行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告

土壤未飽和層水分與鹽份遲滯作用之研究(III)

The Effect of Hysteresis on Water and Salinity in Unsaturated Soil (III)

計畫編號:NSC 91-2313-B-002-342

執行期限:91年08月01日至92年07月31日

主持人: 譚義績 國立台灣大學生物環境系統工程研究所 計畫參與人員:林子雲 國立台灣大學生物環境系統工程研究所 計畫參與人員: 許家源 國立台灣大學生物環境系統工程研究所

一、中文摘要

本研究計畫欲探討海水倒灌後土壤 中水份及鹽份的遲滯現象,規劃由未飽 和土壤之水份及鹽份的遲滯行為著手, 根據其物理及化學性質之變化進行理論 的分析及推演,並輔以砂箱試驗方式進 一步了解其機制,並期能建立其數值模 式,而能剖析未飽和土壤水份及鹽份傳 輸之奧秘。

**關鍵詞**:遲滯現象,保水曲線,鹽化土 壤

### Abstract

In order to solve the transport of water in the unsaturated soil, the hydraulic properties must be available, the properties are dependent on the moistures and nature of soils. In unsaturated soils, hysteresis is an important phenomenon affecting water flow, and the effect should be taken into account during wetting and drying processes. Taiwan is surrounded with seawater , and it's very serious that seawater infiltrates into soil. The salinization of soil not only affects the usage of area along the coast, but also influences the restoration of soil and development of agriculture. Because after the salinity and water infiltrates into soil, the progress of infiltrating, evaporating, and transportation become very complex. In addition, hysteresis also has a great influence. Therefore, it becomes more important for unsaturated flow and the research of salinity transport. Hysteresis has important effects in the field and can not be neglected. Hysteresis is ignored in most studies because of it's complication. The prediction of soil water balance can be improved by taking hysteresis into account under diurnally varying environmental condition that involved alternative wetting and drying processes.

**Keyword**: Hysteresis, Soil-water retention curve, Salt-effected soil

二、緣由與目的

海水倒灌此問題常常困擾著沿海地 區之土地利用、土壤復育及農業發展, 因為海水中的鹽份在隨水分進入土壤 後,其入滲、蒸發及運移之過程十分之 複雜,況且台灣地區四週環海,海水倒 灌之情形相當嚴重,也因此更突顯出未 飽和層中水流及鹽份傳輸研究之重要 性,再者未飽和土壤中水分及鹽份遲滯 現象的研究至今並不十分完備,主因其 影響之因素多且複雜,但若經系統之規 劃、試驗及研究,相信定能對此課題有 所助益。

本計畫之研究目的在於探討遲滯土

壤中水分及鹽份的傳輸,針對的現象乃 是海水倒灌後鹽份在土壤中的入滲行為 與受蒸發(或排水)作用的影響,研究的 重點在於土壤中水分及鹽份的遲滯現象 及此現象對土壤中溶質的傳輸。

本計畫乃由未飽和土壤之水分及鹽 份的遲滯行為著手,根據其物理性質之 變化進行理論的分析,再以砂箱試驗方 式進一步了解其特性,同時分析純水與 鹽水所造成遲滯行為之差異;並期能建 立其模式,期能一窺未飽和土壤水分及 鹽份傳輸之奧秘。

三、理論方法

本文假設每組遲滯水分掃描曲線的 型式可由 van Genuchten 土壤保水曲線 模式(1)式套配。

相同的形狀因子,而形狀因子的求取可 透過土壤保水曲線之主要乾燥及濕潤曲 線實驗數據迴歸得知。

以此類推,可簡單的推演由主要乾 燥曲線發展出之各組濕潤(或乾燥)曲 線之通式型式:

第 2i+1 濕潤曲線 寫為:  

$$\frac{\theta - \theta_r (2i+2)}{\theta_s (2i+2) - \theta_r (2i+2)} = (1 + |\alpha^w \psi|^{n^w})^{-m^w}$$
(2)

第 2i+2 乾燥曲線 寫為:  

$$\frac{\theta - \theta_r (2i+3)}{\theta_s (2i+3) - \theta_r (2i+3)} = (1 + |\alpha^d \psi|^{n^d})^{-m^d}$$
(3)

同理,可簡單的推演主要濕潤曲線 發展出之各濕潤(或乾燥)曲線之通式 型式:

第(2i+1)'乾燥曲線寫為:

$$\frac{\theta - \theta_r((2i+2)')}{\theta_s((2i+2)') - \theta_r((2i+2)')} = (1 + \left| \alpha^d \psi \right|^{n^d})^{-m^d}$$
(4)

第 
$$(2i+2)'$$
 濕潤 曲線 寫為:  

$$\frac{\theta - \theta_r((2i+3)')}{\theta_s((2i+3)') - \theta_r((2i+3)')} = (1 + |\alpha^w \psi|^{n^w})^{-m^v}$$
(5)

以上 i=0、1、2、3.....。

由上述關係可求得各種狀態轉換 下之遲滯土壤保水曲線關係式。

目前在飽和與未飽和變密度地水流 動及溶質傳輸的研究多採變密度地水控 。制方程式(6式)耦合溶質傳輸控制方 程式(7式)(Yeh,1997),方程式表 示如下:

變密度地水流動控制方程式:  

$$\frac{\rho}{\rho_0} F \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot \{k \cdot [\nabla \psi + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla Z]\} + \frac{\rho^*}{\rho_0} q$$
(6)

其中 ρ:地下水含鹽份濃度為C時之密 度 [M/L<sup>3</sup>]。

 $\theta$ :土壤體積含水量  $[L^3/L^3]$ 。

溶質傳輸控制方程式

儲

F

其

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} + \rho_b \frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla C$$
  
=  $\nabla \cdot (\theta D \cdot \nabla C) - \lambda (\theta C + \rho_b S) + qC_{in}$   
 $-[\frac{\rho^*}{\rho_0}q - \frac{\rho_0}{\rho}V \cdot \nabla (\frac{\rho}{\rho_0})]C$  (7)  
其中 C:水相中之鹽份濃度 [M/L<sup>3</sup>]。  
 $\rho_b: 孔隙介質之總體密度$  [M/L<sup>3</sup>]。  
 $S: 吸附相中之鹽份濃度$  [M/M]。  
 $V: 達西流速$  [L/T]。  
 $D: 延散係數張量$  [L<sup>2</sup>/T]。  
 $\lambda: 衰減係數$  [1/T]。  
 $C_m: 補注液體之濃度$  [M/L<sup>3</sup>]。

