	160
Tabla 5-19. Resumen de parámetros, ensayos de consolidación .....	161
Tabla 5-20. Valores para resistencia pico en el suelo lodo masivo. ....	167
Tabla 5-21. Valores para resistencia residual en el suelo lodo masivo. ....	167
Tabla 5-22. Valores obtenidos para resistencia pico y resistencia residual en el suelo lodo masivo. ....	168
Tabla 5-23. Comparativo entre la resistencia al corte, obtenida para las diferentes cargas normales y sus respectivas densidades en las muestras inalteradas y alteradas del suelo aluvial meteorizado.....	172
Tabla 5-24. Comparativo entre la resistencia al corte, obtenida para las diferentes cargas normales y sus respectivas densidades en las muestras inalteradas y alteradas del suelo residual grado VI de diorita. ....	178

## Lista de Símbolos y abreviaturas

### Abreviaturas geológicas

Símbolo	Término	Unidad SI	Definición
<b>N</b>	Norte	N.A	
<b>E</b>	Este	N.A	
<b>W</b>	Oeste	N.A	
<b>S</b>	Sur	N.A	
<b>CDV</b>	Colinas en depósitos de vertiente	N.A	Tabla 5-1
<b>CSR</b>	Colinas en suelo residual	N.A	Tabla 5-1
<b>L</b>	Lomo	N.A	Tabla 5-1
<b>LA</b>	Lomos altos	N.A	Tabla 5-1
<b>LB</b>	Lomos bajos	N.A	Tabla 5-1
<b>LLA</b>	Llanura aluvial	N.A	Tabla 5-1
<b>RMT</b>	Rasgos morfotectónicos	N.A	Tabla 5-1
<b>SSDAI</b>	Superficies suaves en depósitos altamente incisados	N.A	Tabla 5-1
<b>SSDMI</b>	Superficies suaves en depósitos moderadamente incisados	N.A	Tabla 5-1
<b>TA</b>	Terrazas aluviales	N.A	Tabla 5-1
<b>Qfe</b>	Depósitos de flujos de lodo y/o escombros	N.A	Tabla 5-2
<b>Qd</b>	Depósitos de deslizamiento	N.A	Tabla 5-2
<b>Qal</b>	Depósitos aluviales	N.A	Tabla 5-2
<b>Kcd</b>	Suelos residuales de granodiorita y diorita	N.A	Tabla 5-2

### Abreviaturas geotécnicas

Símbolo	Término	Unidad SI	Definición
<b>MH</b>	Limo de alta plasticidad	N.A	Tabla 5-16
<b>ML</b>	Limo de baja plasticidad	N.A	Tabla 5-16
<b>SM</b>	Arena limosa	N.A	Tabla 5-16
<b>CD</b>	Consolidado drenado	N.A	

## Símbolos geotécnicos

<b>Símbolo</b>	<b>Término</b>	<b>Unidad SI</b>	<b>Definición</b>
<b>LL</b>	Límite líquido	%	Tabla 5-15
<b>LP</b>	Límite plástico	%	Tabla 5-15
<b>IP</b>	Índice de plasticidad	%	Tabla 5-15
<b>IL</b>	Índice de liquidez	Adimensional	Tabla 5-15
<b>W</b>	Humedad natural	%	Tabla 5-15
<b>G<sub>s</sub></b>	Gravedad específica	Adimensional	Tabla 5-17
<b>av</b>	Módulo de compresibilidad	Adimensional	Tabla 5-19
<b>mv</b>	Módulo de compresibilidad volumétrico	Adimensional	Tabla 5-19
<b>Cr</b>	Índice de recompresión	Adimensional	Tabla 5-19
<b>e<sub>0</sub></b>	Volumen de vacíos inicial	Adimensional	Tabla 5-19
<b>σ<sub>c</sub></b>	Presión de preconsolidación	KN/m <sup>2</sup>	Tabla 5-19
<b>γ<sub>h</sub></b>	Densidad del suelo húmedo	KN/m <sup>3</sup>	Tabla 5-19
<b>σ'</b>	Esfuerzos actuales del suelo a la Profundidad del muestreo	KN/m <sup>2</sup>	Tabla 5-19
<b>RSC</b>	Relación de sobreconsolidación	Adimensional	Tabla 5-19
<b>C<sub>v</sub></b>	Coefficiente de consolidación del suelo	cm <sup>2</sup> /min	Tabla 5-19
<b>τ</b>	Esfuerzo cortante	kPa	
<b>ξ</b>	Deformación	%	
<b>σ</b>	Esfuerzo normal	kPa	



# Introducción

Colombia es una región tropical con condiciones climáticas que favorecen la meteorización de las rocas, con desarrollo de perfiles de suelos con características diferentes a las de otras regiones del mundo.

El Valle de Aburrá está ubicado en Sur América – Colombia, en la vertiente oriental de la cordillera central de los Andes Colombianos; es una zona geológica y geomorfológicamente compleja de la cual aún no se termina de entender su origen y evolución, a pesar de los abundantes aportes científicos, entre los más relevantes: “Cartografía y Caracterización de las unidades geológicas de la zona urbana de Medellín” (Rendón, 1999), “Estado del conocimiento de los depósitos de vertiente del valle de Aburrá” (García, 2006), “Modelo cronoestratigráfico para el emplazamiento de los depósitos de vertiente en el valle de Aburrá” (Rendón, Toro, Hermelin, 2006), “Evolución geomorfológica del valle de Aburrá y sus implicaciones en la ocurrencia de movimientos en masa” (Aristizabal & Yokota, 2008).

En la actualidad, persisten profundos interrogantes alrededor de la génesis y evolución del Valle de Aburrá, por lo que entender, cartografiar, describir y caracterizar geológica y geotécnicamente unidades no reportadas, aporta considerablemente a sustentar y refinar los modelos.

Este trabajo de investigación está enfocado en la caracterización geológica y geotécnica de un suelo transportado y meteorizado ubicado al norte del Valle de Aburrá; analizando su origen geológico en el complejo contexto del Valle y la incidencia de los procesos de meteorización en el comportamiento geomecánico.

Expuesto lo anterior, la tesis responde a los siguientes planteamientos: ¿Cuál es el marco geológico del suelo objeto de estudio y cómo se interpreta este con relación al contexto del valle de Aburrá?, ¿el depósito proviene de la actual cuenca del río Medellín?, ¿este suelo se comporta geotécnicamente como un suelo residual o como uno transportado?

Para alcanzar los objetivos, se desarrolló una metodología experimental y observacional fundamentada en cuatro pilares: Caracterización geológica (conocimiento litológico, estratigráfico, tectónico y geomorfológico), caracterización mineralógica, caracterización geotécnica y análisis de proveniencia de sedimentos.

# 1 Planteamiento del problema y objetivos

## 1.1 Planteamiento del problema

La mecánica de suelos clásica se desarrolló para suelos sedimentarios no meteorizados (Laurence D. Wesley, 1990) los cuales se forman a partir de procesos de erosión pluvial y transporte por corrientes, viento o hielo (Laurence D. Wesley, 2010) hasta acumularse en áreas de menor gradiente. Dicha depositación puede ser continua, con el consiguiente aumento en los espesores de suelo y posterior consolidación. Con el tiempo este puede llegar a ser expuesto en la superficie terrestre debido a procesos de movimientos tectónicos para iniciar nuevamente el ciclo de erosión, transporte y depositación (Laurence D. Wesley, 2010).

Dentro del grupo de los suelos transportados se encuentran los variables y heterogéneos depósitos aluviales (Rahardjo et al, 2012), lo que ha llevado a varios autores (Campolunghi, Capelli, Funicello, & Lanzini, 2007; Mollah, 1993; Raspa et al., 2008), a realizar estudios de estos depósitos con el fin de entender la variación y el comportamiento mecánico-geotécnico.

En las regiones tropicales las condiciones climáticas favorecen la meteorización de los materiales y se desarrollan perfiles de alteración con características contrastantes respecto a los suelos transportados y a aquellos de otras regiones (Valencia González, Carvalho, & Valencia Lara, 2012). Desde hace unos años, se ha demostrado que la meteorización ha tenido un importante rol en el análisis del comportamiento geotécnico de los materiales (Rahardjo et al., 2012). Algunos autores sustentan que los conceptos de la mecánica de suelos clásica (suelos transportados o sedimentarios no meteorizados), no permiten diagnosticar acertadamente las problemáticas en suelos residuales (Laurence D. Wesley, 1990).

Existe un gran auge en el estudio del comportamiento mecánico en suelos residuales, destacándose aquellos que analizan sus propiedades de resistencia al corte (Brenner, Garga, & Blight, 1997a), (Meng & Chu, 2011), mediciones en la variabilidad de las propiedades índice (Viana da Fonseca, 2003), clasificación de suelos residuales (L.D. Wesley & Irfan, 1997), compresibilidad, asentamientos y colapso (Barksdale & Blight, 1997), (Rao & Revanasiddappa, 2006), permeabilidad (de Brito Galvão, Elsharief, & Simões, 2004), el efecto de la litología parental, el grado de alteración y la mineralogía en las propiedades geotécnicas como calidad de agregados y propiedades índice y de resistencia (Bahrami, Fatemi Aghda, Bahrami, Motamedi Rad, & Poorhashemi, 2015); (Tiwari & Marui, 2005), microestructura y composición mineralógica (Laurence D. Wesley, 1990; Quieroz de Carvalho & Simmons, 1997), origen y formación de los suelos residuales (G. E. Blight, 1997) y variabilidad de las propiedades geotécnicas con la profundidad (Rahardjo et al., 2012), entre otros; no obstante, en la actualidad no se ha estudiado el efecto de la alteración química en el comportamiento geotécnico de suelos transportados meteorizados.

La zona de estudio se ubica en el Municipio de Barbosa, en el denominado Valle inferior del río Aburrá. El proceso de construcción de obras de infraestructura vial en el municipio de Barbosa (Departamento de Antioquia, Colombia), dejó al descubierto una secuencia de saprolito aluvial granular no reportada en la literatura, caracterizada por el avanzado grado de alteración química. A pesar de que esta tipología de materiales aluviales no ha sido reportada en la cartografía del Valle, el origen se podría asociar al río Medellín dada su proximidad; no obstante, según (Rendón, 1999), los depósitos aluviales del río Medellín se presentan como una secuencia areno gravosa suelta a compacta caracterizada por la gran variedad litológica de sus clastos, reflejo de la constitución de la cuenca completa, características que no guardan ninguna similitud con los suelos aluviales meteorizados.

El origen del Valle de Aburrá ha sido objeto de estudio durante años por diversos autores (Álvarez et al., 1984; Aristizabal & Yokota, 2008; Botero Arango, 1963b, 1963a; García L., 2006; Henao Casas & Monsalve, 2018; Michelle Hermelin, 1983; Integral S.A, 1982; Naranjo, 2001; Diego Rendón, 1999, 2003; Diego Rendón, Toro, & Trillos, 2006; Diego Rendón et al., 2006; Restrepo & Toussaint, 1984; Salinas & Hermelin, 1988; Schelmon, 1979; Toro & Velázquez R., 1984); sin embargo, en la actualidad, persisten profundos interrogantes alrededor de su génesis y evolución por lo que el estudio de esta secuencia

aluvial granular meteorizada podría ser una luz para el entendimiento de la formación del Valle.

Una vez expuesto lo anterior, en la actualidad no se ha propuesto un modelo geológico y un análisis de proveniencia para la secuencia aluvial meteorizada encontrada al norte del Valle de Aburrá. Por otro lado, se desconoce el efecto de la alteración química en el comportamiento geotécnico de este suelo debido a que su génesis comprende, tanto el transporte heterogéneo de sedimentos, como los efectos de la meteorización sobreimpuesta; por lo tanto, esta investigación se enmarca dentro del estudio de los suelos residuales y comprende la caracterización geológica y geotécnica del suelo aluvial granular meteorizado, el análisis de la incidencia de los procesos de meteorización en el comportamiento geomecánico y una discusión acerca del origen geológico en el contexto del Valle de Aburrá.

## **1.2 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo general**

Caracterizar un suelo transportado meteorizado, analizando la incidencia de los procesos de meteorización en el comportamiento geomecánico y discutiendo su origen geológico en el contexto del valle de Aburrá.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

- Caracterizar las propiedades geotécnicas y geológicas del suelo objeto de estudio, analizando mineralogía, micro estructura y propiedades geotécnicas
- Analizar y asociar un modelo geológico y geomorfológico para el área del estudio.
- Relacionar un origen geológico a los sedimentos meteorizados a partir de un análisis de proveniencia.

## 2 Marco teórico

### 2.1 Contexto geológico del Valle de Aburrá

#### 2.1.1 Marco tectónico

Los Andes Colombianos se caracterizan por presentar estructuras regionales al norte con dirección NNE de componente sinistral, destacándose entre estas las fallas San Jerónimo, Silvia – Pijao, Cauca Almaguer, Murindó, Santa Marta – Bucaramanga, entre otras, que generan un régimen transpresivo atribuido a la colisión del bloque Panamá – Chocó durante el mioceno tardío (). Al sur de los Andes Colombianos, las estructuras presentan una dirección NNE con movimiento dextral, producto del campo de esfuerzos asociados a la colisión de la placa Nazca con el continente; entre esas se destacan las fallas Cauca Almaguer, Calí Patía, Sistema Algeciras, entre otras (Libros del Servicio Geológico Colombiano, 2008).

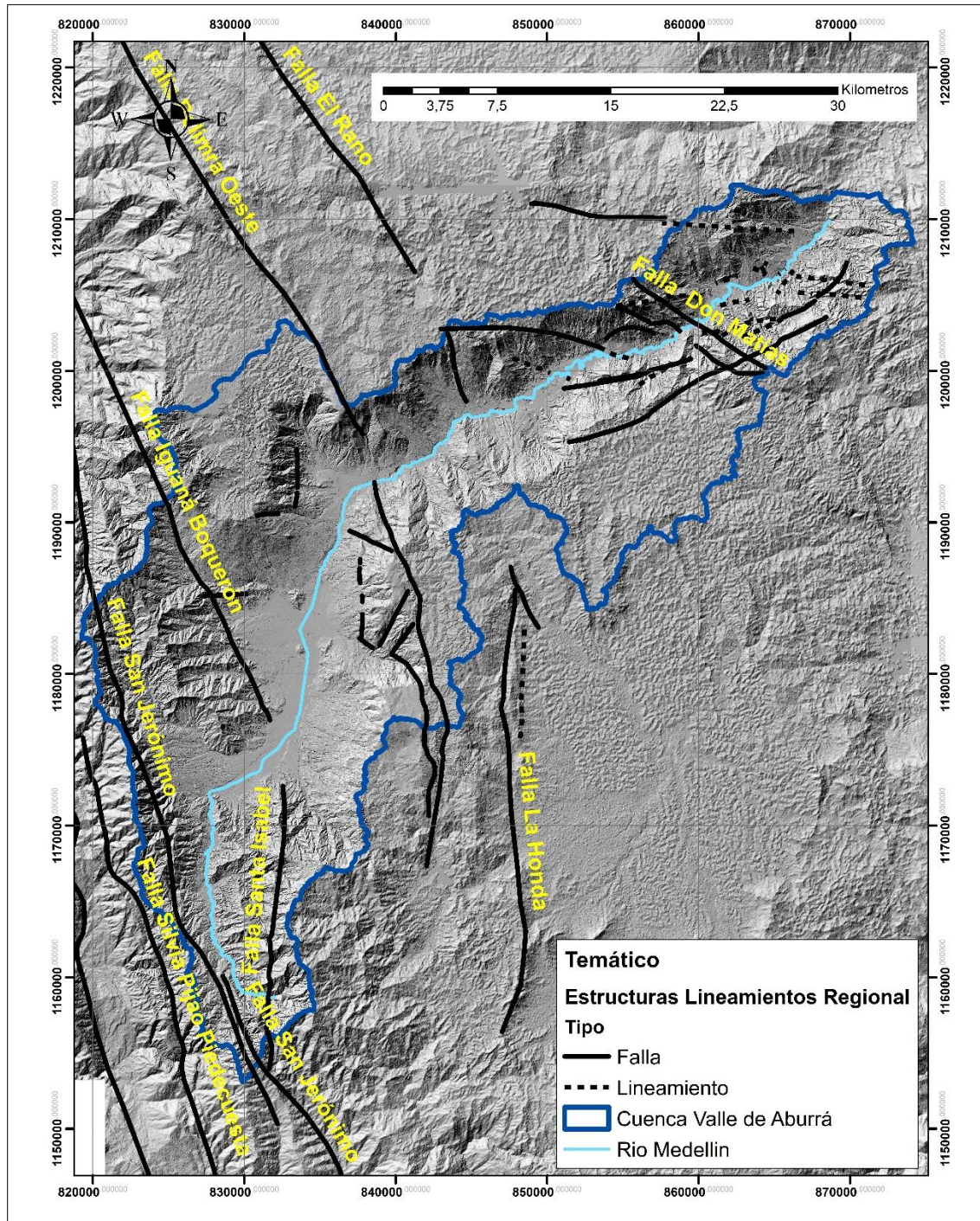
Alrededor del Valle de Aburrá, el área se caracteriza por la presencia de los sistemas Belmira, Romeral, La Honda y Rodas que presentan una expresión geomorfológica prominente, las cuales presentan una curvatura con distribución anastomosada que definen bloques tectónicos NS de forma lenticular, cuyo movimiento relativo y deformación dependen de su orientación con respecto al campo de esfuerzos NW-SE de la región (Figura 2-1), (Woodcock y Schubert, 1994; MacDonald, 1996).

Rendón, 2003, analizó tres segmentos de falla distintivos mediante técnicas morfotectónicas para evaluar las relaciones entre los principales sistemas tectónicos y las características geomórficas regionales alrededor del Valle de Aburrá e identificó una tendencia sinistral en las fallas de San Jerónimo, Belmira occidental e Iguaná - Boquerón, evidente en los accidentes geográficos indicadores del sentido tectónico de dichas estructuras; igualmente se observó una caída del bloque oriental en las fallas de San Jerónimo e Iguaná-Boquerón con respecto al bloque occidental del alto valle del Aburrá,

mientras que la falla de Belmira occidental, ubicada al noreste del valle, muestra la caída hacia el flanco oeste. El desplazamiento lateral izquierdo de las estructuras N15°-30°W está de acuerdo con los modelos tectónicos clásicos propuestos para fallas de rumbo (Hutchings et al, 1981; Toussaint & Restrepo, 1984; Ego et al, 1995;1996 en Rendón, 2003), si la tensión de compresión tiene una tendencia NW-SE.



Figura 2-1 : Tectónica del Valle de Aburrá. Tomado de Rendón, 2003.



Diego A. Rendón, 2003, mediante prospección eléctrica confirmó la presencia de al menos dos cuencas en el Valle de Aburrá superior, descritas como cuencas de Medellín e Itagüí. La cuenca de Medellín, se caracteriza por presentar una profundidad de hasta 240 m por el

oeste que se extiende hacia el este; por el norte el basamento se encuentra a una profundidad menor a los 50 m y por el sur a una profundidad menor a los 75 m. La cuenca Itagüí, presenta pendientes pronunciadas en ambos flancos y alcanza una profundidad de más de 220 m en la zona axial. Para explicar la morfología irregular del basamento de la cuenca, se propuso un modelo tectónico distensivo o de extensión definido por los componentes destrales de las estructuras regionales principales desarrollando de forma simultánea otras estructuras asociadas con dirección perpendicular a las principales. Estas características estructurales dividieron el basamento del valle en bloques independientes. Esto permitió la caída de bloques de basamentos, produciendo pequeñas depresiones intermontanas cerradas.

La secuencia sedimentaria de los depósitos en el Valle de Aburrá superior, exhiben cambios laterales entre depósitos de ladera en las zonas marginales y materiales aluviales-lacustres en el eje, sugiriendo un control tectónico sobre su evolución sedimentaria, resultado de la subsidencia tectónica periódica del suelo de la cuenca y elevación de las áreas montañosas marginales produciendo una disposición escalonada en los depósitos de ladera ubicados en los márgenes, con una edad relativa más alta hacia arriba y generando depresiones cerradas, bloqueando el flujo normal del río Medellín, cambiando temporalmente la dinámica a condiciones lacustres (Diego A. Rendón, 2003).

### **2.1.2 Marco geológico del Valle de Aburrá**

La geología del Valle de Aburrá es compleja debido a la confluencia de varias unidades litológicas metamórficas, ígneas plutónicas, volcánicas y abundantes depósitos no litificados del tipo aluvial, aluviotorrencial y de flujos de lodos y/o escombros.

Se diferencian tres grupos para las rocas metamórficas del Valle de Aburrá de acuerdo con el origen: **Grupo Caldas** de edad Devónico – Carbonífero (Restrepo et al., 1991), conformado por neises, migmatitas, granulitas, esquistos moscovíticos y anfibolitas granatíferas (Anfibolitas del Alto de Minas, Esquistos de Caldas y Anfibolitas Granatíferas de Caldas), **Grupo El Retiro** con metamorfismo orogénico de edad Pérmico – Triásica (Correa, Pimentel, et al., 2005), conformado por anfibolitas, migmatitas, esquistos gráficas y moscovíticos, esquistos anfibólicos, neises, granofels cuarzo feldespatícos, entre otros (Anfibolitas de Medellín, Esquistos Anfibólicos de Baldías, Migmatitas de Puente Peláez y

Neis de La Ceja) y **Esquistos de Cajamarca** de edad Jurásica y Pérmico – Triásica (Restrepo et al., 1991), conformadas por esquistos cuarzo sericíticos, cloríticos y grafiticos.

Entre las rocas con origen ígneo, se identifican seis grupos: **Intrusivos Triásicos** relacionados a la actividad ígnea de la cordillera central ocurrida entre el Pérmico y el Triásico (Ingeominas 2001) (Stock de Amagá y Gneis de Palmitas), la **Milonita de la Iguaná** de edad Jurásica con características isotópicas de Nd y Sr compatibles con un magma derivado del manto con poco aporte de material cortical, que lo diferencia de otros neises graníticos Permico-Triásicos (Correa, Pimentel, et al., 2005); el **Complejo Ofiolítico de Romeral** con una edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Restrepo & Toussaint, 1975) (Gabros de Romeral y Peridotita de Romeral); el **Complejo Ofiolítico de Aburrá** definiéndose como cretácico temprano de 102 Ma, K/Ar (Restrepo & Toussaint, 1975) o una edad más antigua (Restrepo et al., 2003 en Hermelin & Rendón, 2007) (Metabasitas del Picacho, Dunitas de Medellín y Gneis Milonítico de Sajonia), el **Complejo Quebradagrande** con una edad Heuteriviense Medio y Albiano (Villagómez et al., 2011), Miembro Volcanosedimentario y Miembro Volcánico, conformado por una secuencia intercalada de rocas sedimentarias (cherts, grauwacas, y limolitas negras) y rocas volcánicas que corresponden a tobas, aglomerados, andesitas y diabasas; y los **Intrusivos Cretáceos** (Batolito Antioqueño, Stock de Las Estancias, Stock de Media Luna, Batolito de Ovejas, Stock de Altavista, Stock de San Diego y Gabros de Copacabana).

Nivia, Marriner, Kerr, & Tarney, 2006, proponen que los basaltos y las andesitas del complejo Quebradagrande, presentan características geoquímicas de ambientes magmáticos típicos en zonas de suprasubducción, de cuenca ensiálica; y más tarde (Villagómez et al., 2011), plantean un origen de arco intraoceánico.

El Stock de Altavista y el Gabro de San Diego, han sido objeto de estudio por diversos autores (Botero, 1963; Restrepo y Toussaint, 1984; Rodríguez y Sánchez, 1987; Montoya, 1987; Machado y Salazar, 2000; Ordoñez, 2001). Datos geocronológicos obtenidos por Restrepo et al., 1991 en Correa et al., 2006, han sugerido que podrían representar un magmatismo del Jurásico cordillerano; sin embargo, datos geocronológicos recientes y relaciones isotópicas realizadas por Correa et al., 2006, han demostrado que son intrusiones cretácicas que pertenecen al mismo arco magmático del Batolito Antioqueño. Adicionalmente, las relaciones isotópicas de Nd-Sr y relación inicial de Sr, indican que las facies máficas del Stock de Altavista y el Gabro de San Diego, se originaron en magmas

derivados de manto fuertemente empobrecido, mientras que las facies félsicas del Stock de Altavista, se formaron en magmas derivados de la mezcla de componentes máficos mantélico derivados y de componentes siálicos derivados de la corteza.

Los depósitos aluviales, aluviotorrenciales y flujos de lodos y/o escombros que cubren la totalidad del fondo del valle y gran parte de las zonas media y baja de las vertientes, constituyen una de las características más importantes para entender la evolución de este.

Los depósitos aluviales se localizan en el fondo del valle y son asociados al río Medellín y algunos de sus afluentes, se disponen en una franja irregular y discontinua presentando mayor amplitud hacia el centro de la ciudad de Medellín con aproximadamente 7 km, y reduciéndose hacia el norte del valle. No obstante, en inmediaciones de Girardota y Barbosa, hay algunos tramos con amplitud de alrededor de 2 km (ver Figura 2-2).

Presentan una amplia variedad en espesor y composición donde según reportes en Botero (1963) y Palacio (2000), los espesores superan los 175 y los 205 m respectivamente. Estos depósitos aluviales se pueden encontrar interestratificados con flujos de lodos y/o escombros (Michelle Hermelin & Rendón, 2007). En general son heterogéneos tanto en composición, espesor y facies de depositación que varían principalmente entre limos, arenas y gravas gruesas; pasando generalmente de materiales más finos en superficie a materiales de granulometría gruesa. Además, en perforaciones realizadas para el metro de Medellín se describe la presencia de “conglomerados” o materiales consolidados de grandes espesores a partir de los los 20 – 30 m de profundidad (Rendón, 1999).

De acuerdo con (Rendón et al., 2006) se identificaron sobre las laderas tres niveles o series de depositación, donde los más antiguos (o nivel 1) se ubican a mayor altura sobre la vertiente y presentan edades entre los 1.8 y los 2.63 Ma. Si se consideran rangos de confianza a 3 sigmas (3.17 Ma), estas edades se correlacionan con las edades de los depósitos de la vereda La Tablaza - Municipio de Caldas, (ver Figura 2-2) (Toro et al., 1996 y Toro, 1999). En ambos contextos geológicos los circones provenían de sedimentos, lo que indica que, durante su depositación, el valle presentaba una configuración morfológica y morfodinámica que permitía la depositación de materiales aluviales y de vertiente.

Los depósitos del nivel 2 se ubican en la parte media de la ladera y presentaron edades entre los 0.9 y los 2.0 Ma. Los depósitos del nivel 3, presentan rasgos homogéneos a lo



largo del Valle de Aburrá y se caracterizan por una topografía más suave y de mayor continuidad lateral en la parte inferior de la ladera; algunos se encuentran recubriendo los sedimentos de afinidad fluvial del fondo del valle.

La Figura 2-2, representa la geología para el Valle de Aburrá y las Tabla 2-1 y Tabla 2-2, muestra la distribución de las áreas.

**Tabla 2-1: Unidades Geológicas Valle de Aburrá.**

Unidad	Rocas	Grupo	Código	Área (Km <sup>2</sup> )
<b>Depósitos recientes</b>	Depósitos aluviales y depósitos de vertiente	Depósitos recientes	Qal, Qat, Qd, QF, NQF, NF	243,7
<b>Batolito Antioqueño</b>	Cuarzodiorita a granodiorita	Intrusivos cretácicos	KcdA	322,5
<b>Stock de Media Luna</b>	Cuarzodiorita	Intrusivos cretácicos	KcdML	4,3
<b>Batolito de Ovejas</b>	Tonalita	Intrusivos cretácicos	KtO	59,4
<b>Stock de Altavista</b>	Dioritas, cuarzodioritas y gabros	Intrusivos cretácicos	KdA	78,2
<b>Stock de San Diego</b>	Gabros y dioritas	Intrusivos cretácicos	KgSD	6,8
<b>Gabros de Copacabana</b>	Gabro y Microdiorita	Intrusivos cretácicos	KgC	1,0
<b>Complejo Quebradagrande, Miembro Vulcanosedimentario</b>	Metasedimentos, esquistos, filitas grafitosas, lalitas	Complejo Quebradagrande	Kvs QG	7,0
<b>Complejo Quebradagrande, Miembro Volcánico</b>	Espilitas, diabasas y basaltos, en menor proporción andesitas, brechas y tobas	Complejo Quebradagrande	KvQG	62,7
<b>Neis Milonítico de Sajonia</b>	Neises y esquistos intercalados con anfibolitas	Neis Milonítico de Sajonia	JKgmS	6,5
<b>Gabros de Romeral</b>	Gabros	Complejo Ofiolítico de Romeral	JgR	3,3
<b>Peridotitas de Romeral</b>	Peridotitas	Complejo Ofiolítico de Romeral	JuR	1,0
<b>Metabasitas del Picacho</b>	Anfibolitas y metagabros	Complejo Ofiolítico de Aburrá	JKmbP	10,7
<b>Dunitas de Medellín</b>	Dunitas	Complejo Ofiolítico de Aburrá	JKuM	57,0
<b>Milonita de la Iguaná</b>	Migmatitas, neises feldespáticos	Milonita de La Iguaná	Jml	0,2

Unidad	Rocas	Grupo	Código	Área (Km <sup>2</sup> )
<b>Esquistos de Cajamarca</b>	Esquistos cuarzo sericíticos, cloríticos y grafiticos relacionados a cuerpos de anfibolitas	Complejo Cajamarca	TReC	73,8
<b>Anfibolitas de Medellín</b>	Anfibolitas	Complejo El Retiro	TRaM	99,6
<b>Esquistos de Badías</b>	Esquistos anfibólicos, neises y anfibolitas	Complejo El Retiro	TReaB	31,8
<b>Migmatitas de Puente Peláez</b>	Migmatitas, neises y granofels cuarzo feldespáticos intercalados con gneis biotítico	Complejo El Retiro	TRmPP	35,2
<b>Neis de La Ceja</b>	Neises y granofels bandeados, anfibolitas y cuarcitas	Complejo El Retiro	TRgLC	11,2
<b>Anfibolitas del Alto de Minas</b>	Anfibolitas y neises	Grupo Caldas	PZaAM	23,1
<b>Esquistos de Caldas</b>	Esquistos moscovíticos, cuarzo sericítico, biotíticos, cloríticos interca con cuarcita y neis	Grupo Caldas	PZeC	11,4
<b>Anfibolitas granatíferas de Caldas</b>	Esquistos cloríticos, sericíticos y ortoneis moscovítico	Grupo Caldas	PZagC	3,4
<b>Total</b>				1153,9

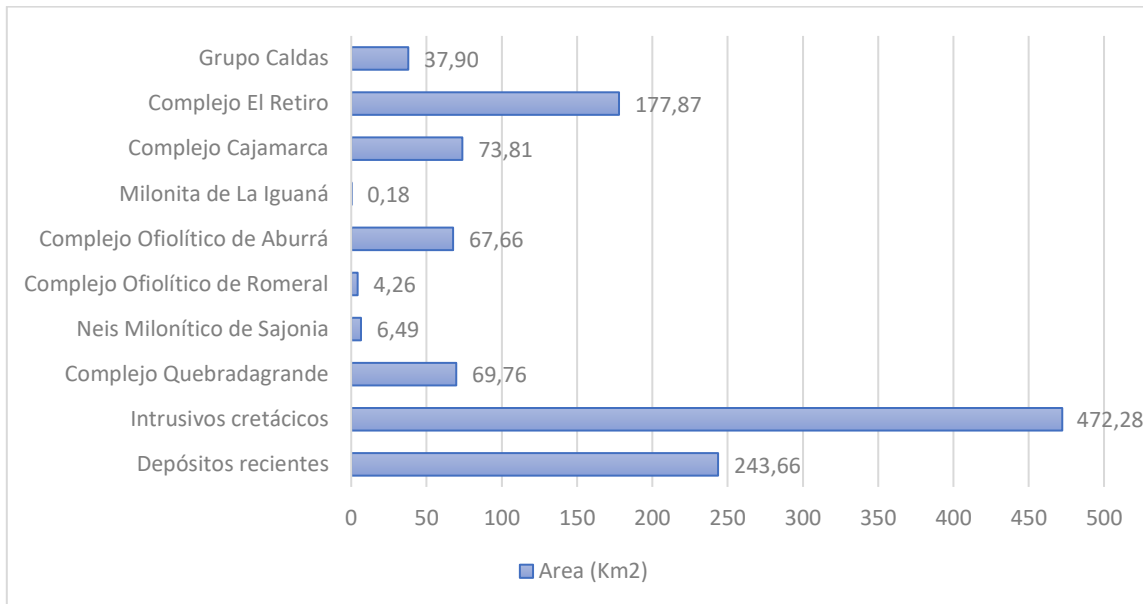
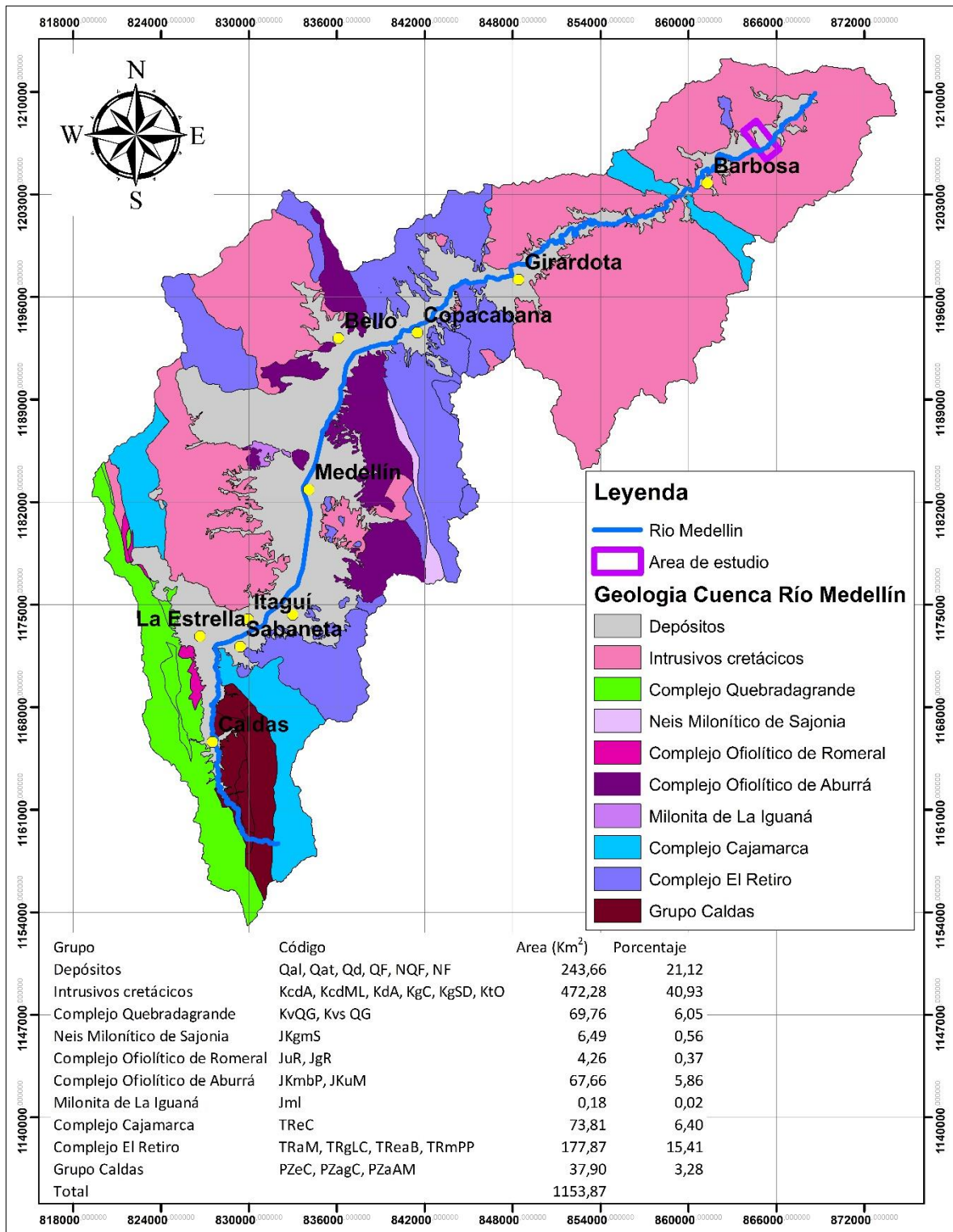
**Tabla 2-2: Representación de las unidades geológicas en el Valle de Aburrá.**

Figura 2-2 : Geología Valle de Aburrá.





### 2.1.3 Marco geomorfológico del Valle de Aburrá

El Valle de Aburrá jerárquicamente pertenece a la unidad fisiográfica de la Cordillera Central, unidad de paisaje denominada norte de la Cordillera Central; esta última se caracteriza por extensas superficies de erosión (denominados Altiplanos) en el tope de la cordillera, separados por escarpes regionales y cañones.

Los altiplanos presentan alturas entre 1.800 msnm y 3.300 msnm, y un fuerte componente tectónico que dificulta una correlación regional de la distribución vertical con respecto a los diferentes niveles topográficos.

(Page & James, 1981), identificaron tres superficies de erosión definidas por criterios altitudinales; superficie de Erosión Pre-Cordillera Central (Pre-S-I), es la superficie más antigua, constituye El Páramo de Belmira y tiene alturas cercanas a 3000 msnm; superficie de Erosión Cordillera Central (S-I), constituye Llanos de Cuivá al norte y Santa Elena y la Unión al sur, tiene una altura promedio en la parte más central de Antioquia de 2500 msnm; y la superficie de Erosión Rio Negro (S-II), se considera la superficie de erosión más joven y constituye el Llano de Ovejas y el Valle del Rionegro, está entre los 2.100 y los 2.300 msnm.

De manera similar, (Arias, 1995), divide los altiplanos de la región de Antioquia, en tres niveles generados en tres episodios de levantamientos: 1) Belmira – Sónson que incluye los remanentes del altiplano del páramo de Belmira, la serranía de las badias en San Pedro de los Milagros, El cerro del Padre Amaya al occidente de Medellín; 2) Santa Elena - valle de La Unión y Santa Rosa – Rionegro, que se extiende desde San José de la Montaña y Yarumal en el norte hasta El Retiro y El Carmen de Viboral en el sur; y 3) Nordeste, conformado por los segmentos del altiplano de Carolina – Gómez Plata, el altiplano de Anorí y el altiplano de Amalfi - Yolombó.

La secuencia de altiplanos se encuentra limitada por escarpes erosivos regionales que delimitan los Altiplanos entre sí (Escarpe erosivo regional San José de la Montaña – Guatapé y Escarpe erosivo regional San Pablo – Yarumal) (Arias, 1995), y por los cañones que se encajan en los altiplanos, destacándose entre ellos, la cuenca del río Medellín-Porce (Valle de Aburrá), (Michelle Hermelin & Rendón, 2007).

Según (Arias, 1995), las características en conjunto del sistema de altiplanos, escarpes erosivos regionales y cañones, es explicado a partir de un modelo geomorfológico que

constó de una relación temporal evolutiva. En una fase inicial, se presentaron dos episodios de levantamiento que dieron origen a los tres niveles altiplanos; en la actualidad dichos altiplanos presentan características en el patrón y distribución de drenajes que sugiere que una vez estuvieron unidos e hicieron parte de una misma dinámica hidrológica; después de los dos primeros episodios de levantamiento, se daría un tercer episodio de levantamiento rápido de unos 2100 a 2200 msnm, en las áreas adyacentes a la falla romeral, que daría origen a cañones y posteriormente a la configuración geomorfológica actual. Una característica especial resaltada por (Arias, 1995), es que todos los cañones presentan un dinamismo morfogenético en el que a una fase fluvial generadora de rellenos aluviales, le sucede una fase de “rupturas masivas” o movimientos en masa en los respaldos de los cañones cubriendo los depósitos aluviales.

La cuenca del río Medellín-Porce, a su vez se divide en dos unidades independientes denominadas:

- Valle de Aburrá Superior (Rendón, 2003), localizada aguas arriba del municipio de Copacabana exhibe forma rómbica, elongada en dirección norte-sur, con longitud de aproximadamente 45 km, y 22 km de ancho. La diferencia de altura entre las superficies de erosión y el fondo del valle, es de aproximadamente 1,2 km. Está caracterizado por grandes cuencas entre las que se destacan las de las quebradas La Miel, Doña María, La Iguañá y el Hato, además, cuencas pequeñas con drenajes dendríticos. De acuerdo con (Ortiz, 2002), en la zona suroccidental del valle se identifican sectores en los que los drenajes muestran patrones paralelos a subparalelos y en enrejado marcado por controles tectónicos (Michelle Hermelin & Rendón, 2007). La zona sur del Valle de Aburrá o Valle de Aburrá Superior, es subdividido por Hermelín, (1986), en Subzona del Alto de Minas – Caldas, Subzona Caldas – Ancón Sur, Subzona Ancón Sur – Envigado, Subzona Medellín. Esta unidad “corresponde a la coalescencia de una serie de cuencas cerradas de origen tectónico, las cuales se rellenaron con materiales aluviales, lacustres y depósitos de vertiente” según (Rendón, 2003) en (Rendón et al., 2006).
- Cañón del Río Porce (Rendón, 2003), localizada aguas abajo del municipio de Copacabana y que presenta un llamativo rasgo fisiográfico, caracterizado por un valle estrecho en V con un ancho entre 10 y 13 km, una profundidad de 0,9 a 1,3

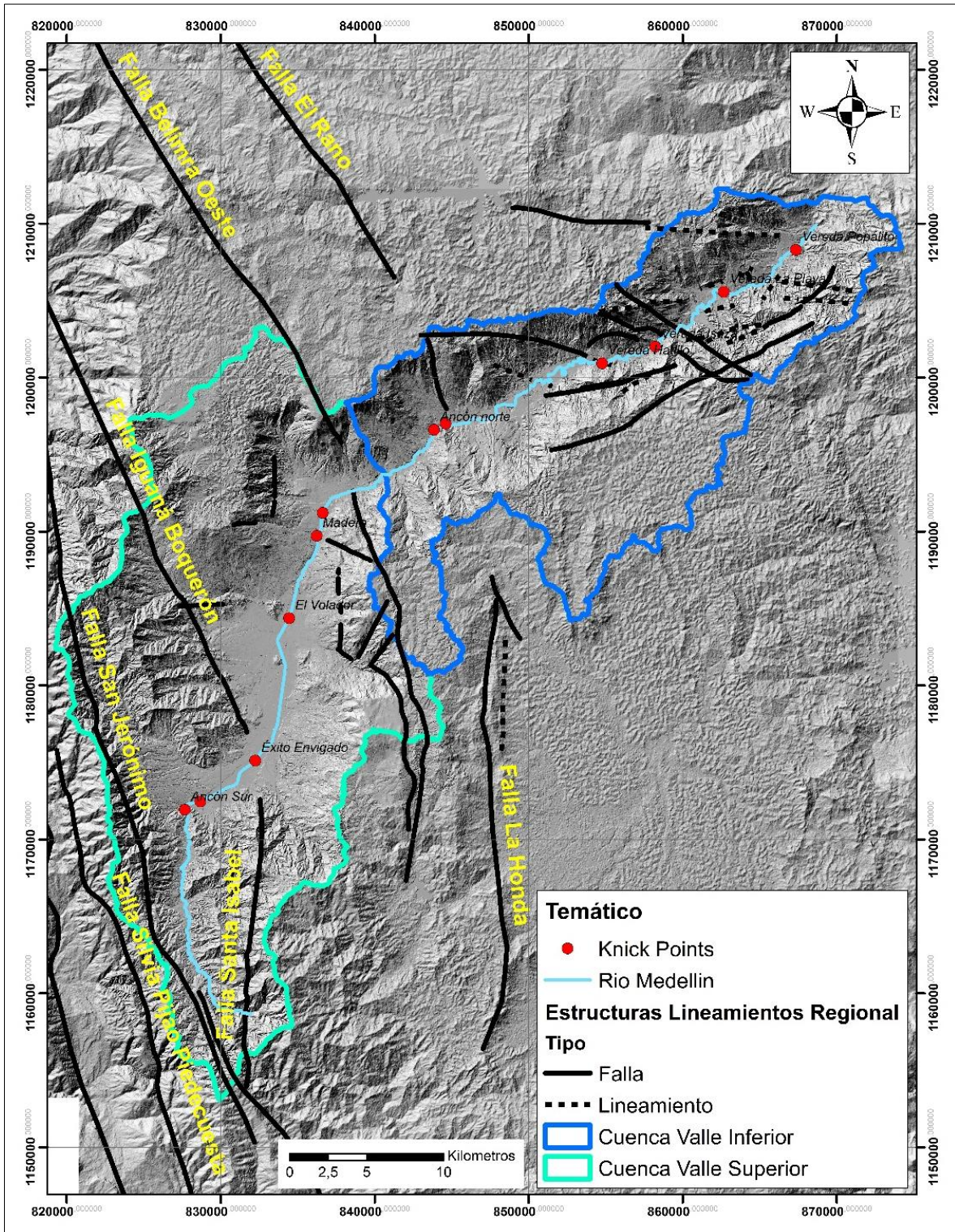
km y con una disposición constante de N50°E. Presenta un patrón de drenaje paralelo a subparalelo que no marca la diferencia entre unidades litológicas y que delimitan pequeñas cuencas que siguen las tendencias de las laderas de forma casi perpendicular hasta el río Medellín. De acuerdo con (Shelmon, 1979), hacia el fondo del cañón se observan depósitos de vertiente con pendientes suavemente inclinadas sobre las que se asientan los cascos urbanos de los municipios de Copacabana, Girardota y Barbosa (Michelle Hermelin & Rendón, 2007). La zona norte del Valle de Aburrá o Cañón del río Porce, es subdividido por Hermelin, (1986), en Subzona 1: Bello Ancón, Subzona 2: Ancón de Copacabana – El Hatillo, Subzona 3: El Hatillo – Barbosa, Subzona 4: Barbosa – Porcesito.

Por otro lado, el Valle de Aburrá presenta rasgos morfológicos bien definidos de una serie de estructuras regionales con dirección predominantemente NW-SE al oeste del valle y NE-SW al norte del valle. Rendón et al., 2006 identifican cambios marcados en la pendiente del perfil longitudinal del río Medellín definidos como knickpoints y localizados en las intersecciones del río con los sistemas de fallas principales NS a NW-SE que cruzan el valle, destacando la intersección con la falla San Jerónimo, la falla Iguaná Boquerón, la falla Belimra Occidental.

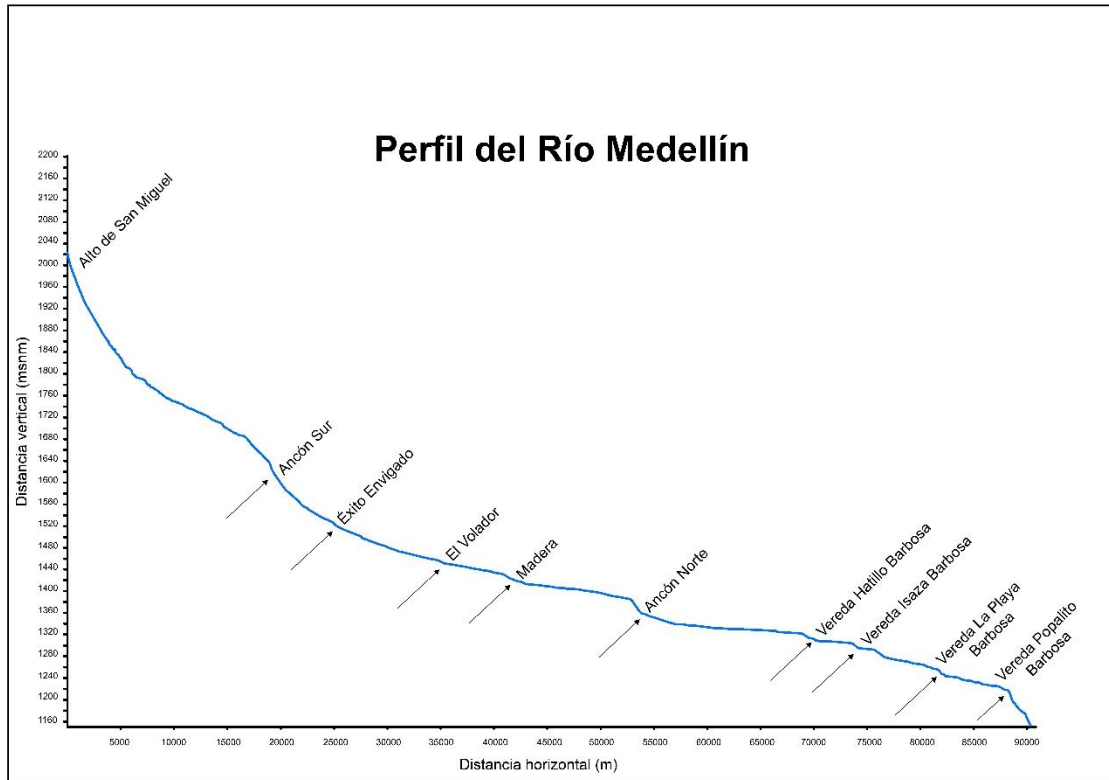
La Figura 2-3 y la Figura 2-4, muestran en detalle la localización de las estructuras regionales y los knick points identificados a lo largo del eje del río Medellín.



Figura 2-3: Localización en planta de estructuras y knick points a lo largo del eje del río Medellín.



**Figura 2-4: Localización en perfil de los knick points sobre del río Medellín, resaltados en rojo para la vista en planta.**



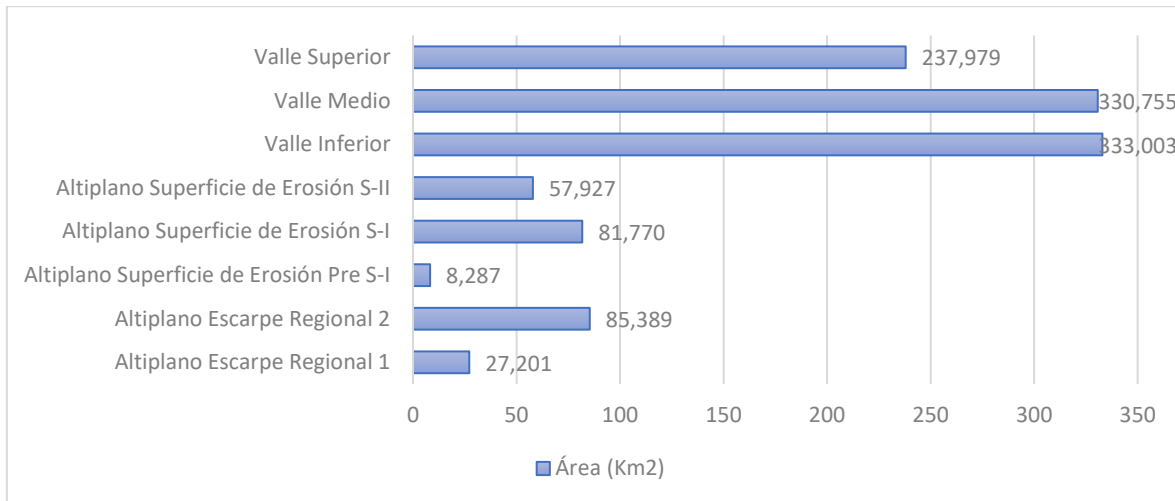
De manera general, se presenta el mapa geomorfológico para el Área Metropolitana, de acuerdo con el Área Metropolitana del Valle de Aburrá, 2018. A nivel regional caracterizaron las siguientes macro unidades geomorfológicas:

**Tabla 2-3: Macro Unidades Geomorfológicas Valle de Aburrá.**

Unidad	Código	Área (Km <sup>2</sup> )
Altiplano Escarpe Regional 1	ER-1	27,20
Altiplano Escarpe Regional 2	ER-2	85,39
Altiplano Superficie de Erosión Pre S-I	SE-Pre S-I	8,29
Altiplano Superficie de Erosión S-I	SE S-I	81,77
Altiplano Superficie de Erosión S-II	SE S-II	57,93
Valle Inferior bloque Copacabana Girardota	VI	103,51
Valle Inferior bloque Hatillo Barbosa	VI	169,07
Valle Inferior bloque Matasanos	VI	43,65

Unidad	Código	Área (Km <sup>2</sup> )
Valle Inferior Fondo de Valle	VI	16,77
Valle Medio bloque Bello Occidental	VM	28,13
Valle Medio bloque Comuna Nororiental Alta	VM	17,66
Valle Medio bloque Comuna Nororiental baja	VM	16,65
Valle Medio bloque El Salvador	VM	7,10
Valle Medio bloque Fondo de Valle	VM	0,27
Valle Medio bloque Iguaná Superior	VM	16,13
Valle Medio bloque Itaguí San Cristobal	VM	66,27
Valle Medio bloque Poblado Envigado	VM	44,86
Valle Medio bloque Quebrada Rodas	VM	6,17
Valle Medio bloque Quitasol	VM	17,42
Valle Medio bloque Robledo Pedregal	VM	48,10
Valle Medio bloque Santa Elena	VM	16,46
Valle Medio Fondo de Valle	VM	45,55
Valle Superior bloque Alto de Minas	VS	16,85
Valle Superior bloque Cachotis	VS	7,59
Valle Superior bloque Doña María	VS	28,49
Valle Superior bloque La Corrala	VS	3,03
Valle Superior bloque La Culebra	VS	5,44
Valle Superior bloque La Estrella San Antonio de Prado	VS	16,46
Valle Superior bloque Monteredondo	VS	11,80
Valle Superior bloque Oriental	VS	90,35
Valle Superior bloque Quebrada La Candela	VS	3,69
Valle Superior bloque Romeral	VS	38,31
Valle Superior bloque Valeria Alta	VS	7,41
Valle Superior bloue Tablaza Pueblo Viejo	VS	5,89
Valle Superior Fondo de Valle	VS	2,65
<b>Total</b>		<b>1162,31</b>

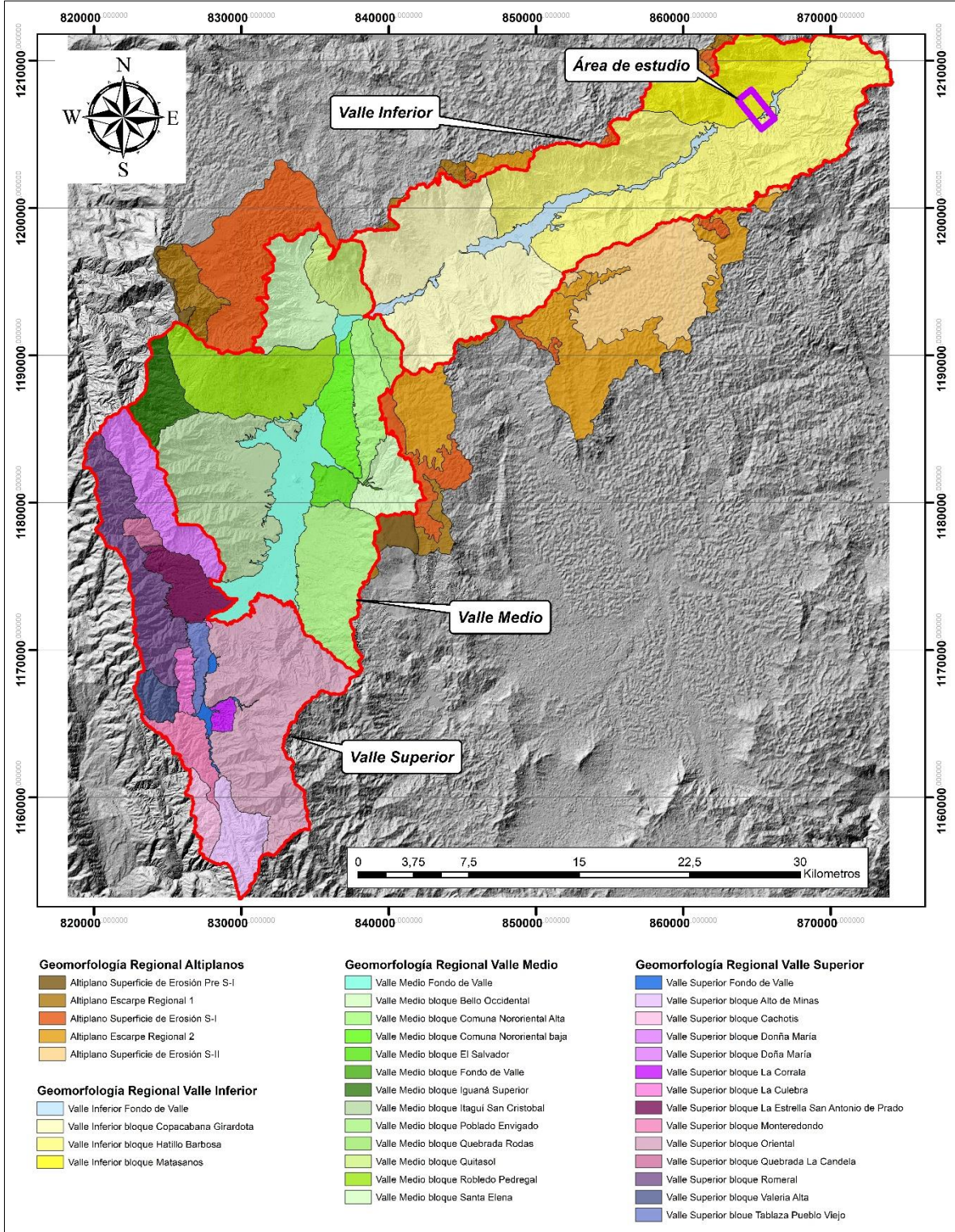
**Tabla 2-4: Representación de las Macro Unidades Geomorfológicas en el Valle de Aburrá.**





La Figura 2-5, representa las macro unidades geomorfológicas para el Valle de Aburrá.

Figura 2-5 : Geomorfología Valle de Aburrá. Tomado de AMVA, 2006.





#### 2.1.4 Origen del Valle de Aburrá

Diversos autores entre los más relevantes, (Álvarez et al., 1984; Aristizabal & Yokota, 2008; Botero Arango, 1963b, 1963a; García L., 2006; Henao Casas & Monsalve, 2018; Michelle Hermelin, 1983; Integral S.A, 1982; Naranjo, 2001; Diego A. Rendón, 1999, 2003; Diego A. Rendón, Toro, & Trillos, 2006; Diego Armando Rendón et al., 2006; Restrepo & Toussaint, 1984; Salinas & Hermelin, 1988; Schelmon, 1979; Toro & Velázquez R., 1984), han estudiado el origen del Valle de Aburrá durante años.

Según (AMVA, 2002) en (Aristizabal & Yokota, 2008), la región del Valle de Aburrá ha sido tectónicamente activa por millones de años y uno de los principales sistemas de fallas regionales que afectan el valle de Aburrá es el Sistema Romeral, con evidencias regionales de movimientos dextrales y sinestrales (Ego et al., 1995) en dirección NNW – SSE.

Rendón (2003) mediante exploración geofísica, define la presencia de al menos dos cuencas cerradas definidas por el basamento irregular del fondo del valle y asociadas con rasgos tectónicos regionales que sugieren un componente tectónico en el origen y evolución del sector sur del Valle de Aburrá (Aristizabal & Yokota, 2008).

Una hipótesis tectónica para la génesis del Valle de Aburrá es aceptada en la actualidad, no obstante, la existencia numerosos depósitos de vertiente en las márgenes de las laderas indica fuerte influencia erosiva, por lo tanto, la evolución del valle debe ser visto como el resultado ambos procesos (Aristizabal & Yokota, 2008).

Con el objeto de entender la estratigrafía y la cronología de los materiales sin consolidar depositados sobre las laderas en el Valle de Aburrá, el proceso evolutivo y la correlación de los eventos regionales, se han realizado por (Restrepo, 1991, Toro et al., 1996, Rendón et al., 2005) en (Rendón et al., 2006), algunos trabajos de geocronología por el método de trazas de fisión en circones volcánicos de horizontes de tefras, encontradas entre varios sucesos de depósitos de vertiente. Adicionalmente, en unas terrazas localizadas en el Municipio de Caldas Vereda La Tablaza (ver Figura 2-2), se identificaron depósitos aluviales y de vertiente antiguos ubicados a 200 m aproximadamente sobre el nivel actual del río, datados por (Toro et al., 1996) en (Rendón et al., 2006) con edades máximas de 3.06 Ma, Plioceno Tardío, por el método de trazas de fisión en circones obtenidos de la matriz aluvial y de los depósitos de vertiente.

Rendón et al. (2006), establece un modelo cronoestratigráfico para el emplazamiento de los depósitos de vertiente en el centro-sur del valle, sector de El Poblado, evidenciando cuatro eventos de depositación con un mayor grado de incisión en la parte media-alta de las vertientes y una superficie más suave hacia la base de las laderas, este estudio arrojó edades que varían entre los 2,6 Ma y los 0,04 Ma (Michelle Hermelin & Rendón, 2007).

Los depósitos de vertiente más antiguos se ubican en las partes más elevadas y los más recientes en la base de la ladera (Rendón et al., 2006). Esta relación estratigráfica de los depósitos de ladera es explicada a partir de un modelo tectónico, el cual propone varios episodios tectónicos que han bajado el nivel base del río Medellín, formando knickpoints que migran aguas arriba de los tributarios del río como pulsos de incisión, erosionando las secciones más altas y más viejas; las variaciones relativas de altura en el fondo del valle, alteran el gradiente de las corrientes en las vertientes favoreciendo el retroceso erosivo aguas arriba y facilitando la generación de nuevos eventos de flujo que se dispondrán sobre los anteriores pero en una posición más baja.

