



UNIVERSIDAD DE CHILE

**FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE POSTGRADO**

**CALIBRACIÓN DEL MODELO HYDRUS EN SUELOS SALINOS BAJO OLIVOS
REGADOS POR GOTEO**

Tesis para optar al Grado de Magíster en Manejo de Suelos y Aguas

CARLOS ALBERTO FAÚNDEZ URBINA

Directores de Tesis
CRISTIAN KREMER FARIÑA
OSCAR SEGUEL SEGUEL

Consejeros
VÍCTOR GARCÍA DE CORTÁZAR GARCÍA DE CORTÁZAR
OSVALDO SALAZAR GUERRERO

Colaborador
JARBAS HONORIO DE MIRANDA

SANTIAGO-CHILE
2015

UNIVERSIDAD DE CHILE

Facultad de Ciencias Agronómicas
Escuela de Postgrado

CALIBRACIÓN DEL MODELO HYDRUS EN SUELOS SALINOS BAJO OLIVOS REGADOS POR GOTEÓ

Tesis para optar al Grado de Magíster en Manejo de Suelos y Aguas

CARLOS ALBERTO FAÚNDEZ URBINA

Calificaciones

DIRECTORES DE TESIS

Cristian Kremer Fariña

Aprobado

Ingeniero Agrónomo, Ph.D.

Oscar Seguel Seguel

Aprobado

Ingeniero Agrónomo, Dr.

PROFESORES CONSEJEROS

Víctor García de Cortázar G. de C.

Aprobado

Ingeniero Agrónomo, M.S, Dr. Ing.

Oswaldo Salazar Guerrero

Aprobado

Ingeniero Agrónomo, M.S, Ph.D.

PROFESOR COLABORADOR

Jarbas Honorio de Miranda

No evalúa

Ingeniero Agrónomo, Ph.D.

Santiago, Chile
2015

AGRADECIMIENTOS Y DEDICATORIA

Luego de muchos viajes dentro y fuera de Chile al fin concluí esta tesis, la cual en primer lugar se la dedico a mi familia, comenzando por mi mujer Alejandra, la cual me ha acompañado, amado y esperado en este camino que aún no termina. A mi madre Clara que ha entregado toda su vida por mi desarrollo personal y profesional, a mi hermana Lorena y mis sobrinos por darme alegrías y compañía durante toda mi vida. A mis abuelos Alberto y Maria (Q.E.P.D) por entregar todo su esfuerzo en formar esta familia y a mi Tía Margarita por su compañía y apoyo. También a mis mascotas, la "titi", la "pepa", "gati chico" y "gati chica" por desestresarme con sus paseos y juegos.

Me gustaría agradecer a mis profesores guías Cristian Kremer y Oscar Seguel por permitirme hacer la tesis y confiar en mí este largo y difícil proceso. A mis profesores consejeros Víctor García de Cortázar y Osvaldo Salazar por resolver mis inquietudes a tiempo. A su vez me gustaría agradecer Jeannette y Marjorie de la escuela de Postgrado de la Universidad de Chile por resolver mis dudas oportunamente y ayudar a que este proceso se realizara de manera eficiente.

Los primeros pasos en el tema fueron en la facultad de Ingeniería Civil Hidráulica de la Universidad Católica, con el profesor José Francisco Muñoz y Francisco Suarez, a los cuales agradezco por darme la posibilidad de asistir a las clases del curso Contaminación de Aguas Subterráneas y consultar mis dudas a tiempo. Luego me gustaría agradecer a Jarbas Honorio por recibirme en la Universidade de São Paulo (ESALQ) y darme la posibilidad de asistir a clases y trabajar con Martinus van Genuchten, el cual es pionero en el tema, sin duda en ese semestre avance a pasos agigantados.

Me gustaría agradecer al profesor Edmundo Acevedo por realizar los contactos con la Universidad Católica y por realizar los contactos con la Universidad de Wageningen, lugar donde haré mi doctorado, sin lugar a dudas esos dos favores marcaran mi futuro como profesional.

Y por supuesto agradezco a mis amigos que me han acompañado en todo este proceso, Chicho, Ñaño, Marito, Pipe, Fabio, Marco, Julián, Yeso, Diego y todos los del grupo de WhatsApp y el club de ajedrez "la encrucijada". A Katarina Grecco y Luciano Alves de "ESALQ" por darme todo su apoyo y conocimientos en Brasil, y muchas otras personas que participaron activamente tanto en mi vida como en el desarrollo de esta tesis.

Profundidad de Campo...

ÍNDICE

CAPÍTULO I.....	1
MONOGRAFÍA.....	1
Flujo de agua y solutos en condiciones no saturadas	1
Ecuaciones de flujo y uso de HYDRUS.....	6
Calibración de un modelo.....	8
BIBLIOGRAFÍA.....	10
CAPÍTULO II.....	13
CALIBRACIÓN DEL MODELO HYDRUS EN SUELOS SALINOS BAJO OLIVOS REGADOS POR GOTEO.....	13
RESUMEN.....	13
ABSTRACT.....	14
INTRODUCCIÓN.....	15
Hipótesis.....	18
Objetivo general	18
Objetivos específicos.....	18
MATERIALES Y MÉTODO.....	19
Ubicación del estudio	19
Características generales del estudio y material vegetal	19
Evaluaciones de suelo	23
Evaluaciones en la planta	24
Simulación directa de flujo de agua y conductividad eléctrica obtenida con HYDRUS, por medio de datos obtenidos en terreno con FDR	26
Calibración de HYDRUS por medio de una simulación inversa estimando parámetros físicos y químicos de suelo	30
Análisis estadístico	32
RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	34
Curva característica y conductividad hidráulica saturada	34
Evaporación y Transpiración potencial del olivo.....	36
Simulación directa del flujo de agua y la conductividad eléctrica del agua de los poros obtenida con HYDRUS.....	37
Calibración de HYDRUS por medio de simulación inversa.....	39
Comparación entre HYDRUS 1D e HYDRUS 2D/3D	46
CONCLUSIONES.....	49

CAPÍTULO I

MONOGRAFÍA

Flujo de agua y solutos en condiciones no saturadas

La zona no saturada o zona vadosa posee una extensión que va desde la capa superficial del suelo hasta el inicio de la napa freática, incluyendo la zona capilar (Tindall *et al.*, 1999a). Tiene una significativa influencia sobre el movimiento y transporte de agua o químicos en el suelo y se puede considerar como un sistema afectado por variables de estado, tales como; presión, temperatura o volumen. Si bien los sistemas son definidos separados del resto del universo que los rodea por límites o contornos, el sistema suelo no está aislado, debido a que usualmente existen transferencias de masa y energía entre el suelo y sus alrededores (Tindall *et al.*, 1999a).

En la zona vadosa ocurren transferencias de masa y energía, los cuales pueden ser caracterizados y cuantificados por medio de balances. Los principales componentes del balance de masas del agua son: precipitación, riego, escorrentía, cambios en el almacenamiento de agua estancada en la superficie, evapotranspiración, cambios en el almacenaje de la humedad de suelo y percolación profunda (Tindall *et al.*, 1999b). Por otra parte, los componentes que definen el balance de masas de solutos en la zona vadosa son: aporte externo (riego, fertilizantes, depositación atmosférica, escurrimiento superficial), absorción, adsorción/desorción, precipitación/disolución, lixiviación, mineralización, volatilización (Agrawal *et al.*, 2011). Ambos balances de masa y sus componentes pueden ser estimados (1) por modelos, (2) por medición directa en terreno o (3) una combinación de ambos.

Un modelo se define en forma simple como la representación de un sistema o un proceso real por medio de un modelo conceptual, el cual es una hipótesis de cómo se comporta un sistema o un proceso, esta hipótesis se puede expresar de manera cuantitativa por un modelo matemático (Konikow, 2002). Existen diversos modelos conceptuales para modelar el flujo de agua y de solutos, los cuales pueden ser clasificados en términos generales como: Continuos, Bi o Multi Continuos y Aproximación por Redes (Köhne *et al.*, 2008). La principal diferencia entre ellos radica en las simplificaciones adoptadas para el flujo de agua y solutos, donde en el modelo Continuo se asume flujo uniforme y en equilibrio local (modelo de equilibrio local), los Bi o Multi continuos incluyen agua móvil e inmóvil (agua confinada dentro de los agregados) y puede haber dos o más dominios con velocidades de flujo muy diferentes (Modelo de Permeabilidad Dual) (Köhne *et al.*, 2008); finalmente, los modelos de redes comprenden tres aproximaciones completamente diferentes, a saber: (1) Modelo de Fracturas Discretas (DFM) para describir el flujo y transporte de solutos en fracturas discretas

y en la matriz de rocas fracturadas; (2) Modelo de Redes de Poros, que es principalmente usado para la predicción de propiedades hidráulicas de suelos estructurados y, (3) Modelo de Redes de Drenaje, que identifica las redes de paso de flujo al vincular espacialmente el factor de escala de las curvas de retención de agua, fractal y conceptos basados en estructura (Köhne *et al.*, 2008).

Junto con estos modelos conceptuales, en el sistema suelo existe transporte de no equilibrio químico y los solutos pueden estar envueltos a su vez en reacciones de decaimiento secuencial de primer orden en sus tres fases (sólida, líquida y gaseosa). En estas fases puede haber producción del soluto, degradación en presencia de otro elemento y volatilización (Šimůnek *et al.*, 1999a). Uno de estos modelos de no equilibrio químico es llamado Modelo Cinético de un Sitio, donde se asume que la adsorción depende del tiempo y es representada por una cinética de primer orden; otro modelo, llamado Modelo de dos Sitios, asume que los sitios de adsorción pueden ser divididos en una fracción (tipo-1) donde la adsorción es instantánea y otra (tipo-2) donde la adsorción es tiempo dependiente o cinética. A su vez, existe el Modelo Cinético de dos Sitios, el cual se utiliza comúnmente para virus, coloides y bacterias, donde ambas fracciones son tiempo dependiente, por lo tanto, no se alcanza el equilibrio con la fase sólida y las tasas de adsorción/desorción son distintas. Con todo, existen modelos más complejos de no equilibrio químico y no equilibrio físico, los cuales combinan modelos multi-continuos con el modelo cinético de dos sitios (Šimůnek *et al.*, 2013).

Los modelos conceptuales utilizan comúnmente la ecuación de Richards (1931, citado por Pachepsky *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2011) para modelar el flujo del agua, la cual se expresa en una dimensión para un modelo continuo como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial h}{\partial t} \right) - S$$

Ecuación 1. Donde θ corresponde al contenido de agua volumétrico ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), h es la presión (N m^{-2}), S es un término de sumidero ($\text{m}^3 \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$), t es el tiempo (s) y z es la profundidad (m).

Para modelar el transporte de solutos se utiliza la ecuación Advecto-Dispersiva (Leij y van Genuchten, 1999) expresada en una dimensión como:

$$R \frac{\partial \theta C}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(J_w C - \theta D \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \theta R_s$$

Ecuación 2. Donde θ corresponde al contenido de agua volumétrico ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), C es la concentración de soluto (kg m^{-3}), t es el tiempo (s), z es la profundidad (m), J_w es el flujo Darciano ($\text{m}^3 \text{m}^{-2} \text{s}$), R_s denota sumideros (< 0) o fuentes (> 0) arbitrarios ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), D corresponde a la dispersividad efectiva o hidrodinámica y R es el factor de retardo.

En la ecuación de Richards, el término “ $\partial\theta/\partial h$ ” corresponde a la pendiente de la curva característica de suelos, el término “ $K(\theta)$ ” corresponde a la conductividad hidráulica en función del contenido de agua y el término “ S ” corresponde principalmente a condiciones agrícolas de evapotranspiración. En la ecuación Advecto-Dispersiva “ $J_w C$ ” corresponde al

flujo del soluto por advección, “ $\theta D \partial C / \partial z$ ” corresponde al flujo dispersivo, que incluye la dispersión y la difusión, “ R_s ” corresponde a los términos del balance de masas para solutos mencionados anteriormente y “ R ” corresponde al factor de retardo que refleja la adsorción del soluto a la matriz del suelo. A continuación se detallan los componentes principales de ambas ecuaciones, las cuales son utilizadas para parametrizar los softwares de simulación.

Curvas características (SWCCs)

Las curvas características de suelos (SWCCs) explican la relación entre la tensión generada en el suelo al secarse o humectarse con el contenido de agua gravimétrico. Se expresan gráficamente como el contenido de agua gravimétrico (θ_g) en el eje “y” respecto al logaritmo de la tensión de agua en los poros ($\log h$) en el eje “x”. Son muy usadas en todos los ámbitos ingenieriles y son obtenidas generalmente con un equipo de platos de presión. Las SWCCs poseen un fenómeno llamado histéresis, que es el desplazamiento de la curva de secado (que es la que generalmente se mide) cuando se re-humecta, quedando diferentes contenidos de agua para una misma tensión (Osman, 2013).

Las SWCCs se pueden separar en diferentes zonas, tales como: (1) la zona de efectos de contorno, que está cercana a la zona capilar del suelo y va desde el contenido de agua a saturación hasta la zona de entrada de aire; (2) la zona de transición, la cual se encuentra entre el valor de entrada de aire y la condición residual; (3) la zona residual, que comienza en la condición residual y termina cuando los cambios en la succión no producen variación en el contenido de agua. Existe una gran cantidad de modelos que describen las curvas características, las cuales se diferencian principalmente en la parte de la curva que describen; entre ellas se destacan: van Genuchten-Mualem, Brooks y Corey, que modelan principalmente la zona de transición, y Fredlund y Pham, que describe todas las zonas (Fredlund *et al.*, 2011).

Conductividad hidráulica (K)

La conductividad hidráulica (K) es la facilidad que tiene un medio (suelo) para que un flujo pase a través de él en un área transversal determinada, por lo que depende de las propiedades del fluido y del medio, además del contenido de agua, que corresponde a la sección conductora, pudiendo caracterizarse una K saturada y una K insaturada (Kutilek y Nielsen, 1994). Se expresa como $K = k\rho g/\eta$, donde los componentes de esta ecuación pueden ser separados en (1) “fluidez” ($\eta/\rho g$) que caracteriza al fluido con su viscosidad (η) y su densidad (ρ) y (2) la permeabilidad intrínseca del medio (k) que es función de la estructura de los poros y su geometría (Tindall *et al.*, 1999c). La obtención de la curva de conductividad hidráulica puede ser por (1) métodos directos, donde se destacan los minidisks infiltrómetros, los cuales se utilizan *in-situ* y pueden medir la conductividad hidráulica del suelo en condiciones de succión cercanas a saturación, con la que se puede generar la curva de conductividad hidráulica en función de la tensión (Zhang, 1997, citado por Jaramillo *et al.*, 2000) y, (2) métodos indirectos, los cuales están en función del contenido de agua o tensión de los poros, de la función o modelo de ajuste utilizado para la curva característica del suelo y de la conductividad hidráulica saturada (K_s) (Šimůnek *et al.*, 2013).

La K_s presenta una gran variación espacio-tiempo, por lo tanto, se debe tener cuidado al obtener un valor que represente el medio que se desea modelar (Oosterbaand y Nijland, 1994). Puede ser obtenida *in-situ* por medio de los métodos del pozo barreno (PB) y del cilindro infiltrómetro (CI). En laboratorio puede ser obtenida por medio de un permeámetro de carga constante, el cual es un método que aplica la ley de Darcy de manera directa a cilindros de acero extraídos en terreno (Pfeiffer, 2008). A su vez, la K_s puede ser obtenida por métodos de correlación con la distribución del tamaño de poros, la textura, el contenido de agua a capacidad de campo (CC) y el punto de marchitez permanente (PMP) (Oosterbaand y Nijland, 1994).

Evapotranspiración (ET)

La evapotranspiración (ET) tiene una gran importancia a nivel agrícola y eco-sistémico, pudiendo ser dividida en evaporación del suelo (E), transpiración a través de los estomas de las plantas (T) y en algunas instancias, evaporación de agua interceptada por la canopia de las plantas o pequeñas capas. En sistemas con cobertura de canopia completa, ET se asume ser suficientemente similar a T y en lugares con escasa vegetación, tal como cultivos en hileras, E puede constituir una gran fracción de ET (Allen *et al.*, 2006). La evapotranspiración puede ser cuantificada utilizando un balance de masas y energía evaluando los flujos de vapor de agua, por lo tanto, la evapotranspiración se puede expresar tanto como masa o como energía transferida. El enfoque para cuantificar la ET es igualmente aplicable a la estimación independiente de E y T, donde se aplica exclusivamente a la superficie del suelo o a la canopia de la planta (Kool *et al.*, 2014).

Advección y dispersión en el suelo

En el flujo de soluto por advección, la sustancia disuelta o soluto se mueve en función del flujo del solvente o agua (J_w). Lo anterior se cumple si hay un flujo en estado estacionario (no depende del tiempo) e isotrópico (sus propiedades físicas no varían en el espacio). En la matriz porosa existen poros de distintos tamaños, por lo tanto el medio es anisotrópico y en condiciones agrícolas generalmente es transiente (el flujo es variable en el tiempo), esto se observa por las variaciones en la velocidad que hay entre macroporos y microporos (Leij y van Genuchten, 1999). El movimiento de un soluto en un medio anisotrópico se cuantifica tanto por un flujo advectivo, como por un flujo dispersivo. El flujo dispersivo se puede ejemplificar, si durante un flujo de agua estacionario, la concentración de soluto a la entrada de una columna de suelo saturado se cambia abruptamente al tiempo $t = 0$ y el avance observado del soluto en la salida de la columna a un tiempo $t > 0$, no exhibe un cambio equivalentemente abrupto, sino que la concentración del soluto cambiará gradualmente en el tiempo, como resultado de la dispersión hidrodinámica. En la Figura 1 se observa el avance de KCl en una columna de suelo donde se aprecia flujo dispersivo.

La dispersión hidrodinámica o dispersión efectiva cuantifica tanto los efectos de la dispersión mecánica como de la difusión (van Genuchten y Wierenga, 1986). La difusión depende de la diferencia de concentración del elemento en el espacio-tiempo y generalmente se mide en el agua libre, para luego ser escalada al medio poroso por medio de la tortuosidad y el contenido

de agua del suelo. La dispersión mecánica depende de la velocidad de flujo y se puede provocar por las variaciones locales del flujo de agua en un medio poroso, tales como: (1) la formación de un perfil de velocidad dentro de un poro, donde la mayor velocidad ocurre al centro del poro, disminuyendo o cesando cerca de las paredes de él, (2) diferentes velocidades de flujo provocadas por diferentes tamaños de poros, (3) líneas de flujo en diferentes direcciones en un medio poroso, (4) partículas de soluto que convergen o divergen dentro de un poro (colisiones) (Leij y van Genuchten, 1999). La dispersión mecánica se puede subdividir en dispersión longitudinal, la cual se mide en la dirección de flujo y dispersión transversal, que se mide en la dirección transversal al flujo de agua u otro solvente.

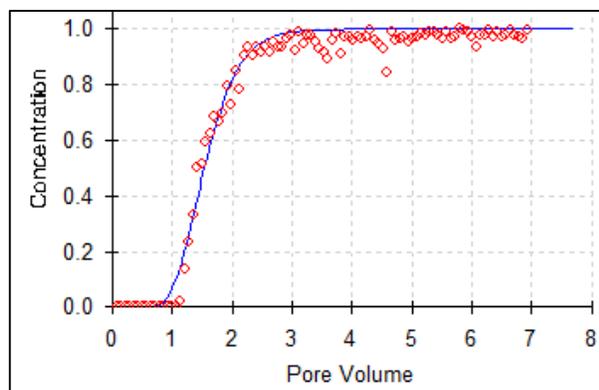


Figura 1. Curva de avance de una solución de KCL en un medio puro. En el eje “y” se encuentra la concentración obtenida de la división de la Concentración muestreada (C) y la concentración máxima (C_0) en el tiempo, en el eje x se encuentra el Volumen de Poros que corresponde a la sumatoria de la división del volumen colectado en cada muestra (círculos) por el volumen de poros dentro del cilindro. Imagen propia realizada con el software STANDMOD (Šimůnek *et al.*, 1999b).

