

地表溫度模擬之表面層數值厚度之決定及參數比較

莊秉潔 元曉琴
中興大學環境工程系暨研究所

(中華民國八十三年四月十日收稿；中華民國八十三年五月八日定稿)

摘要

在大氣模式中有關地表溫度之模擬，發現當使用有限差分法對地表作切割時，地表表面層數值厚度之大小，會影響所模擬之日夜溫差。本研究首先推導出能模擬實際日夜溫差之表面層數值厚度，並比較目前使用在UCLA GCM及ECMWF GCM之地表溫度之計算參數。以一水泥地面之實際案例作測試，發現在使用UCLA之參數，令表面層數值厚度為 $\sqrt{D/\omega}$ 能模擬出實際之日夜溫差，而ECMWF之參數其表層厚度則與底層地溫有關，一般而言，使用 $0.885\sqrt{D/\omega}$ 較為理想。其中D為熱擴散係數， ω 為地球自轉之角速度。至於UCLA及ECMWF兩參數之比較，則各有優劣。UCLA參數由於不需底層之地溫、數值穩定且計算速度較快，為本研究所建議。將UCLA之公式應用於台中火力發電廠及宜蘭幸福水泥之草坪時，發現其模擬值與觀測值之相關性(r^2)高達0.9，而標準誤差只有 1°C 左右。

關鍵詞：地表溫度、地表參數、水泥地面、草、台中、宜蘭。

一、前言

地表表面溫度之高或低會影響地表長波輻射，蒸發熱及可感熱三者之分配。進而影響大氣溫度、溼度及穩定度(莊及汪，1993)，甚至對空氣污染之模擬，蒸發量之模擬(莊，1993)及雪融速度(Tsuang, 1990)之模擬皆有影響。因此精確的模擬地表表面之溫度是極重要的。熱在地中之垂直傳輸可以一維之熱傳方程式表之(Anderson et al, 1984; Pielke, 1984)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \frac{k_h}{\rho c_p} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

其為拋物型之偏微分方程，可以有限差分法求解。然而為節省計算時間，其切割之層數不能過多。目前所看到之大氣數值模式有關地溫之計算多在一~三層之間，如UCLA GCM為一層

(Arakawa, 1974), Penn State/NCAR之MM4 (Anthes et al, 1987)及中央氣象局之全球模式為二層, 歐洲共同體之ECMWF GCM (ECMWF, 1988)及Dickinson et al. (1986)發展之BATS參數為三層。另外Sellers et al. (1986)發展之SiB參數則為地表一層加上植物一層。而當地表切割之層數不多時, 發現不同的地表表層之數值厚度, 會影響表層溫度之模擬值。地表表層切割的愈厚則模擬之日夜溫差愈小; 反之切割的愈薄則模擬之日夜溫度差愈大(Tsuang, 1992)。因此本文在探討合理之表層厚度為何及探討各地溫計算參數之表現。以便能模擬出實際之日夜溫差。

對於地表表層之數值厚度, 在上述UCLA及SiB參數之地表一層公式, 其厚度設立為 $\sqrt{D/\omega}$, 其中 D 為熱擴散係數, ω 為地球自轉之角速度($2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$)。對於地表二層之公式其表層厚度在MM4使用 $0.95\sqrt{D/2\omega}$ 。對於地表三層之表面層厚度, 在ECMWF使用定值7.2cm, 而BATS參數上使用 $\sqrt{D/2\omega}$ 。至於參數之比較, Deardorff (1978)曾比較一層, 二層及其它三種預設地表熱通量(Q_s)等共五種計算地表溫度之方法。其發現以二層(或稱forced restore rate equation)最佳, 其一層之地表厚為 $\sqrt{2D/\omega}$, 而二層之表面層厚為 $\sqrt{D/2\omega}$ 。其中地表一層之表層厚度在下節理論推導時, 將發現其並不正確應是 $\sqrt{D/1\omega}$, 另外其「真值」乃以12層有限差分解為真值, 並非觀測值。因此最佳之結論應有進一步澄清之必要。Laval (1988)亦曾對各計算方法作一回顧。各模式使用層數及表層數值厚度整理(如表一)。本文在第二章作理論探討, 求得理論之數值厚度; 第三章為案例研究, 包括一假設案例及一水泥地表之實際案例; 第四章為討論; 第五章則是結論。

表一 數個數值大氣模式之地表之切割層數及表層厚度。

地表切割層數	模式名稱	表層厚度
一層	UCLA	$\sqrt{D/\omega}$
	SiB	$\sqrt{D/\omega}$
	Deardorff	$\sqrt{2D/\omega}$
二層	MM4	$0.95\sqrt{D/2\omega}$
	Deardorff	$\sqrt{D/2\omega}$
三層	ECMWF	7.2 cm
	BATS	$\sqrt{D/2\omega}$

二、理 論

假設地表為性質均勻之熱傳介質, 則 ρc_p 及 k_h 為常數, 因此地表之溫度可以將公式(1)簡化而得下列熱傳方程式模擬

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k_h}{\rho c_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2)$$

其中 D 為熱擴散係數 ($= k_h / \rho c_p$) (m^2/s)。又其邊界條件中之地表溫度 T_g 假設為 (令下午 1 時為最高溫)

$$T_g(t) = \bar{T}_g - \Delta T \cos(\omega t - \pi/12) \quad (3)$$

其中 \bar{T}_g 為地表之平均溫度 (K)

ΔT 為日夜之溫差 (K)

ω = 地球自轉之角速度 ($2\pi/864000 \text{ rad/s}$)

t = 當地時間 (s)

上述偏微分方程，可以分離變數法求得解析解，其為 (Carslaw and Jaeger, 1959; Pielke, 1984)

$$T(z, t) = \bar{T}_g - \Delta T \exp(-\sqrt{(\omega/2D)z}) \cos(\omega t - \sqrt{(\omega/2D)z} - \pi/12) \quad (4)$$

一般而言，地溫之模擬是由已知地表之熱通量求取地溫。而熱通量 Q ，與地面溫度之關係為

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial z} \quad (5)$$

所以當對深度從地表積分至無限深可得

$$Q_s - Q_{z \rightarrow \infty} = -\rho c_p \int_{\infty}^0 \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (6)$$

其中 Q_s 為地表之熱通量 (往下為正)， $Q_{z \rightarrow \infty}$ 為無限深之熱通量。將公式 (4) 之 $T(z, t)$ 代入公式 (6) 則得

$$\begin{aligned} Q_s - Q_{z \rightarrow \infty} &= \rho c_p \int_0^{\infty} \frac{\partial}{\partial t} \left[\bar{T}_g - \Delta T \exp(-\sqrt{(\omega/2D)z}) \cos(\omega t - \sqrt{(\omega/2D)z} - \pi/12) \right] dz \\ &= \rho c_p \Delta T \omega \int_0^{\infty} \exp(-\sqrt{(\omega/2D)z}) \sin(\omega t - \sqrt{(\omega/2D)z} - \pi/12) dz \\ &= -\rho c_p \Delta T \omega \sqrt{2D/\omega} [\cos(\omega t - \pi/12) - \sin(\omega t - \pi/12)] / 2 \\ &= -\rho c_p \Delta T \omega \sqrt{D/\omega} \cos(\omega t + \pi/6) \end{aligned} \quad (7)$$

在此假設當 z 為無限深時，則 $Q_{z \rightarrow \infty} = 0$ 。因此求得地表熱通量 Q_s 為

$$Q_s = -\rho c_p \Delta T \omega \sqrt{D/\omega} \cos(\omega t + \pi/6) \quad (8)$$

由此公式中可看出當 Q_s 固定時，日夜溫差 ΔT 與 $\sqrt{D/\omega}$ 成反比。又將地表溫度公式(3)對時間作微分則變成

$$\frac{dT_g}{dt} = \omega \Delta T \sin(\omega t - \pi/12) \quad (9)$$

比較公式(8)及(9)消去 ΔT 則

$$\frac{dT_g}{dt} = -\frac{Q_s}{\rho c_p \sqrt{D/\omega}} \frac{\sin(\omega t - \pi/12)}{\cos(\omega t + \pi/6)} \quad (10)$$

以上公式導出了地表熱通量與地表溫度之關係。注意上式只適用地表熱通量及地表溫度可以三角函數表示時。但當 $\cos(\omega t + \pi/6) = 0$ 時會有奇異點(singular point)出現而發散，並不適用於真實地溫之模擬。因此必須修正以克服此問題。下述將修改此式。另外比較公式(8)及公式(3)可發現 Q_s 與 T_g 有個項差。 Q_s 領先 T_g 達 $\pi/4$ ，相當3小時。如忽略項差，公式(10)可改寫為

$$\frac{dT_g}{dt} = \frac{Q_s}{\rho c_p \sqrt{D/\omega}} \quad (11)$$

其中 $\sqrt{D/\omega}$ 單位為 m。其物理意義由上式可看出，左手項為單位時間之地表溫度增加率(K/s)， Q 為單位時間每單位面積地表所吸收之熱量(W/m^2)；而 ρc_p 為單位體積之熱容($J/m^3/K$)，當乘以 $\sqrt{D/\omega}$ ，其變成單位面積之熱容。因此 $\sqrt{D/\omega}$ 相當於熱擴散之地表相當厚度，定義為 λ_D 。

$$\lambda_D \equiv \sqrt{D/\omega} \quad (12)$$

即是當整層土柱以一層厚度表示時，其深度若設成 λ_D 可以公式(11)模擬出理論之日夜溫差。公式(11)使用在美國 UCLA 之 GCM 上(Arakawa, 1974)。在 Arakawa 之原始推導過程，略有問題，因此讓許多後來之研究者誤認其忽略了在深度 λ_D 以下之熱的傳播，而認為較不準確(Bhumralkar, 1975; Deardorff, 1978)。其正確之推導過程應如上述，由上述推導可知其將原始偏微分之熱傳問題，變成常微分並未忽略深度 λ_D 以下之熱傳，只是可能有項差之問題。另外常用在地表溫度模擬有歐洲共同體(ECMWF)之地表三層公式(EMCWF, 1988)

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{Q_s}{\rho c_p z_1} + \frac{D(T_d - T_g)}{0.5z_1(z_1 + z_2)} \quad (13)$$

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = -\frac{D(T_d - T_g)}{0.5z_2(z_1 + z_2)} + \frac{D(T_{cl} - T_d)}{z_2z_3} \quad (14)$$

其中 z_1 , z_2 , z_3 分別為地表表層、中層及底層之厚度(m), T_d 及 T_{cl} 分別為中層及底層之溫度(K)。其中底層溫度(T_{cl})，一般為預設值。又令 $z_2=z_3=6z_1$ ，並設定 z_1 為 7.2 cm。下節會提到 z_1 亦應隨熱擴散係數而改變，理想之值為 $0.885\lambda_D$ 。

三、案例研究

以下我們將對上節所推導之公式作測試，包括 UCLA 之公式(11)及 ECMWF 之公式(13) (14)。第一個案例是一個假設之情況，第二個案例則模擬城市中建築物所測得之水泥表面溫度。

1. 已知 Q_s 之假設案例

假設 $\rho c_p = 10J/m^3/K$, $\Delta T = 10K$, $D = 2\pi/86400 m^2/s$ 。因此 λ_D 根據定義 $\lambda_D = \sqrt{D/\omega} = 1m$ ，而 Q_s 根據公式(8)為

$$Q_s(t) = -10 \cdot 10 \cdot \frac{2\pi}{86400} \cdot 1 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{86400}t + \pi/6\right) \quad (15)$$

一均勻物質受 Q_s 加熱後其表面溫度 $T_g(^{\circ}C)$ 之解析解，根據公式(3)並令 $\bar{T}_g = 15^{\circ}C$ 則其為

$$T_g(t) = 15 - 10 \cos\left(\omega t - \frac{\pi}{12}\right) \quad (16)$$

此解析解可與將 Q_s 代入 UCLA 之公式(11)及 ECMWF 之公式(13) (14) 而分別求出之 T_g 比較。圖 1 為其比較之結果。注意公式(13)及(14)之 $z_1 = 0.885\lambda_D = 0.885m$ ，而 $T_{cl} = 15^{\circ}C$ 。所有之模擬是使用向前分法(forward scheme)，時間距為 1 小時，初始溫度為 $7.93^{\circ}C$ 。由圖中可見 UCLA 之公式(11)之計算溫度與解析解之相差遲延了 5 小時，另低估平均溫度達 $5^{\circ}C$ 。ECMWF 之公式(13) (14) 之計算溫度與 UCLA 之公式一樣有 5 小時之相差，但平均溫度初始低估 $5^{\circ}C$ 但經過 360 小時之積分後這偏差減為 $1^{\circ}C$ 以內，此乃因 T_{cl} 與解析解之平均溫度一樣而逐漸校正回來。另值得注意的是雖然 UCLA 及 ECMWF 之模擬值與解析解有所差異，但其模擬之振幅(日夜溫差之半)皆為 $10^{\circ}C$ 與解析解一致，可見在 UCLA 之一層當厚度取 λ_D ；而 ECMWF 之三層當表面層取 $0.885\lambda_D$ ，且第二層及第三層之厚度為第一層之 6 倍時，可模擬出理論之日夜溫差。

