

## 加壓式地下滴灌模擬之初步探討

# A Preliminary Study of Pressurized Subsurface Drip Irrigation Modeling

僑光技術學院  
副教授

蔡存孝\*

Tswn-Syau Tsay

國立成功大學  
土木學系特聘教授

朱聖浩

Shen-Haw Ju

農業工程研究中心  
資源組副研究員

黃振昌

Cheng-Chang Huang

### 摘要

由於人類文明的發展迅速，對於水資源的需求日益增加，因此，全球的缺水問題已經從乾旱地區及半乾旱地區衍生到水量供應充分的地區，所幸的是，在水量供應不足的狀況下，缺水灌溉已由現場實驗的觀察資料中，証實為可以在有限條件下供應作物的需水，且對於作物生產量不會產生太大的影響。在缺水灌溉的過程中，土壤水份含量必須介於田間容水量及田間容水量與永久凋萎點的平均值之間。由於地下滴灌(SDI)的優點，可以滿足缺水灌溉的需求，但使用 SDI 容易產生兩個問題：(1) 因為 SDI 灌溉水量較小，使用低壓力灌溉，容易造成滴灌頭(emitter)阻塞問題；(2) 當土壤水份含量低於土壤飽和含水量時，土壤的水力傳導係數(hydraulic conductivity)遠較飽和土壤水力傳導係數低，使土壤水份的流動速率降低，增加了滿足植物的水量需求的灌溉時間。為加速土壤水份的擴散速率以減少灌溉時間，並降低 SDI 的低壓力灌溉阻塞問題，本研究採用加壓方式增加 SDI 灌溉水量。本文藉由 Richards 公式及 van Genuchten 方程式以數值模擬的方法，增加灌溉壓力，藉以了解加壓式 SDI 在灌溉的過程土壤濕峰的發展情形。以本文中所舉的模擬範例而言，對於同一種土壤，同一施灌條件下，「可能最大土壤水份含量」隨著灌溉觀測位置及灌溉水量的而異，不同的起始土壤水份含量(或起始土壤張力)則不會影響「可能最大土壤水份含量」，且「可能最大土壤水份含量」與灌溉水量呈正相關的關係。

**關鍵詞：**地下滴灌，非飽和地下水流，模擬。

### ABSTRACT

As the fast development of human culture and increasing demanding of water resources, global water scarcity extends from arid and semi-arid areas to water resources

\*通訊作者，僑光技術學院副教授，407 台中市僑光路 100 號，tsay@ocit.edu.tw

abundant areas. Fortunately, recent field research indicated that deficit irrigation is appropriate for supplying crops water for obtaining reasonable yield under some conditions. According to the characteristics of deficit irrigation, moisture content should be maintained between at field capacity (FC) and the average of FC and the permanent wilting point (PWP). The advantages of SDI are sufficient deficit irrigation. However, the low flow rate and low pressure characteristics of SDI usually cause emitter clogging. Besides, the unsaturated hydraulic conductivity is much less than the saturated one, which takes much more irrigation time to satisfy crops water requirement. A pressurized SDI was proposed in this paper to overcome problems of emitter clogging and long irrigation time requirement. A numerical model was developed applying Richards equation and van Genuchten's function to explore the wetting front development of SDI. The "Probably Maximum Soil Moisture Content" depends upon observation locations and irrigation rate for the cases presented in this paper. "Probably Maximum Soil Moisture Content" is independent of the initial soil moisture content and is proportional to the irrigation rate.

**Keywords:** Subsurface drip irrigation, Unsaturated flow, Modeling.

## 一、前言

由於人類快速的文明發展，全球的缺水問題已經從乾旱地區及半乾旱地區衍生到水量供應充分的地區(Pereira *et al.*, 2002)。所幸的是，在水量供應不足的狀況下，缺水灌溉(deficit irrigation)已由現場實驗的觀察資料中，証實為可以在有限條件下供應作物的需水，對於作物產量不會產生太大的影響(Fabeiro *et al.*, 2002; Home, *et al.*, 2002; Orta *et al.*, 2003; Kirda *et al.*, 2004; Girona *et al.*, 2005)，這個重要的缺水灌溉結論，會隨著水資源的日益重要性而更加受到重視。缺水灌溉的條件為，在灌溉的過程中，土壤水份含量(water content,  $\theta$ )必須保持在田間含水量(field capacity, FC)及田間含水量與永久凋萎點(permanent wilting point, PWP)的平均值之間，即  $(FC + PWP) / 2 < \theta < FC$ 。相關文獻(Wu *et al.*, 2003; Anandacoomaraswamy *et al.*, 2000; Mapfumo and Chanasyk, 1998)指出，不論對於任何土壤而言，田間含水量是指土壤水份張力為-0.33 bar而言，而永久凋萎點則為土壤水份張力到達-15 bar。

