

**SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA**

**XVII CONGRESO CHILENO DE HIDRÁULICA**

**EVALUACIÓN DEL MÉTODO DE BEERKAN PARA LA DETERMINACIÓN DE LA  
TASA DE INFILTRACIÓN DE AGUA IN SITU.  
ZONA DE ESTUDIO: RESERVA NACIONAL RÍO CLARILLO**

**EDWIN GUZMAN C.<sup>1</sup>  
JOSÉ YAÑEZ L.<sup>2</sup>  
ALEJANDRO DUSSAILLANT J.<sup>3</sup>**

**RESUMEN**

El objetivo del presente trabajo fue desarrollar una aplicación del método Beerkan para estimar valores espaciales de parámetros hidráulicos en suelo. Se presentan los resultados de tres campañas de terreno realizadas en la Reserva Nacional Río Clarillo, en que se pretendió caracterizar suelos según sus parámetros hidráulicos de sortividad y conductividad hidráulica. Estos parámetros se estimaron utilizando el método de Beerkan en 4 zonas de la Reserva a ambos lados del río Clarillo, con y sin cobertura de vegetación. Los resultados fueron comparados con los que entrega un tensioinfiltrómetro. El método de Beerkan arroja valores de conductividad hidráulica en el rango de los entregados por el tensioinfiltrómetro; en una zona desprovista de vegetación Beerkan arrojó  $K_s=9.79$  y  $1.99$  cm/hr, mientras el tensioinfiltrómetro entregó  $K_s=8.2$  cm/hr. Las zonas con vegetación presentan en promedio mayor permeabilidad ( $K_s=5.7$  cm/hr), presumiblemente por la existencia de macroporos debidos a la alta actividad orgánica del bosque esclerófilo. Finalmente, la aplicación del método presenta algunos problemas pues no pudieron obtenerse resultados de todos los puntos de medición. Aún así, Beerkan parece una buena alternativa para determinar espacialmente parámetros hidráulicos del suelo.

---

<sup>1</sup> Estudiante Magíster, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental. Pontificia Universidad Católica de Chile – email: eguzman2@uc.cl

<sup>2</sup> Estudiante Pre-grado, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental. Pontificia Universidad Católica de Chile – email: jyanezl@uc.cl

<sup>3</sup> Profesor Auxiliar, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, y Centro Ambiental Escuela de Ingeniería. Pontificia Universidad Católica de Chile – email: adussa@ing.puc.cl



## 1. INTRODUCCIÓN

La conductividad hidráulica saturada del suelo es una propiedad clave en la descripción de los procesos de infiltración y redistribución del agua en el medio poroso, motivo por el cual su conocimiento es esencial para el diseño de obras de infiltración (Luna D. et al., 2005). Esta propiedad puede ser estimada en laboratorio o a través de métodos de campo; la diferencia principal entre estas dos formas es en que en el laboratorio la muestra se satura completamente, mientras que en campo, esto no es posible y sólo se logra su saturación en una pequeña región adyacente a la fuente de infiltración (Klute A, 1986).

El presente trabajo consiste en estudiar el fenómeno físico de la infiltración de agua en el suelo. Algunas de las variables que afectan la infiltración, son: el tipo de textura del suelo (arcilla, grava, arena, etc.), su porosidad, contenido de humedad y presencia de vegetación u otras actividades biológicas, entre otras.

Las mencionadas variables del suelo presentan una gran heterogeneidad espacial, lo que dificulta la estimación de parámetros para su caracterización. Esto repercute en las mediciones de campañas de terreno, aumentando los costos en tiempo y dinero para obtener una gran cantidad de muestras. Algunos de los parámetros importantes, mencionados por distintos autores, son la conductividad hidráulica y las propiedades capilares del terreno, que pueden ser medidos con herramientas tales como permeámetros e infiltrómetros (Zelege et al., 2005; Smettem, 2002; Nahar et al., 2004).

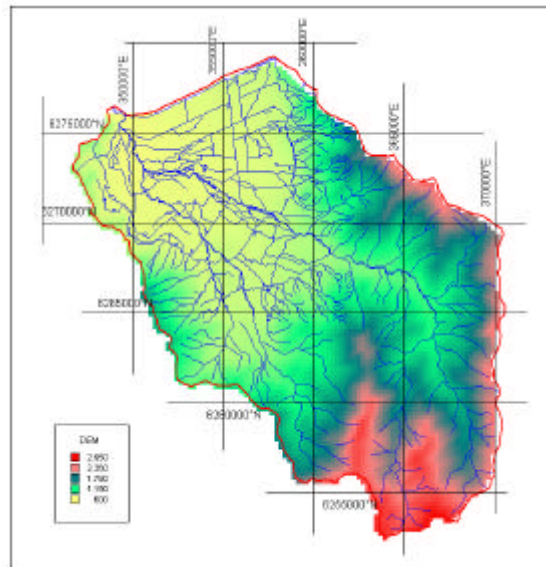
Este estudio pretende ser una herramienta útil para la administración de la Reserva Nacional Río Clarillo, a cargo de CONAF, que mantiene en este lugar zonas destinadas a la recreación, conservación de las especies de flora y fauna que en ella se encuentran y educación de la población en temas medioambientales.

