

## 鹽化土壤遲滯現象之研究

### An Investigation of Hysteresis of Salt-affected Soil

國立台灣大學  
生物環境系統工程學  
研究所博士生

馬國宸

Kuo-Chen Ma

國立台灣大學  
生物環境系統工程學  
研究所碩士

林子雲

Tzu-Yun Lin

中國技術學院  
土木工程系  
教授

陳主惠

Chu-Hui Chen

國立台灣大學  
生物環境系統工程學系教授  
暨水工試驗所主任

譚義績

Yih-Chi Tan

#### 摘 要

在未飽和土壤水分的傳輸現象中，水分移動的水力特性是相當重要的，此特性取決於土壤含水量及土壤類型等因素，未飽和土壤水分會因乾燥、濕潤交替的歷程而發生遲滯現象，要能準確的計算則必須在乾燥、濕潤歷程交替變化的環境中考慮遲滯現象的發生及其所對應之變動。台灣地區四周環海，海水倒灌之情形相當嚴重，此現象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複雜，且受遲滯現象影響甚巨，也因此更顯未飽和層中水流及鹽份傳輸研究之重要性。

本研究之目標為探討海水倒灌後土壤中水分及鹽份的遲滯現象，以砂箱實驗之方式分析其特性，採用各種濃度之鹽水，進行多組土壤水分遲滯現象研究，藉以觀察鹽份濃度對遲滯行為之影響，由於鹽份溶解於水中，使水的密度增加；就土壤吸水過程中，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鹽水進入孔隙中，與原本無鹽份之保水曲線比較，則可發現以鹽水試驗之濕潤曲線相對於一般濕潤曲線較為上移；若為排水狀況，水密度之改變亦影響空氣進入壓力(Air Entry Pressure)之大小，密度較高之鹽水，所需之張力值較淡水為高，因此以鹽水試驗之乾燥曲線亦呈現上移之情形，濃度越高之鹽水，其保水曲線上移之程度越多；並進行數值分析之發展，利用數值模式模擬未飽和層土壤中水分及鹽份之傳輸。鹽份濃度對於土壤水分遲滯現象之影響，包括形狀因子之改變，其中以  $\alpha$  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  $\alpha^w$ 、 $\alpha^d$  值分別對濃度進行線性迴歸，可發現其  $R^2$  值均在 0.97 以上。

**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 property must be available, that property is dependent on the moistures and nature of soils. In unsaturated soils, hysteresis is an important phenomenon affecting water flow, and the effect should be taking into account during wetting and drying processes. Taiwan is surrounded with seawater, and it's very serious that seawater infiltrates into soils. 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. After the salinity and water infiltrates into soil, the progress of infiltrating, evaporating, and movement 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 cannot be neglected. Most studies are ignored about hysteresis because of complication. The prediction of soil water balance can be improved by taking hysteresis into account under diurnally varying environment condition that involved alternative wetting and drying. Under the same water content in wetting curve, salinity water need higher suction into soil pore. Salinity soil water retention curve have been shift upper compared with original soil water retention curve. In drying curve, the changing of water density influences air entry pressure. Water of higher salinity, the soil water retention curve has been shift upper. The changing of salinity cause the changing of  $\alpha$  value. We proceeded linear regression of  $\alpha^w$ 、 $\alpha^d$  value, and the R-square value of  $\alpha^w$ 、 $\alpha^d$  value exceeded 0.97.

**Keywords:** Hysteresis, Soil-water-retention curve, Salt-affected soil.

## 一、前 言

海水倒灌問題常常困擾著沿海地區之土地利用、土壤復育與農業發展，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。本研究之內容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傳輸的影響；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，再以砂箱試驗進

一步了解其特性，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複雜行為。研究之方法以砂箱試驗為主，採用不同之石英砂配合各種濃度之鹽水，進行多組之遲滯現象研究，藉以觀察鹽份濃度對遲滯行為之影響；並與以純水進行之實驗比較之，以分析純水與鹽水所造成遲滯行為之差異，以期對未飽和土壤中之水分及鹽份之行為獲得更深入之了解。

今日在此方面的研究大多將遲滯現象忽略，意即土壤含水量  $\theta$  僅為張力水頭  $\psi$  之一對一函數，即  $\theta = \theta(\psi)$ ，且不因乾燥及濕潤歷程的不同而有所變化(Brook 及 Corey, 1964; van Genuchten, 1980; van Genuchten 及 Nielsen, 1985; Driessen, 1986)，可是在土壤復育、農田洗鹽等問題的處理上，土壤水分及鹽份的遲滯效應是不應被忽略的(Russo, 1980)，故本研究之重點在於分析未飽和層中土壤含水量  $\theta$  與溶質濃度  $c$ 、基質水頭  $\psi$  及不同水文歷程的關係。本研

究中乃利用砂箱試驗進行遲滯現象之實驗，並利用不同濃度之鹽水以及不同種類之石英砂分別進行多組之實驗，希望與以純水進行遲滯現象之實驗加以比較，並可分析不同土壤所造成之影響，以期對下述各點能有一定程度之了解：

- (1) 鹽水濃度對於遲滯現象之影響，由於濃度之變化直接造成水密度之變化，而可能間接對水分之傳輸產生影響，因此期望藉由實驗之觀察以了解其現象。
- (2) 不同種類之土壤與遲滯現象之關係，因土壤之顆粒大小與孔隙狀態等性質均與水分之傳輸息息相關，故利用不同粒徑分布之土壤進行實驗，以觀察其產生之影響。
- (3) 嘗試利用數值模式以模擬水分與鹽份在未飽和層傳輸之現象，以研究水分與鹽份之傳輸過程。

## 二、文獻回顧

### 2-1 van Genuchten 土壤水分參數模式

有相當多的學者進行保水曲線之研究中，提出保水曲線的數學表示式，如 Brook and Corey (1964、1966)、King (1965)、van Genuchten (1980) 等，但其中以 van Genuchten 的土壤水分參數模式較能反應土壤保水曲線的形狀及型式，本研究在此前提之下採用 van Genuchten 土壤水分參數模式，並假設水分遲滯曲線中各組土壤保水曲線(乾燥曲線或濕潤曲線)具備相同的形狀因子，以推求遲滯現象中各種不同狀態的水分特性。

本研究中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，每一條乾燥或濕潤曲線皆具備相同的形狀因子，也就是每一條乾燥曲線之  $\alpha^d$ 、 $n^d$  維持定值(上標 d 表乾燥歷程)， $\alpha^d$ 、 $n^d$  值的求取可藉由土壤保水曲線之主要乾燥曲線實驗數據迴歸得知；而每一條濕潤曲線之  $\alpha^w$ 、 $n^w$  亦保持定值(上標 w 表濕潤歷程)， $\alpha^w$ 、 $n^w$  值的求取可藉由保水曲線之主要濕潤曲線實驗數據迴歸得知。

van Genuchten 土壤水分參數模式如下：

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (1 + |\alpha\psi|^n)^{-m} \quad \text{當 } \psi < 0$$

$$\theta = \theta_s \quad \text{當 } \psi \geq 0 \dots\dots\dots (1)$$

其中

$\theta$  : 土壤體積含水比。

$\theta_s$  : 土壤飽和體積含水比。

$\theta_r$  : 土壤殘餘體積含水比。

$\alpha$  : 曲線形狀因子一。

$n$  : 曲線形狀因子二。

$m$  : 曲線形狀因子三，且  $m=1-(1/n)$ 。

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：

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

第 2i+2 乾燥曲線寫為：

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

以上 i=0、1、2、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：

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

第 (2i+2)' 濕潤曲線寫為：

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

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。

### 2-2 遲滯模式

根據前人之研究，在計算未飽和層土壤中水分傳輸之狀況時，應將土壤吸水與排水持續變化之歷程加以考慮(Beese and van der Ploeg, 1976)：土壤由完全乾燥狀態經吸水過程達到飽和狀態，其張力水頭與含水量之關係變化(如圖 1a)稱為主要潮濕曲線(Main Wetting Curve)，而在未達飽和之前於 A 點發生吸水與排水狀態之變化，

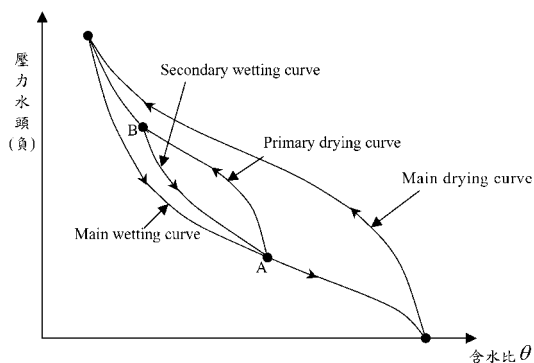


圖 1a 保水曲線之遲滯現象(一)

(主要濕潤曲線之狀態改變轉為第一乾燥曲線再轉為第二濕潤曲線)

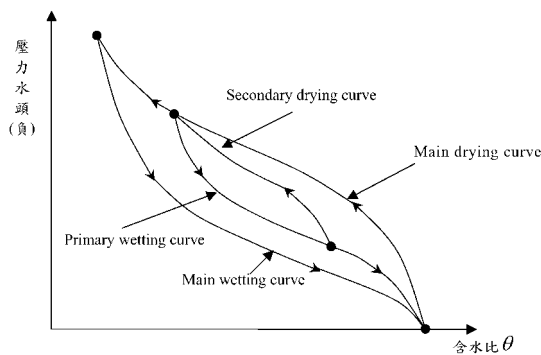


圖 1b 保水曲線之遲滯現象(二)

(主要乾燥曲線之狀態改變轉為第一濕潤曲線再轉為第二乾燥曲線)

則曲線變化為第一乾燥曲線(Primary Drying Curve)，其後於 B 點又發生狀態改變，此時曲線變化為第二濕潤曲線(Secondary Wetting Curve)；反之若由完全飽和狀態經過排水過程(如圖 1b)，則得到主要乾燥曲線(Main Drying Curve)，在排水過程未結束時發生狀態改變即可得第一潮濕曲線(Primary Wetting Curve)，與第二乾燥曲線(Secondary Drying Curve)等。在主要乾燥曲線與主要濕潤曲線之間，若因發生狀態改變而產生交替變化之曲線，稱為掃描線(Scanning Curve)，狀態改變之點如 A 點與 B 點稱為反折點(Reversal Point)。

前人遲滯現象之分析方法可分為三部分，包括理論方法、經驗方法及數值模擬。

以理論方法從事之研究包括：

- (1) 孔隙區間獨立法(Topp, 1969; Mualem, 1974; Parlange, 1976、1980)：孔隙區間獨立法乃假設土壤中孔隙並不互相影響，而利用統計方法以分析乾燥及濕潤時孔隙半徑的大小。
- (2) 孔隙區間相依法(Mualem and Dagan, 1975; Kool and Parker, 1987)：孔隙區間相依法由延伸孔隙區間獨立法而來，但考量孔隙間的互相影響及其作用。
- (3) 修正型孔隙間相依法(Kool and Parker, 1987)：提出修正型孔隙間相依法，並比較其與經驗模式的優缺點。

