

# 室內模擬降雨觀測土壤初始含水量對 入滲與逕流之影響

林俐玲<sup>(1)</sup> 蔡義誌<sup>(2)</sup> 王永琦<sup>(3)</sup>

## 摘要

本研究以台灣中部分佈較廣之黃壤和紅壤為研究材料，分別進行不同土壤初始含水量對於水分入滲與逕流之比較。先以乾土進行試驗，測其含水量再以模擬降雨進行實驗，然後再進行兩組不同含水量之降雨試驗，進而取得三種不同初始含水量之實驗結果。實驗結果顯示土壤初始含水量的不同，對入滲量和逕流量有顯著的差異，土壤初始含水量越高，入滲能力越低，地表越容易產生逕流。在探討水分入滲方面，Horton 的入滲常數(k)會隨著初始水分含量增加，而有增大的趨勢。在逕流方面，逕流係數(runoff coefficient)和逕流曲線值(curve number, CN)不論在何種土壤，較高的初始含水量，均有較大的值。另外，本研究嘗試用室內降雨模擬探討逕流曲線值對於小尺度實驗平台的適用性，結果顯示逕流曲線值與逕流係數有相同的趨勢，唯其值略低於 SCS CN 的表列值。

(關鍵字：入滲、逕流、土壤初始含水量、逕流係數、逕流曲線值、模擬降雨)

## Effects of Antecedent Soil Moisture on Infiltration and Runoff with Simulated Rainfall in the Laboratory

*Li-Ling Lin<sup>(1)</sup>, Yi-Zhih Tsai<sup>(2)</sup>*

Professor<sup>(1)</sup> and Graduate Student<sup>(2)</sup>, Department of Soil and Water Conservation,  
National Chung University, Taichung, Taiwan 402, R.O.C.

*Yung-Chi Wang<sup>(3)</sup>*

Associate Technical Specialist, Soil and Water Conservation Bureau, Council of Agriculture,  
No.6, Guanghai Rd., Nantou, Taiwan 540, R.O.C.

## ABSTRACT

- 
- (1) 國立中興大學水土保持學系教授
  - (2) 國立中興大學水土保持學系博士研究生
  - (3) 行政院農委會水土保持局技士

Yellow and red soil samples collected from the central Taiwan were used to study the effects of the different antecedent soil moisture on infiltration and runoff under simulated rainfall conditions. The results of the experiments showed that soil with higher antecedent soil moisture has lower infiltration rate and the occurrence of runoff on the surface was earlier. For soil infiltration, Horton's infiltration parameter ( $k$ ) has higher value with the increase of antecedent soil moisture. For runoff, runoff coefficient and curve number have higher value with the increase of antecedent soil moisture. Moreover, this study try to discuss applicability of curve number obtained from small scale of sand box by simulated rainfall in the laboratory. The results showed that curve number has the same trend with runoff coefficient. However, the values of curve number in this study are lower than SCS CN.

**(Keywords:** Infiltration, Runoff, Antecedent Soil Moisture, Runoff Coefficient, Curve Number, Simulated rainfall)

## 前 言

一般探討水分入滲於土壤之過程，甚少提及土壤之初始含水量，而土壤初始含水量確實影響著水分入滲(盧惠生，1996)，進而影響逕流量與逕流發生的時間。土壤入滲大小是影響坡地水土流失的重要因子之一，如果坡地土壤入滲大，超滲雨量減少，地表逕流自然隨之減少(Horton，1933)，而地表逕流又是坡地沖蝕的動力來源(Foster，1982)，故坡地沖蝕亦隨之減緩；反之坡地土壤入滲小，地表逕流增大，沖蝕亦隨之提高。

Duley (1939)認為乾旱而引起之裂縫及因作物遮蔭作用而減少乾裂及晚期雜草之生長等均能影響土壤滲透率。周恆(1969)採用人工土箱探討不同坡度覆蓋之坡地土壤滲透率大小，發現坡度與滲透率成反比。而表土結殼影響土壤之滲透性(Hillel and Gardner，1969)，更進而會降低土壤入滲率而增加土壤沖蝕(林俐玲等，1990)。Musgrave (1955)將土壤的水分含量及飽和度視為影響土壤入滲的重要因子，即土壤中的水分含

量愈高，則水分滲入土壤之速率就愈慢。土壤含水量與入滲量是呈現互為消長的狀態，當土壤含水量增加時，水力傳導度雖然增大，但水分張力梯度卻降低，導致入滲率也降低。

本研究以土壤初始含水量為研究主軸，分別探討含水量對於入滲、逕流之關係。研究方法是採集中部地區坡地分佈較廣之紅土與黃土進行試驗，控制一定之降雨強度、坡度，於不同土壤水分含量下進行室內人工降雨試驗，量測逕流量、觀測水分入滲現象。

## 研究材料與方法

### (一) 試驗土壤來源地區簡介

本實驗所使用之土壤乃採集台灣中部地區紅壤與黃壤。紅壤之採集地點為彰化縣彰化市八卦山脈之銀行山上，其海拔約 230 m (E207873, N2660636)，現地有農業活動，種植龍眼樹及鳳梨，地面有大量之枯枝落葉敷蓋。另外黃壤採集自南投縣草屯鎮風水坪水土保持戶外教室內，其海拔約 237m

