

水土保持學報 36(2) : 157-168 (2004)

Journal of Soil and Water Conservation, 36(2) : 157-168 (2004)

土壤中礫石含量對其飽和水力傳導度之影響

林俐玲⁽¹⁾ 游韋菁⁽²⁾ 蔡義誌⁽³⁾

摘要

台灣地區降雨量高，土壤沖蝕嚴重，在沖蝕過程中土壤之細顆粒較易流失，遺留下之礫石量相增加，改變土壤之成份，進而影響其土壤之飽和水力傳導度。

本試驗利用台灣西部常見之黃壤(砂質壤土)及紅壤(坩質粘壤土)為主要研究土樣，以過篩後之重填土(粒徑 $< 2\text{mm}$)隨機加入 5% 及 15% 之礫石，採用定水頭試驗，測定其飽和水力傳導度，結果發現含礫石之土體，孔隙度隨著礫石含量增加降低，總體密度增高，飽和水力傳導度並隨之降低。實測結果並與 Peck and Watson 發展出之土壤中礫石含量與飽和水力傳導度之關係式推估值相互比較，發現 Peck and Watson 發展出之關係式略有高估之現象，二土樣以紅壤含礫石之情形較為符合其關係式。

(**關鍵字**：飽和水力傳導度、達西定律、礫石、紅壤、黃壤)

Effect of Gravel Content on Saturated Hydraulic Conductivity in Soil Column

Li-Ling Lin, Well-Ching You, Yi-Zhih Tsai

Department of Soil and Water Conservation

National Chung Hsing University, Taichung, Taiwan 402, R.O.C.

ABSTRACT

Due to high rainfall, soil erosion is generally quite serious in Taiwan. The fine soil particles were eroded easily and the gravel content in soil increased gradually when soil erosion processing. It will change the texture of soil and affect soil saturated hydraulic conductivity.

Two sieved soil samples with three treatments, namely, 0%, 5%, and 15% of gravel in soil column were packed to measure soil saturated hydraulic conductivity by applying constant-head apparatus. The results indicated that, soil saturated hydraulic conductivity and porosity were decreased with increasing of soil gravel content. On the other hand, bulk density was increased with increasing of soil gravel content. In addition, the measured soil saturated hydraulic

(1)中興大學水土保持學系教授

(2)中興大學水土保持學系碩士班研究生

(3)中興大學水土保持學系博士班研究生

conductivity and that predicted by Peck and Watson function were compared. The predicted values are higher than measured values slightly.

(Key words: Saturated hydraulic conductivity, Darcy's law, Gravel, Red soil, Yellow soil)

一、前言

台灣地處歐亞版塊，造山運動劇烈，地層活動頻繁，山坡地地質因擠壓變質而變得相當破碎，又因土壤生成速度緩慢，土層較淺，在降雨量高的台灣之沖蝕及搬運作用下，使得土壤中較細之顆粒易流失。在土壤沖蝕過程中，土壤之飽和水力傳導度(Saturated hydraulic conductivity)高低，對於土壤之逕流發生時間有相當之影響。而飽和水力傳導度(Saturated hydraulic conductivity)除受到土壤質地之影響外，也受其包括土壤孔性、破碎、團粒化、粒徑、孔隙比等構造相互作用之影響(萬鑫森，1991)。飽和水力傳導度之研究最早於十九世紀時法國工程師 Darcy(1856)發現水力梯度(Hydraulic gradient)與比流出率(Specific discharge rate)，得一比例常數 K，稱為水力傳導度(Hydraulic conductivity)

$$q = K(\Delta H / L) \dots\dots\dots(1)$$

其中

q：比流出率，即單位時間通過單位截面積之水分體積(L/T⁻¹)

K：水力傳導度(L/T⁻¹)