其中吸附相中之鹽份濃度 S 依不同特性

可分三種模式,分別列述如下: Linear isotherm 模式  $S = K_d C$ Langmuir isotherm 模式  $S = \frac{S_{\text{max}}KC}{1+KC}$  $S = KC^n$ Freundlich isotherm 模式 其中  $k_a$ :分佈係數  $[L/M^3]$ 。 Smax: Langmuir isotherm 模式中吸附 相的最大容許溶質濃度  $[M/M] \circ$ *n*:Freundlich isotherm 模式中濃 度的次方指數 [L/L]。 k: Langmuir isotherm  $\cdot$  Freundlich isotherm模式的反應係數  $[L/M^3] \circ$ 延散係數 D之定義為:  $\theta D = a_T \left| V \right| \delta + (a_L - a_T) \frac{VV}{|V|} + \theta a_m \tau \delta$ 其中  $\delta$ :Kronecker delta tensor [L/L]。 Ⅳ : 達西流速值 [L/T]。  $a_L$ :縱向延散係數 [L]。  $a_{T}$ : 側向延散係數 [L]。

- $a_m$ :分子擴散係數 [L<sup>2</sup>/T]。
- $\tau$ :流動路徑之曲撓度 [L/L]。

延散係數可由實驗室管柱試驗 (Column test)求得延散度後,再以  $D = \lambda V$ 換算, $\lambda$ 為延散度,V為達西流 速,在通常情況下延散度值約在為 0.5 cm 左右或是更小;從實驗室管柱試驗 (Column test)所得出的延散度,不論是受 過擾動或未受擾動的未固結地層土樣, 其值通常介於 0.01~2 cm 的範圍之間, 最大可達 10 cm;若是現場規模之實驗, 則其值更大 (Nielsen et al., 1986)。根據 Klotz 及 Moser (1974) 針對 2500 個管柱 延散試驗做出分析,得到的結論是縱向 延散度之值與土壤顆粒大小和粒徑分佈 有 關,與土壤顆粒形狀、粗糙度 (Roughness)及稜角度(Angularity)則 無關。

若(6)式在不考量土粒及水份之 壓縮性、區域內無抽取或補注存在、 流體為純水時,可形成 Richards equation (1931),即

 $\frac{d\theta}{d\psi}\frac{\partial\psi}{\partial t} = \nabla \cdot \left[k \cdot \left(\nabla\psi + \nabla z\right)\right]$ 

此式為非線性偏微分方程式,除 了某些特定條件下才存在解析解外, 欲求解必須運用數值方法才能求 解;然而欲運用數值方式求解,首先 必須充分掌握土壤之水力特性,此些 特性計有基質水頭 $\psi$ 與土壤含水量  $\theta、水力傳導係數 k 及比水容積 <math>\frac{d\theta}{dy}$ 的關係。

#### 四、實驗設置與分析

土壤水分的遲滯現象是表現在土壤 之張力水頭與含水量隨乾、濕歷程變化 的變動上,因此欲分析遲滯現象發生時 所對應之變動,土壤張力水頭與含水量 的量测是不可或缺的,以往大多數的研 究多忽略遲滯現象的發生,除了遲滯現 象有其反覆變動的複雜性外,在含水量 的量測上會有量測儀器及量測方法的限 制,其所遭遇之困難有(1)運用張力板 吸水原理而透過試管流失水量計算土體 含水量時,求取所得之含水量為土體之 平均含水量,對於緊鄰張力板處之實際 含水量有低估之情形。(2)運用 Gamma-Ray進行量測具有準確並且迅速 之優點,但儀器之取得有其困難,並且 放射性物質有其危險性存在。(3) 若採

用破壞土體之方式取樣,以取樣、烘乾 方式進行分析,這種方法雖然具備了直 接、簡單的優點,但是必須以破壞土層 組成的方式進行,無法進行土壤水分隨 時間變化的分析。因此欲進行遲滯現象 之實驗分析,則必須能克服量測土壤含 水量之困難,並且具備量測土壤水分張 力之儀器,本研究在土壤含水量的量测 是以土壤水分感测計 (Time Domain Reflectometry) 進行量測,其為 IMKO MICROMODUL TECHNIK GMBH 生產 之轉換器(TRIME-ES)與微型探針 (Miniatur Probe P2D) 連接而成,探針 為二極棒型式,可適用於實驗室及現地 之量測,儀器可適用之範圍在 0~95% 之體積含水量,儀器之誤差範圍為±2 %之體積含水量,TDR 乃應用電磁波的 量測原理來測定土壤含水量(Topp, 1980),透過土壤的介電常數與體積含 水量之關係來決定土壤含水量。

而量測土壤水分之張力是以張力計 進行,其為 UMWELTANALYTISCHE MESS SYSTEM 所生產之 T5 型張力 計,可適用範圍為-1000hPa~850 hPa, 儀器之誤差範圍為±5hpa,其結構包含 一多孔性瓷杯(porous cup),並與張力 轉換器連接,透過張力計與土壤中水分 之張力平衡而測定土壤水分之勢能狀 態。

實驗量測系統如圖 1 所示,其中土 壤水分感測計及張力計皆與數據擷取儲 存器 (DATA LOGGER)連接,數據擷 取儲存器為 COMPBELL SCIENTIFIC

INC 生產之 21X 型 MICROLOGGER, 4.2、量測儀器之率定 可方便長時間之監控及實驗數據之處 理。

整體實驗之進程可分成(1)土壤基 本性質之測定(2)量測儀器之率定:張 力計、土壤水分感測計之率定(3)砂箱 實驗之設置與進行(4)實驗成果之分 析,細分如下:

4.1、土壤基本性質之測定

試驗採用之土壤依其組成之粒徑 大小有三種石英砂,試驗土壤之基本土 壤性質列於表一,其中土壤一之土壤粒 徑有 87.42%之含量分佈在 0.59mm~ 0.71mm之間, 粒徑均一程度極高, 而土 壤二之粒徑亦有 76.05%之含量分佈在 0.25mm~0.297mm 之間,亦屬均一程度 極高之土壤,但其平均粒徑較土壤一為 細,而土壤三之粒徑分佈則較為平均, 在 0.297mm~0.25mm 間之含量有 15.08 %,在 0.25mm~0.177mm 間之含量有 17.31%,在0.177mm~0.149mm 間之含 量有 20.12%, 在 0.149mm~0.125mm 間 之含量有 15.73 %, 在 0.125mm~ 0.074mm 間之含量有 22.77%,級配程度 較土壤一、土壤二佳。