(E220523, N2650608) 之坡面上，採取土樣之坡面無植生覆蓋，其地表裸露沖蝕嚴重。此兩採樣點之地理位置如圖 1 所示。

## (二) 試驗土樣之處理

分別於上述地點的樣區內隨機採集表土 (< 30cm)，另外以金屬鋼管 (內徑 4.8 cm，長 5.6 cm，體積為 102.08 cm<sup>3</sup>) 採集現地之未經擾動的土樣三重複。將土樣取回實

驗室後經風乾過篩等前置處理，作為土壤理化性質測定實驗及降雨模擬之試料。所採集之未經擾動的土樣則進行總體密度測定，再根據此總體密度，以 Oliveira et al.( 1996 )的實驗室裝填法將土壤重填，以作為水力傳導度試驗之用。

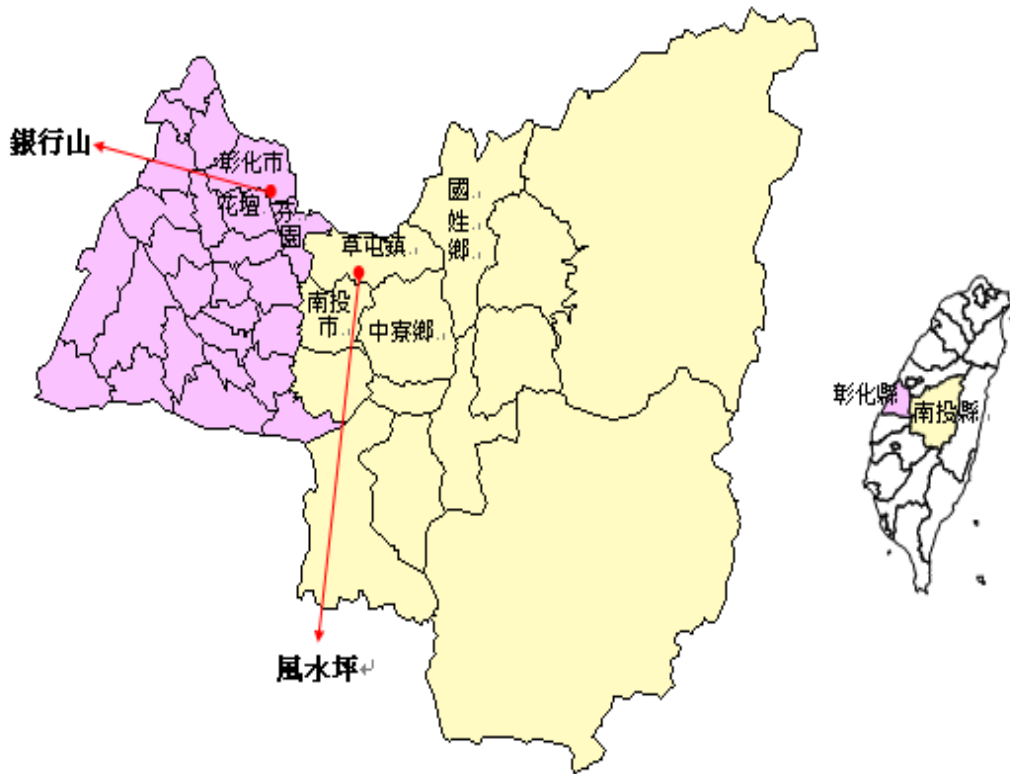


圖 1. 研究試區地理位置圖  
Figure 1. The location of study area.



圖 2. 人工降雨器設備(Daiki Rika Kogyo Co.,Ltd)  
Figure 2. The equipment of rainfall simulator.



圖 3. 觀測箱  
Figure 3. Soil box for experiment.

### (三) 人工降雨器

本實驗之降雨設備採用日本 Daiki 公司 DIK - 6000 型降雨器 (圖 2)，包括操作控制箱、過濾器、蓄水箱、流量控制閥門和空氣壓縮機。降雨模擬有效高度為 2 公尺，有效降雨面積為  $1 \times 1 \text{ m}^2$ ，水由內徑 0.9 mm 之不銹鋼降雨針管流出，模擬成雨滴。

### (四) 研究方法與步驟

本研究之研究流程如圖 4 所示，研究項目簡述如下：

#### 1. 試區土樣採集處理

(1) 土壤基本理化性質分析：將採回之紅壤和黃壤經風乾與過篩後，取粒徑介於 2~5 mm 和粒徑 < 2 mm 兩種粒徑的土樣供實驗分析之用。

(2) 人工降雨試驗：土樣以過篩(土壤粒徑 < 2mm)之紅壤、黃壤為配置材料。

#### 2. 土壤理化性質測定

(1) 土壤水分係數：將土樣風乾秤重後再烘乾即可求出。

(2) 總體密度：金屬管法。

(3) 顆粒密度：比重瓶法。

(4) 團粒穩定分析：採用 Gardner(1956)之多重濕篩法，求出土壤團粒之幾何平均粒徑。

(5) 土壤質地：以吸管法量測。

(6) 有機質分析：採重鉻酸鉀氧化滴定法。

(7) 水分特性曲線：壓力鍋排水試驗。

(8) 酸鹼度 pH 值：採用玻璃電極法。

(9) 飽和水力傳導度：根據達西定律設計出的室內量測儀器，量測土壤飽和水力傳導度。

#### 3. 人工降雨模擬試驗

(1) 降雨器率定：於降雨器下方平均放置 30 個直徑 10 cm 之雨量收集桶，預先設定好操作控制箱的流量和降雨器迴轉數，在降雨一小時內收集累積雨量，讀取雨量收集桶之刻度並記錄之，如此重複率定 4 次並調整控制箱的流量和降雨器迴轉數測得不同降雨強度。

