

MODELADO DE LA INFILTRACIÓN EN SUELOS VOLCÁNICOS AGRÍCOLAS POR LLUVIA MENSUAL EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO PÁEZ, CARTAGO, COSTA RICA^a

INFILTRATION MODELING INTO AGRICULTURAL VOLCANIC SOILS BY MONTHLY RAIN IN THE UPPER BASIN OF PÁEZ RIVER, CARTAGO, COSTA RICA

PABLO IGNACIO RAMÍREZ GRANADOS^{b *}, VÍCTOR CORTÉS GRANADOS^c, CARLOS
HENRÍQUEZ HENRÍQUEZ^d, LOLITA CAMPOS BEJARANO^e

Recibido 10-09-2021, aceptado 16-12-2021, versión final 30-12-2021
Artículo Investigación

RESUMEN: Se presentan los resultados de la aplicación de un modelo analítico para el cálculo de la infiltración del agua de lluvia mensual a escala de cuenca hidrográfica. El modelado analítico de la infiltración fue realizado a partir del método de Schosinsky. Para la aplicación del modelo se analizaron los datos de precipitación mensual de un período de 20 años de acuerdo con distintos eventos climáticos, Niña, Niño y Neutro, las propiedades geomorfológicas del terreno, la dinámica del uso y la cobertura de la tierra y las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos volcánicos en la cuenca hidrográfica del río Páez. Una vez ejecutado el análisis de estas variables, se establecieron zonas específicas en la cuenca las cuales fueron objeto de la aplicación del cálculo analítico de infiltración. Los resultados mostraron que la lluvia condiciona la entrada de agua por infiltración y que además está en función del evento climático que se pueda presentar mes a mes durante una serie de 20 años, además la entrada de agua una vez que alcanza el suelo, varía de acuerdo con las condiciones de pendiente del terreno, la condición de la cobertura o el uso de la tierra y los tipos de propiedades físicas e hidráulicas de los suelos en función de los subórdenes de suelos existentes. La aplicación del modelo de Schosinsky permitió la zonificación de la cuenca en áreas de infiltración específicas, las cuales presentaron distintos rangos de infiltración según los eventos climáticos que se den. Este trabajo demostró la aplicabilidad del modelo de Schosinsky para la determinación de la infiltración a escala de cuenca hidrográfica y la ventaja que éste tiene de poder mejorar su cálculo de acuerdo con el detalle de la información que se obtenga.

PALABRAS CLAVE: Infiltración; Schosinsky; suelos; flujo de agua; río Páez; cuenca hidrográfica.

ABSTRACT: The results of the application of an analytical model for the calculation of monthly rainwater infiltration

^aRamírez-Granados, P., Cortés-Granados, V., Henríquez-Henríquez, C. & Campos-Bejarano, L. (2022). Modelado de la infiltración en suelos volcánicos agrícolas por lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez, Cartago, Costa Rica. *Rev. Fac. Cienc.*, 11 (1), 40–77. DOI: <https://doi.org/10.15446/rev.fac.cienc.v11n1.99173>

^bEscuela de Ciencias Ambientales, Universidad Nacional

* Autor para la correspondencia: pablo.ramirez.granados@una.ac.cr

^cEscuela de Geografía, Universidad de Costa Rica

^dCentro de Investigaciones Agronómicas, Universidad de Costa Rica

^eConsultora independiente

at watershed level are presented. Analytical modeling of infiltration was performed using the Schosinsky method. For the application of the model, monthly precipitation data over a period of 20 years were analyzed according to different climatic events, Nina, Niño and Neutral, the geomorphometric properties of the land, the dynamics of land use and coverage, and the physical and hydraulic properties of volcanic soils in the Páez River watershed. Once the analysis of these variables was executed, specific zones were established in the basin which were the object of the application of the analytical calculation of infiltration. The results showed that the rain conditions the water inlet by infiltration and that it is also based on the climate event that can occur month by month for a series of 20 years, plus the water inlet once it reaches the soil, it varies according to land slope conditions, the condition of land coverage or use, and the types of physical and hydraulic properties of soils depending on existing soil suborders. The application of the Schosinsky model allowed the zoning of the basin in specific infiltration areas which presented different infiltration ranges according to climatic events. This paper demonstrated the applicability of the Schosinsky model for the determination of watershed-scale infiltration and the advantage that it has of being able to improve its calculation according to the detail of the information obtained.

KEYWORDS: Infiltration; Schosinsky; soils; water flow; Páez river; watershed.

1. INTRODUCCIÓN

El entendimiento de la infiltración es esencial para el manejo del agua en zonas agrícolas y el transporte de contaminantes tales como agroquímicos y fertilizantes. A pesar de la importancia de dicho proceso hidrológico, éste es poco entendido debido a las amplias variaciones en el espacio y el tiempo que pueden existir (Starr, 1990).

La tasa de entrada, la dinámica temporal y la localización de la infiltración son aspectos muy importantes en áreas dedicadas 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 (Dingman, 2015), sin embargo, estos métodos son aplicados mayormente a zonas puntuales.

En el caso de 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, cada una caracterizada en tener propiedades físicas e hidráulicas ponderadas para calcular la infiltración promedio para toda la cuenca (Richards & Kump, 1997).

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 & 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 & 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 desarrollado por Schosinsky (Schosinsky, 2006) el cual es el procedimiento 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. Esta técnica permite obtener subáreas de infiltración (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, 2014; Alvarado & Barahona, 2017; Delgado & Flores, 2017; Izaba & García, 2018; Montero *et al.*, 2018), su empleo se basó en que considera los principales elementos que influyen en la infiltración de agua en el suelo a nivel de cuenca hidrográfica como las propiedades del suelo, la pendiente, el uso y la lluvia (Yáñez *et al.*, 2017) especialmente la ecuación de la infiltración básica del suelo. Los detalles teóricos del método pueden consultarse en Schosinsky (2006) y Schosinsky & Losilla (2000).

2. MATERIALES Y MÉTODOS

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 este y 1 096 000 y 1 103 000 m norte 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 1). Presenta un área superficial de $6,79 \text{ km}^2$. Hacia ambos lados de la cuenca, nacen los ríos Reventado y Birris, 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 $222 \text{ habitantes/km}^2$. La cuenca alta presenta altitudes máximas arriba de los 3300 m, llegando hasta los 2200 m en la parte baja. El relieve se considera suave, producto de las secuencias de materiales lávicos.

La zona se caracteriza por ser una cuenca de uso agropecuario, casi 7000 km^2 están destinados a la producción agrícola que es aproximadamente un 38% del área total. 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,

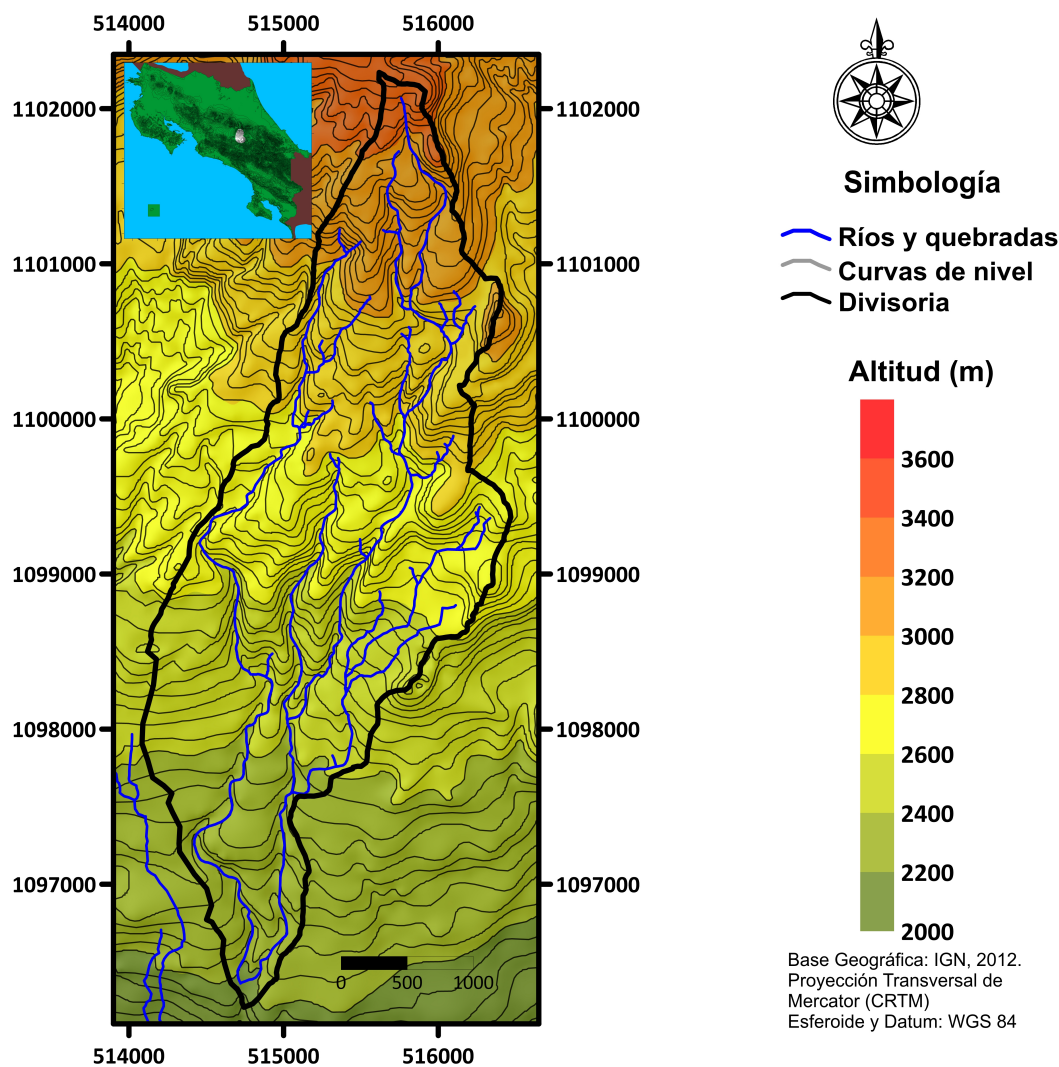


Figura 1: Ubicación de la cuenca alta del río Páez. Fuente: Instituto Geográfico Nacional, 2012. Fuente: Elaboración propia.

dominan los Udands y en la parte sur, el suborden Ustands (Mata & Sandoval, 2016)

2.2. Determinación de las condiciones climáticas

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 presenta dicha información. Todos los valores corresponden con los registros del IMN al año 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 Thorthwaite & Mather (1957).

2.3. Propiedades geomorfométricas del terreno consideradas

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 : 10000 del PRUGAM (2007), la modelación de las curvas fue realizada en el software Surfer 16 de Golden Software. A partir del MED se obtuvo el mapa de pendientes del terreno, las fueron reclasificadas utilizando los valores sugeridos por Schosinsky & Losilla (2000).

2.4. 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 asignar a cada polígono una categoría de uso de la tierra específica. Luego se realizó una base de datos sobre el coeficiente de follaje (Cfo) y el coeficiente de infiltración por cobertura vegetal (Kv). Se hizo una medición en los perfiles de suelos expuestos 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).

2.5. Propiedades físicas e hidráulicas de los suelos volcánicos agrícolas

Se seleccionaron al azar 14 sitios distribuidos uniformemente y seleccionados del Mapa Nacional de Suelos (Mata & Sandoval, 2016). Para los sitios, se obtuvieron una muestra en núcleo de 10 cm de altura y 5 cm de diámetro, dos muestras en núcleo de 1 cm de altura y 5 cm de diámetro y una muestra alterada de 2 kg. Para las muestras se obtuvieron los siguientes parámetros: densidad aparente (Hao *et al.*, 2008) , densidad de partículas (Hao *et al.*, 2008) , retención de humedad (Reynolds & Topp, 2008) y conductividad hidráulica (Reynolds, 2008). Para comparar las propiedades de los suelos volcánicos agrícolas entre subórdenes, se realizaron análisis de varianza con niveles de significancia de 99.9 % .

