



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERÍA

**EVALUACIÓN EXPERIMENTAL Y
NUMÉRICA DE LA EVAPORACIÓN
DESDE AGUAS SUBTERRÁNEAS
SOMERAS. APLICACIÓN A SUELOS
SALINOS DE LA CUENCA DEL SALAR
DE HUASCO**

MARÍA FERNANDA HERNÁNDEZ LÓPEZ

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

Profesor Supervisor:
JOSÉ FRANCISCO MUÑOZ PARDO

Santiago de Chile, Marzo 2012

© 2012, María Fernanda Hernández López



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERÍA

**EVALUACIÓN EXPERIMENTAL Y NUMÉRICA
DE LA EVAPORACIÓN DESDE AGUAS
SUBTERRÁNEAS SOMERAS. APLICACIÓN A
SUELOS SALINOS DE LA CUENCA DEL SALAR
DE HUASCO**

MARÍA FERNANDA HERNÁNDEZ LÓPEZ

Tesis presentada a la Comisión integrada por los profesores:

JOSÉ FRANCISCO MUÑOZ

EDUARDO VARAS

FRANCISCO MEZA

RICARDO OYARZÚN

ISABELLE BRAUD

CRISTIÁN VIAL

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

Santiago de Chile, Marzo, 2012

A mis padres, y hermanos. A mi familia chilena: Antonio, Camila y Filippo por su invaluable y constante apoyo.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que colaboraron con el desarrollo de esta investigación.

A José Francisco Muñoz mi profesor guía, por su desinteresada ayuda, y constante preocupación y apoyo que hizo más grato mi paso por este camino, y su amable sonrisa que me animó siempre a continuar. Por sus comentarios, revisiones y aportes agradezco a los profesores de la comisión examinadora, Eduardo Varas, Francisco Meza, y Ricardo Oyarzun. A Isabelle Braud por su acogida y ayuda en la etapa final de esta travesía.

Mi profundo agradecimiento a los profesores Cristian Ortiz, Jorge Gironás y Carlos Bonilla por sus comentarios, directrices y apoyo. A Francisco Suarez por sus revisiones, comentarios y consejos. A Eduardo y Shester, gracias a su colaboración se realizó la instalación experimental y montaje de los equipos. A Sara, por sacarme siempre de apuros.

A mis compañeros del departamento Victoria, Pamela, Euclides, Leandro, María Paz, Lina, Marycarmen, Esteban, Tomás, y Paulina por su apoyo y compañía durante el tiempo de duración del programa. También agradecer a Carmen Gloria, María Inés, Alejandra, Debby, y Danisa quienes siempre me acompañaron, ayudaron y apoyaron en la parte logística.

Finalmente quiero agradecer a Conicyt por la financiación de este trabajo de grado mediante las becas Doctoral y Apoyo a la Realización de Tesis Doctoral, y al capítulo estudiantil IAHR-PUC por su apoyo a asistencias a congresos y pasantías; a Cemagref y a la Embajada de Francia por su financiamiento para la pasantía doctoral.

INDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
INDICE DE TABLAS	vii
INDICE DE FIGURAS	ix
RESUMEN.....	xvi
1 INTRODUCCIÓN.....	20
1.1 Antecedentes	20
1.2 Metodología	25
1.2.1 Descripción de la cuenca del salar de Huasco	25
1.2.2 Instalación experimental	29
1.2.3 Calibración de sensores de contenido de humedad	32
1.2.4 Determinación de evaporación y flujos de evaporación.....	33
1.2.5 Determinación del frente de evaporación por modelación matemática	34
1.3 Estructura del Trabajo	34
Referencias.....	36
2 EVALUACIÓN DE SENSORES DE TDR PARA LA ESTIMACIÓN DE FLUJOS DE EVAPORACIÓN EN UN SUELO SALINO DESNUDO EN LA CUENCA DEL SALAR DEL HUASCO	45
2.1 Resumen	45
2.2 Abstract	46
2.3 Introducción	46
2.4 Materiales y Métodos	49
2.4.1 Teoría del sistema TDR	49
2.4.2 Sistema TDR.....	52
2.4.3 Calibración del sensor.....	53
2.4.4 Instalación experimental	56
2.5 Resultados y Discusión	58

2.5.1	Influencia del largo de las varillas de los sensores TDR CS605 y CS645.....	58
2.5.2	Influencia de la conductividad eléctrica	61
2.5.3	Influencia de la temperatura	63
2.5.4	Modelos empíricos de calibración	65
2.5.5	Mediciones de contenido de humedad (θ) en una columna de suelo salino	68
2.6	Conclusiones	69
	Referencias.....	70
3	EVALUACION DE LA EVAPORACION Y FLUJOS DE EVAPORACION EN UNA COLUMNA DE SUELO SALINO SECO SOMETIDO A DIFERENTES NIVELES FREATICOS	75
3.1	Resumen	75
3.2	Abstract	76
3.3	Introducción	76
3.4	Materiales y Métodos	79
3.4.1	Instalación experimental.....	79
3.4.2	Determinación de las curvas de retención y conductividad hidráulica	81
3.4.3	Determinación de flujos.....	82
3.5	Resultados y Discusión	85
3.5.1	Evaporación	85
3.5.2	Parámetros hidráulicos.....	87
3.5.3	Perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica y temperatura	90
3.5.4	Flujos de agua líquida y vapor de agua.....	96
3.5.5	Análisis de sensibilidad	102
3.6	Conclusiones	107
	Referencias.....	109
4	DETERMINACIÓN DEL FRENTE DE EVAPORACIÓN DE UN SUELO SALINO POR MODELACIÓN MATEMÁTICA	115
4.1	Resumen	115
4.2	Abstract	115
4.3	Introducción	116

4.4	Materiales y Métodos	119
4.4.1	Instalación experimental	119
4.4.2	Descripción del modelo numérico	120
4.4.3	Parámetros iniciales y condiciones de borde del modelo	124
4.4.4	Análisis de sensibilidad	127
4.5	Resultados y Discusión	128
4.5.1	Resultados experimentales.....	128
4.5.2	Resultados experimentales.....	130
4.5.3	Flujos de agua líquida y vapor de agua en la columna	138
4.5.4	Análisis de sensibilidad	140
4.6	Conclusiones	144
	Referencias.....	145
5	ESCALAMIENTO DE LAS PROPIEDADES HIDRODINAMICAS DE UN PERFIL DE SUELO NO SATURADO.....	150
5.1	Resumen	150
5.2	Abstract	150
5.3	Introducción	151
5.4	Materiales y Métodos	154
5.4.1	Modelo de flujo.....	154
5.4.2	Escalamiento.....	156
5.4.3	Instalación experimental.....	159
5.5	Resultados	160
5.5.1	Propiedades hidrodinámicas	160
5.5.2	Escalamiento de las curvas características.....	163
5.6	Conclusiones	166
	Referencias.....	166
6	CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO	171
6.1	Resumen	171
6.2	Conclusiones	171
6.3	Recomendaciones y trabajo futuro	173
	A N E X O S.....	175
	Anexo A: Programa de edlog para la toma de datos con el datalogger CR10X	176

INDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla II-1: Constantes dieléctricas de referencia (ϵ_{ref}) de los fluidos usados para la validación de los sensores.	55
Tabla III-1: Descripción de los parámetros utilizados en la formulación de los modelos utilizados para estimar los flujos de agua líquida y de vapor de agua.	85
Tabla III-2: Parámetros de las curvas de retención y de conductividad hidráulica ajustados utilizando las expresiones de van Genuchten (1980) para diferentes relaciones de n y m: libres, modelo de Mualem, modelo de Burdine, y con base en la textura del suelo.	89
Tabla IV-1: Coeficientes y variables usados en el modelo SiSPAT para estimar los flujos de agua líquida y de vapor de agua.	122
Tabla IV-2: Parámetros del modelo, condiciones iniciales y de borde para un suelo homogéneo	125
Tabla IV-3: Valores de los parámetros del modelo usados para tres horizontes y para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m.	132
Tabla IV-4: Eficiencia en la calibración del modelo para contenido de humedad y temperatura, y comparación de la evaporación acumulada experimental y obtenida con el modelo calibrado para los niveles freáticos de 0,75 y 0,40 m.	136

Tabla IV-5: Comparación de la evaporación acumulada (mm) para diferentes valores de tortuosidad (τ_a) y factor de corrección (η) para niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m.	141
Tabla V-1: Parámetros hidráulicos ajustados por el modelo RETC, pre- y post-aplicación de ácido.	162

INDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1-1: Mecanismos de evaporación en función del nivel de agua subterránea: a) en suelo húmedo con movimiento de flujo líquido en forma ascendente y evaporación a nivel de la superficie del suelo; b) en capa de suelo superficial seco con movimiento de flujo líquido en el fondo y posterior flujo de vapor bajo la superficie del suelo en forma ascendente; y c) en suelo seco con movimiento de agua tanto en forma líquida como vapor sin claridad acerca del sentido del flujo.	21
Figura 1-2: Diagrama de flujo de la metodología utilizada para el estudio de la evaporación en columnas de laboratorio con suelo natural de la cuenca del salar del Huasco.	26
Figura 1-3: Ubicación de la cuenca del Salar de Huasco.	27
Figura 1-4: Vista general del Salar de Huasco.	28
Figura 1-5: Toma de muestra en la cuenca del salar de Huasco para el montaje experimental.	30
Figura 1-6: Instalación experimental: a) aislamiento de columna de suelo; y b) superficie de la columna con lámpara infrarroja.	31
Figura 1-7: Instalación instrumental. a) sensores de temperatura y de TDR, y b) sistema TDR (Time Domain Reflectometer).	31
Figura 2-1: Forma de la onda típica de la señal electromagnética emitida por el TDR propagada por todo el sistema. Las inflexiones en la forma de la onda corresponden a cambios en la transmisión de la onda debido	

a las uniones entre las partes del sistema: 1) final del cable coaxial e inicio de la cabeza del sensor, 2) final de la cabeza del sensor e inicio de las varillas del sensor (X_i), y 3) final de las varillas del sensor (X_f). El sistema TDR calcula la permitividad aparente a partir de la longitud aparente determinado de la forma de la onda y la longitud real del sensor. 51

Figura 2-2: Mediciones de la constante dieléctrica en muestras de suelo de origen volcánico con el sistema TDR y el sensor CS645 en laboratorio con temperatura controlada. a) Preparación de las muestras a distintos contenidos de humedad; y b) medición de la constante dieléctrica y verificación de la temperatura del laboratorio. 56

Figura 2-3: Instalación experimental..... 57

Figura 2-4: Forma de la onda en mediciones de agua destilada a 25°C obtenidas del software PCTDR: a) Sensor CS605 de 30 cm, y b) sensor CS645 de 7,5 cm. 59

Figura 2-5: Influencia del largo de las varillas del sensor en la determinación de la permitividad real (ϵ'), imaginaria (ϵ'') y constante dieléctrica (ϵ) como función del contenido de humedad y estimación de θ con ecuación de Topp: a) Sensor CS605 (30,0 cm); y b) Sensor CS645 (7,5 cm). 60

Figura 2-6: Evaluación del sensor CS645 para mediciones de conductividad eléctrica a 25°C (σ_{sensor}^{25}): a) determinación de la constante del sensor para medición de conductividad eléctrica(Kp) con medios de referencia, b) mediciones de conductividad eléctrica en soluciones salinas de KCl, c) determinación de la constante dieléctrica (ϵ) en

fluidos de referencia no salinos, y d) influencia de la conductividad eléctrica en lecturas de la constante dieléctrica en soluciones de KCl. 62

- Figura 2-7: Determinación del contenido de humedad (θ) por sensores TDR (CS645) a diferentes temperaturas..... 64
- Figura 2-8: Ajuste de modelos empíricos de calibración para suelos de origen volcánico. 66
- Figura 2-9: Modelos empíricos de calibración del sensor TDR CS645 para el suelo de la cuenca del salar de Huasco. 67
- Figura 2-10: Mediciones de contenido de humedad a diferentes profundidades de la superficie con sensores TDR: a) perfil de equilibrio de contenido de humedad, y b) variación del contenido de humedad en el perfil de suelo y temperatura superficial en el tiempo. 68
- Figura 3-1: Instalación experimental..... 81
- Figura 3-2: Mediciones de evaporación en laboratorio y en campo por diferentes metodologías en la cuenca del salar del Huasco. Las mediciones con lisímetros fueron realizadas por GP Consultores (2008) y la medición del domo por Johnson (2009)..... 86
- Figura 3-3: Ajustes de curvas características: a) curvas de succión, y b) curvas de conductividad hidráulica no saturada..... 88
- Figura 3-4: Evolución temporal de los perfiles de contenido de humedad (θ), conductividad eléctrica (σ), y temperatura (T) para una columna de

arena salina sometida a diferentes niveles de agua. Condición inicial no saturada. N.A = Nivel de Agua, d = día.....	91
Figura 3-5: Perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica, y temperatura para 75, 50, 40, y 30 cm de nivel freático al día 20 de cada experimento.	94
Figura 3-6: Perfiles de flujos de agua líquida isotérmico (q_{Lh}), térmico (q_{LT}) y total (q_L), y perfiles de flujos de vapor de agua isotérmica (q_{vh}), térmica (q_{vT}) y total (q_v). Resultados mostrados a 20 días de experimentación para cada nivel freático. Un valor negativo significa flujo ascendente y valores positivos flujo descendente.	97
Figura 3-7: Perfiles de flujo líquido (q_L) y de vapor de agua (q_v) para diferentes niveles freáticos (N.A.). Un valor negativo significa flujo ascendente y valores positivos flujo descendente..	99
Figura 3-8: Perfil de flujo total de agua (q_{Total}) para cada nivel de agua impuesto en la columna de experimentación. Un valor negativo significa flujo ascendente y valor positivo flujo descendente.....	101
Figura 3-9: Factor de corrección η para diferentes valores del parámetro a de la Ecuación 3.8.....	104
Figura 3-10: Perfiles de flujos agua líquida (q_L), de vapor de agua (q_v), y total (q_{Total}) para el nivel freático de 75 cm usando valores de $a = 5, 9,5$ y 15 para determinar el factor de corrección η según la Ecuación 3.8 (Cass et al, 1984), y el valor según la Ecuación 3.11 (Philip y de Vries, 1957). Un valor negativo significa flujo ascendente y valores positivos flujo descendente.	105

- Figura 3-11: Perfiles de flujos de vapor de agua isotérmico (q_{vh}), térmico (q_{vT}), y total (q_v) para el nivel freático de 75 cm usando valores de tortuosidad constante de 0,1, 0,3, 0,4 y variables. La tortuosidad variable se calculó con la aproximación de Millington y Quirk (1961). Un valor negativo significa flujo ascendente y un valor positivo flujo descendente..... 106
- Figura 4-1: Perfiles de contenido de humedad y de conductividad eléctrica para los niveles freáticos de: a) 0,75 m, y b) 0,40 m. 129
- Figura 4-2: Perfiles de contenido de humedad simulados y observaciones experimentales con las condiciones iniciales de la Tabla 4.2 donde se consideró el suelo verticalmente homogéneo: a) nivel freático de 0,75 m, y b) nivel freático de 0,40 m. 131
- Figura 4-3: Curvas de succión ajustadas para cada horizonte (E1, E2, y E3): a) nivel freático de 75 cm, y b) nivel freático de 40 cm. 133
- Figura 4-4: Comportamiento de la conductividad térmica con el modelo de Laurent y Guerre-Chaley (1995) con los parámetros de la condición inicial y con los parámetros calibrados de esta ecuación para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m. 134
- Figura 4-5: Perfiles de contenido de humedad y temperatura simulados y observaciones experimentales: a) nivel freático de 0,75 m, y b) nivel freático de 0,40 m. 135
- Figura 4-6: Influencia de la conductividad térmica en los perfiles de contenido de humedad y temperatura observados y calculados con los parámetros

de Laurent iniciales y calibrados: a) nivel freático de 0,75 m, y b) nivel freático de 0,40 m.	137
Figura 4-7: Variación de los flujos de agua líquida y de vapor de agua a lo largo del perfil del suelo para los niveles freáticos: a) 0,75 m, b) 0,40 cm. Un valor negativo significa flujo ascendente y un valor positivo flujo descendente.	139
Figura 4-8: Comparación del perfil del flujo de vapor de agua en los niveles freáticos (N.A.) de 0,75 y de 0,40 m para diferentes: a) valores de tortuosidad (τ_a), y b) valores del factor de corrección (η).	143
Figura 5-1: Similitud geométrica de una figura: a) figura de referencia con una longitud característica L^* ; b) figura similar con longitud característica L_1 donde $L^* = \alpha_1 L_1$, con un factor de escala $\alpha_1 = 2$; y c) figura similar con longitud característica L_2 , con $\alpha_2 L_2 = L^*$, con factor de escala $\alpha_2 = 1/2$ (Sposito, 1998a).	152
Figura 5-2: Modelos conceptuales de escalamiento para la curva de succión. a) modelo de escalamiento de la curva $h(\theta)$ propuesta por Miller y Miller (1955a). b) modelos de escalamiento acorde a Warrick et al. (1977). El escalamiento de Warrick et al está basado en la estandarización del contenido de humedad del suelo usando el contenido de agua efectivo (Se) en lugar del contenido de humedad (θ).	158
Figura 5-3: Curvas características pre- y post-aplicación de ácido ajustadas a los datos: a) curvas de succión (modelo de van Genuchten), y b) curvas de conductividad hidráulica (modelo de Brooks y Corey). Los resultados muestran valores altos de succión y bajos valores de	

conductividad hidráulica para el mismo contenido de humedad después de la aplicación de ácido. 161

Figura 5-4: Gráficos log-log de las curvas hidrodinámicas pre- y post-aplicación de ácido como función de Se . a) curvas de succión, y b) curvas de conductividad hidráulica no saturada..... 164

Figura 5-5: Comparación de los valores observados y reescalados de la post-aplicación de ácido: a) muestra $h_{R,escalada}$, y b) muestra $K_{R,escalada}$ 165

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

EVALUACIÓN EXPERIMENTAL Y NUMÉRICA DE LA EVAPORACIÓN DESDE
AGUAS SUBTERRÁNEAS SOMERAS. APLICACIÓN A SUELOS SALINOS DE LA
CUENCA DEL SALAR DE HUASCO

Tesis enviada a la Dirección de Investigación y Postgrado en cumplimiento parcial de los
requisitos para el grado de Doctor en Ciencias de la Ingeniería.

MARÍA FERNANDA HERNÁNDEZ LÓPEZ

RESUMEN

El objetivo de esta investigación fue evaluar experimental y numéricamente el mecanismo de evaporación de un suelo salino desnudo sometido a diferentes niveles freáticos bajo condiciones controladas de temperatura y humedad relativa. La muestra de suelo proviene de la cuenca del salar del Huasco, ubicada en la Primera Región de Tarapacá. Para esto, se implementó una columna de laboratorio de 120 cm de largo y 30 cm de diámetro interno, conectada con un tubo de Mariotte para fijar el nivel de agua. La columna se instrumentó con sensores previamente calibrados para mediciones de contenido de humedad, y de conductividad eléctrica, y sensores de temperatura a nueve profundidades, con registros cada 5 minutos. Se evaluó el efecto del largo de las varillas del sensor, la temperatura, y la conductividad eléctrica en la determinación de la permitividad aparente con un sistema TDR. Se determinó la evaporación, y los flujos de evaporación de agua líquida y vapor de agua debido a gradientes de presión y de temperatura para diferentes niveles freáticos. Se utilizó el modelo SiSPAT para simular el flujo que se establece en la columna del suelo para dos niveles freáticos bajo condiciones isotérmicas. Además, se evaluó la teoría del escalamiento de las curvas características de un medio poroso sometido a la aplicación de un ácido, con datos generados en columnas de laboratorio.

Los resultados mostraron que existe una correlación entre el largo de la varilla del sensor y el contenido de humedad. Los sensores de longitud corta (7,5 cm) no se ven afectados por la temperatura, no se ajustan a la curva de Topp, y se propone dos curvas de calibración.

Los valores de evaporación obtenidos en laboratorio fueron acordes a lo registrado en campo con otras metodologías. Se observó la existencia de un transporte y acumulación de sales en el perfil del suelo. La evaporación ocurre bajo la superficie del suelo, y el flujo líquido isotérmico es el principal componente. A mayor profundidad del nivel de agua, mayor la magnitud del flujo de vapor, y menor el transporte de flujo líquido hasta la superficie. La simulación numérica permitió confirmar la existencia de un frente de evaporación. El impacto de la tortuosidad (τ_a) y el factor de corrección (η) en la difusividad isotérmica (D_{vh}) y en la difusividad térmica (D_{vT}) respectivamente son importantes, aunque es η el que presenta una mayor importancia, llegando a reproducir incluso fenómenos de condensación en la superficie de la columna para un nivel freático de 75 cm.

Se comprobó que el cambio en las características hidrodinámicas de un medio poroso sometido a un flujo de agua y ácido en condiciones no saturadas pueden ser escaladas al medio poroso después de la acción del flujo de solutos lo que permite concluir que la metodología de escalamiento puede ser usada para determinar las características hidrodinámicas de suelos de una misma cuenca sometidos a diferentes flujos de evaporación.

Miembros de la Comisión de Tesis Doctoral

JOSÉ FRANCISCO MUÑOZ

EDUARDO VARAS

FRANCISCO MEZA

RICARDO OYARZÚN

ISABELLE BRAUD

CRISTIAN VIAL

Santiago, Marzo, 2012

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERIA

EXPERIMENTAL AND NUMERICAL EVALUATION OF SHALLOW GROUND
WATER EVAPORATION. SALINE SOIL APPLICATION OF SALT BASIN HUASCO

Thesis submitted to the Office of Research and Graduate Studies in partial fulfillment of
the requirements for the Degree of Doctor in Engineering Sciences by

MARIA F. HERNÁNDEZ

ABSTRACT

The objective of this study was to evaluate experimentally and numerically the mechanism of evaporation from bare saline soil under different constant water levels under controlled conditions of temperature and relative humidity in the laboratory. The soil sample came from the salar del Huasco basin, located in the First Region of Tarapacá. For this, it was implemented a laboratory column of 120 cm long and 30 cm internal diameter, connected to a Mariotte tube to set the water level constant. The column was instrumented with sensors previously calibrated for measuring moisture content and electrical conductivity, and temperature sensors located at nine different depths, and registering every 5 minutes. The influence of the long rod sensors, temperature and electrical conductivity in the determination of the apparent permittivity with a TDR was evaluated. For different water levels, the evaporation the flow of liquid water evaporation, the water vapor due to pressure gradients and the temperature gradients were determined. SiSPAT model was used to simulate the flow in the soil column for two groundwater levels under isothermal conditions. In addition, the scaling theory of the characteristic curves of a porous medium subject to the application of an acid, with data generated in laboratory columns was evaluated.

The results showed a positive correlation between the length of the sensor rod and the moisture content. The short length sensors (7.5 cm) are not affected by temperature, do not fit a Topp curve, and we propose two calibration curves.

Evaporation values obtained in the laboratory were chords with that recorded in the field with other methodologies. Was observed the existence of transport and accumulation of salt in the soil profile. The numerical simulation confirmed the existence of an evaporation front. Evaporation occurs beneath the soil surface, and we determined the existence of an evaporation front. The deeper the water level, the greater the magnitude of the steam flow, and the lesser the liquid flow transport to the surface. The impact of tortuosity (τ_a) and the enhancement factor (η) in the isothermal diffusivity (D_{vh}) and thermal diffusivity (D_{VT}) respectively are important, although η presents a greater importance, being able to reproduce even condensation phenomena on the surface of the column for a 75 cm water table.

It was found that the hydrodynamic characteristics of a medium before chemical action can be scaled to the medium after the chemical action, therefore, it becomes a tool for application to the evaporation process.

Members of the Doctoral Thesis Committee:

JOSÉ FRANCISCO MUÑOZ

EDUARDO VARAS

FRANCISCO MEZA

RICARDO OYARZÚN

ISABELLE BRAUD

CRISTIAN VIAL

Santiago, Marzo, 2012

1 INTRODUCCIÓN

La evaporación que se produce desde el agua subterránea en acuíferos someros situados en cuencas de climas áridos e hiperáridos, constituye en algunos casos la principal descarga del balance hídrico (Shah et al, 2007). En cuencas altiplánicas como las situadas en el norte de Chile, donde la información hidrológica es sumamente escasa y difícil de obtener, una buena estimación de la evaporación que se produce desde el agua superficial, y desde el agua subterránea permite evaluar los recursos hídricos disponibles que recargan estas cuencas (Johnson et al, 2010).

1.1 Antecedentes

El proceso de evaporación a partir de un suelo desnudo puede ser descrito según las condiciones de humedad del suelo de tres formas (Gardner y Hillel, 1962; Idso et al, 1974): i) para un suelo húmedo, en el cual la tasa de evaporación es alta y está limitada solo por la disponibilidad de agua, energía y por las condiciones atmosféricas, resulta independiente de las propiedades del suelo, y ocurre en forma de un flujo capilar en estado líquido por debajo de la superficie del suelo debido a que los poros del suelo están casi saturados (Qiu y Ben-Asher, 2010; Shokri et al, 2010); ii) para una capa superficial de suelo seco y un nivel freático menos superficial, la demanda evaporativa es mayor que la habilidad del suelo para conducir agua en estado líquido (Jackson, 1964; Rose, 1968a), formándose dos regiones de flujo dentro del perfil del suelo (Philip, 1957), una región inferior donde el movimiento de agua ocurre en forma líquida y una región superior cercana a la superficie del suelo donde el movimiento ocurre en forma gaseosa; la división entre ambas regiones se conoce como frente de evaporación (Boulet et al, 1997; Gowing et al, 2006; Konukcu et al, 2004; Saravanapavan y Salvucci, 2000); y iii) para un suelo más seco, la tasa de evaporación es controlada por mecanismos de transferencia de vapor (Gardner y Hillel, 1962; Idso et al, 1974), y debido al

muy bajo contenido de humedad en el perfil, la transferencia de vapor puede ser dominante (Figura 1-1).

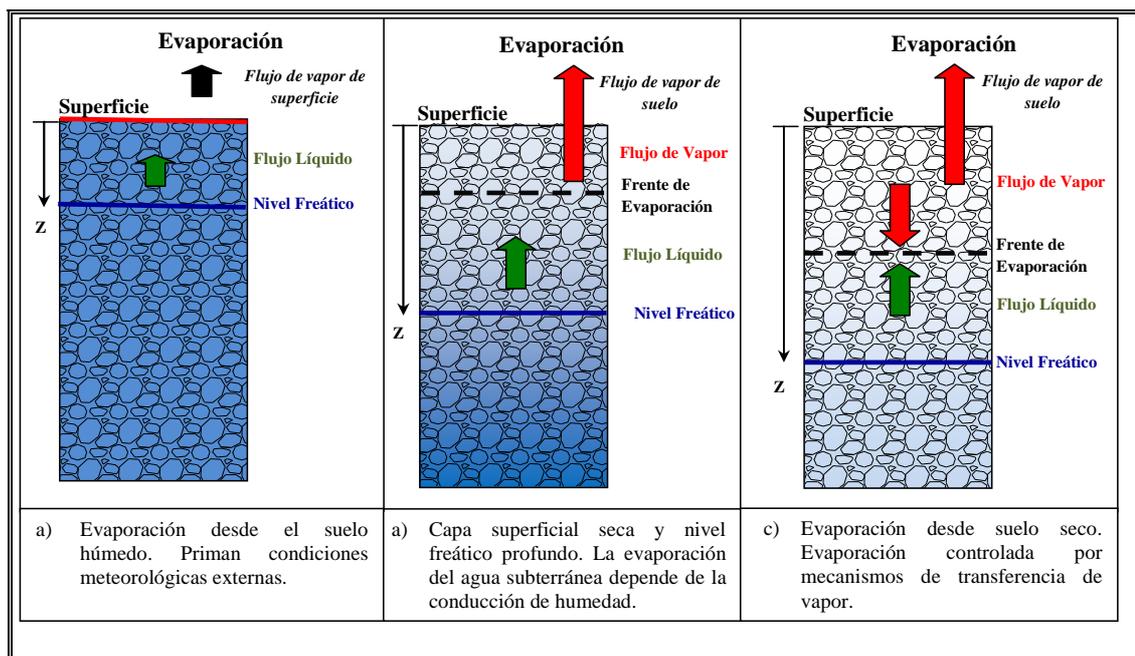


Figura 1-1: Mecanismos de evaporación en función del nivel de agua subterránea: a) en suelo húmedo con movimiento de flujo líquido en forma ascendente y evaporación a nivel de la superficie del suelo; b) en capa de suelo superficial seco con movimiento de flujo líquido en el fondo y posterior flujo de vapor bajo la superficie del suelo en forma ascendente; y c) en suelo seco con movimiento de agua tanto en forma líquida como vapor sin claridad acerca del sentido del flujo.

El proceso de evaporación en suelos bajo condiciones secas con napas freáticas someras es un fenómeno complejo debido a que el transporte de calor, de agua líquida, de vapor y de soluto ocurren simultáneamente. La evaporación (Gran et al, 2011a), depende de varios factores entre los que se destacan a) la profundidad del agua subterránea, b) las características hidrodinámicas del perfil de suelo no saturado, es decir la curva de succión $h(\theta)$ y la curva de conductividad hidráulica

no saturada $K(\theta)$, c) la distribución de la temperatura en el perfil de suelo no saturado, d) las condiciones atmosféricas en la superficie, y e) las condiciones de salinidad del agua y del suelo.

Una estimación confiable de la descarga por evaporación de toda una cuenca requiere tener un buen entendimiento y comprensión de los procesos que participan en el flujo de agua, de vapor y de calor desde la napa subterránea hacia la atmósfera, dada la gran variabilidad espacial que presentan los suelos en las cuencas altiplánicas, y las diferentes profundidades que tiene la napa subterránea. La determinación de la evaporación desde el agua subterránea en una cuenca de clima árido o hiperárido requiere entonces conocer la distribución espacial tanto de las características del perfil de suelo no saturado que separa la superficie del suelo de la napa así como también las diferentes profundidades a la que se encuentra la napa en la cuenca.

Diversos estudios experimentales realizados en columnas de laboratorio han permitido mejorar el conocimiento de los mecanismos que intervienen en la evaporación, tales como el movimiento de agua líquida, de vapor de agua, de calor y de solutos (Braud et al, 2009b; Cahill y Parlange, 1998; Gran et al, 2011a; Konukcu et al, 2004; Naschshon et al, 2011; Nassar y Horton, 1989; Rose et al, 2005; Shimojima et al, 1990). También, se han realizado estimaciones de la evaporación en terreno en base mediciones de balances de energía entre el suelo y la atmósfera (Boulet et al, 1997; Chanzy y Bruckler, 1993; Parlange et al, 1998; Zeng et al, 2008). Otros estudios han medido la evaporación usando lisímetros (Agam (Ninari) et al, 2004; Lanthaler, 2004; Tood et al, 2000; Yamanaka et al, 1998), tasas de Bowen (Brotzge y Crawford, 2003; Dugas et al, 1991; Rana y Katerji, 2000), técnicas isotópicas (Coudrain et al, 2003), método del domo (Greenwood y Beresford, 1980; Johnson et al, 2010; Rana y Katerji, 2000; Sanford y Wood, 2001; Stannard y Wertz, 2006), y correlación de Eddy (Assouline et al, 2008; Kampf et al, 2005; Tanny et al, 2008; Tyler et al, 1997; Wilson et al, 2001).

La importancia de las variaciones de la temperatura dentro del perfil de suelo en la tasa de evaporación ha sido estudiada por varios investigadores (Cahill y Parlange, 1998; Cary, 1964, 1966; Jackson, 1973; Olivella et al, 1996; Rose, 1968a, 1968b; Westcot y Wirenga, 1974), quienes han mostrado que los flujos debido a gradientes de temperatura pueden ser importantes en el transporte de agua en la zona no saturada en condiciones áridas e hiperáridas. Se ha mostrado que el flujo líquido inducido por la migración del vapor es capaz de transportar sales disueltas de zonas de menor temperatura a zonas de mayor temperatura, movimiento que se debe al gradiente osmótico que se crea al aumentar la concentración de sales por evaporación en la zona de mayor temperatura (Bear y Gilman, 1995; Gran et al, 2011a; Naschshon et al, 2011; Olivella et al, 1996; Resurreccion, 2002).

Los estudios experimentales tanto en laboratorio como en campo han permitido la calibración y validación de modelos numéricos que resuelven las ecuaciones de flujo de agua líquida, de vapor de agua, de calor y de solutos, y que pueden ser usados como herramientas de predicción (Boulet et al, 1997; Braud et al, 2009a; Gowing et al, 2006; Gran et al, 2011b; Grifoll et al, 2005; Novak, 2010; Saito et al, 2006; Sakai et al, 2009; Saravanapavan y Salvucci, 2000; Zeng et al, 2008).

La mayoría de los estudios experimentales se han realizado en columnas con suelos homogéneos de arena y limo, con y sin salinidad, inicialmente saturados, y la determinación de la distribución del contenido de humedad del suelo se ha realizado por muestreo destructivo para observar los cambios del contenido de humedad debido al transporte de agua, y para analizar posteriormente la dinámica que envuelve el movimiento de agua líquida, de vapor de agua, de calor y de soluto. Por su parte, los estudios en campo han permitido evaluar la evaporación local de un suelo natural para una profundidad de la napa.

Sin embargo, cuando se debe evaluar la evaporación total que se descarga en una cuenca, se debe considerar la presencia de suelos altamente estratificados, con altos contenidos de salinidad en algunos sectores de la cuenca, que modifican las características hidrodinámicas del perfil de suelo no saturado, y con una napa

subterránea que se presenta a diferentes profundidades. Adicionalmente, se debe considerar la fuerte variación temporal que experimentan las condiciones atmosféricas en este tipo de cuencas lo que hace que el problema espacial y temporal de la evaporación haya sido poco estudiado para cuencas áridas e hiperáridas altiplánicas.

Se considera entonces necesario disponer de la instrumentación adecuada para una medición continua tanto espacial como temporal, capaz de medir características de suelos naturales estratificados, para diferentes profundidades del nivel de agua bajo la superficie del suelo.

El objetivo general del presente trabajo es identificar los procesos que intervienen en el fenómeno de la evaporación en una columna de suelo desnudo, con suelo natural y estratificado de la cuenca del salar del Huasco sometida a diferentes niveles de la napa freática bajo condiciones atmosféricas extremas. Los objetivos específicos de este trabajo son: i) evaluar el comportamiento de sensores electromagnéticos para la determinación de contenido de humedad en suelos salinos; ii) determinar la evaporación y los flujos de agua líquida y de vapor de agua para diferentes profundidades de la napa freática; iii) aplicar un modelo numérico que permita simular los flujos de agua líquida, de vapor de agua y de temperatura que se producen en la columna de suelo; y iv) evaluar la teoría del escalamiento de las curvas características de un medio poroso en columnas de laboratorio.

Las hipótesis asociadas a esta investigación son las siguientes: 1) el flujo de evaporación se desarrolla en forma de agua líquida y de vapor de agua en la zona no saturada, y depende de las características del perfil de suelo; 2) las condiciones de humedad en la zona no saturada relacionadas con la profundidad de la napa determinan la magnitud de los flujos de agua líquida y de vapor de agua en la zona no saturada.

1.2 Metodología

Para cumplir los objetivos planteados se estudió el proceso de evaporación mediante la medición de perfiles de temperatura, de humedad y de conductividad eléctrica en una columna de suelo estratificada proveniente de la cuenca del salar de Huasco para condiciones controladas de temperatura y humedad relativa representativas de la cuenca de estudio y para diferentes niveles de agua subterránea. Para esto, se desarrolló un trabajo de campo que consistió en recopilar cuidadosamente muestras de suelo representativas de un perfil natural, se construyó una instalación experimental para realizar experiencias de laboratorio, y se utilizó herramientas de simulación numérica para determinar los flujos de agua líquida y vapor de agua en una columna de suelo. La Figura 1-2 presenta un diagrama general con la metodología desarrollada para cumplir con los objetivos planteados.

1.2.1 Descripción de la cuenca del salar de Huasco

La cuenca del salar del Huasco se encuentra situada en la Comuna de Pica, Provincia de Iquique, Primera Región de Tarapacá (Figura 1-3), tiene una superficie de 1.471 km², y es una depresión volcanotectónica de forma ovoide elongada hacia el norte y hacia el sur, que está localizada en el Altiplano Andino. Es una cuenca endorreica de altura media de 4.165 msnm, limitada por cordones montañosos de aproximadamente 5.000 msnm, que drena sus aguas al salar del Huasco, que es el punto más bajo de la cuenca situado a 3.770 msnm.

Esta cuenca se encuentra influenciada por dos tipos de clima, el de Tundra por efecto de la altura con precipitación estival, descrito como clima de Estepa de altura, y el Desértico frío o Marginal de altura. El primero ocupa la mitad norte de la cuenca, y la parte oriental donde se observan alturas superiores a los 3.500 msnm. Se caracteriza por presentar temperaturas medias que no superan los 5°C y una amplia oscilación térmica entre el día y la noche (Flores, 2010). El clima Desértico frío se presenta sobre los 2.000 msnm, alcanza la parte surponiente del

salar del Huasco se caracteriza por presentar precipitaciones en verano, entre 20 y 150 mm al año, dependiendo de la altura, y temperaturas que varían entre 4 y 14°C (DGA – PUC, 2009).

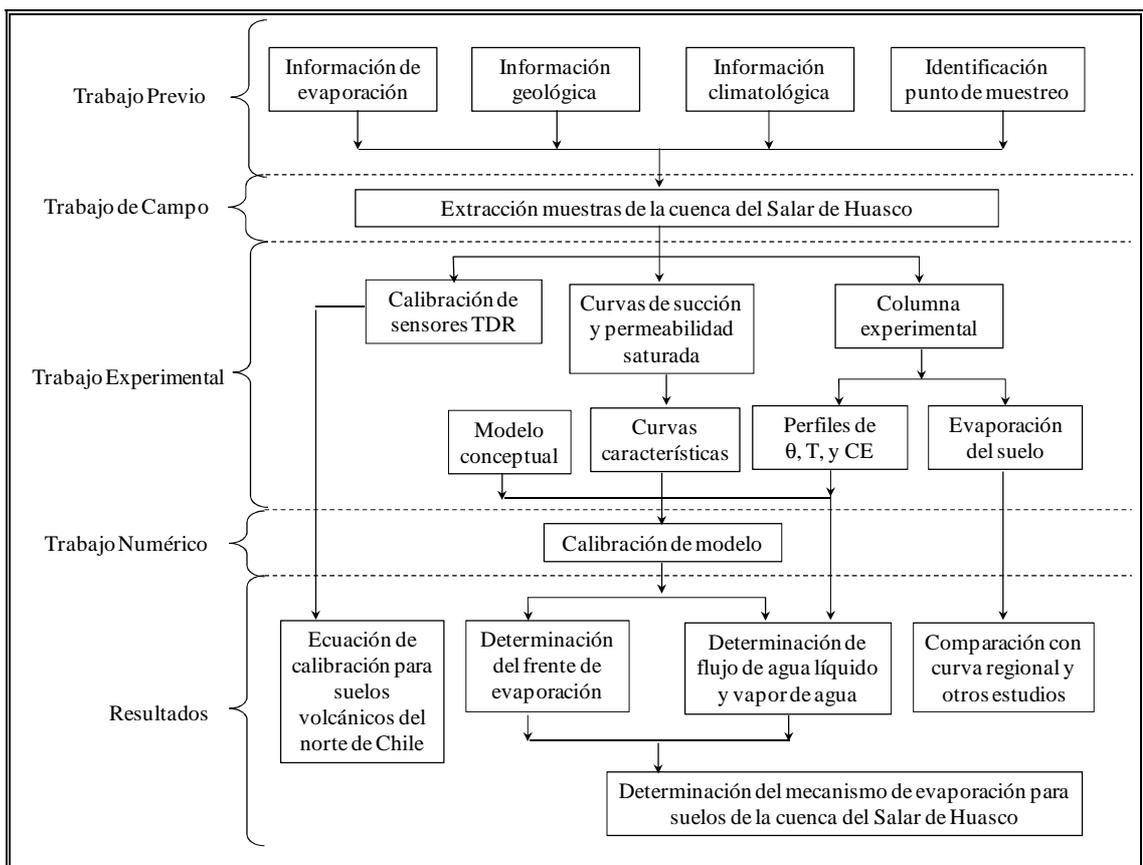


Figura 1-2: Diagrama de flujo de la metodología utilizada para el estudio de la evaporación en columnas de laboratorio con suelo natural de la cuenca del salar del Huasco.

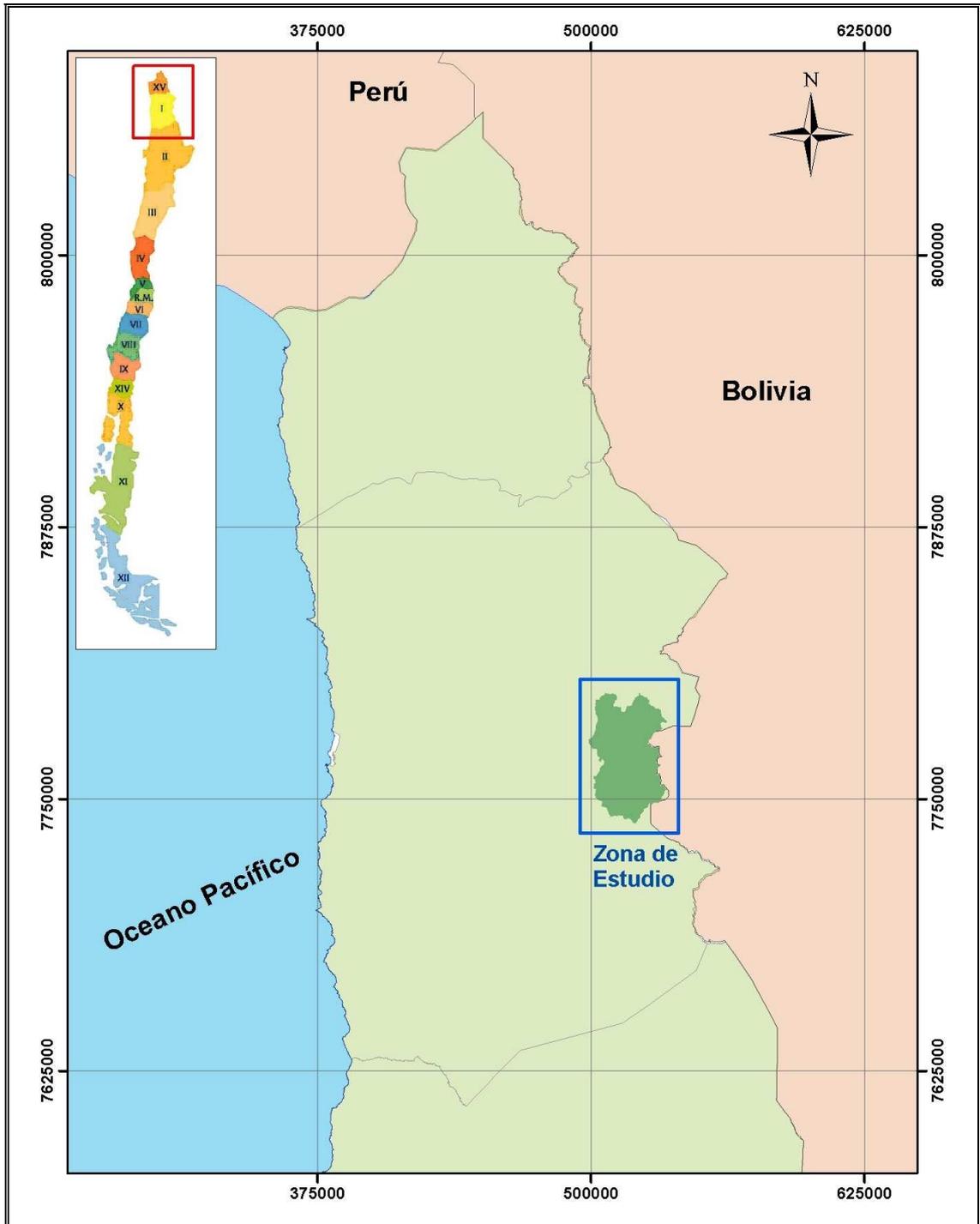


Figura 1-3: Ubicación de la cuenca del Salar de Huasco.

Esta cuenca presenta precipitaciones con una alta variabilidad estacional e interanual (ciclos muy marcados con años extremadamente húmedos y otros años extremadamente secos), una muy baja humedad relativa del aire y alta radiación solar, y se evidencia un fuerte y constante viento que se levanta especialmente al medio día, en cualquier época del año y con velocidades que pueden superar los 60 km h⁻¹ (Acosta, 2004).

La recarga del agua subterránea en la cuenca se ha estimado entre 920,1 L s⁻¹ y 1.400,6 L s⁻¹ con un valor medio de 1.158,7 L s⁻¹. Las descargas se producen por la evaporación, tanto de aguas superficiales como de las napas someras, por la evapotranspiración de la vegetación, y por descargas hacia otras cuencas. En esta cuenca se estimó una descarga total que varía entre 699,0 L s⁻¹ y 815,0 L s⁻¹, con un valor promedio de 757,0 L s⁻¹ (Flores, 2010).

Las unidades geológicas de la cuenca del salar del Huasco muestran afloramientos de rocas de origen volcánico, de edades entre el Mioceno hasta el Cuaternario. Sobreyacen a estas unidades volcánicas, secuencias de depósitos de relleno, de edad Terciaria a Reciente, y la existencia de afloramientos aislados de rocas de edad Cretácica (DGA – PUC; 2009), lo que indica que la cuenca del salar de Huasco se formó probablemente en el Terciario medio, como consecuencia del tectonismo que alzó la zona de la actual Cordillera Occidental.