(2) 土樣處理裝填：分別將紅壤及黃壤兩種土樣過 #10 篩 (< 2mm)，再將過篩後之土壤回填至觀測箱內，放置於室外可遮

雨陰涼處 2 至 3 星期(如圖 3)，使其自然沉降。回填過程中，緩慢均勻地將土樣倒入箱內(Oliviera et al., 1996)，控制每個觀測箱回填體積為 20000cm<sup>3</sup> (長 40cm、寬 25cm、高 20cm)，並使其總體密度與現地未擾動的總體密度相同。

(3)降雨試驗：將觀測箱固定於降雨器下方

平台，使其坡度為 9%。控制降雨強度在 90mm/hr(控制箱的流量為 1.5 l/min 和降雨器迴轉數 500rpm)。第一次進行乾土之降雨試驗，並於試驗前測其初始含水量，其後分別靜置 4 天與 7 天後進行第二次與第三次試驗。

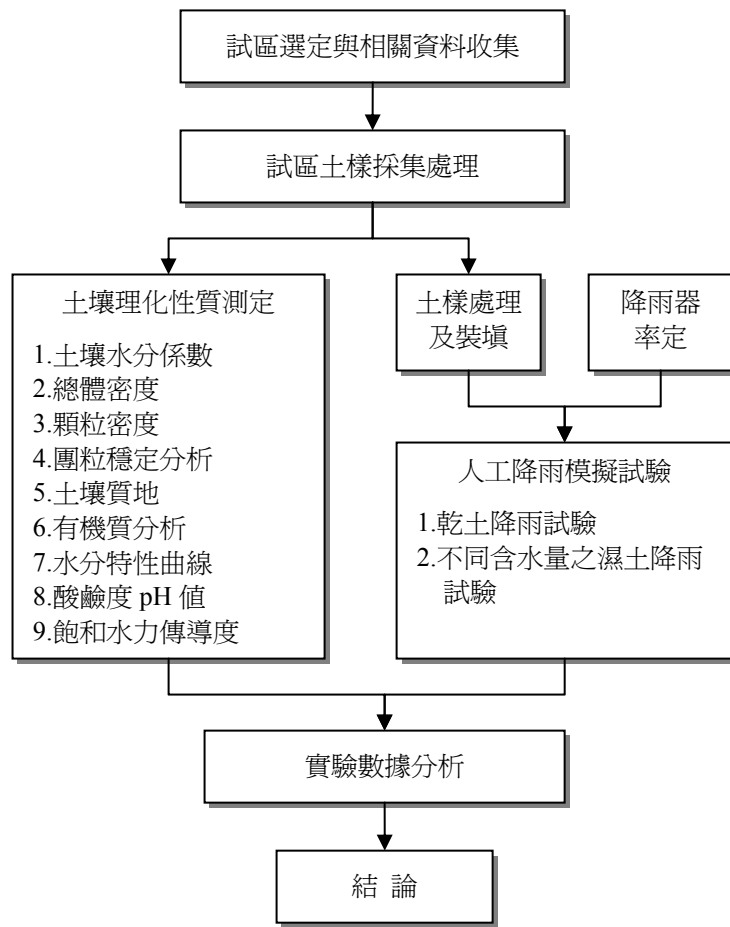


圖 4. 研究流程圖

Figure 4. Flow chart of the study.

## 結果與討論

### (一) 土壤基本理化性質分析

由實驗結果可得知黃壤之砂粒含量達 58.72%，其質地為砂質壤土，而紅壤之粉粒

含量達 50.23%，為粉質粘壤土，相較之下黃壤有較高孔隙度。另外已過篩 (<2mm) 之土壤依總體密度回填重新量測其飽和水力傳導度發現黃壤重填之飽和水力傳導度為 2.61cm/hr，高於紅壤的 1.21cm/hr。

由於紅壤採集地點有農業活動，地表種

植龍眼樹與鳳梨，地表有大量枯枝落葉覆蓋，加上地主曾經施肥過，所以紅壤之有機質高達 3.92%，遠高於無植生覆蓋且裸露之黃壤坡面。另外在土壤保水能力方面，由紅壤與黃壤之水分特性曲線圖(圖 5)中可看出，紅壤比黃壤有較好的保水能力。

表 1. 土壤基本理化性質

Table 1. The properties of the soil samples.

採樣地點	總體密度 (g/cm <sup>3</sup> )	顆粒密度 (g/cm <sup>3</sup> )	孔隙度 (%)	有機質含量 (%)	pH 值	土壤團粒幾何平均粒徑 D <sub>50</sub> (mm)
風水坪 黃壤	1.33	2.56	48.04	0.88	5.67	0.94
八卦山 紅壤	1.21	2.23	45.74	3.92	4.00	1.60

採樣地點	砂粒含量 (%)	粉粒含量 (%)	粘粒含量 (%)	質地	飽和水力傳導度 Ks (cm/hr)
風水坪 黃壤	58.72	28.60	12.68	砂質壤土	2.61
八卦山 紅壤	19.83	50.23	29.94	粉質粘壤土	1.21