2.6. Modelado analítico de la infiltración

Las ecuaciones que rigen el modelado analítico de la infiltración aplicado a la cuenca alta del río Páez se describen en la Tabla 1. El detalle y explicación de cada una de las variables y su derivación pueden consultarse en Schosinsky (2006).

Tabla 1: Ecuaciones del modelo analítico para el cálculo de la infiltración.

Nro. Ec.	Ecuación	Variables y dimensiones
(1)	$Ret = \begin{cases} P & \text{si } P \leq 5 \\ PCfo & \text{si } PCfo > 5 \\ 5 & \text{si } P > 5 \text{ y } PCfo < 5 \end{cases}$	Cfo = coeficiente de follaje (adimensional) Ret = retención (mm) y P = precipitación (mm)
(2)	$Ci = Kp + Kv + Kfc$	Ci = coeficiente de infiltración (adimensional) Kp = fracción que infiltra por efecto de la pendiente (adimensional) Kv = fracción que infiltra por efecto de la vegetación (adimensional) Kfc = fracción que infiltra por efecto de la textura del suelo (adimensional)
(3)	$Kfc = \begin{cases} 0,267 \ln(fc) - 0,000154fc - 0,723 & \text{si } 16 < fc < 1568 \\ 0,0148fc/16Cfo & \text{si } fc < 16 \\ 1 & \text{si } P > 5 \text{ y } fc > 1568 < 5 \end{cases}$	fc = permeabilidad saturada del suelo (mm/día) en los primeros 30 cm
(4)	$Pi = Ci(P - Ret)$	Pi = precipitación que infiltra (mm)
(5)	$Esc = P - Ret - Pi$	Esc = escorrentía superficial (mm)
(6)	$Hsi = \{Cc Hsf\}$	Hsi = humedad inicial del suelo (mm) Cc = capacidad de campo (mm) Hsf = humedad del suelo final (mm)
(7)	$0 < C1 = \frac{Hsi - Pmp + Pi}{Cc - Pmp} < 1$	$C1$ = condición de humedad a inicio de mes (adimensional) Pmp = punto de marchitez permanente (mm)
(8)	$0 < C2 = \frac{Hsi - Pmp + Pi - (C1 ETP)}{Cc - Pmp} < 1$	$C2$ = condición de humedad a final de mes (adimensional) ETP = evapotranspiración potencial (mm)
(9)	$Hd = Hsi + Pi - Pmp$	Hd = humedad disponible (mm)
(10)	$ETR = \begin{cases} \frac{C1+C2}{2} ETP & \text{si } \frac{C1+C2}{2} ETP \leq Hd \\ Hd & \text{si } \frac{C1+C2}{2} ETP > Hd \end{cases}$	ETR = evapotranspiración potencial (mm)
(11)	$Hsf = \begin{cases} Hd + Pmp - ETR & \text{si } Hd + Pmp - ETR < Cc \\ Cc & \text{si } Hd + Pmp - ETR \geq Cc \end{cases}$	
(12)	$Rp = Pi + Hsi - Hsf - ETR$	Rp = Recarga por infiltración (mm)

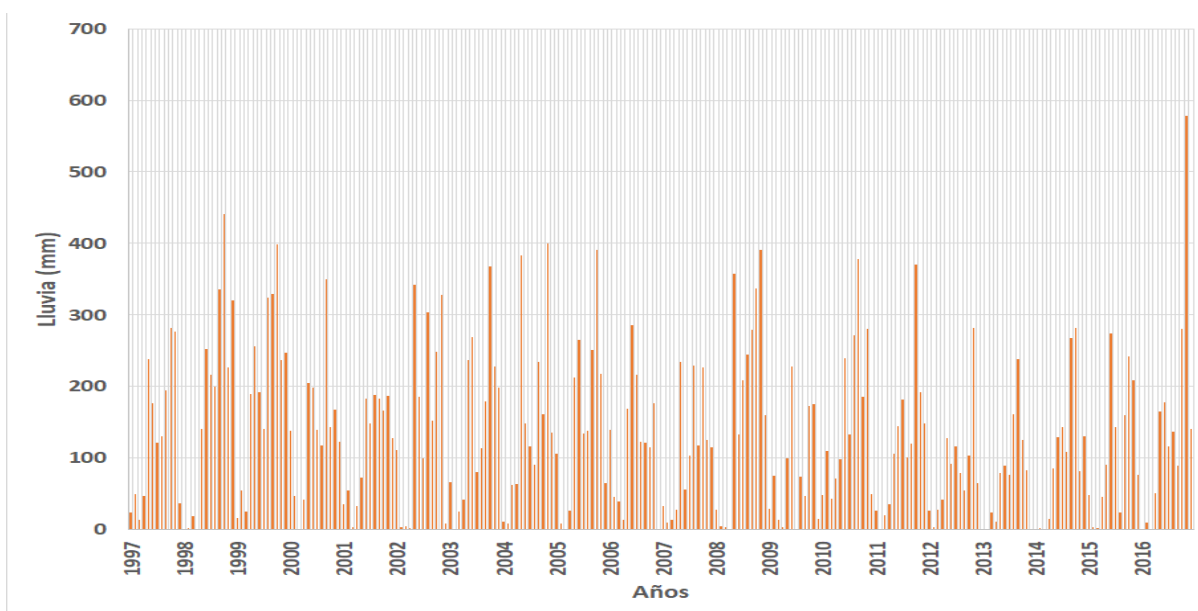


Figura 2: Comportamiento de la lluvia mensual en la cuenca alta del río Páez desde el año 1997 al 2016. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN, 2017.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Relación de condiciones climáticas con la infiltración

Las condiciones climáticas a escala de cuenca establecen los valores de entrada por precipitación que llega de forma directa o indirectamente al suelo. Para poder establecer la cantidad de agua que alimentará el proceso de infiltración, se deben de considerar las diferencias que existen en ella en un período de años específico. En el caso de la cuenca alta del río Páez, se consideraron solamente los registros de la estación San Juan de Chicué, que es la única existente dentro de la cuenca. Los registros de la lluvia de la estación utilizados para la cuantificación mensual de la infiltración muestran un comportamiento diferenciado según el tipo de evento climático (Neutro, Niña y Niño) desde el año 1997 hasta el 2016 (Figura 2).

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 (Tabla 2). Estos registros señalan que, para la mayoría del período de estudio, las combinaciones de los fenómenos climáticos son evidentes.

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 (Tabla 3).

Tabla 2: Fenómenos climáticos desde el año 1997 al 2016. Fuente: IMN, 2017

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

Tabla 3: Valores de lluvia promedio, máxima y mínima según evento climático. Fuente: IMN 2017

	Promedio			Máximo			Mínimo		
	Niño	Niña	Neutro	Niño	Niña	Neutro	Niño	Niña	Neutro
Enero	43.1	45.6	52.7	105.8	138.8	139.4	0.0	16.5	0.3
Febrero	22.8	33.4	24.5	110.3	55.3	75.0	110.3	4.2	0.0
Marzo	13.1	12.4	20.8	43.6	24.8	62.0	0.0	0.4	0.0
Abril	39.0	89.1	27.5	71.1	189.1	64.0	0.0	35.5	2.5
Mayo	158.5	272.9	173.1	238.0	357.5	383.7	90.3	205.2	72.6
Junio	212.3	174.8	183.2	274.7	198.3	285.6	176.8	133.8	56.2
Julio	120.4	157.6	138.9	143.4	215.9	216.9	99.9	133.8	76.5
Agosto	125.0	197.3	144.7	304.3	324.5	244.7	24.5	101.1	78.9
Septiembre	151.8	245.8	207.6	235.0	378.3	279.1	47.6	89.2	54.4
Octubre	204.0	292.4	253.4	282.5	440.7	390.9	115.8	143.0	103.4
Noviembre	235.4	258.3	231.3	399.7	577.9	390.7	82.3	577.9	82.5
Diciembre	57.9	163.7	123.3	135.7	320.8	198.2	0.5	50.1	65.4

En los valores promedio, 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 septiembre a noviembre. Los valores de Niña son los valores más altos seguidos de los valores en los eventos Neutro y Niño, autores como Navarro *et al.* (2019) señalan que para eventos de Niña hay anomalías positivas de precipitación en los eventos de lluvia.

Para los valores máximos, 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, estos resultados coinciden con los de Cavalcanti & Aguilar (2021), quienes afirman que en los eventos de Niña los períodos de precipitación son considerablemente superiores a los del promedio.

En el caso de los valores mínimos 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, este indica una tendencia diferente donde los mayores valores se encuentran en el mes de mayo y luego en octubre. Los comportamientos de la lluvia no dependen exclusivamente de los eventos climáticos que se manifiesten a una mayor escala, (Juárez *et al.*, 2018). encontraron que dichas diferencias podrían estar sujetas a la ubicación geográfica, la orografía, la dinámica climática local, la incidencia e intensidad de los vientos, los frentes fríos y los ciclones tropicales, para el caso de Costa Rica, Quesada (2021) encontró que la altitud y la configuración del relieve influyen la distribución de la lluvia durante eventos climáticos, lo que podría explicar estas diferencias para la cuenca alta del río Páez. 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.

La estación Volcán Irazú registró una temperatura promedio anual de 10,9°C en un período de registro mensual completo de 12 años. La estación Potrero Cerrado tuvo una temperatura promedio de 16,4°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 Thornthwaite para cada mes (Figura 3).

La tendencia de la evapotranspiración en función de la temperatura, mostrado en la Figura 3, 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 3 está muy influenciado por el efecto del mes de julio en la estación Potrero Cerrado. Los resultados obtenidos muestran un patrón similar de la evapotranspiración al observado por otros autores (Santos *et al.*, 2018). 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

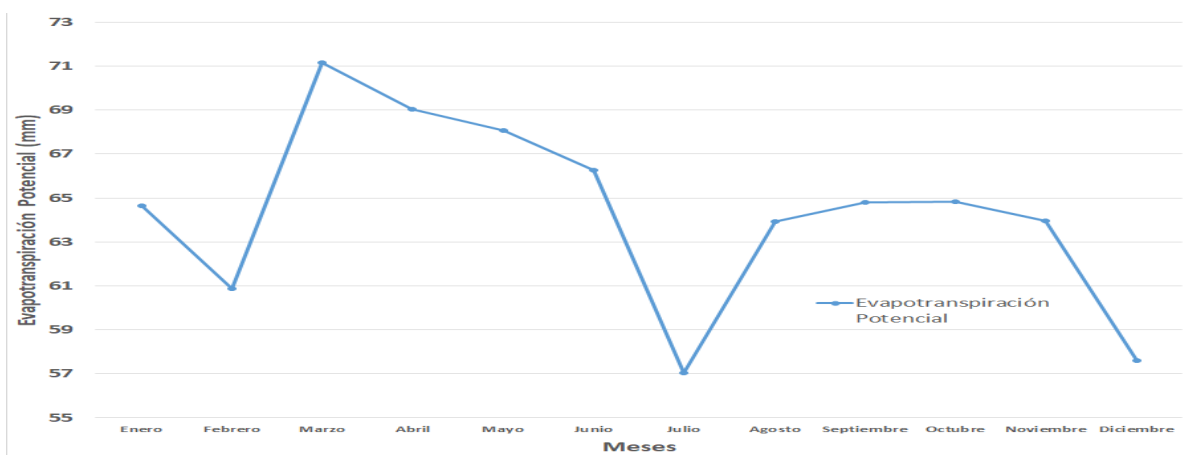


Figura 3: Evapotranspiración potencial mensual de la cuenca alta del río Páez basados en las temperaturas de las estaciones Volcán Irazú y Potrero Cerrado. Fuente: Elaboración propia con datos del IMN, 2017.

climáticos han sido reconocidas por otros autores también (Barco *et al.*, 2010; Aguilar & Ortega, 2017), que han llegado a indicar como la entrada por infiltración varía de acuerdo con el decrecimiento de la lluvia según evento climático. Algunos otros autores como Rishma & Katpatal (2019) indican que, en períodos de Niño, los niveles del agua subterránea se profundizan, en tanto que en periodos de Niña se vuelven más superficiales, mostrando que la recarga por infiltración es muy importante en el segundo. La situación de la infiltración por recarga bajo eventos climáticos podría llegar a afectar los niveles del agua subterránea (López *et al.*, 2016).

