師大地理研究報告
第35期　民國90年11月
Geographical Research
No. 35, November. 2001

EJ095200135001

福山及扇平森林集水區飽和土壤水力傳導度之比較

Comparison of Saturated Soil Hydraulic Conductivity between Fushan and Sanping Forested Watersheds

廖學誠[*1]　黃正良[*2]　夏禹九[*3]
Shyue-Cherng Liaw　Jeen-Lian Hwong　Yue-Joe Hsia

Abstract

Saturated soil hydraulic conductivity is a necessary parameter for many hydrologic models, because it is closely related to infiltration, soil water movement, flow pathway, and chemical transportation. The Fushan Experimental Forest is a site for long-term ecological research supported by the National Science Council, while the Liukuei Experimental Forest is a demonstration site for forest ecosystem management financed by the Council of Agriculture, Taiwan. Both sites' ecosystems are obviously affected by forest hydrologic characteristics, such as saturated soil hydraulic conductivity. However, these fundamental data in both sites were insufficient that were inconvenient for hydrological modeling and biogeochemical studies. Therefore, the purpose of this paper was to investigate saturated soil

[*1]國立台灣師範大學地理學系助理教授，通訊作者
[*2]林業試驗所集水區經營系助理研究員
[*3]國立東華大學自然資源管理研究所教授

hydraulic conductivity systematically using the Guelph permeameter in the Fushan watershed No.1 and Sanping watershed No.4. Results showed that average hydraulic conductivity was $10.5X10^{-4}$ cm/s in the Fushan watershed No.1, and was $29.7X10^{-4}$ cm/s in the Sanping watershed No.4. Based on statistic analysis, hydraulic conductivity data were significantly different between ridge and valley areas in the Fushan watershed No.1. On the contrary, these data among ridge, hillslope, and valley areas were strongly similar in the Sanping watershed No.4. Comparing Fushan and Sanping watersheds, both hydraulic conductivity data demonstrated significantly difference among ridge, hillslope, and valley areas each other. This obvious difference may be due to soil property, topography, and rainfall characteristics.

Key words: Fushan watershed, Sanping watershed, saturated soil hydraulic conductivity, Guelph permeameter.

中文摘要

飽和土壤水力傳導度是許多水文模式中不可或缺的參數之一，因爲它與入滲、土壤水移動、逕流路徑及化學傳輸等密切相關。福山試驗林爲國科會長期生態研究試區，六龜試驗林則爲農委會森林生態系經營示範區，兩者均與森林水文特性密切相關，但至今這二處試驗林的水力傳導度資料仍尚未完備，對水文模式的應用與生物地質化學循環的研究均甚不便，因此，本研究目的在於應用Guelph滲透計，有系統地調查福山一號及扇平四號集水區水力傳導度之特性。結果顯示，福山一號集水區平均水力傳導度爲$10.5X10^{-4}$ cm/s，且山頂與山谷水力傳導度顯著不同；扇平四號集水區平均水力傳導度爲$29.7X10^{-4}$ cm/s，山頂、山腹與山谷水力傳導度則無差異。此外，福山一號與扇平四號集水區無論是在山頂、山腹或山谷，其水力傳導度均呈顯著差異，與土壤性質、地形及降雨特性有關。

關鍵詞：福山集水區、扇平集水區、飽和土壤水力傳導度、Guelph滲透計

一、緒論

水利工程常以水文模式的模擬結果作爲規劃設計之參考，除可節省經費支出外，更可提高時效性及精確性。在眾多水文模式中，土壤水力傳導度(hydraulic conductivity)是最常被應用的參數之一，因爲它不僅會影響到入滲、土壤水流動及逕流路徑等特性外，更與化學傳輸密切相關(Govindaraju *et al.*, 1996；Fares *et al.*, 2000)。土壤水力傳

導度又名滲透係數(coefficient of permeability)，由達西定律(Darcy's law)推衍而出，可由實際量測或間接推估而得。實際量測又可分野外及室內方法，應用的調查儀器及分析工具種類繁多。Daniel(1989)曾比較八種不同儀器於野外調查土壤水力傳導度時之差異，Benson等(1997)則比較四種不同方式於室內及室外調查時之差別。間接推估大都以土壤的理化性質如粒徑大小、密度、孔隙率、有機質含量及土壤質地等作爲參數，再配合統計迴歸分析，以預估土壤水力傳導度。Zhuang等(2000)應用八種模式推估土壤水力傳導度，Poulsen等(1999)則以四種不同模式分析飽和及非飽和土壤水力傳導度。由於空間上的變異性與應用時的重要性，所以不論是實際量測或間接推估，土壤水力傳導度一直是水文及土壤界專家學者所欲探討的重點之一。

台灣北部福山試驗林爲國科會長期生態研究試區之一，自1991年設置以來，已獲致相當成果，尤其是福山一號及二號量水堰陸續設置完成後，對福山森林生態系水文特性之研究助益甚多(夏禹九、黃正良，1999)。台灣南部六龜試驗林則爲農委會森林生態系經營示範區，自1964年起於扇平陸續設立五處試驗量水堰後，扇平集水區即成爲台灣森林水文重要研究試驗地之一(廖學誠等，1999)。雖然福山及扇平集水區均設有量水堰，可量測流量資料並提供水文模式模擬之用，但當水文參數欠缺時，水文模式在應用上仍將受限。Liaw等(1999)應用水文模式TOPMODEL模擬福山集水區逕流時，由於當時福山試驗林尚無土壤水力傳導度資料，故僅能透過土壤質地推算，在模式應用上較爲不便；此外應用達西定律計算福山試驗林地表下水流(subsurface flow)時，亦只能估算而無法準確模擬。由於量測過程費時費力，所以水力傳導度資料常付之闕如。

爲期能對福山及扇平集水區水文特性有更進一步的認識與瞭解，提供爾後生物地質化學(biogeochemistry)及逕流生成機制(streamflow generation mechanism)等研究所需，並有助於推行長期生態研究及森林生態系經營，土壤水力傳導度的調查分析是刻不容緩。因此，本研究目的在於應用Guelph滲透計調查福山及扇平集水區飽和土壤水力傳導度特性，並比較兩集水區之差異，期能提供未來相關研究所需。

二、Guelph 滲透計原理

Guelph滲透計是以三維穩定狀態滲透流原理調查野外土壤水力傳導度，操作簡易，使用方便(圖1)。儀器具有內外管裝置，可用於儲水及量測，內管底部裝設有活動式活塞，量測時往上移，則管內儲水將會流出，並應用Mariotte虹吸原理控制水頭，以活塞移動距離來決定水頭高低。當土壤滲透率較小時，可由內管量測以提高精確度，當土壤滲透率較大時，則應內外管合用，避免內管水位下降過快來不及記錄。Guelph滲透計量測範圍介於10^{-2}~10^{-6} cm/s間(Soilmoisture Corp., 1986)。

