

***Simulación numérica de la dinámica del agua en el suelo.
Aplicación al diseño de sistemas de riego LAF.***

Francisco Ramírez de Cartagena Bisbe

I S B N: 84-89727-64-3
Depósito Legal: S. 54-98

Servei de Publicacions
Universitat de Lleida

TESITEX, S.L.
c/. Melchor Cano, 15
Télf. 923 - 25 51 15
Fax 923 - 25 87 03
37007 SALAMANCA

ÍNDICE GENERAL

[RESUMEN](#)

[AGRADECIMIENTOS](#)

[NOTACIÓN](#)

[CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN](#)

[1.1. Introducción general](#)

[1.2. Metodología de trabajo](#)

[Referencias](#)

[CAPÍTULO 2. EL MEDIO FÍSICO EN *RLAF*](#)

[2.1. Introducción](#)

[2.2. Características de los *rlaf*](#)

[2.3. Componentes del diseño agronómico en *rlaf*](#)

[2.4. Evaluación de la evapotranspiración del cultivo en *rlaf*](#)

[2.4.1. Estimación de la evapotranspiración](#)

[2.4.2. Problemática en la estimación de la evapotranspiración](#)

[2.4.3. Medición de la transpiración](#)

[2.4.4. Estimación de la evaporación](#)

[2.4.5. Medición de la evaporación](#)

[2.5. Evaluación del volumen de suelo mojado](#)

[2.5.1. Medición del volumen de suelo mojado](#)

[2.5.2. Estimación del volumen de suelo mojado](#)

[Referencias](#)

[CAPÍTULO 3. DINÁMICA DEL AGUA EN EL SUELO EN *RLAF*](#)

[3.1. Introducción](#)

[3.2. Simulación del flujo de agua en el suelo](#)

[3.2.1. Principios básicos del flujo de agua en el suelo](#)

[3.2.1.1. Estado del agua en el suelo.](#)

[3.2.1.2. Flujo de agua en el suelo](#)

[3.2.1.3. Condiciones de validez de la ecuación general de flujo](#)

[3.2.2. Ecuaciones del flujo de agua en el suelo en *rlaf*](#)

[3.3. Solución a la ecuación general de flujo en *rlaf*](#)

[3.3.1. Soluciones exactas \(analíticas y quasi analíticas\)](#)

[3.3.1.1. Bases](#)

[3.3.1.2. Técnicas de resolución y resultados](#)

[A. Sin término extracción de agua por la planta ni evaporación de la superficie de suelo](#)

[B. Con término extracción](#)

[3.3.2. Soluciones numéricas](#)

[3.3.2.1. Bases](#)

[3.3.2.2. Técnicas de resolución y resultados](#)

[A. Método de las diferencias finitas](#)

[B. Método de los elementos finitos](#)

[3.4. Modelos de aplicación directa.](#)

[3.5. Limitaciones de los métodos de resolución de la ecuación general de flujo](#)

[3.6. Diagnóstico general de los modelos existentes actualmente](#)

[3.7. Determinación de las funciones hidráulicas del suelo](#)

[3.7.1. Métodos directos](#)

[3.7.2. Métodos indirectos](#)

[3.8. Simulación de la extracción de agua por la planta](#)

[Referencias](#)

[CAPÍTULO 4. OBJETIVOS](#)

[4.1. Objetivos](#)

[4.2. Bases y contribuciones de la tesis](#)

[4.3. Utilidad del trabajo](#)

[Referencias](#)

[CAPÍTULO 5. DESARROLLO Y SOLUCIÓN NUMÉRICA DEL MODELO PROPUESTO](#)

[5.1. Introducción](#)

[5.2. Hipótesis adoptadas](#)

[5.3. Desarrollo y solución](#)

[5.4. Variables necesarias en el modelo](#)

[5.4.1. Clasificación](#)

[5.4.2. Determinación de las variables climáticas](#)

[5.4.3. Determinación de las variables del suelo](#)

[5.4.4. Determinación de las variables de la planta](#)

[5.4.5. Determinación de las variables del sistema de riego](#)

[Referencias](#)

[CAPÍTULO 6. DESCRIPCIÓN DEL PROGRAMA INFORMÁTICO](#)

[6.1. Introducción](#)

[6.2. Estructura general](#)

[6.3. Estructura del programa de simulación](#)

[6.4. Ficheros de entrada de datos](#)

[6.4.1. Ficheros de datos climáticos](#)

[6.4.2. Ficheros de datos del suelo](#)

[6.4.3. Ficheros de datos del cultivo](#)

[6.4.4. Ficheros de datos del sistema de riego](#)

[6.4.5. Fichero general de selección de datos](#)

[6.5. Fichero de salida de resultados](#)

[6.6. Programa principal](#)

[6.7. Subrutinas](#)

[6.7.1. Subrutina ITERPRI](#)

[6.7.2. Subrutina AQUASOL](#)

[6.7.3. Subrutina EXTRAGUA](#)

[CAPÍTULO 7. PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL Y PRUEBAS DE VERIFICACIÓN DEL MODELO](#)

[7.1. Introducción](#)

[7.2. Procedimiento experimental](#)

[7.3. Determinación de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo.](#)

[7.4. Estimación de la evapotranspiración](#)

[7.5. Determinación del volumen radicular](#)

[7.6. Verificación del modelo](#)

[7.6.1. Opciones de cálculo seleccionadas](#)

[7.6.2. Pruebas para la verificación](#)

[7.6.3. Programas informáticos para la verificación del modelo](#)

[7.6.4. Análisis de sensibilidad](#)

[CAPÍTULO 8. RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE LA VERIFICACIÓN DEL MODELO](#)

- [8.1. Introducción](#)
- [8.2. Simulación sin planta](#)
- [8.2. Simulación con planta](#)
- [8.4. Análisis de sensibilidad](#)
- [8.5. Análisis global de resultados](#)

CAPÍTULO 9. APLICACIONES DEL MODELO PROPUESTO AL DISEÑO DE SISTEMAS *RLAF*

- [9.1. Introducción](#)
- [9.2. Estructura general de las aplicaciones](#)
 - [9.2.1. Diseño agronómico en *rlaf*](#)
 - [9.2.2. Otras aplicaciones](#)
- [9.3. Procedimiento propuesto de diseño agronómico en *rlaf*](#)
- [9.4. Desarrollo de los programas informáticos](#)
 - [9.4.1. Diseño agronómico de *rlaf*](#)
 - [9.4.2. Determinación del agua acumulada en profundidad y lateralmente](#)
 - [9.4.3. Localización del frente húmedo](#)
 - [9.4.4. Curvas de isocontenido de agua](#)
- [9.5. Aplicaciones prácticas](#)

CAPÍTULO 10. CONCLUSIONES

- [10.1. Conclusiones generales](#)
- [10.2. Sugerencias para futuras investigaciones](#)

APÉNDICES

- [1. DESCRIPCIÓN DEL PERFIL DEL SUELO](#)



Resumen

En esta tesis doctoral se desarrolla un modelo de simulación de la dinámica del agua en el suelo con la finalidad de servir de base al diseño de sistemas de riego localizado de alta frecuencia y ayudar a la toma de decisiones en el manejo de estos sistemas de riego. Se propone también una metodología para el diseño agronómico. El conjunto modelo-diseño se implementa en una serie de programas informáticos de fácil utilización para el usuario.

Para el desarrollo del procedimiento numérico se utiliza la teoría de flujo de agua en condiciones de no saturación y sin contemplar el efecto histéretico. Se resuelve la ecuación de flujo axisimétrico sin y con extracción de agua por la planta. Esta ecuación no lineal se resuelve a partir de la definición de un cilindro de suelo y su discretización. Mediante la aplicación del principio de conservación de masas y de la ley de Darcy en los elementos definidos en el cilindro se determinan los contenidos de agua en el suelo para un determinado tiempo, a partir de unos contenidos de agua del suelo iniciales. Se consideraron los distintos horizontes del suelo, con propiedades físicas e hidráulicas distintas, y para la simulación del término extracción de agua por el cultivo se utilizó una aproximación macroscópica. Para la realización de los cálculos se necesita la curva característica de agua del suelo y la función conductividad hidráulica. Para la obtención de estas 2 funciones, al igual que para otros parámetros que son necesarios para la ejecución del modelo, se posibilita la elección de distintos métodos. La transpiración de la planta se estimó mediante factores climáticos y determinadas características de la planta.

La verificación del modelo se realizó a partir de la comparación de los resultados de diversas simulaciones con los resultados de pruebas de campo diseñadas al efecto. Se concluyó que los resultados de la simulación fueron satisfactorios en la ejecución del modelo sin cultivo pero no en el modelo con planta. Se pone de manifiesto la dificultad de verificación en campo de este tipo de modelos por las deficiencias que inevitablemente tienen lugar en la realización de las pruebas experimentales. Por otra parte, el modelo se mostró sensible a la conductividad hidráulica del suelo, al contenido inicial de agua del suelo, al caudal de emisión y cuando se contempla la extracción de agua por la planta a las dimensiones del sistema radicular.

Finalmente, se presenta una aplicación al diseño de sistemas *rlaf*, donde las variables del diseño agronómico se determinan para unas determinadas condiciones de clima, suelo y planta. Igualmente se determinan el agua acumulada en profundidad y lateralmente, a distintos tiempos del inicio del riego, el frente húmedo o zona de influencia del gotero y las curvas de isocontenido de agua del suelo. Este conjunto de aplicaciones se presentan informatizadas para su fácil y rápida ejecución.

Agradecimientos

Quiero agradecer al director de la tesis, Dr. Miguel Angel Sainz Sánchez, Director y Catedrático del Departamento de Informática y Matemática Aplicada de la Universidad de Girona, su dirección, interés y apoyo continuo, tanto científico como moral, que me ha proporcionado a lo largo del desarrollo de esta tesis. Mi gratitud con el tutor de la tesis, Dr. Jaime Porta Casanellas, Catedrático del Departamento de Medio Ambiente y Ciencias del Suelo de la Universidad de Lleida y Rector de la Universidad de Lleida, por su guía, formación y asistencia proporcionada durante la realización de los cursos de doctorado, en los inicios de la tesis, como becario del departamento y durante toda mi carrera universitaria. Asimismo, agradezco al Dr. Javier Barragán Fernández, Director y Catedrático del Departamento de Ingeniería Agroforestal de la Universidad de Lleida su contribución en mi formación y sus consejos, asesoramiento, documentación y ánimos proporcionados. A todos ellos además, mi gratitud por la revisión crítica del escrito.

También mi agradecimiento a la Universidad Politécnica de Cataluña, donde he realizado mis estudios universitarios y que me proporcionó el soporte económico para la realización de la Tesis Doctoral, además de ayudarme con un complemento de nómina. El Ministerio de Educación y Ciencia proporcionó también al doctorando una beca de formación de profesorado y personal investigador que contribuyó al soporte financiero. Agradezco también al Departamento de Informática y Matemática Aplicada de la Universidad de Girona tanto la disponibilidad de los equipos informáticos como la ayuda técnica prestada por su personal. Por otra parte, la Estación Experimental Agrícola Mas Badia permitió disponer de las parcelas experimentales para la realización de las pruebas de campo.

Quiero extender mi agradecimiento a mis padres por su apoyo moral y económico; y de forma especial, a Isabel, mi esposa, el soporte, la comprensión y la gran paciencia que ha tenido a lo largo de la preparación de esta tesis.

Finalmente, se agradece también todo el material previamente publicado por otras personas, relacionado con el tema de investigación, presentando las referencias en el texto, así como tampoco puede olvidarse a todas aquellas personas que han contribuido al trabajo con sus ideas, interés o comentarios.

Notación

A	área de un anillo	L^2	cm^2
Ac	contenido del suelo en arcilla	adimens	%
AF	aporte de la capa freática	LT^{-1}	mm/día
Ar	contenido del suelo en arena	adimens.	%
CE _e	conductividad eléctrica máxima tolerable del extracto de suelo para un cultivo dado	$M^{-1}L^{-3}TC^2$	dS/m a 25°C
CE _r	conductividad eléctrica del agua de riego	$M^{-1}L^{-3}TC^2$	dS/m a 25°C
c(θ)	capacidad específica de agua	L^{-1}	m^{-1}
Da	densidad aparente del suelo	ML^{-3}	$Kg/cm^3, g/cm^3$
D(θ)	difusividad hidráulica del suelo	L^2T^{-1}	$m^2/día$
E _s	evaporación del suelo	LT^{-1}	mm/día
Ef _p	eficiencia por percolación	adimens.	%
Ef _s	eficiencia de riego necesaria para la salinidad del agua de riego	adimens.	%
Ef _t	eficiencia total del sistema de riego	adimens.	%
Ef _u	eficiencia de uniformidad en la instalación de riego	adimens.	%
ET _c	evapotranspiración del cultivo	LT^{-1}	mm/día, mm/h
ET _o	evapotranspiración de referencia	LT^{-1}	mm/día, mm/h
{Et _o } _m	evapotranspiración máxima	LT^{-1}	mm/día, mm/h
Et _o (t)	evapotranspiración respecto al tiempo	LT^{-1}	mm/día, mm/h
ET _{dia}	evapotranspiración total Diaria	LT^{-1}	mm
K	conductividad hidráulica	LT^{-1}	m/s, m/día
K _{sat}	conductividad hidráulica del suelo a saturación	LT^{-1}	m/s, m/día
K _c	coeficiente de cultivo	adimens.	-
K _l	coeficiente de localización	adimens.	-
L	calor latente de vaporización del agua por unidad de masa	L^2T^{-2}	J/kg
L	contenido del suelo en limo	adimens.	%
LAI	índice de área foliar	adimens.	-
LD	duración de las horas de sol	T	h, s
ML	movimiento lateral de agua	L	cm
Mo	contenido del suelo en materia Orgánica	adimens.	%
NL	necesidades de lavado	adimens.	%
Nrn	necesidades de riego netas	LT^{-1}	mm/día
Nrt	necesidades de riego totales	LT^{-1}	mm/día
PE	lluvia efectiva	LT^{-1}	mm/día

Q	caudal de agua que fluye entre 2 celdas	L^3T^{-1}	cm^3/s
q	densidad de flujo	LT^{-1}	m/s
Q_e	caudal de emisión del gotero	L^3T^{-1}	l/h, cm^3/s
R	radio interior de un anillo	L	cm
R_n	fracción de la radiación solar que alcanza la superficie de suelo	$MT^{-1}C^{-1}$	W/m^2
$R(Z)$	función densidad de raíz efectiva respecto a la profundidad	L^{-2}	m/m^3
$S(\Psi)$	función extracción de agua respecto al potencial matricial por unidad de volumen de suelo y tiempo	T^{-1}	$l/m^3\text{ dia}$
S_{max}	máxima extracción de agua posible por las raíces de la planta	T^{-1}	$l/m^3\text{ dia}$
$S_{i,j}$	extracción de agua para una celda (i, j)	T^{-1}	$l/m^3\text{ dia}$
$S_{max(i,j)}$	extracción de agua máxima posible para una celda (i, j)	LT^{-1}	m^3/m^2s
T	transpiración	LT^{-1}	$mm/dia, mm/h$
T_p	transpiración potencial	LT^{-1}	$mm/dia, mm/h$
t	tiempo	T	s
V	volumen de agua	L^3	cm^3
V_w	volumen de agua aplicado	L^3	cm^3
VS, Y	volumen de suelo húmedo	L^3	cm^3
$V_{i,j}$	volumen del anillo (i, j)	L^3	cm^3
X	volumen total de agua en el suelo	L^3	cm^3
z	profundidad	L	cm
Z_r	profundidad de la zona radicular	L	cm
$\alpha(\Psi_m)$	función genérica de reducción del potencial matricial del suelo	adimens.	-
$\alpha(\Psi_{mi,j})$	función de reducción de la extracción máxima en función del potencial matricial de la celda (i, j)	adimens.	-
γ	constante psicrométrica	$ML^{-1}T^{-2}t^{-1}$	mbar/K
δ	pendiente de la función presión de vapor a saturación	$ML^{-1}T^{-2}t^{-1}$	mbar/K
Δi	altura de una celda	L	cm
Δj	anchura de una celda	L	cm
Δl	altura	L	m
ΔQ	caudal de agua neto para una		

	celda	L^3T^{-1}	l/h, cm^3/s
Δt	incremento del tiempo de simulación	T	s
$\Delta\theta_{i,j}$	variación en el contenido de agua para una celda (i, j)	adimens.	%
ΔW	variación del contenido de agua del suelo	LT^{-1}	mm/día
Φ	flujo de potencial matricial	L^2T^{-1}	$m^2/día$
Ψ_t	potencial total de agua del suelo	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_z	potencial gravitacional	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_s	potencial osmótico o de solutos	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_p	potencial de presión	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_m	potencial matricial	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_h	potencial hidráulico	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_n	potencial neumático o de presión de aire	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_u	potencial de mersión o de presión hidrostática	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_b	potencial de presión envolvente	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_w	potencial de humedad	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_e	potencial hídrico de entrada de aire	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
Ψ_r	potencial de raíz	$ML^{-1}T^{-2}, L$	KPa, cm
θ	contenido de agua del suelo	adimens.	%
θ_{ini}	contenido inicial de agua del suelo	adimens.	%
θ_{fin}	contenido final de agua del suelo	adimens.	%
θ_p	contenido de agua estimado para un potencial matricial determinado	adimens.	%
θ_r	contenido de agua residual ($\Psi \rightarrow -\infty$)	adimens.	%
θ_{33}	contenido de agua a 33 Kpa	adimens.	%
θ_{1500}	contenido de agua a 1500 Kpa	adimens.	%
∇_{Ψ}	gradiente de potencial o gradiente hidráulico en un espacio tri-dimensional	adimens.	adimens.
∇_q	vector operador diferencial, representando el gradiente tri-dimensional de la densidad de flujo	T^{-1}	s^{-1}

Capítulo 1. Introducción

1.1. Introducción general

La microirrigación o sistemas de riego localizado de alta frecuencia (*rlaf*) se caracterizan por la aplicación de agua, precisa y lenta en forma de gotas o pequeños chorros a través de unos mecanismos llamados emisores situados en determinadas posiciones de una línea distribuidora de agua. Su origen histórico data de principios de este siglo con intentos iniciales en varios países, pero con éxitos limitados. No fue hasta los años 60 y a consecuencia de que la industria de los plásticos proporcionó un material adecuado y barato, en que empezaron a desarrollarse rápidamente los sistemas de microirrigación tal como se entienden en la actualidad. Varios países, entre ellos USA, Australia, Israel y Sudáfrica experimentaron un incremento espectacular de la superficie regada por microirrigación en la década de los años 70. En España, no ha sido hasta la década de los 80, en que la microirrigación en superficie se ha introducido de forma notable, especialmente en los cultivos frutales del Noreste. La importancia de este sistema queda reflejada en el único y último censo mundial disponible, en que ocupaba el tercer puesto mundial con una superficie regada por microirrigación de 112500 has. según un informe de la ICID de finales de 1986 (Decroix, 1989). Sin embargo, la implantación de este sistema de riego no iba acompañada de los conocimientos técnicos adecuados sobre su diseño y su operacionalidad, puesto que su ritmo de expansión era más rápido del que se necesitaba para su investigación.

Las ventajas e inconvenientes de los *rlaf* respecto a otros métodos de riego, han sido descritas por varios autores (Bresler, 1977; Bucks et al., 1980; Elfving, 1982). Entre las ventajas se citan el aumento de la producción del cultivo, la reducción del efecto de salinidad en la planta, la mejora en la distribución de fertilizantes y otros agroquímicos, el crecimiento limitado de malas hierbas, el ahorro en el uso del agua y el menor costo energético. También, la técnica de los *rlaf* ofrece un grado de seguridad alto, desde el punto de vista higiénico, para la reutilización de aguas residuales en la agricultura. Entre las desventajas están la acumulación de sales cerca de las plantas, el coste económico de la instalación, los requerimientos en el mantenimiento del sistema de riego y las limitaciones por problemas en el equipo de riego como la obturación de emisores. Las deficiencias originadas por problemas hidráulicos del sistema, se han ido resolviendo debido al rápido avance tecnológico de la industria química y de componentes hidráulicos.

Por otra parte, las ventajas mencionadas únicamente pueden conseguirse si la eficiencia del sistema de riego es óptima. La optimización de los sistemas de riego es interesante, en cuanto a que supone como ventaja principal una reducción en la cantidad de agua y energía necesarias para el riego. Esta cuestión es de primordial importancia dada la competencia por la cantidad y calidad del agua de los sectores industrial y urbano a la agricultura. En este sentido, las perspectivas de la microirrigación son buenas, puesto que es el sistema de riego que ofrece mayor potencial para la consecución de una alta eficiencia en el uso del agua.

La aplicación eficiente de agua en un sistema de *rlaf* depende de un diseño correcto y de un manejo adecuado. El diseño de un sistema *rlaf* tiene dos componentes: el diseño agronómico y el diseño hidráulico. El diseño agronómico debe garantizar las necesidades de agua al cultivo y el volumen de suelo húmedo suficiente para su adecuado desarrollo y control de sales. El diseño hidráulico es posterior al diseño agronómico y trata de dimensionar todos los componentes hidráulicos del sistema, tales como diámetro de las tuberías, potencia del grupo de bombeo, filtros y otros elementos.

En la actualidad, las bases de cálculo para el diseño hidráulico son totalmente conocidas, existiendo en el mercado diversos programas de cálculo para su optimización. Sin embargo, en cuanto al diseño agronómico la determinación de la forma y la distribución de la humedad en el volumen de suelo mojado para condiciones de clima, suelo y planta determinadas e interaccionadas, no es simple. Conocer esta información supone la realización de numerosas experiencias de campo para cada caso considerado, difícilmente justificables, puesto que suponen unas altas inversiones en tiempo y recursos humanos y económicos.

Existen muy pocos estudios sobre la combinación adecuada de separación entre emisores, caudal del emisor y frecuencia de riego para diversas condiciones de clima, suelo y planta. Como consecuencia, la mayor parte del desarrollo, en términos de diseño agronómico y manejo de los sistemas *rlaf*, es empírico, simplista y escaso. Es muy común que se adopten valores totalmente supuestos de las principales variables de diseño, tales como el volumen de suelo mojado. Otras veces, se han aplicado conceptos de otros métodos de riego, que cuando no han ido acompañados de adaptaciones adecuadas resultan ser erróneos para *rlaf*.

Se concluye pues, que en la actualidad los sistemas de riego por microirrigación se diseñan y manejan con escasos criterios técnicos. Esta situación conduce a que su eficiencia no sea óptima, y evidentemente, en estas condiciones, sus ventajas se ven reducidas o anuladas.

Como método alternativo a los planteamientos basados en las pruebas de campo, algunos autores proponen la utilización de modelos matemáticos para simular la dinámica del agua en el suelo. En este sentido existen una serie de trabajos teóricos que a partir de unas entradas al modelo, predicen la distribución de humedad en el suelo bajo el emisor. Actualmente pueden encontrarse algunos de estos modelos en la literatura especializada, sin embargo su utilización en la práctica puede afirmarse con seguridad que es casi nula. Las causas de esta infrutilización son múltiples. En general, la mayoría de estos modelos se han publicado en un estado cuyo funcionamiento requiere un grado de especialización elevado en el manejo de modelos matemáticos, quedando reservados a unos pocos expertos en la materia, que raramente son los proyectistas o los técnicos usuarios del sistema de riego. Su utilización no es directa y tampoco se han desarrollado programas posteriores que permitan su aplicación práctica de forma inmediata. Por otra parte, otros modelos son excesivamente complejos, y para su utilización exigen un elevado número de datos de partida, la mayoría de ellos difíciles de obtener. En contrapartida, otros modelos son demasiado simplistas y tienen limitaciones importantes, de forma que los resultados que a partir de ellos se obtienen pueden diferir significativamente de la realidad. Como simplificaciones más corrientes están el suponer el suelo homogéneo y caracterizarlo por un solo horizonte, y no considerar la extracción de agua por las raíces de las plantas. Finalmente, se desconoce el comportamiento en la práctica de la mayoría de modelos teóricos que se han desarrollado. Si a esto se añade que tales modelos contienen determinadas hipótesis que difícilmente se cumplen en condiciones de campo, donde además no han sido suficientemente validados, se tiene otra poderosa razón de su escasa utilidad.

El propósito de esta tesis es desarrollar un modelo para la predicción de la distribución del agua en el suelo en *rlaf*, con una aplicación dirigida al diseño de sistemas *rlaf*, de manera que constituya un conjunto útil y fácilmente manejable para el ingeniero. Para ello se pretende que las entradas sean simples y puedan particularizarse para cada zona de trabajo con fiabilidad alta en los resultados. De esta manera, el usuario podrá generar información y así conocer de una forma rápida el efecto de diversas estrategias operativas del riego, para elegir la más adecuada al proyecto.

1.2. Metodología de trabajo

1. Descripción del medio físico en condiciones de *rlaf* y derivación de consecuencias sobre el diseño y manejo de los sistemas de *rlaf*.
2. Revisión de la teoría general de flujo de agua en el suelo y su particularización a *rlaf*.
3. Revisión de los modelos de simulación de la dinámica del agua en el suelo, de las funciones hidráulicas y de la extracción de agua por la planta en sistemas de *rlaf*.
4. Fijación de los objetivos.
5. Desarrollo de un modelo de la dinámica del agua en el suelo para *rlaf*.
6. Verificación del modelo a partir de experiencias de campo.
7. Explotación del modelo. Aplicación al diseño y manejo de sistemas *rlaf*.

Referencias

1. BRESLER E. 1977. Trickle-drip irrigation: Principles and application to soil-water management. *Advances in Agronomy*, 29: 343-393.
2. BUCKS D.A., NAKAYAMA F.S., WARRICK A.W. 1982. Principles, practices, and potentialities of trickle (drip) irrigation. *Advances in Irrigation*, 1: 219-298.
3. DECROIX M. 1988. La micro-irrigation dans le monde. Cemagref. 208 pp.
4. ELFVING D.C. 1982. Crop response to trickle irrigation. *Horticultural Reviews*, 1: 1-48.



Capítulo 2. El medio físico en *rlaf*

2.1. Introducción

El estudio del medio físico (continuo suelo-planta-atmósfera) bajo condiciones de *rlaf*, nos permitirá conocer las características diferenciales entre este sistema de riego y los riegos convencionales. De este análisis resulta que en los sistemas *rlaf*, la naturaleza del microclima de la plantación es especial y la transferencia del agua en el suelo es multi-dimensional, a diferencia de los demás sistemas de riego.

Por otra parte, las principales variables que intervienen tanto en el diseño como en el manejo de los sistemas *rlaf* son la evapotranspiración del cultivo y el volumen de suelo mojado, puesto que tienen implicación directa sobre el uso del agua y la producción del cultivo. Dado que la evapotranspiración del cultivo se relaciona directamente con el microclima de la plantación, y el volumen de suelo mojado depende de la transferencia de agua en el suelo, resulta que la determinación de ambas variables es compleja.

En este capítulo se presentan y discuten brevemente los métodos para la determinación de estas dos variables en condiciones de *rlaf*. El desarrollo de métodos alternativos para la medición de la transpiración de la planta y evaporación del suelo, tiene especial interés en la programación de los *rlaf* puesto que permitirían eliminar el método del balance de radiación con las dificultades de uso que conlleva. Además serían útiles en la validación de modelos de extracción de agua por la planta.

2.2. Características de los *rlaf*

Entre los métodos de riego convencionales (superficial, aspersión) y el riego por goteo existen diferencias originadas por la forma de aplicación del agua de riego. En un sistema de riego por goteo, la aplicación de agua se efectúa a través de los emisores, en forma de gotas o pequeños chorros continuos de caudal determinado. Las diferencias que existen están originadas por la geometría del flujo de agua que ocasionan los emisores y por la frecuencia del agua aplicada. Estas peculiaridades ocasionan diferencias básicamente en la transferencia de agua en el suelo, en los ciclos de riego, en el microclima de las plantaciones y en la aireación del suelo.

A. Transferencia de agua en el suelo.

En un sistema de riego convencional o cuando se produce una lluvia, la superficie a través de la que entra el agua en el suelo se considera idéntica a la superficie total del suelo, mientras que en riego por goteo el área a través de la que tiene lugar la infiltración, es muy pequeña en comparación con la superficie total de suelo. El resultado, es que en los riegos convencionales el flujo de agua tiene lugar únicamente en la dirección vertical, siendo despreciables los gradientes horizontales, y por tanto el flujo de agua es uni-dimensional.

En riego por goteo, en cambio, los gradientes del flujo de agua varían vertical y lateralmente, resultando que la infiltración de agua es tri-dimensional.

B. Ciclo del riego.

La alta frecuencia en la aplicación del agua, es una característica del riego por goteo frente a los sistemas de riego convencionales.

El ciclo de riego en los sistemas tradicionales consiste en un breve periodo de infiltración, seguido de un largo periodo de distribución, evaporación y extracción de agua por el cultivo, simultáneos. Económicamente interesa en este caso, minimizar el número de riegos, disminuyendo la frecuencia entre ellos. Por consiguiente, interesa maximizar la

cantidad de agua almacenada en el suelo que utilizará la planta antes del próximo riego. En un sistema de riego por goteo, la alta frecuencia en la aplicación de agua hace que el periodo de infiltración de agua en el suelo sea la parte más importante del ciclo de riego (Rawlins, 1973). Así resulta que en los métodos de riego tradicionales, las propiedades de almacenamiento de agua son los parámetros de suelo más importantes para el diseño de estos sistemas de riego, mientras que en riego por goteo, las más importantes son las propiedades de flujo de agua del suelo (Bresler, 1978).

C. Microclima de la plantación.

El microclima de una plantación regada por goteo, tiene una naturaleza especial por la existencia de zonas de suelo secas y zonas húmedas. Esto origina particularidades en el balance de radiación (balance de energía) y consecuentemente en la evapotranspiración del cultivo. En plantaciones en que la cubierta vegetal no cubre totalmente la superficie del suelo, o en cultivos con gran espaciamiento entre líneas, además existirán zonas sombreadas y zonas expuestas directamente a la radiación solar.

El tratamiento analítico del balance de radiación en condiciones de riego por goteo y cultivos en filas (frutales) es extremadamente complejo. Los primeros investigadores en efectuar un balance de este tipo contrastando los resultados con un ensayo de campo, fueron Ben-Asher y Sammis (1978). Quedó demostrado que se producen gradientes de energía laterales entre zonas de distinta naturaleza. Por este motivo, la aplicación de un balance de radiación clásico, con flujos de energía únicamente verticales, si bien es válido para los métodos de riego convencionales con el supuesto de advección nula de zonas colindantes, es incorrecto en riego por goteo.

D. Aireación del suelo.

Los riegos tradicionales, por el hecho de mojar toda la superficie de suelo dificultan la difusión de oxígeno desde la atmósfera al suelo. Únicamente después de haber drenado el exceso de agua, el contenido en aire del suelo y en particular el contenido de oxígeno de la atmósfera del suelo incrementan a un nivel que permite la adecuada aireación de las raíces.

En contraste con esto, en riego por goteo, al humedecerse sólo una parte de la superficie del suelo, puede producirse la difusión de oxígeno durante el proceso de riego, y por consiguiente asegurar una mejor aireación de las raíces. Sin embargo, el área próxima al emisor está saturada durante el periodo de riego y durante algún tiempo después del riego impidiendo la difusión de oxígeno en la fase gaseosa. La importancia de esta área limitada sobre el posible desarrollo de asfixia radicular ha sido tratada por Gur et al. (1979), aunque actualmente es muy poco conocida.

2.3. Componentes del diseño agronómico en *rlaf*

El diseño agronómico es el proceso que, mediante cálculos y ensayos de campo y laboratorio, tiene como objetivo garantizar que la instalación sea capaz de suministrar, con una eficiencia de aplicación óptima, las necesidades hídricas del cultivo durante el periodo de máximo consumo, consiguiendo además mojar el volumen de suelo suficiente para su adecuado desarrollo y un efectivo control de sales (Hernández Abreu, 1982).

Se trata por tanto de determinar las necesidades de agua de riego y el volumen de suelo mojado.

A. Necesidades de agua de riego.

En el cálculo de las necesidades de agua de riego, debe diferenciarse cuando se trata de diseño o manejo. En el caso de diseño, deben estudiarse series estacionales para determinar los periodos de máxima demanda, en términos de probabilidades de ocurrencia.

Cuando se trata de manejo, generalmente se realiza una programación de riegos. En tal caso, interesan los valores de necesidad de agua en tiempo real.

Las necesidades de riego netas N_{rn} son el volumen de agua necesario para satisfacer la evapotranspiración del cultivo, considerando las aportaciones de agua, y pueden expresarse analíticamente mediante la ecuación del balance de agua:

[Figura 2-1](#) (2.1)

donde,

ET_c , evapotranspiración del cultivo

PE, lluvia efectiva

AF, aporte de la capa freática

ΔW , variación del contenido de agua del suelo

El problema más importante en la determinación del balance de agua en microirrigación es definir las áreas y volúmenes de suelo sobre los que se deben hacer los cálculos. Esto supone que las contribuciones de la lluvia y el aporte de la capa freática son difíciles de evaluar. No se han desarrollado métodos específicos para el cálculo de estos valores en riego localizado, por lo que es práctica común considerar las necesidades de riego netas iguales a la evapotranspiración del cultivo.

Las necesidades de agua de riego totales N_{rt} son el volumen de agua que debe ser aportado por el sistema de riego para satisfacer la necesidad de agua de riego del cultivo ET_c , el lavado de sales y las otras pérdidas de agua que se producen en el riego. Para el cálculo de las necesidades de riego totales N_{rt} se parte de las N_{rn} , y se mayoran de acuerdo con la eficiencia total del sistema de riego E_f ,

[Figura 2-2](#) (2.2)

La E_f se calcula según sus componentes por la ecuación,

[Figura 2-3](#) (2.3)

donde,

E_{fp} , es la eficiencia por percolación y contabiliza las pérdidas inevitables por percolación fuera de la zona radicular. Para su estimación, Keller (1978) propone unos valores tabulados en función del clima, textura del suelo y profundidad de raíces del cultivo.

E_{fs} , es la eficiencia de riego necesaria para la salinidad del agua de riego y se calcula a partir de las necesidades de lavado NL, $E_{fs} = 1 - NL$. Las necesidades de lavado dependen de la concentración salina del agua de riego, de la tolerancia a la salinidad del cultivo, de la frecuencia de riego y de la uniformidad de riego. Se han desarrollado métodos con distinto grado de complejidad para determinar las NL (%). Doorembos y Pruitt (1977) proponen utilizar la ecuación,

[Figura 2-4](#) (2.4)

donde,

CE_r , conductividad eléctrica del agua de riego (dS/m a 25°C)

CE_e , conductividad eléctrica máxima tolerable del extracto de suelo (dS/m a 25°C) para un cultivo dado, según el porcentaje de producción del cultivo respecto al máximo. Estos niveles de tolerancia han sido tabulados por Ayers y Westcost (1976).

E_{fu} , es la eficiencia de uniformidad en la instalación de riego, y se mide mediante el coeficiente de uniformidad (CU), cuyo valor impone el proyectista.

B. Volumen de suelo mojado.

El volumen de suelo mojado es la variable más importante tanto en el diseño como en el posterior manejo del *rlaf*, siendo interesante mantener un volumen de suelo mojado óptimo. El volumen de suelo mojado que debe seleccionarse depende de la planta, puesto que ésta debe utilizar el agua aplicada de la mejor forma. La elección del volumen de suelo

mojado óptimo debe suponer que el movimiento vertical y lateral se ajusten a la profundidad de raíces. Si existe un exceso, significará que se está perdiendo agua aplicada, excepto en el caso de necesidad de lavado. Si hay un déficit, podrá producirse un stress, y no se estará en condiciones de rendimientos óptimos.

Las implicaciones del sistema radicular del cultivo sobre la extracción de agua y nutrientes son claras. El volumen de suelo mojado se comporta como factor limitante del crecimiento del cultivo. Por este motivo se han desarrollado numerosos estudios para conocer el comportamiento del cultivo y la distribución de raíces bajo sistemas de riego localizado de alta frecuencia. La distribución de raíces en el suelo es un proceso dinámico controlado por factores como aireación, contenido de agua del suelo y disponibilidad de nutrientes (Kramer, 1969). El principal factor que determina la distribución de raíces es el volumen de suelo húmedo por debajo del emisor. En el manzano, este factor es la relación entre el contenido de agua del suelo y la aireación (Levin et al. 1973).

Levin et al. (1972) en un estudio sobre una plantación de manzanos en Israel encuentran que más del 80% del sistema radicular y la extracción de agua se efectuó en los primeros 60 cm. de suelo.

Earl y Jury (1977), y Jury y Earl (1977), encuentran que el riego semanal en relación al riego diario moja más superficie de suelo (horizontal y vertical) y por tanto de volumen radicular, por lo que las raíces en el caso semanal están más extendidas y en el caso diario ocupan un volumen más reducido, lo que hace que las producciones sean más altas en el riego semanal.

Levin et al. (1979) encontraron para el manzano que la distribución de raíces fue paralela a la distribución de humedad, con aumento de densidad radicular en la zona mojada.

A pesar de estos estudios, cuyo carácter es bastante puntual, se desconoce cual es exactamente el volumen de suelo mojado óptimo para un determinado cultivo.

Black (1974), después de realizar una experiencia de laboratorio con manzanos, concluye que aunque se moje menos del 100% del volumen radicular, no se produce un stress hídrico considerable. De ello se deduce que no es necesario que el agua alcance la totalidad de las raíces para conseguir un desarrollo óptimo.

Bucks et al. (1982) sugieren que la relación de volumen de suelo mojado óptimo respecto a la zona total de raíces debe estar entre el 33 y 66 %.

Keller y Karmelli (1974) proponen como forma de evaluar el volumen de suelo mojado, el porcentaje de suelo mojado, que se obtiene midiendo el área mojada y refiriéndola porcentualmente al área total del cultivo.

Merriam y Keller (1978) estandarizan a 30 cm. la profundidad a que debe medirse el área mojada, pero según la profundidad de raíces de cada cultivo puede disminuirse hasta 15 cm. Es conveniente que la medida se efectúe a la profundidad de máxima densidad radicular.

Keller (1978), establece una relación teórica entre la producción potencial y el porcentaje de suelo mojado para sistemas en que las necesidades de agua de las plantas están totalmente cubiertas. La producción máxima se consigue bastante antes de que el área mojada llegue al 100 % del área total.

No se ha determinado el valor mínimo ni el valor correcto del porcentaje de suelo mojado para los cultivos. Los sistemas diseñados con altos valores del porcentaje de suelo mojado, proporcionan mayor almacenamiento de agua y ofrecen más seguridad de evitar el stress hídrico en la programación de los riegos por un fallo del sistema, sin embargo su coste económico es mayor. Valores del porcentaje de suelo mojado excesivamente altos, pueden dificultar las prácticas culturales y provocar pérdidas de agua por evaporación.

Keller y Bliesner (1990) proponen como un objetivo razonable en el diseño, para

cultivos plantados a un marco amplio, como árboles, humedecer entre un tercio y dos tercios de la sección horizontal del sistema radicular, es decir, conseguir un porcentaje de suelo mojado entre 33% y 67%. En regiones con lluvias adicionales y suelos de textura media o arcillosa este valor puede tomarse inferior a un tercio. En cultivos poco espaciados con distancias entre filas y emisores menores a 1.8 m. el porcentaje de suelo mojado normalmente se aproxima al 100 %.

Conocida la variable volumen de suelo mojado, el siguiente paso del diseño agronómico es determinar el caudal de emisión, el número de emisores por planta, el volumen total de agua a aplicar, la frecuencia y el tiempo de riego necesarios para conseguir el volumen fijado de suelo mojado.

2.4. Evaluación de la evapotranspiración del cultivo en *rlaf*

2.4.1. Estimación de la evapotranspiración

Las pérdidas de agua desde una superficie cultivada a la atmósfera son debidas a la evaporación desde la superficie del suelo y de la planta (transpiración). No existen métodos sencillos para distinguir entre evaporación y transpiración, por lo que ambas variables suelen englobarse bajo el término evapotranspiración, que es el fenómeno físico de la evaporación. La energía necesaria para que tenga lugar el proceso de la evaporación está controlada por factores meteorológicos (Brutsaert, 1984).

Penman (1948) evalúa la evapotranspiración a partir del balance de energía y del transporte de vapor de una superficie de agua libre. Montheit (1965) y Ritjema (1965) hacen extensible este método a los cultivos.

Doorembos y Pruitt (1977), presentan la metodología FAO-24 para el cálculo de las necesidades hídricas de los cultivos. Esta metodología es actualmente la forma más extendida de cálculo de las necesidades hídricas en cultivos con sistemas de riego convencionales.

Sin embargo, estas predicciones no son directamente aplicables a los cultivos bajo riego localizado. En efecto, el uso del método del balance de energía o fórmulas combinadas exige el cumplimiento de determinadas condiciones: Primera, el flujo del vapor de agua debe ser considerado permanente. Segunda, las condiciones atmosféricas deben ser adiabáticas. Tercera, el transporte debe ser unidimensional, o no debe haber gradientes horizontales. Cuarta, la superficie evaporativa debe ser homogénea (Taylor y Ashcroft, 1972). Es práctica común en cualquier aplicación del balance de energía a la determinación de la evapotranspiración el aceptar como válidas la 1ª y 2ª condiciones. Sin embargo, no es así para la 3ª. y la 4ª. El incumplimiento de estas hipótesis es suficientemente restrictivo como para que no se pueda aplicar el método en riego localizado. Como se ha visto en el [apartado 2.2](#), los flujos de energía no son ni verticales ni simétricos, lo que respectivamente ocurre por la existencia de zonas de distinta naturaleza física en la plantación y debido al cultivo en hileras.

Tanto la evaporación como la transpiración en *rlaf* muestran diferencias respecto a los sistemas de riego convencionales. La evaporación del suelo en *rlaf*, puede ser inferior a otros métodos de riego, por el simple hecho de no mojar toda la superficie de suelo, siempre que un porcentaje alto de la superficie del suelo permanezca no sombreada por el cultivo. Cuando la superficie sombreada aumenta, el ahorro de agua debido a la reducción de la evaporación es menor. Por otra parte, la transpiración puede ser mayor. En la superficie de suelo seco la radiación neta se disipa principalmente por calentamiento del suelo y del aire de su alrededor, siendo irradiado hacia las zonas húmedas. El aire caliente, además es transferido por convección hacia las zonas húmedas. Ambos fenómenos tienden a incrementar la

transpiración (Fereres, 1981).

