

紅壤土之入滲試驗及參數推估

The Laterite Infiltration Test and Parameter Estimation

中原大學土木工程系
助理教授

張德鑫*

Te-Hsing Chang

中原大學土木工程系
碩士

梁庭維

Tin-Wei Liang

摘要

桃園地區土壤多為第四紀紅壤土與礫石之沉積，其中紅壤土為不易入滲介質，顆粒小且易吸附水分，紅土於入滲過程中常因吸水膨脹後降低孔隙率而造成入滲率快速下降，因此本研究針對桃園地區紅壤土進行環筒入滲試驗，探討其不同情況下之入滲行為。研究中先進行一般物理試驗，可得紅土比重約為 2.61、乾土單位重約 1.65 g/cm^3 ，及其粉、黏土比例約為 4:6；現地取樣進行滲漏儀試驗求得紅土之飽和水力傳導係數約為 3.22 mm/hr 。根據環筒入滲試驗可知紅土穩定入滲率約為 4.88 mm/hr ，其值略大於飽和水力傳導係數，主要原因為入滲試驗中之初始水頭與土壤吸水勢能所致。本研究針對 Kostiakov (1932)、Mezencev (1948) 及 Horton (1940) 三種不同入滲經驗式進行紅土之入滲推估式適用性探討，得知 Kostiakov 經驗式僅適用於紅土起始含水量低之短期入滲，Mezencev 經驗式於紅土入滲擬合度最佳，Horton 經驗式於表土初始含水量較高情況亦有不錯之擬合。

關鍵詞：入滲，現地試驗，紅土。

ABSTRACT

Most soil in Taoyuan area is laterite and gravel. But the laterite is not the good porous medium of infiltration, and it is small and easy to absorb water. During the infiltration process, the inflation causes the obstruction between soils. The more water of soil, the smaller of soil pore, and the infiltration rate drops dramatically. Therefore this research using the infiltration experiment in laterite and discusses its phenomenon. The beginning of this research analyzes the sample of laterite. The average weight of laterite is 2.61, the unit volume of dry soil is 1.65 g/cm^3 and the silt and clay proportion is

*通訊作者，中原大學土木工程系助理教授，32023 中壢市中北路 200 號，tehsing@cycu.edu.tw

approximately 4:6. According to the lab leakage instrument experiment, the final infiltration rate (4.88 mm/hr) is slightly bigger than the saturated hydraulic conductivity (3.22 mm hr). Because the final infiltration more than deposit and capillary potential head. In the end of this research, three different infiltration equation models Kostiakov (1932), Mezencev (1948) and Horton (1940) were used to analyze the infiltration apply of laterite. Generally speaking the Kostiakov equation is better to be applied in short time infiltration especially for dry soil. The Mezencev equation has lots of similarity in laterite infiltration, and the Horton equation is also good for simulation of initial infiltration especially for wet soil.

Keywords: Infiltration, Field test, Laterite.

一、緒論

降雨入滲特性及入滲總量之推估，為水資源利用及洪水平原管理之重要依據。桃園地區土壤多為第四紀紅土及礫石層沉積，其中紅土為不易入滲之介質，因顆粒小且易吸附水分後膨脹致堵塞孔隙，造成入滲過程中入滲率快速降低之結果，尤以初始含水量多寡及紅土中坋、黏土比例，影響入滲行為甚鉅，故本研究針對桃園紅土進行環筒入滲試驗(infiltrometer test)，據以探討紅土穩定入滲率(infiltration rate)、入滲行為及其與飽和水力傳導係數(saturated hydraulic conductivity)之關係，提供做為降雨損失推估及水資源開發利用之參考。

本研究進行之試驗分為室內試驗及現地試驗兩部份，其中室內試驗包括土壤一般物理試驗、野外工地密度試驗及滲漏儀試驗等，前述試驗可求得紅土之基本性質，如比重、孔隙率、粒徑分佈、坋黏土比例及飽和水力傳導係數等。其試驗方法為採集場址之現地土樣進行比重試驗以求得土壤真比重，及利用比重計試驗求得土壤粒徑分佈，藉以判定土壤之基本性質；再利用充砂法之工地密度試驗及取樣，求得現地紅土之乾單位重及含水量，做為控制滲漏儀試驗中現地土壤夯實度之控制標準。現地試驗則為環筒入滲試驗以得到入滲過程中累積入滲量曲線，並分析得紅土之最終入滲率及入滲行為，根據入滲行為可探討紅土入滲經驗式之適用性。

二、文獻回顧

土壤含水量與其對水之吸引力有顯著關係，當土壤含水量愈高，其對水吸引力愈小。其次細顆粒土壤因有較多比表面積，因此對水之吸引力會較大。因此土壤對水之吸引力依土壤比面積、土壤組成和含水量多寡而不同。水被土壤吸附之力稱為毛管勢能(capillary potential)，由於在高含水量之濕土可形成連續性水柱，則稱為水靜力勢能(hydrostatic potential)。若要概括全含水量範圍之術語則以土壤水分勢能(soil moisture potential)或土壤水吸力(soil moisture suction)或直接稱為引力或張力(tension)。

2.1 傳輸與入滲行為相關文獻

Bodman (1958)說明水滲入土層中主要為濕潤層及移動層，水滲入土層後其往下流速會隨深度而減緩，但因上層水源不斷下滲，因此水仍會繼續往深處滲入，並影響濕潤界面附近之土壤水分張力，因此在土壤含水量方面，不同深度之含水量會隨時變更。Musgrave (1955)認為土壤中的水分含量或飽和度為影響入滲重要因子，當土壤中水分含量愈高，則水入滲之速率就愈慢，即含水量與入滲率呈現互為消長的狀態。土壤含水量之增加其水力傳導度亦增大，但水分張力梯度卻降低，進而降低入滲率，因此土壤中水分含量與入滲率增減之關係十分複雜。

陳念軍(1970)指出土壤粗孔隙內的水分移動

主要受重力影響，一般土壤經絮聚作用(flocculation)會改變土壤結構而形成許多孔隙，但當土壤水分含量較高時多數的孔隙均充滿水，因此減少滲透量；反之土壤乾燥時，水分易被毛細管力(capillary force)往下帶入土壤中。陳東鉅(1992)以達西定律(Darcy's law)配合一階擾動理論，使用碎形理論解決尺度轉換問題得到入滲方程式，並以壓克力觀測槽進行不同層狀土壤之入滲實驗，結果發現如上層為細質地土壤、下層為粗質地土壤時，若下層土壤顆粒粒徑相近則有指狀流產生；但若下層土壤質地較細時並無指狀流發生。