地下滴灌(Subsurface Drip Irrigation, SDI)為微量灌溉的一種，泛指直接對於作物根系施行灌

溉的方法，可以適度的供水，達到缺水灌溉的效益。使用 SDI 的優點尚包含：(1)養份可以直接送到作物根系，作物成長較健康產量提高；(2)減少地表灌溉所發生的黴菌及病蟲害情形；(3)肥料直接供應到作物根系，可降低農業施肥對於地下水質的汙染；(4)使用 SDI 的地表較使用地表灌溉的地表乾燥，可減少雜草的生長，且即使在灌溉期間仍方便進行其他的田間作業；(5)細微顆粒的土壤會被洗到土壤更下層，更有益於作物根系發展及成長；(6)可減少灌溉中地表逕流及水量蒸發；(7)因 SDI 系統埋設在地底下，不易受到天然或人為的破壞；(8)因 SDI 系統為長期埋設的設備，可以減少設備維護費用；(9)因用水量較少，農藥不會被灌溉水量洗走，可以有效減少農藥的施用量；(10)可減少用於灌溉、施肥及噴灑農藥的人力費用。雖然使用 SDI 具備上述的優點，但因 SDI 灌溉水量較小，使用低壓力灌溉，如果灌溉水中含有細小顆粒(如砂粒)，很容易造成滴灌頭(emitter)阻塞問題。此外，由於 SDI 的灌溉係使用小水量灌溉，當土壤水份含量低於土壤飽和含水量時，非飽和土壤負壓力降低了土壤的水力傳導係數(hydraulic conductivity)，使土壤水份的流動速率降低，因此需要較長的灌溉時間，為加速土壤水份的擴散減少灌溉時間，並降低 SDI 的低

壓力灌溉阻塞問題，本文以數值模擬的方法，增加灌溉壓力，藉以了解加壓式 SDI 在灌溉的過程土壤濕峰的發展情形。

## 二、研究方法

土壤非飽和流動的相關研究為微量灌溉土壤水份流動的基礎，近年來非飽和土壤水份流動之相關的研究及探討隨著地下水問題所受到的重視，相關文獻研究引起許多學者專家的關注 (Parlange *et al.*, 1985; Allison *et al.*, 1994; Nimmo *et al.*, 1994)。由於 van Genuchten (1980) 提出的經驗公式-van Genuchten 方程式，在解決非飽和入滲的模擬上提供了非飽和水力傳導係數及含水量間的非線性關係上合理推論，在許多相關的研究上也獲得證實為模擬非飽和土壤水份流動的合理方程式 (Dexter and Bird, 2001; Mermoud and Xu, 2006; Nielsen and Perrochet, 2000)。本文即利用非飽和土壤水份流動所常用 Richards equation 作為研究微量灌溉土壤水份流動模擬的基礎。

非飽和土壤水份流動的數學模式可以由 Richards 公式表示 (Simunek *et al.*, 1994)：

$$\dot{\theta} = -\nabla^T \{q\} = \nabla^T ([K]\nabla H) \quad (1)$$

其中

$$\dot{\theta} = \partial\theta / \partial t ; \theta : \text{土壤水份含量} (\theta = \theta(h)) ;$$

H : 土壤勢能 (soil metric potential)，對於非飽和土壤而言以負數表示：

$$\nabla^T = [\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z] ;$$

$$\{q\} = \{q_x, q_y, q_z\}^T = -[K]\nabla H : \text{土壤水份流通向量} ;$$

H : 總勢能 (total potential)， $H=h-z$ ， $z$  代表直角坐標系向上的方向；

[K] : 非飽和土壤水力傳導係數矩陣 (unsaturated hydraulic conductivity matrix) ( $K=K(h)$ )。

式(1)中因為含有三個未知數( $h$ ,  $\theta$ , 及[K])所以無法直接得到解答。當  $h < 0$  時，van Genuchten 公式 (van Genuchten, 1980) 顯示可以用來表示  $\theta$ , [K] 及  $h$  間的關係：

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \left( \frac{1}{1 + |\alpha h|^n} \right)^m + \theta_r \quad (2a)$$

$$[K] = K_o \left( \frac{[1 - |\alpha h|^{n-1} (1 + |\alpha h|^n)^{-m}]^2}{(1 + |\alpha h|^n)^{m/2}} \right) [I] \quad (2b)$$

其中  $\theta$  為土壤水份含量 (water content)， $\theta_s$  為飽和土壤含水量 (saturated water content)， $\theta_r$  為殘餘土壤水份含量 (residue water content)， $K_o$  為飽和土壤水力傳導係數 (saturated soil hydraulic conductivity)， $\alpha$  為 soil specific coefficient， $n$  及  $m$  為 soil specific exponents，其關係為  $m=1-1/n$ ，[I] 為單位矩陣 (unit matrix)。對於飽和土壤而言 (即  $h \geq 0$ )， $\alpha$  則設定為零。

本文應用與 Huebner and Thornton (1982) 類似的有限元素法解式(1)：

$$[m]\{\dot{\theta}\} + [s]\{H\} = \{f\} \quad (3)$$

其中

$$m_{ii} = \int_V N_i dV \quad \text{and } m_{ij}=0 \text{ for } i \neq j; \quad (4a)$$

$$[s] = \int_V [B]^T [K][B] dV ; \quad (4b)$$

$$[B] = \nabla \{N\}^T ; \quad (4c)$$

$$\{f\} = -\int_A \{N\} (\{n\} \cdot \{q_A\}) dA ; \quad (4d)$$

$\{\dot{\theta}\}$  及  $\{H\}$  為  $\dot{\theta}$  及  $H$  在點上的向量式， $\{N\}$  為形狀方程式向量 (shape functions)， $\{n\}$  是元素表面上的垂直單位向量， $\{q_A\}$  為元素表面的流通量， $V$  為元素體積， $A$  為元素表面積。