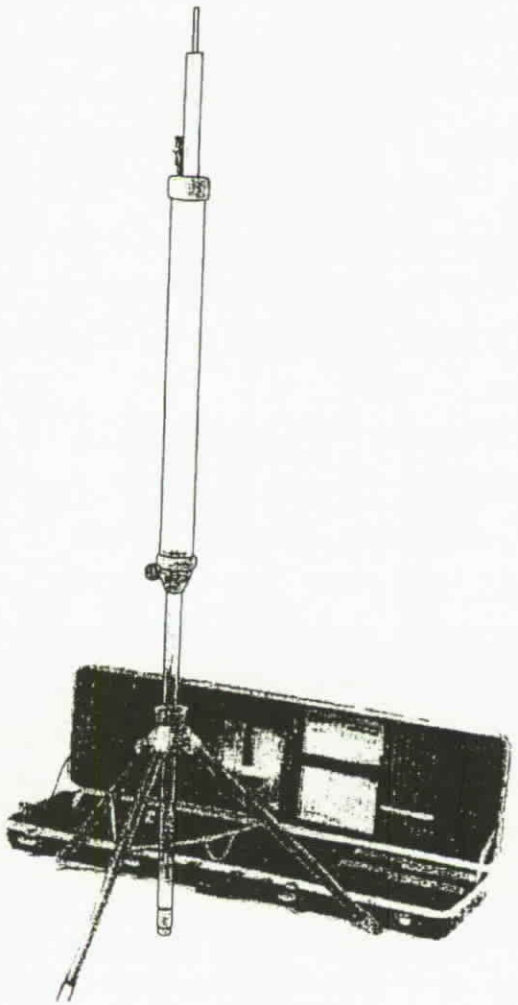

圖 1　Guelph 滲透計構造(Model 2800K1)

內管底部置於事先已挖好的圓形土孔中，水份由內管流至土孔，並擴散至周圍土壤。水份移動受到三種力量影響(鄒天練、鄭皆達，1996；Reynolds and Elrick, 1985；Reynolds and Zebchuk, 1996)(圖2)：(1)垂直水壓差(vertical hydrostatic pressure)；(2)地心引力(gravitational force)；(3)毛細管作用(capillarity force)。假設這三種力量所影響的移動水量分別爲Q_v、Q_g及Q_c，則水份總滲透量(Q_t)爲：

$$Q_t = Q_v + Q_g + Q_c \qquad (1)$$

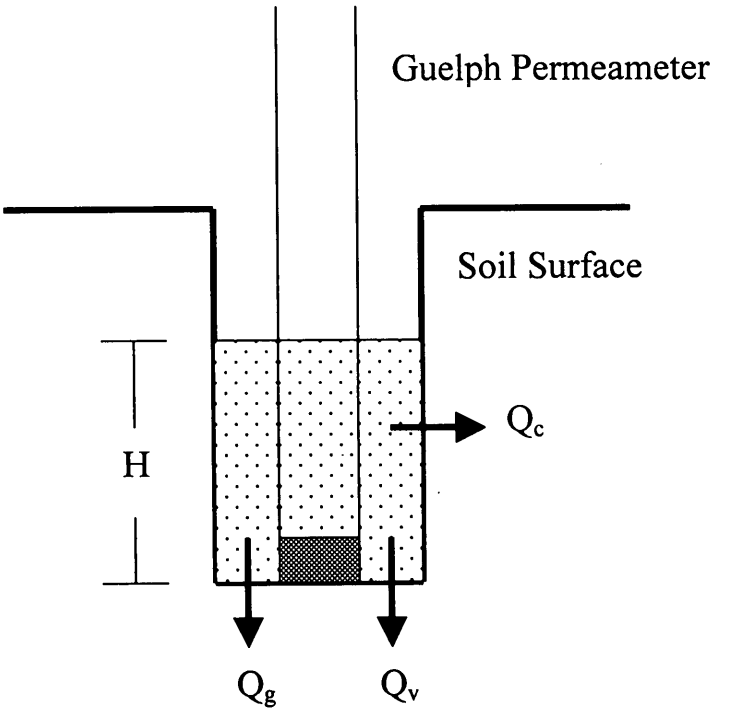

圖 2 Guelph 滲透計基本原理(修改自 Reynolds and Zebchuk，1996)

依據理察(Richard)公式，方程式(1)可轉換爲下列方程式表示：

$$Q_t = \frac{2\pi H^2}{C} K_{fs} + \pi r^2 K_{fs} + \frac{2\pi H}{C} \phi_m \qquad (2)$$

式中Q_t爲總滲透量(cm^3/s)；H爲水頭高(cm)；r爲土孔半徑(cm)；K_{fs}爲野外土壤水力傳導度(cm/s)；ψ_m爲基質流束勢能(cm^2/s)；C爲形狀係數，無單位，由土壤質地與H/a之關係圖中查出(Reynolds and Elrick, 1985)。應用二次不同水頭高重復量測之後，即可求出土壤水力傳導度(K_{fs})，此爲雙水頭量測法。

第一次量測：

$$Q_1 = \frac{2\pi H_1^2}{C_1} K_{fs} + \pi r^2 K_{fs} + \frac{2\pi H_1}{C_1} \phi_m \qquad (3)$$

第二次量測：

$$Q_2 = \frac{2\pi {H_2}^2}{C_2} K_{fs} + \pi r^2 K_{fs} + \frac{2\pi H_2}{C_2} \phi_m \tag{4}$$

應用方程式(3)及(4)進行方程式解即可求得土壤水力傳導度：

$$K_{fs} = G_2 Q_2 - G_1 Q_1 \tag{5}$$

其中

$$G_2 = \frac{H_1 C_2}{\pi[2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + \gamma^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]} \tag{6}$$

$$G_1 = G_2 \frac{H_2 C_1}{H_1 C_2} \tag{7}$$

三、研究區概況與調查方法

(一)研究區域

1. 福山一號集水區

台灣北部福山試驗林福山一號集水區，面積38 ha，平均坡度44%，海拔高介於670~1,000 m間，主流長760 m(圖3)。年平均氣溫18.6 ^{0}C，以7月最高(24.8 ^{0}C)，1月最低(12.3 ^{0}C)，相對濕度94%，年平均降雨量3,404 mm，夏季時受西南氣流及颱風暴雨影響，冬季時則又有東北季風吹襲，故終年潮濕多雨(林試所，2000)。福山試驗林為典型的天然常綠闊葉林森林生態系，以樟科及殼斗科為主。溪谷植群為台灣雅楠型，以大葉楠(*Machilus kusanoi*)、台灣雅楠(*Phobe formosana*)等為優勢；山坡面植群為黃杞型，以黃杞(*Engelhardtia roxburghiana*)、紅楠(*Machilus thunbergii*)、山龍眼(*Helicia formosana*)等為主；嶺線植群為鋸葉長尾栲型，以鋸葉長尾栲(*Castanopsis carlessii*)、綠樟(*Meliosma squamulata*)等最佔優勢(林則桐等，1995)。母岩以變質岩為主，屬硬頁岩及板岩二種，土壤為低鹽基淡色弱育土，呈強酸性(pH3.8~5.0)(林光清等，1996)。