Factor de Retardo

El factor de retardo refleja la reducción del flujo advectivo y dispersivo como consecuencia de la adsorción y la densidad aparente del suelo. La adsorción puede ser subdividida en adsorción instantánea (equilibrio) y adsorción cinética (no-equilibrio). Para adsorción instantánea principalmente se utilizan 3 soluciones analíticas: la isoterma lineal, la isoterma de Freundlich y la isoterma de Langmuir (Radcliffe y Šimůnek, 2010). La ecuación general que describe este proceso es:

$$s_k = \frac{kd * c^\beta}{1 + \eta c^\beta} \quad \text{Ec. 3}$$

Ecuación 3. Donde s_k es la adsorción ($M M^{-1}$), c es la concentración de la solución ($M L^{-3}$) kd es el coeficiente de distribución y la pendiente de la isoterma de adsorción lineal ($L^3 M^{-1}$), η es un parámetro de la ecuación de Langmuir ($L^3 M^{-1}$) y β es un parámetro de la ecuación de Freundlich.

Cuando $\beta = 1$ la ecuación se transforma en la isoterma de Langmuir, cuando $\eta = 0$ la ecuación se transforma en la ecuación de Freundlich y cuando ambos son 0 la ecuación se transforma en una isoterma lineal (Šimůnek *et al.*, 2012). Cuando β disminuye, la isoterma se convierte en más no lineal (convexa) y cuando es menor a 1, menos soluto es adsorbido por unidad de incremento en “c” a altas concentraciones, comparada con bajas concentraciones. El fenómeno anterior ocurre cuando la cantidad de soluto adicionado es suficiente para llenar la mayoría de los sitios de adsorción. Por otra parte, cuando el factor η incrementa, la isoterma se convierte en más no lineal y logra la máxima concentración adsorbida (Radcliffe y Šimůnek, 2010). Estos parámetros pueden ser obtenidos con ensayos de laboratorio y luego ajustados utilizando el software STANDMOD (Šimůnek *et al.*, 1999b).

Ecuaciones de flujo y uso de HYDRUS

Para resolver la ecuación de Richards y la ecuación Advecto-Dispersiva, existen numerosos sistemas computacionales con distintos enfoques, los que se pueden combinar para obtener resultados más adecuados; algunos de ellos se encuentran en el trabajo de León (2010). En el presente estudio se utilizará HYDRUS, que es un software para simular movimiento de agua, solutos y calor en un medio poroso variablemente saturado. El programa resuelve numéricamente la ecuación de Richards para flujo de agua y la ecuación Advecto-Dispersiva para flujo de calor y solutos. La ecuación de flujo incorpora un término sumidero para el consumo de agua por las raíces de las plantas y la ecuación de transporte de solutos considera transporte advecto-dispersivo en la fase líquida y difusivo en la fase gaseosa, así como la producción y degradación de elementos con otros compuestos químicos que se encuentren en la matriz suelo (Šimůnek *et al.*, 2013).

HYDRUS considera la mayoría de los modelos conceptuales vistos anteriormente para flujo de agua y transporte de solutos; además tiene una base de datos de curvas características de una amplia gama de tipos de suelos, considerando histéresis y el efecto de la temperatura. Puede ser utilizado más de un horizonte de suelo, con grado de anisotropía y factores escalares en las propiedades físicas vectoriales. Posee diferentes condiciones de contorno que son utilizados para resolver la ecuación diferencial numéricamente usando el esquema de elementos finitos lineal tipo Galerkin.

También se pueden encontrar parámetros hidráulicos, de transporte de solutos o de calor por el método inverso, minimizando una función objetivo por un algoritmo de optimización no lineal de parámetros tipo Marquardt-Levenberg (Šimůnek *et al.* 1999a). A modo de ejemplo, se pueden ajustar todos los parámetros de la ecuación Advecto-Dispersiva y la ecuación de Richards por medio de datos colectados en terreno tales como temperatura, contenido de agua volumétrico y conductividad eléctrica del agua de los poros, obtenidos por un TDR u otro dispositivo. La ventaja de la solución inversa, es que se pueden ahorrar todos los ensayos de laboratorio y esta solución puede ser extrapolable en el tiempo, la desventaja es que esta solución será local, por lo tanto es muy importante localizar el ensayo en un sector representativo del predio.

Dependiendo del proceso a modelar, en algunos casos se puede encontrar un comportamiento oscilatorio y/o una dispersión numérica cercana a frentes de concentración, con cambios en las propiedades hidráulicas relativamente bruscas y agravadas en problemas de transporte de solutos, donde la advección es dominante con pequeñas dispersividades. Para evitar esto es importante una adecuada combinación de la discretización espacial y temporal, ajustando el número de Peclét (Pe_i) y el número de Curant (Cr_i) dentro de límites recomendados por el software (Šimůnek *et al.*, 2013).

A modo de ejemplo, la Figura 2 presenta tres condiciones de borde; (1) una condición de contorno atmosférica, (2) una condición de contorno de flujo (que representa un gotero) y (3) una condición de drenaje libre. A su vez, se observan los triángulos formados por nodos para resolver el esquema de elementos finitos lineal tipo Galerkin. Estos triángulos se densifican en la posición del gotero (a la izquierda) debido a que ahí ocurrirán fuertes variaciones en las propiedades hidráulicas, lo que puede provocar un comportamiento oscilatorio y que la solución de la ecuación diferencial no converja.

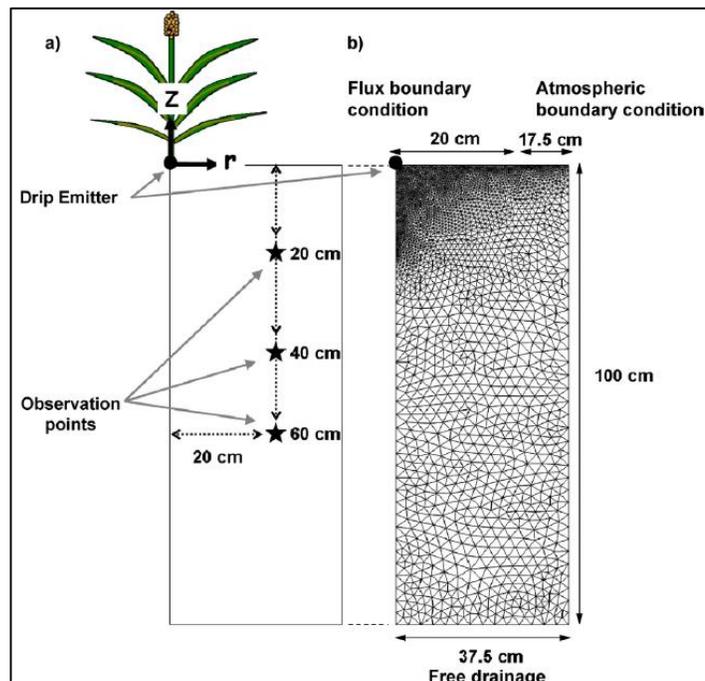


Figura 2. Esquema utilizado en la publicación de Ramos *et al.* (2012), donde se observa a la izquierda la planta, un emisor para riego por goteo y sensores TDR en el perfil (puntos de observación) y a la derecha las condiciones de contorno de flujo, atmosférica y de drenaje libre junto con la malla triangular formada con nodos.

HYDRUS posee una versión gratuita (HYDRUS 1D) y otras de pago (HYDRUS 2D/3D), las cuales se diferencian en las dimensiones espaciales en que pueden resolver las ecuaciones de transporte, siendo HYDRUS 1D para flujos verticales u horizontales, HYDRUS 2D para flujos verticales y horizontales al mismo tiempo, así como flujos axisimetricos (3D por volumen de revolución) y HYDRUS 3D que resuelve los problemas de transporte en los tres ejes simultáneamente.

Calibración de un modelo

Un modelo numérico como HYDRUS puede ser utilizado de manera directa, es decir tomar los parámetros de la ecuación de Richards o la ecuación Advecto-Dispersiva ajustados previamente en laboratorio, ingresarlos al programa y obtener resultados de contenido de agua volumétrico y concentración (solutos, pH, radioactividad, temperatura, nemátodos, bacterias, coloides, etc.) en el tiempo y el espacio. Para observar si aquellos valores se ajustan a la realidad, se requiere de mediciones directas o “reales” tales como; contenido de agua o concentración de un soluto por medio de muestras destructivas, las cuales son difíciles de obtener sin afectar el ensayo. Por lo general, las comparaciones son hechas mediante mediciones indirectas, por intermedio de sensores que midan a través del tiempo las variables de interés. Existen diversos sensores que miden contenido de agua y solutos, tales como TDR y FDR. El primer método se basa en la detección del tiempo de viaje de un pulso u onda electromagnética en un medio poroso parcialmente saturado. El FDR en tanto, emite una onda electromagnética y mide la frecuencia de resonancia que es cambiada por el contenido de agua (Rezaei *et al.*, 2012). Los TDR poseen la ventaja de funcionar a rangos de frecuencia mayores en relación a los FDR, por tanto el valor del contenido de agua es menos susceptible a efectos ambientales del suelo, como temperatura, conductividad eléctrica (EC) y tipo de suelo (Kizito *et al.*, 2008).

La EC es una expresión numérica de la habilidad inherente de un medio a transportar una corriente eléctrica y está altamente correlacionada con la concentración total de sales de una solución acuosa, por lo tanto, es usado como un indicador del grado de salinidad del suelo (Rhoades *et al.*, 1999). Existen 3 formas de medición de la conductividad eléctrica: (1) conductividad eléctrica del medio o “bulk” (CEb) medida por sensores electromagnéticos que integra aire, agua y suelo, (2) conductividad eléctrica del agua de los poros (CEp) (Hillhorst, 2000) y (3) conductividad eléctrica del extracto saturado (CEe) (Rhoades *et al.*, 1999). Como la planta presenta interacción con el suelo a través de su sistema poroso, es la CEp la que refleja la condición de salinidad real a la cual un cultivo se enfrenta.

Existen diversos modelos para transformar la CEb a CEp, entre los cuales destacan el método de Hillhorst (2000) y el de Rhoades (Kargas y Kerkides, 2012). El método de Hillhorst (Ecuación 4) se basa en propiedades físicas, a diferencia de Rhoades, que es un método empírico (Hillhorst, 2000). La conceptualización del modelo de Hillhorst es que la permisividad y CEb del suelo son función de la permisividad y CEp, esto para suelos con contenidos de agua mayores que 0,1 hasta saturación y para conductividad del agua de los poros sobre $0,3 \text{ S m}^{-1}$.

$$CEp = \frac{\epsilon'_p CEb}{\epsilon'_b - \epsilon'_{\sigma b=0}} \quad (\text{Ec. 4})$$

Ecuación 4. Donde ϵ'_b es la permisividad dieléctrica bulk del suelo y ϵ'_p es la parte real de la permeabilidad compleja del agua de los poros con un valor de 80,3 a 20°C $\epsilon'_{\sigma b=0}$ se refiere al valor de la intercepción de la recta ajustada entre ϵ'_b y CEb en dos contenidos de agua arbitrarios, manteniendo la conductividad eléctrica del agua aplicada constante (Hillhorst, 2000),

Debido a los antecedentes presentados en este documento, se buscó abordar el problema de la sequía en la región de Atacama desde un enfoque basado en modelos numéricos, con el objetivo de estimar por métodos indirectos la concentración de sales y el contenido de agua en un perfil de suelo a través del tiempo, con errores bajos.

BIBLIOGRAFÍA

- Agrawal, J.; I. Sherameti and A. Varma. 2011. Detoxification of Heavy Metals: State of Art. (cap. 1, pp. 1-34). En: Sherameti, I. y A. Varma (Eds.). Detoxification of Heavy Metals. Springer. 448 p. (Soil Biology. Volume 30. DOI 10.1007/978-3-642-21408-0).
- Allen, R.; L. Pereira; D. Raes y M. Smith. 2006. Evapotranspiración del cultivo: Guías para para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma, Italia, 298 pp. (Estudio FAO Riego y Drenaje 56).
- Fredlund, D.; D. Sheng and J. Zhao. 2011. Estimation of soil suction from the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*. 48: 186 – 198.
- Hillhorst, M. 2000. A pore water conductivity sensor. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1922- 1925.
- Jaramillo. R.; J. Vandervaere; S. Roulier; J. Thony; J. Gaudet and M. Vauclin. 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments. *Soil and Tillage Research*, 55: 1-29.
- Kargas, G and P. Kerkides. 2012. Comparison of two models in predicting pore water electrical conductivity in different porous media. *Geoderma*, 189-190: 563-573.
- Kizito, F.; C. Campbell; G. Campbell; D. Cobos; B. Teare; B. Carter. et al. 2008. Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor. *Journal of Hydrology*, 352: 367-378.
- Köhne, J.; S. Köhne and J. Šimůnek. 2008, Oct. A review of model applications for structured soils: a) Water flow and tracer transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, 104: 4-35.
- Konikow, L. 2002. Uso de modelos numéricos para simular el flujo y transporte subterráneo. (Sec. VI. Cap. 4, pp. 26). En: Mook, W. Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: Principios y aplicaciones. Trad. H. Ramajo. Madrid, España: Instituto Geológico y Minero de España. 595 p. (Publicación del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Guías y Manuales N° 1. I.S.B.N: 84-7840-465-1).
- Kool, D.; N. Agam; N. Lazarovitch; J. Heitman; T. Sauer and A. Ben-Gal. 2014, sep. A review of approaches for evapotranspiration partitioning. *Agricultural and Forest Meteorology*, 184: 56-70.
- Kutilek, M.; and D. Nielsen. 1994. Soil hydrology: textbook for students of soil science, agriculture, forestry, geocology, hydrology, geomorphology or other related disciplines. Catena Verlag, Germany. 370p.
- Leij, F. and M. van Genuchten. 1999. Solute Transport. (Section A. cap. 6, pp. 183-227). In: Sumner, M. (Ed.). Handbook of Soil Science. CRC press.
- León, J. 2010. Modelación hidrogeológica de depósito de estériles. Memoria Ingeniero Civil. Santiago, Chile: Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 103 h.
- Oosterbaand, R and H. Nijland. 1994. Determining the saturated hydraulic conductivity. (cap. 12, pp. 38). In: Ritzema, H. (Ed.). Drainage Principles and Applications. Second edition. Wageningen, the Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI). 1107 p. (Publication 16, ISBN 90 70754 3 39).

- Osman, K. 2013. Soil water, Irrigation and Drainage. (cap. 6, pp. 67-87). In: Osman, K. Soils: Principles, Properties and Management. Springer. 263p. (DOI 10.1007/978-94-007-5663-2).
- Pachepsky, Y.; D. Timlin and W. Rawls. 2003. Generalized Richards's equation to simulate water transport in unsaturated soils. *Journal of Hydrology*, 272: 3-13.
- Pfeiffer, M. 2008. Comparación de dos métodos de campo y uno de laboratorio para la medición de conductividad hidráulica saturada en el suelo. Memoria Ingeniero Agrónomo, mención Ingeniera y Suelos. Santiago, Chile: Facultad de Ciencias Agronomicas, Universidad de Chile. 46h.
- Radcliffe D. and J. Šimůnek. 2010. Soil Physics with HYDRUS: Modeling and Applications. Boca Raton, New York: CRC Press, Taylor & Francis Group. 373p. ISBN-10: 142007380X. ISBN-13: 9781420073805.
- Ramos, T.; J. Šimůnek; M. Goncalves; J. Martins; A. Prazeres; N. Castanheira. et al. 2011. Field evaluation of a multicomponent solute transport model in soils irrigated with saline waters. *Journal of Hydrology*, 407: 129-144.
- Ramos, T.; J. Šimůnek; M. Goncalves; J. Martins; A. Prazeres; L. Pereira. 2012. Two-dimensional modeling of water and nitrogen fate from sweet sorghum irrigated with fresh and blended saline waters. *Agricultural Water Management*, 111: 87-104.
- Rezaei, M.; E. Ebrahimi; S. Naseh; M. Mohajerpour. 2012. A new 1.4-GHz soil moisture sensor. *Measurement*, 45: 1723-1728.
- Rhoades, J.; F. Chanduvi and S. Lesch. 1999. Soil Salinity Assessment: Methods and interpretation of electrical conductivity measurements. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma, Italia, 149 pp. (FAO Irrigation and Drainage paper N° 57).
- Šimůnek, J.; M. Šejna and M. van Genuchten. 1999a. The HYDRUS-2D Software Package for Simulating Two-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 2.0. Riverside, California: U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS.
- Šimůnek, J.; M. van Genuchten; M. Šejna; N. Toride, and F. Leij. 1999b. The STANDMOD computer software for evaluating solute transport in porous media using analytical solutions of convection-dispersion equation. Version 1.0 and 2.0, IGWMC - TPS - 71, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 32pp.
- Šimůnek, J.; M. Šejna; H. Saito; M. Sakai and M. van Genuchten. 2013. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media. Version 4.16, HYDRUS Software Series 3. Riverside, California: Department of Environmental Sciences, University of California Riverside. 340 p.
- Šimůnek, J.; M. van Genuchten and M. Šejna. 2012. The HYDRUS Software Package for Simulating Two- and Three Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Porous Media: Technical Manual. Version 2.0. Prague, Czech Republic: PC Progress. 258pp.
- Tindall, J.; J. Kunkel and D. Anderson. 1999a. Introduction and Brief History. (cap. 1, pp 1 – 6). In: Tindall, J.; J. Kunkel and D. Anderson. Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall. 624 p.

- Tindall, J.; J. Kunkel and D. Anderson. 1999b. Field Water in Soils. (cap. 12, pp 379 – 406). In: Tindall, J.; J. Kunkel and D. Anderson. *Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers*. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall. 624 p.
- Tindall, J.; J. Kunkel and D. Anderson. 1999c. Saturated Water Flow in Soil. (cap. 7, pp 165 – 182). In: Tindall, J.; J. Kunkel and D. Anderson. *Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers*. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall. 624 p.
- Van Genuchten, M.; J. Wierenga. 1986. Solute Dispersion Coefficients and Retardation Factors. (cap. 44, pp. 1025 – 1054). In: Klute, A. (Ed.). *Methods of Soil Analysis: Part 1-Physical and Mineralogical Methods*. 2a. ed. Madison, USA: SSSA Book Series N° 5. 1173p. (DOI:10.2136/sssabookser5.1.2ed.c44).