ΔH/L：水力梯度，即為流體推進力。

近年來國內亦有針對飽和水力傳導度之研究，陳佩松(1990)根據台灣省政府農林廳水土保持局出版之二萬五千分之一土壤圖為準，採取台中及南投地區等36土樣，推估一飽和水力傳導度之模式如下：

$$K = -0.000006927 SA - 0.00000666SA^2 - 0.000079207C - 0.000001334C^2 + 0.001605O - 0.000238 O^2 + 0.356692 P - 0.065552P^2 - 0.085067B + 0.026874B^2 - 0.414842\dots\dots\dots(2)$$

其中

K：飽和水力傳導度 (cm/sec)

C：粘粒含量 (%)

O：有機質含量 (%)

SA：砂粒含量 (%)

B：總體密度 (gm/cm³)

P：顆粒密度 (gm/cm³)

林勇洲(1998)以不同觀測方法測定土壤滲透速率，探討田間觀測和 WEEP 模式模擬之飽和水力傳導度的差異性，所得分別為單筒式滲漏筒最大，其次依序為 Guelph Peameameter、模式模擬值。

蔡義誌(2001)以未擾動土層與重填土進行飽和水力傳導度之研究，發現土壤經擾動、過篩並重填後，土層內土壤結構及孔隙分佈均已改變，故重填土層的飽和水力傳導度較未擾動土層小，且粗質地之土樣降低之幅度較細質地之土樣來得大。

惟在土壤中之細顆粒流失的同時，所遺留下之礫石量相對於土壤之比例，將隨著增加，其對土壤的各項物理特性亦造成一定程度之影響。目前國內對於土壤飽和水力傳導度之研究，多以粒徑小於 2mm 以下之土壤進行相關之試驗與分析，但此理想狀況在現實環境中並不多見。

國外已有多位學者對含礫石之土壤進行飽和水力傳導度之試驗。當礫石含量在 50% 以下，礫石間之空隙大致能被粘土填滿時，其滲透係數則隨孔隙比之減小而減少，如礫石之含量在 50% 以上，粘土含量不能完全充滿礫石間之孔隙時，其滲透係數則不隨孔隙比之減小而減少，而隨礫石含量之增加而增大。

Mehuys 等人(1975)量測沙漠中含礫石土壤之不飽和水力傳導度。研究顯示隨著礫石含量的增加，土壤之不飽和水力傳導度隨之降低。

Peck and Watson(1979)利用 Carslaw and Jaeger(1959)之熱流理論發展出的土壤中礫石與飽和水力傳導度之關係式：

$$\frac{K_*}{K_0} = \frac{(1+2a)K_i/K_0 + 2(1-a)}{(1-a)K_i/K_0 + (2+a)} \dots\dots\dots(3)$$

其中

- K_* : 土壤含礫石之飽和水力傳導度
- K_0 : 原土壤之飽和水力傳導度
- K_i : 礫石之飽和水力傳導度
- a : 礫石之占總體積之百分比(%)

Dunn and Mehuys(1984)將不同粒徑之圓形玻璃球及礫石，設計不同之含量，以定水頭試驗來測定砂土及砂質壤土之飽和水力傳導度，並由達西定律計算其結果，所得不論於何種土樣之飽和水力傳導度均隨著添加玻璃球或礫石含量之增高或粒徑之增大而降低，其主要原因為添加物增加了土體邊界流及彎曲路徑，減少了通水斷面之截面積。二位研究者並利用(3)式預估飽和水力傳導度，並將實驗結果與之比較發現，以砂質壤土含規則形狀的玻璃球及礫石之土壤飽和水力傳導度與(3)式推估之結果較為符合。

Magier and Ravina(1984)探討不同礫石含量之土樣經壓密與未壓密之飽和水力傳導度之關係，未經壓密之土樣其飽和水力傳導度隨礫石含量之增高而減少，經壓密之土樣則反之。

