



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE  
ESCUELA DE INGENIERIA

**APLICACIÓN DE UN MODELO  
NUMÉRICO PARA ESTIMAR CURVAS  
DE EVAPORACIÓN A PARTIR DE  
INFORMACIÓN DE GRANULOMETRÍA  
BÁSICA**

**ANDRÉS ALFREDO TORREALBA ALMARZA**

Tesis para optar al grado de  
Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Profesor Supervisor:  
**JOSÉ FRANCISCO MUÑOZ PARDO**

Santiago de Chile, julio, 2008

© MMVIII, Andrés Alfredo Torrealba Almarza



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE  
ESCUELA DE INGENIERIA

**APLICACIÓN DE UN MODELO NUMÉRICO  
PARA ESTIMAR CURVAS DE EVAPORACIÓN A  
PARTIR DE INFORMACIÓN DE  
GRANULOMETRÍA BÁSICA**

**ANDRÉS ALFREDO TORREALBA ALMARZA**

Tesis presentada a la Comisión integrada por los profesores:

**JOSÉ FRANCISCO MUÑOZ PARDO**

**CRISTIÁN ALBERTO ORTIZ ASTENTE**

**FRANCISCO JAVIER MEZA DABANCENS**

**LEONEL ARTURO BARRA ORTEGA**

**JAIME NAVÓN COHEN**

Para completar las exigencias del grado de  
Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Santiago de Chile, julio, 2008

*A mi familia*

## AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi profundo agradecimiento a todas aquellas personas que colaboraron, directa e indirectamente, en la preparación de esta investigación.

En primer lugar quisiera agradecer a mi profesor guía, José Muñoz, por todo el apoyo que me brindó durante este tiempo, por su constante preocupación y principalmente por la alegría con que recibía cada una de las noticias y avances de mi trabajo. Sin duda alguna no hubiera sido posible terminar sin su presencia.

También quisiera dar las gracias a Juan Enrique Coeymans (JEC) por su apoyo como profesor y amigo. Fue constante guía en la redacción y programación de mi trabajo y fue también válvula de escape en momentos de desesperación. Un profundo agradecimiento a él.

Mis compañeros de oficina también colaboraron. Gracias Kathy, Karina, Pame, Seba, Walo, Coca y Manuel por estar siempre disponibles a ayudar con lo que supieran y a hacer más llevadero todo este tiempo. También quisiera incluir aquí a María Inés y Carmen Gloria quienes me sacaron de más de un apuro (léase impresora, insumos de oficina, etc), Don Luis y Don José por las alegres conversaciones de pasillo y, de manera especial, a Eduardo por ayudarme en uno que otro “cachito”, pero especialmente por regalarme su amistad.

Finalmente, y no por ello menos importantes, quisiera agradecer especialmente a mi familia por estar siempre atentos y por brindarme su apoyo incondicional. Incluyo aquí a mis amigos Chispa, Pato y Panchuco, quienes también fueron mi familia durante gran parte de este tiempo. Gracias a ellos pude alcanzar las más altas esferas de motivación. Gracias por su paciencia y su compañía en momentos difíciles.

A todos ellos mi sincero agradecimiento.

## INDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS . . . . .	iv
INDICE DE FIGURAS . . . . .	vii
INDICE DE TABLAS . . . . .	ix
RESUMEN . . . . .	x
ABSTRACT . . . . .	xi
1. INTRODUCCION . . . . .	1
1.1. Objetivos . . . . .	2
1.2. Alcances . . . . .	3
1.3. Contenido . . . . .	4
2. ECUACIONES DE FLUJO EN LA ZONA NO SATURADA . . . . .	5
2.1. Ecuación de flujo . . . . .	5
2.1.1. Ley de Darcy . . . . .	5
2.1.2. Ecuación de continuidad . . . . .	6
2.1.3. Ecuación de Richards . . . . .	6
2.2. Proceso evaporativo . . . . .	7
2.3. Curvas de succión . . . . .	10
2.4. Conductividad hidráulica . . . . .	13
2.5. Capacidad capilar . . . . .	14
2.6. Relación entre la curva de succión y la granulometría . . . . .	15
2.6.1. Modelos semifísicos . . . . .	16
2.6.2. Modelos empíricos . . . . .	17
3. SOLUCION NUMERICA DE LA ECUACION DE RICHARDS . . . . .	23
3.1. Consideraciones generales sobre modelos numéricos . . . . .	23
3.2. Supuestos básicos . . . . .	25

3.3.	Condiciones iniciales y de borde . . . . .	26
3.4.	Discretización . . . . .	29
3.5.	Verificación . . . . .	33
3.6.	Descripción del modelo utilizado . . . . .	38
3.6.1.	Discretización . . . . .	38
3.6.2.	Condiciones de borde . . . . .	40
4.	MATERIALES Y MÉTODOS . . . . .	42
4.1.	Medición del flujo evaporativo en columnas de arena . . . . .	42
4.2.	Intalación experimental para la obtención de curvas $h(\theta)$ . . . . .	47
4.2.1.	Metodología de la columna colgante . . . . .	47
4.2.2.	Metodología de la olla de presión . . . . .	49
4.3.	Instalación experimental para la medición de $K_s$ . . . . .	51
4.4.	Obtención de la curva granulométrica . . . . .	53
5.	RESULTADOS . . . . .	54
5.1.	Resultados experimentales . . . . .	54
5.1.1.	Curva $h(\theta)$ experimental . . . . .	54
5.1.2.	Curva $h(\theta)$ a partir de la granulometría . . . . .	55
5.1.3.	Flujo evaporativo en lisímetros . . . . .	58
5.2.	Curvas de evaporación en función de la profundidad de la napa . . . . .	61
5.3.	Análisis de sensibilidad . . . . .	65
5.4.	Discusión . . . . .	70
6.	CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO . . . . .	88
6.1.	Comentarios generales sobre las mediciones experimentales . . . . .	88
6.2.	Simulaciones . . . . .	90
6.3.	Trabajo futuro . . . . .	91
	BIBLIOGRAFIA . . . . .	93

## INDICE DE FIGURAS

2.1	Esquema del proceso evaporativo a partir de la napa subterránea. . . . .	8
2.2	Flujo evaporativo en función de la profundidad del nivel freático como proceso de dos fases . . . . .	10
2.3	Ejemplo de curvas de succión. . . . .	11
2.4	Distribución textural de las muestras . . . . .	19
2.5	Contenidos de humedad estimados vs medidos para los modelos H3 y H5 . . .	22
3.1	Esquema para la C. B. de evaporación . . . . .	28
3.2	Discretización espacial y sus parámetros . . . . .	30
3.3	Comparación de la solución analítica y numérica para la ecuación unidimensional de difusión . . . . .	34
3.4	Comparación entre el perfil experimental de contenido de humedad y el simulado	37
3.5	Comparación entre el nivel de agua medido y simulado para el problema de drenaje de Duke (1973) . . . . .	38
3.6	Dominio definido para las simulaciones del modelo numérico. . . . .	39
4.1	Equipo utilizado para la medición de la evaporación. . . . .	44
4.2	Detalle del equipo utilizado para la medición de la evaporación. . . . .	46
4.3	Montaje experimental del método de la columna colgante. . . . .	48
4.4	Esquema del equipo de laboratorio utilizado por el método de la olla de presión.	49
4.5	Permeámetro de carga constante utilizado para la medición de la conductividad hidráulica saturada. . . . .	52
5.1	Mediciones experimentales de la curva $h(\theta)$ y ajuste según el modelo de van Genuchten. . . . .	54
5.2	Curva granulométrica para el suelo estudiado. . . . .	55

5.3	Curvas de succión estimadas a partir de datos experimentales y de la granulometría (H2 y H3). . . . .	57
5.4	Curvas de conductividad hidráulica utilizadas en las simulaciones . . . . .	58
5.5	Curva experimental de evaporación vs profundidad de la napa. . . . .	59
5.6	Temperatura y humedad relativa media para cada día de medición. . . . .	60
5.7	Evaporación simulada según el refinamiento del dominio . . . . .	62
5.8	Curvas de evaporación simuladas mediante el modelo numérico. . . . .	64
5.9	Variación absoluta del flujo evaporativo según la variación de los distintos parámetros del modelo numérico . . . . .	67
5.10	Variación absoluta del flujo evaporativo según la variación de los distintos parámetros del modelo numérico . . . . .	68
5.11	Variación absoluta del flujo evaporativo según la variación de los distintos parámetros del modelo numérico . . . . .	69
5.12	Temperatura y presión atmosférica horaria . . . . .	72
5.13	Relación de la tensión superficial con la temperatura . . . . .	73
5.14	Efecto de un cambio en los parámetros de la curva de van Genuchten . . . . .	76
5.15	Efecto sobre la curva de conductividad hidráulica de un cambio en los parámetros $K_s$ y $n$ . . . . .	77
5.16	Comparación entre las curvas simuladas y los datos experimentales. . . . .	79
5.17	Comparación entre las curvas simuladas y la propuesta por Shah et al. (2007) para una arena (Clasificación USDA). . . . .	81
5.18	Ajustes de la conductividad hidráulica propuesta por Gardner a las curvas estimadas mediante los modelos H2 y H3 . . . . .	84
5.19	Comparación entre las curvas de evaporación para los modelos H2 y H3 y las soluciones analíticas propuestas por Gardner . . . . .	86

## INDICE DE TABLAS

3.1	Comparación para el tercer problema de verificación. (Lappala et al., 1987). . .	36
4.1	Abertura de tamices según estándar ASTM. . . . .	53
5.1	Parámetros para el ajuste de van Genuchten según los datos experimentales y los modelos H2 y H3. . . . .	56
5.2	Profundidades simuladas. . . . .	63
5.3	Variación porcentual del flujo evaporativo según la variación de los distintos parámetros del modelo numérico. . . . .	66

## RESUMEN

La evaporación a través del suelo puede constituir uno de los principales procesos de descarga de un acuífero. Esto resulta especialmente cierto cuando se trata de cuencas desérticas en donde el recurso subterráneo cobra vital importancia.

El objetivo del presente trabajo consistió en aplicar un modelo numérico que permita predecir curvas de evaporación en función de la profundidad del nivel freático a partir de las características hidrodinámicas de un suelo. Interesa además estudiar la predicción en los casos en que se obtienen estas características a partir de información de granulometría básica.

Se aplicó un modelo numérico (VS2D) para simular el flujo vertical a través de la zona no saturada. Para describir las características hidrodinámicas del suelo se midió en el laboratorio la curva de succión y la conductividad hidráulica saturada para una arena fina. Se utilizó un lisímetro convencional para medir el flujo evaporativo en una columna de suelo. A partir de la granulometría se estimaron las curvas  $h(\theta)$  y  $K(\theta)$  haciendo uso de una “función de pedotransferencia” (PTF) basada en el método de redes neuronales.

Los ajustes realizados a partir de la granulometría mostraron diferencias importantes con las curvas medidas en el laboratorio, sin embargo constituyen una buena referencia cuando no hay información de fácil acceso. Los resultados obtenidos mediante la modelación numérica mostraron discrepancias con las mediciones experimentales. Se obtuvieron profundidades de desacoplamiento entre 60 y 80 cm. El modelo numérico se mostró muy sensible ante cambios en los parámetros de van Genuchten asociados a la altura de la franja capilar y ante cambios en el valor de la conductividad hidráulica saturada. Para la validación del modelo se requiere de mayor información experimental.

**Palabras Claves:** Evaporación, nivel freático, VS2D, conductividad hidráulica.

## ABSTRACT

Evaporation through the ground may constitute one of the major processes of downloading an aquifer. This is especially true when it comes to desert basins where the underground resource becomes vitally important.

The purpose of this study was to apply a numerical model which allows predicting evaporation curves depending on water table depth from the soils hydrodynamic characteristics. Prediction in cases where these characteristics are derived from basic information on particle size is also interesting to study.

A numerical model (VS2D) was implemented to simulate the vertical flow through the unsaturated zone. To describe the hydrodynamic characteristics of the soil the retention curve and saturated hydraulic conductivity for a fine sand was measured in the laboratory. A conventional lysimeter was used for measuring the evaporative flow in a soil column. The  $h(\theta)$  and  $K(\theta)$  curves were estimated from granulometric information using a neural-network based pedotransfer function (PTF).

The adjustments made from the particle size distribution showed significant differences with curves measured in the laboratory, however they provide a good reference when there is no easily accessible information.

The results obtained by the numerical model showed discrepancies with the experimental measurements. Decoupling depths between 60 and 80 cm were obtained. The numerical model was very sensitive to changes in the van Genuchten fixed parameters associated to the height of the capillary fringe and the saturated hydraulic conductivity. To validate the model further experimental information is required.

**Keywords:** Evaporation, phreatic level, VS2D, hydraulic conductivity.

## 1. INTRODUCCION

El estudio de los distintos componentes del balance hídrico de una cuenca es fundamental para conocer su funcionamiento y predecir los impactos que producen las distintas actividades humanas. Los procesos de recarga y descarga de las cuencas dependen de diversos parámetros, muchos de los cuales requieren de técnicas de medición y empleo de recursos costosos, de modo que su definición no resulta siempre simple de realizar.

La evaporación a partir del suelo constituye el principal mecanismo de salida de agua en cuencas hidrológicas cerradas (Thies, 2007). Bredehoeft (2007) hace ver la importancia de concentrar los esfuerzos en profundizar el conocimiento de la descarga de una cuenca, dada la dificultad de estimar la recarga, donde señala que:

“...la recarga es mejor entendida a través de la descarga en donde hay una señal hidrológica integrada y observable, y la descarga es de un mayor interés práctico que la recarga.”

El flujo producido en estos procesos de recarga y descarga se realiza a través de la zona no saturada del suelo, definida como la zona donde la presión del agua es típicamente negativa (Selker, Keller, y McCord, 1999). En esta zona las propiedades del suelo (conductividad hidráulica y succión) se ven alteradas por la variación del contenido de humedad del suelo, lo que introduce complicaciones importantes en los métodos de solución que están asociadas a condiciones de no linealidad de las ecuaciones.

Algunos autores han propuesto soluciones analíticas para el flujo y transporte de sustancias en la zona no saturada. Philip (1957) propuso una relación para la evaporación según la profundidad de la napa. Gardner (1958) resolvió el caso de la evaporación a partir del suelo “desnudo” (bare soil) en régimen permanente para algunos casos particulares. Sin embargo, la obtención de soluciones exactas no siempre resulta posible, de modo que el empleo de modelos numéricos constituye una importante herramienta para resolver el caso del flujo en la zona no saturada.

Existen diversos códigos computacionales que se han implementado para resolver numéricamente las ecuaciones de flujo en la zona no-saturada, e.g. HYDRUS (Simunek, Sejna, y van Genuchten, 1998), VS2D (Lappala, Healy, y Weeks, 1987), los paquetes VSF (Thoms, Johnson, y Healy, 2006) y UZF (Niswonger, Prudic, y Regan, 2006) para MODFLOW (Harbaugh, Banta, Hill, y McDonald, 2000), FEFLOW (Diersch, 2002), entre otros. Cada uno de éstos incorpora información referente a las curvas de succión del suelo, conductividad hidráulica y características de la interacción suelo-atmósfera principalmente, lo que mediante supuestos y simplificaciones pertinentes permiten llegar a una solución aproximada.

La dificultad para obtener las propiedades hidráulicas del suelo mediante mediciones en terreno o laboratorio, unido al alto costo que esto significa, ha fomentado la aparición de métodos indirectos que estiman estas propiedades a partir de información granulométrica, contenido orgánico, propiedades químicas u otras características que son más fáciles de obtener (Schaap, Leij, y van Genuchten, 2001; Minasny, McBratney, y Bristow, 1999). De esta forma, resulta de particular interés incorporar estas herramientas a la modelación de los procesos que se desarrollan en la zona no saturada y así cuantificar con mayor precisión los flujos entrantes y salientes a través de dicha zona.

El aprovechamiento y manejo del recurso hídrico subterráneo es fundamental para lograr establecer procesos productivos sustentables en el tiempo. Esto resulta especialmente cierto para la actividad minera que se desarrolla en el norte de nuestro país, en donde la demanda por el recurso hidráulico unida a la escasez de éste hace urgente el diseño y aplicación de planes de extracción congruentes. Por esta razón es fundamental conocer adecuadamente el proceso principal de descarga de estas cuencas, el cual repercute directamente en los balances hídricos de éstas.

## **1.1. Objetivos**

El objetivo de esta tesis consiste en aplicar un modelo numérico que permita predecir la evaporación en función de la profundidad del nivel de agua subterránea a partir de las

características hidrodinámicas del medio poroso y de las condiciones de temperatura y humedad atmosféricas. Para este propósito se resuelve la ecuación de Richards en el caso de flujo vertical en la zona no saturada haciendo uso de un modelo numérico para luego contrastarlo con mediciones de evaporación en columnas de suelo instaladas en terreno y con una solución analítica correspondiente al caso de evaporación a partir del nivel freático en régimen permanente.

Se busca además, estudiar una metodología de bajo costo que permita definir la curva de evaporación vs la profundidad de la napa para un determinado tipo de suelo a partir de información de granulometría básica. A partir de esta información es posible estimar los parámetros de la curva de succión y de conductividad hidráulica de un suelo y así definir las propiedades del suelo necesarias para resolver la ecuación de flujo vertical en la zona no saturada y de esta forma determinar la curva de evaporación vs profundidad de la napa.

## **1.2. Alcances**

El trabajo de esta tesis se centra en la aplicación de un modelo numérico para el caso de una arena fina. Para ello se obtuvo: (a) la curva de succión, a través de la metodología de la columna colgante y de la olla de presión, (b) la conductividad hidráulica saturada, mediante un permeámetro de carga constante, (c) la curva granulométrica del suelo, según un ensayo de granulometría y sedimentación y (d) el flujo evaporativo para distintas profundidades de la napa, medido en terreno a través de un lisímetro convencional.

Las simulaciones se realizaron utilizando un modelo numérico, VS2D (Lappala et al., 1987), el cual resuelve la ecuación de Richards para un medio poroso parcialmente saturado. Las derivadas espaciales y temporales son aproximadas mediante un esquema de diferencias finitas centrales y un esquema implícito, respectivamente. Se utilizó una condición de borde de evaporación en el borde superior y una de carga constante para el borde inferior.

Se realizaron tres simulaciones mediante el modelo numérico. La primera de ellas simula el flujo evaporativo utilizando la curva de succión medida en el laboratorio y la

conductividad hidráulica saturada medida mediante un permeámetro de carga constante, incorporando además la información de temperatura y humedad relativa promedio presente durante los días de medición. La segunda y tercera simulación, a diferencia del caso anterior, utilizan un ajuste indirecto de la curva de succión y conductividad hidráulica a partir de información granulométrica básica que se ingresa a una PTF (Pedotransfer Function), manteniendo las condiciones de temperatura y humedad relativa. En ambos casos los resultados se contrastaron con la evaporación medida en un lisímetro y con una solución analítica presente en la literatura.

### **1.3. Contenido**

El capítulo 2 presenta el marco teórico para describir el fenómeno de la evaporación. Se incluyen las ecuaciones básicas del flujo, las curvas de succión y conductividad hidráulica y su relación con la granulometría. El capítulo 3 presenta la solución numérica utilizada para realizar las simulaciones: supuestos básicos, condiciones de borde, verificación y la descripción del modelo utilizado. El capítulo 4 presenta los resultados de la experimentación realizada. Se muestran los datos de evaporación, las curvas de succión y conductividad saturada y la granulometría para el suelo analizado. El capítulo 5 muestra los resultados entregados por la simulación numérica, las comparaciones y un análisis de sensibilidad a los parámetros relevantes. Finalmente el capítulo 6 presenta las conclusiones obtenidas y el trabajo futuro propuesto.

## 2. ECUACIONES DE FLUJO EN LA ZONA NO SATURADA

En esta sección se presentan las ecuaciones básicas que definen el flujo en la zona no saturada del suelo.

### 2.1. Ecuación de flujo

Para describir el movimiento del agua subterránea en la zona no saturada del suelo se utilizan dos principios básicos: la conservación de la masa o ecuación de continuidad y la conservación de la cantidad de movimiento o ecuación de Darcy.

#### 2.1.1. Ley de Darcy

A mediados del siglo XIX Darcy (1856) propuso una relación empírica entre la velocidad de un escurrimiento a través de un suelo y su gradiente de energía. Según Darcy esta relación puede escribirse como (Selker et al., 1999):

$$q = -K\nabla H \quad (2.1)$$

donde  $q$  es el vector de flujo específico [ $LT^{-1}$ ],  $K$  es el tensor de conductividad hidráulica [ $LT^{-1}$ ] y  $\nabla H$  corresponde al gradiente de energía total [ $LL^{-1}$ ]. Darcy utilizó esta expresión para el caso de flujo saturado. Cuando existe flujo en la zona no saturada la conductividad hidráulica pasa a ser una función del contenido de humedad del suelo ( $\theta$ ), de modo que la ecuación 2.1 se expresa como (Buckingham, 1907):

$$q = -K(\theta)\nabla H \quad (2.2)$$

Esta ecuación se descompone en una dirección arbitraria  $n$  como:

$$q_n = -K(\theta)\frac{\partial H}{\partial n} \quad (2.3)$$

### 2.1.2. Ecuación de continuidad

La ecuación de continuidad se obtiene al relacionar los cambios en el contenido de humedad de un volumen de suelo con los flujos entrantes y salientes. En términos generales puede expresarse como (Selker et al., 1999):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot q = 0 \quad (2.4)$$

La expresión anterior muestra que cualquier cambio en el contenido de humedad al interior de un determinado volumen de suelo debe igualar la suma neta de los flujos que ingresan y salen a través de dicho volumen. Corresponde a la ley de conservación de la masa.

### 2.1.3. Ecuación de Richards

Combinando las expresiones 2.2 y 2.4 se obtiene la ecuación general del movimiento del agua en la zona no saturada (Richards, 1931), conocida como la ecuación de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (K(\theta) \nabla H) \quad (2.5)$$

Ahora, considerando que la energía total  $H$  se compone de un término asociado a la energía de gravedad ( $z$ , orientado hacia abajo) y otro asociado a la energía de presión ( $h$ ), donde se tiene que  $H = h - z$ , la ecuación 2.5 puede reescribirse como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (K(\theta) \nabla h(\theta)) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (2.6)$$

Esta expresión corresponde a la ecuación de flujo para la zona no saturada y es válida para el caso de flúidos con densidad constante y en régimen laminar. Cabe mencionar que esta expresión es de primer orden en el tiempo y de segundo orden en el espacio, de modo que requiere una condición inicial y dos condiciones de borde para su solución. Como se verá en las siguientes secciones, las funciones  $K(\theta)$  y  $h(\theta)$  varían rápidamente según el contenido de humedad, lo que hace que la ecuación de Richards sea altamente no lineal (Liu, Graham, y Jacobs, 2005).

## 2.2. Proceso evaporativo

El proceso evaporativo a partir del suelo “desnudo” (bare soil) está regido por el movimiento de agua en las fases líquida y gaseosa que es inducido por la interacción que se produce entre un medio poroso y la atmósfera. Constituye un proceso complejo difícil de modelar debido a la diversidad de variables que lo afectan, e.g. temperatura, presión atmosférica, velocidad del viento, etc.

En cuencas cerradas de las zonas desérticas la evaporación ocupa un rol fundamental puesto que constituye el único mecanismo de salida del balance hídrico. Es por ello que su estudio se ha ido profundizando con el correr del tiempo.

La ecuación de Richards propuesta en la sección anterior constituye la expresión para modelar el flujo de agua líquida al interior de un medio poroso, descartando el flujo en la fase gaseosa. Esta ecuación ha sido estudiada por diversos autores quienes han intentado encontrar expresiones para representar la evaporación como un flujo vertical ascendente.

Numerosos estudios experimentales han mostrado que la evaporación es un proceso que depende fuertemente de la profundidad del nivel freático (Philip, 1957; Gardner, 1958; Tyler, Muñoz, y Wood, 2006; Coudrain, Fourcade, y Touma, 2003; Liu et al., 2005). Cuando la topografía de una cuenca es variable resulta muy necesario conocer cómo varía el flujo evaporativo con la profundidad del nivel freático. La estimación del componente de salida del balance hídrico puede estimarse con mayor precisión cuando se conoce adecuadamente esta relación. La figura 2.1 muestra un esquema del proceso evaporativo a partir de la napa subterránea. El flujo entre una zona y otra puede variar ampliamente dependiendo de la relación que exista entre la profundidad del nivel freático y el flujo evaporativo.

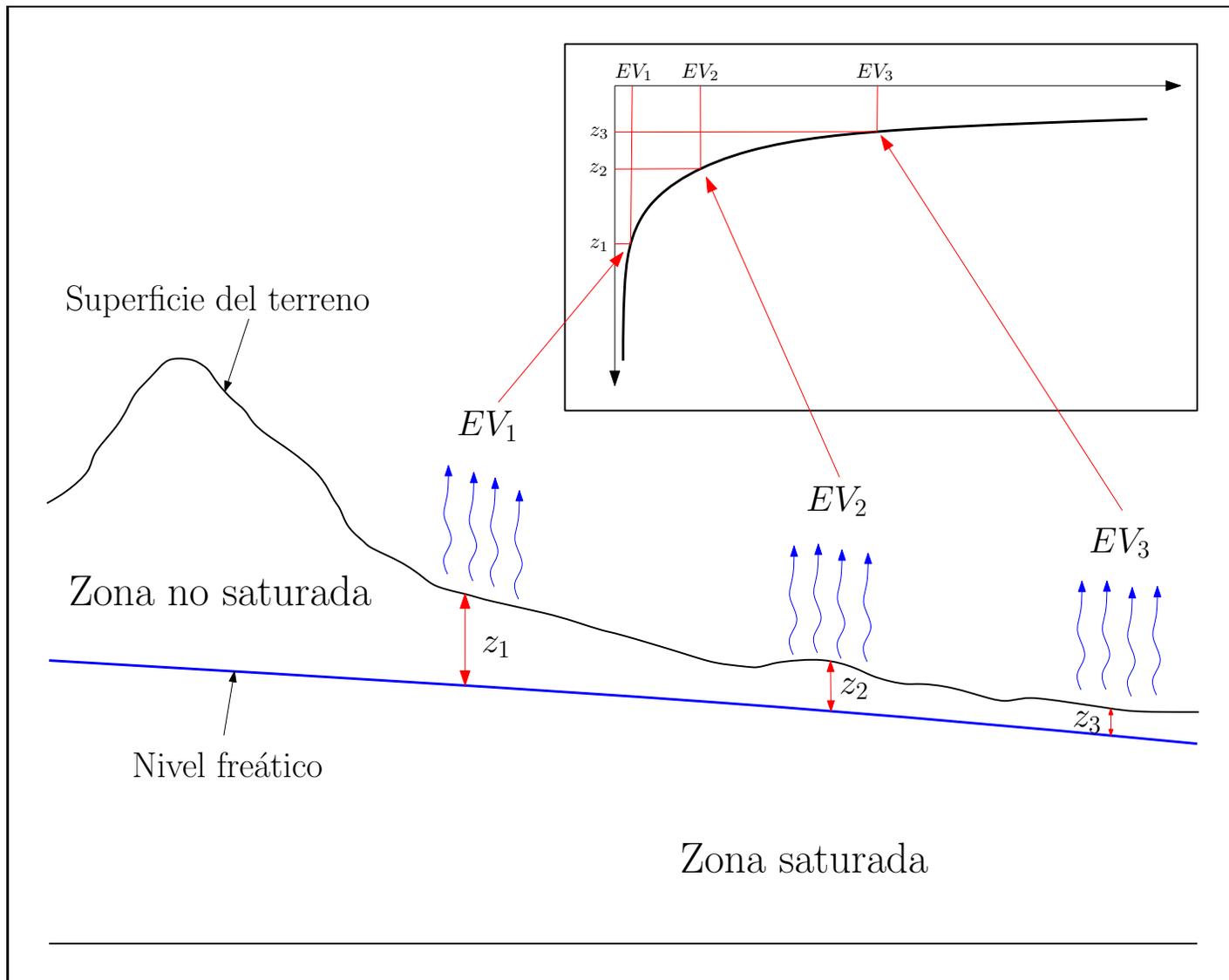


FIGURA 2.1. Esquema del proceso evaporativo a partir de la napa subterránea.

Philip (1957) realizó un desarrollo matemático a partir de la termodinámica del proceso evaporativo. Como conclusión de su trabajo propone que la evaporación a través de un medio poroso es un proceso de dos fases en que la primera de ellas corresponde a la situación en que el perfil de humedad en el suelo se encuentra saturado o muy cercano a la saturación, de modo que el flujo evaporativo no se distingue de la tasa potencial (evaporación potencial) y una segunda fase en la cual la tasa evaporativa está dominada por la capacidad del suelo para transmitir un flujo ascendente. Más tarde Gardner (1958) propuso una solución analítica para la evaporación a partir del nivel freático bajo régimen permanente considerando una forma exponencial de la curva de conductividad hidráulica. Esta solución propone que la fase de decaimiento (segunda fase propuesta por Philip (1957)) de la evaporación según la profundidad del nivel freático sigue una forma exponencial.

La figura 2.2 muestra una curva teórica típica en que se consideran dos fases en el proceso de evaporación. La profundidad a la cual se produce la transición entre una fase y otra ha sido denominada como “profundidad de desacoplamiento” por Shah, Nachabe, y Ross (2007). Dicha profundidad varía según el tipo de suelo, siendo de mayor magnitud para suelos más finos, e.g. arcillas, limos. Philip (1957) propone que la transición de una fase a otra es abrupta, tal como muestra la figura 2.2.

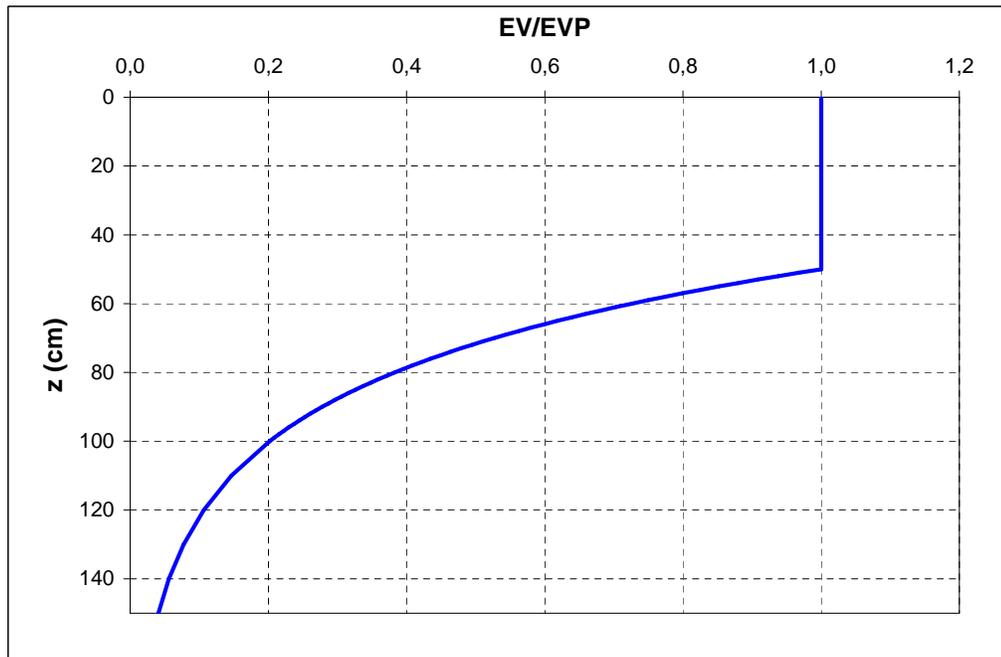


FIGURA 2.2. Flujo evaporativo en función de la profundidad del nivel freático como proceso de dos fases. EV: Evaporación; EVP: Evaporación potencial.

