

Influencia de la posición del frente húmedo en la generación de movimientos en masa en formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro del municipio de Manizales, Colombia.

Trabajo de grado para optar por el título de Magíster en Ciencias de la Tierra

Santiago Cano B

Santiago Cano Bedoya



Directora de tesis: PhD. Graciela Peters

**Universidad de Caldas
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Maestría en Ciencias de la Tierra con énfasis en Geología Ambiental
Manizales, Caldas
Julio de 2021**

Contenido

1. Introducción.....	15
1.1. Objetivos	21
1.1.1. General.....	21
1.1.2. Específicos	21
2. Marco geológico.....	22
2.1. Geología regional.....	22
2.2. Geología local	26
2.2.1. Geología Estructural.....	29
2.2.2. Descripción litológica.....	30
3. Marco geomorfológico.....	32
3.1. Geomorfoestructura	33
3.2. Provincia geomorfológica.....	33
3.3. Región geomorfológica	33
3.4. Unidad Geomorfológica.....	35
3.4.1. Unidad geomorfológica estructural.....	36
3.4.2. Unidad geomorfológica denudacional.....	36
3.4.3. Unidad geomorfológica fluvial.....	36
3.5. Subunidad Geomorfológica.....	37
3.5.1. Subunidades geomorfológicas estructurales.....	37
3.5.2. Subunidades geomorfológicas denudacionales	37
3.5.3. Subunidades geomorfológicas fluviales.....	38
3.6. Componente Geomorfológico	38
3.6.1. Componentes geomorfológicos estructurales.....	40
3.6.2. Componentes geomorfológicos denudacionales	45
3.6.3. Componentes geomorfológicos fluviales	46
3.7. Mapa geomorfológico.....	47
4. Marco hidrológico-hidráulico	49
5. Fundamento teórico	51
5.1. Frente húmedo.....	51
5.1.1. Definición y consideraciones generales.....	51
5.1.2. Conceptos elementales para la comprensión del comportamiento del frente húmedo	54

5.1.3.	Factores que gobiernan la estabilidad del frente húmedo	60
5.1.4.	Modelos que estiman el comportamiento del frente húmedo	61
5.1.5.	Pruebas para analizar las características del frente húmedo	63
5.2.	Inestabilidad de laderas por efecto del agua.....	63
5.2.1.	Efectos de la vegetación.....	67
5.3.	Inestabilidad de laderas en suelos piroclásticos	68
5.4.	Inestabilidad de laderas en suelos residuales.....	71
6.	Metodología	74
6.1.	Etapa 1: Caracterización geológico-geotécnica de los materiales involucrados.....	74
6.1.1.	Extracción de muestras	75
6.1.2.	Ensayos de laboratorio	76
6.1.3.	Complemento de los ensayos de laboratorio.....	89
6.1.4.	Mapa de Unidades de Geología para Ingeniería (UGI)	91
6.1.5.	Modelo geológico-geotécnico	93
6.2.	Etapa 2: Análisis pluviométricos para la identificación de velocidades de infiltración que potencialmente ocasionan inestabilidad de laderas.....	94
6.2.1.	Análisis multitemporal de movimientos en masa	94
6.2.2.	Procesamiento y análisis de información pluviométrica.....	95
6.2.3.	Cálculo y análisis de la infiltración	96
6.2.4.	Análisis del frente húmedo	101
6.2.5.	Cálculo de factores de seguridad	103
7.	Resultados	105
7.1.	Conceptualización geotécnica.....	105
7.1.1.	Propiedades geomecánicas de los materiales	105
7.1.2.	Mapa de unidades de geología para ingeniería.....	111
7.2.	Conceptualización hidrológica.....	125
7.2.1.	Caracterización de la lluvia	125
7.2.2.	Cálculo de las velocidades de infiltración	132
7.2.3.	Lluvias precedentes para los movimientos en masa	135
8.	Discusión.....	138
8.1.	Análisis de la influencia del frente húmedo	138
8.2.	Aplicación en la gestión del riesgo de desastres de Manizales.....	155

8.2.1. Amenaza por movimientos en masa.....	156
8.2.2. Alertas tempranas.....	159
8.2.3. Estado en Manizales	160
9. Conclusiones.....	169
Referencias	173

Lista de figuras

Figura 1. Localización general de Manizales y de su casco urbano.....	16
Figura 2. Localización de Manizales en las cuencas hidrográficas	17
Figura 3. Localización general de la microcuenca de la quebrada El Perro.....	19
Figura 4. Localización específica de la microcuenca de la quebrada El Perro	20
Figura 5. Geología regional de Manizales	26
Figura 6. Formaciones superficiales en el área urbana de Manizales.....	27
Figura 7. Formaciones superficiales en el área rural del municipio de Manizales. 28	
Figura 8. Unidades geológicas superficiales de la zona de estudio.	29
Figura 9. Esquema de jerarquización geomorfológica	32
Figura 10. Fotointerpretación generalizada del área de interés	36
Figura 11. Modelo de Elevación Digital de microcuenca de la quebrada El Perro	39
Figura 12. Mapa de inclinaciones o pendientes	41
Figura 13. Mapa de curvatura.	42
Figura 14. Laderas estructurales discriminadas por forma e inclinación.	44
Figura 15. Partes de un deslizamiento	45
Figura 16. Deslizamientos identificados en la zona de estudio.	46
Figura 17. Red de drenajes de la microcuenca de la quebrada El Perro	47
Figura 18. Mapa de geomorfología	48
Figura 19. Fingering.	52
Figura 20. Etapas a diferentes tiempos en el mecanismo pinchoff de infiltración. 53	
Figura 21. Esquemmatización de un suelo	55
Figura 22. Distribución de los esfuerzos en una masa de suelos.....	58
Figura 23. Círculo de Mohr con envolvente de falla	60
Figura 24. Esquema general del movimiento del frente húmedo..	64
Figura 25. Ejemplo de deslizamiento en suelo piroclástico.	71
Figura 26. Ejemplos de deslizamientos en suelos residuales	73
Figura 27. Muestreador de pared delgada	75
Figura 28. Serie de tamices.....	76
Figura 29. Ejemplo de una curva granulométrica	78
Figura 30. Cazuela de Casagrande.....	79

Figura 31. Carta de Casagrande	80
Figura 32. Equipo de permeabilidad.....	84
Figura 33. Aparato de compresión inconfiada en suelos.....	86
Figura 34. Ejemplo de una gráfica esfuerzo-deformación	87
Figura 35. Aparato de corte directo en suelos.....	88
Figura 36. Ejemplo de una gráfica esfuerzo normal-esfuerzo cortante	89
Figura 37. Carta para el cálculo gráfico de la escorrentía según el método SCS .	99
Figura 38. Estaciones de campo visitadas	112
Figura 39. Formación superficial encontrada en SCB-1	113
Figura 40. Formación superficial encontrada en SCB-2.....	113
Figura 41. Formación superficial encontrada en SCB-3.....	114
Figura 42. Formación superficial encontrada en SCB-4	115
Figura 43. Formación superficial encontrada en SCB-5.....	115
Figura 44. Formación superficial encontrada en SCB-6.....	116
Figura 45. Formación superficial encontrada en SCB-7	116
Figura 46. Formación superficial encontrada en SCB-8.....	117
Figura 47. Formación superficial encontrada en SCB-9.....	118
Figura 48. Formación superficial encontrada en SCB-10.....	118
Figura 49. Formación superficial encontrada en SCB-12 a.....	119
Figura 50. Formación superficial encontrada en SCB-12 b.....	120
Figura 51. Formación superficial encontrada en SCB-12 c.....	120
Figura 52. Formación superficial encontrada en SCB-13.....	121
Figura 53. Formación superficial encontrada en SCB-14.....	121
Figura 54. Mapa de formaciones superficiales ajustado	122
Figura 55. Modelo geológico geotécnico	123
Figura 56. Mapa de factores de seguridad	124
Figura 57. Localización de las estaciones pluviométricas	126
Figura 58. Precipitación media mensual en la estación Milán – Planta Niza.....	127
Figura 59. Precipitación total anual en la estación Milán – Planta Niza	127
Figura 60. Precipitación media mensual en la estación Bocatoma Sancancio....	128
Figura 61. Precipitación total anual en la estación Bocatoma Sancancio.	128

Figura 62. Precipitación media mensual en la estación Bosque Popular	129
Figura 63. Precipitación total anual en la estación Bosque Popular	129
Figura 64. Precipitación media mensual en la estación Quebrada El Perro.....	130
Figura 65. Precipitación total anual en la estación Quebrada El Perro.	130
Figura 66. Curva IDF para Manizales.....	132
Figura 67. Esquema general del movimiento del frente húmedo.	138
Figura 68. Superposición formaciones superficiales y factores de seguridad.	141
Figura 69. Relación formación superficial – volumen de vacíos.....	147
Figura 70. Ejemplo de una curva de capacidad de infiltración	150

Lista de tablas

Tabla 1. Rangos de inclinación de laderas.....	40
Tabla 2. Rangos de formas de laderas.	41
Tabla 3. Parámetros fisiográficos, geomorfológicos y morfométricos de la microcuenca de la quebrada El Perro.	49
Tabla 4. Tiempo de concentración de la microcuenca Quebrada El Perro.	50
Tabla 5. Caudal m ³ /s en la microcuenca de la quebrada El Perro.....	50
Tabla 6. Valores típicos de permeabilidad (Casagrande, 1948).....	84
Tabla 7. Niveles de confianza para calcular el tamaño de la muestra.....	90
Tabla 8. UGI según su origen.....	92
Tabla 9. Clasificación del espesor de suelo	94
Tabla 10. Coeficientes σ_y y μ_y según el número de datos en la muestra	95
Tabla 11. Parámetros de infiltración de Green-Ampt para varios tipos de suelos	100
Tabla 12. Grupos hidrológicos del suelo	102
Tabla 13. Valores del número de curva para diferentes grupos hidrológicos y usos del suelo	103
Tabla 14. Valores típicos de límite líquido en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	105
Tabla 15. Valores típicos de límite plástico en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	106
Tabla 16. Valores típicos de índice de plasticidad en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	106
Tabla 17. Valores típicos de pasa 200 en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	107
Tabla 18. Valores típicos de humedad en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	107
Tabla 19. Valores típicos de peso unitario seco en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	108
Tabla 20. Valores típicos de peso unitario saturado en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	108

Tabla 21. Valores típicos de resistencia a la compresión inconfiada en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	108
Tabla 22. Valores típicos de ángulo de fricción en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	109
Tabla 23. Valores típicos de cohesión en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	109
Tabla 24. Valores típicos de relación de vacíos en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	110
Tabla 25. Valores típicos de porosidad en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	110
Tabla 26. Valores típicos de permeabilidad en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro	111
Tabla 27. Información general de las estaciones pluviométricas localizadas en la microcuenca de la quebrada El Perro.	125
Tabla 28. Precipitación máxima promedio anual en 24 horas	131
Tabla 29. Velocidades de infiltración de las formaciones superficiales que conforman la microcuenca de la quebrada El Perro.....	133
Tabla 30. Número de curva según las coberturas del suelo	133
Tabla 31. Retención máxima según el tipo de cobertura del suelo.	134
Tabla 32. Precipitación neta efectiva según la cobertura del suelo.....	134
Tabla 33. Lluvia que se infiltra según la cobertura del suelo.....	135
Tabla 34. Precipitación registrada para los movimientos en masa ocurridos en los últimos 10 años.	135
Tabla 35. Contraste de velocidades de infiltración entre las diferentes superficies de contacto.....	142
Tabla 36. Resumen de las características de infiltración de las coberturas del área de estudio.....	144
Tabla 37. Volúmenes de vacíos para las diferentes formaciones superficiales tomando en cuenta área unitaria y espesor variable.....	146
Tabla 38. Porcentaje de lluvia que consigue infiltrarse dependiendo de la cober	148
Tabla 39. Intensidad de lluvia para diferentes duraciones de tormenta.	150

Tabla 40. Volumen de agua requerido para que haya saturación de la masa de suelo para coberturas tipo pastizales.....	151
Tabla 41. Volumen de agua requerido para que haya saturación de la masa de suelo para coberturas tipo bosques	152
Tabla 42. Volumen de agua requerido para que haya saturación de la masa de suelo para coberturas tipo residencial	152
Tabla 43. Volumen de agua requerido para que haya saturación de la masa de suelo para coberturas tipo calles y carreteras	153
Tabla 44. Volúmenes de vacíos para las diferentes formaciones superficiales tomando en cuenta área unitaria y espesor variable y asumiendo que la tercera parte del estrato tiene un contenido de agua inicial.....	162
Tabla 45. Niveles de alerta recomendados con base en la cobertura del suelo y el tipo de material involucrado.....	166

Lista de ecuaciones

Ecuación 1. Contenido de agua	55
Ecuación 2. Grado de saturación	56
Ecuación 3. Conductividad hidráulica (1)	56
Ecuación 4. Conductividad hidráulica (2)	57
Ecuación 5. Conductividad hidráulica (3)	57
Ecuación 6. Constante de capilaridad	57
Ecuación 7. Esfuerzo total.....	58
Ecuación 8. Presión de poros.....	58
Ecuación 9. Esfuerzo efectivo	58
Ecuación 10. Resistencia al corte de los suelos Mohr-Coulomb.....	59
Ecuación 11. Coeficiente de uniformidad	77
Ecuación 12. Coeficiente de curvatura.....	77
Ecuación 13. Límite de plasticidad de los suelos	81
Ecuación 14. Línea A.....	81
Ecuación 15. Humedad	81
Ecuación 16. Peso unitario.....	82
Ecuación 17. Tamaño de la muestra según Calle et al. (2014).....	91
Ecuación 18. Ley de Gumbell.....	95
Ecuación 19. Probabilidad de excedencia de un fenómeno dado	96
Ecuación 20. Porosidad	97
Ecuación 21. Infiltración según Kostiakov	97
Ecuación 22. Infiltración acumulada según Kostiakov.....	97
Ecuación 23. Infiltración según Horton.....	98
Ecuación 24. Infiltración acumulada según Horton	98
Ecuación 25. Infiltración según Mezencev	98
Ecuación 26 Infiltración acumulada según Mezencev	98
Ecuación 27 Infiltración según Philip.....	98
Ecuación 28. Infiltración acumulada según Philip	98
Ecuación 29. Infiltración según Holtan	98
Ecuación 30 Parámetro para determinar la infiltración según Boughton.....	98

Ecuación 31. Infiltración según Boughton	99
Ecuación 32. Parámetro para calcular la infiltración según SCS.....	99
Ecuación 33. Infiltración según SCS	99
Ecuación 34. Modelo de Green-Ampt para el cálculo de la infiltración.....	100
Ecuación 35. Factor de seguridad por pixel	104
Ecuación 36. Peso unitario saturado.....	110
Ecuación 37. Relación de vacíos partir de relaciones fundamentales del suelo .	110
Ecuación 38. Porosidad a partir de relaciones fundamentales del suelo	110
Ecuación 39. Relación para determinar el coeficiente de permeabilidad	111
Ecuación 40. Intensidad de la lluvia	131
Ecuación 41. Retención máxima según SCS	134
Ecuación 42. Precipitación neta según SCS	134
Ecuación 43. Lluvia infiltrada a partir de lluvia total.....	134
Ecuación 44. Volumen total del suelo discriminado en fases.....	145
Ecuación 45. Porosidad	145
Ecuación 46. Volumen de vacíos	145

Resumen

El concepto “frente húmedo” hace referencia al lugar que divide la zona saturada del suelo de la que no está; es decir la zona por encima del nivel freático en donde la saturación se debe a la infiltración de agua posterior a un episodio de precipitación (Organización Meteorológica Mundial, 2012), este ocasiona fenómenos de inestabilidad de laderas, en especial cuando se encuentran superficies de contacto entre suelos. Hasta ahora en la ciudad, se ha considerado al nivel de aguas freáticas (NAF) como el único responsable del problema; sin embargo, aunque claramente el NAF influye en la inestabilidad de las laderas, no es el único factor contribuyente de movimientos en masa. Específicamente, en la microcuenca de la quebrada El Perro existen contactos entre suelos residuales tanto de depósitos de caída piroclástica, como de la Formación Manizales y el Complejo Quebradagrande, lo que permite hacer comparaciones entre diferentes superficies de contacto, por lo que se presenta un análisis de la influencia del frente húmedo en la generación de movimientos en masa tomando en cuenta las diferentes superficies de contacto posibles.

La metodología comprendió la caracterización geológica y geotécnica de los suelos de caída piroclástica y los suelos residuales de las unidades litoestratigráficas de la microcuenca de la quebrada El Perro de Manizales, específicamente en las superficies de contacto ceniza volcánica – suelo residual, ceniza volcánica – ceniza volcánica y suelo residual – roca fresca. Además, se incluye la definición de la pluviosidad precedente y la tasa de infiltración que ocasiona que el frente húmedo alcance las superficies de contacto.

Se obtuvieron resultados relacionados con las propiedades geomecánicas de los materiales, el mapa de unidades de geología para ingeniería, la caracterización de la lluvia, el cálculo de velocidades de infiltración y las lluvias precedentes para movimientos en masa.

La discusión se orienta a determinar la influencia del frente húmedo en la inestabilidad de laderas con base en las superficies de contacto identificadas lo que

permitió una orientación a mejorar los sistemas de alerta temprana por movimientos en masa en Manizales.

Se observó que, en orden, las superficies de contacto más inestables son: Depósitos de caída piroclástica – suelo residual de la Formación Casabianca, suelo residual del Complejo Quebradagrande – Complejo Quebradagrande, depósitos de caída piroclástica – suelo residual del Complejo Quebradagrande, depósitos de caída piroclástica – suelo residual de la Formación Manizales. Con base en lo anterior se han recomendado nuevos umbrales de lluvia que sirvan alerta temprana con base en el tipo de cobertura y el tipo de suelo que se encuentre más superficial.

1. Introducción

El concepto “frente húmedo” hace referencia al lugar que divide la zona saturada del suelo de la que no está; es decir la zona por encima del nivel freático en donde la saturación se debe a la infiltración de agua posterior a un episodio de precipitación (Organización Meteorológica Mundial, 2012). Este frente puede variar a medida que se infiltra el agua y se caracteriza igualmente por su potencial de succión (Nanía & Gómez, 2004; Weber & Apestegui, 2013). Cuando el frente húmedo consigue alcanzar la profundidad a la cual aparece una superficie de contacto entre dos estratos de suelo, ocurrirá que el contraste de permeabilidades (así como de otras propiedades geomecánicas) ocasiona una variación en la velocidad de infiltración del agua, lo que involucra que el fluido adquiera una dirección de flujo diferente, aumente el potencial de succión y podría generarse un movimiento en masa. “Si la velocidad de un frente húmedo plano aumenta con la profundidad de penetración, entonces el frente será inestable, es decir, una pequeña perturbación de un frente inicialmente plano tenderá a crecer ... la presión del frente húmedo, aumenta con la profundidad de la conductividad hidráulica y el contenido inicial de agua, y la compresión del aire del suelo por delante del frente húmedo tiene el efecto de aumentar la inestabilidad del frente húmedo...” (Raats, 1973)

En este trabajo se presenta un análisis de la influencia del frente húmedo en la generación de movimientos en masa en Manizales, tomando como caso de estudio la microcuenca de la quebrada El Perro. Hasta ahora en la ciudad, se ha considerado al nivel de aguas freáticas (NAF) como el único responsable del problema; sin embargo, aunque claramente el NAF influye en la inestabilidad de las laderas, no es el único factor contribuyente de movimientos en masa.

Manizales, una ciudad que se localiza en el sur del Departamento de Caldas, Colombia, en la zona centro occidente del país o región Andina (tal y como se observa en la Figura 1), sobre el flanco occidental de la Cordillera Central, es una ciudad que se caracteriza por tener un grado de amenaza alta ante los fenómenos de remoción en masa debido a la conjunción de varios factores de tipo geológico, geomorfológico, hidrológico y antrópico (e.g. Universidad Nacional de Colombia - Sede Manizales, 2014; LRAmbiental & Corpocaldas, 2014; Alcaldía de Manizales,

2017). Por otro lado, la ciudad se encuentra asentada, en su mayoría, sobre depósitos de caída piroclástica compuestos de ceniza y lapilli que a su vez reposan sobre las formaciones Manizales, Casabianca o Quebradagrande (Naranjo & Ríos, 1989) y exhibe un régimen de precipitaciones que alcanzan los 2000 mm anuales (www.ideam.gov.co). Sin embargo, y a pesar de los esfuerzos por tener una ciudad que se adapte a su condición natural, permanecen latentes los problemas relacionados con la generación de movimientos en masa, en especial, en los meses donde la pluviosidad aumenta considerablemente aún en lugares categorizados como de amenaza media o baja.

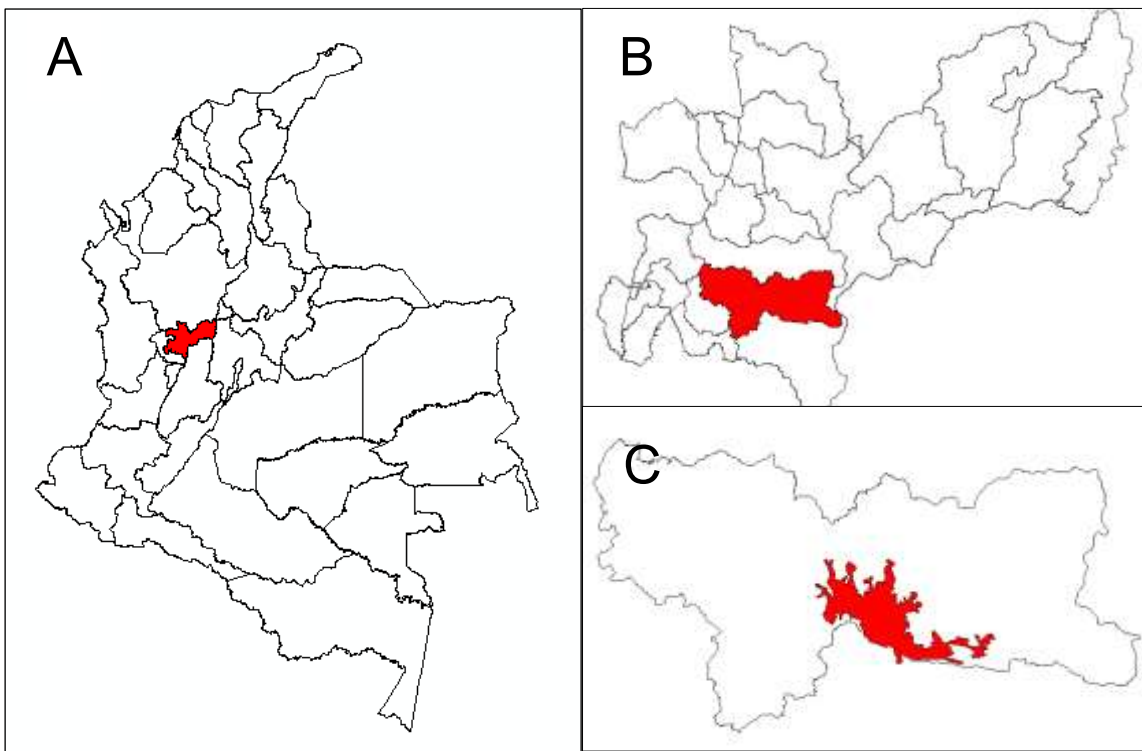


Figura 1. Localización general de Manizales y de su casco urbano. **A.** Localización del departamento de Caldas en Colombia. **B.** Localización del municipio de Manizales en Caldas. **C.** Localización del casco urbano de Manizales dentro de su jurisdicción territorial. Tomado y adaptado de la cartografía oficial y vigente presentada por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi

Adicionalmente, Manizales hace parte de dos zonas hidrográficas conocidas como la cuenca del río Chinchiná en la cual se ubica la mayor parte del territorio y la cuenca del río Tapias y otros directos al Cauca (Figura 2).

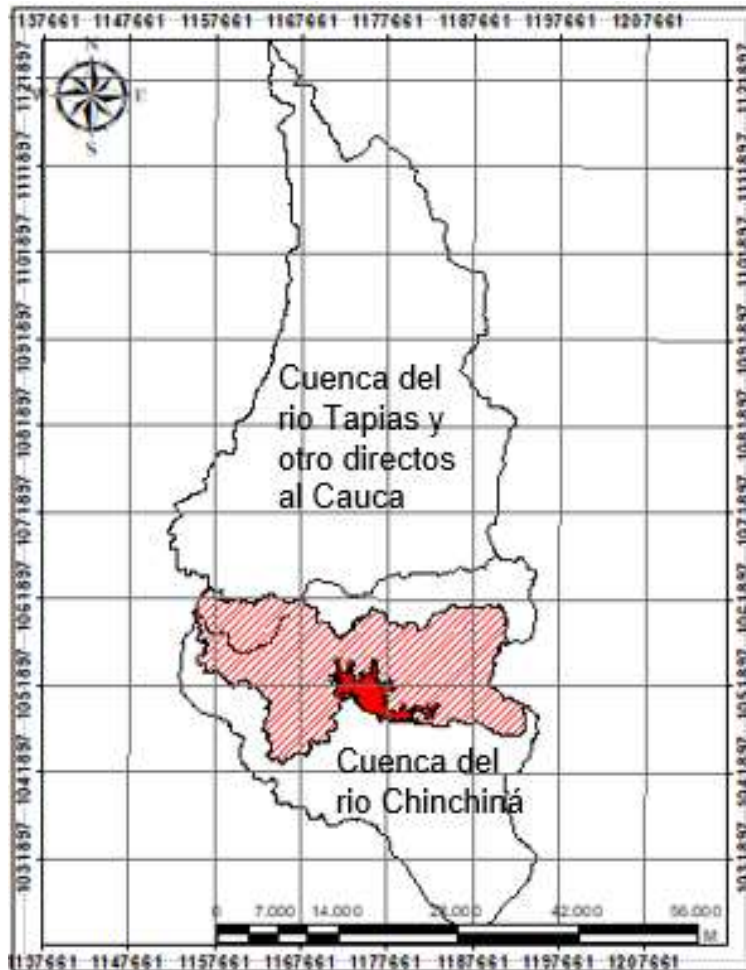


Figura 2. Localización de Manizales en las cuencas hidrográficas. Elaboración: Propia. Fuente: Zonificación hidrográfica de Colombia (2013). Manizales se localiza tanto en la cuenca del río Tapias y otros directos al Cauca como de la cuenca del río Chinchiná. Nótese que la mayor parte del territorio manizaleño se localiza en la cuenca del río Chinchiná y una fracción noroccidental se localiza en la cuenca del río Tapias y otros directos al Cauca.

Particularmente y tomando especial importancia para el desarrollo de este trabajo, se resalta que la microcuenca de la quebrada El Perro (área de estudio) la cual hace parte de la cuenca del río Chinchiná y ocupa tanto suelo urbano como suelo rural de Manizales (). Sobre la microcuenca se asientan los barrios Alta Suiza, Milán, Cerro de Oro, El Trébol, La Alhambra, San Marcel, Colseguros, Residencias Manizales y Bosques de Niza (Figura 4) y destacan como lugares de referencia el Cerro de Oro y la Planta Niza.

La microcuenca de la quebrada El Perro, en su zona rural, ha sido categorizada como un área de suelo suburbano en el más reciente Plan de Ordenamiento Territorial de Manizales (Alcaldía de Manizales, 2017). Se entiende como suelo

suburbano la “superficie mínima de terreno definida en el componente rural del plan de ordenamiento territorial que puede incluir una o varias unidades prediales para la ejecución de actuaciones urbanísticas de parcelación y edificación de inmuebles, de conformidad con los usos permitidos en el suelo rural suburbano” (Decreto 3600 de 2007) (Presidencia de la República de Colombia, 2007). Por su parte, la zona urbana de la microcuenca se ha categorizado como suelo de desarrollo (Alcaldía de Manizales, 2017), el suelo de desarrollo es un tratamiento urbanístico que se entiende como “aquel que orienta y regula la urbanización de los terrenos o conjunto de terrenos urbanizables no urbanizados” (Decreto 4065 de 2008) (Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, 2008)

Las disposiciones tomadas por la alcaldía de la ciudad y que se mencionaron anteriormente, fueron decididas a pesar de que la microcuenca ha presentado problemas y situaciones que hacen que muchos autores no la cataloguen como una zona estable ante los fenómenos de remoción en masa (e.g. Quintero, 2013; Acebedo, 2018; Estrada, 2018; Ramírez, 2018; Gil & Jiménez, 2018). Esta microcuenca ha sido objeto de varios estudios que se han realizado por efecto de la inestabilidad histórica de sus laderas y donde se observa que los procesos de socavamiento y erosión datan desde la mitad del siglo XX (Estrada, 2018). Ha presentado problemas por deslizamientos en varios sectores que han ocasionado estragos como la destrucción de la vía que comunica a la vereda El Zancudo (Acebedo, 2018; Estrada, 2018) y que a pesar de ser intervenida con obras, muchas colapsan por causa de las lluvias que desencadenan nuevos deslizamientos (Acebedo, 2018). Sin embargo, se sigue aunando esfuerzos para la construcción de nuevas obras (Ramírez, 2018).



Figura 3. Localización general de la microcuenca de la quebrada El Perro. La microcuenca de la quebrada El Perro ocupa tanto suelo urbano (rojo sólido) como suelo rural (achurado de líneas diagonales rojas).

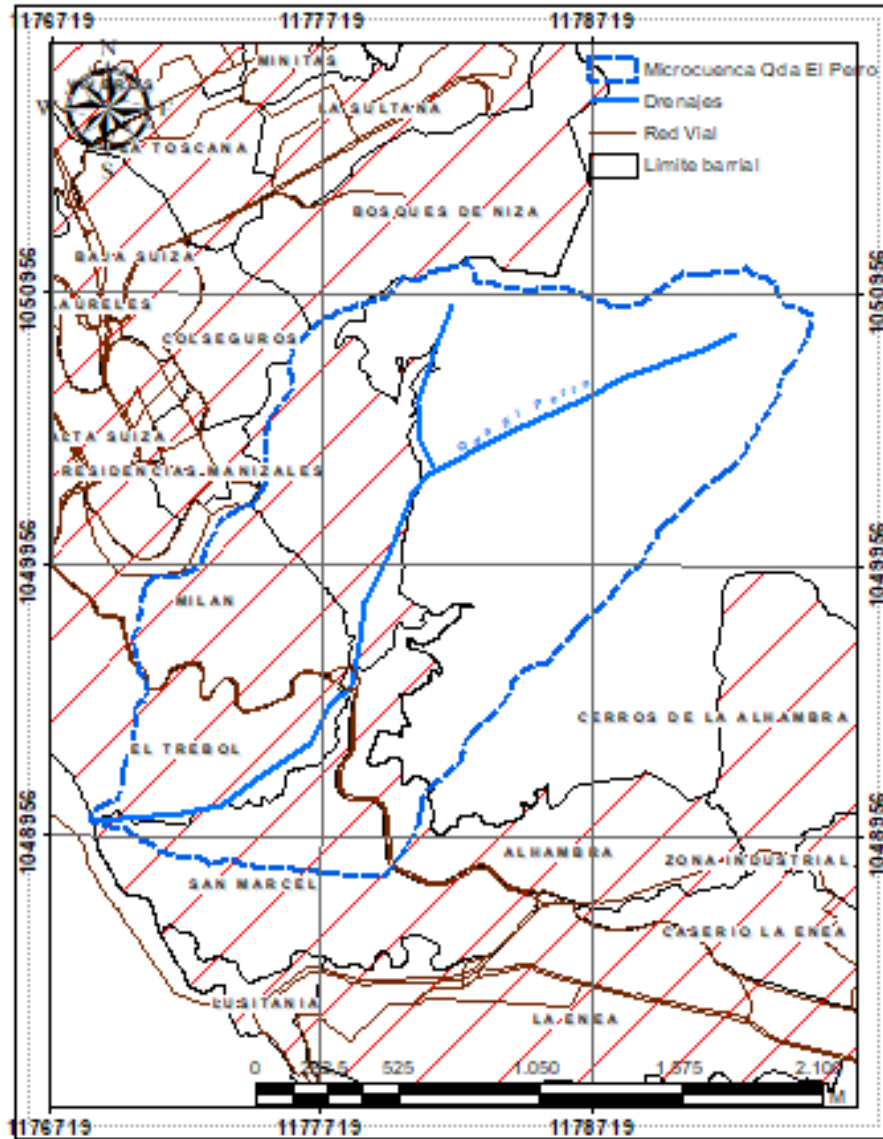


Figura 4. Localización específica de la microcuenca de la quebrada El Perro. La microcuenca coincide con los barrios Residencias de Manizales, Milán, El Trébol, San Marcel, y Alhambra. El resto de su extensión corresponde a suelo rural.

Específicamente, en la microcuenca de la quebrada El Perro existen contactos entre suelos residuales tanto de depósitos de caída piroclástica, como de la Formación Manizales y el Complejo Quebradagrande, lo que permite hacer comparaciones entre diferentes superficies de contacto. Así, esta microcuenca se convierte en un lugar significativo para evaluar la influencia de la posición del frente húmedo en la generación de movimientos en masa que pueden afectar una zona en alto desarrollo urbanístico y por ende plantear una discusión orientada a la gestión del riesgo de

desastres y su relación con el ordenamiento territorial, como se aborda en el presente estudio.

1.1. Objetivos

1.1.1. General

Determinar la influencia de la posición del frente húmedo en la generación de movimientos en masa en formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro del municipio de Manizales, Colombia.

1.1.2. Específicos

- Caracterizar geológica y geotécnicamente los suelos de caída piroclástica y los suelos residuales de las unidades litoestratigráficas de la microcuenca de la quebrada El Perro de Manizales, específicamente en las superficies de contacto ceniza volcánica – suelo residual, ceniza volcánica – ceniza volcánica y suelo residual – roca fresca.
- Definir la pluviosidad precedente y la tasa de infiltración que ocasiona que el frente húmedo alcance las superficies de contacto.
- Evaluar la influencia de la posición del frente húmedo en la generación de movimientos en masa.
- Plantear una discusión orientada a la gestión del riesgo de desastres y su relación con el ordenamiento territorial del municipio de Manizales.

2. Marco geológico

Manizales está enmarcada en una geología muy variable y de muy alto dinamismo, lo cual se refleja en las múltiples unidades litológicas que le componen las cuales se formaron en diferentes períodos de tiempo que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico y que exhiben una historia geológica contenida dentro de la evolución de la Cordillera Central (Moreno & Pardo, 2003; Moreno et. al, 2008). Este sistema montañoso presenta bloques tectónicos tanto de origen oceánico como de origen continental (Moreno et. al, 2008) producto de la subducción de la placa Nazca por debajo de la placa Suramericana. Las unidades litológicas del sector, debido al ambiente tropical en el que se localizan y la topografía abrupta que le caracteriza, han sufrido de fenómenos de meteorización física, química y biológica que han dado origen a suelos residuales importantes en todas las formaciones.

Sobre el basamento de la cordillera, y más específicamente sobre los suelos residuales, se observa la marcada influencia de los eventos eruptivos de diversos volcanes manifestado en la depositación de material piroclástico de considerables espesores y que se componen principalmente de partículas tamaño ceniza y lapilli (Universidad Nacional de Colombia - Sede Manizales, 2014). Adicionalmente, por efecto mismo de la pluviosidad y tectonismo de la zona, se exponen múltiples depósitos coluviales producto de los fenómenos de remoción en masa que constantemente afectan la región.

En Manizales, y de acuerdo al mapa geológico de Colombia (2015) se presentan las siguientes unidades litológicas: Complejo Cajamarca, Complejo Arquía, Complejo Quebradagrande, Stock de Manizales, Formación Irra-Tres Puertas, Unidad de Flujos Volcanoclásticos, Lavas indiferenciadas, Formación Casabianca, Formación Manizales, Depósitos de Caída Piroclástica y Depósitos recientes.

2.1. Geología regional

Desde un punto de vista regional, las litologías más antiguas de la región están relacionadas con el evento metamórfico de la Orogenia Herciniana que dio lugar a evento metamórfico regional intenso durante el Triásico (Toussaint & Restrepo,

1978). Posteriormente, durante el Jurásico, se desarrolló un cinturón magmático que se emplazó como eje de la Cordillera Central, evento que fue seguido de un episodio de fallamiento transgresivo que derivó una sedimentación marina y que por efecto del tectonismo, se levantó para luego comenzar a erosionarse hasta convertirse en lo que en la actualidad se conoce (González, 1993).

Presentándose como una franja alargada con orientación preferencial N-S, esta unidad representa ese conjunto de rocas metamórficas que componen el núcleo de la Cordillera Central y que se encuentra en la base de este complejo basamento. González (1993) definió cuatro grupos generales: pelítico, cuarzoso, calcáreo y básico para referirse a un conjunto de rocas que hacen parte de un mismo complejo que se denominó Cajamarca. Estas rocas del Paleozoico (Cámbrico - Ordovícico), fueron afectadas por metamorfismo regional de grado bajo a intermedio a expensas de intrusiones del Mesozoico, y posteriormente fueron intruidas por cuerpos hipoabisales de composición intermedia a manera de pórfidos dacíticos que en el área tienen su expresión en un pórfido andesítico alargado en dirección NNW (González & Núñez, 1991).

Posteriormente, y ya en el Mesozoico, la actividad tectónica y volcánica dio lugar a nuevos eventos de metamorfismo de presión media y alta (González H., 1977) cuyas dataciones sugieren que el evento metamórfico se dio en el Cretácico Temprano (Vinasco, Cordani, & Vasconcelos, 2001; Correa et. al, 2006; Rodríguez & Arango, 2013) como resultado del desplazamiento transcurrente de la placa Caribe con la placa Suramericana (Toussaint & Restrepo, 1974; Toussaint, 1996). A esta litología se le conoce como el Complejo Arquía el cual se formó debido al emplazamiento tectónico resultado de la obducción de ofiolitas (Restrepo, 1986) que durante su emplazamiento se mezclaron estructuralmente con la secuencia del arco volcánico del Complejo Quebradagrande (Álvarez & Michael, 1995).

Durante el mismo período geológico, se formaron rocas “verdes” y sedimentos intercalados (Botero, 1963) que recibieron el nombre de Formación Quebradagrande. Aunque inicialmente se consideró una formación, fue tal su complejidad que Álvarez (1995) y consecutivamente Maya & González (1995)

propusieron cambiar el rango de formación por el de complejo, con base en notorias variaciones litoestratigráficas dentro de esta misma unidad que se logran diferenciar por sus rasgos petrográficos y geoquímicos (Moreno et al., 2008) y porque sus relaciones estructurales con unidades adyacentes es variada (REF). Las edades obtenidas hasta el momento, con ayuda de fósiles identificados en esta litología, varían desde el Cretácico Inferior hasta el Cretácico Superior, y abarca el lapso Berriasiano-Albiano (Moreno & Pardo, 2003) hasta incluso Cenomaniano (Tamayo & Correa, 2010) con lo cual se datan de manera indirecta las rocas volcánicas intercaladas en los sedimentos (González, 1980). El Complejo Quebradagrande se subdivide a su vez en dos miembros: uno volcánico y uno sedimentario. Las rocas volcánicas son producto de un ambiente de arco volcánico de procedencia oceánica (Álvarez, 1983; Toro et Al., 2010) y se compone de espilitas, diabasas, basaltos calcoalcalinos y rocas piroclásticas (González, 1980; Nivia et al., 2006). Las rocas sedimentarias tienen origen marino (González, 1980) y esán compuestas principalmente por lodolitas negras intercaladas con arenitas finas a medias acompañadas de lutitas carbonosas, arcillosas en su gran mayoría y en menor proporción grauvacas, areniscas feldespáticas, limolitas, liditas y localmente bancos de caliza negra, con intercalaciones de derrames lávicos submarinos de composición básica (González, 1980).

El fallamiento de rumbo Cauca-Romeral y Palestina, se produce durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico (González H. , 1993) y en el mismo resaltan la falla San Jerónimo en el sector oriental y la falla Silvia-Pijao en el sector occidental de Manizales (Maya y González, 1995).

En consonancia con la intensa actividad tectónica y volcánica del Cretácico, sobresale para la región la intrusión de un cuerpo plutónico de composición tonalítica a granodiorítica con algunas variaciones a diorita, aplitas y gabros, que actualmente recibe el nombre de Stock Tonalítico – Granodiorítico de Manizales (o simplemente Stock de Manizales), de edad Cretácico tardío a Paleoceno definida por el método K/Ar en biotita. (Plazas, 2010).

Como se mencionó inicialmente, después del tectonismo intenso del Cretácico y cuando ya se había superado la frontera Mesozoico-Cenozoico, inició un proceso de sedimentación muy intenso que dio lugar a formaciones sedimentarias de gran envergadura. Tal es el caso de la Formación Irra-Tres Puertas, que por su tan variada composición, se le divide en un miembro conglomerático polimíctico rico en rocas verdes, cherts, cuarzos lechosos y mantos de carbón y uno volcanoclástico rico en tobas lítico-vítreas de composición andesítica y fragmentos de pómez de un espesor de 140 m (Dickinson, 1985; Nachaev & Ipshording, 1993; Sánchez et al., 2012).

Episodios seguidos, la actividad volcánica de la región dio origen a unidades tipo flujos volcánicos, lavas indiferenciadas y depósitos piroclásticos que cubrieron gran parte de lo que hasta el momento se había formado. Se distinguen, por ejemplo, la Formación Manizales, donde se tienen tobas cristalinas y vítreas de composición andesítica (Sánchez et al., 2012) y depósitos fluviovolcánicos de alta compactación (Naranjo & Ríos, 1989); los constituyentes de estas rocas están relacionados con un aporte primario, asociado con arcos disectados a no disectados con procesos diagenéticos no muy notorios y cuyos productos indican etapas eogenéticas a mesogenéticas (Sánchez et al., 2012). Reposando discordantemente sobre la Formación Manizales, aparece la Formación Casabianca que se compone de sedimentos volcanogénicos de grano grueso con alto grado de meteorización y que sigue reflejando la intensa actividad volcánica de la zona. Adicionalmente, y reafirmando el importante volcanismo de la región, cuerpos plutónicos intruyen las litologías preexistentes en la región y tiene como ejemplos al Domo Sancancio y los Domos de Tesorito (Naranjo & Ríos, 1989).

Los eventos deposicionales de material piroclástico han continuado hasta el día de hoy y se asocian posiblemente con actividad eruptiva reciente proveniente de la Provincia Volcano-Tectónica San Diego – Cerro Machín (Martínez et al., 2014) eventos deposicionales que se ven reflejados en estratos de espesores hasta de 8 metros (Valencia & Buitrago, 2002). Estos depósitos forman una secuencia bien diferenciada con material tamaño ceniza y lapilli de colores pardos y grisáceos con

alto contenido de materia orgánica, caracterizados por estar bien estructurados en clastos subangulares finos, plásticos y pegajosos. Las topografías suaves que se forman hacia la base de las laderas y ocasionalmente en las partes alta de las montañas se deben precisamente a la depositación de estos materiales (Valencia & Buitrago, 2002).

Las unidades estratigráficas mencionadas anteriormente pueden observarse en la Figura 5.

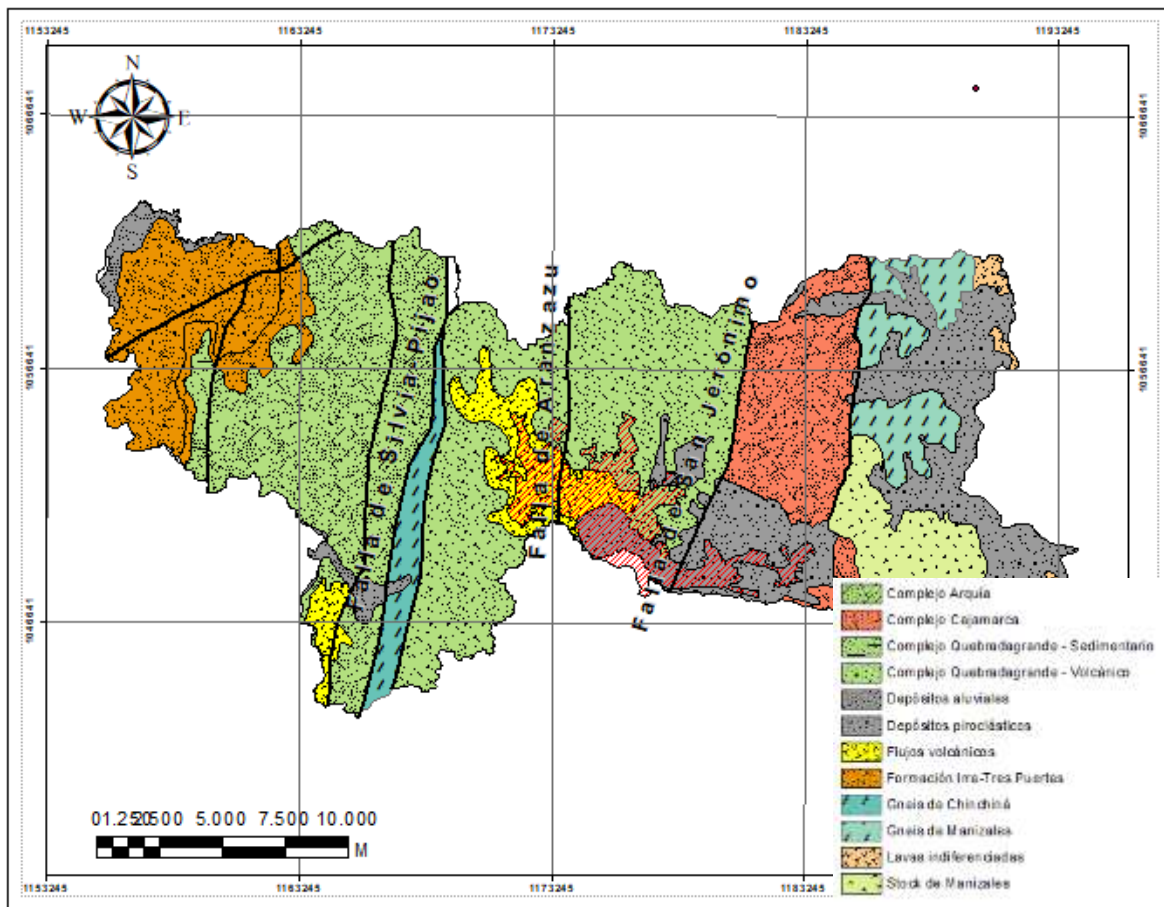


Figura 5. Geología regional de Manizales. Elaboración: Propia a partir de la información consignada en el mapa geológico de Colombia del Servicio Geológico Colombiano (2015). En orden cronológico, las unidades litológicas de Manizales son: Complejo Cajamarca, Complejo Arquía, Complejo Quebradagrande, Stock de Manizales, Formación Irra-Tres Puertas, Formación Manizales, Formación Casabianca, lavas indiferenciadas, flujos volcánicos, depósitos aluviales y depósitos piroclásticos.

2.2. Geología local

Las formaciones superficiales representan los materiales que se encuentran sobre la superficie del territorio y no forman roca consolidada. Hacen parte de ellas los

suelos residuales (autóctonos y resultados de la meteorización de una roca parental) y los suelos transportados (alóctonos y resultado de la deposición por agua, viento, hielo o gravedad).

El Plan de Ordenamiento Territorial (POT) de Manizales, expedido en el año 2017, expone los siguientes puntos de partida para suelo urbano (Figura 6) y para suelo rural (Figura 7).

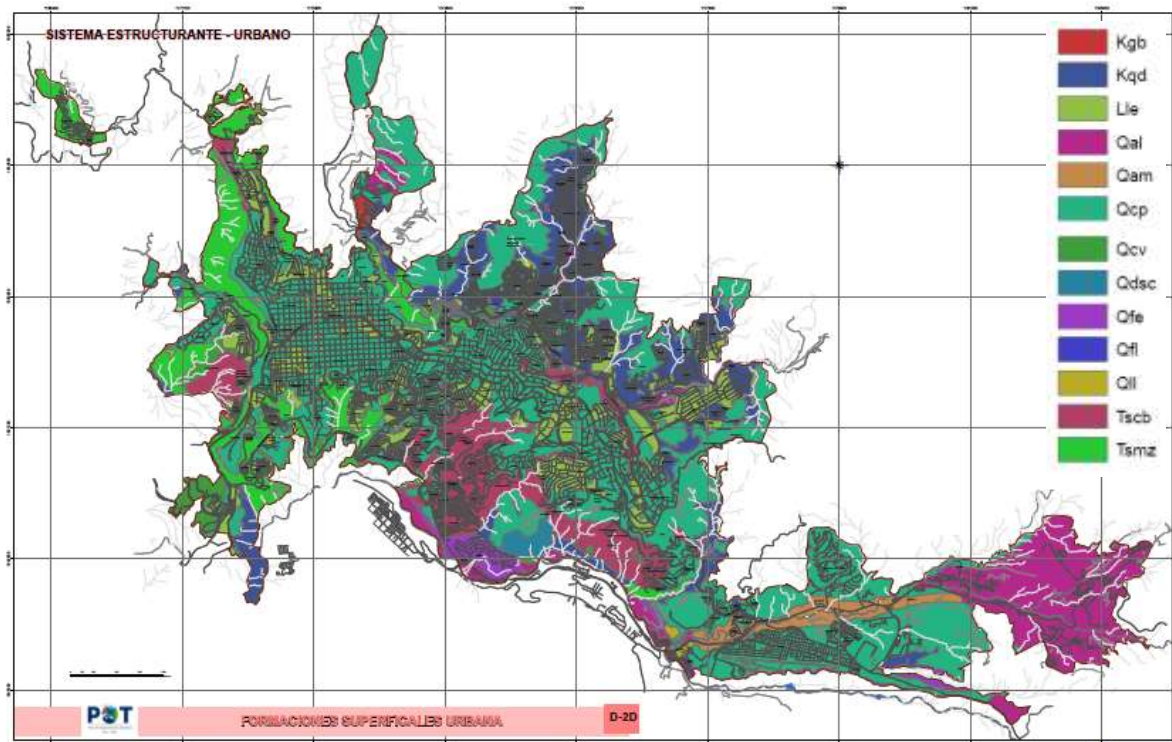


Figura 6. Formaciones superficiales en el área urbana de Manizales (Alcaldía de Manizales, 2017). La mayor parte de la ciudad está asentada en suelos resultantes de la caída de piroclastos (Qcp) y de cenizas volcánicas (Qcv). Asimismo, destacan los flujos de lodo (Qfl) y los suelos residuales de la Formación Manizales (Tsmz) y de la Formación Casabianca (Tscb)

Donde Kgb es suelo residual de los gabros de la quebrada Olivares, Kqd es suelo residual del Complejo Quebradagrande, Lle se refiere a los llenos antrópicos, Qal es suelo aluvial, Qam es suelo aluvial de Maltería, Qcp son los depósitos de caída piroclástica, Qcv es suelos de cenizas volcánicas, Qdsc es suelo residual del Domo Sancancio Qfe son flujos de escombros, Qfl son flujos de lodo, Qll son suelos

residuales de las lavas de Lusitania, Tscb es suelo residual de la Formación Casabianca y Tsmz es suelo residual de la Formación Manizales.