在野外觀測試驗方面，徐美玲等(2000)等在乾燥土體中掘洞，然後洞中維持固定水頭持續注水，等流量穩定利用擴散方程式與達西定律推估飽和水力傳導係數、並探討土體組織結構對土壤水力參數影響。結果顯示礫石層的飽和水力傳導係數在深度上有明顯的遞減變化，深層土體(75~100 cm)飽和水力傳導係數約為表層(0~25 cm)的三分之一。

2.2 土壤水分保持曲線相關文獻

土壤水分含量與張力之關係曲線謂之土壤水分特性曲線(soil moisture characteristic curve)，亦稱為土壤水分保持曲線。有關土壤水分保持曲線推論以 Gardner (1958)所提出的關係式較為簡單並被廣泛使用。Russo (1988)亦整理出實驗常被使用之公式，並計算砂質壤土與泥質壤土之含水量範圍。涂展臺(1999)量測不同表土處理情況下茶園土壤之水分保持曲線，顯示影響土壤水分特性曲線因子，除土壤本身物理性質外，表土狀況亦會影響水分保持曲線。

林明義(1999)量測九份二山附近地區，其在震災後土壤水分特性，但由於場址土壤結構及地質條件差異性大，導致水分保持曲線有很大變異，其中以砂質壤土的水分保持曲線變化較劇烈，最後根據 Mualem (1976)的理論推估九份二山土壤之水力傳導係數與張力關係。謝銘(1998)研究台中大坑、大肚山與南投九份二山土壤之水分移動情況，研究中以曲線擬合技術求得 Van

Genuchten (1980)水分特性方程式之參數值，並應用 Richards 方程式模擬水分移動情況。郭麗娥(2003)於未飽和紅土水力傳導係數之研究中，根據土壤水分測定儀器實驗直接讀取紅土含水量，建立含水量與其相對張力之相關資料，並利用數值方法得到 Haverkamp *et al.* (1964)及 Van Genuchten (1980)水分保持曲線經驗式之參數值。

由前述學者研究可知，土壤水分保持曲線因土壤種類、結構不同而異，如 Hall *et al.* (1977)探討不同種類土壤水分保持曲線，得知粘質土壤因孔隙分布均勻，故其水分含量越高保水程度越好，因此曲線斜率愈緩。砂土由於顆粒間孔隙較大且顆粒比表面積較小，因此在某吸力下水量所佔比例變小。土壤構造亦會影響土壤水分保持曲線，如夯實會使土壤中等孔隙增加，使得同張力下其含水量會因夯實而增加，但夯實並不會改變土壤中小孔隙，故夯實土壤在高吸力範圍內，曲線形狀幾乎與夯實前相同(Archer and Smith, 1972)。

2.3 環筒入滲相關文獻

Green and Ampt (1911)提出以自然物理為基礎的土壤入滲方程式，假設場址內之初始含水量 θ_0 皆相同，並設定地表下濕鋒(wetting front)以上土層均為飽和含水層，飽和層之含水量 θ_s 與非飽和層之含水量 θ_i 相接於濕鋒，並假設濕鋒為一平整邊界且隨入滲時間向下移動，整個土層視為只有此兩種含水量，土壤含水量如階梯般變化。其他如 Kostiakov (1932)、Lewis (1937)、Garder and Widtsoe (1921)、Horton (1940)、Philip (1957)、Huggins *et al.* (1966)等學者均提出不同之入滲公式。但因影響入滲率變化其因子相當複雜，故難有甚具代表性之入滲推估模式適用於不同土壤、入滲時間及不同降雨型態。

近年來，Osman *et al.* (2003)利用單環之環筒現地試驗，進行灌溉入滲之模擬，量測得累積入滲量，並以 Kostiakov 公式進行迴歸，並得知於灌溉後 180 分鐘後，其計算與觀測所得之入滲率約略相等。Furman *et al.* (2006)根據土壤不同之起始與邊界條件其於 Kostiakov 公式之適用性，探

討不同之土壤起始含水量與地表積水深度變化。Mishra *et al.* (2003)以砂質土及砂質壤土之入滲試驗，比較 14 種不同之經驗及半經驗入滲公式之適用性。Kusum (2008)以 5 種不同之參數優選方法(含 LINGO、遺傳演算法等)，推估得最常用之 Kostiakov 入滲公式及修正 Kostiakov 入滲公式之參數。

三、理論背景與研究方法

3.1 入滲理論

入滲現象中土壤含水量分佈通常自最上端之飽和區(saturated zone)，經傳遞區(transmission zone)及至下方濕潤區(wetting zone)，各區域分佈範圍大小隨入滲時間而不同。為簡化分析一般均假設土壤水分移動為一維垂直滲漏，其中 Green-Ampt (1911)入滲模式適用於降雨量大於入滲之情況。假設場址為均質及等向性土壤，初始含水量 θ_i 皆相同， D 為初始淤積水頭勢能($t = 0$)， Z 為飽和含水土層深度水頭勢能在 $t > 0$ 的時候隨時間而增加， ψ 為土層濕鋒下方的吸水勢能或稱毛管勢能(capillary potential)應為負值。令土壤地表勢能為 H_1 、土壤濕鋒勢能為 H_2 分別為：

$$H_1 = Z + D \quad \dots \dots \dots (1)$$

$$H_2 = -\psi \quad \dots \dots \dots (2)$$

其飽和含水層勢能差 H 為：

$$H = H_1 - H_2 = Z + D + \psi \quad \dots \dots \dots (3)$$

其入滲率如以達西公式表示為：

$$f = K_s \frac{dH}{dZ} = K_s \left[1 + \frac{D + \psi}{Z} \right] \quad \dots \dots \dots (4)$$

上式中， K_s 為飽和土壤之水力傳導係數值，如飽和含水層深度 Z 乘上土壤含水量變化即為時間 t 時土壤總累積入滲量 $F(t)$ ，其算式如下所示：

$$F = (\theta_s - \theta_i)Z \quad \dots \dots \dots (5)$$

而入滲率 f 為總入滲量 $F(t)$ 對時間之微分值，茲將(5)式代入(4)式，整理後可得：

$$f = \frac{dF}{dt} = K_s \left(\frac{F + (\theta_s - \theta_i)(D + \psi)}{F} \right) \quad \dots \dots \dots (6)$$

