

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
SISTEMA DE ESTUDIOS DE POSGRADO

INFILTRACIÓN Y REDISTRIBUCIÓN DE AGUA EN PERFILES DE LA ZONA NO
SATURADA EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO PÁEZ, CARTAGO

Tesis sometida a la consideración de la Comisión del Programa de Estudios de Posgrado en
Ciencias Agrícolas y Recursos Naturales para optar al grado y título de Doctorado en
Ciencias Agrícolas

PABLO IGNACIO RAMÍREZ GRANADOS

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio, Costa Rica.

2022

DEDICATORIA

A Dios por ayudarme en todos los momentos de mi vida

A Miguel Ángel y a María quienes son mis pilares

y siempre están conmigo apoyándome

AGRADECIMIENTOS

A mis tutores, Dr. Víctor Cortés Granados, Dra. Lolita Campos Bejarano y Dr. Carlos Henríquez, por su soporte y paciencia durante el desarrollo del trabajo de tesis y el proceso de revisión. Un especial agradecimiento a mi tutor, Dr. Víctor Cortés Granados por su mística, apoyo, confianza y ayuda brindada en este trabajo a pesar de su incorporación posterior como mi director y por todos los inconvenientes presentados. Sin su ayuda y apoyo no hubiera podido finalizar esta investigación.

A los profesores Dra. Karolina Villagra Mendoza y Dr. Federico Masís Meléndez, quienes me ayudaron en la última etapa de mi investigación con un enorme compromiso y apoyo en el análisis de los datos y la modelación numérica. Siempre les agradeceré su enorme apoyo en este proceso.

A la Escuela de Ciencias Ambientales y a Junta de Becas de la UNA por brindarme el tiempo parcial para el desarrollo de mis estudios.

A mi amiga y compañera del doctorado Rebeca Zamora Sanabria quien fue un apoyo sustancial durante toda la etapa de los estudios doctorales y siempre me dio aliento en los momentos complicados.

A mis amigos, Allan González Gómez por su apoyo en el desarrollo del trabajo de campo y a Ligia Dina Solís Torres por su colaboración en el trabajo de laboratorio.

Al profesor Dr. Conrado Tobón Marín, del Grupo de Hidrología y Modelación de Ecosistemas por su apoyo durante mi pasantía, y por la guía en el área de física de suelos. Al profesor Dr. Ramiro Ramírez Pisco, coordinador del Laboratorio de Física y Conservación de Suelos de la UNAL, quien me permitió trabajar en el laboratorio y me dio siempre un enorme apoyo en mi estancia en Medellín.

A mis amigos de la UNAL-Medellín, Jairo Ignacio Fonseca Sierra, Juan Esteban Correa Echeverry y Daniel Alberto García Pérez, del Laboratorio de Física y Conservación de Suelos quienes me acompañaron día a día e hicieron mi estancia en Medellín muy grata.

A mi compañera del Grupo de Hidrología y Modelación de Ecosistemas Yurani Patricia Rengifo Manco, quien fue un gran apoyo en el desarrollo de mi pasantía.

A Uriel Méndez, Zarela Gómez y Manuel Víquez quienes me permitieron desarrollar el estudio experimental en sus propiedades agrícolas.

“Esta tesis fue aceptada por la Comisión del Programa del Sistema de Estudios de Posgrado en Ciencias Agrícolas y Recursos Naturales como requisito parcial para optar al grado y título de Doctorado en Ciencias Agrícolas”

Dr. Juan Carlos Méndez Fernández
**Representante de la Decana
Sistema de Estudios de Posgrado**

Dr. Víctor Cortés Granados
Director de Tesis

Dra. Lolita Campos Bejarano
Asesora

Dr. Carlos Henríquez Henríquez
Asesor

Dra. Karolina Villagra Mendoza
**Representante
Programa de Posgrado en Ciencias Agrícolas y Recursos Naturales**

Pablo Ramírez Granados
Candidato

Tabla de Contenido

| | |
|---|------|
| Dedicatoria..... | ii |
| Agradecimientos | iii |
| Hoja de Aprobación | iv |
| Resumen..... | vii |
| Abstract | viii |
| Lista de cuadros | ix |
| Lista de figuras..... | x |
| Lista de abreviaturas | xiv |
| 1 Introducción..... | 1 |
| 2 Revisión bibliográfica | 4 |
| 2.1.1 Hidrodinámica en la Zona No Saturada (ZNS)..... | 4 |
| 2.1.2 Relación entre presión y contenido de agua..... | 11 |
| 2.1.3 Perfiles de la Zona No Saturada (ZNS) | 15 |
| 2.1.4 Modelado de la infiltración en cuencas hidrográficas | 18 |
| 2.1.5 Redistribución de agua en perfiles | 18 |
| 2.1.6 Referencias..... | 21 |
| 3 Análisis cuantitativo de la morfometría de la cuenca alta del río Páez y su relación con el proceso de infiltración..... | 27 |
| 3.1.1 Introducción | 29 |
| 3.1.2 Materiales y métodos | 30 |
| 3.1.3 Resultados | 34 |
| 3.1.4 Discusión..... | 44 |
| 3.1.5 Conclusiones | 47 |
| 3.1.6 Referencias..... | 48 |
| 4 Modelado de la infiltración en suelos volcánicos agrícolas por lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez, Cartago | 52 |
| 4.1.1 Introducción | 54 |
| 4.1.2 Materiales y métodos | 55 |
| 4.1.3 Resultados y discusión..... | 63 |
| 4.1.4 Conclusiones | 96 |
| 4.1.5 Referencias..... | 98 |

| | | |
|-------|---|-----|
| 5 | Redistribución de agua a través de perfiles de suelo de la zona no saturada bajo condiciones de uso de la tierra agrícola en la cuenca alta del río Páez, Cartago | 105 |
| 5.1.1 | Introducción | 107 |
| 5.1.2 | Materiales y métodos | 109 |
| 5.1.3 | Resultados y discusión | 119 |
| 5.1.4 | Conclusiones | 157 |
| 5.1.5 | Referencias | 158 |
| 6 | Conclusiones..... | 168 |
| 7 | Recomendaciones | 173 |

RESUMEN

En Costa Rica, la entrada del agua al suelo y su movimiento dentro de él ha sido poco estudiado. Esta entrada de agua puede estudiarse en un espacio geográfico claramente definido como lo es la cuenca hidrográfica. Es por esto por lo que el primer capítulo de esta tesis se tituló "Análisis cuantitativo de la morfometría de la cuenca alta del río Páez y su relación con el proceso de infiltración" y el cual mostró cómo las propiedades específicas de la forma de la cuenca pueden influenciar la entrada de agua por infiltración. La morfometría condiciona muchos de los procesos hidrológicos en una cuenca, y constituye el primer elemento que debe ser analizado para poder determinar la dinámica de la infiltración.

El proceso de infiltración además de considerar las características de la forma de una cuenca hidrográfica, presentan dos etapas en su dinámica propia, la primera considera los elementos que condicionan la entrada de agua previo a que esta llegue al terreno y la segunda, la que ocurre al momento en que esta llega. Por esto, el segundo capítulo de esta tesis fue titulado "Modelización de la infiltración en suelos volcánicos agrícolas por lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez, Cartago". La dinámica de entrada de agua por infiltración en suelos depende de las etapas por las que ésta pasa durante el evento y lo cual está muy relacionado con los cambios de uso de la tierra, especialmente los usos agrícolas. La espacialidad del proceso de infiltración toma relevancia debido a que la combinación de los diferentes elementos resulta en diferentes rangos de infiltración en el suelo.

Una vez que el proceso de infiltración ha terminado, el agua inicia un nuevo movimiento que depende de las propiedades de los horizontes de un perfil de suelo que en la mayoría de las veces se presenta no saturado. Este movimiento del agua no ha sido estudiado previamente en el país. Es por esto por lo que se desarrolló el tercer capítulo de esta tesis titulado "Redistribución de agua a través de perfiles de suelo de la zona no saturada bajo condiciones de uso agrícola en la cuenca alta del río Páez, Cartago" el cual analizó experimentalmente la dinámica del flujo de agua a través de los medios porosos que constituyen los horizontes de los suelos. Los resultados mostraron que temporalmente, luego de finalizada la infiltración, se da un movimiento de agua que viene a incrementar los contenidos de humedad de los horizontes en profundidad en diferentes momentos, demostrando así el flujo por redistribución.

ABSTRACT

In Costa Rica, the entry into the water and its movement within the soil has been little studied. This water ingress occurs in a clearly defined geographical space as the watershed. Therefore, the first chapter of this thesis was titled “Quantitative Analysis of Morphometry of the upper Páez River Basin and its Relationship to the Infiltration Process” and which showed how the specific properties of the basin shape can influence its ingress of water by infiltration. Morphometry conditions many of the hydrological processes in a basin and is the first element that must be analyzed to determine the dynamics of infiltration.

The infiltration process besides considering the characteristics of the shape of a watershed, presents two stages in its own dynamics, the first one considers the elements that condition the entry of water before it reaches the ground and the second, the one that happens when it arrives. For this reason, the second chapter of this thesis was entitled “Modeling infiltration of volcanic agricultural soils by monthly rainfall in the upper basin of the Páez River, Cartago”. The dynamics of soil infiltration water entry depend on the stages of the event and what is closely related to land use changes, especially agricultural uses. The spatiality of the infiltration process becomes relevant because the combination of the different elements results in different ranges of infiltration into the soil.

Once the infiltration process is complete, the water starts a new movement that depends on the properties of the horizons of a soil profile that in most cases presents itself unsaturated. This movement of water has not been studied previously in the country. Therefore, the third chapter of this thesis entitled “Redistribution of water through soil profiles of the unsaturated zone under conditions of agricultural land use in the upper basin of the Páez River was developed. Cartago” which experimentally analyzed the dynamics of the flow of water through the porous media that constitute the horizons of the soils. The results showed that temporarily, after the infiltration is completed, there is a movement of water that increases the moisture content of the horizons in depth at different times, thus demonstrating the flow by redistribution.

LISTA DE CUADROS

| | |
|---|-----|
| Cuadro 1: Relación de longitud de los drenajes y el número de las corrientes | 42 |
| Cuadro 2: Fenómenos climáticos desde el año 1997 al 2016. | 65 |
| Cuadro 3: Valores de coeficiente de follaje, infiltración por cobertura vegetal y profundidad de raíces. | 75 |
| Cuadro 4: Propiedades físicas de los suelos volcánicos según suborden. | 83 |
| Cuadro 5: Valores indicativos de tasas de conductividad hidráulica saturada | 84 |
| Cuadro 6: Propiedades hidráulicas de los suelos volcánicos según suborden. | 88 |
| Cuadro 7: Fracciones texturales de los monolitos. | 123 |
| Cuadro 8: Fracciones texturales de los horizontes en cada monolito. | 123 |
| Cuadro 9: Distribución de los diámetros de las arenas para los tres monolitos de acuerdo con la distribución granulométrica. | 124 |
| Cuadro 10: Densidades y porosidades de los monolitos..... | 129 |
| Cuadro 11: Puntos de contenido volumétrico de agua observados y fijados para cada una de las profundidades del monolito 1..... | 133 |
| Cuadro 12: Puntos de contenido volumétrico de agua observados y fijados para cada una de las profundidades del monolito 2..... | 136 |
| Cuadro 13: Puntos de contenido volumétrico de agua observados y fijados para cada una de las profundidades del monolito 3..... | 138 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1: Esquema ilustrativo de la hidrodinámica de la Zona No Saturada (ZNS). Adaptado de Dingman (2015). | 5 |
| Figura 2: Estados de saturación de agua en la ZNS. Adaptado de Bear (1979). | 6 |
| Figura 3: Relación de la presión del agua ($\log_{10} \psi $) [cm] del suelo contra grado de saturación (θ) [cm^3/cm^3] para diferentes texturas . Adaptado de Dingman (2015). | 12 |
| Figura 4: Relación de la conductividad hidráulica (cm/d) contra potencial mátrico (cm) para tres diferentes texturas de suelos. Adaptado de Evett (2007). | 14 |
| Figura 5: Tasa de infiltración para diferentes texturas de suelos. Adaptado y modificado de Stephens (1996), Reichardt y Timm (2020). | 15 |
| Figura 6: Ubicación de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia..... | 31 |
| Figura 7: Modelo de Elevación Digital (MED) de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia. | 35 |
| Figura 8: Mapa de pendientes de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia. . | 37 |
| Figura 9: Relación entre las pendientes de la cuenca según rango de elevación. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales. | 38 |
| Figura 10: Mapa de aspecto del terreno de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia. | 39 |
| Figura 11: Curva hipsométrica de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales. | 40 |
| Figura 12: Frecuencia altimétrica de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales..... | 41 |
| Figura 13: Relación del orden de los drenajes y su número correspondiente. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales. | 42 |
| Figura 14: Perfil longitudinal del cauce principal y pendiente media obtenida por el criterio de la compensación de área. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales. | 43 |
| Figura 15: Ubicación de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia..... | 57 |
| Figura 16: Comportamiento de la lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez desde el año 1997 al 2016. Fuente: Elaboración propia con datos de IMN, 2017. | 64 |
| Figura 17: Comportamiento promedio de la lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez desde el año 1997 al 2016. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN, 2017. | 66 |
| Figura 18: Comportamiento máximo de la lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez desde el año 1997 al 2016. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN. | 67 |

| | |
|---|----|
| Figura 19: Comportamiento mínimo de la lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez desde el año 1997 al 2016. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN. | 68 |
| Figura 20: Evapotranspiración potencial mensual de la cuenca alta del río Páez basados en las temperaturas de las estaciones Volcán Irazú y Potrero Cerrado. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN. | 69 |
| Figura 21: Pendientes clasificadas según las categorías de Schosinsky para la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia con datos de PRUGAM (2007). | 72 |
| Figura 22: Uso de la tierra de la cuenca alta del río Páez categorizado según la metodología de Schosinsky. Fuente: Elaboración propia con datos de imagen aérea y trabajo de campo (2018). | 74 |
| Figura 23: Subórdenes de los suelos volcánicos de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia con datos del mapa de suelos de Mata y Sandoval (2016). | 78 |
| Figura 24: Variación de la densidad aparente según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018. | 80 |
| Figura 25: Variación de la densidad real según el suborden de suelo. Fuente elaboración propia con datos de laboratorio, 2018. | 81 |
| Figura 26: Variación de la porosidad según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018. | 82 |
| Figura 27: Variación de la conductividad hidráulica saturada según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018. | 84 |
| Figura 28: Variación de la humedad volumétrica del suelo a 33 kPa según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018. | 85 |
| Figura 29: Variación de la humedad volumétrica del suelo a 1500 kPa según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018. | 86 |
| Figura 30: Variación de la humedad volumétrica disponible del suelo según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018. | 87 |
| Figura 31: Sobreposición de mapas de pendiente, uso y tipos de suelos para la zonificación requerida en el modelo de infiltración de cuenca. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018. | 90 |
| Figura 32: Rangos de agua infiltrada a partir de la lluvia mensual por evento climático para la cuenca del río Páez. Fuente: Elaboración propia. | 91 |
| Figura 33: Agua infiltrada promedio con base en la lluvia mensual por evento climático para la zona A. Fuente: Elaboración propia, 2018. | 92 |
| Figura 34: Agua infiltrada promedio con base en la lluvia mensual por evento climático para la zona B. Fuente: Elaboración propia, 2018. | 93 |
| Figura 35: Agua infiltrada promedio con base en la lluvia mensual por evento climático para la zona C. Fuente: Elaboración propia, 2018. | 94 |

| | |
|--|-----|
| Figura 36: Ubicación de los monolitos en la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia. | 110 |
| Figura 37: Esquema de la instalación de los sensores en cada uno de los monolitos. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 112 |
| Figura 38: Proceso de construcción de los monolitos de suelo para medir experimentalmente la redistribución de agua en el perfil del suelo. Fuente: Trabajo de campo, 2019. | 114 |
| Figura 39: Equipo utilizado para medir experimentalmente la redistribución de agua en el perfil del suelo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 114 |
| Figura 40: Perfil monolito 1. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 120 |
| Figura 41: Perfil monolito 2. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 121 |
| Figura 42: Perfil monolito 3. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 122 |
| Figura 43: Curvas granulométricas para los horizontes del monolito 1. Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021. | 125 |
| Figura 44: Curvas granulométricas para los horizontes del monolito 2. Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021. | 126 |
| Figura 45: Curvas granulométricas para los horizontes del monolito 3. Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021. | 127 |
| Figura 46: Curva de retención de humedad usando el modelo de van Genuchten con el modelo de conductividad de Mualem para el monolito 1 calculada usando RECT (van Genuchten et al. 1980). Fuente: Trabajo de campo y laboratorio 2021..... | 132 |
| Figura 47: Curva de retención de humedad usando el modelo de van Genuchten con el modelo de conductividad de Mualem (1976) para el monolito 2 calculada usando RECT (van Genuchten et al. 1980). Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021..... | 135 |
| Figura 48: Curva de retención de humedad usando el modelo de van Genuchten con el modelo de conductividad de Mualem (1976) para el monolito 3 calculada usando RECT (van Genuchten et al. 1980). Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021..... | 137 |
| Figura 49: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 1 para el monolito 1 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 141 |
| Figura 50: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 2 para el monolito 1 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 142 |
| Figura 51: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 3 para el monolito 1 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 143 |
| Figura 52: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 1 para el monolito 2 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 144 |
| Figura 53: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 2 para el monolito 2 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 145 |

| | |
|--|-----|
| Figura 54: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 3 para el monolito 2 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 146 |
| Figura 55: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 1 para el monolito 3 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 147 |
| Figura 56: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 2 para el monolito 3 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 149 |
| Figura 57: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 3 para el monolito 3 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019..... | 150 |
| Figura 58: Visualización del tipo de flujo de agua en el monolito 1 a partir de la interpolación de los contenidos volumétricos de los sensores. | 152 |
| Figura 59: Visualización del tipo de flujo de agua en el monolito 2 a partir de la interpolación de los contenidos volumétricos de los sensores. | 153 |
| Figura 60: Visualización del tipo de flujo de agua en el monolito 3 a partir de la interpolación de los contenidos volumétricos de los sensores. | 154 |

LISTA DE ABREVIATURAS

ZNS: Zona No Saturada

MED: Modelo de Elevación Digital

CRTM: Transversal de Mercator para Costa Rica

IMN: Instituto Meteorológico Nacional

GAM: Gran Área Metropolitana

PRUGAM: Programa Regional Urbano del Gran Área Metropolitana

FE: Falso Este

FN: Falso Norte

m.s.n.m.: metros sobre el nivel del mar



Autorización para digitalización y comunicación pública de Trabajos Finales de Graduación del Sistema de Estudios de Posgrado en el Repositorio Institucional de la Universidad de Costa Rica.

Yo, Pablo Ramírez Granados, con cédula de identidad 3-0357-0040, en mi condición de autor del TFG titulado Infiltración y distribución de agua en perfiles de la zona no saturada en la cuenca Alta del Río Páez, Cartago

Autorizo a la Universidad de Costa Rica para digitalizar y hacer divulgación pública de forma gratuita de dicho TFG a través del Repositorio Institucional u otro medio electrónico, para ser puesto a disposición del público según lo que establezca el Sistema de Estudios de Posgrado. SI NO *

*En caso de la negativa favor indicar el tiempo de restricción: _____ año (s).

Este Trabajo Final de Graduación será publicado en formato PDF, o en el formato que en el momento se establezca, de tal forma que el acceso al mismo sea libre, con el fin de permitir la consulta e impresión, pero no su modificación.

Manifiesto que mi Trabajo Final de Graduación fue debidamente subido al sistema digital Kerwá y su contenido corresponde al documento original que sirvió para la obtención de mi título, y que su información no infringe ni violenta ningún derecho a terceros. El TFG además cuenta con el visto bueno de mi Director (a) de Tesis o Tutor (a) y cumplió con lo establecido en la revisión del Formato por parte del Sistema de Estudios de Posgrado.

INFORMACIÓN DEL ESTUDIANTE:

Nombre Completo: Pablo Ramírez Granados

Número de Carné: 993265 Número de cédula: 3-0357-0040

Correo Electrónico: pablo.ramirez.granados@outlook.com

Fecha: 12/06/2022 Número de teléfono: 2277-3444

Nombre del Director (a) de Tesis o Tutor (a): Dr. Víctor Cortés Granados

FIRMA ESTUDIANTE

Nota: El presente documento constituye una declaración jurada, cuyos alcances aseguran a la Universidad, que su contenido sea tomado como cierto. Su importancia radica en que permite abreviar procedimientos administrativos, y al mismo tiempo genera una responsabilidad legal para que quien declare contrario a la verdad de lo que manifiesta, puede como consecuencia, enfrentar un proceso penal por delito de perjurio, tipificado en el artículo 318 de nuestro Código Penal. Lo anterior implica que el estudiante se vea forzado a realizar su mayor esfuerzo para que no sólo incluya información veraz en la Licencia de Publicación, sino que también realice diligentemente la gestión de subir el documento correcto en la plataforma digital Kerwá.

1 INTRODUCCIÓN

En Costa Rica, la zona norte de Cartago es la zona del país de mayor producción especialmente en lo que hortalizas se refiere (Cortés y Oconitrillo 1993, Ramírez et al. 2014), esto ha posibilitado que prácticamente toda su área este destinada a la agricultura. En ella además se encuentran diversas cuencas hidrográficas que presentan gran parte de su superficie dedicada a los cultivos y los pastos. Algunas de estas cuencas hidrográficas son las de los ríos Reventado, Toyogres, Birrís y Páez.

En una cuenca hidrográfica, el agua que llega al suelo lo hace a través de la precipitación o mediante la aplicación de riego, de este total de agua, una parte penetra la superficie y es absorbida dentro del suelo, mientras que otra no lo hace y se acumula en la superficie o fluye sobre ella. El agua que infiltra posteriormente es sujeta a otros procesos que regulan su movimiento como lo son la redistribución y la evapotranspiración.

El movimiento del agua en el suelo, como medio poroso, está condicionado por las tres fases (sólida, líquida y gaseosa) que componen este y que se incluyen en la Zona No Saturada (ZNS), este movimiento está regido por las leyes de la hidrodinámica. La hidrodinámica consiste en cómo los fluidos se comportan en reposo y en movimiento (Granger 1995). En el caso del flujo de fluidos en medios porosos, el movimiento está íntimamente ligado a las propiedades tanto del fluido como de la matriz porosa (Bear, 1972; Dullien 1979; Roth 2012).

Existen dos procesos vinculados con la hidrodinámica en medios porosos en la ZNS: la infiltración y la redistribución, estos son procesos sustanciales para el entendimiento de la irrigación (dos Santos et al. 2016; Saya et al. 2016), el desarrollo de cultivos en suelos agrícolas (Chari et al. 2020) y la contaminación y flujo de contaminantes por insumos agrícolas a través del suelo (Array et al. 2019).

En el abordaje del estudio de la infiltración y la redistribución en suelos agrícolas, el modelado es una de las herramientas más útiles para entender el movimiento del agua (Sonaje 2013, Naula et al. 2016, dos Santos et al. 2016), especialmente porque la medición de este movimiento ofrece algunas dificultades (Kumar 2016) y es de los menos entendidos (Gardner et al. 1970). Para lograr esto, se requiere la construcción de un modelo conceptual de la ZNS que permita responder dónde, cómo y por qué ocurren ambos procesos (Sprenger et al. 2016).

La entrada de agua al suelo empieza a través del proceso de infiltración en la superficie del terreno (Guymon 1994) y luego sigue el proceso de redistribución a través de los horizontes en la ZNS (Smith et al. 2002), en función de sus características físicas e hidráulicas.

El movimiento del agua a través de la ZNS está determinado por el flujo bajo condiciones de saturación y por el flujo no saturado: En el flujo saturado, es usual el uso de la ecuación de Darcy (Tindall et al. 1999), mientras en el flujo no saturado se usan las ecuaciones de Darcy-Buckingham y Richards (Miyazaki 2006; Tindall et al. 1999). El flujo en la ZNS, además, puede ser uniforme, es decir, que lleva un frente de humedad estable que es paralelo a la superficie del suelo, o puede ser preferencial (Hendrickx & Flury 2001), que resulta en un frente de humedad inestable y como consecuencia directa, el agua se mueve más rápido y con una cantidad incrementada en ciertas localizaciones en la ZNS. El flujo preferencial implica que el flujo está concentrado a una pequeña fracción del espacio poroso total, donde las tasas de flujo vertical son mucho más rápidas que las del equilibrio lateral con el agua residente, moviéndose lentamente (Jarvis & Larsson 2001).

El cambio externo más importante en la entrada del flujo de agua en el suelo ocurre en la superficie debido a la transformación de las coberturas (Neris et al. 2012; Salemi et al. 2013), es decir, cambios en el uso de la tierra (Haghighi et al. 2010; Han et al. 2017). Esto se debe a las variaciones en las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos debido a las transformaciones que sufre la superficie del suelo (Zhipeng et al. 2018; Valle et al. 2018). A escala global, el efecto de cambio climático es el más influyente (Smerdon 2017), especialmente en lo que se refiere a los cambios en la evapotranspiración, en función de la temperatura, el almacenamiento terrestre de agua y de la precipitación (Wu et al. 2017) y del suelo (Tobón et al. 2010).

En las zonas agrícolas debido a los impactos de los cultivos en los suelos y a las condiciones geográficas externas como cambios de uso de la tierra (Dörner et al. 2010), pendientes (Hincapié y Tobón 2010), tipo de suelo (Hincapié y Tobón 2012) producen variaciones en las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos (Tobón et al. 2010; Ordoñez et al. 2018) y en los flujos de infiltración y redistribución (Schwartz et al. 2010).

En el caso de las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos, los cambios debido a los usos de pastos y cultivos (Soares et al. 2005), pueden llevar a la disminución de la conductividad hidráulica saturada (Marshall et al. 2009), a cambios en el contenido de materia orgánica y disminución de la macroporosidad (Bodhinayake y Si 2004) y a cambios en la estructura del suelo, los cuales influyen la conductividad hidráulica no saturada (Bormann y Klaassen 2008).

Para lo correspondiente a la infiltración y la redistribución de agua en el suelo, los cambios inducidos por la labranza pueden llevar a un declive en las tasas de infiltración como resultado de la reconsolidación y desintegración de agregados (Schwartz et al. 2010), también, los cambios de uso ejercen un fuerte control en el flujo de agua en el suelo (Bachmair et al. 2009), así como labranza (Zachmann et al. 1987), el tipo de suelo (Schwartz et al. 2003) y las zonas de cultivos (Satchithanatham et al. 2014).

En la zona agrícola de Cartago, las investigaciones relacionadas con la hidrodinámica en la zona no saturada son escasas. Existen algunos trabajos relacionados que se pueden citar como antecedentes y que permiten tener un contexto de las propiedades de los suelos volcánicos de la zona. Alvarado y Vega (2013), realizaron un estudio geomorfológico de la Colada de Cervantes, Ramírez et al. (2014), realizaron un diagnóstico de uso de plaguicidas y otros agroquímicos en los productores de papa en Cartago, Villalobos y Villagra (2015) analizaron los procesos de infiltración en Tierra Blanca con sustratos de Terra Petra, Quesada (2017) estudió los requerimientos hídricos para diferentes cultivos en la zona norte, Padilla (2017) realizó una caracterización del suelo del Sector Prusia.

De acuerdo con lo anterior, se llevará a cabo una investigación en la cuenca alta del río Páez, con el propósito de analizar la dinámica de la infiltración y la redistribución de agua en suelos de origen volcánico de uso agrícola para determinar la dinámica del flujo de agua en la ZNS y la manera cómo esta está relacionada con las características de la cuenca hidrográfica y la dinámica agrícola que se da en ella. Se espera que a partir de los resultados que se obtengan, pueda entenderse con más detalle los procesos hidrodinámicos que rigen el flujo de agua en la ZNS en suelos agrícolas en los suelos volcánicos de la zona norte de Cartago.

2 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

El estudio de la zona no saturada tiene una rica y compleja historia en la literatura científica en la física de suelos y la hidrogeología. Al ser una combinación de estas áreas del conocimiento (Stephens 1994), una exhaustiva búsqueda de las principales fuentes bibliográficas fue realizada con el objetivo de establecer un marco de referencia de conocimiento en esta área que fuese de utilidad para una adecuada lectura de esta investigación. A continuación, se presentan los principales conceptos teóricos.

2.1.1 Hidrodinámica en la Zona No Saturada (ZNS)

Conceptualmente, la capa más superficial de la corteza terrestre comprende un sistema de tres fases, el cual incluye sólido, líquido y gas, esta capa ha sido llamada como zona no saturada, aunque tiene otros nombres como zona de aireación y zona vadosa (Tindall y Kunkell 1999).

El movimiento de agua en materiales porosos terrestres no saturados se enfoca en dos procesos: infiltración y redistribución (figura 1). La infiltración es el término aplicado al proceso de la entrada de agua en el suelo generalmente por flujo a través de toda o una parte de la superficie del suelo (Hillel 2004). La redistribución se define como el proceso del movimiento del agua posterior a la infiltración en la zona de raíces del suelo (Novák y Hlaváčiková 2019). Ambos procesos difieren por su dinámica y significancia; y en ambos los mecanismos que influyen en el movimiento del agua corresponden con la gravedad, la capilaridad y las fuerzas de presión (Bear 1979; Corey 1994; Iwata et al. 1995). En el caso de la redistribución, la evapotranspiración toma un rol significativo al remover el agua durante su movimiento (Tindall y Kunkel 1999).

La infiltración depende de ciertos factores como las características del suelo y la superficie (Tindall y Kunkel 1999) mientras la redistribución está influenciada por la histéresis (Koorevaar et al. 1983).

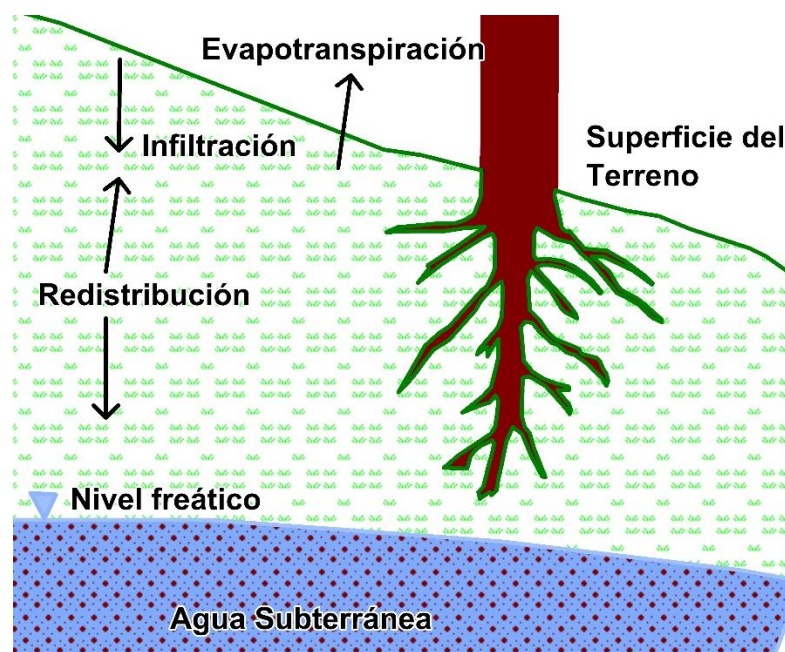


Figura 1: Esquema ilustrativo de la hidrodinámica de la Zona No Saturada (ZNS).
Adaptado de Dingman (2015).

El entendimiento de los procesos de infiltración y redistribución es una base esencial en la física de suelos y en la hidrología de la ZNS (Smith et al. 2002), específicamente en lo que corresponde con el manejo del agua en las zonas agrícolas lo cual incluye: el desarrollo de estrategias de riego de cultivos, el entendimiento de los procesos químicos del suelo que incluye el movimiento de nutrientes, fertilizantes y contaminantes desde la superficie, la meteorización natural y la estimación temporal de la cantidad de recarga de agua (Fetter et al. 2018).

La infiltración y la redistribución involucran flujo no saturado en medios porosos, el cual puede ser modelado con base en el principio de la conservación de la masa y las ecuaciones del movimiento de Darcy y Richards (Zaradny 1993; Smith et al. 2002; Warrick 2003, Miyazaki 2006).

Para la aplicación apropiada de estos principios, se debe empezar por el entendimiento de las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos y las condiciones del agua en ellos (Hanks 1992). Un suelo consiste en una matriz de granos sólidos individuales, minerales u orgánicos, entre los cuales hay espacios porosos interconectados que pueden contener proporciones variables de agua y aire (Koorevaar et al. 1983), según distintos estados de saturación (figura 2).

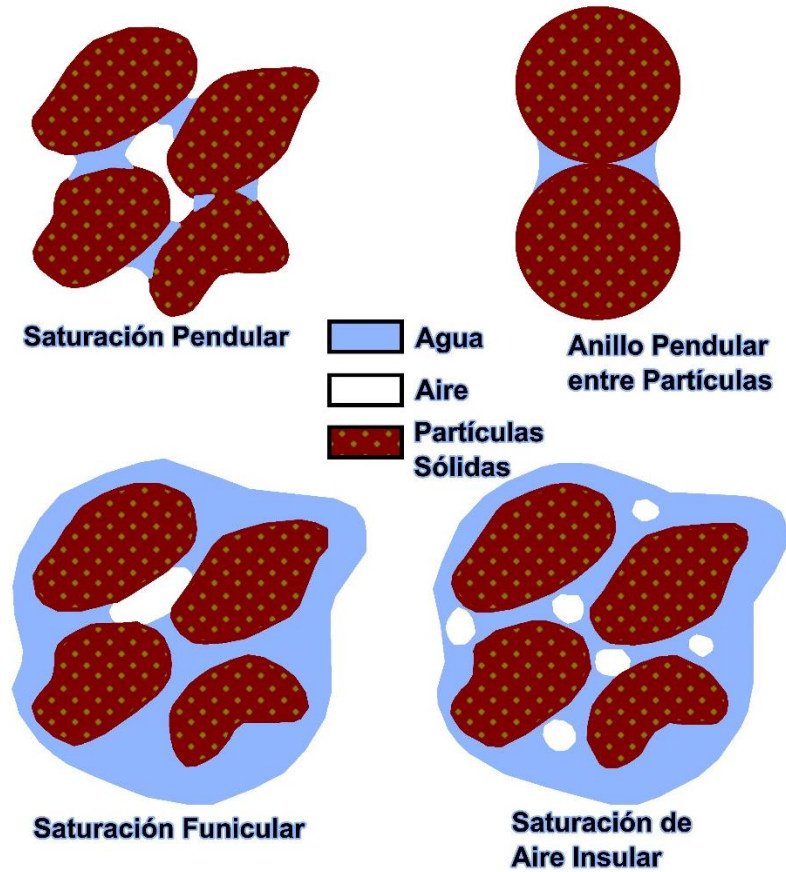


Figura 2: Estados de saturación de agua en la ZNS. Adaptado de Bear (1979).

El tamaño de los poros del suelo a través del cual el flujo de agua pasa, es aproximadamente igual al tamaño de grano (Dingman 2015) y la distribución del tamaño de poro está determinada por la distribución del tamaño de grano. La mayoría de los suelos están compuestos de una mezcla de tamaños de granos y esta está caracterizada por la textura del suelo, la cual está determinada por las proporciones por peso de arcilla, limo y arena (Hillel 2004). Otros efectos que intervienen en el tamaño de poros pueden ser las grietas, raíces residuales, macroporos derivados de la actividad de la fauna (Miyazaki 2006).

La cantidad de agua almacenada en un horizonte del suelo es usualmente expresada como una lámina de agua referida a una profundidad (volumen por área unitaria), la cual es el producto del contenido volumétrico de agua por el espesor del horizonte (Dingman 2015).

La infiltración y la redistribución son flujos en medios porosos no saturados, tales como los suelos, descritos por la Ley de Darcy (Miyazaki 2006) de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$q_x = -K_h \cdot \frac{d\left(z + \frac{p}{\gamma_w}\right)}{dx} = -K_h \cdot \left[\frac{dz}{dx} + \frac{d\left(\frac{p}{\gamma_w}\right)}{dx} \right] \quad (1)$$

donde, q_x es la tasa de flujo volumétrico en la dirección x por área transversal unitaria de medio poroso [LT^{-1}], z es la elevación sobre un datum arbitrario [L], p es la presión del agua [FL^{-2}], γ_w es el peso específico del agua [FL^{-3}] y K_h es la conductividad hidráulica del medio [LT^{-1}].

La Ley de Darcy describe el flujo de agua en un volumen elemental representativo de medio poroso que incluye los espacios porosos y las partículas del suelo (Tindall y Kunkel 1999; Miyazaki 2006) y fue experimentalmente desarrollada para medios estables, isotrópicos y homogéneos (Bear 1979).

El flujo ocurre en respuesta a gradientes espaciales de energía mecánica potencial, la cual tiene dos componentes: energía potencial gravitacional y energía de presión potencial (Bear 1972). En la ecuación 1, el término dz/dx es el gradiente de energía potencial gravitacional por unidad de peso de agua que fluye y $d(p/\gamma_w)/dx$ es el gradiente de energía de presión potencial por unidad de peso de agua que fluye (Bear 1972).

Considerando el flujo tridimensional, la Ley de Darcy se convierte entonces en:

$$q = -K_h \cdot \frac{d\left(z + \frac{p}{\gamma_w}\right)}{dx} + -K_h \cdot \frac{d\left(z + \frac{p}{\gamma_w}\right)}{dy} + -K_h \cdot \frac{d\left(z + \frac{p}{\gamma_w}\right)}{dz} \quad (2)$$

esto es, la magnitud del gradiente de energía potencial gravitacional siempre será igual a la unidad (+1 si es dirigido hacia arriba, -1 si es dirigido hacia abajo). El signo en z depende si el punto es sobre un datum arbitrario, ($z > 0$) o bajo un datum arbitrario ($z < 0$) (Dingman 2015). En la ecuación 2 el término K_h , llamado la conductividad hidráulica saturada, está referido a un medio isotrópico y es un escalar (Bear 1972). En un medio anisotrópico, los valores de K no son iguales en todas las direcciones por lo que este pasa a ser un tensor (Marsily 1986; Strack 1989; Tindall y Kunkel 1999) y cambia a:

$$K = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{xy} & K_{zz} \end{bmatrix} \quad (3)$$

En el caso de los suelos no estables, sometidos a estrés y tensión debido a las fuerzas que actúan en él y que implican la deformación del medio poroso (Hillel 2004), la Ley de Darcy no aplica (Bear 1972, Marsily 1986). Por lo cual se combinan la ecuación de Darcy con la ecuación de continuidad dando como resultado una nueva ecuación que toma en cuenta un medio deformable (Bear 1979):

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{hx} \frac{\partial \left(z + \frac{p}{\gamma_w} \right)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{hy} \frac{\partial \left(z + \frac{p}{\gamma_w} \right)}{\partial y} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{hz} \frac{\partial \left(z + \frac{p}{\gamma_w} \right)}{\partial z} \right) = S_0 \left(\frac{\partial \left(z + \frac{p}{\gamma_w} \right)}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

donde $S_0 = \rho g[\alpha(1 - n) + \beta n]$, siendo el almacenamiento, $\beta =$ el coeficiente de compresibilidad del agua y $\alpha =$ coeficiente de compresibilidad de la matriz.

La presión del agua en la ZNS es negativa, es decir $p \leq 0$, y por lo tanto la extracción de agua de los suelos es posible si un trabajo es hecho desde afuera (Zaradny 1993). Desde que γ_w es constante en problemas que no involucran gradientes de temperatura o salinidad, es más conveniente usar la carga de presión (ψ), llamada también potencial mátrico o de presión la cual es definida como (Zaradny 1993):

$$\psi \equiv \frac{p}{\gamma_w} \quad (5)$$

Las dimensiones de ψ son [L] y es usualmente expresada en cm H₂O, bar, atm, kPa o en unidades pF, esta última definida como:

$$pF = \log_{10}(-\psi) \quad (6)$$

En flujos no saturados, aquellos descritos por la ecuación de Darcy-Buckingham y Richards (Miyazaki 2006), ambos, ψ y K , para un suelo dado, son funciones de θ , así que la Ley de Darcy debe expresarse como (Dingman 2015):

$$q_z = -K_h(\theta) \cdot \frac{d(z + \psi(\theta))}{dz} = -K_h(\theta) \cdot \left[1 + \frac{d\psi(\theta)}{dz} \right] \quad (7)$$

Las relaciones entre la presión y el contenido de agua [$\psi(\theta)$] y entre conductividad hidráulica y contenido de agua [$K_h(\theta)$] son determinantes para el entendimiento del flujo no saturado en suelos (Miyazaki 2006).

La infiltración toma lugar en tres partes de acuerdo con el humedecimiento del suelo: la zona de transmisión, la zona de humedecimiento y el frente de humedad (Iwata et al 1995), donde p y ψ serán siempre negativos. Cuando el agua es aplicada en exceso en el tope de una columna de suelo, el agua entrará en el suelo a una tasa dependiente del contenido de humedad en la columna y en las propiedades físicas del suelo. En los primeros estadios el perfil de humedad gradualmente cambia, pero luego mantiene casi una forma constante moviéndose hacia abajo. En una columna de suelo uniforme que inicialmente tiene un contenido de humedad constante, el movimiento hacia abajo de este perfil es a una velocidad constante.

Si el agua es aplicada a la superficie del suelo a una tasa menor que la tasa de infiltración para el agua encharcada, entonces la infiltración procederá indefinidamente con ninguna agua encharcada en la superficie. Si a pesar de todo el flujo aplicado excede este límite, se dará el encharcamiento. Si la infiltración se detiene en un cierto período, seguirá el proceso de redistribución de la humedad del suelo a lo largo de la columna vertical debido a la gravedad, por lo tanto, la histéresis juega un rol importante en este caso.

En suelos no saturados, el agua es sostenida a los granos minerales por fuerzas de tensión superficial (Bear 1972) y se puede considerar que está suspendida en meniscos y bajo tensión.

La tensión incrementa como el radio de curvatura del menisco decrece asociado también al tamaño del poro y por lo tanto a la retención de agua, los cuales son descritos por la ecuación siguiente (Corey 1994):

$$h_{cr} = \frac{2\sigma \cos(\theta_c)}{\gamma r} \quad (8)$$

donde h_{cr} = altura de ascenso capilar (L), σ = tensión superficial (F/L), θ_c = ángulo de contacto entre la superficie de agua y el tubo, γ = peso específico (F/L³), r = radio del tubo (L) (Dullien 1979) y la curvatura de interfaz líquido-vapor es descrita por la ecuación de Laplace o Young-Laplace (Bear 1979) para la presión capilar (Warrick 2003):

$$p'_c = \frac{2}{r^*} \gamma_{wn} \quad (9)$$

con p'_c = presión capilar, r^* = radio medio de curvatura y γ_{wn} = tensión interfacial.

De esta manera, para un suelo dado, la tensión incrementa conforme el contenido de agua decrece (Bear 1972; Hillel 2004; Dingman 2015). Cuando se tienen mediciones de la tensión, se determinan los gradientes de contenido de agua entre ellos, según la Ley de Darcy. Por lo tanto, el agua se moverá de un nivel a otro, los contenidos de agua, gradientes y conductividades cambian con el tiempo, así que el flujo es inherentemente inestable, es decir cuando se tienen condiciones de saturación variable en el medio poroso (Dingman 2015). La única forma de cuantificar tales flujos es por la solución de la ecuación de Richards (Radcliffe y Šimůnek 2010) la cual se expresa tridimensionalmente como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_z}{\partial z} \quad (10)$$

y que será derivada más adelante.

2.1.2 Relación entre presión y contenido de agua

La relación entre carga de presión o potencial mátrico (ψ) y contenido de agua (θ), para un suelo que está inicialmente saturado, es llamada curva característica de humedad (Tindall y Kunkel 1999), esta relación es altamente no lineal (Dingman 2015). La carga o potencial de presión es cero cuando el contenido de agua es igual a la porosidad y el contenido de agua cambia cuando la tensión se incrementa hasta el punto de inflexión (Fetter et al. 2018). Este punto, que es más o menos distinguible, representa la tensión a la cual volúmenes significativos de aire empiezan a aparecer en los poros del suelo y es llamado tensión de entrada de aire (ψ_{ae}) o presión burbujeante (Bear 1972; Hillel 2004; Miyazaki 2006). El valor absoluto de la carga de tensión de entrada de aire es igual a la altura de la zona saturada de tensión o franja capilar (Dingman 2015).

Conforme la tensión incrementa, más allá de su valor de entrada de aire, el contenido de agua comienza a decrecer rápidamente y luego en forma más gradual (Tindall y Kunkel 1999), en este caso el valor de saturación de agua disminuye y el aire entra, dando lugar a las interfaces agua-aire en los poros (Bear 1972), de esta forma el agua pasa de ser funicular a pendular (Bear 1972) como se ve en la figura 2. En tensiones muy altas, la curva otra vez llega a ser cercanamente vertical, reflejando un contenido de agua residual que está muy sostenido en los poros del suelo por capilaridad y fuerzas electroquímicas. La tensión es mucho mayor en suelos de grano fino que en suelos de grano grueso (Hillel 2004). El valor de tensión a un contenido de agua dado no es único, sino que depende de la historia de suelo de humedecimiento y secamiento (Novák y Hlaváčiková 2019). Esta histéresis puede tener una influencia significativa en el movimiento de humedad del suelo y es difícil de modelar matemáticamente (Dingman 2015). El comportamiento de las curvas de potencial mátrico contra contenido volumétrico para algunos suelos se muestra en la figura 3.

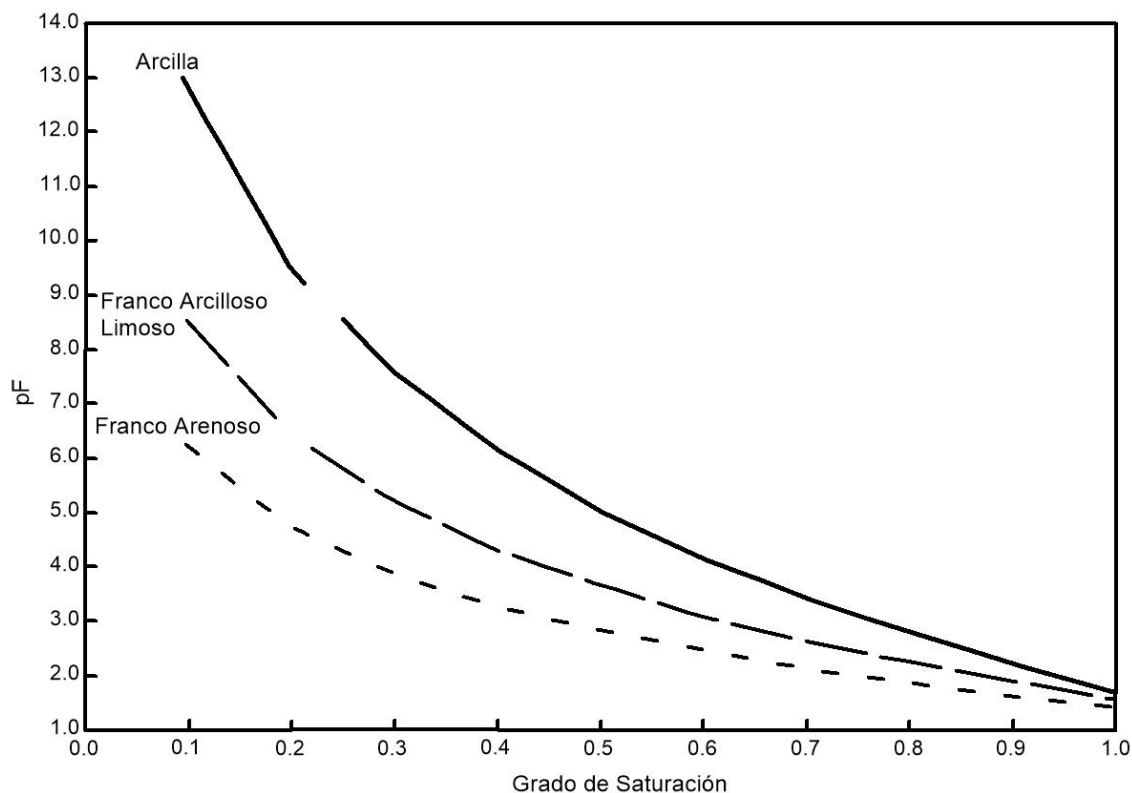


Figura 3: Relación de la presión del agua ($\log_{10} |\psi|$) [cm] del suelo contra grado de saturación (θ) [cm^3/cm^3] para diferentes texturas . Adaptado de Dingman (2015).

De la ecuación 2, la conductividad hidráulica (K_h) es la relación a la cual el agua se mueve a través de un medio poroso bajo una unidad de gradiente de energía potencial. Esta relación está determinada por el tamaño (área transversal) de los caminos disponibles para la transmisión de agua. Bajo condiciones saturadas este tamaño está determinado por el tamaño de grano del suelo, para flujos no saturados, está determinado por el tamaño de grano y el grado de saturación. El efecto de la histéresis en la relación $K_h - \theta$ es menos marcado que en la relación de $\psi - \theta$ y generalmente no es tomado en cuenta.

Debido a la que medición de las relaciones $\psi - \theta$ y $K_h - \theta$ es difícil; y debido a la necesidad de incorporar estas relaciones en los modelos del movimiento del agua, es útil expresarlos en forma de ecuaciones. Muchas ecuaciones han sido propuestas por diferentes autores Brutsaert (1966), Campbell (1974), Mualem (1976), Mualem (1978), Van Genuchten (1980).

En algunas situaciones, los problemas del movimiento del agua en el suelo pueden ser resueltos resolviendo la ecuación de la difusividad hidráulica, $D_h(\theta)$:

$$D_h(\theta) = K_h(\theta) \cdot \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial \theta} \quad (11)$$

En la, $D_h(\theta)$ tiene dimensiones apropiadas de difusividad [L^2T^{-1}] y con ella se puede escribir la Ley de Darcy (ecuación 2) como:

$$q_z = -K_h(\theta) - D_h(\theta) \cdot \frac{d\theta}{dz} \quad (12)$$

Entonces el flujo, debido al gradiente de presión, puede ser expresado como el producto de la difusividad hidráulica y el gradiente del contenido de agua.

En la infiltración horizontal y en las primeras etapas de la infiltración vertical en suelos secos, las fuerzas de presión en la ecuación 2 y la ecuación 12 son mucho más grandes que las fuerzas de gravedad. La sortividad (S_p), definida como una medida de la capacidad de un medio a absorber o desabsorber líquido por capilaridad (Minasny y Cook 2011), es una medida de la tasa a la cual el agua será atraída en un suelo no saturado bajo estas condiciones, es decir, en la ausencia de las fuerzas de gravedad (Tindall y Kunkel 1999). La sortividad aparece en la formulación de soluciones a la ecuación de Richards y puede estar relacionada a las propiedades del suelo el contenido inicial de humedad en el suelo.

Si un suelo está saturado y luego se le permite drenar sin estar sujeto a evaporación, la absorción de las plantas o el ascenso capilar, su contenido de humedad decrecerá indefinidamente en una forma casi exponencial (figura 4). Sin embargo, la tasa de drenaje también declina exponencialmente y llega a ser despreciable dentro de un máximo de unos pocos días.

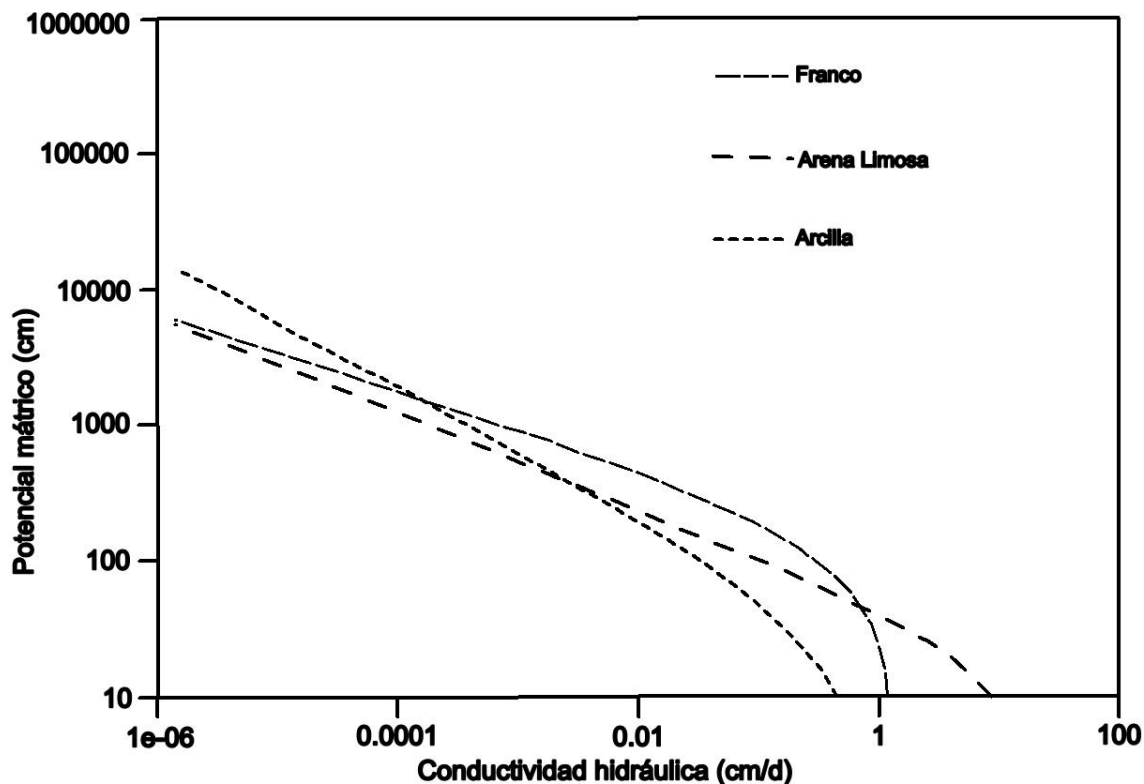


Figura 4: Relación de la conductividad hidráulica (cm/d) contra potencial mátrico (cm) para tres diferentes texturas de suelos. Adaptado de Evett (2007).

La infiltración (figura 5) es el proceso por el cual el agua que llega a la superficie del suelo entra en el suelo. La tasa de infiltración cambia sistemáticamente con el tiempo durante un evento dado de entrada de agua. Un evento de entrada de agua comienza en el tiempo $t = 0$ y finaliza en el tiempo $t = t_w$. La tasa de infiltración, $f(t)$, es la tasa a la cual el agua entra en el suelo desde la superficie, tiene dimensiones $[LT^{-1}]$.

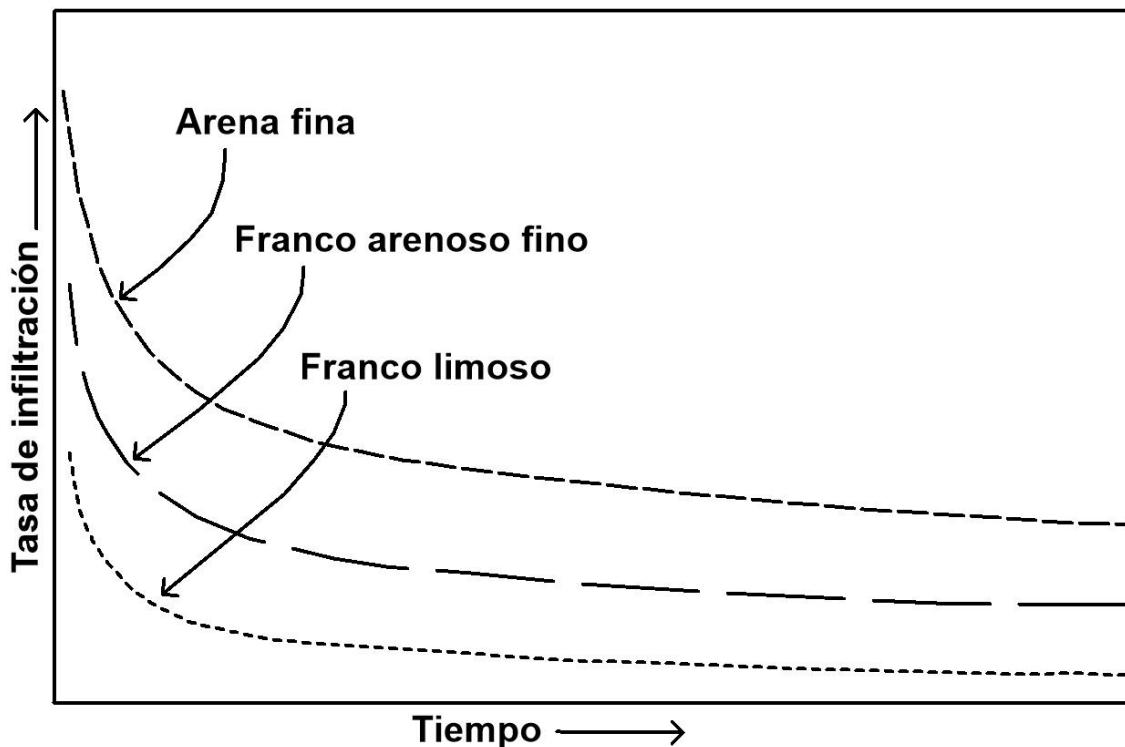


Figura 5: Tasa de infiltración para diferentes texturas de suelos. Adaptado y modificado de Stephens (1996), Reichardt y Timm (2020).

