

推估土壤水分特性之研究

林俐玲⁽¹⁾ 陳信宏⁽²⁾

摘要

以傳統及常用之實驗方法來量測土壤水分特性，往往需要相當長的時間及繁瑣的實驗程序，限制了可研究之樣本數目，因而有學者提出以其他間接的方式來模擬並預測土壤水分特性。目前這些間接方法，統稱為土壤轉換公式，簡稱 PTFs，本研究所使用的 Arya and Paris Model (APM) 即是其中的一種方法。由於使用 APM 需要相當詳盡的粒徑分佈資料，作為模擬土壤水分特性之依據，礙於資料不易取得，因此本研究改以直接從現有之粒徑分佈資料，針對不同質地之土壤來模擬水分特性。最後結果表示，砂質壤土和壤土呈現良好的預測效果，而整體來看，預測值和實測值兩者相較的結果，各質地的土壤均有 S 型之分佈趨勢。

(**關鍵字**：土壤水分特性，粒徑分佈，土壤轉換公式，Arya and Paris Model)

A Study on Estimating Soil Water Characteristics

Li-Ling Lin⁽¹⁾, Hsin-Hung Chen⁽²⁾

Professor⁽¹⁾ and Graduate Students⁽²⁾, Department of Soil and Water Conservation,
National Chung Hsing University, Taichung, Taiwan, R.O.C

ABSTRACT

Measuring soil water characteristics by traditional and common method usually takes time and complicated experimental procedures, thus may restricting the number of samples for study. Therefore, some scholars suggested simulating and estimating the soil water characteristics by other indirect methods. These indirect methods generally are called pedotransfer functions (PTFs). In this study, Arya and Paris Model a kind of PTFs was applied. This model needs detailed data of particle size distribution as the basis for predicting soil water characteristics. However, it's not easy to get them, so, we collected available data to estimate soil water characteristics directly for different texture soil. The results indicate that this model is a better performance for sandy loam and loam. Generally speaking, the results between estimated and measured have a trend of S type for any texture soil.

(**Keywords**: soil water characteristics, particle size distribution, pedotransfer functions, Arya and Paris Model)

(1) 國立中興大學水土保持學系教授兼系主任

(2) 國立中興大學水土保持學系碩士班研究生

前 言

土壤的水分含量與基質勢能之相互關係，普遍以土壤水分特性曲線來描述（亦稱為水分張力曲線），隨著質地及結構之差異，會展現出不同的土壤水力性質與水分特性曲線。欲知某一土壤之水分特性曲線往往需藉由實驗的方式直接量測，其過程繁瑣且耗時，若調查的地區涵蓋範圍廣大，所花費的實驗程序及時間更甚。近年來雖有新的實驗室儀器與現地監測技術，來量測並記錄即時之未飽和土壤水分含量及張力的變化情形，已能有效地提昇實驗的精確度、減少誤差，但仍耗費時間及繁複的實驗過程。因此，為了縮短實驗所需之時間與過程，嘗試藉由其他方式來模擬水分特性曲線，有些學者便提出以間接的方式來模擬土壤水分及張力性質。反觀國內目前對於土壤水分特性曲線之研究，都還是以實驗的方式直接量測，即從現地採取土樣在實驗室作壓力排水曲線試驗，少有研究是採用間接或其他方法求得的。至今國際上對於土壤水分特性之研究已發展出許多模式，較常用的方法是：土壤轉換公式（Pedotransfer functions），簡稱PTFs。

根據這些模式的方法，通常是從一些基本的土壤性質來模擬土壤水分和張力勢能，這些性質包括：土壤質地、土壤顆粒密度、總體密度、土壤粒徑分佈、飽和水分含量、殘餘水分含量、孔隙度、有機質含量和其他會影響土壤水分移動的資料。有了這些資料後輸入模式作運算得出結果，然後再與實測值作對照驗證其信賴度。而從文獻資料可知，關於這些模式（PTFs）的理論和推導，尚有許多不足以完全解釋土壤中水分含量與張力兩者間複雜之變化情形，但模式的發展都有其目的與過程，儘管本身可能存在著一些假設和限制條件，其最終的目標都期望能

達到預測的效果，並且便於使用。

本研究所採用的 Arya and Paris Model（APM），是屬於PTFs的其中一種模式。依據模式的理論，需要詳細的土壤粒徑分佈資料和其他土壤性質，此外還需土壤水分含量與張力勢能之實測結果作比較。鑒於國內水分特性曲線研究之相關文獻甚少及台灣土壤資料庫資料不齊全，在缺乏足夠的土壤資料及試驗結果的情況下，並為了能廣泛地對各種質地的土壤水分特性進行推估及模擬，引用美國農業部所開發的未飽和土壤水力資料庫（Unsaturated Soil Hydraulic Database, UNSODA）作為本研究之樣本。此外，由於詳細的土壤粒徑分佈資料會增加模式使用時之困難度，故本研究將簡化模式對這部分的要求，綜合上述結果，分析各質地土壤之水分特性。

前人研究

土壤在平衡時孔隙所保存的水分含量 θ （water content）與基質勢能 ψ （matric potential）或張力勢能，兩者之相互關係一般以 $\theta = f(\psi)$ 函數式來表示，並藉由實驗的方式測得，最後以曲線圖展示之，即所謂的土壤水分特性曲線（soil water characteristic curve），其中勢能又常以水力頭 h （pressure head）來代表（萬森鑫，1987）。由於曲線的形狀會隨著土壤中不同的物理及化學性質而變化，例如不同質地的土壤會呈現出不同的特色與差異（Hall et al., 1977），而這些性質對每一個土壤而言都是獨特的、唯一的，因此它可被視為土壤的指紋（Cornelis et al., 2001）。

為了表達並簡化土壤複雜的物理性質及變化情形而發展出一系列的公式。Brooks and Corey(1964)建議曲線之公式為：

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{h_b}{h}\right)^\lambda \quad [1]$$

其中 S_e = 飽和度 (L_3L^{-3})

θ = 體積水分含量 (L_3L^{-3})

θ_s = 飽和水分含量 (L_3L^{-3})

θ_r = 殘餘水分含量 (L_3L^{-3})

h = 張力水頭 (L)

h_b = 空氣進入壓力水頭 (L)