以經驗方法進行研究的包括 Ibrahim and Brutsaert (1968)、Gillham et al. (1976)、Scott et al. (1983)等，上述學者假設土壤水分遲滯曲線中的掃描曲線與主要乾燥及潮濕曲線的形狀有關，並須先求得主要乾燥及潮濕曲線之參數值，在應用上是較為容易的。

而數值模擬的研究則有 Pickens and Gillham (1980)、Jaynes (1984)、Kool and Parker (1987)等，皆針對遲滯水分局動之數值模擬進行研究，其中 Pickens and Gillham 提出二維模式並建立土壤保水曲線隨乾燥潮濕變動之關係，並以一維方式進行模擬，但研究中並未針對水力傳導係數的遲滯特性做出研究，但其研究已近乎實際情形。Jaynes (1984)指出乾濕往返效應的出現會使土壤水分的計算產生低估的情形，其運用四種方法加以計算遲滯水分曲線，發現坡度法(Slope method)及點法(Point method)在乾、濕歷程變化中會有乾濕往返效應的產生，而造成土壤含水量低估之情形，線性法(Linear method)雖然不會有乾濕往返效應的困擾，但無法計算乾、濕歷程變化土壤含水量的差異，而第二模式法(Model II method)能避免乾濕往返效應的出現。王銘燦(2002)利用數值方法求解理查方程式，並配合 van Genuchten 之土壤保水曲線關係式進行運算，以模擬未飽和層土壤之水分傳輸，本研究應用其概念並進行水分傳輸方程式與溶質傳輸方程式之求解，以分析未飽和層中之水分與溶質之傳輸。

### 2-3 未飽和層水分傳輸與溶質傳輸理論

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

變密度地下水流動控制方程式:

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

其中  $\rho$ : 地下水含鹽份濃度為  $C$  時之密度  $[M/L^3]$ 。

$\rho_0$ : 地下水含鹽份濃度為 0 時之密度  $[M/L^3]$ 。

$F$ : 儲蓄係數  $[1/L]$ 。

$\psi$ : 張力水頭  $[L]$ 。

$t$ : 時間  $[T]$ 。

$k$ : 水力傳導係數  $[L/T]$ 。

$Z$ : 重力水頭  $[L]$ 。

$\rho^*$ : 抽水或補注液體之密度  $[M/L^3]$ 。

$Q$ : 地下水抽水或補注量  $[L^3/T/L^3]$ 。

儲蓄係數  $F$  定義為:

$$F = s_w (\alpha' + \beta'n) + \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$$

其中  $s_w$ : 土壤水分飽和度  $[L^3/L^3]$ 。

$\alpha'$ : 土粒之壓縮係數  $[1/L]$ 。

$\beta'$ : 水分之壓縮係數  $[1/L]$ 。

$n$ : 土壤孔隙率  $[L^3/L^3]$ 。

$\theta$ : 土壤體積含水量  $[L^3/L^3]$ 。

溶質傳輸控制方程式:

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} + \rho_b \frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla C = \nabla \cdot (\theta D \cdot \nabla C) - \lambda (\theta C + \rho_b S) + q C_m - C \left[ \frac{\rho^*}{\rho_0} q - \frac{\rho_0}{\rho} V \cdot \nabla \left( \frac{\rho}{\rho_0} \right) \right] \dots \dots \dots (7)$$

其中  $C$ : 水相中之鹽份濃度  $[M/L^3]$ 。

$\rho_b$ : 孔隙介質之總體密度  $[M/L^3]$ 。

$S$ : 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  $[L^2/T]$ 。

$\lambda$ : 衰減係數  $[1/T]$ 。

$C_m$ : 補注液體之濃度  $[M/L^3]$ 。

其中吸附相中之鹽份濃度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  $S = \frac{S_{\max} K C}{1 + K C}$

Freundlich isotherm 模式  $S = K C^n$

其中  $k_d$ : 分佈係數  $[L/M^3]$ 。

$S_{\max}$ : Langmuir isotherm 模式中吸附相的最大容許溶質濃度  $[M/M]$ 。

$n$ : Freundlich isotherm 模式中濃度的次方指數  $[L/L]$ 。

$K$ : Langmuir isotherm、Freundlich isotherm 模式的反應係數  $[L/M^3]$ 。

延散係數  $D$  之定義為:

$$\theta D = a_T |V| \delta + (a_L - a_T) \frac{V V}{|V|} + \theta a_m \tau \delta$$

其中  $\delta$ : Kronecker delta tensor  $[L/L]$ 。

$|V|$ : 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  $[L^2/T]$ 。

$\tau$ : 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)式在不考慮土粒及水分之壓縮性、區域內無抽取或補注、流體為純水時, 形成 Richards equation (1931), 即  $\frac{d\theta}{dt} = \nabla \cdot [k \cdot (\nabla \psi + \nabla z)]$ , 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  $\frac{d\theta}{d\psi}$  的關係。

### 三、實驗設置與分析

未飽和層地下水的流動發生於地層下方牽涉的面積廣大，自然條件下之地下水流況相當複雜，加上觀測所需的費用及成本偏高，而自然現象難以經由人為操控，無法滿足研究需要而進行變因之控制，故運用砂箱模型試驗以模擬地下水流動，可作為研究之有力工具。本研究中採用三種不同粒徑分佈土壤進行試驗。探討不同粒徑大小、級配之土壤對保水曲線有何影響，與對形狀因子有何關連性。

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測是不可或缺的，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，本研究之實驗量測系統如圖 2 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 MICRO-LOGGER，可方便長時間



圖 2 實驗配置圖

之監控及實驗數據之處理。在土壤含水量的量測是以土壤水分感測計(Time Domain Reflectometry, TDR)進行量測，其為 IMKO MICRO-MODUL 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  $\pm 2\%$ 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 UMWELT- ANALYTISCHE MESS SYSTEM 所生產之 T5 型張力計，可適用範圍為 -1000 hPa~850 hPa，儀器之誤差範圍為  $\pm 5$ hpa，其結構包含一多孔性介質(porous media)，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。

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，分別敘述如下：

#### 3-1 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 1，其中土壤一之土壤粒徑有 76.05%之含量分佈在 0.25mm~0.297mm 之間，屬均一程度極高之土

表 1 土壤基本性質

	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	2.62	$1.33 \times 10^{-4}$	1.188	1.036
土壤二	2.63	$1.43 \times 10^{-4}$	1.113	0.981
土壤三	2.60	$1.25 \times 10^{-4}$	2.127	1.151

表 2 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	$V = 0.1055\psi + 1.9425$	0.9991	高度相關	V: 電壓數值
	$V = 0.0969\psi + 0.9212$	0.9992		$\psi$ : 張力水頭

壤，但其平均粒徑較土壤二為細，而土壤二之粒徑有 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：土壤二 > 土壤一 > 土壤三。

均勻程度：土壤二 > 土壤一 > 土壤三。

級配程度：土壤三 > 土壤一 > 土壤二。

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。

### 3-2 量測儀器率定

包括張力計之率定及土壤水分感測計之率定，分別敘述如下：

#### 3-2-1 張力計率定

(1) 所需儀器與設備：張力計、數據擷取儲存器、塑膠管、抽氣機、U 形玻璃管(內盛水銀)。

(2) 率定流程：

A. 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。

B. 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。

C. 鬆開閥門，再度開啓抽氣機，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。

D. 重複步驟 C，但控制 U 型玻璃管兩端水銀高差較前次高，觀察電壓值。

E. 每一支張力計依上述程序，可得出多個率定點，得出率定曲線。

率定所得之結果列於表 2，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。

#### 3-2-2 土壤水分感測計率定

(1) 所需儀器與設備：土壤水分感測計、數據擷取儲存器、燒杯、量杯、鐵尺、鐵棒、圓形鐵盒。

(2) 率定流程：

A. 取用定量、定體積之石英砂，使孔隙率維持定值，並將石英砂慢慢倒入圓形鐵盒。

B. 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。

C. 將含水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。

D. 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分配比換算成體

表 3 土壤水分感測計率定結果

	鹽份濃度	率定曲線	相關係數	備註
土壤一	0‰	$\mu = 1.0254\theta + 0.033$	0.9822	$\mu$ : 感測計數值 $\theta$ : 土壤含水量
	5‰	$\mu = 1.1086\theta + 0.033$	0.9907	
	10‰	$\mu = 1.1814\theta + 0.033$	0.9934	
	15‰	$\mu = 1.3790\theta + 0.033$	0.9941	
	20‰	$\mu = 1.5242\theta + 0.033$	0.9929	
	25‰	$\mu = 1.6569\theta + 0.033$	0.9945	
	30‰	$\mu = 1.8061\theta + 0.033$	0.9941	
	35‰	$\mu = 1.9789\theta + 0.033$	0.9934	
土壤二	0‰	$\mu = 1.0366\theta + 0.033$	0.9814	
	5‰	$\mu = 1.1483\theta + 0.033$	0.9898	
	10‰	$\mu = 1.2643\theta + 0.033$	0.9905	
	15‰	$\mu = 1.3689\theta + 0.033$	0.995	
	20‰	$\mu = 1.4945\theta + 0.033$	0.9978	
	25‰	$\mu = 1.6532\theta + 0.033$	0.9973	
	30‰	$\mu = 1.7638\theta + 0.033$	0.9983	
	35‰	$\mu = 1.8242\theta + 0.033$	0.998	
土壤三	0‰	$\mu = 1.9763\theta + 0.033$	0.982	
	5‰	$\mu = 1.1297\theta + 0.033$	0.9868	
	10‰	$\mu = 1.2308\theta + 0.033$	0.9883	
	15‰	$\mu = 1.3551\theta + 0.033$	0.9946	
	20‰	$\mu = 1.4928\theta + 0.033$	0.9965	
	25‰	$\mu = 1.6108\theta + 0.033$	0.9964	
	30‰	$\mu = 1.7292\theta + 0.033$	0.9959	
	35‰	$\mu = 1.9603\theta + 0.033$	0.9948	

積水分含量，如此兩個數值可形成率定圖之數值點。

- E. 重複步驟 A 至 D，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。
- F. 重複步驟 A 至 E，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。
- G. 重複步驟 A 至 F，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 3，所得之相關係數均達 0.9814 以上，屬高度相關，顯示實驗設備可準確反應實際之土壤含水量情形。

### 3-3 砂箱實驗設置與進行

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啓進行水分排除，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。

### 3-4 實驗結果

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  $\theta^w(\psi,1)$ ，將其結果與 van Genuchten 之理論模式(1 式)加以比較，如圖 3 (a)~(e)、圖 4(a)~(e)、圖 5(a)~(e)所示，圖 3 (f)~(i)、圖 4(f)~(i)、圖 5(f)~(i)則為不同鹽份濃度之保水曲線比較。

## 四、遲滯實驗之結果與討論

根據前人之研究 Hillel (1972)，遲滯現象之成因可能由於下列幾種原因：

- (1) 個別孔隙的不均勻性(Geometric nonuniformity)：
 

通常是不規則形狀的孔隙，由較小之孔隙互相連接，引起”墨水瓶效應”(Ink bottle effect)
- (2) 陷入空氣(Entrapped air)：
 

減少新濕潤土壤之水分含量，使土壤中夾帶空氣，加強遲滯現象之影響。
- (3) 接觸角效應(Contact-angle effect)：
 

水分在前進過程之凹面中較後退過程之凹面中接觸角較大，因而曲率半徑較大。故於一定之水分含量下，排水過程之吸力較吸水過程之吸力為大。
- (4) 膨脹、收縮或老化現象(Air phenomena)：

