

台灣土壤溫度變化和土壤熱擴散係數推估

蔡子衿 吳清吉 許武榮

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國九十七年一月五日收稿；中華民國九十七年五月二十五日定稿)

摘 要

土壤溫度是氣-地交互作用過程中的一個重要變數，而土壤熱擴散係數為土壤溫度變化的一個重要因子。本文延續吳與許 (2003)的研究，但使用 7 個農業測站(觀音茶改場、桃園農改場、台中農改場、義竹工作站、高雄農改場、台東斑鳩分場、花蓮蘭陽分場) 1994 至 1998 年的逐時土壤溫度觀測資料，由平均土壤溫度的年變化，推估土壤熱擴散係數，並和吳與許 (2003)的結果比較。

文中進一步分月統計各站平均土壤溫度的日變化，進行調和分析，最後推估各測站分月的土壤熱擴散係數和阻尼深度。7 個測站由日變化推估的土壤熱擴散係數平均值為 $7.71 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，且有季節性的變化。由土壤溫度日變化推估的阻尼深度平均值為 14.4 cm，各個測站的推估結果不同，主要原因在於土壤質地和溼度的差異。

關鍵詞：土壤溫度、土壤熱擴散係數、阻尼深度

一、前言

地表的水氣和能量經由大氣邊界層和自由大氣交換，因此地表的特性除了直接影響地面能量、水氣收支之外，也會間接影響大氣的環流活動。在地表能量收支過程中，土壤溫度是一個重要變數，在能量收支項中，地熱通量(ground heat flux)影響土壤溫度的變化。地熱通量和土壤溫度垂直梯度成正比，土壤熱擴散係數(soil thermal diffusivity)為地熱通量和土壤溫度變化的一個重要因素。土壤熱擴散係數較大時，白天地表受太陽輻射加熱，地熱通量比較大，熱能容易傳送到比較深的土壤，使得地表土壤增溫減緩；反之夜間地表長波輻射冷卻，比較容易從較深的土壤得到熱能補充，使得地表土壤降溫減緩，地表土壤溫度日夜變化的範圍變小。

一般在使用強迫—恢復法(Force-Restore Method, FRM)預報地表土壤溫度時(Bhumralkar, 1975; Blackadar, 1976; Deardorff, 1977)，其近地層深度(depth of the near-ground layer)常設為阻尼深度(damping depth)的一半(Arya, 2001)。阻尼深度為土壤熱擴散係數的函數，因此正確的土壤熱擴散係數資料將有助 FRM 在近地層深度的選擇。土壤的熱擴散係數和土壤粒徑、孔隙度(porosity)和含水量(moisture content)有關(Sellers, 1965; Isdo et al., 1975; Benoit, 1977)。圖 1 為四種不同土壤的熱傳導係數(圖 1a)和熱擴散係數(圖 1b)隨土壤含水量的變化(Sellers, 1965)。當土壤含水量開始增加時，土壤孔隙的空氣被水取代，土壤熱容量增加，土壤熱傳導係數和土壤熱擴散係數也隨土壤含水量增加而變大；但當土壤含水量到達某一程度之後，熱容量增加比熱傳導係數的增加快，所以熱擴散係數到達最大值之後，反而隨土壤含水量增加而減小。

吳與許(2003)利用氣象局 8 個測站(新竹、台中、嘉義、恆春、台東、成功、花蓮和宜蘭)的逐日土壤溫度觀測資料，分析台灣土壤溫度年變化特性和推估土壤熱擴散係數，結果顯示土壤溫度年變化呈正弦變化，且振幅大小隨深度呈指數減少，時間落後則隨深度增加；這些結果符合土壤傳導方程式解析解的性質。推估的土壤熱擴散係數約在 $4.69 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 和 $1.28 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 之間。本文延續吳與許(2003)的結果，使用 7 個農業測站的逐時土壤溫度觀測資料，除了作土壤溫度年變化特性的統計分析，文中也使用振幅衰減法推估 7 個農業測站的土壤熱擴散係數，補充吳與許(2003)的結果。為了進一步探討台灣土壤熱擴散係數的逐月變化，文中也分析各測站每月的平均

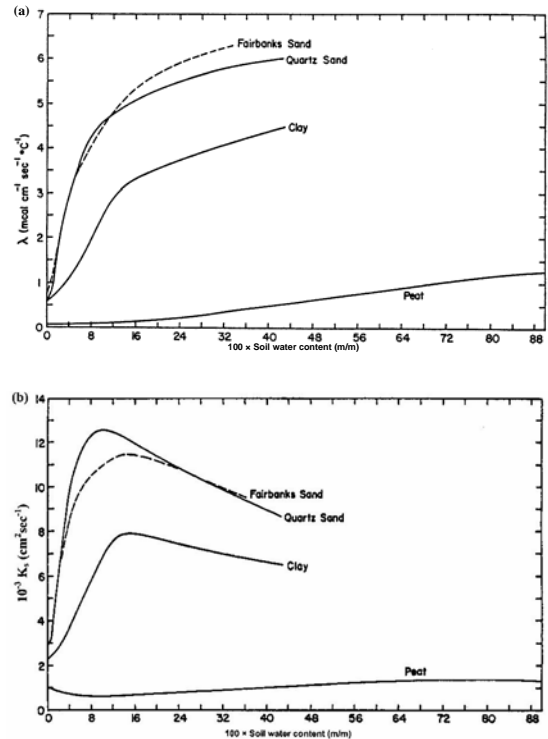


圖 1 四種不同土壤的(a)熱傳導係數和(b)熱擴散係數隨土壤含水量的改變。(Seller, 1965)

土壤溫度日變化，由土壤溫度日變化振幅的衰減，推估各測站每月的土壤熱擴散係數，並調查各測站的土壤質地，與推估結果作比對。

二、資料和研究方法

本文延續吳與許 (2003)的研究方法，但使用 7 個中央氣象局輔導的一級農業氣象站 1994 至 1998 年，六層深度(5 cm、10 cm、20 cm、30 cm、50 cm、100 cm)的逐時土壤溫度和雨量資料。測站的地理位置如圖 2 所示，測站的經緯度、高度、地形、行政區和土壤質地示於表一，其中台灣東部地區多為沖積土壤故土壤深度不深，且土壤表面含有 20%~50% 不等之石礫，圖 3 為台東斑鳩分場觀測坪。吳與許 (2003)所使用中央氣象局 8 個測站的位置亦同時示於圖 2 中，中央氣象局的資料有九層，分別為 5 cm、10 cm、20 cm、30 cm、



圖 2 各測站位置，圖中所示為本文使用的農業測站。為吳與許 (2003)使用的中央氣象局測站。

表一 各測站的經緯度、高度、地形、土壤土系、深度及種類。土壤質地資料由台灣大學農化所土調研究室蔡呈奇博士所提供。

測站	經緯度	高度	地形	行政區	土壤土系	土壤深度	土壤種類
觀音茶改場	121°11'E 24°54'N	195 m	台地	桃園縣 楊梅鎮	平鎮系(Pc)	0~29 cm	Silty clay
						29~120 cm	Clay
桃園農改場	120°01'E 24°57'N	33.5 m	平原	桃園縣 新屋鄉	坡堵系(Pu)	0~95 cm	Silty clay
						95~115 cm	Clay
						115~130 cm	Silty clay
台中農改場	120°30'E 24°01'N	19 m	平原	彰化縣 大村鄉	二林土系(Eh)	0~100 cm	Silty loam
						100~150 cm	Silty
台南農改場 義竹工作站	120°14'E 23°20'N	6 m	平原	嘉義縣 義竹鄉	將軍系(Cf)	0~25 cm	Silty loam
						25~60 cm	Loam
						60~120 cm	Silty loam
						120~150 cm	Loam
高雄農改場	120°30'E 22°40'N	24 m	平原	屏東縣 屏東市	長興系(Cs)	0~65 cm	Silty loam
						65~150 cm	Silty clay loam
台東農改場 斑鳩分場	121°04'E 22°50'N	240 m	丘陵	台東縣 卑南鄉	初鹿系(Gl)	0~15 cm (typeA)	Sandy loam
						0~20 cm (typeB)	Loam
花蓮農改場 蘭陽分場	121°42'E 24°42'N	27 m	平原	宜蘭縣 三星鄉	枕頭山系(Ct)	0~10 cm	Loam