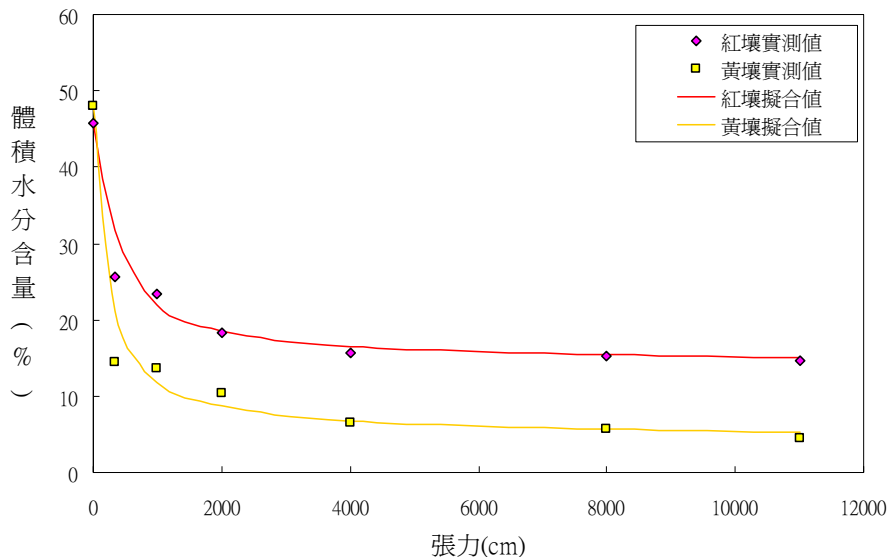


圖 5. 土壤水分特性曲線

Figure 5. Soil-moisture characteristic curve.

(二) 人工降雨模擬試驗之結果

於降雨模擬前，在觀測箱土樣表面取少量之土樣，以 105°C 烘乾至少 24 小時後，稱其烘乾土重並且計算其水分含量，此即為初始含水量。

將各種土樣處理給予個別編號。黃壤、紅壤各三組試驗依照實驗先後順序和含水量由小到大分別為 Ys-1 (1.88%)、Ys-2 (13.03%)、Ys-3 (26.34%)、Rs-1 (3.21%)、Rs-2 (24.10%)、Rs-3 (37.75%)。並測出不同含水量下的濕總體密度，Ys-1 為 1.47g/cm<sup>3</sup>、Ys-2 為 1.60g/cm<sup>3</sup>、Ys-3 為 1.75g/cm<sup>3</sup>、Rs-1 為 1.22g/cm<sup>3</sup>、Rs-2 為 1.35g/cm<sup>3</sup>、Rs-3 為 1.42g/cm<sup>3</sup>，濕總體密度有隨初始含水量增大而變大的趨勢。

整體而言，土壤之初始含水量越低，所產生之逕流量越小，相對的總入滲量越大；反之，若含水量越高，其所產生之逕流量越大，總入滲量就越小。另外於乾土降雨實驗後量測水分入滲深度可發現黃壤 Ys-1 為

4.8cm、紅壤 Rs-1 為 3.6cm。Ys-1 之入滲深度大於 Rs-1，我們可以由飽和水力傳導度實驗知道黃壤之 Ks 值為 2.61cm/hr 大於紅壤為 1.21cm/hr 來印證，表示土壤水分移動速度乃黃壤大於紅壤。

(三) 水分入滲模式

本研究以 Horton(1939)所提出的入滲模式進行土壤初始含水量的入滲行為探討。由 Horton 入滲模式，可知該模式具有三個參數：f<sub>c</sub> 為平衡入滲率；f<sub>0</sub> 為起始入滲率；k 是入滲常數。

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (1)$$

經由入滲實測值與時間變化之數據，可反求出入滲常數 k。此入滲常數因土壤特性或初始條件不同而有不同之常數值。在此，入滲常數會隨著水分含量增加，而有變大的趨勢，但是 Rs-2 處理之入滲常數產生異常之結果，經檢測土箱發現 Rs-2 處表面有裂隙之產生，此乃造成結果異常之原因。

表 2. 不同水分含量下土壤之逕流量與入滲量  
Table 2. The runoff and infiltration volume of different soil-moisture.

黃壤				
處理編號	初始含水量θ <sub>v</sub> (%)	逕流量 (cm <sup>3</sup> )	入滲量 (cm <sup>3</sup> )	濕總體密度 (g/cm <sup>3</sup> )
Ys-1	1.88	4203	4797	1.47
Ys-2	13.03	5538	3462	1.60
Ys-3	26.34	6713	2287	1.75
紅壤				
處理編號	初始含水量θ <sub>v</sub> (%)	逕流量 (cm <sup>3</sup> )	入滲量 (cm <sup>3</sup> )	濕總體密度 (g/cm <sup>3</sup> )
Rs-1	3.21	4420	4580	1.22
Rs-2	24.10	4738	4262	1.35
Rs-3	37.75	6705	2295	1.42

