

水土保持學報 36(1) : 19-34 (2004)

Journal of Soil and Water Conservation, 36(1) : 19-34 (2004)

## 坡地層土飽和水力傳導度之研究

蔡義誌<sup>(1)</sup> 吳輝龍<sup>(2)</sup> 林俐玲<sup>(3)</sup> 杜怡德<sup>(1)</sup>

### 摘要

本研究分為兩部分，第一部分為從六處山坡地分別採取擾動及未擾動土樣，作為的實驗材料進行實驗，分別量測未擾動土壤及重填土壤之飽和水力傳導度，嘗試尋找二者之關係；第二部分則進一步將不同地點之擾動土壤，重新組合，裝填成雙層之複合土層，再量測複合土層之飽和水力傳導度，並與理論計算之雙層土壤之水力傳導度值比較。第一部分之結果顯示，未擾動土層之飽和水力傳導度大多較重填土層之飽和水力傳導度為大，另根據實驗所得之土壤孔隙率( $f$ )、幾何平均粒徑與有效粒徑之比( $D$ )和重填土壤飽和水力傳導度( $K_r$ )，可將未擾動土壤飽和水力傳導度( $K_u$ )表示為：

$$K_u = 2.931K_r - 0.782f + 2.21D - 5.363 \quad (R^2=0.956^{**})$$

第二部分之結果顯示，複合土層理論之計算值  $K_c$  與實際量測雙層複合土層整體之飽和水力傳導度有高度之相關( $r^2 = 0.842^{**}$ )。另外台中大坑山區之土壤，其實測雙層複合土層之飽和水力傳導度( $K_m$ )與計算所得之飽和水力傳導度( $K_c$ )，有下列之關係：

$$K_m = 100.089 \times 0.947 K_c \quad (r^2=0.845^{**})$$

(關鍵字：飽和水力傳導度、單一土層、複合土層)

## A Study on Hydraulic Conductivity for Layered Soils

*Yi-Zhih Tsai*

Graduate Student, Department of Soil and Water Conservation,  
National Chung-Hsing University, Taichung, Taiwan 402, R.O.C.

*Huei-Long Wu*

Director General, Soil and Water Conservation Bureau,  
Council of Agriculture, Nantou, Taiwan 540, R.O.C.

*Li-Ling Lin*

Professor, Department of Soil and Water Conservation,  
National Chung-Hsing University, Taichung, Taiwan 402, R.O.C.

---

(1)國立中興大學水土保持學系博士班研究生

(2)行政院農業委員會水土保持局局長

(3)國立中興大學水土保持學系教授

*Yi-Te Tu*

Graduate Student, Department of Soil and Water Conservation,  
National Chung-Hsing University, Taichung, Taiwan 402, R.O.C.

## ABSTRACT

Six soil samples collected from slopland orchard were used as study materials. The saturated hydraulic conductivities of undisturbed and repacked column of these six soils were measured based on the Darcy's Law. The conductivities of combined double layers of these six soils were also measured and calculated. The results indicated that the saturated hydraulic conductivity values of undisturbed soils were much larger than the repacked soils. The regression equation between undisturbed soil saturated hydraulic conductivity ( $K_u$ ) and repacked soil saturated hydraulic conductivity ( $K_r$ ) is as follows:

$$K_u = 2.931K_r - 0.782f + 2.21D - 5.363 \quad (R^2=0.956^{**})$$

where  $f$  is porosity,  $D$  is the ratio of geometric mean diameter and effective particle diameter. The relationship of measured and calculated double-layered soil saturated hydraulic conductivity for the Da-Keng experimental area is

$$K_m = 100.089 \times 0.947 K_c \quad (r^2=0.845^{**})$$

where  $K_m$  is measured saturated hydraulic conductivity of double-layered soil,  $K_c$  is calculated saturated hydraulic conductivity of double-layered soil.

**(Keywords:** saturated hydraulic conductivity, single-layered soil, double-layered soil)

## 前言

降雨時，落至地表的雨水很快地滲入土壤之中，進入土壤中的水分会重新分佈向下移動，部分近地表之水分为植物所吸收或因蒸發而損失，一些水分則向土壤之深層移動，在水量多時會進入地下水系統，使地下水位上昇。另一方面，雨水所挾帶的化學物質或污染物亦會隨著降雨滲入土壤之中，停滯於土壤內或滲入地下水，因而嚴重影響到周遭的水質。

土壤之水力傳導度 (hydraulic conductivity) 為代表水分在土壤中移動快慢的指標。十九世紀中葉，法國工程師 Henri Darcy (1856) 在 Dijon 觀察砂石過濾器的滲透率 (Percolation rate) 時，發現流體水力梯度

(Hydraulic gradient) 與比流出率 (Specific discharge rate) 成正比，其比例常數  $K$  即稱為水力傳導度，或稱為導水係數。飽和水力傳導度的量測可在實驗室中量測，亦可在野外現地量測。實驗室中常用的量測方法有定水頭量測法 (constant-head method) 和變水頭量測法 (falling-head method) (Klute, 1965, 1986)。在野外現地量測的方法，包括滲漏筒、定水頭滲透計和其它滲透計 (Philip, 1985; Reynolds and Elrick, 1986; Stephens et al., 1984)。野外現地之土壤，因地表夯實程度與土地利用之不同，致使土壤構造不均勻，使得飽和水力傳導度的量測值變化很大 (林俐玲, 1999)；另一方面，野外試驗之進行常需耗費許多人力及時間，因此研究學者常在野外以環狀採樣器採集未擾動之土樣，攜回實

驗室，進行室內飽和水力傳導度之試驗；在實驗室中有關土壤物理性質之試驗常以重填土柱進行實驗，但重填土柱因孔隙結構之變化，使得水力性質與未擾動土樣不盡相同。

另外，在土壤水分移動之研究，多半假設土壤為均勻的單一土層，分層土壤水分移動之研究較少，但實際上，在野外現地之土壤剖面於自然化育之情況下，可能由兩種或兩種以上不同的土層所組成；又或在豪雨及地震時，在坡地造成崩塌，使下邊坡地表之土壤上方敷蓋一層鬆軟的崩落土壤，這些分層影響了土壤內水分的移動方式，使得土壤整體的水力傳導度也產生了變化。

