



UNIVERSIDAD CATOLICA DE TEMUCO  
FACULTAD DE INGENIERIA  
ESCUELA DE INGENIERIA AMBIENTAL

**DESARROLLO MODELO MATEMATICO PREDICTIVO DE  
INFILTRACION DE AGUA EN SUELOS DE LA IX REGION**

por

GLENDIA VERONICA DUHALDE CONCHA

Tesis presentada a la  
Facultad de Ingeniería de la Universidad Católica de Temuco  
Para Optar al Grado de Licenciado en Ciencias de la Ingeniería.

- Temuco, 2005 -

UNIVERSIDAD CATOLICA DE TEMUCO  
FACULTAD DE INGENIERIA

**COMISION EXAMEN DE GRADO.**

Este Examen de Grado ha sido realizado en la Escuela de Ingeniería Ambiental de la Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco.

**Profesor Patrocinante:**

.....  
Sr. Javier Quispe Curasi.  
Doctor en Ciencias de la Ingeniería,  
Escuela de Ingeniería Ambiental.

**Profesor Informante:**

.....  
Sra. Alejandra Sepúlveda V.  
Doctor en Ciencias Agrarias ©,  
Escuela de Ingeniería Ambiental.

**Secretario Académico de la  
Escuela:**

.....  
Felipe Sabando del Castillo.  
Magíster en Ciencias de la Ingeniería,  
Escuela de Ingeniería Ambiental.

Temuco, Diciembre de 2005

***A MI MADRE...***

## **AGRADECIMIENTOS**

A mi madre por su inmenso amor, entrega y sacrificio. Por la confianza que siempre mantuvo en mí.

A todas las personas de la Escuela de Ingeniería Ambiental que contribuyeron en mi formación profesional y en el desarrollo de mi tesis, especialmente al Dr. Javier Quispe y a los ingenieros Miguel Aguayo y Javier Rodríguez.

A mis amigos y compañeros por estar siempre cuando los necesite, en especial Camila, Rodrigo, Gisela, Elisa y Vanessa.

A Leonardo por su apoyo incondicional y su infinita paciencia.



## INDICE DE CONTENIDOS

---

<b>Índice de Figuras</b> .....	<i>iii</i>
<b>Índice de Tablas</b> .....	<i>v</i>
<b>Índice de Anexos</b> .....	<i>vi</i>
<b>Nomenclatura</b> .....	<i>vii</i>
<b>Resumen</b> .....	<i>x</i>
<b>Abstract</b> .....	<i>xi</i>
<b>1. Introducción</b> .....	<i>1</i>
<i>1.1 Objetivos</i> .....	<i>4</i>
<i>1.2 Justificación</i> .....	<i>5</i>
<b>2. Antecedentes Generales</b> .....	<i>8</i>
<i>2.1 Infiltración</i> .....	<i>8</i>
<i>2.2 Factores que afectan la infiltración</i> .....	<i>11</i>
<i>2.3 Modelación Matemática de la Infiltración</i> .....	<i>18</i>
<i>2.4 Estimación del contenido de humedad del suelo mediante</i> <i>funciones de Pedotransferencia</i> .....	<i>25</i>
<i>2.5 Descripción de Modelos de Infiltración</i> .....	<i>30</i>
<b>3. Metodología</b> .....	<i>40</i>
<i>3.1 Formulación del modelo matemático de infiltración de agua en</i> <i>suelo</i> .....	<i>40</i>
<i>3.2 Validación del modelo matemático de infiltración utilizando</i> <i>mediciones experimentales</i> .....	<i>41</i>
<i>3.3 Simulación de distintos escenarios de infiltración utilizando el</i> <i>modelo matemático</i> .....	<i>45</i>

<b>4. Resultados y Discusión.....</b>	<b>46</b>
4.1 <i>Implementación del modelo matemático de infiltración.....</i>	46
4.2 <i>Modelo matemático de infiltraron de agua en suelos.....</i>	50
4.3 <i>Modelo validado mediante mediciones experimentales.....</i>	54
4.4 <i>Simulación de la infiltración de distintos tipos de suelo utilizando el     modelo .....</i>	63
<b>5. Conclusión.....</b>	<b>69</b>
<b>6. Bibliografía.....</b>	<b>72</b>
<b>Anexos .....</b>	<b>79</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

---

<b>1</b>	<i>Zonas del perfil de humedad en el proceso de infiltración.....</i>	<b>9</b>
<b>2</b>	<i>Representación gráfica del comportamiento de la velocidad de infiltración .....</i>	<b>10</b>
<b>3</b>	<i>Variación de la conductividad hidráulica en el tiempo.....</i>	<b>15</b>
<b>4</b>	<i>Ilustración del fenómeno de histéresis.....</i>	<b>20</b>
<b>5</b>	<i>Esquema del proceso de infiltración de una columna de suelo.....</i>	<b>22</b>
<b>6</b>	<i>Curva de retención de agua en el suelo para diferentes texturas.....</i>	<b>26</b>
<b>7</b>	<i>Diagrama de la columna de infiltración .....</i>	<b>42</b>
<b>8</b>	<i>Tensiómetro utilizado en el laboratorio .....</i>	<b>43</b>
<b>9</b>	<i>Curva del contenido de agua en suelo franco limoso para diferentes tiempos, según con el modelo matemático.....</i>	<b>52</b>
<b>10</b>	<i>Curva de desplazamiento del frente mojado obtenida con datos entregados por el modelo matemático.....</i>	<b>54</b>
<b>11</b>	<i>Montaje de la columna de infiltración en el laboratorio.....</i>	<b>55</b>
<b>12</b>	<i>Aplicación de una carga constante de agua.....</i>	<b>56</b>
<b>13</b>	<i>Curva del contenido de agua en suelo franco limoso para diferentes tiempos, según las mediciones experimentales .....</i>	<b>57</b>
<b>14</b>	<i>Avance del frente mojado.....</i>	<b>59</b>
<b>15</b>	<i>Curvas de desplazamiento del frente mojado obtenidas con datos experimentales .....</i>	<b>60</b>
<b>16</b>	<i>Curva del contenido de agua en suelo arcilloso para diferentes tiempos, según con el modelo matemático .....</i>	<b>64</b>

<b>17</b>	<i>Curva de desplazamiento del frente en suelo arcilloso según el modelo matemático.....</i>	65
<b>18</b>	<i>Curva del contenido de agua en suelo arenoso para diferentes tiempos, según con el modelo matemático .....</i>	66
<b>19</b>	<i>Curva de desplazamiento del frente en suelo arenoso según el modelo matemático.....</i>	67
<b>20</b>	<i>Molécula computacional para el método de Crack-Nicolson.....</i>	80
<b>21</b>	<i>Muestras de suelo.....</i>	81
<b>22</b>	<i>Procedimiento para la obtención de la masa de agua en la muestra de suelo. ....</i>	82

## **INDICE DE TABLAS**

---

<b>1</b>	<i>Valores de porosidad para algunas rocas .....</i>	13
<b>2</b>	<i>Valores de conductividad hidráulica según textura.....</i>	15
<b>3</b>	<i>Formas alternativas de la ecuación de Richards.....</i>	23
<b>4</b>	<i>Modelos de propiedades hidráulicas.....</i>	28
<b>5</b>	<i>Promedio de los parámetros del modelo de van Genuchten de acuerdo a la clasificación de texturas de suelo .....</i>	29
<b>6</b>	<i>Mediciones experimentales a distintos tiempos.....</i>	56
<b>7</b>	<i>Determinación del error del modelo matemático. ....</i>	62
<b>8</b>	<i>Datos para la obtención contenido másico de agua en el suelo.....</i>	90
<b>9</b>	<i>Datos para la obtención del contenido volumétrico de agua.....</i>	96

## **INDICE DE ANEXOS**

---

<b>A</b>	<i>Método de Crank-Nicolson</i> .....	80
<b>B</b>	<i>Metodología de muestreo</i> .....	81
<b>C</b>	<i>Determinación del contenido volumétrico de agua</i> .....	83
<b>D</b>	<i>Análisis textura de suelo</i> .....	86
<b>E</b>	<i>Algoritmo computacional para un suelo arcilloso</i> .....	87
<b>F</b>	<i>Mediciones experimentales</i> .....	90

## **NOMENCLATURA**

---

<b>Símbolo</b>	<b>Descripción</b>	<b>Dimensión</b>
$A$	Constante	$LT^{-1}$
$b$	Coefficiente fractal	adimensional
$C$	Capacidad específico de agua en el suelo	$L^{-1}$
$D$	Difusión capilar	$L^2T^{-1}$
$d$	Diámetro	L
$E_v$	Velocidad de transpiración	$LT^{-1}$
$f$	velocidad de infiltración	$LT^{-1}$
$f_e$	Velocidad de evapotranspiración	$LT^{-1}$
$F_w$	Parámetro de retención	L
$H$	Altura de presión potencial	L
$h$	Presión de succión	L
$h_b$	Potencial de entrada de aire	L
$h_f$	Presión de carga capilar en el frente mojado	L
$h_s$	Presión de carga capilar en superficie	L
$I$	Infiltración acumulada	L
$K$	Conductividad hidráulica	$LT^{-1}$
$K_0$	Conductividad hidráulica inicial	$LT^{-1}$
$K_l$	Conductividad hidráulica de la superficie del suelo	$LT^{-1}$
$K_s$	Conductividad hidráulica saturada	$LT^{-1}$
$l$	Parámetro empírico	adimensional
$L$	Longitud	L
$M$	Fracción de vegetación en la superficie del suelo	adimensional

<b>Símbolo</b>	<b>Descripción</b>	<b>Dimensión</b>
$M$	Masa	M
$n$	Parámetro de curva	adimensional
$P$	Lluvia diaria	L
$q$	Velocidad de agua infiltrada	$LT^{-1}$
$q_s$	Flujo de agua	$LT^{-1}$
$R$	Escurrimiento	L
$r$	velocidad de aplicación de agua constante	$LT^{-1}$
$S$	Sortividad	$LT^{-1/2}$
$S_e$	Grado de saturación	adimensional
$S_e$	Sortividad de evapotranspiración	$LT^{-1/2}$
$S_i$	Sortividad	$LT^{-1/2}$
$t$	tiempo	T
$V$	Volumen	$L^{-3}$
$V_t$	Volumen total de la muestra	$L^3$
$V_v$	Volumen espacios vacíos	$L^3$
$z$	Profundidad o altura de elevación	L
$\alpha$	Parámetro de escala	adimensional
$\theta$	Contenido volumétrico de agua	$L^3L^{-3}$
$\theta_0$	Contenido inicial de agua	$L^3L^{-3}$
$\theta_r$	Contenido volumétrico de agua residual	$L^3L^{-3}$
$\theta_s$	Contenido volumétrico de agua saturada	$L^3L^{-3}$
$\lambda$	Tamaño poro	L
$\rho_a$	Densidad aparente del suelo	$ML^{-3}$

<b>Símbolo</b>	<b>Descripción</b>	<b>Dimensión</b>
$\rho_{H_2O}$	Densidad del agua	$ML^{-3}$
$\phi$	Porosidad	adimensional

## **RESUMEN**

El entendimiento del movimiento de agua en y a través del suelo es de gran importancia para comprender el proceso de infiltración y el transporte de contaminantes en el suelo. La información que se pueda obtener a partir de este estudio es de gran utilidad para la decisión política e ingenieril en la evaluación del impacto ambiental del destino y transporte de contaminantes, del manejo de tierras agrícolas y la protección de recursos naturales, entre otros.

El objetivo de este trabajo es el desarrollo de un modelo matemático sencillo que resuelva la ecuación de Richards, que gobierna el movimiento del agua a través de la zona no saturada. Para ello se pretende resolver dicha ecuación en la dirección vertical, para distintos tipos de suelos y bajo condiciones saturadas en superficie, de tal manera de representar la infiltración de agua en el suelo. Los resultados se validan mediante información experimental obtenidas de un experimento realizado en laboratorio.

El modelo matemático de infiltración desarrollado, es satisfactorio desde el punto de vista cualitativo y cuantitativo para predecir el movimiento vertical del agua en el perfil de suelo, bajo condiciones de homogeneidad y uniformidad del mismo.

## **ABSTRACT**

The comprensión of water movement into and through the soil is of great importance to understand the infiltration process and the transport of contaminants in the soil. The information that could be obtained from this investigation is of great utility for the engineering and political decisions in the evaluation of enviromental impact of fate and transport of contaminants, the management of agricultural lands, and protection of natural resource, among others.

The aim of this research is the development of a simple mathematical model that solves the Richard's equations, that rules the water movement through the insaturated zone. For this, we pretend to solve that equation in the vertical direction for different types of soil and under saturated conditions of surface, as to represent the water infiltration in soil.

The mathematical model of developed infiltration is satisfactory from the qualitative and quantitative point of view to predict the heave of the water in the ground profile, under conditions of homogeneity and uniformity of the same one.

## **1. INTRODUCCIÓN**

La zona no saturada del suelo interviene directa o indirectamente en procesos hidrológicos tales como la infiltración, la evaporación, el escurrimiento superficial y la recarga subterránea. Durante las últimas décadas el estudio de la zona no saturada ha experimentado un crecimiento notable. Uno de los factores que motivaron tal interés es el uso de esta capa como depósito de residuos líquidos y sólidos, y la consecuente necesidad de entender su diseminación con el fin de prevenir la degradación del medio ambiente. En realidad, el estudio de la zona vadosa va más allá del problema de la calidad del agua, y radica en el hecho de que es el nexo entre el agua superficial y el agua subterránea. En consecuencia, la inclusión de esta componente en el análisis hidrológico de sistemas de agua superficial y de agua subterránea, en particular en zonas áridas y semiáridas, adquiere una real importancia para una adecuada la planificación, desarrollo y manejo de los recursos hídricos (Pavese *et al.*, 1998).

El agua aplicada a la superficie del suelo, ya sea por la lluvia o eventos de irrigación entra en el suelo como consecuencia del proceso de infiltración. La infiltración se define como el proceso por el cual el agua penetra por la superficie del suelo y llega hasta sus capas inferiores. Muchos factores 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 *et al.*, 2002).

La creciente toma de conciencia en relación a la conservación de los suelos y la calidad de las aguas, junto al empleo de métodos numéricos avanzados y sistemas

computacionales, han permitido el desarrollo de modelos de simulación altamente sofisticados, capaces de predecir los flujos hídricos y el transporte de solutos en suelos no saturados (Bonilla *et al.*, 1999).

En este trabajo se desarrolló un modelo matemático de infiltración con carácter predictivo, basado en una aproximación en diferencias finitas de la ecuación de Richards que entrega información de la variación, en la dirección vertical, del contenido volumétrico de agua y la velocidad de infiltración a distintos tiempos, para diferentes texturas de suelo. Entre las posibles aplicaciones de este modelo esta su utilización como instrumento para la definición de suelos aptos para el emplazamiento de rellenos sanitarios, zanjas de infiltración y/o manejos de tierras agrícolas, basándose en propiedades del suelo como la velocidad de infiltración.

El estudio del proceso de infiltración de agua en el suelo y la velocidad de infiltración es de gran importancia en la agricultura, la conservación del recurso suelo y otras actividades silvoagropecuarias, debido principalmente a que la velocidad de infiltración determina la cantidad de agua de escurrimiento superficial y con ello el peligro de erosión hídrica y dispersión de contaminantes. En casi todos los métodos de riego la velocidad de entrada de agua al suelo determina los tiempos de riego y los diseños de los sistemas en cuanto al tamaño de las unidades superficiales y los caudales a utilizar. Asimismo, el proceso de infiltración es de gran importancia práctica, dado que su velocidad determina generalmente la cantidad de agua de escurrimiento, pudiendo detectarse así el peligro de erosión durante inundaciones en episodios de lluvias muy intensas.

La secuencia triple, entrada de agua, circulación y almacenamiento de agua en el suelo, hacen que se presenten dificultades en la medida de la infiltración de agua en una cuenca determinada. Los diferentes factores que afectan cada fase, producen múltiples combinaciones de parámetros que impiden que haya una técnica generalizada para medir la infiltración.

En este sentido es importante utilizar modelos matemáticos en la estimación de características del suelo como la velocidad de infiltración, principalmente por que presenta ventajas considerables frente a métodos de determinación directa realizados en terreno, debido a su economía en tiempo y recursos, y la posibilidad de adelantarse a posibles sucesos que involucran la contaminación del suelo, cambio de uso de suelo, anegamiento, sistemas de regadío, etc., ya que debido a su carácter predictivo permite evaluar el comportamiento de distintos tipos de suelo frente a distintos escenarios. Además, la variabilidad espacial propia del suelo obliga a disponer de un elevado número de muestras para representar adecuadamente un área de grandes dimensiones.

## **1.1 OBJETIVOS**

### ***Objetivo General***

Desarrollar e implementar un modelo matemático predictivo de infiltración de agua para distintos tipos de suelos de la IX región y su posterior utilización como una herramienta de Planificación Territorial.

### ***Objetivos específicos***

- Formular e implementar un modelo matemático de infiltración de agua en suelos.
- Validar los resultados del modelo predictivo de infiltración utilizando mediciones experimentales.
- Simular distintos escenarios de infiltración utilizando el modelo.

## **1.2 JUSTIFICACIÓN**

A partir de un contaminante en el suelo se pueden desencadenar una serie de procesos de movilización del mismo, cuya acción efectiva dependerá por una parte de la composición y características físico-químicas de la sustancia y por otra de las características físico-químicas de ese suelo. En términos generales, el suelo por sí mismo no constituye un vector importante de dispersión de contaminantes, pero en combinación con otros factores ambientales se revela como un foco emisor de contaminación de gran importancia en el medio.

El agua, y en menor medida el aire, son los principales agentes transportadores de contaminantes presentes en el suelo. Es por esto que la predicción del movimiento del agua en suelos saturados y no saturados es importante para las ciencias relacionadas con el estudio del suelo y su contaminación, por ejemplo, la ciencia del suelo, ingeniería agrícola, ingeniería ambiental e hidrología del agua subterránea (Giráldez, 2000).

Inicialmente el estudio de la zona no saturada se concentró en el suministro de agua, para fines de producción agrícola. Sin embargo el interés por esta zona del suelo se ha enfocado recientemente al estudio de procesos de contaminación de los cursos de agua, ya sea superficial o subterráneo (Mariano *et al.*, 2000). Esta zona del suelo es una parte importante del ciclo hidrológico, ya que es una zona privilegiada para la transferencia de masa y de calor entre las capas profundas del suelo y la atmósfera bajo el efecto de excitaciones tales como las precipitaciones o irrigaciones en la superficie y la napa de agua en la profundidad.

Por otra parte, el enorme efecto potencial de la contaminación del suelo es resultado de efluentes provenientes de ensilajes, zanjas de infiltración, rellenos sanitarios o del arrastre de fertilizantes utilizados en la agricultura, etc. Las soluciones necesarias para enfrentar estas consecuencias son caras y no siempre efectivas, es por eso la importancia de que estos potenciales focos de contaminación estén emplazados en lugares aptos, y para su elección se debe tomar en cuenta características del suelo como la velocidad de infiltración, con el fin de prevenir efectos negativos sobre los cursos de agua a los que estos llegan por escurrimiento, drenaje o infiltración.

Sin embargo en las últimas décadas ha habido un considerable progreso en el entendimiento conceptual y descripción matemática del flujo de agua y transporte de contaminantes en la zona no saturada del suelo. Se dispone de una buena cantidad de modelos numéricos y analíticos para predecir los procesos de transporte de agua y/o solutos entre la superficie del suelo y el manto freático.

Para modelar el complejo proceso de infiltración es necesario utilizar herramientas computacionales para resolver las complejas ecuaciones diferenciales que resultan de las diversas interacciones entre las variables y parámetros involucrados en el proceso de infiltración. La simulación numérica y la experimentación constituyen herramientas imprescindibles para abordar este problema de manera objetiva y realista.

El principal objetivo que se plantea en este trabajo es un modelo matemático de infiltración con carácter predictivo, para ser utilizado como instrumento para la definición de suelos aptos para el emplazamiento de rellenos sanitarios, zanjas de

infiltración y/o manejos de tierras agrícolas, en función de la velocidad de infiltración de este.

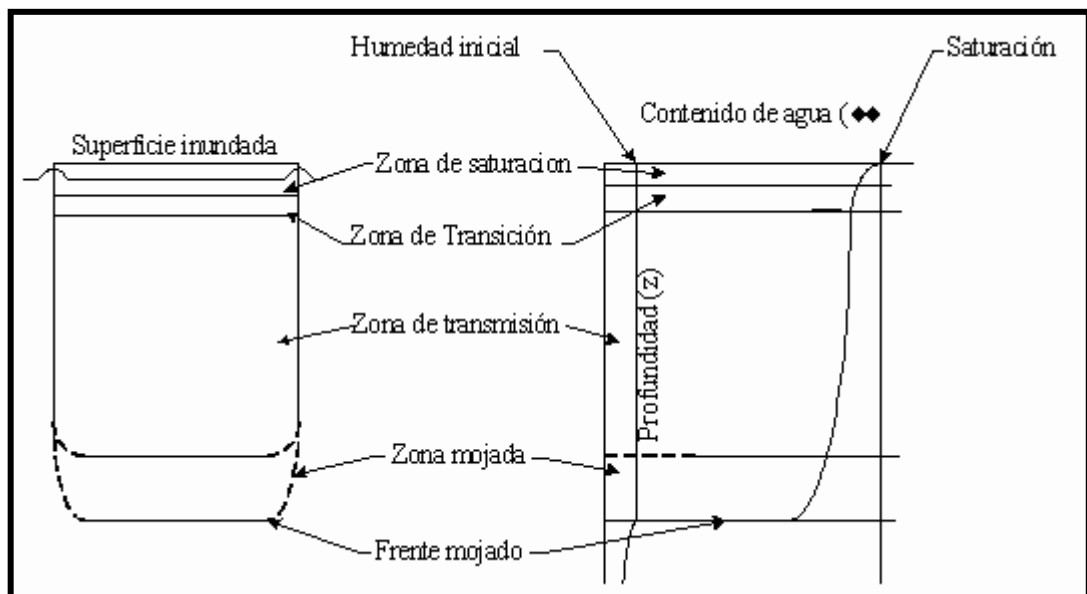
## 2. ANTECEDENTES GENERALES

### 2.1 Infiltración

La infiltración generalmente es un término usado en las disciplinas físicas de la tierra e hidrología para definir la velocidad máxima de lluvia o agua de irrigación que puede ser absorbida por el suelo bajo una condición dada. La capacidad de infiltración, conocida también como “*infiltrabilidad del suelo*”, es el flujo que el perfil del suelo puede absorber a través de su superficie, cuando es mantenido en contacto con el agua a la presión atmosférica. Indirectamente, la infiltrabilidad determina cuánto del agua fluirá sobre las superficies freáticas en arroyos o ríos, cuánto ingresará al suelo, y cuanto retornará a la atmósfera por el proceso de evapotranspiración (Gurovich, 1985). La distribución de agua en el suelo durante la infiltración desde una superficie inundada hasta un suelo relativamente seco, fue adaptada por Hillel (1982), donde muestra que el perfil de suelo puede ser dividido en 5 zonas, ver Figura 1:

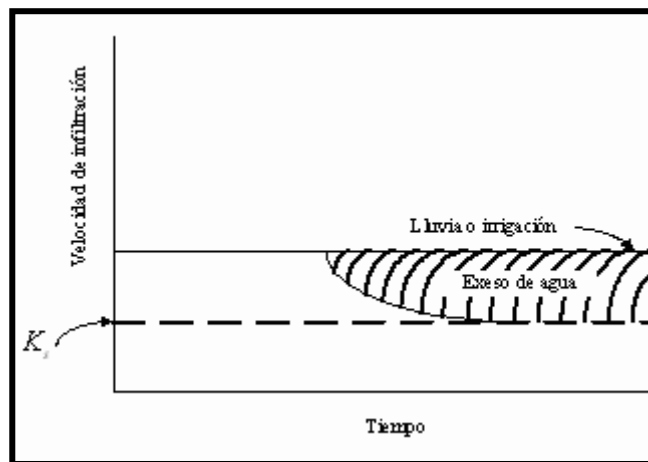
- 1) *Zona saturada*: En esta zona del suelo, el espacio del poro está lleno de agua, o saturado. Dependiendo de la longitud de tiempo que dure la aplicación inicial de agua, esta zona se extenderá hasta una profundidad máxima de 1.5 cm.
  