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 la recarga de 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.

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 (Rey & Zambrano, 2018), 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 ($< 2\%$), lige-

ramente 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 4), dichas pendientes también son propias de las cuencas vecinas como lo evidenciaron otros autores (Ramírez, 2007; Ramírez & Alfaro, 2018) 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 & Oconitrillo, 1987; Gómez *et al.*, 2017).

La infiltración de agua en el terreno está controlada por muchos factores, entre los que se puede incluir la geomorfología (Morbidei *et al.*, 2018) y dentro de ésta, los factores geomorfométricos, cuyos valores más importantes son la pendiente, el aspecto y la curvatura, siendo el primero de ellos el principal, 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 8 y los 20 % 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, ésta 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). Debido al hecho que en la cuenca las pendientes son predominantemente mayores a 7 %, habrá una disminución del coeficiente de infiltración, esto también fue afirmado por Masis (2017) quien menciona que en las pendientes de 0 a 5 % la mayor parte del agua percola o se evapora y el escurrimiento es muy lento.

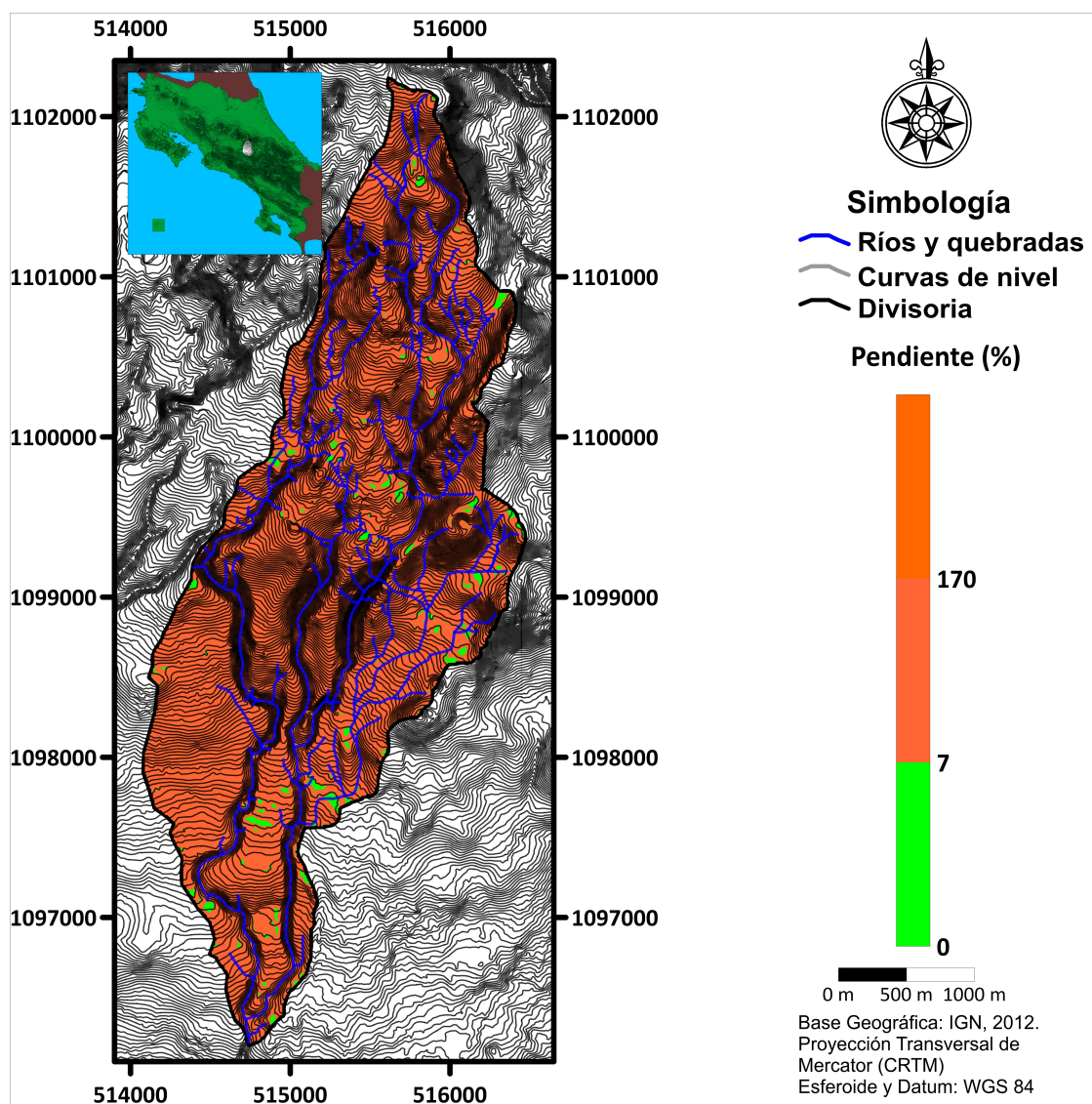


Figura 4: Pendientes (%) clasificadas según las categorías de Schosinsky para la cuenca hidrográfica del río Páez. Fuente: Elaboración propia con datos del PRUGAM (2007)

3.3. Relaciones del uso de la tierra y la cobertura con la infiltración

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 & 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.

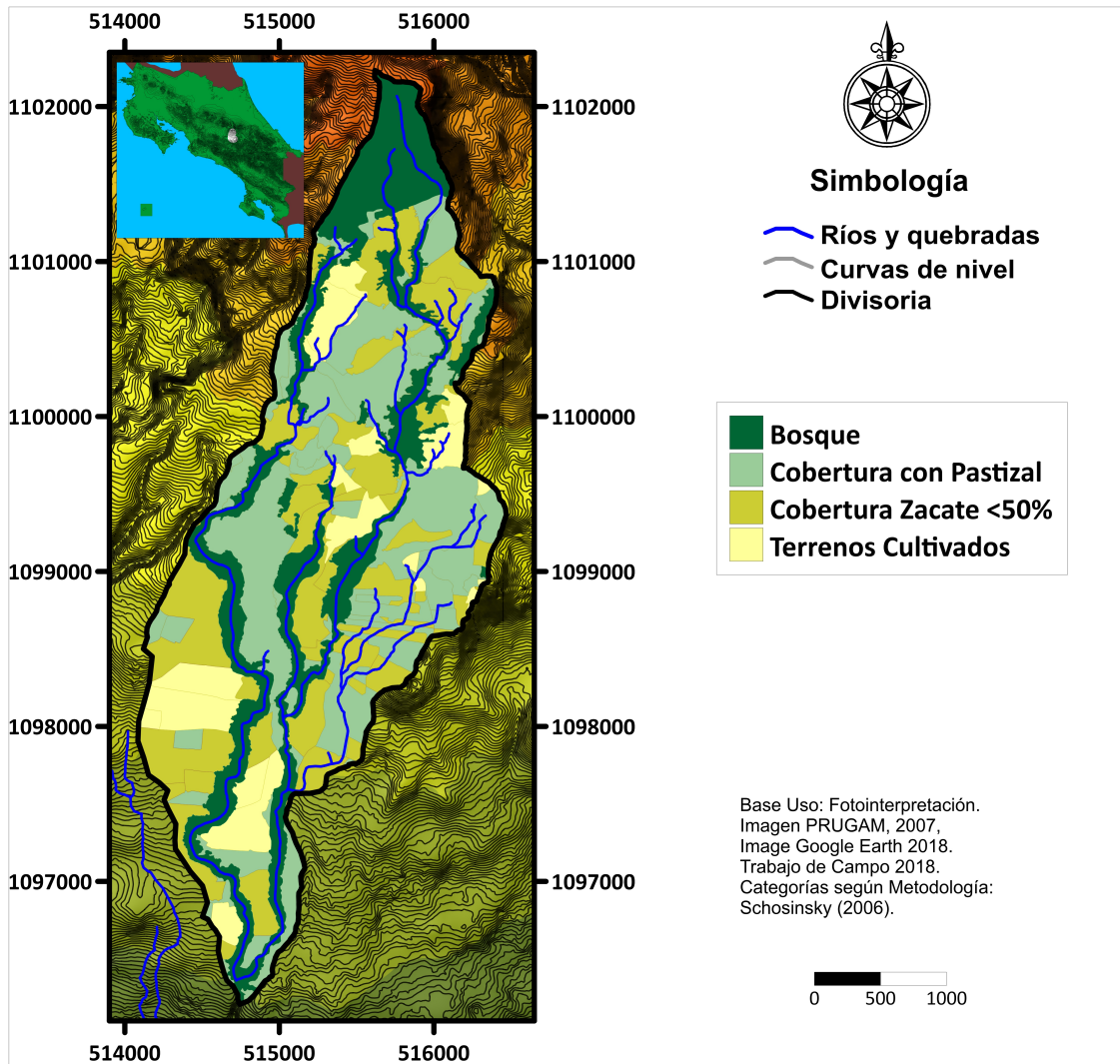


Figura 5: Uso de la tierra de la cuenca alta del río Páez categorizado según la metodología de Schosinsky. Fuente: Elaboración propia con datos de imagen aérea y trabajo de campo (2018).

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 5).

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 (Tabla 4).

Tabla 4: Valores de coeficiente de follaje, infiltración por cobertura vegetal y profundidad de raíces. Trabajo de campo 2018.

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

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 éstas, 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 & 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 Foxx *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.

En 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 & 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 interceptación 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) quienes 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.

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

La entrada del agua de la lluvia al terreno se da a través de los medios porosos que conforman éste. Para poder cuantificar la cantidad específica de infiltración que entra a escala de la cuenca hidrográfica, deben 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 & 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 6).

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 éstas 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.