Figura 1-4: Vista general del Salar de Huasco.

1.2.2 Instalación experimental

La instalación experimental utilizada en este trabajo consistió en una columna de acrílico rodeada con un aislante térmico, conectada a un tubo de Mariotte para mantener el nivel de agua constante bajo la superficie del suelo. La columna se rellenó con suelo proveniente de una calicata realizada en el salar del Huasco de 120 cm de profundidad con un área superficial de 50 x 50 cm², desde la cual se extrajo el material de los estratos observados, los que se empacaron de tal forma que su transporte no alterara las muestras (Figura 1-5). Adicionalmente se tomaron muestras de cada estrato para su análisis granulométrico, densidad y curvas características.

Con el fin de reproducir las condiciones atmosféricas extremas de la cuenca del salar de Huasco en términos de temperatura, y humedad relativa, se colocó una lámpara infrarroja sobre la superficie de la columna, y un ventilador para simular el viento sobre la superficie de la columna (Figura 1-6). Se colocó una lámpara infrarroja debido a que genera más calor que luz visible que la lámpara normal. Adicionalmente, se tomaron mediciones de temperatura y humedad relativa en el laboratorio y sobre la columna experimental con 2 sensores Vaisala HMP75.

La columna se instrumentó con un equipo Campbell Scientific Inc. provisto de un sistema que consta de un registrador de datos, un TDR, 2s multiplexores, 9 sensores de temperatura y 9 sensores de contenido de humedad. El programa de medición de los sensores fueron programados con el software PC400 (Campbell Scientific Inc., Logan, UT) (ver Anexo 1). Los sensores fueron colocados horizontalmente a partir de la superficie de la columna de suelo y se tomaron registros de mediciones cada 5 minutos (Figura 1-7).



Figura 1-5: Toma de muestra en la cuenca del salar de Huasco para el montaje experimental.



Figura 1-6: Instalación experimental: a) aislamiento de columna de suelo; y b) superficie de la columna con lámpara infrarroja.

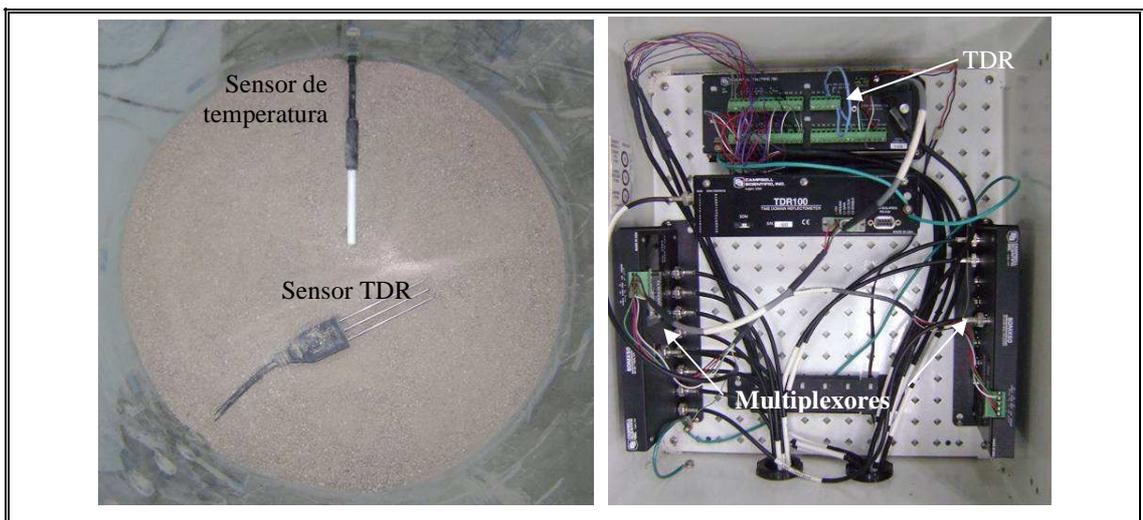


Figura 1-7: Instalación instrumental. a) sensores de temperatura y de TDR, y b) sistema TDR (Time Domain Reflectometer).

1.2.3 Calibración de sensores de contenido de humedad

Los sensores electromagnéticos para medición de contenido de humedad determinan la permitividad dieléctrica (ϵ) de un medio poroso a partir de la relación existente entre el tiempo de viaje de una onda electromagnética y la longitud del sensor. La permitividad dieléctrica es una constante física que describe como un campo eléctrico afecta y es afectado por un medio, y debido a la diferencia en permitividad dieléctrica entre el agua ($\epsilon \cong 80$), el aire ($\epsilon \cong 1$), y las partículas minerales ($\epsilon \cong 2-15$), se puede estimar el contenido de humedad de un suelo (θ), a partir de la relación existente entre la permitividad dieléctrica y el contenido de humedad.

Para la elección de los sensores de contenido de humedad, se realizaron evaluaciones acerca de la influencia de: 1) largo de las varillas del sensor, 2) salinidad, y 3) temperatura. Para evaluar la influencia de la varilla del sensor se prepararon muestras con diferentes contenidos de humedad, y se tomaron mediciones de permitividad dieléctrica con sensores de tres varillas y 7,5 cm (CS645) y de 30,0 cm (CS605) de largo. La influencia de la salinidad se determinó, calibrando los sensores (CS645 y CS605) en soluciones de KCl con diferente concentración a 25°C, se compararon las mediciones de conductividad eléctrica tomadas con los sensores y con un conductivímetro CDC 401 (HACH, Loveland, CO), se tomaron mediciones de permitividad de diferentes medios de referencia, y se midió la permitividad dieléctrica de diferentes soluciones de KCl. La influencia de la temperatura se determinó haciendo mediciones de permitividad dieléctrica en 4 temperaturas diferentes de laboratorio.

Por último se prepararon muestras con el mismo suelo con diferentes contenidos de humedad, se midió su valor con el sensor TDR, y se determinó el contenido volumétrico real de la muestras. Se propone una ecuación de calibración para mediciones de contenido de humedad en suelos volcánicos altamente salinos del salar de Huasco.

1.2.4 Determinación de evaporación y flujos de evaporación

Para determinar la evaporación y el frente de evaporación a través de un suelo salino desnudo inicialmente seco, se llevaron a cabo experimentos a diferentes profundidades de nivel de agua bajo condiciones isotérmicas controladas en laboratorio. Se fijaron niveles de agua constantes a profundidades de 75, 50, 45, y 30 cm mediante el tubo de Mariotte, a la columna instrumentada con sensores de temperatura y TDR. Los sensores se instalaron a profundidades de 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 y 45 cm de la superficie del suelo,

Las tasas de evaporación para cada nivel de agua se determinaron a partir de la disminución diaria del volumen de agua del tubo de Mariotte. Estos resultados se compararon con mediciones en terreno con lisímetros instalados en la cuenca y con mediciones realizadas con la metodología del domo en la cuenca.

Los flujos de agua para cada nivel de agua se determinaron de acuerdo con Milly (1982) que considera la sumatoria de los flujos de agua líquido y de vapor de agua debido a gradientes de temperatura (flujo térmico) y a gradientes de presión (flujo isotérmico). Esta determinación se realizó a partir de las mediciones de contenido de humedad, y temperatura en el perfil del suelo, y de la determinación de las propiedades hidrodinámicas del suelo en estudio.

Las principales propiedades hidrodinámicas de un suelo son la curva de succión, que corresponde a la presión que tiene el agua a un cierto contenido de humedad, y la conductividad hidráulica no saturada que corresponde a la capacidad del suelo para conducir el agua a diferentes valores del contenido de humedad. La curva de succión se determinó sometiendo la muestra de suelo a distintas presiones entre 0,33 y 15,0 bares en una olla de presión, y la conductividad hidráulica no saturada del suelo se ajustó a partir de la medición de la conductividad hidráulica saturada (K_s) determinada con un permeámetro de carga constante con las expresiones propuestas por van Genuchten (1980).

1.2.5 Determinación del frente de evaporación por modelación matemática

La determinación del frente de evaporación y la simulación de los flujos de agua en el perfil de suelo inicialmente seco y dos niveles de agua, se realizó mediante el modelo SiSPAT (Braud et al., 1995). Modelo que acopla el movimiento de los flujos de agua líquida y de vapor de agua debido a los gradientes de temperatura (flujos térmicos) y a los gradientes de presión (flujos isotérmicos).

El modelo se calibró para cada nivel freático a partir de las curvas características del suelo determinadas en laboratorio, con el fin de reproducir el contenido de humedad, y temperatura medidos en el perfil del suelo, y la evaporación acumulada determinados experimentalmente para cada nivel de agua.

Se realizó un análisis de sensibilidad a dos parámetros del flujo de vapor, la tortuosidad (τ_a) y el factor de corrección (η) que corresponden a los parámetros de mayor incertidumbre en los flujos de vapor de agua isotérmico y térmico respectivamente. Este análisis consistió en dar valores a la tortuosidad en un rango de valores encontrados en literatura, y para el caso del factor de corrección para el flujo de vapor térmico consistió en evaluar dos ecuaciones encontradas en literatura.

1.3 Estructura del Trabajo

Este documento presenta los resultados obtenidos en esta investigación, organizados en 6 capítulos. Con el fin de determinar el contenido de humedad y la conductividad eléctrica en el perfil del suelo, en el capítulo 2 se presenta la teoría acerca de la estimación del contenido de humedad a partir de sensores electromagnéticos. Debido a la dificultad en esta estimación, en suelos salinos y volcánicos como los de la cuenca del salar de Huasco, se evaluó la eficiencia de medición de dos sensores del contenido de humedad con diferente longitud de varilla, y la influencia de la salinidad y la temperatura en la estimación del contenido de humedad con los sensores. Se utilizó un sistema TDR con dos

sensores con largos de varilla de 7,5 cm (CS645) y de 30 cm (CS605) respectivamente. Soluciones de conductividad eléctrica y permitividad aparente conocida, fueron utilizadas para evaluar el funcionamiento de los sensores. Los resultados muestran que la longitud del sensor y la salinidad afecta la determinación del contenido de humedad, y la temperatura no presentan una influencia en la obtención de la permitividad dieléctrica. Los resultados experimentales comprueban que las ecuaciones propuestas para suelos de origen volcánico no presentan un buen ajuste, y por lo tanto se propone una ecuación de calibración para el sensor seleccionado CS645 para suelos de origen volcánico salino de la cuenca altiplánica Salar del Huasco, situada en el norte de Chile.

Una vez calibrado los sensores, se instrumentó la columna experimental y se efectuaron mediciones del contenido de humedad, conductividad eléctrica y temperatura en 9 puntos del perfil de suelo cada 5 minutos, y además se midió la evaporación para 5 profundidades diferentes del nivel de agua. Esto permitió comparar los registros de evaporación en función de la profundidad de la napa subterránea con estudios realizados con otras metodologías en la cuenca del salar de Huasco, y establecer los perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica y temperatura para cada nivel de agua establecida, para un suelo natural heterogéneo con una textura de arena y altamente salino. Los resultados mostraron que existe un transporte de agua que disuelve las sales del suelo, las transporta y se acumulan en el perfil del suelo. Predominó el flujo líquido isotérmico, y el flujo total para todos los niveles freáticos presenta comportamientos diferentes con flujos ascendentes y descendentes debido al cambio del contenido de humedad y temperatura dentro del perfil del suelo. La variación de la tortuosidad y el factor de corrección para el flujo de vapor mostraron que se producen grandes variaciones en el flujo de vapor y por lo tanto se genera una incertidumbre en la dirección del flujo (capítulo 3)

A partir de los datos de las curvas $h(\theta)$ y $K(\theta)$, y de las mediciones de evaporación y los perfiles de contenido de humedad y temperatura registradas a lo largo de toda

la fase experimental, se calibró el modelo de simulación SiSPAT (Braud et al, 1995) con el objetivo de determinar el frente de evaporación y los flujos de evaporación para los niveles de agua de 75 cm y de 40 cm. Los resultados muestran que en los primeros centímetros del perfil del suelo, el flujo de vapor es el componente más importante, y el frente de evaporación, que corresponde al cambio de la fase líquida a la fase de vapor, se encuentra a una menor distancia de la superficie a medida que aumenta el nivel freático. (Capítulo 4).

En el capítulo 5 se presenta la evaluación de la potencialidad del uso de la teoría del escalamiento de Miller y Miller (1955) que se basa en la similaridad geométrica de medios, en el estudio de la evaporación en cuencas utilizando datos de laboratorio de curvas características de un medio poroso sometido a un flujo de agua y ácido en condiciones no saturadas (Ortiz, 2000). Finalmente, en el Capítulo 6 se presenta un resumen de los principales resultados y recomendaciones obtenidos en este estudio.

Referencias

- Acosta, O. (2004). Impacto de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco. (Tesis de maestría no publicada). Universidad Politécnica de Cataluña, España.
- Agam (Ninari), N., Berliner, P. y Zangvil, A. (2004). Soil water evaporation during the dry season in an arid zone. *Journal of Geophysical Research*, 109(D16103), doi:10.1029/2004JD004802.
- Assouline, S., Tyler, S., Tanny, J., Cohen, S., Bou-Zeid, E., Parlange, M. y Katul, G. (2008). Evaporation from three water bodies of different sizes and climates: Measurements and scaling analysis. *Advances in Water Resource*, 31, 160-172.
- Bear, J. y Gilman, A. (1995). Migration of salts in the unsaturated zone caused by heating. *Transport in Porous Media*, 19, 139-156.

Boulet, G., Braud, I. y Vauclin, M. (1997). Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology*, 193, 114-141.

Braud, I., Bariac, T., Biron, P. y Vauclin, M. (2009a). Isotopic composition of bare soil evaporated water flow. Part II: Modeling of RUBIC IV experimental results. *Journal of Hydrology*, 369, 17-29.

Braud, I., Biron, P., Bariac, T., Richard, P., Canale, L., Gaudet, J.P. y Vauclin, M. (2009b). Isotopic composition of bare soil evaporated water vapor. Part I: RUBIC IV experimental setup and results. *Journal of Hydrology*, 369, 1-16.

Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L. y Ruelle, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166, 213-250.

Brotzge, J. y Crawford, K. (2003). Examination of the surface energy budget: A comparison of Eddy correlation and bowen ratio measurement systems. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 160-178.

Cahill, A.T. y Parlange, M.B. (1998). On water vapor transport in field soils. *Water Resources Research*, 34(4), 731-739.

Cary, J.W. (1964). Water flux in moist soil: thermal versus suction gradients. *Soil Science*, 100(3), 168-175.

Cary, J.W. (1966). Soil moisture transport due to thermal gradients: Practical aspects. *Soil Science Society of America Journal*, 30(4), 428-433.

Coudrain, A., Fourcade, B. y Touma, J. (2003). *Flux évaporatoire depuis les nappes phréatiques en régions arides*. Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions, IAHS Publ. No.278.

Chanzy, A. y Bruckler, L. (1993). Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation. *Water Resource Research*, 29(4), 1113-1125.

DGA-PUC. (2009). Acción de Apoyo DGA-PUC. Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, I, II y III Regiones. Santiago, Chile.

Dugas, W., Fritschen, D., Gay, L., Held, A., Matthias, A., Reicosky, D., Steduto, P. y Steiner, J. (1991). Bowen ratio, Eddy correlation and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat. *Agricultural and Forest Meteorology*, 56, 1-20.

Flores, V. (2010). Modelo conceptual hidrogeológico de la cuenca del salar del Huasco. (Tesis de maestría no publicada). Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago.

Gardner, W.R. y Hillel, D. (1962). The relation of external evaporative conditions to the drying of soils. *Journal of Geophysical Research*, 67, 4319-4325.

Gowing, J.W., Konukcu, F. y Rose, D.A. (2006). Evaporative flux from a shallow watertable: The influence of a vapour-liquid phase transition. *Journal of Hydrology*, 321(1-4), 77-89.

Gran, M., Carrera, J., Massana, J., Saaltink, M.S., Olivella, S., Ayora, C. y Lloret, A. (2011a). Dynamics of water vapor flux and water separation processes during evaporation from a salty dry soil. *Journal of Hydrology*, 396, 215-220.

Gran, M., Carrera, J., Olivella, S. y Saaltink, M.S. (2011b). Modeling evaporation process in a saline soil from saturation to oven dry conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2077-2011.

Greenwood, E.A.N. y Beresford, J.D. (1980). Evaporation from vegetation in landscapes developing secondary salinity using the ventilated-chamber technique, II. evaporation from atriplex plantations over a shallow saline water table. *Journal of Hydrology*, 45(3-4), 313-319.

Grifoll, J., Gastó, J.M. y Cohen, Y. (2005). Non-isothermal soil water transport and evaporation. *Advances in Water Resources*, 28, 1254-1266.

Idso, S.B., Reginato, R.J., Jackson, R.D., Kimball, K.B. y Nakayama, F.S. (1974). The three stages of drying in a field soil. *Soil Science Society of American Proceeding*, 38, 831-837.

Jackson, R.D. (1964). Water vapour diffusion in relatively dry soil. I. Theoretical considerations and sorption experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 28, 172-176.

Jackson, R.D. (1973). *Diurnal changes in soil water content during drying*. In R.R. Bruce (Ed.), *Field soil water regime* (pp. 37-55): Special Pub. 5. Soil Science Society of America Journal.

Johnson, E., Yáñez, J., Ortiz, C. y Muñoz, J. (2010). Evaporation from shallow groundwater in closed basins in the Chilean Altiplano. *Hidrological Sciences Journal*, 55(4), 624-635.

Kampf, S.K., Tyler, S.W., Ortiz, C.A., Munoz, J.F. y Adkins, P.L. (2005). Evaporation and land surface energy budget at the Salar de Atacama, Northern Chile. *Journal of Hydrology*, 310(1-4), 236-252.

Konukcu, F., Istanbuluoglu, A. y Kocaman, I. (2004). Determination of water content in drying soils: incorporating transition from liquid phase to vapour phase. *Australian Journal of Soil Research*, 42(1), 1-8.

Lanthaler, C. (2004). Lysimeter stations and soil hydrology measuring sites in Europe: Purpose, equipment, research results, future developments. (Tesis de maestría no publicada). University Graz, Graz.

Miller, E.E. y Miller, R.D. (1955). Theory of capillary flow: I. Practical implications. *Soil Science Society of America Proceedings*, 19(3), 267-271.

Milly, P.C.D. (1982). Moisture and heat transport in hysteric inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resources Research*, 18, 489-498.

Naschshon, U., Weisbrod, N., Dragila, M.I. y Grader, A. (2011). Combined evaporation and salt precipitation in homogeneous and heterogeneous porous media. *Water Resource Research*, 47, W03513, doi:03510.01029/02010WR009677.

Nassar, N.I. y Horton, R. (1989). Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil. I: Experimental results. *Soil Science Society of America Journal*, 53(5), 1323-1329.

Novak, M.D. (2010). Dynamics of the near-surface evaporation zone and corresponding effects on the surface energy balance of a drying bare soil. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1501358-1365.

Olivella, S., Carrera, J., Gens, A. y Alonso, E.E. (1996). Porosity variations in saline media caused by temperature gradients coupled to multiphase flow and dissolution/precipitation. *Transport in Porous Media*, 25, 1-25.

Ortiz, C. (2000). Modificación de los parámetros de flujo y transporte de solutos después de la lixiviación en aglomerados de relave de cobre. (Tesis de maestría no publicada). Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago.

Parlange, M.B., Cahill, A.T., Nielsen, D.R., Hopmans, J.W. y Wendroth, O. (1998). Review of heat and water movement in fields soils. *Soil & Tillage Research*, 47, 5-10.

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

Qiu, G.Y. y Ben-Asher, J. (2010). Experimental determination of soil evaporation stages with soil surface temperature. *Soil Science Society of America Journal*, 74(1), 13-22.

Rana, G. y Katerji, N. (2000). Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy*, 13(2-3), 125-153.

Resurreccion, A.C. (2002). A numerical model on salt migration in a closed unsaturated fine sand column with temperature gradients. *Philippine Engineering Journal*, XXIII(1), 27-44.

Rose, C.W. (1968a). Water transport in soil with a daily temperature wave, I) Theory and experiment. *Australian Journal of Soil Research*, 6, 31-44.

Rose, C.W. (1968b). Water transport in soil with a daily temperature wave, II) Analysis. *Australian Journal of Soil Research*, 6, 45-47.

Rose, D.A., Konukcu, F. y Gowing, J.W. (2005). Effect of watertable depth on evaporation and salt accumulation from saline groundwater. *Australian Journal of Soil Research*, 43(5), 565-573.

Saito, H., Simunek, J. y Mohanty, B.P. (2006). Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone. *Vadose Zone Journal*, 5, 784-800.

Sakai, M., Toride, N. y Simunek, J. (2009). Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column. *Soil Science Society of America Journal*, 73(3), 707-717.

Sanford, W.E. y Wood, W.W. (2001). Hydrology of the coastal sabkhas of Abu Dhabi, United Arab Emirates. *Hydrogeology Journal*, 9(4), 358-366.

Saravanapavan, T. y Salvucci, G.D. (2000). Analysis of rate-limiting processes in soil evaporation with implications for soil resistance models. *Advances in Water Resources*, 23, 493-502.

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

Shimajima, E., Curtis, A., Alan, A. y Turner, J.V. (1990). The mechanism of evaporation from sand columns with restricted and unrestricted water table using deuterium under turbulent air flow conditions. *Journal of Hydrology*, 117, doi:10.1016/0022-1694(1090)90085-C.

Shokri, N., Lehman, P. y Or, D. (2010). Liquid-phase continuity and solute concentration dynamics during evaporation from porous media: Pore-scale process near vaporization surface. *Physical Review E*, 81, Doi 10.1103/PhysRevE.1181.046308.

Stannard, D.I. y Wertz, M.A. (2006). Partitioning evapotranspiration in sparsely vegetated rangeland using a portable chamber. *Water Resources Research*, 42(2), -.

Tanny, J., Cohen, S., Assouline, S., Lange, F., Grava, A. y Berger, D. (2008). Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, 351(1-2), 218-229.

Tood, R.W., Evett, S.R., Howet, T.A. y Klocke, N.L. (2000). Soil temperature and water evaporation of small steel and plastic lysimeters replaced daily. *Soil Science*, 165(11), 890-895.

Tyler, S.W., Kranz, S., Parlange, M.B., Albertson, J., Katul, G.G., Cochran, G.F., Lyles, B.A. y Holder, G. (1997). Estimation of groundwater evaporation and salt flux from Owens lake, California, USA. *Journal of Hydrology*, 200(1-4), 110-135.

van Genuchten, M.T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity on unsaturated soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 44(5), 892-898.

Westcot, D.W. y Wirenga, P.J. (1974). Transfer of heat by conduction and vapor movement in a closed soil system. *Soil Science Society of America Journal*, 38, 9-14.

Wilson, K.B., Hanson, P.J., Mulholland, P.J., Baldocchi, D.D. y Wullschlegel, S.D. (2001). A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its

components: Sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106(2), 153-168.

Yamanaka, T., Takeda, A. y Shimada, J. (1998). Evaporation beneath the soil surface: some observational evidence and numerical experiments. *Hydrological Processes*, 12, 2193-2203.

Zeng, Y., Wan, L., Su, Z., Saito, H., Huang, K. y Wang, X. (2008). Diurnal soil water dynamics in the shallow vadose zone (field site of Chine University of Geosciences, China). *Environmental Geology*, DOI 10.1007/s00254-008-1485-8.

2 EVALUACIÓN DE SENSORES DE TDR PARA LA ESTIMACIÓN DE FLUJOS DE EVAPORACIÓN EN UN SUELO SALINO DESNUDO EN LA CUENCA DEL SALAR DEL HUASCO

2.1 Resumen

La reflectometría de dominio temporal (TDR) es una técnica electromagnética indirecta, rápida y no destructiva que permite estimar el contenido de humedad (θ) de un suelo a partir de su constante dieléctrica (ε). La relación que se establece entre ε y θ está influenciada por las características del sensor y del suelo. En suelos de origen volcánico se ha reportado que la relación de Topp no permite una estimación correcta de θ a partir de la medición de ε . El objetivo de este trabajo fue determinar el contenido de humedad de un suelo salino de origen volcánico, para lo cual se evaluó el efecto de la longitud de las varillas del sensor, la influencia de la salinidad y de la temperatura de medición en la determinación de la constante dieléctrica con un sistema TDR. Se utilizó un sistema TDR con dos sensores con largos de varilla de 30 cm (CS605) y 7,5 cm (CS645) respectivamente, y con una longitud de cable de 10 m. Soluciones de conductividad eléctrica y permitividad aparente conocida, y cuatro temperaturas de medición se usaron para evaluar el funcionamiento del sensor TDR CS605 y CS645. Los resultados muestran que la longitud del sensor y la salinidad afecta la determinación de θ , mientras que estadísticamente la temperatura no presenta influencia en la obtención de ε . Los datos experimentales comprueban que ni la ecuación de calibración de Topp ni las ecuaciones propuestas para suelos de origen volcánico presentan un buen ajuste. En base a los resultados obtenidos se propone una relación entre ε y θ para suelos volcánicos de la cuenca altiplánica Salar del Huasco, situada en el norte de Chile.

2.2 Abstract

Time Domain Reflectometry (TDR) is an indirect electromagnetic technique, fast, and nondestructive used to estimate the moisture content (θ) of a soil from the determination of its apparent dielectric constant (ϵ). The relationship between ϵ_a and θ is influenced by many factors, such as length of the sensor rods, salinity of porous media and soil mineralogy. In volcanic soils, it has been reported that Topp's relationship does not correctly estimate θ from the measurement of ϵ_a . The aim of this study was to determine the moisture content of a saline soil of volcanic origin, for which we evaluated the effect of the length of the sensor rods, salinity and temperature on determining apparent permittivity of a TDR system. The TDR system used was tested with two sensors that had rods of 7,5 cm (CS645) and 30 cm (CS605) long, respectively, with a cable length of 10 m. Solutions of known electrical conductivity and apparent permittivity were used to evaluate the CS645 and CS605 sensor TDR performance at different temperatures. The results show that the length of the sensor rods affects the determination of θ , while the effect of salinity and temperature on ϵ is negligible. The experimental data prove that neither the Topp equation nor previously proposed equations for volcanic soils present a good fit for the soil used in this study. Based on the results we propose one new relationships for ϵ vs θ for the volcanic soils of the Salar del Huasco Altiplano basin, located in northern Chile.

2.3 Introducción

El contenido de humedad θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), de un medio poroso es una propiedad fundamental que determina la cantidad de agua que se puede almacenar y transmitir en suelos no saturados. Esta es una propiedad difícil de medir en el tiempo, tanto en laboratorio como en terreno, y la metodología más utilizada para su medición es la Reflectometría de Dominio de Tiempo (TDR), debido a la obtención de lecturas instantáneas, es un método no destructivo, no contaminante, y se puede automatizar.

Los sistemas TDR emiten pulsos electromagnéticos a lo largo de una línea de transmisión insertada en un suelo, que permite determinar la velocidad del pulso en el medio. Esta velocidad depende de la constante dieléctrica del suelo que está en contacto con el sensor ε (-). La constante dieléctrica corresponde a una constante física que describe cómo un campo eléctrico afecta y es afectado por un medio, y por lo tanto se relaciona con la capacidad de un material de transmitir un campo eléctrico. La gran diferencia de ε en el agua ($\varepsilon \cong 80$) en comparación al aire ($\varepsilon \cong 1$) o a los constituyentes sólidos del suelo seco ($\varepsilon \cong 3 - 5$), implica que pequeños cambios de θ producen cambios importantes en ε , los cuales permiten estimar θ . Topp et al (1980) reportaron una ecuación empírica denominada “ecuación universal” que describe la relación entre θ y ε para suelos minerales basada en un polinomio de tercer orden. Esta ecuación muestra que ε está fuertemente afectada por cambios de θ , y que es independiente de la densidad del suelo, de la textura, del contenido de sal y/o de la temperatura. La ecuación de Topp se expresa como:

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \varepsilon_a - 5.5 \times 10^{-4} \varepsilon_a^2 + 4.3 \times 10^{-6} \varepsilon_a^3 \quad (2.1)$$

Esta ecuación ha permitido el uso extendido del TDR, ya que permite obviar la necesidad de calibraciones previas a la determinación de la humedad. Sin embargo, estudios posteriores demuestran que existe una dependencia de la constante dieléctrica con algunas características del suelo como la salinidad (Friedman, 2005; Inoue et al, 2008; Nadler et al, 1999; Persson et al, 2004), la temperatura (Or y Wraith, 1999; Seyfried y Grant, 2007), y la mineralogía del suelo (Regalado et al, 2003). Además, se ha reportado que también existe una dependencia con las características del sensor como la longitud de su cable y la longitud de las varillas del sensor (Castiglione y Shouse, 2003; Kahimba et al, 2007; Logsdon, 2000; Robinson et al, 2003b). Para considerar estas dependencias, se ha propuesto un gran número de relaciones entre θ y ε , algunas generales (Ledieu et al, 1986) y otras para suelos específicos (Regalado et al, 2003; Roth et al, 1990).

La constante dieléctrica de un medio es un número complejo ($\epsilon = \epsilon' - j\epsilon''$). La componente real (ϵ') da una estimación del contenido de agua del suelo, y la componente imaginaria (ϵ'') depende de la conductividad eléctrica del suelo. La dependencia de ϵ con la salinidad se explica debido a que parte imaginaria (ϵ'') deja de ser nula y puede ocasionar una pérdida dieléctrica significativa y por consiguiente una sobreestimación de la medición de del contenido de humedad (Bittelli et al., 2008; Bouksila et al., 2008).

Por otro lado, la temperatura (T) afecta las propiedades dieléctricas de los materiales de diferente forma. En el agua, la constante dieléctrica disminuye al aumentar T , mientras que en los sólidos Wraith y Or (1999) reportan que no existe relación entre la constante dieléctrica y la temperatura para un rango entre 4 y 40°C. Por lo tanto, en mezclas de sólidos y agua se debiera producir una disminución de ϵ con la temperatura, aunque en menor proporción que en agua sola.

Los suelos volcánicos muestran un comportamiento atípico dieléctrico diferente al observado en la mayoría de los suelos minerales, debido a la baja densidad (Weitz et al, 1997), a la alta área superficial (Tomer et al, 1999), y la alta porosidad (Regalado et al, 2003). Esto como consecuencia de que los suelos volcánicos se originan a partir de materiales piroclásticos con una alta proporción de minerales y gran afinidad por las moléculas de agua y por lo tanto existe una fuerte agregación de partículas (Regalado et al, 2003). Esto hace necesario estudiar el comportamiento de la respuesta del sensor frente a este tipo de suelos, y como resultado se han propuesto curvas de calibración alternativas para suelos volcánicos de Nueva Zelanda (Tomer et al, 1999), Japón (Miyamoto et al, 2001), Islas Canarias (Regalado et al, 2003), y Costa Rica (Weitz et al, 1997) en respuesta a la diferencia en la estructura y la mineralogía presente en los suelos volcánicos.

Con el fin de determinar el contenido de humedad en un suelo de origen volcánico con alto contenido de sales, en este trabajo se evaluó el efecto de la longitud de la varilla del sensor, de la conductividad eléctrica, y de la temperatura, en la medición

de la constante dieléctrica. Para ello se efectuaron mediciones con dos sensores TDR de diferente longitud de varilla (Campbell Scientific Inc., Logan, UT), a diferentes temperaturas, en soluciones de referencia con constante dieléctrica y conductividad eléctrica conocidas. Además, se utilizaron sensores CS645 para medir el perfil de humedad de una columna de suelo volcánico y salino sometida a evaporación para un nivel freático situado a 75 cm de profundidad.

La estructura de este artículo consiste en la descripción experimental en la sección 2.4, seguida de la discusión de resultados en la sección 2.5, y las conclusiones se presentan en la sección 2.6

2.4 Materiales y Métodos

2.4.1 Teoría del sistema TDR

Un sistema TDR típico consiste en un cable coaxial unido a una sonda que tiene varillas de acero inoxidable que se insertan en un medio poroso. El TDR emite un pulso electromagnético que viaja a través del sistema, en el cual se producen reflexiones del pulso. Las ondas que son reflejadas a lo largo del sensor son recolectadas en un osciloscopio, instrumento que representa gráficamente las señales eléctricas, en la que el voltaje o coeficiente de reflexión se expresa en función de la distancia. El coeficiente de reflexión describe la amplitud o la intensidad de la onda reflejada con respecto a la onda incidente mostrando las discontinuidades en la propagación de las ondas en el medio poroso.

Esta metodología consiste entonces en estimar el tiempo de viaje para la transmisión de un pulso de una onda electromagnética a través de una línea de transmisión. La velocidad del viaje v (m s^{-1}) de una onda electromagnética en un medio poroso se calcula como:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \quad (2.2)$$

donde, c es la velocidad de una onda electromagnética en el vacío ($2,988 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$), y ε es la constante dieléctrica medida por el sistema TDR. El tiempo de viaje de una onda electromagnética para ir y volver en una longitud L (cm) está definida como:

$$t = \frac{2L}{v} \quad (2.3)$$

Igualando las Ecuaciones 2.1 y 2.2, y resolviendo para la constante dieléctrica se obtiene que:

$$\varepsilon = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (2.4)$$

Definiendo $\frac{ct}{2}$ como la longitud aparente L_a (cm), equivalente a la distancia que tarda la constante dieléctrica en recorrer las varillas del sensor, la constante dieléctrica se calcula como:

$$\varepsilon = \left(\frac{L_a}{L} \right)^2 = \left(\frac{(X_f - X_i)}{L} \right)^2 \quad (2.5)$$

donde L corresponde a la longitud de las varillas del sensor (cm); X_f y X_i corresponden a la distancia en las inflexiones final e inicial de la onda electromagnética debido a las varillas del sensor en la forma de la onda recogida por el osciloscopio.

En la Figura 2-1 se presenta una curva típica del sistema TDR donde se observa los puntos de inflexión de la onda electromagnética al encontrar diferencias en la transmisión de la onda o impedancia en la línea de transmisión. En esta curva se grafica el coeficiente de reflexión (-), definido como la razón entre la amplitud de la señal reflejada y la amplitud de la señal de entrada del TDR, en función de la distancia del sistema. Esta onda presenta tres puntos de inflexión de la señal: 1) que representa el final del cable coaxial e inicio de la cabeza del sensor, 2) que

representa el final de la cabeza del sensor e inicio de las varillas del sensor, y 3) que representa el final de las varillas del sensor.

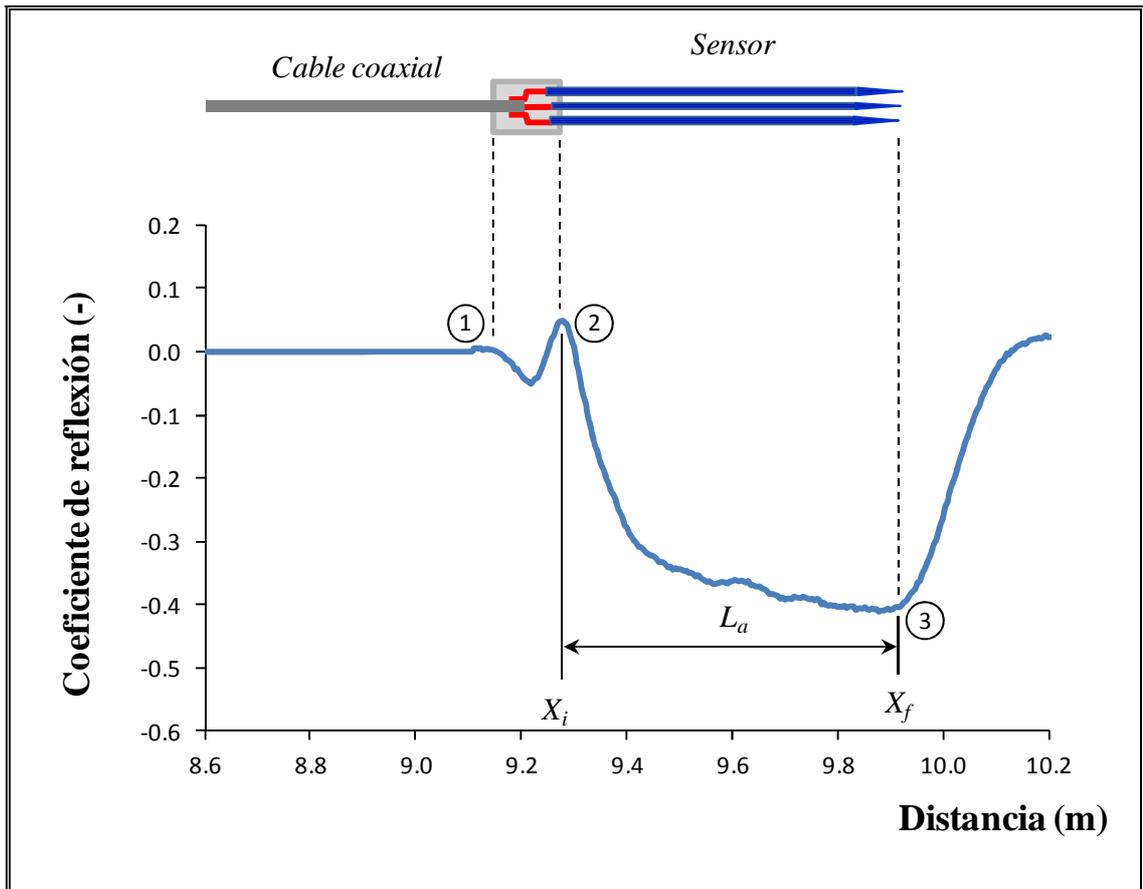


Figura 2-1: Forma de la onda típica de la señal electromagnética emitida por el TDR propagada por todo el sistema. Las inflexiones en la forma de la onda corresponden a cambios en la transmisión de la onda debido a las uniones entre las partes del sistema: 1) final del cable coaxial e inicio de la cabeza del sensor, 2) final de la cabeza del sensor e inicio de las varillas del sensor (X_i), y 3) final de las varillas del sensor (X_f). El sistema TDR calcula la permitividad aparente a partir de la longitud aparente determinado de la forma de la onda y la longitud real del sensor.

Por otra parte, la constante dieléctrica corresponde a un número complejo (Robinson et al, 2003a), donde la parte real (ϵ') describe la energía almacenada en el material dieléctrico, y la parte imaginaria describe las pérdidas dieléctricas producidas por relajación del momento dipolar (ϵ''_{relaj}) y por la conductividad eléctrica en la fase líquida (σ). La permitividad entonces se expresa como:

$$\epsilon = \epsilon' - j(\epsilon''_{relaj} + \sigma) = \epsilon' - j\left(\epsilon''_{relaj} + \frac{\sigma_{dc}}{\epsilon_0 \omega}\right) \quad (2.6)$$

donde σ_{dc} es la conductividad eléctrica a frecuencia cero ($S m^{-1}$), ϵ_0 es la constante dieléctrica en el vacío (-), ω es la frecuencia angular ($2\pi f$), f es la frecuencia (Hz), y j es el número imaginario ($\sqrt{-1}$). Cuando se desprecian las pérdidas dieléctricas, la medición de ϵ_a representa la parte real de la permitividad (ϵ').

2.4.2 Sistema TDR

El sistema TDR utilizado (Campbell Scientific Inc., Logan, UT) consistió de un datalogger CR10X, un TDR100, dos multiplexores de 8 canales SDMX50, y 9 sensores de tres varillas CS605 y 9 sensores de tres varillas CS645. Las longitudes y el diámetro de las varillas de los sensores fueron de 30,0 cm de longitud y 0,475 cm de diámetro para el CS605, y de 7,5 cm de longitud y 0,159 cm de diámetro para el CS645. La longitud del cable en ambos sensores fue de 10 m.

El sistema TDR estima ϵ a partir de la ecuación (5). La longitud aparente L_a se obtiene sumergiendo previamente los sensores en agua destilada a una temperatura conocida ($\sim 25^\circ C$), registrando la onda, y determinando la distancia de los puntos de inflexión inicial y final de las varillas del sensor, en la forma de la onda electromagnética, utilizando el software PCTDR (Campbell Scientific Inc., Logan, UT).

2.4.3 Calibración del sensor

a) Influencia del largo de las varillas de los sensores CS605 y CS645

Se realizaron varios experimentos para verificar el funcionamiento de los sensores en suelos salinos con el fin de determinar el contenido de humedad (θ) y la conductividad eléctrica (σ) con los sensores TDR. Primero se evaluó la influencia del largo de las varillas del sensor, para lo cual se prepararon muestras de suelos con contenidos de humedad entre 0 y 30% con agua destilada, y se tomaron mediciones de la constante dieléctrica ϵ con los dos tipos de sensor realizando tres réplicas por medición. Para el sensor CS605 se usaron como probetas bandejas rectangulares de 21,5 cm de ancho, 35,0 cm de largo y 10,0 cm de alto, y el sensor se dispuso en sentido horizontal. Para el sensor CS645 se usaron cilindros de 8,0 cm de alto y 10,0 cm de diámetro, y el sensor se dispuso en sentido vertical. Una vez preparadas las muestras, se dejaron por 24 horas en reposo para lograr uniformidad en el contenido de humedad en cada una de ellas, tapadas con papel plástico para evitar procesos de evaporación.

Las mediciones fueron instantáneas, por lo que se descarta algún cambio en la uniformidad del contenido de humedad en las probetas verticales. De acuerdo a la configuración del sensor y a los volúmenes de las muestras en las probetas, se descartó también efectos de borde (Topp y Davis, 1985).

El contenido de humedad de las probetas, fue determinado por el método gravimétrico, secando las muestras a 110°C durante 24 h, y a partir de la densidad del suelo se convirtió a medición volumétrica (Dane and Topp, 2002). Las mediciones de la constante dieléctrica (ϵ) con los sensores TDR y las de θ con el método gravimétrico, se compararon con la ecuación propuesta por Topp et al (1980) para suelos minerales. La constante dieléctrica real (ϵ') e imaginaria (ϵ'') se determinaron utilizando la siguiente relación entre ϵ , ϵ' , y ϵ'' (Bitelli et al, 2008; Hamed et al, 2006):

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon'}{2} \left[1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \right)^2} \right] \quad (2.8)$$

Considerando que ε_{relaj}'' es nulo, y por lo tanto, las pérdidas dieléctricas totales son equivalentes a las mediciones de conductividad eléctrica realizadas con el TDR (Topp et al., 2000), se obtiene la constante dieléctrica imaginaria, ε'' :

$$\varepsilon'' = \frac{\sigma}{\varepsilon_0 \omega} \quad (2.9)$$

Sustituyendo (9) en (8) y resolviendo para la constante dieléctrica real, ε' :

$$\varepsilon' = \varepsilon - \frac{\sigma^2}{4 \varepsilon \varepsilon_0^2 \omega^2} \quad (2.10)$$

b) Influencia de la salinidad

Con el fin de determinar la influencia de la salinidad en las mediciones de la conductividad eléctrica y la constante dieléctrica, se prepararon 10 soluciones de KCl a 25°C cuya conductividad eléctrica es conocida (σ_{ref}^{25}) en el rango de 0,015 a 12,9 dS m⁻¹. La regresión lineal entre las mediciones de conductividades eléctricas de los sensores (σ_{sensor}^{25}) y los valores de σ_{ref}^{25} permitieron determinar la constante de medición de conductividad eléctrica del sensor (K_p).

Las mediciones de σ_{sensor}^{25} fueron comparadas con las mediciones realizadas con un conductivímetro CDC 401 (HACH, Loveland, CO). Adicionalmente, se compararon los valores de las constantes dieléctricas medidas con el sensor (ε_{sensor}) con fluidos cuya constante dieléctrica es conocida (ε_{ref}), las que se presentan en la Tabla II-1. Finalmente, la constante dieléctrica fue medida en 10 soluciones diferentes de KCl realizando 8 repeticiones de conductividad eléctrica y de constante dieléctrica para cada sensor.

Tabla II-1: Constantes dieléctricas de referencia (ϵ_{ref}) de los fluidos usados para la validación de los sensores.

Medio líquido	ϵ_{ref}
Etanol	24,6
Etanol/Agua (2:1)	43,2
Etanol/Agua (1:1)	52,5
Etanol/Agua (1:2)	60,6
Agua	80.0

La bondad del ajuste entre la constante dieléctrica y la conductividad eléctrica a 25°C de los fluidos de referencia, y los valores estimados por el sensor, fueron cuantificada por el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (C_{eff}) y la raíz de los errores promedio cuadrados ($RMSE$) definidos respectivamente como:

$$C_{eff} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (y - x)^2}{\sum_{i=1}^N (x - z)^2} \quad (2.11)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y - x)^2}{N}} \quad (2.12)$$

donde y es el valor determinado con el sensor, x es el valor de referencia, z es el valor promedio de las mediciones realizadas con el sensor, y N es el número de medidas realizadas.

c) Influencia de la salinidad

La influencia de la temperatura se determinó efectuando mediciones puntuales de constante dieléctrica con el sensor CS645. El sensor se colocó verticalmente en probetas cilíndricas de 8,0 cm de alto y 10,0 cm de diámetro con muestras de suelo

de diferente contenido de humedad. Las mediciones se realizaron en laboratorio sometido a 4 diferentes temperaturas (15, 22, 30 y 40°C +/- 1°C). La temperatura del laboratorio se controló con un calentador con termostato, y las mediciones de la temperatura del laboratorio se realizaron con un sensor Vaisala HMP75 cada 15 minutos (Figura 2-2).