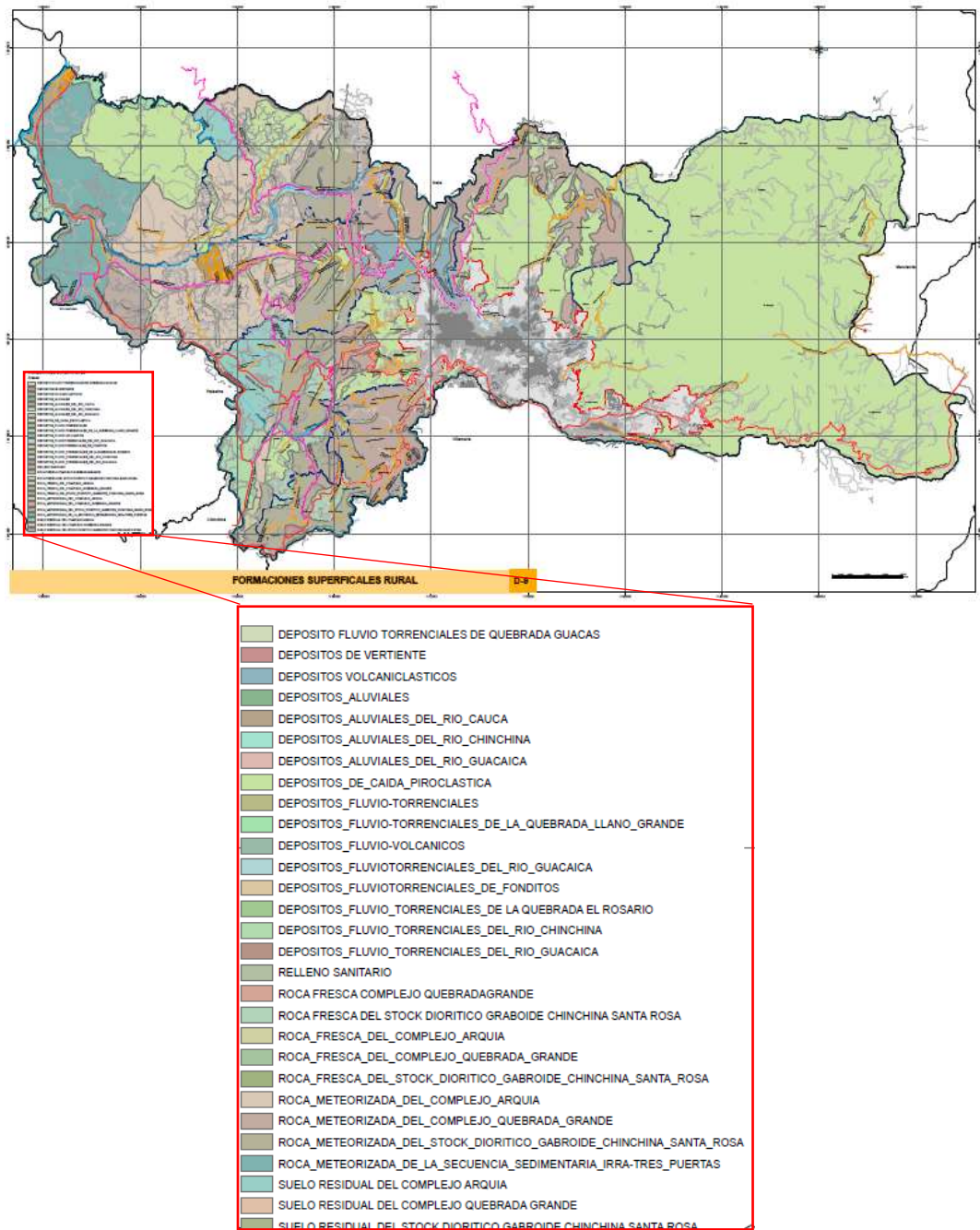


Figura 7. Formaciones superficiales en el área rural del municipio de Manizales (Alcaldía de Manizales, 2017). Siguen tomando protagonismo los depósitos de caída piroclástica que ocupan gran parte del territorio, en especial hacia la zona oriental, más cercana al Volcán Nevado del Ruiz.

La Figura 6 y la Figura 7 permiten identificar los suelos que se localizan en la microcuenca de la quebrada El Perro de la cual hacen parte las siguientes

formaciones superficiales: suelo residual del Complejo Quebradagrande, suelo residual de la Formación Manizales, suelo residual de la Formación Casabianca, depósitos de caída piroclástica y llenos antrópicos tal y como se observa en la Figura 8.

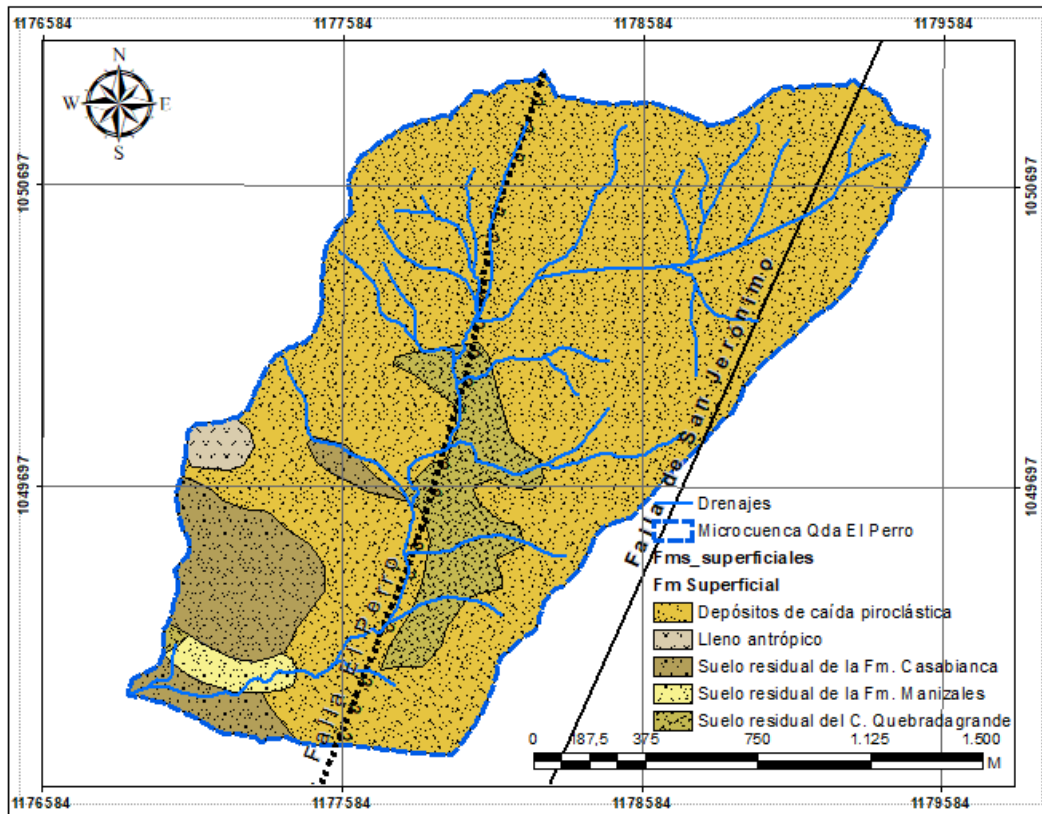


Figura 8. Unidades geológicas superficiales de la zona de estudio. Se observó en la Figura 6 y en la Figura 7 que la mayor parte de Manizales se encuentra cubierta por depósitos de caída piroclástica y que los suelos residuales de las formaciones Manizales y Casabianca aparecen frecuentemente. La microcuenca de la quebrada El Perro exhibe ese patrón mostrando que la mayor parte de la microcuenca está cubierta por depósitos de caída piroclástica, los cuales suelen ser relacionados con los fenómenos de inestabilidad de laderas de la ciudad. Los sitios de contacto entre formaciones superficiales serán los más apropiados para extracción de muestras.

2.2.1. Geología Estructural

2.2.1.1. Falla El Perro

Esta es la estructura más importante de la zona de estudio y cruza la completamente la microcuenca (el trazado mostrado en la Figura 8 es inferido con base en la alineación del drenaje). Esta falla fue reportada por Naranjo y Ríos (1989) indicando una dirección N-S y de la cual destacan que “su expresión geomorfológica es evidenciada por un grupo de silletas y facetas triangulares alineadas”. De actividad

neotectónica, disposición estructural N-S/60W, estrías alineadas según dirección S55W y desplazamientos menores a 5 cms. (Fuquen et al., 1989; Guzmán, 1991). Afecta rocas del Complejo Quebradagrande y controla la deposición de la Formación Manizales y la Formación Casabianca durante el Mioceno-Pleistoceno (Naranjo & Ríos, 1989; Borrero & Naranjo, 1990).

2.2.2. Descripción litológica

2.2.2.1. Suelo residual del Complejo Quebradagrande

El Complejo Quebradagrande ha desarrollado perfiles de meteorización que varían entre 10 y 15% del total de su volumen. Su meteorización se refleja con costras de oxidación con presencia de hierro y manganeso y se aprecian fragmentos de roca no alterada que ocupan del 10 al 20% del perfil de meteorización. (LRAmbiental & Corpocaldas, 2014).

2.2.2.2. Suelo residual de la Formación Manizales

Se refiere a una serie de depósitos fluviovolcánicos consolidados, en cuya composición destacan conglomerados clastosoportados con clastos subangulares a subredondeados de chert, diabasa, entre otros. Los clastos están embebidos en una matriz de textura tamaño arena gris con coloraciones rojizas localizadas resultado de la oxidación (Naranjo & Ríos, 1989). No obstante, por observaciones en el sitio se pudo observar que este depósito es matrizsoportado.

2.2.2.3. Suelo residual de la Formación Casabianca

Conformada por sedimentos volcanogénicos de grano grueso altamente meteorizados. Suprayace la Formación Manizales y al mismo tiempo subyace los depósitos de caída piroclástica (Naranjo & Ríos, 1989).

2.2.2.4. Depósitos de caída piroclástica

Compuesto de partículas tamaño ceniza y lapilli, principalmente, son depósitos provenientes de diversos volcanes. Normalmente, las tefras aparecen estratificadas en zonas de baja pendiente, toda vez que a medida que la inclinación del terreno aumenta, tiende a perderse la capacidad de acumulación y el material se torna deleznable y propenso a desprenderse como movimientos en masa. En general los

límites de capas están marcados por una delgada capa de limolita de color pardo oscuro (Valencia & Buitrago, 2002).

2.2.2.5. Llenos antrópicos

Se refieren a aquellos sitios donde, por efecto de la topografía, hacía falta depositar un material de origen diverso, que rellenara las depresiones topográficas y consiguiera una superficie menos abrupta. Usualmente se usa para construcciones civiles.

3. Marco geomorfológico

Para definir los rasgos geomorfológicos más relevantes del área de estudio, se hizo uso de la propuesta metodológica sistemática para la generación de mapas geomorfológicos aplicados a la amenaza por movimientos en masa del Servicio Geológico Colombiano (2012).

La geomorfología debe abarcarse desde un punto de vista regional hasta alcanzar un nivel de detalle local con base en una jerarquización geomorfológica que relaciona las escalas de trabajo con la génesis y los ambientes morfogenéticos (Carvajal, 2008).

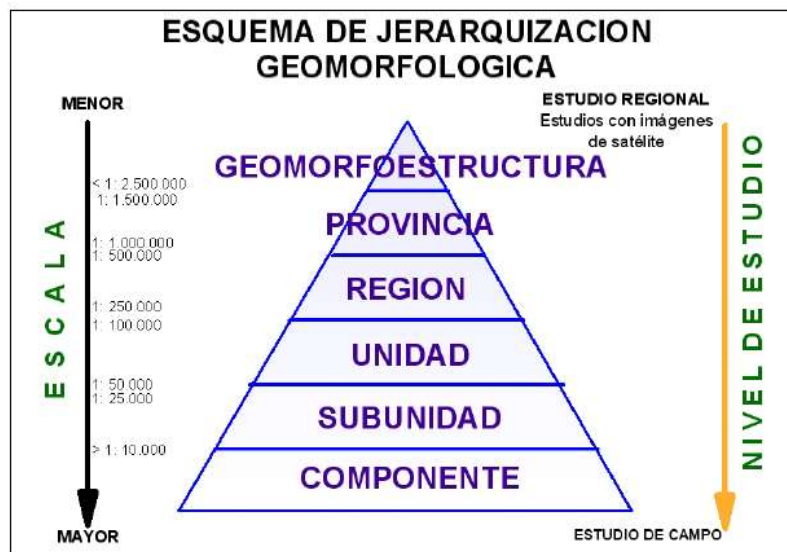


Figura 9. Esquema de jerarquización geomorfológica (Carvajal, 2008). El nivel de detalle depende de la escala de trabajo que se utilice, así para estudios geomorfológicos regionales donde la escala sea mayor a 1:1500000 se deben definir las geomorfoestructuras, si la escala de trabajo está entre 1:1500000 y 1:1000000 se deben definir provincias geomorfológicas, si la escala de trabajo está entre 1:1000000 y 1:100000 se deben definir regiones geomorfológicas, si la escala de trabajo está entre 1:100000 y 1:25000 se deben definir unidades geomorfológicas, si la escala de trabajo está entre 1:25000 y 1:10000 se deben definir subunidades geomorfológicas y para escalas mayores a 1:10000 se debe definir el máximo nivel de detalle correspondiente a componentes geomorfológicos.

Dado que el detalle de la escala de trabajo de esta investigación es mayor a 1:10000, se requiere hacer la jerarquización geomorfológica con la finalidad de homogenizar las unidades encontradas en busca de alcanzar el máximo nivel de detalle: componente geomorfológico, éste es definido por los rasgos particulares del relieve, la morfometría detallada del terreno y los microrrelieves asociados a las características litológicas del área de estudio, permitiendo el análisis de la evolución geomorfológica y geológica de la misma (Carvajal, 2008).

A continuación, se describe el proceso de jerarquización geomorfológica presentado en la Figura 9 y que es empleado en este estudio, sus descripciones y los resultados obtenidos para cada uno de ellos:

3.1. Geomorfoestructura

Se refiere a grandes áreas geográficas o amplios espacios continentales o intracontinentales caracterizados y definidos por estructuras geológicas y topográficas regionales que han tenido deformación o basculamiento y posiblemente metamorfismo o intrusión ígnea. El nombre propuesto para las geomorfoestructuras es compuesto y consiste del término sistema asociado a un término morfológico de macrorrelieve combinado con un nombre geográfico regional reconocido (Carvajal, 2008).

El municipio de Manizales, y en general, toda la región andina del país caracterizada por su relieve montañoso producto del tectonismo de la zona, se encuentra en la geomorfoestructura conocida como Sistema Orogénico Andino.

3.2. Provincia geomorfológica

Para este caso se diferencian y delimitan las formas del relieve tomando como base sus características geológicas, morfológicas y geográficas. Se definen en términos tales como: cinturones montañosos, llanuras, peneplanicies, cordilleras, serranías y están establecidas para escalas entre 1:1.000.000 – 1.500.000. El nombre propuesto para la provincia geomorfológica es compuesto y consiste de un término morfológico de macro relieve, combinado con un nombre geográfico definido por el nombre del terreno geológico o región natural respectiva (Carvajal, 2008).

El municipio de Manizales se encuentra en la provincia geomorfológica conocida como cadena montañosa de los Andes, específicamente en la Cordillera Central.

3.3. Región geomorfológica

El nombre propuesto para las regiones geomorfológicas está definido por un término morfológico de mesorrelieve, asociado con el nombre del ambiente morfogenético correspondiente.

Teniendo en cuenta que la provincia geomorfológica del área de estudio es la Cordillera Central se debe identificar la morfología de mesorrelieve correspondiente a cordilleras. Usualmente se utiliza el término sierra (Van Zuidam, 1986; Carrillo, 1995), el cual es definido como “elevación estrecha y elongada de la superficie terrestre con cresta abrupta y flancos o laderas de inclinación pronunciada” (Servicio Geológico Colombiano, 2012).

El ambiente geomorfológico hace alusión a las condiciones físicas, químicas, bióticas y climáticas bajo las cuales se generaron las geoformas. Se determina con base en la interpretación de los procesos geomorfológicos registrados (origen tanto endógeno como exógeno), que dieron lugar a la formación, evolución y modificación de las mismas.

Como ya se mencionó, endógenamente, la ciudad y la región en general están asentadas en geoformas producto de la subducción de una placa oceánica (Nazca) por debajo de una placa continental (Suramericana) que originan cadenas orogénicas representadas por las cordilleras. Debido al intenso tectonismo de la zona se han generado estructuras como fallas y plegamientos que controlan la morfología de la región, y es más, en el área de estudio pasa una falla conocida como Falla El Perro y que se presentó en la Figura 8 donde además se observa el control estructural que ha impuesto en los drenajes y en especial en la quebrada El Perro. En ese orden de ideas el ambiente geomorfológico principal es el correspondiente a morfoestructural (S), el cual es definido por el Servicio Geológico Colombiano (SGC) (2008) como “geoformas generadas por la dinámica interna de la Tierra, especialmente asociadas a fallamientos y plegamientos”.

Dado que la morfología de mesorrelieve correspondiente es la de sierra y el ambiente geomorfológico principal es el morfoestructural, se considera que la región geomorfológica es Sierra Estructural.

Sin embargo, no se puede desconocer la influencia que los factores exógenos han tenido sobre el sector y en especial el papel que han desempeñado las lluvias. El clima en general ha sido el responsable de la meteorización de las rocas y ha permitido el desarrollo de suelos, material involucrado en la mayoría de los

deslizamientos. Según lo anterior, también se cuenta con un ambiente denudacional (D) dentro del área de estudio; el ambiente denudacional es definido por el SGC (2012) como aquel “determinado por la actividad de los procesos erosivos hídricos y pluviales, y principalmente producto de procesos de meteorización, erosión y remoción en masa, sobre geoformas pre existentes”.

Finalmente, tampoco se puede obviar la presencia de un cauce: la quebrada El Perro, que da origen a un ambiente fluvial (F) y que es definido como aquel que “es generado por los procesos relacionados con la actividad fluvial” (SGC, 2012).

3.4. Unidad Geomorfológica

Es la unidad básica de la cartografía geomorfológica. El término unidad geomorfológica se define como una geoforma individual genéticamente homogénea, generada por un proceso geomorfológico de acumulación o erosión, típico de un ambiente morfogenético dado. Está determinada con criterios genéticos, morfológicos y geométricos en función de la escala de trabajo (Carvajal, 2011).

Con base en la definición de cada unidad y el ambiente establecido, se ha realizado una fotointerpretación con base en imágenes satelitales suministradas por la plataforma Google Earth. La imagen seleccionada es del año 2019 y refleja el estado actual del área de estudio lo cual puede observarse en la Figura 10.



Figura 10. Fotointerpretación generalizada del área de interés a partir de fotografía satelital de Google Earth del año 2019. En color rojo se ha delimitado la microcuenca de la quebrada El Perro, en color azul se han trazado los drenajes que describen un patrón subangular a subparalelo y en color blanco se han trazado los deslizamientos. Como se mostró en la Figura 8, el drenaje principal parece estar alineado debido a un control estructural y por ende se infiere que coincide con el trazo de la Falla El Perro. La microcuenca es asimétrica pues se nota una longitud mayor de los drenajes del este con respecto a los del oeste. Los deslizamientos son la evidencia del ambiente denudacional sobreimpuesto y el drenaje principal ha dado lugar a una llanura de inundación.

3.4.1. Unidad geomorfológica estructural

A partir de la fotointerpretación se observó la asimetría de las geoformas, por lo que se considera la morfología de cuesta la cual es definida como “sierra asimétrica elongada y amplia de morfología colinada o alomada” (SGC, 2012). De esta manera la unidad geomorfológica estructural es la cuesta.

3.4.2. Unidad geomorfológica denudacional

A partir de la fotointerpretación, que permitió la identificación de deslizamientos, es claro que la unidad geomorfológica denudacional es deslizamiento, estos se definen como “movimiento perceptible ladera abajo de material rocoso, suelo o relleno artificial por efecto de la gravedad terrestre” (SGC, 2012).

3.4.3. Unidad geomorfológica fluvial

A lo largo del trazo de la quebrada El Perro se han originado pequeños depósitos asociados a obstrucción por deslizamientos o conos de deyección, sin embargo, no

se genera una llanura de inundación propiamente dicha, la cual se define como “franja de terreno plana de baja morfología ondulada de 0,05 a 50 km de amplitud, eventualmente inundables, se presenta a lado y lado de los cauces en los flancos de los valles intermontañosos” (SGC, 2012). De acuerdo a lo anterior, la unidad geomorfológica fluvial no se puede categorizar como llanura de inundación y se restringe al cauce actual.

3.5. Subunidad Geomorfológica

Es una subdivisión de las unidades geomorfológicas; está determinada fundamentalmente por los contrastes morfológicos y morfométricos, que relacionan el tipo de material o la disposición estructural de los mismos, con la correspondiente topografía del terreno. Igualmente está definida por el contraste dado por las formaciones superficiales asociadas a procesos morfodinámicos actuales de meteorización, erosión, transporte y acumulación bien definidos o determinados (Carvajal, 2008).

3.5.1. Subunidades geomorfológicas estructurales

Las cuestas se componen de laderas, por lo tanto, se considera como subunidades geomorfológicas estructurales a las laderas que por pertenecer a un ambiente estructural reciben el nombre de ladera estructural. Las laderas estructurales están a lado y lado de los drenajes y van hasta las divisorias de agua. A grosso modo se puede decir que hay una gran ladera estructural al este de la quebrada El Perro y otra al oeste de la misma. Siendo más específicos para cada drenaje que alimenta el cauce principal hay una ladera estructural en su costado derecho y otra en su costado izquierdo.

3.5.2. Subunidades geomorfológicas denudacionales

Los movimientos en masa pueden ser de varios tipos: caídas, volcamientos, deslizamientos, propagaciones laterales y flujos. Como se mencionó anteriormente, la unidad corresponde a deslizamientos, los que a su vez se pueden dividir en rotacionales y traslacionales.

Los deslizamientos rotacionales se mueven a lo largo de superficies de ruptura curvas y cóncavas con poca deformación interna del material (Cruden & Varnes,

1996). En estos movimientos hay desplazamiento vertical de la cabeza del material desplazado ocasionando escarpes verticales que ocasionalmente pueden generar flancos de altura considerable. Entre sus características principales están la corona de media-luna, una relación profundidad/longitud de 0,3 a 1 y pendientes de 20 a 40 grados.

Los deslizamientos traslacionales son los que se desplazan a lo largo de una superficie de ruptura plana o suavemente ondulada y superponiéndose a la superficie original del terreno (Cruden & Varnes, 1996). La superficie de falla normalmente coincide con planos de estratificación o contactos entre diferentes suelos. Entre sus características principales está la ausencia un escarpe pronunciado o uno poco profundo, una relación profundidad/longitud menor a 0,1 y es bastante ancho.

Como subunidades geomorfológicas denudacionales se tienen cuatro deslizamientos rotacionales y 13 deslizamientos traslacionales.

3.5.3. Subunidades geomorfológicas fluviales

En general, una llanura de inundación se compone del cauce actual y del área inundable propiamente dicha y de barras centrales o laterales en los casos que aplique. En el área de estudio se identifica únicamente el área correspondiente al cauce actual.

3.6. Componente Geomorfológico

El elemento o componente geomorfológico corresponde al máximo nivel de detalle de jerarquía en la subdivisión geomorfológica. Esta categoría está determinada por los rasgos del relieve, definidos en sitios puntuales y determinados por la morfometría detallada del terreno en una subunidad geomorfológica. Igualmente puede estar definida por microrrelieves asociados con una característica litológica o sedimentaria establecida con base en análisis detallados. (Velásquez, 1999; Carvajal, 2008).

El ambiente geomorfológico para el área de estudio, corresponde a una combinación de ambientes morfoestructural, denudacional y fluvial, los cuales

incluyen geformas cuya expresión morfológica está definida por la acción combinada de procesos endógenos y exógenos los cuales remodelan y dejan remanentes en las unidades preexistentes.

Para identificar las componentes geomorfológicas presentes en la microcuenca de la quebrada El Perro, se tienen en cuenta las características morfométricas de las laderas y de los deslizamientos en gran parte identificados a partir del Modelo de Elevación Digital (DEM). El DEM usado es el que proporciona la NASA, el cual cuenta con una resolución de 12,5 metros de ancho y de largo por cada pixel y que se presenta en la Figura 11.

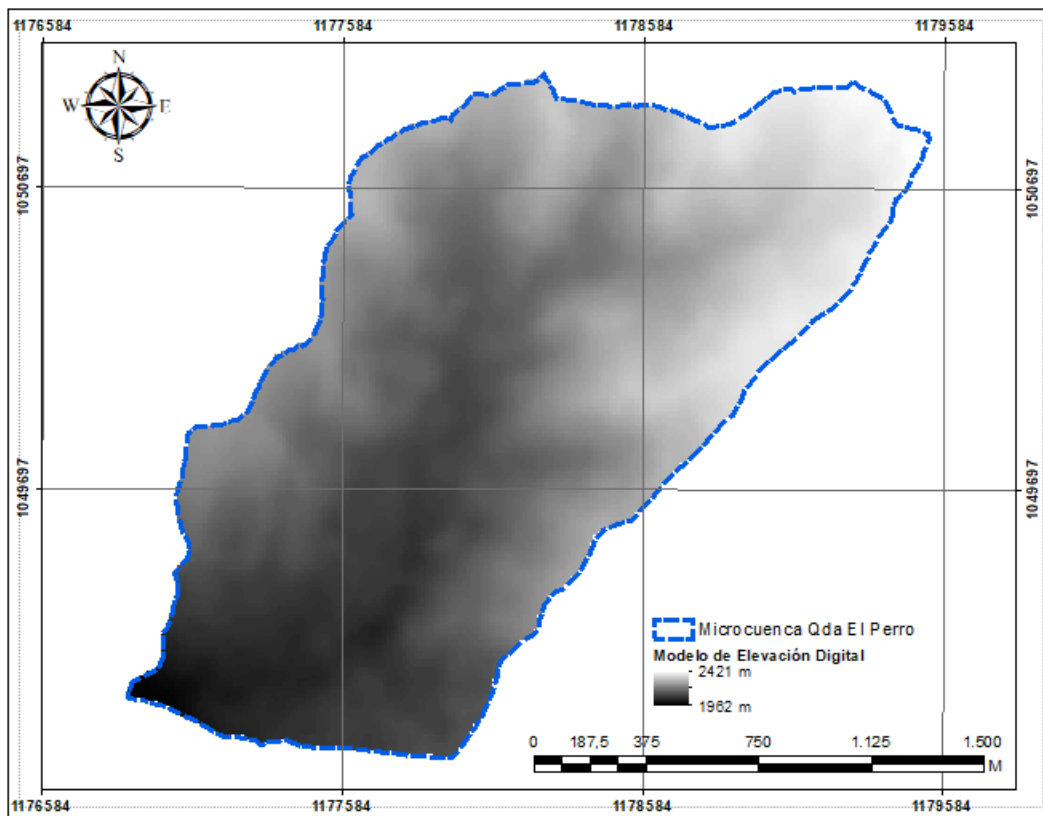


Figura 11. Modelo de Elevación Digital (DEM) de la microcuenca de la quebrada El Perro. El DEM fue extraído del insumo que la NASA suministra para todo el planeta, su resolución es de 12,5 m. Los colores más claros representan las máximas alturas del lugar que para el caso alcanza los 2421 metros sobre el nivel del mar, por su parte, los colores más oscuros representan las mínimas alturas del lugar que para el caso es de 1962 metros sobre el nivel del mar.

3.6.1. Componentes geomorfológicos estructurales

3.6.1.1. Inclinación de las laderas

Es el ángulo que forma una ladera o terreno respecto a un plano horizontal. La inclinación de la ladera está relacionada con el tipo de material que conforma la unidad morfológica y con la susceptibilidad de dicha unidad a la formación de movimientos en masa, en la Tabla 1 se presentan los rangos de inclinación propuestos por el Servicio Geológico Colombiano.

Tabla 1. Rangos de inclinación de laderas (Servicio Geológico Colombiano, 2012).

Inclinación (grados)	Descripción	Características del material y comportamiento
< 5	Plana a suavemente inclinada	Muy blanda y muy baja susceptibilidad a movimientos en masa
6 – 10	Inclinada	Blanda y baja susceptibilidad a movimientos en masa
11 – 15	Muy inclinada	Moderadamente blanda y moderada susceptibilidad a movimientos en masa
16 – 20	Abrupta	Moderadamente resistente y moderada susceptibilidad a movimientos en masa
21 – 30	Muy abrupta	Resistente y alta susceptibilidad a movimientos en masa
31 – 45	Escarpada	Muy resistente y alta susceptibilidad a movimientos en masa
> 45	Muy escarpada	Extremadamente resistente y baja susceptibilidad a movimientos en masa

A partir del DEM presentado en la Figura 11 se produjo el mapa de inclinaciones o pendientes con ayuda del software ArcMap 10.6 clasificado según las categorías de la Tabla 1 y a partir del cual se obtuvo el mapa que se presenta en la Figura 12.

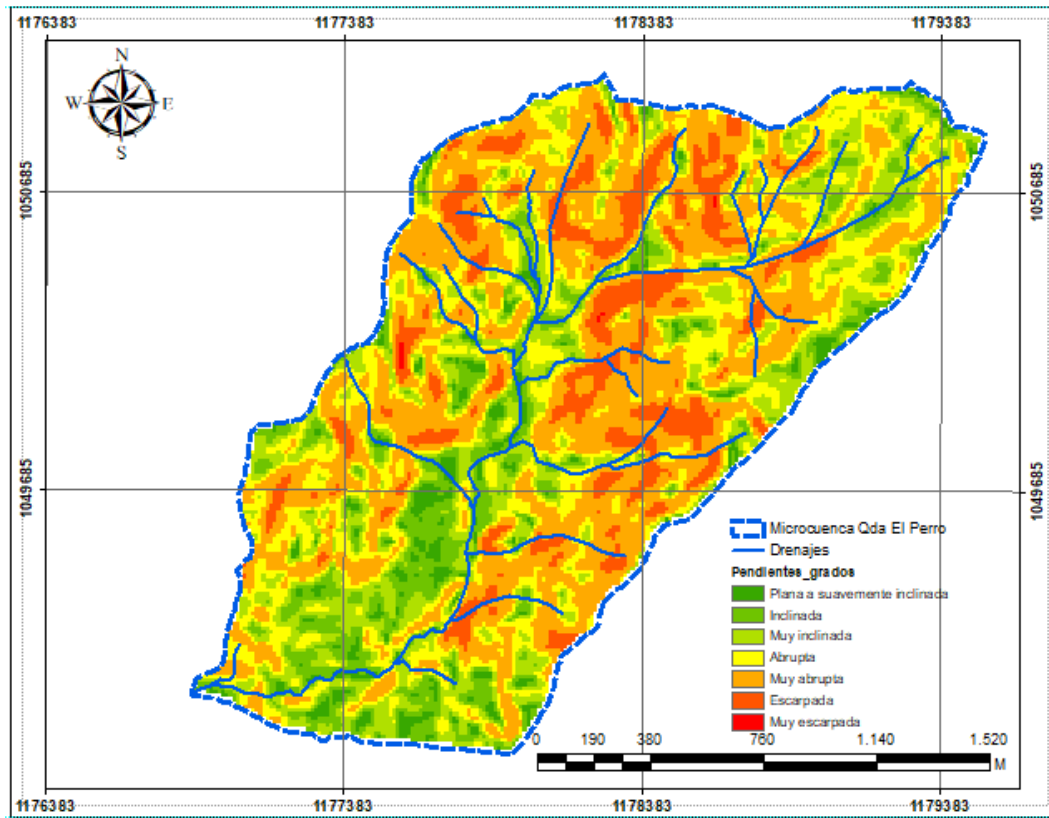


Figura 12. Mapa de inclinaciones o pendientes. Estadísticamente se tiene que en la microcuenca de la quebrada El Perro el 3,1% corresponde a laderas planas a suavemente inclinadas, el 11,8% corresponde a laderas inclinadas, el 17,9% corresponde a laderas muy inclinadas, el 22,1% corresponde a laderas abruptas, el 34,6% corresponde a laderas muy abruptas, el 10,4% corresponde a laderas escarpadas y el 0,5% corresponde a laderas muy escarpadas.

3.6.1.2. Forma de la ladera

Es un parámetro que refleja la resistencia de los materiales y la presencia o control de estructuras geológicas así como los posibles tipos de movimientos que se pueden dar en un ladera, en la

Tabla 2. Rangos de formas de laderas (Servicio Geológico Colombiano, 2012).

Clase	Características del material	Movimientos en masa asociados
Recta	Alta resistencia y disposición estructural a favor de la pendiente	Deslizamiento traslacional
Cóncava	Material blando y disposición estructural no diferenciado	Deslizamiento rotacional
Convexa	Material blando y disposición estructural casi horizontal	Predomina la meteorización y erosión. Pequeños deslizamientos

Clase	Características del material	Movimientos en masa asociados
Irregular o escalonada	Materiales con resistencia variada. Disposición estructural en contra de la pendiente	rotacionales y traslacionales. Caída de bloques. Erosión diferencial
Compleja	Mezcla de materiales. Disposición estructural no definida	Deslizamientos complejos

A partir del DEM presentado en la Figura 11 se obtuvo el mapa de curvatura con ayuda del software ArcMap 10.6 y se clasificó según la recomendación presentada en la Tabla 2 obteniéndose el mapa que se presenta en la Figura 13.

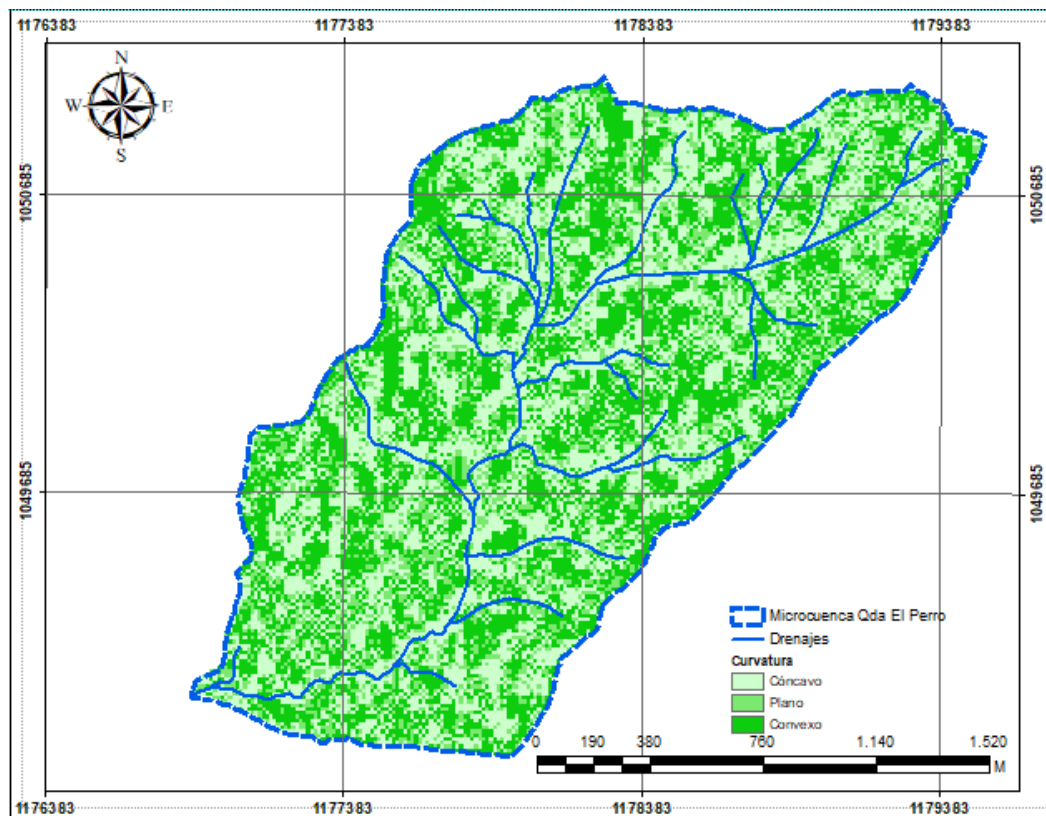
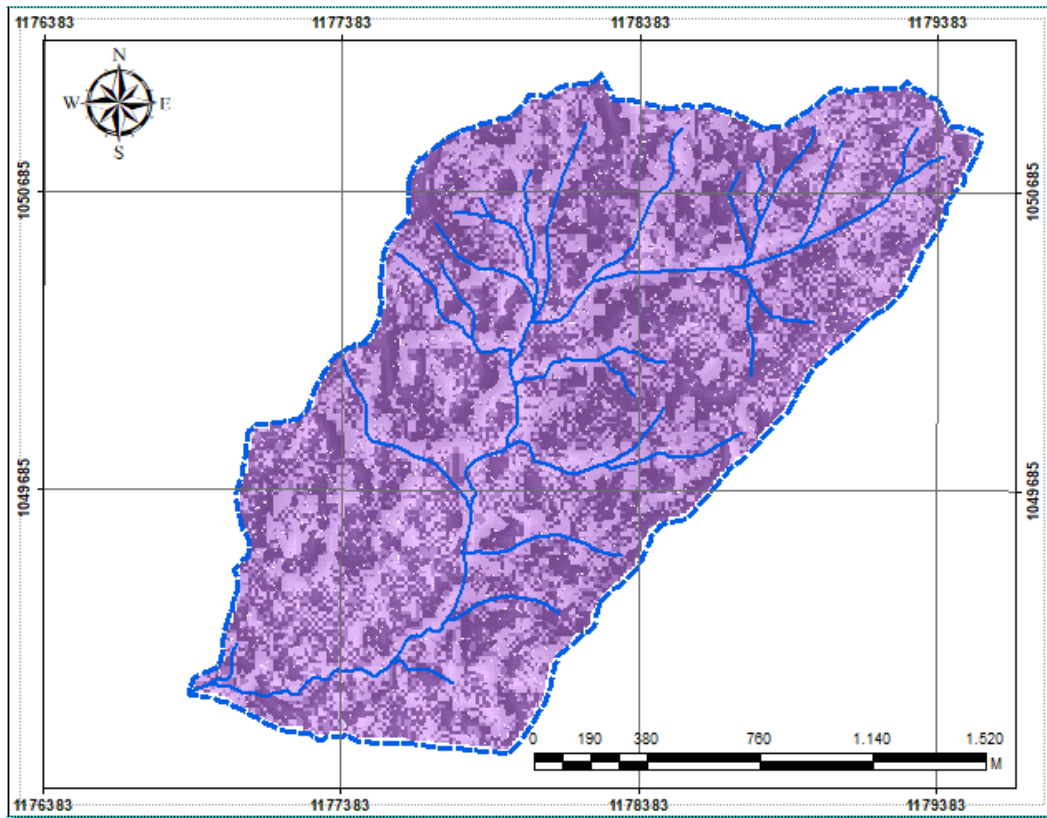


Figura 13. Mapa de curvatura. Estadísticamente se tiene que en la microcuenca de la quebrada El Perro el 41,8% son laderas cóncavas, el 17,2% son laderas planas y el 41,0% de son laderas convexas.

Con base en la inclinación y forma de las laderas se pueden definir los siguientes componentes geomorfológicos para las laderas estructurales:

- Ladera cóncava suavemente inclinada
- Ladera cóncava inclinada
- Ladera cóncava muy inclinada
- Ladera cóncava abrupta
- Ladera cóncava muy abrupta
- Ladera cóncava escarpada
- Ladera cóncava muy escarpada
- Ladera plana suavemente inclinada
- Ladera plana inclinada
- Ladera plana muy inclinada
- Ladera plana abrupta
- Ladera plana muy abrupta
- Ladera plana escarpada
- Ladera plana muy escarpada
- Ladera convexa suavemente inclinada
- Ladera convexa inclinada
- Ladera convexa muy inclinada
- Ladera convexa abrupta
- Ladera convexa muy abrupta
- Ladera convexa escarpada
- Ladera convexa muy escarpada



- Ladera convexa muy escarpada
- Ladera convexa es carpada
- Ladera convexa muy abrupta
- Ladera convexa abrupta
- Ladera convexa muy inclinada
- Ladera convexa inclinada
- Ladera convexa suavemente inclinada
- Ladera plana muy escarpada
- Ladera plana escarpada
- Ladera plana muy abrupta
- Ladera plana abrupta
- Ladera plana muy inclinada
- Ladera plana inclinada
- Ladera plana suavemente inclinada
- Ladera cóncava muy escarpada
- Ladera cóncava es carpada
- Ladera cóncava muy abrupta
- Ladera cóncava abrupta
- Ladera cóncava muy inclinada
- Ladera cóncava inclinada
- Ladera cóncava suavemente inclinada

Figura 14. Laderas estructurales discriminadas por forma e inclinación. Los colores utilizados son los recomendados por el Servicio Geológico Colombiano (2012) que asigna tonalidades púrpuras para geoformas estructurales.

3.6.2. Componentes geomorfológicos denudacionales

3.6.2.1. Partes de los deslizamientos

Los deslizamientos se componen de varias partes que permiten identificar su lugar de origen y sus posibles propagaciones. Las partes que componen un deslizamiento se presentan en la Figura 15.

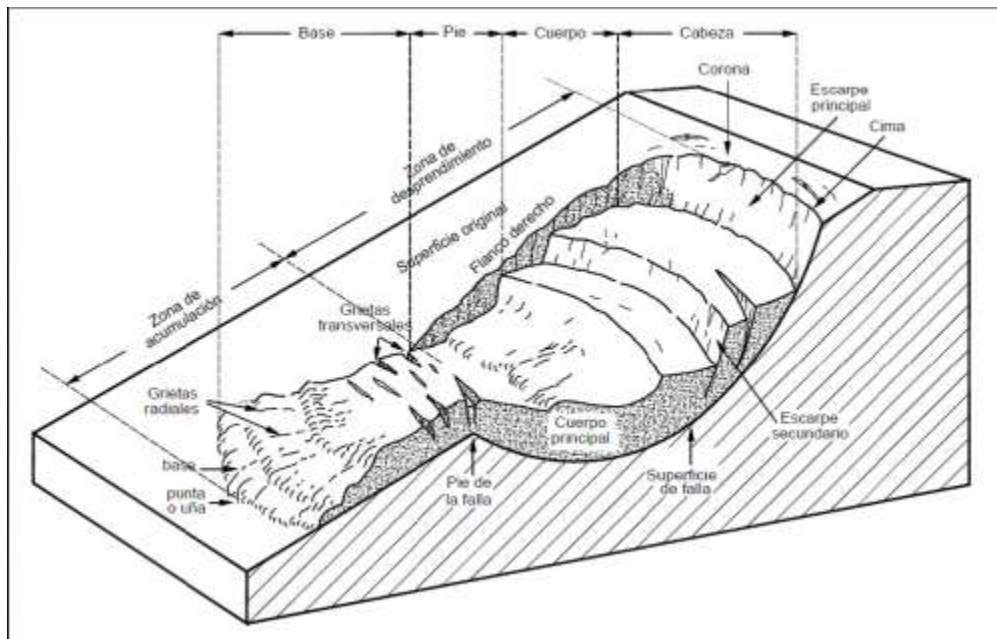


Figura 15. Partes de un deslizamiento (Corrales et. al, 2013). Los deslizamientos se componen de una superficie de falla que varían según si es traslacional o rotacional, se exhibe una corona que es el lugar a partir del cual se genera el deslizamiento y se desplaza hasta una punta o uña. La masa desplazada en sí se compone de cabeza, cuerpo, pie y base, las tres primeras hacen parte de la zona de desprendimiento y la base hace parte de la zona de acumulación. Debido a la falla generada se crean un escarpe principal en la cima y varios secundarios dentro de la masa desplazada, también hay lugar para flancos a sus costados.

En la Figura 16, se presenta en general el escarpe de falla, el cuerpo del deslizamiento y la dirección de movimiento de los deslizamientos encontrados en la zona de estudio. Además se indica su estado de actividad el cual puede ser activo cuando el deslizamiento está ocurriendo o tiene muy poco tiempo de haber sucedido o inactivo cuando el movimiento ha cesado su desplazamiento.

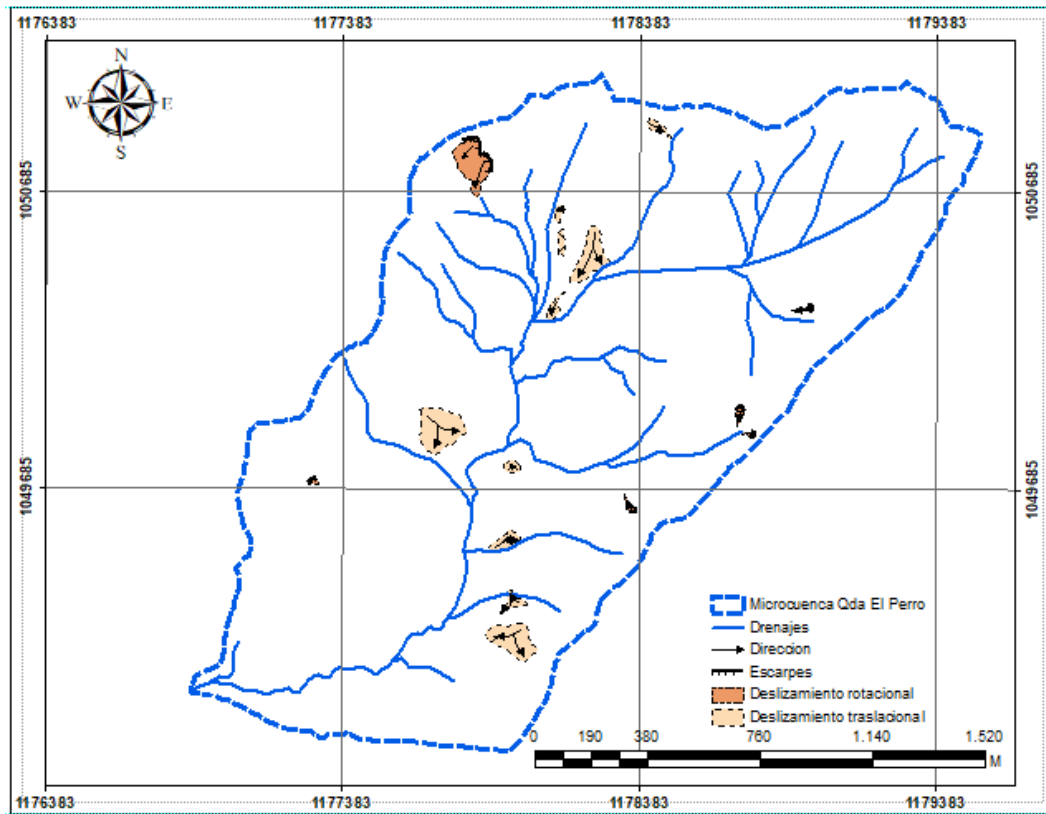


Figura 16. Deslizamientos identificados en la zona de estudio. Los colores utilizados son los recomendados por el Servicio Geológico Colombiano (2012) que asigna tonalidades marrones para geomorfos denudacionales. En los deslizamientos rotacionales se dibujan los escarpes y para ambos casos: rotacionales y traslacionales se presenta la dirección del movimiento. La línea de contorno es punteada dado que es la convención recomendada para deslizamientos inactivos.

3.6.3. Componentes geomorfológicos fluviales

Para este caso sólo se ha podido identificar el cauce actual tal y como se explicó en el apartado de subunidades geomorfológicas. En la Figura 17 se presenta la red de drenajes de la microcuenca.

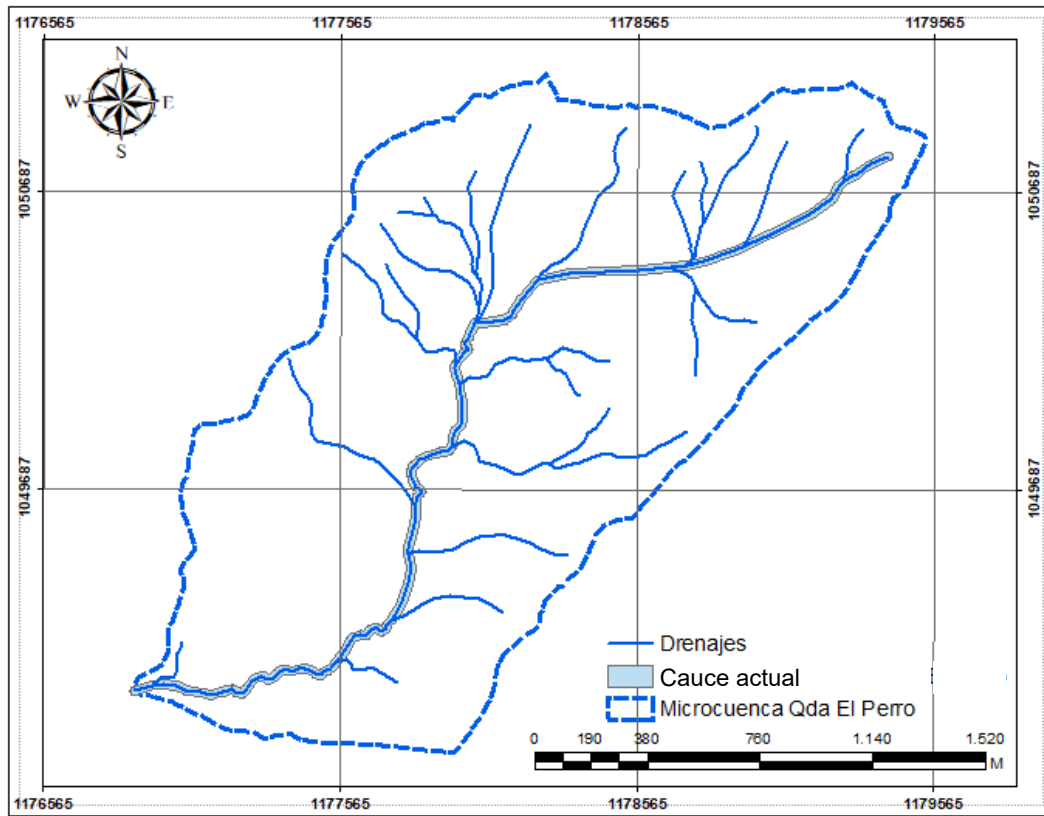
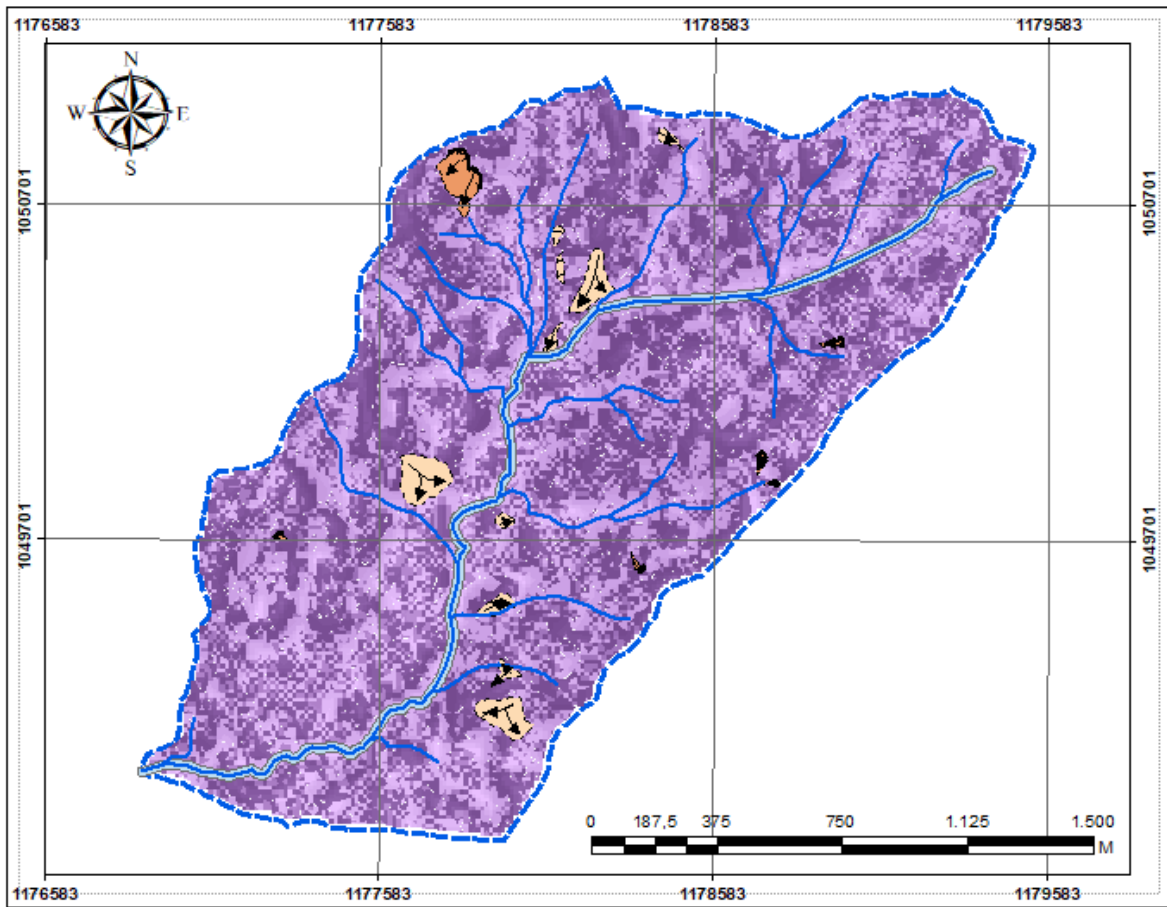


Figura 17. Red de drenajes de la microcuenca de la quebrada El Perro. Su patrón es subangular a subparalelo. El drenaje principal corresponde a la quebrada El Perro propiamente dicha y tiene una llanura de inundación asociada.