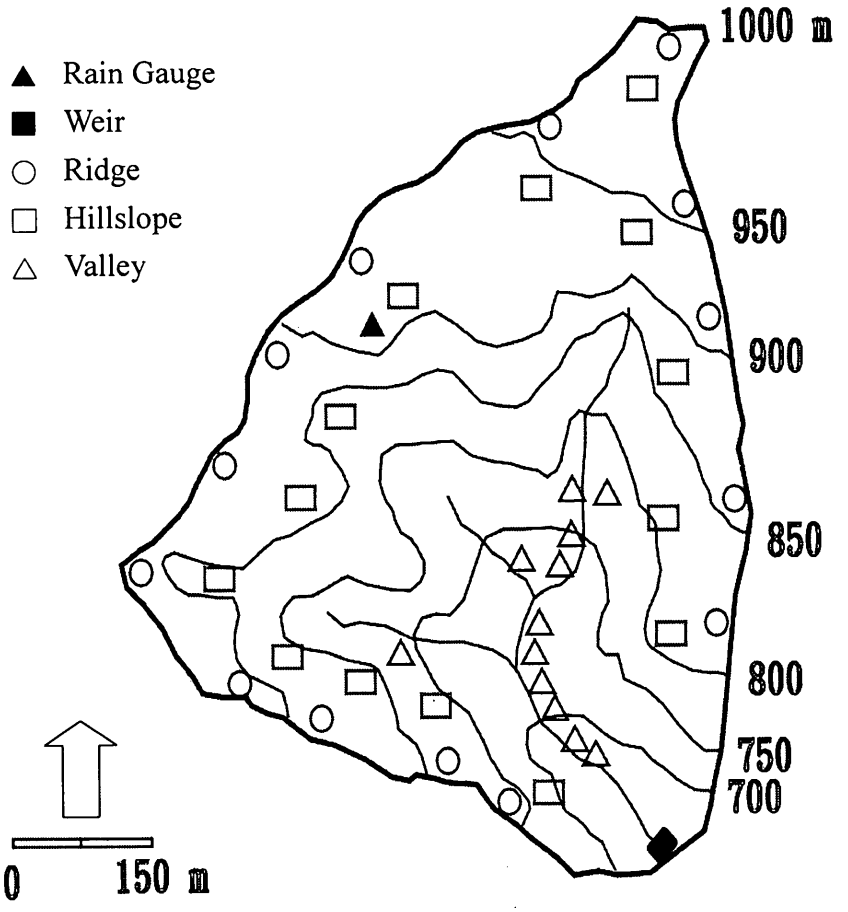

圖 3　福山一號集水區樣點位置及地形圖

2. 扇平四號集水區

台灣南部六龜試驗林扇平四號集水區，面積21 ha，平均坡度59%，海拔高介於845~1,235 m間，主流長715 m(圖4)。年平均氣溫21.1 ^{0}C，以7月最高(24.7 ^{0}C)，1月最低(15.9 ^{0}C)，相對濕度83%，年平均降雨量3,169 mm，夏季時受西南氣流及颱風暴雨影響潮濕多雨，冬季時則乾旱少雨(林試所，1998)。植生主要爲天然闊葉喬木林，樹種有五掌楠(*Neolitsea konishii*)、山黃皮(*Murraya euchrestifolia Hay.*)、樟樹(*Cinnamoum camphora*)、台灣栲(*Castanopsis formosana*)、瓊楠(*Beilschmiedia erythrophloia Hay.*)及台灣柃木(*Eurya hayatai Yamamoto*)等(王相華，1991)。地質屬廬山層，由黑色到深灰色的硬頁岩、板岩及千枚岩和深灰色的硬砂岩所組成，土壤爲低鹽基淡色弱育土，土層淺薄，因崩積作用後再化育而來，故通常可以在剖面中發現多量角塊狀碎石屑(林試所，1997)。

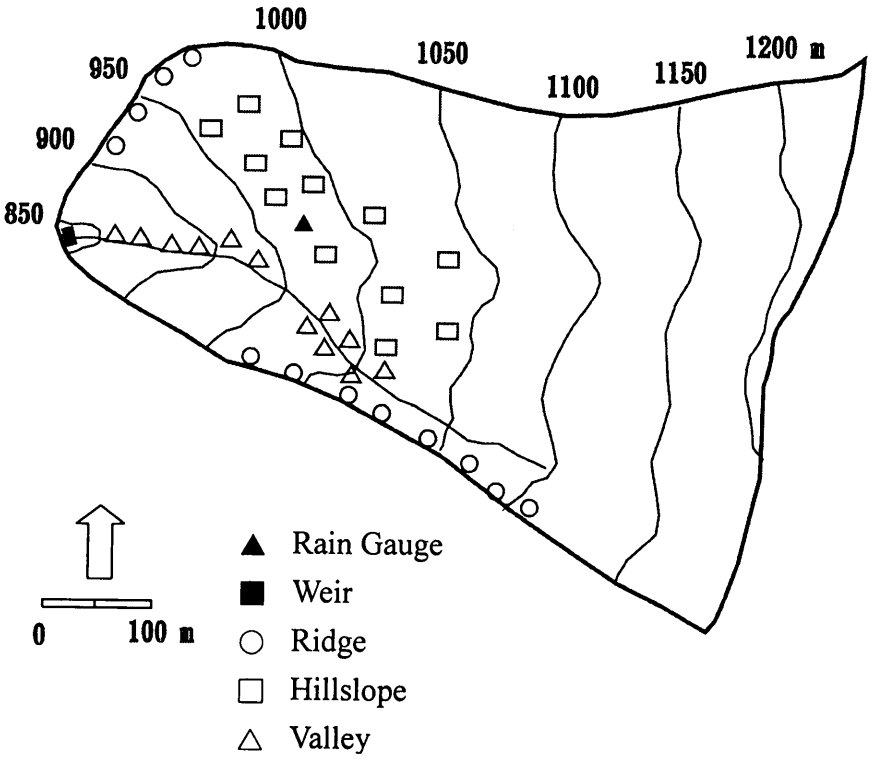

圖 4　扇平四號集水區樣點位置與地形圖

(二)調查方法

若考慮使用情況、精確度、成本、優點及限制條件等因素，則野外實測土壤水力傳導度儀器以Guelph滲透計最爲適宜(Ragab and Cooper, 1993)。因此，本研究採用Guelph滲透計(Model 2800K1)現場量測福山一號及扇平四號集水區野外土壤水力傳導度。調查流程如下(Soilmoisture Corp., 1986)：

