



UNIVERSIDAD DE CUENCA
CENTRO DE ESTUDIOS DE POSTGRADO
PROGRAMA PARA EL MANEJO DEL AGUA Y DEL
SUELO



ANALISIS DE METODOS DE ESTIMACION DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA SATURADA EN SUELOS DEGRADADOS

**Tesis previa a la obtención del Grado académico de:
Magister de Ciencias en Manejo y Conservación del
Agua y del Suelo.**

Autor: Ing. Cristian Coello Granda

En alianza estratégica con:



KULeuven



Director : Ing. Bert De Bièvre Ph. D.
Tutores : Ing. Esteban Pacheco M.Sc.
Ing. Pedro Cisnerros E. M.Sc.

Cuenca Diciembre 2005

UNIVERSIDAD DE CUENCA

PROGRAMA PARA EL MANEJO DEL AGUA Y EL SUELO (PROMAS)

***ANALISIS DE METODOS DE ESTIMACION DE LA CONDUCTIVIDAD
HIDRAULICA SATURADA EN SUELOS DEGRADADOS***

**Tesis previa a la obtención del Grado académico de Master en Ciencias en
Manejo y Conservación del Agua y el Suelo**

DIRECTOR: Ing. Bert de Bièvre Ph.D.

TUTORES: Ing. Esteban Pacheco M.Sc.

Ing. Pedro Cisneros M.Sc.

AUTOR: Ing. Cristian Coello G

Cuenca, Diciembre del 2005

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a Dios por la vida y por su incondicional presencia en todo momento, de la misma manera a mis padres por haberme brindado todo el apoyo y la fuerza suficiente para alcanzar mis propósitos.

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a todo el grupo de trabajo que participó en la elaboración de esta investigación, al Dr. Jan Feyen, Dr. Bert de Bièvre, Ing. Esteban Pacheco e Ing. Pedro Cisneros quienes compartieron sus conocimientos y me brindaron su valioso apoyo, además de guiarme correctamente hacia la buena elaboración de este documento.

No puedo dejar de agradecer a todos aquellos que colaboraron en los experimentos de campo por el duro y arduo trabajo realizado sin los cuales no hubiera sido posible esta investigación, al Ing. Armando Molina por su cooperación, a Juan Carlos, Andrés y Brodwin por su amistad y el esfuerzo sobrehumano realizado.

Gracias a PROMAS y a todo el personal por su colaboración y sus buenos deseos, a mis compañeros y a todos los que de alguna forma participaron y encaminaron mis pasos en la Maestría.

Por ultimo agradezco a mi familia, a mis hermanos, amigos; y especialmente a Patricio por el aprecio y la amistad entregada.

TABLA DE CONTENIDO

Agradecimientos	i
Tabla de Contenido	ii
Lista de Símbolos	iv
Lista de Figuras	v
Lista de Tablas	vi
Abstract	vii
Resumen	viii
CAPITULO 1	1
1.1 Introducción	1
1.2 Justificación de proyecto	2
1.3 Objetivo General	2
1.4 Objetivos Específicos	2
1.5 Hipótesis	2
CAPITULO 2	3
2.1 Antecedentes	3
2.2 Referencia Bibliográfica	3
2.3 Teoría Explicativa	7
CAPITULO 3	
3.1 MATERIALES	9
3.1.1 Descripción de Área de Estudio	9
3.1.2 Ubicación	9
3.1.3 Información Cartográfica	10
3.1.4 Sitios de Muestreo	10
3.1.5 Tipo de Suelos	10
3.1.6 Precipitaciones	10

3.2 METODOLOGÍA	11
3.2.1 Infiltrómetro de Doble Anillo	12
3.2.2 Pozo Invertido	12
3.2.3 Permeámetro de carga constante	13
3.2.4 Infiltrómetro de Tensión	14
3.2.5 Simulación de Lluvia	16
3.2.5.1 Equipo del simulador de lluvia	20
3.2.6 Propiedades Físicas de los Suelos	21
CAPITULO 4	
4 RESULTADOS	23
4.1 Características Físicas de los suelos degradados	24
4.2 Análisis de pruebas de estimación de Ks	26
4.3 Análisis de Frecuencias	29
4.4 Estadísticos para pruebas individuales	31
4.5 Análisis Kruskal-Wallis y Mann-Whitney-Wilcoxon	32
4.6 Relación Área Superficial-Métodos de estimación de Ks	34
4.7 Relación Ks- Propiedades físicas del suelo	36
4.7.1 Ks vs. % Arcilla	37
CAPITULO 5	
5 CONCLUSIONES	38
CAPITULO 6	
6 RECOMENDACIONES	40
CAPITULO 7	
7 REFERENCIAS	41
ANEXOS	
ANEXO A: Estadística kruskal-Wallis y Mann-Whitney- Wilcoxon	48

LISTA DE SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS

PROMAS	Programa de Manejo del Agua y el Suelo, Universidad de Cuenca
VLIR	“Towards integrated catchment management in tropical mountain areas the problem of sediment management in the Paute catchment, Ecuador”.
SSSA	Soil Science Society of America
SPSS	Statistical Product and Service Solutions
WRB	World Referente Base for Soil Resources
UTM	Universal Transverse Mercator System
Ks	Conductividad Hidráulica Saturada (mm.h^{-1})
REV	Volumen Elemental Representativo (cm^3)
ms.n.m	Metros sobre el nivel del mar
I	Infiltración (mm.h^{-1})
P	Precipitación (mm.h^{-1})
E	Escorrentía (mm.h^{-1})
pH	Potencial de Hidrogeno
MO	Materia Orgánica (%)
θ	Humedad volumétrica ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)
w	Humedad gravimétrica (gr.gr^{-1})
P	Porosidad (%)
ρ_t	Densidad Aparente (gr.cm^{-3})
e	Relación de vacíos ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)
gl	Grados de libertad
N	Número de términos independientes
H_0 ; H_1	Hipótesis nula e Hipótesis Alternativa
Z	Estadístico de contraste
ρ	Nivel de significancia

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Curva de infiltración para suelos degradados	8
Figura 2: Cuenca del río Jadán	9
Figura 3: Precipitaciones acumuladas en 30min: a) Aguarongo; b) EMAC	11
Figura 4: Esquema del método de doble anillo	12
Figura 5: Esquema del método del pozo invertido	13
Figura 6: Infiltrómetro de tensión	15
Figura 7: Simulador de lluvia	17
Figura 8: Equipo del simulador de lluvia	20
Figura 9: Sector de Quingeo Alto	23
Figura 10: Triangulo de texturas del departamento de Agricultura de los Estados Unidos (Soil Survey Staff, 1975).	24
Figura 11: Total de pruebas realizadas para cada método de estimación de Ks	27
Figura 12: Valores medios de conductividad hidráulica para cada uno de los lugares de experimentación evaluados con diferente metodología	27
Figura 13: Ubicación geográfica y medias de Ks para las diferentes localidades y por métodos de estimación	28
Figura 14: Frecuencias de ocurrencia para diferentes métodos de estimación de Ks	29
Figura 15: Parámetros estadísticos para los métodos utilizados	31
Figura 16: Diagrama de caja para los diferentes resultados de conductividad hidráulica evaluada por todos los métodos	32
Figura 17: Relación área vs. conductividad hidráulica saturada para cinco métodos de estimación de Ks	35
Figura 18: Relación área vs. conductividad hidráulica saturada para cuatro métodos de estimación de Ks, eje x a escala logarítmica	35
Figura 19: Relación área vs. conductividad hidráulica saturada para cuatro métodos de estimación de Ks	36
Figura 20: Relación Ks vs. % de Arcilla	37

LISTA DE TABLAS

Tabla 1: Estaciones pluviográficas del PROMAS dentro de la cuenca del Jadán	12
Tabla 2: Medición en parcelas con simuladores de lluvia	20
Tabla 3: Características generales de los sitios de experimentación	24
Tabla 4: Caracterización de los suelos	24
Tabla 5: Propiedades hidrofísicas de los suelos degradados	25
Tabla 6: Resumen de pruebas de infiltración, valores de conductividad hidráulica saturada	26
Tabla 7: Índices de frecuencia para valores de conductividad hidráulica saturada	29
Tabla 8: Pruebas de simulación de lluvia en los estudios de infiltración	30
Tabla 9: Estadísticos para pruebas individuales ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	31
Tabla 10: Estadísticos Kruskal- Wallis y Mann-Whitney-Wilcoxon	33
Tabla 11: K_s vs. Área superficial	34

ABSTRACT

To study soil water movement, saturated hydraulic conductivity and infiltration capacity are important parameters. Frequently used methods to measure them are: constant head permeameter, inverted auger hole, double ring infiltrometer, tension infiltrometer and rainfall simulation. During field and laboratory tests evidence shows that macropores, microfauna or cracks play an important role. Hydraulic conductivities increase as those features are present. As a consequence, the estimation of K_s using different methods shows a very significant variability which is generating doubts at the time of selecting a value of K_s for a practical application. In this study, a set of data for 7 degraded zones in the south of Ecuador has been compiled. In these zones the mentioned measurement methods have been applied for each case with 3 repetitions. All experiments have been made on the same soil group. The relations between double ring infiltrometer and inverted auger hole and between tension infiltrometer and the rainfall simulation respectively, have been demonstrated statistically. The relation between the contact surface of the sample and the measured saturated hydraulic conductivity is explained in mathematical terms using a logarithmical expression. The rainfall simulation, the constant head permeameter, double ring infiltrometer and inverted auger hole methods show dependency with the surface area of the sample. The estimation of K_s increases with increasing surface area. The tension infiltrometer method seems to be independent from the area. This method is the best one for the determination of saturated hydraulic conductivity of degraded soils. The sample size for a test to be representative should be at least 0.75m^2 .

RESUMEN

En el estudio del movimiento del agua en el suelo la determinación de la conductividad hidráulica y la capacidad de infiltración es muy importante, los métodos mas empleados son los siguientes: permeámetro de carga constante, pozo invertido, doble anillo, infiltrómetro de tensión y simulación de lluvia. En los ensayos de campo y laboratorio se evidencia que la presencia de macroporos, microfauna o grietas causan conductividades hidráulicas más altas. Debido a esto, la estimación de K_s utilizando los diferentes métodos muestra una variabilidad muy significativa lo cual genera inseguridad al momento de seleccionar un valor de K_s para una aplicación practica. En este estudio, se ha conformado un set de datos para 7 zonas degradadas del Austro Ecuatoriano. En estas zonas se han aplicado los métodos de medición mencionados con 3 replicas para cada caso. Los experimentos se han realizado para un grupo de suelos y se ha logrado determinar estadísticamente las relaciones entre doble anillo y pozo invertido y por otro lado el infiltrómetro de tensión y la simulación de lluvia. Se consigue explicar en términos matemáticos mediante una expresión logarítmica la relacion entre la superficie de contacto de la muestra y la conductividad hidráulica saturada. Los métodos: simulación de lluvia, permeámetro de carga constante, doble anillo y pozo invertido revelan dependencia con el área superficial de ensayo, a mayor superficie es mayor la estimación de K_s , mientras el infiltrómetro de tensión resulto ser independiente del área, confirmándose como un método adecuado para la determinación de la conductividad hidráulica saturada de los suelos degradados El tamaño de la muestra para que la prueba sea representativa debe ser mínimo $0.75m^2$.

CAPITULO 1

1.1 INTRODUCCION

El agua posee un rol fundamental en los procesos de infiltración y escurrimiento como respuesta a una precipitación dada en una cuenca, dependiendo de su duración las lluvias de iguales intensidades, pueden producir caudales diferentes. La infiltración depende de muchos factores, por lo que su estimación confiable en una mayor escala es bastante difícil y es imposible obtener una relación única entre todos los parámetros que la condicionan.

En este sentido, el proceso de infiltración de agua en el suelo ha sido intensamente estudiado debido a su importancia en los procesos hidrológicos y su empleo, en la agricultura y la conservación del recurso suelo.

Por otra parte, la velocidad de infiltración determina la cantidad de agua de escurrimiento superficial y con ello el peligro de erosión hídrica. Este proceso está influenciado por los siguientes factores: entrada superficial, transmisión a través del suelo, capacidad de almacenamiento del suelo, características del medio permeable y características del fluido.

La superficie del suelo puede estar sellada por la acumulación de partículas que impidan, o retrasen la entrada de agua al suelo disminuyendo su transmisión dependiendo de los distintos estratos. El almacenamiento disponible depende de la porosidad y espesor del horizonte. La capacidad de infiltración está relacionada con el tamaño de poros y su distribución, el tipo de suelo, textura, vegetación, estructura y capas de suelos, humedad inicial, contenido de materia orgánica.

La infiltración inicial es significativamente más alta que la conductividad hidráulica saturada porque la gradiente hidráulica es mayor a 1, mientras más infiltre el agua más se acerca la gradiente a la unidad y se aproximara al valor de conductividad hidráulica saturada.

1.2 JUSTIFICACION DEL PROYECTO

Los suelos en el Austro Ecuatoriano especialmente los degradados se encuentran en proceso de erosión, los cuales están ocasionando una elevada pérdida de suelo a causa de la erosión hídrica, las lluvias producen alta escurrimiento superficial en los suelos caracterizados por bajo

poder de infiltración. Los diferentes métodos para estimar la capacidad de infiltración y la conductividad hidráulica de los suelos no brindan seguridad al momento de determinar estos parámetros debido a la variabilidad de resultados, en este sentido se plantean algunas interrogantes que hay que aclarar; por un lado está la necesidad de saber si existe o no diferencias en los valores obtenidos de K_s por los diferentes métodos, que aplicabilidad tiene uno u otro, y por último si existe un método que estime valores representativos de conductividad hidráulica en suelos degradados.

En los modelos hidrológicos y de erosión la conductividad hidráulica saturada es un parámetro que debe ser calibrado y se lo realiza sin una base científica adecuada, en virtud que es un factor de alta sensibilidad. Así como su determinación en el campo es un problema a la hora de establecer que metodología emplear, los riesgos de cometer errores se incrementan. Por otro lado los suelos degradados están caracterizados por ser altamente erosionados y se convierten en suelos pobres sin estructura, dificultando aún más la determinación de sus propiedades hidrofísicas. Así la alta variabilidad de resultados en las diferentes metodologías de estimación de este parámetro y por consiguiente los errores que esto puede causar en los modelos determinan la necesidad de realizar un estudio profundo que permita caracterizarlo de manera segura en suelos degradados del Austro Ecuatoriano.

1.3 OBJETIVO GENERAL

Contribuir al conocimiento del flujo del agua en suelos degradados mediante el análisis de métodos de estimación de la conductividad hidráulica saturada.

1.4 OBJETIVOS ESPECIFICOS

Establecer el método más apropiado para la determinación de conductividad hidráulica saturada en suelos con características degradadas.

Determinar el tamaño de la muestra de suelo representativo para la estimación de la conductividad hidráulica saturada.

1.5 HIPOTESIS

Existe una relación entre los diferentes métodos de estimación de la conductividad hidráulica saturada que permitirá establecer un tamaño de muestra adecuado para su caracterización.

CAPITULO 2

2.1 ANTECEDENTES

El proyecto VLIR5, que se ejecuta bajo un convenio entre PROMAS, la Universidad de Cuenca y la Universidad KuLeuven de Bélgica, ha venido realizando estudios en el Austro Ecuatoriano, con énfasis en las regiones mas degradadas de la cuenca del río Paute, es así que existe el interés de analizar las características de infiltración de estos suelos por la gran cantidad de erosión hídrica que se produce y su posterior efecto en el alto aporte de sedimentos al río Paute.

2.2 REFERENCIA BIBLIOGRAFICA

Para tratar de comprender de mejor manera los estudios realizados debemos tener en cuenta dos conceptos importantes, el primero se debe a la capacidad de infiltración del suelo que no es más que la entrada de agua por la superficie del mismo, posteriormente está el movimiento de agua dentro del suelo y se debe a su conductividad hidráulica, estos conceptos son diferentes pero están relacionados.

La capacidad de infiltración de los suelos viene a ser el punto de partida para nuestro análisis, una característica física importante de un suelo es su tasa de infiltración o Índice de infiltración de un suelo, según SSSA (Lutz y otros, 1956), es la tasa máxima en la cual un suelo, en una condición dada en un momento dado, puede absorber la lluvia.