式(1)的左邊項是以有限差分法 (Huebner and Thornton, 1982) 解之，式(3)在時間  $t_n$  時可以寫成：

$$[m\alpha]\{\dot{\theta}_\alpha\} + [S\alpha]\{H_\alpha\} = \{f_\alpha\} \quad (5)$$

在時間為  $n+1$  步及第  $m+1$  次計算時，式(5)中的向量  $\{H_\alpha\}$  及  $\{\dot{\theta}_\alpha\}$  計算為：

$$\{\dot{\theta}_\alpha\} = \frac{\{\theta_{n+1, m+1}\} - \{\theta_n\}}{\Delta t} \quad (6a)$$

$$\{H_\alpha\} = (1 - \alpha)\{H_n\} + \alpha\{H_{n+1, m+1}\} \quad (6b)$$

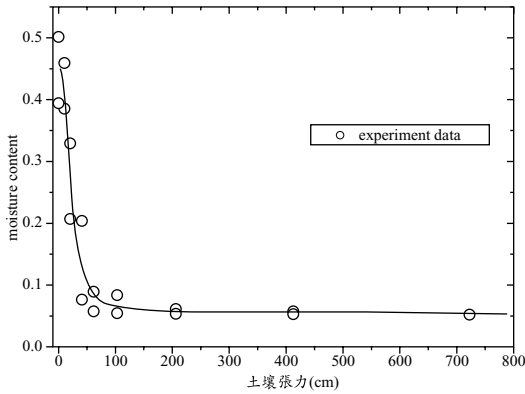


圖 1 渥太華細砂土壤水份含量特性曲線圖

其中  $1 \geq \alpha \geq 0$ ，如果  $\alpha=0$  則為顯性法 (explicit method)，如果  $\alpha=0.5$  則為 Crank-Nicolson 法，如果  $\alpha=1$  則為隱性法 (implicit method)。本文則利用隱性法作為模式模擬的計算方法。

$\theta_{n+1,m+1}$  可以泰勒展開並忽略高階項 (Celia et al., 1990) 得到：

$$\begin{aligned} \{\theta_{n+1,m+1}\} &= \{\theta_{n+1,m}\} + \left\{ \frac{\partial \theta(H_{n+1,m})}{\partial H} \Delta H \right\} \\ &= \{\theta_{n+1,m}\} + [C] (\{H_{n+1,m+1}\} - \{H_{n+1,m}\}) \end{aligned} \quad \dots (7)$$

其中

$$[C] = \begin{bmatrix} \frac{\partial \theta(H^1_{n+1,m})}{\partial H} & & & \text{Offdiagonal} = \text{zero} \\ & \frac{\partial \theta(H^2_{n+1,m})}{\partial H} & & \\ & & \dots & \\ \text{Offdiagonal} = \text{zero} & & & \frac{\partial \theta(H^{nd}_{n+1,m})}{\partial H} \end{bmatrix} \quad \dots (8)$$

式(8)的上標 nd 表示一個元素中的點數， $H^i_{n+1,m}$  表示 H 在點 i、時間步驟 n+1 第 m 個重複計算。

將式(6a)、(6b)及(7)代入式(5)可以得到

$$[K_E] \{\Delta H\} = \{F_E\} \quad \dots (9)$$

其中

$$\{H_{n+1,m+1}\} = \{H_{n+1,m}\} + \{\Delta H\} \quad \dots (10a)$$

$$[K_E] = \frac{1}{\Delta t} [m\alpha][C] + \alpha[S\alpha] \quad \dots (10b)$$

表 1 渥太華砂各項土壤特性參數

參數	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$
值	0.056	0.44	0.051
參數	n	m	$K_0$
值	0.6875	3.2	0.042 cm/sec

$$\begin{aligned} \{F_E\} &= \{f\alpha\} - \frac{1}{\Delta t} [m\alpha] (\{\theta_{n+1,m}\} - \{\theta_n\}) \\ &\quad - [S\alpha] ((1-\alpha)\{H_n\} + \alpha\{H_{n+1,m}\}) \end{aligned} \quad \dots (10c)$$

式(9)即為元素矩陣方程式，將所有元素的方程式組合起來即可得到整體矩陣方程式(global matrix equation)：

$$[KG] \{\Delta HG\} = \{FG\} \quad \dots (11)$$

這個矩陣可以用非線性方程式的解法求解，如 Newton-Raphson 重複求解法。

### 三、模擬結果及分析

#### 1. 土壤特性

模擬所使用的材料為白色渥太華砂，型號為 C109，中值粒徑 D50 為 0.35 mm (鍾韻輝等，2004)，其土壤水份含量特性曲線如圖 1，依據壓力鍋實驗後所得的實驗數據，再經 RETC 軟體 (van Genuchten et al., 1991) 回歸後，應用 van Genuchten 公式所需的係數如表 1，其中飽和的土壤水力傳導係數 (hydraulic conductivity) 為 0.042cm/sec。當該土壤在 PWP 時，土壤水份張力 = -15 bar (-15,301 cm)，可由 van Genuchten 公式及表 1 所列各參數推求  $\theta = 0.0560$ ，同理當土壤在 FC 時，土壤水份張力 = -0.33 bar (-336 cm)， $\theta = 0.0567$ ，土壤在 PWP 及 FC 下，所對應的土壤水份含量非常接近。