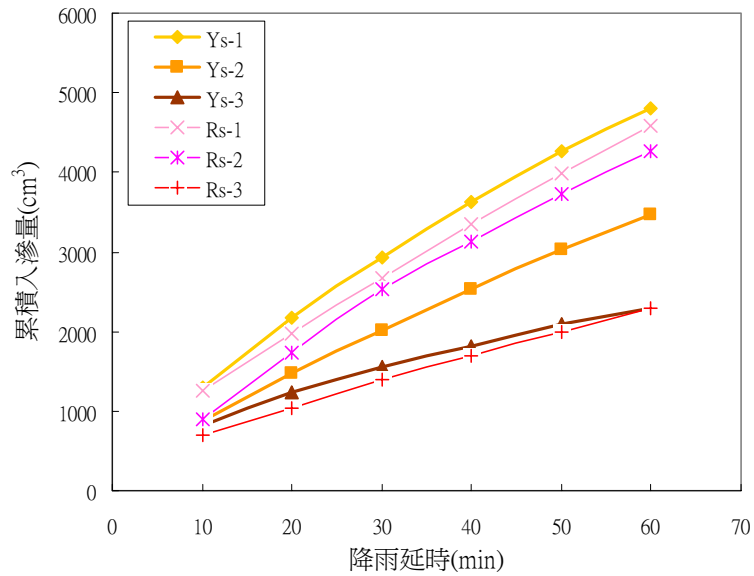


圖 6. 降雨實驗之入滲過程

Figure 6. The infiltration processes of simulated-rainfall test.

表 3. 不同水分含量下之入滲常數與 Horton 入滲模式

Table 3. The infiltration parameter and Horton infiltration equation of different soil-moisture.

黃壤			
處理編號	初始含水量 $\theta_v$ (%)	入滲常數 k	Horton 入滲模式
Ys-1	1.88	0.042	$f(t)=3.24+4.59e^{-0.042t}$
Ys-2	13.03	0.045	$f(t)=2.63+2.63e^{-0.045t}$
Ys-3	26.34	0.053	$f(t)=1.20+3.75e^{-0.053t}$
紅壤			
處理編號	初始含水量 $\theta_v$ (%)	入滲常數 k	Horton 入滲模式
Rs-1	3.21	0.066	$f(t)=3.60+3.90e^{-0.066t}$
Rs-2	24.10	0.021	$f(t)=3.15+2.18e^{-0.021t}$
Rs-3	37.75	0.088	$f(t)=1.77+2.43e^{-0.088t}$



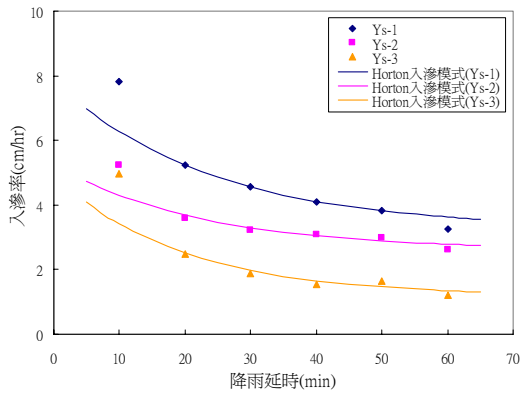


圖 7. 黃壤(Ys)之水分入滲率及 Horton 入滲模式

Figure 7. The infiltration rate and Horton infiltration equation of yellow soil (Ys).

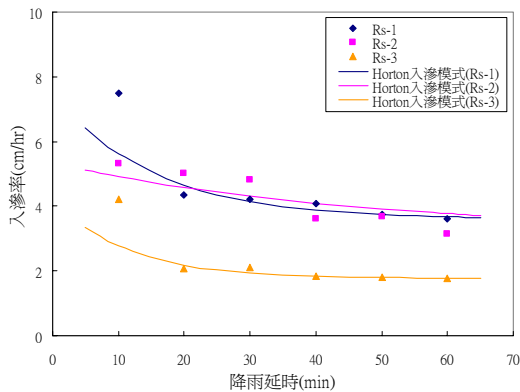


圖 8. 紅壤(Rs)之水分入滲率及 Horton 入滲模式

Figure 8. The infiltration rate and Horton infiltration equation of red soil (Rs).

#### (四) 逕流

降雨形成後，雨水落至地表入滲至土體內，來不及進入土體的水則形成地表逕流，造成地表沖蝕。要能有效減少地表沖蝕，就要減少地表逕流，增加入滲。以下就逕流係數(runoff coefficient)和逕流曲線值(curve number, CN)來探討初始含水量對逕流之影

響。

#### 1. 逕流係數

逕流係數為地表面逕流量與該時間內總降雨量之比值。逕流係數之大小與(1)地表特性，(2)地表坡度，(3)地表蓄水量，(4)土壤飽和程度及(5)降雨強度延時有關(王如意、易任，1982)。

$$\text{逕流係數} = \frac{\text{逕流量}}{\text{總降雨量}} \quad (2)$$

不論是何種土壤，在較高之初始含水量下，均有較大之逕流係數。當初始含水量較高時，逕流量亦會變大；反之，含水量低的時候，逕流量就較少。由實驗結果經計算可得黃壤土樣(Ys)之穩定逕流係數約為0.782，紅壤土樣(Rs)之穩定逕流係數約為0.586。黃壤在本研究中有較高之逕流係數，意味著黃壤較紅壤易產生較多之逕流量，但在本研究中尚未有此現象，估計是因未達最終平衡狀態。

由下圖中可看出，不論土壤初始狀況乾濕與否，於降雨試驗時間1小時內，逕流係數隨著降雨延時而變化甚大；意即隨著降雨量的累積及降雨時間的經過，土壤的入滲率會趨於緩和，無法再滲入更多的雨水，來不及入滲的雨水形成逕流，而有逕流係數隨著降雨延時而增大之情形。

#### 2. 逕流曲線值

逕流曲線值為美國農部自然資源保育局(USDA Natural Resources Conservation Service, 前身為美國水土保持局 USDA Soil Conservation Service)所建立，利用降水及逕流量繪出一系列關係曲線。然後根據土壤分