CAPÍTULO II

CALIBRACIÓN DEL MODELO HYDRUS EN SUELOS SALINOS BAJO OLIVOS REGADOS POR GOTEO

RESUMEN

Actualmente, la zona entre Copiapó y Santiago está bajo una sequía que genera dificultades en la producción frutícola. Copiapó tiene un clima desértico, con solo 22 mm de precipitación anual promedio, en tanto los suelos pueden ser clasificados como moderadamente salinos a extremadamente salinos, con una conductividad eléctrica (EC) medida en extracto de saturación (CEe) desde 2,5 a 19,1 dS m⁻¹. Los manejos de agua y sales en los cultivos de olivos han sido hechos sin la apropiada tecnología y supervisión, lo que puede causar una sobrestimación o subestimación del agua aplicada por los agricultores, causando hipoxia o salinización del perfil de suelo. Hay muchas formas de abordar este problema, la mayoría de ellas se enfocan en la resolución de un balance de masa y energía en el continuo suelo-planta-atmósfera. Una forma de resolver este balance es por medio de la simulación numérica con el software HYDRUS, el cual resuelve la ecuación de Richards para flujo de agua y la ecuación Advecto-Dispersiva para flujo de calor y transporte de solutos en el suelo. Por esto se propuso calibrar un balance de agua y solutos con HYDRUS, en una condición de suelo salina con olivos bajo riego por goteo y validarla con FDR dispuestos en la hilera de plantación bajo el sistema de riego. La metodología consideró la instalación de cinco FDR en un suelo estratificado (franco limoso a limo), donde se midió el contenido de agua volumétrico (WC) y la conductividad eléctrica de la solución (CEp). La WC y CEp se utilizaron para compararlas con los valores simulados por HYDRUS, el cual fue parametrizado con curvas de retención de agua en el suelo, conductividad hidráulica saturada y soluciones inversas para cada horizonte del perfil de suelo. Se evaluó la raíz del error cuadrático medio relativo al promedio (RRMSE) y Nash entre otros estadísticos, como criterios de fiabilidad. Los resultados obtenidos muestran un RRMSE de 13,8% y 29% y un Nash de 0,64 y 0,72 para WC y CEp respectivamente. Estos resultados muestran que HYDRUS, con una calibración previa, es una herramienta alternativa para zonas áridas, donde puede simular el contenido de agua del suelo y la conductividad eléctrica de los poros con alta confiabilidad.

Palabras clave: Balance hídrico, estrés salino, estrés hídrico, modelos numéricos, zonas áridas.

ABSTRACT

Currently, the zone between Copiapó and Santiago of Chile is under a severe drought, which generates difficulties in the fruit production. Copiapó city in the Atacama Region, presents a desert climate with only 22 mm of average annual rainfall. The soils can be classified as moderately saline to extremely saline, with an electrical conductivity (EC) measured in saturation extract (EC_e) from 2.5 to 19.1 dS m⁻¹. The water and salt management in olive tree orchards in the Copiapó Valley is being done without the appropriate technology and supervision, which may causes a water overestimation by the farmers, causing hypoxia, or conversely a constant salinization of the soil profile. There are many forms to deal with this problem; most of them is focused on the resolution of a mass and energy balance in the continuum soil-plant-atmosphere. One of these methods is the numerical simulation with the software HYDRUS, which solved the Richard's equation for water flux and the Advecto-Dispersive equation for heat and solute transport in the soil. Accordingly, it was proposed to calibrate a water and solute balance with the HYDRUS model in a saline soil condition with olives trees under drip irrigation and to validate it with FDR disposed in the plant row under the drip irrigation system. The methodology considered the installation of five FDR sensors in a layered soil (loam to silty clay loam). It was measured the volumetric water content, (WC) and the solution electrical conductivity (EC_p), comparing them with the simulated values from HYDRUS parametrized with soil water retention curve, saturated hydraulic conductivity and inverse solutions of each layer of the soil profile. It was evaluated the relative root mean square error (RRMSE) and Nash, between other statistics, as reliability criteria. The obtained results shown a RRMSE of 13.8% and 29% and a Nash of 0.64 and 0.72 for WC and EC_p respectively. These results show that HYDRUS is an alternative tool for arid zones, where it can simulate the soil water content and pore electrical conductivity with high confiability.

Key words: Hydric balance, salt stress, water stress, numerical models, arid zones.

INTRODUCCIÓN

En la actualidad, el recurso hídrico se ha transformado en tema obligado de todas las grandes potencias del mundo. La Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO, 2003) indica que estamos viviendo una grave crisis del agua y que todas las señales muestran que la situación empeorará. FAO y FIDA (2006), agregan que la cantidad de agua disponible para la agricultura es cada vez más reducida a causa de la degradación de las tierras y los recursos hídricos; a su vez, señalan que si bien el riego representa una parte marginal del agua destinada a la agricultura (10% de la superficie aproximadamente), es el mayor consumidor de agua dulce del planeta.

La crisis de agua en Chile se ha presentado principalmente en la zona centro-norte, en que la relación demanda/disponibilidad se ve afectada por la escasa precipitación y la alta competencia por este recurso de los distintos actores sociales y económicos (Matus *et al.*, 2004). Los científicos advierten que, debido al cambio climático global a raíz de la acumulación de gases de efecto invernadero, se generaría una disminución en la oferta de agua principalmente en la zona comprendida entre Copiapó y Santiago, zonas en que el uso consuntivo del recurso es principalmente el riego (Pizarro *et al.*, 2006). Por lo anterior, en la Región de Atacama el recurso hídrico es un tema prioritario, donde la estacionalidad y la escasez del recurso han motivado un desarrollo eficiente en un amplio espectro, que ha ido desde la construcción de grandes obras de acumulación, hasta la introducción de sistemas de riego más eficientes. Hoy, sin embargo, el tema se vuelve más complejo, ya que nuevas variables político-económicas están definiendo la disponibilidad del recurso, haciendo necesaria la búsqueda de alternativas agronómicas más eficientes en el uso del agua.

La cuenca del río Copiapó se extiende entre los paralelos 26°38' y 28°38' latitud sur, abarcando una superficie total aproximada de 18400 km² (DGA, 2004). Existen 11 series de suelos reconocidas por CIREN (2007), las cuales se pueden catalogar de medianamente alcalinas, fluctuando su valor de pH entre 8,0 a 8,2, y de moderadamente salinas a extremadamente salinas, con una conductividad eléctrica (EC) medida en extracto de saturación (CEe) de 2,5 a 19,1 dS m⁻¹ (INIA, 2001). Aquello se puede explicar por las escasas precipitaciones medias de la zona, que alcanzan un promedio de 22 mm por año (Novoa y Villaseca, 1989). En la Región de Atacama, el 69,1% de los cultivos son frutales, correspondiendo un 65,3% a uva de mesa y un 20,5% a olivos en producción. En la provincia de Copiapó, los cultivos frutales corresponden a un 87,2%, siendo un 80,2% a uva de mesa y un 11,9% a olivos en producción (INE, 2007). Esto destaca la gran importancia de la fruticultura en la región, en particular de la vid y el olivo.

El olivo se cultiva desde la Región de Arica y Parinacota hasta la Región de la Araucanía, siendo la V y VI regiones las que tienen las mayores superficies en producción (INE, 2007). El olivo es un árbol perenne que posee alternancia productiva marcada (Fichet *et al.*, 2011). Es medianamente tolerante a la salinidad (Allen *et al.*, 2006), con un valor umbral de CEe de 4,1 dS m⁻¹ y presenta susceptibilidad a hipoxia (Aragüés *et al.*, 2004). En Atacama es común que los oliveros sobrestimen la tolerancia del olivo a la salinidad y por otra parte, no ponderen adecuadamente la susceptibilidad de esta especie a la hipoxia, pudiendo detectarse

frecuentemente fallas en el comportamiento productivo de los huertos debido a un manejo deficiente de estos factores (Fichet *et al.*, 2011).

Por lo anteriormente expuesto, es necesario poner a disposición de los agricultores de esta zona información técnica precisa respecto al balance hídrico y de solutos en el suelo. Esto permitirá realizar un lavado de sales apropiado con una cantidad de agua adecuada, lo que podría aumentar el agua disponible de la región, permitiendo diversificar los productos agrícolas del Norte Chico en base a un menor consumo de agua y energía. Estas medidas contribuirán a la consolidación de la competitividad de la zona en el contexto del posicionamiento de Chile como potencia agro-alimentaria.

Para realizar un balance hídrico y de solutos en la zona vadosa, es necesario conocer sus componentes. Los componentes de un balance hídrico en el suelo son: riego, precipitación, escorrentía, cambios en almacenamiento de agua estancada en la superficie, evapotranspiración, cambios en el almacenaje de la humedad del suelo y percolación profunda (Tindal *et al.*, 1999). Por otra parte, los componentes que definen el balance de solutos son: aporte externo (riego, fertilizantes, depositación atmosférica, escurrimiento superficial), absorción, adsorción/desorción, precipitación/disolución, lixiviación, mineralización y volatilización (Agrawal *et al.*, 2011). Los componentes del balance hídrico y de solutos pueden ser estimados (1) por modelos, (2) medidos directamente en terreno o (3) una combinación de ambos. Esta investigación se enfocará en la resolución de modelos numéricos para los componentes de ambos balances.

La ventaja de los modelos es que luego de ser calibrados y validados, permiten evaluar distintos escenarios hipotéticos, tales como: nuevas frecuencias de riego, disposición de goteros, podas, aplicaciones de fertilizantes, etc., sin tener que realizar nuevos ensayos demandantes en tiempo y dinero. HYDRUS es un software que permite resolver simultáneamente la ecuación de Richards y la ecuación Advecto-Dispersiva para modelar el movimiento de agua, calor y solutos en el tiempo y el espacio (Šimůnek *et al.*, 2012). HYDRUS ha sido utilizado en agricultura en el mundo para modelar por ejemplo el destino de agua y nitrógeno en sorgo dulce (Ramos *et al.*, 2012), en la modelación del flujo de agua bajo riego por goteo sub-superficial en cebolla (Patel y Rajput, 2008), en evaluación de transporte de solutos en suelos salinos (Ramos *et al.*, 2011) y en la simulación de patrones de mojamiento bajo riego por goteo subsuperficial (Arbat *et al.*, 2013; Kandelous y Šimůnek 2010; Kandelous *et al.*, 2012).

En Chile su uso principalmente ha sido en el ámbito hidráulico y ambiental, enfocado en resolver problemas de contaminación por relaves y rellenos sanitarios, como se puede ver en León (2010) y en Wilmans (2005), respectivamente. En estudios de suelos agrícolas demostró la importancia de considerar la anisotropía de la conductividad hidráulica saturada en el flujo del agua en laderas (Dörner y Dec, 2008), pero en Chile aún no ha sido utilizado en la resolución de problemas relacionados a zonas áridas y balances de sales

Un modelo se puede calibrar por medio de mediciones directas o “reales”, las cuales son difíciles de obtener sin afectar el ensayo, o por mediciones indirectas con sensores que midan a través del tiempo las variables de interés, tales como los FDR. Estos sensores emiten una

onda electromagnética y miden la frecuencia de resonancia que es cambiada por el contenido de agua en un medio poroso parcialmente saturado (Rezaei *et al.*, 2012).

Debido a los antecedentes presentados en este documento, tales como la grave sequía y el manejo deficiente de los productores de olivos en condiciones edafo-climáticas muy complejas, en el presente estudio se busca abordar este problema desde un enfoque basado en modelos numéricos, con el objetivo de estimar por métodos indirectos la concentración de sales y el contenido de agua en un perfil de suelo a través del tiempo, con errores bajos.

Hipótesis

El contenido de agua volumétrico y la conductividad eléctrica del agua de los poros estimado con HYDRUS, tiene un buen ajuste al compararlos con los datos tomados en terreno por los sensores FDR en un suelo salino.

Objetivo general

Calibrar un balance hídrico y de sales disueltas con el software HYDRUS en un suelo salino cultivado con olivos bajo riego por goteo, por medio de FDR dispuestos en la hilera de plantación bajo la línea de goteros.

Objetivos específicos

Evaluar una simulación directa de flujo de agua y conductividad eléctrica obtenida con HYDRUS, comparándola con datos obtenidos en terreno por los FDR.

Calibrar HYDRUS por medio de una simulación inversa, estimando los parámetros físicos y químicos como: Curva Característica, Conductividad Hidráulica Saturada, Dispersión e Isoterma de Freundlich.

MATERIALES Y MÉTODO

Ubicación del estudio

El ensayo fue montado en el predio “Mallorquina” (latitud 27°20'12,33"S y longitud 70°34'8,82"O) ubicado en la Región de Atacama, ciudad de Copiapó, localidad de San Pedro (Figura 3). El valle de Copiapó presenta un clima desértico, con tan solo 22 mm de precipitaciones anuales (Novoa y Villaseca, 1989). La evapotranspiración potencial media diaria en el mes de enero fue de 6,5 mm, con una temperatura máxima media de 26,5 °C y una temperatura mínima media de 12,8 °C. A su vez, la evapotranspiración potencial media diaria en el mes de julio fue de 3,1 mm, con una temperatura máxima media de 18,6 °C y una temperatura mínima media de 11,5 °C.

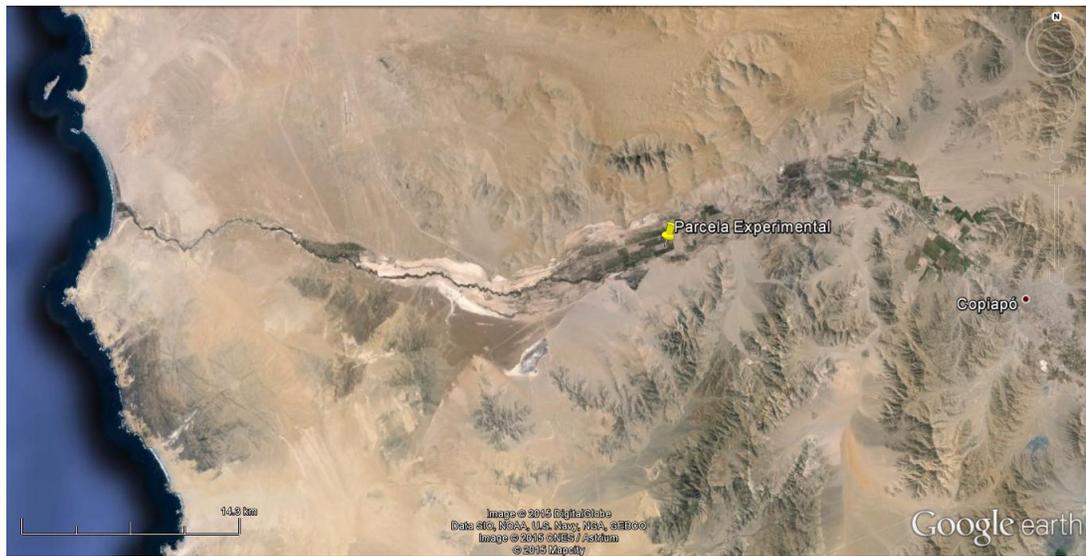


Figura 3. Imagen obtenida con Google Earth donde un clip se señala la parcela experimental.

El suelo está cartografiado como Serie Chañar (CIREN, 2007); de origen aluvial, ocupa una posición de terrazas remanentes antiguas; es un suelo profundo, bien drenado, estratificado y con alto nivel de salinidad, lo que define clases de capacidad de uso III y IV, con drenaje imperfecto o moderado.

Características generales del estudio y material vegetal

En el predio Mallorquina se instaló una parcela demostrativa de 2130 m² con olivos de mesa variedad Kalamata de 5 años, los cuales tienen un marco de plantación de 8 x 5 m con doble línea de riego por goteo, con un gasto de 4 L h⁻¹ y distanciados a 1 m sobre la línea de goteros.

La parcela demostrativa fue individualizada del predio por medio de una válvula programable a pila (modelo NODE 100, Hunter Industries, California, USA), con el objeto de controlar los montos de agua a aplicar (Figura 4).



Figura 4. Arranque de riego desde la matriz principal y válvulas programables.

En el suelo correspondiente a un árbol dentro de la parcela demostrativa, se instalaron cinco sensores FDR (modelo GS3, Decagon Devices, Inc. Pullman, USA), los que miden contenido volumétrico de agua (θ_v), conductividad eléctrica del medio (*bulk*, CEB) y temperatura (T°). Los sensores FDR se ubicaron a 30 cm de la base de la planta, bajo la línea de goteros y a profundidades de 15, 22,5 y 30 cm y distanciados entre ellos por 15 y 30 cm (Figura 5 y 6).

El olivo tenía una altura de 2,35 m con una concentración de raíces en profundidad de 48 cm y en la horizontal de 70 cm. La profundidad máxima de enraizamiento fue de 60 cm y en la horizontal abarcó todo el perfil. El ancho máximo de mojado superficial de los goteros fue de 1,66 m y el largo máximo de mojado correspondió a la distancia sobre hilera.



Figura 5. A la izquierda se observa la separación de 30 cm desde la base de la planta a la línea de goteros. En la imagen de la derecha, observando desde arriba, se aprecia la disposición de los FDR a las distintas profundidades, comenzando la primera línea de FDR (izquierda a derecha) justo bajo el emisor.

Características del suelo

La descripción de suelos realizada dentro de la parcela experimental (Cuadro 1), indica que el predio Mallorquina pertenece a una variación de la Serie de suelos Chañar descrita en CIREN (2007). La ubicación de la calicata tuvo por coordenadas UTM 6975295 latitud y 344814 longitud sur, con un DATUM WGS-84 HUSO 19S, realizada con un GPS GARMIN modelo 62sc con una precisión de 3 metros. El relieve de la zona es llano o plano, con el terreno en forma de valle, existe presencia de micro-relieves antrópicos (camellones de 20 cm de alto), el uso de la tierra es agrícola y la profundidad efectiva del suelo es mayor a 1 metro, con raíces finas que acaban a los 32 cm. No se observa presencia de afloramientos rocosos y existe una gran cantidad de sales en superficie, evidenciadas como costras salinas de baja resistencia. A su vez, se ve una capa de materia orgánica estabilizada a los 52 cm, lo que da cuenta de la alta estratificación del perfil.

Cuadro 1. Descripción del perfil de suelo en la zona de estudio.

Profundidad	0 a 9	9 a 34	34 a 46	46-53	53-+
Raíces	Finas y muy finas	muy finas y finas abundantes gruesas pocas	medias pocas y finas muy pocas	medias pocas	medias muy pocas
Grietas	no	no	no	no	no
Rocas	no	no	no	no	no
Poros	muy finos a finos abundantes	muy finos a finos abundantes	finos a medios abundantes	finos abundante	muy finos abundantes
Color en Húmedo	10 YR 3/3	10 YR 3/3	10 YR 4/4	10 YR 4/4	10 YR 3/3
Color	Pardo oscuro	Pardo oscuro	Pardo amarillento oscuro	Pardo amarillento oscuro	Pardo oscuro
Clase Textural	Fa	F - FL	F - FL	FAL	AL
Concreciones	no	no	pocas y abruptas	muchas y abruptas	muchas y abruptas
Forma Concreciones			finas y tubulares	finas y tubulares	finas y tubulares
Color de Concreciones			Gris 8/N	Gris 8/N	Gris 8/N
HCl	moderado	moderado	fuerte	fuerte	fuerte
Redox	no	no	no	no	no

Estructura	Bloques sub-angulares medios y finos moderados	Bloques sub-angulares medios y finos moderados	Bloques sub-angulares gruesos escasos, finos abundantes	Bloques sub-angulares medios y finos moderados	Bloques sub-angulares gruesos, medios y finos moderados
Adhesividad	No	Ligeramente adhesivo	Ligeramente adhesivo	Moderadamente adhesivo	Muy adhesivo
Plasticidad	Ligeramente plástico	Ligeramente plástico	Ligeramente plástico	Ligeramente plástico	Muy plástico

A su vez, se realizó un análisis de la composición catiónica (Cuadro 2), evaluando la conductividad eléctrica de extracto (CEe) y las bases de intercambio según la metodología de Sadzawka *et al.* (2004). Finalmente, como caracterización inicial se realizó un análisis de tamaño de partículas (Cuadro 3) de acuerdo a Sandoval *et al.* (2012), determinando las clases texturales en el perfil de suelo.

Cuadro 2. Análisis químico realizado en el Laboratorio de Química de Suelos de la Universidad de Chile, donde se encuentra la conductividad eléctrica de extracto (CEe) y los cationes solubles (Ca, Mg, Na y K).