### **2.1.5 Cuenca inferior del Valle de Aburrá y zona de estudio**

La zona de estudio en la porción inferior del valle, está constituida por rocas metamórficas del Complejo el Retiro (Anfibolitas de Medellín y el Neis de La Ceja), hacia el extremo oeste – suroeste del valle inferior y los Esquistos de Cajamarca hacia la zona centro – este, como una franja alargada que interrumpe rocas ígneas del Batolito Antioqueño. Hacia el suroeste del valle inferior se presenta una pequeña franja de rocas ígneas de carácter ultrabásico (Dunitas de Medellín), sin embargo, su representación es mínima. Hacia ambos lados del cauce del río se presentan depósitos de vertiente sobre las laderas; los depósitos aluviales siguen el cauce del río.

Las Anfibolitas de Medellín se componen de hornblenda y feldespatos, son de color gris oscuro con variaciones a gris claro y blanco. Corresponde a un cuerpo de forma alargada orientado en sentido SE-NW.

El Neis de La Ceja está compuesto por neises y granofels bandeados con estructura migmatítica que se intercalan con neises miloníticos, cuarcitas, anfibolitas, granulitas y migmatitas. En conjunto con las Anfibolitas de Medellín, conforman un cuerpo alargado orientado en sentido SE-NW.

Los esquistos de Cajamarca se caracterizan como esquistos grafitosos y se encuentran como una franja alargada en dirección N-W. La foliación en diferentes zonas tiene una tendencia NW, concordante con la dirección de la falla Don Matías que pone en contacto estas dos unidades.

Las Dunitas de Medellín corresponden a rocas de color verde oliva a verde oscuro en estado fresco, compuestas predominantemente por olivino y conforman un cuerpo de forma tabular en dirección SE-NW.

Las rocas del Batolito Antioqueño corresponden a rocas graníticas que varían entre dioritas y granodioritas, de textura fanerítica equigranular compuestas por minerales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo. Se encuentra en contacto fallado con los esquistos del Cajamarca y con una milonita de composición similar a la del Batolito.

Los depósitos de vertiente se ubican sobre ambas laderas a lo largo del valle inferior.

En el Municipio de Copacabana, los depósitos se asocian a flujo de lodo y/o escombros y caídas de roca; presentan geoformas de abanicos con una continuidad desde la parte alta de la ladera hasta la base. Los flujos tienen entre un 20 y un 40% de bloques meteorizados, compuestos por esquistos y anfíbolita. Los flujos más antiguos se caracterizan por exhibir bloques fantasmas, de composición heterogénea y diámetros variables. También se identifican flujos de lodos y escombros y caídas de roca recientes con bloques frescos de anfíbolita y gabro.

En el Municipio de Girardota se observan abanicos correspondientes a flujos de lodo y escombros, ubicados desde la parte media - alta de la ladera hasta la base de las vertientes. En la parte distal, los depósitos de abanico se interdigitan con las terrazas aluviales del río Aburrá. Se observan diferentes eventos de depositación; los depósitos más antiguos, presentan en promedio un 40% de bloques en estado fresco, compuestos por cuarzodiorita y esquistos y los depósitos más recientes, presentan un porcentaje de bloques menor al 10%, frescos.

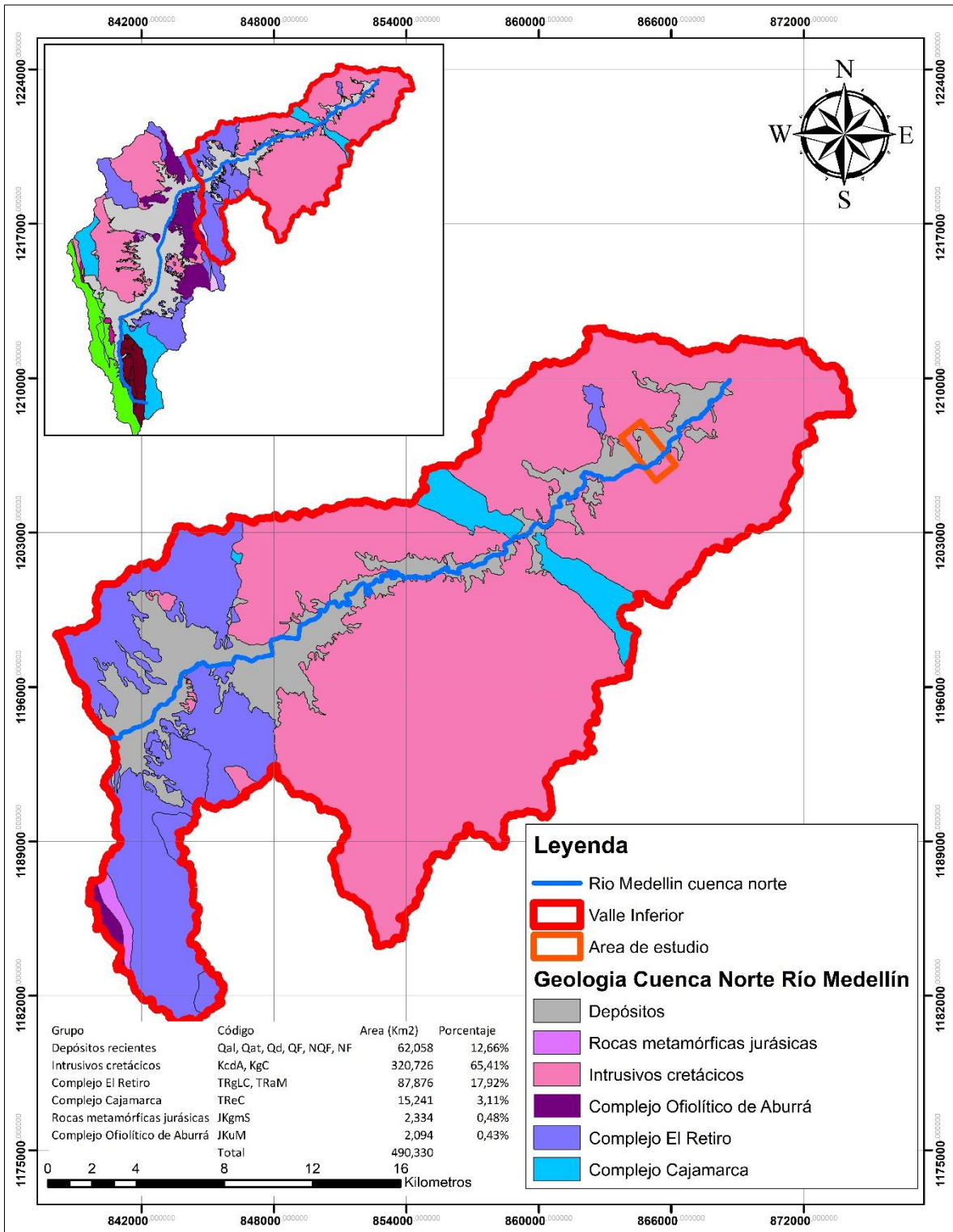
En el Municipio de Barbosa, predominan los depósitos de flujo en forma de abanico que se encuentran desde la parte media – alta de la ladera hasta el nivel base conformado por el río Aburrá; presentan alta disección en su parte distal, generando un relieve colinado. Son

de características variadas según la localización, clasto soportados y matriz soportados, muy maduros haciendo difícil su identificación.

En la vertiente occidental los flujos de lodo y escombros son extensos y han sepultado o circundando relieves de colinas saprolíticas bajas.

Los depósitos aluviales se restringen a la llanura de inundación del río Aburrá, son bien seleccionados con clastos predominantemente subredondeados y tendencia clasto soportados (AMVA, 2006).

Figura 2-6 : Geología de la cuenca inferior del Valle de Aburrá. Tomado de AMVA, 2006.



La geomorfología de la porción inferior del valle, ha sido poco estudiada, destacándose los trabajos realizados por (Schelmon, 1979) con “Zonas de deslizamientos en los alrededores de Medellín, Antioquia, Colombia”; (Hermelin, 1982) con “El origen del valle de Aburrá: evolución de ideas”; (Arias, 1996) con “Altiplanos y cañones en antioquia. Una mirada genética”.

Schelmon, 1979; estudió los depósitos de movimientos en masa en el extremo norte del Valle de Aburrá entre Bello y Cerro Ancón. Los deslizamientos al norte de Bello provenientes del Alto de Medina, han generado paisajes de terrenos ondulados. Entre Bello y Girardota la topografía de deslizamientos bien desarrollados, forma un estrechamiento al norte del Valle de Aburrá. Schelmon, 1979 describe el río Medellín, con un comportamiento meándrico serpenteando en el valle (en la actualidad canalizado), continuando hacia el norte a través del valle de Copacabana por una topografía de deslizamientos hasta el estrechamiento en el cerro Ancón Norte, avanzando aguas abajo a través de otros estrechamientos producidos por deslizamientos en pequeños valles aluviales.

A lo largo del río Medellín entre la ciudad de Medellín y unos 90 km aguas abajo en la desembocadura del Río Nechí, en Dos Bocas, ocurren muchos deslizamientos. El río Medellín - Porce cerca de dos tercios de su recorrido hasta el sector de Dos Bocas, corta un cañón estrecho de 1.000 metros de profundidad con laderas empinadas y presenta una gradiente muy alta, alcanzando alrededor de 12 metros por kilómetro en el cañón entre Amalfi y Anorí. En el cañón del río Porce cerca de 90 km aguas abajo del norte del Valle de Aburrá, el río fluye entre vertientes empinadas a través de un cañón en forma de “V”, y los tributarios cortos del río quedan “colgando”, serpenteando a través de rocas metamórficas y del Batolito Antioqueño, para luego precipitar en el cañón con un desnivel de más de 1.000 m Schelmon, 1979.

De acuerdo con Arias, 1996, y los conceptos de “generación de relieve” y “orden de relieve” propuestos por este autor; en el norte de la cordillera central, Departamento de Antioquia, las unidades de primer orden corresponden a los denominados altiplanos, escarpes regionales y cañones, siendo estos últimos la generación más reciente de relieves primer orden.

Los cañones de los ríos Nus y Porce además de unas ramificaciones del Porce que siguen los cursos de los ríos Guadalupe, Grande, Medellín y la quebrada Santiago, se describen

como cañones lineales con un encajamiento muy pronunciado que varía entre 700 y 1.110 m, segmentado la unidad de altiplanos. El límite entre altiplanos y cañones es tajante y de contrastes muy pronunciados Arias, 1996.

Los cañones de primer orden presentan una evolución geomorfológica contrastante entre ambientes con una disección fluvial vigorosa acompañada de rupturas masivas en las vertientes donde los contrastes litológicos no son relevantes, y ambientes en los cuales se presentan estructuras morfológicas diferentes asociadas probablemente a variaciones litológicas como es el caso del cañón del río Medellín – Porce, entre Ancón Norte y Dos Bocas Arias, 1996.

Entre el sector conocido como Porcesito y Porce II, el cañón del río Porce presenta un relieve de segundo orden asociado a un sistema de colinas convexas que ocupan la franja central del cañón; estas cambian gradualmente a colinas alargadas y escalonadas que rematan abruptamente en la base de los respaldos del cañón. Aguas debajo de Porce II, el cañón se caracteriza porque sus respaldos laterales confluyen en el centro del cañón; el lecho presenta un gradiente longitudinal alto y la dinámica fluvial es de disección vertical con predominancia de transporte de sedimentos Arias, 1996.

El Valle Inferior del río Medellín Porce, es predominantemente estrecho con forma de V cerrada y comportamiento recto y algunos tramos amplios en forma de U de comportamiento meándrico. Presenta pendientes entre 15° y 30° hacia la parte media e inferior de las laderas y entre 30° y 45° y localmente mayores a 45°, en la parte alta de las laderas. Son comunes los depósitos de vertiente de gran extensión en la base de las laderas.

El Valle Inferior, puede ser dividido en los siguientes tramos según sus características geomorfológicas:

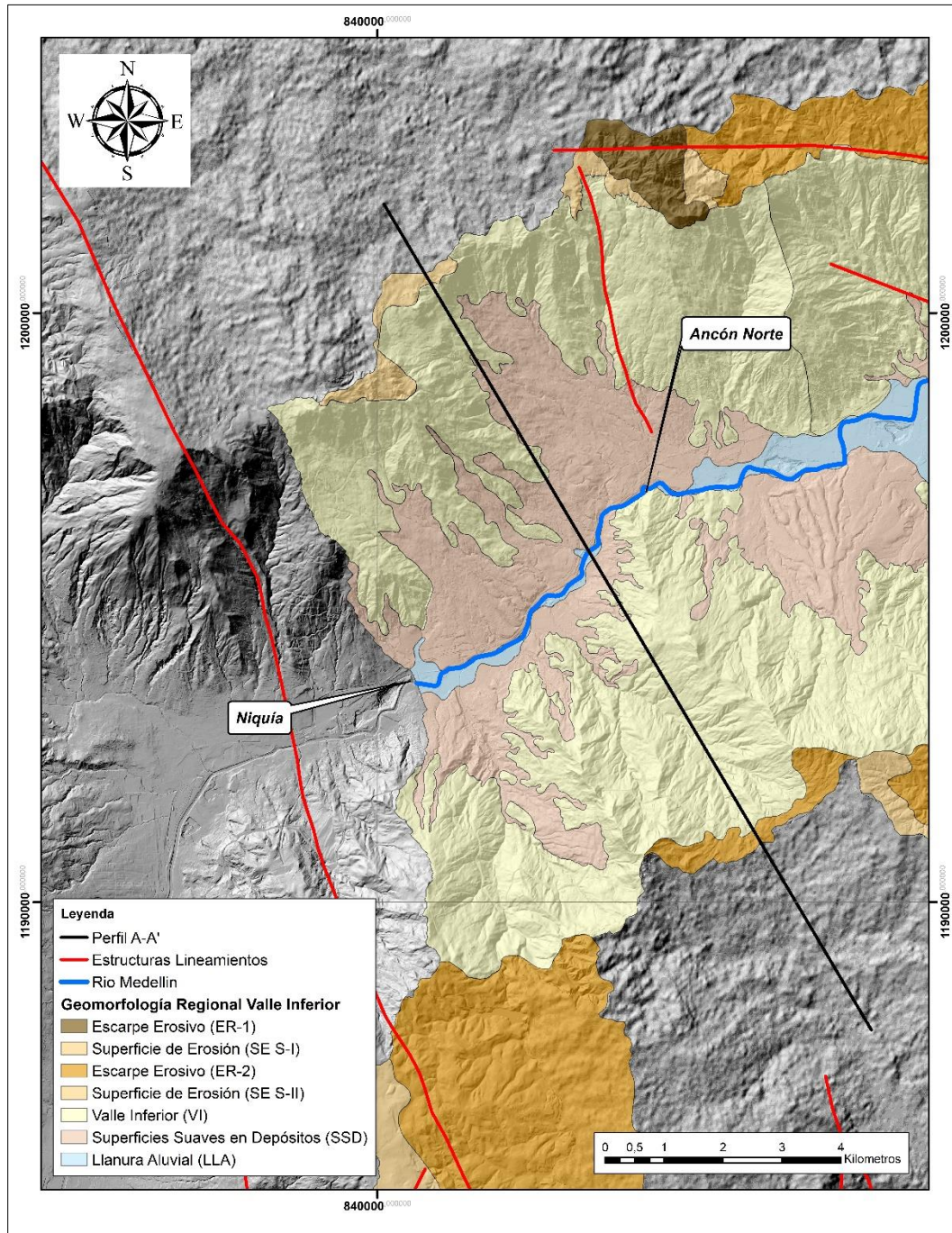
- **Tramo Niquía – Ancón Norte (Figura 2-7):**

Se caracteriza por ser un valle estrecho en forma de “V” cerrada (Figura 2-8), con depósitos de vertiente de gran extensión en ambas laderas. El río presenta un comportamiento rectilíneo con un índice de sinuosidad de aproximadamente 1,18 y un caudal con gran energía y capacidad erosiva, que alcanza un gradiente de 8,5 m por kilómetro. Se observa un rasgo muy particular en este segmento del valle y es una

diferencia altitudinal entre los altiplanos que limitan con las laderas que conforman el valle, es decir, en la margen izquierda el altiplano tiene una altura de alrededor de 2550 msnm (SE I) y en la margen derecha se identifica el ER 2 con una altura entre 2300 y 2170 msnm que lo separa de la SE II.



Figura 2-7: Tramo Niquía Ancón. Adaptado de AMVA, 2006.



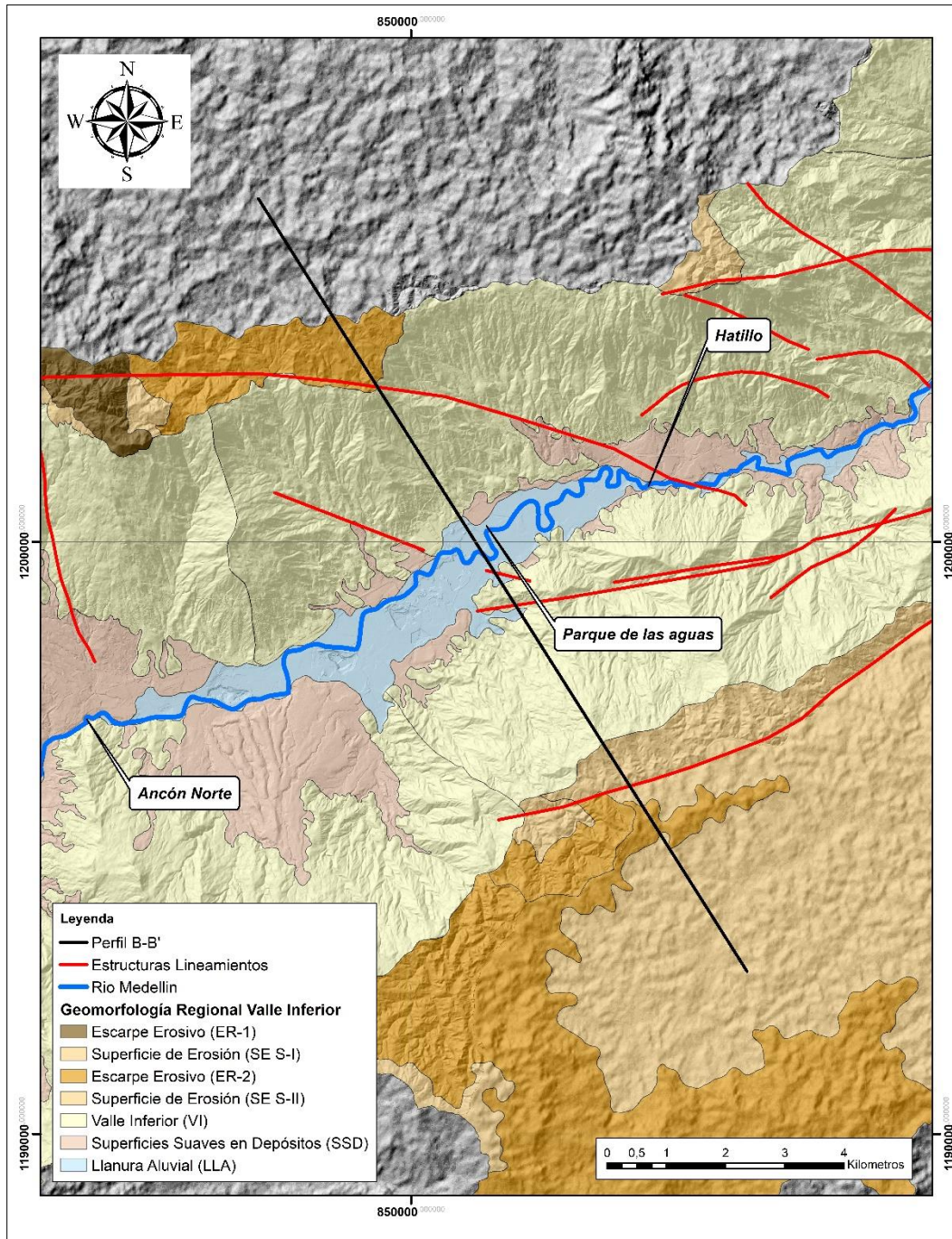
**Figura 2-8: Perfil A-A'**

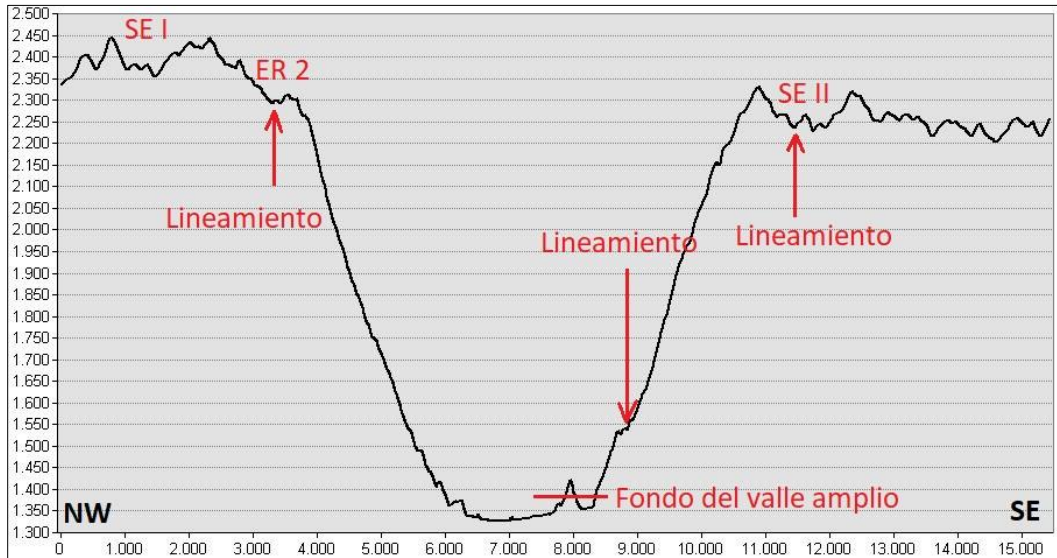
- **Tramo Ancón Norte – Hatillo (Figura 2-9):**

A partir de Ancón Norte, el valle se hace más amplio con forma de “U” (Figura 2-10). Los depósitos de gran extensión dejan de ser predominantes identificándose solo un depósito importante en la margen derecha del río en el sector de la cabecera municipal de Girardota; los demás depósitos son locales. El río presenta un comportamiento meándrico con un índice de sinuosidad de aproximadamente 1,5 y un gradiente de 3,4 metros por kilómetro. Entre el tramo de la cabecera municipal de Girardota y El Parque de las Aguas, se identifican colinas bajas en la parte inferior de la ladera que limitan con la llanura de inundación del río. Aguas abajo del Parque de las Aguas se identifican rasgos estructurales de lineamientos con tendencia NE-SW y NW-SE, siendo más pronunciados a partir del Hatillo. La diferencia altitudinal entre los altiplanos que limitan con las laderas que conforman el valle, es de aproximadamente 150 m, identificándose en la margen izquierda el ER 2 con una altura entre 2400 y 2450 msnm y en la margen derecha la SE II con una altura de aproximadamente 2250 msnm.



Figura 2-9: Tramo Ancón Norte – Hatillo. Adaptado de AMVA, 2006.



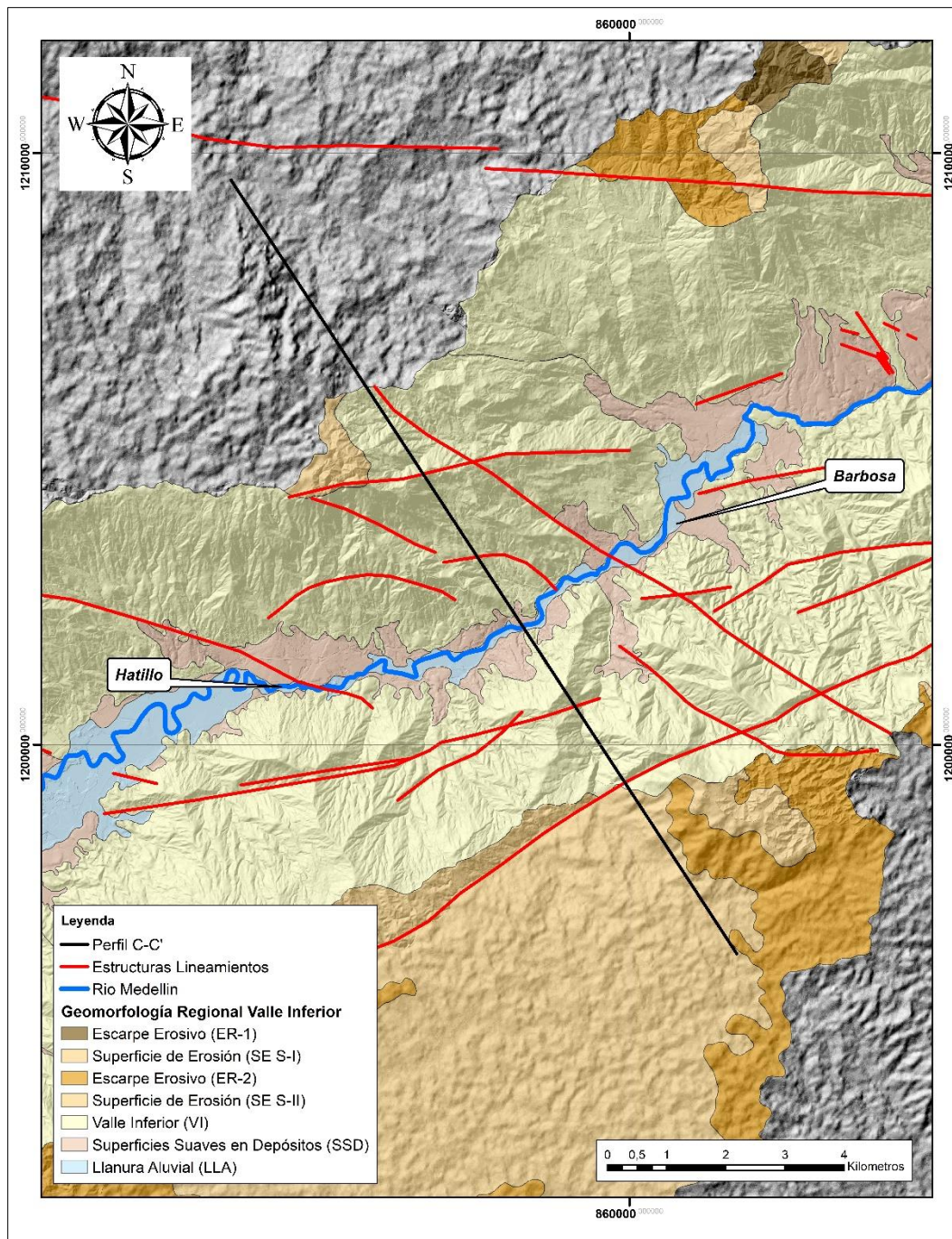
**Figura 2-10: Perfil B-B'**

- **Tramo Hatillo – Barbosa (Figura 2-11):**

Después del Hatillo el valle nuevamente se hace más estrecho con forma de “V” cerrada (Figura 2-12). En el sector del Hatillo se identifica un depósito de vertiente en la margen izquierda del río que lo arrincona hacia la margen derecha. Se identifican otros depósitos de vertiente de menor envergadura en ambas laderas del río. En este sector, el río presenta una sinuosidad baja con un índice de sinuosidad de aproximadamente 1,24 y un gradiente de 5,5 m por kilómetro. Ambas laderas presentan rasgos estructurales bien definidos con dirección NE-SW predominantemente en la margen derecha y NW-SE cruzando ambas márgenes del río.



Figura 2-11: Tramo Hatillo – Barbosa. Adaptado de AMVA, 2006.



**Figura 2-12: Perfil C-C'.**

- **Tramo Barbosa – Molino Viejo (Figura 2-13):**

En este tramo el valle es amplio en forma de “U” y son comunes los rasgos estructurales bien definidos con dirección NE-SW predominantemente en la margen derecha y NW-SE sobre ambas márgenes del río (Figura 2-14 y Figura 2-15), además predominan los depósitos de gran extensión especialmente en la margen izquierda del río.

Entre el inicio de la cabecera municipal del municipio de Barbosa y hasta aproximadamente 2 Km aguas abajo en línea recta (finca La Natasha), el río presenta sinuosidad moderada con un índice de 1,44.

A partir de la finca La Natasha, el río es arrinconado hacia la margen derecha por depósitos de vertiente de gran extensión localizados en la ladera izquierda mostrando un comportamiento rectilíneo, con un índice de sinuosidad de 1,18 y en la base de la ladera derecha en el límite con el cauce del río se identifican colinas bajas en saprolito, con control estructural.



Figura 2-13: Tramo Barbosa – Molino Viejo. Adaptado de AMVA, 2006.

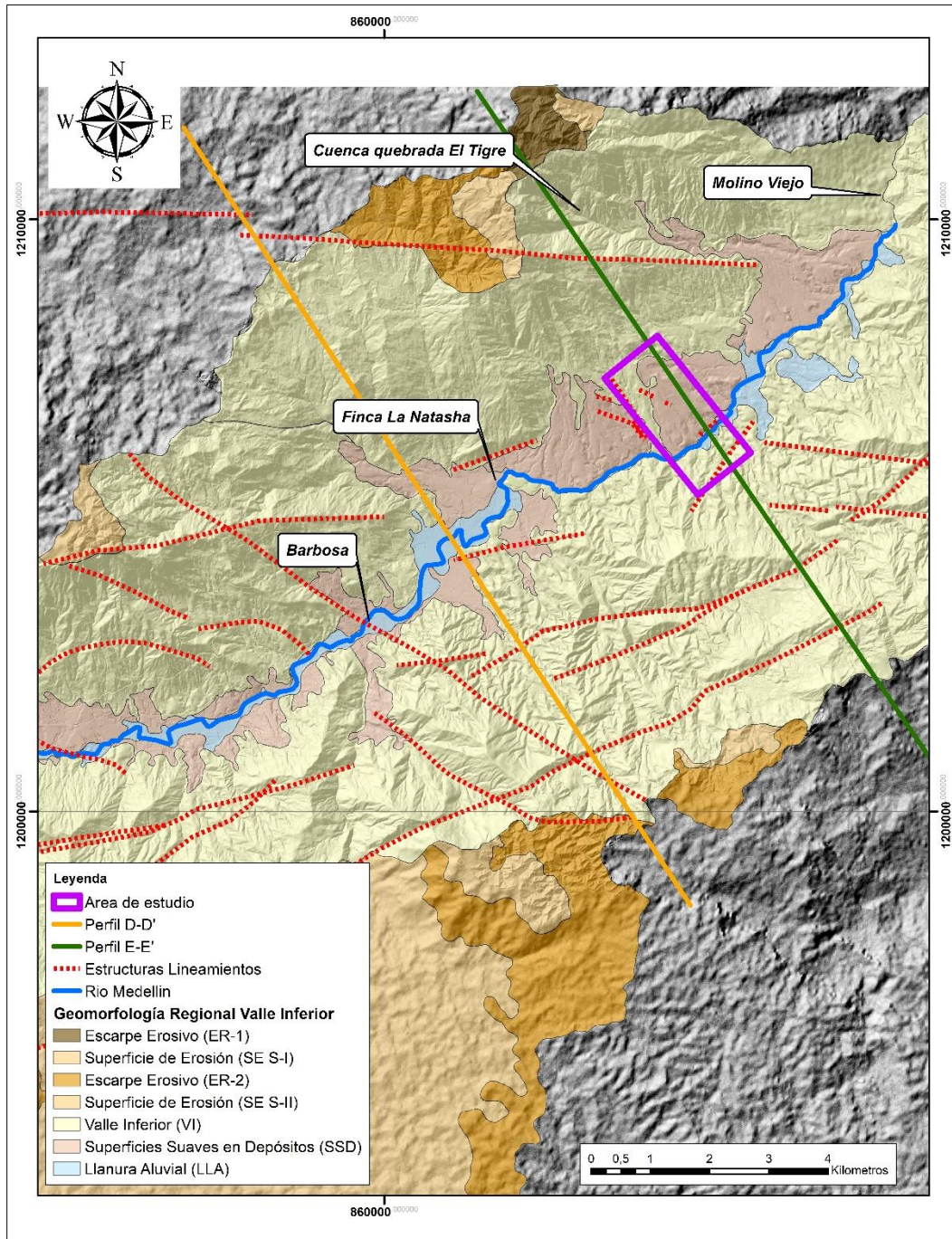


Figura 2-14: Perfil D-D'.

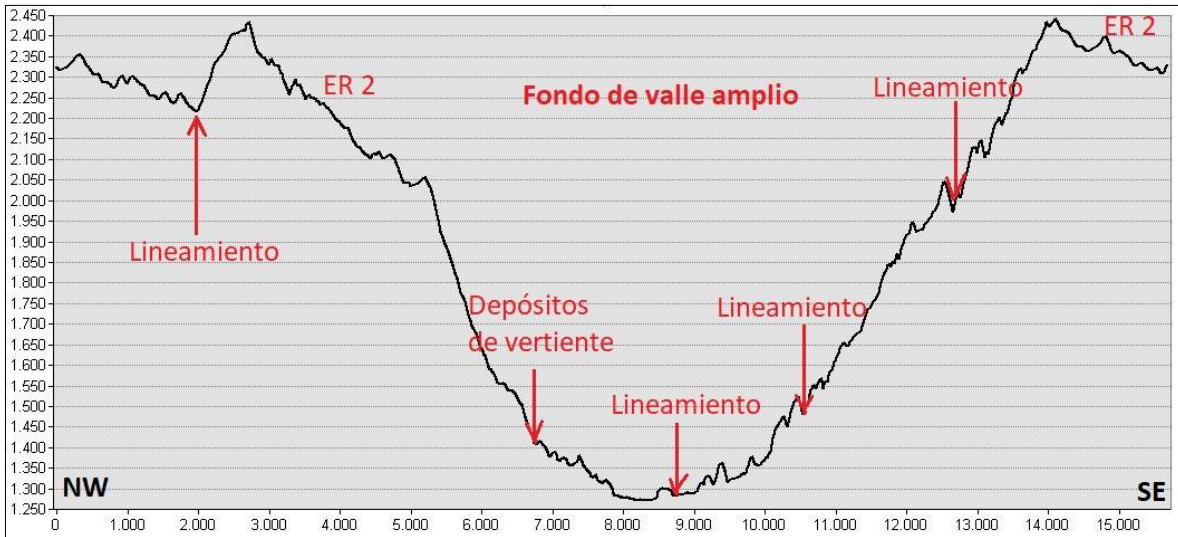


Figura 2-15: Perfil E-E'.





## 2.2 Suelos residuales en el Valle de Aburrá

El Valle de Aburrá presenta condiciones climáticas de precipitación y temperatura que favorecen la meteorización de rocas y suelos transportados preexistentes.

La laderas oriental y occidental del valle, se caracterizan por presentar depósitos de flujos de lodos y/o escombros antiguos de al menos tres temporalidades y algunos de estos se encuentran meteorizados conservando solo los bloques relictos como se puede observar en algunos de los depósitos en el Municipio de Envigado.

Actualmente existen varios estudios acerca del comportamiento ingenieril en los suelos residuales de rocas ígneas y metamórficas formados en el Valle de Aburrá, presentados por (Echeverry Ramírez, 2005; Fresneda, Navarro, & Valencia, 2013; Valencia González, 2005; Valencia González, Godoy Márquez, Villarraga, & Camapum De Carvalho, 2005) por citar algunos autores; no obstante, existen pocos estudios de este tipo en suelos residuales de depósitos transportados antiguos, probablemente debido a que general se asume que los suelos residuales se dan por la descomposición de rocas y en lapsos de tiempo de millones de años. La premisa anterior es cuestionable debido a que por ejemplo, en los flujos de lava de Hawaii, se ha observado en unos pocos años desde la depositación, procesos de meteorización física y química (G. E. Blight, 1997).

Una de las áreas a estudiar en este trabajo de investigación, está relacionada al comportamiento ingenieril de un suelo de origen transportado meteorizado y busca responder a si este suelo se comporta geotécnicamente como un suelo residual o como uno transportado. Corresponde a un depósito aluvial antiguo en avanzado estado de meteorización de características conglomeráticas, polimíctico, clasto soportado y matriz soportado, con clastos redondeados de diámetros entre 1 cm y 3 cm, bien seleccionados; este suelo se encuentra cubierto por depósitos de flujos de lodo y/o escombros.

Debido a que el suelo objeto de estudio presenta meteorización química, este se cataloga como un suelo residual, por lo tanto, el enfoque del estado del conocimiento se centra en la revisión del comportamiento geotécnico de los suelos residuales.

## **3 Estado del conocimiento en el comportamiento geotécnico de los suelos residuales**

### **3.1 Origen y formación de suelos residuales**

La meteorización se presenta debido a tres procesos principales: físicos, químicos y biológicos. Los físicos trituran la roca, aumentando la superficie de la roca fresca y la permeabilidad a la percolación de fluidos reactivos que atacan químicamente. Los químicos son principalmente hidrólisis, intercambio catiónico y oxidación; estos alteran los minerales que componen la roca transformándolos en minerales de arcillas más estables. Los biológicos, comprenden meteorización física y química relacionada a factores biológicos tales como fracturación relacionada a crecimiento de las raíces, oxidación bacteriológica, quelación y reducción de hierro y compuestos de sulfuros (G. E. Blight, 1997).

Los suelos residuales formados a partir de sedimentos no consolidados, son ocasionales, no obstante, han sido descritos por algunos autores, y aunque hayan sido transportados por una corta distancia desde su lugar de origen, se describen como suelos residuales.

La hidrólisis es considerada el proceso de meteorización química más importante, y consiste en la combinación de una sal con agua para formar un ácido y una base, en la meteorización de rocas, la sal corresponde a un silicato y el producto corresponde a un mineral de arcilla. La oxidación es un proceso que se presenta generalmente después de la hidrólisis afectando minerales con sulfato de hierro, carbonatos y silicatos, generando minerales con un mayor volumen específico y contribuyendo a un mayor fracturamiento en la roca debido a la expansión (G. E. Blight, 1997).

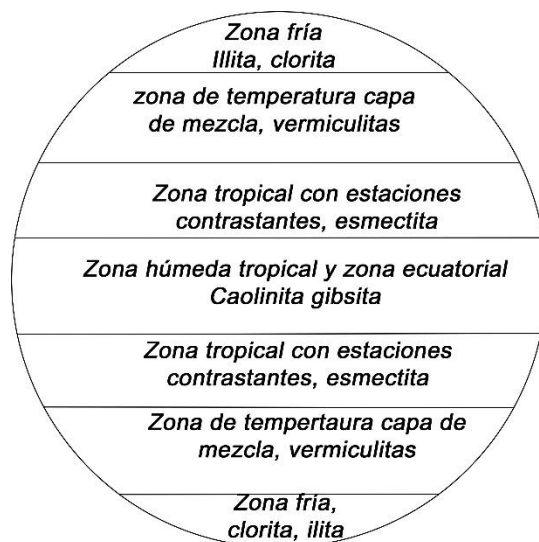
El intercambio catiónico se presenta entre minerales de arcilla y soluciones de percolación, siendo los iones de Sodio (Na) y Calcio (Ca), los iones más intercambiables. El intercambio

catiónico no altera la estructura básica del mineral de arcilla, no obstante, si cambia el espaciamiento entre capas de la estructura cristalina, transformando el tipo de arcilla (G. E. Blight, 1997).

El clima presenta una importante influencia en los fenómenos de meteorización. Los procesos físicos predominan en áreas de clima seco mientras que los procesos químicos están influenciados por la humedad y la temperatura (G. E. Blight, 1997).

Uehara (1982), presenta de manera general como en el Ecuador la lluvia total anual y temperaturas elevadas, favorecen la formación de caolinita debido a la baja actividad mientras que hacia los límites de los trópicos, predomina la formación de la esmectita por una mayor actividad relacionada con un decrecimiento en las lluvias (Figura 3-1); no obstante, el clima no varía uniformemente y otros factores como la topografía, corrientes oceánicas, entre otras, pueden influir en el clima local (G. E. Blight, 1997).

**Figura 3-1 : Influencia del clima global en los minerales de arcilla. Tomado de Geoffrey E Blight, 1997, pag 3.**



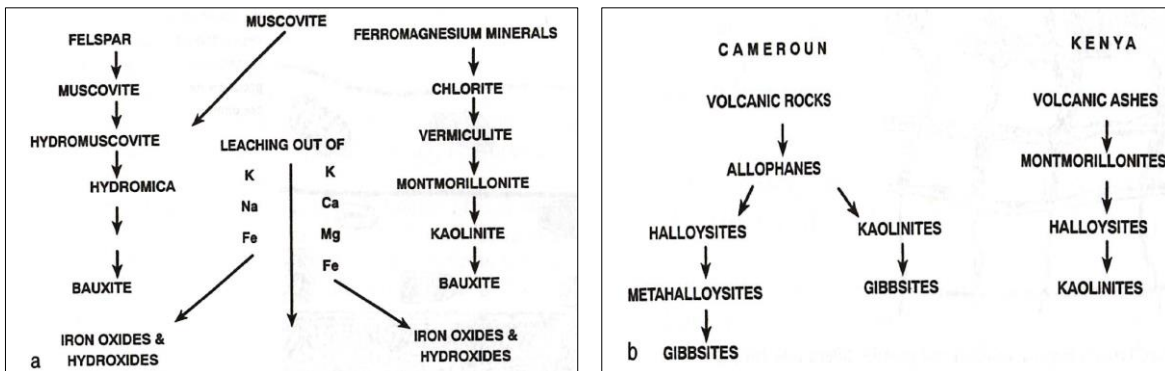
La topografía juega un papel importante en el desarrollo de los perfiles de meteorización, debido a que controla la tasa de erosión versus la tasa de infiltración; por ejemplo, en laderas, el agua tiende a correr superficialmente predominando la erosión y tiende a acumularse en valles y depresiones. Van der Merwe (1965), realizaron un estudio en suelos residuales derivados de Diabasa en diferentes condiciones de drenaje y topografía local, mostrando que en suelos con buen drenaje interno y alta precipitación, se favorece la formación de caolinita, mientras que en suelos con pendientes planas y drenaje pobre, en

la que predomina la meteorización por reducción, se favorece la formación de montmorillonita (G. E. Blight, 1997).

La topografía controla el drenaje del área, debido a que influencia la humedad retenida, la posición y la configuración del nivel freático y la profundidad del área con meteorización química, en condiciones con pobre o buen drenaje. Por ejemplo, en zonas donde hay mayor precipitación anual bajo condiciones de buen drenaje, se presenta mayor lixiviación, lo que conlleva a que en granitos residuales altamente meteorizados se encuentren zonas más porosas y con mayor relación de vacíos (G. E. Blight, 1997).

El entendimiento de la formación de los perfiles de suelo residual se dificulta debido a que los procesos de formación, son extremadamente complejos; esto se evidencia en los cambios químicos de las secuencias de minerales formados durante la meteorización, incluso cuando la roca parental es la misma, pero varían las condiciones de drenaje, el tiempo de meteorización y/o el clima. Por ejemplo, Van der Merwe 1965, propone una secuencia de meteorización para los minerales de arcilla (Figura 3-2, a), no obstante, Gonzales de Vallejo et al. 1981, muestran la secuencia de meteorización para rocas volcánicas con variaciones mineralógicas desconocidas y el clima de formación, evidenciando diferencias en la secuencia de meteorización en la formación de arcillas (Figura 3-2, b), (G. E. Blight, 1997).

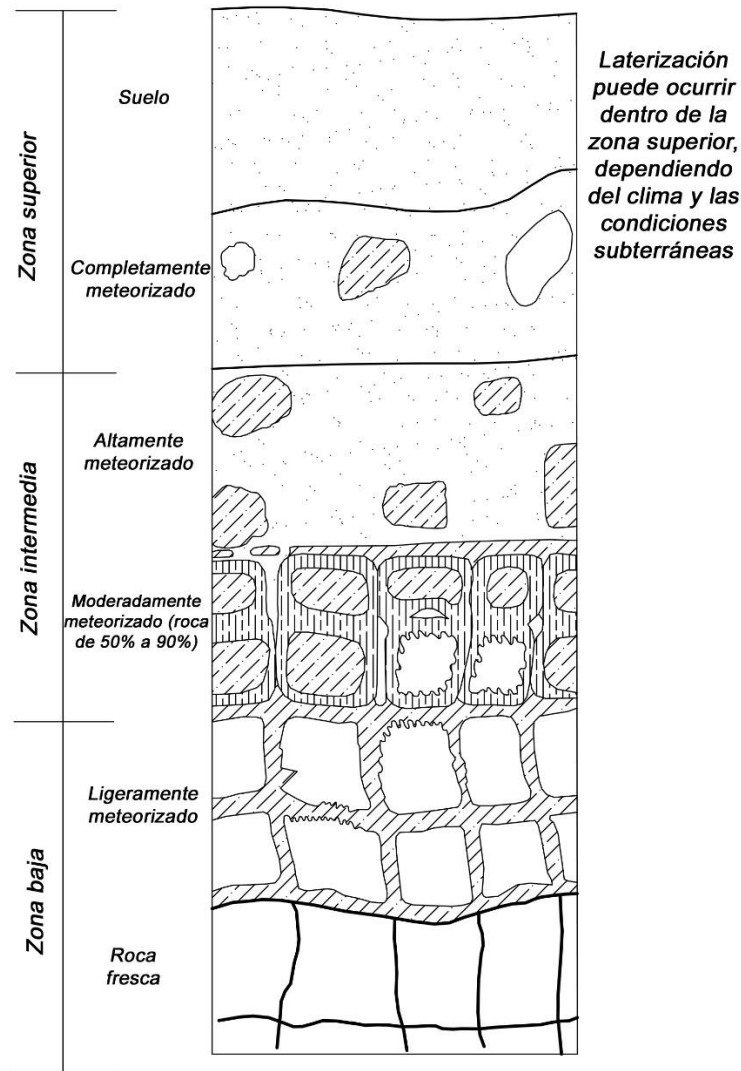
**Figura 3-2 : Secuencias de meteorización en formación de minerales de arcilla. Tomado de Geoffrey E Blight, 1997, pag 9.**



La intensidad de la meteorización, decrece con la profundidad y en perfiles de suelos residuales a partir de rocas ígneas, núcleos de roca son envueltos en bloques de roca meteorizados, formando lo que se conoce como “piel de cebolla”. De esta manera, el perfil

de meteorización, varía con la profundidad, mostrando desarrollo de suelo cerca de la superficie y un aumento en la proporción de núcleos de roca hacia la parte media que pasa a roca fresca en la parte inferior, como se muestra en la Figura 3-3, (G. E. Blight, 1997).

**Figura 3-3: Perfil típico de un suelo residual. Tomado de Geoffrey E Blight, 1997, pag 10.**



En la parte superior del perfil, se presentan suelos altamente meteorizados con alta lixiviación, entre éstos, los suelos lateríticos o lateritas, bajos en sílice y suficiente concentración de sesquióxidos de hierro y aluminio, no obstante, no siempre se presenta el desarrollo de lateritas ya que su formación depende del clima y del nivel freático. La zona intermedia consiste de material altamente meteorizado pero que exhibe características de

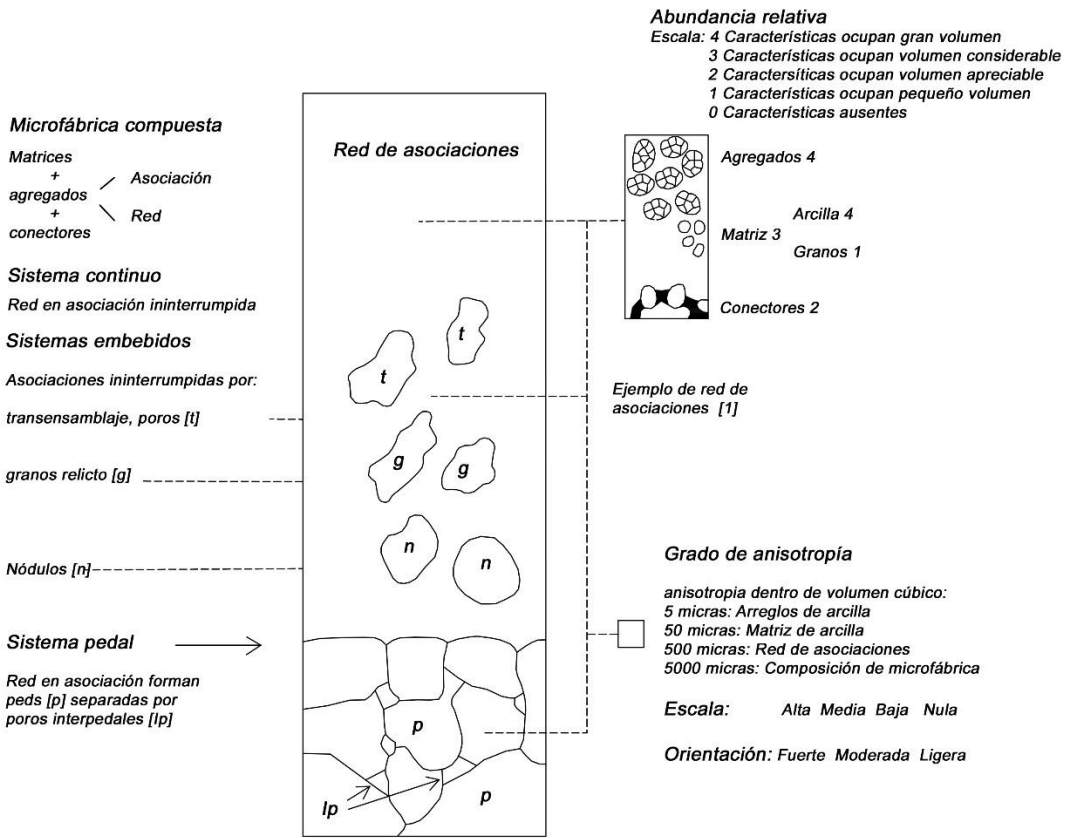
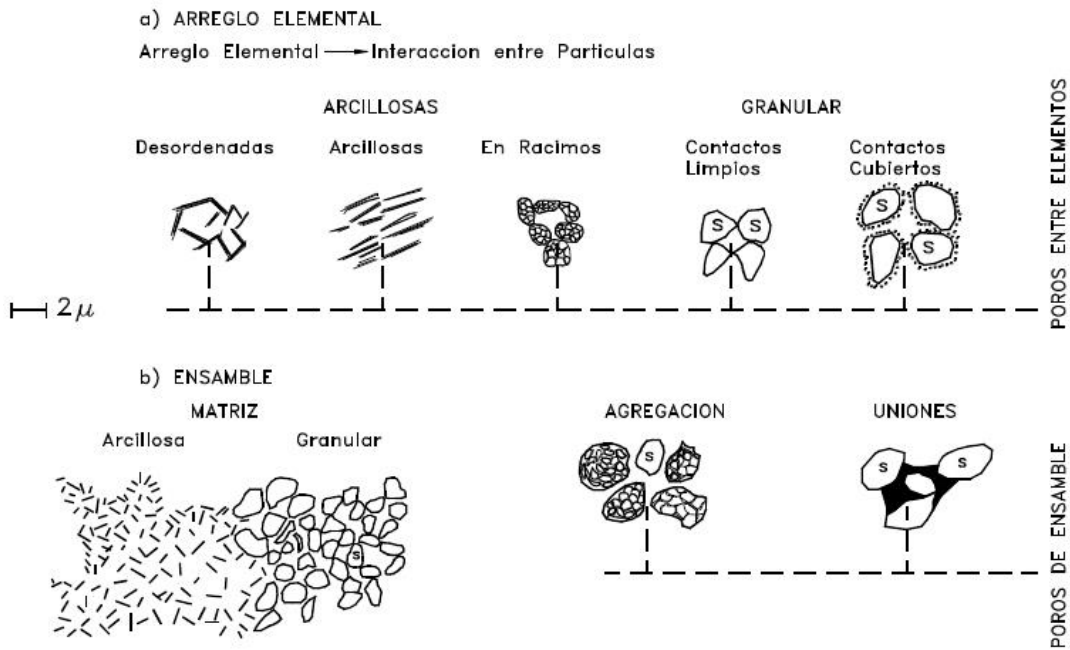
los materiales parentales, este es conocido como saprolito, el cual es un material con una consistencia similar al suelo, pero con características físicas y de fábrica relicto de la roca de origen y pasa a un material mediamente meteorizado. En la parte inferior, el material pasa de una roca ligeramente meteorizada a roca fresca (G. E. Blight, 1997).

### **3.2 Micro estructura, macro estructuras, y composición de los suelos residuales**

Las propiedades de los suelos en ingeniería están determinadas por los arreglos físicos entre partículas a escala micro en una masa de suelo y la mineralogía que lo compone. Estos arreglos entre granos y partículas, están directamente relacionados a la estructura, fábrica y textura del suelo (Geoffrey E Blight & Leong, 2012).

Collins (1985) en (Geoffrey E Blight & Leong, 2012), presentó un método aplicado al estudio de la micro fábrica en suelos residuales y presenta tres niveles de clasificación. El nivel elemental está formado por un número de partículas con tamaños arcilla, limo o arena y puede presentar agrupaciones de partículas de arcilla. El nivel grupal comprende agrupaciones de partículas arcillosas o granulares con límites definibles y en este se identifican tres tipos; matrices, agregados, matrices granulares. Un tercer nivel es propuesto, definido como nivel compuesto en el cual se consideran tres aspectos; micro fábrica compuesta, abundancia relativa que refleja la heterogeneidad y el grado de anisotropía.

**Figura 3-4: Niveles de clasificación para la microfábrica de los suelos residuales. Tomado de Geoffrey E Blight & Leong, 2012, pag 45.**



La macro estructura juega un papel importante en el comportamiento ingenieril del suelo. Los ejemplos más comunes de macro estructuras con relevancia en el comportamiento del suelo, son las relacionadas a planos de estratificación, discontinuidades, fisuras, fracturas y diaclasas causadas por tectónica o enfriamiento y las relacionadas a la presencia de rocas parcialmente meteorizadas en zonas intermedias del perfil de meteorización, incluido los denominados saprolitos (Geoffrey E Blight, 1997).

A nivel composicional, el mineral más común en suelos residuales corresponde a la arcilla caolinita mientras la arcilla haloisita se forma bajo determinadas condiciones de humedad. Los óxidos de hierro y aluminio son formados en condiciones de meteorización prolongada. La gibbsita es formada en la medida que se encuentre presente alúmina libre y la sílice sea removida; la goetita, limolita y hematita se forman dependiendo de las condiciones insitu, prevaleciendo en condiciones de humedad fuertes la hematita y en condiciones de humedad y aireación continuas, la goetita y hematita. Queiroz de Carvalho 1981, 1985, 1991 en (Geoffrey E Blight & Leong, 2012).

### **3.3 Propiedades geotécnicas de los residuales**

Existe un gran avance en el estudio del comportamiento mecánico en suelos residuales (Gamon & Wu, 1985), (Rahardjo et al., 2012), (Meng & Chu, 2011), (Brenner et al., 1997a), (G. E. Blight, 1997), (Heidari, Momeni, & Naseri, 2013), (Queiroz de Carvalho & Simmons, 1997), (Laurence D. Wesley, 1990), (Rao & Revanasiddappa, 2006), (Bahrami et al., 2015), (de Brito Galvão et al., 2004), (Barksdale & Blight, 1997), (L.D. Wesley & Irfan, 1997), (Tiwari & Marui, 2005).

Se destacan los estudios que analizan las propiedades de resistencia al corte en suelos residuales (Brenner et al., 1997a), (Meng & Chu, 2011), mediciones en la variabilidad de las propiedades índice de suelos residuales (Viana da Fonseca, 2003), clasificación de suelos residuales (L.D. Wesley & Irfan, 1997), compresibilidad, asentamientos y colapso (Barksdale & Blight, 1997), (Rao & Revanasiddappa, 2006), permeabilidad (de Brito Galvão et al., 2004), efecto de la litología, la meteorización y la mineralogía en propiedades geotécnicas como la calidad de agregados y propiedades índice y de resistencia (Bahrami et al., 2015), (Tiwari & Marui, 2005), microestructura y composición mineralógica (Laurence D. Wesley, 1990), (Queiroz de Carvalho & Simmons, 1997), origen y formación de los suelos



residuales (G. E. Blight, 1997) y variabilidad de las propiedades geotécnicas con la profundidad (Rahardjo et al., 2012), entre otros.

Para el caso de análisis, el suelo a estudiar proviene de un origen sedimentario con procesos de meteorización sobre impuesta, por lo tanto, se desea comprender cuales son las posibles características de estructura, mineralogía e historia de los procesos que inciden en el comportamiento geotécnico y propiedades índice de este suelo. Por lo anterior, se revisan con detalle, aquellos estudios que hacen referencia a los aspectos mencionados.

Laurence D. Wesley, 1990, en "*Influence of structure and composition on residual soils*", presenta una discusión acerca de la aplicación de los conceptos convencionales de la mecánica de suelos a los suelos residuales y de las diferencias entre estos suelos como resultado de los procesos de formación. En este estudio se realizan pruebas triaxiales y de consolidación en tres suelos residuales diferentes. Los resultados son analizados en términos de suelo normalmente consolidado y sobre consolidado.

La tesis de este trabajo, se basa en que el comportamiento de los suelos está influenciado principalmente por la composición mineralógica del suelo y la micro estructura. En suelos residuales la textura depende de los procesos físicos y químicos, mientras en suelos transportados la estructura depende de los procesos de depositación, carga y descarga y procesos post-depositacionales. La presencia de minerales arcillosos influencia los efectos de la estructura en suelos residuales debido a que presenta algunos minerales de arcilla con un comportamiento particular tales como la halloisita y allofana. Los suelos sedimentarios presentan un grado de homogeneidad debido a procesos de clasificación por erosión, transporte y deposición; por otro lado, la historia de los esfuerzos influye en el comportamiento de estos suelos entre los que se conocen dos estados, normalmente consolidados y sobre consolidados.

En este estudio se concluye que los suelos residuales se comportan como suelos sobre consolidados, sin embargo, algunos de los suelos analizados no han estado sometidos a presiones de preconsolidación mayores a las actuales, por lo tanto, la historia del esfuerzo no tiene una influencia significativa en su comportamiento. Se observa que en algunos tipos de suelos residuales, la influencia de la estructura es importante en el comportamiento, no obstante, en otros, los efectos de esta no tiene relevancia mientras la composición mineralógica si tiene un efecto significativo. Además, se analizan los conceptos propuestos

por Vaughan (1985) como complemento para comprender el comportamiento de algunos suelos residuales, en las que el límite líquido (LL) determinado por medición de la resistencia al corte, y la densidad óptima seca a partir de ensayos de compactación, pueden ser útiles como una guía en el análisis del comportamiento de la consolidación.

Wesley, 1988 en L.D. Wesley & Irfan, 1997, "*Clasification of residual soils*", propone un método de clasificación para los suelos residuales a partir de la micro y macro estructura y el contenido de minerales de montmorillonita, halloisita, allofana y sesquióxidos.

Quiroz de Carvalho & Simmons, 1997, "*Mineralogy and Microestructure*", presentan una revisión bibliográfica en la influencia de la mineralogía y la micro estructura en el comportamiento geotécnico de los suelos residuales, y un resumen de los métodos más comunes usados en la caracterización mineralógica, entre estos, difracción de rayos X, termo gravimetría, mineralogía óptica y microscopio electrónico de transmisión. Además, se presenta un ejemplo de la mineralogía en un perfil de suelo residual.

Barksdale & Blight, 1997, "*Compressibility and Settlement of residual soils*", analizan la compresibilidad y los asentamientos en suelos residuales, a partir del análisis de la consolidación a diferentes profundidades en un perfil de suelo residual de andesita basáltica. En este trabajo se demuestra que existen variaciones en la curva de consolidación para diferentes profundidades, mostrando que hay un cambio mayor en los vacíos a menor profundidad. Partiendo de la premisa de que todos los suelos residuales se comportan como sobre consolidados, se demostró una relación lineal y en aumento, entre la medida de la presión de preconsolidación equivalente ( $\sigma'_{vc}$ ) con la profundidad como resultado de la resistencia de los enlaces entre partículas, lo que indica menor meteorización del perfil con la profundidad. Además, se analizó el volumen de vacíos inicial  $e_0$ , el índice de compresión  $C_c$  e índice de recompresión  $C_r$  con respecto a la profundidad, observándose un decrecimiento de estas variables con el aumento de esta.

Brenner, Garga, & Blight, 1997, "*Shear Strength Behaviour and Measurement of Shear Strength in Residual Soils*", realizan un análisis del comportamiento de resistencia al corte y medida de resistencia al corte en suelos residuales y proponen como los factores más importantes a considerar en el comportamiento ingenieril y propiedades geotécnicas de resistencia, esfuerzo y tensión de suelos residuales en comparación con suelos

transportados, de acuerdo a los casos de estudio en la literatura. En estos se tienen la historia de los esfuerzos, resistencia de los granos/partículas, uniones entre partículas, estructuras relicto y discontinuidades, anisotropía y relación de vacíos inicial o densidad. Adicionalmente, se presentan los métodos más comunes para la estimación de la resistencia al corte en campo y en laboratorio y realiza la comparación entre los métodos de laboratorio con sus ventajas y desventajas.