為了更進一步瞭解日夜溫差與表面層厚度之關係，我們以不同之表面層厚度分別代入 UCLA 及 ECMWF 之地溫計算方程，其日夜溫差之計算值與理論值之比值與 z_1/λ_D 之關係(如圖 2)。注意理論之日夜溫差為 $20^{\circ}C$ 。由圖中可見表面層數值厚度愈大時日夜溫差愈小，反之當表面層

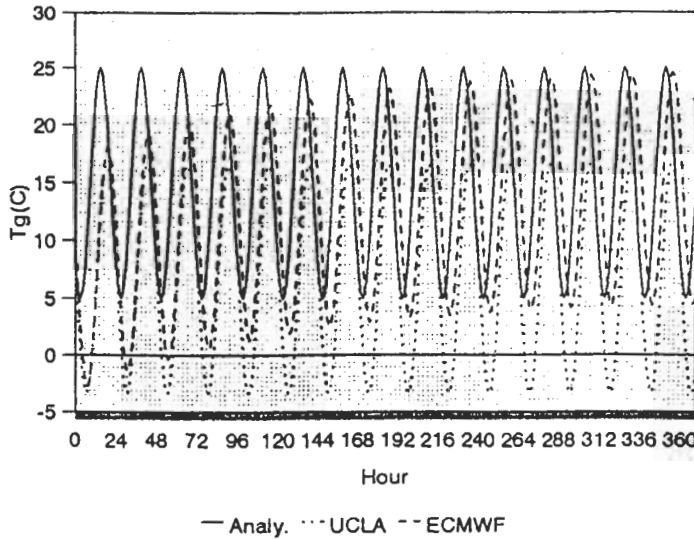


圖1 已知 Q_s 時，UCLA及ECMWF之地溫模擬值與理論值之比較，UCLA之地表厚為 λ_D ，ECMWF之地表表層土壤厚為 $0.885\lambda_D$ ， T_{cl} 為 15°C 。

數值厚度愈小時則日夜溫差愈大。其中當 z_1/λ_D 小於0.45時，使用ECMWF之三層公式會發散；而使用UCLA之一層公式，即使表面數值層厚度有所偏差時，甚至極小其數值仍然穩定；而ECMWF當數值厚度過小時則不穩定。另外可觀察到如前段所述，當UCLA之一層土壤其厚度取 λ_D ，而ECMWF之三層地表公式其表面層厚度取 $0.885\lambda_D$ 時，可模擬出理論之日夜溫差。當改變 D 值及 T_{cl} 值，本研究發現模擬出日夜溫差所需之表面層數值厚度仍維持不變。即無論 D 值或 T_{cl} 值為何，令UCLA之表面層厚為 λ_D ，而ECMWF為 $0.885\lambda_D$ 可模擬出日夜溫差。但在ECMWF造成不穩定之數值厚度，則隨 λ_D 變小，而變大。圖3則為以不同 z_1 代入ECMWF之三層地表公式所計算之地表溫度與時間之關係圖，其亦有 z_1 愈小日夜溫差愈大之現象。

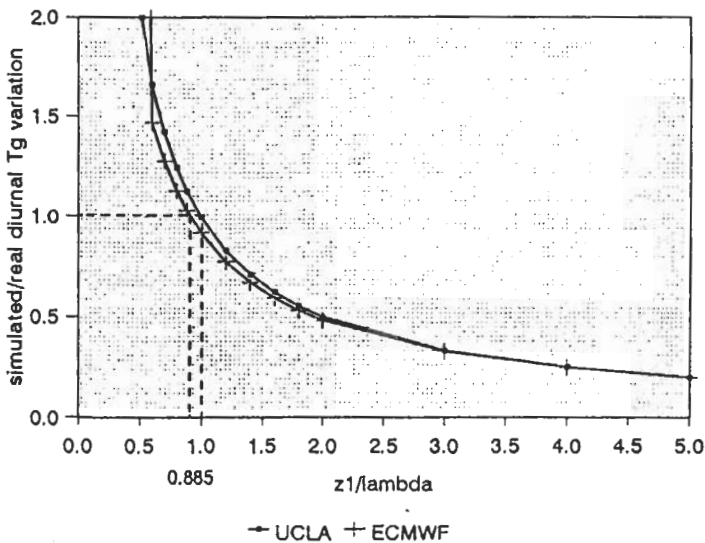


圖2 模擬與理論溫差比值對地表表層厚與 λ_D 比值之關係。

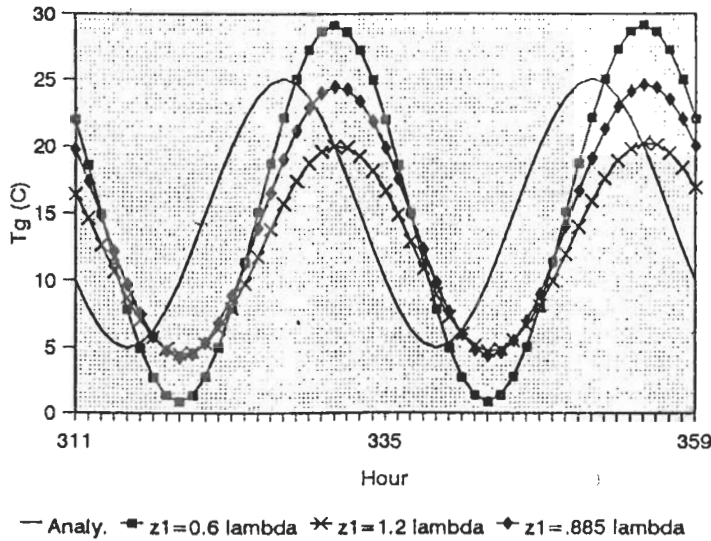


圖3 已知 Q_s 時，ECMWF分別使用 $z_1 = 0.6\lambda_D$ ， $1.2\lambda_D$ 及 $0.885\lambda_D$ 之地溫模擬值與理論值之比較。

2. 水泥地面之案例

爲了更進一步探討UCLA及ECMWF之地表溫度計算方程及上節案例所建議之地表數值厚度應用在實際地溫之模擬。本研究在台中中興大學土木環工大樓之屋頂上實際的去量測公式所需之地表各能量項及氣象資料，以便計算出地表熱通量 $Q_s(w/m^2)$ 。再代入溫度計算方程，比較計算之地面溫度與觀測地溫之同異。

對地表之熱通量，根據Brutsaert(1982)可以下式計算：

$$Q_s = R_{sd} - R_{su} + R_{ld} - \sigma T_g^4 - H - L_v E \quad (17)$$

其中 R_{sd} 爲太陽入射輻射(w/m^2)

R_{su} 爲太陽反射輻射(w/m^2)

R_{ld} 爲大氣長波輻射(w/m^2)

σ 爲stephan-Boltzman常數($5.6697 \times 10^{-8} w/m^2/K^4$)

T_g 爲地表溫度(K)

H 爲可感熱通量(w/m^2)

$L_v E$ 爲蒸發熱通量(w/m^2)

上式中地表反照率，太陽輻射，大氣長波輻射可由量測求得， T_g 可由量測或土溫計算方程求得。可感熱通量及蒸發熱通量則可以下式計算之(Brutsaert, 1982)

$$L = \frac{-u^{3*} \rho}{kg(H/(T_a c_p) + 0.61E)} \quad (18)$$

$$u^* = \frac{ku}{\ln((z_u - d_0)/z_0) - \psi_{sm}((z_u - d_0)/L)} \quad (19)$$

$$L_v E = GW \frac{-ku^* \rho L_v (q_a - q^*(T_g))}{\ln((z_q - d_0)/z_0) - \psi_{sh}((z_q - d_0)/L)} \quad (20)$$

$$H = \frac{-ku^* \rho c_p (T_a - T_g)}{\ln((z_T - d_0)/z_0) - \psi_{sh}((z_T - d_0)/L)} \quad (21)$$

式中 L 為 Monin-Obukhov 長度 (m)， u^* 為摩擦風速 (Friction velocity)(m/s)， E 為水汽蒸發速率 ($kg/m^2/s$)， z_u 、 z_q 、 z_T 分別為風速計、溼度計及溫度計架設之高度 (m)， ρ 為空氣密度 ($\sim 1.2kg/m^3$)， L_v 為蒸發之潛熱 (在 $25^\circ C$ 時約 $2,442,000 J/kg$)， c_p 為乾空氣的比熱 ($1,005 J/kg/K$)， u 為大氣之風速 (m/s)， T_a 為大氣溫度 (K)， q_a 及 $q^*(T_g)$ 各為大氣比濕及溫度為 T_g 之飽和比濕 (specific humidities)， k 為 von Karman constant ($k=0.4$)， z_0 為地表粗糙度 (使用 $0.03 m$)， g 為重力加速度 ($9.8m/s^2$)， d_0 為 zero-plane displacement height, 假設為 $0.147m$ ， GW 為地表的蒸散係數或土壤的水份供應能力 (Ground wettness)， ψ_{sm} 是質量穩定方程式 (mass stability function)， ψ_{sh} 是熱穩定方程式 (heat stability function)， ψ_{sv} 是水汽穩定方程式 (water vapor stability function)，當大氣穩定時 [$\zeta = (z - d_0)/L > 0$]

$$\psi_{sm}(\zeta) = \psi_{sh}(\zeta) = \psi_{sv}(\zeta) = \begin{cases} -\beta_s \zeta, & 0 < \zeta \leq 1 \\ -\beta_s, & \zeta > 1, \end{cases} \quad \beta_s = 5 \quad (22)$$

大氣不穩定時 [$\zeta = (z - d_0)/L < 0$]

$$x = (1 - \beta_u \zeta)^{1/4}, \quad \beta_u = 16 \quad (23)$$

$$\psi_{sm}(\zeta) = 2 \ln \left[\frac{1+x}{2} \right] + \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \quad (24)$$

$$\psi_{sh}(\zeta) = \psi_{sv}(\zeta) = 2 \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] \quad (25)$$

注意以上公式(20)之 GW 當晴天時，因水泥地並沒有水份可供應作蒸發用即 $GW=0$ ，因此 $LE=0$ ；而降雨天則有水分充分供應可供蒸發用則假設 $GW=1$ 。公式(17)~(25)構成一非線性聯立方程組，配合計算 T_g 之方程，只要輸入 R_{sd} ， R_{su} ， R_{ld} ， u ， q_a ， T_a 即可求出 T_g ， Q_s ， L ， u^* 及 H 等各項。本研究以直接疊代土溫計算方程及公式(17)~(25)直到收斂 ($\Delta T_g < 0.1^\circ C$) 為止。並在土木環工大樓上架設儀器 (如圖4) 量取 R_{sd} ， R_{su} ， R_{ld} ， u ， q_a 及 T_a ，儀器架設之高度，距離屋頂分別為 $z_u = 3.86m$ ， $z_q = 3.26m$ ， $z_T = 3.26m$ ，測量之時間從 1992年5月28日 (Julian