λ = 曲線之形狀因子 (無因次)

而 Haverkamp(1977)和 Campbell(1974)也分別提出土壤水分特性曲線之函數關係式。van Genuchten(1980)提出一個簡單的公式來表示：

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha h)^n)^m} \quad [2]$$

其中 α 、 n 為無物理意義之參數， $m = 1 - 1/n$ 。由於土壤中的張力與孔隙幾何效應的機制均太複雜，不易以一簡單之公式完全來說明。上述諸位學者所提之函數式也都是半經驗半物理模式 (physico-empirical model)，但因為 van Genuchten (1980) 相較於 Brooks and Corey(1964)公式，曲線在轉折處有較佳的表現，特別是接近飽和時 (van Genuchten and Nielsen, 1985)，所以目前較常用的是 van Genuchten(1980)水分特性曲線公式。

土壤水分特性之試驗方法是從現地採回經過擾動的土壤，重填使其總體密度 (bulk

density) 與現地未擾動的土壤相等，並依照室內水分特性曲線之實驗步驟，利用儀器裝置進行水分與張力勢能的量測，常用的作法是用壓力鍋作室內排水試驗。至於現地的部份則利用張力計 (tensiometer) 與可攜式終端反射測定儀 (time domain reflectometer, TDR) 測得所要的資料 (謝銘, 2002)。

以實驗的方式直接量測，其過程通常需要相當長的時間、人力與繁瑣的實驗過程。若再考慮到實驗誤差和大範圍的土壤樣本，更突顯實驗操作之複雜度。儘管近年來有新的實驗方法、實驗儀器及現地監測技術之研發，來量測並記錄即時之未飽和土壤水分含量及張力的變化情形，已能有效地提昇精確度、減少誤差，但仍具有耗費時間及實驗過程繁複之缺點。既然如此，為了便於量測這些性質，節省實驗所需之時間，開始有些學者提出以間接的方式來模擬土壤水分特性 (Cornelis et al., 2001; Vaz et al., 2005)。

至今國際上關於土壤水分特性研究已發展出許多模式和經驗公式，這些間接方法統稱為「土壤轉換公式 (Pedotransfer functions)」，簡稱 PTFs。這個說法最早由 Bouma (1989) 所提出，就是從一些容易取得的土壤性質，包括：土壤粒徑分佈 (particle size distribution, PSD)、有機質含量 (organic matter)、乾總體密度 (dry bulk density)、土壤顆粒密度 (particle density) 以及其他基本性質等資料，藉由迴歸分析得到的經驗公式 (empirical regression equations) 來模擬土壤水分特性，這就是所謂的 PTFs (Bouma, 1989; Tomasella et al., 2003)。而由近幾年的文獻可知，應用 PTFs 推估水分特性已逐漸成爲一種研究趨勢 (Cornelis et al., 2001; Tomasella et al., 2003)。

本研究所使用的 Arya and Paris Model (Arya and Paris, 1981) 即是 PTFs 的其中一種模式。它是基於物理及概念化的趨近方法 (physical-conceptual approach), 配合碎形 (fractal) 和相似 (similarities) 理論, 來模擬水分含量與張力勢能 (Arya and Paris, 1981; Cornelis et al., 2001) 的變化。在此有別於 PTFs 之其他模式, APM 需要相當詳盡的土壤粒徑分佈資料, 作為推估之依據, 是模式使用時所應具備的基本要素。不過這卻造成模式在使用上的限制及困難, 依照模式當初的建議需要有 20 個粒徑尺寸的 PSD, 直徑分別為 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 70, 100, 150, 200, 300, 400, 600, 800, 1000, 1500, and 2000 μm (Arya and Paris, 1981; Arya et al., 1999)。而參考常用的機械分析方法 (mechanical analysis), 當粒徑尺寸在砂粒的範圍採用過篩的方式, 以下更細的粒徑則以沉降原理來作分析 (林和董, 1996)。如此一來, 將面臨需要很長的時間來分析細顆粒的質地, 大大降低模式的使用意願與便利性。另一方面, 可研究的樣本數目也會受到影響。為了因應這個問題, 一些文獻指出可藉由粒徑分佈模式 (particle size distribution model), 從有限的粒徑資料來產生精細的 PSD 以滿足 APM 的需求。然而這樣的方式, 再利用 APM 得出推估之水分特性, 其結果仍存有疑慮 (Hwang and Powers, 2003)。因此, 本研究將改變 APM 原先對 PSD 之要求, 調整模式之使用方法, 來預測土壤水分特性曲線以利模式之應用, 並對照實測結果討論其適用性。

研究材料與方法

水之所以能被儲存於土壤中, 是因為當土壤在不飽和時受到來自土體內, 固體與液體間之吸引力, 其主要原理是毛細作用與吸附作用, 兩者聯合成為土壤水分之基質勢能

(負壓勢能)。依照這兩種機制將土壤孔隙中的水區分成毛細管水與吸附水。毛細管水是受水分子與土壤顆粒間的表面張力 (surface tension) 所形成的, 包括有: 土壤顆粒和水分子間的附著力 (adhesive force) 與水分子彼此間的內聚力 (cohesive force)。而吸附水則是由凡德瓦力 (London-van der waals forces) 吸引水分子圍繞在土壤顆粒的表面, 並隨著吸附距離的增加, 吸力會迅速地減少 (與距離的七次方成反比), 因此僅有薄薄一層水膜附著於顆粒表面上。倘若將所有土壤孔隙都視為互相連接的毛細管之集合, 即可利用毛細管公式從各個尺寸之管徑 (孔隙) 半徑, 依毛細管水柱上升的高度來估算土壤水分之基質勢能 (張力), 這是 Arya and Paris Model 的第一個假設。毛細管公式如下:

$$h = \frac{2\sigma \cos \Theta}{\rho_w g r} \quad [3]$$

其中 h = 水柱高度或基質勢能 (cm)

σ = 表面張力 (g/s^2)

Θ = 接觸角 (degree)

ρ_w = 水的密度 (g/cm^3)

g = 重力加速度 (cm/s^2)

r = 管徑 (孔隙) 半徑 (cm)