Tiwari & Marui, 2005, en "*A new method for the correlation of residual shear strength of the soil with mineralogical composition*", realizan la correlación del ángulo de fricción residual ( $\phi_r$ ), con la composición mineralógica del suelo. En este trabajo se colectaron 82 muestras de suelos en fallas de pendientes o laderas inestables, flujos de lodo y cenizas volcánicas; se clasificaron y se obtuvieron propiedades índices. Por otro lado, se prepararon mezclas a partir de caolín, esmectita, cuarzo y feldespato en varias proporciones con rangos de 0% a 100 %, las cuales se clasificaron y obtuvieron propiedades índices; los resultados de la caracterización de las mezclas se correlacionaron y fueron validados con las muestras naturales.

Una conclusión relevante a partir de los resultados, es que la proporción del total de los minerales de arcilla es mejor indicador que la medida de la fracción de arcilla total, para la comprensión del comportamiento del suelo. Se demostró una correlación entre la proporción de cuarzo - feldespato, esmectita y caolinita con el límite líquido (LL) y el ángulo de fricción residual ( $\phi_r$ ), indicando que el comportamiento está influenciado directamente por el tipo de arcilla y su proporción.

Meng & Chu, 2011, en un estudio denominado "*Shear Strength Properties of a Residual Soil in Singapore*", caracterizaron las propiedades de ingeniería de un suelo residual inalterado en Singapur. En el estudio se tomaron muestras no perturbadas y se realizaron ensayos de compresión triaxial consolidada no drenada, extensión, corte directo simple y plane-strain consolidado no drenado, y se estableció la relación de la resistencia al corte no drenada ( $C_u/\sigma'_{10}$ ) y la relación de sobreconsolidación (OCR). Los resultados mostraron que en especímenes normalmente consolidados, la relación entre ( $C_u/\sigma'_{10}$ ) y OCR puede ser usada en suelos residuales intactos; no obstante, la resistencia al corte no drenada ( $C_u$ ) de los suelos residuales analizados es anisotrópica, es decir, varía según el ensayo y la dirección de aplicación del esfuerzo. Por otro lado, los ensayos realizados especímenes con estado de sobre consolidación insitu, dan un mayor valor para del ángulo de fricción

secante que los especímenes con OCR menores, el cual tiende a reducir con el incremento de OCR, lo que puede indicar una destrucción de la micro estructura del suelo en especímenes consolidados más allá del estado insitu.

Rahardjo et al., 2012, en su trabajo "*Variability of residual soil properties*", evalúa las propiedades índice, curvas características, y resistencia al corte saturada y no saturada en tres tipos de suelos residuales diferentes de la Formación sedimentaria Jurong, Granito Bukit Timah y Antiguo Aluvión en Singapur con el objeto de estimar la variabilidad del suelo en un esquema cuantitativo, y desarrollar una guía para estimar la variabilidad de los suelos residuales con la profundidad. De este trabajo se concluye que el grado de meteorización con la profundidad, influye en las propiedades geotécnicas como son la distribución granulométrica y, por lo tanto, en propiedades como los límites de Atterberg, cohesión efectiva y ángulo de fricción debido a que estas propiedades están íntimamente relacionadas con el contenido de arena versus arcilla.

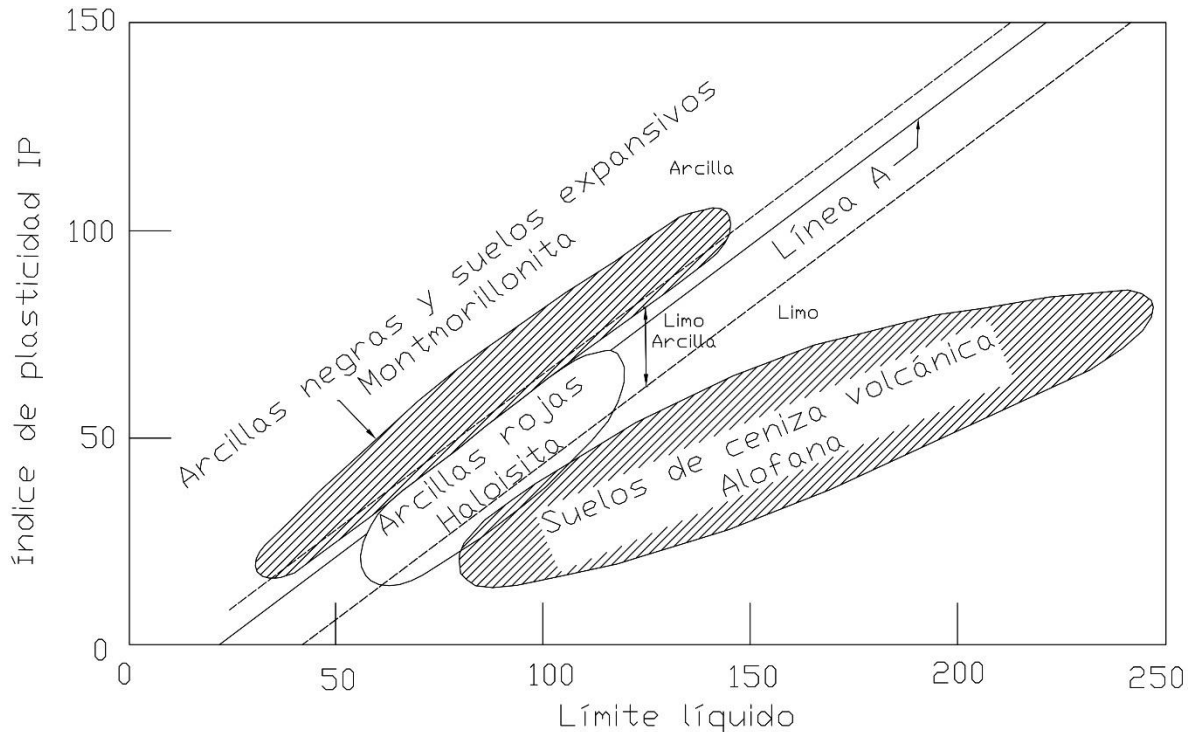
### **3.3.1 Estudio de la mecánica de los suelos residuales**

- **Límites de consistencia o límites de Atterberg**

El Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (USCS) es utilizado para la clasificación de suelos transportados y utiliza el cuadro de plasticidad de Casagrande para mostrar la relación entre la "liquidez del suelo" (a través del límite de líquido LL) y la "plasticidad del suelo", no obstante, existen características especiales en los suelos residuales que no son compatibles con los sistemas de clasificación usados para estos suelos, tales como la mineralogía de la arcilla, la variación entre la masa de suelo a roca y las características micro y macro estructurales de los suelos residuales.

Dado lo anterior, (Geoffrey E Blight & Leong, 2012) proponen un ajuste a la carta de plasticidad de Casagrande la cual puede ser usada en suelos residuales de limo y arcilla. En esta, el LL y el PI de un suelo residual dado, pueden ser usados para establecer el mineral arcilloso predominantemente probable como se muestra en la Figura 3-5.

**Figura 3-5: Influencia del mineral de arcilla predominante en la posición en la tabla de plasticidad. Tomado de (Geoffrey E Blight & Leong, 2012).**



### • Granulometría

Los suelos residuales presentan una variación en el perfil de meteorización de roca a suelo. En perfiles maduros los limos y las arcillas son comunes como subproductos de la meteorización, por lo que se hace necesario el uso de pruebas como el hidrómetro para graficar la curva granulométrica.

El ensayo del hidrómetro es comúnmente usado para medir el tamaño de las partículas con diámetro de menor a 75  $\mu\text{m}$ . Dicha prueba consiste dispersar una muestra en agua destilada con agente defloculante y agitación mecánica y graficar el porcentaje de fino por peso vs. diámetro de la partícula en mm. Alternativas de este método, han sido incorporadas por otros autores para el estudio de suelos dispersivos como el denominado “Doble Hidrómetro”, propuesto por Volk, 1937 en (Fernando, 2010; Knodel, 1991) y usado en estudios posteriores (Fresneda et al., 2013). Este método consiste en generar dos curvas, una con agente dispersante y la otra sin agente dispersante. El porcentaje de dispersión,

es la relación del peso seco de partículas más pequeñas que el diámetro de 0.005 mm de la segunda de prueba con respecto a la primera.

Se ha encontrado poco en la literatura respecto al uso del doble hidrómetro en suelos residuales; no obstante, esta prueba puede ser utilizada como un indicador de la presencia de agregaciones en suelos sometidos a procesos de meteorización, pues dichas agregaciones solo pueden ser desensambladas a partir de agentes dispersantes lo que mostrará una variación de la curva granulométrica con agente dispersante respecto a la curva granulométrica sin agente dispersante.

- **Clasificación geotécnica**

La clasificación geotécnica en la mecánica de suelos convencional se basa primordialmente el tamaño de grano de acuerdo con el análisis granulométrico y propiedades índice de suelos finos definidos por los límites de Atterberg. El sistema de clasificación más usado es el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos.

Los suelos residuales presentan generalmente minerales arcillosos a los que se atribuyen características especiales; los sistemas de clasificación convencional tal como el Sistema de clasificación unificado de suelos (Unified Soil Classification System), no son compatibles con estas propiedades. Por otro lado, las masas de suelos residuales presentan variaciones según el grado de meteorización, que van desde suelos homogéneos hasta roca parcialmente meteorizada, estas variaciones no son descritas en un sistema de clasificación convencional, sumado al hecho de que dichos sistemas de clasificación, se basan en pruebas sobre suelos remoldeados. De manera opuesta los suelos residuales se encuentran influenciados por las características microestructurales y las estructuras heredadas de la masa de roca parental.

Por lo anterior, se hace necesario, un sistema de clasificación particular para suelos residuales.

Diversos autores han presentado propuestas para la clasificación de los suelos residuales. Se encuentran los sistemas basados en la definición cualitativa del grado de meteorización que son el Sistema de clasificación Little (1969), el Sistema de clasificación Deere & Patton (1971) y el Sistema de clasificación Dearman (1995); la clasificación MCT, desarrollada en

Brasil por Nogami e Villibor (1981) para suelos residuales que se basa en ensayos de laboratorio de compactación y pérdida de masa por inmersión en agua, en los cuales se califican propiedades de contracción, permeabilidad, expansión, coeficiente de penetración del agua, cohesión, capacidad de soporte y las familias de curvas de compactación; y el Sistema de clasificación de Wesley (1988) el cual está basado en la composición mineralógica del suelo (tipo de arcilla y minerales de hierro) y en la micro y macro estructura del suelo.

El sistema que más se ajusta a las características del suelo estudiado es el Sistema de Wesley (1988), el cual se describe a continuación:

- **Sistema de clasificación de Wesley (1988).**

Wesley (1988) según L.D. Wesley & Irfan, 1997, propone un sistema de clasificación basado en la composición de la masa de suelo y la estructura. La composición se refiere a la mineralogía, distribución del tamaño de partícula y forma de la partícula. La estructura se refiere a las características a nivel macro del suelo en estado no alterado, tales como discontinuidades, fisuras, poros, estratos, presencia de bloques con diferentes estados de meteorización, y otras estructuras relicto heredadas del macizo rocoso. A nivel micro involucra la fábrica, la unión entre partículas o cementación, agregados de partículas y el tamaño de poros.

La Tabla 3-1, muestra la clasificación propuesta por este autor.

**Tabla 3-1: Clasificación de suelos residuales. Tomado de L.D. Wesley & Irfan, 1997.**

Sistema de agrupación		Nombre pedológico común usado para el grupo	Información descriptiva en estado in situ	
División principal	Subgrupo		Roca parental	Información en la estructura
<b>Grupo A: Suelos sin una fuerte influencia mineralógica</b>	(a) Fuerte influencia en la macro estructura	Particular para cada caso	Aquí se dan detalles del tipo de roca del cual se	Aquí se describe naturaleza de la macro estructura: estratificación, fisuras, fallas,

			origina el suelo	presencia de rocas meteorizadas, etc.
	(b) Fuerte influencia en la microestructura	Particular para cada caso		Aquí se describe naturaleza de la micro estructura: Sensibilidad, efecto del remoldeo, índice líquido o índices similares.
	(c) Poca o ninguna influencia en la estructura	Particular para cada caso		Describe la evidencia de la poca o ninguna evidencia estructural
<b>Grupo B: Suelos fuertemente influenciados por minerales de arcilla comunes.</b>	(a) Montmorillonita (Grupo de la esmectita)	Suelos negros de algodón, arcillas negras, tierras negras residuales, grumusoles, vertisoles.		Describe algunos de los efectos estructurales que pueden estar presentes, u otros aspectos relevantes en las propiedades de ingeniería. Evidencias de comportamiento de expansión, extensión de la superficie de agrietamiento en clima seco, slickensides, etc.
	(b) Otros minerales			
<b>Grupo C: Suelos fuertemente influenciados por minerales de arcilla comunes</b>	(a) Subgrupo de la Allofana	Suelos de ceniza volcánica, andosoles		Se dan algunas bases para la inclusión en este grupo. Se describen algunas influencias estructurales ya sea



<b>en suelos residuales</b>				en la macro o micro estructura.
	(b) Subgrupo de la Alloisita	Arcillas rojas residuales, latosoles, oxisoles, ferrasoles		
	(c) Subgrupo de sesquióxidos (gibbsita, goetita, hematita)	Suelos lateríticos, lateritas, suelos ferralíticos		Se dan algunas bases para la inclusión en este grupo. Se describen las influencias estructurales, especialmente los efectos de la cementación de los sesquióxidos.

**Grupo A: Suelos residuales sin una fuerte influencia mineralógica:**

En este grupo se incluyen los suelos que no se encuentran fuertemente influenciados por los minerales de arcilla y que pueden ser agrupados por presentar propiedades ingenieriles similares. Este grupo se subdivide en tres subgrupos, de acuerdo a la forma y al grado en que el comportamiento del suelo es influenciado por la macro y la micro estructura.

- Subgrupo (a): Corresponde a suelos en los que la macroestructura juega un papel importante en el comportamiento ingenieril del suelo. Un ejemplo claro de este tipo de suelos, son encontrados en los horizontes IV y V (ver clasificación de Dearman, 1995), que aún preservan macro estructuras heredadas.

En este grupo se incluyen los suelos residuales derivados de rocas meteorizadas en condiciones bien drenadas; el comportamiento de estos suelos especialmente en la estabilidad de las pendientes, se encuentra influenciado por las estructuras heredadas, siendo las más comunes, las relacionadas a planos de estratificación, las relacionadas a discontinuidades, fisuras, fracturas y diaclasas causadas por tectónica o enfriamiento y las relacionadas a la presencia de rocas parcialmente meteorizadas en zonas intermedias del perfil de meteorización, incluido los denominados saprolitos.

- Subgrupo (b): Corresponde a suelos que se encuentran fuertemente influenciados por una microestructura, y la macroestructura no está claramente definida. Dentro de la microestructura, juegan un rol importante, la cementación secundaria y la unión entre partículas. La medida de la sensibilidad muestra como algunos suelos residuales con alta sensibilidad, se encuentran fuertemente influenciados por la microestructura, al igual que suelos con un alto índice de liquidez en donde la micro estructura permite a estos suelos presentar valores de humedad natural cercanos al límite líquido.

En este grupo los suelos han presentado un estado tan avanzado de meteorización que las estructuras heredadas del macizo rocoso no juegan un papel relevante. La propiedad más significativa en este grupo, está relacionada a la unión entre partículas común en la mayoría de suelos residuales.

- Subgrupo (c): Corresponde a suelos residuales que no se encuentran influenciados por los efectos estructurales a nivel micro o macro y tampoco por la mineralogía.

**Grupo B: Suelos residuales con una fuerte influencia mineralógica de arcilla comunes.**

- Subgrupo (a): En este subgrupo se incluyen los suelos fuertemente influenciados por minerales de arcilla encontrados comúnmente en suelos transportados. Entre estos se encuentran los suelos denominados vertisoles o suelos negros de algodón y se caracterizan por presentar alto potencial de expansión y contracción, alta compresibilidad y baja resistencia, debido a que están constituidos principalmente por minerales del grupo de la esmectita. Propiedades como la resistencia al corte y la permeabilidad, pueden estar relacionadas de manera directa con la microestructura del suelo.

En este grupo también se encuentran los derivados de la meteorización de rocas ígneas o metamórficas con dominancia de minerales oscuros, meteorizados bajo condiciones pobremente drenadas, en áreas bajas. Son ricos en montmorillonita y presentan baja resistencia, alta compresibilidad y alto potencial de expansión y contracción. En climas estacionales, se genera contracción, fracturamiento y expansión en el suelo que lleva a movimientos verticales en el perfil de meteorización.

**Grupo C: Suelos residuales con una fuerte influencia mineralógica derivada de minerales de arcilla típicos de estos suelos.**

En este grupo se incluyen los suelos que presentan Halloisitas y Allofanas, encontradas especialmente en suelos residuales y que influyen su comportamiento. Otros minerales considerados importantes dentro de este grupo, son los óxidos de hierro y aluminio hidratados, también denominados sesquióxidos, particularmente la gibbsita y goetita.

Las halloisitas (del grupo de las caolinitas) se caracterizan por presentar estructura tubular, y las allofanas, se consideran amorfas o con una estructura poco desarrollada. La influencia de estos minerales de arcilla en el comportamiento de los suelos se encuentra bien documentada, mientras que la influencia de los sesquióxidos es menos documentada.

En este grupo se presentan tres subgrupos con una conexión genética entre ellos debido a que la allofana mediante la meteorización, puede transformarse en halloysita y esta a su vez con procesos continuos de meteorización, presenta remoción de sílice y concentración de óxidos de hierro y aluminio.

- (a) Suelos allofánicos: La alofana es la arcilla más común en suelos residuales y esta hace que el contenido de humedad natural del suelo varíe en un rango entre 80% y 250%.

Se tienen valores también altos en los límites líquido y plástico. Cuando son secados al aire o en horno, decrece la plasticidad de forma irreversible e incrementa el tamaño de partícula; presentan una curva de compactación plana sin valores definidos en la humedad óptima; y las relaciones empíricas aplicadas para suelos transportados son engañosas para estos suelos. No obstante, el comportamiento ingenieril de estos suelos es bueno en estado inalterados, pero ofrece grandes dificultades en estado remoldeado o retrabajados (sin buenos resultados ante los métodos de compactación convencional).

En este subgrupo, además se incluyen los suelos allofánicos asociados a depósitos de ceniza volcánica, los cuales muestran variaciones considerables en las propiedades de ingeniería y en el grado de sensibilidad, indicando una fuerte influencia de la microestructura en su comportamiento ingenieril.

- (b) Suelos halloisíticos: Son suelos con una alta proporción de arcilla haloisita, pueden presentar valores elevados de humedad natural, así como de los límites de Atterberg. Se caracterizan por presentar un tamaño muy pequeño de partícula y una baja actividad. Las halloysitas pueden presentarse en forma hidratada con una partícula en forma tubular, o deshidratada o metahalloysita donde los tubos pueden estar desenrollados o fracturados, no obstante, sus propiedades ingenieriles son relativamente buenas. Materiales volcánicos con arcillas rojas son compuestos generalmente por halloysita y se clasifican en este grupo.
- (c) Suelos influenciados por la presencia de sesquióxidos: Los sesquióxidos funcionan como agentes cementantes y agregan otros minerales constituyentes. Las lateritas se forman con suficiente concentración de sesquióxidos siendo las relaciones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  y Sílice/Sesquióxido, el principal indicador del grado de laterización. No obstante, en este grupo se pueden presentar suelos con cantidades menores de sesquióxidos que no alcanzan a ser clasificados como lateritas.

Es un grupo bastante amplio y pobremente definido y se limita a suelos en los cuales la presencia de sesquióxidos es suficiente para formar concentraciones o agregados de partículas. Anteriormente se han incluido dentro de este grupo arcillas rojas formadas en el trópico, sin embargo, estas no hacen parte de este subgrupo hasta

no demostrarse que existe cementación causada por sesquióxidos, y que esta es suficientemente fuerte como para no ser destruida por el remoldeo del suelo. Dentro de estos suelos se encuentran un amplio rango de suelos que varían desde arcillas limosas de baja plasticidad hasta depósitos de concreciones formados predominantemente por material tamaño grava.

- **Consolidación**

Todos los suelos residuales se comportan como sobre consolidados y una vez se ha excedido el esfuerzo equivalente de preconsolidación  $\sigma'_{vc}$ , su compresibilidad incrementa; se ha considerado al esfuerzo equivalente de preconsolidación  $\sigma'_{vc}$ , probablemente a la media de la resistencia de la unión entre partículas en los suelos meteorizados. Una vez excedido  $\sigma'_{vc}$ , se puede establecer un verdadero esfuerzo de preconsolidación y el comportamiento del suelo residual será similar al de un suelo transportado (Barksdale & Blight, 1997).

Para los suelos transportados, los esfuerzos horizontales se relacionan con la sobreconsolidación e incrementan en la medida que esta incrementa. En los suelos residuales, se presentan procesos como expansión de minerales, lixiviación, erosión interna de partículas ultrafinas, entre otros, que conllevan a que el esfuerzo lateral en el perfil de meteorización, sea menor que la presión de sobrecarga y el coeficiente de presión de tierras en reposo menor que la unidad, incluso si el comportamiento del suelo es sobreconsolidado (Barksdale & Blight, 1997).

En un estudio desarrollado por Barksdale & Blight, (1997), en un perfil de suelo residual de andesita basáltica, se muestra que la relación de vacíos y el cambio en la relación de vacíos respecto al incremento en la carga, es mayor en una muestra tomada a 15 m que para otra tomada a 18 m de profundidad para los mismos incrementos de carga, mostrando una gran variación en la curva de consolidación, en distancias verticales relativamente pequeñas. A partir del análisis de este perfil, también se pudo observar que existe una relación lineal y en aumento, entre la presión de preconsolidación equivalente ( $\sigma'_{vc}$ ) y la profundidad. Por otro lado, se realizó una comparación entre el volumen de vacíos inicial  $e_0$ , el índice de compresión  $C_c$  e índice de recompresión  $C_r$  variando la profundidad, mostrando un decrecimiento de estas variables con el aumento de la profundidad; relacionado con la disminución en la meteorización y exhibiendo una relación directa entre  $C_c$  y  $C_r$  con  $e_0$ . De

acuerdo con estos autores, los resultados son similares a los realizados por Blight & Brummer (1980) y Hall et al., (1994), lo que permitió concluir que la relación de vacíos en los materiales meteorizados es un buen indicador del grado de compresibilidad.

El principal problema con las fundaciones superficiales en suelos residuales, se presentan en zonas de clima estacional entre seco y húmedo, por expansión, contracción o colapso de suelos altamente lixiviados con microestructuras inestables en presencia de agua, especialmente por arcillas activas en granitos altamente meteorizados o suelos tipo loes.

El desplazamiento en suelos residuales expansivos se presenta principalmente aquellos arcillosos derivados de shales, lodolitas meteorizadas, rocas ígneas básicas (como doleritas gabro noritas y algunas lavas andesíticas); donde la arcilla predominante es la esmectita. La expansión ocurre principalmente debido a un decrecimiento de la succión en el suelo hasta el punto en que esta se hace cero o puede aumentar si se presenta un decrecimiento en el esfuerzo total.

- **Colapso**

De acuerdo con el Reglamento Colombiano de Construcción Sismo Resistente, (Ministerio de Ambiente Vivienda y Desarrollo Territorial, 2010), “se identifican como suelos colapsables aquellos depósitos formados por arenas y limos, en algunos casos cementados por arcillas y sales (carbonato de calcio), que si bien resisten cargas considerables en su estado seco, sufren pérdidas de su conformación estructural, acompañadas de severas reducciones en el volumen exterior cuando se aumenta su humedad o se saturan”.

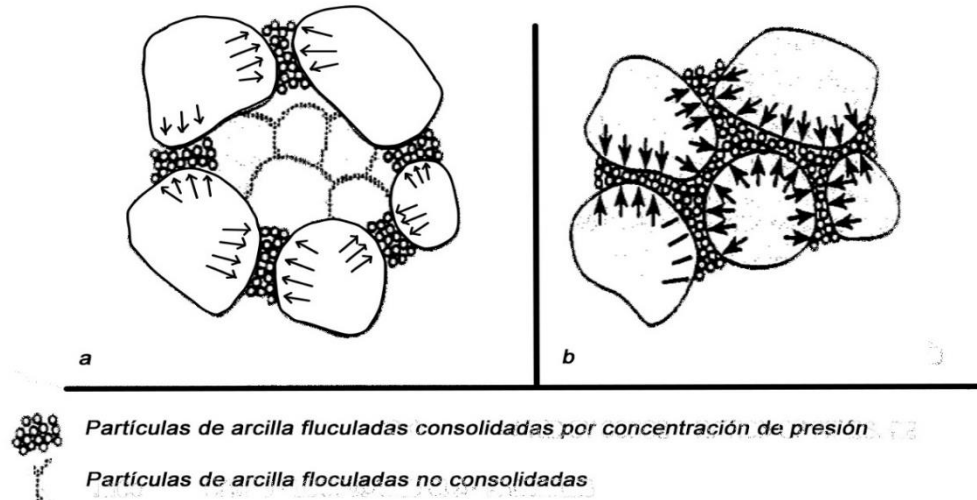
Autores como Barden L. Madedor A. (1969) en (Rodríguez, Salgado, Gallo & Vanegas, 2014), proponen que un suelo es potencialmente colapsable cuando presenta una estructura abierta (Figura 3-6 - a) potencialmente inestable y parcialmente saturada; la succión puede producir una condición de equilibrio metaestable que se desestabiliza con el aumento en la humedad. Moll L. (1975) en (Rodríguez, Salgado, Gallo & Vanegas, 2014) define a los suelos colapsables como aquellos que poseen una estructura muy porosa y tienen una fábrica de textura abierta que les permite soportar esfuerzos altos en condiciones no saturadas pero en condiciones de saturación presentan cambios bruscos de volumen, aún en condiciones de esfuerzos relativamente bajos.

Los suelos residuales se encuentran influenciados por las características microestructurales, por lo tanto, es importante medir su potencial de colapso. De acuerdo con Barksdale & Blight, 1997, el fenómeno de colapso en suelos residuales, ocurre principalmente en suelos antiguos tipo loes que han sido ligeramente cementados en los puntos de contacto entre partículas y en suelos meteorizados altamente lixiviados derivados de rocas ácidas tipo granito con gran proporción de cuarzo, esto debido a que la lixiviación conduce a la formación de suelos limosos o arenos arcillosos, con una alta relación de vacíos y micro estructura inestable o colapsable.

Los suelos colapsables pueden presentar valores altos de resistencia y bajos valores de compresibilidad cuando la succión es alta, no obstante, si la succión decae debido al aumento de la humedad, entonces la resistencia disminuye y se muestra como compresible. Este será colapsable de acuerdo a la presión de confinamiento mostrándose más susceptible al colapso a mayor presión de confinamiento.

Aunque el colapso no se puede predecir en términos de esfuerzos efectivos, el comportamiento mecánico de los suelos colapsables, se encuentra regido por el esfuerzo. Dependiendo del contenido de agua en el suelo, el colapso se puede dar de forma progresiva o repentina; por ejemplo, suelos cargados bajo condiciones altas de humedad, o suelos con cargas livianas en condiciones de baja de humedad y posteriormente humedecidos presentan asentamientos progresivos, mientras que suelos altamente cargados en condiciones bajas de humedad y posteriormente humedecidos, pueden presentar colapso (Barksdale & Blight, 1997).

**Figura 3-6: Mecanismo de colapso en arenas colapsables. Tomado de Barksdale, R. D., & Blight, G. E. (1997).**



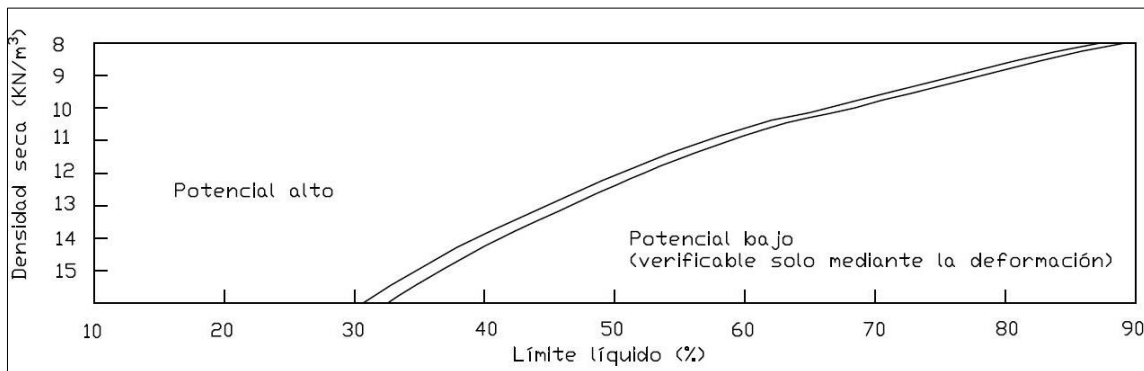
Existen varios criterios para evaluar el potencial de colapso, entre estas se encuentran las propuestas de Denisov (1964) y del Código de edificación de la U.R.S.S (1962), basadas en la relación de vacíos en estado natural, el límite de líquido y la gravedad específica; la de Feda (1960) basada en la humedad natural, saturación del suelo, límite plástico y límite líquido; la de Prikloński (1952) basada en el límite líquido, límite plástico y humedad natural; y la de Kassif y Henkin (1967) basada en la densidad seca y la humedad natural.

En Camapum et al., (2015), se presentan dos métodos basados en los ensayos del edómetro. La primera es realizada a partir del ensayo edométrico simple en una muestra con humedad natural y posteriormente saturada después de cargada; y la segunda basada en el ensayo duplo edométrico en donde se llevan a cabo dos consolidaciones paralelas, una con la humedad natural y otra saturada.

Gibbs & Bara (1962) en (Valencia González, 2005), presentan una metodología basada en el límite líquido y la densidad seca como se muestra en la Figura 3-7.



**Figura 3-7: Potencial de Colapso según Gibbs & Bara (1962) en (Valencia González, 2005), Pag. 87.**



### • Expansión

De acuerdo con INV E-132-13 (INVIAS, 2012), los suelos expansivos corresponden a suelos finos que se expanden o contraen cuando cambian el contenido de humedad de seco a húmedo o viceversa lo que puede conducir a cambios volumétricos de gran importancia.

El carácter expansivo del suelo depende principalmente del tipo de mineral arcilla siendo el grupo de la esmectita (montmorillonita y esmectita), las arcillas con mayor potencial de expansión. A este factor, se suman las condiciones relacionadas con el suelo tales como distribución de las partículas de la arcilla, porosidad, orientación mineralógica, cementación, y las relacionadas a la litología tales como el perfil estratigráfico, espesor de suelo y discontinuidades, entre otras (Camapum et al., 2015). Los suelos residuales comúnmente presentan minerales de arcilla como productos de la meteorización (Quieroz de Carvalho & Simmons, 1997), lo que los hace susceptibles a presentar expansión.

Para medir el potencial de expansión, se han desarrollado métodos indirectos que usan límites de consistencia o parámetros de textura de obtención simple en laboratorio y en campo, y métodos directos que se basan en pruebas edométricas, de placa o en el expandocolapsómetro (Camapum et al., 2015).

Entre los métodos indirectos se encuentran el propuesto por INVIAS, (2013), en el que se indican dos criterios para identificar y predecir el potencial de expansión de un suelo fino, a

partir de los límites de consistencia: el límite líquido y el límite plástico (Tabla 3-2 y Tabla 3-3):

**Tabla 3-2: Predicción de la expansividad a partir del límite líquido. Tomado de la Tabla 132-1 de la Norma INV E-132-13.**

Grado de expansión	Límite líquido	
	CHEN	Norma IS 1498
Bajo	< 30	20 – 35
Medio	30 – 40	35 – 50
Alto	40 – 60	50 – 70
Muy alto	> 60	70 – 90

**Tabla 3-3: Predicción de la expansividad a partir del índice de plasticidad. Tomado de la Tabla 132-1 de la Norma INV E-132-13.**

Grado de expansión	Índice de plasticidad		
	Holtz y Gibbs	CHEN	Norma IS 1498
Bajo	< 20	0 – 15	< 12
Medio	12 – 34	10 – 35	12 – 23
Alto	23 – 45	20 – 55	23 – 32
Muy alto	> 32	> 35	> 32

Debido al número de variables mencionadas que influyen en el comportamiento expansivo de un suelo, la identificación en campo es difícil y métodos tradicionales tales como el SPT, granulometría e índices de consistencia (mencionado arriba), no indican con precisión el carácter expansivo de un suelo. Para ello se han desarrollado varios métodos directos que miden el porcentaje de expansión libre y la tensión de expansión (Camapum et al., 2015), los cuales no se abordarán en esta investigación.

- **Resistencia al corte**

En las regiones tropicales y subtropicales dadas las condiciones climáticas, generalmente el nivel freático es profundo debido a que la tasa de evapotranspiración excede la tasa de precipitación, por lo tanto, es posible que en los suelos residuales existan condiciones no saturadas, con aire en los vacíos del suelo. La presión de aire se aproxima a la presión atmosférica y la presión de agua será inferior, es decir, negativa debido a la capilaridad en los poros del suelo; esta aporta un componente adicional a los esfuerzos efectivos que hace que sean mayores al esfuerzo total; esta presión negativa se conoce con el nombre de succión. La succión se expresa mediante la Ecuación 3-1.

**Ecuación 3-1: Succión**

$$(U_a - U_w)$$

Donde  $U_a$ , representa la presión de aire y  $U_w$ , representa la presión de agua.

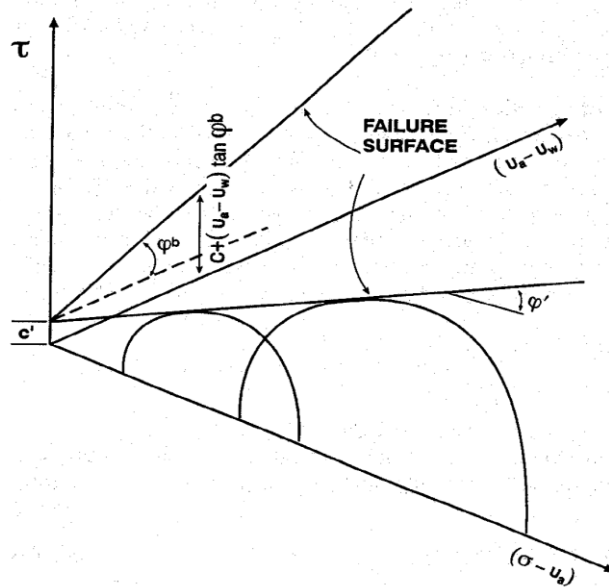
De esta forma de acuerdo con Fredlund et al., (1978) en Brenner, Garga, & Blight, (1997), la ecuación para el cálculo de la resistencia al corte puede ser reescrita de la siguiente manera (Ecuación 3-2):

**Ecuación 3-2: Ecuación de resistencia al corte para suelos no saturados**

$$\tau = C' + (U_a - U_w) \tan(\phi_b) + (\sigma_n - U_a) \tan(\phi')$$

Donde  $\tau$ , representa el esfuerzo cortante,  $C'$ , la cohesión efectiva,  $\phi_b$ , el ángulo de cohesión interceptada (variación de la succión con el grado de saturación o la humedad),  $\sigma_n$ , el esfuerzo normal total y  $\phi'$ , el ángulo efectivo de resistencia al corte. La Ecuación 3-2 se interpreta gráficamente en la Figura 3-8.

**Figura 3-8: Interpretación del estado de resistencia la corte para un suelo no saturado. Tomado de Morgentern and Frenlund en Brenner, R. P., Garga, V. K., & Blight, G. E. (1997).**



Los suelos residuales comúnmente se encuentran en estado no saturado y como consecuencia con presiones de poros negativas. En algunos casos esto se refleja en propiedades de resistencia al corte, donde en estado no saturado puede presentar altos valores de resistencia; no obstante, en condiciones de saturación, esta decae marcadamente (Lumb, 1965 en Rahardjo et al., 2012).

De acuerdo con Brenner, Garga, & Blight, 1997, los factores más importantes a considerar en el comportamiento ingenieril y propiedades geotécnicas de resistencia, esfuerzo y tensión de suelos residuales en comparación con suelos transportados, son los siguientes:

**Historia de esfuerzos:** Los suelos transportados después de la depositación, se encuentran sujetos a un aumento en los esfuerzos efectivos por acumulación de materiales a través del tiempo que comprimen los sedimentos más profundos generando un proceso de consolidación normal. Cuando la sobrecarga es removida parcial o completamente, este puede cambiar y pasar a un estado sobre consolidado. Para el caso de arcillas, estas son depositadas por el agua y la historia de los esfuerzos después de la depositación, estará condicionada por la relación de vacíos y el arreglo de las partículas de suelo.

En el caso de los suelos residuales, estos son formados por procesos de meteorización química (lixiviación, precipitación, etc), que transforman las partículas minerales y debilitan la roca por pérdida de materia mineral; esto puede ocasionar la pérdida de carga lateral y vertical y una modificación del estado de esfuerzos in-situ, que modifica el efecto de los esfuerzos iniciales en la estructura del material meteorizado; por esto, es de esperar que el efecto del estado de esfuerzos al que han estado sometidos en el pasado durante su formación, será muy pequeño. La mayoría de suelos residuales tiene un comportamiento sobre consolidado y el parámetro A (parámetro de presión de poros A) durante el corte, es generalmente positivo y muy pequeño cercano a cero, lo que indica presiones de poro generadas durante el corte en estado no drenado, muy pequeñas y de poca importancia.

**Resistencia de granos/partículas:** La meteorización produce partículas o agregados de suelo que varían ampliamente en los grados de debilidad, esto hace que la resistencia a la disgregación o a ser roto mediante presión, varíe más ampliamente en los suelos residuales que en los suelos transportados.

**Uniones entre partículas:** Los suelos residuales presentan uniones entre partículas que representan un componente de fuerza y resistencia independiente de los esfuerzos efectivos y la relación de vacíos del suelo. En algunos suelos transportados antiguos, también se pueden desarrollar uniones entre partículas debido a que han tenido tiempo suficiente de formarse, no obstante, han sido irrelevantes en el estudio para aplicaciones de ingeniería.

Vaughan 1988 en Brenner, Garga, & Blight, 1997, menciona tres posibles causas para el desarrollo de enlaces: la cementación por depositación de carbonatos, hidróxidos, materia orgánica, etc.; solución y reprecipitación de silicatos u otros agentes cementantes; crecimiento de enlaces durante la alteración química de minerales. La fuerza de los enlaces varía en función de los minerales de origen y los procesos de meteorización, no obstante, incluso una muestra que puede desmoronarse con la mano con enlaces débiles, puede proporcionar un componente de fuerza y resistencia en una masa de suelo confinada.

La medida de resistencia al corte de suelos residuales es muy sensible a la alteración de la microestructura del suelo, por lo que durante la imposición de cargas, la saturación y aplicación de presión de confinamiento, los enlaces entre partículas pueden ser

completamente o parcialmente destruidos resultando en un decrecimiento de la medida de resistencia al corte.

**Estructuras relicto y discontinuidades:** Los suelos residuales pueden contener macro estructuras heredadas de baja resistencia por donde el suelo tenderá a fallar con mayor facilidad, difíciles de observar en testigos de perforación, tales como planos de estratificación, diaclasas meteorizadas rellenas con arcillas de baja resistencia y espejos de falla que son heredados en suelos residuales, con baja resistencia residual y ángulo de fricción menor a  $10^\circ$ . No obstante, la resistencia general de la masa de suelo estará gobernada por la orientación predominante y la frecuencia de las estructuras heredadas con respecto a la dirección de la aplicación del esfuerzo. Por lo anterior, un mapeo de las discontinuidades en el saprolito y la media de la resistencia en las superficies de discontinuidad en campo o en el laboratorio, dan una mejor aproximación de la medida de resistencia de la masa de suelo.

**Anisotropía:** En suelos transportados, el esfuerzo anisotrópico está asociado al modo de depositación y la historia de esfuerzos en la masa de suelo. En suelos residuales el esfuerzo anisotrópico está asociado a la fábrica de la roca parental. La resistencia al esfuerzo cortante depende de los esfuerzos anisotrópicos que han sufrido los suelos, por ejemplo, en rocas metamórficas con minerales de mica, el proceso de meteorización forma suelos con minerales de arcilla laminar, estos pueden ser orientados en los procesos de corte y luego llevar a la falla a través de una superficie preferencial.

**Relación de vacíos inicial o densidad:** La micro estructura de los suelos residuales expresada por la relación de vacíos inicial o la densidad, también juega un rol importante en el comportamiento ingenieril de estos suelos. La relación de vacíos inicial en suelos residuales es función del grado de meteorización que ha alcanzado el suelo y no de la historia de esfuerzos, además, varía ampliamente según las características de la roca parental. Un suelo con baja densidad o relación de vacíos inicial, presentará menor resistencia al corte consolidado no drenado.

## 4 Metodología

El proceso de construcción de obras de infraestructura vial en el municipio de Barbosa Departamento de Antioquia, dejó al descubierto una secuencia aluvial, no reportada en la literatura, caracterizada por el avanzado grado de alteración química. Las características de los materiales aluviales del río Medellín reportados hasta la fecha, no guardan ninguna similitud con los presentados en este trabajo.

Con este trabajo de investigación, se busca caracterizar el suelo transportado y meteorizado, analizando la incidencia de los procesos de alteración química en el comportamiento geomecánico, así como discutir su origen geológico en el contexto evolutivo del valle de Aburrá. Para llevar a cabo el objetivo planteado, el trabajo de investigación constó de cuatro (4) fases como se muestra en la Figura 4-1.

Durante la primera etapa se realizó una revisión del marco teórico que abarcó los temas de las unidades geológicas y geomorfológicas del Valle de Aburrá, incluyendo las hipótesis de formación y origen de esta cuenca. Se realizó una revisión del estado del conocimiento y formación de suelos transportados y suelos residuales, características principales en cuanto a textura, estructura, composición y mineralogía y estudio en la mecánica de suelos para ingeniería.

La segunda fase consistió de la caracterización geológica, incluyendo actividades de cartografía geológica, geomorfológica, estructural, descripción litológica y análisis del origen de los suelos estudiados. Esta fase inició con el estudio a detalle del área de interés que abarcó un polígono de 289 Ha, sobre el cual se realizó la interpretación de fotografías aéreas detalladas y el análisis de un Modelo Digital de Elevación (DEM) construido a partir de las curvas de nivel generadas por el IGAC (2010) para el Proyecto “CartoAntioquia”, Escala 1:2000 Urbana, 1:5000 sub urbana y 1:10000 Rural.

Las fotografías aéreas utilizadas para el análisis de fotointerpretación, se referencian en la Tabla 4-1.

**Tabla 4-1: Fotografías aéreas.**

Fuente	Año	Escala	Vuelo	Faja	Fotos
Transmetano	1995	1:10.000	TM006	14	078 a 082
Transmetano	1998	1:10.000	AE060	17	144 a 146
Transmetano	2002	1:10.000	AE017	16	579 a 583
Transmetano	2012	1:15.000	AE166C	07	549 a 560

A partir del análisis de fotointerpretación y la cartografía geológica elaborada por el Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA, 2006), se preparó un primer mapa de unidades geológicas - unidades superficiales y un mapa de unidades geomorfológicas.

Se realizaron seis (6) visitas. En éstas, se hizo el reconocimiento y la caracterización geológica y geomorfológica identificándose rasgos litológicos, físicos, geotécnicos, geomorfológicos y de procesos morfodinámicos, de un área delimitada previamente y en particular del sitio en donde se identificó la secuencia aluvial objeto de estudio.

Posteriormente, a partir de la información de campo, se realizaron ajustes de los mapas de geología y geomorfología.

Una vez se tuvo un conocimiento preliminar de la distribución de unidades geológicas, se procedió con la elaboración muestreos para el suelo de interés, a partir de una perforación a percusión (SPT) con recuperación en tubo shelby y muestras de mano disponibles en afloramientos de la unidad de interés. Se identificaron dos (2) unidades de suelo pertenecientes a la misma unidad geológica objeto de estudio y una (1) unidad del suelo perteneciente al perfil de meteorización del basamento rocoso.

Para las muestras recolectadas durante la fase de campo, se realizó la caracterización mineralógica a partir de muestra de mano, microscopía óptica, Difracción de Rayos X. La Tabla 4-2 muestra el resumen de los análisis realizados.



**Tabla 4-2: Análisis de mineralogía, micro y macro estructura e identificación de clastos, realizados para la caracterización geológica.**

Caracterización geológica:	Tipo de suelo	Difracción de Rayos X (DRX)	Secciones delgadas	Análisis de imágenes
Mineralogía, micro y macro estructura e identificación y conteo de clastos.	Suelo fino de lodo masivo	X	X	N.A.
	Suelo de origen aluvial meteorizado	X	X	X

Lo anterior sirvió para la asociación petrográfica de las unidades representativas que tuvieron un aporte sedimentario a la cuenca que formó el suelo de estudio (análisis de proveniencia).

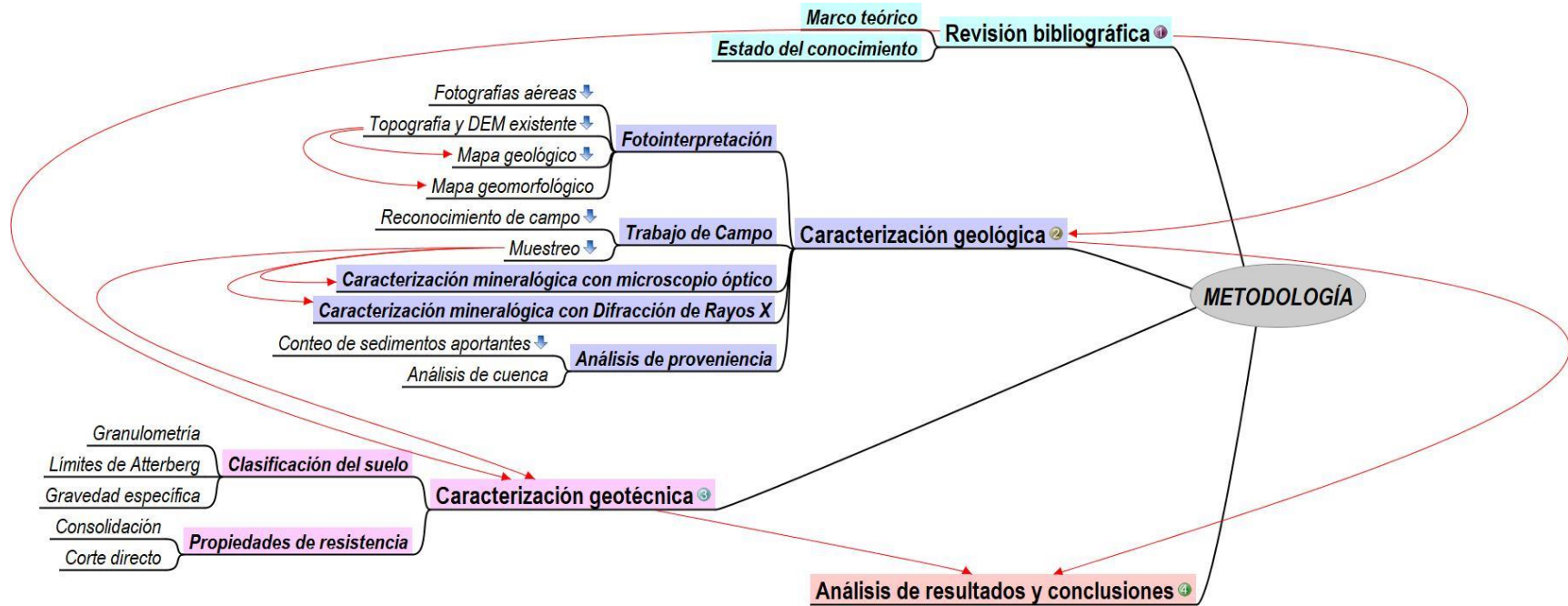
El análisis de proveniencia consistió del conteo estadístico de los clastos que constituyen los sedimentos grueso-granulares (gravas), reflejo también de las unidades litológicas presentes en las cuencas aportantes. Se calculó el porcentaje de representación de cada una de las unidades litológicas fuente y se realizó un análisis de contraste con las actuales cuencas (zona de influencia) y su área correspondiente. Este análisis se apoyó en: identificación de campo, fotografías de los clastos meteorizados y secciones delgadas en el microscopio óptico.

La tercera fase estuvo definida por la caracterización geotécnica realizada de los suelos muestreados, a partir de ensayos de laboratorio (de acuerdo con las normas ASTM).

Los ensayos geotécnicos llevados a cabo en este estudio, buscaron además de caracterizar las propiedades de ingeniería del suelo, proporcionar una base para comparar con base a la literatura si el suelo se comporta como un suelo residual o un suelo transportado, partiendo de los criterios definidos por la literatura.

Finalmente, en la cuarta y última fase se analizaron y discutieron los resultados obtenidos de la caracterización geológica y geotécnica.

Figura 4-1: Metodología



## **5 Resultados**

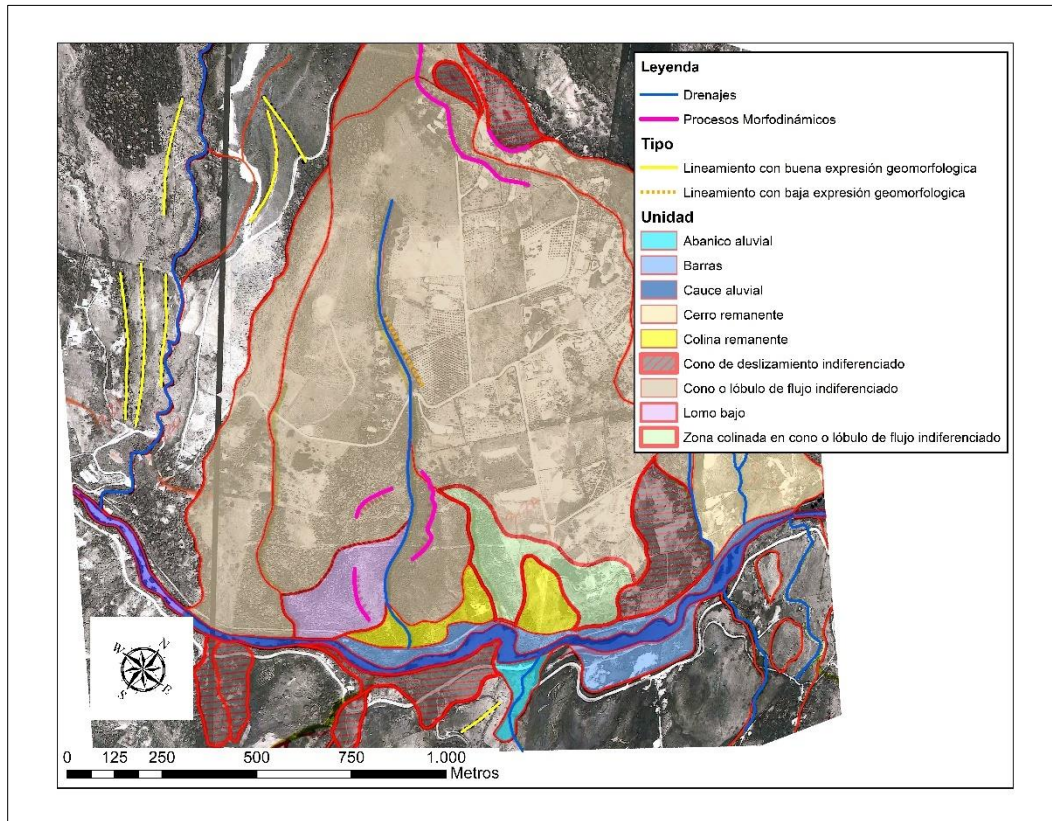
### **5.1 Caracterización Geológica**

#### **5.1.1 Análisis multitemporal**

En el área de estudio, a partir de la fotointerpretación para el año 1995 (Figura 5-1), se identificaron geoformas asociadas a abanicos o lóbulos de flujos de lodos y/o escombros hacia la parte media y alta de la vertiente izquierda del río Medellín y colinas remanentes en la parte baja de la ladera. Sobre los flujos se identificaron además algunos conos de deslizamiento. Bordeando el cauce del río se observaron barras de depósitos aluviales estrechos, como barras alargadas en ambas márgenes del río.

Sobre la misma ladera es posible observar dos cicatrices de deslizamiento con buena expresión geomorfológica, una en la parte alta y otra bordeando uno de los afluentes que desemboca al río Medellín. Hacia la margen derecha del río se observaron una serie de lineamientos y/o rasgos tectónicos con dirección NW, de marcada expresión geomorfológica.

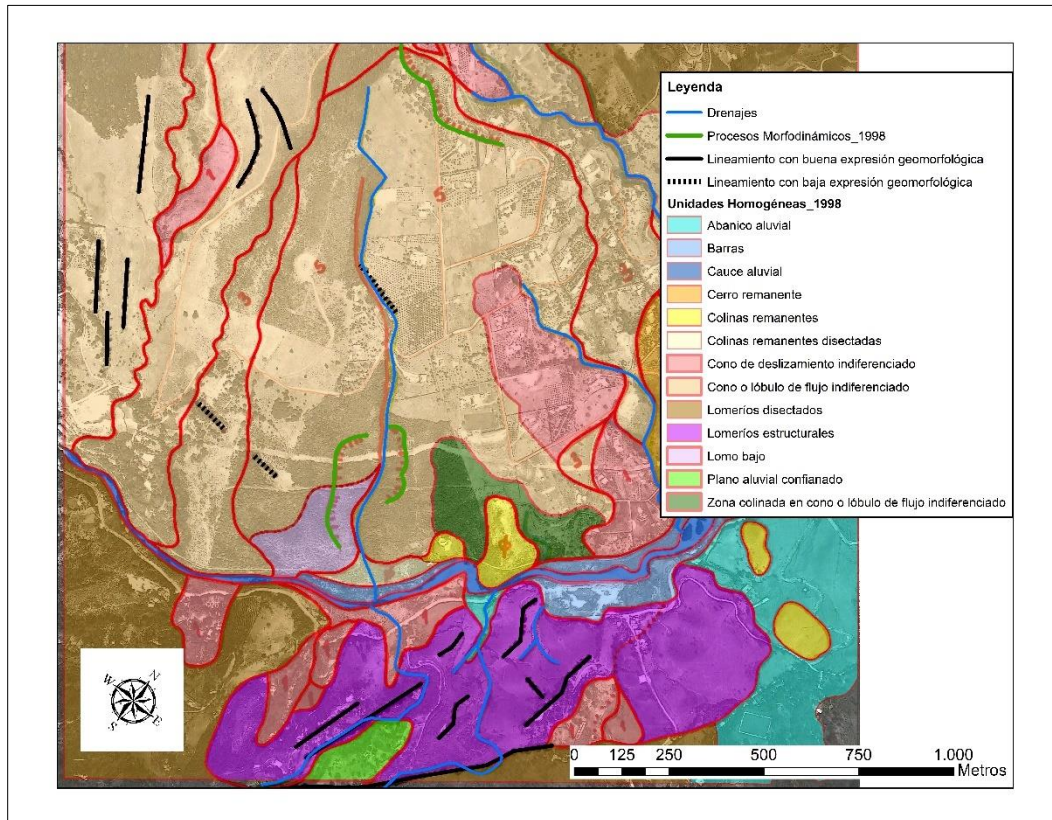
Figura 5-1 : Fotointerpretación año 1995.



Las fotografías de los años 1998 (Figura 5-2), permitieron la identificación de tres (3) geoformas en la ladera NW asociadas a flujos de lodo y/o escombros. Una de estas unidades de flujo presenta lineamientos con buena expresión geomorfológica, por el contrario las demás presentan lineamientos de baja expresión, indicando quizás una menor edad.

En la ladera SE del área de estudio, se identificaron estructuras geológicas con geoformas en montículos o lomeríos estructurales y drenajes en forma de enrejado, que muestran un control tectónico del área. Para este año, las cicatrices de deslizamiento, todavía conservan una buena expresión geomorfológica.

**Figura 5-2 : Fotointerpretación año 1998.**



Para los años 2002 y 2012 (Figura 5-3 y Figura 5-4), en las fotografías aéreas las cicatrices de deslizamiento localizadas bordeando el drenaje con dirección NW en la parte baja de la ladera ya no tienen buena expresión geomorfológica. A partir de estas fotografías se trazó la continuidad de las unidades homogéneas y lineamientos delimitados en años anteriores. A nivel general, no se identifican cambios con respecto a los años anteriores, a excepción de una de las barras del río que desaparece para ampliar el cauce localmente.



Figura 5-3 : Fotointerpretación año 2002.

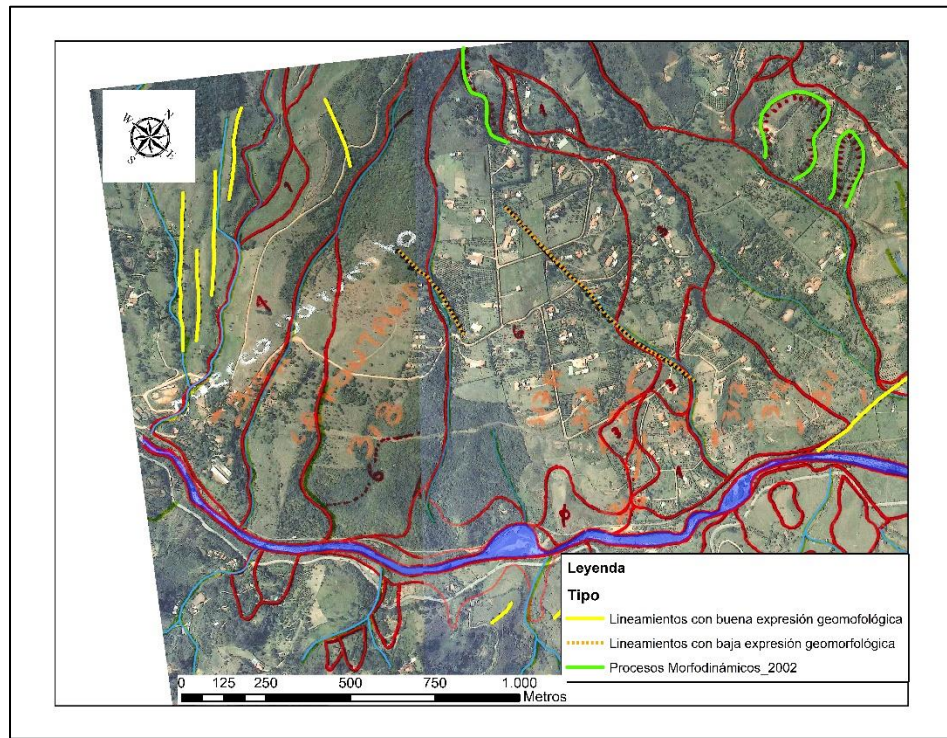
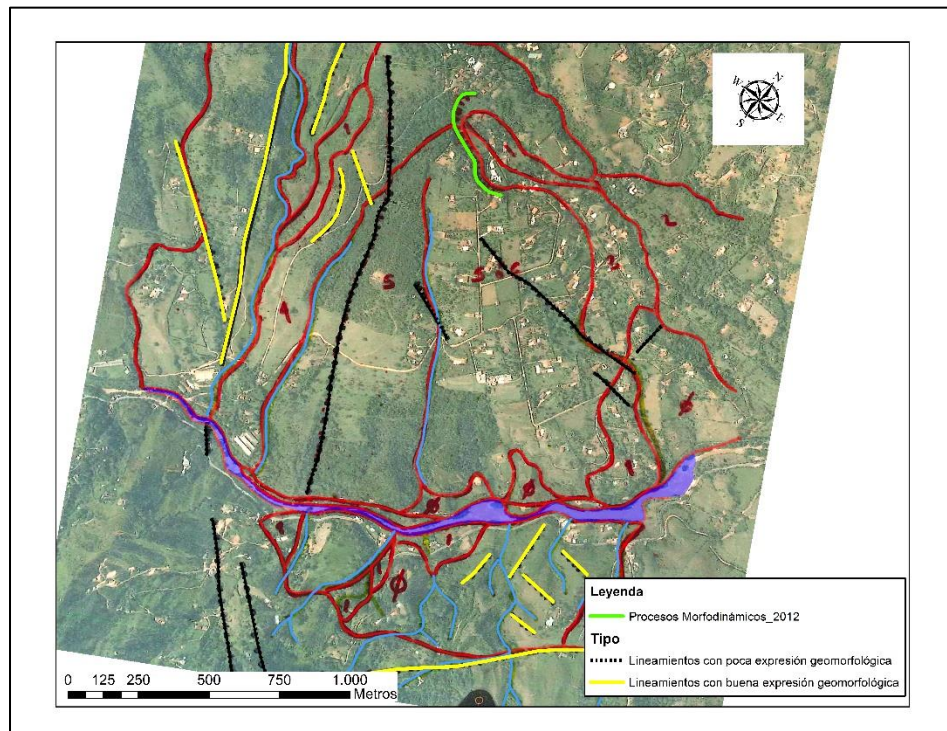


Figura 5-4 : Fotointerpretación año 2012.