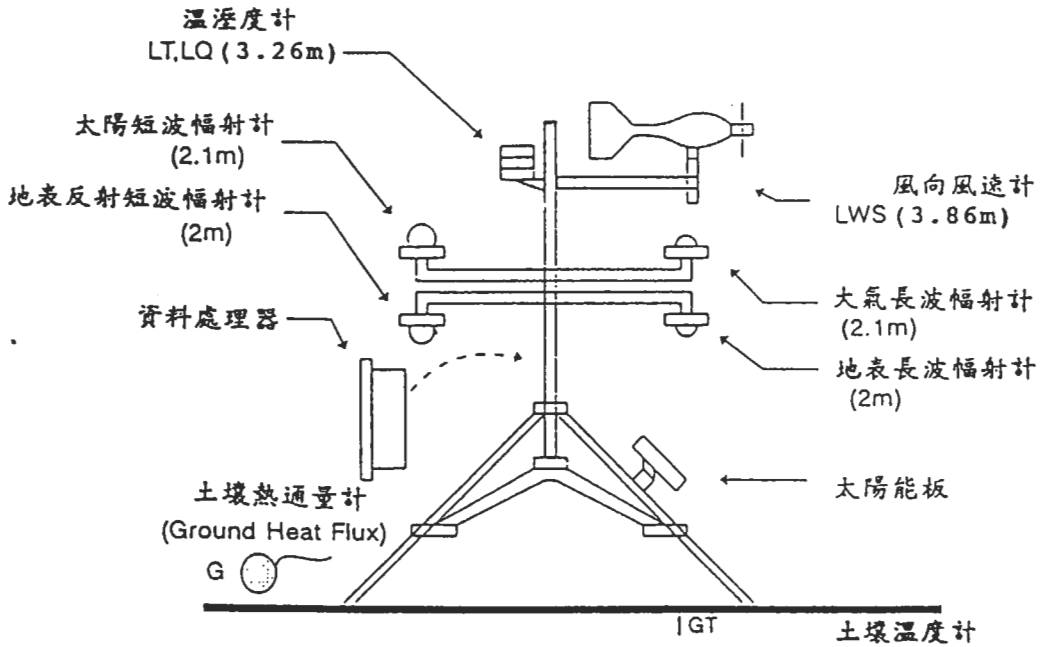


圖4 氣象儀器架設示意圖。

表二 氣象量測設備表。

儀器名稱	廠牌	型號	誤差
風速風向計	YOUNG	MODEL 05103	±0.3M/S ±3°
溫溼度計	CAMPELL	MODEL 207	±0.14 °C ±1.71 %
壓力計	CLIMATRONICS	P/N 101448	±1.5mb
長波輻射計	EPLAB	MODEL PIR	±1%
短波輻射計	EPLAB	MODEL PSP	±0.5%
土壤熱通量計	CAMPBELL	HFT-1	±5%
土溫計	CAMPELL	MODEL 107B	±0.4°C

date 149)至6月29日(Julian date 180)，使用儀器之廠牌及性能(如表二)，上述各項之量測結果、大氣壓力及雨量(如圖5~圖10)所示。

圖11為以UCLA地溫計算方程並改變不同之 z_1 值，配合上述公式(17)~(25)所求得之 T_g 與觀測值之比較。水泥地之熱擴散係數為 $2.3 \times 10^{-6} m^2/s$ ，密度為 $2,300 kg/m^3$ ， c_p 為 $879 J/kg/K$ (Pielke, 1986)，因此。在模擬之一個月之資料有經歷兩天及晴天，由圖中可見當 $z_1 = 0.5\lambda_D$ 時

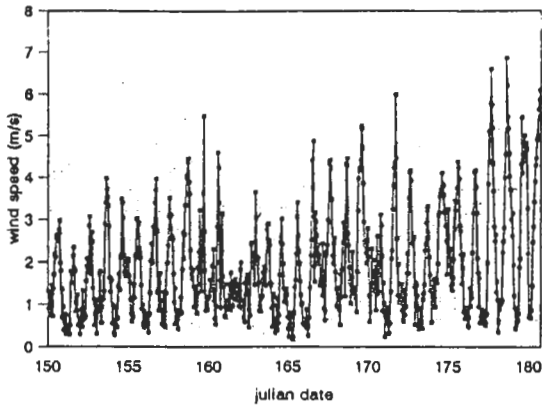


圖5 台中中興大學1992年5月28日(JD=149)至6月29日(JD=180)之逐時風速圖。

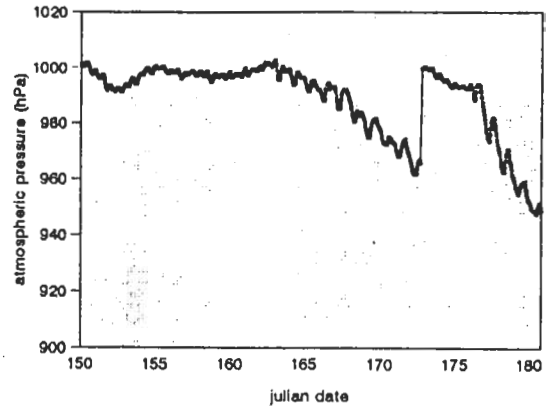


圖8 同圖5，但為逐時大氣壓力。

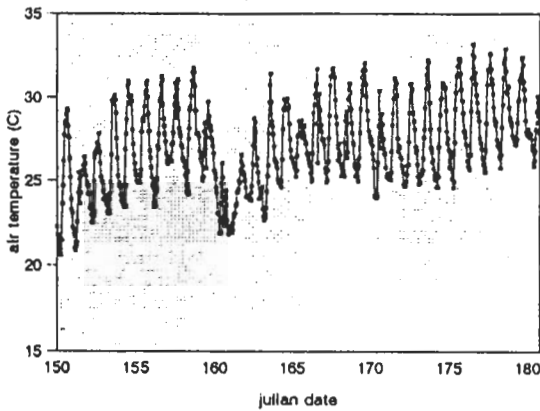


圖6 同圖5，但為逐時氣溫圖。

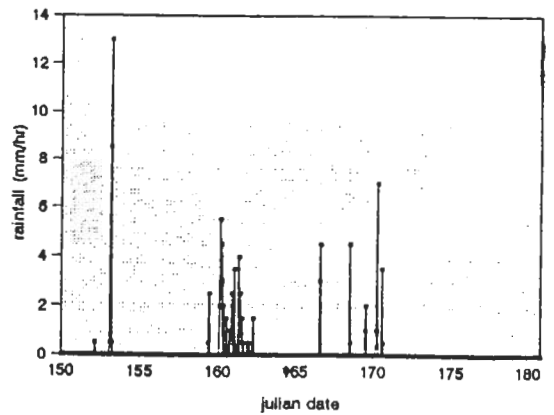


圖9 同圖5，但為逐時降雨量。

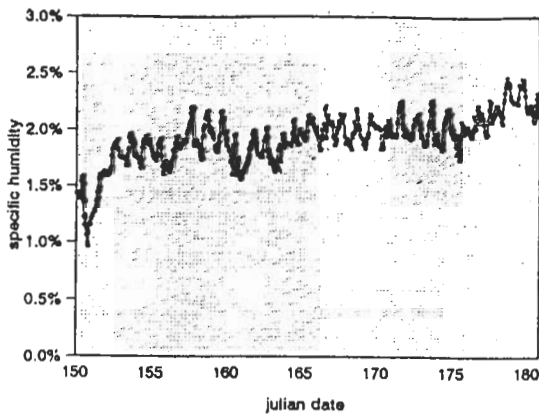


圖7 同圖5，但為逐時比濕圖。

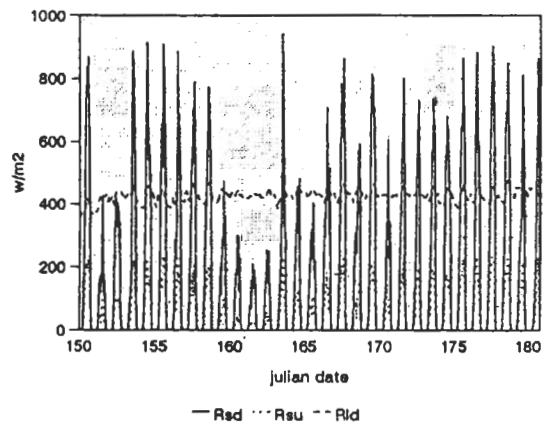


圖10 同圖5，但為逐時太陽輻射量(Rsd)。

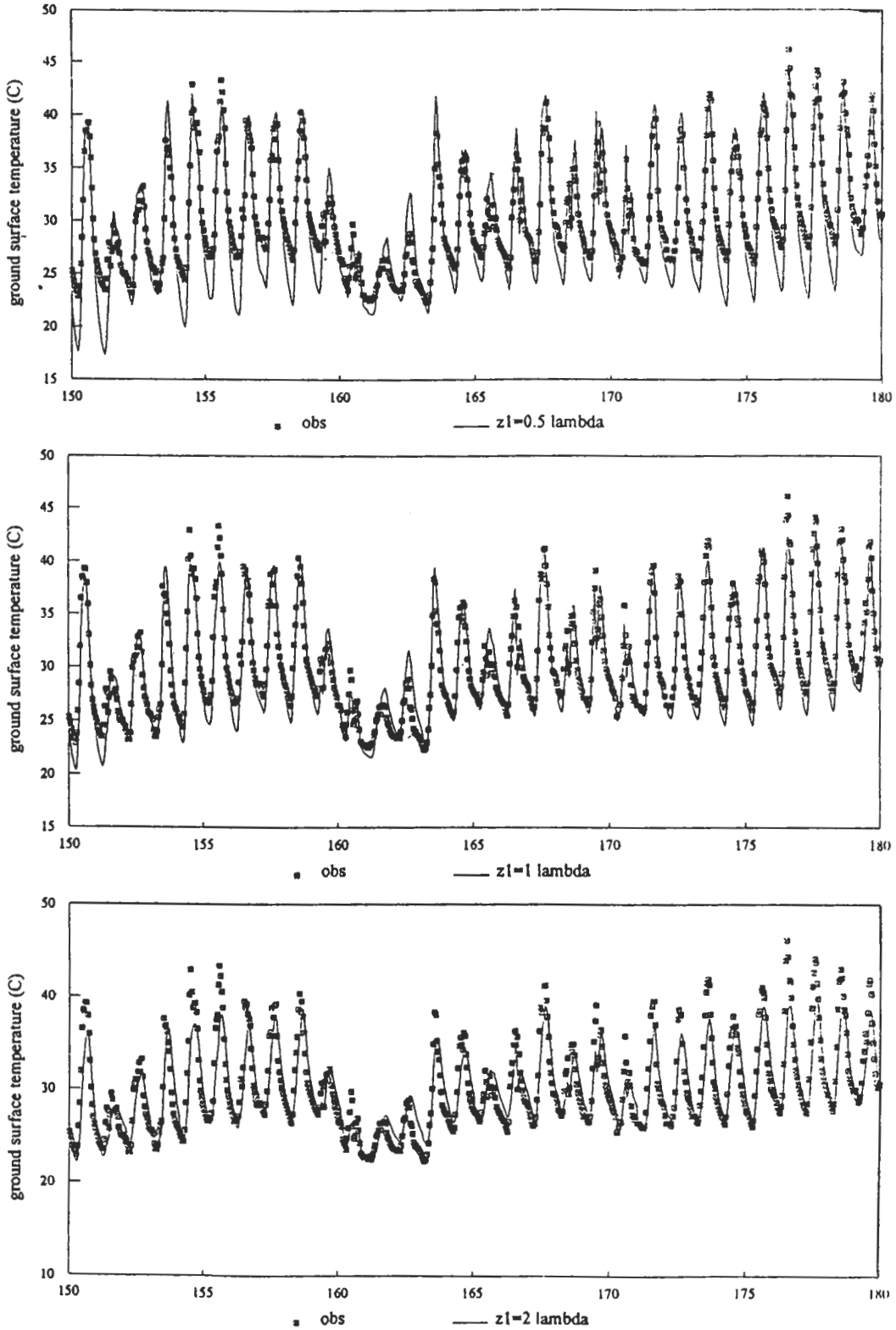


圖 11 以 UCLA 土溫計算方程式，分別為令地表層厚為 $0.5 \lambda_D$ ， $1 \lambda_D$ 及 $2 \lambda_D$ 之土木環工大樓頂樓水泥地表溫度模擬值與觀測值之比較。

，所模擬之日夜溫差比觀測值為大；而 $z_1 = 2\lambda_D$ 時，所模擬之日夜溫差偏小；只有 $z_1 = \lambda_D$ 時，所模擬之日夜溫差接近觀測值。另外由圖中可見當 $z_1 = \lambda_D$ 時，無論晴天或雨天模擬值與觀測值皆極接近。在晴天溫度高，日夜溫差大，雨天則相反。

表三為模擬值與觀測值之統計資料，由表中可見觀測之平均土壤表面溫度為 30.3°C ，標準偏差為 4.92°C ；而使用UCLA之計算方程且 $z_1 = \lambda_D$ 時其平均計算土壤表面溫度為 29.8°C ，標準偏差為 5.0°C ，與觀測值之標準誤差為 1.7°C ， r^2 為0.89；而當使用 $z_1 = 0.5\lambda_D$ 時標準差為 5.92°C 大於觀測值，與觀測值之標準誤差為 2.25°C ， $r^2 = 0.89$ ，而使用 $z_1 = 2\lambda_D$ 時標準差為 4.00°C 小於觀測值，與觀測值之標準誤差為 2.45°C ， r^2 為0.76。由此可知無論 $z_1 = 0.5\lambda_D$ 或 $2\lambda_D$ 其 r^2 或誤差均不若 $z_1 = \lambda_D$ 好。另外其中標準偏差之正確性代表日夜溫差之正確性。由此可知使用UCLA之一層地溫公式，配合地表厚度取 λ_D ，無論晴雨皆可模擬出地面之表面溫度及日夜溫差。