Muchos estudios acerca de la infiltración han sido realizados relacionando los diferentes factores que la condicionan, así la vegetación demuestra ser un parámetro muy importante que incrementa la capacidad de infiltración de los suelos influenciando el tiempo y duración de la escorrentía (Morgan et al, 1997). Por otro lado las propiedades del suelo afectan el control de la infiltración, así como también gobiernan el movimiento del agua dentro del mismo y su distribución durante y después de la infiltración. (Vélez y Veléz, 2002). Los suelos degradados del Austro Ecuatoriano se encuentran desprovistos de vegetación y el suelo ha perdido completamente su estructura, a este respecto estudios de Blackburn (1984), demostró que la infiltración en suelos es más baja en suelo descubierto de vegetación que en suelos debajo de los árboles y arbustos

No solo el suelo afecta a la capacidad de infiltración, si la velocidad de aporte de agua a la superficie del suelo es menor que la infiltrabilidad, el agua se infiltra tan rápidamente como es aportada y la velocidad de aporte determina la velocidad de infiltración (o sea, el proceso es controlado por el flujo). Sin embargo, una vez que la velocidad de aporte excede la infiltrabilidad del suelo, es ésta última la que determina la velocidad real de infiltración, de ese modo el proceso es controlado por las características del perfil (Gurovich, 1985).

Además muchos parámetros están involucrados en la infiltración del suelo. El flujo en los macroporos del suelo influye en la infiltración de la lluvia y por ende afecta la escorrentía en suelos naturales (Larsson, 1999). Estudios de infiltración han sido utilizados para diferentes propósitos: White y Sully (1987) propusieron que los resultados de infiltración obtenidos con técnicas de mediciones in situ pueden ser usados para estimar las consecuencias de la degradación estructural del suelo desde el punto de vista hidrológico. Dunne et al (1980) usaron lluvia simulada para investigar las complejas relaciones hidrológicas entre infiltración, escorrentía y superficies hidráulicas en Kenya.

Para suelos con características difíciles como los vertisols la capacidad de infiltración se ve afectada debido a la expansión y contracción del suelo en respuesta al contenido de agua. Los procesos de la hinchazón causan la extensión de las partículas del suelo y cierran sus poros para evitar la entrada de agua (Hillel, 1980). La contracción del suelo promueve las grietas, cambian la distribución del tamaño del poro, y aumenta la entrada de agua en el suelo (Beven y Germann, 1982). Por lo tanto, los modelos basados en procesos físicos que describen el índice de infiltración de vertisols son escasos y complicados.

Según Parr y Bertrand (1960), algunos científicos creen que la tasa de infiltración es gobernada solamente por la masa del suelo y es en gran parte independiente de las condiciones superficiales. En contraste, Horton (1940) indicó que la tasa de infiltración es gobernada principalmente por condiciones cerca de la superficie del suelo.

Es evidente la gran cantidad de investigaciones que intentan caracterizar la capacidad de infiltración de los suelos. Después de la infiltración, se produce el movimiento de agua en el suelo, que viene a determinar la conductividad hidráulica, este parámetro es de enorme trascendencia, su determinación ha sido un conflicto y ha sido estimado con muchas metodologías sin saber si son representativas al suelo en estudio, al momento se han realizado muchos estudios, p.e. la conductividad hidráulica saturada depende fuertemente de la textura de suelo y la estructura, y por lo tanto puede variar extensamente en el espacio. Ya que la

conductividad hidráulica es determinada esencialmente en puntos en una escala de campo, y requieren un número grande de determinaciones para evaluar la magnitud de la variación dentro del área seleccionada (Logsdon y Jaynes, 1996).

Por otro lado para suelos estructurados en particular, la conductividad hidráulica saturada tiene que ser medida directamente en el campo para reducir al mínimo la perturbación del volumen de suelo probado y mantener su conexión funcional con el suelo circundante (Bouma, 1982). Así como estudios de escorrentía desde superficies con conductividades hidráulicas heterogéneas muestran un efecto general de variación aleatoria y determinística en K_s (Smith y Hebbert, 1979; Hawkins y Cundy, 1987; Goodrich et al., 1988; Woolhiser et al., 1996).

Algunos investigadores como Clapp y Hornberger (1978) determinaron valores de K_s mediante la utilización de ecuaciones empíricas en función de la porosidad y la humedad inicial de la muestra y de acuerdo a cada textura de suelo, el análisis realizado para suelos franco arcillosos como los nuestros, estimaron una conductividad hidráulica saturada de $8.8\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

Como ya mencionamos tanto la capacidad de infiltración y conductividad hidráulica están muy relacionados. La Tasa de infiltración de muchos suelos es altamente dependiente de la conductividad hidráulica saturada de la superficie del suelo. Allison (1947), Christiansen (1944), y Poulouvassilis (1972) establecieron que la K_s de un suelo experimenta cambios con el tiempo. Gerard (1974, 1986) estudio que en suelos frágiles, el valor de K_s es una función antecedente de la humedad y del residuo y tiene efectos indirectos sobre características del suelo y actividad microbiana.

Ahora se presenta otra dificultad. ¿Cuál es la metodología a seguir para obtener medidas de conductividad hidráulica saturada?. Existen metodologías que determinan éste parámetro directamente, así como el permeámetro de carga constante y el pozo invertido, otros métodos evalúan capacidad de infiltración del suelo y de ella derivan la conductividad hidráulica saturada a partir de las curvas de infiltración, estos métodos son el doble anillo y la simulación de lluvia, mientras que el infiltrómetro de tensión determina la curva de conductividad hidráulica no saturada y de ella se determina K_s .

Existe literatura al respecto e investigaciones que tratan de describir los métodos y sus respectivas limitaciones, así es como los permeámetros de carga constante se utilizan en el caso de sedimentos no cohesivos tales como arena y rocas, en este método del permeámetro las muestras son tomadas verticalmente, en contraste a los valores de conductividad medidas por el

pozo invertido que corresponden ampliamente a la conductividad hidráulica saturada horizontal (Ritzema, 1994).

Estudios acerca de comparaciones de métodos para estimar K_s , confirman que la textura y estructura de los suelos son condiciones críticas muy importantes para la determinación tanto de K_s como para encontrar la mejor metodología para determinarla (Bouma, 1983) (Reynolds, et al. 2000).

La mayoría de estudios se basan en medidas de infiltración, experimentos con doble anillo son muchas veces sobre estimado especialmente en suelos responsables de encostramiento y sellado. La simulación de lluvia puede representar al impacto de las gotas de lluvia y la formación de una corteza la cual puede reducir seriamente la tasa de infiltración en suelos que puedan parecer resistentes a la generación de escorrentía (Bryan, 1973).

Muchas pruebas han sido realizadas con infiltrómetros de anillo, una aproximación más conveniente es usar un anillo Infiltrómetro y aplicar un factor de corrección por el efecto capilar, Tricker (1978) mostró resultados satisfactorios para un simple anillo de 15cm. Información mas detallada de varios tipos de infiltrómetros pueden encontrarse en Johnson (1963), McQueen (1963), Tricker (1979), Wilcock y Essery (1984), y Bouwer (1986).

En la actualidad, la investigación tiende a estudios más modernos y expresan la necesidad de utilizar métodos de simulaciones de campo para determinar características de infiltración. Así el estudio de los procesos de erosión hídrica, infiltración y escurrimiento superficial puede ser realizado más eficientemente con equipos simuladores de lluvia (Marelli et al, 1986), y como todas las pruebas de simulación están sujetas a errores, un correcto análisis estadístico debe considerarse con un numero significativo de replicas para eliminar errores sistemáticos. Bryan y Luk (1981) ilustran la necesidad de tener replicas de larga duración de los experimentos para minimizar las variaciones que inevitablemente ocurren bajo la lluvia simulada.

Otros autores han analizado el método de infiltrómetro de tensión. El disco de infiltrómetro de tensión de Perroux y White (1988) se ha hecho un instrumento valioso para investigar las propiedades hidráulicas de suelos en o cerca de la superficie. Los parámetros obtenidos in situ de las propiedades hidráulicas del suelo son cruciales para la descripción de los procesos dinámicos del agua en el campo

Un método para calcular el K_s mediante presiones aplicadas con el infiltrómetro de tensión durante el tiempo inicial así como durante la infiltración básica fue desarrollada por Reynolds y Elrick (1990), Elrick y Reynolds (1992) y Elrick et al. (1995). Su método usa un factor de forma que numéricamente fue basado en Gardner (1958), calculando la relación entre la conductividad hidráulica y el potencial mátrico. Groenevelt et al. (1996) retomó este concepto desarrollando un método de definir el tiempo crítico que separa el tiempo inicial y la infiltración básica.

Estas metodologías van a ser aplicadas para la posible determinación del tamaño de muestra representativo de los suelos degradados del Austro Ecuatoriano. El REV es definido como el volumen de la muestra mas pequeña representativa para caracterizar la actual estructura del suelo (Bear, 1972), no existe mucha bibliografía al respecto, pocos estudios han sido realizados. En Andosoles del páramo ecuatoriano, el REV fue determinado para muestras usadas por el método del Permeámetro de carga constante (100cm^3) (Buytaert et al, 2005).

Del hecho que el REV es raramente determinado, un núcleo de suelo estándar es utilizado para muchos suelos, un suelo con grietas donde ocurren frecuentemente macro poros una muestra de 200 a 500 cm^3 en asumido satisfactorio, en el subsuelo en cambio una muestra de 100cm^3 es a veces suficiente (Kutilek y Nielsen, 1994).

Los suelos degradados del Austro son de gran importancia en el aporte de sedimentos a la cuenca del Paute y un estudio de capacidad de infiltración y conductividad hidráulica saturada se hace necesario para caracterizar sus propiedades hidrológicas en la búsqueda de su volumen elemental representativo REV. Sin embargo en la mayoría de métodos utilizados para el análisis no es posible identificar un volumen elemental, por consiguiente se buscarán otras alternativas, p.e área superficial de contacto, la misma que varía dependiendo del método utilizado. Los métodos disponibles para determinar la conductividad hidráulica saturada directa o indirectamente serán utilizados para este propósito.

2.3 TEORÍA EXPLICATIVA

Para esta investigación se entiende como suelo degradado, aquel que a sufrido un cambio en una o más de sus propiedades a condiciones inferiores a las originales por medio de procesos físicos o químicos, caracterizados fundamentalmente por su infertilidad, degradación de su estructura, bajo contenido de materia orgánica, que impide sostener una agricultura productiva.

La infiltración es el proceso mediante el cual el agua de la superficie terrestre penetra el suelo; cuando la infiltración inicia, el suelo incrementa su contenido de humedad, causando que la tasa de infiltración disminuya con el tiempo hasta alcanzar un valor final constante. La tasa inicial de infiltración depende del contenido de humedad del suelo. La tasa final de infiltración es equivalente a la conductividad hidráulica saturada del suelo. (Neitsch, et al 2002)

Varios métodos son utilizados para la obtención de este parámetro, en el campo: Doble Anillo, pozo invertido, infiltrómetro de tensión, simulador de lluvia y en laboratorio el Permeámetro de carga constante, cada uno de ellos con equipo propio y metodología diferente.

La estimación indirecta de este parámetro se basa en las curvas de infiltración para algunos métodos, otros la determinan directamente. El comportamiento que existe entre la velocidad de infiltración y el tiempo esta representada por una función exponencial inversa. Así también, cada cambio en las características del suelo provocará instantáneamente un comportamiento singular del proceso de infiltración, la curva característica para los suelos degradados se muestra en la Figura 1, obtenida mediante el experimento de simulación de lluvia realizada para este estudio.

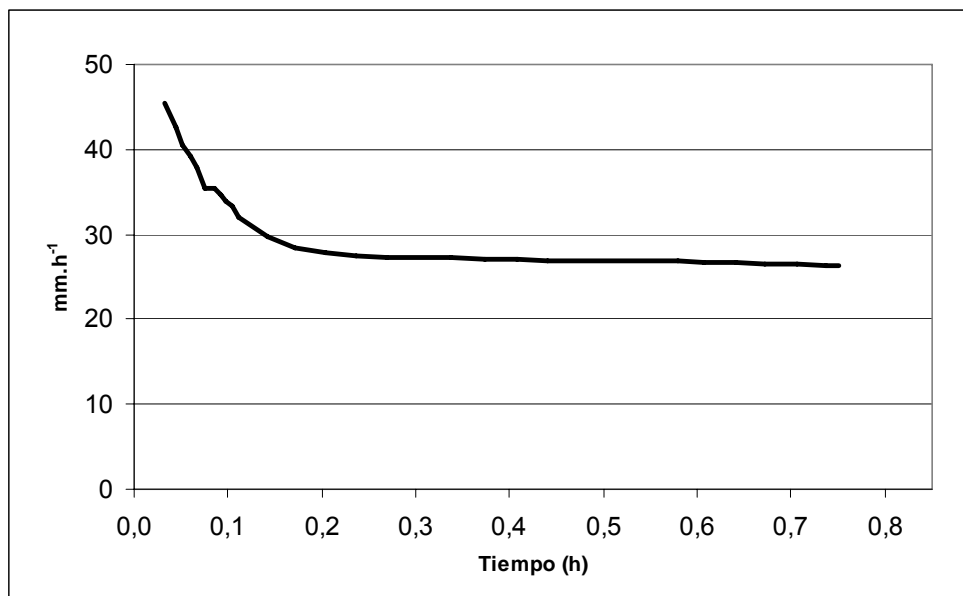


Figura 1. Curva de infiltración para suelos degradados

De estas graficas se puede derivar el valor de conductividad hidráulica saturada, cuando el valor de infiltración llega a una constante, este valor se estima como la conductividad hidráulica saturada del suelo en cuestión.

CAPITULO 3

3.1 MATERIALES

3.1.1 DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO

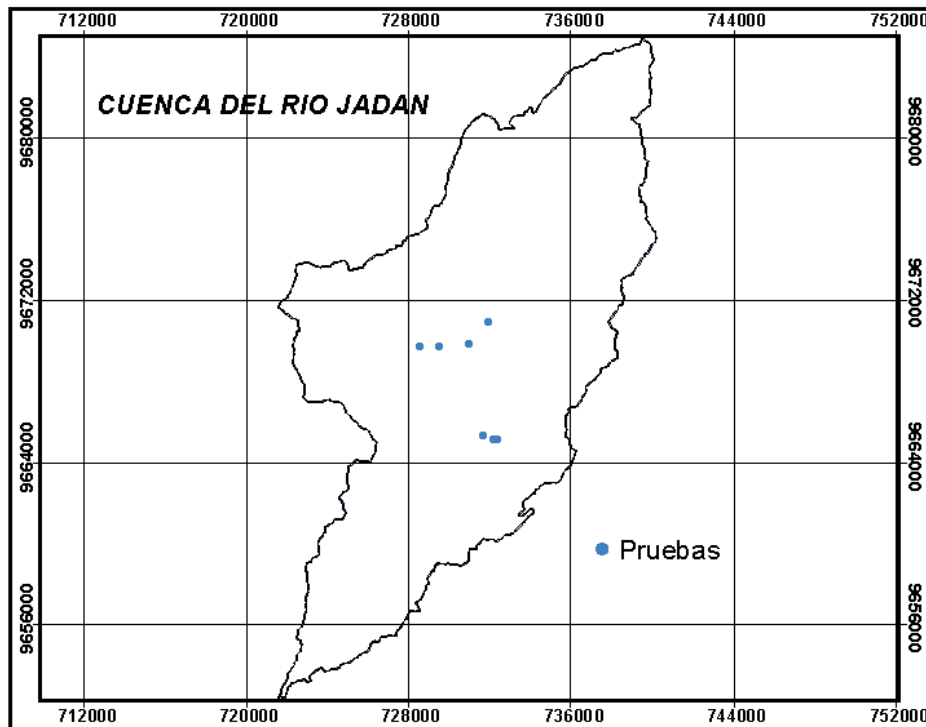


Figura 2.- Cuenca del río Jadán

3.1.2 UBICACIÓN

La zona en estudio es la cuenca del Jadán (Figura 2) perteneciente al Austro Ecuatoriano, Provincia del Azuay y es una subcuenca de la cuenca del río Paute, esta delimitada por las coordenadas UTM: 9684867 Norte, 9652376 Sur, 740152 Este, 721570 Oeste, tiene una extensión aproximada de 298km², su topografía es de característica escarpada con pendientes muy pronunciadas, su rango altitudinal desde 2300 a 3280 ms.n.m, la precipitación media anual de acuerdo a la estación Cochapamba es de 807mm con un periodo seco de 2 a 3 meses (Dercon et al, 1998), se identifican principalmente suelos Cambisoles y Leptosoles con un pobre desarrollo del perfil, particularmente en aquellos suelos con presencia de degradación, dada su importancia en el aporte de sedimentos en la cuenca del río Paute. El clima de la zona se clasifica de acuerdo a su rango de altitud como trópico fresco

3.1.3 INFORMACIÓN CARTOGRÁFICA

Sobre la base de información cartográfica digital a escala 1:10000 disponible en la base de datos de PROMAS; se pudo elaborar un mapa base de la cuenca del Jadán en el que se ubicaron los sitios de experimentación de las diferentes zonas degradadas de la cuenca en cuestión.