- 2) *Zona de transición*: Esta zona se caracteriza por una disminución rápida en el contenido de agua con respecto a la profundidad, y se extenderá unos centímetros aproximadamente.

- 3) *Zona de transmisión*: La zona de transmisión se caracteriza por un pequeño cambio en el contenido agua con respecto a la profundidad. En general, la zona transmisión es una prolongación de la zona no saturada con un alto contenido de agua y uniforme. El gradiente hidráulico en esta zona es principalmente manejado por las fuerzas gravitatorias. Puede tener desde pocos centímetros hasta metros.
- 4) *Zona mojada*: En esta zona, el contenido de agua disminuye abruptamente con la profundidad, desde el contenido de agua en la zona de transmisión hasta acercarse al contenido agua inicial del suelo.
- 5) *Frente mojado*: Esta zona se caracteriza por un gradiente hidráulico elevado y por un contorno delimitado entre el suelo seco y el suelo húmedo. El gradiente hidráulico se maneja principalmente por los potenciales mátricos.



**Figura 1.** Zonas del perfil de humedad en el proceso de infiltración.

Generalmente, la infiltración de agua en el suelo tiene una velocidad alta al principio, la que disminuye rápidamente, y luego va disminuyendo lentamente hasta acercarse a una velocidad constante. Como se muestra en la Figura 2, la velocidad de infiltración se vuelve constante y se acerca al valor de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ), que se define como la habilidad del suelo saturado de permitir el paso del agua (Forsythe, 1975).



**Figura 2.** Representación gráfica del comportamiento de la velocidad de infiltración

El proceso de movimiento de agua es muy dinámico, cambiando dramáticamente en el tiempo y espacio. La infiltración de agua en el suelo es controlada por la velocidad y duración de la aplicación de agua en el suelo, y por las propiedades físicas del suelo, la pendiente, la cobertura vegetal, la rugosidad de la superficie, etc. Mientras la velocidad de aporte de agua a la superficie del suelo sea menor que la infiltrabilidad, el agua se infiltra tan rápidamente como es aportada y la velocidad de aporte determina la velocidad de infiltración, es decir, 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 del suelo (Williams, 1998).

## **2.2 Factores que afectan la infiltración**

La entrada de agua al suelo fluctúa ampliamente entre los diferentes tipos de suelo e incluso se observan grandes variaciones dentro de un mismo tipo de suelo, dependiendo en gran manera del nivel de humedad, de las prácticas de manejo y de su estado físico-químico, como son las características de perfil, cubierta vegetal, textura, estructura y otros. El grado de infiltración está influenciado en forma crítica por las condiciones superficiales del suelo, aun cuando las capas inferiores pueden ser limitantes. Así también las prácticas de manejo del suelo, que afectan sus propiedades físicas, influyen en la entrada y movimiento del agua en el perfil (Ilufi, 1992).

Los principales factores que afectan la infiltración en una cuenca pueden agruparse en los siguientes grupos: textura, estructura y condición del suelo, cobertura vegetal y características de la lluvia.

### **2.2.1 Textura, estructura y condición del suelo**

Los parámetros que miden estos factores son la porosidad, permeabilidad, humedad del suelo, perfil de suelo y pendiente.

#### ***2.2.1.1 Porosidad del suelo***

El sistema poroso del suelo impacta directamente sobre el balance de agua (entradas y salidas del sistema), en el funcionamiento hídrico (relaciones agua planta), en la

entrada y difusión de gases y calor, y en el desarrollo y crecimiento de las raíces. La porosidad está definida como (Williams, 1998).

$$\phi = \frac{V_v}{V_t} \times 100 \quad (2.1)$$

Donde,

$\phi$ : porosidad

$V_v$ : volumen de espacios vacíos

$V_t$ : volumen total de la muestra.

Como el agua solo se trasmite a través de los poros, el flujo que circula será proporcional al diámetro de los poros, disminuyendo conforme los diámetros se reducen, pero esta disminución de velocidad, aparte del efecto geométrico, es aun en mayor grado para los pequeños poros, debido a que la movilidad de las moléculas de agua unidas a las partículas sólidas, es muy baja por los efectos de adsorción (Forsythe, 1975).

El hecho de que un material sea poroso no significa necesariamente, que pueda darse una infiltración alta, para que esta se dé es necesario que los poros estén intercomunicados entre si, es decir que el material sea "permeable". La relación entre la capacidad de almacenaje y el movimiento del agua en los suelos, con la porosidad es evidente y fundamental. Sin embargo no es solamente la cantidad total de poros en el sólido lo que define el comportamiento hídrico del suelo, sino también y en muchos casos de manera predominante, las características específicas del sistema de poros, en términos de forma, tamaño y distribución. La Tabla 1 muestra la porosidad de algunos tipos de roca.

**Tabla 1.** Valores de porosidad para algunos materiales.

<i>MATERIAL</i>	<i>POROSIDAD (%)</i>
Grava	25-40
Arena y gravas	36
arenas	25-50
Limos	35-50
Arcillas	40-70
Mármoles	0.1-0.2
Granitos	1.5-0.02
Basaltos	0.1-2.9

Fuente: Warrick (2003).

#### 2.2.1.2 Permeabilidad o Conductividad Hidráulica

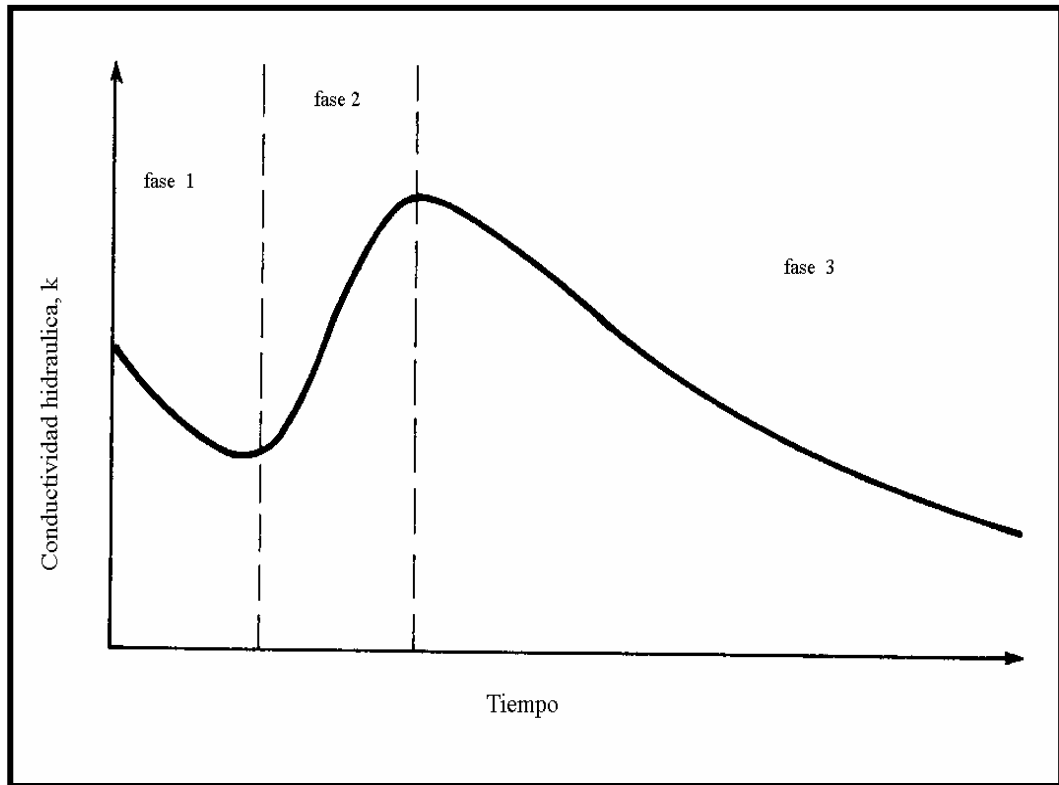
La conductividad hidráulica del suelo se ha señalado como un parámetro esencial en la determinación cuantitativa del movimiento del agua en el suelo y, consecuentemente para solucionar problemas que envuelven irrigación, drenaje, recarga y conservación del suelo. La conductividad hidráulica es afectada por la textura y estructura del suelo, siendo mayor en suelos altamente porosos, fracturados o agregados y menor en suelos densos y compactados (Forsythe, 1975).

La conductividad hidráulica representa la mayor o menor facilidad con que el medio deja pasar el agua a través de él por unidad de área transversal a la dirección del flujo, tiene las dimensiones de una velocidad y varía tanto espacial como temporalmente.

La conductividad hidráulica varía espacialmente debido a: a) la interacción del fluido con el medio poroso (por la características mineralógicas de las partículas y el agua que percola a través del suelo); b) el bloqueo de los poros (debido al aire atrapado y

la destrucción de los agregados); c) los microorganismos (su multiplicación y la consiguiente descomposición de la materia orgánica puede obstruir los poros); d) las grietas y cavidades (resultante de la actividad de las lombrices y descomposición de las raíces) y e) la heterogeneidad del medio poroso (variaciones en las características físicas de distintos estratos conduce a diferencias entre la conductividad hidráulica horizontal y vertical) (Salgado, 1999).

Desde el punto de vista de su variación en el tiempo ésta se debe a que los factores que actúan son dinámicos lo cual, sumado a la intervención humana, somete al suelo a continuos cambios que de una u otra forma afectan la conductividad. La Figura 3, muestra la variación de la conductividad hidráulica debido a una saturación prolongada. Dicha variación depende de varios procesos simultáneos, aunque la diferencia en las tres fases en que se ha dividido la curva, se explica por la predominancia de cada factor. De acuerdo a la Figura 3, la disminución de la conductividad durante la fase 1 se debe al efecto de la mojadura de las partículas y lixiviación de los electrolitos. En la fase 2 se produce un aumento relativamente brusco de la conductividad debido a la disolución del aire atrapado y eliminación del mismo con el agua. Finalmente, en la fase 3, se produce una disminución gradual de la conductividad debido a la actividad microbiana y posterior sellado de los poros (Reeve, 1957).



**Figura 3.** Variación de la conductividad hidráulica en el tiempo (Reeve, 1957).

Como se mencionó anteriormente, las dos características del suelo que inciden poderosamente sobre la conductividad hidráulica: la textura y la estructura. En la Tabla 2 siguiente se ilustra claramente este efecto.

**Tabla 2.** Valores de conductividad hidráulica según textura

	<i>T</i>	
	<i>E</i>	
	<i>X</i>	
	<i>T</i>	
	<i>U</i>	
	<i>R</i>	
	<i>A</i>	
	Ar	
	en	
	a	

	gr ue sa co n gr av a	
	Fr an co are no sa fin a; are na fin a	
	Fr an co; fra nc o arc ill os a bie n est	

	ru ctu ra da	
	Fr an co are no sa m uy fin a	
	Ar cil la co n gri eta s	
	Ar en a m uy fin a	
	Fr an co	

	arc ill os a, arc ill os a ma l est ru ctu ra da	
	Ar cil la co m pa cta da	

Fuente: Grassi (1981).

Como puede apreciarse en la Tabla 2, las variaciones de la conductividad hidráulica dentro de una misma clase textural son considerablemente altas y además están afectadas por la estructura predominante. En general, es posible sostener que la conductividad de un suelo arenoso es función de su textura (granulometría), en cambio, la conductividad de un suelo arcilloso depende fundamentalmente de su estructura (ordenamiento espacial de las partículas) (Salgado, 1999).

### *2.2.1.3 Contenido de humedad del suelo*

La cantidad total de agua que entra en un suelo, es mayor cuando el suelo se encuentra inicialmente seco que cuando está húmedo; no obstante, la velocidad de avance del agua a lo largo del perfil del suelo es inferior en el caso de suelo seco, es decir, si el suelo tiene un porcentaje de humedad alto, la infiltración es menor que si el suelo está seco. Por esta razón precipitaciones no muy altas, pueden producir crecientes significativas en épocas invernales, cuando el suelo se encuentra saturado de humedad, es decir, en un suelo húmedo, la velocidad de infiltración inicial es baja (debido a un gradiente de succión pequeño), y se logra más fácilmente una velocidad de infiltración constante. Es por esto que el contenido inicial de agua en el suelo y la conductividad hidráulica saturada del suelo son los principales factores que afectan el proceso de infiltración (Forsythe, 1975).

### *2.2.1.4 Perfil del suelo (estratos de diferentes tipos de suelo)*

Los perfiles del suelo formados naturalmente son raramente homogéneos, más bien contienen distintas capas, u horizontes con características hidráulicas y físicas específicas. La presencia de estas capas en el perfil del suelo generalmente retarda el movimiento de agua durante la infiltración. Las capas de arcilla impiden el flujo debido a su más baja conductividad hidráulica saturada; sin embargo, cuando estas capas están próximas a la superficie e inicialmente muy secas, la velocidad de infiltración inicial es muy alta y luego decae rápidamente. En la arena las capas tienen una tendencia a retardar el movimiento del frente mojado debido a que el tamaño del poro es mayor y así se requiere un gradiente hidráulico más alto para que el flujo de agua avance entre en las capas, sin embargo en condiciones de saturación (o casi saturación), los suelos de textura gruesa presentan una mayor conductividad,

como consecuencia del mayor tamaño de sus poros, que permiten una más fácil transmisión del agua. (Jara y Valenzuela, 2002).

La corteza de la superficie también actúa como una barrera hidráulica para la infiltración debido a la baja conductividad hidráulica cerca de la superficie, que reduce la infiltrabilidad inicial y el eventual logro de una infiltrabilidad constante.

#### *2.2.1.5 Pendiente*

Como es de esperar, la pendiente del suelo también puede incidir indirectamente sobre la velocidad de infiltración. Una pendiente excesiva produce escurrimiento que impacta en la cantidad de tiempo que el agua está disponible para la infiltración. En contraste las pendientes suaves tienen menos impacto en el proceso de la infiltración debido a la disminución del escurrimiento (Williams, 1998).

#### **2.2.2 Cobertura vegetal**

Cuando se compara la superficie del suelo desnudo, con la superficie del suelo con cobertura vegetal, esta última tiende a aumentar la infiltración retardando el flujo superficial, dando más tiempo para la infiltración de agua. Las raíces de la planta también pueden aumentar la infiltración aumentando la conductividad hidráulica de la superficie del suelo. Debido a estos efectos, la infiltración puede variar ampliamente bajo los diferentes tipos de vegetación (Salgado, 1999).

Las raíces de los árboles producen grietas en el suelo, favoreciendo la infiltración, además el follaje protege el suelo contra el impacto de las gotas de lluvia, reduciendo el efecto de compactación de éstas y evitando por lo tanto, la erosión. También al disminuir la velocidad de escurrimiento, por efecto de los tallos y troncos, la infiltración

se incrementa y alcanza valores máximos en bosques vírgenes; cuando el bosque se tala inmediatamente disminuye la infiltración y aumenta la escorrentía superficial directa (Jara y Valenzuela, 2002).

### **2.2.3 Características de la lluvia**

Si la precipitación es muy intensa, las gotas de lluvia compactan el terreno, disminuyendo la infiltración. Este efecto es disminuido por la vegetación.

## **2.3 Modelación Matemática de la Infiltración**

Para el estudio del proceso de infiltración se deben conocer las leyes básicas que determinan el movimiento de agua en el suelo, su uso en términos de propiedades del suelo y condiciones límites, además de considerar las siguientes suposiciones:

- Esguerrimiento isotérmico
- Presión de aire = presión atmosférica
- Matriz porosa de suelo rígido sin desplazamiento de partículas sólidas (suelos consolidados)
- Agua incompresible y medio homogéneo e isotrópico

La ecuación que permite describir el movimiento del agua en el suelo, se derivó a partir de los experimentos de Darcy (1856), quien determinó que la velocidad del flujo de agua en materiales porosos es directamente proporcional al gradiente hidráulico:

$$q_s = -K \cdot \frac{\partial H}{\partial S} \quad (2.2)$$

donde  $q_s$  es el flujo o volumen de agua que se mueve a través del suelo en la dirección  $S$  y  $\partial H / \partial S$  es el gradiente hidráulico en la dirección  $S$ . El factor de proporcionalidad  $K$  es la conductividad hidráulica, la cual depende de las propiedades del fluido y del medio poroso.  $H$  es la altura de presión potencial total.

En este caso  $H$  se considera igual a la altura hidráulica, la cual es la suma de la altura de presión o presión de succión  $h$  y la distancia sobre el plano de referencia o la altura de elevación,  $z$ , tomando el plano de referencia en la superficie del suelo.

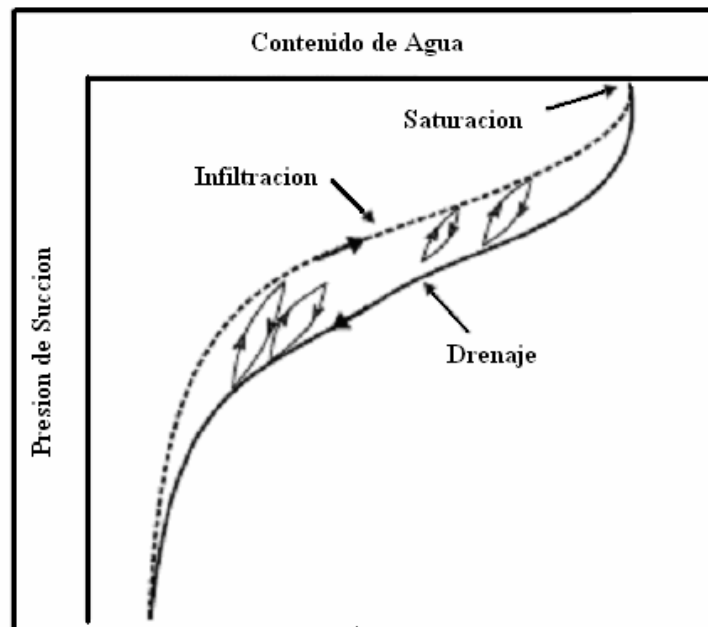
$$H = h - z \quad (2.3)$$

donde,  $z$  es la distancia medida positivamente hacia abajo desde la superficie del suelo.

La succión del agua en el suelo ( $h$ ), se define como la presión negativa que registra un manómetro en comparación con la presión externa del gas de la atmósfera o de un gas en contacto con el agua del suelo. La succión de agua del suelo es una manifestación de la atracción agua-suelo, en la cual su presión es menor que la presión del aire en contacto con esa agua. El aumento de la humedad del suelo reduce el valor de la succión, es decir, esta varía según sea el contenido de humedad del suelo en un instante dado (Forsythe, 1975).

La presión de succión del agua, se expresa comúnmente en unidades de medida de metros de columna de agua (m.c.a.), en kPa, bar o centibar. Para alturas de presión positivas, el contenido de agua,  $\theta$ , es usualmente constante y se asume que el suelo está saturado. Sin embargo, rara vez la saturación es completa bajo condiciones naturales, debido al aire atrapado. En su lugar,  $\theta = \theta_s$ , que es el aparente contenido de agua en la saturación para  $h > 0$  (Ilufi, 1992).

Para suelos no saturados, la altura de presión  $h$  es inherentemente negativa y linealmente relacionada con el contenido volumétrico de agua  $\theta$  (Warrick, 2003). La relación de la presión de succión versus contenido volumétrico de agua es llamada curva de retención de agua o curva característica de humedad. El fenómeno en el que las curvas de retención correspondientes al secado (drenaje) y humidificación de un suelo son distintas es denominado histéresis. Las características de humedad correspondientes a los fenómenos de infiltración y drenaje se muestran en Figura 4.



**Figura 4.** Ilustración del fenómeno de histéresis sobre las curvas de infiltración y drenaje (Hillel, 1980).

Para suelos saturados, la conductividad hidráulica es constante con respecto a  $h$ . Cuando la conductividad hidráulica para un contenido de agua dado varía desde un punto a otro en la masa de suelo, se dice que el suelo es heterogéneo. Si la conductividad hidráulica no depende del lugar dentro de la masa de suelo, el suelo es homogéneo. Si la conductividad hidráulica depende de la dirección del flujo, el suelo

es anisotrópico, los suelos isotrópicos, son los que tienen funciones de conductividad hidráulica independientes de la dirección del flujo (Salgado, 1999).

Para regiones de la masa de suelo que están solo parcialmente saturadas y en las cuales el contenido de agua varía con el tiempo y la posición, la ecuación para el flujo de agua se escribe:

$$q_s = -K(\theta) \cdot \frac{\partial H}{\partial S} \quad (2.4)$$

donde, la constante hidráulica  $K$  es función del contenido de agua  $\theta$ . Como la relación  $\theta = \theta(h)$  es una propiedad del suelo puede ser escrita como  $K = K(h)$  y

$$q_s = -K(h) \cdot \frac{\partial H}{\partial S} \quad (2.5)$$

Para suelos no saturados el agua se mueve principalmente en poros pequeños y a través de capas ubicadas alrededor y entre partículas sólidas. Mientras el contenido del agua decrece, el área de la sección transversal de las capas también decrece y las trayectorias del flujo se hacen más limitadas. El resultado es una función de constante hidráulica que disminuye rápidamente con el contenido de agua.

El principio de conservación de masa para el sistema de agua del suelo se describe como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla q \quad (2.6)$$

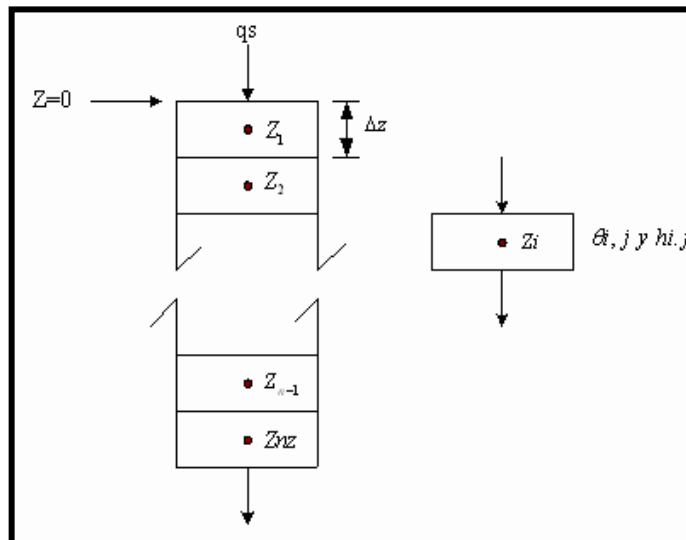
donde,  $q$  es el vector flujo,  $t$  es tiempo (T) y  $\theta$  es el contenido volumétrico de agua del suelo ( $L^3L^{-3}$ ) y se define como:

$$\theta = \frac{\text{volumen de agua}}{\text{volumen total}} \quad (2.7)$$

Por ejemplo para un flujo unidireccional, en dirección vertical “z” la ecuación (2.6) se describe como,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_z}{\partial z} \quad (2.8)$$

La Figura 5 representa el perfil del suelo como una red de puntos discretizados espacialmente, este es un enfoque desde el punto de vista del método de diferencias finitas, que es el usado por la mayoría de los investigadores. En la superficie del perfil de suelo  $z = 0$  y el primer nodo está en el centro de la celda, tal que  $z_1 = 0.5 \Delta z$ , ver Figura 5. El flujo vertical de agua, representado por el término  $q_s$ , avanza desde la superficie hasta el nodo  $Z_{nz}$ .