本文之研究分為兩部分，首先嘗試建立重填土柱與未擾動土樣間水力傳導度之關係式。再者量測單一土層與重填之雙層複合土層之飽和水力傳導度，比較以單層計算複合土層之水力傳導度與實測值間之差異。

## 理論基礎

### 一、達西定律(Darcy's law)

達西定律假設土壤內之水分流動是穩定流動(steady flow)狀態，且水流方向為單一方向，土柱之出水率  $Q$  (discharge rate) 與土柱橫切面積  $A$  及水力頭(hydraulic head)差  $\Delta H$  成正比，而與土柱長度  $L$  成反比，其關係如下式：

$$Q = V/t \propto A \Delta H/L \quad (1)$$

其中：

$Q$ ：為出水率，定義為單位時間( $t$ )流經土柱之水體積( $V$ )。

$\Delta H/L$ ：表沿著流動方向單位距離之水力頭差，即水力梯度。

而達西定律通常表為：

$$q = K(\Delta H/L) \quad (2)$$

式中：

$q$ ：比流出率(specific discharge rate,  $Q/A$ )，為單位時間( $t$ )通過單位橫切面積( $A$ )之水分體積( $V$ )，或稱為流束密度( $LT^{-1}$ )。

$K$ ：水力傳導度( $LT^{-1}$ )，為一比例常數。

### 二、複合土層之飽和水力傳導度

當水分在不同性質土壤所組成的複合土層內流動，會因各土層土壤水力特性(hydraulic properties)之影響，使得流動狀態有所變化。如圖 1 所示，假設有一雙層之複合土層，由兩種土壤在流動方向形成串聯排列，且每個單一土層是均勻的，飽和水力傳導度分別為  $K_1, K_2$ ，土層厚度分別為  $L_1, L_2$ 。若  $H_1$  為入水面的水力頭， $H_2$  為兩土層交界面的水力頭， $H_3$  為出水面的水力頭，(萬鑫森，1987；Jury *et al.*, 1991；Fetter, 1994)。

當處於穩定流動狀態時，通過整個複合土柱的流束為一定值  $q$ ，整個複合土柱之有效飽和水力傳導度(effective hydraulic conductivity,  $K_c$ )可寫為：

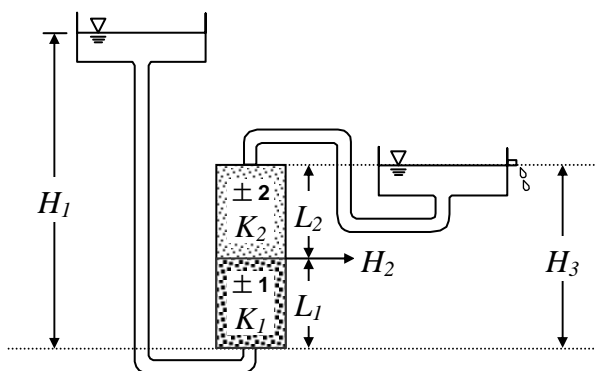


圖 1. 雙層複合土層水分流動示意圖

Fig. 1. Illustration of steady water flow through double-layered soil column.

$$K_c = \frac{L_1 + L_2}{\left(\frac{L_1}{K_1} + \frac{L_2}{K_2}\right)} \quad (3)$$

(3)式為計算雙層土層飽和水力傳導度之計算式，當我們將雙層擴展至多層( $n$ 層)時，(3)式可以改寫成(4)式

$$K_c = \frac{\sum_{j=1}^n L_j}{\sum_{j=1}^n \left(\frac{L_j}{K_j}\right)} \quad (4)$$

式中：

- $K_c$ ：複合土層之有效飽和水力傳導度 (effective hydraulic conductivity)( $LT^{-1}$ )。
- $K_j$ ：第  $j$  層之飽和水力傳導度( $LT^{-1}$ )。
- $L_j$ ：第  $j$  層之土層厚度(L)。
- $n$ ：複合土層的總層數。

## 研究材料與方法

### 一、研究材料

本研究所用之土壤樣本係採自台中大坑山區之一崩場地及其所在之果園。採樣地區位在台中大坑山區縣道 129 號路旁，於民興巷附近的山坡地，地質為更新世地層、土壤多為灰黃色之崩積土，此地區的年平均氣溫約為 22℃，年雨量約為 2000 公釐（台中縣市山坡地土壤調查報告，1985）。

採樣地區之崩場地原本是一處果園，種植橘子樹，果園上方邊坡土石崩塌，覆蓋一部分的果樹。本研究在果園內四個地點，下邊坡兩處，上邊坡兩處。於此四處之表土層（ $< 30\text{cm}$ ）分別採集擾動及未擾動之土壤樣本。其中擾動土樣是以鏟子取樣。未擾動之土壤則以金屬鋼環採樣器（內徑 5cm，長 5.6cm，容積  $109.9\text{cm}^3$ ）直接打入坡面表土層，再以鏟子挖起陷入土壤內的金屬鋼環，

使在金屬鋼環內的土壤不受擾動。另外於崩落之堆積土上採取一擾動土樣，共計五個擾動之土樣，四個未擾動土樣。此外在草屯風水坪水土保持戶外教室採集一組擾動之土壤樣品，用來探討不同地點的土壤對研究結果之影響。

在現地採集之擾動土樣，帶回實驗室經風乾過篩（粒徑 $< 2\text{mm}$ ）處理後，再根據採回未擾動土樣的總體密度，在實驗室重新裝填（Oliviera *et al.*,1996），作為重填土層水力傳導度試驗之用。未擾動之土樣則直接以土樣進行水力傳導度之試驗。