#### 2. 邊界條件

本文之數值模擬範圍如圖 2 所示，為長 152 公分、寬 10 公分、高 59 公分的長方體，數值模擬網格為等邊長網格，為 1cm×1cm×1cm，整個模擬範圍共需 152×10×59 = 89,680 個網格。在模擬範圍內最上緣為土壤表面，前後左右四周邊界為不流動邊界，即

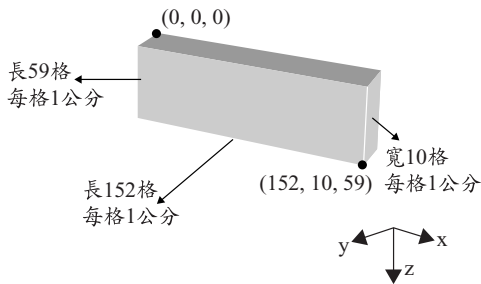


圖 2 數值模擬網格

$$\frac{\partial H}{\partial y} \Big|_{x=0} = 0 ; \frac{\partial H}{\partial y} \Big|_{x=152} = 0 ; \frac{\partial H}{\partial y} \Big|_{y=0} = 0$$

及  $\frac{\partial H}{\partial y} \Big|_{y=10} = 0 \dots\dots\dots (12a)$

土壤最下方設為定水頭，在模擬過程中保持與土壤起始勢能一樣，即

$$H \Big|_{z=59} = H_0 \dots\dots\dots (12b)$$

滴灌頭設置的位置為座標點為(89, 5, 10)，灌溉強度的模擬設計則必須大於當時土壤張力所對應的水力傳導係數，從 van Genuchten 公式可以推求，該土壤(如表 1 所列各參數)在水份張力為-100cm 時，土壤的非飽和水力傳導係數約  $8 \times 10^{-8} \text{ cm/sec}$ ，同理土壤在水份張力為-336cm 時，土壤的非飽和水力傳導係數約  $1 \times 10^{-11} \text{ cm/sec}$ 。為了模擬加壓下的 SDI 土壤水份變化情形，以兩組灌溉強度(R)分別為  $0.14 \text{ cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$  及  $0.56 \text{ cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$ ，在不同的土壤起始張力下(-100cm 及 -336cm)比較模擬的結果，由於灌溉的強度遠大於土壤的水力傳導係數，本模式為克服數值模擬發散的問題，除了在模擬的起始時間間隔(time step)必須控制在一個極小量(0.01 sec)以下外，亦依據計算中是否收斂的情形自動調整。

### 3. 模擬結果分析

為了模擬加壓式 SDI 的土壤濕峰隨時間的變化狀況，及了解土壤水份含量變化與滴灌水量強度及起始土壤水份張力的關係，假設四組不同狀況下(表 2)進行加壓式 SDI 模擬，從表 2 中可

表 2 加壓式 SDI 數值模擬案例條件

Case	滴灌水量(R) ( $\text{cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$ )	起始土壤水份張力 (cm), $H_0$
I	0.14	-100
II	0.14	-336
III	0.56	-100
IV	0.56	-336



圖 3 滴灌頭位置及觀測點座標 A~E

以了解，模擬的灌溉強度都遠大於非飽和水力傳導係數，灌溉水量持續保持固定的值(如 Case I ~ IV)至第 9,360 秒後停止灌溉，以觀察土壤水份消退情形。為進一步了解滴灌頭附近土壤水份含量變化情形，在 SDI 滴灌頭附近建立五個觀測座標點(如圖 3)，紀錄灌溉期間土壤水份含量隨時間的變化歷線，從觀測點的土壤水份變化歷線了解 SDI 數值模擬的合理性。

#### (1) 土壤水份變化歷線分析

圖 4 至圖 8 分別顯示觀測點 A 至 E 在四種不同灌溉條件下的土壤水份變化歷線，各土壤水份變化歷線顯示，當灌溉水份到達各觀測點時，土壤水份即迅速上升，尤以灌溉水量較大的 Case III 及 Case IV 最明顯，灌溉水量較小的 Case I 及 Case II 則會因為離灌溉源距離較長，土壤水份含量呈現較趨緩上升的現象，從各圖形可以歸納，在各種不同灌溉條件下，即使經過較長時間的灌溉，各觀測點土壤水份含量僅會上升到一個趨於