上式為 Green-Ampt 入滲模式，一般可用疊代法來求解 $F(t)$ 此非線性方程式。

至於吸水勢能之推估，本研究先期以導電度法進行紅土含水量與土壤張力相關試驗(郭麗娥，2003)，但入滲試驗中紅土其含水量會隨時間、深度不同而有明顯變化，且試驗中如執行分層測定含水量又會擾動土壤，因此本研究中僅取得地表下 10~15 cm 之紅土並測定其起始含水量，視為入滲試驗之不同起始條件。因其不同起始含水量所導致之吸水勢能，會反應到入滲總量。由於土壤入滲率為總入滲量對時間的微分，根據式(5)土壤入滲率可寫為：

$$f = (\theta_s - \theta_i) \frac{dZ}{dt} \quad \dots \dots \dots (7)$$

由於 Green-Ampt (1911)入滲模式之求解過程繁複，故於現地入滲試驗中通常直接採用經驗式。因此本研究列出常用之入滲經驗式，並依現地入滲試驗數據分別推估其參數，比較密合度後據以評估其於桃園地區紅土入滲之適用性。有關入滲容量較重要之經驗式列舉如下：

1. Kostiakov (1932)及 Lewis (1937)入滲經驗式：

$$f = \frac{dF}{dt} = cn \cdot t^{n-1} = K \cdot t^{n-1} \quad \dots \dots \dots (8)$$

$$F = c \cdot t^n \quad \dots \dots \dots (9)$$

式中 c, n, K 為經驗參數，且 n 值介於 0 和 1 之間。

2. Mezencev (1948)入滲經驗式：Mezencev 認為當入滲時間很長時，前述 Kostiakov 方程式可以簡化為下式，即 Mezencev 入滲經驗式(Philip, 1957)：

$$f = f_c + ct^{-\beta} \quad \dots \dots \dots (10)$$

$$F = f_c t + \frac{1}{(1-\beta)} ct^{(1-\beta)} \quad \dots \dots \dots (11)$$

式中， f_c 為土壤最終入滲率； c, β 為經驗參數。



照片 1 環筒入滲設備及貫入固定座

3. Horton (1940) 及 Gards and Widtsoe (1921) 入滲
經驗式：

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad \dots \dots \dots \quad (12)$$

$$F = f_c t + \frac{1}{k} (f_0 - f_c) (1 - e^{-kt}) \quad \dots \dots \dots \quad (13)$$

式中， f_0 為土壤起始入滲率； f_c 為土壤最終入滲率； k 為經驗參數。

四、試驗結果分析與探討

4.1 環筒現地試驗

本研究於 A、B 兩個不同場址(場址 A 為中原大學女生宿舍旁空地、場址 B 為中原大學薄膜中心旁空地)分別進行環筒入滲試驗(梁庭維, 2005)。本研究採用雙環入滲試驗，外環及內環直徑分別為 50 cm 及 30 cm，環高 30 cm，兩環之間有固定座(如照片 1 所示)，於試驗過程以重鎚將環筒貫入土壤 15 cm 深，但入滲試驗常因貫入位置不同或土壤受到擾動而影響結果，因此本研究於不同場址分別進行各 6 組入滲試驗，6 組試驗中其中有 2 組為同一位置。為降低土壤擾動之影響，本研究於貫入環筒後先澆水及靜置 14 天後方進行試驗，前述做法可先行探討各場址土壤之變異程度及降低土壤鎚擊擾動之影響。根據場址附近新建宿舍之 2 口鑽探資料顯示，其地表下 0~2.5 m 為紅棕色粉質黏土層，2.5~10 m 為卵礫石夾棕黃色粉土層，因此本研究地表之入滲範圍多屬紅土層，厚度約 2.5 m。

表 1 環筒入滲現地試驗資料

場址位置	試驗編號	表土初始含水量(%)	試驗時間(min)	單位面積入滲總量(mm)	穩定入滲率 ^(A) (mm/hr)
場址A	#1	11.11	813	87.53	5.27
	#2	13.33	774	71.22	4.98
	#3	14.28	1124	92.31	4.85
	#4	16.83	1016	97.48	5.33
	#5 ^(B)	11.91	935	101.86	4.60
	#6 ^(B)	18.02	252	21.88	4.26
	穩定入滲率 f_c		平均值 4.88 mm/hr	標準偏差 0.41 mm/hr	
場址B	#7	18.18	284	167.51	31.65
	#8	12.50	283	70.03	13.22
	#9	18.18	309	408.23	59.63
	#10	12.50	309	95.49	14.98
	#11 ^(B)	18.23	146	109.82	32.95
	#12 ^(B)	26.32	125	71.22	28.48
	穩定入滲率 f_c		平均值 30.15 mm/hr	標準偏差 16.73 mm/hr	

附註：(A)穩定入滲率求法為由累積入滲量對時間微分後
所得入滲率之漸近線；(B)表示試驗編號#5，#6 與
編號#11，#12 為同一位置不移動。

由於表層土壤之初始含水量會影響後續之入滲行為，因此本研究於入滲試驗進行前先採取表層土樣進行含水量測定，並於入滲試驗中保持積水 40 mm 分別記錄時間及量取累積入滲量，最後依據不同入滲經驗式，如 Kostiakov (1932)、Mezencev (1948) 及 Horton (1940) 等經驗式之迴歸，即可得到不同經驗式其參數率定值及求得穩定入滲率曲線。表 1 即為本研究 12 組不同現地入滲試驗基本資料，如以試驗編號#1 之經驗式迴歸為例，圖 1~圖 6 即為試驗編號#1 現地試驗之入滲總量迴歸及土壤入滲率推估。

由於表層土壤之初始含水量會影響後續之入滲行為，因此本研究於入滲試驗進行前先採取表層土樣進行含水量測定，並於入滲試驗中保持積水 40 mm 分別記錄時間及量取累積入滲量，最後依據不同入滲經驗式，如 Kostiakov (1932)、Mezencev (1948) 及 Horton (1940) 等經驗式之迴歸，即可得到不同經驗式其參數率定值及求得穩定入滲率曲線。表 1 即為本研究 12 組不同現地

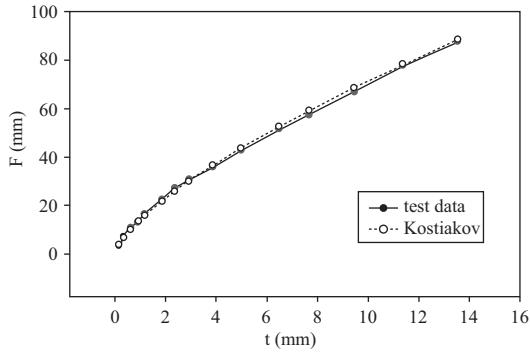


圖 1 試驗#1 入滲總量曲線迴歸(Kostiakov 經驗式)