3.7. Mapa geomorfológico

Una vez conjugados los componentes geomorfológicos estructurales, denudativos y fluviales en la zona de estudio, se genera el mapa de geomorfología del área de estudio.

La mayor parte del área está compuesta de geoformas estructurales que se han originado por la actividad tectónica de la región y la influencia directa de la falla El Perro, sobre estas laderas han ocurrido deslizamientos que han remodelado el paisaje, y los cuerpos de agua que también han moldeado las morfologías. El mapa integrado de geomorfología se presenta en la Figura 18.



Ambiente morfoestructural

- Ladera convexa muyescarpada
- Ladera convexa escarpada
- Ladera convexa muyabrupta
- Ladera convexa abrupta
- Ladera convexa muyinclinada
- Ladera convexa inclinada
- Ladera convexa suavemente inclinada
- Ladera plana muyescarpada
- Ladera plana escarpada
- Ladera plana muyabrupta
- Ladera plana abrupta
- Ladera plana muyinclinada
- Ladera plana inclinada
- Ladera plana suavemente inclinada
- Ladera cóncava muyescarpada
- Ladera cóncava escarpada
- Ladera cóncava muyabrupta
- Ladera cóncava abrupta
- Ladera cóncava muyinclinada
- Ladera cóncava inclinada
- Ladera cóncava suavemente inclinada

Ambiente denudacional

- Deslizamiento rotacional
- Deslizamiento traslacional
- Dirección
- Escarpes

Ambiente fluvial

- Drenajes
- Cauce actual
- Microcuenca Qda El Perro

Figura 18. Mapa de geomorfología. Las tonalidades púrpuras representan los componentes geomorfológicos estructurales y se resumen a las laderas discriminadas por la conjugación de forma y pendiente, las tonalidades marrones representan los componentes geomorfológicos denudacionales y se resumen a las principales partes de los deslizamientos y las tonalidades azules representan las geoformas fluviales y muestran los drenajes actuales y la llanura de inundación del cauce principal.

4. Marco hidrológico-hidráulico

La zona de estudio se localiza en la parte media de la cuenca del río Chinchiná y a su vez se ubica en la subcuenca del río Chinchiná; la microcuenca corresponde a la quebrada El Perro que es uno de los principales tributarios del río Chinchiná.

El Plan de Ordenamiento y Manejo de la Cuenca Hidrográfica (POMCA) del río Chinchiná (Corpocaldas & Universidad Nacional de Colombia – Sede Manizales, 2014) describe algunas características generales de la microcuenca de la quebrada El Perro (ver Tabla 3).

Tabla 3. Parámetros fisiográficos, geomorfológicos y morfométricos de la microcuenca de la quebrada El Perro (Corpocaldas & Universidad Nacional de Colombia – Sede Manizales, 2014).

Parámetro de la microcuenca	Característica
Área (kms ²)	3,40
Área (Has)	339,59
Perímetro (kms)	8,54
Ancho (kms)	1,56
Largo (kms)	3,20
Longitud del cauce (kms)	3,22
Índice de forma	0,33
Coefficiente de compacidad	1,31
Coefficiente de asimetría	1,14
Índice de alargamiento	2,05
Relación de elongación	0,65
Pendiente media (%)	32,19
Orden del drenaje	3
Densidad de drenaje	1,19

En la Tabla 4 se presenta el tiempo de concentración de la microcuenca calculado por varios métodos de diferentes autores, el cual se define como el tiempo mínimo necesario para que todos los puntos de una cuenca estén aportando agua de escorrentía de forma simultánea al punto de salida. Este parámetro es importante dado que indica el tiempo que tardaría la microcuenca en presentar una alta saturación en la masa de suelos y por ende una alta tasa de infiltración.

Tabla 4. Tiempo de concentración de la microcuenca Quebrada El Perro (Corpocaldas & Universidad Nacional de Colombia – Sede Manizales, 2014).

Autor	Tiempo de concentración en horas
Guaire	1,03
Clark	0,97
California USBR	2,51
Ribeiro	0,88
Ramser Kirpich	2,56
Pilgrim	1,21
Témez	0,89
Passini I	0,42
Cuerpo de Ingenieros	0,63
California Culvert Practice	0,35
Ventura-Heras	0,21
Kirpich	0,25
Kerby-Hatheway	0,34
Giandotti	0,47
Johnstone-Cros	0,17
PROMEDIO	0,86

El tiempo de concentración de la microcuenca es de 0,86 horas lo equivalente a 51 minutos con 36 segundos. Adicionalmente en el POMCA del río Chinchiná (2014) se informa que la precipitación media anual en la microcuenca es de 1784,47 mm con una evapotranspiración real de 815,42 mm. Lo anterior implica que en la microcuenca llueve más de lo que se evapora lo que hace que en los suelos siempre permanezca cierto remanente de agua. El caudal medio de la microcuenca es 0,132 m³/s. en la Tabla 5, se presentan los caudales de manera detallada por meses para la microcuenca en estudio.

Tabla 5. Caudal m³/s en la microcuenca de la quebrada El Perro.

Autor	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Pro m
Caudal medio	0,10 2	0,08 8	0,09 3	0,14 9	0,14 2	0,11 4	0,04 8	0,04 5	0,06 8	0,12 2	0,14 1	0,13 5	0,10 4
Caudal en fenómeno Niña	0,11 5	0,11 7	0,15 1	0,14 1	0,13 0	0,10 4	0,08 5	0,07 6	0,09 6	0,17 9	0,22 7	0,17 5	0,13 3
Caudal en fenómeno Niño	0,04 2	0,04 3	0,03 9	0,10 5	0,10 8	0,08 1	0,03 6	0,02 0	0,03 8	0,12 7	0,14 9	0,09 4	0,07 3

5. Fundamento teórico

5.1. Frente húmedo

5.1.1. Definición y consideraciones generales

La infiltración del agua dentro de suelos secos no saturados forma una interfase aire-agua la cual, en física, es llamada el frente húmedo (Bernadin, 1998). Entre los primeros autores que describieron la estructura del frente húmedo se tiene a Gardner & Hsieh (1959) quienes reportaron que a medida que el agua se infiltraba en los suelos estratificados, se crea un *fingering*, el cual se refiere a que el frente húmedo no avanza de manera uniforme o como una barrera geoméricamente definida, sino que se divide en canales preferenciales a modo de “dedos”. Una vez que los “dedos” se forman, el área del flujo se reduce considerablemente, con respecto a lo que hubiera sido un frente húmedo planar, y fluye más rápido a través del suelo (Tullis & Wright, 2007). El *fingering* se inicia porque en la zona no saturada se crea un desequilibrio entre la fuerza capilar (que tiende a estabilizar) y la gravedad (que tienden a desestabilizar) (Glass et al., 1989a), así como por la compresión de aire por delante del frente húmedo (White et al., 1977; Wang et al., 1997), el aumento de la conductividad hidráulica saturada (Raats 1973; Glass et al., 1989b), y el contenido de humedad inicial (Glass et al., 1989a).

Tullis & Wright (2007) establecieron que en el *fingering*:

- i. Los diámetros de los dedos aumentan al aumentar la viscosidad del fluido, la saturación inicial y la densidad, y al disminuir la tensión superficial y la uniformidad del tamaño de partícula.
- ii. Las velocidades con las que el flujo se mueve a través de los dedos disminuyen al aumentar la viscosidad del flujo, la densidad y el contenido de humedad inicial, y al aumentar la tensión superficial, la uniformidad del tamaño de partícula y la permeabilidad (*figura 19*).

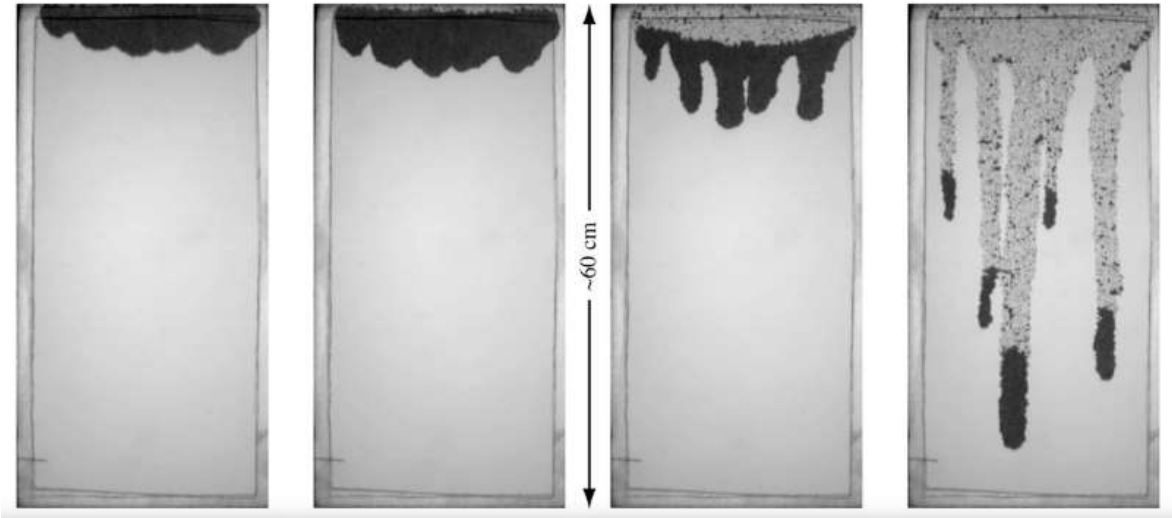


Figura 19. *Fingering* (Nicholl & Glass, 2005). El *fingering* se refiere a que la propagación del frente húmedo no se da de manera uniforme en toda su superficie, sino que se mueve en forma de “dedos”, entiendo por “dedos” aquellos conductos preferenciales por los cuales un fluido se infiltra en una masa porosa.

Debido a la combinación de estos dos efectos, la presencia de humedad natural del suelo y las heterogeneidades en los sistemas naturales deberían reducir la probabilidad de que se propague la inestabilidad del frente húmedo a largas distancias verticales.

Han sido varios los autores que han identificado tres zonas en el frente húmedo: La primera referida a una capa saturada de suelo donde el contenido de humedad decrece con la profundidad y donde hay aire atrapado; la segunda que suele llamarse “de transición” o “de transmisión” donde la humedad es prácticamente constante y donde se conjugan el aire y el agua; y una tercera donde hay un alto gradiente de humedad (Bodman & Colman, 1943; Weir & Kissling, 1992)

Asimismo, se tienen dos mecanismos importantes dentro de la propagación del frente húmedo: El *pinchoff* que genera burbujas de aire dentro de los capilares y el *bypass/cutoff* que forma ganglios (o burbujas) los cuales son de mayor tamaño y que se dan a escala de poro o de varios poros, siendo este último el que ocasiona las fuerzas que crean la inestabilidad en especial sí el frente húmedo se propaga a través de un medio que era inicialmente seco (Yu & Wardlaw, 1986; Vizika & Payatakes, 1989; Lenormand, 1990; Lu et al., 1994).

Lo anterior fue comprobado por Bernadin (1998) quien desarrolló un modelo de la microestructura capilar del frente húmedo basado en lo que autores previos habían podido identificar o describir, llegando a la conclusión de que, en efecto, en un modelo capilar homogéneo o aleatorio, la propagación del frente húmedo depende de dos mecanismos *bypass* y *pinchoff*, donde el *bypass* crea burbujas del tamaño de los poros del suelo y el *pinchoff* de tamaños capilares. Este autor los definió como:

- Mecanismo *pinchoff*: Consta de tres pasos consecutivos: "flujo pelicular", "cierre" y "movimiento de la interfaz". El flujo pelicular se refiere a que el agua invade los capilares adhiriéndose a sus paredes en forma de capa o película, que divide el área de la sección transversal del capilar en dos fases: agua y aire. El aumento en el grosor de la capa de agua termina formando un cuello en la interfaz aire-agua que finalmente termina por romperse formando dos interfaces aire-agua dentro del capilar. A medida que el agua continúa fluyendo en el canal capilar, éste se llena de agua y las interfaces aire-agua viajan en direcciones opuestas lo que invade los poros adyacentes, formando límites estancados de aire residual. Esto puede observarse en la figura 20.

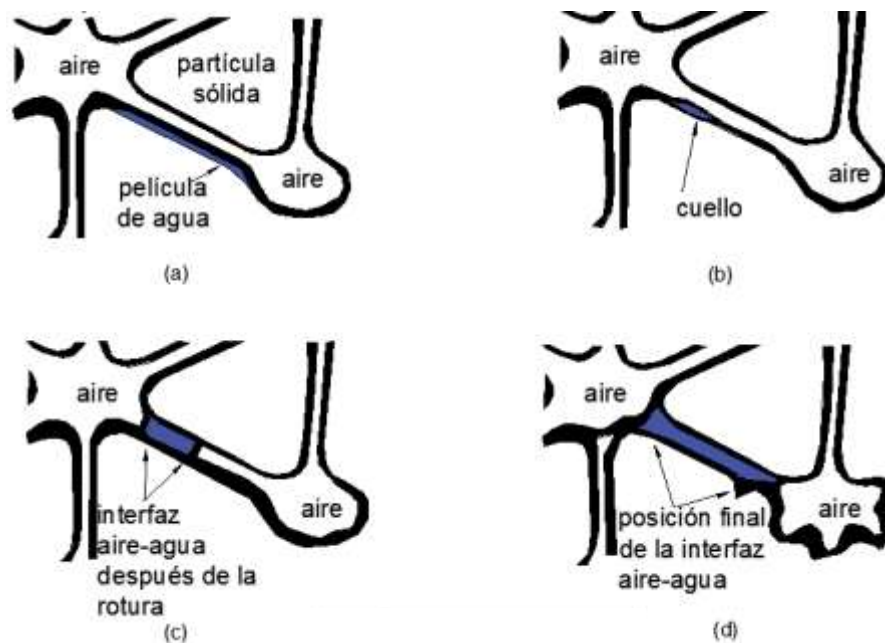


Figura 20. Etapas a diferentes tiempos en el mecanismo *pinchoff* de infiltración del agua. Adaptada de Bernadin (1998). Se observa que el agua ingresa al suelo a través de los poros y capilares formando una película alrededor de los mismos, dicha película ocasiona que los conductos entre capilares formen cuellos

que cada vez se hacen más estrechos y separan dos interfases de agua por medio de un volumen de aire atrapado para que finalmente las interfases rellenen los capilares.

- Mecanismo *bypass*: Da lugar a la existencia de tres zonas sucesivas: “transición”, “transmisión” y “frente húmedo combinado”. En la zona de transición, el contenido de aire residual que se formó en el mecanismo *pinchoff* aumenta con la profundidad de cero al valor en la zona de transmisión. En la zona combinada del frente húmedo se sustituye el aire por agua cuando se genera la humectación, lo que satura el suelo inicialmente insaturado y crea la zona de transmisión, donde el contenido de aire permanece prácticamente constante.

En cuanto a la profundidad del frente húmedo se define como la profundidad a la que el contenido de agua ha aumentado debido a la introducción de agua de fuentes externas o disminuido debido a la evaporación (Nelson et al., 2001). Las fuentes externas incluyen lluvia, riego, filtración de líneas de agua y otros así; de la misma manera varios factores, incluidas las propiedades del suelo, las características topográficas, la intensidad y la duración de la lluvia, otros factores climáticos (como la evaporación y la temperatura atmosférica) y el tipo de uso de la tierra (es decir, factores de vegetación o tipo de cubierta), influyen en la profundidad del frente húmedo en suelos (Li et al., 2016).

5.1.2. Conceptos elementales para la comprensión del comportamiento del frente húmedo

Los conceptos citados se refieren a propiedades hidrodinámicas del suelo que se definen de la siguiente manera: contenido de agua (i.e. porcentaje de humedad), el grado de saturación, la conductividad hidráulica saturada y la capilaridad.

También se mencionan conceptos básicos de esfuerzos en la masa de suelos como esfuerzo vertical total, presión de poros y esfuerzo vertical efectivo y definiciones relacionadas para su comprensión. Para facilitar el entendimiento de los conceptos fundamentales del suelo debe entenderse al mismo como un sistema compuesto de tres fases: sólida, líquida y gaseosa tal y como se muestra en la figura 21.

La mayoría de conceptos presentados en este apartado, se toman de la Enciclopedia de Agrofísica (Glinsky et al., 2011) y de libros de mecánica de suelos o fundamentos de geotecnia (Das & González, 2001).

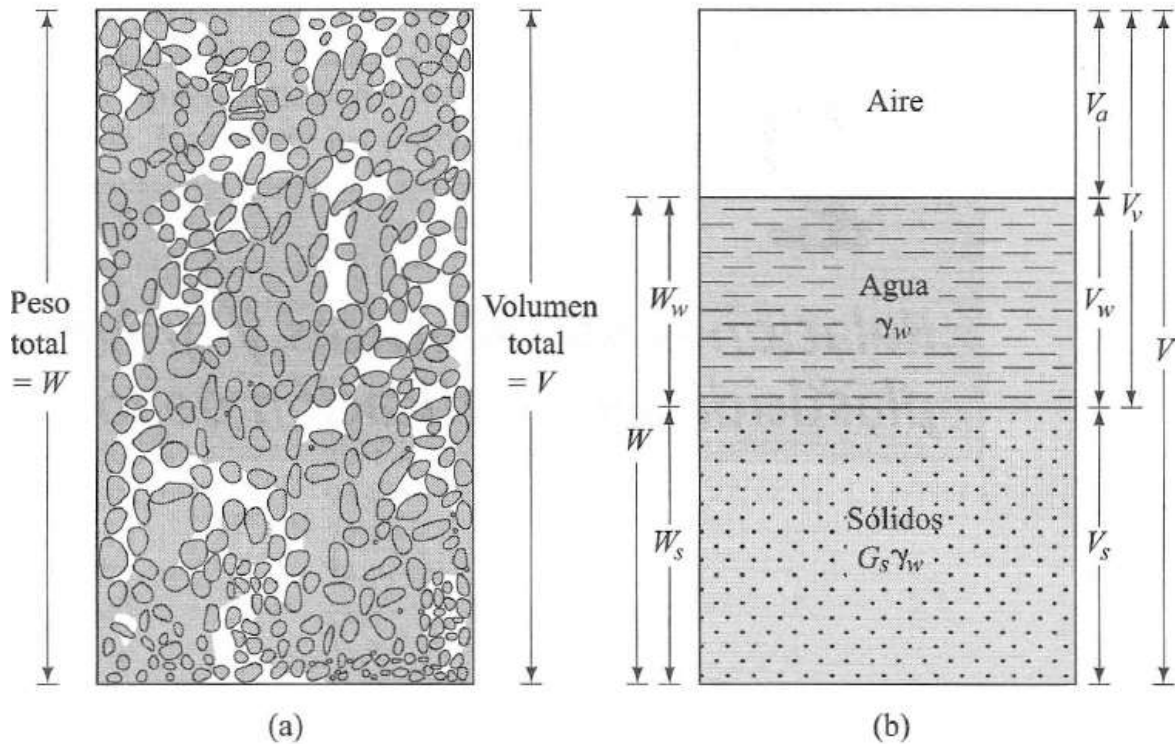


Figura 21. Esquematización de un suelo. (Das & González, 2001). a) Elemento de un suelo en estado natural. b) Elemento suelo dividido en sus tres fases. Las propiedades volumétricas y gravimétricas de los suelos dependen de la distribución de sus tres fases. Se considera un suelo seco cuando sólo están las fases sólida y gaseosa, suelo saturado cuando sólo están las fases sólida y líquida y suelo parcialmente saturado cuando están las tres fases simultáneamente.

5.1.2.1. Contenido de agua

También conocido como el porcentaje de humedad, indica la relación que existe entre el peso del agua y el peso de las partículas sólidas que componen una masa de suelo.

$$\omega = \frac{W_w}{W_s} \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde W_w es el peso del agua y W_s es el peso de los sólidos.

El agua puede ser absorbida o adsorbida por las partículas de suelo. Es absorbida cuando consigue penetrar en la estructura de un grano y adsorbida cuando forma una película alrededor de la partícula.

Li et al. (2016) definieron que el contenido de agua del suelo está significativamente influenciado por factores ambientales, especialmente la precipitación y la evaporación. El efecto de la temperatura del suelo sobre las propiedades hidráulicas es importante, especialmente a altos valores de succión.

5.1.2.2. Grado de saturación

Indica la relación que hay entre el volumen del agua en comparación con el volumen de vacíos variando desde 0 cuando un suelo está seco hasta 1 cuando está completamente lleno de agua.

$$S = \frac{V_w}{V_v} \quad \text{Ecuación 2}$$

Donde V_w es el volumen que ocupa el agua y V_v es el volumen que ocupan los vacíos. Los vacíos son aquellos huecos que hay dentro de una masa de suelo (poros) que pueden llenarse de agua o de aire.

La saturación del suelo depende de una infiltración que va de arriba hacia abajo (frente húmedo) y un incremento de la tabla de agua (i.e. Nivel de Aguas Freáticas NAF) (Gevaert et al., 2014).

5.1.2.3. Conductividad hidráulica

Entendida como la facilidad o dificultad que presenta un fluido para atravesar un medio poroso. Ésta no se debe confundir con la permeabilidad la cual es una propiedad del suelo y que expresa la facilidad que un poro presenta para permitir el paso de un fluido.

Su forma más general es

$$K = \frac{(\theta_2 + \theta_1) - 2\theta_0}{2(\psi_1 - \psi_2 + a\gamma_w v dt)} \gamma_w v^2 dt \quad \text{Ecuación 3}$$

Donde θ_1 , θ_2 son contenidos de agua monitoreados en tiempos 1 y 2, ψ_1 y ψ_2 son succiones en los tiempos 1 y 2, θ_0 es el contenido de agua inicial, γ_w es el peso unitario de agua, a es el seno de la dirección del agua entendida como 1 para flujo descendente, -1 para flujo ascendente y 0 para flujo horizontal.

También se expresa como:

$$K = \frac{v\Delta L}{tA+\Delta H} \quad \text{Ecuación 4}$$

Donde v es el volumen de agua que pasa a través del suelo, t es el tiempo, A es el área de la columna de suelo, L es el espesor de la columna de suelo, H es la carga hidráulica. La relación $\Delta L/\Delta H$ es lo que se conoce como el gradiente hidráulico.

O se puede definir como:

$$K = k * \frac{\gamma}{\mu} \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde k es el coeficiente de permeabilidad del suelo, γ es el peso unitario del agua o fluido y μ es la viscosidad del agua o del fluido.

5.1.2.4. Capilaridad

Es un fenómeno que le permite a un fluido ascender o descender a través de un tubo capilar. Ésta depende a su vez de la tensión superficial que es la cantidad de energía necesaria para aumentar su superficie por unidad de área.

La constante capilar está definida como:

$$Ca = \frac{\mu v}{\gamma} \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde μ es la viscosidad del agua o del fluido, v es la velocidad característica y γ es la tensión superficial.

La capilaridad dinámica se diferencia de la capilaridad estática en que la capilaridad estática toma en cuenta sólo la saturación del fluido, mientras que la capilaridad dinámica toma en cuenta además de la saturación del fluido, la velocidad con la que se desplaza (Wang et al., 2017)

Mitra & Van Dujin (2019) demostraron que para una constante capilar dinámica pequeña, los frentes húmedos serán monótonos. Si la capilaridad es mayor que los umbrales calculados a partir de parámetros conocidos, los frentes se desarrollarán primero de forma finita y luego infinitamente, a manera de sobreimpulsos. Una de las diferencias clave en este caso es que, si la saturación inicial y la saturación de inyección son lo suficientemente cercanas, no habrá sobreimpulsos independientemente del valor de la capilaridad.

5.1.2.5. Esfuerzo vertical total, presión de poros y esfuerzo vertical efectivo

En la mecánica de suelos se define el esfuerzo vertical total (σ) como el esfuerzo ocasionado por una masa de suelo a una profundidad cualquiera; por su parte la presión de poros (U) indica el esfuerzo ocasionado por el agua que está dentro de la masa de suelo a una profundidad cualquiera. Así, el esfuerzo efectivo (σ') es la diferencia entre el esfuerzo vertical total y la presión de poros.

$$\sigma = \gamma * h \quad \text{Ecuación 7}$$

Donde σ es el esfuerzo vertical total, γ es el peso unitario del suelo y h es el espesor del suelo.

$$U = \gamma_w * h_w \quad \text{Ecuación 8}$$

Donde U es la presión de poros, γ_w es el peso unitario del agua y h_w es el espesor del agua.

$$\sigma' = \gamma' * h \quad \text{Ecuación 9}$$

Donde σ' es el esfuerzo vertical efectivo, γ' es el peso unitario del suelo y h es el espesor del suelo.

El espesor del agua está normalmente relacionado con el NAF que es la profundidad a partir de la cual el suelo se satura de agua.

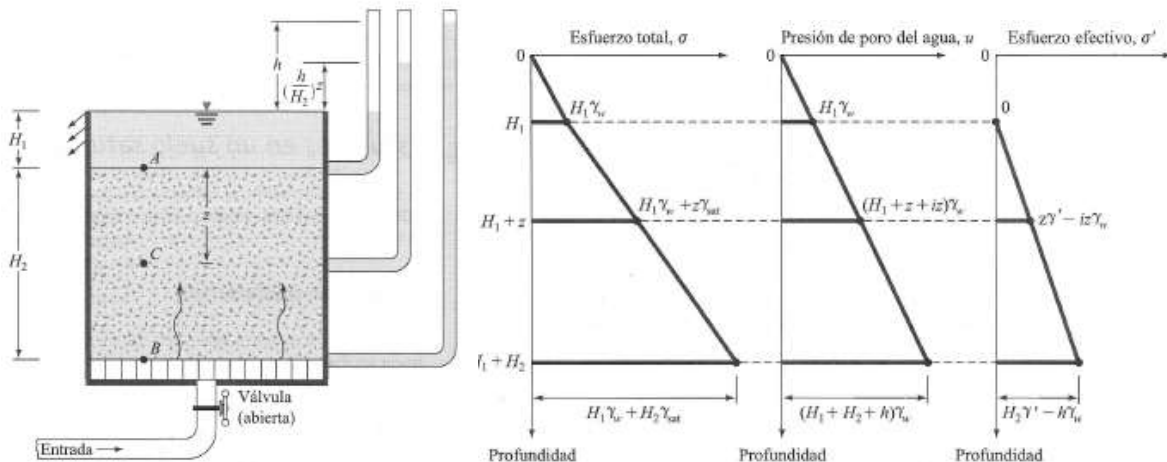


Figura 22. Distribución de los esfuerzos en una masa de suelos (Das & González, 2001). De izquierda a derecha: esfuerzo vertical total, presión de poros y esfuerzo vertical efectivo. El esfuerzo total es el que ejerce el suelo y el agua en conjunto, la presión de poros es el esfuerzo generado por el agua únicamente y el esfuerzo efectivo es el esfuerzo generado por el suelo únicamente.

Los procesos de recarga tienen dos componentes distintivos: uno que considera el avance del frente húmedo mediante el movimiento vertical del agua a través de la zona no saturada y continúa hasta que el frente húmedo toca la capa freática, conocida como recarga potencial; y otro que considera la recarga posterior después de que el frente húmedo toca la capa freática, conocida como recarga real (Ali 2009).

Cuando el frente húmedo alcanza el NAF comienza la recarga real, lo cual es dependiente de la zona no saturada y de la capacidad de la zona saturada para aceptarlo. Por otro lado, el potencial de recarga depende de la diferencia de potencial por encima de la superficie del suelo, la profundidad del frente húmedo por debajo de la superficie del suelo y las propiedades intrínsecas del suelo (Rushton, 1997).

Aunque la determinación de la velocidad de recarga del agua subterránea es muy difícil de predecir en general, se puede estimar rastreando el movimiento del frente de húmedo mediante la medición del contenido de humedad y su relación con las características de la lluvia (Wu et al., 1996; Wood & Sanford, 1997).

5.1.2.6. Resistencia al corte de los suelos

Se refiere a la capacidad que tiene un suelo para resistir esfuerzos que conduzcan a su falla por corte. Suele usarse el criterio de Mohr-Coulomb que indica que:

$$\tau = C + \sigma \tan \emptyset \quad \text{Ecuación 10}$$

Donde τ es la resistencia al corte, C es la cohesión del suelo y \emptyset es el ángulo de fricción del suelo.

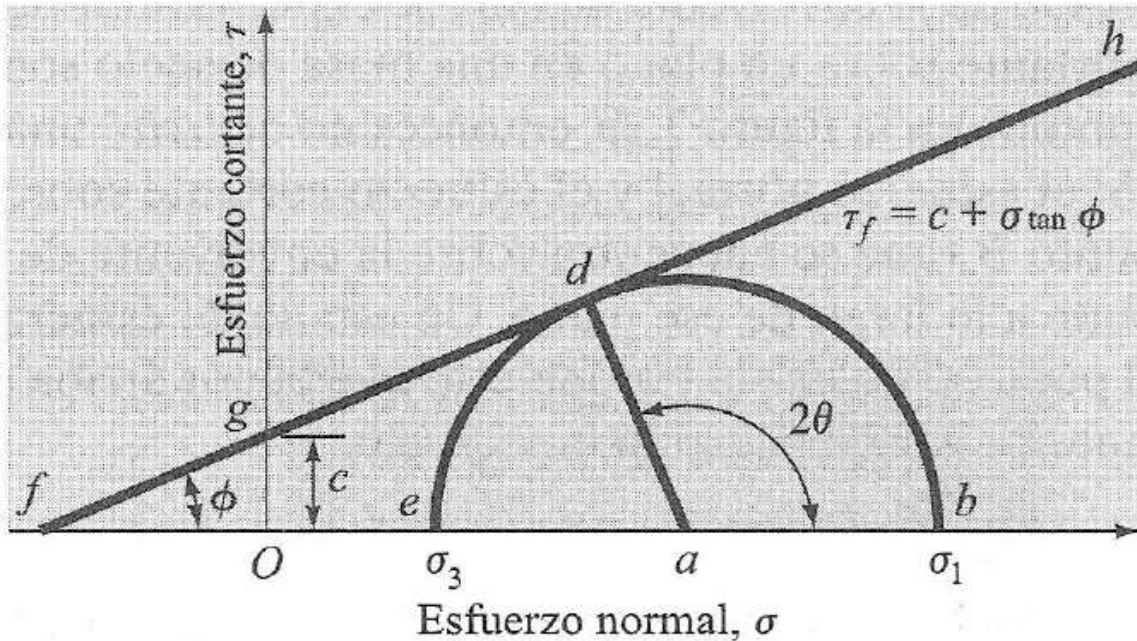


Figura 23. Círculo de Mohr con envolvente de falla (Das & González, 2001). La envolvente de falla representa el límite a partir del cual el suelo fallaría. Está determinado por la cohesión (intersección en el eje y) y por el ángulo de fricción (pendiente de la envolvente).

5.1.3. Factores que gobiernan la estabilidad del frente húmedo

Los análisis de la infiltración del frente húmedo y sus fenómenos de inestabilidad asociados pueden ser bastante complejos de analizar porque no se rigen completamente por las ecuaciones que explican el comportamiento de los flujos a través de los medios porosos, más sí se ha podido determinar que la conductividad hidráulica aumenta con la profundidad y que la humedad decrece con la profundidad (Hill & Parlange, 1972; Raats, 1973; Philip, 1975; Diment et al., 1982 y 1983; Hillel, 1987; Tamai et al., 1987).

Particularmente Hill y Parlange (1972) indicaron que la inestabilidad en el frente húmedo ocurre cuando la velocidad de infiltración es menor que la conductividad hidráulica saturada, mientras que Raats (1973) dedujo que la inestabilidad se dará si la cabeza de presión en el frente húmedo excede la cabeza de presión de la superficie del suelo. Por otro lado, Philips (1975) desarrolló un modelo hidrodinámico donde se explica que el frente húmedo se tornará inestable si el potencial de presión (o cabeza de presión) es mayor que la profundidad del frente húmedo y Selker et al. (1992) reportaron que cuando la velocidad de infiltración se

tornaba constante y se aproximaba al 10% de la conductividad hidráulica saturada, se generaba la inestabilidad del frente húmedo.

Debido a lo anterior, para comprender el comportamiento de la propagación del frente húmedo se han realizado variados experimentos, de los cuales se pueden destacar los que analizan sistemas de suelo estratificado, pues gracias a ello se ha podido verificar que el comportamiento del frente húmedo tiene relación con las teorías de Philips. Así, se ha destacado el papel que juega el variar el porcentaje de humedad y la influencia del tamaño de grano (Hill & Parlange, 1972; White et al., 1976 y 1977; Diment & Watson, 1985). Por ejemplo, se encontró que la inestabilidad del frente húmedo es más evidente cuando se tiene una capa de grano grueso que inicialmente estaba seca mientras que sí inicialmente estaba húmeda, sin importar que la velocidad de infiltración es menor que la conductividad hidráulica (Lu et al., 1994), esto implica que en suelos gruesos, tener una condición inicial relativamente seca (nulas o pocas lluvias en los últimos días) implicará que un período de precipitación intenso que sature el suelo de manera súbita ocasione un efecto de inestabilidad mayor a razón del movimiento del frente húmedo.

Ahora bien, las condiciones que se necesitan para que haya colapso en el frente húmedo son: una textura del suelo porosa, un aumento en el contenido de agua que contribuye a la reducción de la succión del suelo y la destrucción de los agentes de unión (que incide en la cohesión), y un nivel relativamente alto de esfuerzo vertical total (Barden et al., 1973; Li et al., 2016)

5.1.4. Modelos que estiman el comportamiento del frente húmedo

Es importante destacar que la mayoría de modelos se basan en conocer la profundidad del frente húmedo, lo cual es indispensable para estimar la inestabilidad de laderas, pues las fallas se dan por la succión que ocasionan estos frentes (Houston et al., 1988; Crosta, 1998; Dai & Lee, 2001). Aunque no se han realizado muchas investigaciones al respecto, se destacan unas cuantas como Kim et al., 2004; Yeh et al., 2008; Trandafir et al., 2008; Cho, 2009.

Debido a lo anterior se han creado ecuaciones que determinan la profundidad del frente húmedo como la de Sun et al. (1998) pero como indicaron Yeh et al., (2008)

este tipo de ecuaciones aplican para suelos de una sola capa, por ello se han creado muchos métodos basados en laboratorio usando lluvias artificiales (e.g. Li et al., 2005; Singh et al., 2006; Tu et al., 2009). Se toma en cuenta que el avance del frente húmedo depende del ángulo de la ladera, la profundidad del suelo y la topografía del sustrato rocoso, así como de la intensidad de la lluvia, destacando que la humedad en la parte alta de las laderas influye más que en la parte baja y siendo muy influyente el porcentaje de humedad inicial (Hopp & McDonnell, 2009; Zehe et al., 2010; Ivanov et al., 2010).

Los modelos actuales que estudian el frente húmedo se basan, entre otros en propiedades como dimensión y dinámica del flujo, profundidad de estancamiento, conductividad hidráulica y condiciones de frontera de los cuales destacan Green & Ampt, 1911; Richards, 1931; Philip, 1957; Smith, 1972; Mein & Larson, 1973; Morel-Seytoux & Khanji, 1974; Smith & Parlange, 1978; y también se tienen modelos empíricos como el de Kostiaikov (1932) y el de Horton (1933). Cada uno tiene sus limitantes por razones como no considerar la profundidad de estancamiento como un dato explícito (Govindaraju et al., 1996) excepto el modelo de Green-Ampt y Richard, aunque el de Richard se torna complejo porque las funciones hidráulicas que no son lineales no se pueden analizar sí no es con una solución explícita de una ecuación diferencial (Bernadin, 1998).

De lo anterior se ha optado por usar el modelo de Green-Ampt (GA) como el que mejor describe el comportamiento del frente húmedo pues asume que para el frente húmedo se cumple que la cabeza de succión es constante, la conductividad hidráulica saturada es constante, el contenido de humedad es uniforme y toma en cuenta la profundidad de estancamiento y la forma del frente húmedo. A pesar de lo anterior, han sido múltiples los autores que han estudiado las teorías de GA (e.g. Philip 1969; Morel-Seytoux & Khanji, 1974; Kale & Sahoo, 2011) y quienes han establecido modelos empíricos a partir de dichas teorías (e.g. Aggelides & Youngs 1978; Bouwer, 1978; Freyberg et al., 1980; Kale & Sahoo, 2011). Sin embargo, se resumen a métodos de prueba y error que algunos trabajos han implementado a manera de iteración como el método de Newton-Rapson (Rao et al., 2009) y el método de Runge-Kutta (Enciso-Medina et al., 1998). Para evitar dicho “prueba y

error” han nacido investigaciones que dan soluciones explícitas para GA (e.g. Barry et al., 1995 y 2005; Serrano, 2001 y 2003; Ramos, 2007; Mailapalli et al., 2009).

5.1.5. Pruebas para analizar las características del frente húmedo

Entre las técnicas que se utilizan para analizar la tasa de infiltración del frente húmedo se tienen: las pruebas suelo-agua (Gaskin & Miller, 1996; Mori et al., 2005) y las pruebas de reflectometría (Dahan et al., 2007; Gvirtzman et al., 2008). Las anteriores se basan en la toma de datos puntuales. Al ser pruebas puntuales se necesitan múltiples puntos que se acerquen a resultados más exactos debido a la irregularidad de los flujos en el frente húmedo de tal manera que se determinen correctamente los parámetros hidráulicos del fluido y del suelo (Ghodatri & Jury, 1990).

Entre las pruebas no puntuales se tienen aquellas que se basan en la modificación del NAF (Dahan et al., 2007) y aquellas que se basan en la variación de la humedad del suelo usando técnicas geofísicas (Binley et al., 2002; Kowalsky et al., 2004; Chang et al., 2004). Estas técnicas permiten análisis más amplios y permiten la evaluación de una amplia zona de infiltración (Patterson & Bekele, 2011).

5.2. Inestabilidad de laderas por efecto del agua

La erosión del suelo es un problema ambiental complejo y grave en todo el planeta (Benito et al., 2003; Xu et al., 2017; Zhang et al., 2018). Los procesos y mecanismos de erosión del suelo están relacionados con las características de escorrentía e infiltración (Bouma y Imeson, 2000; Nie et al., 2015; Wu et al., 2017). Especialmente, en depósitos poco profundos, la infiltración de lluvia y la escorrentía pueden causar erosión del suelo (Cuomo y Sala, 2013).

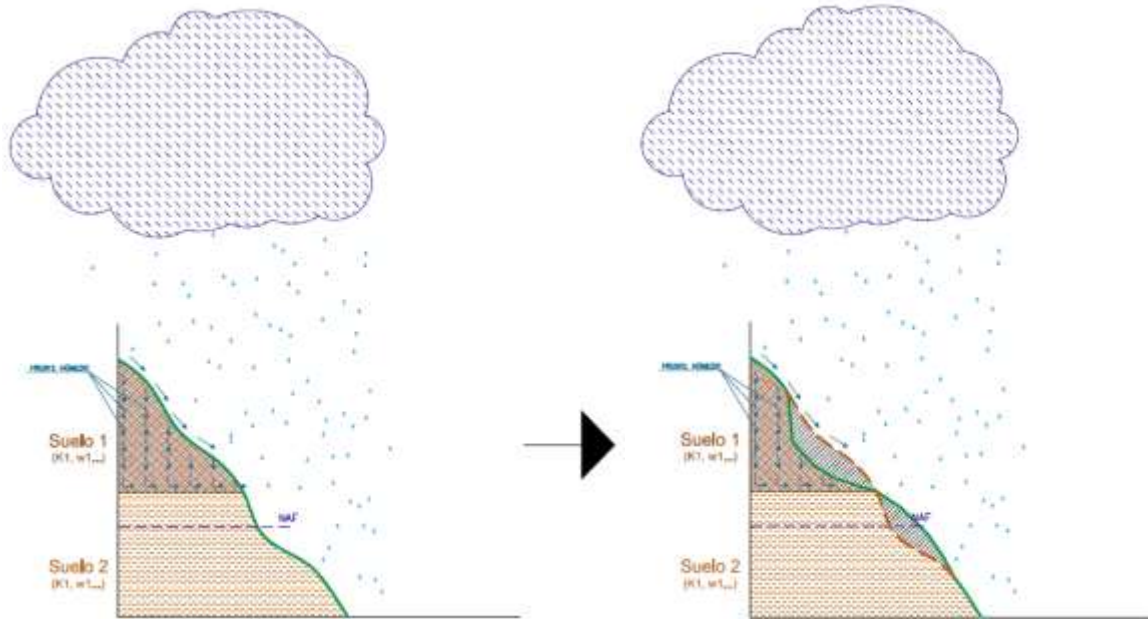


Figura 24. Esquema general del movimiento del frente húmedo. Por efecto de las lluvias una fracción del agua fluye como escorrentía y la otra se infiltra dentro de la masa de suelo, la propagación del agua que se infiltra es lo que se conoce como frente húmedo. Su profundidad está supeditada a las propiedades del suelo.

En áreas montañosas, las lluvias intensas causan escorrentía que ocasionan erosión y que depende en gran medida de las propiedades del suelo y que a su vez dependen de su material parental y las estructuras que haya podido heredar, en especial sí hay fracturas que permitan el ingreso de agua más fácilmente a la masa de suelo, lo que reduce su resistencia al corte ocasionando deslizamientos poco profundos (Nearing et al., 1991; Chen et al., 2006; Shen et al., 2015). La lluvia tiene un impacto inmenso en la humedad, la fuerza y el peso en capas de suelo poco profundas (Sorbino y Nicotera, 2013; Robinson et al., 2017; Amare et al., 2019). Asimismo, el ángulo de la pendiente tiene un efecto significativo en las respuestas hidráulicas en laderas poco profundas debido a la lluvia (Li et al., 2013; Chinkulkijniwat et al., 2016). Además, el potencial de ocurrencia de un fenómeno de inestabilidad, el tiempo que tarda para generarse y la cantidad de material que puede verse involucrado están relacionados con el ángulo de la pendiente (Gatto, 2000; Jiang et al., 2014; Mahmoodabadi & Sajjadi, 2015; Gayen et al., 2019). Por lo tanto, el ángulo de la pendiente también afecta en gran medida la inestabilidad de las laderas. La lluvia disminuye la resistencia al corte de los suelos no saturados cuando se disipa la presión negativa de los poros del agua (Santoso et al., 2011;

Springman et al., 2013; Chinkulkijniwat et al., 2016; Wu et al., 2018). La resistencia al corte se reduce principalmente cuando el suelo comienza a saturarse, para lo cual se han realizado diversos modelos físicos (e.g. Cerdà, 2002; Acharya et al., 2011; Martínez-Murillo et al., 2013; Zhang et al., 2016)

La infiltración tiene efecto en la inestabilidad de las laderas (Cerdà & García-Fayos, 1997; Cerdà, 1999) y que el tipo de suelo, la vegetación, la descarga de sedimentos, las condiciones de las lluvias y el uso del suelo son factores contribuyentes (Jiongxin, 1996; Luk et al., 1997, Zhong et al., 2013; Liu et al., 2016 y 2018).

Con respecto a la influencia de las lluvias, Marín y Velásquez (2020) refieren que cuando la conductividad hidráulica tiende a ser baja, no se permite que se desarrollen umbrales de intensidad y duración de la lluvia dada la leve y lenta respuesta que tiene el suelo a permitir la infiltración, pues, independientemente de la intensidad de lluvia, la infiltración alcanza un estado estable en el que la carga de presión de poros máxima no varía. Es por eso que Marín y Velásquez (2020) concluyeron que el tiempo en que se alcanza la condición de estabilidad depende principalmente de la profundidad del suelo, el nivel inicial de contenido de agua, el ángulo de la pendiente y la conductividad hidráulica saturada señalando que cuanto mayor es la pendiente, más rápido se alcanza el estado estacionario porque (i) la profundidad del suelo es inversamente proporcional al ángulo de la pendiente en estas simulaciones y (ii) la velocidad del flujo subsuperficial en la zona no saturada depende de la conductividad hidráulica que también depende de la carga de presión en una relación exponencial y que además el aumento de la conductividad hidráulica saturada no produce una variación notable en los umbrales de lluvia.

En cuanto al grado de humedad que puede alcanzar un suelo por efecto de una lluvia, se sugiere que la distribución de humedad a largo plazo en el suelo tiene lugar solo en los primeros 30 días, después de los cuales ocurren cambios menores. El-Hames & Wagdany (2013) notaron que una tormenta de lluvia de 20 a 50 mm/h en un período corto (aproximadamente 20 minutos) generalmente es capaz de saturar los 40 cm superiores del suelo y luego comienza a redistribuirse a profundidades más bajas a una velocidad mucho más lenta. Con una intensidad de lluvia aún

mayor, el frente húmedo tarda unos 70 min en alcanzar una profundidad de 160 cm, encontrando así que la intensidad de la lluvia no es un factor significativo a este respecto; sin embargo, el efecto de la duración de la lluvia es más relevante en la profundidad de propagación del frente de húmedo, aunque la profundidad máxima de un evento de 2 días con una intensidad de 100 mm/h no excede los 3 m

Entre otras observaciones de El-Hames & Wagdany (2013) se destacan que el contenido de humedad inicial juega un papel importante en términos de profundidad de humectación alcanzada pues éste comienza a aumentar a medida que el frente húmedo alcanza mayores profundidades y el contenido de humedad se acerca a la saturación; que la generación de escorrentía en el área también está controlada por el contenido inicial de humedad del suelo, y que al disminuir la tasa de infiltración con el tiempo, el efecto de incorporar una cabeza de presión muestra un aumento en la tasa de infiltración con el tiempo. Por lo tanto, para controlar la erosión por colapso (i.e. la inestabilidad de las laderas), es importante lograr una comprensión integral de las respuestas hidráulicas complejas debido a la lluvia, el contenido de humedad, la presión de poros y el comportamiento del frente húmedo durante las fuertes lluvias (Liu et al., 2020).

La succión que se genera por el frente húmedo, que interviene en la forma y profundidad de la falla, está relacionada con el potencial de almacenamiento de aire (que depende del tamaño de las partículas), la tasa de saturación (que depende de la uniformidad de los tamaños de las partículas), la humedad del suelo cuando está saturado (relacionado con el peso unitario) y la humedad del suelo cuando no está saturado (que depende del contenido de finos) (Kenanoğlu et al., 2019).

Los deslizamientos ocasionados por el frente húmedo cuando hay lluvias precedentes son poco profundos (menores a 5 m) y de rápidos a muy rápidos (Cruden & Varnes, 1996; Nefeslioglu et al., 2011).

Liu et. al (2020) concluyeron algunos aspectos importantes respecto a la inestabilidad ocasionada por los frentes húmedos:

1. Cuando el colapso de la masa de suelo ocurre, el suelo residual no estaba saturado inicialmente y su humedad era aproximadamente menor que el

límite líquido. Una pendiente más suave resulta en una mejor acumulación de agua de lluvia, un aumento más rápido del contenido de humedad, pero un colapso más lento del suelo.

2. La presión de poros en la parte baja de las laderas aumenta más rápido que la presión de poros en las partes altas y medias de las laderas.
3. El avance del frente húmedo para una pendiente suave se puede dividir en dos etapas, un período de humectación rápida y un período de humectación estable. Para una pendiente pronunciada, se puede dividir en tres etapas, a saber, un período de humectación rápida, un período de estancamiento y un período estable.

5.2.1. Efectos de la vegetación

La vegetación es una medida efectiva de mitigación de deslizamientos de tierra, ya que mejora la resistencia al corte del suelo a través de una serie de efectos mecánicos e hidrológicos (Norris et al., 2008). Si bien el efecto mecánico de la vegetación en la estabilización de las laderas ha sido ampliamente estudiado (e.g. Wu, 1979; Mickovski et al., 2009; Bordoni et al., 2016), el efecto hidrológico de las plantas rara vez ha sido cuantificado y reportado en la literatura científica (Stokes et al., 2014).

El efecto de la vegetación se comprende por el principio del esfuerzo efectivo (Lu & Likos, 2004) pues es éste el que da a conocer el potencial de succión de las plantas, siendo negativo al tratarse de una succión pero que afecta positivamente la resistencia del suelo a medida que se torna más negativo, es decir, a mayor succión de las plantas, mayor resistencia del suelo (Lu & Griffiths, 2006; Lu et al., 2010; Lu & Godt, 2013).

Los efectos de la vegetación dependen también de sí el suelo está seco o húmedo pues en temporadas húmedas las plantas interceptan el agua lluvia impidiendo que parte de esa agua se infiltre en el suelo, pero la que sí logra infiltrarse lo hace, bien sea directamente en la superficie del suelo o a través del tallo y las raíces de las plantas en cuyo caso se forman parches de agua en el interior del suelo (Simon & Collison, 2002; Rodríguez-Iturbe & Porporato, 2007; Llorens & Domingo, 2007;

Liang et al., 2011; Lu & Godt, 2013; Levia & Germer, 2015). Por su parte en temporadas secas las plantas tienden a succionar el agua desde la raíz después de que ocurre una lluvia y esto tiende a abrir canales de flujo preferencial, y, en cualquier caso, ese efecto de absorción de agua es el más importante pues las plantas necesitan de ese líquido para sobrevivir y generar la evapotranspiración (Rodríguez-Iturbe & Porporato, 2007; Laio, 2006; Liang et al., 2011). Es esa evapotranspiración la que reduce el grado de saturación del suelo y la presión de poros lo que implica un aumento en la resistencia al corte (Vanapalli et al., 1996; Gonzalez-Ollauri & Mickovski, 2017).