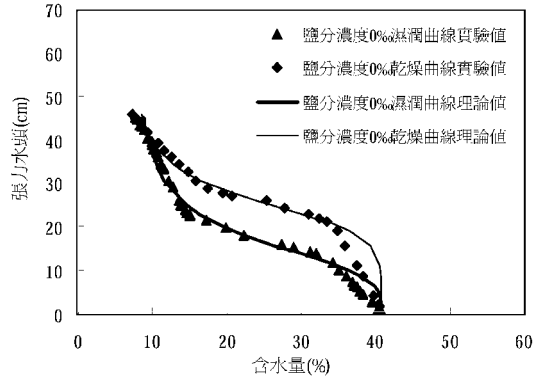


圖 3(a) 土壤一，鹽份濃度 0‰之保水曲線實驗值與理論值比較

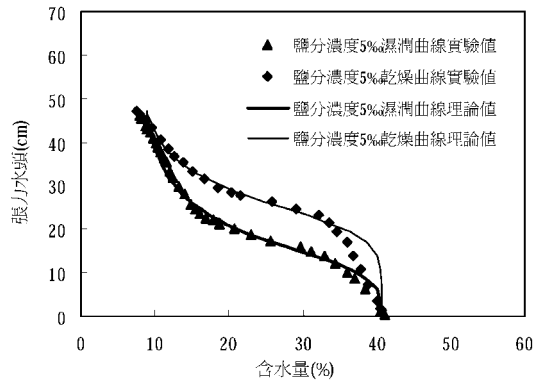


圖 3(b) 土壤一，鹽份濃度 5‰之保水曲線實驗值與理論值比較

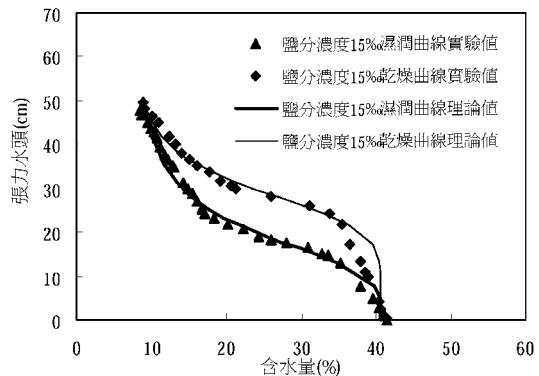


圖 3(c) 土壤一，鹽份濃度 15‰之保水曲線實驗值與理論值比較

由土壤構造之微小變化所引起，因樣本之乾燥及濕潤歷程而異。

嘗試進行解釋墨水瓶效應所造成之影響，在

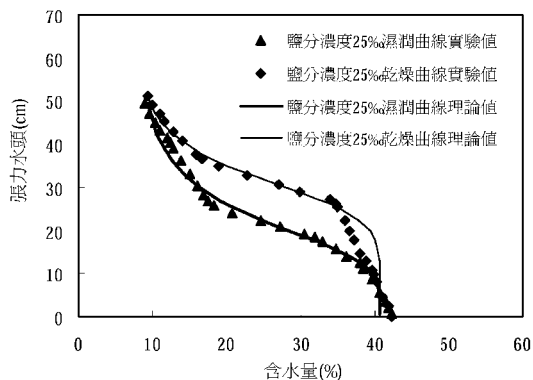


圖 3(d) 土壤一，鹽份濃度 25‰之保水曲線實驗值與理論值比較

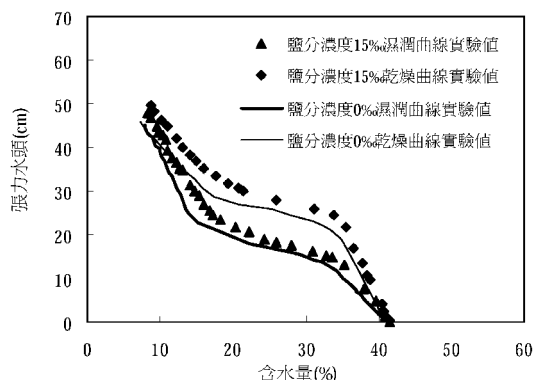


圖 3(g) 土壤一，鹽份濃度 15‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

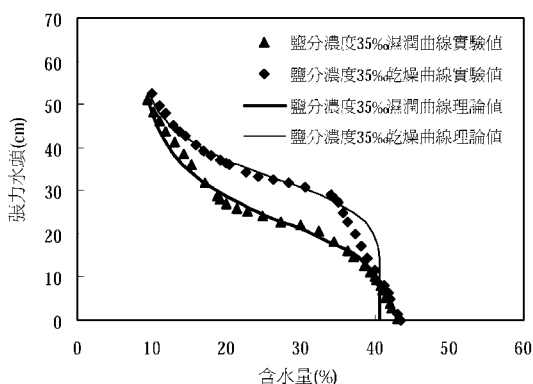


圖 3(e) 土壤一，鹽份濃度 35‰之保水曲線實驗值與理論值比較

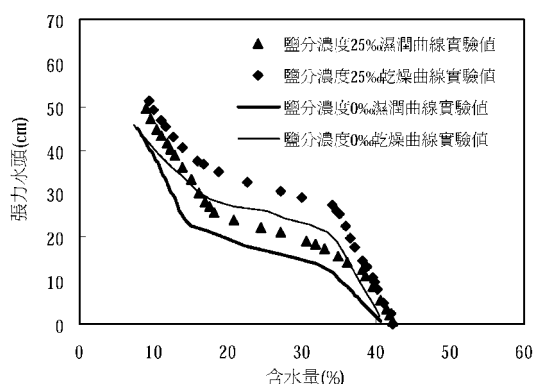


圖 3(h) 土壤一，鹽份濃度 25‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

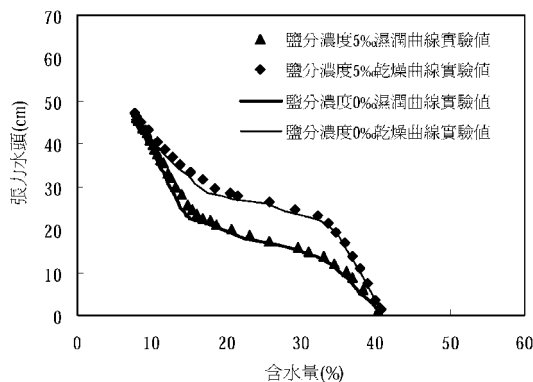


圖 3(f) 土壤一，鹽份濃度 5‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

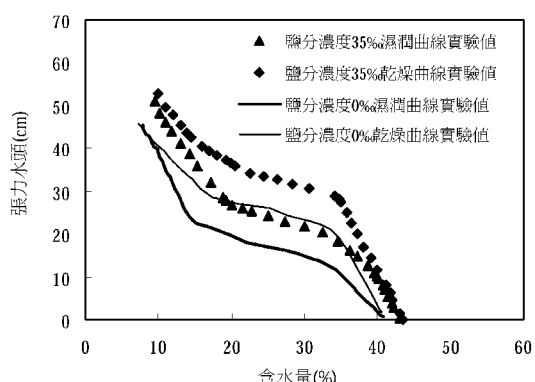


圖 3(i) 土壤一，鹽份濃度 35‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

此理論之概念中，土壤孔隙之間通常是由狹窄的互相連結，大孔隙本身可比擬為墨水瓶之”瓶腔”，狹窄的小孔隙可比擬為墨水瓶之”瓶頸”，

如圖 6 所示。假設瓶腔的半徑為  $M$ ，瓶頸的半徑為  $m$ ，而接觸角為零，根據吸力與孔隙半徑的關係：

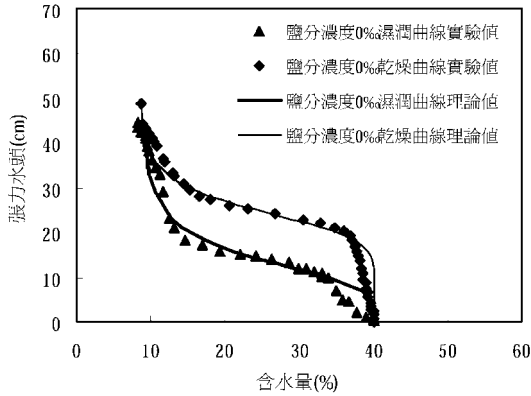


圖 4(a) 土壤二，鹽份濃度 0%之保水曲線實驗值與理論值比較

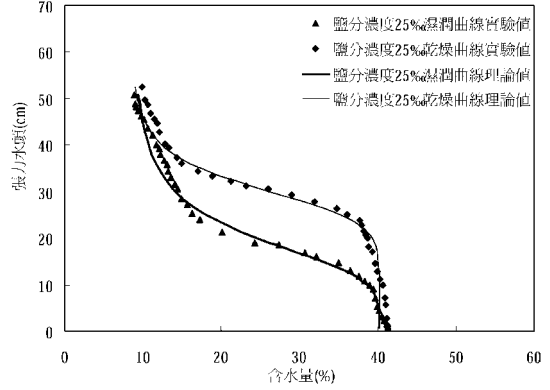


圖 4(d) 土壤二，鹽份濃度 25%之保水曲線實驗值與理論值比較

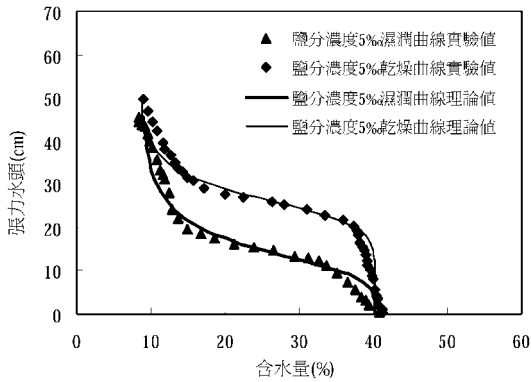


圖 4(b) 土壤二，鹽份濃度 5%之保水曲線實驗值與理論值比較

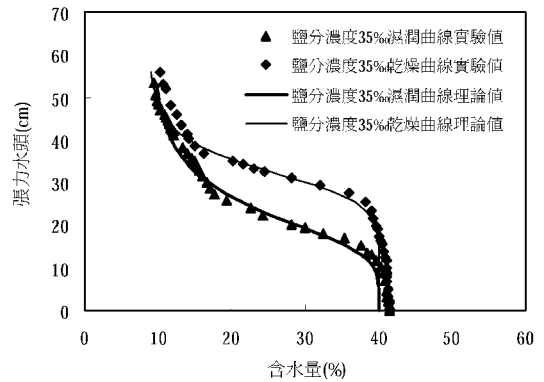


圖 4(e) 土壤二，鹽份濃度 35%之保水曲線實驗值與理論值比較

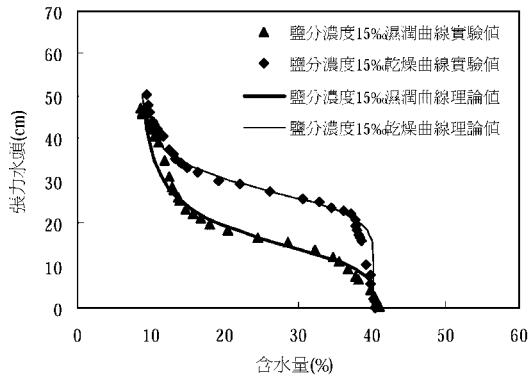


圖 4(c) 土壤二，鹽份濃度 15%之保水曲線實驗值與理論值比較

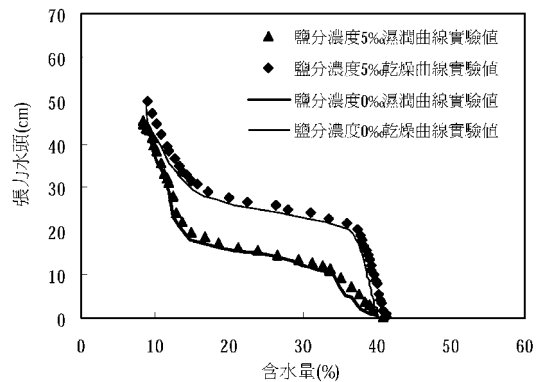


圖 4(f) 土壤二，鹽份濃度 5%與鹽份濃度 0%之保水曲線比較

$$\phi_M = 2\sigma/M$$

$$\phi_m = 2\sigma/m$$

上式中， $\phi_M$ 、 $\phi_m$  分別表示瓶腔與瓶頸的吸力， $\sigma$  為水之表面張力。因  $M > m$ ，可得  $\phi_m > \phi_M$ 。在排水的過程，充水孔隙的水要排出前

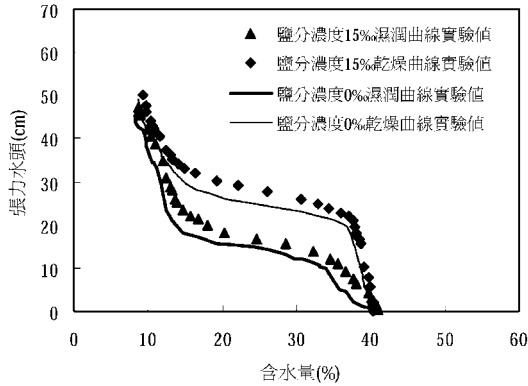