2.1.3 Perfiles de la Zona No Saturada (ZNS)

Existen perfiles de contenido de agua como una función del tiempo durante la infiltración (Bear 1972, Koorevaar et al. 1983, Dingman 2015). La región de rápido decrecimiento hacia abajo en contenido de agua es llamada frente de humedad. Cuando el gradiente de presión se opone al flujo ($d\psi/dz > 0$), lo cual puede ocurrir cuando la conductividad hidráulica incrementa con la profundidad, el frente de humedad puede llegar a ser diferente y el flujo hacia abajo llega a ser concentrado en flujos preferenciales.

La estimación de $f(t)$ como una función del tiempo t , durante un evento de entrada de agua, está determinada por los efectos de las fuerzas de gravedad y de presión en el agua que llega a la superficie.

Aun cuando la saturación superficial no ocurra, el contenido de agua antecedente afecta la tasa de infiltración. Un contenido de agua alto incrementa la conductividad hidráulica y reduce el espacio disponible para el almacenamiento del agua infiltrada, ambos de los cuales, tienden a incrementar la velocidad del frente de humedad. Además, un suelo que es relativamente húmedo en el comienzo del evento de entrada de agua será más probable

que llegue a estar saturado durante el evento, lo que resulta en un período más prolongado de infiltración reducida.

El efecto neto de contenido de agua antecedente en la infiltración depende de las condiciones específicas de la tasa de entrada de agua ($w(t)$) y la duración, la distribución de la conductividad hidráulica del suelo con la profundidad, la profundidad de la tabla de agua local y el contenido de agua en sí mismo.

El movimiento de agua líquida en la ZNS es afectado por la tensión superficial, la densidad y la viscosidad del agua (Corey 1994), todas estas propiedades dependen de la temperatura (Bear 1972).

El tratamiento cuantitativo de la infiltración asume que el agua se está moviendo verticalmente a través de los poros entre granos interconectados que están aleatoriamente distribuidos en todo un suelo casi homogéneo y el análisis aplicado para volúmenes de suelo representativos que son relativamente grandes relativos al tamaño de poro.

Sea un paralelepípedo rectangular de suelo orientado de forma que una dimensión esté alineada con la dirección vertical (z) de un sistema de coordenadas rectangulares. Las dimensiones del paralelepípedo Δx , Δy y Δz son pequeñas, pero suficientemente grandes para abarcar un volumen representativo del suelo. Para derivar la ecuación de Richards (ecuación 10) de forma unidimensional, se considera que el flujo solo ocurre verticalmente hacia abajo, la cual se designa como z' (Zaradny 1993, Selker et al. 1999)

Durante un incremento pequeño de tiempo Δt , la conservación de la masa de agua para el elemento de volumen es la siguiente:

$$\begin{aligned} \rho_w \cdot q_{z'} \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta t - \rho_w \cdot \left(q_{z'} + \frac{\partial q_{z'}}{\partial z'} \cdot \Delta z \right) \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta t \\ = \rho_w \cdot \frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot \Delta t \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \end{aligned} \quad (13)$$

donde ρ_w es la densidad de masa del agua, $q_{z'}$ es la tasa de flujo volumétrico en la dirección z' en el techo del elemento y θ es el contenido volumétrico. Asumiendo una densidad constante y simplificando la ecuación 13 se produce la ecuación de continuidad:

$$\frac{-\partial q_{z'}}{\partial z'} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (14)$$

de la ecuación 2, se tiene que la Ley de Darcy para flujo no saturado en la dirección z' es

$$q_z = -K_h(\theta) \cdot \frac{\partial(z + \psi(\theta))}{\partial z} = -K_h(\theta) \cdot \frac{\partial z}{\partial z'} - K_h(\theta) \cdot \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z'} \quad (15)$$

desde que

$$\frac{\partial z}{\partial z'} = 1 \quad (16)$$

se tiene que

$$q_{z'} = K_h(\theta) - K_h(\theta) \cdot \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z'} \quad (17)$$

derivando esta expresión con respecto a la dirección z' se produce:

$$\frac{\partial q_{z'}}{\partial z'} = \frac{\partial K_h(\theta)}{\partial z'} - \frac{\partial}{\partial z'} \left[K_h(\theta) \cdot \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z'} \right] \quad (18)$$

y finalmente sustituyendo la ecuación 18 en la ecuación 10 se obtiene la ecuación básica para flujo en medio poroso vertical no saturado:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial K_h(\theta)}{\partial z'} + \frac{\partial}{\partial z'} \cdot \left[K_h(\theta) \cdot \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z'} \right] \quad (19)$$

esta ecuación es comúnmente llamada la ecuación de Richards (Richards 1931).

La ecuación de Richards, que es la combinación de la Ley de Darcy-Buckingham (Miyazaky 2006) para flujo vertical no saturado con la conservación de la masa, es la ecuación teórica base para la infiltración en un medio poroso homogéneo. Debido a que es una ecuación diferencial parcial no lineal, no hay una solución analítica de forma cerrada, excepto para las relaciones altamente simplificadas de ψ - θ y K_h - θ y de condiciones de

frontera. Sin embargo, la ecuación de Richards puede ser usada como una base para el modelado numérico de la infiltración y la redistribución (Smith et al 2002; Radcliffe y Šimůnek 2010; Dingman 2015) al especificar condiciones de frontera e iniciales apropiadas, dividiendo el suelo en capas delgadas y aplicando la ecuación a cada capa secuencialmente en pequeños incrementos de tiempo (Šimůnek y Bradford 2008; Setiawan et al. 2007).

Las soluciones numéricas de la ecuación de Richards son computacionalmente intensivas y requieren datos de suelos detallados que están usualmente no disponibles. Así para un mejor entendimiento de los aspectos esenciales del proceso de infiltración, se utilizan otros modelos como lo son los de cuencas.

2.1.4 Modelado de la infiltración en cuencas hidrográficas

Para representar la variabilidad espacial, se debe dividir la cuenca en subáreas (unidades geomorfológicas, tipos de suelos, usos de la tierra), cada una caracterizada por ciertas propiedades del suelo y condiciones iniciales, y aplicar el modelo a cada subárea y calcular por área la infiltración. Sin embargo, el hecho que las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos varíen en una escala de unos pocos metros significa que un número grande e impráctico de áreas sería requerido.

La forma no lineal de la ecuación de Richards no puede calcularse a partir de los valores promedio de la cuenca de las propiedades del suelo y los contenidos iniciales de agua. Esta no linealidad, hace pensar si estas aproximaciones, la cuales son derivadas para puntos en la superficie del terreno, pueden ser aplicadas para modelar grandes áreas tales como las cuencas hidrográficas. Sin embargo, los valores de los parámetros efectivos pueden ser determinados al usar curvas de referencia derivadas al escalar las relaciones $\psi-\theta$ y $K_h-\theta$.

2.1.5 Redistribución de agua en perfiles

Luego de un evento de lluvia, el agua infiltrada está sujeta a la redistribución por gravedad, por las fuerzas de presión y a la remoción por evapotranspiración. Este proceso está gobernado y modelado numéricamente por medio de la ecuación de Richards (ecuación 10), con la adición del término sumidero para representar el consumo de agua por las plantas en la zona de raíces. Se considera la redistribución primero en perfiles completamente humedecidos y luego en perfiles parcialmente humedecidos.

Para desarrollar un enfoque cuantitativo aproximado, se considera un perfil de suelo profundo inicialmente homogéneo y sin la existencia de un nivel freático en el área de estudio ni evapotranspiración.

Después de un evento de lluvia o riego acontece, la redistribución de agua del suelo toma lugar, causando que el agua del suelo se mueva desde el horizonte superior hacia abajo (Kargas et al. 2021) En ausencia de un nivel freático, hay dos patrones básicos de redistribución de agua del suelo que siguen a la infiltración (cuando no ocurre la evapotranspiración).

- El contenido de agua siempre decrece con la profundidad y el gradiente a través del frente de humedecimiento gradualmente decrece conforme el frente desciende. En este caso, a una cantidad más pequeña de agua infiltrada, $F(t_w)$, más rápida la tasa de redistribución. Esta situación ocurre cuando las fuerzas gravitacionales son despreciables comparadas a las fuerzas capilares, es decir cuando el contenido de agua arriba del frente de humedad, en el inicio de la redistribución, es menor que la capacidad de campo. Esta condición ocurre con los suelos de grano fino y a profundidades iniciales pequeñas hasta el frente de humedad en el cese de la infiltración.
- Un tipo de protuberancia en el contenido de agua se desarrolla debido a un rápido drenaje gravitacional poco después de que la infiltración cesa y persiste como la redistribución progresa. Un frente de humedad agudo es mantenido, pero el contenido de agua sobre la protuberancia forma un frente de sequedad gradual que es transicional a la capacidad de campo. Esta situación ocurre cuando la fuerza gravitacional es significativa, es decir el contenido de agua sobre el frente de humedad inicial excede la capacidad de campo y por lo tanto caracteriza suelos de grano grueso y alta $F(t_w)$. La relación de redistribución incrementa con un $F(t_w)$ más grande y en la condición final, el agua infiltrada es distribuida sobre una profundidad $z'_f(\infty)$, dado por:

$$z'_f(\infty) = \frac{F(t_w)}{\theta_{fc} - \theta_0} \quad (20)$$

Una vez que este estado final es alcanzado, habrá una redistribución lenta por las fuerzas de presión en el frente de humedad como en el primer patrón.

En muchas situaciones naturales, la extracción de agua desde las capas superiores del suelo por evapotranspiración afecta fuertemente la redistribución de agua que sigue a la infiltración (Novák 2012). El movimiento del agua siguiendo a la infiltración es complicado, los gradientes de presión dirigidos hacia arriba y hacia abajo se pueden desarrollar en diferentes partes del perfil debido al drenaje y a la evapotranspiración, y debido a los efectos de la histéresis en la relación característica de humedad que pueden ser importantes.

El modelado detallado del proceso de redistribución basado en la ecuación de Richards (ecuación 10) puede ser hecho analíticamente o por métodos numéricos. En este último, el suelo es dividido en un número de capas (generalmente en el orden de unos pocos centímetros de espesor) y las ecuaciones son resueltas por sucesivos pasos de tiempo (generalmente en el orden de minutos a horas).

El drenaje de una capa de suelo puede ser modelado satisfactoriamente usando un enfoque más simple basado en una aproximación de la Ley de Darcy (ecuación 2) en la cual el gradiente capilar es ignorado.

2.1.6 Referencias

- Alvarado, G; Vega, A. 2013. La geomorfología de la Colada de Cervantes, Volcán Irazú (Costa Rica): Descripción de uno de los campos de lava más grandes de América Central. *Revista Geológica de América Central* 48: 99-118.
- Array, I; Odiyo, J; Makungo, R; Kataka, M. 2019. Vadose zone infiltration and its implication for groundwater contamination risk assessment in Siloam village, Limpopo province, South Africa. *Jambá – Journal of Disaster Risk Studies* 11(2): 1-9.
- Bachmair, S; Weiler, M; Nutzman, G. 2009. Controls of land use and soil structure on water movement: Lessons for pollutant transfer through the unsaturated zone. *Journal of Hydrology* 369: 241-252.
- Bear, J. 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Dover. New York. 800 p.
- Bear, J. 1979. *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill. New York. 569 p.
- Bodhinayake, W; Si, B. 2004 Near-saturated surface soil hydraulic properties under different land uses in the St Denis National Wildfire Area, Saskatchewan, Canada. *Hydrological Processes* 18: 2835-2850.
- Bormann, H; Klaassen, K. 2008. Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern Germany soils. *Geoderma* 145: 295-302.
- Brutsaert, W. 1966. Probability laws for pore-size distributions. *Soil Science* 101(2): 85-92.
- Campbell, G. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science* 117: 311-314.
- Chari, M; Poozan, M; Afrasiab, P. 2020. Modelling soil water infiltration variability using scaling. *Biosystems Engineering* 196: 56-66.
- Corey, A. 1994. *Mechanics of Immiscible Fluids in Porous Media*. 3er edición. Water Resources Publications. 253 p.
- Cortés, V; Oconitrillo, G. 1993. Factores socioculturales asociados a la erosión hídrica en un sistema hortícola: El caso de Cot y Tierra Blanca de Cartago, Costa Rica. *Anuario de Estudios Centroamericanos* 19(1): 79-90.
- Dingman, S. 2015. *Physical Hydrology*. 3era ed. Waveland Press. 641 p.
- Dörner, J; Dec, D; Peng, X; Horn, R. 2010. Effect of land use change on the dynamic behavior of structural properties of an Andisol in southern Chile under saturated and unsaturated hydraulic conditions. *Geoderma* 15: 189-197.

- Dos Santos, L; Matsura, E; Gonçalves, I; Barbosa, E; Nazário, A; Tuta, N; Elaiuy, M; Feitosa, D. 2016. Water storage in the soil profile under subsurface drip irrigation: Evaluating two installation depths of emitters and two water qualities. *Agricultural Water Management* 170: 91-98.
- Dos Santos, T; de Souza, EM Montenegro, A. 2016. Modeling of soil water infiltration with rainfall simulator in different agricultural systems. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 20(6): 513-518.
- Dullien, F. 1979. *Porous Media: Fluid Transport and Pore Structure*. Academic Press. 396 p.
- Evet, S. 2007. *Soil Water and Monitoring Technology*. En *Irrigation of Agricultural Crops*, vol 30. 2da ed. American Society of Agronomy. Crop Science Society of America. Soil Science Society of America.
- Fetter, C; Boving, T; Kremer, D. 2018. *Contaminant Hydrogeology*. 3era ed. Waveland Press. 647 p.
- Gardner, W; Hillel, D; Benyamini, Y. 1970. Post-irrigation movement of soil water 1. Redistribution. *Water Resources Research* 6(3): 851-861.
- Granger, R. 1995. *Fluid Mechanics*. Dover. New York. 928 p.
- Guymon, G. 1994. *Unsaturated Zone Hydrology*. Prentice Hall. New Jersey. 210 p.
- Haghighi, F; Gorji, M; Shorafa, M. 2010. A study of the effects of land use changes on soil physical properties and organic matter. *Land Degradation and Development* 21: 496-502.
- Han, D; Currell, M; Cao, G; Hall, B. 2017. Alterations to groundwater recharge due to anthropogenic landscape change. *Journal of Hydrology* 554: 545-557.
- Hanks, R. 1992. *Applied Soil Physics: Soil Water and Temperature Applications*. 2da ed. Springer-Verlag.
- Hendrickx, J; Flury, M. 2001. Uniform and preferential flow mechanism. En *Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone*. National Academy Press. Washington D.C. (2001): 149-187.
- Hillel, D. 2004. *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier. 494 p.
- Hincapié, E; Tobón, C. 2010. Caracterización de las propiedades hidrofísicas de los andisoles en condiciones de ladera. *Suelos Ecuatoriales* 40(2): 156-169.
- Hincapié, E; Tobón, C. 2012. Dinámica del agua en andisoles bajo condiciones de ladera. *Revista Facultad Nacional de Agronomía Medellín* 65(2): 6771-6783.

- Iwata, S; Tabuchi, T; Warkentin, B. 1995. *Soil-Water Interactions: Mechanisms and Applications*. 2da edición. Marcel Dekker. 440 p.
- Jarvis, N; Larsson, M. 2001. Modeling macropore flow in soils: Field validation and use for management purposes. In *Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone*. National Academy Press. Washington D.C. (2001): 189-215.
- Kargas, G; Soulis, K; Kerkides, P. 2021. Implications of hysteresis on the horizontal soil water redistribution after infiltration. *Water* 13: 2773.
- Koorevaar, P; Menelik, G; Dirksen, C. 1983. *Elements of Soil Physics*. *Developments in Soil Science* 13. Elsevier. 228 p.
- Kumar, C. 2018. Modelling water flow in unsaturated zone. *Review of Research Journal* 8(2):1-8.
- Marshall, M; Francis, O; Frogbrook, Z; Jackson, B; McIntyre, N; Reynolds, B; Solloway, I; Wheater, H; Chell, J. 2009. The impact of upland land management on flooding: Results from an improved pasture hillslope. *Hydrological Processes* 23: 464-475.
- Marsily, G. 1986. *Quantitative Hydrogeology*. Academic Press. Orlando. 440 p.
- Minasny, B; Cook, F. Sorptivity of Soils en Gliński, J, Horabik, J; Lipiec, J. (eds). 2011. *Encyclopedia of Agrophysics*. Springer. 1028 p.
- Miyasaki, T. 2006. *Water Flow in Soils*. 2da edición. Taylor & Francis. Boca Raton. 418 p.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* 12(3): 513-522.
- Mualem, Y. 1978. Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: Generalized macroscopic approach. *Water Resources Research* 14(2): 325-334.
- Naula, I; Albuja, G; Carrillo, R; Izurieta, C. 2016. Modelación y simulación numérica de la de ecuación de Richards para problemas de infiltración. *Enfoque UTE* 7(1): 46-58.
- Neris, J; Jiménez, C; Fuentes, J; Morillas, G; Tejedor, M. 2012. Vegetation and land-use effects on soil properties and water infiltration of Andisols in Tenerife (Canary Islands, Spain). *Catena* 98: 55-62.
- Novák, V. 2012. *Evapotranspiration in the Soil-Plant-Atmosphere System*. Springer. 253 p.
- Novák, V; Hlaváčiková, H. 2019. *Applied Soil Hydrology*. Springer. 342 p.

- Ordoñez, I; López, I; Kemp, P; Descalzi, C; Horn, R; Zúñiga, F; Dec, D; Dorner, J. 2018. Effect of pasture improvement managements on physical properties and water dynamics of a volcanic ash soil in southern Chile. *Soil & Tillage Research* 178: 55-64.
- Padilla, A. 2017. Caracterización del suelo del Sector Prusia, Parque Nacional Volcán Irazú, con mira en la rehabilitación ecológica. Tesis de Licenciatura. Tecnológico de Costa Rica. 21 p.
- Quesada, J, 2017. Determinación de los requerimientos de agua para diferentes cultivos de la zona norte Cartago. Informe de Trabajo Final de Graduación. Tecnológico de Costa Rica. 168 p.
- Radcliffe, D; Šimůnek, J. 2010. *Soil Physics with Hydrus: Modeling and Applications*. CRC Press. 373 p.
- Ramírez, F; Fournier, M; Ruepert, C; Ardón, C. 2014. Uso de agroquímicos en el cultivo de papa en Pacayas, Cartago, Costa Rica. *Agronomía Mesoamericana* 25(2): 337-345.
- Reichardt, K; Timm, L. 2020. *Soil, Plant and Atmosphere: Concepts, Processes and Applications*. Springer. 456 p.
- Richards, L. A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1: 318-333.
- Roth, K. 2012. *Soil Physics. Lectures notes*. Institute of Environmental Physics. Heidelberg University. 385 p.
- Salemi, L; Groppo, J; Trevisan, R; de Moraes, J; de Barros, S; Villani, J; Duarte-Neto, P; Martinelli, L. 2013. Land-use change in the Atlantic rainforest region: Consequences for the hydrology of small catchments. *Journal of Hydrology* 409: 100-109.
- Satchithanantham, S; Krahn, V; Sanjan, R; Sager, S. shallow groundwater uptake and irrigation water redistribution within the potato root zone. *Agricultural Water Management* 132: 101-110.
- Sayah, B; Gil-Rodríguez, M; Juana, L. 2016. Development of one-dimensional solutions for water infiltration. Analysis and parameters estimation. *Journal of Hydrology* 535: 226-234.
- Schwartz, R; Evett, S; Unger, P. 2003. Soil hydraulic properties of cropland compared with reestablished and native grassland. *Geoderma* 116: 47-60.
- Schwartz, R; Baumhardt, R; Evett, S. 2010. Tillage effects on soil water redistribution and bare soil evaporation throughout a season. *Soil & Tillage Research* 110: 221-229.
- Selker, J; Keller, C; McCord, J. 1999. *Vadose Zone Processes*. Lewis. 339 p.

- Setiawan, B; Ilstedt, U; Malmer, A. 2007. Numerical Solutions to the Water Flow Equations in Unsaturated Soils. Swedish University of Agricultural Sciences. 86 p.
- Šimůnek, J; Bradford, S. 2008. Vadose zone modeling: Introduction and importance. *Vadose Zone Journal* 7 (2): 581-586.
- Smerdon, B. 2017. A synopsis of climate change effects on groundwater recharge. *Journal of Hydrology* 555: 125-128.
- Smith, R; Smetten, K; Broadbridge, P; Woolhiser, D. 2002. Infiltration Theory for Hydrologic Applications. Water Resources Monograph 15. American Geophysical Union. 212 p.
- Soares, J; Espindola, C; Pereira, W. 2005. Physical properties of soils under intensive agricultural management. *Scientia Agricola* 62(2): 165-172.
- Sonaje, N. 2013. Modeling of infiltration process – A review. *Indian Journal of Applied Research* 3(9): 226-230 p.
- Sprenger, M; Seeger, S; Blume, T; Weiler, M. 2016. Travel times in the vadose zone: Variability in space and time. *Water Resources Research* 52: 5727-5754.
- Stephens, D. 1996. *Vadose Zone Hydrology*. CRC. 339 p.
- Strack, O. 1989. *Groundwater Mechanics*. Prentice Hall. New Jersey. 732 p.
- Tindall, J; Kunkel, J. 1999. *Unsaturated Zone Hydrology for Scientist and Engineers*. Prentice Hall. New Jersey. 624 p.
- Tobón, C; Bruijnzeel, L; Frumau, K; Calvo, J. 2010. Changes in soil hydraulic properties and soil water status after conversion of tropical montane cloud forest to pasture in northern Costa Rica. In Bruijnzeel, L; Scatena, F, Hamilton, L. (eds). *Tropical Montane Clouds Forest: Science for Conservation and Management*. Cambridge University Press. Cambridge. 765-778.
- Valle, S; Dörner, J; Zúñiga, F; Dec, D. 2018. Seasonal dynamics of the physical quality of volcanic ash soils under different land uses in southern Chile. *Soil & Tillage Research* 182: 25-34.
- Van Genuchten, M. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44: 892-898.
- Villalobos, M; Villagra, K. 2015. Modelado de procesos de infiltración en suelos con sustratos de Terra Preta. Proyecto 5402-1421-3001. Escuela de Ingeniería Agrícola. Tecnológico de Costa Rica. 65 p.
- Warrick, A. 2003. *Soil Water Dynamics*. Oxford University Press. 386 p.

- Wu, C, Hu, B, Huang, G; Zhang, H. 2017. Effects of climate and terrestrial storage on temporal variability. *Journal of Hydrology* 549: 388-403.
- Zachmann, J; Linden, D; Clapp, C. 1987. Macroporous infiltration and redistribution as affected by earthworms, tillage and residue. *Soil Science Society of America* 51: 1580-1586.
- Zaradny, H. 1993. *Groundwater Flow in Saturated and Unsaturated Soils*. Balkema. 279 p.
- Zhipeng, L; Donghao, M; Wei, H; Xuelin, L. 2018. Land use dependent variation of soil water infiltration characteristics and their scale-specific controls. *Soil & Tillage Research* 178: 139-49.

3 ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LA MORFOMETRÍA DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO PÁEZ Y SU RELACIÓN CON EL PROCESO DE INFILTRACIÓN

Resumen

El presente estudio resalta la importancia del uso del análisis morfométrico para inferir el comportamiento de la infiltración y otros procesos hidrológicos relacionados. A través del modelado en sistemas de información geográfica por medio de contornos topográficos y la solución de las ecuaciones morfométricas en hojas de cálculo, se determinaron las características morfométricas de la cuenca alta. La geometría de la cuenca indica que el factor de mayor influencia es la variación de las pendientes dentro de los rangos altitudinales de la cuenca, las cuales en su mayoría están orientadas al sur. El análisis morfométrico generó una curva de tipo rectilíneo indicando un estado de no equilibrio. La red de drenaje mostró que la mayor cantidad de corrientes están en el orden 1. Los valores hidrológicos de los suelos varían significativamente de acuerdo con los valores de pendiente, esto junto con la forma de la cuenca provoca cambios en la recarga de agua subterránea por infiltración. La cantidad de drenajes de orden 1 está relacionado a la permeabilidad del terreno y a las características de la infiltración. Los valores moderados de la densidad de drenajes son un indicador de una mayor infiltración y un alto potencial de recarga de aguas subterráneas. Las propiedades hidrológicas de la cuenca alta del río Páez, está condicionadas por su morfometría, especialmente por las variaciones en las pendientes entre contornos y la dinámica de la red de drenaje. Los estudios morfométricos en cuencas hidrográficas permiten establecer e inferir las propiedades hidrológicas iniciales como la infiltración.

Palabras clave: geometría de cuencas, red de drenajes, curva hipsométrica, pendiente del terreno, infiltración.

Abstract

This study highlights the importance of using morphometric analysis to infer the behavior of infiltration and other related hydrological processes. Through the modeling in geographic information systems by means of topographic contours and the solution of the morphometric equations in spreadsheets, the morphometric characteristics of the upper basin were determined. The geometry of the basin indicates that the most influencing factor is the variation of the slopes within the basin altitude ranges, which are mostly oriented to the south. Morphometric analysis generated a rectilinear type of curve indicating a state of non-equilibrium. The drainage network showed that the largest number of streams are in order 1. The hydrological values of the soils vary significantly according to the slope values, this together with the shape of the basin causes changes in groundwater recharge due to infiltration. The quantity of drains of order 1 is related to the permeability of the terrain and the characteristics of the infiltration. Moderate values of drain density are an indicator of increased infiltration and a high potential for groundwater recharge. The hydrological properties of the upper basin of the Páez river are conditioned by its morphometry, especially by the variations in the slopes between contours and the dynamics of the drainage network. Morphometric studies in hydrographic basins allow establishing and inferring initial hydrological properties such as infiltration.

Key words: watershed geometry, drainage network, hypsometric curve, terrain slope, infiltration.

3.1.1 Introducción

El análisis morfométrico es una medición cuantitativa, basada en el análisis matemático de las características físicas de una cuenca hidrográficas. Los estudios morfométricos constituyen el inicio del análisis de las características hidrológicas de una cuenca (Altin y Altin 2011) y también tienen aplicación en la conservación de suelos y aguas (Asfaw y Workineh 2019), la geomorfología tectónica (Bahrami et al. 2020) y la composición y diversidad de la vegetación (Al-Rowaily et al. 2012).

El análisis morfométrico inicialmente fue desarrollado por varios autores, Horton (1932, 1945) con las características de la cuenca y el desarrollo de los drenajes, Langbein (1947) con la curva hipsométrica, Schumm (1956) con las características de la red de drenaje, Chorley et al. (1957) con la estimación de la forma de la cuenca, Strahler (1952, 1957) con el análisis de la curva hipsométrica, Gray (1961) con las relaciones entre cuencas y Gregory y Walling (1968) con la relación de la densidad de drenaje dentro de la cuenca.

En morfometría, una forma para estructurar el análisis de cuenca es a partir de los aspectos de esta (Sakthivel et al. 2019). Se pueden encontrar aspectos lineales (longitud de la cuenca, el orden de las corrientes, la longitud de corrientes, longitud media de corrientes), de área (área de la cuenca, densidad de drenaje, forma de la cuenca, relación de circularidad) y de relieve (relieve de la cuenca, pendiente de la cuenca), estos se pueden calcular para tener una caracterización física apropiada de una cuenca.

Antes del avance de los sistemas de información geográfica y la teledetección, el análisis de las características de una cuenca era una tarea ampliamente operativa y compleja, ahora la mayoría de los aspectos son obtenidos de manera simplificada a partir del modelado en sistemas de información geográfica.

Distintos autores han aplicado morfometría para diferentes aplicaciones entre las cuáles se pueden mencionar, geomorfología (Knight y Grab 2018; Prabhakaran y Raj 2018; Bahrami et al. 2020), conservación de aguas y suelos (Asfaw et al. 2019), erosión (Debelo et al. 2017), escorrentía (Abdulkareem et al. 2018) y recarga potencial de aguas subterráneas (Zaidi 2011; Kabite y Gessesse 2018).

En Costa Rica, el agua y el suelo son recursos vitales para el desarrollo de las comunidades y la provisión de cultivos. Debido a su invaluable valor, estos requieren de protección y conservación con el fin de evitar la degradación de las tierras y aguas. Las

actividades de conservación de suelos y aguas requieren un entendimiento de los procesos a nivel de cuenca hidrográfica, por lo que el objetivo de este estudio es caracterizar las propiedades morfométricas de la cuenca alta del río Páez, la cual es una cuenca agrícola y productora de agua a través de sus manantiales, con el fin de relacionar dichas propiedades con los procesos de infiltración.

3.1.2 Materiales y métodos

Para poder determinar las propiedades morfométricas de la cuenca alta del río Páez y relacionarla al entendimiento del proceso de infiltración, se realizaron consultas detalladas de diversos métodos de la morfometría y su aplicación real usando como base la geomorfometría o también entendida como modelado geomorfológico. En este capítulo se exponen con detalle los procedimientos seguidos y las referencias consultadas.

3.1.2.1 Descripción del área de estudio

Comprende específicamente la parte alta de la cuenca del Río Páez, entre las coordenadas 514000 y 516000 m FE y 1096000 y 1103000 m FN del sistema de proyección Transversal de Mercator para Costa Rica (CRTM), es decir, de la confluencia de la quebrada Cañada y el río Paso Real, hasta el cerro Sapper, en el volcán Irazú. Presenta un área superficial de 6,79 km². Hacia ambos lados de la cuenca, nacen los ríos Reventado y Birrís, los cuales corresponden con sus cuencas vecinas y las cuáles comparten varias similitudes biofísicas. La cuenca alta presenta drenajes de cuarto orden.

Su principal población es San Juan de Chicué y hacia el sur, al oeste el poblado de Potrero Cerrado. La cuenca alta presenta altitudes máximas arriba de los 3300 m.s.n.m, llegando hasta los 2200 m.s.n.m en la parte baja. El relieve se considera suave, producto de las secuencias de materiales lávicos (figura 6).

La zona se caracteriza por ser una cuenca de uso agrícola, donde se alternan los pastos y los cultivos. Dentro de los cultivos más importantes están la papa, el brócoli, la zanahoria, la coliflor, el repollo, la remolacha y el culantro.

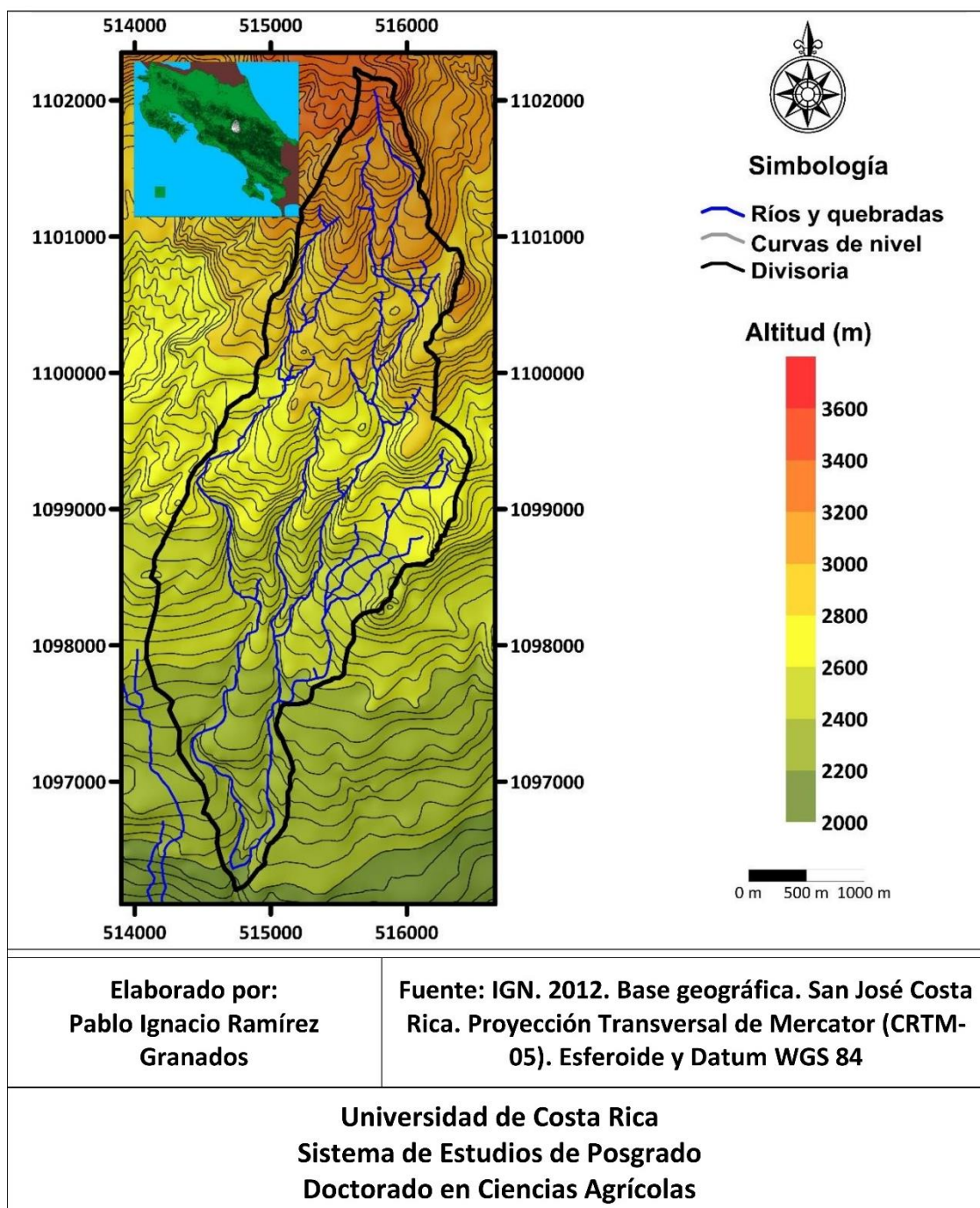


Figura 6: Ubicación de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia.

Regionalmente, el área de estudio presenta las unidades geológicas Sapper, Birrís y Reventado Miembro Superior (Krushensky 1972). Localmente, los materiales volcánicos que conforman el área de estudio fueron descritos a partir de algunas perforaciones realizadas en

el sector de Prusia, Sanatorio Durán, parque Prusia y la Pastora, todos muy cercanos a la cuenca alta.

Los suelos que conforman la parte alta de la cuenca del río Páez, pertenecen a los órdenes Entisoles y Andisoles. De forma más detallada, en la parte más alta, se reconocen suelos del suborden Orthents y Udands. En la zona de San Juan de Chicué, dominan los Udands. En la parte sur, los suelos conciernen al suborden Ustands (Mata y Sandoval 2016).

En la cuenca, la precipitación alcanza valores promedio anuales mayores a los 1800 mm en el volcán Irazú y aproximadamente 1500 mm en la parte baja de acuerdo con las mediciones del Instituto Meteorológico Nacional (IMN) 2017.

3.1.2.2 Características morfométricas de la cuenca alta del río Páez

La morfometría de la cuenca alta del río Páez, fue obtenida con base en las curvas de nivel digitalizadas, cada 5 m, del Gran Área Metropolitana (GAM), escala 1:10 000 del proyecto PRUGAM. Con estas curvas se construyó el Modelo de Elevación Digital (MED) en Surfer, versión 16, usando como método de interpolación la triangulación con interpolación lineal (Li et al. 2005). Del MED se obtuvo el mapa de pendientes en grados y el mapa de orientación del terreno.

Con uso de ArcGis, versión 10.2 se realizó la digitalización de las curvas de nivel, los drenajes y el parteaguas. Una vez obtenidos los elementos principales de la cuenca hidrográfica, se determinó, a partir de los valores de elevación de las curvas de nivel, el MED mediante interpolación lineal o triangulación (Hengl y Evans 2009). Con la herramienta de geometría de ArcGis, se calcularon las siguientes propiedades de la cuenca: área (A), perímetro (P), longitud máxima (L_{max}) y ancho máximo (W_{max}). Para determinar L_{max} se utilizó una circunferencia que envolviera la forma total de la cuenca y para W_{max} se obtuvieron polilíneas perpendiculares a los límites de la cuenca para luego calcular la mayor longitud dentro de la cuenca, la definición de ambos siguió los criterios de Zăvoianu (1985). Como parámetro de corroboración, se calculó la longitud y ancho promedio considerando la forma de la cuenca a ser equivalente a un rectángulo (Roche 1963; Zăvoianu 1985).

Sobreponiendo el vector poligonal de la cuenca a los vectores lineales de los contornos topográficos, cada 5 m, se calcularon las áreas parciales entre contornos (A_i) con la herramienta de geometría de ArcGis.

Para el caso de los vectores lineales de ríos y contornos topográficos, se calcularon las longitudes de línea para cada uno. De la forma de la cuenca se computaron los siguientes parámetros:

El factor de forma (Ff), definido por Horton (1932) fue obtenida como:

$$Ff = \frac{A}{L_{max}^2} \quad (1)$$

La relación de circularidad (Rc), definido por Miller (1953) fue calculado usando:

$$Rc = \frac{A}{Ac} \quad (2)$$

donde Ac = área de un círculo con un perímetro equivalente al perímetro de la cuenca.

La curva hipsométrica y el gráfico de frecuencia altimétrica fueron construidos en Microsoft Excel, usando las áreas entre contornos determinadas en ArcGis y las elevaciones. El valor de la integral fue obtenido del método propuesto por Pike y Wilson (1971).

Mediante ArcGis, se calculó el número de corrientes y la longitud de las corrientes (Horton 1945). La clasificación de los órdenes de los drenajes fue utilizando el método de Strahler (1957), de ella se obtuvieron la relación de bifurcación (Rb), definida como el cociente del número de corrientes del orden dado (Ni) entre el número de corrientes de orden superior inmediato (Ns) y definido por Horton (1945), Schumm (1956) y Zăvoianu (1985).

La densidad de corrientes (Dc), fue calculada usando la ecuación:

$$Dc = \frac{Nc}{A} \quad (3)$$

donde Nc = número de corrientes.

La densidad de drenaje (Dd), fue computada mediante la siguiente ecuación:

$$Dd = \frac{Ld}{A} \quad (4)$$

donde Ld = longitud de corrientes.

Del producto de Dd y la frecuencia de drenajes, se obtuvo el número de infiltración (Romshoo et al. 2012)

El índice de pendiente (I_p), definido como como una ponderación entre las pendientes y el tramo recorrido por el río, fue calculado utilizando el criterio de Roche (1963):

$$I_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n \sqrt{\beta_i (a_i - a_{i-1})} \quad (5)$$

Con I_p = índice de pendiente, β_i = fracción de la superficie total de la cuenca comprendida entre las cotas, a_i , = cotas de las n curvas y L = lado mayor del rectángulo equivalente.

Para establecer la pendiente del cauce principal usando el método de compensación de áreas, se trazó un perfil longitudinal en el MED y este luego fue exportado a Excel como un gráfico de dispersión. A este gráfico se le determinó la ecuación de tendencia y la recta de mejor ajuste. Con ArcGis se calcularon las áreas parciales arriba y debajo de la línea de tendencia y cuando fueron igualadas estas, se ajustaron para obtener una nueva ecuación de mejor ajuste y con ella la pendiente.

3.1.3 Resultados

Una vez explicados los métodos morfométricos usados y su correspondiente base teórica a partir de la consulta de las referencias específicas, se presentan los resultados de la investigación en forma ordenada con el objetivo de observar la aplicación de cada método.

3.1.3.1 Geometría de la cuenca

La cuenca alta del río Páez tiene un área, $A = 6,80 \text{ km}^2$, con un perímetro, $P = 15 \text{ km}$ y se encuentra delimitada entre los contornos altitudinales de 2160 a 3315 m.s.n.m. (figura 7). En el MED las elevaciones de la cuenca disminuyen desde el norte hacia el sur de forma gradual.

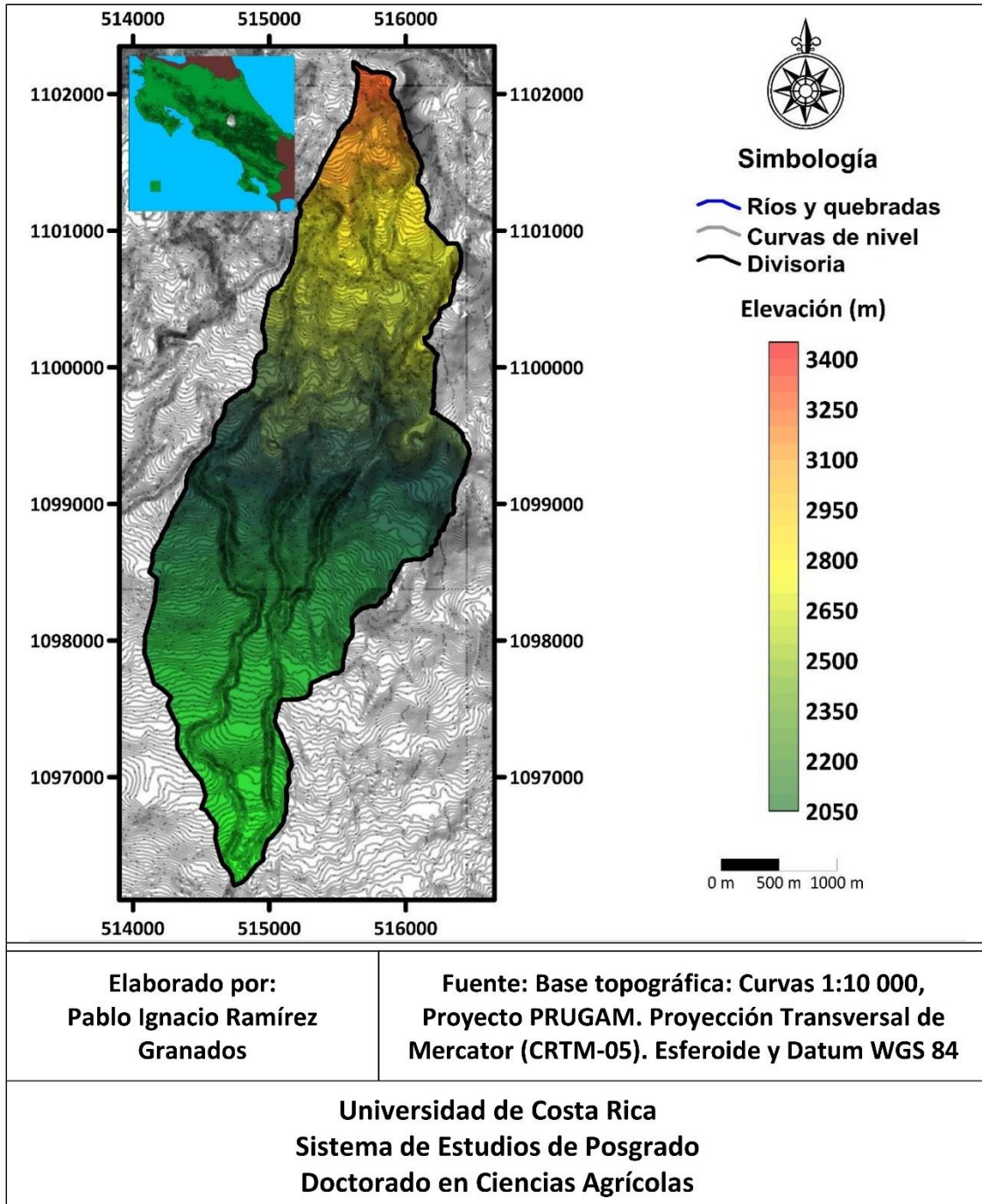


Figura 7: Modelo de Elevación Digital (MED) de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia.

El área promedio entre los contornos topográficos es de $0,03 \text{ km}^2 \pm 0,015 \text{ km}^2$, por cada 5 m de elevación del terreno. La separación media entre los contornos topográficos cada 5 m de elevación, obtenida por el rectángulo equivalente, es de 28,01 m. Al usar la relación entre la altitud de contornos y la separación entre ellos, se obtiene el valor de la pendiente media entre contornos calculada en $15,72^\circ$ con máximas de $89,01^\circ$ y mínimas de $4,64^\circ$, esto también puede ser observado en el modelo de pendientes (figura 8), donde se puede apreciar que la mayoría de las pendientes dominantes en la cuenca alta son las que van del rango de 0 a 20° con valores altos de 30 a 40° en los cañones de los ríos y valores máximos de más de 50° .

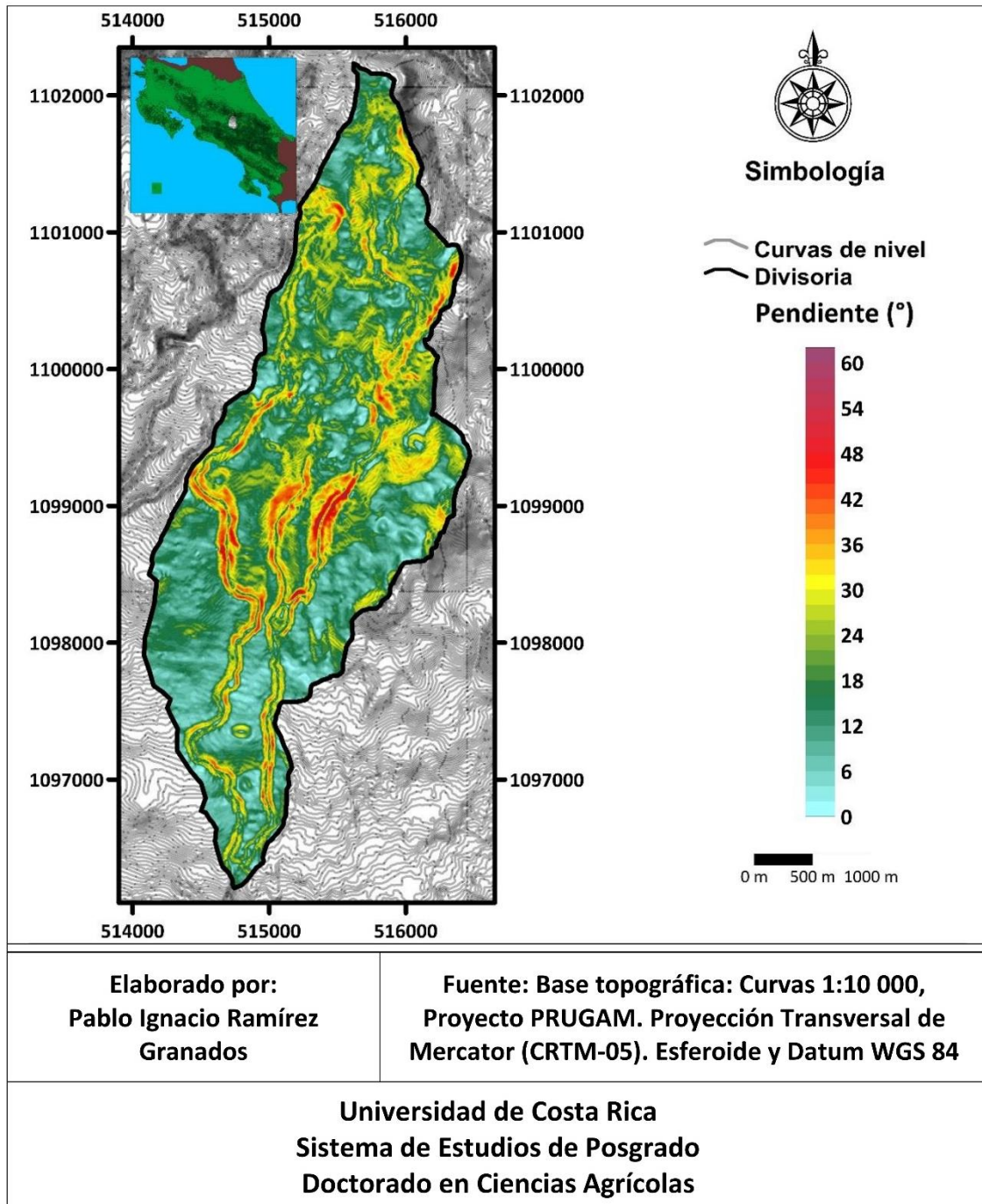


Figura 8: Mapa de pendientes de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia.

Al considerar las pendientes con respecto a los contornos de elevación, se puede visualizar con mayor detenimiento que las pendientes aumentan en la cuenca baja y en la cuenca alta, con variaciones significativas de la tendencia, la cual en general está debajo de los 10° entre los 2360 y los 2800 m.s.n.m. (figura 9).

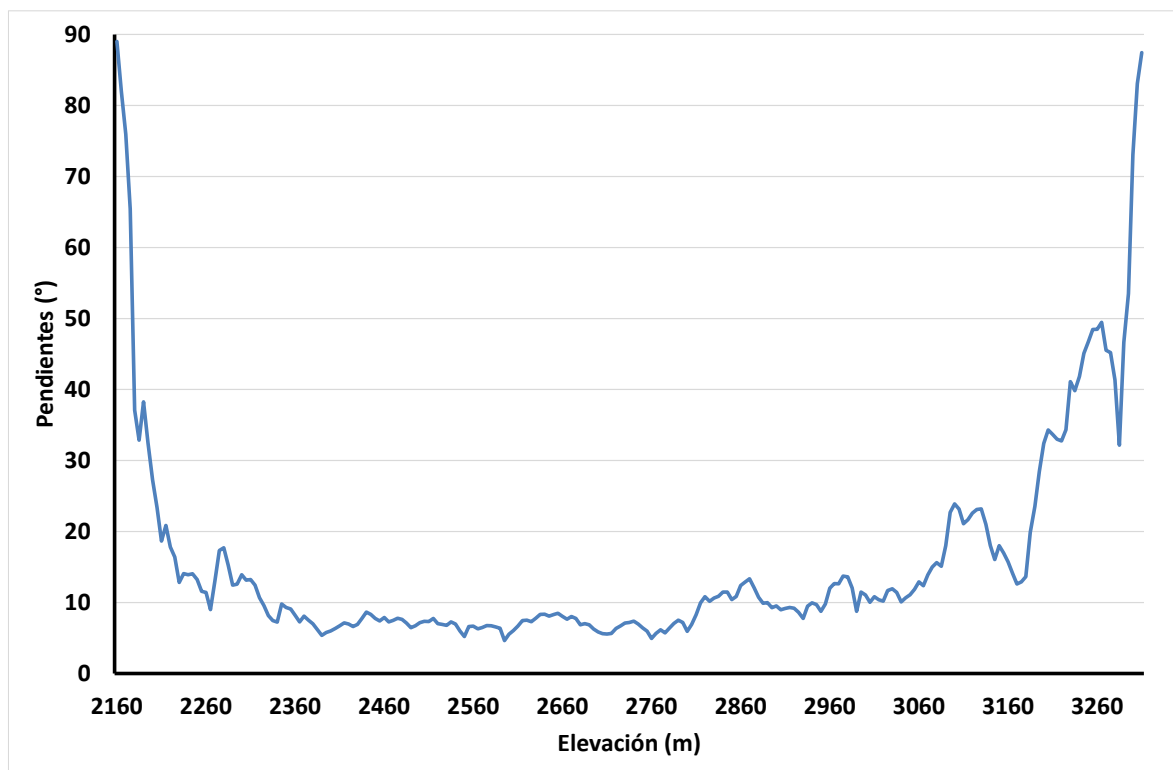


Figura 9: Relación entre las pendientes de la cuenca según rango de elevación. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales.

En lo respecta a la orientación, se obtuvo el mapa de aspecto (figura 10) basado en la dirección de la pendiente. En la cuenca alta del río Páez, las pendientes están orientadas predominantemente hacia el sur, y en menor medida hacia el suroeste y este.

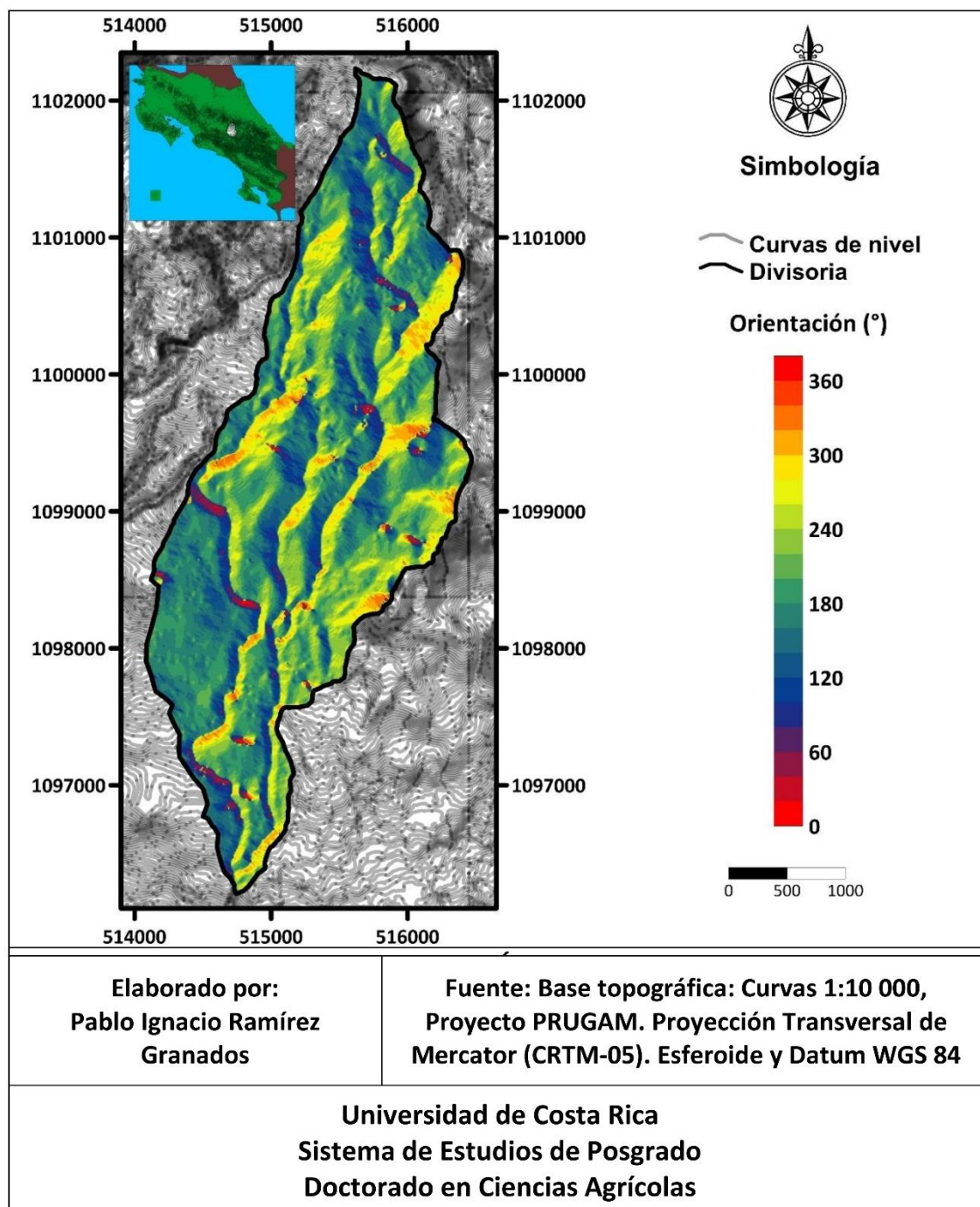


Figura 10: Mapa de aspecto del terreno de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia.

El largo y ancho de la cuenca, calculados con el criterio del rectángulo equivalente, obtuvo valores de 6,44 y 1,05 km respectivamente, los cuáles son muy próximos a los valores reales de la cuenca alta calculados por geometría de vectores en ArcGis, 6,08 y 1,11 km

respectivamente. El valor del índice pendiente calculado con el lado mayor, L , fue de 0,40. El valor del factor de forma fue de 0,18.

3.1.3.2 Análisis hipsométrico de la cuenca

La cuenca alta del río Páez muestra una curva hipsométrica del tipo rectilíneo (figura 11), con pequeños puntos de inflexión apenas notables en la parte alta y baja de la curva. Esta forma rectilínea está asociada directamente al hecho de que esta cuenca corresponde con la parte alta de la cuenca del río Páez. El valor de la integral hipsométrica fue calculado en 0,5.

La curva de frecuencia de altitudes (figura 12) mostró como la mayoría del área de la cuenca alta se concentra entre los contornos altimétricos entre los 2360 y los 3060 m.s.n.m.