5.3. Inestabilidad de laderas en suelos piroclásticos

Algunas de las características que se pueden destacar de los suelos piroclásticos es que consisten de capas de pómez y ceniza. Las pómez se pueden considerar como suelos gruesos (gravosas o arenosas) mientras que las cenizas se pueden considerar como más finos (limosas, o en algunos casos arenosas). Su espesor suele estar relacionado con la distancia a la que se localizan desde su fuente emisora y al número de eventos eruptivos que contribuyeron a su formación, así como la pendiente en la cual se hayan depositado (siendo menor su espesor a mayor ángulo de la pendiente). Los depósitos piroclásticos se mantienen adheridos a las pendientes debido a su resistencia al corte (Olivares et al., 2003b; Olivares & Damiano, 2007).

Sí un suelo piroclástico está inicialmente insaturado, su principal causa de falla será el incremento de contenido de agua causado por la infiltración de las aguas lluvias que genera reducción en la succión del suelo y la resistencia al corte destacando que cualquier lluvia implica un cambio en la succión del suelo, pero es más notorio en suelos poco profundos que son sometidos a lluvia de larga duración (Pagano et al., 2010). En temporadas húmedas, el flujo se infiltra en los depósitos piroclásticos en dirección prácticamente vertical mientras que en temporadas secas se infiltra inicialmente de una manera más o menos paralela a la pendiente y luego se torna perpendicular a la superficie del suelo, lo anterior por efecto de la evapotranspiración. El gradiente hidráulico está controlado por la infiltración en

temporadas húmedas y está controlado por la evapotranspiración en temporadas secas (Evangelista et al., 2003; Olivares et al., 2003; Pagano et al., 2008)

Para poder simular condiciones hidráulicas en suelos de origen volcánico, se han usado cenizas insaturadas puestas sobre una pendiente y sometidas a una lluvia artificial donde determinaron que el mecanismo de falla en este tipo de suelos depende fuertemente de la relación de vacíos del suelo destacando la influencia del contenido de humedad inicial, así como del grado de saturación, la presión de poros y la succión de suelos granulares (Pagano et al., 2010).

La falla en las masas de suelo que tiende a ser muy sueltas se anuncian por el colapso volumétrico del suelo que, a su vez, se revela por el agrietamiento y el asentamiento su superficie y se caracteriza por la acumulación de altas presiones positivas en los poros. En algunos casos, el suelo se satura completamente y, por lo tanto, hay una pérdida total de resistencia, ésta se produce como consecuencia de la interacción dinámica entre el agua y las partículas del suelo (Musso & Olivares, 2004; Olivares & Damiano, 2007). En contraste, en el caso de suelos densos, la deformación previa a la falla es muy pequeña; la presión de poro no sufre un cambio significativo y la velocidad del deslizamiento de tierra desencadenado es mucho menor (Picarelli et al., 2008). Los suelos volcánicos tienden a ser poco densos pues su proceso de formación es menor a 10.000 años y no han sido sometidos a procesos de compactación tan prolongados como suelos más antiguos (Pagano et al., 2010). Existen dos grupos geotécnicos distintos de suelos volcánicos: suelos cohesivos y no cohesivos (friccionantes), independientemente de su origen (Del Potro & Hurlimann, 2008).

Los suelos de ceniza volcánica suelen ser de grano fino (es decir, materiales limosos de baja plasticidad y alta plasticidad que tienen contenidos orgánicos y suelos orgánicos clasificados según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS) como ML, MH o incluso OH); por su parte los suelos de tamaño lapilli suelen considerarse según SUCS como arenas limosas (SM). Además, se menciona que la haloisita es un mineral común producto de la alteración de materiales como cenizas volcánicas (Uyeturk et al., 2020).

Los suelos volcánicos tienen características geotécnicas particulares puesto que son depósitos que presentan competencia geomecánica entre roca débil y materiales cementados, en donde la porosidad es muy importante y el grado de cementación le asigna su cohesión y se destaca que esos suelos adquieren cierta resistencia a la tensión por su cementación y tienden a ser dúctiles cuando los esfuerzos son bajos, y el incremento de saturación implica una reducción en su resistencia al corte debido a que se ablanda el material que une las partículas (Leroueil & Vaughan, 1990; Butenuth et al., 1995). La presión de poros se ha atribuido como esencial en la desestabilización de laderas (Mousavi, 2017) pues la inestabilidad está relacionada con el aumento de las presiones de agua en los poros desarrolladas debido a la porosidad del material no soldado, que es común en terrenos volcánicos y húmedos (Borja et al., 2006).

Fapuleai & Németh (2019) refieren que la palagonitización (i.e. alteración de vidrio volcánico) de cenizas finas y húmedas proporciona buenos ejemplos de humectación y secado repetidos de cenizas volcánicas en condiciones tropicales. La meteorización mecánica a escala microscópica en la superficie de piroclastos individuales o en minerales en rocas ígneas coherentes se infiere que contribuye a los procesos que inician los desprendimientos de rocas y deslizamientos de tierra.

Fepuleai & Németh (2019) dedujeron características importantes de cómo influye la lluvia en la inestabilidad de laderas modeladas en suelos volcánicos de ambiente tropical destacando que:

- i. La morfología de la pendiente, la elevación y las características de la lluvia afectan notablemente el comportamiento hidrológico en una ladera.
- ii. En una ladera sin erosión pluvial, el tiempo de llegada del frente de húmedo (i.e. la velocidad con la que se desplaza) durante la actividad de lluvia intensa aumenta con la profundidad independientemente de la elevación de la ladera, mientras que los valores de la velocidad del frente húmedo disminuyen con la profundidad de la ladera en su parte más baja durante eventos de lluvia de intensidad moderada. El tiempo de llegada del frente de húmedo a una

profundidad dada en una ladera con erosión pluvial es menor que el de una ladera sin erosión pluvial.

- iii. La velocidad con la que se desplaza el frente húmedo a profundidades mayores en la parte baja de una ladera con erosión pluvial es notablemente menor que la velocidad con la que se desplaza en la parte alta durante la lluvia con intensidades moderadas, mientras que estos valores en la parte alta de la ladera, la parte media y la parte baja son casi uniformes en precipitaciones extremas de alta intensidad.
- iv. En una región montañosa propensa a inestabilidad de laderas, los fenómenos de remoción en masa en laderas con erosión pluvial pueden ocurrir más rápido que en una pendiente sin erosión pluvial.



Figura 25. Ejemplo de deslizamiento en suelo piroclástico.

5.4. Inestabilidad de laderas en suelos residuales

Los suelos residuales son el resultado de la meteorización *in situ* de la roca madre y se caracterizan por su variedad y heterogeneidad. No han sido bien estudiados y su comportamiento geotécnico es muy diferente al de los suelos sedimentarios. Dado que algunos principios de la mecánica de suelos basados en suelos

sedimentarios no son apropiados para suelos residuales, se han propuesto varias ideas diferentes para clasificar las propiedades de ingeniería de los suelos residuales (e.g. Uriel & Serrano, 1973; Sridharan, 1988; Vaughan et al., 1988; Wesley, 1988). Sin embargo, las influencias de la mineralogía, las propiedades físicas, el historial de esfuerzos y la cohesión en el comportamiento de ingeniería de los suelos aún no se han resuelto del todo (Hürlimann et al., 2001).

Este tipo de suelos cuando no están saturados en pendientes empinadas son estables debido a la succión existente en el suelo, lo que aumenta la resistencia al corte a través de la cohesión aparente (Tarhan, 1991; Olivares & Picarelli, 2003; Damiano et al., 2012).

Uyertuk et al. (2020) determinaron varias características que son comunes en los suelos residuales descompuestos de diferentes rocas volcánicas de lo que se destaca que:

- El límite de líquido se reduce hasta en un 30% con secado y provoca cambios en la clasificación SUCS de los suelos, y que, por lo tanto, es crucial determinar los límites de Atterberg de los suelos residuales sin ningún tipo de secado antes de la prueba
- Este tipo de suelos son de consistencia media-rígida y se clasifican como categoría media a extra sensible, tienen alta porosidad, y alta relación de vacíos, así como peso unitario seco bajo
- Debido a la precipitación en estaciones lluviosas, la succión disminuye y conduce a fallas en forma de movimiento traslacional que tiene superficies de falla paralelas a la superficie de contactos de estos suelos.
- Los deslizamientos generados en este tipo de suelos requieren de medidas de mitigación y planificación del uso del suelo, mapeo de susceptibilidad de deslizamientos de tierra y umbrales de intensidad-duración de la lluvia específicos, por lo que se sabe que dependen de las propiedades hidromecánicas insaturadas de los suelos.



Site 1



Site 3



Site 4



Site 5

Figura 26. Ejemplos de deslizamientos en suelos residuales (Uyeturk et. al, 2020).

6. Metodología

Para la realización de este trabajo, se aplicó la siguiente metodología:

6.1. Etapa 1: Caracterización geológico-geotécnica de los materiales involucrados

Comprendió la caracterización geológica y geotécnica de los suelos de caída piroclástica y los suelos residuales de las unidades litoestratigráficas de la microcuenca de la quebrada El Perro de Manizales, específicamente en las superficies de contacto ceniza volcánica – suelo residual, ceniza volcánica – ceniza volcánica y suelo residual – roca fresca.

Para esta etapa se hizo recorrido de campo con la finalidad de identificar espesores, texturas, humedad relativa, grado de plasticidad y composición mineralógica de los suelos, para de esta manera, crear un modelo geotécnico que muestre los contactos entre los estratos y sus disposiciones.

Para el muestreo se usó una barrena helicoidal accionada mecánicamente con métodos manuales de excavación como uso de palas o palines. Se obtuvieron dos tipos de muestra: alterada, la cual se almacenó en bolsa, e inalterada, la cual se almacenó en tubo shelby. Las muestras alteradas fueron analizadas mediante ensayos de granulometría, límites de consistencia, humedad y permeabilidad. Las muestras inalteradas fueron analizadas mediante ensayos de corte directo y compresión confinada.

La descripción y extracción de muestras se hizo según la normativa vigente: norma INV-E 102 e INV-E 105 del manual de procedimientos para materiales de carreteras (INVIAS, 2013), respectivamente.

Se construyó el modelo geológico-geotécnico y se definieron las unidades de geología para ingeniería según las recomendaciones de la guía metodológica para estudios de amenaza, vulnerabilidad y riesgo por movimientos en masa (Servicio Geológico Colombiano, 2016).

6.1.1. Extracción de muestras

Para la extracción de muestras inalteradas (INV-E 105):

Esta extracción se hace de la siguiente manera: Se avanza la perforación hasta la profundidad del muestreo. Se limpia el orificio ya perforado hasta la profundidad requerida para el muestreo usando el método preferido que asegure que el material del muestreo no sea alterado. Si se encuentran aguas freáticas en el fondo, se mantiene el nivel del líquido en el orificio al mismo nivel o a un nivel superior al de las aguas freáticas durante la operación de muestreo.

Se coloca el tubo de muestreo (cuya estructura puede observarse en la Figura 27) de manera que su extremo descansa en el fondo del orificio. Se registra la profundidad hasta el fondo del tubo muestreador, redondeada a 0,3 m. Se inserta el toma-muestras sin rotación, mediante un movimiento continuo y relativamente rápido. Se determina la longitud de avance por la resistencia y condiciones del terreno, pero la longitud nunca debe pasar de 5 a 10 diámetros del tubo en arenas y de 10 a 15 diámetros del tubo en arcillas. Cuando el suelo es demasiado duro para usar el muestreador de empuje, se usa un martillo para hincarlo. Se retira el muestreador tan cuidadosamente como sea posible, con el fin de minimizar la perturbación de la muestra. En donde haya suelos blandos, la extracción del tubo muestreador se retrasa (generalmente de 5 a 30 minutos), lo cual puede mejorar la recuperación de la muestra.

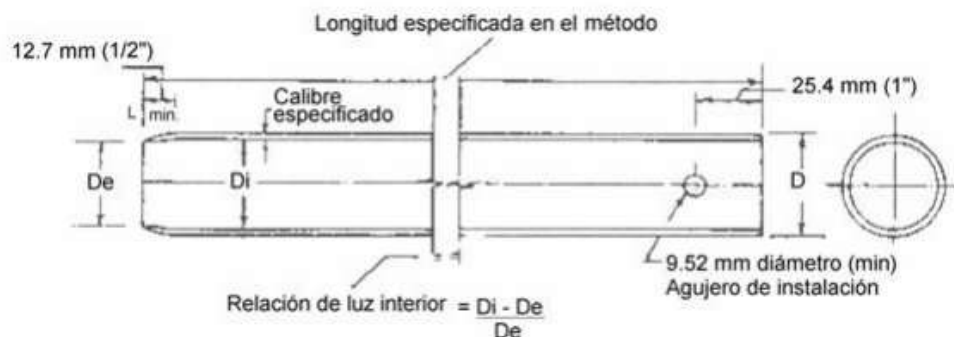


Figura 27. Muestreador de pared delgada (INVIAS, 2013). Este muestreador también se conoce como tubo Shelby y su longitud generalmente varía de los 30 a los 60 cm.

Para la extracción de muestras alteradas

Esta extracción se hace de la siguiente manera: Del mismo hoyo de donde se sacan las muestras inalteradas, se sacan las alteradas. Para ello basta con introducir la barrena helicoidal o la de cuchara (o sí aún es muy superficial se puede con pala), y el material que se extraiga será la muestra alterada. Se empaqueta en bolsa sellable con su respectiva etiqueta.

6.1.2. Ensayos de laboratorio

Los ensayos de laboratorio que se realizaron están normalizados por el Instituto Nacional de Vías (INVÍAS). A continuación, se presenta un resumen de los ensayos.

Granulometría por tamizado (INV-E 123)

Permite determinar de manera cuantitativa la distribución de los tamaños de las partículas de un suelo mediante el uso de una serie de tamices, esto en miras de construir la llamada “curva granulométrica” que provea información suficiente para clasificar el suelo según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS).

El ensayo se apoya de una serie de tamices (Figura 28). Para este caso específico se usa la serie de tamices 4, 10, 20, 40, 60, 100, y 200.



Figura 28. Serie de tamices (Colombia.bioweb.co). Los tamices usados en el ensayo serán los números 4, 10, 20, 40, 60, 100 y 200, entendiéndose el número como la cantidad de agujeros que caben en una pulgada cuadrada, por ejemplo, el tamiz 10 involucra una malla en la cual, si se divide en una grilla de pulgadas cuadradas, cada celda tendrá 10 agujeros en su interior, La distribución de tamices puede variar pero debe ser tal que permita generar una curva granulométrica bien distribuida.

Se pesa la muestra de suelo, usualmente se usan alrededor de 500 gr, pero puede variar dependiendo del tamaño máximo de las partículas que se quieren analizar;

esta debe estar previamente lavada para eliminar posibles contaminantes, para ser secada durante 24 horas en un horno.

Una vez secada se procede a introducir el suelo en la serie de tamices y se inicia el proceso de agitación, que incluye movimientos verticales, horizontales y circulares que bien puede realizarse con la máquina Ro-Tap o de manera manual. Este procedimiento debe tardar por lo menos 10 minutos.

Posterior a la agitación, se desmonta el juego de tamices y se verifica que el proceso esté terminado tomando como referencia que ninguna partícula retenida en los diversos tamices pasen a través de ellos durante un lapso de un minuto. Se pesa cada uno de las fracciones de suelo.

Este ensayo es indispensable porque es una parte fundamental en la clasificación granulométrica los suelos. Inicialmente subdivide los suelos en gruesos (sí más del 50% de la muestra de suelo es retenida por el tamiz 200) o finos (sí más del 50% de la muestra de suelo pasa el tamiz 200). Los suelos gruesos pueden ser gravosos o arenosos según el porcentaje de muestra de suelo retenida en el tamiz 4: sí más del 50% es retenida por este tamiz se considera grava y recibe el prefijo G, sí menos del 50% es retenida por este tamiz y a la vez más del 50% es retenida por el tamiz 200 se considera arena y recibe el prefijo S.

Del ensayo se obtiene la curva granulométrica de la cual se pueden calcular dos valores importantes: el coeficiente de uniformidad (C_u) y el coeficiente de curvatura (C_c), los cuales determinan si los agregados gruesos están bien o mal gradados y se obtienen según:

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad \text{Ecuación 11}$$

$$C_c = \frac{D_{30}^2}{D_{10} * D_{60}} \quad \text{Ecuación 12}$$

Donde D_{60} , D_{30} y D_{10} se refiere a diámetros de partículas y se obtienen de la curva granulométrica.

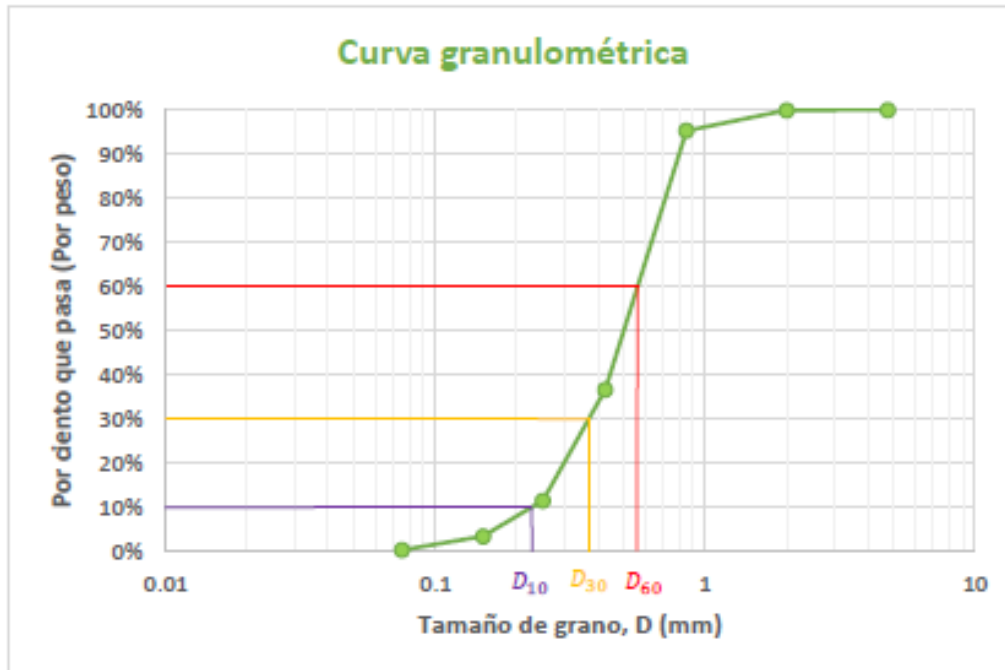


Figura 29. Ejemplo de una curva granulométrica. Nótese que D10, D30 y D60 corresponde al diámetro para el cual el 10%, 30% y 60%, respectivamente, de la muestra está por debajo de ese valor. Ej, un D30 de 0,5 mm quiere decir que el 30% de la muestra tiene diámetros menores a 0,5mm

En gravas: Sí C_u es mayor a 4 y C_c está entre 1 y 3 el suelo se considera bien gradado y recibe el sufijo W, sí alguna condición no se cumple, el suelo se considera mal gradado y recibe el sufijo P.

En arenas: Sí C_u es mayor a 6 y C_c está entre 1 y 3 el suelo estará bien gradado, de lo contrario estará mal gradado.

Determinación del límite líquido de los suelos (INV-E 125)

El límite líquido es el contenido de humedad por debajo del cual el suelo se comporta como un material plástico. A este nivel de contenido de humedad el suelo está en el vértice de cambiar su comportamiento al de un fluido viscoso.

El ensayo se apoya de la llamada “Cazuela de Casagrande” (Figura 30), con la cual se cuenta el número de golpes que sean requeridos para que una ranura hecha en el centro de la muestra, se cierre completamente.



Figura 30. Cazuela de Casagrande (Pinzuar.com.co). La cazuela o cuchara de Casagrande puede ser electrónica o manual, en cualquier caso, deberá estar calibrada de tal manera que la altura de caída sea de aproximadamente un centímetro.

Se mezcla completamente el espécimen con agua ajustando su contenido para que adquiera la consistencia necesaria para que se requieran entre 25 y 35 golpes de la cazuela para cerrar la ranura que se formó en el suelo con ayuda del ranurador; asimismo se remezcla para que sean necesarios entre 20 y 30 y entre 15 y 25 golpes de la cazuela para cerrar la ranura que se forma en el suelo.

Para cada uno de los casos, el suelo colocado en la cazuela se divide con una pasada firme del ranurador. Se registra el número de golpes requerido para cerrar la ranura.

Se toma el recipiente con la porción de suelo, se pesa y se anota el valor obtenido. Se seca durante 24 horas y se registra el peso seco.

Este ensayo es importante porque junto al tamizado y al límite plástico (que se verá a continuación) son los ensayos requeridos para clasificar un suelo según SUCS.

Límite plástico e índice de plasticidad de los suelos (INV-E 126)

Se define el límite plástico como el contenido de humedad por debajo del cual se puede considerar el suelo como material no plástico.

En este ensayo lo que se busca es que, a partir de un espécimen de suelo, se hagan “rollitos” amasando la muestra, hasta el punto en el cual los rollitos comiencen a agrietarse.

Se seleccionan de 1,5 a 2 gr de espécimen de suelo. Se forman rollos con la masa de suelo bien sea de manera manual o con un aparato de enrollamiento. Cuando el diámetro del rollo llegue a 3,2 mm, éste se divide en varios trozos. Se vuelve a formar una masa elipsoidal. Se forman rollos de nuevo. Esto se repite hasta que los rollos presenten fisuras. Se recogen las porciones de suelo desmoronado y se colocan en un recipiente adecuado de masa conocida. Se repite el proceso con otros 2 gr de espécimen de suelo. Se determina el contenido de agua de los especímenes.

Este ensayo es importante porque junto al tamizado y al límite líquido son los ensayos requeridos para clasificar un suelo según SUCS.

Los límites de consistencia o límites de Atterberg, en especial el líquido y plástico, permiten clasificar suelos finos según la carta de Casagrande con ayuda de la carta de Casagrande expuesta en la Figura 31.

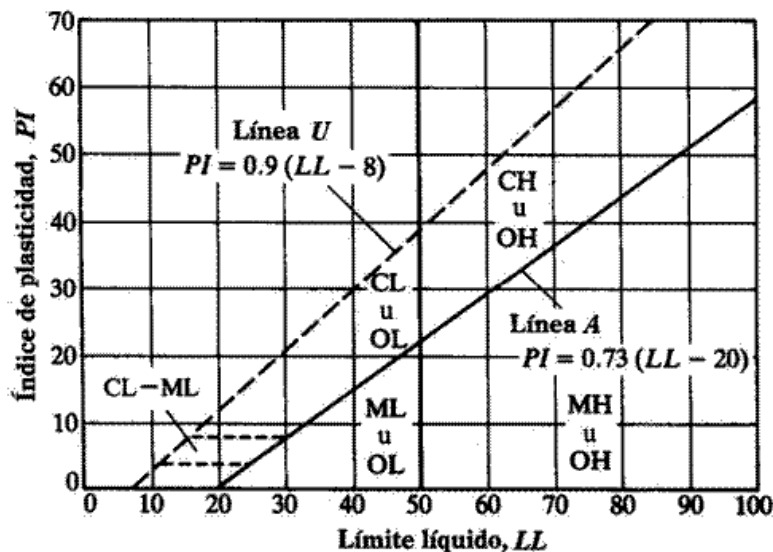


Figura 31. Carta de Casagrande (ASTM D-2487-93). Con base en los resultados de los límites de Atterberg, se plotea índice de plasticidad vs límite líquido con el ánimo de clasificar el suelo fino. C corresponde arcillas y M corresponde a limos, por su parte H involucra alta plasticidad y L significa baja plasticidad. El prefijo O se refiere a suelos orgánicos.

Se debe calcular el índice de plasticidad (IP) y la magnitud de la línea A (LA), así:

$$IP = LL - LP \quad \text{Ecuación 13}$$

$$LA = 0,73 * (LL - 20) \quad \text{Ecuación 14}$$

Donde LL y LP son los límites líquido y plástico, respectivamente.

De lo anterior se concluye que:

- Sí $LL > 50$ e $IP > LA$, el suelo será una arcilla de alta plasticidad y recibe el símbolo CH.
- Sí $LL < 50$ e $IP > LA$, el suelo será una arcilla de baja plasticidad y recibe el símbolo CL.
- Sí $LL > 50$ e $IP < LA$, el suelo será un limo de alta plasticidad y recibe el símbolo MH.
- Sí $LL < 50$ e $IP < LA$, el suelo será un limo de baja plasticidad y recibe el símbolo ML.

Contenido de humedad (INV-E 135)

La determinación de contenido de humedad es un ensayo rutinario de laboratorio para determinar la cantidad de agua presente en una cantidad dada de suelo en términos de su peso en seco.

$$\omega = \frac{W_s}{W_w} \quad \text{Ecuación 15}$$

Donde W_w es el peso de agua y W_s es el peso de los sólidos en el suelo.

Su objetivo es determinar el contenido de agua (humedad) de una muestra de suelo, secándola en una mufla.

Existen varios métodos destinados a encontrar la humedad natural de los suelos, pero de todos el que más destaca es el que usa el horno (o mufla) como equipo principal. Con este método se busca secar la muestra de suelo hasta que adquiera un peso constante, o bien, durante 24 horas, tiempo para el cual se asegura que la muestra está totalmente seca. Se registra la masa de un recipiente limpio y seco.

Paso a seguir se elige la muestra de suelo que se va a ensayar, se coloca esta muestra húmeda en el recipiente, se procede a pesar nuevamente el recipiente ya con la muestra adentro usando una balanza apropiada.

Se prosigue a colocar el recipiente con el material húmedo en el horno (Aprox. 110°C) para secar el material hasta que tenga una masa constante, se recomienda dejar el material en el horno de un día para otro ya que para tener una masa constante depende del tipo de material, tamaño o por la capacidad del horno.

Después que el material se haya secado y tenga una masa constante, se remueve el recipiente del horno, se deja pasar un lapso de tiempo hasta que el recipiente tome una temperatura ambiente, luego de esto, se pesa el recipiente en la misma balanza usada para determinar las masas anteriores.

Se torna importante porque con el contenido de humedad se puede hacer una idea de la capacidad de almacenamiento hidráulico que un estrato de suelo posee y por tanto da una idea preliminar de la posición del frente húmedo en un momento dado.

Peso unitario de los suelos (INV-E 217)

El peso unitario es la masa de un volumen de suelo que incluye tanto las partículas sólidas como los vacíos.

$$\gamma = \frac{W}{V} \quad \text{Ecuación 16}$$

Donde W es el peso de la muestra y V es el volumen que ocupa.

El ensayo es muy sencillo en la medida que se basa en calcular el volumen de una probeta que usualmente es cilíndrica y pesar dicho volumen en una balanza.

Se introduce una primera capa de muestra en un recipiente dentro del cual se compactará con la ayuda de un compactador con 25 golpes distribuidos en el área superficial de la muestra, luego se introduce una segunda capa, se compacta de nuevo con 25 golpes, y finalmente una tercera capa que también se compacta. Luego se enrasa al recipiente.

A la probeta obtenida se le toman tres datos de medida de diámetro (una en la mitad de la altura, otra en la mitad entre el centro y la parte superior de la probeta, y otra en la mitad entre el centro y la de la parte inferior de la probeta).

Asimismo, se toman tres datos de medida de altura (a 120° de diferencia cada uno). Se promedian los datos respectivos. Se pesa en la balanza.

El peso unitario varía según si el suelo está seco, saturado o parcialmente saturado, con la variación de la posición del frente húmedo el peso unitario también varía influyendo en la generación de movimientos en masa.

Permeabilidad de suelos granulares (cabeza constante) (INV-E 130)

La permeabilidad de un suelo es, en síntesis, la capacidad que tiene de permitir el paso de un fluido a través de sus poros.

Para conocer la permeabilidad se procede a determinar una constante k , conocida como coeficiente de permeabilidad, que depende de propiedades como la granulometría, la viscosidad del fluido, el tamaño y distribución de los poros, la porosidad efectiva (es decir el grado de interconexión entre poros), el grado de saturación del suelo, entre otras que determinarán si un suelo es permeable cuando permite el paso de un fluido a una velocidad importante o impermeable cuando el paso del fluido es despreciable o nulo.

El coeficiente de permeabilidad se puede calcular bien a través del método de la cabeza constante (normatizado en Colombia) o bien a partir del método de la cabeza variable (sin normativa, pero con procedimiento establecido).

Se toman medidas iniciales como el diámetro del permeámetro, la longitud entre las salidas del manómetro y el diámetro de la muestra para calcular su área transversal (tanto el permeámetro como el manómetro se muestran en la Figura 32). Se introduce la muestra al permeámetro capa a capa compactando cada una de ellas para prepararla con todos los elementos necesarios para iniciar el ensayo. Se abre la válvula del tanque de modo tal que se alcance una condición de cabeza estable para que no haya variación evidente de presión en los manómetros.

En la cabeza constante se busca medir un caudal, el cual hace referencia al volumen de agua que pasa por una determinada sección transversal en un tiempo determinado. Para ello se mide el tiempo que se tarda un flujo de agua, que pasa por una muestra de suelo, para ocupar un cierto volumen. En la cabeza variable, a medida que el flujo vaya descendiendo se hace lectura del tiempo transcurrido para recorrer una cierta distancia y se toma el dato de la diferencia de alturas. Al recorrer

una distancia de X cms (que varía según juicio del laboratorista) se detiene el ensayo.



Figura 32. Equipo de permeabilidad (Pinzuar.com.co). En la esquina superior izquierda se presenta el permeámetro que consta de dos válvulas: una de entrada y una de salida, y de un frasco de plástico de tres pulgadas de diámetro insertado en un esqueleto metálico. Debajo del permeámetro se muestran los accesorios: una manguera de un tercio de pulgada de diámetro, dos válvulas, dos piedras porosas, un resorte y dos cauchos que ayudan a cerrar el permeámetro. En la derecha se muestra el manómetro que para este caso es una regla de un metro de longitud.

Conocer el coeficiente de permeabilidad de un suelo se torna especialmente importante, pues es precisamente el contraste de permeabilidades entre estratos de suelo, el que ocasiona los deslizamientos cuando el frente húmedo alcanza la superficie de contacto.

Tabla 6. Valores típicos de permeabilidad (Casagrande, 1948). Nótese que a mayor tamaño de grano mayor es el coeficiente de permeabilidad.

Material	Coefficiente de Permeabilidad (cm/seg)
Grava fina a gruesa, limpia	10
Grava fina mal graduada	5
Arena muy gruesa, limpia	3
Arena gruesa, uniforme	0,4
Arena mediana, uniforme	0,1
Arena fina, uniforme	40×10^{-4}

Material	Coefficiente de Permeabilidad (cm/seg)
Arena limosa y grava, bien gradada	4×10^{-4}
Arena limosa	1×10^{-4}
Limo uniforme	$0,5 \times 10^{-4}$
Arcilla arenosa	$0,05 \times 10^{-4}$
Arcilla limosa	$0,01 \times 10^{-4}$
Arcilla (30 a 50% de las partículas tamaño arcilla)	$0,001 \times 10^{-4}$
Arcilla (>50% de las partículas tamaño arcilla)	1×10^{-9}

Compresión inconfiada en muestras de suelos (INV-E 152)

Se entiende por compresión al esfuerzo axial que tiende a hacer que un cuerpo se acorte en su longitud, ahora bien, la resistencia a compresión inconfiada se refiere a la carga por unidad de área bajo la cual una probeta de suelo falla en un ensayo de compresión simple.

Para este ensayo se utiliza el aparato de compresión (Figura 33), el cual busca aplicar una carga axial controlada a una probeta de suelo. Dado que este aparato está conectado a un computador, un programa especializado hace lectura del esfuerzo que se va aplicando hasta que se alcance un máximo. Este valor máximo hace referencia al esfuerzo que causó que la probeta fallara. Se denomina inconfiada porque la probeta se pone directamente en el aparato, sin ninguna pared o barrera que la esté confinando.

Se debe registrar la altura promedio. Se coloca la probeta en el aparato de compresión, centrada y de modo tal que la placa superior del aparato coincida con la cara superior del cilindro. El controlador del aparato debe estar en ceros antes de iniciar el ensayo para que se pueda proceder a activar el aparato controlando la carga.



Figura 33. Aparato de compresión inconfiada en suelos(Pinzuar.com.co). El aparato imprime una fuerza axial de 5 o 50 KN, y avanza a una velocidad controlada. Mientras tanto, se registran las deformaciones verticales ocasionadas por diferentes magnitudes de esfuerzo.

Una vez el procedimiento inicie, se debe esperar hasta que la carga a la que está siendo sometida la probeta llegue a un máximo y genera una falla en la probeta, momento en el cual el valor de la carga comienza a descender. Es en ese instante cuando se detiene el funcionamiento del aparato. Si la muestra no falló, se le puede aplicar una nueva carga que aumente en mayor grado hasta que la probeta falle. Lo que se busca es construir una curva esfuerzo vs deformación que evidencie el momento en el cual la muestra alcanzó su resistencia máxima, tal y como se muestra en la Figura 34.

Su principal importancia está en conocer, de manera muy rápida, un valor de resistencia a la compresión en suelos que tengan la cohesión suficiente para ensayarse de manera inconfiada. Para suelos netamente cohesivos, se puede obtener la magnitud de su cohesión dividiendo la resistencia última a la compresión por 2. La cohesión, junto al peso unitario y el ángulo de fricción, son indispensables para conocer la probabilidad de falla de una masa de suelo si se basa en el criterio de Mohr-Coulomb.

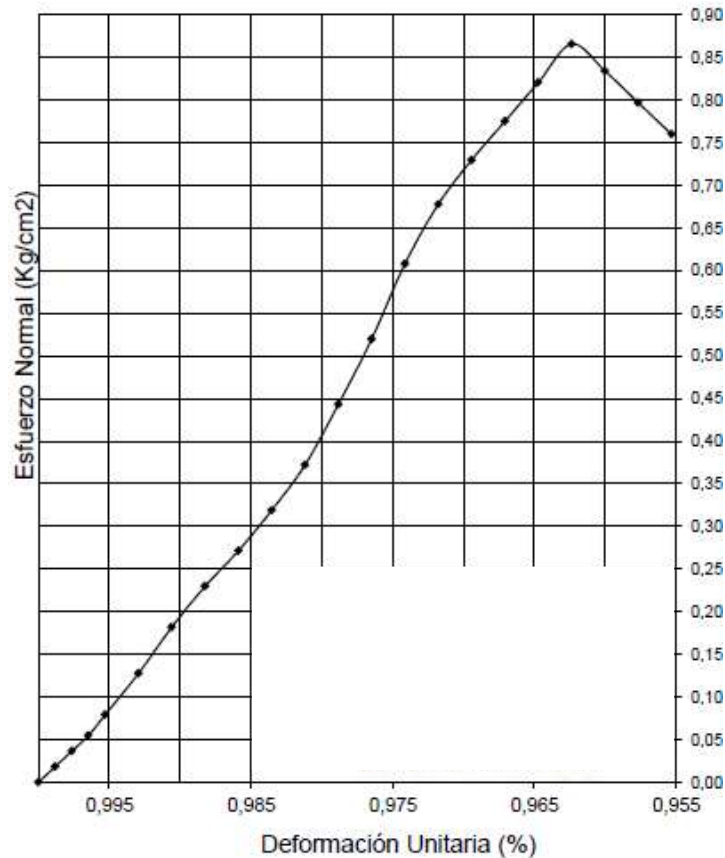


Figura 34. Ejemplo de una gráfica esfuerzo-deformación. Este gráfico es el resultado de un ensayo de compresión inconfiada. La relación esfuerzo-deformación tiene tendencia lineal y exhibe cómo la muestra se deforma a medida que el esfuerzo aumenta (campo dúctil), una vez el esfuerzo supera la resistencia última del material, la muestra falla (campo frágil) y deja de tener una tendencia ascendente para exhibir un descenso. La cima de la curva es la resistencia a la compresión última representada como Q_u .

Ensayo de corte directo en condición consolidada drenada (INV-E 154)

La finalidad de los ensayos de corte, es determinar la resistencia de una muestra de suelo, sometida a fatigas y/o deformaciones que simulen las que existen o existirán en terreno producto de la aplicación de una carga.

En este ensayo se debe tener consideración de la definición de esfuerzo normal nominal, que es la fuerza vertical aplicada sobre unidad de área y, el esfuerzo cortante nominal, que es la fuerza de corte aplicada sobre la unidad de área.

El ensayo de corte directo consiste en hacer deslizar una porción de suelo, respecto a otra a lo largo de un plano de falla predeterminado mediante la acción de una fuerza de corte horizontal incrementada, mientras se aplica una carga normal al plano del movimiento.

Para conocer la resistencia en laboratorio se usa el aparato de corte directo (Figura 35), siendo el más típico una caja de sección circular dividida horizontalmente en dos mitades.



Figura 35. Aparato de corte directo en suelos (Pinzuar.com.co). De manera similar al aparato de compresión mostrado en la Figura 33, la máquina de corte imprime un esfuerzo de 5 o 50 KN a velocidad controlada pero en dirección tangencial haciendo un efecto de “corte”. Para este caso se debe repetir el ensayo tres veces con cargas diferentes. Un programa registra la deformación ocasionada por cada esfuerzo.

Dentro de ella se coloca la muestra de suelo con piedras porosas en ambos extremos, se aplica una carga vertical de confinamiento y luego una carga horizontal creciente que origina el desplazamiento de la mitad móvil de la caja originando el corte de la muestra.

Al final, con ayuda de un programa al cual está conectado el aparato, se grafican en escala natural las curvas de deformación, donde la ordenada será la deformación horizontal y la abscisa el esfuerzo. Como el ensayo se repite tres veces, se toma registro de las tres resistencias últimas, de tal manera que se obtengan tres puntos a los cuales se les aplica una regresión lineal tal y como se observa en la Figura 36. Con los valores de carga vertical y tangencial se calcula la tensión tangencial y la

tensión normal. Gráficamente se pueden obtener el esfuerzo cortante (τ) y el esfuerzo normal (σ).

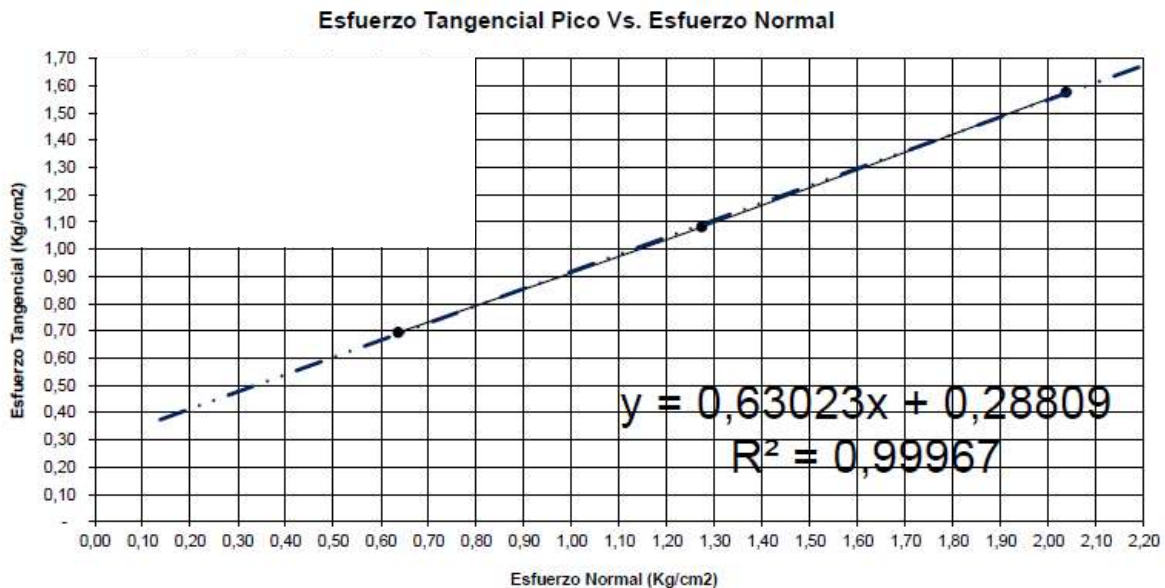


Figura 36. Ejemplo de una gráfica esfuerzo normal-esfuerzo cortante. Esta gráfica es el resultado de un ensayo de corte directo. Previo a la construcción de este gráfico, se tuvieron tres curvas similares a la presentada en la Figura 34 con la diferencia de que ya no se tiene la resistencia última a la compresión sino la resistencia última al corte. Cada una de las resistencias últimas se grafica como un punto en la gráfica esfuerzo normal vs esfuerzo tangencial tomando en cuenta que el esfuerzo normal será la carga axial inducida en el aparato y el esfuerzo tangencial la resistencia última al corte. A partir de la ecuación de la curva resultado de la regresión lineal de los tres puntos, se calcula cohesión como el intersección en el eje Y y fricción con el arco tangente de la pendiente.

El arco tangente de la pendiente de la recta será el ángulo de fricción y el intersección en el eje Y será la cohesión.

Como se mencionó anteriormente, el ángulo de fricción, la cohesión y el peso unitario, son indispensables para conocer la probabilidad de falla de una masa de suelo si se basa en el criterio de Mohr-Coulomb. Los análisis de falla por efecto de la posición del frente húmedo usarán este criterio de falla.

6.1.3. Complemento de los ensayos de laboratorio

La información geomecánica se complementó con información secundaria relacionada con resultados de ensayos de laboratorio llevados a cabo en los suelos que conforman la zona de estudio con el fin de obtener información estadísticamente más confiable, de fácil acceso y de bajo costo.

Para el análisis estadístico se tomaron en cuenta resultados de pruebas como granulometría, límites líquido y plástico, peso unitario, humedad, resistencia a la compresión inconfiada, resistencia al corte directo y permeabilidad que hayan sido realizados en los materiales de interés. Estos resultados se discriminaron según el tipo de material involucrado en los ensayos.

Dado que la población son todos los resultados de los ensayos de laboratorio que se hayan realizado en las formaciones de interés, se realizó un muestreo de tipo probabilístico para reducir el número de datos a tomar en cuenta, pero garantizando que la muestra fuera suficiente para representar a la población.

Con base en lo anterior, la muestra representa el número de datos geomecánicos necesarios para obtener un parámetro confiable. Se utilizó la propuesta de Calle et al. (2014), para determinar los niveles de confianza que se presentan en la Tabla 7. En este caso se aboga por el principio que reza que todos los elementos tienen la misma probabilidad de ser elegidos.

Tabla 7. Niveles de confianza para calcular el tamaño de la muestra (Calle et al., 2014)

Criterio	Valores de confianza				
	95%	90%	85%	80%	75%
Certeza	95%	90%	85%	80%	75%
Z	1,96	1,65	1,44	1,28	1,15
Z ²	3,84	2,72	2,074	1,64	1,33
e	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25
e ²	0,0025	0,01	0,0225	0,04	0,0625

El nivel de certeza seleccionado fue del 90% debido a la disponibilidad de información y con base en que los suelos, a pesar de tener la misma composición y origen, pueden variar en su competencia geomecánica, por lo cual no es ciento por ciento seguro que un suelo se acople perfectamente a un parámetro típico.

Para la probabilidad de ocurrencia del evento se partió de que "p" representa que éste ocurra y "q" significa que éste no ocurra, así, $p + q$ siempre es igual a uno.

Se supuso que los resultados de laboratorio tienen un 50% de probabilidad de tener propiedades geomecánicas que se acomoden a un parámetro típico, por lo tanto, p y q valen 0,5. ($p + q = 0,5 + 0,5 = 1$).

Ahora bien, sí el nivel de confianza asumido es del 90%, el grado de error máximo aceptable debe ser del 10%.

Una vez definidos los parámetros p y q, el nivel de confianza y el error máximo aceptable, se procedió a calcular el tamaño de la muestra usando la Ecuación 17, así:

$$\eta_o = \frac{z^2 * p * q}{e^2} \quad \text{Ecuación 17}$$

Con

η_o : tamaño de la muestra, si se desconoce la población o la población es exageradamente grande como para considerarla "infinita"

z: nivel de confianza para un grado de certeza

e: porcentaje de error aceptable

p: probabilidad de ocurrencia de un fenómeno

q: probabilidad de no ocurrencia de un fenómeno

$$\eta_o = \frac{2,72 * 0,5 * 0,5}{0,01} = 68$$

En este orden de ideas, se requieren 68 datos geomecánicos por formación, como mínimo, para establecer un valor geomecánico típico confiable.

6.1.4. Mapa de Unidades de Geología para Ingeniería (UGI)

“Un mapa de geología para ingeniería es un tipo de mapa geológico que muestra información sobre la distribución y propiedades físicas y mecánicas de las rocas y los suelos, el agua subterránea, las características del relieve y los procesos geodinámicos actuales, que son considerados los componentes básicos del ambiente geológico, de suma importancia en estudios de geología aplicada a la ingeniería” (Servicio Geológico Colombiano, 2016). Este mapa es importante porque permite homogenizar las características ingenieriles de los materiales a partir de tres aspectos fundamentales: 1) diferenciar cuáles materiales aflorantes

son suelo y cuáles son roca, 2) definir espesores de suelo o características estructurales de un macizo y 3) caracterizar mecánicamente un material.

Para construir este mapa, previamente se deben definir las Unidades de Geología para Ingeniería (UGI) las cuales buscan representar un alto grado de homogeneidad geomecánica. Las UGI se subdividen en rocas, suelos residuales y saprolitos, suelos transportados en cualquier ambiente y suelos antrópicos. La Tabla 8 muestra que para cada origen de UGI, el Servicio Geológico Colombiano (2016) recomienda asociar uno o varios tipos de UGI lo cual puede observarse a continuación:

Tabla 8. UGI según su origen (Servicio Geológico Colombiano, 2016)

Origen de la UGI	Tipo de UGI
Derivadas de roca In Situ	Roca inalterada
	Saprolito
	Suelo residual
Depósitos aluviales	Aluviones recientes o de río
	Llanuras aluviales
	Abanicos o conos aluviales
	Terrazas aluviales
	Depósitos fluvio-torrenciales
Depósitos lacustres	Planicie lacustrina
Depósitos de ladera, de vertiente o coluviales	Coluviones
	Talus
	Flujos (de lodo, tierra y escombros)
	Derrubios de pendiente
Depósitos costeros	Deltas, barras, playas, etc
Depósitos volcánicos	Tefras
	Surges
	Flujos de piroclastos
	Ignimbritas
	Flujos de lodos volcánicos
	Lahares
	Cenizas
Coladas de lava	
Depósitos eólicos	Dunas, medanos
	Loess
	Cenizas volcánicas

Origen de la UGI	Tipo de UGI
Depósitos glaciares	Morrenas y tillitas Fluvioglaciares
Depósitos antrópicos	Rellenos sanitarios o de basuras Rellenos de excavaciones Escombreras o botaderos

Los criterios tomados en cuenta para definir las UGI son:

- Homogeneidad y escala, tomando en cuenta las unidades mínimas cartografiadas según la escala utilizada tanto en planta (área ocupada) como vertical (espesores), así para una escala 1:2000 el área mínima cartografiable es 400 m² y el espesor mínimo cartografiable es de dos metros.
- Origen y litología, de acuerdo a lo mostrado en la Tabla 8.
- Nomenclatura, que de acuerdo al Servicio Geológico Colombiano (2016) deberá tener una letra inicial R para roca o S para suelo. Si es roca su segunda letra indica su calidad que puede ser muy dura (md), dura (d), intermedia (i), blanda (b) o muy blanda (mb). Si es suelo su segunda letra indicará el origen: transportado (t), residual (r) o antrópico (a). La tercera letra depende del tamaño de grano predominante y se pueden agregar más letras que indiquen características geotécnicas del material.

Cada una de las UGI fue descrita según lo observado en campo y acorde a las recomendaciones de la guía metodológica para estudios de amenaza, vulnerabilidad y riesgo. Desde el punto de vista hidrogeológico se tuvo especial interés en la posición del nivel de aguas freáticas.

Una vez se definieron las UGI, se delimitaron con base en rasgos geomorfológicos observados en fotografías aéreas, fotografías satelitales o el modelo de elevación digital.

6.1.5. Modelo geológico-geotécnico

Este modelo puede construirse una vez se haya construido el mapa de UGI y se complemente con los resultados de los ensayos de laboratorio.

Inicialmente se deben dividir las UGI según la Tabla 9, que toma en cuenta los espesores, así:

Tabla 9. Clasificación del espesor de suelo (Van Zuidman, 1985)

Espesor de suelo (m)	Descripción
Mayor a 1,5	Muy profundo
De 1,0 a 1,5	Profundo
De 0,5 a 1,0	Moderadamente profundo
De 0,25 a 0,5	Superficial
Menor a 0,25	Muy superficial

La zona de estudio se discretiza en un programa de Sistemas de Información Geográfica (SIG) con una malla cuyo tamaño dependerá de la escala de trabajo. De cada celda se debe generar una columna de suelo o roca donde se reconozca su estratificación, profundidad y nivel de agua.

Los elementos que debe definir el modelo geológico-geotécnico son la pendiente del terreno, el espesor de suelo y su variación dentro de la unidad geotécnica, la litoestratigrafía hasta el sustrato rocoso y la posición del nivel freático. Los parámetros geotécnicos se asignan a cada estrato.

6.2. Etapa 2: Análisis pluviométricos para la identificación de velocidades de infiltración que potencialmente ocasionan inestabilidad de laderas

Esta etapa incluye la definición de la pluviosidad precedente y la tasa de infiltración que ocasiona que el frente húmedo alcance las superficies de contacto.

6.2.1. Análisis multitemporal de movimientos en masa

Inicialmente se hizo una revisión multitemporal de fotografías aéreas y satelitales que permitieron construir un inventario de movimientos en masa y de sitios críticos de inestabilidad en la zona de estudio. Esta parte se llevó a cabo simultáneamente con la construcción de las columnas estratigráficas para tener un criterio adicional para la selección de muestras.

Aunado a lo anterior, y con ayuda de plataformas virtuales como SIMMA del Servicio Geológico Colombiano y Desinventar y reportes de deslizamientos presentados en

informes técnicos de instituciones gubernamentales, CORPOCALDAS y noticias de prensa, se indagaron las fechas en las cuales ocurrieron los movimientos en masa.

6.2.2. Procesamiento y análisis de información pluviométrica

Una vez identificados los momentos en los cuales se generaron deslizamientos, se procedió a investigar el régimen de lluvias precedente a esos fenómenos de remoción en masa. El análisis se realizó con base a las cuatro estaciones pluviométricas más cercanas cuya información relacionada al régimen de pluviosidad se consultó a través del Instituto de Estudios Ambientales (IDEA) de la Universidad Nacional de Colombia – Sede Manizales.