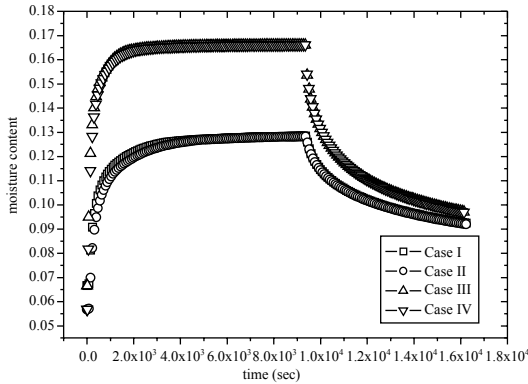


圖 4 觀測點 A 土壤水份變化歷程

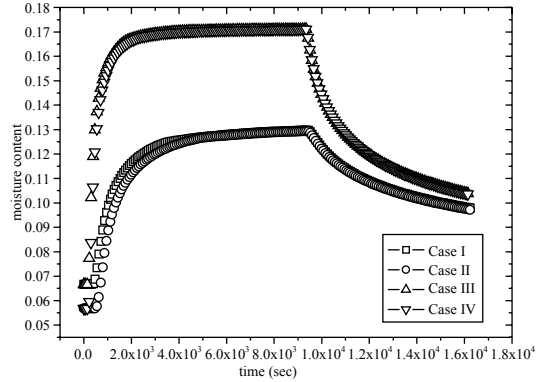


圖 6 觀測點 C 土壤水份變化歷程

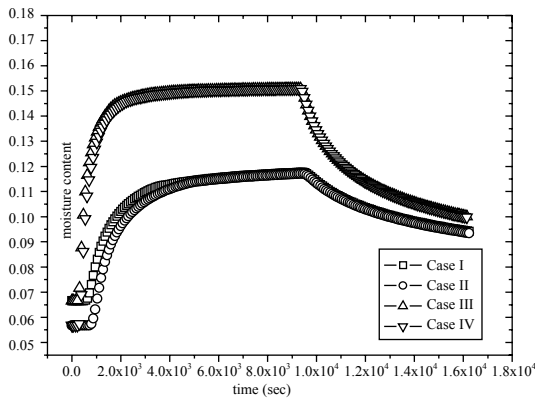


圖 5 觀測點 B 土壤水份變化歷程

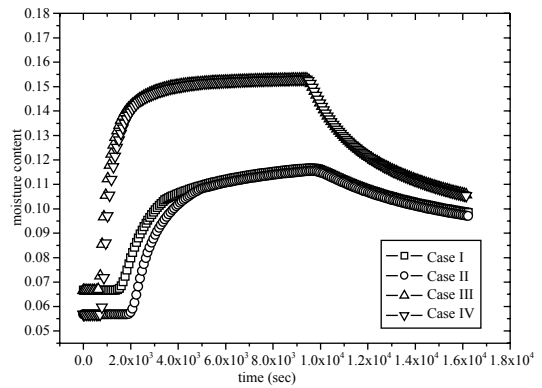


圖 7 觀測點 D 土壤水份變化歷程

表 3 各種灌溉條件下觀測點「可能最大土壤水份含量」表

觀測點 \ Case	Case I	Case II	Case III	Case IV
A	0.1285	0.1283	0.1661	0.1661
B	0.1177	0.1171	0.1510	0.1508
C	0.1299	0.1294	0.1711	0.1711
D	0.1168	0.1155	0.1532	0.1530
E	0.1208	0.1191	0.1606	0.1604

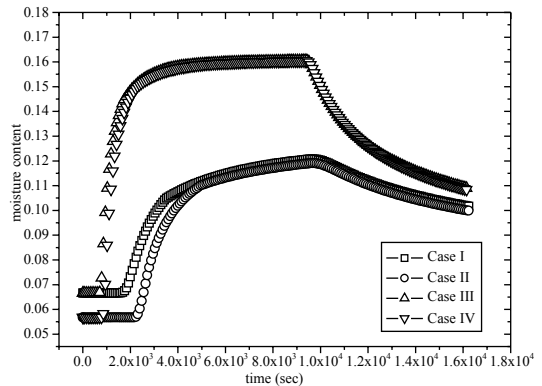


圖 8 觀測點 E 土壤水份變化歷程

平緩的值，本文稱該值為該狀況下的「可能最大土壤水份含量」(Probably Maximum Soil Moisture Content)。從圖 4 至圖 8 的結果可以求得在各種模擬條件下之「可能最大土壤水份含量」(如表 3)，對於同一種土壤，同一施灌條件下，「可能最大土壤水份含量」隨著灌溉觀測位置及灌溉

水量的而異，離滴灌頭越遠的觀測點因為灌溉水量逐漸離散(dissipate)，因此其「可能最大土壤水份含量」越小，而不同的起始土壤水份含量(或起始土壤張力)則不會影響「可能最大土壤水份含量」。

表 4 各種灌溉條件下水量自滴灌頭到達觀測點所需時間表(sec)

Case 觀測點	Case I	Case II	Case III	Case IV
A	43	59	21	21
B	395	659	195	255
C	283	459	131	175
D	1139	1787	531	679
E	1395	2323	635	799

從模擬的結果亦可歸納，加壓 SDI 可快速滿足旱作灌溉的需求，大幅縮短了灌溉所需的時間，從模擬資料可以分析得到，本文所假設的各條件下，水量從滴灌頭到達觀測點所需的時間如表 4，從本文所使用土壤物理性質可以求得在  $H_0 = -100$  cm 或  $H_0 = -336$  cm 的狀況下，土壤的水力傳導係數約為  $10^{-7} \sim 10^{-11}$  cm/sec，即土壤水份要移動 10 公分所需的時間約  $10^6 \sim 10^{10}$  sec，遠大於表 4 所列的時間，而土壤水份到達 90% 的「可能最大土壤水份含量」所需的時間如表五，在本文中所模擬的結果中，當灌溉水量 =  $0.56 \text{ cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$ ， $H_0 = -100$  cm 時，觀測點 A 之土壤水份到達 90% 的「可能最大土壤水份含量」所需的時間僅為 411 秒，而在最差的狀況下(灌溉水量 =  $0.14 \text{ cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$ ， $H_0 = -336$  cm)，觀測點 E 之土壤水份到達 90% 的「可能最大土壤水份含量」所需的時間也只需 4,555 秒。