Dada la falta de otros métodos directos de efectuar el balance de radiación en las plantaciones de riego localizado, normalmente se recurre a adaptar la metodología utilizada para el cálculo de la evapotranspiración en los riegos convencionales. Actualmente este es el método más utilizado, que se basa en la fórmula,

[Figura 2-5](#) (2.5)

donde,

ET_c , evapotranspiración del cultivo (mm/día)

ET_o , evapotranspiración de referencia (mm/día)

K_c , coeficiente de cultivo

K_l , coeficiente de localización.

Diversos autores han propuesto distintas fórmulas para estimar el factor de corrección K_l basadas todas ellas en la superficie sombreada por el cultivo SC.

Así, Keller y Karmelli (1974),

[Figura 2-6](#) (2.6)

Keller (1978) propone la ecuación,

[Figura 2-7](#) (2.7)

Vermeiren y Jobling (1980), citan las ecuaciones propuestas por Decroix,

[Figura 2-8](#) (2.8)

y Freeman y Garzoli

[Figura 2-9](#) (2.9)

Otros autores, Hoare et al. (1974); Hernández-Abreu et al. (1987) describieron otros procedimientos para calcular la ET_c basados en la evaporación del tanque clase "A".

2.4.2. Problemática en la estimación de la evapotranspiración

En las fórmulas utilizadas para el cálculo de la evapotranspiración, la relación entre K_l y el área sombreada es lineal. Sin embargo, datos experimentales de Fereres et al. (1981), muestran que la linealidad no se cumple. A partir de unos ensayos en melocotonero y almendro en California, este autor obtiene una relación entre el factor K_l como fracción de la ET_c para una plantación adulta y el porcentaje de suelo sombreado por la planta a las 12 h. solares en los meses de verano. A partir de una superficie de suelo sombreado del 70 % el consumo de agua por la plantación es el mismo y el ahorro de agua insignificante. Se necesitan datos de muchos años para probar totalmente esta relación (Sharples et al., 1985). El problema que tiene el utilizar el área sombreada es que además de ser una medida empírica tiene una clara dificultad de medición por ser rápidamente variable, lo que dificulta su uso (Elfving, 1982). En este mismo sentido Fereres (1981), afirma que la fracción de suelo sombreado puede no ser el factor más apropiado para estimar el suelo cubierto por la plantación a causa de las diferencias en la arquitectura de las plantas, pero es la forma más simple de evaluar la cubierta del árbol.

Dada esta problemática en la estimación de la ET_c mediante la adaptación del método FAO-24, algún autor ha intentado el cálculo de la evapotranspiración en base a un balance de radiación en la plantación de riego, teniendo en cuenta sus particularidades. Sin embargo, por la dificultad que conlleva, se han realizado muy pocos estudios sobre el balance de energía en microirrigación y la generalización de los resultados es nula. Entre estos trabajos están el de Ben-Asher y Sammis (1978) citado en el [apartado 2.2](#). Butler (1976), calculó la transpiración en manzanos basándose en el balance de energía de hojas aisladas, encontrando una ecuación simple para estimar la transpiración, a partir de medidas de radiación efectuadas por encima

de la plantación. El parámetro ambiental dominante en la transpiración de las hojas de manzano es el déficit de presión de vapor del aire. Sin embargo, los resultados están limitados por la cantidad de datos de la experiencia.

La determinación de la ET_c con el método adaptado de la FAO-24, a pesar de sus inconvenientes, no presenta excesivos problemas para su uso en el diseño de *rlaf*. Ello se debe a que en tal caso se trabaja con valores de series temporales largas, con niveles de probabilidad y lo que es más importante, se efectúa un sobredimensionamiento de la instalación. Ahora bien, cuando dicha metodología se pretende utilizar para el manejo de la instalación, donde la estimación de la ET_c debe representar los valores en tiempo real de la plantación en un momento dado, los errores pueden ser realmente notorios.

2.4.3. Medición de la transpiración

Los métodos que se han expuesto hasta aquí, están basados principalmente en la microclimatología de la plantación y tienen un carácter de mediación indirecta respecto a la planta. La transpiración considerada como un proceso físico de evaporación es muy simple, pero considerada como un proceso fisiológico de la planta es extremadamente complejo ya que además de estar afectada por factores físicos lo es por factores de la misma planta como la estructura de la hoja y el comportamiento estomático (Kramer, 1983).

Se han desarrollado también métodos de medición directa en la planta. La utilidad es evidente para la programación de riegos puesto que permiten conocer la transpiración de forma continua. Con la disposición de series de datos de ET también resulta útil para el diseño de sistemas. Estos métodos tienen una gran ventaja en su uso para *rlaf* pues permiten eliminar todos los métodos basados en el complejo balance de radiación.

Según Kramer (1969), el estado de agua en la planta representa una integración de la demanda atmosférica, del potencial de agua en el suelo, de la densidad y distribución de raíces, así como de otras características de la planta. Consiguientemente, para obtener una medida verdadera del déficit de agua de la planta, la medición debe efectuarse en la planta y no en el suelo o en la atmósfera (Clark y Hiler, 1973).

Kirkham (1985) presenta una revisión de las técnicas de medida del estado hídrico de las plantas, con una descripción de las ventajas e inconvenientes de cada uno de los métodos.

Las primeras técnicas mediante medidas directas en planta pretendían conocer el déficit de agua en los cultivos. Algunas de estas técnicas se basan en el nivel de potencial hídrico de la planta que constituye déficit, en el sentido de afectar el funcionamiento de la planta. El problema es que éste difícilmente puede ser identificado, y además los procesos fisiológicos varían su sensibilidad y las respuestas pueden variar con la edad o condiciones de la planta (Landsberg y Jones, 1982).

La necesidad de agua de la planta es de difícil caracterización por la dificultad de medida de su estado hídrico. El mayor interés de las técnicas de medida directa está en aquellas que permiten cuantificar la transpiración de la planta. De esta forma es posible distinguir la evaporación de agua de las plantas de la del suelo, o de la vegetación secundaria. Se han ensayado métodos en base a trazadores químicos o radioactivos, pero son poco utilizados por su dificultad de empleo y porque no permiten realizar observaciones continuadas en periodos largos. Los métodos térmicos son los más utilizados y simples. Los primeros métodos térmicos se basaron en el pulso de calor (Heat pulse velocity, HPV) donde la velocidad de flujo de xilema se obtenía a partir del tiempo necesario para que una entrada de calor discreta en el tronco atravesara desde su fuente de origen a un sensor colocado a una cierta distancia por encima. Huber (1932) propuso el método. Posteriormente fue analizado y

probado por varios investigadores, entre ellos Swanson (1972); Lassoie et al. (1977). Swanson et al. (1981); Cohen et al. (1981); Cohen et al. (1990) y Hatton et al. (1990) mejoraron sucesivamente el método. Un método distinto es el basado en el balance de calor en el tronco (Stem heat balance, SHB) en lugar de la velocidad del pulso de calor. En general, en este caso se obtiene el flujo de masa de agua a partir de un balance de flujos de calor dentro y fuera de un segmento de tronco. Vieweg et al. (1960), inventaron la técnica. Posteriormente diversos investigadores la han ido mejorando.

Sakuratani (1979) y Baker et al. (1987), propusieron la construcción del instrumental adecuado a la técnica SHB para su aplicación a plantas herbáceas.

Steinberg et al. (1989) y Valancogne et al. (1989), desarrollan el método para su aplicación a plantas leñosas pequeñas. Los sensores utilizados fueron termopares de cobre-constantan y las medidas se recogieron mediante un datalogger. La fuente de calor es una pequeña manta eléctrica. Valancogne et al. (1989) establecen ciertas hipótesis simplificativas, entre ellas el desprecio del flujo de calor lateral puesto que debido al aislamiento que efectúan lo suponen nulo. Steinberg et al. (1989), a pesar del aislamiento consideran el flujo de calor lateral.

Granier (1985, 1987) utiliza una variación de este método. Instala en la corriente de savia una aguja que emite una potencia calorífica constante. Parece ser que se establece una relación entre la temperatura de esta aguja y la velocidad de savia, que es independiente de la especie.

El mayor inconveniente de estos métodos de balance de calor quizás sea que sólo proporcionan la velocidad de la savia bruta en los tejidos conductores activos. Para obtener el caudal total de savia es necesario estimar el área de la sección transversal de xilema funcional, lo que en la práctica es difícil hacerlo de forma precisa. Actualmente parecen superados los problemas de instrumental, si bien no se ha comercializado ninguno de estos aparatos. La implementación quizás sea actualmente el mayor problema que presenta. La técnica se muestra interesante por ser no destructiva y relativamente barata.

2.4.4. Estimación de la evaporación

La división de la evapotranspiración en sus componentes, evaporación y transpiración es dificultosa.

Ritchie (1972), propone la ecuación,
[Figura 2-10](#) (2.10)

donde,

E_s , evaporación del suelo (mm/día)

δ , es la pendiente (1a. derivada) de la función presión de vapor a saturación.

γ , la constante psicrométrica (mbar/K)

L , calor latente de vaporización del agua por unidad de masa (J/kg)

R_n , fracción de la radiación solar que alcanza la superficie de suelo (W/m²)

LAI, índice de área foliar (adimensional).

Para condiciones de 20°C y 1013 mbar, $g = 0.67$ mbar/K; $L = 2.451 \cdot 10^6$ J/Kg.

Belmans et al. (1983), utilizan una ecuación más simple que calcula la evaporación del suelo E_s a partir de la evapotranspiración ET y del índice de área foliar LAI,

[Figura 2-11](#) (2.11)

El LAI generalmente se expresa en función de la superficie cubierta.

2.4.5. Medición de la evaporación

Se han desarrollado muy pocos métodos para medir la evaporación del suelo en *rlaf*. Una de las dificultades principales para la determinación de la evaporación en la superficie de suelo mojado alrededor del emisor es debida a su pequeña área.

Un método de medición es a partir de microlisímetros (Boast y Robertson, 1982). Otra técnica posible es la termometría de infrarrojos IRT (Ben-Asher et al., 1983). Matthias et al. (1986) quizás fueron los primeros investigadores en cuantificar las variaciones temporales y espaciales de la evaporación en *rlaf*.

Los métodos utilizados fueron los microlisímetros e IRT. El estudio se realizó para un área de suelo húmedo aislada, lo que realmente no representa una situación real de campo en *rlaf*.

Los resultados fueron que entre un 33-40% del agua aplicada se evaporó. Para condiciones de suelo húmedo, el método de los microlisímetros sobreestimó los valores respecto al método IRT. Para condiciones de suelo seco las estimaciones del IRT fueron superiores. Los resultados de ambos métodos fueron más parecidas para periodos de tiempo acumulados de 8 días.

2.5. Evaluación del volumen de suelo mojado

2.5.1. Medición del volumen de suelo mojado

La medición de la humedad del suelo es el método más ampliamente usado para la determinación del volumen húmedo.

Las mediciones se realizan mediante una prueba de campo, a través de medidas por muestreo directo y secado en estufa o mediante sensores de humedad, cuando no por simple inspección visual del perfil abierto. Entre los sensores de humedad los más utilizados son los sensores basados en fuentes de neutrones, midiéndose el contenido en agua del suelo. También es común el uso de tensiómetros.

Existe bastante discusión para el uso del método más adecuado a la programación de riegos. Normalmente, los seguimientos de la programación de riegos se llevan a cabo mediante la medición combinada de la sonda de neutrones y tensiometría. Algunos autores proponen la tensiometría como técnica para la estimación del uso del agua en microirrigación. Así, Klein (1982), propone medidas del estado del agua en el suelo, puesto que suponen la eliminación de los errores que se plantean al tener que evaluar diversos parámetros para el cálculo de la ET, de difícil valoración como el tamaño de la copa, además de la lluvia efectiva y las pérdidas por percolación. Sin embargo, entre otros problemas la tensiometría en *rlaf* tiene una gran dificultad, puesto que la localización de los tensiómetros es crítica debido a que no se moja toda la superficie de suelo (Phene y Beale, 1976).

2.5.2. Estimación del volumen de suelo mojado

La estimación del volumen de suelo mojado o del área de suelo mojado, puede hacerse mediante tablas (Keller, 1978), las cuáles proporcionan unas aproximaciones a partir de la profundidad de raíz, suelo y grado de estratificación del suelo para un emisor de caudal determinado. El problema de la utilización de estas tablas es que son escasas y que no tienen carácter general, por lo que su uso debe realizarse con mucha precaución y utilizarlas únicamente en condiciones muy similares a las que se han obtenido.

Otra forma de predecir la humedad del suelo y consecuentemente el volumen de suelo

mojado, es mediante la utilización de modelos matemáticos que simulen el continuo suelo-planta-atmósfera. El desarrollo y características de estos modelos se reservan para el capítulo posterior.

Referencias

1. AYERS R.S., WESTCOT D.W. 1984. Water quality for agriculture. Irrigation and Drainage Paper, 21. FAO.
2. BAKER J.M., VAN BAVEL C.H.M. 1987. Measurement of mass flow of water in the stems of herbaceous plants. *Plant, cell and environment*, 10: 777-782.
3. BELMANS C., WESSELING J.G., FEDDES R.A. 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil : SWATRE. *Journal of Hidrology*, 63 & 21: 271-286.
4. BEN-ASHER J., SAMMIS T.W. 1978. Radiation and energy balance of a trickle-irrigated Lemon Grove. *Agronomy Journal*, 70: 568-572.
5. BEN-ASHER J., MATTHIAS A.D., WARRICK A.W. 1983. Assesment of evaporation from bare soil by infrared thermometry. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 185-191.
6. BLACK J.D.F., WEST D.W. 1974. Water uptake by an apple tree with various portions of the root system supplied with water. *Proc. Int. Drip Irrigation Congress 2nd*, pp. 432-433.
7. BOAST C.W., ROBERSTON T.M. 1982. A "micro-lysimeter" method for determining evaporation from bare soil: description and laboratory evaluation. *Soil Science Society of America Journal*, 46: 689-696.
8. BRESLER E. 1978. Analysis of trickle irrigation with application to design problems. *Irrigation Science*, 1 (3): 3-17.
9. BRUTSAERT W. 1984. Evaporation into the atmosphere. Theory, history and applications. Dordrecht (Holanda). Reudel Publishing Co., 299 pp.
10. BUCKS D.A., NAKAYAMA F.S., WARRICK A.W. 1982. Principles, practices, and potentialities of trickle (drip) irrigation. *Advances in Irrigation*, 1: 219-298.
11. BUTLER D.R. 1976. Estimation of the transpiration rate in an apple orchard from net radiation and vapour pressure deficit measurements. *Agricultural Meteorology*, 16: 277-289.
12. CLARK R.N., HILER E.A. 1973. Plant measurements as indicators of crop water deficit. *Crop Science*, 13: 466-469.
13. COHEN Y, FUCHS M, GREE G.C. 1981. Improvement of the heat pulse method for determining sap flow in tress. *Plant Cell Environ*, 4: 391-397.
14. COHEN Y., HUCK M.G., HESKETH J.D., FREDERICK J.R. 1990. Sap flow in the stem of water stressed soybean and maize plants. *Irrigation Science*, 11: 45-50.
15. DOOREMBOS J., PRUITT W.O. 1977. Crop water requeriments. Irrigation and Drainage. Paper 24. FAO of the United Nations. Roma (Italia), 144 pp.
16. EARL K.D., JURY W.A. 1977. Water movement in bare and cropped soil under insolate trickle emitters: II. Analysis of cropped soil experiments. *Soil Science ociety of America Journal*, 41: 856-861.
17. ELFVING D.C. Crop response to trickle irrigation. *Horticultural Reviews*, 1: 1-48.
18. FERERES E. 1981. Drip irrigation management. University of California. Leaflet No. 21259: 39 pp.

19. GRANIER A. 1985. Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For.*, 1-14.
20. GRANIER A. 1987. Mesure du flux de sève brute dans le tronc du Douglas par une nouvelle méthode thermique. *Ann. Sci. For.*, 44: 1-14. *tronc des arbres. Ann. Sci. For.*, 42: 193-200.
21. GUR A., DASBERG S., SCHKOLNIK I., SAPIR E., PELED M. 1979. The influence of method and frequency of irrigation on soil aeration and some biochemical responses of apple trees. *Irrigation Science*, 1: 125-134.
22. HATTON T.J., CATCHPOLE E.A., VERTESSY R.A. 1990. Integration of sapflow velocity to estimate plant water use. *Tree Physiology*, 6: 201-209.
23. HERNANDEZ-ABREU J.M., RODRIGO J., PEREZ REGALADO A., GONZALEZ J.F. 1987. El riego localizado. *Curso Internacional de Riego Localizado. Tenerife (España). INIA, MAPA. Madrid*, 317 pp.
24. HERNANDEZ ABREU J.M. 1982. Diseño agronómico de instalaciones de riego por goteo. *II Curso sobre Tecnología del Riego. ETSEA Lleida*.
25. HOARE E.R., GARZOLI K.V., BLACKWELL J. 1974. Plant water requirements as related to trickle irrigation. *Proc. 2nd. Int. Drip Irrig. Congress. California, USA*: 323-328.
26. HUBER B. Beobachtung and messung pflanzlicher Saftströme. *Ber. Deutsch. Bot. Ges.*, 50: 89-109.
27. JURY W.A., EARL K.D. 1977. Water movement in bare and cropped soil under isolated trickle emitters: I. Analysis of bare soil experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 41: 852-856.
28. KELLER J., KARMELI D. 1974. Trickle irrigation design. *Rain Bird Corp. Glendora, California USA*, 133 pp.
29. KELLER J., BLIESNER R.D. 1990. Sprinkle and trickle irrigation. *Van Nostrand Reinhold. New York*.
30. KELLER J. 1978. Trickle irrigation. In *Irrigation (Ch. 7). National Engineering Handbook USDA-SCS*. 281 pp.
31. KIRKHAM M.B. 1985. Techniques for water-use measurements of crop plants. *HortScience*, 20 (5): 993-1001.
32. KLEIN I. 1982. Drip irrigation and nutrition of fruit trees. Report: *Netafim Irrigation Inc. & The Volcani Center (Israel)*, 24 pp.
33. KRAMER P.J. 1983. *Water relations of plants. Academic Press. London*, 489 pp.
34. KRAMER P.J. 1969. *Plant and soil water relationship: A modern synthesis Mac Graw Hill. New York*.
35. LANSBERG J.J., JONES H.G. 1982. Apple orchards. In: *Water deficits and plant growth. Vol VI. Kozlowski T.T. Academic Press, Inc.*
36. LASSOIE J.P., SCOTT D.R.M., FRITSCHEN L.J. Transpiration studies in Douglas fir using heat pulse technique. *For. Sci.*, 23: 377-390.
37. LEVIN I., ASSAF R., BRAVDO B. 1972. Effect of irrigation treatments for apple trees on water uptake from different soil layers. *Journal of the American Society for Horticultural Science*, 97 (4): 521-526.
38. LEVIN I., ASSAF R., BRAVDO B. 1979. Soil moisture and root distribution in an apple orchard irrigated by tricklers. *Plant and Soil*, 52: 31-40.
39. LEVIN I., BRAVDO B., ASSAF R. 1973. Relation between apple root Distribution and soil water extraction in different irrigation regimes. *Ecological Studies. Analysis and Synthesis*, 4 (7): 351-359.
40. MATTHIAS A.D., SALEHI R., WARRICK A.W. 1986. Bare soil evaporation

near a surface point-source emitter. *Agricultural Water Management*, 11: 257-277.

41. MERRIAM J.L., KELLER J. 1978. Farm irrigation system evaluation: A guide for management. Utah State University. Logan, Utah, USDA, 271 pp.

42. MONTEITH J.L. 1965. Evaporation and environment. *Proc. Symp. soc. Exp. Biol.*, 19: 205-234.

43. PENMAN H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, A193: 120-146.

44. PHENE C.J., BEALE O.W. 1976. High-frequency irrigation for water nutrient management in humid regions. *Soil Science Society of America Journal*, 40: 430-436.

45. RAWLINS S.L. 1973. Principles of managing high frequency irrigation *Soil Science Society of America Proceedings*, 37: 626-629.

46. RITCHIE J.T. 1972. A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Research*, 8 (5): 1204-1213.

47. RITJEMA P.E. 1965. An analysis of actual evapotranspiration. *Agric. Res. Rep. Pudoc*, Wageningen, 107 pp.

48. SAKURATANI T. 1979. A heat balance method for measuring water flow in the stem of intact plant. *J. Agr. Met.*, 37 (1): 9-17.

49. SHARPLES R.A., ROLSTON D.E., BIGGAR J.W., NIGHTINGALE H.I. 1985. Evapotranspiration and soil water balances of young trickle-irrigated almond trees. *Proc. of the Third Int. Drip/Trickle Irrig. Cong. California (USA)*. Vol II: 792-797.

50. STEINBERG S., VAN BAVEL C.H.M, MCFARLAND M.J. 1989. A gauge to measure mass flow rate of sap in stems and trunks of woody plants. *Journal of the American Society for Horticultural Science*, 114 (3): 466-472.

51. SWANSON R.H. 1972. Water transpired by trees as indicated by heat pulse velocity. *Agricultural Meteorology*, 10: 277-281.

52. SWANSON R.N. 1981. Numerical analysis of heat pulse velocity theory. *Jour. of Exp. Bot.*, 32: 221-239.

53. TAYLOR S.A., ASHCROFT G.L. 1972. *Physical edaphology: The physics of irrigated and nonirrigated soils*. W.H. Freeman & Co. San Francisco (USA).

54. VALANCOGNE C., NASR Z. 1989. Measuring sap flow in the stem of small trees by a heat balance method. *HortScience*, 24 (2): 383-385.

55. VALANCOGNE C., NASR Z. 1989. Une methode de mesure du debit de seve brute dans de petits arbres par bilan de chaleur. *Agronomie*, 9: 609-617.

56. VERMEIREN L., JOBLING G.A. *Trickle irrigation*. FAO. Irrigation and Drainage, 36. Roma, 203 pp.

57. VIEWEG G.H., ZIEGLER H. 1960. Thermoelektrische Registrierung der Geschwindigkeit des Transpirationsstromes. *Berichte. Deutsche Botanische Gessellschaft*, 73: 221-226.

Capítulo 3. Dinámica del agua en el suelo en *rlaf*

3.1. Introducción

Se tratan en primer lugar los principios físicos básicos que rigen el flujo de agua en los suelos, describiendo las hipótesis empleadas en la obtención de las ecuaciones. Estas ecuaciones, obtenidas en su forma general, se particularizan para condiciones de *rlaf*, teniendo en cuenta las propiedades del medio físico que se han descrito en el Capítulo anterior, para este sistema de riego.

Se presenta una revisión de la solución a la ecuación del movimiento de agua en el suelo en *rlaf*. Se describen las bases de los métodos de resolución, haciendo una revisión bibliográfica histórica para cada uno de los métodos: Soluciones exactas (Linealización), Método de las diferencias finitas y Método de los elementos finitos con un balance entre sus ventajas y limitaciones. Entre estos trabajos, se mencionan aparte aquellos cuya utilización en el diseño de sistemas de *rlaf* puede ser directa.

Asimismo, se contemplan los casos de extracción o no de agua por la planta, presentándose una revisión de los modelos de extracción de agua existentes.

Finalmente, se revisan los métodos directos e indirectos para la determinación de las funciones hidráulicas del suelo, necesarias para la implementación de la mayoría de modelos.

3.2. Simulación del flujo de agua en el suelo

3.2.1. Principios básicos del flujo de agua en el suelo

3.2.1.1. Estado del agua en el suelo.

El agua del suelo contiene diferentes cantidades y formas de energía. De acuerdo con la física clásica las dos formas principales de energía son la cinética y la potencial. Generalmente, la energía cinética puede despreciarse, sin gran error, puesto que el movimiento del agua del suelo es lento, y el término cinético es proporcional al cuadrado de la velocidad. De esta forma, la energía potencial es la determinante del estado del agua en el suelo.

La energía del agua del suelo normalmente se denomina potencial de agua del suelo y suele expresarse en términos relativos, para lo cual es preciso definir un estado de referencia. El sistema de referencia seleccionado por la International Society of Soil Science (Bolt, 1976) es un hipotético reservorio de agua pura y libre, a la presión de una atmósfera y a la misma temperatura y elevación que el agua del suelo. Se define el potencial de agua del suelo como la cantidad de trabajo que debe efectuarse por unidad de agua pura y libre para transportar reversible e isotérmicamente una cantidad infinitesimal de agua desde el estado de referencia al punto del suelo considerado. Sus unidades pueden ser de energía por unidad de masa, de energía por unidad de volumen o de energía por unidad de peso (presión hidráulica).

El potencial total de agua del suelo y_t , difiere del potencial del agua pura, puesto que en el agua del suelo actúan distintas fuerzas. El potencial total de agua del suelo, puede expresarse como la suma de las contribuciones individuales de varios factores,

[Figura 3-1](#) (3.1)

donde, ψ_z , potencial gravitacional
 ψ_o , potencial osmótico o potencial de solutos

ψ_p , potencial de presión

El potencial de presión es la suma de varios componentes, el potencial matricial ψ_m , el potencial neumático o potencial de presión de aire ψ_a y el potencial de submersión o potencial de presión hidrostática ψ_u . En suelos expansibles o en suelos sometidos a compactación, la matriz del suelo no es rígida y el potencial de presión consta además de otros dos componentes, el potencial de presión envolvente ψ_b y el potencial de humedad ψ_w .

Por otra parte, se define el potencial hidráulico ψ_h como la suma del potencial gravitacional y el potencial de presión.

Una descripción detallada de los componentes del potencial de agua del suelo y su medición se encuentra en Hillel (1980), Campbell (1988) y Jury et al. (1991).

En la definición termodinámica del potencial de agua del suelo, se suponen condiciones reversibles e isotérmicas, que difícilmente en campo pueden cumplirse. Por tanto, no debe olvidarse que la teoría de potenciales se basa en unas hipótesis que raramente se cumplen.

3.2.1.2. Flujo de agua en el suelo

El movimiento del agua del suelo se origina por las diferencias en el potencial del agua entre puntos del suelo. El movimiento se produce desde el estado de mayor energía al de menor, buscando un estado de equilibrio que anule el gradiente de potencial existente.

Darcy (1856), formuló matemáticamente el flujo del agua del suelo: el volumen de agua que fluye por unidad de tiempo en una columna de suelo saturado es directamente proporcional a la diferencia de presión hidráulica y al área transversal de la columna e inversamente proporcional a la longitud de la columna,

[Figura 3-2](#) (3.2)

siendo,

Q, caudal de agua que fluye (m^3/s)

K_{sat} , conductividad hidráulica a saturación (m/s)

A, área transversal de la columna (m^2)

ΔH , diferencia de presión hidráulica (m)

L, longitud de la columna (m)

Si la variación de presión hidráulica se sustituye por la variación de potencial total de agua y suponiendo nulo el potencial osmótico, es decir que el suelo no presenta membranas selectivas de soluto a lo largo del flujo de agua, el potencial osmótico no influirá en el flujo de agua, por lo que el potencial total de agua será el potencial hidráulico. Considerando el flujo de agua positivo hacia arriba y negativo hacia abajo, la ecuación de Darcy puede escribirse en la forma,

[Figura 3-3](#) (3.3)

donde,

q, densidad de flujo, cantidad de agua que fluye por unidad de área y de tiempo (m^3/m^2s)

$\Delta \psi_h/L$, gradiente de potencial hidráulico o gradiente hidráulico (adimensional)

La ley de Darcy se obtuvo experimentalmente, para condiciones de suelo saturado y uni-dimensionales. Slichter (1899) generalizó la ley de Darcy en una ecuación tri-dimensional,

[Figura 3-4](#) (3.4)

donde $\nabla \psi_h$, es el gradiente de potencial (o gradiente hidráulico) en un espacio tri-dimensional. La generalización de Slichter describe condiciones de flujo permanente (estacionario), es decir invariables en el tiempo. Para describir las condiciones de flujo

transitorio, variable en el tiempo, debe incluirse el factor tiempo. Para obtener la ecuación general de flujo en estas condiciones se introduce la ecuación de continuidad,

[Figura 3-5](#) (3.5)

donde,

θ , contenido de agua del suelo (adimensional)

t, tiempo (s)

∇_q , vector operador diferencial, representando el gradiente tri-dimensional de la densidad de flujo q (s^{-1})

Richards (1931) extendió a condiciones de flujo no saturado la generalización de Slichter, originariamente concebida para flujo saturado. Para ello, trató a la conductividad hidráulica K como función del potencial matricial Ψ_m . Por consiguiente,

[Figura 3-6](#) (3.6)

La conductividad hidráulica K puede también tratarse como función del contenido de agua del suelo θ , estando menos afectada por histéresis esta relación que la de $K(\Psi_m)$ (Hillel, 1980), por lo que también,

[Figura 3-7](#) (3.7)

Por consiguiente,

[Figura 3-8](#) (3.8)

En un sistema en cultivo debe tenerse en cuenta además, la extracción de agua por la planta. De esta forma la ecuación general resulta ser,

[Figura 3-9](#) (3.9)

siendo S el término extracción de agua por la planta en la zona radicular del suelo, forma en que habitualmente se utiliza la ecuación general de flujo de agua en el suelo.

En condiciones de suelo no saturado, no expansible y suponiendo nulo el potencial neumático, el potencial hidráulico será la suma del potencial gravitacional y del potencial matricial, por lo que desarrollando la ecuación (3.9) resultará,

[Figura 3-10](#) (3.10)

y considerando el suelo isotrópico,

[Figura 3-11](#) (3.11)

se obtiene,

[Figura 3-12](#) (3.12)

Puesto que $\nabla\Psi_z$ vale 0 para flujo horizontal (2 direcciones) y -1 para flujo vertical,

[Figura 3-13](#) (3.13)

es decir,

[Figura 3-14](#) (3.14)

En aquellos casos que el gradiente gravitacional pueda despreciarse frente al gradiente matricial, resultará,

[Figura 3-15](#) (3.15)

3.2.1.3. Condiciones de validez de la ecuación general de flujo

La [ecuación 3.8](#) lleva implícitas ciertas hipótesis. El resultado de adoptar estas hipótesis es adecuado para la mayoría de condiciones en que se aplica la ecuación de flujo saturado-no saturado, puesto que la diferencia de adoptar o no estas condiciones no produce resultados significativamente distintos. Sin embargo es conveniente su revisión, puesto que un análisis detallado de las bases teóricas de la ecuación 3.8 revela la posible invalidez de ciertas hipótesis utilizadas en particulares condiciones de campo. Philip (1969) analiza los límites de aplicabilidad de la ecuación general de flujo. Las hipótesis contempladas son: 1. El

movimiento del agua como flujo ocurre únicamente en la fase líquida, despreciando la fase gaseosa, es decir la presión del aire. Morel-Seytoux, (1973) formuló matemáticamente el flujo en las 2 fases, agua-aire.

2. Se desprecia la compresibilidad de la matriz del suelo y del agua, y se asume que la densidad del agua es independiente de su concentración. Además, las variaciones espaciales de la densidad del agua se toman como despreciables.

3. Desviaciones de la ley de Darcy: 3.1. Es únicamente válida en flujo laminar, es decir con valores del número de Reynolds bajos, que se consiguen cuando el término inercial tiene poca importancia. Mientras que en la zona no saturada el flujo suele ser laminar, hay excepciones en suelos con poros anchos y más o menos continuos ("macroporos"), como canales de raíces podridas, interagregados y grietas secas en suelos arcillosos. Además en estos suelos existen canales preferenciales para el flujo de agua. Una breve revisión de los intentos de formulación matemática de estas condiciones se encuentra en Nielsen et al. (1986).

3.2. Puede extenderse a condiciones de no saturación. Existen evidencias experimentales del no cumplimiento en determinados suelos de textura fina y flujo lento (Miller y Low, 1963).

3.3. En la aplicación de la ley de Darcy se asume el comportamiento del agua del suelo como líquido Newtoniano.

4. Referente a la conductividad hidráulica:

4.1. No existe histéresis, en las relaciones entre K y Ψ_m y entre θ y Ψ_m , es decir, la relación entre estas variables es única y reversible. La histéresis es debida a la geometría no uniforme de los poros aislados, a la presencia de distintos ángulos de contacto del agua con los poros durante la humectación o el secado, al aire atrapado y a fenómenos de contracción-expansión que producen cambios en la estructura del suelo. Los efectos de la histéresis sobre el flujo de agua están descritos por Childs (1969).

4.2. No depende de la temperatura. Se considera la aproximación isotérmica como suficientemente precisa. Para condiciones no isotermas, el tratamiento es complejo (Raats, 1975; Milly, 1982).

4.3. No depende de la concentración de la solución del suelo. Varios autores han intentado cuantificar estos efectos, entre ellos (McNeal y Coleman, 1966). Una discusión detallada de los efectos histeréticos, de temperatura y de salinidad sobre la conductividad hidráulica del suelo se encuentra en Nielsen (1986).

5. La [ecuación \(3.8\)](#), que representa la ecuación general de flujo ha sido obtenida a través de un balance de masas. Sin embargo no contempla ningún balance de energía. La temperatura del suelo, afecta también al régimen de humedad del suelo (Bouyoucos, 1915). Varios autores han presentado análisis cuantitativos del flujo de agua y calor interrelacionados. La teoría de Philip y de Vries (1957) sentó las bases de la mayoría de modelos que se han desarrollado.

3.2.2. Ecuaciones del flujo de agua en el suelo en *rlaf*

Los principios básicos del flujo de agua en el suelo, que se han desarrollado en el [apartado 3.2.1](#), y la ecuación general obtenida [\(3.9\)](#) son aplicables a cualquier sistema de riego.

En los riegos convencionales se podrá aplicar en su forma uni-dimensional

[Figura 3-16](#) (3.16)

En los riegos por goteo deberá aplicarse la ecuación en su forma tri-dimensional, que

en coordenadas cartesianas es la [ecuación \(3.12\)](#). En estos casos, la ecuación general deberá resolverse para una malla 4-dimensional (x,y,z,t).

Bresler (1977), considera casos especiales de este problema 3-dimensional en el espacio, reducibles a un espacio 2-dimensional, dependiendo de la disposición física de los emisores: 1. Emisor aislado o línea de emisores suficientemente espaciados como para que no se solapen sus frentes húmedos. Puede tratarse como un problema de flujo 2-dimensional, de "Flujo cilíndrico" con coordenadas cilíndricas r (radial) y z (vertical). Si además se considera el suelo estable, isotrópico y homogéneo, sin extracción de agua por la raíz, y pueden aceptarse condiciones de simetría axial, la ecuación de flujo adopta la forma,

[Figura 3-17](#) (3.17)

siendo r la coordenada radial horizontal $r=(x^2+y^2)^{1/2}$.

2. Línea de emisores muy juntos o tubo poroso. El frente húmedo producido por un emisor alcanza el frente húmedo de los emisores vecinos. En este caso puede asumirse que la superficie húmeda tiene forma de banda infinita de anchura variable con el tiempo. El problema puede ser analizado como un problema de "Flujo plano", de coordenadas cartesianas x y z. La ecuación definitoria del flujo en este caso es,

[Figura 3-18](#) (3.18)

De hecho el caso de un emisor puntual es bastante idealizado, y muy pocas veces se produce, puesto que el agua que emite el emisor produce una pequeña zona de saturación en superficie, llamada a veces disco. Tal geometría puede ocurrir en 2 casos:

A. Cuando se emite agua por un emisor puntual y el caudal de emisión es superior a la velocidad de infiltración del suelo produciéndose un pequeño charco superficial.

B. Cuando un emisor emite agua con una geometría circular. Caso de difusores y microaspersores.

3.3. Solución a la ecuación general de flujo en *rlaf*

3.3.1. Soluciones exactas (analíticas y quasi analíticas)

3.3.1.1. Bases

La [ecuación \(3.9\)](#) es una ecuación no lineal (ecuación no lineal de Fokker-Planck), puesto que ψ_m , ψ_h y S dependen de θ . Las soluciones exactas comprenden las soluciones analíticas y quasi-analíticas. Una solución es analítica si puede encontrarse totalmente por análisis matemático. Se denomina quasi-analítica en aquellos casos en que los métodos del análisis matemático establecen la forma básica de la solución, si bien algunos coeficientes que aparecen en la solución requieren ser determinados por métodos numéricos.

El primer paso a efectuar para cualquiera de las resoluciones es eliminar el problema de la no-linealidad, haciendo idénticas las variables dependientes. Para ello existen varias formas:

1. Ecuaciones basadas en el potencial matricial como única variable dependiente.

El gradiente de contenido de agua puede expresarse mediante la regla de la cadena como,

[Figura 3-19](#) (3.19)

Si se define la capacidad específica de agua $c(\theta)$ como $c(\theta)=\partial\theta/\partial\Psi_m$, sustituyendo en la ecuación(3.9) resulta,

[Figura 3-20](#) (3.20)

2. Ecuaciones basadas en el contenido de agua como única variable dependiente.

La ecuación de Slichter puede también escribirse como,

[Figura 3-21](#) (3.21)

De esta forma resulta la ecuación de flujo en la forma,

[Figura 3-22](#) (3.22)

Se define la función difusividad hidráulica D , (Childs y Collis-George, 1950) como

[Figura 3-23](#) (3.23)

Combinando la ecuación (3.23) con la (3.22) resulta,

[Figura 3-24](#) (3.24)

3. Ecuaciones basadas en el flujo de potencial matricial.

A partir de la definición de flujo de potencial matricial (Gardner, 1958),

[Figura 3-25](#) (3.25)

donde el valor de Ψ_{m0} es normalmente el menor valor del potencial matricial que se considera para un problema particular y a menudo se toma como infinito negativo; y tomando la conductividad hidráulica como función exponencial del potencial matricial,

[Figura 3-26](#) (3.26)

donde K_0 es la conductividad hidráulica a saturación y a una constante empírica, la sustitución de las ecuaciones [\(3.25\)](#) y [\(3.26\)](#) en la [\(3.13\)](#), reduce ésta a una ecuación lineal, para el caso de flujo permanente. Las hipótesis adicionales de

[Figura 3-27](#) (3.27)

reducen la ecuación [\(3.13\)](#) a lineal para el caso dependiente del tiempo,

[Figura 3-28](#) (3.28)

En general las hipótesis [\(3.27\)](#) son restrictivas debido a la no linealidad entre K y θ . Sin embargo, cuando el contenido de agua varía entre un rango pequeño, como ocurre en los *rlaf* en que hay pocas variaciones del contenido de agua con el tiempo en un punto concreto del espacio, la hipótesis es más real.

4. Transformación de Boltzman.

La transformación $\lambda l = (\chi/t^{1/2})$ reduce la ecuación, para el caso uni-dimensional, a una ecuación diferencial ordinaria, la cual puede resolverse por un método ordinario de integración.

5. Transformación de Laplace.

Es una transformación que permite eliminar la variable tiempo. Así, la ecuación general queda modificada para representar condiciones de flujo permanente. La solución de la ecuación modificada determina la variable contenido de agua (o potencial matricial) como función de las variables espaciales.

3.3.1.2. Técnicas de resolución y resultados

A. Sin termino extracción de agua por la planta ni evaporación de la superficie de suelo

La serie de trabajos publicados por Philip (1957,1958) constituyen las bases del movimiento del agua en los suelos y marcaron el inicio del tratamiento matemático general de las ecuaciones de infiltración y su solución analítica y quasi-analítica. Philip (1969) en el compendio "Teoría de la Infiltración", establece una división inicial entre los casos de absorción y los casos de infiltración. Define infiltración como el proceso de entrada de agua en el suelo desde su superficie. Absorción es aquel caso particular de infiltración en que puede despreciarse el efecto de la gravedad ($\partial K/\partial z=0$). Para la resolución de la ecuación general, usa las relaciones entre difusividad y contenido de agua y la forma de la difusividad como función delta de Dirac. Para las formas bi y tri dimensionales, además de las técnicas

de linealización, introduce soluciones quasi analíticas transformando el problema a un caso de flujo permanente mediante la consideración que en el límite, cuando el tiempo tiende a infinito el fenómeno de la infiltración se acerca a un regimen permanente. De esta forma, la ecuación resulta ser,

[Figura 3-29](#) (3.29)

Para los casos de emisores aislados o en línea espaciados, utiliza las ecuaciones en su forma bi- dimensional y tridimensional axisimétrica, siempre con la transformación a flujo permanente. En ningún caso hizo intervenir el término extracción de agua por la planta. Sobre el valor de los resultados analíticos frente a los numéricos, concluye que constituyen la "estructura fundamental de las soluciones".

Parlange (1971a, 1971b), partiendo de la teoría de Philip, intenta que los cálculos de la ecuación general de absorción 1, 2 y 3-dimensionales sean fáciles y precisos. Para ello desarrolla una solución analítica pero aproximada, basada en la inversión de la función difusividad para obtener la función de flujo de potencial matricial. Por otra parte, aplica un procedimiento iterativo particular para encontrar la solución exacta después de un determinado número de iteraciones, resultando ser suficientemente rápido y con error mínimo.

La linealización de la ecuación general de flujo, mediante ecuaciones basadas en el flujo de potencial matricial y la relación exponencial entre la conductividad hidráulica y el potencial matricial, es una de las formas más utilizadas de resolución. Los trabajos que se presentan a continuación están basados en esta técnica.

Philip (1971, 1972) aplica el teorema general para infiltración en regimen permanente a casos concretos de riego por goteo: emisores puntuales y en línea. Para estos casos establece una solución quasi-analítica, más simple y más directa que las obtenidas hasta entonces. Una discusión de los resultados obtenidos la tratan Philip y Forrester (1975).

Raats (1971), con la misma técnica, introduciendo una segunda forma del flujo de potencial matricial,

[Figura 3-30](#) (3.30)

donde $\theta_0 = \theta(\Psi_{m0})$, normalmente 0, estudió la infiltración a partir de emisores de goteo colocados en superficie, suponiendo flujo permanente, simetría axial y suelo uniforme.

Para los casos de flujo permanente y variable, Warrick y Lomen (1974) obtienen soluciones a los casos de emisores puntuales, en línea, disco superficial y bandas.

Los métodos de solución para flujos dependientes del tiempo, están detallados para los casos de emisores simples (Warrick, 1974); línea de emisores, caso de emisores muy juntos o riego con tubo poroso (Lomen y Warrick, 1974); y emisión de discos, caso de un emisor único en que la superficie mojada es un disco, y emisión de bandas, caso de una línea de emisores muy juntos que moja una banda superficial de anchura finita (Warrick y Lomen, 1976).

Warrick (1985), para el caso de emisión en disco, desarrolla una solución quasi analítica basada también en la conductividad hidráulica como función exponencial del potencial matricial. El resultado concuerda con el obtenido por Wooding (1968) para un charco superficial circular y condiciones de flujo permanente.