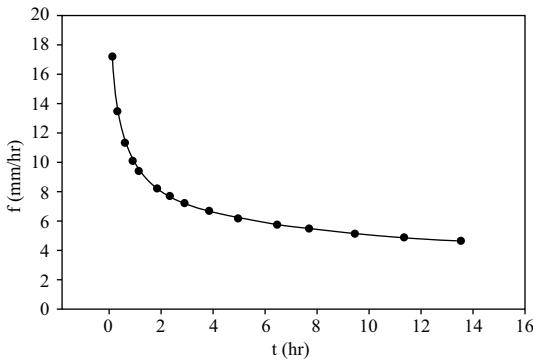


圖 2 試驗#1 土壤入滲率推估(Kostiakov 經驗式)

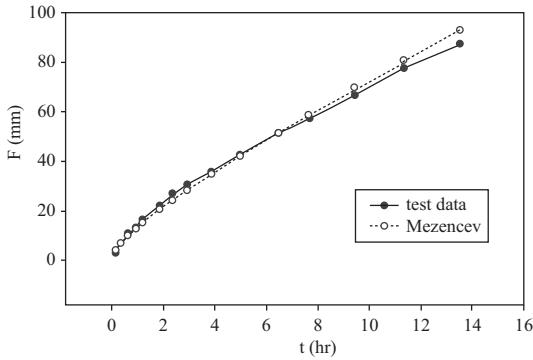


圖 3 試驗#1 入滲總量曲線迴歸(Mezencev 經驗式)

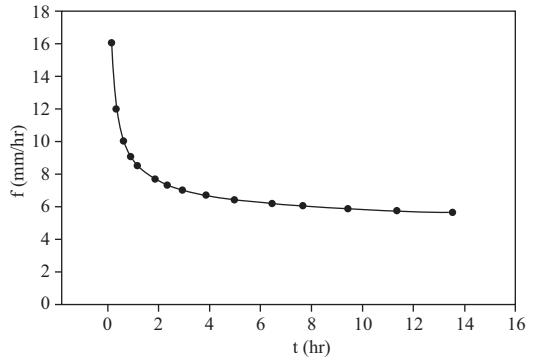


圖 4 試驗#1 土壤入滲率推估 (Mezencev 經驗式)

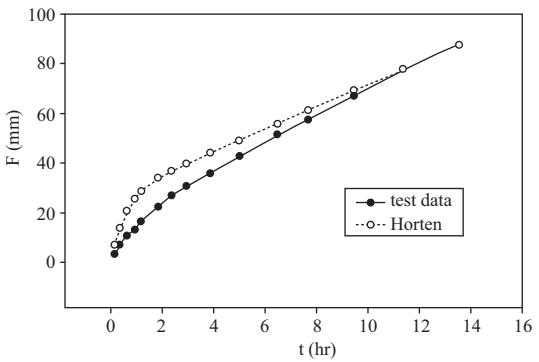


圖 5 試驗#1 入滲總量曲線迴歸(Horton 經驗式)

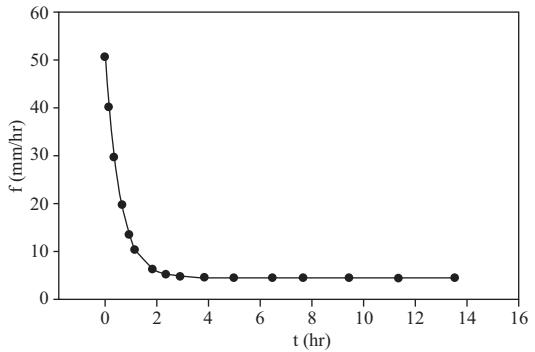


圖 6 試驗#1 土壤入滲率推估(Horton 經驗式)

滲試驗基本資料，如以試驗編號#1 之經驗式迴歸為例，圖 1~圖 6 即為試驗編號#1 現地試驗之入滲總量迴歸及土壤入滲率推估。

由表 1 中可知 A、B 兩個不同場址，於不同表土初始含水量情況下分別各進行 6 組環筒入滲試驗，根據土壤穩定入滲率分析結果可知，場

址 A 穩定入滲率值介於 4.26~5.27 mm/hr 間(平均值為 4.88 mm/hr，標準偏差為 0.407 mm/hr)，場址 B 穩定入滲率值介於 13.22~59.63 mm/hr 間(平均值 30.15 mm/hr，標準偏差為 16.725 mm/hr)，因此可知場址 A 之表層土壤較為均質及密實，而場址 B 表土性質變異程度較高。另以相同位置

表 2 紅土一般物理試驗結果

物理試驗 內容(單位)	現地土樣編號			平均值
	X	Y	Z	
比重	2.63	2.61	2.59	2.61
飽和含水量(%)	37.2	40.8	42.2	40.0
水力傳導係數(mm/hr)	2.41	3.56	3.69	3.22

不同表土初始含水量之入滲試驗為例，場址 A 於試驗編號#5, #6 所得穩定入滲率值分別為 4.60 mm/hr 及 4.26 mm hr ；場址 B 於試驗編號#11, #12 所得之穩定入滲率分別為 32.95 mm hr 及 28.48 mm hr ，其於不同表土初始含水量之情況下穩定入滲率十分接近，顯示現地入滲試驗控制精度尚佳。另根據經驗式之迴歸情況顯示，第 1 組試驗數據以 Kostiakov 經驗式密合度最佳（如圖 1）、Mezencev 經驗式次之（如圖 3）及 Horton 經驗式密合度最差（如圖 5）。

4.2 土壤一般物理試驗

由於場址 A 之土壤較為均質，因此本研究之土壤入滲性質探討以場址 A 為主，故首先於場址 A 採取三組（編號為 X、Y 及 Z）地表下約 $10\sim15 \text{ cm}$ 處之土樣，進行土壤之一般物理性質分析，分析項目包括土壤比重試驗、土壤顆粒比重計試驗、土壤飽和水力傳導係數試驗等，以了解現地土壤其物理特性。由於取樣過程中會擾動到土壤，因此本研究在進行飽和水力傳導係數試驗前亦配合野外工地密度試驗，以求得現地土壤之乾單位重及其含水量，據以做為飽和水力傳導係數試驗其夯實度之控制標準，各組試驗結果如表 2 所示，其土壤粒徑分佈如圖 7 所示。