Mbagwu(1995)研究指出土壤總孔隙度(total porosity)與粗孔隙量(Macroporosity)與飽和水力傳導度之有明顯之關係，並得到與其總體密度之一關係式：

$$K_s = 3.12 / \rho_b^{6.28} \dots\dots\dots(4)$$

其中

- K_s : 飽和水力傳導度 (cm/min)
- ρ_b : 總體密度 (Mg / m^3)

為此本試驗目的主要為探討台灣地區土壤中不同礫石含量對土壤飽和水力傳導度之影響。

二、研究材料與方法

1. 試驗土樣概況：

為瞭解土壤中不同礫石含量對土壤飽和水力傳導度之影響，本試驗以台灣西部常見之黃壤及紅壤為主要研究土樣，黃壤取自於南投縣草屯鎮風水坪水土保持戶外教室，海拔 237m (E220523, N2650608)，紅壤取自於彰化縣彰化市八卦山台地之銀行山，海拔 230m (E207873, N2660636)，其地理位置如圖一，土樣之理化性質分析如表一。

2. 試驗設計：

本研究以達西定律為理論基礎，並選擇 Klute et al.(1986)整理提出之室內定水頭量測法(constant-head method)，對粒徑 < 2mm 之土壤與礫石混合成不同土體進行室內實驗。



圖一. 土樣採集地理位置

Fig. 1. Locations of soil samples.

選用之礫石長軸平均為 12.35mm，短軸平均為 7.88mm，表面圓整之橢圓形石粒，顆粒密度為 2.746 g/cm^3 。礫石含量以土柱之體積百分比計算，為充分瞭解礫石含量對飽和水力傳導度之影響，試驗則設計以不含礫石、礫石含量 5% 及 15% 等三種不同土體各進行三重複之試驗。

定水頭裝置如圖二 (Fig.2)，圓柱長長度為 150.5mm，直徑為 78.5mm，入水口為二個除使水分能較為平均供應外，亦有利於土樣中氣體之排除，同時於土柱兩端加裝細鐵網及濾紙，使水分能均勻擴散進入土體。

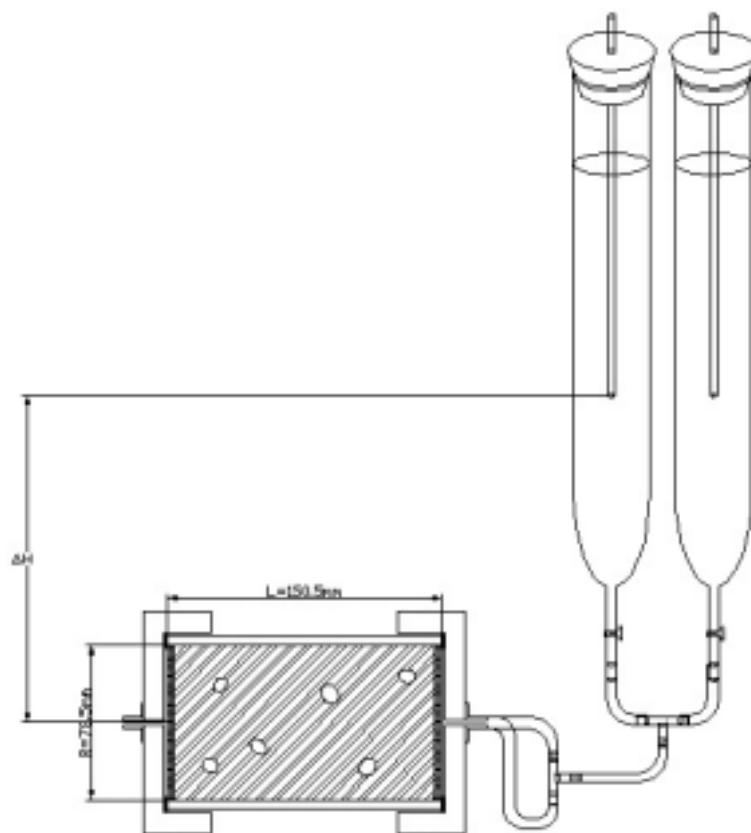
為求礫石能隨機均勻的分佈在土柱中，於土樣填入土柱前先將礫石與土樣倒入淺盤均勻混合，由右至左將土樣依序倒入土柱中。同時為避免土樣倒入時之分層現象影響其飽和水力傳導度，於填土時以玻璃棒攪拌輕壓，消除土壤之分層情況，避免實驗進行時發生沿器壁產生邊界流動之情況。土樣填妥後，以原裝置之水頭進行預濕 12 小時以上，始進行飽和水力傳導度之量測。裝置之水力梯度控制在 1.8 左右。