從圖 4 至圖 8 的模擬資料中也可進一步了解土壤水份的消退現象，當灌溉時間到達 9,360 秒時停止灌溉，土壤水份因為缺乏後續的水量補充而開始消退，各觀測點的土壤水份消退變化歷線呈現較灌溉期間平緩的情形，土壤排水的過程中，到了某一乾燥的程度，張力效應較重力效應顯著，因此，如果要將土壤水份應用自然重力的方法乾燥到某一個與起始土壤張力同樣的程度(即  $H_0 = -100$  或  $-336$  cm)，比濕潤的過程需要更多的時間，從這個現象而言，應用 SDI 加上間歇性的灌溉方法，可以有效降低因為灌溉而產生的水份深層滲漏(percolation)，對於乾旱地區提高水資源的利用率上可以發揮很大的效益。

表 5 各種灌溉條件下觀測點到達 90%「可能最大土壤水份含量」所需時間表(sec)

Case 觀測點	Case I	Case II	Case III	Case IV
A	1123	1395	411	591
B	2403	2907	1123	1271
C	2083	2491	899	1015
D	3715	4275	1667	1879
E	4235	4555	1731	1943

#### (2) 土壤濕峰變化分析

依據前述的邊界條件，並假設本文所模擬的起始土壤水份含量為  $H_0 = -100$  cm，滴灌水量強度為  $0.14 \text{ cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$ ，經過 9,630 sec 後停止灌溉，但持續模擬後續的土壤水份流動情形以了解濕峰變化。由於滴灌水量強度為  $0.14 \text{ cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$ ，遠高於當  $H_0 = -100$  cm 時之非飽和土壤的水力傳導係數(約  $2.5 \times 10^{-6}$  cm/sec)，因此，模擬的計算時間間隔(time step)必需加以調整，以防止數值運算的發散。從模擬的試誤實驗中發現，起始的模擬時間間隔必需調整約為 0.01 sec，隨著灌溉時間的增長，土壤水份升高後，水力傳導係數亦隨之升高後，逐步加大時間間隔。利用前述的條件可以得到土壤濕峰隨時間的變化情形(圖 9 之 1~9 之 8)，等土壤水份含量線隨著灌溉時間的增加而逐漸向四週擴散；在灌溉初期，由於土壤處於較乾燥狀態，土壤張力效應較重力效應顯著，灌溉期間，等土壤含水量線呈接近圓形的形狀，之後，灌溉的水份逐漸潤濕，土壤水份逐漸升高，重力效應逐漸增強，等土壤含水量線漸呈文獻中所謂的洋蔥狀(onion shape)：在 9,360 秒停止灌溉後，滴灌源(座標(89, 5, 10))之等土壤水份含量線逐漸向下及左右流動。

## 四、結論與討論

從近年來的文獻回顧可以歸納，由於人類文明的發展迅速，水資源的需求亦隨之大量的提昇，全球的缺水問題亦從乾旱地區及半乾旱地區衍生到水量供應充分的地區。農業用水向來佔所有用水量的很大的比例，旱作則是利用較少的水