三種土壤在粒徑大小、均勻程度及 級配程度有下列關係:

平均粒徑:土壤一>土壤二>土壤三。 均匀程度:土壤一>土壤二>土壤三。 級配程度:土壤三>土壤二>土壤一。

本研究即以上述三種不同特性之土 壤進行實驗,藉由其土壤特性之差異進 而比較各土壤在遲滯現象之異同。 器、燒杯、量杯、鐵尺、鐵棒、圓形鐵

分成張力計之率定及土壤水分感测 計之率定,細分如下:

4.2.1、張力計率定

(1)所需儀器與設備

張力計、數據擷取儲存器、塑膠皮 管、U形玻璃管(內盛水銀)、抽氣機。 (2)率定流程

- 一:將張力計玻璃管裝滿水,使其暴 露於大氣中,觀測數據擷取儲存 器的數值。
- 二:將張力計插入塑膠管,並打開抽 氣機調整抽氣閥門,使U型玻璃 管兩端內盛之水銀有高差產 生,此時關閉閥門,記錄高差讀 數和數據擷取儲存器電壓讀數。
- 三:鬆開閥門,再度開啟抽氣機,使 U型玻璃管內盛之水銀產生更大 高差,記錄高差讀數與數據擷取 儲存器的電壓讀數。
- 四:重複步驟三,但控制U型玻璃管 兩端水銀高差較前次高,觀察電 壓值。
- 五:每一支張力計依照上述程序,可 得出多個率定點,得出率定曲 線。

率定所得之結果列於表二,所得之 相關係數達 0.9991,為高度相關,顯示 實驗設備可準確反應實際之張力水頭。 4.2.2、土壤水分感測計之率定 (1)所需儀器與設備

土壤水分感測計、數據擷取儲存

盒。

(2)率定流程

- 一:取用定量、定體積之石英砂,使 其孔隙率維持定值,並將石英砂 慢慢倒入圓形鐵盒。
- 二:以量杯盛水 10ml, 倒入圓形鐵盒 中,用鐵尺將其均勻攪拌, 直至 石英砂與水分均勻混合。
- 三:將含水的石英砂分三次倒入燒杯 中,每次裝填需保持土體孔隙率 一致。
- 四:置放土壤水分感測計於土體中, 並於20秒後記錄數據擷取儲存 器之讀數,並將先前所調之石英 砂與水分配比換算成體積水分 含量,如此兩個數值可形成率定 圖之數值點。
- 五:重複步驟一至四,但於步驟二改 變盛水量,每次增加10ml,直到 土體達飽和含水量便停止,依次 記錄下對應的數據擷取儲存器 的數值。
- 六:重複步驟一至五,將步驟二中所 加入之水改為不同濃度之鹽
   水,其濃度分別為5‰,10‰, 15‰,20‰,25‰,30‰,35‰,
   由此可得出不同濃度下之率定
   曲線。
- 七:重複步驟一至六,對本研究中所 採用之三種石英砂分別進行儀 器率定之工作

率定所得之結果列於表三,所得之相關係均達0.9814以上,屬高度相關,

顯示實驗設備可準確反應實際之土壞含 水情形。

4.3、砂箱實驗之設置與進行

本研究採用砂箱模型試驗模擬土壤 水分於未飽和層的變動,並使用土壤水 分感測計來量測土壤含水量,使用土壤 水分張力計來監測土壤水分張力的變化 量。結合上述兩者, 擷取相同時段的張 力及土壤含水量,透過邊界條件來控制 土壤之潮濕或乾燥狀態,得出土壤水分 特性曲線。

實驗所用的砂箱是由厚 8mm 的壓 克力板組合而成,砂箱內徑長 18cm、寬 6cm、高 17cm,其底部鑽一直徑 8mm 小 孔,並拴上控水閥門,並連接輸水導管, 依實驗所需而將輸水導管接至抽氣機 (排水狀態)或蓄水容器(潮濕狀態)。 其中抽氣機至輸水導管間需以一儲水容 器連接,以用做儲藏水分之用,避免抽 氣機吸入水分。砂箱正面上鑽鑿一直徑 10mm 及一直徑 21mm 之小孔,10mm 之 小孔供作插入張力計之用,21mm 之小 孔供作插入土壤水分感測計之用。砂箱 模型底部需鋪上一層高透水之不織布, 防止砂土隨水流進入輸水導管中。

在潮濕過程,利用控制蓄水容器之 高程,運用水位高程及毛細原理使土體 因潮濕並進而飽和,記錄過程中之含水 量與張力值之對應關係,得出潮濕曲 線。在排水過程,利用砂箱下方控水閥 門之開啟進行水分排除,若排水速率緩 慢則以將抽水機連接砂箱下方之控水閥 門進行水、氣之抽取,以達到快速乾燥 之目的,記錄過程中之含水量與張力值 之對應關係,得出乾燥曲線;並變換不 同濃度之鹽水進行實驗,以觀察鹽水濃 度與土壤水分特性曲線之關係。

#### 4.4、實驗成果

鹽化土壤水分遲滯實驗共計進行 30 組試驗,分別為 15 組主要乾燥曲線  $\theta^{d}(\psi,1)$ ,15 組主要濕潤曲線 $\theta^{w}(\psi,1)$ , 如圖二(a)~(d)、圖三(a)~(d)、圖四 (a)~(d)。

### 五、遲滯實驗之結果與討論

## 5.1、主要乾燥曲線與主要濕潤曲線

從孔隙通路組成的概念及不同孔隙 尺度所對應之張力關係而言,在主要乾 燥曲線上, 土體從充分飽和行排水之 時, 孔隙通路在最外側之孔隙因張力水 頭之增加會最先排出水分, 而在孔隙通 路中,較大之孔隙在到達其孔隙尺度可 釋水之張力時理應隨之排出水分, 但會 因當時之張力水頭並未增至可使與其連 接之小孔隙釋水之張力而不能釋出水 分, 反應在主要乾燥曲線的變化為土壤 水分幾乎不變而張力水頭持續增加, 直 至張力水頭增至可使小孔隙釋水時, 孔 隙通路中之水分才會釋出, 反應在主要 乾燥曲線的變化為土壤水分急遽降低而 張力水頭持續向上增加。