類、土地利用狀況、初始水分條件等，訂定出 SCS CN 值之參考表。籍由此參考表，可以根據現地之狀況(植生狀況、土壤質地、土地使用情形和初始水分含量)推算出逕流量，進而估算沖蝕量。雖然逕流曲線值多直接應用於集水區的推估，極少以室內實驗的方法加以探討，因此，本研究乃嘗試以 CN 值來探討初始含水量對逕流之影響，供為往後研究室內模擬實驗或小區域實驗之參考。

$$CN = \frac{1000}{10 + S} \quad (\text{英制}) \quad (3)$$

$$CN = \frac{25400}{254 + S} \quad (\text{公制}) \quad (4)$$

式中的 S 為最大潛在滯留量(單位 inch 或 mm)。而 S 可由降雨量 P 和逕流量 Q 求得：

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S}, \quad P > 0.2S \quad (5)$$

將求得的 S 代回(4)式，即可算出 CN 值。

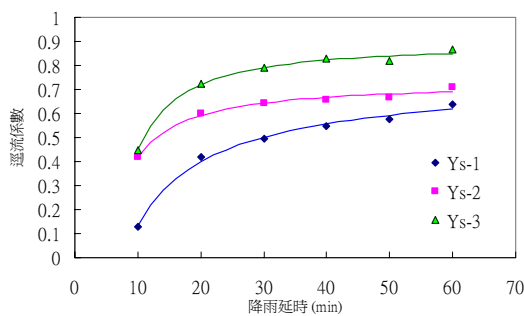


圖 9. 黃壤(Ys)之降雨延時與逕流係數關係  
Figure 9. The relationship between precipitation time and runoff coefficient of yellow soil (Ys).

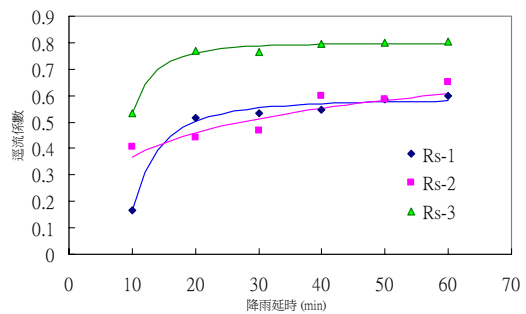


圖 10. 紅壤(Rs)之降雨延時與逕流係數關係  
Figure 10. The relationship between precipitation time and runoff coefficient of red soil (Rs).

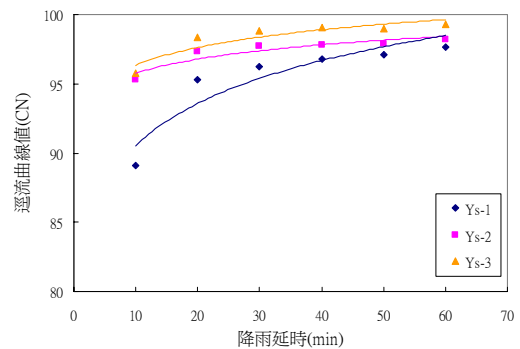


圖 11. 黃壤(Ys)之降雨延時與逕流曲線值關係  
Figure 11. The relationship between precipitation time and curve number of yellow soil (Ys).

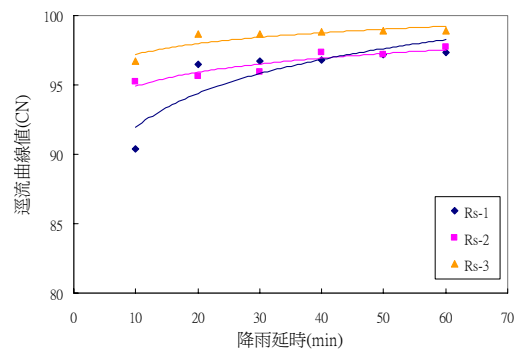


圖 12. 紅壤(Rs)之降雨延時與逕流曲線值關係  
Figure 12. The relationship between precipitation time and curve number of red soil (Rs).

在降雨延時與逕流曲線值關係圖中，初始含水量高，CN 的初始值亦有隨著變高之趨勢。但隨著降雨時間的經過，土壤因雨水進入土體，使含水量增加，減緩入滲，在降雨 60 分鐘時，黃壤三處理(Ys-1、Ys-2、Ys-3) 的 CN 值趨於接近；紅壤(Rs-1、Rs-2、Rs-3) 亦有此情形。而較高的 CN 值代表的是會有較多的逕流量產生，和之前討論的逕流係數類似。在相異的初始水分條件下，即臨前降雨量和土壤初始水分含量不同時，其土壤入滲量會有所差異，造成不同逕流量 (Bruneau, 1999)。因此同一地區之 CN 值會隨著初始水分條件狀況之變化有所改變。而國內學者曾提出，美國地表植生狀況、土壤質地、土地使用情形和初始水分含量等與台灣不盡相同，不同地區有不同的水文與地文條件，使得 CN 值參考表是否適用於台灣，仍待研究(歐信宏, 2001)。盧惠生等 (1987) 在蓮華池與畢祿溪試驗集水區，以人工降雨機進行降雨逕流試驗研究，推導出幾種不同林地、果園、裸露地的 CN 值，並與美國地區 CN 數據相比較，發現國內觀測得到的 CN 大多偏低。

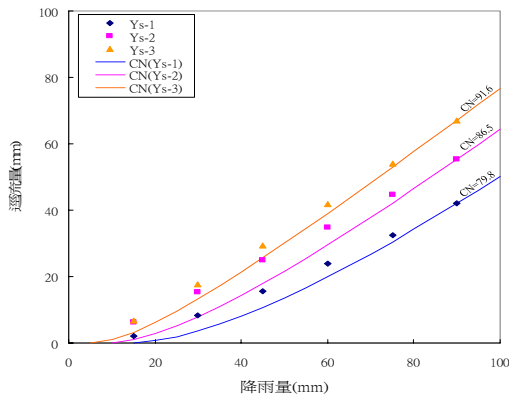


圖 13. 黃壤(Ys)之降雨、逕流與逕流曲線值關係

Figure 13. The relationship between rainfall, runoff and curve number of yellow soil (Ys).