Los datos pluviométricos se procesaron estadísticamente según la distribución de Gumbel, ley que se utiliza para el estudio de valores extremos (Vélez, 2016) según:

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-u}{\alpha}}} \quad \text{Ecuación 18}$$

Donde alfa es la desviación estándar de la muestra dividida por la constante 1,2825, x es la media aritmética de la muestra y u es la media aritmética menos 0,5772*alfa. Tomándose en cuenta que 1,2825 y 0,5772 son válidos para muestra con un número de muestras alto (mayor a 100), para menos de 100 datos se debe usar la Tabla 10:

Tabla 10. Coeficientes σ_y y μ_y según el número de datos en la muestra (Vélez, 2016)

No. de datos	μ_y	σ_y
10	0,4952	0,9496
15	0,5128	1,0206
20	0,5236	1,0628
25	0,5309	1,0914
30	0,5362	1,1124
35	0,5403	1,1285
40	0,5436	1,1413
45	0,5463	1,1518
50	0,5485	1,1607
55	0,5504	1,1682
60	0,5521	1,1747
65	0,5535	1,1803
70	0,5548	1,1854
75	0,5559	1,1898
80	0,5569	1,1938

No. de datos	μ_y	σ_y
85	0,5578	1,1974
90	0,5586	1,2007
95	0,5593	1,2037
100	0,5600	1,2065

Con lo anterior se calculó la frecuencia o probabilidad de las lluvias de cierta intensidad. El inverso de esta probabilidad será el período de retorno el cual es de mayor utilidad para los análisis hidrológicos, por ejemplo, sí se requiere saber qué probabilidad existe de que una crecida alcance o exceda determinada magnitud en un período de tiempo dado, se denominará probabilidad de ocurrencia o de excedencia. Sí p es la probabilidad de excedencia, entonces $1-p$ será la probabilidad de no excedencia. Así para calcular la probabilidad de excedencia se tiene:

$$\text{Probabilidad de excedencia} = 1 - (1 - p)^n \quad \text{Ecuación 19}$$

Con lo anterior se permite contemplar todas las posibles crecidas para el período “ n ” de interés y representar la totalidad del conjunto de caudales con el valor “1” pues $(1-p)^n$ representa todos los caudales por debajo de la crecida de interés para la totalidad del período contemplado. En otras palabras, se puede conocer las posibles lluvias que ocasionarán una variación importante en la posición del frente húmedo.

Con los datos pluviométricos procesados estadísticamente, se representó la lluvia mediante mapas de isoyetas para identificar los sitios más lluviosos de la microcuenca.

6.2.3. Cálculo y análisis de la infiltración

La infiltración desempeña un papel indispensable cuando se analizan los procesos de escorrentía como respuesta a cierta lluvia y es importante para el estudio de la recarga hidráulica de los suelos. El frente húmedo responde, en últimas, al potencial de infiltración de los suelos.

La porosidad es una propiedad importante para el cálculo de la infiltración. Para calcularse se usa un método de laboratorio que se describe a continuación: Se introduce la muestra aislada por parafina o caucho en un líquido y se determina su

volumen total V. Se seca la muestra hasta obtener un peso constante y se determina el peso de la muestra seca P1. La muestra se introduce nuevamente en agua hasta su saturación y se determina su peso P2. $V_v = P1 - P2$. Finalmente, se tiene que porosidad es:

$$n = 100 * \frac{V_v}{V_t} \quad \text{Ecuación 20}$$

Una vez conocida la porosidad se procede a analizar la influencia de la forma de los granos y su distribución en el suelo (que se consigue con la curva granulométrica) y la influencia de la humedad. La textura del suelo determina la cantidad de agua para diferentes condiciones de humedad (Vélez, 2016).

6.2.3.1. Métodos de estimación de la infiltración

Para estimar la infiltración se utilizaron métodos que usan propiedades hidráulicas de los suelos y de condiciones climáticas representativas de la microcuenca.

Con el ánimo de obtener datos estadísticamente aceptables, se usaron múltiples métodos para posteriormente elegir un dato representativo.

Los métodos se pueden dividir en tres categorías:

1. Modelos empíricos
2. Modelos de Green-Ampt
3. Modelos de la ecuación de Richards

Métodos empíricos

Ecuación de Kostiakov (1932)

$$i(t) = \alpha t^{-\beta} \quad \text{Ecuación 21}$$

Donde i es la tasa de infiltración en t, alfa (que debe ser mayor a cero) y beta (que va de 0 a 1) son constantes empíricas

$$I(t) = \frac{\alpha}{1-\beta} t^{(1-\beta)} \quad \text{Ecuación 22}$$

Donde I es a tasa de infiltración acumulada. Para todos los casos I es la tasa de infiltración acumulada que resulta de integrar i en t.

Las ecuaciones de Kostiakov pueden usarse para $t < t_{max}$ siendo $t_{max} = (\alpha/k_s)(1/b)$.

Ecuación de Horton (1940)

$$i(t) = i_f + (i_0 - i_f)e^{-\gamma t} \quad \text{Ecuación 23}$$

Donde i es la tasa de infiltración en t , γ es una constante, i_0 e i_f son las tasas de infiltración inicial y final.

$$I(t) = i_f t + \frac{1}{\gamma}(i_0 - i_f)(1 - e^{-\gamma t}) \quad \text{Ecuación 24}$$

Ecuación de Mezencev (1948)

$$i(t) = i_f + \alpha t^{-\beta} \quad \text{Ecuación 25}$$

Donde i es la tasa de infiltración en t , i_f es la infiltración final y α y β son constantes empíricas

$$I(t) = i_f t + \frac{\alpha}{1-\beta} t^{(1-\beta)} \quad \text{Ecuación 26}$$

Ecuación de Philip (1957)

$$f(t) = \frac{1}{2} A t^{-1/2} + B \quad \text{Ecuación 27}$$

$$F(t) = A t^{1/2} + B t \quad \text{Ecuación 28}$$

Donde f es la capacidad de infiltración en mm/h, F es la lámina infiltrada en mm y A y B son constantes que dependen del tipo de terreno.

Ecuación de Holtan (1961)

$$i(t) = i_f + ab(\omega - I)^{1.4} \quad \text{Ecuación 29}$$

Donde a es una constante relacionada con las condiciones superficiales que varían entre 0.25 y 0.8, b es un factor de escala, ω es el déficit de humedad inicial o el espacio de poros por unidad de área transversal de muestra en cms, I es la infiltración acumulada en cm en t .

Ecuación de Boughton (1966)

$$R = P - F \tanh \frac{P}{F} \quad \text{Ecuación 30}$$

Donde F es un parámetro empírico que se recomienda interpretar como el déficit inicial de humedad en el suelo. (Dunin, 1976)

La infiltración se da según:

$$I = P - R \quad \text{Ecuación 31}$$

Ecuación del SCS (1957)

$$R = \frac{(P - 0.2F_w)^2}{P + 0.8F_w} \quad \text{Ecuación 32}$$

Donde P es la precipitación diaria, R es la escorrentía, F es un parámetro relacionado con el déficit inicial de humedad de suelo. La infiltración se calcula según:

$$I = P - R \quad \text{Ecuación 33}$$

También se puede calcular gráficamente a partir de la carta expuesta en la Figura 37.

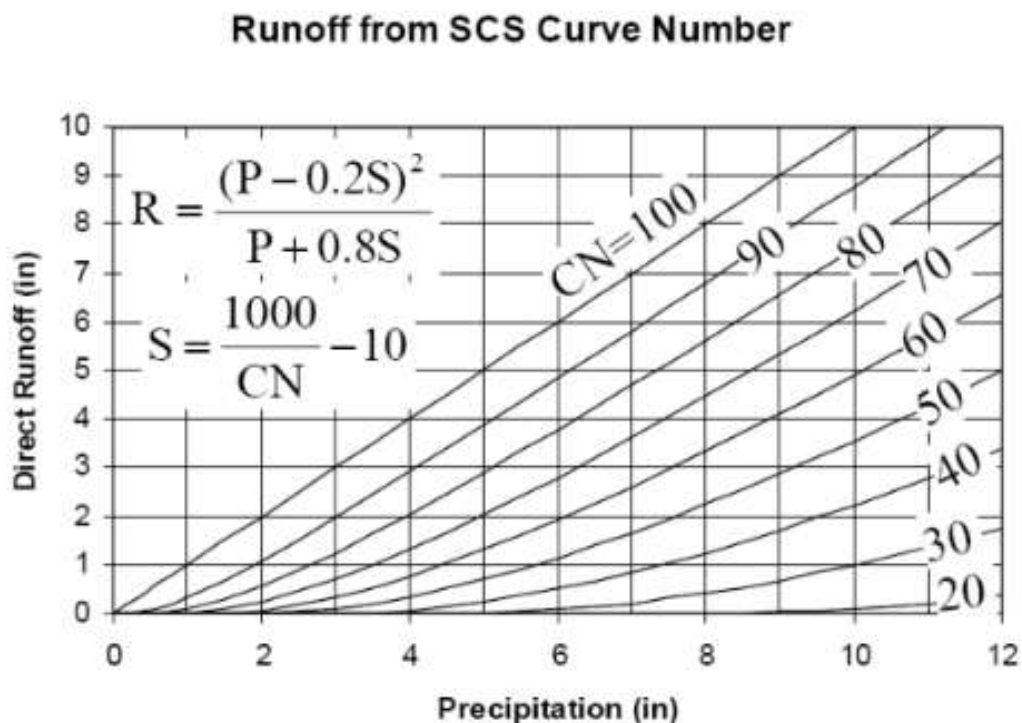


Figura 37. Carta para el cálculo gráfico de la escorrentía según el método SCS (Vélez, 2016). Es una alternativa gráfica que permite encontrar de manera rápida el coeficiente R relacionado con la escorrentía. Para tal efecto se debe conocer el número de curva que depende del tipo de suelo. Con el número de curva se calcula el coeficiente S que a su vez en un parámetro necesario para el cálculo de R.

Modelos Green-Ampt

Green-Ampt asume un perfil de contenido de agua tipo pistón con un frente húmedo bien definido. El perfil tipo pistón asume que el suelo está saturado al contenido volumétrico del agua (excepto por el aire atrapado) bajo el frente húmedo (Vélez, 2016).

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_i - \theta_r}$$

$$\Delta\theta = n - \theta_i$$

$$I = K_s t - (h_f - h_s)(\theta_s - \theta_0) \log_e \left[1 - \frac{I}{(h_f - h_s)(\theta_s - \theta_0)} \right]$$

Ecuación 34

Tabla 11. Parámetros de infiltración de Green-Ampt para varios tipos de suelos (Rawls et al., 1982)

Tipo de suelo	Porosidad (η)	Porosidad efectiva (θc)	Cabeza de succión del frente húmedo (ψ) (cm)	Conductividad hidráulica (k) (cm/h)
Arena	0,437 (0,374 – 0,500)	0,417 (0,354 – 0,480)	4,95 (0,97 – 25,36)	11,78
Arena margosa	0,437 (0,363 – 0,506)	0,401 (0,329 – 0,473)	6,13 (1,35 – 27,94)	2,99
Marga arenosa	0,453 (0,351 – 0,555)	0,412 (0,283 – 0,541)	11,01 (2,67 – 45,47)	1,09
Marga	0,463 (0,375 – 0,551)	0,434 (0,334 – 0,534)	8,89 (1,33 – 59,38)	0,34
Marga limosa	0,501 (0,420 – 0,582)	0,486 (0,394 – 0,578)	16,68 (2,92 – 95,39)	0,65
Marga areno arcillosa	0,398 (0,332 – 0,464)	0,330 (0,235 – 0,425)	21,85 (4,42 – 108,0)	0,15
Marga arcillosa	0,464 (0,409 – 0,519)	0,309 (0,279 – 0,501)	20,88 (4,79 – 91,10)	0,10
Marga limo arcillosa	0,471 (0,418 – 0,524)	0,432 (0,347 – 0,517)	27,30 (5,67 – 131,50)	0,10
Arcilla arenosa	0,430 (0,370 – 0,490)	0,321 (0,207 – 0,435)	23,90 (5,67 – 131,50)	0,06
Arcilla limosa	0,479 (0,425 – 0,533)	0,423 (0,334 – 0,512)	29,22 (6,13 – 139,4)	0,05

Arcilla	0,475 (0,427 – 0,523)	0,385 (0,269 – 0,501)	31,63 (6,39 – 156,5)	0,03
---------	--------------------------	--------------------------	-------------------------	------

Modelos de la ecuación de Richards

No se usaron pues han demostrado ser poco prácticos e ineficientes debido a la cantidad de parámetros hidráulicos que requieren (Dunin, 1976).

6.2.4. Análisis del frente húmedo

Una vez calculadas las tasas de infiltración e infiltraciones acumuladas por diferentes métodos y para cada una de las formaciones, se procedió a analizar cómo variaba la localización del frente húmedo en cada uno de los estratos analizados, así, examinando los contrastes de velocidad de propagación del frente húmedo se pudo determinar en qué contactos entre unidades era más notorio dicho contraste y por tanto establecer la influencia del frente húmedo en la generación de movimientos en masa en las formaciones superficiales.

Para estimar la proporción de agua infiltrada, se usó el método lluvia-escorrentía propuesto por el Servicio de Conservación de Suelos (SCS) del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos, el cual convierte el agua que proviene de una tormenta (P) y se convierte en escorrentía directa (P_e), pero se hace énfasis en aquello que no se convierte en escorrentía, o sea, $P_i = P - P_e$, que de acuerdo a SCS corresponde a la suma de las interceptaciones iniciales (I_a) antes del encharcamiento y a la profundidad de agua retenida en el suelo $I_a + F_a = I_o$ que se trabajará como lluvia infiltrada.

Para poder aplicar el método se requiere de una clasificación inicial del suelo según la clasificación propuesta por el SCS: A, B, C o D según sea el caso. Estas clasificaciones atienden principalmente a la textura de suelo que se encuentre en el sitio de interés y se pueden discriminar según la propuesta de Dripps & Bradbury (2007) que se encuentra contenida en la Tabla 12.

Tabla 12. Grupos hidrológicos del suelo. (Dripps & Bradbury, 2007).

Grupo hidrológico del suelo	Infiltración cuando están muy húmedos	Características	Textura
A	Rápida	Capacidad de infiltración > 76 mm/h	Arenosa Arenosa – limosa Franca
B	Moderada	Capacidad de infiltración de 76 a 38 mm/h	Franca-arcillosa-arenosa Franco-limosa
C	Lenta	Capacidad de infiltración de 36 a 13 mm/h	Franco-arcillosa Franco-arcillo-limosa
D	Muy lenta	Capacidad de infiltración < 13 mm/h	Arcillo-arenosa Arcillosa

Una vez conocido el tipo de suelo se puede procedió a determinar el número de curva, el cual se convierte en un parámetro fundamental para el cálculo de la infiltración. El número de curva depende entonces de dos parámetros: el primero es el tipo de suelo hidrológico que se ha determinado previamente y el segundo corresponde a la cobertura que se tenga en el área de interés; se podría decir que, en general, se tiene una cobertura de tipo pastizal, que en general para la ladera de interés presenta condiciones óptimas dada su alta densidad, pero sin dejar de lado que algunos sitios específicos están más desprovistos de este tipo de vegetación. Según lo anterior se procede a utilizar la clasificación propuesta por Chow et al. (1994) y que se sintetiza en la Tabla 13.

Tabla 13. Valores del número de curva para diferentes grupos hidrológicos y usos del suelo. (Chow et al., 1994)

Uso del suelo	Grupo hidrológico del suelo			
	A	B	C	D
Tierra cultivada				
Sin tratamiento de conservación	72	81	88	91
Contratamiento de conservación	62	71	78	81
Pastizales				
Condiciones óptimas	68	79	86	89
Condiciones pobres	39	61	74	80
Vegas de ríos	30	58	71	78
Bosques				
Troncos delgados, cubiertas pobres, sin hierba	45	66	77	83
Cubierta buena	25	55	70	77
Áreas abiertas, césped, parques, campos de golf, cementerios, etc				
Óptimas condiciones: cubierta en pasto (75% o más)	39	61	74	80
Condiciones aceptables: cubierta en pasto (50 al 75%)	49	69	79	84
Áreas comerciales de negocios (85% impermeables)	89	92	94	95
Distritos industriales (72% impermeables)	81	88	91	93
Residencial				
1/8 de acre 65	77	85	90	92
1/4 de acre 38	61	75	82	87
1/3 de acre 30	57	72	81	86
1/2 de acre 25	54	70	80	85
1 de acre 20	51	68	79	84
Parqueadero pavimentado, techos, accesos, etc	98	98	98	98
Calles y carreteras				
Pavimentación con cunetas y alcantarillados	98	98	98	98
Grava	76	85	89	91
Tierra	72	82	87	89

6.2.5. Cálculo de factores de seguridad

Tomando en cuenta los análisis de frente húmedo, se hizo uso de software SIG para calcular factores de seguridad por pixel, para tal efecto se utilizó la ecuación recomendada por Zhou et al. (2003) expresada a continuación:

$$FS = \frac{C' + (\gamma - m \cdot \gamma_w) Z \cdot \cos 2\beta \cdot \tan \phi'}{\gamma \cdot Z \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta} \quad \text{Ecuación 35}$$

Donde:

Fs es el factor de seguridad, C' es la cohesión efectiva en KPa, ϕ' es el ángulo de fricción efectivo en grados, γ es el peso unitario del suelo en N/m³, γ_w es el peso unitario del agua en N/m³, β es la pendiente de la ladera en grados, Z es la profundidad de la superficie de falla por debajo de la superficie del terreno en metros, Zw es la altura del agua en metros y m es una magnitud adimensional que relaciona Zw/Z.

7. Resultados

7.1. Conceptualización geotécnica

Para el área de interés se recopilaron:

- 90 resultados de laboratorio en depósitos de caída piroclástica,
- 89 en suelo residual de la Formación Casabianca,
- 68 en suelo residual de la Formación Manizales,
- 69 en suelo residual del Complejo Quebradagrande
- 17 en llenos antrópicos.

7.1.1. Propiedades geomecánicas de los materiales

7.1.1.1. Límite líquido, límite plástico e índice de plasticidad

Los límites de Atterberg o límites de consistencia se obtuvieron a partir de los ensayos de límite líquido y de límite plástico. El índice de plasticidad es el resultado de la diferencia de los dos límites mencionados anteriormente. Los resultados del límite líquido, límite plástico e índice de plasticidad obtenidos para el área de estudio se presentan en la Tablas 14, 15 y 16, respectivamente.

Tabla 14. Valores típicos de límite líquido en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	Límite líquido (%)
Depósitos de caída piroclástica	90,2 +/- 30,8
Suelo residual de la Formación Casabianca	56,0 +/- 11,4
Suelo residual de la Formación Manizales	57,0 +/- 13,9
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	37,4 +/- 9,4
Lleno antrópico	53,9 +/- 17,9

Los depósitos de caída piroclástica tienen el límite líquido más alto. Los suelos residuales del Complejo Quebradagrande son los que poseen el menor límite líquido. Los suelos residuales de las formaciones Casabianca y Manizales y los llenos antrópicos tienen límites líquidos similares.

Tabla 15. Valores típicos de límite plástico en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	Límite plástico (%)
Depósitos de caída piroclástica	55,2 +/- 16,6
Suelo residual de la Formación Casabianca	38,9 +/- 6,7
Suelo residual de la Formación Manizales	42,2 +/- 6,9
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	31,0 +/- 8,4
Lleno antrópico	42,3 +/- 10,5

Los depósitos de caída piroclástica son los que tienen el valor más alto para límite plástico y los suelos residuales del Complejo Quebradagrande son los que poseen el valor más bajo para este parámetro. Los demás suelos tienen valores similares siendo levemente mayor para los suelos residuales de la Formación Manizales y levemente menor en los suelos residuales de la Formación Casabianca.

Tabla 16. Valores típicos de índice de plasticidad en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	Índice de plasticidad (%)
Depósitos de caída piroclástica	35,9 +/- 18,4
Suelo residual de la Formación Casabianca	17,1 +/- 8,3
Suelo residual de la Formación Manizales	17,2 +/- 9,1
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	7,1 +/- 4,0
Lleno antrópico	14,6 +/- 9,4

Los depósitos de caída piroclástica exhiben el mayor índice de plasticidad. Los suelos residuales del Complejo Quebradagrande son los menos plásticos y los suelos residuales de las formaciones Casabianca y Manizales son prácticamente iguales en cuanto a plasticidad se refiere.

7.1.1.2. Pasa 200

El pasa 200 es el resultado que se obtuvo del ensayo de granulometría por vía seca. A mayor pasa 200, más fino se considera el suelo. Un suelo con pasa 200 menor al 50% se considera granular y un suelo con pasa 200 mayor al 50% se considera fino. Los resultados para el área de estudio se presentan en la Tabla 17.

Tabla 17. Valores típicos de pasa 200 en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	Pasa 200 (%)
Depósitos de caída piroclástica	67,2 +/- 20,5
Suelo residual de la Formación Casabianca	45,4 +/- 26,2
Suelo residual de la Formación Manizales	49,5 +/- 17,0
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	33,1 +/- 10,7
Lleno antrópico	45,3 +/- 14,2

Los suelos más finos son los depósitos de caída piroclástica, por su parte, los suelos más gruesos son los residuales del Complejo Quebradagrande. Sólo los depósitos de caída piroclástica se pueden considerar finos por su porcentaje de pasa 200 mayor a 50 y es de esperarse que sus tamaños de grano oscilen entre limo y arcilla. Los demás suelos responden a granulometrías granulares por su porcentaje de pasa 200 menor a 50 y deberían ser tipo arena o grava.

7.1.1.3. Humedad

El contenido de agua o porcentaje de humedad se obtuvo del ensayo que lleva su mismo nombre. Los resultados se presentan en la Tabla 18.

Tabla 18. Valores típicos de humedad en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	Humedad (%)
Depósitos de caída piroclástica	74,5 +/- 29,6
Suelo residual de la Formación Casabianca	53,2 +/- 29,8
Suelo residual de la Formación Manizales	48,3 +/- 11,6
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	28,2 +/- 12,3
Lleno antrópico	46,5 +/- 15,0

Los depósitos de caída piroclástica son los que presentan mayor contenido de agua convirtiéndose en los suelos más húmedos. Por su parte, los suelos residuales del Complejo Quebradagrande son los más secos al presentar el menor contenido de agua.

7.1.1.4. Peso unitario seco y saturado

El peso unitario se obtuvo del ensayo que lleva su mismo nombre. Este parámetro también es posible conseguirlo con ayuda de los ensayos de corte directo y de

compresión inconfiada. Los resultados de peso unitario seco y peso unitario saturado obtenidos se presentan en las Tablas 19 y 20, respectivamente.

Tabla 19. Valores típicos de peso unitario seco en las formaciones superficiales de la microcuena de la quebrada El Perro

Formación superficial	Peso unitario seco (ton/m³)
Depósitos de caída piroclástica	0,97 +/- 0,25
Suelo residual de la Formación Casabianca	1,08 +/- 0,29
Suelo residual de la Formación Manizales	1,17 +/- 0,15
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	1,41 +/- 0,24
Lleno antrópico	1,18 +/- 0,16

Tabla 20. Valores típicos de peso unitario saturado en las formaciones superficiales de la microcuena de la quebrada El Perro

Formación superficial	Peso unitario saturado (ton/m³)
Depósitos de caída piroclástica	1,56 +/- 0,20
Suelo residual de la Formación Casabianca	1,68 +/- 0,23
Suelo residual de la Formación Manizales	1,71 +/- 0,11
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	1,86 +/- 0,14
Lleno antrópico	1,71 +/- 0,11

Los depósitos de caída piroclástica son los que presentan los pesos unitarios más bajos, es decir, son los menos densos. Los suelos residuales del Complejo Quebradagrande son los que resultan ser más densos por tener el peso unitario más alto, tanto en estado seco como en estado saturado.

7.1.1.5. Resistencia a la compresión inconfiada

La resistencia a la compresión inconfiada (S_u) se obtuvo a partir del ensayo que tiene el mismo nombre. Los resultados se presentan en la Tabla 21.

Tabla 21. Valores típicos de resistencia a la compresión inconfiada en las formaciones superficiales de la microcuena de la quebrada El Perro

Formación superficial	S_u (ton/m²)
Depósitos de caída piroclástica	9,33 +/- 5,03
Suelo residual de la Formación Casabianca	8,50 +/- 4,39
Suelo residual de la Formación Manizales	8,53 +/- 4,52
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	8,99 +/- 3,74
Lleno antrópico	6,00 +/- 6,99

En general, los suelos presentan una resistencia a la compresión confinada muy similar excepto por los llenos antrópicos en los cuales es relativamente menor.

7.1.1.6. Ángulo de fricción

El ángulo de fricción se obtuvo del ensayo de corte directo. Los resultados se presentan en la Tabla 22.

Tabla 22. Valores típicos de ángulo de fricción en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	Ángulo de fricción (°)
Depósitos de caída piroclástica	27,0 +/- 5,0
Suelo residual de la Formación Casabianca	29,0 +/- 4,0
Suelo residual de la Formación Manizales	26,0 +/- 5,0
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	30,0 +/- 7,0
Lleno antrópico	27,0 +/- 4,0

Los suelos tienen ángulos de fricción muy similares, destaca el suelo residual del Complejo Quebradagrande como el del valor más alto para este parámetro.

7.1.1.7. Cohesión

La cohesión se obtuvo del ensayo de corte directo. Los resultados se presentan en la Tabla 23.

Tabla 23. Valores típicos de cohesión en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	Cohesión (ton/m²)
Depósitos de caída piroclástica	4,63 +/- 3,01
Suelo residual de la Formación Casabianca	3,39 +/- 1,29
Suelo residual de la Formación Manizales	3,36 +/- 1,38
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	3,76 +/- 2,02
Lleno antrópico	4,94 +/- 2,10

Los suelos tienen cohesiones similares, destacan el depósito de caída piroclástica y los llenos antrópicos como los más cohesivos y los suelos residuales de las formaciones Casabianca y Manizales y del Complejo Quebradagrande como los menos cohesivos. Junto al ángulo de fricción y el peso unitario representan la resistencia al corte de los suelos, lo que da idea de su competencia geomecánica.

7.1.1.8. Relación de vacíos y porosidad

La relación de vacíos (e) se obtuvo a partir de la Ecuación 36

$$\gamma_{sat} = \gamma_d + \frac{e}{1+e} \quad \text{Ecuación 36}$$

Despejando:

$$e = \frac{\gamma_{sat} - \gamma_d}{-\gamma_{sat} + \gamma_d + 1} \quad \text{Ecuación 37}$$

Los resultados de la relación de vacíos se presentan en la Tabla 24.

Tabla 24. Valores típicos de relación de vacíos en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	Relación de vacíos (adim)
Depósitos de caída piroclástica	1,53
Suelo residual de la Formación Casabianca	1,45
Suelo residual de la Formación Manizales	1,16
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	0,79
Lleno antrópico	1,12

Ahora bien, la relación de vacíos y la porosidad (n) se relacionan según la ecuación 38, la cual representa una de las relaciones fundamentales de los suelos. Los resultados se presentan en la Tabla 25.

$$n = \frac{e}{1+e} \quad \text{Ecuación 38}$$

Tabla 25. Valores típicos de porosidad en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	Porosidad (%)
Depósitos de caída piroclástica	60,0
Suelo residual de la Formación Casabianca	59,0
Suelo residual de la Formación Manizales	54,0
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	44,0
Lleno antrópico	53,0

La porosidad es alta para todos los suelos analizados, siendo mayor en los depósitos de caída piroclástica y menor en los suelos residuales del Complejo Quebradagrande.

7.1.1.9. Permeabilidad

La permeabilidad definida para los suelos se ha obtenido a partir del promedio de los valores recomendados por Green-Ampt en Rawls et al. (1982) y que presentaron en la Tabla 11 y de la ecuación 39 propuesta por Campbell (2005). Los resultados se presentan en la Tabla 26.

$$w = \left(\frac{k}{6\pi(\rho_w \psi)} \right)^{\frac{1}{3}} \rho_w S \quad \text{Ecuación 39}$$

Tabla 26. Valores típicos de permeabilidad en las formaciones superficiales de la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación superficial	k (m/h)	k (cm/s)
Depósitos de caída piroclástica	$1,08 \times 10^{-5}$	$3,00 \times 10^{-7}$
Suelo residual de la Formación Casabianca	$9,78 \times 10^{-6}$	$2,72 \times 10^{-7}$
Suelo residual de la Formación Manizales	$6,43 \times 10^{-6}$	$1,78 \times 10^{-7}$
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	$1,04 \times 10^{-5}$	$2,89 \times 10^{-7}$
Lleno antrópico	$1,63 \times 10^{-5}$	$4,52 \times 10^{-7}$

7.1.2. Mapa de unidades de geología para ingeniería

Un total de 14 puntos fueron visitados para extraer información de las formaciones superficiales en la microcuenca de la quebrada El Perro (Figura 38) cuya descripción general se presenta a continuación.

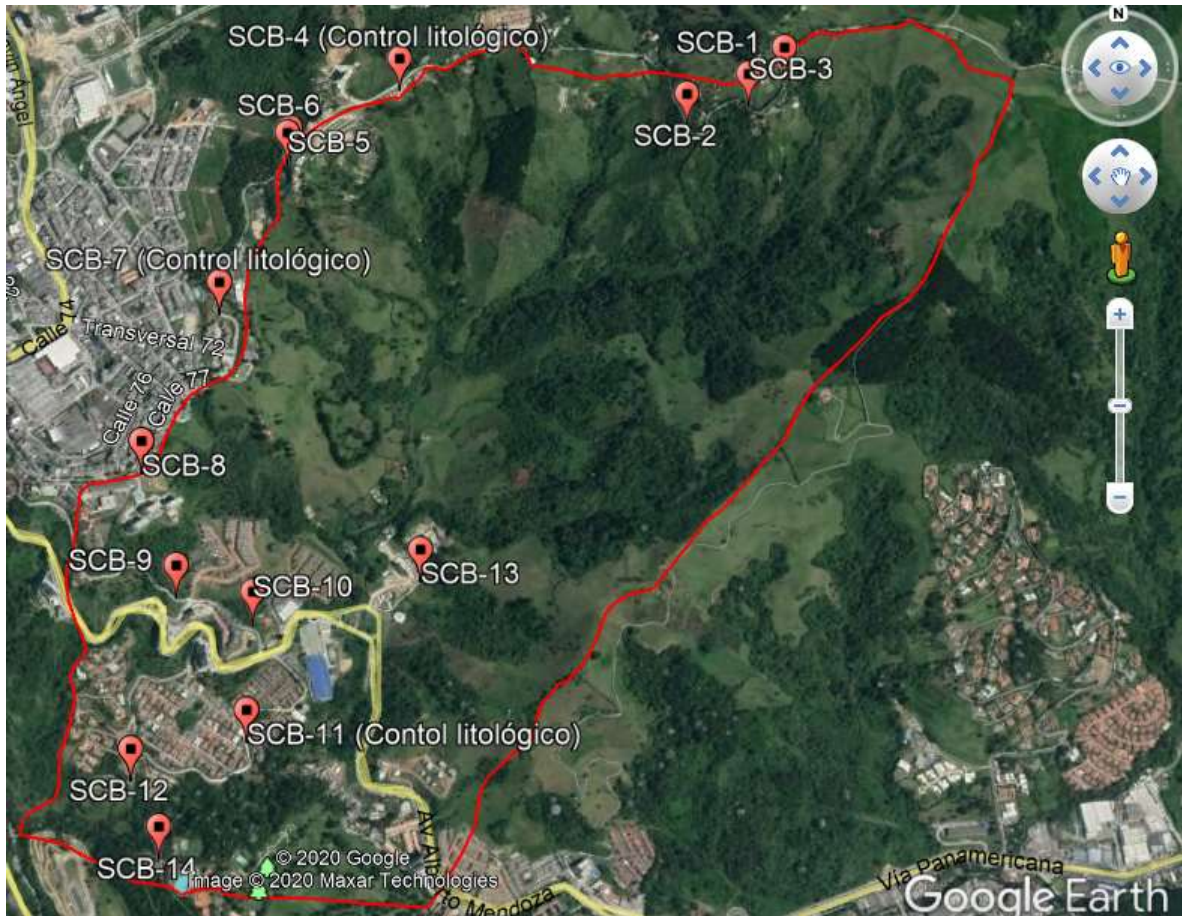


Figura 38. Estaciones de campo visitadas. Se hicieron 14 estaciones con el énfasis de verificar la información presentada en las figuras 6, 7 y 8. La visita de campo fue realizada de acuerdo a la facilidad de acceso a los sectores.

7.1.2.1. Descripción general de las formaciones superficiales

SCB-1

Ubicación: Cerro de Oro. Afloramiento corte carretera.

Suelo pardo amarillento (Figura 39), textura que varía de arenosa a incluso gravosa, tamaño lapilli, compuesto de material piroclástico principalmente fragmentos de pómez, minerales de cuarzo y ferromagnesianos, altamente poroso, con baja humedad y sin plasticidad.



Figura 39. Formación superficial encontrada en SCB-1. Se observa el tamaño de grano lapilli en el suelo encontrado, por ser un tamaño relativamente grueso, no presenta plasticidad. La humedad es también baja.

SCB-2

Ubicación: Vía Cerro de Oro. Afloramiento corte carretera.

Suelo color pardo claro (Figura 40), de textura arenosa-gravosa, tamaño lapilli, compuesto por material piroclástico, presenta menor cantidad de minerales ferromagnesianos y menor porosidad a la estación SCB-1, suelo de plasticidad nula y baja humedad, aunque presenta mayor humedad que la estación SCB-1.



Figura 40. Formación superficial encontrada en SCB-2. El tamaño de grano sigue siendo lapilli, sin embargo, los granos no son tan notorios como en SCB-1. Se evidenció un leve aumento en la humedad, lo que permite inferir que, en este tipo de depósitos, entre más fino el material, más capacidad de absorción y adsorción de agua se tiene.

SCB-3

Ubicación: Vía Cerro de Oro. Afloramiento corte carretera.

Lodolita con textura foliada y estructura que puede alcanzar a ser pizarrosa (Figura 41), presenta una tonalidad rojiza. Se asocia esta litología con el Complejo Quebradagrande.



Figura 41. Formación superficial encontrada en SCB-3. En esta estación desaparece el material suelo y aparece roca.

SCB-4 (Control litológico)

Ubicación: Restaurante My Day. A lo largo de la vía Milán-Cerro de Oro se encontró la misma litología, de la estación SCB-1.

Suelo pardo amarillento, textura arenosa a gravosa, tamaño lapilli, compuesto de material piroclástico principalmente fragmentos de pómez, minerales de cuarzo y máficos, altamente poroso, con baja humedad y sin plasticidad.

SCB-5

Ubicación: Obra Vía Milán- Cerro de Oro

Suelo pardo anaranjado claro, de textura arenosa, plasticidad y humedad baja, presenta clastos de cuarzo de tamaño milimétrico (Figura 42). Se asocia con suelo residual del Complejo Quebradagrande, se puede observar la transición entre las lodolitas con textura esquistosa y el suelo residual (Figura 43).



Figura 42. Formación superficial encontrada en SCB-4. El material es bastante similar al encontrado en SCB-1 tanto en composición, como en tamaño, como en plasticidad y humedad.



Figura 43. Formación superficial encontrada en SCB-5. A. Se observa la transición roca – suelo típico de un perfil de meteorización que da origen a suelo de tipo residual. B. Detalle del suelo residual de Quebradagrande del cual se destaca su coloración, típica de este material.

SCB-6

Ubicación: Contiguo a la obra de la vía Milán - Cerro de Oro. Se observa en contacto por superficie de erosión con el suelo residual del Complejo Quebradagrande de la estación SCB-5 (Figura 44).

Suelo color gris, con textura arcillosa, con plasticidad baja-media, y humedad baja, se encuentran clastos de cuarzo y líticos de composición máfica, el suelo se encuentra suprayaciendo el suelo residual del Complejo Quebradagrande, a su vez,

es suprayacido por depósitos de caída piroclástica el cual evidencia mucha presencia de pómez.



Figura 44. Formación superficial encontrada en SCB-6. En esta estación hay tres suelos diferentes: En la base se identifica suelo residual del Complejo Quebradagrande el cual tiene total similitud con el que se encontró en SCB-6. En el techo están los depósitos de caída piroclástica que se habían encontrado en las estaciones previas como SCB-1 y SCB-4 (A). En medio de ambos estratos aparece un suelo de tonalidad gris (B) y cuya plasticidad y humedad es superior en comparación a los otros dos suelos, se asocian también con depósitos de caída piroclástica, pero provenientes de otro evento volcánico.

SCB-7 (Control litológico)

Se vuelven a encontrar los depósitos piroclásticos, compuestos principalmente por pómez con clastos de cuarzo y minerales máficos (Figura 45).



Figura 45. Formación superficial encontrada en SCB-7. El material es similar a los encontrados en estaciones previas con tamaños de grano parecidos a SCB-1, SCB-4 y SCB-6 pero con su tonalidad es más parecida al estrato gris visualizado en SCB-6.

SCB-8

Ubicación: Contiguo al Colegio Santa Inés. Afloramiento en construcción de edificio.

Suelo pardo oscuro de textura arenosa, con baja plasticidad y baja humedad, presenta líticos de composición variada, este suelo difiere con los anteriormente encontrados y con la geología de la zona (Figura 46). Se asocia con un lleno antrópico.



Figura 46. Formación superficial encontrada en SCB-8. El material es negro casi confundible con materia orgánica. Su composición es el resultado de una mezcla entre los demás materiales del sector y por su localización en un sitio de construcción, se asocia a un lleno antrópico.

SCB-9

Ubicación: Vía alto del perro. Afloramiento corte carretera.

Suelo rojizo, de textura arenosa con líticos de tamaño grueso, que varían de milímetros a centímetros en los que se pueden diferenciar pómez y cuarzo (Figura 47), presenta baja plasticidad y baja humedad. Se correlaciona a suelo residual de la Formación Casabianca.

SCB-10

Ubicación: Vía alto del perro, cercanías a Expoferias. Afloramiento corte carretera.

Suelo pardo con textura arenosa, de tamaño lapilli, con baja plasticidad y baja humedad, al suelo se le pueden observar fragmentos de pómez, minerales máficos y cuarzo (Figura 48), es un suelo altamente poroso.



Figura 47. Formación superficial encontrada en SCB-9. La tonalidad de este suelo es mucho más roja que en los otros materiales identificados. Es evidenciable que hay clastos embebidos en una matriz lo que hace que se asocie a un flujo.



Figura 48. Formación superficial encontrada en SCB-10. Corresponde nuevamente a depósitos de caída piroclástica de alto espesor. Entre SCB-9 y SCB-10 está la superficie de contacto entre los depósitos de caída piroclástica y la Formación Casabianca.

SCB-11 (Control litológico)

Ubicación: Vía conjunto El Trébol. Se encuentra la misma litología de la estación SCB-10.

Suelo pardo con textura arenosa a gravosa, de tamaño lapilli, sin plasticidad y baja humedad, al suelo se le pueden observar fragmentos de pómez, minerales máficos y cuarzo, suelo altamente poroso.

SCB-12

Ubicación: Conjunto San Sebastián de Buenavista. Se encuentran en contacto 3 tipos de suelo.

SCB-12 a

Suelo pardo claro de textura arenosa-gravosa, tamaño lapilli, con fragmentos de pómez, minerales máficos y cuarzo, presenta baja humedad y no tiene plasticidad, suelo altamente poroso (Figura 49).



Figura 49. Formación superficial encontrada en SCB-12 a. Este suelo corresponde a los depósitos de caída piroclástica, muy similares a los observados en SCB-7.

SCB-12 b

Suelo pardo claro de textura arenosa, con tamaño arena muy fina-fina, presenta baja plasticidad y baja humedad, suelo no consolidado. (Figura 50).

SCB-12 c

Suelo pardo amarillento con tonalidades rojizas y amarillas localizadas, de textura arenosa, se observan fragmentos de pómez, minerales máficos y cuarzo, presenta baja plasticidad y baja humedad (Figura 51). Este suelo se correlaciona con suelo residual de la Formación Manizales.



Figura 50. Formación superficial encontrada en SCB-12 b. Se considera que este material hace parte bien de depósitos de caída piroclástica o bien es la parte más alta de la formación que se observó en SCB-12 c, puede tratarse de su transición.



Figura 51. Formación superficial encontrada en SCB-12 c. En este material se aprecian clastos embebidos en una matriz, lo que es característico de flujos. Su tonalidad no es tan rojiza como el material de SCB-9, es más, presenta tonos amarillos. Ese criterio ha ayudado a diferenciar esta formación de la de SCB-9, por lo tanto, este es asociable a la Formación Manizales.

SCB-13

Ubicación: Edificio Amarello, frente a Expoferias. Afloramiento en construcción.

Suelo pardo anaranjado, de textura areno-limosa, con fragmentos de cuarzo de milímetros a centímetros, presentada humedad y plasticidad baja (Figura 52). Se asocia a suelo residual del Complejo Quebradagrande.



Figura 52. Formación superficial encontrada en SCB-13. Su superficie de nota parda, pero al descubrir un poco el afloramiento se observa claramente el suelo anaranjado asociado con suelo residual del Complejo Quebradagrande.

SCB-14

Ubicación: Bosque Popular El Prado.

Suelo pardo claro con tonalidad naranja de textura arenosa-gravosa, suelo altamente poroso con fragmentos de pómez, minerales máficos y cuarzo (Figura 53), presenta sin plasticidad y baja humedad.



Figura 53. Formación superficial encontrada en SCB-14. Es muy similar al material observado en SCB-1 y SCB-4. A partir de las estaciones visitadas, se evidencia que la mayor parte del área de estudio se encuentra cubierto por depósitos de caída piroclástica.

7.1.2.2. Mapa de unidades de geología para ingeniería

El mapa de formaciones superficiales de la microcuenca se ajustó respecto del que se presentó en la Figura 8. En su mayoría, el mapa inicial correspondía con la realidad excepto por algunos sitios donde afloraba roca del Complejo Quebradagrande y no se apreció espesor de suelo, además, se produjeron algunos cambios menores en la extensión de los suelos residuales de la Formación Casabianca y del Complejo Quebradagrande. La mayor parte del área corresponde a depósitos de caída piroclástica que varían localmente en tamaño de ceniza a lapilli.

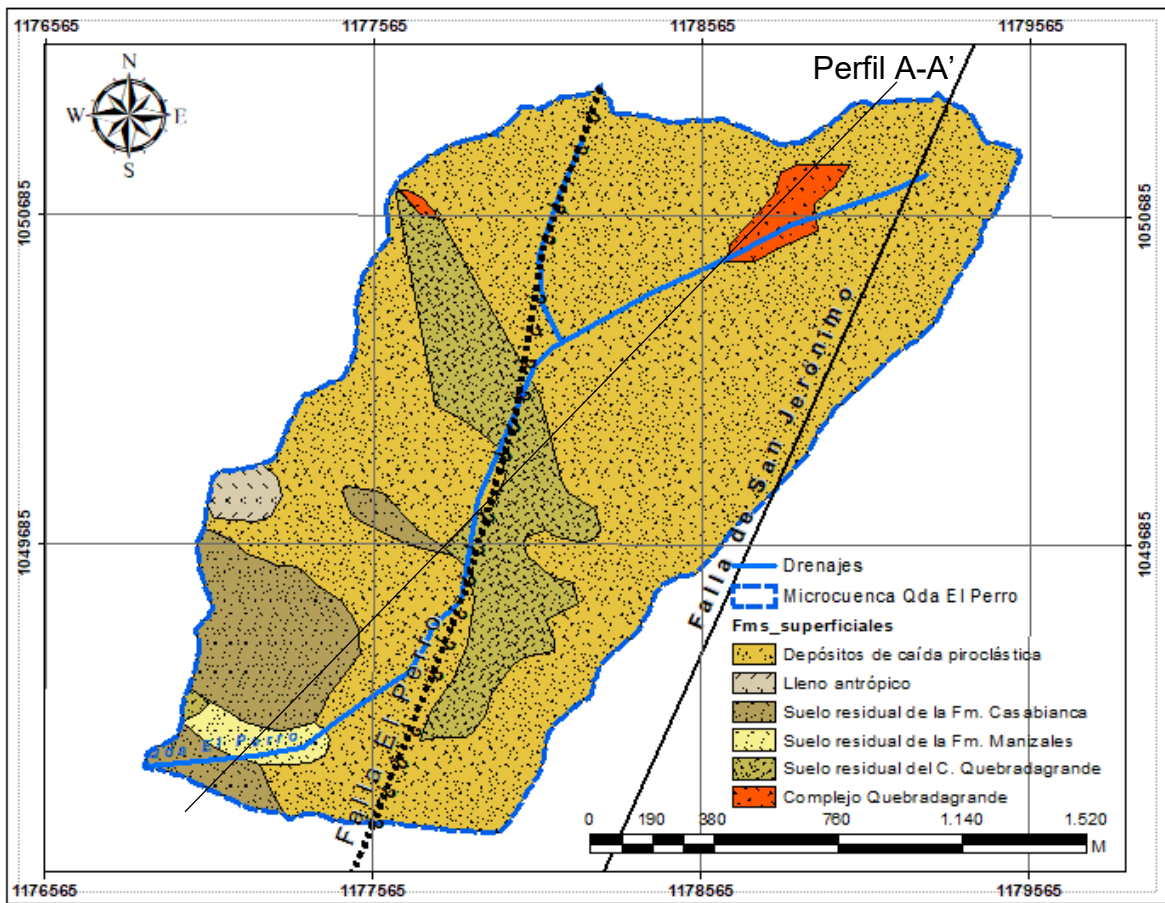


Figura 54. Mapa de formaciones superficiales ajustado. En general, el mapa presentado en la Figura 8 es bastante fiel a la realidad de campo, sin embargo, ignora que en ciertos sitios aflora roca directamente sin tener ningún tipo de cobertura de suelo. Del mismo modo, la extensión del suelo residual del Complejo Quebradagrande varía respecto a lo presentado en la Figura 8.

Se presenta un perfil geológico-geotécnico que se construyó a partir del corte A-A' realizado sobre el mapa de unidades geológicas superficiales. Este perfil puede observarse en la figura 55.

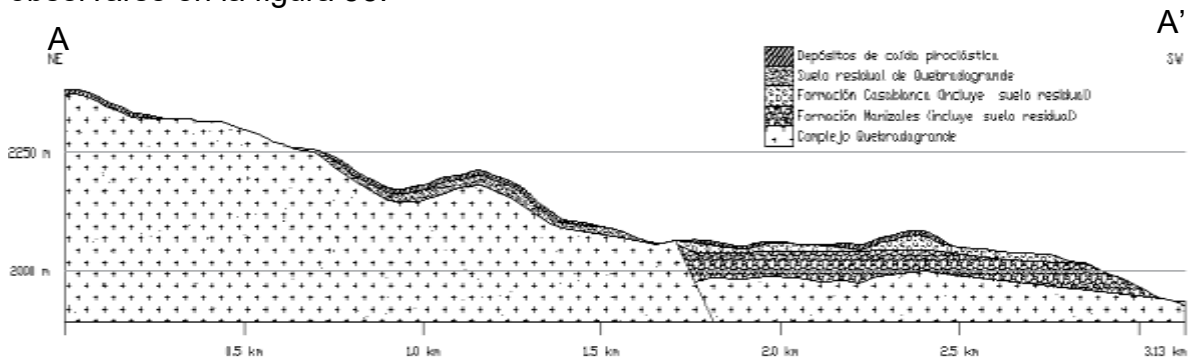


Figura 55. Perfil geológico geotécnico. La falla El Perro funciona como una superficie de contacto entre el Complejo Quebradagrande y las Formaciones Casablanca y Manizales las cuales aparecen hacia el sector suroccidental de la microcuenca. El sector nororiental sólo presenta como basamento al Complejo Quebradagrande. La mayor parte de la microcuenca está cubierta por depósitos de caída piroclástica, lo que muestra que esta formación presenta superficie de contacto con todas las otras formaciones.

7.1.2.3. Estabilidad de laderas

Se hizo uso de la ecuación 35 dentro del software SIG, específicamente el ArcMap 10.6., para tal efecto se empleó la herramienta Raster Calculator. Las capas relacionadas con peso unitario, ángulo de fricción y cohesión del suelo fueron digitalizadas a partir de las propiedades geomecánicas descritas en las Tablas 20, 22 y 23, respectivamente; el peso unitario del agua se trabajó como 9,81 KN/m³. La variable pendiente es la que se presenta en la Figura 12.

Las variables Z y Zw fueron analizadas a partir de las observaciones de campo que permitieron identificar espesores de las formaciones superficiales, dado que Z se refiere a la profundidad de la superficie de falla por debajo de la superficie del terreno, se ha igualado su magnitud al espesor del estrato que se encontrara más superficial, de tal modo que la superficie de falla coincida con la superficie de contacto entre el suelo más superficial y el que le sigue estratigráficamente. En el caso de Zw, para simular que se trata del frente húmedo, se ha usado el mismo valor de Z de tal modo que se aproxime a la situación de que todo el estrato superficial está saturado de agua.

Con base en las acotaciones anteriores se produjo el mapa de factores de seguridad por pixel y que se presenta en la Figura 56:

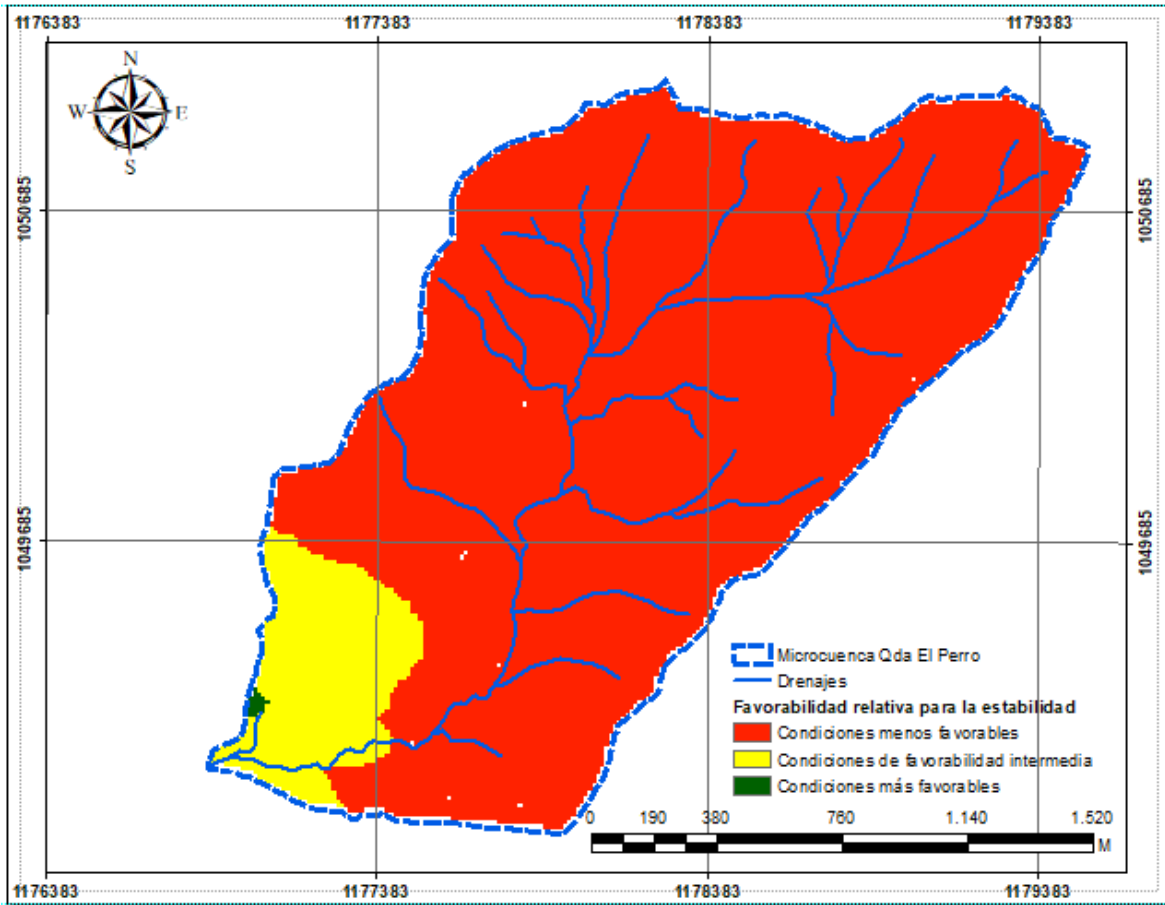


Figura 56. Mapa de favorabilidad relativa para la estabilidad con base en el cálculo de factores de seguridad. Los factores de seguridad obtenidos varían entre 1,56 hasta 1,86 observándose que los valores más altos se concentran hacia la parte suroccidental de la microcuenca. Se han dividido en tres categorías a partir de intervalos iguales y se han reclasificado sus colores en verde, amarillo y rojo simulando el semáforo que se utiliza en la zonificación de amenazas presentando en rojo los valores más bajos de factor de seguridad y verde los valores más altos.