### 2.3. Curvas de succión

Una curva de succión caracteriza la habilidad de un determinado medio poroso para retener agua cuando ésta está siendo desplazada, como ocurre en el caso de la evaporación o el drenaje (McWhorter y Sunada, 1977). La presión negativa con que el agua es retenida en el suelo depende directamente de parámetros como el tamaño de los poros y del contenido de humedad ( $\theta$ ). De esta forma, mediante ensayos de laboratorio en que se mide la succión y el contenido de humedad asociado, se han construido curvas de succión para distintos tipos de suelos. La figura 2.3 muestra una curva correspondiente a un suelo arenoso y otra a un suelo arcilloso. En el caso de las arenas estas curvas son altamente no lineales, liberan mucha agua a presiones relativamente bajas, en cambio las arcillas retienen con mayor fuerza el agua al interior de sus poros y su cambio volumétrico a altas presiones es menor que las arenas.

Para la obtención de estas curvas de succión se emplean diversos métodos de laboratorio, e.g. columna colgante, extractor de presión, método centrífugo (ASTM

D6836-02, 2003). El funcionamiento para todos ellos consiste en aplicar una diferencia de presión (succión) controlada y registrar los cambios en el contenido de humedad de la muestra. Estas mediciones deben realizarse de manera rigurosa evitando efectos no deseados como la evaporación o pérdida de agua en las conexiones.

Diversos autores han estudiado el comportamiento de los suelos ante los cambios en su contenido de humedad y han propuesto expresiones para la relación entre  $h$  y  $\theta$ . Brooks y Corey (1964) propuso la siguiente expresión:

$$S_e = \left( \frac{h_b}{h} \right)^\lambda \quad (2.7)$$

donde  $S_e$  corresponde al grado de saturación,  $h_b$  [L] corresponde a la presión de entrada de aire,  $h$  [L] es la presión de succión y  $\lambda$  [-] corresponde al índice de la distribución del tamaño de poros. La presión de entrada de aire corresponde a la succión necesaria para que comiencen a drenar agua los poros de mayor diámetro del suelo. El grado de saturación ( $S_e$ ) se define como:

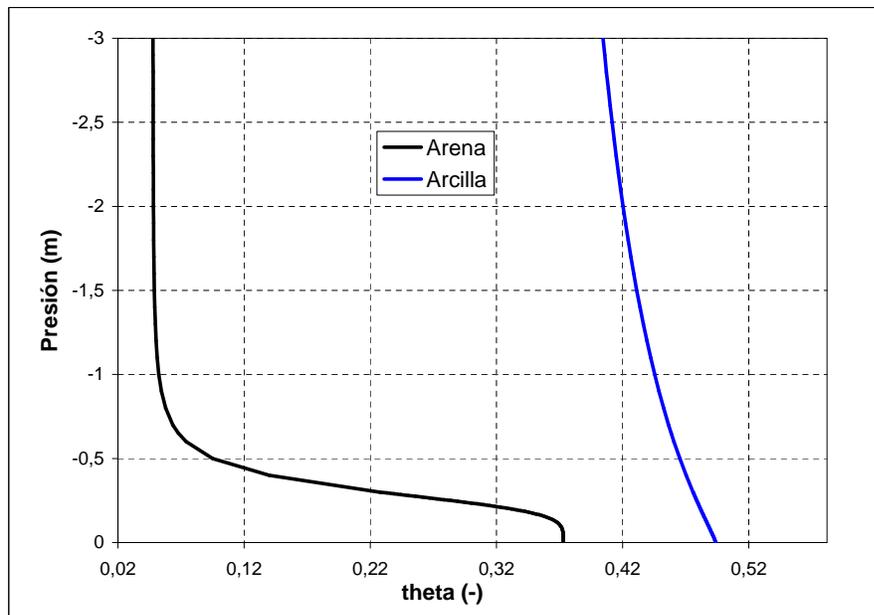


FIGURA 2.3. Ejemplo de curvas de succión.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.8)$$

donde  $\theta_r$  [-] y  $\theta_s$  [-] son el contenido de humedad residual y saturado, respectivamente. El contenido de humedad residual ( $\theta_r$ ) corresponde a la razón entre el volumen de agua retenida al interior de los poros del suelo y el volumen total de vacíos cuando el suelo se somete a altas presiones de succión. Parte del agua al interior de los poros se mantiene fuertemente adherida al suelo debido a fuerzas de adsorción de manera que queda un remanente de agua que no se elimina del suelo mediante fuerzas capilares. De la misma forma el contenido de humedad saturado ( $\theta_s$ ) corresponde a la razón entre el volumen de agua al interior de los poros del suelo y el volumen total de vacíos. Dada la complejidad del espacio de poros al interior del suelo es común que queden burbujas de aire atrapadas al interior del medio poroso cuando éste se satura, de modo que el valor del contenido de humedad saturado es menor a 1.

Otra expresión utilizada para una curva de succión corresponde a la propuesta por Haverkamp et al. (1977), según la cual se tiene:

$$S_e = \frac{1}{1 + \left|\frac{h}{a}\right|^\gamma} \quad (2.9)$$

donde  $a$  [L] corresponde al potencial de presión en el que  $S_e = 0.5$  y  $\gamma$  [-] es un parámetro de ajuste. Más tarde van Genuchten (1980) propuso la siguiente expresión:

$$S_e = \left[ \frac{1}{1 + (ph)^n} \right]^m \quad (2.10)$$

donde  $p$  corresponde al inverso de la presión de entrada de aire ( $p = 1/h_b$ ) [ $L^{-1}$ ] y  $n$  y  $m$  son parámetros de ajuste del modelo. La ecuación 2.10 permite una mayor flexibilidad en el ajuste en comparación a las anteriores expresiones. van Genuchten (1980) intentó dar una forma cerrada a la ecuación 2.10 al proponer una relación entre  $n$  y  $m$  del tipo  $m = 1 - 1/n$  cuando se utiliza el modelo de conductividad hidráulica de Mualem (Mualem, 1976) y  $m = 1 - 2/n$  cuando se utiliza el modelo de conductividad hidráulica de Burdine (Burdine, 1953). Sin embargo al asumir algunas de estas relaciones entre  $n$  y  $m$  se reduce

la flexibilidad de la ecuación anterior. Se obtiene mayor exactitud en el ajuste cuando se dejan libres estos parámetros (Fredlund y Xing, 1994).

#### **2.4. Conductividad hidráulica**

Para resolver la ecuación de Richards (ecuación 2.5) es necesario conocer también la relación entre la conductividad hidráulica y el contenido de humedad. La conductividad hidráulica representa la mayor o menor facilidad con que un medio poroso permite el paso de un fluido a través de él por unidad de área transversal a la dirección del flujo. Puede expresarse bajo condiciones saturadas y no saturadas. Para el caso saturado la conductividad hidráulica se representa por un sólo valor que se mide en condiciones de saturación máxima del suelo. Para el caso no saturado la conductividad hidráulica varía con el contenido de humedad, de modo que se tiene una curva de valores. No depende de la presión de succión, sino directamente del contenido de humedad (Selker et al., 1999) y es también función de las características del fluido: viscosidad y peso específico. Esta función es altamente no lineal con el contenido de humedad por lo que, junto a las curvas de succión, introduce grandes complicaciones a la solución de la ecuación de Richards.

Existen diversos métodos para obtener la conductividad hidráulica de un suelo. Para el caso de la conductividad saturada se han utilizado ampliamente los permeámetros de carga constante o variable. En estos dispositivos se induce un flujo sobre una muestra de suelo con un gradiente de energía conocido. Se mide el caudal y utilizando la ley de Darcy (2.1) se obtiene un valor para  $K$ . Ahora, en el caso de un suelo no saturado la obtención de la curva se puede obtener realizando mediciones en laboratorio o terreno, o bien mediante la aplicación de un ajuste a partir de la conductividad hidráulica saturada. Los métodos de medición en terreno se prefieren a los de laboratorio debido a que no se altera el suelo a medir. Aún así el proceso de medición no resulta simple ya que no existe un método que se acomode a todos los tipos de suelo y las mediciones requieren de un riguroso cuidado para impedir alterar las condiciones reales la estructura interna en un suelo (Dirksen, 2001).

En la literatura se han propuesto diversos métodos de ajuste de la curva de conductividad no saturada a partir de parámetros de fácil medición. Brooks y Corey (1964) propuso la siguiente expresión:

$$K(S_e) = K_s(S_e)^\eta \quad (2.11)$$

donde  $K_s$  es la conductividad hidráulica saturada [ $LT^{-1}$ ] y  $\eta$  se calcula como  $\eta = 3 + 2/\lambda$ . Más tarde Haverkamp et al. (1977) propondría la siguiente expresión para la conductividad hidráulica, pero esta vez en función de la presión de succión:

$$K(h) = K_s \frac{1}{1 + |Ah|^\beta} \quad (2.12)$$

donde  $A$  [ $L^{-1}$ ] y  $\beta$  [-] son parámetros de ajuste del modelo. van Genuchten (1980) propuso las siguientes expresiones:

$$K(S_e) = K_0 S_e^{0.5} (1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m)^2 \quad (2.13)$$

$$K(S_e) = K_0 S_e^2 (1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m) \quad (2.14)$$

donde  $K_0$  [ $LT^{-1}$ ] es el valor de la conductividad en saturación. La ecuación 2.13 corresponde al caso en que  $m = 1 - 1/n$  y la ecuación 2.14 al caso en que se asume  $m = 1 - 2/n$ .

## 2.5. Capacidad capilar

La capacidad capilar se define como la pendiente de la curva de succión. Describe el cambio en la saturación de un medio poroso debido a un cambio en el potencial de presión cuando se está en la zona no saturada (Lappala et al., 1987). Matemáticamente se expresa como:

$$C_m(h) = \phi \left( \frac{\partial s}{\partial h} \right) = \left( \frac{\partial \theta}{\partial h} \right) \quad (2.15)$$

donde  $C_m(h)$  [ $L^{-1}$ ] es la capacidad capilar en función de la presión de succión,  $\phi$  [-] es la porosidad y  $s$  [-] corresponde a la saturación del suelo.

Cuando se considera la relación de Brooks y Corey 2.7 para la curva de succión la capacidad capilar puede expresarse como:

$$C_m(h) = -(\phi - \theta_r) \left( \frac{\lambda}{h_b} \right) \left( \frac{h}{h_b} \right)^{-(\lambda+1)} \quad (2.16)$$

Ahora, cuando la curva de succión se expresa mediante la relación de Haverkamp (ecuación 2.9) la capacidad capilar adopta la siguiente expresión:

$$C_m(h) = \frac{-(\phi - \theta_r) \left( \frac{\gamma}{a} \right) \left( \frac{h}{a} \right)^{\gamma-1}}{\left[ 1 + \left( \frac{h}{a} \right)^\gamma \right]^2} \quad (2.17)$$

Si se utiliza la ecuación propuesta por van Genuchten (2.10) la capacidad capilar se expresa como:

$$C_m(h) = \frac{-mnp(\phi - \theta_r)(ph)^{n-1}}{\left[ 1 + (ph)^n \right]^{m+1}} \quad (2.18)$$

## 2.6. Relación entre la curva de succión y la granulometría

El costo asociado a la realización de mediciones directas de las propiedades de un suelo, ya sea en terreno o laboratorio, es alto y generalmente toma mucho tiempo (Fredlund y Xing, 1994). Además, cabe mencionar que estas características tienen una importante variación espacial, de modo que el costo monetario y sobre todo en tiempo puede incrementarse aún más. Es por esto que los métodos indirectos de estimación de estas propiedades se han desarrollado durante las últimas 3 décadas con bastante éxito.

Existen 2 clases principales en que se han dividido estos métodos indirectos: las aproximaciones semifísicas y los modelos empíricos (Schaap, 2005).

### 2.6.1. Modelos semifísicos

Este enfoque reconoce la similitud de forma entre la curva acumulada de tamaño de partículas (curva granulométrica) y la curva de succión. Los modelos requieren de información detallada de la distribución del tamaño de los granos.

Un primer ejemplo de estos modelos es el propuesto por Arya y Paris (1981), el cual toma la información correspondiente a  $k$  fracciones de tamaño de partículas para estimar  $k$  pares  $(\theta, h)$ . Cada fracción se compone de partículas esféricas de radio medio  $R_k$  [L]. El volumen de poros de cada fracción se asocia a un poro cilíndrico de radio  $r_k$  [L]. Asumiendo que la densidad de suelo seco es la misma para cada fracción, el volumen de poros  $V_k$  [L<sup>3</sup>] de una determinada fracción viene dado por:

$$V_k = \left( \frac{W_k}{\rho_s} \right) e \quad (2.19)$$

donde  $W_k$  [M] es la masa total de la fracción de partículas  $k$ ,  $\rho_s$  [ML<sup>-3</sup>] es la densidad de partícula y  $e$  [-] corresponde al índice de poros. El índice de poros se calcula como:

$$e = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b} \quad (2.20)$$

donde  $\rho_b$  [ML<sup>-3</sup>] corresponde a la densidad de suelo seco.

Para obtener el contenido de humedad se va agregando progresivamente el volumen de poros  $V_k$  asociado a la fracción  $k$ -ésima y éste se considera lleno de agua. De esta forma el contenido de humedad acumulado hasta la  $k$ -ésima fracción se puede calcular como (Arya y Paris, 1981):

$$\theta_k = \sum_{j=1}^k \frac{V_j}{V_b} \quad ; \quad k = 1, 2, \dots, n \quad (2.21)$$

$$V_b = \sum_{j=1}^n \frac{W_j}{\rho_b} = \frac{1}{\rho_b} \quad (2.22)$$

donde  $\theta_k$  [-] corresponde al contenido de humedad acumulado hasta la  $k$ -ésima fracción.

El radio de los poros asociados a la fracción  $k$  se calcula mediante (Schaap, 2005):

$$r_k = \frac{R_k \sqrt{2en_k^{(1-\alpha_{ap})}}}{3} \quad (2.23)$$

donde  $n_k$  es el número de partículas esféricas de radio  $R_k$  para llenar la masa correspondiente a la fracción  $k$  y  $\alpha_{ap}$  [-] es un parámetro empírico que permite incluir las partículas no esféricas. Debe ser mayor o igual a 1 (Arya y Paris, 1981). Una vez que se tiene el radio de los poros,  $r_k$ , se estima la presión de succión mediante la ley capilar (Taylor, 1948):

$$\psi_k = 2\gamma \frac{\cos \alpha}{\rho_w g r_k} \quad (2.24)$$

donde  $\psi_k$  [L] es la presión de succión asociada al tamaño de poros de la fracción  $k$ ,  $\gamma$  [MLT<sup>-2</sup>] es la tensión superficial del agua,  $\alpha$  [-] es el ángulo de contacto,  $\rho_w$  [ML<sup>-3</sup>] es la densidad del agua y  $g$  [LT<sup>-2</sup>] es la aceleración de gravedad.

Más tarde Haverkamp y Parlange (1986) construyeron un modelo semifísico bajo el supuesto que el radio de los poros se relaciona linealmente con el radio de la partícula de cada fracción, es decir:

$$r_k = \tau R_k \quad (2.25)$$

donde  $\tau$  es una constante de proporcionalidad. Schaap y Bouten (1996) demostraron que este modelo puede ser aplicado exitosamente sobre suelos arenosos.

### 2.6.2. Modelos empíricos

Los modelos empíricos permiten estimar propiedades hidráulicas a partir de información de fácil acceso, e.g. porcentaje de arena, limo o arcilla, densidad, etc. Bouma (1989) bautizó a este tipo de modelos como “Funciones de pedotransferencia” (PTF, del inglés “Pedotransfer Functions”). No sólo se utilizan para predecir propiedades hidráulicas, sino que se han usado también en la estimación de propiedades químicas, biológicas y mecánicas.

Las PTF se han dividido en 3 grupos según la cantidad de información disponible: las PTF de clase, las PTF de puntos y las PTF paramétricas. Las primeras predicen ciertas propiedades del suelo basadas en la clase textural a la cual éste pertenezca, de ahí su simplicidad y bajo requerimiento de datos de entrada. Diversos autores han propuesto PTFs de este tipo (Rawls, Brakensiek, y Saxton, 1982; Carsel y Parrish, 1988; Schaap y Leij, 1998), entregando parámetros promedio para cada clase de suelo. Las PTF de puntos, como su nombre lo dice, se basan en simples expresiones lineales que permiten estimar puntos individuales de la curva de succión o de la conductividad hidráulica a partir de la textura u otros datos del suelo. Su principal limitación es que sólo permiten obtener algunos puntos de la curva, de modo que para obtener una curva completa es necesario ajustar un modelo paramétrico a los puntos estimados. Ejemplos de este tipo de PTF se pueden encontrar en Rawls et al. (1982) y Minasny et al. (1999). Finalmente, las PTF paramétricas permiten estimar las propiedades hidráulicas de manera continua a través de la información de entrada, asumiendo que estas propiedades pueden ser correlacionadas a propiedades físicas básicas.

Algunos autores introdujeron el método de las redes neuronales como un caso especial de PTF (Schaap y Bouten, 1996; Minasny et al., 1999). La ventaja de esta metodología es que no requieren un modelo conceptual *a priori* (e.g. modelo lineal o exponencial). Las relaciones óptimas entre los datos de entrada y salida se obtienen mediante un proceso iterativo de calibración, de modo que las redes neuronales normalmente extraen la máxima cantidad de información de los datos. Sin embargo, a su vez, no permiten conocer de manera exacta las relaciones entre los datos de entrada y salida.

Schaap y Leij (1998) utilizaron el método de las redes neuronales para estimar los parámetros del ajuste propuesto por van Genuchten (1980) (ecuaciones 2.10 y 2.13). Para la calibración y validación utilizaron muestras distintas haciendo uso del método de “bootstrap” (Efron y Tibshirani, 1993). Este método permite obtener submuestras independientes que se utilizan para estimar el intervalo de confianza de las predicciones hechas con una determinada PTF. La muestra total utilizada en Schaap y Leij (1998) consta de 2.134 muestras de suelo con 20.574 puntos  $\theta(h)$ . Para la conductividad hidráulica

saturada se utilizó una submuestra de 1.306 ejemplares y para la conductividad hidráulica no saturada se disponía de 235 muestras con un total de 4.117 puntos  $K(h)$ . La figura 2.4 representa la distribución textural de las muestras de la base de datos utilizadas.

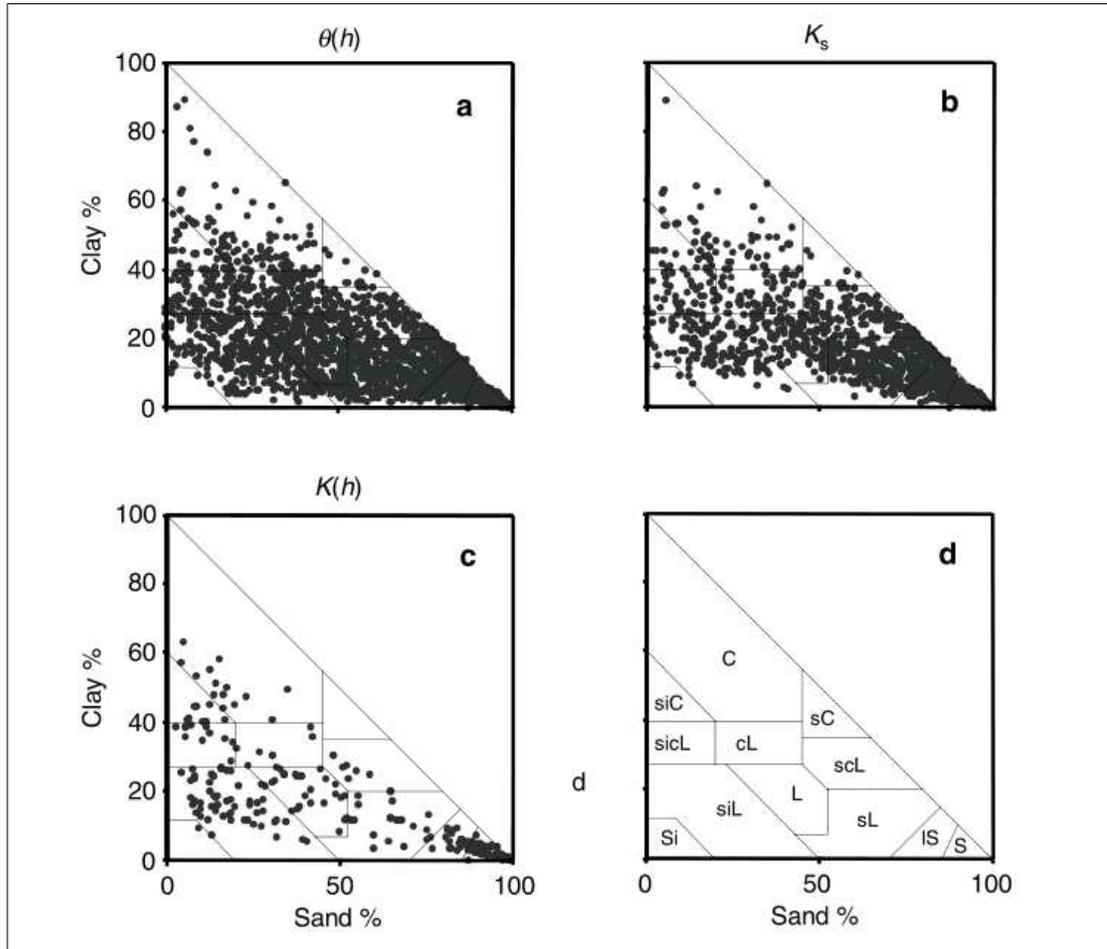


FIGURA 2.4. (a) Distribución textural de las muestras utilizadas en Schaap y Leij (1998) para las curvas de succión, (b) submuestras de conductividad hidráulica saturada, (c) submuestras de conductividad hidráulica no saturada, (d) clases texturales asociadas, S: arena, L: franco, Si: limo, C: arcilla. (Schaap et al.(2001))

Schaap y Leij (1998) propuso 5 modelos que dependen de los datos de entrada. El primero de ellos (H1) básicamente corresponde a una PTF de clase que presenta valores promedio de los parámetros de la ecuación 2.10 para cada tipo de suelo, según la clasificación del USDA (United States Department of Agriculture). El segundo modelo (H2) utiliza el porcentaje de arena, limo y arcilla como datos de entrada. Los cambios en los

parámetros de ajuste varían continuamente con la textura. El tercer modelo (H3) incorpora, además de la textura, la densidad de suelo seco como predictor. El cuarto modelo (H4) añade a H3 el contenido de humedad a 330 cm de succión, que representa la capacidad de campo de un suelo. Finalmente el quinto modelo (H5) incluye el contenido de humedad a una presión de succión de 15 bar, que representa el punto de marchitez permanente de un suelo, además de los predictores del modelo H4. A este esquema se le conoce como “Enfoque Jerárquico”.

Para el caso de la conductividad hidráulica no saturada Schaap y Leij (2000) mostraron que no era posible utilizar un enfoque jerárquico debido a que los parámetros de la ecuación 2.13,  $K_0$  y  $L$ , están pobremente relacionados con la textura y la densidad de suelo seco. Propusieron una nueva PTF (modelo C2) que predice los valores de dichos parámetros estimándolos a partir de la curva de succión ajustada mediante alguno de los modelos H1, H2, H3, H4 o H5 o bien a partir de un ajuste directo desde la base de datos que contiene las curvas  $h(\theta)$ .

Los parámetros de la ecuación 2.10 se ajustaron al minimizar la siguiente función objetivo:

$$O_w(p) = \sum_{i=1}^{N_w} (\theta_i - \theta'_i)^2 \quad (2.26)$$

donde  $\theta_i$  y  $\theta'_i$  son el contenido de humedad medido y estimado, respectivamente.  $N_w$  es el número de puntos medidos de la curva de succión para cada muestra y  $p$  es el vector de parámetros  $(\theta_r, \theta_s, \alpha, n)$ . Para la optimización de los parámetros de la ecuación 2.13 se minimizó:

$$O_k(p) = \sum_{i=1}^{N_k} \left[ \log_{10}(K_i) - \log_{10}(K'_i) \right]^2 \quad (2.27)$$

donde  $K_i$  y  $K'_i$  corresponden a la conductividad hidráulica medida y estimada, respectivamente,  $N_k$  es el número de puntos  $K(h)$  medidos y  $p$  es el vector de parámetros  $(K_0, L)$ . Se utilizaron valores logarítmicos de  $K_i$  para evitar el sesgo hacia altas conductividades en el rango cercano a la saturación.

Al comparar los resultados obtenidos se concluyó que mientras mayor información de entrada se ingresa mejor es la estimación alcanzada. Los modelos H1 y H2 se comportan de manera similar en cuanto a su desviación del modelo de van Genuchten (1980), lo que indica que la estimación no se mejora sustancialmente al utilizar el contenido de arena, limo y arcilla en vez de la clase textural. Cuando se incluye la densidad de suelo seco la predicción mejora bastante en la zona cercana a la saturación hasta  $h = 3200\text{cm}$ . Sin embargo se vio que todos los modelos subestiman el contenido de humedad cerca de la saturación ( $h < 3.2\text{cm}$ ). Al incorporar algunos puntos de la curva de succión la predicción también resulta más precisa. La figura 2.5 muestra la correlación entre los valores de contenido de humedad estimados y medidos mediante los modelos H3 y H5, presentada en Schaap et al. (2001). Si bien ninguna de las estimaciones es perfecta, el modelo H5 se comporta mejor que el modelo H3.

En cuanto a la conductividad hidráulica se mostró que el mejor ajuste se consigue al combinar el modelo C2 y un ajuste de la curva de succión a partir de las curvas medidas. Cuando se obtienen los parámetros de la ecuación 2.10 mediante alguno de los modelos H la curva de conductividad se ajusta mejor a los datos que en el caso en que se presupone  $K_0 = K_s$  y  $L = 0,5$  (Mualem, 1976). Sin embargo también se mostró que ninguno de los modelos permite ajustar la curva de conductividad en el rango seco y húmedo de manera simultánea, de manera que cerca de la saturación ninguno de los modelos se comporta satisfactoriamente.

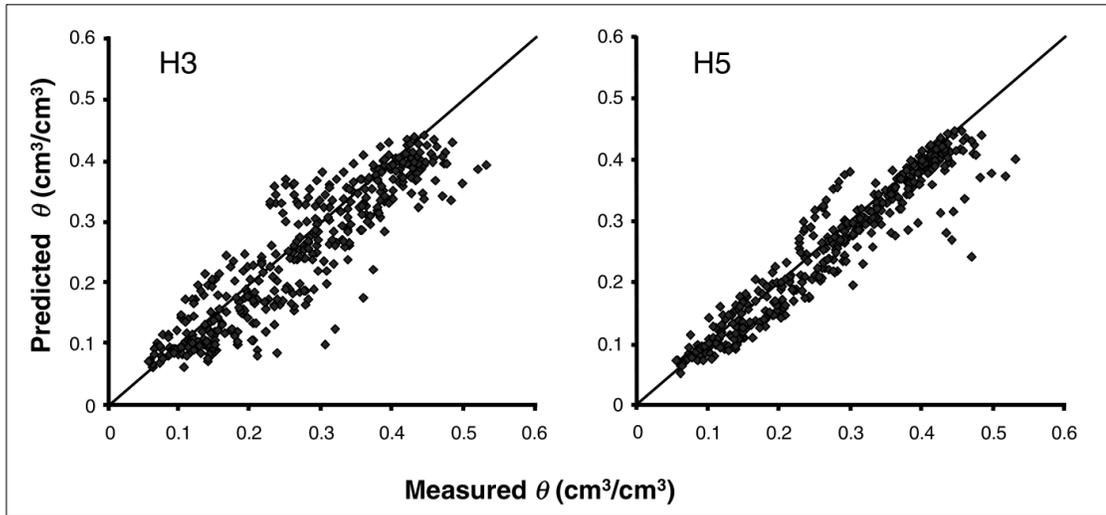


FIGURA 2.5. Contenidos de humedad estimados vs medidos para los modelos H3 y H5 en una muestra de 47 suelos francos con densidad de suelo seco entre 1,3 y  $1,4 \text{ g}/\text{cm}^{-3}$ . (Schaap et al. (2001))

### **3. SOLUCION NUMERICA DE LA ECUACION DE RICHARDS**

Durante las últimas décadas el desarrollo de modelos numéricos ha ocupado un lugar importante dentro de la investigación de los procesos de flujo y transporte de solutos en suelos no saturados. Constituyen una herramienta eficaz tanto para la experimentación como también para el manejo de los recursos naturales. Sin embargo, aún presentan limitaciones importantes que impiden su utilización masiva, de modo que se requiere validarlos para las distintas aplicaciones y usos que se haga de ellos.

En el presente estudio se utilizó un modelo numérico con el objetivo de resolver la ecuación de Richards en la zona no saturada y de esta manera simular el proceso de evaporación a través de un medio poroso en función de la profundidad a la que se encuentra la napa freática. El presente capítulo describe el modelo numérico utilizado para la simulación del proceso evaporativo a partir de la zona no saturada del suelo. Se analizan los supuestos básicos, las hipótesis y simplificaciones consideradas y las condiciones de borde utilizadas. También se presentan los ejemplos de verificación con que ha sido testeado previamente.

#### **3.1. Consideraciones generales sobre modelos numéricos**

Existen diversos códigos que permiten resolver el caso del flujo en la zona no saturada. La discretización espacial y temporal del dominio considerado en un determinado problema puede realizarse a través de esquemas de diferencias finitas o bien de elementos finitos. Mediante diferencias finitas es posible obtener soluciones adecuadas para la mayoría de los problemas, sin embargo presenta limitaciones cuando la geometría del dominio es compleja y cuando las propiedades de los elementos no tienen un comportamiento homogéneo en todas sus direcciones. El método de los elementos finitos, en cambio, permite ajustarse a geometrías de todo tipo, para lo cual requiere implementar métodos de discretización adecuados.

HYDRUS 1-D es un modelo numérico que permite resolver el flujo y transporte de solutos en medios porosos parcialmente saturados (Simunek, Senja, y van Genuchten,

1998). Utiliza un esquema de elementos finitos para simular el flujo unidimensional de agua líquida y gaseosa, calor o múltiples solutos. Permite el empleo de condiciones de borde de energía y flujo constantes o variables en función del tiempo, como también condiciones controladas por las condiciones atmosféricas. Las características del suelo se representan a través de las relaciones de van Genuchten (van Genuchten, 1980) y Brooks y Corey (Brooks y Corey, 1964). También incorpora el fenómeno de histéresis.