La comparación entre las soluciones linealizadas y pruebas de campo han sido muy escasas y con resultados negativos. En este sentido, Jury y Earl (1977), observan desviaciones importantes en el contraste entre un ensayo de campo y una solución linealizada para el caso de regimen variable basada también en el flujo de potencial matricial y relación exponencial entre la conductividad hidráulica y el potencial matricial. La realización de un experimento de campo para determinar la distribución de humedad a partir de un gotero en un suelo franco

arenoso con conductividad hidráulica a saturación de 0.5 cm/h., mostró que el movimiento lateral en superficie del agua en el riego semanal fue mayor que en el riego diario para un mismo caudal y volumen semanal, lo que se contradice con las predicciones proporcionadas por la solución linealizada de Warrick (1974). La causa se atribuyó a que la solución linealizada no contempla el charco superficial. Para estas situaciones debe evitarse usar modelos que no incluyan el efecto de charco superficial. Para el caso de suelo cultivado, Earl y Jury (1977), en una prueba de campo, encontraron también un mayor movimiento de agua lateral y vertical en los riegos semanales que en los diarios.

Diversos autores realizan comparaciones entre las soluciones analíticas y las soluciones numéricas, resultando ser ésta una de las aplicaciones más útiles de las soluciones linealizadas. Ben-Asher et al. (1978), comparan la solución analítica y la solución numérica por diferencias finitas. El método y la solución analítica son los descritos por Warrick y Lomen (1974). Para condiciones cíclicas los resultados fueron aproximadamente los mismos, sin embargo la solución numérica tuvo una respuesta más rápida a la humectación y al secado. Una importante conclusión de este trabajo es la referente al análisis de los valores adoptados para $dK/d\theta=k=constante$. Para un problema concreto, cuanto menor es el valor adoptado de k , mayor es el tiempo hasta alcanzarse la situación de régimen permanente. Por otra parte, las predicciones para tiempos pequeños son especialmente sensibles a la elección de k . Para profundidades muy pequeñas, las diferencias entre los cálculos lineales y por diferencias finitas son mínimos, mientras que las diferencias aumentan para profundidades mayores. Se concluye que para una k específica puede predecirse con precisión el potencial matricial para ciertos puntos en el espacio y en el tiempo. Sin embargo, la extensión de estos resultados a otras partes del volumen humedecido debe ser cuidadosa. Estas diferencias son mayores para tiempos pequeños y desaparecen en el límite cuando t aumenta hasta conseguirse situación de régimen permanente. La solución linealizada requiere la elección de α , k y K_0 . Para α y K_0 se recomienda el ajuste mediante datos de conductividad hidráulica. Para k hay 3 opciones:

- a. Usar la ecuación: $K = \alpha D$ con D evaluada para una θ promedio.
- b. Encontrar k mediante el ajuste a través de datos de una prueba.
- c. Elegir k entre un rango de valores.

Zachmann (1978), obtiene una solución exacta para la infiltración bi-dimensional en flujo permanente, de una línea de emisores en un medio poroso inclinado limitado inferiormente por una capa impermeable, con grosor uniforme. Para la resolución del problema también introduce la relación exponencial entre la conductividad hidráulica y el potencial matricial y el flujo de potencial matricial.

Merrill et al. (1978) comparan la solución a la ecuación linealizada, axisimétrica, en flujo permanente y con infiltración lateral confinada, con la distribución del potencial matricial obtenida en una columna indisturbada de suelo franco arenoso desde un emisor puntual. La solución analítica implica régimen permanente y flujo multidimensional, linealizándose la ecuación de flujo. Se demuestra la utilidad de la solución analítica, al menos para la predicción semicuantitativa de los perfiles de potencial matricial para el caso de un emisor, régimen permanente y sin encharcamiento superficial (disco). La solución para flujo permanente puede dar una predicción para las distribuciones de potencial matricial cuando la aplicación del agua es intermitente en ciclos de riego repetidos.

Se han desarrollado otra serie de teorías para la resolución de la ecuación general de flujo basadas en la hipótesis de que el bulbo o zona húmeda presenta la forma de determinadas figuras geométricas. Los trabajos que se mencionan a continuación son de este tipo.

Fok et al. (1982), desarrollan las ecuaciones físicas para la infiltración bi-dimensional a partir de un emisor puntual, en una lámina plana vertical, asumiendo que el bulbo húmedo presenta la forma de una semi-elipse, y que los componentes vertical y horizontal del flujo pueden describirse mediante ecuaciones de infiltración uni dimensional. El trabajo se fundamenta en que la infiltración vertical es debida a los gradientes de potencial matricial y gravitatorio, por otra parte, la infiltración horizontal es un caso particular de infiltración en que el gradiente horizontal es cero infiltrándose el agua en el suelo unicamente debido al potencial matricial. El método se basa en desarrollar una expresión explícita de la coordenada vertical en función del tiempo a partir de una aproximación gráfica de la ecuación de la infiltración uni-dimensional según la ecuación desarrollada por Fox y Hansen (1966),

[Figura 3-31](#) (3.31)

donde,

y, longitud vertical desde la superficie del suelo al frente húmedo

Ψ_m , potencial matricial en la zona de transmisión del suelo

K, conductividad hidráulica en la zona de transmisión adoptada como constante

t, tiempo de infiltración

n, porosidad del suelo (constante)

s, incremento del contenido de agua correspondiente a un determinado potencial matricial

El producto ns es la variación volumétrica del contenido de agua. Por otra parte, el avance del frente lateral se obtuvo a partir de los trabajos de Green y Ampt (1911) y Toksoz et al. (1965), expresando la longitud horizontal como una función de $t^{1/2}$. El volumen total de agua infiltrada se obtiene mediante la ecuación del área de una semielipse. Las ecuaciones fueron contrastadas mediante experiencias de laboratorio con suelo, encontrando resultados bastante similares a los calculados.

Philip (1985), desarrolla soluciones exactas para el caso de absorción tri-dimensional en regimen permanente y cavidades (bulbos) esféricas. Como casos particulares trata los de aguja, esfera y disco.

Clothier et al. (1985) contrastan las soluciones tri-dimensionales en regimen permanente y variable con experiencias de campo y de laboratorio. El flujo se supone distribuido en una cavidad semi-esférica. Este tratamiento se consiguió fijando adecuadamente las condiciones iniciales y frontera.

B. Con término extracción

Los términos de extracción más comunes son la evaporación superficial y la transpiración de la planta (pérdida de agua del volumen húmedo).

La relativa simplicidad de las soluciones analíticas de la ecuación de flujo, debido a la linealización mediante el concepto de flujo de potencial matricial, sugirieron la simulación del término extracción de agua por la planta en el caso más simple, flujo uni-dimensional y regimen permanente. La afirmación de Rawlins (1973) que el flujo de agua en sistemas de riego de alta frecuencia puede aproximarse usando hipótesis de flujo permanente, contribuyó también a que se trataran estas situaciones más simples (flujo uni-dimensional y regimen permanente), pensando en su importante aplicación.

Warrick (1974b) plantea la ecuación de flujo en regimen permanente con extracción de agua por la planta y flujo superficial, partiendo de la linealización clásica (flujo de potencial matricial, conductividad hidráulica en función del potencial matricial)

[Figura 3-32](#) (3.32)

donde,

Ψ , flujo de potencial matricial
z, profundidad

S(z), extracción de la planta expresada como el volumen de agua extraído por unidad de volumen de suelo y por unidad de tiempo.

La [ecuación \(3.32\)](#) supone que S(z) es una función explícita solamente de la profundidad. El tratamiento matemático que se da al término extracción de la planta es una función exponencial discreta,

[Figura 3-33](#) (3.33)

Por integración respecto a z desde 0 hasta z, la [ecuación \(3.32\)](#) se transforma en una ecuación lineal, de solución sencilla. Las soluciones se obtuvieron para medios (profundidades) semi-infinitos y finitos.

Lomen y Warrick (1976) linealizan la ecuación uni-dimensional de flujo en régimen permanente usando el potencial de flujo matricial, análogamente a Warrick (1974). Sin embargo, en este caso, la función extracción S(z,o) se trata como una función implícita, que depende de la profundidad y del potencial de flujo matricial,

[Figura 3-34](#) (3.34)

La ecuación (3.34) admite soluciones analíticas para una variedad de modelos de extracción de agua. En este trabajo se presentan las soluciones para 7 formas del término extracción de agua y medio semi-infinito y finito.

Raats (1977) presenta un discusión para el caso de emisores puntuales y en línea existiendo una extracción puntual o lineal a una distancia arbitraria por encima de una capa impermeable. El análisis está basado en la hipótesis de régimen permanente, lateralmente confinado, para los casos de flujo plano y flujo cilíndrico axisimétrico. No se particulariza para una función de extracción de agua por la planta. El análisis se basa en la linealización de la ecuación de flujo en términos del potencial de flujo matricial y utiliza el método de separación de variables para la resolución de la ecuación.

Warrick et al. (1979) resuelven la ecuación de flujo [\(3.32\)](#), para el caso bidimensional de emisores en línea.

Gilley y Allred (1974) y Thomas et al. (1974) resuelven también la ecuación [\(3.32\)](#) para el caso bidimensional, pero para emisores subsuperficiales.

Warrick et al. (1980) desarrolla las soluciones para un modelo tri-dimensional asumiendo condiciones de régimen permanente. Las soluciones analíticas se consiguen mediante la linealización de la ecuación de flujo,

[Figura 3-35](#) (3.35)

tomando la conductividad hidráulica como función exponencial del potencial matricial y con el uso del flujo de potencial matricial. Se considera simetría radial. Los emisores pueden ser puntuales, en línea o tipo disco (como los que resultan del caso de difusores). La distribución de raíces se asumió axisimétrica y para una planta aislada. Las condiciones no simétricas pueden obtenerse sobreponiendo las soluciones lineales. Se supuso también la no existencia de flujo superficial por evaporación, y el modelo de extracción se tomó con geometría cilíndrica.

Ben-Asher et al. (1986) desarrollan un modelo tri-dimensional, efectuando unas aproximaciones drásticas para simplificar. El modelo no considera el efecto gravitatorio y supone el suelo isotrópico. Se asume simetría axial, a lo largo del eje vertical, por lo que el contenido de humedad θ puede expresarse en términos de distancia al emisor r, el ángulo polar α y el tiempo t. Se tiene en cuenta el caudal de emisión supuesto constante, la evaporación superficial $E_s(r,t)$, y la transpiración del volumen húmedo $T(\alpha,t)$. La evaporación en la superficie se expresa como condición de contorno. El tratamiento es para el

caso general $E_s > 0$, $T > 0$ y para casos particulares. Mediante la aplicación del teorema de Gauss a la ecuación de flujo en su forma integral, se obtuvo una primera simplificación de la ecuación de flujo. Por otra parte, se trata el bulbo húmedo como hemisférico. Los resultados muestran buena correlación con los precedentes de datos de Roth (1974), Taghavi et al. (1984), Clothier y Scotter (1985) y Bar-Yosef y Sheikholislami (1976).



3.3.2. Soluciones numéricas

3.3.2.1. Bases

Las soluciones exactas de la ecuación general de flujo se complican por su no linealidad debido a que los parámetros $K(\theta)$, $C(\theta)$, $S(\theta)$ dependen de la solución $\theta(z,t)$. En cualquier caso esta solución supone adoptar unas condiciones iniciales y frontera muy específicas, que dificultan su generalización. Entre las ventajas de las soluciones numéricas está poder eliminar este inconveniente.

Las soluciones numéricas se basan en dividir la región del suelo en un número finito de figuras representadas por una serie de puntos nodales donde puede obtenerse la solución.

3.3.2.2. Técnicas de resolución y resultados

Existen principalmente 2 técnicas de resolución numérica, las diferencias finitas y los elementos finitos.

A. Método de las diferencias finitas

Este método es una técnica por la cual fenómenos continuos pueden aproximarse por funciones discretas. Se trata de reemplazar todas las derivadas por diferencias finitas y por tanto reducir el problema inicialmente continuo a un conjunto discreto de ecuaciones algebraicas simultáneas.

Klute (1952) fue quizás el primer investigador en utilizar técnicas numéricas para la resolución de procesos de flujo no saturado.

Day y Luthin (1956) introdujeron el método de las diferencias finitas para el estudio del flujo de agua del suelo. Resolvieron el problema de drenaje vertical por el método iterativo de Gauss-Seidel con las condiciones de flujo cero en la superficie y condición frontera de presión constante en la parte inferior.

Peaceman y Rachford (1955), desarrollaron la técnica conocida como ADI (Método implícito de dirección alternante).

Hanks y Bowers (1962) usaron el esquema de Crank-Nicolson a partir de la ecuación basada en el potencial matricial de agua del suelo para el estudio de la infiltración de los suelos. La ecuación diferencial fue resuelta por eliminación Gaussiana, utilizando la condición frontera de Dirichlet.

Rubin (1968) propuso soluciones a la ecuación de flujo bi-dimensional basadas en el método ADI y ITADI (procedimiento implícito de dirección alternante iterativa). Se tomaron condiciones iniciales constantes y condiciones frontera de flujo cero.

Freeze (1971) aplicó la resolución por diferencias finitas a problemas de flujo tri-dimensional. La resolución se efectuó por el método LSOR (Line Successive Over-Relaxation Method). Se incluyeron los efectos histeréticos, anisotrópicos, compresibilidad del medio y del fluido.

Brandt et al. (1971) fueron los primeros investigadores que realizaron una aplicación directa del método de las diferencias finitas a *rlaf*. La ecuación diferencial se resolvió por el método ADI no iterativo y con el método iterativo de Newton. Para el caso general de un emisor aislado se utilizó el modelo de flujo cilíndrico y para el caso de emisores cuyos bulbos de humedad se solapan, el modelo de flujo plano.

Bresler et al. (1971) probaron este modelo en el campo. Los resultados concordaron

para el caso de caudales de emisión bajos. Para los caudales altos las diferencias fueron debidas al incremento del área mojada y al descenso de la profundidad mojada.

Bresler (1975), analiza el transporte de agua y solutos en regimen de infiltración transitorio en *rlaf*, utilizando el procedimiento de diferencias finitas implícitas de dirección alternante. Levin et al. (1979) contrastaron este modelo en condiciones de laboratorio y campo con suelo de textura arenosa gruesa (97%) y alta conductividad hidráulica (45 cm/h), para la predicción de la distribución de humedad a partir de un emisor de goteo. Los resultados muestran concordancia. Se sacaron conclusiones importantes respecto al manejo de los sistemas de *rlaf*: la principal ventaja del riego a pulsos, es poder utilizar caudales de emisión altos manteniendo un volumen de aplicación bajo de acuerdo con el agua consumida por la planta, disminuyendo los problemas de obstrucción. Mostaghimi et al. (1981) comparan resultados de un ensayo de laboratorio, columnas de suelo franco arcillo-limoso y riego continuo y a pulsos, con las soluciones del modelo de Bresler (1975), mostrándose similares. Los tratamientos de riego a pulsos reducen las pérdidas de agua por debajo del perfil del suelo.

Lafolie et al. (1989a,1989b), presentan una solución a la ecuación de flujo en *rlaf* que mejora la predicción del tamaño del área encharcada en la superficie del suelo. Esta estimación es la mayor fuente de error en la modelización del flujo de agua en *rlaf*. La solución se obtiene para flujo cilíndrico utilizando coordenadas cartesianas. El método utilizado son las diferencias finitas, mejorando el tiempo de integración con un método implícito. El modelo permite tratar suelos con distintos horizontes y considerar anisotropía en las propiedades hidráulicas. Las soluciones muestran estabilidad y precisión comparadas con las soluciones de Brandt et al. (1971) y Ababou (1981). La comparación del modelo con resultados de campo es relativamente buena.

Existen otros métodos de diferencias finitas como el SOR (Successive Over-Relaxation methods) y el ALNL (Esquema alternativo lineal-no lineal), que han sido utilizados por Amerman (1976) para flujo bi-dimensional y permanente, y Caussade et al. (1979), para flujo bi-dimensional transitorio.

Todas las soluciones hasta aquí comentadas, partían de la ecuación de flujo sin término de extracción de agua por la planta.

De Jong y Cameron (1979) desarrollaron un modelo de simulación para describir el movimiento del agua en el suelo bajo cultivo. El tratamiento fue uni-dimensional con inclusión del término extracción de agua por la planta.

Pall (1980) planteó el esquema de diferencias finitas para la simulación del flujo de agua en riego por goteo considerando la extracción de agua por un manzano. Se partió de la ecuación de flujo tri-dimensional en coordenadas cartesianas. El esquema generó un grupo de heptadiagonal de ecuaciones simultáneas, que se resolvieron por un algoritmo. No se consideraron condiciones de flujo en superficie. Se valoró la evaporación como el 5 % de la transpiración. La simulación mostró que la extracción de agua durante el riego es muy pequeña. El modelo fue sensible a la conductividad hidráulica y a las condiciones iniciales, e insensible a la distribución de raíces.

La complejidad matemática para la resolución de estos modelos es notoria. Existen una serie de lenguajes de programación que permiten simplificar la escritura del programa de simulación. Se han desarrollado varios paquetes de CSSL (Continuous System Simulation Languages), de los cuales el CSMP (Continuous System Modelling Program) es un arquetipo. IBM Corporation (1972) desarrolló el CSMP, e IBM Corporation (1979) el APL-CSMP (1981), que es el CSMP con VS APL. El CSMP destaca por la facilidad de estructurar los métodos de integración y las pruebas de errores de integración. Hay numerosos ejemplos de

la aplicación del CSMP en la ingeniería y la agronomía para la resolución de problemas complejos. France y Thornley (1984) dan ejemplos sencillos de estas aplicaciones. La programación de la ecuación de flujo en CSMP facilita su resolución puesto que el procedimiento de simulación es más fácil de estructurar. La utilización del lenguaje FORTRAN requiere programas más largos, aunque el tiempo de cálculo es mucho menor.

Van der Ploeg et al. (1974) fue el iniciador de un método de resolución de la ecuación de flujo en base a la subdivisión del suelo en compartimentos, realizando los cálculos en un programa de simulación en CSMP. Se contempló el flujo de agua suponiendo el suelo homogéneo, en condiciones de régimen variable, y con flujo uni, bi y tri-dimensional.

Armstrong et al. (1983), en base al mismo concepto de solución, utiliza el CSMP para analizar la distribución de humedad en el suelo en *rlaf*. Divide el perfil del suelo en horizontes, y no considera el término extracción de agua por la raíz. Los resultados del modelo se comparan con pruebas de campo correspondientes a la aplicación de varios caudales y volúmenes de agua. La medida de la humedad en campo se determinó con la sonda de neutrones. El modelo necesita la curva característica de humedad del suelo y la función conductividad hidráulica. El contraste entre los resultados del modelo y las medidas de campo fue aceptable. Se concluye que la forma y el tamaño de la zona húmeda es más una función del volumen de agua aplicada que del caudal de aplicación. Por otra parte, a partir de un volumen superior a 32 l. el agua adicional no aumentó la dimensión de la zona húmeda horizontal, sino que se movió verticalmente a lo largo del perfil.

Ragab et al. (1984) describe la infiltración bi-dimensional en un sistema de emisión lineal de goteo sin extracción radicular, basándose en el concepto de potencial de flujo matricial. El modelo propuesto es similar al de Brandt. et al. (1971), con la diferencia que el potencial de flujo matricial se expresa en términos de conductividad hidráulica y potencial matricial en lugar de difusividad y contenido de agua. Para la programación utilizó el CSMP. Se concluye que el uso del flujo de agua potencial tiene ventajas en la resolución del modelo.

Khatri (1984) simula también en CSMP el flujo de agua a partir de un emisor en *rlaf*. No considera los distintos horizontes del suelo, aunque sí la extracción de agua por la planta. Se parte de la ecuación bi-dimensional en régimen transitorio y flujo cilíndrico axisimétrico considerando el suelo homogéneo e isotrópico. La distribución de humedad en el suelo resultó ser dependiente de la cantidad de agua y la curva característica del suelo, e independiente del caudal del emisor y de la profundidad de la zona de raíces y del método de aplicación del agua (pulsos, continuo).

B. Método de los elementos finitos

El tratamiento del suelo como un medio no uniforme de geometría compleja y anisotropía arbitraria, así como la consideración de las condiciones atmosféricas sobre la evaporación y el charco superficial, dificultan la aplicación del método de las diferencias finitas a la solución aproximada de la ecuación de flujo. Para estos casos, la aplicación del método de los elementos finitos elimina estas dificultades.

El método de los elementos finitos se basa en aproximar el sistema continuo inicial a un conjunto de elementos discretos representados por funciones aproximadas. La resolución por el método de Galerkin de los residuos ponderados se obtiene por aplicación de las condiciones de continuidad entre los elementos y formulando el problema para minimizar los errores sobre todos los elementos.

Neuman (1973) aplicó por primera vez el método de los elementos finitos a la resolución de problemas de flujo saturado-no saturado en medios porosos.

Neuman et al. (1975) resuelven por el método de los elementos finitos el problema de flujo transitorio bi-dimensional del agua en el suelo, contemplando la evaporación del suelo y la extracción de agua por la planta. La solución por el método de Galerkin, permitió alcanzar rápidamente la convergencia. La verificación de este modelo, la realizaron Feddes et al. (1975) para flujo uni-dimensional comparando los resultados obtenidos a partir de una experiencia de campo y con la resolución del mismo problema por el método de las diferencias finitas. Los resultados obtenidos fueron aceptables. Para demostrar la flexibilidad del método y su capacidad para tratar situaciones complejas, estos mismos autores plantearon y resolvieron un caso de flujo bi-dimensional de subirrigación en suelo heterogéneo con un acuífero subyacente.

Taghavi et al. (1984) desarrollan un modelo bi-dimensional para analizar el flujo transitorio de agua en un suelo no saturado. El planteamiento de las ecuaciones de flujo, en coordenadas cilíndricas, asume condiciones de suelo isotrópico y homogéneo. La resolución por el método de Galerkin, se aplicó a un caso de infiltración uni-dimensional vertical que se comparó con los resultados experimentales a partir de una columna de suelo en laboratorio, concluyendo que el modelo predecía adecuadamente la infiltración vertical, así como que los resultados eran más aproximados cuanto menor era el tamaño de malla de los elementos finitos. Por otra parte, se utilizó el modelo en su forma bi-dimensional para simular la posición del frente húmedo en función del tiempo a partir de la emisión de agua de un gotero. Se consideró la formación de charco, haciendo depender el radio del charco del caudal del emisor, pero siendo constante en el tiempo. Se define el frente húmedo en las posiciones donde el contenido de agua ha aumentado un 10 % sobre el contenido de agua inicial. Con estas consideraciones, el modelo mostró una buena correlación con las medidas de laboratorio, mejor en el caso horizontal que el vertical, y también mejor en tiempos pequeños que grandes. Posteriormente, se trató el radio del charco como una función del tiempo, siendo en este caso más rápido el avance del frente húmedo que cuando se asume que el radio del charco es constante.

Taghavi et al. (1985), modifican su modelo obtenido en 1984, para la resolución de casos en perfiles de suelo heterogéneos. La aplicación al problema de infiltración uni-dimensional con flujo permanente, proporcionó resultados parecidos a los que obtuvo Van Genuchten (1978) en la resolución del mismo problema por el método de los elementos finitos con un esquema Hermitiano. Por otra parte, el modelo también se probó para simular la infiltración bi-dimensional en régimen permanente a partir de un gotero. La contrastación de los valores alcanzados por el potencial matricial en el suelo según el modelo y según los resultados analíticos y experimentales de Merrill et al. (1978), fue aceptable.

Mariño et al. (1988) desarrollan un modelo uni-dimensional de flujo de agua en el suelo en un suelo cultivado. El suelo se considera homogéneo y la extracción de agua por el cultivo es una función del gradiente de potencial en la interfase suelo-raíz, así como de parámetros del suelo y de la raíz. Después de la calibración y validación del modelo para el cultivo de alfalfa, los resultados obtenidos se consideraron suficientemente precisos para la mayoría de casos prácticos. Los resultados no fueron tan buenos cuando se trató de simular el flujo ascendente a partir de una capa freática.

Ghali (1986), construye el modelo más completo para la modelización de la dinámica del agua en el suelo en *rlaf* hasta el momento, puesto que el movimiento del agua no únicamente se considera por la existencia de un gradiente hidráulico, sino también por el efecto de un gradiente térmico. Además contempla la extracción del agua por las raíces, aunque considera el suelo definido por un único horizonte. La resolución se efectúa por elementos finitos y para el caso de régimen transitorio. La comparación tanto con soluciones

analíticas, datos de laboratorio y ensayos de campo, muestra que los resultados son buenos. En este trabajo, el autor muestra la utilidad del modelo para la resolución de diversos casos prácticos de interés. Mediante una de estas aplicaciones, se demuestra que los efectos térmicos sobre el movimiento del agua en *rlaf*, tienen una importancia muy superior en comparación con los casos de parcelas uniformemente humedecidas (riegos convencionales), por lo que para estos tipos de riegos, y especialmente en zonas áridas, el análisis del movimiento de agua debe contemplar el efecto térmico, de lo contrario los errores pueden ser importantes.

3.4. Modelos de aplicación directa.

En este apartado se pretende incluir aquellos trabajos que aparte de resolver la ecuación de flujo y sacar conclusiones sobre el manejo de los sistemas *rlaf*, se han presentado por sus autores de forma directamente aplicable al ingeniero para la resolución de problemas de diseño o manejo. La dificultad principal reside en discernir hasta que punto un trabajo es o no de aplicación directa, pero aunque no se pretende hacer de una forma exhaustiva, es interesante describir este tipo de modelos.

Existen varias publicaciones que resuelven la ecuación de flujo de agua del suelo, incluso en algunas de ellas se extraen conclusiones para el diseño o manejo en situaciones particulares. Sin embargo existen muy pocos trabajos que se presenten de una forma fácilmente aplicable al usuario, sin tener que entrar dentro del proceso matemático de cálculo y que a la vez sean generalistas.

Bresler (1978) fue sin duda el primer investigador en ofrecer una aplicación directa de la resolución de la ecuación de flujo a las necesidades ingenieriles de diseño en *rlaf*. El análisis de la infiltración en régimen permanente y en régimen transitorio se aplica al cálculo de la separación entre emisores en función del caudal y el potencial de agua entre los emisores. Se utilizan como datos de entrada las propiedades hidráulicas del suelo, que se toman de un catálogo de Mualem (1976) para 17 suelos. Se parte de la solución linealizada de Wooding (1968) y la solución numérica por diferencias finitas de Brandt et al. (1971). Además, el análisis teórico se combina con los principios hidráulicos para conocer el diámetro y longitud de los laterales. El procedimiento de cálculo sigue unos pasos a través del uso de tablas y gráficas. No se contempla la extracción de agua por la planta.

Roth (1983) desarrolla un procedimiento muy simple para predecir el volumen de suelo húmedo y el movimiento lateral y vertical de agua a partir de un emisor con la finalidad de su aplicación al diseño y manejo de *rlaf*. El procedimiento que describen se puede realizar en campo a partir de estimaciones del contenido en agua del suelo y del volumen de agua aplicado. No se requiere conocer la función conductividad hidráulica ni intervienen modelos matemáticos. Se razonan varias consideraciones que se adoptan como hipótesis, entre las más importantes:

- El contenido de agua en la zona húmeda se aproxima a capacidad de campo.
- El volumen de suelo húmedo puede calcularse por diferencia entre los contenidos de agua a capacidad de campo e inicial, y la cantidad de agua aplicada.
- La forma del volumen húmedo tiende a ser hemisférica, sin embargo, debido al gradiente gravitacional resulta ser elipsoidal.

A través de ensayos de campo se observó que las pérdidas por evaporación del charco superficial fueron inferiores al 5 % de la cantidad total de agua aplicada. Asimismo, el volumen de agua aplicado y el volumen de suelo húmedo están altamente correlacionados ($R=0.995$) mediante la ecuación,

[Figura 3-36](#) (3.36)

donde,

Y, volumen de suelo húmedo (l)

X, volumen total de agua en el suelo (l). (Agua aplicada más contenido de agua inicial).

a, b , constantes determinadas a partir de la regresión con datos de campo

Igualmente existe una relación del tipo de la ecuación anterior entre el volumen de suelo húmedo y el máximo movimiento lateral del agua con $R=0.985$. A partir de estos valores se desarrolló el modelo simplificado. para predecir el volumen de suelo húmedo y el movimiento lateral y vertical. Para ello debe conocerse el volumen de agua a aplicar, y los contenidos de agua a capacidad de campo e inicial para aquel suelo concreto. El volumen de suelo húmedo es igual al agua aplicada dividido por la diferencia entre los contenidos volumétricos de humedad a capacidad de campo e inicial. Asumiendo un volumen húmedo hemisférico, el movimiento lateral (ML, cm.) puede conocerse a partir de la ecuación,

[Figura 3-37](#) (3.37)

donde,

VS, volumen de suelo húmedo (l)

c , constante de valor $c=0.93-0.15R$, donde R es la relación entre el movimiento vertical y lateral. Para la mayoría de suelos, R está entre 0.5 y 2.5.

El movimiento vertical (MV, cm.) puede ser determinado por la ecuación,

[Figura 3-38](#) (3.38)

Amoozegar-Fard et al. (1984), desarrolla unos nomogramas que relacionan la extracción de agua de la planta, la geometría radicular, el caudal de emisión y el potencial de agua del suelo en un punto de referencia del suelo. Aunque los nomogramas se desarrollan para condiciones de flujo estacionario, pueden usarse para el diseño y operación de sistemas de riego intermitente. Generalmente la aproximación a regimen variable a través de la solución de flujo permanente es mejor cuanto mayor es la frecuencia de aplicación o cuanto mayor es la distancia entre emisores. La cantidad de agua extraída por la planta, la profundidad de raíz y la magnitud del potencial de agua del suelo están directamente relacionados con el cultivo. Se propone tomar estos valores de Stegman et al. (1981), Hagan y Stewart (1972) y Taylor (1965). Asimismo, se dan los parámetros de la función conductividad hidráulica para varios suelos.

Schwartzman y Zur (1986), proponen un método semi-empírico simplificado para determinar la anchura y profundidad del volumen de suelo mojado. Se asume que el volumen de suelo mojado depende de la conductividad hidráulica del suelo, del volumen total aplicado y del caudal de emisión. A partir de estas variables proponen las siguientes ecuaciones,

[Figura 3-39](#) (3.39)

[Figura 3-40](#) (3.40)

que pueden combinarse para dar la relación entre w y z directamente,

[Figura 3-41](#) (3.41)

donde, z , distancia vertical del frente húmedo (m)

w , anchura mojada por el frente húmedo (m)

V_w , volumen de agua aplicado (l)

K_{sat} , conductividad hidráulica del suelo (m/s)

Q_e , caudal de emisión del gotero (l/h)

Estas ecuaciones se probaron a partir de resultados obtenidos experimental y numéricamente a partir de un modelo de flujo plano. El procedimiento para calcular la separación óptima entre emisores a partir de la geometría del volumen de suelo mojado se complementa con el costo económico del lateral usando resultados de un modelo de flujo

cilíndrico.

Healy y Warrick (1988) presentan un método para la estimación del volumen mojado y el frente húmedo que se desarrolla en el suelo en respuesta a la infiltración a partir de un emisor. El método se basa en la solución numérica por diferencias finitas de la ecuación de flujo axisimétrico. Las soluciones generalizadas se obtienen a partir de ecuaciones empíricas, cuyos coeficientes se han tabulado para una gama de suelos y caudales de emisión. Los resultados para una localidad concreta se obtienen aplicando factores de escala a los resultados generalizados y posiblemente alguna interpolación. El método permite estimar caudales y volúmenes de aplicación de agua, así como el espacio entre emisores.

3.5. Limitaciones de los métodos de resolución de la ecuación general de flujo

Los métodos de resolución de las ecuaciones de flujo tienen varias limitaciones inherentes al método.

Los modelos basados en soluciones analíticas suponen recurrir a la linealización de las ecuaciones de flujo de agua del suelo. Para conseguir la linealización se requieren hipótesis restrictivas como la relación exponencial entre el contenido de agua del suelo, la conductividad hidráulica y el potencial matricial del suelo. Por consiguiente, no es posible considerar el efecto histéresis entre el contenido de agua del suelo y el potencial matricial. Además deben adoptarse condiciones de contorno muy limitantes, como la no existencia de flujo de agua en el charco superficial.

Conseguir la linealización mediante la eliminación de la variable tiempo, supone tener que adoptar condiciones de régimen permanente, condiciones que raramente ocurren en el campo. Por otra parte, la solución analítica para régimen variable y flujo multidimensional, sólo existe si se imponen ciertas hipótesis adicionales ($dK/d\theta = \text{constante}$) que linealicen la ecuación de flujo multidimensional y en régimen variable.

Dentro de las formas de solución linealizada, las ventajas de la [ecuación \(3.28\)](#) es que existen soluciones para muchos problemas de interés. Esta forma lineal posibilita que las soluciones de problemas simples puedan combinarse para dar lugar a distribuciones de emisores complejas en el espacio y en el tiempo, como las líneas paralelas, puesto que su obtención a partir de una línea simple es fácil, por simple adición de otra línea.

Los modelos basados en soluciones numéricas, generalizando, es decir, sin entrar en el método de resolución, tienen las ventajas de no tener que linealizar la ecuación de flujo, lo que supone poder adoptar cualquier función para las propiedades hidráulicas del suelo (conductividad, curva característica de humedad). Los modelos numéricos, sin embargo, requieren más tiempo de computación y tienen más error que los modelos analíticos. La relación de tiempos de computación encontrada por Ben Asher et al. (1978) entre la solución analítica y la solución numérica fue del orden de 1/20 a 1/200. Además, se reducen los errores debidos a redondeo, interpolación y tamaño de malla, por ser inexistentes o despreciables. Una vez adoptados los valores de cálculo, la solución es exacta.

Para algunos modelos multidimensionales y en particular cuando se considera el flujo de humedad y calor acoplados, no existen soluciones analíticas. Los modelos basados en soluciones analíticas, son inadecuados por tanto para describir geometrías de flujo complejas como las que ocurren en el medio físico de un *rlaf*. Los modelos numéricos, permiten variar las condiciones en que opera el modelo con relativa facilidad. Consecuentemente, proporcionan un grado de flexibilidad alto en el tratamiento complejo. Algunos de los modelos numéricos consiguen la simulación de geometrías de flujo complejas.

A pesar de que no es cierto para todos los modelos, la mayoría de ellos no consideran la absorción de agua por la raíz ni la evaporación superficial. Es general eliminar el efecto multidimensional y no incluir la evaporación ni la extracción de agua por la raíz. Únicamente el modelo de Ghali (1986) tiene carácter multi-dimensional y contempla los flujos de agua y calor acoplados, además del término extracción de agua por la raíz y la evaporación superficial. Sin embargo, este modelo no considera distintos horizontes de suelo.

Los modelos basados en la solución de la ecuación de flujo a partir de la compartimentación del suelo, desarrollados inicialmente por Van der Ploeg et al. (1974) son interesantes puesto que no suponen una excesiva complejidad matemática y la precisión de los resultados que ofrecen es suficientemente alta para los propósitos de diseño de *rlaf*. Por otra parte, permiten simular geometrías complejas como las de los *rlaf* con bastante facilidad. Su implementación en lenguajes como el CSMP facilitan su construcción y la escritura del programa resulta más corta y simple. Los modelos de este tipo disponibles hasta la actualidad, no suponen simultáneamente el suelo estratificado y la extracción de agua por la planta.

3.6. Diagnóstico general de los modelos existentes actualmente

Es común a todos los modelos existentes presentar alguno de estos problemas:

1. La mayoría de estos modelos no están validados. En el mejor de los casos sus soluciones se comparan con modelos ya existentes. Son muy escasos los modelos que están probados en condiciones de campo.

2. No existen modelos que consideren simultáneamente y en condiciones de flujo multi-dimensional la extracción de agua del suelo y los distintos horizontes del perfil del suelo con propiedades hidráulicas diferenciadas.

3. Es difícil contrastar soluciones entre distintos modelos puesto que normalmente, los programas informáticos que los transcriben están particularizados para la resolución única del caso tratado, siendo una tarea compleja y a veces imposible, el modificar las condiciones iniciales o el valor de las variables utilizadas para casos distintos al publicado por el autor.

4. No se presentan en forma directamente aplicable al diseño y manejo de sistemas *rlaf*, o con un soporte complementario que los haga aplicables. Los modelos que tienen un carácter marcadamente más aplicativo, aparte de basarse en soluciones para las cuales existen fuertes restricciones y funcionar con nomogramas, se presentan de una forma excesivamente complicada de aplicar para el ingeniero. En cualquier caso, si es posible extraer conclusiones directas para el diseño, únicamente son accesibles a personal conocedor de los métodos matemáticos.

3.7. Determinación de las funciones hidráulicas del suelo

Para la implementación de la mayoría de los modelos anteriormente expuestos es necesario conocer las relaciones entre el contenido de agua del suelo, el potencial matricial y la conductividad hidráulica.

Para la determinación de estas funciones existen métodos directos y métodos indirectos.

3.7.1. Métodos directos

Los métodos directos requieren la realización de experiencias de campo. Klute (1986)

presenta una extensa relación de los métodos in situ o a partir de muestras de suelo en laboratorio que se han desarrollado durante los últimos años.

La función $\Psi_m(\theta)$, denominada curva característica de humedad del suelo o curva de retención de agua, puede obtenerse a partir de medidas simultáneas de contenido de agua en el suelo y potencial matricial mediante tensiómetros. Sin embargo, las lecturas de potencial matricial tienen su límite a unos - 80 KPa. Para valores de potencial más bajos las lecturas deben hacerse en las placas de presión utilizándose muestras de suelo disturbadas. Los valores obtenidos in situ o en laboratorio representan únicamente la rama de desorción de la función $\Psi_m(\theta)$, pero no la de adsorción, puesto que normalmente se obtiene a partir del secado del suelo.

Las medidas directas para la determinación de la $K(\theta)$, son aún más complejas que la obtención de la función $\Psi_m(q)$.

La conductividad hidráulica a saturación (K_{sat}) puede medirse en laboratorio por el método de la altura de presión constante (Klute, 1965; Bouma, 1982) a partir de muestras de suelo inalteradas. El método consiste en conocer el volumen de agua que fluye a través de una columna de suelo inalterada, de sección conocida, en un determinado tiempo. El cálculo se efectúa mediante la ecuación obtenida a partir de la ley de Darcy,

[Figura 3-42](#) (3.42)

donde,

K_{sat} , conductividad hidráulica a saturación (m/s)

V, volumen de agua que pasa a través de la muestra (m^3)

A, sección de la muestra (m^2)

t, tiempo (s) L, altura de la muestra (m)

ΔH , presión de agua por encima de la muestra (m)

Para la determinación de la función $K(\theta)$, uno de los métodos más utilizados es el flujo de drenaje variable o técnica del perfil instantáneo, que consiste en saturar el suelo hasta la profundidad donde quiera medirse y en el proceso de drenaje medir contenido de agua y potencial matricial, variables a partir de las cuáles puede determinarse la conductividad hidráulica en base a la ley de Darcy. Este fue utilizado por primera vez en campo por Richards et al. (1956). Posteriormente fue desarrollado por Rose et al. (1965), entre otros. Watson (1966) mejoró el análisis de datos con una técnica más precisa. Hillel et al. (1972) propusieron un procedimiento de cálculo más sencillo con el propósito de ampliar la aceptación y aplicación del método. Chong et al. (1981) simplifican la técnica y Green et al. (1986) sugieren un orden y un formato de cálculo para la aplicación del método. Las necesidades del método de conseguir la saturación del perfil del suelo y el drenaje libre representan una gran complicación en la prueba de campo. Otros métodos para la medición de $K(\theta)$, son el método del aire caliente (Arya et al. 1975); el método de la sortividad (Dirksen, 1979) y el método de la costra en la superficie del suelo propuesto por Hillel y Gardner (1970) y desarrollado en campo por Bouma et al. (1971, 1983). Estos métodos tienen fuertes restricciones que los hacen aplicables únicamente en determinados casos.

La implementación de los métodos directos es difícil, costosa y de larga duración. Además, las propiedades hidráulicas del suelo son histeréticas y por otra parte, la variabilidad del suelo suele ser tan alta que se requieren cantidades de datos enormes. Por todas estas causas su utilidad práctica queda fuertemente restringida.

3.7.2. Métodos indirectos

Para eliminar las dificultades que presentan las medidas directas de las funciones

hidráulicas del suelo, se han desarrollado métodos indirectos que

predicen las propiedades hidráulicas del suelo a partir de datos más fácilmente medibles.

Gupta y Larson (1979), presentan una ecuación obtenida a partir de regresiones lineales múltiples, para estimar la función $\Psi_m(\theta)$ a partir de la textura USDA, la materia orgánica y la densidad aparente del suelo,

[Figura 3-43](#) (3.43)

donde,

θ_p , es el contenido de agua estimado (cm^3/cm^3) para un potencial matricial determinado, a, b, c, d, e, son coeficientes de regresión conocidos para determinados potenciales matriciales

Ar, contenido del suelo en arena (%)

L, contenido del suelo en limo (%)

Ac, contenido del suelo en arcilla (%)

Mo, contenido del suelo en materia orgánica (%)

Da, densidad aparente del suelo (g/cm^3)

Rawls y Brakensiek (1982) proponen una ecuación parecida basada en la textura USDA, la materia orgánica, la densidad aparente del suelo y los contenidos de agua a - 0.33 bar y -15 bar,

[Figura 3-44](#) (3.44)

donde,

θ_p , es el contenido de agua estimado (cm^3/cm^3) para un potencial matricial determinado a, b, c, d, e, f, g, h, coeficientes de regresión conocidos para determinados potenciales matriciales entre - 0.04 bar y - 15 bar

Ar, contenido del suelo en arena (%)

L, contenido del suelo en limo (%)

Ac, contenido del suelo en arcilla (%)

Mo, contenido del suelo en materia orgánica (%)

Da, densidad aparente del suelo (g/cm^3)

θ_{33} , contenido de agua a 33 KPa (cm^3/cm^3)

$\theta_{\text{sub}1500}$, contenido de agua a 1500 KPa (cm^3/cm^3)

Saxton et al. (1986), también a partir de un análisis multivariante, obtienen las siguientes ecuaciones,

- para potenciales de presión de: [Figura 3-45](#)

- para potenciales de presión de: [Figura 3-46](#)

- para potenciales de presión de: [Figura 3-47](#)

donde,

Ψ_m , potencial matricial (KPa)

Ψ_e , potencial hídrico de entrada de aire (KPa)

θ , contenido de agua (m^3/m^3)

θ_s , contenido de agua a saturación (m^3/m^3)

θ_{10} , contenido de agua a 10 KPa (m^3/m^3)

Ar, porcentaje de arena (%)

Ac, porcentaje de arcilla (%)

a,.....,k, coeficientes

Para el cálculo de la función $K(\theta)$, se han propuesto diversos métodos basados en la relación entre la conductividad y la distribución de los poros por tamaños y en el cálculo de la velocidad del agua mediante la ecuación de Poiseuille. La distribución de los poros por tamaños se obtiene a partir de la interpretación de la curva de retención de agua, que se divide

en n incrementos iguales de contenido de agua.