在此, 為便於理解與推估孔隙之分佈情形 (void size distribution, VSD), 假想土壤是由許多不同粒徑的土粒, 照其成分比例堆砌成的理想化基質 (ideal matrix)。接著將粒徑分佈曲線 (particle size distribution curve) 依土壤粒徑從細至粗劃分成 n 個分量 (fractions), 而每一個粒徑尺寸所代表之分量相較於整個土體, 皆占有一定的質量比例, 最後以球體顆粒 (spherical particles) 堆疊方式組合成土體。然後, 再經由孔隙與土壤顆粒半徑之經

驗公式 (Arya and Paris, 1981) 得出每一個粒徑分量所代表之孔隙半徑，其公式如下：

$$r_i = 0.816R_i \sqrt{en_i^{(1-\alpha)}} ; i = 1, 2, \dots, n \quad [4]$$

R_i 和 r_i 分別為第 i 個粒徑分量之土壤顆粒半徑 (cm) 與對應之孔隙半徑 (cm)，而 α 為無意義之定量參數 (scaling parameter)。 e 是空孔比 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) (void ratio) 其定義為：

$$e = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b} \quad [5]$$

其中 ρ_s : 土壤顆粒密度 (g/cm^3)
(particle density of the natural soil)
 ρ_b : 土壤總體密度 (g/cm^3)
(bulk density of the natural soil)
 n_i : 第 i 個分量之球體土粒數目 (g^{-1})
(number of spherical particles)，計算方式如下 (Arya and Paris, 1981)：

$$n_i = \frac{3w_i}{4\pi R_i^3 \rho_s} ; i = 1, 2, \dots, n \quad [6]$$

其中 w_i : 第 i 個分量之質量比例 (g^{-1})
(soil mass of i th fraction)

π : 圓周率 (π)。

將所劃分之 n 個顆粒半徑 R_i ($i = 1, 2, \dots, n$) 依序代入公式[4]。同理，也把公式[5]和[6]計算得到的結果 n_i 和 e ，分別代入公式[4]得出 r_i ($i = 1, 2, \dots, n$)，再代入公式[3]得到 h_i ($i = 1, 2, \dots, n$)。因此，從已知的粒徑分佈情形 (R_i)、顆粒密度 (ρ_s) 及總體密度 (ρ_b)，就能推算出相對應的毛細張力 (h_i) 之水柱高度 (cm)。換言之，將土壤粒徑分佈轉換成孔隙分佈，再以上述毛細管公式來估算土體的基質勢能。而公式[3]可改採下列型式來表示：

$$h_i = \frac{2\sigma \cos\Theta}{\rho_w g r_i} ; i = 1, 2, \dots, n \quad [7]$$

另一方面關於土壤體積水分含量 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) 的估算，先假定每個分量之孔隙充滿水時不存留任何空氣，再計算每個分量之基質勢能 (h_i) 或顆粒半徑 (R_i) 所對應之體積水分含量 (volumetric water content corresponding to the i th fraction, θ_i)。土壤孔隙內儲存的水分，假設是由各個孔隙半徑 (r_i) 所代表之孔隙空間充滿水後所促成的，其含水量的多寡比照各粒徑分量之累積質量比例來估算。由第一個分量的孔隙 (即分量中最小的孔隙) 開始先充滿水，第二第三逐漸地累加，最後加總後的含水量等於飽和水分含量 (θ_s)，這是 Arya and Paris Model 的第二個假設。其估算方式如公式[8]所示：

$$\theta_i = \theta_s \cdot \sum_{j=1}^{i-1} w_j ; i = 1, 2, \dots, n \quad [8]$$

由公式[7]和[8]依序計算出每個分量之張力勢能與含水量 ($h_1\theta_1, h_2\theta_2, h_3\theta_3 \dots h_n\theta_n$)，並且於土壤水分特性圖上會有 n 個 (h_i, θ_i) 之點位。再利用 van Genuchten (1980) 水分特性公式以曲線擬合技術 (curve fitting)，得到模式預測之連續的土壤水分特性曲線。

由於 Arya and Paris (1981) 認為需要 20 組的粒徑分量 ($n = 20$) 及尺寸 (直徑分別為 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 70, 100, 150, 200, 300, 400, 600, 800, 1000, 1500, and 2000 μm)，才算是合理地使用模式。但礙於土壤粒徑分佈的資料不易取得，以及前人研究所述之理由，因此本研究不依循模式對此之要求與方法，不按照相同的粒徑大小及分量，直接利用現有的粒

徑分佈資料作為推估之依據。

本研究採用未飽和土壤水力資料庫 (Unsaturated Soil Hydraulic Database, UNSODA) 之土壤資料，並挑選出合適的樣本作為研究材料。UNSODA 是美國農業部所發展的一項研究計畫，該資料庫結合世界各地所提供的土壤資料供學術研究之用，共計有 790 筆土壤資料，其涵蓋的地區以歐洲與美洲國家的土壤為大多數。目前資料庫最新的版本是 UNSODA V2.0 (Nemes et al., 2001)，第二版改善了上一版以 MS-DOS 為基礎的簡易查詢程式，它是以 Microsoft Access 的格式為架構，建立各項未飽和土壤水力性質（例如：體積水分含量 θ 、張力勢能 h 和水力傳導度 k 等）和基本性質之資料表（圖 1），讓使用者自定篩選或查詢條件，過濾出有用的土壤資料。

為區分出不同質地影響土壤水分特性曲線之變化情形，根據美國農業部 (USDA) 土壤質地分類標準，大致上由粗至細，選出種代表性的土壤作研究，包括：砂土 (sand)、砂質壤土 (sandy loam)、壤土 (loam)、坩

質壤土 (silt loam) 與黏土 (clay) 五。接著，依模式所需的資料以及作對照用的實測資料 (h, θ)，搜尋符合條件之土壤樣本。詳細步驟為：(一) 因為資料庫中各質地之樣本數目及資料特性不同，選擇粒徑尺寸之分量數目 (number of particle size or fractions) 範圍在 5 至 11 之間的樣本；(二) 選擇具有室內排水試驗資料之樣本，其中張力勢能及含水量之實測記錄在 6 筆資料以上，並且最大之張力水頭至少要 14000cm 以上；(三) 選擇具備乾總密度 (ρ_b) 和顆粒密度 (ρ_s) 資料之樣本；(四) 都符合前述三項條件者，作為本研究之樣本。結果顯示共有 69 筆土壤資料。各質地之樣本數目見表 1 所示；將選出的樣本列舉其基本性質及地區，以砂土為例，如表 2 所示；粒徑分佈資料如表 3 所示，其中 [particle_size(mm)_i] 為土粒直徑；[particle_fraction_i] 為第 i 分量之質量比例；