UNSAT-H es un modelo numérico que resuelve la ecuación de Richards para el caso unidimensional mediante un esquema de diferencias finitas (Fayer, 2000). Permite simular procesos de infiltración, flujos de agua y calor, drenaje y evapotranspiración. Incorpora condiciones de borde de primer (Dirichlet) o segundo (Newmann) tipo. Las curvas de succión se describen mediante las ecuaciones de Brooks y Corey (Brooks y Corey, 1964), van Genuchten (van Genuchten, 1980), Haverkamp (Haverkamp et al., 1977) o utilizando aproximaciones polinomiales a partir de datos medidos. La conductividad hidráulica se estima a través de los modelos propuestos por Haverkamp et al., Mualem, Burdine o aproximaciones polinomiales.

VS2DTI (Variably Saturated 2 Dimensional Transport Interface) es un modelo numérico que resuelve la ecuación de Richards para el flujo en la zona no saturada y la ecuación de advección-dispersión para el transporte de solutos (Healy, 1990). Utiliza para ello un esquema de diferencias finitas que permite analizar casos de una o dos dimensiones con coordenadas cartesianas o radiales. Las curvas de succión y de conductividad hidráulica se representan mediante las relaciones propuestas por van Genuchten (van Genuchten, 1980), Brooks y Corey (Brooks y Corey, 1964), Haverkamp (Haverkamp et al., 1977) o puntos experimentales. El código permite incorporar condiciones de borde de carga hidráulica ( $H$ ), presión ( $h$ ), flujo, infiltración, evaporación, transpiración de plantas y superficies de filtración (“seepage face”). Este código se seleccionó para realizar las simulaciones debido a su capacidad para considerar una condición de borde de evaporación en dos fases: una en la cual el factor limitante viene dado por las condiciones atmosféricas (e.g. temperatura, humedad relativa) y otra en que el suelo es el agente que restringe el

flujo. También ofrece una interfaz gratuita fácil de utilizar y con bastante flexibilidad en el manejo de los parámetros.

### 3.2. Supuestos básicos

Para resolver el problema de la evaporación a partir de la napa subterránea es necesario obtener una solución para la ecuación que describe el flujo vertical ascendente de agua en dicha zona, que corresponde a la ecuación de Richards (ecuación 2.6). Para cada subdivisión del volumen definido en el problema la ecuación de Richards puede escribirse como (Lappala et al., 1987):

$$v\rho [C_m + S_e S_s] \frac{\partial H}{\partial t} - \rho \sum_{i=1}^{\hat{m}} \left[ A_i K_s K_r(h) \frac{\partial H}{\partial n_i} \right] - \rho q v = 0 \quad (3.1)$$

donde  $v [L^3]$  representa un volumen determinado de suelo,  $\rho [ML^{-3}]$  corresponde a la densidad del agua,  $C_m [L^{-1}]$  es la capacidad capilar y corresponde a  $\frac{\partial \theta}{\partial h}$ ,  $A_i [L^2]$  es el área ortogonal a la dirección  $n_i$  de la  $i$ -ésima cara,  $K_s [LT^{-1}]$  es la conductividad hidráulica saturada,  $K_r(h) [-]$  es la función de conductividad relativa,  $q [T^{-1}]$  es un término que da cuenta del volumen de líquido añadido ( $+q$ ) o eliminado ( $-q$ ) al volumen  $v$  por unidad de volumen por unidad de tiempo,  $S_e [-]$  es el grado de saturación y  $S_s [L^{-1}]$  corresponde al coeficiente de almacenamiento específico que se define como:

$$S_s = \rho g (\phi \beta_c + \alpha_c) \quad (3.2)$$

donde  $\phi [-]$  es la porosidad del suelo,  $\beta_c [M^{-1}LT^2]$  representa la compresibilidad del fluido definida como  $\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \bar{P}}$ , siendo  $\bar{P} [ML^{-1}T^{-2}]$  la presión media y  $\alpha_c [M^{-1}LT^2]$  es la compresibilidad matricial y se define como  $\frac{\partial \phi}{\partial \bar{P}}$ .

El término asociado a la cota geométrica ( $z$ ) se considera positivo en la dirección  $y$ , sin embargo el modelo utiliza como cota de referencia la superficie del suelo, de modo que la cota es siempre negativa y se tiene que:

$$H = h - z \quad (3.3)$$

La ecuación 3.1 se obtiene al combinar la ley de Darcy con la ecuación de continuidad. Este modelo considera que los valores de densidad ( $\rho$ ), saturación ( $S_e$ ) y porosidad ( $\phi$ ) son constantes para el volumen arbitrario  $v$ . El término de la conductividad saturada ( $K_s$ ) no incorpora la fuerte dependencia de la viscosidad dinámica con la temperatura. La variable independiente para la cual se resuelve la ecuación 3.1 es  $H$  debido a que permite trabajar indistintamente entre la zona saturada y no saturada.

Los coeficientes de la ecuación 3.1 asociados al término de almacenamiento y de flujo son, en general, funciones no lineales asociadas a las propiedades hidráulicas vistas en el capítulo anterior. Las funciones que el modelo necesita conocer a priori son:

- El contenido de humedad volumétrico como función del potencial de presión ( $\theta(h)$ ), y la función inversa  $h(\theta)$ . El modelo permite utilizar las relaciones de Brooks y Corey (ecuación 2.7), Haverkamp (ecuación 2.9), van Genuchten (ecuación 2.10) y valores tabulares.
- La capacidad capilar como función del potencial de presión. Se expresa mediante las ecuaciones 2.16, 2.17 y 2.18.
- La conductividad relativa como función del potencial de presión. La conductividad relativa se define como  $K_r(h) = \frac{K(h)}{K_s}$ . Esta relación se obtiene a través de las ecuaciones 2.11, 2.12, 2.13 y del valor de  $K_s$  ingresado como dato de entrada.

### 3.3. Condiciones iniciales y de borde

La solución de la ecuación 3.1 utilizando el modelo numérico requiere que se especifique el valor inicial de  $H$  para todo el dominio. Esto significa proporcionar al modelo una situación de equilibrio o régimen permanente con la intención de evitar la introducción de diferencias entre la condición proporcionada y la situación de equilibrio. Dado que la ecuación 3.1 es no lineal no se puede aplicar el principio de superposición para eliminar estas diferencias, de modo que se debe ser cuidadoso con la condición inicial que se proporcione.

Las condiciones de borde que es posible definir en los límites del dominio para resolver la ecuación de Richards son de 4 tipos: (a) condición de potencial (Dirichlet), (b) condición de flujo (Newmann), (c) condición de evaporación y (d) condición de cara filtrante.

Las condiciones de potencial pueden asignarse sobre un borde especificando el potencial de presión ( $h$ ) o bien el potencial total ( $H$ ). Para el caso de la condición de flujo, ésta se asigna como flujo entrante, saliente o nulo. Mediante este tipo de condición es posible simular la infiltración.

La condición de evaporación superficial es determinada a través de la demanda evaporativa de la atmósfera y de la habilidad del suelo para conducir el agua hacia la superficie. Esto quiere decir que la evaporación se trata como un proceso de 2 etapas. Durante la primera etapa, cuando el suelo de la superficie está húmedo, el agua deja el sistema a una tasa equivalente a la demanda evaporativa de la atmósfera, conocida también como tasa potencial. Esta tasa se mantiene en la medida en que el suelo sea capaz de satisfacer dicha demanda. Esto deja de ocurrir a medida que el suelo se va secando, dando inicio a la segunda etapa en que la tasa evaporativa cae rápidamente principalmente debido a la disminución del valor de la conductividad hidráulica no saturada (Tyler et al., 2006).

El flujo evaporativo que sale a través de la condición de borde definida en la superficie del dominio es calculado como (Liu et al., 2005):

$$EV_A = \begin{cases} K_s K_r(h) SRES (HA - h), & \text{si } EV_A < EVP, \\ EVP, & \text{si } EV_A > EVP. \end{cases} \quad (3.4)$$

donde  $EV_A [LT^{-1}]$  es la evaporación actual que se considera actuando sobre la condición de borde,  $SRES [L^{-1}]$  representa la resistencia de la superficie y corresponde al recíproco de la distancia desde el nodo de la primera celda hasta la superficie,  $HA [L]$  es el potencial de presión de la atmósfera,  $EVP [LT^{-1}]$  es la evaporación potencial y  $h [L]$  es el potencial de presión asociado a la primera celda. La figura 3.1 muestra un esquema de la condición de borde de evaporación.

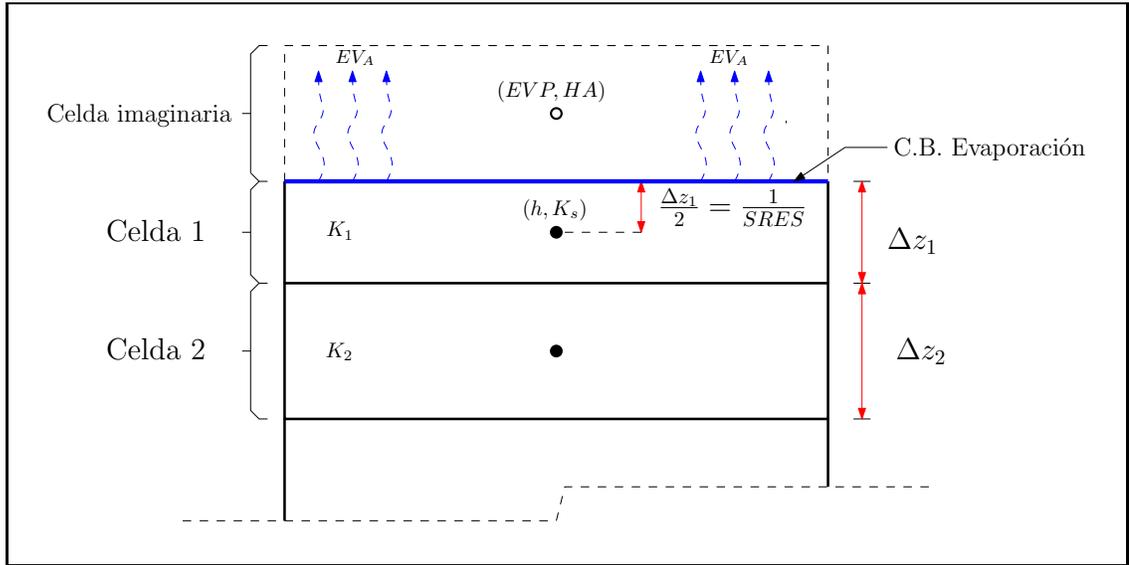


FIGURA 3.1. Esquema para la condición de borde de evaporación.

El flujo evaporativo ( $EV_A$ ) se establece debido al gradiente de presión existente entre la atmósfera (celda imaginaria) y la primera celda del dominio (celda 1). El parámetro  $SRES$  del modelo se utiliza para modelar la existencia de una costra superficial menos permeable que el suelo (e.g. costra salina). La expresión utilizada para su cálculo es (Lappala et al., 1987):

$$SRES = \frac{2}{\Delta z_1} \frac{K_c}{K_1} \quad (3.5)$$

donde  $\Delta z_1$  [L] corresponde al espesor de la primera celda del dominio (figura 3.1),  $K_c$  [ $LT^{-1}$ ] es la conductividad hidráulica saturada del material de la costra y  $K_1$  [ $LT^{-1}$ ] es la conductividad hidráulica saturada de la primera celda. En los casos en que no se desea modelar una costra superficial el valor de  $SRES$  se calcula asumiendo  $\frac{K_c}{K_1} = 1$ .

El potencial de presión  $HA$  puede calcularse, utilizando la ecuación de Kelvin, como:

$$HA = \frac{RT}{M_w g} \ln(R_h) \quad (3.6)$$

donde  $R$  es la constante de los gases, equivalente a  $8,31$  [ $Kg\ m^2\ s^{-2}\ K^{-1}\ mol^{-1}$ ],  $T$  [ $K$ ] es la temperatura del aire,  $M_w$  es el peso molecular del agua, equivalente a  $0,018$

$[Kg\ mol^{-1}]$ ,  $g$  es la aceleración de gravedad ( $9,81\ [m\ s^{-2}]$ ) y  $R_h\ [-]$  es la humedad relativa de la atmósfera.

Los valores de *SRES*, *EVP* y *HA* son constantes para cada período definido y son datos de entrada al modelo.

### 3.4. Discretización

La ecuación 3.1, sujeta a las distintas condiciones de borde descritas anteriormente, es una ecuación diferencial parcial no lineal que no posee una solución analítica general. Debido a este hecho es necesario hacer aproximaciones numéricas a las derivadas espaciales y temporales.

Las derivadas espaciales de la ecuación 3.1 son aproximadas utilizando un esquema de diferencias finitas con los nodos ubicados en el centro de cada bloque. La figura 3.2 muestra una grilla genérica con los distintos parámetros que la definen para el caso en que se utilicen coordenadas cartesianas y polares. Las derivadas parciales del potencial total ( $H$ ) en la ecuación 3.1 se aproximan mediante las siguientes expresiones:

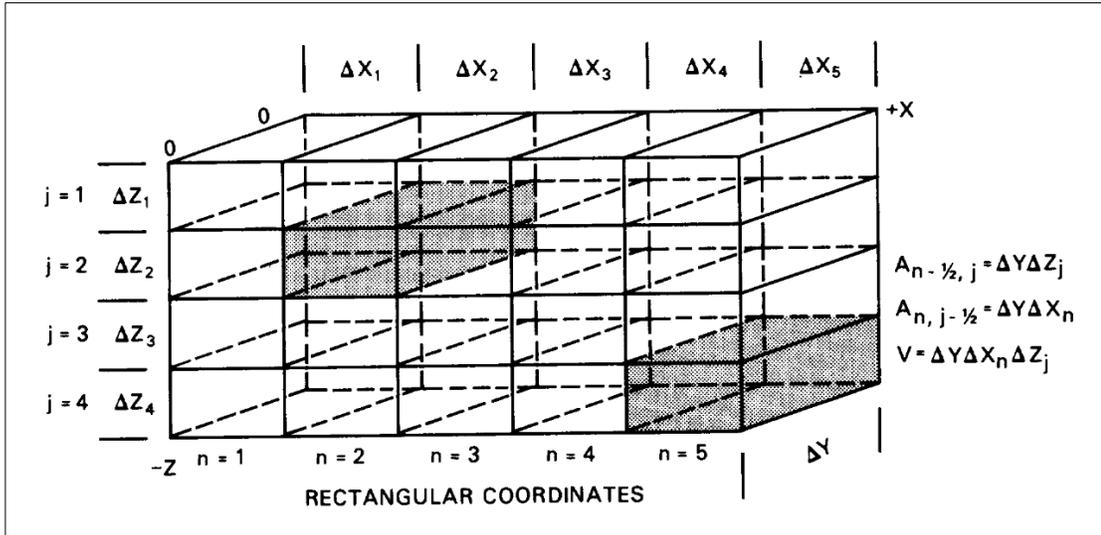
$$\left(\frac{\partial H}{\partial x}\right)_{n-\frac{1}{2},j} = \frac{H_{n-1,j} - H_{n,j}}{\Delta x_{n-\frac{1}{2}}} \quad (3.7)$$

$$\left(\frac{\partial H}{\partial z}\right)_{n,j-\frac{1}{2}} = \frac{H_{n,j-1} - H_{n,j}}{\Delta z_{j-\frac{1}{2}}} \quad (3.8)$$

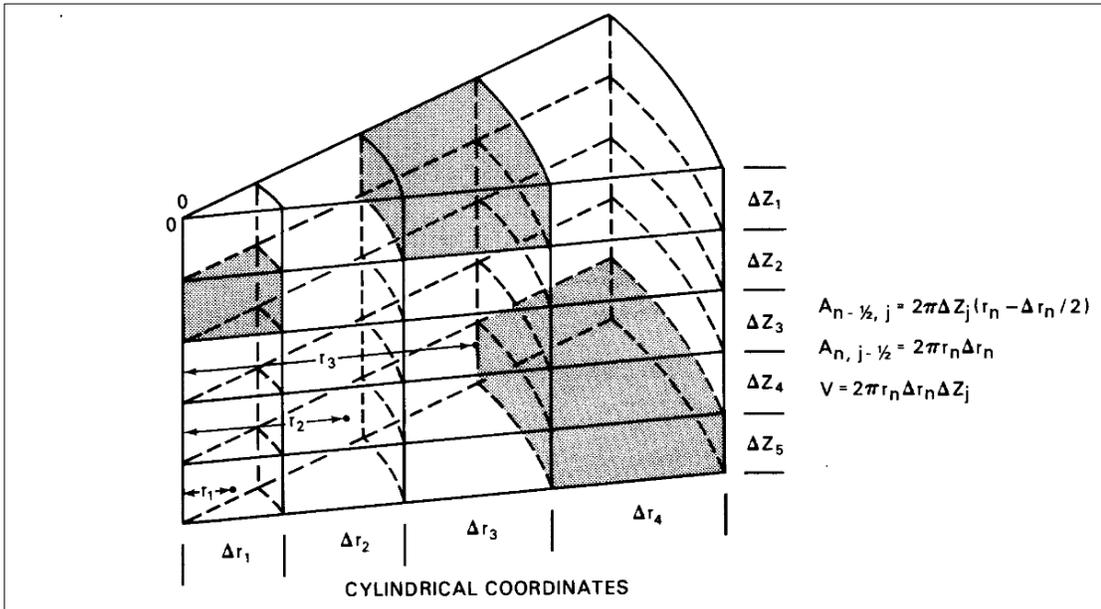
$$\left(\frac{\partial H}{\partial x}\right)_{n+\frac{1}{2},j} = \frac{H_{n+1,j} - H_{n,j}}{\Delta x_{n+\frac{1}{2}}} \quad (3.9)$$

$$\left(\frac{\partial H}{\partial z}\right)_{n,j+\frac{1}{2}} = \frac{H_{n,j+1} - H_{n,j}}{\Delta z_{j+\frac{1}{2}}} \quad (3.10)$$

donde  $\Delta x_{n-\frac{1}{2}}$  es la distancia horizontal entre los nodos  $(n-1, j)$  y  $(n, j)$  y  $\Delta z_{j-\frac{1}{2}}$  es la distancia vertical entre los nodos  $(n, j-1)$  y  $(n, j)$ . La convención utilizada en el modelo considera positivo el flujo saliente de una celda.



(a) Coordenadas cartesianas



(b) Coordenadas polares

FIGURA 3.2. Discretización espacial y sus parámetros. (Lappala et al., 1987).

Se define la conductancia ( $\hat{C}$ ) como:

$$\hat{C}_{n-\frac{1}{2},j} = \left( \frac{\rho K_s K_r A}{\Delta x} \right)_{n-\frac{1}{2},j} \quad (3.11)$$

$$\hat{C}_{n,j-\frac{1}{2}} = \left( \frac{\rho K_s K_r A}{\Delta z} \right)_{n,j-\frac{1}{2}} \quad (3.12)$$

$$\hat{C}_{n+\frac{1}{2},j} = \left( \frac{\rho K_s K_r A}{\Delta x} \right)_{n+\frac{1}{2},j} \quad (3.13)$$

$$\hat{C}_{n,j+\frac{1}{2}} = \left( \frac{\rho K_s K_r A}{\Delta z} \right)_{n,j+\frac{1}{2}} \quad (3.14)$$

donde  $A$  representa el área de la cara correspondiente a la celda (ver figura 3.2). Para representar la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) se utiliza la media armónica ponderada por la distancia hacia la cara. Sólo se requieren 2 ecuaciones ya que las celdas comparten caras. Estas son:

$$\left( \frac{K_s}{\Delta x} \right)_{n-\frac{1}{2},j} = \frac{2K_{n-1,j}K_{n,j}}{K_{n-1,j}\Delta x_n + K_{n,j}\Delta x_{n-1}} \quad (3.15)$$

$$\left( \frac{K_s}{\Delta z} \right)_{n,j-\frac{1}{2}} = \frac{2K_{n,j-1}K_{n,j} \left( \frac{K_{zz}}{K_{xx}} \right)}{K_{n,j-1}\Delta z_j + K_{n,j}\Delta z_{j-1}} \quad (3.16)$$

donde  $K_{n,j} = K_{xx} [LT^{-1}]$  corresponde a la conductividad hidráulica saturada en la dirección horizontal y  $K_{zz} [LT^{-1}]$  es la conductividad hidráulica saturada en la dirección vertical. En el caso de un suelo isotrópico se tiene que  $K_{xx} = K_{zz}$ .

La conductividad hidráulica relativa ( $K_r$ ) se calcula utilizando el promedio geométrico o un promedio aritmético ponderado. El primer caso se calcula mediante:

$$[K_r]_{n-\frac{1}{2},j} = \sqrt{K_r(h)_{n,j} K_r(h)_{n-1,j}} \quad (3.17)$$

$$[K_r]_{n,j-\frac{1}{2}} = \sqrt{K_r(h)_{n,j} K_r(h)_{n,j-1}} \quad (3.18)$$

donde la función  $K_r(h)$  se deriva de las ecuaciones 2.11, 2.12 ó 2.13, según se seleccione el modelo de ajuste.

Para el caso del promedio aritmético ponderado se utilizan las siguientes expresiones:

$$[K_r]_{n-\frac{1}{2},j} = \bar{\alpha}K_r(h)_{n-1,j} + \bar{\beta}K_r(h)_{n,j} \quad (3.19)$$

$$[K_r]_{n-\frac{1}{2},j} = \bar{\beta}K_r(h)_{n-1,j} + \bar{\alpha}K_r(h)_{n,j} \quad (3.20)$$

$$[K_r]_{n,j-\frac{1}{2}} = \bar{\alpha}K_r(h)_{n,j-1} + \bar{\beta}K_r(h)_{n,j} \quad (3.21)$$

$$[K_r]_{n,j-\frac{1}{2}} = \bar{\beta}K_r(h)_{n,j-1} + \bar{\alpha}K_r(h)_{n,j} \quad (3.22)$$

donde  $\bar{\alpha}$  es un coeficiente ponderador definido por el modelador y  $\bar{\beta}$  debe cumplir las siguientes relaciones:

$$\bar{\alpha} + \bar{\beta} = 1$$

$$0,5 \leq \bar{\alpha} \leq 1$$

La ecuación 3.19 corresponde al caso de la conductividad hidráulica relativa de la cara izquierda de una celda cuando el flujo es hacia la derecha, la ecuación 3.20 para cuando el flujo es hacia la izquierda, la ecuación 3.21 corresponde a la conductividad hidráulica relativa cuando el flujo es hacia abajo y la ecuación 3.22 cuando el flujo es hacia arriba. Se le llama ponderación “aguas arriba” (Upstream) cuando  $\bar{\alpha} = 1$  y cuando  $\bar{\alpha} = \bar{\beta} = 0,5$  se habla de promedio aritmético.

La derivada temporal de la ecuación 3.1 se resuelve utilizando la siguiente expresión:

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)^{i-\frac{1}{2}} \cong \frac{H^i - H^{i-1}}{t^i - t^{i-1}} \quad (3.23)$$

donde  $i$  es un índice que apunta a cada tiempo en que se divide el dominio temporal.

Considerando las ecuaciones propuestas para la discretización espacial (ecuaciones 3.7 a 3.10) y temporal (ecuación 3.23), además de las ecuaciones definidas para la conductancia (ecuaciones 3.11 a 3.14),  $K_s$  (ecuaciones 3.15 y 3.16) y  $K_r$  (ecuaciones 3.17 y 3.22), la

ecuación 3.1 puede escribirse como:

$$\begin{aligned}
v\rho [C_m + sS_s]^{i-\frac{1}{2}} \left( \frac{H_{n,j}^i - H_{n,j}^{i-1}}{t^i - t^{i-1}} \right) = \\
\hat{C}_{n-\frac{1}{2},j}^{i-\frac{1}{2}} (H_{n-1,j}^i - H_{n,j}^i) + \hat{C}_{n,j-\frac{1}{2}}^{i-\frac{1}{2}} (H_{n,j-1}^i - H_{n,j}^i) \\
+ \hat{C}_{n+\frac{1}{2},j}^{i-\frac{1}{2}} (H_{n+1,j}^i - H_{n,j}^i) + \hat{C}_{n,j+\frac{1}{2}}^{i-\frac{1}{2}} (H_{n,j+1}^i - H_{n,j}^i) \\
+ (\rho qv)_{n,j}^{i-\frac{1}{2}} \quad (3.24)
\end{aligned}$$

La ecuación 3.24 puede escribirse para cada  $n = 1 \dots N$ , donde  $N$  corresponde al número de nodos en cada columna de la malla y para cada  $j = 1 \dots J$ , donde  $J$  es el número de nodos en cada fila de la malla. Esto resulta en una serie de  $m$  ecuaciones algebraicas no lineales simultáneas, que se pueden escribir de manera matricial como:

$$[\hat{A}^{i-\frac{1}{2}}] \{H^i\} = \{\hat{B}\} \quad (3.25)$$

donde  $[\hat{A}]$  es una matriz cuadrada de  $m \times m$  que incluye todos los coeficientes implícitos de los términos de conductancia, almacenamiento y de flujos de entrada o salida y  $\hat{B}$  es un vector de  $m \times 1$  con las partes explícitas de los coeficientes de los términos de conductancia, almacenamiento y flujos de entrada o salida.

### 3.5. Verificación

El modelo numérico propuesto por Lappala et al. fue verificado mediante 5 problemas de prueba. Los 2 primeros ofrecen una solución analítica simple, de modo que no representan un gran desafío para el código. El tercer problema de verificación posee una solución analítica para un caso no lineal en régimen permanente. El cuarto y quinto problema corresponden a casos en que se cuenta con información experimental.

El primer problema de verificación corresponde al caso en que los términos asociados a la conductancia y al almacenamiento son constantes. Bajo estas condiciones la ecuación

3.1 puede ser escrita para la dirección horizontal como la ecuación lineal de difusión:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = D \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \quad (3.26)$$

donde  $D = \frac{K_s}{S_s}$ . Se considera como condición inicial ( $t = 0$ )  $H = H_0$  y como condiciones de borde  $H = H_i$  en  $x = 0$  y  $H = H_0$  en  $x = L$ , siendo  $L$  el largo total del sistema considerado. Si  $L$  es suficientemente largo como para considerarlo como infinito, la solución a la ecuación 3.26 es (Carslaw y Jaeger, 1959):

$$\frac{H - H_0}{H_i - H_0} = \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{x^2}{4Dt}} \right) \quad (3.27)$$

donde *erfc* corresponde a la función de error complementario.

Los parámetros con los que se realizó la simulación fueron:  $D = 0,3118 \text{ cm}^2/\text{min}$ ,  $\Delta x = 0,05 \text{ cm}$ ,  $H_i = 0 \text{ m}$  y  $H_0 = 3 \text{ m}$ . La figura 3.3 muestra los resultados obtenidos para un tiempo transcurrido de 5 minutos.

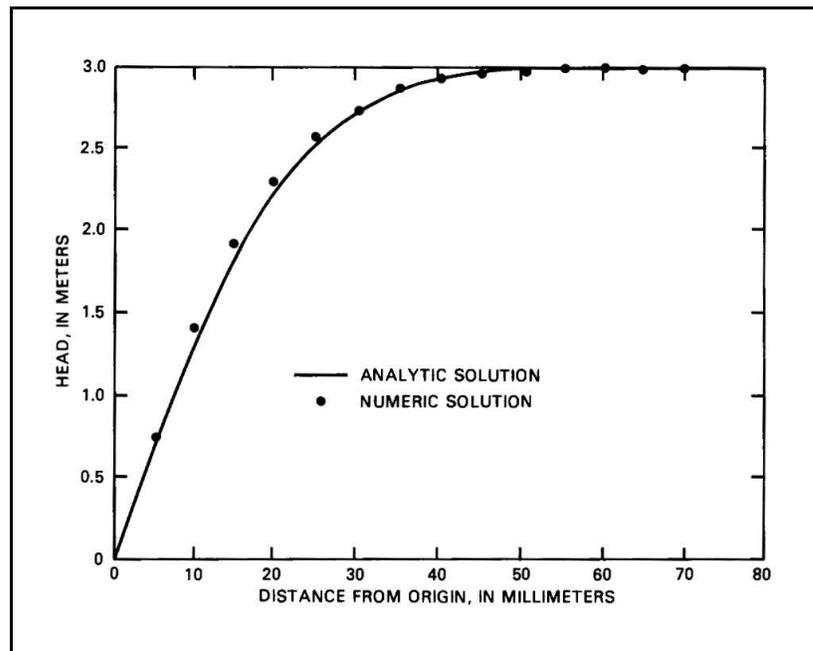


FIGURA 3.3. Comparación de la solución analítica y numérica para la ecuación unidimensional de difusión. (Lappala et al., 1987).

El segundo caso de verificación es similar al anterior pero corresponde a una situación que se modela utilizando coordenadas radiales.

El tercer caso de verificación compara la simulación numérica con el caso de un flujo ascendente hacia la atmósfera en régimen permanente. La solución analítica a dicho caso viene dada por (Ripple, Rubin, y van Hylckama, 1970):

$$\frac{E_{\infty}}{K_s} = \frac{1}{AL} \left[ \frac{\pi}{\beta \sin \frac{\pi}{\beta}} \right]^{\beta} \quad (3.28)$$

donde  $E_{\infty} [LT^{-1}]$  es tasa de evaporación en la superficie cuando la presión de succión es equivalente a  $-\infty$  y  $L [L]$  es la distancia desde en nivel de la napa hasta la superficie. El resto de los parámetros corresponde a los definidos en la ecuación 2.12. La ecuación 3.28 es estrictamente válida sólo cuando  $E_{\infty} \ll K_s$ .

La tabla 3.1 muestra los resultados obtenidos por el método numérico para distintas esquemas de ponderación y discretización espacial de la malla. Para la simulación se utilizaron los siguientes valores de los parámetros:  $K_s = 0,10 [m/día]$ ,  $L = 1 [m]$ ,  $A = 10 [1/m]$ ,  $\beta = 3$  y  $SRES = 2/\Delta z$ .

Se puede notar que en algunos casos la solución entregada por la simulación se alejó bastante del valor entregado por la solución analítica. El resultado de la simulación depende fuertemente de la discretización espacial, del esquema de ponderación y del potencial de presión atmosférico. Los resultados presentados en la tabla 3.1 sugieren que es recomendable utilizar un esquema geométrico con una discretización espacial pequeña, al menos cerca del borde de la superficie.

El cuarto problema de verificación compara los resultados experimentales obtenidos por Haverkamp et al. (1977) para un problema de infiltración vertical en arena. Los valores de los parámetros de ajuste utilizados son:  $K_s = 8,2 [m/día]$ ,  $\phi = 0,435$ ,  $\theta_r = 0,076$ ,  $a = 0,355 [m]$  y  $\gamma = 3,7$ . Las condiciones iniciales y de borde utilizadas para la simulación

TABLA 3.1. Comparación para el tercer problema de verificación. (Lappala et al., 1987).