量測完成後將土柱倒入一公升之大燒杯中烘乾，求得烘乾之土樣重量，以計算重填土樣之總體密度。

表一. 試驗土樣之基本性質

Table 1. The properties of soil samples.

土樣名稱 (Soil name)	砂(%) Sand(%)	粉粒(%) Silt(%)	粘粒(%) Clay(%)	土壤質地 (Soil texture)	總體密度 $\rho_b \text{ (g/cm}^3\text{)}$ (Field bulk density)
風水坪(黃壤)	58.72	28.60	12.68	砂質壤土 (Sandy loam)	1.588
八卦山(紅壤)	19.83	50.23	29.94	粉質粘壤土 (Silt clay loam)	1.213



圖二. 定水頭裝置示意圖

Fig. 2. Schematic diagram of the Constant-head apparatus.

3. 飽和水力傳導度、總體密度及孔隙度之量測與計算

(1) 飽和水力傳導度

本試驗為重填土且含有礫石，其總體密度較高，飽和水力傳導度較低，量測時間相對增加，為求試驗之精確，減少因量測時間造成之實驗誤差，故以 100cm 之量筒進行定時量測至滿筒為止。

量測結果以達西定律(Darcy law)之公式計算飽和水力傳導度

$$k_{sat} = Q_w L / At\Delta H \dots\dots\dots(5)$$

其中

- Q_w : 流出之水量體積(cm^3)
- L : 土柱長度(cm)
- A : 土柱之截面積(cm^2)
- ΔH : 水頭高(cm)
- t : 時間(second)

並計算所得 k_{sat} 數值單位轉換成 cm/hr 。

Darcy 定律僅適用於層流，在粗砂及石礫中，將使得流體呈非層流狀態，以致無法適用，依其適用規則，本試驗在加入礫石後之土體似無法以 Darcy 定律計算其飽和水力傳導度，然而本試驗由於石礫周圍均被土壤均勻包圍，水分通過時遇石礫阻擋，即由周圍之土壤流過，不致發生紊流現象，且量測

時單位時間所得之流量均相當穩定，流束並不會因為時間產生變化，就單一方向水分之流動而言應可適用本定律計算其飽和水力傳導度。

(2) 總體密度

總體密度(Bulk density)則以下列公式計算：

$$\rho_b = M_s / V_t \dots\dots\dots(6)$$

其中

- ρ_b ：總體密度(Bulk density)(g / cm^3)
- M_s ：烘乾後之土柱重量(含礫石重量 g)
- V_t ：土柱之總體積(cm^3)

(3) 孔隙度(Porosity)

將烘乾土之重量換算烘乾土體積，以下列公式計算每個土柱之孔隙度。

$$f = (V_t - V_s) / V_t \dots\dots\dots(7)$$

其中

- f ：孔隙度
- V_t ：土柱之總體積(cm^3)
- V_s ：土體中固體之體積(cm^3)

三、結果與討論

本研究各項礫石含量均進行三重複之試驗，取其算數平均值計算。同時利用 Costat 統計軟體，進行 Duncan's Multiple Range Test，此方式乃鄧肯 (D.B.Duncan) 氏倡導的一種方法，可用來作已知均值的比較，本研究採用 5% 顯著水準測試，所得結果如表二。