圖3 台東農改場斑鳩分場觀測環境，地面覆有剛割除的雜草。

50 cm、1 m、2 m、3 m 及 5 m，比本文所用農業站的資料多了 2 m、3 m 和 5 m 的觀測，但中央氣象局的資料為逐日資料。

(一) 測站環境和觀測資料訂正

由中央氣象局取得的各農業測站的逐時土壤溫度觀測資料的闕漏部分，使用線性內插法進行修補。此外，也將各測站不同深度的土壤觀測資料，算出平均值和標準差，對於超過三倍標準差的觀測資料亦使用線性內插法修正。各測站修補的比例以桃園農改場最高(2.24%)，其次為義竹工作站(0.58%)，其它測站修補依次為觀音茶改場 0.40%、花蓮蘭陽分場 0.36%、台中農改場 0.32%、高雄農改場 0.14% 和台東斑鳩分場 0.03%。

為了解這些農業測站土壤溫度的年變化性質，以便與氣象局測站的結果(吳與許, 2003)作比較，文中先對各測站每年同日期的逐時土壤溫度作平均，得到每日平均土壤溫度的年變化。進一步了解台灣土壤溫度日變化性質，文中也分

月將各層每日相同時間的土壤溫度作平均，得到各月份不同深度土壤溫度的平均日變化。

(二) 調和分析

本文延用吳和許(2003)的分析方法，先對平均的土壤溫度作調和分析。根據 Panofsky and Brier (1965)，一個時間變數 X ，如果有 N 個觀測值，可以由 $N/2$ 個調和波的合成代表，即：

$$X = \bar{X} + \sum_{i=1}^{N/2} \left[A_i \sin\left(\frac{2\pi}{P} it\right) + B_i \cos\left(\frac{2\pi}{P} it\right) \right] \quad (1)$$

式中 t 為時間， \bar{X} 為平均， P 為基本週期(fundamental period)， A_i 和 B_i 分別為第 i 個調和波的正弦波和餘弦波振幅。式(1)有 $N/2-1$ 個正弦， $N/2$ 個餘弦， $A_{N/2}$ 為零。 A_i 和 B_i 可由下式得到：

$$A_i = \frac{2}{N} \sum X \sin\left(\frac{2\pi}{P} it\right) ; B_i = \frac{2}{N} \sum X \cos\left(\frac{2\pi}{P} it\right) \quad (2)$$

式(1)也可以表示為：

$$X = \bar{X} + \sum_{i=1}^{N/2} C_i \cos\left[\frac{2\pi i}{P}(t-t_i)\right] \quad (3)$$

其中振幅 C_i 和相位(phase) t_i 分別為：

$$C_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2} \quad (4)$$

$$t_i = \frac{P}{2\pi i} \tan^{-1}\left(\frac{A_i}{B_i}\right) \quad (5)$$

(三) 土壤熱擴散係數推估

一維土壤溫度 T_s 的傳導方程式為：

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad (6)$$

式中 K_s 為土壤熱擴散係數，假設 K_s 不是深度 z 的函數，地表土壤溫度隨時間為正弦變化，即在

$z = 0$ 時：

$$T_{so} = \bar{T}_{so} + A_s \sin \left[\frac{2\pi}{P} (t - t_m) \right] \quad (7)$$

\bar{T}_{so} 是地表土壤平均溫度， A_s 是地表土壤溫度變化的振幅， P 是地表土壤溫度週期， t_m 為相位。

則式(6)的解析解為(Arya, 2001)：

$$T_s = \bar{T}_{so} + A_s e^{-z/d} \sin \left[\frac{2\pi}{P} (t - t_m) - \frac{z}{d} \right] \quad (8)$$

式中 d 為阻尼深度(damping depth)，它與土壤熱擴散係數和週期的關係為：

$$d = \left(\frac{PK_s}{\pi} \right)^{1/2} \quad (9)$$

年變化的阻尼深度理論上為日變化的 19.1 倍。

在不同深度的土壤溫度隨時間變化仍為正弦波，且和地表土壤溫度有相同的平均值和週期，但土壤溫度振幅(A_s)則隨深度增加而呈指數減少，此外深度 z 的土壤溫度變化，也有 z/d 的相位，由觀測的土壤溫度變化的相位差也可估計阻尼深度(Arya, 2001)。在阻尼深度($z = d$)的土壤溫度振幅減小為地表的 0.37 倍。因此由觀測的土壤溫度振幅隨深度減小，就可估計阻尼深度，進而推估土壤熱擴散係數。由此法所推估的 K_s 值是假設 K_s 不是土壤深度的函數。 K_s 值和土壤種類、土壤含水量，以及平均的時間有關，若土壤含水量隨深度有明顯變化，或表面溫度並非週期性函數，這種方法比較不適用。

三、結果與討論

(一) 平均土壤溫度變化

1. 年變化

各測站平均土壤溫度年變化的振幅隨深度減少的特性符合土壤溫度解析解(式(8))的描述。以桃園農改場(圖4)為例，5 cm 的土壤溫度在一月底最低，約 14.4°C，在七月中、下旬最高，可達 29.9°C，年變化的振幅約為 7.8°C。溫度振幅隨著深度增加而變小，到了 1 m 深，溫度振幅只有 5.4°C 左右。進一步分析各測站不同深度的土壤溫度年變化，大致接近正弦變化，以 1 m 的土壤溫度為例，二月下旬以後逐漸上升，直到七月中旬達到高值，至八月期間土壤溫度不太變化，到了九月以後則逐漸下降。較深層土壤溫度的變化曲線比較平滑(smooth)，此可能因為較深的土壤和較淺的土壤相比，比較不容易受到大氣狀況的影響，例如天氣系統、降水等。

仔細檢查高雄農改場土壤溫度年變化(圖5)，可以看到六月和八月深度 1 m 之上的土壤溫度各有相對低溫值，台東斑鳩分場(圖6)八月月上旬深度 50 cm 之上的土壤溫度也有類似情形。這種土壤溫度降低情形，部分原因可能和降水有關，降水時雲量多，氣溫日變化範圍變少，降水也會改變土壤含水量，這些因素都會改變土壤溫

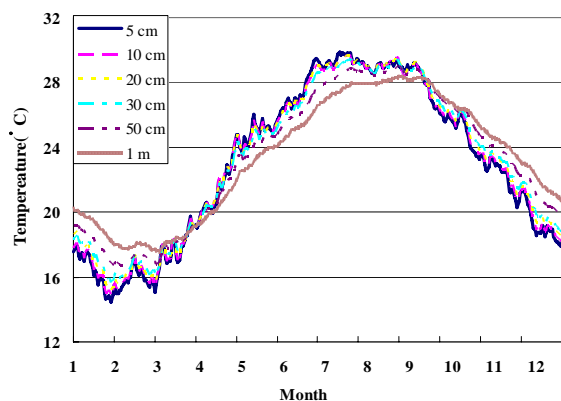


圖4 桃園農改場不同深度的平均土壤溫度年變化。橫座標刻度為序日，每一刻度為 30 日，並標示各月份。

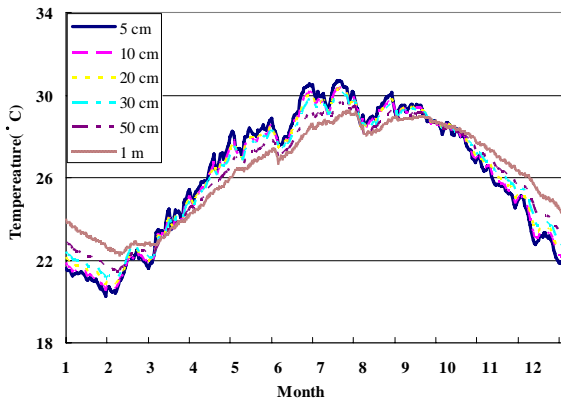


圖 5 高雄農改場不同深度的平均土壤溫度年變化。橫座標刻度為序日，每一刻度為 30 日，並標示各月份。)