El presente trabajo fue desarrollado en la Reserva Nacional Río Clarillo, ubicada en la cuenca del río Clarillo, subcuenca del Río Maipo. Esta cuenca se encuentra en la Región Metropolitana de Chile, comuna de Pirque de la Provincia Cordillera, entre las coordenadas UTM 6.280.000 m a 6.250.000 m norte y coordenadas 300.000 m a 370.000 m este (Figura 1).

La zona de estudio posee un clima mediterráneo semiandino, con evidentes tendencias continentales. Según el esquema climático de Koeppen, el clima corresponde a un régimen tipo templado frío con lluvias invernales. Las temperaturas promedios anuales fluctúan entre una mínima de 7,5°C en invierno y 21,5°C en verano, con una precipitación media anual de 648 mm. (Niemeyer H. et al., 2002).

La Reserva está situada en la precordillera de la zona central al sureste de Santiago, comuna de Pirque. Comprende 13.185 Ha de terreno con altitudes que varían entre los 850 y 3.500 m.s.n.m. Su principal atractivo es el Río Clarillo, cauce que abastece de agua a las comunas aledañas de Pirque y Puente Alto, y que constituye el principal eje de la Reserva. Esta Reserva se caracteriza por ser uno de los últimos refugios del bosque esclerófilo (hoja dura) en la zona central. El tipo de bosque mencionado está formado principalmente por especies como peumo, litre, lun y quillayes. Entre las aves que habitan la zona, destaca la torcaza, ave que en la Región Metropolitana está en peligro de extinción y para la cual la reserva constituye su único refugio.

Otra especie con dificultades de conservación es la iguana chilena, que a simple vista parece una lagartija sobrealimentada. (DGA, 2004).



**Figura 1. Ubicación geográfica de la cuenca del Río Clarillo**

Base Cartográfica DGA – Procesamiento de Datos PUC 2005 - Datum PSAD56 Zona 19 sur

Al comienzo del estudio se plantearon tres objetivos, el primero fue aplicar un modelo de infiltración para conocer el comportamiento de la interacción agua-suelo. El modelo usado es el propuesto por Haverkamp et al. (1994) donde los parámetros son obtenidos con el método de Beerkan (Angulo-Jaramillo et al, 2004). El segundo objetivo fue comparar la variabilidad de los parámetros de infiltración que se presenta entre dos zonas, una cubierta con vegetación y otra desprovista de ella. Finalmente, el tercer objetivo fue comparar los resultados obtenidos de la estimación usando el método de Beerkan con los resultados arrojados por un tensiointfiltrómetro.

## 2. METODOLOGÍA

Existen varias ecuaciones que definen el comportamiento de un flujo a través de un suelo no saturado, en particular este trabajo se enfoca en la aplicación de las relaciones desarrolladas por van Genuchten (ec.1) para la curva de retención de agua y las condiciones de borde de Burdine (ec.2), y las ecuaciones de Brooks and Corey para determinar la conductividad hidráulica (ec.3). (Lassabàtere L. et al., 2004).

$$\frac{q - q_r}{q_s - q_r} = \left( 1 + \left( \frac{h}{h_g} \right)^n \right)^{-m} \quad (1)$$

$$m = 1 - \frac{2}{n} \quad (2)$$

$$\frac{K(q)}{K_s} = \left( \frac{q - q_r}{q_s - q_r} \right)^{-h} \quad (3)$$

donde  $n$ ,  $m$  y  $\eta$  son parámetros de forma y  $h_g$ ,  $\theta$ ,  $\theta_r$  y  $K_s$  son parámetros de escala. Usualmente  $\theta_r$  es muy pequeño y se los puede considerar como 0.

Algunos métodos se han desarrollado para la estimación de las curvas características del suelo y sus parámetros de escala y forma, las cuales requieren información simple, como distribución de tamaño de partículas y otras características de fácil medición en terreno. (Jauhainen M., 2004).