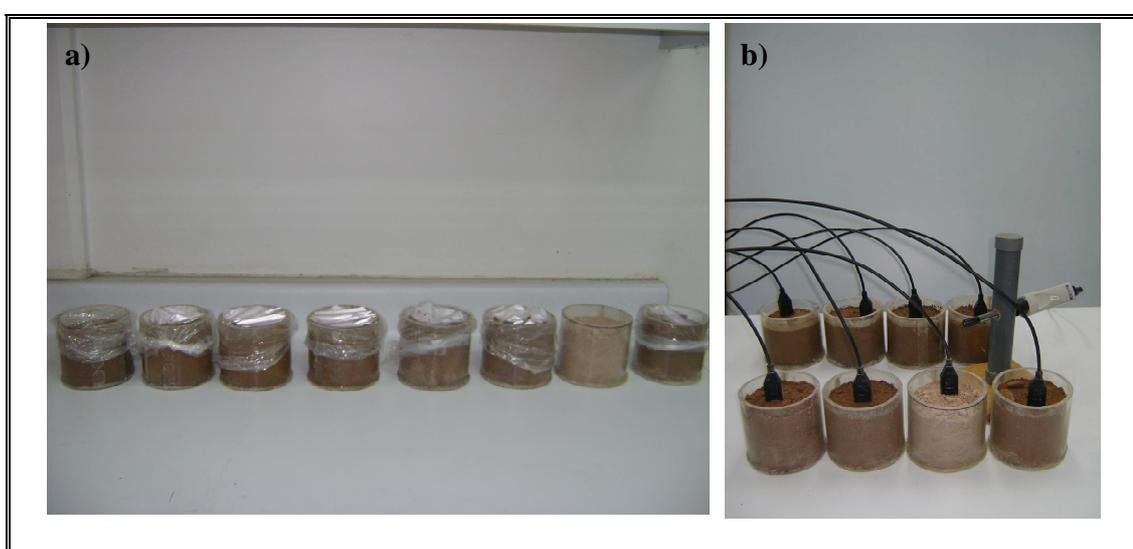


Figura 2-2: Mediciones de la constante dieléctrica en muestras de suelo de origen volcánico con el sistema TDR y el sensor CS645 en laboratorio con temperatura controlada. a) Preparación de las muestras a distintos contenidos de humedad; y b) medición de la constante dieléctrica y verificación de la temperatura del laboratorio.

2.4.4 Instalación experimental

En la Figura 2-3 se presenta la instalación experimental, que consiste de una columna de acrílico de 120 cm de largo y de 30 cm de diámetro interno, conectada a un tubo de Mariotte. Sistema que permitió mantener el nivel de agua constante a las diferentes profundidades ensayadas en la experimentación. La muestra de suelo se empacó a una densidad de $1,55 \text{ g cm}^{-3}$ y se instrumentó con 9 sensores CS645

para medir el contenido de humedad, y 9 sensores de temperatura 107-L (Campbell Scientific Inc., Logan, UT), colocados a las mismas profundidades (5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 y 45 cm de la superficie). Las mediciones se realizaron cada 15 minutos.

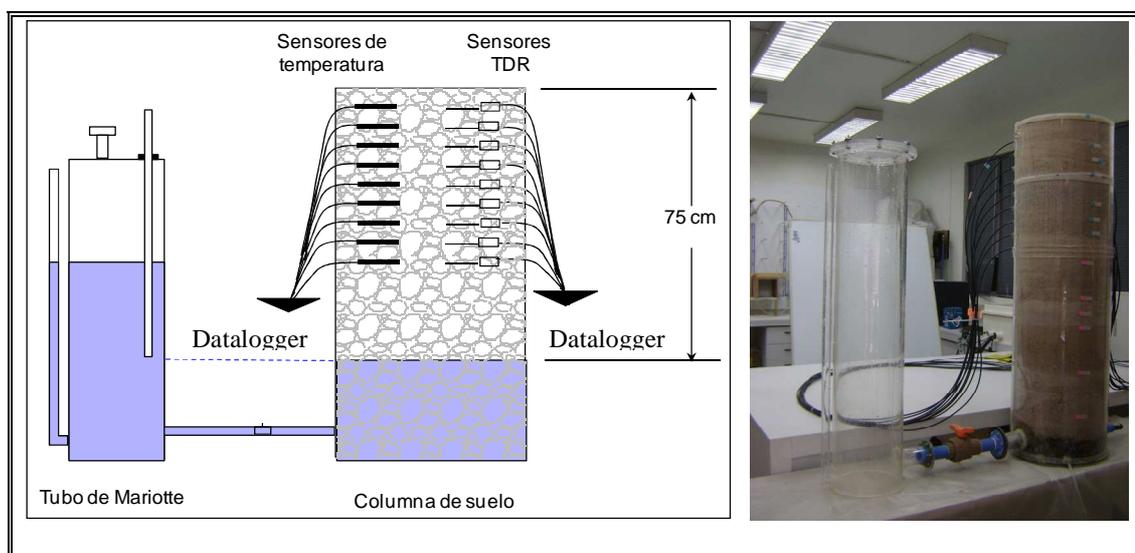


Figura 2-3: Instalación experimental.

El suelo estudiado proviene de la cuenca evaporítica del salar de Huasco (Primera Región de Chile) localizado a una altura de 3.831 m.s.n.m. (20°18N, 68°52E), cuyos rasgos tectónicos y climáticos favorece la formación de costras salinas, donde predominan los sulfatos y en menor proporción los cloruros y los boratos (DGA-PUC, 2009). El suelo es de textura arenosa con 94,15% de arena, 2,62% de limo y 3,23% de arcilla, con un contenido de materia orgánica de 0,21%, y una conductividad eléctrica de 8,1 dS m⁻¹.

La muestra de suelo usada en esta experimentación corresponde a un suelo de origen volcánico, depósito piroclástico compacto, normalmente estratificado. Está constituido por tobas total o parcialmente soldadas, de composiciones riolítica (roca volcánica de grano fino a vítrea), y dacítica (roca volcánica de composición

similar a la granodiorita). En algunos sectores se distingue, en el perfil vertical, un sector de vitrófiros negros, una parte media de tobas riolíticas (rocas con alto contenido de cuarzo, sílice, óxidos de hierro y carbonatos), rosadas, compactas, muy soldadas, y con estructuras de flujo, y un nivel superior de color gris claro, medianamente soldado, y en parte cinerítico (Flores, 2010).

2.5 Resultados y Discusión

2.5.1 Influencia del largo de las varillas de los sensores TDR CS605 y CS645

En la Figura 2-4 se muestra la forma de la onda obtenida en agua destilada a 25°C para los sensores CS605 (30 cm) y CS645 (7,5 cm). Se observa que el punto de inflexión correspondiente al final de las varillas del sensor de 30 cm (Figura 2-4a) se ve atenuado con respecto al sensor de 7,5 cm (Figura 2-34), tal como lo reportaron Bitelli et al (2008) y Robinson et al (2003a).

La atenuación del segundo punto de inflexión en la forma de la onda presentada con el sensor CS605 mostrada en la Figura 2-4a para la línea de transmisión usada (1 TDR, 2 multiplexores, y 9 sensores de 30 cm con un largo de cable de 10 m), no permitió observar el segundo punto de inflexión para la medición en agua. Debido a que el largo de la varilla del sensor aumenta las pérdidas en el sistema y por lo tanto a menores contenidos de humedad, mayor atenuación del segundo punto de inflexión del final de las varillas del sensor.

El sensor CS645 al tener una longitud de varilla más corta, presenta una menor disipación de energía a lo largo de la línea de transmisión, lo que permite que la forma de la onda pueda ser detectada más fácilmente por el osciloscopio del TDR.

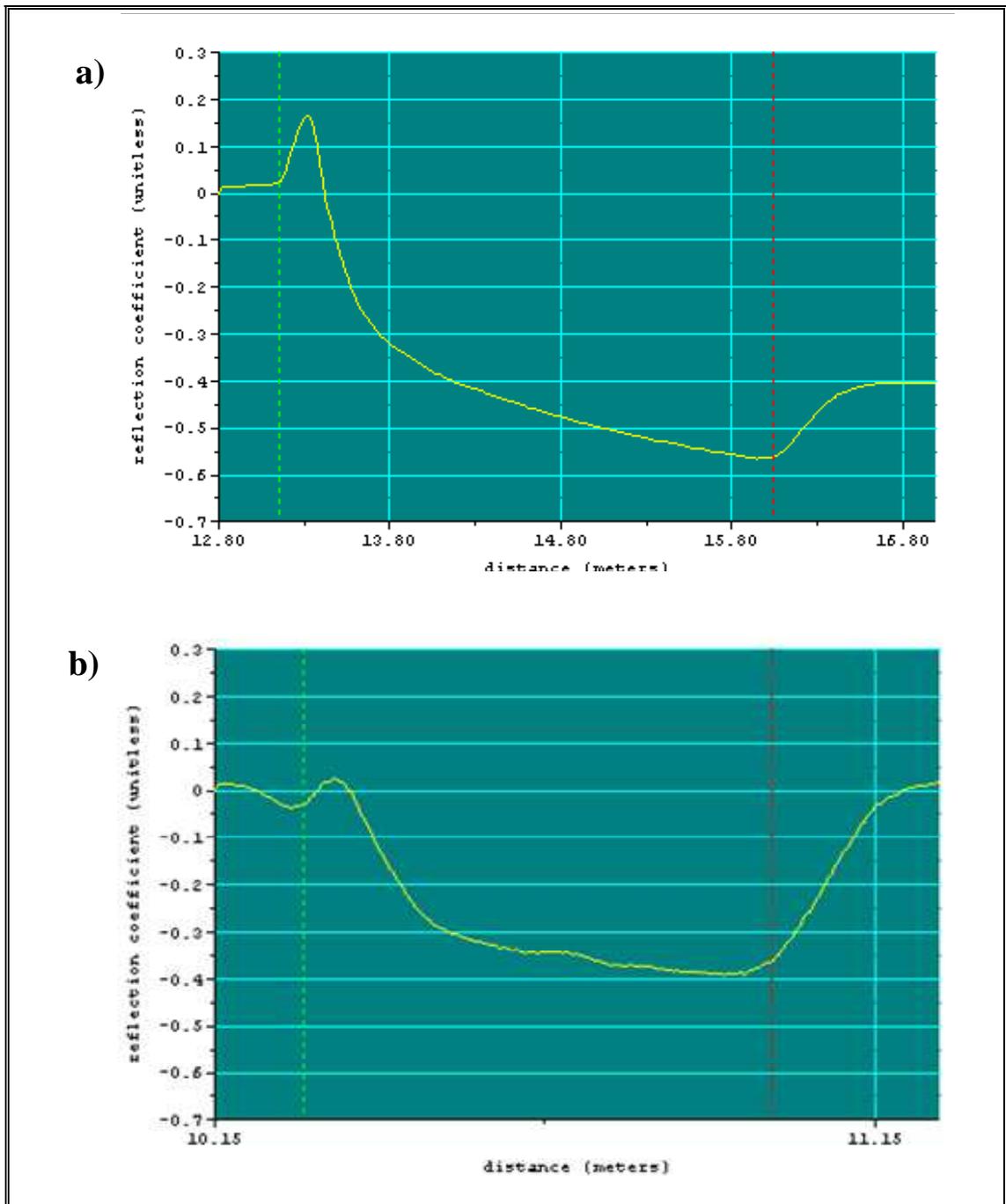


Figura 2-4: Forma de la onda en mediciones de agua destilada a 25°C obtenidas del software PCTDR: a) Sensor CS605 de 30 cm, y b) sensor CS645 de 7,5 cm.

En la Figura 2-5a y 2-5b se presentan las mediciones de constante dieléctrica determinada con los sensores CS605 (30 cm) y CS645 (7,5 cm) en las probetas utilizadas con muestras de suelo a diferentes contenidos de humedad, y las componentes ε' y ε'' determinadas de acuerdo a las Ecuaciones 2.9 y 2.10 en función del contenido de humedad θ . Se incluye además la estimación de θ obtenida utilizando la ecuación de Topp (Ecuación 2.2).

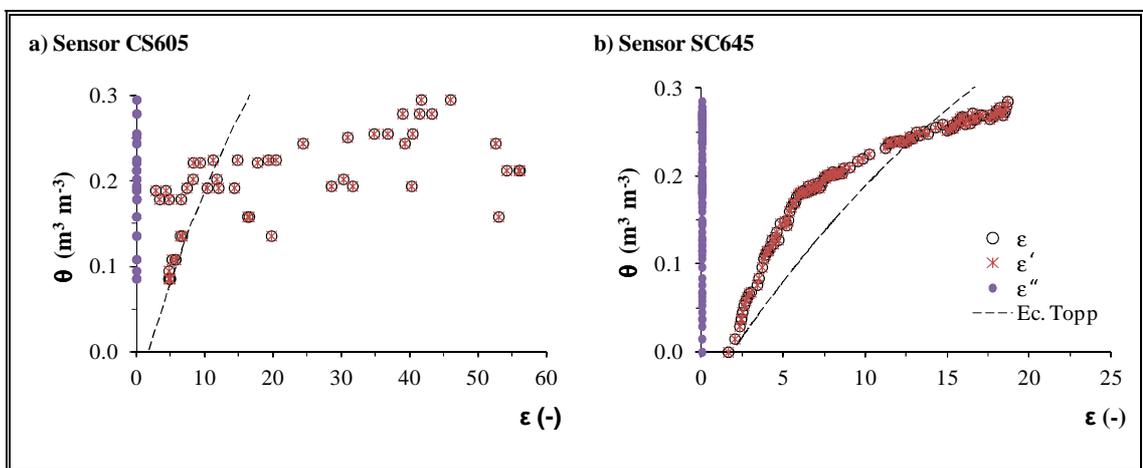


Figura 2-5: Influencia del largo de las varillas del sensor en la determinación de la permitividad real (ε'), imaginaria (ε'') y constante dieléctrica (ε) como función del contenido de humedad y estimación de θ con ecuación de Topp: a) Sensor CS605 (30,0 cm); y b) Sensor CS645 (7,5 cm).

Los resultados de la constante dieléctrica con el sensor CS605 muestran una gran dispersión de datos comparados con los resultados de la permitividad aparente del sensor CS645, debido a la atenuación ya observada en agua y a bajos contenidos de humedad, el osciloscopio no es capaz de detectar el punto de inflexión del final de las varillas del sensor.

La Figura 2-5 muestra que la constante dieléctrica imaginaria (ε'') es prácticamente nula para ambos sensores, luego la hipótesis de que la constante dieléctrica real (ε')

es igual a constante dieléctrica (ϵ) es válida para este caso. Este comportamiento se debe a la alta frecuencia de medición del TDR (Blonquist et al, 2005), y probablemente a la relación inversa existente entre σ y f (Ecuación 2.5).

Se observa que la ecuación de Topp no se ajusta a las mediciones realizadas con ninguno de los dos sensores. Para $\epsilon_a < 12$ (CS645) y $\epsilon_a < 10$ (CS605) se subestima el valor del contenido de humedad, y para valores mayores se sobrestima. Aunque la ecuación de Topp es aplicable a la mayoría de los suelos, y en especial a los suelos arenosos, esta desviación con respecto a la ecuación propuesta por Topp puede ser explicada por la alta conductividad eléctrica del medio poroso y por el origen volcánico del suelo.

2.5.2 Influencia de la conductividad eléctrica

En la Figura 2-6 se presentan los resultados de las mediciones de conductividad eléctrica y permitividad aparente con los dos sensores en soluciones de referencia de conductividad eléctrica y permitividad aparente conocidas. En la Figura 2-6a se observa la relación que permite determinar la constante de calibración para conductividad eléctrica del sensor $K_p = 19,909$ y $88,115$ para los sensores CS605 y CS645 respectivamente. Valores trece veces mayor a lo reportado por su fabricante de de 1.4 (sensor CS605), y de 6,40 (sensor CS645), aunque en ambos casos se tomaron mediciones en un rango mayor de conductividad eléctrica al recomendado por el fabricante debido a la alta salinidad que se encuentra en el suelos de estudio donde se tomaron las mediciones.

En la Figura 2-6b se muestra la comparación entre las mediciones de conductividad eléctrica con los sensores a 25°C ($\sigma_{\text{sensor}}^{25}$) y las mediciones realizadas con un conductivímetro en soluciones de referencia. Se observa un buen ajuste entre ellas con un alto coeficiente de eficiencia (C_{eff}), aunque se observa una ligera sobreestimación de $\sigma_{\text{sensor}}^{25}$ para valores mayores a 5 dS m^{-1} con el sensor CS645, que corresponde al valor máximo de trabajo sugerido por el fabricante, Aunque los sensores se usaron para mediciones de conductividad fuera del rango

del fabricante, se considera que los dos sensores son confiables para mediciones de conductividad eléctrica hasta 12 y 7 dS m⁻¹ para los sensores CS645 y CS605 respectivamente.

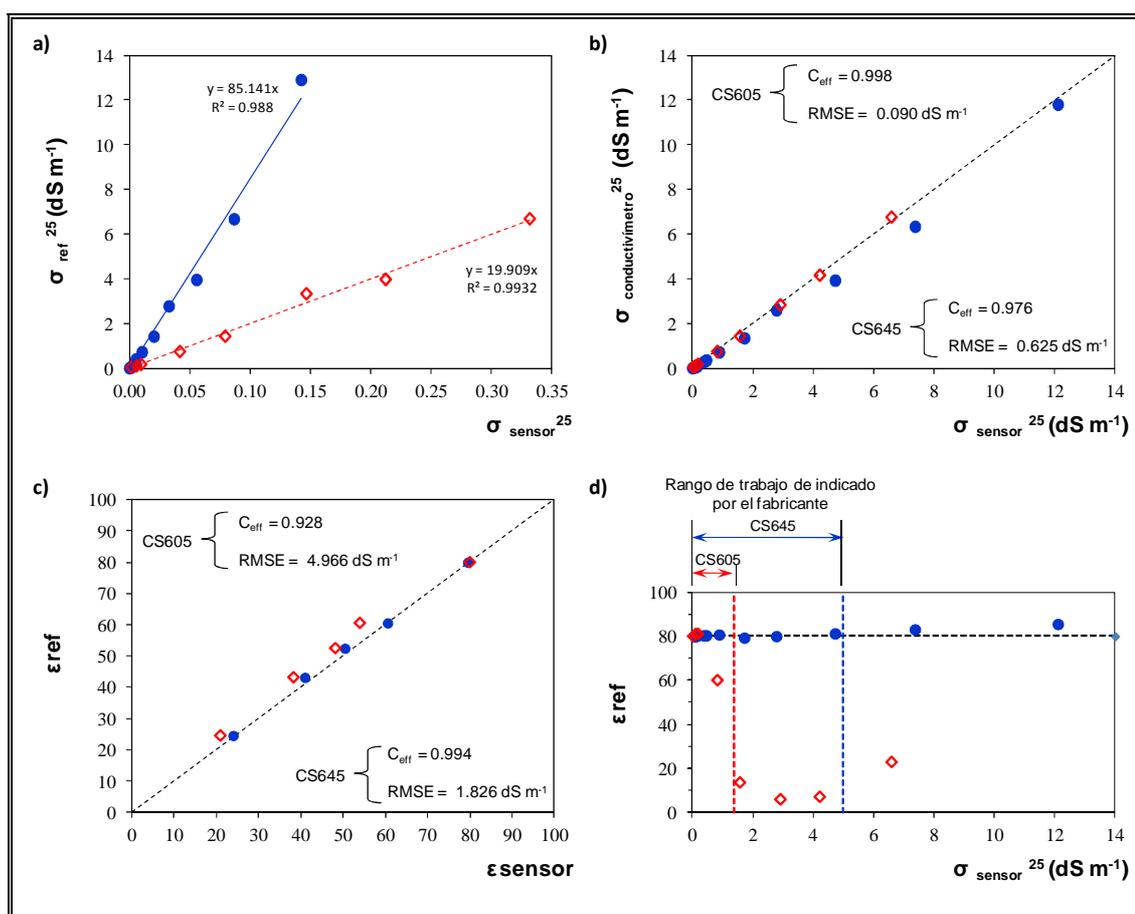


Figura 2-6: Evaluación del sensor CS645 para mediciones de conductividad eléctrica a 25°C (σ_{sensor}^{25}): a) determinación de la constante del sensor para medición de conductividad eléctrica (Kp) con medios de referencia, b) mediciones de conductividad eléctrica en soluciones salinas de KCl, c) determinación de la constante dieléctrica (ϵ) en fluidos de referencia no salinos, y d) influencia de la conductividad eléctrica en lecturas de la constante dieléctrica en soluciones de KCl.

En la Figura 2-6c se muestran los resultados de las mediciones de la permitividad aparente con el sensor en medios de referencia no salinos. Se observa que los sensores estiman con bastante precisión la constante dieléctrica de los medios de referencia. La Figura 2-6d presenta las mediciones de permitividad aparente con el sensor en las soluciones de KCl con conductividad eléctrica conocida, y permitividad aparente igual a 80. Los resultados indican que el sensor CS605 presenta una influencia de la salinidad en un rango inferior al sugerido por el fabricante debido a la longitud de las varillas del sensor. Mientras que para el sensor CS645 para soluciones menores a $12,9 \text{ dS m}^{-1}$ el sensor mide correctamente la constante dieléctrica, y no se observa influencia de la salinidad, debido a la alta frecuencia de trabajo del TDR y a la pequeña longitud de las varillas del sensor.

Estos resultados muestran la influencia de la salinidad en la longitud de la varilla del sensor. Indicando que la frecuencia del TDR y el largo de las varillas del sensor juegan un rol importante en la medición de medios salinos, aunque no queda claro porque el sensor CS605 no mide correctamente la constante dieléctrica en el rango de medición que sugiere el fabricante, y porque el sensor CS645 de menor longitud de varilla mide la constante dieléctrica correctamente en un rango mayor al sugerido por el fabricante.

Debido a la forma de la onda para las mediciones de la constante dieléctrica en agua (Figura 2-3a), la dispersión de los registros de la constante dieléctrica para estimar el contenido de humedad (Figura 2-4a), y la influencia de la salinidad en los registros de la constante dieléctrica, se descartó el uso del sensor CS605.

2.5.3 Influencia de la temperatura

En la Figura 2-7 se presentan los resultados de las mediciones de la constante dieléctrica con el sensor CS645 en muestras de suelo con diferente contenido de humedad sometidas a diferentes temperaturas ambiente. Se realizó una prueba estadística no paramétrica para validar que no existen diferencias significativas entre los valores del contenido de humedad para diferentes temperaturas de medición. Se utilizó el análisis de varianza de un factor, obteniéndose que para un

nivel de confianza del 95%, las varianzas fueron las mismas. De acuerdo con este estadístico se puede asumir que las lecturas de constante dieléctrica no se ven afectadas por la temperatura, y por lo tanto no se rechazó la hipótesis de que las muestras procedían de la misma población.

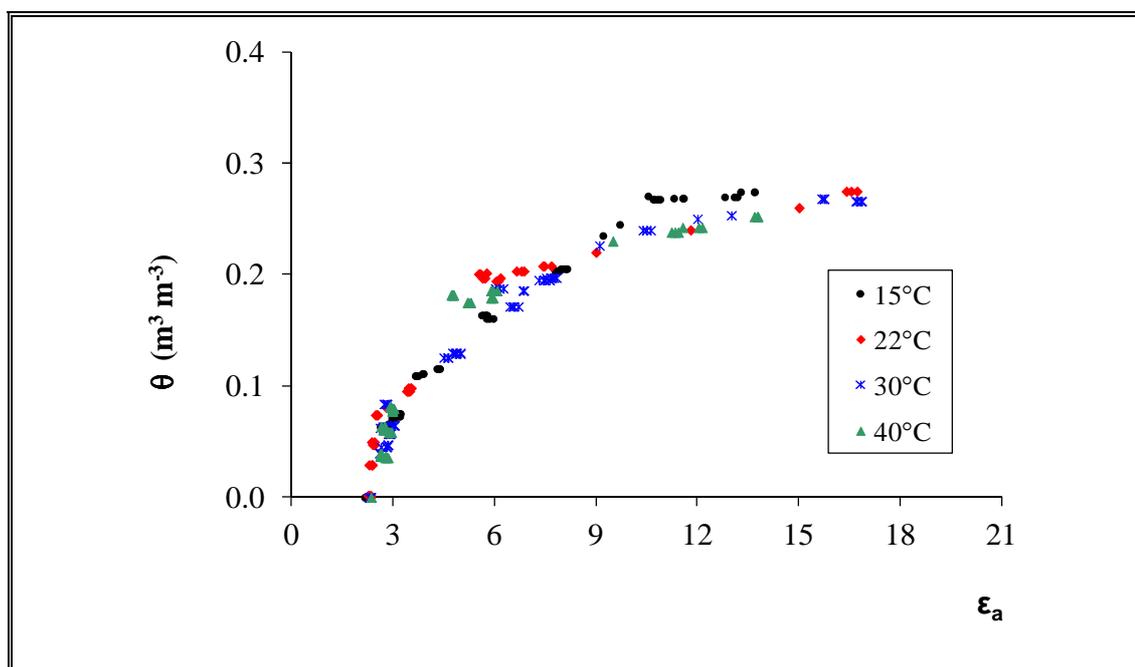


Figura 2-7: Determinación del contenido de humedad (θ) por sensores TDR (CS645) a diferentes temperaturas.

La frecuencia de operación del TDR de 1,5 GHz y el largo del sensor CS645 de 7,5 cm, explican el hecho de que las mediciones con este equipo no se ven afectado por los efectos de polarización de Maxwell-Wagner (Assouline et al, 2010). Fenómeno que indica que la salinidad afecta tanto la parte imaginaria como la real de la constante dieléctrica. Otros sistemas operan con frecuencias menores a 100 MHz, y aunque se calibren los equipos, las mediciones de contenido de humedad están sesgadas por la variación de la temperatura como lo reportan Chen y Or (2006). Los resultados obtenidos concuerdan con lo reportado por Topp et al

(1980) en un rango de temperatura entre 10 y 36°C donde señalan que no existe influencia de temperatura (T) en las mediciones de la constante dieléctrica (ϵ)

2.5.4 Modelos empíricos de calibración

La diferencia observada en la medición de la constante dieléctrica se atribuye al tipo de suelo volcánico, dado que la ecuación de Topp no se ajusta correctamente, y que no se observó influencia de la conductividad eléctrica ni de la temperatura en la medición de la constante dieléctrica con el sensor SC645, tal como lo han reportado Miyamoto et al (2001), Regalado et al (2003), Souza et al (2001), Tomer et al (1999), y Weitz et al (1997), los que han propuesto modelos empíricos específicos para suelos de origen volcánico. Puesto que estos autores han indicado que las características del suelo volcánico en términos de baja densidad aparente, gran porosidad, alta superficie específica, y fuerte agregación de partículas, la capacidad de retención de agua exhibe un comportamiento dieléctrico atípico diferente a otros tipos de suelos.

En la Figura 2-8 se presentan las relaciones entre la constante dieléctrica (ϵ) vs el contenido de humedad (θ) propuestas para suelos de origen volcánico en climas templados y tropicales (Miyamoto et al, 2001; Regalado et al, 2003; Souza et al, 2001; Tomer et al, 1999; Weitz et al, 1997). Las ecuaciones propuestas por Miyamoto et al (2001), Regalado et al (2003), y Weitz et al (1997) para valores de $\epsilon < 6$ presentan un buen ajuste, sin embargo, para valores mayores sobreestiman el contenido de humedad. Por otra parte, los modelos propuestos por Souza et al (2001), y Tomer et al (1999) para valores de $\epsilon < 11$ subestiman el contenido de humedad, y para valores de $\epsilon > 11$ sobreestiman el contenido de humedad.

La relación $\epsilon - \theta$ del suelo en estudio presenta un cambio de pendiente en $\epsilon = 6$, a diferencia de las otras ecuaciones propuestas. Este cambio se debe al resultado del efecto de la estructura del suelo en las propiedades dieléctricas en suelos volcánicos. Similares resultados han sido reportados por Fukumoto y Tanaka (1995), y Miyamoto et al (2003), quienes mostraron que el contenido de agua

crítico corresponde al punto en el cual los espacios dentro del grano de suelo (intra-poroso) están saturados, mientras que los espacios vacíos entre granos del suelo (inter-poroso) no están saturados, y esto se debe a la estructura de agregación que poseen los suelos de origen volcánico.

A medida que aumenta el contenido de humedad en este tipo de suelo, el agua se acumula en el espacio inter-poroso de los agregados del suelo, y cuando está saturado, el volumen de poros entre agregados disminuye debido a la acumulación de agua en el espacio inter-poroso. Y por lo tanto el comportamiento atípico dieléctrico podría deberse al llenado de los inter- e intra-poros del agregado y el efecto del agua adsorbida en la superficie del suelo.

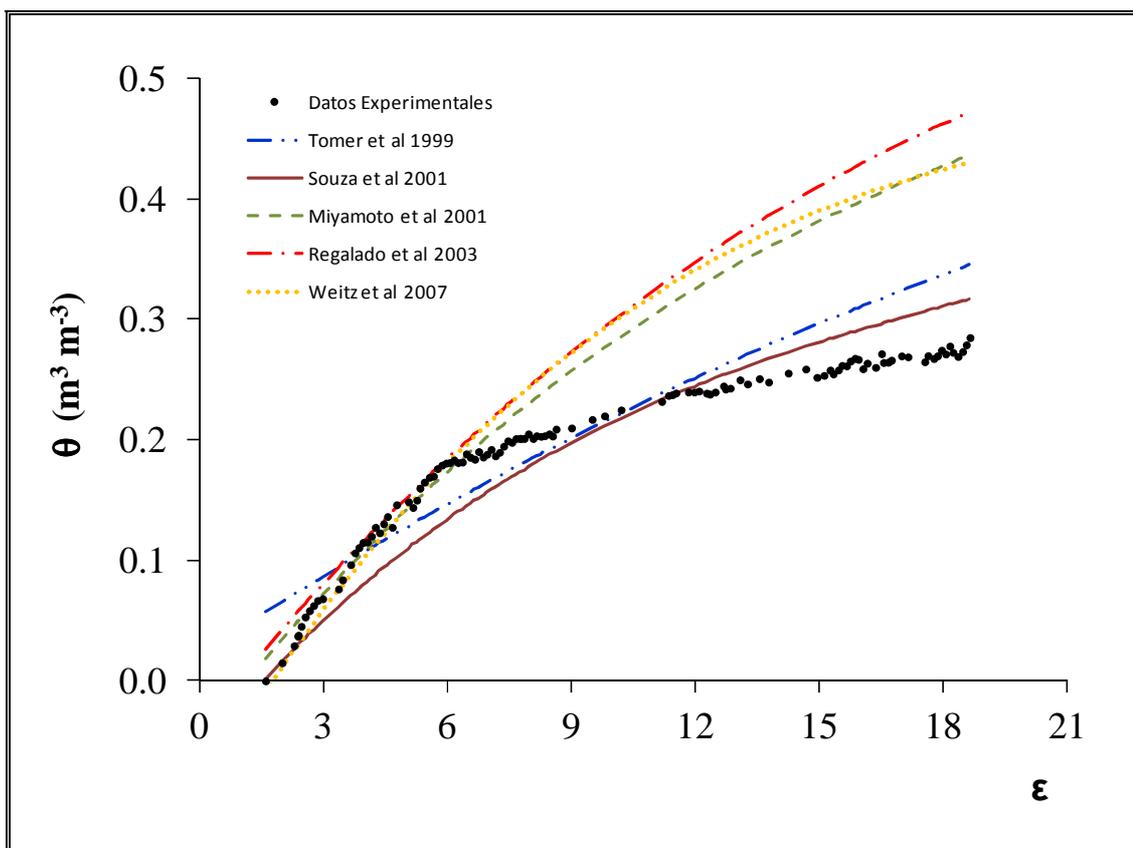


Figura 2-8: Ajuste de modelos empíricos de calibración para suelos de origen volcánico.

En base a los resultados obtenidos se proponen dos relaciones entre ε_a y θ para los suelos volcánicos de la cuenca altiplánica Salar del Huasco. En la Figura 2-9 se muestran los ajustes logarítmico y polinómico de tercer grado con los datos experimentales, donde se observa un ajuste aceptable tanto de tipo logarítmico como polinómico de tercer grado para los resultados la constante dieléctrica determinados por el sensor SC645. Se propone la ecuación de tipo polinómico de tercer orden para suelos salinos y volcánicos del norte de Chile.

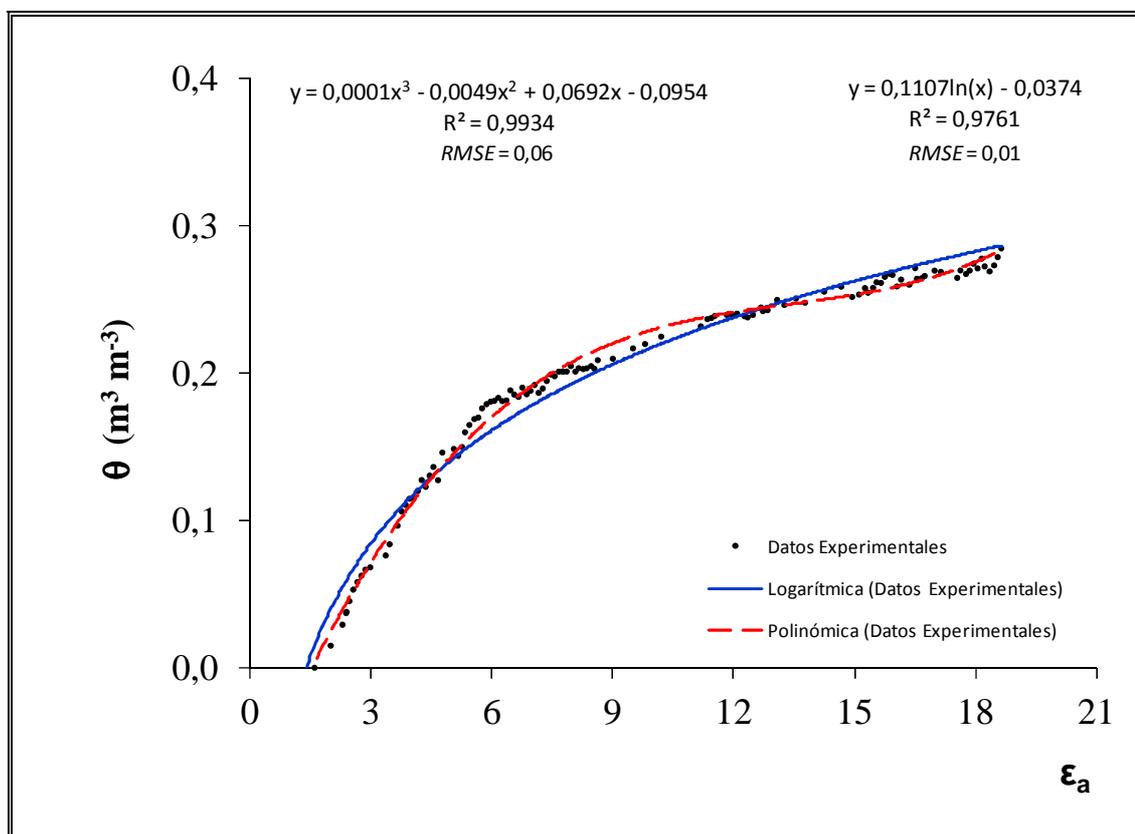


Figura 2-9: Modelos empíricos de calibración del sensor TDR CS645 para el suelo de la cuenca del salar de Huasco.

2.5.5 Mediciones de contenido de humedad (θ) en una columna de suelo salino

En la Figura 2-10 se presenta las estimaciones del contenido de humedad con la ecuación de calibración polinómica del sensor CS645 en una columna experimental de suelo salino proveniente de la cuenca del salar del Huasco con un nivel de agua de 75 cm. En la Figura 2-10a se presenta el perfil hídrico correspondiente a un nivel de agua de 75 cm, y en la Figura 2-10b se presenta las estimaciones de θ a diferentes profundidades para el perfil de equilibrio durante 192 h y la temperatura de la superficie de la columna.

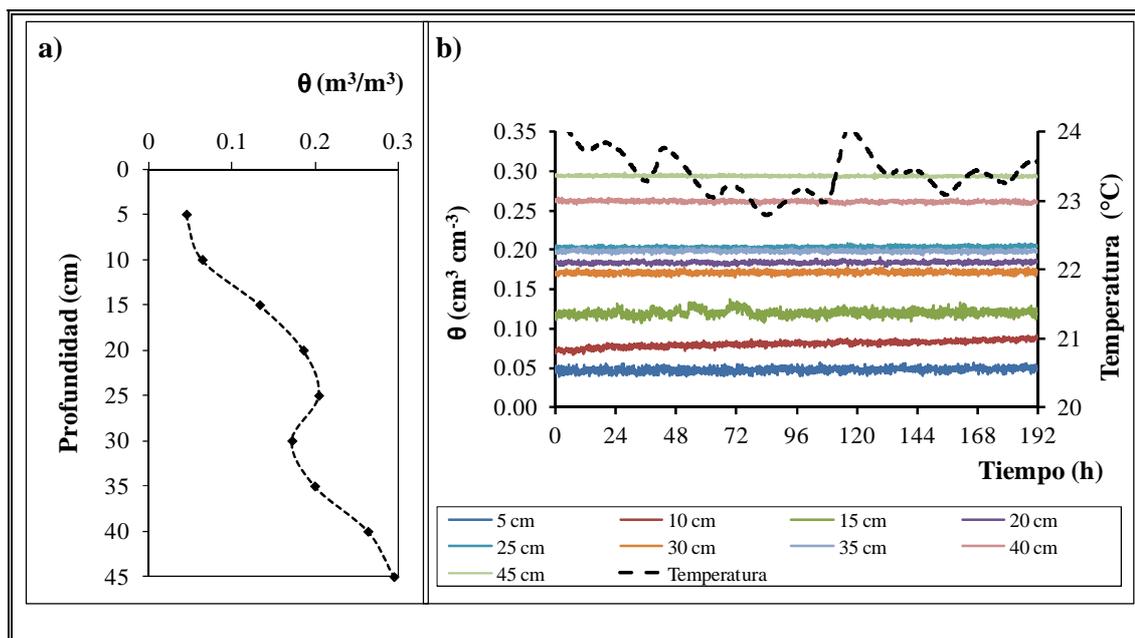


Figura 2-10: Mediciones de contenido de humedad a diferentes profundidades de la superficie con sensores TDR: a) perfil de equilibrio de contenido de humedad, y b) variación del contenido de humedad en el perfil de suelo y temperatura superficial en el tiempo.

El contenido de humedad para 192 horas a profundidades mayores a 15 cm es constante, y para profundidades menores presenta una mayor variación. La temperatura en la superficie de la columna, fue suministrada por una lámpara infrarroja, y por lo tanto el perfil de suelo presenta un decrecimiento de la temperatura con la profundidad. Esta diferencia entre las mediciones de temperatura a mayor profundidad con las mediciones a profundidades menores a 15 cm puede ser consecuencia de procesos de transporte de vapor (Assouline et al, 2010).

2.6 Conclusiones

El sensor CS605 de 30 cm para la línea de transmisión utilizada que consiste de un TDR, 2 multiplexores, y 9 sensores con 10 m de longitud de cable, presenta una atenuación importante en la forma de la onda, lo que produce una gran dispersión de los valores de permitividad aparente para contenidos de humedad menores al 30%, lo que indica que el largo de las varillas del sensor afecta la determinación de la permitividad aparente.

Se comprueba en esta investigación, de que no existen pérdidas en el sistema TDR, por lo tanto, la permitividad aparente es equivalente a la permitividad real para la frecuencia de operación utilizada por el TDR.

El sensor CS645 de 7,5 cm de longitud de varilla determina satisfactoriamente la conductividad eléctrica y la permitividad aparente para salinidades menores a 12.9 dS m⁻¹ aunque está fuera de su rango de operación (5 dS m⁻¹). Se observa además que no existe influencia de la temperatura en un rango entre 15 y 40°C en la determinación de la permitividad aparente con este sensor.

En este suelo volcánico, la ecuación de Topp et al (1980), y las ecuaciones propuestas para suelos volcánicos de climas templados y tropicales no se ajustan a las mediciones experimentales. Se proponen dos ecuaciones empíricas de calibración en este tipo de suelo, siendo la de mejor ajuste la ecuación polinómica de tercer grado.

Se recomienda realizar calibraciones en el laboratorio en suelos volcánicos con alta salinidad como los encontrados en el norte de Chile, con el fin de poder usar con un mayor grado de exactitud y precisión mediciones continuas en terreno con este tipo de instrumentos.

Referencias

Assouline, S., Narkis, K., Tyler, S.W., Lunati, I., Parlange, M.B. y Selker, J. (2010). On the diurnal soil water content dynamics during evaporation using dielectric methods. *Vadose Zone Journal*, 9, 709-718.

Bittelli, M., Salvatorelli, F. y Rossi-Pisa, R. (2008). Correction of TDR-based soil water content measurements in conductive soils. *Geoderma*, 143, 133–142.

Blonquist, J.M., Jones, S.B. y Robinson, D.A. (2005). Standardizing characterization of electromagnetic water content sensors: part 2. Evaluation of seven sensing systems. *Vadose Zone Journal*, 4, 1059-1069.

Bouksila, F., Persson, M., Berndtsson, R., Bahri, A. y Albergel, J. (2008). Soil water content and salinity determination using different dielectric methods in saline gypsiferous soil. *Hydrological Sciences Journal*, 53(1), 253 - 265.

Castiglione, P. y Shouse, P.J. (2003). The effect of ohmic cable losses on Time-Domain Reflectometry measurements of electrical conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 67, 414-424.

Chen, Y. y Or, D. (2006). Effects of Maxwell-Wagner polarization on soil complex dielectric permittivity under variable temperature and electrical conductivity. *Water Resources Research*, 42(W06424,doi:10.1029/2005WR004590).

Dane, J.H., y Topp, G.C. (2002). Methods of soil analysis. Part 1. Physical methods. SSSA Book Series 5. American Society of Agronomy - Soil Science Society, Madison, WI. 1692 pp.

DGA-PUC. (2009). Acción de Apoyo DGA-PUC. Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, I, II y III Regiones. Santiago, Chile.

Flores, V. (2010). Modelo conceptual hidrogeológico de la cuenca del salar del Huasco. (Tesis de maestría no publicada). Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago.

Friedman, S.P. (2005). Soil properties influencing apparent electrical conductivity: are view. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46, 45-70.

Fukumoto, M., y Tanaka, Y. (1995). The effect of soil texture on the dielectric property and the microwave backscatter property. *Journal of Japan Society of Hydrology and Water*, 8, 462-470.

Hamed, Y., Samy, G. y Persson, M. (2006). Evaluation of the WET sensor compared to time domain reflectometry. *Hydrological Sciences Journal*, 51, 671-681.

Inoue, M., Ould Ahmed, B.A., Saito, T. y Irshad, M. (2008). Comparison of twelve dielectric moisture probes for soil Water measurement under saline conditions. *American Journal of Environmental Sciences*, 4(4), 367-372.

Kahimba, F.C., Sri Ranjan, R. y Krishnapillai, M. (2007). Impact of cable lengths on the accuracy of dielectric constant measurements by time domain reflectometry. *Canadian Biosystems Engineering*, 49, 111-118.

Ledieu, J., De Ridder, P., De Clerck, P. y Dautrebande, S. (1986). A method of measuring soil moisture by time-domain reflectometry. *Journal of Hydrology*, 88, 319-328.

Logsdon, S.D. (2000). Effect of cable length on time domain reflectometry calibration. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 54-61.

Miyamoto, T., Annaka, T. y Chikushi, J. (2003). Soil aggregate structure effects on dielectric permittivity of an andisol measured for time domain Reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 2, 90-97.

Miyamoto, T., Kobayashi, R., Annaka, T. y Chikushi, J. (2001). Applicability of multiple length TDR probes to measure water distributions in an Andisol under different tillage systems in Japan. *Soil & Tillage Research*, 60, 91-99.

Nadler, A., Gamliel, A. y Peretz, I. (1999). Practical aspects of salinity effect on TDR-measured water content: a field study. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 1070-1076.

Or, D. y Wraith, J.M. (1999). Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: A physical model. *Water Resource Research*, 35, 371-383.

Persson, M., Bendz, D. y Flyhammar, P. (2004). Time-domain reflectometry probe for water content and electrical conductivity measurements in saline porous media. *Vadose Zone Journal*, 3, 1146-1151.

Regalado, C.M., Muñoz-Carpena, R., Socorro, A.R. y Hernández-Moreno, J.M. (2003). Time domain reflectometry models as a tool to understand the dielectric response of volcanic soils. *Geoderma*, 117, 313-330.

Robinson, D.A., Jones, S.B., Wraith, J.M., Or, D. y Friedman, S.P. (2003a). A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 2, 444-475.

Robinson, D.A., Schaap, M., Jones, S.B., Friedman, S.P. y Gardner, C.M. (2003b). Considerations for improving the accuracy of permittivity measurement using time domain reflectometry: air-water calibration, effects of cable length. *Soil Science Society of America Journal*, 67, 62-70.

Roth, K., Schulin, R., Flühler, R.H. y Attinger, W. (1990). Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resource Research*, 10, 2267-2273.

Seyfried, M.S. y Grant, L.E. (2007). Temperature effects on soil dielectric properties measured at 50 MHz. *Vadose Zone Journal*, 6, 759-765.

Souza, C.F., Matsura, E.E. y Testezlaf, R. (2001). *Application of the TDR technique in tropical soil*. Paper presented at the TDR 2001 - Second International Symposium and Workshop on Time Domain Reflectometry for Innovative Geotechnical Application.

Tomer, M.D., Clothier, B.E., Vogeler, I. y Green, S. (1999). A dielectric-water content relationship for sandy volcanic soils in New Zealand. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 777-781.

Topp, G.C. y Davis, J.L. (1985). Time domain reflectometry (TDR) and its application to irrigation scheduling. *Advances in Irrigation*, 3, 107-127.