圖 4(g) 土壤二，鹽份濃度 15‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

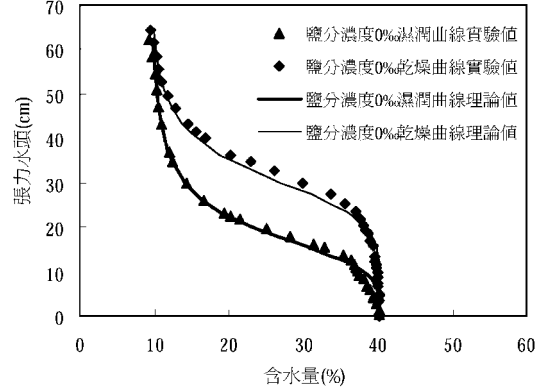


圖 5(a) 土壤三，鹽份濃度 0‰之保水曲線實驗值與理論值比較

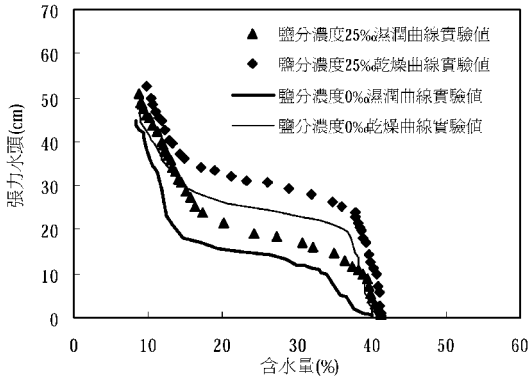


圖 4(h) 土壤二，鹽份濃度 25‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

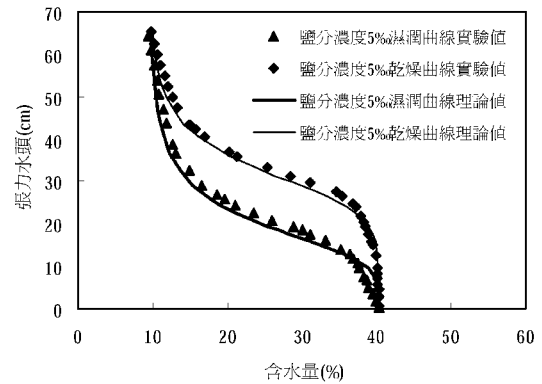


圖 5(b) 土壤三，鹽份濃度 5‰之保水曲線實驗值與理論值比較

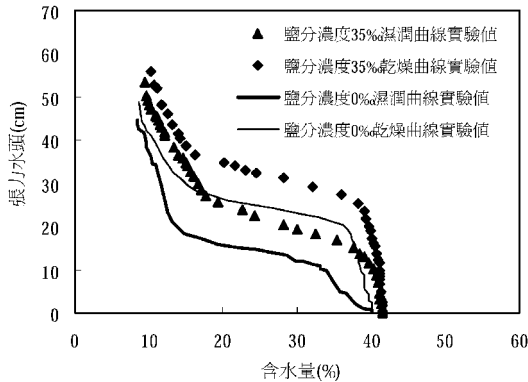


圖 4(i) 土壤二，鹽份濃度 35‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

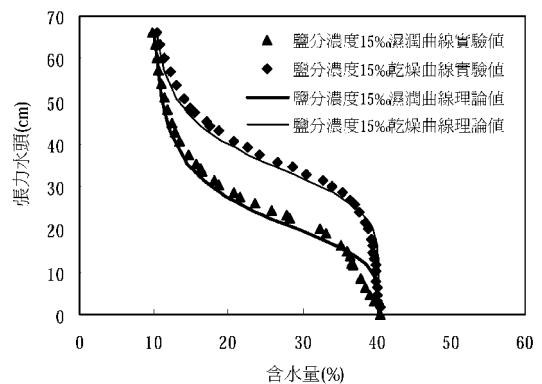


圖 5(c) 土壤三，鹽份濃度 15‰之保水曲線實驗值與理論值比較

須通路暢通，即瓶頸部分的水須先排掉。瓶頸部分排水與否取決於  $\phi_m$  之大小，只有吸力超過  $\phi_m$  值時，瓶頸才能開始排水。因此，即使在排水過

程中，瓶腔部分排水與否，可由吸力是否達到  $\phi_M$  值決定，但因吸力強度不足以使瓶頸排水 ( $\phi_M < \phi_m$ )，通路堵塞，所以水仍然積聚在瓶腔

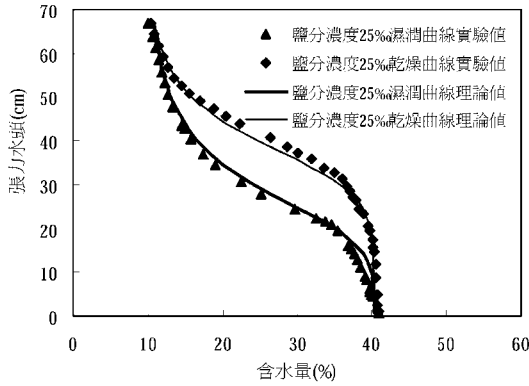


圖 5(d) 土壤三，鹽份濃度 25‰之保水曲線實驗值與理論值比較

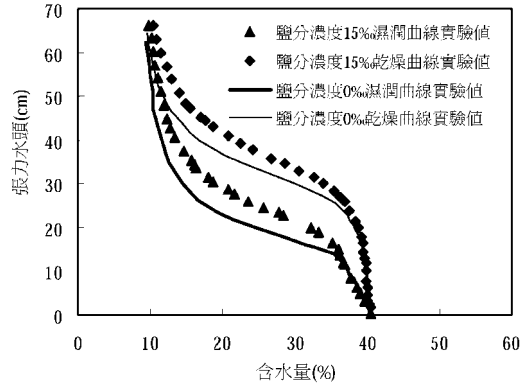


圖 5(g) 土壤三，鹽份濃度 15‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

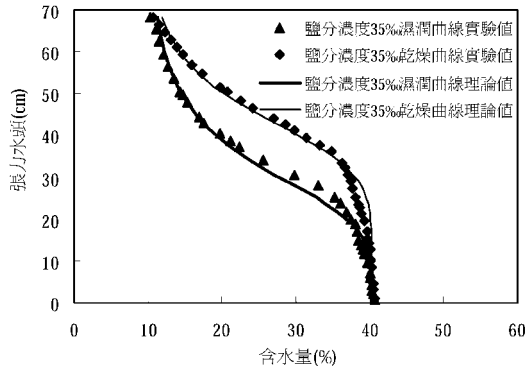


圖 5(e) 土壤三，鹽份濃度 35‰之保水曲線實驗值與理論值比較

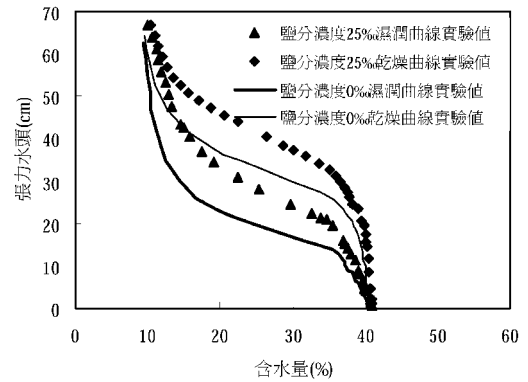


圖 5(h) 土壤三，鹽份濃度 25‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

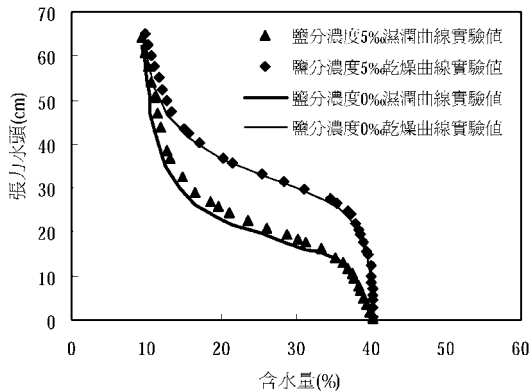


圖 5(f) 土壤三，鹽份濃度 5‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

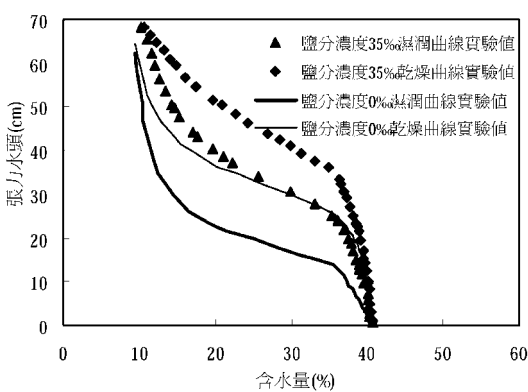


圖 5(i) 土壤三，鹽份濃度 35‰與鹽份濃度 0‰之保水曲線比較

中。在吸水過程中，瓶腔充水並不受瓶頸阻礙，當吸力降至 $\phi_m$ 時，瓶頸進行吸水過程，再降至 $\phi_M$ 之後瓶腔接著充水。所以，在排水過程和吸

水過程中，吸力接近 $\phi_m$ 時，瓶腔的水分含量有極大差異，在排水過程中是充滿水的，而在吸水過程中則是空的。如此可解釋為在同一吸力值

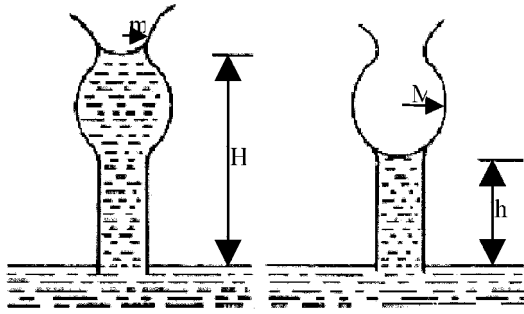


圖 6 墨水瓶效應示意圖

下，排水過程的土壤含水量總是比吸水過程高的原因。

#### 4-1 主要乾燥曲線與主要濕潤曲線

以墨水瓶效應所描述之孔隙大小與組成之觀念及不同孔隙尺度所對應之張力關係，可應用於解釋遲滯現象之曲線變化關係；對於主要濕潤曲線而言，土壤由乾燥狀態開始吸水，曲線呈現斜率較大之下降趨勢，表示含水量較低之土壤進行潮濕過程之時，由於孔隙之中大多為空氣，而根據以上所述之墨水瓶效應，潮濕過程中是由瓶頸(小孔隙)先行充水。