由表 2 及圖 7 中可知試驗場址之紅土其比重平均值為 2.61，另於野外工地密度試驗可得到現地乾土單位重為 1.65 g/cm^3 。根據前述資料，本研究將現場土樣分八層夯實於滲透儀試體模組，採落水頭滲透儀(falling-head permeameter)進行三組試驗，可得試驗場址紅土之飽和水力傳導係數平均值為 3.22 mm/hr ，其數值較土壤入滲試驗所得之穩定入滲率平均值 4.88 mm hr 略低。另外根據土壤顆粒比重計試驗可知組成紅土之坋土

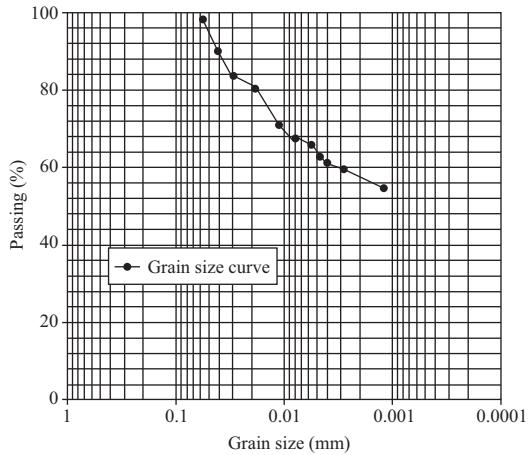


圖 7 紅土粒徑分佈曲線圖

佔 37.4%、黏土佔 62.6%（比例約為 4:6），以及依現地土壤一般性物理試驗可飽和含水量 θ_s 約為 40% 及推估殘餘含水量 θ_r 約為 5%。

4.3 入滲行為分析

由於環筒入滲試驗過程會因土壤受擾動而影響試驗，因此本研究先將環筒鎚擊貫入紅土約 15 cm 後澆水，並靜置於現場 14 天後方進行試驗。其次土壤初始含水量會影響後續入滲行為，因此進行環桶入滲試驗前先取得現地土壤，並由實驗室求出表土初始含水量 θ ，並根據飽和含水量及殘餘含水量定義有效飽和度 S_e 來描述土壤含水情況，其有效飽和度計算式如下：

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \dots \dots \dots \quad (14)$$

環桶入滲試驗可得到土壤總入滲量與時間的關係，本文以場址 A 相同位置之 2 組入滲試驗（試驗編號#5, #6）進行兩種不同初始含水量（其有效飽和度分別為 $S_e = 0.20$, $S_e = 0.37$ ）之土壤入滲試驗，由試驗中可得到累積入滲總量與時間關係，如圖 8 所示。在表土初始含水量 $S_e = 0.20$ 進行 15.6 小時之連續入滲試驗；表土初始含水量 $S_e = 0.37$ 因表土較濕潤，故僅進行 4.2 小時之連續入滲試驗。

將前述試驗之土壤累積入滲總量與時間關

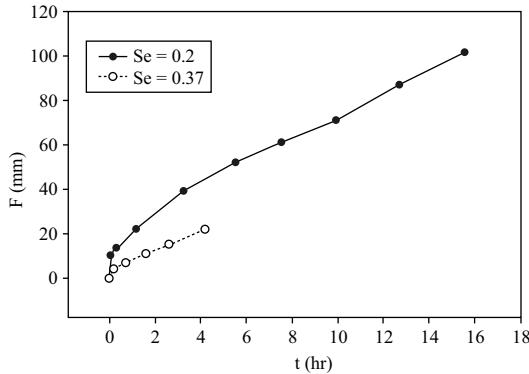


圖 8 表土不同有效飽和度其累積總入滲量

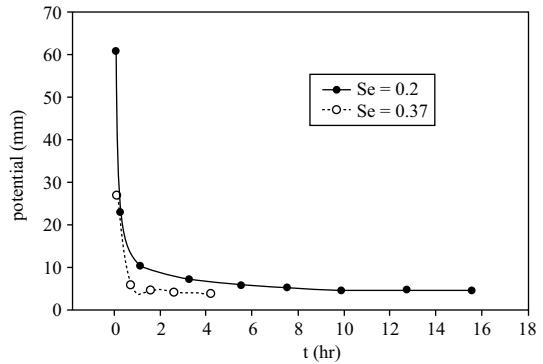


圖 10 入滲率與時間關係圖

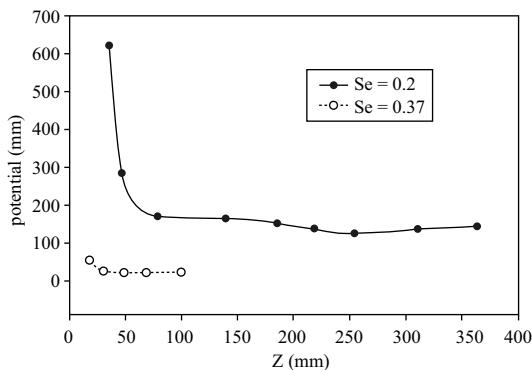


圖 9 勢能與土壤深度關係

係套入 Green-Ampt 入滲模式，即可進行入滲行為之分析。由於 Green-Ampt 為穩定入滲概念，初始水頭勢能與吸水勢能($D + \psi$)會影響入滲率，而吸水勢能 ψ 和土壤飽和度 S_e 有關，故土壤有效飽和度變化會隨土壤深度增加。現地試驗中，勢能隨深度漸降低而趨於平衡，如圖 9 所示。濕鋒下層土壤有效飽和度影響到濕鋒下的吸水勢 ψ ，應為土壤上層較乾燥而下層土壤較濕潤所致。

$S_e = 0.20$ 曲線中，地表到 $Z = 47$ mm 的土壤吸水勢能 ψ 值斜率較陡， $Z = 47\sim78$ mm 之吸水勢能值變化平緩， $Z > 78$ mm 以下土層吸水勢能值差異不大。由吸水勢能 ψ 與有效飽和度 S_e 之關係，反映出土層深度含水量變化的狀況。由 $S_e = 0.37$ 環桶入滲試驗，發現 $D + \psi$ 值過小的現象。初始水頭 D 值為 40 mm，與 0.7167 小時後發生 $D + \psi$

小於 40 mm 的現象與實際不符，應為土層含水量變化過大。由於試驗含水量取土壤表土含水量，但發現 $S_e = 0.37$ 試驗土層含水量變化有明顯的差異(視為臨前降雨條件)，因此本研究取 $D + \psi$ 最小值 40 mm(即 ψ 值為 0，濕鋒下層土壤為飽和狀態)反推其土層含水量。