Topp, G.C., Davis, J.L. y Annan, A.P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resource Research*, 16(3), 574-582.

Topp, G.C., Zegelin, S. y White, I. (2000). Impacts of the real and the imaginary components of relative dielectric permittivity on time domain reflectometry measurements in soils. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1244-1252.

Weitz, A.M., Grauel, W.T., Keller, M. y Veldkamp, E. (1997). Calibration of time domain reflectometry technique using undisturbed soil samples from humid tropical soils volcanic origin. *Water Resource Research*, 33, 1241-1249.

Wraith, J.M. y Or, D. (1999). Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resource Research*, 35(2), 361-369.

3 EVALUACION DE LA EVAPORACION Y FLUJOS DE EVAPORACION EN UNA COLUMNA DE SUELO SALINO SECO SOMETIDO A DIFERENTES NIVELES FREATICOS

3.1 Resumen

En cuencas cerradas, la correcta cuantificación de la evaporación es esencial para mejorar la exactitud en la estimación del balance de agua, puesto que este proceso en climas áridos e hiperáridos como los del altiplano chileno influye en un alto porcentaje en el ciclo hidrológico (Johnson et al, 2010). El objetivo de este trabajo fue determinar la evaporación y los flujos de evaporación de una columna de suelo salino sometida a diferentes niveles de profundidad del nivel de agua. Las mediciones de contenido de humedad, de conductividad eléctrica y de temperatura a diferentes profundidades del perfil del suelo se realizaron en una columna de suelo salino natural con bajo contenido de humedad y en condiciones isotérmicas. Los resultados de evaporación obtenidos se compararon con mediciones de terreno realizadas con lisímetros (GP Consultores, 2008) y con un domo (Johnson et al, 2010) en la cuenca del salar de Huasco. Los resultados muestran que existe un transporte de agua que disuelve las sales del suelo, las transporta y se acumulan en el perfil del suelo. Predominó el flujo líquido isotérmico, mientras que los flujos líquido, térmico, y de vapor de agua isotérmico y térmico son despreciables. El flujo total para todos los niveles freáticos presenta comportamientos diferentes con flujos ascendentes y descendentes como consecuencia del cambio del contenido de humedad y de temperatura dentro del perfil del suelo. La variación de la tortuosidad y el factor de corrección para el flujo de vapor mostraron que se producen grandes variaciones en el flujo de vapor y por lo tanto se genera una incertidumbre en la dirección del flujo.

3.2 Abstract

In closed basins, proper quantification of the evaporation process is essential to improve the accuracy in estimating the water balance, since this process in arid and hyper-arid Chilean Altiplano as a high percentage influence on the hydrological cycle (Johnson et al, 2010). The aim of this study was to determine the evaporation and flow of evaporation from a saline soil column with different water levels. For this measurement of moisture content, electrical conductivity and temperature at different depths in the soil profile were conducted in a natural saline soil column with low water content and under isothermal conditions. The results of evaporation were comparison with lysimeter (GP Consultores, 2008) and chamber method (Johnson et al, 2010) in the Salar del Huasco basin. The results show that there is a water transport of dissolved salts from the soil, transported and accumulate in the soil profile. Isothermal liquid flow predominated, while the thermal liquid, and isothermal and thermal water vapor fluxes and heat are negligible. The total flow for all water table has different behavior with upward and downward flows due to the change in moisture content and temperature within the soil profile. The variation of tortuosity and the enhancement factor for vapor flow showed that large variations in steam flow and therefore generates an uncertainty in the direction of flow.

3.3 Introducción

El movimiento de agua y de calor en un suelo obedecen a mecanismos acoplados que dependen del grado de saturación (Bitelli et al, 2008; Bristow et al, 1986; Cahill y Parlange, 1998; Milly, 1982; Philip y de Vries, 1957). En un suelo saturado, la tasa de evaporación es alta, y está limitada sólo por las condiciones atmosféricas. En un suelo no saturado con un nivel freático poco profundo, la tasa de evaporación está controlada por el flujo de agua en estado líquido, en conjunto con el flujo de vapor de agua (Boulet et al, 1997; Konukcu et al, 2004); y en un

suelo seco con un nivel freático más profundo, la tasa de evaporación está controlada solo por la transferencia de vapor.

En climas áridos e hiperáridos, la evaporación que se produce a partir del agua subterránea somera puede llegar a ser la principal descarga del balance hídrico. Por lo tanto, la evaluación simultánea de los flujos de agua líquida, y de vapor de agua deben ser comprendidos y estimados correctamente.

Philip y de Vries (1957) describen el movimiento de agua líquida y de vapor de agua en un medio poroso bajo condiciones no isotérmicas, considerando cuatro componentes para el flujo: flujos de agua líquida y de vapor de agua debido a gradientes de presión (flujos isotérmicos) y debido a gradientes de temperatura (flujos térmicos). Además, para el flujo de vapor térmico, introducen un factor que tiene en cuenta el movimiento microscópico del flujo debido a los gradientes de temperatura en un medio poroso, lo que permite considerar el movimiento, condensación y/o evaporación en poros diferentes (Sakai et al, 2009).

La evaporación desde un suelo húmedo ocurre cuando el agua líquida es convertida a vapor de agua bajo la superficie del suelo y es transportada en esta forma hacia la atmosfera. Este proceso ha sido descrito en términos de la existencia de un frente de evaporación, que corresponde a un plano que divide el suelo en dos zonas. Encima de este frente el suelo está muy seco y existe sólo flujo de vapor, y debajo del frente coexisten el flujo de agua líquida y de vapor de agua (Boulet et al, 1997; Konukcu et al, 2004; Sakai et al, 2009; Saravanapavan y Salvucci, 2000). Este proceso va acompañado en algunos casos del transporte de solutos, afectando el movimiento del flujo de agua líquida y de vapor de agua, por lo que se hace necesario considerar ambos mecanismos acoplados, especialmente cuando se producen cambios en el medio debido a la precipitación de sales. Se han realizado varios esfuerzos con el fin de entender la influencia de la salinidad en los mecanismos de evaporación. Nassar y Horton (1989) extendieron el modelo de Philip y de Vries (1957) e incluyeron el efecto osmótico en el movimiento de agua líquida y de vapor de agua ocasionado por la concentración de sales. Algunos

investigadores han mostrado que el flujo de vapor de agua puede condensarse y aumentar el transporte de agua en estado líquido, ocasionando una disolución de sales como consecuencia del transporte del flujo de vapor de la zona más fría a la más caliente (Bear y Gilman, 1995; Gran et al, 2011; Olivella et al, 1996).

En las cuencas altiplánicas de Chile, se han hecho varios esfuerzos con el fin de determinar la evaporación desde el agua subterránea utilizando lisímetros (GP Consultores, 2003, 2008; Toro, 1967), gradientes de humedad y temperatura (Grilli, 1985), correlación de Eddy (Kampf et al, 2005; Mardones, 1997; Tyler, 2002), técnicas isotópicas (Grilli et al, 1989), y la metodología del domo (Johnson et al, 2010). A pesar de estos esfuerzos, se requiere una mejor comprensión del proceso de evaporación en cuencas áridas endorreicas altiplánicas, donde factores como la heterogeneidad del suelo, la presencia y variación de la napa freática somera, el contenido de sales en el suelo y la variabilidad espacial y temporal de las propiedades hidrodinámicas del perfil de suelo y de las condiciones atmosféricas, juegan un papel preponderante. Este mejor entendimiento permitiría estimar y predecir la cantidad de agua que se pierde vía evaporación del agua subterránea en un tiempo determinado y planificar el recurso de una forma óptima. En este estudio se busca mejorar la caracterización de la evaporación en zonas áridas, con la napa freática cercana a la superficie, de modo de cuantificar los distintos flujos de agua líquida y de vapor de agua que explican el proceso de evaporación y que se ven afectados por el transporte de sales dentro del medio poroso. Para este propósito se construyó un montaje experimental en el laboratorio consistente en una columna de suelo proveniente de la cuenca del salar de Huasco, la cual fue sometida a distintos niveles freáticos. Esta columna fue monitoreada a 9 profundidades distintas, midiéndose la evolución temporal del contenido volumétrico de agua, la conductividad eléctrica, y la temperatura. Adicionalmente se midió la evaporación frente a condiciones particulares de radiación y velocidad de viento. Con estas mediciones se busca dar respuesta a las siguientes interrogantes: ¿Cuál es el comportamiento del perfil temporal y espacial del

contenido de humedad de un suelo salino sometido a diferentes niveles freáticos, ¿Cuáles son los flujos de agua líquida y de vapor de agua generados por los gradientes de presión y temperatura?, ¿Dónde se ubica el frente de evaporación para distintos niveles freáticos?.

La estructura de este artículo consiste en la descripción del montaje experimental y de los modelos teóricos para caracterizar las propiedades hidráulicas del medio poroso y los distintos flujos que ocurren en la sección 3.4, seguida de la discusión de resultados en la sección 3.5. Las conclusiones se presentan en la sección 3.6.

3.4 Materiales y Métodos

3.4.1 Instalación experimental

Para determinar las tasas de evaporación y caracterizar el comportamiento del frente de evaporación en un suelo desnudo, se utilizó un suelo salino proveniente de la cuenca del salar del Huasco, ubicada a una altura promedio de 4.165 msnm en el altiplano de Chile en la Primera Región de Tarapacá. Esta cuenca se caracteriza por presentar una baja humedad relativa del aire, una alta radiación solar, y constante viento. La temperatura ambiente mensual multianual varía entre -20 y 22°C con una amplia oscilación térmica entre el día y la noche, y precipitaciones durante el verano (diciembre – marzo) de origen convectivo menores a 400 mm al año. Todas estas características varían con la elevación al interior de la cuenca.

La muestra de suelo natural se trasladó por capas y se empacó en una columna de acrílico de 0,35 m de diámetro y 1,20 m de alto, manteniéndose lo más homogéneo posible a una densidad de 1,55 g cm⁻³. La densidad de la muestra se determinó en el laboratorio. Para esto, se tomaron 6 muestras a diferente profundidad por duplicado con un barreno, se extrajo el suelo del cilindro del barreno y se secó a 105 °C por 24 horas. La densidad aparente se determinó dividiendo el peso del suelo seco por el volumen conocido del anillo central del barreno.

La distribución del tamaño de partículas mostró un 95% de arena, 4% de limo y 1% de arcilla, y una conductividad eléctrica del suelo de $8,1 \text{ dS m}^{-1}$. La pared de la columna de acrílico se aisló con una espuma de poliestireno de 12 cm de espesor para lograr un flujo vertical. La columna permaneció bajo condiciones isotérmicas en el laboratorio, a una temperatura ambiental de $22 \pm 2,5^\circ\text{C}$ y una humedad relativa del aire entre 0,25 y 0,58. Condiciones máximas representativas de la cuenca del salar del Huasco.

La columna fue instrumentada con sensores de temperatura y TDR, a profundidades de 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 y 45 cm de la superficie del suelo, y se conectó a un tubo de Mariotte para fijar diferentes niveles de agua constante a profundidades de 75, 50, 45, y 30 cm. Los sensores TDR fueron previamente calibrados para las mediciones de contenido de humedad y conductividad eléctrica del estudio (Capítulo 2).

Un registrador de datos CR10X y dos multiplexores de 8 canales SDMX50 de Campbell Scientific fueron usados para registrar 27 variables (contenido de humedad, conductividad eléctrica, y temperatura a 9 profundidades en la columna) cada 5 minutos. La temperatura y la humedad relativa sobre la superficie de la columna de suelo y del laboratorio fueron medidas con 2 sensores Vaisala HMP75 cada 15 minutos.

La evaporación se indujo mediante una lámpara infrarroja (General Electric IR 150W) ubicada a 30 cm sobre la superficie de la columna, y con un ventilador se simuló una velocidad de viento de $0,2 \text{ m s}^{-1}$ sobre la superficie de la columna (Figura 3-1). Las tasas de evaporación se determinaron a partir de la disminución diaria del volumen de agua del tubo de Mariotte. Los resultados obtenidos se compararon con mediciones de terreno con lisímetros (GP Consultores, 2008) y con un domo (Johnson et al, 2010) en la cuenca del salar de Huasco.

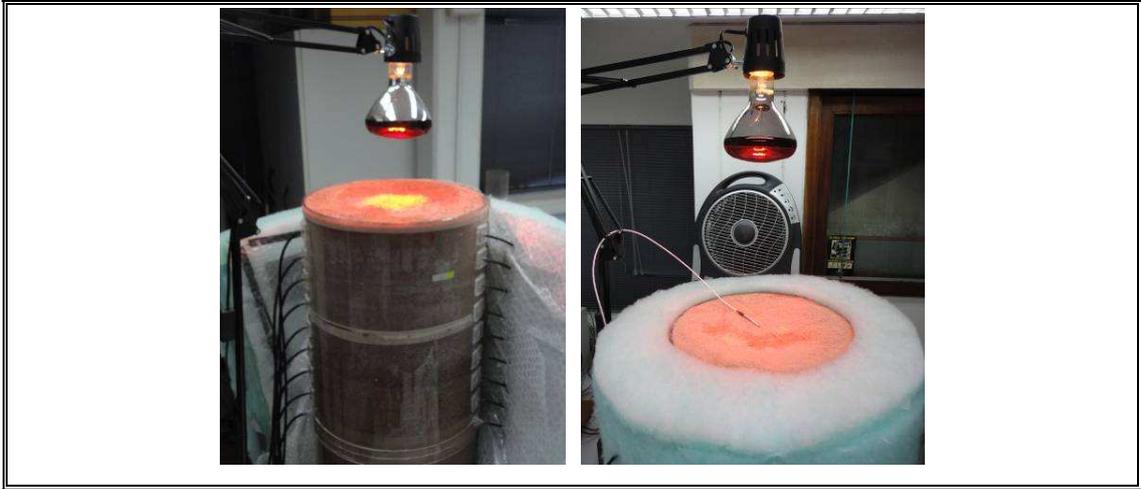


Figura 3-1: Instalación experimental.

3.4.2 Determinación de las curvas de retención y conductividad hidráulica

La curva de succión se determinó sometiendo la muestra de suelo a 5 presiones de 10, 33, 100, 500, 1000 y 1500 kPa en una olla de presión, y la conductividad hidráulica no saturada del suelo se obtuvo a partir de la medición de la conductividad hidráulica saturada (K_s) con un permeámetro de carga constante. Estas mediciones se realizaron por triplicado.

El modelo propuesto por van Genuchten (1980) se ajustó a las mediciones de contenido de humedad y presión, dado por:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (3.1)$$

donde, θ es el contenido de agua volumétrico (-); θ_r y θ_s son los contenidos de humedad residual y saturado respectivamente (-); α es el inverso de la presión de burbujeo (m^{-1}); h es la succión del agua o presión negativa expresada como columna de agua equivalente; n y m son parámetros empíricos que determinan la forma de la curva de succión.

Se utilizó el modelo de van Genuchten (1980) para estimar la conductividad hidráulica no saturada usando los modelos de Mualem (1976) con $m = 1 - 1/n$:

$$K(Se) = K_s Se^{0.5} \left[1 - \left(1 - Se^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (3.2)$$

y el modelo de Burdine (1953) con $m = 1 - 2/n$:

$$K(Se) = K_s Se^2 \left[1 - \left(1 - Se^{1/m} \right)^m \right] \quad (3.3)$$

donde Se corresponde al grado de saturación $\left(Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)$. Los parámetros θ_s , θ_r ,

α , n y m se ajustaron mediante la minimización de los errores al cuadrado. El contenido de humedad también fue determinado gravimétricamente en una muestra de suelo representativa de los primeros 45 cm de la columna de suelo.

3.4.3 Determinación de flujos

El flujo total de agua (q_{total}) en un suelo no saturado considera los flujos de agua líquida (q_L) y de vapor de agua (q_v). Estos flujos bajo condiciones de temperatura variable en el tiempo, quedan expresados en función de gradientes de temperatura y de presión. De esta manera, cada uno de los flujos consta de un componente térmico y otro isotérmico. El flujo total de agua se puede expresar como (Milly, 1982):

$$\begin{aligned} q_{total} &= q_L + q_v = q_{Lh} + q_{LT} + q_{vh} + q_{vT} \\ &= -K_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) - K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} - K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} - K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \end{aligned} \quad (3.4)$$

donde q_{Lh} y q_{LT} son los flujos de agua líquida isotérmico y térmico respectivamente ($m \text{ s}^{-1}$); q_{vh} y q_{vT} son los flujos de vapor de agua isotérmico y térmico respectivamente ($m \text{ s}^{-1}$); K_{Lh} ($m \text{ s}^{-1}$) y K_{LT} ($m^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-1}$) son las conductividades hidráulicas isotérmica y térmica para el flujo líquido respectivamente; K_{vh} ($m \text{ s}^{-1}$) y K_{vT} ($m^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-1}$) son las conductividades hidráulicas isotérmica y térmica para el

flujo de vapor de agua respectivamente; T es la temperatura (K); y z es la coordenada espacial positiva hacia abajo (cm).

La conductividad hidráulica isotérmica para el flujo líquido, K_{Lh} , que corresponde a $K(Se)$, se estimó a partir de la conductividad hidráulica saturada y de la curva de succión; y la conductividad hidráulica térmica para el flujo líquido, K_{LT} , se estimó como (Noborio et al, 1996a):

$$K_{LT} = K_{Lh} \left(h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right) \quad (3.5)$$

donde γ es la tensión superficial del agua (g s^{-2}); γ_0 es la tensión superficial del agua a 25°C ($=71,89 \text{ g s}^{-2}$); y G_{wT} es un factor para corregir la dependencia de la tensión superficial de la temperatura, asumido en este estudio como 7 para un suelo arenoso (Noborio et al, 1996b).

Las conductividades hidráulicas para el flujo de vapor debido a los gradientes de presión de succión, K_{vh} , y de temperatura, K_{vT} se estimaron utilizando las siguientes ecuaciones (Nassar y Horton, 1989):

$$K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \rho_{vs} \frac{M g}{RT} H_r \quad (3.6)$$

$$K_{vT} = \frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{vs}}{dT} \quad (3.7)$$

donde D es la difusividad de vapor en el suelo ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$); ρ_w es la densidad del agua líquida (kg m^{-3}); ρ_{vs} es la densidad del vapor de agua saturado (kg m^{-3}); M es el peso molecular del agua ($0,018015 \text{ kg mol}^{-1}$); g la aceleración gravitacional ($9,81 \text{ m s}^{-2}$); R es la constante universal de los gases para el vapor de agua ($8,341 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$); H_r es la humedad relativa del suelo [-], y η es un factor de corrección debido a que el gradiente de temperatura a nivel de poro excede los gradientes de temperatura en el medio y por lo tanto el transporte del flujo de vapor aumenta. Diferentes modelos para determinar η se han desarrollados (Cary, 1979; Cass et al,

1984; Jury y Letey, 1979), sin embargo, los flujos de vapor observados son mayores a los predichos por la teoría. Cass et al (1984) relacionó este factor con el contenido de humedad en ensayos de laboratorio para dos tipos de suelos de la siguiente forma:

$$\eta = a + b \frac{\theta}{\theta_s} - (a-1) \exp \left\{ - \left[\left(1 + \frac{2.6}{\sqrt{f_c}} \right) \frac{\theta}{\theta_s} \right]^c \right\} \quad (3.8)$$

donde $a = 9,5$, $b = 3$; y $c = 4$ son parámetros de ajustes tomados de Cass et al (1984) y Campbell (1985) para arena, y f_c es la fracción de arcilla del suelo estudiado (0,02).

La difusividad del vapor de agua en el suelo (D) se dedujo de la difusividad del vapor de agua en el aire (D_a), multiplicado por la tortuosidad en la fase gaseosa (τ_a) (Millington y Quirk, 1961), y el contenido volumétrico de aire (θ_{aire}), que se expresa como:

$$D = \tau_a \theta_{aire} D_a$$

$$\tau_a = \frac{\theta_{aire}^{7/3}}{\theta_s^2} \quad (3.9)$$

$$D = \frac{\theta_{aire}^{7/3}}{\theta_s^2} \theta_{aire} D_a$$

donde θ_{aire} se calculó como la porosidad menos el contenido de humedad. En la Tabla III-1 se presentan los parámetros utilizados en la formulación de los modelos para estimar los respectivos flujos de agua.

Los flujos de agua líquida y de vapor de agua isotérmico y térmico se calcularon de acuerdo a las Ecuaciones 3.3 a 3.6, y a los valores experimentales de θ y T para los cuatro niveles constantes de agua. Estos flujos se calcularon hasta 45 cm de profundidad, y las derivadas de la ecuación 3.4 se evaluaron en el punto medio entre dos mediciones. Los resultados corresponden a valores promedio de todas las

mediciones realizadas durante el día 20 de cada experimento, de manera de estimar los flujos y la tasa de evaporación en régimen permanente.

Tabla III-1: Descripción de los parámetros utilizados en la formulación de los modelos utilizados para estimar los flujos de agua líquida y de vapor de agua.

Parámetro	Fórmula	Referencias
Tensión superficial el agua del suelo, γ (g s ⁻²)	$\gamma = 75.6 - 0.1425 T - 2.38 \times 10^{-4} T^2$	Hillel (1971)
Difusividad del vapor de agua en el aire, D_a (m ² s ⁻¹)	$D_a = 2.12 \times 10^{-5} \left(\frac{T}{273.15} \right)^2$	Campbell (1985)
Densidad de vapor saturado, ρ_{vs} (kg m ⁻³)	$\rho_{vs} = \exp(31.37 - 6014.79 T^{-1} - 7.92 \times 10^{-3} T) T^{-1} \times 10^{-3}$	Campbell (1985)
Densidad del agua líquida, ρ_w (kg m ⁻³)	$\rho_w = 1 - 7.37 \times 10^{-6} (T - 4)^2 + 3.79 \times 10^{-8} (T - 4)^3$	Hillel (1971)
Humedad relativa, H_r (-)	$H_r = \exp\left(\frac{hMg}{RT}\right)$	Philip y de Vries (1957)

Nota: h (m) es presión de succión, T es temperatura.

3.5 Resultados y Discusión

3.5.1 Evaporación

La Figura 3-2 compara las mediciones de evaporación realizadas en las columnas del laboratorio y las mediciones obtenidas en terreno en la cuenca del salar de Huasco para diferentes niveles de agua freáticos. Las mediciones de evaporación en campo se hicieron con lisímetros de carga constante (GP Consultores, 2008) y con el método del domo (Johnson et al, 2010), en el que se cuantifica el

incremento del vapor de agua proveniente de la napa freática poco profundidad mediante un cámara semiesférica de acrílico que permite el paso de radiación solar (Stannard, 1988).

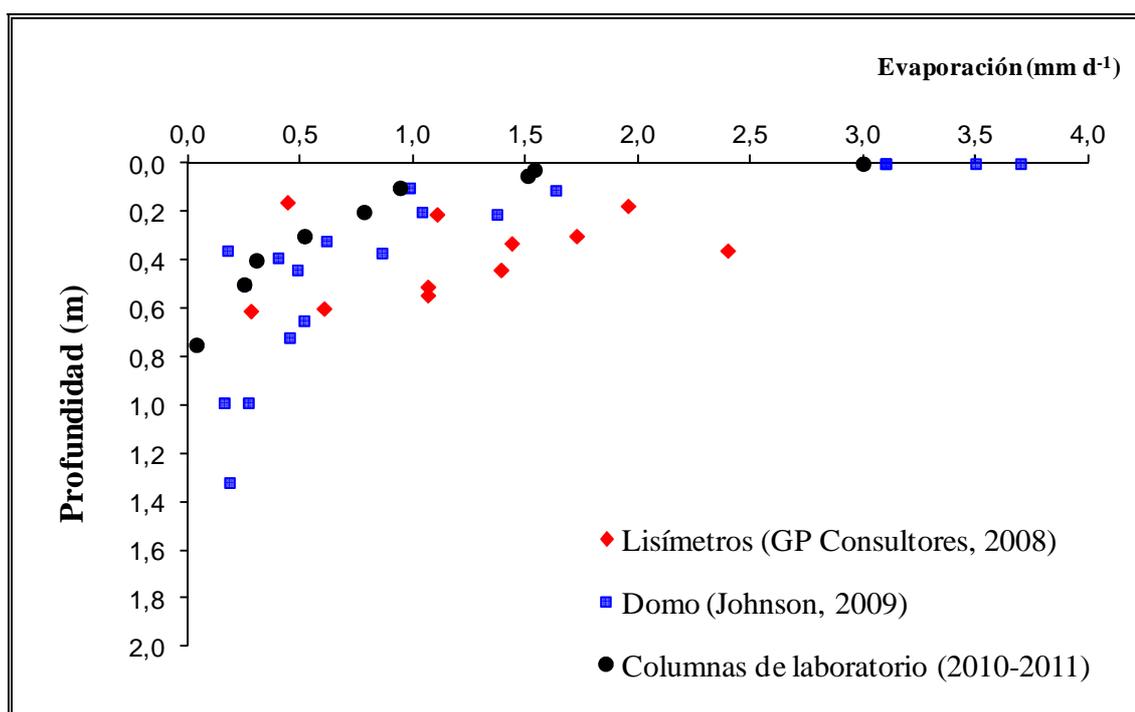


Figura 3-2: Mediciones de evaporación en laboratorio y en campo por diferentes metodologías en la cuenca del salar del Huasco. Las mediciones con lisímetros fueron realizadas por GP Consultores (2008) y la medición del domo por Johnson (2009).

La Figura 3-2 muestra que las tasas de evaporación obtenidas en la columna de laboratorio decrecen para niveles de agua freáticos más profundos, y son menores a las obtenidas por los lisímetros, aunque se encuentran dentro del rango de registros de campo en la cuenca del salar del Huasco.

En promedio, las tasas diarias registradas con los lisímetros son mayores a las determinadas por el domo. Para una profundidad 0,36 m se observa registros de evaporación entre 0,18 y 2,3 mm d⁻¹ en campo. Esto puede ser consecuencia de

diferentes factores: 1) las mediciones con el domo puede ser inferiores debido a que la cámara altera la radiación real incidente, 2) los lisímetros instalados en campo con diámetro muy pequeño puede tener problemas de condiciones de borde, por el que puede ocasionar una mayor tasa de evaporación por las paredes, y 3) las mediciones entre estas dos metodologías no se realizó ni en el mismo día ni en la misma textura de suelo. A profundidades mayores a 0,6 m la evaporación promedio con los lisímetros fue de $0,60 \text{ mm d}^{-1}$, con el domo fue de $0,52 \text{ mm d}^{-1}$, mientras que con la columna de laboratorio fue de $0,03 \text{ mm d}^{-1}$.

Se observa una mayor variabilidad de los datos obtenidos en campo comparados con los datos obtenidos en laboratorio, debido a que en el laboratorio no se cumplen las condiciones de variabilidad climática del día y de la noche, ni la variabilidad climática observada dentro del mismo día, ni diferencias en el contenido de sal del suelo. Estas variaciones de temperatura no fueron tenidas en cuenta, debido a que el objetivo era abordar la condición más extrema de evaporación de un suelo desnudo que corresponde a la temperatura más alta. Sin embargo, mayor investigación en condiciones de variación climática día y noche se hace necesario para determinar la influencia de esta variación en el mecanismo de evaporación.

Las tasas de evaporación dependen del tipo de suelo, y del tipo y concentración de sales presentes en un suelo. Suelos arenosos como el de la zona de estudio, con altas concentraciones de halita (20g/kg NaCl), presentan una mayor tasa de evaporación en los mismos suelos con altas concentraciones de epsomita ($40 \text{ g/kg MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), debido a que la actividad del agua en soluciones saturadas de epsomita es menor que en una solución saturada de halita (Gran et al, 2011).

3.5.2 Parámetros hidráulicos

En la Figura 3-3a se presenta los resultados experimentales del contenido de humedad saturado, y los contenidos de humedad para diferentes valores de succión. Además, se presenta las curvas $h(\theta)$ ajustadas según las expresiones

descritas por van Genuchten (1980) de acuerdo a la relación entre n y m definida por Mualem (1976) $h_M(\theta)$, por Burdine (1953) $h_B(\theta)$, suponiendo valores de n y m libres $h_{nm}(\theta)$, y la curva con valores obtenidos a partir de la textura $h_{textura}(\theta)$ (van Genuchten et al, 1991). En la Figura 3-3b se presenta el resultado de K_s obtenido experimentalmente, y las curvas de conductividad hidráulica no saturada ajustadas con la ecuación de van Genuchten (1980) de acuerdo a la relación entre n y m con Mualem $K_M(Se)$, Burdine $K_B(Se)$, con valores de n y m libres con Mualem $K_{nmM}(Se)$ y con Burdine $K_{nmB}(Se)$, y a partir de la textura $K_{textura}(Se)$ (van Genuchten et al, 1991).

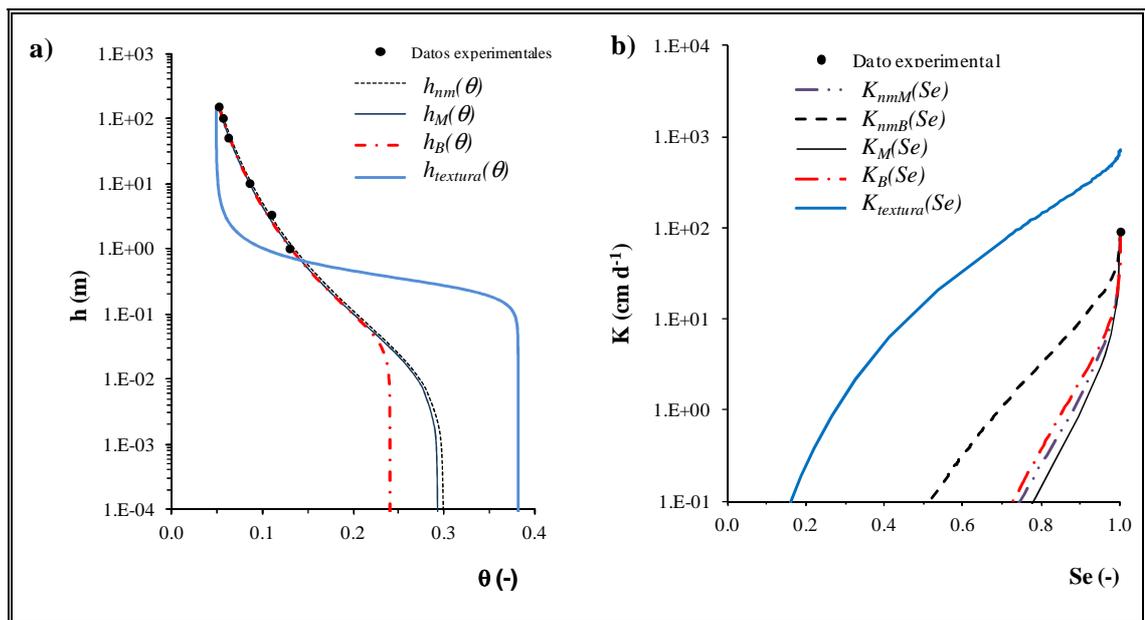


Figura 3-3: Ajustes de curvas características: a) curvas de succión, y b) curvas de conductividad hidráulica no saturada.

En la Tabla III-2 se presentan los valores de los parámetros de la ecuación de van Genuchten (1980) ajustados a los datos experimentales considerando distintas formas de definir los parámetros n , m : (1) libres, (2) obtenidos con el modelo de

Mualem, (3) obtenidos con el modelo de Burdine, y (4) obtenidos según la textura del suelo mediante las funciones de Pedotransferencia (PTF) del software RETC (van Genuchten et al, 1991).

Tabla III-2: Parámetros de las curvas de retención y de conductividad hidráulica ajustados utilizando las expresiones de van Genuchten (1980) para diferentes relaciones de n y m : libres, modelo de Mualem, modelo de Burdine, y con base en la textura del suelo.

Parámetro	n y m libres	Mualem	Burdine	Textura
Contenido de humedad saturado, θ_s ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,30	0,29	0,24	0,38
Contenido de humedad residual, θ_r ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,00	0,00	0,00	0,048
Presión de burbujeo, α (m^{-1})	0,716	0,718	0,258	0,036
Parámetro de forma de la curva de retención, n	1,065	1,186	2,186	3,419
Parámetro de forma de la curva de retención, m	0,175	0,157	0,085	0,415
Conductividad hidráulica saturada, K_s (m s^{-1})	---			$8,37 \times 10^{-5}$

Se observa que los valores de θ_s obtenidos con el ajuste que considera m y n libres, y el modelo de Mualem son muy cercanos al valor de θ_s determinado gravimétricamente de 0,3. De igual forma, el valor del parámetro α , que representa el inverso de la altura de burbujeo o de entrada de aire ($h_g = 1/\alpha$), es muy similar tanto para el ajuste que considera m y n libres, como para el modelo de Mualem. Las curvas $h(\theta)$ y $K(Se)$ obtenidas a partir de la textura no se ajustan a los datos experimentales, mientras que el ajuste a partir del modelo de Burdine se ajusta bien a los datos experimentales, pero entrega valores de θ_s y α diferentes.

El valor de la conductividad hidráulica saturada obtenido experimentalmente fue de $1,06 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$, mientras que el valor obtenido a partir de los parámetros obtenidos por la textura fue mayor. Por lo tanto, el dominio para el cual se definen las curvas $K(\theta)$ son diferentes, debido a la diferencia en el contenido de humedad saturado (θ_s) en cada uno de los ajustes. Sin embargo, las curvas obtenidas por $K_{nmM}(Se)$, $K_M(Se)$ y $K_B(Se)$ son similares.

De acuerdo con la determinación gravimétrica de θ_s , y los datos experimentales, la curva de succión $h(\theta)$ se ajustó a la expresión de van Genuchten con n y m libres (Ecuación 3.1), y la conductividad hidráulica no saturada $K(\theta)$ se ajustó a la expresión de van Genuchten con la condición de Mualem (Ecuación 3.2): $\theta_r = 0 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; $\theta_s = 0,3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; $\alpha = 0,7163 \text{ m}^{-1}$; $n = 1,0657$; y $m = 0,175$.

3.5.3 Perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica y temperatura

En la Figura 3-4 se presentan los perfiles de contenido de humedad (θ), conductividad eléctrica (σ), y temperatura (T) medidos en la columna de suelo en función de la profundidad de diferentes niveles freáticos para 1, 3, 5, 10, 15 y 20 días. Los valores presentados corresponden al valor promedio diario de las mediciones tomadas en intervalos de 5 minutos, debido a que las mediciones de evaporación se midieron a nivel diario. Para el nivel de agua de 75 cm se inició la experiencia sin viento por un periodo de 20 días de modo de alcanzar una condición de equilibrio. El día 1 del nivel de 75 cm corresponde al día posterior a este periodo de 20 días, partiéndose con la aplicación de viento.

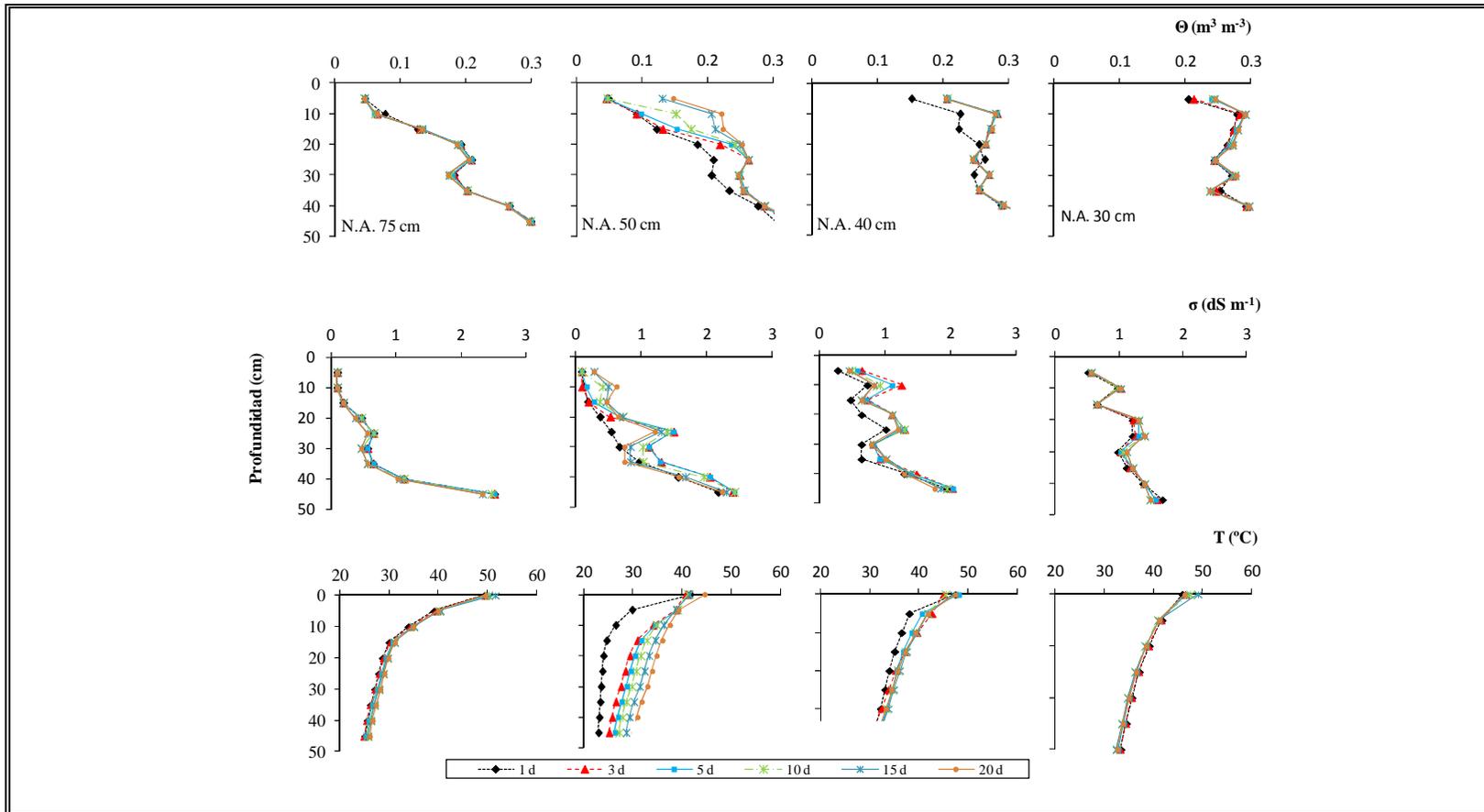


Figura 3-4: Evolución temporal de los perfiles de contenido de humedad (θ), conductividad eléctrica (σ), y temperatura (T) para una columna de arena salina sometida a diferentes niveles de agua. Condición inicial no saturada. N.A = Nivel de Agua, d = día.

A medida que aumenta el nivel del agua se observa un claro humedecimiento del perfil del suelo alcanzando un valor cercano a la saturación para un nivel de agua freático de 30 cm. Para cada uno de los niveles freáticos evaluados, el suelo llega rápidamente a un estado de equilibrio al tercer día, excepto por el nivel de agua a 50 cm, donde se observa un cambio más notorio durante los 20 días de medición tanto para el perfil de contenido de humedad como para los perfiles de conductividad eléctrica y temperatura. Esto se explica por el hecho de que al final de los 20 días con un nivel freático de 75 cm se procedió a cubrir la columna y quitar el calor de la superficie. Esto significó una reducción de la temperatura de todo el perfil, la cual se recuperó al décimo día de la experiencia con el nivel freático a 50 cm. Excepto para este nivel, las condiciones finales de un nivel de agua, corresponden a las condiciones iniciales del nivel de agua siguiente para cada experimento.

La conductividad eléctrica medida con el sensor considera al valor compuesto de σ del medio poroso y del contenido de humedad alrededor de las varillas del sensor. La conductividad eléctrica corresponde a una medida indirecta de la salinidad, por lo que a mayor concentración de iones, mayor valor de σ .

El análisis de la conductividad eléctrica muestra zonas de concentración de sal en todos los niveles freáticos evaluados. A medida que aumenta el nivel del agua freática, la conductividad eléctrica va aumentando en el perfil tal como lo hace el contenido de humedad, lo que implica una disolución de sales que pueden ser transportadas por el flujo. A medida que se sube el nivel de agua se disuelven las sales del suelo y se transportan hacia la superficie. Por lo tanto, el contenido de humedad influye sobre la distribución de las sales medida como conductividad eléctrica. La presencia de elevadas concentraciones de sal genera un aumento del potencial osmótico (Nassar y Horton, 1989). Este aumento del potencial osmótico implica un posible desplazamiento de agua en fase de vapor hacia una zona de mayor temperatura de la columna. Por lo tanto, la temperatura influye directamente sobre el agua en forma de vapor debido al aumento de la conductividad eléctrica.

Al igual que los perfiles de θ y σ , los perfiles de T muestran que el suelo llega rápidamente a un equilibrio correspondiente al tercer día, excepto para el perfil del nivel freático de 50 cm. Los perfiles de temperatura en el suelo están directamente relacionados con la temperatura impuesta con la lámpara infrarroja, y no con la temperatura impuesta en el laboratorio. A pesar de tener como condición de borde una temperatura dada sobre la superficie de la columna por una lámpara infrarroja, esta se ve afectada por la condición ambiental del laboratorio al momento de tomarse los datos.

Los perfiles de equilibrio de θ , σ , y T para diferentes niveles freáticos medidos en el día 20 se presentan en la Figura 3-5. Los perfiles de contenido de humedad muestran un aumento a medida que sube el nivel freático. Se observa que el perfil es atípico ya que presenta aumentos bruscos locales a ciertas profundidades para todos los niveles freáticos. El mismo comportamiento se observa con el perfil de la conductividad eléctrica. Comportamiento que no ha sido reportado en literatura debido a que pocos experimentos han sido realizados con suelos naturales con un alto contenido de salinidad y con un contenido de humedad muy seco.

El aumento de la conductividad eléctrica indica que se ha producido un aumento en la concentración de sales en el perfil a medida que sube el nivel del agua freática. Esto se puede explicar por una disolución de sales del suelo debido al aumento del contenido de humedad y al transporte de sales que se produce con el flujo, lo cual se ve favorecido por el hecho que las experiencias se hicieron aumentando el nivel de agua en la columna.

Se observa que para los niveles freáticos de 75 y 50 cm se produce un aumento local simultáneo de contenido de humedad y de conductividad eléctrica. Este aumento se produce a 25 cm de profundidad para el caso del nivel freático a 75 cm, mientras que para el nivel freático de 50 cm se presentan dos aumentos simultáneos a 10 y a 25 cm de profundidad del perfil del suelo. Este comportamiento puede ser explicado por un lado porque en medios no saturados los cristales de sal crecen en los poros pequeños en el perfil de suelo (Naschshon et

al, 2011). Por otra parte ocurre un transporte de sal con el flujo líquido capilar por convección hacia la superficie, se incrementa el contenido de sal, y el agua tiende a acumularse en el suelo inmediatamente alrededor de la sal (Burns et al, 2006; Scotter, 1974). Este proceso afecta en mayor proporción al nivel freático de 50 cm que se impone después del crecimiento y transporte de sal que sucede en el nivel freático de 75 cm.

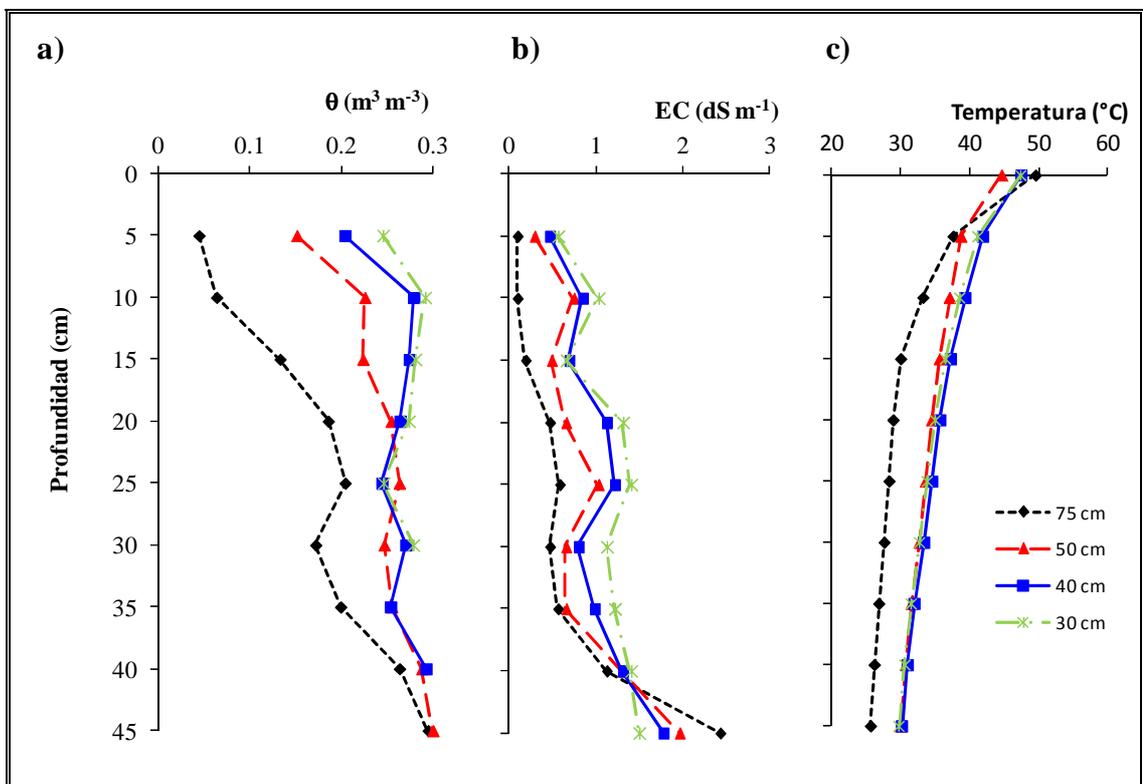


Figura 3-5: Perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica, y temperatura para 75, 50, 40, y 30 cm de nivel freático al día 20 de cada experimento.