**Figura 5.** Esquema del proceso de infiltración de una columna de suelo. Combinando la ecuación (2.5) y (2.8) y tomando los datos de la superficie en que

$H = h - z$ , tenemos la ecuación de Richards (1931),

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2.9)$$

Si bien el flujo en la zona no saturada es de carácter tridimensional no es difícil establecer que el flujo es principalmente vertical (Pavese *et al.*, 1999).

De la ecuación de Richards derivan varias relaciones equivalentes que se pueden aplicar a la ecuación en un sentido genérico. La ecuación diferencial parcial es generalmente difícil de solucionar en su estado actual, por ser no lineal, de segundo orden y tener dos variables dependientes  $\theta$  y  $h$ . Para el caso de saturación esto se simplifica porque  $\theta$  constante, resultando la ecuación de Laplace.

El número de variables dependientes puede reducirse de dos a uno, con tal que exista una solución para la ecuación de Richards (Warrick, 2003). Con esta suposición, podemos eliminar  $h$  y tener una ecuación basada en  $\theta$  o eliminar  $\theta$  y tener una ecuación basada en  $h$ . En la Tabla 3 se muestran algunas de las formas alternativas de la ecuación de Richards.

**Tabla 3.** *Formas alternativas de la ecuación de Richards.*



--	--	--


Fuente: Warrick (2003).

Donde,  $D(\theta) = K(h)dh/d\theta$ , es la difusión capilar ( $L^2 T^{-1}$ ),  $C(h) = dq(h)/dh$ , es capacidad específica de agua en el suelo ( $L^{-1}$ ).

Ambas formas de la ecuación de Richards, (2.10) y (2.11), para el flujo en dirección vertical contienen dos parámetros del suelo:

- La ecuación basada en  $\theta$  contiene  $D(\theta)$  y  $K(\theta)$ .
- La ecuación basada en  $h$  contiene  $C(h)$  y  $K(h)$ .

Para muchos suelos los tres parámetros varían marcadamente con el contenido de agua o la presión de succión. La pronunciada no linealidad de estos parámetros es la primera fuente de dificultad al resolver la ecuación de Richards sujeta a condiciones de borde relacionadas con la infiltración.

La no linealidad de las propiedades del suelo como, conductividad hidráulica  $K$ , difusión capilar  $D$  y capacidad específica de agua en el suelo  $C$ , a evitado soluciones analíticas exactas de las ecuaciones (2.10) y (2.11). Sin embargo actualmente el modelo conceptual de mayor aceptación en la actualidad esta basado en la utilización de la ecuación de Richards. La solución analítica y numérica de este modelo se ha usado a lo largo del tiempo y se seguirá usando para predecir el movimiento del agua en el suelo hasta que se desarrolle otro modelo con igual o mejor capacidad predictiva (Mariano *et al*, 2000)

Los modelos que se han desarrollado para la predicción cuantitativa del movimiento del agua en el suelo y su interacción con la planta y la atmósfera, difieren en objetivo, detalle y aproximación, pero en varios de ellos la solución a las ecuaciones involucradas está basada en esquemas de discretización numérica, de diferencias

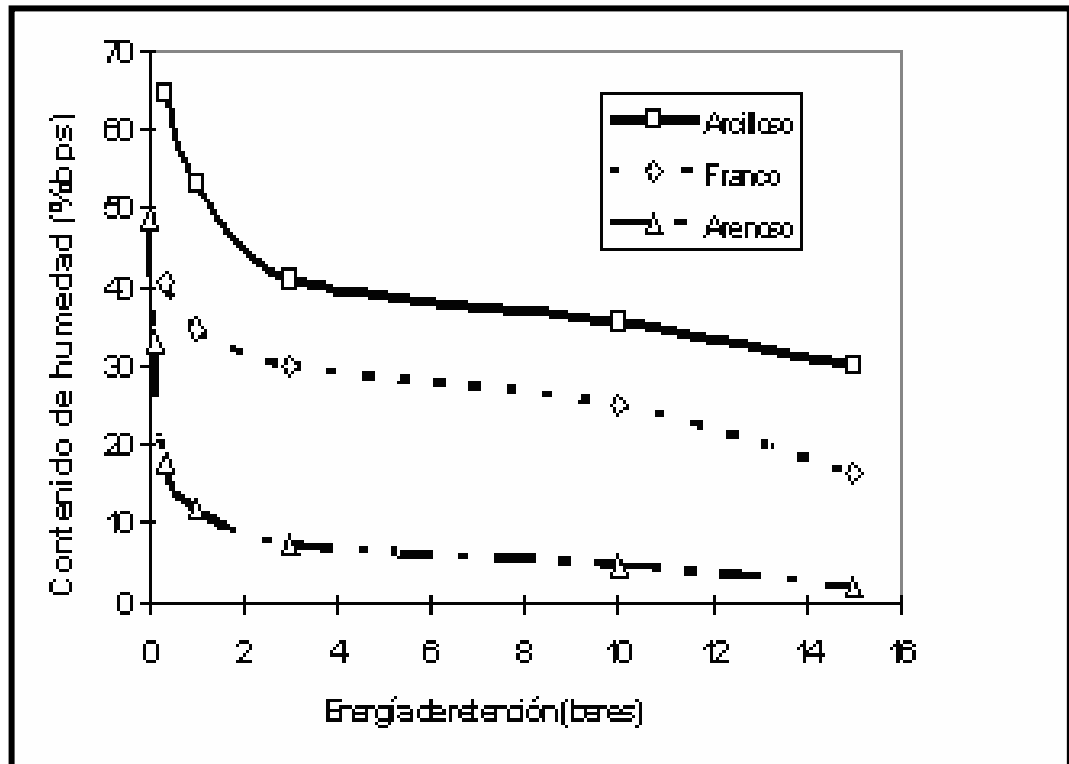
finitas o de elementos finitos, debido a que éstos permiten la modelación de diferentes eventos que ocurren en un sistema real.

La ecuación del transporte de humedad propuesta por Richards, discretizada en diferencias finitas, es utilizada con buenos resultados para simular el proceso físico de la infiltración, en condiciones iniciales y de frontera complejas, por lo cual tiene diversas aplicaciones prácticas, aclarando que una de las principales hipótesis consideradas es la exclusión del complejo fenómeno de histéresis, el cual es importante para algunas situaciones.

#### **2.4 Estimación del contenido de humedad del suelo mediante funciones de pedotransferencia.**

Durante los últimos años ha surgido un número importante de funciones de pedotransferencia (FP) que permiten estimar el contenido de humedad del suelo a partir de propiedades físico-químicas de fácil medición, esto junto al empleo de métodos numéricos avanzados y sistemas computacionales, han permitido el desarrollo de modelos de simulación altamente sofisticados, capaces de predecir los flujos hídricos y el transporte de solutos en suelos no saturados (Bonilla *et al.*, 1999). Estos modelos, en general, utilizan información relativa a las más importantes propiedades físicas e hidráulicas del suelo que describen la relación agua-suelo, que son la retención de agua  $\theta(h)$  y la conductividad hidráulica  $K(h)$ . Con estos avances, la necesidad inmediata es conocer funciones las de  $\theta(h)$  y  $K(h)$  como datos de entrada para los modelos. Sin embargo, la medición directa de estas propiedades a nivel de campo o laboratorio, a menudo es de alto costo en términos de tiempo y dinero, con resultados no siempre precisos (Rawls *et al.*, 1982). Además, la

variabilidad espacial propia del suelo obliga a disponer de un elevado número de muestras para representar adecuadamente un área de grandes dimensiones (Williams *et al.*, 1992). Esta situación muchas veces limita la posibilidad de verificar y validar estos parámetros (Schaap *et al.*, 1998). Por ello, una alternativa para estos estudios es el uso de las denominadas funciones de pedotransferencia.



**Figura 6.** Curva de retención de agua en el suelo para diferentes texturas (Arya y Paris, 1981).

Las funciones de pedotransferencia para predecir la curva de retención de agua pueden ser divididas en tres tipos:

a) Estimación de puntos

Son funciones empíricas, basadas en distintas propiedades del suelo. La mayoría de ellas establece un análisis de regresión múltiple entre el contenido de humedad a una tensión dada y textura, densidad aparente y contenido de materia orgánica del suelo

(Gupta y Larson, 1979; Rawls *et al.*, 1982), o en la utilización de uno o más puntos medidos de la curva de retención de humedad a distintas presiones de succión, ya sea a 33 kPa o a 1500 kPa (Rawls *et al.*, 1982).

#### b) Aproximaciones Paramétricas

En las funciones de pedotransferencia paramétricas se supone que las funciones  $\theta(h)$  y  $K(h)$  pueden ser descritas adecuadamente por modelos hidráulicos con cierto número de parámetros, como Brooks y Corey (1964); Campbell (1974) y van Genuchten (1980), ver Tabla 4.

Rawls *et al.* (1982) elaboró una lista promediando los valores de distintos parámetros obtenidos con el modelo de Brooks y Corey, y subsecuentemente Rawls y Brakensiek (1985) relacionaron estos parámetros con la porosidad de la arcilla y arena. Schaap *et al.* (1998) obtuvo el promedio de cada uno de los parámetros usados en el modelo hidráulico de van Genuchten, para todas las clases texturales según USDA, ver Tabla 5.

Usualmente se prefiere una aproximación paramétrica debido a que entrega  $\theta(h)$  como una función continua. Al utilizar este tipo de funciones de pedotransferencia se puede garantizar que el contenido de agua predicho aumenta conforme la presión de succión, inicialmente elevada, disminuye.

La estimación de parámetros puede ser usada para predecir la conductividad hidráulica saturada basada en modelos hidráulicos. Los modelos de transporte suelo-agua usualmente solo requieren parámetros de funciones hidráulicas, por lo que estos parámetros pueden ser usados directamente en los modelos de transporte suelo-agua.

**Tabla 4.** *Modelos de propiedades hidráulicas.*


--	--	--

--	--	--


--	--	--

--	--	--

--	--	--

Fuente: Schaap (1998).

**Tabla 5.** Promedio de los parámetros del modelo de van Genuchten de acuerdo a la clasificación de texturas de suelo USDA





Fuente: Schaap (1998).

c) Aproximaciones Físico-Empírica

En la curva de retención de agua modelada por Arya y Paris (1981) se traduce la distribución de tamaño de partículas en una curva de retención de agua, convirtiendo la fracción de masa de sólidos a contenido de agua y la distribución del tamaño de los poros a potencial hidráulico, mediante la ecuación de capilaridad. El mayor obstáculo es la necesidad de predecir parámetros que caractericen el empacamiento de las partículas de suelo. Tyler y Wheatcraft (1989) propusieron un parámetro de

empacamiento a escala como una dimensión de desorden. Arya *et al.* (1999) mejoró el modelo incorporando al parámetro de escala una dependencia con la textura del suelo.

## **2.5 Descripción de Modelos de Infiltración**

La infiltración puede ser caracterizada por muchas condiciones iniciales y de borde de interés al resolver las ecuaciones diferenciales gobernantes, usando métodos numéricos.

Estas soluciones proporcionan medios físicamente consistentes para cuantificar la infiltración en términos de propiedades del suelo que rigen el movimiento de agua y de aire. Sin embargo, tales procedimientos, rara vez se usan en la práctica. La limitación severa y mas importante es al dificultad de obtener datos asociados a propiedades del suelo, dificultad que muchas veces es superior a la de los requerimientos computacionales. Las variaciones de las propiedades, en cuanto a la profundidad y variabilidad espacial hace que se requieran numerosas mediciones para describir adecuadamente las condiciones de campo.

La progresiva toma de conciencia en relación a la conservación de los suelos y la calidad de las aguas, junto al empleo de avanzados métodos numéricos y sistemas computacionales, han permitido el desarrollo de modelos de simulación altamente sofisticados, capaces de predecir los flujos hídricos y el transporte de solutos en suelos no saturados. Estos modelos, en general, utilizan información relativa a las propiedades de retención de humedad del suelo,  $\theta(h)$ , donde, como se menciono

anteriormente  $\theta$  es el contenido volumétrico de humedad y  $h$  es la tensión a la cual está retenida el agua en el suelo (Grifol, *et al.*, 1999).

### 2.5.1 Modelo SCS

El desarrollo de una aproximación empírica de una ecuación para la infiltración del agua consiste primero en identificar una función matemática cuya forma, como una función del tiempo, iguale las características observadas de velocidad de infiltración, seguido por un esfuerzo a proporcionar una explicación física del proceso (Jury *et al.*, 1991). Para los modelos semi-empíricos, la mayoría de los procesos físicos normalmente son representados con aceptación por métodos conceptuales simplistas en lugar de ecuaciones derivadas de los principios físicos fundamentales (Mariano *et al.*, 2000). El modelo del Servicio de Conservación de Tierra (SCS) es normalmente el modelo de infiltración semi-empírico usado en el campo de físicas de la tierra e hidrología (USDA, 1972).

El Soil Conservation Service, desarrolló un procedimiento para obtener la llamada precipitación eficaz o efectiva o la lámina que produce escorrentía superficial directa. Este método goza de mucha popularidad para determinar las tormentas de diseño, cuando se estudian caudales máximos. Sin embargo sus resultados deben mirarse con mucho cuidado, pues los coeficientes de este método fueron desarrollados para zonas de Estados Unidos. En este método la capacidad de infiltración del suelo depende de varios factores:

- a) Uso del suelo.
- b) Tratamiento superficial a que ha sido sometido el suelo

- c) Condición hidrológica del suelo
- d) Grupo hidrológico del suelo
- e) Humedad antecedente, relacionada con la cantidad de lluvia caída en la cuenca.

Las funciones matemáticas para el modelo de SCS se dan como:

$$R = \frac{(P - 0.2F_w)^2}{P - 0.8F_w} \quad P > 0.2F_w \quad (2.13)$$

$$R = 0 \quad P = 0.2F_w$$

$$q = P - R \quad (2.14)$$

donde  $R$  es cantidad de escurrimiento (pulg.),  $P$  es la cantidad de lluvia diaria (pulg.),  $F_w$  es un parámetro derivado estadísticamente (pulg.), también llamado parámetro de retención y  $q$  es la cantidad de la infiltración diaria (pulg.). La justificación para el uso de este modelo esta basado en la consideración de que el modelo es simple, requiere pocos parámetros de entrada, se ha usado ampliamente y se ha entendido en el campo de la física del suelo e hidrología.

#### *Suposiciones:*

Una de las mayores limitaciones para la aplicación del modelo SCS es la ilegitimidad de los coeficientes de la Ecuación 2.13 que deben evaluarse con los datos de campo para cada sitio específico. Como el modelo no deriva de los principios fundamentales de la física, sólo puede usarse como una herramienta de investigación para las aproximaciones iniciales.

#### 2.5.2 Modelo de Dos-Términos de Philip

El modelo de dos-términos de Philip (PHILIP2T) es un formulario truncado de la solución impulsada por la serie de Taylor presentada por Philip (1957), el que hizo pensar en el uso de este modelo en la hidrología, aplicada para intervalos de tiempo no prolongados. Este modelo considera que durante las fases iniciales de infiltración (es decir, cuando  $t$  es muy pequeño), el primer término de la Ecuación 2.15 es el dominante. En esta fase la infiltración vertical procede a casi la misma velocidad que la absorción o la infiltración horizontal debido a la gravedad, y el componente representado por el segundo término, sigue siendo despreciable. Cuando la infiltración continúa, el segundo término se vuelve progresivamente más importante hasta que domina el proceso de infiltración.

El modelo de dos-término de Philip se representa por las siguientes ecuaciones:

$$q(t) = \frac{1}{2} S t^{-\frac{1}{2}} + A \quad (2.15)$$

$$I(t) = S t^{1/2} + A t \quad (2.16)$$

donde,  $q$  es velocidad de infiltración (cm/h),  $t$  es tiempo de infiltración (h),  $S$  es la sortividad ( $\text{cm/h}^{1/2}$ ), es una condición de borde, en función del contenido inicial de agua saturada,  $A$  es una constante (cm/h) depende de las propiedades iniciales del suelo y del contenido de agua saturada, e  $I(t)$  es la infiltración acumulativa (cm) en cualquier tiempo,  $t$ .

*Suposiciones:*

Los tres primeros supuestos para este modelo son: (1) suelo con condiciones y propiedades homogéneas; (2) las condiciones antes de la infiltración con respecto a la distribución del contenido de agua debe ser uniforme y constante; y (3) el contenido de agua en la superficie permanece constante y cerca de la saturación.

Hay básicamente cuatro limitaciones para este modelo: (1) los suelos raramente son homogéneas, y este modelo no está diseñado para los sistemas estratificados; (2) el volumen de humedad inicial raramente se distribuye uniformemente a lo largo del perfil del suelo; (3) en la mayoría de los episodios de lluvia o irrigación, el contenido de agua en la superficie del suelo es raramente constante; y (4) las aproximaciones no son válidas durante periodos de tiempo prolongados. Con respecto a la tercera limitación identificada, sobre si la lluvia o la velocidad de irrigación, es menor que la conductividad hidráulica saturada, si esto ocurre la superficie del suelo no puede saturarse y por lo tanto no ocurriría inundación. Bajo estas condiciones, la velocidad de infiltración debe ser igual a la velocidad de la lluvia o de la irrigación. Incluso cuando la velocidad sea mayor que la conductividad hidráulica de saturación, habrá un retraso de tiempo entre el principio de la infiltración y el tiempo de saturación de la superficie y la inundación subsecuente.

### 2.5.3 Modelo explícito Green-Ampt

El modelo Green-Ampt es el primer modelo físicamente basado en ecuaciones que describen la infiltración de agua en el suelo. Ha sido un tema de desarrollo considerable en las ciencias físicas de la tierra e hidrología que debido a su simplicidad y la aplicación satisfactoria para una variedad amplia de problemas de infiltración de agua. Este modelo entrega la infiltración acumulativa y la velocidad de infiltración como funciones implícitas del tiempo (es decir, dado un valor de

tiempo,  $t$ ,  $q$  y  $I$  no puede obtenerse por substitución directa). Las ecuaciones tienen que ser resueltas de una manera iterativa para obtener estas cantidades. Por consiguiente, las funciones requeridas son  $q(t)$  e  $I(t)$  en lugar de  $t(q)$  y  $t(I)$ . El modelo explícito Green-Ampt (GAEXP) para  $q(t)$  e  $I(t)$ , desarrollado por Salvucci y Entekhabi (1994), facilitó una estimación sincera y exacta de la infiltración para cualquier tiempo dado. Este modelo produce supuestamente en todo momento menos de 2% error cuando se compara a los valores exactos del modelo implícito de Green - Ampt.

Las formulaciones matemáticas para este modelo son las siguientes:

$$\frac{I}{K_s} = \left(1 - \frac{\sqrt{2}}{3}\right)t + \frac{\sqrt{2}}{3}\sqrt{X^2 + t^2} + \left(\frac{\sqrt{2}-1}{3}\right)X[\ln(t+X) - \ln X] + \frac{\sqrt{2}}{3}X \left[ \ln\left(t + \frac{X}{t} + \sqrt{X^2 + t^2}\right) - \ln\left(\frac{X}{2}\right) \right] \quad (2.17)$$

$$\frac{q}{K_s} = \frac{\sqrt{2}}{2}t^{-1/2} + \frac{2}{3} - \frac{\sqrt{2}}{6}t^{1/2} + \frac{1-\sqrt{2}}{3}t \quad (2.18)$$

con

$$c = \frac{(h_s - h_f)(q_s - q_f)}{K_s} \quad (2.19)$$

y

$$t = \frac{t}{t + c} \quad (2.20)$$

donde  $q$  es la velocidad de infiltración (cm/h),  $K_s$  conductividad hidráulica saturada (cm/h),  $t$  es tiempo (h),  $h_s$  es profundidad de inundación o presión de carga capilar a la superficie (cm),  $h_f$  la presión de carga capilar en el frente mojado (cm),  $\theta_s$  es el contenido volumétrico de agua saturada ( $\text{cm}^3 / \text{cm}^3$ ) y  $\theta_0$  contenido inicial de agua ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ).

*Suposiciones:*

Los supuestos del modelo son: (1) el perfil del contenido de agua es de tipo flujo pistón, con un frente mojado bien definido; (2) antes de la infiltración la distribución del contenido de agua es uniforme y constante; (3) el contenido de agua cae abruptamente a su valor anterior al frente mojado; (4)  $h_f$  es la presión de carga tierra-agua (negativo) en el frente mojado (5) la presión de carga tierra-agua en la superficie,  $h_s$ , es la profundidad del agua de inundación; y, (6) la región húmeda del suelo mantiene las propiedades constantes.

Las limitaciones del modelo son: (1) suelo con condiciones y propiedades homogéneas; (2) profundidad de inundación de superficie constante y distintas de 0; y, (3) en la mayoría de las situaciones de lluvia o irrigación, el contenido de agua en la superficie no es constante.

#### 2.5.4 Modelo Flujo constante Green-Ampt

El modelo de flujo constante Green-Ampt (GACONST) puede usarse para simular la infiltración bajo condiciones de no inundación donde la velocidad de aplicación del flujo de agua se representa por  $r$ . Se presentan dos casos, en donde la velocidad de aplicación es menor que la conductividad hidráulica de saturación ( $K_s$ ), y donde la velocidad de aplicación es mayor que la conductividad hidráulica de saturación. Cuando  $r < K_s$ , la velocidad de infiltración ( $q$ ) siempre es igual a la velocidad de aplicación en la superficie y la superficie nunca se satura. Cuando  $r > K_s$ , la saturación de la superficie ocurre en el momento  $t_0$ . Bajo estas circunstancias de flujo

constante el modelo Green-Ampt presentado por Swartzendruber (1974) puede ser usado.

Las formulaciones matemáticas para este modelo se presentan continuación:

Para  $r < K_s$  y  $t > 0$ , se tiene:

$$q = r \quad (2.21)$$

$$I = rt \quad (2.22)$$

Para  $r > K_s$ , se tienen los siguientes casos,

(1)  $t < t_0$

$$q = r \quad (2.23)$$

$$I = rt \quad (2.24)$$

(2)  $t > t_0$

$$q = k_s \left[ 1 - (\theta_s - \theta_0) \frac{h_f}{I} \right] \quad (2.25)$$

Con,

$$I_0 = rt_0 \quad (2.26)$$

$$K_s(t - t_0) = I - I_0 + h_f(\theta_s - \theta_0) \ln \left[ \frac{I - (\theta_s - \theta_0)h_f}{I_0 - (\theta_s - \theta_0)h_f} \right] \quad (2.27)$$

$$t_0 = \frac{K_s h_f (q_s - q_0)}{r(r - K_s)} \quad (2.28)$$

donde  $q$  es la velocidad de infiltración en la superficie (cm/h),  $r$  es la velocidad de aplicación de agua constante en la superficie (cm/h),  $t$  es tiempo (h),

$K_s$  conductividad hidráulica saturada (cm/h),  $\theta_s$  contenido volumétrico de agua saturada ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ), y  $\theta_0$  contenido volumétrico de agua inicial ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ), y  $h_f$  presión capilar de carga ( $<0$ ) en el frente mojando (cm). En el caso que  $r > K_s$ , antes que ocurra la saturación de la superficie, la velocidad de infiltración es absolutamente igual a  $r$ .