最後研究中將每一時間的勢能及濕鋒深度代回 Green-Ampt 入滲模式，即可得到時間與入滲率 f 之關係如圖 10 所示，由圖中可知紅土入滲率在短時間內急速降低。根據 1984 年彭根隆提及桃園台地紅土在受水浸潤後會發生體積膨脹現象，此現象會使土壤孔隙率及飽和水力傳導係數降低，即可解釋初始入滲曲線變化劇烈並於短期快速收斂趨進平緩之現象。

4.4 經驗式適用性評估

本研究分析前述不同起始土壤含水量環桶入滲試驗數據與 Kostiakov (1932)、Mezencev (1948) 及 Horton (1940) 等不同入滲經驗式，利用最小平方差(least-squares method)方法擬合，即可得到前述不同經驗式之參數推估值及其擬合判定係數 R^2 ，結果如表 3 所示。茲將擬合結果及不同入滲推估經驗式之適用性整理如下。

4.4.1 Kostiakov (1932) 入滲經驗式擬合

圖 11 及圖 12 為應用 Kostiakov 入滲經驗式於不同初始含水量($S_e = 0.20, S_e = 0.37$)之入滲總量與時間迴歸曲線，圖 13 為入滲率於不同土壤初始含水量之變化曲線。由曲線可知 Kostiakov

表 3 紅土不同經驗式入滲迴歸曲線迴歸式

經驗式 (年代)	有效飽和度 S_e	總入滲量 F 迴歸式	入滲率計算式	判定係數 R^2	相關係數 r
Kostiakov (1932)	0.20	$F = 24.978 \times t^{0.4551}$	$f = 11.367 \times t^{-0.5449}$	0.9749	0.9874
	0.37	$F = 9.1797 \times t^{0.5214}$	$f = 4.786 \times t^{-0.4786}$	0.9725	0.9862
Mezencev (1948)	0.20	$F = 4.2t + 17.37 \times t^{0.2621}$	$f = 4.2 + 0.3184 \times t^{-0.9167}$	0.9862	0.9931
	0.37	$F = 4.2t + 3.836 \times t^{0.0833}$	$f = 4.2 + 4.5509 \times t^{-0.7379}$	0.9860	0.9930
Horton (1940)	0.20	$F = 4.2t + 29.6361 \times (1 - e^{-4.5485t})$	$f = 4.2 + 134.8 \times e^{-4.5485}$	0.9580	0.9788
	0.37	$F = 4.2t + 4.2437 \times (1 - e^{-9.1430t})$	$f = 4.2 + 38.8 \times e^{-9.1430}$	0.9940	0.9970

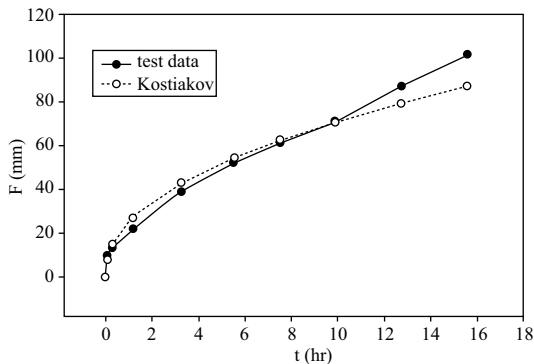


圖 11 總入滲量與 Kostiakov 經驗式擬合($S_e = 0.20$)

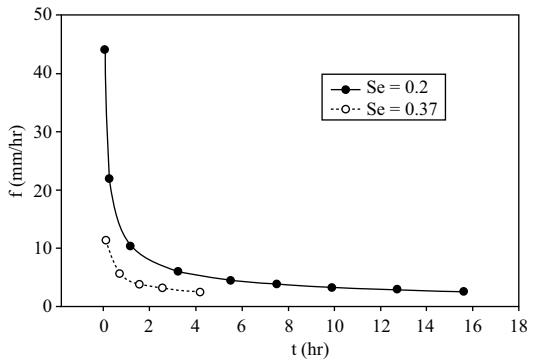


圖 13 Kostiakov 經驗式入滲率與時間關係

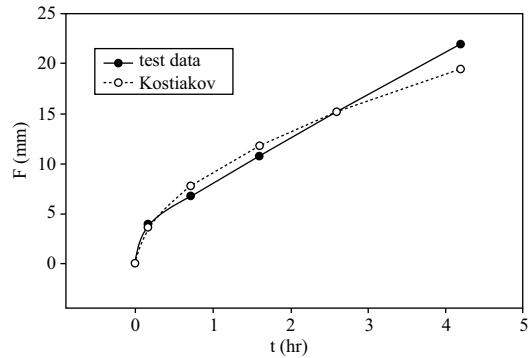


圖 12 總入滲量與 Kostiakov 經驗式擬合($S_e = 0.37$)

經驗式較適用於短時間入滲或入滲率曲線變化較緩之土壤，主要由於 Kostiakov 經驗式並未考慮入滲率漸趨穩定之情況，故在長時間入滲情況下其後期入滲率會變得過小，與實際入滲率趨於穩定之現況不符。因此在短時間入滲 Kostiakov 經驗式具有簡單及準確效果，但卻不適用於長時間入滲模擬、土壤入滲曲線變化激烈或土壤初始含水量過高之土壤。根據物理試驗可知場址紅土

屬於坋黏土，且在受水浸潤後會發生體積膨脹現象，故入滲初期其入滲率有快速收斂現象，因 Kostiakov 經驗式在入滲初期曲線較圓滑與實際紅土入滲之快速收斂不符，且穩定入滲率與現地試驗平均值 4.88 mm/hr 差距較大，因此本研究根據 12 組現地入滲迴歸結果可知 Kostiakov 經驗式不適用於桃園紅土之入滲模擬。

4.1.2 Mezencev (1948) 入滲經驗式擬合

Mezencev 入滲經驗式中有一穩定入滲率 f_c 之收斂參數，故其入滲率會隨時間呈負乘冪遞減漸趨於穩定。因此本研究將入滲率對時間積分得總入滲量與時間關係經驗式，再將總入滲量及時間移項後取對數處理，而最低入滲率 f_c 則取試驗之穩定入滲率值約 4.2 mm/hr 代入，最後利用最小平方法迴歸得 Mezencev 入滲經驗式之參數值。