表三 中興大學土木環工大樓1992年5月28日至6月29日之屋頂表面溫度之觀測值與模擬值之比較。

	觀測值	計 算 方 法													
		UCLA			ECMWF ($T_{cl}=30^\circ\text{C}$)				ECMWF ($Z_1=0.885\lambda_D$)						
		Z_1			Z_1				T_{cl}						
		$0.5\lambda_D$	λ_D	$2\lambda_D$	$0.1\lambda_D$	$0.5\lambda_D$	$0.885\lambda_D$	$2\lambda_D$	10°C	20°C	30°C	40°C	T_a	$\bar{T}_s=27.7^\circ\text{C}$	
平均值($^\circ\text{C}$)	30.27	29.31	29.84	30.07	發散	30.15	30.05	30.06	27.74	29.05	30.05	30.83	29.81	29.85	
標準差($^\circ\text{C}$)	4.92	5.92	4.96	4.00	發散	4.37	4.48	3.83	5.01	4.66	4.48	4.37	4.55	4.50	
平均低估溫度($^\circ\text{C}$)		0.97	0.44	0.21	發散	0.13	0.23	0.22	2.55	1.23	0.23	-0.55	0.46	0.43	
與觀測值之標準誤差($^\circ\text{C}$)		2.25	1.72	2.45	發散	1.24	1.30	2.37	3.07	1.88	1.30	1.38	1.36	1.38	
相關係數(r^2)		0.89	0.89	0.76	發散	0.94	0.94	0.78	0.89	0.92	0.94	0.94	0.93	0.93	
CV		0.01	0.01	0.02	發散	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
SLOPE		0.79	0.93	1.07	發散	1.09	1.06	1.14	0.92	1.01	1.06	1.09	1.05	1.05	
Int($^\circ\text{C}$)		7.24	2.41	-1.89	發散	-2.68	-1.65	-3.86	4.67	0.95	-1.62	-3.31	-0.88	-1.15	
MBE($^\circ\text{C}$)		1.60	1.63	2.43	發散	1.17	1.25	2.31	1.67	1.42	1.25	1.20	1.26	1.29	

圖12為以ECMWF之三層地溫計算方程，並令 $T_{cl} = 30^\circ\text{C}$ 所求得之 T_g 與觀測值之比較。圖中並比較 $z_1 = 0.5\lambda_D$ ， $0.885\lambda_D$ 及 $2\lambda_D$ 之表現。同樣表中列出上述各值及 $z_1 = 0.1\lambda_D$ 之統計資料，由圖及表中可發現當 $z_1 = 0.1\lambda_D$ 時，其計算 T_g 值發散，而 $z_1 = 0.5\lambda_D$ ， $0.885\lambda_D$ 及 $2\lambda_D$ 各厚

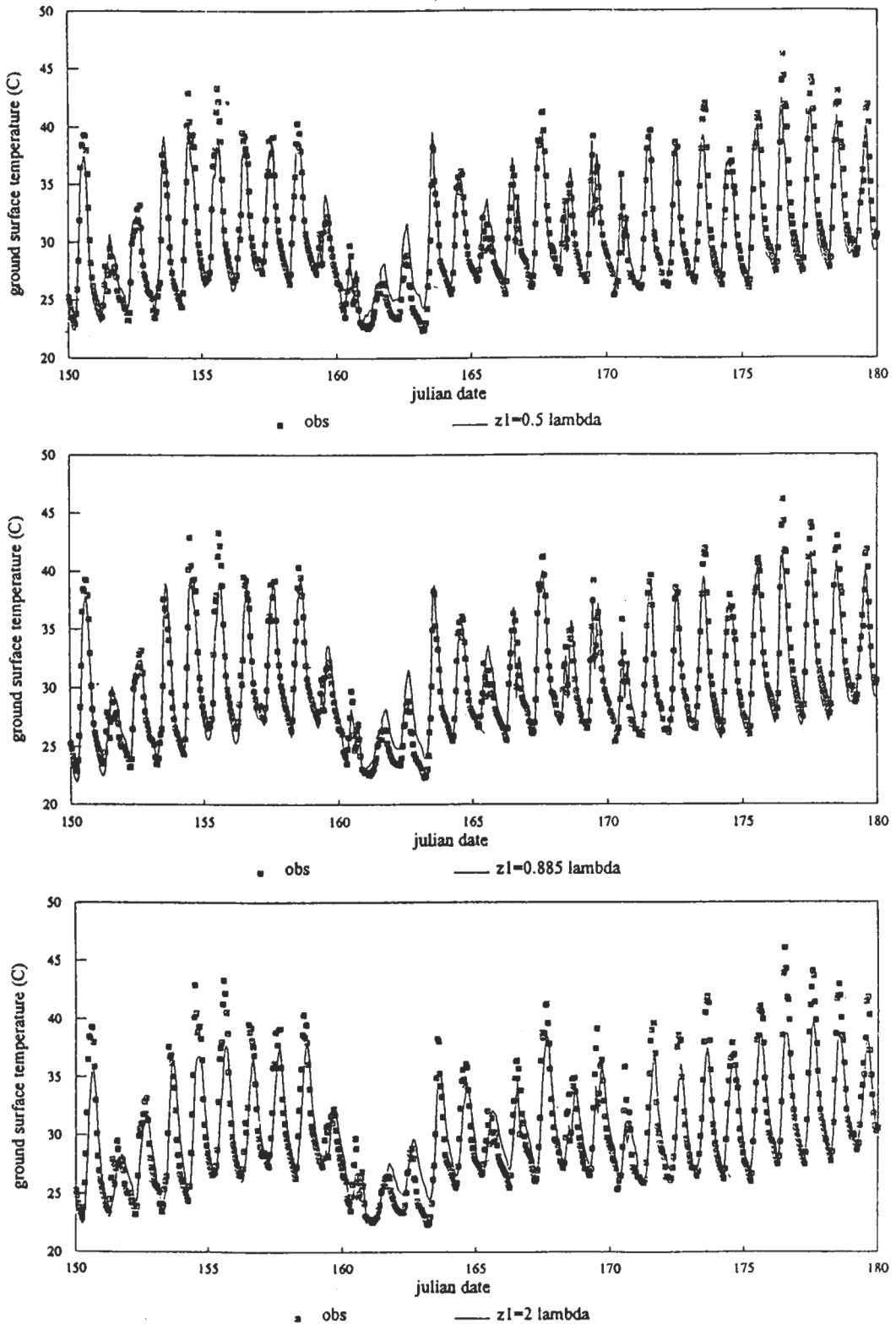


圖 12 以 ECMWF 土溫計算方程式，分別為令地表層厚為 $0.5 \lambda_D$ ， $0.885 \lambda_D$ 及 $2\lambda_D$ 之土木環工大樓頂樓水泥地表溫度模擬值與觀測值之比較，並令 $T_{cl} = 30^\circ\text{C}$ 。

度時所模擬之標準差(日夜溫差)均小於觀測之標準差,其中又以 $z_1 = 0.885\lambda_D$ 之標準差 4.48°C 較接近觀測之標準差 4.92°C 。但當使用 $z_1 = 0.5\lambda_D$,其標準差並無如前一案例中所發現的應比觀測值大。另外其絕對溫度與觀測值之誤差以 $z_1 = 0.5\lambda_D$ 時最小,其標準誤差為 1.24°C 。爲了更一步了解其原因,圖13改變ECMWF中另一預設值 T_{cl} ,分別令其爲 20°C , 30°C 及 40°C ,並固定 $z_1 = 0.885\lambda_D$,以比較 T_g 之模擬值與觀測值。 T_{cl} 爲深層之地溫,因觀測不易,一般均以經驗值代入。表三除了列出其統計資料外並加列了 T_{cl} 等於當時氣溫(T_a)及模擬期間之平均氣溫(27.7°C)之模擬 T_g 之統計資料。由圖及表可見 T_{cl} 影響模擬之 T_g 值及其日夜溫差, T_{cl} 愈大則模擬之 T_g 值愈大,但同時日夜溫差則變小,其中 $T_{cl} = 10^\circ\text{C}$ 時其標準差爲 5.01°C 與觀測之標準差最近,但以與觀測值之偏差誤差(1.3°C)而言,卻以 $T_{cl} = 30^\circ\text{C}$ 時最小。

由上述可知使用ECMWF之土溫計算方程,當令 $z_1 = 0.5\lambda_D$, $T_{cl} = 30^\circ\text{C}$ 時其絕對溫度雖與觀測值之誤差最小,但日夜溫差卻偏小;而令 $z_1 = 0.885\lambda_D$, $T_{cl} = 10^\circ\text{C}$ 時日夜溫差與觀測值最接近,但其絕對溫度與觀測值之誤差則偏大。其中當令 $z_1 = 0.885\lambda_D$, $T_{cl} = 30^\circ\text{C}$,仍不失爲較理想之折衷方案,其 $r^2 = 0.94$ 爲各方案中最高者之一。注意此時 T_{cl} 之值與模擬期間之平均氣溫(27.7°C)接近。

四、討論

在水泥地表之真實案例之研究中,除了上述有關數值厚度之討論外,還有三點值得注意。第一點是相差之問題,第二點是模擬值偏低之問題,第三點則是初始值的問題。

首先有關相差的問題。圖14爲水泥地面表面溫度24小時之模擬值與觀測值之比較,其中上圖爲雨天(Julian Date 160)之案例,而下圖則爲晴天(Julian Date 175)之案例。由圖中可發現無論使用UCLA或ECMWF之參數,其模擬值與觀測值很幸運的並無第一個假設案例中所發現的相差問題。探討其原因,可能是實際之情況, Q_s 與地表表面溫度有關。 Q_s 中之地表長波輻射、可感熱及蒸發熱等皆是地表表面溫度之函數。而其中地表長波輻射是地溫的四次方關係,而可感熱及蒸發熱亦隨地溫升高而急遽增加。因此當太陽輻射增加時,上述能量透過地溫之升高,亦隨之增加,使得 Q_s 接近於0。圖中亦示出 $Q_s = 0$ 之 T_g 值,由圖中可發現此 T_g 值其相差領先觀測值約1個小時,且振幅較大。由於有這回饋之機制,使得運用UCLA或ECMWF之地溫方程於實際狀況時無相差之問題。

第二個有關模擬值偏低的問題,在水泥表面之真實案例中,另需注意的是,無論使用UCLA或ECMWF之地溫計算方程,一般而言地表溫度皆有低估之現象(除了使用ECMWF之方程,並令 $T_{cl} = 10^\circ\text{C}$ 之情形外)。其原因可能有二,其一爲土溫計之誤差,其二爲計算公式中之 d_0 並未量測而使用假設值之故,本研究使用 0.147m 。

對於土溫計之誤差,其可能導於儀器之誤差及埋設位置無法在地表表面所致。本研究使用之土溫計爲(CAMPELL公司型號107B之熱電阻式的土溫計,其誤差在量測範圍 -33°C 至 $+48^\circ\text{C}$ 爲 $\pm 0.4^\circ\text{C}$)。致於埋設位置,本研究將土溫計緊貼於水泥表面,稍爲覆蓋些水泥碎片,但仍有