$\Delta z$ [mm]	Esquema de ponderación	Potencial de presión atmosférico [m]	Tasa de evaporación [mm/día $\times 10^{-1}$ ]
20	Geométrico	-100	1,77
20	Geométrico	-500	1,73
20	Geométrico	-1.000	1,71
40	Geométrico	-100	1,77
40	Geométrico	-500	1,70
20	Aritmético	-100	1,92
20	Aritmético	-500	1,96
20	Aritmético	-1.000	1,97
20	“Upstream”	-100	2,23
20	“Upstream”	-1.000	2,11
Solución analítica			1,77

son:

$$\begin{array}{lll}
 t < 0 & 0 < z < 0,7 [m] & h = -0,615 [m] \\
 t \geq 0 & z = 0 & I = 0,1369 [m/h] \\
 t \geq 0 & z \geq 0,7 [m] & h = -0,615 [m]
 \end{array}$$

donde  $I$  es la tasa de infiltración en la superficie del dominio simulado.

Se utilizó la media geométrica para determinar la conductividad hidráulica relativa inter-celdas. El espaciamento vertical se fijó uniformemente en  $\Delta z = 1 [cm]$ . La figura 3.4 muestra el perfil del contenido de humedad en la columna de arena para distintos tiempo. Se ve que los resultados arrojados por el modelo se ajustan bastante bien a los datos experimentales, especialmente en tiempos mayores.

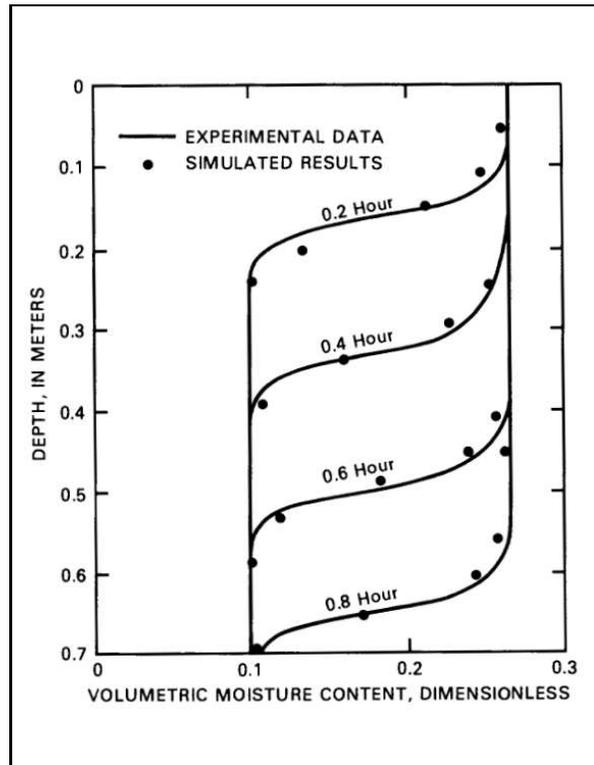


FIGURA 3.4. Comparación entre el perfil experimental de contenido de humedad y el simulado. (Lappala et al., 1987).

El quinto problema de verificación pone a prueba la condición de borde de cara filtrante. Este se basa en el experimento reportado por Duke (1973) y Hedstrom et al. (1971) que consistió en un canal de 12,2 m de largo y 1,22 m de alto relleno con arena “Poudre”. A este canal se le aplicó una tasa de infiltración constante en su superficie y se fijó el nivel de agua en los extremos mediante un borde filtrante. Las características de la arena usada son:  $\theta_s = 0,348$ ,  $h_b = -0,19$  [m],  $\lambda = 1,6$ ,  $\theta_r = 0$  y  $K_s = 5,564$  [m/día]. Se simuló una sección de 1,22 m de alto y 6,1 m de largo, ya que la sección completa es simétrica. Se impuso una condición de borde impermeable para el fondo y el borde derecho. Sobre la superficie se asignó un flujo constante de  $0,1035$  [m/día]. Al borde izquierdo se le asignó una condición de borde de cara filtrante. Finalmente las condiciones iniciales se asumieron como equilibrio estático.

La malla de discretización contó con 42 filas y 32 columnas. La malla se hizo más fina cerca de la superficie y cerca del borde filtrante. La simulación se continuó hasta que se alcanzó el régimen permanente, lo cual ocurrió luego de transcurridos 5,89 días. La figura 3.5 muestra la comparación entre el nivel de agua simulado y los valores experimentales para el tiempo en que se alcanzó el régimen permanente. Se aprecia un buen ajuste, aunque no exacto. Las diferencias podrían deberse a problemas de no homogeneidad local en el montaje experimental de Duke.

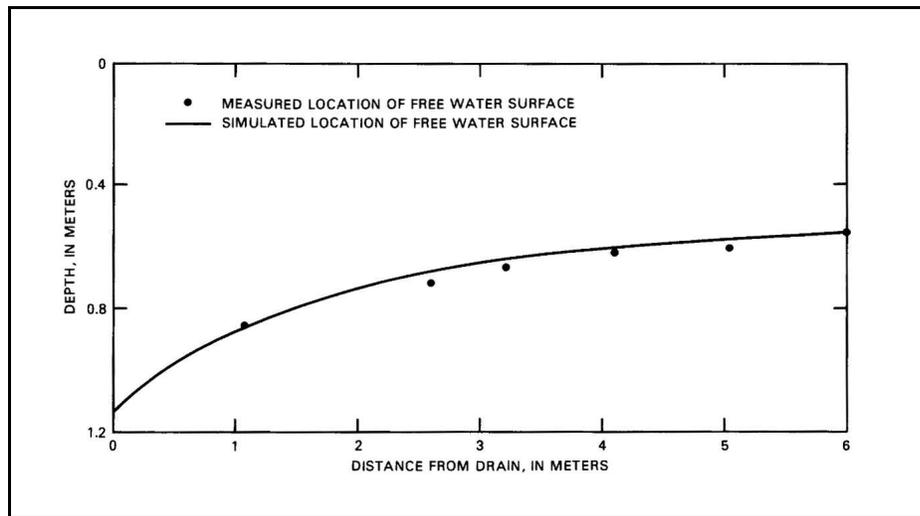


FIGURA 3.5. Comparación entre el nivel de agua medido y simulado para el problema de drenaje de Duke (1973). (Lappala et al., 1987).

### 3.6. Descripción del modelo utilizado

#### 3.6.1. Discretización

Para la simulación del flujo evaporativo se utilizó una discretización en coordenadas radiales que permite modelar el caso de una columna circular como la utilizada en el lisímetro para las mediciones experimentales del flujo evaporativo (ver más adelante, capítulo 4). Para ello al modelo numérico se le proporciona las dimensiones de un corte radial, como se muestra en la figura 3.2.

La columna simulada tiene un diámetro de 15,3 cm y una altura de 150 cm. De esta forma el dominio definido en el modelo tiene un ancho de 7,65 cm (equivalente al radio

de la columna del lisímetro utilizado en las experiencias de terreno) y una altura de 150 cm. Para la discretización se eligió un refinamiento variable en donde las celdas más finas se concentraron en la zona superior por donde se produce el flujo evaporativo y fueron creciendo hacia abajo con una tasa constante. En total se utilizaron 230 celdas, en donde la celda superior posee un espesor de  $10^{-4}$  cm y las siguientes crecen a una razón de 5% más que el grosor de la anterior. Esta discretización se utilizó pues permite lograr la convergencia del modelo y obtener tiempos de simulación razonables menores a los obtenidos para una grilla uniforme. Se incluye un análisis más detallado al respecto en la sección 5.2. La figura 3.6 muestra la grilla utilizada para la totalidad de las simulaciones.

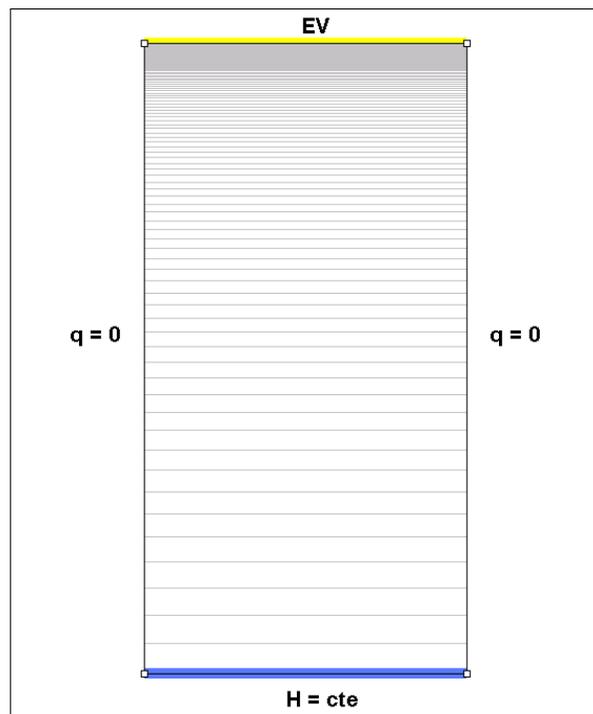


FIGURA 3.6. Dominio definido para las simulaciones del modelo numérico.

Para el caso de la discretización temporal el modelo permite fijar el valor del paso de tiempo inicial, un factor multiplicador con el que se calculan los siguientes, un factor reductor en caso que no se alcance la convergencia y un paso de tiempo máximo y mínimo. Para las simulaciones se utilizó un paso de tiempo inicial de  $10^{-4}$  día, un valor de 1,2 para el factor multiplicador y de 0,3 para el factor reductor y un valor de  $10^{-5}$  y 0,5 días para

el paso de tiempo mínimo y máximo, respectivamente. Con estos valores se obtiene un paso de tiempo que va creciendo gradualmente a partir de un valor pequeño con los que se asegura que no se producen cambios bruscos en los distintos términos presentes en la ecuación de Richards (ecuación 3.1) y al mismo tiempo se obtienen tiempos de simulación razonables (del orden de 1 hora).

### 3.6.2. Condiciones de borde

Para el borde superior del dominio se utilizó una condición de evaporación que permite fijar un valor para la evaporación potencial ( $EVP$ ) y para el potencial de presión de la atmósfera ( $HA$ ). También es necesario proporcionar un valor para la variable  $SRES$ , la cual permite simular el caso en que el suelo posee una costra en la superficie que impide o limita el flujo evaporativo. Para las simulaciones realizadas este valor se calculó como  $SRES = 2/\Delta z$ , considerando el valor de  $\Delta z$  de la celda superior, lo que es equivalente a suponer que no hay costra sobre la superficie. Mediante los parámetros anteriores se permite representar el flujo evaporativo de la primera celda según las condiciones de la atmósfera y las características del suelo.

Para el borde inferior del dominio se fijó una condición de borde de carga constante ( $H = cte$ ). De esta forma es posible definir la profundidad del nivel freático, que corresponde al caso en que la presión de succión del suelo es nula ( $h = 0$ ), de modo que según la ecuación 3.3 se tiene que  $H = -z = cte$ . Luego, para obtener el flujo evaporativo a distintas profundidades es necesario fijar el nivel freático mediante esta condición de borde.

Para los bordes laterales se impuso una condición de borde impermeable. La figura 3.6 muestra las condiciones de borde descritas para el dominio utilizado.

Para la condición inicial se utiliza un suelo completamente saturado cuyo nivel freático es igual al fijado a través de la condición de borde inferior. El suelo sobre la napa tiene un contenido de humedad igual a  $\theta_s$ , de modo que la succión es igual a 0. Mediante esta condición inicial se comienza la simulación sin cambios bruscos de presión de succión o

contenido de humedad y se respeta en todo momento la condición de tener un nivel freático constante.

## 4. MATERIALES Y MÉTODOS

Para estimar las curvas de evaporación en función de la profundidad de la napa subterránea se debe resolver la ecuación de Richards considerando un flujo vertical ascendente. Para ello es necesario conocer de antemano las funciones  $h(\theta)$  y  $K(\theta)$ , las cuales describen las características hidrodinámicas del suelo.

Con la intención de realizar una verificación del modelo numérico utilizado en el presente estudio fue necesario obtener mediciones reales del flujo evaporativo a través de la zona no saturada para distintas profundidades del nivel freático para compararlas con los valores arrojados por las simulaciones y establecer un orden para el error de la estimación propuesta. Junto con ello fue necesario además obtener la curva experimental  $h(\theta)$  para la arena fina utilizada durante la medición del flujo evaporativo, la cual se incorpora al modelo mediante un ajuste de los datos al modelo de van Genuchten, Brooks y Corey o Haverkamp (ecuaciones 2.7 a 2.10). También se realizó un ajuste de la curva de succión utilizando la curva granulométrica del suelo en combinación con el modelo propuesto por Schaap y Leij (1998) descrito en el capítulo 2. La curva  $K(\theta)$  se estimó a partir del valor de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) utilizando las ecuaciones 2.11 a 2.13.

El presente capítulo describe los materiales usados para las mediciones de evaporación según profundidad de la napa, para la medición de la curva  $h(\theta)$  y para la medición de la conductividad hidráulica saturada. Se incluye una descripción de la metodología empleada en cada caso y de las expresiones utilizadas para los cálculos pertinentes. Se incluye además una breve descripción de la metodología empleada para la obtención de la curva de granulometría en base a tamizado y ensayo de sedimentación.

### 4.1. Medición del flujo evaporativo en columnas de arena

Existen diversos métodos utilizados para medir evaporación a partir de un suelo. Algunos de los más empleados son el método de la correlación de eddy (Parlange, Eichinger, y Albertson, 1995), el método de la razón de Bowen (Bowen, 1926), el método del domo (Stannard y Survey, 1988) y el empleo de lisímetros (Boast y Robertson, 1982).

Dado que el objetivo principal del presente trabajo es obtener curvas de evaporación en función de la profundidad de la napa fue necesario diseñar y construir un dispositivo que permitiera medir el flujo evaporativo saliente hacia la atmósfera y al mismo tiempo controlar la profundidad de la napa durante este proceso. Para ello se utilizó como base un lisímetro convencional al cual se le introdujo algunas modificaciones.

La figura 4.1 muestra el equipo diseñado, el cual consta básicamente de dos partes: (a) dos columnas cilíndricas rellenas de suelo y abiertas a la atmósfera en su parte superior por donde se produce la evaporación, (b) 2 reservorios de agua que alimentan a dichas columnas por su parte inferior. Estos reservorios corresponden a tubos de Mariotte, los cuales son capaces de mantener un nivel constante de carga hidráulica (H) independiente del nivel de agua en su interior.

Se construyeron dos dispositivos de iguales características. La finalidad del primero de ellos es medir la evaporación asociada a distintas profundidades de la napa, mientras que el segundo tiene por objetivo registrar el flujo evaporativo que se produce cuando la napa está cerca de la superficie, de manera de poder cuantificar el máximo flujo posible para un tipo de suelo y para condiciones atmosféricas determinadas. De esta forma el primer dispositivo se ajustó diariamente para representar una profundidad de la napa variable, en cambio en el segundo se mantuvo siempre un mismo nivel cercano a la superficie.

Las columnas que contienen el medio poroso tienen 2 m de alto y un diámetro interno de 153 mm. Cada columna fue llenada paulatinamente mediante 16 capas de arena fina de 12,5 cm de espesor hasta obtener una densidad total de  $1,85 [g/cm^3]$ . Este valor de densidad se fijó para todas las restantes experiencias de laboratorio (e.g. curva de succión, conductividad hidráulica saturada). Sobre el fondo de la columna de arena se instaló una malla textil que impide el escape de finos presentes en el suelo y un tubo piezométrico para medir la altura de la napa al interior de cada columna. Ambas columnas se conectan por su parte inferior a un tubo de Mariotte de 2,5 m de altura y un diámetro interno de 47,6 mm. Cada tubo de Mariotte es transparente y fue graduado mediante una regleta, de modo que es posible registrar el nivel de agua en su interior. En su parte superior se instaló una

pieza que permite fijar una varilla cilíndrica por donde entra el aire hacia el interior del tubo permitiendo regular el nivel de presión atmosférica. No existen más entradas de aire hacia el interior del tubo, con la excepción de una válvula instalada en la parte superior que sólo se abre para permitir el llenado de agua.

Los puntos A y B en la figura 4.1 corresponden al nivel de agua dentro de cada uno de los tubos de Mariotte. El descenso diario de dichos puntos refleja el flujo evaporativo de la columna de suelo correspondiente. Los puntos C y D, que corresponden al nivel de agua registrado por cada tubo piezométrico, permiten obtener de manera precisa la profundidad de la napa al interior de la columna de suelo. Dado que la columna 2 registra la evaporación máxima que puede darse en el tipo de suelo analizado el punto D se mantuvo fijo durante

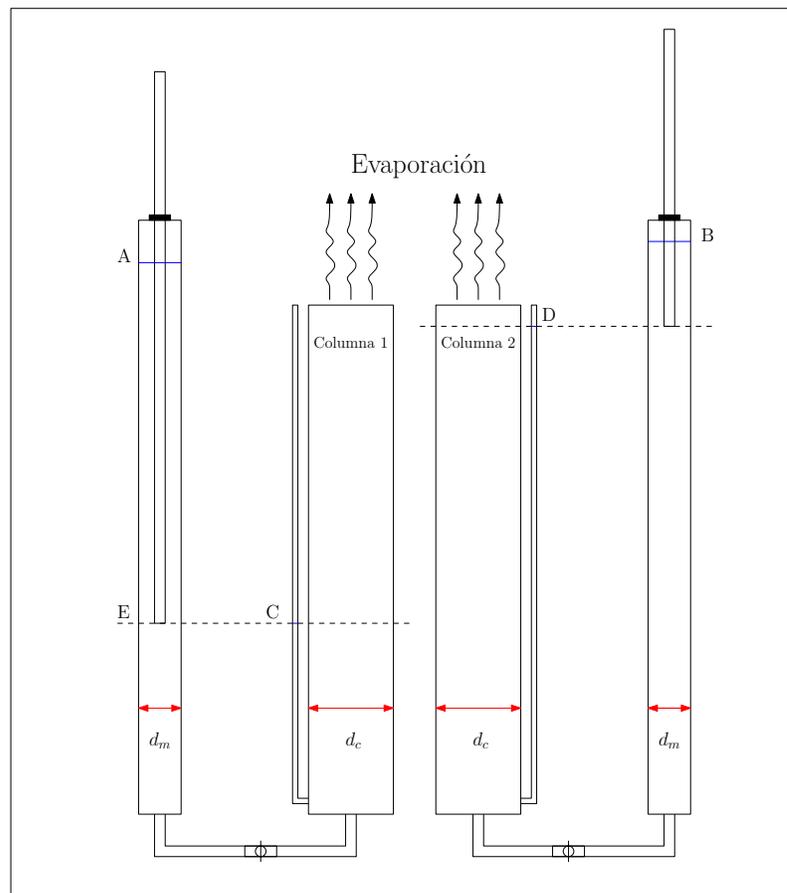


FIGURA 4.1. Equipo utilizado para la medición de la evaporación.

todo el período de medición. El punto E corresponde al nivel de la varilla interior del tubo de Mariotte que fija el nivel de carga hidráulica para la columna 1, de modo que debe ser equivalente al nivel del punto C.

Para evitar problemas asociados a la expansión y contracción volumétrica del aire al interior del tubo de Mariotte y de las columnas de suelo los equipos instalados se cubrieron para evitar la radiación directa sobre ellos, dejando expuesto sólo la parte superior de las columnas de suelo por donde se produce la evaporación hacia la atmósfera, como se muestra en la figura 4.2. Los tubos de Mariotte fueron cubiertos por una capa de 40 mm de espesor de un material aislante térmico.

Para calcular el flujo evaporativo en cada columna de suelo se utilizó la siguiente expresión:

$$FE = \left( \frac{\frac{\pi d_m^2}{4}}{\frac{\pi d_c^2}{4}} \right) \frac{\Delta N}{\Delta t} = 0.0968 \frac{\Delta N}{\Delta t} \quad (4.1)$$

donde  $FE$  es el flujo evaporativo en  $[mm/d]$ ,  $d_m$  y  $d_c$  es el diámetro del tubo de Mariotte y de la columna de suelo en  $[cm]$ , respectivamente (figura 4.1),  $\Delta N$  corresponde al descenso diario del nivel de agua al interior del tubo de Mariotte en  $[mm]$  y  $\Delta t$  es el período de tiempo necesario para que se produzca dicho descenso en  $[día]$ . El coeficiente numérico de la ecuación 4.1 se obtiene de la relación entre las áreas del tubo de Mariotte y la columna de suelo. El valor de  $FE$  no considera la porosidad ( $\phi$ ) del suelo en la columna, i.e. el volumen de agua que se elimina del sistema mediante la evaporación se divide por el área total de la columna de suelo.

El dispositivo descrito puede funcionar también como un lisímetro convencional al abrir la válvula de entrada de aire en la parte superior del tubo de Mariotte, el cual pasa a ser un reservorio de agua que proporciona agua a la columna de suelo. En este caso el nivel de la napa al interior de la columna de suelo va descendiendo a medida que se produce un flujo evaporativo. Para calcular dicho flujo es necesario sumar el volumen consumido en el tubo de Mariotte y en la columna de suelo, de modo que la expresión pasa a ser:

$$FE = \left( \frac{\frac{\pi d_m^2}{4} + \frac{\pi d_c^2 \phi}{4}}{\frac{\pi d_c^2}{4}} \right) \frac{\Delta N}{\Delta t} \quad (4.2)$$

donde  $\phi$  [-] corresponde a la porosidad del suelo de la columna que puede aproximarse al valor del contenido de humedad saturado, i.e.  $\phi \approx \theta_s$ .

El flujo evaporativo  $FE$  de la ecuación 4.2 puede asociarse al promedio entre la profundidad de la napa al inicio y al final del período de medición.

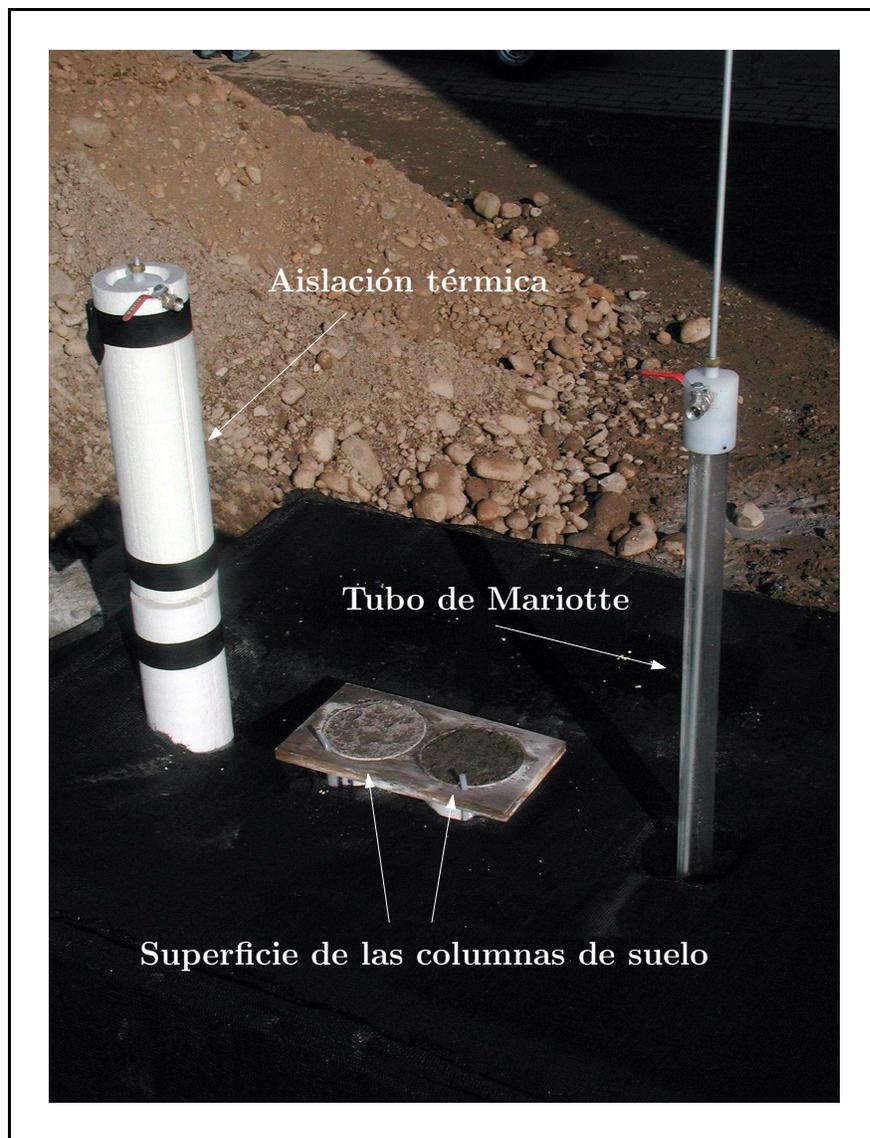


FIGURA 4.2. Detalle del equipo utilizado para la medición de la evaporación.

Con la finalidad de registrar las variables climáticas asociadas a las mediciones de evaporación y requeridas posteriormente para la simulación numérica (ecuación 3.6) se instaló un sensor de temperatura y humedad relativa junto a los evaporadores, con una frecuencia de muestreo de 15 minutos. También se registró diariamente la evaporación potencial de tanque clase A.

## **4.2. Instalación experimental para la obtención de curvas $h(\theta)$**

Para la obtención de la curvas de succión se utilizó la metodología de la columna colgante y la metodología de la olla de presión. Cada una de éstas posee un rango de presiones en que es efectiva, de modo que es necesario recurrir a ambas para poder obtener una curva completa. Ambos métodos se describen a continuación.

### **4.2.1. Metodología de la columna colgante**

Esta metodología es adecuada para suelos gruesos con pocos finos. Permite medir puntos de la curva característica de un suelo en el rango de 0 a 80 kPa, i.e. cerca de la saturación (ASTM D6836-02, 2003). El método consiste en aplicar distintas succiones a una muestra de suelo y registrar el contenido de humedad gravimétrico asociado.

La figura 4.3 muestra el montaje experimental necesario para realizar las mediciones. Cada muestra de suelo se dispone al interior de una celda de pared rígida. Esta celda posee una geomalla en su fondo que impide el escape de los finos dejando libre el flujo de agua. Se requiere además un soporte fijo que contiene un plato cerámico poroso que debe estar en contacto con la celda de la muestra. Este plato poroso tiene un rango de succión determinado para el cual es capaz de mantener la tensión superficial en sus poros. Para el caso presente se utilizó un plato apto hasta una succión de 1 bar, el cual se saturó antes de comenzar las mediciones mediante sumergimiento. El soporte del plato poroso se conecta a una manguera llena de agua cuyo extremo libre permite fijar la altura de succión. Para evitar el descenso del nivel de agua en la salida de la manguera, debido a la evaporación, se instaló un pequeño estanque que proporciona un caudal suficiente para contrarrestar dicho efecto.

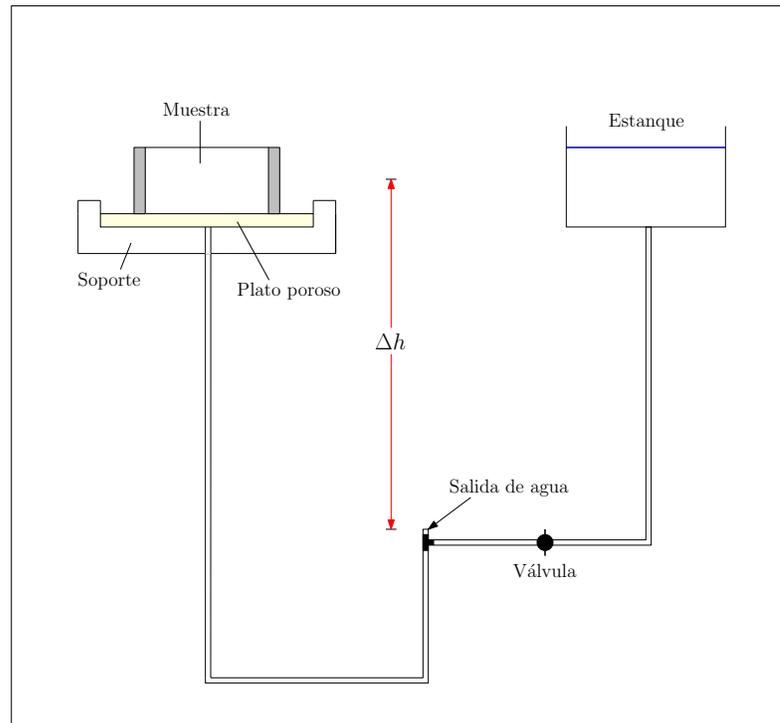


FIGURA 4.3. Montaje experimental del método de la columna colgante.

Las muestras de suelo fueron preparadas con una densidad de  $1,85 [g/cm^3]$  que corresponde al valor de densidad utilizado en las columnas de arena de los lisímetros. Cada una fue saturada al comienzo de la experiencia y luego se registró su peso saturado. Luego cada muestra se instala sobre el soporte fijo asegurando un buen contacto con el plato poroso y se procede a asignar una succión determinada. Cada succión aplicada se mantuvo por un período mínimo de 1 día hasta que se detiene el flujo de agua por el extremo de salida de la manguera (figura 4.3). Se registra el peso de la muestra y luego se aplica una nueva succión.

Las muestras se sometieron a succiones de hasta  $1 [m]$  mediante este método. Se realizaron varias mediciones en el rango cercano a la saturación con la intención de medir adecuadamente el tramo de la franja capilar del suelo. Una vez que se registró el peso asociado a la última succión aplicada se procedió a continuar la curva haciendo uso de la metodología de la olla de presión.

#### 4.2.2. Metodología de la olla de presión

Esta metodología emplea el “principio de traslación axial” (axis-translation principle) según el cual tanto la presión del aire como del agua dentro de los poros de un suelo aumenta de la misma forma hasta que la presión del agua en los poros llega al rango positivo (Hilf, 1956). De esta forma es posible aplicar sobre una muestra una presión positiva que es equivalente a una presión de succión. Mediante esta metodología es posible obtener mediciones de succión menores a la presión en que se inicia el fenómeno de cavitación. Es apta para obtener el tramo de la curva de succión entre 0 y 1500 kPa (ASTM D6836-02, 2003).

Para la realización de las mediciones a través de esta técnica se requiere de un equipo de laboratorio que básicamente consiste en 3 componentes: una olla de presión que contiene las muestras, un manifold que permite regular la presión aplicada sobre la olla y una fuente de presión que típicamente es un compresor de aire o bien un estanque de aire comprimido. La figura 4.4 muestra un esquema del equipo de laboratorio requerido.