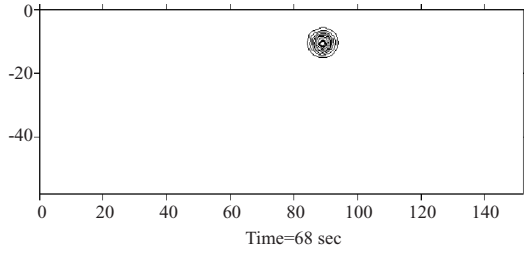


圖 9-1 加壓 SDI 等土壤水份變化情形

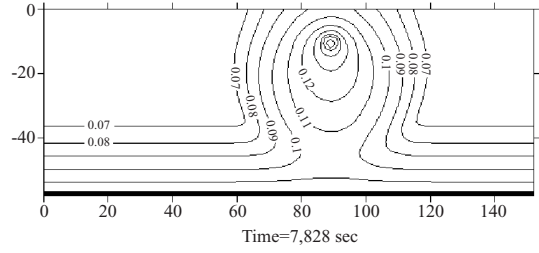


圖 9-5 加壓 SDI 等土壤水份變化情形

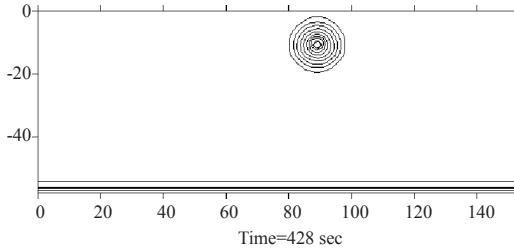


圖 9-2 加壓 SDI 等土壤水份變化情形

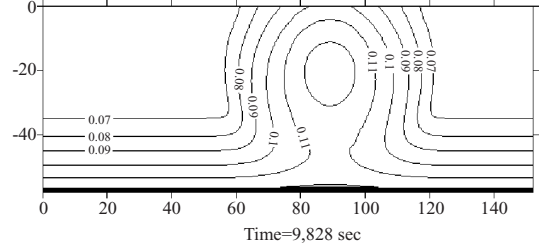


圖 9-6 加壓 SDI 等土壤水份變化情形

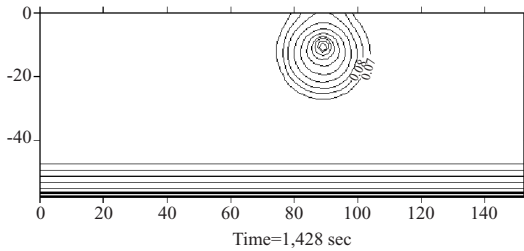


圖 9-3 加壓 SDI 等土壤水份變化情形

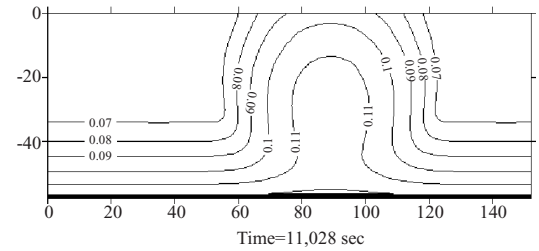


圖 9-7 加壓 SDI 等土壤水份變化情形

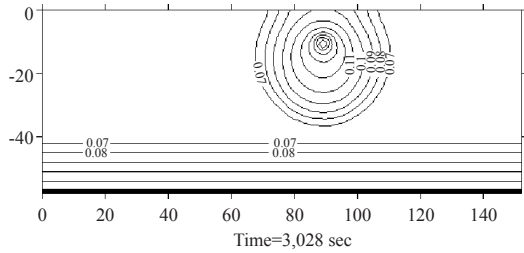


圖 9-4 加壓 SDI 等土壤水份變化情形

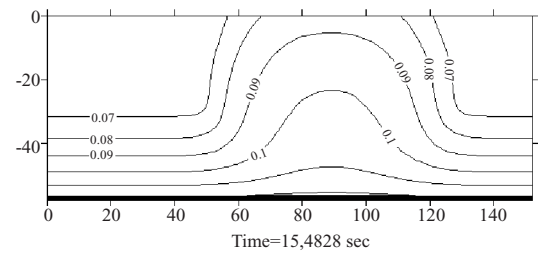


圖 9-8 加壓 SDI 等土壤水份變化情形

量即滿足灌溉需求的耕作。在水量供應不足的狀況下，缺水灌溉(deficit irrigation)已由現場實驗的觀察資料中，証實為可以在有限條件下供應作物的需水，而且對於作物生產量不會產生太大的影響，該重要結論，將隨著水資源的日益重要性而更加受到重視。在缺水灌溉的經驗中獲得，土壤水份含量必須保持在田間容水量及田間容水量

與永久凋萎點的平均值之間。由於地下滴灌(SDI)的各項優點，可以滿足乾旱或半乾旱地區利用缺水灌溉方法的需求。本文以 Richards 公式及 van Genuchten 方程式，建立 SDI 數值模擬模式，藉以探討 SDI 的濕峰狀況，了解 SDI 的土壤水份入滲情形。從模擬的結果可以歸納：

1. 從該土壤壓力鍋實驗中所獲得的土壤特性



曲線及對應到 van Genuchten 方程式中所獲得的各項參數顯示殘餘土壤水份含量約為 0.056，與文獻中定義各種土壤的永久凋萎點為土壤張力約-15 bar，以 van Genuchten 方程式換算約為 0.055 非常接近：

2. 模擬結果顯示，土壤濕峰的變化情形及各觀測點的土壤水份變化歷線顯示，本文以 Richards 公式及 van Genuchten 方程式所建立 SDI 數值模擬模式呈現合理的現象，但仍需進一步與實驗資料比對；
3. 加壓式 SDI 模擬中，由於灌溉的強度遠大於土壤的水力傳導係數，本模式為克服數值模擬發散的問題，除了在模擬的起始時間間 (time step) 隔必須控制在一個極小量 (0.01 sec) 以下外，亦依據計算中是否收斂的情形自動調整；
4. 以本文中所舉的模擬範例而言，對於同一種土壤，同一施灌條件下，「可能最大土壤水份含量」隨著灌溉觀測位置及灌溉水量的而異，離滴灌頭越遠的觀測點因為灌溉水量逐漸離散(dissipate)，因此其「可能最大土壤水份含量」越小，而不同的起始土壤水份含量(或起始土壤張力)則不會影響「可能最大土壤水份含量」；
5. 從本文模式模擬結果可以歸納，加壓 SDI 可快速滿足旱作灌溉的需求，大幅縮短了灌溉所需的時間，從模擬資料可以分析得到，水量從滴灌頭到達觀測點所需的時間，遠小於在  $H_0 = -100$  cm 或  $H_0 = -336$  cm 的狀況下，土壤水份移動所需時間；以本文所列模擬範例而言，觀測點 A 之土壤水份到達 90% 的「可能最大土壤水份含量」所需的時間，最快為 411 秒 ( $R = 0.56 \text{ cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$ ,  $H_0 = -100$  cm)，觀測點 E 之土壤水份到達 90% 的「可能最大土壤水份含量」所需的時間最慢為 4,555 秒 ( $R = 0.14 \text{ cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$ ,  $H_0 = -336$  cm)；
6. 從模擬土壤濕峰變化的結果中發現，在灌溉初期由於土壤處於較乾燥狀態，土壤張力效應較重力效應顯著，灌溉期間等土壤