Para los niveles freáticos de 40 y 30 cm se observa un comportamiento inverso entre el contenido de humedad y la conductividad eléctrica entre los 15 y los 30 cm del perfil del suelo. Cuando aumenta θ , σ disminuye en ese estrato. Esto puede ser

consecuencia de una condensación del vapor que fluye y diluye las sales en esta zona de la columna en respuesta a la difusión molecular debido al gradiente de concentración de sales (Qayyum y Kamper, 1962).

Aunque no es común encontrar acumulación de sal en condiciones isotérmicas en el perfil del suelo, Qayyum y Kemper (1962) y Hassan y Ghaibeh (1977) observaron una concentración máxima en el perfil del suelo, tal como se presentó en esta investigación. En esta experiencia no se observó la formación de una costra de sal en la superficie de la columna como lo reportan otros estudios con experiencias de suelos inicialmente saturados (Gran et al, 2011; Naschshon et al, 2011). Sin embargo en las experiencias de calibración de los sensores, donde se utilizó una muestra de suelo inicialmente saturada, se observó la formación de una costra en la superficie. Esta observación y el hecho de que nuestras experiencias de laboratorio se iniciaron con suelo no saturado, permiten concluir la importancia que tiene la condición inicial de contenido de humedad en el tipo de precipitación: eflorescencia en la superficie del suelo con suelo inicialmente saturado, o subflorescencia dentro del perfil del suelo con suelo inicialmente no saturado.

Se observa que la temperatura de la superficie del suelo varió entre 50 y 46°C en las diferentes experiencias. Esta variación se explica por la variación de la temperatura ambiente entre 19,5 y 22,5°C. Los perfiles de temperatura muestran un decrecimiento entre la superficie y los 45 cm de profundidad debido a la diferencia de conductividades térmicas entre los dos puntos causada por los distintos contenidos de humedad en la columna. Para todos los niveles freáticos se observó dos tramos de gradiente de temperatura (entre 0 - 5 cm y 5 - 45 cm de profundidad del suelo), excepto para el nivel freático de 75 cm, donde se observa tres tramos (entre 0 - 5 cm, 5 - 15 cm, y 15 - 45 cm de profundidad del suelo). El mayor gradiente de temperatura se observa entre los primeros 5 cm de suelo, que coincide con la zona de menor θ .

La ubicación gráfica del frente de evaporación se determina a partir del análisis conjunto de los perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica y

temperatura. Un cambio brusco de contenido de humedad acompañado de un cambio en la conductividad eléctrica, y un cambio en el gradiente de temperatura, indica la existencia de un frente de evaporación (Gran et al, 2011; Konukcu et al, 2004). Aunque los perfiles evaluados no muestran claramente donde se localiza el frente de evaporación, los perfiles de temperatura para el nivel freático de 75 cm, muestran un cambio de gradiente entre la superficie del suelo y los 5 cm de profundidad, donde se podría localizar el frente de evaporación. En los perfiles de contenido de humedad para todos los niveles freáticos no se observa un incremento repentino de θ con la profundidad que permita determinar el frente de evaporación.

3.5.4 Flujos de agua líquida y vapor de agua

Los flujos de agua líquida y de vapor de agua debido a gradientes de presión (flujo isotérmico) y de temperatura (flujo térmico) calculados de acuerdo con la Ecuación 3.4, se presentan en la Figura 3-6 para los diferentes niveles freáticos ensayados. Un valor positivo significa que el movimiento es hacia abajo y un valor negativo hacia arriba.

Se observa que para el nivel freático de 75 cm, los flujos líquido isotérmico (q_{Lh}) que se estiman al interior del perfil resultan muy pequeños. Un análisis más detallado de los resultados indica que el flujo es hacia abajo en los primeros 17,5 cm y hacia arriba entre los 17,5 cm y los 45 cm. Para el nivel freático de 50 cm se observa un comportamiento similar aunque los flujos resultan mayores. Por lo tanto, aunque el flujo líquido isotérmico resultó muy pequeño para estos niveles, presentan diferentes direcciones en el perfil del suelo.

Para los niveles freáticos de 40 cm y de 30 cm, los flujos estimados en el perfil resultaron aún más elevados que en los niveles freáticos de 75 y de 50 cm, y todos hacia arriba, excepto a una profundidad de 7,5 cm donde se presenta un flujo descendente muy pequeño. Los valores de q_{Lh} a 7,5 cm para todos los niveles freáticos son cercanos a cero debido a que el suelo está más seco a esta profundidad, lo que implica un mayor gradiente de presión cerca de la superficie.

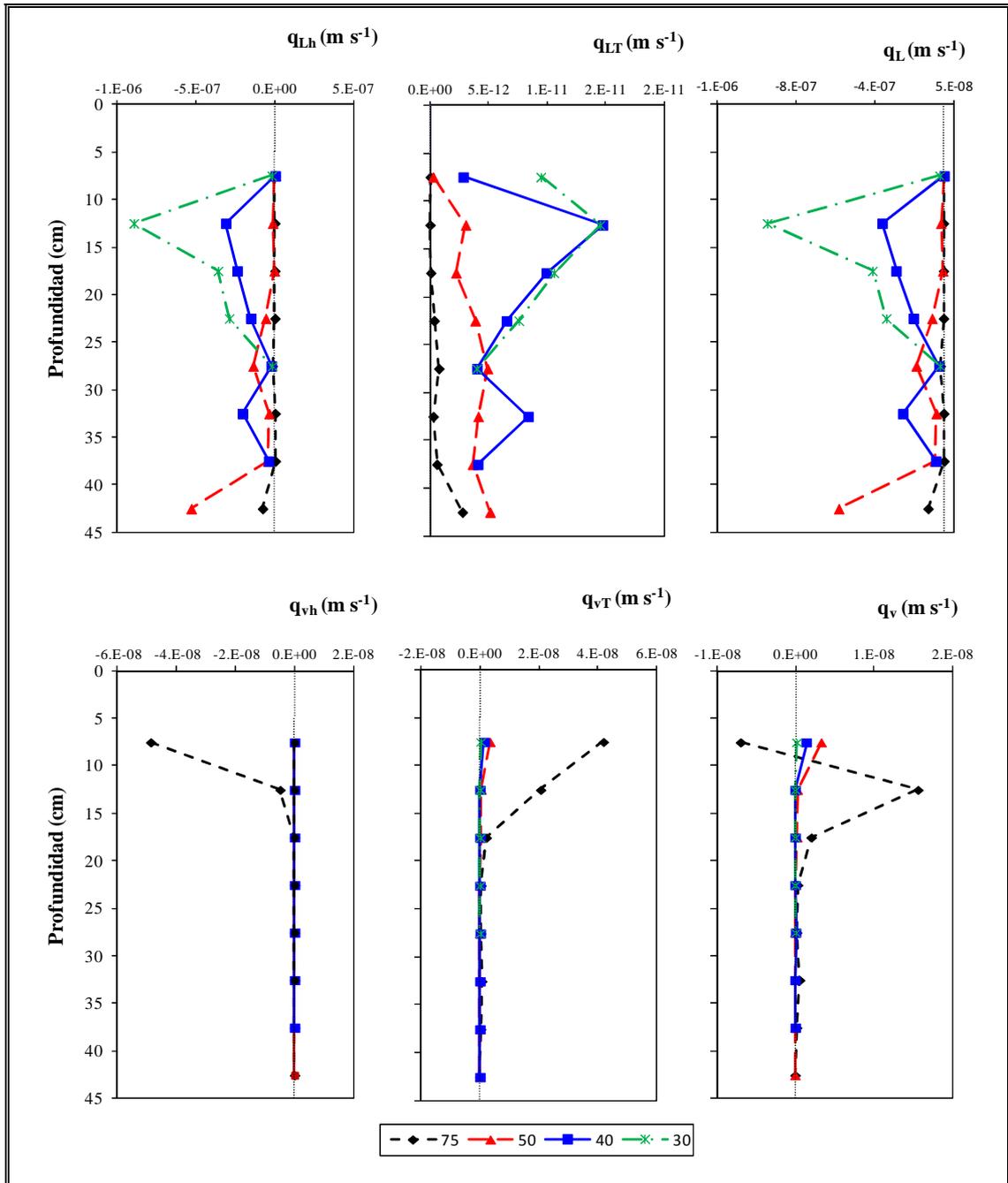


Figura 3-6: Perfiles de flujos de agua líquida isotérmico (q_{Lh}), térmico (q_{LT}) y total (q_L), y perfiles de flujos de vapor de agua isotérmico (q_{vh}), térmico (q_{vT}) y total (q_v). Resultados mostrados a 20 días de experimentación para cada nivel freático. Un valor negativo significa flujo ascendente y valores positivos flujo descendente.

Se destaca que los valores obtenidos para la profundidad de 12,5 cm resultaron significativamente mayores tanto para el flujo líquido isotérmico (q_{Lh}) como para el flujo líquido térmico (q_{LT}) que siempre mantuvo un movimiento descendente y despreciable frente al q_{Lh} para toda la columna. El flujo líquido isotérmico (q_{Lh}) predominó en el flujo líquido total (q_L).

La Figura 3-6 muestra también que el flujo de vapor isotérmico (q_{vh}) ascendente en todo el perfil, es de similar magnitud al flujo de vapor térmico (q_{vT}) que es descendente en todo el perfil. Se observa que el q_{vh} y el q_{vT} estimados para el nivel freático de 75 cm a una profundidad de 7,5 cm, es mucho mayor que el resto de los flujos, lo que se explica por un importante aumento en el gradiente de presión y de temperatura respectivamente cerca de la superficie del suelo. Además, se observa que el q_v disminuye a medida que disminuye los gradientes del contenido de humedad y de temperatura.

Se observa en todos los casos que los flujos de vapor (q_{vh} y q_{vT}) y el q_{LT} resultaron despreciables frente al q_{Lh} , excepto para el nivel freático de 75 cm que entre 7,5 y 12,5 cm de profundidad del suelo presentó una magnitud similar de q_{vh} y q_{Lh} . Sin embargo, la magnitud de los flujos en este caso es menor en comparación a los flujos ocurridos para profundidades freáticas menores. En general, el flujo líquido isotérmico resultó siempre ascendente y creciente a medida que el nivel freático aumentaba. El flujo de vapor resultó siempre descendente con valores muy pequeños, excepto para el nivel freático de 75 cm entre 7,5 y 12,5 cm de profundidad del suelo que fue en dirección ascendente.

Los perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica y temperatura de la Figura 3-5 no permiten deducir claramente la ubicación del frente de evaporación. Sin embargo, en la Figura 3-7 se observa que el flujo líquido y de vapor se hacen iguales a aproximadamente 10 cm, lo que significa que el frente de evaporación se encuentra en este punto del perfil del suelo. Para los niveles de 50, 40 y 30 cm no se alcanza a observar este frente de evaporación, lo que hace suponer que se encuentra en los primeros centímetros del perfil del suelo ($< 7,5$ cm).

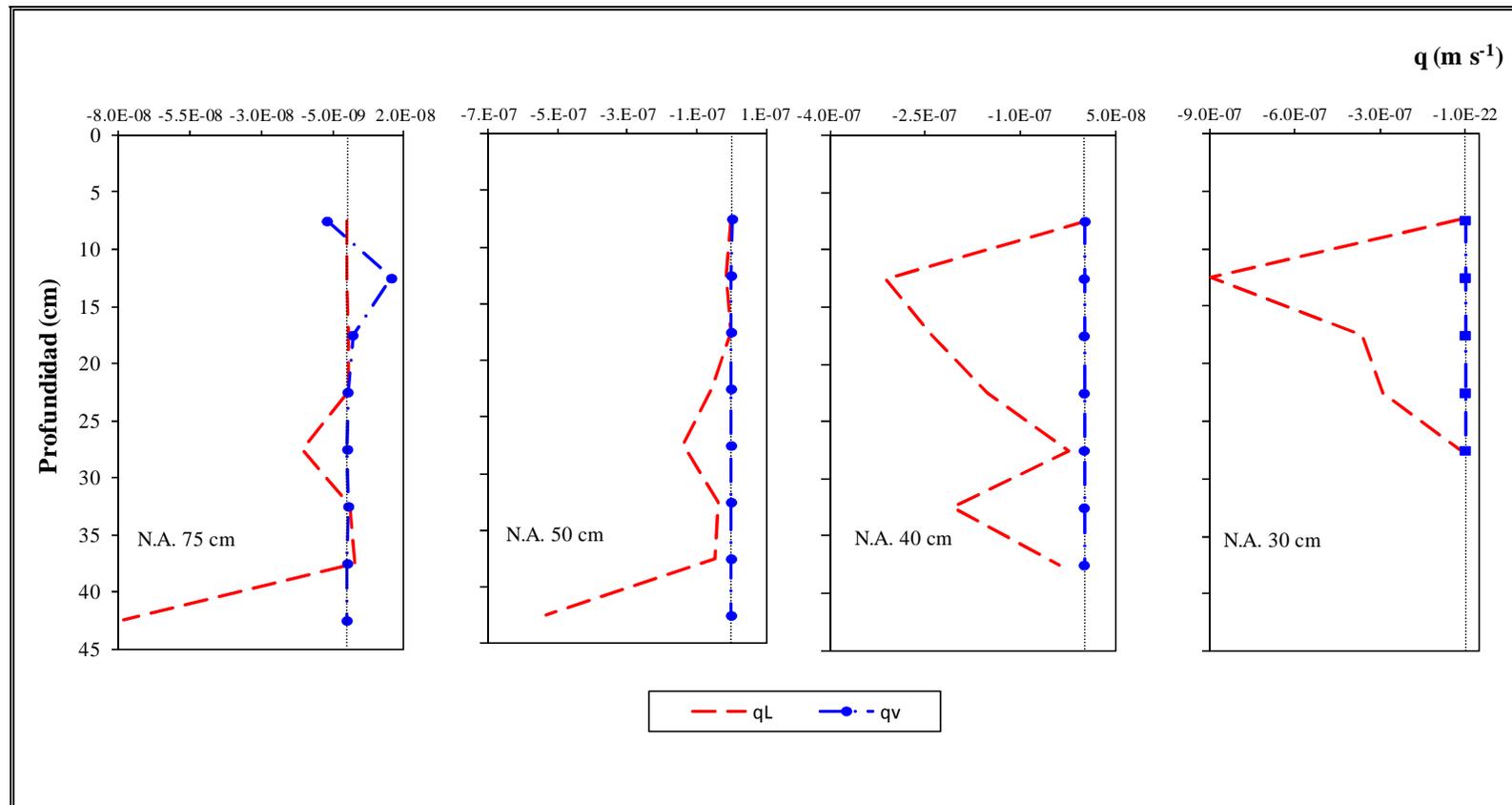


Figura 3-7: Perfiles de flujo líquido (q_L) y de vapor de agua (q_v) para diferentes niveles freáticos (N.A.). Un valor negativo significa flujo ascendente y valores positivos flujo descendente..

Para el caso del nivel freático de 50 cm, los resultados no se ven afectados por el enfriamiento previo de la columna de suelo debido a que se dejó que el valor de evaporación y contenido de humedad se estabilizara en el tiempo. La diferencia de este nivel con los demás fueron las condiciones iniciales, ya que para los niveles freáticos de 40 y 30 cm, las condiciones iniciales corresponde a las condiciones finales de los niveles freáticos de 50 y 40 cm respectivamente.

Los resultados están acorde a lo reportado en literatura, según la cual típicamente co-existen el flujo de agua líquida desde zonas frías hacia zonas calientes, y de vapor de agua debido a gradientes de temperatura en el sentido contrario. Se verifica entonces que los gradientes de presión y de temperatura controlan la dirección de los distintos flujos de agua que ocurren en un medio poroso no saturado.

Aunque en suelos secos el flujo de vapor puede llegar a ser comparable con el flujo líquido (Rose, 1968; Sakai et al, 2009), en el perfil de flujo evaluado entre los 7,5 y 45 cm, el flujo líquido debido a gradientes de presión es predominante para los flujos de 50, 40 y 30 cm, lo que coincide el transporte y acumulación de sal dentro del perfil de suelo.

En la Figura 3-8 se presenta el flujo total (q_{Total}) estimado, y los valores de evaporación medidos experimentalmente para cada nivel freático impuesto en la columna de suelo. Los flujos netos resultantes difieren, observándose flujos totales ascendentes para todos los niveles freáticos, y más significativos para niveles freáticos más someros.

De acuerdo con las Figuras 3-7 y 3-8, el flujo líquido isotérmico (q_{Lh}) predominó en el flujo líquido total (q_L), y el flujo de vapor de agua total (q_v) resulta similar al flujo de vapor térmico, excepto para el nivel freático de 75 cm a 7.5 cm de profundidad.

A los 7,5 cm de profundidad, la dirección del flujo total para los niveles freáticos de 75 y de 30 cm es ascendente, debido a los flujos de vapor y de líquido respectivamente. Mientras que bajos los niveles freáticos de 50 y 40 cm hay un

flujo descendente con un componente mayoritario de flujo de vapor térmico, y flujo líquido isotérmico respectivamente.

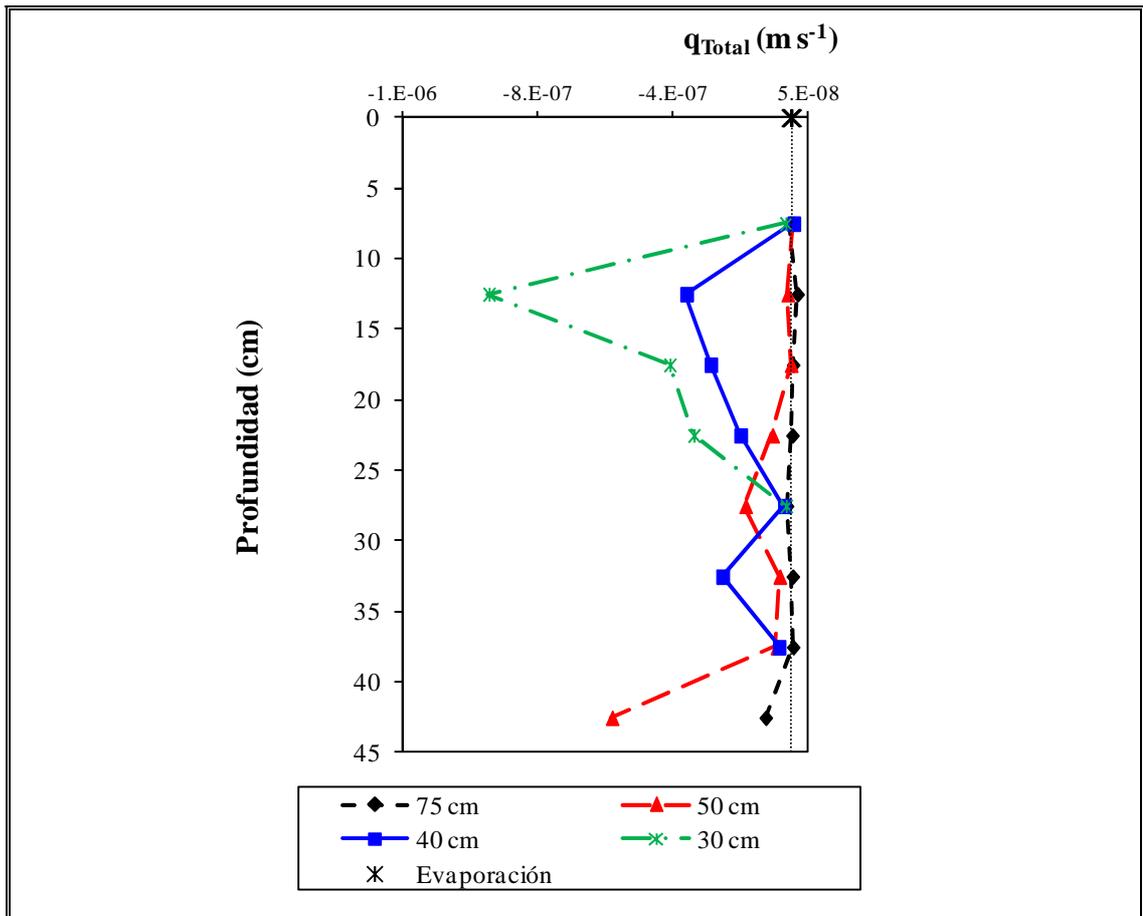


Figura 3-8: Perfil de flujo total de agua (q_{Total}) para cada nivel de agua impuesto en la columna de experimentación. Un valor negativo significa flujo ascendente y valor positivo flujo descendente.

Los resultados resultaron acorde a lo reportado en literatura, según la cual típicamente co-existen el flujo de agua líquida desde zonas frías hacia zonas calientes, y de vapor de agua debido a gradientes de temperatura en el sentido contrario. Se verifica entonces que los gradientes de presión y de temperatura

controlan la dirección de los distintos flujos de agua que ocurren en un medio poroso no saturado. Aunque la magnitud de los flujos reportados por la literatura han sido de diferente orden.

La evaporación medida corresponde a un flujo de vapor en dirección ascendente. Por lo tanto, entre la superficie y los 7.5 cm de profundidad debe localizarse el frente de evaporación, el cual no se alcanza a observar directamente con las mediciones realizadas. De acuerdo con el comportamiento del nivel freático de 75 cm, existirá un cambio de dirección de flujo situado por encima del frente de evaporación es causado por un gradiente de presión de vapor cerca a la superficie del suelo, donde el flujo líquido se convierte en vapor y se transporta hacia la superficie, como lo reportaron algunos autores (Boulet et al, 1997; Gowing et al, 2006). Estos resultados muestran que la evaporación probablemente se produce en una capa muy cerca a la superficie del suelo dependiendo del nivel freático impuesto. Un nivel freático menos profundo puede inducir a que el frente de evaporación se presente a una menor profundidad.

Los resultados presentados muestran que el mecanismo de evaporación de un suelo desnudo obedece a la interacción entre el flujo de agua líquida y de vapor de agua, donde el flujo de agua líquida es predominante por debajo del frente de evaporación y el flujo de vapor de agua es predominante por encima de este frente cerca de la superficie del suelo. Flujos que se ven afectados por las características hidráulicas del suelo, contenido de sales, profundidad del agua freática, y condiciones atmosféricas.

3.5.5 Análisis de sensibilidad

El análisis de sensibilidad se centró en evaluar la influencia del factor de corrección (η) y la tortuosidad (τ_a) en la conductividad hidráulica térmica y en el flujo de vapor. Se utilizó las mediciones para el nivel freático de 75 cm con el objeto de ejemplificar el efecto de estos parámetros.

A partir de las ecuaciones 3.4, 3.6 y 3.7 se obtiene la siguiente expresión que describe el flujo de vapor como función de los gradientes de presión y temperatura:

$$q_v = - \left(\frac{D}{\rho_w} \rho_{vs} \frac{M g}{RT} H_r \right) \frac{\partial h}{\partial z} - \left(\frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{vs}}{dT} \right) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.10)$$

donde η es el factor de corrección por gradientes por temperatura (Philip y de Vries, 1957), y representa el aumento en el transporte del flujo de vapor debido a las diferencias en el gradiente de temperatura local y macroscópica. En este estudio se adoptaron valores de los parámetros a , b y c a partir de la literatura para determinar el valor de η según la Ecuación 3.8. Existe una incertidumbre asociada a estos valores, por lo que se evaluó el impacto del parámetro a de la Ecuación 3.8 en la determinación de q_{vT} que corresponde al parámetro de mayor sensibilidad (Sakai et al, 2009). Se evaluó la influencia para valores de a iguales a 5, 9.5 y 19. Adicionalmente se utilizó el valor de η obtenido con la ecuación de Philip y de Vries (1957):

$$\eta = f(\varepsilon - \theta)\xi \quad (3.11)$$

donde $\eta = 1.5$ para suelos arenosos de acuerdo con Philip y de Vries (1957).

En la Figura 3-9 se observa el comportamiento de η para diferentes valores del parámetro de a determinado con la Ecuación 3.8. Sin importar el valor del parámetro a , a humedades bajas pequeños cambios del contenido de humedad implican grandes cambios del factor de corrección. Adicionalmente se observa que para una misma humedad el factor de corrección η aumenta para mayores valores del parámetro a . Este factor incrementa la difusividad de vapor térmico con el incremento del contenido de humedad.

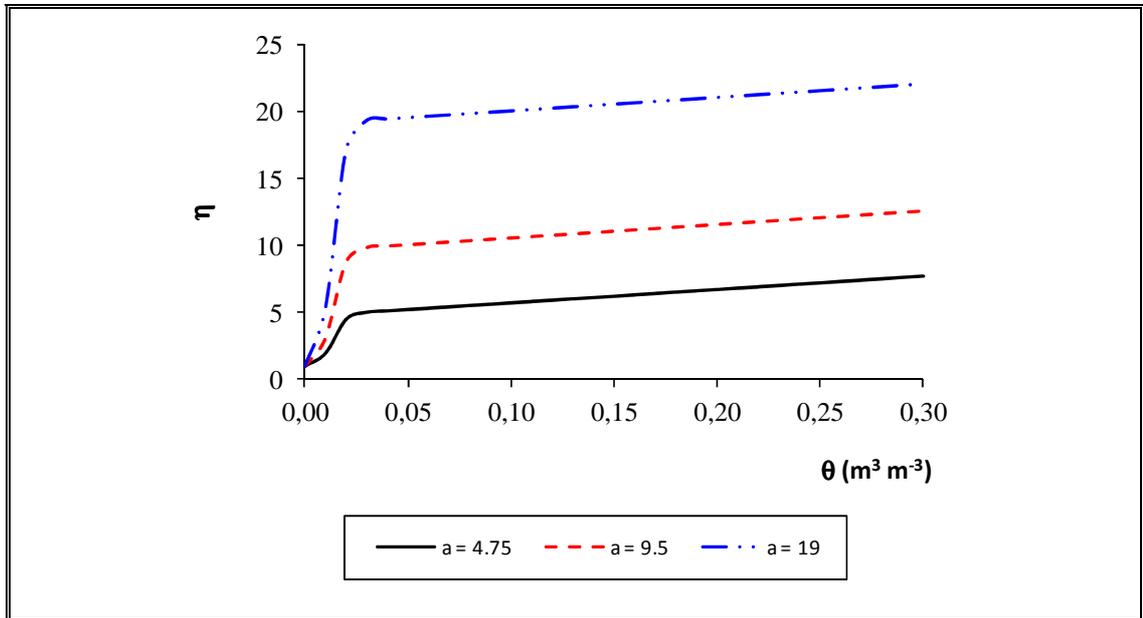


Figura 3-9: Factor de corrección η para diferentes valores del parámetro a de la Ecuación 3.8.

A modo de ejemplo, en la Figura 3-10 se muestra los perfiles de flujo de agua líquida, vapor de agua y total para el nivel freático de 75 cm con diferentes valores del coeficiente a para la Ecuación 3.8, y con la Ecuación 3.11.

Al considerar la Ecuación 3.8, el flujo de vapor se ve incrementado significativamente entre 7,5 y 22,5 cm de profundidad. El flujo de vapor térmico descendente aumenta con el parámetro a , por lo que este flujo tiende a cambiar de dirección ascendente ($a = 5$) a dirección descendente ($a = 19$). Los valores de q_{vT} obtenidos con la Ecuación 3.11 son menores y por lo tanto la contribución del q_{vh} con dirección ascendente prevalece sobre el flujo de vapor total q_v . Esto se debe a la incidencia del valor de η que para $a = 9,5$ es aproximadamente 12 veces mayor que el valor obtenido de la Ecuación 3.11.

A profundidades mayores a 22,5 cm, el valor de η no es significativo debido a que K_{vT} disminuye con los gradientes de humedad y de temperatura. Cambios similares ocurren con el flujo total en todo el perfil del suelo.

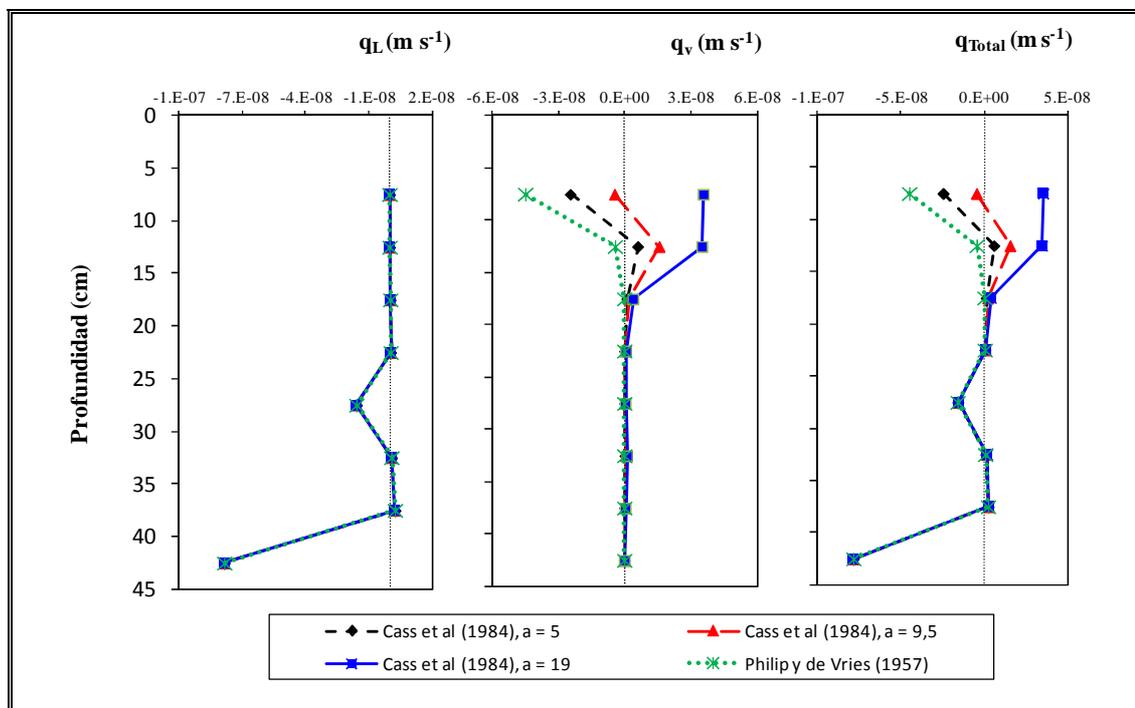


Figura 3-10: Perfiles de flujos agua líquida (q_L), de vapor de agua (q_v), y total (q_{Total}) para el nivel freático de 75 cm usando valores de $a = 5, 9,5$ y 15 para determinar el factor de corrección η según la Ecuación 3.8 (Cass et al, 1984), y el valor según la Ecuación 3.11 (Philip y de Vries, 1957). Un valor negativo significa flujo ascendente y valores positivos flujo descendente.

En la Figura 3-11 muestra la influencia de la tortuosidad en la determinación de los flujos de vapor de agua, y total para un nivel freático de 75 cm. Se han reportado diferentes expresiones para τ_a cuyos valores son menores a 1 (Abu-El-Sha' r y Abriola, 1997; Millington y Quirk, 1961; Penman, 1940). La influencia de τ_a en flujo de vapor se evaluó para valores constantes de 0,1, 0,3, 0,4, y tortuosidad en función del contenido de humedad de acuerdo con Millington y Quirk (1961) en la Ecuación 3.9.

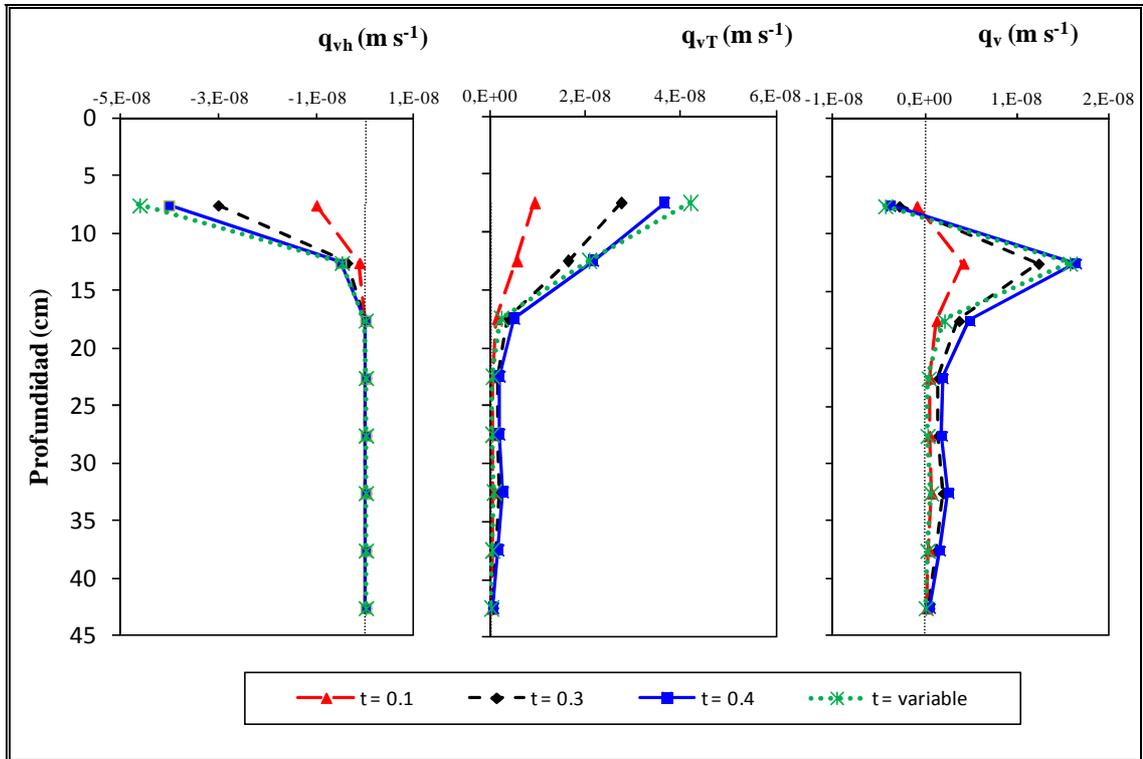


Figura 3-11: Perfiles de flujos de vapor de agua isotérmico (q_{vh}), térmico (q_{vT}), y total (q_v) para el nivel freático de 75 cm usando valores de tortuosidad constante de 0,1, 0,3, 0,4 y variables. La tortuosidad variable se calculó con la aproximación de Millington y Quirk (1961). Un valor negativo significa flujo ascendente y un valor positivo flujo descendente.

A menor tortuosidad hay una mayor difusividad del vapor de aire en el suelo, y por lo tanto un aumento en el flujo de vapor tanto isotérmico como térmico. En todo el perfil del flujo, excepto a una profundidad de 7,5 cm el componente térmico del flujo de vapor es mayor y por lo tanto el flujo es en dirección descendente. La expresión de Millington y Quirk (1961) (ver Ecuación 3.9) que expresa la tortuosidad en función del contenido volumétrico de aire en el perfil de suelo, implica que a mayor profundidad, menor tortuosidad y por lo tanto menor difusividad del vapor de agua. Las mayores diferencias se encuentran cerca de la superficie debido a que el contenido de humedad es muy bajo.

La influencia tanto en el factor de corrección η como la tortuosidad τ en el flujo de vapor es mayor en la zona más seca del perfil del suelo. Por lo tanto, a mayor profundidad del nivel freático menor influencia de estos parámetros, debido a que la contribución del flujo de agua líquido es más significativa para el tipo de suelo estudiado. De la misma forma que los flujos estimados para este nivel de agua freático se ve afectados, la estimación del frente de evaporación también se verá afectada.

3.6 Conclusiones

Las experiencias de flujo en una columna de suelo salino sometido a diferentes niveles freáticos, permitieron evaluar el flujo de evaporación en la superficie del suelo, y estimar los flujos de agua líquida y de vapor de agua debido a gradientes de presión y temperatura a diferentes profundidades del perfil del suelo.

La evaporación obtenida en la columna de laboratorio para los diferentes niveles freáticos estuvo acorde con registros de evaporación en terreno, siguiéndose una tendencia decreciente para niveles de agua freáticos más profundos. Las tasas de evaporación promedio son menores a las observadas en terreno debido a que fueron obtenidas bajo condiciones controladas de laboratorio.

A medida que la profundidad el nivel freático disminuye de la superficie del suelo, el contenido de humedad y la conductividad eléctrica aumentan en el perfil. Se pone en evidencia la disolución de sales del suelo con el aumento del contenido de humedad, el transporte de sales con el flujo líquido, y zonas de condensación del flujo de vapor de agua que diluyen el contenido de sales.

Los perfiles de contenido de humedad, conductividad eléctrica y temperatura no permiten identificar claramente el frente de evaporación. Sin embargo la determinación de los flujos de agua líquido y de vapor de agua evidencian que para el nivel freático de 75 cm, el frente de evaporación se encuentra aproximadamente a 10 cm de la superficie. Para los otros niveles freáticos lo flujos calculados no permiten identificar la ubicación del frente de evaporación.

El flujo líquido isotérmico es el componente más importante dentro del flujo neto, mientras que los flujos líquido térmico y de vapor de agua isotérmico y térmico son despreciables. El flujo neto para todos los niveles freáticos presenta comportamientos diferentes con flujos ascendentes y descendentes como consecuencia del cambio del contenido de humedad y la temperatura dentro del perfil del suelo.

Existe una zona entre la superficie y los 7,5 cm donde en el flujo neto debe existir un cambio de dirección y el flujo de vapor convertirse en el aporte más importante y reflejar los valores obtenidos de evaporación.

Se observó movimiento de soluto que podría afectar la ocurrencia y características de los flujos líquido y de vapor de agua. Se requiere de un análisis en detalle a futuro de esta interacción.

Se pone en evidencia que la precipitación de sales en un perfil de suelo puede ocurrir de dos formas dependiendo de las condiciones iniciales del contenido de humedad. De forma eflorescente o en la superficie del medio poroso si las condiciones iniciales son saturadas, y/o de forma sub-eflorescente o en medio de la columna de suelo, si la condición inicial es de extrema sequedad.

Con el fin de identificar la influencia de los parámetros del factor de corrección y de la tortuosidad en la determinación del flujo de vapor se realizó un análisis de sensibilidad. Variaciones del factor de corrección y la tortuosidad mostraron que en las profundidades más cercanas a la superficie, con un menor contenido de humedad, se producen grandes variaciones en el flujo de vapor y en el flujo neto, con la consecuente incertidumbre en la dirección del flujo.

Para mejorar la comprensión de los flujos y la evaporación, se recomienda repetir las mediciones descritas en este estudio pero a profundidades más cercanas a la superficie del suelo. Adicionalmente se propone complementar estas mediciones con una modelación matemática para describir los flujos térmicos e isotérmicos de agua líquida y vapor de agua con una resolución mayor. Esto permitiría localizar con mayor precisión el frente de evaporación.

Referencias

- Abu-El-Sha'r, W.Y. y Abriola, L.M. (1997). Experimental assessment of gas transport mechanisms in natural porous media: parameter evaluation. *Water Resource Research*, 33(4), 505-516.
- Bear, J. y Gilman, A. (1995). Migration of salts in the unsaturated zone caused by heating. *Transport in Porous Media*, 19, 139-156.
- Bitelli, M., Ventura, F., Campbell, G.S., Snyder, R.L., Gallegati, F. y Pisa, P.R. (2008). Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology*, 362, 191-205.
- Boulet, G., Braud, I. y Vauclin, M. (1997). Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology*, 193, 114-141.
- Bristow, K.L., Campbell, G.S., Papendick, R.I. y Elliot, L.F. (1986). Simulation of heat and moisture transfer through a surface residue-soil system. *Agricultural and Forest Meteorology*, 36, 193-214.
- Burdine, N.T. (1953). Relative permeability calculation from size distribution data. *Transactions American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, 198, 71-78.
- Burns, E.R., Selker, J.S., Parlange, J.Y. y Guenther, R.B. (2006). Effects of sodium chloride on constitutive relations in variably saturated porous media. *Water Resource Research*, 42(W05405, doi:10.1029/2005WR004060).

Cahill, A.T. y Parlange, M.B. (1998). On water vapor transport in field soils. *Water Resources Research*, 34(4), 731-739.

Campbell, G.S. (1985). *Soil physics with BASIC: transport models for soil plant systems*. New York: Elsevier.

Cary, J.W. (1979). Soil heat transducers and water vapor flow. *Soil Science Society of America Journal*, 43, 835-839.

Cass, A., Campbell, G.S. y Jones, T.L. (1984). Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 48, 25-32.

Gowing, J.W., Konukcu, F. y Rose, D.A. (2006). Evaporative flux from a shallow watertable: The influence of a vapour-liquid phase transition. *Journal of Hydrology*, 321, 77-89.

GP Consultores. (2003). Modelo hidrogeológico de gestión del sistema hídrico del salar del Huasco, *Informe Final de Modelación para la Dirección General de Aguas. Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi SCM*. Santiago.

GP Consultores. (2008). Evaluación de la evaporación desde el salar del Huasco., *Informe final para la Dirección General de Aguas. Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi SCM*. Santiago, Chile.

Gran, M., Carrera, J., Massana, J., Saaltink, M.S., Olivella, S., Ayora, C., et al. (2011). Dynamics of water vapor flux and water separation processes during evaporation from a salty dry soil. *Journal of Hydrology*, 396, 215-220.

Grilli, A. (1985). *Una aproximación al estudio de la evaporación desde salares*. Paper presented at the VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, Chile.

Grilli, A., Pollastri, A. y Ortiz, J. (1989). Evaluación de tasas de evaporación desde salares, utilizando técnicas isotópicas. Aplicación del Salar de Bellavista, I Región-Chile. *IAEA-TECDOC*, 502, 155-168.

Hassan, F.A. y Ghaibeh, A.S. (1977). Evaporation and salt movement in soils in the presence of water table. *Soil Science Society of America Journal*, 41, 470-478.

Hillel, D. (1971). *Soil and water: Physical principles and processes*. New York: Academic Press.

Johnson, J. (2009). Evaporación desde napas freáticas someras en cuencas endorreicas del altiplano chileno. (Tesis de maestría no publicada). Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago.

Johnson, E., Yáñez, J., Ortiz, C. y Muñoz, J. (2010). Evaporation from shallow groundwater in closed basins in the Chilean Altiplano. *Hidrological Sciences Journal*, 55(4), 624-635.

Jury, W.A. y Letey, J. (1979). Water vapor movement in soil: Reconciliation of theory and experiment. *Soil Science Society of America Journal*, 43, 823-827.

Kampf, S.K., Tyler, S.W., Ortiz, C.A., Munoz, J.F. y Adkins, P.L. (2005). Evaporation and land surface energy budget at the Salar de Atacama, Northern Chile. *Journal of Hydrology*, 310(1-4), 236-252.

Konukcu, F., Istanbuloglu, A. y Kocaman, I. (2004). Determination of water content in drying soils: incorporating transition from liquid phase to vapour phase. *Australian Journal of Soil Research*, 42(1), 1-8.

Mardones, L. (1997). *Flux et evolution des solutions salines dans les systèmes hydrologiques des salars D'Ascotan et D'Atacama*. (Tesis de maestría no publicada). Université Paris, Francia.

Millington, R.J. y Quirk, J.M. (1961). Permeability of porous solids. *Transaction of the Faraday Society*, 57, 1200-1207.

Milly, P.C.D. (1982). Moisture and heat transport in hysteric inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resources Research*, 18, 489-498.

Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Research*, 12, 513-521.

Naschshon, U., Weisbrod, N., Dragila, M.I. y Grader, A. (2011). Combined evaporation and salt precipitation in homogeneous and heterogenous porous media. *Water Resource Research*, 47, W03513, doi:03510.01029/02010WR009677.

Nassar, I.N. y Horton, R. (1989). Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil: II. Theoretical development. *Soil Science Society of America Proceedings*, 53, 1330-1337.

Noborio, K., McInnes, K.J. y Heilman, J.L. (1996a). Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil: I. Theory. *Soil Science Society of America Proceedings*, 60, 1001-1009.

Noborio, K., McInnes, K.J. y Heilman, J.L. (1996b). Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil: II. Field evaluation. *Soil Science Society of America Journal*, 60(4), 1010-1021.

Olivella, S., Carrera, J., Gens, A. y Alonso, E.E. (1996). Porosity variations in saline media caused by temperature gradients coupled to multiphase flow and dissolution/precipitation. *Transport in Porous Media*, 25, 1-25.

Philip, J.R. y de Vries, D.A. (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transactions American Geophysical Union*, 38(2), 222-232.

Qayyum, M.A. y Kamper, W.D. (1962). Salt concentration gradients in soil and their effects on evaporation. *Soil Science*, 93, 333-342.

Rose, C.W. (1968). Water transport in soil with a daily temperature wave I. Theory and experiment. *Australian Journal of Soil Research*, 6, 31-44.

Sakai, M., Toride, N. y Simunek, J. (2009). Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column. *Soil Science Society of America Journal*, 73(3), 707-717.

Saravanapavan, T. y Salvucci, G.D. (2000). Analysis of rate-limiting processes in soil evaporation with implications for soil resistance models. *Advances in Water Resources*, 23, 493-502.

Scotter, D.R. (1974). Salt and water movement in relatively dry soil. *Australian Journal of Soil Research*, 12(1), 27-35.

Stannard, D.I. (1988). *Use of hemispherical chamber for measurement of evapotranspiration* (No. 88-452). Denver, Colorado.

Thies, J.P. (2007). Medición de la evaporación desde acuíferos someros en el salar de LLamara, Chile aplicando la metodología del domo. (Tesis de maestría no publicada). Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago.