圖 14 及圖 15 為應用 Mezencev 入滲經驗式於不同初始含水量之入滲總量與時間迴歸曲線，圖 16 為入滲率於不同土壤初始含水量之入

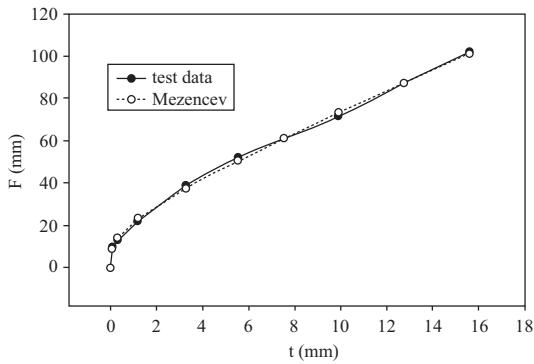


圖 14 總入滲量與 Mezencev 經驗式擬合($S_e = 0.20$)

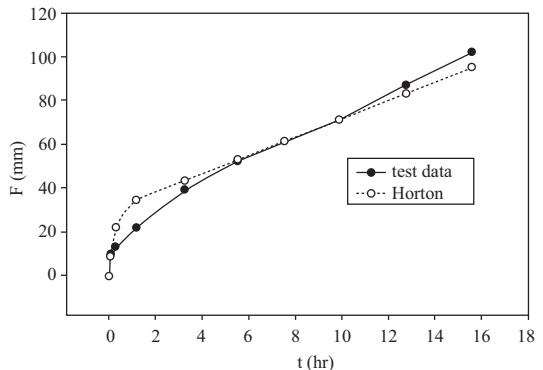


圖 17 Horton 經驗式總入滲量曲線($S_e = 0.2$)

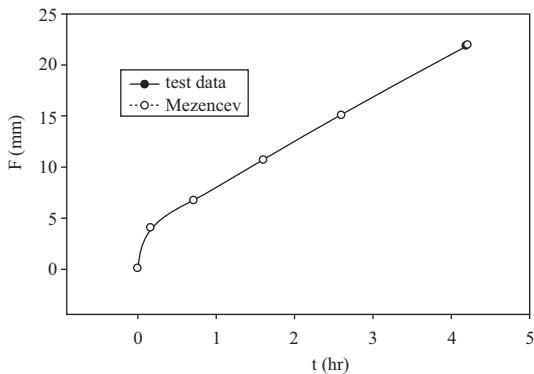


圖 15 總入滲量與 Mezencev 經驗式擬合($S_e = 0.37$)

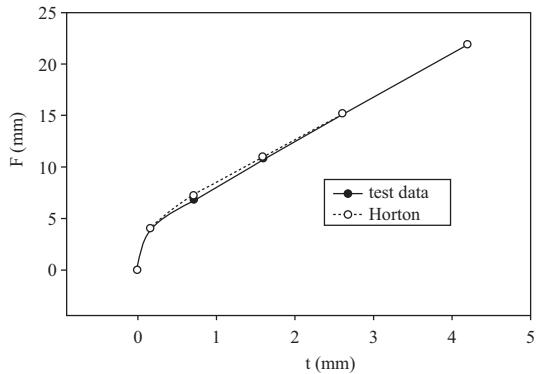


圖 18 Horton 經驗式總入滲量曲線($S_e = 0.37$)

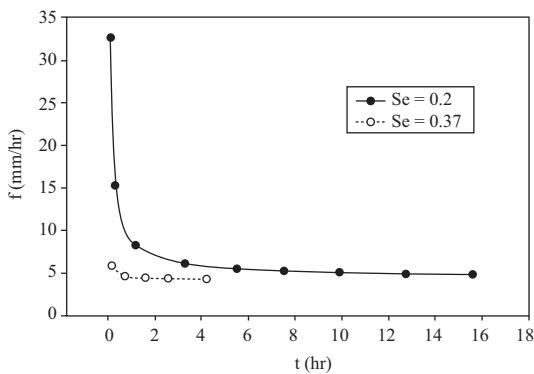


圖 16 Mezencev 公式入滲率與時間關係

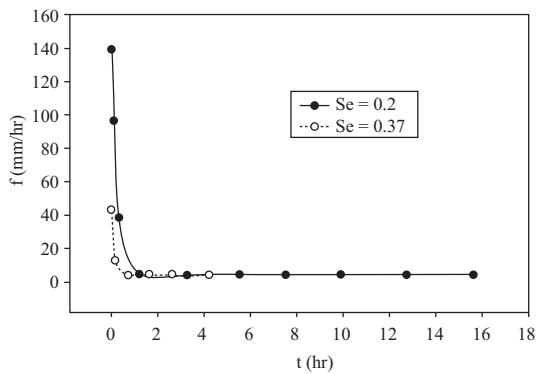


圖 19 Horton 經驗式入滲率與時間關係

滲率變化曲線。圖中發現 Mezencev 經驗式迴歸曲線與入滲試驗數據幾乎完全吻合，因此本研究根據 12 組現地入滲之迴歸結果可知 Mezencev 入滲經驗式適用於桃園臺地紅土的入滲現象。

4.1.3 Horton (1940)入滲經驗式擬合

Horton (1940)入滲經驗式與 Mezencev (1948)入滲經驗式中均有一最低穩定入滲率 f_c 之收斂值，其入滲率隨時間呈負乘幕遞減趨於穩定；而

Horton 入滲經驗式另考慮土壤初始含水量，因此經驗式中穩定入滲率 f_c 取試驗資料約 4.2 mm/hr 代入，最後利用最小平方法迴歸得知 Horton 入滲經驗式參數值。圖 17、圖 18 為應用 Horton 入滲經驗式於不同初始含水量之入滲總量與時間迴歸曲線，圖 19 為入滲率於不同土壤初始含水量之入滲率變化曲線。由圖 17 及圖 18 於不同起始含水量情況，發現入滲初期 Horton 經驗式數值均大於試驗數據，隨時間增加入滲後期逐漸趨近於數據且幾乎吻合。其中當土壤起始含水量高 Horton 經驗式之適用性較好。主要由於乾燥紅土初期入滲率變化大，不適用以負指數遞減的入滲率變化，本研究根據 12 組現地入滲迴歸結果可知 Horton 經驗式較適用於濕潤紅土入滲。

4.4.4 入滲經驗式綜合討論

本研究針對紅土表土之不同起始含水量入滲試驗，發現入滲經驗式中如有穩定入滲率之收斂參數可增加入滲後期之準確性，Kostiakov 經驗式中無最低穩定入滲率之收斂參數，因此於長時間之入滲不適用，但此經驗式於表土初始含水量低之短期入滲其擬合度尚佳。Mezencev 經驗式不論紅土表土初始含水量多寡及入滲時間長短，應用此經驗式於紅土入滲均有最佳之擬合。Horton 經驗式於表土初始含水量較高情況亦有不錯的擬合，但初始含水量較低土壤其於入滲初期模擬值卻大於實際狀況，故不適用。