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，但土壤三在排水過程開始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，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

驗結果中之現象則較為不同，但並不表示另兩種土壤不存在 Air-entry pressure；在兩種土壤之實驗結果中皆出現排水初期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。其次，在含水量增加至接近飽和含水量之時，則出現張力水頭變化較為劇烈之現象，而含水量之改變則趨緩，由吸水之過程分析，應為小孔隙中均已飽和，而大孔隙中仍有空氣尚未排出，因此含水量之增加趨緩，張力之變化則轉為劇烈，如此方可使大孔隙中之空氣排出，表示小孔隙飽和而大孔隙尚未飽和之情形，由大孔隙未飽和轉變至部分飽和之過程，需要產生較大之張力變化，而由部分飽和轉變至大孔隙完全飽和亦然；在保水曲線之圖形上，所呈現的即是在接近飽和時曲線斜率之突然變化，為使大孔隙中之空氣完全排除所需之壓力，可稱之為水分進入壓力 (Water-entry pressure)。

#### 4-2 鹽份濃度對遲滯現象之影響

鹽份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，土壤形狀因子與鹽水濃度如表 4，並將鹽水濃度對保水曲線之影響相互比較之，可發現以不同濃度之鹽水進行試驗，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，此種現象可視為鹽份所造成之影響。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，此現象亦為鹽份所造成之影響。

以土壤三為例，比較不同濃度對空氣進入壓力之影響；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。

考慮鹽份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；在乾燥過程中，若張力值為  $\psi_m$  時土壤開始進行排水，則此張力值在濕潤過程中，僅足以使小之孔隙完成吸水，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

表 4 三種土壤之形狀因子與鹽水濃度之關係

濃度 (%)	$\alpha^w$	$n^w$	$\alpha^d$	$n^d$	$\theta_s$	$\theta_r$
0	0.066	3.83	0.04	6.36		
土 5	0.062	3.84	0.039	5.92		
壤 15	0.056	3.87	0.035	6.28	0.4071	0.0726
一 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		
土 5	0.072	4.31	0.038	8.16		
壤 15	0.065	4.32	0.036	8.17	0.4017	0.0835
二 25	0.054	4.35	0.033	8.13		
35	0.047	4.42	0.031	8.23		
0	0.058	4.25	0.033	6.22		
土 5	0.055	4.28	0.032	6.26		
壤 15	0.047	4.33	0.029	6.31	0.4025	0.0935
三 25	0.037	4.37	0.026	6.35		
35	0.033	4.4	0.023	6.4		

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，鹽份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  $\alpha$  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  $\alpha^w$ 、 $\alpha^d$  值分別對濃度進行線性迴歸，可發現其  $R^2$  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  $\alpha$  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。

綜合以上所述，可得到水中溶解之鹽份對於遲滯現象之影響如下：

- (1) 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；在乾燥

曲線部分形成之改變，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，大孔隙達到可排水之張力時，小孔隙尚未達到可排水之張力，水密度上升會造成小孔隙排水所需之張力變大，使空氣進入壓力亦隨之增加。

- (2) 黏滯性之改變為影響水分傳輸之重要因素，因鹽份濃度上升會造成水之黏滯性增加，主要由於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。
- (3) 鹽份濃度對土壤水分特性曲線之影響，尚包括形狀因子之改變，以  $\alpha$  值與濃度之關係較明顯，隨濃度之增加呈遞減之趨勢，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  $\alpha^w$ 、 $\alpha^d$  值分別對濃度進行線性迴歸，可發現其  $R^2$  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。

## 五、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。

### 5-1 有限差分

#### 5-1-1 控制方程式之離散：

本研究之控制方程式為本文所列出之第(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：

$$\frac{\rho}{\rho_0} \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot \left\{ k \cdot \left[ \nabla \psi + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla Z \right] \right\} \dots \dots \dots (8)$$

$$\Rightarrow \frac{\rho}{\rho_0} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{\rho}{\rho_0} k \right]$$

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：

$$\frac{\rho}{\rho_0} \frac{\theta_i^{n+1} - \theta_i^n}{\Delta t} - \frac{\left[ \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} (\psi_{i+1}^{n+1} - \psi_i^{n+1})}{(z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}})(z_{i+1} - z_i)} \right]}{\dots} \dots (9)$$

$$\frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1} (\psi_i^{n+1} - \psi_{i-1}^{n+1})}{(z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}})(z_i - z_{i-1})} - \frac{\rho}{\rho_0} \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} - k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1}}{(z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}})} = 0$$

假設節點之間隔為定值， $z_{i+1} - z_i = z_i - z_{i-1} = z_{i+1/2} - z_{i-1/2} = \Delta z$ ：

$$\frac{\rho}{\rho_0} \frac{\theta_i^{n+1} - \theta_i^n}{\Delta t} - \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} (\psi_{i+1}^{n+1} - \psi_i^{n+1})}{(\Delta z)^2} + \dots \dots \dots (10)$$

$$\frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1} (\psi_i^{n+1} - \psi_{i-1}^{n+1})}{(\Delta z)^2} - \frac{\rho}{\rho_0} \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} - k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1}}{(\Delta z)} = 0$$

令  $m$  為迭代次數：

$$\frac{\rho}{\rho_0} \frac{\theta_i^{n+1,m+1} - \theta_i^n}{\Delta t} - \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m} (\psi_{i+1}^{n+1,m+1} - \psi_i^{n+1,m+1})}{(\Delta z)^2} + \dots \dots \dots (11)$$

$$\frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m} (\psi_i^{n+1,m+1} - \psi_{i-1}^{n+1,m+1})}{(\Delta z)^2} - \frac{\rho}{\rho_0} \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m} - k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)} = 0$$

將體積含水量  $\theta_i^{n+1,m+1}$  對於迭代次數  $m$  以泰勒級數展開如下：

$$\theta_i^{n+1,m+1} = \theta_i^{n+1,m} + \frac{d\theta_i^{n+1,m}}{d\psi} (\psi_i^{n+1,m+1} - \psi_i^{n+1,m}) + O(\delta^2) \dots \dots \dots (12)$$

忽略高階項的誤差  $O(\delta^2)$ ，並將(12)式代入(11)式可得：

$$\frac{\rho}{\rho_0} \frac{\theta_i^{n+1,m} - \theta_i^n + \frac{d\theta_i^{n+1,m}}{d\psi} (\psi_i^{n+1,m+1} - \psi_i^{n+1,m})}{\Delta t} - \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m} (\psi_{i+1}^{n+1,m+1} - \psi_{i+1}^{n+1,m} - \psi_i^{n+1,m+1} + \psi_i^{n+1,m})}{(\Delta z)^2}$$



$$\begin{aligned}
& + \frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m} (\psi_i^{n+1,m+1} - \psi_i^{n+1,m} - \psi_{i-1}^{n+1,m+1} - \psi_{i-1}^{n+1,m})}{(\Delta z)^2} \\
& - \frac{\rho_0 k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m} - k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{\rho_0 (\Delta z)} \\
& = \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m} (\psi_{i+1}^{n+1,m} - \psi_i^{n+1,m})}{(\Delta z)^2} - \frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m} (\psi_i^{n+1,m} - \psi_{i-1}^{n+1,m})}{(\Delta z)^2} \\
& \dots\dots\dots(13)
\end{aligned}$$

令  $\delta\psi_i^{n+1,m} = \psi_i^{n+1,m+1} - \psi_i^{n+1,m}$ ，經整理後可得：

$$\begin{aligned}
& \frac{\rho}{\rho_0} \frac{\theta_i^n - \theta_i^{n+1,m}}{\Delta t} + \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} (\psi_{i+1}^{n+1,m} - \psi_i^{n+1,m}) \\
& - \frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} (\psi_i^{n+1,m} - \psi_{i-1}^{n+1,m}) + \frac{\rho}{\rho_0} \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m} - k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)} \\
& = - \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} \delta\psi_{i+1}^{n+1,m} + \left[ \frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} + \frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} \right] \dots\dots(14) \\
& + \frac{d\theta_i^{n+1,m}}{d\psi} \frac{\rho}{\rho_0 \Delta t} \left[ \delta\psi_i^{n+1,m} + \frac{-k_{i+\frac{1}{2}}^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} \delta\psi_{i-1}^{n+1,m} \right]
\end{aligned}$$

假若在邊界節點 N 為定水頭邊界時， $\psi_N^{n+1}$  必為一定值，亦即  $\psi_N^{n+1,m+1} - \psi_N^{n+1,m} = 0$ ，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  $q_B \cong -K_N \frac{\psi_{N+1/2} - \psi_{N-1/2}}{\Delta z} - K_N$ ，而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： $\lambda = 0$

假設無吸附之現象： $S = 0$

計算密度  $\rho$  與濃度  $C$  之關係：

$$\rho = \frac{m_w + m_s}{V_w + V_s} \dots\dots\dots(15)$$

$m_w$ ：溶液中水分之質量[M]。

$m_s$ ：溶液中溶質之質量[M]。

$V_w$ ：溶液中水分之體積[L<sup>3</sup>]。

$V_s$ ：溶液中溶質之體積[L<sup>3</sup>]。

經過整理可得：

$$\rho = \frac{\rho_w + m_s/V_w}{1 + V_s/V_w} = \rho_w + \frac{m_s}{V_w} + O\left(\frac{1}{V_w^2}\right) \dots\dots\dots(16)$$