Toro, J.M. (1967). *Evaporación de distintos tipos de suelos de la pampa del tamarugal*. Chile: CORFO.

Tyler, S.W. (2002). Evaporation over the salar de Llamara, Northern Chile. Informe confeccionado para la Empresa SQM.

van Genuchten, M.T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity on unsaturated soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 44(5), 892-898.

van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. y Yates, S.R.. (1991). The RETC code for quantifying hydraulic function of unsaturated soils. USEPA Rep. 600/2-91/065. U.S. Salinity Laboratory, Riverside, CA.

4 DETERMINACIÓN DEL FRENTE DE EVAPORACIÓN DE UN SUELO SALINO POR MODELACIÓN MATEMÁTICA

4.1 Resumen

Este artículo presenta la modelación de los resultados experimentales de una columna de suelo salino sometido a dos niveles freáticos bajo condiciones isotérmicas usando el modelo SiSPAT (Simple Soil Plant Atmospheric Transfer) que acopla el movimiento de los flujos de agua líquida y de vapor de agua, y el transporte de calor para suelos desnudos. Los resultados del modelo fueron usados para comprender el mecanismo de evaporación de una columna de suelo desnudo seco. Para esto se calibró el modelo para cada nivel freático a partir de las curvas características del suelo determinadas en laboratorio, con el fin de reproducir los datos de contenido de humedad, de temperatura y de evaporación acumulada determinados experimentalmente. Los resultados muestran que en los primeros centímetros del perfil del suelo (<11 cm), el flujo de vapor es el término de transferencia más importante y el frente de evaporación (cambio de la fase líquida a la fase de vapor) se encuentra a una menor distancia de la superficie a medida que aumenta el nivel freático.

4.2 Abstract

This paper presents the modeling of the experimental results of a soil saline column subjected to two groundwater levels under nonisothermal conditions. We used the SiSPAT model (Simple Soil Plant Atmospheric Transfer) that couples the movement of heat, liquid water and water vapor for bare soil. Model results were used to understand the mechanisms of evaporation from a dry bare soil column. For this purpose, the model was calibrated for each water table level starting from the soil characteristic curves determined in the laboratory. Their parameters were calibrated to reproduce the data of moisture content, temperature and accumulated evaporation determined experimentally. The results show that in the first

centimeters of the soil profile (<11 cm), the water vapor flow is the dominant transfer term and the evaporation front (change from liquid to the vapor phase) gets closer to the soil surface when the water table level increases.

4.3 Introducción

El impacto del cambio climático en los ambientes naturales, y la necesidad para entender y simular los fenómenos hidrológicos y sus interacciones, ha conducido a promover el estudio de la evaporación desde suelos desnudos en zonas áridas (Boulet et al, 1999; Agam (Ninari) y Berliner, 2004). Los procesos que intervienen en la descarga por evaporación desde acuíferos someros en suelos desnudos, en cuencas áridas e hiperáridas del altiplano del norte de Chile son difíciles de medir en terreno debido por una parte a su complejidad, y por otra parte a la poca accesibilidad de la región (Johnson et al, 2010). En cuencas altiplánicas cerradas, la evaporación constituye la única descarga del acuífero, por lo que su evaluación resulta crucial para gestionar la explotación del agua subterránea de manera de cuidar los efectos sobre los recursos superficiales y también sobre sistemas edáficos sensibles como los humedales.

La evaporación a partir del suelo desnudo bajo condiciones de humedad cerca de la superficie muy bajas, es un proceso complejo donde el flujo de vapor es un componente importante del flujo total de agua (Milly, 1984), por lo que una buena estimación de la evaporación requiere la evaluación simultánea de los flujos de agua líquida, y de vapor de agua, y el transporte de calor en la zona no saturada. Philip y de Vries (1957) fueron los primeros que reportaron las interacciones entre el flujo de agua líquida, el flujo de vapor de agua y el transporte de calor describiendo matemáticamente los flujos de agua líquida y vapor de agua en función de los gradientes de presión (isotérmico) y de temperatura (térmico). Posteriormente, Milly (1982) modificó esta aproximación en términos del potencial mátrico, y Nassar y Horton (1989) adicionaron el efecto del gradiente del potencial osmótico en el movimiento simultáneo de agua, soluto, y calor en suelos.

Mediciones de la evaporación en terreno han sido realizadas mediante diferentes técnicas entre las que se pueden mencionar: lisímetros, tasas de Bowen, técnicas isotópicas, método del domo, y correlación de Eddy, las que han permitido obtener el flujo total de salida de un suelo natural para una profundidad del nivel freático dado. También se han realizado estimaciones de la evaporación mediante estudios experimentales realizados en columnas de laboratorio, los que han permitido mejorar el conocimiento de los mecanismos que intervienen como el movimiento de agua líquida, de vapor de agua, de calor y de solutos (Braud et al, 2009b; Cahill y Parlange, 1998; Gran et al, 2011a; Konukcu et al, 2004; Naschshon et al, 2011; Nassar y Horton, 1989; Rose et al, 2005; Shimojima et al, 1990). A pesar de esto, existen pocos estudios que abordan los procesos que ocurren durante la evaporación en un medio salino natural en columnas de laboratorio. Algunos de ellos consideran condiciones iniciales saturadas, y muy pocos son los estudios que consideran condiciones iniciales de aridez o de baja saturación.

Los estudios experimentales tanto en terreno como en laboratorio han permitido la calibración y validación de modelos numéricos que resuelven las ecuaciones de flujo de agua líquida, de vapor de agua, de calor y de solutos, que pueden ser usados como herramientas de predicción (Boulet et al, 1997; Braud et al, 2009; Gowing et al, 2006; Gran et al, 2011b; Grifoll et al, 2005; Novak, 2010; Saito et al, 2006; Sakai et al, 2009; Saravanapavan y Salvucci, 2000; Zeng et al, 2008).

Hernández et al (prep) miden la evolución temporal y espacial del contenido de humedad, de la conductividad eléctrica y de la temperatura en una columna de laboratorio llenada con suelo salino natural proveniente de la cuenca del salar de Huasco situada en el altiplano del norte de Chile. Estas mediciones se realizaron para dos niveles freáticos, 0,75 y 0,40 m, en 9 profundidades distintas, a partir de los 5 cm bajo la superficie del suelo. Ellos determinaron los flujos líquido y de vapor de agua térmico e isotérmico, y el frente de evaporación solo para el nivel freático de 0,75 m. sin embargo, debido a la falta de mediciones en los primeros 5 cm del perfil del suelo no se pudieron determinar los diferentes flujos y el frente

de evaporación para el nivel de 0,40 m. En este sentido, los modelos numéricos que logran representar los principales procesos, resultan un excelente “laboratorio numérico” que permite conocer con más detalle lo que sucede en un perfil del suelo sometido a flujos de evaporación.

Con el fin de comprender el proceso de evaporación y el mecanismo de evaporación en suelos desnudos de cuencas cerradas altiplánicas del norte de Chile, el objetivo de este estudio fue determinar el frente de evaporación, y simular los flujos de agua líquida y de vapor de agua debido a los gradientes de presión y de temperatura respectivamente, de una columna de suelo salino natural inicialmente seca bajo dos condiciones de niveles freáticos mediante el modelo SiSPAT (Braud et al., 1995). A partir de los resultados experimentales obtenidos en el capítulo 3, el modelo fue optimizado para representar adecuadamente los perfiles del contenido de humedad y de temperatura medidos experimentalmente, a partir de los parámetros de las curvas características del suelo determinados en laboratorio, debido a que el objetivo del modelo es acceder a variables (flujos) y localizar el frente de evaporación con más precisión, y por lo tanto el modelo debe ser coherente con lo determinado experimentalmente. Se realizó un análisis detallado acerca de los diferentes flujos con los resultados de los modelos optimizados para cada nivel freático, y un análisis de incertidumbre de la tortuosidad y del factor de corrección para el flujo de vapor.

La estructura de este artículo consiste en la descripción de la instalación experimental, y la descripción del modelo SiSPAT presentados en la sección 4.4, seguido de los resultados y discusión de la calibración del modelo. La determinación de flujos y el análisis de sensibilidad son presentados en la sección 4.5, y las conclusiones son presentadas en la sección 4.6.

4.4 Materiales y Métodos

4.4.1 Instalación experimental

Se llevaron a cabo experimentos en una columna de acrílico de 0,35 m de diámetro y 1,20 m de alto, empacada con suelo natural arenoso salino proveniente de la cuenca del salar del Huasco a una densidad observada en terreno de $1,55 \text{ g cm}^{-3}$, bajo condiciones isotérmicas de laboratorio. La pared de la columna se aisló con una espuma de poliestireno para lograr un flujo unidimensional, y los niveles freáticos se mantuvieron constantes mediante un tubo de Mariotte. La evaporación se indujo con una lámpara infrarroja, y se simuló una velocidad de viento de $0,2 \text{ m s}^{-1}$ con un ventilador sobre la superficie de la columna.

Se realizaron mediciones de temperatura y humedad relativa del laboratorio y de la superficie de la columna con 2 sensores Vaisala HMP75 cada 15 minutos. La columna se instrumentó con sensores de temperatura y TDR con lo que se realizaron mediciones de contenido de humedad (θ), conductividad eléctrica (σ) y temperatura (T) en 9 puntos en el perfil del suelo (5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 y 45 cm de la superficie del suelo) cada 5 minutos, y mediciones diarias del nivel de descenso del agua en el tubo de Mariotte.

Las propiedades hidráulicas o curvas características del suelo se obtuvieron mediante mediciones de succión con una olla de presión, y la medición de conductividad hidráulica saturada (K_s) con un permeámetro de carga constante. Se ajustaron el modelo propuesto por van Genuchten (1980) a las mediciones experimentales para determinar la curva de succión, y el modelo de Brooks y Corey (1964) para estimar la conductividad hidráulica no saturada a partir de la conductividad hidráulica saturada dados por las siguientes relaciones:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (4.1)$$

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^\beta \quad (4.2)$$

donde, θ es el contenido de agua volumétrico (-); θ_r y θ_s son los contenidos de humedad residual y saturado respectivamente (-); α es el inverso de la presión de burbujeo (m^{-1}); h es la succión del agua o presión negativa expresada como columna de agua equivalente; n , m y β son parámetros de ajuste empíricos.

4.4.2 Descripción del modelo numérico

Para adaptarse a las condiciones del experimento, se utilizó una versión modificada del modelo unidimensional SiSPAT que simula la transferencia de calor y agua en forma acoplada en el sistema suelo-planta-atmósfera para suelos desnudos (Braud, 2000, 2002; Braud et al, 1995). Este modelo se divide en tres módulos: suelo, atmósfera, e interfaz suelo-atmósfera. En el módulo del suelo, el flujo del agua y el transporte de calor son descritos en forma acoplada por un sistema de dos ecuaciones de transferencia de masa y de calor resueltas para temperatura (T) y potencial mátrico (h). Como el potencial mátrico es una variable continua, el modelo se aplica también a suelos heterogéneos donde los horizontes del suelo tienen propiedades hidrodinámicas diferentes. Las ecuaciones de flujo líquido y de vapor de agua acopladas, deducidas de la aproximación de Philip y de Vries (1957), modificada por Milly (1984), y simplificadas de acuerdo con Boulet et al (1997), quienes mostraron que algunos términos no tenían mucha importancia, son las siguientes:

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) \quad (4.3)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (4.4)$$

donde C_h y C_T corresponden a los coeficientes de almacenamiento capilar y de calor volumétrico respectivamente. Los coeficientes de transporte son la

conductividad isotérmica $D_{mh} = K + D_{vh} / \rho_w$; la difusividad de vapor térmico $D_{mT} = D_{vT} / \rho_w$; la conductividad de vapor isotérmico $D_{ch} = L_v D_{vh}$; la conductividad térmica aparente $D_{cT} = \lambda$; K es la conductividad hidráulica de la fase líquida; D_{vh} es la difusividad de vapor isotérmico; D_{vT} es la difusividad de vapor debido a la temperatura; y L_v es el calor latente de vaporización. Todos estos coeficientes se expresan en función del contenido de humedad y/o de la temperatura y se presentan en la Tabla IV-1.

Como condiciones iniciales se utilizaron perfiles de h y de T interpolados linealmente a partir de mediciones experimentales de 9 puntos del perfil del suelo. Como condición de borde inferior se impuso un valor de flujo constante igual a cero y la temperatura con un valor promedio diario de 11,42 y 13,90°C para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m respectivamente. La condición de borde superior se adaptó a las condiciones de la experimentación del laboratorio, ya que no es posible calcular el balance de energía igual que cuando se aplica el modelo a condiciones de terreno. Para ello, se utilizaron las mediciones de temperatura superficial, de humedad relativa, y de velocidad del viento para calcular el flujo de evaporación, las que se incluyeron en el módulo de la siguiente manera: las variables de temperatura del aire, y de humedad relativa del aire fueron definidas a un nivel de referencia z_{at} igual 0,01 m, y la velocidad del viento a un nivel de referencia z_{av} igual 0,3 m. La temperatura del aire se asumió igual a la temperatura de la superficie de la columna, y la evaporación para el suelo desnudo la calculó por el modelo como:

$$E = \rho_a \frac{(q_s - q_a)}{R_{aH}} \quad (4.5)$$

Tabla IV-1: Coeficientes y variables usados en el modelo SiSPAT para estimar los flujos de agua líquida y de vapor de agua.

Parámetro	Fórmula
Curva de succión (Van Genuchten, 1980) con $m = 1 - 1/n$ (Burdine, 1953)	$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m}$
Conductividad hidráulica (Brooks y Corey, 1964)	$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^\beta$
Presión de vapor saturado	$e_{sat}(T) = 618.78 \exp\left(\frac{17.27(T - 273.15)}{T - 35.86}\right)$
Humedad relativa	$h_u = \exp\left(\frac{hg}{RT}\right)$
Densidad de vapor	$\rho_v = \frac{h_u e_{sat}(T)}{RT}$
Difusividad del vapor de agua en el aire (De Vries, 1975)	$D_a = 2.17 \times 10^{-5} \left(\frac{T}{273.15}\right)^{1.88}$
Difusividad isotérmica del vapor de agua (Philip y De Vries, 1957)	$D_{vh} = \tau_a F(\varepsilon - \theta) D_a \frac{P_{atm}}{P_{atm} - e_v} \frac{\partial \rho_v}{\partial h}$
Difusividad térmica del vapor de agua (Philip y De Vries, 1957)	$D_{vT} = \eta F(\varepsilon - \theta) D_a \frac{P_{atm}}{P_{atm} - e_v} \frac{\partial \rho_v}{\partial T}$
Conductividad térmica aparente Modelo de Laurent y Guerre-Chaley (1995) citado por Campbell (1985)	$\lambda = e + a \frac{\theta}{\varepsilon} + b \left(1 - \exp\left(-c \frac{\theta}{\varepsilon}\right) \right)^d$
Tortuosidad del suelo (Millington y Quirk, 1961)	$\tau_a = \frac{(\varepsilon - \theta)^{7/3}}{\theta_s^2}$

Nota: θ es el contenido de agua volumétrico ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$); θ_s es el contenido de humedad saturado ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$); θ_r es el contenido de humedad residual ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$); α es el inverso de la presión de burbujeo (m^{-1}); h es la succión del agua (m); K_s es la conductividad hidráulica saturada (m s^{-1}); T es temperatura ($^{\circ}\text{C}$); g la aceleración gravitacional ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$); R es la constante universal de los gases (J kg^{-1}); τ_a es la tortuosidad del suelo (-); ε es la porosidad del suelo (-); P_{atm} es la presión atmosférica (Pa); e_v es la presión parcial del vapor de agua (Pa); n , m , β , a , b , c , d , y e son parámetros de ajuste empíricos del modelo.

donde ρ_a es la densidad del aire (Kg m^{-3}); R_{aH} es la resistencia aerodinámica para el flujo de vapor; y q_s y q_a son las humedades específicas calculadas a partir del suelo y del aire respectivamente, relacionadas con la temperatura medida en la superficie del suelo T (K) y la humedad relativa del suelo h_s (-) y del aire h_a (-) expresadas como:

$$q_s = \frac{0.622 e_{sat}(T) h_s}{P_{atm} - 0.378 e_{sat}(T) h_s} \quad (4.6)$$

$$q_a = \frac{0.622 e_{sat}(T) h_a}{P_{atm} - 0.378 e_{sat}(T) h_a} \quad (4.7)$$

$$h_s = \exp\left(\frac{gh}{RT}\right) \quad (4.8)$$

donde P_{atm} es la presión atmosférica (Pa), y h es la succión del agua (m). La resistencia es definida en condiciones neutrales de acuerdo con la aproximación de Shuttleworth y Wallace (1985) como:

$$R_{ao} = \frac{\left(\text{Log} \frac{z_{av}}{z_{om}}\right)^2}{k^2 U_a} \quad (4.9)$$

donde z_{om} es la longitud de rugosidad por momentum para el suelo desnudo; k es la constante de von Karman para expresar la longitud de mezcla en una distribución turbulenta ($= 0.4$); y U_a es la velocidad del viento ($= 0,2 \text{ m s}^{-1}$). El parámetro de estabilidad ($Stab$) que permite tomar en cuenta la estratificación de la atmósfera es calculado en el modelo como:

$$Stab = \frac{5g(z_{at})(T_1 - T_a)}{T_a U_a^2} \quad (4.10)$$

y la resistencia aerodinámica se corrige como:

$$\begin{aligned}
 R_{aH} &= R_{ao} (1 + Stab)^{-2} & Stab \leq 0 \\
 R_{aH} &= R_{ao} (1 + Stab)^{-0.75} & Stab \geq 0
 \end{aligned}
 \tag{4.11}$$

4.4.3 Parámetros iniciales y condiciones de borde del modelo

La Tabla IV-2 presenta los parámetros del modelo, las condiciones iniciales y las condiciones de borde considerados. Los parámetros obtenidos a partir de datos experimentales para las curvas características se consideraron como parámetros iniciales de ajuste en la calibración del modelo.

Inicialmente, el suelo fue considerado homogéneo y se utilizaron los valores de condiciones iniciales y de borde presentados en la Tabla IV-2. Sin embargo, la columna fue dividida en tres horizontes debido a que los resultados experimentales de contenido de humedad y conductividad eléctrica indicaban una posible estratificación del perfil de suelo. La conductividad eléctrica como medida indirecta de la salinidad, evidenció la existencia de tres estratos producto del transporte y acumulación de sal en la columna de suelo por lo que se optó por calibrar los parámetros de $h(\theta)$ y $K(\theta)$ en cada uno de ellos. Por lo tanto se dedujo que el suelo era heterogéneo y se consideraron 3 horizontes diferentes.

Los horizontes para el nivel freático de 0,75 m tienen espesores de 0,20, 0,10 y 0,90 m, mientras que los horizontes para el nivel freático de 0,40 m tienen espesores de 0,15, 0,15 y 0,90 m. Estos espesores se determinaron de acuerdo a los resultados experimentales de contenido de humedad y conductividad térmica. Los horizontes se discretizaron los primeros y los últimos 0,02 m con un incremento logarítmico de 0,001 m entre la superficie y el final de cada horizonte, y de 0,0025 m en el centro de cada horizonte.

Tabla IV-2: Parámetros del modelo, condiciones iniciales y de borde para un suelo homogéneo

Parámetro	Valor	Comentario
Contenido de humedad saturado θ_s ($m^3 m^{-3}$)	0,3	Medido
Contenido de humedad residual θ_r ($m^3 m^{-3}$)	0,0	Parámetro ajustado a los datos de la curva de succión (Ecuación 4.1)
Inverso de la presión de burbujeo α (m^{-1})	0,716	Parámetro ajustado a los datos de la curva de succión
n (-)	1,1859	Parámetro ajustado a los datos de la curva de succión
Conductividad hidráulica saturada K_s ($m s^{-1}$)	$1,066 \times 10^{-5}$	Medido
Porosidad ε (-)	0,3	Fijado
a	0,3	Fijados. Parámetros de la conductividad térmica aparente del Modelo de Laurent y Guerre-Chaley (1995), tomados de Mastachi (2010) correspondientes al altiplano central de México.
b	0,5	
c	1,0	
d	4,0	
e	0,12	
Condiciones iniciales de temperatura del suelo	T(z)	Interpolación lineal de mediciones de temperatura en el suelo a 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 y 45 cm del día 1 para cada nivel freático
Condiciones iniciales de presión del suelo	h(z)	Interpolación a partir de mediciones de contenido de humedad del suelo a 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 y 45 cm y determinado a partir de la curva de succión. Las mediciones corresponden al día 1 para cada nivel freático
Condición de borde en el fondo	Flujo cero	
	T(t)	Extrapolación de las mediciones de temperatura en el perfil de la columna al fondo
Condición de borde en la superficie	T(t)	Mediciones de temperatura en la superficie de la columna

Los parámetros del modelo se ajustaron comparando los valores de contenidos de humedad y de temperatura modelados vs los valores observados, y mediante

pruebas estadísticas que consistieron de dos medidas de desviación central (raíz del error cuadrático medio $RMSE$ y el sesgo B), y un indicador estadístico (eficiencia E).

El $RMSE$ es una medida para determinar las diferencias entre los valores predichos por el modelo y los valores observados, tomando valores de cero cuando los valores son idénticos, y está definido como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} (y_i^{\text{mod}} - y_i^{\text{obs}})^2} \quad (4.12)$$

El sesgo corresponde a la diferencia entre el promedio de los errores. Valores negativos se presentan cuando el modelo subestima a los valores observados, y valores positivos cuando sobreestima los valores observados:

$$B = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} (y_i^{\text{mod}} - y_i^{\text{obs}}) \quad (4.13)$$

La eficiencia o índice de Nash-Sutcliffe toma valores de 1 hasta menos infinito. Los valores cercanos a 1 indican un buen ajuste del modelo, y está definido como:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (y_i^{\text{mod}} - y_i^{\text{obs}})^2}{\sum_{i=1}^{i=n} (\bar{y}^{\text{obs}} - y_i^{\text{mod}})^2} \quad (4.14)$$

donde y_i^{mod} son los valores calculado por el modelo, y_i^{obs} corresponde a los valores observados experimentalmente, \bar{y}^{obs} corresponde al valor promedio observado de todos los datos.

Varios corridas de ensayo y error con diferentes valores iniciales de los parámetros se llevaron a cabo para optimizar los parámetros del modelo. Una vez ajustados los parámetros se comparó la evaporación acumulada calculada en la superficie con el modelo, con la evaporación acumulada determinada experimentalmente.

Para el nivel freático de 75 cm se optimizaron todos los parámetros de ajuste de las curvas características para los tres horizontes, mientras que para el nivel freático de 40 cm se optimizó los valores de K_S y β para los tres horizontes, y el parámetro α para el horizonte 1. Los parámetros de la conductividad térmica aparente del Modelo de Laurent y Guerre-Chaley (1995) citado por Campbell (1985) se optimizaron para los dos niveles freáticos.

La optimización de los parámetros del modelo consistió en escoger el conjunto de parámetros que condujeron a simulaciones que representaron comparativamente los valores observados de contenido de humedad y de temperatura, y además un valor coherente con la evaporación acumulada medida experimentalmente.

4.4.4 Análisis de sensibilidad

El análisis de sensibilidad proporciona una valiosa información acerca del mecanismo de evaporación y el papel que juegan los parámetros en este mecanismo. Aunque los procesos involucrados en la evaporación están fuertemente acoplados, el análisis de sensibilidad se centró en dos parámetros del componente del flujo de vapor, la tortuosidad (τ_a) y el factor de corrección (η) que constituyen los parámetros con mayor incertidumbre en los flujos de vapor de agua isotérmico y térmico respectivamente.

En la literatura se pueden encontrar varias expresiones para determinar la tortuosidad, cuyos valores son menores a 1. En este sentido el análisis de sensibilidad se centró en evaluar la tortuosidad constante en el perfil del suelo con valores entre 0,1 y 0,3, y con una tortuosidad variable de acuerdo con la expresión reportada por Millinton y Quirk (1961).

La sensibilidad del factor de corrección consistió en evaluar valores constantes entre 1,5 y 3,0 reportados por Philip y De Vries (1957), y para diferentes valores del parámetro de a en la expresión reportada por Cass et al (1984):

$$\eta = a + 3 \frac{\theta}{\theta_s} - (a - 1) \exp \left\{ - \left[\left(1 + \frac{2.6}{\sqrt{f_c}} \right) \frac{\theta}{\theta_s} \right]^3 \right\} \quad (4.15)$$

donde a es un parámetro de ajuste y f_c es la fracción de arcilla del suelo estudiado ($= 0,02$).

4.5 Resultados y Discusión

4.5.1 Resultados experimentales

En la Figura 4-1 se presenta los resultados experimentales de contenido de humedad y conductividad eléctrica (σ) para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m. Los perfiles de σ muestran zonas de concentración de sal y un desplazamiento de sal hacia la superficie a medida que se aumentó el nivel de agua desde el fondo de la columna.

En el nivel de 0,40 m, al igual que la conductividad eléctrica, el contenido de humedad presenta un aumento en todos los horizontes. Por una parte consecuencia del mayor transporte de agua líquida por capilaridad, y por otra parte debido a la acumulación de agua en la porción de suelo con alto contenido de sal como lo ha reportado Scotter (1974), lo cual se vio favorecido por que las experiencias se hicieron aumentando el nivel de agua en la columna, y que la columna inicialmente estaba seca.

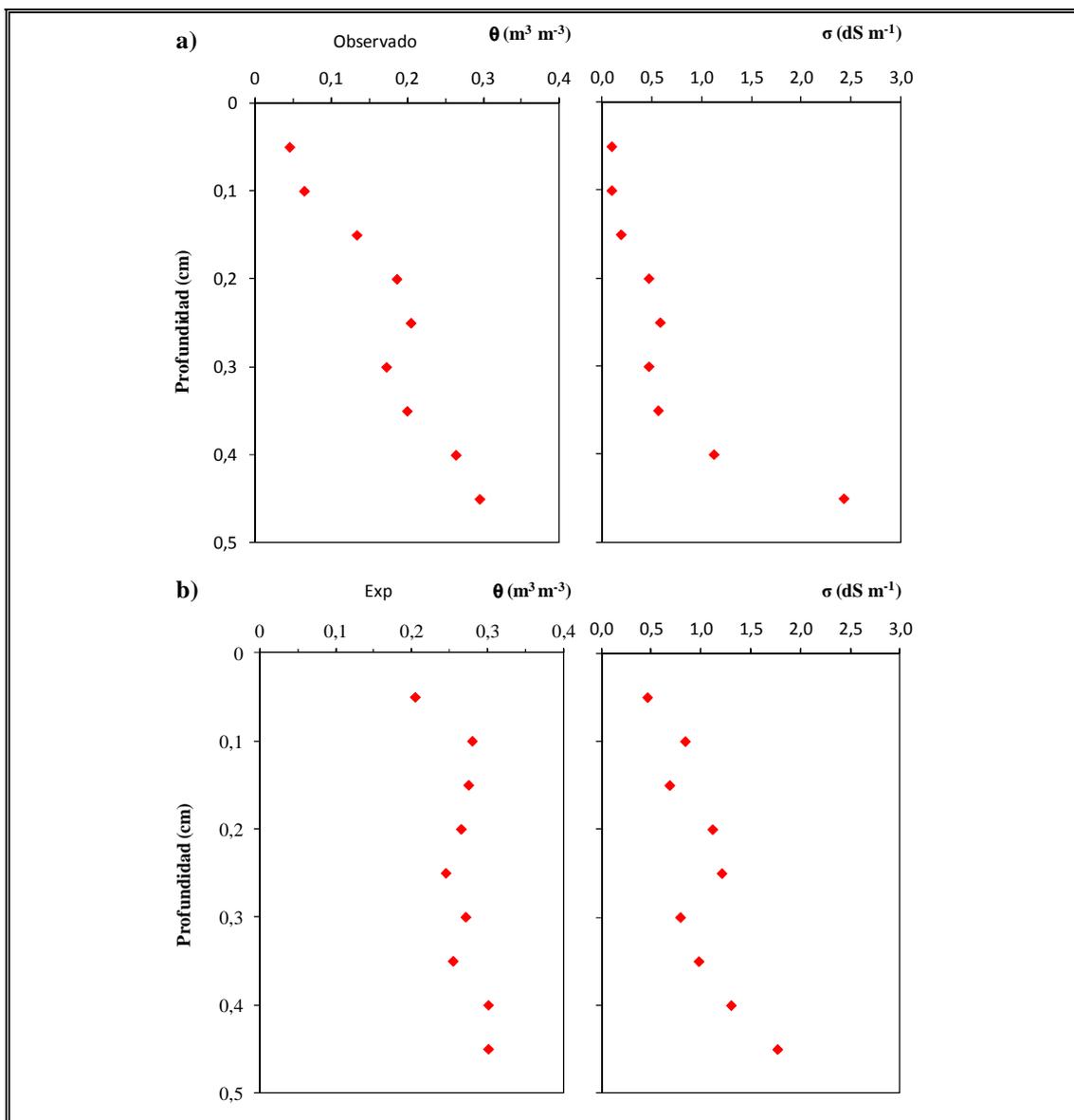


Figura 4-1: Perfiles de contenido de humedad y de conductividad eléctrica para los niveles freáticos de: a) 0,75 m, y b) 0,40 m.

De acuerdo con los perfiles de conductividad eléctrica probablemente la sal se cristalizó en los poros más pequeños dentro del perfil del suelo en forma de precipitación subflorecente lo que podría ocasionar una disminución del espacio poroso en la matriz del suelo y por lo tanto una disminución de K_S como se ha

reportado por Naschshon et al (2011) y Wissmeier y Barry (2008). A pesar de que la precipitación subeflorescente ha sido ampliamente investigada, muchos de estos estudios se centran en la preservación de monumentos, y aún no ha sido reportado este tipo de precipitación en columnas de laboratorio orientadas al estudio del movimiento del agua, salvo otros estudios de columnas con suelos inicialmente saturado donde se ha observado precipitación eflorescente o formación de una costra de sal en la superficie de la columna (Gran et al, 2011; Naschshon et al, 2011).

4.5.2 Resultados experimentales

En la Figura 4-2 se presenta los perfiles de los valores de contenido de humedad y de temperatura observados y calculados, como promedio al día 20 para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 cm con los parámetros iniciales y de borde descritos en la Tabla IV-2. Los perfiles calculados se determinaron con el modelo utilizando los datos experimentales de las curvas características. Como se observa, el uso de los parámetros iniciales presentados en la Tabla 4-2 no logra representar las mediciones experimentales de contenido de humedad para ninguno de los dos niveles freáticos.

Los perfiles de contenido de humedad y de conductividad eléctrica presentados en la Figura 4-1 evidenciaron transporte y una probable acumulación de sal en la columna de suelo y por lo tanto un cambio en las propiedades características del suelo. Esto ocurrió probablemente debido a que se usó la misma columna de suelo para los dos niveles freáticos, y el aumento de nivel de agua de 0,75 a 0,40 m ocasionó probablemente el transporte, disolución y precipitación de sales que modificó las características hidráulicas del medio poroso tal como lo reporta Benavente et al (1999). Para considerar esta estratificación se dividió la altura del perfil del suelo en tres estratos que resultaron de diferente altura para los dos niveles freáticos evaluados.

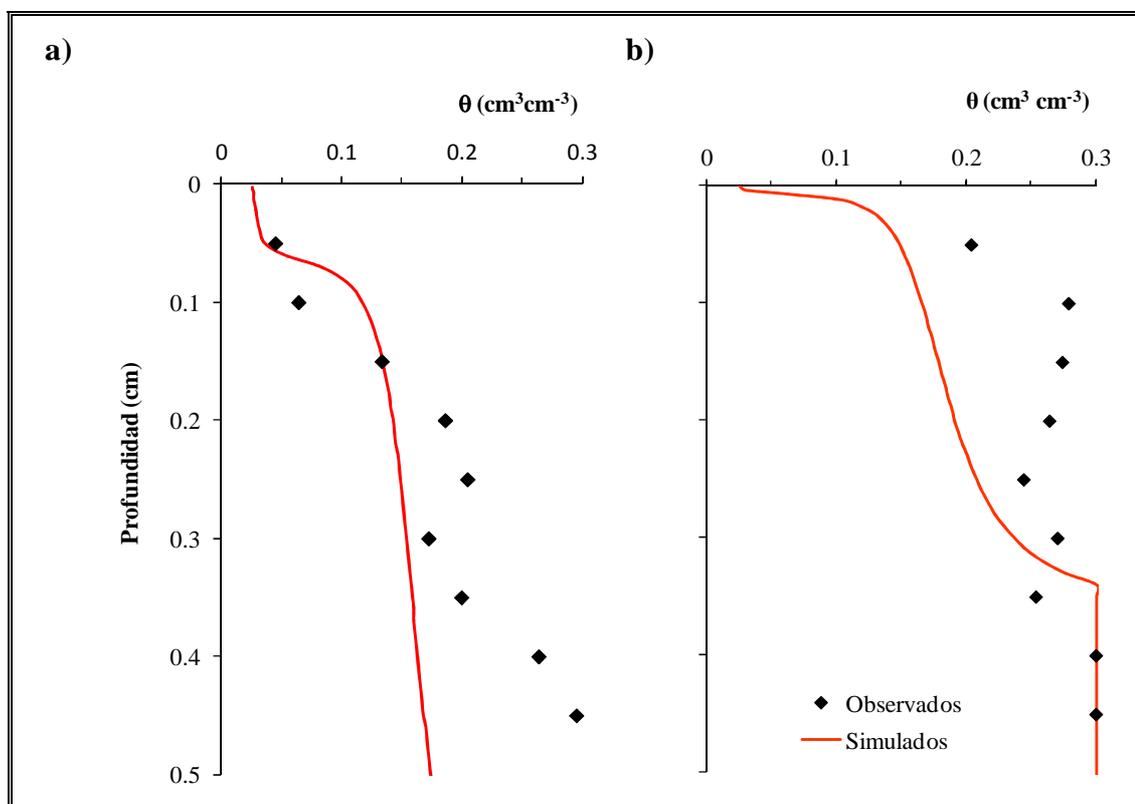


Figura 4-2: Perfiles de contenido de humedad simulados y observaciones experimentales con las condiciones iniciales de la Tabla 4.2 donde se consideró el suelo verticalmente homogéneo: a) nivel freático de 0,75 m, y b) nivel freático de 0,40 m.

En la Tabla IV-3 se presentan los valores de los parámetros optimizados de las curvas características y de la conductividad térmica aparente que se obtuvieron para los tres horizontes del perfil del suelo, y en la Figura 4-3 se presenta una comparación de las curvas de succión obtenidas para los tres horizontes del perfil del suelo y los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m, y la obtenida experimentalmente. Para la curva de succión los valores ajustados comparados con los parámetros iniciales no presentaron grandes diferencias. El mayor cambio se presentó en los valores de K_S y β para el nivel freático de 0,40 m. Los valores de K_S ajustados para este nivel freático son muy pequeños para los tres horizontes y no corresponden al tipo de suelo empleado y en parte puede ser explicado por una

alta concentración de sal presente, y por la condición inicial seca de la muestra de suelo.

Tabla IV-3: Valores de los parámetros del modelo usados para tres horizontes y para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m.

Nivel freático	75 cm			40		
Horizonte	E1	E2	E3	E1	E2	E3
Profundidad del horizonte (m)	0,20	0,10	0,90	0,15	0,15	0,90
Contenido de humedad saturado θ_s ($m^3 m^{-3}$)	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Contenido de humedad residual θ_r ($m^3 m^{-3}$)	0,033	0	0	0,033	0	0
Inverso de la presión de burbujeo α (m^{-1})	0,6667	0,7163	0,6667	0,526	0,7163	0,6667
Parámetro de la forma de la curva de succión n (-)	1,237	1,1859	1,247	1,237	1,1859	1,247
Conductividad hidráulica saturada K_s ($m s^{-1}$)	$1,5 \times 10^{-5}$	$5,0 \times 10^{-5}$	$1,0 \times 10^{-5}$	$1,0 \times 10^{-8}$	$1,5 \times 10^{-8}$	$1,0 \times 10^{-8}$
Factor de ajuste β (-)	18	18	18	25	30	30
a^*	0,3			0,734		
b^*	0,9			0,3		
c^*	35,0			35,0		
d^*	5,0			3,82		
e^*	0,12			0,5		

Nota: a^* , b^* , c^* , d^* y e^* son parámetros de Conductividad térmica aparente del Modelo de Laurent y Guerre-Chaley (1995).

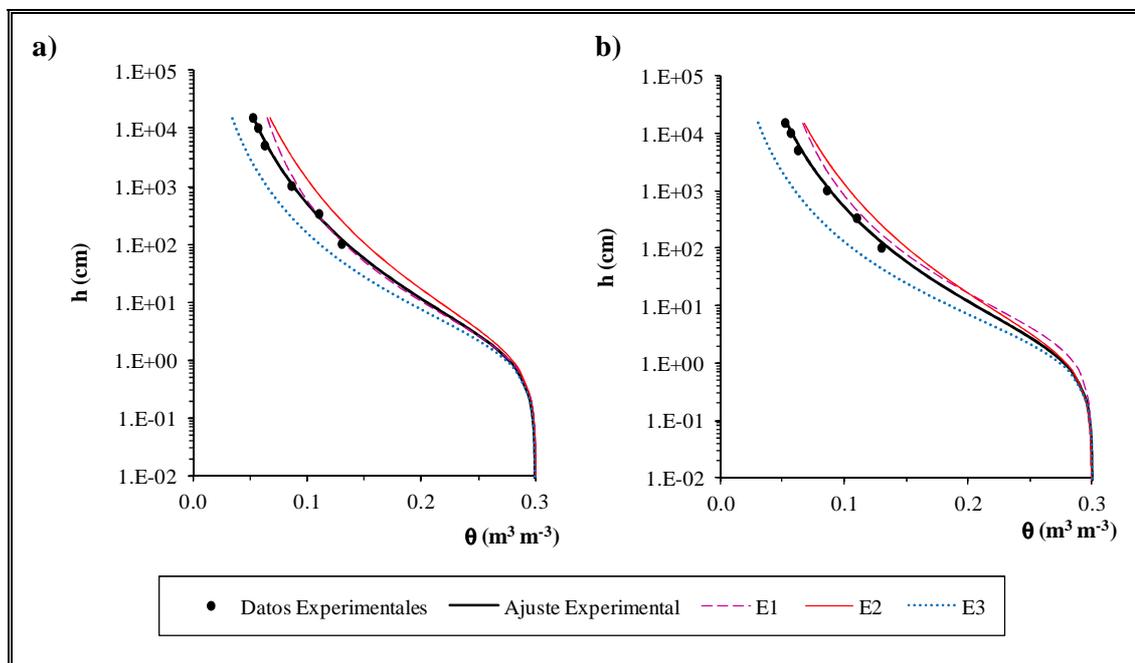


Figura 4-3: Curvas de succión ajustadas para cada horizonte (E1, E2, y E3): a) nivel freático de 75 cm, y b) nivel freático de 40 cm.

En la Figura 4-4 se presenta la conductividad térmica en función del contenido de humedad con los parámetros iniciales y ajustados del modelo Laurent y Guerre-Chaley (1995) para los dos niveles freáticos evaluados. Para el nivel de 0,75 cm se observa que un pequeño cambio de λ a valores bajos del contenido de humedad, posteriormente λ aumenta rápidamente con el incremento de θ , y a valores altos de θ , la pendiente de λ disminuye y tiende a estabilizarse. Comportamiento que se ve más atenuado para el nivel freático de 0,40 m, aunque su dominio experimental valores más altos de λ que el nivel freático de 0,75 m. Mientras que los parámetros iniciales muestran un comportamiento aún más atenuado que para el nivel freático de 0,40 m, y su dominio experimental los valores más bajos.

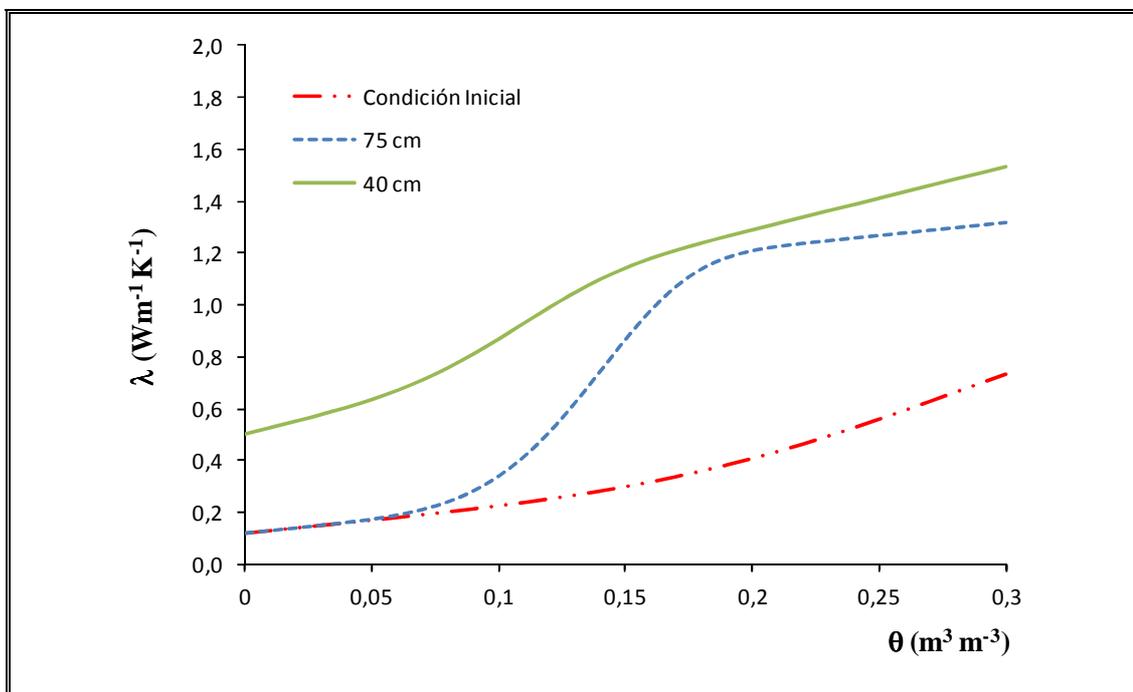


Figura 4-4: Comportamiento de la conductividad térmica con el modelo de Laurent y Guerre-Chaley (1995) con los parámetros de la condición inicial y con los parámetros calibrados de esta ecuación para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m.

En la Figura 4-5 se presenta los perfiles de los valores de contenido de humedad y de temperatura observados y calculados promedio del día 20 para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m. Se observa un buen ajuste de los perfiles de contenido de humedad y temperatura entre lo simulado por el modelo y los observados en la experimentación para los dos niveles freáticos. Los modelos optimizados no pudieron ser evaluados debido al transporte de la sal como se explicó anteriormente

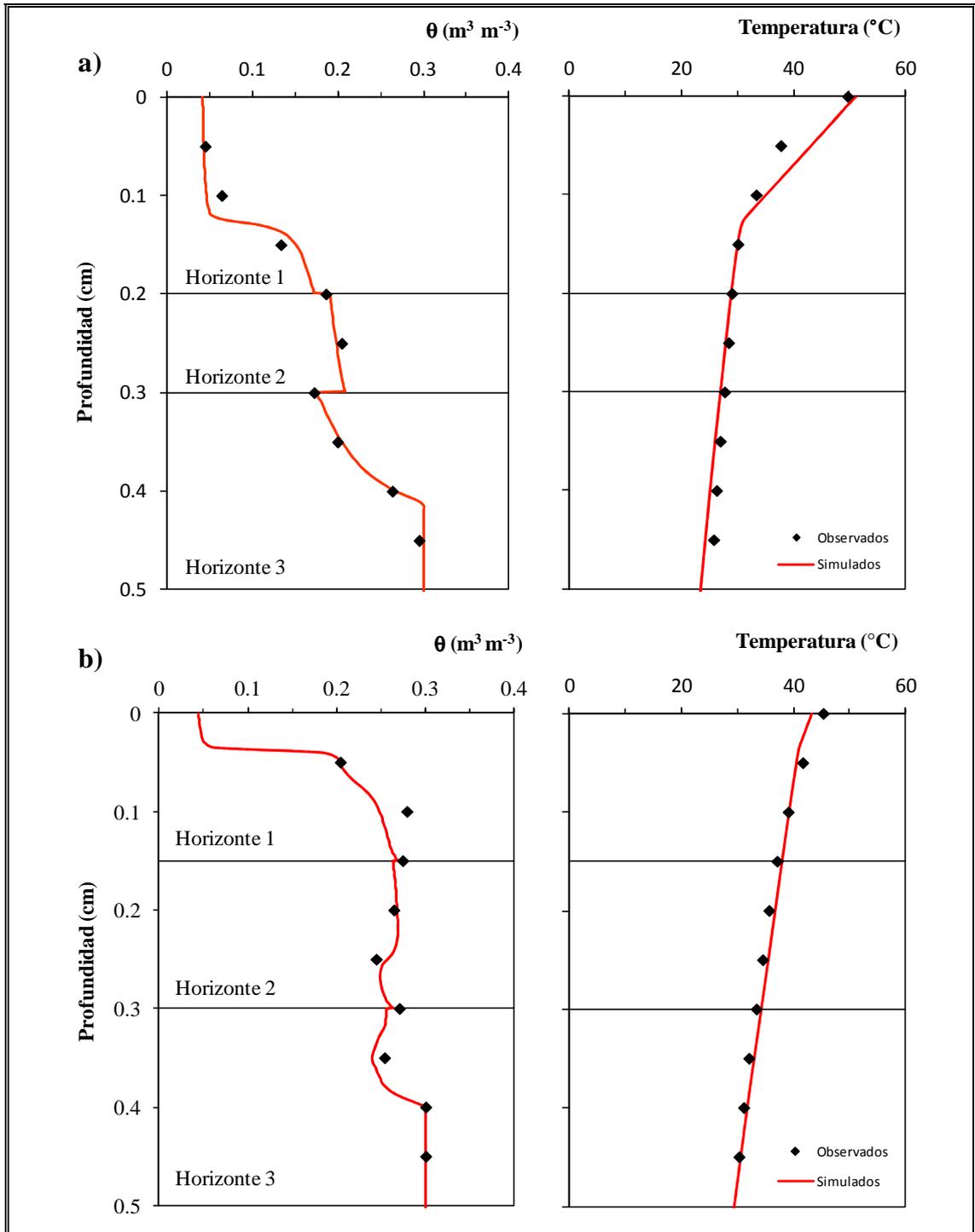


Figura 4-5: Perfiles de contenido de humedad y temperatura simulados y observaciones experimentales: a) nivel freático de 0,75 m, y b) nivel freático de 0,40 m.