Ajustando los datos experimentales de infiltración obtenidos, numérica o analíticamente, se puede estimar los parámetros de escala, así como la sortividad (“sorptivity”). La sortividad es la habilidad del suelo para absorber agua durante el humedecimiento (ec.4), y puede ser estimada con el contenido de humedad inicial  $\theta_o$  y final  $\theta_s$  del suelo, a través de la curva hidráulica característica que fue desarrollada por Parlange (1975).

$$S^2(q_o, q_s) = \int_{q_o}^{q_s} (q_s + q - 2q_o) K(q) \frac{dh}{dq} dq \quad (4)$$

Esta expresión puede ser simplificada (Haverkamp et al., 1994) y expresada como se detalla a continuación.

$$S^2(0, q_s) = -c_p \cdot q_s \cdot K_s \cdot h_g \quad (4a)$$

$$c_p = \Gamma \left( 1 + \frac{1}{n} \right) \left( \frac{\Gamma \left( mh - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(mh)} + \frac{\Gamma \left( mh + m - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(mh + m)} \right) \quad (4b)$$

donde  $\Gamma$  es la usual función gamma. Normalmente, cuando el contenido de humedad es diferente de 0, se ajusta apropiadamente  $S^2(0, \theta_s)$  a través de las ecuaciones (ec.5a) y (ec.5b) (Harverkamp et al., 1994).

$$S^2(q_o, q_s) = S^2(0, q_s) \frac{q_s - q_o}{q_s} \frac{K_s - K_o}{K_s} \quad (5a)$$

$$S^2(q_o, q_s) = S^2(0, q_s) \left( 1 - \frac{q_o}{q_s} \right) \left( 1 - \left( \frac{q_o}{q_s} \right)^h \right) \quad (5b)$$

donde  $K_o$  es la conductividad hidráulica o permeabilidad a  $\theta_o$ .

Este trabajo presenta el método BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters) para estimar los parámetros de forma y de escala de las curvas propuestas por van Genuchten y Brooks & Corey.

### 3. ENSAYO DE INFILTRACIÓN Y METODOLOGÍA DE MUESTREO

Para realizar el ensayo de infiltración se utilizó el método de Beerkan (Braud I. et al, 2004). A continuación se detalla la metodología:

1. Encontrar el sitio y delimitar una sección de aproximadamente 1 x 1 m. Para ese trabajo se seleccionaron cuatro secciones, dos en la margen derecha del Río Clarillo y dos en su margen izquierda, en el sector denominado La Virgen. En la Figuras 2 y 3 se muestra la distribución de las zonas de muestreo en la reserva del Río Clarillo.
2. Posicionar cilindros en las esquinas de cada zona e insertarlos aproximadamente 1 cm en el suelo. Los cilindros usados eran de PVC con un diámetro de 10 cm. La superficie del terreno tiene que estar libre de vegetación, mientras que las raíces deberán quedar en el mismo lugar.
3. Tomar una muestra disturbada de suelo (0-5 cm. de profundidad) cerca del cilindro (Matamoros D. et al, 2002). El contenido de humedad inicial ( $w_i$ ) es estimado con esta muestra. Tomar aproximadamente 1 Kg. de muestra para realizar un posterior análisis de granulometría.

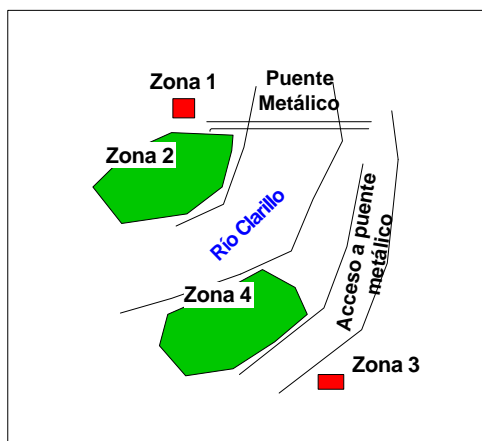


Figura 2. Vista en planta de la zona de estudio

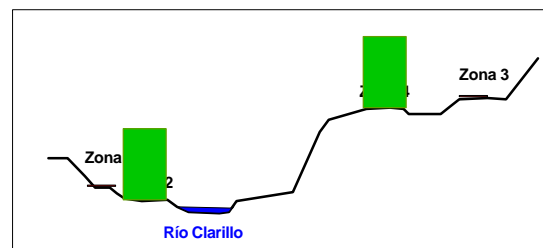


Figura 3. Vista en perfil de la zona de estudio

4. *Prueba de infiltración.* Un volumen fijo de agua es vertido dentro del cilindro en el tiempo cero y el tiempo transcurrido durante la infiltración con el volumen conocido es medido. Cuando el primer volumen se ha infiltrado completamente, un segundo volumen de agua es adicionado al cilindro, es medido el tiempo necesario para infiltrarse (tiempo acumulado). El procedimiento es repetido por una serie de 8 a 15 veces y registrado el tiempo total de la prueba.
5. Una muestra de suelo no disturbada es tomada en el suelo húmedo dentro del cilindro, en un anillo de volumen conocido para obtener la densidad seca ( $r_d$ ).