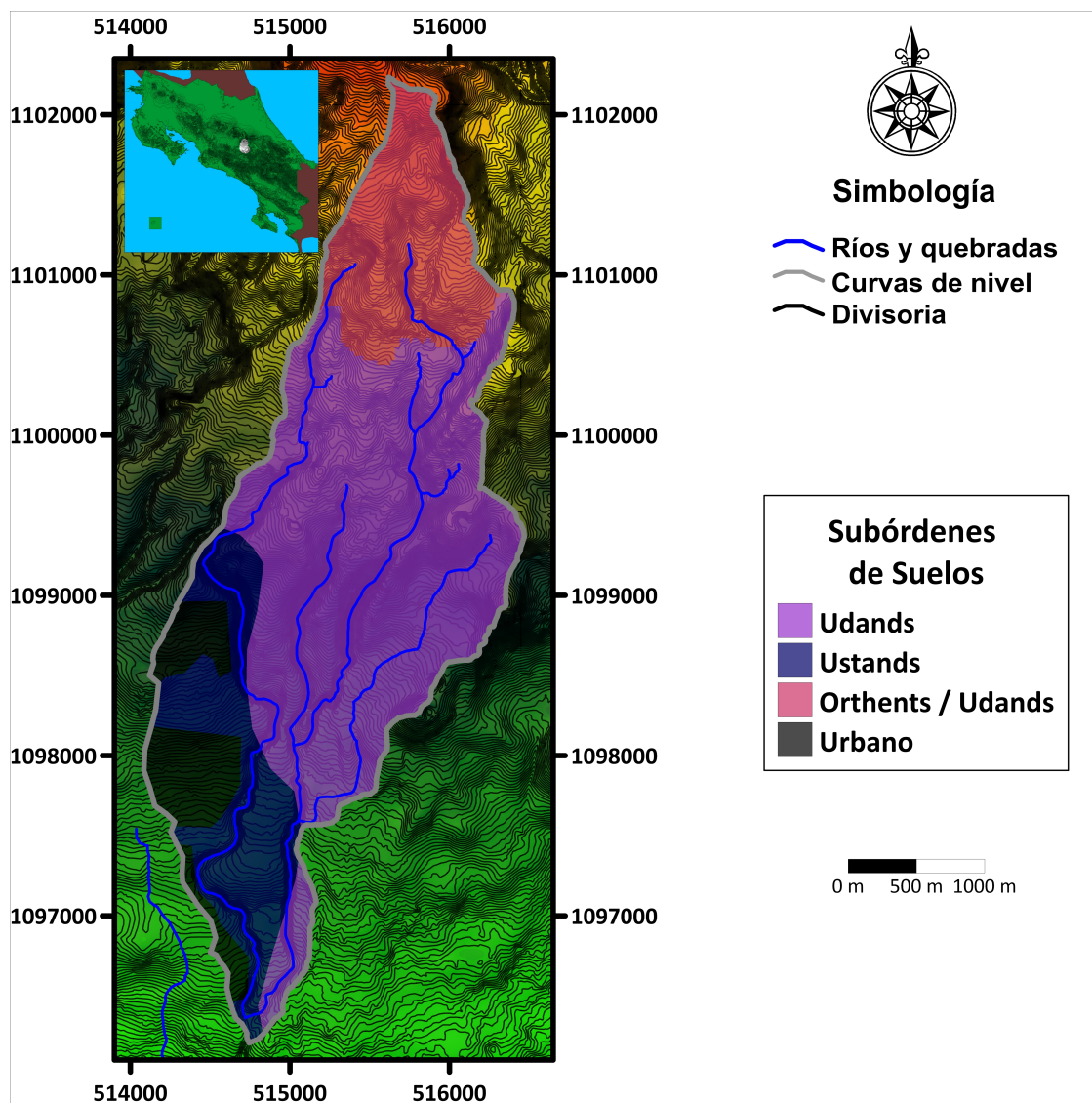


Figura 6: Subórdenes de los suelos volcánicos de la cuenca alta del río Páez según el mapa de suelos de Mata y Sandoval (2016).
Fuente: Elaboración propia.

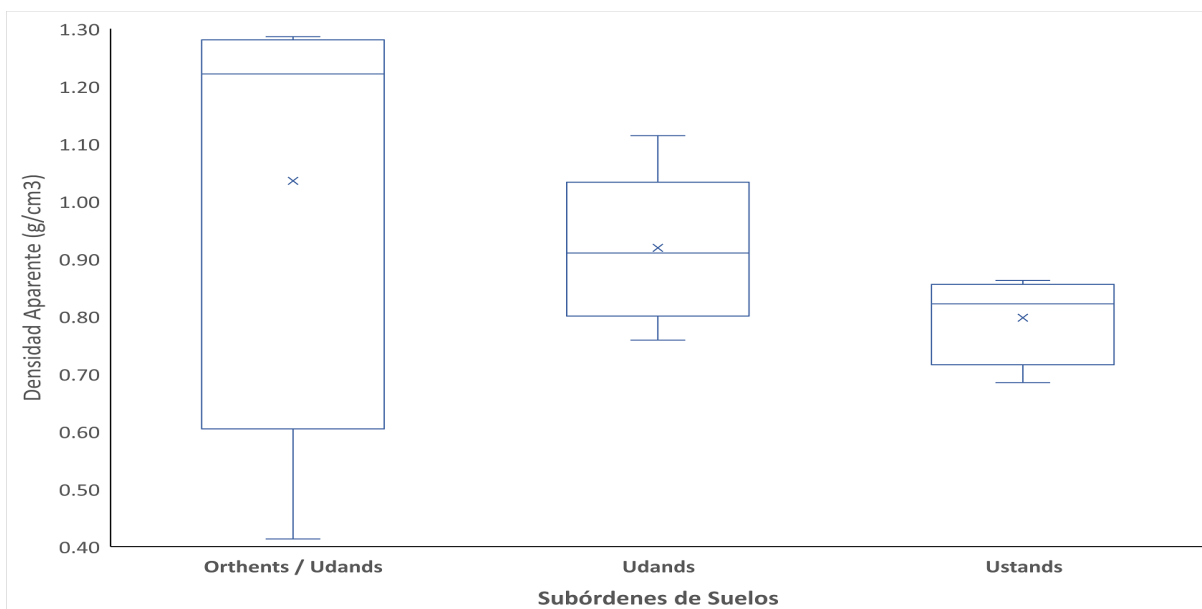


Figura 7: Variación de la densidad aparente según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia a partir de trabajo de laboratorio, 2018.

Las densidades aparentes para el suborden Orthents/Udands (Figura 7) 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). Tonnejck *et al.* (2016) indican que la acumulación de materia orgánica resulta en más de un triplicado del espesor inicial del suelo, lo cual cambia también la densidad aparente del medio.

En el caso de las densidades reales (Figura 8), estas presentan valores promedio muy semejantes, con un promedio de densidad real para todos los subórdenes de $2,37 \text{ g/cm}^3$ y una desviación de $0,03 \text{ g/cm}^3$, los rangos de valores en cada uno de los subórdenes presentan rangos más uniformes para los tres subórdenes con respecto a la densidad aparente. Estos valores de densidad real están directamente asociados con los materiales volcánicos que conforman la subcuenca del río Páez (Argüello *et al.*, 2019) y los cuáles originan los suelos de esta zona. La densidad aparente que presenta la cuenca alta está relacionada a la cantidad de fracción arenosa de las cenizas que conforman los suelos y que también han sido descritos para esta zona por otros autores (Padilla, 2017). 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. Estos valores son concordantes con los valores reportados por otros autores (Herrera *et al.*, 2006). y lo cual está asociada a la presencia de minerales como la haloisita y la alofana (Alvarado *et al.*, 2016).

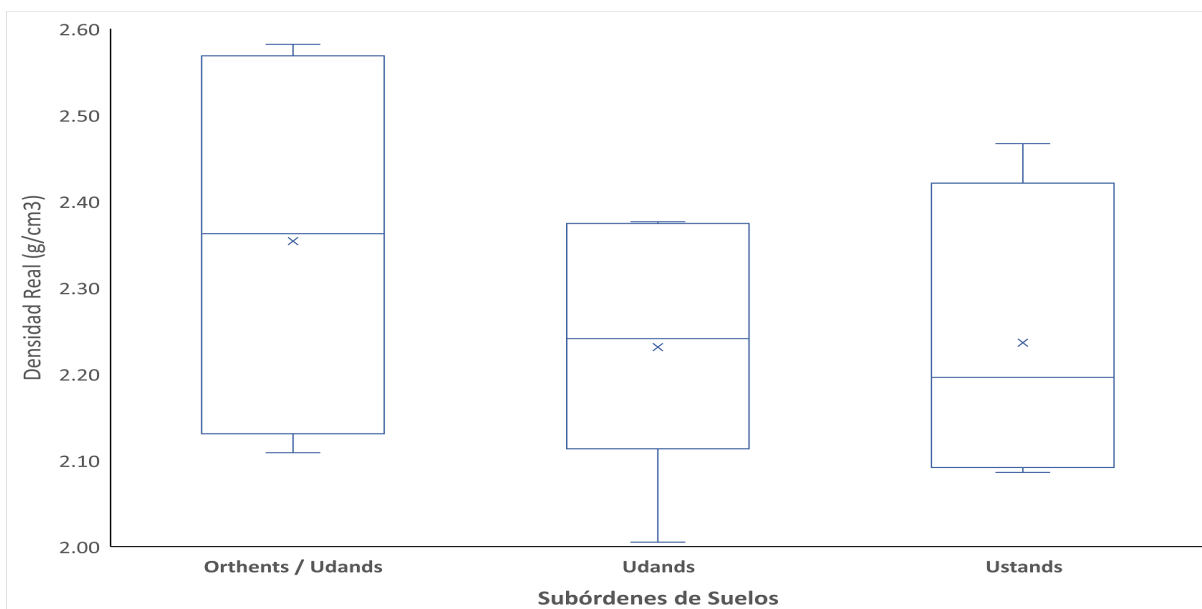


Figura 8: Variación de la porosidad real según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia a partir de trabajo de laboratorio, 2018.

Para la cuenca alta del río Páez, los valores físicos e hidráulicos de los suelos muestran comportamientos normales en suelos volcánicos. Los valores de la densidad aparente y porosidad para cada suborden son de $1,04 \text{ g/cm}^3$ y 56 % (Orthents/Udands), $0,92 \text{ g/cm}^3$ 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 & 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).

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 con la distancia lo cual puede 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).

Las porosidades para los tres subórdenes de suelos volcánicos muestran valores promedio arriba del 55 %

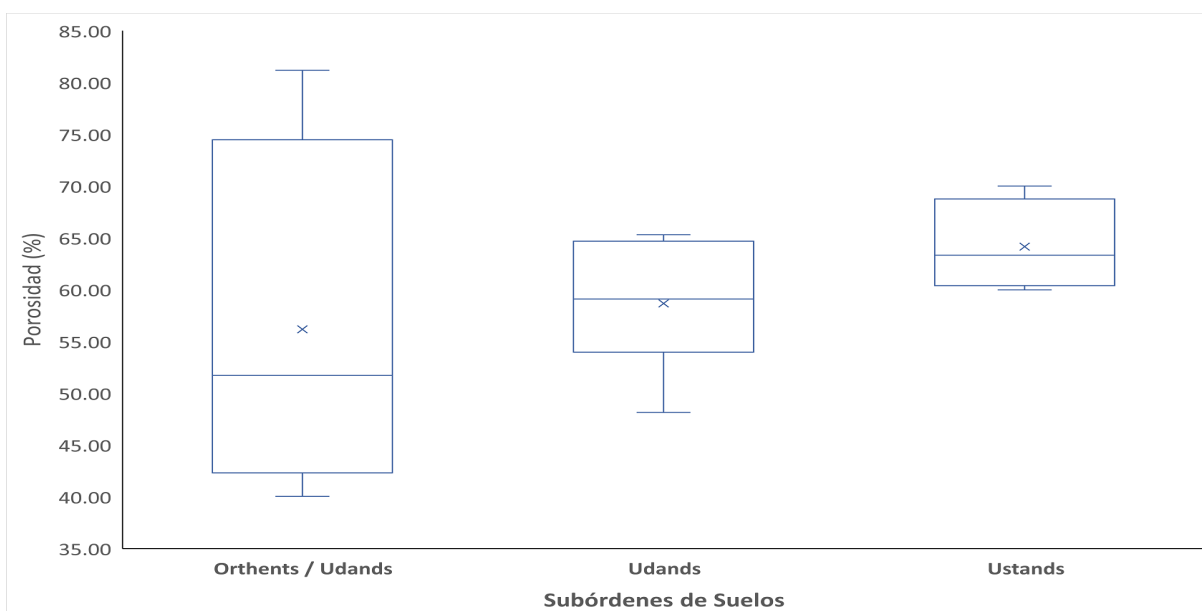


Figura 9: Variación de la porosidad real según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia a partir de trabajo de laboratorio, 2018.

para todos los casos. Las mayores variaciones en los valores están en el suborden Orthents/Udands que presenta mayor heterogeneidad (Figura 9).

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 y minerales de la fracción de arcilla (Lizcano *et al.*, 2006; Rocchi *et al.*, 2017).

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 10).