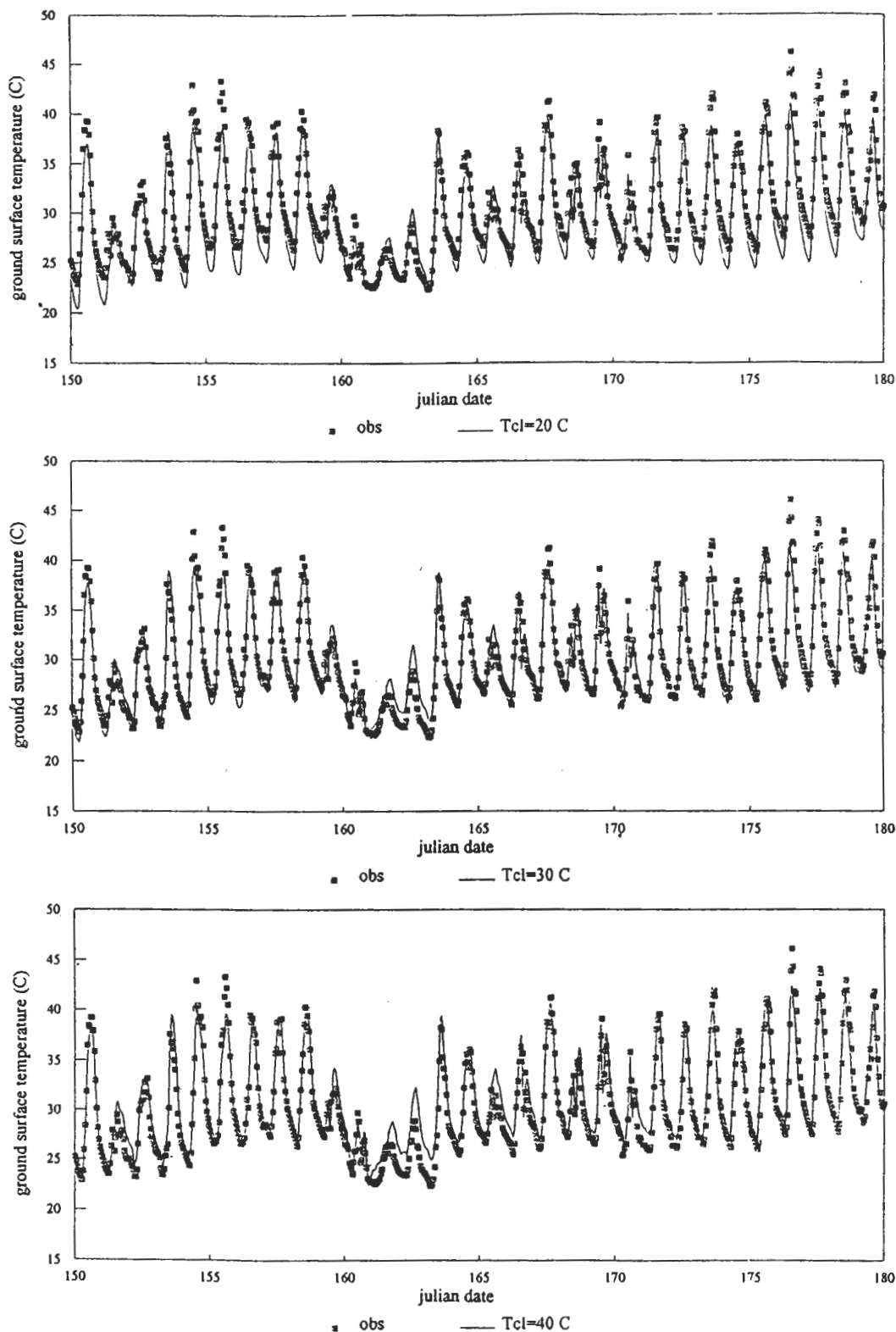


圖 13 同圖 12，但為令 T_{cl} 分別為 20°C 、 30°C 、 40°C 之比較，並固定 $Z_1 = 0.885 \lambda_D$ 。

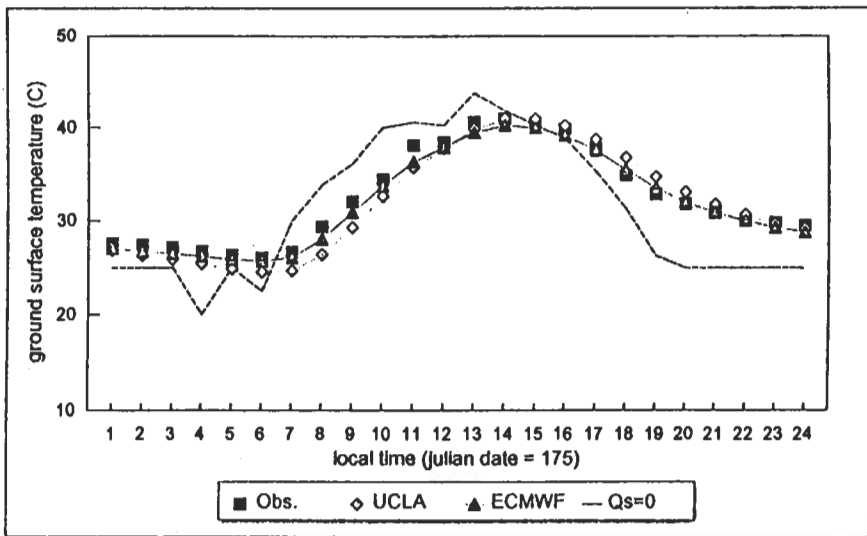
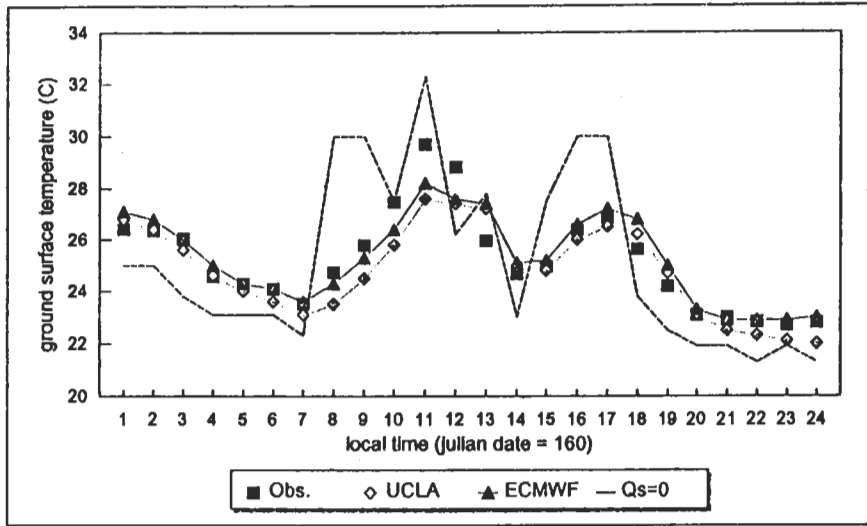


圖 14 水泥地表面溫度 24 小時模擬值與觀測值之比較。其中上圖為雨天 (Julian Date 160)，下圖為晴天 (Julian Date 175) 之案例。圖中 $Q_s = 0$ 為當令 $Q_s = 0$ 時之地表溫度。

部份曝露於陽光下，加上其本身有尺寸無法與空氣絕離，因此所量測之溫度，在日照強烈時因土溫計本身受熱，可能高估溫度，而在無陽光時，則受近地氣溫及地表溫度之共同影響。另圖 15 為以所量測之地表長波輻射假設地表為黑體時，以 Stephan-Boltzman 公式，所推得之地表表面溫度，計算之公式如下

$$T_g = (R_{ld}/\sigma)^{1/4} \quad (26)$$

其中 R_{ld} 為地表長波輻射 (w/m^2)， σ 為 Stephan-Boltzman 常數。所計算之平均表面溫度為 29.55°C ，標準差為 5.62°C ，此溫度比觀測值低，而標準差比觀測值大。因此由黑體溫度比觀測溫度低之事實，是有可能本研究所觀測之地溫有偏高之現象。

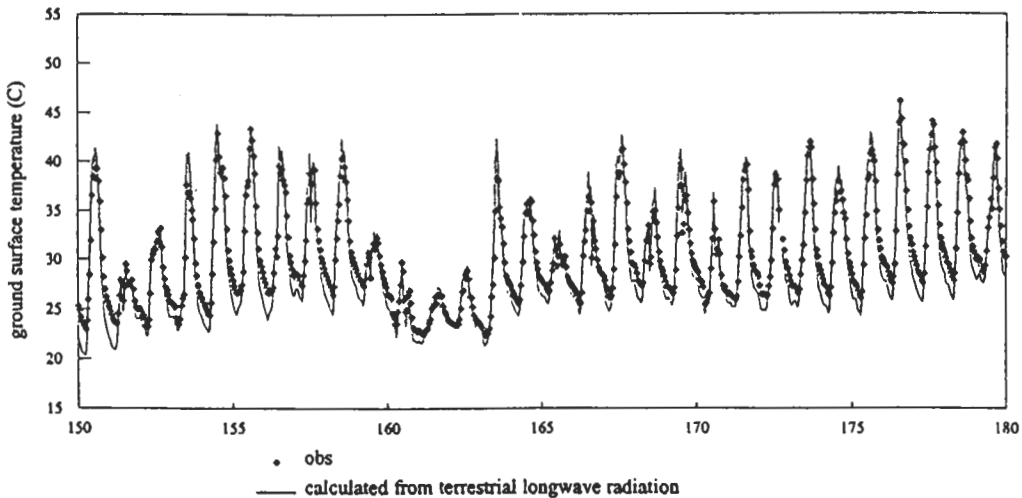


圖 15 地表溫度觀測值與黑體溫度之比較。黑體溫度乃由量測之地表長波輻射，根據 Stephan-Boltzman 定理求得。

第三點有關初始值之問題。在一般數值預報模式中，初始值常無地溫之資料。因此理想之地溫計算方程最好能在不良之初始值很快得到真值且避免數值之不穩定。在本研究之測試常發現，無論使用 UCLA 或 ECMWF 之計算方程，地表對其溫度之記憶時間並不長，而其中 UCLA 計算方程常能在惡劣之初始溫度，收斂而計算出真實之溫度，而 ECMWF 計算方程則偶而會有發散之情形出現。

圖 16 為使用不同初始溫度 (300K, 305K, 310K, 315K)，求取在 $R^* = 450 + 150 \sin(2\omega(t - 6))$ w/m^2 ， $C = 10w/m^2\text{C}$ ， $T_a = 300\text{K}$ 狀況下， T_g 值與時間之關係。其中 R^* 及 C 定義如下

$$R^* \equiv R_{sd} - R_{su} + R_{ld} \quad (27)$$

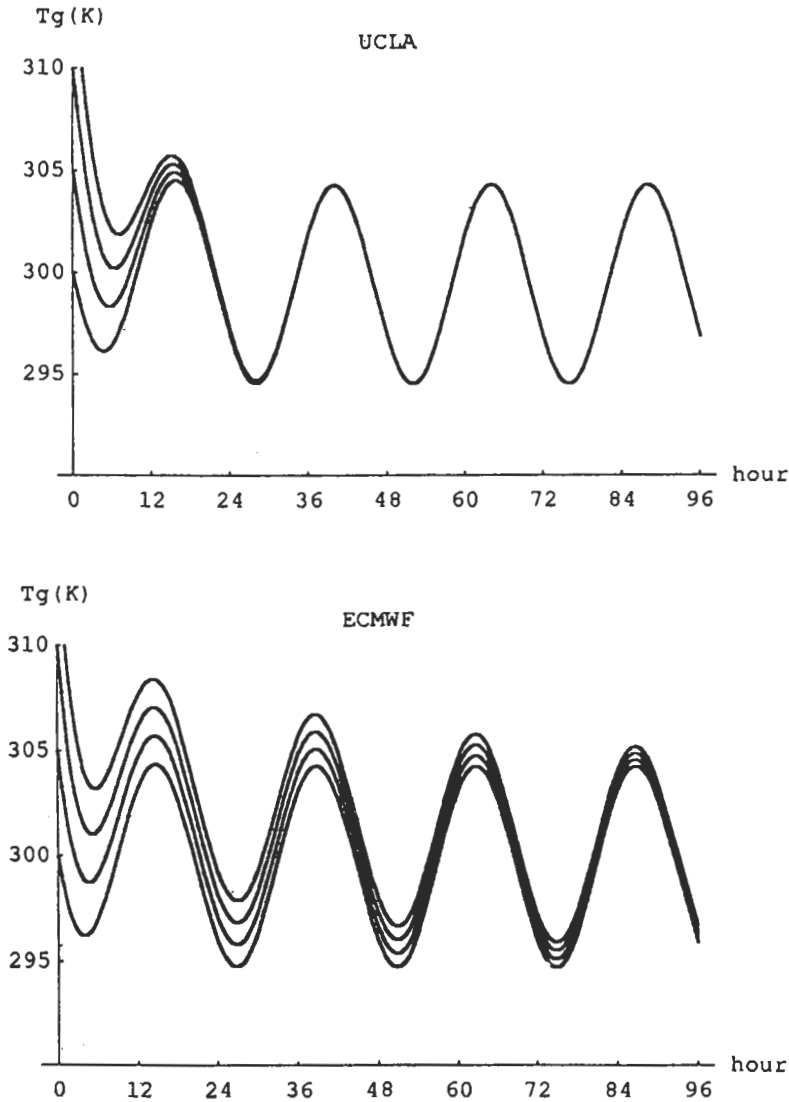


圖 16 使用不同土溫初始值(300K, 305K, 310K, 315K)在相同輻射及C值下，使用UCLA及ECMWF地溫參數96小時積分結果。

$$C \equiv \frac{+ku^* \rho c_p}{\ln \left(\frac{z_r - d_0}{z_0} \right) - \psi_{sh} \left(\frac{z_r - d_0}{L} \right)} \left(1 + \frac{1}{B} \right) \quad (28)$$

上式中B為Bowen ratio $\equiv H/LE$ 。因此以 R^* 及C代入公式(17)，熱通量 Q_s 成為地溫之函數為

$$Q_s = R^* - \sigma T_g^4 - C(T_g - T_a) \quad (29)$$

由圖中可發現無論地溫之初始值為何，UCLA之計算方程在24小時內得到同樣之 T_g ，而ECMWF計算方程則在96小時後得到同樣之。可見地溫之記憶時間與參數有關。ECMWF計算方程之記憶時間較UCLA計算方程為長，但都在4天以內。4天後其溫度與初始溫度無關。