1.挑選樣點。先於地形圖上將研究區域區分爲山頂(ridge)、山腹(hillslope)及山谷(valley)三大部份，每一部份以隨機取樣方式選定10~15個樣點(圖3、圖4)。

2. 野外實測。測量樣點坡度後，以直徑6 cm的土鑽挖深20 cm的土孔，並以細刷清除孔內碎土。將Guelph 滲透計置於孔內，並將內外管裝滿水。由於研究區域土壤入滲率大，故Guelph 滲透計內外管合用，並以雙水頭量測法實測土壤水力傳導度。首先拉高空氣內管離地5 cm，亦即設定水頭高爲5 cm，量測最終流速R_1 (cm/s)，接著再拉高空氣內管至離地10 cm，量測最終流速R_2 (cm/s)。內外管斷面積合計爲35.39 cm^2，乘以流速R_1及R_2即可得知流量Q_1及Q_2 (cm^3/s)，再代入方程式(5)即可求出飽和土壤水力傳導度(K_{fs})。

四、結果

(一)福山一號集水區

本研究於福山一號集水區共計調查40處樣點，其中山頂14處、山腹14處、山谷12處。山頂區域土壤水力傳導度介於1.5X10^{-4}~18.5X10^{-4} cm/s間，平均爲5.9X10^{-4} cm/s；山腹區域介於1.6X10^{-4} ~29.3X10^{-4} cm/s間，平均爲8.6 X10^{-4} cm/s；山谷區域介於4.0X10^{-4}~54.3X10^{-4} cm/s間，平均爲18.0X10^{-4} cm/s；全部樣點的總平均則爲10.5X10^{-4} cm/s。土壤水力傳導度的變異係數(coefficient of variation)大小以山谷最高(0.88)、山腹次之(0.82)、山頂最低(0.78)(表1、圖5)。

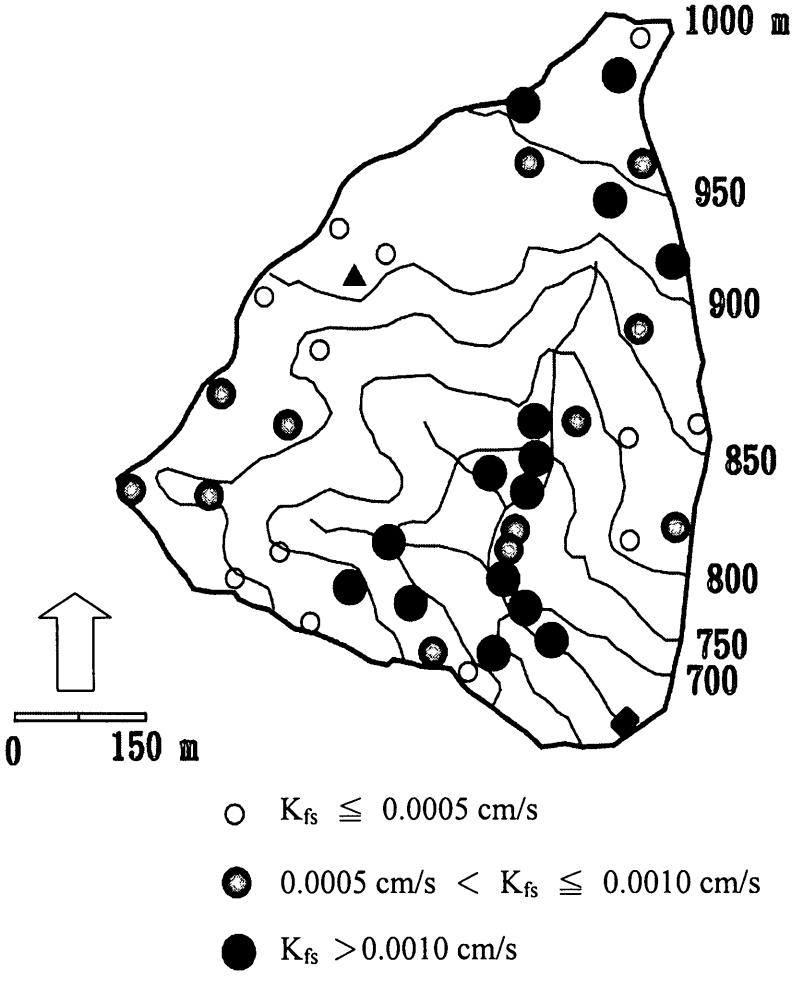

圖 5　福山一號集水區土壤水力傳導度空間分佈圖

表 1　福山一號集水區土壤水力傳導度調查結果

Items	Mean	Max.	Min.	SD	CV
Ridge	0.00059	0.00185	0.00015	0.00046	0.78
Hillslope	0.00086	0.00293	0.00016	0.00070	0.82
Valley	0.00180	0.00543	0.00040	0.00158	0.88
Total	0.00105	0.00543	0.00015	0.00110	1.05

SD: standard deviation; CV: coefficient of variation; unit is cm/s except for CV.

雖然福山一號集水區平均土壤水力傳導度大小以山谷最高、山腹次之、山頂最低，但爲求統計上的可靠度，本研究以變異數分析(analysis of variance, ANOVA)方法，並以信賴區間95%作爲評定依據，比較山頂、山腹及山谷間土壤水力傳導度之差異，得知福山一號集水區山頂與山腹土壤水力傳導度並無差異，同樣地，山腹與山谷土壤水力傳導度亦無差異，但山頂與山谷土壤水力傳導度則有明顯差異(表2)。

除了調查土壤水力傳導度外，本研究亦在現場量測樣點坡度，得知山頂樣點的平均坡度爲16%，山腹樣點的平均坡度爲46%，山谷樣點的平均坡度爲60%，全部樣點的平均坡度則爲40%。將樣點坡度(X，%)與土壤水力傳導度(Y，cm/s)進行迴歸分析，兩者爲指數關係遞增，如方程式(8)所示，相關係數爲0.46(圖6)。

$$Y = 0.0002X^{0.4191} \qquad (8)$$

表 2　福山一號集水區土壤水力傳導度變異數分析

Items	F	Critical value	p
Ridge vs. Hillslope	1.448	4.225	0.240
Hillslope vs. Valley	4.015	4.260	0.056
Valley vs. Ridge	7.485**	4.260	0.012

$H_0 : a_1 = a_2$; $H_1 : a_1 \neq a_2$; $\alpha = 0.05$; ** : significant.

