

淺談蓮華池五號集水區之土壤飽和水力傳導度特性

◎文、圖/林業試驗所集水區經營組·曾俊偉 (a1211@tfri.gov.tw)

◎水土保持局花蓮分局·蔡彥邦

林地土壤若化育良好則滲透性高，降雨時能讓到達地面的雨水快速入滲，滲入土壤的雨水可補充地下水，具有涵養水源的能力。土壤水力傳導度是表現水分在土壤滲透快慢的參數之一，對於化學物質傳輸也是重要的參數，其值可利用儀器(如單環入滲計、雙環入滲計或張力滲透計等)現地量測，或由土壤的理化性質建立之經驗公式推導而得。土壤水力傳導度的影響因子甚多，例如土壤顆粒之大小、排列方式及是否被壓密等等，均會影響水力傳導度。土壤顆粒大小及排列方式，會影響土壤孔隙大小，理論上土壤的總孔隙率(total porosity)減少，不會使水力傳導度明顯變小，大孔隙(macropores)的減少才會使水力傳導度變小。又如土壤被壓密會使總體密度變大，當土壤總體密度在 $1.4\sim 1.5\text{ g/cm}^3$ 以上時，飽和水分移動速度則會變慢。因此，由上述可知土壤大孔隙數量決定飽和水分移動之速度，大孔隙愈少，則水力傳導度愈低，如土壤孔隙結構疏鬆無壓密情形、破碎或團粒化，其水力傳導度會較緊實的土壤為大。一般狀況下，具有較多大孔隙之砂地的水力傳導度通常較具有小孔隙的黏土為大。然而在現地測量時，同一空間之土壤性質也不一定相同，使水力傳導度具有空間變異性。其次，在飽和與不飽和狀態下水分流動，其水力傳導度亦不同。飽和狀態的土壤孔隙被水分填滿而水分傳導容易，此時水力傳導度可維持最大值；而不飽和狀態下大孔隙因部分空氣佔據而可供傳導的孔隙減少，造成水力傳導度低於飽和狀態，且隨著