Con el objeto de categorizar los valores de conductividad hidráulica, se compararon los resultados con los valores de conductividad hidráulica saturada según la clasificación de Henríquez & Cabalceta (1999). 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 la estructura producto de las

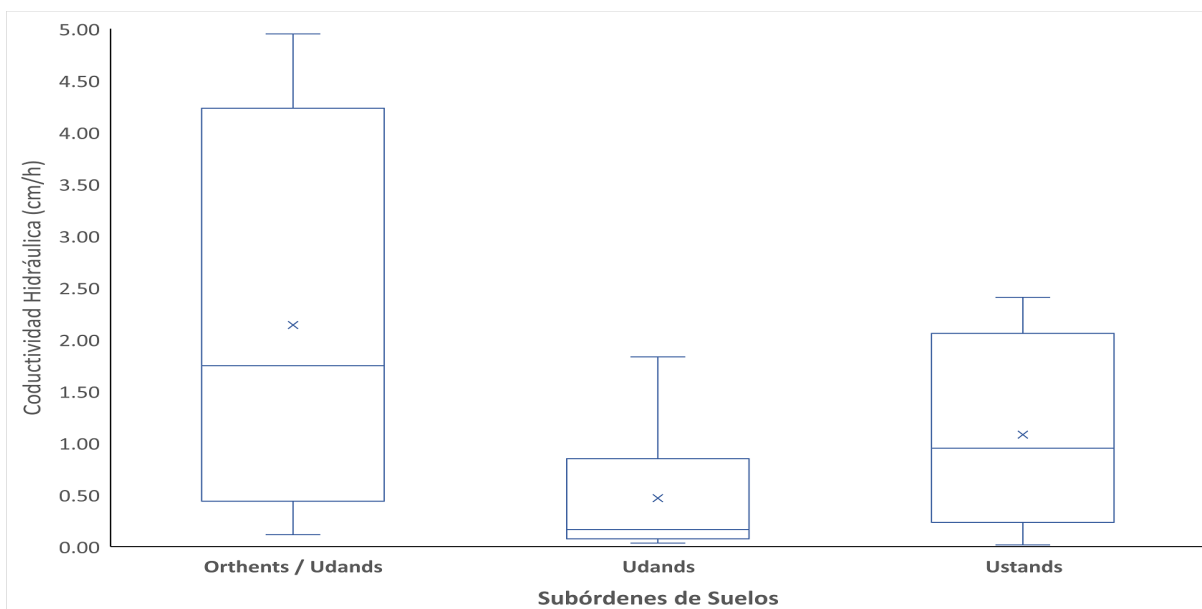


Figura 10: Variación de la conductividad hidráulica saturada según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia con datos de laboratorio, 2018.

activades de preparación del terreno para la siembra, esto es aún más claro al considerar la fuerte variación en este suborden. Un elemento que también puede explicar las diferencias en los valores de la conductividad hidráulica es la anisotropía (Zúñiga *et al.*, 2016) esto específicamente por el hecho que, en los procesos de deshidratación, se producen cambios en la capacidad en los contenidos de agua en los poros y por lo tanto diferencias en los flujos de agua a través de ellos.

En la humedad volumétrica, los valores de retención promedio son muy parecidos entre los tres subórdenes. A 33 kPa (Figura 11), el valor promedio para toda la cuenca es de $0,28 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$ con una desviación estándar de $0,06 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$, mientras que, en humedades cercanas al punto de marchitez permanente (figura 12), estas tienen valores promedios de $0,13 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$ con una desviación de $0,05 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$. Los valores de la capacidad de campo con respecto al punto de marchitez permanente (Figuras 11 y 12) en cada uno de los subórdenes refleja comportamientos muy variados, asociados a la porosidad dual entre agregaciones y dentro de cada agregación (Lizcano *et al.*, 2006). Los coeficientes de variación para la retención de humedad son ampliamente variables entre los puntos de la curva.

Para la humedad volumétrica a 33 kPa los valores más homogéneos se encuentran en el suborden Ustand, mientras que en los 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 %. Estos cambios se producen debido a la reducción de la superficie específica y la porosidad al secarse los suelos (Herrera, 2021) y lo cual es muy característico en esta zona donde parte del año el suelo queda

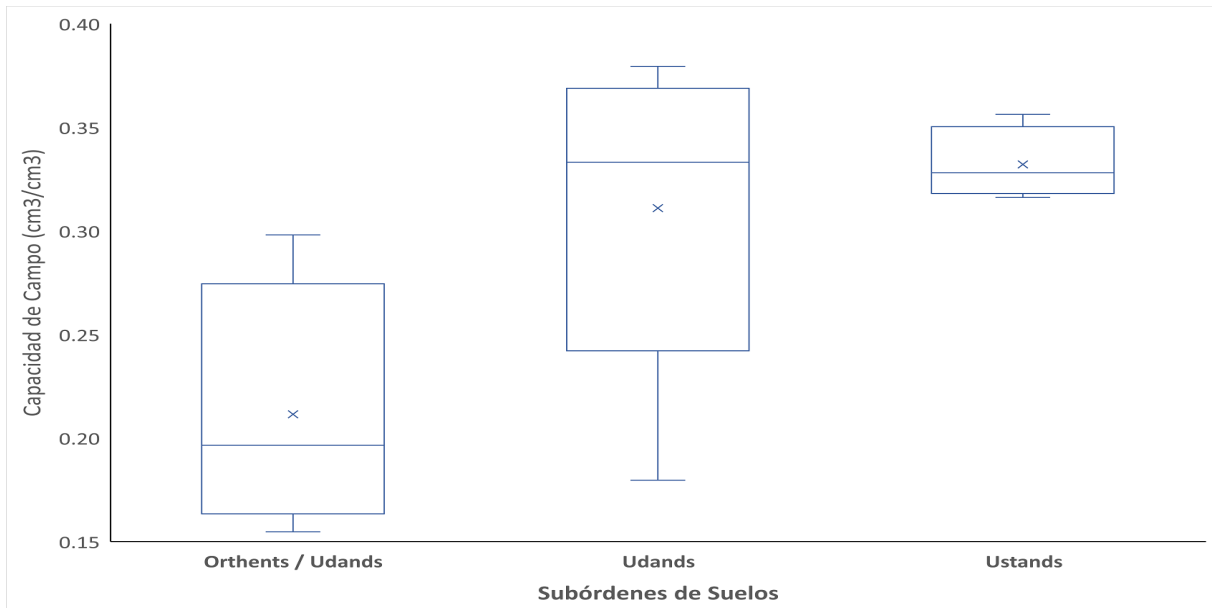


Figura 11: Variación de la humedad volumétrica del suelo a 33 kPa según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia a partir de trabajo de laboratorio, 2018.

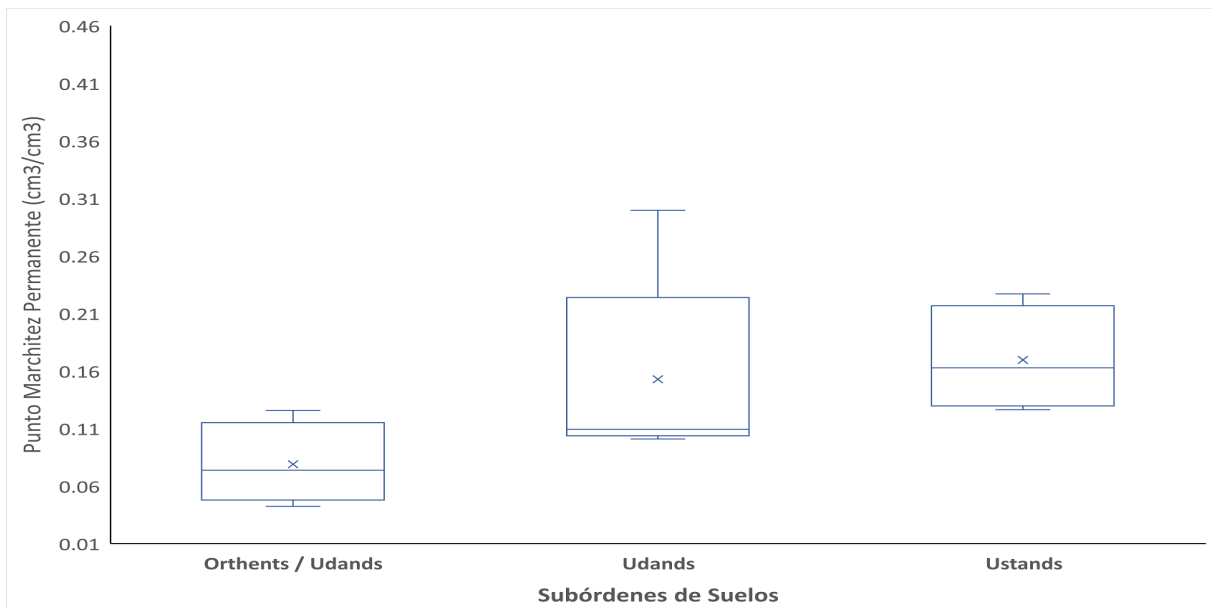


Figura 12: Variación de la humedad volumétrica del suelo a 33 kPa según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia a partir de trabajo de laboratorio, 2018.

con limitada protección por cobertura vegetal (Gómez *et al.*, 2018). La diferencia entre ambos puntos de retención, la cantidad de agua disponible para las plantas es relativamente uniforme en los tres subórdenes de los suelos (Figura 13). Para el suborden Orthens/Udands el valor promedio es de $0,13 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ y para

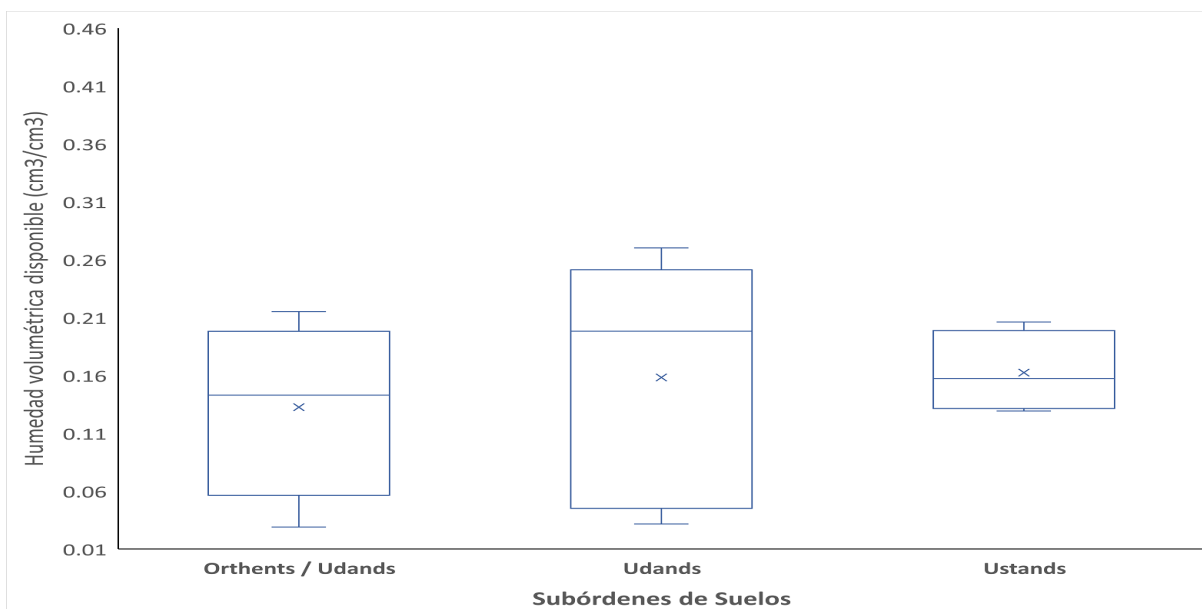


Figura 13: Variación de la humedad volumétrica disponible del suelo según el suborden de suelo. Fuente: Elaboración propia a partir de trabajo de laboratorio, 2018.

los subórdenes Udands y Ustands el valor promedio de agua disponible es $0,16 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$. En el caso de los Udands presenta los valores más altos de desviación estándar con $0,107 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$ en tanto en los Orthents/Udands y en los Ustands es de $0,077$ y $0,036 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$.