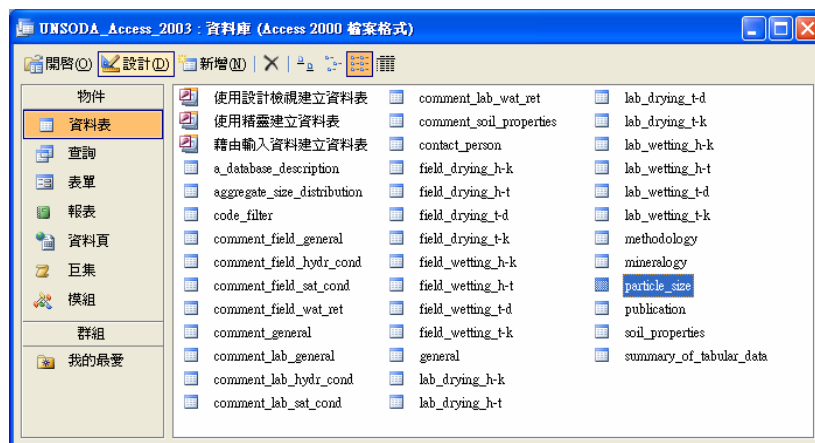


圖 1. UNSODA 之資料表畫面
Figure 1. Overview of tables in the UNSODA.

表 1. 五種質地之樣本數目

Table 1. The number of five kinds of samples.

砂土 (sand)	砂質壤土 (sandy loam)	壤土 (loam)	粉質壤土 (silt loam)	黏土 (clay)
17 筆	13 筆	11 筆	20 筆	8 筆

表 2. 樣本之基本性質及背景

Table 2. Basic properties and background of samples.

	code	texture	CountOfparticle	count_lab	bulk_density	particle_density	porosity	theta_sat	location	structure
▶	1460	sand	8	10	1.85	2.631	0.297	0.261	Berlin, Germany	single grain
	1462	sand	8	10	1.5	2.631	0.43	0.315	Berlin, Germany	single grain
	1463	sand	8	10	1.58	2.631	0.399	0.388	Berlin, Germany	single grain
	1464	sand	8	10	1.67	2.631	0.365	0.357	Berlin, Germany	single grain
	1465	sand	8	10	1.62	2.631	0.384	0.32	Berlin, Germany	single grain
	1466	sand	8	10	1.54	2.631	0.414	0.392	Berlin, Germany	single grain
	1467	sand	8	10	1.81	2.631	0.312	0.27	Berlin, Germany	single grain
	2100	sand	9	6	1.7	2.7	No data	0.374	ICRISAT, Sadore, Niger	coarse
	3330	sand	7	7	1.51	2.6	0.419	No data	Tinglev, Denmark	No data
	3331	sand	7	7	1.47	2.64	0.443	No data	Tinglev, Denmark	No data
	3332	sand	7	7	1.509	2.647	0.43	No data	Tinglev, Denmark	No data
	3340	sand	8	30	1.41	2.6	0.456	No data	Wolfheze, Netherlands	No data
	4523	sand	11	13	1.55	2.64	0.413	No data	Kootwijk, Netherlands	No data
	4650	sand	7	25	1.622	2.614	0.38	0.586	Plumhof, Hannover, Germany	Single Grain
	4651	sand	7	25	1.613	2.59	0.377	No data	Plumhof, Hannover, Germany	Coherent
	4660	sand	7	25	1.37	2.56	0.46	No data	Bordenan, Hannover, Germany	single grain
	4661	sand	7	25	1.49	2.61	0.43	No data	Bordenan, Hannover, Germany	single grain

表 3. 土壤粒徑分佈資料

Table 3. List of soil particle size and fractions.

	texture	code	particle_size(mm)	particle_fraction_i	particle_fraction
▶	sand	1460	0.002	0.012	0.012
	sand	1460	0.006	0.002	0.014
	sand	1460	0.02	0.006	0.02
	sand	1460	0.063	0.002	0.022
	sand	1460	0.1	0.004	0.026
	sand	1460	0.2	0.033	0.059
	sand	1460	0.63	0.648	0.707
	sand	1460	2	0.293	1
	sand	1462	0.002	0.016	0.016
	sand	1462	0.006	0.005	0.021
	sand	1462	0.02	0.008	0.029
	sand	1462	0.063	0.007	0.036
	sand	1462	0.1	0.009	0.045
	sand	1462	0.2	0.16	0.205
	sand	1462	0.63	0.78	0.985
	sand	1462	2	0.015	1

表 4. 實測之土壤水力性質資料

Table 4. List of the measured hydraulic properties of samples.

texture	code	theta_sat	theta	preshead
sand	1460	0.261	0.009	15000
sand	1460	0.261	0.012	5000
sand	1460	0.261	0.022	1000
sand	1460	0.261	0.038	300
sand	1460	0.261	0.054	150
sand	1460	0.261	0.075	80
sand	1460	0.261	0.092	60
sand	1460	0.261	0.15	40
sand	1460	0.261	0.73	32
sand	1460	0.261	0.256	20
sand	1462	0.315	0.009	15000
sand	1462	0.315	0.012	5000
sand	1462	0.315	0.016	1000
sand	1462	0.315	0.025	300
sand	1462	0.315	0.033	150
sand	1462	0.315	0.043	100
sand	1462	0.315	0.05	80
sand	1462	0.315	0.065	60
sand	1462	0.315	0.105	40
sand	1462	0.315	0.276	20