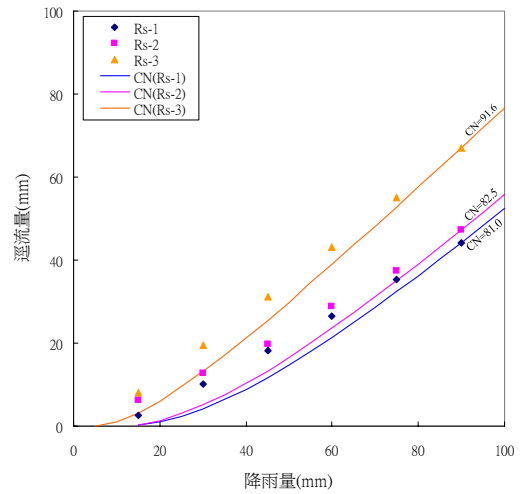


圖 14. 紅壤(Rs)之降雨、逕流與逕流曲線值關係

Figure 14. The relationship between rainfall, runoff and curve number of red soil (Rs).

CN 值較大，逕流量多，又逕流量會隨著雨量增加而上升，較為符合自然現象，因降雨量增大時土壤孔隙水分飽和，入滲率減至最終入滲率，逕流量就隨之增加(盧惠生, 1987)。本研究亦得到相同之結論(如圖 13、14)，隨著降雨量的增加，逕流量也隨之上升，且較大的 CN 值也有較大的逕流量。

根據美國農部自然資源保育局的 National Engineering Handbook(NEH, July 2004, Chapter 9, Table 9-1)，A 類裸露土壤 (bare soil)之 CN 值為 77、B 類為 86、C 類為 91、D 類為 94。本研究之黃壤(Ys)與紅壤(Rs) 分別屬於 B 類及 C 類土壤，查表所得之 CN 值應為黃壤 86；紅壤 91。以乾土壤的實驗結果(Ys-1、Rs-1)來比較，黃壤(Ys-1)之 CN 值為 79.8；而紅壤(Rs-1)之 CN 值為 81，均低於 SCS CN 之 CN 值。

此外，較高的初始含水量，也有較高的

CN 值，顯示出 CN 值會隨著初始的水分含量而改變，證實了 SCS CN 有考慮到初始水分含量此一因素。圖 13~14 中，在降雨初期，初始含水量不高，雨水容易入滲，相對形成的逕流量較降雨中後期來的少，因而在降雨初期，實測值並不如預期，與 CN 的曲線差距甚大；但是，在降雨中後期，實測值與 CN 曲線較接近。

#### (五) 初始含水量對入滲率、逕流係數、逕流曲線值之關係

在實驗內控制 1 小時的單場降雨，降雨強度維持在 90mm/1hr。於降雨模擬前測土壤的初始含水量，分別探討初始含水量與平均入滲率(總入滲量除以單位面積時間)、逕流係數、逕流曲線值之關係。

圖 15~17 為初始含水量對平均入滲率、逕流係數、逕流曲線值之趨勢關係，其中圖 15 為負向趨勢，當初始含水量越多，平均入滲率就越小；圖 16、17 為正向趨勢，當初始含水量越多，逕流係數和逕流曲線值就越大。直接反應出初始含水量影響單場降雨下的入滲與逕流。

三個圖中，當紅壤與黃壤有著相同的初始含水量時，紅壤(Rs)比黃壤(Ys)有較高的平均入滲率及較低的逕流係數、逕流曲線值，這可以說明土壤的團粒化現象(Rs D50=1.6mm、Ys D50=0.94mm)會造成入滲與逕流的改變，減緩土壤沖蝕。

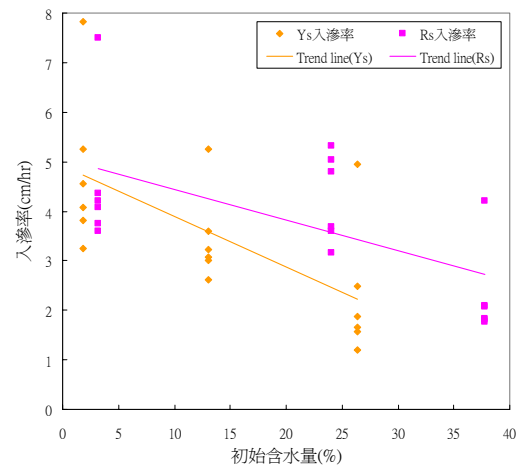


圖 15. 初始含水量與平均入滲率之關係  
Figure 15. The relationship between antecedent soil moisture and averaged infiltration rate.