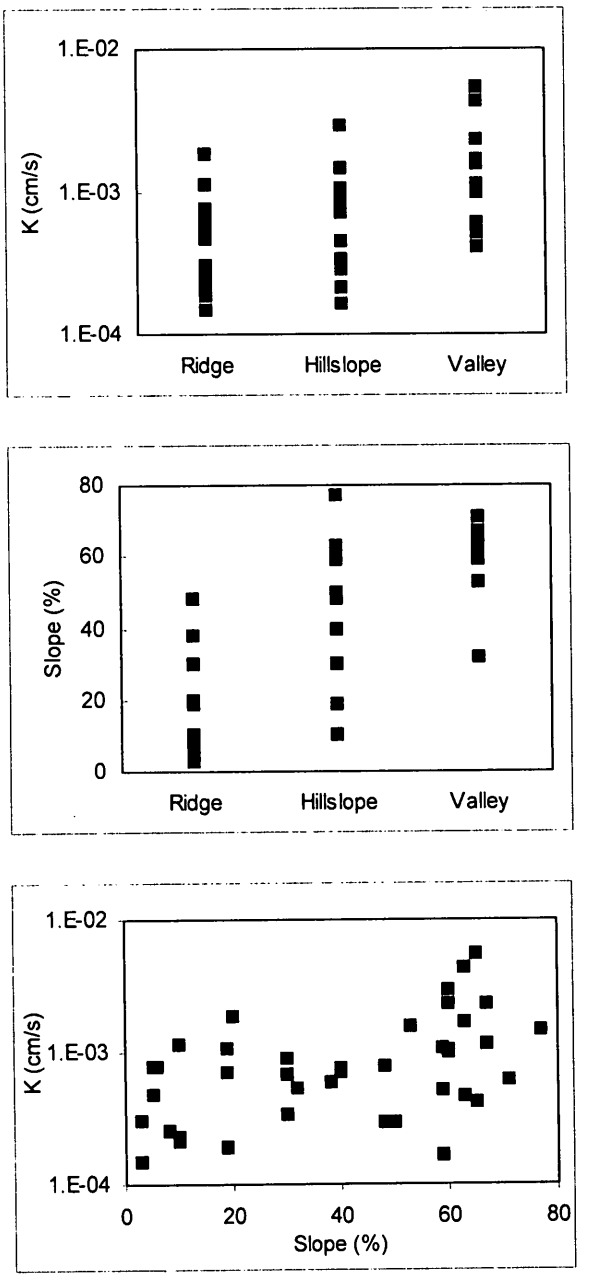

圖 6　福山一號集水區土壤水力傳導度及坡度關係圖

(二)扇平四號集水區

本研究於扇平四號集水區共計調查36處樣點，其中山頂12處、山腹12處、山谷12處。由於該區上半部地勢陡峭，又無道路可達，儀器操作及水源搬運甚爲困難，所以調查樣點大都集中於集水區下半部(圖4)。山頂區域土壤水力傳導度介於$2.7X10^{-4}$

~63.9X10^{-4} cm/s間，平均爲21.1X10^{-4} cm/s；山腹區域介於12.7X10^{-4} ~58.5X10^{-4} cm/s間，平均爲30.6 X10^{-4} cm/s；山谷區域介於13.1X10^{-4}~81.5X10^{-4} cm/s間，平均爲37.4X10^{-4} cm/s；全部樣點的總平均則爲29.7X10^{-4} cm/s (表3)。至於土壤水力傳導度的變異係數大小則以山頂最高(0.83)、山谷次之(0.61)、山腹則爲最低(0.48)。經變異數分析，並以信賴區間95%評定後，得知扇平四號集水區山頂與山腹、山腹與山谷、山頂與山谷土壤水力傳導度均無差異(表4、圖7)。

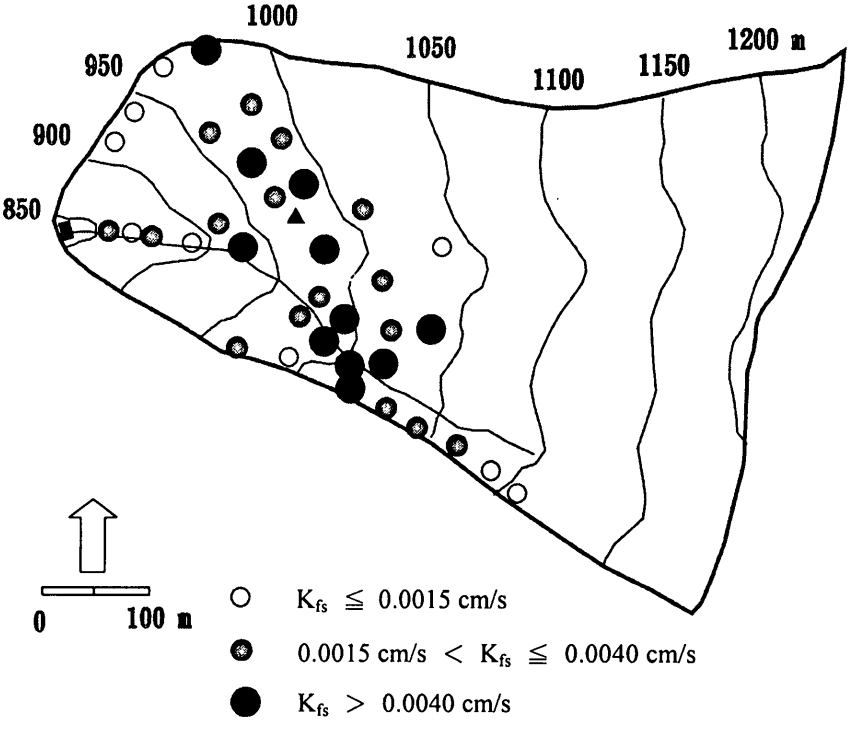

圖 7　扇平四號集水區土壤水力傳導度空間分佈圖

山頂樣點的平均坡度爲38%，山腹樣點的平均坡度爲50%，山谷樣點的平均坡度爲56%，全部樣點的平均坡度則爲48%。將樣點坡度(X，%)與土壤水力傳導度(Y，cm/s)進行迴歸分析，兩者亦爲指數關係遞增，如方程式(9)所示，相關係數爲0.38(圖8)。