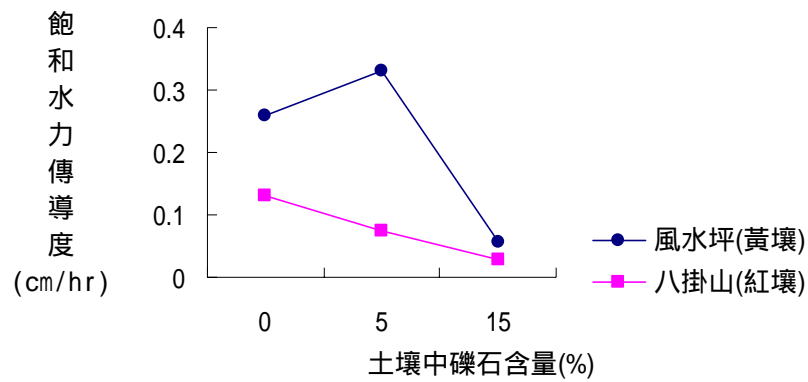
1. 土壤中礫石含量與飽和水力傳導度之關係

由表二之結果所示，在黃壤部分不含礫石及礫石含量 5% 之飽和水力傳導度並無明顯之差異，然當礫石含量提高至 15% 時，即與前者產生了差異，其飽和水力傳導度之值明顯變小。在紅壤方面，不含礫石與礫石含量 5% 及 15% 之飽和水力傳導度有明顯之差異，惟礫石含量 5% 及 15% 之飽和水力傳導度之值相差並不明顯。依結果顯示，不論是含砂量較高之黃壤或粉粒含量較高之紅壤，其礫石含量愈高其飽和水力傳導度愈小。

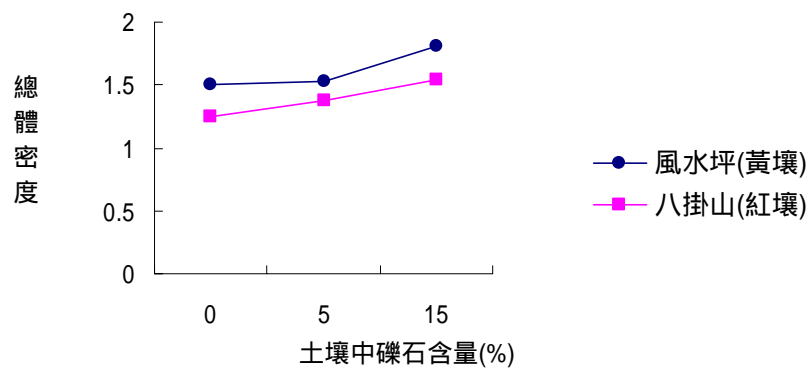
表二. 不同礫石含量之土壤飽和水力傳導度，總體密度與孔隙度

Table.2 Different Gravel Content of Soil Saturated Hydraulic Conductivity、Bulk density and Porosity.

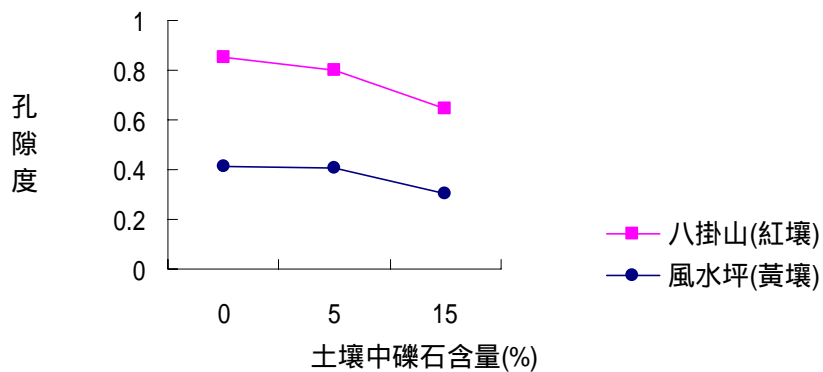
土樣名稱 (Soil name)	礫石含量(% (Gravel content of soil)	飽和水力傳導度 $K(cm/hr)$	總體密度 $\rho_b (g/cm^3)$ (Bulk density)	孔隙度 P(Porosity)
風水坪 (黃壤)	0	0.2577 ^a	1.498 ^a	0.4138 ^a
	5	0.3295 ^a	1.529 ^a	0.4053 ^a
	15	0.0575 ^b	1.812 ^b	0.3024 ^b
八掛山 (紅壤)	0	0.1319 ^a	1.250 ^a	0.4398 ^a
	5	0.0732 ^b	1.370 ^b	0.3974 ^b
	15	0.0287 ^b	1.541 ^c	0.3442 ^c