La conductividad K para el contenido de agua θ_i , $K(\theta_i)$, variando el índice i de 1 (poros más grandes) a n (poros más pequeños), se expresa en unidades de (L/T); (m/día) y viene dada por la expresión general,

[Figura 3-48](#) (3.45)

donde,

Ψ_j , potencial matricial (m)

s,p, constantes m, factor adimensional para ajustar las curvas calculada y experimental en un punto, normalmente el punto de saturación.

Los valores de las constantes s, p varían según cada autor. Childs y Collis-George (1950) y Marshall (1958), proponen tomar $p=2$ y s como el número de clases de poros llenos de agua correspondientes a θ_i , haciendo variable el factor proporcional, es decir, $s=n$ si $i=1$ y $s=1$ si $i=n$.

Millington y Quirck (1959) y Green y Corey (1971), adoptan $p=4/3$ y $s=n$ (número total de clases de poros). Kunze et al. (1968) toman $p=1$ y $s=n$.

Jackson (1972), propone utilizar la expresión

[Figura 3-49](#) (3.46)

donde,

K_{sat} , conductividad a saturación (m/día)

c, constante. Se le asigna el valor 1.

Raes (1973) propone la simplificación de las anteriores expresiones por

[Figura 3-50](#) (3.47)

Saxton et al. (1986) obtienen unas ecuaciones a partir del ajuste de datos por análisis multivariante que únicamente necesitan los datos de textura del suelo USDA,

[Figura 3-51](#) (3.48)

donde,

K, conductividad hidráulica (m/s)

A_r , porcentaje de arena (%)

A_c , porcentaje de arcilla (%)

m,.....,v, coeficientes

Alexander y Skaggs (1987) probaron diversos modelos para predecir $K(\theta)$ a partir de la textura y otros datos, comparando con los resultados experimentales. El ajuste del valor previsto con el medido para la saturación mejoró las predicciones de varios modelos.

Van Genuchten (1980) propone una ecuación empírica para la obtención de la curva θ (Ψ_m),

[Figura 3-52](#) (3.49)

donde,

Ψ_m , potencial matricial, considerado positivo (cm)

θ_s , contenido de agua a saturación (m^3/m^3)

θ_r , contenido de agua residual, contenido de agua cuando el gradiente $d\theta/d\Psi_m$ tiende a cero ($\Psi_m \rightarrow -\infty$) (m^3/m^3)

α, n, m , parámetros que determinan la forma de la curva, con $\alpha(cm^{-1})$ y n, m adimensionales.

Asimismo, para la obtención de la curva $K(\psi_m)$ propone la ecuación,

[Figura 3-53](#) (3.50)

donde l es un parámetro específico del suelo.

Wösten y Van Genuchten (1988), calibran los parámetros que intervienen en estas ecuaciones para varios suelos. Los resultados indican que el modelo estudiado puede ser usado para obtener las funciones hidráulicas de grandes superficies de suelo, sin embargo

necesita ser mejorado para las aplicaciones en lugares específicos.

Kabat et al. (1988) analizan diversas técnicas de estimación de parámetros por optimización para la predicción de las funciones $\Psi_m(\theta)$ y $K(\theta)$, así como la utilización de la medición por escala en la variación espacial de las propiedades hidráulicas del suelo.

3.8. Simulación de la extracción de agua por la planta

La modelización de la extracción de agua por la planta ha seguido a lo largo de los años dos aproximaciones distintas. La primera, suele denominarse "microscópica", de microescala o de raíz simple, puesto que se basa en el flujo radial de agua hacia una raíz individualmente. La otra, se denomina "macroscópica", de macroescala o de sistema radicular total, tratándose la absorción de agua a partir de las propiedades del sistema radicular considerado globalmente.

El análisis "microscópico" del proceso de extracción de agua fue tratado inicialmente por Gardner (1960), Molz et al. (1968) y Lambert y Penning de Vries (1973). En estos trabajos se considera una raíz como un cilindro estrecho, de radio constante y que absorbe agua del suelo de forma radial y uniforme a lo largo de su longitud. El sistema radicular se considera formado por un conjunto de raíces como la descrita.

Las soluciones a la ecuación de flujo con el término extracción, se han obtenido por métodos analíticos (Gardner, 1960) asumiendo que la conductividad hidráulica del suelo no varía con el contenido de agua y que la demanda evaporativa es constante con el tiempo; y también por métodos numéricos (Molz y Remson, 1970; Hillel et al., 1976).

Los distintos modelos que han surgido a lo largo de los años, a pesar de su creciente refinamiento, han puesto de manifiesto diferencias importantes en la predicción cuantitativa del agua extraída por la planta y resultados contradictorios tales como si la resistencia principal al flujo de agua está en el suelo o en la planta (Gardner y Ehlig, 1962,1963; Newman, 1969a,1969 b; Taylor y Klepper, 1975; Herkelrath et al. 1977a, 1977b). Cuando el agua del suelo disponible está limitada, el movimiento del agua a lo largo de la planta está regulado principalmente por el suministro de agua del suelo y la conductividad de las raíces. Cuando el agua del suelo es adecuada, el movimiento del agua está controlado por la evapotranspiración, la cual está regulada por la apertura de los estomas y la demanda atmosférica (Syversten, 1985).

Las dificultades en el uso de los modelos "microscópicos" se han asociado a la dificultad en conocer la geometría del sistema radicular, variable con el tiempo, y las propiedades hidráulicas de las raíces como la resistencia a la absorción y a la conducción, variables a lo largo de la raíz y también con el tiempo. Por otra parte, la validación de estos modelos es también difícil por la imposibilidad de medir de forma directa y no destructiva los cambios en los contenidos de agua del suelo. En este sentido, Hainsworth y Aylmore (1983,1986,1989), proponen la utilización de la tomografía asistida por computador (CAT) a las medidas con rayos-X para determinar los descensos en los contenidos de agua del suelo debidos a la extracción de agua por las raíces, puesto que esta técnica permite conocer cambios del orden de 0.006g/cm^3 en distancias de 1.5mm. Hainsworth y Aylmore (1989) demuestran que la hipótesis generalmente adoptada en estos modelos de que la raíz actúa como un cilindro uniforme absorbente de agua conduce a resultados erróneos.

La mayoría de los estudios a partir del tratamiento "microscópico" han ayudado al conocimiento teórico del proceso de extracción, sin embargo su implementación en trabajos reales sobre el movimiento del agua en el suelo no ha sido práctica hasta este momento.

En el método "macroscópico", para tener en cuenta la extracción de agua por las

raíces se incorpora en la ecuación general de flujo un término sumidero $S(\Psi)$ con signo negativo y que representa el volumen de agua extraído por unidad de volumen de suelo y por unidad de tiempo. Esta extracción no tiene porque ser uniforme a lo largo de la zona de raíces. El término $S(\Psi)$ es, en casi todos los casos, positivo o cero, puesto que el flujo de agua de las raíces al suelo raramente ocurre y en cualquier caso es suficientemente pequeño para ser despreciable (Molz y Peterson, 1976).

La mayor desventaja del método "macroscópico" en entender los mecanismos, es que está basado en un contenido de agua del suelo o potencial promediado espacialmente, y que no describe cuantitativamente la magnitud del gradiente entre el suelo y la raíz considerada individualmente. Diversos autores han propuesto un modelo a partir de una analogía con la ley de Ohm para el flujo de agua a lo largo del suelo-raíz-tallo-hojas, siguiendo a Van den Honert, (1948). La extracción de agua se asume que es directamente proporcional a la diferencia entre los potenciales de presión de raíz y del suelo, a la conductividad hidráulica y a una función de densidad de raíces o de efectividad de raíces.

Gardner (1964), calculó la función de distribución de raíces a partir del área superficial de raíces por unidad de volumen de suelo y consideró una distancia efectiva de movimiento del agua hacia la superficie de la raíz.

Withers y Vipond (1974), definen una regla empírica para suelos en riego, donde el contenido de humedad se mantiene en valores altos. La regla considera que dividido el sistema radicular en cuatro partes, cada una de estas partes supone respectivamente el 40, 30, 20 y 10 % de la transpiración total de la planta.

Molz y Remson (1971), teniendo en cuenta la difusividad del agua, la transpiración y la función de distribución de raíces de Gardner (1964) desarrollaron el siguiente término de extracción,

$$\text{Figura 3-54} \quad (3.51)$$

donde,

$S(Z, \theta)$, extracción de agua por unidad de volumen de suelo y de tiempo (l/m^3 día)

$R(Z)$, densidad de raíz efectiva (m/m^3)

$D(\theta)$, difusividad del agua del suelo ($m^2/día$)

Nimah y Hanks (1973a, 1973b) formularon un modelo de extracción de agua en función de la profundidad de raíz, a partir de las variables transpiración potencial, potencial de xilema en la base de la raíz, potencial de agua del suelo y conductividad hidráulica en la profundidad correspondiente, coeficiente de resistencia del sistema radicular al flujo y una función de efectividad radicular que a su vez es función de la densidad de raíces.

Feddes et al. (1974) trabajan sobre la hipótesis que la extracción de agua es proporcional a la conductividad hidráulica K y a la diferencia de potencial entre las raíces Ψ_r y el suelo circundante Ψ . De esta forma expresaron el término extracción como,

$$\text{Figura 3-55} \quad (3.52)$$

donde, $1/b$ es una constante empírica conocida como función de efectividad de raíz, que varía exponencialmente con la profundidad y es proporcional a la masa de raíces.

La función densidad de raíces, o efectividad de raíces, o longitud de raíces es interpretada y evaluada de distintas formas según los investigadores, siendo difícil de describir y validar para cada cultivo y suelo.

Puesto que parecía imposible y poco práctico considerar una descripción física completa de la extracción de agua por las raíces, Feddes et al. (1978) describieron el término extracción de forma semi-empírica,

$$\text{Figura 3-56} \quad (3.53)$$

donde, $S(\Psi)$, extracción de agua por unidad de volumen de suelo y tiempo (l/m^3 día)

S_{max} , máxima extracción de agua posible por las raíces (l/m^3 día)
 $\alpha(\Psi_m)$, función del potencial matricial del suelo (adimensional)

La función $\alpha(\Psi_m)$ se representa cualitativamente en la [Figura 3-62](#) y representa un factor de corrección de la extracción máxima que podría presentar un sistema radicular. Esta función correctora se basa en las particulares condiciones hídricas del suelo para una situación determinada. Analizando la función $\alpha(\Psi_m)$, resulta que la extracción de agua por debajo de Ψ_{m1} , 'punto de anaerobiosis' o potencial hídrico de entrada de aire, es nula puesto que las raíces están sometidas a una situación de deficiencia en oxígeno. Por encima de Ψ_{m4} , 'punto de marchitez', la extracción también es nula por ser las condiciones excesivamente secas. Entre los potenciales matriciales Ψ_{m2} y Ψ_{m3} , puntos límite, la extracción de agua es máxima (S_{max}). Se asume una variación lineal entre Ψ_{m1} y Ψ_{m2} o bien que se alcanza de golpe el valor 0, en cuyo caso supone considerar $\Psi_{m1} = \Psi_{m2}$; y una variación lineal o hiperbólica entre Ψ_{m3} y Ψ_{m4} . El valor de Ψ_{m3} , a partir del cual la resistencia del suelo limita la extracción de agua, depende de la demanda atmosférica y por tanto varía con la transpiración. Asumiendo $\Psi_{m1} = \Psi_{m2}$, la función $\alpha(\Psi_m)$ valdrá,

[Figura 3-57](#) (3.54)

Diversos autores han dedicado estudios a establecer el valor numérico de los potenciales en estos puntos característicos, sin embargo se observó que eran muy difíciles de establecer. Feddes (1976) publica valores de Ψ_{m1} para varios suelos obtenidos a partir de la caracterización de la aireación mediante la tasa de difusión de oxígeno, resultando valores normalmente alrededor de 5 KPa. Para Ψ_{m3} y Ψ_{m4} Feddes et al. (1978) proponen los rangos,

$$50\text{kPa} \leq |\Psi_{m3}| \leq 100\text{KPa}$$

$$1500\text{KPa} \leq |\Psi_{m3}| \leq 2000\text{KPa}$$

Para el término S_{max} , se han propuesto diversos perfiles de extracción. En la [Figura 3-63](#) se muestran los más significativos.

Feddes et al. (1978) consideran, en aras al interés práctico, una distribución de raíces homogénea en el perfil del suelo, lo que supone que la transpiración está igualmente repartida en el sistema radicular entero por lo que,

[Figura 3-58](#) (3.55)

donde,

T_p , transpiración potencial (l/m^2 día)

Z_r , profundidad de la zona radicular (m)

La ecuación 3.55 representa una simplificación muy drástica, puesto que debe esperarse que en el extremo del sistema radicular la extracción esté próxima al cero, mientras que cerca de la superficie, donde la densidad de raíces es mayor, la extracción sea más alta. Hay varios modelos que contemplan esta situación. Entre estos, se encuentra el de Molz y Remson (1971), que en base a la regla empírica de Withers y Vipond (1974) desarrollaron el término extracción,

[Figura 3-59](#) (3.56)

donde,

$S(Z)$, extracción de agua por unidad de volumen de suelo y de tiempo l/m^3 día

L_r , longitud vertical del sistema radicular, positiva hacia abajo (m)

T_m , transpiración media por unidad de tiempo (l/m^2 día)

La correlación entre los resultados de este modelo con los experimentales de Gardner y Ehlig (1962) fue razonable.

Hoogland et al. (1981) proponen la expresión,

[Figura 3-60](#) (3.57)

donde a y b son constantes. Su valor se desconoce para la mayoría de cultivos.

Finalmente, Prasad (1988), establece que,
[Figura 3-61](#) (3.58)

Hopmans et al. (1988) calibraron el modelo de Feddes et al. (1978) teniendo en cuenta la variabilidad de las propiedades hidráulicas del suelo en un área determinada mediante el análisis de Monte-Carlo en combinación con un procedimiento de prueba-error para optimizar los parámetros de la función de reducción $\alpha(\Psi_m)$.

Perrochet (1987) propone un factor de reducción $\alpha(\Psi)$ en el que interviene la conductividad hidráulica del suelo, el potencial de raíz generado por la planta y el potencial de agua del suelo a partir del que la transpiración empieza a disminuir. El potencial de raíz es obtenido por una función empírica.

Novák (1987) propone utilizar un método simple para la estimación de la extracción de agua por las raíces, a partir de la distribución del área superficial de las raíces. En el caso de que el potencial de agua del suelo no limite la transpiración de la planta, es decir que el suelo esté suficientemente húmedo, el término extracción de agua en función de la profundidad puede ser aproximado por una distribución de masa radicular que es exponencial. En el caso de que exista limitación de la transpiración debido al potencial de agua del suelo, el término extracción es proporcional al potencial de agua del suelo.

Mariño et al. (1988) desarrollan un modelo macroscópico que contempla el transporte vertical de agua a través de la raíz, que es función del gradiente de presión en la interfase suelo-raíz además de otros parámetros de suelo y raíz.

Jarvis (1989) propone un término de extracción empírico que es función de la transpiración potencial y de un índice de stress que tiene en cuenta los efectos de la distribución vertical de raíces y el contenido en agua del suelo.

Radcliffe et al. (1980) formulan el término de extracción de energía mínima, que se basa en que la raíz extraerá agua de forma que el gasto de energía que efectúe será mínimo. Para cada tiempo, la raíz extrae el agua de un compartimento, el más húmedo.

Ghali (1986), es el primer autor en tener en cuenta las particularidades del riego localizado en el planteamiento del término extracción de agua por la planta. Parte de las consideraciones de la energía mínima que debe desarrollar la planta y por otra parte, como mostraron Black y West (1974), de que cuando la frecuencia de riego es alta, las raíces son capaces de extraer la misma cantidad de agua a partir de una zona radicular pequeña.

Se concluye que la modelización del término extracción de agua por la planta ha sido resuelta por métodos de complejidad diversa. Sin embargo, en muchos casos se requiere información de entrada todavía poco contrastada y por otra parte la validación de los resultados proporcionados por estos modelos ha sido muy escasa.

[Figura 3-62](#)

[Figura 3-63](#)

Referencias

1. ABABOU R. 1981. Modélisation des transferts hydriques dans le sol en irrigation localisée. Thesis, Univ. de Grenoble, France.
2. ALEXANDER L., SKAGGS R.W. 1987. Predicting unsaturated hydraulic conductivity from soil texture. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 113 (2): 184-197.
3. AMERMAN C.R. 1976. Soil water modelling: I. A generalised simulator of steady, two-dimensional flow. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, 466 pp.

4. AMOOZEGAR-FARD A., WARRICK A.W., LOMEN D.O. 1984. Design nomographs for trickle irrigation systems. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 110 (2): 107-120.
5. ARMSTRONG C.F., WILSON T.V. 1983. Computer model for moisture distribution in stratified soils under a trickle source. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*: 1704-1709.
6. ARYA L.M., FARRELL D.A., BLAKE G.R. 1975. A field study of soil water depletion patterns in the presence of growing soybean roots: 1. Determination of hydraulic properties of the soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 39: 424-436.
7. BAR-YOSEF B., SHEIKHOLSLAMI M.R. 1976. Distribution of water and ions in soils irrigated and fertilized from a trickle source. *Soil Science Society of America Journal*, 40: 575-582.
8. BEN-ASHER, LOMEN D.O, WARRICK A.W. 1978. Linear and nonlinear models of infiltration from a point source. *Soil Science Society of America Journal*, 42: 3-6.
9. BEN-ASHER J., CHARACH CH., ZEMEL A. 1986. Infiltration and water extraction from trickle irrigation source: The effective hemisphere model. *Soil Science Society of America Journal*, 50: 882-887.
10. BLACK J.D.F., WEST D.W. 1974. Water uptake by an apple tree with various proportions of the root system supplied with water. *Proc. Int. 2nd. Drip Irrig. Cong.* pp. 432.
11. BOLT G.H. (Chairman). 1976. Soil physics terminology. *ISSS Bulletin*. 49:26-36.
12. BOUMA J. 1982. Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. *Soil Science Society of America Journal*, 46: 438-441.
13. BOUMA J., BELMANS C., DEKKER L.W., JEURISSEN W.J.M. 1983. Assessing the suitability of soils with macropores for subsurface liquid waste disposal. *J. Environ. Qual.*, 12: 305-311.
14. BOUMA J., HILLEL J.I., HOLE F.D., AMERMAN C.R. 1971. Field measurement of hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35: 362-364.
15. BOUYOUCOS G.J. 1915. Effect of temperature on the movement of water vapour and capillary moisture in soils. *J. Ag. Res.*, 5: 141 pp.
16. BRANDT A., BRESLER E., DINER N., BEN-ASHER J., HELLER J., GOLDBERG D. 1971. Infiltration from a trickle source: I. Mathematical models. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35: 675-682.
17. BRESLER E. 1975. Two-dimensional transport of solutes during nonsteady infiltration from a trickle source. *Soil Science Society of America Proceedings*, 39: 604-613.
18. BRESLER E. 1977. Trickle-drip irrigation: Principles and application to soil-water management. *Advances in Agronomy*, 29: 343-393.
19. BRESLER E. 1978. Analysis of trickle irrigation with application to design problems. *Irrigation Science*, 1 (3): 3-17.
20. BRESLER E., DAGAN G. 1988. Variability of yield of an irrigated crop and its causes. 2. Input data and illustration of results. *Water Resources Research*, 24 (3): 389-394.
21. BRESLER E., HELLER J., BEN-ASHER, BRANDT A., GOLDBERG D. 1971. Infiltration from a trickle source: II. Experimental data and theoretical predictions. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35: 683-689.
22. CAMPBELL G.S. 1988. Soil water potential measurement: An overview. *Int. Conf. on the Measurement of Soil and Plant Water Status*. 6-10 July 1987, Logan, Utah (USA) *Irrigation Science*, 9 (4): 265-273.
23. CAUSSADE B.H., DOURNESS G., RENARD G. 1979. New numerical solution

of unsteady two-dimensional flow in unsaturated porous media. *Soil Science*, 4: 193 pp.

24. CHILDS E.C. 1969. *The physical basis of soil water phenomena*. Willey-Interscience, New York, 493 pp.

25. CHILDS E.C., COLLIS-GEORGE N. 1950. The permeability of porous materials. *Proc. R. Soc. London Ser., A* 201: 392-405.

26. CHONG S.K., GREEN R.E., AHUJA L.R. 1981. Simple in situ determination of hydraulic conductivity by power function descriptions of drainage. *Water Resources Research*, 17 (1): 109-1114.

27. CLOTHIER B., SCOTTER D., HARPER E. 1985. Three-dimensional infiltration and trickle irrigation. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*: 497-501.

28. DARCY H. 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris.

29. DAY P.R., LUTHIN J.N. 1956. A numerical solution of the differential equation of flow for a vertical drainage problem. *Soil Science Society of America Proceedings*, 20: 443-447.

30. DE JONG R., CAMERON D.R. 1979. Computer simulation model for predicting soil water content profiles. *Soil Science*, 128 (1): 41-49.

31. DIRKSEN C. 1975. Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements. *Soil Science Society of America Proceedings*, 39: 22-27.

32. EARL K.D., JURY W.A. 1977. Water movement in bare and cropped soil under insolate trickle emitters: II. Analysis of cropped soil experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 41: 856-861.

33. FEDDES R.A., BRESLER E., NEUMAN S.P. 1974. Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. *Water Resources Research*, 10 (6): 1199-1206.

34. FEDDES R.A., KOWALIK P., KOLINSKA-MALINKA K., ZARADNY H. 1976. Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. *Journal of Hydrology*, 31: 13-26.

35. FEDDES R.A., KOWALIK P.J., ZARADNY H. 1978. Simulation of field water use and crop yield. PUDOC, Wageningen, 189 pp.

36. FEDDES R.A., NEUMAN S.P., BRESLER E. 1975. Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots: II. Field applications. *Soil Science Society of America Journal*, 39: 231-237.

37. FOK Y.S., HANSEN V.E. 1966. One-dimensional infiltration into homogeneous soil. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 92 (IR3). Proc Paper 4912: 35-48.

38. FOK YU-SI, CHUNG S., LIU C.C.K. 1982. Two-dimensional exponential infiltration equations. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 108 (4): 231-245.

39. FRANCE J, THORNLEY. 1984. *Mathematical models in Agriculture*. Butterworths & Co. London.

40. FREEZE R.A. 1971. Three-dimensional transient saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resources Research*, 7: 347-366.

41. GARDNER W.R. 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85: 228-232.

42. GARDNER W.R. 1960. Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Science*, 89: 63-73.

43. GARDNER W.R. 1964. Relation of root distribution to water uptake and availability. *Agronomy Journal*, 56: 41-45.

44. GARDNER W.R., EHLIG C.F. 1962. Some observation on the movement of

water to plant roots. *Agronomy Journal*, 54: 453-456.

45. GARDNER W.R., EHLIG C.F. 1963. The influence of soil water on transpiration by plants. *J. Geophys. Res.*, 68: 5719-5724.

46. GHALI S.G. 1986. Mathematical modelling of soil moisture dynamics in trickle irrigated fields. Thesis, University of Southampton (UK).

47. GILLEY J.R., ALLRED E.R. 1974. Infiltration and root extraction from subsurface irrigation laterals. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 17 (5): 927-933.

48. GREEN R.E., AHUJA L.R., CHONG S.K. 1986. Hydraulic conductivity, diffusivity, and sorptivity of unsaturated soils: field methods. pp. 771-798.

In: *Methods of soil analysis: Vol I. Physical and mineralogical methods*. pp. 771-798. Ed. A. Klute. ASA-SSSA. USA.

49. GREEN R.E., COREY J.C. 1971. Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35: 3-8.

50. GREEN W.H., AMPT G.A. 1911. Studies on soil physics. Part I: The flow of air and water through soils. *Journal of Agric. Scien.*, 4: 1-24.

51. GUPTA S.C., LARSON W.E. 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research*, 15 (6): 1633-1635.

52. HAGAN R.M., STEWART J.I. 1972. Water deficits-Irrigation design and programming. *Journal of Irrigation and Drainage, Proceedings of ASCE*. Vol. 98, No IR2 pp. 568-572.

53. HAINSWORTH J.M., AYLMOORE L.A.G. 1983. The use of computer assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. *Aust. J. Soil Res.*, 21: 435-443.

54. HAINSWORTH J.M., AYLMOORE L.A.G. 1986. Water extraction by single plant roots. *Soil Science Society of America Journal*, 50: 841-848.

55. HAINSWORTH J.M., AYLMOORE L.A.G. 1989. Non-uniform soil water extraction by plant roots. *Plant and Soil*, 113: 121-124.

56. HANKS R.J., BOWERS S.A. 1962. Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 26: 530-534.

57. HEALY R.W., WARRICK A.W. 1988. A generalized solution to infiltration from a surface point source. *Soil Science Society of America Journal*, 52: 1245-1251.

58. HERKELRATH W.N., MILLER E.E., GARDNER W.R. 1977. Water uptake by plants: I. Divided root experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 41: 1033-1038.

59. HERKELRATH W.N., MILLER E.E., GARDNER W.R. 1977. Water uptake by plants: II. The root contact model. *Soil Science Society of America Journal*, 41: 1039-1043.

60. HILLEL D. 1980. *Fundamentals of soil physics*. Academic Press. 413 pp.

61. HILLEL D., GARDNER W.R. 1970. Measurement of unsaturated conductivity and diffusivity by infiltration through an impeding layer. *Soil Science*, 109: 149-153.

62. HILLEL D., KRENTOS V.D., STYLIANOU Y. 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, 114: 395-400.

63. HILLEL D., TALPAZ H., VAN KEULEN H. 1976. A macroscopic-scale model of water uptake by a nonuniform root system and of water and salt movement in the soil profile. *Soil Science*, 121 (4): 242-255.

64. HOOGLAND J.C., FEDDES R.A., BELMANS C. 1981. Root water uptake model depending on soil water pressure head and maximum extraction rate. Technical Bulletins ICW, 6: 14 pp.
65. HOPMANS J.W., DANE J.H. 1986. Combined effect of hysteresis and temperature on soil-water movement. *Journal of Hydrology*, 83: 161-171.
66. IBM CORPORATION. 1972. System/360 Continuous Systems Modelling Programm. User's Manual. GH20-0367-4. Data Processing Division, IBM, White Plains, New York 10604, USA.
67. IBM CORPORATION. 1979. Continuous System Modelling Program III (CSMP-III) Program Reference Manual SH19-7001. Data Processing Division, White Plains, New York, USA.
68. IBM CORPORATION. 1981. IBM System /370 VS APL Continuous System Modelling Program. Program Description/Operations Manual. SH20-2115-1. Data Processing Division, White Plains, New York, USA.
69. JACKSON R.D. 1972. On the calculation of hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Proceedings*, 36: 380-382.
70. JARVIS N.J. 1989. A simple empirical model of root water uptake. *Journal of Hydrology*, 107: 57-72.
71. JURY W.A., EARL K.D. 1977. Water movement in bare and cropped soil under isolated trickle emitters: I. Analysis of bare soil experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 41: 852-856.
72. JURY W.A., GARDNER W.R., GARDNER W.H. 1991. *Soil Physics*. Ed. John Wiley & Sons, Inc. New York. 328 pp.
73. KABAT P., HACK-TEN BROEKE M.J.D. 1988. Input data for agrohydrological simulation models: some parameter estimation techniques. Report 19.
74. KHATRI K.C. 1984. Simulation of soil moisture migration from a point source. Thesis, McGill University, Quebec, Canada.
75. KLUTE A. 1952. A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Science*, 73: 105-116.
76. KLUTE A. 1965. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In: *Method of soil analysis*. ASA Monograph, 9: 210-221.
77. KLUTE A. 1986. *Methods of soil analysis*. Vol. I. Physical and mineralogical methods. ASA-SSSA, USA.
78. KUNZE R.J., UEHARA G., GRAHAM K. 1968. Factors important in the calculation of hydraulic conductivity. *Soil Science Soc. Amer. proc.* 32: 760-765.
79. LAFOLIE F., GUENNELON R., VAN GENUCHTEN M.TH. 1989a. Analysis of water flow under trickle irrigation: I. Theory and numerical solution. *Soil Science Society of America Journal*, 53: 1310-1318.
80. LAFOLIE F., GUENNELON R., VAN GENUCHTEN M.TH. 1989b. Analysis of water flow under trickle irrigation: II. Experimental evaluation. *Soil Science Society of America Journal*, 53: 1318-1323.
81. LAMBERT J.R., PENNING DE VRIES F.W.T. 1973. Dynamics of water in soil-plant-atmosphere system: A model named Troika In A. Hadas et al. (eds.), *Ecological Studies: Analysis and synthesis*. New York, 4: 257-273.
82. LEVIN I., VAN ROOYEN P.C., VAN ROYEN F.C. 1979. The effect of discharge rate and intermitent water application by point-source irrigation on the soil moisture distribution pattern. *Soil Science Society of America Journal*, 43: 8-16.
83. LOMEN D.O., WARRICK A.W. 1974. Time-dependent linearized infiltration: II.

Line sources. Soil Science Society of America Proceedings, 38: 568-572.

84. LOMEN D.O., WARRICK A.W. 1976. Solution of the one-dimensional linear moisture flow equation with implicit water extraction functions. Soil Science Society of America Journal, 40: 342-344.

85. MARÍÑO M.A., TRACY J.C. 1988. Flow of water through root-soil environment. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 114 (4): 588-604.

86. MARSHALL T.J. 1958. A relation between permeability and size distribution of pores. Journal of Soil Science, 9 (8): 1-8.

87. MCNEAL B.L., COLEMAN N.T. 1966. Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. Soil Science Society of America Proceedings, 30 (3): 308-312.

88. MERRILL S.D., RAATS A.C., DIRKSEN C. 1978. Laterally confined flow from a point source at the surface of an inhomogeneous soil column. Soil Science Society of America Journal, 42: 851-857.

89. MILLER R.J., LOW P.F. 1963. Threshold gradient for water flow in clay systems. Soil Science Society of America Proceedings, 27 (6): 605-609.

90. MILLINGTON R.J., QUIRK J.P. 1959. Permeability of porous media. Nature, 183 378-388.

91. MILLY P.C.D. 1982. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matric head-based formulation and numerical solution. Water Resources Research, 18 (3): 498-499.

92. MOLZ F.J., PETERSON C.M. 1976. Water transport from roots to soil. Agronomy Journal, 68: 901-904.

93. MOLZ F.J., REMSON I. 1970. Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. Water Resources Research, 6 (5): 1346-1356.

94. MOLZ F.J., REMSON I. 1971. Application of an extraction term model to the study of moisture flow to plant roots. Agronomy Journal, 63: 72-77.

95. MOLZ F.J., REMSON I., FUNGAROLI A.A., DRAKE R.L. 1968. Moisture availability for transpiration. Water Resources Research, 4: 1161-1169.

96. MOREL-SEYTOUX H.J. 1973. Two phase flows in porous media. Adv. in Hydroscience, 9: 119-202.

97. MOSTAGHIMI S., MITCHELL J.K., LEMBKE W.D. 1981. Effect of pulsed trickling on moisture distribution patterns in heavy soils. ASAE Paper No. 81-2553. 16 pp.

98. MUALEM Y. 1976. A catalogue of the hydraulic properties of unsaturated soils. Hydrodynamics and Hydraulics Laboratory, Technion-Israel Institute of Technology. Haifa (Israel).

99. NEWMAN E.I. 1969a. Resistance to water flow in soil and plant. I. Soil resistance in relation to amounts of root: theoretical estimates. J. Appl. Ecol., 6: 1-12.

100. NEWMAN E.I. 1969b. Resistance to water flow in soil and plant. II. A review of experimental evidence of the rhizosphere resistance. J. Appl. Ecol., 6: 261-272.

101. NEUMAN S.P. 1973. Saturated-unsaturated seepage by finite elements. Proc. ASCE, J. Hydraul. Div. 99, (HY12), 2233-2250.

102. NEUMAN S.P., FEDDES R.A., BRESLER E. 1975. Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots: I.Theory. Soil Science Society of America Journal, 39: 224-230.

103. NIELSEN D.R., VAN GENUTCHEN M.TH., BIGGAR J.W. 1986. Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone. Water Resources Research, 22 (9): 89S-108S.

104. NIMAH M.N., HANKS R.J. 1973 a. Model for estimating soil water, plant, and

atmospheric interrelations: I. Description and sensitivity. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37: 522-527.

105. NIMAH M.N., HANKS R.J. 1973 b. Model for estimating soil water, plant, and atmospheric interrelations: II. Field test of model. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37: 528-532.

106. NOVÁK V. 1987. Estimation of soil-water extraction patterns by roots. *Agricultural Water Management*, 12: 271-278.

107. PALL R. 1980. Simulation of soil moisture flow from a trickle source considering root water uptake by an apple tree. Doctoral Thesis, The Pennsylvania State University.

108. PARLANGE J.Y. 1971 a. Theory of water-movement in soils: I. One-dimensional absorption. *Soil Science*, 111 (2): 134-137.

109. PARLANGE J.Y. 1971 b. Theory of water movement in soils: 3. Two and three dimensional absorption. *Soil Science*, 112 (5): 313-317.

110. PEACEMAN D.W., RACHFORD H.H. 1955. The numerical solution of parabolic and elliptic differential equations. *J. Soc. Ind. Appl. Math.*, 3: 28 pp.

111. PERROCHET P. 1987. Water uptake by plant roots - A simulation model, I. Conceptual model. *Journal of Hydrology*, 95: 55-61.

112. PHILIP J.R. 1957. The theory of infiltration: 2. *Soil Science*, 83: 435-448.

113. PHILIP J.R. 1957. The theory of infiltration: 1. *Soil Science*, 83: 345-357.

114. PHILIP J.R. 1957. The theory of infiltration: 3. *Soil Science*, 84: 163-178.

115. PHILIP J.R. 1957. The theory of infiltration: 4. *Soil Science*, 84: 257-264.

116. PHILIP J.R. 1957. The theory of infiltration: 5. *Soil Science*, 84: 329-339.

117. PHILIP J.R. 1958. The theory of infiltration: 6. *Soil Science*, 85: 278-286.

118. PHILIP J.R. 1958. The theory of infiltration: 7. *Soil Science*, 85: 333-337.

119. PHILIP J.R. 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydroscience*, 5: 248-296.

120. PHILIP J.R. 1971. General theorem on steady infiltration from surface sources, with application to point and line sources. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35: 867-871.

121. PHILIP J.R. 1972. Steady infiltration from buried, surface, and perched point and line sources in heterogeneous soils: I. Analysis. *Soil Science Society of America Proceedings*, 36: 268-273.

122. PHILIP J.R. 1985. Steady absorption from spheroidal cavities. *Soil Science Society of America Journal*, 49: 828-830.

123. PHILIP J.R., DE VRIES D.A. 1957. Moisture movement in porous material under temperature gradients. *Amer. Geophys. Union Trans.*, 38 (2): 222 pp.

124. PHILIP J.R., FORRESTER R.I. 1975. Steady infiltration from buried, surface, and perched point and line sources in heterogeneous soils: II. Flow details and discussion. *Soil Science Society of America Proceedings*, 39: 408-414.

125. PRASAD R. 1988. A linear root water uptake model. *Journal of Hydrology*, 99: 297-306.

126. RAATS P.A.C. 1971. Steady infiltration from point sources, cavities, and basins. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35: 689-693.

127. RAATS P.A.C. 1975. Transformations of fluxes and forces describing the simultaneous transport of water and heat in unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 11 (6): 938-942.

128. RAATS P.A.C. 1977. Laterally confined, steady flows of water from sources and to sinks in unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 41: 294-304.

129. RADCLIFFE D., HAYDEN T., WATSON K., CROWLEY P., PHILLIPS R.E. 1980. Simulation of soil water within the root zone of a corn crop. *Agronomy Journal*, 72: 19-24.
130. RAES D. 1982. A summary simulation model of the water budget of a cropped soil (Budget). Doctoral Tesis. Katholieke Universiteit te Leuven, 110 pp.
131. RAGAB R., FEYEN J., HILLEL D. 1984. Simulating infiltration into sand from a trickle line source using the matric flux potential concept. *Soil Science*, 137 (2): 120-127.
132. RAWLINS S.L. 1973. Principles of managing high frequency irrigation. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37: 626-629.
133. RAWLS W.J., BRAKENSIEK D.L. 1982. Estimating soil water retention from soil properties. *Journal of the Irrigation and Drainage Division, Proc. of the ASCE*, 108, IR2: 166-171.
134. RICHARDS L.A. 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics*, 1: 318-333.
135. RICHARDS L.A., GARDNER W.R., OGATA G. 1956. Physical processes determining water loss from soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 20: 310-314.
136. ROSE C.W., STERN W.R., DRUMMOND J.E. 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. *Aust. J. Soil Res.* 3: 1-9.
137. ROTH R.L. 1974. Soil moisture distribution and wetting pattern from a point source. *Proc. Int. Drip Irrig. Congr. 2nd. San Diego, CA. 7-14 July. University of California, riverside* 246-251.
138. ROTH R.L. 1983. Moisture movement from a point source. Thesis, University of Arizona, USA.
139. RUBIN J. 1968. Theoretical analysis of two-dimensional, transient flow of water in unsaturated and partly unsaturated soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 32: 607-615.
140. SAXTON K.E., RAWLS W.J., ROMBERGER J.S., PAPENDICK R.I. 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal*, 50: 1031-1036.
141. SCHWARTZMAN M., ZUR B. 1986. Emitter spacing and geometry of wetted soil volume. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 112 (3): 242-253.
142. SLICHTER C.S. 1899. U.S. Geol. Sur. Ann. Rep. 19-II: 295-384.
143. STEGMAN E.C., MUSICK J.T., STEWART J.I. 1981. Irrigation water management. In *Design and operation of farm irrigation systems*. M.E. Jensen ed. ASAE Monograph No.3. Amer. Soc. of Agric. Eng. St. Joseph, Michigan, USA: 763-816.
144. SYVERSTEN J.P. 1985. Integration of water stress in fruit trees In *Water Stress Measurement Techniques. Instrumentation and procedures*. *HortScience*, 20 (6): 1039-1043.
145. TAGHAVI S.A., MARIÑO M.A., ROLSTON D.E. 1984. Infiltration from trickle irrigation source. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 110 (4): 331-341.
146. TAGHAVI S.A., MARIÑO M.A., ROLSTON D.E. 1985. Infiltration from a trickle source in a heterogeneous soil medium. *Journal of Hidrology*, 78: 107-121.
147. TAYLOR S.A. 1965. Managing irrigation water on the farm. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, Vol. 8, No. 3, pp. 400-405.
148. TAYLOR H.M., KLEPPER B. 1975. Water uptake by cotton root systems: an examination of assumptions in the single root model. *Soil Science*, 120: 57-67.
149. THOMAS A.W., KRUSE E.G., DUKE H.R. Steady infiltration from line sources

buried in soil. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, 17: 115-128, 133.

150. TOKSOZ S., KIRKHAM D., BAUMANN E.R. 1965. Two dimensional infiltration and wetting fronts. Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE, 91 (IR3). Proc. Paper 4477.

151. VAN DEN HONERT T.H. 1948. Water transport in plants as a catenary process Discuss. Faraday Chem. Soc., 3: 146-153.

152. VAN DER PLOEG R.R., BENECKE P. 1974. Unsteady, unsaturated, n-dimensional moisture flow in soil: A computer simulation program. Soil Science Society of America Proceedings, 38: 881-885.

153. VAN GENUCHTEN M.T. 1978. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed-form analytical model. Water Resour. Prog., Dep. Civ. Eng., Princeton Univ., Princeton, N.J. Res. Rep., No. 78-WR-09.

154. VAN GENUCHTEN M.T. 1978. Numerical solution of the one-dimensional saturated-unsaturated flow equation. Water Resour. Prog., Dep. Civ. Eng., Princeton Univ., Princeton, N.J., Res. Rep. No. 78-WR-09.

155. VAN GENUCHTEN M.T.H. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44: 892-898.

156. WARRICK A.W. 1974. Solution to the one-dimensional linear moisture flow equation with water extraction. Soil Science Society of America Proceedings, 38: 573-576.

157. WARRICK A.W. 1974a. Time-dependent linearized infiltration. I. Point Sources. Soil Science Society of America Proceedings, 38: 383-386.

158. WARRICK A.W. 1985. Point and line infiltration - Calculation of the wetted soil surface. Soil Science Society of America Journal, 45: 1581-1583.

159. WARRICK A.W., AMOOZEGAR-FARD A., LOMEN D.O. 1979. Linearized moisture flow from line sources with water extraction. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., 22: 549-553.

160. WARRICK A.W., LOMEN D.O., AMOOZEGAR-FARD A. 1980. Linearized moisture flow with root extraction for three dimensional, steady conditions. Soil Science Society of America Journal, 44: 911-914.

161. WARRICK A.W., LOMEN D.O. 1974. Linearized moisture flow solutions for point, line and strip source. Proc. of the Second International Drip Irrigation Congress, California (USA), 228-233.

162. WARRICK A.W., LOMEN D.O. 1976. Time-dependent linearized infiltrations: III. Strip and disc sources. Soil Science Society of America Journal, 40: 639-643.

163. WATSON K.K. 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Water Resources Research, 2: 709-715.

164. WITHERS B., VIPOND S. 1974. Irrigation: Design and practice. B.T. Batsford Ltd. London, 306 pp.

165. WOODING R.A. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. Water Resources Research, 4: 1259-1273.

166. WÖSTEN J.H.M., VAN GENUCHTEN M.T.H. 1988. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. Soil Science Society of America Journal, 52 (6): 1762-1770.

167. ZACHMANN D.W. 1978. A mathematical treatment of infiltration from a line

source into an inclined porous medium. Soil Science Society of America Journal, 42: 685-688.