### 5.1.2 Geología y geomorfología de campo

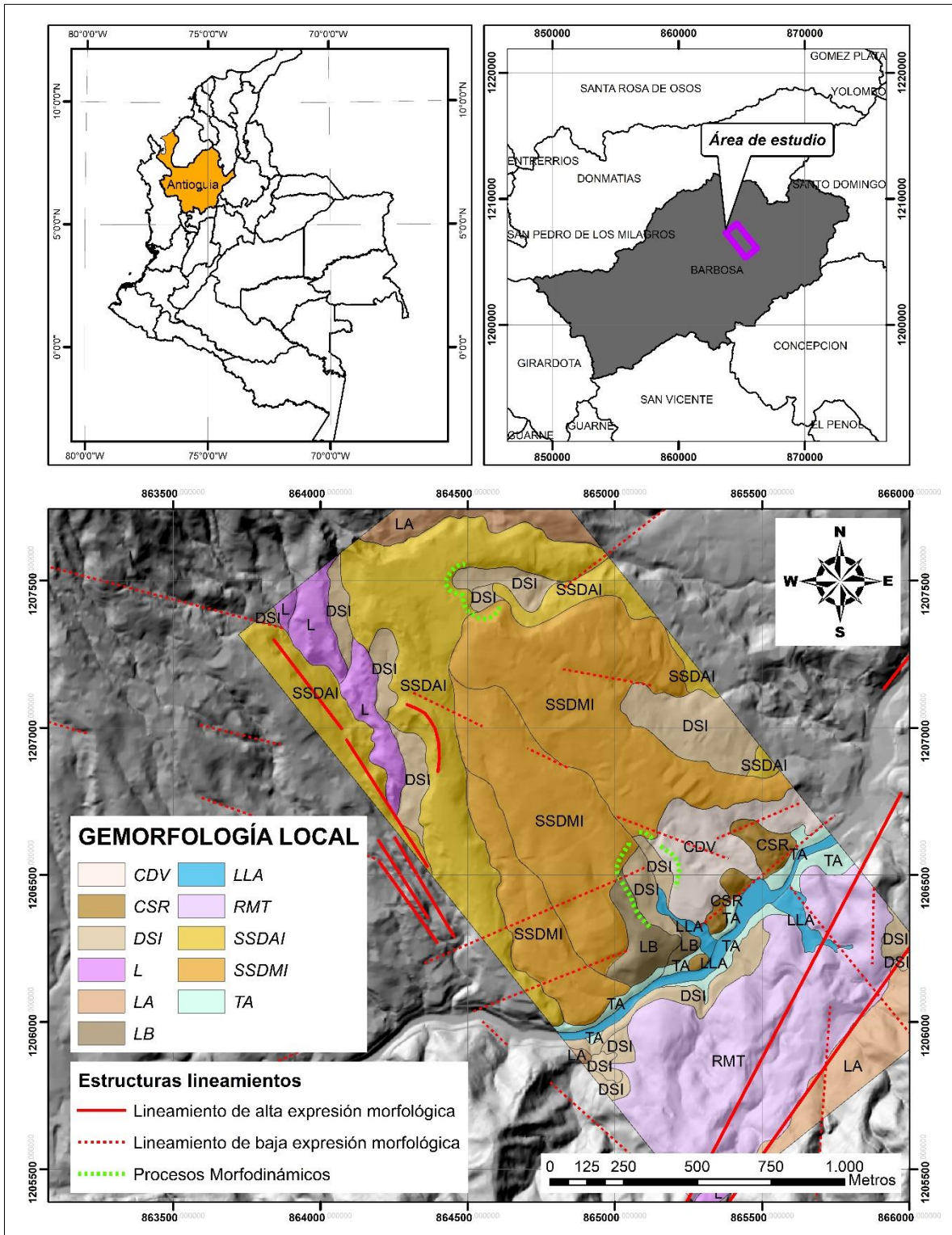
El área de estudio se enmarca en la Cuenca media-baja del Río Medellín Porce, subunidad Cañón del Río Porce, aguas abajo del Municipio de Copacabana, denominada así por Rendón (2003). En este sector, la cuenca del río Medellín Porce presenta una forma de “V” de fondo estrecho con disposición NE-SW y presencia de grandes depósitos de vertiente sobre la margen izquierda, tal como describió Shelmon (1979 en Michelle Hermelin & Rendón, 2007).

A nivel geomorfológico se identificaron: unidades de colinas en depósitos de vertiente (CDV), colinas en suelo residual (CSR), depósitos sin incisión (DSI), lomo (L), lomos altos (LA), lomos bajos (LB), llanura aluvial (LLA), rasgos morfotectónicos (RMT), superficies suaves en depósitos altamente incisados (SSDAI) y superficies suaves en depósitos moderadamente incisados (SSDAI), (ver Tabla 5-1 y Figura 5-5).

**Tabla 5-1. Unidades geomorfológicas en el área de estudio.**

Unidad	Nomenclatura
Colinas en depósitos de vertiente	CDV
Colinas en suelo residual	CSR
Lomo	L
Lomos altos	LA
Lomos bajos	LB
Llanura aluvial	LLA
Rasgos morfotectónicos	RMT
Superficies suaves en depósitos altamente incisados	SSDAI
Superficies suaves en depósitos moderadamente incisados	SSDMI
Terrazas aluviales	TA

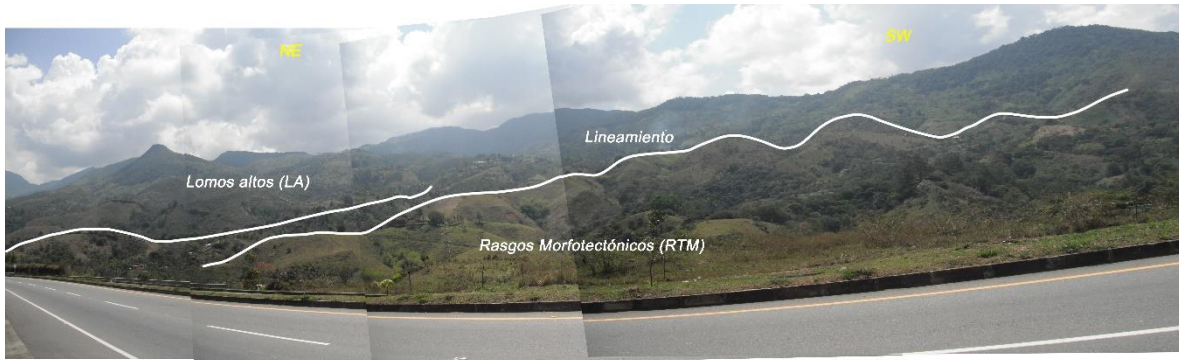
Figura 5-5: Geomorfología local.





En la margen derecha del río, ladera SE, hacia la zona más próxima al río, se identificó un área con rasgos morfotectónicos (RMT) caracterizada por lineamientos con dirección NE y NS que definen geformas de lomeríos bajos con facetas triangulares, de tope redondeado y laderas con pendientes mayores a  $15^\circ$  y controles estructurales en los drenajes (ver Figura 5-6). La unidad de lomos altos (LA) está separada por la zona de rasgos morfotectónicos, por dichos lineamientos, tal como se observa en la Fotografía 5-1.

**Fotografía 5-1: Zona con rasgos morfotectónicos (RMT) en la ladera SE, margen derecha del río.**



La ladera NW, margen izquierda del río, se caracteriza por la presencia de extensos depósitos de vertiente del tipo flujos de lodos y/o escombros que forman superficies suaves (abanicos irregulares) con incisión alta (SSDAI) a moderada (SSDMI), además localmente se tienen depósitos de deslizamiento sin incisión (DSI) (ver Fotografía 5-2).

Las unidades de superficies suaves en depósitos altamente y moderadamente incisados exhiben pendientes entre  $5^\circ$  y  $15^\circ$  (ver Figura 5-6). El de mayor incisión corresponde al flujo más antiguo y, aunque en la fotointerpretación se observaron lineamientos sobre esta unidad, durante el recorrido de campo no pudieron ser corroborados debido a la limitación de acceso a algunas áreas de carácter privado.

Los depósitos de deslizamiento sin incisión corresponden a unidades de menor extensión localizadas y desarrolladas a partir los flujos antiguos, por lo tanto, colindan con las unidades de superficies suaves en depósitos.

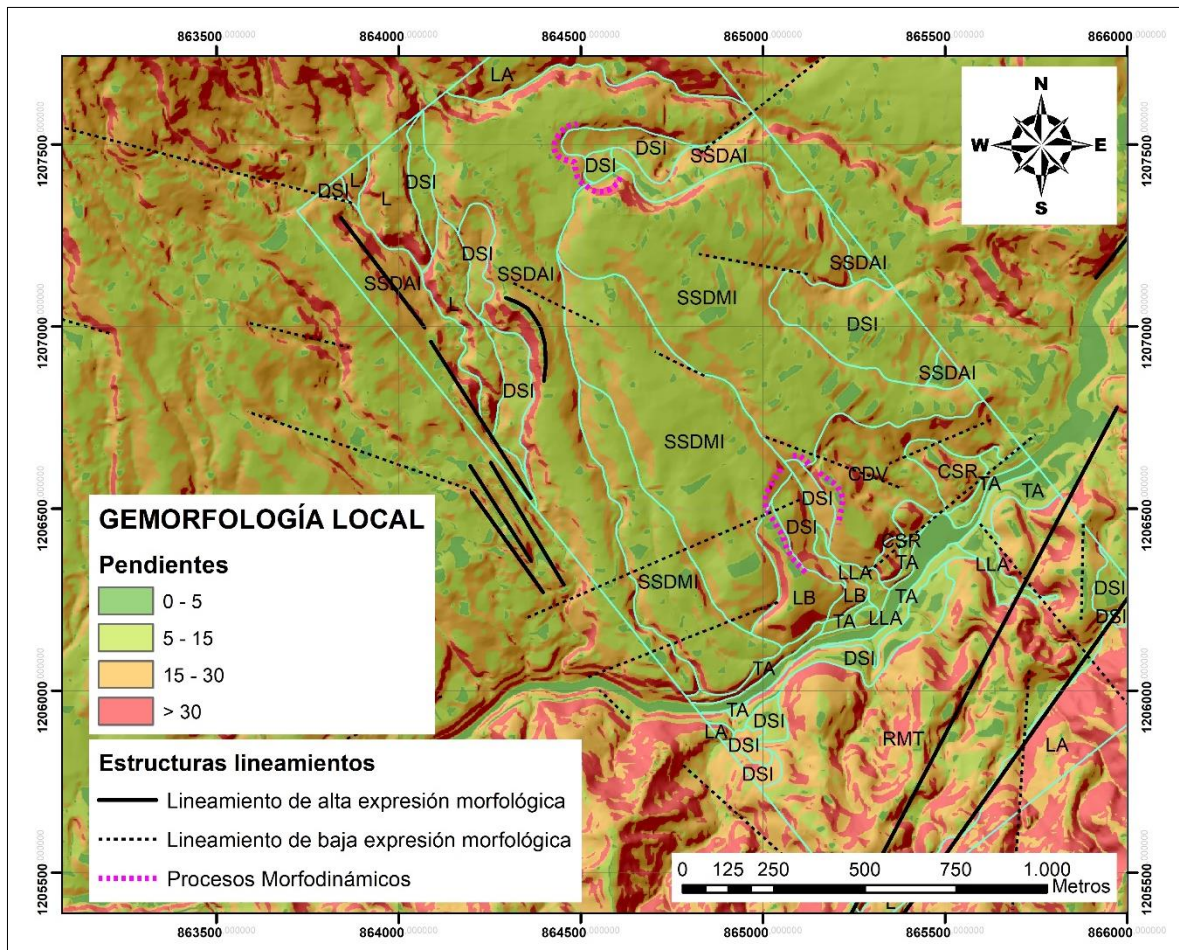
Unidades de lomo (L), lomos bajos (LB), colinas en depósitos de vertiente (CDV) y terrazas aluviales (TA) fueron cartografiadas a partir de fotointerpretación, sin observación en campo.

**Fotografía 5-2: Depósitos sin incisión (DSI) y superficies suaves en depósitos altamente incisados (SSDAI) y moderadamente incisados (SSDMI), en la margen izquierda del río ladera NW.**



Adyacente a la margen izquierda del cauce del río se observaron colinas en suelo residual (CSR), las cuales presentan pendientes entre  $15^{\circ}$  y  $30^{\circ}$  (ver Figura 5-6), algunas aisladas y subyaciendo depósitos de vertiente (flujos de lodos y/o escombros y/o depósitos de deslizamiento).

**Figura 5-6: Mapa de pendientes**

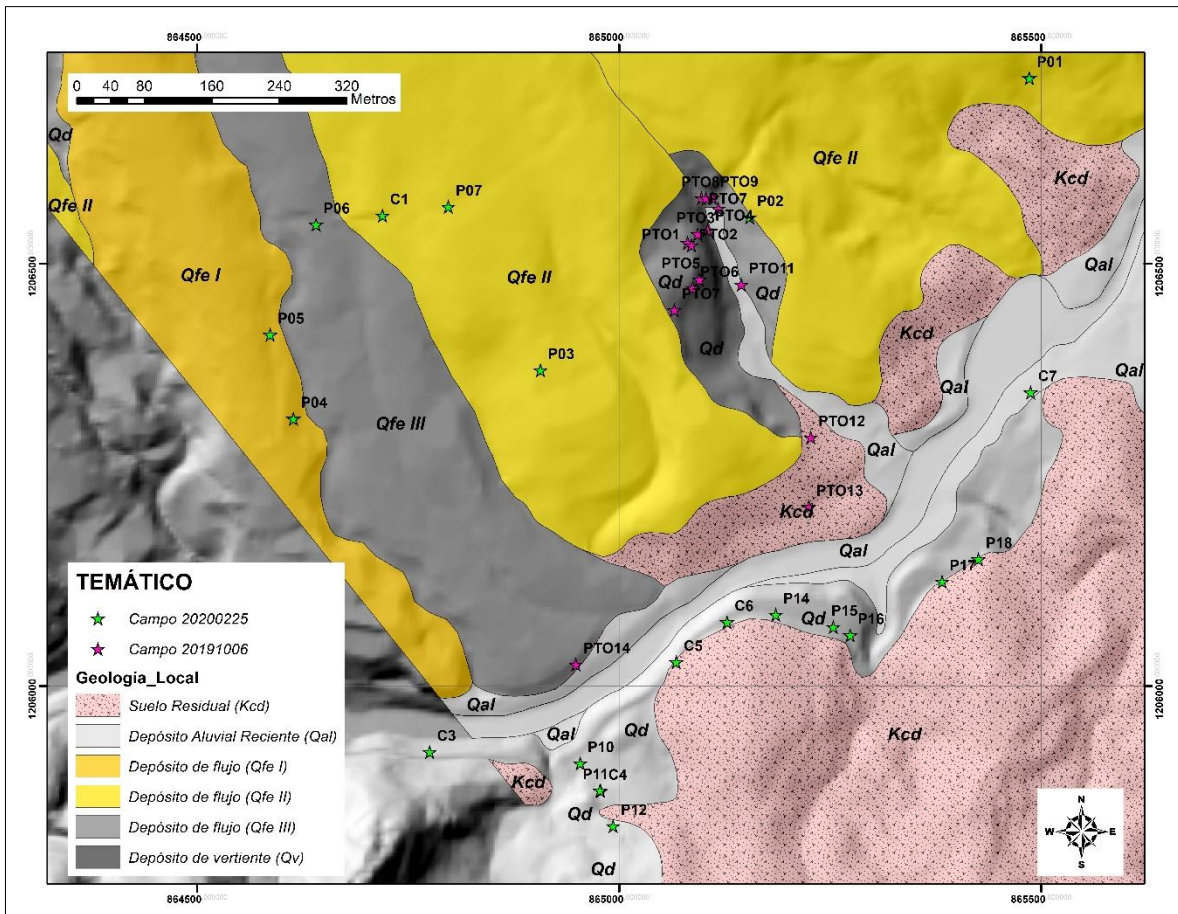




La caracterización geológica se realizó a partir de la observación litológica sistemática en campo del área de estudio, tal como se muestra en la Figura 5-7. La Tabla 5-2 resume las unidades identificadas.

Se identificaron unidades de depósitos de flujo de lodo y/o escombros (Qfe I, Qfe II, Qfe III), depósitos de deslizamientos (Qd), depósitos aluviales (Qal) y suelos residuales de granodiorita y diorita (Kcd), (Figura 5-8).

**Figura 5-7 : Geología de campo.**



**Tabla 5-2: Unidades geológicas en el área de estudio**

Unidad	Nomenclatura
Depósitos de flujos de lodo y/o escombros	Qfe I, Qfe II, Qfe III
Depósitos de deslizamiento	Qd
Depósitos aluviales	Qal
Suelos residuales de granodiorita y diorita	Kcd

- **Depósitos de flujo de lodo y/o escombros (Qfe I, Qfe II, Qfe III)**

Los depósitos de flujo de lodo y/o escombros maduros Qfe I, corresponden a los flujos más antiguos. La descripción de esta unidad se realiza en la estación P04 (ver Figura 5-7). Es un depósito de vertiente con avanzado estado de meteorización; bloques de cuarcitas y granulitas o neises miloníticos, estos últimos compuestos por minerales visibles macroscópicamente de cuarzo, biotita y óxidos de hierro, que alcanzan un grado IV de meteorización según Dearman (1995). La matriz es limo-arenosa, de color rojizo, baja humedad y de compacidad alta. Los bloques de cuarcita se parten fácilmente con el martillo indicando avanzada meteorización (Ver Fotografía 5-3, Fotografía 5-4, Fotografía 5-5 y Fotografía 5-6).

**Fotografía 5-3. Vista de los flujos de lodos y escombros maduros (Qfe I).**





**Fotografía 5-4. Bloques de granulitas y cuarcitas en flujos de lodos y escombros maduros (Qfe I).**



**Fotografía 5-5. Bloques de cuarcitas en flujos de lodos y escombros maduros (Qfe I).**





**Fotografía 5-6. Matriz de flujos de lodos y escombros maduros (Qfe I).**

Los depósitos de flujos de lodo y escombros cartografiados como Qfe II, se describieron en las estaciones C1, P07 y P03. Corresponden a una serie de depósitos de vertiente con matriz limosa de color rojizo con zonas de color amarillo ocre, de baja humedad y compacidad/consistencia alta. Presenta bloques de neis o granulitas con minerales de cuarzo y micas, más frescos que en el depósito Qfe I. Hacia la parte superior se observa un estrato limoso de color grisáceo ligeramente ocre, seco y de baja compacidad (Ver Fotografía 5-7 y Fotografía 5-8).

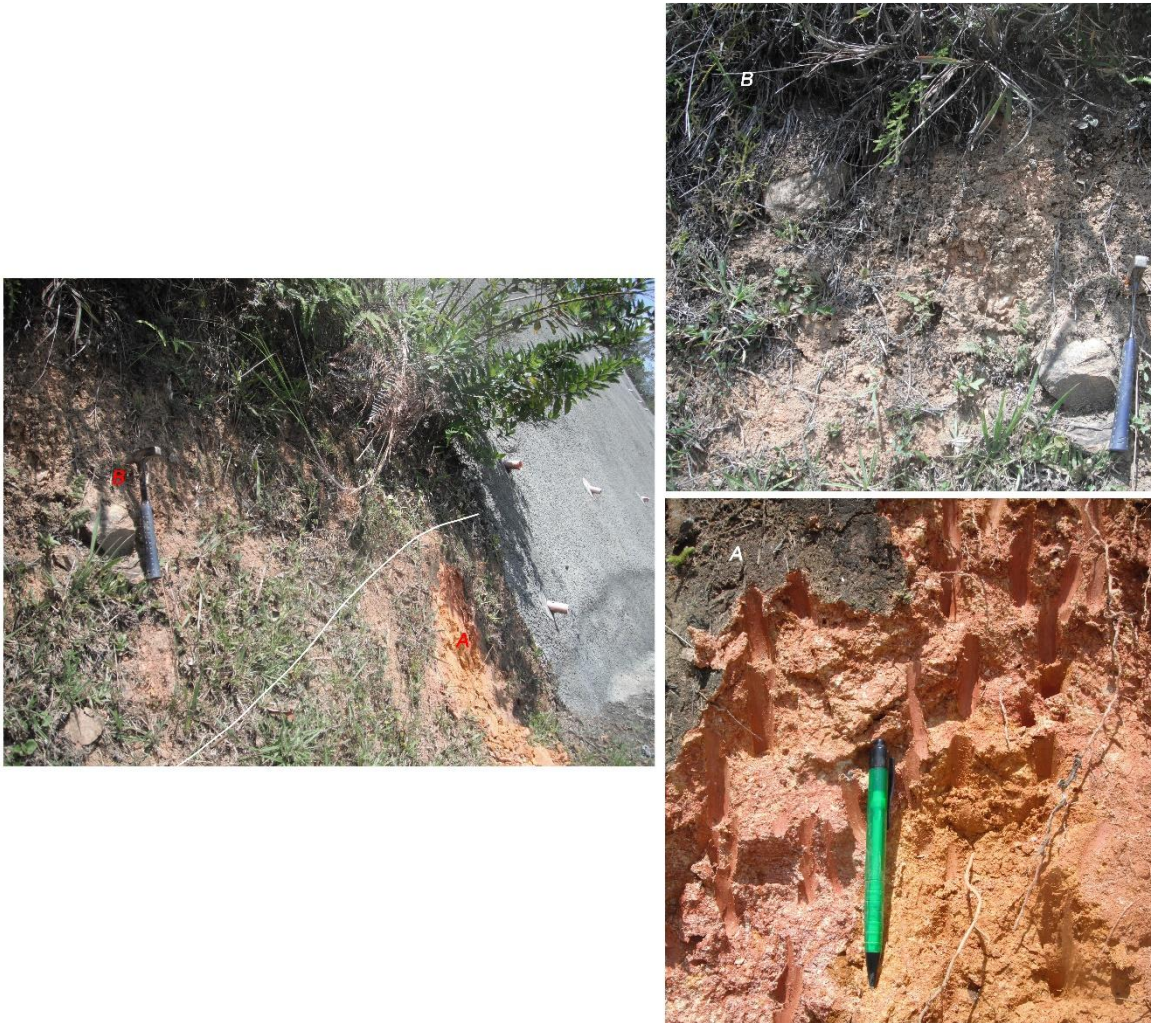
**Fotografía 5-7. Matriz limosa ocre y bloques de neis o granulitas en depósito Qfe II.****Fotografía 5-8. Matriz limosa amarillo ocre en depósito Qfe II.**

En la estación P03, se observa este mismo depósito de vertiente. Allí predominan los bloques de cuarcita y la matriz es limo-arenosa de color ocre y ocasionalmente grisácea, ligeramente parda, de bajas humedad y compacidad. (Fotografía 5-9).

Esta unidad recubre, según una superficie erosiva, la secuencia aluvial meteorizada, suelo objeto de este estudio. En dicho aluvial meteorizado no conserva clastos fantasmas, indicando un grado VI de meteorización según Dearman (1995).



**Fotografía 5-9. Depósito de flujo de lodo y escombros Qfe II sobre depósito aluvial meteorizado.**



Finalmente, los depósitos de flujo de lodo y/o escombros Qfe III se describieron en la estación P06. Corresponden a una secuencia de depósitos de vertiente moderadamente meteorizados, con bloques y gravas angulosas de cuarcita, roca de color blanco hueso con micro textura casi imperceptible al ojo y neises con minerales de cuarzo y óxidos de hierro. La matriz es un limo arenoso de color rojizo a ocre, de baja humedad y compacidad alta. (Ver Fotografía 5-10).



**Fotografía 5-10. Vista del depósito Qfe III.**



- **Depósitos de deslizamiento (Qd)**

Se identifica un depósito de deslizamiento sobre la margen izquierda del río Medellín hacia los costados de uno de los afluentes que desembocan al río y varios depósitos de deslizamiento con menor dimensión en la margen derecha del río bordeando el cauce.

El depósito en la margen izquierda, se caracteriza como un limo de color ocre ligeramente rojizo en estado seco, de baja compactación con bloques y gravas angulosas de diversos tamaños. Este se encuentra ocupando y limitando el cauce de dicho afluente como se observa en la Fotografía 5-11.

**Fotografía 5-11. Depósito de deslizamiento reciente, margen izquierda del río Medellín.**





Los depósitos de deslizamiento identificados sobre la margen derecha del río, confluyen hacia el borde del cauce formando una franja alargada en la base de las colinas con rasgos morfotectónicos. Se identificaron depósitos de dos edades diferentes (Fotografía 5-12); el más reciente se compone de una matriz limosa de color pardo, seca y compacidad baja y bloques de granodiorita con bandeamiento tipo neis (Fotografía 5-13); el segundo se compone de una matriz de color rojizo a amarillo ocre, seco y de compacidad alta con bloques de cuarzo diortia (Fotografía 5-14).

**Fotografía 5-12. Vista de los depósitos de deslizamiento en la margen derecha del río Medellín.**





**Fotografía 5-13. Matriz y bloques de los depósitos de deslizamiento recientes en la margen derecha del río Medellín.**



**Fotografía 5-14. Matriz y bloques de los depósitos de deslizamiento antiguo en la margen derecha del río Medellín.**



- **Depósitos aluviales recientes (Qal)**

Se identifican depósitos aluvio-torrenciales en la margen del afluente que desemboca al río Medellín (estación PTO 4). Corresponde a un depósito con matriz areno-limosa de color amarillo ocre, de humedad alta y con bloques de tamaño métrico de cuarcita y granodiorita (Fotografía 5-15).

**Fotografía 5-15. Depósito aluvio-torrencial, asociado a uno de los afluentes que desemboca al río Medellín.**



En las márgenes del río Medellín a través de fotografías aéreas y el DEM se identificaron otros depósitos aluviales pero con altura tal respecto al cauce actual que se cartografiaron como terrazas.



- **Suelos residuales de granodiorita - diorita (Kcd)**

Se identificó un suelo residual de diorita correspondiente a un grado V de meteorización según Dearman (1995). Se compone de un limo de color rojizo con puntos blancos, naranjas y negros, con baja humedad y consistencia media a dura (Fotografía 5-16). La roca parental presenta variaciones composicionales pasando a granodiorita y el suelo se observa como un limo arenoso de color crema moteado de naranja y blanco con humedad natural baja y consistencia media a dura (Fotografía 5-17).

**Fotografía 5-16. Suelo residual de dioritas.**

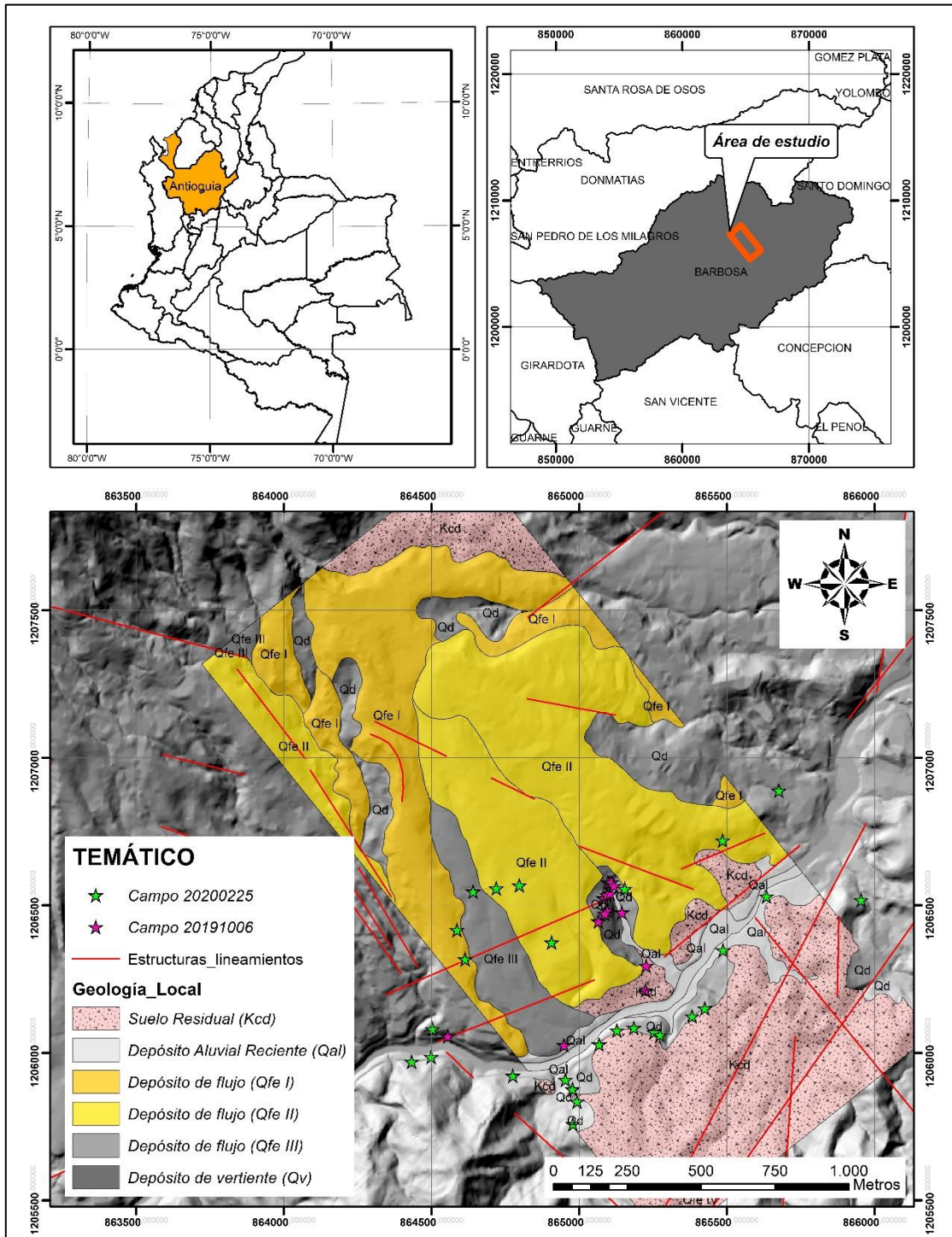


**Fotografía 5-17. Suelo residual de granodiorita (saprolito, horizonte V).**



A continuación, en la Figura 5-8 se presenta la cartografía para la geología local del área de estudio.

**Figura 5-8 : Geología local.**

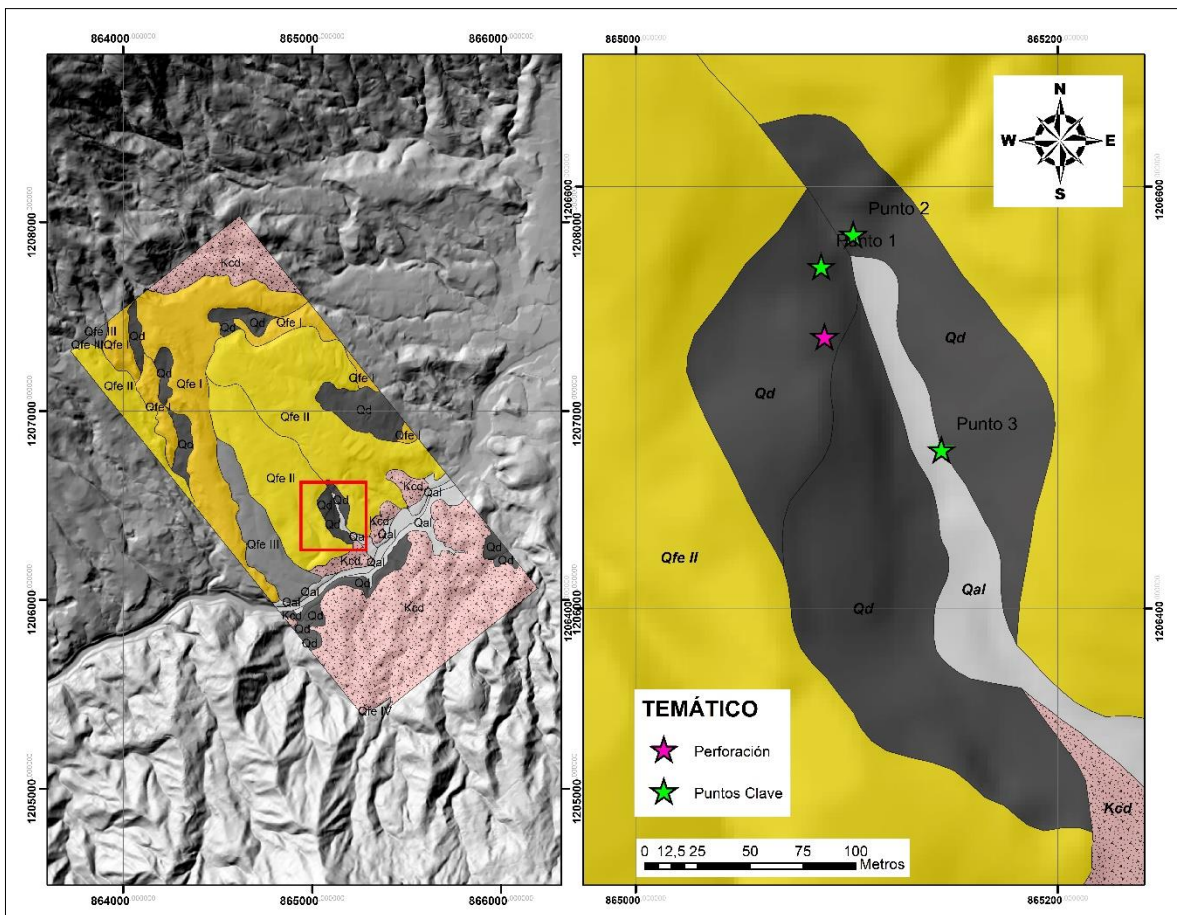




### 5.1.3 Geología detallada

La zona se encuentra en un área de morfología alomada suavemente inclinada que hace parte de depósitos de flujos de lodo y/o escombros (ver Figura 5-9). El área fue intervenida a través de cortes para una vía en doble calzada con sentido SW - NE, en la que fue posible identificar la secuencia de origen aluvial objeto de estudio, cubierta por los flujos de lodos y/o escombros mencionados.

**Figura 5-9 : Localización de la secuencia aluvial objeto de estudio**



El depósito de vertiente corresponde a un depósito de deslizamiento de suelo residual color marrón rojizo de apariencia homogénea con algunos bloques con diámetros entre 40 cm y hasta mayores a 1m, de roca ígnea granítica en avanzado estado de meteorización química que conservan algunas características texturales de la roca parental.



La secuencia aluvial antigua subyace el depósito de deslizamiento; es de aspecto conglomerático y está constituido por fragmentos redondeados meteorizados bien seleccionados con diámetro generalmente entre 1 cm y 3 cm y eventualmente 5 cm de diámetro; se observa que fue matriz soportado con variaciones locales a clasto soportado. En los clastos se identifican texturas de rocas de diversas litologías (Fotografía 5-20). Se observa una superficie irregular y ondulada que separa los materiales superiores, lo que indica un contacto erosivo o discordancia erosiva (Fotografía 5-18 y Fotografía 5-19).

**Fotografía 5-18. Superficie erosiva depósito de vertiente - suelo aluvial meteorizado**



**Fotografía 5-19. Detalle del contacto erosivo.**

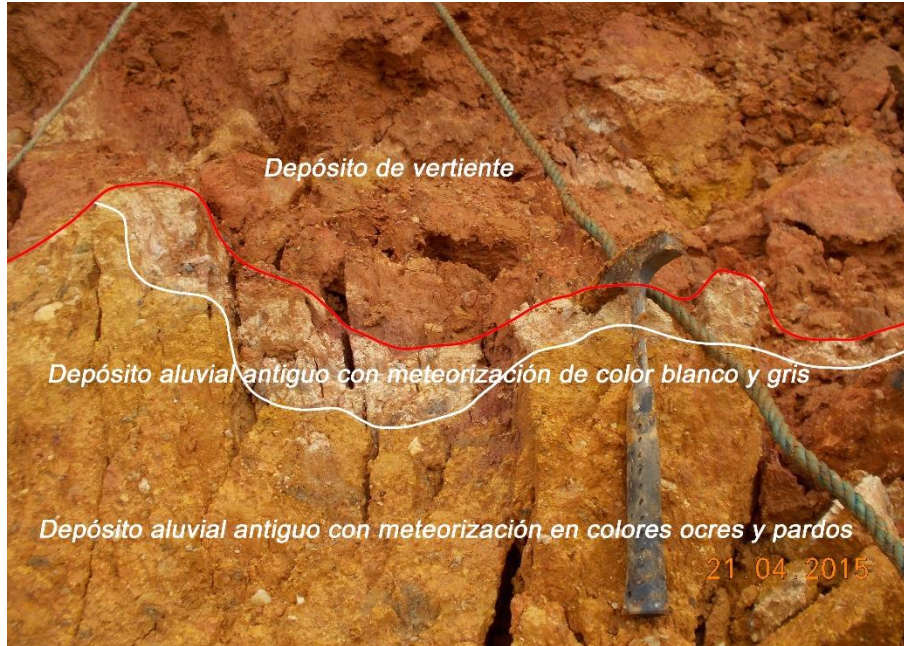


**Fotografía 5-20. Aspecto conglomerático de depósito aluvial meteorizado**

Hacia la parte superior del depósito aluvial “grueso”, en la franja entre el contacto con el depósito aluviotorrencial, el depósito aluvial se encuentra cubierto por una capa blancuzca arcillosa del mismo material, ésta puede indicar posiblemente un mayor estado de meteorización (Fotografía 5-21).

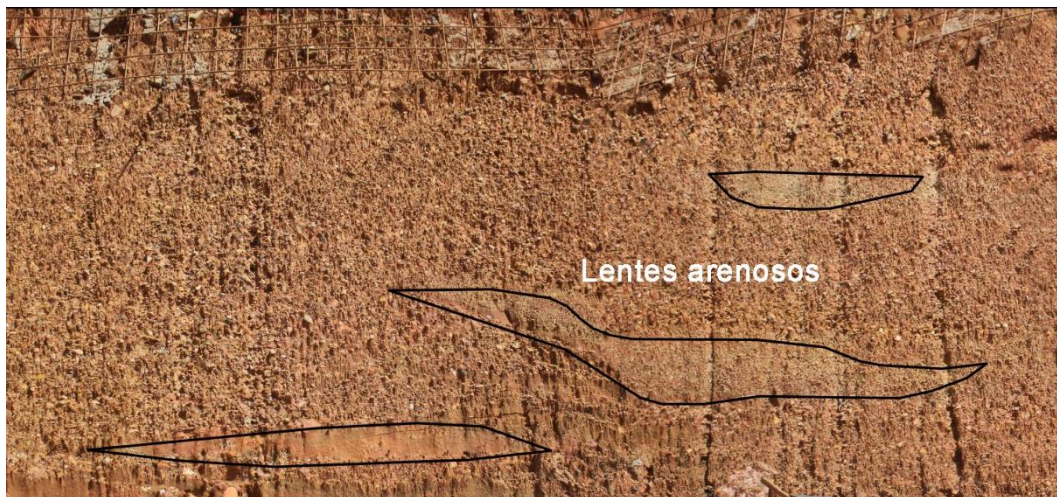
**Fotografía 5-21. Meteorización de color blanco y gris área de contacto.**





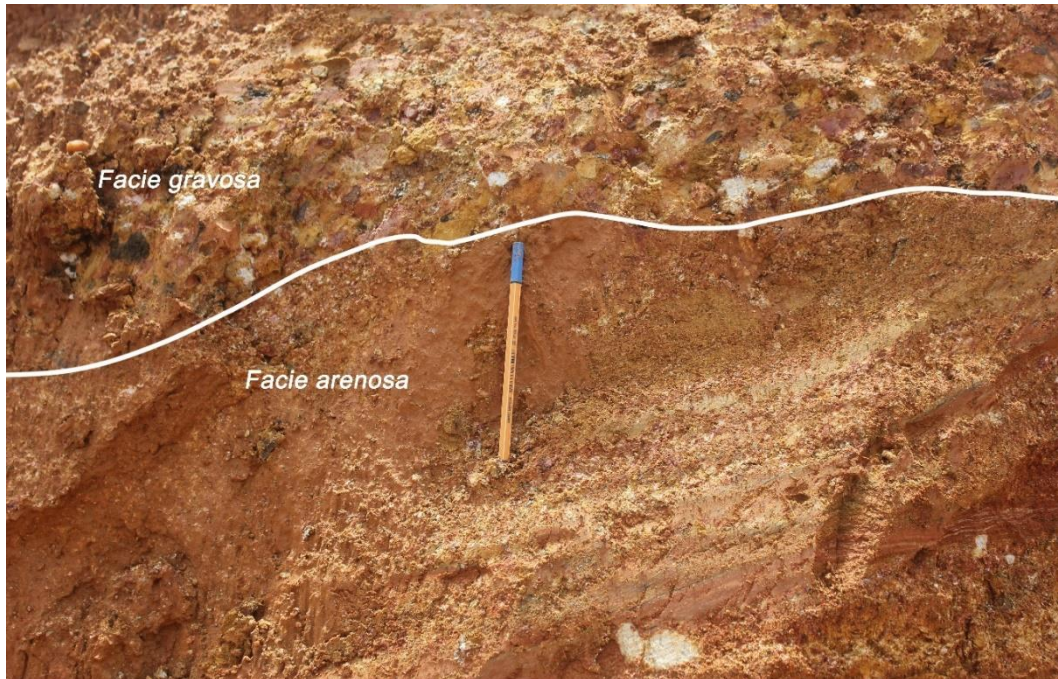
La secuencia aluvial presenta variaciones en el tamaño de grano, estratificación, lo que indica cambios en la energía de depositación, observándose intercalaciones de depósitos matriz soportado y clasto soportado (con clastos bien seleccionados de tamaño entre 1 cm y 5 cm aproximadamente) embebidos en una matriz de “arena” media con baja proporción de arcilla y entre la que se encuentran lentes de arena (Fotografía 5-22 Fotografía 5-23).

**Fotografía 5-22. Lentes arenosas en medio del depósito aluvial grueso granular meterizado.**



**Fotografía 5-23. Detalle de cambios faciales.**





El depósito grueso a medio granular alcanza tiene un espesor entre 10 y 12 m subyacente por un potente paquete de arcilla de color gris claro, homogéneo. Las láminas de la arcilla tienen una actitud de S55°W/10NE (Fotografía 5-24). El contacto es abrupto, y en algunas zonas se observa costra de hierro en entre ambas unidades (Fotografía 5-25).

**Fotografía 5-24. Estrato de arcilla**




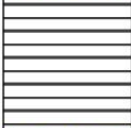


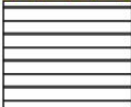








**Fotografía 5-25. Detalle del contacto entre aluvial grueso meteorizado - arcilla**

La descripción presentada fue realizada en observaciones del año 2015 y retomada en el año 2019 cuando se realizó una nueva visita de campo en la que se ejecutó una perforación a percusión en las coordenadas (X: 865.087, Y: 1.206.562) denominada P02 (ver Figura 5-9). La descripción se presenta en la Figura 5-10.



Figura 5-10 : Perforación P 02.

COLUMNA ESTATIGRÁFICA P 02 COORDENADAS E: 865.087,83 N: 1'206.562,25			
0,0 - 1,0 m			<p>Depósito de lleno antrópico:</p> <p>Limo arenoso a limo arcilloso de color pardo rojizo, café, ocre y grisáceo con humedad natural moderada. Es de baja plasticidad, consistencia muy blanda y presenta raíces. Se compone de suelos residuales de color rojizo y ocre, arcilla y materia orgánica.</p>
1,0 - 1,45 m			<p>Depósito de lleno antrópico:</p> <p>Limo arenoso a limo arcilloso de color pardo rojizo, café, ocre y grisáceo con humedad natural moderada. Es de baja plasticidad, consistencia blanda a muy blanda y presenta gravas de cuarzo redondeado de aproximadamente 2 cm de diámetro.</p>
2,00 - 2,45 m			<p>Depósito de lleno antrópico y capa vegetal:</p> <p>Limo arcilloso a limo arenoso con gravas de cuarzo de hasta 2 cm de diámetro. La matriz es de color pardo rojizo moteado de color rojo, ocre y blanco que se mezcla con material orgánico y material gris moteado de negro y blanco. Es de humedad natural alta, consistencia muy blanda y plasticidad baja a moderada.</p>
			<p>En la base se observa horizonte orgánico bien definido precedido del depósito aluvial objeto de estudio, caracterizado por una matriz de color rojizo bandeado naranja y blanco, fragmentos de cuarzo y otros fragmentos en avanzado estado de meteorización aparentemente de esquistos grafitosos y granodioritas.</p>
3,00 - 3,45 m			<p>Depósito aluvial meteorizado:</p> <p>Limo a limo arenoso de color rojizo con clastos de cuarzo y otros fragmentos meteorizados de color ocre y amarillo ocre afaníticos, esquistos grafitosos y relicto de roca bandeada rojizo y blanco posiblemente anfíbolita. Es de consistencia moderada y plasticidad baja a media. La humedad natural es baja.</p> <p>En la matriz es frecuente la presencia de micas y arenas. Debido al avanzado estado de meteorización, es difícil distinguir con claridad algunos clastos.</p>

<p style="text-align: center;"><b>COLUMNA ESTATIGRÁFICA P 02</b>  <b>COORDENADAS E: 865.087,83 N: 1'206.562,25</b></p>			
4,00 - 4,45 m	 		<p>Depósito aluvial meteorizado:</p> <p>Se observan dos tipos de suelo; el primero corresponde al depósito aluvial con fragmentos meteorizados y matriz limo arenosa de color rojizo y ocre; el segundo corresponde a una arcilla meteorizada con betas rojizas.</p>
5,00 - 5,45 m	 		<p>Depósito aluvial meteorizado:</p> <p>Limo arenoso de color pardo a pardo rojizo con humedad natural baja y plasticidad y consistencia moderadas. Presenta arenas gruesas y gravas entre 5 mm y 1 cm de diámetro de cuarzo redondeado a subredondeado.</p> <p>En la parte inferior se observa arcilla de color rojizo con vetas de color ocre a gris claro. La arcilla es de alta plasticidad, humedad natural baja y consistencia blanda.</p>
6,00 - 6,45 m			<p>Estrato de arcilla:</p> <p>Arcilla a arcilla limosa de color rojizo veteadado ocre y gris claro. Presenta humedad natural baja, consistencia blanda y plasticidad alta.</p>
7,00 - 7,45 m			<p>Estrato de arcilla:</p> <p>Arcilla a arcilla limosa de color rojizo veteadado ocre y gris claro. Presenta humedad natural baja, consistencia blanda y plasticidad alta.</p>
8,0 a 8,45 m	 		<p>Estrato de arcilla:</p> <p>Arcilla a arcilla limosa de color rojizo veteadado ocre y gris claro. Presenta humedad natural baja, consistencia blanda y plasticidad alta.</p> <p>En la base se observa suelo residual de grano diorita grado V de meteorización, compuesto por un limo de consistencia moderada a alta, humedad natural baja y plasticidad baja. Presenta minerales de mica, cuarzo, arcilla posiblemente de meteorización de plagioclasa y óxidos de hierro.</p>

Se construyó una columna estratigráfica general en el área de interés (Figura 5-11).



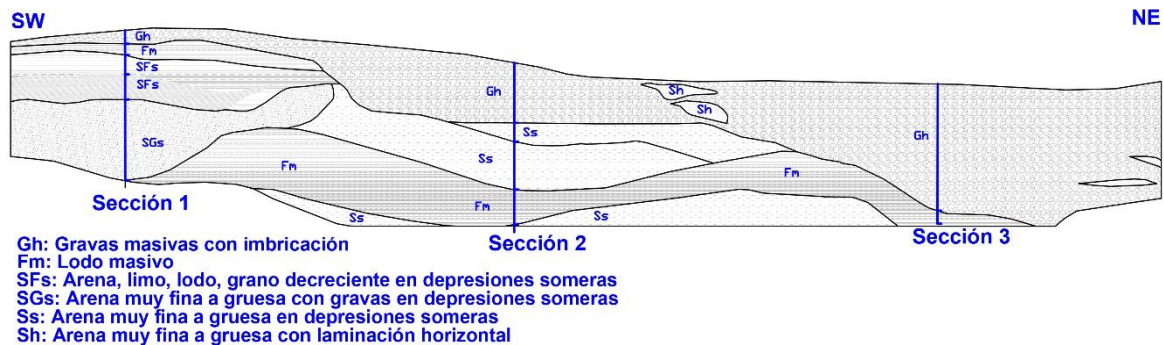


## • Descripción de facies y levantamiento estratigráfico

La secuencia aluvial quedó expuesta (temporalmente) en un talud de corte de dirección SW-NE (Figura 5-12). Este afloramiento se separó en tres transectos para su levantamiento estratigráfico detallado. En cada uno se describió y analizó las facies encontradas, de acuerdo con los lineamientos presentados por Miall (1985, 1996 en Puy y Alquiza, 2006). Estos transectos se denominan como Sección 1, Sección 2 y Sección 3.

De forma general, en el talud se identificaron las facies: gravas masivas con imbricación (Gh); arena muy fina a gruesa con laminación horizontal (Sh); lodo masivo (Fm); arena, limo, lodo, grano decreciente en depresiones someras (SFs) y arena muy fina a gruesa con gravas en depresiones someras (SGs).

**Figura 5-12: Talud de estudio SW-NE.**



- **Sección 1**

Fotografía 5-26. Sección 1.

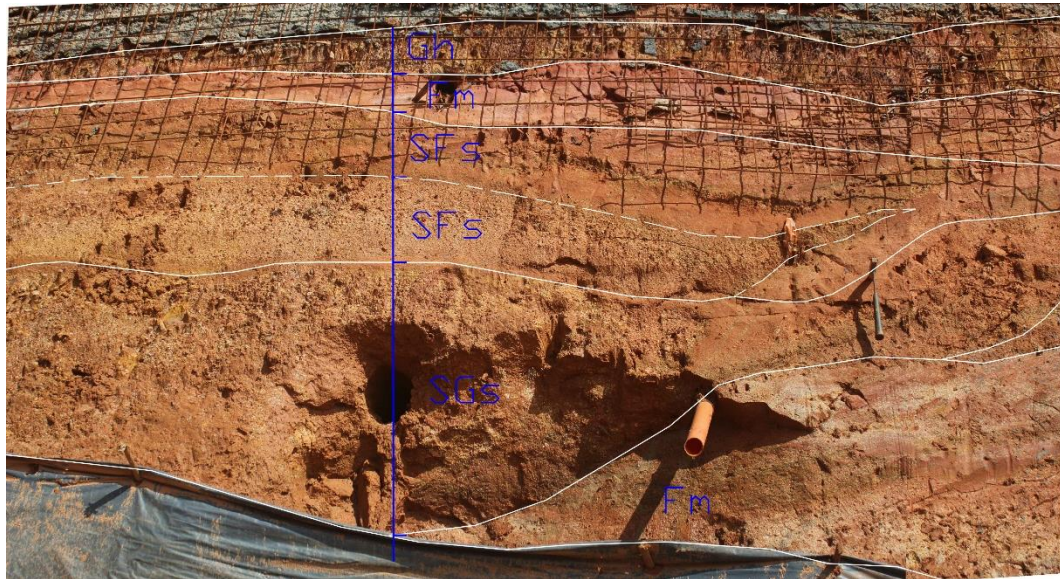
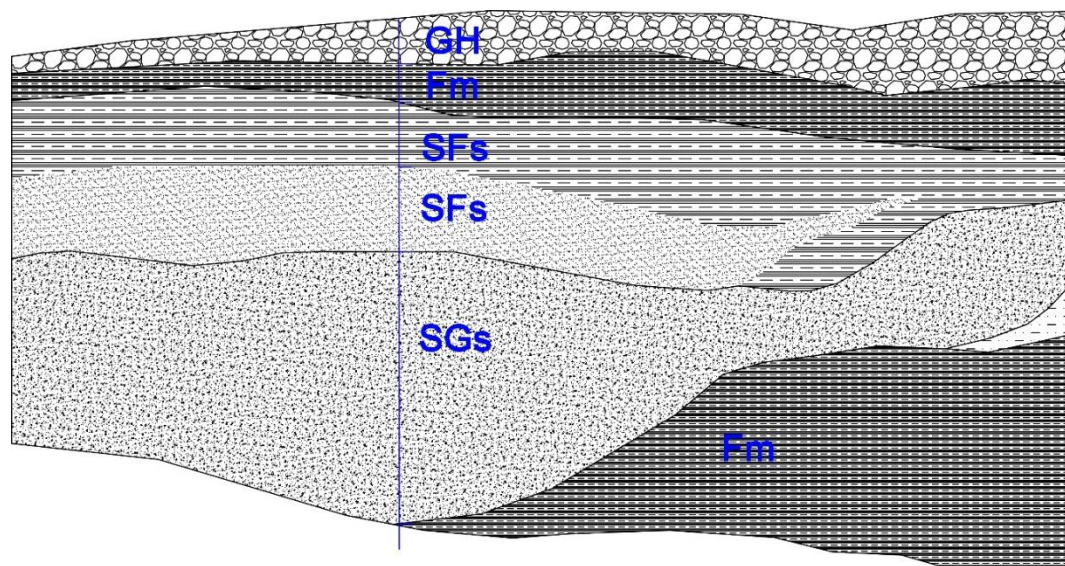


Figura 5-13. Interpretación sección 1.



- **Gravas masivas con imbricación (Gh):**

Esta facies, se encuentra recubierta por depósitos de vertiente, no obstante la relación está oculta por una capa de concreto lanzado sobre malla, lo que limita la estimación de su espesor real y la caracterización del contacto superior.

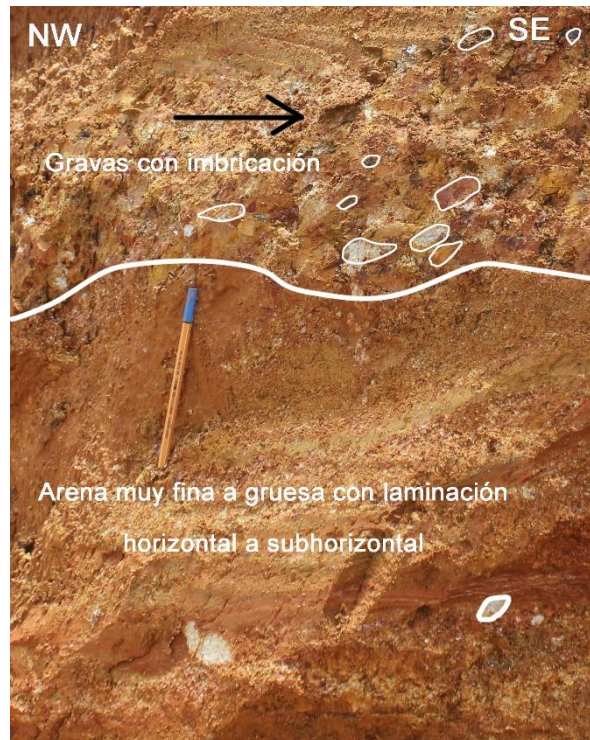


En la Sección 1, la parte expuesta del estrato tiene un espesor máximo de alrededor de 30,5 cm que disminuye hacia el SW de forma tabular (Fotografía 5-26 y Figura 5-13); esta facies se encuentra en contacto erosivo sobre la facies de lodo masivo también tabular – lenticular. Al observar el talud completo, se identifica que el estrato Gh va ganando espesor hacia el NE, adquiriendo una forma cóncava que no se observa completa debido a la escala.

Esta facies está conformada por gravas masivas con imbricación, con un grado V de meteorización que aún permite identificar la textura y la composición litológica aproximada, a excepción de los clastos de cuarzo que no presentan meteorización química. Es matriz soportada a clasto soportada, bien seleccionada, con gravas de diámetros entre 1 cm y 3 cm predominantemente y entre 5 cm y 7 cm esporádicamente, de forma redondeada a subredondeada; de composición polimíctica con aporte de rocas metamórficas e ígneas.

La imbricación y sección no están muy marcadas; sin embargo, en un talud de menores dimensiones con sección NW-SE, esta se encuentra con el eje b en dirección al SE (Fotografía 5-27). De forma general, esta unidad estratigráfica, está asociada con una facies de arena muy fina a gruesa con laminación horizontal a cruzada (Fotografía 5-27).

**Fotografía 5-27. Gravas masivas con imbricación asociadas con lentes de arena muy fina a gruesa con laminación horizontal.**



- **Lodo masivo (Fm):**

En la sección analizada se identifican dos estratos de esta tipología en la secuencia estratigráfica (Fotografía 5-26 y Figura 5-13).

El primero, se subyace la facies de gravas masivas con imbricación anteriormente descrita y suprayace una facies de arena, limo, lodo grano decreciente. Se observa como un estrato con un espesor entre 10 y 30 cm, de forma tabular – lenticular. Está separado de la facies subyacente y suprayacente, por superficies de erosión (hiatos). Se compone de arcilla masiva de color rojizo debido a la meteorización sobre impuesta.

El segundo paquete se ubica en la parte inferior de la secuencia expuesta, subyaciendo una facies de arena muy fina a gruesa con gravas en depresiones someras, separada de esta por un contacto abrupto o neto. Presenta forma tabular, no obstante, como característica particular, se observa a nivel global como un estrato anisópaco, debido posiblemente, a los efectos de la erosión antes de la depositación de nuevas facies. Está conformada por una arcilla masiva de color gris claro y la superficie expuesta, alcanza un espesor entre 25 cm y 90 cm.

Este último se identificó en taludes cercanos, como un estrato tabular basculado con un ángulo de aproximadamente 10°.

- **Arena, limo, lodo, grano decreciente en depresiones someras (SFs):**

Esta facies tiene un espesor entre 17 y 66 cm y se encuentra por debajo del lodo masivo y por encima de la facies de arena muy fina a gruesa con gravas en depresiones someras. Se observa de forma lenticular como relleno de canal, separada de la facies subyacente por una superficie erosiva, con forma cóncava y de la facies superior por otra superficie erosiva de forma irregular (Fotografía 5-26 y Figura 5-13).

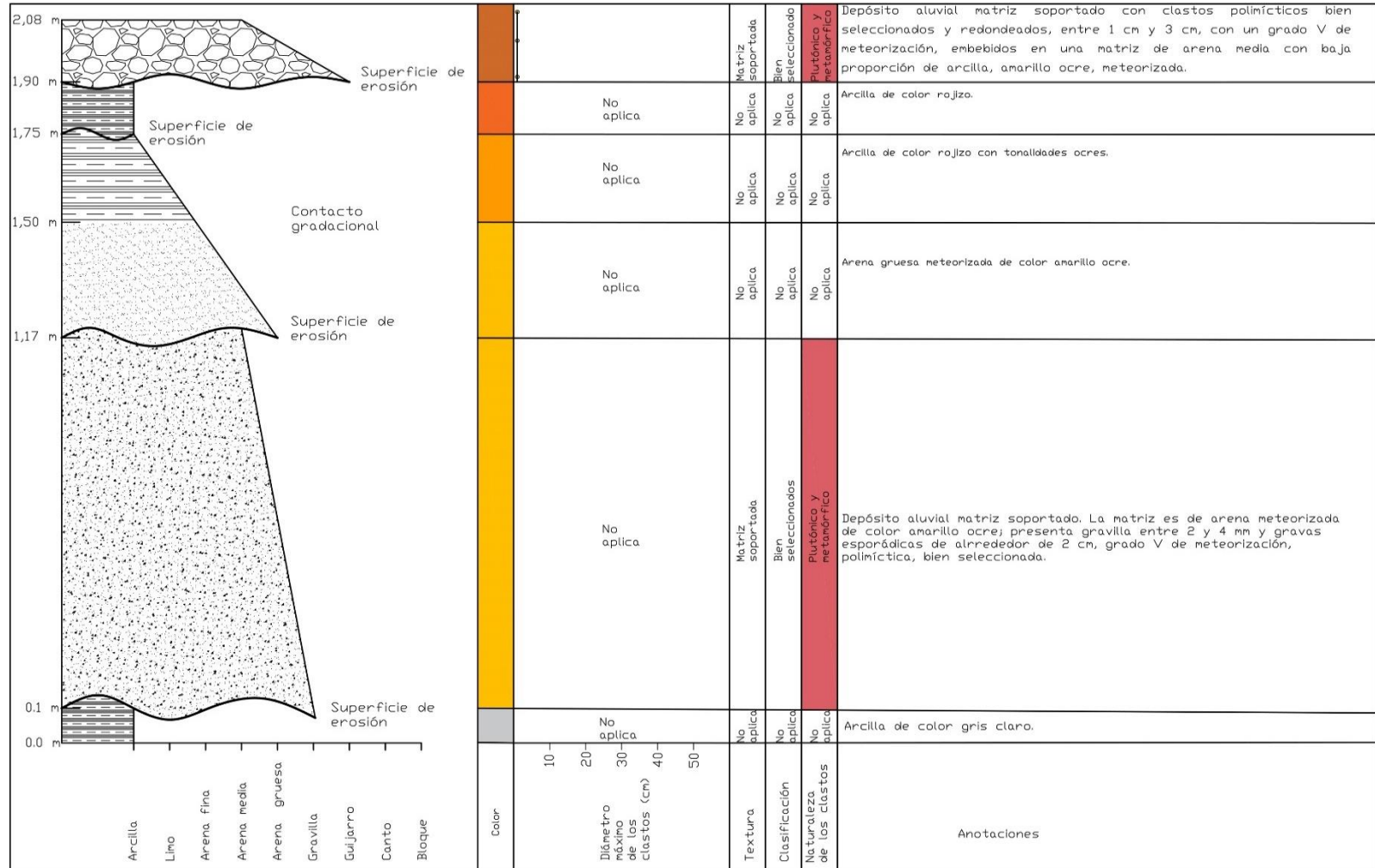
La facies está conformada por una secuencia grano decreciente de arenas, limos y lodos, con meteorización sobre impuesta que borró los rasgos de estructuras sedimentarias. La transición entre las arenas y los materiales más finos, es aparentemente transaccional, sin embargo, se da en una longitud muy corta, lo que permite diferenciar ambos tipos de suelo.