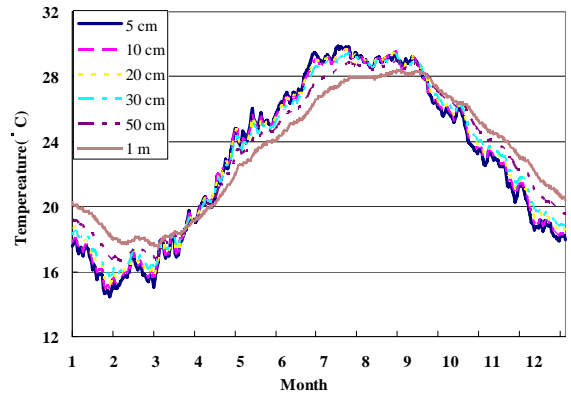


圖 6 台東農改場斑鳩分場不同深度的平均土壤溫度年變化。橫座標刻度為序日，每一刻度為 30 日，並標示各月份。

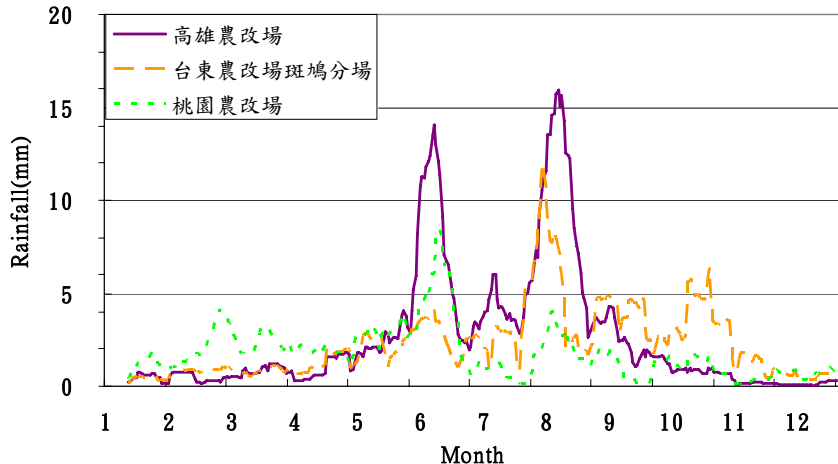


圖 7 高雄農改場(粗實線)、台東農改場斑鳩分場(粗虛線)和桃園農改場(點虛線)1994-1998 年平均日雨量變化。橫座標刻度為序日，每一刻度為 30 日，並標示各月份。

度的變化。檢視高雄農改場平均日雨量(圖 7, 粗實線),六月份和八月份降雨為平均日雨量的兩個峰期;同樣地台東斑鳩分場平均日雨量(圖 7, 粗虛線),八月份降雨為相對最大值。下雨時:(i)有雲量遮蔽,使到達地面短波幅射量減少,(ii)溫度較低的雨水滲入土壤並傳送部分地熱通量,(iii)氣溫日變化範圍(range)變小。以上這些因素使得白天上層的土壤溫度不易升高,而潮濕土壤有助地熱通量的傳送,以致不同深度的土壤溫度值

趨於接近。降雨量的多寡也會影響土壤溫度變化的深度,觀音茶改場、桃園農改場、台中農改場、義竹工作站四個測站的平均日雨量(圖略),雖然六月份和八月份降雨雖然也有兩個峰期,但平均降雨量都不到 10 mm,深度超過 50 cm 和 1 m 的土壤溫度變化就比較其他測站平滑,小波動較不明顯。

各測站不同深度的平均土壤溫度,隨測站所在緯度的變化示於圖 8,圖中也加入中央氣象局

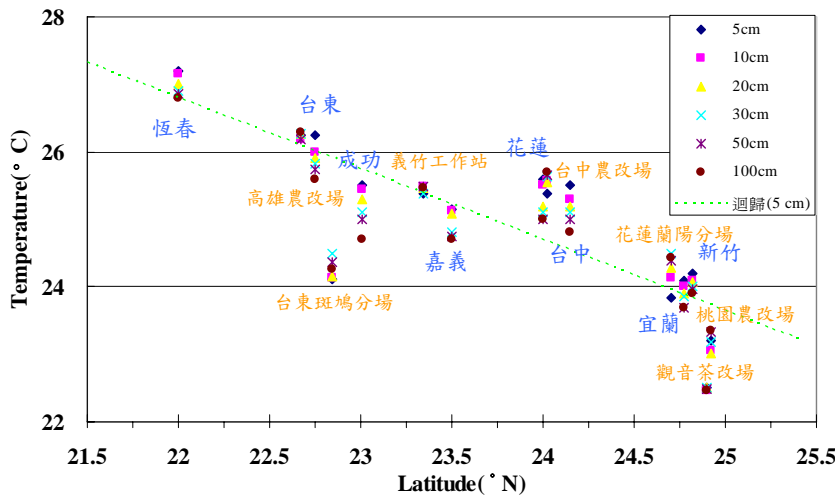


圖 8 各測站不同深度的平均土壤溫度，隨測站所在緯度的變化，圖中包括中央氣象局測站的結果（吳與許，2003）。斜直線為所有測站 5cm 深度土壤溫度的線性迴歸。

測站的結果（吳與許，2003）。同一個測站不同深度的平均土壤溫度差異很小，多在 1°C 以內。此結果也反映出土壤溫度解析解（式(8)）的特性，即不同深度的平均土壤溫度相同。雖然台東農改場斑鳩分場和中央氣象局台東測站的緯度相近，但台東斑鳩分場的平均土壤溫度明顯低於鄰近中央氣象局台東測站的值，這可能是因為台東斑鳩分場的海拔高度(240 m)高於中央氣象局台東測站(8.9 m)所致。海拔高平均氣溫較低，導致平均土壤溫度較低。類似的情況也出現在觀音茶改場（海拔 195 m）。就整個趨勢而言，可以看到平均土壤溫度大致隨緯度增加而降低，在恆春約在 27°C 左右，到了桃園農改場則降到 23.2°C 左右。

2. 日變化

土壤溫度的日變化主要是受到輻射通量變化的影響，白天太陽短波輻射加熱地表，接近地面土壤溫度上升比較明顯；夜間地表長波輻射冷卻的影響，接近地面土壤溫度下降也比較快。各個測站的分月的平均土壤溫度日變化大致相似，且

各月土壤溫度的日變化，到達深度 30 cm 就不明顯。

以觀音茶改場為例（圖 9），各月 5 cm 深度的土壤溫度最高約出現在 15~16 時左右，8 時左右最低。若以一般地面氣溫最高約出現在 14 時左右，約有 1~2 小時的落後；觀音茶改場土壤溫度日變化各月的平均阻尼深度(d)為 14 cm（表三），由式(8)，5 cm 的時間延遲 $z/d = 5/14 = 0.36$ ，相當於 1.4 時。此外，日變化振幅由地表隨著深度增加而減小，到了 50 cm 的土壤溫度就很少變化。日變化的振幅在夏季較大、冬季較小，例如 5 cm 深度，土壤溫度振幅在 7 月約為 1.4°C ，在 1 月只有 0.6°C 。

隨著季節改變，地表能量收支也有變化，白天加熱地表的短波輻射量、晚上冷卻地表的長波輻射量，和地表下傳的地熱通量也有所不同，因而影響土壤溫度的改變。在冬季深層的土壤溫度相對比較高，較淺層（30 cm 之上）的土壤溫度反而比較低，且有較明顯的日夜變化。反之，在