6. Una muestra disturbada de suelo es tomada del suelo bajo el cilindro (0-5 cm. de profundidad), con el fin de obtener el contenido de humedad final ( $w_f$ ) después de la prueba de infiltración.
7. Después de la prueba de infiltración, se estima la profundidad y ancho alcanzados por el agua infiltrada.

Se recomienda sellar bien las muestras de suelo para evitar pérdida de agua durante su traslado al laboratorio y si es posible, obtener densidades en el mismo terreno. Algunas fotografías del ensayo y los lugares en que fueron realizados se muestran en el Anexo.

Los ensayos realizados a las muestras de suelo (contenido de humedad, densidad del suelo y granulometría) fueron realizados en el Laboratorio del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental de la P. Universidad Católica de Chile, aplicando las metodologías correspondientes para cada prueba (Sumner M., 2000).

#### 4. ANÁLISIS DE DATOS

Paso 1. Datos. BEST estima la infiltración experimental en régimen transiente  $I^{\text{exp}}(t)$ , la tasa de infiltración  $q^{\text{exp}}(t)$  y la infiltración asintótica  $q_{+\infty}^{\text{exp}}$ , los cuales dependen del tiempo y la infiltración obtenida en terreno mediante las siguientes ecuaciones:

$$I^{\text{exp}}(t_i) = I_i \quad (i = 1..N_{\text{tot}}) \tag{6a}$$

$$q^{\text{exp}}(t^*_i) = \frac{I_{i+1} - I_i}{t_{i+1} - t_i} \quad (i = 1..N_{\text{tot}} - 1) \tag{6b}$$

$$t^*_i = \left( \frac{\sqrt{t_i} + \sqrt{t_{i+1}}}{2} \right)^2 \quad (i = 1..N_{\text{tot}} - 1) \tag{6c}$$

$$q_{+\infty}^{\text{exp}} = \text{pendiente} \left( t_i, I_i \right)_{i=(N_{\text{tot}}-N_{\text{fin}}) \rightarrow N_{\text{tot}}} \tag{6d}$$

$N_{\text{tot}}$  es el número total de datos y  $N_{\text{fin}}$  corresponde a los datos considerados para el ajuste.

Paso 2. Constantes. Calcular las constantes A, B y C a partir de los parámetros de forma ( $m$ ,  $n$  y  $\eta$ ), las constantes  $\gamma$ (0.75) y  $\beta$ (0.6) y el contenido de humedad inicial y saturado con la ecuaciones 7.

$$A = \frac{g}{r_d (q_s - q_o)} \tag{7a}$$

$$B = \frac{(2-b)}{3} \left[ 1 - \left( \frac{q_o}{q_s} \right)^h \right] + \left( \frac{q_o}{q_s} \right)^h \tag{7b}$$

$$C = \frac{1}{2 \left[ 1 - \left( \frac{q_o}{q_s} \right)^h (1 - b) \right]} \ln \left( \frac{1}{b} \right) \quad (7c)$$

**Paso 3. Máxima Sortividad.** Estimar la máxima sortividad referida a  $S_{MAX}$  mediante el ajuste de datos experimentales de las ecuaciones 8, asumiendo que  $B=0$ . Este ajuste se realiza mediante la clásica minimización de la función mostrada en la ecuación 9a y la ecuación 9b, donde  $I(t)$  es la infiltración acumulada (ec.8a) y  $q(t)$  la tasa de infiltración (ec.8b).

$$I(t) = S\sqrt{t} + [A(1-B)S^2 + Bq_{+\infty}]t \quad (8a)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [A(1-B)S^2 + Bq_{+\infty}] \quad (8b)$$

$$f_I(S, K_s, n) = \sum_{i=1}^n (I^{\text{exp}}(t_i) - I(t_i))^2 \quad (9a)$$

$$f_q(S, K_s, n) = \sum_{i=1}^n (q^{\text{exp}}(t_i) - q(t_i))^2 \quad (9b)$$

El parámetro  $n$  es el número de datos considerados para la parte transiente del flujo, el ajuste podría no ser válido para grandes valores de  $n$ . La sortividad es estimada con el máximo número de puntos y con un mínimo de 5 del total de datos.  $S_{MAX}$  se asume como el máximo valor de la secuencia. El requerimiento de un valor positivo de la conductividad hidráulica  $K_s$  añade una condición:  $S_{MAX}^2$  debería ser menor que la tasa de infiltración en régimen estacionario dividido para el coeficiente  $A$ . Entonces la sortividad máxima es definida por la ecuación 10.