- **Arena muy fina a gruesa con gravas en depresiones someras (SGs):**

Esta facies se encuentra suprayaciendo la facies de arena, limo, lodo grano decreciente en depresiones someras (SFs) y subyaciendo la facies de lodo masivo (Fm). Se observa como cuerpos lenticulares, separados de las facies adedañas por superficies de erosión con forma cóncava (Fotografía 5-26 y Figura 5-13). Los lentes alcanzan espesores entre 25.5 cm y 1.17 m.

Está conformada por arenas finas a gruesas con gravas entre 2 y 4 mm y guijaros esporádicos de hasta 5 cm. Presenta una meteorización sobre impuesta que borró los rasgos de estructuras sedimentarias. La Figura 5-14, muestra la columna estratigráfica para la Sección 1.

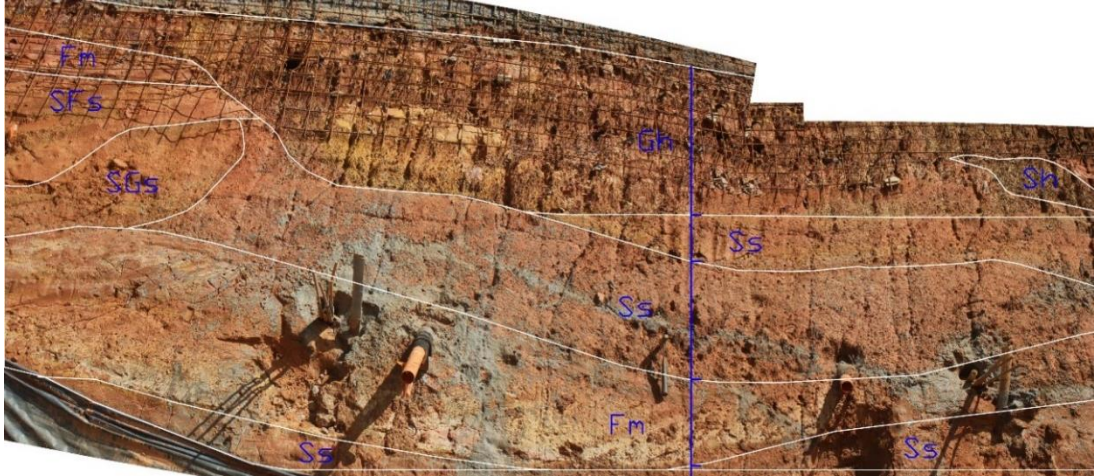
Figura 5-14. Columna estratigráfica Sección 1.



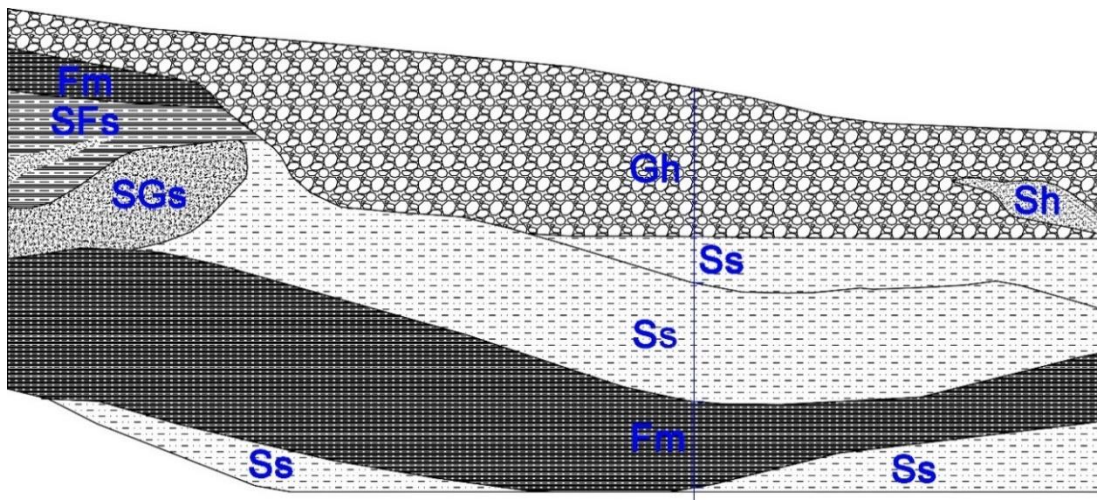


- **Sección 2**

**Fotografía 5-28. Sección 2 de análisis.**



**Figura 5-15. Interpretación sección 2.**



- **Gravas masivas con imbricación (Gh):**

Es la misma descrita en la Sección 1, variando en forma de los cuerpos y espesor. En esta sección el estrato tiene forma de relleno de canal y está delimitada, en la parte inferior y centro SW de la sección, por un contacto erosivo de forma semi cóncava que define el espesor del estrato, variando entre 25 cm hacia el SW y aproximadamente 90 cm en la mayor parte de la sección (Fotografía 5-28 y Figura 5-15). Esta facies se encuentra en

contacto erosivo con la facies de arena muy fina a gruesa en depresiones someras (Ss) en la parte inferior o subyacente.

- **Arena muy fina a gruesa con laminación horizontal (Sh):**

Se presenta en forma de lentes embebidos entre las gravas masivas con imbricación, siendo difícil su separación. Corresponde a arenas muy finas a gruesas de color naranja ocre a rojizo debido a la meteorización; sin embargo, se pueden apreciar a una escala detallada, estructuras de laminación horizontal (Fotografía 5-27).

- **Arena muy fina a gruesa en depresiones someras (Ss):**

Esta facies se encuentra subyaciendo la facies de gravas masivas con imbricación separada de esta por una superficie de erosión cóncava; y suprayace una facies de lodo masivo (Fm) separada de esta por un contacto neto (Fotografía 5-28 y Figura 5-15). Se observa como dos estratos de una misma facies, depositados en dos temporalidades diferentes, marcadas por un contacto erosivo cóncavo. Ambos estratos tienen forma de relleno de canal somero con espesores máximos de 30 cm para el estrato superior y de 65 cm para el estrato inferior.

Esta misma facies se identifica en la parte inferior de la secuencia expuesta, no obstante, no se identifica la arquitectura debido a la escala del talud.

La facies está conformada por arenas muy finas a gruesas con una meteorización sobre impuesta que borró los rasgos de las estructuras sedimentarias.

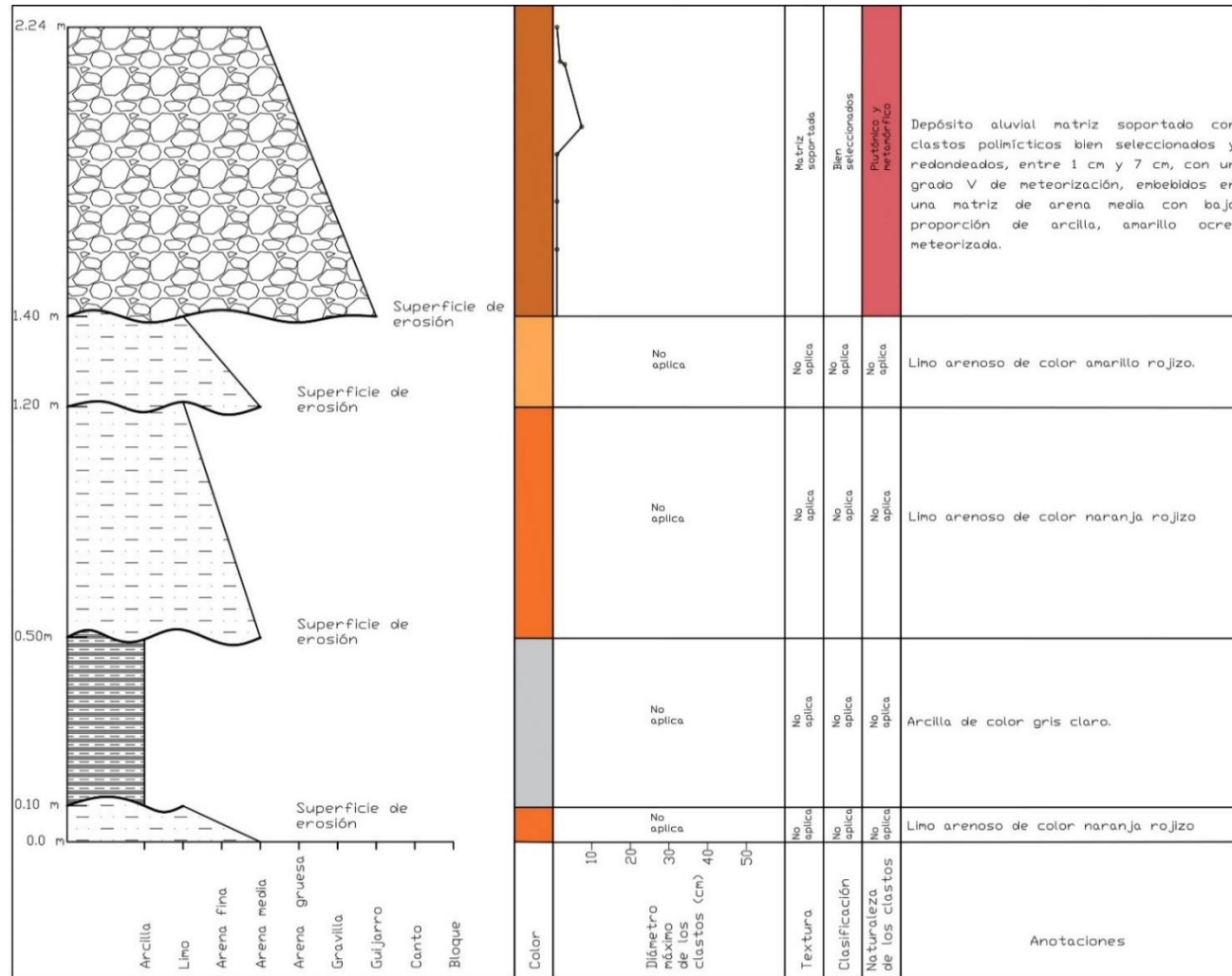
- **Lodo masivo (Fm):**

Esta facies corresponde a la misma descrita en la Sección 1, localizada en la parte inferior de la secuencia expuesta. En la Sección 2, se encuentra en contacto abrupto subyacente y suprayacente con la facies de arena muy fina a gruesa en depresiones someras. Presenta forma tabular curva, debido posiblemente, a la erosión antes de la depositación de nuevas facies (Fotografía 5-28 y Figura 5-15), e igualmente es correlacionable con la facies identificada en taludes cercanos, como un estrato tabular basculado con un ángulo de aproximadamente 10°. Se compone de una arcilla de color gris claro, masiva.



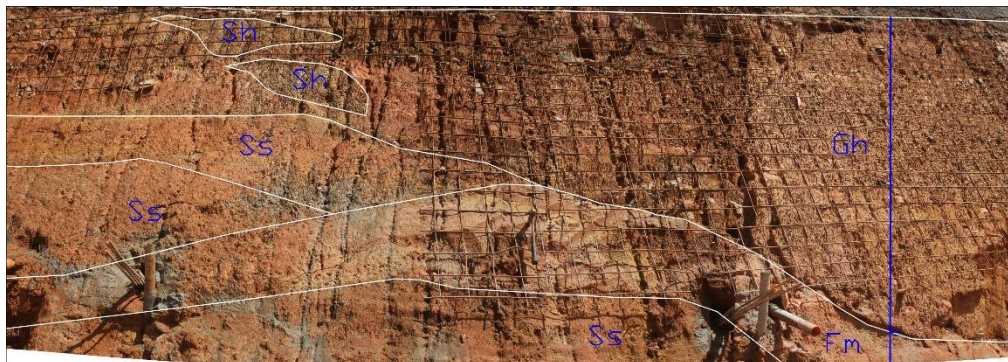
La Figura 5-16, muestra la columna estratigráfica para la Sección 2.

Figura 5-16. Columna estratigráfica Sección 2.

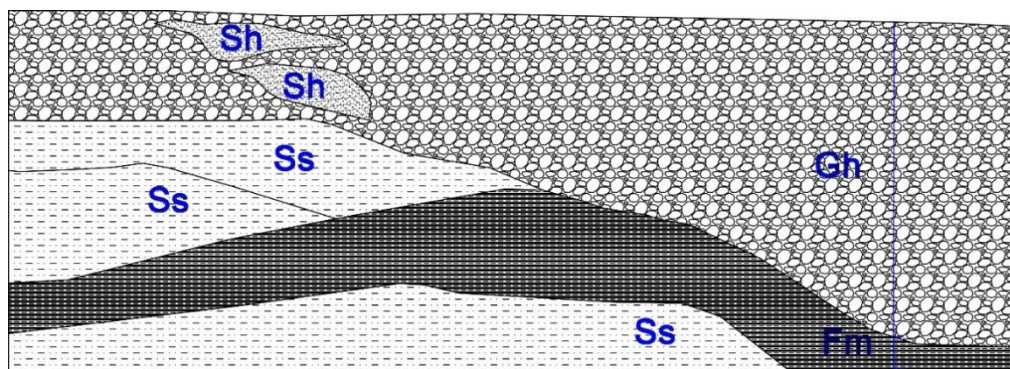


- **Sección 3**

**Fotografía 5-29. Sección 3.**



**Figura 5-17. Interpretación sección 3.**



- **Gravas masivas con imbricación (Gh):**

Esta facies corresponde a la misma descrita en las secciones previas, variando en forma y espesor. En esta porción del talud, el estrato tiene forma de relleno de canal y está delimitado por un contacto erosivo de forma semi cóncava en la parte inferior y centro SE de la sección, lo que define el espesor del estrato, variando entre 60 cm hacia el SW y aproximadamente 170 cm hacia el NE (Fotografía 5-29 y Figura 5-17). Esta facies se encuentra en contacto neto erosivo con una facies de lodo masivo (Fm).

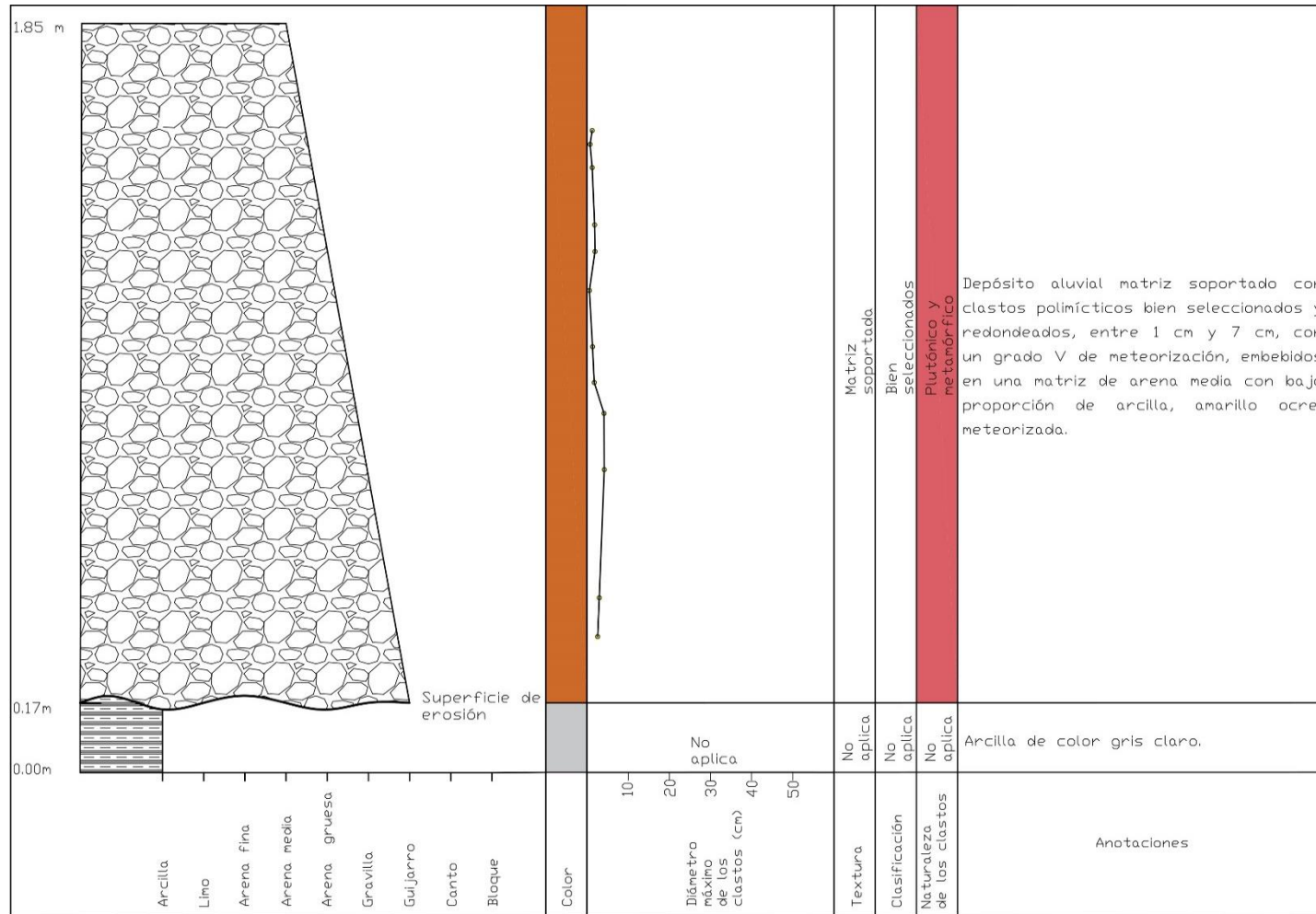
- **Lodo masivo (Fm):**

Esta facies corresponde a la ya descrita, variando en su relación espacial con otras facies. En la Sección 3, se encuentra en contacto neto erosivo subyacente con la facies de arena

muy fina a gruesa en depresiones someras (Ss) y contacto neto erosivo suprayacente con la facies de gravas masivas con imbricación (Fotografía 5-29 y Figura 5-17).

La Figura 5-18, muestra la columna estratigráfica para la Sección 3.

Figura 5-18. Columna estratigráfica Sección 3.



- **Interpretación de facies**

- **Gravas masivas con imbricación**

De acuerdo con el modelo propuesto por (Bursik & Woods, 1996), la acumulación de capas masivas son comunes en zonas con saltos hidráulicos producidos por cambios de pendientes, donde los flujos pasan de un estado super crítico a uno subcrítico, generando una expansión lateral y vertical del flujo que ocasiona el colapso de parte de la carga en suspensión. Esto se da con más precisión en zonas donde la relación anchura/altura del canal está entre 5 y 6, en zonas de cauce intermedio, también denominadas zonas de piedemonte (Arandia Suárez, 2018). Adicionalmente, la presencia de imbricación en los clastos, indican paleocorrientes controladas por transporte de carga de fondo.

Según (Miall, 1985), la predominancia de una base erosiva cóncava, indica la formación de canales formados por la erosión.

- **Arena muy fina a gruesa con laminación horizontal**

De acuerdo con (Miall, 1996), esta sedimentación se presenta en condiciones de flujos de capas planas en condiciones críticas.

Esta facies se encuentra íntimamente asociada a la facies de gravas masivas con imbricación, indicando una variación local de la energía probablemente asociada a la migración de canales en ambientes de río trenzado.

- **Arena muy fina a gruesa en depresiones someras**

La arquitectura de forma lenticular de esta facies y el contacto erosivo de forma cóncava que la separa de otras facies, según (Miall, 1996; Miall, 1985) en (Puy y Alquiza, 2006), está asociada a bedforms arenosos (geoforma asociada al lecho de un cauce), en canales de relleno o barras menores, en flujos con condiciones críticas laminares, encontradas en ambientes intermedios de río trenzado.



- **Lodo masivo**

Según (Miall, 1996), la acumulación de capas masivas de sedimentos finos se pueden dar en canales abandonados y depósitos de planicie de inundación. Estas condiciones son propicias en ambientes intermedios de río trenzado o ambientes de baja energía de río meándrico, diferenciándose en la relación arena/lodo.

- **Arena, limo, lodo, grano decreciente en depresiones someras**

Uno de los rasgos más importantes para la asociación de un ambiente sedimentario de esta facies, es la arquitectura de lente o canal de relleno superficial.

De acuerdo con (Miall, 1985), los lentes o canales de relleno como elemento arquitectural, son clasificados como bedforms arenosos y en estos es común encontrar arenas muy finas a gruesas con estructuras sedimentarias tales como estratificación cruzada, ondulitas con laminación cruzada, laminación horizontal, capas cruzadas con bajo ángulo, depresiones someras, etc. Generalmente se asocian con el elemento arquitectural denominado sedimentos de planicie de inundación, como capas intercaladas que rellenan canales abandonados; estos últimos están conformados por lodos masivos o lodos con laminación fina y/o ondulitas. Estas condiciones son encontradas en ambientes intermedios de río trenzado.

Para el caso de estudio, la secuencia se encuentra en avanzado estado de meteorización lo que dificulta el reconocimiento de estructuras sedimentarias, no obstante, se identifican asociaciones litológicas y elementos arquitecturales indicativos, que permiten relacionar estas variables a un sistema fluvial en zonas de cauce intermedio, también denominadas zonas de piedemonte o río trenzado.

- **Arena muy fina a gruesa con gravas, en depresiones someras**

Esta facies se observa como un canal de relleno somero que lo clasifica como bedforms arenosos según (Miall, 1985). Se diferencia de la facies anteriormente descrita porque presenta sedimentos con mayor tamaño de diámetro lo que indica mayor energía en la corriente de transporte. Estas condiciones son encontradas en ambientes intermedios de río trenzado.

- **Ambiente sedimentario**

La presencia de gravas masivas con imbricación asociadas a flujos con carga de fondo en zonas de piedemonte, con variaciones a flujo crítico con capas planas; la arquitectura de forma lenticular y de relleno de canales someros con depositación de arenas, limos, lodos; y los depósitos de planicie de inundación, indican según las clasificaciones para sistemas fluviales propuestas por (Galloway, 1981) y (ORTON & READING, 1993), que el ambiente sedimentario corresponde a un sistema fluvial con carga mixta con relación anchura/altura moderada en la que predominan canales con geometría sinuosa, donde se conservan rasgos de los canales y de la llanura de inundación y se pueden identificar relaciones laterales de canales multiepisódicos. Estas condiciones son encontradas en ambientes intermedios de río trenzado.

.

#### **5.1.4 Geología Estructural**

Colombia es un país tectónicamente complejo debido a la convergencia de las placas Nazca, Caribe y Sur América y las micro placas de Panamá y Bloque Andino. El área de estudio se enmarca al norte del Valle de Aburrá, cuenca del río Medellín Porce en la sub unidad Cañón del Río Porce (Rendón, 2003).

Al norte del valle de Aburrá, se destacan sistemas de fallas regionales con dirección NW, estando entre las más representativas las fallas Don Matías y Rodas, y sistemas con dirección NE, entre las que se destacan las fallas La Chapa y Santa Elena.

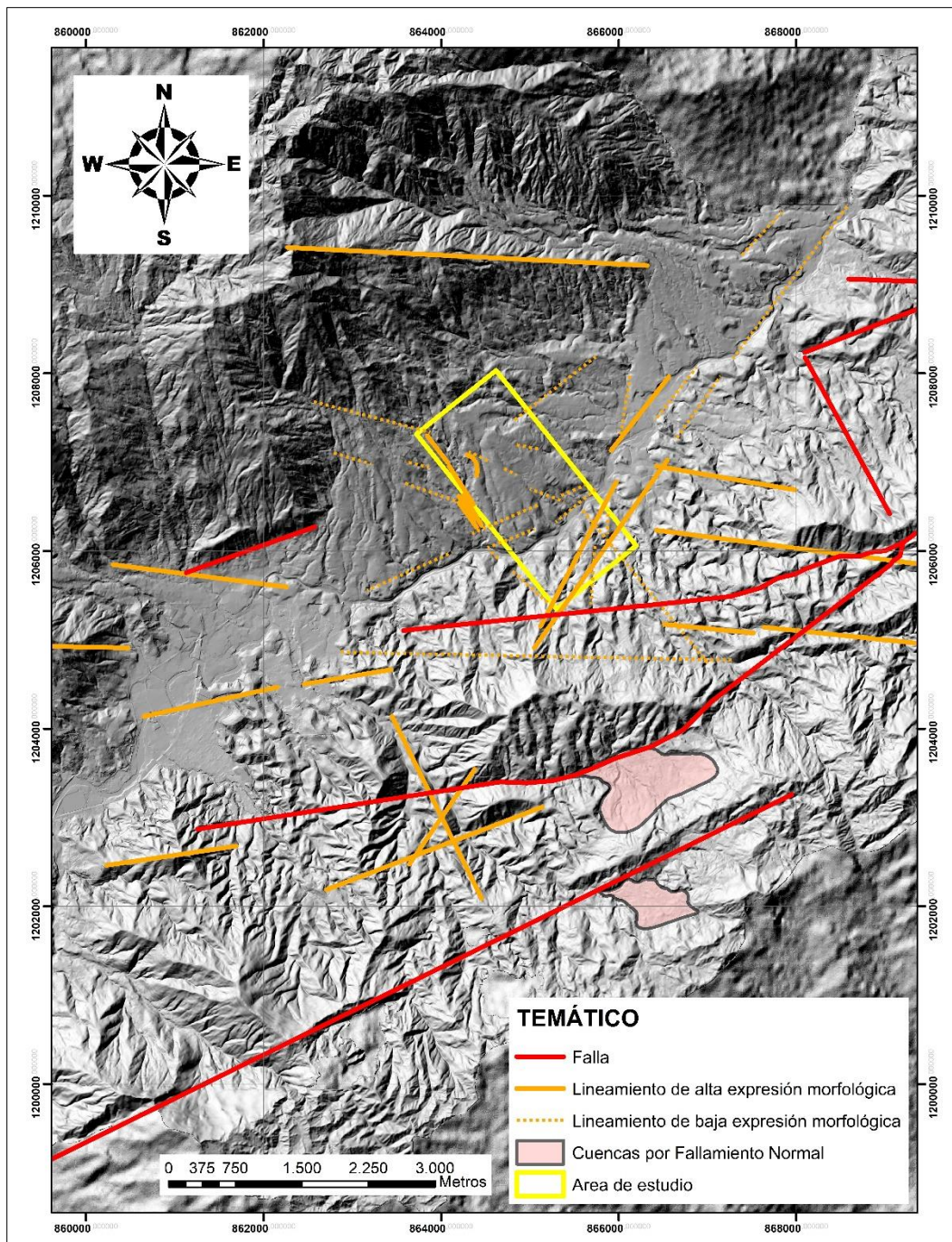
En el sector del Municipio de Barbosa, se describen rasgos asociados a la afectación tectónica de estructuras con direcciones, NS a NNW y NE.

Las estructuras con dirección NS a NNW corresponden a una franja de rocas metamórficas dentro del Batolito Antioqueño con tendencia general N25°-60°W. Se reportan como fallas importantes de este sistema las fallas Don Matías, El Guadual y La Ese; presentan una dirección predominante de N40°W y separan el Batolito Antioqueño de los Esquistos de Cajamarca. Estas se evidencian en la vía La Chorrera y en la vía al Alto de Matasano y presentan una moderada a baja expresión morfológica.

Entre las estructuras con dirección NE, se destacan la Falla La Chapa, en el sector de la quebrada Ovejas (AMVA, 2006). Estas estructuras presentan una muy buena expresión geomorfológica.

Para el área de estudio, se trazaron las fallas cartografiadas en (AMVA, 2006) y se trazaron lineamientos fotogeológicos a partir de las fotografías aéreas analizadas y del modelo digital de elevación. El análisis permitió identificar lineamientos - fallas con direcciones N28°-35°E, N52°-53°E y N74°E; así como lineamientos - fallas con direcciones N33°W, N64°W y N83°-89°W. Adicionalmente, se identificaron dos cuencas (quebrada La Chapa y quebrada La Paila) limitadas por fallas con dirección NE de características distensivas, asociadas a la Falla La Chapa (Figura 5-19).

Figura 5-19 : Lineamientos fotogeológicos en el área de estudio.



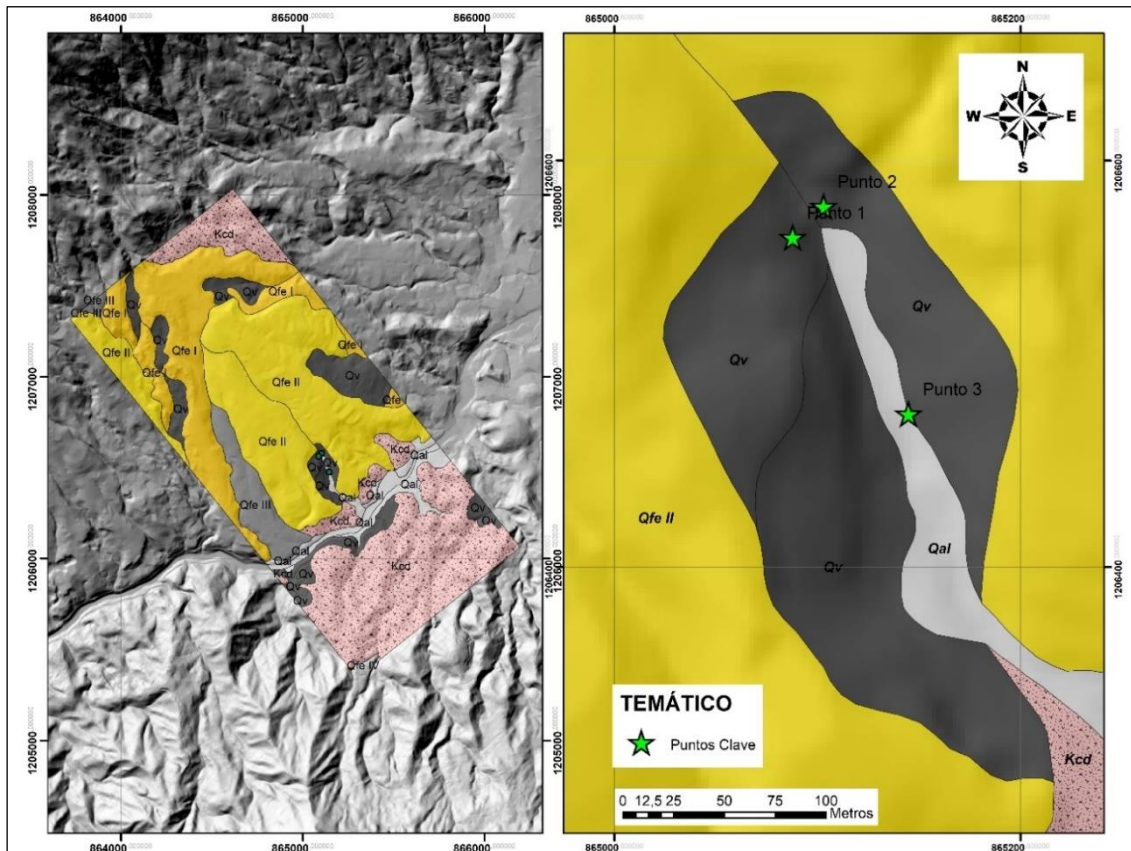
De acuerdo con los análisis de fotointerpretación, en la margen izquierda del río, los lineamientos con dirección  $N52^{\circ}-53^{\circ}E$  presentan una expresión geomorfológica débil, esto probablemente debido a la presencia de flujos de lodo y/o escombros superficiales que pudieron haber cubierto los rasgos morfotectónicos; no obstante, en campo se observaron

directamente desplazamientos en la secuencia aluvial meteorizada (Fotografía 5-33, Fotografía 5-34), prueba inequívoca de los efectos tectónicos de la zona.

En el año 2020 se observaron durante los recorridos de campo, dos afloramientos de la secuencia aluvial meteorizada subyaciendo los depósitos aluviotorrencial y de vertiente, en un afluente con tendencia NW-SE perpendicular al río Medellín: el punto 2 de la Figura 5-20 a una altura aproximada de 1290 msnm y el punto 3 de la Figura 5-20 a una altura de 1272 msnm, ambos puntos con una diferencia de alturas aproximada de 18 m; adicionalmente, en el punto 3 se identificó un salto en el afluente con una altura entre 2,5 m y 3 m.

La perforación P 02 (ver Figura 5-10 y Figura 5-11) ubicada en el punto 1 de la Figura 5-20, indicó un espesor aproximado de 10 m para para la secuencia aluvial meteorizada lo que es discordante con lo identificado en los puntos 2 y 3; estos hallazgos conducen al interrogante si la relación estratigráfica entre los puntos 2 y 3 con diferencias de 18 m, se deben a un desplazamiento relativo de la secuencia aluvial meteorizada.

**Figura 5-20. Localización de puntos en los que se halló suelo aluvial meteorizado.**





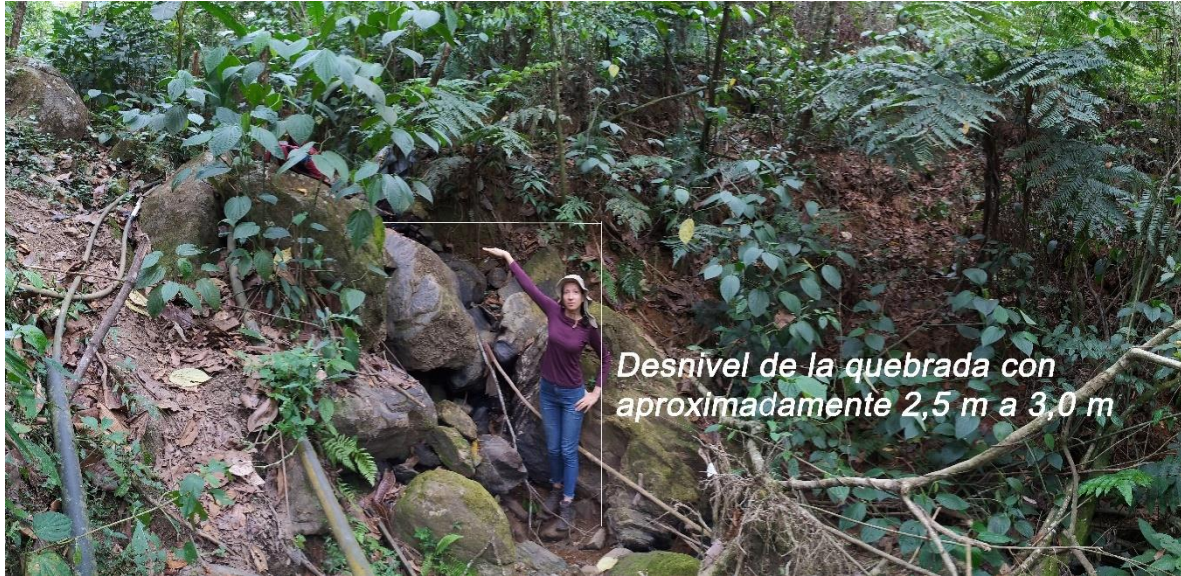
**Fotografía 5-30. Depósito aluvial, punto 2 aguas arriba del afluente, costado norte del punto de muestreo, a una altura aproximadamente 1290 msnm.**



**Fotografía 5-31. Depósito aluvial, punto 3 aguas abajo del afluente, costado norte del punto de muestreo, a una altura aproximadamente 1272 msnm.**



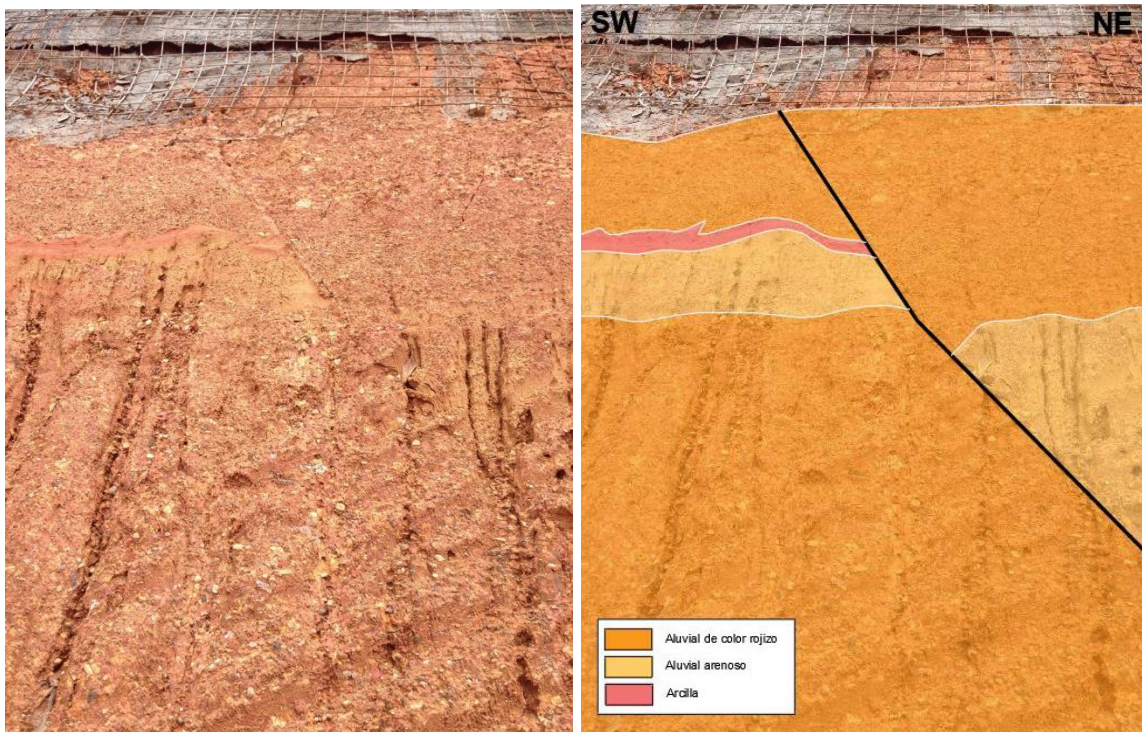
**Fotografía 5-32. Salto de aproximadamente 2,5 m a 3 m en el punto 3, sobre el afluente con dirección NW-SE, costado norte del punto de muestreo.**



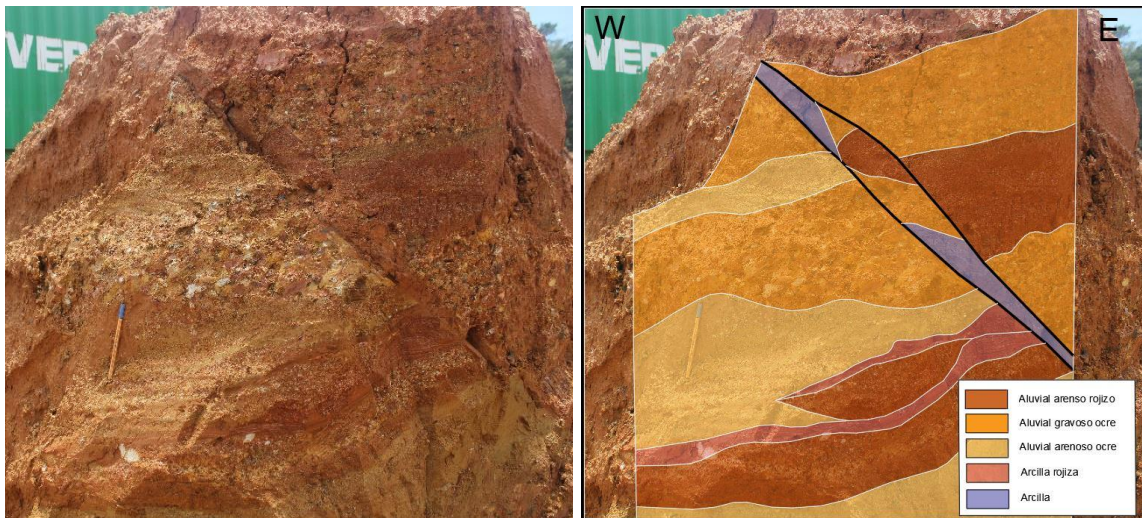
Adicionalmente, durante la campaña de campo del 2015, se observaron dos afloramientos en el eje de la vía, con desplazamientos netos de la secuencia aluvial, según planos de falla de rumbo NE-SW y buzamiento hacia el SE.



**Fotografía 5-33. Afloramiento 1, fallamiento en depósito aluvial sobre el eje de la vía.**



**Fotografía 5-34. Afloramiento 2, fallamiento en depósito aluvial sobre el eje de la vía.**



No se pudo determinar el tipo de movimiento ni la magnitud del mismo, debido a que no se identificó un estrato guía en los afloramientos identificados (Fotografía 5-33 y Fotografía 5-34).

### 5.1.5 Mineralogía

Con el objeto de identificar la mineralogía del suelo, se realizaron tres (3) análisis de difracción de rayos X, dos (2) en el suelo aluvial meteorizado a profundidades entre 3,00 y 3,45 m y entre 5,00 y 5,45 m y el restante en el suelo lodo masivo basal. Adicionalmente, se analizaron en el microscopio petrográfico dos (2) secciones delgadas (impregnadas) en suelo que fueron analizadas.

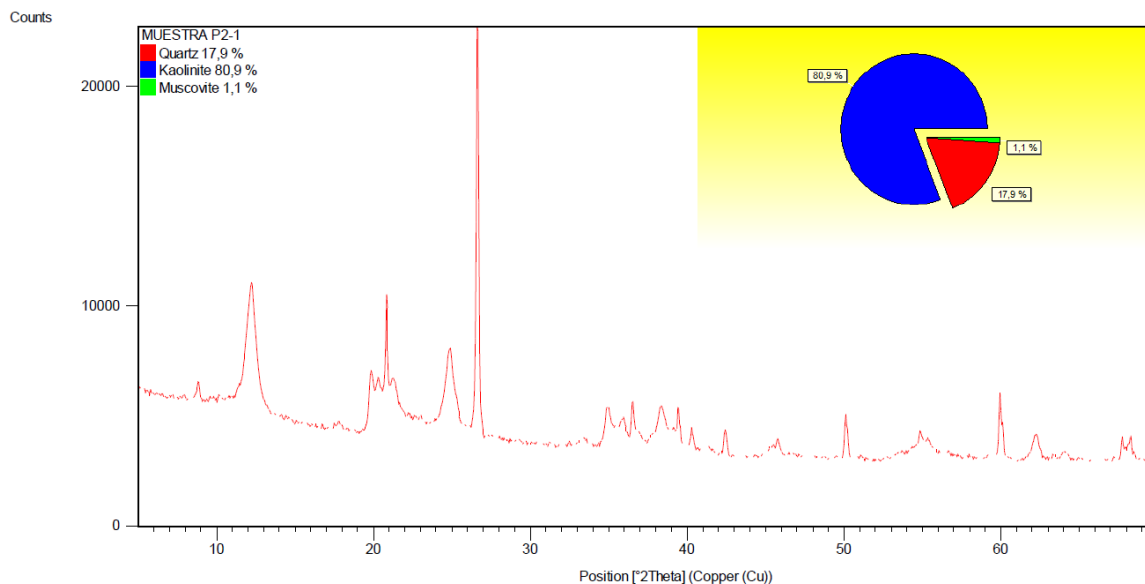
Los resultados son:

- **Difracción de Rayos X**

- **Muestra P2-1, aluvial meteorizado a una profundidad entre 3,00 y 3,45 m.**

La muestra P2-1 fue tomada de la perforación. Los análisis de Difracción de Rayos X mostraron la presencia de minerales de caolinita con un 80,9%, cuarzo con un 17,9% y moscovita con un 1,1%.

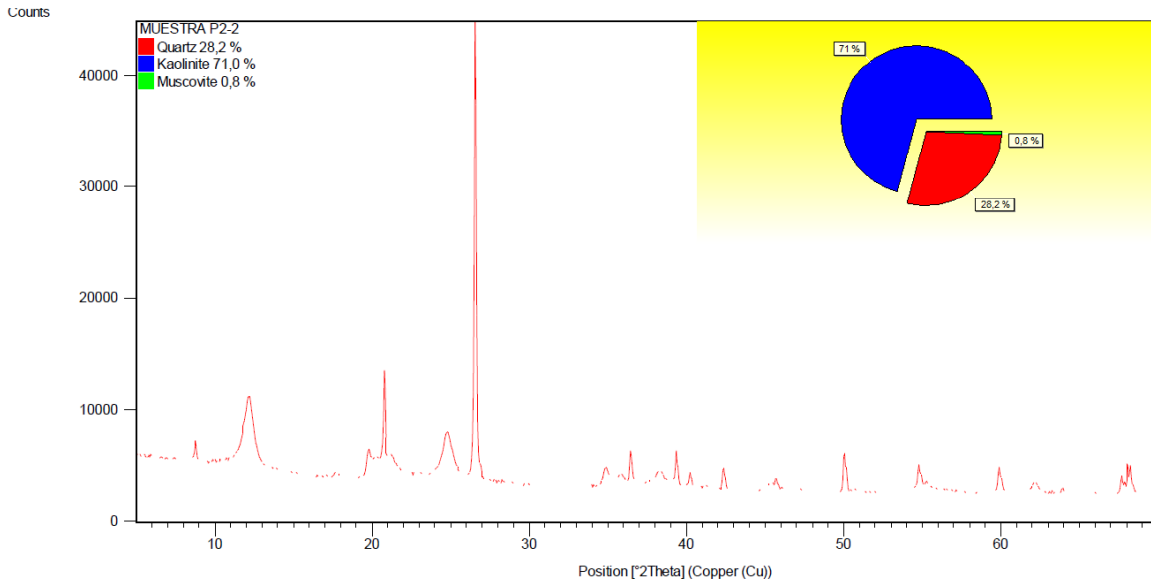
**Figura 5-21 : Muestra P2-1, aluvial meteorizado, profundidad entre 3,00 y 3,45 m.**



- **Muestra P2-2, aluvial meteorizado a una profundidad entre 3 – 3,45 m.**

La muestra P2-2 fue tomada en el aluvial meteorizado a una profundidad entre 5 y 5,45 m en el muestreo de la perforación. Los análisis de Difracción de Rayos X mostraron para este suelo, la presencia de minerales de caolinita con un 71,0%, cuarzo con un 28,2% y moscovita con un 0,8%.

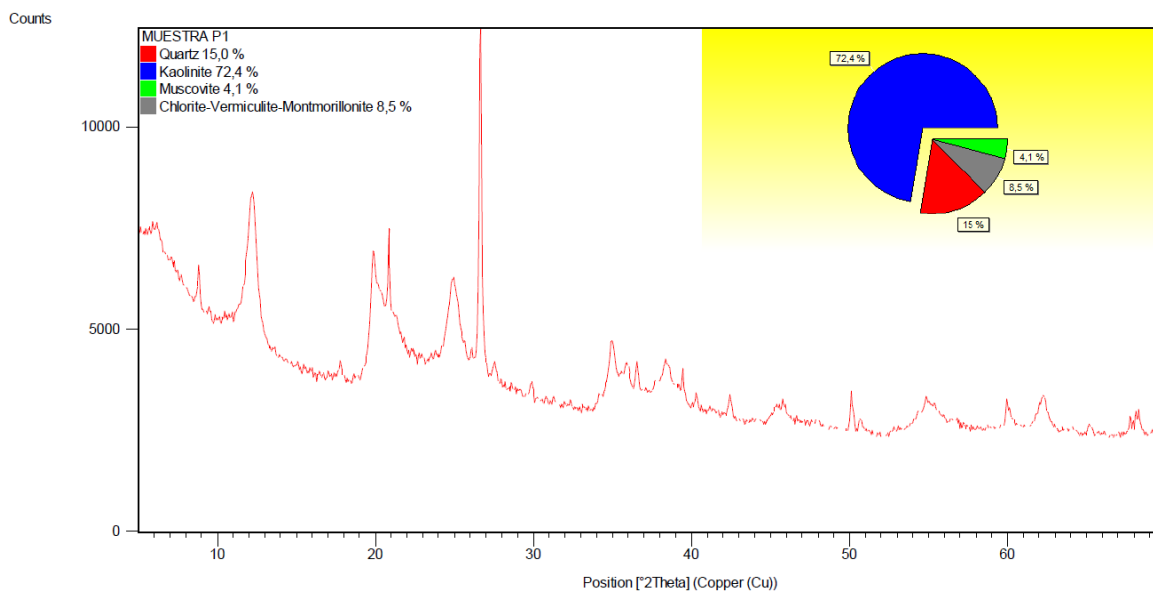
**Figura 5-22 : Muestra P2-2, aluvial meteorizado, profundidad entre 5 – 5,45 m.**



- **Muestra P1, suelo fino de lodo masivo.**

La muestra P1 fue tomada en el estrato de suelo fino de lodo masivo o “arcilla” encontrado a una profundidad de 9 m en el muestreo de la perforación. Los análisis de Difracción de Rayos X mostraron para este suelo, la presencia de minerales de caolinita con un 72,4%, cuarzo con un 15,0% y una fase mineral clorita-vermiculita-montmorillonita con un 8,5%.



**Figura 5-23 : Muestra P1, suelo fino de lodo masivo.**

- **Análisis petrográfico**

- **Muestra P2-1**

Para la muestra P2-1, se identificaron minerales de cuarzo (Qz), moscovita (Ms), biotita (Bt), cordierita (Crd), arcillas asociadas a caolinita (Kao) y óxidos de hierro asociados a hematita (Hem).

**Cuarzo (Qz):** se observan como cristales subhedrales y anhedrales en medio de una matriz arcillosa y como intercrecimientos de granos parcialmente cristalizados con extinción ondulatoria, generalmente junto a cordierita, moscovita -sericita y hematita, en remantes de rocas metamórficas que, por su textura granoblástica y esquistosa, se asocia con granulitas. Son incoloros, con color de interferencia gris de primer orden y una birrefringencia entre 0,008 y 0,009. (Ver Figura 5-24 A, B, D, F, G, H, J, K).

**Moscovita (Ms):** Se observa de forma de cristales tabulares aislados o intercrecidos con biotita y hematita en medio de matriz arcillosa, o muy fina como sericita en zonas de alteración de cordierita o en remanentes de rocas metamórficas bordeando junto a hematita, intercrecimiento de cristales de cuarzo y cordierita. Es incolora y cuando se observa en forma de cristales tabulares, presenta relieve bajo que cambia con la rotación

de la platina. Presenta clivaje perfecto en una dirección y colores de interferencia de tercer orden con birrefringencia alrededor de 0,048. Algunas veces se observa muy fina junto a un mineral opaco de color negro correspondiente a probablemente a grafito. (Ver Figura 5-24 A, D, H, I, J).

Biotita (Bt): Se observa en forma de cristales tabulares aislados o intercrecidos con moscovita y/o hematita en medio de matriz arcillosa. Es de color marrón rojizo y pleocroica. Presenta colores de interferencia bajos de segundo orden y cuando se observa alterada a hematita pierde los colores de interferencia; tiene una birrefringencia de alrededor de 0,016. (Ver Figura 5-24 A, B, E, F).

Cordierita (Crd): Se presenta de forma anhedral y euhedral. Se observa de forma aislada como cristales en medio de matriz arcillosa o en remanentes de rocas metamórficas asociada minerales de cuarzo, moscovita y hematita. Presenta extinción ondulatoria azul oscuro, color de interferencia amarillo de primer orden con birrefringencia alrededor de 0,012 y 0,014. Es incolora y se diferencia del cuarzo porque presenta clivaje débil laminar o paralelo con dirección entre 15° a 30°, adicionalmente es biaxial positiva con un 2V entre 15° y 30°. (Ver Figura 5-24 C, D, F, H, K,L).

Caolinita (Kao): Se observa muy fina y amórfica. Bajo un aumento de 50X es anisotrópica y asociada con hematita y conforma la matriz del suelo. También se observa en algunos “clastos” remanentes sola o con concentraciones altas de hematita. Es incolora y presenta colores de interferencia bajos de primer orden con una birrefringencia de alrededor de 0,002. (Se observa en “clastos” remanentes en la Figura 5-24 G, H, J, L).

Hematita (Hem): Se observa en concentraciones altas en algunos “clastos” remanentes en los que puede estar con colinita y/o cuarzo, también es perceptible en el lente de 50X formando parte de la matriz o en zonas de alteración de la biotita. Es de color marrón a naranja rojizo y no presenta colores de interferencia. (Se observa en “clastos” remanentes en la Figura 5-24 A, D, G, H, I, J. K).

Partiendo de lo anterior, se identifican tres tipos de asociaciones minerales relevantes:

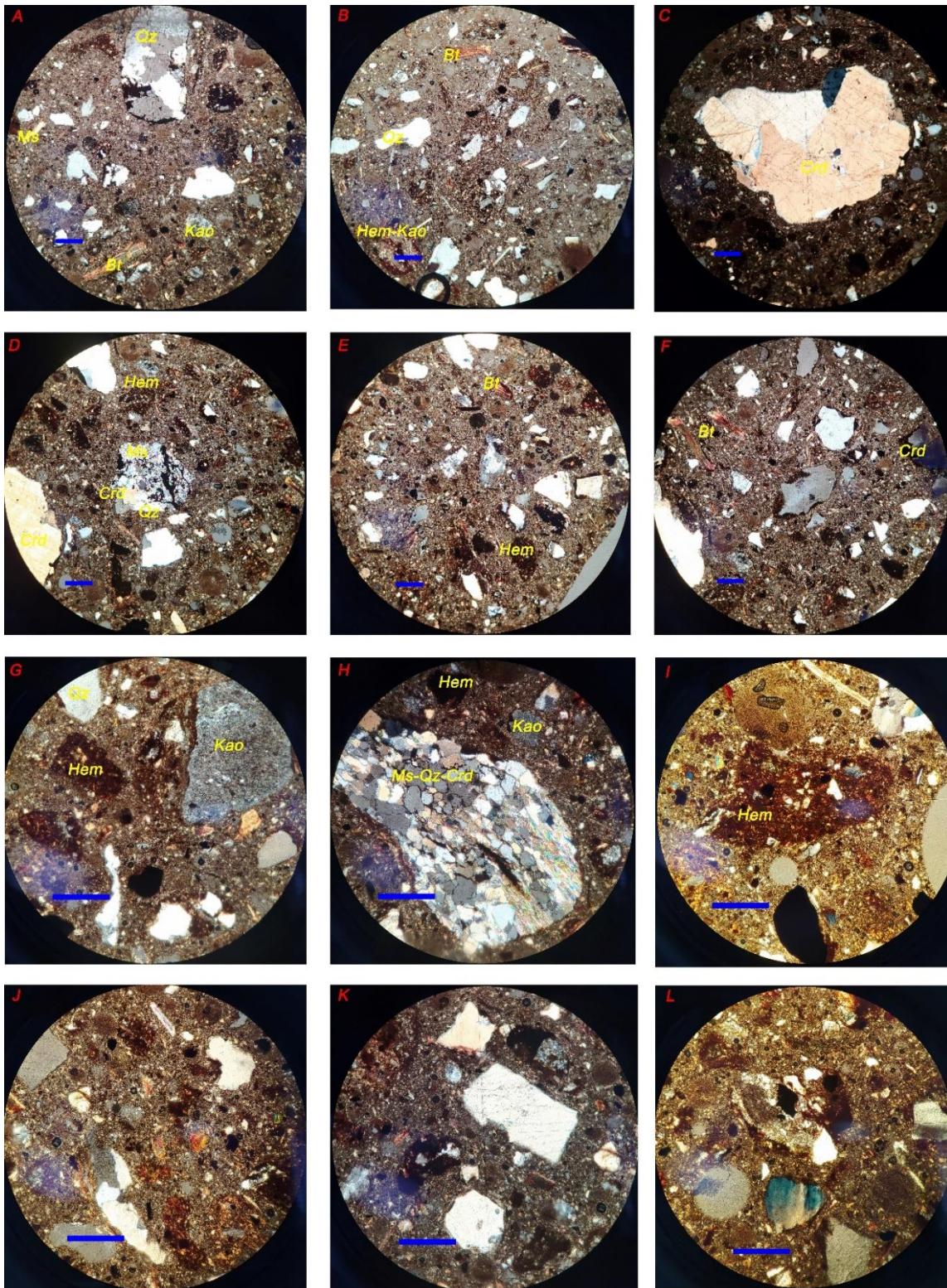
- Cuarzo - cordierita – moscovita - hematita, con intercrecimiento de cristales de cuarzo y cordierita con textura granoblástica, y hacia los bordes de este,

textura esquistosa con minerales de moscovita y hematita. Esta asociación puede estar relacionada a rocas metamórficas tipo granulitas.

- Sericita – grafito – cuarzo, con textura esquistosa, que puede estar relacionada a esquistos.
- Hematita y hematita – caolinita, que puede estar relacionada a rocas ricas en minerales férricos tipo anfibolita.

En la matriz se observó la predominancia de caolinita y hematita en menor proporción, ambas muy finas y sin forma definida que se acerca a la definición de una textura en ensamble en forma de agregación de arcillas - hematitas. Embebidos, se identificaron cristales anhedrales y subhdrales de cuarzo, biotita, cordierita, moscovita.

Figura 5-24 : Mineralogía de sección delgada P2-1





- **Muestra P2-2**

Para la muestra P2-2, se identificaron minerales de cuarzo (Qz), moscovita (Ms), biotita (Bt), cordierita (Crd), arcillas asociadas a caolinita (Kao) y óxidos de hierro asociados a hematita (Hem).

**Cuarzo (Qz):** se observan como cristales anhedrales con extinción homogénea en medio de una matriz arcillosa y como intercrecimientos de granos generalmente junto a cordierita, con extinción ondulatoria. En algunos casos se observa rodeado de Sericita especialmente cuando se observa con intercrecimientos de cordierita. Son incoloros, con color de interferencia gris de primer orden y una birrefringencia entre 0,002 y 0,008. (Ver Figura 5-25 A, B, D, E).

**Moscovita (Ms):** Se observa de forma de cristales tabulares aislados en matriz arcillosa; como sericita muy fina en zonas de alteración de cordierita y asociado a biotitas. Presenta foliación laminar en donde se observa individual. Es incolora y tiene colores de interferencia de segundo orden con birrefringencia alrededor entre 0,019 y 0,029. (Ver Figura 5-25 A, B, C, E, G, I).

**Biotita (Bt):** Se observa en forma de cristales tabulares aislados que pueden estar deflectados, algunos meteorizados a hematita y otros junto a moscovita, en medio de matriz arcillosa. Es de color marrón rojizo y pleocroica. Presenta colores de interferencia bajos de segundo orden y cuando se observa alterada a hematita pierde los colores de interferencia; tiene una birrefringencia de alrededor de 0,016. (Ver Figura 5-25 A, E, F).

**Cordierita (Crd):** Se presenta de forma anhedral y subhedral tabular. Se observa como intercrecimientos entre cristales de cuarzo o como pequeños cristales aislados muy meteorizados rodeados de Sericita y caolinita, en muy baja proporción. Presenta extinción ondulatoria azul oscuro, color de interferencia amarillo de primer orden con birrefringencia alrededor de 0,012 y 0,014. (Ver Figura 5-25 C, D).

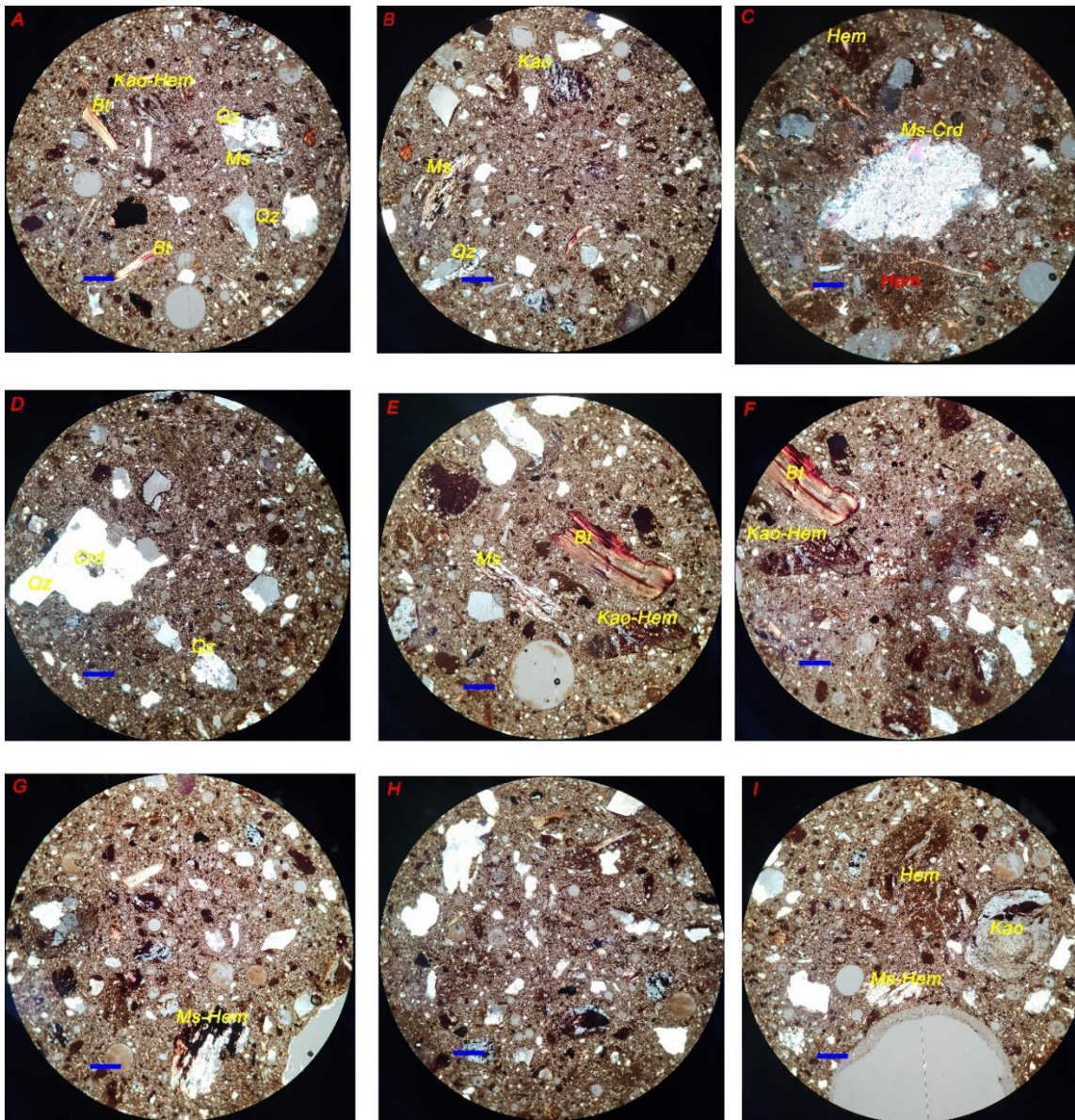
**Caolinita (Kao):** Se observa muy fina y amórfica conformando la matriz del suelo; en algunos "clastos" remanentes sola o con concentraciones altas de hematita y en alteraciones de cordierita junto a sericita. Es incolora y presenta colores de interferencia bajos de primer orden con una birrefringencia de alrededor de 0,004. (Ver Figura 5-25 A, B, E, F, H, I).