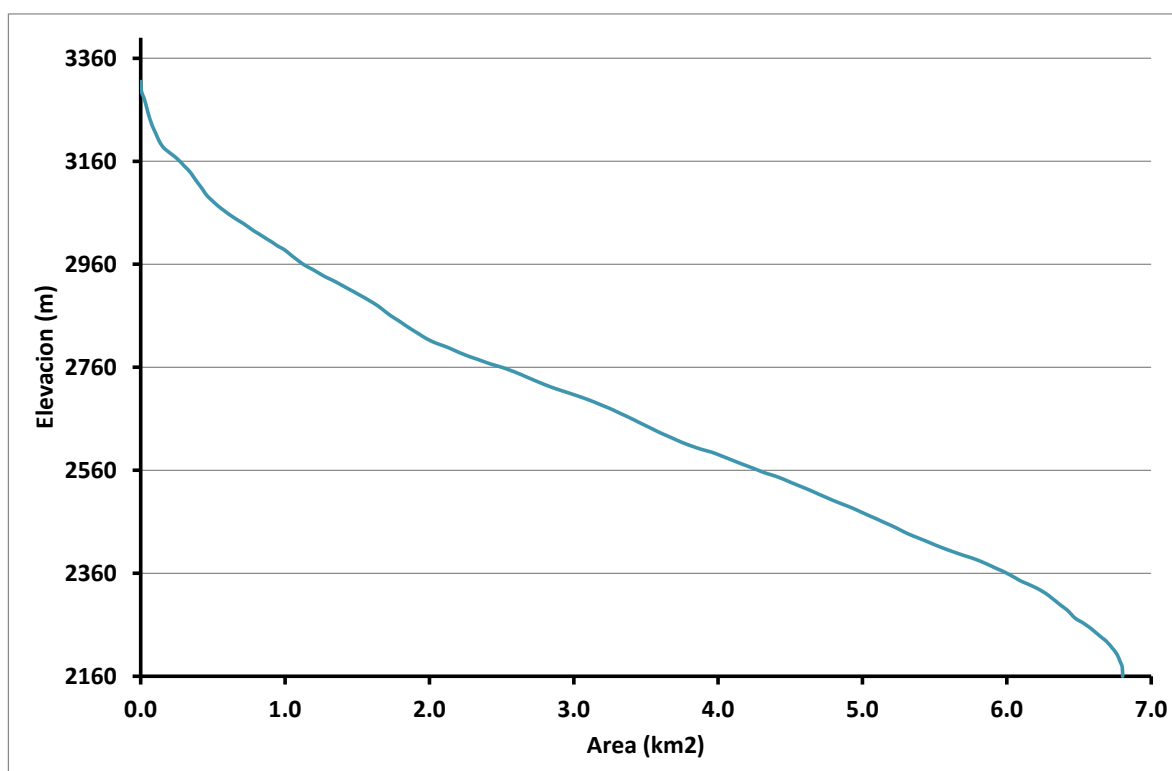


Figura 11: Curva hipsométrica de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales.

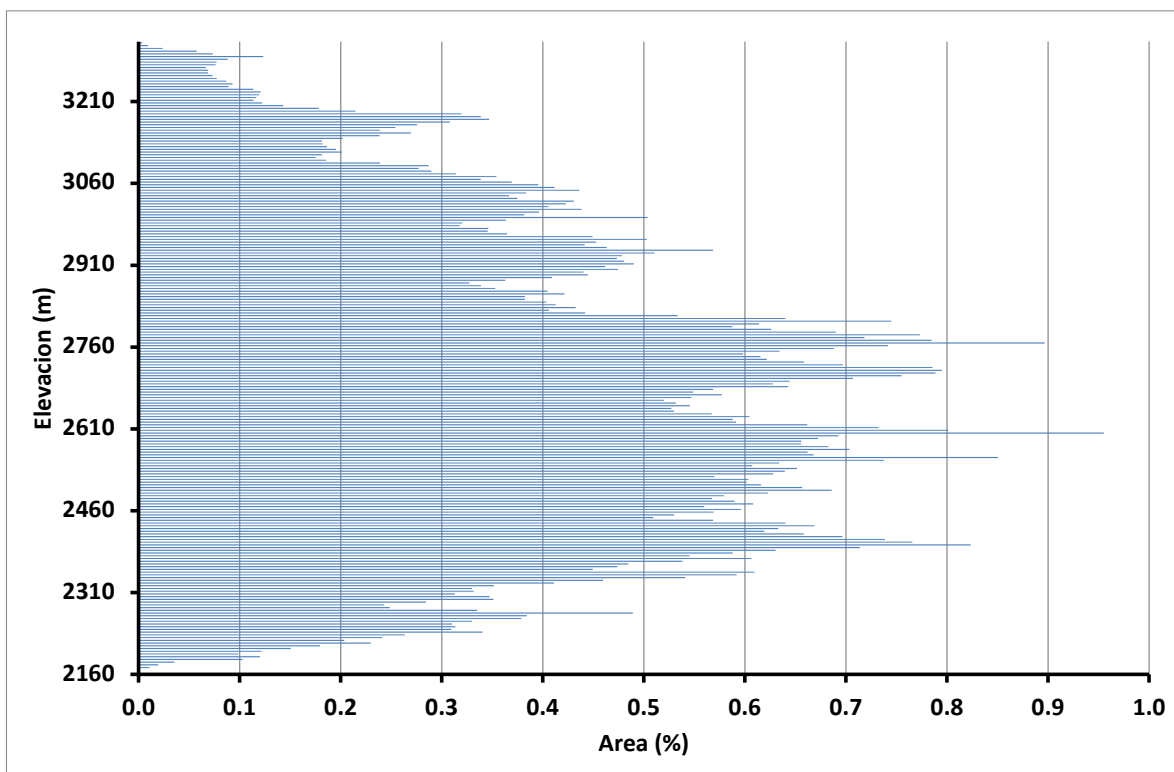


Figura 12: Frecuencia altimétrica de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales.

3.1.3.3 Red de drenaje de la cuenca

La cuenca alta del río Páez tiene un orden de drenaje de 5, de acuerdo con el método de Strahler (1957). Las longitudes de las corrientes disminuyen de acuerdo con el orden (cuadro 1). De acuerdo con su longitud, las corrientes de orden 1 corresponden con un 43,55% del total de la longitud de los drenajes, mientras que el orden 4 le sigue con un 22,13% de la longitud y muy cerca los órdenes de 2 y de 3 con un 17,37 y 16,59% (figura 13). En total las corrientes de orden 1 constituyen un 70,98% del total de corrientes clasificadas.

Cuadro 1: Relación de longitud de los drenajes y el número de las corrientes

| Orden | Longitud (Km) | Numero de Corrientes |
|--------------|---------------|----------------------|
| 1 | 19.58 | 137 |
| 2 | 7.81 | 33 |
| 3 | 7.46 | 19 |
| 4 | 9.95 | 3 |
| 5 | 0.16 | 1 |
| Total | 44.97 | 193 |

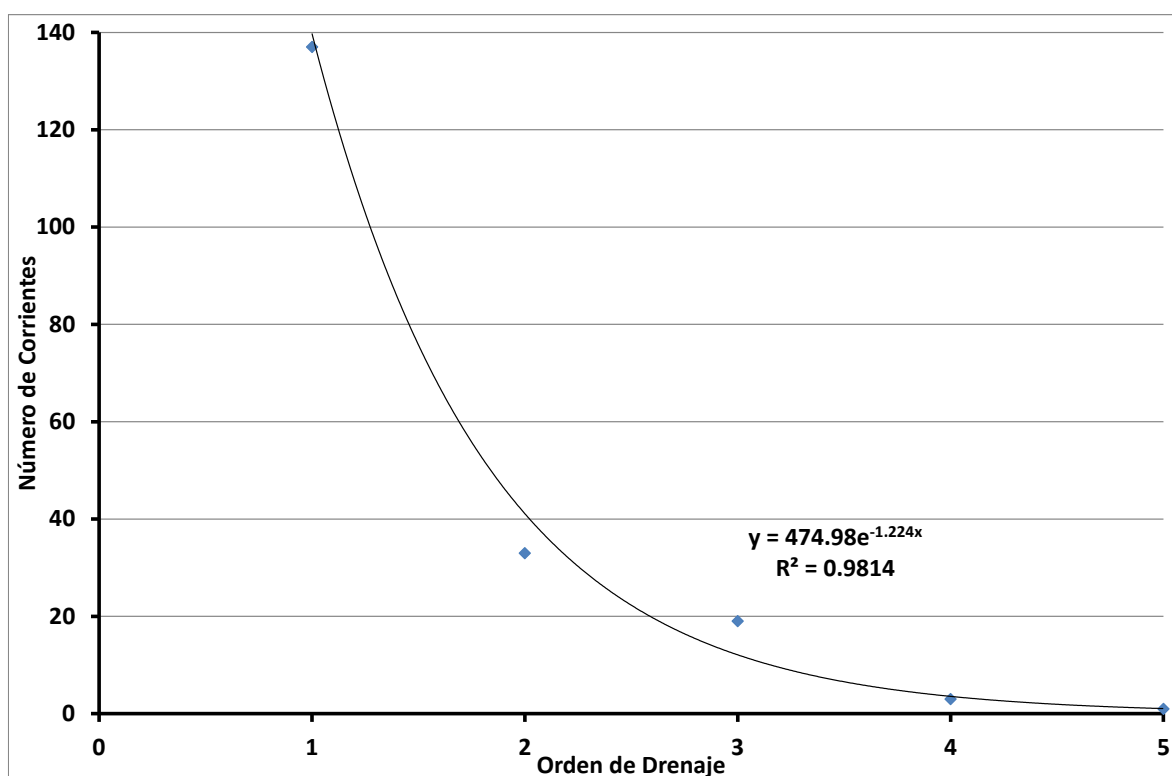


Figura 13: Relación del orden de los drenajes y su número correspondiente. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales.

La relación entre el orden de las corrientes y la longitud de ellas responde a un modelo exponencial.

En cuanto a la pendiente media del cauce de la cuenca alta del río Páez, esta fue estimada con el criterio de la compensación de áreas (figura 14).

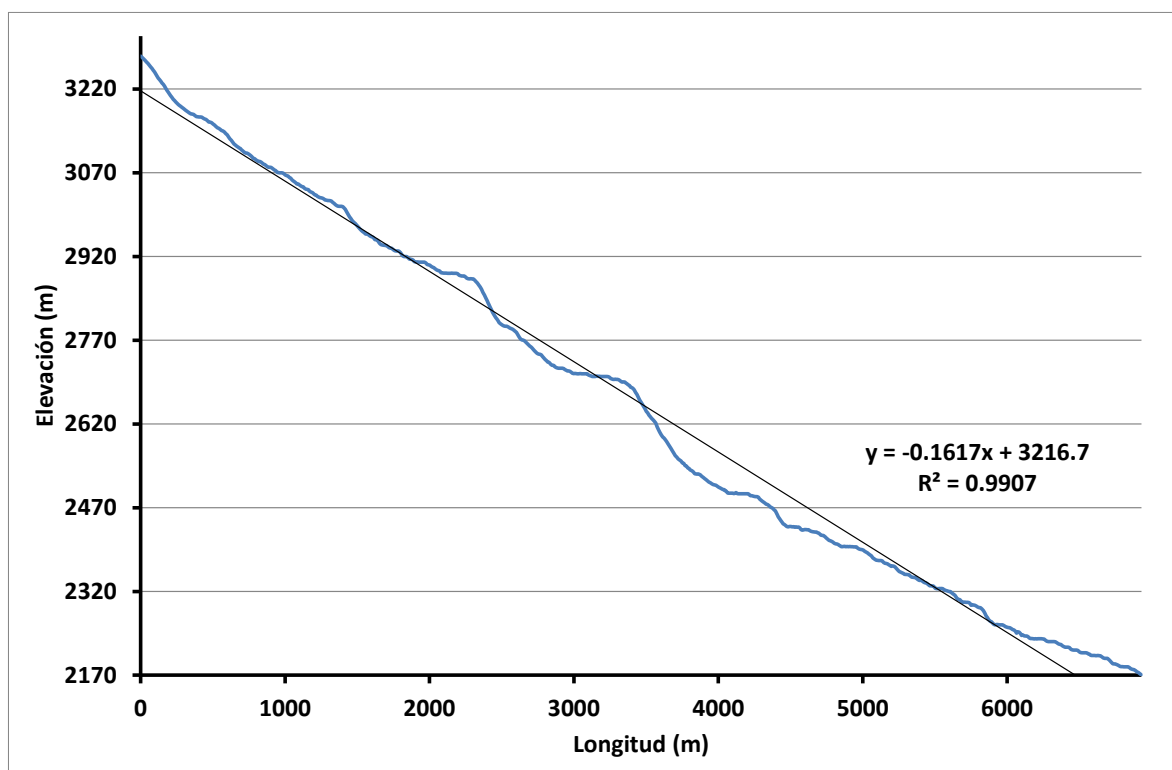


Figura 14: Perfil longitudinal del cauce principal y pendiente media obtenida por el criterio de la compensación de área. Fuente: Elaboración propia con datos altitudinales.

La ecuación que modela la pendiente del cauce principal en la cuenca alta del río Páez fue:

$$H = -0,1617 \cdot L + 3216,7 \quad (6)$$

donde H = es la altitud (m) y L = la longitud de la trayectoria del drenaje (m). En este caso, la pendiente del cauce principal fue estimada en 0,1617.

La relación de bifurcación entre los órdenes fue la siguiente: 4,15 para los órdenes 1 y 2, 1,74 para los órdenes 2 y 3, 6,33 para los órdenes 3 y 4; y 3,00 para los órdenes 4 y 5.

En cuanto a la densidad de corrientes, el valor obtenido fue de 28,36/km², mientras el valor de la densidad de drenajes es 6,60 km/km².

3.1.4 Discusión

Luego de la aplicación de la metodología morfométrica para la generación de los resultados a escala de cuenca hidrográfica, se sigue con la discusión de los resultados obtenidos. Esta discusión busca contrastar cada uno de los resultados obtenidos con lo que señala la literatura científica en el área de la morfometría y como esta se puede aplicar para el entendimiento del proceso de infiltración en una cuenca hidrográfica.

3.1.4.1 Geometría de la cuenca

En el área entre contornos, los valores altimétricos cambian en una distancia promedio entre contornos de 28,01 m, esto implica distintos valores de pendiente que pueden condicionar la infiltración en distintos puntos de la cuenca, lo cual es respaldado por otros autores que consideran que la pendiente es uno de los principales factores que influyen en la infiltración de la lluvia (Zhang et al. 2014). En cuanto a los rangos de pendientes y su relación con la infiltración, Ribolzi et al. (2011), indican que los rangos de 75% ($36,87^\circ$) reciben menos agua por infiltración que las de 30% ($16,7^\circ$). Morbidelli et al. (2016) indican que en los ensayos realizados con pendientes entre los 10 a 15° , hay una disminución en el valor de conductividad hidráulica saturada. Considerando la clasificación de pendientes de Singh et al. (2014), la mayoría de la cuenca presenta valores de pendiente entre 10 a 35° estas favorecen la escorrentía y disminuyen la infiltración (Singh et al. 2014). En cuanto al aspecto del terreno, este influye en las características de los suelos, causando que en las zonas de menor insolación puedan existir mayores contenidos de humedad (Geroy et al. 2011).

Con respecto a los parámetros geométricos, la estimación de la longitud y el ancho de la cuenca mediante el rectángulo equivalente es una buena aproximación como herramienta sustitutiva de la medición de los valores reales de longitud y ancho de la cuenca. La aplicación de este método difiere en 360 m en la longitud y 62 m en el ancho por lo que puede ser usado como un método alternativo en geometrías complejas de las cuencas. Para el factor de forma, el valor obtenido fue de 0,1838, este valor es concordante con otros valores de factor de forma encontrados en otras cuencas (Kumar et al. 2014; Sakthivel et al. 2019). Para la cuenca alta del río Páez, el valor del factor de forma señala que esta es una cuenca de tipo elongada donde los movimientos de crecidas son más fáciles de controlar que en cuencas circulares (Debelo et al. 2017). Debido a su factor de forma y a su consecuente forma

alargada, algunos autores mencionan que se propicia la recarga de aguas subterráneas (Soni 2016, Abdulkareem et al. 2018) debido a que tendrán un pico de flujo de moderado a bajo (Sing et al. 2014), caracterizado por hidrogramas planos (Fenta et al. 2017).

3.1.4.2 Análisis hipsométrico de la cuenca

La curva hipsométrica que presenta la cuenca es de tipo rectilínea y expresa la forma de la cuenca de drenaje y la evolución de su paisaje (Asfaw y Workineh 2019). Debido a su forma, esta refleja un estado de no equilibrio (Strahler 1952). El valor de la integral hipsométrica fue calculado en 0,5 lo que indica que es una cuenca tectónicamente estable (Kumar y Joshi 2015) y la cual está en equilibrio o casi en madurez (Asfaw y Workineh 2019).

3.1.4.3 Red de drenaje de la cuenca

El análisis de la red de drenaje es uno de los parámetros morfométricos que mejor pueden describir el comportamiento hidrogeológico de una cuenca, entre los cuáles se destacan la infiltración (Kumar y Joshi 2015) y el comportamiento del flujo de agua vertical y horizontal en la superficie del terreno (Singh et al. 2014).

El incremento en el número de orden, de 1 a 5 (cuadro 1), se relacionada directamente con el tamaño de la cuenca (Kumar y Joshi 2015) como también con la continua erosión de las orillas de los ríos, esto último observable en distintos sectores de la cuenca. La relación del número del número de corrientes con respecto a su orden permite establecer una ecuación a partir de una función exponencial, esta función puede ser utilizada para comparar cuencas semejantes (Kabite y Gessesse 2018). La cuenca presenta un patrón dendrítico el cual es un indicador de la homogeneidad del estrato subsuperficial (Singh et al. 2014) en este caso materiales volcánicos como cenizas, tobas y lavas.

El total del número de corrientes de la cuenca brinda información sobre los factores de escorrentía superficial (Rai et al. 2018) y por lo tanto de su relación con la infiltración. Para la cuenca el valor máximo de corrientes de orden 1 es de 137 corrientes lo cual designa la intensidad de la permeabilidad y las características de infiltración del área (Kumar y Joshi 2015, Rai et al. 2018).

Un perfil longitudinal de una corriente es una propiedad de la geometría de las corrientes que puede dar pistas sobre los materiales subyacentes (Hack 1973). Con respecto a la pendiente media del cauce principal, determinada del perfil longitudinal, con el criterio de la compensación de área, este incide directamente en la velocidad de un caudal a lo largo del cauce y condiciona su energía cinética y por lo tanto su capacidad erosiva (Campo et al. 2012). En la figura 9, a lo largo del perfil longitudinal del cauce principal, en su recorrido son observables sectores de fuerte pendiente que están relacionados a saltos o cataratas, los cuales son asociados a frentes de coladas volcánicas y a la aparición de manantiales.

La relación de bifurcación definida por Horton (1945) es un índice de relieve y disecciones (Kumar y Joshi 2015). Strahler (1957) indica que los valores entre 2 a 5 en cuencas con una red de drenaje bien desarrollada y presentan unidades geológicas relativamente homogéneas (Liaqat et al. 2011). En el caso de valores de 2, estos corresponden con una región plana (Horton 1945) y de 3 a 4 para terreno montañoso y altamente disectado. Para la cuenca alta del río Páez, los valores obtenidos para la relación de bifurcación muestran que algunas de las zonas donde ocurren la relación de bifurcación para los órdenes 2 y 3 corresponden con zonas planas, mientras que las de los órdenes 1 y 2, 3 y 4; y 4 y 4 están relacionadas a zonas de crecidas repentinas durante una tormenta fuerte (Kumar y Joshi 2015). Estas diferencias en los valores de la relación de bifurcación indican diferencias en el estado geomorfológico y las diferencias topográficas en la cuenca (Bhatt y Ahmed 2014).

El valor de la densidad de drenajes de la cuenca es de 6.6 km/km², esto le da un valor de textura de drenaje moderado (Smith 1950), este valor de la textura depende de varios factores como lo son el clima, la lluvia, la vegetación, la roca, el tipo de suelo, la capacidad de infiltración y el relieve de la cuenca (Singh et al. 2014). Los valores altos de densidad de drenaje son el resultado de material subsuperficial débil o impermeable, vegetación ligera y relieve montañoso. Los valores bajos de la densidad de drenaje de una cuenca revelan que ellos están compuestos de material subsuperficial permeable, buena cubierta de vegetación y bajo relieve, lo cual resulta en una mayor capacidad de infiltración de en la cuenca (Singh et al. 2014). El valor moderado de la cuenca alta del río Páez es un valor medio, combina poca vegetación, al ser una cuenca con fines agrícolas donde el terreno pasa muy descubierto y materiales permeables. Kumar y Joshi (2015) indican que los valores de densidad de drenajes

moderado corresponden con mayor infiltración de agua y un alto potencial de recarga de aguas subterráneas este es el caso de la cuenca.

3.1.5 Conclusiones

La morfometría es la etapa inicial en los estudios hidrológicos de cuencas hidrográficas, esto debido a que se pueden inferir diversas características hidrológicas, a partir de parámetros básicos.

Las propiedades hidrológicas de la cuenca alta del río Páez están condicionadas fuertemente por los valores morfométricos. Es claro que esta dinámica hidrológica también está controlada por las transformaciones del uso de la tierra que pueden generar otros tipos de variaciones no contempladas en la dinámica del paisaje.

Las características geométricas de la cuenca, especialmente la pendiente, pueden condicionar los tiempos de infiltración y la escorrentía en la cuenca, esto es más evidente con los resultados del análisis de los drenajes, específicamente la relación de los órdenes.

Las separaciones entre contornos y la pendiente promedio, muestran que la inclinación del terreno es significativa entre distancias cortas.

Como cuenca alta, su curva hipsométrica presenta una relación casi rectilínea reflejando su estado de no equilibrio.

La mayor cantidad de corrientes de la cuenca se hayan en el orden 1, y está relacionado con las características litológicas del sustrato como de las propiedades geométricas.

Este estudio refleja la necesidad de que las investigaciones hidrológicas deban iniciar con un análisis profundo de la morfometría de la cuenca hidrográfica con el propósito de establecer e inferir propiedades hidrológicas iniciales, especialmente en el caso de la infiltración.

3.1.6 Referencias

- Abdulkareem, J; Pradhan, B; Sulaiman, W, Jamil, N. 2018. Quantification of runoff as influenced by morphometric characteristics in a rural complex catchment. *Earth Systems and Environment*.
- Al-Rowaily, S; El-Bana, M; Al-Dujain, F. 2012. Changes in vegetation composition and diversity in relation to morphometry, soil and grazing on a hyper-arid watershed in the central Saudi Arabia. *Catena* 97: 41-49.
- Altin, T; Altin, B. 2011. Development and morphometry of drainage network in volcanic terrain, Central Anatolia, Turkey. *Geomorphology* 125: 485-503.
- Asfaw, D; Workineh, G. 2019. Quantitative analysis of morphometry on Ribb and Gumara watersheds: Implications for soil and water conservation. *International Soil and Water Conservation Research* 7: 150-157.
- Bahrami, SM Capolongo, D; Mofrad, M. 2020. Morphometry of drainage basins and stream network as an indicator of active fold growth (Gorm anticline, Fars Province, Iran). *Geomorphology* 355: 1-20.
- Bhatt, S; Ahmed, S. 2014. Morphometric analysis to determine floods in the Upper Krishna basin using Cartosat DEM. *Geocarto International* 29(8): 878-894.
- Campo, A; Aldalur, N; Fernández, S. 2012. Morfometría fluvial aplicada a una cuenca urbana en Ingeniero White, República Argentina. *Investigaciones Geográficas* 77: 7-17.
- Debelo, G; Tadele, K; Koriche, S. 2017. Morphometric analysis to identify erosion prone areas on the Upper Blue Nile using GIS (Case study of Didessa and Jema sub-basin, Ethiopia). *International Research Journal of Engineering and Technology* 4(8): 1773-1784.
- Fenta, A; Yasuda, H; Shimizu, K; Haregeweyn, N; Woldearegay, K. 2017. Quantitative analysis and implications of drainage morphometry of the Agula watershed in the semi-arid northern Ethiopia. *Applied Water Science* 7: 3825-3840.
- Geroy, I; Gribb, M; Marshall, H; Chandler, D; Benner, S; McNamara, J. 2011. Aspect influences on soil water retention and storage. *Hydrological Processes* 25: 3836-3842.
- Gray, 1961. Interrelationships of watershed characteristics. *Journal of Geophysical Research* 66 (4): 1215-1223.
- Gregory, K; Walling, D. 1968. The variation of drainage density within a catchment. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin* 13(2): 61-68.

- Hack, J. 1973. Stream-profile and stream-gradient index. *Journal of Research United States Geological Survey* 1(4): 421-429.
- Hengl, T; Evans, I. 2009. Mathematical and digital models of the land surface. En Hengl, T; Reuter, H. (eds). 2009. *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*, Amsterdam. Elsevier. p. 31-63.
- Horton, R. 1932. Drainage-basins characteristics. *Transactions American Geophysical Union*. 350-361.
- Horton, R. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* 56: 275-370.
- IMN. 2017. Datos de precipitación 1997-2017 de la estación San Juan de Chicué.
- Kabite, G; Gessesse, B. 2018. Hydro-geomorphological characterization of Dhidhessa river basin, Ethiopia. *International Soil and Water Conservation Research* 6: 175-183.
- Knight, J; Grab, S. 2018. Drainage network morphometry and evolution in the eastern Lesotho highlands, southern Africa. *Quaternary International* 470: 9-17.
- Krushensky, R. 1972. *Geology of Istaru Quadrangle, Costa Rica*. United States Geological Survey Bulletin 1358. 46 p.
- Kumar, P; Mohan, K; Mishra, S; Ahmad, A; Mishra, V. 2014. A GIS-based approach in drainage morphometric analysis of Kanhar river basin, India. *Applied Water Science* 7:16.
- Kumar, P; Joshi, V. 2015. Characterization of hydro geological behavior of the upper watershed of river Subarnarekha through morphometric analysis using remote sensing and GIS approach. *International Journal of Environmental Sciences* 6(4): 429-447.
- Langbein, W. 1947. Topographic characteristic of drainage basins. *Water-Supply Paper*. 968-C. USGS.
- Li, Z; Zhu, Q; Gold, C. 2005. *Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology*. CRC Press. Boca Raton. 318 p.
- Liaquat, R; Rehman, A; Alia, Y. 2011. Morphometric analysis of drainage basin using remote sensing and GIS techniques: A case study of Etmadpur Tehsil, Agra district, U.P. *International Journal of Research in Chemistry and Environment* 1(2): 36-45.
- Mata, R; Sandoval, D. 2016. *Mapa Digital de Suelos de Costa Rica*. Centro de Investigaciones Agronómicas. Universidad de Costa Rica.

- Miller, V. 1953. A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area. Technical Report 3. Columbia University. Department of Geology. New York.
- Morbidelli, R; Saltalippi, C; Flammini, A; Cifrodelli, M; Picciafouco, T; Corradini, C; Govindaraju, R. 2019. Laboratory investigation on the role of slope on infiltration over grassy soils. *Journal of Hydrology* 543: 542-547
- Pike, R., Wilson, S. 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*. 82 (4), 1079-1084.
- Prabhakaran, A; Raj, N. 2018. Drainage morphometric analysis for assessing form and processes of the watersheds of Pachamalai hills and its adjoining, Central Tamil Nadu, India. *Applied Water Science* 8:31.
- Rai, P; Chandel, R; Mishra, V; Singh, P. 2018. Hydrological inferences through morphometric analysis of lower Kosi river basin of India for water resource management based on remote sensing data. *Applied Water Science* 8: 15.
- Ribolzi, O; Patin, J; Brenson, L, Latsachack, K; Mouche, E; Sengtaheuanghoung, O, Silvera, N; Thiébaux, J; Valentin, C. 2011. Impact of slope gradient on soil surface features and infiltration on steep slopes in northern Laos. *Geomorphology* 127: 53-63.
- Roche, M. 1963. *Hydrologie de Surface*. Guathier-Villars Editeur. 430 p.
- Romshoo, S; Bhat, S; Rashid, I. 2012. Geoinformatics for assessing the morphometric control on hydrological response at watershed scale in the Upper Indus basin. *Journal of Earth System Science* 121: 659 – 686.
- Sakthivel, R; Raj, N; Sivasankar, V; Akhila, P; Omine, K. 2019. Geo-spatial technique-based approach on drainage morphometric analysis at Kalrayan Hills, Tamil Nadu, India. *Applied Water Science* 9:24.
- Schumm, S. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in Badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America* 67: 597-646.
- Singh, P; Gupta, A; Singh, M. 2014. Hydrological inferences from watershed analysis for water resources management using remote sensing and GIS techniques. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences* 17: 111-121 p.
- Smith, K. 1950. Standards for grading texture of erosional topography. *American Journal of Science* 248: 655-688.
- Soni, S. 2016. Assessment of morphometric characteristics of Chakrar watershed in Madhya Pradesh India using geospatial technique. *Applied Water Science*.

- Strahler, A. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*. 53, 1117-1142.
- Strahler, A. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions American Geophysical Union* 38(6): 913-920.
- Strahler, A. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transaction American Geophysical Union* 38 (6): 913-920.
- Zaidi, F. 2011. Drainage basin morphometry for identifying zones for artificial recharge: A case study from the Gagas River Basin, India. *Journal Geological Society of India*. 77, 160-166.
- Zhang, G, Qian, Y; Wang, Z; Zhao, B. 2014. Analysis of rainfall infiltration law in unsaturated soil slope. *Hindawi Publishing Corporation*. Article ID 567250. 1-7.
- Zăvoianu, I. 1985. *Morphometry of Drainage Basins*. *Developments in Water Science* 20. Elsevier.

4 MODELADO DE LA INFILTRACIÓN EN SUELOS VOLCÁNICOS AGRÍCOLAS POR LLUVIA MENSUAL EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO PÁEZ, CARTAGO

Resumen

El proceso de infiltración en los suelos de naturaleza agrícola está influenciado por una serie de factores como la pendiente, las condiciones climáticas y el uso de la tierra, que en conjunto con las características intrínsecas de los suelos volcánicos condiciona la entrada de agua en estos.

Uno de los mayores problemas de los suelos agrícolas radica en que al infiltrar menos agua, se acrecientan los procesos de erosión de suelos, ya sea después de ser sometido a mecanización o durante la etapa del crecimiento del cultivo. El mal manejo del agua que cae producto de la precipitación en un terreno preparado llega a suavizar el suelo y luego arrastrar a aquel que se encuentra en los primeros horizontes, este mal manejo no solo puede ser debido a la lluvia sino también a la cantidad que se aplica por riego y especialmente por el uso agrícola.

El suelo tiene la propiedad de poder absorber una cierta cantidad de agua que le llega por la superficie, lo cual es lo que constituye el proceso de infiltración. Esta dinámica de la infiltración es de naturaleza heterogénea y anisotrópica, debido a las diversas características que se puedan dar en la superficie por lo que la cuantificación del proceso de infiltración puede llegar a ser muy complicada para medirla de forma puntual y ser luego escalada a una unidad mayor. El objetivo de este trabajo fue determinar la infiltración en suelos volcánicos de uso agrícola considerando la escala de cuenca hidrográfica. A partir de sus propiedades físicas e hidráulicas de los suelos, la pendiente, la lluvia y el uso de la tierra, se obtuvo una zonificación de la cuenca agrícola por zonas de infiltración. El proceso de infiltración en la cuenca hidrográfica, como unidad de medición, mostró que la variabilidad de la entrada de agua al suelo está condicionada por los usos agrícolas y por las variaciones de entrada de la lluvia según el evento climático. Bajo estas condiciones, la zonificación de infiltración en la cuenca alta del río Páez fue la más adecuada para establecer los valores de entrada de agua que considerando valores puntuales en sitios específicos.

Palabras clave: infiltración, Schosinsky, suelos, flujo de agua, río Páez, cuenca hidrográfica

Abstract

The process of infiltration into soils of an agricultural nature is influenced by several factors such as slope, climatic conditions, and land use, which together with the intrinsic characteristics of volcanic soils conditions the entry of water into them.

One of the major problems of agricultural soils is that by less filtering, soil erosion processes are increased, either after mechanization or during the stage of crop growth. The poor management of the water that falls because of the precipitation in a prepared soil comes to soften the soil and then drag it to the one that is in the first horizons, this mismanagement can not only be due to rain but also to the amount applied by irrigation.

The soil has the property of being able to absorb a certain amount of water that reaches it from the surface, which is what constitutes the infiltration process. This infiltration dynamic is heterogeneous and anisotropic in nature, due to the various characteristics that can be given on the surface so the quantification of the infiltration process can become very complicated to measure it in a timely manner and then be escalated to a larger unit. The objective of this work was to determine infiltration into volcanic soils for agricultural use by considering the watershed scale. Based on its physical and hydraulic properties of the soils, slope, rain and land use, a zoning of the agricultural basin was obtained by infiltration zones. The infiltration process in the watershed, as a unit of measurement, showed that the variability of water entry to the soil is conditioned by agricultural uses and by variations in rainfall entry according to the climate event. Under these conditions, the zoning of infiltration in the upper basin of the Páez River was the most suitable for establishing water inlet values than considering point values at specific sites.

Key words: Infiltration, Schosinsky, soils, water flow, Páez river, watershed.

4.1.1 Introducción

El entendimiento de la infiltración es esencial para el manejo del agua en zonas agrícolas y el transporte de contaminantes dentro del suelo tales como agroquímicos y fertilizantes. A pesar de la importancia de dicho proceso hidrológico, este es poco entendido debido a las amplias variaciones en el espacio y el tiempo que pueden existir (Healy 2010).

La tasa de entrada del agua, la dinámica temporal y la localización de la infiltración son aspectos muy importantes en áreas dedicados a la agricultura y los pastos, donde puede existir contaminación producto de la aplicación de los agroquímicos y fertilizantes.

Existen varios métodos para la cuantificación de la infiltración en una zona de cultivo o una parcela como son la ecuación de Richards, el modelo de Green-Ampt o el modelo de Philip (Guevara y Márquez 2012), sin embargo, estos métodos son generalmente aplicados a zonas puntuales (Sharma et al. 1980).

Algunos estudios (Burgy y Luthin 1956, Sharma et al. 1980; Loague y Gander 1990) han demostrado la gran variabilidad espacial de la infiltración. Para un área agrícola grande, como la que abarca una cuenca hidrográfica, la cuantificación de la infiltración puede realizarse tomando la superficie y dividirla en subáreas de acuerdo con la lluvia, la pendiente, el uso de la tierra y los tipos de suelos (Tricker 1981, Sullivan et al. 1996), cada una de estas áreas caracterizada por tener propiedades físicas e hidráulicas de suelos, las cuales son promediadas para tener un valor por área. Una vez obtenidas las propiedades de cada una de estas zonas, se calcula la infiltración promedio para toda el área de estudio, como lo han realizado otros autores (van Schaik 2009) generando un modelo tipo semidistribuido (Pascual y Díaz 2016).

A escala de cuenca hidrográfica el proceso de infiltración está fuertemente controlado por factores más globales como el clima, los suelos, la topografía y el uso de la tierra (Richards y Kump 1997). Desde las ciencias agrícolas, el entendimiento del proceso de infiltración llega a ser muy importante debido a que, en las zonas de cultivos, las entradas de agua son muy variables producto de la modificación de la cobertura vegetal y la labranza mecanizada (Gómez y Estrada 2020), lo cual puede llevar al incremento de la erosión y a la pérdida de los horizontes fértiles superiores.

Para la cuantificación de la infiltración en la cuenca hidrográfica del río Páez se utilizó el método analítico desarrollado por Schosinsky (Schosinsky y Losilla, 2000; Schosinsky

2006) el cual es el método oficial para el cálculo del balance de humedad de los suelos en Costa Rica de acuerdo con el Acuerdo 60-2012 del Ministerio de Ambiente, Energía y Telecomunicaciones. Este método permite obtener subáreas de infiltración de zonas homogéneas (Zambrano et al. 2017) a partir de las características de la cuenca y luego realizar la modelización de la infiltración con base en la lluvia mensual.

El método de Schosinsky ha sido ampliamente usado en América Central y el Caribe (Ramírez 2013, Ramírez 2014, Rodríguez & Pérez 2014; Alvarado y Barahona 2017, Delgado y Flores 2017, Izaba y García 2018, Montero et al. 2018), su escogencia se basó en que considera los principales elementos que influyen en la infiltración de agua en el suelo a nivel de cuenca hidrográfica, especialmente la ecuación de la infiltración básica del suelo. Los detalles teóricos del método pueden consultarse en Schosinsky (2006) y Schosinsky y Losilla (2000).

4.1.2 Materiales y métodos

Para el cálculo de la infiltración a escala de cuenca hidrográfica, se realizó una búsqueda detallada de diversos métodos aplicables a una escala espacial, de forma que pudiera tomar en cuenta información obtenida en campo y laboratorio para poder ser modelada y tener un conocimiento más profundo del proceso de infiltración a escala de la cuenca hidrográfica. En este apartado se expone de forma detallada cada uno de los métodos usados y su fundamento teórico.

4.1.2.1 Descripción del área de estudio

Se encuentra en el Valle Central Oriental de Costa Rica, específicamente la zona norte del cantón de Oreamuno en Cartago, en la parte alta de la cuenca del Río Páez, entre las coordenadas 514 000 y 516 000 m FE y 1 096 000 y 1 103 000 m FN del sistema de proyección Transversal de Mercator para Costa Rica (CRTM), es decir, de la confluencia de la quebrada Cañada y el río Paso Real, hasta el cerro Sapper, en el volcán Irazú (figura 15). Presenta un área superficial de 6,79 km². Hacia ambos lados de la cuenca, nacen los ríos Reventado y Birrís, los cuales corresponden con sus cuencas vecinas y con las cuáles comparte varias similitudes biofísicas. La cuenca alta presenta drenajes de cuarto orden.

Su principal población es el poblado de San Juan de Chicué y hacia el sur, al oeste el poblado de Potrero Cerrado, la población aproximada es de alrededor de 2200 personas con una densidad aproximada de 222 habitantes/km². La cuenca alta presenta altitudes máximas arriba de los 3300 m.s.n.m., llegando hasta los 2200 m.s.n.m. en la parte baja. El relieve se considera suave, producto de las secuencias de materiales lávicos.

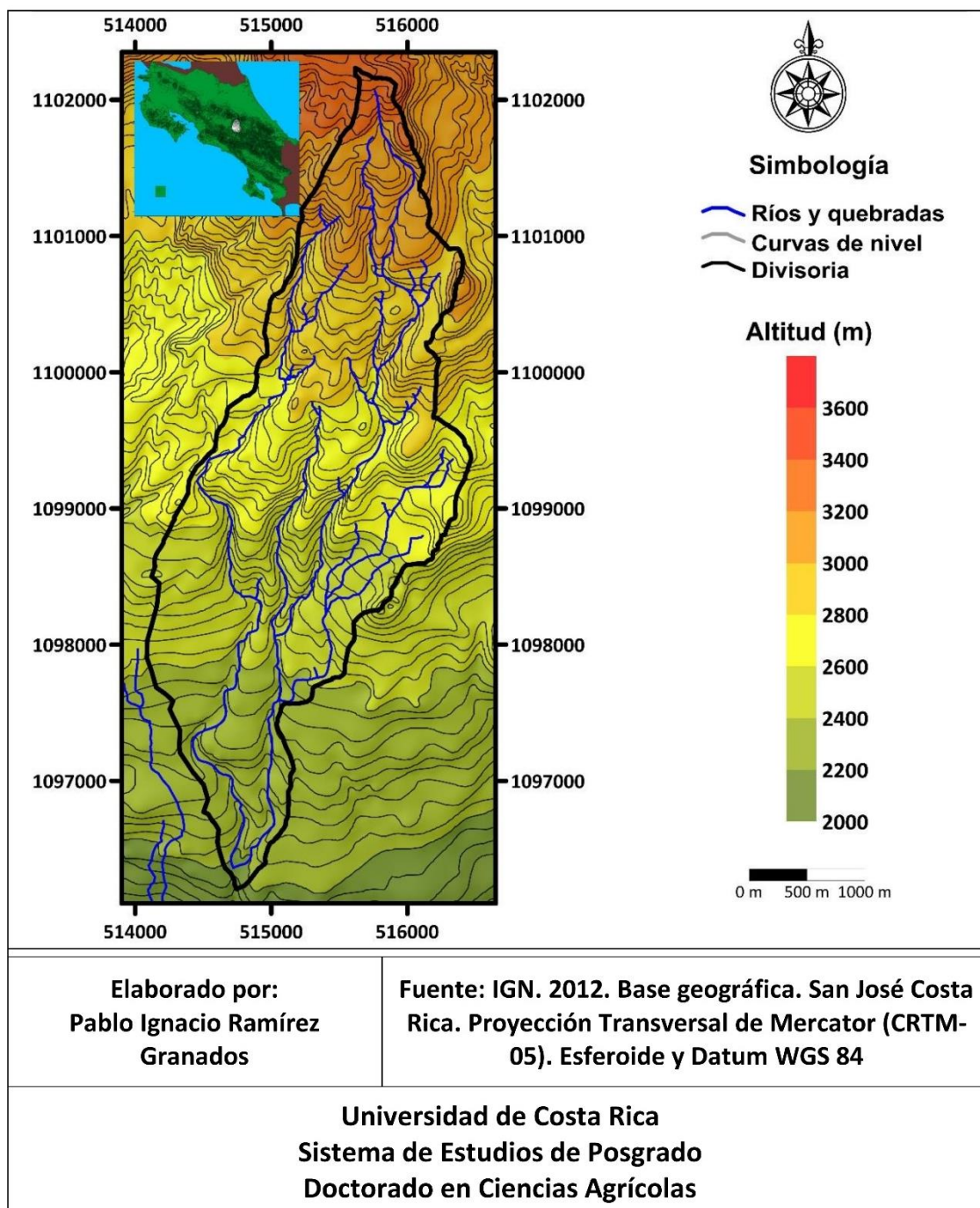


Figura 15: Ubicación de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia.

La zona se caracteriza por ser una cuenca de uso agropecuario, donde se alternan los pastos y los cultivos. Los suelos de la zona se caracterizan por ser generadores de los principales cultivos de la región. Dentro de los cultivos más importantes están la papa (mayo-junio y setiembre-octubre), zanahoria (mayo-junio y setiembre-octubre), coliflor, brócoli y repollo (todo el año), cebolla (todo el año y especialmente mayo-junio).

Regionalmente, el área de estudio presenta las unidades geológicas volcánicas Sapper, Birrís y Reventado Miembro Superior (Krushensky 1972). Localmente, los materiales volcánicos que conforman el área de estudio fueron descritos a partir de algunas perforaciones realizadas en el sector de Prusia, Sanatorio Durán, parque Prusia y la Pastora, todos muy cercanos a la cuenca alta (Arellano et al. 2012).

Los suelos que conforman la parte alta de la cuenca del río Páez, pertenecen a los órdenes Entisoles y Andisoles. De forma más detallada, en la parte más alta, se reconocen suelos del suborden Orthents/Udands, en la zona de San Juan de Chicué, dominan los Udands y en la parte sur, el suborden Ustands (Mata y Sandoval 2016).

En la cuenca, la precipitación alcanza valores promedio anuales mayores a los 1800 mm en el volcán Irazú y aproximadamente 1500 mm en la parte baja de acuerdo con las mediciones del Instituto Meteorológico Nacional (IMN) 2017.

4.1.2.2 Determinación de las condiciones climáticas (lluvia y temperatura)

Para estimar los valores de lluvia de la cuenca, se utilizaron los datos de lluvia de la estación meteorológica San Juan de Chicué en el interior de la cuenca. Para los valores de temperatura, estos se obtuvieron de las estaciones vecinas Volcán Irazú y Potrero Cerrado, debido a que la estación San Juan de Chicué no presente dicha afirmación. Todos los valores corresponden con los registros del IMN al 2016.

Los registros de lluvia utilizados para el análisis de la infiltración mensual por lluvia en la estación de San Juan de Chicué abarcaron el período desde 1997 hasta el 2016, considerando los períodos climáticos del Niño, Niña y Neutro.

Para la estación Volcán Irazú, los valores de temperatura media fueron calculados a través del promedio de las máximas y las mínimas desde el 2005 hasta el 2016 y en el caso

de la estación Potrero Cerrado desde el 2011 hasta el 2016. Para todos los casos se consideraron únicamente años con meses completos.

El cálculo de la evapotranspiración fue realizado con el método de método de Thorthwaite (Thorthwaite y Mather 1957).

4.1.2.3 Propiedades geomorfométricas del terreno consideradas (pendiente)

Los parámetros geomorfométricos de la cuenca fueron obtenidos a partir de un Modelo de Elevación Digital (MED) basados en las curvas de las hojas 1:10 000 del PRUGAM (2008), la modelación de las curvas fue realizada el software Surfer 16 de Golden Software.

Cada una de las curvas fue transformada a formato *.csv, del cual se obtuvo el valor z , y luego interpoladas utilizando el método de la triangulación o interpolación lineal con un espaciamiento entre puntos de 10 m. El archivo *.grd generado fue usado para generar el MED y para obtener la pendiente.

Una vez obtenido el mapa de pendientes del terreno, estas fueron reclasificadas utilizando los valores sugeridos por Schosinsky y Losilla (2000) clasificando las pendientes para valores menores y mayores a 7%.

4.1.2.4 Importancia de la clasificación del uso de la tierra y la cobertura

El uso de la tierra y la cobertura de la cuenca, fueron obtenidos a partir de la fotointerpretación de la imagen aérea de Google Earth. Posteriormente se usó el software MapInfo 12, para digitalizar los vectores poligonales, asignando a cada polígono una categoría de uso de la tierra específica.

Una vez categorizados todos los polígonos de uso de la tierra, se realizó corroboración de campo la cual incluyó 50 puntos de control entre diferencias de uso visualizadas en la imagen satelital. Los usos de la tierra luego clasificados mediante la metodología propuesta por Schosinsky (2006). Para la aplicación en el balance hídrico, las categorías de los usos fueron simplificadas en cuatro categorías: bosque, cobertura con pastizal, cobertura con zacate de más de 50% y terrenos cultivados. Asociado a las categorías de uso, se realizó una base de datos sobre el tipo de uso de la tierra, el coeficiente de follaje (Cfo) y el coeficiente de infiltración por cobertura vegetal (Kv). Durante el trabajo de campo, se hizo una medición

en los perfiles de suelos expuestos por la red vial y por los ríos para obtener la longitud de las raíces asociadas a cada uno de los usos, adicionalmente se utilizaron otros datos de profundidad de raíces de la literatura (Allen et al. 2006). Estas longitudes fueron promediadas para obtener un valor medio para cada uso de la tierra en la cuenca.

4.1.2.5 Propiedades físicas e hidráulicas de los suelos volcánicos agrícolas consideradas

Para determinar las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos, se seleccionaron al azar 14 sitios dentro de la cuenca distribuidos uniformemente y representativos del área de estudio. El criterio de selección principal de cada uno de los sitios de muestreo fueron los subórdenes del Mapa Nacional de Suelos (Mata y Sandoval 2016) que para la cuenca alta del río Páez corresponde con 3 subórdenes.

En muchos modelos de cuencas, se pueden asumir valores representativos de cada una de las variables que influyen en el proceso de infiltración (Dingman 2015). Para representar la variabilidad espacial se puede dividir la cuenca en subáreas cada una caracterizada por propiedades de suelo y condiciones iniciales, para aplicar el modelo en cada subárea y calcular la infiltración promedio ponderada (James 1992) por ello para cada uno de los sitios, se obtuvo 1 muestra en núcleo de 10 cm de altura y 5 cm de diámetro, 2 muestras en núcleo de 1 cm de altura y 5 cm de diámetro y 1 muestra alterada de 2 kg. El diseño del muestreo y su número de muestras (1 cada 0,5 km²) fueron establecidos de acuerdo con distintos criterios adicionales a los subórdenes de los suelos, como las unidades geológicas (Sapper, Reventado Miembro Superior, Birrís y Cervantes), la topografía, los usos agrícolas y los accesos al sitio (James et al. 1992; Pennock, 2004; Huang et al. 2012). La profundidad de muestreo de muestreo fue de 25 cm considerando la profundidad de influencia de la prueba de infiltración por infiltrómetro de doble anillo. Las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Hidrogeología y Manejo de Recursos Hídricos de la Universidad Nacional.

Para cada una de las muestras se obtuvieron los siguientes parámetros físicos del suelo aplicando los siguientes métodos de laboratorio: densidad aparente (Hao et al. 2008), densidad de partículas (Hao et al. 2008), granulometría (Kroetsch y Wang 2008), contenido de agua (Topp et al. 2008), retención de humedad (Reynolds y Topp 2008) y conductividad hidráulica saturada (Reynolds 2008).

4.1.2.6 Parámetros considerados para el cálculo del agua infiltrada

A continuación, se realizará una descripción del modelo analítico desarrollado por Schosinsky (Schosinsky y Losilla 2000; Schosinsky 2006).

Se define el coeficiente de follaje (Cfo) como el porcentaje de lluvia retenida según cobertura vegetativa. Este coeficiente es obtenido de los mapas de uso de la tierra obtenidos a partir de la fotointerpretación de la imagen satelital y su digitalización en un sistema de información geográfica. Luego la retención del follaje es calculada por la siguiente ecuación (Schosinsky y Losilla 2000; Schosinsky 2006):

$$Ret = \begin{cases} P & \text{si } P \leq 5 \\ P \cdot Cfo & \text{si } P \cdot Cfo > 5 \\ 5 & \text{si } P > 5 \text{ y } P \cdot Cfo < 5 \end{cases} \quad (1)$$

donde Ret = retención (mm) y P = precipitación (mm).

Se define un coeficiente de infiltración (Ci), compuesto de tres elementos: la fracción que infiltra por efecto de la pendiente (Kp), la fracción que infiltra por efecto de la vegetación (Kv) y la fracción que infiltra por efecto de la textura del suelo (Kfc) y el cual se describe por medio de la siguiente ecuación:

$$Ci = Kp + Kv + Kfc \quad (2)$$

donde Ci es adimensional y donde Kfc puede tomar los siguientes valores:

$$Kfc = \begin{cases} 0,267 \cdot \ln(fc) - 0,000154 \cdot fc - 0,723 & \text{si } 16 < fc < 1568 \\ 0,0148 \cdot \frac{fc}{16} & \text{si } fc < 16 \\ 1 & \text{si } fc > 1568 \end{cases} \quad (3)$$

donde fc = conductividad hidráulica saturada del suelo (mm/día).

En el cálculo de la precipitación que infiltra, se consideran los valores de P , Re y Ci , y esta está dada por (Schosinsky 2006):

$$P_i = C_i \cdot (P - Ret) \quad (4)$$

donde P_i = precipitación que infiltra (mm).

Seguidamente, la escorrentía superficial es calculada de acuerdo con:

$$Esc = P - Ret - P_i \quad (5)$$

donde Esc = escorrentía superficial (mm).

Para la cuantificación del agua infiltrada en suelos, se requieren los valores de humedad máxima y mínima, así como la profundidad a la cual en la cual se aplicará el modelo analítico de infiltración y que está dado por la longitud de raíces (Pr). Estos valores corresponden a la capacidad de campo (Cc) y el punto de marchitez permanente (Pmp).

La humedad inicial del suelo en un mes se define como:

$$H_{si} = \begin{cases} Cc \\ H_{sf} \end{cases} \quad (6)$$

donde H_{si} = humedad inicial del suelo (mm), H_{sf} = humedad del suelo final (mm) que se definirá más adelante.

Para seleccionar el valor de H_{si} , primero se deben seleccionar los meses consecutivos en que $P_i > ETP$, donde ETP = evapotranspiración potencial (mm). Al mes siguiente donde esta relación cambia, es decir donde $P_i < ETP$, se escoge $H_{si} = Cc$, luego en los otros meses, el valor de $H_{si} = H_{sf}$ del mes de inicio del modelo.

Al inicio de un mes, el suelo presenta un H_{si} y una evapotranspiración de cero. Por lo tanto, la condición de humedad a inicio de mes (CI) está dada por:

$$0 < C1 = \frac{Hsi - Pmp + Pi}{Cc - Pmp} < 1 \quad (7)$$

Una vez que ocurre la evapotranspiración se tendrá una nueva condición de humedad a final de mes ($C2$) que está dada por:

$$0 < C2 = \frac{Hsi - Pmp + Pi - (C1 \cdot ETP)}{Cc - Pmp} < 1 \quad (8)$$

Tanto la infiltración como la evapotranspiración ocurren durante todo el mes, por lo que el coeficiente de humedad debe corresponder con el promedio de ambos, $C1$ y $C2$.

Se definió la humedad disponible como aquella humedad que puede ser utilizada por las raíces de las plantas para el proceso de evapotranspiración y que está dada por la siguiente ecuación:

$$Hd = Hsi + Pi - Pmp \quad (9)$$

donde Hd = humedad disponible (mm).

Para obtener la evapotranspiración real de agua en un mes entonces se usa la ecuación siguiente:

$$ETR = \left\{ \begin{array}{l} \frac{C1 + C2}{2} \cdot ETP \text{ si } \frac{C1 + C2}{2} \cdot ETP \leq Hd \\ Hd \text{ si } \frac{C1 + C2}{2} \cdot ETP > Hd \end{array} \right\} \quad (10)$$

donde ETR = evapotranspiración potencial (mm).

La evapotranspiración fue calculada usando el método de Thorthwaite.

Luego Hsf puede ser calculado siguiendo la ecuación siguiente:

$$H_{sf} = \begin{cases} Hd + Pmp - ETR & \text{si } Hd + Pmp - ETR < Cc \\ Cc & \text{si } Hd + Pmp - ETR \geq Cc \end{cases} \quad (11)$$

Finalmente, si la infiltración es suficiente para llevar la retención de humedad del suelo a capacidad de campo y además satisfacer las necesidades de evapotranspiración de las plantas entonces se llevará a cabo la recarga por agua infiltrada (R_p) a través de la zona no saturada siguiendo la siguiente ecuación:

$$R_p = P_i + H_{si} - H_{sf} - ETR \quad (12)$$

Para aplicar este procedimiento a escala de cuenca, se utilizaron el mapa de subórdenes de suelos, el mapa de usos de la tierra, la información de la lluvia por evento climático y las propiedades de suelo, para subdividir la cuenca en 6 áreas. En cada una de estas subáreas se aplicó el modelo de Schosinsky para obtener un dato espacial de agua infiltrada. Una vez aplicado el modelo, se zonificó la cuenca en rangos de agua infiltrada como ha sido previamente aplicado en otros estudios (Patiño y Jaramillo 2022).

4.1.3 Resultados y discusión

Para entender el proceso de infiltración de la lluvia mensual en la cuenca, es primordial analizar previamente el comportamiento de cada una de las variables que influyen en la entrada de agua en el modelo, para luego, zonificar las subáreas de la cuenca y a partir de estas, la aplicación del modelo de infiltración.

4.1.3.1 Relación de condiciones climáticas con la infiltración

Los registros de la lluvia de la estación según el tipo de evento climático (Neutro, Niña y Niño) desde el año 1997 hasta el 2016 (figura 16).

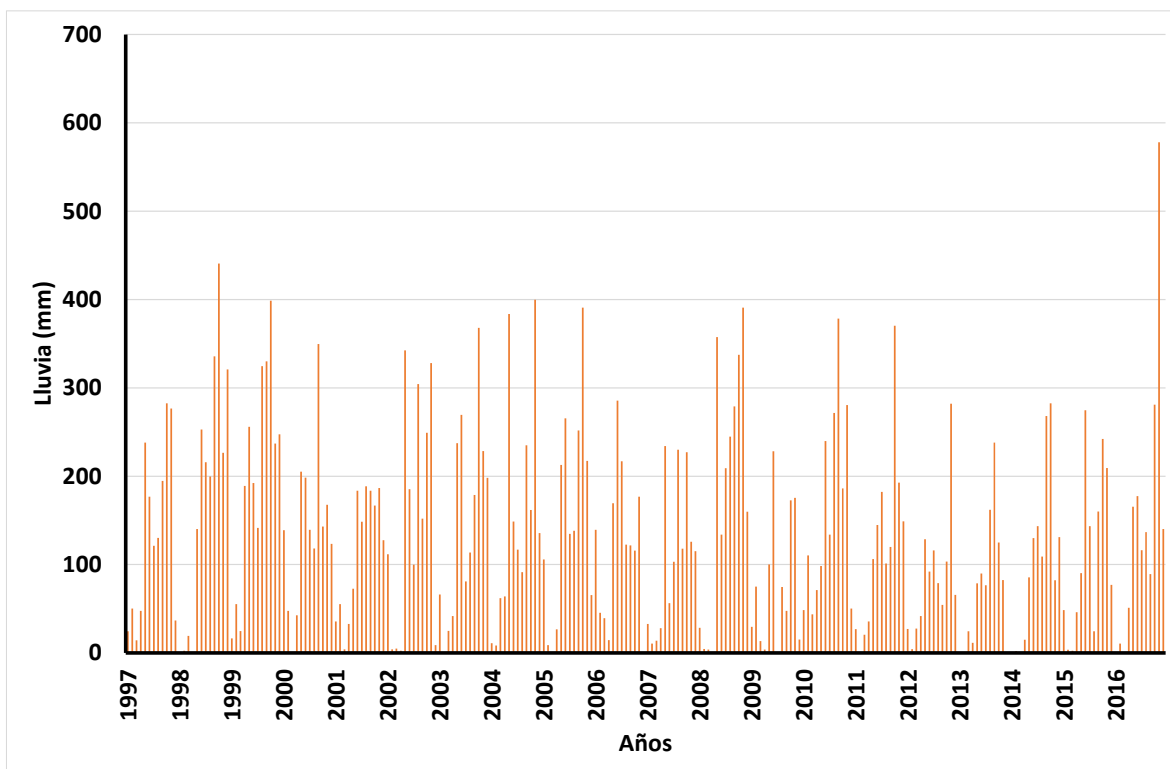


Figura 16: Comportamiento de la lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez desde el año 1997 al 2016. Fuente: Elaboración propia con datos de IMN, 2017.

El promedio histórico de lluvia anual en la cuenca es de 1680 mm, con mínimos de 1021,8 mm y máximos 2412,8 mm, para años con meses totales completos.

Con respecto al período de análisis (1997-2016) de la estación San Juan de Chicué, se pueden establecer las siguientes ocurrencias de los fenómenos climáticos basados en los comportamientos mensuales de la temperatura oceánica registrados (cuadro 2). Estos registros señalan que, para la mayoría del período de estudio, las combinaciones de los fenómenos climáticos son evidentes.