*Suposiciones:*

Los supuestos y limitaciones son los mismos que los identificados para los otros modelos Green-Ampt.

#### 2.5.5 Modelo de Infiltración/ evapotranspiración

El movimiento vertical del agua en el suelo, entre la superficie y la masa de agua puede ser dividida en dos procesos según las fuerzas predominantes involucradas: (1) infiltración y (2) evapotranspiración. El modelo de infiltración/evapotranspiración (INFEXF) desarrollado por Eagleson (1978) fue seleccionado para estimar la infiltración de agua durante una estación húmeda y evapotranspiración durante una estación seca. La ecuación de Philip que puede usarse para simular infiltración y evapotranspiración. Este modelo supone que el medio es un medio efectivamente semi-infinito y el contenido interno de agua en el suelo en el inicio de cada tormenta y el período de entre tormentas será uniforme para largos periodos de tiempo-espacio promedio. La ecuación de evapotranspiración se modifica para la presencia de la vegetación natural a través de la introducción aproximada de un sumidero distribuido que representa la humedad extraída por las raíces de las plantas.

Las formulaciones matemáticas para este modelo son las siguientes:

$$f_i = \frac{1}{2} S_i t^{-1/2} + \frac{1}{2} (K_1 + K_0) \quad (2.29)$$

para el agua de infiltración y,

$$f_e = \frac{1}{2} S_e t^{-1/2} - \frac{1}{2} (K_1 + K_0) - ME_v \quad (2.30)$$

para evapotranspiración de agua dónde,  $f$  es la velocidad de infiltración (cm/h),  $S_i$  sortividad (cm/h<sup>1/2</sup>),  $t$  es el tiempo (h),  $K_1$  es la conductividad hidráulica de la superficie del suelo (cm/h),  $K_0$  es la conductividad hidráulica inicial (cm/h),  $f_e$  es la velocidad de evapotranspiración (cm/h),  $S_e$  es la sortividad de evapotranspiración (cm/h<sup>1/2</sup>),  $M$  es la fracción de vegetación en la superficie de la tierra, y  $E_v$  es la velocidad de transpiración (cm/h). Durante la estación húmeda (la infiltración),  $K_1$  y  $\theta_1$  podrían representar conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) y el contenido de agua saturada ( $\theta_s$ ) respectivamente para las condiciones de la superficie del suelo. Durante la estación seca (evapotranspiración),  $K_1$  podrían representar la conductividad hidráulica en la superficie del suelo seca con el agua los acercamientos satisfechos poner a cero.

*Suposiciones:*

Los supuestos y limitaciones para el modelo son: (1) la profundidad de la capa de agua es mucho mayor que el largo de la profundidad de penetración y la profundidad de la raíz; (2) el contenido de agua en el suelo a lo largo de la capa límite de la superficie es espacialmente uniforme a la salida de cada uno de los períodos de tormenta y a la salida de cada período entre tormentas el valor  $s = s_0$  dónde  $s$  es el

grado de saturación y  $s_0$  es grado inicial de saturación en la capa de límite de la superficie; (3) la vegetación esta uniformemente distribuida y las raíces se extienden a través de todo el volumen del suelo; y (4) sistema suelo homogéneo.

### **3. METODOLOGIA**

#### **3.1 Formulación del modelo matemático de infiltración de agua en suelo.**

El modelo matemático se desarrolló en base a la aproximación numérica de la ecuación de Richards, como se mencionó anteriormente esta ecuación es de tipo diferencial en derivadas parciales, parabólica y altamente no lineal, esta no linealidad fue parcialmente eliminada mediante un cambio de variable dependiente a través de la transformación integral de Kirchoff. Por otra parte para resolver esta ecuación se utilizaron las ecuaciones de pedotransferencia propuestas por Gardner (1958), con el fin de relacionar la humedad con la presión de succión.

La aproximación numérica de la ecuación se realizó mediante el método de diferencias finitas, específicamente mediante el método de Crank Nicolson, ver Anexo A. Con las ecuaciones discretizadas se formó un sistema de ecuaciones tridiagonal y para su resolución se construyó un algoritmo computacional en un software especializado en resolver ecuaciones diferenciales totales y/o parciales y de ecuaciones algebraicas (MatLab).

### **3.2 Validación del modelo matemático de infiltración utilizando mediciones experimentales.**

Para la validación del modelo matemático se utilizó información experimental, para lo cual fue necesario realizar experimentos en laboratorio, donde se compararon variables medidas experimentalmente con las calculadas por simulación, para posteriormente determinar el error del modelo matemático.

Para la obtención de los datos experimentales se realizó como primera etapa el montaje de una columna de infiltración, posteriormente se desarrolló un procedimiento experimental para la toma de muestras y finalmente se determinó el contenido volumétrico de agua y la velocidad de infiltración.

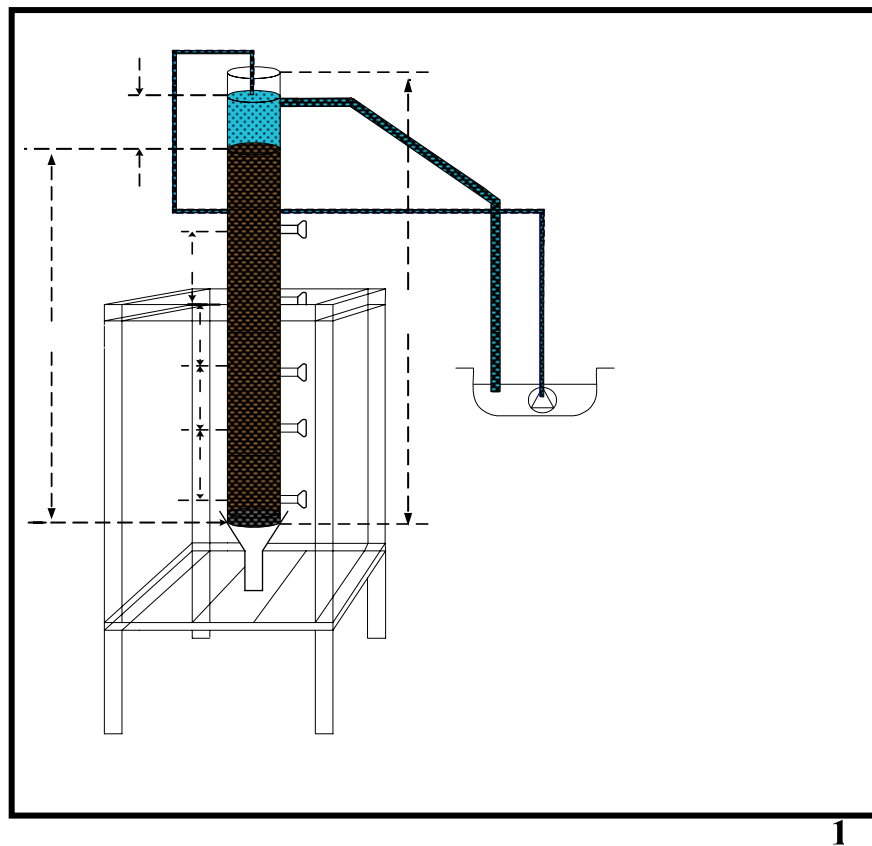
Para la selección del suelo utilizado en el experimento, se considero principalmente un suelo en donde estuviera emplazado algún potencial foco de contaminación del suelo y las napas subterráneas, es por eso que el suelo escogido corresponde a un suelo donde se encuentra funcionamiento un relleno sanitario.

#### a) Construcción y montaje de la columna de infiltración.

El diseño de la columna de infiltración esta basado en una adaptación de la columna mojada utilizada por Forsythe, 1975. Para la construcción de la columna de infiltración se utilizó un tubo de acrílico con un diámetro interno de 9,56 cm y 130 cm de longitud, de los cuales 100 cm corresponden al perfil de suelo, 20 cm corresponden a la carga constante de agua y 10 cm de borde libre. Para la toma de muestras en el perfil del suelo fue necesario hacer 5 orificios en el tubo, en cada

orificio se introdujo un tapón de goma, para evitar perder suelo y agua después de tomada la muestra. En la base del tubo se colocó una malla metálica para retener el suelo en su interior.

Para mantener una carga constante de agua, equivalente a una altura de 20 cm del tubo, se hizo un orificio a 120 cm desde la base del tubo, el agua sobrante es recirculada a la columna de infiltración con la ayuda de una bomba sumergida en el mismo recipiente, ver Figura 7.



**Figura 7.** Diagrama de la columna de infiltración.

b) Procedimiento experimental.

20 cm.

En primer lugar, con el fin de controlar que todas las replicas del experimento se realicen bajo las mismas condiciones, el suelo utilizado en el experimento fue previamente secado a 105° C por 24 horas y tamizado para asegurar la

5

20cm.

4

57

100 cm .

20cm.

homogeneidad de la muestra de suelo. Además se estableció un procedimiento antes de cada medición, que consiste en masar en una balanza siempre la misma cantidad de suelo, luego al llenar la columna con el suelo, este se compacta y afora hasta una altura de 100 cm del tubo previamente graduado.

Una vez que el tubo contiene el suelo, la primera medición realizada antes de aplicarle agua a la columna de infiltración, consiste en medir la presión de succión inicial del suelo ( $h_0$ ), para medir la succión se usa un tensiómetro que en su forma mas simple consiste en un manómetro lleno de agua, conectado al agua del suelo a través de un filtro poroso saturado, las aberturas finas del filtro impiden el paso de las partículas de suelo y las burbujas de aire, de este modo se midió la presión de succión de manera directa, la Figura 8 muestra el tensiómetro utilizado en laboratorio.



**Figura 8.** *Tensiómetro utilizado en el laboratorio.*

Después de medir la presión de succión, se tomó una muestra de suelo, se colocó en un capacho de papel de aluminio previamente pesado, el capacho más la muestra de suelo se pesó en una balanza analítica y se lleva a un horno a 105°C por 24 horas,

después de esto se dejó enfriar a temperatura ambiente en un desecador y se volvió a pesar. Este procedimiento se realizó cada ciertos minutos una vez aplicada la carga constante de agua y se repite simultáneamente en las distintas profundidades de la columna de infiltración, según el avance del frente mojado, registrando los pesos obtenidos, el detalle del procedimiento experimental se describe en el Anexo B.

Paralelamente a la toma de muestras, en cada experimento se registró el avance del frente mojado, es decir, se registró la profundidad en que se encontraba el frente mojado en un determinado tiempo, para la posterior obtención de la velocidad de infiltración, la que corresponde a la pendiente de la curva tiempo versus profundidad de avance del frente mojado. La velocidad de infiltración final se obtuvo promediando las pendientes de las curvas resultantes de los experimentos realizados.

c) Determinación del contenido volumétrico de agua.

La humedad del suelo se puede expresar gravimétricamente, con base en la masa, o volumétricamente, con base en el volumen. La humedad gravimétrica se determinó por diferencia de masa obtenida de las mediciones experimentales. Para la determinación del contenido volumétrico de agua se transformó la masa de agua y la masa de suelo en volumen de agua y volumen de suelo con la densidad del agua y la densidad aparente del suelo, respectivamente, ver Anexo C. La densidad aparente del suelo, se determinó pesando una muestra de suelo contenida en un volumen conocido.

d) Determinación del error del modelo matemático de infiltración.

Una vez obtenidos los datos experimentales se compararon, mediante una ecuación matemática, con los datos entregados por el modelo matemático y se calculó el error del modelo.

### **3.3 Simulación de distintos escenarios de infiltración utilizando el modelo matemático.**

Finalmente se realizó un análisis de sensibilidad paramétrica al modelo. El análisis de sensibilidad consistió en determinar el efecto de las variaciones en los parámetros sobre la respuesta del modelo, de esta forma se identificó aquellos parámetros que mas afectan la calidad de la predicción.

Una vez que el error del modelo fue minimizado, se utilizó para simular el comportamiento del proceso de infiltración de agua en suelos distintos al utilizado para su validación. Principalmente por sus características hidráulicas totalmente opuestas se simularon suelos de textura fina, como lo son los suelos arcillosos, y suelo de textura gruesa, como lo son los suelos arenosos.

## 4. RESULTADOS Y DISCUSION

### 4.1 Implementación del modelo matemático de infiltración

En la ecuación de Richards intervienen dos parámetros que caracterizan el tipo de suelo, ellos son  $K(h)$  y  $C(h)$ , por lo que toda vez que se quiera resolver esta ecuación, se debe contar con información acerca de la distribución de estos parámetros. La disponibilidad de valores confiables de  $K(h)$  no es tan sencilla ya que el parámetro presenta una gran variabilidad espacial y su medición, de por sí costosa, insume un tiempo considerable.

Durante las últimas décadas, numerosos investigadores se abocaron a la tarea de relacionar la humedad y la conductividad hidráulica no saturada con la tensión (Gardner 1958, Brooks y Corey 1964, y Van Genuchten 1980, entre otros). En este modelo se utilizaron las fórmulas de Gardner, para la determinación de los valores de  $K(h)$  y  $\theta(h)$ .

$$K(h) = K_s e^{\alpha h} \quad (4.1)$$

donde  $K_s$  es la conductividad hidráulica del suelo saturado (cm/min) y  $\alpha$  (cm<sup>-1</sup>) es un parámetro que caracteriza cada tipo de suelo. Esta expresión es adoptada por la mayoría de los modelistas matemáticos debido a su simplicidad (Pavese, 1999).

Mientras que para la curva característica de humedad de suelo se eligió una relación también de tipo exponencial

$$\theta(h) = (\theta_s - \theta_r)e^{\alpha h} + \theta_r \quad (4.2)$$

donde  $\theta_s$  es el contenido de agua en saturación ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ) y  $\theta_r$  es el contenido de humedad residual ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ).

La no linealidad, representada por la relación funcional de los parámetros  $K$  y  $C$  con la variable de estado  $h$ , se eliminó parcialmente aplicando un cambio de la variable dependiente a través de la transformación integral de Kirchoff. Esta transformación se define mediante la expresión:

$$u(h) = \int_0^h K(\xi) d\xi \quad (4.3)$$

siendo  $u(h)$  la llamada variable de Kirchoff. Se introdujo la definición anterior en la ecuación (2.10) y se reescribió como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{C(h)} \frac{\partial K(h)}{\partial h} \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{K(h)}{C(h)} \frac{\partial^2 u}{\partial h^2} \quad (4.4)$$

Esta transformación fue previamente utilizada por Haverkamp and Vauclin (1981), y Kutilek *et. al* (1991), entre otros. Introduciendo las expresiones (4.1) y (4.2) en (4.4), y teniendo en cuenta que  $C(h) = dq(h)/dh$  se obtuvo:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \left( \frac{K_s}{\theta_s - \theta_r} \right) \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{K_s}{(\theta_s - \theta_r)\alpha} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (4.5)$$

donde los coeficientes que preceden a las derivadas espaciales son constantes y función de los parámetros físicos del suelo. Además, acorde a la transformación de Kirchoff y a la relación de conductividad hidráulica adoptada, y llamando

$$C = \frac{K_s}{\theta_s - \theta_r}, \quad \gamma = \frac{K_s}{(\theta_s - \theta_r) \alpha} \quad (4.6)$$

la ecuación (4.5) se redujo a:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + C \frac{\partial h}{\partial z} = \gamma \frac{\partial^2 h}{(\partial z)^2} \quad (4.7)$$

La aproximación numérica de la ecuación (4.7) se realizó por el método de diferencias finitas, que ha sido tradicionalmente utilizado para la integración del modelo de flujo, dada la relativa simplicidad que requiere su planteamiento y resolución. El avance temporal se obtuvo mediante el método de Crank-Nicolson, el que proporciona un esquema implícito alterno que es exacto de segundo orden tanto en espacio como en tiempo (Chapra, 1998).

El primer nodo interior y los que siguen se obtuvieron por diferencias divididas centradas, así la primera derivada temporal fue aproximada en:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_i^{t+1} - h_i^t}{\Delta t} \quad (4.8)$$

y la aproximación de la primera derivada espacial:

$$C \frac{\partial h}{\partial z} = C \left( \frac{h_{i+1}^t - h_{i-1}^t}{2\Delta z} \right) \quad (4.9)$$

La segunda derivada en el espacio fue determinada en el punto medio al promediar las aproximaciones al inicio y al final del incremento del tiempo.

$$\gamma \frac{\partial^2 h}{(\partial z)^2} = \gamma \frac{1}{2} \left( \frac{h_{i+1}^t - 2h_i^t + h_{i-1}^t}{(\Delta z)^2} + \frac{h_{i+1}^{t+1} - 2h_i^{t+1} + h_{i-1}^{t+1}}{(\Delta z)^2} \right) \quad (4.10)$$

Sustituyendo las ecuaciones (4.8), (4.9) y (4.10) en la ecuación (4.7) se obtiene:

$$\frac{h_i^{t+1} - h_i^t}{\Delta t} + C \left( \frac{h_{i+1}^t - h_{i-1}^t}{2\Delta z} \right) = \gamma \frac{1}{2} \left( \frac{h_{i+1}^t - 2h_i^t + h_{i-1}^t}{(\Delta z)^2} + \frac{h_{i+1}^{t+1} - 2h_i^{t+1} + h_{i-1}^{t+1}}{(\Delta z)^2} \right) \quad (4.11)$$

Reagrupando términos:

$$-Ah_{i-1}^{t+1} + 2(1+A)h_i^{t+1} - Ah_{i+1}^{t+1} = (A+B)h_{i-1}^t - 2(A-1)h_i^t + (A-B)h_{i+1}^t \quad (4.12)$$

Donde  $A = \frac{\gamma \Delta t}{(\Delta z)^2}$  y  $B = \frac{C \Delta t}{\Delta z}$ , la condición de frontera de  $h_0^{t+1} = f_0(T^{t+1})$ ,

puede ser prescrita para deducir el primer nodo interior, entonces este será:

$$2(1+A)h_1^{t+1} - Ah_2^{t+1} = (A+B)f_0(T^{t+1}) - 2(A-1)h_1^t + (A-B)h_2^t + Af_0(T^{t+1}) \quad (4.13)$$

Para el último nodo interior no existe la condición de frontera  $h_{m+1}^{t+1} = f_{m+1}(T^{t+1})$ , por esta razón, para el último nodo interior, se aplicaron las formulas de diferencias divididas finitas hacia atrás, así la primera derivada espacial fue aproximada en:

$$C \frac{\partial h}{\partial z} = C \left( \frac{h_i^t - h_{i-1}^t}{\Delta z} \right) \quad (4.14)$$

Y la segunda derivada en el espacio fue determinada en el punto medio al promediar las aproximaciones al inicio y al final del incremento del tiempo.

$$\gamma \frac{\partial^2 h}{(\partial z)^2} = \gamma \frac{1}{2} \left( \frac{h_i^t - 2h_{i-2}^t + h_{i-1}^t}{(\Delta z)^2} + \frac{h_i^{t+1} - 2h_{i-2}^{t+1} + h_{i-1}^{t+1}}{(\Delta z)^2} \right) \quad (4.15)$$

Sustituyendo las ecuaciones (4.8), (4.14) y (4.15) en la ecuación (4.7) se obtiene:

$$\frac{h_i^{t+1} - h_i^t}{\Delta t} + C \left( \frac{h_{i-}^t - h_{i-1}^t}{\Delta z} \right) = \gamma \frac{1}{2} \left( \frac{h_{i-}^t - 2h_{i-2}^t + h_{i-1}^t}{(\Delta z)^2} + \frac{h_i^{t+1} - 2h_{i-2}^{t+1} + h_{i-1}^{t+1}}{(\Delta z)^2} \right) \quad (4.16)$$

Reagrupando términos:

$$\begin{bmatrix} 2(1+A) & -A & 0 & \cdots & 0 \\ -A & 2(1+A) & -A & & \vdots \\ 0 & & & & 0 \\ \vdots & & & & \\ 0 & & -A & 2A & 2-A \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} h_1^{t+1} \\ h_2^{t+1} \\ \vdots \\ h_{N-1}^{t+1} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} (A+B)f_0(T^{t+1}) - 2(A-1)h_1^t + (A-B)h_2^t + Af_0(T^{t+1}) \\ (A+B)h_1^t - 2(A-1)h_2^t + (A-B)h_3^t \\ (A+B)h_2^t - 2(A-1)h_3^t + (A-B)h_4^t \\ \vdots \\ A_{n-2}^t - 2(A-B)h_{n-1}^t + (A-2B+2)h_n^t \end{Bmatrix}$$

$$-Ah_{i-2}^{t+1} + 2Ah_{i-1}^{t+1} + (2-A)h_i^{t+1} = Ah_{i-2}^t - 2(A-B)h_{i-1}^t + (A-2B+2)h_i^t \quad (4.17)$$

Las ecuaciones (4.12) y (4.17) son tridiagonales y por lo tanto se pueden resolver de manera eficiente mediante el siguiente sistema de ecuaciones:

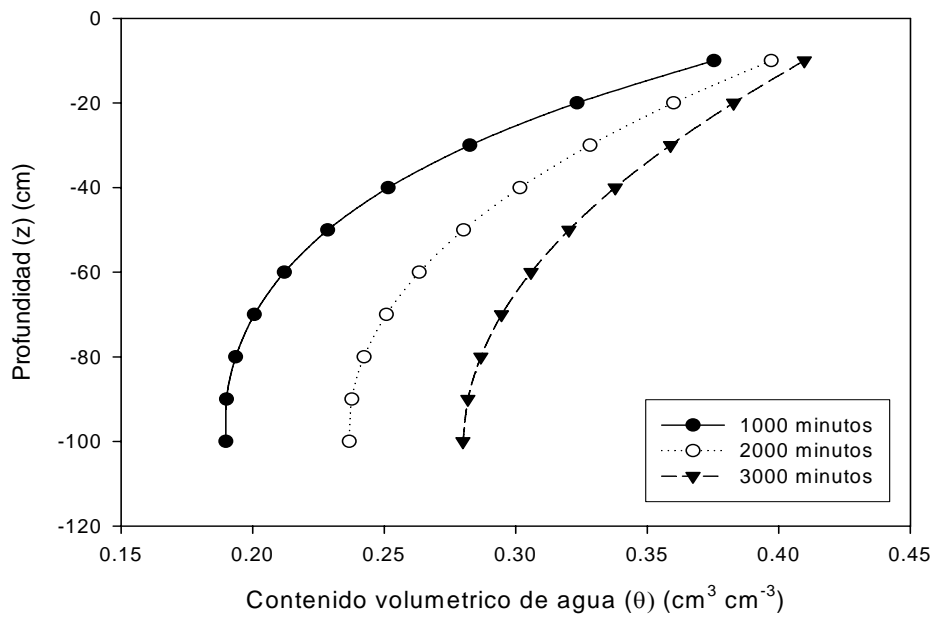
Para la resolución de este sistema de ecuaciones se construyó un algoritmo computacional en un software (MatLab) para la resolución de grandes sistemas de ecuaciones.

## 4.2 Modelo matemático de infiltraron de agua en suelos

El modelo matemático obtenido es un programa de simulación de infiltración de agua en suelo, cuyo algoritmo computacional requiere parámetros físicos e hidráulicos del suelo en estudio y entrega información de la variación del contenido volumétrico de agua a medida que avanza el frente mojado por una columna de suelo de una profundidad conocida y en los intervalos de tiempo que se requiera.