Profundidad	CEe	Ca	Mg	Na	K
	dS m ⁻¹	mmol(+) L ⁻¹			
0 a 9	21,2	162	318	37836	2
9 a 34	10,03	166	291	8435	1
34 a 46	7,12	167	251	6218	1
46 a 56	7,93	138	232	7390	1
56 a +	18,4	160	283	35262	2

Se observa en el cuadro 2 que la CEe es mayor en la superficie, decreciendo en profundidad para luego aumentar nuevamente en horizontes bajo 56 cm. El elevado valor de CE superficial puede ser debido a la elevada evaporación del suelo, el aumento de la CEe en profundidad, se pudo producir tanto por drenaje inadecuado debido a la estratificación que se observó en el perfil por medio de la clase textural (Cuadro 1) o por una carga de agua inadecuada para el lavado de sales. Con respecto a los cationes solubles se generaron resultados inusuales, los cuales no se pudieron corroborar debido a que no se contaba con repeticiones (Cuadro 2).

La alta cantidad de sales en el perfil de suelo altero el resultado de textura, generando solo suelos limosos, esto se pudo deber a que no se logró una adecuada dispersión del suelo, generando que parte del limo encontrado puedan ser partículas de arcilla micro-agregadas (Cuadro 3). A pesar de lo anterior, tanto los cationes solubles y la textura no fueron utilizadas en la parametrización de HYDRUS.

Cuadro 3. Análisis textural realizado en el laboratorio de Física de Suelos de la Universidad de Chile.

Muestra	%Arena	%Arcilla	%Limo	Clase Textural
0 a 9	8,5	20,6	70,9	Franco Limoso
9 a 34	12,7	14,5	72,8	Franco Limoso
34 a 46	3,4	11,0	85,7	Limoso
46 a 56	0,0	9,4	90,6	Limoso
56 a +	0,0	10,4	89,6	Limoso

Evaluaciones de suelo

Curva característica del agua en el suelo

La curva característica se obtuvo por medio de 3 muestras tomadas en terreno por cada horizonte, con cilindros de acero de 5 cm de alto por 5,9 cm de diámetro, quedando un total de 12 muestras abarcando el área donde se encuentran los sensores FDR (Figuras 5 y 6). Las muestras de suelo fueron saturadas y sometidas a secado secuencial en laboratorio, por medio de platos de presión, a tensiones de 2, 30, 60, 330, 1000, 5000 y 15000 hPa. Para cada tensión se obtuvo el contenido de agua gravimétrico del suelo y para transformarlo a contenido volumétrico se calculó la densidad aparente (D_a) por medio de una muestra de suelo a -100 hPa, la cual se llevó a estufa a 105°C hasta lograr un peso constante. La D_a fue calculada con la masa de suelo seco dividida por el volumen del cilindro. Los datos de tensión y contenido de agua volumétrico se promediaron por horizonte y se les ajustó la curva característica descrita por van Genuchten-Mualem con el parámetro $n = 1 - 1/n$ (Fredlund *et al.*, 2011), por medio del software RETC (van Genuchten *et al.*, 1991).

Conductividad hidráulica saturada

La metodología para la determinación de la conductividad hidráulica saturada se basó en Pfeiffer *et al.* (2008) para el permeámetro de carga constante, adicionalmente se evaluó la anisotropía del vector conductividad hidráulica siguiendo la metodología descrita en Dörner y Dec (2008). Para ello se tomaron 10 muestras de suelo por horizonte, con cilindros de acero inoxidable, siendo 5 en la dirección horizontal y 5 en la dirección vertical. Posteriormente se llevaron al laboratorio de Física de Suelos de la Universidad de Chile, donde se utilizó un permeámetro de carga constante con capacidad para 20 cilindros. La K_s fue obtenida por aplicación directa de la ley de Darcy (Ecuación 5).

$$K = \frac{Q L}{A \Delta H} \quad (\text{Ec. 5})$$

Ecuación 5. Donde “A” es el área transversal del cilindro al flujo de agua, “Q” es el caudal aplicado, “L” es el largo del cilindro y “ΔH” es la diferencia de carga hidráulica sobre la columna de suelo con respecto al nivel de agua del tanque.

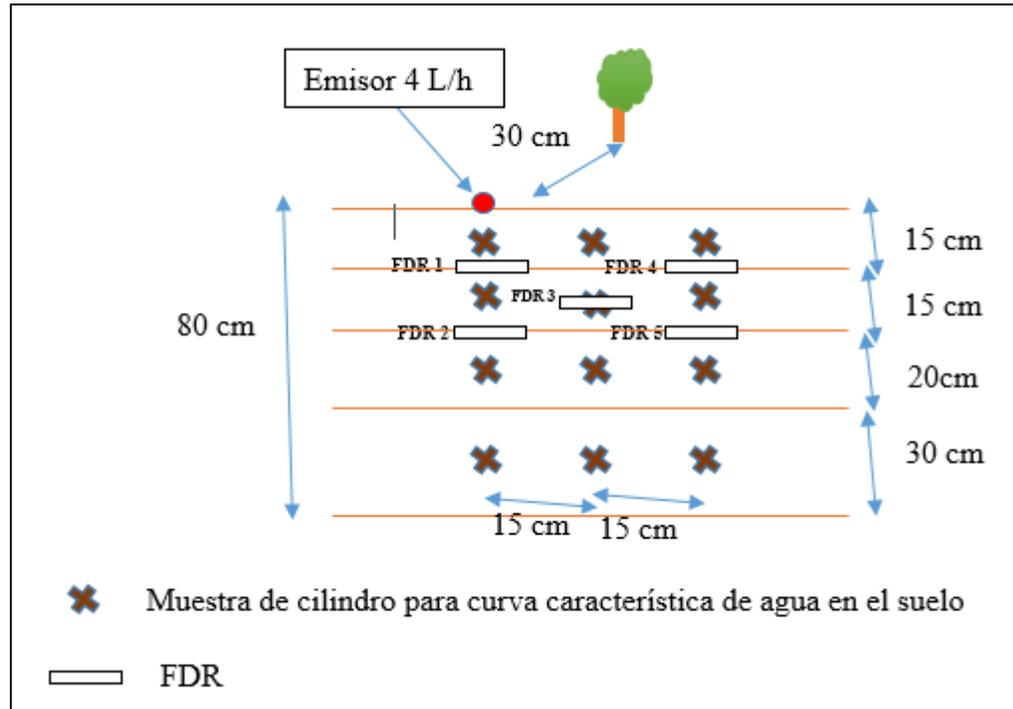


Figura 6. Disposición de la toma de muestras para obtener la curva característica de suelo.

Evaluaciones en la planta

Estimación de Kcb y Ke

Una entrada del modelo es la evaporación y transpiración potencial, la que fue estimada por medio del coeficiente dual de cultivo (ecuación 6) descrito por Allen *et al.* (2006). El parámetro Kcb es el componente relacionado con la transpiración, el cual fue corregido para condiciones climáticas no estándar (Allen *et al.*, 2006). El parámetro Ke es el componente de evaporación que fue estimado por la ecuación 7. Para la estimación de Ke se requiere la fracción del suelo húmedo que no se encuentre cubierto por la canopia, la cual fue medida en terreno por medio de una huincha y de un ceptómetro lineal (modelo AccuPAR LP-80, Decagon, Devices, Inc. Pullman, USA).

$$ETc = Kcb ET0 + Ke ET0 \quad (\text{Ec. 6})$$

$$Ke = \min(Kr(Kcmax - Kcb), few Kcmax) \quad (\text{Ec. 7})$$

Ecuación 6 y 7. ET0 es la evapotranspiración potencial, ETc es la evapotranspiración de cultivo, Kcb es el coeficiente basal de cultivo y Ke es el coeficiente de evaporación. “Kr” es el coeficiente adimensional de reducción de la evaporación, con un valor constante de 1, “Kcmax” es el valor máximo de “Kc” después de un riego o lluvia (-), “few” es la fracción del suelo que se encuentra simultáneamente expuesto y humedecido (-).

El valor de Kcb que se encuentra en Allen *et al.* (2006) para el olivo es de 0,65 para dosel desarrollado. Debido a que el cultivo de olivos en la zona de estudio no se encuentra completamente desarrollado, se realizó una corrección al Kcb por medio de la ecuación 8 para vegetación atípica y sub-óptima.

$$Kcbaj = Kcmin + (Kcbfull - Kcmin)(1 - \exp(-0,7 IAF)) \quad (\text{Ec. 8})$$

Ecuación 8. “Kcbaj” es el valor de Kc ajustado para densidad entre plantas o IAF menor a las de cobertura completa (-), “Kcbfull” es el valor de Kcb corregido para condiciones climáticas no estándar (-), “Kcmin” es el valor mínimo de Kc para suelo descubierto (0,15 - 0,2) (-), “IAF” es el índice de área foliar ($m^2 m^{-2}$).

Índice de Área Foliar

El índice de área foliar (IAF) se estimó por métodos indirectos mediante un ceptómetro lineal, donde primeramente se estimó el coeficiente de extinción foliar “k” aplicando el método del elipsoide de Campbell (Campbell y Norman, 1989), por medio de la ecuación 9. El valor de x se aproximó por el método de Lang (1987) (ecuaciones 10 y 11). Con el valor de “k”, se estimó el índice de área foliar para canopias discontinuas por el método de Jackson y Palmer descrito en Zamorano (2011) (Ecuación 12).

$$k = \frac{(x^2 + \tan^2 \theta)^{1/2}}{x + 1,744 (x + 1,182)^{-0,733}} \quad (\text{Ec. 9})$$

Ecuación 9. Donde “k” es el coeficiente de extinción (-), “ θ ” es el ángulo cenital ($^\circ$), “x” es la relación del largo de la horizontal y vertical del elipsoide (-).

$$L = 2 (A + B) \quad (\text{Ec. 10})$$

$$x = \exp\left(-\frac{B}{0,4L}\right) \quad (\text{Ec. 11})$$

Ecuaciones 10 y 11. Donde “L” es el índice de área foliar para cubierta continua ($m^2 m^{-2}$), “A” y “B” son parámetros de ajustes de una ecuación lineal entre la fracción solar

transmitida por la canopia (τ) a distintos ángulos cenitales (θ) en el eje “x” y la expresión “ $-\cos(\theta) \ln(\tau_\theta)$ ” en el eje “y”.

$$IAF = \frac{\ln\left(\frac{T - Tf}{1 - Tf}\right) (1 - Tf)}{-k} \quad (\text{Ec. 12})$$

Ecuación 12. Donde “T” es la fracción total de radiación transmitida al suelo (-), “Tf” es la fracción de la radiación transmitida independiente de la cubierta vegetal (-), “k” coeficiente de extinción (-) e “IAF” es el índice de área foliar ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$).

Ceptómetro

Para las ecuaciones anteriores se requiere de la medición de la transmisión de la radiación solar de la planta $\tau(\theta)$, la cual fue realizada en dos horarios, dos horas después del medio día solar (MDS + 2) y dos horas antes del mediodía solar (MDS -2), por medio de un transecto orientado perpendicularmente a la hilera de plantación, correspondiendo a un largo de 8 metros por un ancho de 5 metros. Cada postura dentro del transecto se realizó cada 0,5 metros, donde la lectura del ceptómetro corresponde a la radiación solar no interceptada por la planta (PAR_{ni}) y cada 10 minutos se midió PAR₀ fuera de la hilera de plantación (Figura 7).

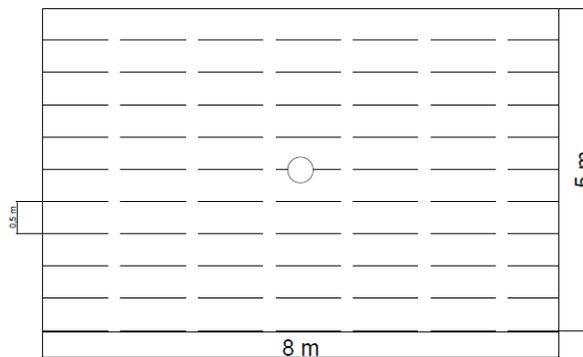


Figura 7. Esquema de medición de radiación interceptada, donde la planta esquematizada con un círculo tiene una separación entre hilera de 8 metros y sobre hilera de 5 metros y cada postura se separa 0,5 metros.

Simulación directa de flujo de agua y conductividad eléctrica obtenida con HYDRUS, por medio de datos obtenidos en terreno con FDR

A continuación se presentará la metodología para hacer una simulación directa con los datos de suelos obtenidos en laboratorio para HYDRUS 2D/3D, la cual se basa en la metodología descrita en Ramos *et al.* (2012). Todas las ecuaciones y condiciones iniciales del dominio y

su discretización serán utilizadas en el comienzo de la modelación inversa y son extensiones de las ecuaciones utilizadas en HYDRUS 1D.

Flujo de agua

La ecuación de transporte que se utilizó para el flujo de agua fue la ecuación de Richards para flujo Darciano axisimétrico (Ecuación 13).

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r K(h) \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} + K(h) \right) - S(r, z, t) \quad (\text{Ec. 13})$$

Ecuación 13. Donde “ θ ” es el contenido volumétrico de agua ($L^3 L^{-3}$), “ h ” es la tensión del agua en el suelo (L), t es el tiempo (T), “ r ” es la coordenada espacial radial (L), “ K ” es la conductividad hidráulica ($L T^{-1}$), “ S ” es el consumo de agua por las plantas ($L^3 L^{-3} T^{-1}$)

Para calcular $K(h)$ en el tiempo se requiere de la saturación efectiva Se (ecuación 14) y luego se obtiene $K(h)$ según la ecuación 15.

$$Se(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (\text{Ec. 14})$$

$$K(h) = K_s Se^l (1 - (1 - Se^{\frac{1}{m}})^m)^2 \quad (\text{Ec. 15})$$

Ecuación 14 y 15. Donde “ θ_r ” y “ θ_s ” denotan el contenido de agua residual y saturado ($L^3 L^{-3}$) respectivamente, definiendo la saturación efectiva (Se) para un determinado contenido de agua $\theta(n)$; “ K_s ” es la conductividad hidráulica saturada, “ l ” es el parámetro de conectividad de poros (-) y “ m ” es un parámetro de ajuste presente en la ecuación de van Genuchten-Mualem (-).

Flujo de solutos

La ecuación de transporte para modelar la CEp (considerada como un soluto) en un medio poroso con un dominio 2D axisimétrico se observa en la ecuación 16.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta ck}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial r} \left(\theta D_{rr} \frac{\partial ck}{\partial r} + \theta D_{rz} \frac{\partial ck}{\partial z} \right) + \frac{1}{r} \left(\theta D_{rr} \frac{\partial ck}{\partial r} + \theta D_{rz} \frac{\partial ck}{\partial z} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_{zz} \frac{\partial ck}{\partial z} + \theta D_{rz} \frac{\partial ck}{\partial z} \right) - \left(\frac{\partial q_r ck}{\partial r} + \frac{q_r ck}{r} + \frac{\partial q_z ck}{\partial z} \right) \quad (\text{Ec. 16}) \end{aligned}$$

Ecuación 16. Donde “ c ” es la concentración del soluto en la fase líquida ($M L^{-3}$), “ q_r ” y “ q_z ” son los componentes de la densidad de flujo volumétrico $L T^{-1}$, “ D_{rr} , D_{zz} y D_{rz} ” son los componentes del vector dispersión ($L^2 T^{-1}$) (ecuación 17) y k es un soluto (CEp).

$$\theta D_{rr} = \varepsilon L \frac{qr^2}{q} + \varepsilon T \frac{qz^2}{q} + \theta \tau D_0$$

$$\theta D_{zz} = \varepsilon L \frac{qz^2}{q} + \varepsilon T \frac{qr^2}{q} + \theta \tau D_0$$

$$\theta D_{rz} = (\varepsilon L - \varepsilon T) \frac{qrqz}{q} \quad (\text{Ec. 17})$$

Ecuación 17. Donde “q” es el valor absoluto de la densidad de flujo volumétrico ($L T^{-1}$) “ εL ” y “ εT ” son la dispersividad longitudinal y transversal respectivamente (L), “ D_0 ” es el coeficiente de difusión molecular del soluto en agua libre ($L^2 T^{-1}$) (ajustado como 0), “ τ ” es el factor de tortuosidad calculado por el método de Millington y Quirk (1961, citado por Šimůnek *et al.*, 2013) y D es la dispersión hidrodinámica en las diferentes direcciones (r = radial y z = profundidad).

Consumo de agua por las raíces

El consumo de agua por las plantas se calculó según lo descrito en Šimůnek *et al.* (2012), por medio de la Ecuación 18, la cual se basa en un enfoque macroscópico que representa la extracción de agua de todo el sistema de raíces (volumen), donde la transpiración potencial se distribuye sobre la zona de raíces proporcionalmente a la densidad de ellas y se reduce locamente dependiendo del estatus de salinidad y saturación del suelo (Šimůnek y Hopmans, 2009).

$$S(h, h_\phi, x, y, z) = \alpha(h, h_\phi, x, y, z) * b(x, y, z) S_t T_p \quad \text{Ec. 18}$$

Ecuación 18. Donde S es el consumo actual de las raíces, α es un factor de estrés, “ x ”, “ y ” y “ z ” representan las 3 dimensiones, h y h_ϕ representan la tensión generada por agua y solutos respectivamente, “ b ” es una función normalizada de la distribución de raíces en las tres dimensiones (Vrugt *et al.*, 2001), S_t corresponde a la superficie del suelo asociada a la transpiración y T_p es la transpiración potencial.

Los parámetros de $b(x, y, z)$ fueron tomados de la calicata (Cuadro 1), donde “ x ” será igual al ancho del perfil simulado en HYDRUS (el cual se menciona más adelante) y “ z ” será fijado en 60 cm; al ser axisimétrico, el valor de “ y ” no se debe ingresar. Al integrar la ecuación 18 en el dominio de las raíces llamado “ Ω ”, se obtiene la transpiración actual (Ecuación 19). Esta simplificación es sin considerar el agua ocupada por la planta en procesos fisiológicos, posibles cavitaciones o almacenamiento de agua en los tejidos de la planta.

$$T_a = \frac{1}{St} \int_0^x \int_0^y \int_0^z S \, dx \, dy \, dz \quad \text{Ec. 19}$$

Ecuación 19. Cálculo de la transpiración actual o real (T_a) la cual depende de α , b y T_p (despejando la ecuación 18 en 19).

Dominio de flujo y su discretización

La geometría a utilizar fue 2D general y tuvo un ancho de 50 cm (la mitad de la distancia de los goteros en la línea de riego) y 80 cm de profundidad, el dominio de transporte consistió de 566 nodos que componen 1048 elementos 2D (Figura 8), donde fue simulado simultáneamente el flujo de agua, transporte de solutos (por medio del módulo de transporte de soluto estándar) y consumo de agua por las raíces. La unidad de trabajo temporal fue en días y hubo 5 nodos de observación representando a los FDR en las profundidades que fueron instalados.

Para el flujo de agua se ajustó el modelo de van Genuchten-Mualem sin histéresis, y no se consideró el consumo de solutos por las raíces y las reacciones entre solutos. Para el estrés hídrico y de solutos en el olivo, se consideró el modelo de Feddes con un valor umbral de transpiración de -4000 cm (Rallo y Provenzano, 2013) y de conductividad eléctrica de extracto de $4,1 \text{ dS m}^{-1}$ (Aragüés *et al.*, 2004). El dominio quedó según se indica en la Figura 8.

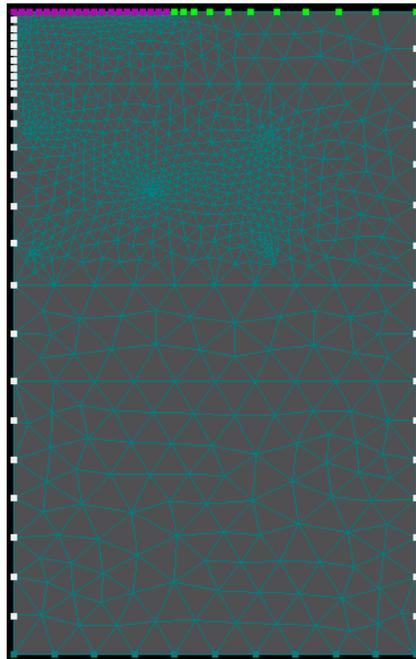


Figura 8. Malla generada con HYDRUS 2D, en verde se observa la condición de contorno atmosférica que permitió evaporación y en morado se encuentra la condición de contorno de flujo variable que simuló un gotero. Abajo se encuentra una condición de contorno de drenaje libre y en los costados se encuentra una condición de contorno de no flujo. El valor de Δx fue disminuido para evitar oscilaciones numéricas.