Capítulo 4. Objetivos

4.1. Objetivos

Los objetivos del trabajo de investigación desarrollado en esta tesis son:

1. Construir un modelo de simulación de la dinámica del agua en el suelo en condiciones de microirrigación, para suelos estratificados sin y con el término extracción de agua por la planta. La solución del modelo será numérica y se basará en la compartimentación del suelo bajo el emisor y se implementará en lenguaje FORTRAN. Para un volumen y caudal de emisión determinados permitirá conocer el contenido de agua en el suelo.
2. Verificar el modelo en condiciones reales de campo. Se experimentará para diversos volúmenes y caudales de emisión en riego por goteo, por una parte en un suelo no cultivado y por otra parte en un suelo de una plantación de manzanos jóvenes, en ambos casos situados en Girona (Catalunya). Se compararán los resultados obtenidos a partir de la simulación y de la experiencia en campo.
3. Aplicar el modelo al diseño agronómico en riego por goteo. Se desarrollará un procedimiento para el cálculo de las variables de diseño en riego por goteo a partir de la información facilitada por el modelo. El procedimiento se informatizará, de forma que el usuario pueda conocer de una forma fácil la solución adecuada al diseño planteado.

4.2. Bases y contribuciones de la tesis

El modelo y la solución a la ecuación de flujo en riego por goteo que se desarrollan se basan en la metodología propuesta inicialmente por Van der Ploeg et al. (1974) y continuada posteriormente por Armstrong et al. (1982) y Khatri (1984). A la metodología general y a los resultados obtenidos por estos autores, esta tesis doctoral hará las siguientes aportaciones:

1. Considerar simultáneamente el suelo estratificado y la extracción de agua por la planta.
2. Construir el modelo en lenguaje FORTRAN, con el consiguiente aumento de velocidad de computación.
3. Para cada uno de los parámetros requeridos por el modelo ofrecer al usuario la posibilidad de elegir entre diversas formas de cálculo o estimación de una forma muy simple.
4. Presentar una aplicación directa al diseño agronómico en *rlaf* sin necesidad que el usuario conozca la formulación matemática para la resolución del modelo.

4.3. Utilidad del trabajo

El modelo que se propone, será aplicable de forma inmediata al diseño y manejo de los sistemas *rlaf* en los suelos y plantaciones en los que se ha desarrollado. No obstante ofrece un ámbito de aplicación mayor simplemente mediante la disponibilidad de los datos de entrada requeridos por el modelo, para cualquier situación concreta distinta de la que se ha verificado. El modelo es aplicable a cualquier tipo de suelo heterogéneo y a cualquier sistema de riego por goteo.

La utilidad del modelo se resume en la posibilidad de examinar de forma rápida y sencilla las implicaciones que pueden tener sobre el diseño agronómico y la operacionalidad del sistema de riego distintas decisiones sobre el uso del agua. El conocimiento de la

distribución del agua en el suelo, permite al ingeniero que diseña los sistemas *rlaf* poder determinar el número y separación entre emisores, el volumen y caudal de emisión, y la frecuencia de riego. Asimismo, esta información posibilita al usuario del sistema la elección del régimen operacional (volumen y caudal de agua, y tiempo de riego) adecuado a cada situación particular, contemplando la fracción de lavado que se requiera y disponiendo de un seguimiento real y continuo que minimiza la obtención de datos de campo.

Referencias

1. ARMSTRONG C.F., WILSON T.V. 1983. Computer model for moisture distribution in stratified soils under a trickle source. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers: 1704-1709.
2. KHATRI K.C. 1984. Simulation of soil moisture migration from a point source. Thesis, McGill University, Quebec, Canada.
3. VAN DER PLOEG R.R., BENECKE P. 1974. Unsteady, unsaturated, n-dimensional moisture flow in soil: A computer simulation program. Soil Science Society of America Proceedings, 38: 881-885.



Capítulo 5. Desarrollo y solución numérica del modelo propuesto

5.1. Introducción

En este capítulo se presentan las hipótesis de partida del modelo, su desarrollo teórico y la metodología propuesta para su solución. Finalmente, se detallan para cada una de las variables del modelo cuyo valor debe estimarse o calcularse, los respectivos métodos de determinación que posibilita el modelo y que podrán adoptarse a criterio del usuario para su ejecución.

5.2. Hipótesis adoptadas

En el planteamiento del problema se supone que: 1. El suelo es homogéneo en cada horizonte, isótropo y estable.

2. Las propiedades del suelo son invariables con el tiempo.

3. Se cumple la ley de Darcy.

4. Las propiedades hidráulicas del suelo no presentan histéresis, es decir son funciones continuas y únicas.

5. Condiciones isotérmicas.

6. No se considera el flujo de agua y calor acoplados.

7. No existe solapamiento entre los volúmenes de suelo mojados por emisores adyacentes.

8. No se forma charco superficial.

9. La evaporación de agua de riego es nula.

En el caso en que se considera la extracción de agua por la planta, además se supondrá: 10. El emisor está colocado junto al tronco del árbol.

11. Ni la planta ni la vegetación circundante almacenan agua.

12. Simetría axial del sistema radicular.

13. Durante la simulación, no varían las características de la planta

5.3. Desarrollo y solución

La ecuación de flujo considerando el riego a partir de un gotero y la extracción de agua por la planta adopta la expresión de la [ecuación \(3.9\)](#),

[Figura 5-1](#) (5.1)

La consideración de flujo axisimétrico supondrá la ecuación,

[Figura 5-2](#) (5.2)

con las magnitudes descritas en el [Capítulo 3 apartado 3.2](#).

A partir de esta ecuación diferencial puede pasarse a ecuaciones algebraicas y considerar los valores de las variables que contienen estas ecuaciones para determinados puntos del espacio y tiempo. Las condiciones iniciales y de contorno adoptadas para la resolución son:

- condición inicial ($t=0$): $\theta = \theta_{ini}$, donde θ_{ini} es el contenido de agua inicial del suelo.

- condiciones de contorno:

- el caudal de agua del gotero Q_e entra en el suelo de forma puntual

- el potencial hidráulico Ψ_h está comprendido entre los valores $-\infty < \Psi_h < \Psi_{sat}$

- se particulariza el cálculo del flujo de agua según las zonas consideradas en

el [apartado 5](#).

Para la resolución de la ecuación (5.2) se seguirán los siguientes pasos:

1. Discretización del suelo por debajo del gotero.

Para ello se divide el suelo en anillos concéntricos de una anchura Δj y una altura Δi . El centro de todos los anillos es una línea vertical que constituye el eje del cilindro de suelo considerado. En el centro de la cara superior del cilindro se encuentran ubicados el gotero y la base del tronco de la planta. En la [Figura 5-3](#) se muestra esta compartimentación. La [Figura 5-4](#) muestra una sección por el plano x,z de la figura anterior. El índice i ($i=1,2,\dots,imax$) contabiliza los compartimentos a lo largo del eje z considerado positivo hacia abajo. El índice j ($j=1,2,\dots,jmax$) contabiliza los compartimentos a lo largo del eje x . Para cada una de estas celdas debe conocerse el contenido de agua inicial (θ_{mi}), que se supone localizado justo en el centro de la celda.

Se consideran los h horizontes que tenga el perfil de suelo a tratar $h=1,2,\dots,n$, caracterizados por propiedades físicas, químicas e hidráulicas distintas. El tamaño de celda (Δ_i, Δ_j) a adoptar quedará limitado desde un principio a la condición que dentro de cada horizonte el número de celdas sea un número entero.

Por otra parte, las dimensiones totales de la malla de cálculo deberán ser superiores a la zona de influencia del gotero, para asegurar que las paredes laterales de la malla no actúen como limitantes al movimiento del agua. Esta condición deberá asegurarse adoptando una malla sobredimensionada de entrada, con el consiguiente perjuicio de tiempo de computación, o bien verificando al final de la simulación esta condición.

2. Cálculo del caudal de agua que fluye entre celdas.

El caudal de agua, $Q(m^3/s)$ que fluirá entre 2 celdas determinadas vendrá dado por la ecuación,

[Figura 5-5](#) (5.3)

donde,

q , densidad de flujo de agua (m/s), calculable a partir de la ley de Darcy

A , área a través de la cual fluye el agua al pasar de una celda a la otra (m^2)

De esta forma, el caudal Q podrá calcularse a partir de,

[Figura 5-6](#) (5.4)

siendo, $\Delta\Psi_h$, diferencia de potencial hidráulico entre 2 celdas (m). Los valores de potencial, por convenio, serán negativos ($\Psi_h < 0$).

ΔL , distancia entre las 2 celdas (m)

Consideremos la celda genérica (i,j) y las adyacentes con ella $(i,j-1), (i-1,j), (i,j+1), (i+1,j)$. Vamos a calcular el caudal que atraviesa cada uno de los laterales de la celda (i,j) . En la [Figura 5-7](#) se muestra de forma esquemática el anillo (i,j) y las posibles transferencias de agua que pueden producirse entre celdas. Los caudales que fluirán a través de los contornos de la celda (i,j) se calcularán por las ecuaciones,

[Figura 5-8](#) (5.5)

[Figura 5-9](#) (5.6)

[Figura 5-10](#) (5.7)

[Figura 5-11](#) (5.8)

donde los índices i,j se refieren a la posición de la celda, siendo, $Q_{subíndice superíndice}$, caudal (m^3/s) que pasa entre las celdas notadas por el subíndice y por el superíndice. Si el caudal resultante es negativo, significa que el flujo de agua pasa de la celda indicada por el subíndice a la del superíndice, y si es positivo viceversa.

$K_{subíndice superíndice}$, conductividad hidráulica (m/s) asignada como valor de cálculo para el flujo de agua entre las 2 celdas

R_j , radio interior (m) del anillo (i,j)

R_{j+1} , radio interior (m) del anillo (i,j+1)

3. Cálculo del potencial hidráulico del suelo y de la conductividad hidráulica.

En las ecuaciones (5.5), (5.6), (5.7) y (5.8) debe conocerse el valor del potencial hidráulico en una determinada celda. Este potencial se calculará como suma del potencial gravitacional y del potencial matricial. El potencial gravitacional para una celda (i,j) será la profundidad a partir de la superficie del suelo para la celda (i,j). El potencial matricial se calculará a partir de una función que lo relaciona con el contenido de agua del suelo $\Psi_m(q)$, como se verá en el apartado 5.4.3.

La conductividad hidráulica también se calculará mediante una función del contenido de agua del suelo $K(\theta)$. Sin embargo, existe el problema de qué valor asignar a la conductividad hidráulica cuando se considera el flujo de agua entre 2 celdas. Van der Ploeg et al. (1974) toman la media de las conductividades hidráulicas que resultan para el contenido de agua de cada celda. Armstrong et al. (1983) toman la conductividad hidráulica que resulta de considerar el valor medio de los contenidos de agua de cada una de las 2 celdas. Khatri (1984) adopta como valor de cálculo la media ponderada de las conductividades que resultan para cada celda respecto del volumen de cada anillo.

Se propone en esta tesis adoptar un valor de la conductividad hidráulica ponderado ($K_{\text{subíndice}}^{\text{superíndice}}$) respecto al contenido de agua de cada una de las celdas, con la finalidad de conseguir un valor más fiable de la conductividad hidráulica, por el hecho de que la conductividad hidráulica es función del contenido de agua y la ponderación se efectúa respecto al contenido de agua. Para el caso genérico considerado anteriormente tendremos,

[Figura 5-12](#) (5.9)

[Figura 5-13](#) (5.10)

[Figura 5-14](#) (5.11)

[Figura 5-15](#) (5.12)

donde,

$K_{\text{subíndice}}$, conductividad hidráulica (m/s) en la celda marcada por el subíndice

$\theta_{\text{subíndice}}$, contenido de agua (m^3/m^3) en la celda marcada por el subíndice

Cada horizonte de suelo considerado se caracterizará por unas determinadas funciones $\Psi_{mh}(\theta)$ y $K_h(\theta)$ siendo $h = 1, 2, \dots, n$ el número de horizontes considerados en el perfil del suelo, como se ilustra en la [Figura 5-16](#)

4. Cálculo del caudal de agua que la planta extrae de cada celda.

La extracción de agua por las raíces del cultivo tendrá lugar únicamente en el conjunto de celdas de la malla que determina el sistema radicular. La extracción $S_{i,j}$ (m^3/s) para una celda (i,j) puede calcularse como,

[Figura 5-17](#) (5.13)

donde,

$S_{\text{max}}(i,j)$, extracción de agua máxima posible por la planta en la celda (i,j) ($\text{m}^3/\text{m}^2\text{s}$)

$A_{i,j}$, área del anillo determinado por la celda (i,j) (m^2)

$\alpha(Y_{m i,j})$, función de reducción de la extracción máxima en función del potencial matricial de la celda (i,j), (adim.)

$\beta(i,j)$, función de extracción en función de la posición de la celda (i,j), (adim.)

La extracción máxima es función de la transpiración del cultivo ($\text{m}^3/\text{m}^2\text{s}$) y de la profundidad i de la celda que se calcula. La extracción en función de la posición de la celda depende del tipo de perfil de extracción adoptado.

5. Cálculo del caudal neto de una celda genérica (i,j).

El caudal neto ΔQ de la celda (i,j), puede obtenerse mediante la suma de los caudales

que fluyen (entran o salen) entre la celda (i,j) y cada una de las celdas vecinas. Es decir, haciendo un balance de caudales resultará,

$$\text{Figura 5-18} \quad (5.14)$$

donde,

$S_{i,j}$, extracción de agua por la planta (m^3/s) en la celda (i,j). La forma de cálculo propuesta para esta extracción se verá en el apartado 5.5. Cuando se considere el modelo sin cultivo, se tomará $S_{i,j} = 0$.

El cálculo del caudal neto para una determinada celda depende de su posición en la malla creada. En esta malla deben diferenciarse distintas zonas con particularidades en este cálculo. Se definen 9 zonas para la regionalización del cálculo del flujo neto ([Figura 5-16](#)).

ZONA 1. $i=1; j=1$

El agua de riego se supone aplicada en este compartimento de acuerdo con el caudal de emisión del gotero Q_e (m^3/s).

$$\text{Figura 5-19} \quad (5.15)$$

ZONA 2. $1 < i < i_{max}; j=1$

$$\text{Figura 5-20} \quad (5.16)$$

ZONA 3. $i = i_{max}; j=1$

$$\text{Figura 5-21} \quad (5.17)$$

ZONA 4. $i = 1; 1 < j < j_{max}$

$$\text{Figura 5-22} \quad (5.18)$$

ZONA 5. $1 < i < i_{max}; 1 < j < j_{max}$

$$\text{Figura 5-23} \quad (5.19)$$

ZONA 6. $i=i_{max}; 1 < j < j_{max}$

$$\text{Figura 5-24} \quad (5.20)$$

ZONA 7. $i=1; j=j_{max}$

$$\text{Figura 5-25} \quad (5.21)$$

ZONA 8. $1 < i < i_{max}; j=j_{max}$

$$\text{Figura 5-26} \quad (5.22)$$

ZONA 9. $i=i_{max}; j=j_{max}$

$$\text{Figura 5-27} \quad (5.23)$$

En el conjunto de la malla, el cálculo se iniciará en la celda (1,1) y finalizará en la celda (i_{max}, j_{max}) para cada Δt .

6. Cálculo de la variación en el contenido volumétrico de agua para el anillo correspondiente a la celda genérica (i,j) en un tiempo Δt (s).

La variación en el contenido volumétrico de agua $\Delta \theta_{i,j}$ valdrá,

$$\text{Figura 5-28} \quad (5.24)$$

siendo,

$V_{i,j}$, volumen (m^3) del anillo (i,j)

por lo que la ecuación (5.24) quedará de la forma

$$\text{Figura 5-29} \quad (5.25)$$

7. Cálculo del contenido de agua final para el anillo(i,j).

El contenido de agua final $\theta_{sub\ fin}$ (%) para la celda (i,j) se calculará por la ecuación,

$$\text{Figura 5-30} \quad (5.26)$$

8. Repetición del proceso.

El proceso anterior conduce a la actualización de los contenidos de agua del suelo para cada celda. El proceso se repetirá hasta el tiempo de simulación deseado.

5.4. Variables necesarias en el modelo

5.4.1. Clasificación

La resolución del modelo supone el conocimiento de información varia de partida referente a cada una de las partes integrantes del continuo suelo-planta-atmósfera-sistema de riego.

1. Clima

- Evapotranspiración del cultivo

2. Suelo

- Profundidad de los horizontes

- Contenido inicial de agua del suelo

- Potencial matricial vs. contenido de humedad

- Conductividad hidráulica vs. contenido de humedad

3. Planta

- Superficie cubierta

- Índice de área foliar

- Función y perfil de extracción de agua

- Profundidad y anchura máximas de raíces

4. Sistema de riego

- Caudal de emisión

- Día y hora del inicio y final del riego

Cuando el modelo no comtemple la extracción de agua por las plantas, los datos se reducirán a los de los apartados 2 y 4.

5.4.2. Determinación de las variables climáticas

El modelo trabaja con la evapotranspiración del cultivo (ET_c) calculada mediante la metodología FAO-24, detallada en el Capítulo 2. Los datos de la evapotranspiración de referencia (ET_o) pueden ser extraídos de una serie histórica y pertenecer a un periodo horario, diario o bien mensual. Para fines de diseño, es suficiente con tener un valor diario correspondiente a un determinado nivel de probabilidad.

El modelo convierte los valores de entrada, cualquiera que sea el periodo, a valores horarios. Puesto que la ET_o no se distribuye uniformemente a lo largo de un día, el modelo adopta una distribución sinusoidal. Existen referencias de este tipo de tratamiento (Hillel, 1977). Esta función supone que la ET_o aumenta desde que sale el sol hasta un valor máximo que se alcanza a mediodía, momento a partir del cual decrece hasta ponerse el sol ([Figura 5-31](#)). Se aceptan como hipótesis:

a. La no existencia de nubes.

b. La evapotranspiración sólo ocurre en horas de luz. De esta forma, la ET_o respecto al tiempo, puede representarse por la ecuación

[Figura 5-32](#) (5.27)

donde,

$ET_o(t)$, evapotranspiración respecto al tiempo (mm/s)

$(ET_o)_m$, evapotranspiración máxima (mm/s)

t, tiempo a partir de la salida del sol (s)

LD, duración de las horas de sol (s)

Integrando respecto al tiempo la ecuación 5.27. resulta,

[Figura 5-33](#) (5.28)

donde

ET_{dia} es la evapotranspiración total diaria (mm).

Resolviendo la integral entre $t=0$ y $t=LD$, resulta

[Figura 5-34](#) (5.29)

Por tanto, puede conocerse la ET_0 respecto al tiempo, a partir de la evapotranspiración de referencia total diaria mediante la ecuación,

[Figura 5-35](#) (5.30)

Una vez conocida la ET_0 horaria, debe conocerse además el coeficiente de cultivo K_c y el coeficiente de localización K_l .

Para el cálculo del coeficiente de localización el modelo permite elegir entre las ecuaciones de Keller (1978), Keller y Karmelli (1978), Decroix, y Freeman y Garzoli. Estas distintas fórmulas se presentan en el [apartado 2.4.1. del Capítulo 2](#).

En el caso de programación de riegos es especialmente interesante la programación en tiempo real. En este caso, los valores de ET_0 pueden proceder de una estación agrometeorológica automatizada (EAA). El modelo permite también trabajar con esta información procedente de la EAA para cualquier periodo de tiempo.

5.4.3. Determinación de las variables del suelo

A. Contenido de agua del suelo en el momento inicial.

Para cada una de las celdas de la malla debe conocerse su contenido de agua inicial. Cuando va a realizarse una simulación con fines de diseño, pueden adoptarse unos contenidos de agua iguales para cada una de las celdas de un determinado horizonte del suelo. Cuando el modelo quiere verificarse o comparar con otro modelo, no suelen conocerse los valores del contenido de agua para todas las celdas de la malla, sino únicamente de determinados valores. Puesto que para la ejecución del modelo deben conocerse los valores de contenido de agua para todas las celdas, a partir de los datos de las celdas cuyo valor se conoce, el modelo asigna un valor interpolado linealmente a las celdas restantes.

B. Función potencial matricial vs. contenido de agua.

Esta función conocida como curva característica de humedad del suelo debe conocerse para cada uno de los horizontes del perfil. Para su determinación, el modelo ofrece distintas posibilidades:

B.1. Obtención a partir de datos de campo y/o laboratorio.

A partir de los pares de valores conocidos (Ψ_m, θ) para cada horizonte del suelo, el modelo hace un ajuste exponencial y potencial respectivamente a funciones del tipo,

[Figura 5-36](#) (5.31)

[Figura 5-37](#) (5.32)

Determinadas estas funciones para cada uno de los horizontes, el modelo elige para los cálculos aquella cuyo coeficiente de determinación ajustado es mayor.

B.2. Estimación indirecta a partir de propiedades físicas del suelo.

B.2.1. Métodos de Gupta y Larson (1979); y Rawls y Brakensiek (1982). Ambos métodos se han detallado en el [apartado 3.7.2. del Capítulo 3](#).

El método de Gupta y Larson (1979), permite obtener pares de valores (Ψ_m, θ) a partir de una relación entre el contenido de agua por una parte y la textura USDA, la materia orgánica del suelo y la densidad aparente por otra. Esta relación es distinta según el potencial matricial.

El método de Rawls y Brakensiek (1982), permite igualmente obtener pares de

valores (Ψ_m, θ) a partir de una relación entre el contenido de agua por una parte y la textura USDA, la materia orgánica del suelo, la densidad aparente y los contenidos de agua a 33 KPa y a 1500 KPa por otra. Esta relación también es distinta según el potencial matricial.

Obtenidos por un método u otro los pares de valores (Ψ_m, θ), el modelo los ajusta mediante una regresión según las ecuaciones(5.28) y(5.29), e igualmente adopta para la simulación la regresión con mejor coeficiente de determinación ajustado.

B.2.2. Método de Saxton et al. (1986).

Este método se describe con mas detalle en el [apartado 3.7.2. del Capítulo 3](#). El método de Saxton expresa la curva característica del suelo de la forma dada por la ecuación(5.30). Los coeficientes a y b se obtienen únicamente a partir de la textura USDA.

C. Función conductividad hidráulica vs. contenido de agua.

Esta función debe conocerse para cada uno de los horizontes del perfil de suelo. El modelo ofrece distintas posibilidades para su cálculo.

C.1. Estimación a partir de la curva característica del suelo.

De acuerdo con el [apartado 3.7.2. del Capítulo 3](#), la curva $K(\theta)$ puede obtenerse a partir del análisis de la curva $\Psi_m(\theta)$.

Entre estos métodos, el modelo permite elegir entre las fórmulas de cálculo propuestas por Marshall (1958), Millington y Quirck (1959), Kunze et al. (1968), Raes (1973) y Jackson (1972). Este último método implica conocer además de la curva $h(\theta)$ la conductividad hidráulica a saturación.

Por la aplicación de alguno de estos procedimientos, se calculan distintos pares de valores (K, θ). Posteriormente el modelo ajusta estos pares de valores por regresión lineal a una función de tipo exponencial,

[Figura 5-38](#) (5.33)

donde, a y b son coeficientes obtenidos en la regresión.

C.2. Obtención directa a partir de la clase textural del suelo.

Conocida la textura USDA del suelo, por el método de Saxton et al. (1986) puede conocerse la función conductividad hidráulica que adopta una expresión del tipo,

[Figura 5-39](#) (5.34)

Cabe decir finalmente que el modelo no contempla la posibilidad de obtener la función $K(q)$ directamente en campo, y complementada en laboratorio, por métodos tales como el del flujo de drenaje variable. El motivo de la exclusión de este procedimiento es que su dificultad de obtención hace que no sea utilizada en casos tales como proyectos o programación de sistemas de riego.

5.4.4. Determinación de las variables de la planta

La determinación de la extensión del sistema radicular mediante las variables profundidad y anchura de raíces, es imprescindible para la simulación del modelo con extracción de agua por el cultivo. La profundidad y anchura radicular discriminan un cilindro formado por diversos anillos concéntricos en los que tendrá lugar la extracción, del resto de anillos que forman el cilindro de suelo para la simulación.

También es necesario conocer la superficie cubierta por el cultivo, que se supondrá invariable durante la simulación y que servirá para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo.

El índice de área foliar LAI se utiliza para calcular la fracción de la evapotranspiración que corresponde a la evaporación de agua del suelo y de esta manera determinar por diferencia la transpiración de la planta. En aquellos casos que se suponga que

la evapotranspiración del cultivo equivale a su transpiración, es decir que la evaporación de agua del suelo es nula o despreciable, no será necesario conocer el LAI.

Para el cálculo de la extracción de agua por la planta, se utilizará la metodología de Feddes et al. (1978),

[Figura 5-40](#) (5.35)

Para la determinación del término $\alpha(\Psi_m)$ se utiliza la función de Feddes et al. (1978), y para el perfil de extracción puede optarse por las distribuciones de Feddes et al. (1978), Molz y Remson (1970) y Prasad (1988).

5.4.5. Determinación de las variables del sistema de riego

Las variables de riego que necesitan conocerse son el caudal de goteo y el día y hora de inicio y fin del riego. A partir de estos valores quedará fijado además el volumen de emisión.

En la Tabla 5.1. se presenta un resumen de todas las variables necesarias para la ejecución del modelo así como de las distintas opciones permitidas en el modelo para la determinación de tales variables.

SUBSISTEMA	VARIABLES DE ESTADO	METODOS DE DETERMINACION DISPONIBLES EN EL MODELO	VARIABLES DE ENTRADA	METODOS DE CALCULO DISPONIBLES EN EL MODELO
CLIMA	EVAPOTRANSPIRACION DEL CULTIVO	FAO-24	EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA HORARIA, DIARIA, MENSUAL O EAA	-
			COEFICIENTE DE CULTIVO	-
			COEFICIENTE DE LOCALIZACION (SUPERFICIE CUBIERTA)	KIELLER. Y KARMELLI (1974) KIELLER (1978) DECROIX FREEMAN Y GARZOLI
			SALIDA DEL SOL PUESTA DEL SOL (Si ET, DIARIA O MENSUAL)	-
	EVAPORACION DEL SUELO	BELMANS et al. (1984)	INDICE DE AREA FOLIAR (LAI)	-
SUELO	-	-	PROFUNDIDAD HORIZONTES	-
	-	-	CONTENIDO DE AGUA INICIAL	-
	POTENCIAL MATRICIAL DE AGUA DEL SUELO	EXPERIENCIAS DE CAMPO Y LABORATORIO	PARES DE VALORES (Ψ_m, θ)	AJUSTE A FUNCIONES DEL TIPO
		GUPTA Y LARSON (1979)	TEXTURA USDA DENSIDAD APARENTE MATERIA ORGANICA	$\Psi_m = ae^{-b\theta}$
		RAWLS et al. (1982)	TEXTURA USDA DENSIDAD APARENTE MATERIA ORGANICA CONT. VOLUM. AGUA 33 Kpa CONT. VOLUM. AGUA 1500 KPa	$\Psi_m = a\theta^{-b}$
		SAXTON et al (1982)	TEXTURA USDA	-
	CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA DEL SUELO	MARSHALL, (1958) MILLINGTON et al. (1959) KUNZE et al. (1968) RAES (1973)	PARES DE VALORES (Ψ_m, θ)	AJUSTE A FUNCIONES DEL TIPO:
		JACKSON (1972)	PARES DE VALORES (Ψ_m, θ) CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA A SATURACION	$K = ae^{b\theta}$
		SAXTON et al. (1986)	TEXTURA USDA	-
	PLANTA	-	-	SUPERFICIE CUBIERTA

	-	-	LAI	-
	FUNCION EXTRACCION DE AGUA	FEDDES et al. (1978)	-	-
	PERFIL EXTRACCION DE AGUA	FEDDES, et al. (1978) MOLZ Y REMSON (1970) PRASSAD (1988)	TRANSPIRACION PROFUNDIDAD MAXIMA DE RAICES	CALCULADA EN SUBSISTEMA CLIMA
	-	-	ANCHURA MAXIMA DE RAICES	-
SISTEMA DE RIEGO	-	-	CAUDAL DE EMISION DIA Y HORA INICIO Y FINAL DEL RIEGO	-

Tabla 5.1. Variables del modelo y métodos para su determinación



Referencias

1. ARMSTRONG C.F., WILSON T.V. 1983. Computer model for moisture distribution in stratified soils under a trickle source. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers: 1704-1709.
2. FEDDES R.A., KOWALIK P.J., ZARADNY H. 1978. Simulation of field water use and crop yield. PUDOC, Wageningen. 189 pp.
3. GUPTA S.C., LARSON W.E. 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. Water Resources Research, 15 (6): 1633-1635.
4. HILLEL D. 1977. Computer simulation of soil-waters dynamics. A compendium of recent work. IDRC, Ottawa, Canada. 214 pp.
5. JACKSON R.D. 1972. On the calculation of hydraulic conductivity. Soil Science Society of America Proceedings, 36: 380-382.
6. KELLER J. 1978. Trickle irrigation. In Irrigation (Ch. 7). National Engineering Handbook USDA-SCS.
7. KELLER J., KARMELI D. 1974. Trickle irrigation design. Rain Bird Corp. Glendora, California USA. 133 pp.
8. KHATRI K.C. 1984. Simulation of soil moisture migration from a point source. Thesis. McGill University, Quebec, Canada.
9. KUNZE R.J., UEHARA G., GRAHAM K. 1968. Factors important in the calculation of hydraulic conductivity. Soil Science Soc. Amer. Proc., 32: 760-765.
10. MARSHALL T.J. 1958. A relation between permeability and size distribution of pores Journal of Soil Science, 9 (8): 1-8.
11. MILLINGTON R.J., QUIRK J.P. 1959. Permeability of porous media Nature, 183: 378-388.
12. MOLZ F.J., REMSON I. 1970. Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. Water Resources Research, 6 (5): 1346-1356.
13. PRASAD R. 1988. A linear root water uptake model Journal of Hidrology, 99: 297-306.
14. RAES D. 1982. A summary simulation model of the water budget of a cropped soil (Budget). Doctoral Thesis. Katholieke Universiteit te Leuven. 110 pp.
15. RAWLS W.J., BRAKENSIEK D.L. 1982. Estimating soil water retention from soil properties. Journal of the Irrigation and Drainage Division, Proc. of the ASCE, 108, IR2: 166-171.
16. SAXTON K.E., RAWLS W.J., ROMBERGER J.S., PAPENDICK R.I. 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. Soil Science Society of America Journal, 50: 1031-1036.
17. VAN DER PLOEG R.R., BENECKE P. 1974. Unsteady, unsaturated, n-dimensional moisture flow in soil: A computer simulation program. Soil Science Society of America Proceedings, 38: 881-885.

Capítulo 6. Descripción del programa informático

6.1. Introducción

Los procedimientos numéricos que se desarrollaron en el capítulo anterior se transforman en este capítulo en algoritmos e instrucciones FORTRAN, a partir de cuya ejecución se encontrarán los resultados finales.

6.2. Estructura general

El programa informático se divide en 2 partes. La primera parte consiste en el programa de simulación y la segunda parte en la programación de la aplicación al diseño de *rlaf*.

A partir de un datos iniciales, entrados en diversos ficheros, podrá tener lugar la ejecución del modelo, cuyo resultado final será el contenido de agua en el espacio y el tiempo. En base a este resultado y también a partir de unos ficheros de entrada de datos, podrá ejecutarse, en una segunda etapa, el programa de diseño de *rlaf*, cuyo resultado será la determinación de la variables de diseño.

Este Capítulo hace referencia al programa de simulación, mientras que la aplicación se desarrollará enteramente en un Capítulo posterior. El esquema general se presenta en la [Figura 6-1](#).

6.3. Estructura del programa de simulación

El programa de simulación consta de un programa principal y unas subrutinas. A partir de unas condiciones iniciales se ejecuta el programa de simulación *SIMDAS*. El encadenamiento y la secuencia entre el programa principal y las subrutinas se muestran en la [Figura 6-2](#). Las funciones que realizan cada una de las partes del programa de simulación se explican en los siguientes apartados.

6.4. Ficheros de entrada de datos

Los datos de cada fichero se entran en una estructura matricial de acuerdo con el formato que se prevé en cada uno de ellos.

6.4.1. Ficheros de datos climáticos

Estos ficheros sólo se necesitarán en el caso de contemplar la extracción de agua por la planta.

ETOH.DAT

Fichero de las evapotranspiraciones de referencia (*mm*) horarias para cada uno de los días. Consta de 25 filas y 9 columnas.

En la primera fila figurará el día juliano del que se trate (máximo 8 días). En la primera columna cada una de las horas del día (de 1 a 24). Se completará la matriz con los valores de la evapotranspiración de referencia para cada día y cada hora. El valor 999 se utilizará para rellenar aquellas columnas que no se utilicen.

ETOE.DAT

Fichero de las evapotranspiraciones de referencia (*mm*) diarias. Consta de 8 filas y 2 columnas.

En la primera columna figurará el día juliano del que se trate (máximo 8 días). En la segunda columna la evapotranspiración de referencia para cada día. El valor 999 se utilizará para rellenar aquellas filas que no se utilicen.

6.4.2. Ficheros de datos del suelo

THEIN.DAT

Fichero de los contenidos máxicos de agua del suelo iniciales (%). Consta de 41 filas y 41 columnas.

En la primera columna aparecerán las profundidades de 5 en 5 cm. a partir de la superficie del suelo. En la primera fila aparecerán las distancias al gotero de 5 en 5 cm. La malla determinada por la primera fila y la primera columna se rellenará con los valores del contenido de agua de que se disponga. El valor 0 se utilizará para aquellos casos en que tal valor se desconozca.

PROSOL.DAT

Fichero con las propiedades físicas del suelo. Consta de 8 filas y 10 columnas.

El número de filas es el número de horizontes del perfil (máximo 8). Las columnas son los valores para cada uno de los horizontes de las distintas variables (10), que son:

Columna 1: Profundidad del horizonte (cm)

Columna 2: Porcentaje de arcilla (%)

Columna 3: Porcentaje de limo (%)

Columna 4: Porcentaje de arena (%)

Columna 5: Porcentaje de materia orgánica (%)

Columna 6: Densidad aparente del suelo (Kg/cm^3)

Columna 7: Contenido másico de agua del suelo a 33 KPa

Columna 8: Contenido másico de agua del suelo a 1500 KPa

Columna 9: Contenido másico de agua del suelo a saturación (%)

Columna 10: Conductividad hidráulica del suelo a saturación (m/día)

El valor 999 se utilizará para rellenar aquellas filas que no se utilicen.

HTHETA.DAT

Fichero de los datos de la curva característica de humedad del suelo para cada horizonte. Consta de 18 filas y 9 columnas.

Columna 1: Valores de potencial matricial del suelo (KPa), con opción máxima para 18 puntos.

Columnas 2 a 9: Valores de contenido másico de agua del suelo para los horizontes 1 a 8 respectivamente.

El valor 999 se utilizará para rellenar aquellas filas y columnas que no se utilicen.

6.4.3. Ficheros de datos del cultivo

Este ficheros sólo se necesitarán en el caso de contemplar la extracción de agua por la planta.

PLANT.DAT

Fichero con los datos del cultivo. Consta de 7 filas.

Fila 1: Coeficiente de cultivo (K_c).

Fila 2: Superficie cubierta por el cultivo (%).

- Fila 3: Distancia entre las hileras de plantas (m).
- Fila 4: Distancia entre plantas (m).
- Fila 5: Profundidad de raíz (cm). Debe ser múltiplo de 5.
- Fila 6: Radio determinado por la anchura de raíces (m).
- Fila 7: Índice de área foliar (adimensional).

6.4.4. Ficheros de datos del sistema de riego

REG.DAT

Fichero con las características del riego. Consta de 8 filas y 4 columnas.

Columna 1: Dias julianos en que se riega.

Columna 2: Caudal del gotero (l/h).

Columna 3: Hora del inicio del riego (horas.minutos).

Columna 4: Hora del final del riego (horas.minutos).

6.4.5. Fichero general de selección de datos

SELEC.DAT

Fichero para la selección de datos. Consta de 18 filas de 1 elemento cada una.

Fila 1: Modo de entrada de datos de la evapotranspiración de referencia (ET_0).

= 1: Datos horarios

= 2: Datos diarios

Fila 2: Función potencial matricial de agua del suelo en función del contenido de agua del suelo $\Psi_m-\theta$

= 1: Ajustar con los datos procedentes de laboratorio, del fichero HTHETA.DAT a función exponencial o potencial.

= 2: Utilizar el método de Saxton

= 3: Utilizar el método de Gupta

= 4: Utilizar el método de Rawls

Fila 3: Función conductividad hidráulica del suelo en función del contenido de agua del suelo $K-\theta$.

= 1: Utilizar el método de Marshall

= 2: Utilizar el método de Millington

= 3: Utilizar el método de Kunze

= 4: Utilizar el método de Raes

= 5: Utilizar el método de Jackson

= 6: Utilizar el método de Saxton

Fila 4: Perfil de extracción de agua del suelo.

= 1: Utilizar el método de Feddes et al.

= 2: Utilizar el método de Withers y Vipond

= 3: Utilizar el método de Molz y Remson

= 4: Utilizar el método de Prasad

Fila 5: Coeficiente de localización.

= 1: Utilizar el método de Keller

= 2: Utilizar el método de Keller y Karmelli

= 3: Utilizar el método de Decroix

= 4: Utilizar el método de Freeman y Garzoli

Fila 6: Tamaño de celda vertical elegido (cm)

- Debe ser múltiplo de 5.
- Fila 7: Tamaño de celda horizontal elegido (cm)
Debe ser múltiplo de 5.
- Fila 8: Tiempo total de simulación a partir del inicio del riego (s).
- Fila 9: Profundidad máxima ocupada de la malla (cm).
- Fila 10: Anchura máxima ocupada de la malla (cm).
- Fila 11: Salida del sol (horas.minutos).
- Fila 12: Puesta del sol (horas.minutos).
- Fila 13: Incremento del tiempo de simulación (s). Valor máximo posible 3600 s.
- Fila 14: Día (juliano) del inicio de la simulación.
- Fila 15: Hora del inicio de la simulación (horas.minutos).
- Fila 16: Modo de operación del modelo:
= 1: Sin extracción de agua por la planta
= 2: Con extracción de agua por la planta
- Fila 17: Agrupación de capas verticales en la evaluación del modelo.
Debe elegirse un valor múltiplo de 5 cm., puesto que 5 cm. es el tamaño mínimo de malla.
- Fila 18: Agrupación de capas horizontales en la evaluación del modelo.
Debe elegirse un valor múltiplo de 5 cm., puesto que 5 cm. es el tamaño mínimo de malla.
- Las filas 1, 4, 5, 11, 12 sólo serán necesarias cuando se ejecute el modelo con extracción de agua por el cultivo. Las filas 17, 18 sólo son necesarias cuando se pretende verificar el modelo a partir de un ensayo de campo.

6.5. Fichero de salida de resultados

El resultado de la simulación del modelo para una situación determinada se encontrará en el fichero MODELO.DAT.

En este fichero, la primera fila serán las distancias al gotero, según el tamaño de celda horizontal que se haya adoptado como condición inicial. La primera columna serán las profundidades, cuyo valor dependerá del tamaño de celda vertical adoptado previamente en el fichero SELEC.DAT. En las intersecciones de la malla así determinada, estarán los contenidos de agua volumétricos (%) para cada una de las coordenadas x,z.

6.6. Programa principal

El programa principal consta de varias partes.

1. DECLARACIONES

- Definición numérica real y entera
- Definición numérica de parámetros
- Número máximo de celdas posibles (NC=50)
- Número máximo de horizontes posibles (NH=8)
- Número máximo de días de simulación (ND=9, representando 8 días)
- Dimensionamiento de las matrices

2. INICIALIZACION DEL PROGRAMA

- Apertura de ficheros
- Operaciones en la matriz entrada de los contenidos de agua másicos iniciales:
 - Cálculo del número de celdas llenas (ILL, JLI) a partir de la profundidad y

- anchura ocupadas en la malla por los datos iniciales de contenido de agua másico.
- Paso de los contenidos de agua másicos a volumétricos
 - Interpolación lineal entre celdas con valor del contenido de agua
 - Creación del fichero EXPIN.DAT con los datos iniciales del contenido de agua volumétrico para toda la malla
 - Cálculo de los tamaños posibles de celda vertical y horizontal en base a la profundidad de los horizontes del suelo
 - Agrupación de los valores de contenido de agua iniciales volumétricos y de las celdas después de la elección del tamaño de malla deseado.
 - Cálculo del tiempo del inicio y fin de la simulación. Calcula en segundos el momento del inicio de la simulación a partir del primer día entrado en el fichero REG.DAT. Los días julianos de este fichero (columna 1) deben ser los mismos que los días julianos del fichero ETOE.DAT y ETOH.DAT. El tiempo 0 corresponde a la 1 hora del primer día de estos ficheros.
 - Cálculo de la evapotranspiración de referencia horaria.
 - Si se dispone de datos horarios (ETOH.DAT) no se efectúa ningún cálculo.
 - Si se dispone de la evapotranspiración de referencia diaria (fichero ETOE.DAT), se transforma a horaria (fichero ETOH.DAT) en base a suponer una distribución sinoidal de la evapotranspiración a lo largo del día.
 - Cálculo de las funciones hidráulicas del suelo
 - Cálculo de la función potencial matricial-contenido de agua volumétrico
 - Obtención a partir de datos de campo y/o laboratorio
 - Pasa los contenidos de agua másicos a volumétricos (matriz HTHEV). En la primera columna se encuentran los potenciales matriciales y de la segunda a la NHI+1 columna, los valores de contenido de agua volumétrico de cada uno de los horizontes del suelo (del 1 al NHI, respectivamente)
 - Efectúa la regresión exponencial y potencial entre la primera columna y cada una de las restantes. Los coeficientes de la regresión (constante, pendiente y coeficiente de determinación) se almacenan en la matriz COEFR.
 - Obtención a partir del método de Saxton
 - Determinación de las variables necesarias para el cálculo por este método para cada horizonte a partir de los datos físicos del suelo para cada horizonte y los coeficientes del método (matriz SAXTON)
 - Construcción de la matriz HTHEV a partir de los valores de potencial matricial que se fijan en la primera columna (2,4,...,10,20,..., 100,200,500,1000,1500 KPa) y cálculo de los contenidos de agua volumétricos para cada horizonte (columnas 2 a última) a partir de los valores de potencial matricial y de las ecuaciones del método.
 - Ajuste por regresión exponencial y potencial de estos valores al igual que el caso anterior y posterior almacenamiento de los coeficientes de la regresión obtenidos.
 - Obtención a partir del método de Rawls
 - Construcción de la matriz HTHEV a partir de los datos físicos de suelo y los coeficientes del método (matriz RAWLS)
 - Ajuste por regresión exponencial y potencial de estos valores al igual que el caso anterior y posterior almacenamiento de los coeficientes de la regresión obtenidos.