### 二、研究方法

#### (一)研究流程

本研究之研究流程如圖 2 所示。實驗之主要部分為飽和水力傳導度的量測，在本研究中是以定水頭量測法來量測(Klute,1986)。內容分為：

#### 1. 探討未擾動與重填單一土層之飽和水力傳導度關係

未擾動的單一土層是經由金屬鋼環在現地直接採集表層土壤；而重填的單一土層則是將採回實驗的土壤經風乾過篩（粒徑 $< 2\text{mm}$ ）處理，再依未擾動土的總體密度回填入金屬鋼環內（Oliviera *et al.*,1996）。

藉由量測未擾動與重填單一土層之飽和水力傳導度，來比較兩者之間的關係，並找出兩者之間關係式。

#### 2. 雙層複合土層之飽和水力傳導度

將兩種不同質地的土壤，分別依其未擾動土壤之總體密度，均勻填入金屬鋼環內，並使之具有明顯的兩分層，兩土層的厚度相等。分別量測各種組合的複合土層飽和水力傳導度，並和理論的計算值( $K_c$ )比較，探討計算值與實測值之間的差異。

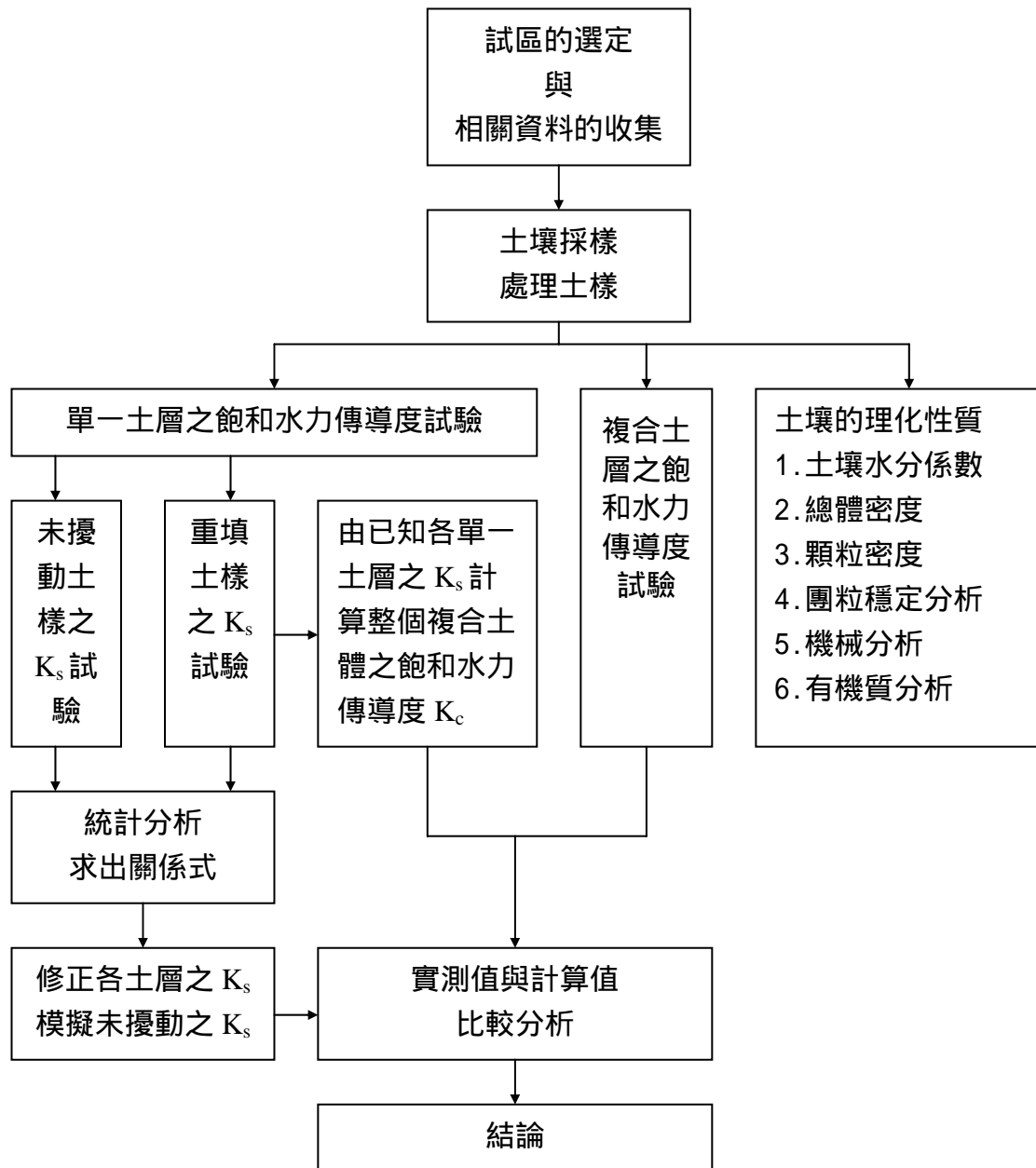


圖 2. 研究流程圖

Fig. 2. The flow chart of research.

(二) 實驗方法與步驟

(1) 土壤的理化性質

由試區採回的擾動土樣經風乾、過篩處理後，取粒徑介於 2mm ~ 5mm 和粒徑 < 2mm 兩種粒徑的土樣供實驗分析之用，並分別量測各土樣的水分係數 (Moisture Factor of Soils, MF)、總體密度 (Bulk Density,  $\rho_b$ )、顆粒密度 (Particle Density,  $\rho_p$ )、粒徑分佈、團粒穩定度分析和有機質含量 (林俐玲, 1996)。