En la Figura 4-6 se observa la influencia de la conductividad térmica en los perfiles de contenido de humedad y temperatura observados y calculados con los parámetros de Laurent iniciales y calibrados para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m. El ajuste de los parámetros del modelo de Laurent y Guerre-Chaley (1995) (citado por Campbell, 1985) para estimar la conductividad térmica y representar adecuadamente la temperatura observada en los perfiles, produce un cambio en los perfiles del contenido de humedad para ambos niveles freáticos.

En la Tabla IV-4 se presentan los valores de evaporación acumulada medida experimentalmente y calculada por el modelo, y los valores indicadores que permiten evaluar la bondad del ajuste obtenidos con la calibración del contenido de humedad y temperatura para los niveles de 0,75 y de 0,40 m. Valores que muestran que la calibración del modelo tanto para contenido de humedad como para temperatura es satisfactoria para los niveles freáticos experimentados. Se observa que el modelo reproduce perfectamente el valor de la evaporación obtenida a partir de las mediciones en el laboratorio. La diferencia en la evaporación acumulada entre lo encontrado experimentalmente y lo determinado por el modelo es menos de 0,1 mm. Estos resultados muestran lo relevante que resultó calibrar los parámetros del modelo para cada nivel freático y obtener así una mejor estimación de los flujos de evaporación.

Tabla IV-4: Eficiencia en la calibración del modelo para contenido de humedad y temperatura, y comparación de la evaporación acumulada experimental y obtenida con el modelo calibrado para los niveles freáticos de 0,75 y 0,40 m.

Nivel freático (m)	0,75		0,40	
	θ	T	θ	T
Raíz del error cuadrático medio <i>RMSE</i>	0.008 m ³ m ⁻³	2.038 °C	0.013 m ³ m ⁻³	1.078 °C
Sesgo <i>B</i>	0.001 m ³ m ⁻³	0.447 °C	-0.005 m ³ m ⁻³	0.294 °C
Eficiencia <i>E</i>	0,997	0,941	0,998	0,923
Evaporación acumulada experimental (mm)	0,85		5,78	
Evaporación acumulada determinada por modelación (mm)	0,84		5,68	

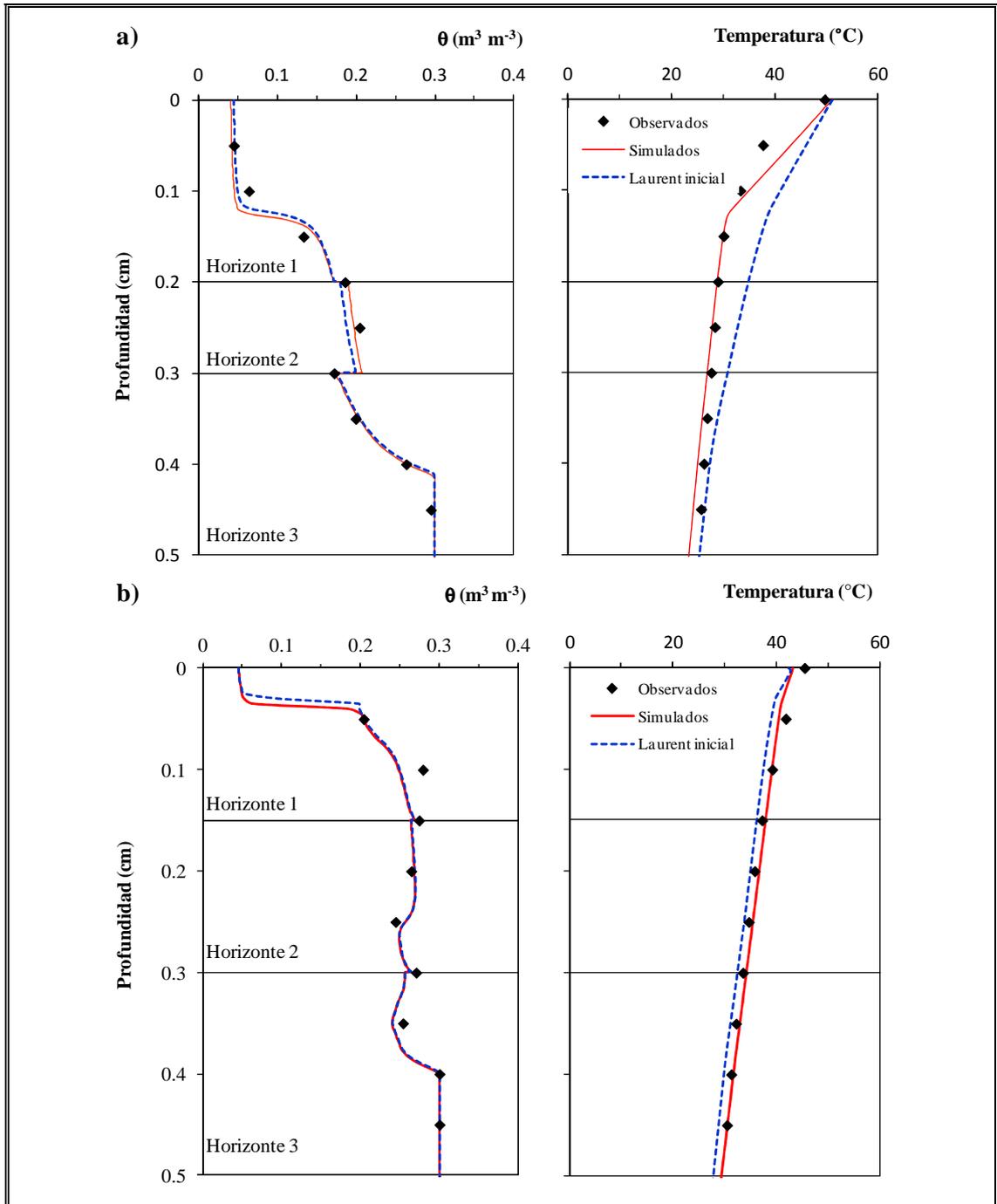


Figura 4-6: Influencia de la conductividad térmica en los perfiles de contenido de humedad y temperatura observados y calculados con los parámetros de Laurent iniciales y calibrados: a) nivel freático de 0,75 m, y b) nivel freático de 0,40 m.

4.5.3 Flujos de agua líquida y vapor de agua en la columna

La Figura 4-7 presenta los flujos total q_t , de agua líquida q_L , y de vapor de agua q_v , así como los flujos de vapor debido al gradiente térmico q_{vT} y al gradiente de presión q_{vh} para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m obtenidos con el modelo numérico. Se observa que tres zonas se pueden distinguir en el perfil del suelo tal como lo reportó Boulet et al (1997):

- 1) Zona 1: ubicada cerca de la superficie del suelo, entre 0 y 0,12 m para el nivel freático de 0,75 m, y entre 0 y 0,03 m para el nivel freático de 0,40 m. En esta zona el flujo total es en dirección ascendente con predominio de un flujo de vapor debido al gradiente de presión. Aunque en esta zona coexisten los flujos de vapor isotérmico en dirección ascendente, y térmico en dirección descendente, el flujo de vapor isotérmico es mayor que el flujo de vapor térmico. En esta zona, se considera que el frente de evaporación que corresponde al lugar donde el flujo de agua líquida y el flujo de vapor de agua se hacen iguales, se produce a una altura de 0,12 y 0,03 m para los niveles freáticos de 75 y de 40 cm respectivamente.
- 2) Zona 2: ubicada entre 0,12 y 0,41 m para el nivel freático de 0,75 m, y entre 0,03 y 0,26 m para el nivel freático de 0,40 m. En esta zona la transferencia neta es de flujo de agua líquida en dirección ascendente para el nivel freático de 0,75 m, y en dirección descendente para el nivel freático de 0,40 m. Esta dirección descendente del flujo líquido evidencia los procesos de condensación dentro del perfil de suelo debido al flujo líquido en forma ascendente y al flujo de vapor térmico en dirección descendente, que contribuyen al almacenamiento de agua en esta porción del suelo. El flujo de vapor isotérmico es nulo, y el flujo de vapor térmico en dirección descendente es menor a mayor profundidad del suelo.

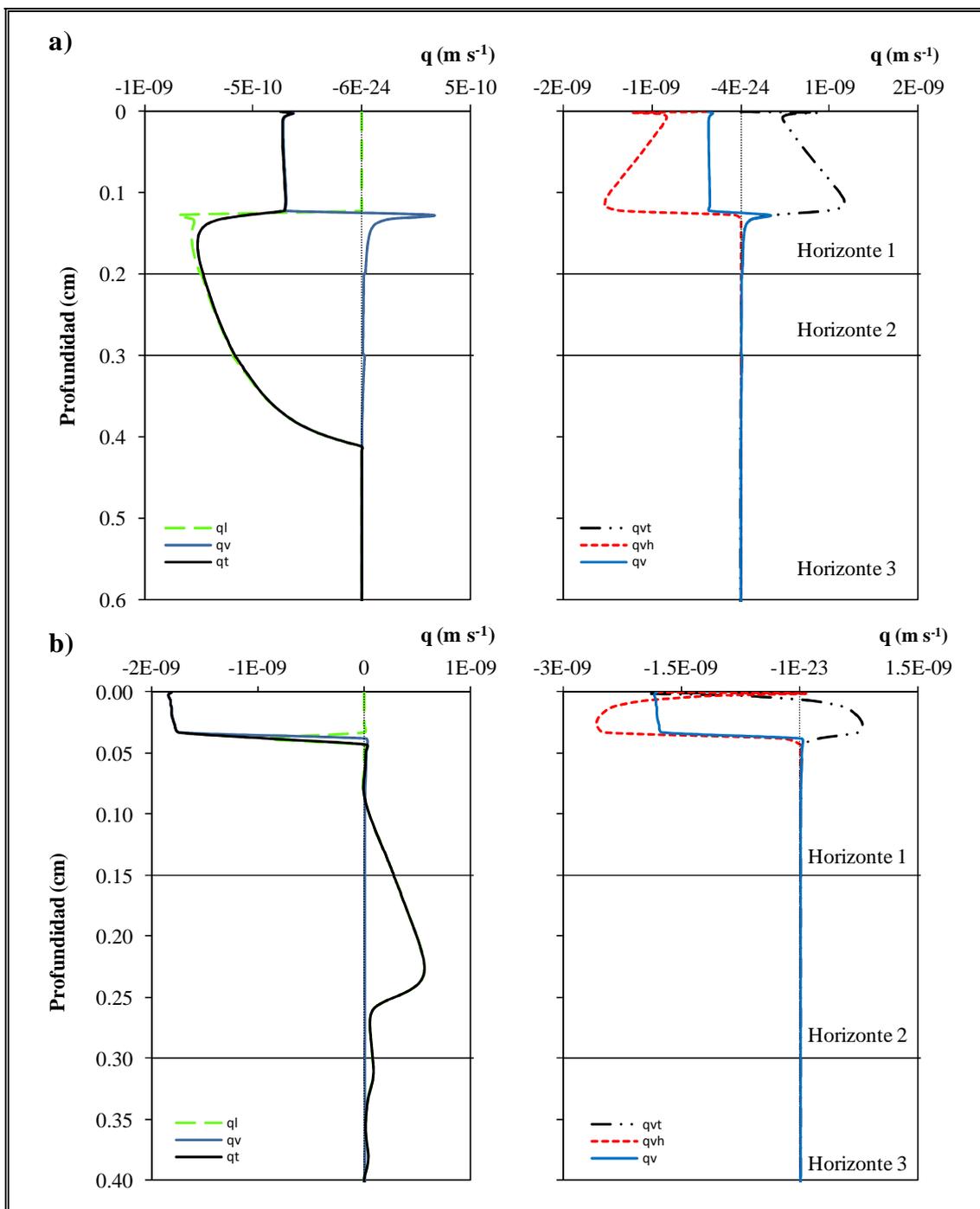


Figura 4-7: Variación de los flujos de agua líquida y de vapor de agua a lo largo del perfil del suelo para los niveles freáticos: a) 0,75 m, b) 0,40 cm. Un valor negativo significa flujo ascendente y un valor positivo flujo descendente.

- 3) Zona 3: ubicada entre 0,41 y 0,75 m para el nivel freático de 0,75 m, y entre 0,26 y 0,40 m para el nivel freático de 0,40 m. En esta zona se observó flujo de agua líquida en proporciones muy pequeñas.

Estos resultados indican que la evaporación se establece en la parte superior del perfil del suelo, y que su posición depende de la altura del nivel freático. A mayor altura del nivel freático más cerca a la superficie del suelo toma lugar la evaporación. En la zona cercana a la superficie donde toma lugar la evaporación, un flujo de vapor en sentido ascendente debido a gradientes de presión tiene mayor magnitud que el flujo de vapor en sentido descendente debido a gradientes de temperatura.

4.5.4 Análisis de sensibilidad

La magnitud del flujo de vapor de agua isotérmico y térmico depende de los valores que resultan para la difusividad isotérmica (D_{vh}) y la difusividad térmica (D_{vT}) respectivamente. La tortuosidad (τ_a) es el parámetro con mayor incertidumbre en la ecuación de la D_{vh} y del factor de corrección (η) es el parámetro con mayor incertidumbre en la ecuación de la D_{vT} . Varios autores han reportado expresiones diferentes para τ_a (Abu-El-Sha'r y Abriola, 1997; Millington y Quirk, 1961; Penman, 1940) cuyos valores son menores a 1, y para η (Campbell, 1985; Cass et al, 1984; Philip y De Vries, 1957), con valores que llegan a ser entre 10 a 20 veces los valores propuestos por Philip y De Vries (1957).

Dada la incertidumbre que presentan estos parámetros se evaluó la influencia de ellos en la determinación de la evaporación acumulada simulada para la columna de laboratorio para los niveles freáticos de 75 y de 40 cm. La Tabla IV-5 presenta los resultados de este análisis de sensibilidad.

Los resultados muestran como la evaporación está relacionada con la transferencia de vapor debido a los gradientes de presión y temperatura tal como lo encontró Boulet et al (1997). A mayor aumento en la tortuosidad mayor evaporación acumulada, mientras que un mayor valor del factor de corrección, y del parámetro

a del modelo de Cass et al (1984), menor evaporación y llegando incluso a representar fenómenos de condensación en la superficie de la columna.

Tabla IV-5: Comparación de la evaporación acumulada (mm) para diferentes valores de tortuosidad (τ_a) y factor de corrección (η) para niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m.

	Evaporación acumulada del Nivel freático de 0,75 m	Evaporación acumulada del Nivel freático de 0,40 m
$\tau_a =$ función de θ de acuerdo con Millington y Quirk (1961)	0,846	5,684
$\tau_a = 0,10$	0,297	2,855
$\tau_a = 0,15$	0,387	3,343
$\tau_a = 0,20$	0,469	3,729
$\tau_a = 0,25$	0,546	4,034
$\tau_a = 0,30$	0,619	4,295
$\eta = 1,5$	0,846	5,684
$\eta = 2,0$	0,378	5,458
$\eta = 2,5$	-0,051	5,235
$\eta = 3,0$	-0,434	4,997
$\eta =$ variable, $a = 3$ (Cass et al, 1984)	0,092	4,994
$\eta =$ variable, $a = 4$ (Cass et al, 1984)	-0,599	4,529
$\eta =$ variable, $a = 5$ (Cass et al, 1984)	-1,169	4,059
$\eta =$ variable, $a = 9,5$ (Cass et al, 1984)	-3,004	2,235

De acuerdo con Philip y De Vries (1957) y con Cass et al (1984), los valores recomendados para un suelo de textura arenosa son $\eta = 1,5$, y $a = 9,5$ respectivamente. Aunque generalmente se acepta el modelo de Cass et al (1984) para determinar el factor de corrección (η) en la determinación de la difusividad de vapor térmico, el valor de “ a ” sugerido no se ajusta a los valores experimentales, mientras que el valor dado por Philip y De Vries (1957) para el mismo tipo de

suelo utilizado, es el que da resultados más coherentes con las medidas experimentales.

En la Figura 4-8 se presenta la comparación del flujo de vapor para diferentes valores de tortuosidad y del factor de corrección para los niveles freáticos evaluados. En términos generales a mayor tortuosidad mayor flujo de vapor ascendente en los primeros centímetros de la superficie del suelo. Esto se hace más evidente a partir de los 0,20 y 0,05 m para los niveles freáticos de 0,75 y de 0,40 m respectivamente. Aunque a menor profundidad del nivel freático, el aumento de la tortuosidad implica un mayor flujo de vapor. Por lo tanto, la cantidad de agua que circula en forma de vapor se incrementa con el aumento en la tortuosidad.

Por otra parte, a mayor factor de corrección el flujo cambia de dirección siendo descendente, lo mismo ocurre al aumentar el valor parámetro a del modelo de Cas et al (1984) para el nivel freático de 0,75 m, mientras que para el nivel freático de 0,40 m, a mayor valor del factor de corrección y del parámetro a menor flujo de vapor en la superficie, aunque sigue teniendo la misma dirección.

Además de la magnitud y en algunos casos la dirección, la posición en que ocurre el frente de evaporación también se ve modificado. Al aumentar los valores de tortuosidad, el frente de evaporación se sitúa a mayor distancia de la superficie del suelo, mientras que a mayor factor de corrección y del parámetro a , el frente de evaporación se sitúa a menor distancia de la superficie del suelo.

Aunque el cambio en la evaporación y en el flujo de vapor debido a los cambios en la tortuosidad son importantes, la influencia de los cambios por el factor de corrección son aún más importante, llegando incluso a obtenerse valores negativos de evaporación, lo que significaría que en lugar de evaporación estaría ocurriendo condensación en la superficie de la columna para un nivel freático de 0,75 m, contrario a lo que se presentó para el nivel freático de 0,40 m. Esto último se puede explicar debido a que en este último nivel freático el flujo líquido es mucho mayor que el flujo de vapor.

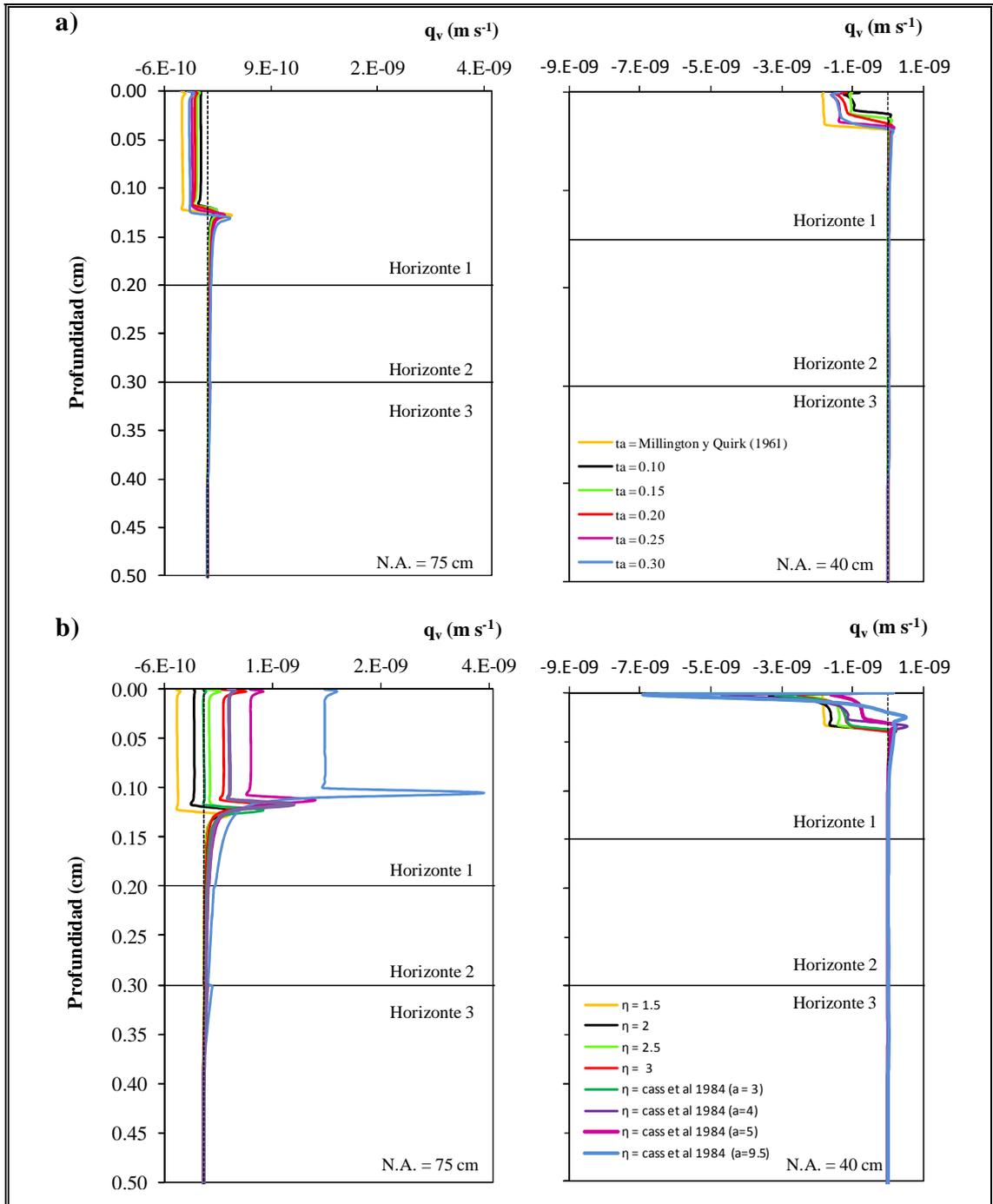


Figura 4-8: Comparación del perfil del flujo de vapor de agua en los niveles freáticos (N.A.) de 0,75 y de 0,40 m para diferentes: a) valores de tortuosidad (τ_a), y b) valores del factor de corrección (η).

4.6 Conclusiones

Se analizó numéricamente los experimentos de evaporación en una columna de suelo salina en laboratorio. El acople de los flujos de agua líquida y de vapor de agua, y el transporte de calor fueron evaluados usando el código unidimensional SiSPAT, el cual usa el modelo de Philip y de Vries (1957) modificado por Milly (1984). El modelo se calibró comparando los perfiles de contenido de humedad $\theta(z)$, y de temperatura $T(z)$ medidos y simulados.

A medida que la profundidad el nivel freático disminuye de la superficie del suelo, el contenido de humedad y la conductividad eléctrica aumentan en el perfil. Se pone en evidencia la disolución de sales del suelo con el aumento del contenido de humedad, el transporte de sales con el flujo líquido, y posiblemente la precipitación al interior del perfil del suelo.

El ajuste de las perfiles $\theta(z)$ y $T(z)$ fue bueno, y se logró al considerar una estratificación de la columna, y modificar las curvas $h(\theta)$ y $K(\theta)$ de su valor inicial. Los valores de las expresiones de estas curvas que resultaron con una mayor diferencia fueron K_S y β de la curva $K(\theta)$ para el nivel freático de 40 cm. la disminución de K_S y el aumento de β se puede explicar por el transporte y acumulación de sal en el suelo.

Se observa que el modelo reproduce perfectamente el valor de la evaporación observada en el laboratorio, llegando a una diferencia en la evaporación acumulada menor de 0,1 mm.

El flujo de vapor de agua se mueve siempre en dirección descendente debido a los gradientes de temperatura. El flujo de agua líquida se mueve en dirección ascendente debido a los gradientes de presión y se evapora en el frente de evaporación. Este flujo de vapor debido al gradiente de presión se mueve en dirección ascendente hacia la superficie del suelo. La posición donde se produce la evaporación dentro del perfil del suelo, depende de la altura del nivel freático. A mayor altura del nivel freático más cerca a la superficie del suelo toma lugar la evaporación. En la zona donde toma lugar la evaporación, el flujo de vapor en

sentido ascendente debido a gradientes de presión es de mayor magnitud que el flujo de vapor térmico en sentido descendente debido a gradientes de temperatura. El impacto de la tortuosidad (τ_a) y el factor de corrección (η) en la difusividad isotérmica (D_{vh}) y en la difusividad térmica (D_{vT}) respectivamente son importantes, aunque es η el que presenta una mayor importancia influencia, llegando a reproducir incluso fenómenos de condensación en la superficie de la columna para un nivel freático de 75 cm.

Referencias

- Abu-El-Sha'r, W.Y. y Abriola, L.M. (1997). Experimental assessment of gas transport mechanisms in natural porous media: parameter evaluation. *Water Resource Research*, 33(4), 505-516.
- Benavente, D., García del Cura, M.A., Fort, R. y Ordóñez, S. (1999). Thermodynamic modelling of changes induced by salt pressure crystallization in porous media of stone. *Journal of Crystal Growth*, 204, 168-178.
- Boulet, G., Braud, I. y Vauclin, M. (1997). Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology*, 193(1-4), 114-141.
- Braud, I. (2000). *SiSPAT User's manual, version 3.0*. Grenoble, Francia.
- Braud, I. (2002). *SiSPAT user's manual update, version 4.0*. Lyon, Francia.
- Braud, I., Biron, P., Bariac, T., Richard, P., Canale, L., Gaudet, J.P. y Vauclin, M. (2009). Isotopic composition of bare soil evaporated water vapor. Part I: RUBIC IV experimental setup and results. *Journal of Hydrology*, 369, 1-16.

Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L. y Ruelle, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166, 213-250.

Brooks, R.H. y Corey, A.T. (1964). *Hydraulic properties of porous media*: Hydrology paper 3, Colorado State University, Fort Collins.

Burdine, N.T. (1953). Relative permeability calculation from size distribution data. *Transactions American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*, 198, 71-78.

Cahill, A.T. y Parlange, M.B. (1998). On water vapor transport in field soils. *Water Resources Research*, 34(4), 731-739.

Campbell, G.S. (1985). *Soil physics with BASIC: transport models for soil plant systems*. New York: Elsevier.

Cass, A., Campbell, G.S. y Jones, T.L. (1984). Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 48, 25-32.

de Vries, D.A. (1975). Heat transfers in soil. In D.A. De Vries y N.H. Afgan (Eds.), *Heat and Mass Transfer in the Biosphere* (pp. 5-28). Washington, DC: Scripta Book Company.

Gowing, J.W., Konukcu, F. y Rose, D.A. (2006). Evaporative flux from a shallow watertable: The influence of a vapour-liquid phase transition. *Journal of Hydrology*, 321(1-4), 77-89.

Gran, M., Carrera, J., Massana, J., Saaltink, M.S., Olivella, S., Ayora, C. y Lloret, A. (2011a). Dynamics of water vapor flux and water separation processes during evaporation from a salty dry soil. *Journal of Hydrology*, 396, 215-220.

Gran, M., Carrera, J., Olivella, S. y Saaltink, M.S. (2011b). Modeling evaporation process in a saline soil from saturation to oven dry conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2077-2011.

Johnson, E., Yáñez, J., Ortiz, C. y Muñoz, J. (2010). Evaporation from shallow groundwater in closed basins in the Chilean Altiplano. *Hydrological Sciences Journal*, 55(4), 624-635.

Konukcu, F., Istanbuluoglu, A. y Kocaman, I. (2004). Determination of water content in drying soils: incorporating transition from liquid phase to vapour phase. *Australian Journal of Soil Research*, 42(1), 1-8.

Mastachi, C.A. (2010). *Adaptación de un modelo de balance hídrico a un ambiente semiárido*. (Disertación doctoral no publicada). Universidad Autónoma de Querétaro, Querétaro, México.

Millington, R.J. y Quirk, J.M. (1961). Permeability of porous solids. *Transaction of the Faraday Society*, 57, 1200-1207.

Milly, P.C.D. (1982). Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resources Research*, 18, 489-498.

Milly, P.C.D. (1984). A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil. *Water Resources Research*, 20(8), 1087-1098.

Naschshon, U., Weisbrod, N., Dragila, M.I. y Grader, A. (2011). Combined evaporation and salt precipitation in homogeneous and heterogeneous porous media. *Water Resource Research*, 47, W03513, doi:03510.01029/02010WR009677.

Nassar, I.N. y Horton, R. (1989). Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil: II. Theoretical development. *Soil Science Society of America Proceedings*, 53, 1330-1337.

Novak, M.D. (2010). Dynamics of the near-surface evaporation zone and corresponding effects on the surface energy balance of a drying bare soil. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1501358-1365.

Penman, H.L. (1940). Gas and vapor movement in the soil. I. The diffusion of vapors through porous solids. *The Journal of Agricultural Science*, 30(4), 570-581.

Philip, J.R. y de Vries, D.A. (1957). Moisture movement in porous materials under temperature gradient. *Transactions American Geophysical Union*, 38, 222-232.

Rose, C.W. (1968). Water transport in soil with a daily temperature wave. I Theory and experiment. *Australian Journal of Soil Research*, 6, 31-44.

Rose, D.A., Konukcu, F. y Gowing, J.W. (2005). Effect of watertable depth on evaporation and salt accumulation from saline groundwater. *Australian Journal of Soil Research*, 43(5), 565-573.

Saito, H., Simunek, J. y Mohanty, B.P. (2006). Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone. *Vadose Zone Journal*, 5, 784-800.

Saravanapavan, T. y Salvucci, G.D. (2000). Analysis of rate-limiting processes in soil evaporation with implications for soil resistance models. *Advances in Water Resources*, 23, 493-502.

Scotter, D.R. (1974). Salt and water movement in relatively dry soil. *Australian Journal of Soil Research*, 12(1), 27-35.

Shimajima, E., Curtis, A., Alan, A. y Turner, J.V. (1990). The mechanism of evaporation from sand columns with restricted and unrestricted water table using deuterium under turbulent air flow conditions. *Journal of Hydrology*, 117, doi:10.1016/0022-1694(1090)90085-C.

Shuttleworth, W.J. y Wallace, J.S. (1985). Evaporation from sparse crops an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 839-855.

van Genuchten, M.T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity on unsaturated soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 44(5), 892-898.

Wissmeier, L. y Barry, D.A. (2008). Reactive transport in unsaturated soil: comprehensive modelling of the dynamic spatial and temporal mass balance of water and chemical components. *Advances in Water Resources*, 31(5), 858- 875.

Yamanaka, T., Takeda, A. y Shimada, J. (1998). Evaporation beneath the soil surface: some observational evidence and numerical experiments. *Hydrological Processes*, 12, 2193- 2203.

Zeng, Y., Wan, L., Su, Z., Saito, H., Huang, K. y Wang, X. (2008). Diurnal soil water dynamics in the shallow vadose zone field site of China University of Geosciences, China. *Environmental Geology*, DOI 10.1007/s00254-008-1485-8.

5 ESCALAMIENTO DE LAS PROPIEDADES HIDRODINAMICAS DE UN PERFIL DE SUELO NO SATURADO

5.1 Resumen

La modelación de la evaporación requiere conocer a priori las propiedades hidrodinámicas del suelo, las cuales relacionan el contenido de humedad del suelo (θ), y la conductividad hidráulica (K) al potencial mátrico (h) a través de las curvas características de succión $h(\theta)$, y de la conductividad hidráulica no saturada $K(h)$. Estas propiedades cambian espacialmente en las cuencas hidrográficas, y la técnica de escalamiento basado en la similaridad de la geometría interna de los poros, desarrollado por Miller y Miller (1955a), se utiliza para evaluar esta variabilidad espacial de las propiedades hidráulicas del suelo, y predecir las propiedades hidráulicas partir de un suelo en referencia. En este trabajo se evaluó la teoría del escalamiento de las curvas características de un medio poroso sometido a la aplicación de un ácido, con datos generados por Ortiz (2000) en columnas de laboratorio. Los resultados muestran que las curvas características pre-aplicación de ácido pueden ser usadas para estimar las curvas características post-aplicación de ácido, y por lo tanto, la teoría del escalamiento puede ser aplicada en la predicción del proceso de evaporación dada su dependencia con las curvas características.

5.2 Abstract

The modeling of evaporation requires a priori knowledge of soil hydraulic properties, which relate the soil moisture content (θ), and hydraulic conductivity (K) matric potential (h) through suction characteristic curves $h(\theta)$ and unsaturated hydraulic conductivity $K(h)$. These properties change spatially in the watershed, and the technique of scaling based on the similarity of the internal geometry of the pores, developed by Miller and Miller (1955a), can be used to evaluate the spatial variability of soil hydraulic properties, and predicting the hydraulic properties from

a reference soil. In this work we evaluate the scaling theory of the characteristic curves of a porous medium subject to the application of an acid, with data generated by Ortiz (2000) in laboratory columns. The results show that the characteristic curves of acid pre-application can be used to estimate the characteristic curves after injection of acid, and therefore scaling theory could be applied in the prediction of the evaporation process because of its dependence on the characteristic curves.

5.3 Introducción

La técnica del escalamiento ha sido usada para describir la variabilidad espacial de las curvas de succión y conductividad hidráulica no saturada como función del contenido de humedad (Miller y Miller, 1955b; Warrick et al, 1977), lo que ha resultado en una metodología simple, que ha mejorado la respuesta hidrológica de los modelos matemáticos en cuencas heterogéneas cuando se hace uso de la modelación matemática (Ahuja et al, 1984; Nielsen et al, 1998; Peck et al, 1977).

Esta técnica ha sido aplicada al comportamiento del sistema suelo-agua (Nielsen et al, 1998), al escalamiento de las ecuaciones de Richards (Sposito, 1998b) y de infiltración (Braud et al, 2004; Kozack y Ahuja, 2005), a la invariancia de escala de la ecuación de Richards y su aplicación para el modelado de cuencas hidrográficas (Haverkamp et al, 1998), al movimiento de flujo (Yeh, 1998) y de soluto no reactivo en la zona no saturada (Kapoor y Kitanidis, 1998), y el movimiento de solutos reactivos en medios porosos heterogéneos (Russo, 1998).

Miller y Miller (1955b, 1956) introdujeron el escalamiento a la teoría del flujo de agua en suelos no saturados, basados en el concepto de medios geoméricamente similares, al considerar que existe una relación simple de la forma: $X_i = \alpha^n X_i^*$, entre los perfiles de un suelo con el contenido de humedad (θ), la presión (h), y la conductividad hidráulica (K) de un lugar con los de otro lugar de referencia (θ^* , h^* , K^*), donde α es el factor de escalamiento microscópico que relaciona la longitud

característica microscópica del suelo con la longitud característica macroscópica del suelo de referencia (Figura 5-1).

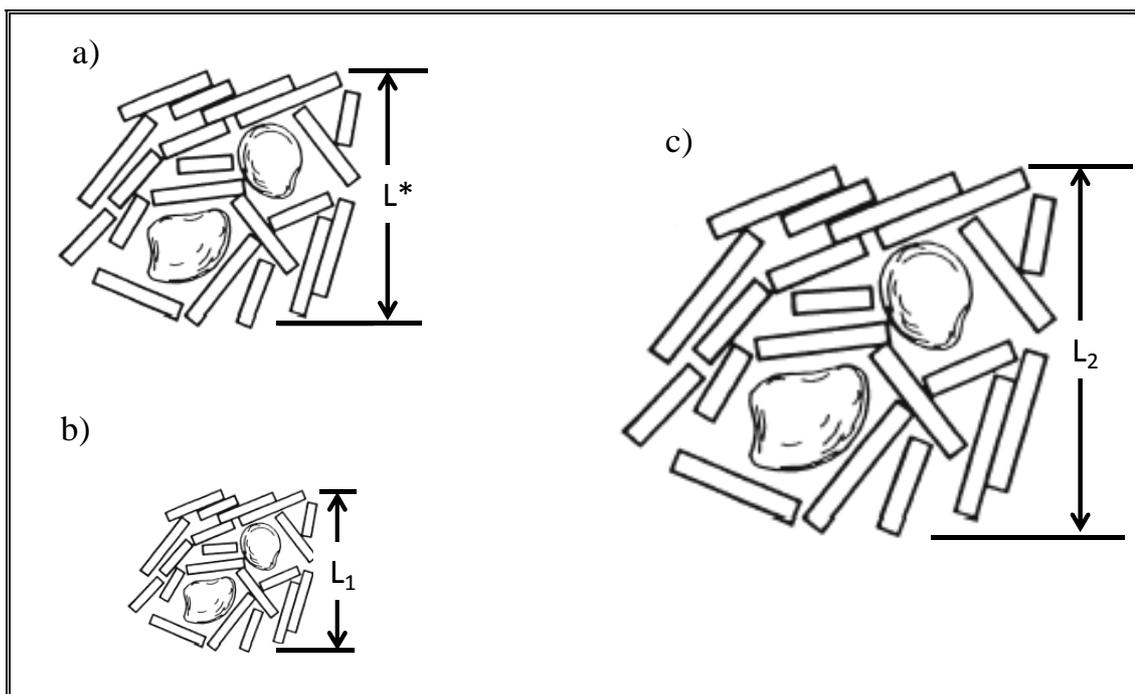


Figura 5-1: Similitud geométrica de una figura: a) figura de referencia con una longitud característica L^* ; b) figura similar con longitud característica L_1 donde $L^* = \alpha_1 L_1$, con un factor de escala $\alpha_1 = 2$; y c) figura similar con longitud característica L_2 , con $\alpha_2 L_2 = L^*$, con factor de escala $\alpha_2 = 1/2$ (Sposito, 1998a).

Posteriormente, este concepto de similitud fue aplicado a cada propiedad en forma independiente debido a que la porosidad total del suelo y el contenido de humedad son variables. Por lo tanto Warrick et al (1977) modificó las ecuaciones de Miller y Miller (1955a), de tal forma que los parámetros de escalamiento α , fueran diferentes entre sí ($\alpha_\theta \neq \alpha_h \neq \alpha_K$). Mediante esta nueva aproximación, las curvas características medidas en diferentes áreas pueden ser referidas a valores medios por la distribución espacial de la similitud local α , y por lo tanto, el escalamiento

se traduce en una simplificación de la descripción estadística de la variación de las propiedades hidráulicas del suelo.

Dos metodologías se han propuesto para determinar los factores de escalamiento: i) la técnica del análisis dimensional basado en la existencia de la similitud física del sistema (Miller y Miller, 1956; Tyler y Wheatcraft, 1990; Warrick et al, 1977), y ii) el método empírico que se basa en análisis de regresión y es descrita como método de normalización (Ahuja y Williams, 1991; Clausnitzer et al, 1992; Kosugi y Hopmans, 1998; Russo y Bresler, 1980). Este último método ha extendido el concepto de escalamiento basado en el análisis dimensional de medios similares a suelos que son generalmente no similares mediante supuestos empíricos adicionales y el uso de métodos de regresión.

Esta técnica desarrollada para describir la variabilidad espacial de las propiedades hidráulicas del suelo como función del contenido de humedad del suelo, y las características derivadas de ésta como la infiltración a través del índice de tamaño de distribución de poro (ν) (Kozack y Ahuja, 2005), ha sido usada para escalar y estimar la evaporación del suelo de diferentes texturas mediante las siguientes ecuaciones empíricas (Kozack et al, 2005):

$$\text{Log } E_1 = A (\log \nu)^2 + B (\log \nu) + C \quad (5.1)$$

$$\text{Log } E_2 = a (\log \nu)^3 + b (\log \nu)^2 + c (\log \nu) + d \quad (5.2)$$

donde, E_1 corresponde a la evaporación acumulada por la demanda atmosférica cuando el suelo en la superficie está muy húmedo; E_2 corresponde a la evaporación acumulada por transporte de flujo líquido por capilaridad hacia la superficie cuando el suelo está un poco menos húmedo en la superficie; y A , B , C , a , b , c , y d son parámetros de ajuste.

Las Ecuaciones 5.1 y 5.2 son válidas para suelos con contenidos de humedad cercanos a la saturación por lo que consideran que el mecanismo de evaporación corresponde sólo a flujo líquido, y pueden no ser aplicables en condiciones iniciales de baja saturación del suelo. Teniendo en cuenta que la evaporación de un

suelo desnudo está controlada por la demanda atmosférica y por las características del suelo, es esperable que la evaporación esté fuertemente relacionada con los diferentes tipos de suelos, con el índice de distribución de poros, con la salinidad del suelo, y con el nivel de agua freática. Por lo tanto, para lograr una mejor estimación de la evaporación en suelos de climas áridos, donde la superficie del suelo es más seca en la superficie, y considerando que la evaporación obedece tanto al movimiento de flujo líquido como de flujo de vapor de agua, los objetivos de este trabajo fueron: i) contribuir al conocimiento de la teoría del escalamiento en suelos no similares, y 2) evaluar el escalamiento de las curvas características de un medio poroso no similar antes y después de la aplicación de una solución ácida. Experimentos de lixiviación ácida fueron conducidos en columnas bajo condiciones de flujo no saturado, y se determinó la curva de succión y la conductividad hidráulica no saturada antes y después de la lixiviación ácida. La teoría de escalamiento para medios porosos (Miller y Miller, 1955a; Warrick et al, 1977) se utilizó para describir los cambios en las propiedades hidrodinámicas después de la aplicación del ácido.

La estructura de este artículo consiste de la presentación de los modelos matemáticos y el escalamiento de la teoría del medio poroso en la sección 5.3.1 y 5.3.2, seguido de la instalación experimental en la sección 5.3.3. Los resultados son presentados y discutidos en la sección 5.4, seguidos por las conclusiones en la sección 5.5.

5.4 Materiales y Métodos

5.4.1 Modelo de flujo

El movimiento 1D de una solución en un medio poroso no saturado, se describe por la ecuación de Richards (1931):

$$C_a(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right) \quad (5.3)$$

donde $C_a = \partial\theta/\partial h$ es la capacidad capilar (L^{-1}); θ es el contenido de humedad volumétrico; $k(h)$ es la conductividad hidráulica no saturada ($L T^{-1}$); h es la succión del agua o presión negativa expresada como altura columna de agua (L); z es la profundidad; y t es el tiempo (t). La solución de esta ecuación requiere conocer las características hidrodinámicas del suelo, es decir, la curva de succión $h(\theta)$ y la curva de conductividad hidráulica no saturada $k(\theta)$. La literatura propone un gran número de expresiones análogas, tales como las expresiones de van Genuchten (1980) y Brooks y Corey (1964) para evaluar las características hidrodinámicas. La expresión definida por van Genuchten (1980) para caracterizar el contenido de humedad en función de la succión es dada por:

$$\theta(h) = \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\beta_b h)^n\right]^m} + \theta_r \quad (5.4)$$

donde θ_r es el contenido de humedad residual volumétrico (L^3L^{-3}); θ_s es el contenido de humedad saturado volumétrico (L^3L^{-3}); β_b es el inverso de la presión de entrada de aire o presión de burbujeo (L^{-1}), y n y $m=1-2/n$ son parámetros empíricos adimensionales. Brooks y Corey (1964) propusieron la siguiente relación para la conductividad hidráulica:

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (5.5)$$

$$\eta = K \frac{2}{\nu} + 3 \quad (5.6)$$

donde K_s es la conductividad hidráulica saturada (Lt^{-1}), ν es el índice de distribución del tamaño de poros, definido como la pendiente negativa de la curva del grado de saturación versus la altura de presión.

5.4.2 Escalamiento

Usando columnas de arena, Miller y Miller (1955a) introdujeron el concepto de “escalamiento” a la teoría del flujo de agua en suelo no saturado. Esto está basado en suposiciones sobre el arreglo de los poros y la matriz sólida en un medio poroso. El escalamiento provee una herramienta para relacionar las propiedades hidrodinámicas de medios porosos diferentes usando un factor de conversión llamado factor de escalamiento. De acuerdo con Miller y Miller (1955a), dos medios son similares si sus geometrías, expresadas en términos de una longitud característica (λ), son idénticas, por ejemplo, la geometría de un medio es una versión más pequeña o más grande que la otra. El factor de escalamiento (α) que relaciona la longitud característica (λ_R), de un medio poroso “ R ”, a una longitud característica (λ_m), de un medio poroso “ m ” es dada por Miller y Miller (1955a):

$$\alpha = \frac{\lambda_R}{\lambda_m} \quad (5.7)$$

Para un igual contenido de humedad, las curvas características $h_R(\theta)$ y $K_R(\theta)$ de un medio “ R ” puede ser relacionado a las curvas características $h_m(\theta)$ y $K_m(\theta)$, respectivamente, de un medio de referencia “ m ” a través de un único factor de escalamiento α (Miller y Miller, 1956):

$$h_m = \alpha h_R \quad (5.8)$$

$$K_m = \alpha^{-2} K_R \quad (5.9)$$

donde h_m y K_m son las curvas de succión y conductividad hidráulica no saturada no escaladas respectivamente, y h_R y K_R son las curvas de succión y conductividad hidráulica no saturada escaladas respectivamente. El exponente -2 de α en la Ecuación 5.9 implica una menor permeabilidad si el material m es más fino que el material R . El valor de este exponente es derivado de la ley de Darcy.