3.1.4 SITIOS DE MUESTREO

Se seleccionaron un total de siete lugares representativos de suelos de alta degradación y susceptibles de erosión de la cuenca. De cada zona se recolectó una muestra de suelo alterada para su posterior caracterización en contenido de materia orgánica y textura. Del equipo disponible en laboratorio se realizaron en cada sitio tres replicas de los métodos: doble anillo, pozo invertido, infiltrómetro de tensión, permeámetro de carga constante y simulación de lluvia.

3.1.5 TIPOS DE SUELO

Según Dercon y otros (1998), determino que la mayoría de los suelos de la zona presentan características vérticas con problemas de pedregosidad y profundidad efectiva sobre todo en pendientes fuertes, se caracterizan los suelos Dystric Leptosol, Dystric Regosol, Vertic Cambisol, Vertic Luvisol, Haplic Luvisol, Eutric Cambisol, en los lugares de experimentación altamente degradados predominan los Leptosol y Regosol, según la clasificación WRB (Deckers et al, 1998).

3.1.6 PRECIPITACIONES

Dentro de la cuenca del Jadan se encuentra ubicadas dos estaciones pluviográficas propias del PROMAS donde se tienen registros de precipitaciones desde el año 2004 (Tabla 1), la resolución de los pluviógrafos es de 0.2mm la misma que permitirá obtener la intensidad máxima en 30min conocida como I_{30} , que supone la intensidad máxima erosiva de una tormenta, muy utilizada en estudios de erosión y para la predicción del factor R de erosividad utilizado en la RUSLE (Ecuación Universal de pérdida del suelo) (Gabriels et al 2003). Este valor calculado de I_{30} nos servirá para el método de simulación de lluvia, cuyo emisor debe tener las características más cercanas de este parámetro.

Estación	Periodo
EMAC	20/08/2004 - 14/05/2005
Aguarongo	06/10/2004 – 04/04/2005

Tabla 1.- Estaciones pluviográficas del PROMAS dentro de la cuenca del Jadán

Del análisis realizado, y agregando la precipitación cada 5min se encontró el máximo volumen de precipitación para una duración de 30min, los cuales se indican en la Figura 3, los valores correspondientes para estas estaciones son: 30.8 mm para Aguarongo y 23 mm para EMAC. Estos valores expresados en términos de intensidad correspondiente al I_{30} son: 61.6 mm.h^{-1} para Aguarongo y 46 mm.h^{-1} para EMAC.

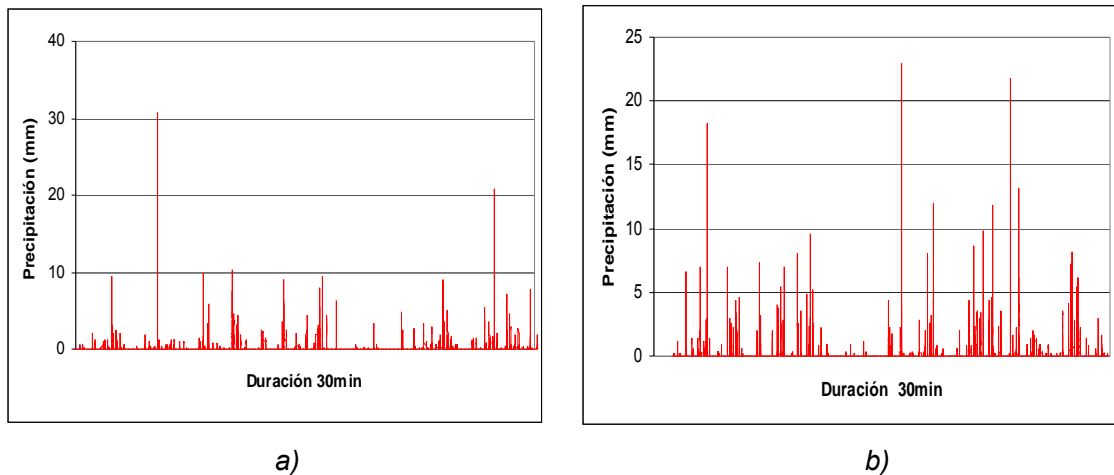


Figura 3.- Precipitaciones acumuladas en 30min: a) Aguarongo, b) EMAC

Del valor de I_{30} calculado, se ha determinado que el nozzle o emisor mas adecuado que dispone el PROMAS es de 36 mm.h^{-1} , el cual va a ser el considerado para el análisis de simulación de lluvia en la estimación de K_s de los suelos.

3.2 METODOLOGIA

La investigación se basa en realizar un estudio completo de los diferentes métodos de estimación de K_s : doble anillo, pozo invertido, infiltrómetro de tensión, Permeámetro de carga constante comparando los resultados en campo y laboratorio. El simulador de lluvia nos permitirá además obtener las curvas de infiltración escurrentía caracterizando quizá condiciones más reales para el proceso de infiltración.

3.2.1 INFILTROMETRO DE DOBLE ANILLO

Este es un método de campo utilizado para determinar la velocidad básica de infiltración vertical del suelo y es comparada con la conductividad hidráulica saturada, las presiones son positivas relativas a la presión atmosférica.

Para su determinación los dos anillos (exterior e interior) se introducen en el suelo a una profundidad de 10 a 15 cm, hasta lograr que estén perfectamente enterrados y nivelados, se procede a llenarlos con agua hasta el mismo nivel, el método consiste en tomar lecturas del descenso del nivel de agua en el anillo interior, es importante recalcar que el nivel del anillo exterior debe mantenerse igual al interior. Cuando se consigue que la tasa de la infiltración sea constante, la prueba se termina. Se puede demostrar aplicando la ecuación de Darcy que el valor obtenido de la infiltración básica es igual a la conductividad hidráulica saturada si la filtración es estrictamente vertical y el perfil del suelo es profundo y uniforme (Timbe, et al, 1999). Ver Figura 4.

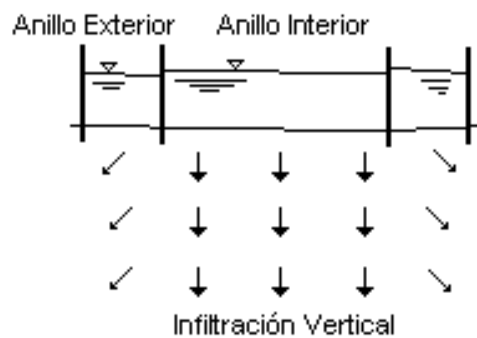


Figura 4.- Esquema del método de doble anillo

3.2.2 POZO INVERTIDO

Si el suelo está saturado, el gradiente hidráulico puede ser supuesto igual a la unidad. Al igual que el doble anillo el método se basa en lecturas del desnivel del agua dentro del pozo en función del tiempo, estas lecturas se realizan una vez logrado que el suelo haya sido saturado previamente. En estas condiciones, se asume que la tasa de infiltración a través de las paredes del agujero, es aproximadamente igual a K_s . El esquema del método de pozo invertido se presenta en la Figura 5

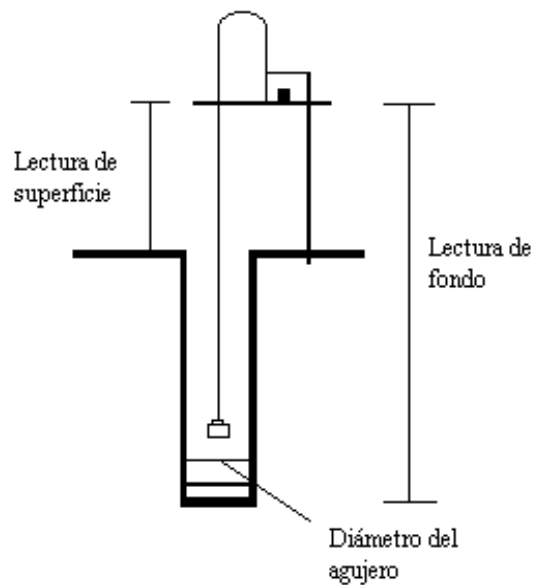


Figura 5.-Esquema del método del pozo invertido

Realizando un balance de masas y combinando la con la ecuación de Darcy, la conductividad hidráulica saturada puede ser determinada por:

$$K_s = 1.15 \cdot r \cdot s$$

K_s : Conductividad hidráulica saturada ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$)

r : Radio del agujero (cm)

s : Pendiente de la curva $\log(h_t + r/2)$ vs. T

h : Altura de la columna de agua dentro del pozo (cm)

Este valor de K_s corresponde al valor de la conductividad saturada horizontal del suelo.

3.2.3 PERMEAMETRO DE CARGA CONSTANTE

El Permeámetro de carga constante es un método a nivel de matriz de suelo. El método utiliza muestras inalteradas y después de la saturación se provee una alimentación de agua a una carga constante, con lo que el agua se mueve a través de la muestra hasta alcanzar un régimen de equilibrio en base a la medida del caudal de salida desde el permeámetro, así como la diferencia de carga entre la superficie del nivel constante y el nivel de agua en la salida.

Resolviendo la ecuación de Darcy al término de conductividad, se tiene:

$$K_s = \frac{Q}{txA} \times \frac{l}{l+d}$$

K_s : Conductividad hidráulica saturada ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$)

Q: Volumen del flujo de agua a través de la sección A (cm^3)

t: Tiempo (h),

l: Altura de la muestra de suelo (cm)

d: Altura de agua (cm).

Las muestras son extraídas en anillos de Kopecky de 100cm^3 , con 5cm de altura y 2.5cm de diámetro y se aplica una carga constante de 3cm de columna de agua. La media K_s obtenida representa la conductividad hidráulica saturada vertical.

3.2.4 INFILTROMETRO DE TENSION

El infiltrómetro de tensión (Figura 6) permite medir la infiltración a succiones en un rango menor a 15 cm de columna de agua equivalente y determinar una parte de la curva de conductividad - potencial matricial ($> -15\text{cm}$). Los Infiltrómetros de tensión miden la velocidad de infiltración del agua en el suelo a distintas presiones de agua, las cuales son negativas, relativas a la presión atmosférica. El infiltrómetro de tensión se coloca sobre una pequeña capa de arena para lograr un buen contacto hidráulico entre el equipo y el suelo, muchos investigadores recomiendan utilizar arena húmeda para evitar el llenado de los macroporos que se encuentran abiertos en la superficie del suelo (Joel y Messing, 2000)

Aplicando una tensión negativa pequeña en el agua que está infiltrando, la velocidad será más lenta que cuando el agua se acumula en la superficie del suelo: el agua no entrará en las grietas o en los macro poros (como en el infiltrómetro de doble anillo). Si no infiltrará en la matriz del suelo. Consecuentemente las medidas obtenidas con un infiltrómetro de tensión son más representativas de la matriz del suelo.

Las superficies de suelo son a menudo estudiadas para comparar la velocidad de infiltración en estado de equilibrio (steady state). Prácticamente, las velocidades de infiltración después de un largo tiempo son comparadas. Cuando la infiltración en el estado de equilibrio es alcanzada, la gravedad domina la infiltración y la velocidad de infiltración q ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) viene dado por:

$$q_T = \frac{Q}{\pi r^2} = K_T + \frac{4}{\pi r} \Phi_T$$

Q: Volumen de agua total que pasa a través del disco; K_T : Conductividad hidráulica a un potencial matricial T; T: Subíndice que indican infiltración en estado de equilibrio; r: Radio del disco; Φ_T : Flujo a un potencial de tensión.

Logsdon y Jaynes (1993) usaron la solución analítica de la ecuación anterior basada en una relación particular de conductividad-presión (Gardner, 1958):

$$K(\Psi) = K_s e^{\alpha\Psi} \quad \text{para } \Psi \leq 0 \quad (1)$$

K_s : Conductividad hidráulica saturada ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$)

α : Factor de forma (cm^{-1})

ψ : Tensión aplicada (cm)

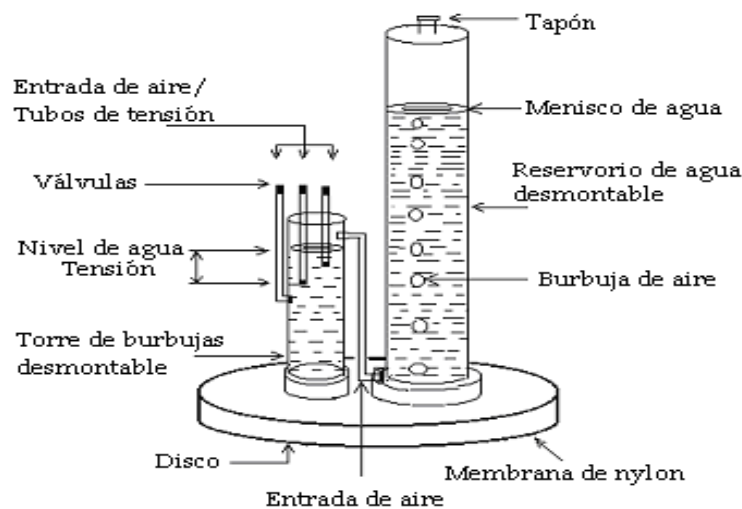


Figura 6.- Infiltrómetro de tensión (Mejía y Minchala, 2003)

El parámetro α se determina de la pendiente de la recta K_s vs. Ψ y es una medida de la capacidad del suelo a absorber agua, es un factor de forma que se deriva en función a la distribución del tamaño de poros (Philip, 1987), su valor tiende a incrementarse desde valores muy bajos en arenas (textura gruesa) a valores altos en arcilla (textura fina).

Consecuentemente, nosotros necesitamos como mínimo dos ecuaciones para resolver los parámetros desconocidos (k_s , α). Los parámetros pueden ser determinados por medida de la infiltración en estado de equilibrio, para al menos dos tensiones. Las desventajas de la ecuación

son que uno asume que la relación de Gardner (1) es apropiada. Sin embargo uno puede limitar la validez de la relación de Gardner para la parte húmeda de la relación entre conductividad – potencial de agua del suelo.

3.2.5 SIMULADOR DE LLUVIA

La necesidad de reproducir bajo condiciones controladas los efectos de la precipitación además del impacto de las gotas de lluvia sobre las propiedades físicas del suelo superficial, y las consecuencias que ello provoca en la infiltración, escorrentía y erosión, condujeron desde hace años al desarrollo de diferentes mecanismos que tratan de simular la lluvia natural. Su escala va desde la formación de unas gotas que caen sobre agregados individuales (McCalla, 1944; Pereira, 1955), hasta modelos de campo (Blackburn et al 1974; Dangler et al, 1975; Meyer 1960; Steinhardt y Hillel, 1966), transportables o montados "in situ", que cubren áreas desde menos de 1m² hasta 100 m². Con ellos se han hecho mediciones principalmente para determinar la infiltración de agua de lluvia (McIntyre, 1958; Moldenhauer y Long , 1964; Steinhardt y Hillel, 1966) y en especial para establecer la erodabilidad de los suelos (Bryan, 1970; Gabriels et al, 1973).

El simulador es un método de campo en el cual el agua se aplica en forma constante reproduciendo lo más fielmente el acontecer de la precipitación. Las gotas son del tamaño de la lluvia y tienen una energía de impacto similar. La diferencia entre precipitación y escorrentía representa la valoración del volumen infiltrado.

Las principales ventajas son: la capacidad de tomar numerosas mediciones rápidamente sin tener que esperar las precipitaciones naturales, por otro lado la posibilidad de trabajar con precipitaciones constantemente controladas, eliminando de ese modo la errática e imprevisible variabilidad de la lluvia natural, además de ser muy útil para determinación de parámetros de infiltración y coeficientes de escorrentía. Es barato y sencillo utilizar un pequeño simulador sobre una parcela de ensayo de unos pocos metros cuadrados.