(2) 飽和水力傳導度量測

在一般室溫下(約 24 )，使用根據達西定律設計出的室內量測儀器，量測飽和水力傳導度。量測儀器的運作原理如圖 3 所示。此為一定水頭的儀器裝置，透過此

儀器測得出水流量( $Q$ )、水力頭差( $H$ )，並和已知的土柱截面積( $A$ )、土柱厚度( $L$ )代入公式(5)即可求出飽和水力傳導度( $K_s$ )。

$$K_s = \frac{Q \times L}{\Delta H \times A} \quad (5)$$

式中：

$K_s$ ：飽和水力傳導度( $LT^{-1}$ )。

$Q$ ：流出的出水流量( $L^3T^{-1}$ )， $Q=V$ (出水體積)/ $t$ (時間)。

$L$ ：土柱厚度( $L$ )。

$A$ ：土柱截面積( $L^2$ )。

$H$ ：水力頭差( $L$ )。

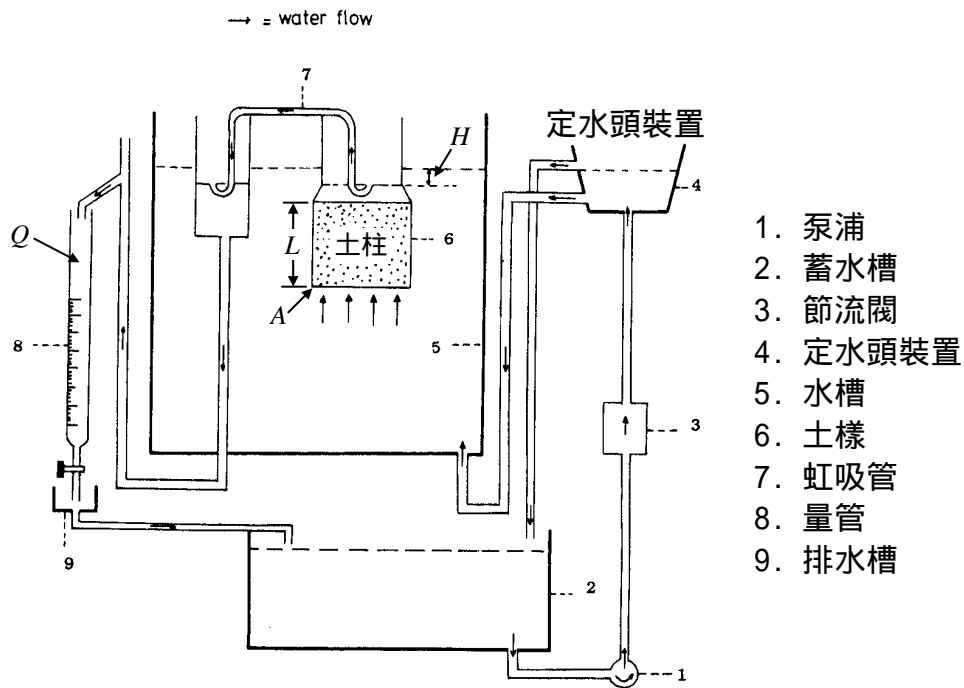


圖 3. 水力傳導度儀器運作原理

Fig. 3. The theorem of hydraulic conductivity instrument.

## 結果與討論

### 一、土壤樣本理化性質

本研究採集的土樣，在實驗室中所測得土壤理化性質如表 1 所示。土樣 1 和土樣 2 採自果園下邊坡處；土樣 3 與土樣 4 為上邊坡土壤；土樣 5 為果園周圍崩落的土壤；土樣 6 為風水坪之土樣。由分析的結果顯示，本研究所採之土樣除了土樣 6(風水坪之土樣)為砂土外，其餘均為中質地的砂質壤土與壤

土。土樣 1 與土樣 2 位處果園之下邊坡，具有較高的有機質。位處上邊坡之土樣 3 與土樣 4，其總體密度大於下邊坡之土壤，孔隙率則小於下邊坡之土壤，顯示其結構較緊密。另由各土樣之幾何平均粒徑，可知在果園內採集的土樣團粒化程度較佳。土樣 5 為果園周圍崩落的土壤，其有機質含量及幾何平均粒徑明顯的偏低，由其幾何平均粒徑顯示此處土壤團粒之穩定性較差。

表 1. 土壤樣本理化性質

Table 1. The properties of the soil samples.

	土樣 1	土樣 2	土樣 3	土樣 4	土樣 5	土樣 6
水分係數 <i>MF</i>	1.017	1.013	1.013	1.013	1.016	1.008
總體密度 $b$ (g/cm <sup>3</sup> )	1.238	1.413	1.491	1.432	1.300	1.338
顆粒密度 $p$ (g/cm <sup>3</sup> )	2.371	2.332	2.346	2.343	2.396	2.406
有機質含量 <i>O.M.</i> (%)	2.96	2.30	1.99	1.03	0.60	1.02
孔隙率 Porosity (%)	47.79	39.43	36.47	38.86	45.74	44.40
幾何平均粒徑 $D_{50}$ (mm)	2.44	3.21	2.78	1.47	0.15	1.27
有效粒徑 $D_{10}$ (mm)	0.13	0.20	0.16	0.07	0.01	0.06
砂粒含量 (%)	44.57	55.54	53.51	65.67	59.94	78.78
粉粒含量 (%)	37.45	33.15	37.04	26.74	29.91	16.35
粘粒含量 (%)	17.97	11.32	9.46	7.60	10.16	4.87
質地 Texture	壤土	砂質壤土	砂質壤土	砂質壤土	砂質壤土	壤質砂土

表 2. 未擾動與重填土層之飽和水力傳導度

Table 2. The saturated hydraulic conductivity of undisturbed and repacked soil samples.

土 樣	未擾動土層飽和水力傳導度	重填土層飽和水力傳導度
	cm/hr	cm/hr
1. 壤 土	4.195±0.788	1.899±0.129
2. 砂質壤土	0.482±0.080	0.581±0.120
3. 砂質壤土	5.570±1.131	0.193±0.014
4. 砂質壤土	10.971±1.600	1.021±0.099
5. 砂質壤土	-	2.311±0.371
6. 壤質砂土	-	6.260±0.427

## 二、未擾動與重填土層之飽和水力傳導度關係

於室內使用飽和水力傳導度量測儀器，量測果園地採回的未擾動土壤之飽和水力傳導度。另外將擾動土壤重新裝填，使其總體密度與同一採樣地點未擾動土樣之總體密度相同，並量測其飽和水力傳導度。實驗結果如表 2 所示。