$$Y = 0.0001X^{0.7685} \qquad (9)$$

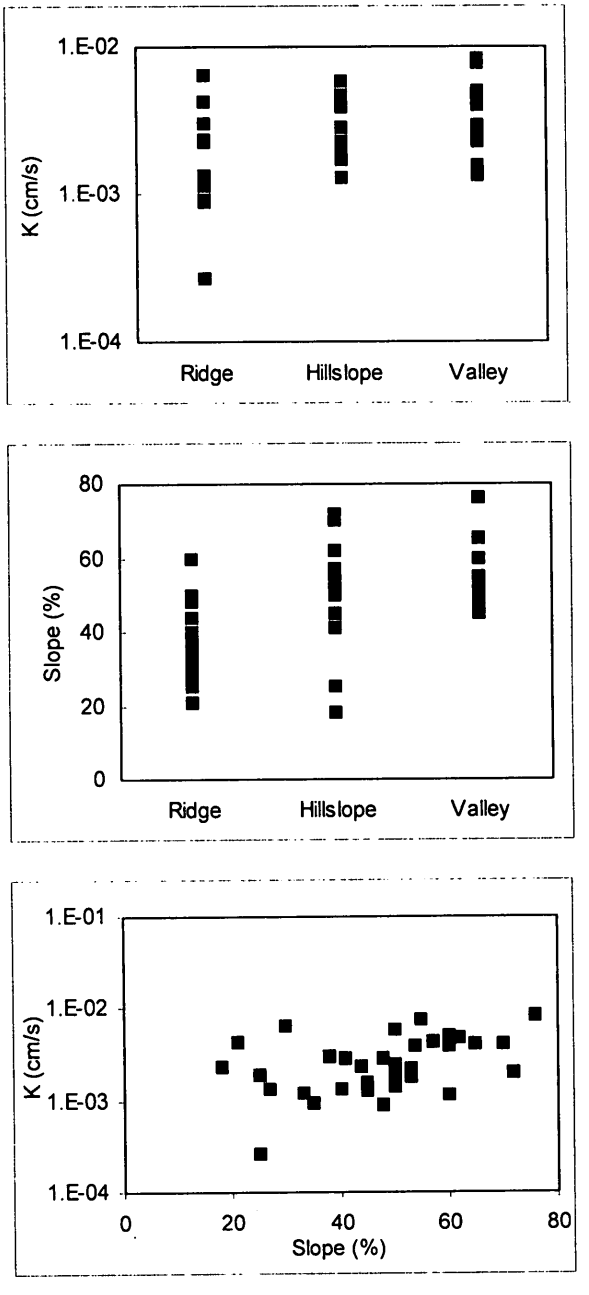

圖 8　扇平四號集水區土壤水力傳導度及坡度關係圖

表 3　扇平四號集水區土壤水力傳導度調查結果

Items	Mean	Max.	Min.	SD	CV
Ridge	0.00211	0.00639	0.00027	0.00174	0.83
Hillslope	0.00306	0.00585	0.00127	0.00146	0.48
Valley	0.00374	0.00815	0.00131	0.00229	0.61
Total	0.00297	0.00815	0.00027	0.00193	0.65

SD: standard deviation; CV: coefficient of variation; unit is cm/s except for CV.

表 4　扇平四號集水區土壤水力傳導度變異數分析

Items	F	Critical value	p
Ridge vs. Hillslope	2.080	4.301	0.163
Hillslope vs. Valley	0.751	4.301	0.395
Valley vs. Ridge	3.837	4.301	0.063

$H_0 : a_1 = a_2$; $H_1 : a_1 \neq a_2$; $\alpha = 0.05$

(三)福山一號與扇平四號集水區之比較

經變異數分析，並以信賴區間95%作爲評定，得知福山一號與扇平四號集水區，無論是在山頂、山腹或山谷其土壤水力傳導度均呈顯著差異(表5)。

表 5　福山一號與扇平四號集水區土壤水力傳導度變異數分析

Items	F	Critical value	p
Ridge	9.890**	4.260	0.004
Hillslope	24.868**	4.260	0.000
Valley	5.810**	4.301	0.025

$H_0 : a_1 = a_2$; $H_1 : a_1 \neq a_2$; $\alpha = 0.05$; ** : significant.

五、成果差異之原因探討

(一)福山一號集水區

1. 土壤水力傳導度

依據福山試驗林土壤調查報告(林光清等，1996)，該區山頂地勢平坦，土壤化育較爲完整，以黃壤爲主，屬粘土或粘質壤土；山腹地區地勢陡峭，土壤以崩積土爲主，

屬壤土及坋質壤土；山谷地區如山腳及溪床則以石質土爲主，土壤中多含滾落石塊、碎片及細粒等。由於福山一號集水區山頂及山腹地區土壤化育較爲完整，少受干擾，不論是粘質壤土或坋質壤土，其土壤中碎石含量較低，粗孔隙率亦小，故此二區土壤水力傳導度均較山谷區域低。相反地，山谷區域土壤化育常受干擾，碎石含量較高，粗孔隙率亦較大，故此區土壤水力傳導度較高。經變異數分析後亦得證，山頂及山腹地區土壤水力傳導度相似，但山谷地區土壤水力傳導度則明顯地不同於山頂區域，可見福山一號集水區土壤水力傳導度具有明顯的空間變異性，呈現異質性(heterogeneous)特色。未來該區進行水文模擬或化學傳輸研究時，不宜將整個集水區視爲同一土壤水力傳導度，而應區分爲山頂、山腹及山谷等地區，並分別計算土壤水力傳導度，以提高模擬分析的準確性。

福山集水區土壤質地主要爲坋質壤土及粘質壤土(林光清等，1996)，經由土壤質地換算爲水力傳導度後(Cosby *et al.*, 1984)得知，福山一號集水區土壤水力傳導度介於$0.5X10^{-4}$～$10.0X10^{-4}$cm/s間(Liaw *et al.*, 1999)。將此數據與Guelph滲透計所測得之平均土壤水力傳導度相比較($10.5X10^{-4}$cm/s)，則Guelph滲透計所測得之土壤水力傳導度略高。由於Cosby等(1984)方法係在實驗室內分析，著重於土壤質地與土壤水力傳導度之關係，而Guelph滲透計是在野外實測，其中粗孔隙常形成管流現象(pipe flow)，對土壤水力傳導度影響甚大，尤其是在森林林地裏，因此，Guelph滲透計所測得之福山一號集水區土壤水力傳導度比應用土壤質地換算後所求得之土壤水力傳導度較高。

除了應用土壤質地推算水力傳導度外，亦可經由地下水井的抽水試驗來估計水力傳導度。彭智宏(1999)應用地下水井實施兩次抽水試驗，調查福山集水區水力傳導度，結果分別爲$2.5X10^{-4}$ cm/s及$3.4X10^{-4}$ cm/s。相較於本文研究結果，抽水試驗所測得的水力傳導度明顯地偏低。由於此抽水試驗是在地表下256 cm處進行，而Guelph滲透計則是在地表下20 cm處實施，一般而言，水力傳導度會與土壤深度呈指數關係遞減(Beven, 1984)，所以抽水試驗所測得的水力傳導度明顯地低於Guelph滲透計甚多。