Todas las desventajas están relacionadas con la magnitud: los simuladores grandes para cubrir parcelas grandes son caros y voluminosos. Las mediciones de la escorrentía y erosión a partir de pruebas con simuladores efectuadas en pequeñas parcelas no pueden extrapolarse a condiciones de campo; es preferible limitarlas a comparaciones para valores relativos de erosionabilidad e infiltrabilidad de diferentes tipos de suelos. Es probable que los simuladores se

vean afectados por el viento; la necesidad de montar parabrisas reduce la ventaja de la simplicidad.

Para nuestro estudio de infiltración no es necesario que las precipitaciones simuladas tengan exactamente las mismas características que la lluvia. En otros estudios puede ser importante que los procesos de erosión no sean distorsionados a causa de que la lluvia simulada sea distinta de la lluvia natural.

Algunos estudios como Shainberg y Letey (1984) y el Ben-Hur y Letey (1989) indicaron que en ausencia del impacto de gota de agua sobre las arcillas la expansión y la dispersión son los dos mecanismos principales que causan reducción de K_s de estos suelos, además la permeabilidad depende de la conductividad hidráulica aparente del suelo.

Al contrario cuando la superficie de suelo esta expuesta al impacto de la gota, la tasa de infiltración es afectada por la formación de un sello (Morin et al 1981); la energía del impacto de la gota hace que la superficie de suelo se estropee y por consiguiente la formación del sellado. En estas condiciones, existe disminución de la tasa de infiltración, aumento de escorrentía y erosión.

La variable que más afecta a la infiltración es sin embargo el tiempo transcurrido desde el inicio de la simulación. Una curva típica de la tasa de infiltración en función del tiempo se presenta en la Figura 1. La velocidad de infiltración decrece con el tiempo y tiende a estabilizarse, la cual se la conoce como velocidad de infiltración básica o final. El valor de la velocidad de infiltración básica se asimila al de la conductividad hidráulica saturada en flujo vertical.

El simulador de lluvia utilizado en los experimentos fue diseñado por Jos Meersmans (K.U.Leuven), su diseño se indica en la Figura 7:

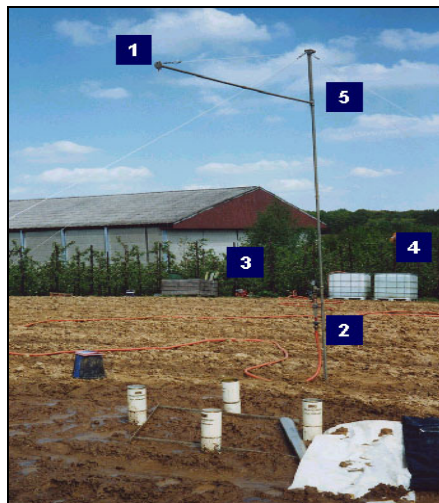


Figura 7.- Simulador de Lluvia

Para la determinación de la infiltración básica se establece un balance hídrico para una lluvia simulada cualquiera y queda la siguiente expresión:

$$P = I + E + V + S$$

P representa la precipitación media total, I es la infiltración, E es la escorrentía superficial, V la interceptación de la vegetación. S es el encharcamiento que reposa en las concavidades del terreno. Los suelos estudiados se caracterizan por ser suelos degradados sin vegetación y las áreas se definirán de manera que no exista encharcamiento superficial, de esta manera el balance quedara así:

$$P = I + E$$

P: Precipitación ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)

I: Infiltración del suelo ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)

E: Escorrentía superficial ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$).

Las principales ventajas de utilizar un simulador son que se puede acelerar la obtención de resultados, controlar la cantidad y tipo de precipitación. La metodología utilizada para la prueba de simulación de resumen en la Tabla 2. Las características del simulador para el estudio en consideración son:

Diámetro de las gotas: 5-6 mm

Altura de caída: 3m

Intensidad de precipitación: $36 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$

Presión del sistema: 0.39 bar

Caudal regulado: $0.2\text{m}^3\cdot\text{h}^{-1}$

	Método	Donde	Cuando (mínimo)
Pendiente de la parcela %		Parcela de simulación	Antes del experimento de simulación de lluvia
Area de la parcela (m ²)		Parcela de simulación	Antes del experimento de simulación de lluvia
Densidad aparente (gr/cm ³)	Usar 3 anillos Kopecky (5 cm), en la superficie a (0-5cm)	Fuera de la parcela de simulación (antes del experimento) Dentro de la parcela de simulación (después del experimento)	Antes y después del experimento de simulación de lluvia
Contenido de humedad volumétrico y gravimétrico %	Utilice muestras de suelo con anillos kopecky, 3 muestras	Fuera de la parcela de simulación (antes del experimento) Dentro de la parcela de simulación (después del experimento)	Antes y después del experimento de simulación de lluvia
Cobertura (%) . Cosecha . Residuos . Mala hierba	Use fotografías en los cuadrantes de la parcela de simulación para estimar % de cobertura en la computadora	Parcela de simulación	Antes del experimento de simulación de lluvia
Intensidad de lluvia (mm.h ⁻¹)	Medición con pluviómetros	Colocar cuatro pluviómetros en los bordes de la parcela	Durante el experimento de simulación de lluvia
Apreciación del encharcamiento (%)	Análisis visual	Parcela de simulación	Cada 5 -10min durante el experimento
Grado de encostramiento (%)	Análisis visual	Parcela de simulación	Cada 5 -10min durante el experimento
Tiempo de comienzo de la escorrentía (min, sg)	Análisis visual		Durante el experimento de simulación de lluvia
Tiempo de escorrentía (min, sg)	Medición del tiempo cada 10cm ³ de incremento hasta tener acumulado 100cm ³ Después mediciones cada 50cm ³ hasta el final del experimento		Durante el experimento de simulación de lluvia
Volumen total de escorrentía	Poner toda la escorrentía en un contenedor grande y medir la escorrentía total al final del experimento		Después del experimento de simulación de lluvia

Tabla 2.- Medición en parcelas con simuladores de lluvia

3.2.5.1 EQUIPO DEL SIMULADOR DE LLUVIA

Los experimentos con simulación de lluvia requieren de un equipo más tecnificado que los métodos tradicionales para determinación de infiltración de suelos, describiremos este equipo fundamentalmente, las diferentes partes del simulador se presentan en la Figura 8.

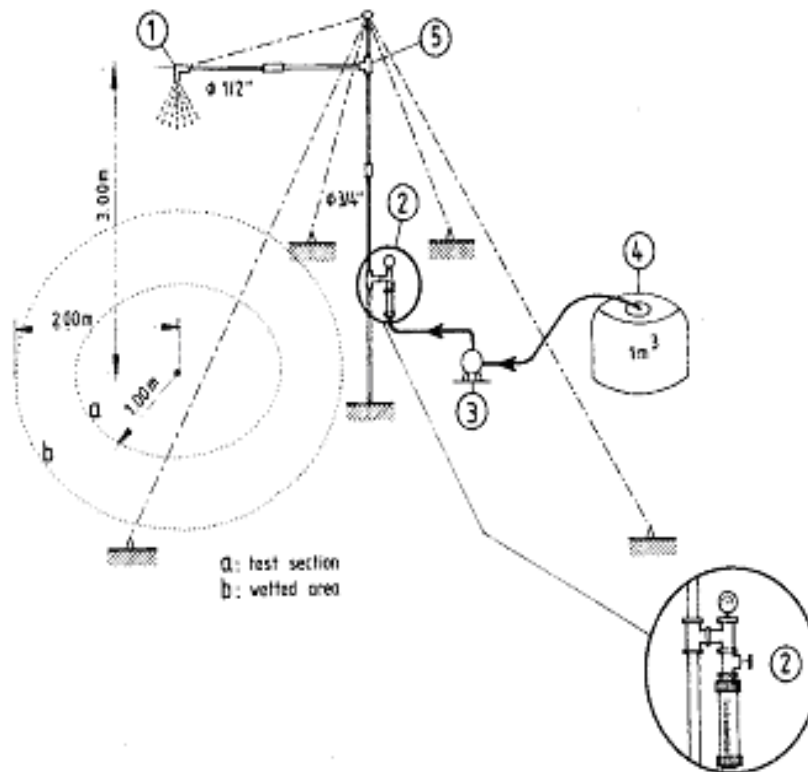


Figura 8.- Equipo del simulador de lluvia

Donde:

1: (Nozzle Lechler 460.788.17.CE) ($36\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)

2: Controlador de flujo (manómetro 0-1 bar, válvula de control, regulador de flujo $0.1\text{-}1\text{m}^3\cdot\text{h}^{-1}$)

3: Bomba de $2.3\text{m}^3/\text{h}$

4: Contenedor de agua con capacidad de 1m^3

5: Armazón del simulador

Además tiene tensores para sujetar el simulador, mangueras, y un generador para el funcionamiento de la bomba.

3.2.6 PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS SUELOS

Cada lugar de prueba está diferenciado por un tipo de suelo, el cual tenemos que caracterizar para determinar las principales propiedades físicas que permitan realizar un adecuado análisis en la búsqueda de posibles relaciones entre estos parámetros y la conductividad hidráulica saturada de los suelos.

Humedad Natural.- El contenido de humedad expresado en sus diferentes formas se determina así:

$$\text{Humedad Volumétrica} \quad \theta_w = V_w / V_t$$

$$\text{Humedad gravimétrica} \quad w = M_w / M_s$$

θ_w : Humedad volumétrica ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) V_w : Volumen de Agua (cm^3)

V_t : Volumen total de suelo (cm^3) w : Humedad gravimétrica ($\text{gr} \cdot \text{gr}^{-1}$)

M_w : Masa de agua (gr) M_s : Masa de suelo (gr)

Densidad Aparente.- Refleja la masa de una unidad de volumen de suelo seco y no perturbado, para que incluya tanto a la fase sólida como a la gaseosa englobada en ella.

$$\rho_t = M_s / V$$

ρ_t : Densidad aparente ($\text{gr} \cdot \text{cm}^{-3}$)

M_s : Masa de suelo seco (gr)

V : Volumen (cm^3)

Textura.- Se refiere al tamaño de partículas que contiene el suelo. La distribución proporcional de los diferentes tamaños de partículas minerales determina la textura de un suelo determinado, pudiendo ser arcilloso, limoso, arenoso o una combinación de ellos, la distribución de tamaños se realizarán en un laboratorio especializado.

Relación de Vacíos.- Es la relación entre los vacíos de la muestra y el volumen de suelo seco

$$e = V_v / V_s$$

e : Relación de vacíos ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)

V_v : Volumen de vacíos (cm^3)

V_s : Volumen de sólidos (cm^3)

Porosidad.- La porosidad del suelo viene representada por el porcentaje de vacíos existentes en el mismo frente al volumen total. La porosidad depende de la textura, de la estructura y de la actividad biológica del suelo.

$$P = e / (1+e) \times 100$$

P: Porosidad (%)

e: Relación de vacíos ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)

Materia Orgánica.- La materia orgánica es esencial para la fertilidad y la buena producción agrícola. Los suelos sin materia orgánica son suelos pobres y de características físicas inadecuadas para el crecimiento de las plantas, su valoración se realizara en un laboratorio especializado.

CAPITULO 4

4. RESULTADOS

La determinación de la capacidad de infiltración de los suelos así como de la conductividad hidráulica saturada resultan ser parámetros fundamentales para los estudios de hidrología y su valoración depende ciertamente del método que se vaya a utilizar, cada metodología tiene su propia base científica y sin embargo varían en resultados.

Se han seleccionado como hemos dicho siete lugares caracterizados por un suelo con presencia de degradación considerable, prácticamente no existe capa de suelo arable, uno de los lugares de prueba se ilustra en la Figura 9.



Figura 9.- Sector de Quingeo Alto

La metodología seguida en la investigación nos proporciona tres replicas de cada uno de los cinco métodos, es así como esto nos permitirá realizar un análisis estadístico y valorar a cada uno de ellos.

Los experimentos de la cuenca del Jadán han sido realizados en los lugares que se indican en la Tabla 3.

Lugar	Coordenadas UTM		ms.n.m
	X	Y	Cota
Cuesta de Gallón	731023	9669863	2700
Guarango	731725	9665341	2740
Quingeo Bajo	732238	9665155	2760
Quingeo Alto	732408	9665172	2800
Monjas	731979	9670870	2780
Mosquera	729514	9671180	2810
San Miguel	728575	9669760	2940

Tabla 3.- Características generales de los sitios de experimentación

4.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LOS SUELOS

En cada lugar seleccionado se ha extraído una muestra de suelo como paso inicial del análisis, se han obtenido los valores correspondientes a textura, materia orgánica y pH, la Tabla 4 resume los resultados.

LUGAR	pH	%MO	%Arena	%Limo	%Arcilla	Clasificación
Cuesta de Gallón	7.10	0.01	36	32	32	Franco- Arcilloso
Guarango	7.50	0.01	40	28	32	Franco- Arcilloso
Quingeo Bajo	6.50	1.00	36	26	38	Franco- Arcilloso
Quingeo Alto	7.10	0.03	40	32	28	Franco- Arcilloso
Monjas	4.20	1.90	22	28	50	Arcilloso
Mosquera	5.10	0.01	56	22	22	Franco- Arcillo- Arenoso
San Miguel	5.60	0.01	36	34	30	Franco- Arcilloso

Tabla 4.- Caracterización de los suelos

Los suelos se han clasificado como franco arcilloso en su mayoría (Figura 10), y el contenido de materia orgánica es muy bajo para todos los suelos, como signo de suelos de pobre fertilidad y carentes de estructura.

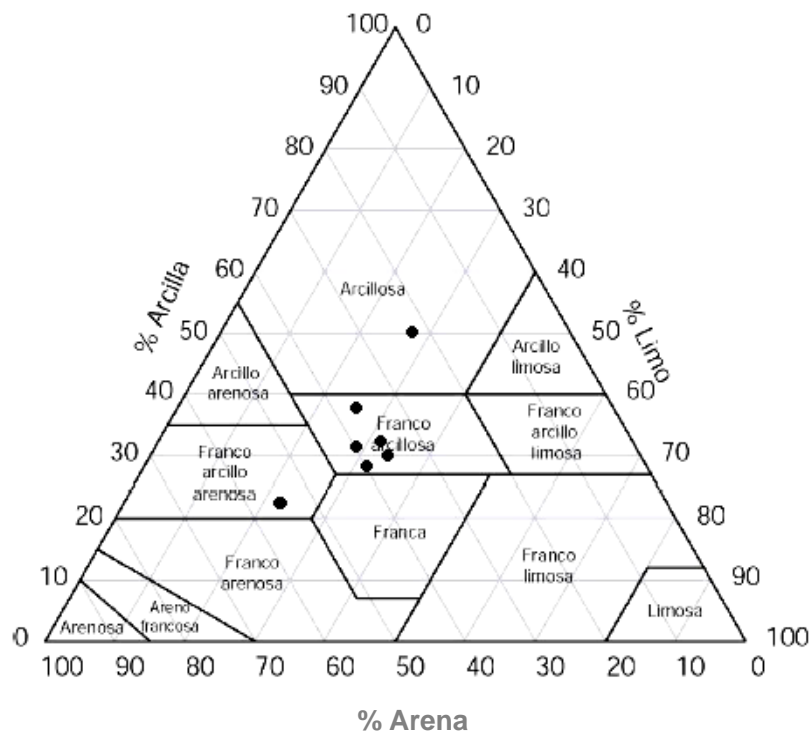


Figura 10.- Triangulo de texturas del departamento de Agricultura de los Estados Unidos (Soil Survey Staff, 1975)

En un análisis adicional determinamos la densidad aparente del suelo así como las características de porosidad de los mismos, estos nos permitirán buscar una relación entre conductividad hidráulica y propiedades físicas de los suelos, la Tabla 5 ilustra estos parámetros.

Lugar	ρ_t gr.cm ⁻³	θ %	ω %	e	P %
Cuesta de Gallón	1,32	47,88	35,90	0,99	49,67
Guarango	1,33	47,48	35,36	0,97	49,33
Quingeo Bajo	1,44	44,76	30,92	0,83	45,37
Quingeo Alto	1,34	34,17	25,37	0,97	49,18
Monjas	1,48	42,54	28,57	0,78	43,81
Mosquera	1,55	38,10	24,37	0,69	41,00
San Miguel	1,45	36,79	25,10	0,80	44,69

Tabla 5.- Propiedades hidrofísicas de los suelos degradados

La densidad aparente presenta valores mayores a 1.3gr.cm⁻³ como indicación del elevado contenido de arcilla, y la porosidad varia en rangos de 40 al 50% para todos los suelos, esta variación pequeña no permitiría determinar si existe una relación de estas propiedades y el valor de conductividad hidráulica saturada.