[particle_fraction]為第*i*分量之累積質量比例。另一方面，實測之土壤水力性質見表 4，其中[theta_sat]為飽和含水量；[theta]為體積水分含量；[preshead]為張力水頭 (cm)。隨後，將樣本之粒徑分佈資料及土壤基本性質，依序輸入 APM 來模擬土壤水分特性。其中，公式[4]中的參數 α 引用 Arya and Paris (1981)，定 α 為常數 1.38。而公式[7]的接觸角 Θ ，假設土壤中的孔隙完全濕潤，使 $\Theta = 0$ (即 $\cos\Theta = 1$)，且於常溫下 (25°C) 水的表面張力 $\sigma = 71.9 \text{ g/s}^2$ ，重力加速度 $g = 981 \text{ cm/s}$ 。最後，把所有模式計算得出的結果，搭配 van Genuchten (1980) $\theta = f(h)$ 之土壤水分特性曲線公式，以曲線擬合技術求出每個土樣預測的水分特性曲線。針對模擬的結果以實測值為依據，當相同的張力下，比較土壤水分含量預測值與實測值的差異，探討模式在各質地的預測能力與表現。

結果與討論

依據模式的理論及更新的使用方法，估算各質地之土壤水分含量及張力勢能。分別將推估的結果與實測值之點位 (θ, h) 展示於圖 2~6。

綜合以上結果，砂土之樣本間的變化幅度，不論是實測或推估值均比其他四種質地的土壤有較一致的水分特性趨勢，很容易分辨出砂土特殊的排水性質，而當土壤在接近飽和及乾燥時，可看出預測和實測的不同。砂質壤土的水分特性，則沒有像砂土有那麼明顯的轉折和密集，也展現相當好的預測結果，只有在高張力水頭時預測的比實測值較小，而砂土也有類似的現象。至於壤土，觀察圖上的結果呈現兩種預測之趨勢，不過基本上與實測值相較相差不多，也比砂土和砂質壤土有較和緩的水分特性變化。然而粉質壤土的預測的情況就不盡理想，當張力在 100 至 2000cm 時有別於實測的結果，卻是明顯的轉折與驟降，與實測的結果有所出入。黏土的預測情形比較分散可能是樣本間的差異所

造成的，預測表現尚可，其水分特性之變化也較上述四種質地來得緩和。

將水分特性之預測值藉由曲線擬合技術，得到預測的水分特性曲線及關係式，並以實測值之張力 h 代入 $\theta = f(h)$ ，求出與實測值相同張下模式預測之含水量。把實測和預測之水分含量分別置於圖上的 x 軸與 y 軸，以線性迴歸的方式評估預測值與實測值的關係。圖之左上方列出迴歸分析後的方程式，而圖上細實線即為迴歸直線，斜率為 1 的線是 1:1 line。結果如圖 7~14 所示。

在這五種質地的土壤中，以砂質壤土、壤土和黏土表現較為理想，另外砂土和粉質壤土兩者預測的結果則與實測差異程度較大。對砂土而言，雖然在水分特性圖上預測值有近乎一致的表現，然而就同樣的張力下，預測的結果卻是很明顯的高估。這可能與模式的土壤顆粒堆疊假設有關係，砂土的個別孔隙大會填充細顆粒的土粒，其排列方式

呈現出不規則的狀態，難以預測砂土孔隙之儲水情形。因此，模式預測之水分含量呈高估的現象。由迴歸分析的結果來看，砂質壤土之迴歸直線與 1:1 line 兩者非常貼近，顯示模式在此有相當良好的預測能力和效果。而壤土也有不錯的表現，和砂質壤土一樣，兩者在水分特性圖與含水量預測圖上，都很接近實測的結果，只是壤土會隨著 θ 提高，預測值有漸漸高估以及誤差漸增的趨勢。粉質壤土的預測表現，則與前述一樣不盡理想，這應該與質地的組成有關，依質地分類標準粉質壤土的砂粒及黏粒的比例低（砂粒大約在 20 至 50%，黏粒在 30% 以下），其主要的成分是粉粒（含量約 50 至 80%），且吸水機制不以毛細管水為主要，這是模式假設而造成的誤差。至於黏土雖然也同屬於細質地的土壤，以吸附水為主，但可能質地較均勻分佈的關係，因此還有不錯的預測結果。

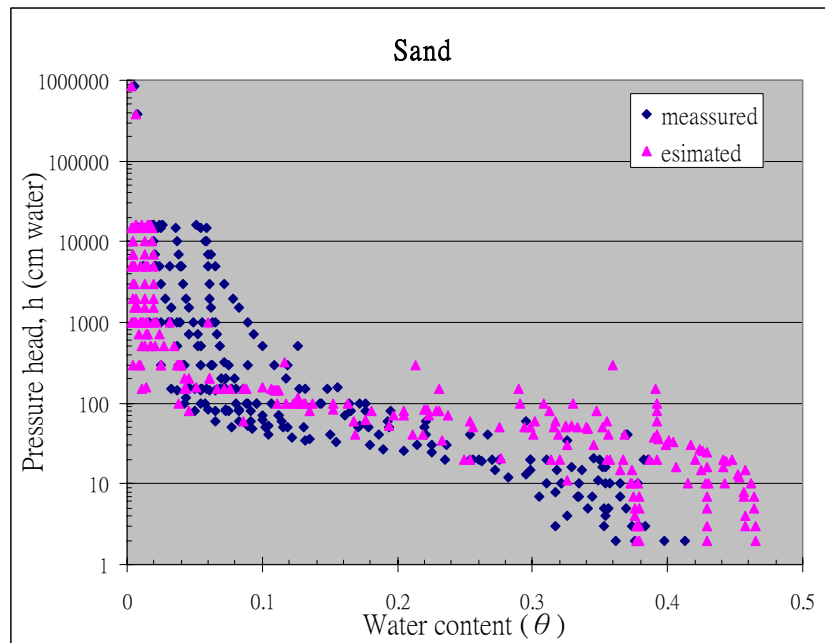


圖 2. 砂土之實測與預測的土壤水分特性

Figure 2. Soil water characteristics of measured and estimated for sand.