而在本研究之實驗中,三種土壤之 實驗結果大致均具備上述變化,但土壤 一在低張力水頭時明顯出現張力水頭增 加而含水量不變之情形,此現象乃因 Air-entry pressure 所致, Air-entry pressure 係指飽和土體水分於排水之初,空氣欲 進入土體中需先克服之壓力,Stephens (1996)提及當克服上述壓力後土壤中 水分會快速排出,而在其餘兩種土壤之 實驗結果中並未明顯出現上述情形,但 並不意味兩種土壤不存在上述 Air-entry pressure,在兩種土壤之實驗結果(圖 7a、8a)中皆出現排水初期含水量遽減 約 1%之現象,而後張力持續增加而含 水量僅些微減低之情形,而此張力持續 增加而含水量僅些微減低之情形與土壤 一在排水初期之狀況相似,推測此情形 仍是因 Air-entry pressure 所致。

在主要濕潤曲線上, 土體由殘餘含 水量開始潮濕之時, 張力水頭會持續降 低, 在張力水頭降至可使孔隙通路中較 小孔隙充水之時, 孔隙之充水情形並不 顯著, 反應在主要濕潤曲線的變化為土 壤水分些微變動但張力水頭持續降低, 而當張力水頭降至可使孔隙通路中大孔 隙充水之張力時, 孔隙之充水情形會急 遽變化, 反應在曲線上的變化為張力水 頭小量變化而土壤水分大幅增加, 在張 力水頭持續降低, 孔隙將持續充水直至 到達飽和狀態, 張力水頭將減至 0cm, 三種土壤之實驗顯示開始潮濕之時, 主 要濕潤曲線上水分些微變動但張力水頭 持續降低之情形相當明顯。

#### 5.2、鹽分濃度對遲滯現象之影響

鹽分溶解於水中會造成水密度之增 加,並隨著濃度上升而改變;在土壤乾 濕狀態變化之過程中,含水量與張力水 頭之關係主要受到土壤性質與水之特性 影響;以相同之土壤而言,不同密度之

水在孔隙中進行傳輸,水密度越大即需 要較大之張力,方可使含水量有相同之 變量。舉例而言,濃度分別為0‰與25‰ 之水,使其在土壤中之含水量改變1%, 則濃度25‰之水所需之張力較大。此一 性質即反應於遲滯現象試驗之結果中, 將圖二(a)~圖二(d)相互比較之,可發現 以不同濃度之水進行試驗,其保水曲線 均較濃度為 0‰之保水曲線呈現上移之 現象;且濃度越大則保水曲線上移之幅 度亦越大,此種現象可視為鹽分所造成 之影響。而在乾燥曲線部分形成之改 變,主要在於空氣進入壓力(Air Entry Pressure)之變化;由於水密度之增加, 使原本孔隙排水時所發生的墨水瓶效應 (Ink Bottle Effect)更加明顯,較大之孔隙 達到可排水之張力時,較小之孔隙尚未 達到可排水之張力,而水密度上升會造 成小孔隙排水所需之張力變大,因此空 氣進入壓力亦隨之增加,此現象亦為鹽 分所造成之影響。

以土壤三為例,比較不同濃度對空 氟進入壓力之影響;在濃度越高之狀況 下,空氣進入壓力越大;以純水進行試 驗時,空氣進入壓力水頭約20cm左右, 濃度5‰時約23cm,濃度15‰時約 25cm,濃度25‰時約27cm,濃度35‰ 時約30cm,由此可見濃度之增加,使水 之密度上升,而造成孔隙排水困難,此 即空氣進入壓力隨濃度上升而增加之主 因

考慮鹽分濃度上升會造成水之黏滯 性增加,黏滯性之改變同樣為影響遲滯 現象之因素之一,黏滯性較高之流體, 其傳輸之過程較為困難,主因是流體與 其周圍介質之摩擦力增加,而減緩流體 傳輸之速度,呈現在遲滯現象上之影 響,則是造成保水曲線之上移;也就是 說,曲線之上移可視為水密度增加與黏 滯性增加所造成之影響。

以墨水瓶效應分析乾燥曲線與濕潤 曲線之關係;在濕潤過程中,若張力值 為Ψ, 時可使水分填滿土壤中之大小孔 隙,則此張力值在乾燥過程中,僅足以 使較大之孔隙完成排水,造成在同樣之 張力值之下,乾燥過程之含水量均較濕 潤過程為高。而以鹽水進行之試驗,水 密度之增加造成保水曲線之上移,乾燥 曲線和濕潤曲線上移之程度略有不同, 乾燥曲線上移之程度,主要與小孔隙排 水所需張力值有關,其受水密度改變之 影響較小;而潮濕曲線之上移,則與大 小孔隙在吸水過程中所需之張力值有 關,因此水密度改變對其有較大之影 響,換言之,濕潤曲線上移之程度應較 大。此外,鹽分濃度對於土壤水分特性 曲線之影響,尚包括形狀因子之改變, 其中以α值與濃度之關係較為明顯,隨 濃度之增加呈現逐漸遞減之趨勢,而 n 值相對於濃度之變化,則呈現不規則之 改變,若將三種土壤之α<sup>™</sup>、α<sup>d</sup> 值分別 對濃度進行線性迴歸,可發現其 $\mathbf{R}^2$ 值均 在 0.97 以上; 就實驗之結果, 可解釋為  $\alpha$  值隨濃度之增加而成線性之遞減,若 改用質地較細之土壤,則可能由於吸附 現象之加強,使α值之改變與濃度呈現 不規則之關係,但須經由實驗之進行以 分析其現象。

## 六、數值模式模擬

本研究中使用有限差分法進行求 解,針對前述之控制方程式進行數值之 離散,並採用隱式法,可避免顯式法因 空間網格與時間網格大小限制而造成運 算過程之問題,再結合 Picard 迭代法來 求得數值解。

6.1、有限差分法

本研究之控制方程式為第二章所列 出之(6)、(7)二式,利用有限差分 法將上述二式離散,採用隱式法,並假 設時間間隔為定值,以下分別對二控制 方程式加以說明:

(a) 變密度地水流動控制方程式: 假設無抽取或補注:q=0 假設土粒與水分為不可壓縮: $F = \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$ 可得到以下式子:  $\frac{\rho}{\rho_0} \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \left[ k \left[ \nabla \psi + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla z \right] \right] \qquad \begin{array}{c} & & & \\ & & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & & \\ & & & \\ & & & \\ &$  $\Rightarrow \frac{\rho}{\rho_0} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k \Box \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{\rho}{\rho_0} k \right]$ (8)

令n為時間離散之編號,i為空間離 散之編號,進行數值之離散:

$$\frac{\rho}{\rho_{0}} \frac{\theta_{i}^{n+1} - \theta_{i}^{n}}{\Delta t} - \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} \left(\psi_{i+1}^{n+1} - \psi_{i}^{n+1}\right)}{\left(z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}}\right)\left(z_{i+1} - z_{i}\right)} + \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} \left(\psi_{i}^{n+1} - \psi_{i-1}^{n+1}\right)}{\left(z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}}\right)\left(z_{i} - z_{i-1}\right)} - \frac{\rho}{\rho_{0}} \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} - k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1}}{\left(z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}}\right)} = 0$$
(9)

將體積含水量 $\theta_i^{n+1,m+1}$ 對於迭代次 數 m 以泰勒級數展開,忽略高階項的誤 

$$\frac{\rho}{\rho_{0}} \frac{\theta_{i}^{n} - \theta_{i}^{n+1,m}}{\Delta t} + \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^{2}} \left(\psi_{i+1}^{n+1,m} - \psi_{i}^{n+1,m}\right) \\ - \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^{2}} \left(\psi_{i}^{n+1,m} - \psi_{i-1}^{n+1,m}\right) + \frac{\rho}{\rho_{0}} \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m} - k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^{2}} \\ = -\frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^{2}} \delta\psi_{i+1}^{n+1,m} + \frac{-k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^{2}} \delta\psi_{i-1}^{n+1,m} + \\ \left[\frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^{2}} + \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^{2}} + \frac{d\theta_{i}^{n+1,m}}{d\psi} \frac{\rho}{\rho_{0}} \Delta t}\right] \delta\psi_{i}^{n+1,m}$$
(10)  

$$\mathbb{E} \neq \delta w_{i}^{n+1,m} = w_{i}^{n+1,m+1} - w_{i}^{n+1,m}$$

若為通量邊界條件時,則須先將給定之 邊界以有限差分法做數值離散,即

$$q_{\scriptscriptstyle B} \cong -K_{\scriptscriptstyle N} \, rac{\psi_{\scriptscriptstyle N+1/2} - \psi_{\scriptscriptstyle N-1/2}}{\Delta z} - K_{\scriptscriptstyle N}$$
 , for

代入方程式中進行運算。

(b)溶質傳輸控制方程式: 假設無抽取或補注:q=0 假設無化學反應發生:λ=0 假設無吸附之現象:S=0 計算密度 p 與濃度 C 之關係:

$$\rho = \frac{m_w + m_s}{V_w + V_s} \tag{11}$$

$$m_{_{\rm M}}$$

:溶液中水分之質量[M]。  
$$m_s$$
:溶液中溶質之質量[M]。  
 $V_s$ :溶液中水分之體積[ $L^3$ ]。  
 $V_s$ :溶液中溶質之體積[ $L^3$ ]。

假設 $V_s \rightarrow 0$ ,可推得 $V = V_w$ ,並令  $\rho_w = 1$ 且忽略高次項之誤差:

$$\rho = 1 + \frac{m_s}{V_w} = 1 + C \tag{12}$$

將以上條件代入(7)式可得到:

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} + V \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \left( \theta D \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \frac{\rho_0}{\rho} V \frac{\partial}{\partial C} \left( \frac{\rho}{\rho_0} \right) \frac{\partial C}{\partial z} C \right]$$
(13)

經整理後可得到:

$$-\left[\frac{\left(\theta D\right)_{i-\frac{1}{2}}^{n+1}}{\left(\Delta z\right)^{2}} + \frac{V_{i}^{n}}{2\Delta z\left(1+C_{i}^{n}\right)}\right]\delta C_{i-1}^{n+1,m} + \left[\frac{\left(\theta D\right)_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{\left(\Delta z\right)^{2}} + \frac{\left(\theta D\right)_{i-\frac{1}{2}}^{n+1}}{\left(\Delta z\right)^{2}} + \frac{\theta}{\Delta t}\right]\delta C_{i}^{n+1,m} - \left[\frac{\left(\theta D\right)_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{\left(\Delta z\right)^{2}} - \frac{V_{i}^{n}}{2\Delta z\left(1+C_{i}^{n}\right)}\right]\delta C_{i+1}^{n+1,m} = \\ \theta \frac{C_{i}^{n} - C_{i}^{n+1,m}}{\Delta t} + \left[\frac{\left(\theta D\right)_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{\left(\Delta z\right)^{2}} - \frac{V_{i}^{n}}{2\Delta z\left(1+C_{i}^{n}\right)}\right]\left(C_{i+1}^{n+1,m} - C_{i}^{n+1,m}\right) - \left[\frac{\left(\theta D\right)_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{\left(\Delta z\right)^{2}} + \frac{V_{i}^{n}}{2\Delta z\left(1+C_{i}^{n}\right)}\right]\left(C_{i}^{n+1,m} - C_{i}^{n+1,m}\right) \right]$$

$$(14)$$

$$\frac{1}{2} \oplus \delta C_{i}^{n+1,m} = C_{i}^{n+1,m+1} - C_{i}^{n+1,m}$$

於邊界節點N若為定濃度邊界條件 時,  $C_N^{n+1}$  必為定值,亦即  $C_N^{n+1,m+1} - C_N^{n+1,m} = 0$ ,若為通量邊界條 件時,則須先將給定之邊界以有限差分 法 做 數 值 離 散 , 即  $q_C \cong V_N C_N - (\theta D)_N \frac{C_{N+1/2} - C_{N-1/2}}{\Delta z}$ , 而代入方程式中進行運算。

# 6.2 模式流程與求解

對區域內空間之第 i 節點而言,由 (10)式中可看出共有三個未知數  $\delta h_{i-1}^{n+1,m} \cdot \delta h_i^{n+1,m}$ ,(14)式中包括 另外三個未知數 $\delta C_{i-1}^{n+1,m} \cdot \delta C_i^{n+1,m}$ 、  $\delta C_{i+1}^{n+1,m}$ ,將區域內所有節點所形成之方 程式寫為矩陣之形式:

(15)  

$$\begin{bmatrix} e_{1,1} & e_{1,2} & 0 & 0 \cdots & 0 \\ e_{2,1} & e_{2,2} & e_{2,3} & 0 \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & e_{N,N-1} e_{N,N} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta C_1^{n+1,m} \\ \delta C_2^{n+1,m} \\ \vdots \\ \vdots \\ \delta C_N^{n+1,m} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ f_N \end{bmatrix}$$
(16)  
或 記 為  $[A] \{ \delta h^{n+1,m} \} = \{ B \}$  與  
 $[E] \{ \delta C^{n+1,m} \} = \{ F \}$ , 而矩陣 $[A]$ 與 $[E]$   
是 tridiagonal 矩陣, 其中的元素  $a_{i,j} \gtrsim e_{i,j}$   
均為已知,  $\{ B \}$ 與 $\{ F \}$ 中的各數值為 m  
次迭代後之值,對於 m+1 次迭代而言為

已知。進行求解過程須先設定邊界條件,一般分為定水頭邊界條件(Dirichlet boundary condition)與定通量邊界條件(Neumann boundary condition)。若上邊 界與下邊界為定水頭邊界條件時,則以 下式子成立:

若邊界為定通量之邊界條件,則需 在邊界上先行計算,如下所示:

$$a_{N,N-1} = -\frac{K_{N-1/2}^{n+1,m}}{\left(\Delta Z\right)^2}$$

$$a_{N,N} = \frac{\rho}{\rho_0} \frac{C_N^{n+1,m}}{\Delta t} + \frac{K_{N-1/2}^{n+1,m}}{\left(\Delta Z\right)^2}$$

$$b_N = K_{N-1/2}^{n+1,m} \frac{h_{N-1}^{n+1,m} - h_N^{n+1,m}}{\left(\Delta Z\right)^2} - \frac{\rho}{\rho_0} \frac{K_{N-1/2}^{n+1,m}}{\left(\Delta Z\right)^2}$$

$$+ \frac{\rho}{\rho_0} \frac{\theta_N^n - \theta_N^{n+1,m}}{\Delta t} - \frac{\rho}{\rho_0} \frac{q_B}{\Delta Z}$$
(18)

對於濃度而言,若上下邊界為定濃 度邊界條件時,下式成立:

$$e_{1,1} = 1 \qquad e_{N,N-1} = 0$$
  

$$e_{1,2} = 0 \qquad \& \qquad e_{N,N} = 1 \qquad (19)$$
  

$$f_1 = 0 \qquad f_N = 0$$

若濃度之邊界條件為定通量之邊界 條件,則需在邊界上先行計算,如下所 示:

$$e_{N,N-1} = -\frac{\left(\theta D\right)_{N-1/2}^{n+1,m}}{\left(\Delta z\right)^2} - \frac{V_N^n}{2\Delta z \left(1 + C_N^n\right)}$$

$$e_{N,N} = \frac{\theta}{\Delta t} + \frac{\left(\theta D\right)_{N-1/2}^{n+1,m}}{\left(\Delta z\right)^2}$$

$$f_N = \frac{\theta \left(C_N^n - C_N^{n+1,m}\right)}{\Delta t} + \frac{V_N^n}{\Delta z \left(1 + C_N^n\right)} C_{N-1}^{n+1,m}$$

$$+ \frac{\left(\theta D\right)_{N-1/2}^{n+1,m}}{\left(\Delta z\right)^2} \left(C_{N-1}^{n+1,m} - C_N^{n+1,m}\right) - \frac{q_c}{\Delta z}$$

(20)

當邊界條件給定之後,可迭代求出 各 節 點 之  $\delta h_i^{n+1,m}$ , 再 利 用  $\delta h_i^{n+1,m} = h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}$ 求出新的 $h^{n+1,m}$ , 當滿足 $\delta h_i^{n+1,m} \leq 10^{-4}$ 之條件時,即達到收 斂而進行下個時間之運算。模式求解之 過程,如圖五所示。

# 6.3 數值模擬分析

以本研究中實驗所得之土壤參數, 假設一模擬之土體高 16 公分,共分為 17個節點,總模擬時間為500分鐘,模 擬時間分為 500 個時間間隔,如圖六所 示;初始條件為 h(z,0) = -55.0cm、c(z,0) = 0 g/L,下邊界條件為 h(0,t) = -55.0cm、c(0,t) = 0 g/L, 上邊界則為定 通量邊界條件,其中水分傳輸之邊界條 件設定為土壤飽和 K 值的一半,土壤一 為 q(16,t) = -0.00798cm/min., 土壤二為 q(16,t) = -0.00858cm/min., 土壤三為 q(16,t) = -0.0075cm/min., 鹽分傳輸之邊 界條件設定為水分傳輸通量乘以試驗所 用之鹽份濃度,列出如表五所示;可得 到在不同時間點之鹽分濃度與深度關係 圖,如圖七(a)~(d)、圖八(a)~(d)、圖九 (a)~(d)所示。

# 七、結論

遲滯現象之精準描述對估計土壤水 分極為重要,乾燥與濕潤歷程之轉變反 覆發生,僅採單一水分特性曲線即進行 土壤水分之估計是不足以反應真實之情

形,本研究以土壤水分感測計TDR(Time Domain Reflectometry)及微型張力計 (Tensiometer)來進行土壤水分之含水量 及張力的量測,對於遲滯問題之研究可 提供方便、準確並且連續量測之數據。 在研究土壤水分乾燥與濕潤的問題時, 應考慮遲滯效應對土壤保水特性、比水 容積的影響,此些土壤水力性質會隨不 同歷程(乾燥或濕潤)的變化而改變。

至於鹽分在遲滯現象中造成之影 響,主要在於保水曲線之變化,其導因 於鹽分溶解於水中,使水之密度增加; 就吸水過程討論,在相同含水量之狀況 下,需有較高之張力方可使密度增加之 水分進入孔隙中,與原本之保水曲線比 較,則可發現以鹽水進行之試驗,其濕 潤曲線相對於一般濕潤曲線較為上移; 若為排水之狀況,水密度之改變亦將影 響空氣進入壓力(Air Entry Pressure)之 大小,密度較高之鹽水,所需之張力值 較淡水為高,因此乾燥曲線亦呈現上移 之狀況,濃度越高之鹽水,其保水曲線 上移之程度越多,此種行為即是鹽分對 保水曲線造成之影響。