Si bien en Colombia se considera que una ladera es estable cuando su factor de seguridad es mayor a 1,5 en condiciones estáticas (Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, 2010), para este trabajo se han reclasificado los factores de seguridad en tres categorías de “favorabilidad” a la estabilidad donde se agrupan los valores más bajos, los intermedios y los más altos para ilustrar en qué sitios se tienen condiciones menos favorables, en qué sitios se presentan condiciones de favorabilidad intermedias y en qué sitios se tienen las condiciones más favorables, relativamente.

7.2. Conceptualización hidrológica

7.2.1. Caracterización de la lluvia

Para este análisis se utilizaron las estaciones Quebrada El Perro, Milán, Río Chinchiná – Bocatoma Sancancio y Río Chinchiná – Popular, las cuales se encuentran a una distancia no mayor a 1 km de la microcuenca de la quebrada El Perro. La estación Milán registra información pluviométrica desde el 2010, la estación Río Chinchiná – Bocatoma Sancancio desde 2014 y las demás estaciones desde 2015 (Tabla 27; Figura 57).

Tabla 27. Información general de las estaciones pluviométricas localizadas en la microcuenca de la quebrada El Perro (Instituto de Estudios Ambientales, 2020).

Estación	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m)	Ubicación
Quebrada El Perro - Expoferias	5° 2' 31.69" N	75° 28' 29.6" W	2032	Sector Expoferias
Milán - Planta Niza	5° 3' 5.14" N	75° 28' 35.52" W	2256	Planta de tratamiento Niza - Aguas de Manizales S.A. E.S.P
Río Chinchiná – Bocatoma Sancancio	5° 2' 26.27" N	75° 29' 7.73" W	1947	Bocatoma Sancancio
Río Chinchiná - Bosque Popular el prado	5° 1' 54.4" N	75° 28' 40.49" W	1970	Bosque Popular El Prado



Figura 57. Localización de las estaciones pluviométricas cercanas al área de estudio. Dos de ellas están adentro de la microcuenca de la quebrada El Perro: Milán – Planta Niza y Quebrada El Perro – Expoferias. Las otras dos: Río Chinchiná – Bocatoma Sancancio y Bosque Popular El Prado, sí bien no están dentro de la microcuenca, están a una distancia menor a 1 km y son de utilidad para comprender el comportamiento hidrológico de la zona.

Para todas las estaciones se graficó la precipitación media mensual y la precipitación total anual. La precipitación media mensual y la precipitación total anual de las estaciones Milán – Planta Niza, Río Chinchiná – Bocatoma Sancancio, Río Chinchiná – Bosque Popular El Prado y Quebrada El Perro - Expoferias se presentan en las figuras 58 a 65.

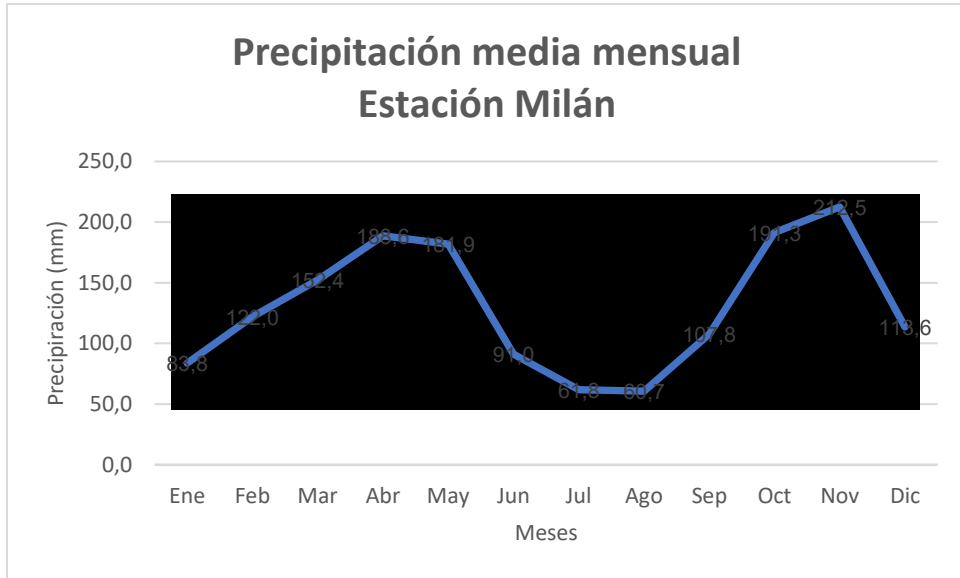


Figura 58. Precipitación media mensual registrada en la estación Milán – Planta Niza. Los meses más lluviosos son abril y noviembre y los meses más secos son enero y julio, clásico de un comportamiento bimodal.

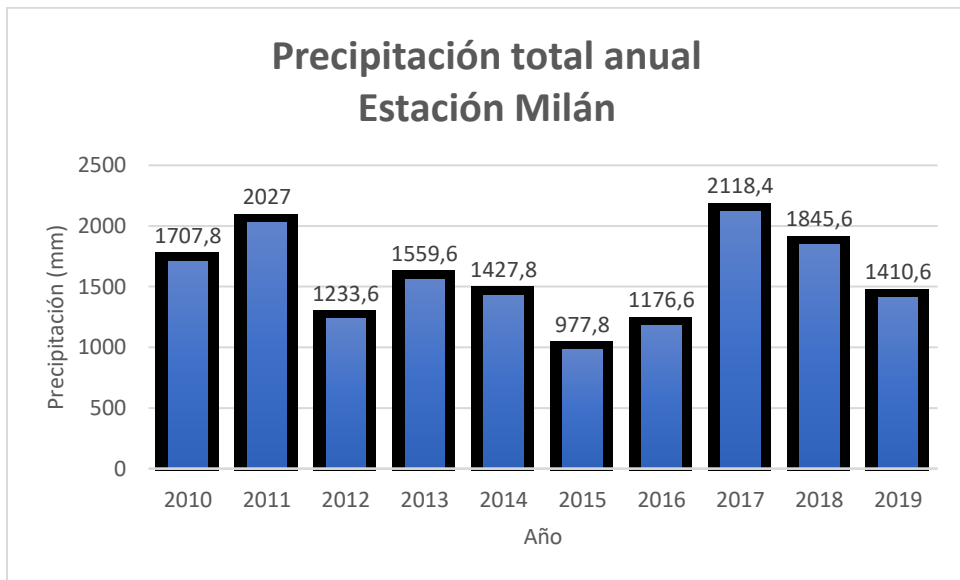


Figura 59. Precipitación total anual registrada en la estación Milán – Planta Niza. Se observa claramente la tendencia cíclica que exhibe la variabilidad climática, lo que se detona en temporadas extrema como El Niño y La Niña. El año 2011 es el más lluvioso junto al año 2017, en 2011 se registró un fenómeno de La Niña y en 2017 se registraron lluvias de alta intensidad en la ciudad. El año 2015 es el más seco de todos, lo cual coincide con el fenómeno de El Niño registrado en 2015.

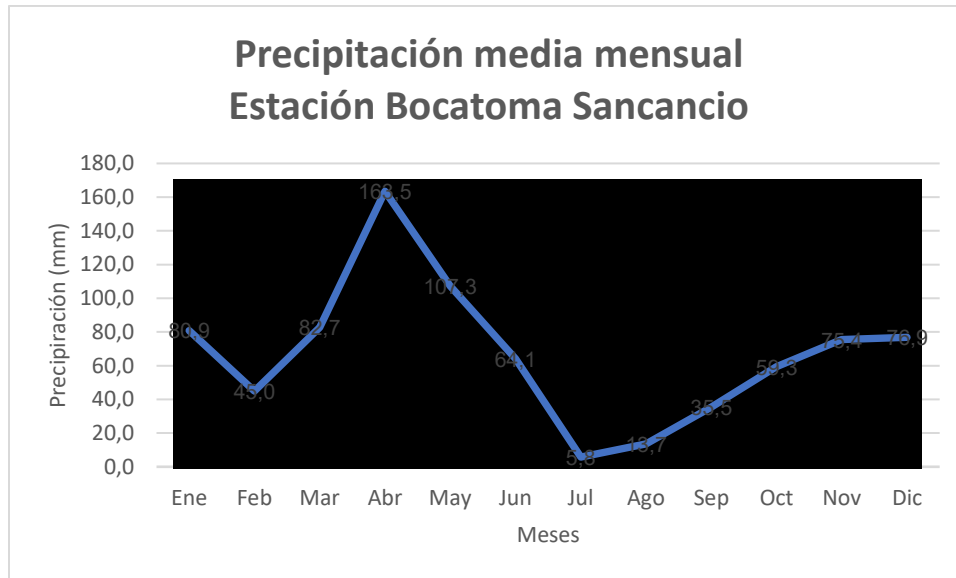


Figura 60. Precipitación media mensual registrada en la estación Río Chinchiná – Bocatoma Sancancio. Esta estación presenta a los meses de abril y noviembre-diciembre como los más lluviosos y a febrero y julio como los más secos, sin embargo, es la menos confiable por su falta de registro de información en muchos días de análisis.

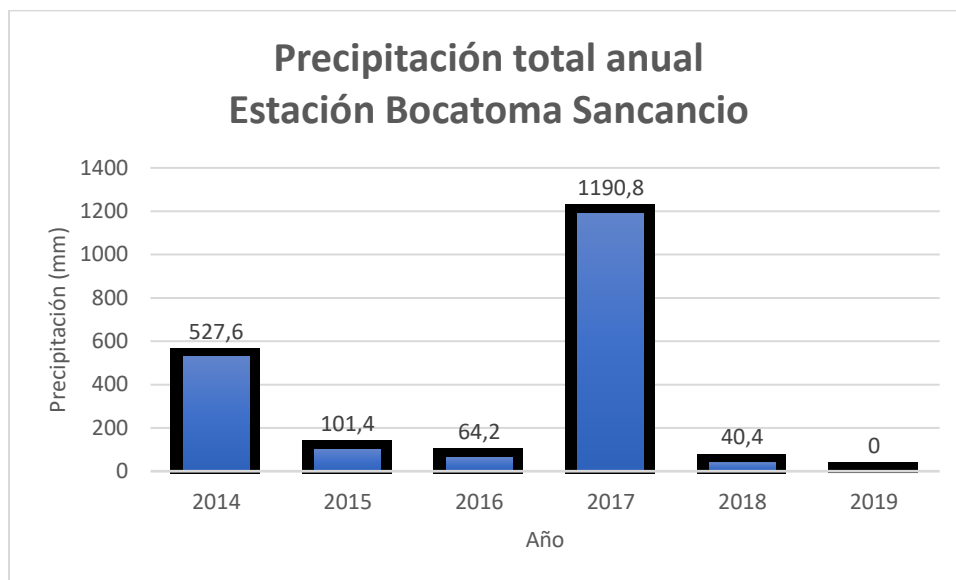


Figura 61. Precipitación total anual registrada en la estación Río Chinchiná – Bocatoma Sancancio. El año 2019 no registró información, se aprecian las altas precipitaciones del año 2017.

Esta estación presenta problemas en el registro de la información; tiene muchos vacíos, en especial para el año 2019.

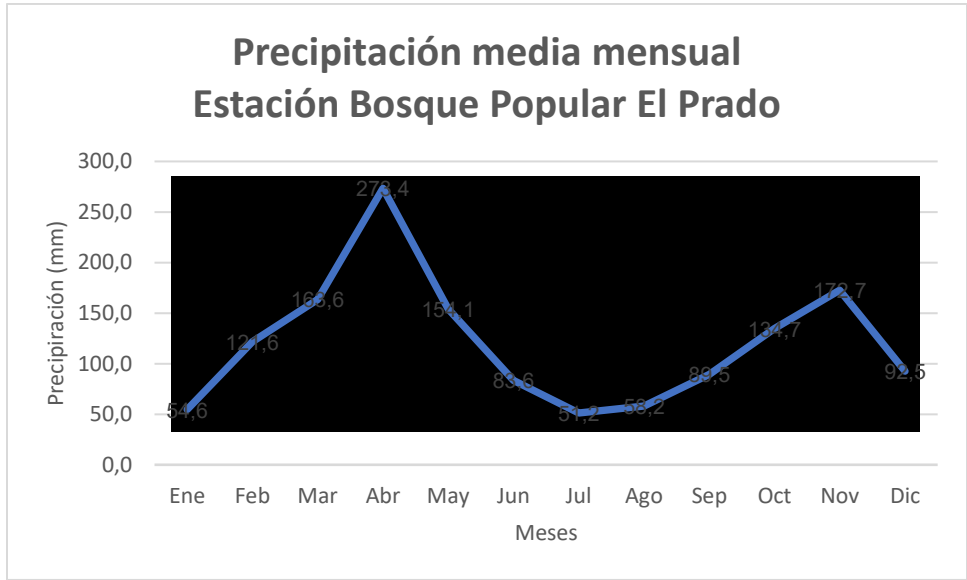


Figura 62. Precipitación media mensual registrada en la estación Río Chinchiná – Bosque Popular El Prado. Se nota claramente el régimen bimodal de lluvias con enero y julio como los meses más secos y abril y noviembre como los meses más lluviosos.

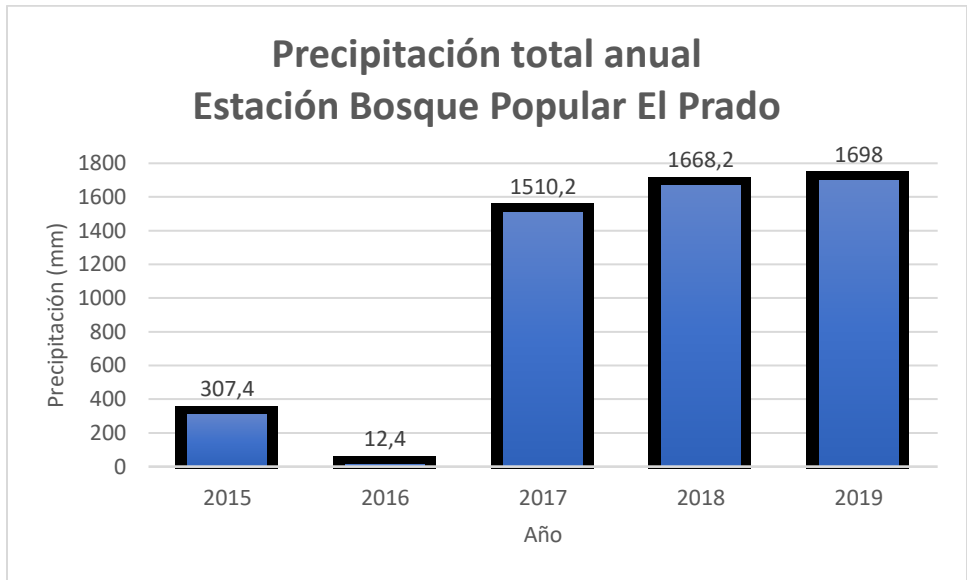


Figura 63. Precipitación total anual registrada en la estación Río Chinchiná – Bosque Popular El Prado. Así como la estación anterior, esta presenta problemas con el registro de información, en especial para el año 2016. No se evidencia el año 2017 como el más lluvioso.

Esta estación presenta problemas en el registro de información para el año 2016.

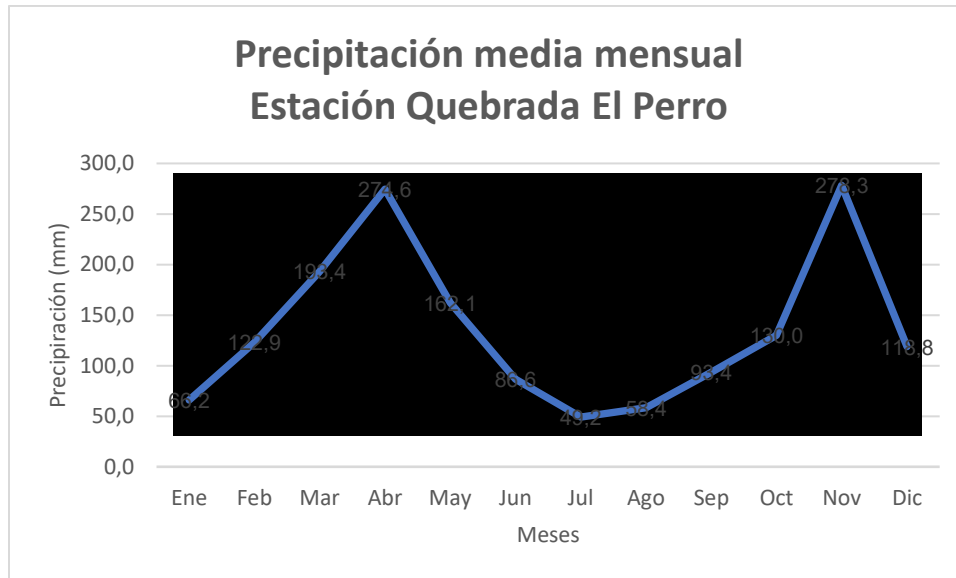


Figura 64. Precipitación media mensual registrada en la estación Quebrada El Perro – Expoferias. Se nota claramente el régimen bimodal de lluvias con enero y julio como los meses más secos y abril y noviembre como los meses más lluviosos.

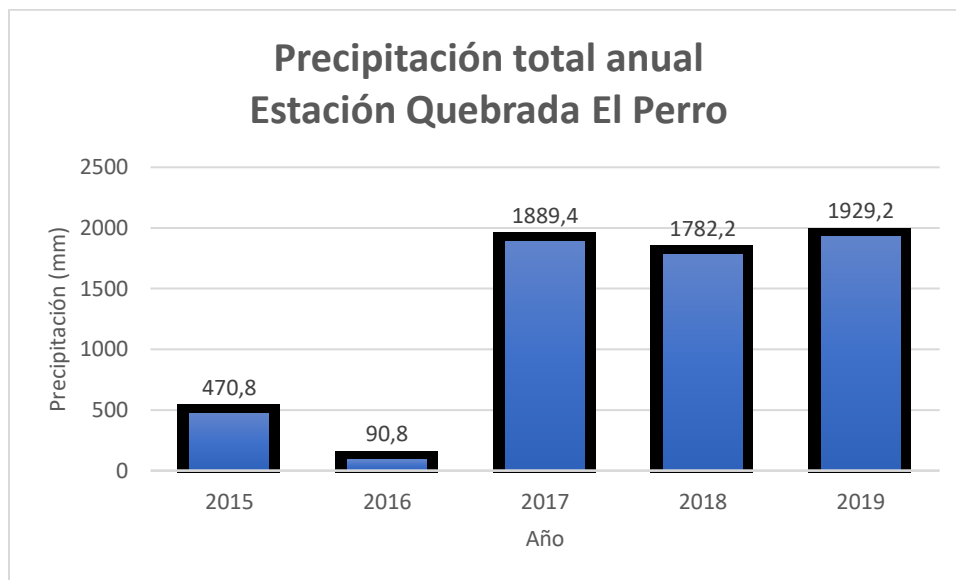


Figura 65. Precipitación total anual registrada en la estación Quebrada El Perro – Expoferias. Tiene problemas con los registros del año 2016.

Esta estación presenta problemas en el registro de información para el año 2016.

Sí bien tres de las cuatro estaciones presentan información pluviométrica menor a 5 años, en la Figura 58, la estación Milán permite observar el régimen de variabilidad climática típico de la región, que se extrema con los fenómenos de El Niño y de La Niña. El último fenómeno de La Niña ocurrió en 2011 y el último fenómeno de El Niño ocurrió en 2015.

Del mismo modo, las cuatro estaciones muestran el régimen de lluvias bimodal típico de la ciudad con dos temporadas secas y dos temporadas lluviosas al año. Las temporadas secas se presentan en los meses de enero y julio y las temporadas lluviosas en los meses de abril y noviembre.

La intensidad de la lluvia se calculó según la ecuación 40:

$$i = \frac{0,94 * T^{0,18} * M^{0,83}}{(t/60)^{0,66}} \quad \text{Ecuación 40}$$

Donde:

i es la intensidad de precipitación, en milímetros hora (mm/h), T es el periodo de retorno, en años, M es la precipitación máxima promedio anual en 24 horas, a nivel multianual, t es la duración de la lluvia, en minutos.

La precipitación máxima anual se presenta en la Tabla 28, encontrando un valor promedio de precipitación de 89,7 mm.

Tabla 28. Precipitación máxima promedio anual en 24 horas

Estación	Precipitación máxima promedio anual en 24 h (mm)
Quebrada El Perro - Expoferias	87,1
Milán - Planta Niza	55,3
Río Chinchiná – Bocatoma Sancancio	115,2
Río Chinchiná - Bosque Popular el prado	101,0
Promedio	89,7

El Servicio Geológico Colombiano (2017) recomienda que, para determinar la intensidad de la lluvia se debe usar un período de retorno de 20 años y una duración de 1 hora (60 min). Por lo tanto, al aplicar la ecuación 40 se pudo calcular la intensidad de la lluvia, así:

$$i = \frac{0,94 * 20^{0,18} * 89,7^{0,83}}{(60/60)^{0,66}} = 67,31 \text{ mm/h}$$

El resultado obtenido se verificó con base a la curva de intensidad – duración – frecuencia de la ciudad de Manizales propuesta por Gómez y Aristizábal (2002), y que se presenta en la figura 66.

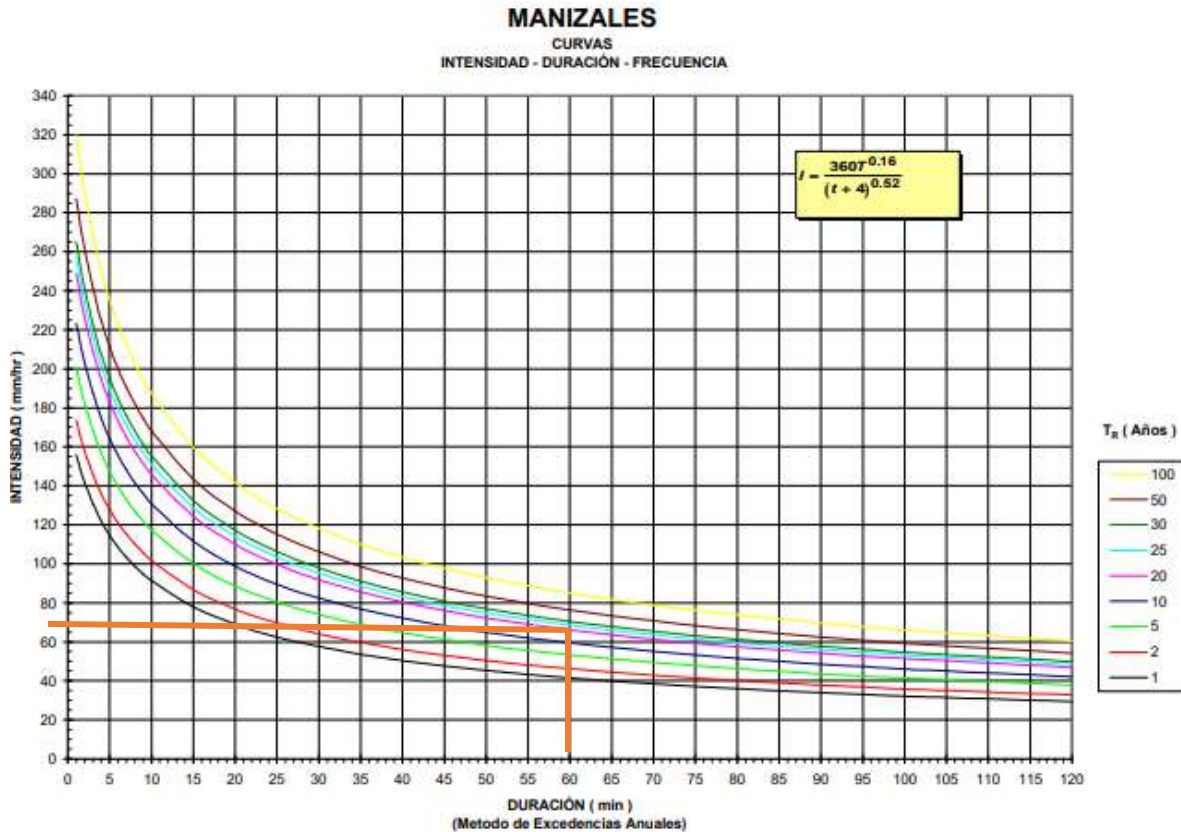


Figura 66. Curva IDF para Manizales (Gómez & Aristizábal, 2002). Esta curva fue calibrada para la ciudad de Manizales, por lo que sirve como referente para cualquier análisis hidrológico. Este tipo de curvas muestran como lluvias cortas son más intensas que las lluvias largas, la intensidad también depende del período de retorno, pues a mayor período de retorno mayor intensidad.

De la gráfica se observa que la intensidad de la lluvia para un período de retorno de 20 años y duración de 60 minutos es de 68 mm/h aproximadamente, por lo tanto, se valida la intensidad calculada de 67,31 mm/h.

7.2.2. Cálculo de las velocidades de infiltración

A partir del modelo de Green Ampt presentado en la ecuación 34 y tomando en cuenta todos los parámetros requeridos para su análisis y que se presentaron anteriormente en la caracterización geomecánica de los suelos, se pudo calcular la velocidad de infiltración para cada una de las formaciones superficiales, resultados

que se presentan en la Tabla 27. Se hizo el cálculo asumiendo espesores unitarios de suelo y frente húmedo.

Tabla 29. Velocidades de infiltración de las formaciones superficiales que conforman la microcuenca de la quebrada El Perro

Formación Superficial	Velocidad de infiltración (cm/s)
Depósitos de caída piroclástica	0,62
Formación Casabianca	0,17
Formación Manizales	0,39
Suelo residual de la Formación Quebradagrande	0,35
Lleno antrópico	0,09

Tomando en cuenta que las velocidades de infiltración calculadas y con base en la tabla 12, la clasificación asignada a los suelos según el grupo hidrológico propuesto por SCS es de tipo C para todos los casos.

Las coberturas identificadas en la microcuenca de la quebrada El Perro son bosques, pastos y áreas urbanizadas (residencial y carreteras). Con base en la tabla 13, y tomando en cuenta suelos tipo C, los resultados del número de curva (CN) se presentan en la Tabla 30.

Tabla 30. Número de curva según las coberturas del suelo

Cobertura	Número de curva (CN)
Pastizales (coberturas óptimas)	86
Bosques (cubierta buena)	70
Residencial	79
Calles y carreteras	98

Con la información de lluvia, tipo de suelo y número de curva recopilada se calculó la retención máxima (S) según la ecuación del SCS (2000) que se presenta en la ecuación 41, así:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad \text{Ecuación 41}$$

Donde S está en milímetros y CN corresponde al número de curva previamente seleccionado como representativo de la zona. Los resultados de la retención máxima se presentan en la Tabla 31.

Tabla 31. Retención máxima según el tipo de cobertura del suelo.

Cobertura	Retención máxima (S) (mm)
Pastizales (coberturas óptimas)	41,3
Bosques (cubierta buena)	108,8
Residencial	67,5
Calles y carreteras	5,18

Para la precipitación infiltrada en 24 horas, se usó la ecuación planteada por el método lluvia – escorrentía del SCS y que se presenta en la ecuación 42, los resultados de precipitación neta efectiva se presentan en la Tabla 32.

$$Q = \frac{(P-0,2S)^2}{P+0,8S} \quad \text{Ecuación 42}$$

Tabla 32. Precipitación neta efectiva según la cobertura del suelo.

Cobertura	Precipitación neta efectiva (Q) (mm)
Pastizales (coberturas óptimas)	54,0
Bosques (cubierta buena)	26,1
Residencial	40,4
Calles y carreteras	83,8

Q es el valor de escorrentía neta o precipitación efectiva, pero dado que interesa el dato de infiltración, se procederá a determinarla mediante la ecuación 43 también propuesta por SCS (2000), así:

$$P_i = P - P_e \quad \text{Ecuación 43}$$

Donde P_i es la lluvia que se infiltra, P es la lluvia total media diaria y P_e es la lluvia que escurre como precipitación efectiva que sería equivalente a Q . Los resultados de lluvia infiltrada se presentan en la Tabla 33.

Tabla 33. Lluvia que se infiltra según la cobertura del suelo

Cobertura	Lluvia infiltrada en 24 h (P_i) (mm)
Pastizales (coberturas óptimas)	35,7
Bosques (cubierta buena)	63,6
Residencial	49,3
Calles y carreteras	5,9

7.2.3. Lluvias precedentes para los movimientos en masa

Se revisó la base de datos del SIMMA (Sistema de información de movimientos en masa) del Servicio Geológico Colombiano para conocer la fecha de ocurrencia de los movimientos en masa. Lamentablemente, no se encontró registro para la microcuenca de la quebrada El Perro. Sin embargo, se hizo uso de los movimientos en masa que hayan ocurrido en general en la ciudad de Manizales con el ánimo de extrapolar la información y tener un panorama que permita conocer las lluvias que han precedido este tipo de fenómenos. Los datos se tomaron para los últimos 10 años.

En la tabla 34 se presentan los movimientos en masa ocurridos con su fecha de ocurrencia, la precipitación registrada el día del evento y la precipitación acumulada de los últimos 30 días.

Tabla 34. Precipitación registrada para los movimientos en masa ocurridos en los últimos 10 años.

Tipo de movimiento	Fecha evento	Precipitación registrada el día del evento (mm)	Precipitación acumulada en la últimos 30 días anteriores al evento (mm)
Deslizamiento	7/07/2020	1	120,6
Deslizamiento	29/04/2020	16,2	186,8
Deslizamiento	8/11/2019	3,2	176,2
Deslizamiento	7/04/2019	3	447,2

Tipo de movimiento	Fecha evento	Precipitación registrada el día del evento (mm)	Precipitación acumulada en la últimos 30 días anteriores al evento (mm)
Deslizamiento	25/02/2018	31	237,2
Deslizamiento	25/12/2017	16	378
Deslizamiento	18/11/2017	11,8	316,8
Deslizamiento	17/11/2017	58,6	316,8
Deslizamiento	11/11/2017	2,4	222,8
Deslizamiento	28/07/2017	0,6	50,4
Deslizamiento	2/05/2017	24,4	311,2
Deslizamiento	20/04/2017	8,2	234,4
Deslizamiento	20/04/2017	8,2	234,4
Deslizamiento	19/04/2017	89,8	243,8
Deslizamiento	19/04/2017	89,8	243,8
Deslizamiento	18/04/2017	7,6	160,4
Flujo	17/03/2017	14,4	199,6
Deslizamiento	12/03/2017	4,6	213,4
Flujo	22/02/2017	21	84,4
Flujo	10/10/2016	0,8	137,4
Deslizamiento	9/03/2014	6,2	173,8
Deslizamiento	16/10/2012	39,2	155,8
Deslizamiento	16/10/2012	39,2	155,8
Deslizamiento	30/07/2012	1,6	50,2
Deslizamiento	19/06/2012	1,8	60,8
Deslizamiento	13/06/2012	9	40,6
Deslizamiento	13/06/2012	9	40,6
Deslizamiento	7/05/2012	15,2	250,8
Deslizamiento	11/04/2012	28,6	181,4
Deslizamiento	9/04/2012	5,6	134,6
Deslizamiento	9/04/2012	5,6	134,6
Deslizamiento	21/03/2012	2,2	89
Deslizamiento	7/02/2012	0	75,4

Tipo de movimiento	Fecha evento	Precipitación registrada el día del evento (mm)	Precipitación acumulada en la últimos 30 días anteriores al evento (mm)
Deslizamiento	21/01/2012	2,6	88,6
Deslizamiento	21/01/2012	2,6	88,6
Deslizamiento	21/01/2012	2,6	88,6
Deslizamiento	21/01/2012	2,6	88,6
Deslizamiento	21/01/2012	2,6	88,6
Deslizamiento	21/01/2012	2,6	88,6
Deslizamiento	21/01/2012	2,6	88,6
Deslizamiento	21/01/2012	2,6	88,6
Deslizamiento	13/04/2011	1,4	145,8
Deslizamiento	12/04/2011	14,6	145,8
Deslizamiento	26/03/2011	0,4	263
Deslizamiento	20/03/2011	0,6	291
Deslizamiento	3/03/2011	51,6	337,2
Deslizamiento	4/01/2011	19,4	168,4
Deslizamiento	6/12/2010	1	263,2
Deslizamiento	29/11/2010	0,4	297,8
Deslizamiento	17/11/2010	25,4	397
Deslizamiento	4/11/2010	16,2	334
Deslizamiento	14/10/2010	0	186,8
Deslizamiento	1/08/2010	5,8	194,8

La información anterior da una idea inicial de cuándo puede generarse un deslizamiento tomando en cuenta lluvias acumuladas, por ejemplo, se observa que con lluvias acumuladas registradas desde 40,6 mm ya existe la posibilidad de que se dé un deslizamiento; del mismo modo, se aprecian valores máximos de 447,2 mm, lo que sirve para comprender posibles rangos de lluvias para la formulación de alertas tempranas. No obstante, es importante destacar que esta información es limitada y tiene un grado de incertidumbre alto lo que dificulta asociarle un evento extremo detonante a la ocurrencia de deslizamientos.

8. Discusión

8.1. Análisis de la influencia del frente húmedo

Actualmente se reconoce que los deslizamientos ocurren mayoritariamente por la acción de tres posibles factores detonantes: lluvia, sismo y antropismo (SGC, 2017). Particularmente, la lluvia se convierte en uno de los factores detonantes más complejos pues muchos de los procesos y mecanismos de erosión del suelo están relacionados con características de escorrentía e infiltración (Bouma y Imeson, 2000; Nie et al., 2015; Wu et al., 2017), especialmente, en depósitos poco profundos (Cuomo y Sala, 2013) pues la precipitación tiene un impacto inmenso en la humedad, la fuerza y el peso en capas de suelo poco profundas (Sorbino y Nicotera, 2013; Robinson et al., 2017; Amare et al., 2019). De los dos principales caminos que toma el agua lluvia al entrar en contacto con la superficie: infiltración y escorrentía, interesa para este trabajo el mecanismo de infiltración que se sabe tiene efecto en la inestabilidad de las laderas (Cerdà & García-Fayos, 1997; Cerdà, 1999).

Se retoma el esquema presentado en la Figura 24:

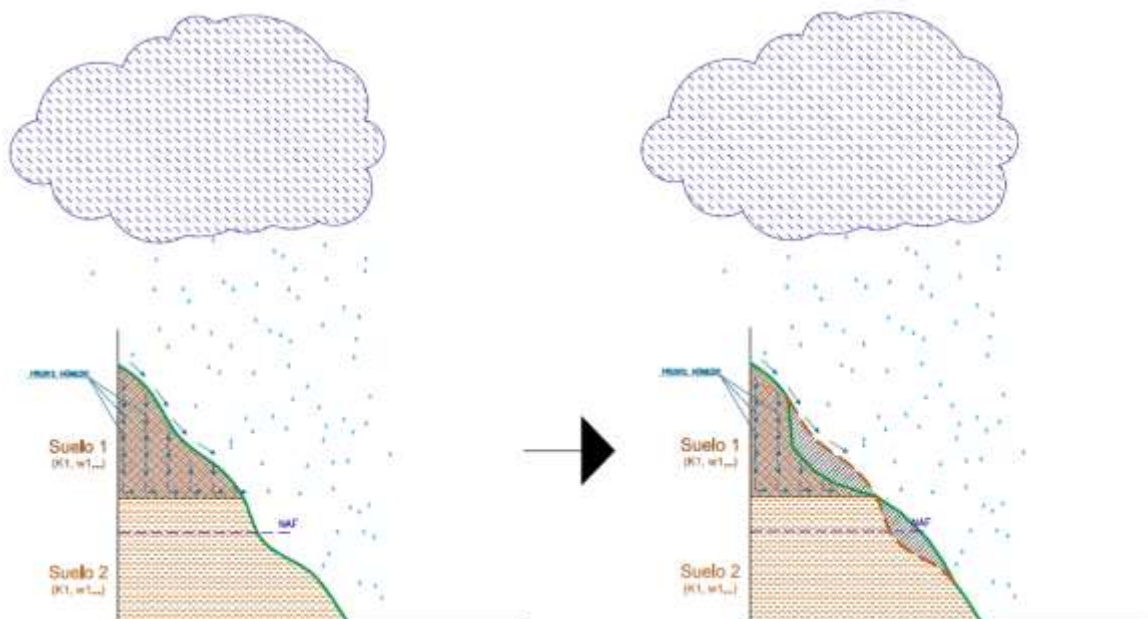


Figura 67. Esquema general del movimiento del frente húmedo. Por efecto de las lluvias una fracción del agua fluye como escorrentía y la otra se infiltra dentro de la masa de suelo, la propagación del agua que se infiltra es lo que se conoce como frente húmedo. Su profundidad está supeditada a las propiedades del suelo.

En la Figura 67 se puede apreciar que, durante una tormenta, una fracción del agua escurre y otra se infiltra. El suelo 1, que será el más superficial, recibe inicialmente el agua, esta consigue infiltrarse a una velocidad “v” que depende de su permeabilidad principalmente. Nótese que el NAF en este caso está en el segundo estrato de suelo. Cuando el frente húmedo alcanza la superficie de contacto suelo 1 - suelo 2 se encuentra con un contraste de propiedades geomecánicas y por tanto no consigue descender con la misma velocidad ocasionando un cambio en la dirección de flujo, lo que desencadena ese efecto “cuchara” que desestabiliza el terreno y ocasiona el fenómeno de remoción en masa. Esto también puede aplicarse y adaptarse a superficies de falla más planas. Se destaca que el Nivel de Aguas Freáticas (NAF) permaneció inmóvil todo el tiempo y aun así el deslizamiento ocurrió.

Se ha observado por experiencias previas que la superficie de falla de los movimientos en masa de Manizales, en la mayoría de las ocasiones, no se da propiamente al interior de una masa de suelo específica sino más bien en la superficie de contacto de dos tipos de suelo. Es en estos límites entre unidades donde se genera un contraste de propiedades geomecánicas (entre las que destaca la permeabilidad y la humedad), y por ende un plano de debilidad por el cual transita el agua que consigue infiltrarse durante los episodios de precipitación. Para que ocurra este tipo de mecanismo de falla debe pasar que el agua que proviene de la precipitación se infiltre hasta la superficie de contacto, y tal fenómeno obedece al movimiento de un frente húmedo, sin embargo, las metodologías vigentes para analizar la amenaza por movimiento en masa, como las del Servicio Geológico Colombiano (2017) se centran en estudiar la posición del NAF a pesar de que en algunos casos (como el presentado en las Figuras 24 y 67), éste no se vea afectado por la influencia de la lluvia.

El frente húmedo tiene efecto directo en la inestabilidad de laderas, lo cual ha sido demostrado por diversos autores (e.g. Hill & Parlange, 1972; Raats, 1973; Barden et al., 1973; Philip, 1975; Diment et al., 1982 y 1983; Hillel, 1987; Tamai et al., 1987; Li et al., 2016; Liu et al., 2020), no obstante, en Colombia no se le ha dado la suficiente importancia al momento de analizar la inestabilidad de las laderas.

Con base en los resultados obtenidos durante este trabajo de investigación se han podido identificar las siguientes superficies de contacto a partir del modelo geológico – geotécnico presentado en la Figura 55 y de las observaciones realizadas en campo:

- Depósitos de caída piroclástica – Suelo residual del Complejo Quebradagrande
- Depósitos de caída piroclástica – Suelo residual de la Formación Manizales
- Depósitos de caída piroclástica – Suelo residual de la Formación Casabianca
- Suelo residual de la Formación Casabianca – Suelo residual de la Formación Manizales
- Suelo residual de la Formación Manizales – Suelo residual del Complejo Quebradagrande.
- Lleno antrópico – Depósitos de caída piroclástica.
- Suelo residual del Complejo Quebradagrande – Roca madre

En la Figura 68 se presentó la superposición del mapa de formaciones superficiales que se presentó en la Figura 54 y del mapa de factores de seguridad que presentó en la Figura 56. Como se mencionó anteriormente, sí bien en Colombia se considera que una ladera es estable cuando su factor de seguridad es mayor a 1,5 en condiciones estáticas (Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, 2010), para este trabajo se han reclasificado los factores de seguridad en tres categorías donde se agrupan los valores más bajos, los intermedios y los más altos para ilustrar qué sitios tienen condiciones menos favorables.

Se puede observar que los factores de seguridad más bajos y que en este trabajo se han categorizado como los sitios con condiciones menos favorables de estabilidad y que, por ende, se pueden generar deslizamientos con mayor facilidad, en su mayoría coinciden con los lugares donde los depósitos de caída piroclástica son la formación más superficial.

No se debe olvidar que en este análisis no interviene únicamente el tipo de suelo sino también su espesor y la pendiente involucrada, así, por ejemplo, dos sitios diferentes en donde ocurre el contacto suelo residual del Complejo Quebradagrande

– roca madre, pueden variar su factor de seguridad debido a la pendiente o al espesor de suelo implicado.

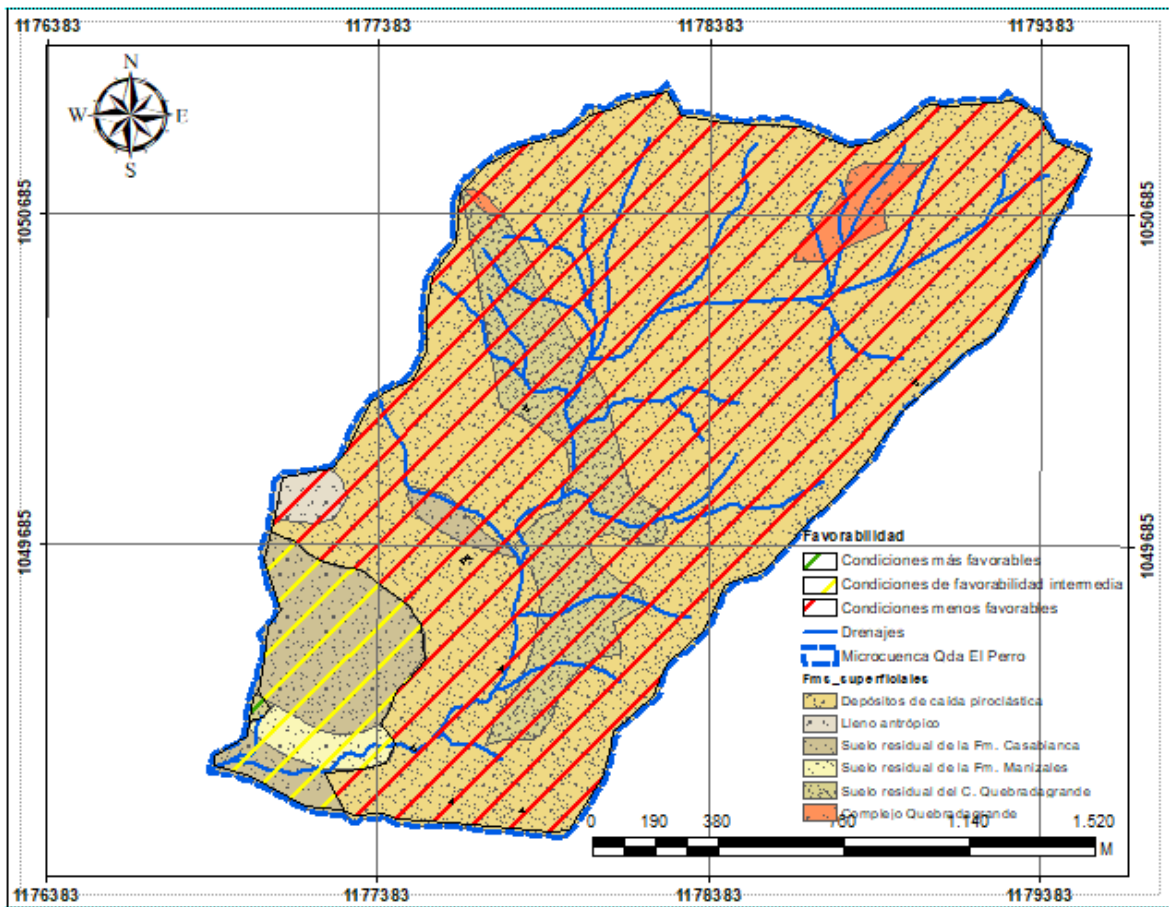


Figura 68. Superposición de las formaciones superficiales y los factores de seguridad. Nótese como los valores más bajos coinciden siempre con los sitios donde hay ceniza volcánica. Las zonas más suroccidentales donde los factores de seguridad son relativamente altos son lugares modificados antrópicamente para la construcción de edificaciones, lo que ha implicado explanaciones que reducen considerablemente la pendiente.

Dejando un poco de lado los factores contribuyentes como pendiente y espesor de suelo y las posibles intervenciones antrópicas que hayan sucedido en la microcuenca, salta a la vista que donde hay ceniza volcánica, la inestabilidad es más probable. Esto era de esperarse, pues es sabido por experiencias previas que este tipo de material es muy inestable debido a su compactación baja, condición que tiende a hacer de este suelo un material suelto (Musso & Olivares, 2004; Olivares & Damiano, 2007) comparado con suelos más antiguos y, en especial, cuando pasa de un estado insaturado a saturado (Pagano et al., 2010).

Como si fuera poco, los depósitos de caída piroclástica han demostrado ser los que más contraste presentan con respecto a los demás estratos en cuanto a lo que respecta a velocidades de infiltración. Tomando como referencia los resultados presentados en la Tabla 29, que relaciona la tasa de infiltración se tiene que:

Tabla 35. Contraste de velocidades de infiltración entre las diferentes superficies de contacto

Superficie de contacto	V_{inf} estrato superior (cm/s)	V_{inf} estrato inferior (cm/s)	Diferencia V_{inf}1 - V_{inf} 2 (cm/s)
Depósitos de caída piroclástica – Suelo residual del Complejo Quebradagrande	0,62	0,35	0,27
Depósitos de caída piroclástica – Suelo residual de la Formación Manizales	0,62	0,39	0,23
Depósitos de caída piroclástica – Suelo residual de la Formación Casabianca	0,62	0,17	0,45
Suelo residual de la Formación Casabianca – Suelo residual de la Formación Manizales	0,17	0,39	-0,22
Suelo residual de la Formación Manizales – Suelo residual del Complejo Quebradagrande.	0,39	0,35	0,04
Lleno antrópico – Depósitos de caída piroclástica.	0,09	0,62	-0,53
Suelo residual del Complejo Quebradagrande – Roca madre	0,35	0,00*	0,35

*La velocidad de infiltración de la roca madre no se calculó, aun así, se indica con un valor de 0,0 para hacer notar que dicha velocidad es muy baja casi nula.

A modo de ejemplo el contraste de velocidades de infiltración entre el depósito de caída piroclástica y suelo residual de la Formación Casabianca, es de 0,45 cm/s, siendo el estrato superior el que permite un flujo más veloz, esto quiere decir que el agua viene fluyendo con cierta facilidad y cuando encuentra la superficie de contacto dicha facilidad se ve reducida. En un segundo se tienen 4,5 mm de agua que no pueden circular con facilidad, con el pasar de los minutos, dicha cantidad de agua será mayor y ocasiona el efecto adverso de inestabilidad. Caso contrario el del

contraste de permeabilidades entre el suelo residual de la Formación Casabianca y suelo residual de la Formación Manizales, el cual es de $-0,22$ cm/s, el valor negativo quiere decir que el estrato inferior es el más permeable, en este escenario el agua viene fluyendo con cierta facilidad y al llegar a la superficie de contacto fluye con más desenvoltura, esto es favorable y no ocasiona inestabilidad toda vez que no existiría un volumen de agua con dificultades para circular.

Se tiene entonces que las condiciones desfavorables, tomando en cuenta la velocidad de infiltración únicamente, ocurren cuando el estrato superior permite una velocidad de infiltración mayor que el estrato inferior, lo anterior ocurre para todos los contactos excepto suelo residual de la Formación Casabianca – suelo residual de la Formación Manizales y lleno antrópico – depósitos de caída piroclástica. El contraste más alto se observa entre los depósitos de caída piroclástica y el suelo residual de la Formación Casabianca.

En aquellos casos en los cuales la velocidad de infiltración es mayor en el estrato inferior, sucederá que el estrato que le sigue, tendrá una velocidad de infiltración menor, empero, se estaría tomando en cuenta altos espesores y se sabe que los deslizamientos ocasionados por el frente húmedo son poco profundos (menores a 5 m) (Nefeslioglu et al., 2011). En esos casos se podría pensar que la inestabilidad sí puede ocurrir por efecto del NAF.

En consecuencia, se aprecia que los depósitos de caída piroclástica permiten una velocidad de infiltración alta, lo que promueve que se sature de manera más rápida y el incremento de saturación implica una reducción en su resistencia al corte debido a que se ablanda el material que une las partículas (Leroueil & Vaughan, 1990; Butenuth et al., 1995). El frente húmedo al encontrar la superficie de contacto y no tener la misma facilidad para avanzar, ocasionará los fenómenos de inestabilidad por efecto de la presión de poros, la cual se ha atribuido como esencial en la desestabilización de laderas (Mousavi, 2017) en especial en terrenos volcánicos y húmedos (Borja et al., 2006).

Al llegar a este punto ya es claro que cuando los depósitos de caída piroclástica encabezan la secuencia estratigráfica, los fenómenos de inestabilidad son muy

probables bien sea por su competencia geomecánica como lo comprobaron los factores de seguridad o por su potencial de infiltración que contrasta con los demás materiales como lo comprobó el diferencial de velocidades de infiltración.

Una vez conocidas las condiciones de inestabilidad, se procede a analizar bajo qué escenario de precipitación ocurren los fenómenos adversos. Para iniciar se deberá analizar las coberturas del suelo. No es lo mismo que la lluvia ocurra en una cobertura de pastos que en una boscosa, pues las tasas de interceptación variarán significativamente.

En la zona de estudio se dan principalmente cuatro coberturas: pastizales, bosques y terrenos artificializados de tipo residencial y vial. Cada una de estas coberturas permite que una mayor o menor cantidad de agua lluvia logre infiltrarse. Con base en los análisis pluviométricos realizados en la microcuenca, se pudo encontrar que a partir de una lluvia promedio de 89,7 mm la infiltración se comporta tal y como se presentó en la tabla 28.

Tabla 36. Resumen de las características de infiltración de las coberturas del área de estudio

Cobertura	Precipitación neta efectiva (Q) (mm)	Lluvia infiltrada en 24 h (Pi) (mm)
Pastizales	54,0	35,7
Bosques	26,1	63,6
Residencial	40,4	49,3
Calles y carreteras	83,8	5,9

Se ve que en las coberturas tipo pastizales y calles y carreteras del agua que llueve, cierta cantidad se infiltra y la restante fluiría como escorrentía, mientras que en los bosques y en las áreas residenciales toda la precipitación logra infiltrarse.