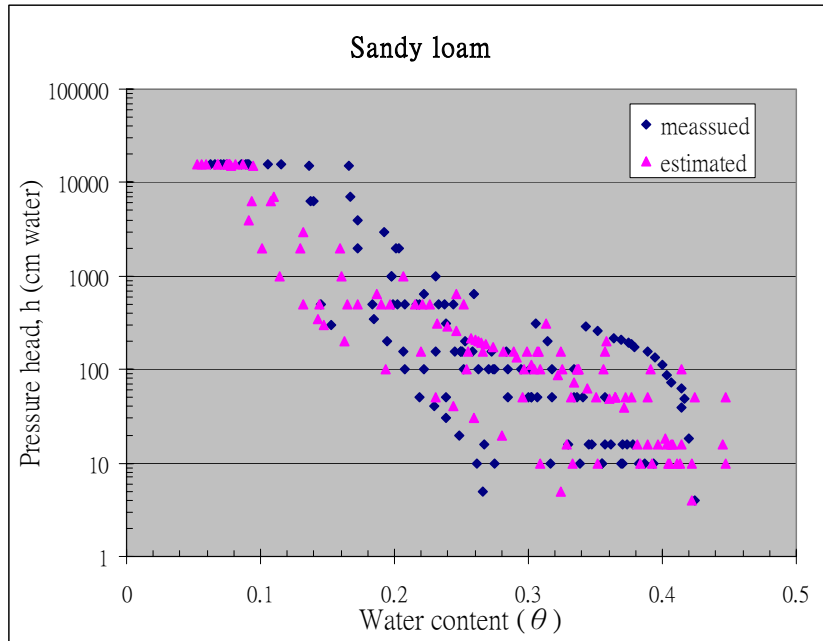


圖 3. 砂質壤土之實測與預測的土壤水分特性

Figure 3. Soil water characteristics of measured and estimated for sandy loam.

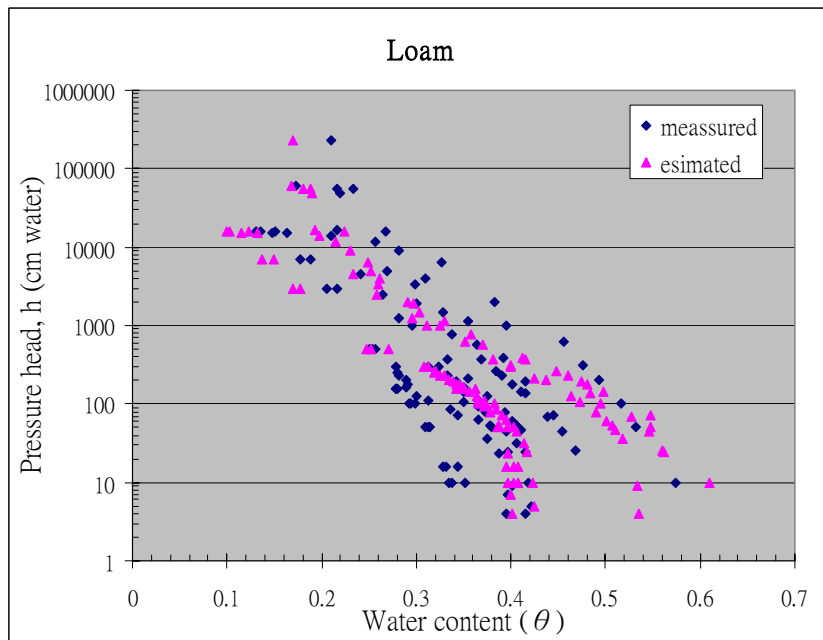


圖 4. 壤土之實測與預測的土壤水分特性

Figure 4. Soil water characteristics of measured and estimated for loam.

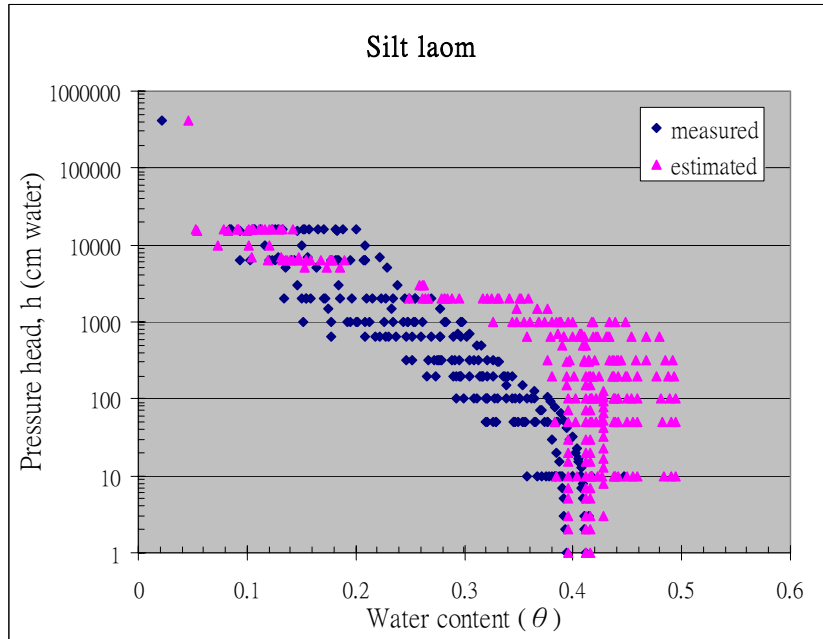


圖 5. 粉質壤土之實測與預測的土壤水分特性

Figure 5. Soil water characteristics of measured and estimated for silt loam.

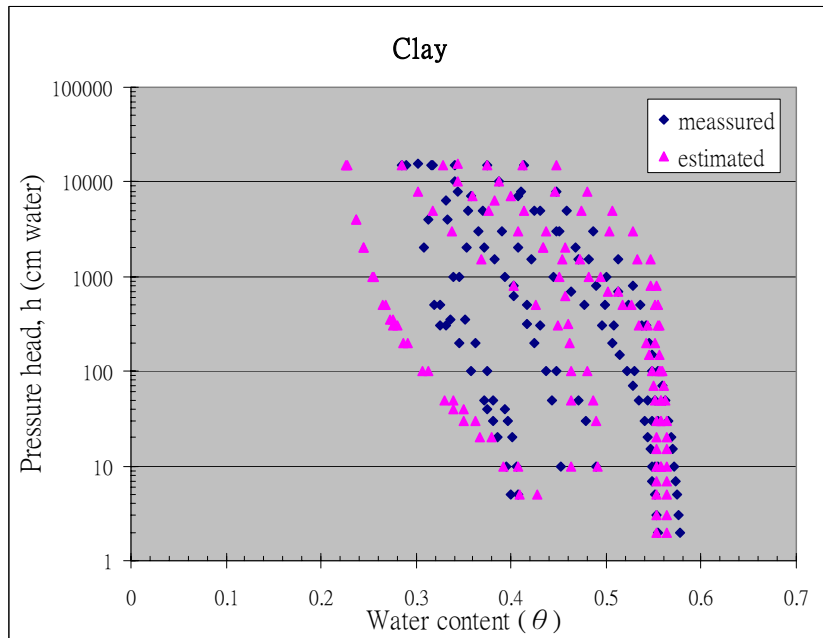


圖 6. 黏土之實測與預測的土壤水分特性

Figure 6. Soil water characteristics of measured and estimated for clay.