Para evitar oscilaciones numéricas se mantuvo el número de Pecklet (Pe_i) y de Curant (Cri) dentro de los límites establecidos en Šimůnek *et al.* (1999) (Ecuación 20).

$$Pe_i * Cri \leq 2 \quad (\text{Ec. 20})$$

Condición inicial y de contorno

La condición de contorno de flujo de agua variable (q), que está representada por morado en la Figura 8, fue calculada por medio de la Ecuación 21. El flujo de agua fue aplicado por el programa repartiéndolo durante todo el día y el área de mojado fue optimizada por medio de ensayo y error utilizando una simulación inversa para distintos radios como será explicado en el siguiente apartado.

$$q = \frac{4000}{A} * Tr \quad (\text{Ec. 21})$$

Ecuación 21. Cálculo del flujo de agua donde 4000 corresponde a la descarga del gotero en $\text{cm}^3 \text{h}^{-1}$, A es el área de mojado (cm^2) y Tr es el tiempo de riego en horas.

Lo que se encuentra en verde en la Figura 8 es la condición de contorno atmosférica, la cual permite salidas del sistema por evaporación y transpiración. En el caso de días sin riego, la condición de contorno de flujo variable cambió a una condición de flujo atmosférica por medio de una condición de contorno especial que se encuentra dentro del programa. La tensión crítica en que comenzó a disminuir la evaporación fue de -15000 cm (Kool *et al.*, 2014). En los costados de la Figura 8, en blanco, se encuentran las condiciones de no flujo, esto quiere decir que no se consideran traslapes de goteros y en la parte inferior del dominio en verde oscuro se encuentra una condición de drenaje libre, debido a que la napa freática se encuentra muy alejada del sistema (mayor a 100 m de profundidad).

La condición inicial de agua fue ajustada a capacidad de campo, debido a que se comenzó el modelo justo después de un riego. La condición inicial de solutos, expresada como CEp para HYDRUS desde aquí en adelante, varía linealmente en profundidad desde 6,4 a 50 dS m^{-1} , por medio de datos tomados en terreno por los FDR. La modelación comenzó el 5 de febrero del 2013 (día 1) y concluyó el 24 de octubre del 2013 (día 262); sin embargo, los datos observados con los FDR comenzaron a ser tomados desde el 11 de mayo de 2013 (día 96) hasta el 24 de octubre de 2013. El FDR 1 (Figura 6) es una excepción a esas fechas, debido a que presentó problemas el 2 de junio del 2013 (día 118) y para no intervenir el ensayo no se cambió, por lo tanto tiene menos datos. La razón de comenzar la simulación mucho antes que se comienzan a tomar los datos, es porque la influencia de condición inicial sobre el resultado final se hace despreciable.

Calibración de HYDRUS por medio de una simulación inversa estimando parámetros físicos y químicos de suelo

Con todas las consideraciones expuestas en el apartado anterior, se realizó una simulación inversa a los datos obtenidos por los FDR dispuestos en terreno, donde la función objetivo (Ecuación 22) fue minimizada por medio de una optimización no lineal de parámetros tipo Marquardt-Levenberg. Para la optimización se consideró la absorción de agua por la planta y la evaporación del suelo, no se consideró la absorción de cationes o aniones presentes en

el suelo y en cada optimización se simuló el movimiento de agua y solutos con el respectivo estrés hídrico-salino que infringen estos en la planta.

$$\begin{aligned} \Phi(b, q, p) = & \sum_{j=1}^{m_q} v_j \sum_{i=1}^{n_{qj}} w_{i,j} [g_j^*(x, t_i) - g_j(x, t_i, b)]^2 + \\ & + \sum_{j=1}^{m_p} v_j \sum_{i=1}^{n_{pj}} \bar{w}_{ij} [p_j^*(\theta_i) - p_j(\theta_i, b)]^2 + \\ & + \sum_{j=1}^{n_b} \hat{v}_j [b_j^* - b_j]^2 \end{aligned}$$

Ecuación 22. Función objetivo donde los “ $g_j(x, t_i)$ ” corresponden a los datos observados en el espacio-tiempo y “ $g_j(x, t_i, b)$ ” son los datos simulados por el modelo. Observando la ecuación desde arriba hacia abajo, el primer término corresponde a las desviaciones entre las variables calculadas, medidas en el espacio-tiempo, donde m_q corresponde al número de diferentes conjuntos de mediciones y n_{qj} es el número de mediciones dentro de un conjunto; m_q , v_j y w_{ij} son ponderaciones asociadas a las mediciones. El segundo término corresponde a la diferencia entre datos obtenidos independientemente de la curva característica, conductividad hidráulica o cualquier otro dato estimado. El último término representa desviaciones entre parámetros hidráulicos que se tengan conocimiento previo y su valor final.

Debido a que es difícil saber el área mojada producida por el gotero para calcular la precipitación de este, se evaluó un pequeño ensayo bajo distintas precipitaciones de agua (aplicando en cada uno el mismo volumen) para determinar el diámetro de mojamamiento del gotero que provoca un menor error de balance de masas y un mayor coeficiente de determinación (R^2). Para esto se varió el área de mojamamiento del gotero (Ecuación 21) en radios de: 5 cm, 10 cm, 15 cm y 20 cm, luego el diámetro seleccionado fue utilizado a lo largo de toda la investigación (tanto para la modelación directa e inversa).

Por medio de los datos observados obtenidos por los FDR, se optimizaron los parámetros de la ecuación de van Genuchten-Mualem, conductividad hidráulica saturada, dispersividad longitudinal e isoterma de Freundlich, por medio de dos métodos, donde la diferencia entre cada uno fue la cantidad de divisiones que se realizó en el horizonte 2 (lugar donde se encuentran todos los FDR). El método 1 fue con 8 horizontes (Figura 9, izquierda) donde se tuvo un horizonte extra sobre cada FDR y el método 2 tuvo 7 horizontes, donde se dividió el segundo horizonte en 4 partes, correspondiendo cada una a un FDR (Figura 9, derecha). El método que resultó con mejor ajuste se comparó con una simulación inversa hecha con HYDRUS 1D a los FDR 1 y FDR 2 (debido a que HYDRUS 1D solo modela en una dimensión) para observar la precisión de la versión gratuita.

Debido a que son 17 simulaciones inversas, no se presentan los valores iniciales utilizados para comenzar la simulación; sin embargo, estos valores fueron ajustados manualmente de manera iterativa hasta lograr una correspondencia entre observados y simulados. Los rangos

en que se permitieron variar a los parámetros fueron entre 0 y 0,17 para “ θ_r ”; entre 0,17 y 0,8 para “ θ_s ”; entre 1,1 y 3 para “ n ”; entre 0 y 900 cm día^{-1} para K_s y a “ α ” no se le impusieron restricciones. Los valores iniciales de θ_r , K_s y n se extrajeron de la base de datos de HYDRUS para diferentes texturas de suelo y el valor de θ_s se ajustó ligeramente sobre el máximo valor obtenido en terreno por los FDR.

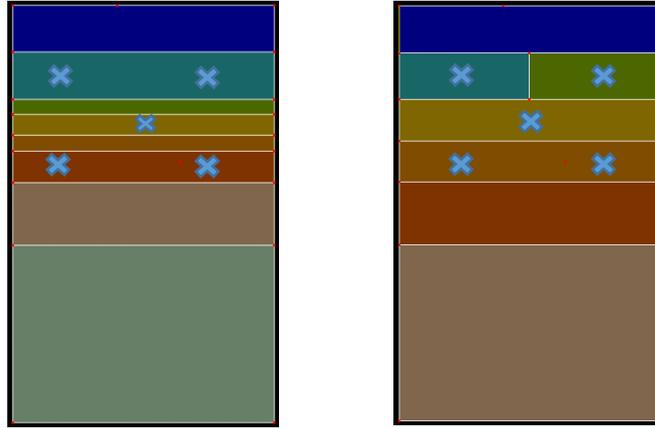


Figura 9. Los FDR se encuentran representados con una X. A la izquierda se aprecia el Método de optimización 1 y a la derecha el Método de optimización 2. En el Método 1 se aprecia que el horizonte 2 se dividió en 5 horizontes, donde los FDR 1 y 4 caen en el horizonte 2, el FDR 3 en el horizonte 4 y FDR 2 y 5 en el horizonte 6 (por lo tanto tienen un horizonte adicional arriba de cada FDR). En el Método 2, se dividió el horizonte 2 en cuatro partes. En el horizonte 2 se encuentran los FDR 1 y FDR 4, en el horizonte 3 el FDR 3 y en el horizonte 4 los FDR 2 y FDR 5 (no presenta un horizonte extra sobre cada FDR). En ambos métodos se ajustó el primer horizonte.

Análisis estadístico

La calibración del modelo utilizó los datos de contenido de agua obtenidos por los sensores previamente calibrados y de CE_p medidas en terreno, junto con los datos simulados provenientes de HYDRUS 1D y 2D/3D. Para observar el ajuste entre lo observado y simulado se utilizaron distintos estadísticos, tales como: la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) (Ecuación 23); el RRMSE, que es el RMSE dividido por el promedio de los datos observados; el coeficiente de eficiencia del modelo Nash-Sutcliffe (E) (Balashov *et al.*, 2014) (Ecuación 24); el error medio (ME) y el error absoluto medio (MAE) (Ramos *et al.*, 2012) (Ecuación 25 y 26). A saber, el estadístico Nash es muy utilizado en Hidrogeología y varía de $-\infty$ a 1, siendo mejores las predicciones del modelo cuanto más cercano a 1 sea su valor. En el caso que el Nash es < 0 , indicaría que la media de los valores observados da una mejor predicción que el modelo (Arbat *et al.*, 2007).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{N - 1}} \quad (\text{Ec. 23})$$

Ecuación 23. Donde “ O_i ” y “ P_i ” son los valores observados y predichos respectivamente y N es el número de observaciones.

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_o)^2} \quad \text{Ec. 24}$$

Ecuación 24. E es el coeficiente “Nash”, donde Q_o es el promedio de los valores medidos, Q_o^t es el valor medido al tiempo t , Q_m^t es el valor modelado al tiempo t .

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - P_i) \quad (\text{Ec. 25})$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |O_i - P_i| \quad (\text{Ec. 26})$$

Ecuación 25 y 26. Donde N es el número total de observaciones O_i son los valores observados y P_i son los valores modelados.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Curva característica y conductividad hidráulica saturada

Los resultados estimados y ajustados en laboratorio de la curva característica se encuentran en el Cuadro 4. Se observa en los horizontes 1 y 4 un valor de “ θ_r ” o contenido de agua residual cercano a cero. Los valores de ajuste tales como “ α ” y “ n ” se encuentran dentro de rangos normales, ya que según Carsel y Parrish (1988, citado de Šimůnek *et al.*, 2013) el valor de “ α ” para un suelo arcilloso es $0,045 \text{ cm}^{-1}$ y un suelo arenoso es $0,145 \text{ cm}^{-1}$, mientras que “ n ” para un suelo arcilloso es de 1,1 (-) y para un suelo arenoso es de 2,68 (-).

Cuadro 4. Parámetros de ajuste de la curva característica de suelo mediante el software RETC. La numeración de horizontes será utilizada por el resto de la investigación. También se presenta la densidad aparente del suelo (Da).

Horizonte	Profundidad	θ_r	θ_s	α	n	Da
		(-)		cm^{-1}	(-)	Mg m^{-3}
1	0-9	0,0004	0,6051	0,0450	1,1577	1,19
2	9-34	0,0585	0,5510	0,0515	1,2663	1,23
3	34-46	0,0535	0,5103	0,0126	1,4604	1,41
4	46-80	0,0006	0,5875	0,0958	1,1396	1,17

Los resultados de conductividad hidráulica saturada (Ks) se encuentran en el Cuadro 5, donde se aprecia que en todos los horizontes, con excepción del horizonte 2, la conductividad hidráulica vertical es mayor que la horizontal, por lo tanto se privilegia el movimiento de agua hacia abajo. A su vez, se observa que el valor de conductividad hidráulica saturada vertical tiende a disminuir en el tiempo en los horizontes 3 y 4, se mantiene relativamente constante en el horizonte 2 y aumenta en el horizonte 1. Por otra parte, la conductividad hidráulica saturada horizontal disminuye en el tiempo en todo los horizontes, con excepción del horizonte 2. Esta variación en el tiempo indica que la porosidad del suelo fue “limpiada” o en caso contrario “bloqueada”.

Se aprecia que los valores de Ks están dentro de valores aceptables si se comparan con la base de datos obtenida por Carsel y Parrish (1988, citado de Šimůnek *et al.*, 2013), donde para un suelo arcilloso se tiene un valor de $4,8 \text{ cm día}^{-1}$ y para un suelo arenoso $712,8 \text{ cm día}^{-1}$. Con respecto al elevado coeficiente de variación que se obtuvo en esta investigación para Ks, Jury y Horton (2004) señalan que la Ks presenta valores de CV entre el 50 y 300% siendo considerada una propiedad altamente variable. En el cuadro 5, se aprecia que el CV se reduce a medida que pasa el tiempo hasta llegar a valores inferiores al 200%. Este CV es bueno si se compara con los resultados de Pfeiffer *et al.* (2008), quienes obtuvieron un CV de 249% con el método del permeámetro de carga constante. El alto CV se asocia principalmente con errores metodológicos dados por el sellado de los poros gruesos durante la toma de muestra.

Cuadro 5. Valores de la conductividad hidráulica saturada medidas en el tiempo, donde N° H corresponde al número de horizonte y la letra corresponde a una medición horizontal (H) o vertical (V) en relación a la superficie del suelo. “Prom” es el promedio, “Desvt” es la desviación estándar y “Cvar” es el coeficiente de variación (n = 5).

Tiempo (h)	1			2			3			4		
N°H	Prom	Desvt	Cvar									
	cm día ⁻¹		%									
1 H	40,9	104,5	255,7	22,1	53,3	240,7	11,1	23,0	206,7	7,5	12,7	168,3
1 V	121,1	178,9	147,7	127,6	235,6	184,7	411,4	579,4	140,8	306,3	528,1	172,4
2 H	61,6	106,8	173,3	69,2	89,2	128,9	67,9	110,3	162,4	66,6	105,1	157,8
2 V	62,7	104,6	166,9	5,5	2,7	48,7	64,1	119,8	187,0	56,2	102,0	181,6
3 H	13,5	5,3	39,3	7,8	8,9	113,9	6,7	6,0	90,3	4,1	0,8	19,0
3 V	234,2	339,4	144,9	54,4	57,4	105,5	9,8	8,6	88,0	53,8	85,2	158,3
4 H	26,6	31,3	117,7	62,1	84,5	136,0	14,7	14,9	101,4	12,1	15,4	126,7
4 V	624,1	640,9	102,7	441,1	383,8	87,0	179,7	157,4	87,6	195,1	169,0	86,6

Debido a que el suelo es clasificado como extremadamente salino (Cuadro 2), es menester mencionar que la medición en laboratorio de la curva característica y de la conductividad hidráulica saturada pudo ser afectada por las sales. Con respecto a ello, una investigación realizada en Tailandia por Konyai *et al.* (2009) sobre el efecto de las sales en la curva característica de suelos con conductividad eléctrica de extracto de 1,2 a 38,4 dS m⁻¹, indica que la mayoría de los tipos de suelos salinos usados en el estudio presentaron histéresis y que el grado de histéresis varía inversamente con el valor de entrada de aire (α), es decir, a medida que aumenta el contenido de arcilla, la diferencia entre la curva de secado y la curva de humectación es más acentuada. En esta investigación no se midió histéresis, lo que según el estudio mencionado previamente podría inducir un grado de error en la simulación del contenido de agua y la conductividad eléctrica del agua de los poros.

Por otra parte, en una investigación donde se muestra el efecto de diferentes tipos de sales sobre la conductividad hidráulica saturada (Singh *et al.*, 2011), se demostró que todas las sales sódicas, en especial el carbonato de sodio, logran una gran disminución en el valor de la conductividad hidráulica saturada, principalmente por su efecto en la estructura de la matriz porosa en el suelo, lo que provoca un bloqueo de los poros. En el suelo estudiado en esta investigación, se observó una alta concentración de sodio en todo el perfil (Cuadro 2); sin embargo, no se puede lograr una conclusión clara, debido a que al comparar la primera con la cuarta medición, en el primer horizonte aumentó el valor de Ks vertical y en las otras tres profundidades disminuyó. Con respecto a la Ks horizontal, ocurre algo similar, solo que el horizonte dos aumenta y los otros disminuyen.

Evaporación y Transpiración potencial del olivo

Los valores estimados con ceptómetro del índice de área foliar (IAF), coeficiente de extinción (k) y fracción interceptada (FI) se encuentran en el Cuadro 6. Los valores de Ke y Kcb ajustado para condiciones atípicas y subóptimas junto con otros parámetros necesarios para el cálculo de ellos se encuentran en el Cuadro 7.

Cuadro 6. Resultados obtenidos con ceptómetro lineal, donde IAF es el índice de área foliar, k es el coeficiente de extinción foliar, FI es la fracción interceptada y +2 o -2 corresponde al tiempo de medición.

Parámetro	Valor	Unidades
IAF MDS+2	0,31	m ² m ⁻²
IAF MDS -2	0,23	m ² m ⁻²
k MDS + 2	0,55	(-)
k MDS -2	0,55	(-)
FI MDS+2	0,19	(-)
FI MDS -2	0,12	(-)

El k encontrado en esta investigación (Cuadro 6) dista un poco del encontrado en Zamorano (2011), el cual fue de 0,389. Esto podría deberse a que los árboles utilizados en dicha investigación eran de variedad Arbequina, distintos a los utilizados en esta investigación (Kalamata). Es sabido que el coeficiente de extinción foliar es determinado mayormente por factores genéticos y ambientales.

Cuadro 7. Valores ajustados para calcular la transpiración y evaporación potencial con el método dual de FAO. Ke es el coeficiente evaporativo y Kcb med aj es el Kc ajustado para las condiciones climáticas y de desarrollo del olivo en el predio. Los demás parámetros se encuentran detallados en las Ecuaciones 6 a 12.

Parámetro	Valor
Kcbfull	0,69
kcm _{ax}	1,14
few	0,20
fw	0,20
fc	0,13
ke	0,22
Kcb med aj	0,26

El valor de Kcb estimado (Kcb med aj) (Cuadro 7) es menor al documentado por Allen *et al.* (2006) para árboles de 5 años, ya que el desarrollo de estos árboles ha sido en condiciones de estrés salino permanente. Este estrés se pudo provocar por la estratificación presente en el suelo (Cuadro 1), donde se apreció un aumento de la densidad aparente en el horizonte 2

(Cuadro 4) y un incremento de limo en el horizonte 3 (Cuadro 3). A su vez, el estrés pudo ser provocado por el contenido de sales, ya que existe una conductividad eléctrica de extracto mayor a 20 y 18 dS m^{-1} en el horizonte 1 y 5 respectivamente (Cuadro 2), siendo catalogados como fuertemente salinos por medio de la clasificación que se encuentra en Schoeneberger *et al.* (2002).

Los datos anteriores corroboran la corrección del K_c tabulado en FAO 56 (Allen *et al.*, 2006), resultando una evapotranspiración potencial del olivo en esa zona prácticamente de la mitad con respecto a la obtenida por la estación agroclimática (Figura 10).