Hematita (Hem): Se observa en concentraciones altas en algunos “clastos” remanentes con colinita; formando parte de la matriz; en zonas de alteración de la biotita y asociada con moscovita. Es de color marrón a naranja rojizo y no presenta colores de interferencia. (Ver Figura 5-25 A, B, C, F, G, H, I).

Se observa mayor estado de meteorización de los minerales y de los fragmentos de remanentes de rocas, tampoco conservan ninguna textura relicto, por lo tanto, ya en éste estado no es posible asociar los minerales a rocas parentales.

**Figura 5-25 : Mineralogía de sección delgada P2-2**





### 5.1.6 Proveniencia de los sedimentos

El suelo aluvial meteorizado está constituido por fragmentos redondeados meteorizados bien seleccionados entre 1 cm y 5 cm de diámetro. En los clastos se identifican texturas de roca parental de diversas fuentes aportantes y por su distribución, se puede observar como un depósito matriz soportado con variaciones a clasto soportado (ver Fotografía 5-35).

**Fotografía 5-35. Vista del suelo aluvial meteorizado**





Se identifican seis clases de clastos según el color y la textura relicto definidas como: Blanco afanítico, gris oscuro moteado y algunos ligeramente orientados, gris verdoso orientados, ocre a amarillo ocre afanítico que algunas veces se observa con un halo marrón rojizo hacia los bordes del clasto, rojizo afanítico y/o bandeado y cuarzo.

Los clastos de color blanco afanítico, algunos se componen de arcilla y otros de arcilla-cuarzo tamaño arena gruesa a media (Fotografía 5-36).

**Fotografía 5-36. Clastos de color blanco afanítico**



Los clastos de color gris oscuro y algunos se tornan con un tinte negro a morado. Presentan puntos blancos sin orientación o con bandeamiento (Fotografía 5-37).

**Fotografía 5-37. Clastos de color gris oscuro moteados y algunos ligeramente orientados**



Los clastos de color gris verdoso son de textura esquistosa y presentan micas finas y grafito untuoso que deja pátina en los dedos. Algunos clastos, se observan con cuarzo fino granular (Fotografía 5-38).

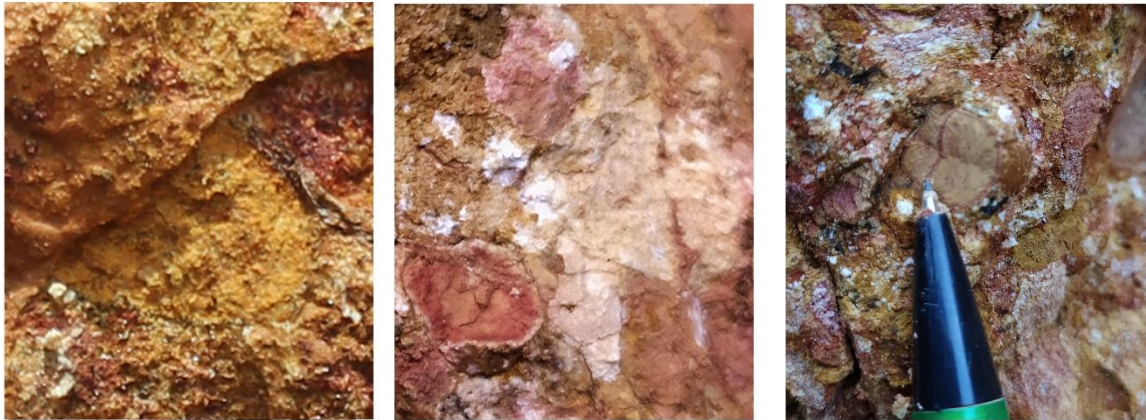
**Fotografía 5-38. Clastos de color gris verdoso orientados**



Los clastos de color ocre presentan como característica principal la textura afanítica. Algunos presentan un halo de color ocre a crema que va desde el borde hacia adentro y concentración de óxidos de hierro hacia el centro lo que les da apariencia rojiza. Otros clastos se encuentran completamente meteorizados, son de color amarillo crema, algunas veces ocre y textura afanítica. Adicionalmente, se identificaron algunos clastos de color crema con una dureza relativamente mayor a los anteriormente descritos, que se fracturan fácilmente con el martillo y se parten en forma de plano liso y homogéneo conservando la forma circular del clasto (Fotografía 5-39).

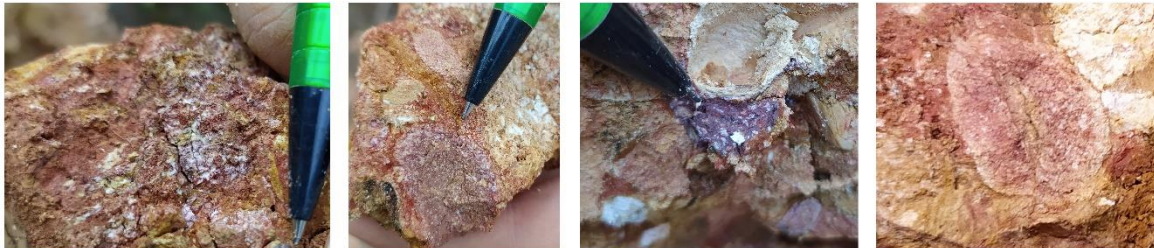


**Fotografía 5-39. Clastos de color amarillo ocre y algunos con tinte rojizo hacia el borde, afaníticos.**



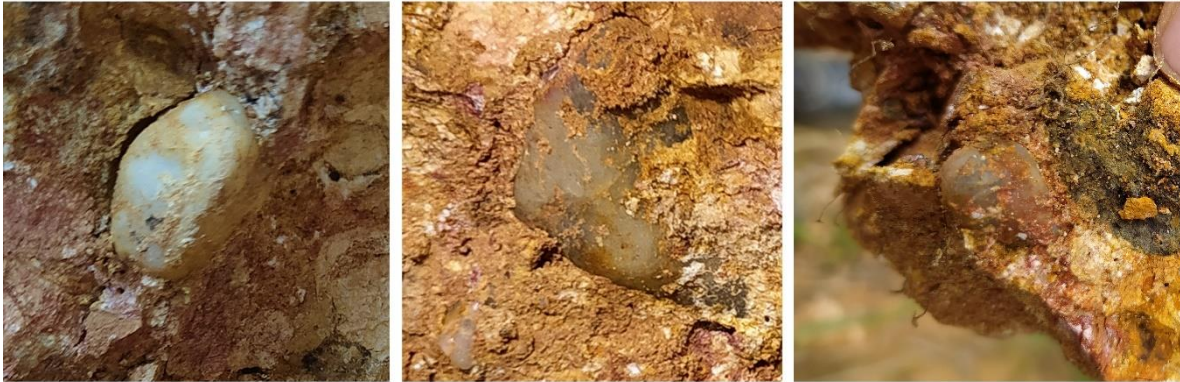
Se identificaron clastos de color rojizo con micro textura o textura muy fina moteada de color blanco que algunas ocasiones presenta bandeamiento. También se incluyeron dentro de esta categoría los clastos de color rojizo a morado en los que se observan puntos blancos ligeramente orientados (Fotografía 5-40).

**Fotografía 5-40. Clastos rojizos moteados algunos con micro textura y otros de color rojizo más intenso ligeramente orientados.**



Los clastos de cuarzo son de color blancuzco opacos a translúcidos. Algunos presentan manchas de color gris (Fotografía 5-41).



**Fotografía 5-41. Clastos de cuarzo redondeado.**

Para hacer el análisis de proveniencia, se seleccionaron tres áreas aleatorias en las que se identificaron las diferentes clases de clastos. Luego se procedió a realizar un conteo de clastos de cada categoría y se les asoció una fuente. Finalmente se realiza una tabla de equivalencia o correspondencia con las unidades geológicas a nivel de cuenca del río Medellín.

Las áreas son presentadas en la Fotografía 5-42, Fotografía 5-43 y Fotografía 5-44 y la Figura 5-26, Figura 5-27, y Figura 5-28 representan los clastos seleccionados para el conteo.

Fotografía 5-42. Área de conteo 1.

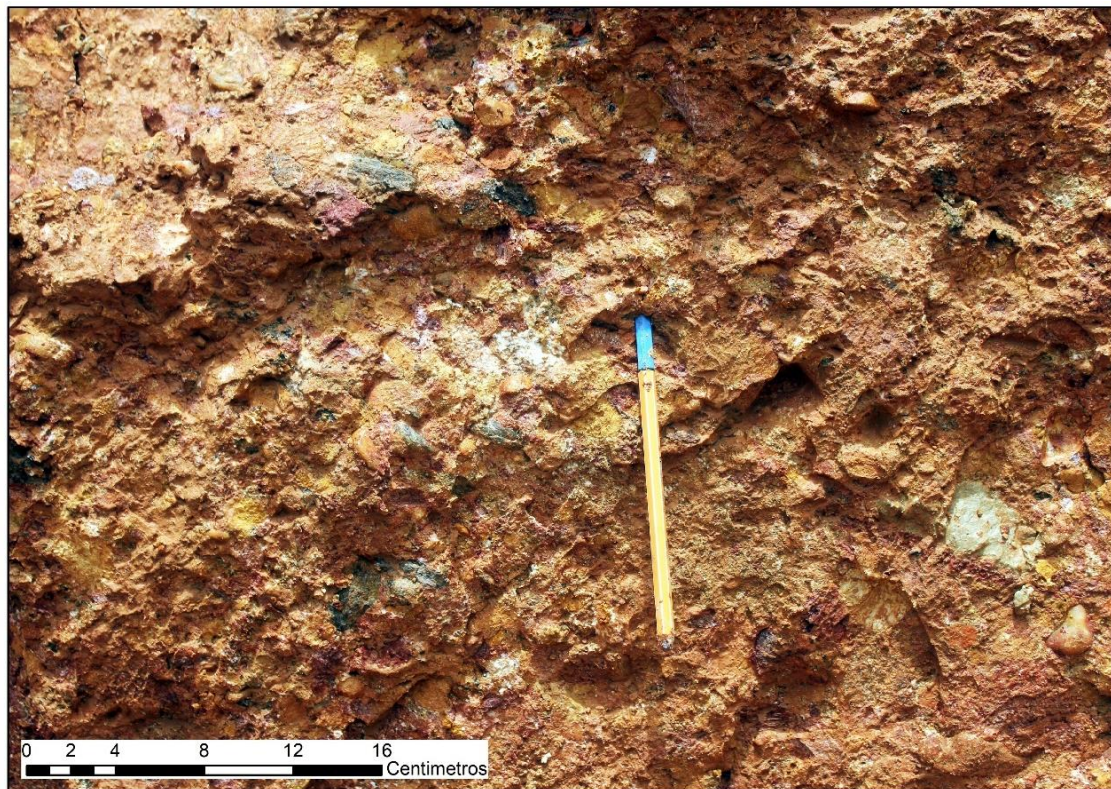
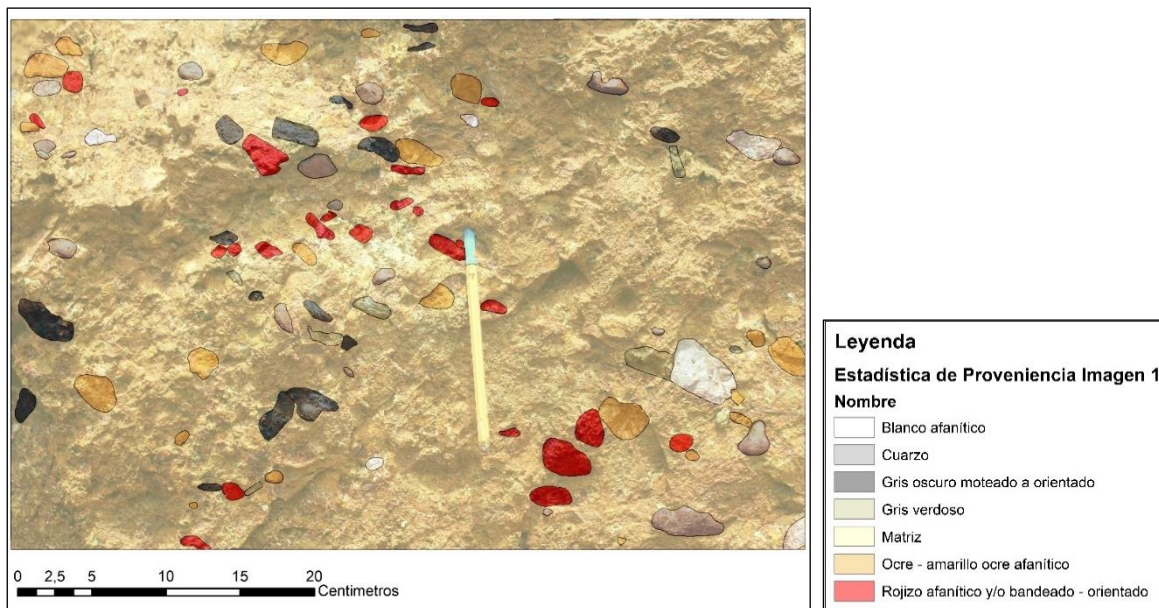


Figura 5-26: Clastos seleccionados para el conteo en el área 1

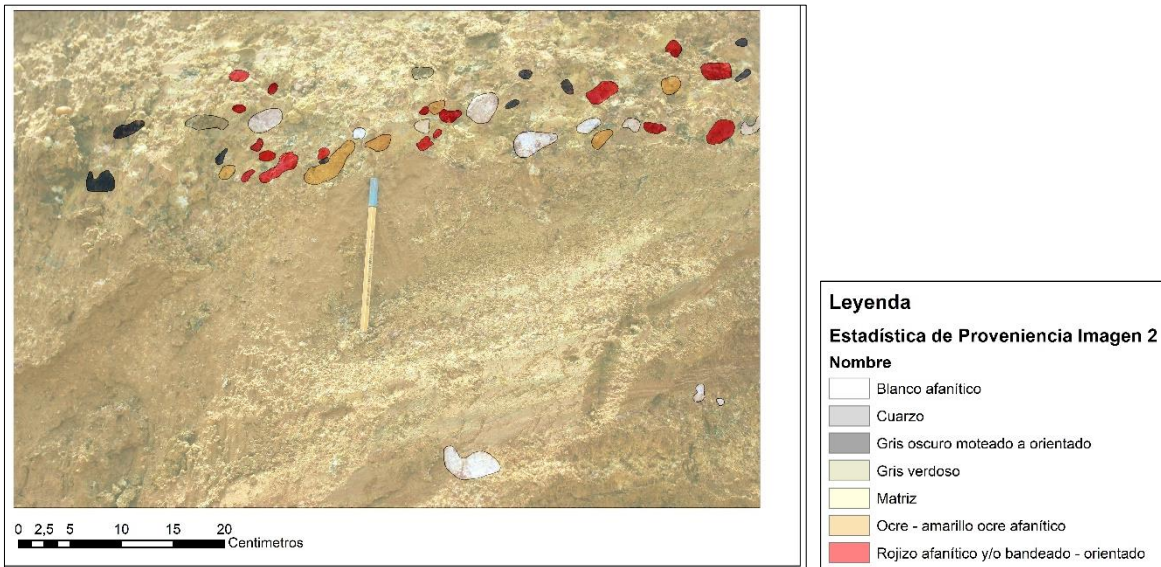




Fotografía 5-43. Área de conteo 2.



Figura 5-27 : Clastos seleccionados para el conteo en el área 2.

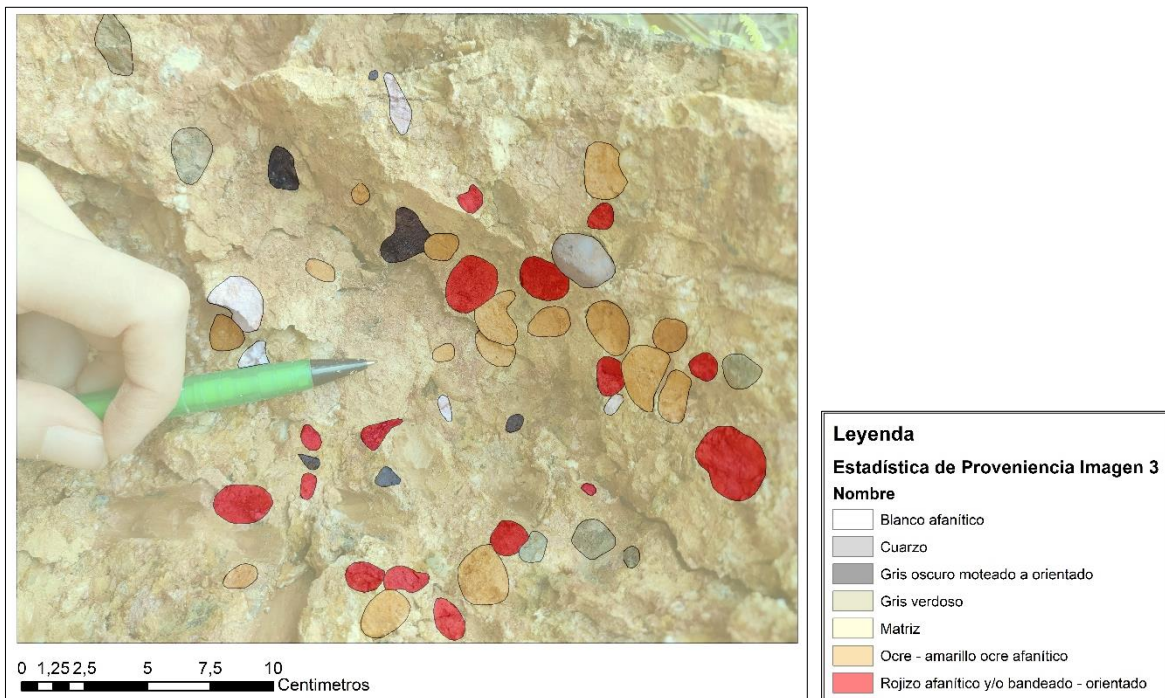




Fotografía 5-44. Área de conteo 3.



Figura 5-28 : Clastos seleccionados para el conteo en el área 3.



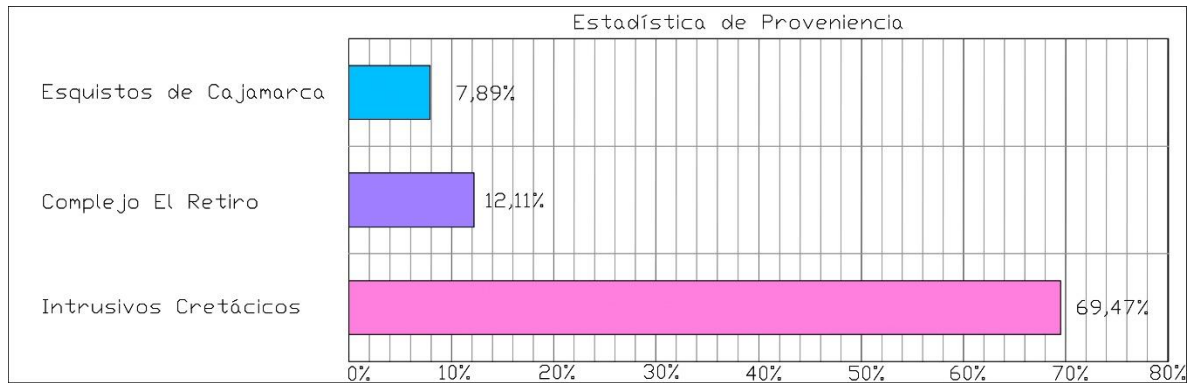


La Tabla 5-3 y la Figura 5-29, muestran los resultados estadísticos obtenidos para el conteo de clastos.

**Tabla 5-3: Resumen del conteo estadístico de los clastos**

Estadística de Proveniencia				
Descripción	Origen asociado	Origen asociado	Cantidad	Porcentaje
Blanco afanítico algunas veces con cuarzo	Complejo El Retiro	Neis de La Ceja, Anfibolitas de Medellín	23,00	12,11%
Cuarzo	-	-	20,00	10,53%
Gris oscuro moteado a orientado	Intrusivos cretácicos	Batolito Antioqueño	31,00	16,32%
Gris verdoso	Esquistos de Cajamarca	Esquistos de Cajamarca	15,00	7,89%
Ocre - amarillo ocre afanítico	Intrusivos cretácicos	Batolito Antioqueño	43,00	22,63%
Rojizo afanítico y/o bandeado - orientado	Intrusivos cretácicos	Batolito Antioqueño	58,00	30,53%
			190,00	100%

**Figura 5-29 : Distribución estadística de la proveniencia de los clastos.**



Se puede observar que los clastos de color rojizo con micro textura, afaníticos y bandeados y los clastos de color ocre a amarillo ocre de textura afanítica, tienen una mayor representación, seguido de los clastos de color gris oscuro moteado a orientado; estos clastos son correlacionables con los intrusivos cretácicos del Batolito Antioqueño. Los clastos blancos afaníticos, tienen menor representatividad y están correlacionables a las unidades del Complejo El Retiro; finalmente los clastos de color gris verdoso orientados son los menos frecuentes y están correlacionados con los Esquistos de Cajamarca.

El origen de los clastos de cuarzo, no se considera en este análisis debido a que puede tener diversas fuentes, por lo tanto, para el cálculo de porcentaje de representatividad, solo se consideran las demás clases.

Los resultados obtenidos para el análisis de proveniencia, son consistentes al compararlos con la representatividad de cada una de las unidades geológicas en la cuenca inferior en cuanto al área que ocupan, como se observa en Figura 5-30.

**Figura 5-30: Porcentaje del área que representan las unidades geológicas en la cuenca inferior del Valle de Aburrá.**

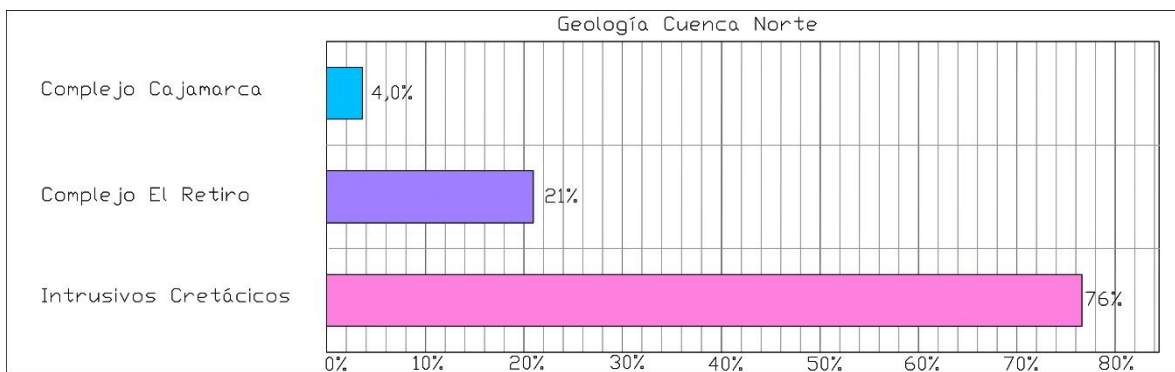
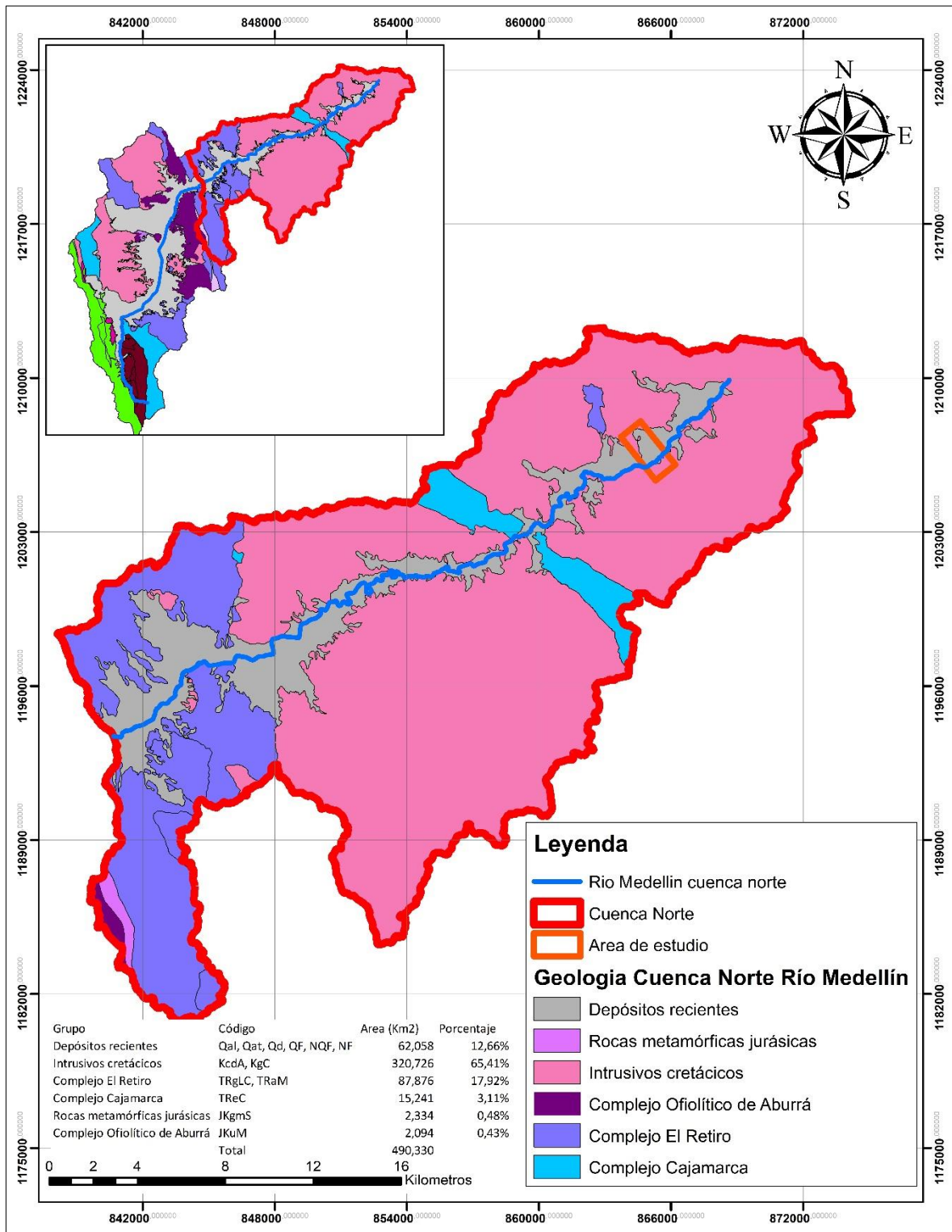


Figura 5-31 : Unidades geológicas fuente de los sedimentos.



## 5.2 Caracterización geotécnica del suelo objeto de estudio

Para responder a la pregunta de si el suelo aluvial meteorizado, se comporta como un suelo transportado o como un suelo residual, se realizaron ensayos geotécnicos de clasificación del suelo: granulometría por lavado, doble hidrómetro y Límites de Atterberg, y del comportamiento del suelo a los esfuerzos normales y de corte: gravedad específica, consolidación y corte directo, todos en muestras alteradas e inalteradas del suelo lodo masivo, el suelo aluvial meteorizado y un suelo residual grado VI de diorita del Batolito Antioqueño. Los resultados, fueron analizados teniendo como punto de referencia, el comportamiento comúnmente reportado en la literatura de los suelos residuales.

De acuerdo con lo descrito en el capítulo 3.3 Propiedades geotécnicas de los residuales, el análisis del comportamiento geotécnico del suelo estudiado, se enfoca en la incidencia de la mineralogía y de la microestructura.

La Tabla 5-4, muestra los ensayos de laboratorio realizados para cada uno de los suelos estudiados.



**Tabla 5-4: Ensayos de laboratorio realizados para la caracterización geotécnica de lodo masivo, el suelo aluvial meteorizado y el suelo residual grado VI de diorita del Batolito Antioqueño.**

	<b>Tipo de ensayo</b>	<b>Método</b>	<b>Norma</b>
<b>Caracterización geotécnica:</b>  Ensayos para clasificación y propiedades de resistencia del suelo	Granulometría	Tamizado por lavado  Hidrómetro con defloculante y sin defloculante y se observó de forma indirecta la presencia de agregados.	ASTM D 422 - 63
	Límites de Atteberg	Casagrande.  Se compararon los valores obtenidos y los resultados del análisis de DRX.	ASTM D 4318 - 05, 2005
	Clasificación	Sistema Unificado de Clasificación de Suelos  Wesley 1988	ASTM D 2487 - 92
	Gravedad específica	Picnómetro	ASTM D 854 - 06
	Consolidación	Consolidómetro.  Se observó la presión de preconsolidación equivalente y la OCR.	ASTM D 2435 - 04
	Potencial de colapso		
	Corte directo Consolidado Drenado (CD)	Consolidado drenado en muestra inalterada y en muestra remodelada  Se identificaron los efectos de la microestructura en la resistencia al corte.	ASTM D 3080 - 04

### 5.2.1 Granulometría

A partir de un análisis granulométrico por lavado y la granulometría por doble hidrómetro, es decir, con defloculante y sin defloculante, es posible observar de forma indirecta la formación de agregados en el suelo en partículas finas.

La presencia de agregados se puede observar en la diferencia en el porcentaje pasante entre las dos curvas para un mismo diámetro, con defloculante y sin defloculante.

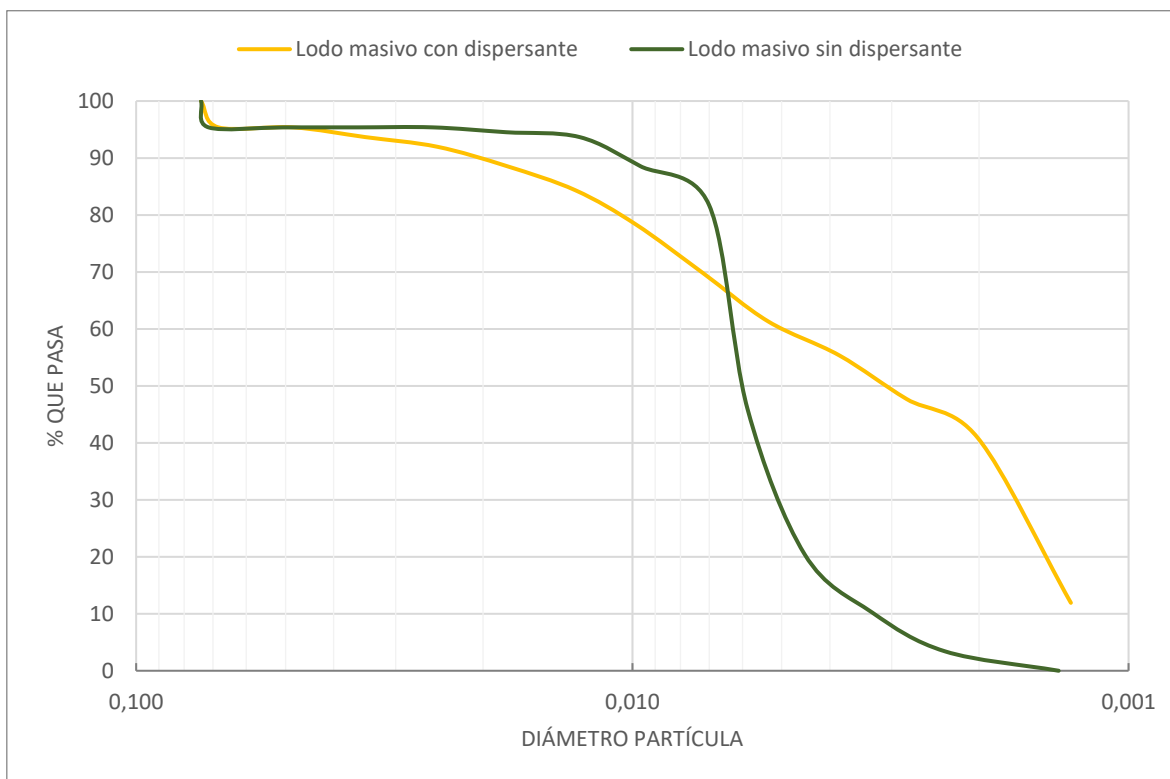
#### Ecuación 5-1. Porcentaje de agregación

$$\% \text{ Agregación} = \% \text{ pasante curva con defloculante} - \% \text{ pasante curva sin defloculante}$$

Lo anterior para un mismo diámetro de partícula. Se asume como el porcentaje de agregación, el mayor valor de porcentaje en los diferentes diámetros.

- **Lodo masivo**

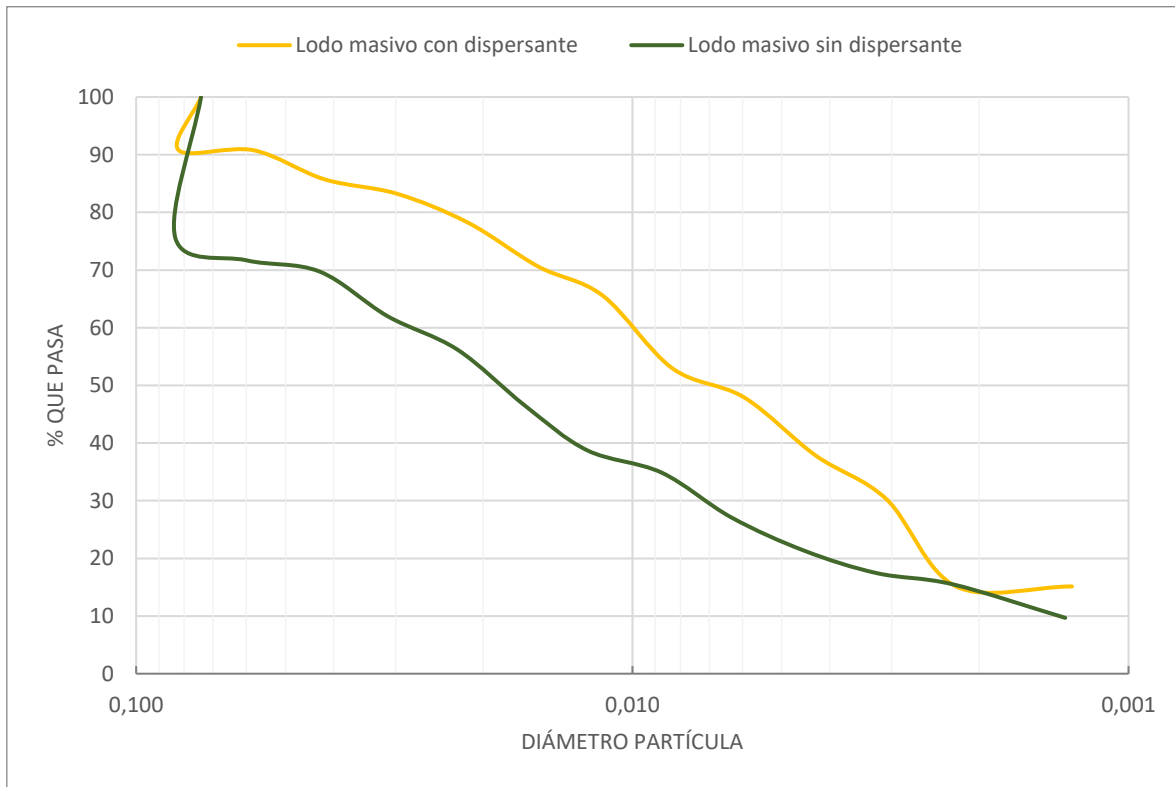
Los resultados del porcentaje de agregación para el suelo fino de lodo masivo, se muestran en Figura 5-32, Figura 5-33, Figura 5-34 y en la Tabla 5-5, Tabla 5-6 y Tabla 5-7.

**Figura 5-32 : Curva granulométrica del lodo masivo, ensayo 1.**

La Figura 5-32 y Tabla 5-5 muestra los resultados del ensayo 1. Se puede identificar que existe una mayor diferencia del porcentaje pasante en las curvas granulométricas, en 0,003 mm y 0,002 mm, con un porcentaje de agregación de 37,5%.

**Tabla 5-5. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo ade lodo masivo, ensayo 1.**

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,005	61,32	45,99	15,33
0,004	55,36	20,44	34,92
0,003	47,69	10,22	37,47
0,002	40,88	3,41	37,47
0,001	11,92	0,00	11,92

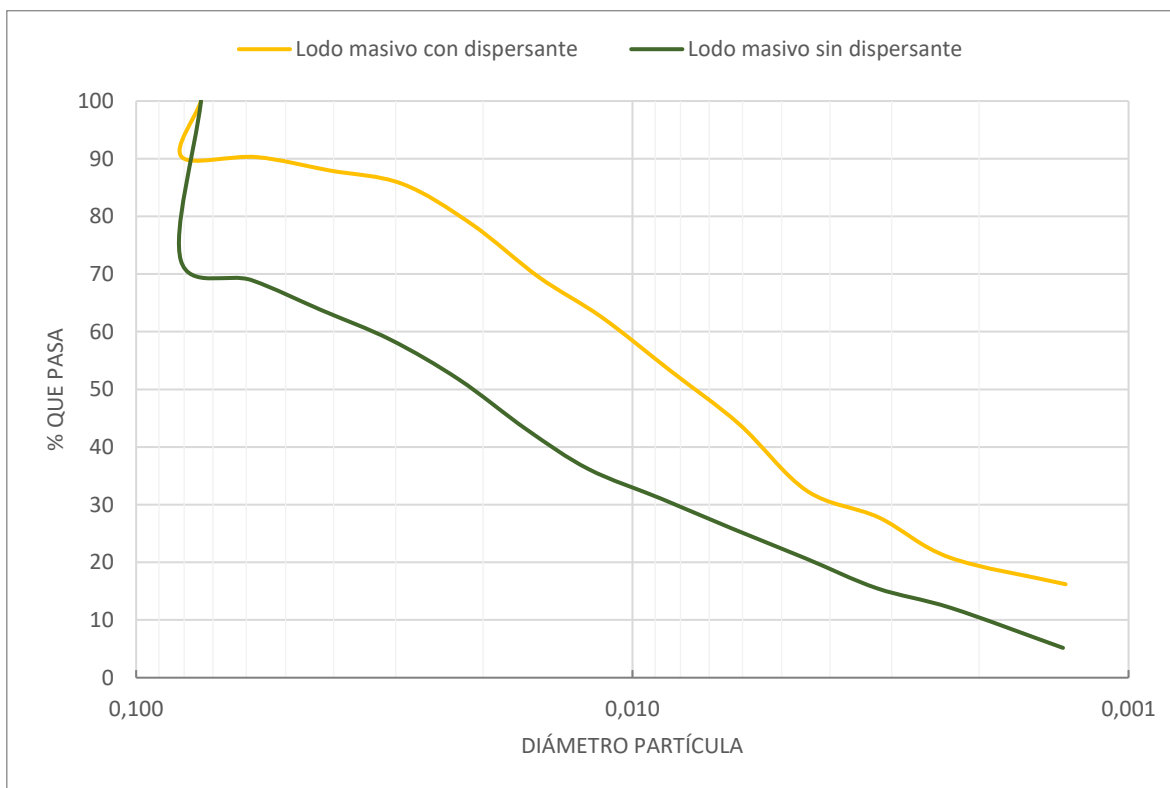
**Figura 5-33 : Curva granulométrica del lodo masivo, ensayo 2.**

Para el ensayo 2, se puede identificar que existe una mayor diferencia del porcentaje pasante en las curvas granulométricas, en 0,11 mm con un 26,82%, indicando mayores agregaciones en este diámetro de partícula (Figura 5-33 y Tabla 5-6).

**Tabla 5-6. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo de lodo masivo, ensayo 2.**

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,058	90,781	71,684	19,10
0,042	85,738	69,746	15,99
0,030	83,216	61,997	21,22
0,021	78,173	56,185	21,99
0,015	70,608	46,498	24,11
0,011	65,564	38,748	26,82
0,008	52,956	34,873	18,08



**Figura 5-34 : Curva granulométrica del lodo masivo, ensayo 3.**

El ensayo 3, muestra una mayor diferencia del porcentaje pasante en las curvas granulométricas, en 0,029 mm y 0,021 mm con una agregación de aproximadamente un 27% (Figura 5-34 y Tabla 5-7).

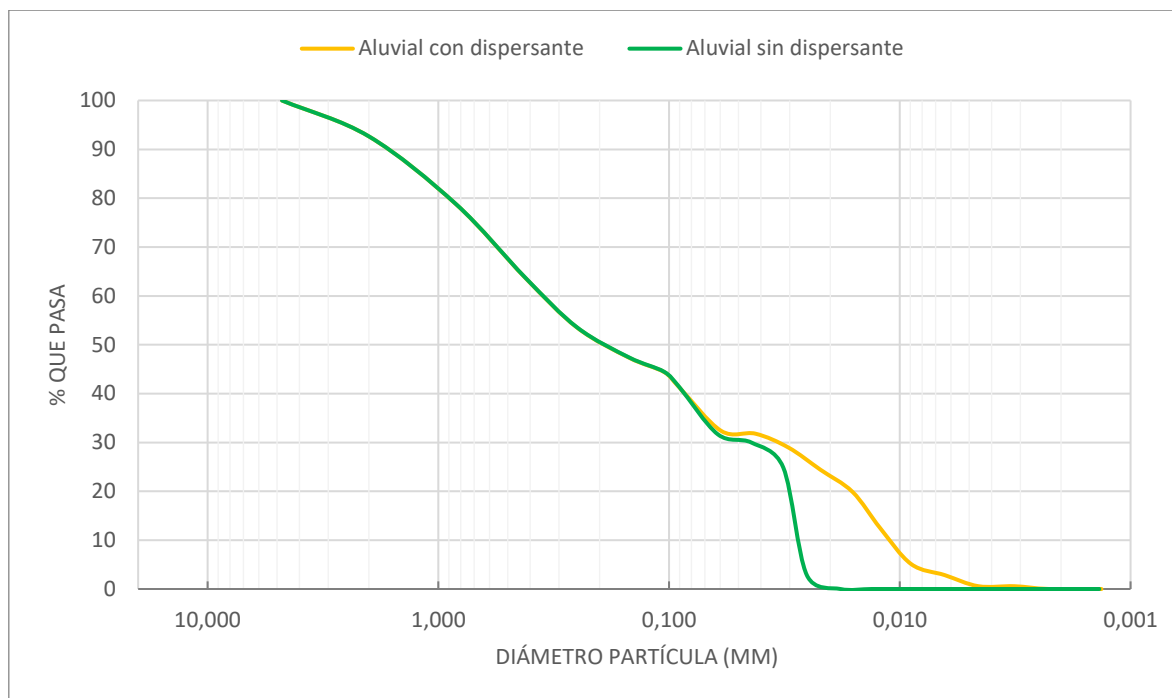
**Tabla 5-7. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo de lodo masivo, ensayo 3.**

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,057	90,286	68,926	21,36
0,041	87,971	63,757	24,21
0,029	85,655	58,587	27,07
0,021	78,710	51,695	27,02
0,015	69,450	43,079	26,37
0,012	62,505	36,186	26,32
0,008	53,245	31,017	22,23

- **Aluvial meteorizado**

Los resultados del porcentaje de agregación para el aluvial meteorizado, se muestran en la Figura 5-35, Figura 5-36, Figura 5-37 y en la Tabla 5-8, Tabla 5-9, Tabla 5-10.

**Figura 5-35 : Curva granulométrica del suelo aluvial meteorizado, ensayo 1.**



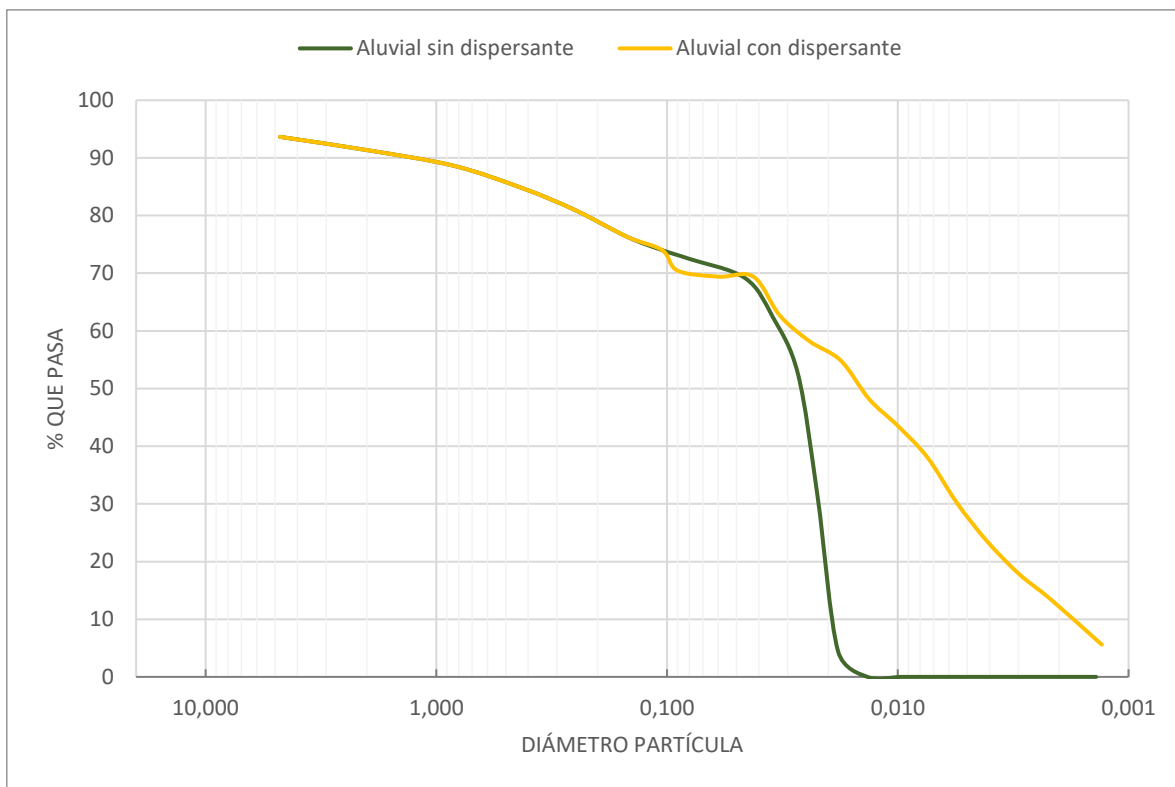
La Figura 5-35 y Tabla 5-8, muestra la diferencia entre los porcentajes pasantes para diferentes diámetros de partículas finas en el suelo aluvial meteorizado, en el ensayo 1. Se puede identificar que existe una mayor diferencia del porcentaje pasante en las curvas granulométricas, en 0,022 mm con una agregación del 21,58%, indicando mayores agregaciones en este diámetro de partícula.

**Tabla 5-8. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo aluvial meteorizado, ensayo 1.**

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,059	32,36	31,67	0,69
0,042	31,79	29,97	1,82
0,030	28,95	24,88	4,07

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,022	24,41	2,83	21,58
0,016	19,87	0,00	19,87

**Figura 5-36 : Curva granulométrica del suelo aluvial meteorizado, ensayo 2.**

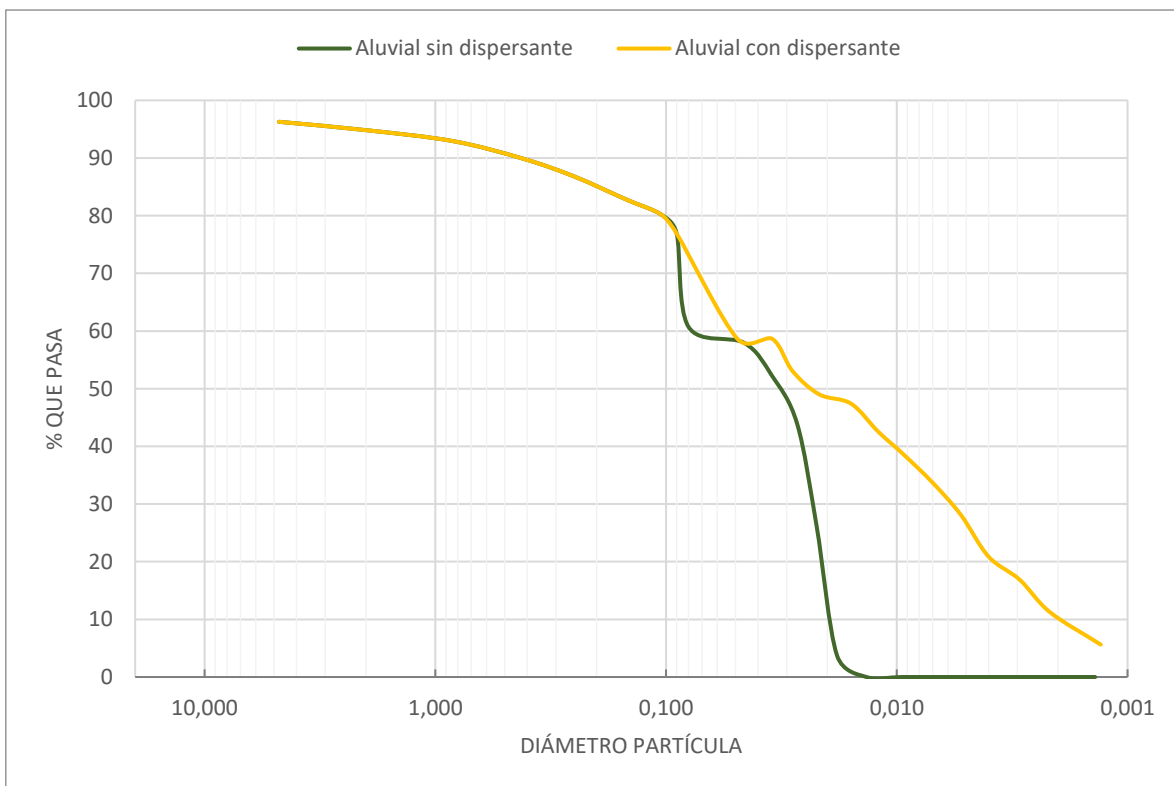


Para el ensayo 2, se identificó una agregación máxima del 43,67% a partir de la diferencia del porcentaje pasante de las curvas granulométricas; este se observó en el diámetro 0,013 mm (Figura 5-36 y Tabla 5-9).

**Tabla 5-9. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo aluvial meteorizado, ensayo 2.**

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,042	69,404	69,140	0,26
0,032	62,688	62,449	0,24
0,024	58,210	52,412	5,80
0,018	54,852	31,224	23,63
0,013	48,135	4,461	43,67
0,010	43,657	0,000	43,66
0,007	38,060	0,000	38,06

**Figura 5-37 : Curva granulométrica del suelo aluvial meteorizado, ensayo 3.**



En el ensayo 3, se puede identificar la mayor diferencia del porcentaje pasante en las curvas granulométricas, en el diámetro 0,012 mm con un porcentaje de agregación del 38,85% (Figura 5-37 y Tabla 5-10).



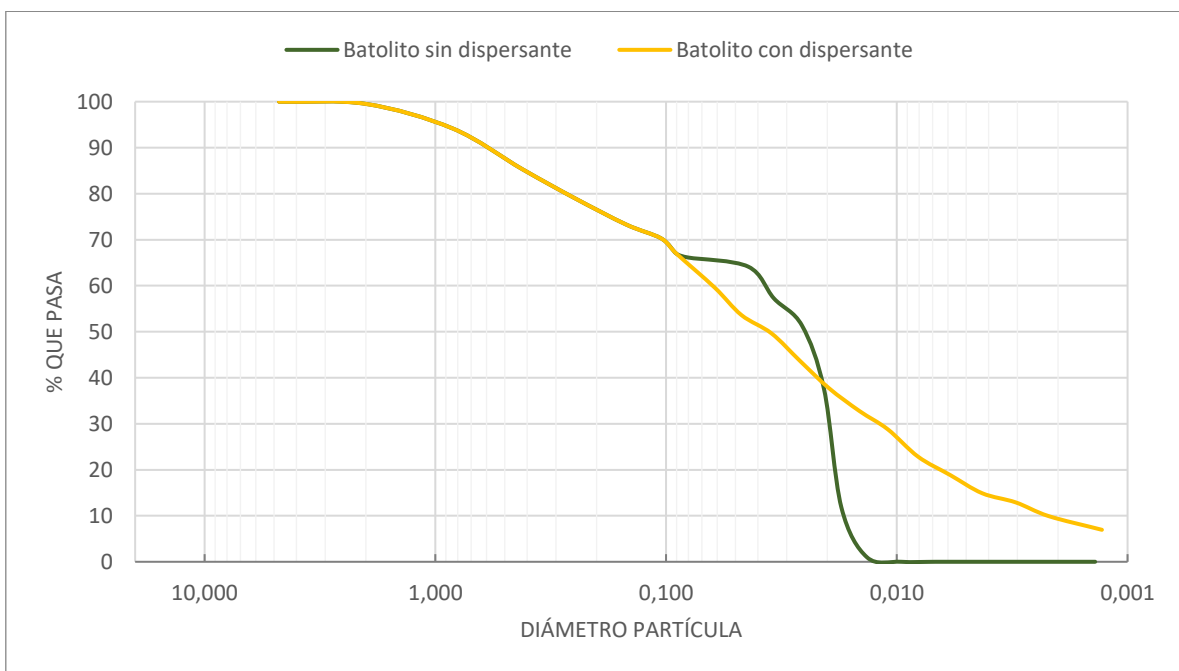
**Tabla 5-10. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo aluvial meteorizado, ensayo 3.**

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,035	58,654	57,942	0,71
0,028	53,030	52,334	0,70
0,022	49,012	43,923	5,09
0,016	47,405	26,167	21,24
0,012	42,584	3,738	38,85
0,009	38,567	0,000	38,57
0,007	33,746	0,000	33,75

- **Suelo residual grado VI de diorita, Batolito Antioqueño**

Los resultados del porcentaje de agregación para el suelo residual grado VI de diorita, se muestran en la Figura 5-38, Figura 5-39, Figura 5-40 y la Tabla 5-11, Tabla 5-12 y Tabla 5-13.

**Figura 5-38 : Curva granulométrica del suelo residual grado VI de diorita, ensayo 1.**

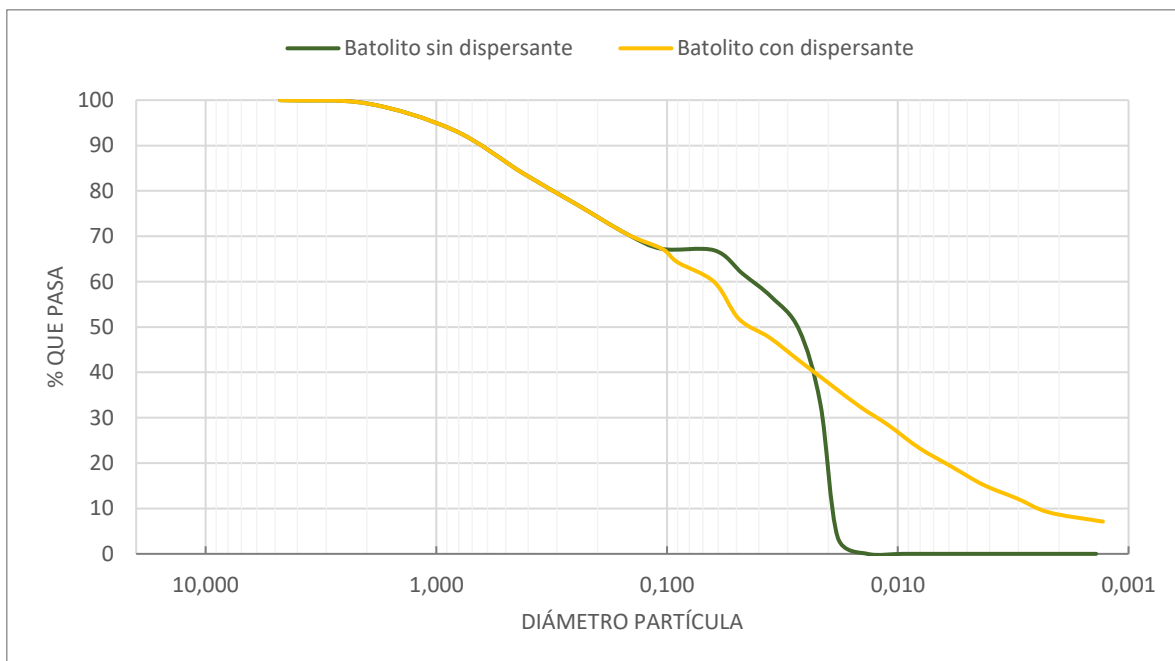


La Figura 5-38 y Tabla 5-11, muestran el porcentaje de agregación en los diámetros analizados para el ensayo 1 y se puede identificar que existe una mayor diferencia del porcentaje pasante en las curvas granulométricas, en 0,015 mm con un 29,03% de agregación.

**Tabla 5-11. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo residual grado VI de diorita, ensayo 1.**

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,047	53,618	57,942	-4,32
0,035	49,646	52,334	-2,69
0,026	43,689	43,923	-0,23
0,020	37,731	26,167	11,56
0,015	32,767	3,738	29,03
0,011	28,795	0,000	28,79
0,008	22,837	0,000	22,84
0,006	18,866	0,000	18,87

**Figura 5-39 : Curva granulométrica del suelo residual grado VI de diorita, ensayo 2.**

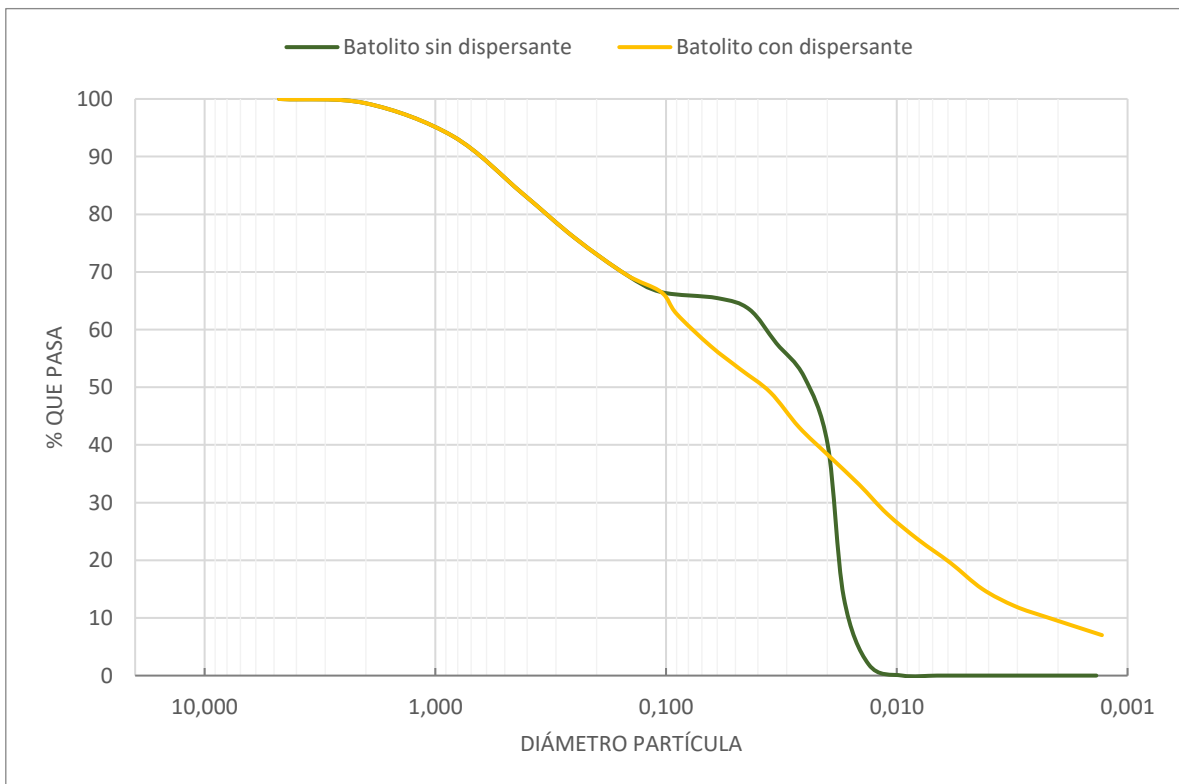


El ensayo 2, indica un porcentaje de agregación mayor en 0,015 mm con un 28,75% (Figura 5-39, Tabla 5-12).