Una vez caracterizados los suelos, el análisis referente a conductividad hidráulica saturada se realizará en base a suelos con similitud de propiedades físicas. En este caso cinco suelos poseen características de textura semejantes (Franco Arcilloso), densidad aparente entre 1.32 y 1.44gr/cm³ además el contenido de materia orgánica <1%, y nos servirán para la determinación de los objetivos planteados en este proyecto.

4.2 ANÁLISIS DE PRUEBAS DE ESTIMACIÓN DE Ks

A partir de cada método empleado se estimó el valor de Ks, como se detalla en la información obtenida en el campo¹. El resumen de resultados obtenidos para cada uno de los métodos se indica en la Tabla 6.

	Permeámetro de carga constante	Infiltrómetro de Tensión	Doble Anillo	Pozo Invertido	Simulación de Lluvia
Lugar	mm.h⁻¹	mm.h⁻¹	mm.h⁻¹	mm.h⁻¹	mm.h⁻¹
Cuesta de Gallón	9.2	20.66	5.6	8.2	14.6
	19.6	12.93	10.8	9.7	23.5
	11.9	5.38	7.4	10.9	18.4
Guarango	0	16.56	19.2	11.9	17.2
	0	22.05	9.3	3	21.2
	0	18.9	0.6	26.9	3.8
Quingeo Bajo	0.4	14.55	10.1	10.1	26.5
	0.4	22.18	10.3	12.1	15.6
	0.1	20.85	10.5	8.3	23.0
Quingeo Alto	5.1	14.1	7.8	2.3	20.2
	2.4	19.6	2.9	4.2	19.8
	1.4	11.41	5.4	3.8	12.1
Monjas	0	4.08	0	6.2	0
	0.9	11.7	1.6	10.4	9.8
	3.8	11.65	0	7.4	0
Mosquera	1.8	29.9	29.8	26.2	29.2
	2.8	18.4	18.3	19.2	14.9
	1.9	13.28	27.8	21.5	22.5
San Miguel	0	17.57	3.5	6.5	10.5
	0	18.61	2.5	6.1	20.5
	0	21.22	2.1	15.1	11.0

Tabla 6.- Resumen de pruebas de infiltración, valores de conductividad hidráulica saturada

A partir del análisis de suelos, cinco localidades presentan semejanza en sus propiedades físicas y por tanto su interpretación en conjunto es pertinente (excepto Monjas y Mosquera), la Figura 11 presenta todos los valores determinados de conductividad hidráulica saturada para estos cinco lugares y se indica la media para cada uno de los métodos.

¹ Coello 2005. Información de campo para el análisis de los métodos de estimación de Ks en suelos degradados

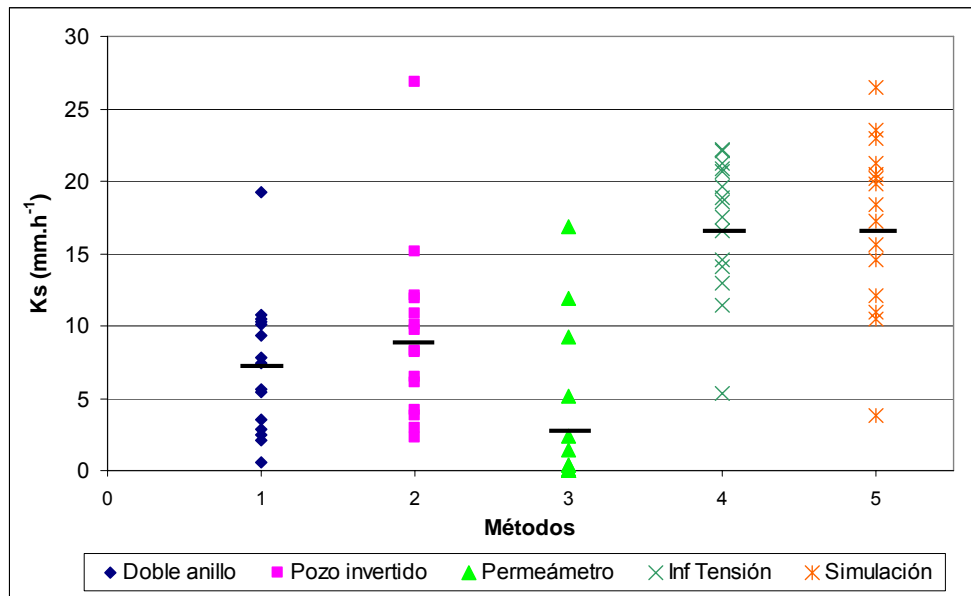


Figura 11.- Total de pruebas realizadas para cada método de estimación de Ks

Los valores promedio de Ks para cada lugar y cada metodología puede ser representado en un grafica que revele el comportamiento de este parámetro, la Figura 12 muestra la variabilidad de resultados obtenidos en cada uno de los lugares

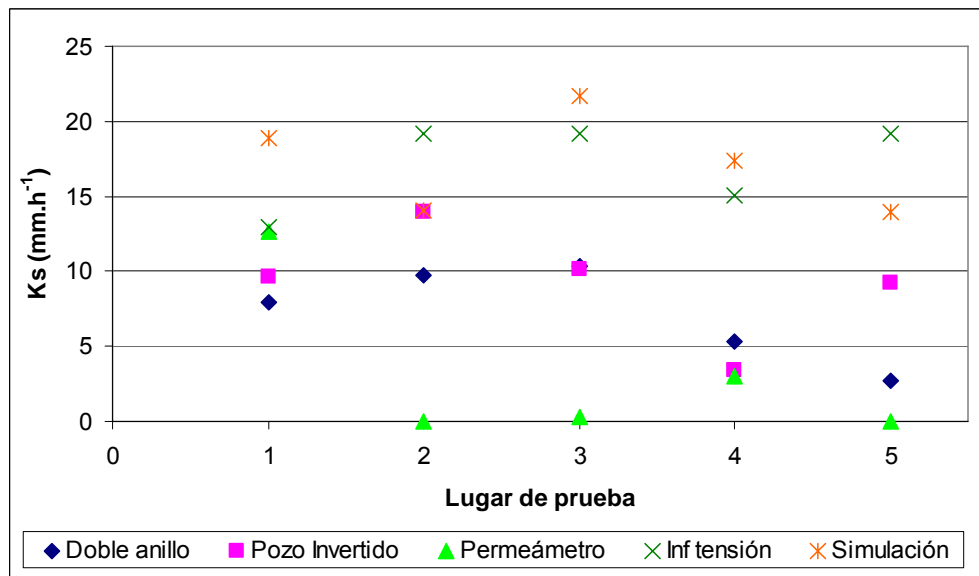


Figura 12.- Valores medios de conductividad hidráulica para cada uno de los lugares de experimentación evaluados con diferente metodología

Se puede apreciar como en la Figura 12 tanto la simulación, como el infiltrómetro de tensión determinan valores de conductividad más altos que los otros métodos, así el permeámetro de carga constante revela valores mínimos de Ks.

La gráfica 13 presenta los valores de Ks encontrados en cada una de las localidades de análisis, evaluando su ubicación geográfica dentro de la cuenca del Jadán.

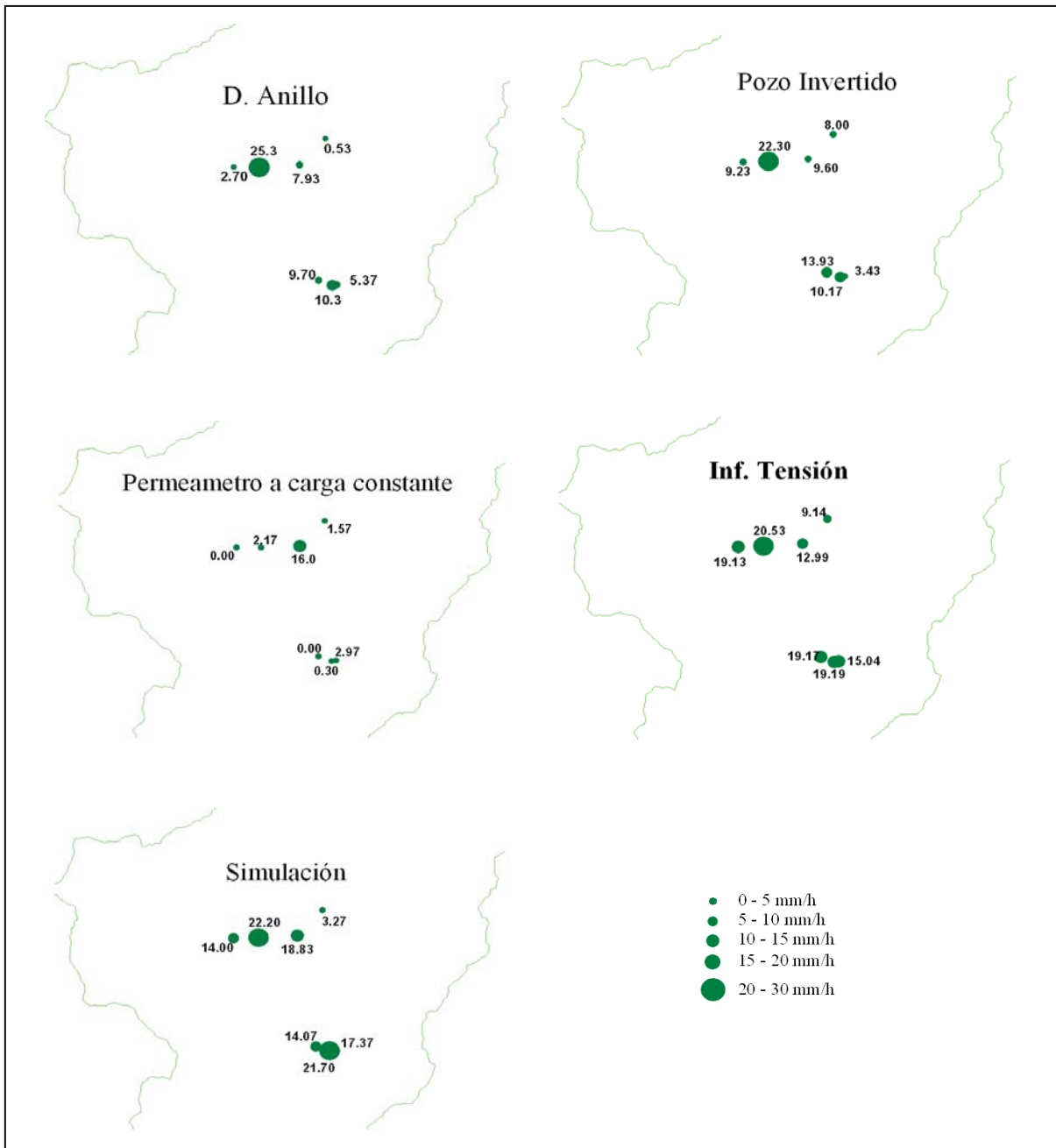


Figura 13.- Ubicación geográfica y medias de Ks para las diferentes localidades y por métodos de estimación

4.2 Análisis de Frecuencias

Las frecuencias de ocurrencia para rangos de Ks se indican en la Tabla 7 y la Figura 14

Doble anillo		Pozo invertido		Permeámetro de carga constante		Infiltrómetro de tensión		Simulación de lluvia	
67%	<10	60%	<10	87%	<10	7%	<10	7%	<10
26%	10-15	26%	10-15	7%	10-15	26%	10-15	26%	10-15
7%	15-20	7%	15-20	6%	15-20	33%	15-20	27%	15-20
0%	>20	7%	>20	0%	>20	34%	>20	40%	>20

Tabla 7.- Índices de frecuencia para valores de conductividad hidráulica saturada

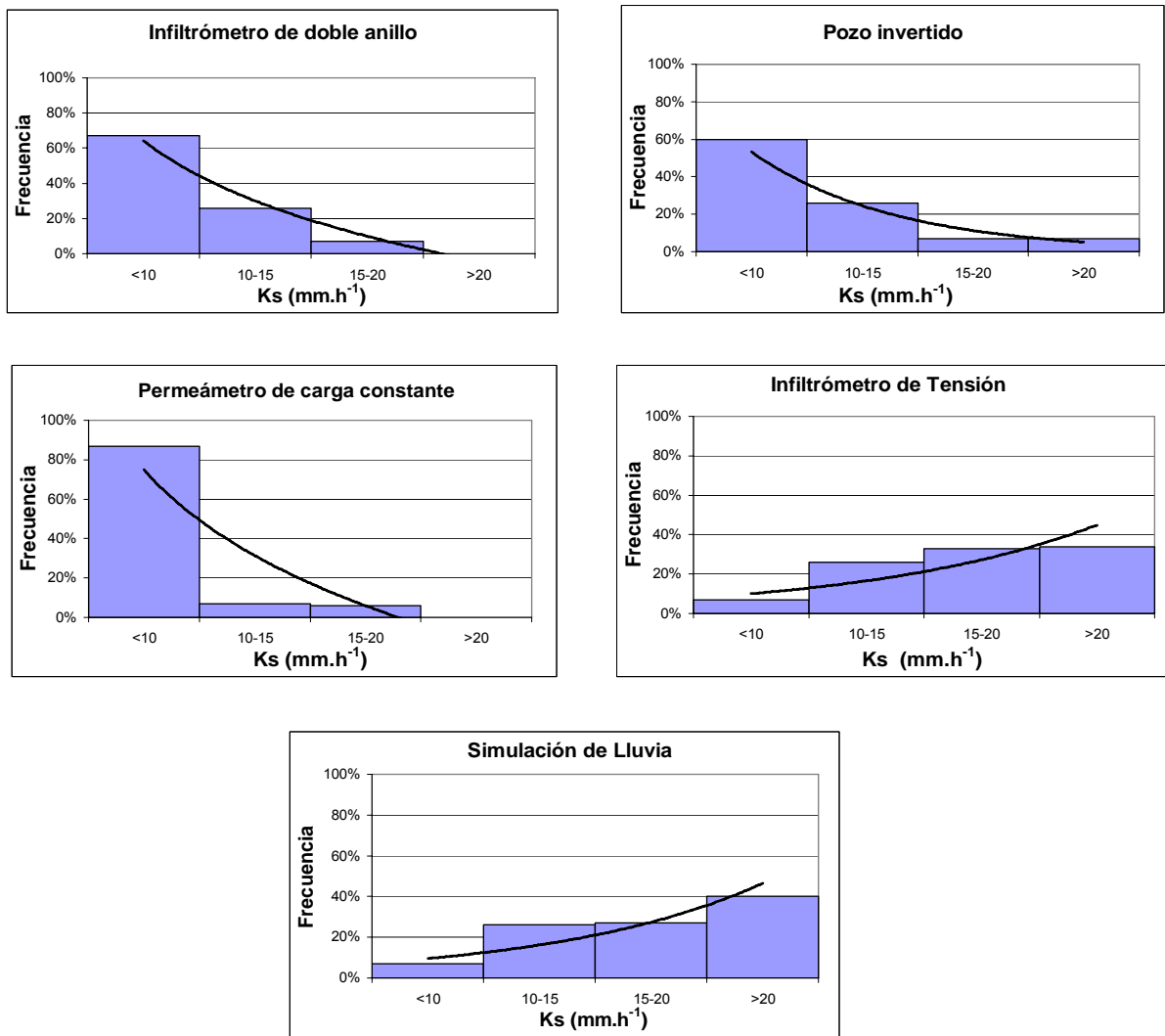


Figura 14.- Frecuencias de ocurrencia para los diferentes métodos de estimación de Ks

Las gráficas de frecuencias muestran una íntima relación entre los métodos pozo invertido y doble anillo, con una distribución asimétrica a la derecha, mientras que la simulación de lluvia y el infiltrómetro de tensión muestran otro tipo de tendencia con asimetría hacia la izquierda.

La simulación de lluvia es el método de mayor interés en el análisis debido a que esta técnica no ha sido utilizada para este propósito, su utilización presume ser mas realista al momento de caracterizar la lluvia y las propiedades de infiltración, en esta metodología se involucran más variables a considerar, como la pendiente, vegetación, intensidad de lluvia y área. El resumen de resultados se indica en la Tabla 8.