在濕潤過程中,若張力值為 Ψ,時可 使水分填滿土壤中之大小孔隙,則此張 力值在乾燥過程中,僅足以使較大之孔 隙完成排水,造成在同樣張力值之下, 乾燥過程之含水量均較濕潤過程為高。 而以鹽水進行之試驗,水密度之增加造 成保水曲線之上移,乾燥曲線和濕潤曲 線上移之程度略有不同,乾燥曲線上移 之程度,主要與小孔隙排水所需張力值 有關,其受水密度改變之影響較小;而 潮濕曲線之上移,則與大小孔隙在吸水 過程中所需之張力值有關,因此水密度 改變對其有較大之影響,換言之,濕潤 曲線上移之程度應較大,惟此種差別不 如鹽水遲滯現象與淡水遲滯現象之差別 明顯。

#### 參考文獻

- Beese, F., and R. R. van der Ploeg, 1976, Influences of hysteresis on moisture flow in an unsaturated soil monolith, Soil Sci. Am. J., Vol. 40, pp. 480-484.
- Bomba, S. I., and E. E. Miller, 1967, Secondary-scan hysteresis in glass-bead media, Paper presented at Annual Meeting, Soil Sci. Soc. of Amer.
- Brooks, R. H., and A. T. Corey, 1964, Hydraulic properties of porous media, Colorado State University Hydrology Paper No.3.
- 4. Carsel, R. F., and R. S. Parrish, 1988, Developing joint probability distribution of soil retention characteristics. Water Resources Research, Vol.24, No. 5, pp. 755-769.
- Gillham, R. W., A. Klute, and D. F. Heermann, 1976, Hydraulic properties of a porous medium: Measurement and empirical representation, Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 40, pp.203-207.
- 6. Ibrahim, H. L. and W. Brutsaert, 1968, Intermittent infiltration into

soils with hysteresis, J. Hydraul. Div. ASCE. Vol.94, pp. 265-271.

- Jaynes, D. B., 1984, Comparison of soil water hysteresis models, J. Hydra, Vol. 75, pp. 287-299.
- King, L. G., 1965, Description of soil characteristics for partially saturated flow, Soil Sci. Soc. Am. Proc, Vol. 29, No.4, pp.359-362.
- Kool, J. B., and J. C. Parker, 1987, Development and evaluation of close-form expressions for hysteresis soil hydraulic properties, Water Resources Research, Vol. 23, pp. 105-114.
- Mualem, Y., 1974, A conceptual model of hysteresis, Water Resources Research, Vol.10, No.3, pp. 514-520.
- Mualem, Y., and G. Dagan, 1975, A dependent domain of capillary hysteresis, Water Resources Research, Vol.11, No.3, pp. 452-460.
- Parlange, J. Y., 1976, Capillary hysteresis and the relationship between drying and wetting curves, Water Resources Research, Vol.12, No.2, pp.224-248.
- Parlange, J. Y., 1980, Water transport in soils, Ann. Rev. Fluid Mech., Vol.12, pp. 224-228.
- Pickens, J. P., and R. W. Gillham, 1980, Finite element analysis of solute transport under hysteresis unsaturated flow condition, Water Resources Research, Vol.16, pp. 1071-1078.
- 15. Ross, P. J., 1990, Efficient numerical method for infiltration using

Richard's equation, Water Resources Research., Vol.26, pp. 279-290.

- Royer, J. M., and G. Vachaud, 1975, Field determination of hysteresis in soil-water characteristics, Soil Sci. Am. J., Vol.39, pp. 221-223.
- Scott, P. S., G. J. Farquhar, and N. Kouwen, 1983, Hysteresis effects on net infiltration, Advances in infiltration, ASAE Publ. 11-83, 163-170, Am. Soc. Agric. Eng., St. Joseph, Mich.
- Topp, G. C, 1969, Soil water hysteresis measured in a sandy loam compared with the domain model, Soil Sci. Amer. Proc, Vol.33, pp. 645-651.
- Topp, G. C., 1971, Soil water hysteresis measured in a silt loam and clay loam soils, Water Resources Research, Vol.7, pp. 914-920
- 20. Topp, G. C and J. L. Davis, Annan, 1980, Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in Coaxial transmission lines, Water Resources Research, Vol.16, no.3, pp.574-582.
- Topp, G. C., J. L. Davis, and, A. P. Annan, 1982, Electromagnetic determination of soil water content using TDR: 1. Applications to wetting fronts and steep gradients, Soil Sci. Soc. Am. J., Vol.46, pp. 672-678.
- van Genuchten, M. Th., 1980, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Am. J.,

44(5), 892-898.

- 23. Walter J. C., B. A. Syrett and H. M. Hafez, 1979, Recent advances in **Broad-Band** VHF and UHF transmission line methods for and moisture content dielectric content measurement, IEEE Transactions on instrumentation and measurement, Vol. IM-28, No.4.
- Liu, Y., J.-Y. Parlange and T. S. Steenhuis, 1995, A soil water hysteresis model for fingered flow data, Water Resources Research, Vol.31, No.9, pp. 2263-2267.
- Zegelin S. J., I. White and D. R. Jenkins, 1989, Impoved Field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry, Water Resources Research, Vol.25, No.11, pp. 2367-2376.

- 26. 王銘燦,2002,遲滯土壤水分傳輸 數值模式之研究,國立台灣大學生 物環境系統工程研究所碩士論文。
- 27. 黃漢誠、陳主惠、譚義績,2000,
   未飽和土壤水分遲滯效應之研究,
   中國農業工程學報,第46卷,第四期,第33~47頁。
- 28. 林子雲、黃漢誠、陳主惠、譚義績, 2001, TDR 應用於鹽化土壤含水量 之研究,九十年度農業工程研討會
- 29. 林子雲、黃漢誠、陳主惠、譚義績, 2002,變飽和土壤體積含水比、孔 隙水壓與鹽分濃度之關係研究,第 十三屆水利工程研討會
- 30. 曾介君,1996,利用終端反射 TDR 方法探討土壤之未飽和傳輸特性, 國立中興大學土木工程研究所碩士 論文。
- 圖表

	土壤比重	飽和水力傳導 係數(cm/sec)	均勻係數	級配係數
土壤一	2.63	$1.43 \times 10^{-4}$	1.113	0.981
土壤二	2.62	$1.33 \times 10^{-4}$	1.188	1.036
土壤三	2.60	$1.25 \times 10^{-4}$	2.127	1.151