實驗結果顯示除了土樣 2 外，其餘未擾動土層飽和水力傳導度均較重填土層的飽和水力傳導度為大；另外未擾動土樣中，同為砂質壤土之飽和水力傳導度亦有所差異。此因飽和水力傳導度受土壤的構造影響很大；若土壤團粒化或孔隙大、具有裂縫(cracks)、蚯蚓孔 (earthworm holes) 和腐根 (decayed roots) 所形成的孔道存在時，土壤內的水分流動易受其影響 (萬鑫森, 1987)。坡地上若經過反覆崩塌而堆積的土壤，在有植物根系生長、生物活動時，會使得土壤結構變化大、孔隙分佈不均，造成相同質地的土壤卻有不同的飽和水力傳導度。

重填土層的各個土樣之間的飽和水力傳導度差異較未擾動土樣小，因其土壤經擾動、過篩並重填後，土層內無上述的孔道存

在，且土層內的土壤結構、團粒程度、孔隙大小及分佈均改變，與原先的未擾動土層之土壤結構不同，因此相同質地之各土樣間的飽和水力傳導度便不會有如此明顯差異 (Sharma and Vehara, 1968; Ahuja et al., 1984)。

在本研究中，將所測得的土壤理化性質與飽和水力傳導度做迴歸分析，發現由總體密度和顆粒密度求得的孔隙率，與重填土層之飽和水力傳導度有極高的相關 ( $r^2 = 0.876^{**}$ )，而與未擾動土層的相關程度就較低 ( $r^2 = 0.040$ )。雖然，重填土是根據未擾動土的總體密度填成的，有其相同的孔隙率，但是兩者之孔隙大小與分佈均有差異，是以兩者之飽和水力傳導度也不盡相同。在本研究中因孔隙率與重填土層飽和水力傳導度有較高的相關，所以選擇孔隙率作為分析的主要因子之一。

土壤的幾何平均粒徑可以反應出土壤團粒化程度 (Mazurak, 1950; Gardner, 1956)，而團粒之大小分佈為孔隙分佈之決定因子 (萬鑫森, 1987)。本研究以幾何平均粒徑 (D50) 為分子，有效粒徑 (D10) 為分母，得一土壤粒徑分佈之比值 D ( $D = D50 / D10$ ) 代



入分析。因此粒徑分佈比值  $D$  與未擾動土層飽和水力傳導度有高度的相關性 ( $r^2 = 0.753^{**}$ )。因此,  $D$  值亦選為本研究的主要分析因子之一。

由上述之結果, 可以將未擾動土層的飽和水力傳導度( $K_u$ )寫成重填土層飽和水力傳導度( $K_r$ )的函數式:

$$K_u = \text{function}(K_r, f, D) \quad (6)$$

利用統計迴歸分析, 可得未擾動與重填土層的飽和水力傳導度之關係如下:

$$K_u = 2.931K_r - 0.782f + 2.21D - 5.363, R^2 = 0.956 \quad (7)$$

式中:

$K_u$ : 未擾動土層飽和水力傳導度(cm/hr)。

$K_r$ : 重填土層飽和水力傳導度(cm/hr)。

$f$ : 孔隙率(%)。

$D$ : 粒徑分佈之比值,  $D = D_{50} / D_{10}$ 。

經過迴歸分析所得的推估式, 相關係數 ( $R^2 = 0.956^{**}$ ) 達 1% 之顯著水準。在本研究中, 使用此推估式, 可在室內進行重填土層飽和水力傳導度之實驗, 藉以推估未擾動土壤的飽和水力傳導度, 即以此式來代表野外現地的飽和水力傳導度。但因本研究之實驗的土樣來源來自於同一坡地, (7)式並不能代表其他地區土壤之通式, 但可仿照此方式作進一步的探討。

### 三、複合土層之飽和水力傳導度

坡地土壤分佈很少呈現單一土層的狀態, 大多由多層次的分層構造連貫而成, 本研究亦針對雙層複合土層之飽和水力傳導度做初步探討。以下分兩個部分討論: 第一部分討論複合土層整體飽和水力傳導度的實測值與(4)式  $K_c$  計算值之關係; 第二部分則為討論複合土層整體飽和水力傳導度的實測值是否會受土層中較小傳導度之土層影響。

#### (一) 複合土層 $K_c$ 之探討

將採回的土壤, 經風乾過篩處理後, 並依未擾動單一土層之總體密度, 重新裝填入金屬鋼環(內徑 5cm, 長 5.6cm, 容積 109.9cm<sup>3</sup>)內, 填成上下兩層厚度相等(2.8cm)的複合土層, 其上下兩層為不同的土壤組合。再以室內實驗量測儀器, 測其雙層複合土層之飽和水力傳導度, 其組合方式如表 3 所示。

另外將先前試驗所得重填單一土層之飽和水力傳導度, 以(3)式的  $K_c$  計算式, 計算不同雙層組合整體之飽和水力傳導度。最後, 再將所測得的實測值與  $K_c$  計算值比較, 結果如圖 4 所示。除了土樣 5 與 6 所組成之雙層複合土層的飽和水力傳導度遠大於  $K_c$  計算值外, 其餘複合土層的實測值與計算值均分佈於 1:1 線附近。

#### (二) 複合土層與其土層中較小飽和水力傳導度之比較

實測雙層複合土層整體的飽和水力傳導度與其雙層土層中之一層最小飽和水力傳導度比較, 並畫於圖 5。

由圖 5 可看出, 各標記點均分佈於 1:1 線以上, 可知雙層複合土層整體的飽和水力傳導度並不完全受土層中較小飽和水力傳導度的控制, 整體的飽和水力傳導度仍略高出土層中較小飽和水力傳導度, 這證明了雙層複合土層整體的飽和水力傳導度, 並不能只從土層中較小傳導度的土層去求取。

表 3. 雙層複合土層之土層組合方式

Table 3. The packing of double-layered soil.