- Obtención a partir del método de Gupta
 - Construcción de la matriz HTHEV a partir de los datos físicos de suelo y los coeficientes del método (matriz GUPTA)
 - Ajuste por regresión exponencial y potencial de estos valores al igual que el caso anterior y posterior almacenamiento de los coeficientes de la regresión obtenidos.
- Cálculo de la función conductividad hidráulica-contenido de agua volumétrico del suelo
 - Cálculo por los métodos de Marshall, Millington y Quirk, Kunze et al., Raes o Jackson, según se haya elegido en el fichero SELEC.DAT:
 - Construcción de una matriz (CKTHE) donde la primera columna son contenidos de agua volumétricos de 1 a 50 (en %) y las columnas 2 a última (correspondientes respectivamente a los horizontes 1 a último) son los potenciales matriciales para los contenidos de agua de la columna 1. Estos potenciales matriciales se obtienen a partir de la utilización del ajuste exponencial o potencial encontrado en el cálculo de la curva característica del suelo. El programa trabaja con el ajuste cuyo coeficiente de determinación es mayor.
 - Cálculo de la conductividad hidráulica para cada contenido volumétrico de agua. Se construye de nuevo la matriz CKTHE donde la primera columna es el contenido volumétrico de agua, los mismos que tenía asignados y las restantes columnas (2 a última) son las conductividades hidráulicas encontradas para cada horizonte (respectivamente del 1 al último).
 - Ajuste exponencial entre la primera columna y cada una de las restantes. Los coeficientes de la regresión (constante, pendiente y coeficiente de determinación) se almacenan en la matriz COEFK.
 - Cálculo por el método de Saxton. Este método es directo pues no utiliza la regresión. A partir de los datos físicos de suelo (fichero PROSOL.DAT) y las ecuaciones de Saxton entradas en el programa, se obtienen unos coeficientes que se almacenan en la matriz CKSAX y que definen la curva conductividad hidráulica-contenido de agua volumétrico del suelo.

6.7. Subrutinas

6.7.1. Subrutina ITERPRI

La subrutina ITERPRI es la subrutina principal del programa y se utiliza para la realización de los cálculos iterativos.

- Calcula el tiempo de simulación real (T) a partir del inicio del riego (T = 0), sumando al tiempo inicial (0 s) el incremento de tiempo de simulación, para cada iteración.
- Detención de los cálculos. Cuando el tiempo real (T), después de un determinado número de iteraciones, es igual al tiempo final de simulación (TFISIM) el programa se detiene y ya se dispone del resultado final.
- Calcula el inicio (REGIN) y final del riego (REGFI) para cada uno de los días simulados, a partir del primer día entrado en el fichero REG.DAT.
- Calcula la evapotranspiración del cultivo para un periodo de tiempo igual al incremento de tiempo de simulación.

6.7.2. Subrutina AQUASOL

Esta subrutina realiza el cálculo de los potenciales hídricos y la conductividad hidráulica del suelo para cada tiempo.

- A partir de los contenidos de agua de cada celda (THETAC) se calcula el potencial matricial y la conductividad hidráulica en base a las regresiones exponencial o potencial obtenidas en el segmento INICIALIZACION del programa principal, utilizando la función cuyo ajuste es mejor (matrices COEFR, COEFK).

- Calcula los flujos de agua entre celdas. Para una celda genérica (i,j) calcula los flujos de agua de cada una de las celdas vecinas hacia ella (flujo>0) y los flujos de agua de esta celda (i,j) hacia las vecinas (flujo < 0). Se utiliza la notación,

Q(1,i,j), flujo de agua entre la celda genérica (i,j) y la celda (i-1,j)

Q(2,i,j), flujo de agua entre la celda genérica (i,j) y la celda (i,j+1)

Q(3,i,j), flujo de agua entre la celda genérica (i,j) y la celda (i+1,j)

Q(4,i,j), flujo de agua entre la celda genérica (i,j) y la celda (i-1,j)

El cálculo se realiza a partir de los valores de potencial hidráulico y las conductividades hidráulicas de cada celda, de acuerdo con las ecuaciones (5.5), (5.6), (5.7) y (5.8) del capítulo 5. El valor medio ponderado de la conductividad hidráulica entre celdas vecinas se calcula,

VMK(1,I,J), conductividad hidráulica de cálculo entre la celda genérica (i,j) y la celda (i-1,j)

VMK(2,I,J), conductividad hidráulica de cálculo entre la celda genérica (i,j) y la celda (i,j+1)

VMK(3,I,J), conductividad hidráulica de cálculo entre la celda genérica (i,j) y la celda (i+1,j)

VMK(4,I,J), conductividad hidráulica de cálculo entre la celda genérica (i,j) y la celda (i-1,j)

6.7.3. Subrutina EXTRAGUA

En esta subrutina se calcula la extracción de agua por la planta.

- En primer lugar calcula el número de celdas en horizontal (JLCP) y en vertical (ILCP) ocupadas por raíces. En esta malla será donde tendrá lugar la extracción de agua.

- Asignación a cada celda, mediante la función elegida (SELEC(4)) de extracción de agua según la profundidad de la celda (i,j) del valor en tanto por uno de la extracción (matriz FEARZ).

- Asignación a cada celda, mediante la función de extracción de agua según el potencial matricial de la celda, de un valor (matriz FEART) que representa la reducción en tanto por uno respecto a la extracción máxima posible en la celda.

- Calcula la transpiración del cultivo TC (cm³/cm² s) restando a la evapotranspiración ETC la evaporación del suelo ES. Esta transpiración se corresponde a una extracción de agua que hará la planta en la zona ocupada por raíces y se calcula como el cociente entre la transpiración TC y el área que determina la zona radicular.

- Finalmente se calcula la extracción de agua para cada celda (i,j) mediante la ecuación,

$$S(i,j) = TC A(i,j) FEARZ(i,j) FEART(i,j)$$

siendo, A(i,j) el área (cm²) del anillo circular que determina la celda (i,j)

Capítulo 7. Procedimiento experimental y pruebas de verificación del modelo

7.1. Introducción

Se presentan en este capítulo las experiencias de campo que se diseñaron con el objetivo de realizar la verificación del modelo de simulación. Asimismo, se describen las características del medio físico donde se realizó la experimentación y los métodos de recogida de datos de campo. Finalmente, se detallan las pruebas de verificación utilizadas y cuyo resultado, para los casos de modelo sin y con extracción de agua por la planta se expondrán en el Capítulo siguiente.

7.2. Procedimiento experimental

Las pruebas de campo se realizaron en la Estación Experimental Agrícola Fundación Mas Badía, en el Bajo Ampurdán (Girona), durante el verano de 1991. Se diseñaron 2 experiencias, la primera en una zona no cultivada y la segunda en una plantación de manzanos Golden Delicious en estado de 5ª hoja. Para los dos casos se instaló un sistema de riego por goteo, basado en un depósito de agua y una bomba centrífuga de corriente continua alimentada por una batería. Se instalaron goteros autocompensantes en una tubería de polietileno. Antes de cada prueba y mediante el accionamiento de una válvula de compuerta instalada en la tubería, se ajustaba el caudal emitido por el gotero al valor deseado, mediante la observación de la cantidad de agua recogida en una probeta durante un periodo de tiempo determinado. Puesto que el caudal de bombeo era muy superior al caudal de emisión de los goteros, se cerró el circuito hidráulico de manera que el agua bombeada en exceso retornaba al depósito. El esquema de la instalación de riego es el de la [Figura 7-1](#)

El objetivo, tanto de la experiencia 1 como de la 2, fue conocer cuáles eran los contenidos de agua en el suelo después de proceder al riego por goteo con unos volúmenes y caudales de emisión determinados, partiendo de unos contenidos de agua del suelo iniciales. La determinación de los contenidos de agua en el suelo se realizó transcurridas un determinado número de horas del inicio del riego. Las características de cada una de las pruebas que se efectuaron en las experiencias 1 y 2, se presentan en la Tabla 7.1. y en la Tabla 7.2. respectivamente.

PRUEBA Nº	CAUDAL (l/h)	TIEMPO DE RIEGO (h)	VOLUMEN DE EMISION (l)	TIEMPO DE LECTURA DE LOS CONTENIDOS DE AGUA					
				TIEMPO Nº					
				0	1	2	3	4	5
1	24	4	96	INICIO	4	12	24	72	
2	24	2	48	INICIO	2	12	24	72	
3	24	1	24	INICIO	1	12	24		
4	24	0.5	12	INICIO	0.5	12	24		
5	4	3	12	INICIO	3	12	24	48	72
6	4	6	24	INICIO	6	12	24	48	72
7	4	12	48	INICIO	12	24	E48	72	

Tabla 7-1. Experiencia 1: Pruebas de campo sin cultivo

PRUEBA Nº	CAUDAL (l/h)	TIEMPO DE RIEGO (h)	VOLUMEN DE EMISION (l)	HORA INICIO RIEGO (h.m)	TIEMPO DE LECTURA DE LOS CONTENIDOS DE AGUA (h)			
					TIEMPO N°			
					0	1	2	3
1	24	4	48	7.15	INICIO	2	12	24
2	24	2	24	7.15	INICIO	1	12	24
3	24	1	12	7.40	INICIO	0.5	12	24
4	24	0.5	12	7.40	INICIO	3	12	24
5	4	3	24	8.00	INICIO	6	12	24
6	4	6	48	8.30	INICIO	12	24	-

Tabla 7-2. Experiencia 2: Pruebas de campo con cultivo

Los contenidos de agua del suelo se determinaron mediante un medidor nuclear de humedad. La disposición geométrica de los tubos de aluminio para la introducción de la sonda se detalla en la [Figura 7-2](#). Los tubos, de 2 m. de longitud, 7.5 cm. de diámetro y con el fondo herméticamente sellado, se entraron en el suelo mediante una barrena. Su ubicación fue a las distancias de 15, 30, 45, 60 y 75 cm. del gotero, alternados a cada lado de una dirección. Las lecturas en cada uno de los tubos se realizó a las profundidades de 20, 30, 40, 50, 60, 90, 120, 150 y 160 cm. desde la superficie del suelo. En el caso de la Experiencia 2, el gotero se situó a 10 cm. del tronco de la planta.

El método nuclear de determinación de humedades requiere una calibración previa. Esta calibración se basó en la contrastación de lecturas de la sonda con los resultados proporcionados por el método gravimétrico de toma de muestras con barrena. Se tomaron muestras duplicadas para cada una de las mismas profundidades mencionadas anteriormente. La curva de calibración obtenida por regresión lineal fue,

$$\text{Figura 7-3} \quad (7.1)$$

siendo,

HUM, contenido másico de agua del suelo (%)

LMN, lectura del medidor nuclear de humedad

Los resultados de la regresión mostraron un coeficiente de determinación ajustado de 0.935.

El método nuclear conlleva un error de medida inherente al propio método. La medida por tanto debe expresarse en términos de probabilidad. Considerando que las lecturas se tomaron en tiempo corto (aproximadamente 20 s.) y que obedecen a la ley de Poisson, puede considerarse que para una lectura determinada LMN el error relativo para una probabilidad del 99% es inferior a,

$$\text{Figura 7-4} \quad (7.2)$$

Teniendo en cuenta que las lecturas de campo oscilan entre valores de 100 a 400, resulta que los errores en los contenidos de agua másicos (%) estarán comprendidos entre los valores de ± 0.6 y ± 1.2 , lo que se traduce, para los casos más desfavorables en unos errores para los contenidos de agua volumétricos (%) entre ± 1 y ± 2 , aproximadamente.

7.3. Determinación de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo.

Los suelos donde se desarrollaron las experiencias corresponden a una zona con régimen de humedad xérico y con dinámica de llanura aluvial. El nivel freático está por debajo de los 3 m. El material original está constituido por arenitas incoherentes, y limos y arcillas con carbonatos. El suelo se clasifica como XEROFLUVENT AQUIC (SSS, 1975,1982). La descripción completa del perfil del suelo se encuentra en el [Apéndice 1](#).

La textura del suelo se determinó mediante el método de la sedimentación discontinua a partir de muestras triplicadas para cada uno de los horizontes del suelo. Se aceptó un intervalo en los resultados entre el 5% en defecto y el 1% en exceso (95-101%).

La materia orgánica del suelo se determinó mediante el método de Walkey-Black.

La densidad aparente del suelo se determinó gravimétricamente a partir de muestras inalteradas de suelo recogidas en cilindros y secadas en estufa a 105°C.

La curva característica de humedad del suelo y, por consiguiente, los puntos de contenido de agua a capacidad de campo (33 KPa) y punto de marchitez (1500 KPa) se determinaron con las placas Richards en laboratorio a partir de muestras de suelo.

La conductividad hidráulica a saturación se determinó mediante el método de la altura de suelo constante (Klute, 1965), basado en columnas de suelo inalteradas y saturadas, descrito en el [Capítulo 3 apartado 3.7.](#)

Las características físicas del suelo se encuentran resumidas en la Tabla 7.3. y las hidráulicas en la Tabla 7.4.

HORIZ.	PROF. (CM)	TEXTURA (%)				MATERIA ORGANICA (%)	DENSIDAD APARENT E (Kg/m)
		CLASIF.(USD A)	ARCILLA	LIMO	ARENA		
1	0-20	Franco-Arenosa	8.59	28.73	61.76	1.23	1650
2	20-60	Franco-Arenosa	11.18	34.99	51.22	0.80	1550
3	60-100	Franco-Arenosa	9.51	15.54	72.74	0.37	1500
4	100-200	Franco-Arenosa	9.57	29.80	56.67	0.45	1600

Tabla 7.3. Propiedades físicas del suelo

HORIZ.	CONTENIDO DE AGUA MASICO (%)			CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA A SATURACION (cm/h)
	1500 KPa	33 KPa	SATURAC.	
1	5.60	15.25	23.5	0.57
2	6.78	16.71	27.1	0.80
3	3.34	10.64	14.2	2.98
4	6.17	16.57	23.2	1.81

Tabla 7.4. Propiedades hidráulicas del suelo

7.4. Estimación de la evapotranspiración

La evapotranspiración de referencia ET_o , horaria y diaria, se obtuvo de la estación agroclimática automatizada situada en la finca experimental y perteneciente a la Xarxa Agrometeorològica Automàtica de Catalunya y está calculada en base a la ecuación de Penman. La evapotranspiración se utilizará únicamente para el caso de ejecución del modelo con planta. En la Tabla 7.5. se resumen las evapotranspiraciones de referencia para los días

de la prueba con cultivo.



PRUEBA	1	2	3	4	5	6
DIA JULIANO	176	166	175	179	174	179
HORA	EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA HORARIA (mm)					
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
5	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
6	0.08	0.04	0.10	0.06	0.05	0.06
7	0.32	0.12	0.31	0.19	0.19	0.19
8	0.49	0.16	0.40	0.30	0.40	0.30
9	0.70	0.49	0.70	0.49	0.38	0.49
10	0.73	0.68	0.87	0.62	0.37	0.62
11	0.86	0.81	0.99	0.72	0.42	0.72
12	0.91	0.87	1.07	0.80	0.83	0.80
13	0.96	0.90	1.10	0.70	0.88	0.70
14	0.94	0.62	1.03	0.62	0.82	0.62
15	0.83	0.66	0.87	0.64	0.72	0.64
16	0.53	0.57	0.68	0.55	0.56	0.55
17	0.36	0.44	0.35	0.41	0.41	0.41
18	0.20	0.21	0.17	0.23	0.29	0.23
19	0.12	0.08	0.05	0.07	0.09	0.07
20	0.09	0.06	0.00	0.04	0.05	0.04
21	0.04	0.03	0.00	0.04	0.02	0.04
22	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03
23	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02
24	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
ET ₀ DIARIA (mm)	8.19	6.77	8.72	6.55	6.55	6.55

Tabla 7.5. Evapotranspiraciones de referencia en la Experiencia

7.5. Determinación del volumen radicular

El volumen ocupado por las raíces se determinó mediante los parámetros profundidad de raíces y anchura ocupada por las raíces, ambos por inspección visual del perfil del suelo. La profundidad de raíces resultó ser de 40 cm. y la anchura de 100 cm., 50 cm a ambos lados del tronco de la planta.

7.6. Verificación del modelo

La verificación del modelo se realizó por comparación entre los resultados de la experiencia de campo y los resultados proporcionados por el modelo para cada una de las experiencias 1 y 2.

7.6.1. Opciones de cálculo seleccionadas

El modelo, a través de los ficheros que se han descrito en el [Capítulo 6, apartado 6.3](#), permite la elección de diversas opciones para los cálculos. Se mencionan aquí, las opciones que se han elegido en la ejecución del modelo para su verificación.

La evapotranspiración del cultivo se calculó en base a los datos horarios (SELEC(1)=1).

El cálculo de las funciones potencial matricial y conductividad hidráulica en función del contenido de agua, se realizó respectivamente por los métodos de ajuste lineal a partir de datos de laboratorio obtenidos mediante las placas Richards para la primera función (SELEC(2)=1) y el método de Saxton para la determinación de la segunda (SELEC(3)=6). Las ecuaciones de la curva característica de humedad y de la conductividad hidráulica no saturada obtenidas para cada uno de los horizontes se presentan respectivamente en la [Tabla 7.6](#) y [tab 7.7](#), respectivamente. Estas funciones se representan gráficamente en las [Figura 7-5](#) y [Figura 7-6](#), respectivamente.

El perfil de extracción de agua por la planta elegido fue el de Feddes (SELEC(4)=1).

El cálculo del coeficiente de localización para la determinación de la evapotranspiración de referencia se realizó mediante el método de Keller (SELEC(5)=1).

El tamaño de celda vertical y horizontal elegidos fue de 5 cm. (SELEC(6)=5, SELEC(7)=5).

Las dimensiones de la malla elegida fueron de 200 x 200 cm. (SELEC (9)=200, SELEC(10)=200). Se tomaron estas dimensiones para asegurar que las paredes laterales de la malla no actuaran como limitantes a la transferencia de agua entre celdas.

HORIZONTE	ECUACION	R ² _{ajus}
1	$\Psi_n = 7546e^{-22.034(\theta/100)}$	0.989
2	$\Psi_n = 5669e^{-18.637(\theta/100)}$	0.975
3	$\Psi_n = 14155e^{-47.347(\theta/100)}$	0.993
4	$\Psi_n = 11508e^{-24.269(\theta/100)}$	0.984

Tabla 7.6. Función potencial matricial de agua del suelo (Ψ_m , m) respecto del contenido de agua volumétrico (θ , %)

HORIZONTE	ECUACION
1	$K = 0.240e^{7.349-2.511(\theta/100)}$
2	$K = 0.240e^{8.145-3.138(\theta/100)}$
3	$K = 0.240e^{6.520-2.194(\theta/100)}$
4	$K = 0.240e^{7.733-2.790(\theta/100)}$

Tabla 7.7. Función conductividad hidráulica del suelo (K, m/día) respecto del contenido de agua volumétrico (θ , %).

[Figura 7-5](#)

[Figura 7-6](#)

7.6.2. Pruebas para la verificación

Las pruebas realizadas para comprobar la validez del modelo son conceptualmente las mismas para los casos de modelo sin o con extracción de la planta.

La presentación de los resultados, en forma numérica y gráfica, ofrece variaciones según se trate de un caso u otro.

A continuación, se detallan las características de las pruebas realizadas:

Experiencia 1: Modelo sin planta

Prueba de verificación 1: Balance de masa.

El balance de masa de agua es una prueba para asegurar la consistencia del modelo y

de la experiencia. Consiste en comprobar que debe cumplirse,

[Figura 7-7](#) (7.3)

donde,

V_{dr} , volumen de agua después del riego

V_{dr} , volumen de agua antes del riego

V_r , volumen de agua de riego

Estos volúmenes (l) se encuentran como la suma de los volúmenes de agua encontrados, para cada situación, en el conjunto de anillos que forman la malla.

El resultado de esta prueba se dará en %, es decir se conocerá qué porcentaje del agua de riego que se ha utilizado en el ensayo se ha encontrado en la situación después del riego, puesto que la ecuación (7.3) puede ponerse en la forma,

[Figura 7-8](#) (7.4)

La prueba se aplicará a los resultados de la experiencia de campo por una parte y a los resultados del modelo por otra.

Prueba de verificación 2: Comparación del agua encontrada por capas horizontales y verticales.

En esta prueba se compara el volumen de agua total encontrada por capas horizontales por una parte y por capas verticales por otra, en la experiencia de campo y en el modelo. El programa informático diseñado al efecto, EVALUA, permite adoptar cualquier agrupación de celdas para estos cálculos. En este caso las capas verticales y horizontales se han tomado de 5 cm.

El agua total se encuentra sumando, para una capa dada, los volúmenes de agua encontrados por el conjunto de anillos de la malla que forman aquella capa. El resultado de esta suma se expresa en porcentaje respecto al valor obtenido mediante la suma de volúmenes de toda la malla. Este porcentaje es precisamente la variable que se compara entre las experiencias de campo y las simulaciones, realizando para ello una regresión lineal. El modelo estadístico utilizado para la regresión lineal simple para cada i de 1 a n observaciones es,

[Figura 7-9](#) (7.5)

donde,

y_i : valor de la variable de respuesta en la observación i

x_i : valor de la variable explicativa en la observación i

β_0, β_1 : parámetros de la regresión

ε_i : desviaciones. Se asumen independientes y normalmente distribuidas con media 0 y desviación típica σ_s , constante para todo valor de x .

A partir del cálculo de la recta obtenida por el método de los mínimos cuadrados entre las variables y y x ,

[Figura 7-10](#) (7.6)

pueden obtenerse

b_0 (constante de la regresión) y b_1 (pendiente de la regresión) que son estimadores de b_0 y b_1 , respectivamente. La comparación de la recta ajustada con la recta que pasa por el origen de coordenadas ($b_0=0$) y tiene pendiente 1 ($b_1=1$), proporciona una medida del ajuste entre los resultados experimentales y los simulados.

Se realizó un contraste de hipótesis para la constante y la pendiente de la regresión. Las hipótesis planteadas fueron para la constante de la regresión,

Hipótesis nula: $H_0: \beta_0=0$

Hipótesis alternativa: $H_a: \beta_0 \neq 0$

y para la pendiente de la regresión,

Hipótesis nula: $H_0: \beta_1=1$

Hipótesis alternativa: $H_a: \beta_1 \neq 1$

El resultado del contraste de hipótesis se evaluó mediante el cálculo del P-valor. El valor P para el contraste de hipótesis es la probabilidad del error cometido cuando se rechaza la hipótesis nula, con el valor obtenido de la muestra. Si el P-valor es más pequeño o igual que α (nivel de significación) la prueba es estadísticamente significativa al nivel α , y si es mayor no es significativa al nivel α . Los niveles de significación adoptados son del 5 % y del 1 %

Se calcula además, el coeficiente de determinación ajustado R_a^2 , que penaliza la regresión en los casos de que el número de datos sea bajo, y se calcula como,

[Figura 7-11](#) (7.8)

siendo,

n , número de datos

R^2 , coeficiente de determinación

Los resultados se presentan en forma numérica y gráfica para el tiempo inmediatamente después del riego. Para los demás tiempos se presentan únicamente de forma numérica. La comparación se realiza para cada una de las pruebas de la Experiencia 1 detalladas en la [Tabla 7.1](#).

Prueba de verificación 3: Comparación de las variables profundidad y distancia mojadas.

Estas 2 variables son de gran importancia en el diseño de sistemas de riego por goteo, puesto que determinan las longitudes máximas, vertical y horizontal respectivamente, hasta donde se ha conseguido humedecer el suelo con el agua de riego aplicada.

Para todos los casos de determinación de la zona de influencia del gotero se ha adoptado el criterio de considerar que el frente húmedo llega hasta donde las diferencias del contenido volumétrico de agua entre celdas (%) es superior al 1 %, para las situaciones anteriores y posteriores al riego.

La distancia mojada, se ha medido a 30 cm. de profundidad, pues este valor es el habitualmente tomado en el diseño de riegos laf.

Prueba de verificación 4: Comparación de los contenidos de agua en el suelo a distintas distancias del emisor y a la profundidad de 30 cm.

Se comparan los contenidos de agua volumétricos (%) en profundidad a las distancias de 15, 30, 45, 60, 75 cm. del gotero entre los resultados experimentales y los simulados. La comparación se realiza en base al mismo modelo estadístico adoptado que en la Prueba de verificación 3 y mediante el cálculo del coeficiente de determinación ajustado R_a^2 y los contrastes de hipótesis. Para todas las distancias, el resultado se presenta en forma numérica. Para las distancias de 15 y 60 cm. además se presenta gráficamente.

Se comparan también los contenidos de agua volumétricos (%) a la profundidad de 30 cm.

Experiencia 2: Modelo con planta

Se plantean las mismas pruebas de verificación que en el caso de modelo sin planta pero con alguna modificación.

Prueba de verificación 1: Balance de masa.

Se distingue entre los casos experimental y simulado.

Para el caso experimental, la aplicación de la [ecuación \(7.4\)](#) permitirá averiguar el porcentaje de agua encontrada entre las situaciones final e inicial. En el supuesto de evaporación y extracción nulas, es decir sin pérdidas de agua, este porcentaje debería ser 100. En aquellos casos en que el porcentaje sea superior a 100, indicará que existe algún error de

lecturas en los contenidos de agua puesto que existiría más agua en la situación final que en la suma de la situación inicial más el agua de riego aplicada. Si los porcentajes son inferiores a 100, caso que debe ser el habitual, supondrá que la diferencia a 100 debe atribuirse a pérdidas de agua (evaporación, extracción, escorrentía) o a que no se ha contabilizado toda el agua del suelo.

Para el caso simulado, deberá cumplirse,

[Figura 7-12](#) (7.8)

donde,

V_{dr} , volumen de agua después del riego

V_{ar} , volumen de agua antes del riego

V_r , volumen de agua de riego

V_{ex} , volumen de agua extraído por la planta

La ecuación (7.8) equivale a calcular

[Figura 7-13](#) (7.9)

si los resultados se expresan en porcentaje respecto al agua de riego aplicada. En este caso, si el modelo funciona correctamente, los resultados deben ser del 100 %.

Prueba de verificación 2: Comparación del agua encontrada por capas horizontales y verticales.

Prueba de verificación 3: Comparación de las variables profundidad y distancia mojadas.

Prueba de verificación 4: Comparación de los contenidos de agua en el suelo a distintas distancias del emisor y a la profundidad de 30 cm.

La finalidad y la realización de las pruebas de verificación 2,3 y 4 es análoga al caso del modelo sin planta.

7.6.3. Programas informáticos para la verificación del modelo

Experiencia 1

Las pruebas de verificación 1 y 2 se han realizado mediante el programa informático desarrollado EVALUA.FOR.

Programa EVALUA.FOR

El programa consta de 2 partes,

INICIALIZACION. Se realiza la apertura de los ficheros que se utilizarán en el programa: SELEC.DAT, PROSOL.DAT, REG.DAT, EXINI.DAT, MODFIN.DAT, EXFIN.DAT. La estructura y el contenido de los 3 primeros ficheros se han descrito en el Capítulo 6. Los ficheros EXINI.DAT, EXFIN.DAT son los ficheros de los datos iniciales del contenido de agua másico inicial y experimental final respectivamente. El fichero MODFIN.DAT contiene los resultados finales de la simulación.

PROGRAMA PRINCIPAL. En esta parte del programa se realizan los cálculos. En primer lugar se transforman los contenidos de agua másicos a volumétricos y seguidamente se procede a la interpolación de celdas con valor del contenido de agua para las matrices inicial y experimental final. Se calculan los porcentajes de agua total encontrada por agrupación vertical de horizontes para los casos experimental y modelo, los porcentajes de agua total encontrada por agrupación vertical de capas iguales de tamaño definido

SELEC(17) para los casos experimental y modelo, y los porcentajes de agua total encontrada por agrupación lateral de capas iguales de tamaño definido SELEC(18) también para los casos experimental y modelo. Determinados estos porcentajes se realiza una regresión lineal para cada uno de los 3 tipos de porcentajes calculados determinando los

respectivos valores de R_a^2 .

Para la Prueba de verificación 1, la diferencia en el agua encontrada entre las situaciones final e inicial (numerador de la [ecuación \(7.4\)](#)) para un anillo de suelo, para los casos experimental y simulado, vendrá dada respectivamente por las ecuaciones,

[Figura 7-14](#) (7.10)

[Figura 7-15](#) (7.11)

siendo,

VOLCE: Volumen de agua encontrado en un anillo (cm^3)

$R_{j+1}^2 - R_j^2$: Anchura del anillo (cm)

Δi : Altura del anillo (cm)

THEXPF: Contenido de agua volumétrico experimental final (%)

THEXPI: Contenido de agua volumétrico inicial (%)

THMODF: Contenido de agua volumétrico después de la simulación (%)

Haciendo el sumatorio de los VOLCE de todos los anillos de la malla, es decir de $j = 1$ a $j=JLI$ y de $i = 1$ a $i=ILI$, siendo JLI el número máximo de celdas laterales y ILI el número máximo de celdas verticales, se obtendrá la diferencia en el agua encontrada entre las situaciones final e inicial para el conjunto de toda la malla. El resultado se da en porcentaje respecto del agua de riego aplicada, que se calcula a partir de las condiciones iniciales del problema, caudal de emisión y tiempos de iniciop y fin del riego, entrados en el fichero REG.DAT.

Para la prueba de verificación 2, que se trabaja con los contenidos de agua totales, el agua total encontrada en un anillo de suelo para los casos experimental y modelo se encuentra respectivamente mediante las ecuaciones,

[Figura 7-16](#) (7.12)

[Figura 7-17](#) (7.13)

Para una capa horizontal el agua acumulada se encuentra haciendo el sumatorio de VOLCE de $j = 1$ a $j=JLI$, y para una capa vertical de $i = 1$ a $i=ILI$. Los resultados se dan en porcentaje de agua encontrada en una capa respecto al total de agua encontrada en el conjunto de capas.

La prueba de verificación 3 se ha determinado manualmente a partir del análisis de las matrices final e inicial de los contenidos de agua volumétricos. Sin embargo, la determinación puede ser automática a partir de la ejecución del programa DIS1.FOR, cuya estructura se desarrollará en el Capítulo 9.

La prueba de verificación 4 se realiza mediante el programa COMPARA.DAT.

Programa COMPARA.FOR

Este programa permite comparar 2 columnas o 2 filas entre la matriz de contenidos de agua volumétricos experimental interpolada final y la matriz resultado del modelo. Mediante la elección del valor numérico 0 o 1 en el elemento (1) de la matriz que representa al fichero COMPAR.DAT se escoge si la comparación será por columnas o por filas respectivamente. Para las 2 columnas o 2 filas elegidas, el programa realiza una regresión lineal calculando el coeficiente de determinación R_a^2 .

Experiencia 2

Las pruebas de verificación 1 y 2 se han realizado mediante el programa informático desarrollado EVALUAP.FOR. Este programa es fundamentalmente el mismo que el utilizado en el caso de modelo sin planta, EVALUA.FOR, con la única modificación de los cálculos para la determinación de los resultados de la Prueba de verificación 1.

En el segmento de INICIALIZACION debe abrirse además de los ficheros del programa EVALUA.DAT, el fichero EXTRAC.DAT, que almacena para el caso simulado las

extracciones obtenidas después de la ejecución del programa de simulación SIMDAS. El numerador de la [ecuación \(7.9\)](#), para el caso simulado, se calculará también en este caso a partir de los volúmenes de cada anillo, mediante la ecuación,

[Figura 7-18](#) (7.14)

siendo,

EXTRAC, volumen de agua extraído por la planta (cm^3)

El volumen total para toda la malla se calculará haciendo igualmente el sumatorio de $j = 1$ a $j=JLI$ y de $i = 1$ a $i=ILI$.

La prueba de verificación 4 se ha realizado mediante el mismo programa desarrollado para el estudio del modelo sin cultivo, COMPARA.DAT.

7.6.4. Análisis de sensibilidad

El análisis de sensibilidad permite conocer la influencia de la variación numérica de un parámetro sobre la variable de salida simulada.

Para medir la sensibilidad de una variable Y a un parámetro P_i se define la relación adimensional,

[Figura 7-19](#) (7.15)

donde,

ΔP_i , es una variación finita pequeña en el parámetro P_i

ΔY , es la variación que causa en Y

Para calcular la $S(Y,P_i)$, suele ser suficiente una variación del parámetro del 5 %, es decir ($\Delta P_i/P_i=0.05$). Variables con $S(Y,P_i)=0$ significa que son insensibles al parámetro variado y parámetros con $S(Y,P_i) > 1$ presentan una gran influencia sobre la variable.

Mediante este método se estudiará el efecto sobre el contenido de agua del suelo de las variables de entrada del modelo: incremento del tiempo de simulación, conductividad hidráulica del suelo, contenido de agua inicial del suelo, caudal de emisión y evapotranspiración del cultivo. El análisis es posible puesto que las variables son continuas.

Las variables: tamaño de celda, profundidad de raíces y anchura de raíces son variables discretas del modelo puesto que únicamente pueden tomar determinados valores. En este caso el análisis de sensibilidad deberá seguir otro procedimiento. Mediante la comparación de los resultados del modelo, ejecutado por una parte con un determinado valor de estas variables y por otra parte con otro valor distinto, se deducirá la influencia de las variables sobre los resultados del modelo.

Capítulo 8. Resultados y discusión de la verificación del modelo

8.1. Introducción

Los resultados obtenidos en las experiencias de campo se comparan con la solución obtenida mediante el modelo, a través de las pruebas de verificación descritas en el capítulo anterior. En este capítulo no se comparan distintas pruebas entre sí para conocer determinados comportamientos de volúmenes y caudales de emisión en el suelo, porque los resultados de las pruebas no son comparables dado que las condiciones iniciales son distintas. Por tanto, los resultados y discusión únicamente harán referencia a la verificación del modelo. Se discute de esta forma el comportamiento del modelo propuesto y se valora la idoneidad de las pruebas de campo realizadas, para los casos considerados de extracción o no de agua por el cultivo.

Por otra parte, se realiza un análisis de sensibilidad de las principales variables del modelo para conocer la influencia de su variación en los resultados finales del modelo.

Finalmente, se presenta un análisis global de los resultados obtenidos en las pruebas de verificación del modelo.

8.2. Simulación sin planta

Prueba de verificación 1. Balance de masa.

Para todas las pruebas de la Experiencia 1, descritas en el Capítulo anterior, el modelo contempló más del 99 % del agua de riego (Tabla 8.1). Los errores se encuentran en un intervalo limitado por los valores máximos del 0.73 % por defecto y del 1.16 % por exceso. Estos valores se consideran muy aceptables y aseguran la estabilidad del modelo.

En la aplicación de esta misma prueba a los ensayos de campo, los resultados, para la dimensión de malla de 180 x 75 no fueron correctos (Tabla 8.1.), lo que sin duda es debido, entre otros factores, a que la dimensión de la malla es demasiado pequeña para las cantidades de agua aplicadas, es decir, que la zona de influencia del gotero sobrepasa los límites en que se efectuaron las lecturas en campo. Avalan este hecho el que los porcentajes para los casos de menor caudal y volumen de riego (pruebas 6 y 7) son los más altos. Es excepción la prueba 5, en que probablemente otros factores tales como el movimiento preferente del agua por las paredes cercanas al tubo y la nivelación deficiente del suelo incidieron de forma más intensa que en las demás pruebas. Este resultado permitió definir el tamaño de malla de 180 x 75 cm. como el adecuado para efectuar todas las comparaciones en las pruebas de verificación.

Por otra parte, el tamaño de malla de 200 x 200 tomado para la ejecución del modelo, aseguró que la zona de influencia del gotero fuera inferior a la malla.

PRUEBA	EXPERIMENTAL	MODELO
1	69.29	100.18
2	50.98	99.83
3	45.85	99.89
4	63.85	99.27
5	35.98	101.16
6	93.39	100.81
7	96.01	100.38

Tabla 8.1. Balance de masas. Agua encontrada por diferencia entre las situaciones después y antes del riego, expresada como porcentaje del agua de riego.

Prueba de verificación 2. Comparación del agua encontrada por capas horizontales y verticales.

Los coeficientes de determinación y los P-valores obtenidos en la comparación de resultados entre los volúmenes de agua encontrados en el ensayo experimental y en la simulación, por capas horizontales y verticales de 5 cm. se presentan en la [Tabla 8.2](#).

Para el caso de capas horizontales, los resultados oscilan entre unos valores de R_a^2 de 0.698 y 0.940. Para el caso de capas verticales varían entre 0.992 y 0.999. Para la mayor parte de casos analizados, los P-valores para la constante y la pendiente de la recta de regresión no son significativos, lo que supone una correlación entre los valores experimentales y los simulados buena. En alguno de los casos las diferencias son estadísticamente significativas, es decir debe rechazarse la hipótesis nula de que la constante es igual a 0 y la pendiente igual a 1. A pesar de ello, los resultados proporcionados por el modelo y los experimentales son similares y los coeficientes de determinación muy altos.

Los resultados se exponen de forma gráfica para el tiempo inmediatamente después del riego en las Figuras 8.1. a 8.7. Se puede observar que la diferencia entre las curvas proporcionadas por los resultados experimentales y los simulados son mínimas. Estas diferencias tienen lugar especialmente en los primeros cms. de suelo, lo que puede ser debido a la evaporación de agua a partir del charco superficial que se crea, fenómeno que no se contempla en el modelo. Por otra parte, el modelo al no considerar el charco de agua superficial, supone que toda el agua de riego entra por la primera celda, la más cercana al gotero, lo que implica una mayor acumulación de agua en la zona más inmediata al gotero que en el caso experimental. No debe olvidarse tampoco, que por la colocación de los tubos supone una alteración del suelo inevitable, que provoca en mayor o menor intensidad un movimiento preferencial del agua a lo largo del tubo. Finalmente, errores en la nivelación del suelo, pueden provocar para el caso experimental determinadas tendencias en el movimiento del agua, lo que repercute de forma cualitativa y cuantitativamente desconocida en los resultados finales.

TIEMPO	CAPAS	EST.	PRUEBA						
			1	2	3	4	5	6	7
INMED. DESP. RIEGO	HORIZ.	R2 _a	.948	.883	.875	.967.	.947.	.936	.698
		Pb ₀	.226*	.652*	.615*	.463*	.186*	.076*	.005 ^s
		Pb ₁	.211*	.636*	.603*	.440*	.170*	.067*	.004 ^s
	VERT.	R2 _a	.997	.996	.996	.996	.994	.999	.992
		Pb ₀	.425*	.356*	.167*	.607*	.130*	.063*	.327*
		Pb ₁	.366*	.298*	.120*	.562*	.062*	.037**	.264*
12 H.	HORIZ.	R2 _a	.876	.884	.924	.924	.932	.940	-
		Pb ₀	.276*	.446*	.645*	.733*	.693*	.337*	-
		Pb ₁	.261*	.424*	.633*	.720*	.682*	.321*	-
	VERT.	R2 _a	.998	.996	.999	.999	.998	.999	-
		Pb ₀	.645*	.110*	.000 ^s	.041**	.237*	.003 ^s	-
		Pb ₁	.598*	.074*	.000 ^s	.022**	.176*	.001 ^s	-
24 H.	HORIZ.	R2 _a	.854	.954	.930	.837	.937	.936	.910
		Pb ₀	.229*	.766*	.398*	.043**	.157*	.390*	.918*
		Pb ₁	.214*	.753*	.372*	.036**	.141*	.373*	.915*
	VERT.	R2 _a	.997	.997	.999	.999	.997	.999	.993
		Pb ₀	.606*	.757*	.550*	.000 ^s	.554*	.000 ^s	.178*
		Pb ₁	.554*	.722*	.495*	.000 ^s	.496*	.000 ^s	.125*
48 H.	HORIZ.	R2 _a	-	-	-	-	.945	.933	.904
		Pb ₀	-	-	-	-	.366*	.225*	.638*
		Pb ₁	-	-	-	-	.401*	.209*	.628*
	VERT.	R2 _a	-	-	-	-	.996	.999	.998
		Pb ₀	-	-	-	-	.555*	.005 ^s	.027**
		Pb ₁	-	-	-	-	.435*	.002 ^s	.013**
72 H.	HORIZ.	R2 _a	.885	.923	-	-	.928	.931	.905
		Pb ₀	.140*	.540*	-	-	.219*	.140*	.481*
		Pb ₁	.126*	.518*	-	-	.258*	.126*	.468*
	VERT.	R2 _a	.999	.999	-	-	.996	.999	.996
		Pb ₀	.230*	.155*	-	-	.480*	.012**	.162*
		Pb ₁	.171*	.16*	-	-	.494*	.005 ^s	.111*

Tabla 8.2. Estadísticos R_a^2 y P-valores calculados en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión (Pb₀) y para pendiente (Pb₁), para el volumen de agua encontrado por capas.

* : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.05$

** : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.01$ y significativas al nivel $\alpha=0.05$

^s : diferencias estadísticamente significativas

[Figura 8-1](#)

[Figura 8-2](#)

[Figura 8-3](#)

[Figura 8-4](#)

[Figura 8-5](#)

[Figura 8-6](#)

[Figura 8-7](#)

Prueba de verificación 3. Comparación de las variables profundidad y distancia mojadadas.

Los resultados obtenidos para estas variables, en el tiempo inmediatamente después del riego, se presentan en las Tablas 8.3. y 8.4. respectivamente.

Para la profundidad mojada, las diferencias máximas entre los valores experimentales y previstos por el modelo fue de tan sólo 10 cm. Para el 60 % de las pruebas efectuadas, esta diferencia fue igual o inferior a 5 cm. No se observa ninguna tendencia respecto a que las diferencias extremas se hayan producido para los caudales o volúmenes de emisión de la zona baja o alta.

En cuanto a la distancia mojada, medida a la profundidad de 30 cm. por debajo del gotero, las diferencias máximas fueron de 15 cm. Para la prueba 5, la distancia encontrada fue nula, lo que significa que el agua no llegó hasta esta profundidad. Para esta prueba se observa (Tabla 8.4.) que la profundidad mojada fue de 25 cm. La distancia mojada a esta profundidad, es de 35 cm. con lo que coincidiría con el valor previsto por el modelo. Para la variable distancia mojada, en el 60 % de las pruebas, las diferencias entre los resultados experimentales y los proporcionados por el modelo fueron inferiores a 5 cm. En todos los casos, los valores previstos por el modelo fueron iguales o superiores a los valores experimentales.