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：

$$\rho = 1 + \frac{m_s}{V_w} = 1 + C \dots\dots\dots(17)$$

將以上條件代入(7)式可得到：

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} + V \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \theta D \frac{\partial C}{\partial z} \right] + \frac{\rho_0}{\rho} V \frac{\partial}{\partial C} \left[ \frac{\rho}{\rho_0} \right] \frac{\partial C}{\partial z} \cdot C \dots\dots\dots(18)$$

令 n 為時間離散編號，i 為空間離散編號，整理後得到下式：

$$\begin{aligned}
& \theta \frac{C_i^{n+1} - C_i^n}{\Delta t} + V_i^n \left( 1 - \frac{C_i^n}{1 + C_i^n} \right) \frac{(C_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} - C_{i-\frac{1}{2}}^{n+1})}{(z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}})} \\
& - \frac{(\theta D)_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} (C_{i+1}^{n+1} - C_i^{n+1})}{(z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}})(z_{i+1} - z_i)} + \frac{(\theta D)_{i-\frac{1}{2}}^{n+1} (C_i^{n+1} - C_{i-1}^{n+1})}{(z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}})(z_i - z_{i-1})} = 0 \\
& \dots\dots\dots(19)
\end{aligned}$$

令 m 為迭代次數，並且假設節點之間隔為定值：

$$\begin{aligned}
& \theta \frac{C_i^{n+1,m+1} - C_i^n}{\Delta t} + \frac{V_i^n}{2} \left( 1 - \frac{C_i^n}{1 + C_i^n} \right) \frac{(C_{i+1}^{n+1,m+1} - C_{i-1}^{n+1,m+1})}{(\Delta z)} \\
& - \frac{(\theta D)_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} (C_{i+1}^{n+1,m+1} - C_i^{n+1,m+1})}{(\Delta z)^2} \\
& + \frac{(\theta D)_{i-\frac{1}{2}}^{n+1} (C_i^{n+1,m+1} - C_{i-1}^{n+1,m+1})}{(\Delta z)^2} = 0 \dots\dots(20)
\end{aligned}$$

整理後可得：

$$\begin{aligned}
& \theta \frac{C_i^{n+1,m+1} - C_i^{n+1,m}}{\Delta t} - \left[ \frac{(\theta D)_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{(\Delta z)^2} - \frac{V_i^n}{2\Delta z(1 + C_i^n)} \right] \\
& \cdot (C_{i+1}^{n+1,m+1} - C_i^{n+1,m+1}) + \left[ \frac{(\theta D)_{i-\frac{1}{2}}^{n+1}}{(\Delta z)^2} + \frac{V_i^n}{2\Delta z(1 + C_i^n)} \right] \\
& \cdot (C_i^{n+1,m+1} - C_{i-1}^{n+1,m+1}) = \theta \frac{C_i^n - C_i^{n+1,m}}{\Delta t}
\end{aligned}$$

$$+ \left[ \frac{(\theta D)_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{(\Delta z)^2} - \frac{V_i^n}{2\Delta z(1+C_i^n)} \right] (C_{i+1}^{n+1,m} - C_i^{n+1,m}) \quad \dots(21)$$

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

令  $\delta C_i^{n+1,m} = C_i^{n+1,m+1} - C_i^{n+1,m}$  :

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

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

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

$$+ \left[ \frac{(\theta D)_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}}{(\Delta z)^2} - \frac{V_i^n}{2\Delta z(1+C_i^n)} \right] (C_i^{n+1,m} - C_i^{n+1,m})$$

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

.....(22)

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。

## 5-2 模式流程與求解

對區域內空間之第 i 節點而言，由(14)式中可看出共有三個未知數  $\delta h_{i-1}^{n+1,m}$ 、 $\delta h_i^{n+1,m}$ 、 $\delta h_{i+1}^{n+1,m}$ ，(22)式中包括另外三個未知數  $\delta C_{i-1}^{n+1,m}$ 、 $\delta C_i^{n+1,m}$ 、 $\delta C_{i+1}^{n+1,m}$ ，將區域內所有節點所形成之方程式寫為矩陣之形式：

$$\begin{bmatrix} a_{1,1} & a_{1,2} & 0 & 0 \cdots & 0 \\ a_{2,1} & a_{2,2} & a_{2,3} & 0 \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \dots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & a_{N,N-1} & a_{N,N} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta h_1^{n+1,m} \\ \delta h_2^{n+1,m} \\ \vdots \\ \vdots \\ \delta h_N^{n+1,m} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ b_N \end{bmatrix} \quad \dots(23)$$

$$\begin{bmatrix} e_{1,1} & e_{1,2} & 0 & 0 \cdots & 0 \\ e_{2,1} & e_{2,2} & e_{2,3} & 0 \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \dots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & e_{N,N-1} & e_{N,N} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta C_1^{n+1,m} \\ \delta C_2^{n+1,m} \\ \vdots \\ \vdots \\ \delta C_N^{n+1,m} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ f_N \end{bmatrix} \quad \dots(24)$$

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  $a_{i,j}$  及  $e_{i,j}$  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：

$$\begin{aligned} a_{1,1} &= 1 & a_{N,N-1} &= 0 \\ a_{1,2} &= 0 & a_{N,N} &= 1 \quad \dots(25) \\ b_1 &= 0 & b_N &= 0 \end{aligned}$$

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：

$$\begin{aligned} a_{N,N-1} &= -\frac{K_{N-1/2}^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} \\ a_{N,N} &= \frac{\rho}{\rho_0} \frac{C_N^{n+1,m}}{\Delta t} + \frac{K_{N-1/2}^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} \\ b_N &= K_{N-1/2}^{n+1,m} \frac{h_{N-1}^{n+1,m} - h_N^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} - \frac{\rho}{\rho_0} \frac{K_{N-1/2}^{n+1,m}}{(\Delta z)^2} \\ &+ \frac{\rho}{\rho_0} \frac{\theta_N^n - \theta_N^{n+1,m}}{\Delta t} - \frac{\rho}{\rho_0} \frac{q_B}{\Delta z} \quad \dots(26) \end{aligned}$$

對於濃度而言，若上下邊界為定濃度邊界條件時，下式成立：

$$\begin{aligned} e_{1,1} &= 1 & e_{N,N-1} &= 0 \\ e_{1,2} &= 0 & e_{N,N} &= 1 \quad \dots(27) \\ f_1 &= 0 & f_N &= 0 \end{aligned}$$

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：

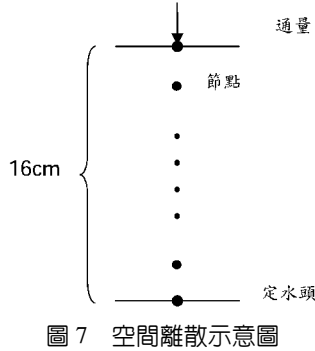


圖 7 空間離散示意圖

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

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

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

$$+ \frac{V_N^n}{\Delta z(1+C_N^n)} C_{N-1}^{n+1,m} - \frac{q_c}{\Delta z} \quad (28)$$

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 8 所示。

### 5-3 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 7 所示；初始條件為  $h(z,0) = -55.0\text{cm}$ 、 $c(z,0) = 0 \text{ g/L}$ ，下邊界條件為  $h(0,t) = -55.0\text{cm}$ 、 $c(0,t) = 0 \text{ g/L}$ ，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  $q(16,t) = -0.00798\text{cm/min}$ ，土壤二為  $q(16,t) = -0.00858\text{cm/min}$ ，土壤三為  $q(16,t) = -0.0075\text{cm/min}$ ，鹽份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 5 所示；可得到在不同時間點之含水量與深度關係圖及鹽份濃度與深度關係圖，如圖 9(a)~(h)、圖 10(a)~(h)、圖 11(a)~(h) 所示。