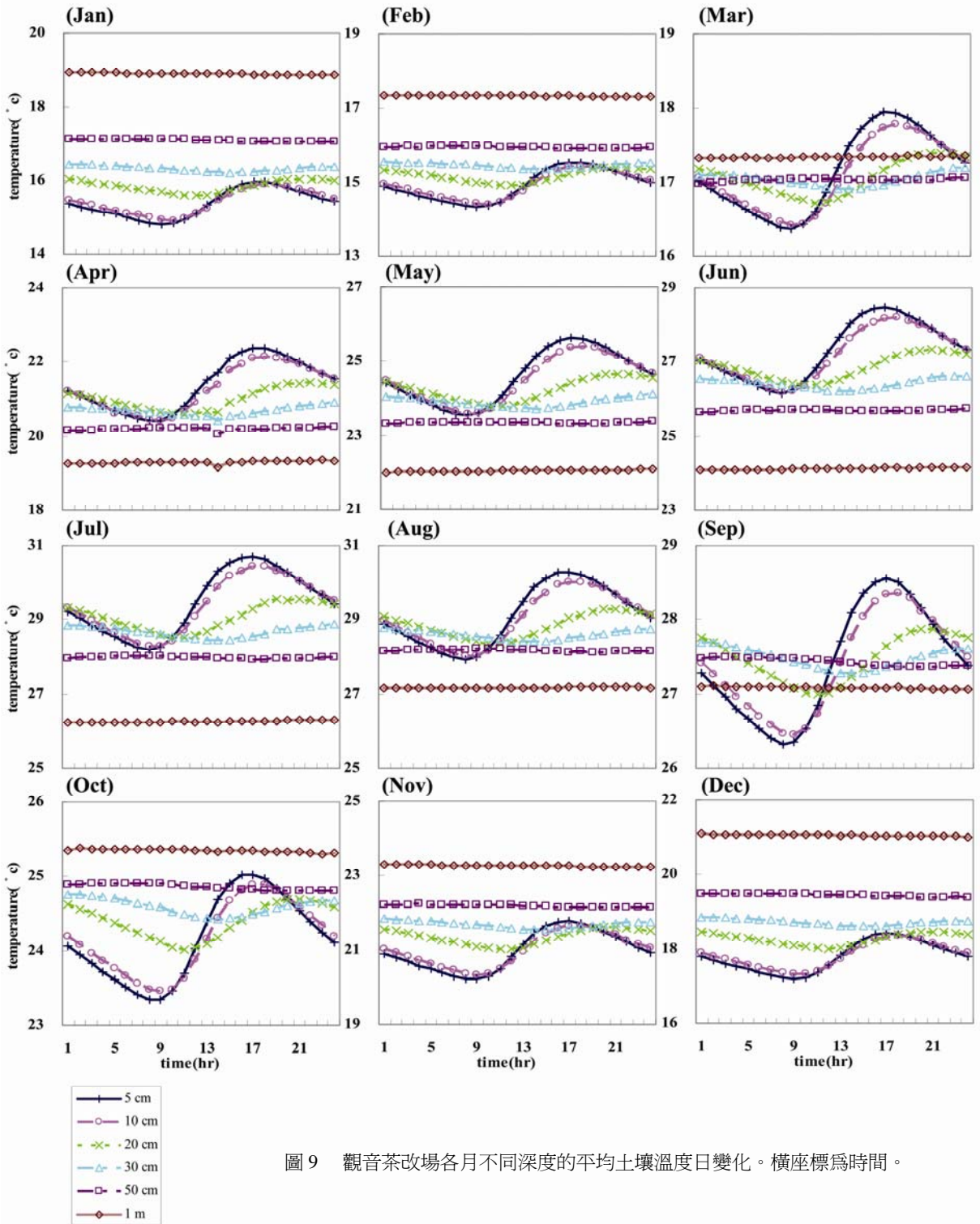


圖 9 觀音茶改場各月不同深度的平均土壤溫度日變化。橫座標為時間。

夏季愈接近地表的土壤溫度比較高，且日夜變化較明顯，而較深層的土壤溫度比較低，日夜變化也不明顯。由圖 9，觀音茶改場 7 月 5 cm 深度的土壤溫度，最高溫可達 30.7°C，而 100 cm 深度的土壤溫度相較最低，約 26.2°C；相反地，1 月晚上，100 cm 的土壤溫度最高約 18.9°C，而 5 cm 深度的土壤溫度最低，只有 14.8°C。

(二)調和分析和土壤熱擴散係數推估

由於雲量、降水、風速等因素的影響，會使得土壤溫度有較高頻不規則的變化，造成振幅估計的困擾。為了減少這些困擾，本文對各測站不同深度的平均土壤溫度年變化作調和分析，然後再推估其土壤熱擴散係數和阻尼深度。各月平均土壤溫度日變化也作相似的處理。

1. 由年變化分析之結果

以桃園農改場為例（圖 10），不同深度的平

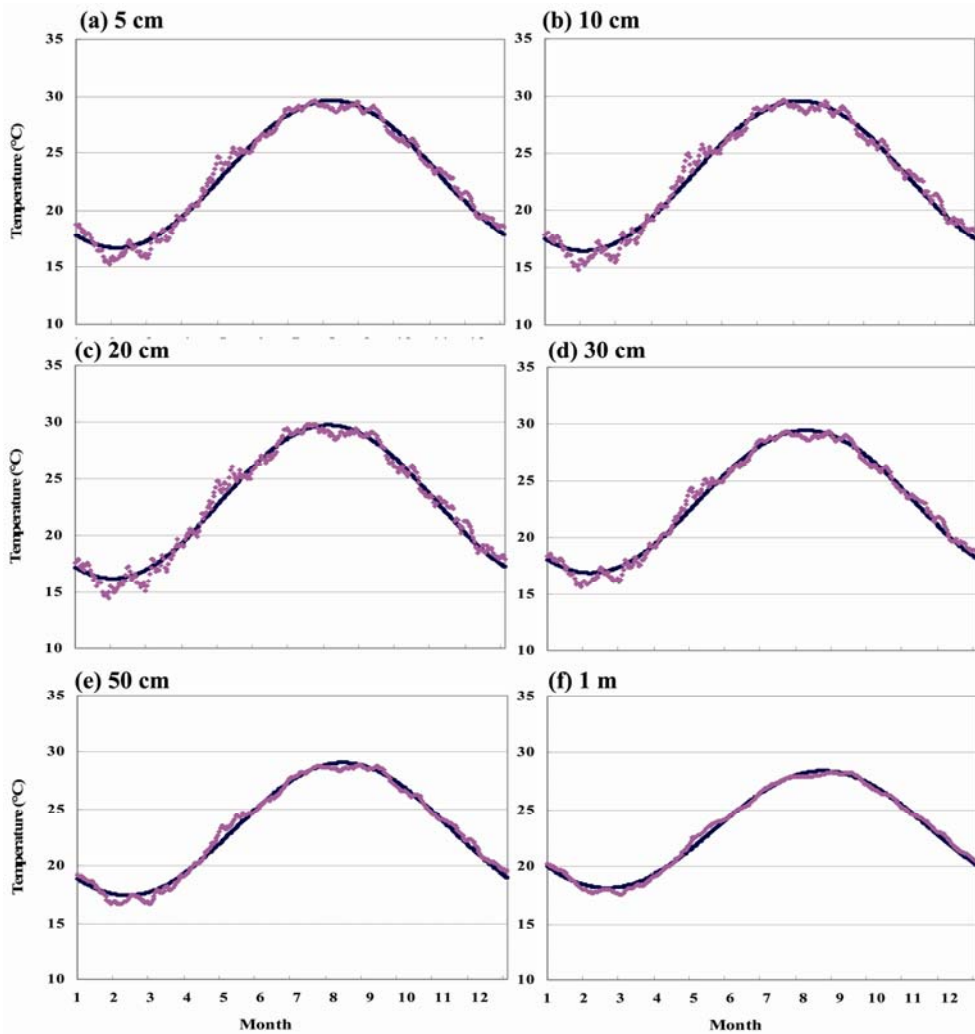


圖 10 桃園農改場(a)5 cm，(b)10 cm，(c)20 cm，(d)30 cm，(e)50 cm，(f)1 m 深度的平均土壤溫度年變化（實點）和第一調和波（實線）的比較。橫座標刻度為序日，每一刻度為 30 日，並標示各月份。

均土壤溫度年變化（實點）和第一調和波(實線)的比較示於圖中，大致上第一調和波已可充分代表土壤溫度的年變化，其他各站的調和分析結果也顯示類似結果。第一個調和波在不同深度對土壤溫度變化的貢獻示於圖 11。除了台東斑鳩分場 5 cm 和 10 cm 深度以外，第一調和波對於不同深度土壤溫度變化的貢獻都在 90% 以上。而在 20 cm 的深度以下，各個測站的第一調和波的貢獻都在 93% 以上。由圖也可看出，第一調和波的貢獻，隨著土壤深度增加而增加，顯示地表雲量等隨機變化對土壤溫度變化的影響，隨著土壤深度的增加而減少。因此在本文中取第一調和波的振幅代表年變化的振幅。

由土壤溫度傳導方程的解析（式(8)），可知土壤溫度振幅隨深度以指數形式減少。以高雄農改場為例，圖 12 為土壤溫度年變化振幅（以第一調和波振幅代表）隨土壤深度變化，圖中振幅以對數表示，故其變化線為直線，當深度為零時，即可得到表面土壤溫度(surface soil temperature)

變化的振幅 \bar{T}_{so} 。由圖 12 的結果可知，各測站的觀測土壤溫度振幅隨深度的變化，都能符合解析解特性，它們的的曲線套配(curve fitting)也同時示於圖中，例如高雄農改場（圖 12）土壤溫度年變化振幅，隨深度變化的曲線套配為：