En este caso los parámetros adoptados por el modelo matemático corresponden a las características de los suelos estudiados en el laboratorio, provenientes del sector de Coipue camino Freire–Villarrica, IX Región, donde se ubica el relleno sanitario Coipue. Este suelo pertenece a la serie de suelo Pemehue que tiene una textura franco limosa, ver Anexo D, en base a su textura se utilizaron los parámetros de la Tabla 5, que corresponden a  $\theta_r = 0.065 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ,  $\theta_s = 0.439 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  y  $K_s = 0.00122 \text{ cm/s}$ . El parámetro de escala,  $\alpha$ , mide la importancia relativa de la gravedad y la capilaridad en el movimiento del agua. Los valores menores de  $\alpha$  corresponden a suelos de textura fina y los valores mayores a suelos de textura gruesa, en este caso se utilizó un  $\alpha = 0.0025 \text{ cm}^{-1}$ .

Se simuló el flujo de una columna de 100 cm de alto, con una discretización espacial de 10 cm y un intervalo de cálculo de 10 minutos, compatibles con los datos obtenidos de forma experimental y con las restricciones de estabilidad impuestas, dirigidas a obtener una adecuada representación espacio-temporal del proceso. Como condición inicial se asumió  $h_l = -1000 \text{ cm}$  en todo el perfil. En la superficie de la columna de suelo se introdujo una condición de borde consistente en la aplicación de una carga constante de agua, lo que se traduce en una presión de succión,  $h_0=0$ , es decir, una condición de saturación constante, ver Anexo E. En la Figura 9 se graficó la distribución del contenido volumétrico de agua  $\theta$  en función de la profundidad a tres tiempos distintos.



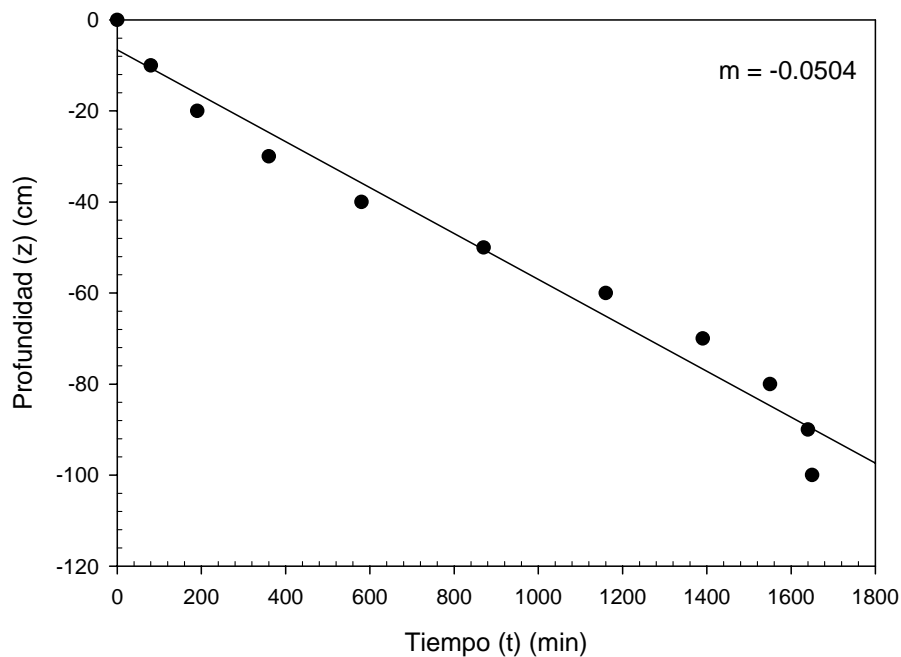
**Figura 9.** Curva del contenido de agua en suelo franco limoso para diferentes tiempos, según con el modelo matemático.

La figura muestra la distribución del contenido volumétrico de agua  $\theta$ , obtenido con el modelo matemático, para un suelo de textura franco limosa, en función de la profundidad a tres tiempos distintos. Por un lado se observa que los valores mínimos de contenido volumétrico de agua, inicialmente, a lo largo de toda la columna de suelo, tienden a ser iguales al valor de humedad residual  $\theta_r$ , característico de este tipo de suelo, luego van aumentando en el tiempo de forma descendente respecto a la profundidad, así se observa que a la profundidad de 100 centímetros el contenido volumétrico de agua se mantiene durante mas tiempo cercano al valor de  $\theta_r$ .

Por otra parte el contenido volumétrico de agua en el tiempo, tiende a alcanzar el valor de  $\theta_s$  que es el contenido volumétrico de agua cuando el suelo esta saturado, mientras mas aumenta el tiempo transcurrido,  $\theta$  se acerca al valor  $\theta_s$ , es decir el suelo estará saturado en cualquier punto a lo largo de la columna de suelo. Por ejemplo en Figura 9, a 20 centímetros de la superficie transcurridos 3000 minutos de aplicar una carga constante de agua se alcanza la saturación, no así en las demás

profundidades donde la saturación tarda más tiempo, es decir, a mayor profundidad mas tiempo se requiere para alcanzar la saturación del suelo.

Por otra parte, con los datos entregados por el modelo matemático sobre el contenido de agua a distintas profundidades y tiempos, se obtuvo la velocidad de infiltración, ya que el modelo entrega, para cada tiempo el contenido de agua para cada una de las profundidades, es decir, se puede identificar claramente en que profundidad se encuentra el frente mojado en un determinado tiempo, observando la variación del contenido de agua en el suelo. Así la Figura 10 representa el tiempo que tarda el frente mojado en recorrer una cierta distancia, por lo tanto la pendiente de esta curva representa la velocidad de infiltración característica para este tipo de suelo.



**Figura 10.** Curva de desplazamiento del frente mojado obtenida con datos entregado por el modelo matemático.

Este valor de velocidad de infiltración es igual a 0.0504 cm/min, este es un valor aproximado, ya que como se puede observar la distancia recorrida por el frente

mojado en un mismo intervalo de tiempo es variable, por lo que este es un valor representativo de este tipo de suelo bajo las condiciones ya señaladas.

### **4.3 Modelo validado mediante mediciones experimentales**

#### *4.3.1 Mediciones experimentales*

La muestra de suelo utilizada para la validación del modelo matemático corresponde al relleno sanitario de la comuna de Freire, que está emplazado en el sector de Coipue Km 23 camino Freire–Villarrica, IX Región. Este suelo pertenece a la serie de suelo PEMEHUE y tiene una textura franco limosa.

Después de tomadas las consideraciones descritas en el procedimiento experimental respecto a la muestra de suelo, se llenó el tubo de acrílico completando con esto el montaje de la columna de infiltración, ver Figura 11.

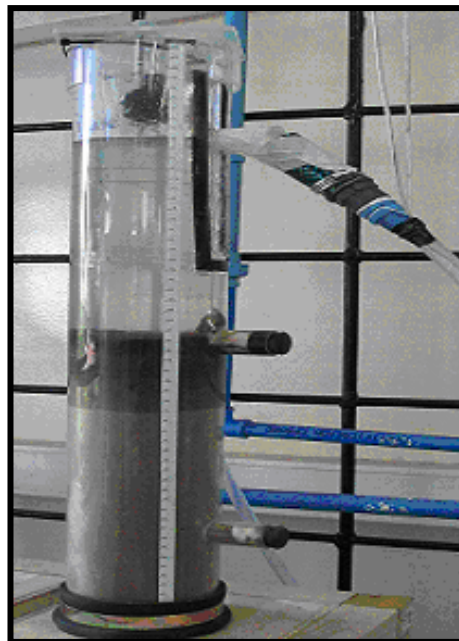


**Figura 11.** *Montaje de la columna de infiltración en el laboratorio.*

La primera medición experimental necesaria para el modelo matemático corresponde a la presión de succión, esta es la condición inicial del modelo, ya que representa el estado inicial del suelo respecto al contenido de agua que está directamente

relacionado con la presión de succión. Las mediciones de la presión de succión en todas las replicas fue de 1 bar (1000 cm), que corresponde al máximo que marca el manómetro del tensiómetro utilizado para esta medición, y es representativo de un suelo completamente seco.

Una vez medida la presión de succión en la columna de infiltración, se aplicó sobre la superficie del suelo una carga constante de agua, equivalente a una altura de 20cm de la columna de infiltración, ver Figura 12.



**Figura 12.** *Aplicación de una carga constante de agua.*

El procedimiento experimental se repite cada ciertos minutos, una vez aplicada la carga constante de agua y se realiza simultáneamente en las distintas profundidades de la columna de infiltración según vaya avanzando el frente mojado.

Para la determinación del contenido de agua del suelo a distintas profundidades y tiempos se realizaron seis replicas del experimento bajo las mismas condiciones de presión de succión, carga constante de agua y compactación, tomando siempre las

muestras en los mismos tiempos, los promedios de los contenidos volumétricos de agua ( $\mu$ ) para las distintas profundidades y sus desviaciones estándar ( $\sigma$ ) se muestran a continuación:

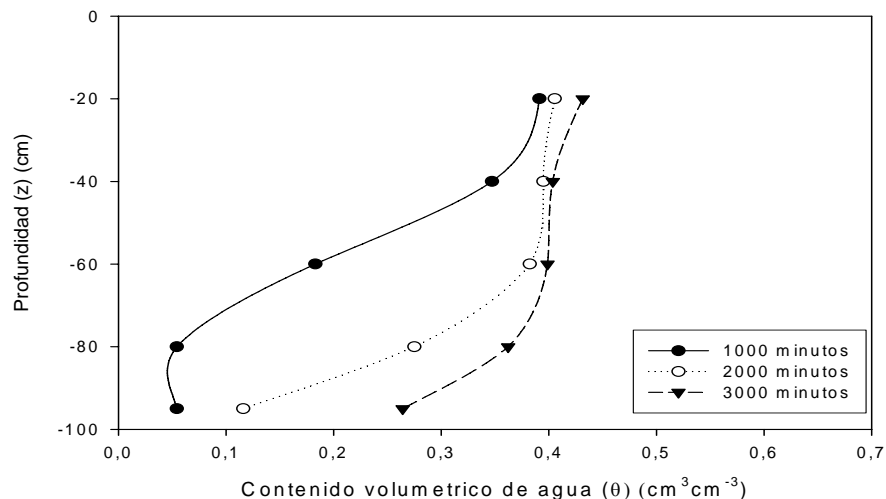
**Tabla 6.** Mediciones experimentales a distintos tiempos.

	CONTENIDO VOLUMÉTRICO DE AGUA ( $\theta$ ) (CM <sup>3</sup> CM <sup>-3</sup> )									

--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Al reproducir el proceso de infiltración de forma experimental, utilizando el mismo tipo de suelo y bajo las mismas condiciones iniciales y de borde simuladas por el modelo matemático de infiltración, los valores de contenido volumétrico de agua obtenidos con las mediciones experimentales (Tabla 6), muestran que en general siguen la tendencia de aumentar primero en las profundidades más cercanas a la superficie inundada, para lentamente ir aumentando en dirección vertical, hasta ir equiparando los contenidos volumétricos de agua a lo largo de toda la columna una vez alcanzada la saturación de la columna de suelo. La variabilidad de la desviación estándar sin una tendencia clara, se debe a que el método utilizado para la determinación del contenido de agua, en este caso el método gravimétrico, no es el más indicado debido a los errores de manipulación asociados a su aplicación, los que tienen que ver básicamente con la toma de muestras.

De las mediciones presentadas en la Tabla 6, se graficaron los contenidos volumétricos de agua en tres tiempos, los mismos tiempos graficados en el modelo matemático mostrado en la Figura 9.



**Figura 3.** *Curva del contenido de agua en suelo franco limoso para diferentes tiempos, según las mediciones experimentales.*

Se observa que inicialmente el frente mojado avanza rápidamente en la dirección vertical, lo que se refleja en la pendiente que inicialmente presenta la curva, debido al precipitado aumento del contenido volumétrico de agua con respecto a la profundidad. Luego el frente mojado avanza cada vez más lento, lo que se manifiesta en una pendiente menos pronunciada.

El contenido de agua obtenido en las mediciones experimentales es mayor que la entregada por el modelo matemático, esto se debe principalmente a la alta presión de succión propia de un suelo seco, considerando que el suelo utilizado en el experimento es secado en un horno por 24 horas, y la cantidad total de agua que entra en un suelo, es mayor cuando el suelo se encuentra inicialmente seco que cuando está húmedo; no obstante, la velocidad de avance del agua a lo largo del perfil del suelo, es inferior en el caso de suelo seco, es por esto que a medida que el frente mojado alcanza mayor profundidad, su velocidad de avance disminuye y por consiguiente el aumento del contenido de agua se hace cada vez más lento, debido a que el aumento de la humedad del suelo reduce el valor de la succión. En condiciones normales el suelo no está completamente seco, lo que en algún grado explicaría la diferencia entre los gráficos de las Figuras 9 y 13, donde se observa que en el gráfico obtenido del modelo matemático, el aumento del contenido volumétrico de agua ocurre de forma más lenta que en el obtenido con mediciones experimentales.

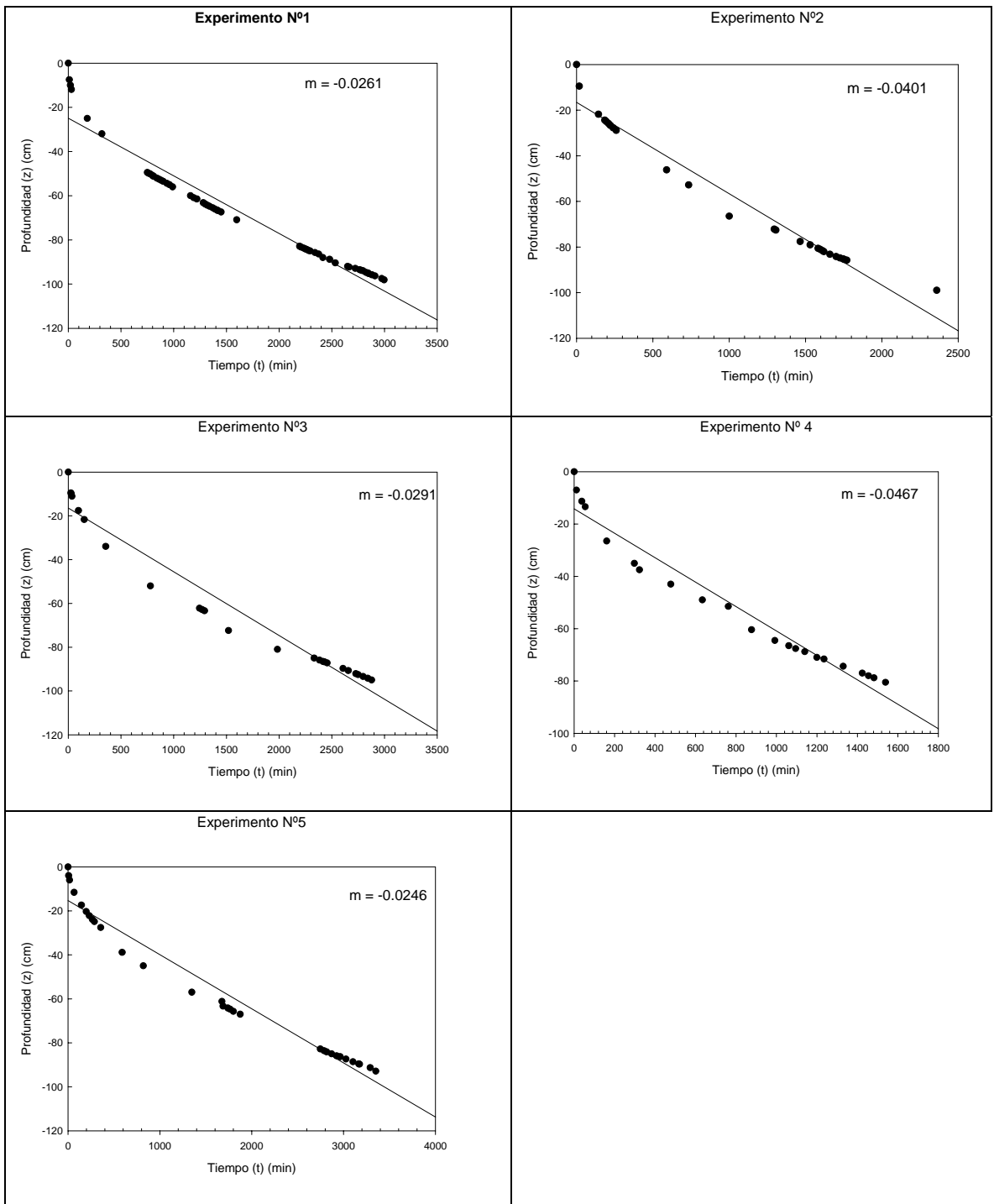
Por otra parte se registró la distancia y tiempo en que avanza el frente mojado, con el fin de determinar la velocidad de infiltración, para ello se fue anotando la profundidad en la que se encuentra el frente mojado en un tiempo determinado, ver

Figura 14. La totalidad de las mediciones experimentales realizadas se pueden ver en el Anexo F.



**Figura 14.** *Avance del frente mojado.*

Con los datos registrados en los experimentos se obtuvieron cinco curvas de desplazamiento del frente mojado, ver Figura 15. La velocidad de infiltración experimental se obtuvo promediando las pendientes de cada curva de los distintos experimentos realizados, lo que dio como resultado una velocidad de infiltración igual 0.033 cm/min.



**Figura 15.** Curvas de desplazamiento del frente mojado obtenidas con datos Experimentales

Si se compara esta velocidad de infiltración con la obtenida con el modelo matemático se observa que la velocidad de infiltración entregada por el modelo

matemático es mayor a la obtenida experimentalmente, esto debido, como se mencionó anteriormente a que el suelo utilizado en el experimento esta completamente seco lo que afecta considerablemente en la velocidad de infiltración del agua en el suelo, de modo contrario en el modelo matemático se considera la humedad residual  $\theta_r$  como humedad inicial, por lo tanto en el modelo matemático se asume que el suelo no esta completamente seco como ocurre en su estado natural, y esto hace que la velocidad de infiltración sea mayor que la experimental.

#### *4.3.2 Determinación del error del modelo matemático*

Previo a la validación se ajustaron los resultados del modelo matemático variando algunos de los parámetros de entrada del modelo hasta obtener resultados satisfactorios, en este caso  $\alpha$  que depende de la distribución de poros de la muestra se utilizó como parámetro de ajuste.

En la validación del modelo matemático se utilizaron las mediciones experimentales mostradas en la Tabla 6, para los tiempos 1000, 2000 y 3000 minutos y se compararon con los resultados arrojados por el modelo matemático en los mismos tiempos, el porcentaje de error refleja que tan cercano esta el resultado que entrega el modelo del resultado obtenido con las mediciones experimentales.

La ecuación 4.18 se utilizó en la determinación del porcentaje de error del modelo:

$$\% \text{ error} = \frac{|\theta_{\text{modelo}} - \theta_{\text{experimental}}|}{\theta_{\text{modelo}}} \times 100 \quad (4.18)$$

Los resultados tanto los entregados por modelo matemático y los de las mediciones experimentales se resumen en la siguiente tabla:

**Tabla 7.** *Determinación del error del modelo matemático.*


En general los valores del porcentaje del error del modelo matemático de infiltración indican que en general el modelo se ajusta satisfactoriamente a la realidad, no obstante existe un error nada despreciable en algunos puntos debido principalmente a la diferencia en la velocidad de avance del frente mojado. Sin embargo este error disminuye mientras mayor sea el intervalo de tiempo transcurrido, lo que cobra mayor importancia si se consideran que los tiempos que se simulan comúnmente son mucho mayores a los utilizados en las mediciones experimentales realizadas.

Al calcular el error del modelo matemático de infiltración (Tabla 7), se confirma que los mayores porcentajes de error se presentan a mayor profundidad, debido a que, a pesar de que, a los 20 centímetros, el experimento tiene un contenido de agua mayor que el presente en el modelo, el avance del frente mojado en el experimento es mucho mas lento, tanto que a los 1000 minutos el frente mojado no a llegado a los 80 centímetros de profundidad, no así en el modelo matemático, donde el contenido de agua en la parte superior de la columna de suelo es menor comparado con el experimento, pero el frente mojado avanza mas rápido, debido principalmente, como se señalo anteriormente, a la condición inicial del suelo respecto de la presión de succión y el contenido inicial de agua del suelo.

Además en la validación del modelo se observó que el error disminuye considerablemente a mayores intervalos de tiempo transcurrido, lo que es de gran importancia si se considera que las mediciones experimentales se realizaron para periodos de tiempo cortos en relación a los tiempos que normalmente se simulan, que son del orden de días y semanas.

Por último tomando en cuenta que el método utilizado en las mediciones experimentales presenta deficiencias, talvez al utilizar otro método para las mediciones experimentales, se podría disminuir el error asociado a la parte experimental, minimizando también el porcentaje de error del modelo.

#### 4.4 Simulación de la infiltración de distintos tipos de suelo utilizando el modelo.

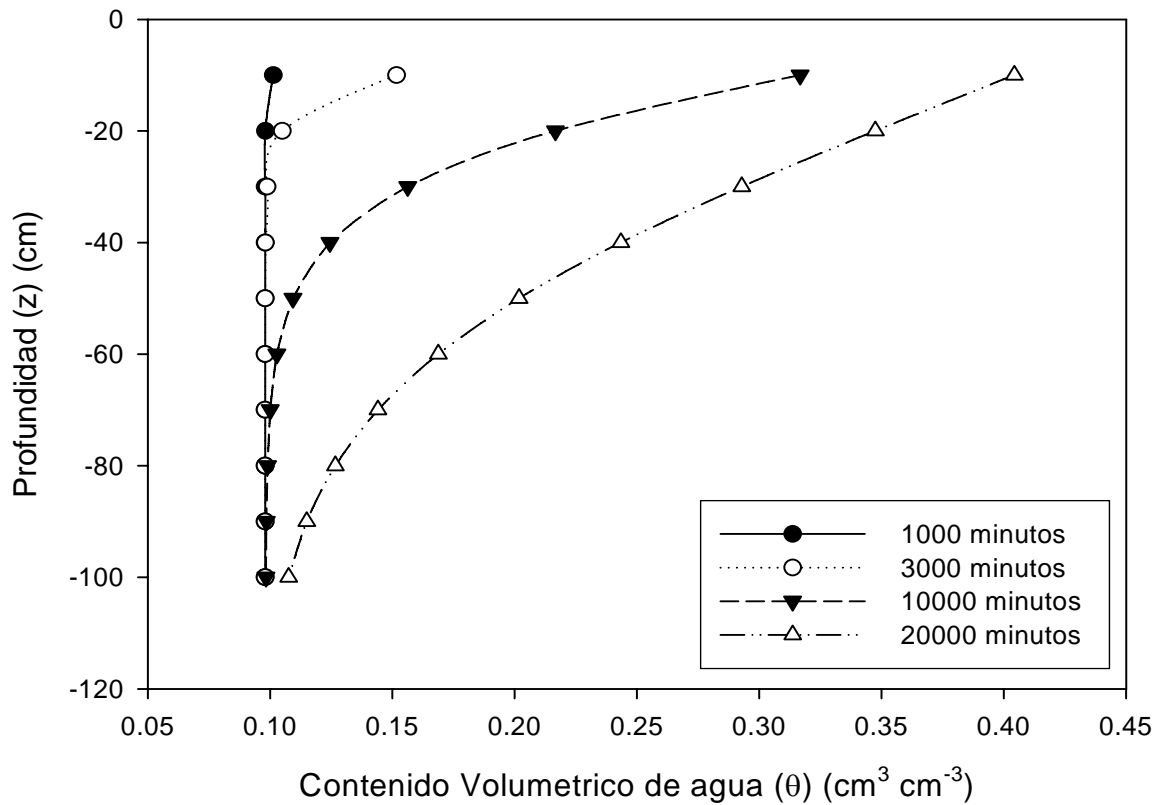
El modelo matemático de infiltración desarrollado permite simular el proceso de infiltración en suelos de texturas distinta a la validada. Se simuló el flujo de agua para un suelo de textura arcillosa y otro para una arenosa, se mantuvieron las características de la columna de suelo utilizada para la formulación del modelo y los parámetros  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $K_s$  y  $\alpha$ , que son propios de cada tipo de suelo fueron modificados según la Tabla 5.