圖三 土壤中礫石含量與飽和水力傳導度之關係圖
Fig.3 Saturated hydraulic conductivity of soil with different gravel content.



圖四 土壤礫石含量與總體密度之關係圖
Fig.4 Bulk density of soil with different gravel content.



圖五 土壤中礫石含量與孔隙度之關係
Fig.5 Prosimy of soil containing increasing of volumes of gravel.

一般在量測粒徑 $<2\text{mm}$ 土壤之飽和水力傳導度時，均將土體複雜多孔之性質以巨視觀之，即是土壤總體積各點流速之平均值視之，忽略土體的高度不規則及曲折之細部流動型式(萬鑫森, 1991)。然在加入礫石後土體內之水分之流動路徑曲折性加大，使得流動型式不能再予以忽略，此一舉動造成土體間水分移動受阻，速率減慢，使得飽和水力傳導度隨著礫石含量的增加而降低。

2. 不同礫石含量之土壤總體密度與飽和水力傳導度之關係

黃壤未含礫石與含礫石 5%之重填土的總體密度並無明顯差別，當礫石含量提高至 15%時，其總體密度即有顯著增加，其飽和水力傳導度亦顯著降低。而在紅壤土樣之總體密度則明顯依礫石含量的不同而提高，其飽和水力傳導度亦隨之減少，在 Duncan's Multiple Range Test 上亦有顯著的區別，如表二及圖四所示。其造成如此差異之原因，可能由於黃壤之質地原屬砂粒含量較高之砂質壤土，少量的礫石取代原有的土壤，對其總體密度影響有限。而紅壤亦由於屬於粉質粘壤土，較易因為礫石的加入，將總體密度提高。其結果符合萬鑫森(1968)指出當土壤總體密度 (bulk density) 在 1.4 g/cm^3 或 1.5 g/cm^3 以上時，飽和水份之移動速度會變慢之推論。

3. 不同礫石含量之土壤孔隙度與飽和水力傳導度之關係

黃壤未含礫石與含礫石 5%之重填土的孔隙度並無明顯差別，當礫石含量提高至 15%時，其孔隙度則即有明顯降低。紅壤則明顯的隨著礫石含量的增高而降低。在礫石隨機均勻分佈在土體中，而其周圍均被土壤填滿時，並不會因為礫石含量增加而使孔隙