SIMULACION DE LLUVIA						
Plot	Lugar	Area	Infiltración Básica	Intensidad	Pendiente	Vegetación
#		m ²	mm.h ⁻¹	mm.h ⁻¹	%	%
1	C. de Gallón	0,82	14,6	37,5	22	0
2	C. de Gallón	0,84	23,5	38,9	18	0
3	C. de Gallón	0,9	18,4	39,5	15	0
4	Guarango	0,73	17,2	40,6	20	40
5	Guarango	0,81	3,8	37,7	25	10
6	Guarango	0,71	19,2	32,2	22	50
7	Quingeo bajo	0,83	23	44,6	16	0
8	Quingeo bajo	0,82	15,6	42,4	18	0
9	Quingeo bajo	0,8	26,5	45,4	20	0
10	Quingeo alto	0,81	20,2	41,9	15	0
11	Quingeo alto	0,74	19,8	42,1	18	0
12	Quingeo alto	0,77	12,1	44,3	15	5
13	Monjas	0,9	0	33,7	18	25
14	Monjas	0,88	9,8	42,4	15	30
15	Monjas	0,83	0	44,2	25	0
16	Mosquera	0,69	14,25	37,4	16	0
17	Mosquera	1	29,2	40,6	22	40
18	Mosquera	0,8	22,5	52,5	20	0
19	San Miguel	0,85	10,5	40,7	24	0
20	San Miguel	0,72	19,1	47,5	25	30
21	San Miguel	0,81	11	38,5	20	0

Tabla 8.- Pruebas de simulación de lluvia en los estudios de infiltración

Es también importante mencionar que se describió cada una de las parcelas de simulación en cuanto tiene que ver con el contenido superficial de piedras y al encharcamiento que se producía durante el experimento, por una parte el contenido de piedras fue de aproximadamente del 10 al 25% de área total, el tamaño de estas fue menor a los 5mm, las cuales proporcionaron una alta rugosidad que impedían la generación rápida de escorrentía. Por otro lado el encharcamiento fue mínimo, no se observo agua retenida durante los experimentos.

4.3 ESTADISTICOS PARA PRUEBAS INDIVIDUALES

Se estableció adicionalmente para todos los valores determinados de Ks correspondientes a cada método sus medidas de tendencia central y dispersión, la Tabla 9 indica los valores

medios, máximos, mínimos y desviación estándar de las muestras para los cinco lugares de estudio.

ESTADISTICOS PARA PRUEBAS INDIVIDUALES					
	Doble Anillo	Pozo Invertido	Permeámetro de carga constante	Infiltrómetro de Tension	Simulación de Lluvia
Máximo	19,20	26,90	16,90	22,18	26,50
Mínimo	0,60	2,30	0,00	5,38	3,80
Media	7,20	9,27	3,19	17,10	17,19
Desviación STD	4,78	6,13	5,30	4,70	5,99
Mediana	7,40	8,30	0,40	18,61	18,40

Tabla 9.- Estadísticos para pruebas individuales (mm.h^{-1})

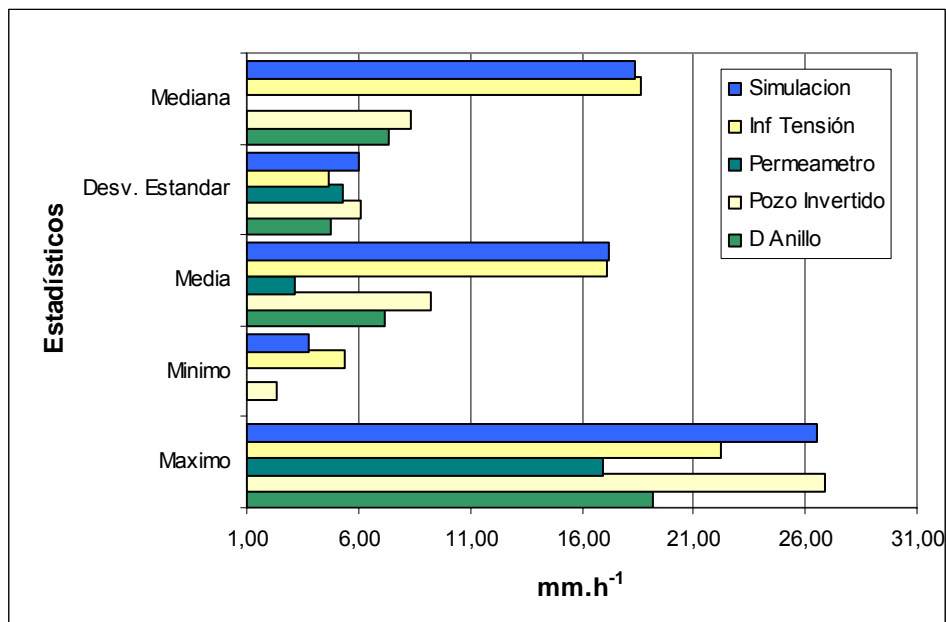


Figura 15.- Parámetros estadísticos para los métodos utilizados

El análisis preliminar de cada uno de los métodos nos permite tener algunas conclusiones generales, la Figura 15, en primer lugar muestra que los métodos de doble anillo y pozo invertido presentan medias muy semejantes, así mismo el infiltrómetro de tensión como la simulación de lluvia están muy relacionadas, mientras el permeámetro de carga constante no revela buenos resultados de K_s , es debido al tipo de suelo arcilloso (Ritzema, 1994) que es el limitante para la determinación de este parámetro por esta metodología.

El método que presenta menor desviación estándar de las muestras es el infiltrómetro de tensión, mientras que el pozo invertido muestra mayor dispersión en los resultados. Como se presentan los datos es necesario realizar un análisis estadístico más profundo y determinar si existen diferencias o no entre los métodos de estimación de K_s .

4.5 ANÁLISIS KRUSKAL-WALLIS Y MANN-WHITNEY-WILCOXON

La Figura 16 ilustra el diagrama de caja para todos los métodos de estimación de conductividad hidráulica saturada con sus respectivos valores, los métodos pozo invertido y permeámetro de carga constante presentan puntos fuera del rango, y se visualiza que dichas muestras no tienen a una distribución normal, por este motivo el análisis estadístico a utilizar serán pruebas no paramétricas de análisis de medianas de Kruskal y Wallis (1952), Mann y Whitney (1947), Wilcoxon (1945) para determinar si existen diferencias significativas entre los diferentes métodos y cuales de ellos están relacionados entre sí, utilizando un nivel de significancia del 5%. La mediana viene a constituirse como el estadístico más robusto para el análisis, en vista de la frecuencia asimétrica de las distribuciones

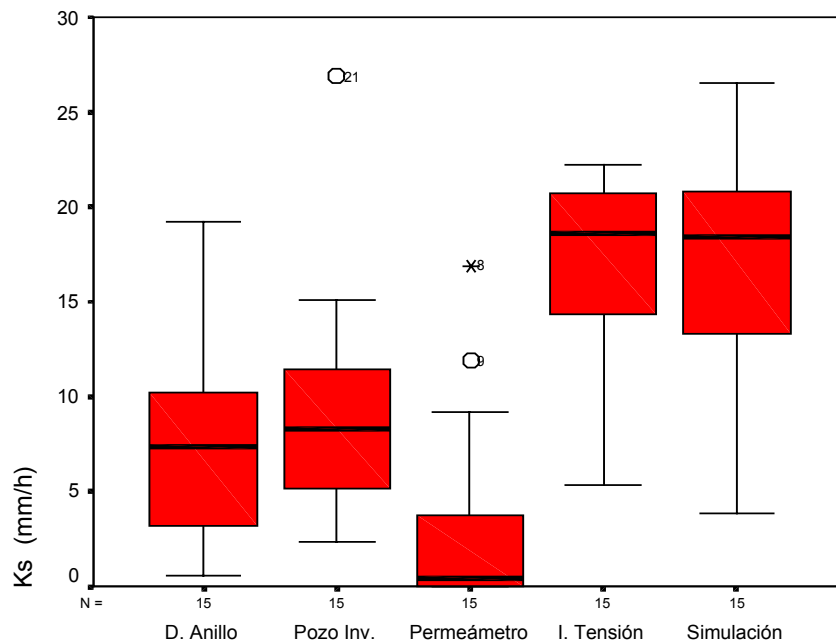


Figura 16.- Diagrama de caja para los diferentes resultados de conductividad hidráulica evaluada por los diferentes métodos

Las hipótesis nula y alternativa en que se basan estos estadísticos son:

H_0 : Las k medianas son todas iguales

H_1 : Al menos una de las medianas es diferente

Ejecutando el paquete disponible del programa SPSS para pruebas no paramétricas y utilizando las pruebas de Kruskal- Wallis para un numero cualquiera de poblaciones y Mann-Whitney-Wilcoxon para comparación entre dos poblaciones (Anexo A) se obtiene el resultado que se presenta en la Tabla 10.

Prueba de Kruskal-Wallis							
Método	N	Rango promedio	Chi-cuadrado	gl	Sig. asintót.		
D. Anillo	15	28,13	41,75	4,0	0,0000		
Pozo Invertido	15	34,20					
Permeámetro de carga constante	15	14,90					
Inf Tensión	15	58,53					
Simulación de Lluvia	15	58,23					
Prueba no paramétrica: Prueba de Mann-Whitney- Wilcoxon							
METODO	N	Rango promedio	Suma de rangos	U de Mann-Whitney	W de Wilcoxon	Z	Sig. asintót. (bilateral)
Doble Anillo	15	137,0	205,5				
Pozo Invertido	15	17,3	259,5	85,5	205,5	-1,12	0,263
Doble Anillo	15	20,0	300,0				
Permeámetro de carga constante	15	11,0	165,0	45,0	165,0	-2,81	0,005
Doble Anillo	15	9,2	138,0				
Inf. Tensión	15	21,8	327,0	18,0	138,0	-3,92	0,000
Doble Anillo	15	9,23	138,5				
Simulación de Lluvia	15	21,77	326,5	18,5	138,5	-3,90	0,000
Pozo Invertido	15	20,4	306,5				
Permeámetro de carga constante	15	10,6	158,5	38,5	158,5	-3,08	0,001
Pozo Invertido	15	10,1	151,0				
Inf. Tensión	15	20,0	314,0	31,0	151,0	-3,38	0,001
Pozo Invertido	15	10,4	156,0				
Simulación de Lluvia	15	20,6	309,0	36,0	156,0	-3,17	0,001
Permeámetro de carga constante	15	8,6	129,0				
Inf. Tensión	15	22,4	336,0	9,0	129,0	-4,31	0,000
Permeámetro de carga constante	15	8,7	131,0				
Simulación de Lluvia	15	22,3	334,0	11,0	131,0	-4,23	0,000
Inf. Tensión	15	15,4	231,0				
Simulación de Lluvia	15	15,6	234,0	111,0	231,0	-0,06	0,950

Tabla 10.- Estadísticos Kruskal- Wallis y Mann-Whitney-Wilcoxon

Claramente se observa en los diagramas de caja que no existe relación entre métodos y aun más el permeámetro de carga constante que no se asemeja a ninguno. Así los resultados lo confirman a un nivel de significancia del 5% para la prueba de Kruskal-Wallis que existe suficiente evidencia estadística para rechazar la hipótesis nula ($p = 0.000$ menor al nivel 0.05 de significancia) y aceptamos la hipótesis alternativa que al menos un método difiere significativamente de los demás, posteriormente el análisis entre par de métodos mediante Mann-Whitney-Wilcoxon revela que no existe diferencias significativas entre los métodos doble anillo y pozo invertido ($p = 0.263$ mayor al nivel 0.05 de significancia), de la misma manera se

determina la igualdad entre los métodos de infiltrómetro de tensión y simulación de lluvia ($\rho = 0.950$ mayor al nivel 0.05 de significancia), para las demás combinaciones existe evidencia estadística que rechaza la igualdad entre pruebas así los valores de ρ muy inferiores a 0.05.

4.6 RELACION AREA SUPERFICIAL VS. METODOS DE ESTIMACION DE K_s

Uno de los objetivos centrales del proyecto es determinar el tamaño representativo de la muestra de suelo, para nuestro análisis se ha considerado el área superficial sometida a los experimentos para cada una de las pruebas, está claro que ésta sección varia desde muy pequeña (permeámetro de carga constante) hasta cerca de 1m^2 (simulador de lluvia).

En este sentido intentaremos ajustar los valores de conductividad hidráulica saturada para cada método y relacionarlo con el área superficial involucrada para determinar el tamaño elemental para este tipo de suelo. La Tabla 11 muestra los valores de las medianas respectivas de K_s y el área estimada para cada metodología.

	Permeámetro de carga constante	Inf. Tensión	D. Anillo	Pozo Invertido	Simulador de Lluvia
K_s (mm.h^{-1})	0.40	18.6	7.40	8.30	18.40
Área superficial (cm^2)	19.63	132.7	490	1131	8100

Tabla 11.- K_s vs. Área superficial

La Figura 17 indica la relación existente entre los cinco métodos de estimación, la curva a sido graficada a escala logarítmica debido al rango grande entre medidas de superficies, se aprecia que el método de infiltrómetro de tensión esta fuera de un posible ajuste, los demás métodos parecen si ajustarse a nuestro propósito, se procederá entonces a separar este método y verificar si es posible determinar una superficie elemental.

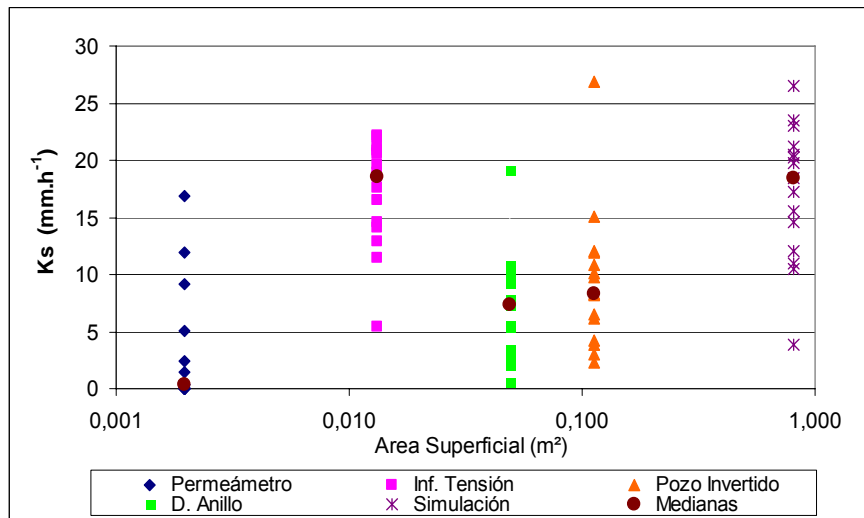


Figura 17.- Relación área vs. conductividad hidráulica saturada para cinco métodos de estimación de Ks

La conductividad hidráulica saturada muestra para los cuatro métodos, tienen una relación directa con el área superficial para su estimación, es así que el ajuste es adecuado respecto de las medianas de Ks para cada metodología. La Figura 18 graficada a escala logarítmica muestra la relación lineal del ajuste realizado.

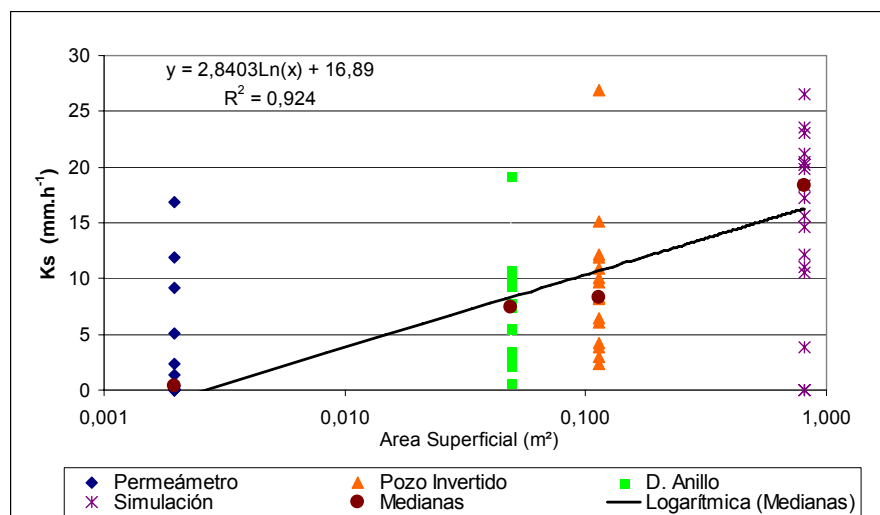


Figura 18.- Relación área vs. conductividad hidráulica saturada para cuatro métodos de estimación de Ks, eje X a escala logarítmica

Para tener una mejor visualización, se indica en la Figura 19 el ajuste logarítmico a escala normal, se aprecia como a superficies mayores, la conductividad es mas elevada hasta alcanzar una tasa casi constante que puede definir al tamaño elemental, la superficie de la simulación de lluvia para suelos degradados con áreas mayores 0.75 m² determinaría el área superficial elemental para su estimación.