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 son variables, 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 %. Las diferencias entre los contenidos de agua disponible en suelos pueden ser causados por dos elementos como son la materia orgánica y la textura (Libohova *et al.*, 2018). 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. 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. Las unidades de suelo de la cuenca alta del río Páez cartografiadas por Mata & Sandoval (2016) muestran propiedades físicas e hidráulicas que pueden llegar a condicionar el cálculo de la infiltración a escala de cuenca según el modelo de Schosinsky (Schosinsky & Losilla, 2000; Schosinsky, 2006). Esto es observable en el valor de humedad de suelo inicial donde se requiere el valor de la capacidad de campo como valor de inicio del proceso de infiltración. Los valores de humedad volumétrica disponible, calculados de la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente, también llegan a ser requeridos en diferentes etapas del modelo como lo son los coeficientes de humedad al inicio y final del mes. Las propiedades físicas e hidráulicas del suelo tienen una importante influencia en la infiltración de agua, principalmente en la superficie (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 (Salas *et al.*, 2016) 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 (Schwartz *et al.*, 2003; Negrón *et al.*, 2019) y la densidad aparente, (Ramírez *et al.*, 2006; Diovisalvi *et al.*, 2008; Toohey *et al.*, 2018; Duwig *et al.*, 2019), mientras que algunos 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. 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; Suprayogo *et al.*, 2020) y las propiedades físicas e hidráulicas como la estabilidad de los agregados (Rodríguez *et al.*, 2002; Ílay & Kavdir, 2018), la densidad aparente (Anda & Dahlgren, 2020) y la capacidad de infiltración (Perrin *et al.*, 2001; Sun *et al.*, 2018).

3.5. Modelización de la infiltración en la cuenca

Para la aplicación del modelo de infiltración, la cuenca se dividió en zonas específicas en función de la entrada de agua por lluvia, la pendiente del terreno, el uso de la tierra y el tipo de suelo. La cuenca alta del río Páez fue dividida en seis zonas considerando los subórdenes de los suelos y el uso de la tierra como parámetros de subdivisión principales. En el caso de la pendiente y la lluvia, las cuáles son también usadas normalmente para la subdivisión, estas fueron consideradas constantes para toda la cuenca alta según la información obtenida previamente del MED, donde las pendientes son mayores a 7 % en toda la cuenca, y de la estación San Juan de Chicué, la cual es la única estación dentro de la cuenca con información de la precipitación.

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 an-

teriormente, lo cual generó tres rangos de infiltración según cada una de las zonas en función del evento climático específico. El establecimiento de zonas de infiltración generó una serie de polígonos espaciales los cuáles presentaron características únicas previa aplicación del modelo de infiltración de Schosinsky, lo que es semejante a la asignación de pesos por capas aplicadas en otros modelos (Yeh *et al.*, 2016; Dar *et al.*, 2021). Permitiendo establecer una continuidad total de la entrada por infiltración de acuerdo con las características particulares que se dan en la cuenca como se ha hecho en otras áreas (Alvarado, 2021). La cuenca alta del río Páez mostró tres rangos de infiltración definidos (figura 14), 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 infiltración se encuentran en la zona de infiltración 2 y en la zona de infiltración 5 (Figuras 15a -15b).

Los altos valores de infiltración en estas dos zonas pueden estar relacionados a diferentes elementos, para la zona 2, los valores de f_c , relacionados a la conductividad hidráulica, son los más altos para toda la cuenca alta del río Páez y están asociados a una mayor entrada de agua al suelo en un menor tiempo, para la zona 5, los mayores valores de infiltración están asociados a los mayores valores retención de humedad de la cuenca alta, este aspecto ha sido mostrado por otros autores (Castiglioni *et al.*, 2018) y lo cual ocurre por la conectividad de los poros (Soracco *et al.*, 2019) específicamente aquellos macroporos hidráulicamente activos. Para las zonas de infiltración 2 y 5, el período de infiltración 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 de la infiltración se mantiene regular, solo variando las condiciones de cantidad de agua infiltrada 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 infiltración de la cuenca se concentra en la zona protectora del Volcán Irazú y corresponde con la zona 1 (Figura 16).

En esta zona la infiltración de la lluvia para los tres períodos está claramente bien definida en los períodos de secos y húmedos. La infiltración 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 las zonas de infiltración 2 y 5, no hay dos picos de infiltración en el año sino más bien una tendencia a un crecimiento constante.

Por último, las zonas 3, 4 y 6 presentan la menor cantidad de infiltración y abarcan la mayor parte de la cuenca alta del río Páez (Figuras 17a, 17b y 17c).

Al modificarse las entradas de precipitación y temperatura en cada una de las zonas, en el modelo de infiltra-

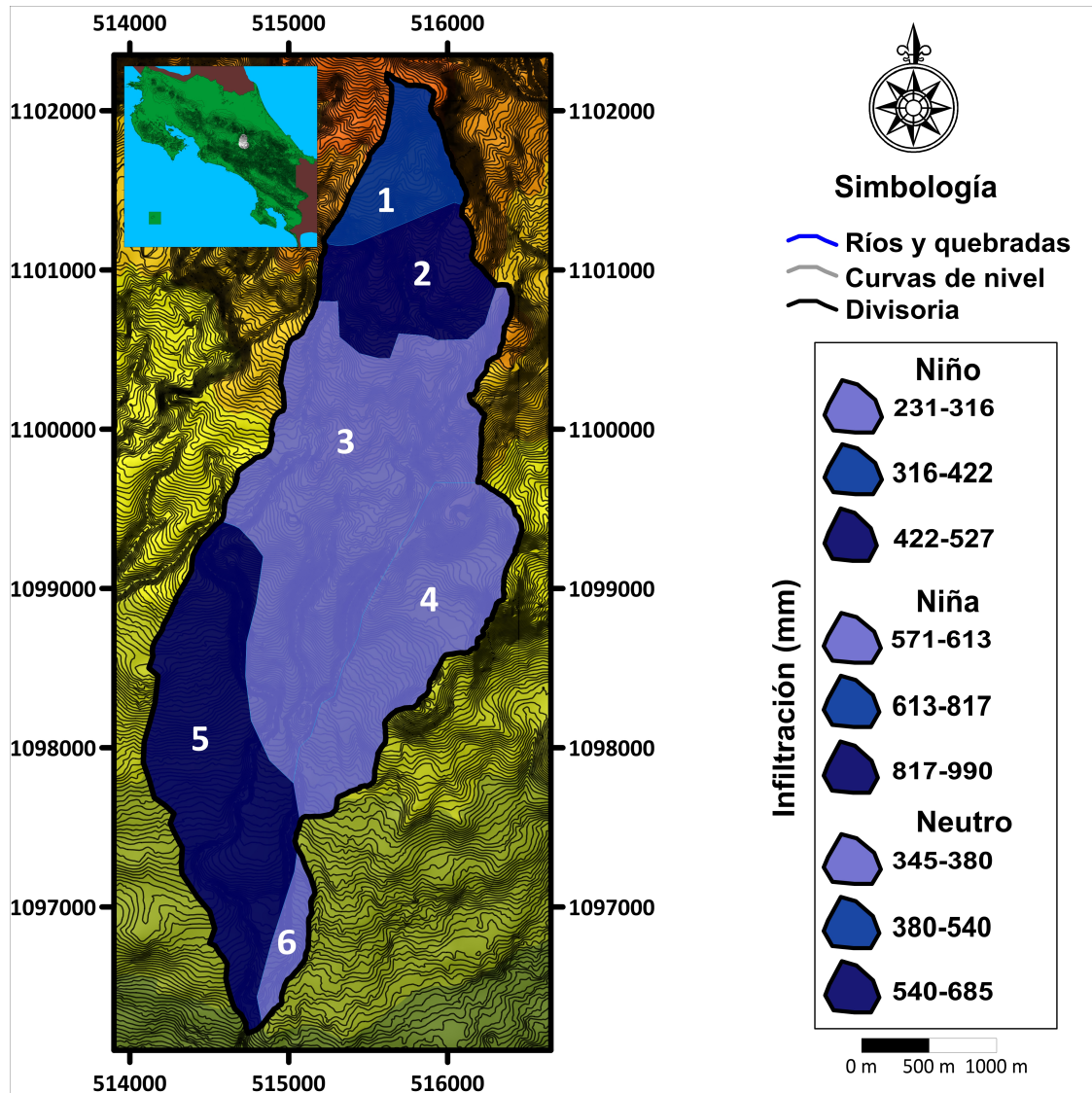
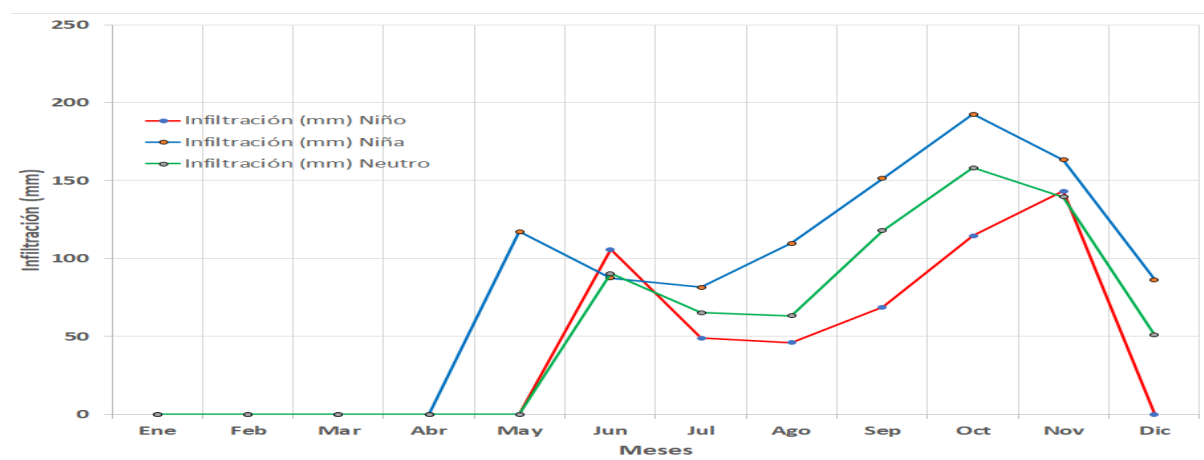


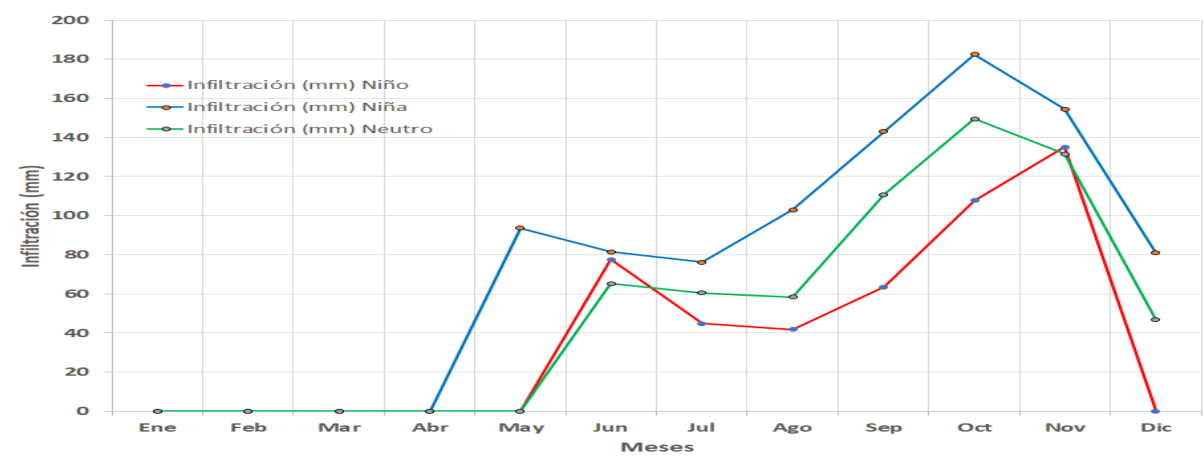
Figura 14: Infiltración de la lluvia mensual según rangos de agua infiltrada por evento climático para la cuenca del río Páez.