Cuadro 2: Fenómenos climáticos desde el año 1997 al 2016.

| Años | Fenómeno Climático |
|-------------|---------------------------|
| 1997 | Mixto (Neutro-Niño) |
| 1998 | Mixto (Niño-Niña) |
| 1999 | Niña |
| 2000 | Niña |
| 2001 | Mixto (Niña-Neutro) |
| 2002 | Mixto (Neutro-Niño) |
| 2003 | Mixto (Niño-Neutro) |
| 2004 | Mixto (Neutro-Niño) |
| 2005 | Mixto (Niño-Neutro) |
| 2006 | Mixto (Neutro-Niño) |
| 2007 | Mixto (Niño-Neutro-Niña) |
| 2008 | Mixto (Niña-Neutro) |
| 2009 | Mixto (Neutro-Niño) |
| 2010 | Mixto (Niño-Neutro-Niña) |
| 2011 | Mixto (Niña-Neutro-Niña) |
| 2012 | Mixto (Niña-Neutro) |
| 2013 | Neutro |
| 2014 | Mixto (Neutro-Niño) |
| 2015 | Niño |
| 2016 | Niño-Neutro-Niña |

Fuente: IMN, 2017.

El análisis de las lluvias mensuales en la estación San Juan de Chicué, entre los períodos de 1997 al 2016 fue caracterizado según valores promedios, máximos y mínimos de lluvia.

Para valores promedio (figura 17), los eventos de Niña y Neutro muestran un comportamiento semejante, mientras que en el caso de Niño la relación es similar pero desfazada un mes. De esta manera en el caso de los valores promedio, se aprecian bien los valores máximos de lluvia en el mes de mayo y en los meses de setiembre a noviembre. Los valores de Niña son los valores más altos seguidos de los valores en los eventos Neutro y Niño.

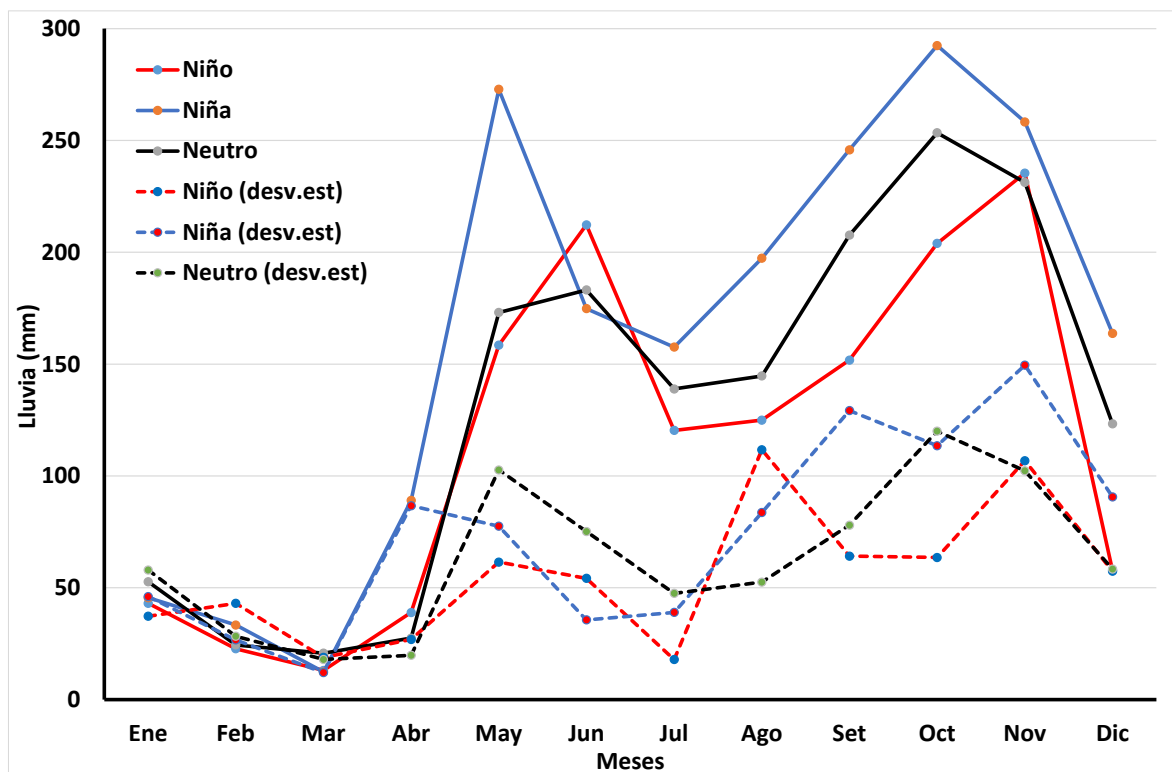


Figura 17: Comportamiento promedio de la lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez desde el año 1997 al 2016. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN, 2017.

Para los valores máximos (figura 18), el comportamiento histórico de la lluvia en el período de análisis es semejante a los valores promedio en los eventos de Niña y Neutro, con valores altos en mayo y desde setiembre a noviembre, para el caso del evento de Niño este presenta un comportamiento irregular con incrementos en mayo y junio, agosto y noviembre. En los valores máximos de la serie de lluvia para la estación de San Juan de Chicué hay valores donde no hay una clara dominancia de algún evento específico entre los meses de enero a agosto, esta tendencia cambia en el período de más intensidad de la estación lluviosa entre setiembre a noviembre.

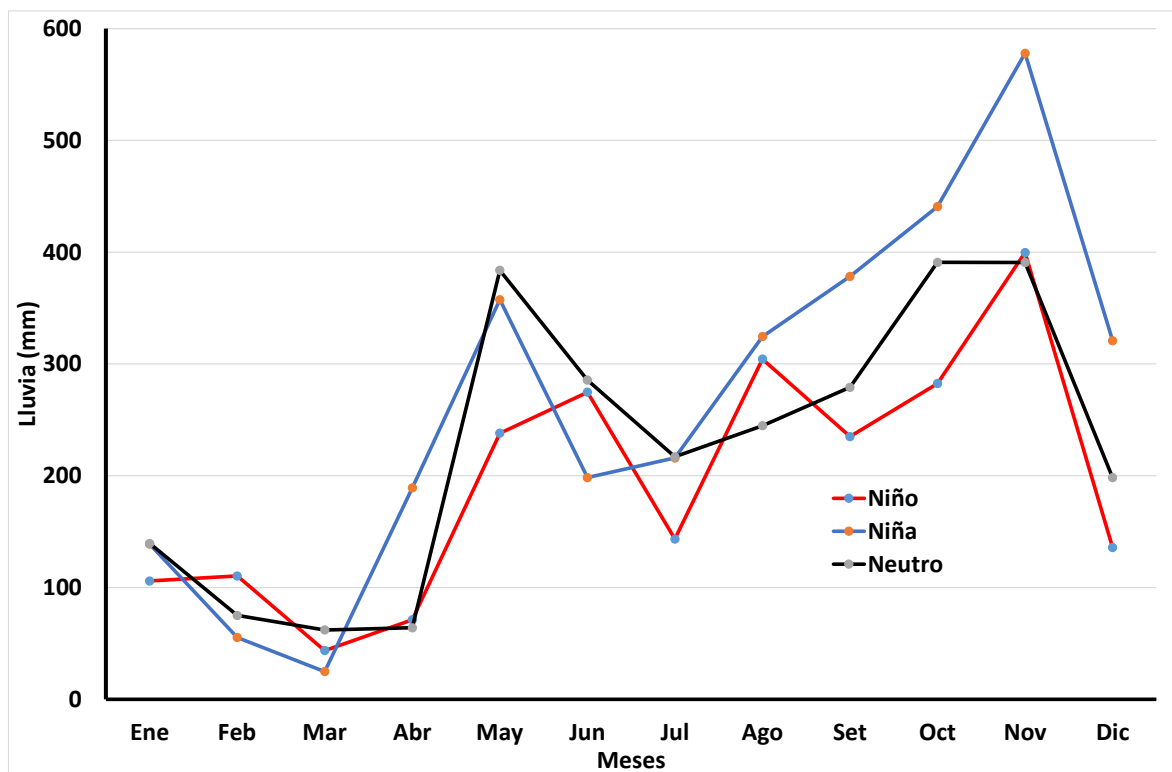


Figura 18: Comportamiento máximo de la lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez desde el año 1997 al 2016. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN.

Para los valores mínimos (figura 19) la tendencia se mantiene en el evento de Niña, con valores altos en mayo y en noviembre. Para el caso de los años Neutros, no hay una clara dominancia en algún mes, sino que se mantienen bajos desde mayo a diciembre. En lo que respecta a los valores para el evento de Niño, esta muestra una tendencia diferente donde los mayores valores se encuentran en el mes de mayo y luego en octubre.

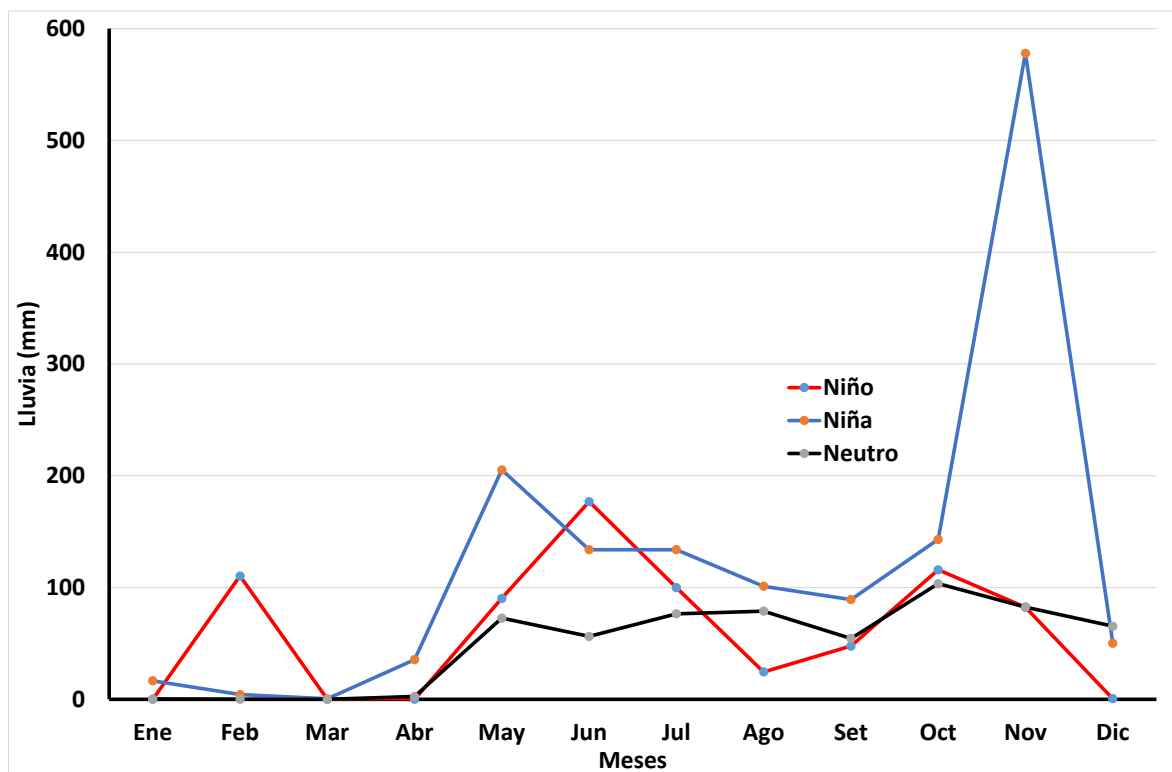


Figura 19: Comportamiento mínimo de la lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez desde el año 1997 al 2016. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN.

Otro de los elementos que condiciona la entrada de agua al suelo por infiltración es la evapotranspiración. La evapotranspiración en una zona de cultivo está condicionada por la temperatura que pueda recibir la superficie del suelo y la vegetación sobre él. Para poder determinar los valores de evapotranspiración para la cuenca alta del río Páez, se utilizaron los valores de estaciones climáticas cercanas, puesto que la estación San Juan de Chicué no presenta este registro. Los valores de temperatura utilizados correspondieron a las estaciones Volcán Irazú, al norte de la cuenca, y Potrero Cerrado, al sur de la cuenca.

La estación Volcán Irazú registró una temperatura promedio anual de $8,41 \pm 0,34$ °C en un período de registro mensual completo de 12 años. La estación Potrero Cerrado tuvo una temperatura promedio de $16,74 \pm 0,24$ °C en un período de registro mensual completo de 3 años. Con base en estas estaciones se realizó el promedio de los valores de temperatura para el cálculo de la evapotranspiración potencial siguiendo el método de Thorthwaite para cada mes de (figura 20).

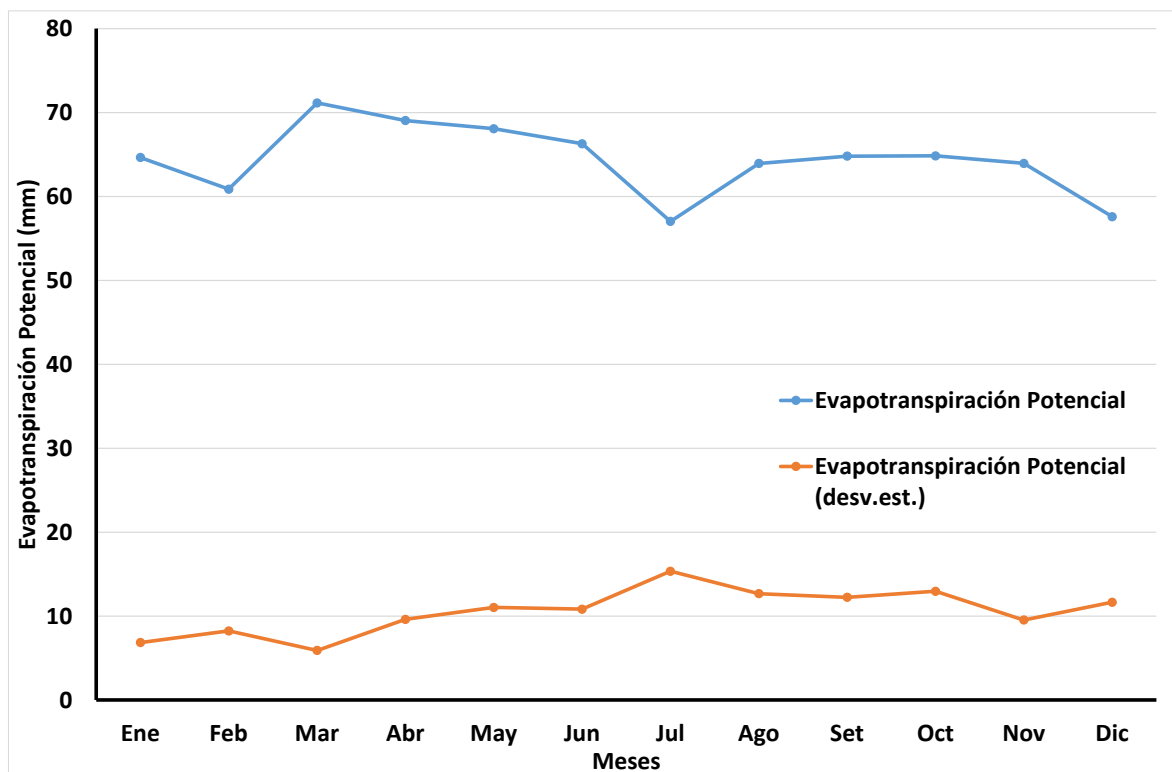


Figura 20: Evapotranspiración potencial mensual de la cuenca alta del río Páez basados en las temperaturas de las estaciones Volcán Irazú y Potrero Cerrado. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN.

La tendencia de la evapotranspiración en función de la temperatura, mostrado en la figura 20, pone de manifiesto un comportamiento alto durante la estación seca, que luego va disminuyendo con el inicio de las lluvias hasta mostrar un comportamiento más o menos constante de agosto a noviembre. El valor de julio en la figura 6 está muy influenciado por el efecto del mes de julio en la estación Potrero Cerrado. Los valores altos de la evapotranspiración de marzo a junio podrían llegar a afectar los cultivos agrícolas sometiéndolos a un estrés hídrico (López et al. 2009) durante el período de época seca, este estrés provocaría una mayor demanda de agua para riego la cual debe ser obtenida de las fuentes de agua subterránea la cual a su vez es dependiente del agua de infiltración que llega a ellas desde la superficie.

Las variaciones en la infiltración de agua en una cuenca hidrográfica, observadas para los distintos eventos climáticos han sido reconocidas por otros autores también (Barco et al. 2010; Nemaxwi et al. 2019) que han llegado a indicar como la entrada por infiltración varía de acuerdo con el decrecimiento de la lluvia según evento climático. Algunos otros como

Rishma et al. (2019) indican que, en períodos de El Niño, los niveles del agua subterránea se profundizan, en tanto que en periodos de La Niña se vuelven más superficiales, mostrando que la recarga por infiltración es muy importante en el segundo.

Las diferencias en la entrada de agua de lluvia durante los eventos climáticos tienen un efecto directo en la infiltración que llega al terreno a escala de cuenca hidrográfica y que contribuyen al mantenimiento de la humedad de los suelos. Además, pueden llegar a afectar los caudales de los drenajes superficiales como lo son la quebrada Pasquí, la quebrada Cañada y el río Quemados y las fuentes de agua subterránea como los manantiales del área de estudio como lo son San Juan de Chicué 1 y 2, Mata Caña 1 y 2, Quemados Nuevo, entre otros (Arellano et al. 2012), los cuales son aprovechados para suplir el agua por riego a los cultivos agrícolas durante los meses de déficit de lluvia. Esta situación puede llevar a la competencia por los recursos hídricos la cual puede llegar a estar a expensas de la agricultura (Winpenny et al. 2013).

4.1.3.2 Propiedades geomorfométricas determinantes en la infiltración

Las propiedades geomorfométricas del terreno, especialmente la pendiente, llegan a tener un papel fundamental en el proceso de infiltración a nivel de la cuenca hidrográfica, esto debido a un menor tiempo de encharcamiento del agua sobre el terreno debido al flujo de agua sobre este en función de su ángulo de inclinación.

Las pendientes de la cuenca alta del río fueron categorizadas inicialmente según la metodología oficial del decreto N° 23214 MAG-MIRENEM en las siguientes clases: plana (< 2%), ligeramente ondulado (2-6%), ondulado (6-15%), fuertemente ondulado (15-30%), escarpada (30-50%), fuertemente escarpada (50-75%) y montañosa (> 75%). En la cuenca alta del río Páez, las pendientes de clase montañosa y fuertemente escarpada están relacionadas a las zonas de los cañones de los ríos, especialmente desde el sector central del área de estudio hacia el sur. En casi toda la cuenca, no existen pendientes de tipo plana o ligeramente ondulada y más bien hay un predominio significativo de pendiente fuertemente onduladas y escarpadas. Las pendientes onduladas incrementan hacia la parte sur, sin embargo, no existe un patrón dominante con respecto a las pendientes fuertemente onduladas.

Para la aplicación de las categorías de pendiente sugeridas por Schosinsky, para establecer el coeficiente de infiltración por pendiente en el coeficiente de infiltración, se

reclasificaron las pendientes previamente obtenidas en los rangos dominantes definidos en el método, de esta forma, las pendientes que se dan en la cuenca alta del río Páez corresponden casi en su totalidad a valores mayores al 7% (figura 21), dichas pendientes también son propias de las cuencas vecinas como lo evidenciaron Ramírez (2007) y Narváez (2013) lo cual involucra un impacto mayor en el factor de infiltración por pendiente debido a que esta aumenta la velocidad de descenso del agua por escorrentía y un menor tiempo de contacto del agua con los poros y las fisuras de los horizontes superficiales. Este efecto de la disminución de la infiltración y el aumento de la escorrentía ha provocado que toda la zona norte de Cartago sea una zona de fuertes tasas de erosión (Cortés y Oconitrillo 1987; Gómez et al. 2017).

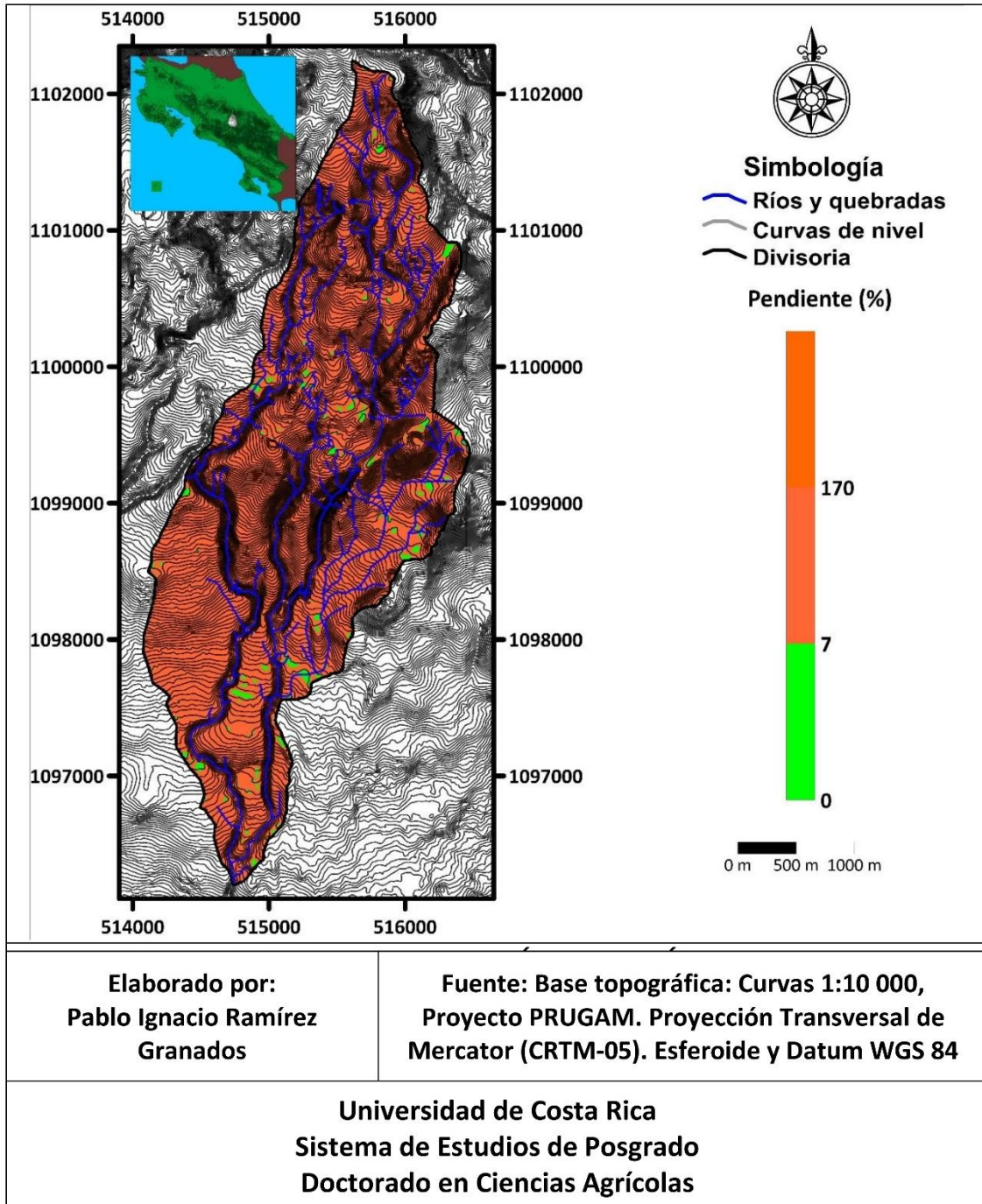


Figura 21: Pendientes clasificadas según las categorías de Schosinsky para la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia con datos de PRUGAM (2007).

La infiltración de agua en el terreno está controlada por muchos factores, entre los que se puede incluir la geomorfología (Morbidelli et al. 2018) y dentro de esta, los factores geomorfométricos, cuyos valores más importantes son la pendiente, el aspecto y la curvatura,

siendo el primero de ellos el principal, esto debido al incremento en la velocidad de flujo del agua en el terreno. Fox et al. (1997) indican que la tasa de infiltración decrece con el ángulo de pendiente, mientras que Morbidelli et al. (2016) señalan que existe un decrecimiento en la tasa de infiltración para ángulos de pendientes entre los 5 y los 10° y que este efecto también es controlado por la cobertura que tenga el suelo.

Para el área de estudio la entrada de agua por infiltración al horizonte superior depende mucho del ángulo de la pendiente, la rugosidad y del uso del terreno, ya sea en terreno agrícola cubierto o descubierto. Si la entrada de agua por lluvia se hace más intensa, esta llegará a disminuir para dar lugar a la escorrentía que puede llegar a aumentarse con el tiempo debido a un desplazamiento más rápido del agua sobre la superficie (Chiarito et al. 2018). Considerando que en la cuenca las pendientes son casi en su totalidad, mayores a 7%, es factible pensar que esto provocará una disminución del coeficiente de infiltración, de hecho, en las pendientes de 0 a 5% la mayor parte del agua percola o se evapora y el escurrimiento es muy lento.

4.1.3.3 Relaciones del uso de la tierra y la cobertura con la infiltración

La transformación de los usos de la tierra, de coberturas boscosas a usos agropecuarios, puede llevar a una disminución significativa en la cantidad de agua infiltrada, debido a la pérdida de la cobertura del terreno y el aceleramiento de los procesos de escorrentía.

Para la cuenca alta del río Páez la dinámica de cambios de uso de la tierra agrícola ha llevado a una transformación constante del terreno a zonas de cultivos, zonas de descanso de parcelas y zonas de pastos, que de esta manera establecen una constante modificación del terreno la cual afecta el proceso de infiltración. Gómez y Estrada (2020) afirman que el 77% de los productores de la zona realizan una preparación de la tierra intensamente dos veces al año por medio de la mecanización lo cual a escala de la cuenca puede tener un efecto significativo en la cuantificación de la infiltración.

Los usos de la tierra categorizados según la metodología de Schosinsky para aplicar el modelo de infiltración para toda la cuenca alta del río Páez se muestra a continuación (figura 22).

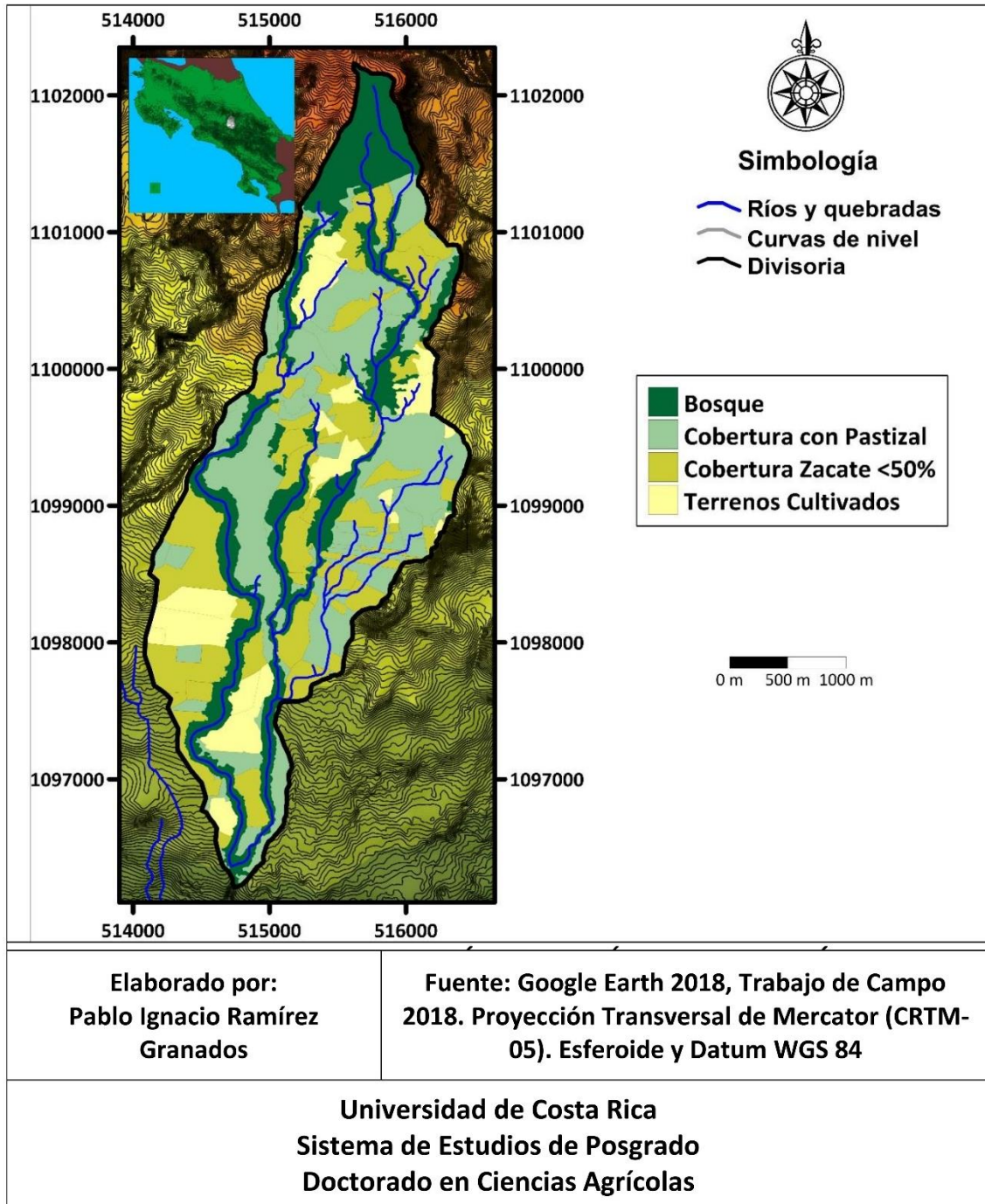


Figura 22: Uso de la tierra de la cuenca alta del río Páez categorizado según la metodología de Schosinsky. Fuente: Elaboración propia con datos de imagen aérea y trabajo de campo (2018).

Las categorías sugeridas en la metodología de Schosinsky, como el coeficiente de follaje, la fracción que infiltra por efecto de la cobertura vegetal y la profundidad de las raíces son ampliamente afectadas por esta dinámica de cambios constantes del uso de la tierra lo cual implicó que se tomaran valores promedios entre los valores de las categorías de coeficiente de follaje, factor de infiltración por cobertura vegetal y profundidad de raíces. Los valores asignados de acuerdo con el tipo de uso de la tierra cambiante fueron los siguientes (cuadro 3):

Cuadro 3: Valores de coeficiente de follaje, infiltración por cobertura vegetal y profundidad de raíces.

| Uso/Cobertura | Cfo | Kv | Pr (m) |
|------------------------|------------|-----------|---------------|
| Bosque | 0,20 | 0,20 | 2 - 3,5 |
| Cobertura con pastizal | 0,12 | 0,18 | 0,5 - 1,5 |
| Cobertura zacate < 50% | 0,12 | 0,09 | 0,5 - 1,5 |
| Terrenos cultivados | 0,12 | 0,10 | 0,6 |

Fuente: Trabajo de campo, 2018.

La cobertura de bosque en la cuenca y alrededores obedece principalmente a especies como ciprés (*Cupressus lusitanica*), eucalipto (*Eucalyptus globulus*), pino (*Pinus radiata*), (Padilla 2017), además de *Chusquea sp*, *Artostaphylos sp*, *Pernetia sp*, *Vaccinium consanguineum* y *Senecio sp* (Vargas 2017). En el caso de las profundidades de las raíces para las coberturas boscosas de la cuenca alta del río Páez, no existe disponibilidad de datos sobre estas, debido a que el desarrollo en profundidad de las raíces varía en longitud, área y función dependiendo de las especies involucradas y las características ambientales que se presenten en un sitio (Jiménez y Arias 2004).

Para establecer ciertos rangos de valores de profundidad de raíces, Schosinsky (2006) propuso valores entre 2 y 3 m de profundidad, mientras que otros como Fox et al. (1984) indican que la profundidad promedio de raíces de árboles es de 3,34 m. Durante el trabajo de campo estas profundidades fueron medidas en perfiles y cortes de camino y de ríos, dando valores semejantes a los reportados anteriormente.

Para el caso de los usos de zacate y pastos y también para los usos de cultivos de hortalizas pequeñas (brócoli, repollo, zanahorias, coliflor, lechuga, cebolla) y raíces y

tubérculos (remolacha, papa) se promediaron las profundidades de raíces entre rangos máximos y mínimos según los valores medidos en campo y contrastados por otros autores (Allen et al. 2006).

En el momento en que se obtuvieron las profundidades de las raíces para las distintas coberturas vegetales, se calcularon las láminas de agua para cada uno de los valores de retención de humedad del suelo.

El mapa de uso de la tierra se muestra como las áreas boscosas de la cuenca están muy limitadas a la zona de protección de la parte norte de la cuenca y a los parches de bosques ribereños de los ríos y quebradas. En lo que respecta a las zonas de cultivos con pastizal, estas muestran una mayor dominancia en la parte central de la cuenca, especialmente entre los drenajes. Las coberturas de zacate con menos de 50% están muy focalizadas hacia la parte inferior oeste.

La cuenca alta del río Páez es una cuenca que presenta una dinámica de usos muy cambiante, entre pastos, cultivos y suelo desnudo, la pérdida de la cobertura boscosa probablemente ha producido modificaciones importantes en las características de los suelos andisoles, lo que a su vez afecta el proceso de infiltración (Neris et al. 2012). Para un suelo dado, el patrón del uso de la tierra juega un rol importante en la determinación de las características de infiltración (Agnihotri y Yadav 1995) junto con las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos.

En suelos agrícolas, como en la zona de estudio, la infiltración puede ser reducida por las prácticas de cultivo (Agnihotri y Yadav 1995), Las variaciones en la infiltración pueden ser a la misma vez significativas entre las transformaciones entre bosques, cultivos, pastos y suelo desnudo y sus interrelaciones (Sun et al. 2018). En la aplicación del balance hídrico para determinar la infiltración, los cambios en los usos de la tierra pueden llevar a cambios en el contenido de agua en el suelo debido a la intercepción de la vegetación, la evaporación de la superficie y el consumo de agua del suelo por crecimiento y transpiración de plantas (Zhipeng et al 2018).

En la cuenca alta del río Páez no existe un uso de la tierra específico, esto debido a las continuas transformaciones del espacio agrícola lo cual provoca que existan importantes cambios a nivel de rangos infiltración los cuáles a su vez son cambiantes año a año, esto ha sido también expresado por otros autores (de Almeida et al. 2018) los cuales indican que bajo

la labranza convencional, la infiltración de agua está influenciada por la preparación de la tierra y su interacción con las propiedades del suelo y la cobertura vegetal.

4.1.3.4 La infiltración y su correlación con las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos

Para poder cuantificar la cantidad específica de infiltración que entra a escala de la cuenca hidrográfica, deben de ser consideradas primeramente las características físicas e hidráulicas de los suelos volcánicos bajo uso agrícola y agropecuario que dominan la zona de estudio.

En la cuenca alta del río Páez se pueden encontrar tres subórdenes de suelos de origen volcánico que fueron determinados por Mata y Sandoval (2016) los cuales son Orthents/Udands, Ustands y Udands. Los subórdenes Udands son los más dominantes y se concentran en la parte central de la cuenca, el suborden Orthents/Udands domina la parte alta y el Ustands la parte sur y oeste (figura 23).

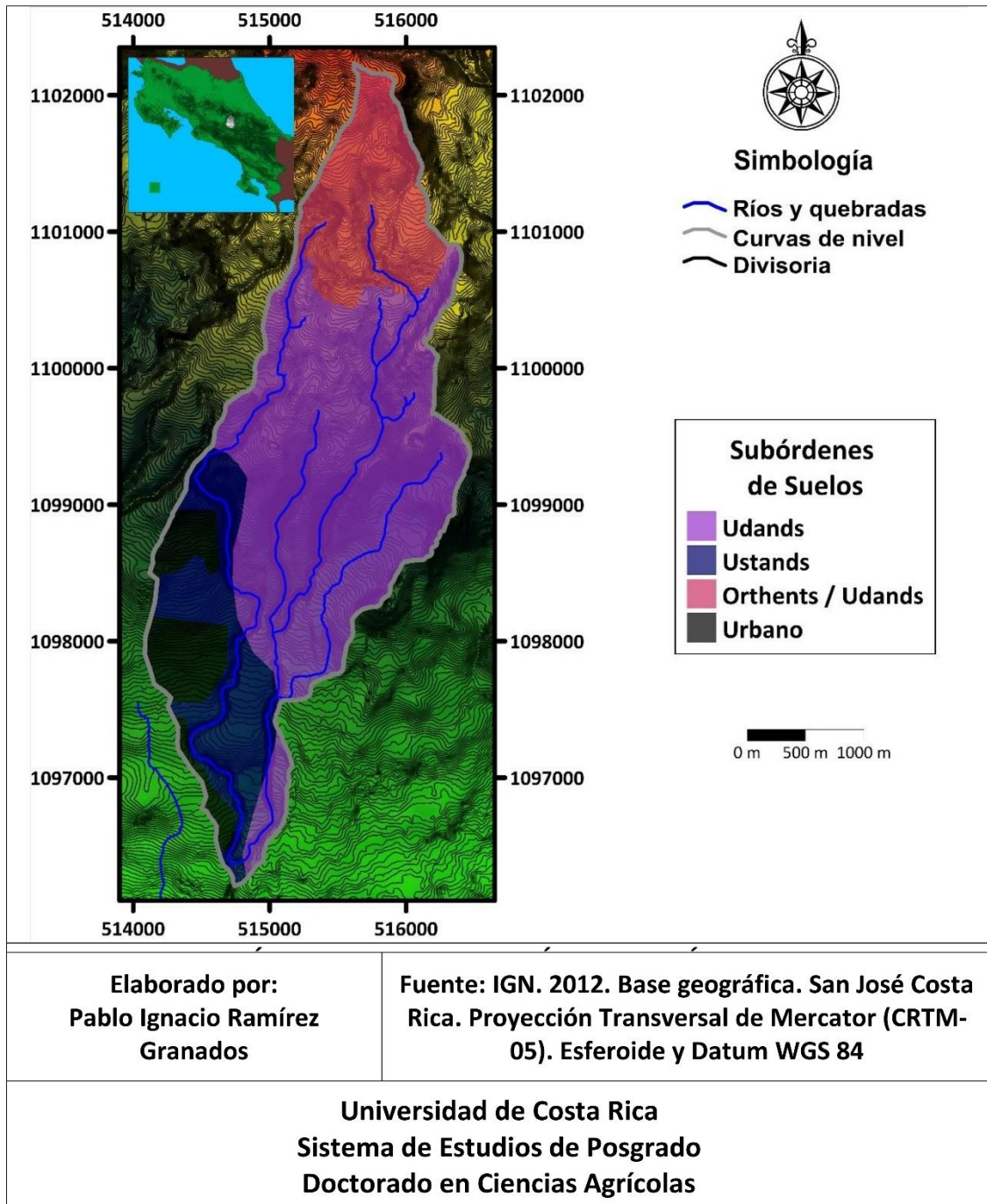


Figura 23: Subórdenes de los suelos volcánicos de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia con datos del mapa de suelos de Mata y Sandoval (2016).

La distribución de estos subórdenes podría obedecer a varios factores, para los Orthents/Udands, estos corresponden con zonas de muy alta pendiente donde el material propenso a la erosión ha sido removido rápidamente, especialmente por erosión inducida al ser zona de cultivo, en el caso de los Udands estos podrían estar más concentrados hacia la parte central de la cuenca probablemente asociados a una mejor distribución de la lluvia, en tanto los suelos Ustands, concentrados en la parte suroeste de la cuenca, podrían estar vinculados a períodos de humedad más limitados.

En cuanto a las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos estas pueden llegar a ser muy variables entre los distintos subórdenes en la cuenca debido a principalmente a la dinámica agrícola a la que están expuestos dichos suelos.

Las densidades aparentes para el suborden Orthents/Udands (figura 24) presentan un valor promedio de $1,04 \text{ g/cm}^3$, sin embargo, presentan una mayor amplitud en el rango de valores lo que se traduce en valores del coeficiente de variación de 40%. Los subórdenes Udands y Ustands tienen valores promedio de $0,92$ y $0,80 \text{ g/cm}^3$ y variaciones mucho menores en los rangos de datos con 14 y 10% lo que muestra una mayor homogeneidad de los datos. Estas mayores variaciones espaciales en la densidad aparente de los subórdenes Orthents/Udands pueden ser originadas por varios elementos como la materia orgánica, la elevación y el material parental, pero especialmente el uso de la tierra (Shan et al. 2019).

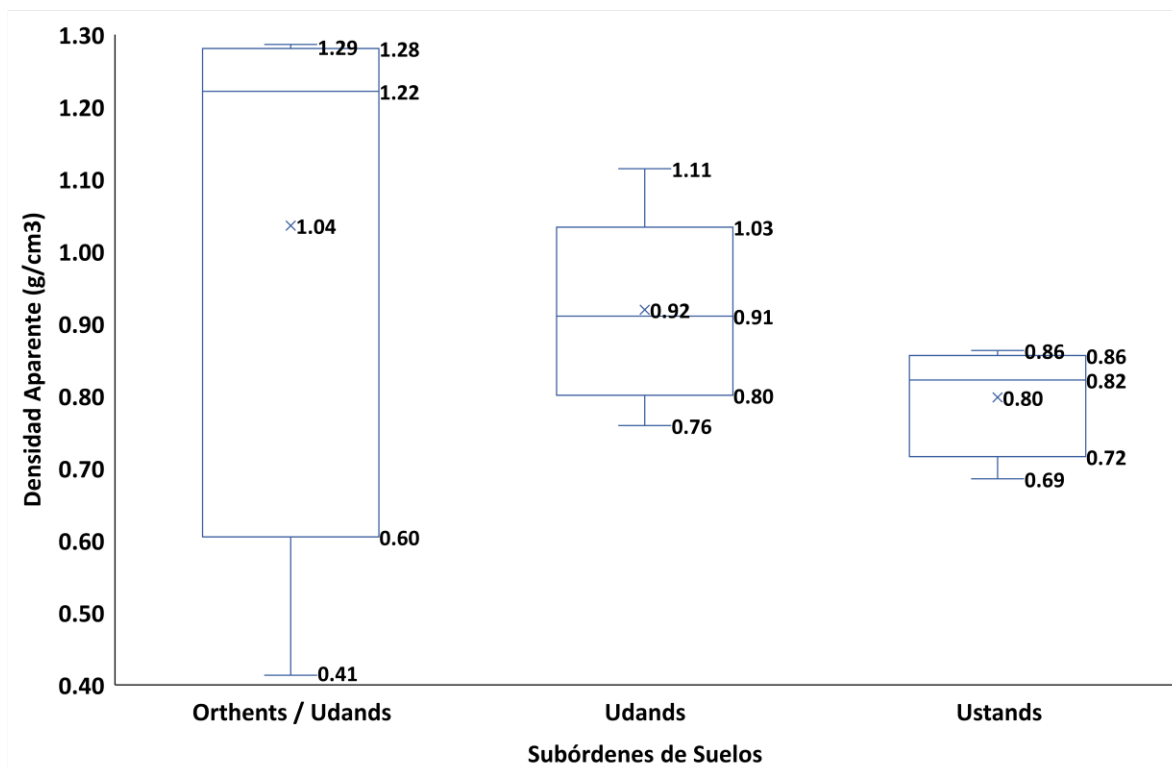


Figura 24: Variación de la densidad aparente según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

En el caso de las densidades reales (figura 25), estas presentan valores promedio muy semejantes, con un promedio de densidad real para todos los subórdenes de $2,37 \pm 0,03 \text{ g/cm}^3$, los rangos de valores en cada uno de los subórdenes presentan rangos más uniformes para los tres subórdenes con respecto a la densidad aparente.

Los valores de la densidad real de los tres subórdenes presentan valores mínimos muy cercanos y gran variabilidad en los valores medios y máximos. Estas amplitudes en sus valores pueden estar directamente relacionadas a un mayor tamaño de la ceniza volcánica emitida desde el volcán Irazú que con la distancia se pueden originar. Una de las posibles razones de estas amplitudes, especialmente en el suborden Orthents/Udands podría radicar en el efecto del material parental en las etapas iniciales que fomenta la presencia de minerales más resistentes a la meteorización como el cuarzo, el feldespato, la hornblenda y la mica (Lizcano et al. 2006).

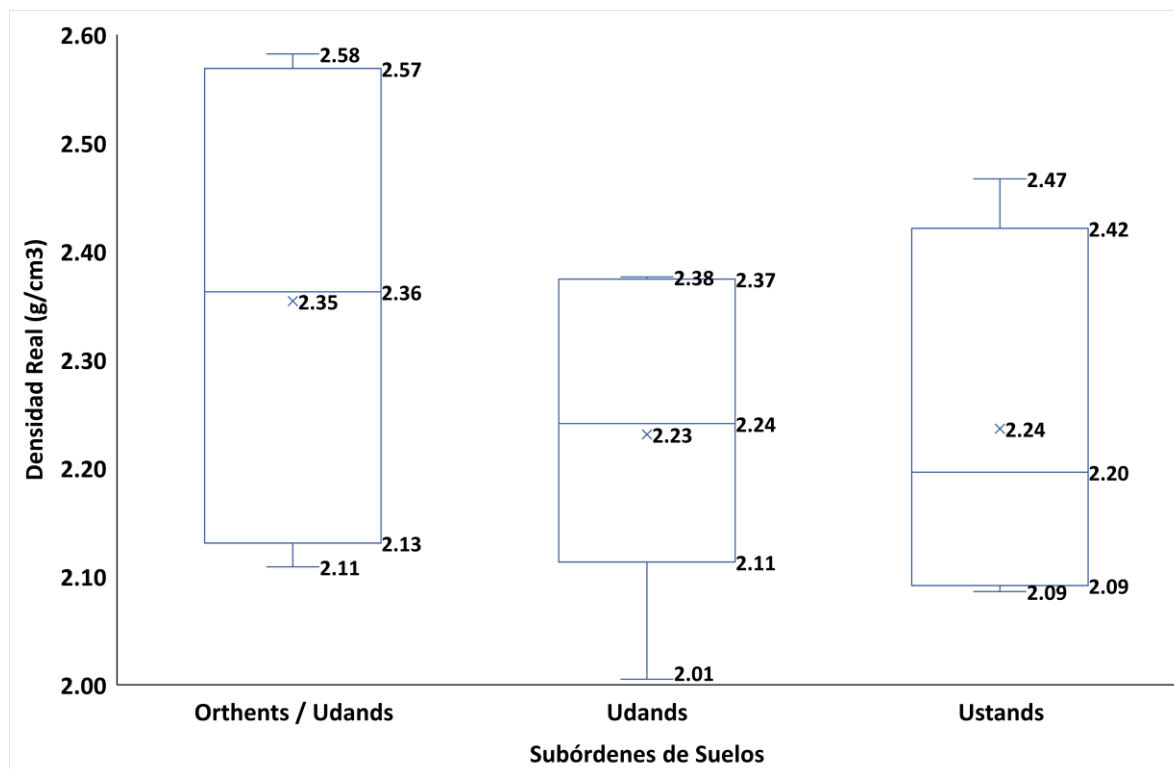


Figura 25: Variación de la densidad real según el suborden de suelo. Fuente elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

Los valores de porosidad en los tres subórdenes están en el rango entre los 56 y los 64% y muestran una amplitud en los rangos semejante a los que tiene la densidad aparente.

Las porosidades para los tres subórdenes de suelos volcánicos muestran valores promedio arriba del 55% para todos los casos. Las mayores variaciones en los valores están en el suborden Orthents/Udands que presenta mayor heterogeneidad (figura 26).

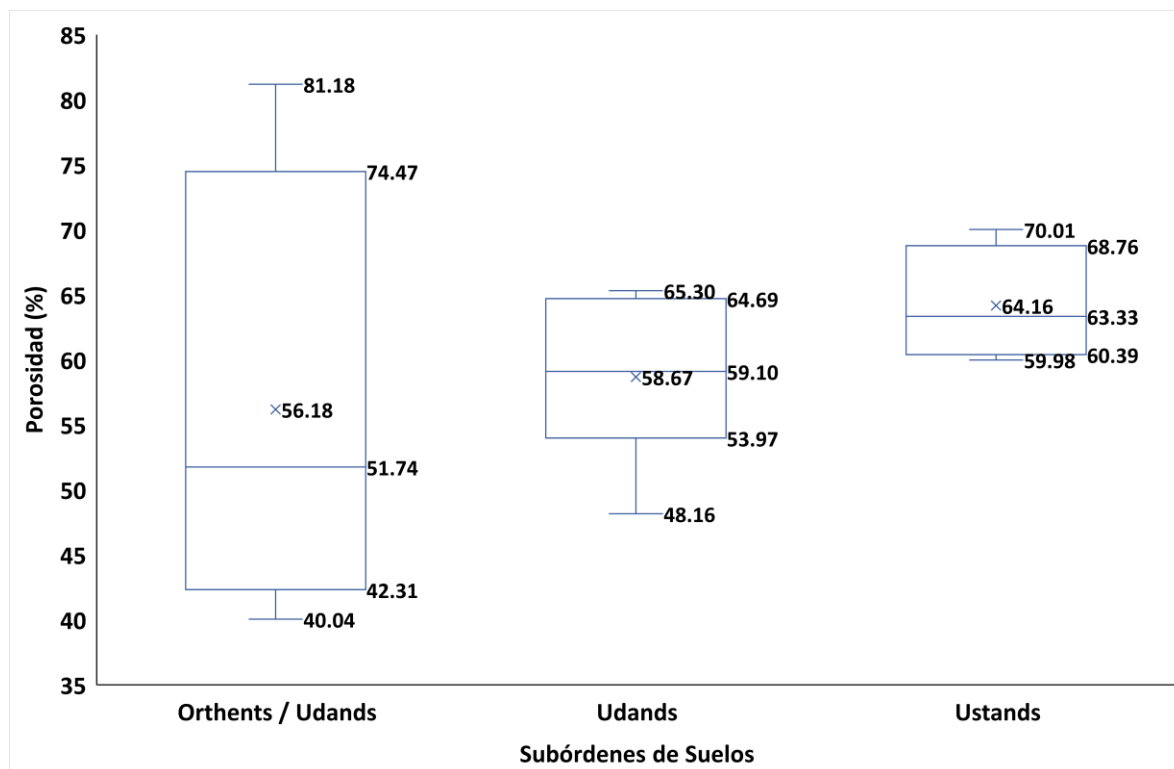


Figura 26: Variación de la porosidad según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

Las mayores diferencias en la porosidad del suborden Orthents/Udands podrían estar asociadas al hecho de que al ser suelos en pendientes fuertes y sobre cenizas volcánicas tienen una estructura cementada muy porosa conformada por agregaciones aleatoriamente distribuidas de tamaño de limo (Lizcano et al. 2006). Las diferencias son esperables también debido a que los grupos son totalmente diferentes.

Una vez establecidas las relaciones entre las propiedades físicas de cada uno de los subórdenes, se presentan los valores para densidades y porosidades de la cuenca alta del río Páez: (cuadro 4):

Cuadro 4: Propiedades físicas de los suelos volcánicos según suborden.

| Subórden de Suelo | Densidad Aparente (g/cm ³) | | Densidad Real (g/cm ³) | | Porosidad (%) | |
|-----------------------------|--|------|------------------------------------|------|---------------|------|
| | Media | C.V | Media | C.V | Media | C.V |
| Orthents/ Udands | 1.04 | 0.40 | 2.35 | 0.10 | 56.18 | 0.31 |
| Udands | 0.92 | 0.14 | 2.23 | 0.06 | 58.67 | 0.11 |
| Ustands | 0.80 | 0.10 | 2.24 | 0.08 | 64.16 | 0.07 |

Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

En cuanto a las propiedades hidráulicas de los subórdenes, los valores de conductividad hidráulica saturada presentan comportamientos variados para los tres tipos de subórdenes. En los Orthents/Udands, el valor promedio es de 2,14 cm/h pero con variaciones entre los 0,12 y los 4,95 cm/h, para el suborden Udands, el valor promedio es de 0,47 cm/h en un rango de valores entre los 0,04 y los 1,83 cm/h. El suborden de los Ustands, muestra por otro lado un valor promedio de 1,08 cm/h con una variación en el rango de los valores entre 0,02 y 2,41 cm/h (figura 27).

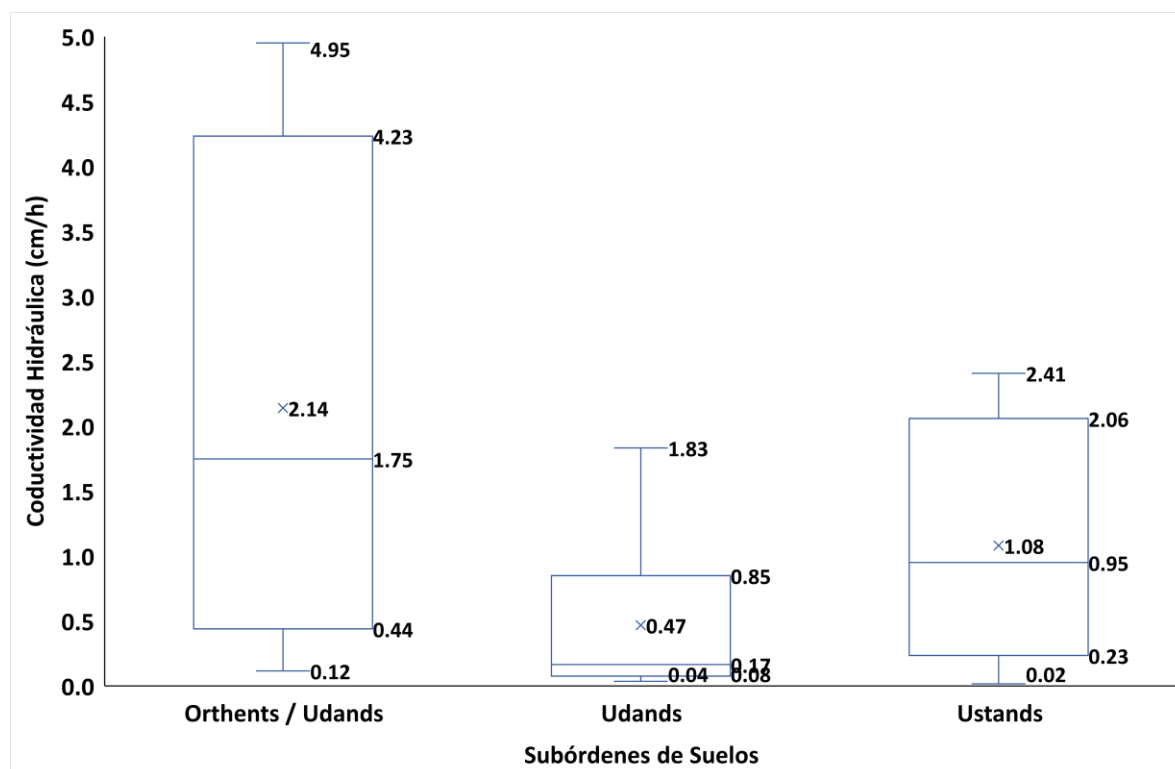


Figura 27: Variación de la conductividad hidráulica saturada según el suborden de suelo.
Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

Con el objeto de categorizar los valores de conductividad hidráulica, se presenta en el cuadro 5 valores de conductividad hidráulica saturada según la clasificación de Henríquez y Cabalceta (1999).

Cuadro 5: Valores indicativos de tasas de conductividad hidráulica saturada

| Conductividad Hidráulica Saturada (cm/h) | Interpretación |
|---|-----------------------|
| < 0,13 | Muy lenta |
| 0,13 - 0,51 | Lenta |
| 0,51 - 2,00 | Moderadamente lenta |
| 2,00 - 6,30 | Moderada |
| 6,0 - 12,7 | Moderadamente rápida |
| 12,7 - 25,4 | Rápida |
| > 25,4 | Muy rápida |

Fuente: Henríquez y Cabalceta (1999).

Se puede decir que los valores de conductividad hidráulica para los suelos del suborden Orthents/Udands muestran en promedio tasas moderadas, mientras que los suelos del suborden Udands les corresponden valores muy bajos y los Ustands valores bajos. Las variaciones entre las conductividades hidráulicas entre estos subórdenes pueden deberse a la presencia de cenizas volcánicas en el suborden Orthents/Udands y a las variaciones en la estructura producto de las actividades de preparación del terreno para la siembra, esto es aún más claro al considerar la fuerte variación en este suborden.