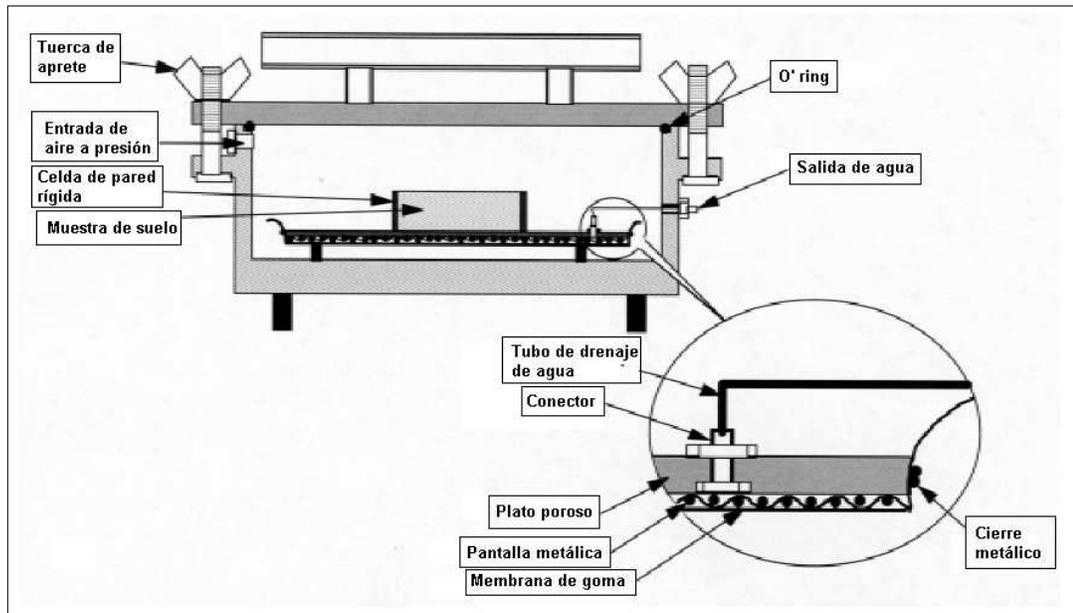


FIGURA 4.4. Esquema del equipo de laboratorio utilizado por el método de la olla de presión.

Las muestras no fueron saturadas antes de aplicar la primera succión equivalente a la olla de presión debido a que se ya se tenía mediciones para el primer tramo de la curva de succión mediante el método de la columna colgante. De esta forma se continuó aplicando distintas succiones a las muestras de arena de manera incremental. El principio de funcionamiento de la olla de presión es equivalente al de la columna colgante. Una vez que se ha aplicado una determinada presión sobre la olla es necesario esperar a que se logre un equilibrio en el sistema. El equilibrio se logra una vez que no se observa salida de agua por el tubo de salida de la olla (figura 4.4). Cuando esto sucede se procede a pesar la muestra y registrar el valor obtenido. Luego se vuelve a incrementar la presión al interior de la olla y se repite el proceso hasta que se logra el último valor deseado.

Una vez que se obtuvo todos los puntos de la curva de succión las muestras de arena fueron secadas en un horno capaz de mantener una temperatura de  $110 \pm 5^\circ C$ . De esta forma es posible obtener la masa de sólidos ( $M_s$  [M]) y con este valor obtener la densidad de suelo seco  $\rho_d$  [ $ML^{-3}$ ] mediante:

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \quad (4.3)$$

donde  $V_t$  [ $L^3$ ] es el volumen total de cada muestra y corresponde al volumen interior del anillo rígido que las contiene.

El contenido de humedad gravimétrico se calcula mediante:

$$w_i = \frac{M_i - M_s}{M_s} \quad (4.4)$$

donde  $w_i$  [–] es el contenido de humedad gravimétrico de la  $i$ -ésima medición y  $M_i$  [M] es la masa de la muestra en la  $i$ -ésima medición. Una vez que se tiene  $w_i$  el contenido de humedad volumétrico se obtiene mediante:

$$\theta_i = \frac{\rho_d}{\rho_w} w_i \quad (4.5)$$

donde  $\rho_w$  [ $ML^{-3}$ ] es la densidad del agua. Se asumió el valor para  $20^\circ C$ .

### 4.3. Instalación experimental para la medición de $K_s$

Para obtener la curva de conductividad hidráulica en función del contenido de humedad del tipo de suelo estudiado se midió la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) mediante un permeámetro de carga constante. A diferencia del permeámetro de carga variable, el de carga constante se utiliza para obtener el valor de la conductividad hidráulica saturada de suelos de alta y mediana permeabilidad. Con el valor de la conductividad hidráulica saturada y los parámetros del ajuste de van Genuchten para la curva de succión se obtiene una estimación de la curva de conductividad hidráulica en función del contenido de humedad dada por la ecuación 2.13.

La figura 4.5 muestra un esquema del ensayo realizado en el laboratorio. El permeámetro de carga constante utilizado se compone de un tubo de Mariotte cilíndrico que se conecta a una celda cilíndrica de área  $A$  y altura  $L$  en donde se introduce la muestra de suelo. Se hace circular un caudal a través de dicha celda producido por la diferencia de altura de agua entre el nivel de la aguja al interior del tubo de Mariotte y la salida a presión atmosférica ubicada en el punto  $E$ .

Las muestras de suelo ensayadas fueron preparadas añadiendo 4 capas de 1,9 cm de espesor hasta obtener una densidad de  $1,85 [g/cm^3]$ . Luego, se realizó un ensayo de permeabilidad donde se registró el volumen acumulado en función del tiempo desde el comienzo del ensayo para distintas cargas aplicadas. Para calcular la conductividad hidráulica saturada se utiliza la siguiente expresión:

$$K_s = \frac{Vol}{\Delta t} \frac{1}{A} \frac{L}{\Delta H} \quad (4.6)$$

donde  $Vol [L^3T^{-1}]$  corresponde al volumen de agua acumulado desde que se inicia el ensayo,  $\Delta H [L]$  es la diferencia de altura entre el punto  $E$  y el nivel de la aguja al interior del tubo de Mariotte y  $\Delta t [T]$  es el tiempo transcurrido desde que se inicia el ensayo.

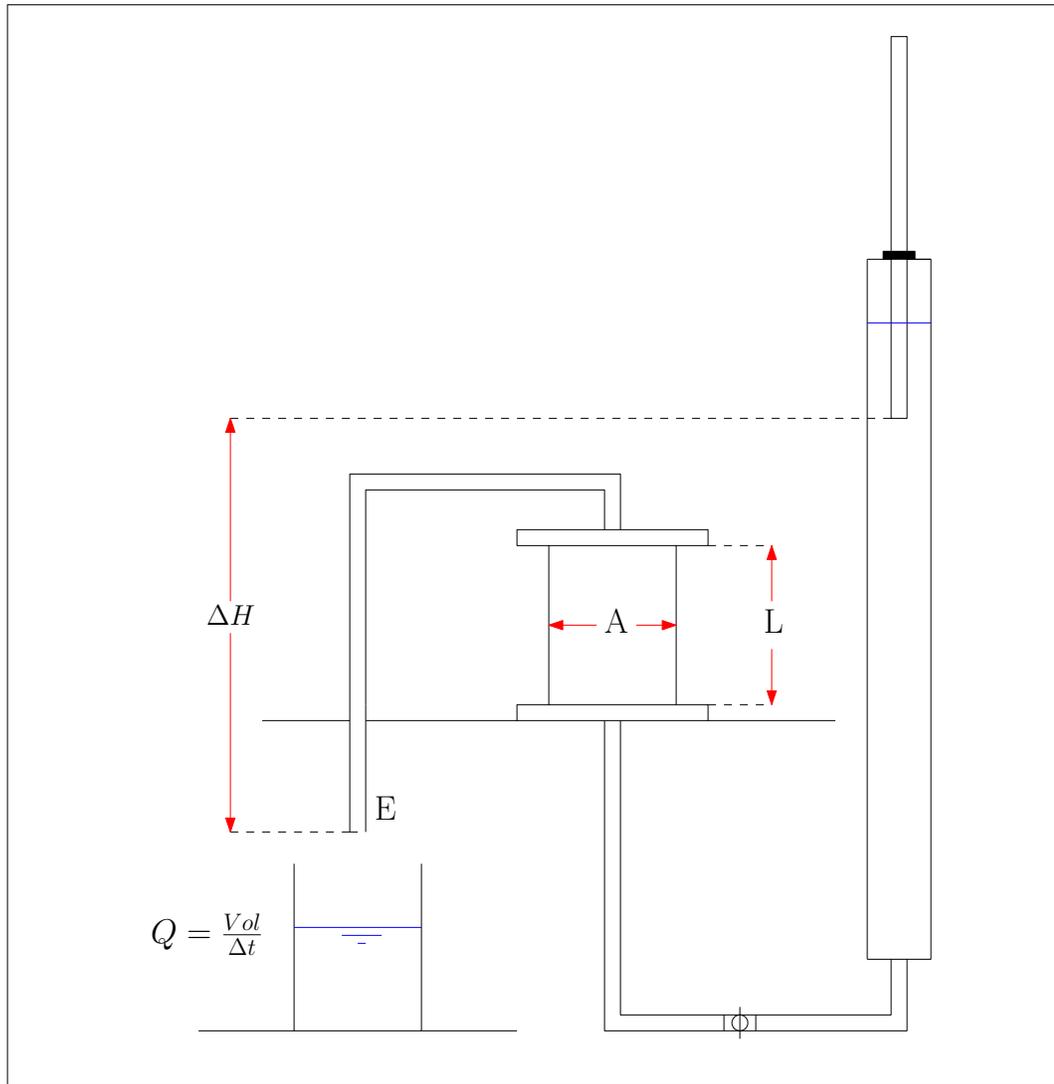


FIGURA 4.5. Permeámetro de carga constante utilizado para la medición de la conductividad hidráulica saturada.

La experiencia debe repetirse varias veces para obtener distintos pares  $(\Delta H, \frac{Vol}{\Delta t})$ . Estos pares se disponen en un gráfico  $\frac{Vol}{\Delta t}$  vs  $\Delta H$  y a ellos se ajusta una recta. El valor de  $K_s$  se obtiene entonces como:

$$K_s = \frac{L}{A} \tan \alpha \quad (4.7)$$

donde  $\alpha$  corresponde al ángulo que define la recta ajustada con el eje de las abscisas.

#### 4.4. Obtención de la curva granulométrica

La curva granulométrica del suelo utilizado en el presente estudio se obtuvo mediante la realización de 2 ensayos: tamizado y sedimentación. La granulometría por tamizado se realizó siguiendo el procedimiento propuesto por el Manual de Carreteras LNV 105-86. Según éste la muestra en análisis se hace pasar por distintos tamices (según el estándar ASTM) cuya apertura de malla se muestra en la tabla 4.1. Se registra el porcentaje en peso de muestra que pasa dicha abertura hasta llegar al tamiz N° 200.

TABLA 4.1. Abertura de tamices según estándar ASTM.

N° tamiz	Abertura (mm)
1"	25
3/4"	20
3/8"	9,5
# 4	4,75
# 8	2,36
# 10	2,00
# 16	1,18
# 30	0,6
# 50	0,3
# 100	0,150
# 200	0,075

Para el análisis de las partículas finas se utiliza el ensayo de sedimentación (ASTM D422-63, 2002). Este método consiste en medir la densidad en suspensión de una muestra disuelta en agua para distintas capas haciendo uso de un areómetro. Luego, mediante la Ley de Stokes, se determina el tamaño de las partículas más grandes que aún quedan en suspensión y con la densidad se determina el peso de las partículas menores que aún no han sedimentado. De esta forma es posible completar la curva granulométrica por debajo de la malla # 200.

## 5. ANÁLISIS DE RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir de la experimentación en laboratorio y los resultados de las simulaciones numéricas realizadas. Se incluye una discusión acerca de los errores de experimentación y el comportamiento de las simulaciones.

### 5.1. Resultados experimentales

#### 5.1.1. Curva $h(\theta)$ experimental

Mediante la metodología de la columna colgante y la olla de presión se obtuvieron 23 puntos de la curva  $h(\theta)$ , comprendidos entre 4,2 cm y 960,2 cm. La mayor cantidad de mediciones se concentró en el tramo cercano a la saturación del suelo ( $\theta \approx \theta_s$ ) con la intención de definir adecuadamente la franja capilar. La figura 5.1 muestra los puntos obtenidos.

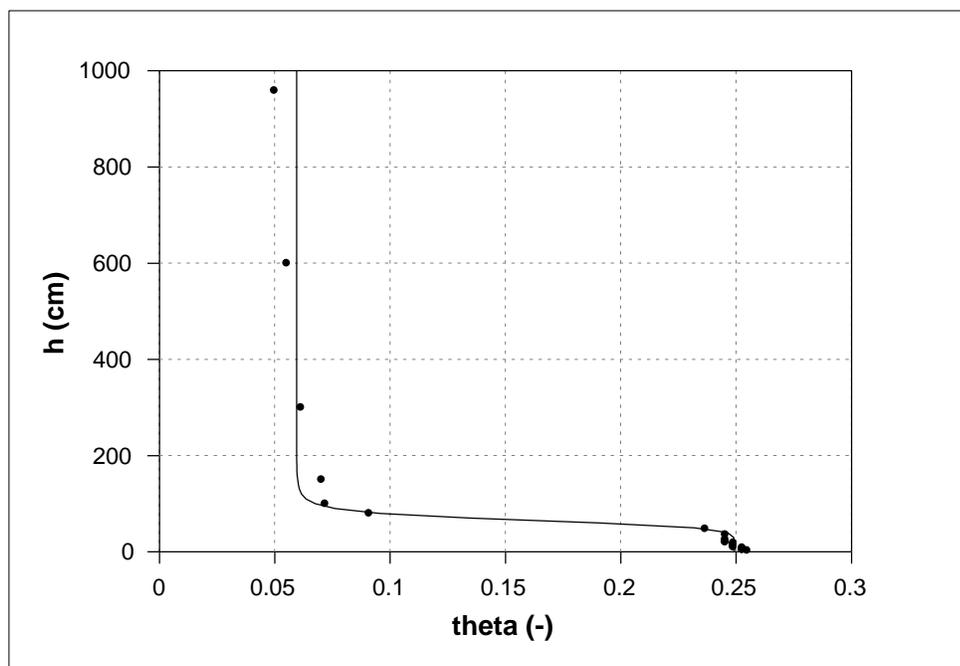


FIGURA 5.1. Mediciones experimentales de la curva  $h(\theta)$  y ajuste según el modelo de van Genuchten.

A los datos experimentales se ajustó una curva de succión según van Genuchten (1980) (ecuación 2.10). Este ajuste se utilizó en el modelo numérico para contar con una curva continua en todo el rango de presiones. La curva obtenida es altamente no lineal y muestra que el suelo es capaz de retener el agua al interior de sus poros hasta una succión cercana a los 50 cm para luego liberar rápidamente este volumen y alcanzar su contenido de humedad residual ( $\theta_r$ ). Los parámetros de la ecuación 2.10 se incluyen en la tabla 5.1.

### 5.1.2. Curva $h(\theta)$ a partir de la granulometría

Como resultado de los ensayos de tamizado y sedimentación se obtuvo la curva granulométrica del suelo que se muestra en la figura 5.2. Corresponde a una curva típica para una arena fina en la cual la cantidad de material fino es menor al 10%. Según la clasificación propuesta por el USDA (United States Department of Agriculture) el suelo estudiado tiene un 95% de arena, un 2% de limo y un 3% de arcilla. Con dichos datos y utilizando el modelo empírico (PTF) propuesto por Schaap y Leij (1998) se obtuvieron los parámetros de ajuste para el modelo de van Genuchten.

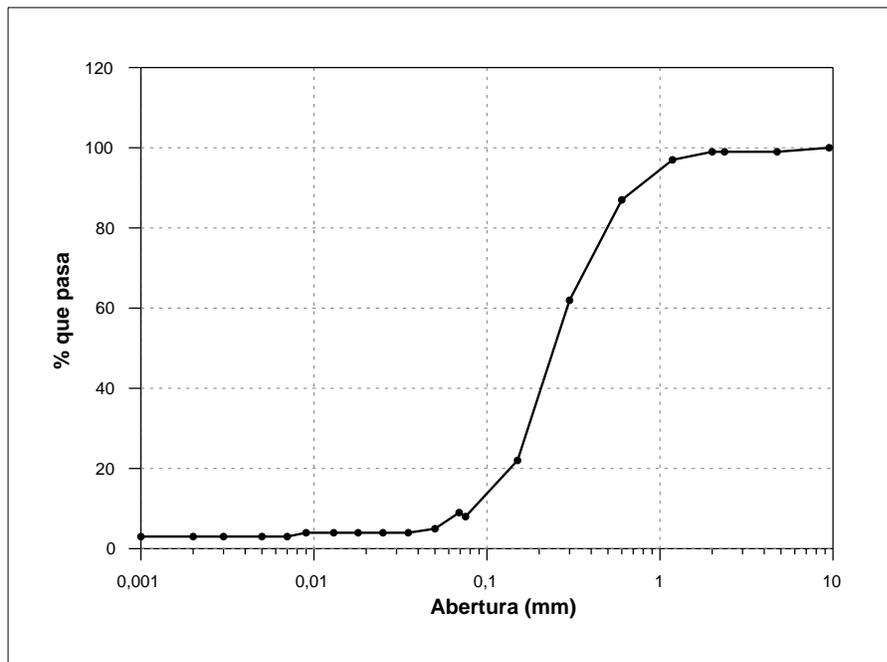


FIGURA 5.2. Curva granulométrica para el suelo estudiado.

Para encontrar los parámetros de van Genuchten se emplearon los modelos H2 y H3 (sección 2.6.2). El modelo H2 estima dichos parámetros a partir del porcentaje de arena, limo y arcilla de un suelo, mientras que el modelo H3 utiliza además la densidad de suelo seco. La tabla 5.1 muestra los valores estimados para la ecuación 2.10.

TABLA 5.1. Parámetros para el ajuste de van Genuchten según los datos experimentales y los modelos H2 y H3.

<b>Parámetro</b>	<b>Ajuste Experimental</b>	<b>Modelo H2</b>	<b>Modelo H3</b>
$\theta_r$	0,0595	0,0535	0,0485
$\theta_s$	0,2492 *	0,3753	0,2887
$p$	0,0154	0,0322	0,0318
$n$	8,2729	3,3312	2,9902
$K_s$	131,328 **	722,77	289,93

\* Valor ajustado concuerda con el medido en el laboratorio.

\*\* Valor medido en el laboratorio.

Las curvas  $h(\theta)$  estimadas a partir de la granulometría muestran claras diferencias, principalmente en la zona cercana a la saturación, como se muestra en la figura 5.3. El contenido de humedad saturado ( $\theta_s$ ) obtenido mediante los modelos H2 y H3 son mayores al medido en laboratorio, siendo más cercano a este último el obtenido mediante el modelo H3. Otra diferencia importante corresponde a la magnitud de la franja capilar. Esta característica está directamente ligada a la presión de burbujeo, la cual corresponde al inverso del parámetro  $p$  en la ecuación 2.10. La curva medida en laboratorio muestra una franja capilar que se extiende hasta una succión cercana a los 50 cms, mientras que para los ajustes mediante los modelos H2 y H3 esta franja no sobrepasa los 30 cms. El contenido de humedad residual ( $\theta_r$ ) es muy similar al medido en el laboratorio.

El valor de la conductividad hidráulica saturada se obtuvo a partir de ensayos en el permeámetro de carga constante. Dicho valor se utilizó en la ecuación 2.13 para obtener la curva de conductividad hidráulica no saturada experimental de la figura 5.4. El resto de los parámetros de la ecuación 2.13 corresponden a los estimados a partir de la curva de succión

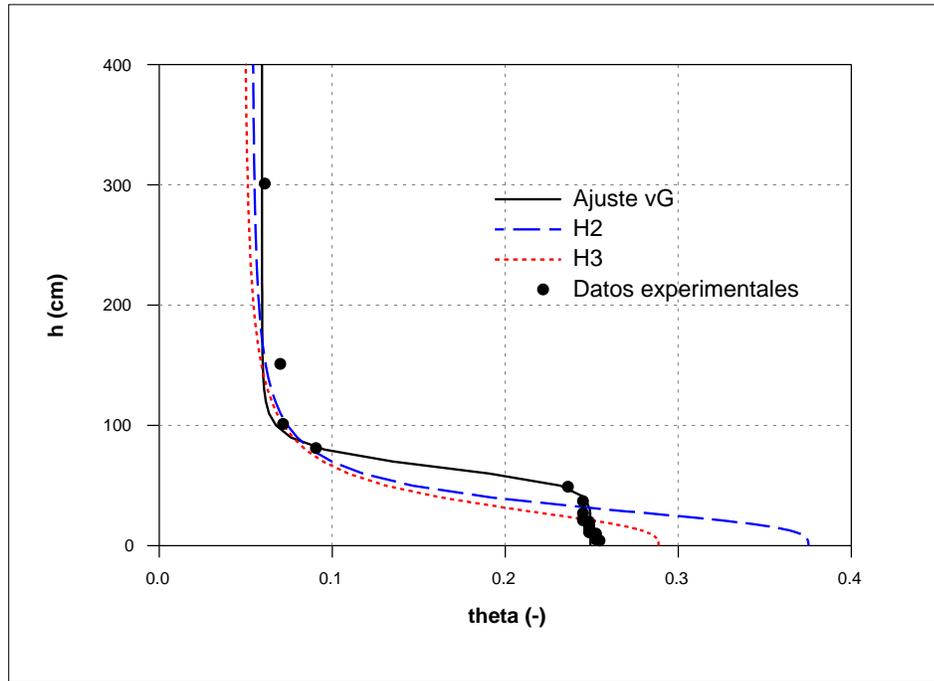


FIGURA 5.3. Curvas de succión estimadas a partir de datos experimentales y de la granulometría (H2 y H3).

experimental. De la misma forma se incluyen las curvas de conductividad hidráulica de los ajustes realizados mediante los modelos H2 y H3 a partir de la granulometría.

De la figura 5.4 se puede ver que las diferencias entre la curva ajustada a partir del valor de  $K_s$  medido en el laboratorio y las estimadas mediante los modelos H2 y H3 son importantes. Los valores de  $K_s$  estimados a partir de la granulometría mediante los modelos H2 y H3 difieren ampliamente del valor de conductividad hidráulica saturada medida en el laboratorio. Por otro lado el dominio para el cual está definida la curva  $K(\theta)$  también cambia, debido a que el extremo superior de dicho dominio ( $\theta_s$ ) es diferente para cada uno de los ajustes (figura 5.3). Estas diferencias son mayores cerca de la condición de saturación y van disminuyendo hacia el contenido de humedad residual ( $\theta \approx \theta_r$ ). La pendiente de la curva  $K(\theta)$  asociada a cada ajuste se ve también modificada debido a estas diferencias ya mencionadas, pero además por la variación del parámetro  $n$  en el ajuste de van Genuchten (ecuación 2.10) que afecta el valor de  $m$  en la ecuación 2.13.

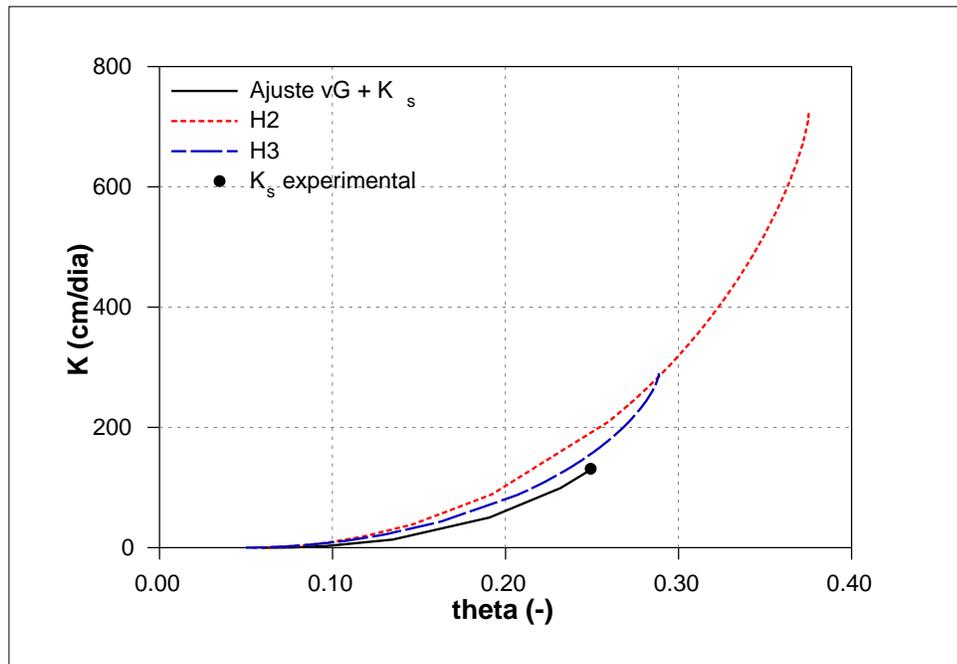


FIGURA 5.4. Curvas de conductividad hidráulica obtenidas a partir del valor de  $K_s$  medido en laboratorio y mediante los modelos H2 y H3.

### 5.1.3. Flujo evaporativo en lisímetros

Las mediciones de evaporación realizadas en terreno mediante los lisímetros descritos en el capítulo anterior presentaron dificultades asociadas principalmente a la construcción del dispositivo y a la variación diaria de la temperatura y presión atmosféricas. Se comprobó una variación horaria del nivel de agua al interior de las columnas de suelo, lo cual impidió realizar mediciones adecuadas por lo que se decidió utilizar mediciones previas obtenidas mediante un lisímetro convencional construido como un dispositivo de prueba. En la sección 5.4 se presenta una discusión más profunda sobre los factores que influyen el comportamiento de este dispositivo.

El lisímetro convencional utilizado para realizar pruebas preliminares para el dispositivo definitivo se construyó utilizando una columna de 153 mm de diámetro que se conecta en su parte inferior con un tubo de 71 mm de diámetro el cual actúa como un estanque de agua. Este dispositivo fue llenado con arena fina de características similares a la utilizada en las restantes pruebas de laboratorio. Se desconoce la densidad del material

una vez que éste se introdujo a la columna ya que no se tuvo cuidado en llenarla por capas de igual densidad. Una vez que la columna estuvo llena con el medio poroso se saturó todo el perfil utilizando el estanque de agua acoplado al dispositivo de modo que se indujo un flujo vertical ascendente hasta que la napa al interior de la columna alcanzó el nivel superficial. Una vez que se alcanzó la saturación del perfil completo se dejó secar naturalmente por evaporación y se fue registrando el descenso diario del nivel de agua al interior del estanque. El flujo evaporativo se calculó entonces como el volumen asociado al descenso diario en el estanque dividido por el área transversal de la columna de suelo (ecuación 4.2). Este flujo se asignó a la profundidad promedio entre el inicio y el término del período de medición. Se obtuvieron 20 mediciones entre el 26 de diciembre de 2007 y el 1 de febrero de 2008. Los valores obtenidos se presentan en la figura 5.5 en un gráfico de evaporación versus profundidad del nivel freático.

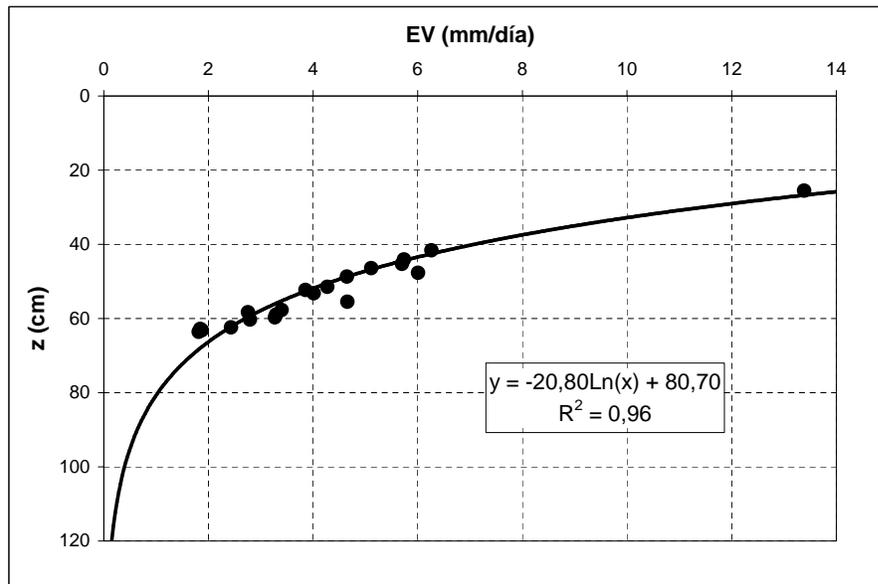


FIGURA 5.5. Curva experimental de evaporación vs profundidad de la napa.

Cada punto medido tiene asociada una temperatura y humedad relativa correspondiente al promedio diario obtenido el día de la medición, de modo que las condiciones climáticas son diferentes en cada medición. Los valores de temperatura y humedad relativa media se calcularon promediando las mediciones horarias entre las 8:00 y las 18:00 que corresponde

al período en que se evapora la mayor cantidad de volumen de agua (Jacobs, Mergelsberg, Lopera, y Myers, 2002; Brotzge y Crawford, 2003). Se presentan en la figura 5.6 los promedios obtenidos. No se tiene datos para todos los días de medición.

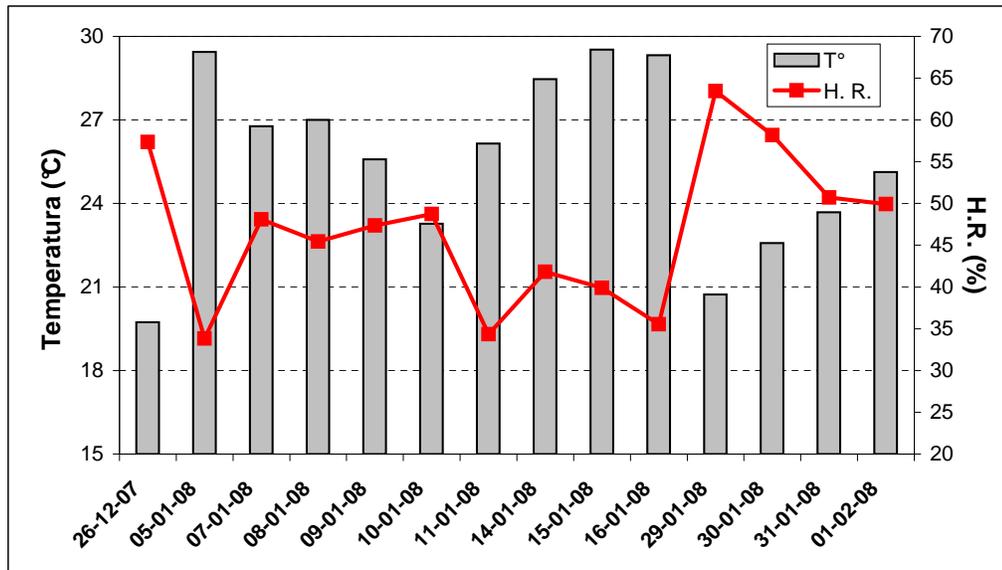


FIGURA 5.6. Temperatura y humedad relativa media para cada día de medición.