五、結 論

本研究於現地取樣對試驗場址土壤進行一般性物理分析，可得紅土之比重約為 2.61，單位體積乾土單位重約為 1.65 g/cm³，依比重計試驗發現紅土粒徑分佈為粉土比例為 37.4%、黏土比例為 62.6%，粉黏土比例約 4:6。另根據野外工地密度試驗，將場址乾土分八層充實於滲透儀試體模組，以落水頭試驗求得紅土飽和水力傳導係數值約為 3.22 mm/hr。由場址 A 之 6 組現地入滲試驗可發現該場址紅土之穩定入滲率均值為 4.88 mm/hr，略大於飽和水力傳導係數值，此為入滲試驗較室內飽和水力傳導試驗多出外在的吸水勢能及環桶控制範圍外入滲面積擴大所致。

本研究利用 Green-Ampt 模式模擬土壤入滲，發現入滲初期吸水勢能較大，並隨時間遞減後趨於穩定，此為表土初始含水量急速變化所致，土層初始含水量隨深度由乾燥到溼潤變化。在水頭勢能方面，環桶入滲試驗較室內飽和水力傳導係數試驗多了起始水頭勢能和土壤濕鋒下層吸水勢能，故環桶試驗最終入滲率會略大於飽和水力傳導係數值，此為合理結論。

本研究對不同表土起始含水量及不同入滲時間之入滲試驗數據，依 Kostiakov (1932)、Mezencev (1948) 及 Horton (1940) 等不同入滲經驗式進行迴歸，發現入滲經驗式中如有穩定入滲率之收斂參數可增加入滲後期之準確性，可知 Kostiakov 經驗式僅適用於表土初始含水量低之短時間入滲。Mezencev 經驗式不論表土初始含水量多寡及入滲時間長短，應用於紅土入滲均有最佳擬合，Horton 經驗式於表土初始含水量較高之紅土亦有不錯的擬合。

六、參考文獻

- 林明義，「九份二山崩塌地土壤水分特性之研究」，中興大學水土保持學系碩士論文，1999。
- 徐美玲、黃誌川，「未飽和層一維入滲之模擬」，88 年電子計算機於土木水利工程應用研討會論文集，pp. 2101-2110，2000。
- 梁庭維，「紅土現地入滲試驗及參數推估」，中原大學土木工程所碩士論文，2005。
- 陳念軍，「滲透現象及其影響因數的研究」，水土保持學報，vol. 3, pp. 18-231, 1970。
- 陳東鉅，「指狀流在層狀土壤之入滲分析」，台灣大學農業工程研究所碩士論文，1992。
- 郭麗娥，「未飽和紅土水力傳導係數之研究」，中原大學土木工程所碩士論文，2003。
- 彭根隆，「紅土飽和膨脹與壓縮特性之研究」，中央大學土木工程所碩士論文，1984。
- 塗展臺，「茶園不同水土保持處理下土壤水分特性曲線之量測」，中興大學水土保持學系碩士論文，1999。
- 謝銘，「中部地區坡地土壤水流動之研

- 究」，中興大學水土保持學系碩士論文，1998。
10. Archer, J. R. and Smith, P. D., "The relation between bulk density available water capacity and air capacity of soil," *J. Soil Sci.*, Vol. 23, pp. 475-480, 1972.
 11. Bodman, G. B., "Lectures on the elementary physics of soil moisture with application," National Taiwan University, Taiwan, ROC, 1958.
 12. Furman, A., Warrick, A. W. Zerihun, D. and Sanchez, C. A., "Modified Kostiakov Infiltration Function: Accounting for Initial and Boundary Conditions," *J. of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, pp. 587-596, 2006.
 13. Gardner, W. H. and Widtsoe, J. A. "The movement of soil moisture," *Soil Sci. Soc. Am. J.* Vol. 11, pp. 230-241, 1921.
 14. Gardner, W. R., "Some steady state solution of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table," *Soil Science*, Vol. 85, No. 4, pp. 228-232, 1958.
 15. Green, W. H. and Ampt, G. A., "Studies on soil physics, I, Flow of air and water through soils," *J. Agric. Sci.*, Vol. 4, pp. 1-24, 1911.
 16. Hall, D. G. M., Reeve, J. M., Thomasson, A. J. and Wright, V. F., "Water retention, Porosity and Density of field soils soil survey technique," Monogr, No. 9. Harpenden U.K., 1977.
 17. Havekamp, R., Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P. J. and Vachaud, G., "A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration," *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 41, pp. 285-294, 1964.
 18. Horton, R. E., "An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity," *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 5, pp. 399-417, 1940.
 19. Kostiakov, A. N., "On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration," *Trans. Sixth Comm. Intern. Soil Sci. Soc. Russian*, part A, pp. 17-21, 1932.
 20. Kusum, D. and Kedar, N. D., "Optimization of infiltration parameters in hydrology," *World Journal of Modelling and Simulation*, Vol. 4, No. 2, pp. 120-130, 2008.
 21. Mishra, S. K., Tyagi, J. V. and Singh, V. P., "Comparison of infiltration models," *Hydrol. Process.* Vol. 17, pp. 2629-2652, 2003.
 22. Mualem, Y., "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media," *Water Resources Research*, Vol. 12, No. 3, pp. 513-522, 1976.
 23. Musgrave, G. W., "How much of rain enters the soil," *U.S.D.A. yearbook, water*, pp. 151-159, 1955.
 24. Philip, J. R., "The theory of infiltration: Sorptivity and algebraic infiltration equations," *Soil Sci.*, Vol. 84, pp. 257-264, 1957.
 25. Osman, S. M., Sallem M., Muhammad, A., Imran, S., and Saqib, A., "Adoption of Kostiakov Model to Determine the Soil Infiltration for Surface Irrigation Methods under Local Conditions," *Int. J. Agri. Biol.*, Vol. 5, No. 1, pp. 40-42, 2003.
 26. Russo, D., "Determining soil hydraulic properties by parameter estimation on the selection of a model for the hydraulic properties," *Water Resources Research*, Vol. 24, No. 3, pp. 453-459, 1988.
 27. Van Genuchten, M.T., "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils," *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 44, pp. 892-898, 1980.

收稿日期：民國 100 年 2 月 16 日

修正日期：民國 100 年 4 月 28 日

接受日期：民國 100 年 5 月 31 日