關於UCLA或ECMWF之參數比較，其互有優劣。一般使用ECMWF之地溫方程，其絕對誤差較小，但需使用較多之計算時間，需準備適當之 T_{cl} 值且模擬之日夜溫差偏小。而使用UCLA之參數，其誤差略大，但好處是計算時間較少，不需值 T_{cl} ，可模擬出實際之日夜溫差，且不會有數值發散之現象。一般而言 T_{cl} 皆無觀測值，因此本研究建議以使用UCLA之參數為佳。

五、土壤案例之應用

第四章之兩個案例皆是較理想化之地表。因此能證明出使用UCLA之一層方程，令此層厚度為 $\sqrt{D/\omega}$ 可模擬地表之溫度。但一般地表乃由土壤構成，土壤上覆有植物。土壤本身由於有孔隙，孔隙中之水份會隨時間改變而改變，而土壤之熱容及熱擴散係數又隨含水量改變而改變。因此前面理論中所推導之有效地表熱擴散深度 λ_D 亦會隨時間改變而改變，不像在水泥案例中 λ_D 可以定值18cm代入。因此土壤之適用性有再探討之必要。

為了探討這個問題，本研究者在台中港附近之台中火力發電廠煤場旁之草地上及宜蘭東澳幸福水泥廠宿舍旁之草地使用與水泥案例中同樣之儀器，測量模式所需之氣象因子。除此之外，在台中火力發電廠之觀測並將土壤採樣回實驗室以便分析土壤之含水量。

一般而言，土壤單位體積之熱容(ρc_p)與土壤之含水量有關，其可以下式求得(Hillel,1982；莊及汪，1993)

$$\rho c_p = \rho_d c_d + \rho_w c_w \theta \quad (30)$$

其中 $\rho_d c_d$ ，為乾土壤單位體積之熱容，其隨土壤種類而異一般在 $0.68 \times 10^6 \sim 1.34 \times 10^6 J/m^3/K$ 之間(Dickinson et al., 1986；莊和汪，1993)； $\rho_w c_w$ 為水之單位體積熱容(= $4.19 \times 10^6 J/m^3/K$)； θ 為土壤之含水率(%)。土壤含水率在剛下過充足雨量後其等於土壤之孔隙率(porosity)(ϕ)，很快的土壤中部份的水因重力之故流至深層岩盤而成為地下水，此時殘餘在土壤之含水量稱為田間含水量(field capacity)(θ_f)，由於植物根之吸收及蒸發作用土壤之含水量將繼續減少。但若含水量低於凋萎含水量(wilting point)(θ_w)，此時其上之植物將因吸收不到水份而枯死。孔隙率、田間含水量及凋萎含水量亦隨土壤種類而異。一般而言孔隙率在33%~66%之間，田間含水量在12%~59%之間，而凋萎點則在10%~54%之間。

而土壤之熱擴散係數亦與土壤之含水率及土壤種類有關。de Vries(1975)曾量測某孔隙率為50%之土壤各種含水量之熱擴散係數，發現其為

$$D = \begin{cases} 0.2 \times 10^{-6} \theta + 3.5 \times 10^{-6} \theta, & \theta \leq 10\% \\ 0.5675 \times 10^{-6} - 0.175 \times 10^{-6}, & \theta > 10\% \end{cases} \quad (31)$$

其中D之單位為 m^2/s 。而不同土壤之熱擴散係數可以上述土壤之值乘上一係數(Dickinson et al., 1986)。這係數以砂質土最大為1.7，泥炭(peat)最小為0.7，而粘土(clay)次小為0.75。

莊及汪(1993)及Dickinson et al. (1986)曾整理之各種土壤之孔隙率(ϕ)、田間含水量(θ_f)、凋萎點(θ_w)及相對於de Vries所量測之土壤之熱擴散係數的比值。參考莊及汪(1993)文中之表二，注意表中type 6之比值為1，屬於sandy clay loam其孔隙率為48%與de Vries所量測之土壤孔隙率相近。

為了瞭解各種土壤在不同含水量之熱擴散之地表相當厚度 λ_D ，我們根據莊及汪(1993)之表二及公式(31)代入公式(12)計算出各種含水率及各種土壤之 λ_D ，並將結果繪出(如圖17)所示。由圖17可見 λ_D 之範圍在 $0.05m \sim 0.11m$ 之間各種土壤當含水量為10%時其 λ_D 最大，小於10%時會急遽變小。由於一般而言，土壤之含水量多維持在田間含水量及凋萎含水量之間，由圖中

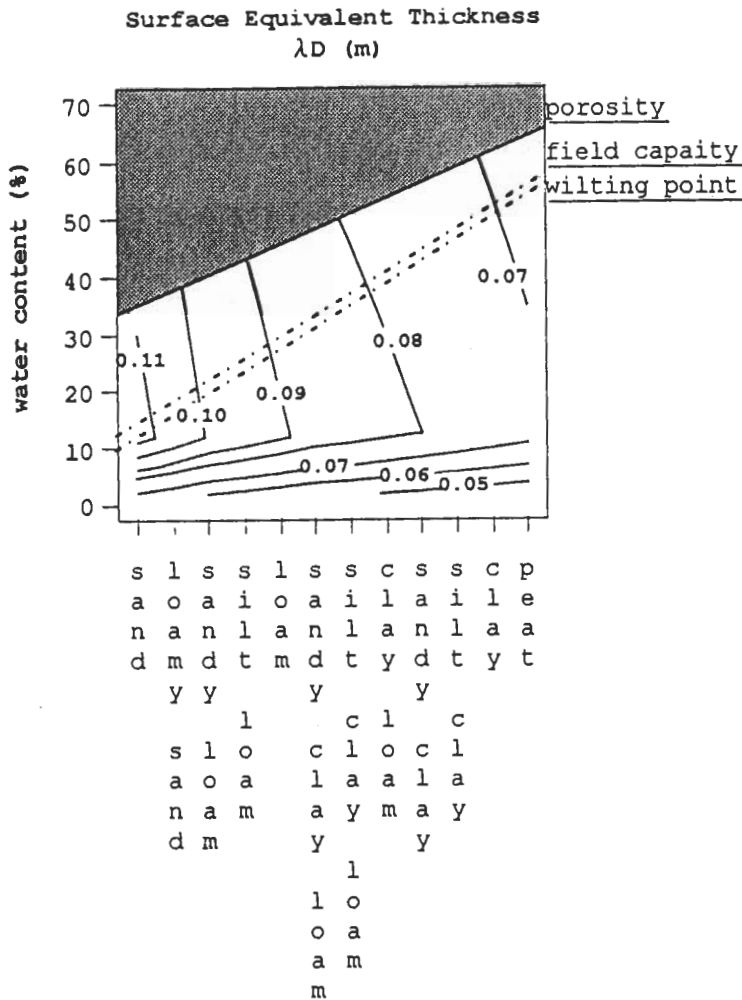


圖17 各種土壤在不同含水率之熱擴散地表相當厚度(λ_D)。

亦可知此時 λ_D 之範圍在 $0.06m \sim 0.11m$ 之間，其中以砂質土最大為 $0.11m$ ，泥炭最小為 $0.06m$ 。因此若不知土壤之種類及含水量，取平均值 $0.085m$ 其誤差在 $\pm 0.025m(30\%)$ 還算可接受。

又根據UCLA之一層公式(11)，土壤除了其 λ_D 會影響地溫之模擬外，其 ρc_p 亦會影響溫度之模擬，其表現在公式(11)中乃為 $\rho c_p \lambda_D$ ，其單位為 $J/m^2/K$ ，可視為地表單位面積之熱容。圖18乃根據公式(30)求出各種土壤在不同含水率之地表單位面積之熱容($\rho c_p \lambda_D$)。當 $\rho c_p \lambda_D$ 愈大由公式(11)中可知其溫度愈不易變化。由圖中可知 $\rho c_p \lambda_D$ 之範圍在 $3 \times 10^4 J/m^2/K \sim 3 \times 10^5 J/m^2/K$ 之間。若土壤含水量在田間含水量及凋萎含水量之間時，非常巧合的由圖可發現無論何種土壤其地表之熱容都在 $2 \times 10^5 J/m^2/K$ 左右。由於土壤之含水量多維持在田間含水量及凋萎含水量之間，因此一般而言，計算土壤溫度並不太需要去區分土壤之種類，其地表單位面積熱容可設為 $2 \times 10^5 J/m^2/K$ 。

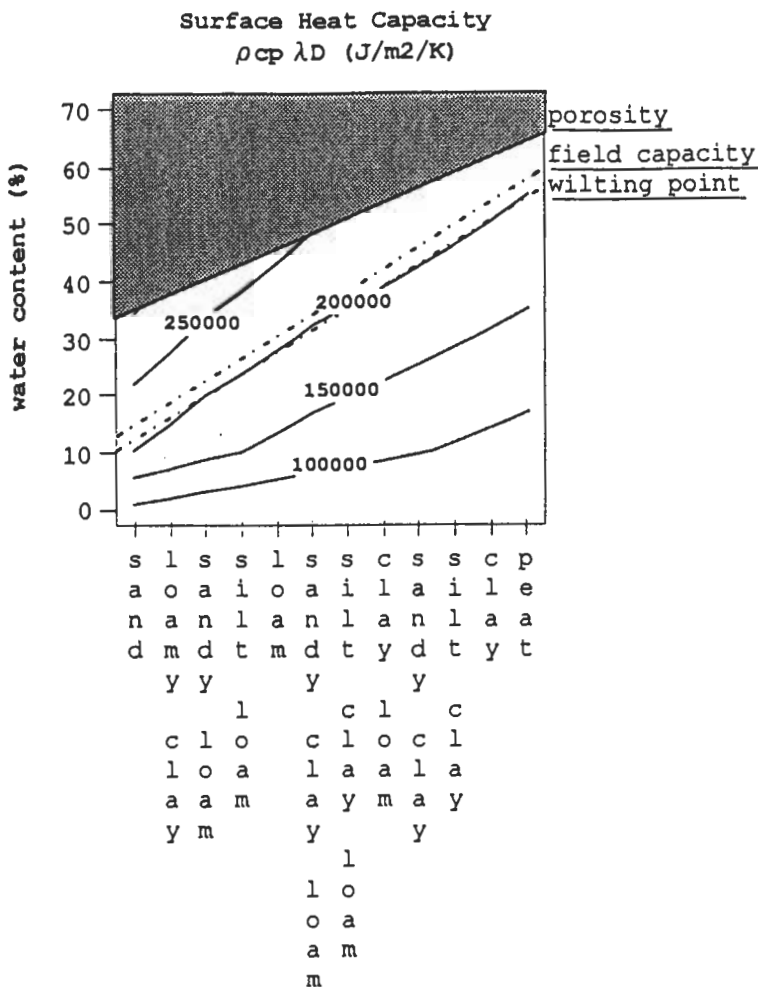


圖18 各種土壤在不同含水率之地表單位面積之熱容($\rho c_p \lambda_D$)。

除了土壤本身之性質會影響地表溫度之模擬外，另外其上之植物亦會影響溫度之模擬。植物之根會吸收土壤之水份，將地表所吸收之部份能量，透過蒸散作用 (Evapotranspiration) 將能量以潛熱形式釋放回大氣，因此有植物覆蓋之地表其地表溫度皆較小。因此在計算土壤之溫度外還需考慮此蒸散作用。其表現在公式 (20) 之 GW 項。GW 與植物之種類、其成長情形及土壤之含水量有關。GW 值 (ground wetness) 或稱蒸散係數 (evapotranspiration factor) 可以下式求得 (Holtan et al. 1975; Viessman et al., 1989; 莊及汪, 1993)。

$$GW = GI \times k \times \min \left[1, \max \left[0, \left(\frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} \right)^x \right] \right] \quad (32)$$

其中 GI 為植物之成長係數，以 % 成熟度表之； k 為成熟植物蒸發量與蒸發皿蒸發量之比值，對矮莖類的草類其值介於 1.0 ~ 1.24 間，對肩高之作物其值介於 1.2 ~ 1.6 間，對於樹木、森林其值介於 1.6 ~ 2.0，此係數大於 1 之原因，乃因植物可供蒸散之面積，除了暴露之地面外還加上所有之葉片，其總面積常大於其投影之地面面積所致； θ 為表面土壤之含水量； θ_w 為土壤之凋萎含水量； θ_f 為土壤之田間含水量； x 為無單位之參數，隨土壤種類而異，可以下式計算之 (Viessman et al., 1989)

$$x = \frac{\theta_f - \theta_w}{\phi - \theta_f} \quad (33)$$

其中 ϕ 為土壤孔隙率 (porosity)。式中值得注意的是當土壤含水率小於凋萎點時，植物吸收不到土壤之水份，土壤之水份無法透過植物蒸散到大氣去，因此蒸散係數為零，蒸發潛熱亦為零。