含水量線呈接近圓形的形狀，之後，當灌溉的水份逐漸潤濕，土壤水份逐漸升高，重力效應逐漸增強，等土壤含水量線漸呈文獻中所謂的洋蔥狀(onion shape)；在 9,360 秒停止灌溉後，滴灌源(座標(89, 5, 10))之等土壤水份含量線逐漸向下及左右流動。

## 參考文獻

1. 鍾韻輝、李孟霖、賴又嘉、劉建榮、蔡存孝、許少華，“微量灌溉土壤水份之試驗研究”，國立交通大學，第十四屆水利工程研討會，10~17，2004。
2. Allison, G. B.; Gee, G. W. and Tyler, S. W., “Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions,” *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 6-14, 1994.
3. Anandacoomaraswamy, A., De Costa, W.A.J.M., Shyamalie, H.W., Campbell, G.S., “Factors controlling transpiration of mature field-grown tea and its relationship with yield,” *Agricultural and Forest Meteorology*, 103, 375-386, 2000.
4. Celia, M.A., E.T. Bouloutas, and R.L. Zarba, “A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation,” *Water Resour. Res.*, 26(7), 1483-1496, 1990.
5. Dexter, A.R. and Bird, N.R.A., Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. *Soil and Tillage Research*, 57, 203-212, 2001.
6. Fabeiro, C., Martín de Santa Olalla, F., de Juan, J.A., “Production of muskmelon (*Cucumis melo* L.) under controlled deficit irrigation in a semi-arid climate,” *Agricultural Water Management*, 54, 93-105, 2002.
7. Girona, J., Gelly, M., Mata, M. Arbonès, A., Rufat, J. Marsal, J. “Peach tree response to single and combined deficit irrigation regimes in deep soils,” *Agricultural Water Management*,

- 72, 97-108, 2005.
8. Home, P.G., Panda, R.K., Kar, S. "Effect of method scheduling of irrigation on water and nitrogen use efficiencies of Okra (*Abelmoschus esculentus*)," *Agricultural Water Management*, 55, 159-170, 2002.
  9. Huebner, K.H., and E.A. Thornton, *The finite element method for engineers*, 2nd ed., Wiley & Sons, Inc., chapter 10, 1982.
  10. Kirda, C., Cetin, M., Dasgan, Y., Topcu, S., Kaman, H., Ekici, B., Dericci, M.R., and Ozguven, A.I. "Yield response of greenhouse grown tomato to partial root drying and conventional deficit irrigation," *Agricultural Water Management*, 69, 191-201, 2004.
  11. Mapfumo, E., Chanasyk, D.S., "Guidelines for safe trafficking and cultivation, and resistance-density-moisture relations of three disturbed soils from Alberta," *Soil & Tillage Research*, 46, 193-202, 1998.
  12. Mermoud, A. and Xu, D., "Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions," *Soil and Tillage Research*, 87, 89-100, 2006.
  13. Nielsen, P. and Perrochet, P., "Watertable dynamics under capillary fringes: experiments and modeling," *Advances in Water Resources*, 23, 2000.
  14. Nimmo, J. R.; Stonestrom, D. A.; Akstin, K. C., "The feasibility of recharge rate determinations using the steady-state centrifuge method," *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 49-56, 1994.
  15. Orta, A. H., Erdem, Y., Erdem, T., "Crop water stress index for watermelon," *Scientia Horticulturae*, 98, 121-130, 2003.
  16. Pereira, L.S., Oweis, T., Zairi, A., "Review - Irrigation management under water scarcity," *Agricultural Water Management*, 57, 175-206, 2002.
  17. Parlange, J.-Y.; Haverkamp, R. and Touma, J., "Infiltration under ponded conditions: 1. Optimal analytical solution and comparison with experimental observations," *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 139, 305-311, 1985.
  18. Schmaltz, B.; Lennartz, B.; and Wachsmuth, D. "Analysis of soil water content variations and GPR attribute distributions," *Journal of Hydrology*, 267, 217-226, 2002.
  19. Simunek, J., T. Vogel, and M.T. van Genuchten. The SWMS\_2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media (Version 1.2). Res. Rep. 132, USDA, Salinity Lab., Riverside, CA, 1994.
  20. van Genuchten M. Th., "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil," *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898, 1980.
  21. van Genuchten, M. Th., Leij, F.J., Yates, S.R., *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. U.S. Salinity Laboratory, U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, 1991.
  22. Wu, L., Feng, G., Letey, J. Ferguson, L. Mitchell, J. McCullough-Sanden, B., Markegard, G., "Soil management effects on the nonlimiting water range," *Geoderma*, 114, 401-414, 2003.

收稿日期：民國 95 年 7 月 27 日

修正日期：民國 95 年 8 月 28 日

接受日期：民國 95 年 9 月 18 日