PRUEBA	EXPERIMENTAL	MODELO
1	70	60
2	50	50
3	40	50
4	35	35
5	25	35
6	55	50
7	50	55

Tabla 8.3. Comparación de la profundidad humedecida (cm.) en el tiempo inmediatamente después del riego según las pruebas experimentales y el modelo.

PRUEBA	EXPERIMENTAL	MODELO
1	75	80
2	50	50
3	30	45
4	25	35
5	0	35
6	50	50
7	75	75

Tabla 8.4. Comparación de la profundidad humedecida (cm.) a 30 cms de profundidad en el tiempo inmediatamente después del riego según las pruebas experimentales y el modelo.

Prueba de verificación 4. Comparación de los contenidos de agua en el suelo a distintas distancias del emisor y a la profundidad de 30 cm.

Los resultados de las comparaciones para esta prueba de verificación se presentan en la Tabla 8.5. y en la Tabla 8.6. Por otro lado, se presentan de forma gráfica los resultados para el tiempo inmediatamente después del riego en las Figuras 8.8 a 8.14.

Para todas las pruebas, todos los tiempos y todas las distancias de lectura, el coeficiente de determinación ajustado entre los resultados experimentales y los del modelo está entre 0.60 y 0.99 aproximadamente. Son excepción a este intervalo la prueba 3 y la prueba 4 para el tiempo inmediatamente después del riego y la distancia de 15 cm. Para ambos casos, resulta que las curvas de contenido de agua del suelo inicial y experimental siguen un paralelismo muy acusado, lo que supone que la diferencia entre los contenidos de agua para las 2 situaciones, inicial y final, es prácticamente constante. Se atribuye este hecho a que durante la prueba ha habido un flujo de agua preferencial a lo largo de las paredes del tubo situado a 15 cm. del emisor, causado por la alteración del suelo en la colocación del tubo. Puede observarse que para tiempos posteriores al inmediatamente después del riego los coeficientes de determinación ya son más altos, puesto que por una parte ya ha ocurrido la redistribución del agua en el suelo y no existen diferencias en los contenidos de agua tan acusadas, y por otra parte se ha producido una cierta estabilización del suelo alrededor del

tubo, entre otras causas por la compactación originada por el agua que ha fluido por las inmediaciones del tubo.

En cuanto a los P-valores, en general no resultan significativos, lo que junto con el alto coeficiente de determinación existente asegura el buen comportamiento del modelo. Se observa que los casos de significación de los P-valores siguen una tendencia para los tiempos más próximos a la finalización del riego y para los tubos más cercanos al emisor. Esta tendencia puede explicarse por una parte porque en el tiempo en que el suelo se llena de agua se producen los gradientes de potencial más acusados y las funciones hidráulicas del suelo modelizadas, potencial matricial y conductividad hidráulica, pueden tener un comportamiento peor debido entre otras causas en el rápido llenado de los poros del suelo. Por otra parte, este efecto es más acusado en la zona más cercana al emisor que en las distancias más alejadas, en las que la cantidad de agua que habrá llegado es también menor. Para determinadas pruebas en que no se verifica esta tendencia, resulta que apesar de que los P-valores son significativos y por tanto el ajuste entre los resultados experimentales y los del modelo no es óptimo, los coeficientes de determinación ajustados son altos y los valores experimentales y simulados difieren mínimamente.

Para el contenido de agua encontrado a la profundidad de 30 cm., los coeficientes de determinación ajustados oscilan entre 0.53 y 0.99. Debe tratarse aparte la prueba 5, puesto que para esta prueba los valores son muy bajos y no se encontró un ajuste. El motivo está en que, como se ha visto en la prueba de verificación 3, el agua no llegó hasta la profundidad de 30 cm. según la experiencia de campo. La significación de los P-valores es diversa según la prueba realizada. En general, los peores resultados se obtienen para el tiempo inmediatamente después de riego.



TIEMPO	PRUEBA	EST.	DISTANCIA AL EMISOR (cm)				
			15	30	45	60	75
INMED DESPUES RIEGO	1	R2 _a	.875	.851	.920	.922	.826
		Pb ₀	.006 ^s	.503*	.801*	.130*	.683*
		Pb ₁	.000 ^s	.081*	.740*	.237*	.257*
	2	R2 _a	.915	.920	.695	.732	.991
		Pb ₀	.007 ^s	.607*	.329*	.664*	.367*
		Pb ₁	.000 ^s	.207*	.127*	.916*	.357*
	3	R2 _a	.353	.726	.813	.895	.984
Pb ₀		.000 ^s	.000 ^s	.822*	.466*	.593*	
Pb ₁		.000 ^s	.000 ^s	.351*	.392*	.493*	
4	R2 _a	.563	.734	.887	.987	.965	
	Pb ₀	.000 ^s	.395*	.680*	.194*	.008 ^s	
	Pb ₁	.000 ^s	.203*	.712*	.524*	.022**	
5	R2 _a	.814	.893	.895	.949	.951	
	Pb ₀	.921*	.897*	.051*	.727*	.562*	
	Pb ₁	.660*	.622*	.637*	.666*	.950*	
6	R2 _a	.924	.909	.929	.932	.880	
	Pb ₀	.000 ^s	.003 ^s	.673*	.299*	.244*	
	Pb ₁	.000 ^s	.003 ^s	.968*	.331*	.156*	
7	R2 _a	.804	.625	.739	.292	.843	
	Pb ₀	.842*	.000 ^s	.248*	.004 ^s	.471*	
	Pb ₁	.467*	.000 ^s	.392*	.016**	.165*	
12 H.	1	R2 _a	.794	.603	.795	.963	.917
		Pb ₀	.051*	.009 ^s	.236*	.127*	.068*
		Pb ₁	.187*	.004 ^s	.253*	.391*	.136*
	2	R2 _a	.859	.885	.903	.859	.864
		Pb ₀	.779*	.193*	.905*	.200*	.137*
		Pb ₁	.705*	.332*	.982*	.231*	.135*
3	R2 _a	.886	.808	.931	.928	.915	
	Pb ₀	.482*	.000 ^s	.752*	.820*	.163*	
	Pb ₁	.960*	.000 ^s	.855*	.919*	.181*	
4	R2 _a	.927	.927	.901	.874	.962	
	Pb ₀	.000 ^s	.306*	.565*	.700*	.897*	
	Pb ₁	.018 ^s	.557*	.543*	.984*	.589*	
5	R2 _a	.898	.933	.912	.925	.933	
	Pb ₀	.320*	.341*	.282*	.809*	.596*	
	Pb ₁	.140*	.704*	.860*	.736*	.579*	
6	R2 _a	.896	.706	.930	.938	.886	
	Pb ₀	.008*	.000 ^s	.978*	.720*	.600*	
	Pb ₁	.037**	.001 ^s	.834*	.560*	.707*	
24 K	1	R2 _a	.726	.617	.786	.831	.922
		Pb ₀	.000 ^s	.000 ^s	.208*	.892*	.183*
		Pb ₁	.002 ^s	.000 ^s	.296*	.746*	.471*
	2	R2 _a	.879	.899	.895	.930	.889
Pb ₀		.350*	.419*	.832*	.109*	.195*	
Pb ₁		.453*	.949*	.841*	.848*	.254*	
3	R2 _a	.871	.765	.923	.932	.938	
	Pb ₀	.017**	.000 ^s	.672*	.358*	.542*	
	Pb ₁	.069*	.002 ^s	.302*	.236*	.779*	
4	R2 _a	.932	.947	.901	.902	.925	
	Pb ₀	.052*	.146*	.892*	.385*	.564*	
	Pb ₁	.138*	.313*	.994*	.747*	.933*	

	5	R _{2a}	.927	.941	.888	.939	.880
		Pb ₀	.431*	.468*	.462*	.792*	.000 ^s
		Pb ₁	.608*	.868*	.584*	.414*	.000 ^s
	6	R _{2a}	.845	.864	.907	.933	.907
		Pb ₀	.863*	.086*	.152*	.418*	.868*
		Pb ₁	.218*	.126*	.249*	.606*	.955*
	7	R _{2a}	.804	.872	.776	.855	.857
		Pb ₀	.842*	.006*	.231*	.520*	.095*
		Pb ₁	.467*	.007*	.799*	.200*	.226*
48 H.	5	R _{2a}	.794	.938	.909	.919	.866
		Pb ₀	.105*	.321*	.996*	.642*	.000 ^s
		Pb ₁	.693*	.830*	.250*	.904*	.000 ^s
	6	R _{2a}	.903	.844	.898	.934	.935
		Pb ₀	.865*	.000 ^s	.201*	.280*	.518*
		Pb ₁	.266*	.000 ^s	.327*	.517*	.555*
	7	R _{2a}	.838	.844	.894	.886	.826
		Pb ₀	.178*	.005 ^s	.606*	.725*	.700*
		Pb ₁	.571*	.006 ^s	.805*	.606*	.971*
72 H.	1	R _{2a}	.858	.810	.873	.882	.904
		Pb ₀	.027**	.000 ^s	.237*	.135*	.597*
		Pb ₁	.060*	.000 ^s	.239*	.130*	.835*
	2	R _{2a}	.894	.932	.917	.879	.898
		Pb ₀	.377*	.910*	.907*	.464*	.278*
		Pb ₁	.392*	.772*	.880*	.530*	.230*
	5	R _{2a}	.911	.930	.867	.857	.855
		Pb ₀	.906*	.281*	.330*	.038**	.027**
		Pb ₁	.675*	.664*	.546*	.154*	.126*
	6	R _{2a}	.909	.890	.911	.925	.897
		Pb ₀	.343*	.000 ^s	.951*	.421*	.066*
		Pb ₁	.550*	.000 ^s	.411*	.923*	.193*
	7	R _{2a}	.842	.830	.889	.889	.862
		Pb ₀	.691*	.069*	.505*	.565*	.827*
		Pb ₁	.549*	.065*	.794*	.707*	.200*

Tabla 8.5. Estadísticos R_a^2 y P-valores calculados en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión (Pb₀) y para la pendiente (Pb₁), para el contenido de agua encontrado a distintas distancias del emisor.

* : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.05$

** : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.01$ y significativas al nivel $\alpha=0.05$

^s : diferencias estadísticamente significativas

PRUEBA	EST.	TIEMPO (Horas)				
		I.D.R.	12	24	48	72
1	R2 a	.918	.927	.898	-	.704
	Pb 0	.450 *	.000 s	.000 s		.009 s
	Pb 1	.992 *	.000 s	.000 s		.008 s
2	R2 a	.864	.627	.532	-	.617
	Pb 0	.001 s	.592 *	.512 *		.179 *
	Pb 1	.000 s	.939 *	.797 *		.317 *
3	R2 a	.645	.855	.914	-	
	Pb 0	.000 s	.271 *	.210 *		
	Pb 1	.000 s	.089 *	.480 *		-
4	R2 a	.988	.890	.887	-	-
	Pb 0	.000 s	.412 *	.189 *		
	Pb 1	.000 s	.183 *	.070 *		
5	R2 a	.178	.000	.310	.258	.064
	Pb 0	.000 s	.009 s	.000 s	.015 **	.578 *
	Pb 1	.000 s	.005 s	.000 s	.014 **	.568 *
6	R2 a	.906	.966	.998	.981	.878
	Pb 0	.006 s	.000 s	.000 s	.000 s	.000 s
	Pb 1	.003 s	.000 s	.000 s	.000 s	.000 s
7	R2 a	.834	-	.809	.935	.710
	Pb 0	.002 s		.000 s	.000 s	.000 s
	Pb 1	.004 s		.000 s	.000 s	.000 s

Tabla 8.6. Estadísticos R_a^2 y P-valores calculados en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión (Pb_0) y para la pendiente (Pb_1), para el contenido de agua encontrado a la profundidad de 30 cm.

* : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.05$

** : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.01$ y significativas al nivel $\alpha=0.05$

s : diferencias estadísticamente significativas

[Figura 8-8](#)

[Figura 8-9](#)

[Figura 8-10](#)

[Figura 8-11](#)

[Figura 8-12](#)

[Figura 8-13](#)

[Figura 8-14](#)

8.2. Simulación con planta

Prueba de verificación 1. Balance de masa.

Para todas las pruebas de la Experiencia 2, el modelo contempló más del 99 % del agua de riego (Tabla 8.7.). Los valores se encuentran en un intervalo limitado por los valores máximos del 0.68 % por defecto y del 0.54 % por exceso.

En los ensayos de campo, el agua encontrada por diferencia entre los contenidos al final y al principio del riego es inferior al 100 % en todos los casos excepto en la prueba 5. Al igual que en la Experiencia 1, ello puede ser debido a que los datos de campo se tomaron en una malla de 180 x 75 que resultó ser demasiado pequeña, por lo que las comparaciones en las pruebas de verificación se realizaron en la malla de 180 x 75, a pesar de ejecutar el modelo con la malla de 200 x 200. En la diferencia entre los porcentajes obtenidos y el 100 %, también se incluye la extracción de agua por la planta y la posible evaporación de agua del suelo. El resultado para las pruebas 3,5 y 6 es excesivamente bajo, lo que sin duda es debido a errores en la realización de la experiencia o en la adquisición de los datos de campo.

PRUEBA	EXPERIMENTA L	MODELO
1	71.98	100.06
2	79.34	99.93
3	15.27	100.86
4	52.30	99.30
5	5.97	100.12
6	1.81	100.02

Tabla 8.7. Balance de masas. Agua encontrada por diferencia entre las situaciones despues y antes del riego, expresada como porcentaje del agua de riego.

Prueba de verificación 2. Comparación del agua encontrada por capas horizontales y verticales.

Los resultados de la comparación entre los volúmenes de agua encontrados en el ensayo experimental y en el modelo, por capas horizontales y verticales de 5 cm. se presentan en la Tabla 8.8.

Los coeficientes de determinación obtenidos son, en general altos, aunque los P-valores demuestran que aunque el ajuste es bueno, la recta de regresión ajustada difiere significativamente de la que pasa por el origen de coordenadas y es bisectriz en bastantes de los casos estudiados. Puesto que para todos los casos la pendiente de la recta de regresión ajustada es inferior a 1 y la constante es cercana a 0, supone que el modelo prevé un volumen de agua superior al observado, a excepción de cuando los valores encontrados de agua acumulada por el modelo son muy bajos.

Las mejores regresiones se obtienen para las pruebas que arrojan menos volumen de agua (Pruebas 3 y 4). Se atribuye este hecho a que cuando se distribuye un volumen de agua alto con un caudal de emisión también alto, por la parte experimental puede suponer la formación de charco superficial, no contemplado en el modelo, y por la parte del modelo supone unas diferencias muy grandes entre los contenidos de agua de la primera celda por la que entra toda el agua de riego y las restantes, que entre otros efectos puede hacer diferir las funciones hidráulicas del suelo simuladas de las reales.

En las Figuras 8.15 a 8.20. se exponen de forma gráfica los resultados para el tiempo de 24 horas a partir del inicio del riego.

TIEMPO	CAPAS	EST.	PRUEBA					
			1	2	3	4	5	6
INMED. ANTES RIEGO	HORIZ.	R_a^2	.794	.835	.916	.883	.847	.280
		Pb ₀	.000 ^s	.021**	.000 ^s	.289*	.260*	.001 ^s
		Pb ₁	.000 ^s	.019**	.000 ^s	.273*	.245*	.001 ^s
	VERTI C.	R_a^2	.997	.999	.997	.999	.996	.996
		Pb ₀	.003 ^s	.005 ^s	.224*	.001 ^s	.000 ^s	.206*
		Pb ₁	.001 ^s	.002 ^s	.169*	.006 ^s	.000 ^s	.151*
12 H.	HORIZ.	R_a^2	.854	.830	.867	.864	.875	-
		Pb ₀	.000 ^s	.002 ^s	.015**	.068*	.000 ^s	
		Pb ₁	.000 ^s	.002 ^s	.012**	.059*	.000 ^s	
	VERTI C.	R_a^2	.986	.997	.998	.999	.998	-
		Pb ₀	.029**	.004 ^s	.013**	.001 ^s	.003 ^s	
		Pb ₁	.014**	.002 ^s	.006 ^s	.000 ^s	.001 ^s	
24 H.	HORIZ.	R_a^2	.848	.805	.856	.874	.865	.589
		Pb ₀	.003 ^s	.000 ^s	.005 ^s	.059*	.000 ^s	.114*
		Pb ₁	.002 ^s	.000 ^s	.004 ^s	.051*	.000 ^s	.107*
	VERTI C.	R_a^2	.998	.998	.998	.999	.997	.998
		Pb ₀	.002 ^s	.004 ^s	.011**	.000 ^s	.004 ^s	.000 ^s
		Pb ₁	.000 ^s	.001 ^s	.005 ^s	.000 ^s	.001 ^s	.000 ^s

Tabla 8.8. Estadísticos R_a^2 y P-valores calculados en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión (Pb₀) y para la pendiente (Pb₁), para el volumen de agua encontrado por capas.

* :diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha= 0.05$

** :diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha= 0.01$ y significativas al nivel ($\alpha= 0.05$)

^s : diferencias estadísticamente significativas

[Figura 8-15](#)

[Figura 8-16](#)

[Figura 8-17](#)

[Figura 8-18](#)

[Figura 8-19](#)

[Figura 8-20](#)

Prueba de verificación 3. Comparación de las variables profundidad y distancia mojada.

Los resultados obtenidos para estas variables, en el tiempo inmediatamente después del riego, es el que se presenta en la Tabla 8.9. y 8.10. respectivamente.

La profundidad mojada, que se mide al lado del emisor, no se ha podido determinar para 3 de las pruebas realizadas (1,4,5). El motivo ha sido que las diferencias entre los contenidos de agua volumétricos para la situación inicial y final a lo largo de toda la profundidad de la malla no son inferiores al 1 %.

La causa puede encontrarse en la migración de agua por las paredes laterales del primer tubo instalado para la lectura de los contenidos de agua con la sonda de neutrones.

En la Experiencia 2 existió una gran dificultad en su colocación debido tanto a la proximidad de las ramas del árbol que impedían la perfecta colocación de los tubos

perpendicularmente al suelo como a la alta densidad de raíces en esta zona que dificultaban el paso de la barrena. Estas circunstancias provocaron, especialmente para el tubo más cercano al tronco del árbol, una colocación en algunos casos deficiente.

Para las pruebas 2, 3 y 6 se observa que las diferencias entre las profundidades humedecidas para el caso experimental y según el modelo difieren en 10 cm.

En cuanto a las distancias humedecidas, para las pruebas 1,2,3 y 4 la diferencia entre los resultados experimentales y simulados es de 20 cm. En las pruebas 1 y 2 los valores más altos corresponden a las simulaciones, mientras que en las 3 y 4 a los resultados experimentales. Para las demás pruebas los resultados son superiores a 25 cm. Puede concluirse que el ajuste es, en general, deficiente.

PRUEBA	EXPERIMENTAL	MODELO
1	-	55
2	45	55
3	45	35
4	-	25
5	-	30
6	75	65

Tabla 8.9. Comparación de la profundidad humedecida (cm.) en el tiempo inmediatamente después del riego según las pruebas experimentales y el modelo.

PRUEBA	EXPERIMENTAL	MODELO
1	55	75
2	45	65
3	45	25
4	20	0
5	50	25
6	50	145

Tabla 8.10. Comparación de la distancia humedecida (cm.) a 30 cm. de profundidad en el tiempo inmediatamente después del riego según las pruebas experimentales y el modelo.

Prueba de verificación 4. Comparación de los contenidos de agua en el suelo a distintas distancias del emisor y a la profundidad de 30 cm.

Los resultados de las comparaciones para esta prueba de verificación se presentan en la Tabla 8.11. y en la Tabla 8.12. Por otro lado, se presentan de forma gráfica los resultados para el tiempo inmediatamente después del riego en las Figuras 8.21 a 8.26.

Para todos los casos el coeficiente de determinación ajustado entre los resultados experimentales y los simulados se encuentra entre los valores de 0.59 y 0.93 aproximadamente, para los contenidos de agua a distintas distancias del emisor. Debe hacerse excepción de la prueba 6 en que la regresión da los resultados más bajos. Los estadísticos P-valor para la constante y para la pendiente de la regresión son significativos a la distancia de 15 cm. del emisor para todas las pruebas y tiempos de riegos. A medida que la distancia al emisor aumenta, el contraste de hipótesis ofrece mejores resultados, especialmente a partir de la distancia de 60 cm. del emisor. Las causas se atribuyen por una parte a las deficiencias experimentales como las citadas anteriormente y por otra parte a la posible dificultad de modelización en la zona de influencia del gotero más cercana al emisor.

Para el contenido de agua a la profundidad de 30 cm., los coeficientes de determinación ajustados oscilan entre 0.57 y 0.99, aunque en este caso los P-valores muestran

para casi todos los casos estudiados que la constante de la regresión entre los resultados experimentales y los simulados no puede considerarse igual a 0 y la pendiente igual a 1, por lo que el ajuste no es bueno.

TIEMPO	PRUEBA	EST.	DISTANCIA AL EMISOR (cm)				
			15	30	45	60	75
INMEDIATAMENTE DESPUES DEL RIEGO	1	R^2_a	.595	.790	.832	.746	.842
		Pb_0	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.196*	.414*
		Pb_1	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.074*	.213*
	2	R^2_a	.763	.838	.825	.784	.889
		Pb_0	.000 ^s	.000 ^s	.010 ^s	.567*	.156*
		Pb_1	.000 ^s	.000 ^s	.006 ^s	.470*	.073*
	3	R^2_a	.821	.824	.868	.837	.924
		Pb_0	.000 ^s	.007 ^s	.004 ^s	.000 ^s	.194*
		Pb_1	.000 ^s	.030**	.010 ^s	.000 ^s	.077*
	4	R^2_a	.813	.798	.853	.871	.925
		Pb_0	.000 ^s	.367*	.175*	.642*	.351*
		Pb_1	.000 ^s	.320*	.163*	.526*	.395*
	5	R^2_a	.787	.773	.856	.854	.875
		Pb_0	.000 ^s	.000 ^s	.011**	.416*	.183*
		Pb_1	.000 ^s	.000 ^s	.015**	.227*	.095*
	6	R^2_a	.442	.393	.238	.252	.294
		Pb_0	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.041**	.191*
		Pb_1	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.007 ^s	.040**
12 HORAS	1	R^2_a	.727	.673	.820	.872	.683
		Pb_0	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.123*	.002 ^s
		Pb_1	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.169*	.000 ^s
	2	R^2_a	.687	.747	.746	.846	.871
		Pb_0	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.059*	.695*
		Pb_1	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.042**	.367*
	3	R^2_a	.775	.803	.872	.865	.856
		Pb_0	.001 ^s	.000 ^s	.142*	.120*	.099*
		Pb_1	.005 ^s	.000 ^s	.216*	.174*	.066*
	4	R^2_a	.697	.822	.886	.825	.861
		Pb_0	.000 ^s	.042**	.005 ^s	.542*	.374*
		Pb_1	.000 ^s	.111*	.099*	.345*	.283*
	5	R^2_a	.717	.728	.864	.851	.888
		Pb_0	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.414*
		Pb_1	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.303*
	6	R^2_a	-	-	-	-	-
		Pb_0					
		Pb_1					
24 HORAS	1	R^2_a	.743	.751	.740	.875	.881
		Pb_0	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.123*	.316*
		Pb_1	.000 ^s	.000 ^s	.001 ^s	.075*	.180*
	2	R^2_a	.706	.746	.766	.810	.832
		Pb_0	.000 ^s	.000 ^s	.002 ^s	.062*	.062*
		Pb_1	.000 ^s	.000 ^s	.002 ^s	.021**	.021**
	3	R^2_a	.829	.822	.868	.838	.871
		Pb_0	.004 ^s	.004 ^s	.017**	.012**	.648*
		Pb_1	.009 ^s	.034**	.025**	.007 ^s	.276*
	4	R^2_a	.725	.811	.854	.866	.893
		Pb_0	.001 ^s	.018**	.011**	.416*	.183*
		Pb_1	.014**	.034**	.015**	.227*	.095*

5	R_a^2	.735	.767	.789	.865	.905
	Pb ₀	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.024**	.215*
	Pb ₁	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s	.036**	.209*
6	R_a^2	.609	.549	.618	.511	.584
	Pb ₀	.000 ^s	.000 ^s	.023**	.400*	.946*
	Pb ₁	.000 ^s	.000 ^s	.002 ^s	.124*	.353*

Tabla 8.11. Estadísticos R_a^2 y P-valores calculados en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión (Pb₀) y para la pendiente (Pb₁), para el contenido de agua encontrado a distintas distancias del emisor.

* : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.05$

** : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.01$ y significativas al nivel $\alpha=0.05$

^s : diferencias estadísticamente significativas

PRUEBA	EST.	TIEMPO (Horas)		
		I.D.R.	12	24
1	R_a^2	.801	.952	.980
	Pb ₀	.385*	.000 ^s	.000 ^s
	Pb ₁	.227*	.000 ^s	.000 ^s
2	R_a^2	.848	.903	.979
	Pb ₀	.330*	.000 ^s	.000 ^s
	Pb ₁	.288*	.000 ^s	.000 ^s
3	R_a^2	.569	.993	.957
	Pb ₀	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s
	Pb ₁	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s
4	R_a^2	.959	.749	.791
	Pb ₀	.000 ^s	.002 ^s	.000 ^s
	Pb ₁	.000 ^s	.001 ^s	.000 ^s
5	R_a^2	.879	.981	.921
	Pb ₀	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s
	Pb ₁	.000 ^s	.000 ^s	.000 ^s
6	R_a^2	.953	-	.998
	Pb ₀	.000 ^s		.000 ^s
	Pb ₁	.000 ^s		.000 ^s

Tabla 8.12. Estadísticos R_a^2 y P-valores calculados en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión (Pb₀) y para la pendiente (Pb₁), para el contenido de agua encontrado a la profundidad de 30 cm.

* : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.05$

** : diferencias estadísticamente no significativas al nivel $\alpha=0.01$ y significativas al nivel $\alpha=0.05$

^s : diferencias estadísticamente significativas.

[Figura 8-21](#)

[Figura 8-22](#)

[Figura 8-23](#)

[Figura 8-24](#)

[Figura 8-25](#)

[Figura 8-26](#)

8.4. Análisis de sensibilidad

Se analiza el efecto de diversas variables del modelo sobre el resultado final, en base a la metodología descrita en el [Capítulo 7 apartado 7.6.4](#). Puesto que los resultados numéricos del análisis de sensibilidad dependen de las condiciones iniciales adoptadas y éstas pueden ser diversas, se expresan los resultados del análisis de forma cualitativa pero no cuantitativa.

Incremento del tiempo de simulación.

La variación del incremento del tiempo de simulación se comporta como insensible hasta llegar a un punto límite a partir del cual pierden sentido físico varios parámetros del modelo. El punto límite es función del caudal y del contenido inicial de agua del suelo, de forma que disminuye con el aumento de caudal y también con el aumento del contenido inicial de agua del suelo. También depende del tamaño de celda adoptado. La adopción del incremento del tiempo de simulación de 1 s. se ha comportado correctamente para todos los caos simulados.

Conductividad hidráulica del suelo.

El modelo es muy sensible a la variación de la conductividad hidráulica del suelo. La sensibilidad es función del caudal de emisión y del contenido de agua inicial del suelo, de manera que la sensibilidad es mayor con el aumento de los valores de estas dos variables.

Contenido inicial de agua del suelo.

El modelo es sensible al contenido de agua inicial, aumentando la sensibilidad con el aumento del caudal de emisión.

Caudal de emisión.

La sensibilidad del caudal de emisión depende del caudal. Cuanto mayor es el caudal mayor es la sensibilidad del modelo al caudal. Para la gama de caudales estudiados (entre 4 l/h. y 24 l/h) en las pruebas realizadas, el modelo empezó a ser sensible a partir de las 3 y 2 horas de simulación respectivamente. Se concluye que el modelo es sensible al caudal de emisión, aumentando la sensibilidad con el aumento del caudal de emisión y con el tiempo de simulación.

Evapotranspiración del cultivo.

El modelo es insensible a la evapotranspiración del cultivo para tiempos de simulación cortos (varios días). El efecto de la variación de la evapotranspiración aumenta con el aumento del tiempo de simulación, del caudal de emisión y del contenido de agua del suelo, pues para cualquiera de estos casos la planta puede extraer más agua.

Tamaño de celda.

Los posibles tamaños de celda que permite adoptar el modelo para la simulación son de 1 cm., 5 cm. o bien múltiplos de 5 cm. Los resultados proporcionados por distintos tamaños de malla, son también distintos. Cuando se elige el menor tamaño de malla posible (1 cm.) y el caudal de emisión o los contenidos iniciales de agua del suelo son altos, la primera celda ($i=1, j=1$) llega rápidamente a saturación, de manera que se produce una gran diferencia entre los contenidos de agua de la primera celda y las circundantes y consecuentemente del potencial matricial y la conductividad hidráulica. La existencia de estos gradientes tan acusados provoca un comportamiento del modelo anómalo en esta zona ya que la primera celda resulta que perdería más agua de la que puede almacenar por su tamaño más el agua de riego que le entra, lo cual es imposible. La elección de tamaños de celda superiores a 10 cm. no produce anomalías en el modelo, sin embargo, y especialmente para caudales y contenidos iniciales de agua del suelo bajos, son demasiado grandes para la simulación. Para la variedad de casos analizados de caudales y volúmenes de emisión, de contenidos iniciales de agua del suelo y para el suelo utilizado, el tamaño de celda que ha proporcionado unos mejores resultados del modelo en la comparación con las experiencias de campo, ha sido el tamaño de malla de 5 cm. Se concluye que el modelo es sensible al tamaño de celda y que probablemente si los tamaños de celda posibles utilizados para la simulación no fueran tan diferentes, el modelo sería insensible al tamaño de celda.

Profundidad de raíces

Para el análisis de la influencia de la variación de la profundidad de raíces sobre los resultados proporcionados por el modelo se han estudiado por una parte el agua acumulada

por capas horizontales y verticales y por otra parte los contenidos de agua a las distancias del emisor de 15, 30, 45, 60 y 75 cm. así como el contenido de agua del suelo a 30 cm. de profundidad. A los resultados obtenidos para dos profundidades determinadas se les aplicó una regresión lineal. Para diferencias entre las profundidades de raíces a comparar de 10 cm., los coeficientes de determinación obtenidos en la comparación de los contenidos de agua a distintas distancias del emisor han sido muy altos, sin embargo los P-valores han mostrado que las diferencias son estadísticamente significativas para las distancias comprendidas en la zona delimitada por las raíces. Para el agua acumulada por capas igualmente las diferencias son significativas. Para diferencias entre las profundidades de raíces superiores a 10 cm. las diferencias entre los resultados proporcionados por el modelo en un caso y en otro son aún superiores. Se concluye que el modelo es sensible a la profundidad de raíces.

Anchura de raíces.

El comportamiento del modelo respecto a la variación de esta variables es análogo al de la profundidad de raíces, por tanto el modelo es sensible a la anchura de raíces adoptada.

La sensibilidad del modelo a las variables conductividad hidráulica del suelo, contenido de agua inicial del suelo, caudal de emisión, profundidad y anchura de raíces, todas ellas variables que necesitan ser determinadas para la simulación, supone que en su medición debe tenerse especial cuidado. La alta sensibilidad del contenido inicial de agua del suelo a los resultados del modelo supone que en el diseño agronómico de los sistemas rrlf sea importante fijar cuál será el contenido de agua inicial, ya que dependiendo de este valor los resultados del diseño pueden ser distintos.

En cuanto al tiempo de ejecución del programa, es función del ordenador utilizado y de diversas condiciones iniciales, especialmente el tamaño de celda y el incremento de tiempo de simulación adoptados. Para las pruebas realizadas, en que el incremento de tiempo de simulación era de 1 s. y el tamaño de celda de 5 cm. x 5 cm., el tiempo de ejecución osciló aproximadamente entre un 3 % y un 2 % del tiempo simulado según la ejecución contemplara o no la extracción de agua por la planta respectivamente. Estos tiempos de cálculo fueron obtenidos con la utilización de una estación de trabajo HP^R Apollo Series 735.

8.5. Análisis global de resultados

El principal problema encontrado para la verificación del modelo ha sido la fiabilidad de las pruebas de campo. Circunstancias diversas dificultan la realización adecuada de las experiencias de campo con suficiente precisión como para ser utilizadas en la verificación del modelo. La alteración de las condiciones reales del suelo provocadas por la colocación de los tubos para la lectura con la sonda de neutrones supone alteración del perfil del suelo, compactación de la superficie y rotura de raíces en el caso de presencia de cultivo. Por otra parte la determinación de los contenidos de humedad del suelo con la sonda de neutrones aparte del error propio de la lectura, conlleva una imprecisión en el punto en que se determina el contenido de agua. En efecto, la sonda de neutrones mide el contenido de agua de un volumen de suelo que es función del contenido de agua, por lo que es variable para distintas situaciones, mientras que para la verificación del modelo interesa conocer el contenido de agua para un punto, o a lo sumo de un volumen equivalente al tamaño de celda adoptado en el modelo. Este problema es especialmente importante en los límites entre horizontes con características fuertemente diferenciadas puesto que el valor medido corresponderá parcialmente a un horizonte y a otro. Por este mismo motivo, la determinación del frente húmedo supondrá la misma imprecisión. La determinación gravimétrica de los contenidos de agua del suelo tampoco es posible, tanto porque es un método destructivo y por lo tanto

impediría nuevas lecturas para tiempos posteriores a una determinación como por la imposibilidad de tomar muestras en la zona próxima al emisor en que a veces existe charco de agua superficial.

Puesto que los contenidos de agua del suelo experimentales se tomaron de manera que configuraban una malla discreta, fue necesario efectuar interpolaciones y extrapolaciones entre tales contenidos para pasar a definir una malla continua para la ejecución del modelo. Evidentemente, estas interpolaciones y extrapolaciones, difícilmente se ajustan a la realidad existente en el campo, especialmente en la zona determinada por los primeros cm. de suelo que están afectados por la evaporación de la superficie. Por este mismo motivo, la elección de las pruebas de verificación a realizar también fue difícil, puesto que sin la realización de las interpolaciones únicamente podrían compararse las celdas definidas en la malla discreta.

Suponiendo fiables las medidas de campo y de acuerdo con las pruebas de verificación realizadas, el modelo se comporta de forma aceptable en los casos de simulación sin cultivo e inaceptable cuando se contempla el suelo con cultivo. Para todos los casos la estabilidad del modelo queda asegurada por los resultados proporcionados por el balance de masa de agua. Además de las causas anteriormente citadas, que sin duda contribuyen negativamente al ajuste entre los resultados experimentales y del modelo, la formación de charco superficial en ciertos casos, no contemplada en el modelo, puede suponer otra causa añadida al ajuste deficiente. En el caso de la simulación con planta, la profundidad y anchura de raíces, de difícil medición en campo y por tanto presumiblemente poco precisas, actúan también en este mismo sentido puesto que el modelo es sensible a estas variables.

La problemática de la verificación está en desconocer la contribución de cada variable al ajuste del modelo con los datos experimentales. Cualquier variable necesaria para la ejecución del modelo puede tener una influencia en el ajuste.

La curva característica de humedad del suelo se considera sin efecto histerético. Su determinación se efectuó a partir del secado del suelo, por lo que su utilización precisamente en el ciclo de riego inicial caracterizado por la humectación del suelo puede ocasionar resultados erróneos. También la función conductividad hidráulica del suelo, a la que el modelo es sensible, influye en los resultados de la verificación.

Los niveles freáticos, no contemplados en el modelo, podrían también contribuir al aporte de agua hacia capas superiores.

A partir de los resultados gráficos para los tiempos inmediatamente después del riego, se observa que a la distancia de 15 cm. del emisor no se llega a la saturación del suelo según el modelo y en el supuesto que el contenido de agua a saturación haya sido exactamente determinado, cuestión difícil en la práctica. Por una parte, el que se alcance o no la saturación, como se ha visto anteriormente, interviene el incremento de tiempo de simulación y el tamaño de celda. La elección de un tamaño de celda de 1 cm. x 1 cm. provoca anomalías en el funcionamiento del modelo por la existencia de un gradiente muy alto entre los contenidos de agua de las celdas vecinas a la situada en la posición (1,1), lo que originaría valores del potencial de agua y de la conductividad hidráulica del suelo muy extremos en una distancia muy reducida. Con el tamaño de celda adoptado en la ejecución del modelo 5 cm. x 5 cm. no se alcanza la saturación. Puesto que por otra parte, tampoco se dispone de datos experimentales de los contenidos de agua en esta zona próxima al gotero se desconocen las dimensiones de la zona saturada cercana al emisor, cuando existe. Evidencias experimentales, de carácter cualitativo, indican que la existencia de la zona saturada para las pruebas de campo realizadas, si se producía, tenía unas dimensiones muy reducidas, del orden de unos pocos cm. por debajo del gotero, quizás debido a un drenaje muy rápido o casi instantáneo del agua del suelo. A pesar de la indefinición de los datos experimentales y de la

dificultad del modelo en la simulación de esta posible zona de saturación, no influyó de forma decisiva en el ajuste del modelo para toda la malla considerada. Puesto que según los resultados proporcionados por el modelo, en la zona cercana al emisor se alcanzan valores del contenido de agua alrededor de la capacidad de campo y superiores ($\Psi_{m \leq 330 \text{ cm}}$), los problemas de modelización en esta zona ocurrirían al alcanzarse estos valores del potencial matricial y los que correspondieran a la saturación.



Capítulo 9. Aplicaciones del modelo propuesto al diseño de sistemas *rlaf*

9.1. Introducción

Verificado ya el modelo de simulación propuesto, con resultados positivos, se exponen en este capítulo diversas aplicaciones del mismo enfocadas al diseño de sistemas de riego localizado de alta frecuencia.

Las aplicaciones que se presentan se agrupan en:

1. Diseño agronómico de *rlaf*.
2. Otras aplicaciones:
 - Determinación del agua acumulada en profundidad y lateralmente a distintos tiempos del inicio del riego
 - Localización del frente húmedo
 - Determinación de las curvas de isocontenido en agua a distintos tiempos del inicio del riego

Se expone la estructura general propuesta para estas aplicaciones y se tratan las bases teóricas del diseño de *rlaf* que se han utilizado junto con el esquema de cálculo seguido. Finalmente, y a modo de ejemplo, se desarrolla un caso concreto.

9.2. Estructura general de las aplicaciones

9.2.1. Diseño agronómico en *rlaf*

La principal utilidad del modelo de simulación es su soporte en la realización del diseño agronómico en *rlaf*. Las variables que deben determinarse en el diseño agronómico son el intervalo entre riegos, el número de emisores por planta, las necesidades totales de agua de riego, el volumen de emisión y el tiempo de riego.

Para la determinación de estas variables es necesario conocer cuál es la profundidad y el área mojada por un emisor para unas determinadas condiciones de riego (caudal y volumen de emisión). En el proceso de diseño clásico, la realización de las pruebas de campo permite conocer para un determinado caudal y varios volúmenes de emisión la profundidad y distancia mojadas para cada caso. La utilidad del modelo de simulación que se presenta en este apartado, permite sustituir por una parte la realización de estas pruebas de campo y por otra automatizar el cálculo de los resultados finales.

El tiempo t para el cual deben encontrarse las soluciones, corresponde al tiempo inmediatamente después del riego. En la Fig. 9.1. se esquematiza la estructura general de esta aplicación.

Figura 9-1

Para unas determinadas condiciones iniciales de clima, suelo y planta se ejecuta el modelo un número n de veces para un caudal q con el que se quiera proyectar la instalación de riego y con varios volúmenes de emisión $V_1, V_2, V_3, \dots, V_n$. Los resultados serán las salidas numéricas $\theta_1(x,z,t), \theta_2(x,z,t), \theta_3(x,z,t), \dots, \theta_n(x,z,t)$. Conocidas las soluciones $\theta_1(x,z,t), \theta_2(x,z,t), \theta_3(x,z,t), \dots, \theta_n(x,z,t)$ correspondientes al caudal Q_e y a los volúmenes de emisión $V_1, V_2, V_3, \dots, V_n$, puede iniciarse el proceso de diseño que calcula en primer lugar la profundidad y la distancia mojada a 30 cm. de profundidad. Los datos así obtenidos constituyen el equivalente a las pruebas de campo y a partir de ellos se determinarán las

variables del riego.

9.2.2. Otras aplicaciones

A partir de cada simulación efectuada con el modelo, para unas determinadas condiciones iniciales y para un determinado caudal y volumen de emisión, puede conocerse el agua acumulada por capas, los límites del frente de humedad y el mapa de curvas de isocontenido de agua. Estas 2 primeras utilidades se determinan por comparación entre la solución $\theta(x,z,t)$ en un tiempo t y su valor en el tiempo inicial 0 , $\theta_0(x,z,t)$. Las curvas de isocontenido de agua se determinan directamente a partir de las soluciones $\theta(x,z,t)$. La estructura general de estas aplicaciones se esquematiza también en la [Figura 9.1](#).

9.3. Procedimiento propuesto de diseño agronómico en *rlaf*

Partiendo del conocimiento de la profundidad y distancia mojada a 30 cm. para un caudal y distintos volúmenes de emisión, que denominaremos tabla de datos iniciales, se inicia el diseño agronómico.

Se distinguen los casos de cultivo arbóreo o herbáceo.

Cultivo arbóreo.

La metodología propuesta se basa en el establecimiento sucesivo de unos valores de cálculo mínimos y máximos a partir de los cuáles se van descartando aquellos valores que no cumplen las condiciones que se imponen.

Los pasos a seguir son:

1. Limitación de la profundidad radicular humedecida.

Se establece un valor máximo P_{\max} y un valor mínimo P_{\min} a partir de unos porcentajes máximos y mínimos de la profundidad de raíces que se pretende mojar.

2. Cálculo del volumen de emisión mínimo y máximo y del radio mojado mínimo y máximo.

Estos valores se obtienen a partir de la tabla de datos iniciales y en correspondencia a los valores de profundidad humedecida mínima y máxima respectivamente, calculados en 1.

3. Cálculo de la superficie de suelo mojada por planta.

Para supuestos porcentajes de suelo mojado de 1 a 100, se determina la superficie de suelo mojado a partir de la ecuación,

$$\text{Figura 9-2} \quad (9.1)$$

donde,

SMP, suelo mojado por planta (m^2)

PSM, porcentaje de suelo mojado (%)

MP, marco de plantación (m^2). El marco de plantación se obtiene como producto de la distancia entre hileras de plantas por la distancia entre plantas en una hilera.