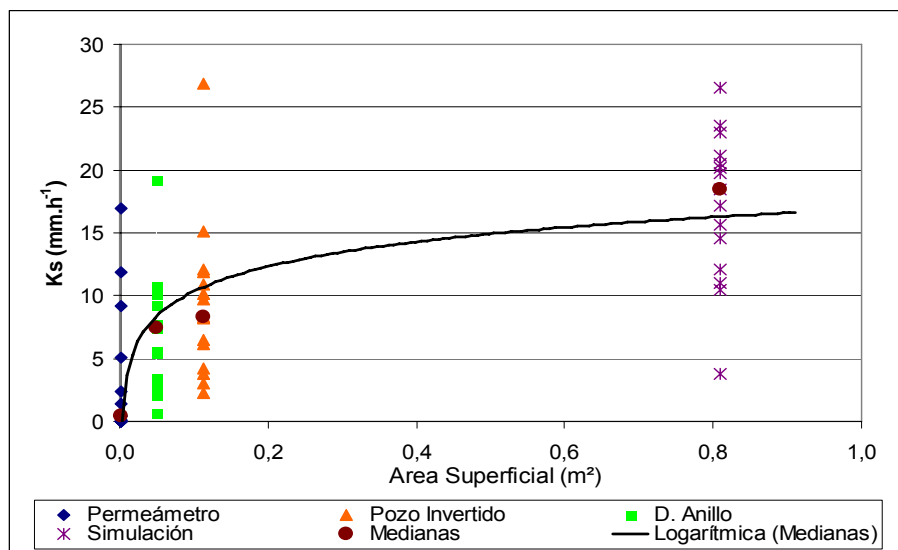


Figura 19.- Relación área vs. conductividad hidráulica saturada para cuatro métodos de estimación de Ks

La función que determina el valor de Ks para diferentes áreas de experimentación en suelos degradados con características franco arcillosas, se puede determinar con la expresión:

$$Ks = 2.84\ln(x) + 16.89$$

x: Área Superficial de la prueba (m²)

Ks: Conductividad hidráulica saturada (mm.h⁻¹)

Al estar relacionados los métodos del infiltrómetro de tensión como la simulación de lluvia, se concluye que ambos métodos determinan Ks de manera confiable, sin embargo el infiltrómetro de tensión no depende del tamaño de la muestra convirtiéndose en una metodología segura para caracterizar este parámetro.

4.7 ANÁLISIS Ks VS. PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO

El valor de conductividad hidráulica saturada de los suelos por lo general está relacionado con alguna de las propiedades físicas de suelo del cual están afectadas en su magnitud, los principales factores que deben considerarse como influyentes en el valor de Ks son: la porosidad, densidad aparente y materia orgánica, sin embargo estos factores presentan un rango muy pequeño de variación para el mismo suelo (Tablas: 4 y 5) como para realizar un análisis, sin embargo la textura puede ser un referente para encontrar una relación existente con Ks.

4.7.1 Ks VS. % ARCILLA

Según la Figura 20 la relación de la textura, fundamentalmente con su contenido de arcilla contra Ks demuestra ser inverso, a mayor contenido de arcilla la conductividad hidráulica saturada presenta un valor menor, todos los métodos presentan esa tendencia mas no una relación. La textura si es un factor que influye en el valor de Ks.

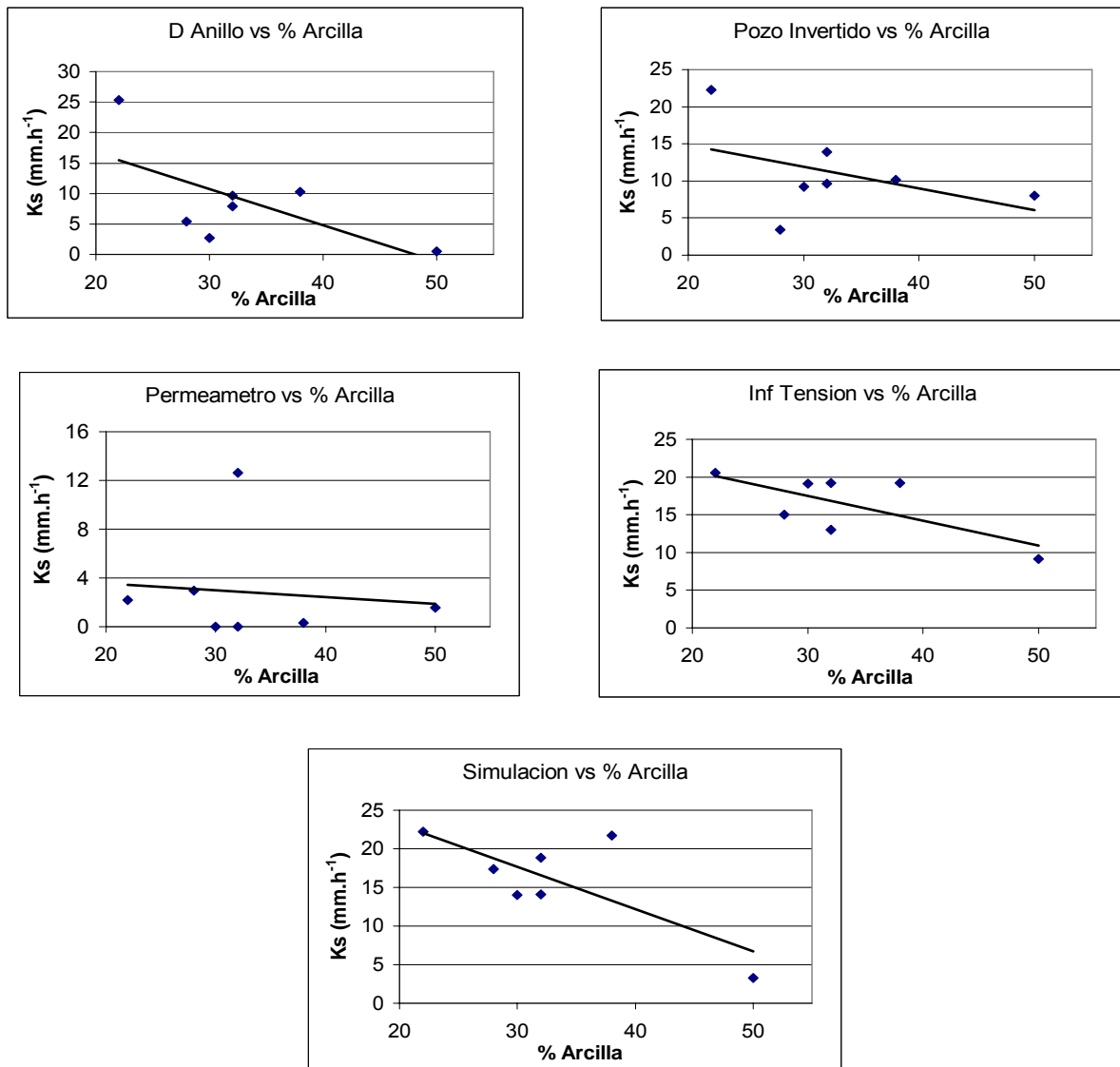


Figura 20.- Relación Ks vs. % de Arcilla

Un análisis por inspección para el contenido de arena presenta igual una tendencia inversa, a mayor contenido de arena en los suelos la conductividad hidráulica saturada se incrementa.

CAPITULO 5

5. CONCLUSIONES

La conductividad hidráulica saturada de los suelos degradados es un parámetro muy difícil de estimar bajo condiciones seguras y confiables, los métodos de estimación se alejan de predecir fielmente su medida a punto que cada metodología presenta sus propias limitaciones.

El método del infiltrómetro de tensión revela ser el método más adecuado para la determinación de K_s de los suelos degradados, debido a que no depende del área superficial que involucra a las pruebas, su determinación es sencilla, rápida y no requiere de equipo externo, como lo es la simulación de lluvia. Con una buena utilización de este equipo se pueden obtener excelentes resultados en este tipo de suelo.

La superficie elemental para estimaciones de conductividad hidráulica saturada de suelos degradados ha sido estimada para valores mayores de $0.75m^2$, esto significaría que solo la simulación de lluvia es favorable para las condiciones de dependencia del área superficial, los demás métodos subestiman el valor de K_s para estos suelos.

La simulación de lluvia presenta condiciones mucho más favorables de estimación de capacidad de infiltración de los suelos que los otros métodos, la lluvia es la causa natural que produce las condiciones que controlan la infiltración, los otros métodos no consideran aspectos importantes como el impacto de la gota de agua, la cobertura vegetal que tiene un rol preponderante en la infiltración, la pendiente del terreno y la intensidad de lluvia, etc. Quizá el duro trabajo que se necesita para transportar el simulador, la mano de obra necesaria y los riesgos de funcionamiento del equipo lo hace un método con muchas limitaciones para el trabajo en el campo.

Los métodos pozo invertido y doble anillo valoran la conductividad horizontal y vertical respectivamente, al estar relacionado estos métodos podemos decir que la conductividad hidráulica es similar en ambas direcciones, el suelo presenta características homogéneas en su estructura.

El Permeámetro de carga constante al ser un método de laboratorio, estima la conductividad hidráulica saturada al nivel de matriz del suelo, esta es la causa para no predecir fielmente esta propiedad en los suelos degradados, la conductividad hidráulica saturada estimada de acuerdo a

su mediana es de $0.40\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$, la razón se debe a que son muy compactos y duros con alto contenido de arcilla en su textura y sin materia orgánica, no se considera la presencia de grietas, actividad de microfauna, macroporos, y por esta razón los valores de conductividad en muchos casos son cero en contraste con la estimación realizada con los otros métodos.

Solo con la textura del suelo fue posible relacionar con al conductividad hidráulica saturada, debido a que las otras propiedades como porosidad y densidad aparente debían ser determinadas de acuerdo al área superficial de la cada una de las pruebas, el contenido de arcilla revela una relación inversa con K_s para cada lugar, a mayor contenido de arcilla es menor el valor estimado de conductividad hidráulica saturada.

Este proyecto nos enseña que la conductividad hidráulica saturada es influenciada por las características del suelo y el tamaño de la muestra, cada método de estimación considera factores de suelo diferentes, en casos como el infiltrómetro de doble anillo, la simulación y pozo invertido tienen una fuerte dependencia de los macroporos, grietas y fisuras así como de posible actividad de microfauna; el método de carga constante no evalúa dichos factores y considera simplemente la microporosidad, según sea su aplicación es importante reconocer que metodología se va a aplicar para un propósito en particular, los suelos degradados son pobres en estructura, además de infértiles sin contenido de materia orgánica. Un análisis en otras condiciones de suelo puede revelar claramente la eficiencia de uno u otro método.

CAPITULO 6

6. RECOMENDACIONES

Este estudio consideró el análisis de las propiedades hidrofísicas de suelos con características degradadas, los mismos que no tienen importancia en las actividades agrícolas debido a la poca fertilidad, ausencia de materia orgánica y a la falta de estructura de los suelos, que no permiten el desarrollo de la producción, por esta razón es importante, caracterizar el parámetro de conductividad hidráulica saturada en suelos de cultivos, de tal forma que la investigación permita el aprovechamiento de la información para proyectos de desarrollo.

Esta investigación puede ser la base para un estudio profundo de las características de los suelos degradados en la importancia que tienen estos en la erosión y el posterior aporte de sedimentos; por otro lado puede ayudar a un análisis de si es necesario o no recuperar las características físicas de estos suelos para que sean aprovechados en el futuro.

Los estudios de simulación han sido muy importantes para la caracterización no solo de la capacidad de infiltración de los suelos, sino también en la obtención de índices de escorrentía, en otros estudios se puede utilizar la simulación para evaluar la erosión, debido a que este experimento cuantifica también la tasa de sedimentos que son aportados por la parcela de simulación, utilizando una intensidad de lluvia adecuada para este estudio la simulación es un buen referente y un método adecuado para evaluar la pérdida de suelo a escala de parcela.

La base de datos determinada en este proyecto para caracterizar la conductividad hidráulica saturada puede ser utilizada para otros objetivos y propósitos, p.e. determinar la influencia de la pendiente y el porcentaje de vegetación de la parcela de simulación para estudios de infiltración y escorrentía (obtención de números de curva).

Se recomienda realizar la verificación de la función encontrada entre conductividad hidráulica saturada y el área superficial del experimento, esta verificación permitirá confirmar la validez de la expresión y su grado de importancia en el estudio de suelos degradados.

Para una mejor caracterización del rango del valor de K_s en modelos hidrológicos y de erosión para suelos degradados se recomienda utilizar el método de infiltrómetro de tensión por su sencillez y su buen poder de predicción de K_s .

CAPITULO 7

7. REFERENCIAS

- Allison, F.E. 1947. Effect of microorganisms on permeability of soil under prolonged submergence. *Soil Science*. 63:439-450.
- Bear J, 1972. *Dynamics Of Fluids in Porous Media*. Elsevier, New York; 764
- Ben-Hur, M.; Letey, J. 1989. Effect of polysaccharides, clay dispersion, and impact energy on water infiltration. *Soil Science Society of America Journal*. 53:233–238.
- Beven, K.; Germann, P. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*. 18: 1311-1325.
- Blackburn W.H; Meeuwing R.O; Shau C.H. 1974. A mobile infiltrometer for use on rangeland. *Journal Range Management*. 27(4): 322-323.
- Blackburn, W.H. 1984. Impacts of grazing intensity and specialized grazing systems on watershed characteristics and responses. pp. 927-985. In: National Research Council. *Developing strategies for rangeland management*. Westview Press, Boulder, CO.
- Bouma, J. 1982. Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. *Soil Science Society of America Journal*. 46:438–441.
- Bouma, J. 1983. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. *Agric. Water Manage*. 6:177–190.
- Bouwer, H. 1986. Intake rate: Cylinder infiltrometer. In A. Klue, ed., *Methods of soils Analysis: Part I. Physical and Mineralogical Methods*. Madison, WI. Soil Science Society of America.
- Bryan, R.B. 1970. An improved rainfall simulator for use in erosion research. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 7(7): 1552-1561.
- Bryan, R.B. 1973. Surface crusts formed under simulated rainfall on Canadian soils. *Consiglio Nazionale delle Ricerche. Laboratorio per la chimica del terreno, Pisa Conferenze 2*, p 30.