**Tabla 5-12. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo residual grado VI de diorita, ensayo 2.**

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,049	51,783	57,942	-6,16
0,036	47,722	52,334	-4,61
0,027	42,645	43,923	-1,28
0,020	37,568	26,167	11,40
0,015	32,491	3,738	28,75
0,011	28,430	0,000	28,43
0,008	23,353	0,000	23,35
0,006	19,292	0,000	19,29

**Figura 5-40 : Curva granulométrica del suelo residual grado VI de diorita, ensayo 3.**



El ensayo 2, indica un porcentaje de agregación mayor en 0,015 mm con un 29,35% (Figura 5-40, Tabla 5-13).

**Tabla 5-13. Porcentaje de agregación para diferentes diámetros en suelo residual grado VI de diorita, ensayo 3.**

Diámetro (mm)	Con defloculante	Sin defloculante	% Agregación
	Porcentaje que pasa acumulado	Porcentaje que pasa acumulado	
0,048	53,135	57,942	-4,81
0,035	49,125	52,334	-3,21
0,027	43,109	43,923	-0,81
0,020	38,097	26,167	11,93
0,015	33,084	3,738	29,35
0,011	28,071	0,000	28,07
0,008	23,560	0,000	23,56
0,006	19,550	0,000	19,55

Los resultados anteriores demuestran que las agregaciones desarrolladas son de mayor diámetro y de mayor representatividad, para el suelo fino de lodo masivo y para el aluvial meteorizado que para el suelo residual grado VI de diorita (Tabla 5-14).

**Tabla 5-14. Diámetros con mayor porcentaje de agregación, para cada uno de los suelos analizados.**

Tipo de suelo	Diámetro de partícula	% de agregación
Suelo fino de lodo masivo	0,002	37,47
	0,011	26,82
	0,029	27,07
Suelo aluvial meteorizado	0,022	21,58
	0,013	43,67
	0,012	38,85
Suelo residual grado VI de diorita	0,015	29,03
	0,015	28,75
	0,015	29,35

### 5.2.2 Límites de Atterberg y clasificación geotécnica

De acuerdo con Geoffrey E Blight & Leong, 2012, los minerales arcillosos de montmorillonita, haloisita y alofana, tiene una fuerte incidencia en los límites de Atterberg en un suelo fino.

Se observa que el suelo de aluvial meteorizado y el suelo residual grado VI de diorita, presentan un comportamiento similar, encontrándose en el límite entre los limos de baja y alta plasticidad, mientras que el suelo lodo masivo, se comporta como un limo de alta plasticidad (Figura 5-41).

Según la asociación entre la mineralogía y los límites de consistencia, el suelo aluvial meteorizado no muestra un comportamiento asociado a minerales de montmorillonita, haloisita y/o alofana, mientras que el suelo de lodo masivo se observó dentro del campo de la haloisita. (Figura 5-42).

Los resultados en la carta de plasticidad comparados con la asociación mineralógica, son parcialmente consistentes con los análisis de DRX detallados en el capítulo 5.1.5. Se confirmó la presencia de caolinita como mineral de arcilla en el suelo aluvial meteorizado y esta arcilla que no presenta un comportamiento especial o particular con relación a los límites de consistencia. La carta de plasticidad asocia el de lodo masivo con mineral de Haloisita, no obstante, los análisis de DRX, indican clorita-vermiculita-montmorillonita como los minerales constituyentes.

La humedad natural del suelo aluvial meteorizado se encuentra entre 32,61% y 34,12%, por debajo del límite plástico (entre 34,72% y 40,84%) y presenta un índice de liquidez negativo (Tabla 5-15), estos valores en la mecánica de suelos convencional se interpretan como un indicador que el suelo presenta efectos de sobreconsolidación. Esto es similar para el suelo residual grado VI de diorita, que presenta humedades entre 28,81% y 29,73%, por debajo del límite plástico, que se encuentra entre 38,04% y 44,12%; igualmente presenta un índice de liquidez negativo (Tabla 5-15), por lo tanto, también se interpreta como un indicador de un suelo sobreconsolidado.

Para el suelo de lodo masivo, la humedad natural se encuentra entre 52,62% y 55,58%, por encima del límite plástico (entre 43,97% y 51,64%) y presenta un índice de liquidez positivo (Tabla 5-15), indicando un suelo normalmente consolidado, (Braja M., 2001).

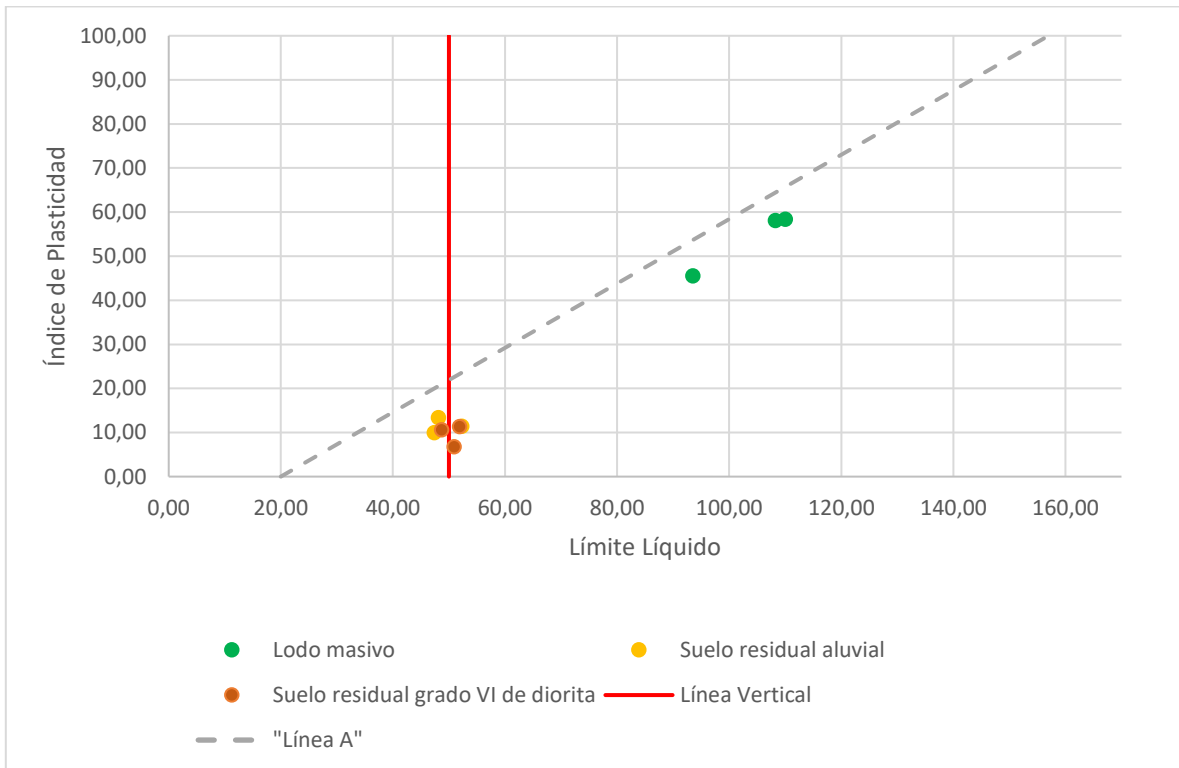
**Tabla 5-15: Límites de Atterberg**

Suelo	Muestra	LL	LP	IP	IL	W (%)
Lodo masivo	C1	93,55	43,97	45,58	16,71	55,58
	C2	108,26	50,15	58,11	4,25	52,62
	C3	110,04	51,64	58,39	6,48	55,43

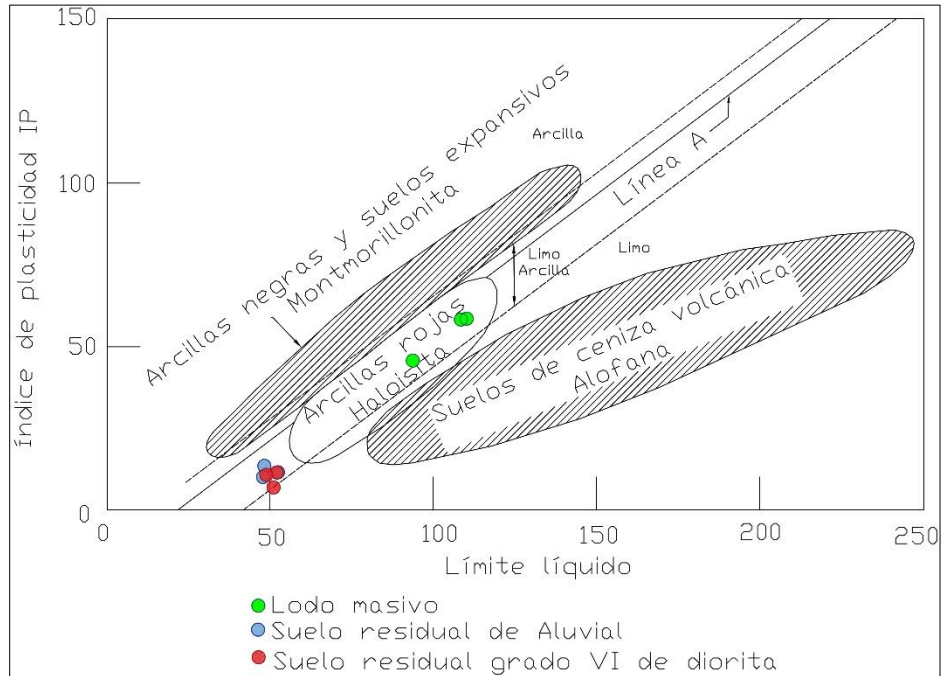


Suelo	Muestra	LL	LP	IP	IL	W (%)
Aluvial meteorizado	C4	52,28	40,84	11,44	-58,75	34,12
	C5	48,12	34,72	13,40	-4,72	34,09
	C6	47,41	37,40	10,01	-47,81	32,61
Suelo residual grado VI de diorita	C7	51,91	40,53	11,38	-95,64	29,65
	C8	50,93	44,12	6,81	-225,0	28,81
	C9	48,71	38,04	10,67	-77,96	29,73

**Figura 5-41 : Carta de plasticidad de Casagrande.**



**Figura 5-42 : Relación entre la mineralogía y la plasticidad del suelo. Tomado de (Geoffrey E Blight & Leong, 2012), pag. 58.**



Según la clasificación propuesta por el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (USCS) en ASTM D2487-92, 1992, el suelo aluvial meteorizado pertenece al grupo de arenas con cantidad apreciable de finos plásticos (SM) y al grupo de suelos finos limos de baja plasticidad (ML); el suelo de lodo masivo, al grupo de los limos de alta plasticidad; y el suelo residual grado VI de diorita, al grupo de suelos finos limos de alta y baja plasticidad (MH-ML).

**Tabla 5-16: Clasificación USCS.**

Suelo	Clasificación Finos	Porcentaje que pasa malla N°4 (4,76 mm)	Porcentaje que pasa malla N°200 (0,074 mm)	Clasificación USCS
Lodo masivo	MH	100	100	MH
	MH	100	100	MH
	MH	100	100	MH
Aluvial meteorizado	MH	100	49,27	SM
	ML	93,65	70,44	ML
	ML	96,28	76,92	ML
Suelo residual grado VI de diorita	MH	100	66,93	MH
	ML	100	64,25	ML

Suelo	Clasificación Finos	Porcentaje que pasa malla N°4 (4,76 mm)	Porcentaje que pasa malla N°200 (0,074 mm)	Clasificación USCS
	ML	100	62,73	ML

### 5.2.3 Gravedad específica

La gravedad específica de las partículas sólidas de suelo, se define como “la relación entre la masa de un cierto volumen de sólidos a una temperatura dada y la masa del mismo volumen de agua destilada y libre de gas a igual temperatura. La temperatura generalmente usada como referencia es 20°C”, (INVIAS, 2013).

El suelo residual grado VI de diorita y el suelo aluvial meteorizado presentaron una mayor gravedad específica que el suelo de lodo masivo, revelando la presencia de minerales pesados que podrían estar asociados a óxidos de hierro como hematita (Tabla 5-17).

**Tabla 5-17: Gravedad específica de los suelos**

Suelo		Lodo masivo		Aluvial meteorizado		Suelo residual grado VI de meteorización	
G <sub>s</sub> (a 20 °C)	2,59	2,58	2,68	2,67	2,74	2,76	2,78
G <sub>S</sub> PROMEDIO		2,59		2,67		2,76	

Este parámetro es usado en el cálculo de relaciones volumétricas, ensayo de consolidación y ensayo de corte directo.

### 5.2.4 Potencial de expansión y colapso

Para la evaluación del potencial de expansión, la norma INV E - 132 – 13 (INVIAS, 2013). Los dos criterios usados en la norma son el índice de plasticidad y el límite líquido.

Los suelos con influencia de montmorillonita, se caracterizan por presentar baja resistencia, alta compresibilidad, altas características de expansión y contracción y un alto índice de plasticidad (Geoffrey E Blight & Leong, 2012).

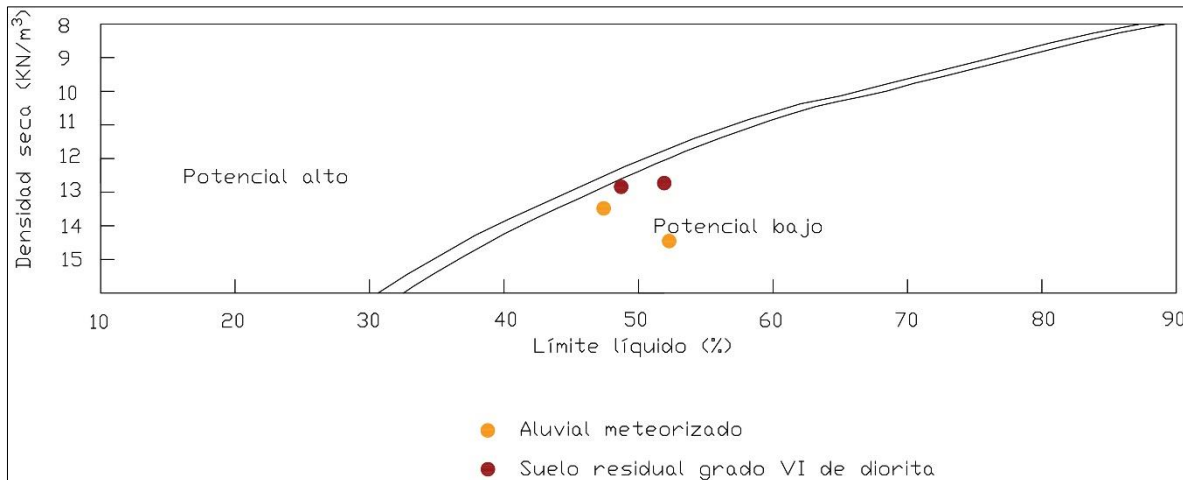
El potencial de expansión según el índice de plasticidad para el suelo aluvial meteorizado y para el suelo residual grado VI de diorita, es bajo y para el suelo de lodo masivo es alto.

**Tabla 5-18. Potencial de expansión según el índice de plasticidad. Tomado de INVIAS, 2013.**

GRADO DE EXPANSIÓN	ÍNDICE DE PLASTICIDAD			TIPO DE SUELO
	HOLTZ Y GIBBS	CHEN	NORMA IS 1498	
BAJO	< 20	0 – 15	< 12	Aluvial meteorizado, Suelo residual grado VI de diorita
MEDIO	12 – 34	10 – 35	12 – 23	-
ALTO	23 – 45	20 – 55	23 – 32	-
MUY ALTO	> 32	> 35	> 32	Lodo masivo

El potencial de colapso, fue evaluado para el aluvial meteorizado y para el suelo residual grado VI de diorita, a través del gráfico de Gibbs & Bara (1962), obteniéndose un potencial de colapso bajo.

**Figura 5-43. Potencial de colapso según Gibbs & Bara (1962) en (Valencia González, 2005).**



## 5.2.5 Consolidación

Se estudiaron los comportamientos de esfuerzo-deformación en el suelo aluvial meteorizado y en el suelo lodo masivo en dos muestras obtenidas de la misma profundidad para cada tipo de suelo. Los ensayos se elaboraron en condiciones saturadas en un consolidómetro; para el suelo aluvial meteorizado se utilizaron cargas de 61,43 kPa, 122,85 kPa, 245,71 kPa, 491,42 kPa y 982,84 kPa; para el suelo de lodo masivo se utilizaron cargas

de 31,59 kPa, 63,18 kPa, 126,36 kPa, 252,72 kPa y 505,45 kPa y para el suelo residual grado VI de diorita se utilizaron cargas de 23,69 kPa, 47,39 kPa, 94,77 kPa, 189,54 kPa y 379,08 kPa.

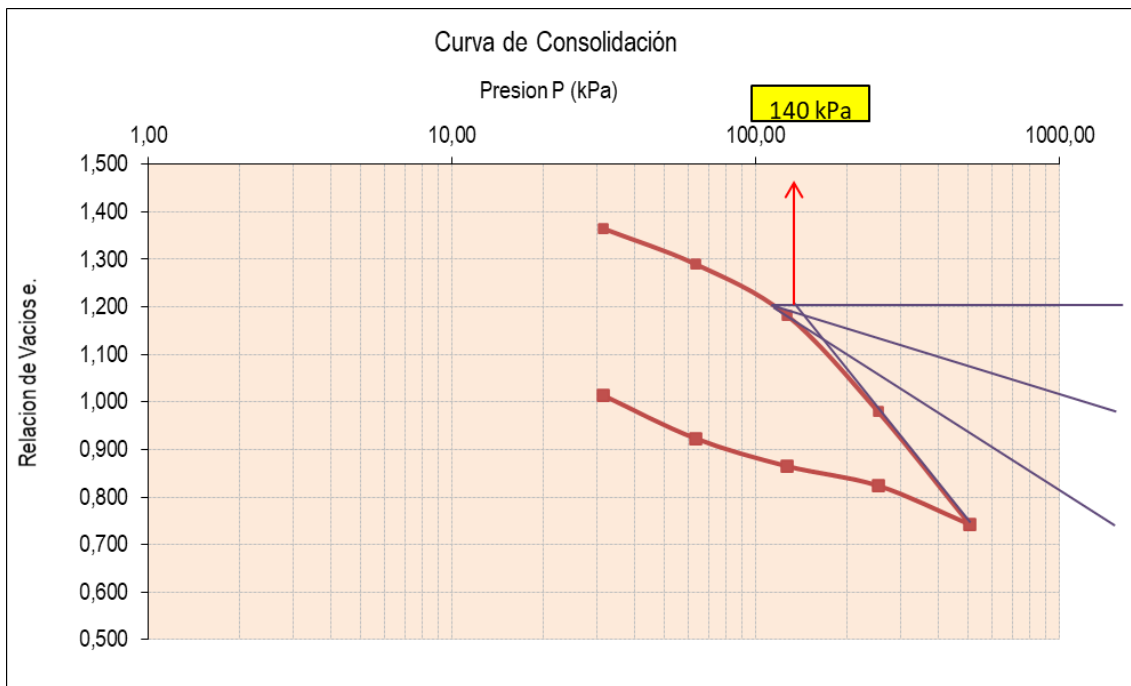
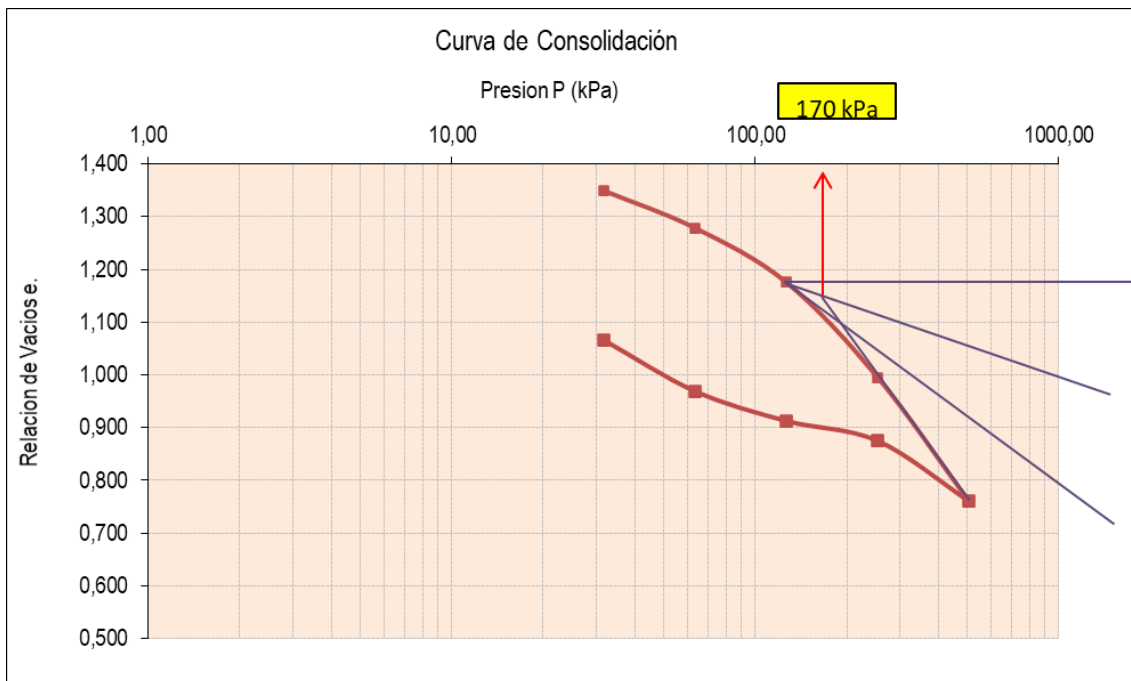
La Tabla 5-19 muestra el resumen de los parámetros obtenidos en las seis muestras, y la Figura 5-44, Figura 5-45, Figura 5-46, Figura 5-47, Figura 5-48 y Figura 5-49, las respectivas gráficas de la curva de consolidación.

**Tabla 5-19. Resumen de parámetros, ensayos de consolidación**

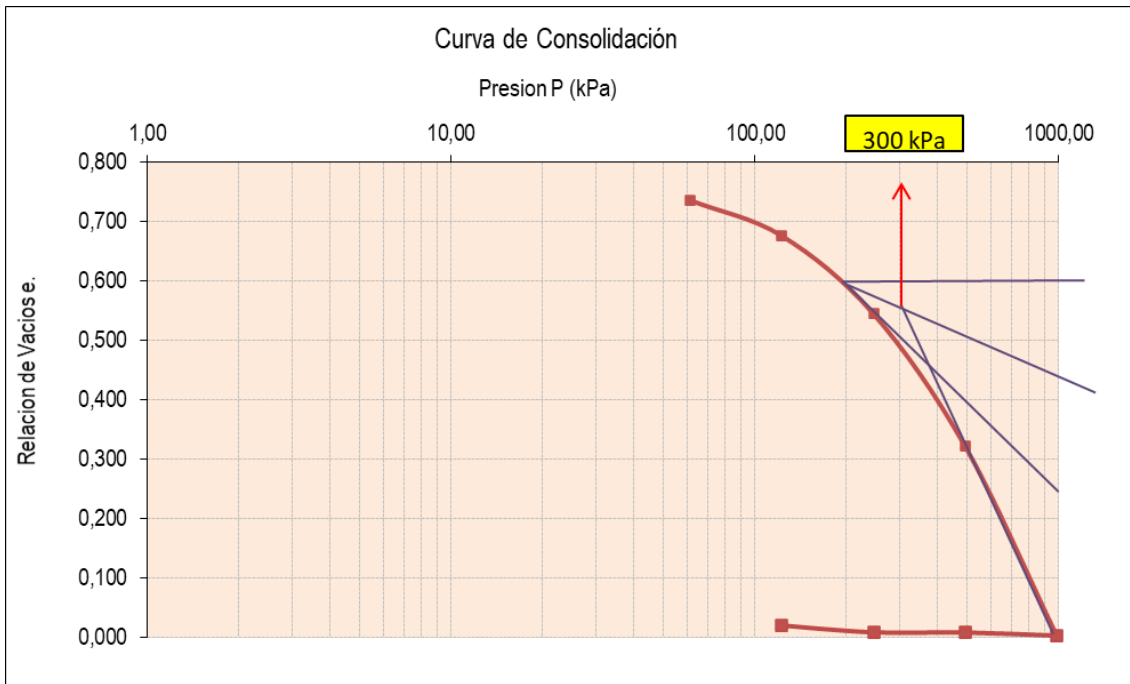
Resumen	Lodo masivo		Aluvial meteorizado		Suelo residual grado VI de diorita	
	<i>M1</i>	<i>M2</i>	<i>M3</i>	<i>M4</i>	<i>M5</i>	<i>M6</i>
$av_1 (\sigma_1, \sigma_2)$	2,35E-03	2,24E-03	9,70E-04	1,72E-03	1,17E-03	8,2E-03
$av_2 (\sigma_4, \sigma_5)$	9,4E-04	9,3E-04	6,5E-04	7,20E-04	4,6E-03	4,3E-03
$mv_1 (\sigma_1, \sigma_2)$	9,9E-04	9,5E-04	5,6E-04	9,1E-04	5,6 E-03	3,9E-03
$mv_2 (\sigma_4, \sigma_5)$	4,7E-04	4,6E-04	4,9E-04	5,3E-04	2,3 E-03	2,2E-03
<b>Cc</b>	0,25	0,23	1,06	1,17	0,09	0,06
<b>Cr</b>	-0,79	-0,78	-0,04	-0,06	-0,29	-0,27
<b>e<sub>0</sub></b>	1,42	1,37	0,82	0,94	1,13	1,11
<b><math>\sigma_c</math> (KN/m<sup>2</sup>)</b>	140	170	300	300	195	200
<b>h (m)</b>	8,5	8,5	4	4	3	3
<b><math>\gamma_h</math> (KN/m<sup>3</sup>)</b>	17,31	16,70	18,93	18,17	16,77	16,85
<b><math>\sigma'</math> (KN/m<sup>2</sup>)</b>	147,35	141,95	75,72	75,68	50,30	50,54
<b>RSC</b>	0,95	1,2	3,96	4,13	3,88	3,96
<b>Cv [cm<sup>2</sup>/min]</b>	0,04	0,05	0,07	0,03	5,82	2,78

**av**: Módulo de compresibilidad, **mv**: módulo de compresibilidad volumétrico, **Cc**: índice de compresión, **Cr**: índice de recompresión, **e<sub>0</sub>**: volumen de vacíos inicial,  **$\sigma_c$** : presión de preconsolidación, **h**: altura columna de suelo a la profundidad del muestreo,  **$\gamma_h$** : densidad del suelo húmedo,  **$\sigma'$** : esfuerzos actuales del suelo a la profundidad del muestreo, **RSC**: relación de sobreconsolidación, **Cv**: coeficiente de consolidación del suelo, **Vf**: velocidad de falla en la muestra sin exceso de presión de poros.



**Figura 5-44 : Curva de consolidación para muestra 1 (M1), suelo lodo masivo.****Figura 5-45 : Curva de consolidación para muestra 2 (M2), suelo lodo masivo.**

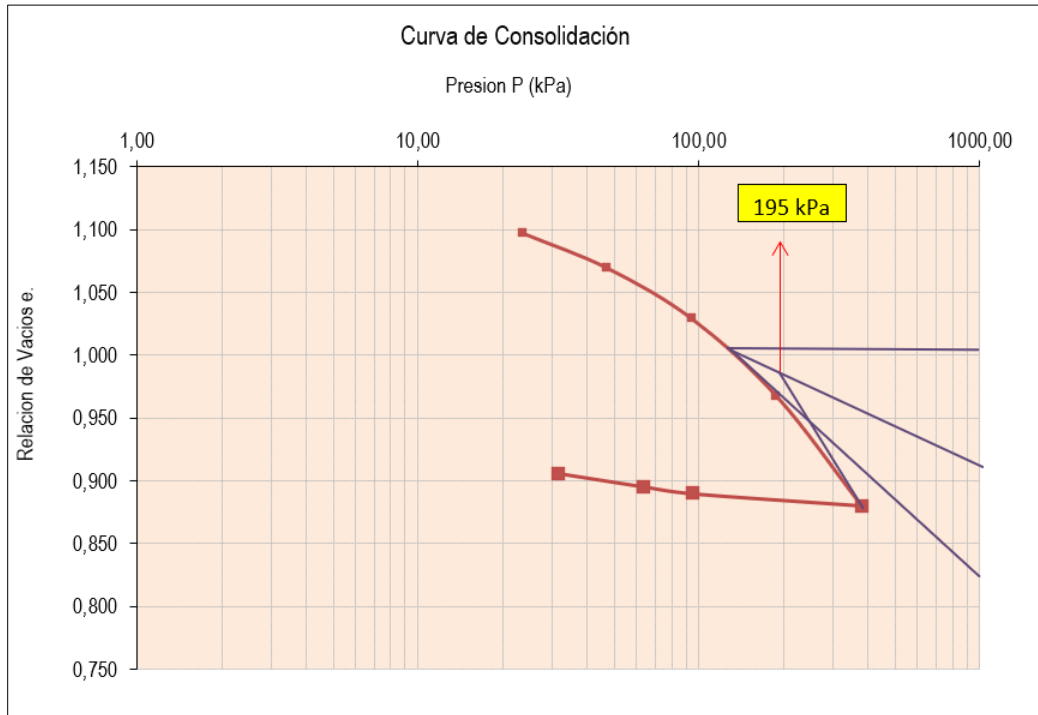
**Figura 5-46 : Curva de consolidación para muestra 3 (M3), suelo aluvial meteorizado.**



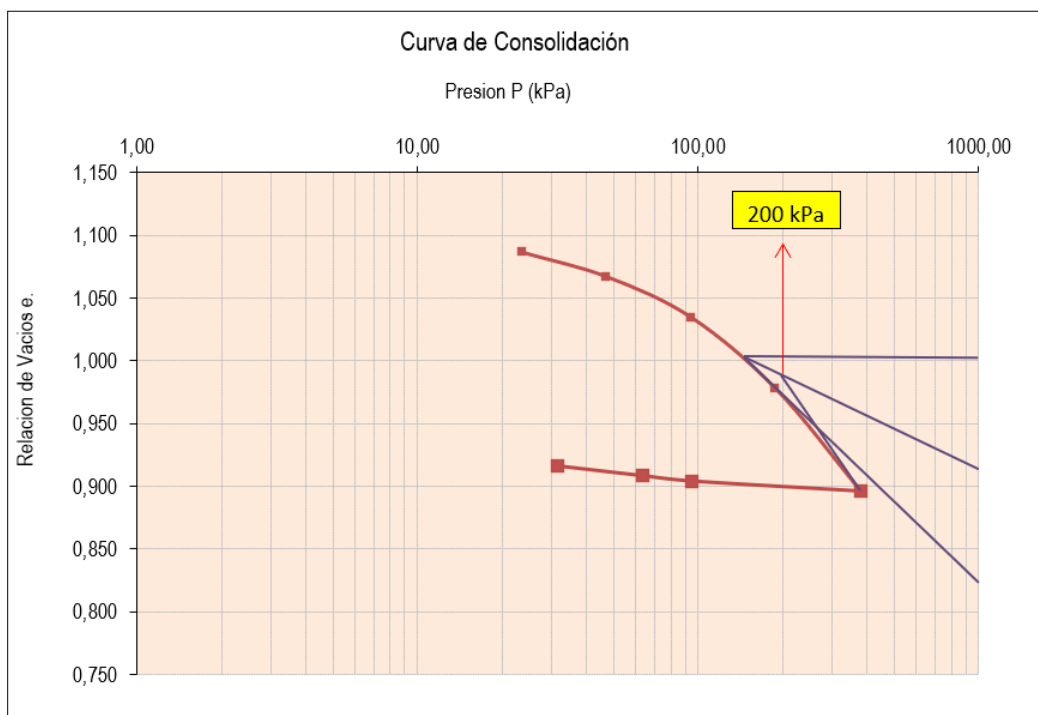
**Figura 5-47 : Curva de consolidación para muestra 2 (M4), suelo aluvial meteorizado.**



**Figura 5-48 : Curva de consolidación para muestra 5 (M5), suelo residual grado VI de diorita.**



**Figura 5-49 : Curva de consolidación para muestra 6 (M6), suelo residual grado VI de diorita.**



Para el suelo de lodo masivo, la deformación con el incremento de cargas es suave y el cambio en las pendientes antes y después de la presión de preconsolidación, es menos notorio que en el suelo aluvial meteorizado; además, presenta una presión de preconsolidación entre 140 kPa y 170 kPa, menor con respecto al aluvial meteorizado y cercana a la condición de esfuerzos actuales del suelo, lo que se ve reflejado en una relación de sobreconsolidación cercana a 1.

Para el suelo aluvial meteorizado, la deformación con el incremento de cargas en el primer tramo de la curva ( $\sigma_1, \sigma_2$ ), es suave y se hace mayor en el tramo final ( $\sigma_4, \sigma_5$ ) después de la presión de preconsolidación equivalente a 300 kPa, esto se puede ver reflejado en los valores obtenidos de los coeficientes de compresibilidad ( $a_v$ ) y coeficiente de compresibilidad volumétrico ( $m_v$ ). Adicionalmente, se observa un comportamiento “sobre consolidado”, con una relación de sobreconsolidación entre 3,96 y 4,13 y una diferencia de 224,28 kPa entre los esfuerzos actuales y el esfuerzo de “preconsolidación” o esfuerzo de consolidación aparente.

Para el suelo residual grado VI de diorita, la deformación con el incremento de cargas en el primer tramo de la curva ( $\sigma_1, \sigma_2$ ), es suave y se hace mayor en el tramo final ( $\sigma_4, \sigma_5$ ) después de la presión de preconsolidación equivalente entre 195 y 200 kPa. Al igual que el suelo aluvial meteorizado, este suelo se comporta “sobre consolidado”, con una relación de sobreconsolidación entre 3,88 y 3,96 y una diferencia de 144,70 y 149,46 kPa entre los esfuerzos actuales y el esfuerzo de “preconsolidación” o esfuerzo de consolidación aparente.

### **5.2.6 Corte directo**

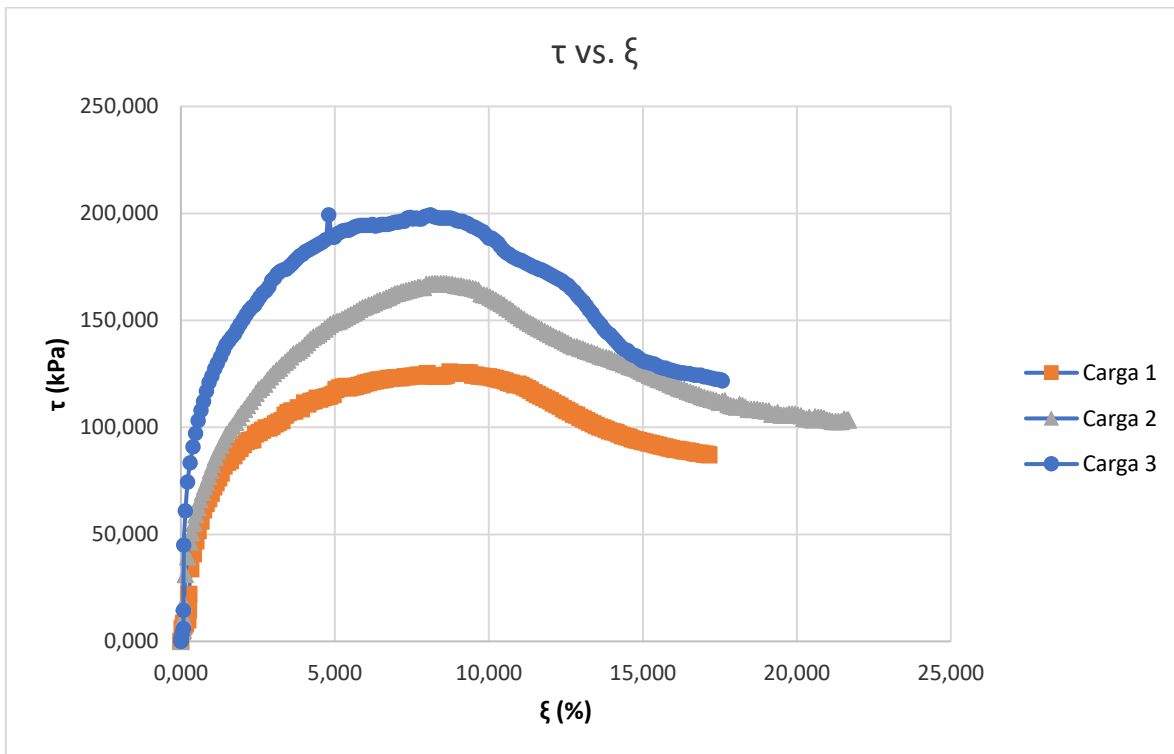
Para analizar el comportamiento de la resistencia a esfuerzos cortantes, se realizaron ensayos de corte directo consolidado drenado (CD), sobre las muestras de suelo estudiadas. Con el objeto de verificar el efecto de la microestructura, observado previamente en la curva de consolidación del suelo aluvial meteorizado, se consolidaron y fallaron muestras a 125 kPa, 250 kPa, 375 kPa y 500 kPa, en cuatro especímenes inalterados y cuatro alterados remoldeados y compactados a una densidad similar al suelo natural. Para el suelo lodo masivo, se utilizaron cargas de 250 kPa, 375 kPa y 500 kPa, en tres especímenes inalterados.

## • Suelo lodo masivo

La resistencia al corte (CD) del suelo lodo masivo en muestras inalteradas, presenta una curva de esfuerzo-deformación con un comportamiento frágil típico de suelos sensitivos, mostrando un valor de resistencia pico y un valor de resistencia residual. La diferencia en los incrementos de resistencia obtenida de las tres gráficas de esfuerzo-deformación equivalentes a las tres cargas normales, es homogénea, lo que indica que el reacomodo en las partículas de arcilla es lineal y proporcional a la carga aplicada (Figura 5-50).

El ensayo muestra una disminución en el ángulo de fricción pico con respecto al ángulo de fricción residual (Figura 5-51, Figura 5-52 y Tabla 5-22). Lo anterior es un indicador de arcillas sensitivas que normalmente presentan una pérdida de resistencia debido al remoldeo o la reorientación de las partículas de arcilla, tales como esmectita. Esto permite inferir que el comportamiento del suelo lodo masivo, está directamente relacionado a la mineralogía del suelo.

**Figura 5-50: Curvas de esfuerzo deformación para muestras inalteradas de suelo lodo masivo, sometidas a diferentes cargas normales.**





La Tabla 5-20, Tabla 5-21 y Tabla 5-22, muestran el resumen de los esfuerzos normales y la resistencia al esfuerzo cortante pico y residual.

**Tabla 5-20. Valores para resistencia pico en el suelo lodo masivo.**

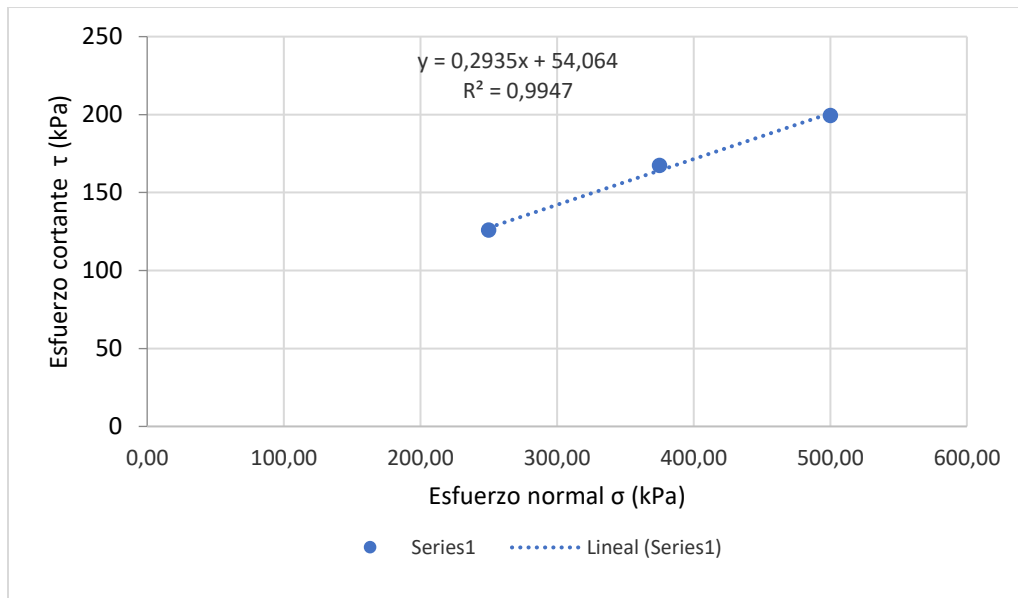
Punto	$\sigma$ normal kPa	$\tau$ kPa
3	500,00	199
2	375,00	167
1	250,00	126

**Tabla 5-21. Valores para resistencia residual en el suelo lodo masivo.**

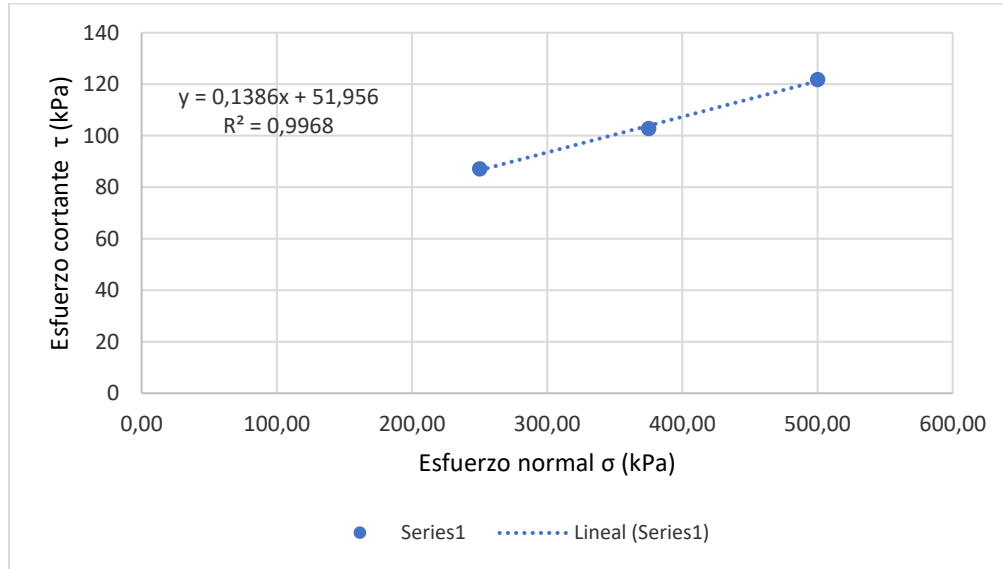
Punto	$\sigma$ normal kPa	$\tau$ kPa
3	500,00	122
2	375,00	103
1	250,00	87

La Figura 5-51 y Figura 5-52, presenta la envolvente de falla Mohr Coulomb de la resistencia pico y residual para las muestras inalteradas del suelo lodo masivo y la Tabla 5-22, resume los parámetros de ángulo de fricción y cohesión respectivos.

**Figura 5-51: Línea envolvente de Mohr Coulomb de la resistencia pico para muestras alteradas del suelo lodo masivo.**



**Figura 5-52: Línea envolvente de Mohr Coulomb de la resistencia residual para muestras alteradas del suelo lodo masivo.**



**Tabla 5-22. Valores obtenidos para resistencia pico y resistencia residual en el suelo lodo masivo.**

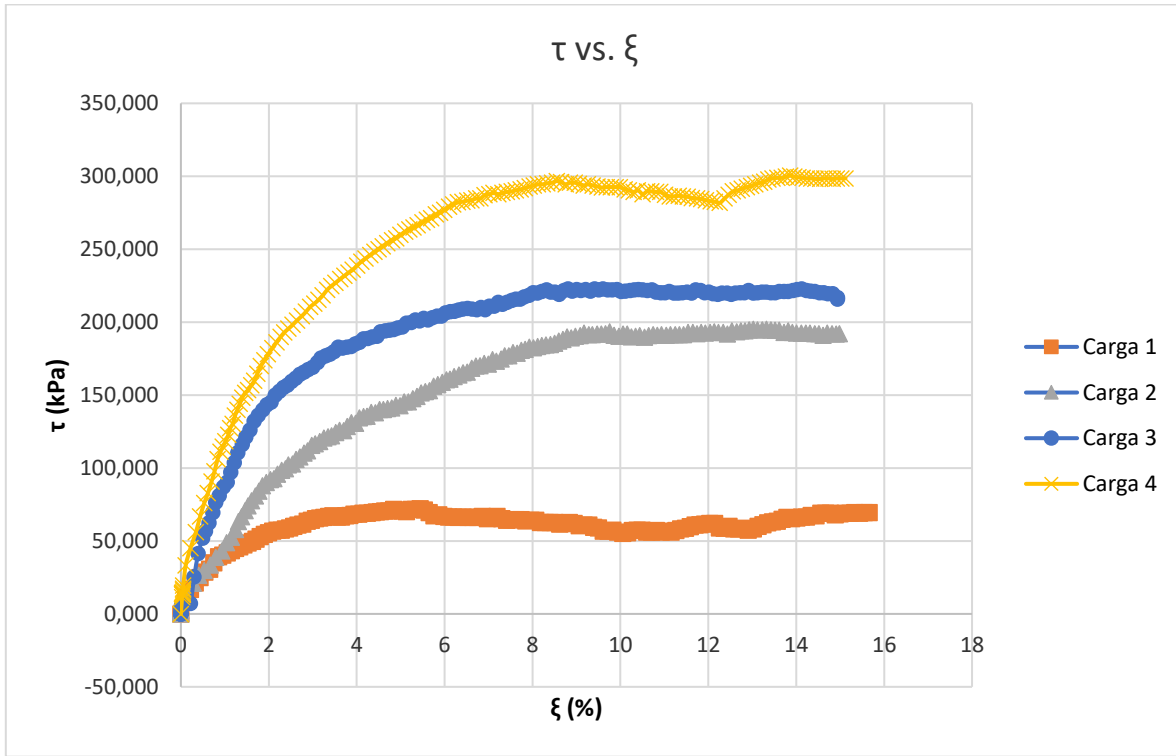
Parámetro	Resistencia pico	Resistencia residual
$\phi$ (°)	16,36	7,89
C (kPa)	54,06	51,96

- **Suelo aluvial meteorizado**

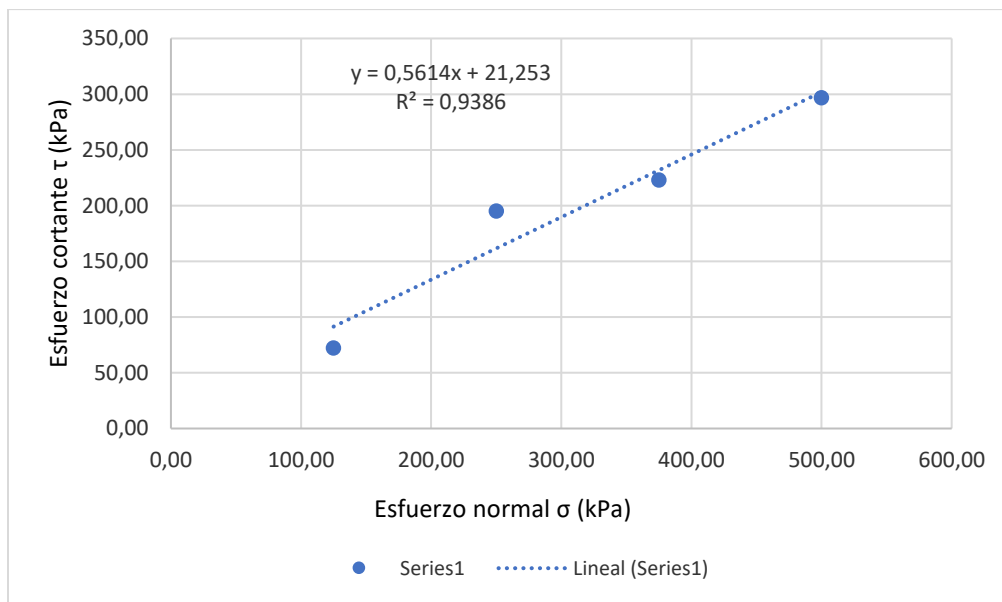
- **Suelo aluvial meteorizado inalterado**

La resistencia al corte (CD) del suelo aluvial meteorizado en muestras inalteradas presenta una curva de esfuerzo-deformación con un comportamiento plástico. Se observa que hay una diferencia significativa entre la resistencia obtenida para  $\sigma_2 - \sigma_1$  y entre  $\sigma_4 - \sigma_3$ , sin embargo, este cambio es menos pronunciado entre la resistencia obtenida  $\sigma_3 - \sigma_2$  (Figura 5-53). Este resultado, se evidencia en falta de linealidad de la línea de tendencia de datos que presenta un  $R^2$  de 0,9386 (Figura 5-54).

**Figura 5-53 : Curvas de esfuerzo deformación para muestras inalteradas de suelo aluvial meteorizado, sometidas a diferentes cargas normales.**



**Figura 5-54 : Línea envolvente de Mohr Coulomb para muestras inalteradas de suelo aluvial meteorizado.**



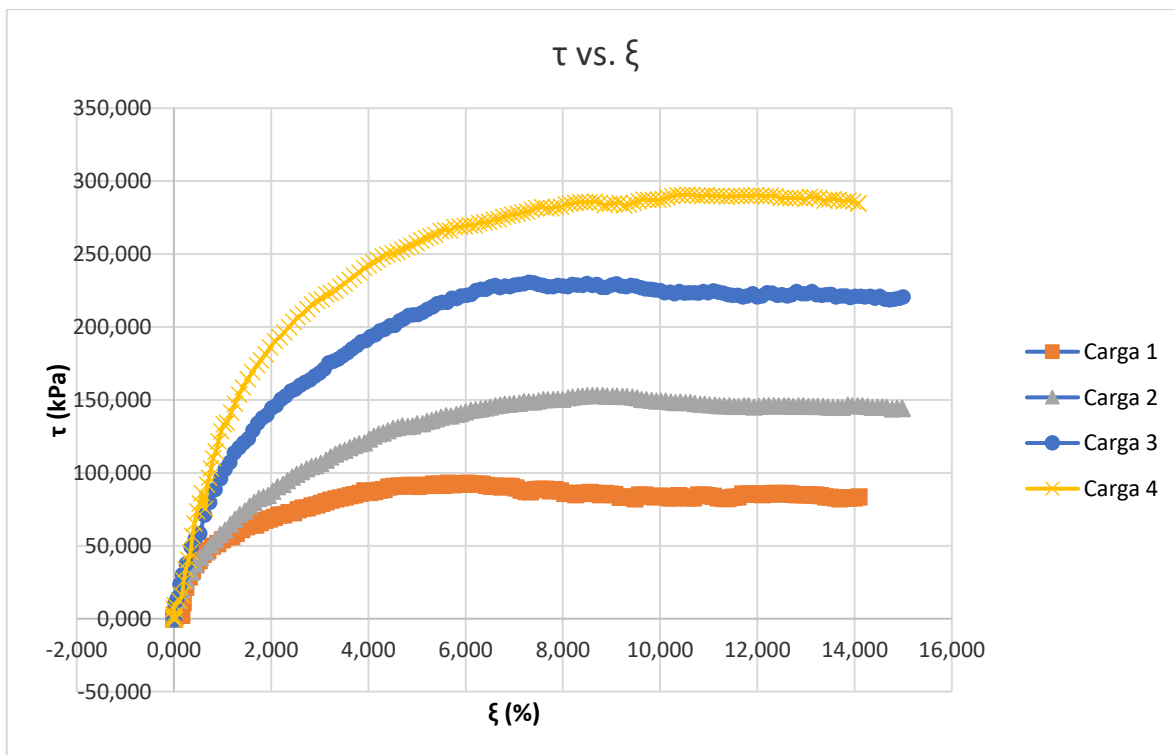
$\phi$ (°)	29,3
C (kPa)	21,3

Del ensayo se obtuvo un valor de cohesión de 21,3 kPa y 29,3° para el ángulo de rozamiento interno.

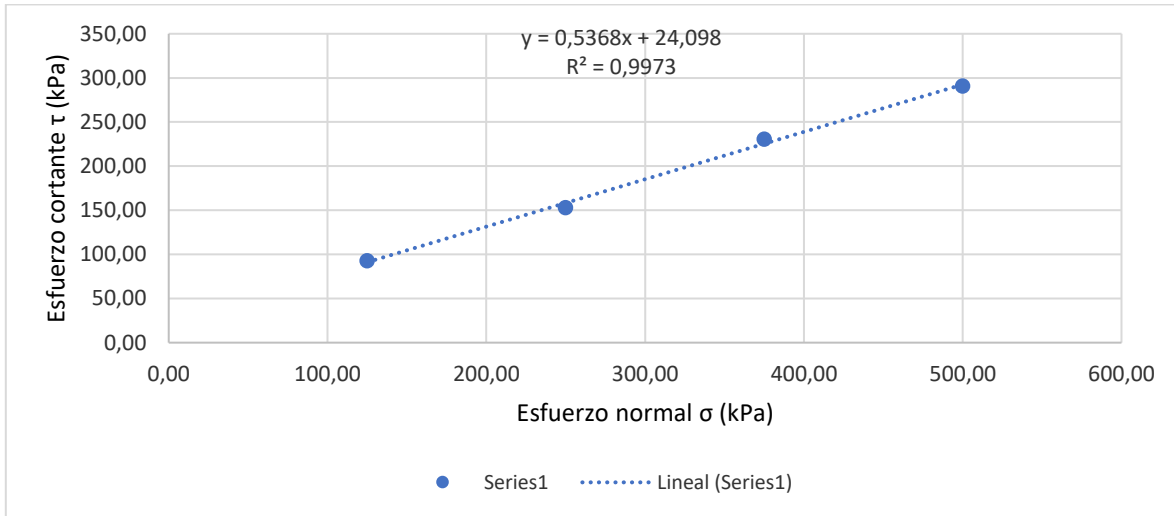
○ **Suelo aluvial meteorizado alterado o remodelado**

La resistencia al corte (CD) del suelo aluvial meteorizado en muestras alteradas, remodeladas y compactadas, presenta una curva de esfuerzo-deformación con un comportamiento plástico. La diferencia en la resistencia obtenida entre las cuatro cargas, es homogénea, lo que indica que el acomodamiento en las partículas del suelo que proporciona una mayor resistencia a este, es lineal y proporcional a la carga aplicada (Figura 5-55). La línea de tendencia de datos presenta un  $R^2$  de 0,9973, indicando una linealidad casi perfecta (Figura 5-56).

**Figura 5-55 : Curvas de esfuerzo deformación para muestras alteradas de suelo aluvial meteorizado, sometidas a diferentes cargas normales.**



**Figura 5-56 : Línea envolvente de Mohr Coulomb para muestras alteradas de suelo aluvial meteorizado.**



$\phi$ (°)	28,2
C (kPa)	24,1

Del ensayo se obtuvo un valor de cohesión de 24,1 kPa y 28,2° para el ángulo de rozamiento interno.

○ **Comparación entre muestra inalterada y muestra alterada o remoldeada**

La Tabla 5-23, muestra un resumen de los valores de resistencia al corte obtenidos para las cuatro cargas normales de 125 kPa, 250 kPa, 375 kPa y 500 kPa, y las respectivas densidades húmedas en las muestras inalteradas y alteradas. En los cuatro puntos de las muestras alteradas, remoldeadas y compactadas, se buscó llegar a una densidad muy similar a la del suelo en estado natural.

Para la carga de 125 kPa se observó mayor resistencia en la muestra alterada que en la inalterada, pero para la carga de 250 kPa la muestra inalterada presentó mayor resistencia. Las muestras sometidas a cargas de 375 kPa y 500kPa, mostraron una resistencia muy similar.



**Tabla 5-23. Comparativo entre la resistencia al corte, obtenida para las diferentes cargas normales y sus respectivas densidades en las muestras inalteradas y alteradas del suelo aluvial meteorizado.**

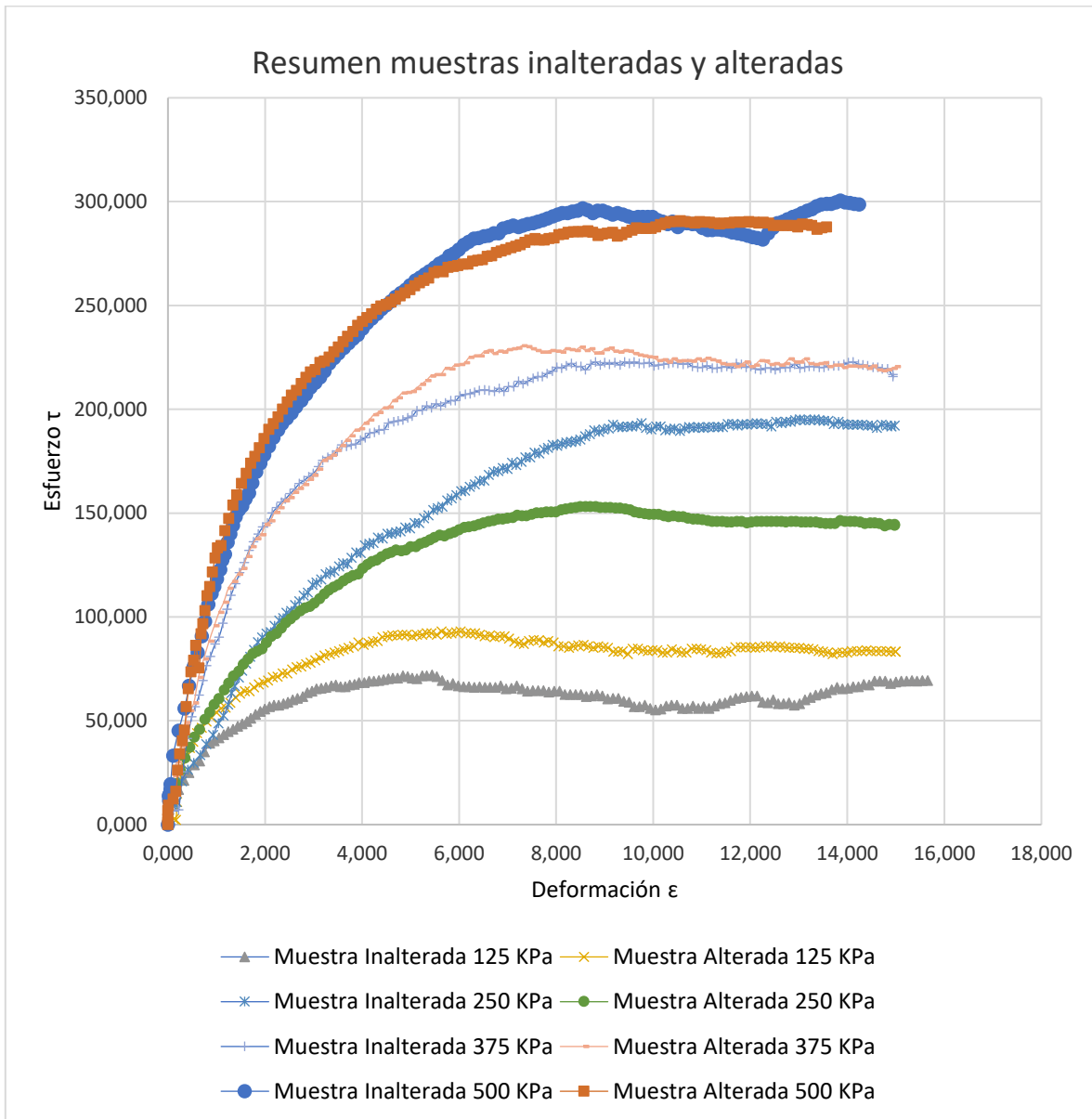
Punto	$\sigma$ normal kPa	Muestra inalterada		Muestra alterada o remoldeada	
		$\tau$ (kPa)	Densidad húmeda (kN/m <sup>3</sup> )	$\tau$ (kPa)	Densidad húmeda (kN/m <sup>3</sup> )
1	125	72,03	17,91	92,93	18,24
2	250	195,15	17,78	153,07	17,77
3	375	222,81	17,43	230,65	18,05
4	500	300,44	15,28	290,74	15,65

Los resultados obtenidos en la gráfica de esfuerzo-deformación para la carga de 125 kPa (Figura 5-57), reflejan que hay un mejor reacomodo de las partículas del suelo en la muestra alterada en comparación a la inalterada y por consiguiente se presenta una mayor cohesión y ángulo de rozamiento entre las partículas; esto no se presenta en la muestra inalterada debido probablemente a la existencia de la micro estructura del suelo, ya que esta podría estar proporcionando a una resistencia adicional que no permite el acercamiento entre partículas a esta presión vertical, sin embargo, la resistencia a esfuerzos cortantes es baja.

La gráfica de esfuerzo-deformación para la carga de 250 kPa (Figura 5-57), evidencian que hay una respuesta diferente de la microestructura del suelo inalterado cuando se somete a cargas superiores. Esta podría estar relacionada a una mayor rigidez de la micro estructura como respuesta a la carga, mas no al acercamiento de las partículas; esto puede verse en la diferencia en la respuesta que presentan ambos tipos de suelo, considerando la textura de la muestra alterada como un agregado de partículas con interacción simple.