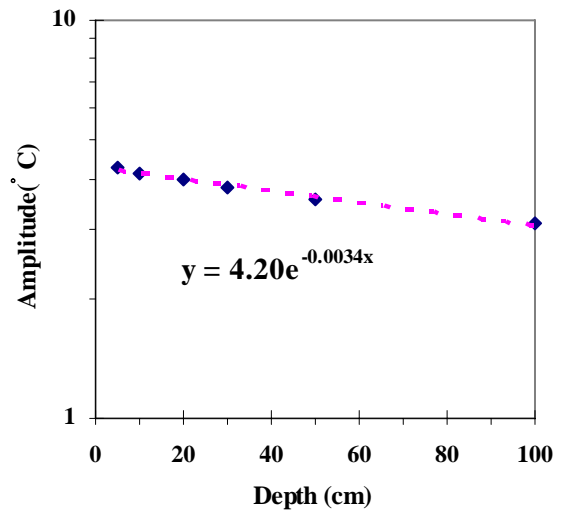


圖 12 高雄農改場土壤溫度年變化振幅(實點)隨土壤深度（橫座標，單位 cm）的變化，縱座標為土壤溫度振幅，以對數表示。

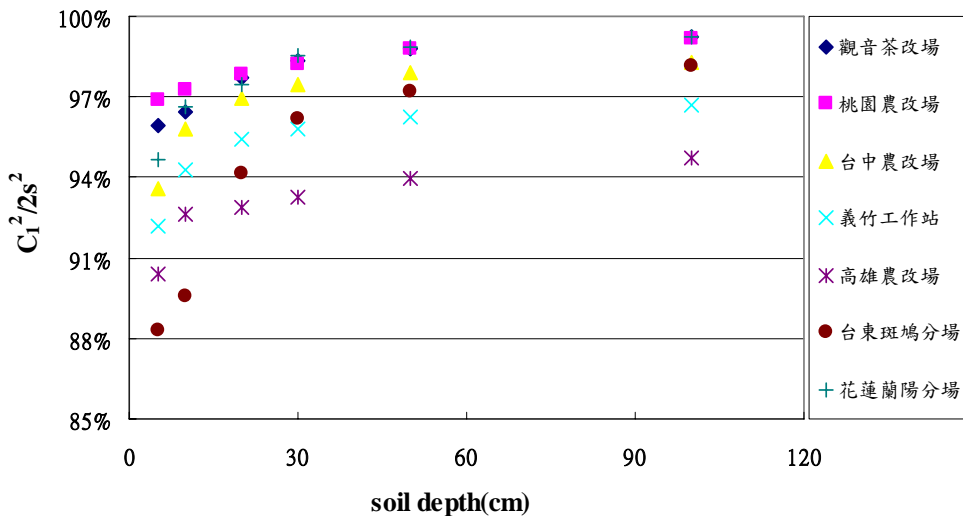


圖 11 各測站在不同深度，第一調和波對土壤溫度方差的貢獻($C_1^2/2s^2$)， C_1 為第一調和波振幅， s^2 為均方差。

$$y = 4.20e^{-0.0034x} \quad (10)$$

此式表示，高雄農改場表面土壤溫度振幅為 4.2 °C，由振幅變化估計的阻尼深度(d)為 294.1 cm (=1/0.0034)。由阻尼深度 d ，利用式(9)得到的土壤熱擴散係數為 $8.62 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

不同測站表面土壤溫度振幅隨緯度變化示於圖 13，由圖中可見表面土壤溫度振幅大致隨著緯度增加而變大，最南邊的恆春站為 4.49°C，最北邊的桃園農改場為 6.81°C。一般而言，緯度較高時，天氣、氣候的年變化比較明顯，愈接近赤道，則年變化愈小。台灣南北距離雖然很小，但是南、

北部受中緯度天氣系統影響的程度也有所不同，在北部受影響比較大，所以表面土壤溫度振幅也比較大，在南部受影響相對比較小，所以表面土壤溫度振幅也比較小。本文和吳與許 (2003)選取的土壤資料深度不同，可能導致兩者所求得的土壤表面溫度振幅會有差異。

表二為各測站的表面土壤溫度振幅、阻尼深度和土壤熱擴散係數，結果顯示土壤溫度年變化阻尼深度最小值為觀音茶改場的 2.50 m，最大值則為台東斑鳩分場的 4.00 m。在西部測站的阻尼深度介於 2.50 m 至 3.45 m 之間，在東部兩個測

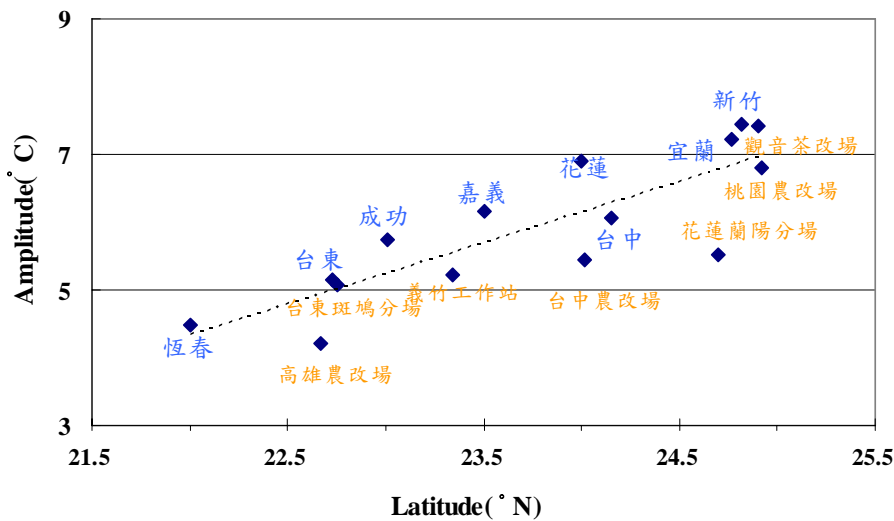


圖 13 各測站土壤表面溫度振幅隨測站所在緯度的變化，圖中包含中央氣象局測站的結果（吳與許，2003），斜虛線為所有測站土壤溫度振幅的線性迴歸。

表二 各測站土壤表面溫度年變化振幅、阻尼深度和土壤熱擴散係數。

測站	觀音茶改場	桃園農改場	台中農改場	台南農改場 義竹工作站	高雄農改場	台東農改場 斑鳩分場	花蓮農改場 蘭陽分場
振幅(°C)	7.43	6.81	5.45	5.22	4.20	5.06	5.53
阻尼深度(m)	2.50	3.45	3.45	3.13	2.94	4.00	3.85
土壤熱擴散係數 ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)	6.23	11.85	11.84	9.73	8.62	15.94	14.74

站的阻尼深度比西部測站的值高，都超過 3.8 m，可能和東部地區土壤成分含有石礫有關。土壤熱擴散係數最小值為觀音茶改場的 $6.23 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，最大值為台東斑鳩分場的 $1.59 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。比較吳與許 (2003) 推估的結果，阻尼深度最小值為恆春 2.17 m，土壤熱擴散係數值為 $4.69 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ；阻尼深度最大值為花蓮 3.59 m，土壤熱擴散係數值為 $1.28 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

比較緯度相近且氣候相似的觀音茶改場和桃園農改場兩個測站，前者的土壤熱擴散係數比後者小，其可能原因在於前者土壤種類大多為粘土 (Clay)，而後者的土壤種類大多為粉質粘土 (Silty clay)。此外，茶改場地勢較高且為早期的階地，土壤受地下水的影響較小；農改場地勢低且為後期的階地，土壤受地下水的影響很大，惟確切原因需更進一步探討。此外，台東斑鳩分場的土壤熱擴散係數也比緯度相近的高雄農改場高，其可能原因為土壤種類的差異及地勢較高外，還有台灣東部地區的土壤多為沖積土壤且表層土壤中含有比例不等之石礫，而石礫對於熱量的傳送能力比土壤來的佳，因此台東斑鳩分場和花蓮蘭陽分場的土壤熱擴散係數值較高，而其它測站的土壤種類大多為粉土 (Silt)、壤土 (Loam) 和介於兩者之間的粉質壤土 (Silty loam)，推估的土壤熱擴散係數值在合理範圍內。

比較本文和吳與許 (2003) 的結果，由各農業站的土壤溫度觀測所推估的阻尼深度和熱擴散係數值略高於中央氣象局測站觀測資料推估的結果 (表略)。表二和吳與許 (2003) 的土壤熱擴散推估值是代表一個長期、整層的平均狀態，土壤層在垂直方向上的質地不均勻，會造成因選取深度的不同而有不同的結果。此外，土壤在垂直方向上的含水量差異等環境因素，也會對推估的結果