土樣 1 至 6 分別填成上下兩層厚度相等的雙層複合土層，其上下兩層為不同的土壤組合  
(下列編號 1 至 6 為土樣 1 至 6)

1 2	1 3	1 4	1 5	1 6
2 1	2 3	2 4	2 5	2 6
3 1	3 2	3 4	3 5	3 6
4 1	4 2	4 3	4 5	4 6
5 1	5 2	5 3	5 4	5 6
6 1	6 2	6 3	6 4	6 5

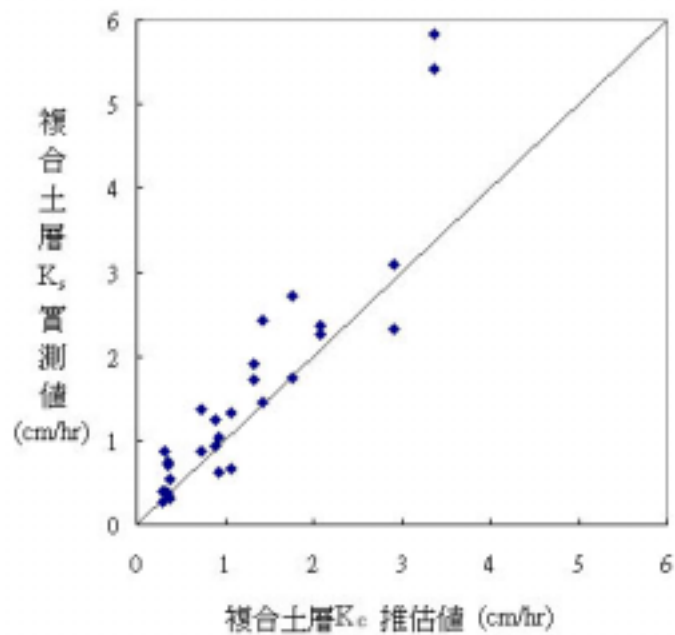


圖 4. 雙層複合土層飽和水力傳導度的實測值與  $K_c$  計算值之比較

Fig. 4. The comparison of measured and calculated saturated hydraulic conductivity for double-layered soil.

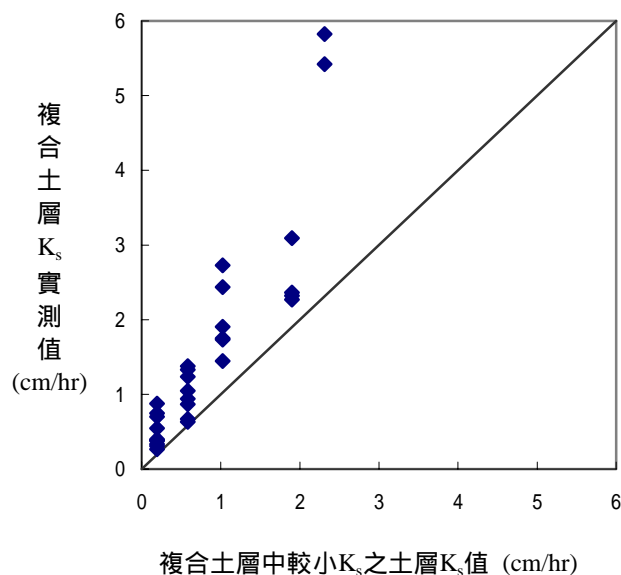


圖 5. 雙層複合土層與其土層中較小飽和水力傳導度之比較

Fig. 5. The comparison of saturated hydraulic conductivity between double-layered soil and lower single-layered soil.

由上述實測值與  $K_c$  計算值、實測值與較小水力傳導度之比較，此兩部分之分析與討論可知，本研究的雙層複合土層整體的飽和水力傳導度可以用(3)式計算求得。

由於雙層複合土層  $K_c$  計算值與實測值仍有些許的差異存在，兩者未能完全符合，所以本研究藉由以上之結果提出修正式，以減少  $K_c$  計算值與實測值之間的差異。