##### *Escenario 1: Suelo de textura arcilloso*

Para un suelo arcilloso los parámetros modificados fueron los siguientes:

<i>Clase textural</i>	$q_r (m^3 m^{-3})$	$\theta_s (m^3 m^{-3})$	$\alpha (m^{-1})$	$K_s$
Arcilloso	0.098	0.459	2.55	1.24

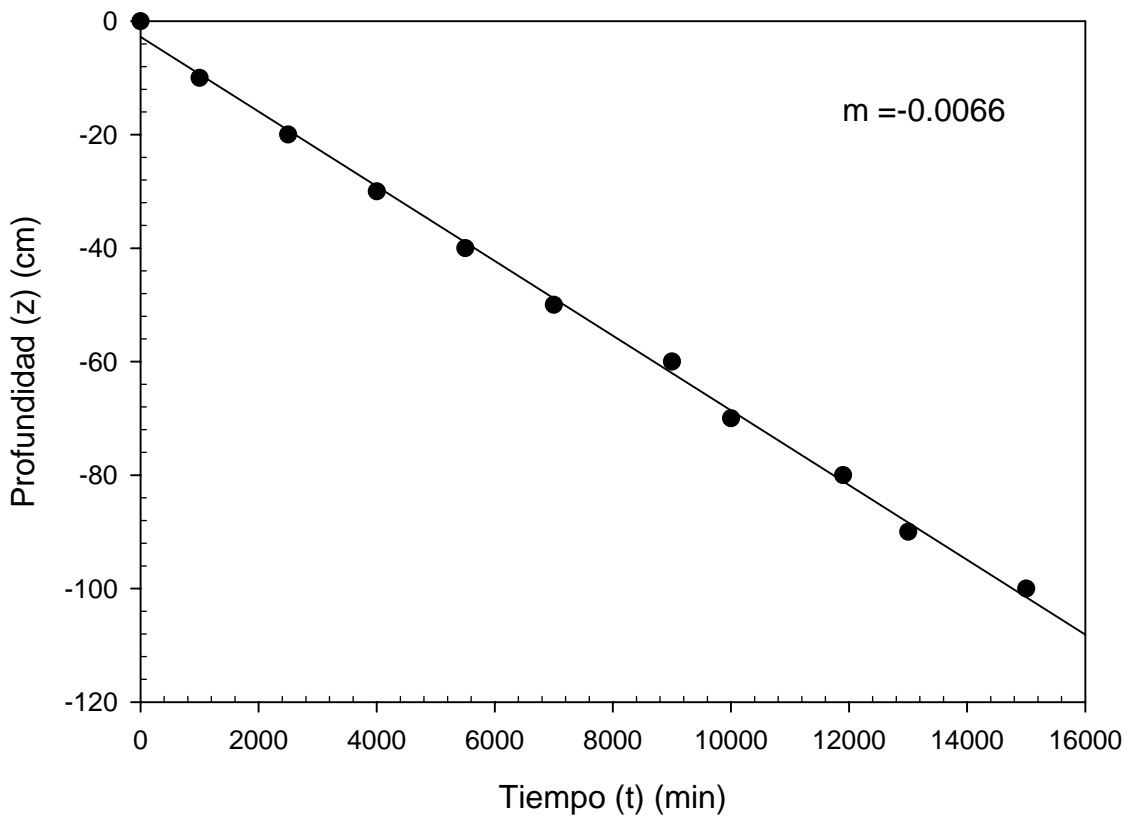
Los resultados entregados por el modelo matemático a partir de estos parámetros de muestra en el siguiente grafico:



**Figura 16.** Curva del contenido de agua en suelo arcilloso para diferentes tiempos, según el modelo matemático.

Los resultados obtenidos se ajustan a lo esperado, ya que en la Figura 16 que corresponde a un suelo con textura arcillosa, se observa que el contenido aumenta muy lentamente, lo que es característico de la arcilla debido a su baja conductividad hidráulica.

Además de los resultados antes descritos, con los datos de la variación del contenido de agua con respecto a la profundidad y el tiempo obtenidos del modelo matemático, se obtuvieron las curvas que representan el avance del frente mojado tanto para suelo arcilloso y arenoso.



**Figura 17.** Curva de desplazamiento del frente en suelo arcilloso según el modelo matemático

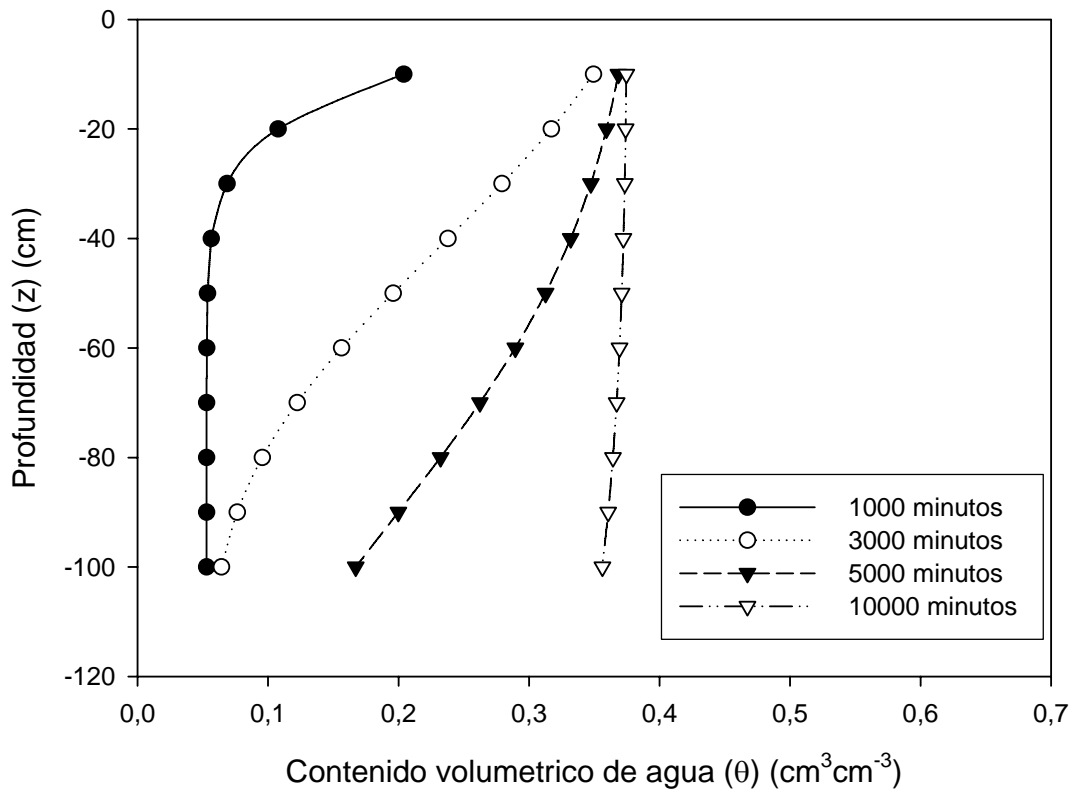
Una vez más la pendiente de esta curva representa la velocidad de infiltración característica de este tipo de suelo según el modelo matemático, que en este caso es igual a 0.0066 cm/min, como era de esperar para un suelo arcilloso la velocidad de infiltración es considerablemente más pequeña en comparación a otros tipos de suelo como el franco limoso o arenoso.

**Escenario 2:** Suelo de textura arenosa

Para un suelo arenoso los parámetros modificados fueron los siguientes:

Clase textural	$q_r (m^3 m^{-3})$	$\theta_s (m^3 m^{-3})$	$\alpha (m^{-1})$	$K_s$
Arenoso	0.053	0.375	3.79	0.72

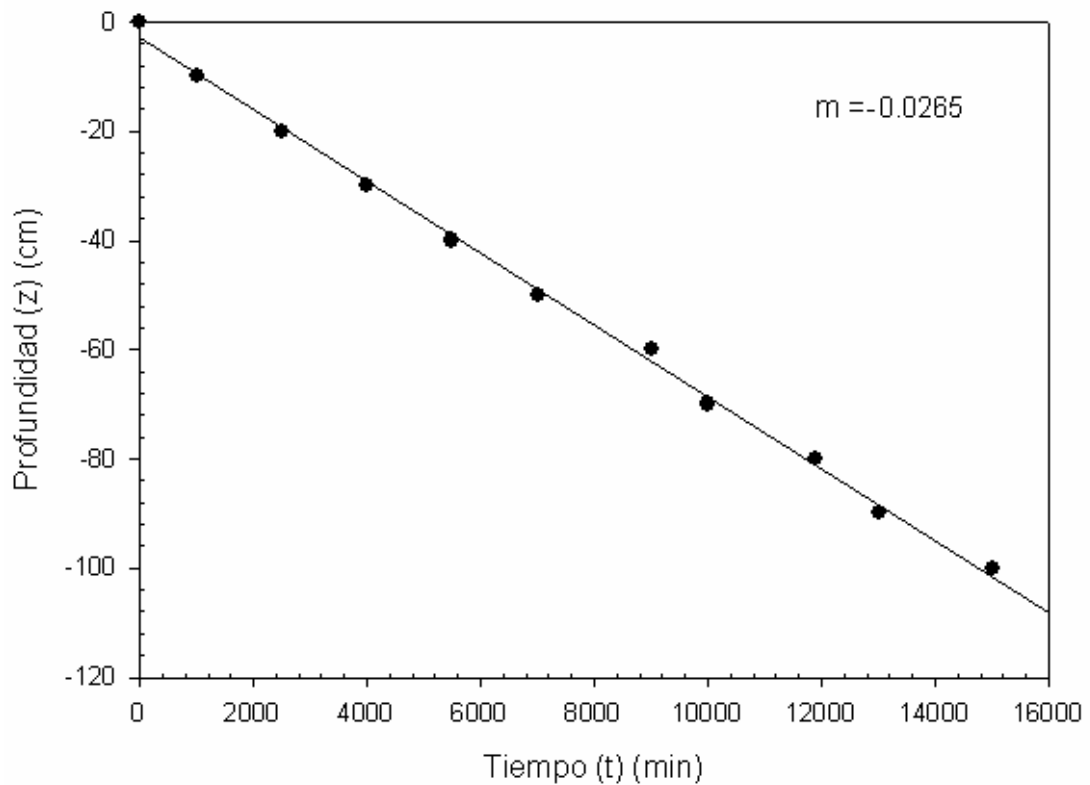
Los resultados entregados por el modelo matemático a partir de estos parámetros de muestra en el siguiente grafico:



**Figura 18.** Curva del contenido de agua en suelo arenoso para diferentes tiempos, según con el modelo matemático.

Por el contrario en la Figura 18 que corresponde a un suelo arenoso, la conductividad hidráulica es alta por lo que el contenido de agua aumenta rápidamente, aunque sus valores máximos no superan los máximos de la arcilla.

En este caso también se obtuvo la curva representativa del avance del frente mojado, cuya pendiente, es decir, velocidad de infiltración es la que caracteriza a suelos de textura arenosa con un valor aproximado de 0.0265 cm/min.



**Figura 19.** Curva de desplazamiento del frente en suelo arenoso según el modelo matemático

La simulación del proceso de infiltración en suelos con una textura distinta a la utilizada en la implementación y validación del modelo matemático como es el caso de la Figura 16, demuestra que para un suelo arcilloso el aumento en el contenido volumétrico de agua es extremadamente lento, por que la conductividad hidráulica de la arcilla es muy baja, es por esto que los cambios en el contenido de agua se observan transcurrido un largo tiempo de aplicación de la carga de agua. Sin embargo, el suelo arcilloso presenta valores de contenido de agua mayores, transcurrido el mismo tiempo, comparado con un suelo arenoso, cuya simulación se muestra en la Figura 18.

En el caso de un suelo arenoso el frente mojado avanza rápidamente, debido principalmente a que los suelos de textura gruesa presentan una mayor conductividad hidráulica, como consecuencia del mayor tamaño de sus poros, que permiten una más fácil transmisión del agua. Con respecto a los valores máximos de contenido volumétrico de agua, estos son menores que en el caso de la arcilla.

Con las simulaciones realizadas en estos dos escenarios de suelos arenosos y arcillosos, queda demostrada la coherencia de los resultados entregados por el modelo matemático de infiltración, que se ajusta adecuadamente a la realidad. En otras palabras el modelo matemático representa el proceso de infiltración y se puede aplicar a otras texturas y condiciones de suelo, cambiando los parámetros de entrada, las condiciones iniciales y de borde.

## **5. CONCLUSION**

Los resultados obtenidos demuestran que el modelo matemático de infiltración desarrollado, basado en la ecuación de Richards, es satisfactorio desde el punto de vista cualitativo y cuantitativo para predecir el movimiento vertical del agua en el perfil de suelo, bajo condiciones de homogeneidad y uniformidad del mismo. Las principales ventajas de este programa de simulación es que permite al usuario variar las propiedades físicas del suelo, de la misma manera como sucede en condiciones reales de campo. Además de controlar el espaciamiento entre los nodos, los intervalos de cálculo y la profundidad que se quiere simular. También es importante destacar el hecho que, si bien en forma indirecta, se puede obtener la velocidad de infiltración a partir de los datos de contenido de agua, tiempo y profundidad. Sin embargo, sería conveniente realizar investigaciones que permitan relacionar distintas propiedades texturales en un mismo perfil de suelo a fin de reproducir con mayor exactitud el proceso de infiltración.

Por otra parte se debe mencionar, que los valores del contenido volumétrico de agua entregados por el modelo matemático concuerdan con el comportamiento que presenta el avance vertical del frente mojado en una columna de suelo, experimento realizado en el laboratorio, esto queda demostrado al comparar los valores de contenido de agua obtenidos por ambos métodos.

La validación de los resultados de contenido volumétrico de agua arrojados por el modelo matemático de infiltración con los obtenidos a partir de mediciones

experimentales indican que el error del modelo disminuye mientras mayor sea el tiempo de aplicación de carga constante de agua en el suelo y considerando los tiempos que se utilizan en condiciones reales el error del modelo matemático puede llegar a ser despreciable.

En general, la importancia de simular el proceso de infiltración de agua en el suelo en distintos escenarios y condiciones tiene diversas aplicaciones relacionadas por ejemplo con el manejo del agua en la agricultura, la conservación del recurso suelo y otras actividades silvoagropecuarias. Conjuntamente, la velocidad de infiltración determina la cantidad de agua de escurrimiento superficial y con ello el peligro de erosión hídrica. En casi todos los métodos de riego la velocidad de entrada de agua al suelo determina los tiempos de riego y los diseños de los sistemas en cuanto al tamaño de las unidades superficiales y los caudales a utilizar.

Desde el punto de vista de planificación territorial, la modelación de la infiltración es necesaria debido a que el proceso de urbanización tradicional tiene importantes efectos sobre las aguas lluvias en una ciudad, principalmente debido a la disminución de la capacidad de infiltración y a la eliminación de los cauces naturales de escurrimiento. Además con la urbanización aparecen contaminantes asociados a la actividad urbana como hidrocarburos y metales, efluentes provenientes de ensilajes, zanjas de infiltración, rellenos sanitarios, etc., los que son arrastrados por el agua, contribuyendo significativamente a aumentar la contaminación difusa. Las soluciones necesarias para enfrentar este tipo de contaminación son costosas y no siempre efectivas, es por eso la importancia emplazar estos potenciales focos de contaminación en lugares que cumplan con las características físicas e hidráulicas

que ellos requieren para su óptimo funcionamiento, para su elección sería útil contar con herramientas, como un modelo matemático, que pueda predecir el comportamiento del proceso de infiltración en un suelo determinado, y según sus características, optimizar su uso, sin realizar mediciones que tienen un alto costo en tiempo y dinero .

## **6. BIBLIOGRAFÍA**

- Arrarás A., 2003, Modelo Tridimensional para la Simulación del Flujo de Agua en Medios Porosos de Saturación Variable, Universidad Pública de Navarra, Pamplona, España.
- Arya, L. M., Paris, J.F., 1981. A physicoempirical model to predict soil moisture characteristics from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal* 45, 1023-1030.
- Arya, L.M., Leij, F.J., Shouse, P.J., van Genuchten, M.Th., 1999b. Relationship between the hydraulic conductivity function and the particle-size distribution. *Soil Science Society of America Journal* 63, 1063-1070.
- Barnes, C.J., 1986, Equivalent formulations for solute and water movement in soils. *Water Resources Research*, 22(6): 913-918.
- Barry, D.A., Parlange, J.Y., Sander, G.C., and Sivapalan, M., 1993, A class of exact solutions for Richards equation. *Journal of Hydrology*, 142, 29-46.
- Bear, J., 1972, Dynamics of fluids in porous media, Dover Publications Inc., New York.
- Bonilla, C., J. Muñoz, and M. Vauclin, 1999. Opus simulation of water dynamics and nitrate transport in a field plot. *Ecological Modelling*. 122: 69-80.

- Brooks, R.H. and Corey, A.T., 1964, Hydraulic properties of porous media, Colorado State University Hydrology, Paper No. 3, March, 27 p..
- Campbell, G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated hydraulic conductivity from moisture retention data. *Soil Science* 117, 311-314.
- Forysthe W. y Diaz-Romeu R., 1969, “La densidad aparente del suelo y la interpretación del análisis del laboratorio para el campo.
- Forysthe W., 1975, “Física de suelos”, Manual de laboratorio, Instituto interamericano de ciencias agrícolas, San José, Costa Rica.
- Gardner, W.R., 1958, “ Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table”.*Soil Science*, Vol. 85, No. 4, pp. 228-232.
- Giráldez J., Vanderlinden K. y Ordóñez R., 2000, Un Modelo Simplificado para Describir la Evolución de la Humedad del Suelo en Presencia de una Capa Freática Somera, Temas de Investigación en Zona no Saturada. Eds. J. J. López, M. Quemada, Córdoba, Argentina.
- Grassi, C.J., 1981, Manual de drenaje agrícola. CIDIAT, Venezuela. Serie Riego y Drenaje RD-10.

- Grifoll, J. y Cohen, Y., 1999, A front-tracking numerical algorithm for liquid infiltration into nearly dry soils, Water Resour, Estados Unidos.
- Guarracino L., *et al.*, 1999, Simulación numérica del transporte del herbicida glifosato en la zona no saturada, Eds. R. Muñoz-Carpena, A. Ritter, C. Tascón. ICIA, Tenerife, España.
- Gupta, S., and W. Larson. 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. Water Resour. Res. 15: 1633-1635.
- Gurovich L., 1985, Fundamentos y diseño de sistema de riego, Instituto Interamericano de cooperación para la agricultura (CIIA). Primera Edición, San José, Costa Rica.
- Haverkamp, R., and Vauclin M., 1981, “A comparative study of three forms of the Richards’ equation used for predicting one-dimensional infiltration in unsaturated soil”. *Soil Sci. Soc.Am. J.*, 45, 13-20.
- Hillel D., 1982, Introduction to Soil Physics, Academic Press, New York, Estados Unidos.
- Ilufi C., 1992, Modelos de infiltración, Tesis de Grado para optar al título de Ingeniero Agronomo, Universidad de Concepción.

- Internacional Society of Soil Science, 1965, New of the comisión I, soil physics terminology, Internacional Society of Soil Science, Bolletín n°13.
- Jara J. y Valenzuela A., 2002, El agua en el suelo, Facultad de Ingeniería agrícola, Universidad de Concepción.
- Jury, W.A., W.R. Gardner, and W.H. Gardner, 1991, Soil Physics, Ed. John Wiley & Sons, New York, Estado Unidos.
- Kutilek, M., Zayani, K., Haverkamp, R., Parlange, J.Y., and Vachaud, G., 1991, Scaling of the Richards equation under invariant flux boundary conditions. *Water Resources Research*, Vol. 27, No.9, p. 2181-2185.
- Mariano C., Arroyo V., García N., 2000, Modelo Bidimensional para el Flujo de Agua y Transporte de Solutos en Medios Porosos No Saturados, Modelación en Ingeniería Hidroagrícola, Chihuahua, México.
- Pavese, J., Vionnet C. y Rodríguez, L., 1999. Análisis de la influencia del riego sobre el ascenso del nivel freático. XVII Congreso Nacional del Agua. Santa Fe, 3-7 agosto, p. 90-98.
- Rawls, W., D. Brakensiek, y K. Saxton, 1982, Estimation of soil water properties. *Trans. of the ASAE* 25: 1316-1321

- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., 1985, Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. In: Jones, E., Ward, T.J. (Eds.) *Watershed Management in the Eighties*. Proceedings of the Symposium of the ASCE. pp 293-299. ASCE Convention, Denver, CO
- Reeve, R.C. and J.N. Luthin, 1957 Methods of measuring soil permeability. In. Luthin, J.N. (ed). *Drainage of agricultural lands*. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin. Volume 7.
- Salgado L., 1999, *Manual de estándares técnicos y económicos para obras de drenaje, Facultad Ingeniería Agraria, Universidad de Concepción*.
- Salvucci, G. y Entekhabi D., 1994, “Explicit expressions for Green-Ampt (Delta function diffusivity) infiltration rate and cumulative storage”, *Water Resour*, Estados Unidos.
- Schaap, M., F. Leij, and M. van Genuchten, 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62: 847-855.
- Swartzendruber, D., 1974, Infiltration of constant-flux rainfall into soil as analyzed by the approach of Green and Ampt, Estados Unidos.
- Tabuada, M., Z. Rego, G. Vachaud y L. Pereira, 1995, Two– dimensional infiltration under furrow irrigation: Modelling, its validation and application, *Agric. Water Management*.

- Tyler, S.W., Wheatcraft, S.W., 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Science Society of America Journal* 53, 987-996.
- USDA-SCS, 1972, *National Engineering Handbook, Hydrology*, Washington,DC, Estados Unidos.
- Van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892-898.
- Vélez, M., Vélez., J., 2002, *Infiltración*, Universidad Nacional de Colombia, Unidad de Hidráulica, Colombia.
- Warrick A. W, 2003, *Soil water dynamics*, Oxford University, New York.
- Williams, R., L. Ahuja, and J. Naney, 1992, Comparison of methods to estimate soil water characteristics from limited texture, bulk density, and limited data. *Soil Sci.* 153: 172-184.
- Williams J. y Ouyang Y., 1998, *Estimation of Infiltration Rate in Vadose zone: Application of Selected Mathematical Models*, vol I, EPA, Oklahoma, Estados Unidos.

- Yortsos, Y.C., 1987, The relationship between immisible and miscible displacement in porous media. Am. Inst. Chem. Eng. J., 33(11): 1912-1915.