4. Cálculo del número de emisores máximo y mínimo.

Para cada uno de los porcentajes de suelo mojado entre 1 y 100 se calcula el número de emisores máximo y mínimo que corresponderían, mediante las ecuaciones,

$$\text{Figura 9-3} \quad (9.2)$$

donde,

EMIMAX, máximo número de emisores

EMIMIN, mínimo número de emisores

SMEMI, superficie mojada por emisor mínima

SMEMA, superficie mojada por emisor máxima

La superficie mojada por emisor se calcula como,

[Figura 9-4](#) (9.3)

siendo,

RADMI, radio mojado mínimo

RADMA, radio mojado máximo

5. Cálculo del intervalo de riego.

Para los porcentajes de suelo mojado entre 1 y 100 se calcula el intervalo de riego máximo y mínimo,

[Figura 9-5](#) (9.4)

donde,

I_{\min} , intervalo de riego mínimo

I_{\max} , intervalo de riego máximo

RNECT, necesidades de riego totales

Las necesidades de agua de riego totales se calculan de acuerdo con el procedimiento descrito en el [capítulo 2 apartado 2.3.](#), mediante la ecuación,

[Figura 9-6](#) (9.5)

donde,

N_{rn} , necesidades de riego netas

E_f , eficiencia total de riego

6. Selección del intervalo de riego y número de emisores.

Se seleccionan aquellos valores de intervalo de riego mínimo y máximo que quedan comprendidos entre los valores de 0.25, 0.33, 0.5, 1, 2, 3. Estos valores suponen que se efectuarán respectivamente 4, 3, 2 y 1 riegos por día, y 1 riego cada 2 y 3 días. Efectuada esta selección se procede a descartar aquellos valores en cuyo intervalo $EMIMAX - EMIMIN$ no existe ningún número entero.

7. Cálculo del volumen de emisión.

Se determina el volumen de emisión que corresponde a cada uno de los pares de valores intervalo de riego - número de emisores, seleccionados en el punto 6, mediante la ecuación,

[Figura 9-7](#) (9.6)

siendo,

VE, volumen de emisión

EMI, número de emisores

8. Selección de aquellos pares de valores intervalo de riego - número de emisores cuyo volumen de emisión está comprendido entre los valores $VEMAX$ y $VEMIN$ calculados en el punto 2.

9. Re-cálculo de la profundidad mojada y el porcentaje de suelo mojado para cada uno de los volúmenes de emisión.

10. Limita los valores de porcentaje de suelo mojado a aquellos que son mayores al porcentaje de suelo mojado mínimo impuesto inicialmente.

11. Calcula la duración del riego mediante la ecuación,

[Figura 9-8](#) (9.7)

donde,

TRIEGO, duración del riego

EMI, número de emisores

QE, caudal de emisión

Cultivo herbáceo.

Los pasos a seguir son:

1. Limitación de la profundidad radicular humedecida, análogamente al caso del

cultivo arbóreo.

2. Cálculo del volumen de emisión mínimo y máximo y del radio mojado mínimo y máximo.

3. Cálculo del número de emisores mínimo.

Para porcentajes de suelo mojado de 1 a 100, se calcula el número mínimo de emisores necesarios mediante la ecuación

[Figura 9-9](#) (9.8)

donde,

EMIMIN, número de emisores mínimo

PSM, porcentaje de suelo mojado

SMEMAX, superficie mojada por emisor máxima

La superficie mojada por emisor máxima se calcula como,

[Figura 9-10](#) (9.9)

donde,

RADMAX, radio máximo mojado por un emisor para la profundidad máxima

4. Cálculo del volumen de emisión que corresponde a los intervalos de riego de 0.25, 0.33, 0.50, 1.0, 2.0, 3.0, desde el número mínimo de emisores al número máximo en incrementos de 0.01 emisores,

[Figura 9-11](#) (9.10)

siendo,

VEMIS, volumen de emisión

I, intervalo entre riegos

N_{rt}, necesidades de riego totales

EMIMIN, número mínimo de emisores

El cálculo se realizará hasta que $EMIMIN + 0.01 = EMIMAX$.

5. Selecciona los valores en que el volumen de emisión calculado VEMIS está comprendido entre los volúmenes de emisión máximo VEMAX y mínimo VEMIN, correspondiente a las profundidades mojadas máxima y mínima calculadas en el punto 1.

6. Limita los valores del porcentaje de suelo mojado a aquellos que son superiores al porcentaje de suelo mojado mínimo e inferiores a 100.

7. Cálculo de la separación entre emisores y laterales.

La ecuación que relaciona la separación entre emisores, entre laterales y el número de emisores es,

[Figura 9-12](#) (9.11)

donde,

S_e, separación entre emisores

S_l, separación entre laterales

La separación necesaria entre laterales puede determinarse conocido el valor m²/emisor, y determinada la separación entre emisores a partir de la ecuación,

[Figura 9-13](#) (9.12)

siendo,

r, radio mojado por un emisor

SLP, solape (%). (Valor impuesto por el proyectista).

8. Cálculo de la duración del riego, mediante la ecuación

[Figura 9-14](#) (9.13)

donde,

TRIEGO, duración del riego

EMI, número de emisores

QE, caudal de emisión



9.4. Desarrollo de los programas informáticos

El organigrama de los programas informáticos desarrollados para la realización de las distintas aplicaciones se presenta en la [Figura 9-15](#) y para cada una de estas aplicaciones se esquematiza en la [Figura 9-16](#) los ficheros de entrada y salida de datos.

A partir de la obtención de las salidas numéricas $\theta_1(x,z,t)$, $\theta_2(x,z,t)$, $\theta_3(x,z,t)$,..., $\theta_n(x,z,t)$ proporcionadas por el modelo para unas determinadas condiciones, pueden iniciarse las aplicaciones.

9.4.1. Diseño agronómico de *rlaf*

Consta de los programas DIS1.FOR y DIS2.FOR.

DIS1.FOR. Este programa calcula la profundidad y el radio mojado a 30 cm. de profundidad. El programa consta de dos partes,

INICIALIZACION. En el segmento inicial del programa se procede a la apertura de los ficheros de entrada:

SELEC.DAT Fichero descrito anteriormente ([Capítulo 6, apartado 6.4.5](#)).

REG.DAT Fichero descrito anteriormente ([Capítulo 6, apartado 6.4.1](#)).

PLANT.DAT Fichero descrito anteriormente ([Capítulo 6, apartado 6.4.1](#)).

THEIN.DAT Fichero descrito anteriormente ([Capítulo 6, apartado 6.4.2](#)).

Fichero de los contenidos iniciales máxicos de agua. A partir de este fichero se crea el INIDIS.DAT, con los contenidos volumétricos de agua del suelo iniciales. Consta de 41 filas y 41 columnas. En la primera columna aparecerán las profundidades al gotero de 5 en 5 cm. a partir de la superficie del suelo. En la primera fila aparecerán las distancias al gotero de 5 en 5 cm.

MODFIN.DAT

Fichero de los contenidos volumétricos de agua del suelo después de la simulación. Consta de 41 filas y 41 columnas. En la primera columna aparecerán las profundidades al gotero de 5 en 5 cm. a partir de la superficie del suelo. En la primera fila aparecerán las distancias al gotero de 5 en 5 cm.

DIS.DAT

Fichero de datos del diseño. Consta de 12 filas de 1 elemento cada fila.

Fila 1: Coeficiente para la profundidad mojada

Fila 2: Porcentaje de suelo mojado mínimo deseado (%)

Fila 3: Mínima diferencia significativa para el contenido de agua volumétrico

Fila 4: Profundidad de medida del radio mojado (cm)

Fila 5: Solapamiento entre emisores (%)

Fila 6: Evapotranspiración de referencia de diseño (mm)

Fila 7: Eficiencia de percolación (%)

Fila 8: Eficiencia de uniformidad (%)

Fila 9: Conductividad eléctrica del agua de riego (dS/m a 25°C)

Fila 10: Conductividad eléctrica máxima del suelo (dS/m a 25°C)

Fila 11: Modo de cálculo de K_1 .

Fila 12: Tipo de cultivo (Arbóreo = 0; Herbáceo = 1)

PROGRAMA PRINCIPAL. Determina el radio mojado a 30 cm. de profundidad calculando para cada celda a esta profundidad la diferencia entre los contenidos de agua finales (fichero MODFIN.DAT) e iniciales (fichero INIDIS.DAT). Cuando esta diferencia es inferior a DIS(3) el valor correspondiente a esta distancia será el radio mojado. Para la

profundidad mojada se procede análogamente, pero en este caso los cálculos se realizan en la primera columna de contenidos de agua al lado del gotero. La salida del resultado se almacena en el fichero ZIG.DAT.

ZIG.DAT (100,4)

Fichero de los resultados de profundidad y radio mojado para un caudal y distintos volúmenes de emisión. Consta de 100 filas y 4 columnas.

Columna 1: Caudal de goteo (l/h)

Columna 2: Volumen de emisión (l)

Columna 3: Profundidad mojada (cm)

Columna 4: Radio mojado (cm)

DIS2.FOR. Este programa calcula los factores del riego a partir del fichero ZIG.DAT.

INICIALIZACION. En primer lugar se efectúa la lectura de los ficheros que son necesarios para la ejecución del programa, DIS.DAT, PLANT.DAT y ZIG.DAT, descritos ya anteriormente.

PROGRAMA PRINCIPAL. En primer lugar se calculan las necesidades de riego netas RNECN a partir de la evapotranspiración de referencia de diseño DIS(6), el coeficiente de cultivo PLANT(1) y el coeficiente de localización CL que calcula el programa a partir del método seleccionado DIS(11) y la superficie cubierta por el cultivo PLANT(2). Las necesidades de riego totales RNECT se calculan a partir de las RNECN y las eficiencias de percolación DIS(7), de salinidad EFS y de uniformidad EFU. Se diferencia el caso de cultivo arbóreo o herbáceo DIS(12) considerando las necesidades de riego por planta o por m². A continuación se establece la profundidad mojada mínima PROMMI y máxima PROMMA a partir de considerar el 90 % y el 120 % respectivamente, de la profundidad de raíces del cultivo PLANT(5). El valor obtenido se redondea a un número entero. Mediante el conocimiento de la profundidad mínima y máxima permitidas se determinan el radio y los volúmenes de emisión mínimo y máximo. Determinados estos valores se distinguen los cálculos restantes según el cultivo sea arbóreo o herbáceo.

Para el caso de cultivo arbóreo, se ha construido un bucle de 1 a 100 representando estos valores el porcentaje de suelo mojado. Para cada uno de los valores de 1 a 100 se calcula el suelo mojado por planta, el número de emisores mínimos, máximos, la superficie mojada mínima y máxima y el intervalo de riego mínimo y máximo. Mediante otro bucle interno al anterior entre 1 y 10, significando el número de emisores, se determina para aquellos números de emisores comprendidos entre los valores máximo y mínimo, los posibles intervalos de riego (0.25,0.33,0.5,1,2,3), que deberán estar comprendidos también entre los valores de intervalo de riego máximo y mínimo. Finalmente se calculan los volúmenes de emisión correspondientes a cada solución mediante la ecuación,

Figura 9-17 (9.14)

siendo

VE, volumen de emisión

RNECT, necesidades de riego totales

EMI, número de emisores

Por eliminación de aquellos valores que dan un volumen de emisión fuera de los márgenes máximo y mínimo, quedan seleccionados los valores correspondientes al número de emisores, intervalo de riego, volumen de emisión. Se recalcula la profundidad mojada y el porcentaje de suelo mojado para las posibles soluciones y se eliminan los valores que corresponden a porcentajes de suelo mojado inferiores al valor mínimo impuesto inicialmente. Finalmente calcula la duración del riego.

Las soluciones del problema vendrán dadas por las variables: - número de emisores por planta

- intervalo de riego
- volumen de emisión
- profundidad mojada
- porcentaje de suelo mojado
- separación entre emisores
- duración del riego
- caudal de emisión

Si el cultivo es herbáceo se ha construido igualmente un bucle de 1 a 100 representando estos valores el porcentaje de suelo mojado. Para cada uno de los valores de 1 a 100 se calcula el suelo mojado por planta, el número de emisores mínimos, máximos, la superficie mojada mínima y máxima y el intervalo de riego mínimo y máximo. Mediante otro bucle interno al anterior entre 1 y 6, significando respectivamente un intervalo de riego de 0.25, 0.33, 0.5, 1, 2, 3 se calcula para cada uno de estos valores el volumen de emisión a partir del número mínimo de emisores incrementado de forma iterativa en valores de 0.01 hasta el número máximo de emisores. Para cada número de emisores posibles e intervalo de riego correspondiente se calcula el volumen de emisión necesario, la profundidad de suelo mojado y la duración del riego.

Las soluciones del problema vendrán dadas por las variables:

- número de emisores por m²
- intervalo de riego
- volumen de emisión
- profundidad mojada
- porcentaje de suelo mojado
- duración del riego
- caudal de emisión

9.4.2. Determinación del agua acumulada en profundidad y lateralmente

Los cálculos se realizan mediante el programa EVALUAE.FOR, que calcula la distribución en profundidad y lateralmente del agua de riego en porcentaje respecto al volumen total emitido por el gotero. Además calcula el porcentaje de agua de riego acumulado en la zona radicular. El programa consta de 2 partes:

INICIALIZACION. En primer lugar se efectúa la lectura de los ficheros que son necesarios para la ejecución del programa, SELEC.DAT, PROSOL.DAT, DIS.DAT, THEIN.DAT y MODFIN.DAT. Los contenidos de los 2 primeros ficheros ya se han descrito en el desarrollo del programa de simulación. El fichero THEIN.DAT representa los contenidos de agua másicos iniciales y el fichero MODFIN.DAT los contenidos de agua volumétricos finales.

PROGRAMA PRINCIPAL. En primer lugar se transforman los contenidos másicos de agua iniciales a contenidos de agua volumétricos. Seguidamente se realizan los cálculos para la interpolación de la matriz de los contenidos de agua volumétricos iniciales para el tamaño de celda que se ha elegido, de manera análoga a la descrita para el programa de simulación. El agua total de riego aplicada se calcula a partir del caudal de emisión QE y del tiempo de riego TREG. El agua de riego encontrada en un anillo de suelo se encuentra mediante la ecuación,

[Figura 9-18](#)

(9.15)

siendo,

VOLCE, volumen de agua encontrado en un anillo

$R_{j+1}^2 - R_j^2$, anchura del anillo

Δi , altura del anillo

THMODF, contenido de agua volumétrico después de la simulación

THEXPI, contenido de agua volumétrico inicial

Para una capa horizontal el agua acumulada se encuentra haciendo el sumatorio de VOLCE de $j = 1$ a $j=k_1$, y para una capa vertical de $i = 1$ a $j=k_2$. El programa permite elegir el tamaño de capa vertical y horizontal, fijando respectivamente los valores SELEC(17) y SELEC(18). Para una capa dada, los valores k_1 y k_2 vendrán dados por aquellas celdas hasta donde haya llegado el agua de riego, es decir hasta que se cumpla $THMODF - THEXPI < THEDIF$, donde THEDIF es la diferencia de contenidos de agua del suelo final e inicial considerada significativa DIS(3).

Los resultados del agua acumulada en profundidad o lateralmente, se dan en porcentaje del agua encontrada en una capa respecto al total de agua encontrada en el conjunto de capas, este último valor debe ser igual o muy parecido al volumen total de agua de riego echado. Finalmente el programa calcula el porcentaje del agua de riego almacenado en la zona radicular. Se considera la zona radicular geoméricamente cilíndrica, con radio del cilindro el radio ocupado por las raíces PLANT(6) y altura del cilindro la profundidad de raíces PLANT(7).

9.4.3. Localización del frente húmedo

Los cálculos se realizan mediante el programa FRENTEH.FOR, que consta de 2 partes:

INICIALIZACION. Este segmento de programa es el mismo que el del programa anterior EVALUAE.FOR.

PROGRAMA PRINCIPAL. El primer paso de transformación de los contenidos másicos de agua iniciales a contenidos de agua volumétricos y la interpolación de la matriz de los contenidos de agua volumétricos iniciales para el tamaño de celda elegido es análogo al utilizado para el programa de simulación SIMDAS.FOR y para el EVALUAE.FOR.

La determinación del frente húmedo se basa en encontrar la diferencia entre la matriz final de los contenidos de agua volumétricos del modelo $\theta(x,y,t)$ y la matriz de los datos iniciales. Se considera que la zona de influencia del gotero queda limitada en aquellos elementos de la matriz (celdas) cuya diferencia en los contenidos de agua es inferior a un valor THEDIF que puede ser fijado a voluntad del usuario. La salida del resultado se almacena en el fichero FH.DAT.

9.4.4. Curvas de isocontenido de agua

Las curvas de isocontenido de agua se pueden obtener a partir de una solución $\theta(x,z,t)$. Para su representación gráfica se ha utilizado el programa SURFER (Copyright (C) Golden Software Inc. 1987). La matriz de datos resultado de la simulación $\theta(x,z,t)$ se pasa a un fichero con formato de datos de la forma (x,y,z), puesto que así lo requiere el programa SURFER. Esta transformación se realiza mediante el programa MOXPLOT.FOR, y el resultado se almacena en el fichero MOXPLOT.DAT.

9.5. Aplicaciones prácticas

Se presenta en este apartado un ejemplo de las utilidades que se han descrito en los apartados anteriores.

Diseño agronómico de un sistema rlaf.

Descripción del problema 1.

Se pretende hacer el diseño agronómico para una plantación de manzanos situada en el Bajo Ampurdán (Girona).

El sistema de riego será por goteo con emisores de 4 l/h.

Las características climáticas de la zona vienen dadas por una evapotranspiración de referencia de 5 mm/día. (Fichero ETOE.DAT).

Las propiedades físicas e hidráulicas del suelo son las que se presentan en la [Tabla 7.1](#) y [Tabla 7.2](#). del Capítulo 7. (Fichero PROSOL.DAT).

Las características de la plantación se encuentran en el fichero PLANT.DAT y son:

PLANT(1) = 1.0	(Coeficiente de cultivo)
PLANT(2) = 60	(Superficie cubierta, %)
PLANT(3) = 3.75	(Distancia entre hileras, m)
PLANT(4) = 1.35	(Distancia entre plantas, m)
PLANT(5) = 40	(Profundidad de raíz, cm)
PLANT(6) = 60	(Anchura de raíz, cm)
PLANT(7) = 3	(LAI)

Las características de diseño se encuentran en el fichero DIS.DAT y son:

DIS(1) = 1	(Coeficiente para la profundidad mojada)
DIS(2) = 45	(Porcentaje de suelo mojado mínimo deseado, %)
DIS(3) = 1	(Mínima diferencia significativa para el contenido de agua volumétrico, %)
DIS(4) = 30	(Profundidad de medida del radio mojado, cm)
DIS(5) = 20	(Solapamiento entre emisores, %)
DIS(6) = 5	(Evapotranspiración de referencia de diseño, mm)
DIS(7) = 85	(Eficiencia de percolación, %)
DIS(8) = 90	(Eficiencia de uniformidad, %)
DIS(9) = 1.0	(Conductividad eléctrica del agua de riego, dS/m a 25°C)
DIS(10) = 2.0	(Conductividad eléctrica máxima del suelo, dS/m a 25°C)
DIS(11) = 1	(Método de Keller para el cálculo del coeficiente de localización)
DIS(12) = 0	(Cultivo arbóreo)

Solución.

En primer lugar debe determinarse la prueba de campo para las condiciones dadas del problema, es decir, para un caudal de goteo de 4 l/h y varios tiempos de riego (de 1 a 10 h. de riego), que definirán diversos volúmenes de emisión, se calcula mediante la ejecución del modelo de simulación los contenidos de agua que existirán después del riego para cada caso.

Para la resolución del problema se ha tomado un contenido inicial de agua del suelo del 8% en contenido másico. (Fichero THEIN.DAT).

Los valores del fichero SELEC.DAT adoptados han sido:

SELEC(1) = 2	(Datos de evapotranspiración de referencia diarios)
SELEC(2) = 1	(Ajuste de la función $\Psi_m(\theta)$ con datos de laboratorio)
SELEC(3) = 5	(Método de saxton para el cálculo de $K(\theta)$)
SELEC(4) = No necesario	para la ejecución
SELEC(5) = 1	(Método de Keller para el cálculo del coeficiente de

localización)

- SELEC(6) = 5 (Tamaño de celda vertical, cm)
- SELEC(7) = 5 (Tamaño de celda horizontal, cm)
- SELEC(8) = Variable para cada prueba simulada (Tiempo total de simulación)
- SELEC(9) = 200 (Profundidad de la malla, cm)
- SELEC(10)= 200 (Anchura de la malla, cm)
- SELEC(11)= No necesario para la ejecución
- SELEC(12)= No necesario para la ejecución
- SELEC(13)= 1 (Incremento del tiempo de simulación, s)
- SELEC(14)= Cualquiera (Dia de inicio de la simulación)
- SELEC(15)= Cualquiera (Hora de inicio de la simulación)
- SELEC(16)= 2 (Sin extracción de agua por la planta)
- SELEC(17)= 5 (Agrupación de celdas verticales, cm)
- SELEC(18)= 5 (Agrupación de celdas laterales, cm)

Después de cada una de las ejecuciones del modelo se han obtenido los ficheros de resultados finales del contenido de agua volumétrico.

Mediante la ejecución del programa DIS1.FOR se ha calculado la profundidad y radio mojado en cada una de las pruebas simuladas. Los valores obtenidos se almacenan en el fichero ZIG.DAT y son los que se presentan en la Tabla 9.1.

CAUDAL (l/h)	VOLUMEN DE EMISION (l)	PROFUNDIDAD MOJADA (cm)	RADIO MOJADO (cm)
4	4	25	30
4	8	33	39
4	12	40	50
4	16	59	63
4	20	76	69
4	24	80	90
4	28	83	105
4	32	86	122
4	36	90	140
4	40	91	160

Tabla 9.1. Profundidad y radio mojado para un caudal de goteo de 4 l/h y distintos volúmenes de emisión.

Obtenida esta tabla puede procederse al cálculo de las variables de riego mediante el programa DIS2.FOR.

Las soluciones obtenidas han sido 2 y se almacenan en el fichero DISRESUL.DAT y se muestran en la Tabla 9.2.

VARIABLE	VALORES SOLUCION	
Número de emisores por planta	3	4
Intervalo de riego (días)	3	3
Volumen de emisión (l)	24.7	18.6
Profundidad mojada (cm)	42.4	39.3
Suelo mojado (%)	50.6	45.6
Separación entre emisores (cm)	93.8	77.1
Duración del riego (h)	1.03	0.77

Tabla 9.2. Soluciones al problema planteado de diseño agronómico en cultivo arbóreo.

Cabe señalar que las soluciones obtenidas responden a los requerimientos de diseño impuestos y son las óptimas partiendo de la utilización de un gotero de 4 l/h de caudal, pero no puede asegurarse que el gotero utilizado sea el óptimo para los condicionantes impuestos. Para hallar la solución óptima debería procederse a repetir la resolución para goteros de otros caudales.

Descripción del problema 2.

Se plantea el mismo problema 1 pero para un cultivo herbáceo.

Solución.

Los valores entrados en los ficheros serán los mismos excepto que DIS(12) = 1.

Las soluciones obtenidas han sido las que se muestran en la Tabla 9.3.

Igualmente que en el caso del Problema 1, la solución obtenida no está optimizada.

Número de emisores por m ²	Intervalo de riego(días)	Volumen de emisión(1)	Profundidad mojada(cm)	Suelo mojado (%)	Separación entre emisores (cm)	Tiempo de riego (h)
0.41	3	35.9	48.0	55.7	118.7	4.49
0.42	3	35.0	47.5	55.6	117.1	4.38
0.43	3	34.2	47.1	55.5	115.6	4.28
0.44	3	33.4	46.7	55.5	114.1	4.18
0.45	3	32.7	46.3	55.4	112.8	4.08
0.46	3	32.0	46.0	55.3	111.5	3.99
0.47	3	31.3	45.6	55.3	110.3	3.91
0.48	3	30.6	45.3	55.3	109.1	3.83
0.49	3	30.0	45.0	55.3	107.9	3.75
0.50	3	29.4	44.7	54.7	106.3	3.67
0.51	3	28.8	44.4	54.2	104.7	3.60
0.52	3	28.2	44.1	53.7	103.2	3.53
0.53	3	27.7	43.8	53.2	101.7	3.46
0.54	3	27.2	43.6	52.7	100.4	3.40
0.55	3	26.7	43.3	52.3	99.0	3.33
0.56	3	26.2	43.1	51.8	97.7	3.27
0.57	3	25.7	42.9	51.4	96.5	3.22
0.58	3	25.3	42.6	51.0	95.3	3.16
0.59	3	24.8	42.4	50.7	94.0	3.10
0.60	3	24.4	42.2	50.3	93.0	3.05
0.61	3	24.0	42.0	50.0	91.9	3.00
0.62	3	23.6	41.8	49.6	90.8	2.95
0.63	3	23.3	41.6	49.3	89.8	2.91
0.64	3	22.9	41.4	49.0	88.8	2.86
0.65	3	22.5	41.3	48.7	87.8	2.82
0.66	3	22.2	41.1	48.4	86.9	2.77
0.67	3	21.9	40.9	48.1	86.0	2.73
0.68	3	21.5	40.8	47.9	85.1	2.69
0.69	3	21.2	40.6	47.6	84.3	2.65
0.70	3	20.9	40.5	47.4	83.5	2.61
0.71	3	20.6	40.3	47.1	82.6	2.58
0.72	3	20.3	40.2	46.9	81.9	2.54
0.73	3	20.0	40.0	46.7	81.1	2.50
0.74	3	19.8	39.9	46.5	80.4	2.47
0.75	3	19.5	39.8	46.3	79.7	2.44

0.76	3	19.2	39.6	45.1	79.0	2.41
0.77	3	19.0	39.5	45.9	78.3	2.37
0.78	3	18.8	39.4	45.7	77.6	2.34
0.79	3	18.5	39.3	45.5	77.0	2.31
0.80	3	18.3	39.1	45.3	76.3	2.28
0.81	3	18.0	39.0	45.2	75.7	2.26
0.82	3	17.8	38.9	45.0	75.1	2.23

Tabla 9.3. Soluciones al problema planteado de diseño agronómico en cultivo herbáceo.

Otras aplicaciones.

Descripción del problema. Se quiere conocer el efecto del riego con un volumen de agua de 40 l. aplicados con un gotero de caudal nominal 8 l/h.

Se supone el mismo suelo descrito en la [Tabla 7.1.](#) y [Tabla 7.2.](#) sin cultivo.

Solución.

Agua acumulada en profundidad y lateralmente.

Para la resolución del problema se ha tomado un contenido de agua del suelo inicial del 8% en contenido másico. (Fichero THEIN.DAT).

Los valores del fichero SELEC.DAT y DIS.DAT adoptados han sido los mismos que los utilizados en la utilidad anterior.

En la [Figura 9-19](#) y [Figura 9-20](#) se presentan gráficamente los contenidos de agua acumulados. A partir de ellas, se pueden hacer diversas observaciones interesantes con consecuencias inmediatas en el diseño o manejo del riego.

Se deduce a partir de la [Figura 9.19.](#) que en el tiempo inmediatamente después del riego, en los 20 primeros cm. de suelo se ha acumulado el 70 % del agua usada en el riego. Después de producirse la redistribución del agua en el suelo, a partir de las horas posteriores al inicio del riego este porcentaje va disminuyendo.

Si se supone un cultivo con un sistema radicular definido por una profundidad de raíces de 40 cm. y una extensión radial de 60 cm., y sin considerar la extracción de agua por las raíces, en el tiempo inmediatamente después del del riego, el 60 % del agua de riego se ha acumulado en la zona radicular y este porcentaje se reduce al 40 % a las 12 h. del inicio del riego.

Localización del frente húmedo.

La zona de influencia del gotero se presenta gráficamente en la [Figura 9-21.](#) La profundidad de suelo mojado osciló de 50 cm. en el tiempo inmediatamente después del riego hasta un máximo de 60 cm. para tiempos posteriores. Por otra parte, la distancia a la profundidad de 30 cm. osciló de 60 cm. hasta 90 cm. En cuanto al radio mojado, se observa que el frente húmedo va aumentando desde el inicio del riego hasta un valor máximo a las 48 h. del inicio del riego. Para tiempos posteriores este radio mojado va disminuyendo.

Curvas de isocontenido de agua.

En la [Figura 9-22](#) se presentan las curvas de isocontenido de agua del suelo para distintos tiempos desde el inicio del riego.

Se observa que para el tiempo inmediatamente después del riego no se alcanza la saturación en la zona próxima al gotero, sin embargo los contenidos de agua están por encima del valor de capacidad de campo ($\Psi_m \leq 330$ cm). Como se ha comentado en el [capítulo 8 apartado 8.5.](#), si se produjera la saturación seguramente afectaría únicamente a una zona reducida, probablemente en este caso inferior a 8 cm. x 8 cm.

Capítulo 10. Conclusiones

10.1. Conclusiones generales

Se presentan las siguientes conclusiones, basadas en los resultados de la investigación:

1. El modelo desarrollado y descrito presenta unos resultados aceptables para la simulación de los contenidos de agua en el suelo, para un suelo con horizontes múltiples sin cultivo, mientras que inaceptables con cultivo. Esta conclusión supone ciertas las medidas de campo para la verificación del modelo. El grado de aceptabilidad es suficiente para fines de diseño agronómico en *rlaf*.

2. La obtención de datos experimentales en condiciones de campo para la verificación del modelo es muy problemática, especialmente en el caso de existencia de cultivo, debido a:

a. Alteración de las condiciones reales.

Por una parte, la nivelación perfecta del suelo es prácticamente imposible y pequeñas variaciones suponen distribuciones preferentes del agua en superficie. Por otra parte, la colocación de los tubos de lectura de la sonda debe ser perpendicular al suelo, condición difícil de conseguir, sobretodo en el caso de presencia de la planta. En este caso se produce además rotura de raíces. La compactación del suelo producida por el instalador de los tubos también influye en la alteración de la situación inicial del suelo. Finalmente, se modifica también el suelo por la alteración de la zona circundante al tubo, lo que constituye un canal preferencial para el movimiento del agua.

b. Causas inherentes al método de determinación de los contenidos de agua del suelo.

La determinación de los contenidos de agua del suelo mediante el método utilizado de la sonda de neutrones no es suficientemente precisa. Además de los inconvenientes indirectos citados anteriormente en el subapartado a. y del error propio del aparato, presenta otro inconveniente en cuanto a que la medición realizada corresponde a un volumen de suelo de tamaño variable según el contenido de agua presente, en lugar de representar únicamente un punto del suelo. Puesto que los contenidos de agua del suelo iniciales no están determinados en una malla regular, es obligado proceder a la interpolación y extrapolación para obtener una malla regular, necesaria para la ejecución del modelo. En la medición del contenido de agua en las proximidades del límite entre horizontes del suelo, la lectura está especialmente distorsionada en aquellos casos en que los horizontes tienen características muy distintas. Por otra parte, la colocación de la sonda a una determinada profundidad del suelo tampoco es precisa debido al mecanismo que utiliza el aparato.

Finalmente, puesto que los contenidos de agua del suelo se toman para puntos discretos del espacio, es necesaria la interpolación y la extrapolación para pasar a definir una malla continua para la ejecución del modelo, lo que contribuye a alterar las condiciones reales, especialmente en los primeros cm. del suelo donde esta zona está expuesta a la evaporación de agua del suelo y donde se carece de medidas.

c. La determinación de la geometría radicular, que tampoco fue precisa.

La profundidad y anchura de raíces no puede tomarse de forma precisa principalmente por la dificultad en definir los límites del sistema radicular.

Actualmente y antes de avanzar más en el grado de desarrollo de los modelos de simulación de agua en el suelo, la mejor aportación científica en este campo sería mejorar la realización técnica de las pruebas experimentales de campo haciéndolas más fiables, puesto que de otra forma en la verificación de este tipo de modelos se están cometiendo un conjunto de errores que distorsionan tal verificación, de manera que como además se desconoce

cuantitativamente la contribución de estos errores al ajuste del modelo, las verificaciones no pueden ser determinantes en el sentido de aceptar o no los modelos desarrollados.

3. Existió dificultad en la elección de las pruebas de verificación a realizar, principalmente porque las determinaciones del contenido de agua en el suelo experimentales se toman en una malla discreta, mientras que los resultados de la simulación se dan en una malla continua, por lo que la comparación directa únicamente es posible en las celdas cuya profundidad y distancia al gotero coinciden.

4. El modelo es sensible a la conductividad hidráulica del suelo, al contenido inicial de agua del suelo y al caudal de emisión. Además, cuando se contempla la extracción de agua por la planta es sensible a la profundidad y anchura de raíces. La precisión en la determinación de estas variables es especialmente importante. Para periodos de tiempo cortos (varios días) el modelo es insensible a la evapotranspiración del cultivo. Dada la sensibilidad del modelo al contenido inicial de agua del suelo, es importante al efectuar el diseño agrómico fijar bajo un criterio adecuado este contenido de agua.

El tamaño de celda y el incremento del tiempo de simulación, deben estar correctamente elegidos, puesto que en caso contrario el modelo puede comportarse anómalamente. Para los casos estudiados, el tamaño de celda más adecuado ha sido el de 5 cm x 5 cm. y el incremento del tiempo de simulación 1 s.

5. Las aplicaciones desarrolladas, principalmente el programa de diseño agrómico del riego por goteo, son especialmente útiles por su facilidad de uso.

10.2. Sugerencias para futuras investigaciones

Se proponen las siguientes ideas para futuros estudios:

A. Profundización en el comportamiento y mejora del modelo:

1. Probar y comparar entre sí los distintos métodos que posibilita el modelo para las determinaciones de los diversos parámetros que intervienen.

2. Verificar los resultados de la simulación de la extracción de agua por la planta y de la evaporación de agua del suelo, con valores obtenidos de forma experimental con alguna de las técnicas desarrolladas últimamente para la medición de la transpiración de agua del cultivo y la evaporación del suelo.

3. Implementar en el modelo desarrollado la formación del charco de agua superficial, cuando se produzca.

4. Realizar la medición de la conductividad hidráulica en campo y comparar con los demás métodos utilizados en el modelo.

5. Implementar en el modelo el posible solapamiento de bulbos.

6. Estudiar el comportamiento del modelo en la simulación de periodos de tiempo largos, lo que posibilitaría, si los resultados fueran correctos, su utilización en la programación y el manejo de riegos *laf*.

7. Desarrollar un método de medición del contenido de agua del suelo con menos problemas que la medición nuclear y de los otros métodos actualmente existentes.

B. Explotación del modelo:

1. Optimización directa del caudal y volumen de emisión en la realización del diseño agrómico.

2. Aplicación del modelo a distintos casos. Estudiar para diversos suelos, volúmenes y caudales de emisión las implicaciones que resultan partiendo de contenidos de agua iniciales iguales.

3. Aplicación del modelo a la distribución de agroquímicos en el suelo, previo

desarrollo de acoplar al modelo la distribución de solutos.



Apéndices

1. Descripción del perfil del suelo

PEDIÓN: MB-4

LOCALIZACIÓN: La Tallada d'Empordà. (Girona)

Cartografía topográfica: I.G.N. 1:25000

Descrito por: Ramírez de Cartagena Bisbe, Francisco. Mayo 1989. Tesis doctoral.

TEMPERATURA Y AGUA DEL SUELO: Régimen de humedad xérico.

Características del régimen hídrico: Regimen controlado, variable. Nivel freático por debajo de los 2.80 m.

GEOMORFOLOGÍA: Escala de observación hectométrica; forma del relieve, fondo llano; dinámica de llanura aluvial; intensidad de los procesos inapreciable; perfil situado en área rectilínea. No pedregoso. Sin afloramientos rocosos.

MATERIAL ORIGINAL: Limos y arcillas con carbonatos.

VEGETACIÓN: Cultivo.

USO DEL TERRITORIO: Agrícola. Manzanos (*Malus sylvestris* Mill), bien explotado, de 1 a 3 años. Finca experimental.

TECNOLOGÍA DE SUELOS: Riego sin drenaje. Laboreo. Abonado nitrogenado.

CLASIFICACIÓN (SSS, 1975, 1982): XEROFLUVENT AQUIC.

000-020 cm. Ap1, Sinedares, ligeramente húmedo; color de la matriz, en húmedo, 10 YR 6/4, pardo oscuro amarillento. Sin manchas. En estado de oxidación. Franco arenoso. Estructura moderada, en bloques subangulares, mediana. Poco compacto, friable. Materia orgánica, poca, no directamente observable. Actividad de la fauna, turrículas y galerías rellenas, frecuentes.

Sistema radicular normal; raíces de diámetro menor de 10 mm., frecuentes, medianas, verticales, de distribución regular, vivas, de manzano (*Malus communis*); raíces de diámetro mayor de 10 mm., muy pocas, verticales, muertas por fin de ciclo, de melocotonero (*Prunus persicae*). Pruebas de campo, con HCl (11%) respuesta alta. Límite abrupto por laboreo, plano.

020-035 cm. B_{w1}, Sinedares, ligeramente húmedo; color de la matriz, en húmedo, 10 YR 5/6, pardo amarillo claro. Manchas, escasas, pequeñas, límite neto, irregulares, de óxido-reducción, asociadas a posibles niveles freáticos, color en húmedo 10 YR 7/8, naranja amarillento, poco contrastadas. En estado de oxidación. Franco arenoso. Estructura debil, en bloques subangulares, fina. Poco compacto, friable. Materia orgánica, muy poca, no directamente observable. Actividad de la fauna, turrículas y galerías rellenas, frecuentes. Sistema radicular normal; raíces de diámetro menor de 10 mm., pocas, finas, verticales, de distribución regular, vivas, de manzano (*Malus communis*); raíces de diámetro mayor de 10 mm., muy pocas, verticales, muertas por fin de ciclo, de melocotonero (*Prunus persicae*). Pruebas de campo, con HCl (11%) respuesta alta. Límite abrupto, plano.

035-040 cm. B_{w2}, Sinedares, ligeramente húmedo; color de la matriz, en húmedo 10 YR 5/3, pardo oscuro amarillento. Manchas, muy escasas, pequeñas, límite neto, irregulares, de óxido-reducción, asociadas a posibles niveles freáticos, color en húmedo 10 YR 7/8, naranja amarillento, poco contrastadas. En estado de oxidación. Franco arenoso. Estructura muy debil, en bloques subangulares, fina. Poco compacto, friable. Materia orgánica, muy poca, no directamente observable. Actividad de la fauna, turrículas, frecuentes. Sistema radicular normal; raíces de diámetro menor de 10 mm., pocas, finas, verticales, de distribución regular, vivas, de manzano (*Malus communis*); raíces de diámetro mayor de 10

mm., muy pocas, verticales, muertas por fin de ciclo, de melocotonero (*Prunus persicae*). Pruebas de campo, con HCl (11%) respuesta alta. Acumulaciones frecuentes, en forma de pseudomicelios, de carbonatos, de tamaño fino, distribuidos por todo el horizonte, blandos, discontinuos. Límite abrupto, plano.

040-060 cm. B_{w3}, Sinedares, ligeramente húmedo; color de la matriz, en húmedo 10 YR 5/3, pardo oscuro amarillento. Manchas, medianas, escasas, pequeñas, límite neto, irregulares, de óxido-reducción, asociadas a posibles niveles freáticos., color en húmedo 10 YR 7/8, naranja amarillento, poco contrastadas. En estado de oxidación. Franco arenoso. Estructura debil, en bloques subangulares, fina. Poco compacto, friable. Materia orgánica inapreciable. Actividad de la fauna, turrículas, frecuentes. Sistema radicular normal; raíces de diámetro menor de 10 mm., muy pocas, finas, verticales, de distribución regular, vivas, de manzano (*Malus communis*); raíces de diámetro mayor de 10 mm., muy pocas, verticales, muertas por fin de ciclo, de melocotonero (*Prunus persicae*). Pruebas de campo, con HCl (11%) respuesta alta. Límite abrupto, plano.

060-100 cm. 1C, Sinedares, seco; color de la matriz, en seco 10 YR 5/4, pardo amarillento oscuro. Sin manchas. En estado de oxidación. Franco arenoso. Sin estructura. No coherente. Materia orgánica no hay. Actividad biológica, no hay. Sistema radicular, no hay. Pruebas de campo, con HCl (11%) respuesta alta. Límite abrupto, plano.

100-200 cm. 2C1, Sinedares, ligeramente húmedo; color de la matriz, en húmedo 10 YR 6.5/6, amarillo parduzco. Manchas, abundantes, grandes, límite neto, irregulares, de óxido-reducción, asociadas a posibles niveles freáticos, color en húmedo 10 YR 7/8, naranja amarillento, poco contrastadas. En estado de oxido-reducción. Franco arenoso. Sin estructura. Poco compacto. Materia orgánica no hay. Actividad biológica no hay. Sistema radicular; raíces de diámetro menor de 10 mm., muy pocas, finas, verticales, muertas por fin de ciclo; raíces de diámetro mayor de 10 mm., muy pocas, verticales, muertas por fin de ciclo; de melocotonero (*Prunus persicae*). Pruebas de campo, con HCl (11%) respuesta alta. Límite abrupto, plano.

200-250 cm. 2C2, Sinedares, ligeramente húmedo; color de la matriz, en húmedo 10 YR 5/4, amarillo parduzco. Manchas, abundantes, grandes, límite neto, irregulares, de óxido-reducción, asociadas a posibles niveles freáticos, color en húmedo 10 YR 7/8, naranja amarillento, poco contrastadas. Manchas frecuentes, grandes, límite abrupto, estelas verticales, de oxidación, asociadas a raíces. En estado de oxido-reducción. Arenosa franca fina. Sin estructura. Poco compacto. Materia orgánica no hay. Actividad biológica no hay. Sistema radicular; raíces de diámetro menor de 10 mm. no hay; raíces de diámetro mayor de 10 mm., muy pocas, verticales, muertas por fin de ciclo; de melocotonero (*Prunus persicae*). Pruebas de campo, con HCl (11%) respuesta alta. Límite abrupto, plano.

250-280 cm., Sinedares, ligeramente húmedo; color de la matriz, en húmedo 10 YR 5/8, pardo amarillento. Manchas muy abundantes, grandes, límite abrupto, irregulares, de reducción, asociadas a posibles niveles freáticos, color en húmedo 10 YR 7/8, naranja amarillento, muy contrastadas. Manchas escasas, grandes, límite abrupto, irregulares, de oxidación, color en húmedo 5 YR 7/2.5 gris parduzco claro, contrastadas. En estado de oxido-reducción. Franco arcillosa. Sin estructura. Poco compacto. Materia orgánica no hay. Actividad biológica no hay. Sistema radicular no hay. Pruebas de campo, con HCl (11%) respuesta alta.