根據上述土壤熱容公式 (30)，熱擴散係數公式 (31) 及蒸散係數公式 (32)，再根據水泥案例地溫之方法，即可模擬各種土壤不同植物覆蓋時之地表溫度。以下將以台中火力發電廠附近之草坪作一案例探討。

台中港地區之量測時間從 1993 年 12 月 3 日 (Julian Date 337) 至 1993 年 12 月 29 日 (Julian Date 363)。儀器之高度距地面分別為 $z_u = 8.4m$, $z_q = 8.1m$, $z_T = 8.1m$ 。在此量測其間，我們在 1 月 21 日及 2 月 3 日對台中港地區之土壤做了兩次土壤含水率及孔隙率之實驗，其兩次土壤含水率之結果分別為 7.83% 及 6.27%，平均土壤含水率為 7.05%，而孔隙率之結果為 47% 及 45.8%，平均土壤孔隙率為 46.4%，由莊及汪 (1993) 之土壤參數表表四得知此土壤之類別界於 type 5 及 type 6 間。其乾土壤之 $\rho_d c_d = 1.07 \times 10^6 J/m^3/K$ 而水份之 $\rho_w c_w = 4.19 \times 10^6 J/m^3/K$ 故土壤之 $\rho c_p = \rho_d c_d + \rho_w c_w \theta$ 得 $\rho c_p = 1.3654 \times 10^6 J/m^3/K$ 。而土壤之熱擴散係數亦和含水率有關，由於台中港地區之含水率小於 10% 故熱擴散係數 $D = 0.2 \times 10^{-6} + 3.5 \times 10^{-6} \theta$ ，得 $D = 4.47 \times 10^{-7} m^2/s$ ，而 $\lambda_D = \sqrt{D/\omega} = 0.078m$ 。

另外，對於蒸散係數之求法，可由公式 (32) 求得，其中若小於零，以零計之。而台中港地區之土壤之含水率 $\theta = 7.05\%$ ，凋萎點之 $\theta_w = 31.5\%$ 。故 $(\theta - \theta_w)$ 小於零，故蒸散係數此處為零。由於當地為海埔新生地，草皮乾黃此值應屬合理。將所量得之太陽入射輻射、太陽反射輻射、

大氣長波輻射、風速、溫度、氣溫代入公式(17)~(25)。並配合 UCLA 之一層地表公式(11)求取 T_g 值。並假設 z_0 值 = 0.08m(草地)。所得之 T_g 值與土溫計之觀測值之比較(如圖 19a)所示, 所得之 T_g 值與地表之黑體溫度(公式(20))之比較(如圖 19b)所示。如圖 19a 所模擬之地表溫度與觀測值之標準誤差只有 1.18°C, 而相關係數(r^2)達 0.85; 而圖 19b 黑體溫度與模擬值之標準誤差為 0.9°C, 而相關係數達 0.91。可見 UCLA 之一層公式亦適用於台中火力發電廠之草坪。

有關宜蘭東澳地區的量測時間從 1993 年 3 月 28 日(Julian Date 87)至同年 4 月 3 日(Julian Date 93)。儀器之高度, 距地面分別為 $z_u = 7.4m$, $z_q = 7.1m$, $z_T = 7.1m$ 。由於觀測其間我們未能作土壤含水率之實驗, 因此必須以經驗值代入。這段期間經常有毛毛細雨, 因此我們估計此時之土壤含水率應該接近田間含水量, 根據圖 18, 此時無論何種土壤其 $\rho c_p \lambda_D$ 為 $2.1 \times 10^5 J/m^2/K$ 。另有蒸散係數 GW, 可由公式(32)求得。

公式(32)中土壤含水率 θ 假設等於田間含水量, GI 根據莊及汪(1993), 在北半球

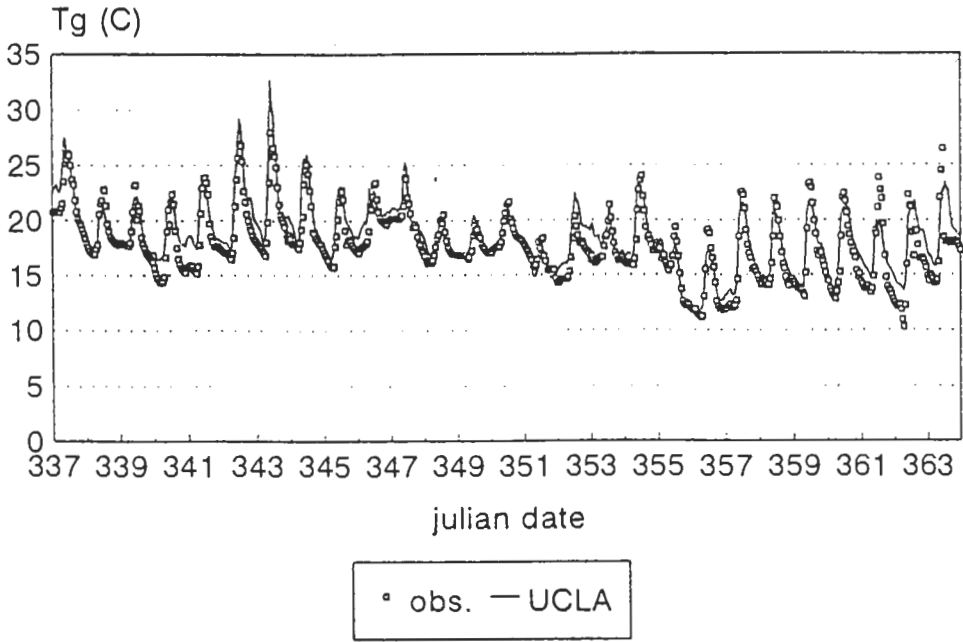
$$GI = a + (1 - a) \sin(jd \cdot \pi / 365) \quad (34)$$

其中 a 與植物種類有關, 草為 0.1; jd 為 julian date。jd 之範圍根據量測時間其 julian date 在 87 至 93 之間, 取 90。代入上式得 $GI=0.6853$ 。公式(32)之 k 根據莊及汪(1994), 當草時 $k=1.1$ 。將上述 $\theta = \theta_f$, $GI=0.683$ 及 $k=1.1$ 代入公式(32), 得 $GW=0.754$ 。此 GW 值遠大於台中火力發電廠之狀況, 根據當地草皮綠油油之情形, 此值應屬合理。將所測得當地之氣象條件仿中火力發電廠之方法, 以 UCLA 之一層公式求取 T_g 值, 其中假設 $z_0 = 0.14m$ 。圖 20a 為所求得 T_g 值與土溫計觀測值之比較。圖 20b 則為利用地表長波輻射所求得之地表黑體溫度與模擬值之比較。模擬值與土溫計觀測值之標準誤差為 1.1°C, 相關係數(r^2)為 0.94。模擬值與地表黑體溫度之標準誤差為 0.8°C, 相關係數(r^2)為 0.96。因此由此顯示, 既使不知土壤之含水量, 假設 $\rho c_p \lambda_D = 2.1 \times 10^5 J/m^2/K$, 配合莊及汪(1993)對 GW 之求法, 仍可以 UCLA 之參數模擬出合理之地表溫度。

另有一點值得注意的是, 在台中火力發電廠, 我們模擬了 26 天之資料, 在宜蘭東澳地區模擬了 6 天之資料。在這段期間土壤含水率有可能有所變化進而影響 λ_D 值。但在這兩個案例我們皆使用固定之 $\rho c_p \lambda_D$ 值, 結果無論初始幾天或最後幾天模擬皆不錯, 由此可見土壤含水率之變化並不快, 在一至三個禮拜內之模擬不太需要考慮含水量之變化, 這與莊及汪(1993)之敏感度測試結論一致, 亦與台中火力發電廠兩次土壤含水率實驗之結果相符, 兩次含水率實驗相隔 13 天。

另在東澳之案例中, 我們根據莊及汪(1993)之公式求出蒸散係數(GW)。但莊及汪之公式及根據經驗推導而得, 並未經過嚴謹之驗證。圖 21 乃改變不同之 GW 值, 其所模擬之地表溫度值與觀測值之相關係數(如圖 21a)、標準誤差(如圖 21b)及所模擬期間之平均蒸散潛熱($L_v E$) (如圖 21c)、可感熱通量(H) (如圖 21d)及擴散係數(K)(如圖 21e)。由圖中可見無論 GW 為何, 其模擬地溫與觀測值之相關係數(r^2)皆在 0.89 以上, 而標準誤差則在 1.2°C 以下。但 $L_v E$ 則隨 GW 變大而變大, H 隨 GW 變大而變小, K 隨 GW 變大而變小。可見即使地溫模擬誤差不大, 並不代表蒸散潛熱、可感熱及擴散係數之模擬是正確的, 因此 GW 之決定為未來地表與大氣交互作用

a



b

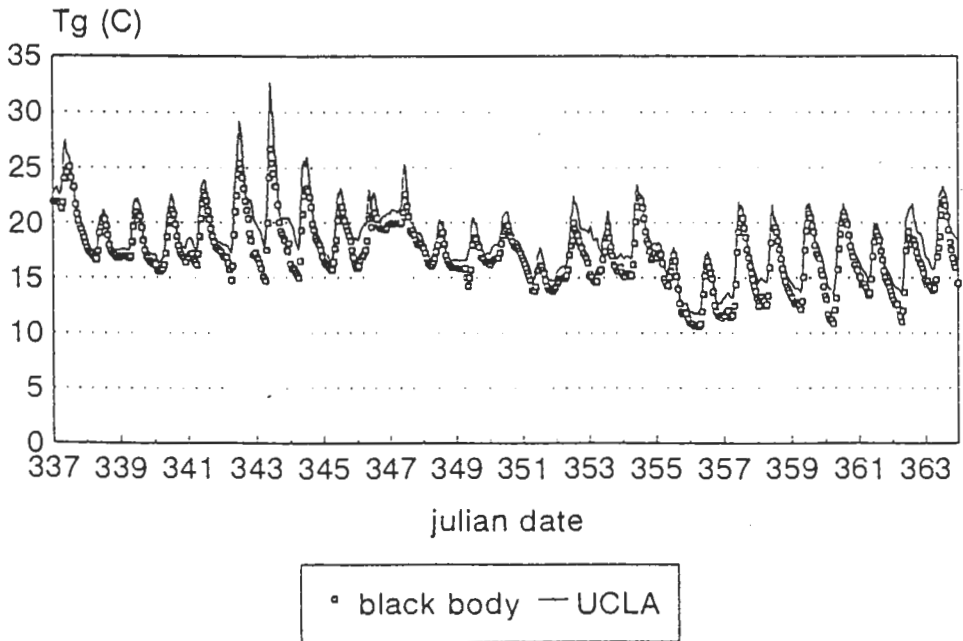


圖 19 台中火力發電廠草坪上地表溫度之觀測值與 UCLA 地溫參數之模擬值比較。a 圖之觀測值為土溫計之量測值。b 圖之觀測值為地表之黑體輻射溫度。

定量化所待解決之重要課題。在圖中當 $GW=0.7$ 時其相關係數最大，標準誤差最小。與莊及汪之公式所求得之 $GW=0.75$ 接近，可見莊及汪之公式還是有其參考價值。

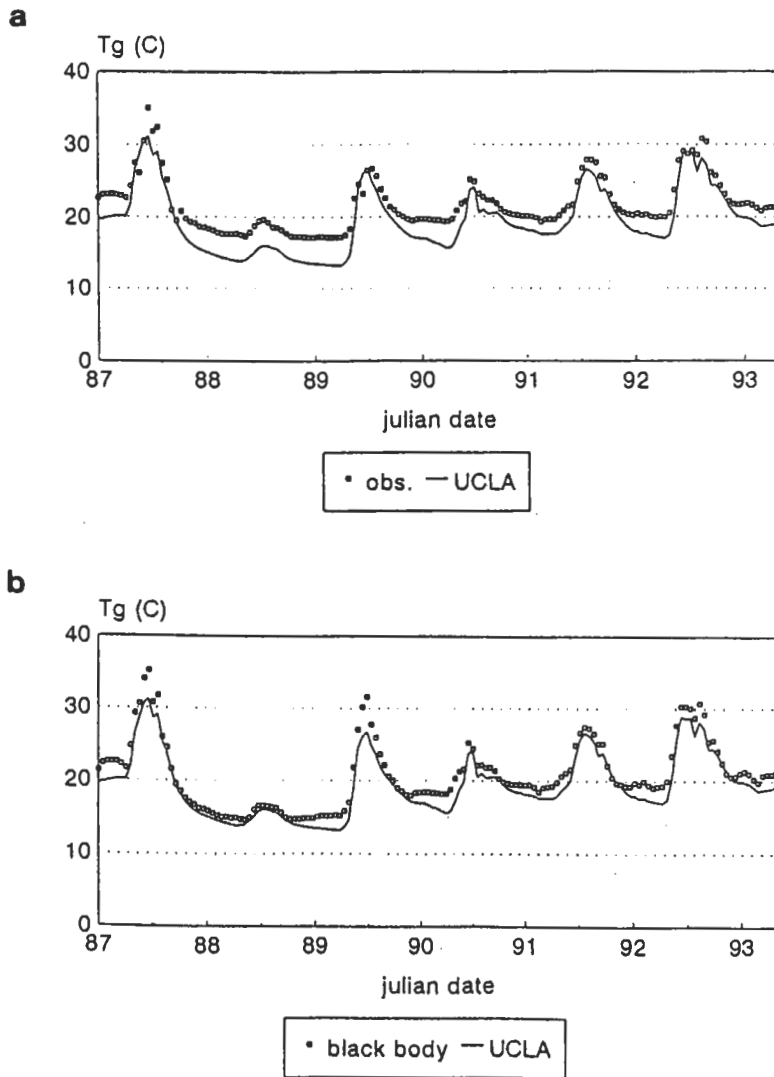


圖 20 宜蘭東澳幸福水泥廠員工宿舍前草坪之地表溫度觀測值與 UCLA 地溫參數模擬值之比較。a 圖之觀測值為土溫度計之量測值。b 圖之觀測值為地表之黑體輻射溫度。