# **ANEXOS**

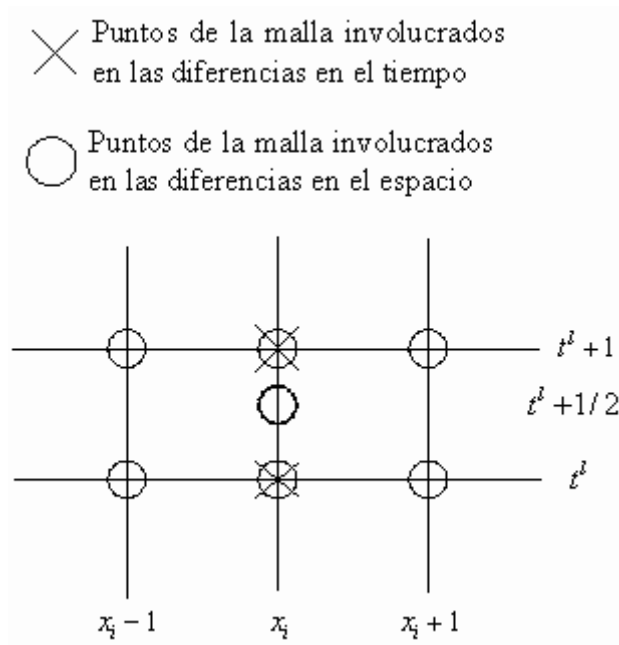
**ANEXO A: Método de Crank-Nicolson**

El método de Crank-Nicolson proporciona un esquema implícito alterno que es exacto de segundo orden tanto en espacio como en tiempo: Para proporcionar esta exactitud, se desarrollan las aproximaciones por diferencias en el punto medio del incremento en el tiempo, *ver* Figura 20. Para hacer esto, la primera derivada temporal puede ser aproximada en por

$$\frac{\partial T}{\partial t} \cong \frac{T_i^{l+1} + T_i^l}{\Delta t}$$

La segunda derivada en el espacio puede ser determinada en el punto medio al promediar las aproximaciones por diferencias al inicio ( $t^l$ ) y al final ( $t^{l+1}$ ) del incremento del tiempo.

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \cong \frac{1}{2} \left[ \frac{T_{i+1}^l - 2T_i^l + T_{i-1}^l}{(\Delta x)^2} + \frac{T_{i+1}^{l+1} - 2T_i^{l+1} + T_{i-1}^{l+1}}{(\Delta x)^2} \right]$$



**Figura 20.** Molécula computacional para el método de Crank-Nicolson.

**ANEXO B: Metodología de muestreo**

*a) Toma de muestra*

- El primer paso en la toma de la muestra de suelo es pesar un capacho vacío, previamente secado en un horno a 105° C por 24 horas y enfriado a temperatura ambiente en un desecador.
- Luego, antes y una vez aplicada la carga constante de agua a la columna de suelo, se saca una muestra de suelo de la columna en las profundidades por donde el frente mojado haya avanzado. La muestra se deposita en los capachos y se vuelven a pesar esta vez con la muestra de suelo.



**Figura 21.** *Muestras de suelo.*

A la izquierda toma de la muestra de suelo. En la figura derecha los capachos con las muestras de suelo.

- Los capachos mas la muestra de suelo se llevan al horno y se dejan a 105° C por 24 horas y se registra el peso de la muestra seca.



**Figura 22.** *Procedimiento para la obtención de la masa de agua en la muestra de suelo.*

A la izquierda muestras de suelo secándose en el horno. Las muestras son pesadas en la balanza analítica antes y después de ser sacadas.

**ANEXO C: Determinación del contenido volumétrico de agua.**

La humedad gravimétrica es la forma más básica de expresar la humedad del suelo se entiende por la masa de agua contenida por unidad de masa de sólidos del suelo (Internacional Society of Soil Science).

$$\text{Humedad gravimétrica o contenido másico de agua} = \frac{M(\text{suelo}) - M(\text{suelo secado al horno})}{M(\text{suelo secado al horno}) - M(\text{capacho})} = \frac{M(\text{agua})}{M(\text{suelo})} \quad (\text{A.1})$$

Donde,  $M$ : masa (gramos)

La humedad del suelo también se puede expresar en base volumétrica usando la siguiente fórmula:

$$\text{Humedad volumétrica o contenido volumétrico de agua} = \frac{V(\text{ agua en el suelo})}{V(\text{ total del suelo})} \quad (\text{A.2})$$

La humedad volumétrica ( $\theta$ ), se puede considerar también como la lámina de agua contenida en una unidad de profundidad de suelo. La humedad volumétrica expresa la humedad del suelo en términos, así se tiene:

$$\text{Volumen de agua en el suelo} = \frac{M(\text{agua})}{\rho_{H_2O}} \quad (\text{A.3})$$

y,

$$\text{Volumen total del suelo} = \frac{M(\text{suelo})}{\rho_a} + \frac{M(\text{agua})}{\rho_{H_2O}} \quad (\text{A.4})$$

Donde,  $\rho_{H_2O}$ : densidad del agua, ( $g/cm^3$ ) y  $\rho_a$ : densidad aparente del suelo, ( $g/cm^3$ ).

La densidad aparente del suelo, se determina pesando una muestra de suelo contenida en un volumen conocido, en este caso, el volumen de la columna de infiltración es:

$$V = \frac{\pi d^2 L}{4} \quad (\text{A.5})$$

Donde,

$V$ : volumen de la columna de infiltración que contiene suelo, ( $\text{cm}^3$ )

$d$ : diámetro de la columna, (cm)

$L$ : longitud de la columna, (cm)

$$V = \frac{\pi (9,56 \text{ cm})^2 \times 100 \text{ cm}}{4} = 7178.04 \text{ cm}^3$$

La muestra de suelo, como se menciona anteriormente es de 6300 gramos, es decir, la densidad aparente del suelo en la columna de infiltración es:

$$\rho_a = \frac{M(\text{suelo en la columna de inf iltracion})}{\text{Volumen columna de inf iltracion}} \quad (\text{A.6})$$

$$\rho_a = \frac{6300 \text{ g}}{7178.04 \text{ cm}^3} = 0.88 \text{ g/cm}^3$$

---

**ANEXO D: Análisis textura de suelo**



**Universidad Austral de Chile**

Instituto de Ingeniería Agraria y Suelos

**RESULTADOS ANALITICOS: (Textura)**

<b>N° Muestra</b>	<b>Arcilla %</b>	<b>Limo %</b>	<b>Arena %</b>	<b>Textura</b>
05/0877	15.1	78.2	6.7	Franco Limoso

FERNANDO RODRIGUEZ SOTO  
Ingeniero Agrónomo  
Jefe Servicio Análisis de Suelos

**ANEXO E:** *Algoritmo computacional para un suelo franco limoso.*

```

clear
NombreArchivo = 'franco_limoso';
Open_dir = cd;
Direc_carp = [Open_dir,'\',NombreArchivo];
mkdir(NombreArchivo);

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
                                Parámetros de entrada
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

tic
t = 2000;           % Paso de Tiempo
z = 100;           % Profundidad de la columna de suelo (cm)
Ks = 0.00122;      % Conductividad Hidráulica Saturada (cm/min)
tetha_s = 0.439;   % Contenido de agua de saturación (cm3/cm3)
tetha_r = 0.065;   % Contenido de agua residual (cm3/cm3)
alpha = 0.0025;    % Constante de escala alfa (cm-1)
delta_t = 10;      % Intervalo de calculo (min)
delta_z = 10;      % Discretización espacial (cm)
h0 = 0;            % Condición de borde, Presión de succión (cm)
h1 = -1000;        % Condición inicial, Presión de succión (cm)
n = z/delta_z;     % Tamaño de la matriz resultado

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
                                Funciones analítica
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

gamma = Ks/((tetha_s-tetha_r)*alpha);
C = Ks/(tetha_s-tetha_r);
a = (gamma*delta_t)/(delta_z)^2;
b = (C*delta_t)/delta_z;
Paso = t;

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
                                Genera Matriz de Entrada
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

A = zeros(n,n);
for i=1:n
    A(i,i) = 2*(1+a);
end
for i=1:n-1
    A(i,i+1) = -a;
end
for i=1:n-1
    A(i+1,i) = -a;
end
A(n,n-2) = -a;

```

A(n,n-1) = 2\*a;

A(n,n) = 2-a;

%%  
 Genera Vector Inicial  
 %%%

B=ones(n,1)\*h1;

B(1,1) = (a+b)\*h0 - 2\*(a-1)\*h1 + (a-b)\*h1 + a\*h0;

%%  
 Resuelve Sistema de Ecuaciones  
 %%%

Res = A\B;

%%  
 % Genera Vector para todos los pasos  
 %%%

h = waitbar (0,'Calculando...');

m = [2:n-1]';

m1 = [m-1];

m2 = [m+1];

Vect = [m m1 m2];

Long = 1 : length(m);

Long1 = length(m)+2:-1:1;

Long2 = 1 : length(m)+2;

f0 = h0;

for t = 1:Paso;

    i = Long;

    j = m1;

    C1(i,1)=Res(j,1);

    i1 = Long;

    j1 = m;

    C2(i1,1)=Res(j1,1);

    i3 = Long;

    j3 = m2;

    C3(i3,1)=Res(j3,1);

    C4 = (a+b)\*C1 - 2\*(a-1)\*C2 + (a-b)\*C3;

    C = zeros(n,1);

    C(m)=C4(Long);

    C(1,1)= (a+b)\*f0 - 2\*(a-1)\*Res(1,1) + (a-b)\*Res(2,1) + a\*f0;

    C(n,1)= a\*Res(n-2,1) - 2\*(a-b)\*Res(n-1,1) + (a+2-2\*b)\*Res(n,1);

%%%

Resuelve contenido volumétrico de agua

%%%

```
Res = A\C;  
h = Res;  
h1 = exp(alpha*h);  
tetha = (tetha_s - tetha_r)*h1 + tetha_r  
Prof = [delta_z:delta_z:z]';  
resultados = [tetha -Prof Res];  
out = [Direc_carp,'\ ',NombreArchivo,num2str(t),'.mat'];  
savefile = out;  
save(savefile, 'resultados');  
waitbar(t/Paso)  
end  
toc
```

**ANEXO F: Mediciones experimentales**

**Tabla 8.** Datos para la obtención contenido másico de agua en el suelo.

**EXPERIMENTO N°1**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	masa cap. (g)	masa cap. + suelo (g)	masa cap. suelo seco (g)	masa agua (g)	masa suelo (g)	m agua /m suelo
1	0	-20	0,1283	1,0747	1,0244	0,0503	0,8961	0,0561
2	50	-20	0,1219	1,0571	0,8807	0,1764	0,7588	0,2325
3	50	-40	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
4	100	-20	0,1288	0,9607	0,7713	0,1894	0,6425	0,2948
5	100	-40	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
6	250	-20	0,1232	1,0428	0,8083	0,2345	0,6851	0,3423
7	250	-40	0,1687	1,7281	1,6020	0,1261	1,4333	0,0880
8	250	-60	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
9	360	-20	0,2165	3,7028	2,7109	0,9919	2,4944	0,3977
10	360	-40	0,1708	2,1374	1,9763	0,1611	1,8055	0,0892
11	360	-60	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
12	500	-20	0,1278	0,9067	0,6219	0,2848	0,4941	0,5764
13	500	-40	0,1783	1,6626	1,3790	0,2835	1,2008	0,2361
14	500	-60	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
15	700	-20	0,1326	1,3828	0,9094	0,4734	0,7768	0,6094
16	700	-40	0,1570	1,3547	0,9031	0,4516	0,7461	0,6053
17	700	-60	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
18	1000	-20	0,1234	0,9849	0,6576	0,3273	0,5342	0,6127
19	1000	-40	0,1858	1,1877	0,7818	0,4060	0,5960	0,6811
20	1000	-60	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
21	1300	-20	0,186	1,0231	0,6954	0,3277	0,5094	0,6433
22	1300	-40	0,2119	1,4660	0,9517	0,5143	0,7398	0,6952
23	1300	-60	0,1452	1,5518	1,1464	0,4054	1,0012	0,4049
24	1300	-80	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
25	1700	-20	0,1257	1,0144	0,6637	0,3507	0,538	0,6519
26	1700	-40	0,2847	0,9775	0,6930	0,2845	0,4083	0,6968
27	1700	-60	0,1551	0,8799	0,5879	0,2920	0,4328	0,6747
28	1700	-80	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
29	2000	-20	0,1591	1,6662	1,0621	0,6041	0,903	0,6690
30	2000	-40	0,2939	1,4051	0,9416	0,4635	0,6477	0,7156
31	2000	-60	0,2799	1,1436	0,7869	0,3567	0,5070	0,7036
32	2000	-80	0,2052	1,8037	1,6216	0,1821	1,4164	0,1286
33	2000	-95	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
34	2500	-20	0,2493	1,0469	0,7225	0,3244	0,4732	0,6855
35	2500	-40	0,3047	1,3524	0,9144	0,4380	0,6097	0,7184
36	2500	-60	0,2486	1,4376	0,9431	0,4945	0,6945	0,7120
37	2500	-80	0,2563	2,2116	1,6318	0,5798	1,3755	0,4215
38	2500	-95	0,1284	1,0748	1,0244	0,0503	0,8961	0,0562
39	3000	-20	0,1896	0,8638	0,5874	0,2764	0,3978	0,6948
40	3000	-40	0,3155	1,2997	0,8872	0,4125	0,5717	0,7215
41	3000	-60	0,2172	1,7315	1,0992	0,6323	0,8820	0,7169
42	3000	-80	0,3074	2,6195	1,6420	0,9775	1,3346	0,7324
43	3000	-95	0,1121	1,4918	0,9252	0,5666	0,8131	0,6968

**EXPERIMENTO N°2**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	masa cap. (g)	masa cap. + suelo (g)	masa cap. suelo seco (g)	masa agua (g)	masa suelo (g)	m agua /m suelo
1	0	-20	0,2282	1,0836	1,0512	0,0323	0,8230	0,0393
2	50	-20	0,1856	2,0805	1,3586	0,7219	1,1730	0,6154
3	50	-40	0,2283	1,0836	1,0512	0,0323	0,8230	0,0393
4	100	-20	0,1747	1,8959	1,1966	0,6993	1,0219	0,6843
5	100	-40	0,2283	1,0836	1,0512	0,0323	0,8230	0,0393
6	250	-20	0,1888	1,5885	1,0152	0,5733	0,8264	0,6938
7	250	-40	0,2283	1,0836	1,0512	0,0323	0,8230	0,0393
8	360	-20	0,2029	1,2810	0,8337	0,4473	0,6308	0,7091
9	360	-40	0,2259	4,0377	2,5926	1,4451	2,3667	0,6106
10	360	-60	0,2283	1,0836	1,0512	0,0323	0,8230	0,0393
11	500	-20	0,1712	4,4339	2,5788	1,8551	2,4076	0,7705
12	500	-40	0,2274	1,4105	0,9423	0,4682	0,7149	0,6549
13	500	-60	0,1663	1,1722	0,8720	0,3002	0,7057	0,4254
14	500	-80	0,2283	1,0836	1,0512	0,0323	0,8230	0,0393
15	700	-20	0,223	3,6221	2,1151	1,5070	1,8921	0,7965
16	700	-40	0,2210	2,5274	1,6137	0,9137	1,3927	0,6560
17	700	-60	0,1880	1,9145	1,3629	0,5516	1,1748	0,4695
18	700	-80	0,2283	1,0836	1,0512	0,0323	0,8230	0,0393
19	1000	-20	0,2146	3,5878	2,0582	1,5296	1,8436	0,8297
20	1000	-40	0,1708	1,2608	0,8288	0,4320	0,6580	0,6565
21	1000	-60	0,1571	1,9588	1,2733	0,6856	1,1162	0,6142
22	1000	-80	0,2283	1,0836	1,0512	0,0323	0,8230	0,0393
23	1300	-20	0,264	1,8561	1,1228	0,7333	0,8588	0,8539
24	1300	-40	0,2293	1,7470	1,1206	0,6264	0,8914	0,7027
25	1300	-60	0,1524	2,3521	1,4739	0,8782	1,3215	0,6646
26	1300	-80	0,2283	1,0836	1,0212	0,0623	0,7930	0,0786
27	1300	-95	0,2283	1,0836	1,0512	0,0323	0,8230	0,0393
28	1700	-20	0,2063	3,5536	2,0014	1,5522	1,7951	0,8647
29	1700	-40	0,1650	3,2079	1,8663	1,3416	1,7013	0,7886
30	1700	-60	0,1478	2,7454	1,6745	1,0709	1,5267	0,7014
31	1700	-80	0,1596	2,2013	1,3632	0,8381	1,2036	0,6963
32	1700	-95	0,2043	2,7730	1,6725	1,1005	1,4682	0,7496
33	2000	-20	0,1809	3,8848	2,1503	1,7345	1,9694	0,8807
34	2000	-40	0,1923	2,6160	1,5025	1,1135	1,3103	0,8498
35	2000	-60	0,1609	3,1036	1,8511	1,2525	1,6902	0,7410
36	2000	-80	0,1652	3,0323	1,8028	1,2295	1,6376	0,7507
37	2000	-95	0,2130	3,0529	1,8175	1,2354	1,6045	0,7699
38	2500	-20	0,1896	3,4850	1,8879	1,5972	1,6983	0,9405
39	2500	-40	0,2030	3,2936	1,8394	1,4543	1,6364	0,8887
40	2500	-60	0,1741	3,4618	2,0278	1,4340	1,8537	0,7736
41	2500	-80	0,1708	3,8632	2,2424	1,6208	2,0717	0,7824
42	2500	-95	0,2217	3,3328	1,9626	1,3702	1,7408	0,7871
43	3000	-20	0,1704	3,4801	1,8464	1,6337	1,6760	0,9747
44	3000	-40	0,2137	3,9712	2,1762	1,7950	1,9625	0,9146
45	3000	-60	0,1872	3,8200	2,2044	1,6156	2,0172	0,8009
46	3000	-80	0,1763	4,6942	2,6820	2,0122	2,5057	0,8030
47	3000	-95	0,2304	3,6127	2,1076	1,5051	1,8772	0,8018

**EXPERIMENTO 3**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	masa cap. (g)	masa cap. + suelo (g)	masa cap. suelo seco (g)	masa agua (g)	masa suelo (g)	m agua /m suelo
1	0	-20	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
2	50	-20	0,1233	1,63145	1,4103	0,2212	1,2870	0,1718
3	50	-40	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
4	100	-20	0,1373	1,3117	0,8516	0,4601	0,7143	0,6441
5	100	-40	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
6	250	-20	0,117	1,0721	0,6974	0,3747	0,5804	0,6456
7	250	-40	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
8	360	-20	0,211	1,3219	0,8709	0,4510	0,6599	0,6834
9	360	-40	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
10	500	-20	0,3028	2,2016	1,4239	0,7777	1,1211	0,6937
11	500	-40	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
12	700	-20	0,2423	2,2668	1,4243	0,8425	1,1820	0,7128
13	700	-40	0,1837	2,7673	2,0845	0,6828	1,9008	0,3592
14	700	-60	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
15	1000	-20	0,1678	1,8143	1,1239	0,6904	0,9561	0,7221
16	1000	-40	0,1742	1,9819	1,0444	0,9375	0,8703	1,0772
17	1000	-60	0,2968	1,5569	1,1524	0,4045	0,8556	0,4728
18	1000	-80	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
19	1300	-20	0,2216	3,0901	1,8290	1,2611	1,6074	0,7846
20	1300	-40	0,1612	1,1964	0,8270	0,3694	0,6658	0,5548
21	1300	-60	0,1778	1,2791	0,8769	0,4022	0,6991	0,5753
22	1300	-80	0,1856	1,6339	1,1007	0,5332	0,9151	0,5827
23	1300	-95	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
24	1700	-20	0,2013	3,0031	1,7593	1,2438	1,5580	0,7983
25	1700	-40	0,2026	1,6719	1,1073	0,5646	0,9047	0,6241
26	1700	-60	0,1860	1,7640	1,1731	0,5909	0,9871	0,5986
27	1700	-80	0,1799	2,5787	1,6915	0,8872	1,5116	0,5869
28	1700	-95	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
29	2000	-20	0,2358	3,9947	2,3192	1,6755	2,0834	0,8042
30	2000	-40	0,2400	1,7593	1,1670	0,5923	0,9270	0,6389
31	2000	-60	0,2597	2,7429	1,7522	0,9907	1,4925	0,6638
32	2000	-80	0,1732	1,7629	1,1615	0,6014	0,9883	0,6085
33	2000	-95	0,1297	2,1908	2,1232	0,0676	1,9935	0,0339
34	2500	-20	0,143	1,31	0,6525	0,6575	0,5095	1,2905
35	2500	-40	0,2933	1,7082	1,1475	0,5607	0,8542	0,6564
36	2500	-60	0,2295	2,0824	1,3361	0,7463	1,1066	0,6744
37	2500	-80	0,2005	1,4757	0,9906	0,4851	0,7901	0,6140
38	2500	-95	0,1906	2,8234	2,0317	0,7917	1,8411	0,4300
39	3000	-20	0,1931	3,92235	1,7487	2,1737	1,5556	1,3973
40	3000	-40	0,1646	2,0888	1,2996	0,7892	1,1350	0,6953
41	3000	-60	0,1993	1,4218	0,9200	0,5018	0,7207	0,6963
42	3000	-80	0,23	2,1013	1,376	0,7253	1,1460	0,6329
43	3000	-95	0,1699	1,403	0,9876	0,4154	0,8177	0,5080

**EXPERIMENTO 4**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	masa cap. (g)	masa cap. + suelo (g)	masa cap. suelo seco (g)	masa agua (g)	masa suelo (g)	m agua /m suelo
1	0	-20	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
2	50	-20	0,2426	2,23205	1,8619	0,3701	1,6193	0,2286
3	50	-40	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
4	100	-20	0,2329	2,2523	1,7211	0,5313	1,4882	0,3570
5	100	-40	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
6	250	-20	0,1964	2,2039	1,6559	0,5480	1,4595	0,3755
7	250	-40	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
8	360	-20	0,2031	2,1253	1,3317	0,7936	1,1286	0,7032
9	360	-40	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
10	500	-20	0,2055	2,4196	1,4871	0,9325	1,2816	0,7276
11	500	-40	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
12	700	-20	0,208	2,7139	1,6425	1,0715	1,4345	0,7470
13	700	-40	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
14	1000	-20	0,213	3,3026	1,9532	1,3494	1,7402	0,7754
15	1000	-40	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
16	1300	-20	0,218	3,8912	2,2640	1,6272	2,0460	0,7953
17	1300	-40	0,2689	5,5761	3,3122	2,2639	3,0433	0,7439
18	1300	-60	0,1498	3,1681	1,9920	1,1761	1,8422	0,6384
19	1300	-80	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
20	1700	-20	0,1492	4,856	2,7514	2,1046	2,6022	0,8088
21	1700	-40	0,2026	4,9210	2,8985	2,0225	2,6959	0,7502
22	1700	-60	0,2389	4,2669	2,6866	1,5803	2,4477	0,6456
23	1700	-80	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
24	2000	-20	0,223	4,4798	2,5747	1,9051	2,3517	0,8101
25	2000	-40	0,2681	5,3080	3,1006	2,2074	2,8325	0,7793
26	2000	-60	0,2328	3,7460	2,3168	1,4292	2,0840	0,6858
27	2000	-80	0,2524	2,2118	2,0028	0,2090	1,7504	0,1194
28	2500	-20	0,2155	4,0926	2,3351	1,7575	2,1196	0,8292
29	2500	-40	0,3222	4,5818	2,6300	1,9518	2,3078	0,8457
30	2500	-60	0,2600	3,8764	2,3908	1,4856	2,1308	0,6972
31	2500	-80	0,158	7,6071	4,3559	3,2512	4,1979	0,7745
32	2500	-95	0,158	7,6071	4,3559	3,2512	4,1979	0,7745
33	3000	-20	0,2081	3,7054	2,0955	1,6099	1,8874	0,8530
34	3000	-40	0,2352	4,9973	2,8022	2,1952	2,5670	0,8551
35	3000	-60	0,1883	4,2624	2,4428	1,8196	2,2545	0,8071
36	3000	-80	0,1669	5,2973	3,0445	2,2527	2,8777	0,7828
37	3000	-95	0,2221	3,8864	2,2403	1,6461	2,0182	0,8156