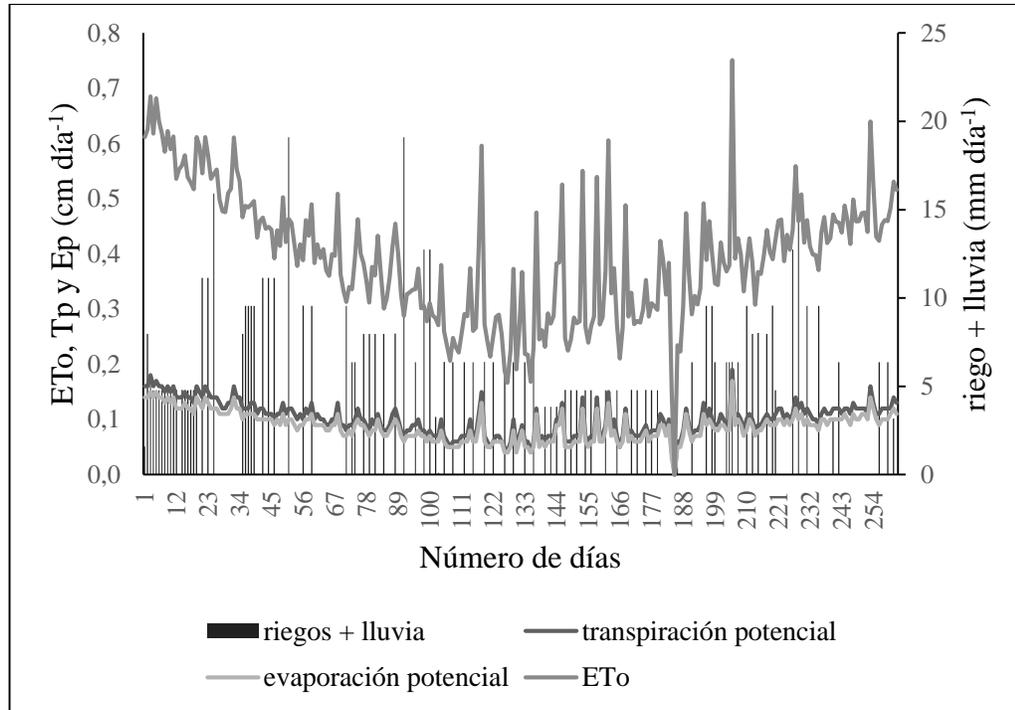


Figura 10. Flujos de contorno atmosféricos donde se incluye la evaporación potencial (Ep), la transpiración potencial (Tp) calculadas por el método de FAO, los riegos aplicados sumado a las lluvias en la zona y la ETo obtenida con la estación agroclimática.

Simulación directa del flujo de agua y la conductividad eléctrica del agua de los poros obtenida con HYDRUS

En la Figura 11 se observan los datos de la simulación directa. Se aprecia un bajo RRMSE en el contenido de agua volumétrico y la conductividad eléctrica de los poros (CEp), junto con un factor Nash negativo en ambos parámetros, lo que indica que el promedio de datos observados es un mejor predictor que el modelo. A su vez se aprecia una clara sobrestimación del valor modelado en el contenido de agua y una subestimación de la CEp modelada.

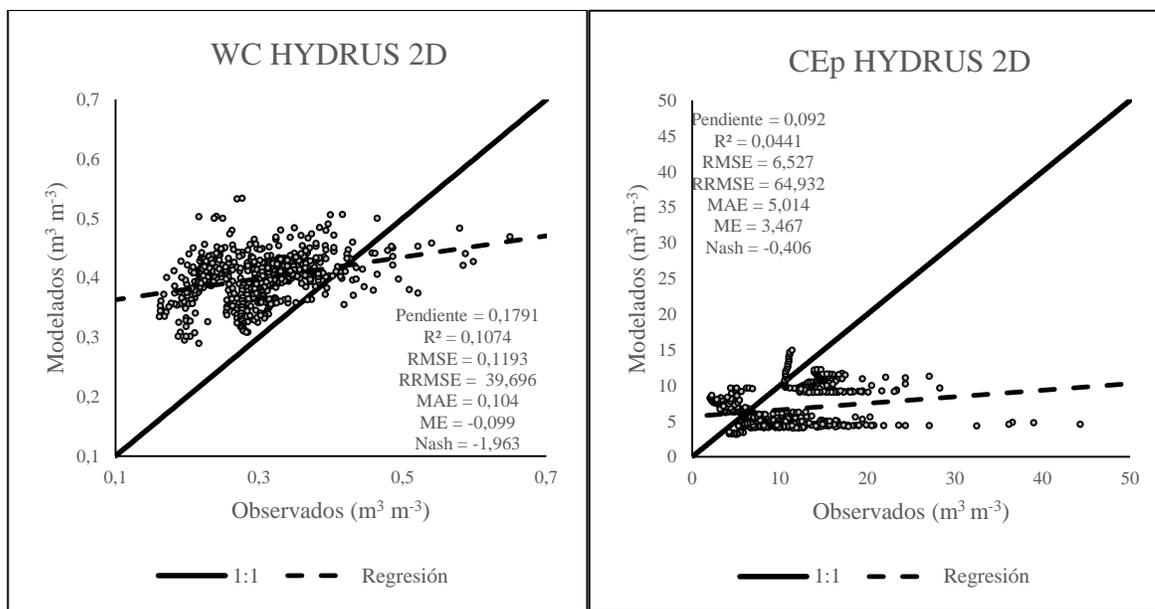


Figura 11. Simulación directa realizada con los datos tomados en laboratorio, donde WC (izquierda) es contenido de agua y CEp (derecha) es la conductividad eléctrica de poros.

En estudios similares, se puede mencionar a Ramos *et al.* (2011) quienes realizaron un ensayo en un campo con maíz bajo condiciones controladas para modelar contenido de agua, CEp, sodio, potasio, calcio, magnesio y la relación de absorción de sodio (SAR) por medio de HYDRUS 1D, utilizando el módulo de soluto estándar (utilizado en esta investigación) y el módulo UNSATCHEM. En aquella investigación se contrastó lo simulado con lo observado por medio de TDR y lisímetros de succión, obteniendo como resultados un MAE y RMSE para contenido de agua volumétrico de 0,03 y 0,04, a su vez, para conductividad eléctrica (simulada por el módulo de soluto estándar) obtuvo un MAE que varió de 0,62 a 1,6 dS m^{-1} y un RMSE que varió de 0,99 a 2,04 dS m^{-1} . En otra investigación, Skaggs *et al.* (2004) compararon la simulación y redistribución de agua por medio de HYDRUS 2D sin cultivo, con datos tomados 24 horas después de cada riego, excavando un perfil vertical de suelo y extrayendo muestras desde una grilla para obtener el contenido de agua volumétrico en el perfil. Los resultados fueron un RMSE que varió de 0,02 a 0,04 para datos tomados después del riego (5,4 horas aproximadamente) y de 0,01 a 0,03 24 horas después. Los mejores resultados comparados con esta investigación, se atribuyen a la mayor densificación de la toma de muestras para determinar el contenido de agua bajo la línea de gotero.

Finalmente, en un ensayo realizado en España con HYDRUS 2D por Arbat *et al.* (2007), para dos periodos de riego con árboles ornamentales, donde lo simulado fue comparado con un FDR (ENVIROSCAN), muestran que en el primer y segundo riego se obtuvo un Nash de 1 en todas las profundidades y en la redistribución del primer riego se obtuvo un Nash de 0,435 a 0,880, mientras que para la redistribución del segundo riego se obtuvieron Nash de -0,173 a 0,158. El buen Nash inicial se atribuyó a que el riego no llegó a los sensores, por lo tanto estuvieron todo el tiempo midiendo la condición inicial; con respecto a la diferencia tan grande de Nash luego de la redistribución, fue adjudicada a una fuerte lluvia luego del segundo riego, provocando una fuerte escorrentía.

Al analizar los resultados y metodologías de los estudios anteriores y compararlos con los de esta investigación, los resultados con bajo ajuste se pueden atribuir a la cantidad de muestras tomadas para caracterizar el suelo. En este ensayo el muestreo se hizo por horizonte, lo cual para manejo puede ser suficiente, sin embargo, para modelación de este tipo de parámetros se requieren tomar muestras por FDR y hacer una grilla densa, separada no más de 15 cm entre puntos de muestreo. A su vez, los parámetros químicos no se midieron en laboratorio, por lo tanto esta modelación directa fue hecha sin ellos. Estos resultados justifican hacer una optimización inversa para mejorar la predicción del modelo.

Calibración de HYDRUS por medio de simulación inversa

Evaluación del método y radio de mojamiento

Se realizaron simulaciones inversas al Método 1 (Según Figura 9) para definir el radio de mojamiento a usar por el resto de la investigación; para esto se evaluó el coeficiente de determinación (Figura 12, izquierda) y el error de balance de masas (Figura 12, derecha) entregados por el programa. El software utiliza sus propias ecuaciones para determinar esos estadígrafos, los cuales se encuentran y pueden ser consultadas en Šimůnek *et al.* (2012). El diámetro de mojamiento escogido resultó ser de 20 cm, debido a que tiene ligeramente un mejor R^2 en la mayoría de los FDR y tiene un menor error de balance de masas comparativamente. En Ramos *et al.* (2012) se escogió el mismo radio de mojamiento para riego por goteo superficial y la justificación fue no provocar presiones positivas que podría hacer el código numérico inestable, aumentar el error de balance de masas, disminuir el R^2 o simplemente hacer que la solución no converja.

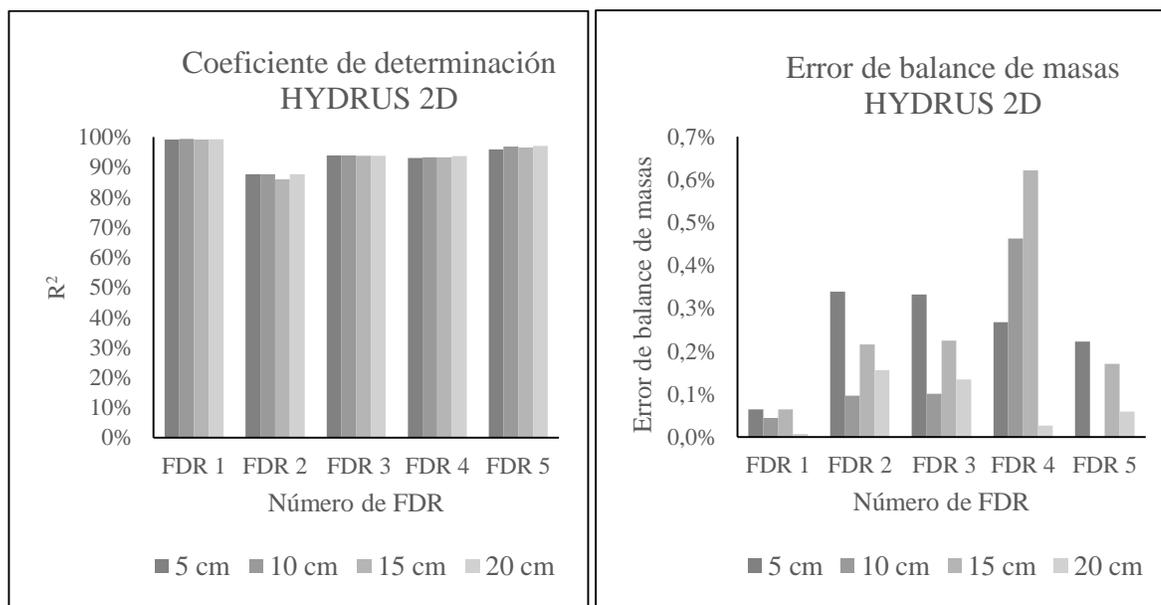


Figura 12. Coeficiente de determinación (R^2) y error de balance de masas realizado al Método 1 con HYDRUS 2D, donde se aprecia que con un radio de mojamiento de 20 cm el modelo produce menor error de balance de masas.

Con el radio seleccionado se probaron los dos métodos de solución inversa (Figura 9), donde el método 1 tuvo un mayor Nash y menor RRMSE comparativamente con el método 2, por lo tanto será el método a utilizar con HYDRUS 2D de aquí en adelante (Figura 13). Los resultados de la modelación de contenido de agua y CEP obtenidos por el método 1 fueron muy satisfactorios. Se obtuvo un RRMSE para contenido de agua de 13,8% y para la CEP de 29%. Se obtuvo un MAE para contenido de agua de 0,027 y para la CEP de 1,79 dS m⁻¹. Finalmente se logró un Nash para contenido de agua de 0,639 y para la CEP de 0,719. La media para contenido de agua volumétrico fue de 0,30 y para la CEP fue de 10,05 dS m⁻¹.

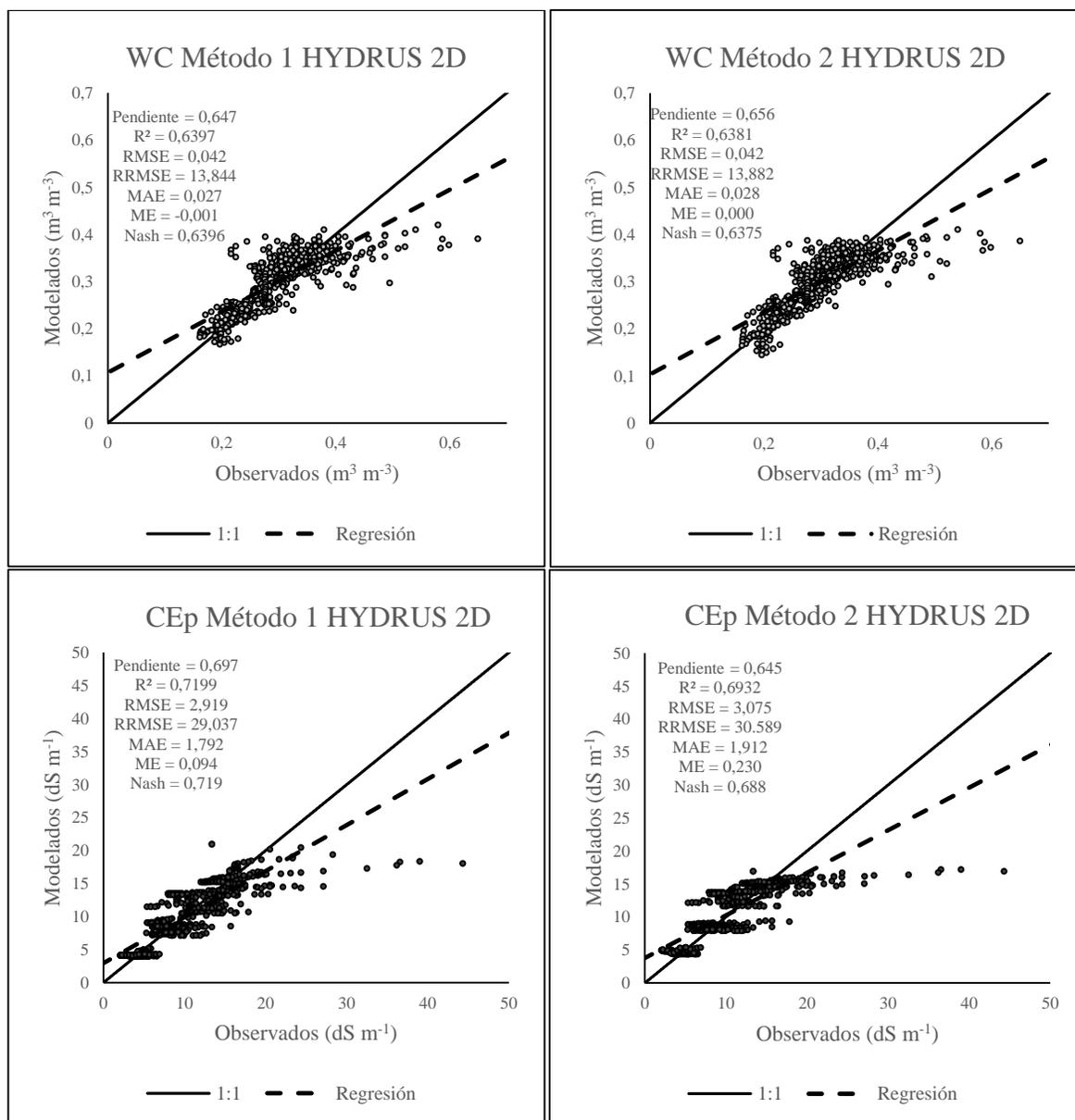


Figura 13. Eficiencia del modelo donde se encuentra el valor modelado y observado del contenido de agua (WC, arriba) y conductividad eléctrica de poros (CEp, abajo) de los

5 FDR. Se observa que el método 1 (izquierda) tiene un mayor Nash y menor RRMSE que el método 2 (derecha), por lo tanto es el método seleccionado.

En publicaciones recientes para especies frutales, se destaca el estudio realizado por Phogat *et al.* (2013) en Australia para una especie frutal (naranja) por medio de HYDRUS 2D, donde se modeló el contenido de agua y nitrógeno en un sistema de lisímetros pesantes con un drenaje en la base del lisímetro. Lo modelado se contrastó con los datos obtenidos por medio de un sensor de humedad ENVIROSCAN para el contenido de agua. Los resultados obtenidos para contenido de agua presentaron un MAE promedio que varió de 0,006 a 0,22, un RMSE que varió de 0,007 a 0,028 y un NASH que varió de 0,17 a 0,96. En otra investigación realizada por Phogat *et al.* (2014) en mandarino utilizando HYDRUS 2D, se evaluó el flujo de agua, conductividad eléctrica del agua de los poros y nitrato, contrastándolos con mediciones de ENVIROSCAN y lisímetros de succión, obteniendo valores de MAE para contenido de agua que variaron de 0,01 a 0,04 y un MAE para conductividad eléctrica de 0,08 a 0,76 dS m⁻¹.

En ambas investigaciones se realizaron optimizaciones inversas para los parámetros de entrada y se puede observar que los resultados obtenidos en esta investigación están dentro de los rangos obtenidos en ellas, con excepción de la conductividad eléctrica, donde el MAE que se obtuvo para mandarino fue aproximadamente 1 dS m⁻¹ menor. Sin embargo, al observar la CE_p media de ese estudio (1,17 dS m⁻¹) y compararla con la CE_p media de esta investigación (10,05 dS m⁻¹) se puede concluir que en términos relativos se obtuvo un MAE adecuado.

Los parámetros ajustados de la modelación inversa por el método 1 para HYDRUS 2D/3D y para HYDRUS 1D, se pueden ver en el Cuadro 8, donde todos los valores se encuentran dentro de los límites expresados en Carsel y Parrish (1988, citado por Šimůnek *et al.*, 2013). Estos datos pueden ser usados para el cuartel del predio Mallorquina con la precisión mencionada previamente por los estadísticos calculados (RRMSE, NASH, RMSE entre otros).

Cuadro 8. Parámetros optimizados de la curva característica, dispersión longitudinal e isoterma de Freundlich para HYDRUS 2D/3D obtenido por el método 1 e HYDRUS 1D. Donde θ_r es el contenido de agua residual, θ_s es el contenido de agua a saturación, α es el valor de entrada de aire, n es el índice de distribución del tamaño de los poros, K_s es la conductividad hidráulica saturada, Disp L es la dispersividad longitudinal, K_d es un parámetro de la isoterma lineal y B es un parámetro de ajuste para la ecuación de Freundlich.