En lo concerniente a la humedad volumétrica, los valores de retención promedio son muy parecidos entre los tres subórdenes. A 33 kPa (figura 28), el valor promedio para toda la cuenca es de $0,28 \pm 0,06 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, mientras que, en humedades cercanas a 1500 kPa (figura 29), estas tienen valores promedios de $0,13 \pm 0,05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

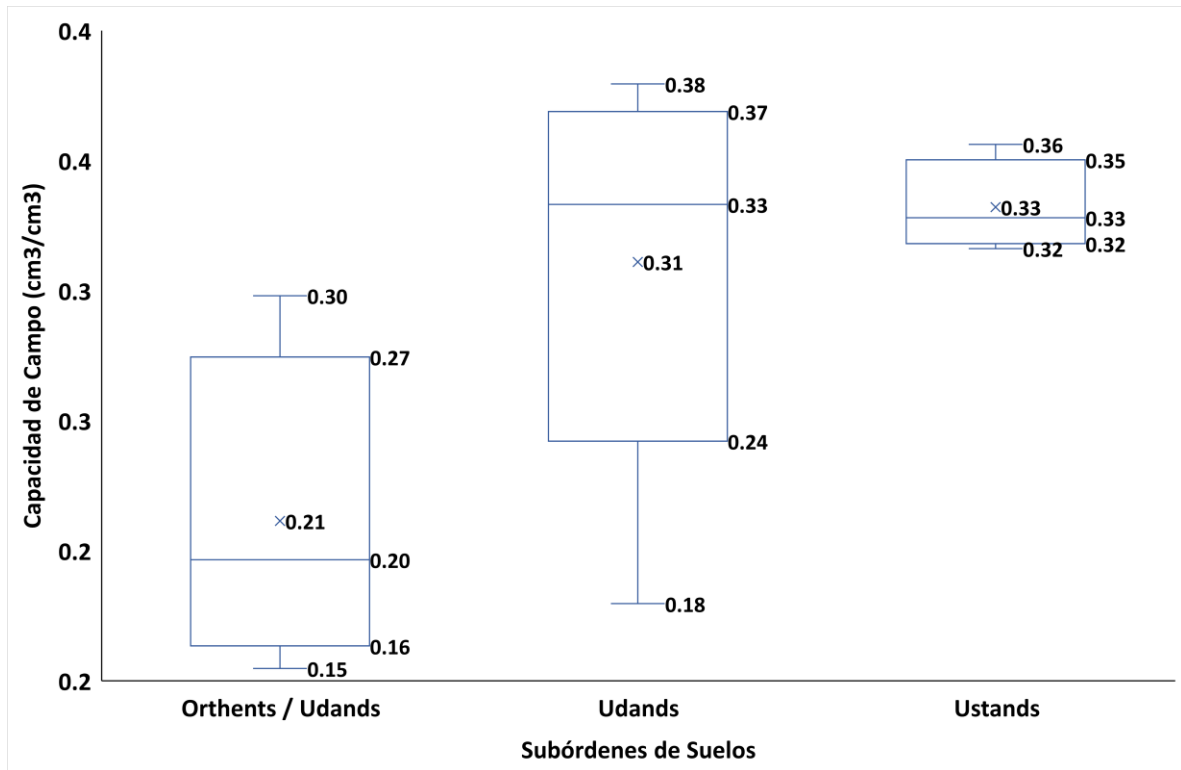


Figura 28: Variación de la humedad volumétrica del suelo a 33 kPa según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

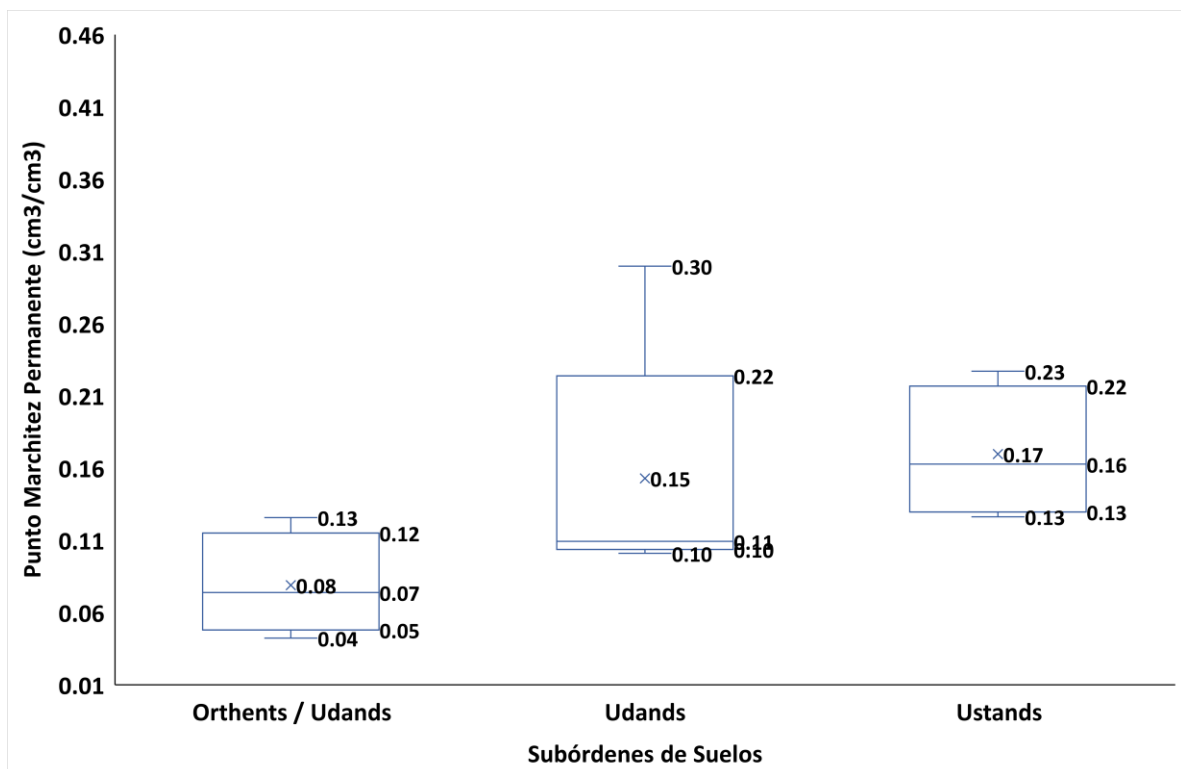


Figura 29: Variación de la humedad volumétrica del suelo a 1500 kPa según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

Las diferencias en los valores de 33 kPa con respecto a 1500 kPa (figuras 28 y 29) en cada uno de los subórdenes refleja comportamientos muy variados. Esta variación probablemente esté asociada a la porosidad entre agregaciones (Lizcano et al. 2006).

Los coeficientes de variación para la retención de humedad son diferentes entre ambos puntos. Para la humedad volumétrica a 33 kPa los valores más homogéneos se encuentran en el suborden Ustand, mientras que en los Orthents/Udands y en los Udands, los valores son mayores a 25%. Para la retención de humedad a 1500 kPa, los valores son más bien heterogéneos, con valores mayores a 25% para todos los subórdenes de los suelos y en el caso de los Orthents/Udands y los Udands, alcanzado valores de 44 y 55%.

En el caso de la cantidad de agua disponible (figura 16) esta es relativamente uniforme en los tres subórdenes de los suelos. Para el suborden Orthents/Udands el valor promedio es de $0,13 \pm 0,077 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, para el suborden Udands $0,16 \pm 0,107 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y para el suborden Ustands $0,16 \pm 0,036 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

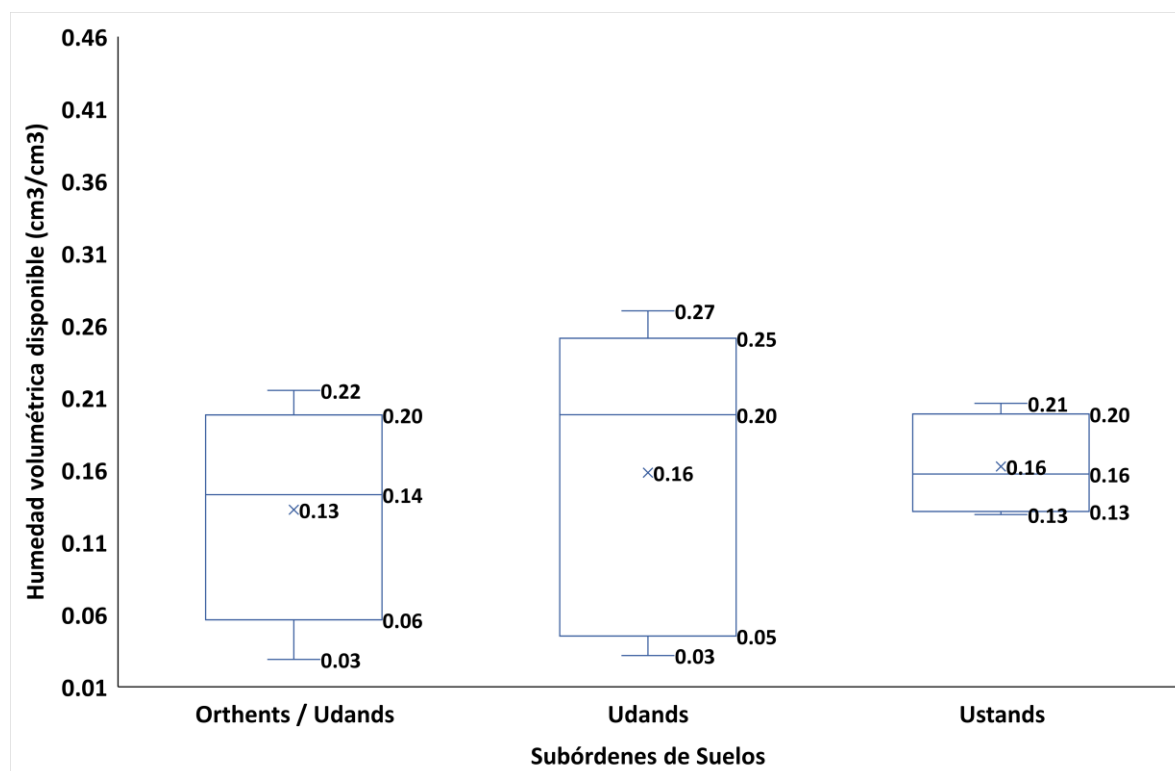


Figura 30: Variación de la humedad volumétrica disponible del suelo según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

Los subórdenes que presentan una mayor amplitud en los valores de humedad volumétrica disponible son los Udands y los de menor variación los Ustands. La variación de los subórdenes Udands podría explicarse por el hecho que en condiciones naturales estos suelos presentan un régimen de humedad donde no se presentan períodos secos largos, por lo que al someterlos a un potencial mátrico alto, las variaciones son consideradas con respecto a los subórdenes Ustands.

Los coeficientes de variación en el agua disponible presentan amplitudes, para el suborden Orthents/Udands y para el Udands estos superan el 58 y 67%. En el caso del suborden Ustands, su coeficiente de variación es más bajo con respecto a los otros con un valor máximo de 21%.

Para comparar las propiedades de los suelos volcánicos agrícolas entre subórdenes, se realizaron análisis de varianza con niveles de significancia de 99,9%. Para todas las propiedades físicas el estadístico F a un nivel de significancia de 0,001 con 2 y 11 grados de libertad es menor que el valor crítico de 13,81. Para las propiedades hidráulicas el estadístico F a un nivel de significancia de 0,001 con 2 y 10 grados de libertad es menor que el valor crítico de 14,91. Desde que ambos estadísticos F son menores que los valores críticos, la hipótesis nula es aceptada por lo que todas las muestras son tomadas de una población normalmente distribuida. Si las muestras son tomadas aleatoriamente desde una población común, es razonable esperar que la variación dentro de las muestras sea alrededor de la misma varianza entre las muestras desde que ambas son reflejos de la variación total en la población.

Los valores promedio y los coeficientes de variación para las propiedades hidráulicas de los tres subórdenes se exponen en el cuadro 6.

Cuadro 6: Propiedades hidráulicas de los suelos volcánicos según suborden.

| Subórden de Suelo | Conductividad Hidráulica (cm/h) | | Humedad Volumétrica 0,33 bar (cm³/cm³) | | Humedad Volumétrica 15 bar (cm³/cm³) | |
|-----------------------------|--|------------|---|------------|---|------------|
| | Media | C.V | Media | C.V | Media | C.V |
| Orthents/ Udands | 2.14 | 0.40 | 0.21 | 0.10 | 0.08 | 0.31 |
| Udands | 0.47 | 0.14 | 0.31 | 0.06 | 0.15 | 0.11 |
| Ustands | 1.08 | 0.10 | 0.33 | 0.08 | 0.17 | 0.07 |

Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

Las propiedades físicas e hidráulicas del suelo tienen una importante influencia en la infiltración de agua (Sokolowski et al. 2020). Esta situación es especialmente interesante en suelos de naturaleza volcánica que a la vez son dedicados a la agricultura, la cual implica la combinación de la dinámica de los cambios de usos de tierra y las propiedades físicas e hidráulicas.

Varios autores señalan algunos cambios que se dan en las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos en sitios agrícolas, por ejemplo, la continuidad, tamaño y extensión de los poros y la densidad aparente (Ramírez et al. 2006; Diovisalvi et al. 2008), en tanto Blanco y Ruiz (2018) señalan que los impactos en las propiedades del suelo dependen del equipo de labranza y del clima. Otros como Blanco et al. (2017) indican que la labranza a largo plazo no impacta algunas propiedades como la porosidad, la conductividad hidráulica y la retención de humedad, sin embargo, la mayoría de las prácticas de labranza tienen pronunciados efectos en las propiedades de los suelos inmediatamente después del labrado, pero estos efectos pueden disminuir rápidamente. En el caso de los suelos Andisoles, la pérdida de la cobertura boscosa produce importantes modificaciones en sus propiedades impactando el proceso de infiltración (Jiménez et al. 2006, Neris et al. 2012) y las propiedades físicas e hidráulicas como la estabilidad de los agregados (Rodríguez et al. 2014), la densidad aparente (Anda & Dahlgren 2020) y la capacidad de infiltración (Perrin et al. 2001).

Para la cuenca alta del río Páez, los valores físicos e hidráulicos de los suelos muestran comportamientos normales de suelos volcánicos. Los valores de la densidad aparente y porosidad para cada suborden son de 1,04 g/cm³ y 56% (Orthents/Udands), 0,92 g/cm³ y 58%

(Udands) y $0,80 \text{ g/cm}^3$ y 64% (Ustands) los cuales son característicos de los suelos volcánicos debido a la abundancia de materiales amorfos y pobremente cristalinos y materia orgánica (Anda y Dahlgren 2020) aunque un poco más altos de los reportados para Andisoles moderadamente meteorizados (Shoji et al. 1993). Las variaciones observadas en algunas de las muestras pueden ser debidas a las actividades agrícolas de la zona debido a la compactación por destrucción potencial de los agregados que resulta en afectación a la conexión de los poros (Prado et al. 2011).

En el caso de la retención de humedad, esta varía en promedio desde 13 a 16% en el agua disponible para las plantas. Dichos valores de retención de humedad presentaron coeficientes de variación de 58% (Orthents/Udands), 67% (Udands) y 21% (Ustands) los cuáles pueden indicar variaciones en los valores para cada suborden y que es provocado probablemente por una disminución en los meso y microporos lo cual favorece menores valores de retención de humedad.

4.1.3.5 Modelado de la cantidad de agua infiltrada en la cuenca

Para la aplicación del modelo de infiltración, la cuenca se dividió en zonas específicas a partir de la sobreposición de los mapas de entrada de agua por lluvia, la pendiente del terreno, el uso de la tierra y el tipo de suelo (figura 31):

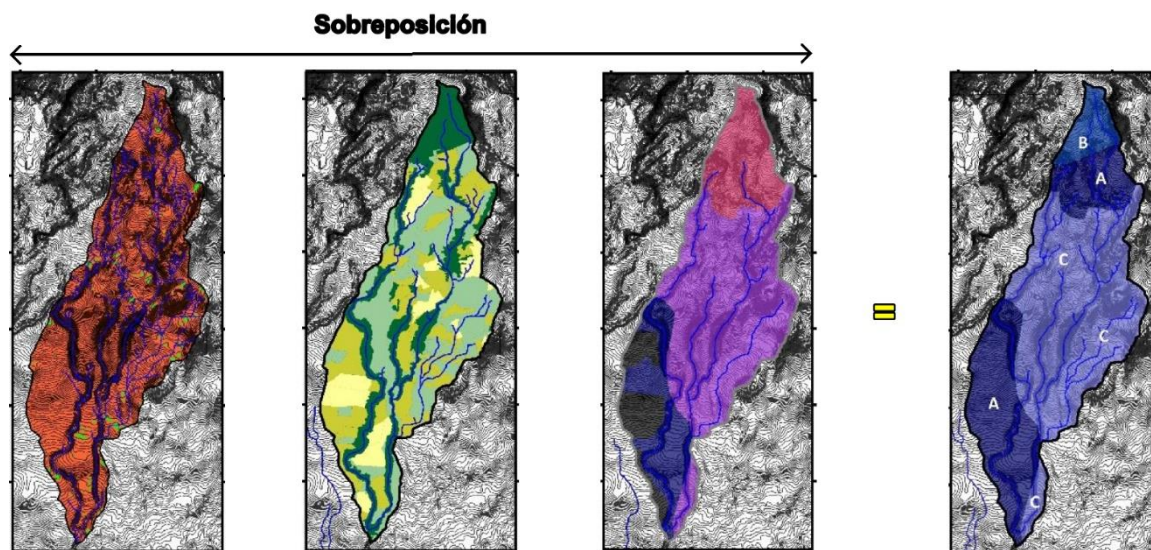


Figura 31: Sobreposición de mapas de pendiente, uso y tipos de suelos para la zonificación requerida en el modelo de infiltración de cuenca. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

Una vez establecida la división de las zonas de infiltración, se aplicó el modelado analítico de la lluvia mensual considerando los factores físicos e hidráulicos de los subórdenes de los suelos mencionados anteriormente, lo cual generó tres rangos de infiltración según cada una de las zonas en función del evento climático específico (figura 32).

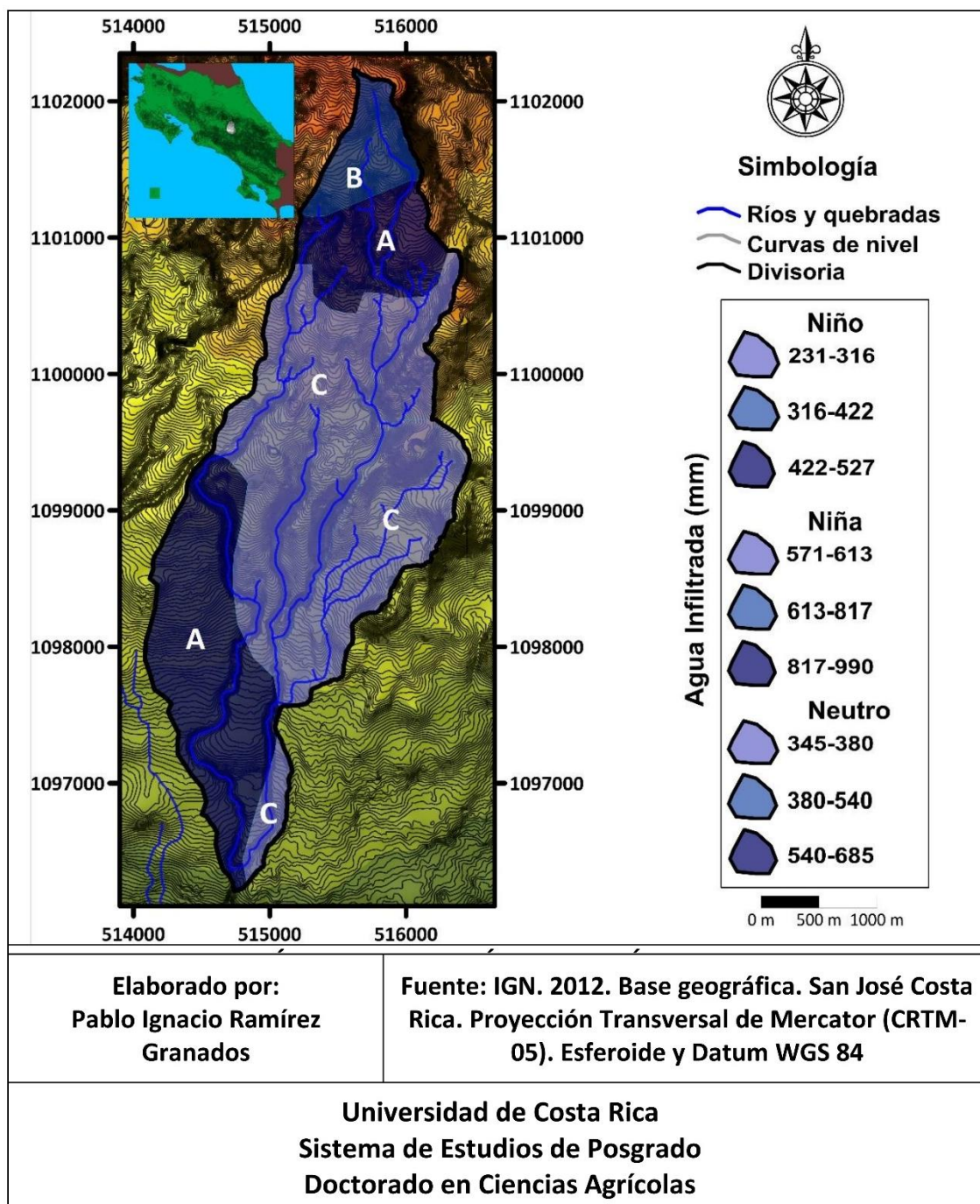


Figura 32: Rangos de agua infiltrada a partir de la lluvia mensual por evento climático para la cuenca del río Páez. Fuente: Elaboración propia.

La cuenca alta del río Páez mostró 3 rangos de agua infiltrada, definidos (zona A, zona B y zona C), estos rangos se mantienen según las subdivisiones realizadas y continúan a pesar de las variaciones en la entrada de agua por lluvia según evento climático.

Las áreas de mayor agua infiltrada se encuentran en la zona A (figura 33).

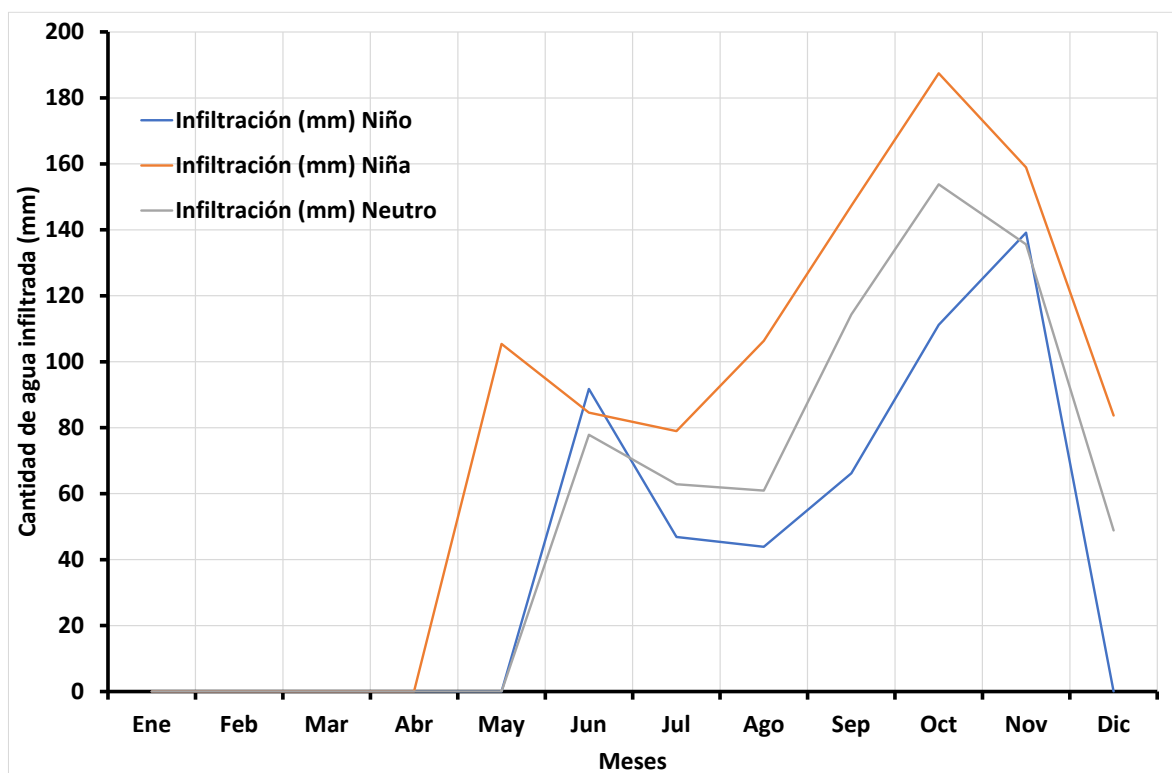


Figura 33: Agua infiltrada promedio con base en la lluvia mensual por evento climático para la zona A. Fuente: Elaboración propia, 2018.

Para la zona A, el período de agua infiltrada inicia a partir de mayo para el mes de mayor tanto para los eventos de Niño y Neutro, y un mes antes en el mes de abril para Niña. Durante el año, el comportamiento del agua infiltrada se mantiene regular, solo variando las condiciones por mes. Los picos son alcanzados en el mismo tiempo, durante el mes de octubre para Niña y Neutro y un mes después para Niño, en el mes de noviembre.

La segunda área de agua infiltrada de la cuenca se concentra en la zona protectora del Volcán Irazú y corresponde con la zona B (figura 34).

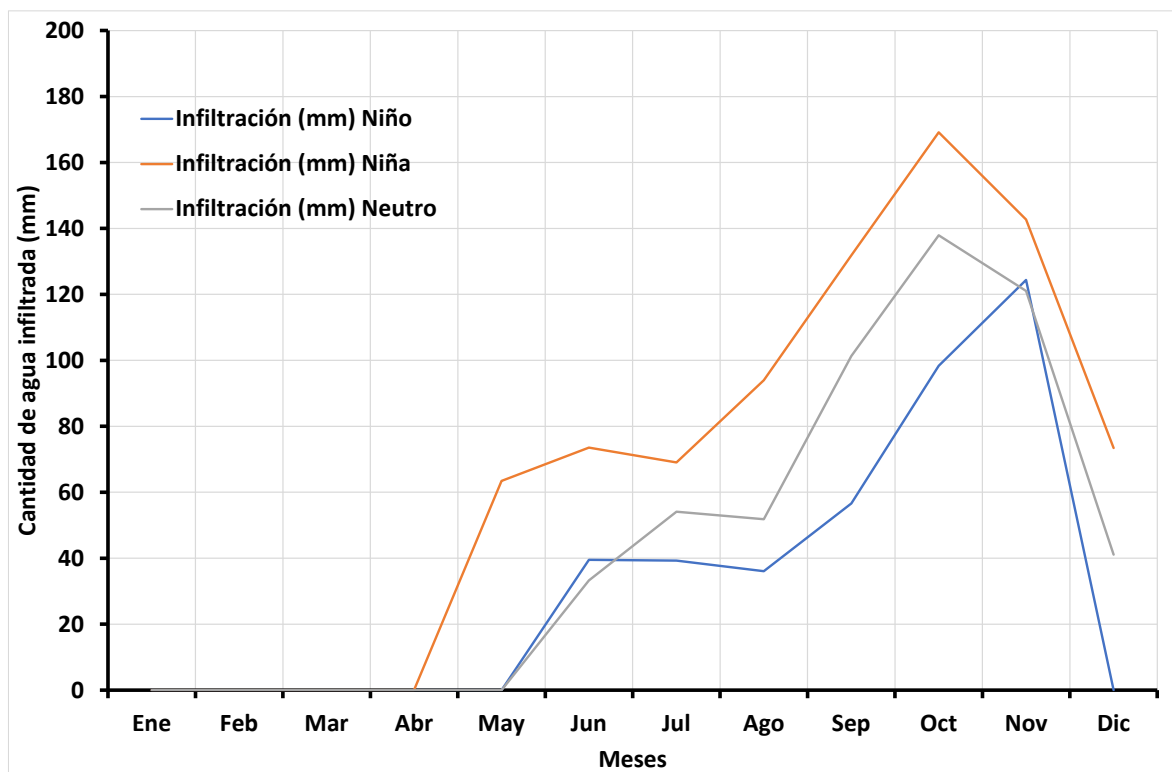


Figura 34: Agua infiltrada promedio con base en la lluvia mensual por evento climático para la zona B. Fuente: Elaboración propia, 2018.

En esta zona de agua infiltrada de lluvia los tres períodos climáticos (Niño, Niña y Neutro) están claramente definidos en las épocas secas y húmedas. El agua infiltrada por efecto de la lluvia mensual comienza en el mes de mayo para los eventos de Niño y Neutro y un mes antes para Niña, manteniendo una tendencia de crecimiento hacia el mes de octubre para Neutro y Niña y un mes después para Niño en noviembre, a diferencia de la zona A, no hay dos picos de agua infiltrada en el año sino más bien una tendencia a un crecimiento constante.

Por último, la zona C presentan la menor cantidad de agua infiltrada y abarca la mayor parte de la cuenca alta del río Páez (figuras 35).

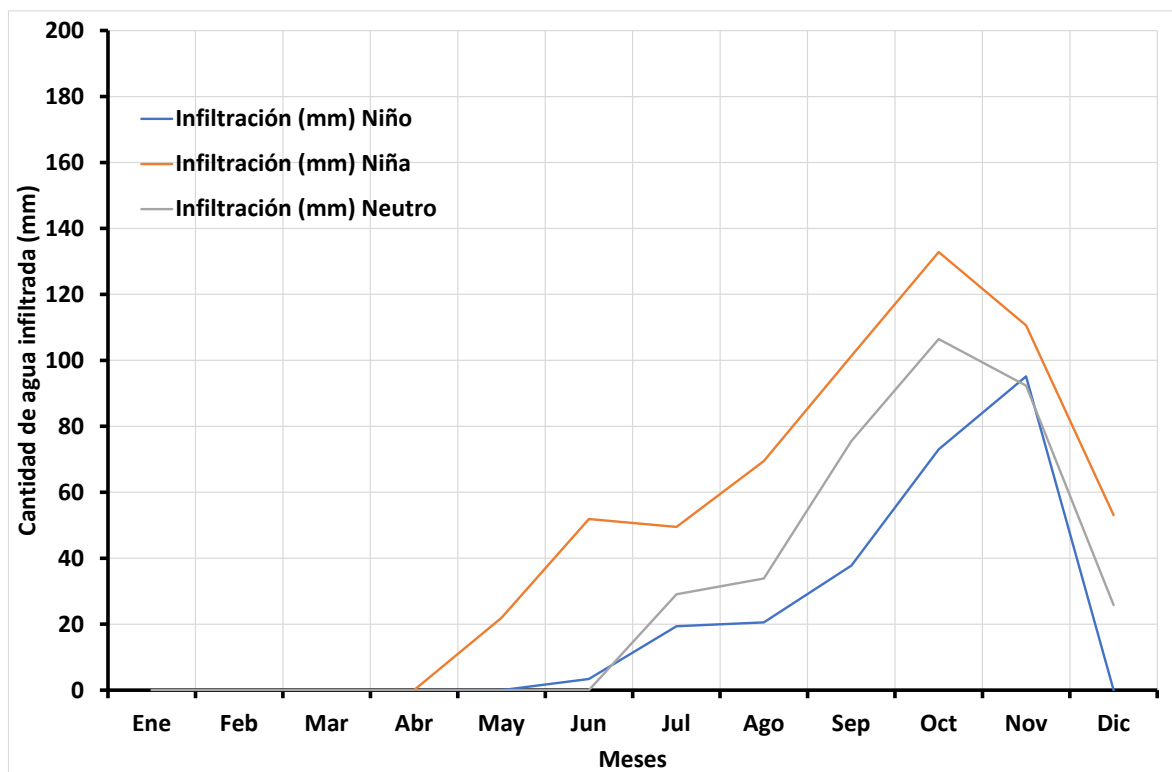


Figura 35: Agua infiltrada promedio con base en la lluvia mensual por evento climático para la zona C. Fuente: Elaboración propia, 2018.

Para la cuenca alta del río Páez los volúmenes de agua infiltrada, pueden dividirse según el tipo de zona en bajo, medio y alto, de acuerdo con cada uno de los eventos climáticos. Para la zona C, las variaciones entre cada evento climático van desde un 18% en Niño hasta un 30% de lluvia infiltrada en Niña. Para la zona B, los cambios en la lluvia infiltrada van desde los 28% en Niño hasta los 42% en Niña. Para la zona A, el agua infiltrada va desde los 36% en Niño hasta 49% durante Niña. Estos resultados son consistentes con los valores reportados en infiltración para años muy húmedos, húmedos y secos registrados por otros autores (Melki y Abida 2020).

La tendencia del agua infiltrada en la zona C, se comporta en forma semejante a la zona B, con un crecimiento constante al inicio de la infiltración y un pico al final. Los picos en la zona C se presentan en octubre para Niña y Neutro y en noviembre para Niño.

En lo que respecta a los eventos lluviosos, durante Niño, la zona C presentan valores de entrada de agua de aproximadamente un 18% del total de la lluvia. La zona B muestra un total de 28.5% del total y la zona A un 36%. El agua infiltrada en los períodos de Niño es

nula durante los meses de diciembre a mayo, es decir, la entrada de agua en el suelo solo se da justo cuando ya han ocurrido las lluvias de mayo y el suelo recupera la humedad antecedente al período de agua infiltrada.

Durante el período climático de Niña, la zona C muestra un aumento significativo de la cantidad de agua infiltrada que entra con respecto a los periodos de Niño. De esta manera un 30% del agua total caída por lluvia se infiltra, mientras que en la zona B la cantidad aumenta a un 42% del total y en la zona A casi un 50%. Los períodos de agua infiltrada durante Niña tienen una duración de 8 meses y van desde mayo a diciembre en todas las zonas.

Durante los períodos climáticos Neutros, el agua infiltrada en la zona C ronda el 23% de la cantidad de agua de lluvia total, mientras que en la zona B es de un 34% y en la zona A, un 41% del total de agua llovida. En los períodos Neutros, el tiempo de agua infiltrada nula es variado, en las zonas A y B va desde enero a abril, con una duración de 4 meses, en tanto en la zona C va desde enero a mayo.

Muchos modelos de infiltración consideran el cálculo de la infiltración en condiciones muy específicas de acuerdo con diferentes circunstancias, por ejemplo, en condiciones de pendiente (Damiano et al. 2017; Loáiciga y Johnson, 2018), o en sitios específicos (Dos Santos et al. 2016; Del Toro et al. 2018), sin embargo, estas aproximaciones al cálculo de la infiltración no han considerado un enfoque más integral como lo es una cuenca hidrográfica. Una razón de esto, considerando a manera de ejemplo, la ecuación de Richards que rige el movimiento del agua en el suelo es debido a una fuerte no linealidad (Shiraki et al. 2006)

Algunos otros investigadores (Shiraki et al. 2006; Chari et al. 2020) han sugerido que debido a la variabilidad espacial y temporal en la capacidad de infiltración del suelo que pueda ocurrir, una mejor aproximación es escalar el proceso de infiltración a un nivel más regional como la cuenca hidrográfica con el fin de expresar la dinámica del agua en el suelo de acuerdo diferentes factores como los estudiados de manera individual como la variabilidad de las propiedades del suelo (Toohey et al. 2018), el uso de la tierra (Sun et al. 2018; Babaei et al. 2018) y la pendiente (Huang et al. 2013; Qi et al. 2018).

Para la cuenca alta del río Páez se aplicó el método de Schosinsky (Schosinsky y Losilla, 2000; Schosinsky, 2006) para determinar la infiltración a escala de cuenca y obtener rangos de valores de acuerdo con las propiedades de esta. Los resultados mostraron una fuerte

influencia en la entrada de agua por infiltración de la lluvia según evento climático y los cuales han sido reportados también por otros investigadores en otras zonas (Mokadem et al. 2018), Öztürk et al. (2013) menciona que en un balance hídrico es más sensitivo a las variaciones anuales de la lluvia. Las variaciones espaciales de la infiltración también están influenciadas por los usos agrícolas actuales, que pueden afectar la evapotranspiración y la intercepción (Rust et al. 2014), para los casos de suelos con algún grado de cobertura vegetal, Viola et al. M. (2014) afirman que un incremento en el sistema de raíces en profundidad es acompañado por un incremento en la cantidad de agua disponible para la evapotranspiración.

4.1.4 Conclusiones

La cuantificación del proceso de infiltración y el agua infiltrada en suelos volcánicos con actividad agrícola es un asunto complejo debido a los muchos componentes que están involucrados en la cuantificación de este, entre los que se encuentra principalmente la pendiente del terreno, los cambios de uso de la tierra, especialmente la conversión hacia tierras agrícolas y agropecuarias, las variaciones en la entrada de agua por lluvia debido a los fenómenos climáticos y los cambios en las propiedades hidráulicas de los suelos producto de las actividades agrícolas.

En la cuenca alta del río Páez se presentan condiciones específicas debido a las actividades agrícolas específicas que en conjunto con la configuración del relieve y las condiciones climáticas determinan la dinámica de la infiltración en los suelos. Esta dinámica de la infiltración no puede ser abordada de una forma puntual sino más bien aproximada a la escala de la cuenca hidrográfica de forma que pueda servir para establecer acciones de manejo y conservación de aguas en una zona de agricultura intensiva como la que corresponde con a la cuenca alta del río Páez.

Debido a las variaciones en las propiedades de los suelos que se pueden dar en un lugar sumado a la dinámica externa que puede existir a lo largo de toda la extensión de una cuenca hidrográfica, la medición del proceso de infiltración puede ser mejor entendida al utilizar el modelo de Schosinsky que establece rangos de infiltración de acuerdo con zonas definidas espaciales definidas previamente a partir de sus características de pendiente, el uso de la tierra, la variación de la lluvia y las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos.

Este estudio refleja la necesidad de considerar la espacialidad del proceso de infiltración en zonas de agricultura intensiva donde la zonificación de la infiltración pueda llegar a ser más efectiva considerando sitios puntuales. Los resultados mostraron 6 zonas de infiltración, todas con características específicas, las cuales muestran la variación en la entrada de agua en los distintos sitios de la cuenca. La ventaja de este modelo sobre otros es que puede ser alimentado por una mayor cantidad de datos para mejorar sus resultados.

El conocimiento de los rangos de infiltración en una zona de agricultura intensiva como la cuenca alta del río Páez puede llegar a ser muy útil para establecer estrategias de manejo y conservación de suelos y aguas y además para entender los posibles efectos de contaminantes agrícolas en los suelos en diferentes sectores de la cuenca.

4.1.5 Referencias

- Allen, R; Pereira, L; Raes, D; Smith, M. 2006. Evapotranspiración del Cultivo: Guías para la determinación de los Requerimientos de Agua de los Cultivos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación.
- Anda, M; Dahlgren, R. 2020. Long-term response of tropical Andisol properties to conversion from rainforest to agriculture. *Catena* 194: 104679.
- Alvarado, C; Barahona, M. 2017. Comparación de tres métodos de infiltración para calcular el balance hídrico del suelo, en la cuenca del río Suquiapa, El Salvador. *Cuadernos de Investigación UNED* 9 (1): 23-33.
- Arellano, F; Vázquez, M; Suárez, J; Rafael, E. 2012. Identificación de zonas de protección y de captura de las nacientes, subcuencas de los ríos Reventado, Tiribí, Taticú, Páez, Birrís y Pacayas. Provincia de Cartago, Costa Rica. Informe Final Licitación Abreviada 2012LA-000068-87900. COMCURE-MINAET-Dirección de Agua-Hidrogeotecnica Ltda.
- Babaei, F; Zolfghari, A; Yazdani, Sadeghipour, A. 2018. Spatial analysis of infiltration in agricultural land in arid areas of Iran. *Catena* 170: 25-35.
- Barco, J; Hogue, T; Giroto, M; Kendall, D; Putti, M. 2010. Climate signal propagation in southern California aquifers. *Water Resources Research* 46, W00F05.
- Blanco, H; Wienhold, B; Jin, V; Schmer, M; Kibet, L. 2017. Long-term tillage impact on soil hydraulic properties. *Soil & Tillage Research* 170: 38-42.
- Blanco, H; Ruiz, S. 2018. No-tillage and soil physical environment. *Geoderma* 326: 164-200.
- Burgy, R; Luthin, J. 1956. A test of the single- and double-ring types of infiltrometers. *Transaction American Geophysical Union* 37(2): 189-192.
- Chari, M; Poozan, M; Afrasiab, P. 2020. Modelling soil water infiltration variability using scaling. *Biosystems Engineering* 196: 56-66.
- Chiarito, E; Zimmermann, E; Méndez, S. 2018. Metodología para la estimación del coeficiente de escorrentía en áreas urbanizadas mediante teledetección. *Cuadernos del CURIHAM* 24: 25-36.
- Cortés, V; Oconitrillo, V. 1987. Erosión de suelos hortícolas en el área de Cot y Tierra Blanca de Cartago (Tesis Licenciatura). Universidad de Costa Rica.
- Damiano, E; Greco, Guida, A; Olivares, L; Picarelli, L. 2017. Investigations on rainwater infiltration into layered shallow covers in pyroclastic soils and its effect on slope stability. *Engineering Geology* 220: 2008-218.

- De Almeida, W; Panachuki, E; de Oliveira, da Silva, R; Sobrinho, T; de Carvalho, D. 2018. Effect of soil tillage and vegetal cover on soil water infiltration. *Soil & Tillage Research* 175: 130-138.
- Del Toro, F; Vivoni, E; Kretzschmar, T; Runquist, S; Vázquez, R. 2018. Variations in soil water content, infiltration, and potential recharge at three sites in a Mediterranean mountainous region of Baja California, Mexico. *Water* 10, 1844.
- Delgado, V; Flores, Y. 2017. Actualización hidrogeológica y disponibilidad del acuífero del Valle de Sébaco, Nicaragua. *Aqua-LAC* 10 (1): 61-74.
- Dingman, L. 2015. *Physical Hydrology*. 3era ed. Waveland Press Inc. 643 p.
- Diovisalvi, N; Studdert, G; Domínguez, G; Eiza, M. 2008. Fracciones de carbono y nitrógeno orgánicos y nitrógeno anaeróbico bajo agricultura continua con dos sistemas de labranza. *Ciencia del Suelo* 26(1): 1-11.
- Dos Santos, T; de Souza, E; Montenegro, A. 2016. Modeling of soil wáter infiltration with rainfall simulator in different agricultural systems. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 20(6): 513-518.
- Foxx, T; Tierney, G; Williams, J. 1984. Rooting depths of plants relative to biological and environmental factor. Los Alamos National Laboratory. Los Alamos, New Mexico. 26 p.
- Fox, D; Bryan, R, Price A. 1997. The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions. *Geoderma* 80: 181-194.
- Gómez, N; Solórzano, M; Villagra, K. 2017. Cuantificación de la erosión hídrica en función de diferentes técnicas de mecanización para minimizar la contaminación del agua por sedimentos en la parte alta de la cuenca del río Reventazón. Informe Final. Tecnológico de Costa Rica.
- Gómez, N; Estrada, R. 2020. Conservación de suelos mediante la frecuencia de labranza: un caso en Costa Rica. *Revista de Ciencias Ambientales* 54(1): 123-139.
- Guevara, E; Márquez, A. 2012. Modelación de la infiltración en un campo agrícola de la cuenca del río Chirgua, estado Venezuela. *Revista Científica UDO Agrícola* 12(2): 365-388.
- Hao, X; Ball, B; Culley, J; Carter, M; Parkin, G. 2008. Soil Density and Porosity en Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. 743-760.
- Healy, R. 2010. *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University Press, 245 p.

- Hernriquez, C; Cabalceta, G. 1999. Guía Práctica para el Estudio Introductorio de los suelos con un enfoque agrícola. Asociación Costarricense de la Ciencia del Suelo. 111 p.
- Huang, Y; Chen, L; Fu, B; Huang, Z; Gong, J; Lu, X. 2012. Effect of land use on topography on spatial variability of soil moisture in a gully catchment of the Loess Plateau, China. *Ecohydrology* 5: 826-833.
- Huang, J; Wu, P; Zhao, X. 2013. Effects of rainfall intensity, underlying surface, and slope gradient on soil infiltration under simulated rainfall experiments. *Catena* 104: 93-102.
- Izaba, R; García, D. 2018. Estimación de la disponibilidad hídrica superficial en la microcuenca del río Mapachá, San Lorenzo, Boaco. *Revista Científica Agua y Conocimiento* 4: 23-37.
- James, W; Warinner, J; Reedy, M. 1992. Application of the Green-Ampt infiltration equation to watershed modeling. *Water Resource Bulletin. American Water Resources Association* 28(3): 623-635.
- Jiménez, C; Arias, D. 2004. Distribución de la biomasa y densidad de raíces finas en una gradiente sucesional de bosques en la Zona Norte de Costa Rica. *Kurú: Revista Forestal* 1(2): 1-20.
- Jiménez, C; Tejedor, Morillas, Neris, J. 2006. Infiltration rate in andisols: Effect of changes in vegetation cover (Tenerife, Spain). *Journal of Soil and Water Conservation* 61: 153-158.
- Kroetsch, D; Wang, C. Partice Size Distribution en Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2da edición. Boca Raton, CRC Press. p. 713-726.
- Krushensky, R. 1972. *Geology of Istaru Quadrangle, Costa Rica*. United States Geological Survey Bulletin 1358. 46 p.
- Lizcano, A; Herrera, M; Santamarina, J. 2006. Suelos derivados de cenizas volcánicas en Colombia. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil* 6(2): 167-198.
- Loáciga, H; Johnson, J. 2018. Infiltration on sloping terrain and its role on runoff generation and slope stability. *Journal of Hydrology* 561:584-597.
- Loague, K; Gander, G. 1990. R-5 Revisited 1. Spatial variability on a small rangeland catchment. *Water Resources Research* 26(5): 957-971.
- López, R; Arteaga, R; Vázquez, M; López, I; Sánchez, I. 2009. Índice de estrés hídrico como un indicador del momento de riego en cultivos agrícolas. *Agricultura Técnica* 35(1): 97-111.

- MAG-MIREMEM. 1994. Metodología para la determinación de la capacidad de uso de las tierras de Costa Rica. Decreto N° 23214 MAG-MIRENEM.
- Mata, R; Sandoval, D. 2016. Mapa Digital de Suelos de Costa Rica. Centro de Investigaciones Agronómicas. Universidad de Costa Rica.
- Melki, A; Abida, H. 2020. Impact of climate variation on infiltration rate under an arid climate: case of Northern Gafsa Watershed, Tunisia. *Environment, Development and Sustainability* 22: 7727-7742.
- Mokadem, N; Redhaounia, B; Besser, H; Ayadi, Y; Khelefi, F; Hamad, A; Hamed, Y; Bouri, S. 2018. Impacto of climate change on groundwater and the extinction of ancient “Foggara” and springs systems in arid lands in North Africa: a case study in Gafsa basin (Central of Tunisia). *Euro-Me*
- Montero, E; Herrera, J; & Ramírez, P. 2018. Sensibilidad y escenarios de disponibilidad de agua para consumo humano en la microcuenca del río Porrosatí, Heredia, Costa Rica. *Revista Geográfica de América Central* 62: 81-103.
- Morbidegli, R; Satalippi, C; Flammini, Cifrodelli, Picciafuoco, T; Corradini, C; Govindaraju, R. 2016. Laboratory investigation on the role of slope on infiltration over grassy soils. *Journal of Hydrology* 543: 542-547.
- Morbidegli, R; Satalippi, C; Flammini, A; Govindaraju, R. 2018. Role of slope on infiltration: A review. *Journal of Hydrology* 557: 878-886.
- Narváez, I. 2013. Percepción sobre la tendencia de caudales, precipitación, temperatura y cambio del uso del suelo con relación al uso y manejo del agua en la zona norte de Cartago. Costa Rica (TFG Master), Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza.
- Nemaxwi, P; Odiyo, Makungo, R. 2019. Estimation of groundwater recharge response from rainfall events in a semi-arid fractured aquifer: Case study of quaternary catchment A91H, Limpopo Province, South Africa. *Cogent Engineering* 6: 1635815.
- Neris, J; Jiménez, C; Fuentes, J; Morillas, G; Tejedor, M. 2012. Vegetation and land-use effects on soil properties and water infiltration on Andisols in Tenerife (Canary Islands, Spain). *Catena* 98: 55-62.
- Öztürk, M; Coptu, N; Saysel, A. 2013. Modelling the impact of land use change on the hydrology of a rural watershed. *Journal of Hydrology* 497: 97-109.
- Padilla, A. 2017. Caracterización de suelo del Sector Prusia, Parque Nacional Volcán Irazú, con mira en la rehabilitación ecológica (TFG Licenciatura). Instituto Tecnológico de Costa Rica, Cartago.
- Pascual, J; Díaz M. 2016. Guía practica sobre la modelización hidrológica y el modelo HEC-HMS. Centro para el Conocimiento del Paisaje. Instituto IMDEA Agua. 142 p.

- Patiño, S; Jaramillo, M. 2022. Estimación espaciotemporal de la recarga potencial en un sistema pseudokárstico tropical. *Revista de la Académica Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 46(178): 261-278.
- Pennock, D. 2004. Designing field studies in soil science. *Canadian Journal of Soil Science* 84(1): 1-10.
- Perrin, J; Bouvier, C; Janeau, J; Ménez, G; Cruz, F. 2001. Rainfall/runoff processes in a small peri-urban catchment in the Andes mountains. The Rumihurcu Quebrada, Quito (Ecuador). *Hydrological Processes* 15: 843-854.
- Prado, B; Duwig, C; Etchevers, J; Gaudet, J; Vauclin, M. 2011. Nitrate fate in Mexican Andosol: Is it affected by preferential flow? *Agricultural Water Management* 98: 1441-1450.
- PRUGAM 2007. Atlas Cartográfico Plan PRUGAM 2008-2030. MIVAH-MOPT-MIDEPLAN-MINSALUD-IVU-IFAM-CNFL-AYA.
- Qi, J; Liang, K; Li, S; Wang, L; Meng, F. 2018. Hydrological evaluation of flow diversion terraces using downhill-slope calculation method for high resolution and accuracy DEMs. *Sustainability* 10: 2414.
- Ramírez, R; Taboada, M; Gil, R. 2006. Efectos a largo plazo de la labranza convencional y la siembra directa sobre las propiedades físicas de un Argiudol típico de la Pampa Ondulada Argentina.
- Ramírez, P. 2007. Modelo hidrogeológico conceptual de la cuenca del río Birrís, Cartago, Costa Rica (Tesis Magister Scientiae). Universidad de Costa Rica.
- Ramírez, P. 2013. Determinación de la recarga acuífera potencial mediante un sistema de información geográfica para la cuenca del río Frío, Costa Rica. *Revista Geográfica de América Central* 51: 15-35.
- Ramírez, R. 2014. Recarga potencial de los acuíferos Colima y Barva, Valle Central, Costa Rica. *Repertorio Científico* 17(2): 51-59.
- Reynolds, W. 2008. Saturated Hydraulic Properties: Laboratory Methods in Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. p. 1013-1024.
- Reynolds, W; Topp, G. 2008. Soil Water Desorption and Imbibition: Tension and Pressure Techniques in Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. p. 981-998.
- Richards, P; Kump, L. 1997. Application of the geographical information systems approach to watershed mass balance studies. *Hydrological Processes* 11: 671-694.

- Rishma, C; Katpatal, Y. 2019. *Hydrology Research* 50(2): 793-806.
- Rodríguez, A; Guerra, J, Gorrín, S; Arbelo, C; Mora, J. 2002. Aggregates stability and water erosion in andosols of the Canary Islands. *Land Degradation & Development* 13: 515-523.
- Rodríguez, D. & Pérez, P. 2014. Determinación de la recarga hídrica potencial en la cuenca hidrográfica Guara de Cuba. *Aqua-LAC* 6 (2): 58-70.
- Rust, W; Corstanje, R; Holman, I; Milne, A. 2014. Detecting land use and land management influences on catchment hydrology by modelling and wavelets. *Journal of Hydrology* 517: 378-389.
- Schosinsky, G. & Losilla, M. 2000. Modelo analítico para determinar la infiltración con base en la lluvia mensual. *Revista Geológica de América Central* 23: 43-55.
- Schosinsky, G. 2006. Cálculo de la recarga hídrica potencial de acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. *Revista Geológica de América Central* 34-35: 13-30.
- Shan, L; Qi-quan, L; Chang-quan, W; Bing, L; Xue-song, G; Yi-ding, L; De-yeong, W. 2019. Spatial variability of soil bulk density and its controlling factors in an agricultural intensive area of Chengdu Plain, Southwest China. *Journal of Integrative Agriculture* 18(2): 290-300.
- Sharma, M; Gander, G; Hunt, C. 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hydrology* 45: 101-122.
- Shiraki, K, Shinomiya, Y; Shibano, H. 2006. Numerical experiments of watershed-scale soil water movement and bedrock infiltration using a physical three-dimensional simulation model. *Journal of Forest Research* 11: 439-447.
- Shoji, S; Nanzyo, M; Dahlgren, R. 1993. *Volcanic Ash Soils: Genesis, Properties and Utilization*. Developments in Soil Science 21. Elsevier. Amsterdam. 288 p.
- Sokolowski, A; McCormick, B; De Grazia, J; Wolski, J; Rodríguez, H; Rodripiguez-Frers, E; Gagey, M; Debelis, S; Paladino, I; Barrios, M. 2020. Tillage and no-tillage effects on physical and chemical properties of an Argiaquoll soil under long-term crop rotation in Buenos Aires, Argentina. *International Soil and Water Conservation Research* 8: 185-194.
- Sullivan, M; Warwick, J; Tyler, S. 1996. Quantifying and delineating spatial variations of surface infiltration in a small watershed. *Journal of Hydrology* 181: 149-168.
- Sun, D; Yang, H, Guan, D; Yang, M, Wu, J; Yuan, F; Jin, C; Wang, A, Zhang, Y. 2018. The effects of land use change on soil infiltration capacity in China: A meta-analysis. *Science of Total Environment* 626: 1394-1401.

- Thorthwaite, C.; Mather, J. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publications in Climatology, vol. 10, no. 3. Thorthwaite & Associates, Centerton, New Jersey.
- Toohey, R; Boll, J; Brooks, E; Jones, J. 2018. Effects of soil land use on soil properties and hydrological processes at the point, plot and catchment scale in volcanic soils near Turrialba, Costa Rica. *Geoderma* 315: 138-148.
- Topp, C; Parkin, G; Ferré, T. W. 2008. Soil Water Content in Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. p. 1025-1042.
- Tricker, A. 1981. Spatial and temporal patterns of infiltration. *Journal of Hydrology* 49: 261-277.
- Van Schaik, N. 2009. Spatial variability of infiltration patterns related to site characteristics in a semi-arid watershed. *Catena* 78: 36-47.
- Vargas, Y. 2017. Determinación del índice de calidad riparia y propuesta para la restauración ecológica de la cuenca alta del río Reventazón (TFG Licenciatura). Instituto Tecnológico de Costa Rica, Cartago.
- Viola, M; Mello, C; Beskow, S; Norton, L. 2014. Impacts of land-use changes on the hydrology of the Grande River Basin headwaters, southeastern Brazil. *Water Resource Management* 28: 4537-4550.
- Winpenny, J; Heinz, I; Koo-Oshima; Salgot, M; Collado, Hernández, F; Torricelli, R. 2013. Reutilización del agua en la agricultura: ¿Beneficios para todos? FAO. 124 p.
- Zambrano, L; Pacheco; R; Fernández, T. 2017. A spatial model for evaluating the vulnerability of water management in Mexico City, Sao Paulo and Buenos Aires considering climate change. *Anthropocene* 17: 1-12.
- Zhipeng, L; Donghao, M; Wei, H; Xuelin, L. 2018. Land use dependent variation of soil water infiltration characteristics and their scale-specific controls. *Soil & Tillage Research* 178: 139-149.

5 REDISTRIBUCIÓN DE AGUA A TRAVÉS DE PERFILES DE SUELO DE LA ZONA NO SATURADA BAJO CONDICIONES DE USO DE LA TIERRA AGRÍCOLA EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO PÁEZ, CARTAGO

Resumen

El principal objetivo de este estudio fue analizar el flujo de agua por redistribución a través de los horizontes de perfiles de suelos volcánicos en la zona no saturada, una vez que ha finalizado la infiltración de agua por lluvia. A partir de monolitos experimentales, se monitorearon los contenidos volumétricos de agua en perfiles a diferentes profundidades para entender la dinámica de flujo temporal a lo largo de un perfil. Se evaluaron en laboratorio las propiedades físicas e hidráulicas de los horizontes como: textura, granulometría, materia orgánica, densidad aparente, densidad real, porosidad, conductividad hidráulica y retención de humedad. Se encontró que las propiedades físicas e hidráulicas de los horizontes ayudan a explicar el comportamiento del agua en profundidad. Los aportes de agua por redistribución en profundidad, debido a flujo vertical, fueron encontrados a partir del análisis de los contenidos volumétricos de agua. Estos aportes se evidencian por los incrementos en los contenidos volumétricos durante el desarrollo del experimento. Del estudio experimental se pudo observar cómo varía el flujo por redistribución en los perfiles de un horizonte, mostrando de esa forma la variación de las propiedades de los horizontes en profundidad. Una vez establecidos los flujos por redistribución de agua, se caracterizaron los tipos de flujo de agua que se manifestaron en los perfiles de los monolitos para establecer cual es la dinámica del frente de humedecimiento en profundidad y como avanza durante el desarrollo del experimento. Los resultados mostraron que en los monolitos se presentan el flujo de pistón, el flujo preferencias y el flujo dual o combinado producto de la combinación de ambos.

Palabras clave: movimiento del agua, suelos volcánicos, drenaje interno.

Abstract

The main objective of this study was to analyze the flow of water by redistribution through the horizons of volcanic soil profiles in the unsaturated zone once the infiltration of rainwater has been completed. From experimental monoliths, volumetric water contents were monitored in profiles at different depths to understand the temporal flow dynamics along a profile. The physical and hydraulic properties of the horizons such as texture, granulometry, organic matter, bulk density, real density, were evaluated in the laboratory. porosity, hydraulic conductivity, and moisture retention. It was found that the physical and hydraulic properties of the horizons help to explain the behavior of the water in depth. Water contributions by depth redistribution, due to vertical flow, were found from the analysis of volumetric water contents. These contributions are evidenced by increases in volumetric contents during the development of the experiment. From the experimental study it was possible to observe how the flow by redistribution varies in the profiles of a horizon, thus showing the variation of the properties of the horizons in depth. Once water redistribution flows were established, the types of water flow manifested in the monolith profiles were characterized to establish what the dynamics of the deep wetting front are and how it advances during the development of the experiment. The results showed that in the monoliths the piston flow, the preference flow and the dual or combined flow product of the combination of both are presented.