$$S_{MAX} = \underset{n=4 \text{ o } 5 \dots N_{tot}-1}{MAX} \left[ \underset{MIN}{MIN} \left( S_n(B=0), \sqrt{\frac{q_{+\infty}^{\text{exp}}}{A}} \right) \right] \quad (10)$$

**Paso 4. Estimación de  $K_s$  y  $h_g$ .** Después de ajustar los valores experimentales en el paso 3 con un valor nulo de  $B$ , en el paso 4 se considera el verdadero valor de  $B$ . Este ajuste se realiza minimizando las ecuaciones 9a y 9b, como las ecuaciones 8 no necesariamente son válidas para todos los puntos, BEST se ajusta desde un mínimo de 5 puntos hasta el total de datos. De aquí se obtiene un valor de la Sortividad,  $S(n)$ , a partir del cual se calcula un valor para la conductividad hidráulica,  $K_s(n)$ . El valor escogido de  $S$  y  $K_s$  corresponde al máximo en que el régimen transiente rige la infiltración; esto ocurre para valores de  $t_n$  (tiempo  $n$  de los datos medidos) menores a  $t_{\max}(n)$ , que se calcula como sigue:

$$t_{\max} = \frac{1}{4 \cdot (1-B)^2} \cdot \left( \frac{S}{K_s} \right)^2 \quad (11)$$

Finalmente se estima el parámetro de la presión de agua,  $h_g$ , a partir de la sortividad y la conductividad hidráulica calculadas:



$$h_g = - \frac{S^2}{C_p (q_s - q_0) \left( 1 - \left( \frac{q_0}{q_s} \right)^h \right)} \cdot K_s \quad (12)$$

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El suelo estudiado tiene una textura de arena. Los cilindros utilizados, de diámetro interno 10 cm y en los que se depositó 70 ml cada vez, se utilizaron para medir el tiempo acumulado de 15 vertidos.

Realizando un ensayo con tensioinfiltrómetro (Suárez F, 2004) se obtuvieron coeficientes de conductividad hidráulica saturada de 8.20 cm/hr en la zona 1 y 8.18 cm/hr en la zona 4. Se compara los resultados con este método puesto que entrega resultados confiables (Luna et al., 2005).

Analizando los datos obtenidos mediante el Método de Beerkan se encuentran coeficientes de conductividad hidráulica que varían entre 9.8 cm/hr y 2 cm/hr en la zona 1; 7.5 cm/hr y 5.5 cm/hr en la zona 2; 4.1 cm/hr y 0.47 cm/hr en la zona 3 y 4.14 cm/hr en la zona 4. Estos valores se encuentran en el orden de los obtenidos con el tensioinfiltrómetro, donde la diferencia es atribuible a la heterogeneidad del suelo.

De las 16 muestras tomadas en terreno con el método de Beerkan (4 en cada zona) sólo 7 permitieron obtener resultados de conductividad hidráulica y sortividad, a excepción de la muestra “Zona 1 Río aguas abajo” que fue hecha sobre una piedra a unos 5 cm de profundidad que impedía la infiltración, el resto presentó algunos problemas en el análisis que son detallados a continuación:

i) Falta de datos en la medición de campo. Ocurre cuando las curvas de  $t_n$  y  $t_{max}$  no alcanzan a juntarse, lo que dificulta la estimación de los valores adecuados de  $S$  y  $K_s$  como se muestra en la Figura 4, el cual corresponde al caso de la muestra “Zona 2 Río aguas abajo”. Según el método el número de volúmenes vertidos al interior de los cilindros puede variar entre 8 y 15, sin embargo se extrapolaron los datos sin conseguir resultados favorables.

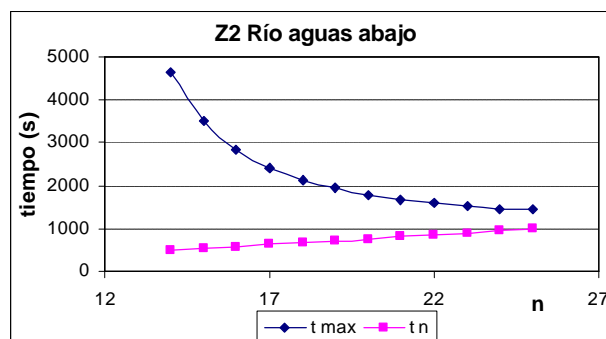


Figura 4: Problema de falta de mediciones en terreno y necesidad de extrapolación

ii) Valores negativos de conductividad hidráulica y curvas de tiempo asíntotas. Al hacer la minimización de la suma de cuadrados, ajustando los valores experimentales, resultan valores negativos de la conductividad hidráulica. Esto puede atribuirse a algún error en la estimación de otros parámetros influyentes como son los parámetros de forma de la curva de succión:  $m$ ,  $n$  y  $\beta$ , dependientes de los contenidos de humedad inicial y de saturación y los parámetros  $\beta$  y  $\gamma$  definidos por Haverkamp et al. (1994). Estos parámetros intervienen en el cálculo de las constantes A, B y C que tienen una fuerte repercusión en los resultados de la calibración, sin embargo, no se encontró en la bibliografía un valor asociado al resultado del cociente entre los contenidos de humedad inicial y final, que es como son definidos sus valores óptimos, sólo se presenta sus rangos de variación (valores máximos y mínimos). Esto hace difícil escoger sus valores y el tanteo resulta una alternativa lenta y engorrosa, que hace desestimar su uso.