**EXPERIMENTO 5**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	masa cap. (g)	masa cap. + suelo (g)	masa cap. suelo seco (g)	masa agua (g)	masa suelo (g)	m agua /m suelo
1	0	-20	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
2	50	-20	0,1265	1,6018	1,3521	0,2498	1,2256	0,2038
3	50	-40	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
4	100	-20	0,1497	1,8684	1,5681	0,3003	1,4184	0,2117
5	100	-40	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
6	250	-20	0,2641	1,8937	1,2700	0,6237	1,0059	0,6200
7	250	-40	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
8	360	-20	0,1568	2,1526	1,3451	0,8075	1,1883	0,6795
9	360	-40	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
10	500	-20	0,1414	2,0433	1,2623	0,7810	1,1209	0,6968
11	500	-40	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
12	700	-20	0,214	3,6774	2,2192	1,4582	2,0052	0,7272
13	700	-40	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
14	1000	-20	0,1803	3,3996	2,0292	1,3705	1,8489	0,7412
15	1000	-40	0,1269	4,5862	2,7719	1,9412	2,6450	0,7339
16	1000	-60	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
17	1300	-20	0,1612	4,0561	2,3969	1,6593	2,2357	0,7422
18	1300	-40	0,1407	2,9635	1,8322	1,2720	1,6915	0,7520
19	1300	-60	0,1415	1,5347	1,0825	0,4522	0,9410	0,4806
20	1300	-80	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
21	1700	-20	0,2347	3,1527	1,9085	1,2442	1,6738	0,7433
22	1700	-40	0,1289	2,2708	1,4196	0,9801	1,2907	0,7594
23	1700	-60	0,1427	2,1073	1,4373	0,67	1,2946	0,5175
24	1700	-80	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
25	2000	-20	0,1084	4,4348	2,5745	1,8603	2,4661	0,7543
26	2000	-40	0,1145	2,9545	1,7931	1,2759	1,6786	0,7601
27	2000	-60	0,1389	2,2088	1,4144	0,7944	1,2755	0,6228
28	2000	-80	0,1324	1,8641	1,2477	0,6164	1,1153	0,5527
29	2000	-95	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
30	2500	-20	0,2554	2,6280	1,5978	1,0302	1,3424	0,7674
31	2500	-40	0,1323	2,8335	1,7331	1,2327	1,6008	0,7701
32	2500	-60	0,1169	2,7618	1,7171	1,0447	1,6002	0,6529
33	2500	-80	0,2194	2,3423	1,5698	0,7725	1,3504	0,5721
34	2500	-95	0,1442	1,8543	1,7429	0,1114	1,5987	0,0697
35	3000	-20	0,1221	2,9744	1,7352	1,2392	1,6131	0,7682
36	3000	-40	0,1313	2,2872	1,4152	1,0033	1,2839	0,7814
37	3000	-60	0,2024	3,337	2,0843	1,2527	1,8819	0,6657
38	3000	-80	0,2587	2,4122	1,6106	0,8016	1,3519	0,5929
39	3000	-95	0,169	6,694	3,9136	2,7804	3,7446	0,7425

**EXPERIMENTO 6**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	masa cap. (g)	masa cap. + suelo (g)	masa cap. suelo seco (g)	masa agua (g)	masa suelo (g)	m agua /m suelo
1	0	-20	0,1703	2,3812	2,2236	0,1577	2,0533	0,0768
2	50	-20	0,1691	2,3416	2,0846	0,2570	1,9155	0,1342
3	50	-40	0,1703	2,3812	2,2236	0,1577	2,0533	0,0768
4	100	-20	0,1679	2,3019	1,9456	0,3563	1,7777	0,2004
5	100	-40	0,1703	2,3812	2,2236	0,1577	2,0533	0,0768
6	250	-20	0,1517	1,7468	1,3980	0,3488	1,2463	0,2799
7	250	-40	0,1703	2,3812	2,2236	0,1577	2,0533	0,0768
8	360	-20	0,1656	2,2226	1,6677	0,5549	1,5021	0,3695
9	360	-40	0,1703	2,3812	2,2236	0,1577	2,0533	0,0768
10	500	-20	0,1575	1,9451	1,3939	0,5512	1,2364	0,4458
11	500	-40	0,1703	2,3812	2,2236	0,1577	2,0533	0,0768
12	700	-20	0,1633	2,1433	1,3897	0,7536	1,2264	0,6145
13	700	-40	0,1703	2,3812	2,2236	0,1577	2,0533	0,0768
14	1000	-20	0,1478	3,3774	2,0295	1,3479	1,8817	0,7163
15	1000	-40	0,1619	2,5562	1,6041	0,9521	1,4422	0,6602
16	1000	-60	0,1769	2,1632	1,6102	0,553	1,4333	0,3858
17	1000	-80	0,1703	2,3812	2,22355	0,1577	2,0533	0,0768
18	1300	-20	0,1432	3,4169	2,0226	1,3943	1,8794	0,7419
19	1300	-40	0,1503	4,1503	2,5454	1,6049	2,3951	0,6701
20	1300	-60	0,1271	2,7778	1,8245	0,9533	1,6974	0,5616
21	1300	-80	0,1703	2,3812	2,22355	0,1577	2,0533	0,0768
22	1700	-20	0,1786	4,0652	2,4087	1,6565	2,2301	0,7428
23	1700	-40	0,1260	3,4678	2,1254	1,3424	1,9994	0,6714
24	1700	-60	0,2403	2,9922	1,952	1,0402	1,7117	0,6077
25	1700	-80	0,1431	1,4675	1,239	0,2285	1,0959	0,2085
26	1700	-95	0,1703	2,3812	2,22355	0,1577	2,0533	0,0768
27	2000	-20	0,1332	4,2604	2,4985	1,7619	2,3653	0,7449
28	2000	-40	0,1587	4,4322	2,6446	1,7876	2,4859	0,7191
29	2000	-60	0,1137	6,2535	3,4985	2,755	3,3848	0,8139
30	2000	-80	0,1666	4,3407	2,6296	1,7111	2,4630	0,6947
31	2000	-95	0,1703	2,3812	2,22355	0,1577	2,0533	0,0768
32	2500	-20	0,1386	3,4563	2,0157	1,4406	1,8771	0,7675
33	2500	-40	0,1635	4,7471	2,7745	1,9726	2,6110	0,7555
34	2500	-60	0,187175	3,46	2,16765	1,29235	1,9805	0,6525
35	2500	-80	0,1741	3,4387	2,017	1,4217	1,8429	0,7714
36	2500	-95	0,2098	6,2941	3,7276	2,5665	3,5178	0,7296
37	3000	-20	0,18765	4,6031	2,6169	1,9862	2,4293	0,8176
38	3000	-40	0,1800	7,5776	4,0686	3,5090	3,8886	0,9024
39	3000	-60	0,155575	5,50515	3,1118	2,39335	2,9562	0,8096
40	3000	-80	0,1755	4,44395	2,556475	1,8875	2,3810	0,7927
41	3000	-95	0,1236	5,3664	3,0948	2,2716	2,9712	0,7645

**Nota:** Todos los experimentos se realizaron bajo las mismas condiciones.

**Tabla 9.** Datos para la obtención del contenido volumétrico de agua.

**EXPERIMENTO 1**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	volumen agua (cm <sup>3</sup> )	volumen suelo (cm <sup>3</sup> )	volumen total (cm <sup>3</sup> )	vol agua / vol total
1	0	-20	0,0503	1,0183	1,0686	0,0471
2	50	-20	0,1764	0,8623	1,0387	0,1698
3	50	-40	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
4	100	-20	0,1894	0,7301	0,9195	0,2060
5	100	-40	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
6	250	-20	0,2345	0,7785	1,0130	0,2315
7	250	-40	0,1261	1,6288	1,7549	0,0719
8	250	-60	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
9	360	-20	0,9919	2,8345	3,8264	0,2592
10	360	-40	0,1611	2,0517	2,2128	0,0728
11	360	-60	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
12	500	-20	0,2848	0,5615	0,8463	0,3365
13	500	-40	0,2835	1,3645	1,6480	0,1720
14	500	-60	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
15	700	-20	0,4734	0,8827	1,3561	0,3491
16	700	-40	0,4516	0,8478	1,2994	0,3476
17	700	-60	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
18	1000	-20	0,3273	0,6070	0,9343	0,3503
19	1000	-40	0,4060	0,6773	1,0832	0,3748
20	1000	-60	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
21	1300	-20	0,3277	0,5789	0,9066	0,3615
22	1300	-40	0,5143	0,8407	1,3550	0,3796
23	1300	-60	0,4054	1,1377	1,5431	0,2627
24	1300	-80	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
25	1700	-20	0,3507	0,6114	0,9621	0,3645
26	1700	-40	0,2845	0,4640	0,7485	0,3801
27	1700	-60	0,2920	0,4918	0,7838	0,3725
28	1700	-80	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
29	2000	-20	0,6041	1,0261	1,6302	0,3706
30	2000	-40	0,4635	0,7360	1,1995	0,3864
31	2000	-60	0,3567	0,5761	0,9328	0,3824
32	2000	-80	0,1821	1,6095	1,7916	0,1016
33	2000	-95	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
34	2500	-20	0,3244	0,5377	0,8621	0,3763
35	2500	-40	0,4380	0,6928	1,1308	0,3873
36	2500	-60	0,4945	0,7892	1,2837	0,3852
37	2500	-80	0,5798	1,5631	2,1429	0,2706
38	2500	-95	0,0503	1,0182	1,0686	0,0471
39	3000	-20	0,2764	0,4520	0,7284	0,3794
40	3000	-40	0,4125	0,6497	1,0622	0,3884
41	3000	-60	0,6323	1,0023	1,6346	0,3868
42	3000	-80	0,9775	1,5166	2,4941	0,3919
43	3000	-95	0,5666	0,9240	1,4906	0,3801

**EXPERIMENTO 2**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	volumen agua (cm <sup>3</sup> )	volumen suelo (cm <sup>3</sup> )	volumen total (cm <sup>3</sup> )	vol agua / vol total
1	0	-20	0,0323	0,9352	0,9676	0,0334
2	50	-20	0,7219	1,3330	2,0549	0,3513
3	50	-40	0,0323	0,9352	0,9675	0,0334
4	100	-20	0,6993	1,1613	1,8606	0,3759
5	100	-40	0,0323	0,9352	0,9675	0,0334
6	250	-20	0,5733	0,9390	1,5123	0,3791
7	250	-40	0,0323	0,9352	0,9675	0,0334
8	360	-20	0,4473	0,7168	1,1641	0,3842
9	360	-40	1,4451	2,6894	4,1345	0,3495
10	360	-60	0,0323	0,9352	0,9675	0,0334
11	500	-20	1,8551	2,7359	4,5910	0,4041
12	500	-40	0,4682	0,8124	1,2806	0,3656
13	500	-60	0,3002	0,8019	1,1021	0,2724
14	500	-80	0,0323	0,9352	0,9675	0,0334
15	700	-20	1,5070	2,1501	3,6571	0,4121
16	700	-40	0,9137	1,5826	2,4963	0,3660
17	700	-60	0,5516	1,3350	1,8867	0,2924
18	700	-80	0,0323	0,9352	0,9675	0,0334
19	1000	-20	1,5296	2,0950	3,6246	0,4220
20	1000	-40	0,4320	0,7477	1,1797	0,3662
21	1000	-60	0,6856	1,2684	1,9540	0,3509
22	1000	-80	0,0323	0,9352	0,9675	0,0334
23	1300	-20	0,7333	0,9759	1,7092	0,4290
24	1300	-40	0,6264	1,0129	1,6392	0,3821
25	1300	-60	0,8782	1,5016	2,3799	0,3690
26	1300	-80	0,0623	0,9011	0,9634	0,0647
27	1300	-95	0,0323	0,9352	0,9675	0,0334
28	1700	-20	1,5522	2,0399	3,5920	0,4321
29	1700	-40	1,3416	1,9333	3,2749	0,4097
30	1700	-60	1,0709	1,7349	2,8058	0,3817
31	1700	-80	0,8381	1,3677	2,2058	0,3799
32	1700	-95	1,1005	1,6684	2,7689	0,3974
33	2000	-20	1,7345	2,2380	3,9724	0,4366
34	2000	-40	1,1135	1,4889	2,6024	0,4279
35	2000	-60	1,2525	1,9207	3,1731	0,3947
36	2000	-80	1,2295	1,8609	3,0904	0,3978
37	2000	-95	1,2354	1,8233	3,0587	0,4039
38	2500	-20	1,5972	1,9298	3,5270	0,4528
39	2500	-40	1,4543	1,8595	3,3138	0,4389
40	2500	-60	1,4340	2,1065	3,5405	0,4050
41	2500	-80	1,6208	2,3542	3,9750	0,4078
42	2500	-95	1,3702	1,9782	3,3485	0,4092
43	3000	-20	1,6337	1,9045	3,5382	0,4617
44	3000	-40	1,7950	2,2301	4,0251	0,4460
45	3000	-60	1,6156	2,2923	3,9078	0,4134
46	3000	-80	2,0122	2,8474	4,8595	0,4141
47	3000	-95	1,5051	2,1331	3,6382	0,4137

**EXPERIMENTO 3**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	volumen agua (cm <sup>3</sup> )	volumen suelo (cm <sup>3</sup> )	volumen total (cm <sup>3</sup> )	vol agua / vol total
1	0	-20	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
2	50	-20	0,2212	1,4625	1,6837	0,1314
3	50	-40	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
4	100	-20	0,4601	0,8117	1,2718	0,3618
5	100	-40	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
6	250	-20	0,3747	0,6595	1,0342	0,3623
7	250	-40	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
8	360	-20	0,4510	0,7499	1,2009	0,3756
9	360	-40	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
10	500	-20	0,7777	1,2740	2,0517	0,3791
11	500	-40	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
12	700	-20	0,8425	1,3432	2,1857	0,3855
13	700	-40	0,6828	2,1600	2,8428	0,2402
14	700	-60	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
15	1000	-20	0,6904	1,0865	1,7769	0,3885
16	1000	-40	0,9375	0,9889	1,9264	0,4866
17	1000	-60	0,4045	0,9723	1,3768	0,2938
18	1000	-80	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
19	1300	-20	1,2611	1,8266	3,0877	0,4084
20	1300	-40	0,3694	0,7566	1,1260	0,3281
21	1300	-60	0,4022	0,7944	1,1966	0,3361
22	1300	-80	0,5332	1,0399	1,5731	0,3390
23	1300	-95	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
24	1700	-20	1,2438	1,7705	3,0143	0,4126
25	1700	-40	0,5646	1,0281	1,5927	0,3545
26	1700	-60	0,5909	1,1217	1,7126	0,3450
27	1700	-80	0,8872	1,7177	2,6049	0,3406
28	1700	-95	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
29	2000	-20	1,6755	2,3675	4,0430	0,4144
30	2000	-40	0,5923	1,0534	1,6457	0,3599
31	2000	-60	0,9907	1,6960	2,6867	0,3687
32	2000	-80	0,6014	1,1231	1,7245	0,3487
33	2000	-95	0,0676	2,2653	2,3329	0,0290
34	2500	-20	0,6575	0,5790	1,2365	0,5318
35	2500	-40	0,5607	0,9707	1,5314	0,3661
36	2500	-60	0,7463	1,2575	2,0038	0,3724
37	2500	-80	0,4851	0,8978	1,3829	0,3508
38	2500	-95	0,7917	2,0922	2,8839	0,2745
39	3000	-20	2,1737	1,7677	3,9414	0,5515
40	3000	-40	0,7892	1,2898	2,0790	0,3796
41	3000	-60	0,5018	0,8190	1,3208	0,3799
42	3000	-80	0,7253	1,3023	2,0276	0,3577
43	3000	-95	0,4154	0,9292	1,3446	0,3089

**EXPERIMENTO 4**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	volumen agua (cm <sup>3</sup> )	volumen suelo (cm <sup>3</sup> )	volumen total (cm <sup>3</sup> )	vol agua / vol total
1	0	-20	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
2	50	-20	0,3701	1,8401	2,2103	0,1675
3	50	-40	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
4	100	-20	0,5313	1,6911	2,2224	0,2390
5	100	-40	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
6	250	-20	0,5480	1,6585	2,2065	0,2484
7	250	-40	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
8	360	-20	0,7936	1,2825	2,0761	0,3823
9	360	-40	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
10	500	-20	0,9325	1,4563	2,3889	0,3904
11	500	-40	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
12	700	-20	1,0715	1,6301	2,7015	0,3966
13	700	-40	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
14	1000	-20	1,3494	1,9775	3,3269	0,4056
15	1000	-40	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
16	1300	-20	1,6272	2,3249	3,9522	0,4117
17	1300	-40	2,2639	3,4583	5,7222	0,3956
18	1300	-60	1,1761	2,0934	3,2695	0,3597
19	1300	-80	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
20	1700	-20	2,1046	2,9570	5,0616	0,4158
21	1700	-40	2,0225	3,0635	5,0860	0,3977
22	1700	-60	1,5803	2,7815	4,3618	0,3623
23	1700	-80	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
24	2000	-20	1,9051	2,6724	4,5775	0,4162
25	2000	-40	2,2074	3,2188	5,4262	0,4068
26	2000	-60	1,4292	2,3682	3,7974	0,3764
27	2000	-80	0,2090	1,9891	2,1981	0,0951
28	2500	-20	1,7575	2,4086	4,1661	0,4219
29	2500	-40	1,9518	2,6225	4,5743	0,4267
30	2500	-60	1,4856	2,4214	3,9070	0,3802
31	2500	-80	3,2512	4,7703	8,0215	0,4053
32	2500	-95	3,2512	4,7703	8,0215	0,4053
33	3000	-20	1,6099	2,1448	3,7547	0,4288
34	3000	-40	2,1952	2,9170	5,1122	0,4294
35	3000	-60	1,8196	2,5619	4,3815	0,4153
36	3000	-80	2,2527	3,2701	5,5228	0,4079
37	3000	-95	1,6461	2,2934	3,9394	0,4178

**EXPERIMENTO 5**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	volumen agua (cm <sup>3</sup> )	volumen suelo (cm <sup>3</sup> )	volumen total (cm <sup>3</sup> )	vol agua / vol total
1	0	-20	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
2	50	-20	0,2498	1,3927	1,6424	0,1521
3	50	-40	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
4	100	-20	0,3003	1,6118	1,9121	0,1571
5	100	-40	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
6	250	-20	0,6237	1,1431	1,7668	0,3530
7	250	-40	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
8	360	-20	0,8075	1,3503	2,1578	0,3742
9	360	-40	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
10	500	-20	0,7810	1,2738	2,0548	0,3801
11	500	-40	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
12	700	-20	1,4582	2,2786	3,7368	0,3902
13	700	-40	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
14	1000	-20	1,3705	2,1010	3,4714	0,3948
15	1000	-40	1,9412	3,0057	4,9469	0,3924
16	1000	-60	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
17	1300	-20	1,6593	2,5405	4,1998	0,3951
18	1300	-40	1,2720	1,9222	3,1942	0,3982
19	1300	-60	0,4522	1,0693	1,5215	0,2972
20	1300	-80	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
21	1700	-20	1,2442	1,9020	3,1462	0,3955
22	1700	-40	0,9801	1,4667	2,4468	0,4006
23	1700	-60	0,6700	1,4711	2,1411	0,3129
24	1700	-80	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
25	2000	-20	1,8603	2,8024	4,6627	0,3990
26	2000	-40	1,2759	1,9075	3,1834	0,4008
27	2000	-60	0,7944	1,4494	2,2438	0,3540
28	2000	-80	0,6164	1,2674	1,8838	0,3272
29	2000	-95	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
30	2500	-20	1,0302	1,5255	2,5557	0,4031
31	2500	-40	1,2327	1,8191	3,0518	0,4039
32	2500	-60	1,0447	1,8184	2,8631	0,3649
33	2500	-80	0,7725	1,5345	2,3070	0,3348
34	2500	-95	0,1114	1,8167	1,9281	0,0578
35	3000	-20	1,2392	1,8331	3,0723	0,4034
36	3000	-40	1,0033	1,4590	2,4623	0,4075
37	3000	-60	1,2527	2,1385	3,3912	0,3694
38	3000	-80	0,8016	1,5363	2,3379	0,3429
39	3000	-95	2,7804	4,2552	7,0356	0,3952

**EXPERIMENTO 6**

N° cap.	tiempo (min)	prof. (cm)	volumen agua (cm <sup>3</sup> )	volumen suelo (cm <sup>3</sup> )	volumen total (cm <sup>3</sup> )	vol agua / vol total
1	0	-20	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
2	50	-20	0,2570	2,1767	2,4337	0,1056
3	50	-40	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
4	100	-20	0,3563	2,0201	2,3764	0,1499
5	100	-40	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
6	250	-20	0,3488	1,4163	1,7651	0,1976
7	250	-40	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
8	360	-20	0,5549	1,7069	2,2618	0,2453
9	360	-40	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
10	500	-20	0,5512	1,4050	1,9561	0,2818
11	500	-40	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
12	700	-20	0,7536	1,3937	2,1472	0,3510
13	700	-40	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
14	1000	-20	1,3479	2,1383	3,4862	0,3866
15	1000	-40	0,9521	1,6389	2,5910	0,3675
16	1000	-60	0,5530	1,6288	2,1818	0,2535
17	1000	-80	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
18	1300	-20	1,3943	2,1357	3,5299	0,3950
19	1300	-40	1,6049	2,7217	4,3266	0,3709
20	1300	-60	0,9533	1,9289	2,8822	0,3308
21	1300	-80	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
22	1700	-20	1,6565	2,5342	4,1907	0,3953
23	1700	-40	1,3424	2,2720	3,6144	0,3714
24	1700	-60	1,0402	1,9451	2,9853	0,3484
25	1700	-80	0,2285	1,2453	1,4738	0,1550
26	1700	-95	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
27	2000	-20	1,7619	2,6878	4,4497	0,3960
28	2000	-40	1,7876	2,8249	4,6125	0,3876
29	2000	-60	2,7550	3,8464	6,6014	0,4173
30	2000	-80	1,7111	2,7989	4,5100	0,3794
31	2000	-95	0,1577	2,3332	2,4909	0,0633
32	2500	-20	1,4406	2,1331	3,5737	0,4031
33	2500	-40	1,9726	2,9670	4,9396	0,3993
34	2500	-60	1,2924	2,2505	3,5429	0,3648
35	2500	-80	1,4217	2,0942	3,5159	0,4044
36	2500	-95	2,5665	3,9975	6,5640	0,3910
37	3000	-20	1,9862	2,7605	4,7467	0,4184
38	3000	-40	3,5090	4,4189	7,9279	0,4426
39	3000	-60	2,3934	3,3593	5,7527	0,4160
40	3000	-80	1,8875	2,7057	4,5931	0,4109
41	3000	-95	2,2716	3,3764	5,6480	0,4022