增大。整體而言，本試驗之土壤中孔隙度將隨著礫石含量的增加而降低。

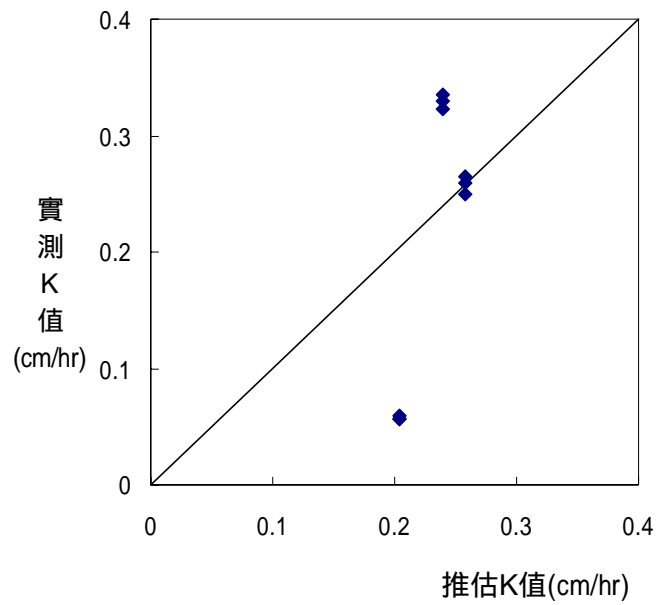
萬鑫森(1968)指出總孔隙度之減少，並非是讓水力傳導度變小的真正原因，粗孔隙度(Macro pores)的減少才是關鍵。因此粗孔隙量才是決定飽和水分移動之速度之原因。由圖三所示，對於相同礫石含量，黃壤之飽和水力傳導度均較紅壤為高，其主要原因，應受二種土壤之基本性質影響，黃壤屬砂質壤土，其砂粒含量高，粗孔隙較多，水分移動較快。而紅壤為粉質粘壤土，含砂量較少，粗孔隙相對於較少，孔隙多為細顆粒填滿，水分移動較慢。

4. 與 Peck and Watson(1979) 發展出的土壤中礫石與飽和水力傳導度之關係式之比較

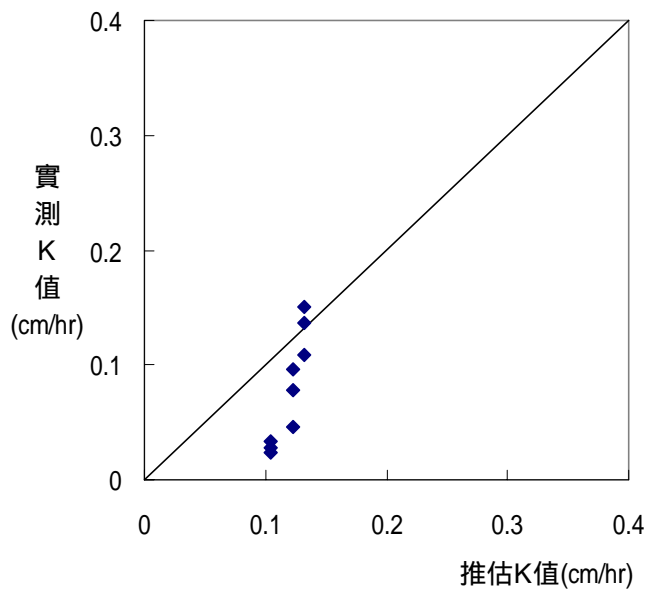
運用(3)式，Dun and Mehuys(1984)認為礫石之水力傳導係數遠小於土壤之飽和水力傳導係數的比值， $K_i / K_o \approx 0$ 可忽略不計，故簡化後可得下式：

$$K_* = 2(1-a)K_o / (2+a) \dots\dots\dots(7)$$

以(7)式計算出不同礫石含量之推估飽和水力傳導度，二種土壤之推估值均隨著礫石含量之增高而降低，並以推估值與實測值做比較如圖六與圖七。由圖六所示黃壤之實測值與推估值比較差異較大，而圖七中紅壤之實測值與推估值差異程度較小，故(7)用以推估紅壤之不同礫石含量之飽和水力傳導度較為合適。另(7)式之推估值係以未含礫石土壤之飽和水力傳導度與礫石體積百分比為因子來計算，故推估值除受礫石含量之影響外，主要仍受土壤之原有性質影響。



圖六 不同礫石含量之飽和水力傳導度實測值與推估值之比較(黃壤)
Fig.6 Comparison of observed and predicted saturated hydraulic conductivity of soil with different gravel content.(Yellow soil)



圖七 不同礫石含量之飽和水力傳導度實測值與推估值之比較(紅壤)
Fig.7 Comparison of observed and predicted saturated hydraulic conductivity of soil with different gravel content.(Red soil)