Fuente: Elaboración propia a partir de trabajo de laboratorio, 2020.

ción, se dan cambios en el régimen hídrico de la cuenca alta del río Páez, esta modificación en la infiltración ha sido señalada en otras investigaciones (Orozco *et al.*, 2018) y también ha sido observado para series de años parecidas a las contempladas en este trabajo con es el caso del estudio de Chamizo *et al.* (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 las zonas de infiltración baja, zonas 3, 4 y 6, las variaciones entre cada evento climático van desde un 18% en Niño hasta un 30% de lluvia infiltrada en Niña. Para la zona de infiltración media, zona 1, los cambios en la lluvia infiltrada van desde los 28% en Niño hasta los 42% en Niña. Para las zonas de infiltración alta, zonas 2 y 5, la infiltración de



(a) Zona 2



(b) Zona 5

Figura 15: Infiltración promedio de agua con base en la lluvia mensual por evento climático para la zona de infiltración 2 y 5.
Fuente: Elaboración propia, 2018.

la lluvia va desde los 36 % en Niño hasta 49 % de agua de lluvia infiltrada en Niña. Estos resultados son consistentes con los valores reportados en infiltración para años muy húmedos, húmedos y secos registrados por otros autores (Melki & Abida, 2020) y lo cual se explica debido a que las mayores entradas por infiltración durante los períodos climáticos de mayor lluvia están afectadas principalmente por las características de la lluvia, las propiedades del suelo y la escorrentía (Liu *et al.*, 2015) de esta forma períodos de mayor intensidad de lluvia pueden llegar a provocar un mayor contenido de agua inicial y un período menor de tiempo en alcanzar la tasa de infiltración básica (Estrada *et al.*, 2021). La tendencia de la infiltración en las tres zonas, 3, 4 y 6, se comporta en forma semejante a la zona 1, con un crecimiento constante al inicio de la infiltración y un pico al final, sin embargo, la tendencia es variable en la zona 3 y 6 donde el inicio de la infiltración es en abril para Niña, mayo para Niño y junio para Neutro, la zona 4 presenta un inicio de

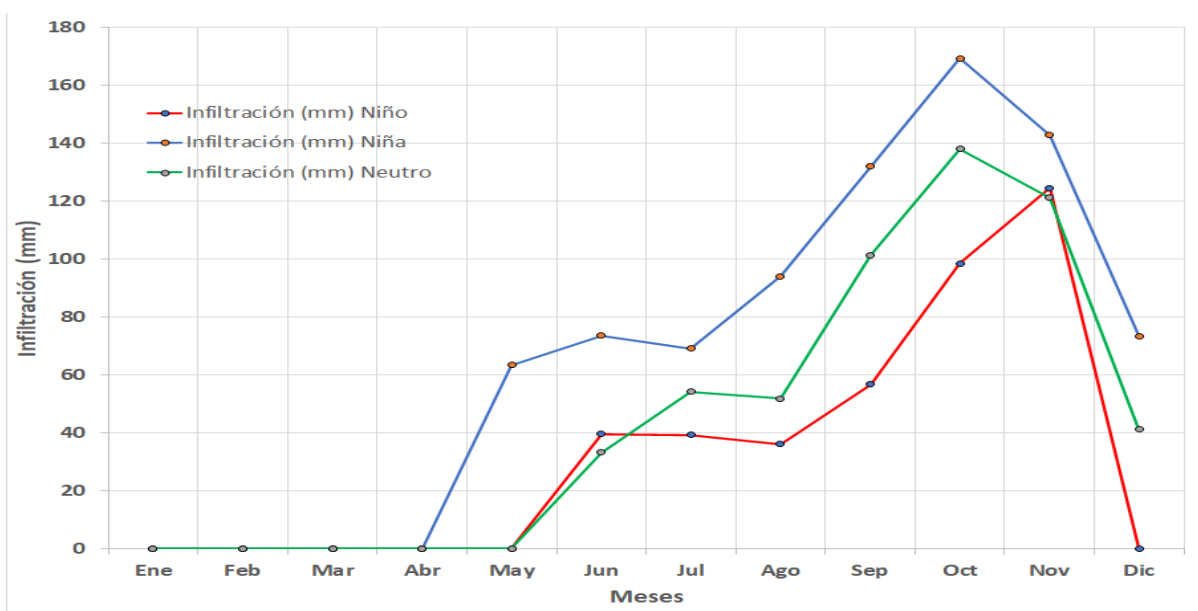


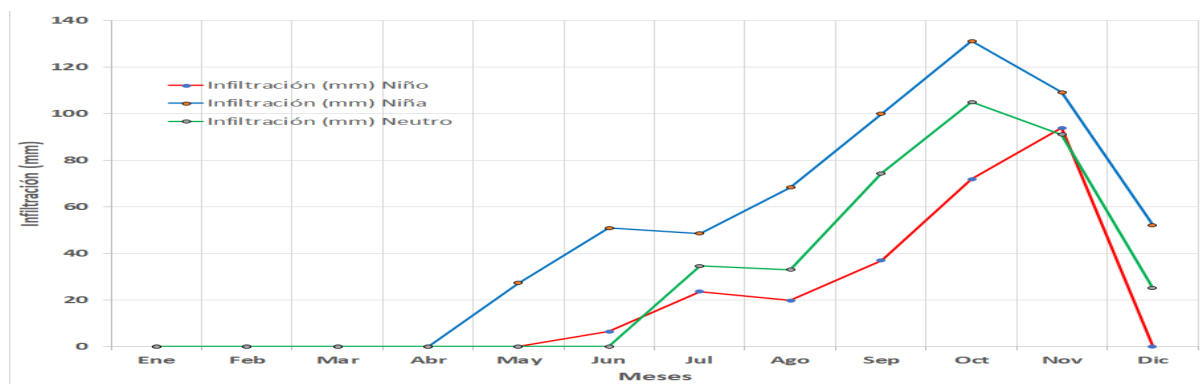
Figura 16: Infiltración promedio de agua con base en la lluvia mensual para la zona de infiltración 1. Fuente: Fuente: Elaboración propia, 2018.

la infiltración en junio para ambos Neutro y Niño. Los picos en las tres zonas se presentan en octubre para Niña y Neutro y en noviembre para Niño.

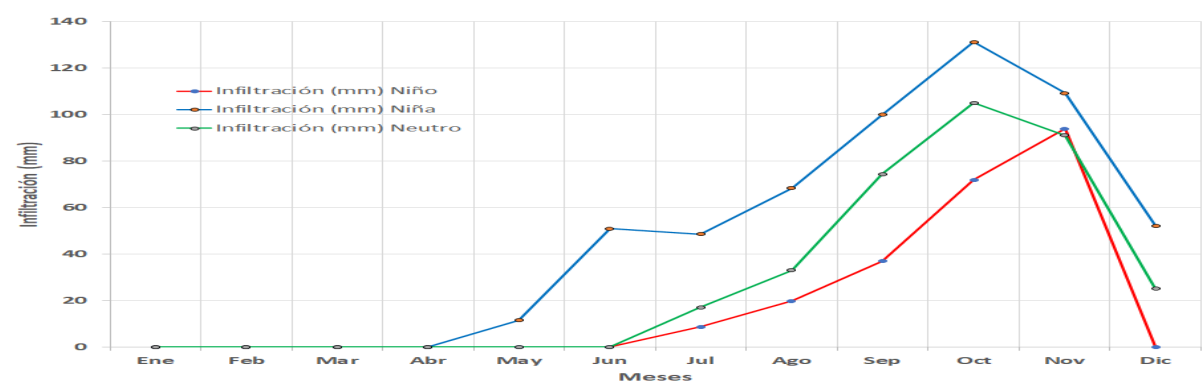
En lo que respecta a los eventos lluviosos que condicionan la entrada de agua por infiltración al suelo, durante los períodos climáticos de Niño, las zonas de más baja infiltración presentan valores de entrada de agua de aproximadamente un 18 % del total de la lluvia. La zona de infiltración moderada muestra un total de 28.5 % del total y la de mayor infiltración un 36 %. La infiltración en los períodos de Niño manifiesta nula infiltración 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 infiltración. La zona 4 presenta solo 5 meses de entrada de agua por infiltración, lo que la diferencia de los 6 meses de las demás.

Durante las épocas de período climático de Niña, las zonas de baja infiltración de la cuenca muestran un aumento significativo de la cantidad de entrada de agua 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 las zonas de infiltración moderada la cantidad aumenta a un 42 % del total y en las zonas de mayor infiltración a casi un 50 %. Los períodos de infiltración durante Niña tienen una duración de 8 meses y van desde mayo a diciembre en todas las zonas.

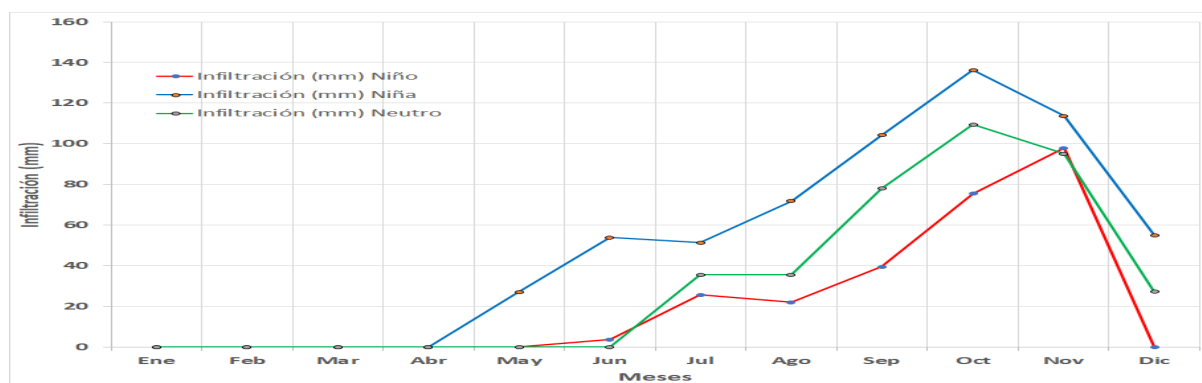
Durante los períodos climáticos Neutros, la infiltración en las zonas bajas ronda el 23 % de la cantidad de agua de lluvia total, mientras que en la zona de infiltración media es de un 34 % y en la zona de alta infiltración, un 41 % del total de agua llovida. En los períodos Neutros, el tiempo de infiltración nula es variado,



(a) Zona 3



(b) Zona 4



(c) Zona 6

Figura 17: : Infiltración promedio de agua con base en la lluvia mensual para las zonas de infiltración 3, 4 y 6. Fuente: Elaboración propia, 2018.

en las zonas 1, 2 y 5 va desde enero a mayo, con una duración de 5 meses, en tanto en las zonas 3, 4 y 6 va desde enero a junio. Muchos modelos de infiltración consideran el cálculo de la infiltración en condi-

ciones muy específicas de acuerdo con diferentes circunstancias, por ejemplo, en condiciones de pendiente, (Damiano *et al.*, 2017; Loáciga & 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 es que la ecuación de Richards que rige el movimiento del agua en el suelo tiene una fuerte no linealidad (Shiraki *et al.*, 2006). Otros investigadores como Chari *et al.* (2020) sugieren 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, 2013; Qi *et al.*, 2018).

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) mencionan 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.* (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. CONCLUSIONES

La cuantificación del proceso de infiltración 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 encuentran 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.

Las variaciones en las condiciones de lluvia mensual durante una serie de tiempo pueden llevar a tener cambios significativos en la dinámica del agua antes de que esta llegue a la superficie del terreno. Es claro que los eventos climáticos y su participación en el modelado mensual de la infiltración puede conducir a rangos de entrada de agua distintos a lo largo del tiempo de medición en la cuenca hidrográfica.

En la cuenca alta del río Páez se presentan condiciones particulares 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 la cuenca alta del río Páez.

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.

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 geográficas 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 la aplicación de zonas de infiltración con características específicas, las cuales también revelan la variación en la entrada de agua en los distintos sitios de la cuenca.

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, manejo de recursos hídricos y el manejo integral de la cuenca hidrográfica.

Referencias

- Agnihotri, R. & Yadav, R. (1995). Effects of different land uses on infiltration in ustifluvent soil susceptible to gully erosion. *Hydrological Sciences Journal* 40 (3), 395-406.
- Aguilar, R. & Ortega, A. (2017). Análisis de la dinámica de agua e la zona no saturada en un suelo sujeto a prácticas de conservación: Implicaciones en la gestión de acuíferos y adaptación al cambio climático. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 34(2), 91-104.
- 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.
- Alvarado, G., Brenes, J., Barrantes, M., Vega, E., Maarten, J., Avar, G., Dellino, P., Mele, D., DeVitre, C., Di Piazza, A., Rizzo, A. & Carapezza, M. (2016). La actividad explosiva del volán Turrialba (Costa Rica) en el período 2010-2016. *Revista Geológica de América Central*, 55, 7-60.