Un patrón que pudo encontrarse en algunas de las muestras en que no se obtuvo información es la diferencia que se presenta en la variación de la sortividad y la conductividad hidráulica. Lo común es que el suelo absorba y almacene mayor cantidad de agua al comienzo de la experiencia, lo que hace que la sortividad sea decreciente. Por otra parte la conductividad hidráulica es creciente conforme el suelo se va saturando. El comportamiento en orden inverso de estos parámetros impide encontrar el punto de intersección de las curvas de tiempo, arruinando la experiencia.

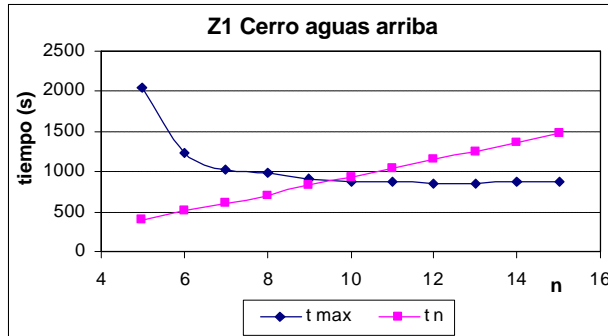
iii) Otra fuente de error es la estimación de la tasa de infiltración asíntótica adaptada para el modelo; ésta se hace a partir de una regresión lineal de una serie de puntos que conserva una pendiente similar (régimen estacionario) en el gráfico experimental  $I(t)$ . Sin embargo, este error es menor en comparación a los otros.

Los resultados esperados que debiese entregar el método según sus autores, son los que se obtuvieron en las 7 muestras mencionadas anteriormente. Las Figuras 5 y 6 ilustran el caso de la muestra “Zona 1 Cerro aguas arriba”. En el primer caso, los valores de  $t_n$  y  $t_{max}$  se encuentran en  $n$  inferior a 10 por lo que se escoge  $n$  igual a 9, mientras que la Figura 6 muestra la variación de los valores de  $S$  y  $K_s$  con el valor de  $n$ . Estos se muestran en la Tabla 1.

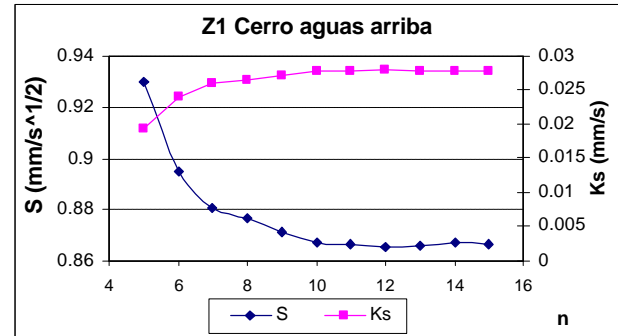
La variabilidad que presentan los resultados, aún dentro de una misma zona, se pudo apreciar en terreno en que a menos de un metro de distancia una muestra tomaba 18 minutos y otra 3 horas en infiltrar el mismo volumen.

**Tabla 1: Valores de  $S$  y  $K_s$  de las 7 muestras con resultados adecuados con método de Beerkan**

Muestra	$S$ (mm/s <sup>1/2</sup> )	$K_s$ (cm/hr)
Z1 Cerro A. Arriba	0.871	9.79
Z1 Río A. Arriba	0.524	1.99
Z2 Cerro A. Arriba	0.930	7.47
Z2 Río A. Arriba	0.585	5.49
Z3 Cerro A. Abajo	0.448	4.09
Z3 Río A. Abajo	0.162	0.47
Z4 Cerro A. Abajo	0.608	4.14



**Figura 5: Determinación del número de datos para un ajuste adecuado en curva de infiltración acumulada**



**Figura 6: Variación de los parámetros del suelo con el número de datos ajustados**

Los parámetros de la curva de succión y conductividad de las muestras señaladas se resumen en la Tabla 2.