有所影響。(Salvucci and Entekhabi, 1995) 指出在長期的平均降水狀態下，土壤的含水量是隨著深度增加而逐漸變大，不同性質的土壤在遞增的速率上也有所差異。而由前述圖 1 得知，土壤熱擴散係數隨土壤含水率增加會有先增大後逐漸減小的變化。因此推估淺土壤層的熱擴散係數和深土壤層的值會有不同。本文使用農業測站的土壤資料最大深度為 1 m，而吳與許 (2003) 所使用氣象測站的土壤資料最大深度達 5 m，因此所推估的土壤熱擴散係數值，分別代表 1 m 和 5 m 深度的整層平均狀態，可能造成前述推估結果的差異。

土壤熱擴散係數是土壤種類和土壤含水量的函數，對於一個地區而言，可能會因為土壤種類、選取深度不同，或環境條件改變，例如土壤含水量改變，而有所變化。由 (Seller, 1965) 可知四種不同種類的土壤熱擴散係數值合理範圍約在 $1.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 到 $1.3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，而本文推估的結果，除了東部花蓮蘭陽分場及台東斑鳩分場的值超過 $1.3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (由於土壤含有石礫)，其它五個測站的值都在合理範圍內。

2. 由日變化分析之結果

土壤溫度的日變化並不完全符式 (8) 解析解。由圖 8 的平均土壤溫度日變化，顯示深度小於 30 cm 的土壤溫度才有日夜起伏，夜間離正弦變化的差異比較大，但白天則較接近正弦變化，平均溫度差異多在 1°C 內，且振幅隨深度改變。而 50 cm 和 1 m 深度的土壤溫度則沒有日變化，因此土壤溫度日變化的調和分析只分析到深度 30 cm。

以桃園農改場為例，七月不同深度的平均土壤溫度日變化 (實點) 和第一調和波 (實線) 的分析結果示於圖 14。大致而言，第一調和波的振幅

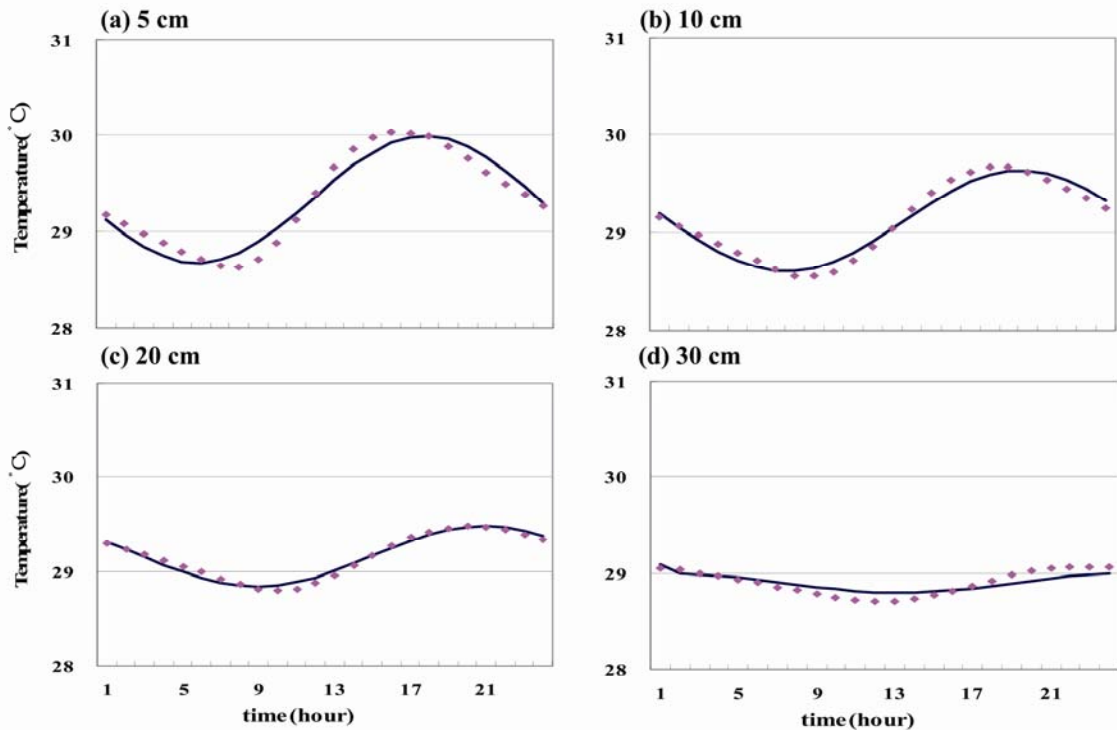


圖 14 桃園農改場七月(a) 5 cm, (b) 10 cm, (c) 20 cm, (d) 30 cm 深度的平均土壤溫度日變化(實點)和第一調和波(實線)的比較。

就可以代表土壤溫度日變化的振幅。但是和觀測土壤溫度比較，調和波最低溫度出現的時間比觀測值提早，例如在 5 cm 深度調和波的最低溫度出現在 6 時附近，但是觀測值出現在 7~8 時左右；相反地，調和波最高溫度出現的時間比觀測值落後，例如在 5 cm 深度調和波的最高溫出現 18 時左右，觀測值卻在 16~17 時就出現。淺層土壤溫度的日變化，受到地表能量收支的影響，夜間能量收支變化並非正弦變化，因此導致夜間淺層土壤溫度變化有偏離正弦波的現象。其它各站各月的調和分析結果也顯示類似結果。除了桃園農改場 1 月和蘭陽農改場 3 月 30 cm 層外，各測站每月不同深度的第一調和波貢獻比都在 85% 以上，而且大部分都在 90% 以上，因此以第一調和波代表平均土壤溫度日變化的大小仍有相當的代表

性，因此利用土壤溫度日變化振幅隨土壤深度呈指數減少的性質，推估日變化的阻尼深度和土壤熱擴散係數應有相當的代表性。但是第一調和波和實際觀測之間有一些相位差，因此由相位差隨深度改變推估阻尼深度和土壤熱擴散係數，可能導致較大的誤差。故此處只利用溫度振幅隨土壤深度衰減的性質推估阻尼深度和熱擴散係數。

以桃園農改場為例，其 1 月、4 月、7 月和 10 月的土壤溫度日變化振幅隨深度變化的曲線套配示於圖 15。一般而言，因為土壤溫度日變化只到達 30 cm 深度，因此圖中只取到 30 cm 深度的資料，可推得表面土壤溫度日變化的振幅 \bar{T}_{so} ，由此得到各測站每月地表土壤溫度日變化的振幅，如圖 16 所示。一般而言，各測站在夏季的振幅值較大，冬季較小。在台東、觀音兩個地勢較