La figura 5.6 muestra que existen diferencias en los valores medios diarios. La mayor diferencia entre la temperatura media máxima (registrada el 15-01-08) y mínima (registrada el día 26-12-07) fue de  $9,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , mientras que la mayor diferencia en la humedad relativa media se dió entre los días 5-01-08 y 29-01-08 en que se registró una humedad relativa media de 33,8% y 63,5%, respectivamente. Estas diferencias permiten explicar las pequeñas desviaciones que se aprecian en la figura 5.5.

En la figura 5.5 se aprecia una relación entre el flujo evaporativo medido y la profundidad de la napa freática que permiten suponer una forma definida de esta relación si se corrigiera el efecto de las variables climáticas mencionadas. Philip (1957) y Gardner (1958) han propuesto una relación de tipo exponencial entre la evaporación y la profundidad de la napa. Para los datos recopilados es posible ajustar una curva exponencial con un  $R^2$  muy cercano a 1 como muestra la figura 5.5. En la sección 5.4 se presenta una

discusión sobre los valores medidos y su relación con las simulaciones realizadas mediante el modelo numérico.

## **5.2. Curvas de evaporación en función de la profundidad de la napa**

Una vez definidas las características del suelo (curvas  $h(\theta)$  y  $K(\theta)$ ) estimadas a partir de las mediciones en el laboratorio y a partir de la granulometría del suelo fue posible simular mediante un modelo numérico el flujo evaporativo en la zona no saturada considerando una profundidad de la napa fija. Para la obtención de cada curva se fijó la condición de borde inferior a distintos valores de carga hidráulica total. Como resultado de cada simulación se obtuvo el caudal evaporativo a través del borde superior en donde se fijó la condición de evaporación.

Para fijar la condición de borde superior (evaporación) fue necesario fijar un valor para  $HA$  (ecuación 3.6) y para la evaporación potencial ( $EVP$ ). El valor de  $HA$  incorpora la información correspondiente a la temperatura y humedad relativa de la atmósfera mediante la ecuación 3.6. Entre todos los valores medios de temperatura y humedad relativa medidos se consideraron los que arrojan el menor valor de  $HA$ , que corresponden a la temperatura y humedad relativa media del día 5-01-08. El valor de  $HA$  calculado utilizando dichos valores corresponde a -1.543.137,4 cm. Para la evaporación potencial se consideró el máximo valor de la evaporación de tanque registrado durante los días de medición, correspondiente a 8,94 mm/día. Con estos valores de  $HA$  y  $EVP$  seleccionados se considera la condición más exigente para el borde de evaporación entre los distintos días de medición.

Para fijar el tamaño de la grilla utilizado fue necesario simular distintas configuraciones. Inicialmente se utilizó una grilla gruesa con espaciamiento constante en todo el dominio, la cual fue reduciéndose paulatinamente. Se registraron los flujos evaporativos simulados en cada caso comprobándose la tendencia hacia un valor fijo a medida que se refinaba la malla. Sin embargo dado que los tiempos de ejecución computacional del modelo se incrementan notoriamente mientras más fina es la grilla

utilizada, debido al incremento total de celdas del dominio, no fue posible reducir el espesor de las celdas más allá de 0,001 cm. Para mejorar el desempeño computacional y reducir el tiempo de ejecución de las simulaciones se optó por utilizar una grilla variable cuyo refinamiento se concentrara en la zona de evaporación, es decir, cerca de la superficie. En esta zona se producen los gradientes de presión más exigentes, de modo que resulta conveniente disponer del mayor número de celdas posibles y así evitar saltos bruscos en los valores de las funciones  $h(\theta)$  y  $K(\theta)$ . De esta manera fue posible obtener valores muy cercanos a los obtenidos utilizando una grilla uniforme pero en tiempos mucho más reducidos. La figura 5.7 muestra los valores del flujo evaporativo simulado para distintos tamaños de celda en el suelo H3 (tabla 5.1). Corresponde al caso en que la napa se encuentra a 70 cm de profundidad.

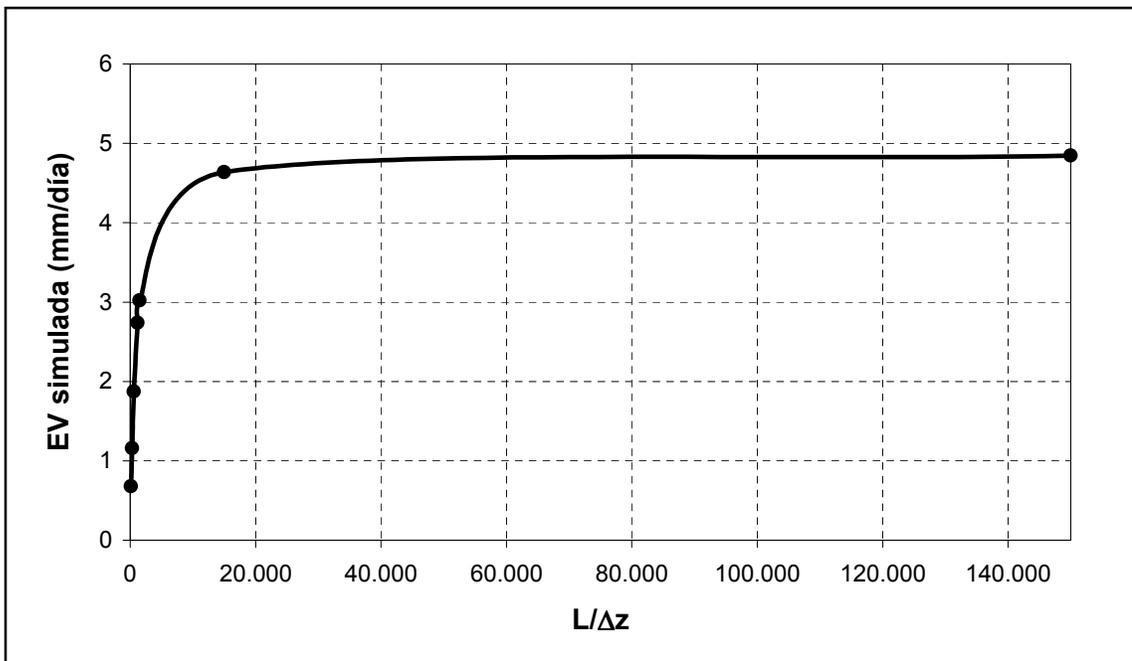


FIGURA 5.7. Evaporación simulada según el refinamiento del dominio ( $\Delta z$  constante). Caso en que la napa se encuentra a 70 cm de profundidad.  $L = 150 \text{ cm}$  (largo del dominio),  $\Delta z$  tamaño de la celda

La grilla que se utilizó para la totalidad de las simulaciones se constituyó de 230 celdas rectangulares de ancho equivalente al radio de la columna de suelo, i.e. 76,5 cm, y espesor variable. El espesor de la primera celda es de 0,0001 cm y va aumentando a razón de 5%

hasta alcanzar los 150 cm que tiene el largo total del dominio. Mediante este esquema se obtuvo flujos muy similares a los obtenidos haciendo uso de una grilla uniforme, con diferencias menores al 1%, y con ganancias en los tiempos de ejecución computacional considerables. Mediante esta grilla variable los tiempos de ejecución se lograron disminuir hasta alcanzar un orden de 1 hora, mientras que con una grilla uniforme con un espesor de celda fino (e.g.  $\Delta z = 0,0001 \text{ cm}$ ) los tiempos de ejecución fueron del orden de 1 día.

Para construir las curvas de evaporación fue necesario fijar la condición de borde inferior (H constante) y de esta forma representar distintas profundidades del nivel freático. La tabla 5.2 muestra las profundidades simuladas mediante el modelo numérico para cada uno de los ajustes realizados sobre las características hidrodinámicas del suelo.

TABLA 5.2. Profundidades simuladas.

N° simulación	Profundidades simuladas (cm)		
	Ajuste vG	Modelo H2	Modelo H3
1	0	0	0
2	-	63,6	63,6
3	-	67	67
4	-	70	70
5	-	-	73,2
6	75	-	-
7	79,9	-	-
8	80	80	80
9	85	-	-
10	90	-	-
11	100	100	100
12	125	125	125
13	140	140	140

Las simulaciones se realizaron en orden ascendente, i.e. con la napa situada cerca del borde inferior del dominio hacia la superficie. En la medida en que el flujo evaporativo calculado se fue acercando al valor máximo, dado por  $EVP$ , se refinó el intervalo de profundidades simuladas para obtener la profundidad a la cual se alcanza dicha tasa. Una

vez que el modelo alcanza el valor de  $EVP$ , lo hace para todas las profundidades menores. Esto se debe a la condición de borde impuesta en el borde superior dada por la ecuación 3.4 en que el modelo compara el flujo calculado ( $EV_A$ ) con el valor potencial ( $EVP$ ). Si  $EV_A \geq EVP$  entonces considera  $EV_A = EVP$ .

La figura 5.8 muestra las curvas obtenidas para los tres ajustes realizados sobre las propiedades hidrodinámicas del suelo utilizado en las experiencias de laboratorio. Los puntos sobre las curvas indican los valores simulados para las distintas profundidades (tabla 5.2). Se aprecia claramente la evaporación de dos etapas considerada por el modelo. La primera etapa considera las características del suelo y las condiciones de borde impuestas para obtener el flujo vertical asociado a la evaporación. El valor de la evaporación potencial ( $PEV$ ) corresponde al máximo flujo entregado por el modelo, ya que la condición de borde superior asignada limita el flujo a este valor.

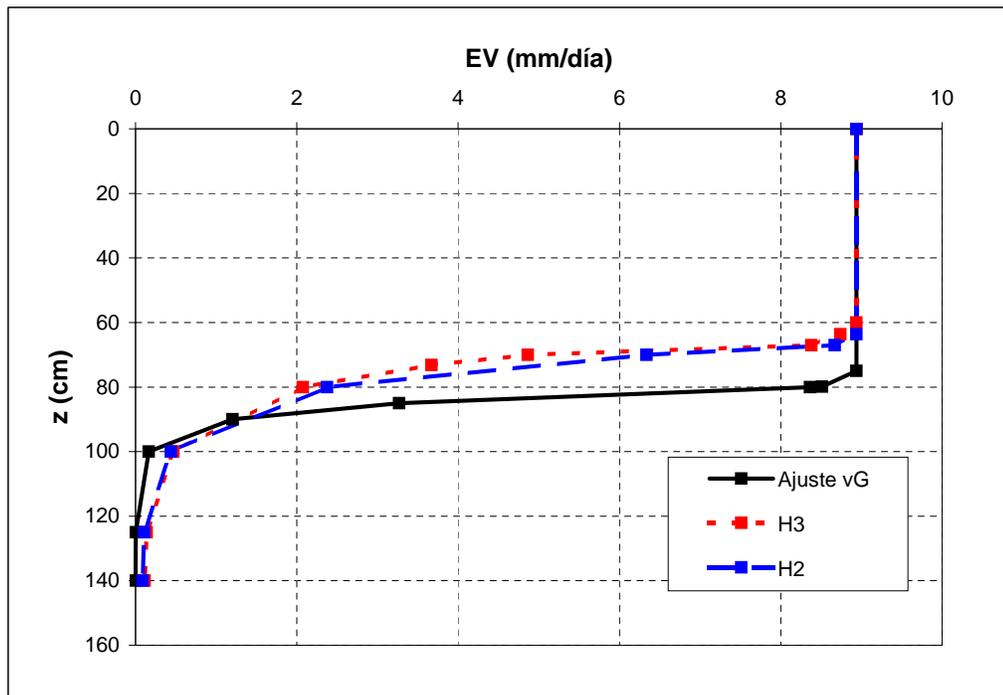


FIGURA 5.8. Curvas de evaporación simuladas mediante el modelo numérico.

Las curvas de evaporación en función de la profundidad del nivel freático de la figura 5.8 muestran que la arena utilizada es capaz de mantener un flujo equivalente al potencial

(*EVP*) hasta una profundidad cercana a los 80 cm en el caso del ajuste de van Genuchten realizado sobre los datos experimentales de la curva de succión y de  $K_s$  medido en el laboratorio (curva negra en la figura 5.8). Para el caso de los ajustes realizados mediante los modelos H2 y H3 esta profundidad es cercana a los 65 cm. A esta profundidad se le conoce como “profundidad de desacoplamiento” (Shah et al., 2007). Luego, en los tres casos presentados se observa una etapa en que el flujo evaporativo decae rápidamente a medida que disminuye la profundidad de la napa. Finalmente se observa una etapa en que el flujo evaporativo continúa disminuyendo con la profundidad, aunque a menor tasa, de manera que se acerca asintóticamente al eje de las ordenadas. A una profundidad de 140 cm se observa que el flujo evaporativo es muy cercano a cero en los tres casos considerados.

### 5.3. Análisis de sensibilidad

Resulta de particular interés conocer la sensibilidad del modelo numérico ante cambios en los distintos parámetros que se requiere ingresar para simular el flujo evaporativo en la zona no saturada. Esto incluye los parámetros de ajuste de la curva de succión y conductividad hidráulica como también de los parámetros de las condiciones de borde.

Como condición inicial se seleccionó la curva de evaporación simulada correspondiente al suelo experimental y el valor de  $HA$  mencionado anteriormente. Sobre cada parámetro se aplicó una variación correspondiente a  $\pm 5\%$ , cada uno a la vez, y se obtuvo un nuevo flujo evaporativo. Se calculó este flujo a 80, 100 y 140 cm de profundidad con la intención de conocer el efecto de una variación de los parámetros sobre todo el rango de profundidad en que el suelo limita el flujo, i.e. no se alcanza la *EVP* proporcionada al modelo. La tabla 5.3 presenta la variación porcentual del caudal evaporativo obtenidas según cada parámetro modificado. Los valores negativos representan una disminución del caudal evaporativo con respecto a la situación base considerada.

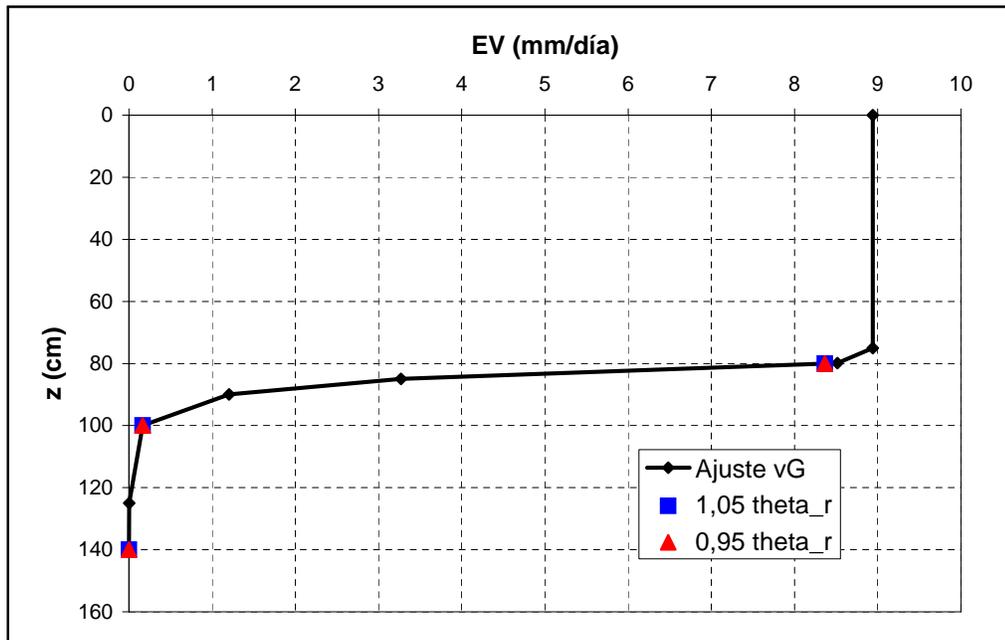
El modelo se muestra muy sensible ante cambios en el coeficiente  $p$  de la ecuación 2.10. La mayor variación porcentual se registró en este parámetro para el caso en que la napa se encuentra a 140 cm de profundidad, situación en que se produjo un aumento del

TABLA 5.3. Variación porcentual del flujo evaporativo según la variación de los distintos parámetros del modelo numérico.

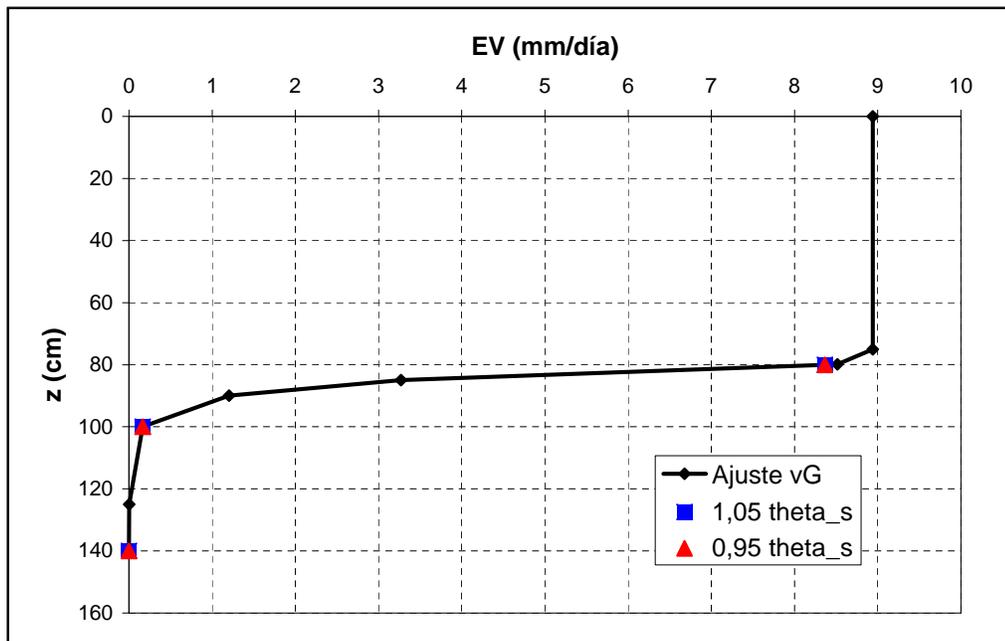
Profundidad (cm)	$\Delta EV$ (%)					
	140		100		80	
Variación Parámetro	+5%	-5%	+5%	-5%	+5%	-5%
$\theta_r$	0,20	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00
$\theta_s$	0,23	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
$p$	-62,74	193,11	-62,92	179,06	-54,18	101,96
$n$	-53,89	119,20	-34,62	52,36	-14,78	16,97
$K_s$	5,20	-4,78	5,00	-5,00	5,00	-5,00
$HA$	0,18	0,23	0,04	0,04	-0,04	0,04

flujo calculado en un 193,11% respecto de la situación inicial. En términos absolutos esta variación representa un aumento de  $3,88 \times 10^{-4}$  mm/día, lo cual no constituye un cambio sustancial del flujo evaporativo para dicha profundidad. Para el caso en que la napa se encuentra a 80 cm la variación absoluta del flujo evaporativo calculado al disminuir un 5% el valor del parámetro  $p$  tuvo un valor de 8,53 mm/día, equivalente a cerca del doble del valor máximo dado por la evaporación potencial. En la tabla 5.3 se puede notar que cuando se aumenta el valor de  $p$  en 5% con respecto a su valor original el flujo evaporativo disminuye para cada profundidad simulada. Cuando  $p$  disminuye en 5% el flujo evaporativo aumenta para cada profundidad. Las figuras 5.9 a 5.11 muestran la variación absoluta del flujo evaporativo calculado mediante el modelo numérico según cada parámetro variado.

El flujo evaporativo calculado mediante el modelo numérico también se muestra sensible al parámetro  $n$ . La mayor variación porcentual se obtuvo cuando la napa se encuentra a 140 cm de profundidad. En este caso se registró un aumento de 119,2% en el valor del flujo evaporativo cuando  $n$  disminuye en 5% respecto a su valor original (tabla 5.1). Al igual que ocurre con el parámetro  $p$ , cuando  $n$  disminuye el flujo evaporativo calculado aumenta y disminuye cuando  $n$  aumenta. Esto muestra que existe una relación negativa entre el flujo evaporativo y el parámetro  $n$ . Las variaciones porcentuales obtenidas

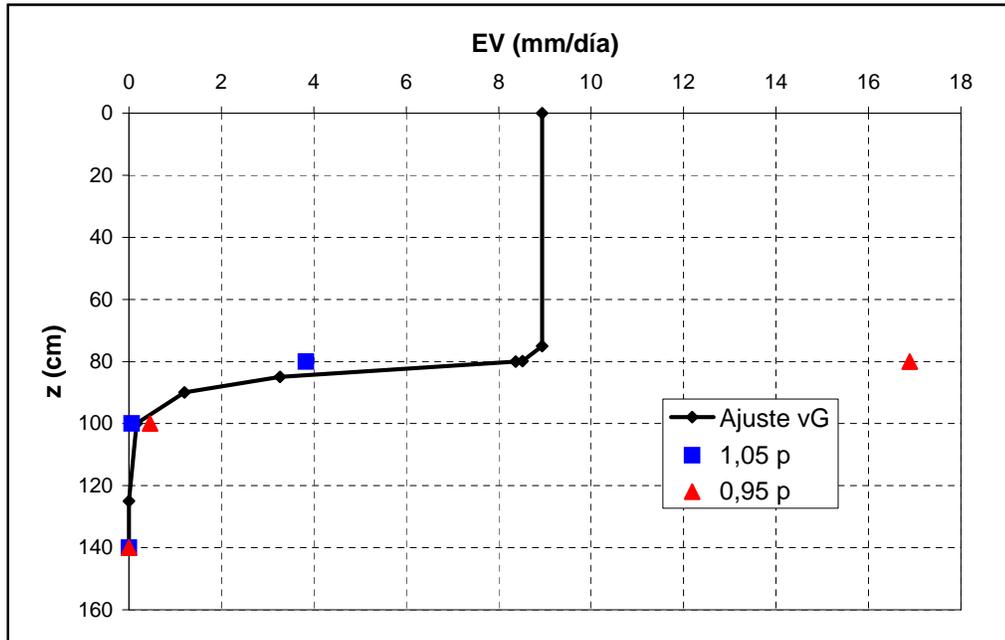


(a)

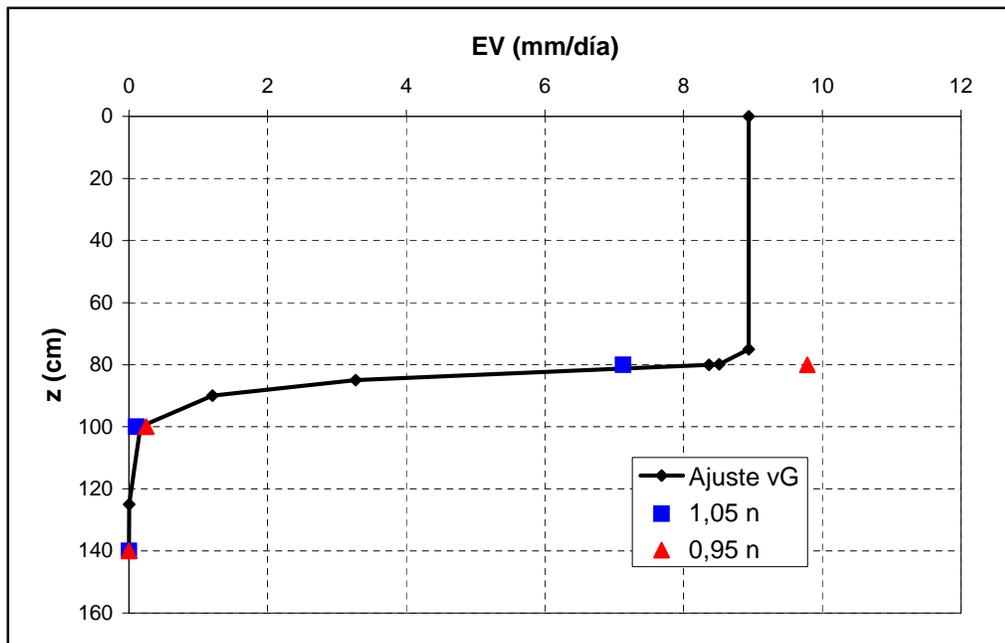


(b)

FIGURA 5.9. Variación absoluta del flujo evaporativo según la variación de los distintos parámetros del modelo numérico: (a) Variación de  $\theta_r$ , (b) Variación de  $\theta_s$ .

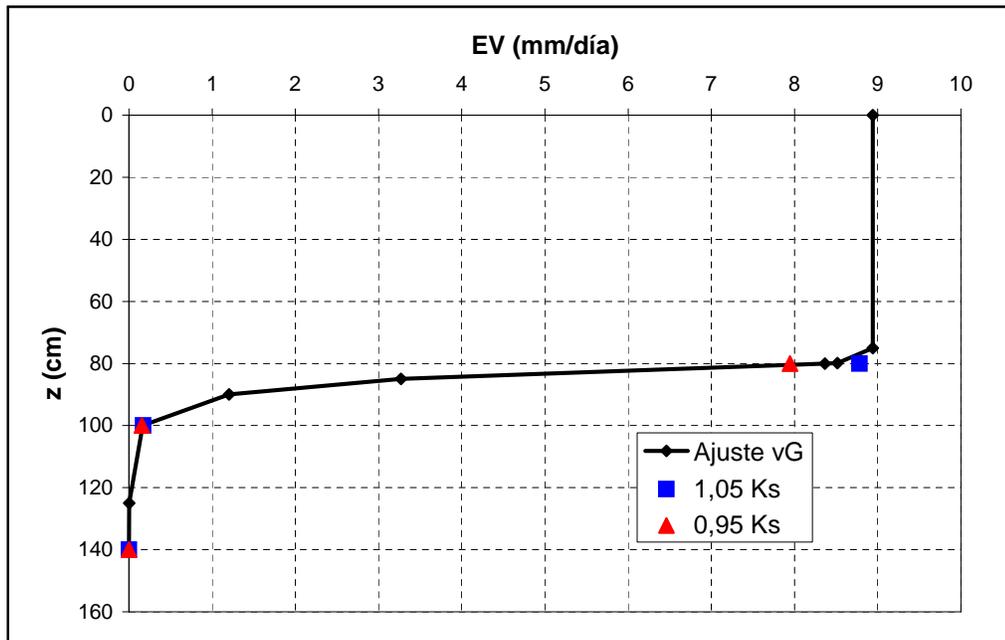


(a)

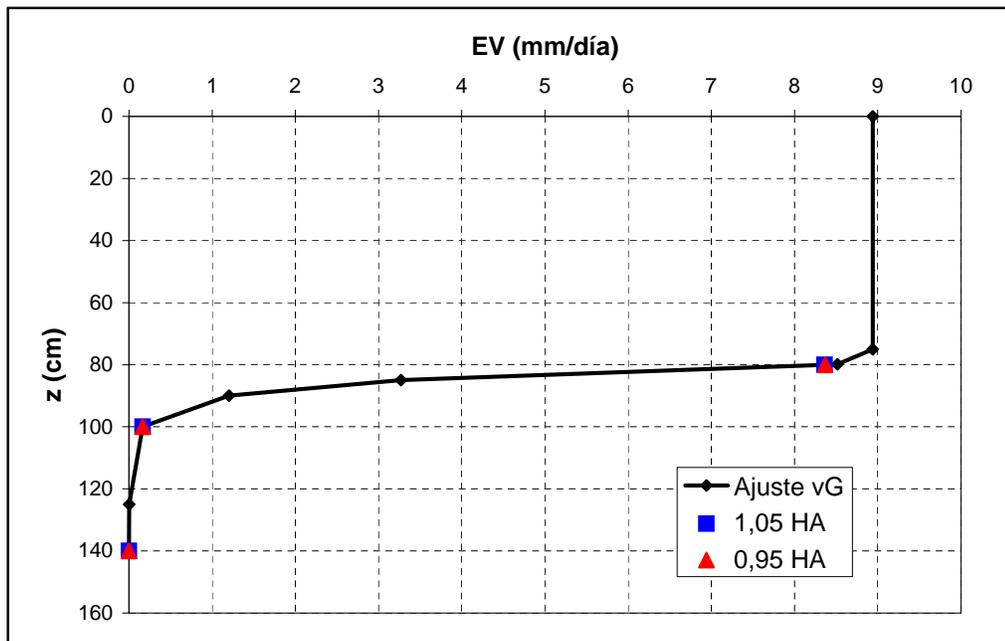


(b)

FIGURA 5.10. Variación absoluta del flujo evaporativo según la variación de los distintos parámetros del modelo numérico: (a) Variación de  $p$ , (b) Variación de  $n$ .



(a)



(b)

FIGURA 5.11. Variación absoluta del flujo evaporativo según la variación de los distintos parámetros del modelo numérico: (a) Variación de  $K_s$ , (b) Variación de  $HA$ .

(tabla 5.3) para  $n$  son menores a las obtenidas para el parámetro  $p$ . Las figuras 5.10(a) y 5.10(b) muestran las variaciones absolutas para las tres profundidades simuladas con respecto a la curva inicial.

Otro parámetro que presenta una sensibilidad considerable es la conductividad hidráulica saturada. De la tabla 5.3 se puede ver que la variación porcentual es similar para cada una de las distintas profundidades del nivel freático consideradas. Asimismo se muestra una variación sobre el flujo evaporativo calculado que es equivalente a la impuesta al parámetro  $K_s$ , i.e. un aumento (disminución) del valor de  $K_s$  produce un aumento (disminución) de igual magnitud porcentual en el flujo evaporativo calculado. La figura 5.11(a) muestra el efecto de una variación de  $K_s$  sobre el flujo evaporativo calculado para las tres profundidades del nivel freático consideradas.

Los parámetros  $\theta_r$  y  $\theta_s$  no afectan el comportamiento del modelo sobre el flujo evaporativo calculado cuando la napa se encuentra por sobre los 100 cm de profundidad, aunque muestra una variación del orden de 0,2% cuando ésta está a una profundidad de 80 cm. Sin embargo, la variación absoluta del flujo calculado es del orden de  $5 \times 10^{-7}$  mm/día, lo que en la práctica resulta despreciable. Las figuras 5.9(a) y 5.9(b) muestran que prácticamente no ocurren cambios sobre el flujo evaporativo calculado cuando se varía el valor de  $\theta_r$  y  $\theta_s$ .

La sensibilidad asociada al parámetro  $HA$  no parece ser relevante. En todos los casos se obtuvo una variación porcentual menor al 0,1%, de modo que su influencia se considera despreciable ante variaciones de esa magnitud ( $\pm 5\%$ ). La figura 5.11(b) muestra que la variación absoluta con respecto a la curva inicial considerada al variar el valor de  $HA$  en  $\pm 5\%$  es prácticamente nula.