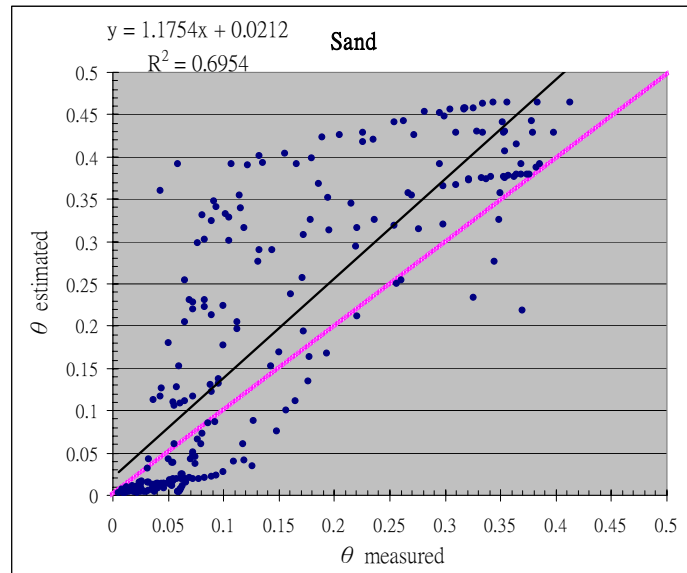


圖 7. 砂土之預測與實測水分含量的比較

Figure 7. Water content in comparison with measured and estimated for sand.

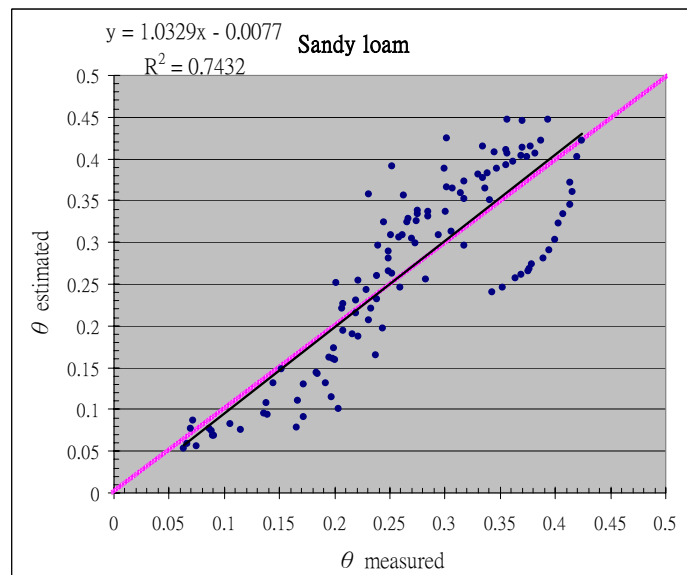


圖 8. 砂質壤土之預測與實測水分含量的比較

Figure 8. Water content in comparison with measured and estimated for sandy loam.

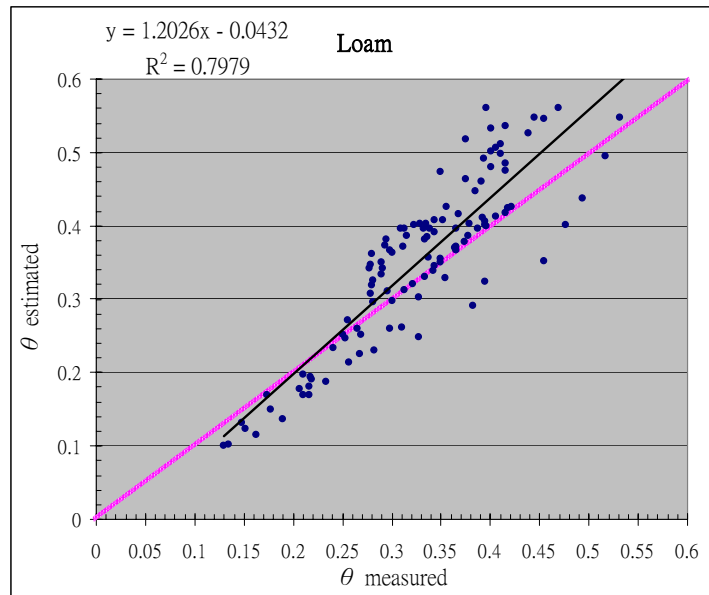


圖 9. 壤土之預測與實測水分含量的比較

Figure 9. Water content in comparison with measured and estimated for loam.

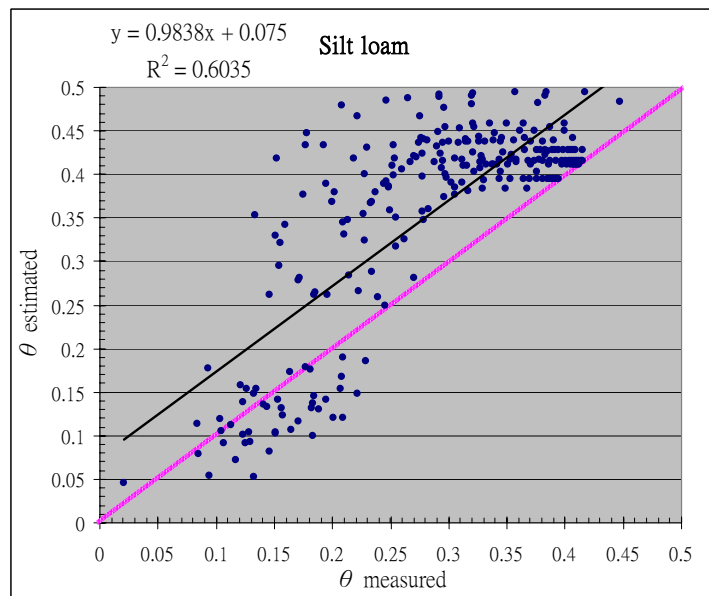


圖 10. 粉質壤土之預測與實測水分含量的比較

Figure 10. Water content in comparison with measured and estimated for silt loam.