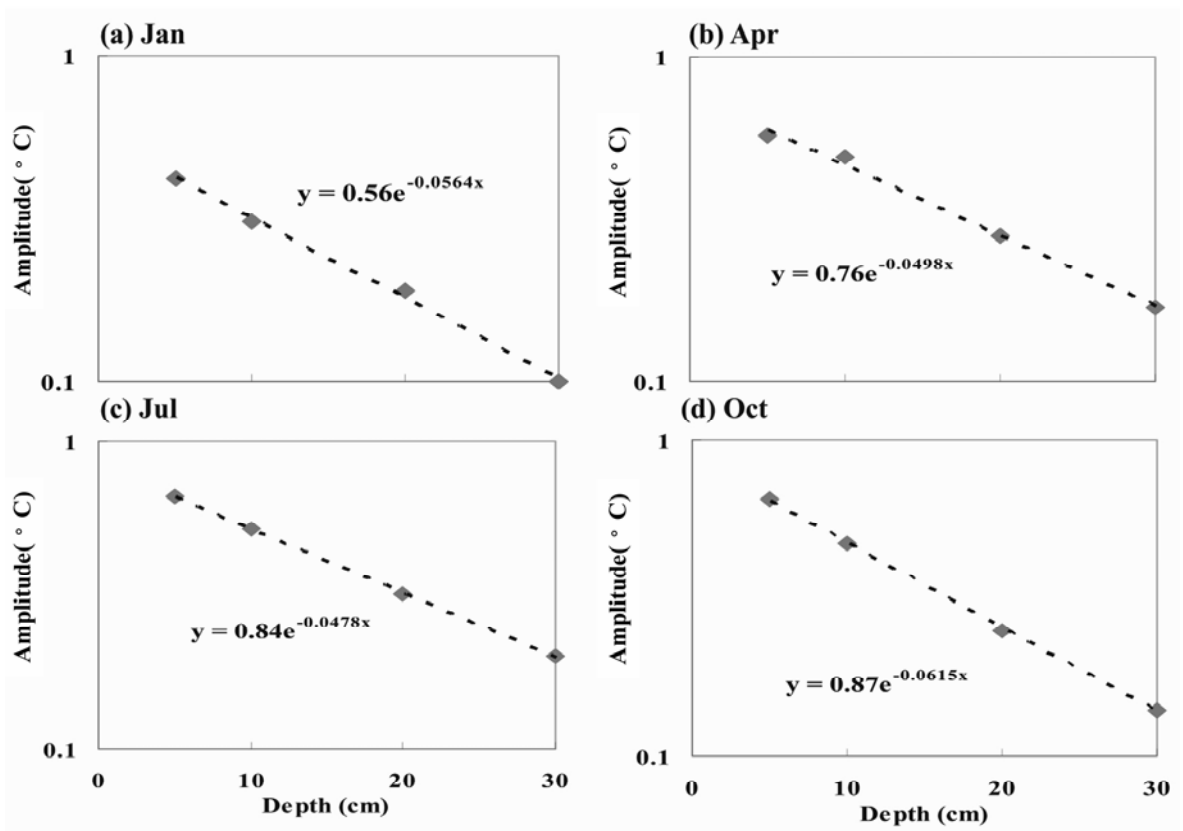


圖 15 桃園農改場(a)1 月, (b)4 月, (c)7 月, (d)10 月土壤溫度日變化振幅(實點)隨土壤深度的變化。橫座標為深度。縱座標為土壤溫度振幅 $^{\circ}\text{C}$, 以對數表示, 實線為曲線配套。

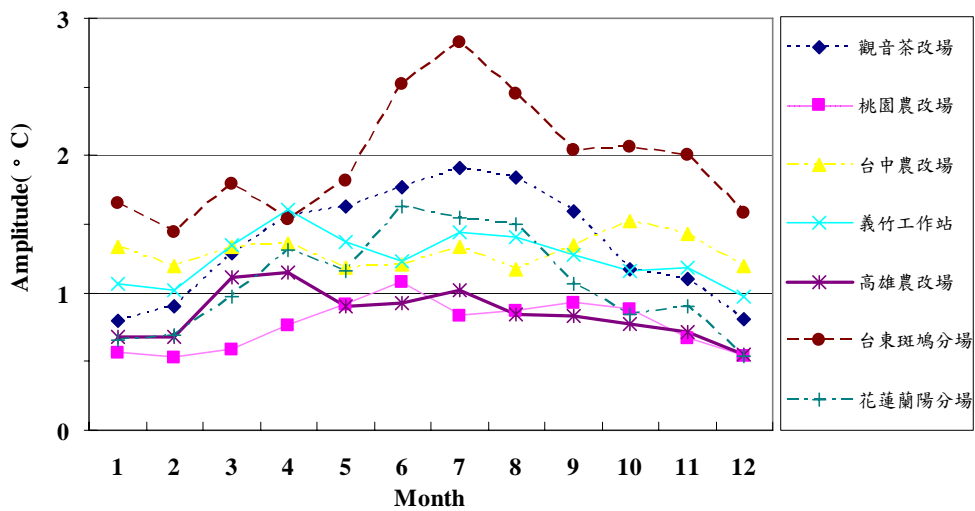


圖 16 各測站地表土壤溫度日變化振幅的逐月變化。

高的測站，其振幅明顯比其他測站為大，因地勢較高處空氣較地勢低處稀薄，白天地表加熱和夜間冷卻效應容易，所以氣溫的日變化振幅較大，進而影響地面能量收支和地熱通量傳送。此外，台東斑鳩分場夏季的土壤溫度日變化範圍明顯較觀音茶改場大，可能原因為台東斑鳩分場表面土壤成分中含有石礫，因此氣溫的日變化範圍便容易反映在土壤溫度上。除此之外是否還有其他因素的影響，有待進一步的探討。

各測站由土壤溫度振幅隨深度改變所推估阻尼深度 d 的逐月變化示於表三，各測站推估的阻尼深度約在 10.2 cm 至 20.9 cm 之間，最大值為桃園農改場 7 月的 20.9 cm，最小值為蘭陽農改場 4 月的 10.2 cm。而逐月的變化，以台中站最為穩定，一年期間最大值和最小值的差只有 1.4 cm，標準差為 0.37 cm，其它測站的標準差介於 0.67 至 1.30 cm 之間。除了桃園農改場和台東斑鳩分場之外，其他各站在春季的阻尼深度較小，然後隨月份增加大約呈現緩升的趨勢，在冬季的阻值較大。台東斑鳩分場在春季的阻尼深度反而較大，然後隨月份增加，阻尼深度逐漸減少，在冬季相

對較小，可能和土壤成分和溼度有關。桃園農改場的阻尼深度變化迥異於其他測站，除了阻尼深度比其他各站為大之外，隨月份增加也呈現起伏的變化，其原因可能為該站地勢較低且為後期階地，土壤受地下水的影響所致。各測站年變化阻尼深度除以各月的日變化阻尼深度的比值同時列於表三中。理論上，年變化阻尼深度約為日變化阻尼深度的 19.1 倍，除了蘭陽農改場的值偏高之外（和日變化阻尼深度值偏低有關，但缺乏土壤溼度觀測資料，故無法有效探討），其它各站各月的比值介於 16.5 和 28.3 之間，全年的平均的比值則介於 17.9~25.2 之間。

由阻尼深度推估的逐月土壤熱擴散係數 K_s 變化示於表四中，其變化趨勢和阻尼深度的變化相同，除了桃園農改場 4 月 ($1.47 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 和 7 月 ($1.59 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 的 K_s 值略高於 $1.3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，其它各站推估的 K_s 尚在合理範圍之間。理論上， K_s 值和土壤含水量有關，本文因為沒有土壤溼度的觀測資料，嘗試將推估的 K_s 變化較大的台東斑鳩分場和桃園農改場各月的 K_s 和平均每月降水作成散布圖(圖略)，但結果看不出 K_s 和

表 3 各測站阻尼深度(cm)和(年變化阻尼深度和日變化阻尼深度之比值)之逐月變化。

測站/月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均	標準差
觀音茶改場	14.8 (16.9)	13.7 (18.2)	12.9 (19.5)	13.6 (18.4)	13.7 (18.2)	13.7 (18.2)	13.8 (18.1)	13.1 (19.1)	14.6 (17.1)	14.8 (16.9)	14.4 (17.4)	15.0 (16.6)	14.0 (17.9)	0.71 (0.91)
桃園農改場	17.7 (19.5)	17.5 (19.8)	18.8 (18.4)	20.1 (17.2)	17.9 (19.3)	17.3 (19.9)	20.9 (16.5)	18.0 (19.2)	19.6 (17.6)	16.3 (21.2)	17.9 (19.3)	18.1 (19.0)	18.3 (18.9)	1.30 (1.30)
台中農改場	13.6 (25.4)	14.0 (24.6)	13.7 (25.1)	14.2 (24.3)	14.0 (24.7)	14.0 (24.7)	13.7 (25.2)	14.5 (23.9)	14.1 (24.5)	13.6 (25.4)	13.1 (26.4)	13.5 (25.6)	13.8 (25.0)	0.37 (0.67)
台南農改場 義竹工作站	13.2 (23.8)	12.5 (25.0)	11.1 (28.3)	11.6 (26.9)	11.8 (26.5)	12.0 (26.2)	12.2 (25.7)	12.2 (25.7)	12.7 (24.7)	13.3 (23.6)	13.2 (23.8)	14.1 (22.2)	12.5 (25.2)	0.84 (1.69)
高雄農改場	14.0 (21.0)	13.0 (22.6)	12.5 (23.5)	12.5 (23.5)	13.0 (22.5)	14.2 (20.7)	14.1 (20.9)	14.4 (20.5)	14.2 (20.8)	14.8 (19.8)	15.4 (19.1)	16.9 (17.4)	14.1 (21.0)	1.26 (1.81)
台東農改場 斑鳩分場	15.2 (26.2)	16.6 (24.1)	15.9 (25.2)	17.5 (22.9)	17.0 (23.6)	16.7 (24.0)	16.0 (25.0)	16.5 (24.3)	16.2 (24.7)	15.8 (25.4)	15.3 (26.1)	15.8 (25.4)	16.2 (24.7)	0.67 (1.01)
花蓮農改場 蘭陽分場	12.8 (30.1)	11.2 (34.4)	10.6 (36.3)	10.2 (37.6)	11.1 (34.8)	10.8 (35.6)	11.5 (33.6)	11.7 (33.0)	12.7 (30.2)	12.6 (30.5)	12.2 (31.6)	13.9 (27.8)	11.8 (33.0)	1.08 (2.96)