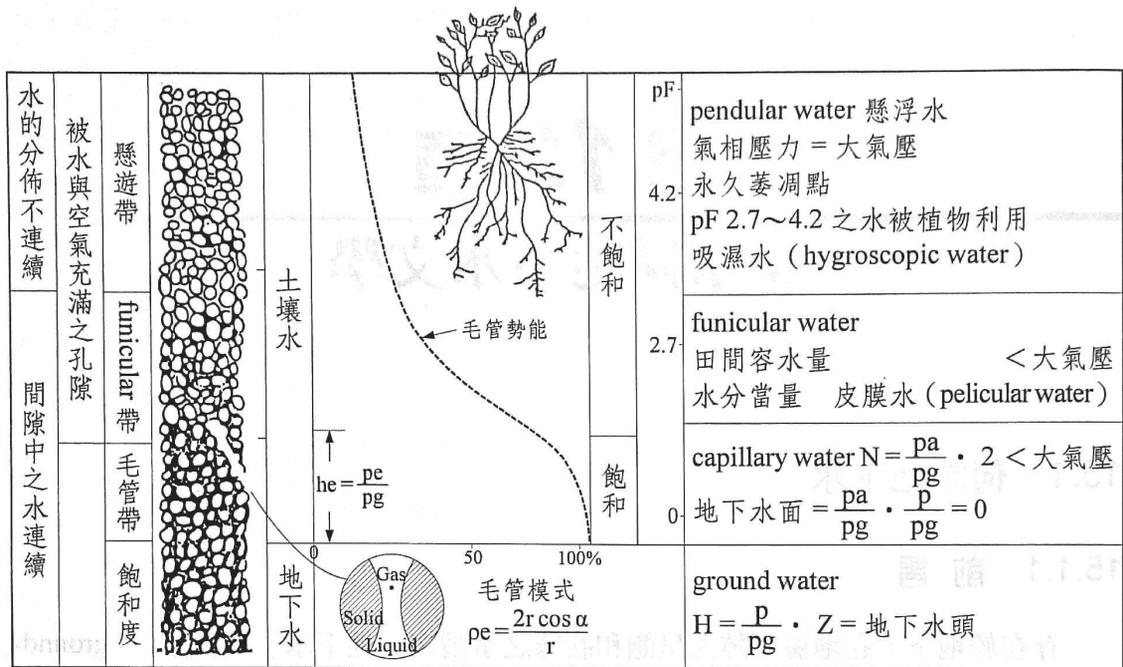
水分勢能降低，水力傳導度下降越明顯。

土壤中水分移動型態及水力傳導度原理

水力傳導度是土壤水文特性的重要因子之一，又稱為滲透係數(coefficient of permeability)，由達西定律(Darcy's law)推衍而得。飽和水力傳導度會隨著土地利用的差別，在空間或時間上呈現差異(Mbagwu 1987)。一般會受土壤孔隙率、總體密度、構造等因素影響(Mbagwu et al. 1983)。水分在土壤中之移動狀態如圖1所示，可分為飽和移動與不飽和移動兩種。飽和狀態下，影響水分移動因素主要以重力為主，不飽和狀態下水分移動主要受毛細管作用影響，也因此呈現不同之水力傳導度變化。在描述土壤水分移動狀態時，水力傳導度與入滲、土壤水移動、逕流路徑及化學傳導等各項因子彼此息息相關，是決定滲透、表面逕流等水文現象的重要參數。在飽和狀態下，土壤中所有孔隙均被水分填滿而可以連續導水，此時水力傳導度為最大值；不飽和狀態下，水分流動的過程較為複雜，很難加以定量化，因為水分在土壤之流動過程中，水分的含量與狀態不斷的變化，包括土壤濕度，吸力與傳導度之間的關係，且有時會因遲滯現象(Hysteresis)使彼此間關係更顯複雜。

雙環入滲計測定飽和水力傳導度之方式與計算原理

前述簡介土壤水力傳導度的量測方法有許多種，而本文主要係使用雙環入滲計(如圖2

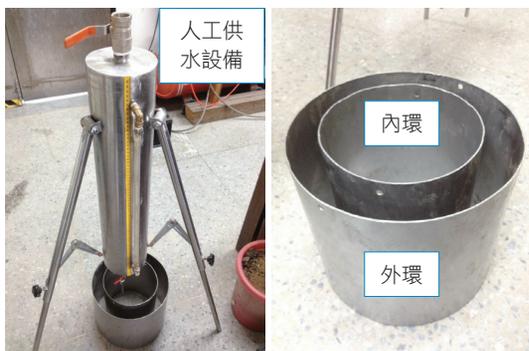


- h : 液相壓力
- Pe : 液氣相壓力
- p : 飽和帶水壓
- ρ : 水之密度
- g : 重力加速度
- Z : 從水平基準點之高度
- r : 表面張力
- α : 固液接觸角
- H : 全水頭
- r : 土壤孔隙 (有效徑)
- pF : 水張力
- ϕ : 水之全位能

圖1 土壤中之水分狀態(資料來源: 森林水文學, 2006)。

所示)進行蓮華池五號集水區現地不同土壤深度之飽和水力傳導度試驗, 藉以瞭解自然狀況下之林地飽和滲透特性, 並比較不同深度水力傳導度的差異。使用雙環入滲計需將雙環置入土壤, 不需其他與土壤相接之介質, 所造成誤差因素較小, 相對得到資料較為客觀(Bower 1986, Reynolds 1993), 被認為是在冠水型入滲方式下, 對土壤表面干擾極小的方法。

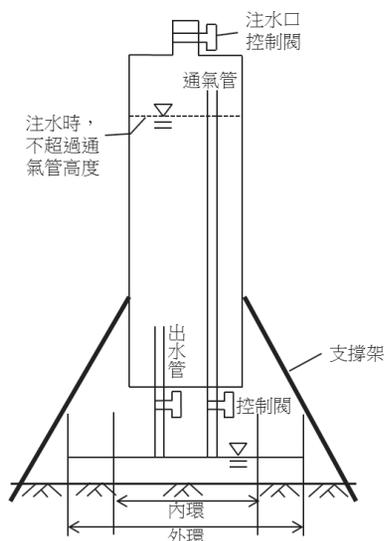
雙環入滲計之內部構造如圖3所示, 野外試驗時架設及操作相當簡便(如圖4所示)。入滲計之雙環分為內環(本試驗選取直徑20 cm)與外環(40 cm), 環高35 cm, 使用時需垂直將