Key words: water movement, internal drainage, volcanic soils.

5.1.1 Introducción

El movimiento del agua en los suelos tiene un papel primordial en la agricultura ya que permite poder entender algunos fenómenos como la disponibilidad de agua en el suelo, el transporte de contaminantes como agroquímicos y el flujo de nutrientes (Ramadas et al. 2016).

La dinámica del flujo de agua en el suelo está basada en dos procesos principales: la infiltración y la redistribución. La infiltración es un proceso por el cual, el agua entra en el suelo, generalmente a través de la frontera atmósfera-suelo y produce un flujo hacia abajo que cambia los gradientes de contenido de humedad y presión de agua-poro (Sonaje 2013).

Conforme la infiltración se manifiesta, se empieza a manifestar un movimiento de agua hacia abajo, llamado redistribución, a través del perfil del suelo (Kirkham 2005), que continua y que puede llegar a persistir por un tiempo conforme la humedad del suelo fluye dentro del perfil (Kendy et al. 2003, Chen et al. 2019).

En el proceso de redistribución las principales variables que controlan el movimiento del flujo no saturado en los horizontes de un perfil son principalmente el potencial gravitacional y el potencial mátrico (Biswas et al. 1966; Gardner et al. 1970; Campbell 1985), estos permiten el flujo de agua a través de gradientes de carga hidráulica entre los horizontes.

El flujo por redistribución tiende a formar un frente de humedecimiento producto de la intrusión de aire desde la superficie (Raats 1973) y la tortuosidad de medio (Wang 2003).

Es un proceso complicado debido a la inestabilidad que se da en el flujo (Jury et al. 2003; Wang et al. 2004) y a la histéresis (Staple 1966) siendo este el elemento más influyente en el flujo de agua (Rubin 1967) y que ha sido principalmente atribuido al efecto de botella, el ángulo de contacto, el aire atrapado y la contracción e hinchazón (Horgan y Ball 2005; Zhai et al. 2021).

Philip y Knight (1991) agregan que la relativa escasez de los estudios físicos-matemáticos de la redistribución se debe a las complicadas condiciones iniciales y lo infructífero de la aplicación de las ecuaciones de la infiltración en la redistribución.

El movimiento del agua por redistribución en suelos no saturados en el perfil puede ser explicado a través de los mecanismos de flujo que se pueden dar en él. Los principales tipos de flujo pueden ser el flujo constante y el flujo intermitente (Bouma 1981). Dentro de estos se pueden describir otros subtipos como el flujo de pistón que ocurre lentamente a

través de una gran parte del espacio poroso (Wiekenkamp et al. 2019), el flujo preferencial si este describe el movimiento vertical de agua a lo largo de los macroporos a través de una matriz no saturada (Van Stiphout et al. 1987) y puede ser mediado por los macroporos o por la matriz (Eguci y Hasegawa 2008), luego, el flujo inestable que es frecuentemente observado en materiales de textura gruesa y que puede ser inducido por capas texturales, repelencia del agua, atrapamiento de aire o infiltración continua sin encharcamiento (Wallach y Jortzick 2008) y el flujo canalizado que describe el mecanismo de flujo en la zona vadosa causado por la discontinuidad textural entre capas de suelo inclinadas (Ju y Kung 1993).

Para analizar el flujo de agua por redistribución en la zona vadosa se han aplicado diversos métodos, Charbeneau (1989) usó modelos físicos simples basados en continuidad y en la ley de Darcy, Philip (1992) utilizó soluciones para ecuaciones de difusión-convección no lineal, Wang y Zhang (2011) analizaron flujo de agua y macroporos usando trazadores y colorantes, Ramadas et al. (2016) usaron soluciones analíticas para calcular la evolución de perfiles de contenido volumétrico y flujos de agua, Lai et al. (2017) utilizaron el modelo de infiltración con redistribución de Green-Ampt, Chen et al. (2019) usaron un modelo conceptual bajo redistribución de la capacidad de campo y Fuentes et al. (2020) aplicaron la resolución numérica de la ecuación vertical de Richards. Todos estos métodos han permitido construir un mayor conocimiento sobre el proceso de redistribución de agua en el suelo luego de finalizada la infiltración en superficie.

El presente trabajo tiene como objetivo analizar la redistribución de agua en perfiles de la zona no saturada en suelos dedicados a las actividades agrícolas en una parte de la zona norte de Cartago, dentro de la cuenca alta del río Páez, esto debido a que en las zonas agrícolas existe un enorme consumo de agua y una menor eficiencia (Ortiz et al. 1998) además de la temática ligada a la aplicación de agroquímicos (Ramírez et al. 2014). La hipótesis de este trabajo es que a diversas profundidades existen aportes específicos de agua producto de los mecanismos de flujo por redistribución en los horizontes del perfil del suelo.

5.1.2 Materiales y métodos

Con el propósito de desarrollar los objetivos de la investigación, se desarrolló una estrategia metodológica para obtener los resultados. La metodología conlleva inicialmente la caracterización de los sitios experimentales y su construcción, el muestreo de los horizontes que conforman cada uno de los perfiles de los monolitos y por último la medición experimental en ellos. Una vez establecidos estos pasos, se analizó el proceso de flujo de agua por redistribución en los perfiles de los suelos.

5.1.2.1 Descripción del área de estudio

Para la medición del proceso de redistribución de agua en el suelo, se seleccionaron 3 monolitos en la cuenca alta del río Páez (figura 36) distribuidos en distintos sitios de la cuenca alta.

La cuenca se caracteriza por estar dentro de la zona de mayor productividad de hortalizas de Costa Rica con alrededor de un 80% (Ramírez et al. 2008) además que es una importante zona de producción de agua para consumo humano debido a los distintos manantiales que se encuentran en la subcuencas de los ríos Reventado, Tiribí, Tatiscú, Páez, Birrís y Pacayas (Arellano et al. 2012), sin embargo, existen importantes problemas originados por las actividades agrícolas como el alto uso de agroquímicos (Ramírez et al. 2014), el consumo de agua debido a los cultivos hortícolas (Narváez 2013), los sistemas de riego y los requerimientos hídricos de los cultivos (Quesada 2017); y la erosión por mecanización (Mehuys et al. 2009; Gómez et al. 2017) que pueden llegar a afectar la dinámica del agua en los suelos.

Las zonas donde se ubican los monolitos se caracterizan por estar en áreas de uso agrícola, donde se alternan los pastos y los cultivos. Dentro de los cultivos más importantes están la papa, el brócoli, la zanahoria, la coliflor, el repollo, la remolacha y el culantro.

Los materiales volcánicos sobre los cuales se desarrollan los suelos donde se encuentran los monolitos fueron descritos a partir de algunas perforaciones realizadas en el sector de Prusia, Sanatorio Durán, parque Prusia y la Pastora, todos muy cercanos a la cuenca alta.

Los suelos son andisoles pertenecientes a los subórdenes de los Orthents y Udands en la parte más alta, Udands en la parte media y Ustands en la parte baja según el mapa de suelos de Mata y Sandoval (2016).

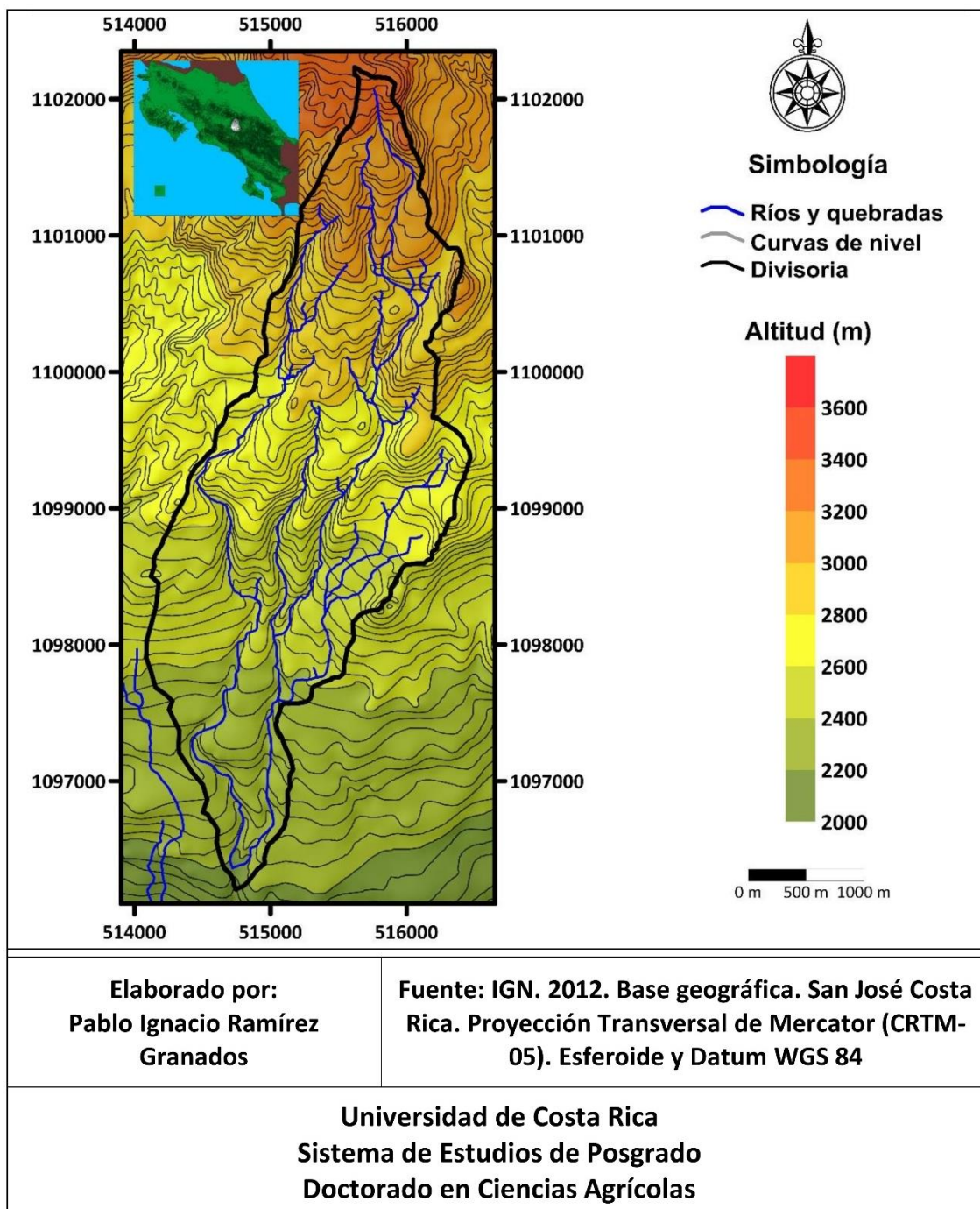


Figura 36: Ubicación de los monolitos en la cuenca alta del río Páez. Fuente: Elaboración propia.

5.1.2.2 Procedimiento de campo: Construcción de los monolitos

Para la construcción de los monolitos, se utilizó como criterio principal los subórdenes de los suelos, y en cada uno de ellos se realizó la construcción de un monolito. Los sitios específicos donde se ubicaron los monolitos fueron seleccionados de acuerdo con criterios como pendiente plana, para asegurar un flujo vertical del agua, fácil acceso para el transporte del equipo y las muestras al laboratorio y seguridad para asegurar la integridad del experimento y la mínima perturbación al monolito y al instrumental por parte de agentes externos, esto último considerando las distintas perturbaciones que se podían dar por las actividades agrícolas y agropecuarias.

El uso de monolitos, en campo o laboratorio, ha sido ampliamente usado en física de suelos e hidrología de la zona no saturada, algunos de estos usos han sido para estudios de suelo y cultivos (Belford 1979), para la conductividad hidráulica (Youngs 1982, Pirastru et al. 2017), las propiedades hidráulicas de los suelos agrícolas (Arya et al. 1975) y el transporte de solutos. En el caso del flujo de agua por redistribución, el uso de los monolitos ha sido aplicado debido a su precisión y relevancia como método para calcular la conductividad hidráulica no saturada y las relaciones del contenido volumétrico de agua con el potencial mátrico (Reynolds 2008), algunas investigaciones como la de Hincapié (2011) utilizaron monolitos para la medición de flujo de agua y su modelación numérica. La aplicación de monolitos para analizar el flujo de agua por redistribución se basó en que a partir de ellos se pueden controlar las entradas de agua en superficie y se evitan los flujos laterales, además permite tener un volumen elemental de referencia para analizar cómo se comporta el agua en profundidad a través de los horizontes.

La construcción de cada uno de los monolitos fue una variante del método del perfil instantáneo o drenaje interno descrito por varios autores (Hillel et al. 1972; Kranz et al. 1998; Krisdani et al. 2009; Hari et al. 2010; Abbasi et al. 2012; Pirastru et al. 2017).

El método consistió en medir las variaciones del contenido volumétrico de agua a distintas profundidades (Vachaud y Dane 2002; Reynolds 2008) y con base en ello determinar los aportes de agua en diferentes tiempos.

El monolito 1 se ubicó en los suelos del suborden Orthents/Udands en la ubicación 515367 m FE y 1101141 m FN y a una altitud de 3039 m.s.n.m, el monolito 2 en los suelos del suborden Udands en la ubicación 516248 m FE y 1099274 FN norte y a una altitud de

2703 m.s.n.m; y el monolito 3 en la ubicación 515856 m FE y 1098339 m FN y a una altitud de 2575 m.s.n.m, todas las coordenadas corresponden al Sistema de Proyección Conforme Transversal de Mercator para Costa Rica (CRTM). La superficie de todos los monolitos fue de $2,25 \text{ m}^2$ ($1,5 \text{ m} \times 1,5 \text{ m}$) con variación en las profundidades de acuerdo con la ocurrencia de la capa rocosa. Para el primer monolito 1,20 m de profundidad, para el segundo monolito 1,0 m de profundidad; y para el tercer monolito 0,75 m de profundidad. La figura 37 muestra un esquema explicativo con las características, dimensiones y sensores instalados en los monolitos:

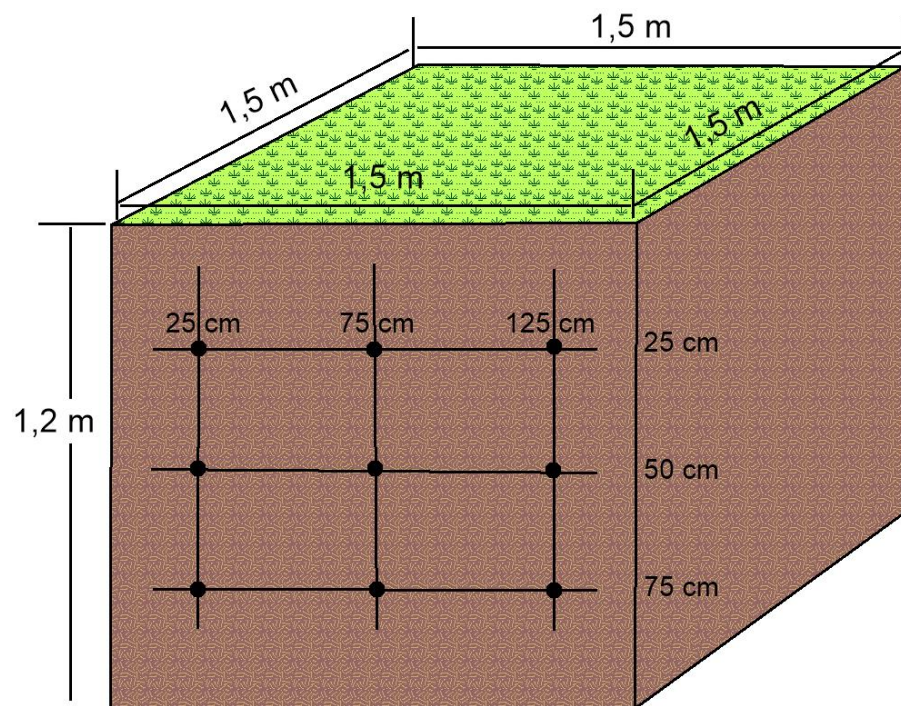


Figura 37: Esquema de la instalación de los sensores en cada uno de los monolitos. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

En cada uno de los monolitos se colocaron sensores de contenido volumétrico de agua. La distribución de los sensores fue en 3 capas de profundidad a lo largo de una cara del monolito. Los sensores estuvieron espaciados en 25 cm , 50 cm y 75 cm de profundidad para los monolitos 1 y 2; para el tercer monolito la disposición fue diferente debido a la aparición de material rocoso en profundidad que dificultó la profundización de la medición, de esta forma la primera capa tuvo una profundidad de 25 cm , la segunda de $37,5 \text{ cm}$ y la tercera de

50 cm y con una separación de sensores de 25 cm, 50 cm y 75 cm. La disposición de todos los sensores fue en arreglo rectangular con el objetivo de establecer los flujos preferenciales según cada profundidad.

Una vez excavados los monolitos, se forraron a los lados con una película de plástico transparente para mantener la estabilidad del monolito y evitar ingresos de agua lateral. De esta manera las condiciones laterales de la cara de medición fueron supuestas a ser impermeables. En cada uno de los puntos, el nivel freático del agua está muy por debajo del área de influencia del experimento, por lo cual no hay influencia de esta en el rehumedecimiento del perfil.

Una vez preparado cada monolito se procedió a la saturación con agua durante 2 horas, lo que equivale a un aproximado de $0,42 \text{ m}^3$, este valor de inicio es usado para poder obtener tasas de infiltración casi constantes (Angulo et al. 2016), luego de esto se realizaron pruebas de infiltración con infiltrómetro de doble anillo de la marca Turf-Tec en cada monolito durante 15 minutos, con cuatro repeticiones para poder establecer el valor de la tasa de infiltración básica de la superficie de cada monolito previamente saturado. Una vez terminados los ensayos de infiltración se procedió a tapar con plástico negro cada monolito para evitar la evaporación del agua y la entrada de agua en el horizonte superior por lluvia.

Se utilizaron 9 reflectómetros de dominio de tiempo para medir el contenido volumétrico, la conductividad eléctrica y la temperatura, marca CS650 de Campbell Scientific de 30 cm. Los sensores fueron previamente calibrados por Campbell Scientific antes de su puesta en funcionamiento en los sitios de experimentación. Todas las mediciones fueron registradas cada minuto por medio de un datalogger CR1000x de Campbell Scientific.

La ejecución de la experimentación en cada monolito fue del 30 de julio al 20 de agosto del 2019 para el monolito 1, del 28 de agosto al 10 de setiembre del 2019 para el monolito 2 y del 22 de octubre al 05 de noviembre para el monolito 3. Las mediciones fueron realizadas en parcelas dedicadas a la producción agrícola y a pastos en reposo.

La figura 38 muestra las etapas de la construcción de los monolitos y la instalación de los sensores y a figura 39 el instrumental utilizado para la medición de los flujos por redistribución de agua en el suelo.



Figura 38: Proceso de construcción de los monolitos de suelo para medir experimentalmente la redistribución de agua en el perfil del suelo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.



Figura 39: Equipo utilizado para medir experimentalmente la redistribución de agua en el perfil del suelo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

Las variaciones en el contenido volumétrico de agua fueron registradas y analizadas de acuerdo con el procedimiento descrito por Vachaud y Dane (2002) y Reynolds (2008). La cantidad de agua almacenada en el perfil entre las profundidades 0 y z en el tiempo t es:

$$S(z, t) = \int_0^z \theta(z, t) dz \quad (1)$$

donde S = cantidad de agua almacenada (L), θ = contenido volumétrico de agua (L^3/L^3), z = profundidad de medición (L), t = tiempo (T).

A partir del uso de los monolitos, se pueden determinar el patrón de movimiento de agua dentro del perfil del suelo solo considerando el drenaje interno, en ausencia de flujos laterales o evaporación. De las mediciones que se hagan en el perfil es posible cuantificar el mecanismo de flujo de agua que se da a lo largo del tiempo desde que el agua entro por infiltración hasta cierta profundidad. El mecanismo de flujo fue identificado a partir de la interpolación de los contenidos volumétricos usando el método de kriging (Rubin 2003) el cual ha sido ampliamente usado en las ciencias agrícolas (Villatoro et al. 2008, Henríquez et al. 2013).

Existen una serie de métodos para la interpolación de datos (Isaaks y Srivastava 1989). El propósito del muestreo y la medición es generalmente hacer inferencias útiles en valores cercanos en el espacio o el tiempo. Un procedimiento aplicado en física de suelos es el método de kriging (Warrick 2003), el cual es aplicado al cálculo de los valores de contenido volumétrico de agua.

$$\hat{Z}(\mathbf{x}_0) = m \left(1 - \sum_{i=1}^k \lambda_i \right) + \sum_{i=1}^k \lambda_i Z(\mathbf{x}_i) \quad (2)$$

donde $\hat{Z}(\mathbf{x}_0)$ = variable interpolada, λ_i = pesos, \mathbf{x}_i = localización geográfica, $Z(\mathbf{x}_i)$ = valores muestreados, m = media.

Una vez contruidos los monolitos se instaló el instrumental de medición en una cara del monolito y se muestrearon los horizontes para determinar sus propiedades en el laboratorio.

5.1.2.3 Propiedades físicas e hidráulicas estudiadas de los horizontes

La medición de las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos tiene como propósito establecer las características que presentan los horizontes del perfil en cada uno de los monolitos, como medio poroso donde se da el flujo de agua por redistribución luego de ocurrida la infiltración. Estas mediciones permiten establecer como es la dinámica de flujo y porque pueden darse los flujos por redistribución.

A escala más general, todos los horizontes de los perfiles de los monolitos presentaron pendiente plana a casi plana, en un piso climático muy frío, con presencia de régimen údico en la parte alta y media y ústico en la parte baja, con un nivel de temperatura desde isofrígido a isomésico y buen drenaje. Las descripciones de cada uno de los horizontes de los monolitos se presentan a continuación:

Monolito 1

- Ap (1a): gris oscuro, grano suelo, arenoso, agregados débiles subangulares, raíces muy finas, friable a muy friable, no adhesivo, arenoso.
- A2 (1b): capa de ceniza gris oscura, textura muy arenosa, muy friable, grano suelto, con poca o ninguna estructura, no adherente.
- A3 (1c): suelo ligeramente rojizo, friable, grano suelto con algunos agregados subangulares, de poca consistencia, textura al tacto arenosa, no adherente.
- A4 (1d): gris claro, grano suelto, formación de algunos agregados subangulares, friable textura arenosa, no adherente.
- A5 (1e): capa de ceniza, textura arenosa, gris claro, sin consistencia en seco y muy poca en húmedo al muestreo, no adherente, muy friable, grano suelo, sin estructura ni agregados.
- A6 (1f): gris claro a amarillento, formación de agregados subangulares, adherencia de baja a muy baja, friable, textura arenosa.

Monolito 2

- Ap (2a): Marrón oscuro, friable, grano suelto con formación de agregados subangulares, textura al tacto arenosa, poca adherencia.
- A2 (2b): Marrón claro, friable, grano suelto con algunos agregados subangulares, moderada consistencia, textura al tacto arenosa, adherencia de moderada a baja.

Monolito 3

- Ap (3a): Marrón claro, poco friable, grano suelto con algunos agregados subangulares, moderada consistencia a fuerte, textura al tacto arenosa, adherencia baja, presencia de material rocoso.
- A2 (3b): Marrón oscuro, poco friable, grano suelto con algunos agregados subangulares, moderada consistencia a fuerte, textura al tacto arenosa, adherencia baja, presencia de material rocoso.
- C1 (3c): Rojo oscuro, estructura masiva a moderada, con agregados subangulares, fuerte consistencia, textura al tacto arenosa a gravosa, adherencia de moderada a baja.
- C2 (3d): Rojo oscuro, gravoso, desarrollo estructura fuerte, no plástico, consistencia extremadamente firme, textura al tacto arenosa, adherencia de moderada a baja.

Para cada uno de los horizontes identificados en los monolitos se obtuvieron muestras inalteradas utilizando cilindro de acero de 5 cm de diámetro por 5 cm de altura. Adicionalmente se recolectaron muestras sueltas de 2 kg para ser procesadas en laboratorio. Las muestras fueron llevadas al Laboratorio de Hidrogeología y Manejo de Recursos Hídricos de la Universidad Nacional y secadas al aire durante 2 semanas.

La textura de los horizontes fue obtenida a partir del método del hidrómetro de Bouyoucos (Kroetsch y Wang 2008). Las curvas granulométricas de cada uno de los horizontes medidos fueron determinadas usando el método de los tamices (Kroetsch y Wang 2008). La materia orgánica en cada una de las muestras fue determinada con una variación del método de redox dicromato (Skjemstad y Baldock 2008) de Walklet & Black. La densidad aparente para cada horizonte fue obtenida con el método del cilindro (Henríquez y Cabalceta 1999; Hao et al. 2008). La densidad real fue determinada usando el método del

matraz aforado (Henríquez y Cabalceta 1999; Hao et al. 2008). La porosidad del suelo fue obtenida con la ecuación siguiente (Hao et al. 2008):

$$S_t = 1 - \frac{D_b}{D_p} \quad (3)$$

con S_t = porosidad total, D_b = densidad aparente [M/L³], D_p = densidad real [M/L³].

La conductividad hidráulica saturada fue medida utilizando el método de carga constante (Henríquez y Cabalceta 1999; Reynolds 2008) y su determinación de la conductividad hidráulica saturada (K_s) fue obtenida por la ecuación siguiente (Reynolds 2008):

$$K_s = \frac{4VL}{\pi\Delta t\Delta H d_c^2} \quad (4)$$

donde V [L³] es el volumen de agua durante el intervalo de tiempo Δt [T], L [L] es la longitud del núcleo, ΔH [L] es la diferencia en elevación entre el nivel de agua en el cilindro adicional y la salida del cilindro de muestreo y d_c [L] es el diámetro del cilindro.

La retención de humedad fue determinada por medio del método de extracción de presión (Henríquez y Cabalceta 1999; Reynolds y Topp 2008). Con los datos de potencial mátrico y humedad volumétrica se graficaron las curvas de retención de humedad experimental (Henríquez y Cabalceta 1999; Reynolds y Topp 2008) y luego estas fueron ajustadas usando el modelo de van Genuchten (van Genuchten 1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (5)$$

donde θ_s = humedad de saturación [L³/L³], θ_r = humedad volumétrica residual [L³/L³] y α [1/L], n y m = constantes.

5.1.3 Resultados y discusión

A continuación, se presentan los resultados de los procesos metodológicos descritos anteriormente para cuantificar el proceso de flujo de agua por redistribución en los horizontes de los perfiles de cada uno de los monolitos que conlleva a la discusión sobre cómo se comporta este proceso en el suelo, primeramente, desde la caracterización de las propiedades hasta llegar al proceso experimental.

5.1.3.1 Caracterización de la distribución del tamaño de grano y la materia orgánica de los horizontes de los monolitos y su relación con la redistribución de agua

Los suelos están compuestos de partículas de tamaño variable derivadas de la meteorización de las rocas y la transformación de los minerales primarios. Estos materiales conforman los horizontes de un perfil y son el medio por el cual fluye el agua luego de ser infiltrada. Para poder analizar las propiedades de los materiales, se realizaron dos análisis, un análisis textural para visualizar la distribución de las partículas totales y otro granulométrico, para observar las variaciones en la composición de la fracción más gruesa la cual es dominante en estos suelos volcánicos. A continuación, se presentan los resultados para cada monolito.

El monolito 1 mostró 6 horizontes bien definidos, 20, 24, 55, 73, 79 y 122 cm, las capas encontradas a 24 y 79 cm correspondieron a lentes de 4 y 6 cm de espesor formados por cenizas arenosas con poca o ninguna consistencia (figura 40).



Figura 40: Perfil monolito 1. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

El monolito 2 mostró 2 horizontes, la primera a una profundidad de 38 cm y la segunda a 100 cm (figura 41).



Figura 41: Perfil monolito 2. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

El monolito 3 mostró 4 horizontes bien definidos, uno a 21, otro a 40, un tercero a 51 y el último a 100 cm (figura 42).



Figura 42: Perfil monolito 3. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

La profundidad de los suelos de 9 m en promedio Arellano et al. (2012) donde la roca madre de los suelos volcánicos corresponde con tobas volcánicos entre los 5 a 8 m de espesor de acuerdo con los piezómetros de exploración (Arellano et al. 2012).

Una vez consideradas las profundidades de los suelos, se analizó la distribución del tamaño de grano y el contenido de materia orgánica. La distribución del tamaño de grano fue analizada de acuerdo con la composición total y posteriormente la fracción más dominante. Los valores promedio de las fracciones de tamaño de grano y la materia orgánica en cada uno de los monolitos se presentan en el cuadro 7.

Cuadro 7: Fracciones texturales de los monolitos.

| Monolito | Textura (%) | | | Materia Orgánica (%) |
|------------|--------------|--------------|-------------|----------------------|
| | Arena | Limo | Arcilla | |
| Monolito 1 | 55,94 ± 2,75 | 41,68 ± 1,86 | 2,37 ± 1,02 | 1,92 ± 2,23 |
| Monolito 2 | 52,84 ± 1,24 | 41,75 ± 0,71 | 2,32 ± 0,53 | 5,00 ± 2,25 |
| Monolito 3 | 51,30 ± 2,62 | 46,00 ± 2,62 | 2,70 ± 0,00 | 4,80 ± 1,26 |

Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2020.

La distribución del tamaño de grano fue clasificada como una textura de tipo franco-arenoso (cuadro 8) para todos los horizontes y la cual se manifiesta de manera uniforme en todos los horizontes.

Cuadro 8: Fracciones texturales de los horizontes en cada monolito.

| Monolito 1 | | | | | Monolito 2 | | | | | Monolito 3 | | | | |
|-------------|------|-------|-------|--------|-------------|------|-------|-------|--------|-------------|------|-------|-------|--------|
| Textura (%) | | | | MO (%) | Textura (%) | | | | MO (%) | Textura (%) | | | | MO (%) |
| Hor | Arc | L | Are | | Hor | Arc | L | Are | | Hor | Arc | L | Are | |
| 1a | 1.95 | 40.00 | 58.05 | 5.98 | 2a | 1.95 | 41.25 | 56.80 | 6.60 | 3a | 2.70 | 49.25 | 48.05 | 4.81 |
| 1b | 1.95 | 41.25 | 56.80 | 0.40 | 2b | 2.70 | 42.25 | 55.05 | 3.42 | 3b | 2.70 | 43.75 | 53.55 | 3.05 |
| 1c | 1.95 | 39.75 | 58.30 | 0.18 | | | | | | 3c | 2.70 | 47.00 | 50.30 | 5.97 |
| 1d | 1.95 | 42.75 | 55.30 | 0.29 | | | | | | 3d | 2.70 | 44.00 | 53.30 | 5.37 |
| 1e | 4.45 | 44.75 | 50.80 | 2.20 | | | | | | | | | | |
| 1f | 1.95 | 41.63 | 56.43 | 2.49 | | | | | | | | | | |

Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2020.

Las texturas franco-arenosa de los suelos son concordantes con las texturas reportadas por otros autores para sitios colindantes (Gómez 1999; Mata y Sandoval 2016). Esta uniformidad textural está relacionada también con los materiales tobáceos subyacentes (Arellano et al. 2012) y con los materiales volcánicos descritos en campo en sitios cercanos (Ramírez 2007; Arellano et al. 2012; Zúñiga y Ramírez 2015). Estas texturas franco-arenosas son originadas de los depósitos volcánicos, especialmente cenizas volcánicas (Yatno y Suharta 2011) y se caracterizan por ser sueltas y muy gruesas debido a la corta distancia de la fuente del evento que en el caso de cada uno de los monolitos es el volcán Irazú. Los suelos desarrollados a partir de depósitos volcánicos presentan contenidos bajos de arcilla debido a las altas elevaciones y a la lluvia fuerte, resultando en un mayor lavado y un secamiento

menos pronunciado (Zehetner et al. 2003). Los materiales más gruesos depositados en la vecindad de los cráteres, como en el caso del volcán Irazú, permiten el desarrollo de estas texturas (Bertsch et al. 2000).

La relación entre el tamaño de grano del suelo y el flujo de agua por redistribución de agua a lo largo de los horizontes de los perfiles de suelos se encuentra en que el agua profundizará más en texturas gruesas a través de los horizontes, debido a la geometría del espacio poroso y la continuidad de estos (Soracco et al. 2019), lo que también puede limitar la disponibilidad de agua para los cultivos agrícolas.

Otro aspecto importante relacionado al tamaño de grano de los horizontes es el proceso de secamiento del suelo bajo cobertura agrícola durante el proceso de redistribución de agua, debido a la presencia de la fracción arenosa.

Debido a las proporciones significativas de la fracción gruesa de cada uno de los horizontes, fue realizado un análisis más detallado de la distribución de los diámetros granulométricos (cuadro 9) para obtener las curvas de cada uno de los tres monolitos para relacionarlo con el flujo de agua por redistribución.

Cuadro 9: Distribución de los diámetros de las arenas para los tres monolitos de acuerdo con la distribución granulométrica.

| Hor | Gr | G | M | F | Fi | Hor | Gr | G | M | F | Fi | Hor | Gr | G | M | F | Fi | |
|------------|-----------|----------|----------|----------|-----------|------------|-----------|----------|----------|----------|-----------|------------|-----------|----------|----------|----------|-----------|--|
| 1a | 19.4 | 25.5 | 16.4 | 33.4 | 5.3 | 2a | 53.8 | 31.2 | 7.3 | 7.4 | 0.4 | 3a | 92.4 | 4.3 | 1.4 | 1.7 | 0.2 | |
| 1b | 49.8 | 14.9 | 8.1 | 19.2 | 8.0 | 2b | 45.8 | 31.1 | 8.4 | 14.1 | 0.6 | 3b | 46.8 | 43.3 | 6.5 | 3.3 | 0.1 | |
| 1c | 0.7 | 14.8 | 11.3 | 64.5 | 8.7 | | | | | | | 3c | 54.6 | 34.0 | 7.8 | 3.6 | 0.1 | |
| 1d | 17.3 | 69.1 | 6.1 | 7.4 | 0.2 | | | | | | | 3d | 35.4 | 50.8 | 8.3 | 5.3 | 0.2 | |
| 1e | 18.0 | 15.5 | 23.7 | 37.4 | 5.4 | | | | | | | | | | | | | |
| 1f | 14.1 | 20.2 | 22.0 | 39.3 | 4.4 | | | | | | | | | | | | | |

Hor = horizonte, Gr = grava, G = arenas gruesas M = arenas medias, F = arenas finas, Fi = partículas finas (limo y arcilla).

Se puede apreciar que, en cada uno de los horizontes, los contenidos de material gravoso son significativos en prácticamente todos los horizontes. Esto es probablemente derivado de la cercanía del volcán Irazú y de los cráteres de los cerros Gurdian, Noche Buena, Sapper, Los Quemados y Pasquí. Probablemente estos materiales gruesos estén asociados al transporte de partículas en flujos dominados por el mecanismo de transporte de flujo de escombros no cohesivos (Carrera y Capra 2008).

En el monolito 1 (figura 43), las distribuciones de grano en los horizontes son variadas, donde a 20, 24 y 122 cm de profundidad los valores se concentran en dos sectores, entre 0,250 y 0,123 mm y en 4 mm, luego a 55 cm la mayor concentración de material se encuentra a 0,500 mm, a 73 cm, el mayor porcentaje se encuentra entre 0,125 y 0,90 mm y a 79 cm las mayores concentraciones se encuentran desde los 8 a los 2 mm.

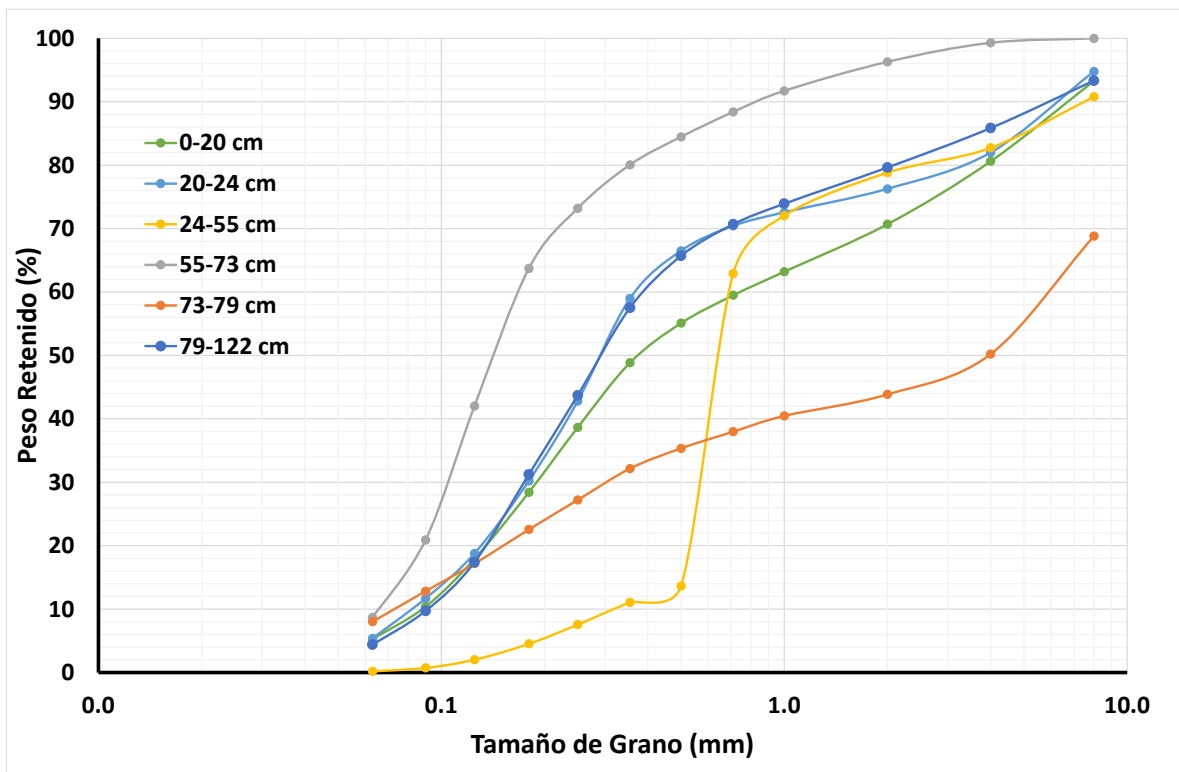


Figura 43: Curvas granulométricas para los horizontes del monolito 1. Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021.

En el monolito 2 (figura 44), la tendencia en los dos horizontes es mucho más uniforme donde los mayores porcentajes de material se encuentran entre 8 a 1 mm.

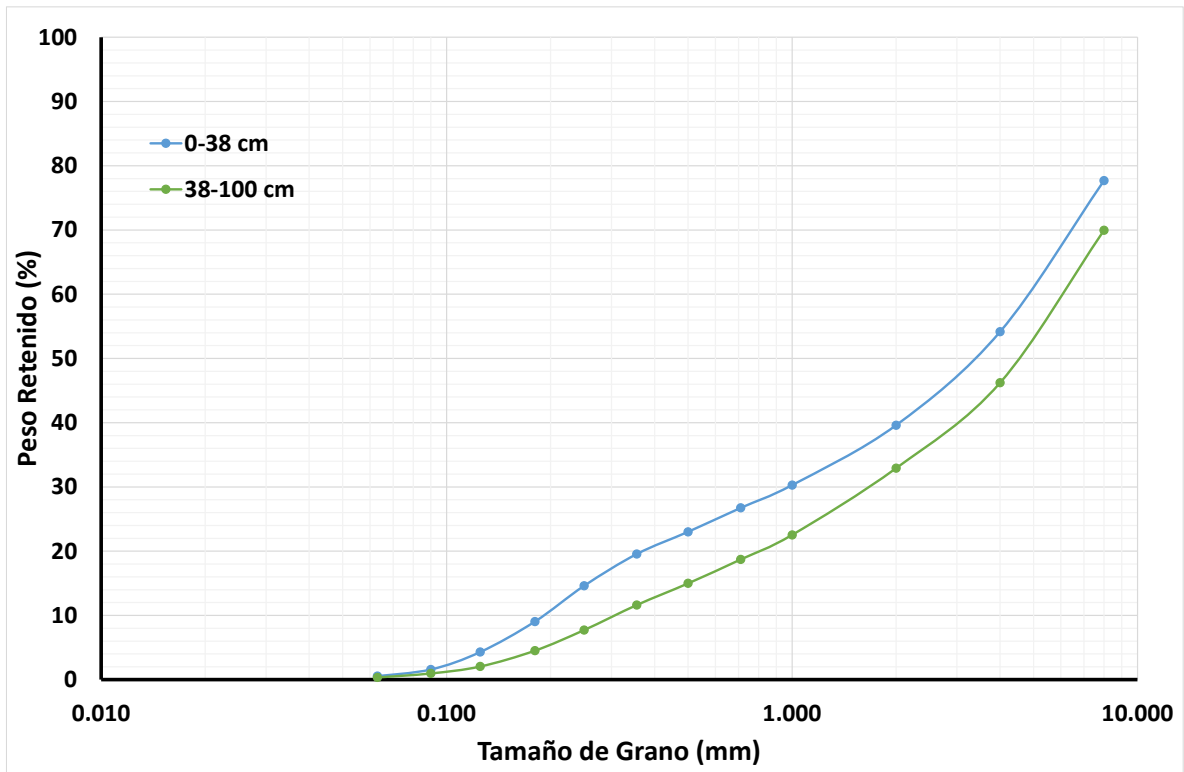


Figura 44: Curvas granulométricas para los horizontes del monolito 2. Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021.

En el monolito 3 (figura 45), la distribución de los diámetros de los materiales es uniforme en los primeros tres horizontes, con mayores valores entre 8 y 1 mm, semejante al monolito 2, sin embargo, en el último horizonte la presencia de material grueso es casi total donde casi todo el material está concentrado a 8 mm.

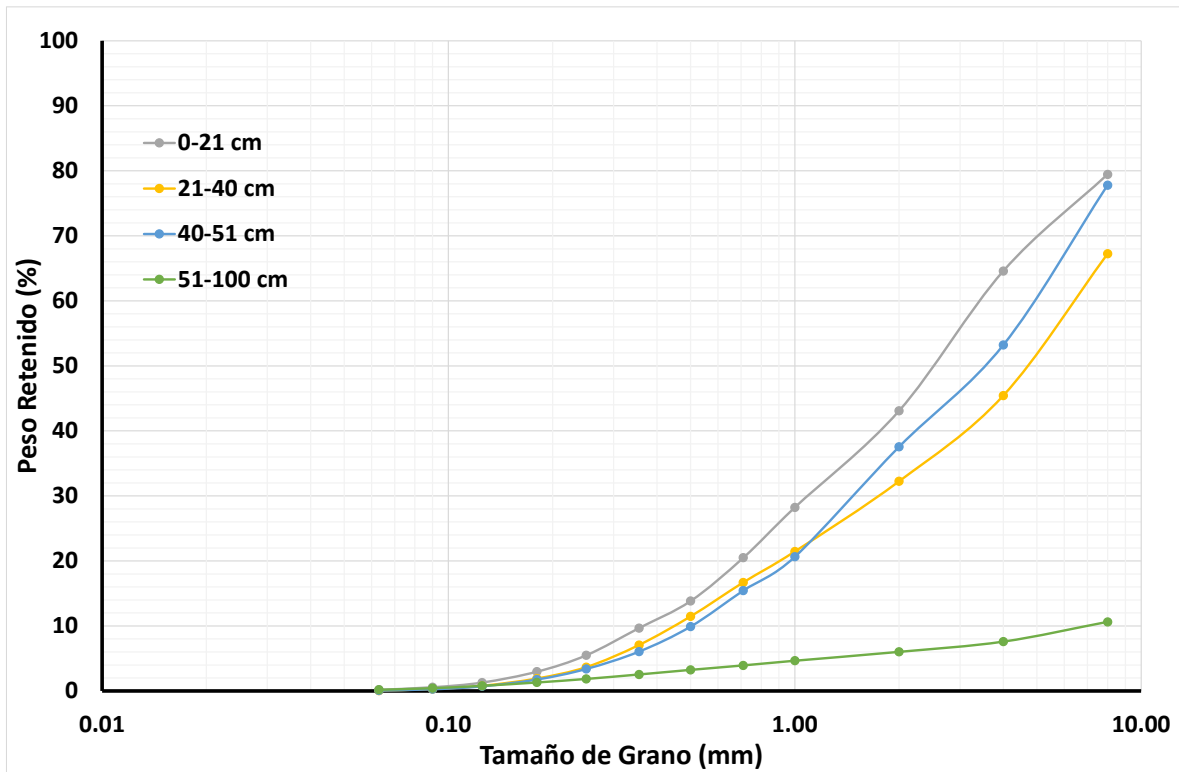


Figura 45: Curvas granulométricas para los horizontes del monolito 3. Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021.

Las curvas granulométricas de los monolitos tienen presencia de fracciones arenosas de diámetro diverso y muy poco contenido de fracción fina, lo cual es esperable para suelos desarrollados bajo capas vulcanoclásticas (Pérez 2000) cercanos a los conos eruptivos; estos materiales volcánicos son altamente permeables debido a la presencia de macroporos, es decir aquellos $> 75 \mu\text{m}$ que en la proporción de tamaños de granos son dominantes (cuadro 10) y como ha sido evidenciado en otros sitios con suelos volcánicos (Tejedor et al. 2003).

La relación entre la distribución de los diámetros de la fracción arenosa y la redistribución de agua en el suelo está dada por la permeabilidad (Shepherd 1989) la cual a su vez está relacionada a la conductividad hidráulica saturada (Tindall y Kunkel 1999) y por los agregados de suelos que forman su estructura (Crawford 1994) aunque estos en menor medida debido a la susceptibilidad al daño producto del impacto de las gotas de lluvia en el suelo desnudo (Connolly 1998).

De esta forma, en eventos de infiltración donde haya saturación de los horizontes por flujo de agua por redistribución, las variaciones en la conductividad hidráulica debido a cambios en permeabilidad podrían generar cambios en los flujos calculados por la ecuación de Darcy.

En cuanto a la materia orgánica, existen diferencias entre los monolitos y entre cada uno de sus horizontes. En el monolito 1, los mayores valores de materia orgánica se encuentran a nivel superficial y corresponden con un 5,98%, luego esta disminuye considerablemente en las profundidades de 24, 55, 73 cm a valores máximos de 0,40%. A 79 y 122 cm el contenido de materia orgánica se incrementa nuevamente hasta un máximo de 2,49%. En el monolito 2, los valores de materia orgánica son mayores que en el monolito 1. A 38 cm el contenido de materia orgánica fue estimado en 6,60% y aunque este disminuye a 100 cm, se mantiene mayor que a la profundidad equivalente en el monolito 1, esto es 3,42%. En el monolito 3, los valores de la materia orgánica son los mayores entre los monolitos analizados. A 21 cm el valor de la materia orgánica es de 4,81%, luego este disminuye a 40 cm y luego vuelve a incrementar a 51 cm. La materia orgánica, el contenido de esta y su distribución en los poros varía con el uso de la tierra y el manejo por labranza (Zhuang et al. 2007) y tiene una influencia significativa en la retención de agua del suelo (Ankenbauer y Loheide 2016) debido a su afinidad con el agua (Yang et al. 2014).

5.1.3.2 Caracterización de las densidades, porosidad y las propiedades hidráulicas de los horizontes de los monolitos y su relación con la redistribución de agua en el suelo.

Siguiendo el proceso metodológico para analizar las propiedades de los horizontes de los suelos y su relación con el flujo de agua por redistribución, se analizaron las propiedades de los horizontes, como lo son la densidad de medio poroso y la relación de los espacios vacíos.

El suelo es un sistema de tres fases, compuesto de una fase líquida, una gaseosa y una sólida. Los horizontes de un perfil de suelo pueden considerarse como un sistema heterogéneo, donde las interfases entre cada una de las fases que lo forman cambian continuamente y con ello influyen en el proceso de redistribución de agua a través del medio poroso.

Los resultados del análisis de laboratorio para analizar el comportamiento de sistema del suelo y sus fases se presentan en el cuadro 10.

Cuadro 10: Densidades y porosidades de los monolitos.

| Monolito | Densidad Aparente (g/cm³) | Densidad Real (g/cm³) | Porosidad (%) |
|-----------------|---|---|----------------------|
| Monolito 1 | 1,34 ± 0,18 | 2,66 ± 0,08 | 49,65 ± 6,21 |
| Monolito 2 | 1,12 ± 0,14 | 2,36 ± 0,00 | 52,21 ± 5,98 |
| Monolito 3 | 1,04 ± 0,13 | 2,31 ± 0,04 | 54,90 ± 5,24 |

Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2020.

La relación de la densidad aparente con la profundidad muestra que en los monolitos 2 y 3, la tendencia es que esta disminuya en profundidad mientras en el monolito 1 se da un incremento entre las capas de 20 y 24 cm y entre las capas de 73 y 79 cm de profundidad. La relación entre la densidad aparente y la profundidad muestra la alta relación entre ambas variables en los monolitos 2 y 3 y ninguna en los horizontes del monolito 1, probablemente causados por las capas de ceniza de 4 y 6 cm de espesor a 24 y 79 cm de profundidad.

Las variaciones en profundidad observadas en la densidad aparente, en cada uno de los horizontes han sido reportadas por otros autores (Alvarado y Forsythe 2005). En suelos de composición arenosa como es el caso de los horizontes de los monolitos de la cuenca alta del río Páez, la densidad aparente como la porosidad, están afectados por la uniformidad del empaquetamiento, la cantidad de compactación y la distribución del tamaño de grano (Tindall y Kunkel 1999).

Los valores de densidad real reportados para los horizontes de los monolitos están acordes con los valores para los suelos andisoles, entre 2,5 a 2,7 g/cm³ (Shoji et al. 1993) y los cambios en profundidad observados también han sido reportados previamente (Vega 1999). En el monolito 1, las diferencias en las densidades de partículas en profundidad podrían asociarse a las diferentes composiciones mineralógicas de los materiales que originan los suelos ya que en esta zona está el área de contacto entre las formaciones Sapper y Reventado Miembro Superior (Krushensky 1972). En el monolito 2, los materiales son derivados de la formación Birrís por lo que se mantienen sus densidades de partículas en profundidad y en el monolito 3 las variaciones en las densidades están relacionadas a que se

encuentran en la Formación Cervantes que presenta gran parte de su superficie como roca desnuda y por lo tanto variaciones significativas en el desarrollo del suelo.

En el caso de la porosidad los valores promedio de los horizontes de cada monolito son altos y su relación con la profundidad es evidente en los monolitos 2 y 3, donde hay relaciones altas entre ambas variables y ninguna relación para el monolito 1.

La diferencia en el monolito 1 está relacionada a los horizontes de cenizas, de la misma forma que se vio en las anteriores relaciones. La porosidad puede variar en profundidad entre límites muy amplios debido a los distintos porcentajes de las fracciones de poros (Aranda et al. 1980) que se pueden dar especialmente en la fracción arenosa y a los cambios por el grado de fragmentación, compactación e inversión de la zona de labranza por el equipo de labranza, la compactación por tráfico y la coalescencia de la zona de labranza durante períodos de humedecimiento (Kay y VandenBygaart 2002). Con respecto a la redistribución, el flujo de agua se realiza a través de la porosidad del suelo y está condicionado por el tamaño, abundancia y distribución de poros (González et al. 2012) lo cual está relacionado con la distribución del tamaño total y las diferencias de los tamaños de macroporos en la fracción dominante de las arenas.

En cuanto a las propiedades hidráulicas, la conductividad hidráulica saturada muestra un comportamiento en profundidad irregular en el monolito 1, mientras que en los monolitos 2 y 3 la tendencia de esta es que incrementa.

Como en los casos anteriores, existe una alta relación entre la conductividad hidráulica y la profundidad en los monolitos 2 y 3 y una muy baja en el monolito 1, debido a los horizontes de ceniza. Las relaciones altas están relacionadas a la disminución de la materia orgánica en profundidad (Zúñiga 2009) y a las texturas franco-arenosas en el perfil, debido a que la conductividad hidráulica es altamente dependiente del tamaño, continuidad y arreglo de los poros (Bhattacharyya et al. 2006).

En el monolito 1 las variaciones en los valores de la conductividad hidráulica en el segundo y quinto horizonte están relacionados a los horizontes de ceniza. Estos cambios están relacionados a la aplicación de fuerzas externas debido a que la zona no saturada consiste en estratos no consolidados (Miles et al. 1988). La conductividad hidráulica es altamente dependiente del contenido de humedad del suelo (Ng y Shi 1998). En la concierne a los cambios de la conductividad hidráulica en profundidad, entre los horizontes de cada uno de

los monolitos, estos pueden ser causados por otras situaciones, los efectos de la preparación de la tierra para el cultivo (Green et al. 2003), la heterogeneidad de las propiedades del suelo dentro y entre los horizontes, lo que causa que algunas regiones sean más o menos favorables para el flujo (Sobieraj et al. 2004) y los efectos de la estructura del suelo (Ghassemi y Pak 2011).

La relación entre la conductividad y la redistribución del agua radica en que muchos suelos en el campo son hidráulicamente anisotrópicos y, por lo tanto, aunque la dirección del flujo pueda cambiar, en general esta coincide con el eje vertical del flujo (Rose et al. 1965), especialmente en las estructuras de tipo granulado y masivo (Hamblin 1985, Bachmair et al. 2009), como las que se encuentran en los monolitos, lo que permite que se mantenga un flujo lento, pero constante en el tiempo.

Sobre la retención de agua en los horizontes, se construyeron las curvas de retención de humedad de cada uno de los horizontes que forman los monolitos, agregando los puntos experimentales obtenidos para cada horizonte y luego modelando las curvas según el modelo de van Genuchten (van Genuchten 1980) con el modelo de conductividad de Mualem (1976) utilizando el programa RECT (van Genuchten et al. 1991). Cada una de las profundidades fue identificada con letras minúsculas y cada monolito fue identificado con un número.

En el monolito 1 (M1) (figura 46), la retención de la humedad presenta diversos comportamientos en cada uno de los horizontes. A potenciales mátricos más negativos los contenidos volumétricos iniciales son muy parecidos a 1a, 1b, 1c y 1e y son un poco menos negativos a 1d y 1f. A potenciales mátricos menos negativos, los contenidos volumétricos son casi nulos con excepción de la capa a 20 cm de profundidad.

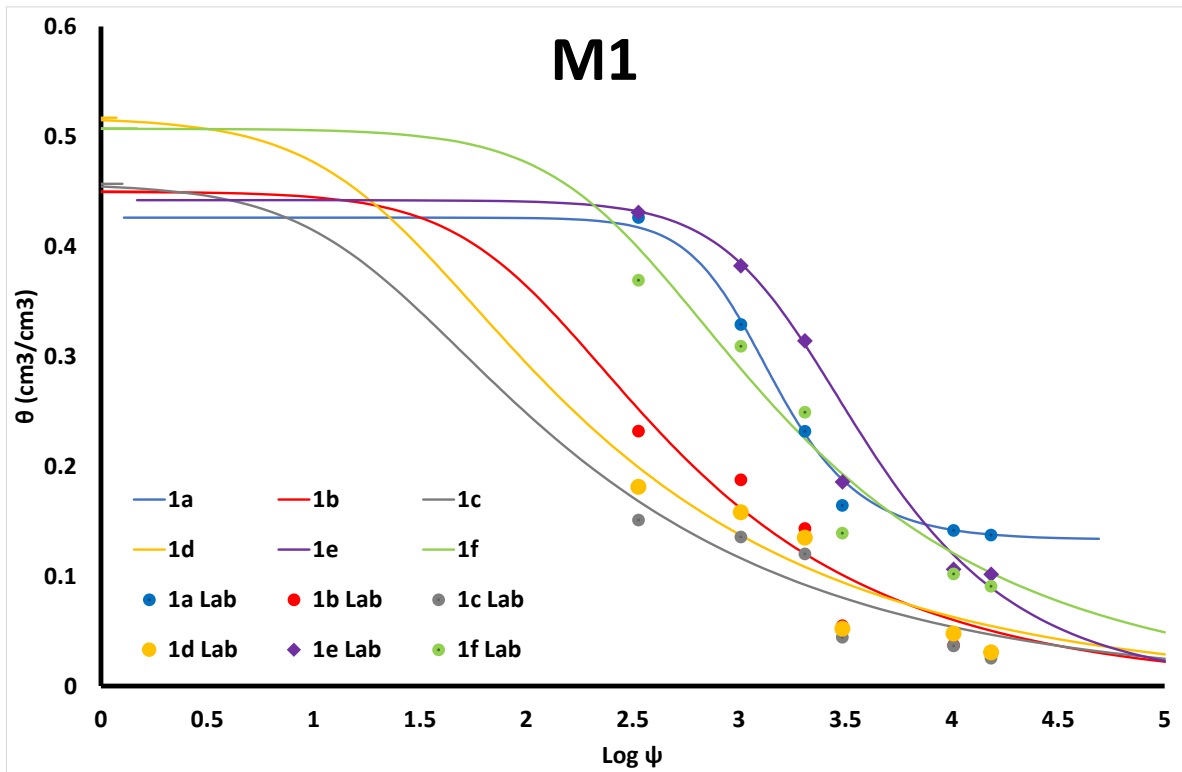


Figura 46: Curva de retención de humedad usando el modelo de van Genuchten con el modelo de conductividad de Mualem para el monolito 1 calculada usando RECT (van Genuchten et al. 1980). Fuente: Trabajo de campo y laboratorio 2021.