$$K_m = 10^{0.089} \times K_c^{0.947} \quad , (r^2=0.845) \quad (8)$$

式中：

$K_m$ ：修正後的雙層複合土層飽和水力傳導度(cm/hr)。

$K_c$ ：雙層複合土層飽和水力傳導度  $K_c$  計算值(cm/hr)。

#### 四、單一土層與複合土層之飽和水力傳導度關係

##### (一) 下層土層與複合土層之飽和水力傳導度比較

選擇同一種土壤並填置於複合土層內的上層，並藉由改變下層的土壤種類，觀察整個複合土層的整體飽和水力傳導度變化，其結果畫成圖 6。

##### (二) 上層土層與複合土層之飽和水力傳導度比較

此處之比較與前述部分剛好相反，即為固定下層的土壤，改變上層的土壤，也一樣觀察整個複合土層的整體飽和水力傳導度變化，其結果如圖 7 所示。

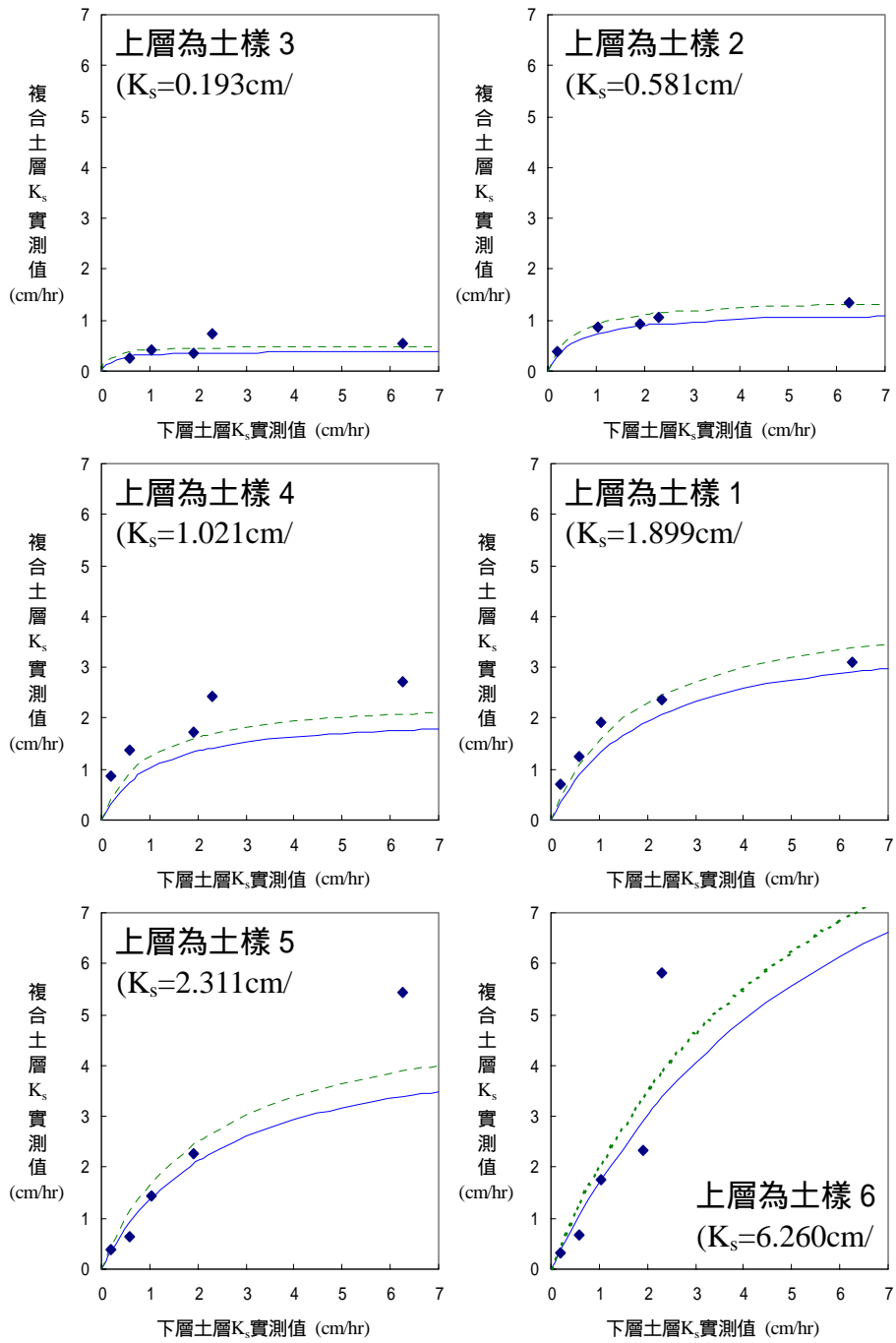


圖 6. 上層土層固定成一種土樣時，改變下層土層的土樣，並將其與雙層複合土層之飽和水力傳導度繪製成比較圖。(圖中標記點為實測值，實線為  $K_c$  計算值，虛線為  $K_c$  修正值)

Fig. 6. The comparison of saturated hydraulic conductivity of double-layered soil with the lower layer soil.

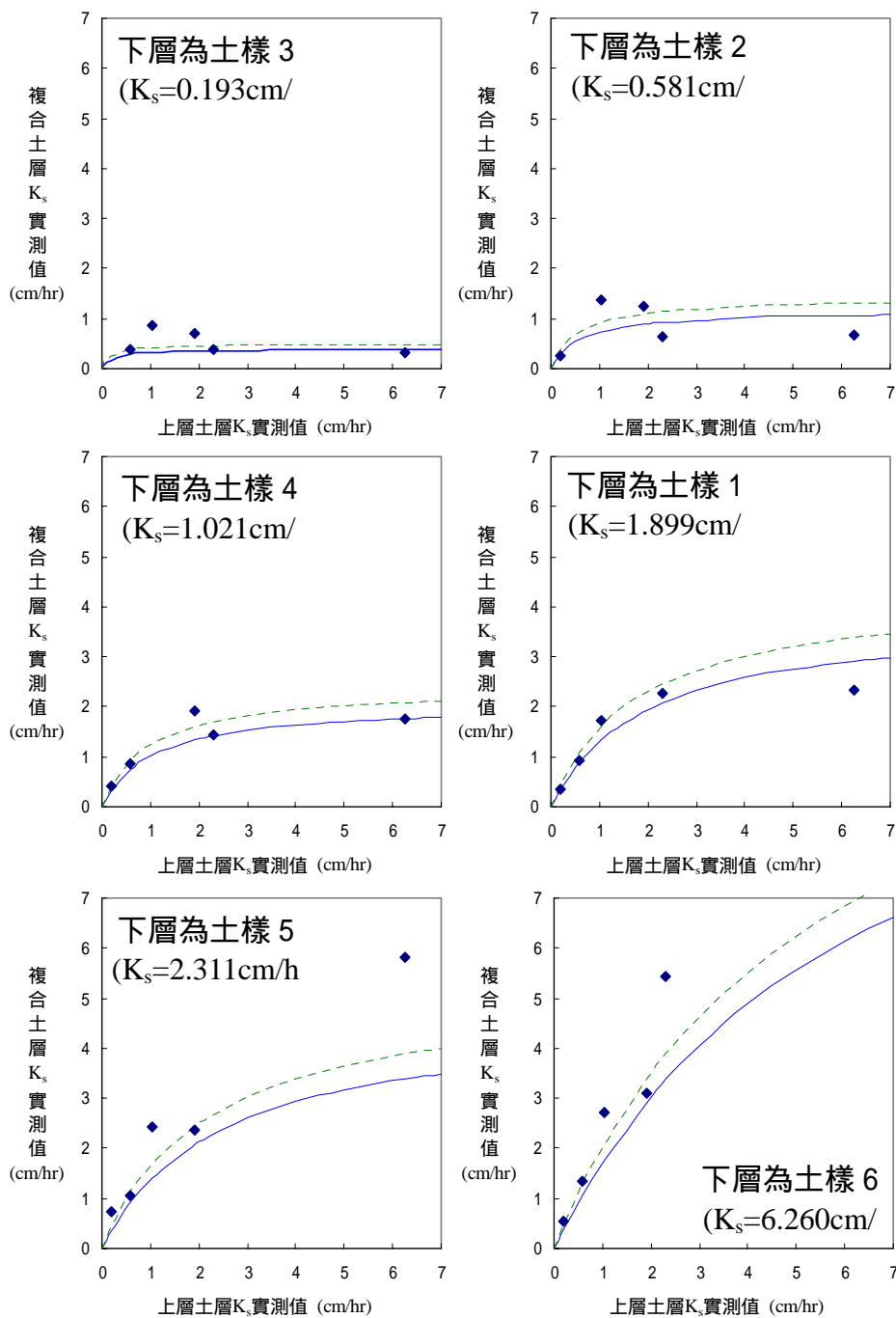


圖 7. 下層土層固定成一種土樣時，改變上層土層的土樣，並將其與雙層複合土層之飽和水力傳導度繪製成比較圖。(圖中標記點為實測值，實線為  $K_c$  計算值，虛線為  $K_c$  修正值)

Fig. 7. The comparison of saturated hydraulic conductivity of double-layered soil with the upper layer soil.