- Alvarado, K. (2021). *Determinación de zonas con potencial hidrogeológico mediante sistemas de información geográfica en la cuenca de Arcampa, cantón Zaruma-Provincia de El Oro* (TFG de Ingeniería). Universidad de Guayaquil, Guayaquil.
- 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.
- Anda, M. & Dahlgren, R. (2020). Long-term response of tropical Andisol properties to conversion from rainforest to agriculture. *Catena* 194, 104679.
- 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, Tatiscú, Páez, Birrís y Pacayas. Provincia de Cartago, Costa Rica. Informe Final Licitación Abreviada 2012LA-000068-87900. COMCURE-MINAET-Dirección de Agua-Hidrogeotecnica Ltda.
- Argüello, A., Rivera, F., Lücke, O., Gutiérrez, A. & Solano, J. (2019). Estructura del cono piroclástico Pasquí a partir de interpretación indirecta de datos de gravedad. *Revista Geológica de América Central*, 60, 61-81.
- Babaei, F., Zolfghari, A., Yazdani, M. & Sadeghipour, A. (2018). Spatial analysis of infiltration in agricultural land in arid areas of Iran. *Catena*, 170, 25-35.
- Barco, J., Hogue, T., Girotto, M., Kendall, D. & Putti, M. (2010). Climate signal propagation in southern California aquifers. *Water Resources Research* 46, W00F05.
- Blanco, H., Wienhold, J. V., Schmer, M. & Kibet, L. (2017). Long-term tillage impact on soil hydraulic properties. *Soil & Tillage Research*, 170, 38-42.
- Castiglione, M., Behrends, F. & Marquez, J. (2018). Conductividad hidráulica saturada determinada por distintos procedimientos en suelos con alta humedad inicial. *Ciencia del Suelo*, 36(2), 158-169.
- Cavalcanti, K. & Aguilar, V. (2021). Predictibilidad de la precipitación en la cuenca alta del río Mantaro basadas en la radiación de onda emergente. *Polo del Conocimiento*, 62(6), 1915-1934.
- Chamizo, S., Otazo, E., Gordillo, A., González, C., Suárez, J. & Muñoz, H. (2018). El cambio climático y la disponibilidad de agua en subcuencas del Valle de Mezquita, México. *Revista Iberoamericana de Ciencias*, 5(5), 40-51.
- 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, R., 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.
- Dar, T., Rai, N. & Bhat, A. (2021). Delineation of potential groundwater recharge zones using analytical hierarchy process (AHP). *Geology, Ecology, and Landscapes*, 5(4), 292-307.
- De Almeida, W., Panachuki, E., de Oliveira, P., 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*. 3ra edición. Waveland Press. 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 water infiltration with rainfall simulator in different agricultural systems. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 20(6), 513-518.
- Duwig, C., Prado, B., Tinet, A., Delmas, P., Dal Ferro, N., Vandervaere, J., Denis, H., Charrier, P., Gastelum, A. & Morari, F. (2019). Impacts of land use on hydrodynamic properties and pore architecture of volcanic soils from the Mexican Highlands. *Soil Research*, 57(6), 629-641.
- Estrada, M., Achkar, M. & Donadío, A. (2021). Comportamiento de la tasa de infiltración y su relación con parámetros físico-químicos de los suelos como indicadores en la mejora de la conservación del agua en los lugares intervenidos con el Proyecto + Agua + Identidad. *Geo UERJ*, 39, e51481.
- Fox, D., Bryan, R. & Price A. (1997). The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions. *Geoderma*, 80, 181-194.
- 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.

- 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., Villagra, K. & Solórzano, M. (2018). La labranza mecanizada y su impacto en la conservación del suelo (revisión literaria). *Revista Tecnología en Marcha*, 31(1), 170-180.
- 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.
- 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*(pp. 743-760). 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science.
- 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.
- Herrera, M. (2006). Suelos derivados de cenizas volcánicas en Colombia: Estudio fundamental e implicaciones en ingeniería. (Tesis Doctoral). Universidad de los Andes, Bogotá.
- Herrera, J. (2021). Suelos Volcánicos de Canarias. Excmo Cabild Insular de Tenerife. 118 p.
- 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.
- Ílay, R. & Kavdir, Y. (2018). Impact of land cover types on soil aggregate stability and erodibility. *Environmental Monitoring and Assessment*, 190, 525.
- IMN (2017). Datos de precipitación mensual para la cuenca del río Páez.
- 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.
- 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, G., Morillas, G. & Neris, J. (2006). Infiltration rate in andisols: Effect of changes in vegetation cover (Tenerife, Spain). *Journal of Soil and Water Conservation*, 61, 153-158.
- Juárez, Y., de la Lanza, G. & Contreras, M. (2018). Coincidencias entre El Niño, La Niña y la precipitación en las cuencas Acaoneta y Candelaria, México. *Revista Estudios Hemisféricos y Polares*, 9(1), 39-61.
- Libohova, Z., Seybold, B., Wysocki, D., Wills, S., Schoeneberger, P., Williams, C., Lindbo, D., Stott, D. & Owens, P. (2018). Reevaluating the effects of soil organic matter and other properties on available water-holding capacity using the National Cooperative Soil Survey Characterization Database. *Journal or Soil and Water Conservation*, 73(4), 411-421.

- 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.
- Liu, X., He., Zhang, T., Zhao, X., Li, Y., Zhang, L., Wei, S., Yun, J. & Yue, X. (2015). The response of infiltration depth, evaporation, and soil water replenishment to rainfall in mobile dunes in the Horqin Sandy Land, Northern China. *Environmental Earth Science*, 73, 8699-8708.
- Loáciga, H. & Johnson, J. (2018). Infiltration on sloping terrain and its role on runoff generation and slope stability. *Journal of Hydrology*, 561, 584-597.
- 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.
- López, T., Manzano, M. & Ramírez, A. (2016). Disponibilidad hídrica bajo escenarios de cambio climático en el Valle de Galeana, Nuevo León, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 8(1), 105-114.
- MAG-MIREMEM. (1994). Metodología para la determinación de la capacidad de uso de las tierras de Costa Rica. Decreto N° 23214 MAG-MIRENEM.
- Masis, J. (2017). Establecimiento de parcela de escorrentía para la estimación de la erosión hídrica generada por la actividad ganadera en la microcuenca del río San Rosa, Guanacaste. (Tesis Licenciatura). Tecnológico de Costa Rica.
- 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). Impact 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-Mediterranean Journal for Environmental Integration*, 3 (28), 1-14.
- 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.
- Morbidelli, R., Satalippi, C., Flammini, A., Cifrodelli, M., 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.
- Morbidelli, R., Satalippi, C., Flammini, A. & Govindaraju, R. (2018). Role of slope on infiltration: A review. *Journal of Hydrology*, 557, 878-886.

- Navarro, E., Arias, P. & Vieira, S. (2019). El Niño-Oscilación del Sur, fase Modoki, y sus efectos en la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en Colombia. *Revista Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 43(166), 120-132.
- Negrón, M., López, I. & Dörner, J. (2019). Consequences of intensive grazing by dairy cows of contrasting live weights on volcanic ash topsoil structure and pasture dynamics. *Soil and Tillage Research*, 189, 88-97.
- 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.
- Orozco, I., Ramírez, A. & Francés, F. (2018). Modelación de los impactos del cambio climático sobre los flujos y almacenamientos en una cuenca de alta montaña. *Ingeniería del Agua*, 22(3), 125-139.
- Öztürk, M., Coptý, 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 de Licenciatura). Instituto Tecnológico de Costa Rica, Cartago.
- 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.
- Quesada, M. (2021). Influencia de una depresión intermontana y la altitud entre dos montañas en la diferenciación espacial en la precipitación en Costa Rica. *Cuadernos de Geografía*, 106, 49-70.
- Ramírez, P. (2007). *Modelo hidrogeológico conceptual de la cuenca del río Birris, 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, P. & Alfaro, K. (2018). Morfometría de la subcuenca del río Toyogres. *Revista Geográfica de América Central*, 60, 255-276.

- Ramírez, R. (2014). Recarga potencial de los acuíferos Colima y Barva, Valle Central, Costa Rica. *Repertorio Científico*, 17(2), 51-59.
- 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. *Revista Facultad Ciencias Agrarias Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín*, 59(1), 3237-3256.
- Rey, D. & Zambrano, J. (2018). Estudio de la respuesta hidrológica en la cuenca urbana de montaña San Luis-Palagrande. *Revista UIS Ingenierías*, 17(1), 115-126.
- Reynolds, W. (2008). Saturated Hydraulic Properties: Laboratory Methods in Carter, M; Gregorich, E. (eds). 2008. *Soil Sampling and Methods of Analysis* (pp. 1013-1024). 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science.
- 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* (pp. 981-998). 2da edición. Boca Raton, Canadian Society of Soil Science.
- 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). ENSO modulated groundwater variations in a river basin of Central India. *Hydrology Research*, 50 (2), 793-806.
- Rocchi, I., Coop, M. & Maccarini, M. (2017). The effects of weathering on the physical and mechanical properties of igneous and metamorphic saprolites. *Engineering Geology*, 231, 56-67.
- 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.
- Salas, R., Ordóñez, I., Valle, S., López, I., Dec, D., Descalzi, C. & Dörner, J. (2016). Variación espacial de propiedades físicas de un suelo derivado de cenizas volcánicas sometido a distintas estrategias de mejoramiento de una pradera degradada. *Agro Sur*, 44(3), 29-40.
- Santos, G., Faustino, J., Quezada, R. & Indekiu, J. (2018). Determinación del balance hídrico superficial en el suelo, cuenca río Atulapa, modelo de Thornthwaite desarrollado en Python, Esquipulas, Chiquimula, Guatemala. *Revista Ciencias, Tecnología y Salud*, 5(1), 25-42.

- Schwartz, R; Evett, S. & Unger, P. (2003). Soil hydraulic properties of cropland compared with reestablished and native grassland. *Geoderma*, 116, 47-60.
- 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-yong, 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.
- 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, Amsterdam, Elsevier.
- Sokolowski, A., McCormick, B., De Grazia, J., Wolski, J., Rodríguez, H., Rodríguez-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.
- 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 no-till systems determined using a simple laboratory device. *Geoderma*, 337, 1236-1244.
- Starr, J. (1990). Spatial and temporal variation of ponded infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, 54 (3), 629-636.
- 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.
- Suprayogo, D., van Noordwijk, M., Hairiah, K., Meilasari, N., Rabbani, A., Ishaq, R. & Widiyanto. (2020). Infiltration-friendly agroforestry land uses on volcanic slopes in the Rejoso watershed, East Java, Indonesia. *Land*, 9(8), 1-27.
- Thorthwaite, C. & Mather, J. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Publications in Climatology*, 10 (3).

- Tonneijck, F., Velthuis, M., Bouten, W., Van Loon, E., Sevink, J. & Verstraten, J. (2016). The effect of change on soil volume on organic matter distribution in a volcanic as soil. *European Journal of Soil Science*, 5, 67, 226-236.
- Toohy, 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.
- 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.
- Yáñez, F., Hermoza, R. & Bazán, L. (2017). Caracterización de la infiltración de agua en tres sistemas de uso del suelo de la comunidad de Santiago de Carampoma, Huarochirí, Lima. *Anales Científicos*, 78(2), 191-199.
- Yeh, H., Cheng, Y., Lin, H. & Lee, C. (2016). Mapping groundwater recharge potential zone using a GIS approach in Hualien river Taiwan. *Sustainable Environmental Research*, 26, 33-43.
- 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.
- Zúñiga, F., Dec, D., Valle, S. & Dörner, J. (2016). Anisotropía de las propiedades hidráulicas de un andisol del sur de Chile. *Agro Sur*, 44(1), 79-86.