雙環入滲計的機體模樣

雙環入滲計之雙環樣式

圖2 雙環入滲計照片。



雙環敲入土壤中約15 cm，根據Waduawatte (2004)研究指出，相同樣區在坡度0~20%之間使用雙環入滲計所得之結果並不隨著坡度增大而產生顯著差異，於選點時還是盡量避免坡度高差較陡處。使用時內外環均須灌滿水，其原理主要是利用人為供水代替天然降雨，外環的入滲作用為減少入滲水分之側向移動所造成的誤差，使內環的入滲可視為垂直流。環上方給予一穩定供水設施，每隔5 min紀錄其供水流量再轉換成入滲量，直至入滲趨於穩定後，將測定結果代入相關公式計算飽和水力傳導度。常用之計算公式如Horton入滲公式(1939)、Philips入滲公式(1957)等。

蓮華池五號集水區土壤飽和入滲公式推估

本試驗地於蓮華池五號集水區，試驗地點如圖5星號處所示。將雙環入滲計量測之土壤飽和水力傳導度結果代入Horton入滲公式，計算結果如表1、2。表1為以每5分鐘的入滲率與表2為以每10分鐘的入滲率相互比較，結果顯示以每10分鐘的入滲率所得之入滲模式相關係數 r^2 ，在Horton入滲公式中，地點B-0(樣線B星號處之地表0 cm處)、B-20(樣線B星號處之地表下20 cm處)、C-0(樣線C星號處之地表0 cm處)、C-20(樣線C星號處之地表下20 cm處)的判定係數，均比以每5分鐘的入滲率所得之入滲公式值高，故以每10分鐘累積的滲透量做入滲公式分析結果較好，造成此結果原因推測為土壤孔隙大小與幾何形狀呈不規則，造成相同含水率下亦有不同張力，稱之墨水瓶效應(ink bottle effect)。

因為實驗進行中為每5分鐘記錄一次，有



表1 雙環入滲計每5 min入滲量求得之Horton入滲方程式

Horton's infiltration equation	(相關係數 r^2)
$f=30.4e^{-1.3t}+29.7$	($r^2=0.55$)
$f=45.2e^{-1.3t}+23.6$	($r^2=0.78$)
$f=62.1e^{-2.3t}+28.7$	($r^2=0.90$)
$f=15.5e^{-1.5t}+30.4$	($r^2=0.82$)

表2 雙環入滲計每10 min入滲量求得之Horton入滲方程式

Horton's infiltration equation	(相關係數 r^2)
$f=45.2e^{-0.9t}+60.8$	($r^2=0.56$)
$f=88.4e^{-1.0t}+39.8$	($r^2=0.91$)
$f=66.8e^{-1.0t}+57.4$	($r^2=0.93$)
$f=29.0e^{-1.7t}+60.8$	($r^2=0.83$)

時候在接近5分鐘時，若因墨水瓶效應而使供水器水位下降補充滲透的量，會造成該次紀錄時間的滲透量偏高，此為分析每5分鐘滲透係數時相關判定係數偏低原因，而使用每10分鐘的數據會把誤差平均化所以模式推估結果較佳。

蓮華池五號集水區之土壤物理性質分析

土壤飽和水力傳導度與土壤物理性質有密切的關係，本試驗選取試驗地點B、C樣線星號為該集水區嶺線處，及另外採取該兩點深度0 cm、20 cm不擾動土壤試體，測定其土壤物理性質。測定結果顯示，乾總體密度20 cm處大於表層，顯示20 cm處的土壤較為緻密，土壤顆粒組成分析結果，兩深度之黏粒含量約在58%左右，粉粒含量在38%左右，黏粒含量相當高，用土壤三角分類法定義質地屬於坩質粘土。而深度0 cm的真比重平均值為2.36，小於深度20 cm的2.63；深度0 cm的乾總體密度平均值0.89也較小於深度20 cm的1.14，顯示

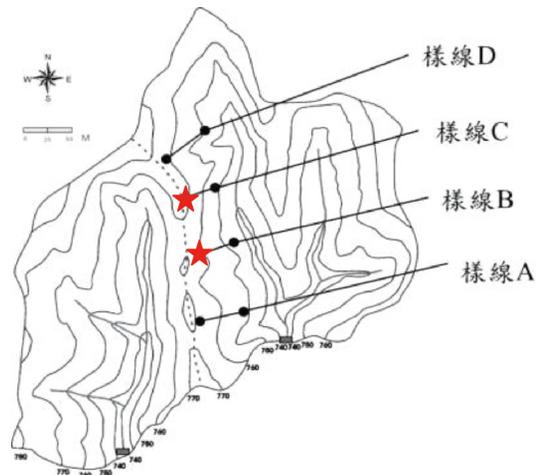


圖5 蓮華池五號集水區試驗地點(蔡彥邦, 2013)。

深度0 cm的土壤較為疏鬆，深度20 cm地方土壤較為緻密。碳含量也隨取樣深度增加而減少，深度0 cm碳平均值為7.1%，為深度20 cm的1.3%的5.4倍。推論蓮華池五號試驗地土壤的有機質較多，造成深度0 cm土壤具有團粒構造，且具有許多管狀不連續孔隙，加上植物的根系造成土壤的大孔隙增加，導致深度0 cm孔