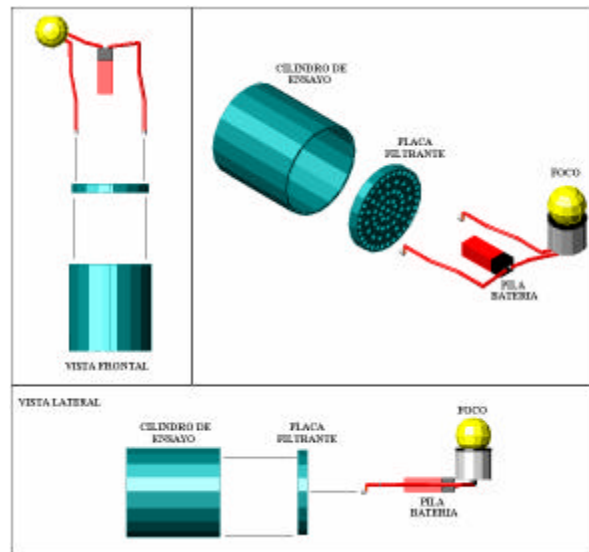
**Tabla 2: Parámetros de la curva de succión y de conductividad hidráulica para las muestras con resultados adecuados**

Muestra	$\rho_s$ (gr/cm <sup>3</sup> )	hg (mm)	n	m	?
Z1 Cerro A. Arriba	0.345	-76.04	2.67	0.25	5.98
Z1 Río A. Arriba	0.285	-147.06	3.30	0.39	4.54
Z2 Cerro A. Arriba	0.509	-138.30	2.86	0.30	5.32
Z2 Río A. Arriba	0.308	-209.72	2.96	0.32	5.09
Z3 Cerro A. Abajo	0.315	-157.83	3.10	0.36	4.81
Z3 Río A. Abajo	0.351	-221.93	2.94	0.32	5.13
Z4 Cerro A. Abajo	0.486	-71.19	2.55	0.22	6.64

Los ajustes pueden apreciarse bastante coherentes con las mediciones experimentales; los valores obtenidos para los parámetros resultan apropiados y se considera que las conductividades hidráulicas y las sortividades obtenidas representan bien el fenómeno de infiltración.

## 6. REDISEÑO DEL CILINDRO DE ENSAYO

A continuación se muestra el esquema de un cilindro rediseñado para realizar la experiencia (Figura 7). Éste permite que el agua se redistribuya al interior del tubo, sin ocasionar una erosión localizada que afecte el experimento. Dado que en la mayoría de los casos existe segregación de material al momento del vertido de agua, se aconseja colocar un plato perforado para evitar el golpe directo del agua con el suelo. Adicionalmente se puede instalar un sistema que encienda una luz para asegurarse que todas las lecturas del tiempo son tomadas siempre a un mismo nivel de referencia. En muchas ocasiones durante el ensayo en terreno el nivel de referencia de vaciado varía por la misma segregación del material anteriormente insinuada.



**Figura 7: Modificaciones al cilindro de muestreo**

## 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La aplicación del método de Beerkan resultó relativamente compleja. La principal dificultad se encuentra en el manejo adecuado de las muestras de suelo y la estimación de los parámetros a partir de los datos entregados por éstas. Los resultados pueden no ser similares a los propuestos por sus autores, entregando en algunos casos valores de conductividad hidráulica negativa, mientras que en otros no llega a establecerse el régimen permanente, aún cuando en terreno si se verifica dicha condición. Basados en una experiencia anterior se aumentó el número de mediciones en terreno, invirtiendo más tiempo en la experiencia, pero resulta difícil proponer un número específico de veces que debe verterse volúmenes conocidos de agua dentro del cilindro. Los datos faltantes fueron obtenidos extrapolando los disponibles, una vez observado el establecimiento del régimen permanente. La variación observada de los parámetros con la extrapolación fue menor, por lo que no parece una práctica que afecte significativamente los resultados.

La no consecución de algunos resultados es atribuible a factores como el manejo de las muestras, la incertidumbre en las constantes  $\beta$  y  $\gamma$ , y el comportamiento del suelo en la variación de la sortividad y la conductividad hidráulica. Este último factor quizá sea el más importante. Para mejorar el proceso se requiere realizar más pruebas en diferentes suelos.

Los resultados obtenidos impiden concluir acerca de valores promedio de la conductividad en cada zona, dado que la variación espacial es muy alta en un mismo sector; sin embargo, esta es una realidad frecuentemente documentada en la literatura sobre infiltración. Los valores entregados por el método de Beerkan fueron del orden de los obtenidos con el tensioinfiltrómetro que fue usado como referencia, lo que es auspicioso. Se recomienda aplicar ambos métodos en un mismo sector y tiempos diferentes para corroborar estas observaciones.