#### **5.4. Discusión**

Durante la medición del flujo evaporativo en las columnas de suelo experimentales se registraron dos fenómenos que hacen suponer la influencia de la temperatura atmosférica sobre los valores registrados de evaporación. Por un lado se registró una variación horaria

del nivel de agua al interior de ambas columnas de suelo. Esta variación fue del orden de 15 a 20 cm por sobre el nivel establecido mediante los tubos de Mariotte. Peck (1960) mostró un método para aproximar la variación del nivel de la napa debido a la oscilación de la presión atmosférica obteniendo una buena concordancia con observaciones experimentales. Sin embargo, si este método se aplica sobre las condiciones de medición del presente estudio sólo se predice una variación de la napa de algunos milímetros, ya que la oscilación diaria de la presión atmosférica es pequeña, como se muestra en la figura 5.12 correspondiente al día 5-01-08 a modo de ejemplo.

Por otra parte la oscilación térmica durante el día es una variable que también se ha identificado como un factor asociado a la fluctuación del nivel freático. Existe una estrecha relación entre temperatura, tensión superficial, solubilidad y densidad del aire (Healy y Cook, 2002). La figura 5.13 muestra la relación de la tensión superficial de la interfaz agua-aire con la temperatura. Esta dependencia afecta directamente la altura capilar, dada por (Meyboom, 1967):

$$h_{capilar} = \frac{2\tau}{r\rho g} \cos \alpha \quad (5.1)$$

donde  $\tau [MT^{-2}]$  corresponde a la tensión superficial de la interfaz agua-aire,  $r [L]$  es el radio efectivo de los poros,  $\rho [-]$  es la densidad de la fase acuosa,  $g [LT^{-2}]$  es la aceleración de gravedad y  $\alpha$  es el ángulo de contacto entre la fase sólida y la fase líquido-gaseosa.

De esta forma, durante las horas de mayor temperatura se produce el menor valor de la tensión superficial, produciéndose una disminución del ascenso capilar y, como consecuencia, un aumento del nivel freático (Meyboom, 1967). La oscilación diaria durante los días de medición fue del orden de 15 a 20°C (figura 5.12), lo que se traduce en un aumento de la altura capilar del orden de 1 cm. Se presume que la aislación térmica dispuesta para las columnas de suelo y los tubos de Mariotte correspondientes no fue suficiente para absorber adecuadamente el impacto de la temperatura, lo que produjo aumentos aún más elevados sobre los dispositivos experimentales y por ende sobre el

suelo de las columnas. Los efectos sobre el nivel freático se ven amplificados por estas condiciones.

El principal problema asociado a las mediciones del caudal evaporativo tiene relación con la construcción de los tubos de Mariotte. A pesar de realizarse pruebas de hermeticidad sobre cada uno de ellos es posible que, producto de la expansión y contracción térmica de los materiales utilizados para la construcción de los tubos, existieran pequeñas entradas de aire por la parte superior de éstos. Esta entrada impide la existencia de un vacío y la consecuente transmisión de la presión atmosférica hacia el punto A en la figura 4.1. Así, el nivel piezométrico deja de regirse por el nivel fijado con la aguja interior (punto E en la figura 4.1) y de esa forma resulta imposible controlar el nivel freático al interior de las columnas de suelo.

Debido a los problemas anteriores los datos recopilados mediante los lisímetros acoplados a tubos de Mariotte fueron descartados para fines de comparación con los

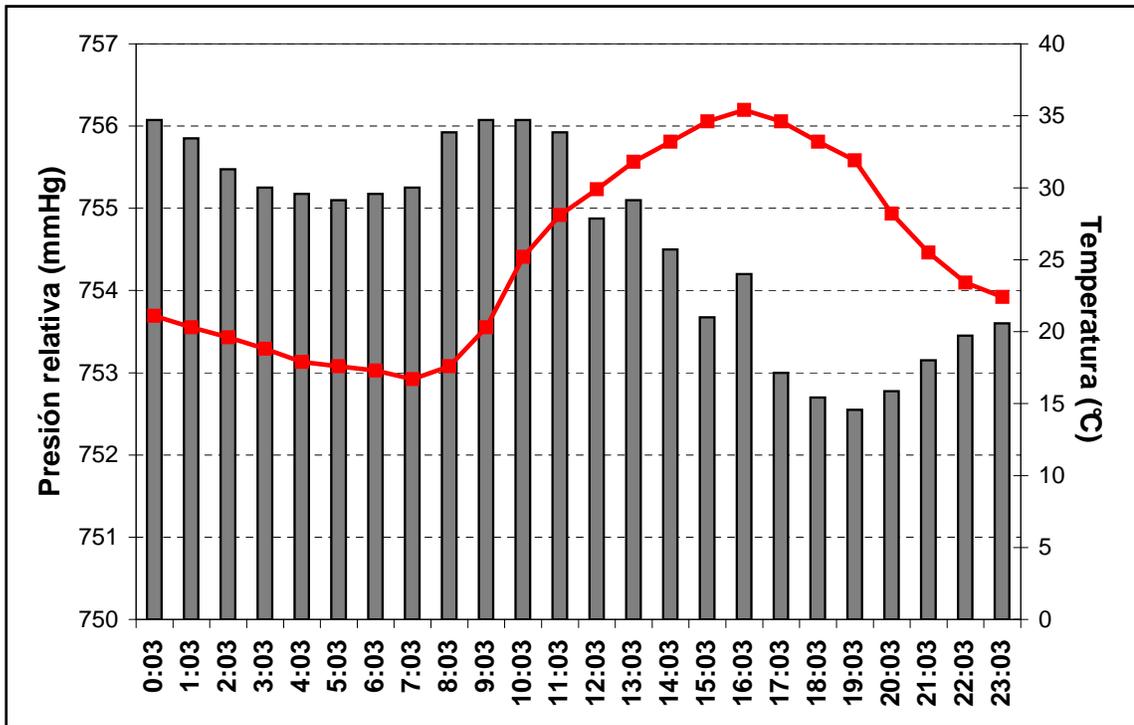


FIGURA 5.12. Temperatura y presión atmosférica horaria para el día 5-01-08.

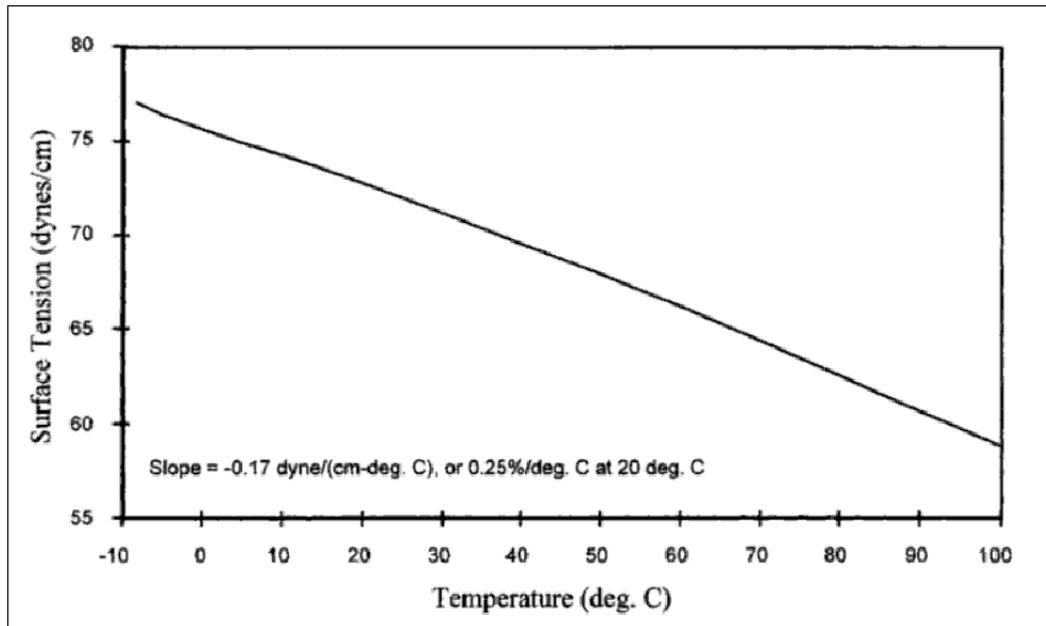


FIGURA 5.13. Dependencia de la tensión superficial agua-aire con la temperatura (Selker et al. 1999).

resultados del modelo numérico. En su defecto se utilizaron datos recopilados mediante un lisímetro convencional de construcción previa en donde se registró el descenso diario de la napa freática en una columna de arena fina. Los datos presentados en la figura 5.5 corresponden a dichos valores, los cuales se ven influenciados por las variaciones de temperatura y presión diaria, aunque sin el efecto amplificador producido por los tubos de Mariotte. La variación del nivel de la napa freática fue moderado durante esta experiencia, del orden de 1 a 5 cm. Durante esta experiencia previa se obtuvo mediciones para el tramo de profundidad del nivel freático entre 25 y 65 cm, de modo que se desconoce el comportamiento del flujo evaporativo cuando la napa freática se encuentra fuera de dicho rango de profundidad con respecto a la superficie.

Sumado a los problemas relacionados a la oscilación diaria de la temperatura y presión atmosférica existe también una desventaja asociada al desconocimiento de la densidad de la arena al interior de la columna instalada. Esto repercute directamente sobre la distribución del volumen de poros y, como consecuencia, sobre la relación entre la presión de succión ( $h$ ) al interior de éstos y el contenido de humedad asociado ( $\theta$ ). Dado que la columna fue

llenada con arena fina mediante simple vertimiento es posible que la distribución de poros no sea uniforme con la profundidad ya que el suelo más profundo probablemente posee un mayor nivel de compactación. De esta forma se introduce una variación vertical en el perfil de succión de la columna que altera la curva de succión y la curva de conductividad hidráulica con respecto a las medidas en el laboratorio a una densidad constante de 1,85  $[g/cm^3]$ .

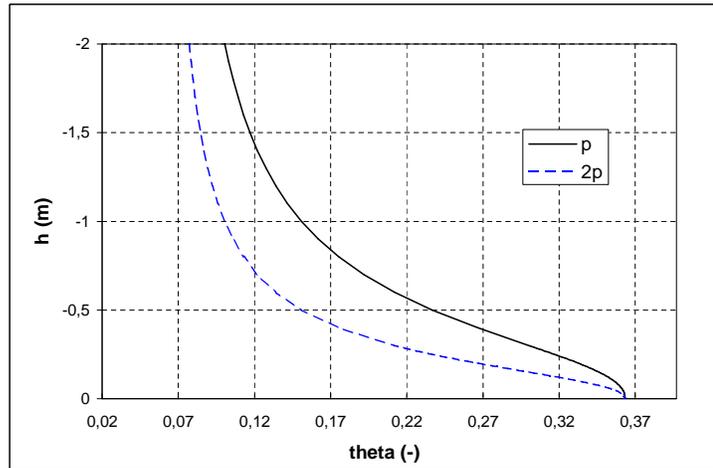
La curva de succión ajustada a los datos medidos en el laboratorio (figura 5.1) muestra una amplia franja capilar cercana a los 60 cm. El espesor de la franja capilar define la altura en que un suelo se mantiene saturado por sobre el nivel de la napa freática, de modo que mientras mayor sea esta altura la napa puede disminuir su profundidad y el suelo seguirá manteniendo sus condiciones de saturación y de esa forma podrá proporcionar el caudal evaporativo que demande la atmósfera. De modo que la curva de succión de la figura 5.1 muestra que la arena fina, compactada a una densidad constante de 1,85  $[gr/cm^3]$ , es capaz de mantener sus poros con un contenido de humedad cercano a la saturación ( $\theta \approx \theta_s$ ) por sobre el nivel freático cuando éste se encuentra a una profundidad del orden de 60 cm. Así, dado que el perfil de humedad se mantiene saturado, el flujo evaporativo estará dominado por la capacidad de la atmósfera para inducirlo. El suelo será capaz de proporcionar en todo momento el flujo demandado dentro de este rango de profundidad del nivel freático. Para definir adecuadamente las características de la curva de succión es necesario contar con varias repeticiones del ensayo de la columna colgante y la olla de presión con las cuales es posible obtener un promedio y una desviación para cada par  $(h, \theta)$ . En el presente estudio no se realizaron repeticiones.

En la figura 5.3 se ve que existen amplias diferencias entre la curva de succión medida y las curvas ajustadas mediante los modelos H2 y H3 a partir de la curva granulométrica. Esta diferencia es particularmente amplia en el rango de bajas presiones, en donde se aprecia que los valores del contenido de humedad saturado ( $\theta_s$ ) no coinciden. De la tabla 5.1 puede verse que el modelo H2 predice un contenido de humedad saturado equivalente a un 50,6% mayor al de la curva experimental, mientras que el modelo H3 predice un valor superior en un 15,85%. En cuanto al valor del contenido de humedad residual ( $\theta_r$ ) el modelo H2

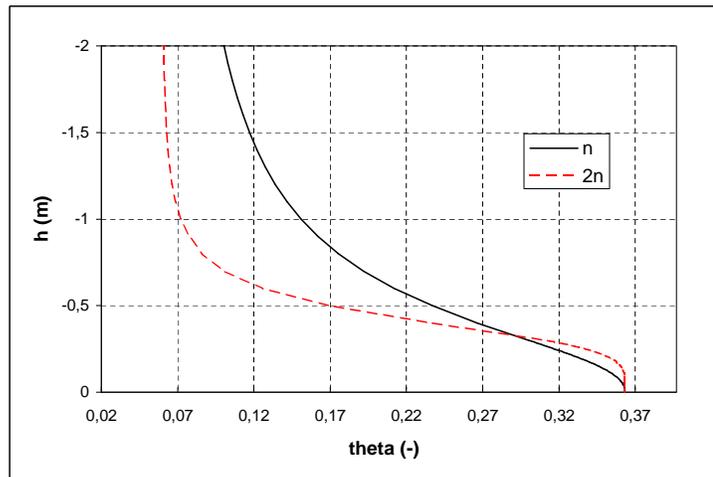
predice un valor 10,08% menor al experimental, en cambio el modelo H3 lo subestima en un 18,49%. Las mayores diferencias se aprecian en los parámetros  $p$  y  $n$ . El modelo H2 sobrestima el valor experimental de  $p$  en un 109,09% y el modelo H3 lo hace en un 106,49%, mientras que el valor experimental de  $n$  es subestimado por el modelo H2 en un 59,73% y por el modelo H3 en un 63,86%. La sobrestimación sobre el parámetro  $p$  se traduce en que los ajustes realizados mediante los modelos H2 y H3 subestiman la presión de entrada de aire ( $h_b = 1/p$ ) prediciendo una franja capilar cercana a los 30 cm, equivalente a la mitad de la franja obtenida mediante el ajuste directo a los datos experimentales. De igual forma un aumento (disminución) del parámetro  $n$  produce un aumento (disminución) en la altura de la franja capilar. Los efectos de una variación en los parámetros  $p$  y  $n$  se muestran en las figuras 5.14(a) y 5.14(b), respectivamente.

Respecto a las curvas de conductividad hidráulica presentadas en la figura 5.4 se puede notar una amplia diferencia entre ellas. Las curvas estimadas por los modelos H2 y H3 sobrestiman ampliamente el valor de  $K_s$  medido de manera experimental en un 450,35% y un 120,77%, respectivamente. Esta variación con respecto al valor medido en el laboratorio produce curvas  $K(\theta)$  muy diferentes debido a que el parámetro  $K_s$  determina el punto máximo de la curva. La figura 5.15(a) muestra cómo afecta una variación de  $K_s$  a la curva de conductividad hidráulica. Por otro lado, al igual que ocurre con la curva de succión, un cambio del parámetro  $n$  también afecta la curva de conductividad hidráulica ( $K(\theta)$ ). La figura 5.15(b) muestra la forma en que la variación del parámetro  $n$  afecta a la curva de conductividad hidráulica. Debido a la fuerte influencia del parámetro  $K_s$  sobre la curva de conductividad hidráulica es recomendable realizar repeticiones del ensayo en el permeámetro de carga constante para obtener un promedio y una desviación del valor de  $K_s$ . También resulta de interés realizar mediciones de la conductividad hidráulica para distintos contenidos de humedad con la intención de cuantificar el error en que se incurre al estimar la curva  $K(\theta)$  a partir sólo del valor de  $K_s$  y del parámetro  $n$  en la ecuación 2.10.

Las diferencias existentes entre las estimaciones de las curvas de succión y conductividad hidráulica y las curvas ajustadas a partir de la granulometría se explican principalmente por la metodología empleada en los modelos empíricos. El método de redes



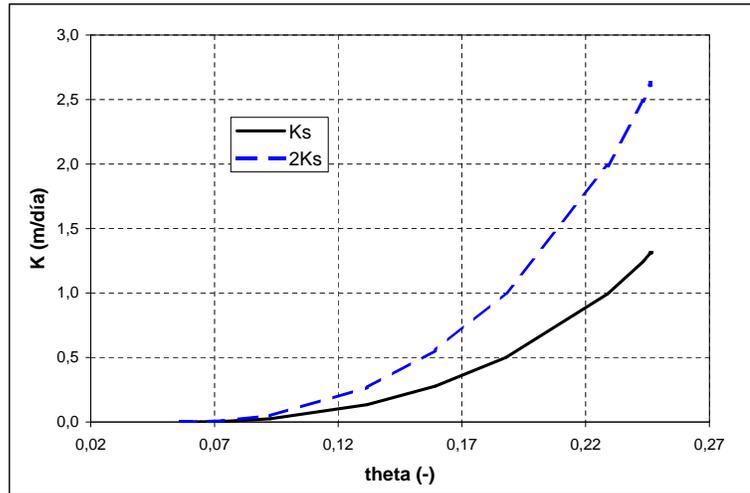
(a)



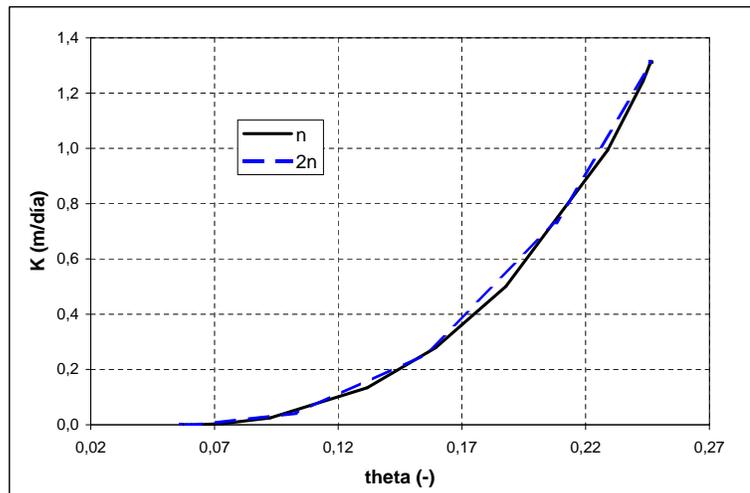
(b)

FIGURA 5.14. Efecto de un cambio en los parámetros de la curva de van Genuchten: (a) efecto de un cambio sobre el parámetro  $p$ , (b) efecto de un cambio sobre el parámetro  $n$ .

neuronal utilizado por Schaap y Leij (1998) depende fuertemente de los datos utilizados en el proceso de entrenamiento de dichas redes, principalmente de la cantidad y distribución textural de los datos. Este hecho se ve reflejado en la magnitud de las diferencias presentes en los parámetros de las curvas de succión, en que el entrenamiento del método utilizó cerca de 10.000 puntos  $h(\theta)$  y las diferencias en las curvas de conductividad hidráulica en donde el método se entrenó con cerca de 1.500 puntos  $K(h)$ . Es por esta razón que se advierte



(a)



(b)

FIGURA 5.15. Efecto sobre la curva de conductividad hidráulica de un cambio en los parámetros  $K_s$  y  $n$ : (a) efecto de un cambio sobre el parámetro  $K_s$ , (b) efecto de un cambio sobre el parámetro  $n$ .

del uso de estos modelos para suelos de regiones distintas a la de aquéllos utilizados para su definición. Su uso permite estimar un rango más bien grueso de las características de un suelo, sin embargo aún presentan niveles elevados de error. Esta incertidumbre puede reducirse sustancialmente al utilizar más información de entrada para estos modelos, e.g. densidad de suelo seco, capacidad de campo, punto de marchitez permanente. Su principal ventaja reside en que permiten hacer una estimación a partir de información granulométrica

básica que es fácil de recopilar en terreno y que permite describir la distribución espacial de las propiedades hidrodinámicas de los suelos a un bajo costo.

La figura 5.16 muestra en un mismo gráfico las curvas de evaporación obtenidas mediante el modelo numérico y las mediciones obtenidas en terreno. Se observa que no hay concordancia entre los valores medidos y los simulados numéricamente, sin embargo muestran similitud en su forma. Los datos experimentales muestran una clara tendencia según la cual se alcanzaría la tasa de evaporación potencial a una profundidad cercana a los 35 cm (utilizando el ajuste mostrado en la figura 5.5). Sin embargo ninguna de las simulaciones realizadas predice una situación similar. La curva de evaporación según la profundidad del nivel freático considerando las características hidrodinámicas estimadas a partir de las mediciones de laboratorio muestra una profundidad de desacoplamiento cercana a los 80 cm, en cambio las curvas obtenidas considerando las estimaciones a partir de los modelos H2 y H3 predicen una profundidad de desacoplamiento cercana a los 65 cm.

Las discrepancias encontradas entre los valores medidos y los simulados se explican principalmente por cuatro razones:

- La densidad del suelo es desconocida al interior de la columna experimental y posiblemente difiere de la densidad que se utilizó para estimar las características hidrodinámicas en el laboratorio ( $1,85 [g/cm^3]$ ). Probablemente la distribución del volumen de poro al interior de la columna no es constante con la profundidad y se diferencia del volumen de poro utilizado en el laboratorio, dado por el nivel de compactación (densidad).
- La estimación del flujo evaporativo de la columna experimental se calculó mediante la ecuación 4.2 la cual considera que toda el agua contenida entre los dos niveles de medición de un período (al inicio y al final) es capaz de drenar en dicho período, i.e. se considera el valor de la porosidad total ( $\phi$ ) en vez del valor de la porosidad de drenaje o coeficiente de almacenamiento ( $S_y$ ). Este supuesto sobrestima el valor del flujo evaporativo.

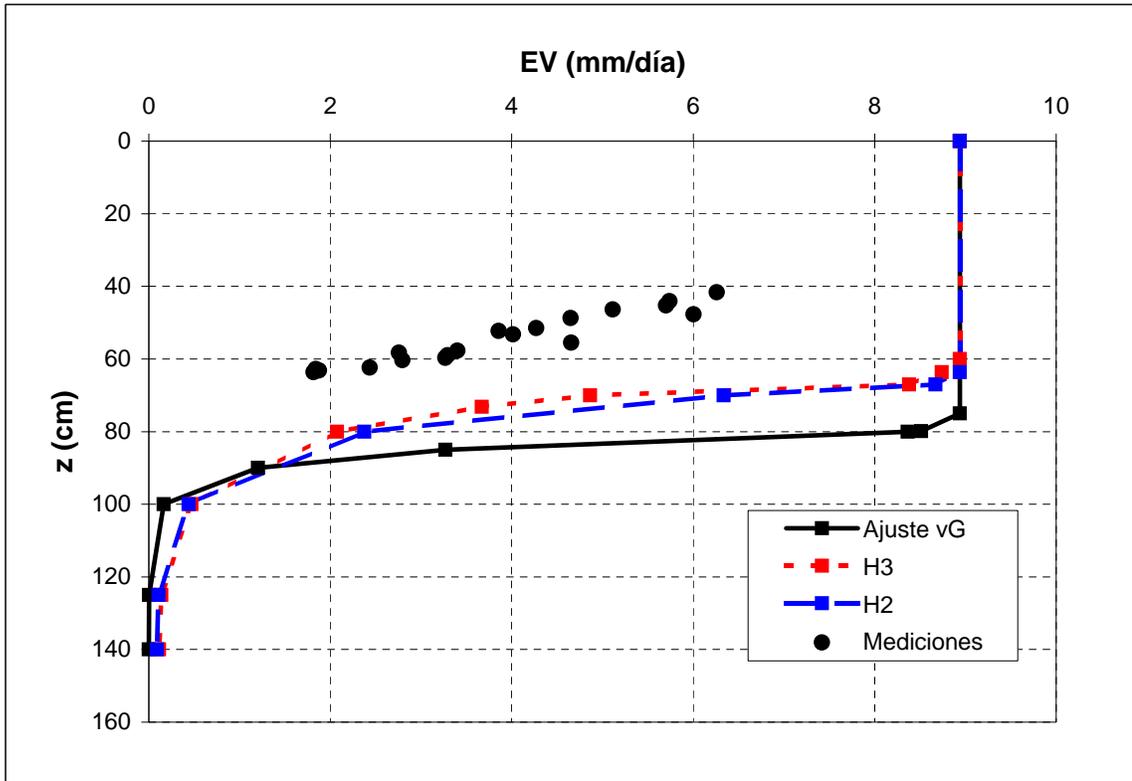


FIGURA 5.16. Comparación entre las curvas simuladas y los datos experimentales.

- La falta de aislación adecuada sobre la columna instalada en la intemperie produce un aumento de la temperatura sobre el suelo mayor al aumento de la temperatura atmosférica lo cual incrementa la fluctuación del nivel freático al interior de la columna.
- La sensibilidad que presenta el modelo ante algunos parámetros que definen las características hidrodinámicas del suelo y la falta de repeticiones en las mediciones de dichas características en el laboratorio introduce una incertidumbre sobre los resultados arrojados por el modelo numérico que no es posible cuantificar. Existen errores asociados a las distintas mediciones realizadas en el laboratorio los cuales pueden aminorarse a través de la repetición de dichos ensayos. Debido al tiempo que toma la construcción de la curva de succión no fue posible realizar repeticiones de los ensayos y así obtener una mayor certeza sobre el comportamiento del suelo utilizado.

La influencia de los parámetros  $p$  y  $n$  sobre la curva de evaporación según la profundidad del nivel freático se refleja directamente con la profundidad de desacoplamiento. Mientras mayor es el espesor de la franja capilar mayor es la profundidad hasta la cual el suelo es capaz de proporcionar el flujo demandado por la atmósfera. Esto se ve reflejado en las curvas de evaporación obtenidas mediante el modelo numérico en donde la curva de evaporación asociada a las características hidrodinámicas ajustadas a partir de los datos experimentales presenta una profundidad de desacoplamiento mayor a la obtenida para las curvas asociadas a los ajustes mediante los modelos H2 y H3. La franja capilar de la curva de succión ajustada a partir de los datos experimentales es del orden de 65 cm, mientras que el espesor de la franja capilar de las curvas de succión obtenidas a partir de la granulometría (mediante los modelos H2 y H3) son del orden de 30 cm.

Shah et al. (2007) propuso curvas de evaporación según la profundidad del nivel freático para las doce clases texturales propuestas por el USDA. La figura 5.17 muestra las curvas simuladas y la curva de evaporación en función de la profundidad del nivel freático propuesta por dicho autor para el caso de una arena. Se ve que las curvas simuladas poseen una forma bastante similar pero difieren ampliamente en la magnitud de la profundidad de desacoplamiento. Las características hidrodinámicas utilizadas por Shah et al. (2007) son equivalentes a las estimadas mediante el modelo H2.

Para obtener la curva de evaporación según la profundidad de la napa Shah et al. (2007) simularon el flujo vertical en la zona no saturada utilizando un dominio rectangular en donde se fijó una condición de evaporación en el borde superior y una condición de borde de no-flujo en los bordes restantes. La condición de borde de evaporación utilizada consiste en fijar un valor de flujo (que representa la evaporación potencial) e imponer un límite para la presión de succión en las celdas del borde superior. Las curvas obtenidas por Shah et al. (2007) fueron contrastadas con mediciones del flujo evaporativo en función de la profundidad de la napa obtenidas indirectamente a partir de las fluctuaciones de la napa a través del método de White (1932) obteniéndose una concordancia razonable. Sin embargo los valores experimentales mostraron una dispersión importante y se reconoce la incorporación de un error en las mediciones asociadas principalmente con la estimación

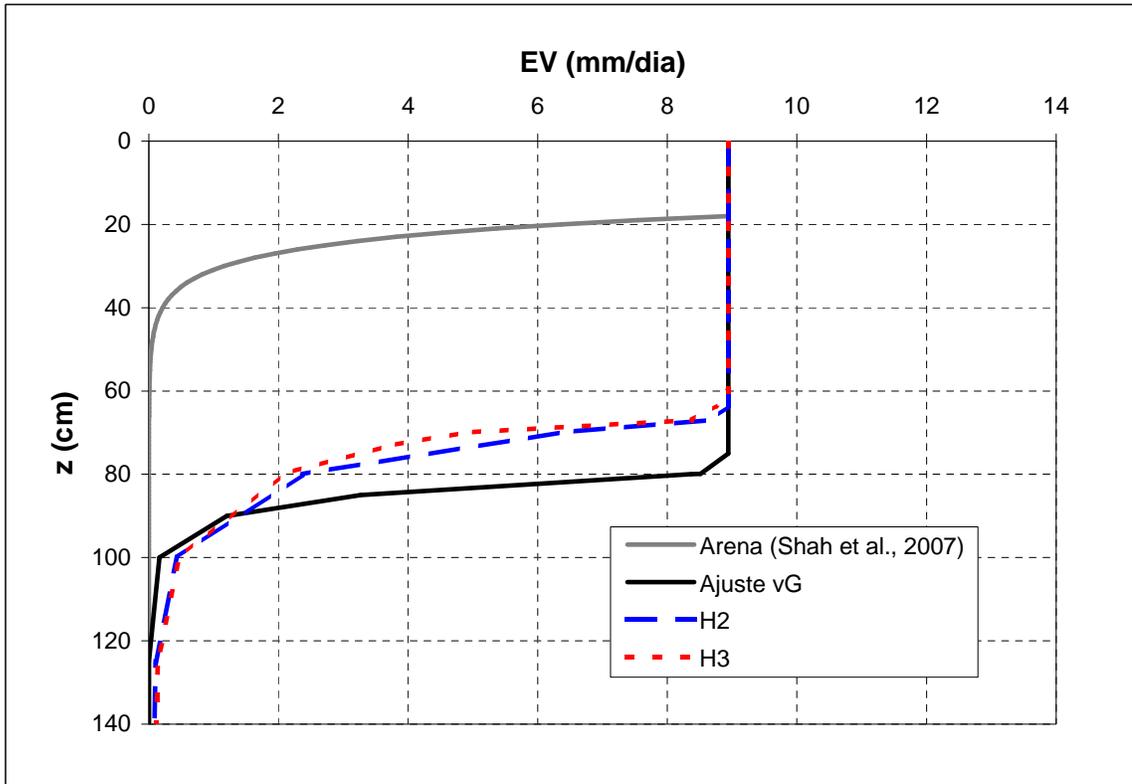


FIGURA 5.17. Comparación entre las curvas simuladas y la propuesta por Shah et al. (2007) para una arena (Clasificación USDA).

del parámetro  $S_y$ , de modo que el estudio no es concluyente en este aspecto. Shah et al. (2007) concluye que es necesario contrastar el modelo propuesto con mayor información de terreno.