Como ya se ha mencionado, para que ocurra el deslizamiento por efecto del movimiento del frente húmedo debería suceder que éste alcance la superficie de contacto entre los suelos. Con base en ello, se debería conocer la cantidad de agua necesaria para ocasionar una saturación total del estrato superior. Ahora bien, se requiere conjugar la cantidad de agua necesaria para saturar el suelo con la

influencia que tienen las coberturas, por ejemplo, sí la lluvia afecta coberturas tipo pastizal, primero debe superarse la capacidad de retención máxima de 41,3 mm (Tabla 36) antes de revisar el agua infiltrada. En este caso no se hará énfasis en el tiempo que tarda el frente húmedo en alcanzar la superficie de contacto sino en la cantidad de agua lluvia requerida para tal fin, se toma en cuenta que 1 mm de lluvia es equivalente a 1 l/m² en volumen (Ricardo et al., 2015; Galicia, 2021)., esto se explica al decir que cuando llueven 50 mm de lluvia, realmente son 50 litros por metro cuadrado.

Para calcular la cantidad de agua necesaria para saturar un determinado estrato se requiere el volumen de almacenamiento de agua del suelo, basta con conocer el volumen de vacíos de un material. Del esquema presentado en la Figura 21, se puede establecer que:

$$V_t = V_s + V_v = V_s + V_w + V_a \quad \text{Ecuación 44}$$

Donde V_t es el volumen total de la masa de suelo, V_s es el volumen de sólidos, V_w es el volumen del agua y V_a es el volumen del aire.

Ahora bien, la cantidad de vacíos que hay en un suelo dependen de la porosidad (η) de la masa de suelo. La relación fundamental para establecer la porosidad de un suelo es:

$$\eta = \frac{V_v}{V_t} \quad \text{Ecuación 45}$$

Despejando la ecuación 44 se tendría que el volumen de vacíos de un suelo es:

$$V_v = \eta * V_t \quad \text{Ecuación 46}$$

Con base en los resultados presentados en la Tabla 25, donde se presentan los valores de porosidad promedio para cada tipo de formación superficial, se puede establecer el volumen de vacíos de los suelos. Para este caso se asumirá un área unitaria (1 m²) y la profundidad será equivalente a los posibles espesores que alcance el material, iniciando en un espesor bajo de 0,5 m hasta un espesor máximo de 5 metros que fue el máximo observado en campo, además tomando que cuenta

que cuando el espesor del suelo es bastante grueso (mayor a 8 - 10 m), el frente húmedo pierde relevancia (Nefeslioglu et al., 2011; Agrawal et al., 2017).

Tabla 37. Volúmenes de vacíos para las diferentes formaciones superficiales tomando en cuenta área unitaria y espesor variable

Formación Superficial	Espesor de suelo (m)									
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5
Depósitos de caída piroclástica	0,3	0,6	0,9	1,2	1,5	1,8	2,1	2,4	2,7	3
Suelo residual de la Formación Casabianca	0,295	0,59	0,885	1,18	1,475	1,77	2,065	2,36	2,655	2,95
Suelo residual de la Formación Manizales	0,27	0,54	0,81	1,08	1,35	1,62	1,89	2,16	2,43	2,7
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	0,22	0,44	0,66	0,88	1,1	1,32	1,54	1,76	1,98	2,2
Lleno antrópico	0,265	0,53	0,795	1,06	1,325	1,59	1,855	2,12	2,385	2,65

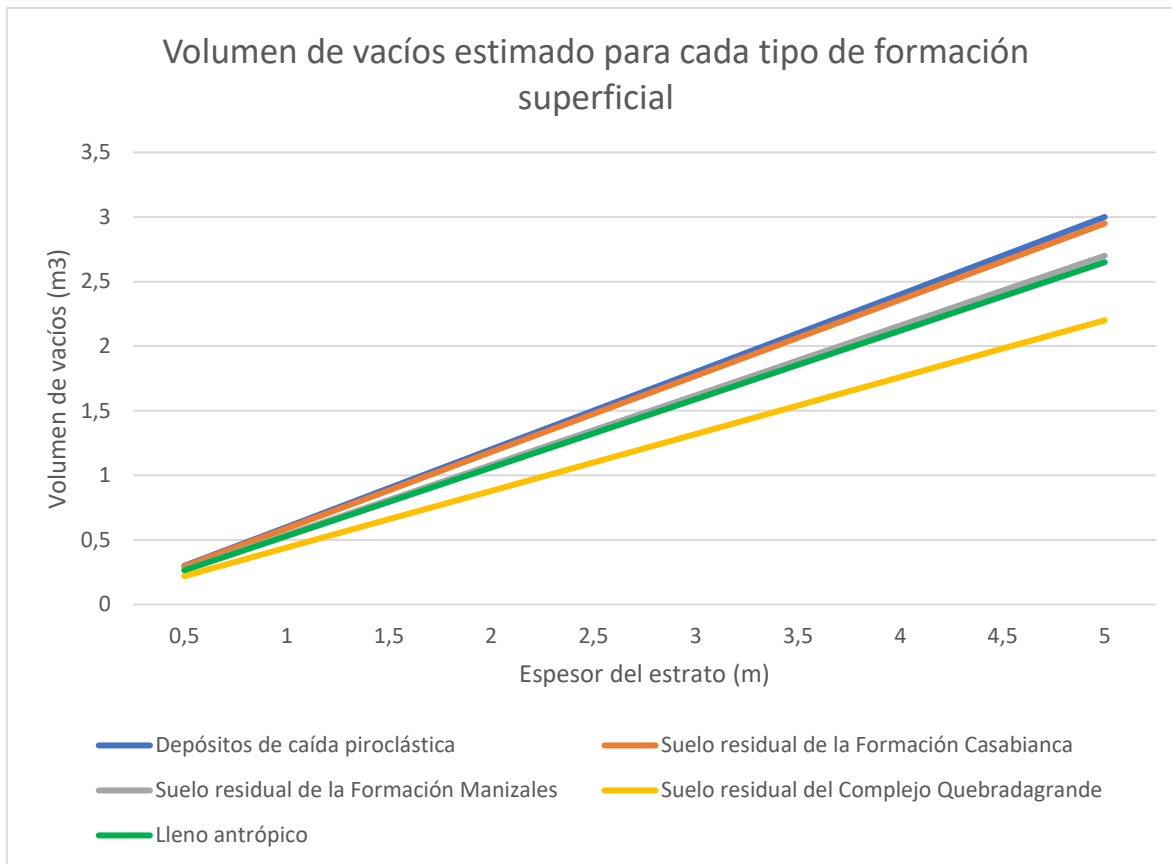


Figura 69. Relación formación superficial – volumen de vacíos. Dependiendo de su porosidad, los suelos tendrán un mayor porcentaje de espacios vacíos, dichos espacios pueden ser rellenos por agua o por aire. La condición en la cual se llenan de agua se llama saturación y es la que ocasiona los problemas de inestabilidad relacionados con el frente húmedo.

De la Figura 69 se puede concluir que las cenizas volcánicas son el material que más agua pueden almacenar antes de llegar a un estado de saturación. Esto toma relevancia al analizar el efecto del frente húmedo, pues da una idea de la cantidad de agua necesaria para llenar el estrato de suelo, recordando que, con base en el contraste de velocidades de infiltración, ocurriría el fenómeno de inestabilidad, en especial cuando los suelos han pasado una cierta temporada expuestos a un estado del tiempo bastante cálido que ocasiona que se sequen, y de repente hay una lluvia intensa que los satura parcial o totalmente, pero de forma súbita; esto ocasiona inestabilidad asociada al frente húmedo (Bernadin et al., 1998).

Por ejemplo, en condiciones ideales, para llenar de agua un estrato de ceniza volcánica de 1,0 metro de espesor, y asumiendo un área unitaria, se requieren 0,6 m³ de líquido. La precipitación necesaria para saturar el estrato debe ser tal que

alcance los 600 litros de agua. Tomando en cuenta que 1 mm de lluvia es el equivalente a 1 l/m² de agua, y que se está trabajando con área unitaria, básicamente se estaría diciendo que se requieren 600 mm de lluvia para saturar un estrato de ceniza volcánica de 1 metro de espesor.

No obstante, no debe olvidarse que es muy poco probable que un estrato esté completamente seco en especial en una zona tan lluviosa como Manizales, por consiguiente, no se debe pensar en saturar con 600 litros de agua sino con una fracción menor. Para efectos de este trabajo, se asumirá, que en los suelos habrá un porcentaje de saturación de por lo menos el 33% en condiciones normales de estado del tiempo, es decir, en temporadas que tienden a ser secas.

Adicionalmente, debe tomarse en cuenta la cobertura implicada pues de ello también depende qué porcentaje de lluvia consigue infiltrarse en la masa de suelo. Tomando en cuenta la precipitación máxima promedio anual en 24 horas de la microcuenca de la quebrada el perro: 89,7 mm, la fracción que logra infiltrarse es 35,7 mm en pastizales, 63,6 mm en bosques, 49,3 mm en áreas residenciales y 5,9 mm en calles y carreteras (Tabla 33), según lo anterior se podría establecer el porcentaje de lluvia infiltrada:

Tabla 38. Porcentaje de lluvia que consigue infiltrarse dependiendo de la cobertura

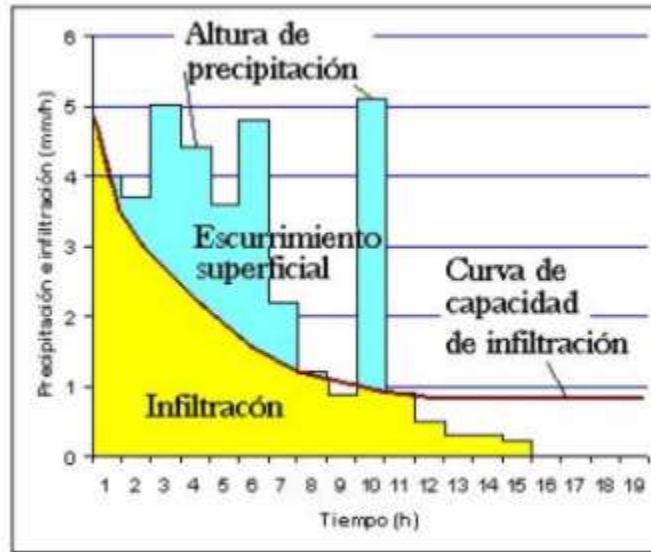
Cobertura	Lluvia máxima promedio en 24 h (mm)	Lluvia infiltrada en 24 h (mm)	Porcentaje de lluvia que se infiltra
Pastizales	89,7	35,7	39,8%
Bosques	89,7	63,6	70,9%
Residencial	89,7	49,3	55,0%
Calles y carreteras	89,7	5,9	6,6%

Retomando el ejemplo del depósito de caída piroclástica y bajo las consideraciones planteadas, no se necesitan 600 litros de agua para alcanzar la saturación sino las dos terceras partes, es decir, 400 litros de agua. Se mencionó en el apartado de resultados que la intensidad de la lluvia para un período de retorno de 20 años y

duración de 60 minutos es de 67,31 mm/h. De esos 67,31 mm que llueven en una hora, sí se analiza para cobertura tipo pastizales, el 39,8% de la precipitación equivalentes a 26,78 mm, es lo que logra infiltrarse cada hora. Así, se requieren aproximadamente 15 episodios de lluvia con dicha intensidad y dicha duración para saturar el estrato con 400 litros de agua. Sin embargo, sí el análisis es para bosques, el 70,9% de la precipitación equivalentes a 47,72 mm, es lo que logra infiltrarse cada hora. Así, se requieren aproximadamente 8 episodios de lluvia con dicha intensidad y dicha duración para saturar el estrato con 400 litros de agua.

Se aprecia como el tipo de cobertura hace variar radicalmente la cantidad de eventos de precipitación necesarios para acumular agua suficiente para saturar el estrato a pesar de que se presente con la misma intensidad y la misma duración.

Es importante destacar que el fenómeno de infiltración es relativamente lineal y constante después de las primeras horas de infiltración, en cuanto la primera hora presenta un comportamiento de decaimiento en su velocidad tendiendo a la estabilidad después de la primera media hora. En los primeros minutos de lluvia, entre mayor sea la intensidad de precipitación, también será mayor la velocidad de infiltración, independiente del material (Osorio & Yacelga, 2021) e independientemente de la intensidad de lluvia, la infiltración alcanza un estado estable en el que la carga de presión no varía (Marín & Velásquez, 2020). Por lo tanto, vale la pena decir que, el fenómeno de infiltración es más impactante en períodos intensos de lluvia y de baja duración, teniendo incluso más efecto la duración de la precipitación (El-Hames & Wagdany; 2013).



Curva de la capacidad de infiltración

Figura 70. Ejemplo de una curva de capacidad de infiltración (Vélez, 2016). Se observa que para intensidades de lluvia elevadas la infiltración es mayor y que así mismo entre más tiempo pase menos se infiltra. Esto es de esperarse toda vez que sí el suelo se llena de agua, no permite más infiltración.

Con base en lo dicho, se analizará el fenómeno para diferentes intensidades de lluvia de acuerdo con las presentadas en la Figura 66. Como se quiere analizar la situación para condiciones muy probables, se hace uso del período de retorno de un año con el ánimo de evaluar condiciones adversas en el corto plazo.

Tabla 39. Intensidad de lluvia para diferentes duraciones de tormenta.

Duración (min)	Intensidad de la lluvia (mm/h)
5	116
10	92
15	78
20	68
25	62
30	58
35	53
40	50
45	47
50	44
55	42

Duración (min)	Intensidad de la lluvia (mm/h)
60	40

Se parte de los datos mostrados en la Tabla 37, dichos valores se han convertido a litros para facilidad en los cálculos. Posteriormente se han mayorado las cantidades de agua necesarias para saturar los estratos de acuerdo a la cobertura del suelo. Tomando en cuenta que la precipitación máxima anual registrada en la microcuenca de la Quebrada el Perro en los últimos años es de 2118,4 mm (Figura 59), se procede inicialmente a descartar aquellas posibilidades donde se requeriría una gran cantidad de agua lluvia para ocasionar deslizamientos, los casos en los que esto sucede se han resaltado con un color rojo.

Tabla 40. Volumen de agua requerido para que haya saturación de la masa de suelo para coberturas tipo pastizales

Formación Superficial	Espesor de suelo (m)									
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5
Depósitos de caída piroclástica	502,5 13	1005, 03	1507, 54	2010, 05	2512, 56	3015, 08	3517, 59	4020, 1	4522, 61	5025, 13
Suelo residual de la Formación Casabianca	494,1 37	988,2 75	1482, 41	1976, 55	2470, 69	2964, 82	3458, 96	3953, 1	4447, 24	4941, 37
Suelo residual de la Formación Manizales	452,2 61	904,5 23	1356, 78	1809, 05	2261, 31	2713, 57	3165, 83	3618, 09	4070, 35	4522, 61
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	368,5 09	737,0 18	1105, 53	1474, 04	1842, 55	2211, 06	2579, 56	2948, 07	3316, 58	3685, 09
Lleno antrópico	443,8 86	887,7 72	1331, 66	1775, 54	2219, 43	2663, 32	3107, 2	3551, 09	3994, 97	4438, 86

Se observa que no es probable que ocurran deslizamientos por saturación por el frente húmedo en suelos de espesor superior a 3 metros si la cobertura son pastos, del mismo modo se anota que es muy poco probable que ocurran en suelos de 2,5 a 3 metros si la cobertura es de este tipo.

Tabla 41. Volumen de agua requerido para que haya saturación de la masa de suelo para coberturas tipo bosques

Formación Superficial	Espesor de suelo (m)									
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5
Depósitos de caída piroclástica	282,0 87	564,1 75	846,2 62	1128, 35	1410, 44	1692, 52	1974, 61	2256, 7	2538, 79	2820, 87
Suelo residual de la Formación Casabianca	277,3 86	554,7 72	832,1 58	1109, 54	1386, 93	1664, 32	1941, 7	2219, 09	2496, 47	2773, 86
Suelo residual de la Formación Manizales	253,8 79	507,7 57	761,6 36	1015, 51	1269, 39	1523, 27	1777, 15	2031, 03	2284, 91	2538, 79
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	206,8 64	413,7 28	620,5 92	827,4 57	1034, 32	1241, 18	1448, 05	1654, 91	1861, 78	2068, 64
Lleno antrópico	249,1 77	498,3 54	747,5 32	996,7 09	1245, 89	1495, 06	1744, 24	1993, 42	2242, 6	2491, 77

Se observa que no es muy poco probable que ocurran en suelos de más de 4 metros si la cobertura es de este tipo boscosa.

Tabla 42. Volumen de agua requerido para que haya saturación de la masa de suelo para coberturas tipo residencial

Formación Superficial	Espesor de suelo (m)									
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5
Depósitos de caída piroclástica	363,6 36	727,2 73	1090, 91	1454, 55	1818, 18	2181, 82	2545, 45	2909, 09	3272, 73	3636, 36
Suelo residual de la	357,5 76	715,1 52	1072, 73	1430, 3	1787, 88	2145, 45	2503, 03	2860, 61	3218, 18	3575, 76

Formación Superficial	Espesor de suelo (m)									
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5
Formación Casabianca										
Suelo residual de la Formación Manizales	327,273	654,545	981,818	1309,09	1636,36	1963,64	2290,91	2618,18	2945,45	3272,73
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	266,667	533,333	800	1066,67	1333,33	1600	1866,67	2133,33	2400	2666,67
Lleno antrópico	321,212	642,424	963,636	1284,85	1606,06	1927,27	2248,48	2569,7	2890,91	3212,12

Se observa que no es probable que ocurran deslizamientos por saturación por el frente húmedo en suelos de espesor superior a 4 metros si la cobertura es residencial, del mismo modo se anota que es muy poco probable que ocurran en suelos de 3 a 4 metros si la cobertura es de este tipo.

Tabla 43. Volumen de agua requerido para que haya saturación de la masa de suelo para coberturas tipo calles y carreteras

Formación Superficial	Espesor de suelo (m)									
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5
Depósitos de caída piroclástica	3030,3	6060,61	9090,91	12121,2	15151,5	18181,8	21212,1	24242,4	27272,7	30303
Suelo residual de la Formación Casabianca	2979,8	5959,6	8939,39	11919,2	14899	17878,8	20858,6	23838,4	26818,2	29798
Suelo residual de la Formación Manizales	2727,27	5454,55	8181,82	10909,1	13636,4	16363,6	19090,9	21818,2	24545,5	27272,7
Suelo residual del Complejo	2222,22	4444,44	6666,67	8888,89	11111,1	13333,3	15555,6	17777,8	20000	22222,2

Formación Superficial	Espesor de suelo (m)									
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5
Quebradagra nde										
Lleno antrópico	2676,77	5353,54	8030,3	10707,1	13383,8	16060,6	18737,4	21414,1	24090,9	26767,7

Se observa que no es probable que ocurran deslizamientos por saturación por el frente húmedo si la cobertura son calles o carreteras. Valga la pena aclarar que se está hablando de calles y carreteras bien pavimentadas.

En consecuencia, con los resultados mostrados de las Tablas 40 a 43, se ratifica que los deslizamientos por saturación del estrato superior, que es el fenómeno que se asocia a la acción del frente húmedo, ocurren principalmente en suelos con espesores menores a 2 metros principalmente hasta un máximo de 5 metros sí la cobertura lo permite. Sí se hubiese despreciado la acción de la cobertura y tomando en cuenta que haya por lo menos un 33% de saturación (Resultados Tabla 37 modificados al 67% de su magnitud), los deslizamientos podrían ocurrir fácilmente en suelos de hasta 5 metros de profundidad. De todas maneras, eso puede ser posible para áreas desnudas. Lo anterior es congruente con investigaciones previas donde se menciona que el frente húmedo ocasiona inestabilidad de laderas en suelos de bajo espesor y que la cobertura tiene influencia directa (Simon & Collison, 2002; Lan et al., 2003; Rodríguez-Iturbe & Porporato, 2007; Llorens & Domingo, 2007; Liang et al., 2011; Nefeslioglu et al., 2011; Lu & Godt, 2013; Levia & Germer, 2015; Agrawal et al., 2017).

La intensidad de la lluvia determinará qué tan pronto se alcanza el estado de saturación, por ejemplo, dos períodos de lluvia de 5 minutos con intensidad de 116 mm/h, tienen la misma incidencia que 4 períodos de lluvia de 30 minutos con intensidad de 58 mm/h. De lo anterior se concluye que interesa la lluvia acumulada pues es la precipitación acumulada durante varios días consecutivos o con pocos días de diferencia, la que puede promover la acumulación de agua subterránea,

debido a que el talud no ha drenado el agua infiltrada de una lluvia previa cuando ocurre la siguiente.

8.2. Aplicación en la gestión del riesgo de desastres de Manizales

Con base en la información presentada en el trabajo de grado, se plantea una alternativa que permita mejorar la gestión del riesgo de Manizales. Cabe destacar que lo que se presenta a continuación, y en general en todo el trabajo de investigación, se limita a la información de entrada que se pudo obtener y se restringe a la microcuenca de la quebrada El Perro; es cierto que la información puede ser más densa siempre y cuando se cuente con herramientas para mejorarla como ensayos de campo u otros métodos de obtención de información, pero que por el alcance de esta investigación no se contó con recursos técnicos y financieros suficientes para mejorarla.

Todo lo relacionado con gestión del riesgo de desastres es un asunto netamente adicional para esta investigación y para poderse validar requiere de trabajos de investigación que se dediquen exclusivamente a este fin, no obstante, es una buena opción como primera aproximación y que en un futuro y con mayor nivel de detalle, se puede extrapolar a toda la ciudad de Manizales.

Inicialmente se deja claro que el alcance inicial de esta tesis y por lo cual se dio comienzo a esta investigación es el de conocer cuáles contactos entre formaciones superficiales son más susceptibles a ser inestables por efecto del frente húmedo tomando en cuenta sus características físicas y su facilidad para permitir el paso de agua de infiltración. Esto se explicó en numeral 8.1 y se encontró información de interés pues ya se sabe qué formaciones superficiales son más propensas a ser inestables por el contraste de velocidades de infiltración, además se tomó en cuenta la variable coberturas, lo que llevó a crear la pregunta: ¿Será que los sistemas de alerta temprana por deslizamientos producidos por lluvia de Manizales requieren de alguna actualización? Se reitera que esta pregunta es adicional y no es un objetivo inicial dentro de la tesis, empero, no quiere desconocerse el papel que juegan este tipo de investigaciones en la gestión del riesgo de desastres.

Como ya se ha explicado a lo largo del trabajo de investigación, Manizales es una ciudad con problemas importantes por remoción en masa, por lo que necesita que se haga una buena gestión del riesgo de desastres basada en estudios que tengan en cuenta las características propias de las diferentes áreas que conforman la ciudad. Con base en los resultados de esta tesis, se quiere plantear un aporte al análisis de amenaza por movimientos en masa en Manizales, en especial para aquellos que son detonados por lluvias, usando los análisis del frente húmedo como insumo indispensable.

8.2.1. Amenaza por movimientos en masa

Se considera importante dar algunas claridades teóricas para comprender mejor la aplicación de esta investigación en la gestión del riesgo de desastres.

La amenaza por movimiento en masa es la probabilidad de ocurrencia de un deslizamiento potencialmente dañino dentro de un período específico de tiempo, para un área y una magnitud dada (Varnes, 1984; VanWesten et al., 2006; Fell et al., 2008). Así, se tiene que los movimientos en masa son procesos complejos determinados por la interacción de factores internos y externos impulsados por la gravedad como la fuerza principal (Terzaghi, 1950; Selby, 1993).

Algunas definiciones proporcionadas por Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS por sus siglas en inglés) (1997) pueden servir para dar claridad a algunos conceptos. Las definiciones de los términos principales son:

- Susceptibilidad a deslizamientos. Una evaluación cuantitativa o cualitativa de la clasificación, el volumen (o área) y la distribución espacial de los deslizamientos de tierra que existen o pueden ocurrir en un área. La susceptibilidad también puede incluir una descripción de la velocidad e intensidad del deslizamiento de tierra existente o potencial. Aunque se espera que los deslizamientos de tierra ocurran con mayor frecuencia en las áreas más susceptibles, en el análisis de susceptibilidad, el marco de tiempo no se tiene en cuenta explícitamente. La susceptibilidad a deslizamientos de tierra incluye los deslizamientos de tierra que tienen su origen en el área, o pueden tener su fuente fuera del área, pero pueden viajar o regresar al área.

- Peligro (i.e. Amenaza): una condición con el potencial de causar una consecuencia indeseable. La descripción de la amenaza por deslizamiento debe incluir la ubicación, el volumen (o área), la clasificación y la velocidad de los deslizamientos de tierra potenciales y cualquier material desprendido resultante, y la probabilidad de que ocurran dentro de un período de tiempo determinado.
- Elementos en riesgo: la población, los edificios y las obras de ingeniería, actividades económicas, servicios públicos, otras infraestructuras y valores ambientales en el área potencialmente afectada por el riesgo de deslizamiento de tierra.
- Vulnerabilidad: el grado de pérdida de un elemento o conjunto de elementos dentro del área afectada por el deslizamiento de tierra. Se expresa en una escala de 0 (sin pérdida) a 1 (pérdida total). Para la propiedad, la pérdida será el valor del daño en relación con el valor de la propiedad; para las personas, será la probabilidad de que se pierda una vida particular.
- Riesgo: una medida de la probabilidad y la gravedad de un efecto adverso para la salud, la propiedad o el medio ambiente. El riesgo a menudo se estima por el producto de la probabilidad de un fenómeno de una magnitud dada multiplicada por las consecuencias. Sin embargo, una interpretación más general del riesgo implica una comparación de la probabilidad y las consecuencias en una forma no producto. Para la evaluación cuantitativa del riesgo se recomienda el uso de la intensidad del deslizamiento. Para estas pautas, el riesgo se define además como: (a) Para la pérdida de vidas, la probabilidad anual de que las personas en riesgo pierdan la vida teniendo en cuenta la amenaza por movimientos en masa, y la probabilidad y vulnerabilidad temporal-espacial de la persona (b) Para la pérdida de propiedad, la probabilidad anual de un nivel de pérdida dado o la pérdida anualizada teniendo en cuenta los elementos en riesgo, su probabilidad temporal-espacial y su vulnerabilidad.
- Zonificación: la división de la tierra en áreas o dominios homogéneos y su clasificación según los grados de susceptibilidad, peligro o riesgo real o

potencial de deslizamiento de tierra de ciertas regulaciones relacionadas con peligros.

La estimación de la amenaza requiere saber dónde y cuándo se genera un deslizamiento a partir de la combinación de ciertos factores contribuyentes que a la vez se analizan ante la influencia de un factor detonante (Vasu et. al, 2016). Los factores que contribuyen en la generación de movimiento no dependen únicamente de la intensidad de una lluvia, sino que también dependen de condiciones desfavorables como altura de las laderas, pendiente, condiciones topográficas, litología, tipo y espesor del suelo, conductividad hidráulica y capacidad de almacenamiento de agua (Vasu et. al, 2016; Zêzere et al., 2018). Esta amenaza puede calcularse, dependiendo del modelo empleado, a través de un modelo dinámico determinista basado en hidrología o usando la probabilidad de excedencia de cierta lluvia. (Vasu et al. 2016) Esta información debe ser bien conocida por los tomadores de decisiones en cuanto a reducción del riesgo y planificación del territorio. (Pereira et. al, 2020).

Los riesgos de deslizamientos de tierra y desprendimientos de rocas en cualquier geoambiente son dos de los peligros naturales más comunes que pueden ocurrir en cualquier momento sin previo aviso y están comúnmente asociados con intensas lluvias que, en nuestro contexto, ocurren numerosas veces al año (Valadao et al., 2002; Malheiro, 2006; Audru et al., 2010; Nocentini et al., 2015).

A nivel regional se puede destacar que las condiciones atmosféricas y climáticas son las que conducen a lluvias extremas que crean fuerzas que intensifican el riesgo por deslizamientos (Liberato et al., 2013; Pereira et al., 2018; Vaz et al., 2018). Sin embargo, como puede verse en la literatura, la mayoría de las investigaciones que involucran el término riesgo y que supuestamente están relacionados con análisis de vulnerabilidad de deslizamientos de tierra o evaluaciones de riesgos, se dedican a abordar principalmente la comprensión del fenómeno en sí, en otras palabras, la amenaza como tal (e.g. Anbalagan & Singh 1996; De La Ville et al. 2002; Chung & Fabbri, 2003, Cheung y Tang, 2005).

8.2.2. Alertas tempranas

Un sistema de alerta temprana (EWS por sus siglas en inglés) es un dispositivo, sistema o conjunto de actividades que genera y difunde información oportuna y significativa para permitir que las personas, comunidades y organizaciones amenazadas por un peligro actúen de manera pertinente y adecuada para evitar o reducir el impacto de una amenaza (Di Biagio and Kjekstad, 2007; UNISDR, 2009; Huggel et al., 2010; Alfieri et al., 2012); por su parte, un sistema de alerta temprana por deslizamiento (LEWS por sus siglas en inglés), es un EWS dedicado a los deslizamientos (Medina- Cetina & Nadim, 2008; Piciullo et al., 2018; Segoni et al., 2018a).

Los sistemas de alertas tempranas se basan en el uso de “umbrales”, entendiendo umbral como la cantidad máxima o mínima requerida de cierto parámetro para que un evento tome lugar (White et al., 1996) como por ejemplo el umbral de lluvias que es una cantidad mínima de milímetros de precipitación necesaria para que deslizamiento ocurra y pueden ser definidas tanto empírica como teóricamente (la cual suele ser estadística), o también representan las condiciones de lluvia, humedad del suelo o succión que, cuando se alcanzan o superan, pueden provocar deslizamientos de tierra (Guzzetti et al., 2008). Además, los sistemas de alerta temprana se acogen a un área geográfica específica y por eso pueden ser del orden nacional, departamental o municipal. Su fin último es predecir y pronosticar posibles deslizamientos para que los tomadores de decisiones tengan un argumento de valor para ejercer una acción preventiva (Guzzetti et al., 2007; Brunetti et al., 2010; Peruccacci et al., 2012 y 2017; Segoni et al., 2018b).

Se han diseñado alertas tempranas para deslizamientos basados en la estadística que toman como fundamento la correlación que hay entre lluvias y deslizamientos y tomando en cuenta el efecto de las propiedades de los suelos no saturados (e.g., Terlien, 1997; Ahmadi-adli et al., 2014; Kenanoğlu et al., 2019). Bezak & Col (2019) propusieron un enfoque para predecir deslizamientos poco profundos inducidos por la lluvia basado en un modelo hidrológico conceptual concentrado que requiere solo lluvia diaria y evapotranspiración para ejecutar el modelo e información sobre estas mismas variables y datos de descarga adicionales para la calibración.

Dado que hay tantos modelos de alertas tempranas, Guzzeti et. al (2020) revisaron 26 alertas tempranas para deslizamientos en un período de 42,5 años y concluyeron que el pronóstico operativo inducido por el clima es esencial para entender donde es posible y factible que se dé un deslizamiento, por lo que pueden contribuir a mitigar el riesgo de deslizamientos de tierra, reduciendo las muertes y las pérdidas económicas. Sin embargo, también mencionan que estos sistemas son tarea difícil e incierta.

8.2.3. Estado en Manizales

Terlien (1997) realizó un estudio sobre el desencadenamiento de deslizamientos detonados por lluvia en laderas cubiertas de cenizas cerca de la ciudad de Manizales. Se propuso encontrar zonas con presiones de poro positivas (zonas de falla potencial) en suelos volcánicos con cambios verticales significativos en la conductividad hidráulica. Las mediciones de Terlien (1997) se realizaron con tensiómetro y revelaron que hay saturación en la capa superior del suelo como resultado de la infiltración de la lluvia, dando como resultado una capa freática suspendida y en el contacto con el lecho rocoso del suelo como resultado de una capa freática. La ubicación de las zonas saturadas en el perfil del suelo resultó estar de acuerdo con la ubicación de las superficies de deslizamiento observadas en campo.

Con base en lo anterior, Terlien (1997) determinó que las fluctuaciones de cabeza de presión medidas pueden estar relacionadas con la lluvia que, en combinación con los análisis de deslizamientos detonados por lluvia, proporciona una indicación de las condiciones meteorológicas críticas y las cantidades de lluvia requeridas para que se genere un deslizamiento. El indicó que sus investigaciones debían ser complementadas.

Así las cosas, tomando como referencia y punto de partida las investigaciones de Terlien (1997), se ha querido contribuir a su conocimiento aportando datos específicos de cuáles superficies de contacto son más inestables y qué influencia tiene la cobertura involucrada, pues si bien los resultados de sus investigaciones aportan de manera muy significativa al conocimiento, tienden a ser generalizados.

Con base en lo anterior, se eligió la microcuenca de la quebrada El Perro, toda vez que es un sitio con diversidad en sus formaciones superficiales, presenta varias superficies de contacto, es una muestra representativa del régimen de lluvias en Manizales y actualmente está siendo objeto de progresiva urbanización. Este último hecho ha sido objetado por diversos autores que plantean que no es un sitio apto para urbanizar (e.g. Estrada, 2018; Acebedo, 2018).

Se indagó la metodología que se utilizó para zonificar la amenaza en la versión más reciente del POT de Manizales con el ánimo de plantear una discusión enfocada a la gestión del riesgo y que permita mejorar los análisis de amenaza por remoción en masa que tienen lugar en la ciudad. Al revisar la cartografía existente en temas relacionados con gestión del riesgo, se observa que la mayor parte la microcuenca de la quebrada El Perro fue categorizada como de amenaza baja y media (Plano U4 de la cartografía de formulación del POT vigente (Alcaldía de Manizales, 2017)) y de riesgo medio y algunas zonas alto (Plano U5 de la cartografía de formulación del POT vigente (Alcaldía de Manizales, 2017)), lo cual es incierto si se toman en cuenta sus antecedentes históricos de inestabilidad.

La metodología usada para la zonificación de amenaza por movimiento en masa de Manizales y que se utilizó en el POT vigente se describe en el documento “Insumos técnicos para el ajuste del Plan de Ordenamiento Territorial de Manizales con base en las evaluaciones ad hoc de amenaza, vulnerabilidad y riesgo por deslizamientos, inundaciones y eventos sísmicos” del proyecto “Aunar esfuerzos para mejorar la gestión del riesgo en la planificación y la toma de conciencia en el municipio de Manizales fase 1” celebrado por Corpocaldas y la Universidad Nacional de Colombia – Sede Manizales en el año 2012. En consecuencia, a estos estudios se definieron áreas en condición de amenaza y áreas en condición de riesgo a partir de la zonificación de la amenaza.

“Se han calculado dos tipos de umbrales según la bibliografía disponible: unos de lluvia antecedente y otros de tipo intensidad–duración, los cuales tienen diferente actividad. Para el caso de amenaza por antecedentes se utilizó un umbral de lluvia histórica de 25 días y luego se calculó los de intensidad–duración que pueden

funcionar para sistemas de monitoreo” (Universidad Nacional de Colombia - Sede Manizales & Corpocaldas, 2012). A partir de lo anterior, Pachón et al. (2007) aprovecharon los aportes de Terlien (1997) para determinar un parámetro llamado A25, pues para cada estación pluviométrica de Manizales se tienen registros de lluvia diaria y lluvia anterior a 25 días; esta lluvia anterior se acumula en mm, y cuando esta sobrepasa los 200 mm es un indicador de generación de deslizamientos. Pachón et al. (2007) determinaron tres niveles de alerta:

- Alerta amarilla: Cuando la acumulación de lluvias anteriores en 25 días está entre 200 y 300 mm.
- Alerta naranja: Cuando la acumulación de lluvias anteriores en 25 días está entre 300 y 400 mm.
- Alerta roja: Cuando la acumulación de lluvias anteriores en 25 días es mayor a 400 mm.

En este orden de ideas, se analizó el efecto que las lluvias precedentes de 25 días tienen sobre la posición del frente húmedo para verificar si ese lapso de tiempo es suficiente para el sistema de alertas tempranas que actualmente tiene el municipio o sí se puede plantear un ajuste al monitoreo con base en los resultados de este trabajo.

De los resultados mostrados en la Tabla 37, si se convierte a litros y se asume un 33% de saturación base, se tendría lo siguiente

Tabla 44. Volúmenes de vacíos para las diferentes formaciones superficiales tomando en cuenta área unitaria y espesor variable y asumiendo que la tercera parte del estrato tiene un contenido de agua inicial.

Formación Superficial	Espesor de suelo (m)									
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5
Depósitos de caída piroclástica	200	400	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000
Suelo residual de la Formación Casabianca	196,667	393,333	590	786,667	983,333	1180	1376,667	1573,333	1770	1966,667

Suelo residual de la Formación Manizales	180	360	540	720	900	1080	1260	1440	1620	1800
Suelo residual del Complejo Quebradagrande	146,667	293,333	440	586,667	733,333	880	1026,667	1173,333	1320	1466,667
Lleno antrópico	176,667	353,333	530	706,667	883,333	1060	1236,667	1413,333	1590	1766,667

De la tabla anterior se puede observar que:

- Una lluvia acumulada de 200 mm ya estaría ocasionando deslizamientos en suelos con 50 cm de espesor, sin importar el material involucrado, pues 200 mm de lluvia acumulada es una magnitud superior a la lluvia que se requiere para saturar 50 cm de cualquier material tomando en cuenta áreas unitarias. Por ejemplo, para saturar 50 cms de suelo residual de la Formación Manizales basta con 180 l/m² de lluvia, es decir 180 mm de precipitación.
- Lluvias de 300 mm ya podrían generar deslizamientos en suelos de hasta 1 metro de espesor sí el material involucrado es el suelo residual del Complejo Quebradagrande, lo cual se consigue con 293,33 mm de precipitación. Los demás materiales requieren más precipitación para saturar 1 m de espesor, por ejemplo, las cenizas volcánicas requieren 400 mm.
- Análogamente a lo explicado en las viñetas anteriores, lluvias de 400 mm ocasionan fácilmente deslizamientos en suelos de 1 metro de espesor en cualquier tipo de material.

Todo lo anterior entendido a la luz del efecto del frente húmedo y tomando como punto de partida un suelo sin cobertura pues en la Tabla 44 no se están tomando en cuenta las coberturas, lo que podría asimilarse a un terreno desnudo.

De lo anterior se puede llegar a pensar que los umbrales de lluvia establecidos actualmente para Manizales pueden quedarse cortos para deslizamientos muy superficiales (menores a 50 cm) en sitios desprovistos de vegetación, pues 200 mm

de precipitación ya ocasiona saturación del estrato superior en suelos con espesores de 50 cms o menos. La alerta roja en Manizales inicia en 400 mm, condición en la cual ya se vio que es posible que ya hayan ocurrido deslizamientos en estratos de hasta 1,0 m de espesor según lo presentado en la Tabla 44, no obstante, esto es sólo una aproximación y debe ser verificado en un trabajo de investigación dedicado a resolver ese tipo de inquietudes.

Así pues, según lo explicado anteriormente y dando claridad de que se trata sólo de una aproximación y que esto debe validarse con otros trabajos de investigación, podría pensarse que lo más recomendable es que, en suelos desprovistos de vegetación:

- Una lluvia de 200 mm ya sea tenida en cuenta como alerta roja pues ya se observó que esa cantidad de precipitación es suficiente para comenzar a generar deslizamientos muy superficiales (menores a 50 cm de espesor de material involucrado) y la alerta roja ocurre cuando la amenaza es inminente según la Unidad Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres (UNGRD).
- El 75% de ese valor, es decir, 150 mm, sea tenido en cuenta como alerta naranja, pues este tipo de alerta implica preparación según la UNGRD y se considera apropiado que la alerta naranja sea un valor intermedio entre la alerta roja y la alerta amarilla que se verá a continuación.
- El 50% del 200 mm, es decir, 100 mm, sea tenido en cuenta como alerta amarilla, pues si se alcanza la mitad de precipitación requerida para ocasionar deslizamientos, es prudente informar el evento observado, y precisamente la información es el objetivo de la alerta amarilla según la UNGRD.

Ahora bien, de los resultados mostrados en las Tablas 40 a 43 que sí toman en cuenta el efecto de la cobertura, se observa que se requiere más lluvia para ocasionar deslizamientos. Eso podría dar a pensar que los umbrales actuales A25 sí son aplicables, pues ni con 400 mm de lluvia podría ocasionarse un deslizamiento en una cobertura de calles y carreteras y se torna complejo, pero es posible que suceda en coberturas tipo pastizales. Sin embargo, 400 mm de lluvia ya

ocasionarían deslizamientos superficiales en coberturas residenciales y en coberturas boscosas pues ya se mostraron las cantidades de lluvia acumulada requeridas para que posiblemente se ocasionen deslizamientos en suelos con 50 cm de espesor, sin importar el material involucrado. Así, por ejemplo, en la Tabla 41 se aprecia que 400 mm de lluvia acumulada es una magnitud superior a la lluvia que se requiere para saturar 50 cm de cualquier material tomando en cuenta áreas unitarias y con bosques como cobertura implicada. Por ejemplo, para saturar 50 cms de suelo residual del Complejo Quebradagrande en cobertura boscosa basta con 206,8 l/m² de lluvia, es decir 206,8 mm de precipitación, lo cual es inferior a 400 mm. Caso similar ocurre con la cobertura residencial lo que se muestra en la Tabla 42.

Las descripciones y análisis presentados hasta el momento, han permitido considerar que el umbral de lluvias que ocasione alerta temprana no debe ser un valor único para toda un área de estudio, sino que debe variar en respuesta a la formación superficial encontrada y a la cobertura implicada pues no es lo mismo el efecto de una lluvia en suelo residual del Complejo Quebradagrande con cobertura boscosa a lo que podría suceder en depósitos de caída piroclástica con cobertura de tipo pastizales.

Con base en lo anterior, y tomando en cuenta los umbrales de lluvia estimados previamente (que no son más que una aproximación), a manera de ejemplo, se recomiendan niveles de alerta con base en el tipo de cobertura y el tipo de suelo que se encuentre más superficial. Vale la pena destacar que lo que se presenta a continuación es un mero ejemplo tomando en cuenta una aproximación a los umbrales de lluvia que ya podrían llegar a ocasionar deslizamientos con base en la información de entrada para esta tesis. Se requiere de trabajos de investigación más detallados y que se dediquen exclusivamente a la validación los análisis que aquí se presentan y que usen mayor densidad de datos históricos o, en la medida de lo posible, levante directamente la información a partir de pruebas de campo.

Tabla 45. Niveles de alerta recomendados con base en la cobertura del suelo y el tipo de material involucrado

Formación superficial	Pastizales			Bosques			Residencial			Calles y carreteras		
	A	N	R	A	N	R	A	N	R	A	N	R
Depósitos de caída piroclástica	251	377	503	141	212	282	182	273	364	151	227	303
Suelo residual de la Formación Casabianca	247	371	494	139	208	277	179	268	358	149	223	298
Suelo residual de la Formación Manizales	226	339	452	127	190	254	164	245	327	136	204	272
Suelo residual del Complejo Quebradagran de Lleno antrópico	184	276	369	103	155	207	133	200	267	111	166	222
	222	333	444	125	187	249	161	241	321	133	200	267

Notas:

- Los valores presentados corresponden a lluvias acumuladas en mm
- A es alerta amarilla, N es alerta naranja y R es alerta roja

Se destaca que los suelos residuales del Complejo Quebradagrande son los que menores umbrales de lluvia permiten toda vez que, por ser menos porosos, no

tienen tanta capacidad de almacenamiento de agua. Sin embargo, estos suelos no suelen ser los que aparecen más superficialmente.

Las coberturas tipo calles y carreteras presentan umbrales muy altos y difíciles de alcanzar, por lo tanto, se descarta que en ese tipo de coberturas ocurran deslizamientos por efecto del frente húmedo. Cabe destacar, que se asumen calles bien pavimentadas, esto no aplica para trochas.

Por lo demás, es notorio que no se puede establecer un único nivel de alerta generalizado para todo Manizales, sino que se debe hacer un monitoreo más detallado que tome en cuenta todas las variables presentadas en este trabajo de investigación.

Se propone que los niveles de alerta también tengan en cuenta cual es la superficie de contacto que más favorece la inestabilidad o cuales no ocasionan inestabilidad. En la Tabla 35 se pudo identificar que las superficies de contacto suelo residual de la Formación Casabianca – suelo residual de la Formación Manizales y Llano antrópico – Depósitos de caída piroclástica no son propensas a inestabilidad por frente húmedo, toda vez que la velocidad de infiltración del estrato superior es menor que la del estrato inferior. No obstante, los llenos antrópicos son muy variables y debe tenerse un mayor nivel de detalle para ese tipo de unidad superficial.

De la misma Tabla 35 se observó que, en orden, las superficies de contacto más inestables son:

- Depósitos de caída piroclástica – suelo residual de la Formación Casabianca,
- Suelo residual del Complejo Quebradagrande – Complejo Quebradagrande,
- Depósitos de caída piroclástica – suelo residual del Complejo Quebradagrande,
- Depósitos de caída piroclástica – suelo residual de la Formación Manizales.

Por lo tanto, al nivel de alerta se le debe aumentar un porcentaje con base en el tipo de contacto.

Con base en la experiencia de este estudio se recomienda que el nivel de alerta aumente aproximadamente un 10% si la superficie de contacto es depósitos de caída piroclástica – suelo residual de la Formación Casabianca, un 7,5% si la superficie de contacto es suelo residual del Complejo Quebradagrande – Complejo Quebradagrande, un 5% si la superficie de contacto es depósitos de caída piroclástica – suelo residual del Complejo Quebradagrande, y un 2,5% si la superficie de contacto es depósitos de caída piroclástica – suelo residual de la Formación Manizales.

9. Conclusiones

El frente húmedo de infiltración tiene incidencia directa en la inestabilidad de laderas, el grado de inestabilidad depende del espesor del estrato, su granulometría y la cobertura de la tierra. Así, en un estrato más espeso ocurrirá que el frente húmedo se tomará más tiempo en alcanzar la superficie de contacto, es decir, demora más tiempo saturar completamente la capa de suelo más superficial; la granulometría incide en la permeabilidad y la porosidad del suelo lo cual determina la facilidad con la que el frente húmedo desciende dentro de la masa de suelo y la cobertura de la tierra determina qué tanta agua de la que llueve consigue infiltrarse en la masa de suelo. Al final será más perjudicial que haya un estrato que permita el paso de agua a una mayor velocidad de lo que lo permitiría el estrato inferior y será más complejo en las coberturas que permitan mayor paso de agua, siendo las tierras desnudas, las zonas más críticas.

Analizando competencia geomecánica, se puede observar que las condiciones que tienden a ser más inestables son coincidentes, en su mayoría, con los sitios donde los depósitos de caída piroclástica son la formación más superficial. Asimismo, los depósitos de caída piroclástica son el material que más agua puede almacenar antes de llegar a un estado de saturación.

Esta investigación ha permitido observar que, en orden, las superficies de contacto más inestables son: Depósitos de caída piroclástica – suelo residual de la Formación Casabianca, suelo residual del Complejo Quebradagrande – Complejo Quebradagrande, depósitos de caída piroclástica – suelo residual del Complejo Quebradagrande, depósitos de caída piroclástica – suelo residual de la Formación Manizales.

Según los análisis de este estudio las superficies de contacto suelo residual de la Formación Casabianca – suelo residual de la Formación Manizales y lleno antrópico – depósitos de caída piroclástica no presentan problemas de inestabilidad toda vez que la velocidad de infiltración del agua en el estrato superior es menor que la del estrato inferior, por lo que no ocurre que el agua requiera buscar una salida rápida. No obstante, en aquellos casos en los cuales la velocidad de infiltración es mayor

en el estrato inferior, sucederá que el estrato que le sigue, tendrá una velocidad de infiltración menor, empero, se estaría tomando en cuenta altos espesores, casos en los cuales, los deslizamientos ocasionados por el frente húmedo no suceden. En esos casos se podría pensar que la inestabilidad sí puede ocurrir por efecto del ascenso del nivel de aguas freáticas.

Dado que la precipitación máxima anual registrada en la microcuenca de la Quebrada el Perro en los últimos años es de 2118,4 mm, se descartaron aquellas posibilidades donde se requeriría una gran cantidad de agua lluvia para ocasionar deslizamientos por acción del frente húmedo, así las cosas, se observa que no es probable que ocurran deslizamientos por saturación por el frente húmedo en suelos de espesor superior a 3 metros si la cobertura son pastos, del mismo modo es muy poco probable que ocurran en suelos de 2,5 a 3 metros si la cobertura es de este tipo. Se observa que no es muy poco probable que ocurran en suelos de más de 4 metros si la cobertura es de este tipo boscosa. Se observa que no es probable que ocurran deslizamientos por saturación por el frente húmedo en suelos de espesor superior a 4 metros si la cobertura es residencial, del mismo modo se anota que es muy poco probable que ocurran en suelos de 3 a 4 metros si la cobertura es de este tipo. Se observa que no es probable que ocurran deslizamientos por saturación por el frente húmedo si la cobertura son calles o carreteras. Valga la pena aclarar que se está hablando de calles y carreteras bien pavimentadas.

Las descripciones y análisis presentados, han permitido considerar que el umbral de lluvias que ocasione alerta temprana no debe ser un valor único para toda un área de estudio, sino que debe variar en respuesta a la formación superficial encontrada y a la cobertura implicada pues, por ejemplo, no es lo mismo el efecto de una lluvia en suelo residual del Complejo Quebradagrande con cobertura boscosa a lo que podría suceder en depósitos de caída piroclástica con cobertura de tipo pastizales.

Con base en lo anterior, y tomando en cuenta los umbrales de lluvia estimados en la investigación (que no son más que una aproximación), a manera de ejemplo, se recomendaron niveles de alerta con base en el tipo de cobertura y el tipo de suelo

que se encuentre más superficial. Vale la pena destacar que lo que se presentó es un mero ejemplo tomando en cuenta una aproximación a los umbrales de lluvia que ya podrían llegar a ocasionar deslizamientos con base en la información de entrada para esta tesis. Se requiere de trabajos de investigación más detallados y que se dediquen exclusivamente a la validación los análisis que aquí se presentan y que usen mayor densidad de datos históricos o, en la medida de lo posible, levante directamente la información a partir de pruebas de campo

El alcance de esta investigación no es corregir el sistema de alertas tempranas de Manizales sino tratar de mostrar que si se toma en cuenta otros factores como coberturas, formación superficial involucrada y espesor de material y no únicamente la cantidad de lluvia acumulada se podría llegar a una actualización del sistema que atienda a las realidades del territorio, pero para esto se requiere más información, con poca incertidumbre y en la medida de lo posible, pruebas de campo.

Empero, esta investigación aporta al conocimiento al determinar cuáles son las superficies de contacto más inestables tomando en cuenta la facilidad con la que la formación más superficial se satura de agua por efecto del frente húmedo y el contraste de velocidad de infiltración respecto a la formación superficial que la infrayace, da cuenta de la importancia de considerar a la cobertura de tierra implicada y demuestra que un sistema de alerta temprana no debe ser tan generalizado sino que debe responder a particularidades relevantes y así conseguir planificar mejor un territorio con base en la gestión del riesgo de desastres como determinante ambiental.

Este trabajo de investigación es un primer acercamiento a actualizar los sistemas de alerta temprana por deslizamientos detonados por lluvia en Manizales. Con un mayor nivel de detalle en cuanto a coberturas y pluviosidad se puede extrapolar la metodología a toda el área de Manizales y conseguir un buen sistema de alerta temprana.

Adicionalmente, deben orientarse estudios detallados que permitan determinar precisamente dónde se encuentran localizados los contactos que se analizaron en este trabajo como menos favorables para la estabilidad de laderas por efecto del

frente húmedo y que esto sea tenido en cuenta como un parámetro adicional para orientar la ocupación y el uso del suelo.