HYDRUS 2D								
Horizonte	θ_r	θ_s	α	n	K_s	Disp L	K_d	B
	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	cm^{-1}	(-)	cm día^{-1}	cm	dS m^{-1}	(-)
1	0,002	0,750	0,016	2,45	74,83	10,00	0,00	1,00
2,1	0,027	0,395	0,046	1,69	60,00	15,71	1,16	0,73
2,4	0,200	0,756	0,041	1,17	27,67	0,78	0,50	1,00
2.3.1	0,078	0,353	0,044	1,55	136,61	0,73	1,22	1,01
2.3.2	0,098	0,436	0,034	1,51	2,30	14,72	0,78	1,18
2.2.1	0,170	0,770	0,006	1,39	4,94	10,61	0,30	1,00
2.2.2	0,097	0,448	0,033	1,51	0,96	6,56	1,05	0,97
2.5.1	0,170	0,376	0,020	1,10	44,17	21,92	0,00	1,00
2.5.2	0,142	0,413	0,055	1,49	1,12	13,73	1,34	0,88
3	0,054	0,510	0,013	1,46	53,80	10,00	0,00	1,00
4	0,001	0,588	0,096	1,14	195,10	10,00	0,00	1,00
HYDRUS 1D								
1	0,002	0,736	0,064	1,39	61,16	1,81	13,08	1,00
2.1	0,116	0,255	0,024	1,65	20,20	13,84	16,49	0,71
2.2	0,010	0,426	0,038	1,48	104,07	1,19	47,71	0,84
3	0,054	0,510	0,013	1,46	53,80	10,00	0,00	1,00
4	0,001	0,588	0,096	1,14	195,10	10,00	0,00	1,00

La nomenclatura del cuadro 8 para los horizontes en la modelación 2D es la siguiente; el primer número corresponde al N° de horizonte, el segundo corresponde al FDR y el tercero corresponde a si es el horizonte sobre el FDR ($n^{\circ}1$) o en la misma posición del FDR ($n^{\circ}2$). Por ejemplo 2.3.1 se lee, modelación inversa para el horizonte 2 sobre el FDR 3. Para HYDRUS 1D el horizonte 2 se separó en 2 partes siendo 2.1 para el FDR 1 y 2.2 para el FDR 2. Observar el orden propuesto en las Figuras 6 y 9.

La gran variabilidad observada entre los θ_s , se debe a los horizontes creados con el fin de ajustar de mejor manera el modelo. Estos horizontes en terreno no existen, sin embargo en el modelo funcionan para ajustar mejor los valores de WC y CE_p colectados por los FDR. Los valores de K_s ajustados se encuentran alejados de los encontrados en el Cuadro 5, pero están dentro de los rangos aceptados en literatura según los rangos presentados previamente en Carsel y Parrish (1988, citado por Šimůnek *et al.*, 2013).

Análisis de la simulación inversa por cada FDR

A diferencia del análisis anterior, donde se analizaron todos los FDR en un mismo gráfico (Figura 13), en esta sección se busca analizar el ajuste por medio del RRMSE y Nash para cada FDR (Figura 14). Con respecto al contenido de agua volumétrico, el factor Nash fue siempre mayor a 0, lo cual indica un buen ajuste, lo que sumado a un RRMSE menor a 20% en el FDR 2 y menor a 10% en el resto de los FDR, indica que la optimización inversa por cada FDR resultó satisfactoria. Con respecto a la CE_p, el factor Nash fue negativo solo en el FDR 3 con un valor muy cercano a 0, en tanto el RRMSE fue de un 35% para el FDR 2, mientras que el resto varió entre 5% y 25%, lo que indica que, a pesar de ser valores no tan concluyentes como el contenido de agua, son un valor aceptable.

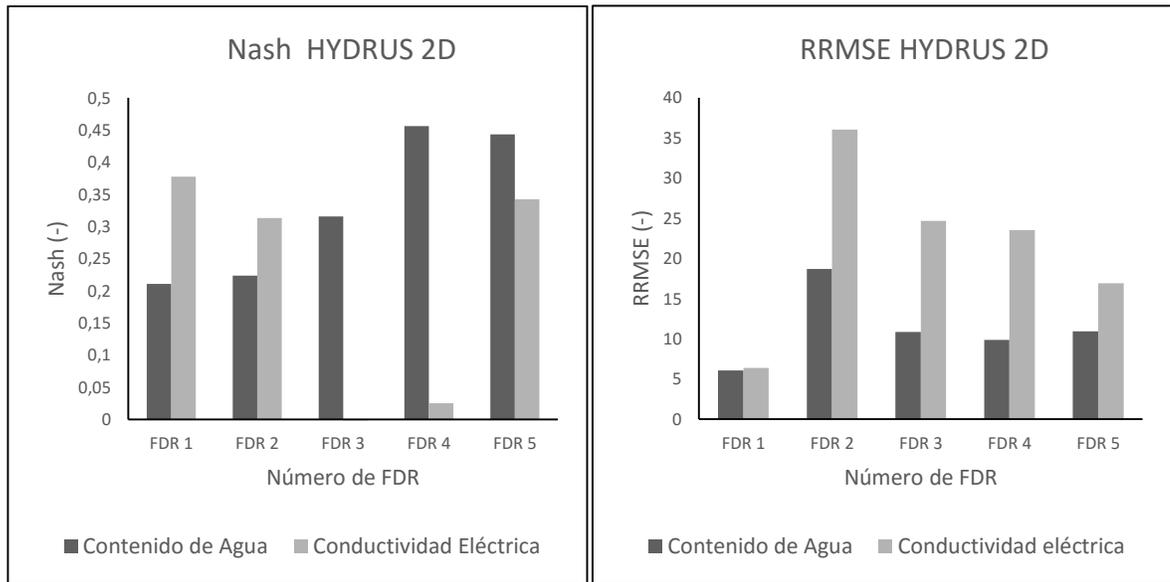


Figura 14. Nash y RRMSE por FDR para conductividad eléctrica de poros y contenido de agua.

La dinámica del contenido de agua y la CE_p en el tiempo medida por cada FDR y modelada por HYDRUS 2D se puede observar en la Figura 15, donde se puede apreciar que hay un buen ajuste entre lo modelado y observado para el contenido de agua. Por otra parte, para la CE_p se tiene una tendencia más bien estática, lo cual se puede adjudicar a la baja transpiración potencial calculada por los métodos de inversión de IAF (Cuadro 6, Figura 10). En datos obtenidos por otras investigaciones hechas en el mismo cuartel (Datos no publicados) se obtuvieron IAF de olivo de 1,32 m² m⁻² por métodos directos, el cual da una transpiración doblemente más grande que en esta investigación.

En todos los FDR, exceptuando el FDR 1 (Figura 15a), se aprecian datos atípicos para ambas variables desde el comienzo del ensayo (día 96) hasta aproximadamente 50 días después (Figuras 15b y 15c). Esto se puede explicar porque la medición con los FDR comenzó inmediatamente después de ser instalados, lo que pudo provocar un asentamiento posterior de estos. En el trabajo de Phogat *et al.* (2013), antes de comenzar el ensayo, los lisímetros se dejaron 6 meses para que el suelo se asentara y se le dio un riego a saturación para minimizar los bolsones de aire.

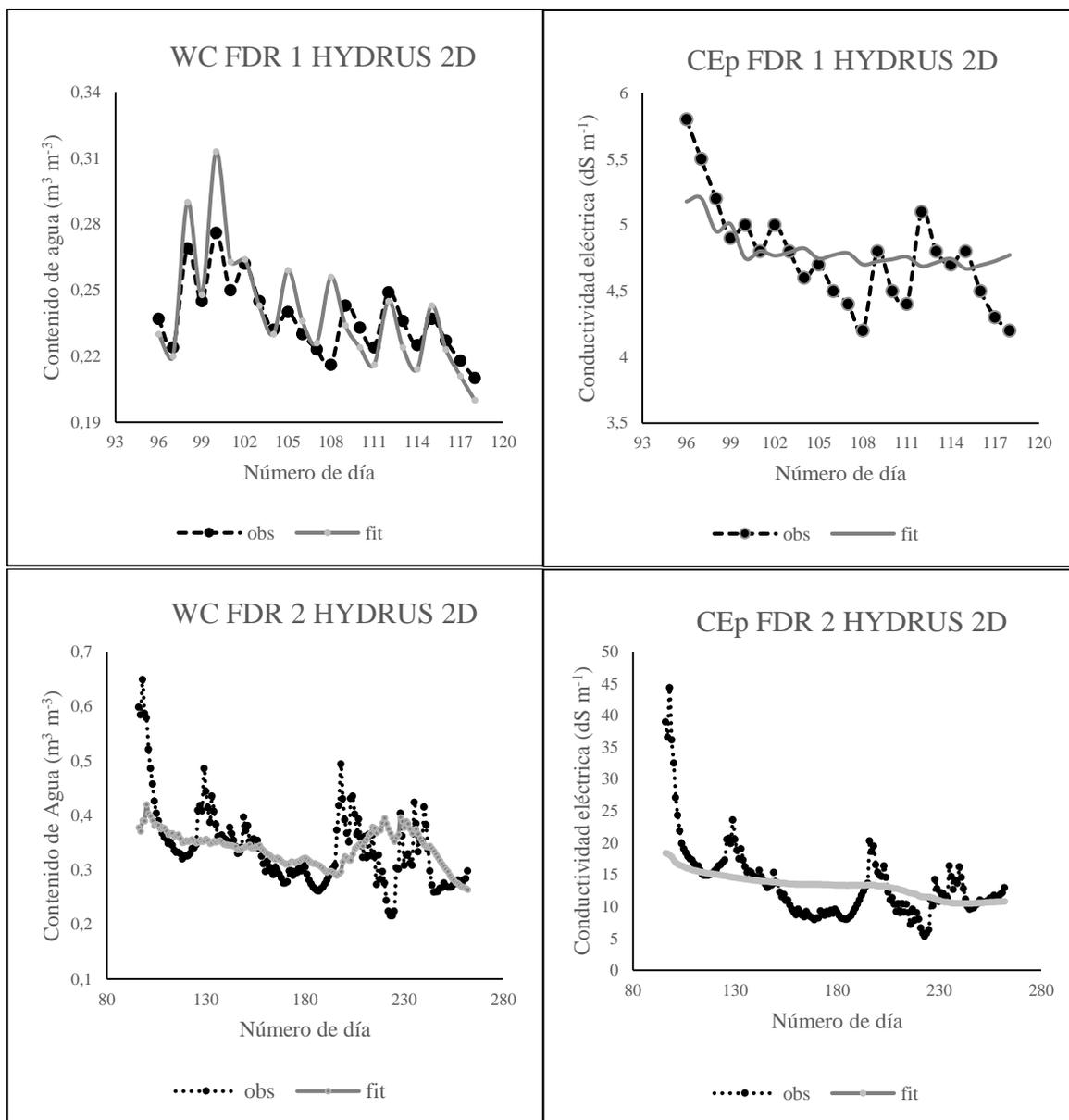


Figura 15a. Dinámica del contenido de agua volumétrico y conductividad eléctrica del agua de los poros de los valores observados (obs) y ajustados (fit) para el FDR 1 y 2 (arriba y abajo, respetivamente).

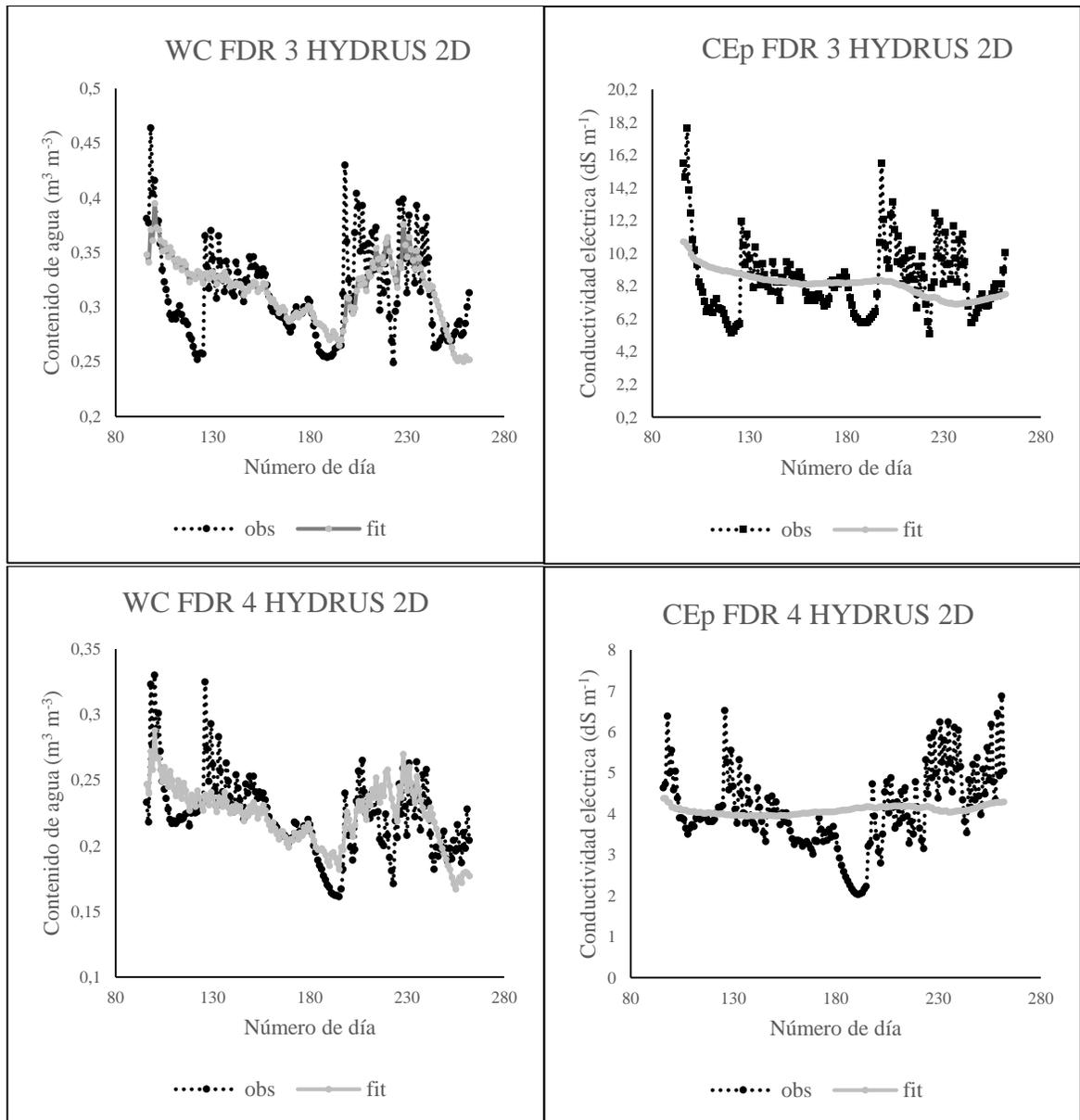


Figura 15b. Dinámica del contenido de agua volumétrico y conductividad eléctrica del agua de los poros de los valores observados (obs) y ajustados (fit) para el FDR 3 y 4 (arriba y abajo, respetivamente).

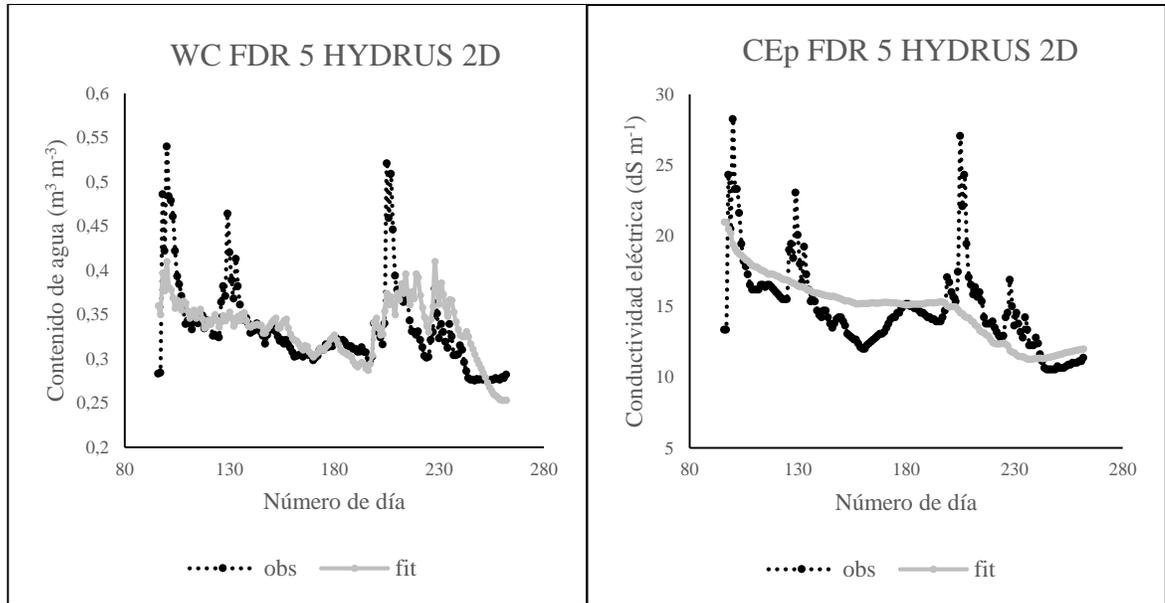


Figura 15c. Dinámica del contenido de agua volumétrico y conductividad eléctrica del agua de los poros de los valores observados (obs) y ajustados (fit) para FDR 5.

En base a la distribución de los FDR (Figura 6) y considerando la dinámica de evapotranspiración (Figura 10), se está logrando desplazar sales en profundidad; si bien el modelamiento no es tan preciso con respecto a los datos obtenidos por los sensores, logra estimar la tendencia global lograda durante la temporada.

Comparación entre HYDRUS 1D e HYDRUS 2D/3D

Los resultados obtenidos con el método 1 para HYDRUS 2D/3D se compararon con los resultados obtenidos con HYDRUS 1D para los FDR que se encuentran bajo el gotero (FDR 1 y FDR 2) debido a que ahí se encuentra flujo en una dimensión. Los valores de contenido de agua (Figura 16) son muy parecidos entre ambos softwares, resultando un Nash para los dos cercano a 0,4 y un RRMSE 20%, teniendo un ligero mejor desempeño HYDRUS 2D. Con respecto a la conductividad eléctrica de poros, HYDRUS 1D logró el mejor desempeño, teniendo un valor ligeramente mayor de Nash y el menor valor de RRMSE. Las diferencias son tan pequeñas entre ambos softwares para los dos parámetros, que se podría indicar que tienen el mismo desempeño, lo cual era el resultado esperado.