表一 土壤基本性質

表二 土壤水分張力計率定結果

	率定曲線	相關係數	相關程 度	備註
土壤水分張力 計	$V = 0.1055\psi + 1.9425$ $V = 0.0969\psi + 0.9212$	0.9991 0.9992	高度相 關	<ul><li>V:電壓數值</li><li>ψ:張力水頭</li></ul>

	鹽分濃度	率定曲線	相關係數	相關程度	備註
土壤一	0‰	$\mu = 1.0254\theta + 0.033$	0.9822	高度相關	μ:感測計數
	5‰	$\mu = 1.1086\theta + 0.033$	0.9907	高度相關	值
	10‰	$\mu = 1.1814\theta + 0.033$	0.9934	高度相關	$\theta$ :土壤含水
	15‰	$\mu = 1.3790\theta + 0.033$	0.9941	高度相關	里

表三 土壤水分感測計率定結果

表三 土壤水分感測計率定結果(續)

	鹽分濃度	率定曲線	相關係數 相關程度		備註
土壤一	20‰	$\mu = 1.5242\theta + 0.033$	0.9929	高度相關	
	25‰	$\mu = 1.6569\theta + 0.033$	0.9945	高度相關	
	30‰	$\mu = 1.8061\theta + 0.033$	0.9941	高度相關	
	35‰	$\mu = 1.9789\theta + 0.033$	0.9934	高度相關	
土壤二	0‰	$\mu = 1.0366\theta + 0.033$	0.9814	高度相關	
	5‰	$\mu = 1.1483\theta + 0.033$	0.9898	高度相關	
	10‰	$\mu = 1.2643\theta + 0.033$	0.9905	高度相關	
	15‰	$\mu = 1.3689\theta + 0.033$	0.995	高度相關	
	20‰	$\mu = 1.4945\theta + 0.033$	0.9978	高度相關	μ:感測計數
	25‰	$\mu = 1.6532\theta + 0.033$	0.9973	高度相關	值
	30‰	$\mu = 1.7638\theta + 0.033$	0.9983	高度相關	heta:土壤含水
	35‰	$\mu = 1.8242\theta + 0.033$	0.998	高度相關	量
土壤三	0‰	$\mu = 0.9763\theta + 0.033$	0.982	高度相關	
	5‰	$\mu = 1.1297\theta + 0.033$	0.9868	高度相關	
	10‰	$\mu = 1.2308\theta + 0.033$	0.9883	高度相關	
	15‰	$\mu = 1.3551\theta + 0.033$	0.9946	高度相關	
	20‰	$\mu = 1.4928\theta + 0.033$	0.9965	高度相關	
	25‰	$\mu = 1.6108\theta + 0.033$	0.9964	高度相關	
	30‰	$\mu = 1.7292\theta + 0.033$	0.9959	高度相關	
	35‰	$\mu = 1.9603\theta + 0.033$	0.9948	高度相關	

表四 三種土壤之形狀因子與濃度之關係

	濃度(?)	$lpha^{ m w}$	n <sup>w</sup>	$\alpha^{d}$	n <sup>d</sup>	heta s	heta r
土壤一	0	0.066	3.83	0.04	6.36	0.4071	0.0726
	5	0.062	3.84	0.039	5.92		

	15	0.056	3.87	0.035	6.28		
	25	0.048	4.18	0.032	6.64		
	35	0.043	4.41	0.03	6.78		
	0	0.077	4.28	0.041	7.68		
上坡一	5	0.072	4.31	0.038	8.16	0.4017	0.0025
工場一	15	0.065	4.32	0.036	8.17	0.4017	0.0835
	25	0.054	4.35	0.033	8.13		

表四 三種土壤之形狀因子與濃度之關係

	濃度(?)	$lpha^{\mathrm{w}}$	$n^{w}$	$\alpha^{d}$	$n^d$	heta s	heta r
土壤二	35	0.047	4.42	0.031	8.23	0.4017	0.0835
	0	0.058	4.25	0.033	6.22		
	5	0.055	4.28	0.032	6.26		
土壤三	15	0.047	4.33	0.029	6.31	0.4025	0.0935
	25	0.037	4.37	0.026	6.35		
	35	0.033	4.4	0.023	6.4		

表五 數值模擬中土壤上邊界之鹽分通量邊界條件

鹽分濃度(g/L)	土壤一	土壤二	土壤三
5.03	2.01×10 <sup>-8</sup>	2.16×10 <sup>-8</sup>	$1.88 \times 10^{-8}$
15.23	6.08×10 <sup>-8</sup>	6.53×10 <sup>-8</sup>	5.71×10 <sup>-8</sup>
25.64	1.02×10 <sup>-7</sup>	1.10×10 <sup>-7</sup>	9.62×10 <sup>-8</sup>
36.27	1.45×10 <sup>-7</sup>	$1.56 \times 10^{-7}$	$1.36 \times 10^{-7}$

單位: $g/\min \square cm^2$ 



# 圖1 實驗配置



圖二(b) 土壤一,鹽分濃度15‰與鹽分濃度0‰之保水曲線比較



圖二(d) 土壤一,鹽分濃度 35%,與鹽分濃度 0%,之保水曲線比較



圖三(b) 土壤二,鹽分濃度15‰與鹽分濃度0‰之保水曲線比較



圖三(d) 土壤二,鹽分濃度 35‰與鹽分濃度 0‰之保水曲線比較



圖四(b) 土壤三,鹽分濃度15‰與鹽分濃度0‰之保水曲線比較



圖四(d) 土壤三,鹽分濃度35‰與鹽分濃度0‰之保水曲線比較

含水量(%)



圖五 模式流程圖



圖六 空間離散示意圖



圖七(b) 土壤一,鹽分濃度15.23g/L,不同時間之濃度與深度關係



圖七(d) 土壤一,鹽分濃度36.27g/L,不同時間之濃度與深度關係



圖八(b) 土壤二,鹽分濃度15.23g/L,不同時間之濃度與深度關係



圖八(d) 土壤二,鹽分濃度36.27g/L,不同時間之濃度與深度關係



圖九(b) 土壤三,鹽分濃度15.23g/L,不同時間之濃度與深度關係



圖九(d) 土壤三,鹽分濃度 36.27g/L,不同時間之濃度與深度關係