圖 6 所得的結果與圖 7 相似，土樣 3 的飽和水力傳導度最小，所以在土層中不論將土樣 3 置於上層或下層，均會使整個複合土層的飽和水力傳導度降至最小，其次是土樣 2、土樣 4、土樣 1、土樣 5、土樣 6。由以上結果顯示，能說明雙層複合土層的整體導水性(傳導度)會受不易透水土層的影響，雖然另一層土層有極良好的透水性，但仍將導致整體水分流動的速度下降。在先前的複合土層與其土層中較小飽和水力傳導度之比較，其結果為雙層複合土層整體的飽和水力傳導度並不完全受土層中較小飽和水力傳導度的控制。由這些結果可見雙層複合土層整體的飽和水力傳導度均會受各土層的飽和水力傳導度影響，不單只受其中某一土層所控制。

### 結論

重填的單一土層雖然是依照野外現地採集的未擾動土壤之總體密度裝填而成的土柱，但是實驗結果卻顯示出未擾動土層的飽和水力傳導度多較重填土層的飽和水力傳導度為大，而且同樣為砂質壤土的幾個土樣之間，亦有所差異。然而現地量測土壤水力傳導度較為困難，在本研究中結果顯示，現地土壤之飽和水力傳導度( $K_u$ )可由重填土壤之飽和水力傳導度( $K_r$ )、土壤孔隙率( $f$ )及幾何平均粒徑與有效粒徑之比( $D$ )推估之，其關係式為：

$$K_u = 2.931K_r - 0.782f + 2.21D - 5.363$$

欲求雙層複合土層的飽和水力傳導度，可先求得各別單一土層的飽和水力傳導度，再透過公式來計算雙層複合土層的飽和水力傳導度。由實驗結果顯示，本研究的雙層複合土層飽和水力傳導度，用(4)式  $K_c$  計算時，並未有太大差異( $r^2 = 0.842^{**}$ )。至於多層(大於 2 層)的飽和水力傳導度，須再進一步的探

討與研究。

藉由雙層複合土層之飽和水力傳導度，發現地表會因其上層覆蓋一層水力傳導度較大的土壤，而使得水分入滲增快，有助於坡地水分入滲。但是崩積土的土壤結構不穩定且水分又容易滲入土體內，若無法迅速將水排出崩積土外，仍會有潛藏的崩塌危險存在。

### 參考文獻

1. 林俐玲 (1999) 「田間飽和水力傳導度量測方法之比較」。中華水土保持學報 30 (3): 235-239。
2. 萬鑫森 (1987) 「基礎土壤物理學」。國立編譯館主編，茂昌圖書有限公司發行。
3. 「臺中縣市山坡地土壤調查報告」(1985)。臺灣省政府農林廳山地農牧局編印。
4. Ahuja, L.R., J.W. Naney, P.E. Green, and D.R. Nielsen (1984) "Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. "Soil Sci. Soc. Am. J. 48:699-702.
5. Darcy, H (1856) "Les Fontaines Publiques de la ville de Dijon" Dalmont, Paris.
6. Fetter, C. W.(1994)"Applied Hydrogeology" 3rd Edition. Copyright 1994 by Prentice-Hall, Inc., p. 120-124.
7. Gardner, W.R.(1956) "Representation of Soil Aggregate-Size Distribution by a Logarithmic-Normal Distribution." Soil Sci. Amer. Proc., 20:151-153.
8. Jury, W. A., W. R. Gardner, W. H. Gardner (1991) "Soil Physics". 5th Edition. Copyright 1991 by John Wiley & Sons, Inc., p. 73-121.
9. Klute, A. (1965) "Laboratory Measurement

- ents of Hydraulic Conductivity of Saturated Soil." In: C.A. Black et al. (ed.), Methods of Soil Analysis. ASA Monograph No. 9.
10. Klute, A., and C. Dirksen (1986) "Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods." In: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1. Monograph 9. American Society of Agronomy, Madison, WI.
  11. Mazurak, A. P. (1950) "Effect of gaseous phase on water-stable synthetic aggregates." Soil Sci. 69:135-148.
  12. Oliviera, I. B., A. H. Demond, and A. Salehzadeh (1996) "Packing of Sands for the Production of Homogeneous Porous Media." Soil Sci. Soc. Am. J. 60:49-53.
  13. Philip, J. R. (1985) "Approximate analysis of the bore hole permeameter in un-saturated soil." Water Resource Research, 21(7):1025-1033.
  14. Reynolds, W. D., and D. E. Elrick (1986) "A method for simultaneous in-situ measurement in the vadose zone of field saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the conductivity-pressure head relationship." Ground Water Monitoring Review, 6:84-95.
  15. Sharma, M. L., and G. Vehara (1968). Influence of soil structure on water relations in low humic Latosols: I. Water retention. Soil Sci. Soc. Am. J. 32:765-770.
  16. Stephens, D. B., S. Tyler, and D. Watson (1984). Influence of entrapped air on field determination of hydraulic properties in the vadose zone. In: Proc., Conference, on characterization and monitoring in the vadose zone, National Water Well Association, Washington, 57-76.

---

93年01月25日 收稿  
93年02月28日 修改  
93年03月05日 接受

蔡義誌、吳輝龍、林俐玲、杜怡德：坡地層土飽和水力傳導度之研究