La configuración de las condiciones de borde utilizada por Shah et al. (2007) difiere ampliamente de la utilizada en el presente estudio, ya que en ella no se permite el ingreso de agua a través del borde inferior, de modo que no se establece una profundidad constante para el nivel freático. Se establece un flujo constante por el borde superior y se espera a que el modelo entregue una profundidad en que dicho flujo ya no puede ser proporcionado por la napa. Esta profundidad se asocia entonces al flujo impuesto en la condición de borde. En cambio, el presente estudio asume una recarga a través del fondo del dominio que asegura un valor constante del nivel freático y de esta forma obtener el flujo evaporativo asociado a dicho nivel. Estas diferencias impiden una comparación directa de los resultados de

ambos modelos, sin embargo sugieren que la configuración empleada para las condiciones de borde puede hacer variar ampliamente el flujo evaporativo resultante.

En su estudio Shah et al. (2007) señala que los suelos con una franja capilar de mayor espesor poseen una mayor profundidad de extinción que aquéllos en que la franja capilar es menor. Esto quiere decir que los suelos con mayor porcentaje de finos (e.g. limos, arcillas) tienen una mayor profundidad de desacoplamiento que los suelos más gruesos (e.g. arenas). Este resultado también se observó mediante las simulaciones realizadas con el modelo numérico empleado en el presente estudio.

Con la intención de comparar los resultados obtenidos mediante el modelo numérico se utilizó la solución analítica propuesta por Gardner (1958) para el caso del flujo vertical a partir de la napa freática para régimen permanente. En su análisis Gardner utiliza una curva de conductividad hidráulica de la forma:

$$K(h) = \frac{a}{h^n + b} \quad (5.2)$$

donde  $a$ ,  $b$  y  $n$  son parámetros de ajuste.

Gardner obtuvo una solución analítica a la ecuación de Richards para  $n = [1, 3/2, 2, 3, 4]$ . Con dichas soluciones estimó el caudal evaporativo máximo según la profundidad de la napa, el cual viene dado por las siguientes ecuaciones (Gardner, 1958):

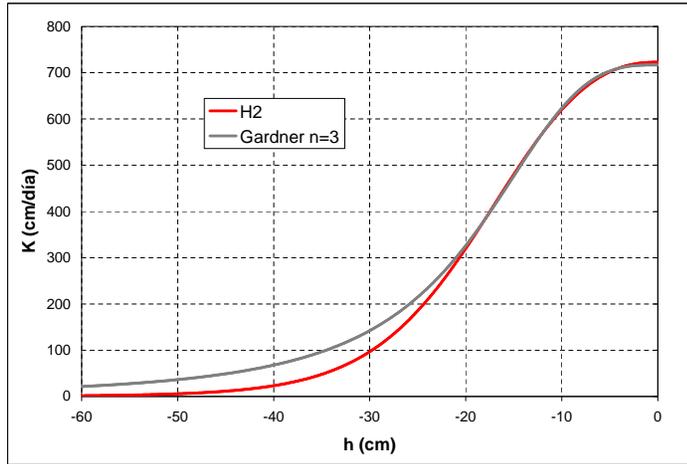
$$n = \frac{3}{2} \quad E_{lim} = 3,77 az^{-\frac{3}{2}} \quad (5.3)$$

$$n = 2 \quad E_{lim} = 2,46 az^{-2} \quad (5.4)$$

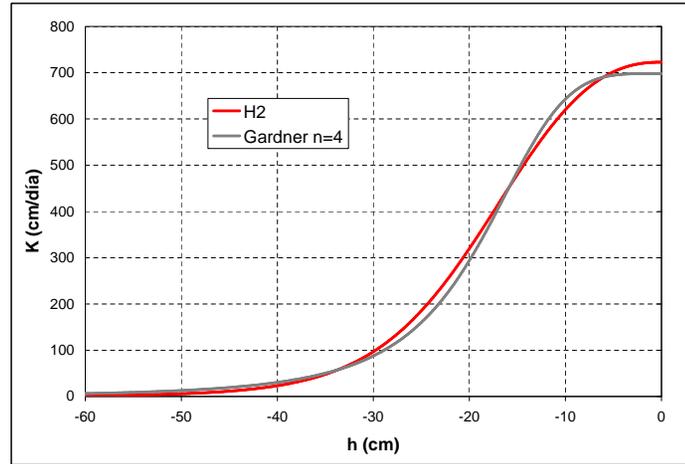
$$n = 3 \quad E_{lim} = 1,76 az^{-3} \quad (5.5)$$

$$n = 4 \quad E_{lim} = 1,52 az^{-4} \quad (5.6)$$

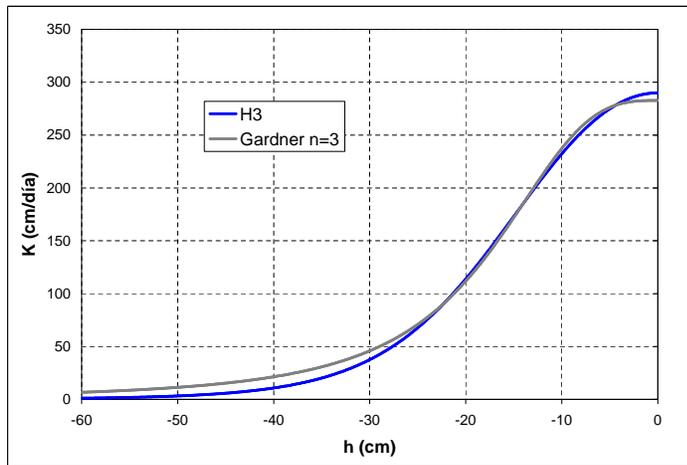
Dado que el modelo numérico utilizado no soporta el ingreso de una curva de conductividad hidráulica como la utilizada por Gardner en su análisis se buscó ajustar los parámetros  $a$ ,  $b$  y  $n$  a las curvas de van Genuchten utilizadas en las simulaciones. Sólo fue posible encontrar ajustes adecuados para los modelos H2 y H3 para  $n = 3$  y  $n = 4$ . Dichos ajustes se muestran en la figura 5.18.



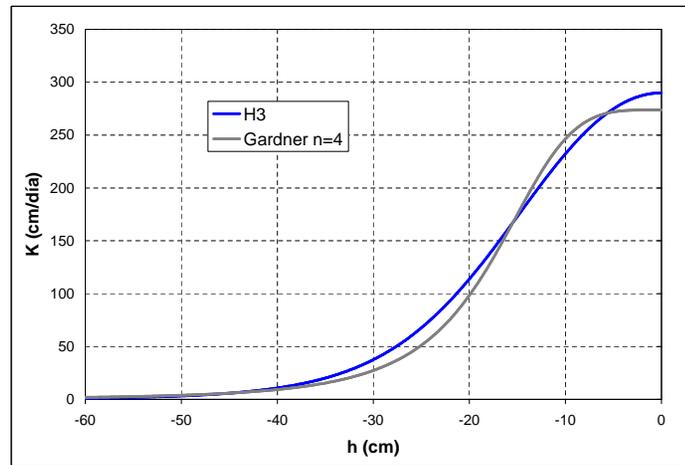
(a)



(b)



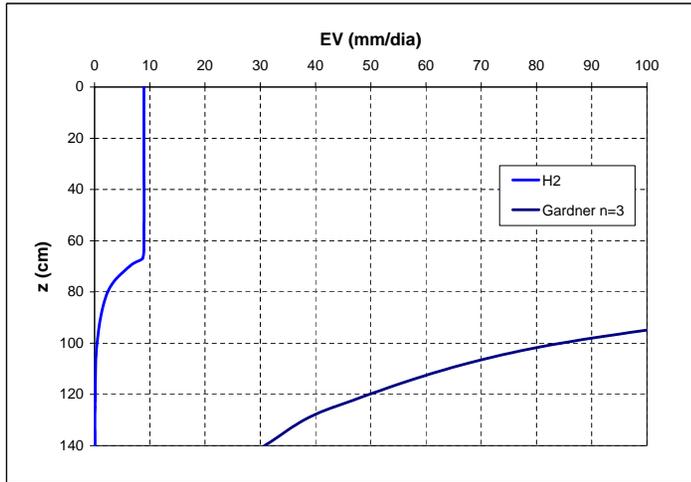
(c)



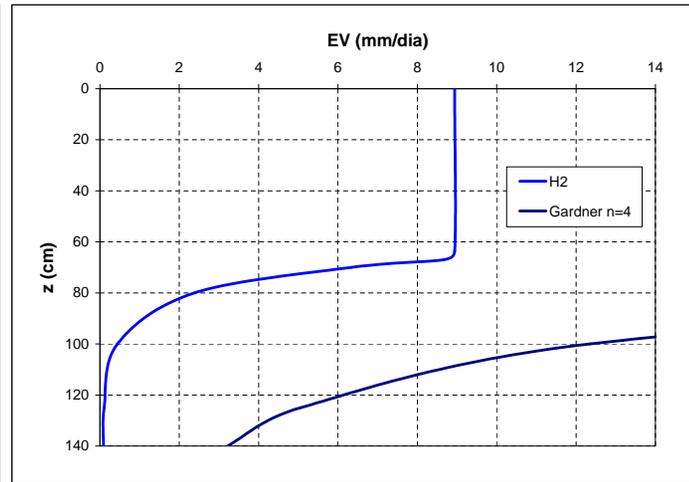
(d)

FIGURA 5.18. Ajustes de la conductividad hidráulica propuesta por Gardner a las curvas predichas mediante los modelos H2 y H3: (a) Modelo H2 vs Gardner  $n=3$ , (b) Modelo H2 vs Gardner  $n=4$ , (c) Modelo H3 vs Gardner  $n=3$ , (d) Modelo H3 vs Gardner  $n=4$ .

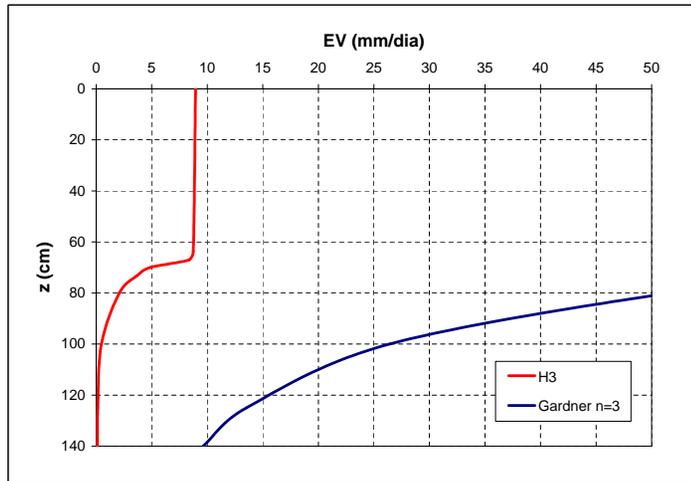
Las curvas de evaporación asociadas a cada ajuste anterior se muestran en la figura 5.19. Se observa una mejoría sustancial en la cercanía entre los valores simulados y los correspondientes a la solución analítica para el caso en que se considera  $n = 4$ . Esto se debe principalmente a que en este caso se ajusta mejor la curva de conductividad hidráulica en el rango de altas presiones de succión. Las celdas superiores del modelo se secan rápidamente en la medida que el agua comienza a evaporarse, induciendo elevadas presiones de succión y disminuyendo así el valor de la conductividad hidráulica no saturada con lo que se limita el flujo capaz de circular por dichas celdas. La figura 5.18 muestra que cuando  $n = 3$  la conductividad hidráulica ajustada según el modelo de Gardner sobrestima a la que considera el modelo numérico en el rango de alta presión de succión, de modo que calcula un flujo evaporativo máximo que es mayor. En cambio, para el caso en que  $n = 4$  se observa que en dicho rango de presiones la curva propuesta por Gardner se acerca a los valores utilizados por el modelo numérico y por tanto se mejora notoriamente la similitud en los valores para la evaporación en función de la profundidad de la napa, aunque éstos aún presentan diferencias importantes.



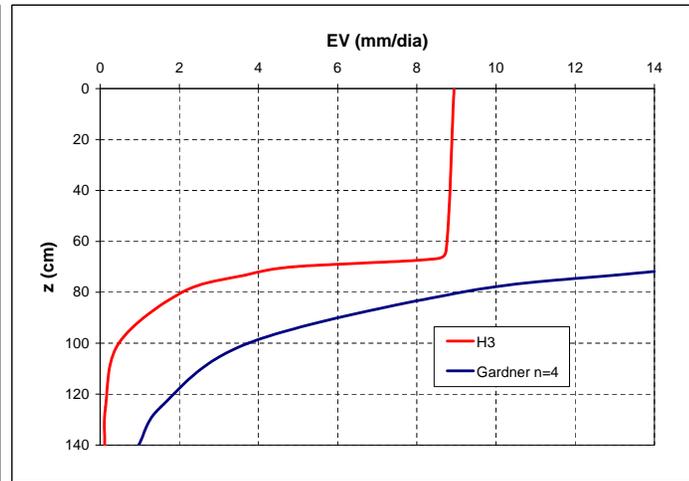
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURA 5.19. Comparación entre las curvas de evaporación para los modelos H2 y H3 y las soluciones analíticas propuestas por Gardner: (a) Modelo H2 vs Gardner  $n=3$ , (b) Modelo H2 vs Gardner  $n=4$ , (c) Modelo H3 vs Gardner  $n=3$ , (d) Modelo H3 vs Gardner  $n=4$ .

La solución analítica de Gardner (1958) para la evaporación en función de la profundidad del nivel freático muestra una curva bastante plana en que se alcanzan valores altos de evaporación incluso cuando la napa se encuentra a profundidades elevadas. En el caso en que se consideró la solución para  $n = 4$  ajustado al modelo H3 (figura 5.19(d)) se ve que la profundidad a la cual la curva analítica tiende asintóticamente es equivalente a la profundidad de desacoplamiento predicha por la solución numérica entregada por el modelo.

El modelo utilizado entregó curvas de evaporación en función de la profundidad del nivel freático que poseen una profundidad de desacoplamiento que es mayor a la reportada por la literatura asociada a la modelación numérica (Shah et al., 2007). Cuando se compara a un caso similar en que existe una solución analítica se consigue un mejor resultado obteniéndose un mejor acuerdo entre la profundidad de desacoplamiento entregada por el modelo y la profundidad a la cual tiende la solución analítica.

Según los resultados obtenidos por el modelo y las comparaciones realizadas, tanto con los resultados experimentales como con lo reportado por la literatura, no es posible asegurar que el modelo es confiable al estimar curvas de evaporación según el nivel de la napa freática. Es necesario comparar los resultados numéricos con mediciones confiables del flujo evaporativo para poder establecer un grado de confianza en el empleo de estos modelos como predictores de curvas de evaporación en función del nivel freático para distintos suelos.

## **6. CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO**

Se aplicó un modelo numérico para resolver la ecuación de Richards en el caso de un flujo vertical ascendente a través de la zona no saturada. Este flujo se obtuvo para distintas profundidades de la napa freática y de esa forma se definió una curva de evaporación en función del nivel freático.

La estimación de las características hidrodinámicas del suelo utilizado se realizó mediante su medición en laboratorio y a través de una estimación a partir de la granulometría básica. También se midió el flujo evaporativo en columnas de suelo a través de un lisímetro convencional. Los resultados de las simulaciones se contrastaron con las soluciones analíticas propuestas por Gardner (1958).

En este capítulo se presentan las principales conclusiones del trabajo realizado. En primer lugar se presentan las conclusiones referentes al trabajo experimental realizado sobre la obtención de la curva de evaporación según la profundidad del nivel freático, la curva de succión y la curva de conductividad hidráulica. En segundo lugar se muestran las conclusiones referentes a las estimaciones de las curvas de succión y conductividad hidráulica mediante el método empírico basado en redes neuronales y las conclusiones respecto a las simulaciones realizadas mediante el método numérico. Finalmente se presentan las recomendaciones para orientar el trabajo futuro.

### **6.1. Comentarios generales sobre las mediciones experimentales**

Los puntos de la curva de succión determinados experimentalmente fueron adecuados para describir su forma en el rango de presiones de succión entre 0 y -10 m.c.a. El método de la columna colgante resulta efectivo para definir el primer tramo de la curva (0 a 1 m.c.a.) al igual que resulta efectivo el método de la olla de presión para succiones más elevadas. Es recomendable que ambos métodos se apliquen en un rango intermedio de presiones para corroborar que los valores medidos por ambos métodos concuerden.

El suelo ensayado en el permeámetro de carga constante arrojó un valor de  $K_s$  acorde con el rango que entrega la literatura para una arena fina, de igual forma que la curva granulométrica obtenida mediante el tamizado y el ensayo de sedimentación muestran una curva típica para una arena.

Las mediciones del flujo evaporativo realizadas en terreno no fueron consideradas como válidas para la verificación del modelo numérico, debido a que presentaron problemas asociados a las variaciones diarias de la temperatura y presión atmosférica que introdujeron fluctuaciones del nivel freático al interior de las columnas de suelo mayores aún a las reportadas por la literatura. Este comportamiento se puede explicar por la falta de aislación térmica en los dispositivos instalados a la intemperie que favorece el impacto negativo del aumento de la temperatura en las paredes de las columnas de suelo y los tubos de Mariotte y principalmente por la pérdida del vacío al interior de los tubos de Mariotte producto del ingreso de aire como consecuencia de la contracción y expansión térmica de los componentes utilizados, lo cual impide que estos dispositivos fijen el nivel de carga hidráulica transmitido a las columnas de suelo. Se presentaron los resultados de las mediciones del flujo evaporativo para distintas profundidades del nivel freático obtenidas mediante un lisímetro convencional abierto a la atmósfera.

Dada la sensibilidad que presentó el modelo ante algunos parámetros de entrada se recomienda hacer repeticiones de los ensayos de laboratorio para obtener las curvas de succión y el valor de  $K_s$  para un mismo suelo. De esta forma es posible obtener un promedio y desviación de las características hidrodinámicas. Es necesario poner énfasis en la medición de la presión de entrada de aire ( $h_b$ ) y del coeficiente  $n$  en la ecuación de van Genuchten (ecuación 2.10) para definir adecuadamente la zona capilar del suelo. De igual forma conviene repetir el ensayo en el permeámetro de carga variable para estimar adecuadamente el valor de la conductividad hidráulica saturada.

## 6.2. Simulaciones

Respecto a las estimaciones realizadas mediante el modelo empírico utilizando redes neuronales es importante señalar que dicho modelo posee un alto nivel de incertidumbre ligado a la base de datos que se utilizó para su entrenamiento. Si bien las estimaciones obtenidas a partir de los modelos H2 y H3 presentan diferencias importantes en los valores de los parámetros para el modelo de van Genuchten (ecuaciones 2.10 y 2.13) respecto de la curva medida en el laboratorio constituyen una primera aproximación satisfactoria en los casos en que no se cuenta con mayor información.

El modelo numérico utilizado convergió a una solución de la ecuación de Richards bajo las condiciones de borde impuestas. Se obtuvo tres curvas de evaporación según la profundidad del nivel freático, correspondiente a los tres ajustes de las curvas de succión (figura 5.3) y de las curvas de conductividad hidráulica (figura 5.4). No se observó congruencia entre las curvas simuladas y los datos medidos en terreno a través de un lisímetro convencional. Sin embargo, los datos experimentales no resultaron adecuados para contrastarlos con el modelo debido a que se desconoce la distribución del tamaño de poros al interior del dispositivo y también se desconoce el valor de la porosidad de drenaje ( $S_y$ ).

Los resultados arrojados por el modelo numérico presentan una sensibilidad importante a la variación de los parámetros  $p$  y  $n$  en la expresión de van Genuchten para las curvas  $h(\theta)$  y  $K(\theta)$  los cuales están asociados principalmente a la definición de la zona o franja capilar de un suelo. Se comprobó que el espesor de la franja capilar está asociado a la profundidad de desacoplamiento que entrega el modelo. Mientras mayor es este espesor mayor será la profundidad en que el suelo será capaz de proporcionar el flujo demandado a través de la condición de borde superior.

El modelo también presentó una sensibilidad ante variaciones en el valor de  $K_s$  que son equivalentes a la variación porcentual de dicho parámetro, e.g. un error del 10% en la estimación de  $K_s$  introducirá un error de 10% sobre la estimación del flujo evaporativo

para cada profundidad considerada. Por esta razón es conveniente asegurar una buena estimación de este parámetro.

Dados los inconvenientes presentados en las mediciones experimentales no fue posible verificar las soluciones entregadas por el modelo numérico considerado. La profundidad de desacoplamiento predicha por el modelo numérico para cada caso considerado no ha sido reportada previamente por la literatura, a excepción de estudios numéricos propuestos por autores como Shah et al. (2007) y Liu et al. (2005). La configuración de las condiciones de borde consideradas para definir un problema de evaporación afecta notablemente la estimación del flujo evaporativo entregado por los modelos, así como también influye de manera importante la definición de los parámetros que definen las características hidrodinámicas de los suelos. Por estas razones no se recomienda la utilización del modelo numérico utilizado en el presente estudio para estimar las curvas de evaporación en función de la profundidad del nivel freático. Se requiere mayor información experimental y/o de terreno para confirmar la validez de la solución entregada por el modelo.

### **6.3. Trabajo futuro**

En estudios futuros sobre modelación numérica del fenómeno de la evaporación a partir de la napa freática resulta imprescindible contar con datos experimentales de terreno confiables que permitan contrastar las soluciones obtenidas, ya que las soluciones analíticas son más bien escasas. Se recomienda realizar mediciones mediante implementos que permitan obtener datos de buena precisión y que se vean libres de efectos adversos asociados principalmente a la variación diaria de la temperatura. Así, resulta de particular interés medir curvas de evaporación según la profundidad del nivel freático bajo condiciones controladas de temperatura y presión puesto que esto permite eliminar los efectos que dichos factores introducen sobre las fluctuaciones del nivel freático.

Se recomienda también ampliar el número de mediciones experimentales para las curvas de succión y conductividad hidráulica para contar con mayor cantidad de información y de esa forma estimar el nivel de error asociado las mediciones propiamente

tales. También puede resultar de gran utilidad contar con mediciones en el laboratorio de la conductividad hidráulica no saturada.

Finalmente, y como un trabajo que incluye el esfuerzo conjunto de los diversos actores relacionados con el área del agua subterránea, resulta conveniente contar con una base de datos con información de curvas de succión y conductividad hidráulica saturada y no saturada para distintos tipos de suelos presentes en nuestro territorio nacional. A partir de ellos es posible entrenar y validar modelos empíricos de redes neuronales que mejoren las estimaciones de los parámetros para los ajustes de estas curvas. Estos modelos constituyen sin duda una gran herramienta para enfrentar la falta de información sobre suelos y su comportamiento ante el flujo en la zona no saturada.

## BIBLIOGRAFIA

Arya, L. M., y Paris, J. F. (1981). A Physicoempirical Model to Predict the Soil Moisture Characteristic from Particle-Size Distribution and Bulk Density Data. *Soil Science Society of America Journal*, 45(6), 1023.

ASTM D422-63. (2002). *Standard test method for particle-size analysis of soils*. West Conshohocken, PA. ASTM International.

ASTM D6836-02. (2003). *Test methods for determination of the soil water characteristic curve for desorption using a hanging column, pressure extractor, chilled mirror hygrometer, and/or centrifuge*. West Conshohocken, PA. ASTM International.

Boast, C. W., y Robertson, T. M. (1982). A “Micro-Lysimeter” Method for Determining Evaporation from Bare Soil: Description and Laboratory Evaluation. *Soil Science Society of America Journal*, 46(4), 689.

Bouma, J. (1989). Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advances in Soil Science*, 9(1989), 177–213.

Bowen, I. S. (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 27(6), 779-787.

Bredehoeft, J. (2007, Sep-Oct). It is the discharge. *Ground Water*, 45(5), 523.

Brooks, R. H., y Corey, A. T. (1964). *Hydraulic properties of porous media*. Colorado State University.

- Brotzge, J. A., y Crawford, K. C. (2003). Examination of the Surface Energy Budget: A Comparison of Eddy Correlation and Bowen Ratio Measurement Systems. *Journal of Hydrometeorology*, 4(2), 160–178.
- Buckingham, E. (1907). Studies on the movement of soil moisture. *Bureau of Soil Bulletin*, 38.
- Burdine, N. T. (1953). Relative permeability calculations from pore-size distribution data, Petr. *Trans., Am. Inst. Mining Metall. Eng*, 198, 71–77.
- Carsel, R. F., y Parrish, R. S. (1988). Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*, 24(5), 755–769.
- Carslaw, H. S., y Jaeger, J. C. (1959). Conduction of Heat in Solids. *University Press, Oxford*.
- Coudrain, A., Fourcade, B., y Touma, J. (2003). Evaporative flux of the phreatic water table in arid regions]. *International Association of Hydrological Sciences, Publication(278)*, 82-86.
- Darcy, H. (1856). Les Fontaines de la Ville de Dijon. *Dalmont, Paris*.
- Diersch, H. J. (2002). Feflow reference manual. *WASY Insitute for Water Resources Planning and Systems Research Ltd., Berlin*, 278p.
- Dirksen, C. (2001). Unsaturated Hydraulic Conductivity. *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods*.

Duke, H. R. (1973). Drainage design based upon aeration. *Colorado State University Hydrology Paper*, 61, p. 59.

Efron, B., y Tibshirani, R. (1993). *An Introduction to the Bootstrap*. Chapman & Hall/CRC.

Fayer, M. J. (2000). UNSAT-H Version 3.0: Unsaturated Soil Water and Heat Flow Model-Theory, User Manual, and Examples”. *Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA*.

Fredlund, D. G., y Xing, A. (1994). Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(4), 521–532.

Gardner, W. R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci*, 85(4), 228-232.

Harbaugh, A. W., Banta, E. R., Hill, M. C., y McDonald, M. G. (2000). Modflow-2000, the u. s. geological survey modular ground-water model: User guide to modularization concepts and the ground-water flow process. *US Geological Survey*, 130.

Haverkamp, R., y Parlange, J. Y. (1986). Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: I: Sandy soils without organic matter. *Soil science*, 142(6), 325–339.

Haverkamp, R., Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P. J., y Vachaud, G. (1977). A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, 41(2).

Healy, R. W. (1990). *Simulation of solute transport in variably saturated porous media with supplemental information on modifications to the us geological survey's computer program vs2d*. Dept. of the Interior, US Geological Survey: US Geological Survey, Books and Open-File Reports Section distributor.

Healy, R. W., y Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91-109.

Hedstrom, W. E., Corey, A. T., y Duke, H. R. (1971). Models for subsurface drainage. *Colorado State University Hydrology Paper*, 48.

Hilf, J. (1956). *An investigation of pore-water pressure in compacted cohesive soils*. Unpublished doctoral dissertation, University of Colorado.

Jacobs, J. M., Mergelsberg, S. L., Lopera, A. F., y Myers, D. A. (2002). Evapotranspiration from a wet prairie wetland under drought conditions: paynes prairie preserve, florida, usa. *Wetlands*, 22(2), 374–385.

Lappala, R. W., Healy, R. W., y Weeks, E. P. (1987). Documentation of computer program vs2d to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media. rep. 83-4099. denver, colo. *Water-Resources Investigations*.

Liu, S., Graham, W. D., y Jacobs, J. M. (2005). Daily potential evapotranspiration and diurnal climate forcings: influence on the numerical modelling of soil water dynamics and evapotranspiration. *Journal of hydrology*, 309(1-4), 39.

McWhorter, D. B., y Sunada, D. K. (1977). *Ground-Water Hydrology and Hydraulics*. Water Resources Publication.

Meyboom, P. (1967). Groundwater studies in the Assiniboine River drainage basin. Part II: Hydrologic characteristics of phreatophytic vegetation in south-central Saskatchewan. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 139, 18–23.

Minasny, B., McBratney, A. B., y Bristow, K. L. (1999). Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma*, 93(3-4), 225–253.

Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513–522.

Niswonger, R. G., Prudic, D. E., y Regan, R. S. (2006). *Documentation of the unsaturated-zone flow (uzf1) package for modeling unsaturated flow between the land surface and the water table with modflow-2005*. US Department of the Interior, US Geological Survey: US Geological Survey, Information Services distributor.

Parlange, M. B., Eichinger, W. E., y Albertson, J. D. (1995). Regional scale evaporation and the atmospheric boundary layer. *Rev. Geophys*, 33(1), 99–124.

Peck, A. J. (1960). The Water Table as Affected by Atmospheric Pressure. *Journal of Geophysical Research*, 65, 2383.

Philip, J. R. (1957). Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 14(4), 354-366.

Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., y Saxton, K. E. (1982). Estimation of Soil Water Properties. *Transactions of the ASAE*, 25(5).

Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics*, 1, 318-333.

Ripple, C. D., Rubin, J., y van Hylckama, T. E. A. (1970). Estimating steady-state evaporation rates from bare soils under conditions of high water table. *Geological Survey, Open-file report, 1970. 62 P, 10 Fig, 28 Ref, Append.*

Schaap, M. G. (2005). Models for indirect estimation of soil hydraulic properties. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, 1–6.

Schaap, M. G., y Bouten, W. (1996). Modeling water retention curves of sandy soils using neural networks. *Water Resources Research*, 32(10), 3033–3040.

Schaap, M. G., y Leij, F. J. (1998). Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science*, 163(10), 765–779.

Schaap, M. G., y Leij, F. J. (2000). Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the mualem-van genuchten model. *Soil Science Society of America Journal*, 64(3), 843-851.

Schaap, M. G., Leij, F. J., y van Genuchten, M. T. (2001). rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251(3-4), 163–176.

Selker, J. S., Keller, C. K., y McCord, J. T. (1999). *Vadose zone processes*. Boca Raton, Fla.: Lewis Publishers.

Shah, N., Nachabe, M., y Ross, M. (2007, May-Jun). Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Ground Water*, 45(3), 329-338.

Simunek, J., Sejna, M., y van Genuchten, M. T. (1998). The hydrus-1d software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. version 2.0. *US Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.*

Simunek, J., Senja, M., y van Genuchten, M. T. (1998). The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, Version 2.0, US Salinity Laboratory. *Agricultural Research Service, US Department of Agriculture, Riverside, California.*

Stannard, D. I., y Survey, G. (1988). *Use of a hemispherical chamber for measurement of evapotranspiration.* Dept. of the Interior, US Geological Survey: Books and Open-File Reports Section distributor.

Taylor, D. W. (1948). *Fundamentals of soil mechanics.* John Wiley and Sons, New York.

Thies, J. P. (2007). *Medición de la evaporación desde acuíferos someros en el salar de llamara, chile aplicando la metodología del domo.* Tesis de Magíster. Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile.

Thoms, R. B., Johnson, R. L., y Healy, R. W. (2006). Users guide to the variability saturated flow (vsf) process for modflow. *USGS Techniques and Methods.*

Tyler, S. W., Muñoz, J. F., y Wood, W. W. (2006). The response of playa and sabkha hydraulics and mineralogy to climate forcing. *Ground Water*, 44(3), 329-338.

van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci.Soc.Am.J*, 44(5), 892-898.

White, W. N. (1932). *A Method of Estimating Ground-water Supplies Based on Discharge by Plants and Evaporation from Soil: Results of Investigations in Escalante Valley, Utah*. Water-Supply Paper 659-A. Washington D.C.: U.S. Department of the Interior.