表 4 各測站土壤熱擴散係數($\times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 和 (年變化熱擴散係數和日變化熱擴散係數之比值) 之逐月變化。

測站/月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均	標準差
觀音茶改場	8.0 (0.8)	6.8 (0.9)	6.0 (1.0)	6.7 (0.9)	6.8 (0.9)	6.9 (0.9)	7.0 (0.9)	6.2 (1.0)	7.7 (0.8)	7.9 (0.8)	7.5 (0.8)	8.2 (0.8)	7.1 (0.9)	0.71 (0.09)
桃園農改場	11.4 (1.0)	11.1 (1.1)	12.8 (0.9)	14.7 (0.8)	11.7 (1.0)	10.9 (1.1)	15.9 (0.7)	11.7 (1.0)	13.9 (0.9)	9.6 (1.2)	11.6 (1.0)	11.9 (1.0)	12.3 (1.0)	1.77 (0.13)
台中農改場	6.7 (1.8)	7.2 (1.7)	6.9 (1.7)	7.4 (1.6)	7.1 (1.7)	7.1 (1.7)	6.8 (1.7)	7.6 (1.6)	7.2 (1.6)	6.7 (1.8)	6.2 (1.9)	6.6 (1.8)	7.0 (1.7)	0.37 (0.09)
台南農改場 義竹工作站	6.3 (1.5)	5.7 (1.7)	4.5 (2.2)	4.9 (2.0)	5.1 (1.9)	5.2 (1.9)	5.4 (1.8)	5.4 (1.8)	5.8 (1.7)	6.4 (1.5)	6.3 (1.5)	7.2 (1.3)	5.7 (1.7)	0.77 (0.23)
高雄農改場	7.1 (1.2)	6.1 (1.4)	5.7 (1.5)	5.7 (1.5)	6.2 (1.4)	7.4 (1.2)	7.2 (1.2)	7.5 (1.1)	7.3 (1.2)	8.0 (1.1)	8.6 (1.0)	10.3 (0.8)	7.3 (1.2)	1.33 (0.21)
台東農改場 斑鳩分場	8.4 (1.9)	10.0 (1.6)	9.2 (1.7)	11.1 (1.4)	10.5 (1.5)	10.1 (1.6)	9.3 (1.7)	9.8 (1.6)	9.6 (1.7)	9.0 (1.8)	8.5 (1.9)	9.0 (1.8)	9.6 (1.7)	0.79 (0.14)
花蓮農改場 蘭陽分場	5.9 (2.5)	4.5 (3.2)	4.1 (3.6)	3.8 (3.9)	4.4 (3.3)	4.2 (3.5)	4.8 (3.1)	4.9 (3.0)	5.9 (2.5)	5.8 (2.5)	5.4 (2.7)	7.0 (2.1)	5.1 (3.0)	0.94 (0.53)

平均降水之間有什麼特別的關係存在，可能尚有其他因素影響 K_s 的變化。

年變化 K_s 除以各月的日變化 K_s 比值，除了花蓮蘭陽分場之外，各站各月的比值介於 0.8 和 2.2 之間，全年平均的比值則介於 0.9~1.7 之間。這些年變化和日變化推估阻尼深度和 K_s 結果不一致的部分原因可能因為土壤溫度日變化並非完全是正弦變化所致，另一部分原因則可能因為各測站的土壤性質，在於垂直方向並非均勻，日變化只考慮到 30 cm 的深度，因而導致年變化和日變化的推估結果有一些落差；以觀音茶改場、桃園農改場和高雄農改場為例，較深層的土壤種類都含有粘土的成分，大致來說，粘土的熱擴散係數推估值較其它土壤低，因此年變化阻尼深度除以各月的日變化阻尼深度的比值和年變化 K_s 除以各月的日變化 K_s 比值都比其他四個測站的值低。此外，土壤在垂直方向含水量的改變，可能也是造成這些偏差的原因之一。一般而言，土壤在垂直方向的含水量是隨著深度而增多，而增加的比例則和土壤種類、地下水深度等有關。

四、結語

本文使用 7 個農業測站 1994 年至 1998 年的逐時土壤溫度觀測資料，探討台灣土壤溫度變化性質，包括年變化和各月的日變化情形，並分別由年變化和日變化的性質，估計阻尼深度和土壤熱擴散係數。結果顯示各測站不同深度的土壤溫度變化，趨勢大致相似，但可能因受到降水等因素影響，而有些細部的差異。一般而言，5 cm 深度土壤溫度的年變化約在 7 月中旬最高，1 月最低；日變化則約在 16 時左右最高，8 時左右最低。此外，測站緯度愈高，平均土壤溫度愈低，接近表面的土壤溫度變化振幅也愈大。而緯度相近，但測站位置較高時，平均土壤溫度也較低。

同一測站不同深度的年平均土壤溫度差異很小，都在 1°C 以內，土壤溫度年變化也呈正弦變化，而且土壤溫度振幅隨著深度增加呈指數減少。這些結果都符合土壤傳導方程式的解析解。各測站平均土壤溫度年變化的調和分析結果顯示，不同深度的第一調和波貢獻比值都在 90% 以上；而各月土壤溫度日變化的調和分析，第一個

調和波貢獻比值多在 85% 以上。

使用振幅衰減推估各測站的年變化阻尼深度平均值為 3.3 m，而日變化阻尼深度平均值為 14.4 cm。各測站推估的年變化阻尼深度和日變化阻尼深度的比值平均約在 17.9 至 33.0 之間。由年變化推估的土壤熱擴散係數平均值為 $1.13 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，由日變化推估的土壤熱擴散係數平均值為 $7.71 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，且有季節性的變化。所推估的土壤熱擴散係數和吳與許 (2003) 的結果相比較，發現有系統性的差異。本文使用資料到 1 m 深度而吳與許 (2003) 則到 5 m 深度。因此選取土壤溫度資料的深淺，對推估結果也有影響，惟如果土層均為 1m 或 5m 不應有差別。這可能是因為土壤在垂直方向上的質地不均勻和含水量等性質差異所致。未來如有土壤溼度的觀測，將有助於瞭解土壤熱擴散係數的變化。

誌 謝

本文部分在國科會研究計畫編號 NSC 92-2111-M-002-014-AP2 的支助下完成，所使用資料由中央氣象局提供，台灣大學農化所土調研究室蔡呈奇博士提供土壤質地資料，詹明華先生協助本研究的進行，特此致謝。

參考文獻

吳清吉、許武榮，2003：台灣土壤溫度分析和土壤熱擴散係數推估，大氣科學，**31**，115-130 頁。

Arya, S. P., 2001 : *Introduction to micrometeorology*. 2nd Ed., Academic Press, 415 pp.

Benoit, R., 1977 : On the integration of the surface layer profile gradient functions. *J. Apply.*

Meteor., **16**, 859-860.

Bhumralkar, C. M., 1975 : Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Apply Meteor.*, **14**, 1246-1258.

Blackadar, A. K., 1976 : Modeling the nocturnal boundary. *Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, 46-49, Amer. Meteor. Soci.

Deardorff, J. W., 1977 : A parameterization of the ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Apply Meteor.*, **16**, 1182-1185.

Isdo, S. B., R. D. Jackson, R. J. Reginato, B. A. Kimball, and F. S. Nakayama, 1975 : The dependence of bare soil albedo on soil water content. *J. Apply Meteor.*, **14**, 109-113.

Panofsky, H. A. and G. W. Brier, 1965 : *Some applications of statistics to meteorology*. Pennsylvania State University, 224 pp.

Salvucci, G. D., and D. Entekhabi, 1995 : Pondered infiltration into soils bounded by a water table. *Water Resources Research*, **31**, 2751-2759.

Sellers, P. J., 1965 : *Physical climatology*. Chicago Press., 272 pp.

On Soil Temperature Analyses and Soil Thermal Diffusivity Estimations in Taiwan

Tzu-Chin Tsai Ching-Chi Wu Wu-Ron Hsu

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 05 January 2008; in final form 25 May 2008)

ABSTRACT

Soil temperature is an important parameter in the processes of land and atmosphere interaction, and soil thermal diffusivity is an important soil property. In this study, the soil thermal diffusivities and damping depths are estimated from annual variations of soil temperature using the hourly observational data during 1994 to 1998. The results are compared with a previous study by Wu and Hsu.

Furthermore, the diurnal variations of soil temperature for each month are also used to estimate the same soil properties. The average values of thermal diffusivity and damping depth of seven stations in Taiwan are $7.71 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and 14.4 cm, respectively.

Key words : Soil temperature, Damping depth, Soil thermal diffusivity