表3 雙環入滲計之水力傳導度測定結果

位置	深度(cm)	飽和水力傳導度Ks (cm/sec)
樣線B星號處 (靠嶺線處)	0	8.25×10^{-3}
	20	6.56×10^{-3}
樣線C星號處 (靠嶺線處)	0	1.33×10^{-2}
	20	8.44×10^{-3}

隙率也較高，比重、乾總體密度較小。

經由蓮華池五號集水區孔隙測定結果發現，在表層總孔隙最多，為70.7%，深度20 cm次之，為64%。兩深度總孔隙平均值為67.4%，故可得知蓮華池五號集水區土壤滲透良好。就土壤物理試驗結果，土壤表層的大孔隙也最多，佔總孔隙的15.3%，而深度20 cm土層的大孔隙率佔總孔隙的5.5%。推論為使用鋼圈採樣土壤時候，採取0~5 cm之小型土樣，其中含有許多根系，造成大孔隙與中孔隙增加，導致總孔隙率增加。土壤體的孔隙具異質性，滲透是土壤中水分在大小孔隙中流動的綜合現象。但是土壤中大孔隙的存在對於飽和水分流動的影響相當大(Beven and Germann 1982)。Watson and Luxmoore (1986)的研究結果指出，孔隙直徑0.1 cm的大孔隙雖然僅佔土壤體積的0.04%，在飽和滲透情況下有73%的流束(flux)經過這些大孔隙。表層土壤之大孔隙在滲透中所造成的優勢流(preferential flow)，快速的往土壤深層滲透，造成降雨時表層土壤並無表面逕流現象發生。

應用雙環入滲計於土壤飽和水力傳導度之量測結果

本試驗於蓮華池五號集水區嶺線處兩點(星號處)之表層與20 cm處進行滲透所得之水力傳導度如表3。在B-1點中表層的水力傳導度大於20 cm的水力傳導度，與土壤孔隙率試驗結果相比較，表層的大孔隙與總孔隙率均大於20 cm處，飽和滲透試驗中，水力傳導度隨著土壤深度增加而變小。就土壤深度和大

孔隙分布情形而言，隨著土壤深度增加，大孔隙所佔比例隨之減少，故可得知飽和水力傳導度與大孔隙呈現一正向相關特性，尚屬合理。另外C-1點的土壤的總孔隙與大孔隙率的比率與B-1點相似(表層孔隙率大於20cm處)，且表層水力傳導度亦較20 cm處高，顯示土壤在飽和水力傳導下，總孔隙與大孔隙多寡是影響水力傳導快慢的重要因子。

結語

根據上述數據，蓮華池五號集水區現況入滲情形良好，飽和情形下一小時滲透量可達約30 cm，故在非極端型降雨情形下，不易發生地表逕流。而土壤飽和水力傳導度和土壤總孔隙率及大孔隙有正相關的結果，在總孔隙率與大孔隙率的變化情形為表層土壤>深度20 cm處土壤，而水力傳導度的變化亦是表層土壤大於深度20 cm處土壤，可說明水力傳導度受到孔隙率影響甚深。但若是土壤中根系發育良好兼之生物活動旺盛，會使飽和水力傳導度增大。

雖然土壤質地、結構與孔徑大小會影響水力傳導度，飽和滲透時所通過有效總孔隙與大孔隙才是決定水力傳導度的關鍵。就相同地點而言，不同深度的總孔隙、大孔隙等的差異主要是影響飽和水力傳導度差異的原因。但是不飽和滲透時，深度越深大孔隙的比例越少，加之大孔隙因空氣陷入造成傳導困難，所以水分的傳輸主要是利用小孔隙間的毛細作用來進行，故在不飽和滲透試驗，大孔隙多寡對水分傳導快慢影響反而不明顯。☸