除此之外，陳家民(2001)曾應用大型滲透試驗儀，分析福山集水區兩個土柱(直徑均爲20 cm，高度分別爲65 cm及40 cm)之土壤水力傳導度，結果分別爲$6.5X10^{-3}$ cm/s及$1.9X10^{-3}$ cm/s，此數據高出Guelph滲透計所測得之土壤水力傳導度甚多。Bagarello 及Provenzano(1996)曾指出，應用採土罐採取土樣後，於實驗室以定水頭法所測得之土壤水力傳導度，其值將高於利用Guelph滲透計於野外所測得之水力傳導度，兩者相差最高達11.9倍，主要原因是當採土罐中的土樣有根系或其他大孔隙時，

水份會比較快速流入，產生優先流動(preferential flow)現象，造成水力傳導度偏高，相同結果亦見於其他研究報告中(Mohanty *et al.*, 1991; 1994)。

經由上述分析得知，不同的調查方式所求得的土壤水力傳導度均會有所不同，不論是Guelph滲透計、土壤質地推估法、抽水試驗或大型滲透試驗儀，彼此間的調查結果均略有差異。

2. 坡度與土壤水力傳導度之關係

福山一號集水區調查樣點的平均坡度大小，由低至高依序爲山頂(16%)、山腹(46%)及山谷(60%)，嶺線附近樣點大都地勢平坦、坡度較緩，而山谷附近樣點大都位於溪流兩側山腳坡面，地勢陡峻，常見河流淘刷或上部土石崩積而下。將這40樣點進行迴歸分析，得知土壤水力傳導度與坡度呈指數關係遞增，如方程式(8)所示，坡度越陡則水力傳導度越大，此乃由於坡度陡峭處崩塌頻繁，坡面土石鬆散，以致水力傳導度增高。

(二)扇平四號集水區

1. 土壤水力傳導度

依據六龜試驗林土壤調查報告得知(林試所，1997)，扇平四號集水區山頂地區土壤厚度約50 cm，以淺層黃棕色黃壤爲主，屬壤土或坋質壤土，A層土壤含40%碎石屑，B層土壤含60%碎石屑；山腹及山谷地區崩積現象甚爲明顯，土壤厚度約30~50 cm，以淺層黃棕色崩積土爲主，屬壤土及坋質壤土，A層土壤含30%碎石屑，B層土壤含80%碎石屑。由於扇平四號集水區不論山頂、山腹或山谷均可見到崩積作用，土壤中碎石遍佈，形成大量的粗孔隙有利雨水入滲，所以經變異數分析後顯示山頂、山腹及山谷地區土壤水力傳導度並無明顯差異，具有高度的均質性(homogenous)，與福山一號集水區極爲不同。未來該區進行水文模擬或化學傳輸研究時，可考慮將整個集水區視爲同一土壤水力傳導度，以利分析計算並簡化操作程序。此外，由於六龜試驗林從未進行過土壤水力傳導度之相關探討，未來應以不同調查方法加強研究。

2. 坡度與土壤水力傳導度之關係

與福山一號集水區相似，扇平四號集水區調查樣點的平均坡度大小依序爲山頂(38%)、山腹(50%)及山谷(56%)，但山頂區域的平均坡度卻遠高於福山一號集水區(16%)。由於坡度過陡時架設Guelph滲透計較爲困難，且觀測不易，所以本研究在扇平四號集水區所選取的樣點平均坡度有偏低現象，尤其是在山谷區域，實際平均坡度應不只56%。將這36樣點進行迴歸分析，得知土壤水力傳導度與坡度亦呈指數關係遞增，如方程式(9)所示。

土壤水力傳導度空間變異甚大，許多模式常以土壤的理化性質如粒徑大小、密

度、孔隙率、有機質含量及土壤質地等作爲參數，配合空間統計分析以預估水力傳導度，這些模式大都應用於地勢平坦、且土壤基本資料充足的農地(Zhuang *et al.*, 2000；Poulsen *et al.*, 1999)。反觀地勢陡峭、且土壤基本資料不足的森林集水區，若欲應用上述模式推估整個集水區的水力傳導度則顯不易。因此，本研究嘗試以坡度作爲參數，依統計迴歸方法找出坡度與水力傳導度之關係式，雖然相關係數爲0.46(福山一號)及0.38(扇平四號)，但均已達到顯著水準($p<0.05$)，未來可配合數值地形模型(DTM)及地理資訊系統(GIS)，快速簡易推求整個集水區土壤水力傳導度的空間分佈。

(三)福山一號與扇平四號集水區之比較

扇平四號集水區無論是在山頂、山腹或山谷，土壤水力傳導度均比福山一號集水區高出甚多，平均值約爲福山一號集水區的2.8倍，此現象可能與土壤性質、地形及降雨特性等有關。在土壤性質方面，扇平四號集水區土壤剖面A層的粘粒、坋粒及砂粒百分比分別爲14.0%、42.5%及43.5%(林試所，1997)；至於福山一號集水區土壤剖面A層的粘粒、坋粒及砂粒百分比則分別爲36.6%、33.8%及29.6%(陳明杰、何學哲，2001)。由於粘土含量越低則土壤水力傳導度越高(Cosby *et al.*, 1984；Poulsen *et al.*, 1999)，所以扇平四號集水區土壤水力傳導度較高。

雖然調查樣點的平均坡度福山一號集水區爲40%，扇平四號集水區爲48%，後者略高於前者，但若同樣以網格邊長40 m的數值地形模型(DTM)來計算全部集水區的平均坡度時，則福山集水區爲44%(Liaw *et al.*, 1999)，扇平集水區爲59%(廖學誠等，2000)，扇平集水區明顯地比福山集水區更爲陡峻。此外考慮降雨特性，福山集水區並無乾濕季之分，年降雨量爲3,403 mm，4月至9月降雨量佔全年57.6%(林試所，2000)，但扇平集水區則乾濕季分明，年降雨量爲3,169 mm，4月至9月降雨量佔全年92.5%(林試所，1998)。由於扇平集水區地勢陡峻、降雨又集中於夏季，所以坡面土壤常見崩積滾落現象，以致A層土壤碎石含量大於30%(林試所，1997)，而福山集水區A層土壤碎石含量只有10%(林光清等，1996)。崩積作用造成土石鬆動，粗孔隙率增加；粗孔隙率增加則土壤水力傳導度亦增加(Buttle and House, 1997)，因此，扇平四號集水區土壤水力傳導度明顯地比福山一號集水區高。