表 5 數值模擬中土壤上邊界之鹽份通量邊界條件

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

單位：g/min·cm<sup>2</sup>

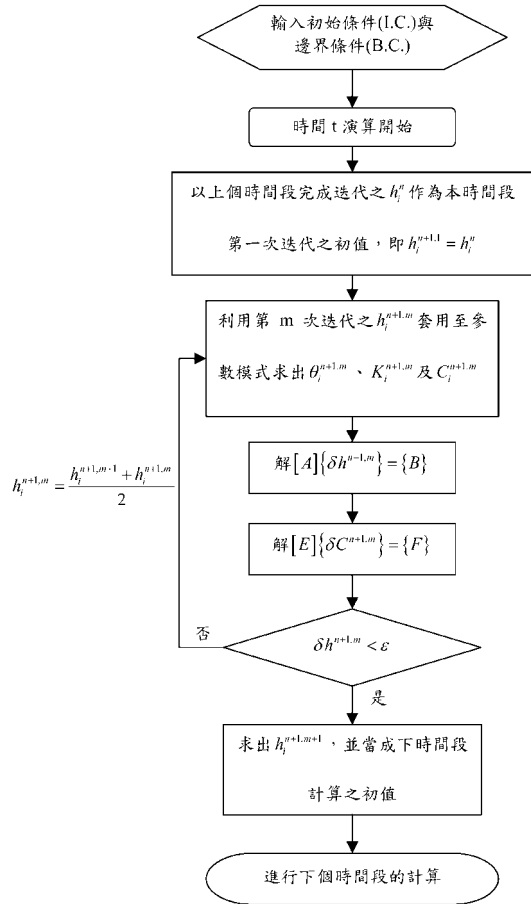


圖 8 模式流程圖

## 六、結論與建議

### 6-1 結論

1. 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

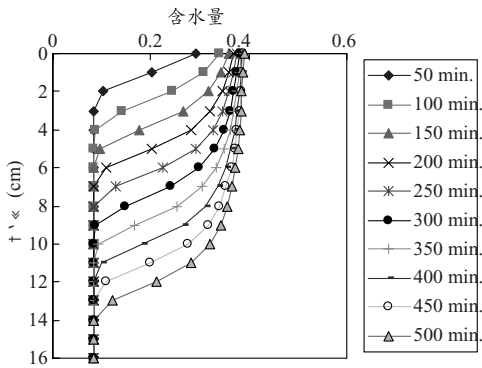


圖 9(a) 土壤一，鹽份濃度 5.03g/L，不同時間之含水量與深度關係

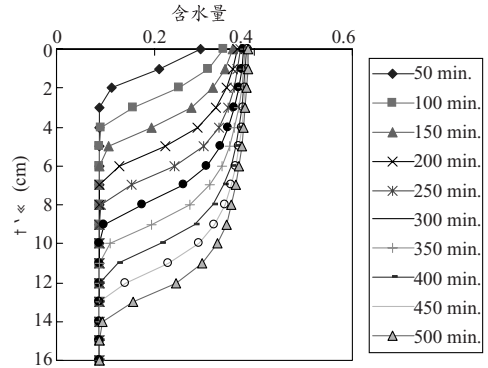


圖 9(b) 土壤一，鹽份濃度 15.23g/L，不同時間之含水量與深度關係

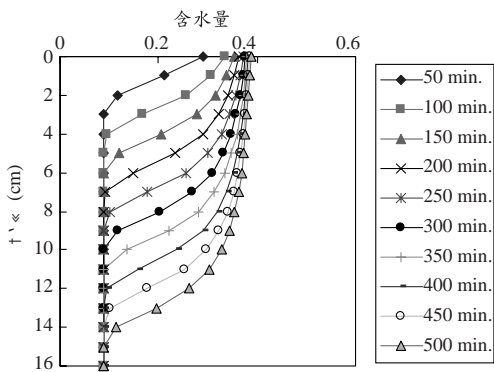


圖 9(c) 土壤一，鹽份濃度 25.64g/L，不同時間之含水量與深度關係

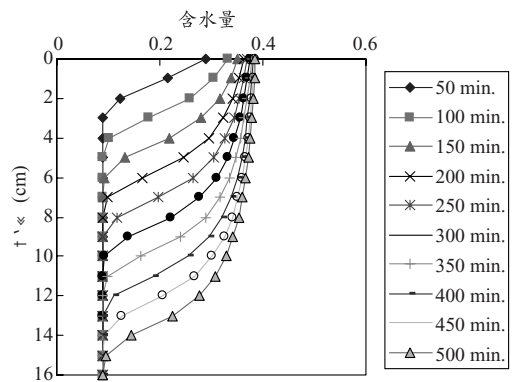


圖 9(d) 土壤一，鹽份濃度 36.27g/L，不同時間之含水量與深度關係

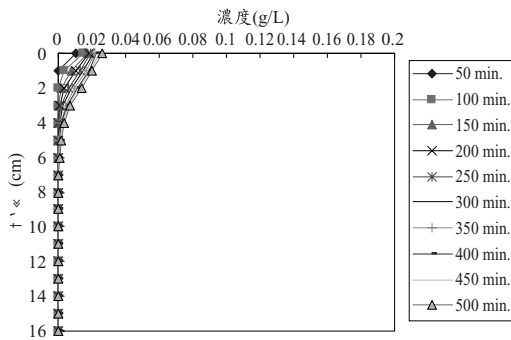


圖 9(e) 土壤一，鹽份濃度 5.03g/L，不同時間之濃度與深度關係

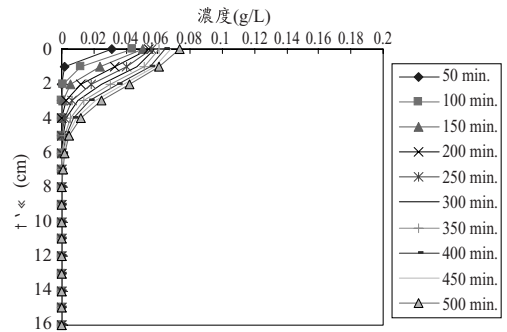


圖 9(f) 土壤一，鹽份濃度 15.23g/L，不同時間之濃度與深度關係

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，這些土壤水力性質會隨不同歷程(乾燥或濕潤)的變化而改變。