- Bryan, R.B; Luk, S-H. 1981. Laboratory experiments on the variation of soil erosion under simulated rainfall. *Geoderma*, Vol. 26, p 245 - 265.
- Buytaert, W; Wyseure, G; De Bièvre, B; Deckers, J. 2005. The effect of land use changes on the hydrological behavior of Histic Andosols in south Ecuador. *Hydrological Processes* (no Publicado).
- Christiansen, J.E. 1944. Effect of entrapped air upon the permeability of soils. *Soil Science*. 58:355-365.
- Clapp, R.B; Hornberger, G.M. 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research* 14: 601- 604.
- Dangler, E.W; EL Swaify, S.A.; Barnett, A.P. 1975. Erosion losses from Hawaii soils under simulated rainfall. *Research Bull.* 181. Hawaii Agricultural Experiment Station. 80 pp.
- Deckers, J. A ; Nachtergaele F.O ; Spaargaren O.C. 1998. *World Referente Base for Soil Resources*. Introduction. Acco Leuven. Amersfoort.
- Dercon, G; Bossuyt, B; De Bièvre, B; Cisneros, F; Deckers, J. 1998. *Zonificación Agroecológica del Austro Ecuatoriano*. U Ediciones, Universidad de Cuenca – Ecuador.
- Dunne, T; Dietrich, W.E; Brunengo, M.J. 1980. Simple, portable equipment for erosion experiments under artificial rainfall. *Journal of Agricultural Engineering Research*. Vol. 25, p 161 - 168.
- Elrick, D.E; Reynolds, W.D. 1992. Infiltration from constant-head well permeameters and infiltrometers. p. 1–24. In C.G. Topp et al. (ed). *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*. SSSA Spec. Publ. 30. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- Elrick D.E; Parkin G.W; Reynolds W.D; Fallow D.J. 1995. Analysis of early-time and steady-state single ring infiltration under falling head conditions. *Water Resources Research*. 31:1883-1893

- Gabriels, D; De Boodt, M; Minjauw, W. 1973. Descriptions of a rainfall simulator for soil erosion studies. Mededelingen Fakulteit Landbouwwetenschappen. State University Ghent. 38(2):294-303.
- Gabriels, D; Cornelis. W; Schiettecatte, W; Biesemans, J. 2003. Soil Erosion and Soil Conservation. Part 1: Water Erosion, Course Erosion. State University Ghent, Belgium.
- Gardner W.R. 1958 Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Science. 85:228-232.
- Gerard, C.J. 1974. Influence of antecedent soil moisture suction on saturated hydraulic conductivity of soils. Soil Science Society of America Processes. 38:506-509.
- Gerard, C.J. 1986. Laboratory experiments on the effects of antecedent moisture content and residue applications on structural properties of a fragile soil. Soil & Tillage Research. 7:63-74.
- Goodrich, D.C; Woolhiser, D.A; Sorooshian, S. 1988. Model complexity required to maintain hydrologic response, Proceedings of the 1988 National Conference on Hydrological Engineering, American Society of Civil Engineers, New York, pp. 431–463.
- Groenevelt, P.H; Odell, B.P; Elrick, D.E. 1996 Time domains for early-time and steady state pressure infiltrometer data. Soil Science Society of America Journal.;60:1713-1717.
- Gurovich, L. 1985. Fundamentos y diseño de sistema de riego. Instituto Interamericano de cooperación para la Agricultura. Primera Edición, San José, Costa Rica. Capítulo 6. p. 143-168.
- Hawkins, R.H; Cundy, T.W. 1987. Steady-state analysis of infiltration and overland flow for spatially-varied hillslopes. Water Resources Research. 23 (2), 251–256.
- Hillel, D. 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press Inc., New York, USA.
- Horton, R.E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Science Society of America Processes. 5:399-417.

- Joel, A; Messing, I. 2000. Application of two methods to determine hydraulic conductivity with disc permeameters on sloping land. *European Journal of Soil Science*. 51: 93-98.
- Johnson, A.I. 1963. A field method for a measurement of infiltration. Washington, DC; U.S Geological Survey Water –Supply Paper 1544-F.
- Kruskal, W; Wallis, W; 1952. "Use of ranks in one-criterion variance analysis". *Journal of American Statistics Association*".
- Kutílek, M; Nielsen, D. 1994. *Soil Hydrology*. CATENA VERLAG. GeoScience Publisher, Germany.
- Larsson, M.H. 1999. Quantifying macropore flow effects on nitrate and pesticide leaching in a structured clay soil, *Field Experiments and Modelling with the MACRO and SOIL Models 1999*.
- Logsdon, S.D; Jaynes, D.B . 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Science Society of America Journal*. 57: 1426-1431.
- Logsdon, S.D; Jaynes, D.B. 1996. Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. *Soil Science Society of America Journal*. 60:703–709.
- Lutz, J.F; and others. 1956. Report of definitions approved by the committee on terminology. *Soil Science Society of America Journal Processes*. 20:430-440.
- Marelli, H.J. 1983. Evolución del escurrimiento y de la infiltración del agua en el suelo con lluvia simulada. *Revista de Investigaciones Agropecuarias*. Vol XVIII, N°2.
- Mann, H. B; Whitney, D. R. 1947. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Annals of mathematical statistics*. 18: 50-60.
- McCalla, TM. 1944. Water-Drop method of determining stability of soil structure. *Soil Science*. 57:117-122.

- McIntyre, D.S. 1958. Permeability measurement of soils crusts formed by raindrop impact. *Soil Science*. 85:185-189
- McQueen, L.S. 1963. Development of a hand portable rainfall simulator infiltrometer. Washington, DC; U.S Geological Survey Circular 482.
- Mejía, S; Minchala, M. 2003. Manual de laboratorio de hidrofísica de suelos. PROMAS- Universidad de Cuenca- Ecuador.
- Meyer, L.D. 1960. Use of the rainulator for runoff test research. *Soil Science Society of America Processes*. 24(4):319-322
- Moldenhauer, WIC; Long, D.C. 1964. Influence of rainfall energy on soil loss and infiltration rates: 1. Effect over a range of texture. *Soil Science Society of America Processes*. 28:813-817.
- Morgan, R.P.C; McIntyre, K; Vickers, A.W; Quinton, J.N; Rickson, R.J. 1997. A rainfall simulation study of soil erosion on rangeland in Swaziland, Scholl of Agriculture Food and Enviroment, Cranfield University, Silsue Campus, Bedford MK45, UK.
- Morin, J; Benyamini, Y; Michaeli, A. 1981. The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. *Journal of Hydrology*. Amsterdam 52:321–335.
- Neitsch, S.L ; Arnold, J.G ; Kiniry, J.R ; Williams, J.R ; King, K W. 2002. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation, United States Department of Agriculture, Agriculture Research Service, Temple, TX 76502.
- Parr, J.F; Bertrand A.R. 1960. Water infiltration in soils. *Advances in Agronomy*. 12:311-363.
- Pereira, H.C. 1955. A rainfall test for structure of tropical Soils. *Soil Science*. 7(1):68-74.
- Perroux, K.M; White, I. 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal*. 52:1205–1215

- Philip, LR. 1987. The quasilinear analysis, the scattering analog and other aspects of infiltration and seepage. In: Y.-S. Fok (Editor), *Infiltration Development and Application*. Water Resources Research Center, Honolulu, Hawaii, pp. 1-27.
- Poulovassilis, A. 1972. The changeability of the hydraulic conductivity of saturated soil samples. *Soil Science*. 113:81-87.
- Reynolds W.D; Elrick D.E. 1990. Poned infiltration from a single ring: I. Analysis of steady state flow. *Soil Science Society of America Journal*; 54:1233-1241.
- Reynolds, W. D; Bowman, B. T; Brunke, R. R; Drury, C. F; Tan, C. S. 2000. Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity, *Soil Science Society of America Journal.*, 64, 478–484, 2000.
- Ritzema HP, 1994. *Drainage Principles and Applications*. International Livestock Research Institute: The Netherlands.
- Shainberg, I; Letey, J. 1984. Response of soils to sodic and saline conditions. *Hilgardia*. 52:1–57.
- Smith, R.E; Hebbert, R.H.B. 1979. A Monte Carlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration. *Water Resources Research*. 15 (2), 419–429.
- Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy Agriculture Handbook No. 436*, Soil Conservation Service; US Washington State Department of Agriculture, D.C.
- Steinhardt, R; Hillel, D. 1966. A portable low-intensity rain simulator for field and laboratory use. *Soil Science Society of America Processes*. 20(5):661-662
- Timbe, L; De Bièvre, B; Feyen, J; Jacques, D. 1999. Hydraulic characterisation of hill slope soils. *Proceedings of the European Society of Agricultural Engineers. International Workshop on Modelling of the transport processes of soils at various scales in time and space*, Nov 24-26, Leuven, Belgium, p446-456.
- Tricker, A.S. 1978. The infiltration cylinder: Some coments on its use. *Journal of Hydrology* 36: 383-391.

- Tricker, A.S. 1979. The design of a portable rainfall simulator infiltrometer. *Journal of Hydrology* 41: 143-147.
- Vélez, M; Vélez., J. 2002. Infiltración. Universidad Nacional de Colombia, Unidad de Hidráulica. Cap 8.
- White, I; Sully, M.J. 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research*. 23:1514-1522.
- Wilcock, D.N; Essery, C.I. 1984. Infiltration measurements in a small lowland catchment. *Journal of Hydrology* 74: 191-204
- Wilcoxon, F. 1945. Individual comparisons by ranking methods. *Biometrics* 1: 80-83.
- Woolhiser, D.A; Smith, R.E; Giraldez, J.V. 1996. Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on Hortonian overland flow. *Water Resources Research*. 32 (3), 671–678.

ANALISIS ESTADISTICO

Existen 2 requisitos básicos para el análisis estadístico: la repetición y la distribución al azar.

Repetición.- Debe haber suficientes repeticiones, es decir, repeticiones idénticas para poder medir la variación en los tratamientos. Este es el error experimental causado por variaciones desconocidas o incontrolables del suelo, del cultivo, del tratamiento o del equipo, que producen diferencias en las que deberían, teóricamente, ser mediciones idénticas. En consecuencia, tres repeticiones deben considerarse como un mínimo absoluto.

Desviación.- La distribución al azar es necesaria para eliminar las desviaciones, es decir, las diferencias que pueden surgir, por ejemplo, de variaciones en las características del suelo. Además de la falta de homogeneidad del suelo, otra causa posible de desviación son los efectos introducidos por el equipo.

Para el análisis estadísticos de los datos es necesario aplicar la prueba de Kruskal-Wallis para el contraste de k medianas, que generaliza a la prueba de Mann-Whitney-Wilcoxon para dos medianas. Wilcoxon (1945), y Mann y Whitney (1947), Kruskal-Wallis (1952).

KRUSKAL-WALLIS

La prueba de Kruskal-Wallis es el método más adecuado para comparar poblaciones cuyas distribuciones no son normales. Incluso cuando las poblaciones son normales, este contraste funciona muy bien.

También es adecuado cuando las desviaciones típicas de los diferentes grupos no son iguales entre sí, sin embargo, el ANOVA de un factor es muy robusto y sólo se ve afectado cuando las desviaciones típicas difieren en gran magnitud.

La hipótesis nula de la prueba de Kruskal-Wallis es:

H_0 : Las k medianas son todas iguales

H_1 : Al menos una de las medianas es diferente

Cálculo de los rangos para cada observación.- Para cada observación se le asigna el rango según el orden que ocupa la observación en el conjunto total de los datos, asignando el rango medio en caso de empates.

Cálculo de la suma de rangos R_m .- Para cada grupo $m = 1, \dots, r$, siendo r el número de grupos, se define R_m como la suma de rangos de cada grupo m

$$E[R_m] = \frac{n_m(n+1)}{2}$$

Cálculo del valor medio de los rangos $E[R_m]$ y de los rangos medios R_m .- El valor medio de los rangos $E[R_m]$ se calcula como:

$$\bar{R}_m = \frac{R_m}{n_m}$$

Estadístico de contraste H'

Se puede mostrar que si los tamaños de cada grupo son mayores que 5 entonces, H' se distribuye como una Ji-Cuadrado con, $k-1$ grados de libertad. El estadístico de contraste de Kruskal-Wallis H' se calcula como:

$$H' = \frac{\frac{12}{n(n+1)} \sum_{m=1}^r \frac{1}{n_m} [R_m - E[R_m]]^2}{1 - \frac{\sum_{j=1}^k (d_j^3 - d_j)}{n^3 - n}}$$

siendo d_j el número de empates en $j = 1, \dots, k$ siendo k el número de valores distintos de la variable respuesta, que sigue una distribución Chi-Cuadrado con $r - 1$ grados de libertad.

MANN-WHITNEY-WILCOXON

Se supone que se tienen dos variables, una de ellas cuantitativa no normal u ordinal, considerada como variable respuesta (Rta) y la otra dicotómica, considerada como variable explicativa (Exp). Para establecer si hay diferencias en la variable respuesta con relación a los grupos formados por la variable explicativa se utiliza la prueba U de Mann-Whitney o la prueba W de Wilcoxon. Dichas pruebas son equivalentes entre sí y en ambas el contraste que se realiza es:

H_0 : Las medianas son iguales

H_1 : Las medianas son diferentes (caso bilateral)

H_1 : La mediana del grupo 1 es superior / inferior a la mediana del grupo 2 (caso unilateral)

Cuando se desconoce en qué sentido serán las diferencias (caso habitual) se suele optar por contrastes bilaterales. Por otro lado, en algunos casos particulares cuando las diferencias en uno de los dos sentidos no tienen significado, no son posibles o ya está comprobado que no existen, se suele optar por contrastes unilaterales cuya hipótesis alternativa sólo contiene la desigualdad en el sentido de interés.

PRUEBA U DE MANN-WHITNEY

Cálculo de U_{XY} , U_{YX} .- La expresión para el cálculo de la U de Mann-Whitney viene dada por U_{XY} o por U_{YX} donde:

$$U_{XY} = \#\{x_{i1} < y_{i2}\}$$

$$U_{YX} = \#\{y_{i2} < x_{i1}\}$$

siendo x_{i1} los valores de la variable Rta para el grupo 1 de n_1 individuos, y_{i2} los valores de la variable Rta para el grupo 2 de n_2 individuos.

La notación $\#\{ \}$ representa el número de pares que verifican la condición entre llaves, teniendo en cuenta que cualquier par con $x_{i1} = y_{i2}$ suma 0.5 en el cálculo de U_{XY} y de U_{YX} . Así, U_{XY} sería el número de veces que una observación "x" (del grupo 1) precede a una observación "y" (del grupo 2). De forma análoga U_{YX} , sería el número de veces que una observación "y" (del grupo 2) precede a una observación "x" (del grupo 1). El número de empates entre valores "x" e "y" se denota por d_j , con $j = 1, \dots, k$ siendo k el número de valores distintos donde se produce el empate. Se verifica que $U_{XY} + U_{YX} = n_1 n_2$.

Cálculo de $E[U_{XY}]$, $E[U_{YX}]$, $V[U_{XY}]$ y $V[U_{YX}]$.- Las expresiones para $E[U_{XY}]$, $E[U_{YX}]$, $V[U_{XY}]$ y $V[U_{YX}]$ son:

$$E[U_{XY}] = E[U_{YX}] = \frac{1}{2} n_1 n_2$$

$$V[U_{XY}] = V[U_{YX}] = \frac{1}{12} \frac{n_1 n_2}{n(n-1)} \left[n^3 - n - \sum_{j=1}^k (d_j^3 - d_j) \right]$$

donde n_1 es el tamaño muestral del grupo 1, n_2 es el tamaño muestral del grupo 2 y n es el tamaño muestral total.

Cálculo del estadístico de contraste.- El estadístico de contraste se calcula como:

$$z_{\text{exp}} = \frac{|U_{XY} - E[U_{XY}]|}{\sqrt{V[U_{XY}]}} = \frac{|U_{YX} - E[U_{YX}]|}{\sqrt{V[U_{YX}]}}$$

que sigue una distribución normal $N(0,1)$.

PRUEBA W DE WILCOXON

Cálculo de W_1, W_2 .- La expresión para el cálculo de la W de Mann-Whitney viene dada por W_1 o por W_2 con:

$$W_1 = \sum_{\text{grupo1}} \text{Rangos}$$

$$W_2 = \sum_{\text{grupo2}} \text{Rangos}$$

donde los rangos se calculan en relación a la muestra conjunta y en el caso de empates como promedios de los órdenes de las observaciones empatadas. Se verifica que $W_1 + W_2 = 0.5 n (n+1)$.

Cálculo de $E[W_1], E[W_2], V[W_1]$ y $V[W_2]$.- Las expresiones para $E[W_1], E[W_2], V[W_1]$ y $V[W_2]$ son:

$$E[W_1] = \frac{1}{2} n_1 (n+1)$$

$$E[W_2] = \frac{1}{2} n_2 (n+1)$$

$$V[W_1] = V[W_2] = \frac{1}{12} \frac{n_1 n_2}{n(n-1)} \left[n^3 - n - \sum_{j=1}^k (d_j^3 - d_j) \right]$$

donde n_1 es el tamaño muestral del grupo 1, n_2 es el tamaño muestral del grupo 2 y n es el tamaño muestral total.

Cálculo del estadístico de contraste.- El estadístico de contraste se calcula como:

$$z_{\text{exp}} = \frac{|W_1 - E[W_1]|}{\sqrt{V[W_1]}} = \frac{|W_2 - E[W_2]|}{\sqrt{V[W_2]}}$$

Que sigue una distribución normal $N(0,1)$.

Referencias

Kruskal, W; Wallis, W; 1952. "Use of ranks in one-criterion variance analysis". Journal of American Statistics Association".

Mann, H. B; Whitney, D. R. 1947. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Ann. Math. Stat.* 18: 50-60.

Wilcoxon, F. 1945. Individual comparisons by ranking methods. *Biometrics* 1: 80-83.