六、結論

綜合上述研究結果，可得以下結論：

(一) 福山一號集水區山頂區域平均土壤水力傳導度爲5.9×10^{-4} cm/s，山腹區域爲8.6×10^{-4} cm/s，山谷區域爲18.0×10^{-4} cm/s，全部樣點的總平均則爲10.5×10^{-4} cm/s。

依據變異數分析，山頂與山谷的土壤水力傳導度具有顯著差異。

(二) 扇平四號集水區山頂區域平均土壤水力傳導度爲21.1X10^{-4} cm/s；山腹區域爲30.6X10^{-4} cm/s；山谷區域爲37.4X10^{-4} cm/s，全部樣點的總平均則爲29.7X10^{-4} cm/s。依據變異數分析，山頂、山腹與山谷土壤水力傳導度並無差異，此特點與福山一號集水區迥然不同。

(三) 福山一號與扇平四號集水區無論是在山頂、山腹或山谷，其土壤水力傳導度均呈顯著差異，此現象可能與集水區的土壤性質、地形及降雨特性等密切相關，有待未來更進一步的探討與分析。

(四) 福山一號與扇平四號集水區土壤水力傳導度均與坡度呈指數正相關，隨坡度增加而增加。

謝　誌

感謝行政院國科會提供研究經費(NSC 89-2313-B-054-014)，使得本文得以完成。感謝行政院農委會林業試驗所福山及六龜分所同仁於調查期間諸多幫忙與協助。感謝林業試驗所集水區經營系唐凱軍先生協助繪圖。

參考文獻

《中文部份》

王相華(1991)：扇平及南鳳山地區之植群分類及分佈序列，林業試驗所研究報告季刊，6(2)，185-201。

林光清、洪富文、程煒兒、蔣先覺、張雲翔(1996)：福山試驗林土壤調查與分類，台灣林業科學，11(2)，159-174。

林則桐、馬復京、張乃航(1995)：福山試驗林的植物社會與天然更新的研究，林業試驗所百週年慶學術研討會論文集，71-82。

林試所(1997)：臺灣森林土壤調查報告(二)－林業試驗所六龜試驗林，150 頁。

林試所(1998)：林業試驗所六龜分所氣象資料，517 頁。

林試所(2000)：林業試驗所福山分所氣象水文資料(1982-1999)，171 頁。

夏禹九、黃正良(1999)：福山試驗林的水文特性，中華林學季刊，32(1)，39-51。

陳明杰、何學哲(2001)：福山試驗林降雨對坡面土壤水份勢能變化影響之研究，中華林學季刊，34(1)，49-61。

陳家民(2001)：利用大型滲透試驗儀測定森林土壤水份滲透特性，台灣大學森林所碩士

論文，61 頁。

彭智宏(1999)：福山一號量水堰伏流水之動態研究，台灣大學森林所碩士論文，75 頁。

廖學誠、黃瓊澎、黃正良、林照松(1999)：六龜試驗林森林水文研究回顧，中華林學季刊，32(2)，259-269。

廖學誠、黃瓊澎、黃正良、林照松(2000)：應用地文及水文特性評估集水區相似性之研究，中華林學季刊，33(3)，341-353。

鄒天練、鄭皆達(1996)：Guelph 土壤水份傳導與滲透計之操作原理及應用，水土保持學報，27(2)，95-103。

《西文部份》

Babarello, V., & Provenzano, G.(1996): Factors affecting field and laboratory measurement of saturated hydraulic conductivity, Am. Soc. Agri. Eng., 39(1): 153-159.

Benson, C.H., Gunter, J.A., Boutwell, G.P., Trautwein, S.J., & Berzanskis, P.H.(1997): Comparison of four methods to assess hydraulic conductivity, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 123(10):929-937.

Beven, K.J.(1984): Infiltration into a class of vertically nonuniform soils, Hydrological Sciences Journal, 29(4):425-434.

Buttle, J.M. & House D.A.(1997): Spatial variability of saturated hydraulic conductivity in shallow macroporous soils in a forested basin, J. of Hydrol., 203:127-142.

Cosby, B.J., Hornberger, G.M. Clapp, R.B. & Ginn T.R.(1984): A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils, Water Res. Res., 20(6):682-690.

Daniel, D.E.(1989): In situ hydraulic conductivity tests for compacted clay, Journal of Geotechnical Engineering, 115(9):1205-1226.

Fares, A. Alva, A.K. Nkedi-Kizza, P. & Elrashidi, M.A.(2000): Estimation of soil hydraulic properties of a sandy soil using capacitance probes and Guelph permeameter, Soil Science, 165(10):768-777.

Govindaraju, R.S. Koelliker, J.K. Banks, M.K. & Schwab, A.P.(1996): Comparison of spatial variability of infiltration properties at two sites in Konza Prairie of East-Central Kansas, Journal of Hydrologic Engineering, 1(3): 131-138.

Liaw, S.C., Smith, F.M. Hsia, Y.J. King, H.B. & Hwong, J.L.(1999): TOPMODEL

Simulation of Fushan Watershed No. 2 Discharge, Taiwan J For. Sci., 14(3): 323-330.

Mohanty, B.P., Kanwar, R.S. & Horton, R.(1991): A robust-resistant approach to interpret spatial behavior of saturated hydraulic conductivity of a glacial till under no-tillage system, Water Resources Research, 27(1):2979-2992.

Mohanty, B.P., Kanwar, R.S. & Everts, C.J.(1994): Comparison of saturated hydraulic conductivity measurement methods for a glacial-till soil, Soil Sci. Soc. Of Am. J., 58(3):672-677.

Poulsen, T.G., Moldrup, P., Yamaguchi, T & Jacobsen, O.H.(1999): Predicting saturated and unsaturated hydraulic conductivity in undisturbed soils from soil water characteristics, Soil Science, 164(12):877-887.

Ragab, R. & Cooper, J.D.(1993): Variability of unsaturated zone water transport parameters: implications for hydrological modelling. 1. In situ measurements, Journal of Hydrology, 148:109-131.

Reynolds, W.D. & Elrick D.E.(1985): In situ measurements of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the α -parameter using the Guelph permeameter, Soil Sci., 140:292-302.

Reynolds, W.D. & Zebchuk, W.D.(1996): Hydraulic conductivity in a clay soil: two measurement techniques and spatial characterization, Soil Sci. Soc. Am. J., 60:1679-1685.

Soilmoisture Corp.(1986): 2800K1 operating instructions, California, USA.

Zhuang, J., Nakayama, K. Yu, G.R. & Miyazaki, T.(2000): Scaling of saturated hydraulic conductivity: a comparison of models, Soil Science, 165(9):718-727.

收稿日期：90 年 9 月 11 日
修正日期：90 年 10 月 23 日
接受日期：90 年 11 月 5 日