2. 至於鹽份在遲滯現象中造成之影響，主要在於於

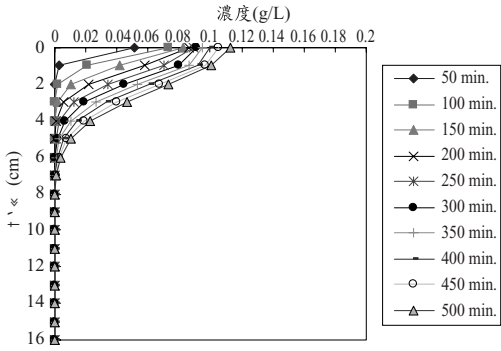


圖 9(g) 土壤一，鹽份濃度 15.03g/L，不同時間之濃度與深度關係

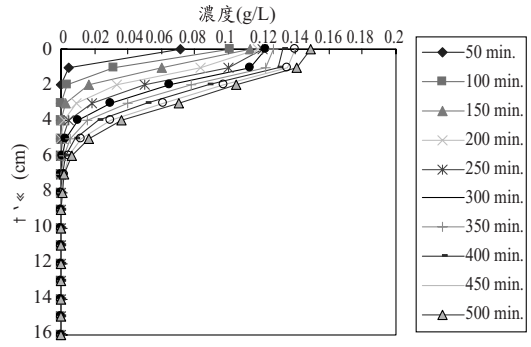


圖 9(h) 土壤一，鹽份濃度 36.27g/L，不同時間之濃度與深度關係

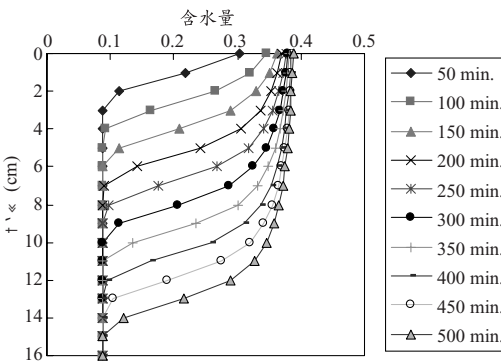


圖 10(a) 土壤二，鹽份濃度 5.03g/L，不同時間之含水量與深度關係

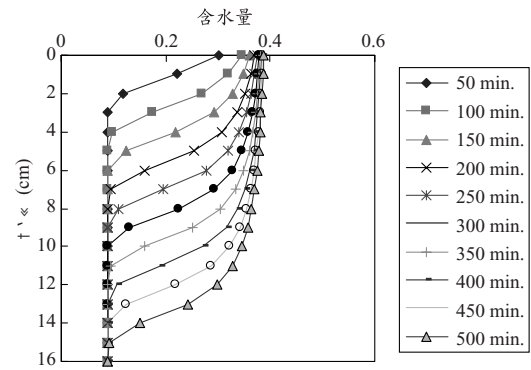


圖 10(b) 土壤二，鹽份濃度 15.23g/L，不同時間之含水量與深度關係

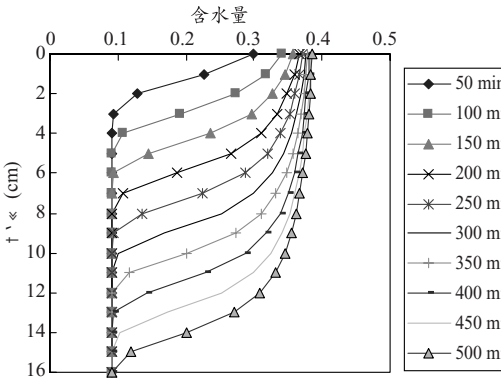


圖 10(c) 土壤二，鹽份濃度 25.64g/L，不同時間之含水量與深度關係

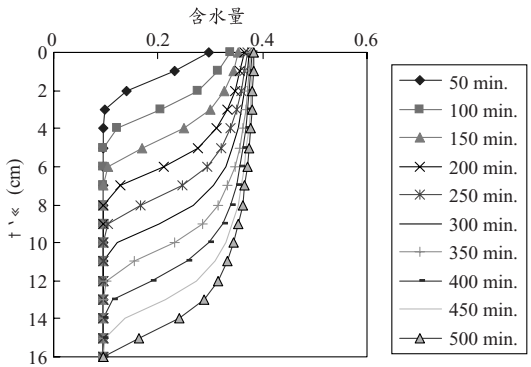


圖 10(d) 土壤二，鹽份濃度 36.27g/L，不同時間之含水量與深度關係

保水曲線之變化，其導因於鹽份溶解於水中，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

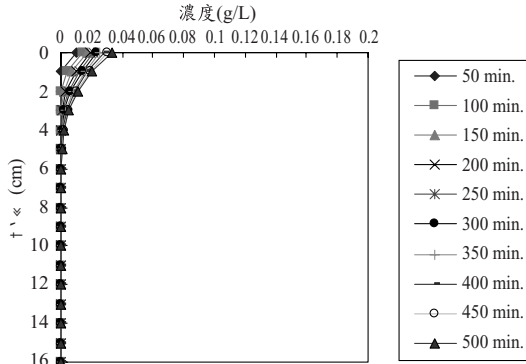


圖 10(e) 土壤二，鹽份濃度 5.03g/L，不同時間之濃度與深度關係

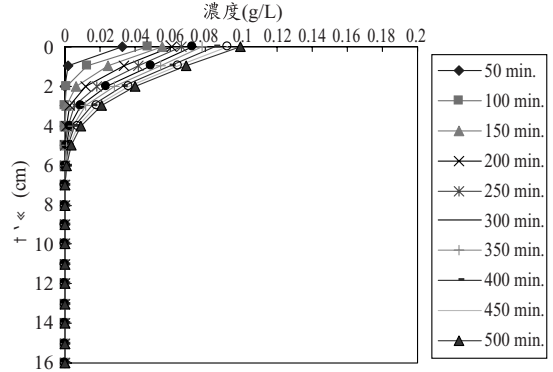


圖 10(f) 土壤二，鹽份濃度 15.23g/L，不同時間之濃度與深度關係

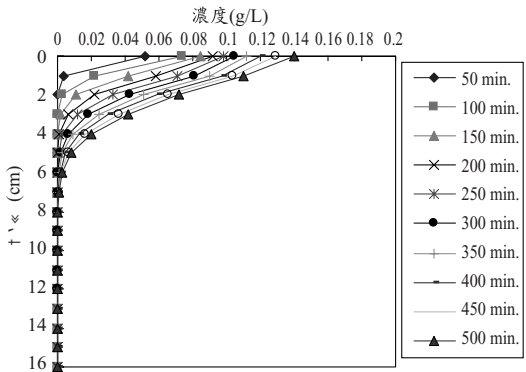


圖 10(g) 土壤二，鹽份濃度 25.64g/L，不同時間之濃度與深度關係

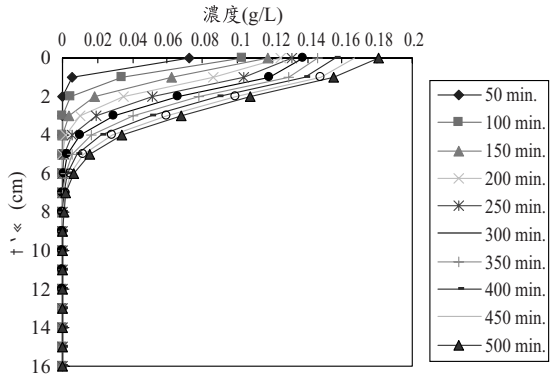


圖 10(h) 土壤二，鹽份濃度 36.27g/L，不同時間之濃度與深度關係

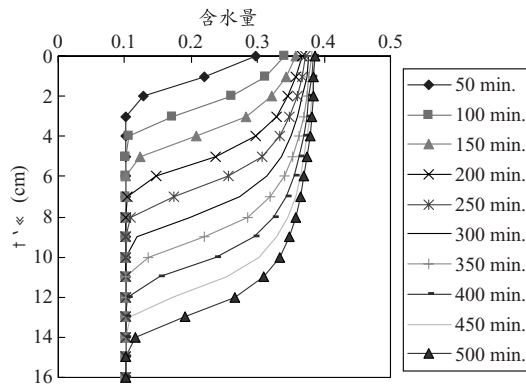


圖 11(a) 土壤三，鹽份濃度 5.03g/L，不同時間之含水量與深度關係

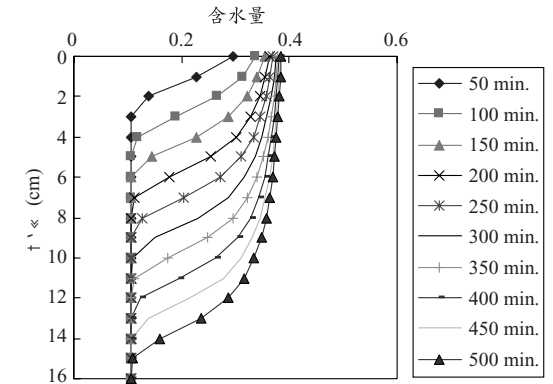


圖 11(b) 土壤三，鹽份濃度 15.23g/L，不同時間之含水量與深度關係

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，此種行為即是鹽份對保水曲線造成之影響。

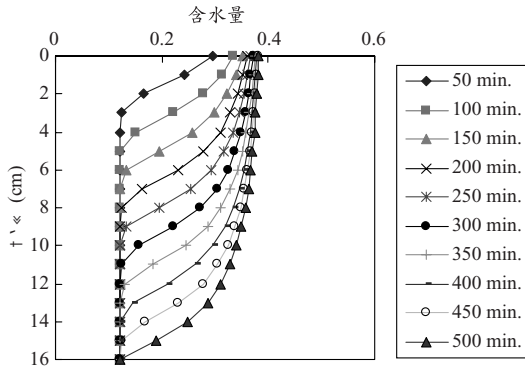


圖 11(c) 土壤三，鹽份濃度 25.64g/L，不同時間之含水量與深度關係

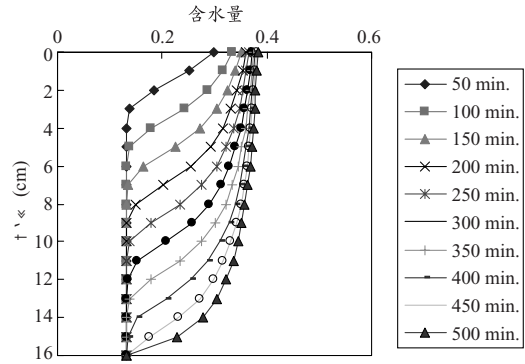


圖 11(d) 土壤三，鹽份濃度 36.27g/L，不同時間之含水量與深度關係

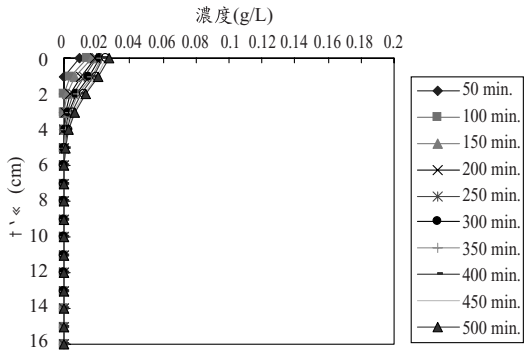


圖 11(e) 土壤三，鹽份濃度 5.03g/L，不同時間之含水量與深度關係

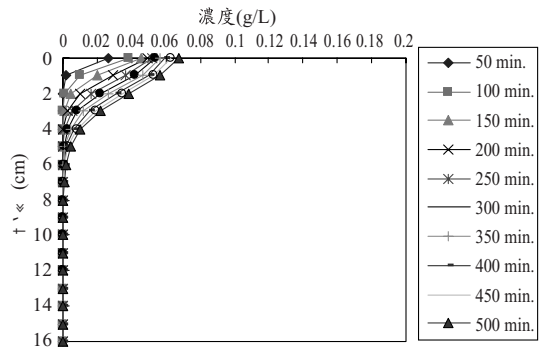


圖 11(f) 土壤三，鹽份濃度 15.23g/L，不同時間之含水量與深度關係

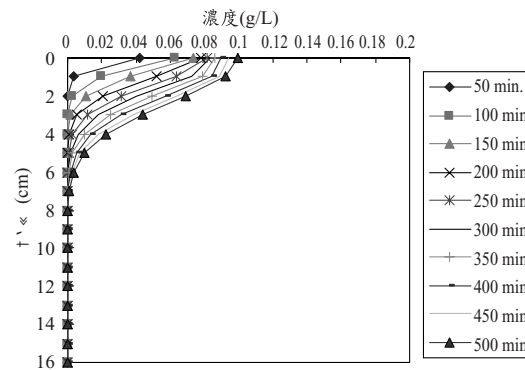


圖 11(g) 土壤三，鹽份濃度 25.64g/L，不同時間之濃度與深度關係

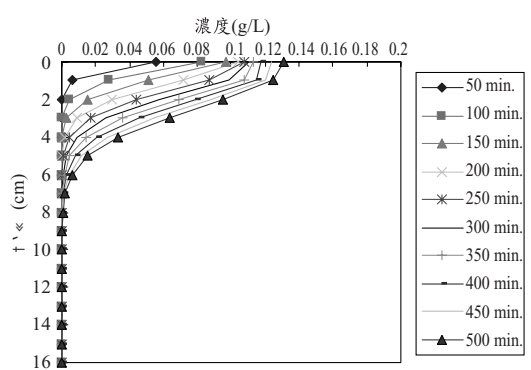


圖 11(h) 土壤三，鹽份濃度 36.27g/L，不同時間之濃度與深度關係

3. 在乾燥過程中，若張力值為  $\psi_m$  時土壤開始進行排水，則此張力值在濕潤過程中，僅足以使較小之孔隙完成吸水，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，惟此種差別不如鹽水滯滯現象與淡水滯滯現象之差別明顯。

4. 鹽份濃度對於土壤水分特性曲線之影響，包括形狀因子之改變，其中以  $\alpha$  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  $\alpha^w$ 、 $\alpha^d$  值分別對濃度進行線性迴歸，可發現其  $R^2$  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  $\alpha$  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。

## 6-2 建議

1. 若進行後續之研究，可採用不同質地之土壤，如粉土、壤土、黏土等等，或以不同比例之土壤混合之，以求接近於現地土壤之狀況。
2. 本次研究中，以進行主要濕潤曲線與主要潮濕曲線為主，建議後續進行內部掃描線(scanning curve)之研究，以增加對土壤特性之了解。
3. 本研究中由於儀器之限制，僅能對張力水頭與土壤含水量作連續瞬時之監測，建議進行後續研究時，尋找可滿足連續監測土壤中鹽份濃度之儀器，或考慮設計不同之實驗方式。

## 參考文獻

1. Ames, W. F., 1977, Numerical methods for partial differential equations., Academic Press, New York, U.S.A.
2. 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.
3. 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.
4. Brooks, R. H., and A. T. Corey, 1964, Hydraulic properties of porous media, Colo. State Univ. Hydrology Paper No.3.
5. Brook, R. H. and A.T. Corey. 1966, Properties of porous media affecting fluid flow, J. Irrig., Drain. Div. Am., Soc. Civ. Eng., 92(IR2), pp. 61-88.
6. 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.
7. Driessen, P. M., 1986, "The Water Balance of the Soil." In: H. van Keulen and J. Wolf Eds. Modeling of Agricultural Production: Weather, soil and crops. Simulation Monographs, Pudoc, Wageningen, pp. 76-116.
8. 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.
9. Hillel D., V. D. Krentos and Y. Stylianou, 1972, Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ, Soil Science, Vol. 114, No. 5, pp. 395-400
10. Ibrahim, H. L., and W. Brutsaert, 1968, Intermittent infiltration into soils with hysteresis, J. Hydraul. Div. ASCE. Vol.94, pp. 265-271.
11. Jaynes, D. B., 1984, Comparison of soil water hysteresis models, J. Hydra, Vol. 75, pp. 287-299.
12. King, L.G., 1965, Description of soil characteristics for partially saturated flow, Soil Sci. Soc. Am. Proc, Vol. 29, No.4, pp. 359-362.
13. Klotz, D., and H. Moser, 1974, Hydrodynamic dispersion as aquifer characteristic: Model experiments with radioactive tracers, isotope



- techniques in groundwater Hydrology, 2, Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 341-354.
14. 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.
  15. Mitchell, J. K., 1993, *Fundamentals of soil behavior.*, Wiley Inc., New York, U.S.A.
  16. Mualem, Y., 1974, A conceptual model of hysteresis, *Water Resources Research*, Vol.10, No.3, pp. 514-520.
  17. Mualem, Y., and G. Dagan, 1975, A dependent domain of capillary hysteresis, *Water Resources Research*, Vol.11, No.3, pp. 452-460.
  18. Nielsen, D.R., M. Th. van Genuchten, and J. W. Bigger, 1986, Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone, *Water Resources Research*, 22(9), pp. 89-108.
  19. Parlange, J. Y., 1976, Capillary hysteresis and the relationship between drying and wetting curves, *Water Resources Research*, Vol. 12, No. 2, pp. 224-248.
  20. Parlange, J. Y., 1980, Water transport in soils, *Ann. Rev. Fluid Mech.*, Vol.12, pp. 224-228.
  21. 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.
  22. Richards, L. A., 1931, Capillary conduction of liquids in porous mediums, *Physics 1*: pp. 318 –333.
  23. Ross, P.J, 1990, Efficient numerical method for infiltration using Richard's equation, *Water Resources Research*, Vol. 26, pp. 279-290.
  24. Royer, J. M., and G. Vachaud, 1975, Field determination of hysteresis in soil-water characteristics, *Soil Sci. Am. J.*, Vol.39, pp. 221-223.
  25. Russo D., and E. Bresler , 1980, Soil-water suction relationships as affected by soil solution concentration and composition. In: Banin A, Kafkafi U (eds) *Agrochemicals in soils*, Pergamom Press, New York, 99 287-297.
  26. 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.
  27. Smith, G.. D., 1985, *Numerical solution of partial differential equations : finite difference methods.*, Oxford University Press, New York, U.S.A. and Clarendon Press, Oxford, England
  28. 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.
  29. Topp, G. C, 1971, Soil water hysteresis measured in a silt loam and clay loam soils, *Water Resources Research*, Vol. 7, pp. 914-920
  30. Topp, G. C., 1980, Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, Vol. 16, No. 3, pp. 574-582.
  31. 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.
  32. 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.
  33. van Genuchten, M. Th., and D. R. Nielsen, 1985, On Describing and Predicting the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, *Annals Geophysics*, 3, pp. 615-628.
  34. van Genuchten, M. Th., Wierenga, P. J., 1986, Solute dispersion coefficients and retardation factors., *Methods of Soil Analysis: Part 1-Physical and Mineralogical Methods*, p.

- 1025-1054.
35. Walter J.C, Barry. A. Syrett and H. M. Hafez, 1979, Recent advances in Broad-Band VHF and UHF transmission line methods for moisture content and dielectric content measurement, IEEE Transactions on instrumentation and measurement, Vol. IM-28, No. 4.
36. Yeh, G. T., and D.S. Ward, 1997, FEMWATER: A finite-element model of water flow through saturated-unsaturated porous media Oak Ridge Nat. Lab., OAK Ridge, Tenn.
37. Zegelin S.J., I. White and D. R. Jenkins, 1989, Improved Field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using time domain Reflectometry, Water Resources Research, Vol. 25, No. 11, pp. 2367-2376.
38. 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。
39. 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。
40. 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。

收稿日期：民國 93 年 3 月 29 日

修正日期：民國 93 年 5 月 10 日

接受日期：民國 93 年 5 月 18 日