Referencias

- Acebedo, L. (21 de abril de 2018). La quebrada El Perro, incubación de una catástrofe. Periódico La Patria. Recuperado de: <https://www.lapatria.com/opinion/columnas/luis-acebedo/la-quebrada-el-perro-incubacion-de-una-catastrofe>
- Acharya, G., Cochrane, T., Davies, T., & Bowman, E. (2011). Quantifying and modeling post-failure sediment yields from laboratory-scale soil erosion and shallow landslide experiments with silty loess. *Geomorphology*, 129(1-2), 49-58.
- Aggelides, S., & Youngs, E. G. (1978). The dependence of the parameters in the Green and Ampt infiltration equation on the initial water content in draining and wetting states. *Water Resources Research*, 14(5), 857-862.
- Ahmadi-Adli, M., Toker, N. K., & Huvaj, N. (2014). Prediction of seepage and slope stability in a flume test and an experimental field case. *Procedia Earth and Planetary Science*, 9, 189-194.
- Alcaldía de Manizales. (2017). Plan de Ordenamiento Territorial de Manizales 2017-2031. Manizales: Alcaldía de Manizales.
- Alfieri, L., Salamon, P., Pappenberger, F., Wetterhall, F., & Thielen, J. (2012). Operational early warning systems for water-related hazards in Europe. *Environmental Science & Policy*, 21, 35-49.
- Álvarez, A., & Michael, N. (1995). Geología del Complejo Ofiolítico de Pácora y secuencias relacionadas a Arco de Islas (Complejo Quebradagrande), Colombia. *Boletín Geológico*.
- Álvarez, J. (1983). Geología de la Cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Meso-Cenozoicos. *Boletín Geológico INGEOMINAS*, 26(2), 1-175.

- Amare, S., Keesstra, S., van der Ploeg, M., Langendoen, E., Steenhuis, T., & Tilahun, S. (2019). Causes and controlling factors of Valley bottom Gullies. *Land*, 8(9), 141.
- Anbalagan, R., & Singh, B. (1996). Landslide hazard and risk assessment mapping of mountainous terrains—a case study from Kumaun Himalaya, India. *Engineering Geology*, 43(4), 237-246.
- Anderson, M. G., & Kemp, M. J. (1991). Towards an improved specification of slope hydrology in the analysis of slope instability problems in the tropics. *Progress in Physical Geography*, 15(1), 29-52.
- Andreu, V., Khuder, H., Mickovski, S., Spanos, I., Norris, J., Dorren, I., Nicoll, B., Achim, A., Rubio, J., Jouneau, L., & Berger, F. (2008). Ecotechnological solutions for unstable slopes: ground bio-and eco-engineering techniques and strategies. 211-275. In Norris, J. E., Stokes, A., Mickovski, S. B., Cammeraat, E., van Beek, R., Nicoll, B. C., & Achim, A. (Eds.). (2008). *Slope stability and erosion control: ecotechnological solutions*. Springer Science & Business Media.
- Audru, J. C., Bitri, A., Desprats, J. F., Dominique, P., Eucher, G., Hachim, S., Jossor, O., Mathon, C., Nédellec, J., Sabourault, P., & Sedan, O. (2010). Major natural hazards in a tropical volcanic island: A review for Mayotte Island, Comoros archipelago, Indian Ocean. *Engineering geology*, 114(3-4), 364-381.
- Barden, L., McGown, A., & Collins, K. (1973). The collapse mechanism in partly saturated soil. *Engineering Geology*, 7(1), 49-60.
- Barry, D. A., Parlange, J. Y., Li, L., Jeng, D. S., & Crapper, M. (2005). Green–Ampt approximations. *Advances in Water Resources*, 28(10), 1003-1009.
- Barry, D. A., Parlange, J. Y., Sander, G. C., & Sivapalan, M. (1995). Comment on “Explicit Expressions for Green-Ampt (Delta Function Diffusivity) Infiltration Rate and Cumulative Storage by GD Salvucci and D. Entekhabi. *Water Resources Research*, 31(5), 1445-1446.

- Benito, E., Santiago, J. L., De Blas, E., & Varela, M. E. (2003). Deforestation of water-repellent soils in Galicia (NW Spain): effects on surface runoff and erosion under simulated rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 28(2), 145-155.
- Bernadiner, M. G. (1998). A capillary microstructure of the wetting front. *Transport in porous media*, 30(3), 251-265.
- Bezak, N., Auflič, M. J., & Mikoš, M. (2019). Application of hydrological modelling for temporal prediction of rainfall-induced shallow landslides. *Landslides*, 16(7), 1273-1283.
- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R., & Winship, P. (2002). Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. *Journal of Hydrology*, 267(3-4), 147-159.
- Blum, W. E., de Baerdemaeker, J., Finkl, C. W., Horn, R., Pachepsky, Y., Shein, E. V., & Grundas, S. (2011). In Glinski, J., Horabik, J., & Lipiec, J. (Eds.). *Encyclopedia of agrophysics*. Berlin, Germany: Springer. 264-267.
- Bodman, G. B. & Colman, E. A. (1943). Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. *Soil Science Society of America Procedures*. 8(c), 116–122.
- Bordoni, M., Meisina, C., Vercesi, A., Bischetti, G. B., Chiaradia, E. A., Vergani, C., Chersich, S., Valentino, R., Bittelli, M., Comolli, R., Persichillo, M. G., & Cislighi, A. (2016). Quantifying the contribution of grapevine roots to soil mechanical reinforcement in an area susceptible to shallow landslides. *Soil and Tillage Research*, 163, 195-206.
- Borja-Baeza, R. C., Esteban-Chávez, O., Marcos-López, J., Peña-Garnica, R. J., & Alcántara-Ayala, I. (2006). Slope instability on pyroclastic deposits: landslide distribution and risk mapping in Zacapoaxtla, Sierra Norte de Puebla, Mexico. *Journal of Mountain Science*, 3(1), 1-19.

- Borrero, C., & Naranjo, J. (1990). Casabianca Formation: a colombian example of volcanism induced aggradation in a fluvial basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4) 253-267.
- Botero, G. (1963). Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. Medellín: Anuales Facultad de Minas No. 57.
- Bouma, N. A., & Imeson, A. C. (2000). Investigation of relationships between measured field indicators and erosion processes on badland surfaces at Petrer, Spain. *Catena*, 40(2), 147-171.
- Bouwer, H. (1978). *Groundwater hydrology*. México D.F.: McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering Series
- Brunetti, M. T., Peruccacci, S., Rossi, M., Luciani, S., Valigi, D., & Guzzetti, F. (2010). Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 10(3), 447-458.
- Butenuth, C., Frey, M. L., de Freitas, M. H., Passas, N., & Forero-Duenas, C. (1998). Silica gels: a possible explanation for slope failures in certain rocks. Geological Society, London, *Engineering Geology Special Publications*, 15(1), 185-191.
- Campbell, G. S. (2005). Measuring specific surface of soil with the WP4 Application. Nota, Recuperado de: <http://www.decagon.com/appnotes/SpecificSurface.pdf>.
- Caris, J. P. T., & Van Asch, T. W. (1991). Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology*, 31(3-4), 249-276.
- Carrillo, L. E. J. (1995). Creating a GIS database for seismic and geotechnical microzonation of the metropolitan area of Bucaramanga-Colombia (Doctoral dissertation, M. Sc. thesis ITC).

- Carvajal, J. (2008). Primeras aproximaciones a la estandarización de la geomorfología en Colombia. Documento inédito en preparación. Bogotá, Colombia. 30
- Casagrande, A. (1948). Clasification and Identification of Soils. Transactions, Asce, 113, 901-991.
- Cerdà, A. (1999). Seasonal and spatial variations in infiltration rates in badland surfaces under Mediterranean climatic conditions. Water Resources Research, 35(1), 319-328.
- Cerda, A. (2002). The effect of season and parent material on water erosion on highly eroded soils in eastern Spain. Journal of Arid Environments, 52(3), 319-337.
- Cerdà, A., & García-Fayos, P. (1997). The influence of slope angle on sediment, water and seed losses on badland landscapes. Geomorphology, 18(2), 77-90.
- Chang, P. Y., Alumbaugh, D., Brainard, J., & Hall, L. (2004). The application of ground penetrating radar attenuation tomography in a vadose zone infiltration experiment. Journal of Contaminant Hydrology, 71(1-4), 67-87.
- Chen, H., Crosta, G. B., & Lee, C. F. (2006). Erosional effects on runout of fast landslides, debris flows and avalanches: a numerical investigation. Geotechnique, 56(5), 305-322.
- Cheung, R. W., & Tang, W. H. (2005). Realistic assessment of slope reliability for effective landslide hazard management. Geotechnique, 55(1), 85-94.
- Chinkulkijniwat, A., Yubonchit, S., Horpibulsuk, S., Jothityangkoon, C., Jeeptaku, C., & Arulrajah, A. (2016). Hydrological responses and stability analysis of shallow slopes with cohesionless soil subjected to continuous rainfall. Canadian Geotechnical Journal, 53(12), 2001-2013.

- Cho, S. E. (2009). Infiltration analysis to evaluate the surficial stability of two-layered slopes considering rainfall characteristics. *Engineering Geology*, 105(1-2), 32-43.
- Chow, V. (1994). *Hidráulica de canales abiertos*. California: California Spanish Books.
- Chung, C. J. F., & Fabbri, A. G. (2003). Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping. *Natural Hazards*, 30(3), 451-472.
- Coduto, D. (1999). *Geotechnical Engineering: Principles and Practices*. California: Pearson.
- Corominas, J., van Westen, C., Frattini, P., Cascini, L., Malet, J. P., Fotopoulou, S., Catani, F., van Den Eeckhaut., Mavrouli, O., Agliardi, F., Pitilakis, K., Winter, M. G., Pastor, M., Ferlisi, S., Tofani, V., Hervás, J., & Smith, J. T. (2014). Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *Bulletin of engineering geology and the environment*, 73(2), 209-263.
- Corrales, C. C. A., Valencia, C., Calderon, O. J., Guapacha, A. M., Shammir, A. D., & Patiño, J. (s. f.). Análisis Retrospectivo Del Deslizamiento Barrio La Sultana. Leer más: <https://estabilidad-de-taludes7.webnode.es/contactanos/>. Estabilidad de Taludes. Recuperado 25 de junio de 2020, de <https://estabilidad-de-taludes7.webnode.es/news/marco-teorico/>
- Correa, A., Pimentel, M., Restrepo, J., Nilson, A., Ordoñez, O., Martens, U., Laux, J., & Junges, S. (2006). U-Pb zircon ages and Nd-Sr isotopes of the Altavista stock and the San Diego gabbro: new insights on Cretaceous arc magmatism in the Colombian Andes. In *V South American Symposium on Isotope Geology*. 84-86.
- Crosta, G. (1998). Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environmental Geology*, 35(2-3), 131-145.

- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3-Landslide types and processes. Transportation research board special report, (247), 36-75.
- Cuomo, S., & Della Sala, M. (2013). Rainfall-induced infiltration, runoff and failure in steep unsaturated shallow soil deposits. *Engineering Geology*, 162, 118-127.
- Dahan, O., Shani, Y., Enzel, Y., Yechieli, Y., & Yakirevich, A. (2007). Direct measurements of floodwater infiltration into shallow alluvial aquifers. *Journal of Hydrology*, 344(3-4), 157-170.
- Dai, F. C., & Lee, C. F. (2001). Frequency–volume relation and prediction of rainfall-induced landslides. *Engineering geology*, 59(3-4), 253-266.
- Damiano, E., Olivares, L., & Picarelli, L. (2012). Steep-slope monitoring in unsaturated pyroclastic soils. *Engineering Geology*, 137, 1-12.
- De La Ville, N., Diaz, A. C., & Ramirez, D. (2002). Remote sensing and GIS technologies as tools to support sustainable management of areas devastated by landslides. *Environment, development and sustainability*, 4(2), 221-229.
- Del Potro, R., & Hürlimann, M. (2008). Geotechnical classification and characterisation of materials for stability analyses of large volcanic slopes. *Engineering Geology*, 98(1-2), 1-17.
- Di Biagio, E., & Kjekstad, O. (2007). Early warning, instrumentation and monitoring landslides. 2nd Regional Training Course, RECLAIM II, 29th January–3rd February.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *Dreide Company*, 333-361.
- Diment, G. A., & Watson, K. K. (1983). Stability analysis of water movement in unsaturated porous materials: 2. Numerical studies. *Water Resources Research*, 19(4), 1002-1010.

- Diment, G. A., & Watson, K. K. (1985). Stability analysis of water movement in unsaturated porous materials: 3. Experimental Studies. *Water Resources Research*, 21(7), 979-984.
- Diment, G. A., Watson, K. K., & Blennerhassett, P. J. (1982). Stability analysis of water movement in unsaturated porous materials: 1. Theoretical considerations. *Water Resources Research*, 18(4), 1248-1254.
- Dripps, W. R., & Bradbury, K. R. (2007). A simple daily soil–water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeology Journal*, 15(3), 433-444.
- Dunin, F. (1976). Infiltration: Its simulation for field conditions. *Facets Hydrology*, 199-227.
- El-Hames, A. S., & Al-Wagdany, A. S. (2013). Investigation of wetting front behavior due to rainfall and ponding head effects in arid region wadi alluvium. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(5), 1499-1507.
- Enciso-Medina, J., Martin, D., & Eisenhauer, D. (1998). Infiltration model for furrow irrigation. *Journal Of Irrigation And Drainage Engineering*, 124(2), 73-80.
- Estrada, W. (2018). Comportamiento de Laderas en la Cuenca de la Quebrada el Perro de la Ciudad de Manizales. (Tesis de maestría) Manizales: Universidad Nacional de Colombia.
- Evangelista, A., Nicotera, M. V., & Scotto di Santolo, A. (2003). Experimental and theoretical validation of matric suction measurements in pyroclastic soils. In *Proc Int Conf on Fast Slope Movements-Prediction and Prevention for Risk Mitigation*. Napoli 1(1), 173-177.
- Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., & Savage, W. Z. (2008). On behalf of the JTC-1 Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes, (2008), Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, 102(3-4), 85-98.

- Fepuleai, A., & Németh, K. (2019). Volcanic Geoheritage of Landslides and Rockfalls on a Tropical Ocean Island (Western Samoa, SW Pacific). *Geoheritage*, 11(2), 577-596.
- Freyberg, D. L., Reeder, J. W., Franzini, J. B., & Remson, I. (1980). Application of the Green-Ampt model to infiltration under time-dependent surface water depths. *Water Resources Research*, 16(3), 517-528.
- Fuquen, J., Núñez, A., & Betancourt, A. (1989). Mapa geológico generalizado del Departamento del Huila: geología, recursos minerales y amenazas: Memoria explicativa 1989; Escala: 1:400.000. Manizales: Universidad de Caldas.
- Gardner, W. R., & Hsieh, J. C. (1959). Water movement in soil, report, Dept. of Agron. Wash. State Univ., Pullman.
- Gaskin, G. J., & Miller, J. D. (1996). Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 63(2), 153-159.
- Gatto, L. W. (2000). Soil freeze–thaw-induced changes to a simulated rill: Potential impacts on soil erosion. *Geomorphology*, 32(1-2), 147-160.
- Gayen, A., Pourghasemi, H. R., Saha, S., Keesstra, S., & Bai, S. (2019). Gully erosion susceptibility assessment and management of hazard-prone areas in India using different machine learning algorithms. *Science of the total environment*, 668, 124-138.
- Gevaert, A. I., Teuling, A. J., Uijlenhoet, R., DeLong, S. B., Huxman, T. E., Pangle, L. A., & Zeng, X. (2014). Hillslope-scale experiment demonstrates the role of convergence during two-step saturation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(9), 3681.
- Ghodrati, M., & Jury, W. A. (1990). A field study using dyes to characterize preferential flow of water. *Soil Science Society of America Journal*, 54(6), 1558-1563.

- Gil, E., & Jiménez, C. (2018). Análisis en la relación desarrollo-riesgo-desastre, en la zona urbana del municipio de Manizales. (Tesis de pregrado). Manizales: Universidad Católica de Manizales.
- Glass, R. J., Parlange, J. Y., & Steenhuis, T. S. (1989a). Wetting front instability: 1. Theoretical discussion and dimensional analysis. *Water Resources Research*, 25(6), 1187-1194.
- Glass, R. J., Steenhuis, T. S., & Parlange, J. Y. (1989b). Wetting front instability: 2. Experimental determination of relationships between system parameters and two-dimensional unstable flow field behavior in initially dry porous media. *Water Resources Research*, 25(6), 1195-1207.
- González, H. (1977). Conceptos de metamorfismo dinámico y su aplicación a la zona de falla de Romeral. *Ciencias de la Tierra*, 81-106.
- González, H. (1980). Geología de las Planchas 167 (sonsón) y 187 (Salamina) del Mapa Geológico de Colombia. Ingeominas, *Boletín Geológico*, 23(1), 1-174.
- González, H. (1993). Mapa geológico generalizado del departamento de Caldas. Bogotá D.C: Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química.
- González, H. (2001). Memoria explicativa de las planchas 206 y 225. Manizales - Nevado del Ruiz. Bogotá D.C.: Ingeominas.
- González, H., & Núñez, A. (1991). Mapa geológico generalizado del Departamento del Quindío (Escala 1:100000). *Geología y Recursos Naturales. Memoria Explicativa.*, 142.
- Gonzalez-Ollauri, A., & Mickovski, S. B. (2017). Plant-soil reinforcement response under different soil hydrological regimes. *Geoderma*, 285, 141-150.
- Govindaraju, R. S., Kavvas, M. L., Jones, S. E., & Rolston, D. E. (1996). Use of Green-Ampt model for analyzing one-dimensional convective transport in unsaturated soils. *Journal of Hydrology*, 178(1-4), 337-350.

- Green, W. H., & Ampt, G. A. (1911). The flow of air and water through soils. *Journal of Agriculture Science*, 4(1), 1-24.
- Guzmán, J. (1991). Evidencia de actividad neotectonica en el area de Manizales Colombia. Manizales: Universidad de Caldas.
- Guzzetti, F., Gariano, S. L., Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Marchesini, I., Rossi, M., & Melillo, M. (2020). Geographical landslide early warning systems. *Earth-Science Reviews*, 200, 102973.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., & Stark, C. P. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98(3-4), 239-267.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., & Stark, C. P. (2008). The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, 5(1), 3-17.
- Gvirtzman, H., Shalev, E., Dahan, O., & Hatzor, Y. H. (2008). Large-scale infiltration experiments into unsaturated stratified loess sediments: Monitoring and modeling. *Journal of Hydrology*, 349(1-2), 214-229.
- Hill, D. E., & Parlange, J. Y. (1972). Wetting front instability in layered soils. *Soil Science Society of America*, 36(5), 697-702.
- Hill, D. E., & Parlange, J. Y. (1972). Wetting front instability in layered soils. *Soil Science Society of America Journal*, 36(5), 697-702.
- Hillel, D. (1987). Unstable flow in layered soils: A review. *Hydrological Processes*, 1(2), 143-147.
- Hopp, L., & McDonnell, J. J. (2009). Connectivity at the hillslope scale: Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth. *Journal of Hydrology*, 376(3-4), 378-391.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14(1), 446-460.

- Houston, S. L., Houston, W. N., & Spadola, D. J. (1988). Prediction of field collapse of soils due to wetting. *Journal of Geotechnical Engineering*, 114(1), 40-58.
- Huggel, C., Khabarov, N., Obersteiner, M., & Ramírez, J. M. (2010). Implementation and integrated numerical modeling of a landslide early warning system: a pilot study in Colombia. *Natural Hazards*, 52(2), 501-518.
- Hürlimann, M., Ledesma, A., & Martí, J. (2001). Characterisaturadoion of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena: application to Tenerife, Canary Islands. *Engineering Geology*, 59(1-2), 115-132.
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi. (08 de Marzo de 2020). Zonificación Hidrográfica de Colombia. Datos abiertos Colombia. Manizales, Caldas, Colombia: IGAC.
- INVIAS. (2013). Normas de Ensayo para materiales de Carretera. Bogotá D.C: INVIAS.
- Israelson, O., & West, F. (1922). Water holding capacity of irrigated soils. *Utah State Agricultural Experiment Station Bull*, 1-24.
- IUGS 1997. Quantitative risk assessment for slopes and landslides- the state of the art. In: Cruden, D. & Fell, R. (eds) *Landslide Risk Assessment. Proceedings of the International Workshop on Landslide Risk Assessment*, Honolulu, Hawaii. Balkema, Rotterdam, 3-12.
- Ivanov, V. Y., Fatichi, S., Jenerette, G. D., Espeleta, J. F., Troch, P. A., & Huxman, T. E. (2010). Hysteresis of soil moisture spatial heterogeneity and the “homogenizing” effect of vegetation. *Water Resources Research*, 46(9), 1-15.
- Jiang, F. S., Huang, Y. H., Wang, M. K., Lin, J. S., Zhao, G., & Ge, H. L. (2014). Effects of rainfall intensity and slope gradient on steep colluvial deposit erosion in southeast China. *Soil Science Society of America Journal*, 78(5), 1741-1752.

- Jiongxin, X. (1996). Benggang erosion: the influencing factors. *Catena*, 27(3-4), 249-263.
- Kale, R. V., & Sahoo, B. (2011). Green-Ampt infiltration models for varied field conditions: A revisit. *Water Resources Management*, 25(14), 3505.
- KENANOĞLU, M. B., Ahmadi-Adli, M., Toker, N. K., & Huvaj, N. E. J. A. N. (2019). Effect of Unsaturated Soil Properties on the Intensity-Duration Threshold for Rainfall Triggered Landslides. *Teknik Dergi*, 30(2), 9009-9027.
- Kim, J., Jeong, S., Park, S., & Sharma, J. (2004). Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. *Engineering Geology*, 75(3-4), 251-262.
- Kostiakov, A. N. (1932). On the dynamics of the coefficients of water percolation in soils. Sixth Commission, International Society of Soil Science, Part A, 15-21.
- Kowalsky, M. B., Finsterle, S., & Rubin, Y. (2004). Estimating flow parameter distributions using ground-penetrating radar and hydrological measurements during transient flow in the vadose zone. *Advances in Water Resources*, 27(6), 583-599.
- Laio, F. (2006). A vertically extended stochastic model of soil moisture in the root zone. *Water Resources Research*, 42(2), 1-10.
- Lan H, Zhou C., C.F. Lee, Wang S. y WU F. (2003). "Rainfall-induced landslide stability analysis in response to transient pore pressure". *Science in China Ser. E Technological Sciences*. Vol. 46, pp 52-68.
- Lenormand, R. (1990). Liquids in porous media. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 2(S), SA79.
- Leroueil, S., & Vaughan, P. R. (1990). The congruent effects of structure on the behavior of natural soils. *Géotechnique*, 40(3), 467-488.

- Levia, D. F., & Germer, S. (2015). A review of stemflow generation dynamics and stemflow-environment interactions in forests and shrublands. *Reviews of Geophysics*, 53(3), 673-714.
- Li, A. G., Yue, Z. Q., Tham, L. G., Lee, C. F., & Law, K. T. (2005). Field-monitored variations of soil moisture and matric suction in a saprolite slope. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(1), 13-26.
- Li, P., Vanapalli, S., & Li, T. (2016). Review of collapse triggering mechanism of collapsible soils due to wetting. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 8(2), 256-274.
- Li, W. C., Lee, L. M., Cai, H., Li, H. J., Dai, F. C., & Wang, M. L. (2013). Combined roles of saturated permeability and rainfall characteristics on surficial failure of homogeneous soil slope. *Engineering Geology*, 153, 105-113.
- Liang, W. L., Kosugi, K. I., & Mizuyama, T. (2011). Soil water dynamics around a tree on a hillslope with or without rainwater supplied by stemflow. *Water Resources Research*, 47(2).
- Liberato, M. L., Ramos, A. M., Trigo, R. M., Trigo, I. F., Durán-Quesada, A. M., Nieto, R., & Gimeno, L. (2012). Moisture sources and large-scale dynamics associated with a flash flood event. *Lagrangian Modeling Of The Atmosphere*, 200,111-126.
- Liu, W., Luo, X., Fu, M., & Huang, J. (2016). Experiment and Modeling of Soil-Water Characteristic Curve of Unsaturated Soil in Collapsing Erosion Area. *Polish Journal of Environmental Studies*, 25(6) 2509-2517.
- Liu, W., Ouyang, G., Luo, X., Luo, J., Hu, L., & Fu, M. (2020). Moisture content, pore-water pressure and wetting front in granite residual soil during collapsing erosion with varying slope angle. *Geomorphology*, 362(1), 107210.
- Liu, X., Qiu, J., & Zhang, D. (2018). Characteristics of slope runoff and soil water content in benggang colluvium under simulated rainfall. *Journal Of Soils And Sediments*, 18(1), 39-48.

- Llorens, P., & Domingo, F. (2007). Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. *Journal Of Hydrology*, 335(1-2), 37-54.
- LRAmbiental, & Corpocaldas. (2014). Plan de Ordenación y Manejo Ambiental de la subzona hidrográfica del río Tapias y otros directos al Cauca. Manizales: Corpocaldas.
- Lu, N., & Godt, J. W. (2013). *Hillslope hydrology and stability*. Cambridge University Press.
- Lu, N., & Griffiths, D. V. (2004). Profiles of steady-state suction stress in unsaturated soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 130(10), 1063-1076.
- Lu, N., & Likos, W. J. (2004). *Unsaturated Soil Mechanics*. Wiley.
- Lu, N., Godt, J. W., & Wu, D. T. (2010). A closed-form equation for effective stress in unsaturated soil. *Water Resources Research*, 46(5). 1-14
- Lu, T. X., Biggar, J. W., & Nielsen, D. R. (1994). Water movement in glass bead porous media: 2. Experiments of infiltration and finger flow. *Water Resources Research*, 30(12), 3283-3290.
- Luk, S. H., & Liu, X. Z. (1997). Water and sediment yield from a small catchment in the hilly granitic region, South China. *Catena*, 29(2), 177-189.
- Mahmoodabadi, M., & Sajjadi, S. A. (2016). Effects of rain intensity, slope gradient and particle size distribution on the relative contributions of splash and wash loads to rain-induced erosion. *Geomorphology*, 253, 159-167.
- Mailapalli, D. R., Wallender, W. W., Singh, R., & Raghuwanshi, N. S. (2009). Application of a nonstandard explicit integration to solve Green and Ampt infiltration equation. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(2), 203-206.

- Malheiro, A. (2006). Geological hazards in the Azores archipelago: volcanic terrain instability and human vulnerability. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156(1-2), 158-171.
- Marin, R. J., & Velásquez, M. F. (2020). Influence of hydraulic properties on physically modelling slope stability and the definition of rainfall thresholds for shallow landslides. *Geomorphology*, 351, 106976.
- Martínez-Murillo, J. F., Nadal-Romero, E., Regüés, D., Cerdà, A., & Poesen, J. (2013). Soil erosion and hydrology of the western Mediterranean badlands throughout rainfall simulation experiments: A review. *Catena*, 106, 101-112.
- Maya, M., & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico INGEOMINAS*, 35(2-3), 44-57.
- Medina-Cetina, Z., & Nadim, F. (2008). Stochastic design of an early warning system. *Georisk*, 2(4), 223-236.
- Mein, R. G., & Larson, C. L. (1973). Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, 9(2), 384-394.
- Mickovski, S. B., Hallett, P. D., Bransby, M. F., Davies, M. C., Sonnenberg, R., & Bengough, A. G. (2009). Mechanical reinforcement of soil by willow roots: impacts of root properties and root failure mechanism. *Soil Science Society of America Journal*, 73(4), 1276-1285.
- Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial. (2008). Decreto 4065 de 2008. Bogotá D.C.: MinVivienda.
- Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial (2010). Reglamento colombiano de construcción sismo resistente. Bogotá D.C.: MinVivienda.
- Mitra, K., & Van Duijn, C. J. (2019). Wetting fronts in unsaturated porous media: The combined case of hysteresis and dynamic capillary pressure. *Nonlinear Analysis: Real World Applications*, 50, 316-341.

- Morel-Seytoux, H. J., & Khanji, J. (1974). Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research*, 10(4), 795-800.
- Moreno, M., & Pardo, A. (2003). Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of Caribbean Plate. *American Association of Petroleum Geologist*, 891-924.
- Moreno, M., Gómez, A., & Toro, L. (2008). Proveniencia del material clástico del Complejo Quebradagrande y su relación con los complejos estructurales adyacentes. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (22), 27-38.
- Mori, Y., Hopmans, J. W., Mortensen, A. P., & Kluitenberg, G. J. (2005). Estimation of vadose zone water flux from multi-functional heat pulse probe measurements. *Soil Science Society of America Journal*, 69(3), 599-606.
- Mousavi, S. M. (2017). Landslide susceptibility in cemented volcanic soils, ask region, Iran. *Indian Geotechnical Journal*, 47(1), 115-130.
- Musso, L., & Olivares, L. (2003). Flowslides in pyroclastic soils: transition from "static liquefaction" to "fluidization". In *IW-Flows2003* 1(1), 117-127.
- Nachaev, V., & Ipshording, W. (1993). Heavy-mineral assemblage of continental margins as indicators of plate tectonics enviroments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(3), 1110-1117.
- Nanía, L., & Gómez, V. (2004). *Ingeniería hidrológica*. México D.F.: Grupo Editorial Universitario.
- Naranjo, J., & Ríos, P. (1989). Geología de Manizales y sus alrededores y su influencia en los riesgos geológicos. *Universidad de Caldas*, 10(1-3), 113.
- Nearing, M. A., Bradford, J. M., & Parker, S. C. (1991). Soil detachment by shallow flow at low slopes. *Soil Science Society of America Journal*, 55(2), 339-344.
- Nefeslioglu, H. A., Gokceoglu, C., Sonmez, H., & Gorum, T. (2011). Medium-scale hazard mapping for shallow landslide initiation: the Buyukkoy Catchment Area (Cayeli, Rize, Turkey). *Landslides*, 8(4), 459-483.

- Nelson, J. D., Overton, D. D., & Durkee, D. B. (2001). Depth of wetting and the active zone. In *Expansive clay soils and vegetative influence on shallow foundations*. American Society of Civil Engineers. 95-109.
- Nie, W., Huang, R. Q., Zhang, Q. G., Xian, W., Xu, F. L., & Chen, L. (2015). Prediction of experimental rainfall-eroded soil area based on S-shaped growth curve model framework. *Applied Sciences*, 5(3), 157-173.
- Nivia, A., Marriner, G., Kerr, A., & Tarrey, 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.
- Nocentini, M., Tofani, V., Gigli, G., Fidolini, F., & Casagli, N. (2015). Modeling debris flows in volcanic terrains for hazard mapping: the case study of Ischia Island (Italy). *Landslides*, 12(5), 831-846.
- Olivares, L., & Damiano, E. (2007). Postfailure mechanics of landslides: laboratory investigation of flowslides in pyroclastic soils. *Journal Of Geotechnical And Geoenvironmental Engineering*, 133(1), 51-62.
- Olivares, L., & Picarelli, L. (2003). Shallow flowslides triggered by intense rainfalls on natural slopes covered by loose unsaturated pyroclastic soils. *Géotechnique*, 53(2), 283-287.
- Olivares, L., Andreozzi, L., Damiano, E., Lampitiello, S., & Picarelli, L. (2003). Hydrological response of a steep slope in unsaturated pyroclastic soils. In *International Conference su Fast Slope Movements-Prediction and Prevention for Risk Mitigation* 1(1), 391-397.
- Olivares, L., Damiano, E., & Picarelli, L. (2003). Wetting and flume tests on a volcanic ash. *Fast Slope Movements*. In *Fast Slope Movements* 1(1), 399-404.
- Organización Meteorológica Mundial. (2012). *Glosario Internacional de Hidrología*. Ginebra: UNESCO.

- Pachón Gómez, J. A., Mejía Fernández, F., & Zambrano Nájera, J. D. C. (2007). Sistema Integrado de Monitoreo Ambiental de Caldas–SIMAC. Red de estaciones meteorológicas e hidrometeorológicas automáticas de Manizales Estaciones para la gestión del riesgo ante desastres por deslizamientos. Primera Parte. Instituto de Estudios Ambientales (IDEA).
- Pagano, L., Picarelli, L., Rianna, G., & Urciuoli, G. (2010). A simple numerical procedure for timely prediction of precipitation-induced landslides in unsaturated pyroclastic soils. *Landslides*, 7(3), 273-289.
- Pagano, L., Zingariello, M. C., & Vinale, F. (2008, June). A large physical model to simulate flowslides in pyroclastic soils. In *Proceedings of the 1st European Conference on Unsaturated Soils, E-UNSATURADO*, 111-115.
- Patterson, B. M., & Bekele, E. B. (2011). A novel technique for estimating wetting front migration rates through the vadose zone based on changes in groundwater velocity. *Journal Of Hydrology*, 409(1-2), 538-544.
- Pereira, S., Ramos, A. M., Rebelo, L., Trigo, R. M., & Zêzere, J. L. (2018). A centennial catalogue of hydro-geomorphological events and their atmospheric forcing. *Advances In Water Resources*, 122, 98-112.
- Pereira, S., Santos, P. P., Zêzere, J. L., Tavares, A. O., Garcia, R. A. C., & Oliveira, S. C. (2020). A landslide risk index for municipal land use planning in Portugal. *Science of The Total Environment*, 139463.
- Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Gariano, S. L., Melillo, M., Rossi, M., & Guzzetti, F. (2017). Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy. *Geomorphology*, 290, 39-57.
- Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Luciani, S., Vennari, C., & Guzzetti, F. (2012). Lithological and seasonal control on rainfall thresholds for the possible initiation of landslides in central Italy. *Geomorphology*, 139, 79-90.
- Philip, J. R. (1957). The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil science*, 84(3), 257-264.

- Philip, J. R. (1969). Theory of infiltration. In *Advances In Hydrosience* 5(1), 215-296.
- Philip, J. R. (1975). The growth of disturbances in unstable infiltration flows. *Soil Science Society of America Journal*, 39(6), 1049-1053.
- Picarelli, L., Olivares, L., Comegna, L., & Damiano, E. (2008). Mechanical aspects of flow-like movements in granular and fine grained soils. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 41(1), 179.
- Piciullo, L., Calvello, M., & Cepeda, J. M. (2018). Territorial early warning systems for rainfall-induced landslides. *Earth-Science Reviews*, 179, 228-247.
- Plazas, J. M. (2010). Caracterización petrográfica y termobarométrica del Stock Tonalítico-Granodiorítico de Manizales. Trabajo de Grado. Universidad Nacional de Colombia. Sede Bogotá, 1-21.
- Presidencia de la República de Colombia. (2007). Decreto 3600 de 2007. Bogotá D.C.: Presidencia de Colombia.
- Promper, C., Gassner, C., & Glade, T. (2015). Spatiotemporal patterns of landslide exposure—a step within future landslide risk analysis on a regional scale applied in Waidhofen/Ybbs Austria. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 12, 25-33.
- Quintero, J. (2013). Diagnóstico de la gestión integral del riesgo por inundaciones y avenidas torrenciales en los ríos urbanos del Departamento de Caldas. Manizales: Universidad Católica de Manizales.
- Raats, P. (1973). Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soil. *Soil Science Society of America*, 37(5), 681-685.
- Raats, P. A. C. (1973). Unstable Wetting Fronts in Uniform and Nonuniform Soils 1. *Soil Science Society of America Journal*, 37(5), 681-685.
- Ramirez, I. (21 de Agosto de 2018). Agenda Manizales - Radio Online. Obtenido de Más obras de estabilidad para mitigar el riesgo en Manizales:

<http://islenramirez.com/mas-obras-de-estabilidad-para-mitigar-el-riesgo-en-manizales/>

- Ramos, H. (2007). A non-standard explicit integration scheme for initial-value problems. *Applied Mathematics and Computation*, 189(1), 710-718.
- Rao, M. D., Raghuvanshi, N. S., & Singh, R. (2006). Development of a physically based 1D-infiltration model for irrigated soils. *Agricultural water management*, 85(1-2), 165-174.
- Rawls, W., Brakensick, D., & Miller, N. (1982). Green-Ampt infiltration parameters from soils data. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109(1), 62-70.
- Remondo, J., Bonachea, J., & Cendrero, A. (2008). Quantitative landslide risk assessment and mapping on the basis of recent occurrences. *Geomorphology*, 94(3-4), 496-507.
- Restrepo, J. (1986). *Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Informe para promoción a profesor titular*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. 1-276.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318-333.
- Robinson, J. D., Vahedifard, F., & AghaKouchak, A. (2017). Rainfall-triggered slope instabilities under a changing climate: comparative study using historical and projected precipitation extremes. *Canadian Geotechnical Journal*, 54(1), 117-127.
- Rodríguez, G., & Arango, M. (2013). Reinterpretación geoquímica y radiométrica de las metabasitas del Complejo Arquía. *Boletín de Geología*. 35(2), 65-81.
- Rodríguez-Iturbe, I., & Porporato, A. (2007). *Ecohydrology of water-controlled ecosystems: soil moisture and plant dynamics*. Cambridge University Press.
- Rosete Vergés, F. A., Enríquez Hernández, G., & Aguirre von Wobeser, E. (2013). El componente del riesgo en el Ordenamiento Ecológico del Territorio: el

caso del Ordenamiento Ecológico Regional y Marino del Golfo de México y Mar Caribe. *Investigaciones Geográficas*, (80), 07-20.

Rushton, K. (1997). Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. *IAH Publication*, (19), 215-277.

Sánchez, V., García, C. M., & Guzmán, C. A. (2012). Aspectos petrográficos, diagenéticos y de procedencia tectónica de las unidades aflorantes en la Cuenca neógena de Palestina, Caldas. *Geología colombiana*, 37, 6-7.

Santoso, A. M., Phoon, K. K., & Quek, S. T. (2011). Effects of soil spatial variability on rainfall-induced landslides. *Computers & Structures*, 89(11-12), 893-900.

Segoni, S., Piciullo, L., & Gariano, S. L. (2018a). Preface: Landslide early warning systems: monitoring systems, rainfall thresholds, warning models, performance evaluation and risk perception. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 18, 3179–3186.

Segoni, S., Piciullo, L., & Gariano, S. L. (2018b). A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence. *Landslides*, 15(8), 1483-1501.

Segoni, S., Rosi, A., Fanti, R., Gallucci, A., Monni, A., & Casagli, N. (2018). A regional-scale landslide warning system based on 20 years of operational experience. *Water*, 10(10), 1297.

Segura, S. R. y M. Regueiro. (2009). Mapas de riesgos naturales en la ordenación territorial y urbanística, Ministerio de Vivienda, Universidad Complutense de Madrid.

Selby, M. J. (1993). *Hillslope Materials and Processes* Oxford Univ. Press.

Selker, J., Parlange, J. Y., & Steenhuis, T. (1992). Fingered flow in two dimensions: 2. Predicting finger moisture profile. *Water Resources Research*, 28(9), 2523-2528.

Serrano, S. E. (2001). Explicit solution to Green and Ampt infiltration equation. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(4), 336-340.

- Serrano, S. E. (2003). Improved decomposition solution to Green and Ampt equation. *Journal of Hydrologic Engineering*, 8(3), 158-160.
- Servicio Geológico Colombiano. (2012). *Propuesta Metodológica Sistémica Para La Generación de Mapas Geomorfológicos Analíticos Aplicados a La Zonificación De Amenaza Por Movimientos En Masa Escala 1:100.000*. Bogotá, Colombia: Ministerio de Minas y Energía.
- Servicio Geológico Colombiano. (2016). *Guía metodológica para estudios de amenaza, vulnerabilidad y riesgo por movimientos en masa*. Bogotá D.C.: MinMinas.
- Servicio Geológico Colombiano (2017). *Guía metodológica para estudios de amenaza, vulnerabilidad y riesgo por movimiento en masa*. Bogotá D.C.: MinMinas
- Shen, H., Zheng, F., Wen, L., Lu, J., & Jiang, Y. (2015). An experimental study of rill erosion and morphology. *Geomorphology*, 231, 193-201.
- Simon, A., & Collison, A. J. (2002). Quantifying the mechanical and hydrologic effects of riparian vegetation on streambank stability. *Earth surface processes and landforms*, 27(5), 527-546.
- Singh, D. K., Rajput, T. B. S., Sikarwar, H. S., Sahoo, R. N., & Ahmad, T. (2006). Simulation of soil wetting pattern with subsurface drip irrigation from line source. *Agricultural water management*, 83(1-2), 130-134.
- Smith, R. E. (1972). The infiltration envelope: results from a theoretical infiltrometer. *Journal of Hydrology*, 17(1-2), 1-22.
- Smith, R. E., & Parlange, J. Y. (1978). A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Research*, 14(3), 533-538.
- Sorbino, G., & Nicotera, M. V. (2013). Unsaturated soil mechanics in rainfall-induced flow landslides. *Engineering Geology*, 165, 105-132.

- Springman, S. M., Thielen, A., Kienzler, P., & Friedel, S. (2013). A long-term field study for the investigation of rainfall-induced landslides. *Géotechnique*, 63(14), 1177-1193.
- Sridharan, A. (1990). General report: engineering properties of tropical soils. In *International Conference On Geomechanics In Tropical Soils*. 2, 527-540.
- Stokes, A., Douglas, G. B., Fourcaud, T., Giadrossich, F., Gillies, C., Hubble, T., Kim, J. H., Loades, K. W., Mao, Z., McIvor, I. R., Mickovski, S. B., Mitchell, S., Osman, N., Phillips, C., Poesen, J., Polster, D., Preti, F., Raymond, P., Rey, F., Schwarz, M., Walker, L. R. (2014). Ecological mitigation of hillslope instability: ten key issues facing researchers and practitioners. *Plant and Soil*, 377(1-2), 1-23.
- Sun, H. W., Wong, H. N., & Ho, K. K. S. (1998). Analysis of infiltration in unsaturated ground. In *Proceedings Of The Annual Seminar On Slope Engineering In Hong Kong*. 101-109.
- Tamai, N., Asaeda, T., & Jeevaraj, C. G. (1987). Fingering in two-dimensional, homogeneous, unsaturated porous media. *Soil science*, 144(2), 107-112.
- Tamayo, J., & Correa, V. (2010). Petrografía y datación de circones detríticos en las facies cuarzosas del complejo Quebradagrande (Cretácico Inferior) de la Cordillera Central. *Manizales: Universidad de Caldas*.
- Tarhan, F. (1991). Dogu Karadeniz heyelanlarına genel bir bakış. 1. Ulusal Heyelan Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Trabzon, 38-63.
- Terlien, M. T. (1997). Hydrological landslide triggering in ash-covered slopes of Manizales (Colombia). *Geomorphology*, 20(1), 165-175
- Terzaghi, K. (1950). Mechanism of landslides. Application of geology to engineering practice, *Geological Society of America*, 83-123.
- Toro, L., Hincapié, G., & Mesa, C. (2010). Petrografía y geoquímica de los metagabros del río Olivares sector NNW de Manizales (Caldas). *Boletín de Geología*, 32(2), 73-83.

- Toussaint, J. (1996). Evolución Geológica de Colombia, Cretácico. Medellín: Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 142.
- Toussaint, J., & Restrepo, J. (1974). Algunas consideraciones sobre la evolución de los Andes Colombianos. Publicación especial geológica, (4).
- Toussaint, J., & Restrepo, J. (1978). Edad K/Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la cordillera Central. Boletín de Ciencias de la Tierra N°15. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- Trandafir, A. C., Sidle, R. C., Gomi, T., & Kawai, T. (2008). Monitored and simulated variations in matric suction during rainfall in a residual soil slope. *Environmental Geology*, 55(5), 951-961.
- Tu, X. B., Kwong, A. K. L., Dai, F. C., Tham, L. G., & Min, H. (2009). Field monitoring of rainfall infiltration in a loess slope and analysis of failure mechanism of rainfall-induced landslides. *Engineering Geology*, 105(1-2), 134-150.
- Tullis, B. P., & Wright, S. J. (2007). Wetting front instabilities: a three-dimensional experimental investigation. *Transport in Porous Media*, 70(3), 335-353.
- Turner, A.K. (2018). Impactos sociales y ambientales de los deslizamientos de tierra. *Soluciones de Infraestructuras Innovadoras*, 3(1), 70.
- UNISDR, 2009. Terminology on disaster risk reduction. United Nations, Geneva.
- Universidad Nacional de Colombia - Sede Manizales & Corpocaldas. (2012). Insumos técnicos para el ajuste del Plan de Ordenamiento Territorial de Manizales con base en las evaluaciones ad hoc de amenaza, vulnerabilidad y riesgo por deslizamientos, inundaciones y eventos sísmicos. Manizales: Universidad Nacional de Colombia.
- Universidad Nacional de Colombia - Sede Manizales. (2014). Plan de Ordenamiento y Manejo Ambiental de la Cuenca del río Chinchiná. Manizales: Universidad Nacional de Colombia.

- Uriel, S., & Serrano, A. A. (1975). Geotechnical properties of two collapsible volcanic soils of low bulk density at the site of two dams in Canary Islands-Spain: Conference. Session four. 12F, 2T, 9R. Proc. Eighth International Conference on Soil Mechanics foundation Engineering Moscow, 2(2) 257-264. In International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts 12 (4) 54
- Uyeturk, C. E., Huvaj, N., Bayraktaroglu, H., & Huseyinpasaoglu, M. (2020). Geotechnical characteristics of residual soils in rainfall-triggered landslides in Rize, Turkey. *Engineering Geology*, 264, 105318.
- Valadao, P., Gaspar, J. L., Queiroz, G., & Ferreira, T. (2002). Landslides density map of S. Miguel Island, Azores archipelago.
- Valencia, J., & Buitrago. (2002). Estudio macrogeotectónico de la ladera norte del río Pocito (Microcuenca de la quebrada del Uvito y parte baja de la quebrada Las Brujas) y estudio macrogeotectónico de la red de distribución del acueducto al sur del municipio de Salamina (Caldas). Manizales: Universidad de Caldas.
- Van Westen, C. J., Van Asch, T. W., & Soeters, R. (2006). Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult?. *Bulletin of Engineering geology and the Environment*, 65(2), 167-184.
- Van Zuidam, R. A. (1985). Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphic mapping. International Institute for Aerospace Survey and Earth Science (ITC).
- Van Zuidman, R. (1985). Aerial photo interpretation in terrain analysis and geomorphical. The Hague: International Institute for Aerospace Survey and Earth Science. ITC. Smith Publishers.
- Vanapalli, S. K., Fredlund, D. G., Pufahl, D. E., & Clifton, A. W. (1996). Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction. *Canadian Geotechnical Journal*, 33(3), 379-392.

- Varnes, D. J. (1984). *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. Ed. 3. Naciones Unidas.
- Vasu, N. N., Lee, S. R., Pradhan, A. M. S., Kim, Y. T., Kang, S. H., & Lee, D. H. (2016). A new approach to temporal modelling for landslide hazard assessment using an extreme rainfall induced-landslide index. *Engineering Geology*, 215, 36-49.
- Vaughan, P. R., Maccarini, M., & Mokhtar, S. M. (2009). Indexing the engineering properties of residual soil. In *Selected papers on geotechnical engineering by PR Vaughan*. Thomas Telford Publishing.196-211.
- Vaz, T., Zêzere, J. L., Pereira, S., Oliveira, S. C., Garcia, R. A., & Quaresma, I. (2018). Regional rainfall thresholds for landslide occurrence using a centenary database. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 18(4), 1037-1054.
- Vélez, J. (22 de Mayo de 2016). *Distribuciones estadísticas en hidrología. Hidrología aplicada*. Manizales, Caldas, Colombia: Universidad Nacional de Colombia.
- Vinasco, C., Cordani, U., & Vasconcelos, P. (2001). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates in Central Cordillera of Colombia: Evidence for an Upper Triassic regional tectonomagmatic event. *SSAGI*, 638-641.
- Vizika, O. (1989). Parametric experimental study of forced imbibition in porous media. *Physico Chemical Hydrodynamics*, 11(2), 187-204.
- Wang, Z., Feyen, J., Nielsen, D. R., & van Genuchten, M. T. (1997). Two-phase flow infiltration equations accounting for air entrapment effects. *Water Resources Research*, 33(12), 2759-2767.
- Weber, J., & Apestegui, L. (2013). Parámetros del modelo de infiltración de Green y Ampt en suelos de la ciudad de Córdoba, Argentina. *Cuadernos del CURIHAM*, 19, 87-103.
- Weir, G. J., & Kissling, W. M. (1992). The influence of airflow on the vertical infiltration of water into soil. *Water resources research*, 28(10), 2765-2772.

- Welle, T., & Birkmann, J. (2015). The World Risk Index—An approach to assess risk and vulnerability on a global scale. *Journal of Extreme Events*, 2(1), 1550003.
- Wesley, L. D. (1988). Engineering classification of residual soils. In *International Conference On Geomechanics In Tropical Soils*. 2(1), 77-84
- White, I. D., & Mottershead, D. N. (1998). *Environmental systems: an introductory text*. Psychology Press.
- White, I., Colombera, P. M., & Philip, J. R. (1977). Experimental studies of wetting front instability induced by gradual change of pressure gradient and by heterogeneous porous media. *Soil Science Society of America Journal*, 41(3), 483-489.
- Wood, W. W., & Sanford, W. E. (1995). Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semiarid environment. *Groundwater*, 33(3), 458-468.
- Wu, J., Zhang, R., & Yang, J. (1996). Analysis of rainfall-recharge relationships. *Journal of Hydrology*, 177(1-2), 143-160.
- Wu, L. Z., Zhang, L. M., Zhou, Y., Xu, Q., Yu, B., Liu, G. G., & Bai, L. Y. (2018). Theoretical analysis and model test for rainfall-induced shallow landslides in the red-bed area of Sichuan. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 77(4), 1343-1353.
- Wu, L. Z., Zhou, Y., Sun, P., Shi, J. S., Liu, G. G., & Bai, L. Y. (2017). Laboratory characterization of rainfall-induced loess slope failure. *Catena*, 150, 1-8.
- Wu, T. H., McKinnell III, W. P., & Swanston, D. N. (1979). Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska. *Canadian Geotechnical Journal*, 16(1), 19-33.
- Xu, G., Zhang, T., Li, Z., Li, P., Cheng, Y., & Cheng, S. (2017). Temporal and spatial characteristics of soil water content in diverse soil layers on land terraces of the Loess Plateau, China. *Catena*, 158, 20-29.

- Yeh, H. F., Lee, C. C., & Lee, C. H. (2008). A rainfall-infiltration model for unsaturated soil slope stability. *Sustainable Environment Research*, 18(2), 271-278.
- Yu, L., & Wardlaw, N. C. (1986). The influence of wettability and critical pore-throat size ratio on snap-off. *Journal of Colloid and Interface Science*, 109(2), 461-472.
- Zehe, E., Gräff, T., Morgner, M., Bauer, A., & Bronstert, A. (2010). Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 873.
- Zêzere, J. L., Oliveira, C., Pereira, S., Garcia, R. A., Melo, R., Vaz, T., Tavares, A., Bateira, C., Santos, P., Meneses, B., & Quaresma, I. (2018). Construction of a National Landslide Susceptibility Map for Portugal. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 20(1), 4541.
- Zhang, Q. G., Huang, R. Q., Liu, Y. X., Su, X. P., Li, G. Q., & Nie, W. (2016). A physically-based geometry model for transport distance estimation of rainfall-eroded soil sediment. *Applied Sciences*, 6(2), 34.
- Zhang, X., Li, P., Li, Z. B., Yu, G. Q., & Li, C. (2018). Effects of precipitation and different distributions of grass strips on runoff and sediment in the loess convex hillslope. *Catena*, 162, 130-140.
- Zhong, B., Peng, S., Zhang, Q., Ma, H., & Cao, S. (2013). Using an ecological economics approach to support the restoration of collapsing gullies in southern China. *Land Use Policy*, 32, 119-124.