四、結論

含礫石之土體，倘其礫石隨機均勻分佈在土體中，而其周圍均被土壤填滿時，並不會因為礫石含量增加而使孔隙增大，反而會因為部分礫石的存在而使原本可有的孔隙被礫石所取代，導致孔隙度降低。

不同礫石含量之土壤其總體密度隨著礫石含量增加而增高，並以質地較粗之土壤增高幅度較快，飽和水力傳導度並隨之降低。

土壤中之礫石影響土壤水分之移動，因礫石加長了水分移動之路徑，增加了水分移動之阻力與曲折性，礫石含量愈高，則水分移動路徑愈為曲折其飽和水力傳導度將愈低。

同時因為礫石周圍均被 $<2\text{mm}$ 之土壤填滿，故土壤之基本性質亦為影響含礫石土壤之飽和水力傳導度之要素，土壤粗粒含量高者，其部分土體被礫石所取代時，其飽和水力傳導度隨著礫石之增加而降低之幅度較為明顯；反之，細粒含量高者，其飽和水力傳導度降低較緩慢。

實測值與 Peck and Watson(1979) 發展出的土壤中礫石與飽和水力傳導度之關係式計算出之推估值比較，推估值略有高估之現象，二種土樣比較結果以紅壤較為符合其關係式。

五、參考文獻

1. 林勇洲 (1998) 「飽和水力傳導度之測定及其對水土流失之影響」 國立中興大學水土保持研究所碩士論文。
2. 林俐玲、董小萍 (1996) 「土壤物理學實習手冊」 國立中興大學水土保持學系。
3. 陳佩松 (1992) 「坡地表土飽和水力傳導度之推估」 國立中興大學水土保持研究所碩士論文。
4. 萬鑫森 (1968) 「土壤水分及其移動」 水土保持學報 1:19-25。
5. 萬鑫森 (1991) 「基礎土壤物理學」 國立編譯館主編，茂昌圖書有限公司。
6. 蔡義誌(2001) 「坡地單一土層雨複合土層水力傳導度之研究」 國立中興大學水土保持研究所碩士論文。
7. Carslaw, H.S., and J.C. Jaeger. (1959) "Steady temperature. In : Conduction of heat in solids." 2nd ed. Oxford University Press, Oxford. P.425-429.
8. Darcy, H (1856) Les Fontaines Publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris.
9. Dunn, A.J. and G.R. Mehuys. (1984) "Relationship between Gravel Content of Soils and Saturated Hydraulic Conductivity in Laboratory Tests "In : Erosion and Productivity of Soils Containing Rock Fragments", Soil Sci . Soc. Am Special Publication No. 13, Ch.6:55-63.
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 Agron

- omy, Madison, WI. 8:51-66.
11. Magier, J., and I . Ravina. (1984) Rock fragments and soil depth as factors in land evaluation or Terra Rossa, In: Erosion and Productivity of Soils Containing Rock Fragments”, Soil Sci . Soc. Am Special Publication No. 13, Ch.3:13-30.
12. Mbagwu, J. S. C. (1995) Saturated hydraulic conductivity in relation to physical properties of soils in the Nsukka Plains, southeastern Nigeria. Geoderma. 6
13. Mehuys, G. R., L. H. Stolzy, J. Letey, and L. V. Weeks. (1975) “ Effect of stones on the hydraulic conductivity of relatively dry desert soils”, Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39:37-42.
14. Peck, A.J., and J.D. Watson. (1979) Hydraulic conductivity and flow in non-uniform soil. Unpublished paper, presented at the Workshop on Soil Physics and Field Heterogeneity, Canberra, Australia. P.31-36.

93年05月13日 收稿

93年05月25日 修改

93年06月08日 接受

林俐玲、游韋菁、蔡義誌：土壤中礫石含量對其飽和水力傳導度之影響