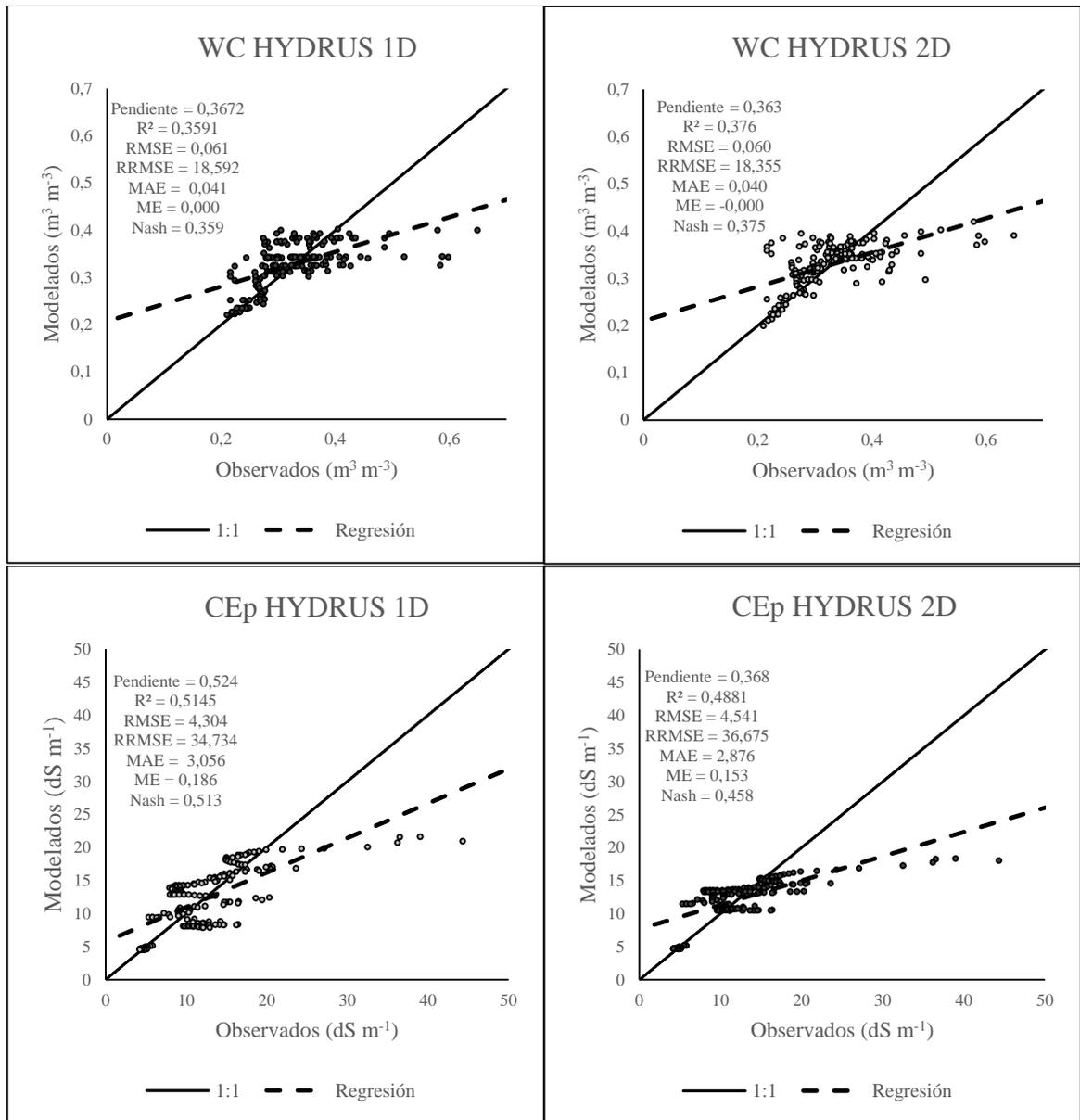


Figura 16. Eficiencia del modelo entre HYDRUS 1D e HYDRUS 2D/3D para contenido de agua (WC, arriba) y conductividad eléctrica de poros (CEp, abajo) medida por los FDR 1 y FDR 2. Se aprecia que no tienen mucha diferencia en WC, sin embargo en CEp se observan pequeñas diferencias tanto en Nash como RRMSE.

En publicaciones recientes con simulación inversa para HYDRUS 1D, se destaca el trabajo de Zeng *et al.* (2014) que realizó un estudio en China para observar los efectos de los regímenes de riego en la lixiviación de las sales en el perfil de suelo, utilizando el modelo de porosidad dual. En dicho estudio se logró un Nash en el contenido de agua que varió entre 0,487 a 0,918 y un Nash en el contenido de sales de 0,699 a 0,999. En otro estudio realizado en arroz durante 2 años en China por Tan *et al.* (2015), se compararon dos manejos de agua y se evaluó el stock de agua que queda en el suelo. Junto con los impactos ambientales producidos por el nitrógeno, se obtuvo un Nash para contenido de agua de 0,79 a 0,91. Los

mejores valores obtenidos en aquellas investigaciones comparadas con los resultados de HYDRUS 1D de esta investigación, se justifican porque en ellas se realizaron mediciones directas del contenido de agua y de sales, lo cual es más preciso que por medio de sensores. Adicionalmente, el FDR 2 de esta investigación no logró un buen ajuste (Figura 15a y Figura 14) y corresponde al 86% de los datos analizados entre el FDR 1 y 2, tendiendo presente que el FDR 1 posee menos datos. La subestimación del modelo sobre los $0,35 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ y sobre 15 dS m^{-1} se pudo deber a la elevada variabilidad entre los datos obtenidos por los FDR (Figura 15), donde el modelo para obtener un mejor ajuste siguió la tendencia de la temporada.

A pesar de no tener una satisfactoria comparación entre HYDRUS 1D y otros estudios científicos recientes, se destaca que en el contenido de agua se obtuvo un Nash positivo de 0,359 con un RRMSE de 18,5 % y un MAE de 0,04, en tanto para la CE_p se obtuvo un Nash de 0,51, un RRMSE de 34,7 % y un MAE de 3,06 dS m^{-1} . Durante el periodo de estudio, el contenido de agua presentó una media de $0,33 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ en tanto la CE_p presentó una media de $12,38 \text{ dS m}^{-1}$.

Análisis final para futuras investigaciones

Para mejorar los resultados de la simulación directa, se deben realizar mediciones *in situ* con más detalle para los parámetros hidráulicos, como se mencionó previamente. A su vez, se deben estudiar métodos para obtener en laboratorio los parámetros que determinan la ecuación Advecto-Dispersiva como la precipitación, reacciones químicas, adsorción, mineralización de la materia orgánica y dispersión para sodio, calcio, potasio y magnesio en pos de mejorar los valores obtenidos. Para flujo de solutos se pudo utilizar el módulo UNSATCHEM mencionado previamente en Ramos *et al.* (2011), en lugar del módulo de solutos estándar.

El módulo UNSATCHEM se encuentra dentro de HYDRUS y considera reacciones más precisas entre solutos, como la creación de especies complejas, precipitación, disolución, competencia por sitios de adsorción, complejización en la fase acuosa y además estima la conductividad eléctrica por solutos individuales. El módulo de solutos estándar cuenta solo con medios relativamente complejos de intercambio catiónico por medio de isothermas de adsorción y la conductividad eléctrica del agua de los poros se debe simular como un soluto (Ramos *et al.*, 2011).

Se pudo haber tomado una medición real de IAF en vez de hacerlo por métodos de inversión, debido a que el error en la estimación va a recaer principalmente en la concentración de sales en el perfil por la extracción de agua por las plantas. Junto con lo anterior, se debió realizar una calibración especial para el contenido de sales obtenido por los FDR y se debieron dejar estabilizar por al menos 3 meses, aplicando fuertes cargas de agua para eliminar posibles bolsas de aire y permitir que el suelo se asiente de mejor manera (Phogat *et al.*, 2013).

Para mejorar las simulaciones inversas, además de lo anterior, se pudo considerar el efecto de histéresis mencionado en Konyai *et al.* (2009) para suelos salinos, también se pudo considerar variar el parámetro “l” (Ecuación 15) como en Ramos *et al.* (2011). En esta

investigación, aquel parámetro no fue optimizado y se mantuvo constante para todos los suelos, con un valor de 0,5 al igual que en Phogat *et al.* (2013) y Gärdenäs *et al.* (2005).

CONCLUSIONES

Considerando las condiciones de suelo altamente salino y estratificado, bajo riego por goteo y en condiciones climáticas híper-áridas, en el presente estudio es posible concluir que.

La simulación directa no tuvo un buen ajuste en el contenido de agua debido a una baja densificación en la toma de muestras para obtener los parámetros hidráulicos. Así mismo no tuvo un buen ajuste en la conductividad eléctrica de poros, ya que no se calculó ningún parámetro en laboratorio y los FDR no fueron previamente calibrados.

Por medio de la simulación inversa, se obtuvo un buen ajuste para el contenido de agua y la conductividad eléctrica de poros, obteniendo valores de Nash mayores a 0,6 para el conjunto de datos, aunque este índice de desempeño disminuye cuando se consideran los datos separados por cada FDR.

HYDRUS 2D e HYDRUS 1D son una alternativa para zonas áridas, los cuales con una optimización previa, pueden determinar contenido de agua y conductividad eléctrica de poros con adecuada fiabilidad.

BIBLIOGRAFÍA

- Agrawal, J.; I. Sherameti and A. Varma. 2011. Detoxification of Heavy Metals: State of Art. (cap. 1, pp. 1-34). En: Sherameti, I. y A. Varma (Eds.). Detoxification of Heavy Metals. Springer. 448 p. (Soil Biology. Volume 30. DOI 10.1007/978-3-642-21408-0).
- Allen, R.; L. Pereira; D. Raes y M. Smith. 2006. Evapotranspiración del cultivo: Guías para para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma, Italia, 298 pp. (Estudio FAO Riego y Drenaje 56).
- Aragüés, R.; J. Puy and D. Isidoro. 2004. Vegetative growth response of young olive trees (*Olea europaea* L., cv. Arbequina) to soil salinity and waterlogging. *Plant and Soil*, 271: 265-273.
- Arbat, G.; J. Puig-Bargués; M. Duran-Ros; J. Barragan y F. Ramírez de Cartagena. 2013. Drip Irrigation: Computer software to simulate soil-wetting patterns under surface drip irrigation. *Computers and Electronics in Agriculture*, 98: 183-192.
- Arbat, G.; J. Puig-Bargués; M. Duran-Ros; J. Barragan y F. Ramirez de Cartagena. 2007. Distribución del agua en el suelo en riego por superficie: Aplicación del código HYDRUS. Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Volumen VIII: 305-311.
- Balashov, E.; N. Buchkina; E. Rizhiya and C. Farkas. 2014. Field validation of DNDC and SWAP models for temperature and water content of loamy and sandy loam Spodosols. *International Agrophysics*, 28: 133-142. doi:10.2478/intag-2014-0001.
- Campbell, G. and J. Norman. 1989. The description and measurement of plant canopy structure. (Cap. 1. pp. 15). In: Russel, M.; B. Marshall and P. Jarvis (eds.). Plant canopies: their growth, form and function. Cambridge University Press. 177p.
- CIREN (Centro de Información de Recursos Naturales), Chile. 2007. Estudio agrológico valle de Copiapó y valle del Huasco III Región. Descripción de suelos materiales y símbolos. Santiago, Chile: CIREN. 159p. (Publicación CIREN N° 135. ISBN 978-956-7153-83-1).
- DGA (Dirección General de Aguas), Chile. 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Santiago, Chile. 122p.
- Dörne, J.; and D. Dec. 2008. Efecto de la estructura sobre el movimiento de agua en una catena de suelos. *Agro Sur*. 36 (2): 45-52.
- FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y Alimentación) y FIDA (Fondo Internacional de Desarrollo Agrícola). 2006. El agua para la alimentación, la agricultura y los medios de vida rurales. (Cap. 7, pp. 21 – 23). En: UNESCO (Organización de las Naciones Unidas para la Educación, Ciencia y Cultura). El agua, una responsabilidad compartida: 2° informe de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos en el mundo. 48 p. [en línea] Recuperado en: <http://webworld.unesco.org/water/wwap/wwdr/wwdr2/facts_figures/index_es.shtml> [consulta: 20 Abril 2014].
- Fichet, T.; B. Razeto y T. Curkovic (Eds.). 2011. El Olivo: Estudio agronómico en la Región de Atacama. Santiago, Chile: Universidad de Chile. 171 p. (Serie Ciencias Agronómicas N°16).
- Fredlund, D.; D. Sheng and J. Zhao. 2011. Estimation of soil suction from the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*. 48: 186 – 198.

- Gärdenäs, A.; J. Hopmans; B. Hanson and J. Šimůnek. 2005. Two-dimensional modeling of nitrate leaching for various fertigation scenarios under micro-irrigation. *Agricultural Water Management*, 74: 219-242.
- INE (Instituto Nacional de Estadísticas). 2007. Estadísticas Agropecuarias [en línea]. Santiago, Chile. Recuperado en: <http://www.ine.cl/canales/chile_estadistico/estadisticas_agropecuarias/estadisticas_agropecuarias.php> [consulta: 25 Abril 2014]
- INIA (Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias), Chile. 2001. Caracterización de la salinidad de los suelos y aguas del valle del río Copiapó. Copiapó, Chile: INIA. 32p. (Boletín INIA N°70. ISSN 0717 - 4829).
- Jury, W.; and R. Horton. 2004. Soil Physics. John Wiley & Sons, Inc, New York. 370p.
- Kandelous, M and J. Simunek. 2010. Numerical simulations of water movement in a subsurface drip irrigation system under field and laboratory conditions using HYDRUS-2D. *Agricultural Water Management*, 97: 1070-1076.
- Kandelous, M.; T. Kamai; J. Vrugt; J. Simunek; B. Hanson., et al. 2012. Evaluation of subsurface drip irrigation design and management parameters for alfalfa. *Agricultural Water Management*, 109: 81-93.
- Konyai, S.; V. Sriboonlu and V. Trelo-Ges. 2009. The effect of air entry values on hysteresis of water retention curve in Saline Soil. *American Journal of Environmental Sciences* 5(3): 341-345.
- Kool, D.; A. Ben-Gal; N. Agam; J. Simunek; L. Heitman., et al. 2014. Spatial and diurnal below canopy evaporation in a desert vineyard: Measurements and modeling. *Water Resources Research*, 50. doi:10.1002/2014WR015409.
- Lang, A. 1987. Simplified estimate of leaf area index from transmittance of the sun's beam. *Agricultural and Forest Meteorology*. 41(1987): 179-186.
- León, J. 2010. Modelación hidrogeológica de depósito de estériles. Memoria Ingeniero Civil. Santiago, Chile: Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 103 h.
- Matus. N.; B. Fernández; M. Aedo y S. Larraín. 2004. Recursos Hídricos de Chile: Desafíos para la Sustentabilidad. Santiago, Chile: LOM- ediciones. 169 p. (Programas Chile Sustentable, ISBN: 956-7889-20-1).
- Novoa, R. y S. Villaseca. 1989. Mapa agroclimático de Chile. Santiago, Chile. Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias (INIA). 221p.
- Patel, N and T Rajput. 2008. Dynamics and modeling of soil water under subsurface drip irrigated onion. *Agricultural Water Management*, 95: 1335-1349.
- Pfeiffer, M.; J. Haberland; C. Kremer y O. Seguel. 2008. Comparación de dos métodos alternativos al pozo barreno para la medición de la conductividad hidráulica saturada (Ks) en un Alfisol. *J. Soil Sc. Plant Nutr.* 8 (4): 49-56.
- Phogat, V.; M. Skewes; J. Cox; J. Alam; G. Grigson and J. Šimůnek. 2013. Evaluation of water movement and nitrate dynamics in a lysimeter planted with an orange tree. *Agricultural Water Management*, 127: 74-84.
- Phogat, V.; M. Skewes; J. Cox; G. Sanderson; J. Alam and J. Šimůnek. 2014. Seasonal simulation of water, salinity and nitrate dynamics under drip irrigated mandarin (*Citrus reticulata*) and assessing management options for drainage and nitrate leachin. *Journal of Hydrology*, 513: 504 – 516.
- Pizarro. R.; C. Morales; L. Roman y P. Godoy. 2006. Aguas Continentales. (Cap. 2, pp. 71-103). En: Gligo, N. Informe país Estado del Medio Ambiente en Chile 2005. Sa. Ed.

- Santiago, Chile: LOM ediciones. 371p. (Centro de Análisis de Políticas Públicas, Universidad de Chile, I.S.B.N. 956-19-0529-9).
- Rallo, G. and G. Provenzano. 2013. Modelling eco-physiological response of table olive trees (*Olea europaea L.*) to soil water deficit conditions. *Agricultural Water Management*, 120: 79-88.
- Ramos, T.; J. Šimůnek; M. Goncalves; J. Martins; A. Prazeres; N. Castanheira., et al. 2011. Field evaluation of a multicomponent solute transport model in soils irrigated with saline waters. *Journal of Hydrology*, 407: 129-144.
- Ramos, T.; J. Šimůnek; M. Goncalves; J. Martins; A. Prazeres and L. Pereira. 2012. Two-dimensional modeling of water and nitrogen fate from sweet sorghum irrigated with fresh and blended saline waters. *Agricultural Water Management*, 111: 87-104.
- Rezaei, M.; E. Ebrahimi; S. Naseh; M. Mohajerpour. 2012. A new 1.4-GHz soil moisture sensor. *Measurement*, 45: 1723-1728.
- Sadzwarka, A.; R. Grez; M. Carrasco y M. Mora. 2004. Métodos de análisis recomendados para los suelos chilenos. Comisión de Normalización y Acreditación, Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. 113p.
- Sandoval, E.; F. Dörner; O. Seguel; J. Cuevas y D. Rivera. 2012. Método de análisis físicos de suelo. Universidad de Concepción. Chillán, Chile: Publicaciones de Suelos y Recursos Naturales, número 5. 80p.
- Schoeneberger, P.; A. Wysocki; C. Benham and W. Broderson. (Eds), 2002. Field book for describing and sampling soils. Lincoln, NE: Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center. 218p. (Version 2.0).
- Šimůnek, J. and J. Hopmans. 2009. Modeling compensated root water and nutrient uptake. *Ecological Modelling*, 220: 505-521.
- Šimůnek, J.; M. Šejna and M. van Genuchten. 1999. The HYDRUS-2D Software Package for Simulating Two-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 2.0. Riverside, California: U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS.
- Šimůnek, J.; M. Šejna; H. Saito; M. Sakai and M. van Genuchten. 2013. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media. Version 4.16, HYDRUS Software Series 3. Riverside, California: Department of Environmental Sciences, University of California Riverside. 340 p.
- Šimůnek, J.; M. van Genuchten and M. Šejna. 2012. The HYDRUS Software Package for Simulating Two- and Three Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Porous Media: Technical Manual. Version 2.0. Prague, Czech Republic: PC Progress. 258pp.
- Singh, P.; A. Singh; H. Tiwari and P. Dwivedi. 2011. The effect of salts of the hydraulic conductivity of the saline alkali soil. *Indian J.Sci.Res.* 2(4): 117-119.
- Skaggs, T.; T. Trout; J. Šimůnek and J. Shouse. 2004. Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental observations. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 130: 304 – 310. DOI: 10.1061/~ASCE!0733-9437~2004!130:4~304!.
- Tan, X.; D. Shao; W. Gu and H. Liu. 2015. Field analysis of water and nitrogen fate in lowland paddy field under different water managements using HYDRUS -1D. *Agricultural Water Management*, 150: 67-80.

- Tindall, J.; J. Kunkel and D. Anderson. 1999. Field Water in Soils. (cap. 12, pp 379 – 406). In: Tindall, J.; J. Kunkel and D. Anderson. *Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers*. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall. 624 p.
- UNESCO (Organización de las Naciones Unidas para la Educación, Ciencia y Cultura). 2003. Agua para todos, Agua para la vida. 33 p. [en línea]. Recuperado en: <http://www.unesco.org/water/wwap/wwdr/ex_summary/ex_summary_es.pdf> [consulta: 20 Abril 2014].
- Van Genuchten, M.; F. Leij and S. Yates. 1991. The RETC code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, Version 1.0. Riverside, California: U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS.
- Vrugt, J.; M. Wijk; J. Hopmans and J. Šimůnek. 2001. One-, two- and three-dimensional root water uptake functions for transient modelling. *Water Resources Research*. 37: 2457-2470.
- Wilmans, W. 2005. Estudio práctico, teórico y numérico acerca de la atenuación natural en suelos naturales. Tesis de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Santiago, Chile: Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 116 p.
- Zamorano, N. 2011. Estimación del índice de área foliar por medio de la interceptación de radiación solar en vid y olivo. Memoria Ingeniero Agrónomo, mención Fruticultura. Santiago, Chile: Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile. 28h.
- Zeng, W.; C. JingWei and J. Huang. 2014. Soil salt leaching under different irrigation regimes: HYDRUS 1D modelling and analysis. *J Arid Land*, 6: 44-58. doi: 10.1007/s40333-013-0176-9.