Warrick et al (1977) desarrolló una generalización de la aproximación de Miller y Miller (1955a), proponiendo dos modificaciones: (1) el uso del contenido de humedad efectivo o grado de saturación $Se (= \theta/\theta_s)$ como factor de escalamiento, y (2) la definición de dos factores de escalamiento tal que α_h se aplica a la curva $h(Se)$ y α_K a la curva $K(Se)$. Entonces, las Ecuaciones 5.8 y 5.9 son transformadas a:

$$h_m(Se) = \alpha_h h_R(Se) \quad (5.10)$$

$$K_m(Se) = \alpha_K^{-2} K_R(Se) \quad (5.11)$$

Las implicaciones de ambos métodos se observan en la Figura 5-2, el cual ilustra las curvas de succión de un medio de referencia y de un medio similar (h_m y h_R respectivamente) cuando se usa el método de Miller y Miller (Figura 5-2a), o el método de Warrick et al (Figura 5-2b). Cuando se asume la escalabilidad bajo el método de Miller y Miller, uno tiene que incrementar (o decrecer) por una constante de magnitud α la curva de succión $h(\theta)$ de un medio dado para obtener una curva de succión de un medio similar al mismo contenido de humedad volumétrico θ . Por otra parte, cuando se asume escalabilidad bajo el método de Warrick et al., la succión de un medio $h(Se)$ a cierto grado de saturación Se , es obtenido por el incremento (o decrecimiento) del valor de succión de un medio de referencia al mismo valor de Se . Entonces el contenido de humedad de un medio poroso con diferente porosidad difiere cuando se tiene el mismo grado de saturación. Por lo tanto, las dos curvas de succión se definen para diferentes rangos de θ .

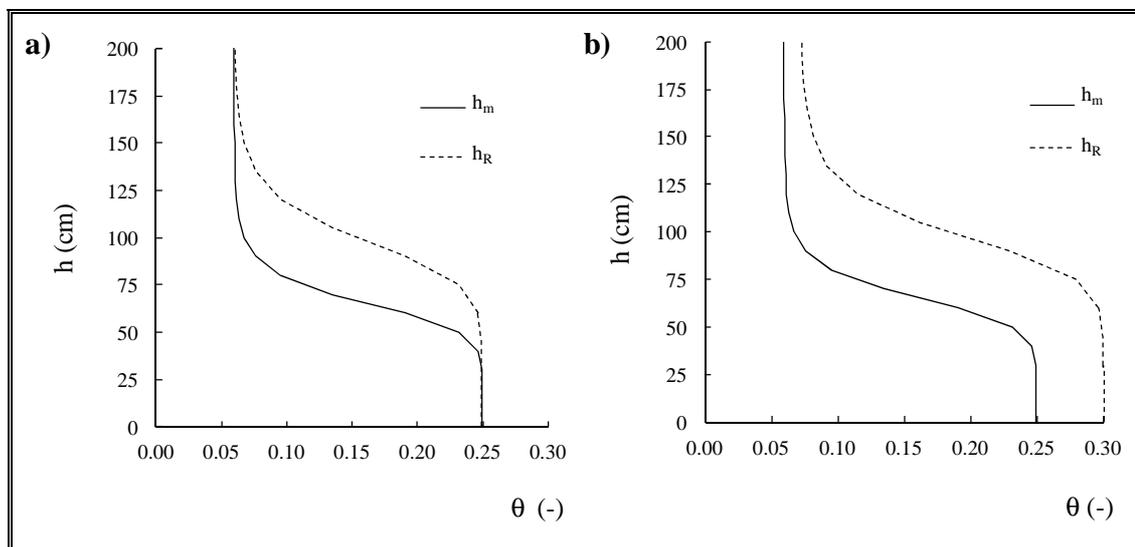


Figura 5-2: Modelos conceptuales de escalamiento para la curva de succión. a) modelo de escalamiento de la curva $h(\theta)$ propuesta por Miller y Miller (1955a). b) modelos de escalamiento acorde a Warrick et al. (1977). El escalamiento de Warrick et al está basado en la estandarización del contenido de humedad del suelo usando el contenido de agua efectivo (Se) en lugar del contenido de humedad (θ).

En este estudio se comparó las curvas características antes y después de la aplicación de un ácido para determinar si las curvas de pre- y post-aplicación de ácido son similares y por lo tanto reescalables. Aunque en nuestro estudio no se consideró una variabilidad espacial, se espera que la estructura del medio (porosidad y arreglo de partículas) después de la aplicación del ácido cambien en relación a la pre-aplicación de ácido. Se adoptó el método de Warrick et al (1977) para evaluar la teoría del escalamiento.

De acuerdo con Miller (1980) la curva de succión de dos medios $h_m(Se)$ y $h_R(Se)$ son escalables si las curvas $h_m(Se)$ vs Se y $h_R(Se)$ vs Se son paralelas en un gráfico log-log. Una aproximación similar es usada para las curvas de conductividad hidráulica no saturada. Las curvas paralelas en ambos casos garantizan que las Ecuaciones 5.10 y 5.11 son satisfechas, debido a que la formulación matemática del escalamiento, un valor constante entre las curvas $h_m(Se)$ y $h_R(Se)$ en un gráfico

log-log corresponde a un valor constante α_h que amplifica la curva $h_R(Se)$. Similarmente, un valor constante en el gráfico log-log entre las curvas $K_m(Se)$ y $K_R(Se)$ está asociado con un valor constante α_K^{-2} que amplifica la curva $K_R(Se)$. Como se mencionó previamente, α_h y α_K pueden ser diferentes.

5.4.3 Instalación experimental

Ortiz (2000) realizó pruebas en columnas de laboratorio para determinar las propiedades hidrodinámicas e hidrodispersivas en un medio poroso después del proceso de lixiviación ácida. Los resultados de esta investigación se usaron para evaluar la teoría del escalamiento propuesta por Miller y Miller (1955).

Los experimentos se llevaron a cabo en dos columnas de 51 cm de largo y de 7,1 cm de diámetro interno. Las columnas (A y B) se rellenaron con el mismo medio poroso. El contenido de humedad fue medido cada 20 minutos con tres sensores TDR (IMKO GmbH, Ettlingen, Alemania) espaciados cada 12.7 cm a lo largo de la columna. Cada sensor fue calibrado en agua destilada y en dos soluciones de ácido sulfúrico.

La secuencia experimental realizada por Ortiz (2000) fue la siguiente: i) se inyectó agua por 650 h a una tasa de $0,4 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$ estableciéndose un flujo en condiciones no saturadas en régimen permanente en las columnas A y B; ii) la columna A fue tomada a parte una vez finalizó la inyección de agua, y 3 muestras fueron tomadas para determinar las curvas de succión $h(\theta)$ y la conductividad hidráulica no saturada $K(\theta)$ del medio poroso (curvas referidas como curvas características de pre-aplicación de ácido); iii) una vez se establecido el flujo permanente en la columna B, se inyectó una solución ácida de $25 \text{ g L}^{-1} \text{ H}_2\text{SO}_4$ a una tasa de $0,4 \text{ cm}^3 \text{ min}^{-1}$; y iv) la columna B fue tomada a parte, y 3 muestras fueron tomadas para determinar las curvas de succión $h(\theta)$ y la conductividad hidráulica no saturada $K(\theta)$ del medio poroso (curvas referidas como curvas características de post-aplicación de ácido).

Las curvas de succión pre- y post-aplicación de ácido se determinaron con celdas Tempe para cada una de las muestras tomadas en cada columna. Las curvas de conductividad hidráulica saturada pre- y post-aplicación de ácido fueron determinadas usando un permeámetro de carga constante. Los datos obtenidos fueron incorporados al programa RETC (van Genuchten, 1991) para calcular los parámetros de la expresión de van Genuchten (1980) para la curva de succión (Ecuación 5.4). Las curvas de conductividad hidráulica no saturada se estimaron a partir de las mediciones K_s y los parámetros de van Genuchten para la curva de succión, con la expresión de Brooks y Corey (1964) (Ecuaciones 5.5 y 5.6).

5.5 Resultados

5.5.1 Propiedades hidrodinámicas

Las curvas de succión y conductividad hidráulica no saturada pre- y post-aplicación de ácido son presentadas en la Figura 5-3a y 5-3b respectivamente. En la Tabla V-1 se presenta un resumen de los valores de los parámetros obtenidos por el ajuste del modelo de van Genuchten (Ecuación 5.4) para la curva de succión, y el modelo de Brooks y Corey (Ecuaciones 5.5 y 5.6) para la curva de conductividad hidráulica no saturada. Los resultados muestran que si bien la forma de las curvas son similares (m y n son parecidos), la curva de succión post-aplicación de ácido se desplaza hacia la derecha, es decir, el contenido de agua es mayor por el mismo valor de succión. Esto se refleja en el valor del contenido de humedad saturado, que pasó de 38.5% antes de la aplicación de ácido a 41.5% después de la aplicación de ácido (Tabla V-1).

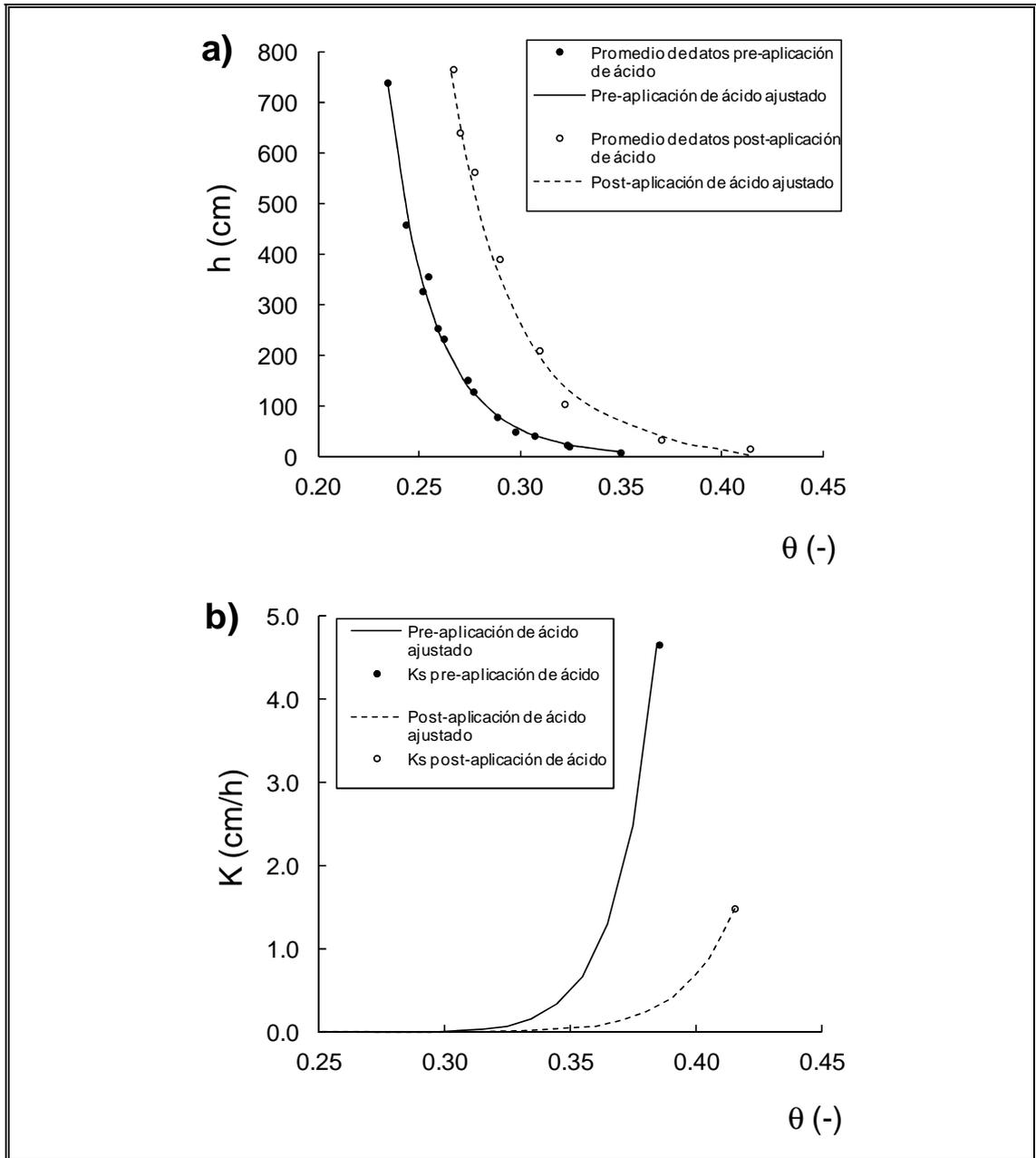


Figura 5-3: Curvas características pre- y post-aplicación de ácido ajustadas a los datos: a) curvas de succión (modelo de van Genuchten), y b) curvas de conductividad hidráulica (modelo de Brooks y Corey). Los resultados muestran valores altos de succión y bajos valores de conductividad hidráulica para el mismo contenido de humedad después de la aplicación de ácido.

Tabla V-1: Parámetros hidráulicos ajustados por el modelo RETC, pre- y post-aplicación de ácido.

Parámetros	Pre-aplicación de ácido	Post-aplicación de ácido
θ_r (cm ³ cm ⁻³)	0,03	0,03
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0,39	0,42
α (cm ⁻¹)	0,24	0,06
n	2,11	2,13
m	0,05	0,06
ν^a	0,11	0,12
η^a	22,01	19,13
K_s (cm d ⁻¹) ^b	4,66	1,49

^a Valores calculados: $\nu = m*n$, and $\eta = 2/\nu + 3$

^b Valores medidos

Asimismo, la solución ácida también redujo la conductividad hidráulica no saturada (Figura 5-3b) y la conductividad hidráulica saturada K_s , que pasó de 4,66 cm h⁻¹ a 1,49 cm h⁻¹. Debido a que las curvas de succión (pre-y post-aplicación de ácido) se ajustaron muy bien a los datos experimentales, se utilizaron las curvas de succión ajustadas para caracterizar las mediciones reales en el análisis de escalamiento posterior. Las curvas de conductividad hidráulica no saturada (pre- y post-aplicación de ácido) se utilizaron para caracterizar la conductividad hidráulica en el análisis de escala.

Los cambios observados en las propiedades hidrodinámicas se explican al analizar el cambio del parámetro β_b del modelo de van Genuchten (Ecuación 5.4). Este parámetro corresponde al inverso del “valor de entrada de aire” o “presión de burbujeo”, que es la presión que debe ser superada para desplazar el agua contenida en un poro capilar. Mientras menor es el diámetro del poro, mayor es la

energía (presión) necesaria para desplazar el agua contenida en él (Fredlund y Rahardjo, 1993). La disminución de β_b de 0,237 a 0,061 (Tabla V-1) después de la aplicación del ácido, implica un aumento en la “presión de burbujeo”. Al establecer el régimen permanente se produce un asentamiento del medio poroso, disminuyendo el volumen de los poros y permitiendo la acumulación del agua en el espacio entre los granos del medio poroso. Finalmente, producto de estos cambios, se produce un aumento de la capacidad de retención de humedad y una disminución en la capacidad de conducción. Además del efecto sobre β_b , Huang et al. (1998) reporta un cambio en el índice de distribución de poro ν del modelo de Brooks y Corey para la conductividad hidráulica. Este parámetro tiende a aumentar con la disminución del volumen de vacíos y con el aumento en la uniformidad de la distribución del tamaño de los poros. En este medio poroso, inicialmente ν es muy pequeño, debido a la poca uniformidad en la distribución de tamaños de poros a causa de la porosidad del medio. Luego que el material se asienta, el valor de ν aumenta ligeramente, lo que confirma el efecto del asentamiento sobre la disminución del volumen de los poros presente entre los granos del medio poroso (Tabla V-1).

5.5.2 Escalamiento de las curvas características

Para evaluar la posible relación entre las curvas características pre- y post-aplicación de ácido (succión y conductividad hidráulica no saturada), se aplicó un análisis de escalamiento para evaluar la similitud entre las curvas como lo propuso Warrick et al. (1977). Si la escalabilidad es encontrada, se podría asociar su existencia a los cambios en el medio poroso debido a la aplicación de la solución ácida.

La Figura 5-4 muestra los gráficos log-log de las curvas de succión y de conductividad hidráulica no saturada en función de la saturación efectiva (S_e). Las curvas de succión pre-y post-aplicación de ácido son en su mayoría paralelas, lo que implica la existencia de un único valor de α_h . Así, la curva de succión post-

aplicación de ácido puede ser interpretada como una versión escalada de la curva de pre-aplicación de ácido. Este paralelismo no es muy claro para las curvas de la conductividad hidráulica no saturada.

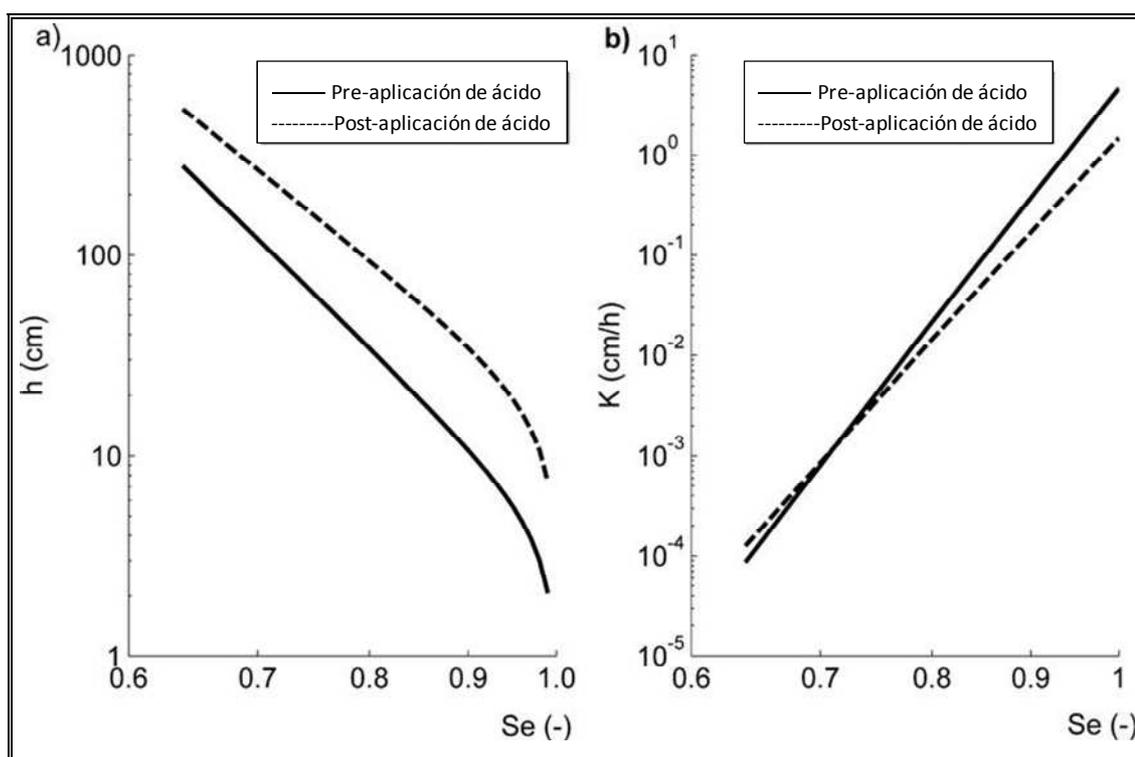


Figura 5-4: Gráficos log-log de las curvas hidrodinámicas pre- y post-aplicación de ácido como función de Se . a) curvas de succión, y b) curvas de conductividad hidráulica no saturada.

Un análisis del factor de escalamiento α_h definido en la Ecuación 5.10 se llevó a cabo para evaluar mejor el escalamiento de la curva de succión. Se encontró un valor de 0,479 para α_h por minimización de la sumatoria de errores al cuadrado entre dos curvas: (1) la curva de succión ajustada a los datos después de la aplicación de ácido, el cual representa h_R en la Ecuación 5.10; y (2) la curva de succión $h_{R, \text{reescalado}}$ obtenida después de reescalar h_m , curva de succión ajustada a

los datos de pre-aplicación de ácido. Por lo tanto, h_m es reescalada por α_h^{-1} para obtener $h_{R, \text{reescalado}}$. Si h_R y $h_{R, \text{reescalado}}$ son equivalentes, entonces h_R podría ser un versión reescalada perfecta de h_m . El mismo procedimiento fue adoptado para calcular un valor de 1,692 para α_K .

De acuerdo con la Ecuación 5.11, la curva de conductividad hidráulica ajustada a los valores de pre-aplicación de ácido K_m es reescalada por α_h^{-2} para obtener $K_{R, \text{reescalado}}$, que debe ser equivalente a la curva ajustada a los valores de conductividad hidráulica después de la aplicación de ácido, K_R . La Figura 5-5a y 5-5b presenta que h_R y $h_{R, \text{reescalado}}$, y K_R y $K_{R, \text{reescalado}}$ son muy similares, lo que implica un buen grado de escalabilidad de las curvas.

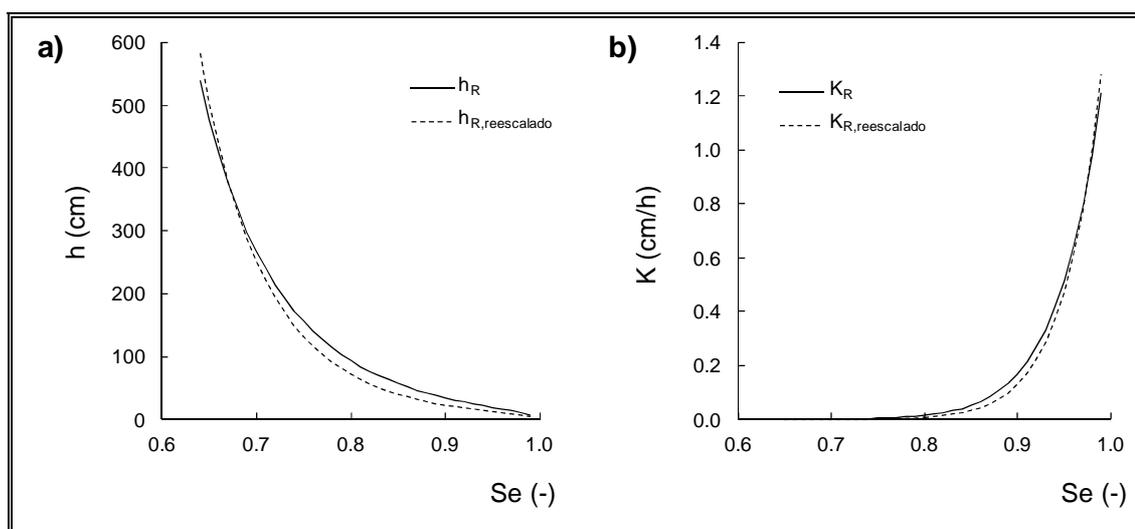


Figura 5-5: Comparación de los valores observados y reescalados de la post-aplicación de ácido: a) muestra $h_{R, \text{reescalada}}$, y b) muestra $K_{R, \text{reescalada}}$.

Pruebas estadísticas no paramétricas fueron llevadas a cabo para validar la escalabilidad de las curvas de succión y conductividad hidráulica. En estas pruebas se consideró h_R y $h_{R, \text{reescalado}}$ para la curva de succión, y K_R y $K_{R, \text{reescalado}}$ para las curvas de conductividad hidráulica. Se consideró que ambos pares de curvas eran

de muestras diferentes, y se probó la hipótesis que las dos muestras procedían de la misma población en cada caso. Primero se usó la prueba de Levene's (Levene, 1960), y con un nivel de confianza del 95%, las varianzas fueron las mismas. La segunda prueba fue la U de Mann-Whitney (Mann y Whitney, 1947), y con un nivel de confianza de 95% las medianas fueron las mismas. Finalmente, se usó la prueba de Kolmogorov-Smirnov (Kvam y Vidakovic, 2007), y de nuevo, para un nivel de confianza de 95%, ambas muestras no fueron diferentes. Estos análisis estadísticos permiten concluir que la curva de succión post-aplicación de ácido y la curva de conductividad hidráulica post-aplicación de ácido pueden ser interpretadas como curvas escaladas de la curva de succión pre-aplicación de ácido, y de la curva de conductividad hidráulica pre-aplicación de ácido, respectivamente.

5.6 Conclusiones

La solución ácida causó un asentamiento en la columna de suelo, incrementando la presión de burbujeo y el índice de tamaño de poro. Las curvas de succión y de conductividad hidráulica no saturada cambiaron después de la aplicación del ácido. Usando la teoría de escalamiento propuesta por Warrick et al (1977) para flujo no saturado en el suelo, las curvas de succión pre- y post-aplicación de ácido, y las curvas de conductividad hidráulica no saturada pre- y post-aplicación de ácido fueron relacionados una a la otra por un factor de escala α_h y α_k respectivamente. Futura investigación podría mejorar la caracterización de la evaporación por la técnica del escalamiento en cuencas heterogéneas donde factores como las curvas características, la salinidad y la altura de agua no son constantes.

Referencias

Ahuja, L.R., Naney, J.W. y Nielsen, D.R. (1984). Scaling soil water properties and infiltration modeling. *Soil Science Society of America Journal*, 48(5), 970-973.

Ahuja, L.R. y Williams, R.D. (1991). Scaling water characteristics and hydraulic conductivity based on Gregson-Hector-MaGowan approach. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 308-319.

Braud, I., De Condappa, D., Soria, J.M., Haverkamp, R., Angulo-Jaramillo, R., Galle, S., et al. (2004). Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method). *European Journal of Soil Science*, doi:10.1111/j.1365-2389.2004.00660.x.

Brooks, R.H. y Corey, A.T. (1964). Hydraulic properties of porous media. *Colorado State Univ., Fort Collins, Co. Hydrologic Paper, No 3*.

Clausnitzer, V., Hopmans, J.W. y Nielsen, D.R. (1992). Simultaneous scaling of soil water retention and hydraulic conductivity curves. *Water Resource Research*, 28, 19-31.

Fredlund, D.G. y Rahardjo, H. (1993). *Soil mechanics for unsaturated soils*. New York: John Wiley & Sons Ltda.

Haverkamp, R., Parlange, J.Y., Cuenca, R., Ross, P.J. y Steenhuis, T.S. (1998). Scaling of the Richards equation and its application to watershed modeling. En G. Sposito (Ed.), *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology* (pp. 190-223). New York: Cambridge University Press.

Huang, S., Barbour, S.L. y Fredlund, D.G. (1998). Development and verification of a coefficient of permeability for a deformable unsaturated soil. *Canadian Geotechnical Journal*, 35, 426-432.

Kapoor, V. y Kitanidis, P. (1998). Dilution of nonreactive solutes in heterogeneous porous media. En G. Sposito (Ed.), *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology* (pp. 291-313). New York: Cambridge University Press.

Kosugi, K. y Hopmans, J.W. (1998). Scaling Water Retention Curves for Soils with Lognormal Pore-Size Distribution. *Soil Science Society of America Journal*, 62, 1496-1505.

Kozack, J.A. y Ahuja, L.R. (2005). Scaling of infiltration and redistribution of water across soil textural classes. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 816-827.

Kozack, J.A., Ahuja, L.R., Ma, L. y Green, T.R. (2005). Scaling and estimation of evaporation and transpiration of water across soil textures. *Vadose Zone Journal*, 4, 418-427.

Kvam, P.H. y Vidakovic, B. (2007). *Nonparametric Statistics with Applications to Science and Engineering*. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc.

Levene, H. (1960). Robust Tests for Equality of Variances. En I. Olkin, S. G. Ghurye, W. Hoeffding, W. G. Madow y H. B. Mann (Eds.), *Contributions to probability and statistics: essays in honor of Harold Hotelling* (pp. 278-292). Palo Alto, CA.

Mann, H.B. y Whitney, D.R. (1947). On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *The Annals of Mathematical Statistics*, 18, 50-60.

Miller, E.E. (1980). Similitude and scaling of soil-water phenomena. En D. Hillel (Ed.), *Applications of soil physics* (pp. 300-318). New York.

Miller, E.E. y Miller, R.D. (1955a). Theory of capillary flow: I. Practical implications. *Soil Science Society of America Proceedings*, 19(3), 267-271.

Miller, E.E. y Miller, R.D. (1956). Physical theory for capillary flow phenomena. *Journal of Applied Physics*, 27(4), 324-332.

Miller, R.D. y Miller, E.E. (1955b). Theory of capillary flow: II. Experimental information. *Soil Science Society of America Journal*, 19(3), 271-275.

Nielsen, D.R., Hopmans, J.W. y Reichardt, K. (1998). An emerging technology for scaling field soil-water behavior. En G. Sposito (Ed.), *Scale dependence and scale invariance in hydrology* (pp. 136–166). New York: Cambridge University Press.

Ortiz, C. (2000). *Modificación de los parámetros de flujo y transporte de solutos después de la lixiviación en aglomerados de relave de cobre*. Magister en Ciencias de la Ingeniería no publicada. Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago.

Peck, A.J., Luxmoore, R.J. y Stolzy, J.L. (1977). Effects of spatial variability of soil hydraulic properties in water budget modeling. *Water Resource Research*, 13(2), 348-354.

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

Russo, D. (1998). Stochastic modeling of scale-dependent macrodispersion in the vadose zone. En G. Sposito (Ed.), *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology* (pp. 266-290). New York: Cambridge University Press.

Russo, D. y Bresler, E. (1980). Scaling soil hydraulic properties a heterogeneous fiel. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 681-684.

Sposito, G. (1998a). *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology*. New York: Cambridge University Press.

Sposito, G. (1998b). Scaling invariance and the Richards equation. En G. Sposito (Ed.), *In Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology* (pp. 167–189). New York: Cambridge University Press.

Tyler, S.W. y Wheatcraft, S.W. (1990). Fractal processes in soil water retention. *Water Resource Research*, 26, 1047-1054.

van Genuchten, M. (1980). A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898.

van Genuchten, M. (1991). Recent Progress in Modelling Water Flow and Chemical Transport in the Unsaturated Zone. *IAHS Publ. no., 204* 169-182.

Warrick, A.W., Mullen, G.J. y Nielsen, D.R. (1977). Scaling field-measured soil hydraulic properties using a similar media concept. *Water Resource Research*, 13(2), 355-362.

Yeh, T. (1998). Scale issues of heterogeneity in vadose-zone hydrology. En G. Sposito (Ed.), *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology* (pp. 224-265). New York: Cambridge University Press.

6 CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

6.1 Resumen

El presente trabajo evaluó en forma experimental y numérica los mecanismos de evaporación de un suelo salino de origen volcánico característico de las cuencas del altiplano del norte de Chile sometidos a diferentes profundidades de nivel freático (75, 50, 40, y 30 cm) en una columna de laboratorio sometida a condiciones naturales extremas de temperatura en la superficie del suelo de $50 \pm 2^\circ\text{C}$, y de humedad relativa del aire entre 0,10 y 0,30.

El monitoreo del contenido de humedad, de la conductividad eléctrica, y de la temperatura en una columna experimental a nueve profundidades diferentes fue realizado en forma continua. Las mediciones de contenido de humedad y conductividad eléctrica fueron realizadas con un sistema TDR compuesto de sensores CS645 de Campbell Scientific de longitud de 7,5 cm de largo de varilla, y la temperatura se midió con sensores 107-L de de Campbell Scientific.

6.2 Conclusiones

Como parte de este trabajo se realizó una evaluación del efecto de la longitud de las varillas del sensor, de la influencia de la salinidad y de la temperatura de medición en la determinación de la permitividad aparente con un sistema TDR con dos tipos de sensores.

Se encontró una correlación positiva entre el largo de las varillas del sensor y la medición de la permitividad dieléctrica aparente. A mayor longitud del sensor mayor pérdida de la señal de la forma de la onda del equipo TDR, y por lo tanto, un mayor error en la medición. Los sensores de 7,5 cm de longitud de varilla no se vieron afectados ni por la temperatura ni por la salinidad.

Se demostró que en este suelo volcánico, la ecuación de Topp et al (1980), y las ecuaciones propuestas para suelos volcánicos de climas templados y tropicales

para determinar el contenido de humedad en función de la permitividad aparente, no se ajustaron a las mediciones experimentales. Este estudio propone dos ecuaciones empíricas de calibración, siendo la de mejor ajuste la ecuación polinómica de tercer grado.

Las experiencias de flujo en una columna de suelo salino sometido a 4 niveles freáticos y bajo un gradiente de temperatura, permitieron evaluar el flujo de evaporación en la superficie del suelo, y estimar los flujos de agua líquida y de vapor de agua debido a gradientes de presión y de temperatura entre los 7,5 y los 42,5 cm del perfil del suelo.

Los valores de evaporación obtenidos en el laboratorio resultaron acordes a las mediciones realizadas en campo con otras metodologías. Se destaca que las mediciones de evaporación en laboratorio resultaron menores debido a que fueron obtenidas bajo condiciones controladas de laboratorio donde no se incluyeron las variaciones climáticas diurnas ni las variaciones climáticas del día y de la noche, ni las diferencias de contenido de sal.

Mediante esta experimentación se puso en evidencia la importancia del transporte de sales en el suelo por disolución con el agua, la acumulación mediante su precipitación en el perfil del suelo, y la dilución posterior debido a procesos de condensación del vapor en el perfil del suelo.

La evaporación de un suelo desnudo ocurre debajo de la superficie del suelo donde coexisten zonas con flujos de agua líquida y vapor de agua. El flujo líquido isotérmico es el componente principal para todos los niveles de agua, y los flujos líquido térmico, y de vapor de agua isotérmico y térmico son despreciables. El flujo neto para todos los niveles freáticos presenta comportamientos diferentes con flujos ascendentes y descendentes debido a los gradientes de presión y de temperatura dentro del perfil del suelo.

Para un nivel freático de 75 cm se determinó que el frente de evaporación se ubica a 10 cm de profundidad donde se presenta una división de flujos, con un flujo de vapor ascendente y otro descendente. No se observó los frentes de evaporación

para los niveles freáticos de 50, 40 y 30 cm, debido a que se produjo cerca de la superficie y que no existen mediciones entre los 0 y 5 cm de profundidad.

La simulación numérica permite confirmar que la evaporación se desarrolla dentro del perfil del suelo y su ubicación depende de la altura del nivel freático impuesto, a mayor nivel freático la evaporación ocurre más cerca de la superficie. Tres zonas se distinguieron en el perfil del flujo, la primera, cerca de la superficie donde el flujo líquido isotérmico se vuelve nulo y el flujo de vapor isotérmico es el componente más importante en sentido ascendente. La segunda zona corresponde a una zona donde predomina el flujo líquido isotérmico en dirección ascendente y el flujo de vapor térmico en dirección descendente. Y la tercera zona es una zona donde predomina solo el flujo líquido isotérmico en dirección ascendente.

La variabilidad espacial de las propiedades hidrodinámicas del suelo $h(\theta)$ y $K(\theta)$ juegan un rol importante en la determinación de los flujos de evaporación. Estas propiedades presentan una gran variabilidad espacial en las cuencas, y fue abordada en este estudio mediante la técnica del escalamiento para predecir las propiedades hidrodinámicas en un suelo de referencia. En este trabajo se aplicó esta técnica a un medio poroso sometido a la aplicación de un ácido, con datos generados en columnas de laboratorio. Los resultados mostraron que las curvas características pre-aplicación de ácido pueden ser usadas para estimar las curvas características post-aplicación de ácido, y por lo tanto, la teoría del escalamiento puede ser aplicada en la predicción del proceso de evaporación dada su dependencia con las curvas características.

6.3 Recomendaciones y trabajo futuro

La medición del contenido de humedad mediante la técnica del TDR nos permite tener mediciones en el tiempo, con el inconveniente de que su uso depende de las características del equipo (rango de operación del TDR, número de multiplexores a usarse, el largo del cable del sensor, y el largo de las varillas), y de las condiciones de experimentación (rango de contenido de humedad, temperatura, conductividad

eléctrica de la solución a medir, y textura del suelo), y por lo tanto se recomienda realizar calibraciones previas al uso del sensor.

Se recomienda mediciones en el perfil de suelo cerca de la superficie de la columna y efectuar simulaciones con una mayor resolución que permitan describir los flujos térmicos e isotérmicos de agua líquida y vapor de agua con el fin de determinar con mayor precisión el frente de evaporación en el perfil de suelo cercano a la superficie.

Se recomienda además incluir el transporte de soluto, y considerar los procesos de disolución-precipitación-reacción en la determinación de los flujos de evaporación de suelos desnudos con alto contenido de minerales, ya que estos mecanismos afectan la presión osmótica en un perfil de suelo.

Futuras investigaciones podrían mejorar la caracterización de la evaporación por la técnica del escalamiento en cuencas heterogéneas donde factores como las curvas características, la salinidad y la altura de agua no son constantes. Por lo tanto el proceso de evaporación podría evaluarse con base en el escalamiento de las curvas características dentro y entre cuencas.

ANEXOS

**ANEXO A: PROGRAMA DE EDLOG PARA LA TOMA DE DATOS CON EL
DATALOGGER CR10X**

Table 1 Program

01:10 Execution Interval (seconds)

; Cada 5 minutos Set Flag 1 High

1: If time is (P92)

1: 0 Minutes (Seconds --) into a
2: 5 Interval (same units as above)
3: 11 Set Flag 1 High

; Medición de temperatura

2: Temp (107) (P11)

1: 4 Reps
2: 1 SE Chanel
3: 21 Excite all reps w/E1, 60Hz, 10ms delay
4: 1 Loc [Temp_1]
5: 1.0 Multiplier
6: 0.0 Offset

3: Temp (107) (P11)

1: 4 Reps
2: 5 SE Chanel
3: 22 Excite all reps w/E1, 60Hz, 10ms delay
4: 5 Loc [Temp_5]
5: 1.0 Multiplier
6: 0.0 Offset

4: Temp (107) (P11)

1: 3 Reps
2: 7 SE Chanel
3: 23 Excite all reps w/E1, 60Hz, 10ms delay
4: 7 Loc [Temp_7]
5: 1.0 Multiplier
6: 0.0 Offset

; Medición de voltaje de la batería

5: Batt Voltage (P10)

1: 10 Loc [Volt]

; Comienza si Flag 1 = HIgh

; Esta instrucción permite controlar cuando se realizan mediciones y se almacenan.

; El Flag1 es un programa de baja ejecución y salta al final de la tabla de adquisición de datos y no se almacenan.

; Esta instrucción puede ser removida si el usuario no desea activar manualmente la adquisición de datos

6: If Flag/Port (P91)

1: 11 Do if Flag 1 is High

2: 30 Then Do

; lo siguiente establece el Puerto 5 High para encender la Fuente de poder del datalogger y alimentar al TDR100

7: Do (P86)

1: 45 Set Port 5 High

; Medición del contenido de humedad de 7 sensores en un multiplexer con nivel 1

8: TDR100 Measurement (P119)

1: 00 SDM Address

2: 0 La/L for Water Content

3: 2001 MMMP Mux & Probe Selection

4: 100 Waveform Averaging

5: 1 Vp

6: 256 Points

7: 9.1 Cable Length (meters)

8: 1.11 Window Length (meters)

9: 0.075 Probe Length (meters)

10: 0.035 Probe Offset (meters)

11: 11 Loc [Lal_1]

12: 1.0 Multiplier

13: 0.0 Offset

9: TDR100 Measurement (P119)

1: 00 SDM Address

2: 0	La/L for Water Content
3: 3001	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9.1	Cable Length (meters)
8: 1.10	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.036	Probe Offset (meters)
11: 12	Loc [Lal_2]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

10: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 0	La/L for Water Content
3: 4001	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9.1	Cable Length (meters)
8: 1.11	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 11	Loc [Lal_3]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

11: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 0	La/L for Water Content
3: 5001	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9.1	Cable Length (meters)
8: 1.13	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 14	Loc [Lal_4]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

12: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 0	La/L for Water Content
3: 6001	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9.11	Cable Length (meters)
8: 1.05	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 15	Loc [Lal_5]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

13: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 0	La/L for Water Content
3: 7001	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9	Cable Length (meters)
8: 1.11	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 16	Loc [Lal_6]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

14: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 0	La/L for Water Content
3: 8001	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9.1	Cable Length (meters)
8: 1.10	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 17	Loc [Lal_7]
12: 1.0	Multiplier

13: 0.0 Offset

; Medición del contenido de humedad de 2 sensores en un multiplexer con nivel 1

15: TDR100 Measurement (P119)

1: 00 SDM Address
 2: 0 La/L for Water Content
 3: 1101 MMMP Mux & Probe Selection
 4: 100 Waveform Averaging
 5: 1 Vp
 6: 256 Points
 7: 10.1 Cable Length (meters)
 8: 1.10 Window Length (meters)
 9: 0.075 Probe Length (meters)
 10: 0.034 Probe Offset (meters)
 11: 18 Loc [Lal_8]
 12: 1.0 Multiplier
 13: 0.0 Offset

16: TDR100 Measurement (P119)

1: 00 SDM Address
 2: 0 La/L for Water Content
 3: 1201 MMMP Mux & Probe Selection
 4: 100 Waveform Averaging
 5: 1 Vp
 6: 256 Points
 7: 10.14 Cable Length (meters)
 8: 1.10 Window Length (meters)
 9: 0.075 Probe Length (meters)
 10: 0.035 Probe Offset (meters)
 11: 19 Loc [Lal_9]
 12: 1.0 Multiplier
 13: 0.0 Offset

; Medición de la conductividad eléctrica de 7 sensores en un multiplexer con nivel 1

17: TDR100 Measurement (P119)

1: 00 SDM Address
 2: 3 Electrical Conductivity
 3: 2001 MMMP Mux & Probe Selection
 4: 100 Waveform Averaging
 5: 1 Vp
 6: 256 Points

7: 9.1 Cable Length (meters)
 8: 1.11 Window Length (meters)
 9: 0.075 Probe Length (meters)
 10: 0.035 Probe Offset (meters)
 11: 20 Loc [EC_1]
 12: 1.0 Multiplier
 13: 0.0 Offset

18: TDR100 Measurement (P119)

1: 00 SDM Address
 2: 3 Electrical Conductivity
 3: 3001 MMMP Mux & Probe Selection
 4: 100 Waveform Averaging
 5: 1 Vp
 6: 256 Points
 7: 9.1 Cable Length (meters)
 8: 1.10 Window Length (meters)
 9: 0.075 Probe Length (meters)
 10: 0.036 Probe Offset (meters)
 11: 21 Loc [EC _2]
 12: 1.0 Multiplier
 13: 0.0 Offset

19: TDR100 Measurement (P119)

1: 00 SDM Address
 2: 3 Electrical Conductivity
 3: 4001 MMMP Mux & Probe Selection
 4: 100 Waveform Averaging
 5: 1 Vp
 6: 256 Points
 7: 9.1 Cable Length (meters)
 8: 1.11 Window Length (meters)
 9: 0.075 Probe Length (meters)
 10: 0.035 Probe Offset (meters)
 11: 22 Loc [EC _3]
 12: 1.0 Multiplier
 13: 0.0 Offset

20: TDR100 Measurement (P119)

1: 00 SDM Address
 2: 3 Electrical Conductivity
 3: 5001 MMMP Mux & Probe Selection

4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9.1	Cable Length (meters)
8: 1.13	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 23	Loc [EC_4]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

21: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 3	Electrical Conductivity
3: 6001	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9.11	Cable Length (meters)
8: 1.05	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 24	Loc [EC_5]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

22: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 3	Electrical Conductivity
3: 7001	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9	Cable Length (meters)
8: 1.11	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 25	Loc [EC_6]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

23: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 3	Electrical Conductivity
3: 8001	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 9.1	Cable Length (meters)
8: 1.10	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 26	Loc [EC _7]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

; Medición del contenido de humedad de 2 sensores en un multiplexer con nivel 1

24: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 3	Electrical Conductivity
3: 1101	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 10.1	Cable Length (meters)
8: 1.10	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.034	Probe Offset (meters)
11: 27	Loc [EC _8]
12: 1.0	Multiplier
13: 0.0	Offset

25: TDR100 Measurement (P119)

1: 00	SDM Address
2: 3	Electrical Conductivity
3: 1201	MMMP Mux & Probe Selection
4: 100	Waveform Averaging
5: 1	Vp
6: 256	Points
7: 10.14	Cable Length (meters)
8: 1.10	Window Length (meters)
9: 0.075	Probe Length (meters)
10: 0.035	Probe Offset (meters)
11: 28	Loc [EC _9]

12: 1.0 Multiplier
13: 0.0 Offset

; Se apaga la alimentación de “12 volt” al TDR100

26: Do (P86)
1: 55 Set Port 5 Low

; Ajuste de la salida de Flag para la obtención de datos cada vez que se hacen las mediciones

26: Do (P86)
1: 21 Set Flag 1 Low

; Finaliza si Flag 1 = High

28: End (P95)

; Se guarda todos los datos almacenados cada 5 minutos

29: If Time is (P92)
1: 0 Minutes (Seconds --) into a
2: 5 Interval (same units as above)
3: 10 Set Output Flag High (Flag 0)

; Se guarda el tiempo en el almacenamiento final

30: Real Time (P77)
1: 1220 Year, Day, Hour/Minute (midnight = 2400)

; Almacenar Temperatura

; 9 repeticiones j = 1, 2...9

31: Sample (P70)
1: 9 Reps
2: 1 Loc [Temp_1]

; Almacenar voltaje de la batería

32: Sample (P70)

1: 1 Reps
2: 10 Loc [Volt]

; Almacenar LaL

; 9 repeticiones j = 11, 12...19

33: Sample (P70)

1: 9 Reps
2: 11 Loc [LaL_1]

; Almacenar Conductividad Eléctrica

; 9 repeticiones j = 20, 21...29

34: Sample (P70)

1: 9 Reps
2: 20 Loc [EC_1]

*Table 2 Program

02: 0.0000 Execution Interval (seconds)

*Table 3 Subroutines

End Program