Se puede observar en la Figura 5-57, que el comportamiento es muy similar para las cargas de 375 kPa y 500 kPa, en las muestras inalteradas y las muestras alteradas. Si se relacionan estos resultados con la presión de “preconsolidación” aparente equivalente a 300 kPa obtenida de los ensayos de consolidación, es importante notar que ambas cargas son superiores a este esfuerzo; lo anterior sugiere que probablemente a cargas superiores a esta presión de preconsolidación aparente, la micro estructura del suelo ya no tiene ninguna influencia en el comportamiento del suelo; esto también se puede observar en la Figura 5-58.

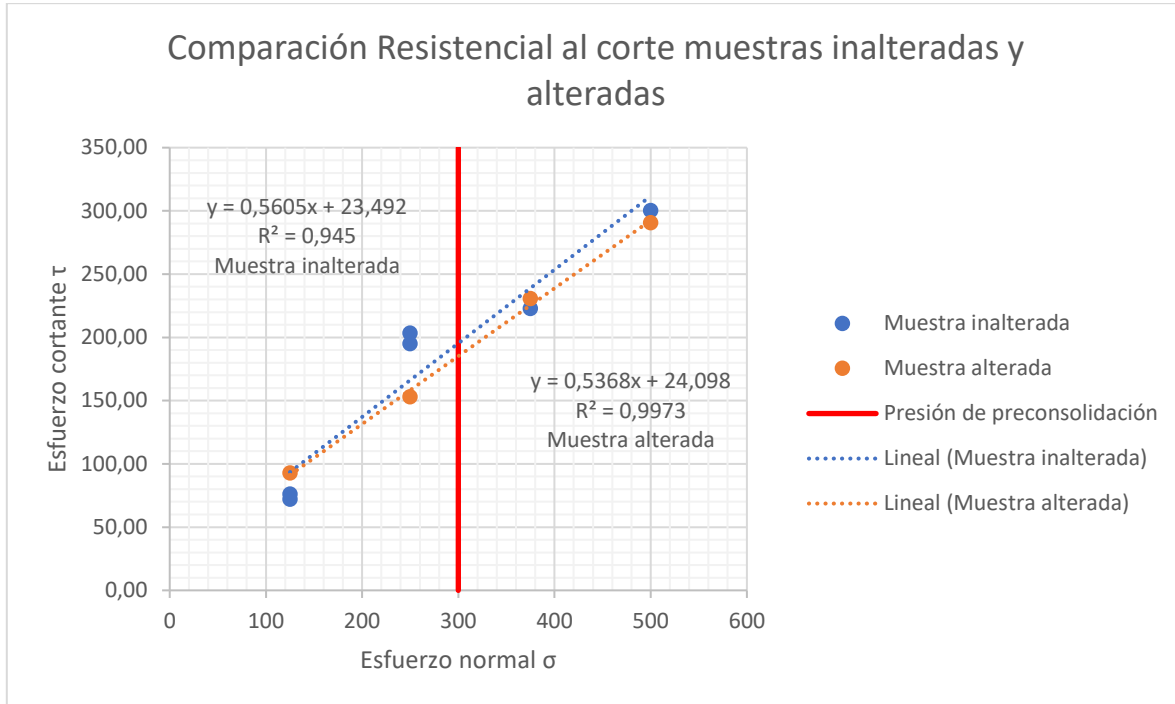
**Figura 5-57 : Comparación en las curvas de esfuerzo deformación en muestras del suelo aluvial meteorizado para suelo inalterado y alterado.**



Con el objetivo de verificar el comportamiento de los dos primeros puntos, se repitieron los ensayos para las cargas de 125 kPa y 250 kPa.

Los parámetros obtenidos de resistencia en para las muestras inalteradas y las muestras alteradas se presentan en la Figura 5-58, y muestran que en la transición presión de preconsolidación entre las cargas 250 kPa y 375 kPa, el suelo inalterado tiene una respuesta al esfuerzo cortante cercana con una diferencia de 27,66 kPa.

**Figura 5-58 : Gráfico con la representación de la presión de “preconsolidación” aparente y la línea de envolvente de falla de Mohr Coulomb, para muestras inalteradas y alteradas de suelo aluvial meteorizado.**

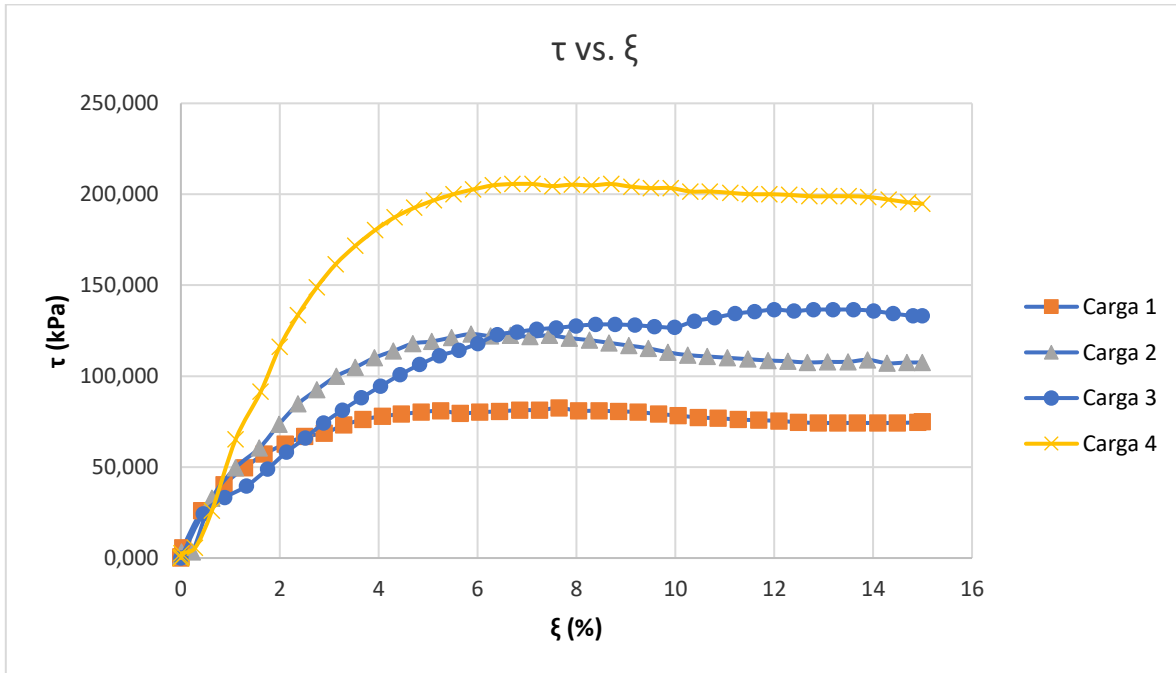


- **Suelo residual grado VI de diorita**

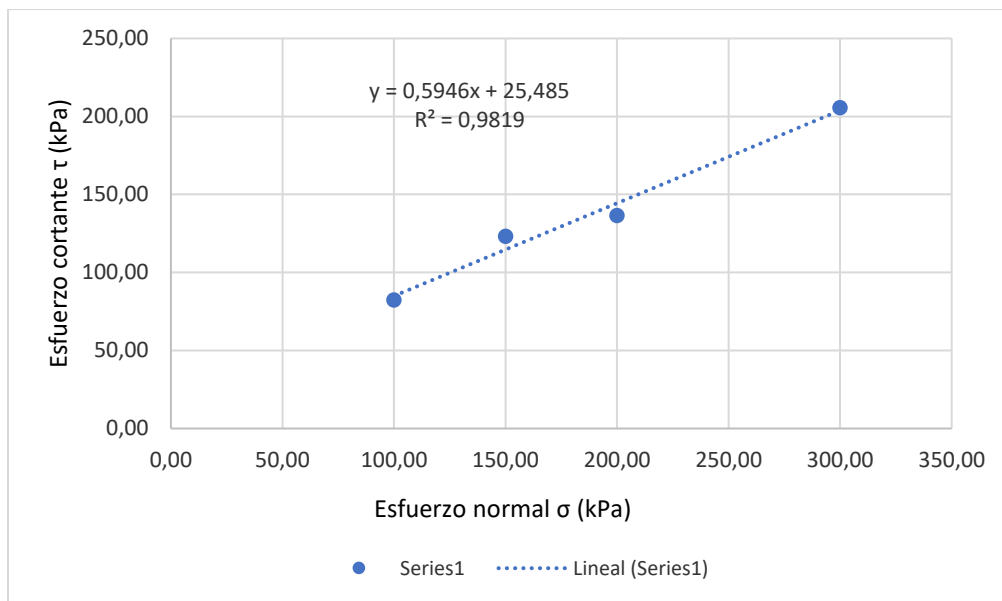
- **Suelo residual grado VI de diorita, inalterado**

La resistencia al corte (CD) del suelo residual grado VI de diorita en muestras inalteradas presenta una curva de esfuerzo-deformación con un comportamiento plástico. De manera similar al suelo aluvial meteorizado, el suelo residual grado VI de diorita presenta una diferencia apreciable entre la resistencia obtenida para  $\sigma_2 - \sigma_1$  y entre  $\sigma_4 - \sigma_3$ , y una diferencia menos pronunciada entre la resistencia obtenida  $\sigma_3 - \sigma_2$  (Figura 5-59), sin embargo, esto no es tan evidente en la dispersión de la línea de tendencia de datos que presenta un  $R^2$  de 0,9819 (Figura 5-60).

**Figura 5-59 : Curvas de esfuerzo deformación para muestras inalteradas de suelo residual grado VI de diorita, sometidas a diferentes cargas normales.**



**Figura 5-60 : Línea envolvente de Mohr Coulomb para muestras inalteradas de suelo residual grado VI de diorita.**



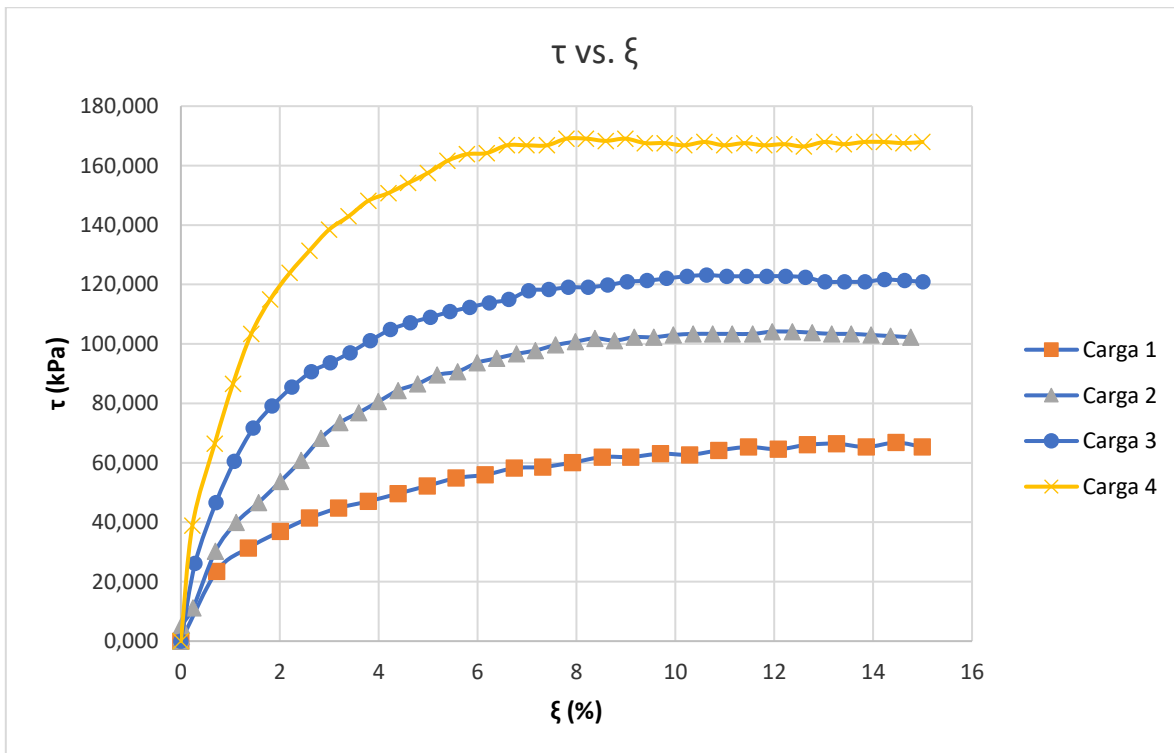
$\phi$ (°)	30,7
C (kPa)	25,5

Del ensayo se obtuvo un valor de cohesión de 25,5 kPa y 30,7° para el ángulo de rozamiento interno.

○ **Suelo residual grado VI de diorita, alterado o remoldeado**

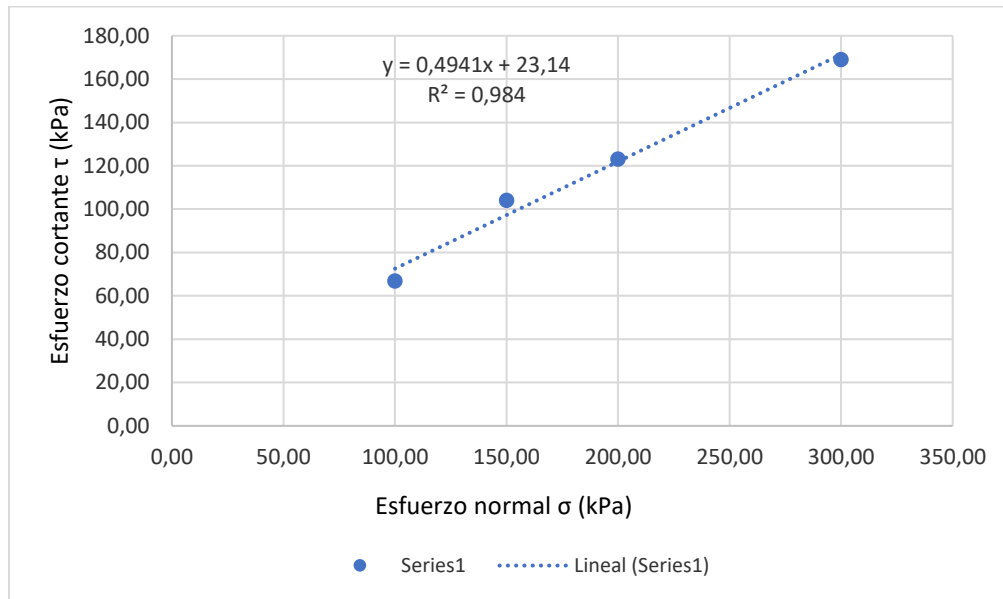
La resistencia al corte (CD) del suelo aluvial meteorizado en muestras alteradas, remoldeadas y compactadas, presenta una curva de esfuerzo-deformación con un comportamiento plástico. La diferencia en la resistencia obtenida entre las cuatro cargas, es casi homogénea, lo que indica que el reacomodo en las partículas del suelo que proporciona una mayor resistencia a este, de tendencia lineal y proporcional a la carga aplicada (Figura 5-61), con una línea de tendencia de datos con un  $R^2$  de 0,984 (Figura 5-62).

**Figura 5-61 : Curvas de esfuerzo deformación para muestras alteradas de suelo residual grado VI de diorita, sometidas a diferentes cargas normales.**





**Figura 5-62 : Línea envolvente de Mohr Coulomb para muestras alteradas de suelo residual grado VI de diorita.**



$\Phi$ (°)	26,3
C (kPa)	23,1

Del ensayo se obtuvo un valor de cohesión de 23,1 kPa y 26,3° para el ángulo de rozamiento interno.

○ **Comparación entre muestra inalterada y muestra alterada o remoldeada**

La Tabla 5-24, muestra un resumen de los valores de resistencia al corte obtenidos para las cuatro cargas normales de 100 kPa, 150 kPa, 200 kPa y 300 kPa, y las respectivas densidades húmedas en las muestras inalteradas y alteradas. En los cuatro puntos de las muestras alteradas, remoldeadas y compactadas, se buscó llegar a una densidad muy similar a la del suelo en estado natural.

Para la todas las cargas se observó mayor resistencia en la muestra inalterada que en la alterada.

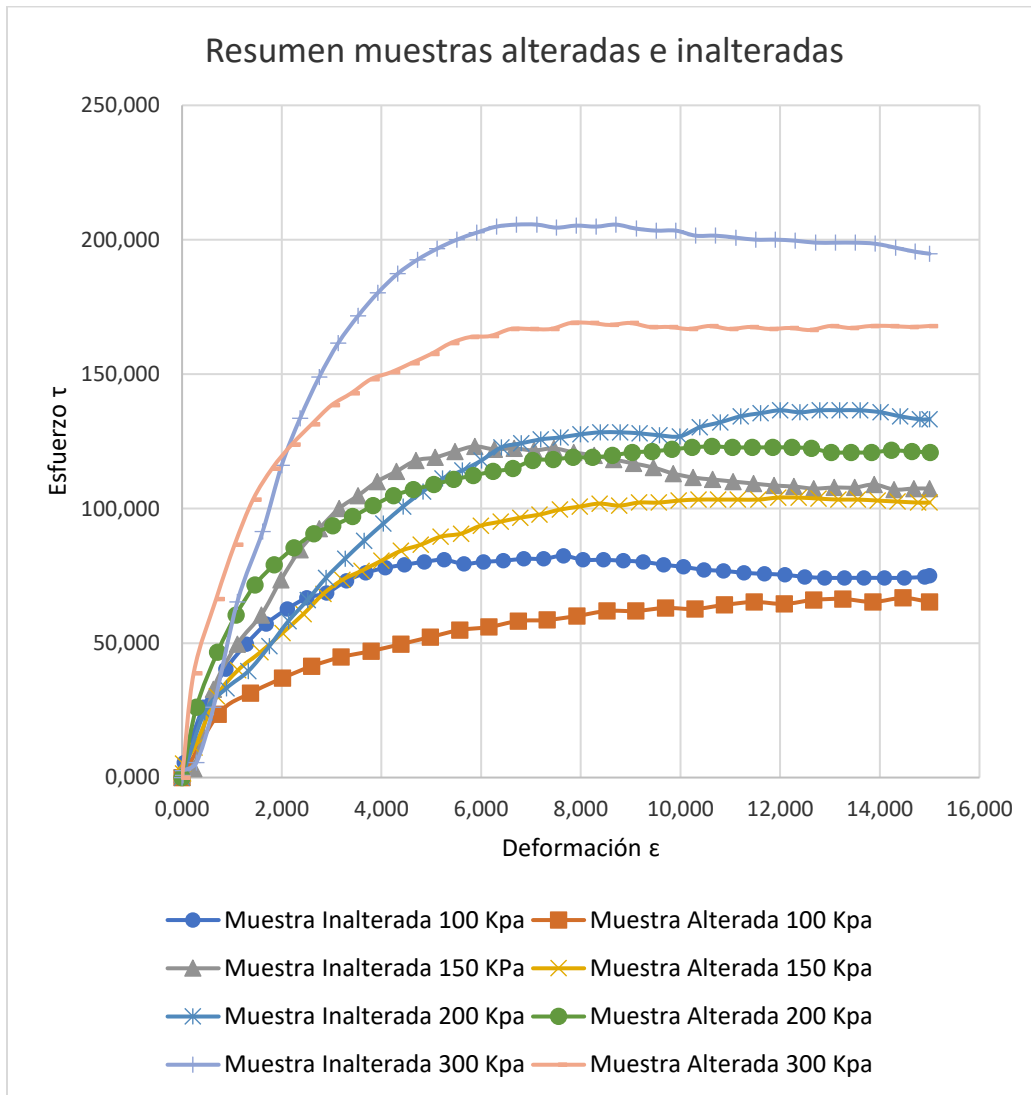
**Tabla 5-24. Comparativo entre la resistencia al corte, obtenida para las diferentes cargas normales y sus respectivas densidades en las muestras inalteradas y alteradas del suelo residual grado VI de diorita.**

Punto	$\sigma$ normal (kPa)	Muestra inalterada		Muestra alterada	
		$\tau$ kPa (kPa)	Densidad húmeda (kN/m <sup>3</sup> )	$\tau$ kPa (kPa)	Densidad húmeda (kN/m <sup>3</sup> )
1	100	82,48	16,53	66,81	16,40
2	150	123,16	16,74	104,13	16,78
3	200	136,60	18,19	123,16	18,00
4	300	205,65	17,47	169,07	17,53

Los resultados obtenidos en la gráfica de esfuerzo-deformación para las cargas de 100 kPa, 150 kPa, 200 kPa y 300 kPa (Figura 5-63), reflejan que hay una mayor rigidez de la micro estructura del suelo inalterado como respuesta a la carga; esto no se presenta en la muestra alterada debido probablemente a que la textura de este suelo se comporta como un agregado de partículas con interacción simple.

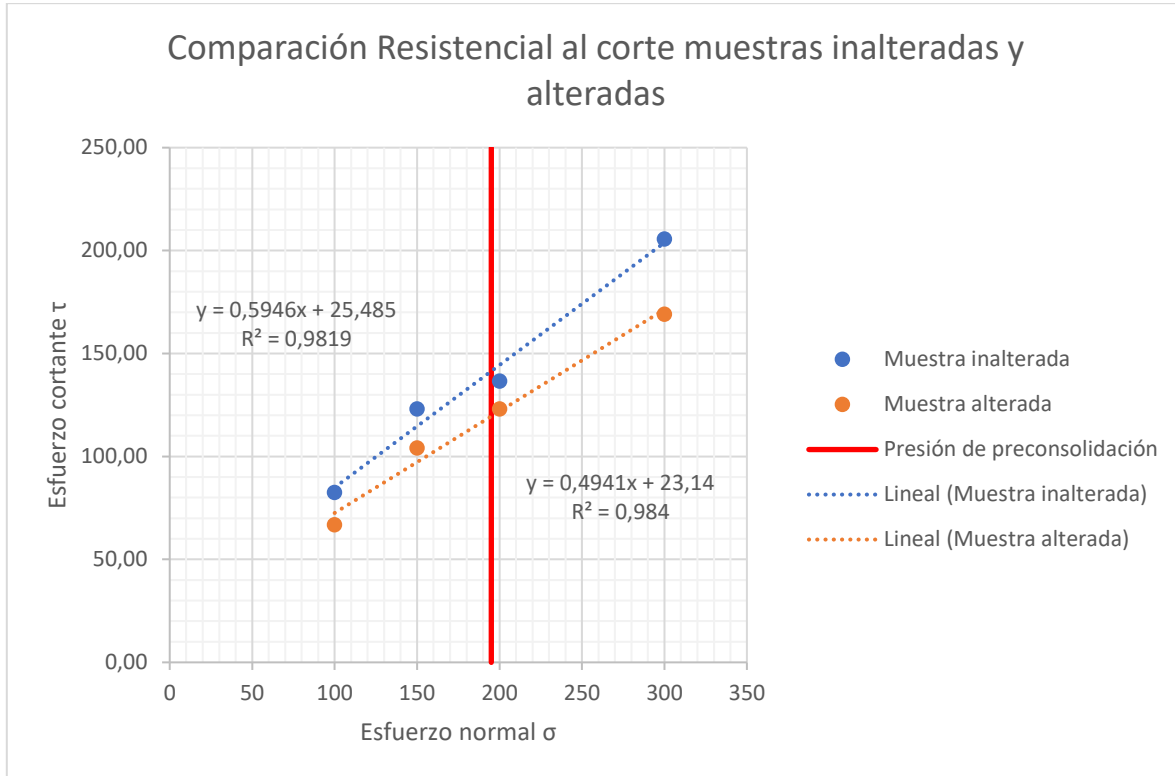
Se puede observar en la Figura 5-63 y Figura 5-64, que el comportamiento es muy similar para las cargas de 150 kPa y 200 kPa, en las muestras inalteradas y las muestras alteradas. Si se relacionan estos resultados con la presión de “preconsolidación” aparente equivalente a 195 kPa - 200 kPa obtenida de los ensayos de consolidación, es importante notar que ambas cargas son cercanas a este esfuerzo, lo que indica que probablemente en cargas cercanas a esta presión de preconsolidación aparente, la micro estructura del suelo se puede ver afectada, mas no lo suficiente para ser destruida, pues a cargas superiores a la presión de preconsolidación, sigue siendo mayor la resistencia en suelos inalterados que en suelos alterados.

**Figura 5-63 : Comparación en las curvas de esfuerzo deformación en muestras del suelo residual grado VI de diorita, para suelo inalterado y alterado.**



Los parámetros obtenidos de resistencia en para las muestras inalteradas y las muestras alteradas, se presentan en la Figura 5-58.

**Figura 5-64 : Gráfico con la representación de la presión de “preconsolidación” aparente y la línea de envolvente de falla de Mohr Coulomb, para muestras inalteradas y alteradas de suelo residual grado VI de diorita.**



## 6 Discusión

### 6.1 Geología

El suelo objeto de estudio clasifica como un depósito aluvial asociado a un río trezado o de pie de monte, con aporte de rocas ígneas y metamórficas, sólo de la cuenca inferior del Valle de Aburrá.

La caracterización de facies de acuerdo con la metodología propuesta por (Miall, 1996; Miall, 1985), permitió identificar: secuencias de gravas masivas con imbricación (Gh); arena muy fina a gruesa con laminación horizontal (Sh); lodo masivo (Fm); arena, limo, lodo, grano decreciente en depresiones someras (SFs) y arena muy fina a gruesa con gravas en depresiones someras (SGs).

La presencia de gravas masivas con imbricación asociadas a flujos con carga de fondo; la arquitectura de forma lenticular y de relleno de canales someros con depositación de arenas, limos, lodos; y los depósitos de planicie de inundación, según las clasificaciones para sistemas fluviales propuestas por Galloway, 1981; Orton y Reading (1993) en (Sopeña & Sánchez Moya, 2010) son propios de sistemas fluviales de fondo amplio, caracterizados por presentar carga mixta, relación anchura/altura moderada y predominancia de canales con geometría sinuosa, donde las secuencias sedimentarias conservan rasgos de los canales y de la llanura de inundación en las que se identifican relaciones laterales de canales multiepisódicos.

Los sistemas fluviales de carga mixta son comunes en ambientes de ríos trezados, lo que permite afirmar, que dichos sedimentos se depositaron bajo condiciones hidráulicas claramente contrastantes con las actuales del río Medellín. Hoy en día en el sector de trabajo, el cauce del río se desarrolla sobre un cañón en V, de alta pendiente longitudinal (alta energía), esculpido en el macizo rocoso.



El análisis de proveniencia de los sedimentos aluviales, permitió establecer que las unidades geológicas fuente de los sedimentos corresponden a aquellas que afloran en la cuenca inferior del Valle de Aburrá o la denominada subunidad Cañón del río Porce; esta afirmación se fundamenta en las seis clases de clastos clasificados según el color y la textura relicto, los cuales están genéticamente relacionados con rocas del Neis de La Ceja, Anfibolitas de Medellín, Esquistos de Cajamarca y granodioritas del Batolito Antioqueño. En el mismo sentido el análisis petrográfico definió asociaciones minerales de cuarzo, cordierita, moscovita, hematita, con textura granoblástica y esquistosa, relacionada a rocas metamórficas de alto grado; asociaciones de Sericita, grafito, cuarzo, con textura esquistosa, relacionada a esquistos y asociaciones de hematita y hematita, caolinita, relacionadas a rocas ricas en minerales férricos tipo anfibolitas.

Desde el análisis del contexto morfotectónico la interpretación de fotografías aéreas y del MDE, además del modelo digital de terreno, se identifican lineamientos - fallas con direcciones aproximadas N28°-35°E, N52°-53°E, N74°E; N33°W, N64°W, N83°-89°W, N28°-35°E y N83°-89°W. Adicionalmente se observan dos cuencas confinadas a diferentes cotas sobre la parte alta de la ladera derecha de río; de forma alargada y paralelas a las estructuras de tendencia N74°E. Existen también una serie de lomeríos estructurales en la misma ladera, con drenajes en forma de enrejado y rasgos lineales asociados a estructuras N28°-35°E, que orientan los lomos en tres franjas, sugiriendo desplazamientos verticales relativos.

En los flujos de lodo y/o escombros más antiguos se identificaron lineamientos con dirección N37°-33°W con una buena expresión geomorfológica; adicionalmente, en campo (2015) se observaron al menos dos afloramientos con planos de ruptura y desplazamientos relativos del depósito aluvial meteorizado. Dichos planos tienen una tendencia NE-SW y buzamiento alto hacia el SE. Estos resultados indican la ocurrencia de actividad tectónica posterior a la acumulación de la secuencia aluvial y anterior y/o coetánea con la depositación de los flujos de lodo y/o escombros más antiguos (ya meteorizados).

Considerando que la proveniencia de los sedimentos se asocia a la cuenca inferior del Valle de Aburrá (subunidad Cañón del río Porce), se plantea que dicho tramo evolucionó de forma independiente a la cuenca superior del Valle de Aburrá. Esto es concordante con lo propuesto por otros autores quienes identificaron, mediante exploración geofísica, la

existencia de al menos tres cuencas cerradas definidas por el basamento irregular del fondo del valle, limitadas por rasgos tectónicos regionales de tendencia N-S a N 15-20°W. En contraste el Valle de Aburrá inferior es un cañón lineal, de fondo irregular y de tendencia N 45°E sin aparente control tectónico regional (Rendón, 2003); no obstante, evidencias tectónicas de este trabajo, como el fallamiento observado en el depósito aluvial meteorizado, indican la tectónica también ha estado presente en el origen y evolución de esta porción inferior del valle.

En este mismo sentido, si bien Rendón (2003) ha propuesto un modelo de evolución tectónica para la cuenca superior del Valle de Aburrá, Rendón et al., 2006 identificaron cambios marcados en la pendiente del perfil longitudinal del río Medellín definidos como knickpoints y localizados en las intersecciones del río con los sistemas de fallas principales NS a NW-SE que cruzan el valle; estos cambios de pendiente son continuos a lo largo de toda la cuenca del Valle de Aburrá, hasta el sector de Popalito, lo que sugiere que la tectónica también ha jugado un rol importante en la evolución de la cuenca inferior del valle. Los nick points indican una mayor tasa de levantamiento cordillerano con respecto a la tasa erosiva y representan una serie de levantamientos episódicos; es de notar que el perfil del río Medellín se comporta como el de un río maduro hasta aproximadamente el sector de Bello con una gráfica asintótica y a partir de este punto, la gráfica evidencia una serie de escalonamientos, siendo más evidentes a partir del ancón norte hasta aproximadamente el sector de Popalito, en la parte distal del valle (ver Figura 2-4). Estos escalonamientos sugieren que el río Medellín, no se comporta como un río erosivo típico, pues dichos levantamientos han sido simultáneos a los procesos erosivos del río.

Esta discusión e información plantean nuevos interrogantes: ¿en qué momento y bajo que mecanismo se unieron la cuenca superior e inferior del Valle de Aburrá?, ¿en qué momento se presentó la actividad tectónica que rompió sedimentos superficiales?, ¿se tuvieron fuentes sísmicas, con eventos asociadas de magnitud considerable, al interior del valle?

## 6.2 Geotecnia

Después de comparar los resultados de caracterización geotécnica de los suelos objeto de estudio, tanto el suelo aluvial meteorizado como el suelo fino de lodo masivo, con los obtenidos para un suelo residual de diorita, se concluye que el suelo aluvial meteorizado se comporta geotécnicamente como un suelo residual influenciado por la microestructura;

mientras el suelo fino de lodo masivo se comporta como un suelo influenciado por la mineralogía, más no como un suelo residual típico.

De acuerdo con los trabajos de varios autores, entre estos, Laurence D. Wesley, 1990, Quieroz de Carvalho & Simmons, 1997, Barksdale & Blight, 1997, Brenner, Garga, & Blight, 1997, Tiwari & Marui, 2005, Meng & Chu, 2011, Rahardjo et al., 2012, se ha demostrado el efecto de la mineralogía y la microestructura como una de las características propias del comportamiento geotécnico de los suelos residuales.

Los resultados obtenidos para los suelos estudiados permiten identificar una relevancia del efecto de la mineralogía en propiedades índice como la medida de agregaciones, límites de consistencia y potencial de expansión.

En los suelos residuales se presentan cambios y transformaciones en los minerales y es común la formación de agregaciones, por lo tanto, el concepto convencional tamaño de partícula es inaplicable a muchos de estos suelos. Dichas agregaciones son función de la mineralogía que compone el suelo, especialmente de minerales supergenéticos de arcilla y óxidos de hierro y aluminio que actúan como cementantes. Mediante la comparación de las curvas granulométricas con y sin defloculate, se corroboró la presencia de agregaciones para los tres tipos de suelos estudiados (suelo residual grado VI de diorita, suelo aluvial granular meteorizado, lodo masivo), lo que podría estar relacionado con el avance de los procesos de meteorización; no obstante, se cuestiona si para el suelo fino de lodo masivo las agregaciones son solo producto de la mineralogía debido a este se compone primordialmente de arcilla desde su formación que posteriormente sufrieron procesos de meteorización o hasta qué punto han incidido los procesos de meteorización.

Autores como (Geoffrey E Blight & Leong, 2012), proponen la incidencia de minerales arcillosos de montmorillonita, halloisita y alfonta, con el comportamiento de los límites de consistencia de un suelo y los ubica dentro de un área especial en la carta de plasticidad. Al comparar los resultados para los tres tipos de suelo estudiados, se observa que el suelo aluvial granular meteorizado y el suelo residual de diorita no se encuentran influenciados por ninguno de los minerales de arcilla mencionados, mientras que el suelo fino o lodo masivo, se ubica en el campo de arcillas rojas tipo halloisita; esto es parcialmente coincidente con los análisis de DRX que indican la predominancia de caolinita para el suelo aluvial granular meteorizado y la presencia de clorita-vermiculita-montmorillonita para el

suelo fino de lodo masivo. Estos hallazgos indican que aunque minerales de montmorillonita, halloisita y alfoha tengan un comportamiento esperado para los límites de consistencia, el hecho de que un suelo se encuentre dentro del rango de comportamiento de estos minerales, no es una condición que indique la presencia de ellos, además se debe considerar la proporción mineral como una variable de influencia en los límites de consistencia.

El carácter expansivo del suelo depende principalmente del tipo de mineral arcilla siendo el grupo de la esmectita (montmorillonita y esmectita), las arcillas con mayor potencial. Al evaluar el potencial de expansión para los suelos estudiados, los resultados son los esperados, siendo bajo para el suelo aluvial granular meteorizado y para el suelo residual grado VI de diorita, y alto para el suelo fino de lodo masivo; este último coincide con lo propuesto por (Geoffrey E Blight & Leong, 2012), quienes postulan que los suelos con influencia de montmorillonita, se caracterizan por presentar baja resistencia, alta compresibilidad, altas características de expansión y contracción y un alto índice de plasticidad.

Desde la mecánica de suelo convencional, propiedades índice como los límites de consistencia pueden dar un indicativo de los efectos de sobreconsolidación de acuerdo con (Braja M., 2001); efectivamente el suelo aluvial granular meteorizado y el suelo residual grado VI de diorita, presentaron valores de humedad natural, límite plástico e índice de liquidez que indican que el suelo presentaría efectos de sobreconsolidación y por el contrario, el suelo fino de lodo masivo, presentó valores de humedad natural, límite plástico e índice de liquidez, que indican un suelo normalmente consolidado. Aunque estos valores pudieron ser verificados mediante ensayos de consolidación, para algunos suelos residuales estos indicadores no son aplicables debido a que presentan un efecto de la microestructura, como pudo ser analizado en los resultados de consolidación y resistencia al corte para el aluvial granular meteorizado y para el suelo residual grado VI de diorita. Esto revela que las propiedades de resistencia como la consolidación y la resistencia al corte tienen una fuerte incidencia de la microestructura del suelo.

Los ensayos de consolidación presentan para el suelo aluvial granular meteorizado, una presión de preconsolidación equivalente de 300 kPa y una relación de sobreconsolidación entre 3,96 y 4,13 con una diferencia de 224,28 kPa entre los esfuerzos actuales y el esfuerzo de "preconsolidación" o esfuerzo de consolidación aparente. De manera similar,

el suelo residual grado VI de diorita tiene una presión de preconsolidación entre 195 kPa y 200 kPa y una relación de sobreconsolidación alrededor de 3,88 y 3,96, indicando un comportamiento sobreconsolidado. Para el suelo fino de lodo masivo, se presenta una presión de preconsolidación entre 140 kPa y 170 kPa, menor con respecto al suelo anterior y cercana a la condición de esfuerzos actuales del suelo, lo que se ve reflejado en una relación de sobreconsolidación cercana a 1. Desde la estratigrafía esto no es coherente debido a que el suelo fino de lodo masivo se encuentra a una mayor profundidad, por debajo del suelo aluvial meteorizado, sin embargo, el suelo fino de lodo masivo se comportó como un suelo normalmente consolidado; es decir, que no ha sufrido mayores esfuerzos a los de su condición actual, mientras que el suelo aluvial meteorizado, mostró un comportamiento sobre consolidado. A nivel geomorfológico, el resultado obtenido en el suelo fino de lodo masivo permite afirmar que este suelo nunca ha estado sometido a esfuerzos mayores a los actuales por antiguos depósitos de vertiente, por un mayor espesor en el mismo depósito aluvial u otros materiales.

Los resultados son concordantes con lo observado por (Barksdale & Blight, 1997), donde se ha identificado un comportamiento sobre consolidado (pseudopreconsolidación) en los suelos residuales y una vez se ha excedido el esfuerzo equivalente de preconsolidación  $\sigma'_{vc}$ , su compresibilidad incrementa. Lo anterior lleva a concluir que los esfuerzos de preconsolidación en el suelo aluvial meteorizado y en el suelo residual de diorita, son esfuerzos de pre consolidación **aparente o falsa** y reflejan una resistencia adicional proporcionada por la micro estructura interna; esto ha sido anticipado por Barksdale & Blight, 1997, donde ha dicho que el esfuerzo equivalente de preconsolidación  $\sigma'_{vc}$ , probablemente corresponde a la media de la resistencia de la unión entre partículas en los suelos meteorizados.

El efecto de la micro estructura también se ve reflejado en los resultados de los ensayos de resistencia al corte en el suelo aluvial granular meteorizado y el suelo residual grado VI de diorita. El suelo aluvial meteorizado muestra diferencias en la resistencia al corte en las muestras inalteradas y las muestras remoldeadas y es función de la carga a la cual es sometido el suelo, indicando que el suelo aluvial meteorizado si tiene una microestructura que influencia su comportamiento frente a las cargas y resistencias equivalentes al esfuerzo cortante; aparentemente la micro estructura del suelo influencia la respuesta a esfuerzos cortantes para cargas inferiores a la preconsolidación, y en cargas superiores, el suelo se



comporta como un agregado de partículas similar al suelo remoldeado. Al comparar los resultados de los ensayos de resistencia al corte para el aluvial granular meteorizado con los obtenidos para el suelo residual de diorita, el comportamiento es similar, mostrando una variación entre las muestras alteradas y remoldeadas, siendo mayor para las muestras inalteradas; no obstante, a partir de cargas que superan el esfuerzo de preconsolidación, no se identifica una destrucción de la microestructura como en el suelo aluvial meteorizado y sigue mostrando mayor resistencia en el suelo inalterado que en el remoldeado. Estos resultados llevan a la siguiente pregunta: ¿la microestructura del suelo aluvial meteorizado es destruida en cargas superiores al esfuerzo de preconsolidación aparente debido a que este correspondía a un suelo granular heterogéneo antes de la meteorización, a diferencia del suelo residual de diorita que proviene de una masa homogénea con meteorización posterior?. La destrucción de la microestructura sigue siendo una incógnita en suelos residuales influenciados por esta, y el potencial de colapso, podría ser la puerta de entrada para nuevas hipótesis, aunque el potencial de colapso en este estudio arrojó un potencial de colapso bajo para el suelo aluvial granular meteorizado y para el suelo residual grado VI de diorita, este fue evaluado de forma cualitativa por medio del método propuesto por Gibbs & Bara (1962) y no evalúan la carga de colapso, por lo tanto, se desconoce si existe una relación entre la carga de colapso con la destrucción de la microestructura del suelo.

A diferencia del suelo aluvial granular meteorizado y el suelo residual grado VI de diorita, los suelos finos de lodo macizo presentan una curva de esfuerzo-deformación con un comportamiento frágil típico de suelos sensitivos mostrando un valor de resistencia pico, un valor de resistencia residual y una disminución en el ángulo de fricción pico con respecto al ángulo de fricción residual. Estos hallazgos indican un comportamiento influenciado por arcillas sensitivas que normalmente presentan una pérdida de resistencia, debido al remoldeo o la reorientación de las partículas de arcilla. Esto es concordante con la presencia de clorita-vermiculita-montmorillonita, detectada en el análisis de DRX, lo que indica que, a pesar de los procesos de meteorización sobreimpuestos, el comportamiento geotécnico de los suelos finos de lodo masivo está controlado por la mineralogía y no por la microestructura y los métodos de mecánica clásica siguen siendo aplicables a este tipo de suelo.

Considerando los resultados de caracterización geotécnica, una clasificación idónea para suelos influenciados por la mineralogía y por la microestructura está dada por Wesley 1988. Según esta clasificación el suelo aluvial meteorizado, clasifica en la categoría A, subgrupo

b, correspondiente a suelos en los que su comportamiento geotécnico tiene una fuerte influencia de la microestructura; y el suelo arcilloso clasifica dentro de la categoría B, subgrupo a, en los cuales el comportamiento geotécnico del suelo está influenciado por minerales del grupo de la esmectita como la montmorillonita.

## 7 Conclusiones

1. La génesis y evolución del Valle de Aburrá ha sido objeto de estudio durante años por diversos autores y los resultados obtenidos en este trabajo acerca de la caracterización geológica, geomorfológica y de proveniencia de los sedimentos, aportan datos para una mejor comprensión acerca de la evolución de la porción norte del Valle de Aburrá. El suelo objeto de análisis, clasifica como un depósito aluvial de río trenzado o pie de monte con aporte de rocas ígneas y metamórficas asociadas a la cuenca inferior del Valle de Aburrá; esto se evidencia en la correspondencia entre el porcentaje de representación de las litologías de los clastos encontrados y la proporción de las áreas de las litologías en la cuenca; por otro lado, no se encontraron sedimentos relacionados a la cuenca superior del Valle de Aburrá.
2. La tectónica ha sido un factor importante en la configuración y formación de paisaje de la cuenca norte del Valle de Aburrá, junto a procesos fluviales y denudacionales. Procesos como la meteorización, erosión y transporte, en medio de eventos tectónicos, han contribuido en la formación de depósitos de vertiente y flujos de lodo y/o escombros.
3. El suelo residual grado VI de diorita y el suelo aluvial meteorizado se comportan geotécnicamente similar en propiedades índice y de resistencia, y ambos muestran una fuerte influencia de la microestructura en propiedades como la consolidación y la resistencia al corte. Esto permite afirmar que el suelo aluvial meteorizado se comporta como un suelo residual típico donde los procesos de meteorización, han modificado la micro estructura interna del suelo que inicialmente provenía de una agregado de partículas.
4. El suelo fino de lodo masivo se comporta como un suelo influenciado por la mineralogía más no como un suelo residual típico, es decir, la meteorización no han

incidido de manera evidente en la formación de una microestructura; esto se debe posiblemente a que los minerales arcillosos singenéticos formadores del lodo masivo, pueden ser más estables en condiciones de meteorización, pues la microestructura es función de la transformación que sufren los minerales durante este proceso.

5. Los resultados de este estudio, permiten afirmar que algunos suelos transportados meteorizados también se comportan como un suelo residual, es decir, los suelos residuales no corresponden únicamente a suelos derivados de la meteorización de masas rocosas.

## 8 Trabajo futuro

Este trabajo plantea nuevas inquietudes, que aportan o complementan al conocimiento del modelo genético y evolutivo del norte del Valle de Aburrá; los cuales deberán enfrentar o resolver las condiciones de pocos afloramientos de las secuencias aluviales antiguas y de las estructuras tectónicas, especialmente en la ladera N-NW, en general cubiertas por depósitos de flujos de lodos y/o escombros de diferentes temporalidades y que ocultan litologías, rasgos morfotectónicos y limitan la toma de datos estructurales.

Por otro lado, las conclusiones obtenidas en esta investigación llevan a preguntas por enfrentar, tales como: ¿bajo qué mecanismo y en qué momento se unieron la cuenca superior e inferior del Valle de Aburrá?, ¿en qué momento se presentó la actividad tectónica reportada en los sedimentos aluviales meteorizados?; dicha actividad fue anterior o coetánea con la depositación de los flujos de lodo y/o escombros identificados como más antiguos en el área de estudio?, ¿El estilo tectónico y secuencia de eventos de esta porción del valle es contrastante o concordante con el régimen transpresivo propuesto para el valle superior?

Con respecto a las características geotécnicas del suelo aluvial granular meteorizado, se abren nuevas perspectivas acerca del entendimiento de la resistencia al corte en suelos residuales con una influencia de la microestructura. Es posible plantear preguntas como: ¿la microestructura del suelo aluvial meteorizado es destruida en cargas superiores al esfuerzo de preconsolidación aparente debido a que este tiene un origen granular y heterogéneo previo a la meteorización, a diferencia del suelo residual de diorita que proviene de una masa homogénea con meteorización posterior?, ¿la carga de colapso es equivalente a la presión de preconsolidación y es un reflejo de la destrucción de la microestructura del suelo?

El comportamiento geotécnico en el suelo fino de lodo masivo, permitió tener un acercamiento a los suelos residuales influenciados por la mineralogía y de ello se derivan



preguntas como: ¿los suelos finos compuestos por minerales supergenéticos producto de la alteración de antiguas fuentes, son menos vulnerables a nuevos procesos de meteorización?, ¿su comportamiento mecánico continúa siendo del tipo de suelos transportados?

## Referencias

- Albarracín, H., & Rodríguez, G. (2011). *Memoria de La Plancha 131 Santa Rosa De Osos*.
- Álvarez et al. (1984). Aspectos Geomorfológicos y Estructurales del Valle Norte de Aburrá. *Memorias 1er Conferencia de Riesgos Geológicos En El Valle de Aburrá*.
- AMVA. (2006). Microzonificación Sísmica Detallada De Los Municipios De Barbosa, Girardota, Copacabana, Sabaneta, La Estrella, Caldas Y Envigado, Informe Final. *Área Metropolitana Del Valle de Aburrá*, 745.
- Arandia Suárez, A. (2018). *Estimación de los cambios hidrológicos, sedimentológicos y morfológicos en ríos aluviales intervenidos por presas de gran altura*. Universidad de los Andes.
- Arias, L. . (1995). El relieve de la zona central de Antioquia. *Revista Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquia.pdf. Revista Facultad de Ingeniería*, Vol. 8, p. 15. Retrieved from <http://hdl.handle.net/10495/5860>
- Arias, L. . (1996). Altiplanos y Cañones en Antioquia: una mirada genética. *Revista Facultad de Ingeniería*, 12, 84–96.
- Aristizabal, E. (2004). *Geomorphological evolution of the Aburra Valley, Northern Colombian Andes, and implication of the landslide occurrence*. Shimane University.
- Aristizabal, E., & Yokota, S. (2008). Evolución geomorfológica del Valle de Aburrá y sus implicaciones en la ocurrencia de movimientos en masa. *Boletín Ciencias de La Tierra*, 24, 5–17. Retrieved from <http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/viewArticle/9268>
- ASTM D2487-92. (1992). *Standar Classification of Soils for Engineering Purposes (Unified Soil Clasification System)*.
- Bahrami, S., Fatemi Aghda, S. M., Bahrami, K., Motamedi Rad, M., & Poorhashemi, S. (2015). Effects of weathering and lithology on the quality of aggregates in the alluvial fans of Northeast Rivand, Sabzevar, Iran. *Geomorphology*, 241, 19–30. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.028>

- Barksdale, R. D., & Blight, G. E. (1997). Compressibility and settlement of residual soils. In Witwatersrand University Department of Civil Engineering (Ed.), *Mechanics of residual soils* (p. 237). Johannesburg, South Africa.
- Blight, G. E. (1997). Origin and formation of residual soils. In Witwatersrand University Department of Civil Engineering (Ed.), *Mechanics of residual soils* (p. 237). Johannesburg, South Africa.
- Blight, Geoffrey E. (1997). *Mechanics of residual soils*. CRC Press.
- Blight, Geoffrey E, & Leong, E. C. (2012). *Mechanics of residual soils* (Second edi; T. & F. Group, Ed.).
- Botero Arango, G. (1963a). *Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia*. Anales Facultad de Minas.
- Botero Arango, G. (1963b). *Contribución al conocimiento de la Geología de la Zona Central de Antioquia* (p. 102). p. 102. Medellín.
- Braja M., D. (2001). *Fundamentos de ingeniería geotécnica*. Thomson International.
- Brenner, R. P., Garga, V. K., & Blight, G. E. (1997a). Shear Strength Behaviour and Measurement of Shear Strength in Residual Soils. In *Mechanics of residual soils*.
- Brenner, R. P., Garga, V. K., & Blight, G. E. (1997b). Shear strength behaviour and the measurement of shear strength in residual soils. In Witwatersrand University Department of Civil Engineering (Ed.), *Mechanics of residual soils*. Johannesburg, South Africa.
- Bursik, M. I., & Woods, A. W. (1996). The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bulletin of Volcanology*, 58(2), 175–193. <https://doi.org/10.1007/s004450050134>
- Camapum, J. de C., Gitirana, G. de F. N., Machado, S. L., Mascarenha, M. M. dos A., & Chagas, F. da S. (2015). *Solos não saturados no contexto geotécnico*.
- Campolunghi, M. P., Capelli, G., Funiciello, R., & Lanzini, M. (2007). Geotechnical studies for foundation settlement in Holocenic alluvial deposits in the City of Rome (Italy). *Engineering Geology*, 89, 9–35. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.08.003>

- Correa, A. M., Martens, U., Restrepo, J. J., Ordoñez, O., & Martins, M. (2005). *Subdivisión de las metamorfitas básicas de los alrededores de Medellín, Cordillera Central de Colombia*. (pp. 325–344). pp. 325–344.
- Correa, A. M., Pimentel, M., Restrepo, J. J., Nisson, A., Ordoñez, O., Martens, U., ... Jungles, S. (2006). *New U-Pb Ages of the Altavista Stock and the San Diego Gabbro intrusions from the Mesozoic ARC Magmatism in Colombian Central Cordillera*.
- Correa, A. M., Pimentel, M., Richard, A., Armstrong, R., Laux, J. E., & Ordoñez, O. (2005). *Edad U-Pb SHRIMP y características isotópicas del granito de la Iguaná, Antioquia*. Medellín, Colombia: Congreso Colombiano de Geología.
- de Brito Galvão, T. C., Elsharief, A., & Simões, G. F. (2004). Effects of lime on permeability and compressibility of two tropical residual soils. *Journal of Environmental Engineering*, 130(8), 881–885. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9372\(2004\)130:8\(881\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9372(2004)130:8(881))
- Echeverry Ramírez, O. (2005). *Efecto de la microestructura en los parámetros de resistencia al esfuerzo cortante de algunos suelos provenientes de rocas ígneas presentes en Medellín*. Universidad Nacional de Colombia.
- Fernando, J. (2010). Effect of Water Quality on the Dispersive Characteristics of Soils Found in the Morwell Area, Victoria, Australia. *Geotechnical and Geological Engineering*. <https://doi.org/10.1007/s10706-010-9345-1>
- Fresneda, C., Navarro, S., & Valencia, Y. (2013). *Caracterización geotécnica de un suelo tropical laterítico*.
- Galloway, W. E. (1981). Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal plain fluvial systems. En F. G. Ethridge y R. M. Flores (eds.), Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Pu*, 127–155.
- Gamon, T. I., & Wu, C. K. (1985). Weathering, structure and in situ stress in residual soils. *Geotechnique*, 35(3), 372. <https://doi.org/10.1680/geot.1985.35.3.372>
- García, C. (2006). ESTADO DEL CONOCIMIENTO DE LOS DEPOSITOS DE VERTIENTE DEL VALLE DE ABURRÁ. *Boletín Ciencias de La Tierra*. Retrieved from <http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/724/11307>

- García L., C. (2006). Estado Del Conocimiento De Los Depositos De Vertiente Del Valle De Aburrá. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, 99–112.
- Heidari, M., Momeni, a. a., & Naseri, F. (2013). New weathering classifications for granitic rocks based on geomechanical parameters. *Engineering Geology*, 166, 65–73. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.08.007>
- Heno Casas, J. D., & Monsalve, G. (2018). Geological inferences about the upper crustal configuration of the Medellin – Aburra Valley (Colombia) using strong motion seismic records. *Geodesy and Geodynamics*, 9(1), 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.06.005>
- Hermelin, Michell. (1982). El origen del valle de Aburrá: evolución de ideas. *Boletín Ciencias de La Tierra*, 7–8.
- Hermelin, Michelle. (1983). Origen del Valle de Aburrá. *Boletín Ciencias de La Tierra*.
- Hermelin, Michelle, & Rendón, D. A. (2007). *Entorno Natural de 17 ciudades de Colombia* (pp. 187–211). pp. 187–211. Medellín, Colombia: Universidad Eafit.
- Integral S.A. (1982). *Aprovechamiento Múltiple del Río Grande. Estudio Geológico y Evaluación Preliminar del Riesgo Sísmico. Informe interno*. Medellín, Colombia.
- INVIAS. (2012). Determinación de suelos expansivos. Norma Inviás I.N.V E - 132 - 13. INVIAS, pp. 1–5.
- INVIAS. (2013). Sección 100. *Especificaciones Generales de Construcción de Carreteras y Normas de Ensayo Para Materiales de Carreteras*, Vol. 100, pp. 185–206.
- Knodel, P. C. (1991). *CHARACTERISTICS AND PROBLEMS OF DISPERSIVE CLAY SOILS*.
- Libros del Servicio Geológico Colombiano. (2008). *Paleosismología de la falla Ibagué*. <https://doi.org/https://doi.org/10.32685/9789589789674>
- Meng, G. H., & Chu, J. (2011). Shear Strength Properties of a Residual Soil in Singapore. *Soils and Foundations*, 51(4), 565–573. <https://doi.org/10.3208/sandf.51.565>



- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4), 261–308. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. xvi + 582 pp. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. Price DM 118.00 Ös 861.40, SFr 113.50 (hard covers). ISBN 3 540 59186. *Geological Magazine*, 134(3), 409–421. <https://doi.org/DOI: 10.1017/S0016756897276983>
- Ministerio de Ambiente Vivienda y Desarrollo Territorial. *Reglamento Colombiano de Construcción Sismo Resistente*. , (2010).
- Mollah, M. a. (1993). Geotechnical conditions of the deltaic alluvial plains of Bangladesh and associated problems. *Engineering Geology*, 36, 125–140. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(93\)90025-8](https://doi.org/10.1016/0013-7952(93)90025-8)
- Naranjo. (2001). Aproximación del Estado del Conocimiento de las Formaciones Superficiales y Origen del Valle de Aburrá. *Memorias VIII Congreso Colombiano de Geología*.
- Nivia, A., Marriner, G. F., Kerr, A. C., & Tarney, J. (2006). The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 423–436. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.002>
- ORTON, G. J., & READING, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3), 475–512. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01347.x>
- Page, W. D., & James, M. (1981). The antiquity of the erosion surfaces and late Cenozoic deposits near Medellin, Colombia: Implications to tectonics and erosion rates. *Revista CIAF*, 6, 421–454.
- Puy y Alquiza, M. J. (2006). *CARACTERIZACIÓN DE FACIES, AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y PROCESOS DE DEPÓSITO DE LA SUCESIÓN VOLCANOSEDIMENTARIA EL COYOTE, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO*.

## INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL.

- Quieroz de Carvalho, & Simmons, J. V. (1997). Mineralogy and microestructure. In *Mechanics of residual soils*.
- Rahardjo, H., Satyanaga, A., Leong, E. C., Ng, Y. S., & Pang, H. T. C. (2012). Variability of residual soil properties. *Engineering Geology*, 141–142, 124–140. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.05.009>
- Rao, S. M., & Revanasiddappa, K. (2006). Influence of cyclic wetting drying on collapse behaviour of compacted residual soil. *Geotechnical and Geological Engineering*, 24(3), 725–734. <https://doi.org/10.1007/s10706-004-5077-4>
- Raspa, G., Moscatelli, M., Stigliano, F., Patera, A., Marconi, F., Folle, D., ... Costa, J. F. C. L. (2008). Geotechnical characterization of the upper Pleistocene-Holocene alluvial deposits of Roma (Italy) by means of multivariate geostatistics: Cross-validation results. *Engineering Geology*, 101, 251–268. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.06.007>
- Redón Giraldo, D. A. (1999). *Cartografía y caracterización de las unidades geológicas de la zona urbana de Medellín*. Universidad Nacional de Colombia.
- Rendón, Diego A. (1999). *Cartografía y caracterización de las unidades geológicas de la zona urbana de Medellín*. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Medellín.
- Rendón, Diego A. (2003). *Tectonic and Sedimentary evolution of the Upper Aburra Valley; Northern Colombian Andes*. Shimane University.
- Rendón, Diego A., Toro, G. H., & Trillos, D. (2006). Dataciones de los depósitos de Vertiente en el Sur Oriente de Medellín; nuevos referentes para la evolución del Valle de Aburrá. *Memorias X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá.*, 12 p.
- Rendón, Diego Armando, Toro, G. E., Hermelin, M., & Grupo De Geología Ambiental e Ingeniería Sísmica Universidad Eafit. (2006). *Modelo Cronoestratigráfico para el emplazamiento de los depósitos de vertiente en el Valle de Aburrá*. 103–118.
- Restrepo & Toussaint. (1984). Unidades litológicas de los alrededores de Medellín. *Memorias 1er Conferencia de Riesgos Geológicos En El Valle de Aburrá*. Medellín,

Colombia.

- Restrepo, J. J., Toussaint, J. F., González, H., Cordani, U., Kawashita, K., Linares, E., & Parica, C. (1991). Precisiones geocronológicas sobre el Occidente Colombiano. *Simposio Sobre Magmatismo Andino y Su Marco Tectónico*, 1–21. Retrieved from [https://www.researchgate.net/publication/301891028\\_SUBDIVISION\\_DE\\_LAS\\_METAMORFITAS\\_BASICAS\\_DE\\_LOS\\_ALREDEDORES\\_DE\\_MEDELLIN\\_-\\_CORDILLERA\\_CENTRAL\\_DE\\_COLOMBIA](https://www.researchgate.net/publication/301891028_SUBDIVISION_DE_LAS_METAMORFITAS_BASICAS_DE_LOS_ALREDEDORES_DE_MEDELLIN_-_CORDILLERA_CENTRAL_DE_COLOMBIA)
- Rodríguez, Ó. E., Salgado, E. C., Gallo, A. M., & Vanegas, E. D. (2014). Revisión teórica de evaluación del potencial de colapso en las dunitas de Medellín. *Ingeniería Solidaria*, 10(17), 193–197. <https://doi.org/10.16925/in.v10i17.882>
- Salinas, I., & Hermelin, M. (1988). Cartografía e interpretación de las Formaciones Superficiales en el Valle de Aburrá. *Memorias 2da Conferencia de Riesgos Geológicos En El Valle de Aburrá*.
- Schelmon, R. J. (1979). Zonas de deslizamientos en los alrededores de Medellín, Antioquia Colombia. *Boletín Geológico Ingeominas*.
- Sopeña, A., & Sánchez Moya, Y. (2010). Los sistemas aluviales. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Retrieved from <https://www.researchgate.net/publication/313746167>
- Tiwari, B., & Marui, H. (2005). A New Method for the Correlation of Residual Shear Strength of the Soil with Mineralogical Composition. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 131(9), 1139–1150. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(2005\)131:9\(1139\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2005)131:9(1139))
- Toro, G. H., & Velázquez R., A. (1984). Estudio Geomorfológico y Estructural del Valle de Aburrá comprendido entre el Municipio de Caldas y las quebradas La Iguañá y Santa Elena. *Memorias 1er Conferencia de Riesgos Geológicos En El Valle de Aburrá*.
- Valencia González, Y. (2005). *INFLUENCIA DE LA METEORIZACIÓN EN LAS PROPIEDADES Y COMPORTAMIENTO DE DOS PERFILES DE ALTERACIÓN ORIGINADOS DE ROCAS METAMÓRFICAS*.
- Valencia González, Y., Carvalho, C. D. E., & Valencia Lara, L. A. (2012). *ESTUDIO DE LA*

*MEJORÍA DE UN SUELO TROPICAL A PARTIR DE TÉCNICAS BIOTECNOLÓGICAS UTILIZADAS EN CAMPO. A FIELD STUDY ON THE IMPROVEMENT OF A TROPICAL SOIL WITH BIOTECHNOLOGICAL TECHNIQUES.*

Valencia González, Y., Godoy Márquez, M. A., Villarraga, M. R., & Camapum De Carvalho, J. (2005). *LAS PROPIEDADES Y COMPORTAMIENTO DE DOS PERFILES DE ALTERACIÓN ORIGINADOS DE ROCAS METAMÓRFICAS.*

Viana da Fonseca, A. (2003). Characterising and deriving engineering properties of a saprolitic soil from granite , inn Porto. *Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils – Tan et Al.(Eds.)*, 1341–1378.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3–4), 875–896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>

Wesley, L.D., & Irfan, T. Y. (1997). Clasiffication of residual soils. In Witwatersrand University Department of Civil Engineerin (Ed.), *Mechanics of residual soils* (p. 237). Johannesburg, South Africa.

Wesley, Laurence D. (1990). Influence of Structure and Composition on Residual Soils. *Journal of Geotechnical Engineering*, 116(4), 589–603. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9410\(1990\)116:4\(589\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9410(1990)116:4(589))

Wesley, Laurence D. (2010). *Geotechnical Engineering in Residual Soils*. Retrieved from <https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=EGeQJVzI4KYC&pgis=1>