Se pudo observar que la tasa de infiltración en zonas con vegetación (Zona 2 y Zona 4), no expuestas al sol, es mayor que en zonas descubiertas (Zona 1 y Zona 3), esto presumiblemente por el aumento de macroporos debidos a las raíces de árboles y la presencia de invertebrados como gusanos, y micro-fauna en general, que fueron observadas en las campañas de terreno. El suelo de las zonas cubiertas parecía rico en materia orgánica.

Una de las ventajas del método Beerkan es que permite acoplar los resultados de la experiencia con el uso del modelo de Haverkamp et al. (1994). Por otra parte también permite conseguir los parámetros de las curvas que caracterizan el perfil de un suelo no saturado: conductividad hidráulica,  $K(?)$  (Brooks & Corey) y succión,  $h(?)$  (van Genuchten).

Para futuro se espera realizar una campaña más fina que permita comparar punto a punto los valores obtenidos con tensioinfiltrómetro y el método de Beerkan, reconociendo mejor qué factores resultan claves a mejorar en la aplicación del método.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración en las campañas de terreno a Jorge Smith, Pablo Galdames y Francisco Suárez. A don Rafael Angulo-Jaramillo por su disponibilidad y la resolución de algunas dudas. Agradecemos también a la gente de Pirque, especialmente a todos los personajes del segundo día de campaña; al señor de traje y moto por permitirnos salir de la Reserva “un poco” tarde y al señor de la bicicleta que nos pidió una colaboración y que tanto nos hizo reír.

## REFERENCIAS

Braud I., De Condappa D., Soria J. M., Haverkamp R., Angulo-Jaramillo R., Galle S. Vauclin M., “Use on scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method)”, British Society of Soil Science, European Journal of soil Science, Publishing 2004.

Dirección General de Aguas. Diagnostico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del Río Maipo. Julio del 2004

Haverkamp, R., P.J. Ross, K.R.J. Smetten, and J.Y. Parlange, 1994, “Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer, 2. Physically based infiltration equation”. Water Resource Research, 30, pp. 2931-2935.

Jauhiainen M., “Relationships of particle size distribution curve, soil water retention curve and unsaturated hydraulic conductivity and their implications on water balance of forested and agricultural hillslopes”, Helsinki University of Technology Water Resources Publications, TKK-VTR-12, Espoo, 2004, 165 pp.

Klute A. Methods of soil analysis. Part 1 – Physical and mineralogical methods. Madison: ASA and SSSA Published, 1986.

Lassabàtere L., Angulo-Jaramillo R, Soria Ugalde J. M., Cuenca R., Braud I., Haverkamp R., “Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through infiltration experiment (BEST)”, 2004

Luna D., Sánchez C., Muñoz J., Métodos para medir la conductividad hidráulica saturada de campo. Ingeniería hidráulica en México, vol. XX, núm. 2, pp. 95-107, abril-junio de 2005

Matamoros D., Bonini J., Guzmán E., Ramirez G., Vanrolleghem P.A., “Design and implementation of a measuring campaign to model pesticide impacts in an Ecuadorian watershed”, Water Science and Technology Vol 46 No 9 pp 37–45 © IWA Publishing 2002.

Nahar, N., Govindaraju, R., Corradini, C., Morbidelli, R., 2004, “Role of run-on for describing field-scale infiltration and overland flow over spatially variable soils”. Elsevier, 286, pp. 36-51.

Niemeyer H., Bustamante R., Simonetii J., Teillier S, Fuentes-Contreras E. y Mella J., Libro: “Historia Nacional de la Reserva Natural del Río Clarillo: Un espacio para aprender ecología”, Impresos Socías, Santiago, Chile. 2002.

Parlange, J.-Y., On solving the flow equation in unsaturated soils by optimization: Horizontal infiltration. Soil Sci. Soc Am. J. 39, 415–417, 1975

Smith, R. E., “Field measurement of infiltration parameters”. Water Resources Monograph, 15, pp. 135-157, 2002.

Suárez Francisco, Estudio de la conductividad hidráulica de la Quebrada Ramón. Curso Ingeniería de Cuencas, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile, 2004.

Sumner M, Libro: “Handbook of Soil Science”, CRC Press, Boca Raton, USA, 2000.

Zelege, T. & Bing, C., 2005, “Parameter estimation using the falling head infiltration model: Simulation and field experiment”. Water Resource Research, Vol. 41, W02027, pp. 1-7.

## ANEXO

### Fotografías de la experiencia del método de Beerkan en la Reserva Nacional Río Clarillo



**Tubo de PVC utilizado en la experiencia.  
Diámetro: 10 cm.**



**Vertido de volumen conocido de agua  
al interior de cilindro. Experiencia en  
zona 3.**



**Tensioinfiltrómetro usado para  
comparar los resultados obtenidos  
con el método de Beerkan.**

**Zona 4.**