Los valores observados y fijados con el modelo de van Genuchten para el monolito 1 se muestran en el cuadro 11:

Cuadro 11: Puntos de contenido volumétrico de agua observados y fijados para cada una de las profundidades del monolito 1.

| Prof (cm) | 0-20 | | 20-24 | | 24-55 | | 55-73 | | 73-79 | | 79-122 | |
|----------------|----------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|--------|------|
| | 1a | 1b | 1c | 1d | 1e | 1f | | | | | | |
| | θ | | | | | | | | | | | |
| ψ (cm) | Obs | Fij | Obs | Fij | Obs | Fij | Obs | Fij | Obs | Fij | Obs | Fij |
| 0.0 | 0.61 | 0.43 | 0.45 | 0.45 | 0.46 | 0.46 | 0.52 | 0.52 | 0.44 | 0.44 | 0.51 | 0.51 |
| 336.5 | 0.43 | 0.42 | 0.23 | 0.25 | 0.15 | 0.17 | 0.18 | 0.20 | 0.43 | 0.43 | 0.37 | 0.40 |
| 1019.7 | 0.33 | 0.33 | 0.19 | 0.16 | 0.14 | 0.12 | 0.16 | 0.14 | 0.38 | 0.38 | 0.31 | 0.29 |
| 2039.4 | 0.23 | 0.23 | 0.14 | 0.12 | 0.12 | 0.09 | 0.14 | 0.11 | 0.31 | 0.31 | 0.25 | 0.23 |
| 10197.2 | 0.14 | 0.14 | 0.04 | 0.60 | 0.37 | 0.54 | 0.48 | 0.06 | 0.11 | 0.12 | 0.10 | 0.12 |
| 15295.8 | 0.14 | 0.14 | 0.29 | 0.50 | 0.25 | 0.47 | 0.03 | 0.05 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.10 |

En 1a el modelo utilizado ajusta bien en la mayoría de los puntos muestreados, el modelo muestra una humedad a saturación de $0,42 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y una humedad residual de $0,13 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ la cual es muy cercana al valor de 1500 kPa. El coeficiente de correlación entre los valores observados y fijados según el modelo es de 0,80. En 1b, el modelo subestima los valores de succión muestreados iniciales y sobre estima los valores muestreados finales. Los valores altos del modelo aproximan a $0,45 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ de humedad de saturación y una humedad residual de $0,001 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. La correlación entre los datos observados y fijados fue de 0,97. En 1c, el modelo presenta el mismo comportamiento que en 1b, donde la humedad de saturación es de $0,45 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y la humedad residual es de $0,001 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. La correlación entre los valores observados y fijados fue de 0,98. En 1d, el comportamiento de la curva de retención de humedad es muy similar a la modelada en 1c, donde los valores observados y fijados tienen una correlación de 0,98. La humedad a saturación a esta profundidad es mayor que en las profundidades anteriores con un valor $0,51 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y se mantiene el comportamiento de la humedad residual que en las profundidades anteriores a un valor de $0,001 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

En 1e, el modelo utilizado fija casi todos los puntos y presenta una correlación de 0,99 entre los valores observados y los valores fijados con el modelo. La humedad a saturación a esta profundidad es muy similar a la observada en las profundidades iniciales, dando un valor de $0,44 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. La humedad residual es similar a las anteriores con un valor de $0,001 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. En 1f, el modelo muestra la misma tendencia de otras profundidades, sin embargo, hay un aumento en la humedad de saturación a $0,50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ en tanto el valor de

humedad residual $0,01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ es similar a las demás profundidades. La correlación entre los valores observados y los valores fijados por el modelo es de 0,98. En el monolito 1, hay una mayor retención de la humedad residual a 1a con respecto a las demás profundidades donde los valores de contenido volumétrico llegan a ser muy cercanos a cero de acuerdo con el modelo de van Genuchten con conductividad de Mualem (1976). Adicionalmente a 1a y 1e es donde se mantiene por mayor tiempo los mayores valores de humedad con respecto a 1b y 1f donde el decrecimiento de la curva de retención es mayor. A 1b y 1c, el decrecimiento de la curva de retención será mayor con respecto a las demás hasta alcanzar humedades residuales cercanas a 0. En el monolito 1, los valores observados muestran dos tendencias en cada uno de los horizontes, en 1a, 1e y 1f, los contenidos volumétricos son mayores, siendo la profundidad de 1e la que mantiene el mayor contenido de humedad durante las primeras etapas de succión. En 1b, 1c y 1d, los contenidos volumétricos a valores menos negativos de succión llegan a ser muy semejantes en contenido volumétrico.

En el monolito 2 (M2) (figura 47), las curvas de retención muestran dos comportamientos iniciales. En 2a, la humedad a saturación es más baja que la humedad de saturación a 2b. Las humedades residuales de ambas curvas muestran valores cercanos a $0 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ respectivamente. Para la curva de 2a, el descenso de la curva es más suave con respecto a 2b en la primera etapa de la curva de retención, a potenciales más negativos.

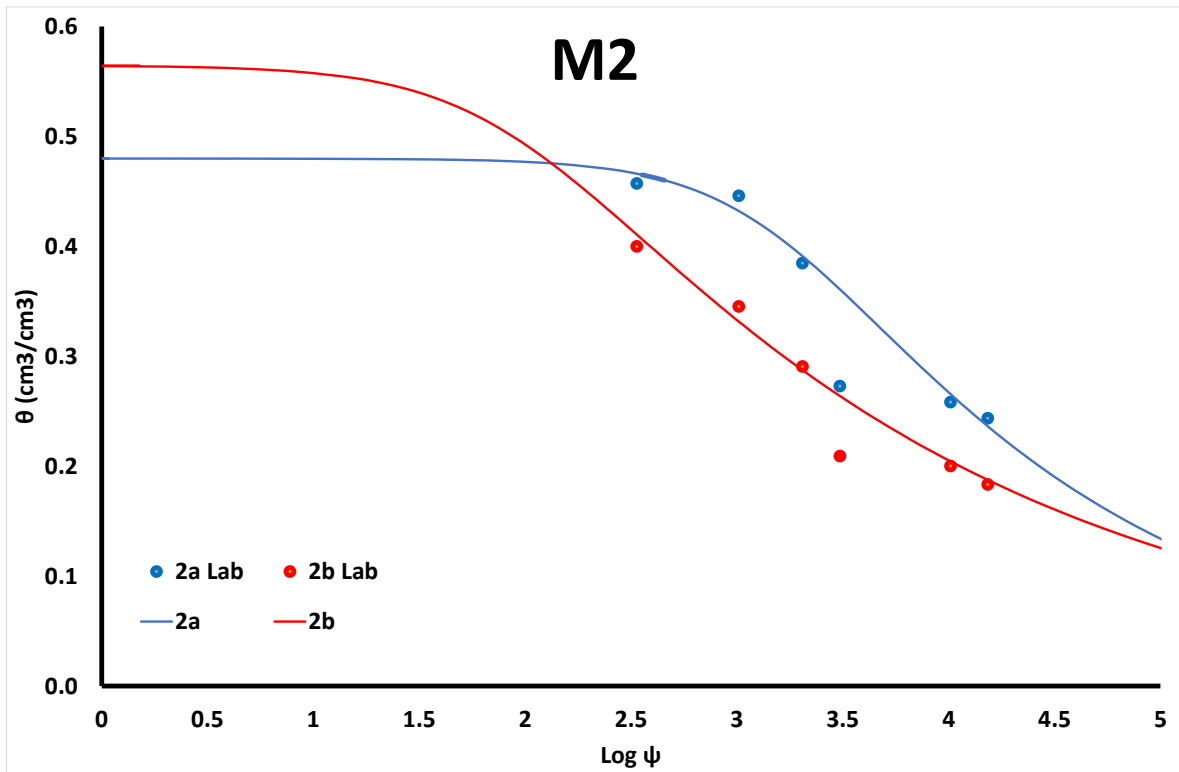


Figura 47: Curva de retención de humedad usando el modelo de van Genuchten con el modelo de conductividad de Mualem (1976) para el monolito 2 calculada usando RECT (van Genuchten et al. 1980). Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021.

Los valores observados y fijados con el modelo de van Genuchten para el monolito 1 se muestran en el cuadro 12:

Cuadro 12: Puntos de contenido volumétrico de agua observados y fijados para cada una de las profundidades del monolito 2.

| Prof (cm) | 0-38 | | 38-100 | |
|----------------|----------|------|--------|------|
| | 2a | | 2b | |
| ψ (cm) | θ | | | |
| | Obs | Fij | Obs | Fij |
| 0.0 | 0.48 | 0.48 | 0.56 | 0.56 |
| 336.5 | 0.46 | 0.47 | 0.40 | 0.41 |
| 1019.7 | 0.45 | 0.43 | 0.35 | 0.33 |
| 2039.4 | 0.38 | 0.39 | 0.29 | 0.29 |
| 10197.2 | 0.26 | 0.27 | 0.20 | 0.20 |
| 15295.8 | 0.24 | 0.24 | 0.18 | 0.19 |

En 2a el modelo utilizado fija casi todos los puntos observados en laboratorio, de esta manera el coeficiente de correlación entre los valores observados y los valores fijados por el modelo da un valor de 0,99. El valor de la humedad a saturación es de $0,47 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ en tanto el valor de la humedad residual llega a alcanzar $0,001 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. En 2b el modelo fija aún mejor los puntos observados a los puntos fijados que en 2a, lo cual se refleja en un coeficiente de correlación entre los valores observados y fijados de 0,99. El valor de la humedad de saturación en 2b es de $0,56 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ en tanto su humedad residual fue de $0,002 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. En el monolito 2, el descenso en la curva de retención de humedad es más gradual en 2a con respecto a 2b donde se observa un claro descenso. De acuerdo con los valores observados, únicamente en la humedad a saturación, correspondiente a la porosidad total, en 2b es mayor que 2a. En las demás presiones medidas, el contenido volumétrico siempre fue mayor en 2a.

Los valores de retención de humedad en el monolito 2 muestran que en períodos donde la humedad del suelo llega a ser alta, los valores en profundidad tienen a ser mayores con respecto a los superficiales.

En el monolito 3 (figura 48), las curvas de retención muestran distintos comportamientos de acuerdo con el modelo utilizado. La humedad de saturación en 3a presenta el valor más bajo de todo el perfil del monolito 3. Los valores se incrementan en 3b y 3c para luego alcanzar el valor máximo a 3d.

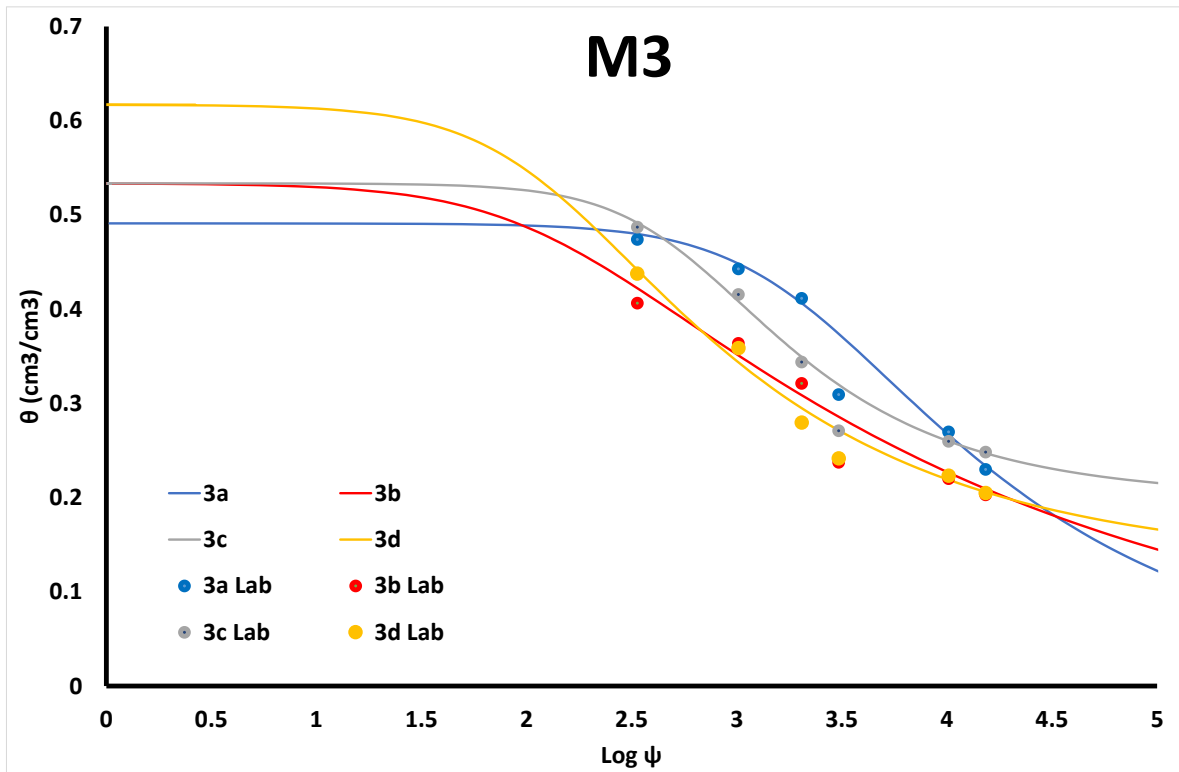


Figura 48: Curva de retención de humedad usando el modelo de van Genuchten con el modelo de conductividad de Mualem (1976) para el monolito 3 calculada usando RECT (van Genuchten et al. 1980). Fuente: Trabajo de campo y laboratorio, 2021.

Los valores observados y fijados con el modelo de van Genuchten para el monolito 1 se muestran en el cuadro 13:

Cuadro 13: Puntos de contenido volumétrico de agua observados y fijados para cada una de las profundidades del monolito 3.

| Prof (cm) | 0-21 | | 21-40 | | 40-51 | | 51-100 | |
|----------------|----------|------|--------|--------|-------|------|--------|------|
| | 3a | | 3b | | 3c | | 3d | |
| ψ (cm) | θ | | | | | | | |
| | Obs | Fij | Obs | Fij | Obs | Fij | Obs | Fij |
| 0.0 | 0.491 | 0.49 | 0.5548 | 0.5335 | 0.53 | 0.53 | 0.62 | 0.62 |
| 336.5 | 0.474 | 0.48 | 0.4062 | 0.4222 | 0.49 | 0.49 | 0.44 | 0.44 |
| 1019.7 | 0.443 | 0.45 | 0.3637 | 0.3509 | 0.42 | 0.41 | 0.36 | 0.34 |
| 2039.4 | 0.411 | 0.41 | 0.3212 | 0.3086 | 0.34 | 0.35 | 0.28 | 0.29 |
| 10197.2 | 0.27 | 0.27 | 0.2202 | 0.2265 | 0.26 | 0.26 | 0.22 | 0.22 |
| 15295.8 | 0.23 | 0.23 | 0.2028 | 0.2093 | 0.25 | 0.25 | 0.20 | 0.21 |

En 3a, los valores fijados del modelo con respecto a los observados están casi alineados dando un coeficiente de correlación de 0,99. La humedad de saturación es de 0,49 cm^3/cm^3 en tanto la humedad residual alcanzó el valor de 0,001 cm^3/cm^3 . En 3b, los valores observados y fijados por el modelo presentan una correlación de 0,98 y se aprecia en el gráfico que casi todos los puntos son bien fijados por el modelo utilizado. La humedad de saturación es de 0,53 cm^3/cm^3 en tanto la humedad residual llega a alcanzar 0,005 cm^3/cm^3 . En 3c, la relación entre los valores observados y los fijados por el modelo indica que hay una buena correlación de ellos con un valor de 0,99. A partir de esta profundidad los valores de contenido volumétrico de agua aumentan. La humedad de saturación se mantiene como en 3b con un valor de 0,53 cm^3/cm^3 mientras la humedad residual es de 0,02 cm^3/cm^3 . En 3d la correlación de los valores observados y fijados es de 0,99. La humedad de saturación llega a 0,61 cm^3/cm^3 en tanto la humedad residual llega a ser 0,12 cm^3/cm^3 .

En el monolito 1, el agua útil varía desde 5,77 cm en 1a, a 33,97 cm en 1f y tiene un comportamiento creciente en el perfil desde la capa superior hasta la capa inferior, con excepción de la capa 1b donde decrece un poco. En el monolito 2, el agua útil varía desde 8,12 cm en 2a hasta 21,65 cm en 2b. En el monolito 3, el agua útil aumenta desde 5,13 hasta 23,28 cm desde 3a a 3d.

En las curvas de retención de agua en los monolitos, la distribución del tamaño de grano está relacionada con la retención de humedad (Yang et al. 2004). Aun cuando en todos los horizontes la textura es franco-arenosa, a lo interno de la fracción arenosa, a escala granulométrica, hay diferencias apreciables en el tamaño de diámetro. Así mismo, la

estructura de cada uno de los horizontes y especialmente la heterogeneidad (Abbasi et al. 2012) así como el efecto de la materia orgánica (Salcedo et al. 2007), juegan un rol muy importante. El comportamiento de las curvas de retención para los tres monolitos podría también estar relacionada a otros elementos, como los minerales con alta superficie específica, como los amorfos y los óxidos de Fe y Al (Salcedo et al. 2007) asociados a los suelos andisoles (Alvarado et al. 2014) y el laboreo intensivo y continuo (Ceballos et al. 2010; Gómez y Estrada 2020), que provoca cambios estructurales en el suelo relacionados con la distribución de poros de este. Ng y Pang (2000) mencionan que uno de los elementos que podría provocar variaciones en las curvas de retención de humedad está relacionada con la historia de humedecimiento y secamiento, aunque para los monolitos estudiados estos son en muchísimo menor medida debida a la carencia casi total de arcilla. Estos ciclos inducirán a largo plazo, a una variación en algunas propiedades como la porosidad y la permeabilidad como lo ha sido encontrada para suelos piroclásticos (Pasculli et al. 2017). Esto podría explicar las variaciones que se observan en las curvas de retención de humedad, donde para los monolitos 1 y 2, los contenidos de materia orgánica presentan alta relación con los contenidos volumétricos, de acuerdo con cada potencial mátrico. En el caso del monolito 3, esta tendencia no está clara por la presencia de material piroclástico producto de que el suelo está desarrollado sobre la formación geológica Cervantes y sus correlaciones son bajas.

Durante el proceso de redistribución para el área donde el drenaje toma lugar, en este caso los monolitos, la relación entre el potencial mátrico y el contenido volumétrico de agua es descrito por una curva de retención de humedad la cual es a su vez diferente en cada horizonte, esta curva a su vez es diferente si en el perfil se da un proceso de secado o de humedecimiento (Warrick 2003), relación conocida como histéresis, que afecta seriamente el proceso de redistribución de agua en perfiles (Kargas et al. 2021) debido a que las geometrías del poro requieren menos energía para que el agua reemplace el aire, que, para que el agua sea retirada (Smith et al. 2002).

5.1.3.3 Variación del contenido volumétrico y aporte de agua por redistribución

La disminución del contenido volumétrico de agua en el tiempo a través de las mediciones experimentales en campo es un indicador del flujo de agua a través de los horizontes de suelo a lo largo de un período de medición. En esta sección se caracterizarán

los movimientos de agua temporales en cada una de las profundidades medidas y luego se realizará un análisis general del comportamiento de la redistribución.

Caracterización en el monolito 1

El monolito 1 fue construido en una zona agrícola que estaba, al momento de experimento, dedicada al cultivo de brócoli. Al momento de la preparación del monolito el suelo se encontraba sin ningún tipo de cobertura y debido a la pendiente, la labranza se realiza a mano. La zona se encuentra a menos de 50 m del límite con el Parque Nacional Volcán Irazú.

En el perfil 1 (figura 49), a 25 cm, el contenido volumétrico inicial fue de $0,122 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ el cual disminuyó a $0,103 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ en un lapso de 12,74 días, lo cual da una redistribución de agua de 4,75 mm. A 50 cm, el contenido volumétrico máximo fue de $0,150 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ el cual era el contenido volumétrico inicial al inicio de la redistribución en esta capa. Este contenido volumétrico disminuyó hasta un valor de $0,139 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ al final de tiempo de medición. Durante el lapso de 12,74 días, el contenido volumétrico aumentó dos veces, a 6,92 y 10,90 días el contenido volumétrico pasó de $0,141 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,145 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, el agua redistribuida en cada uno de los dos incrementos fue de 2 mm. A 75 cm, el contenido inicial fue de $0,360 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, a 6,50 días, este pasó de $0,356 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,361 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, luego a 10,77 días paso de $0,357 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,361 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. La infiltración a 75 cm para cada uno de los incrementos fue de 3,75 mm y 3,0 mm.

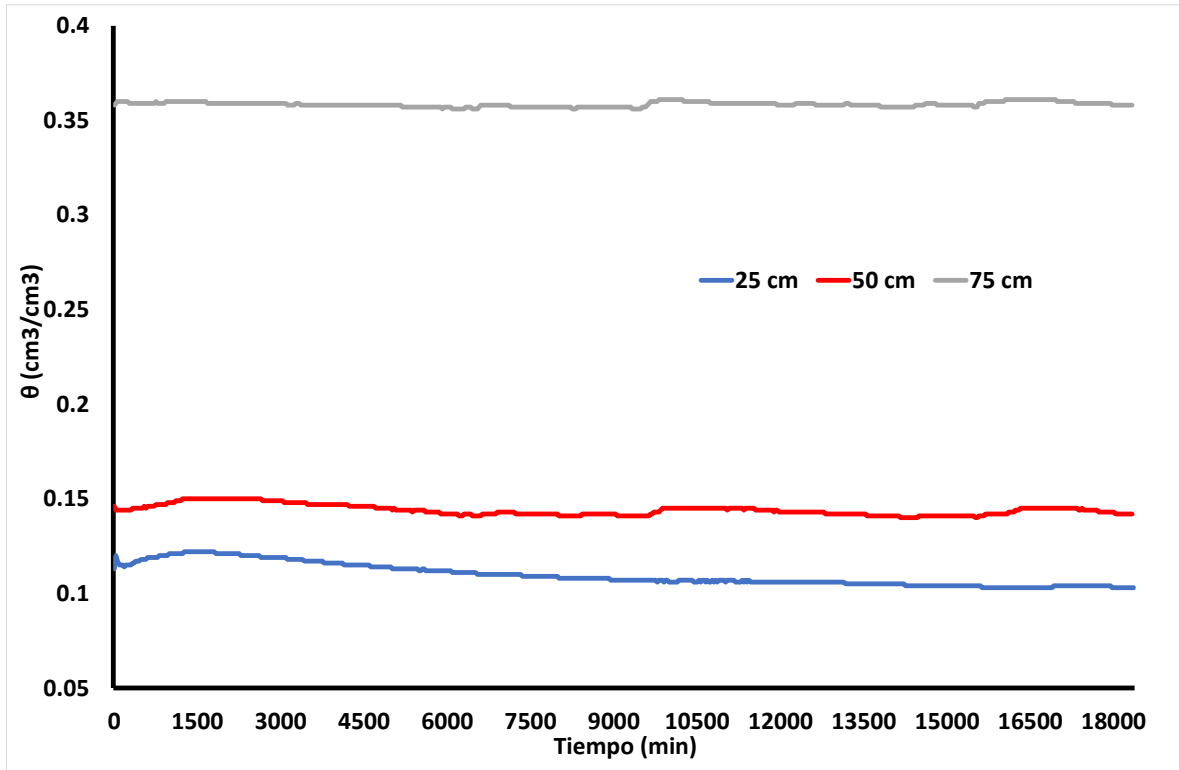


Figura 49: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 1 para el monolito 1 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

En el perfil 2 (figura 50), a 25 cm el contenido volumétrico inicial era $0,083 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, el cual disminuyó hasta $0,068 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ en 12,74 días y lo que da una redistribución de agua a esa profundidad de 3,75 mm. A 50 cm de profundidad, al inicio de la medición la humedad antecedente era de $0,171 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y disminuyó hasta $0,155 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y solo se observa un incremento del contenido volumétrico a 6,58 días pasando de un valor de $0,161 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,165 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo cual da un valor de redistribución del agua de 2,0 mm y que luego disminuye nuevamente hasta $0,161 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. A 75 cm de profundidad el valor del contenido volumétrico inicial fue de $0,365 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, el cual fue disminuyendo en el tiempo de medición y que tuvo dos incrementos por redistribución a 6,56 y 10,83 días, el primero pasando desde $0,360$ a $0,367 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo cual significa un incremento de 5,25 mm y el segundo a 10,83 días pasando de $0,362 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,367 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo que significa un aporte por redistribución de 3,75 mm.

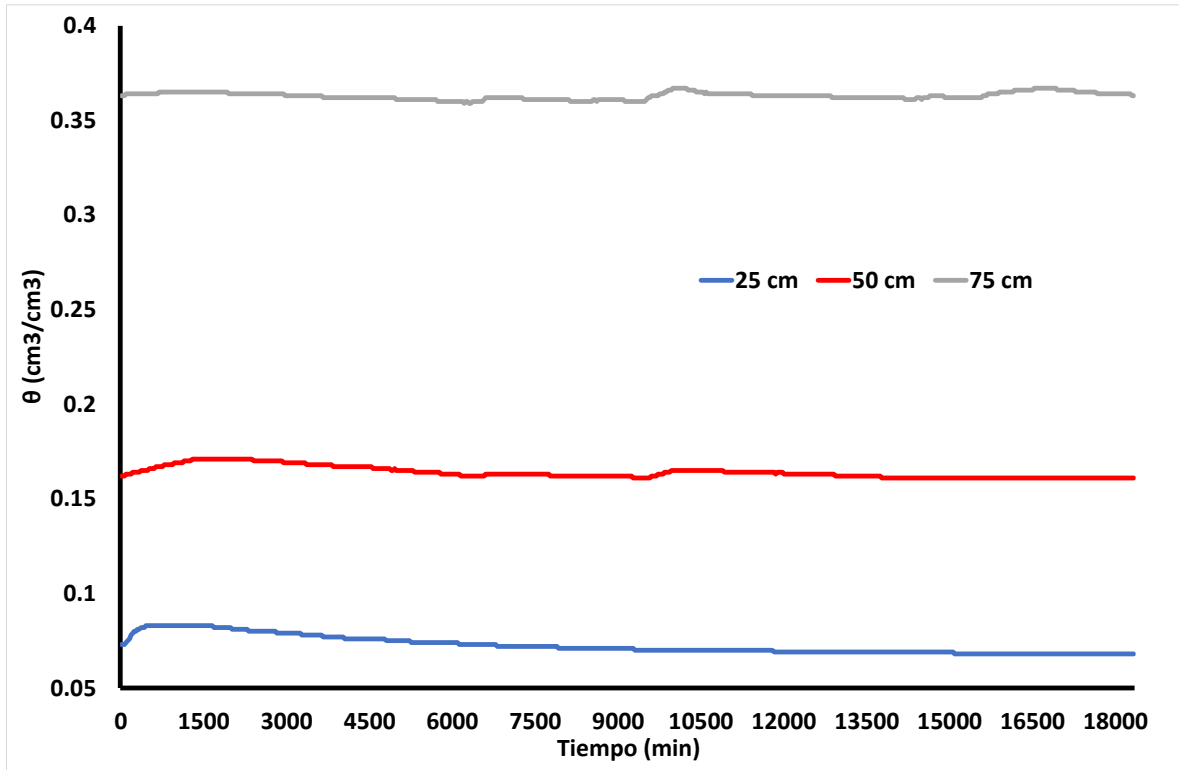


Figura 50: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 2 para el monolito 1 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

En el perfil 3 (figura 51), el contenido volumétrico del agua a 25 cm inicialmente tuvo un valor máximo de $0,103 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y un valor final de $0,087 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ al final de la medición, lo que generó un aporte de 4,0 mm en 12,74 días. A 50 cm de profundidad se observan dos incrementos debido a los aportes desde la capa de 25 cm, a 6,60 días el incremento pasó de $0,166 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,172 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo que implicó un aporte de 3,0 mm, luego a 11,04 días el contenido volumétrico de agua pasó de $0,166 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,171 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo que se traduce en un aporte de 2,5 mm. A 75 cm se observaron 3 aportes por redistribución, a 4,54 días hubo un primer aporte por redistribución de $0,361 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,366 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo cual implicó un aporte de 3,75 mm, luego un segundo aporte a los 6,60 días de $0,362 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,372 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo que generó un incremento de 7,5 mm y luego un último incremento a 9,98 días de $0,364 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,371 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que significó una redistribución de agua de 5,25 mm.

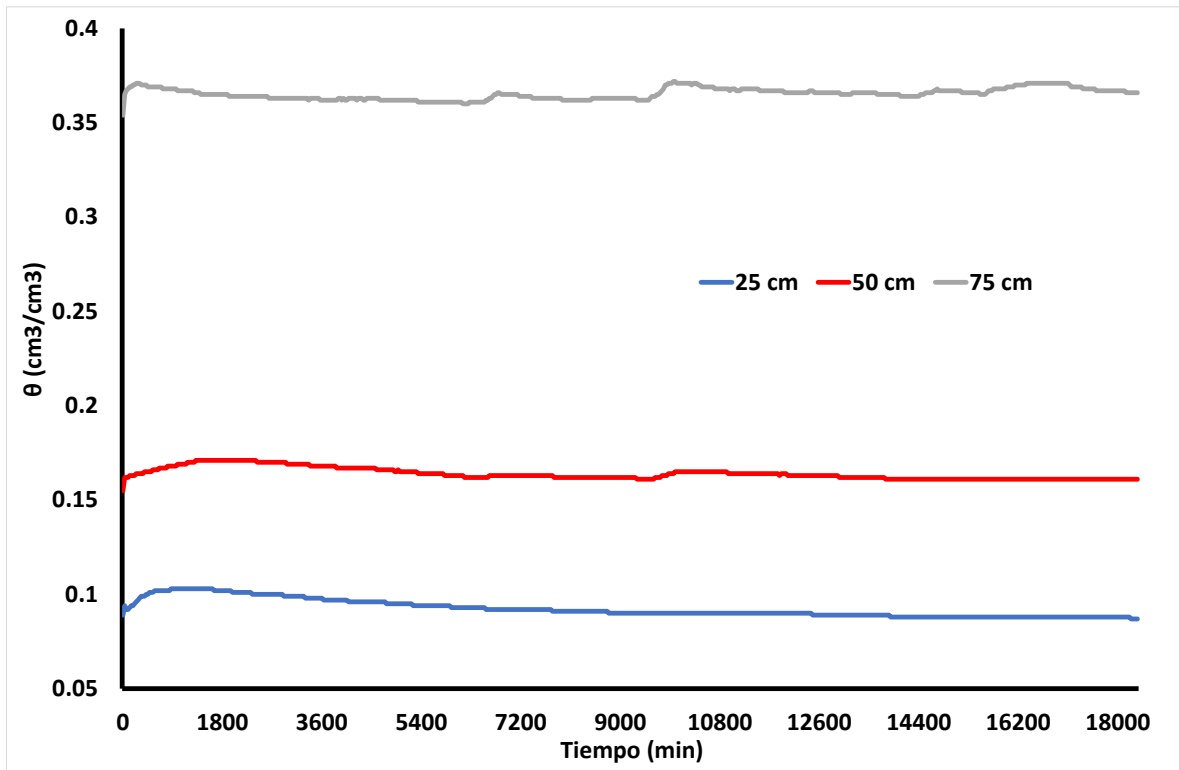


Figura 51: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 3 para el monolito 1 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

Caracterización en el monolito 2

El monolito 2 fue construido en una zona agrícola que estaba, al momento de experimento, dedicada a los pastos con ganado. Al momento de la preparación del monolito el suelo se encontraba con cobertura de pastos y ganado.

En el perfil 1 (figura 52), el contenido volumétrico a 25 cm varió desde $0,466 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,367 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ en un lapso de 12,81 días, el cual se traduce en una entrada de agua de 24,75 mm. A 50 cm de profundidad el contenido volumétrico mostró el mismo comportamiento de la profundidad de 25 cm. El contenido volumétrico cambió desde $0,489 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,374 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo cual significó una entrada por redistribución de 57,5 mm. El comportamiento similar entre ambas curvas podría indicar que en 50 cm el flujo entre ambas capas es uniforme y presentan comportamiento hidráulico similar. A 75 cm de profundidad, el contenido de humedad inicial de la capa fue de $0,491 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, luego, a 9,92 días, el contenido volumétrico varió desde $0,421 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,428 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo que implicó una redistribución de 5,25 mm.

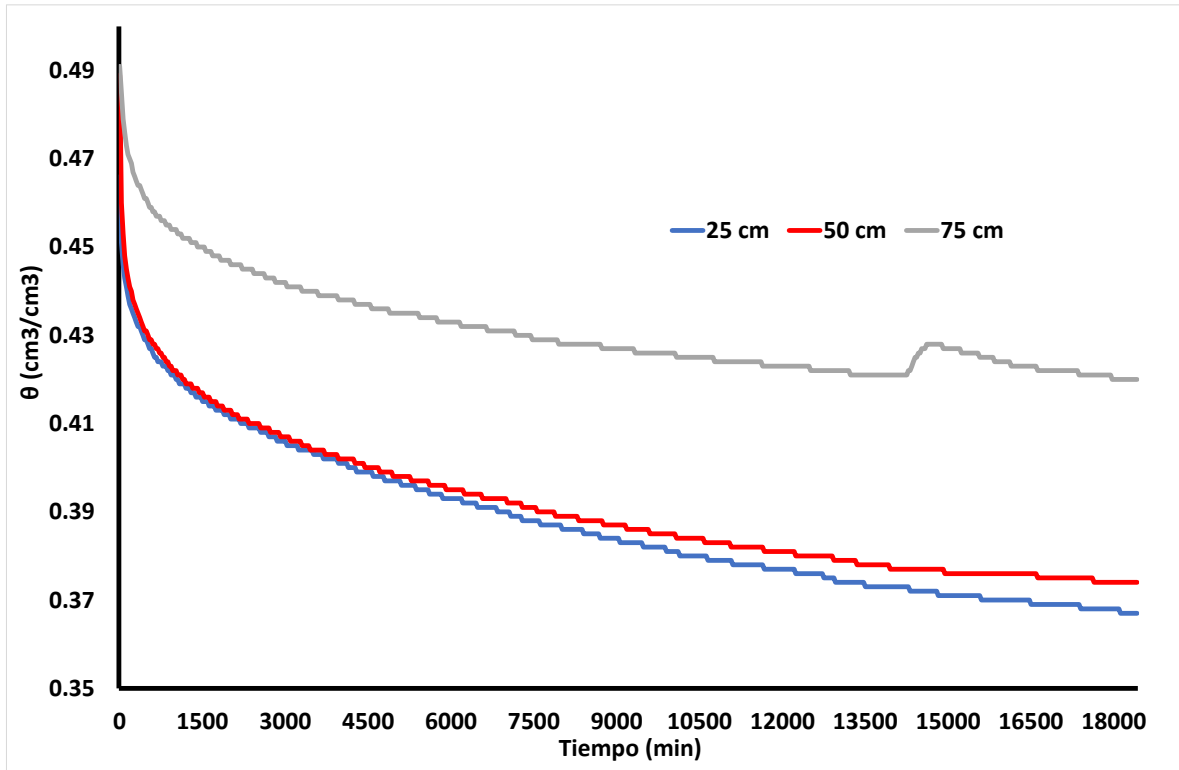


Figura 52: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 1 para el monolito 2 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

En el perfil 2 (figura 53), el contenido volumétrico a 25 cm tuvo un valor inicial de $0.444 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, el cual disminuyó hasta $0.372 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ en un periodo de 12,81 días y que significó una entrada de agua de 18 mm. En 50 cm el valor inicial del contenido volumétrico fue de $0.456 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, el cual disminuyó hasta un valor de $0.397 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ en 10,13 días, donde luego hubo un incremento del contenido volumétrico a $0.400 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que en lámina de redistribución de significó un aporte de 1,5 mm. A 75 cm, la humedad antecedente de la capa fue de $0.472 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, luego a 9,81 días, se dio un incremento desde $0.418 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0.426 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que implicó un aporte por redistribución de 6 mm de agua.

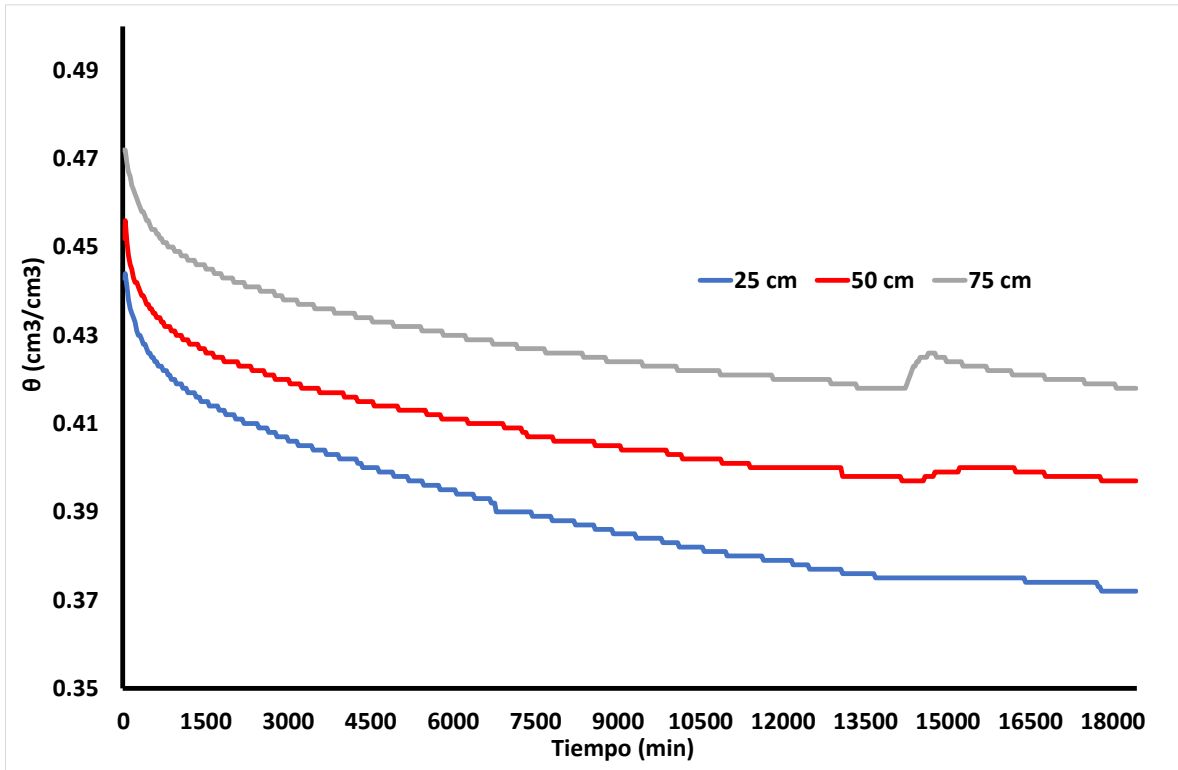


Figura 53: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 2 para el monolito 2 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

En el perfil 3 (figura 54), el contenido volumétrico en la capa de 25 cm fue de $0,457 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ el cual disminuyó hasta un valor de $0,409 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ durante el tiempo de medición, lo cual en términos de lámina de agua significó un aporte de 12 mm. A 50 cm, la humedad antecedente al momento de la medición inicial fue de $0,458 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, a 9,90 días hubo un incremento por redistribución desde $0,406 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,419 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que en lámina de agua produjo un aporte de 6,5 mm. A 75 cm, la humedad antecedente fue de $0,467 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que fue disminuyendo en 9,81 días hasta llegar a un valor de $0,434 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que luego recibió un aporte por redistribución de 9,75 mm.

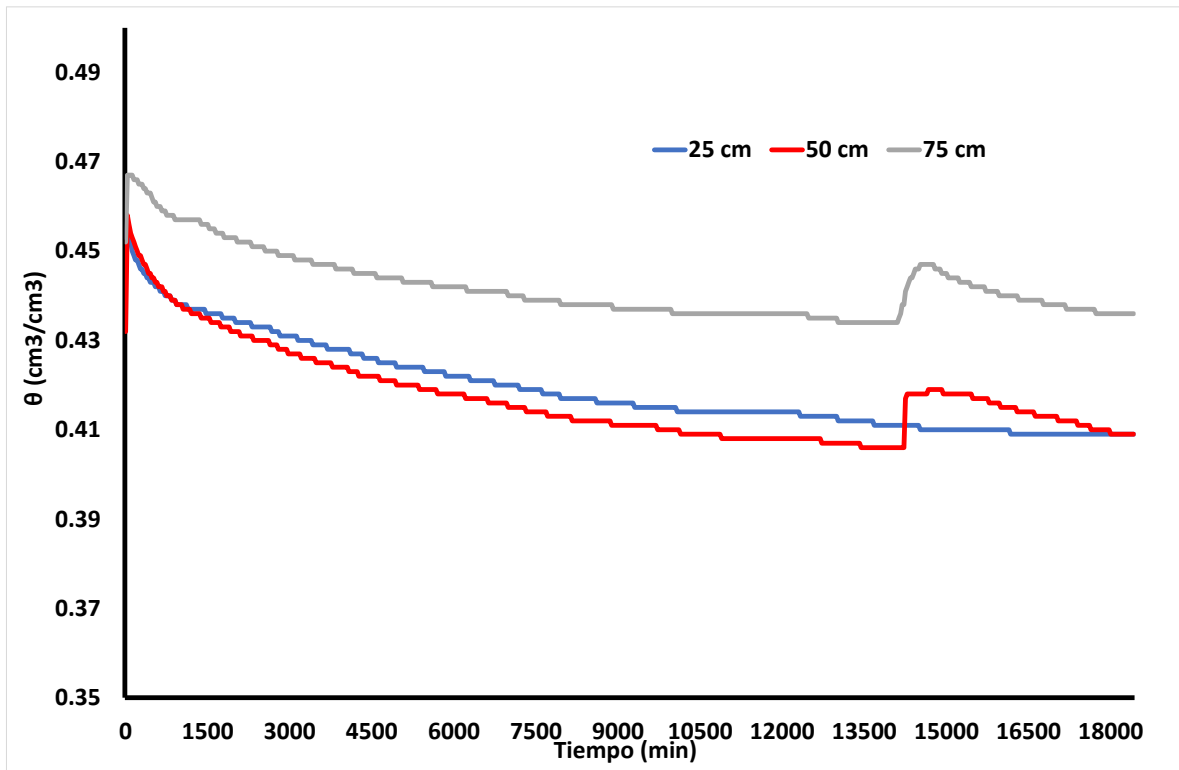


Figura 54: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 3 para el monolito 2 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

Caracterización en el monolito 3

El monolito 3 fue construido en una zona agrícola que estaba, al momento de experimento, dedicada al cultivo de brócoli y papa. Al momento de la preparación del monolito el suelo se encontraba descubierto. Alrededor del monolito se encuentran varios de los cráteres de la zona de Pasquí y los Quemados.

En el perfil 1 (figura 55), la variación en el contenido de humedad a 25 cm de profundidad, durante 13,77 días, fue desde $0,421 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ hasta $0,380 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ al final del tiempo de medición y el aporte de agua desde esta capa hacia las capas subyacentes fue de 10,25 mm. A la profundidad de 37,5 cm, la capa presenta una humedad antecedente de $0,473 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que durante el tiempo de medición muestra en su drenaje, tres períodos de redistribución de agua, a 0,73 días el contenido volumétrico paso de $0,463 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,502 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo que generó una entrada de 14,625 mm, luego a 5,63 días el incremento por redistribución paso de $0,452 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,476 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo que generó un aporte de 9 mm y por último un aporte de 3,75 mm debido al incremento desde $0,447 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,457 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$

en el tiempo de 10,77 días. A 50 cm, a 0,70 días hubo un primer incremento de $0,472 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,492 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo que implicó una entrada por redistribución de 10 mm, luego se presentó un segundo incremento a 2,04 días de $0,47$ a $0,474 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ para un incremento de 2 mm. Después se dio un tercer incremento desde los 2,8 días de $0,47 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,475 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que correspondió a un incremento de 2,5 mm. A los 6,81 días se dio un incremento de 6 mm lo cual se generó por el incremento desde $0,466$ a $0,478 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Luego a los 10,85 días, hubo un último incremento desde $0,462$ a $0,466 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ para un incremento de 2 mm,

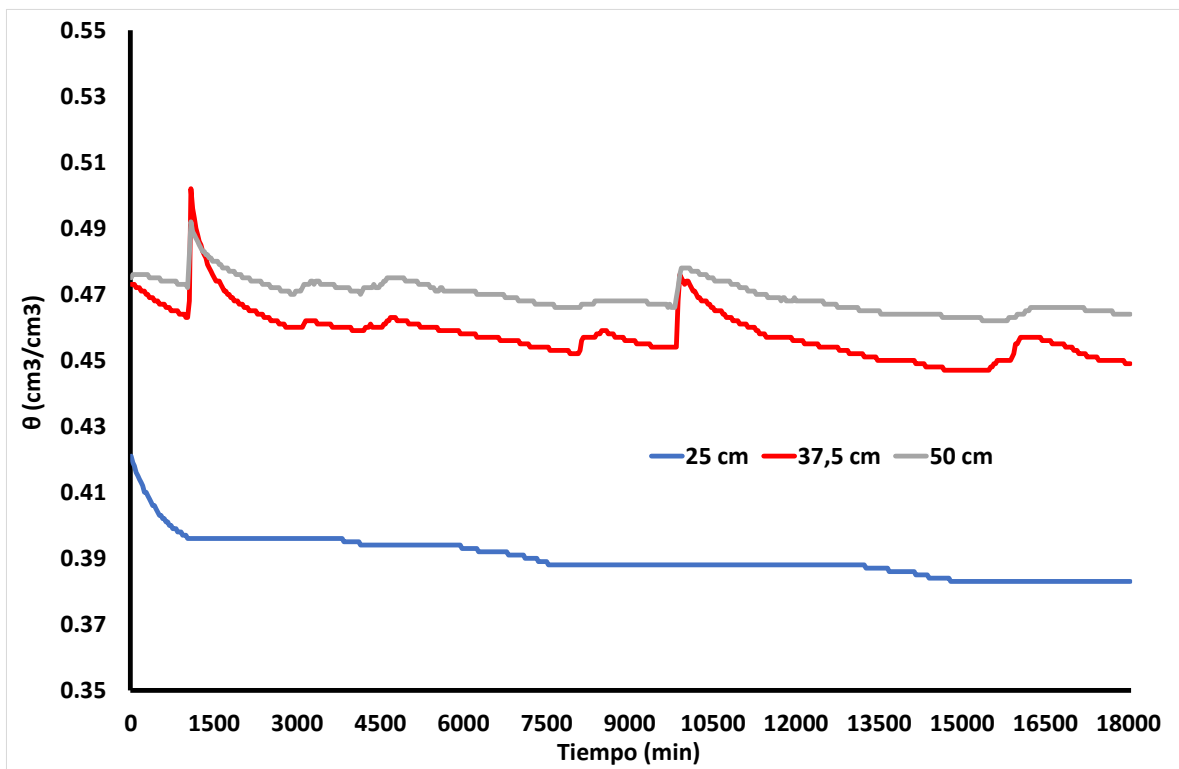


Figura 55: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 1 para el monolito 3 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

En el perfil 2 (figura 56) del monolito 3, a 25 cm de profundidad el contenido volumétrico de agua fue de $0,502 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que disminuyeron durante 13,77 días hasta $0,443 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que en lámina de agua se tradujo en un aporte de 14,75 mm. A 37,5 cm de profundidad, la humedad antecedente de la capa fue de $0,473 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y durante su drenaje se observaron 4 períodos de redistribución de agua producto de los aportes de la capa superior. El primer incremento se dio a 0,73 días desde $0,465 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,490 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, este

generó un aporte por redistribución de 9,375 mm, luego se dio otro incremento a los 2,19 días desde $0,464 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,478 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que en lámina de agua significó 5,25 mm de entrada de agua, a los 5,60 días el contenido volumétrico cambió de $0,4595 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,4815 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ dando como incremento la cantidad de 8,25 mm y el último incremento fue a los 10,73 días desde $0,456 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,4655 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo que implicó un aporte de agua final de 3,5625 mm. A 50 cm de profundidad, el contenido inicial de agua en el suelo fue de $0,516 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ el cual conforme fue disminuyendo, experimentó 5 aportes por redistribución de agua. A los 0,75 días hubo un primer incremento desde $0,511 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,549 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, este significó un incremento de 19 mm, luego a 2,08 días, el contenido volumétrico ascendió desde $0,506 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ hasta $0,541 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo cual implicó un aporte de 17,5 mm, después a los 5,96 días se dio un tercer incremento desde $0,503 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,512 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que en términos de lámina de agua significó un aporte de 4,5 mm, a los 9,42 días el contenido volumétrico nuevamente tuvo un incremento de $0,496 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,502 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que significó un valor de 3 mm y por último a los 10,71 días, la capa tuvo un aporte por redistribución desde $0,495 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,501 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que implicó una entrada de 3 mm, igual a la del incremento anterior.

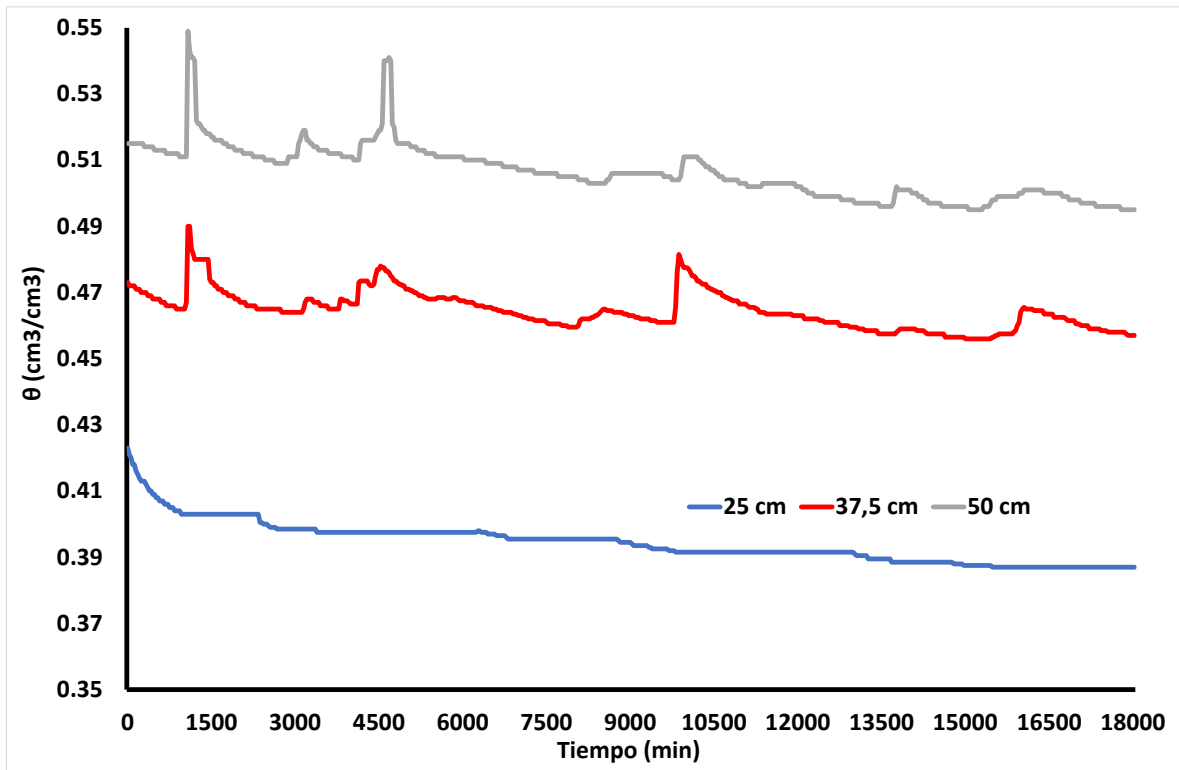


Figura 56: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 2 para el monolito 3 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

En el perfil 3 (figura 57), el valor inicial a 25 cm de profundidad fue de $0,420 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que descendió hasta $0,389 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ generando una entrada de agua de 7,75 mm en 13,77 días. En la capa de 37,5 cm, el contenido volumétrico de agua inicial fue de 0,482, en esta capa se observaron 5 aportes de agua durante el drenaje, en los siguientes tiempos: 0,69 días, 1,98 días, 2,90 días, 5,75 días y 10,46 días. Para el primer aporte, el contenido volumétrico de agua pasó de $0,474 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,494 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ lo cual es 7,5 mm de lámina de agua, un segundo aporte fue de $0,470 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,493 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ generó un incremento de 8,625 mm, luego se dio un tercer incremento de 7,5 mm resultado del cambio de $0,474 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,494 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, posteriormente se dio un cuarto incremento desde $0,487 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,467 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ g que resultó en un aporte de 7,5 mm, por último hubo un aporte de $0,465 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,473 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ resultando en una incremento de 3 mm. A 50 cm de profundidad, el contenido inicial de humedad en la capa fue de $0,474 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, este empezó a drenar y experimentó un incremento a 0,73 días desde $0,467 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a $0,489 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ que en lámina de agua es 11 mm por redistribución, luego a los 2,02 días hubo otro incremento desde $0,466 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a

0,480 cm^3/cm^3 que implicó un aporte de 7 mm, a los 2,90 días un nuevo incremento por redistribución permitió un cambio desde 0,469 cm^3/cm^3 a 0,489 cm^3/cm^3 que en lámina de agua es 8 mm, a los 5,11 días un nuevo aporte desde 0,463 cm^3/cm^3 a 0,471 cm^3/cm^3 significó un aporte de 4 mm y por último a los 11,10 días, hubo un cambio desde 0,458 cm^3/cm^3 a 0,462 cm^3/cm^3 dando como resultado 2 mm de agua aportada.

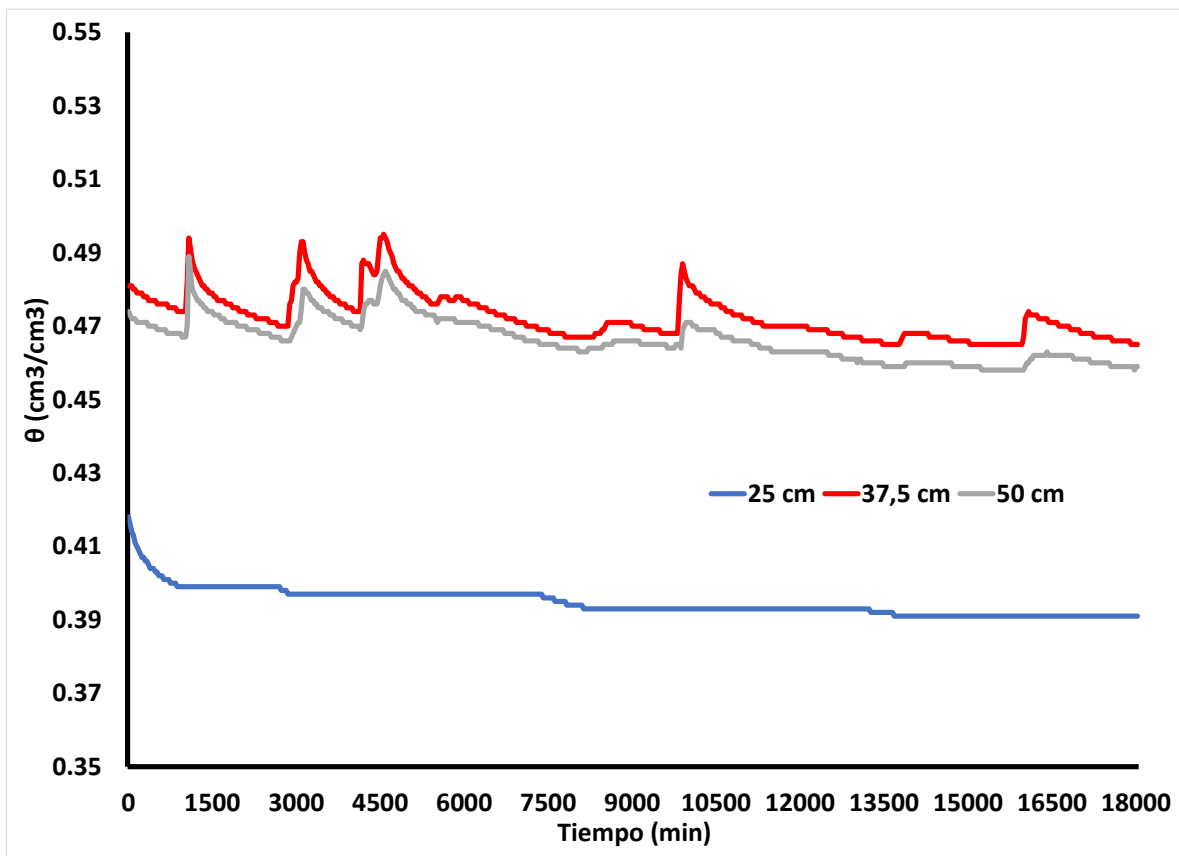


Figura 57: Comportamiento del contenido volumétrico en el perfil 3 para el monolito 3 en cada una de las profundidades medidas en campo. Fuente: Trabajo de campo, 2019.