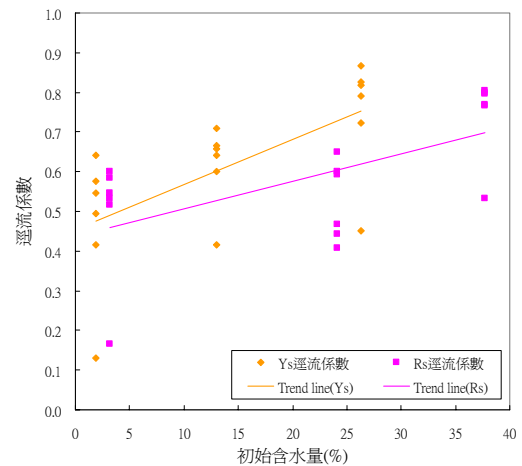


圖 16. 初始含水量與逕流係數之關係  
Figure 16. The relationship between antecedent soil moisture and runoff coefficient.

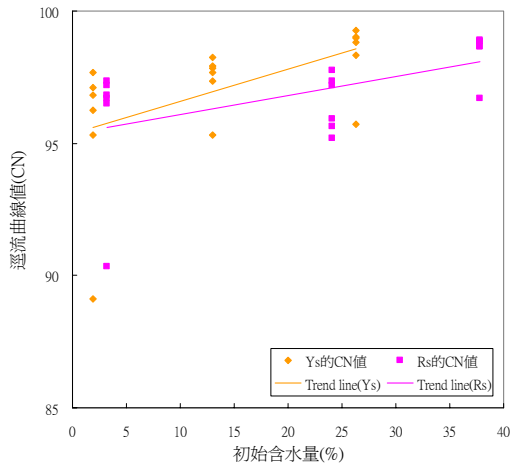


圖 17. 初始含水量與逕流曲線值之關係  
Figure 17. The relationship between antecedent soil moisture and curve number.

## 結 論

土壤初始含水量的不同，對入滲量和逕流量有顯著的差異。土壤初始含水量越高，則入滲能力就越低，地表越容易產生逕流。相同土壤，在單場降雨下，會有相同的入滲、逕流趨勢。

在土壤保水能力方面，紅壤比黃壤有更好的保水能力，即紅壤較易於將水分留在土體內。

Horton 的入滲常數(k)因土壤特性或初始條件不同而有不同之常數值。入滲常數會隨著水分含量增加，而有增大的趨勢。

逕流係數和逕流曲線值不論是在何種土壤，較高的初始含水量，均有較大的值。所以，當初始含水量較高時，逕流量亦會較大；反之，含水量低的時候，逕流量就較少。

本研究嘗試用室內降雨模擬探討逕流曲線值對於小尺度實驗平台的適用性，其結果與前人研究吻合，尚屬合理，並與逕流係數有相同的趨勢，唯其值低於 SCS CN。

## 參考文獻

1. 王如意、易任（1982） 應用水文學，下冊，台北：國立編譯館。
2. 吳益裕（1992） 人工降雨器及雨點粒徑分佈與落速之試驗研究，國立中興大學土木工程學研究所碩士論文。
3. 周恆（1969） 不同坡度不同覆蓋下，土壤沖蝕、滲透及蒸發量之測定。台灣水土保持試驗研究彙刊 1：313-327。
4. 徐玉標、吳銘塘（1968） 土壤入滲率之測定，科學農業 16(1-2): 57-62。
5. 游保杉、歐信宏(2001) 「HEC-HMS 降雨—逕流模式應用之研究」，國立成功大學水利及海洋工程學系研究所碩士論文。
6. 盧惠生、林壯沛、黃良鑫、林介龍(2006) 九份二山地區震災後暴雨流量特性，台灣林業科學 21(4):499-512。
7. 盧惠生、林壯沛、陸象豫（1987） 集水區不同土地利用逕流與沖蝕之研究，中華水土保持學報，18(2)：112-121。
8. Artificial Raindrop Generator DIK-6000 Instruction Manual. (1992) Daiki Rika Kogyo Co., Ltd.
9. Bruneau P. M., S. J. Twomlow (1999) “Hydrological and physical responses of a semi-arid soil to tillage,” Journal of Agricultural Engineering, Vol. 72, pp. 385~391.
10. Duley, F.L. (1939) Surface factors

- affecting the rate of intake of water by soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 4:60-64.
11. Foster, G. R. (1982) Modeling the erosion process. Pages 297-300 in C. T. Hann ed. Hydrologic modeling of small watersheds. American Society of Agriculture Engineers, St. Joseph, Michigan.
  12. Hillel, D., and W.R. Gradner (1969) Study infiltration into crust-topped profiles. Soil Sci. 109:69-76.
  13. Horton, R. E. (1933) The role of infiltration in the hydrological cycle. Trans. Amer. Geophys. Union 14:446-460.
  14. Horton, R. E. (1939) Analysis of runoff plot experiments with varying infiltration capacity. Trans. Amer. Geophys Union 20:639-711.
  15. Musgrave, G. W. (1955) How much of the rain enters the soil. U.S.D.A. yearbook, water: 151-159.
  16. 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.
  17. Philip, J.R. (1991) Hillslope infiltration: planar slopes. Water Resources Research, 27(1):109-117.
  18. Soil Conservation Service (1986) Urban Hydrology for Small Watershed, Technical release No.55, Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture, Washington, D. C.

---

96 年 12 月 09 日 收稿

97 年 01 月 02 日 修改

97 年 01 月 11 日 接受