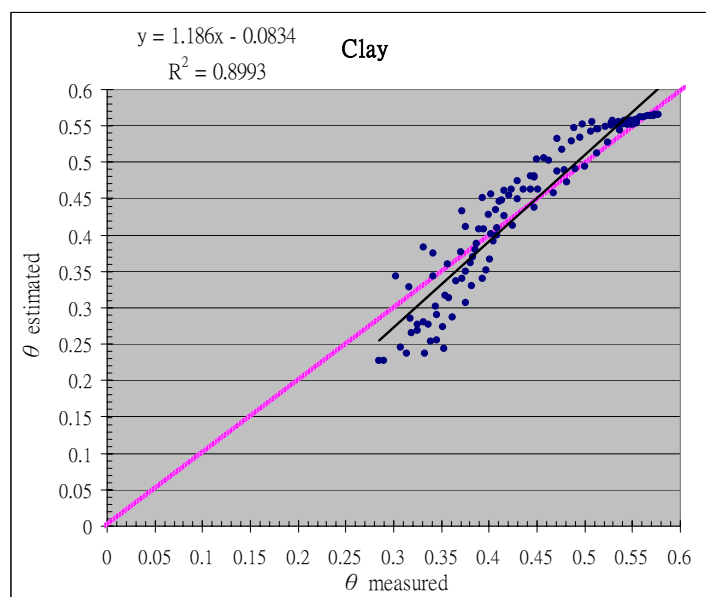


圖 11. 黏土之預測與實測水分含量的比較

Figure 11. Water content in comparison with measured and estimated for clay.

整體而言，這五種質地的土壤在高水分狀態下會呈現高估的結果，而在低水分時則表現低估的結果，而位在量測之水分範圍中間者較接近實測值，大致上預測與實測之點位分佈呈 S 型分佈。由相關 APM 之文獻指出，當模式的參數 α 為 1.38 時，普遍會有高估的情況發生 (Vaz et al., 2005)，但未有明顯的 S 型分佈的情況。因此，造成此現象的原因應該是不足的粒徑分佈資料所產生的。由結果判斷，APM 在中等質地（例如：壤土和砂質壤土）以及質地均勻的土壤，會有較佳的預測能力。

結 論

從預測和實測之水分特性圖來看，砂土的預測結果明顯地呈現一致的趨勢，充分地展現其特色，只有當土壤在接近飽和及乾燥時與實測有所不同。砂質壤土在五種質地中，有相當好的預測表現，而壤土也是。至於粉質壤土的表現就顯得與實際情況有所出

入，黏土的情形則尚可。另一方面，比較在相同張力下的結果，砂質壤土和壤土對於模式而言，有較好的預測效果和表現。至於砂土與粉質壤土，其結果不甚理想。然而，黏土雖與粉質壤土同屬細質地的土壤，不利於模式的假設，但可能因為粒徑分布均勻的緣故，而表現良好。大體上，預測和實測相比較之下呈現 S 型分佈，推論其原因應該與不足的粒徑分佈資料有關。因此，改變 APM 對粒徑分佈的要求，依結果來看適合應用在中等及質地均勻的土壤。

參考文獻

1. 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。
2. 萬鑫森 譯 (1987)，「基礎土壤物理學」，國立編譯館主編，茂昌圖書有限公司發行。
3. 謝銘 (2002)，「中部地區坡地土壤水分流動之研究」，國立中興大學水土保持學系研究所碩士論文。

4. Arya, L.M., and J.F. Paris (1981) A physico-empirical model to predict soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:1023–1030.
5. Arya, L.M., F.J. Leij, M.Th. van Genuchten, and P.J. Shouse (1999), Scaling parameter to predict the soil water characteristic from particle-size distribution data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63:510–519.
6. Brooks, R.H., and A.T. Corey (1964), Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3. Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
7. Bouma, J. (1989), Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Adv. Soil Sci.* 9:177–213.
8. Campbell, G. (1974), A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* 142:311–314.
9. Cornelis, W. M., J. Ronsyn, M. Van Meirvenne, and R. Hartmann (2001), Evaluation of pedotransfer functions for predicting the soil moisture retention curve. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65:638–648.
10. Hall, D. G. M., M. J. Reeve, A. J. Thomasson, and V. F. Wright (1977), Water Retention, Porosity and Density of Field Soils. *Soil Survey Tech. Monogr. No.9.* Harpenden, U.K.
11. Hwang, S.I. and S.E. Powers (2003), Using Particle-Size Distribution Models to Estimate Soil Hydraulic Properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67:1103–1112.
12. Haverkamp, R., M. Vauclin, J. Touma,; P. J. Wierenga, and, G. Vachaud (1977), A Comparison of Numerical Simulation Models for One-Dimensional Infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 285 - 294.
13. Nemes, A., M.G. Schaap, F.J. Leij, and J.H.M. Wosten. (2001), Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. *Journal of Hydrology* 251:151–162.
14. Tomasella, J., Ya. Pachepsky, S. Crestana, and W. J. Rawls (2003), Comparison of Two Techniques to Develop Pedotransfer Functions for Water Retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, July 1, 2003; 67(4): 1085 - 1092.
15. van Genuchten, M. Th. (1980), A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
16. van Genuchten, M.Th., and D.R. Nielsen (1985), On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Ann. Geophys.* 3:615–628.
17. Vaz, C.M.P., M.d.F. Iossi, J.d.M. Naime, Á. Macedo, J.M. Reichert, D.J. Reinert, and M. Cooper (2005), Validation of the Arya and Paris water retention model for Brazilian Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69: 577 - 583.

95年07月01日 收稿
95年08月17日 修改
95年08月25日 接受