En cada uno de los monolitos se puede apreciar el drenaje de agua a lo largo de las profundidades medidas durante el período de experimentación, así como los aportes de agua que se dan en ciertos períodos de tiempo lo cual se evidencia por un incremento de la curva y el inicio nuevamente del drenaje. Cada uno de los monolitos mostró un tipo diferente de drenaje el cual está asociado a sus características físicas e hidráulicas internas, las cuales rigen el comportamiento del agua a lo largo del perfil de forma integral. Los leves incrementos en los aportes de agua en el tiempo son propios del proceso de redistribución.

Chen et al. (2019) indican que el proceso de redistribución puede persistir durante muchos días o incluso meses luego de un período de infiltración por lluvia o riego.

Caracterización de los flujos de agua en los monolitos

En cuanto a los tipos de flujo de agua (figuras 58, 59 y 60) que se dan en cada uno de los monolitos, a partir de la interpolación de las ubicaciones de los sensores de contenido volumétrico de agua, utilizando el método de kriging, se visualizó el comportamiento de la humedad en diferentes tiempos y el tipo de curvas que se presentaban.

Para la identificación de los tipos de flujos, se observaron las isolíneas de contenido volumétrico de agua en tres tiempos específicos, 180, 7200 y 18300 minutos en cada uno de los 3 monolitos.

Los dos flujos de agua dominantes en las zonas no saturadas son el flujo de pistón y el flujo preferencial (Zhang et al. 2019). El flujo de pistón es un movimiento de agua de tipo advectivo moviéndose a través del suelo sin dispersión o difusión (Selker et al. 1999) en donde el flujo de agua va reemplazando la humedad antecedente y el frente de humedad es uniforme sin presentar mezcla (Hillel 2004). El flujo preferencial es el tipo de flujo de agua con un comportamiento diverso (Tindall y Kunkel 1999) y que ocurre en diversas regiones a lo largo del perfil (Guymon 1994) formando flujos específicos a través de rutas preferenciales del perfil (Miyazaki 2006).

En el monolito 1, el comportamiento del flujo es de tipo pistón donde el agua infiltrada va redistribuyéndose en el perfil de cada monolito de forma que es observable un desplazamiento del frente de humedad con un comportamiento casi uniforme con dispersión y mezcla despreciable.

En el monolito 2, el flujo de agua infiltrada presenta un flujo por redistribución en el perfil de tipo preferencial orientado hacia la derecha en la cara del monolito, en este caso es observable una dirección del flujo de humedad orientado lateralmente.

En el monolito 3, se pueden visualizar dos tipos de flujos, inicialmente el flujo presenta un comportamiento de pistón en los primeros 40 cm y luego comienza a seguir un flujo preferencial hacia el centro de la base del monolito.

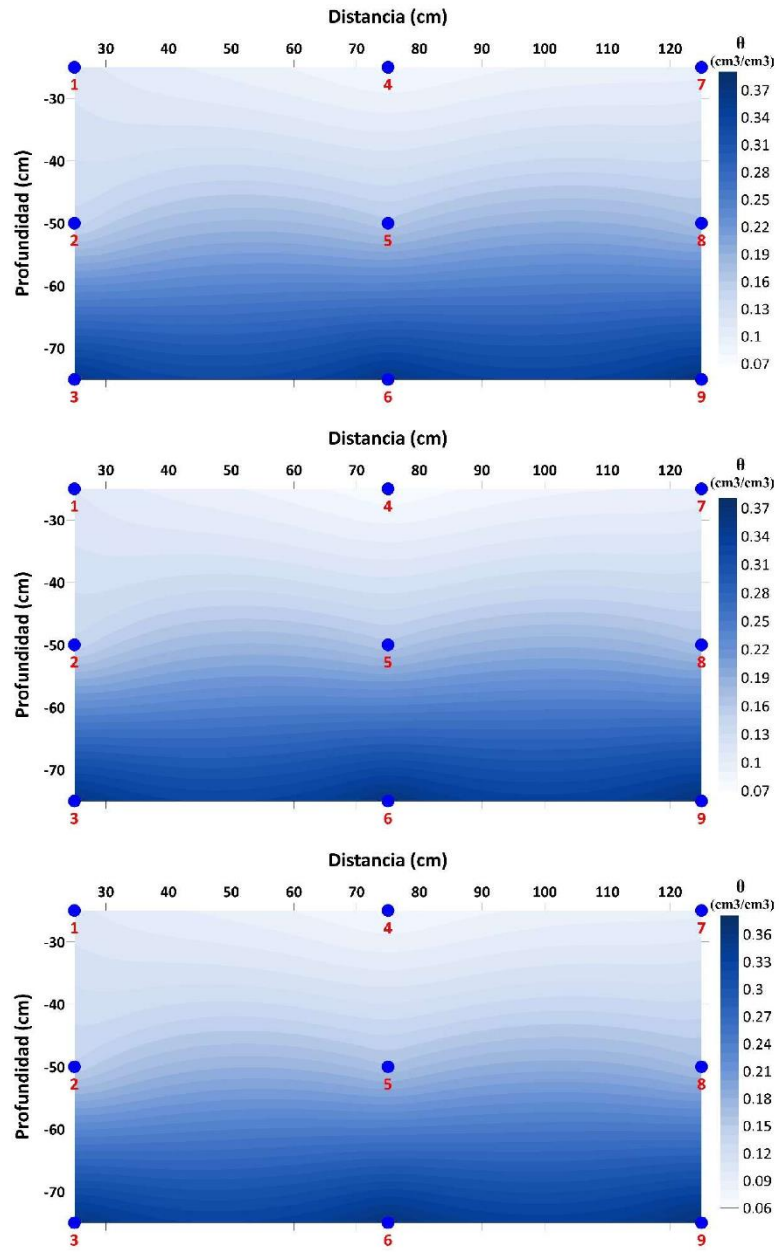


Figura 58: Visualización del tipo de flujo de agua en el monolito 1 a partir de la interpolación de los contenidos volumétricos de los sensores.

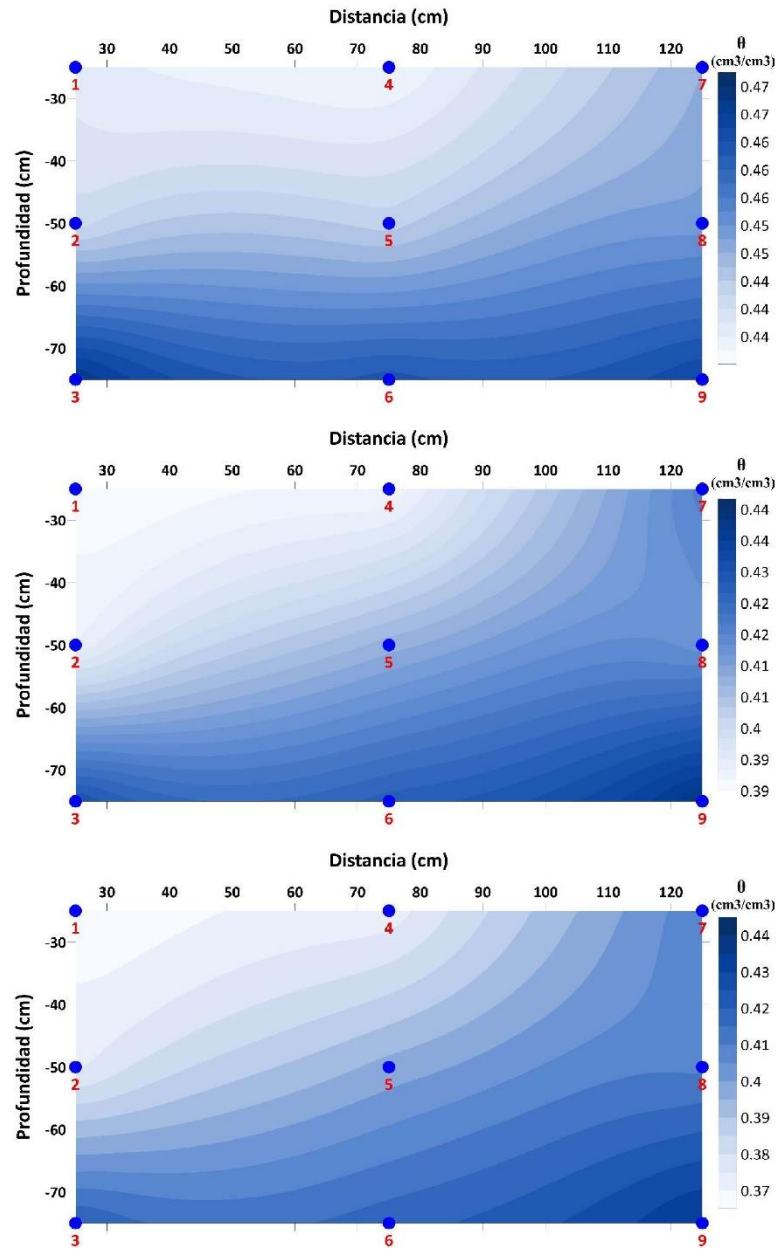


Figura 59: Visualización del tipo de flujo de agua en el monolito 2 a partir de la interpolación de los contenidos volumétricos de los sensores.

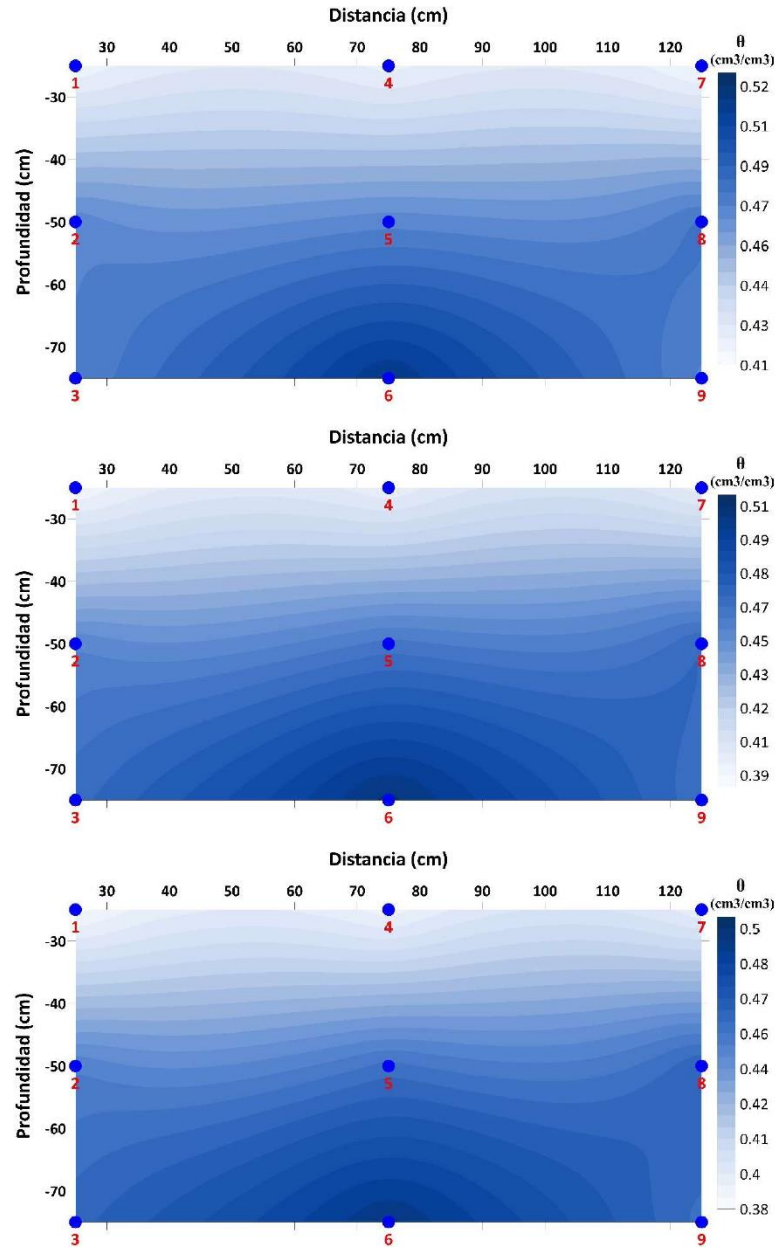


Figura 60: Visualización del tipo de flujo de agua en el monolito 3 a partir de la interpolación de los contenidos volumétricos de los sensores.

Los tipos de flujo permiten definir cómo se comporta el flujo de agua por redistribución a través de los horizontes de los monolitos y si existen rutas preferenciales ocasionadas por macroporos o si, por lo contrario, los horizontes presentan uniformidad lo que ocasiona que el frente de humedecimiento avance de forma total.

Los horizontes del perfil en cada uno de los monolitos, aunque presentan cierta homogeneidad como capas, debido a su composición textural, puntualmente puede presentar

anisotropía horizontal debido a condiciones de humedad inicial (Philip 1991) lo cual origina comportamientos diferentes debido a pequeñas diferencias entre secciones húmedas y secas (Zhuang et al. 2017) en cada horizonte y a cambios temporales (Schwen et al. 2014).

Durante el drenaje de agua, posterior a la infiltración, el contenido de humedad gradualmente disminuye con el tiempo en todos los monolitos lo que podría estar vinculado con las texturas arenosas que presentan y que ha sido reportado por otros autores (Hillel y Talpaz 1977; Ortiz et al. 1999) y difiere del que se manifiesta en texturas finas.

Una importante característica del flujo de agua por redistribución en los monolitos está relacionada a la tortuosidad del flujo a través de la configuración de los poros y los pasajes de flujo (Ghassemi y Pak 2011) de acuerdo con la configuración del medio poroso (Koponen et al. 1997) en su textura y estructura

Las variaciones en las curvas de descenso del contenido volumétrico en cada uno de los perfiles para cada monolito están relacionadas a pequeñas variaciones laterales en la succión capilar (Kung 1990).

El mecanismo de flujo de la redistribución de agua varía de un monolito a otro y pudo ser identificado a partir de la interpolación de los contenidos volumétricos de acuerdo con su posición en cada uno de los perfiles como lo detallan otros autores (Huisman et al. 2003; Fernández et al. 2006). La variabilidad espacial de las propiedades físicas del suelo ha sido ampliamente estudiada por muchos autores (Villatoro et al. 2008; Frolla et al. 2015). Nyberg (1996) utilizó el método de kriging para la medir la variabilidad espacial del contenido de agua en el suelo utilizando sensores encontrando diferencias no solo verticales sino laterales en la variable.

En general, los cambios en el contenido volumétrico de agua en cada uno de los sensores, debido al flujo en la matriz son graduales y muy pequeños, con disminuciones lentas en el tiempo. A pesar de que algunos autores indican que la diferenciación de los flujos de pistón y preferencial es difícil por las pequeñas variaciones en el contenido de agua en el suelo (Zhang et al. 2019) estos fueron identificados a partir de los comportamientos de los valores de contenido volumétrico.

En los monolitos, los frentes de humedad identificados presentaron dos comportamientos diferentes. En el monolito 1 el flujo de pistón observado obedece a un desplazamiento del frente de humedecimiento de forma uniforme a través de las

profundidades medidas y podría estar relacionado a que ambos monolitos presentan una mayor cantidad de horizontes con respecto al monolito 2, esto hace que el flujo sea constante y vaya remplazando el agua contenida en los poros previamente (Bouma 1981) sin que se manifieste un flujo preferencial específico. Yao y Hendrickx (1996) afirman que los frentes de humedecimiento se estabilizan bajo tasas de infiltración bajas, en el caso del monolito 1, las pequeñas variaciones en los contenidos volumétricos de agua identificados durante el proceso de medición y el número de horizontes con granulometrías distintas podrían contribuir a la estabilidad del flujo por redistribución en los perfiles de los monolitos.

En el monolito 2, el flujo de agua de acuerdo con las variaciones en los valores de contenido volumétrico de agua es de tipo preferencial, y fue identificado debido a una mayor convergencia del flujo en una dirección vertical que lateralmente (Jarvis 2007), donde los mayores valores están orientados hacia una dirección específica seguidos por absorción lateral (Bouma 1981). Gao et al. (2014) mencionan que el uso de la tierra y el contenido de humedad inicial podrían incrementar la velocidad de frente de humedecimiento y con ello el flujo preferencial. En el caso del monolito 2, este al momento del ensayo estaba sometido al cultivo de pastos con ganado los cuales podrían incrementar tanto el desarrollo de macroporos debido a las raíces y cambiar las características y la geometría de la red porosa estructural (Mossadeghi et al. 2016) lo que llevaría a que se desarrollen flujos no uniformes (Gerke et al. 2010). El incremento del flujo preferencial por las raíces ya ha sido mencionado por otros autores para el caso de árboles (Zhang et al. 2019), en el caso del monolito 2, si bien otros autores (Kan et al. 2019) indican que en pastos el flujo de pistón es más dominante, los cambios constantes en el uso de la tierra pueden llegar a presentar un terreno descubierto y por lo tanto, cambios en la dinámica del flujo de agua en profundidad con el desarrollo de la vegetación, llegando a ser preferencial.

Con respecto al monolito 3, su comportamiento dual, donde hay flujo de pistón al inicio y luego flujo preferencial al final del perfil ha sido evidenciado previamente. Algunos autores como (Zhang et al. 2019; Xiang et al. 2019) afirman que ambos flujos son los mecanismos dominantes en el flujo de agua en la zona no saturada y son difíciles de separar. El monolito 3, a diferencia de los otros dos, presentó al inicio un comportamiento de flujo de pistón, pero conforme aumentó la cantidad de material piroclástico aumentó en profundidad,

aumentó también las fracturas y por lo tanto el desarrollo de pasos preferenciales para el flujo vertical (Šimůnek et al. 2003).

5.1.4 Conclusiones

El presente trabajo tuvo como objetivo presentar un primer estudio al proceso de redistribución de agua en el suelo a partir de la experimentación en campo con sensores de contenido volumétrico de agua. Durante su ejecución, la hipótesis de trabajo fue confirmada, donde se pudo contabilizar los aportes de agua en profundidad producto del flujo por redistribución en los horizontes de perfiles de la zona no saturada.

El flujo por redistribución de agua es un proceso complejo y depende de las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos que, a su vez, también presentan una enorme variabilidad espacial de acuerdo con las condiciones locales que se tengan.

Durante el proceso de redistribución de agua en los perfiles de la zona no saturada, se pudieron encontrar los mecanismos que tienen lugar dentro de él, como lo son los flujos de pistón y preferencial.

La determinación del flujo de agua por redistribución será de gran utilidad en el estudio de los procesos de flujo de agua que se dan en las zonas agrícolas, entre estos se tienen el flujo de agroquímicos y pesticidas, así como la recarga de agua. El entendimiento de este proceso podría responder por qué podrían migrar los contaminantes agrícolas hacia las capas acuíferas y el desarrollo y recuperación de la vegetación.

5.1.5 Referencias

- Abbasi, F; Javauaxm M; Vanclooster, M; Feyen, J. 2012. Estimating hysteresis in the soil water retention curve from monolith experiments. *Geoderma* 189-190: 480-490.
- Alvarado, A; Forsythe, W. 2005. Variación de la densidad aparente en órdenes de suelos de Costa Rica. *Agronomía Costarricense* 29(1):85-94.
- Alvarado, A; Mata, R; Chinchilla, M. 2014. Arcillas identificadas en suelos de Costa Rica a nivel generalizado durante el período 1931-2014: I. Historia, metodología de análisis y mineralogía de arcillas en suelos derivados de cenizas volcánicas. *Agronomía Costarricense*. 38(1): 75-106.
- Angulo, R; Bagarello, V; Iovino, M; Lassabatere, L. 2016. *Infiltration Measurements for Soil Hydraulic Characterization*. Springer. 386 p.
- Ankenbauer, K; Loheide, S. 2016. The effects of soil organic matter on soil water retention and plant water use in a meadow if the Sierra Nevada, CA. *Hydrological Processes* 31: 891-901.
- Aranda, M; Arrúe, J; Ugarte; J; Moreno, F. 1980. Propiedades físicas y químicas en relación con la porosidad de los suelos: Influencia del ciclo natural de humectación-deseccación. IV Hinchamiento y contracción. *Anales de Edafología y Agrobiología* 39 (3-4): 523-537.
- Arellano, F; Vásquez, M; Suárez, J; Rafael, E. 2012. Identificación de zonas de protección y de captura de las nacientes, subcuencas de los ríos Reventado, Tiribí, Tatiscú, Páez, Birrís y Pacayas, Provincia de Cartago, Costa Rica. Licitación Abreviada 2012LA-000068-87900 Informe Final. COMCURE-MINAET-Dirección de Agua-Hidrogeotecnia Ltda.
- Arragan, F; Chipana, R. 2015. Modelación matemática del bulbo hpumedo bajo riego por goteo superficial en suelos del altiplano boliviano. *Revista de Investigación e Innovación Agropecuaria y de Recursos Naturales* 2(1): 45-54.
- Arya, L; Farrell D; Blake, G. 1975. A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots: I. Determination of hydraulic properties of the soil. *Soil Science Society of American Proceedings* 39: 424-430.
- Arya, L; Paris, J. 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal* 45: 1023-1030.
- Assouline, S. 2006. Modeling the relationship between soil bulk density and the water retention curve. *Vadose Zone Journal* 5: 554-563.

- Bachmair, S; Weiler, M; Nützmann, G. 2009. Controls of land use and soil structure on water movement: Lessons for pollutant transfer through the unsaturated zone. *Journal of Hydrology* 369: 241-252.
- Bhattacharyya, R; Prakash, V; Kundu, S; Gupta, H. 2006. Effect of tillage and crop rotations on pore size distribution and soil hydraulic conductivity in sandy clay loam soil of the Indian Himalayas. *Soil & Tillage Research* 86: 129-140.
- Belford, R. 1979. Collection and evaluation of large soil monoliths for soil and crop studies. *Journal of Soil Science* 30: 363-373.
- Bertsch, F; Alvarado, A; Henríquez, C; Mata, R. 2000. Properties, geographic distribution, and management of major soil orders of Costa Rica. En Hall, C; León, C; Leclerc, G. (eds). 2000. *Quantifying Sustainable Development: The Future of Tropical Economies*. Academic Press. 265-294.
- Biswas, T; Nielsen, D; Biggar, J. 1966. Redistribution of soil water after infiltration. *Water Resources Research* 2(3): 513-524.
- Bouma, J. 1981. Soil morphology and preferential flow along macropores. *Agricultural Water Management* 3: 235-250.
- Campbell, G. 1985. *Soil Physics with Basic: Transport Models for Soil-Plant Systems*. Elsevier. 150 p.
- Carrera, L; Capra, L. 2008. Estudio granulométrico comparativo de los depósitos epiclásticos en ambientes volcánicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25(1): 97-114.
- Ceballos, D; Hernández, O; Vélez, J. 2010. Efecto de la labranza sobre las propiedades físicas en un andisol del Departamento de Nariño. *Revista de Agronomía* 23(1): 40-48.
- Charbeneau, R. 1989. Liquid moisture redistribution: Hydrologic simulation and spatial variability. En Morel-Seytoux (ed). 1989. *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling: Theory and Practice*. Kluwer Academic Publishers. 127-161.
- Chen, S; Huo, Z; Xu, X; Huang, G. 2019. A conceptual agricultural water productivity model considering under field capacity soil water redistribution applicable for arid and semi-arid areas with deep groundwater. *Agricultural Water Management* 213: 309-323.
- Connolly, R. 1998. Modelling effects on soil structure on the water balance of soil -crop systems: A review. *Soil & Tillage Research* 48: 1-19.
- Crawford, J. 1994. The relationship between structure and the hydraulic conductivity of soil. *European Journal of Soil Science* 45: 493-502.

- Eguchi, S; Hasegawa, S. 2008. Determination and characterization of preferential water flow in unsaturated subsoil of andisol. *Soil Science Society of America Journal* 72(2): 320-330.
- Fernández, J; Simmonds, P; Barahona, E. 2006. Estimating detailed soil water profile records from point measurements. *European Journal of Soil Science* 57: 708-718.
- Frolla, F; Zilio, J; Kruger, H. 2015. Variabilidad espacial de la profundidad del suelo. Métodos de interpolación para el sudoeste bonaerense. *Revista de Investigaciones Agropecuarias* 41(3): 309-319.
- Fuentes, S; Trejo, J; Quevedo, A; Fuentes, C; Chávez, C. 2020. Modeling soil water redistribution under gravity irrigation with the Richards equation. *Mathematics* 8: 1581.
- Gao, Z; Xu, X; Zhao, J; Yu, M; Zhang, S; Zhao, C. 2014. Field study on preferential flow under different land uses in the Loess Hilly region. *Nature Environment and Pollution Technology* 13(3): 483-490.
- Gardner, W; Hillel, D; Benyamini, Y. 1970. Post-irrigation movement of soil water: 1. Redistribution. *Water Resource Research* 6(3): 851-861.
- Gerke, H; Germann, P; Nieber, J. 2010. Preferential and unstable flow: From the pore to the catchment scale. *Vadose Zone Journal* 9(2): 207-212.
- Ghassemi, A; Pak, A. 2011. Pore scale study of permability and tortuosity for flow through particulate media using Lattice Boltzmann method. *International Journal for NUMerical and Analytical Methods in Geomechanics* 35: 886-901.
- Gómez, O. 1999. Estudio semidetallado de suelos de la zona de Tierra Blanca, Potrero Cerrado y Llano Grande, Cartago.
- Gómez, G; Munive; R; Mallma, T; Orihuela, C. 2014. Evaluación de la tasa de infiltración en tierra agrícolas, forestales y de pastoreo en la subcuenca del río Shullcas. *Apuntes Ciencias Sociales* 04(1): 32-43.
- Gómez, N; Solórzano, M; Villagra, K. 2017. Cuantificación de la erosión hídrica en función de diferentes técnicas de mecanización para minimizar la contaminación del agua por sedimentos en la parte alta de la cuenca del río Reventazón. Informe Final. Tecnológico de Costa Rica. 107 p.
- Gómez, N; Estrada, R. 2020. Conservación de suelos mediante la modificación de la frecuencia de labranza: Un caso en Costa Rica. *Revista de Ciencias Ambientales* 54(1): 123-139.
- González, J; González, G; Chávez, E. 2012. Porosidad del suelo en tres superficies típicas de la cuenca alta del río Nazas. *Tecnología y Ciencias del Agua* 3(1): 21-32.

- Green, T; Ahuja, L; Benjamin, J. 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma* 116: 3-27.
- Guymon, G. 1994. *Unsaturated Zone Hydrology*. Prentice Hall. 210 p.
- Hambling, A. 1985. The influence of soil structure on water movement, crop root growth, and water uptake. *Advances in Agronomy* 38: 95-158.
- Hao, X; Ball, B; Culley, J; Carter, M; Parkin, G. 2008. Soil Density and Porosity en Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. 743-760.
- Hari, K; Ojha, C; Chandramouli, P; Madramootoo, C. 2010. Estimation of unsaturated hydraulic parameters from infiltration and internal drainage experiments. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*.
- Henríquez, C; Cabalceta, G. 1999. *Guía Práctica para el Estudio Introductorio de los Suelos con un Enfoque Agrícola*. Asociación Costarricense de la Ciencia del Suelo. 111 p.
- Henríquez, C; Méndez, J; Masís, R. 2013. Interpolación de variables de fertilidad de suelo mediante el análisis kriging y su validación. *Agronomía Costarricense* 37(2): 71-82.
- Hillel, D; Krentos, V; Stylianou, Y. 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science* 114(5): 395-400.
- Hillel, D; Talpaz, H. 1977. Simulation of soil water dynamics in layered soils. *Soil Science* 123 (1): 54-62.
- Hillel, D. 2004. *Introduction to Environmental Soil Physics*. Elsevier. 494 p.
- Hincapié, E. 2011. *Estudio y modelación del movimiento del agua en suelo volcánicos de ladera*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Colombia. Palmira.
- Horgan, G; Ball, B. 2005. Modelling the effect of water distribution and hysteresis on air-filled pore space. *European Journal of Soil Science* 56: 647-634.
- Huisman, J; Snepvangers, J; Bouten, W; Heuvelink, G. 2003 monitoring temporal development of spatial soil water variation: comparison of ground penetrating radar and time domain reflectometry. *Vadose Zone Journal* 2(4): 519-529.
- Isaaks, E; Srivastava, R. 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press. 361 p.
- Jarvis, N. 2007. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science* 58: 523-546.

- Ju, S; Kung, K. 1993. Simulating funnel-type preferential flow and overall flow property induced by multiple soil layers. *Journal of Environmental Quality* 22: 432-442.
- Jury, W; Wang, Z; Tuli, A. 2003. Conceptual model of unstable flow in unsaturated soil during redistribution. *Vadose Zone Journal* 2: 61-67.
- Kan, X; Cheng, J; Hu, X; Zhu, F; Li, M. 2019. Effects of grass and forest and the infiltration amount on preferential flow in karst regions of China. *Water* 11: 1634.
- Kargas, G; Soulis, K; Kerkide, P. 2021. Implications of hysteresis on the horizontal soil water redistribution after infiltration. *Water* 13: 2773.
- Kay, B; VandenBygaart, A. 2002. Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. *Soil & Tillage Research* 66: 107-118.
- Kendy, E; Gérard, P; Walter, M; Zhang, Y; Liu, C; Steenhuis, T. 2003. A soil-water-balance approach to quantify groundwater recharge from irrigated cropland in the North China Plain. *Hydrological Processes* 17: 2011-2031.
- Kirkham, M. 2005. *Principles of Soil and Plant Water Relations*. Elsevier. 500 p.
- Koorevaar, P; Menelik, G; Dirksen, D. 1983. *Elements of Soil Physics*. Developments in Soil Science. Amsterdam. Elsevier.
- Koponen, A; Kataja, M; Timonen, J. 1997. Permeability and effective porosity of porous media. *Physical Review E* 56(3): 3319-3325.
- Kranz, W; Kanwar, R; Pederson, C. 1998. Collection and monitoring of one-meter cubic soil monoliths for leaching studies. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 41(2): 333-344.
- Krisdani, H; Rahardjo, H; Leong, E. 2009. Use of instantaneous profile and statistical methods to determine permeability functions of unsaturated soils. *Canadian Geotechnical Journal* 46: 869-874.
- Kroetsch, D; Wang, C. 2008. Particle Size Distribution en Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. 713-725.
- Krushensky, R. 1972. *Geology of Istaru Quadrangle, Costa Rica*. United States Geological Survey Bulletin 1358. 46 p.
- Kung, K. 1990. Preferential flow in a sandy vadose zone: 1. Field observation. *Geoderma* 46: 51-58.

- Lai, W; Ogden, F; Steinke, R; Talbot, C. 2017. An efficient and guaranteed stable numerical method for continuous modeling of infiltration and redistribution with a shallow dynamic water table. *Water Resources Research* 51: 1514-1528.
- Mata, R; Sandoval, D. 2016. Mapa Digital de Suelos de Costa Rica. Centro de Investigaciones Agronómicas. Universidad de Costa Rica.
- Mehuys, G; Tiessem, K; Villatoro, M; Sancho, F; Lobb, D. 2009. Erosión por labranza con arado de disco en suelos volcánicos de ladera en Costa Rica. *Agronomía Costarricense* 33(2): 205-215.
- Miles, J; Thomas, H; Abrishami, J. 1988. The effect of small density changes on the movement of water through an unsaturated sand. *Journal of Hydrology* 104: 93-110.
- Miyazaki, T. 2006. *Water Flow in Soils*. 2da edición. CRC Press. 418 p.
- Mossadeghi, M; Arvidsson, J; Keller, T; Koestel, J; Lamandé, M; Larsbo, M; Jarvis, N. 2016. Effects of subsoil compaction on hydraulic properties and preferential flow in a Swedish clay soil. *Soil & Tillage Research* 156: 91-98.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Research* 12: 513-522.
- Narváez, I. 2013. Percepción sobre la tendencia de caudales, precipitación, temperatura y cambio de uso del suelo con relación al uso y manejo del agua en la zona norte de Cartago, Costa Rica. Trabajo de Graduación. Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza.
- Ng, C; Shi, Q. 1998. A numerical investigation of the stability of unsaturated soil slopes subjected to transient seepage. *Computers and Geotechnics* 22(1): 1-28.
- Ng, C; Pang, Y. 2000. Experimental investigations of the soil-water characteristics of a volcanic soil. *Canadian Geotechnical Journal* 37: 1252-1264.
- Nyberg, L. 1996. Spatial variability of soil water content in the covered catchment at Gårdsjön, Sweden. *Hydrological Processes* 10: 89-103.
- Ortiz, J; Gavrilov, I; Palacios, O; Acosta, R. 1999. Pérdidas de agua de riego por percolación profunda durante el proceso de infiltración. *Terra Latinoamericana* 17(2): 115-124.
- Padilla, A. 2017. Caracterización de suelo del Sector Prusia, Parque Nacional Volcán Irazú, con mira en la rehabilitación ecológica (TFG Licenciatura). Instituto Tecnológico de Costa Rica, Cartago.
- Pasculli, A; Sciarra, N; Esposito, L; Esposito, A. 2017. Effects of wetting and drying cycles on mechanical properties of pyroclastic soils. *Catena* 156: 113-123.

- Pérez, F. 2000. The influence of surface volcaniclastic layers from Haleakala (Maui, Hawaii) on soil water conservation. *Catena* 38: 301-332.
- Philip, J. 1991. Horizontal redistribution with capillary hysteresis. *Water Resource Research* 27(7): 1459-1469.
- Philip, J. 1992. Exact solutions for redistribution by nonlinear convection-diffusion. *Journal of Australian Mathematical Society* 33: 362-383.
- Philip, J; Knight, J. 1991. Redistribution of soil water from plane, line, and point sources. *Irrigation Science* 12: 169-180.
- Pirastu, M; Marrosu, R; Di Prima, S; Keesstra, S; Giadrossich, F; Niedda, M. 2017. Lateral saturated hydraulic conductivity of soil horizons evaluated in large-volume soil monoliths. *Water* 9, 862.
- Quesada, J. 2017. Determinación de los requerimientos de agua para diferentes cultivos de la zona norte de Cartago. Trabajo Final de Graduación. Tecnológico de Costa Rica.
- Raats, P. 1973. Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 37: 681-685.
- Ramadas, M; Ojha, C; Govindaraju, R. 2016. Analytical models of infiltration and redistribution for unsaturated flow in soils with vertically non-uniform saturated hydraulic conductivity. *ISH Journal of Hydraulic Engineering*. 1132640.
- Ramírez, P. 2007. Caracterización de la dinámica de flujo mediante la aplicación de un modelo numérico hidrogeológico: Caso de la cuenca del río Birrís, Cartago, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* 34-35: 83-97.
- Ramírez, L; McHugh, A; Alvarado, A. 2008. Evolución histórica y caracterización socioeconómica de la cuenca media del río Reventado, Cartago, Costa Rica. *Agronomía Costarricense* 32(2): 53-72.
- Ramírez, F; Fournier, M; Ruedert, C; Hidalgo, C. 2014. Uso de agroquímicos en el cultivo de papa en Pacayas, Cartago, Costa Rica.
- Reichardt, K; Timm, L. 2020. *Soil, Plant and Atmosphere: Concepts, Processes and Applications*. Springer. 456 p.
- Reynolds, W. 2008. Saturated Hydraulic Properties: Laboratory Methods en Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. p. 1013-1024.
- Reynolds, W. 2008. Unsaturated Hydraulic Properties: Instantaneous Profile. en Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. p. 1129-1138.

- Reynolds, W; Topp, G. 2008. Soil Water Desorption and Imbibition: Tension and Pressure Techniques en Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. Soil Sampling and Methods of Analysis. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. p. 1013-1024.
- Rose, C; Stern, W; Drummond, J. 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. Australian Journal of Soil Research 3: 1-9.
- Rubin, J. 1967. Numerical method for analyzing hysteresis-affected, post-infiltration redistribution of soil moisture. Soil Science Society of America Proceedings 31: 13-20.
- Rubin, Y. 2003. Applied Stochastic Hydrogeology. Oxford University Press. 391 p.
- Salcedo, E; Galvis, A; Hernández, Rodríguez, R; Zamora, F; Bugarin, R; Carrillo, R. 2007 la humedad aprovechable y su relación con la materia orgánica y superficie específica de suelo. Terra Latinoamérica 25(4): 419-425.
- Schwen, A; Zimmermann, M; Bodner, G. 2014. Vertical variations of soil hydraulic properties within two soil profiles and its relevance for soil water simulations. Journal of Hydrology 516: 169-181.
- Selker, J; Keller, C; McCord, J. 1999. Vadose Zone Processes. Lewis. 339 p.
- Shepherd, R. 1989. Correlations of permeability and grain size. Groundwater 27(5): 633-638.
- Šimůnek, J; Jarvis, N; van Genuchten, M; Gärdenäs, A. 2003. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. Journal of Hydrology 272: 14-35.
- Skjemstad, J; Baldock, J. 2008. Total and Organic Carbon en Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. Soil Sampling and Methods of Analysis. 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science. p. 1013-1024.
- Smith, R; Smetten, K; Broadbridge, P; Woolhiser, D. 2000. Infiltration Theory for Hydrologic Applications. Washington, American Geophysical Union. 212 p.
- Sobieraj, J; Elsenbeer, H; Cameron, G. 2004. Scale dependency in spatial patterns of saturated hydraulic conductivity. Catena 55: 49-77.
- Sonaje, N. 2013. Modeling of infiltration process – A review. Indian Journal of Applied Research 3(9): 226-230.
- Soracco, C; Villarreal, R; Melani, E; Oderiz, J; Salazar, M; Otero, M; Irizar, A; Lozano, L. 2019. Hydraulic conductivity and pore connectivity. Effects of conventional and no-till systems determined using a simple laboratory device. Geoderma 337: 1236-1244.

- Staple, W. 1966. Infiltration and redistribution of water in vertical columns of loam soil. *Soil Science Society of America Proceedings* 30: 553-558.
- Tejedor, M; Jiménez, C; Díaz, F. 2003. Volcanic materials as mulches for water conservation. *Geoderma* 117: 283-295.
- Tindall, J; Kunkel, J. 1999. *Unsaturated Zone Hydrology for Scientist and Engineers*. Prentice Hall. 624 p.
- Vachaud, G; Dane, J. 2002. Instantaneous Profile en Dane, J; Topp, G. (eds). 2002. *Methods of Soil Analysis, Part 4 Physical Methods*. Madison, Soil Science Society of America. p. 937-945.
- Van Genuchten, M. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society American Journal* 44: 892-898.
- Van Genuchten, M; Leij, F; Yates, S. 1980. The RECT code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. U.S. Salinity Laboratory. U.S. Department of Agriculture. Agriculture Research Service.
- Van Stiphout, T; van Lanen, H; Boersma, O; Bouma, J. 1987. The effect of bypass flow and internal catchment of rain on the water regime in a clay loam grassland soil. *Journal of Hydrology* 95: 1-11.
- Villatoro, M; Henríquez, C; Sancho, F. 2008. Comparación de los interpoladores IDW y Kriging en la variación espacial de pH, CA, CICE y P del suelo.
- Wallach, R; Jortzick, C. 2008. Unstable finger-like flow in water-repellent soils during wetting and redistribution-The casa of a point water source. *Journal of Hydrology* 351: 26-41.
- Wang, Z; Wu, L; Harter, T; Lu, J; Jury, W. 2003. A field study of unstable preferential flow during soil water redistribution. *Water Resources Research* 34(4): 1075.
- Wang, K; Zhang, R. 2011. Heterogeneous soil water flow and macropores described with combined tracers of dye and iodine. *Journal of Hydrology* 397: 105-117.
- Warrick, A. 2003. *Soil Water Dynamics*. Oxford University Press. 391 p.
- Wiekenkamp, I; Huisman, J; Bogema, H; Vereecken, H. 2019. Effects of deforestation on water flow in the vadose zone. *Water* 12 (35): w12010035.
- Xiang, W; Si, B; Biswas, A; Li, Z. 2019. Quantifying dual recharge mechanisms in deep unsaturated zone of Chinese Loess Plateau using stable isotopes 337: 773-781.

- Yang, H; Rahardjo, H; Leong, E; Fredlund, D. 2004. Factors affecting drying and wetting soil-water characteristic curves of sandy soils. *Canadian Geotechnical Journal* 41: 908-920.
- Yang, F; Zhang, G; Yang, J; Li, D; Zhao, Y; Liu, F; Yang, R; Yang, F. 2014. Organic matter controls of soil water retention in an alpine grassland and its significance for hydrological processes. *Journal of Hydrology* 519: 3086-3093.
- Yao, T; Hendrickx, J. 1996. Stability of wetting fronts in dry homogeneous soils under low infiltration rates. *Soil Science Society of America Journal* 60: 20-28.
- Yatno, E; Suharta, N. 2011. Andisols derived from pyroclastic liparite tuff: Their properties and their management strategy for agricultural development. *Jurnal Tanah Dan Iklim* 33: 49-64.
- Youngs, E. 1982. The measurements of the variation with depth of saturated soil monoliths. *Journal of Soil Science* 33: 3-12.
- Zehetner, F; Miller, W; West, L. 2003. Pedogenesis of volcanic ash soils in Andean Ecuador. *Soil Science Society of America Journal* 67: 1797-1809.
- Zhai, Q; Rahardjo, H; Satyanaga, A; Zhu, Y; Dai, G; Zhao, X. 2021. Estimation of wetting hydraulic conductivity function for unsaturated sandy soil. *Engineering Geology* 285: 106034.
- Zhang, Z; Si, B; Li, H; Li, M. 2019. Quantify piston and preferential water flow in deep soil using Cl^- and soil water profiles in deforested apple orchards on the Loess Plateau, China. *Water* 11, 2183.
- Zhang, J; Lei, T; Qu, L; Zhang, M; Chen, P; Gao, X; Chen, C; Yuan, L. 2019. Method to quantitatively partition the temporal preferential flow and matrix infiltration in the forest soil. *Geoderma* 347: 150-159.
- Zhuang, J; McCarthy, J; Perfect, E. 2007. Soil water hysteresis in water-stable microaggregates as affected by organic matter. *Soil Science Society of America Journal* 72: 212-220.
- Zhuang, L; Hassanizadeh, S; Kleingeld, P; van Genuchten, M. 2017. Revisiting the horizontal redistribution of water in soils: Experiments and numerical modeling. *Water Resources Research* 53: 7576-7589.
- Zúñiga, F. 2009. Efecto del cambio de uso de un andisol sobre la estabilidad estructural y funciona del sistema poroso (Tesis Ingeniería Agronómica). Universidad Austral de Chile.
- Zúniga, H; Ramírez, P. 2015. Geología de la parte norte del Cantón Central de Cartago, Costa Rica. Informe de consultoría. Hidrogeotecnia Ltda. 48 p.

6 CONCLUSIONES

El propósito para desarrollar esta investigación fue la problemática del recurso hídrico observada en las zonas agrícolas de la parte norte de Cartago. Existen dos elementos que han influido en dicha degradación: el desarrollo de la agricultura y los eventos de cambios climáticos. El desarrollo agrícola intenso en esta zona ha propiciado una mayor degradación de los suelos lo que ha modificado el ciclo del agua y por consecuencia una afectación a los recursos hídricos. El cambio climático, por otro lado, ha modificado las entradas de agua por precipitación lo que ha causado distribuciones no equitativas de la lluvia lo cual no permite una infiltración adecuada. Todo esto ha provocado una menor disponibilidad de agua para los cultivos debido a la disminución de los caudales en los manantiales y ríos, esto sin dejar de omitir el hecho que en esta zona no existen pozos de explotación de agua. Este trabajo fue realizado para identificar el comportamiento de la infiltración y el mecanismo de flujo por redistribución que se presenta, una vez que ha finalizado la infiltración, en un sector específico de la principal zona productora hortícola de Costa Rica. Para un mejor entendimiento del problema, se realizó una delimitación natural utilizando para ello el enfoque de la cuenca hidrográfica que permite determinar con mayor precisión la dinámica del agua. Debido a la carencia de estudios y a la necesidad de poder aportar al desarrollo de estudios básicos en las partes más altas de Cartago, se eligió la cuenca alta del río Páez, en donde no existe información previa hasta el momento.

A partir del modelado topográfico se identificaron las características del terreno. La realización de dicho análisis se basó en las curvas topográficas 1:10 000 y la aplicación de software para el modelado numérico del terreno y sistemas de información geográfica, con lo cual se establecieron los atributos morfométricos de la cuenca. Los resultados obtenidos permitieron establecer de forma general las características físicas de la cuenca hidrográfica. Con base en la literatura existente se discutieron los resultados los cuales reflejan cómo la morfometría condiciona los procesos de infiltración en la cuenca. Este punto resulta de utilidad si se considera que, en la mayoría de las cuencas hidrográficas, no es posible desarrollar estudios de naturaleza puntual y más bien estos deben aproximarse a partir de las características más generales.

La entrada de agua por infiltración en zonas agrícolas es un problema significativo en la zona norte de Cartago debido a la degradación de los terrenos y a las variaciones en las condiciones de los suelos debido a la actividad agrícola, sumado a las características geomorfométricas del paisaje y el cambio climático. Históricamente, la infiltración ha sido tratada de forma muy puntual, esto implicaba que los estudios y las teorías se enfocaran a parcelas específicas y no se consideraba la infiltración como un fenómeno más global, a escala de cuenca, cuyo comportamiento estuviera determinado por las diversas variables que en conjunto rigen el proceso y se manifiestan en el espacio geográfico. La aplicación del modelo de Schosinsky permitió que se analizara el comportamiento de la infiltración de una forma más amplia de manera que se pudieron integrar las características que intervienen la entrada de agua al momento de que ocurre. Inicialmente, el principal elemento que rige la infiltración es la lluvia, debido a su aporte de agua, y cuyas cantidades mensuales están condicionadas por la dinámica de los eventos climáticos. La lluvia, antes de llegar al terreno, debe someterse a la influencia de otros factores como su distribución geográfica, la pendiente y los cambios de uso de la tierra, los que influyeron en la cantidad de agua que es para la infiltración, una vez que esta llega al suelo. La medición de la infiltración en campo, normalmente se lleva a cabo a través de ensayos de anillos, hasta alcanzar una tasa de infiltración estable, sin embargo, este es un flujo el cual depende de la conductividad hidráulica saturada, la humedad del suelo, el uso de la tierra y la pendiente. En este estudio se consideró para la tasa de flujo constante de agua, los valores de la conductividad hidráulica saturada como valores de tasa de infiltración y para obtener los valores de infiltración mensual se aplicó el modelo analítico.

La profundidad para la toma de muestras de suelo, para el modelo, consideró como elemento principal la profundidad de la prueba de infiltrómetro de doble anillo, entre los 5 a los 25 cm. Esto también fue consistente con la literatura que indica que, en un perfil de infiltración, se pueden visualizar cuatro zonas: saturada, transición, transmisión, zona de humedecimiento y frente de humedad. Para este caso se tomó el límite inferior de la zona de transición la cual puede abarcar unos centímetros de profundidad.

La validez del modelo analítico de Schosinsky, aplicado a la cuenca depende de varios factores a considerar. Primero, la ecuación que rige el coeficiente de infiltración por efecto de las propiedades del suelo fue desarrollada a partir de datos de campo de infiltración

básica y valores de intensidad de lluvia, obtenidos por banda pluviográficas, en diferentes sitios de Costa Rica. Segundo, la literatura consultada en este trabajo señala que la infiltración varía fuertemente en un rango de distancia de 1 a 20 m y que esta está más relacionada a los cambios en uso y las variaciones topográficas que a las propiedades del suelo. Tercero, diversos modelos de infiltración aplicados a cuencas, como Green-Ampt o Philip intentan asumir valores representativos espacialmente de acuerdo con sus parámetros. Para representar la variabilidad espacial dividen la cuenca en subáreas para caracterizar sus propiedades de suelo y sus condiciones iniciales, luego aplican el modelo a cada subárea y calculan un valor promedio ponderado de infiltración. Estos modelos, así como el modelo de Schosinsky presentan el mismo problema debido al hecho que las propiedades del suelo varían en una escala de unos pocos metros. De acuerdo con todos estos elementos, la validez del modelo de Schosinsky, dependerá de cuanto este pueda aproximar valores puntuales en sitios con mediciones físicas a pequeña escala, pero también dependerá de como estos valores puntuales medidos físicamente en el campo, puedan llegar a ser representativos para toda cuenca.

Los resultados de este trabajo permitieron aplicar un modelo de infiltración que no solo puede ser usado en cuencas hidrográficas, sino también que puede ser mejorado y detallado de acuerdo con la información existente. Esto permitió que se establecieran zonas con diferentes rangos de infiltración y diferente evento climático. De esta manera, se pueden llegar a potenciar acciones específicas en las zonas agrícolas de la cuenca con el fin de mejorar la infiltración y garantizar un mayor acceso al agua para la producción.

La mayor parte de las investigaciones sobre la infiltración, una vez concluida esta, no han considerado el proceso de redistribución de agua que sigue al terminar la entrada de agua infiltrada por lluvia o riego. De hecho, el análisis de este componente no había sido estudiado en Costa Rica previamente. Es debido a esta razón que, en este trabajo, se determinó experimentalmente el proceso de redistribución de agua en el suelo con el objetivo de dar a conocer la dinámica del agua en profundidad en una zona agrícola, en horizontes de perfiles de la zona no saturada. Para entender el mecanismo de flujo por redistribución de agua en los perfiles, se ejecutó un procedimiento de campo a partir de monolitos utilizando una variación del método del perfil instantáneo, el cual nunca había sido realizado en Costa Rica, en sitios específicos de la cuenca alta del río Páez para determinar en tiempo real la dinámica de la

redistribución de agua. Los resultados permitieron descubrir cómo una vez terminada la infiltración de agua en el suelo, se inicia un proceso de drenaje interno de agua, el cual se traduce en un flujo de agua interno en los distintos horizontes que componen un perfil. El movimiento del agua por redistribución depende funcionalmente de las características físicas e hidráulicas de los medios porosos, lo que derivó en el análisis de dichas características. Las diferencias en los diámetros de la fracción arenosa, de la textura franco-arenosa, resultaron en una clasificación diferenciada de diámetro de grano, que, en los horizontes, puede llevar a distintos tipos de rutas de flujo de agua, debido a la tortuosidad del medio. Adicionalmente en suelos de naturaleza agrícola, donde la labranza es muy intensiva, los cambios inducidos por esta son difíciles de predecir, esto porque hay un reacomodo del espacio poroso y una destrucción de los agregados que también influyen el movimiento del agua en los horizontes en el tiempo. Los horizontes de los sitios experimentales presentaron una condición de no saturación lo que provocó que los horizontes se mostraran parcialmente saturados, lo cual condicionó el flujo de agua a través de ellos. El flujo de agua por redistribución pudo deberse a dos mecanismos en cada uno de los monolitos, el flujo de pistón y el flujo preferencial, los cuales fueron evidenciados por las diferencias en las curvas de descenso del contenido volumétrico de agua medido en los sensores. A pesar de que la literatura señala que la distinción de los flujos es muy complicada, las diferencias observadas en los valores de contenido volumétrico en profundidad en cada uno de los perfiles para cada monolito pueden estar relacionados a cambios laterales en las fracciones arenosas, a la presencia de mayor contenido de material gravoso, un mayor o menor contenido de materia orgánica y una modificación en el espacio poroso producto de la labranza, lo cual mostró la anisotropía lateral. La presencia de un flujo de agua por redistribución es un resultado que debe ser analizado con sumo cuidado por otros investigadores, debido a que este puede llegar a ser constante o puede llegar a desaparecer al poco tiempo de iniciado el drenaje, lo cual hace su experimentación sea complicada y laboriosa. Debido a las texturas franco-arenosas mostradas en todos los horizontes, la casi nula presencia de arcilla y su poca consistencia, friabilidad y falta de estructura, el movimiento de agua por redistribución llega a ser un flujo más capilar que gravitacional, debido a la poca macroporosidad de los horizontes en cada monolito. En este estudio uno de los elementos encontrados que requieren mayor investigación es la relación entre las unidades geológicas volcánicas y el desarrollo de las

texturas franco-arenosas. Los casi nulos contenidos de arcilla en los análisis texturales realizados evidenciaron la necesidad de poder profundizar en la mineralogía de los materiales del subsuelo como cenizas, tobas, lahares y lavas, para poder establecer su porcentaje de meteorización y por lo tanto, la producción de minerales secundarios.

La revisión de literatura realizada durante el desarrollo de esta investigación mostró que a pesar de la importancia que tiene el proceso de redistribución de agua en el suelo, este fenómeno no ha sido estudiado de manera tan profunda como lo ha sido el movimiento de infiltración. Durante la etapa de discusión de los resultados, se hicieron búsquedas detalladas sobre aspectos metodológicos y resultados y se concluyó que efectivamente, aunque el proceso de redistribución sea referido en muchos estudios, existen pocos que lo hayan abordado. Adicionalmente el abordaje experimental en campo para poder medir la redistribución no es tan abundante como se pueden encontrar en relación a la escorrentía, la infiltración o la evapotranspiración.

Este trabajo de investigación constituyó un primer esfuerzo en el análisis del flujo de agua por infiltración y su posterior redistribución en una cuenca de naturaleza agrícola, por lo que se propone darle seguimiento a este fenómeno para generar un entendimiento más profundo de la dinámica de entrada de agua al suelo y su posterior drenaje a través de él.

Una de las contribuciones que puede tener este trabajo es con respecto a la contaminación agrícola por agroquímicos, fertilizantes y pesticidas. La entrada de contaminantes por infiltración y su posterior redistribución en el perfil del suelo también se pueden dar en la zona no saturada. Este transporte de masas requiere un mayor entendimiento de la mecánica del flujo y el almacenamiento de agua a través de los horizontes no saturados, el transporte por gradientes de concentración, el transporte por advección, las dispersiones mecánica e hidrodinámica y la difusión a través de los medios porosos.

Esta investigación también puede ser usada como un insumo para estudios aplicados en agronomía como la relación de agua del suelo y los cultivos, el rol de la zona no saturada en los estudios hidrogeológicos y el manejo y conservación del agua y los suelos en la gestión integral de las cuencas hidrográficas.

7 RECOMENDACIONES

A pesar de que esta es la primera investigación en Costa Rica que analiza el proceso de redistribución de agua luego de la infiltración, a través de perfiles de la zona no saturada, es importante mencionar varias recomendaciones que puedan ayudar a mejorar el trabajo a futuro.

La disponibilidad de fondos económicos para un estudio de este tipo es sumamente importante debido a la necesidad de disponer de numerosos sensores de campo, computadora, registradores de datos, herramientas de campo, equipos de campo y laboratorio, vehículo doble tracción, para futuros trabajos el investigador debe de tener recursos suficientes para aumentar el registro de datos y el número de ensayos y muestras de campo de forma tal que pueda realizar diversas repeticiones y una mayor cantidad de ensayos que puedan mejorar y profundizar los datos que explican ambos procesos. En este trabajo uno de los inconvenientes enfrentados fue precisamente la disponibilidad nula de fondos, lo cual implicó una inversión a nivel personal significativa y un mayor esfuerzo en la adquisición de datos de campo y procesamiento en laboratorio.

La aplicación de esta metodología es bastante laboriosa y requiere muchas horas de trabajo operativo manual para la medición directa de los procesos de infiltración y redistribución, es necesario que futuras investigaciones consideren esto debido al consumo de tiempo, y al detalle requerido en la construcción de cada uno de los monolitos, la instalación de los sensores, la recolección, procesamiento y análisis de laboratorio lo cual lleva un trabajo muy detallado y exhaustivo. A pesar de lo extensivo y arduo que puede ser la aplicación de la metodología de trabajo de campo y laboratorio, los estudios previos consultados, indican que la aplicación de estos métodos es muy precisa al entendimiento del comportamiento del fenómeno de la infiltración y la redistribución. Con la generación más frecuente de métodos para determinar indirectamente ciertos fenómenos o propiedades, como las funciones de pedotransferencia o modelos, la aplicación de métodos directos y específicos para determinar el comportamiento de una variable toman relevancia y deben seguir siendo considerados para mejorar y profundizar en el entendimiento de una variable.

A partir de un trabajo como el realizado en esta tesis, se pueden generar investigaciones paralelas y específicas, como la comparación del perfil instantáneo contra el plano de flujo cero, la evapotranspiración, el flujo de contaminantes agrícolas, los tipos de

flujos y el modelado numérico del flujo y transporte. Todas estas investigaciones relacionadas y paralelas pueden servir para profundizar en la aplicación de los métodos a diversas situaciones locales y más controladas.

La aplicación de los métodos usados en este trabajo puede ser escalada a problemas específicos en el área de las ciencias agrícolas, la hidrología, la geología, las ciencias forestales, las ciencias ambientales entre otras, donde se trate con medios porosos no saturados como el suelo, los sedimentos y las rocas. Estas investigaciones pueden considerar adicionalmente problemas específicos como erosión, degradación de tierras, conservación de suelos y aguas, recarga de acuíferos, transporte de solutos, desertificación, recuperación de ambientes degradados urbanos, entre otros.

La experimentación que usa los métodos aplicados en este trabajo puede servir para establecer una red de monitoreo en lugares específicos de la zona norte de Cartago donde los suelos hortícolas están muy deteriorados. Esto permitiría tener una idea más precisa del comportamiento de la infiltración y los factores que la controlan y generar un mayor conocimiento de la dinámica del flujo de agua por redistribución. De esta manera se pueden diseñar acciones para garantizar una menor pérdida de suelos por erosión, una mayor infiltración hacia el suelo, un mayor almacenamiento del agua en los horizontes en contacto con la producción agrícola y un mejor conocimiento del flujo de agroquímicos y fertilizantes a lo largo de los horizontes de los suelos.