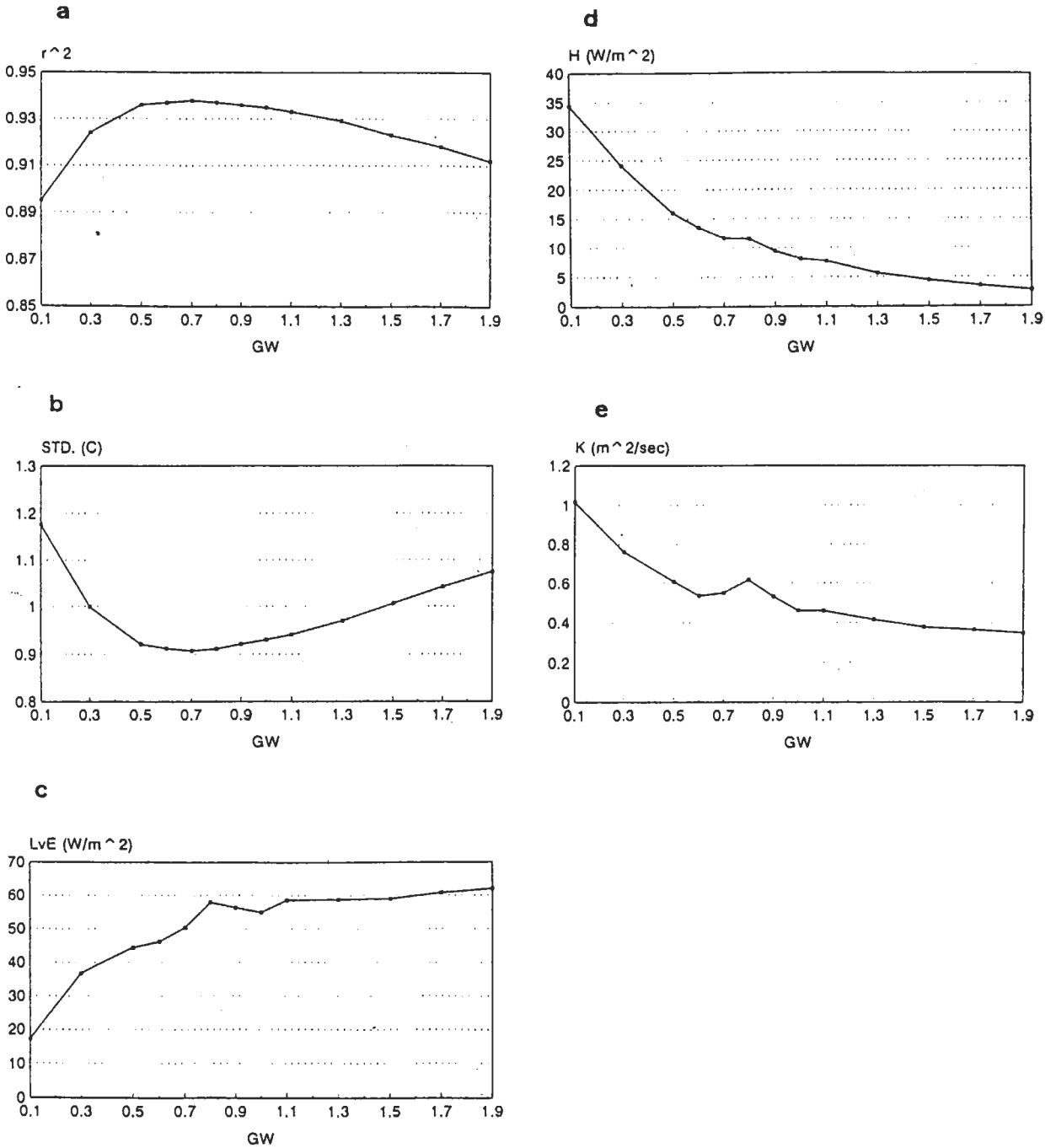


圖 21 東澳案例中不同蒸散係數(GW)中，(a)UCLA 地表參數之地溫模擬值與觀測值之相關係數圖，(b)(a)中之標準誤差圖，(c)研究期間之平均蒸散潛熱(LvE)，(d)研究期間之平均可感熱(H)，(e)研究期間之平均擴散係數(K)。

六、結論

在第二章我們很成功的推導出單位面積之熱容為 $\rho c_p \lambda_D$ ($\lambda_D \equiv \sqrt{D/\omega}$)，並根據上述討論可作以下結論

1. 無論UCLA或ECMWF之地溫計算方程皆可模擬土壤之表面溫度，而應用於實際之案例，其相差之問題，亦不明顯。
2. 使用UCLA之地溫計算方程(11)，無論從理論或實際案例之分析皆可證明，當設定其表面層厚(z_1)為 λ_D ($\equiv \sqrt{D/\omega}$)，時可模擬出理論及觀測之日夜溫差。
3. 使用ECMWF之地溫計算方程(13)(14)，根據一假設案例之探討，求得當令其表面層厚度(z_1)為 $0.885\lambda_D$ 時，可模擬出假設案例之日夜溫差。但在 λ_D 過小時，此時數值會有發散之現象，而當應用 $0.885\lambda_D$ 於環工大樓之頂樓之水泥表面溫度之模擬。卻發現其所模擬之日夜溫差，與底層溫度之設定有關。一般而言，令表面層厚度為 $0.885\lambda_D$ ，且底層溫度為一個月左右之平均氣溫，仍不失為理想之方案。如 z_1 過大，其日夜溫差比實測值為小。過小則容易造成數值不穩定之情形發生。
4. 關於UCLA或ECMWF之參數比較，其互有優劣。一般而使用ECMWF之地溫方程，其絕對誤差較小，但需使用較多之計算時間，需準備適當之 T_{cl} 值且模擬之日夜溫差偏小。而使用UCLA之參數，其誤差略大，但好處是計算時間較少，不需 T_{cl} 值，可模擬出實際之日夜溫差，且不會有數值發散之現象。一般而言 T_{c1} 皆無觀測值，因此本研究建議以使用UCLA之參數為佳。
5. 在地溫初始值之設定上，發現地表溫度之記憶時間不長，UCLA之參數約24小時，而ECMWF之參數則約96小時，即無論初始值為何，在4天之積分後可獲得極接近之地溫值。
6. 將UCLA之一層公式無論應用於中興大學土木環工大樓頂樓或台中火力發電廠之草坪時或宜蘭東澳幸福水泥之草坪，發現其標準誤差只有 $1 \sim 2^\circ\text{C}$ 且 r^2 達0.9左右。
7. 在無土壤含水率之資訊時，一般而言只要土壤上覆有綠色之植物，單位面積之熱容($\rho c_p \lambda_D$)可以 $2 \times 10^5 \text{ J/m}^2 / \text{K}$ 代入。
8. 不同之蒸散係數(GW)對地表溫度之模擬，影響並不大。但卻影響蒸散潛熱及可感熱之分配。蒸散係數愈大，蒸散潛熱愈大，可感熱愈小。因此正確之蒸散潛量及可感熱之模擬，有賴正確GW之輸入，此為未來待解決之重要課題。

誌 謝

本研究問題之發現乃當作者於 UCLA 研究時，發現雪融模式 (Snowmelt) 受雪表層數值厚度之影響甚巨，當厚度愈薄，溫差大雪融愈快，厚度愈厚則相反，在此感謝指導教授 John A. Dracup 之教誨。除此之外本計畫執行期間曾受國科會及環保署之補助。國科會計劃編號 NSC81-0421-E005-12-E 及 NSC82-0414-P-005-036-B；環保署計劃編號為 EPA-82-E102 (E204)-09-03 及 EPA-83-E3E1 -09-01。另感謝劉其昌研究生及實驗室所有參與人員協助微氣象站之設立及資料之蒐集，及兩位審查者之寶貴意見。

參考文獻

- 莊秉潔和汪鳳如，1993，大氣模式之地表水氣交換參數化之研究，第二十一期第二號，第137-157頁。
- 莊秉潔，1993，地表層擴散係數、風速、雨量及混合層高對台北都會早上八時懸浮塵微粒濃度之影響，中國環境工程學刊，第三卷，第二期，第95-102頁。
- Anderson, D.A., J.C. Tannehill and R.H. Pletcher, 1984, Computational fluid mechanics and heat transfer, McGRAW-Hill Book Company, 599pp. Anthes, R.A., E.-Y. Hsie and Y.-H. Kuo, 1987, Description of the Penn State/NCAR mesoscale model version 4 (MM4), NCAR Technical Note, NCAR/Tn-282+STR, 66pp.
- Arakawa, A., Y. Mintz, A. Katayama, J.-W. Kim, W. Schubert, T. Tckioka, M. Schlesinger, W. Chao, D. Randall and S. Lord, 1974, *The UCLA atmospheric general circulation model*, Notes Distributed at the Workshop, 25 March-4 April 1974, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles, California 90024.
- Bhumralkar, C.M., 1975, Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model, *J. Appl. Meteorol.*, 14, pp1246-1258.
- Brutsaert, W.H., 1982, Evaporation in to the atmosphere, D. Reidel Publish Company, 299 pp.
- Carslaw, H. S. and J. C. Jaeger, 1959, Conduction of Heat in Solids, 2nd ed., Oxford Press, 509 pp.
- Deardorff, J.W., 1978, Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation, *J. of Geophysical Research*, 83, No.C4, pp. 1889-1903.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, 1986, Biosphere-

- atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model, NCAR Technical Note, NCAR/TN-275+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 69 pp.
- ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts), 1988, *Research Manual 3 ECMWF Forecast Model*, Meteorological Buletin.
- Laval, K., 1988, Land surface processes, M. E. Schlesinger(ed.), *Physically- Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change-Part I*, 285- 306.
- Pielke, R. A., 1984, *Mesoscale Meteorological Modeling*, 612 pp. Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher, 1986, A simple biosphere (SiB) model for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, pp. 505-531.
- Tsuang, B. J. 1992, Equation for determining land surface temperature, *EOS Transactions*, American Geophysical Union, **73**, No. 43, pp. 109.
- Tsuang, B. J., 1990, Climate processes of lake evaporation and snowmelt runoff, Ph. D. Dissertation, UCLA, 364 pp.

The Ideal Numerical Surface Thickness to Determine Ground Surface Temperature and Schemes Comparison

Ben-Jei Tsuang Hsiao-Chin Yuan

Department of Environmental Engineering
National Chung-Hsing University

ABSTRACT

Using the finite difference scheme to simulate land surface temperature, it is found that the magnitude of the diurnal temperature fluctuation of land surface will vary with the discretization of the land. The thicker the surface layer, the smaller the temperature fluctuation is. The purpose of this study is to determine the proper thickness of the land surface layer for temperature simulation. In addition, schemes for land temperature simulation used in the UCLA GCM and in the ECMWF GCM are compared. Using a concrete surface as a case study, it is found that in the UCLA GCM, the thickness has to be equal to $\sqrt{D/\omega}$ to simulate the diurnal fluctuation, but in the ECMWF GCM, it varies with the temperature of the deeper layer. Generally speaking, a value of $0.885 \sqrt{D/\omega}$ is a better choice, where D is heat diffusivity of land, and ω is the angular rotation speed of the Earth. In respect to the comparison between the UCLA scheme and the ECMWF scheme, both schemes have advantages and disadvantages. Since UCLA scheme is very stable, no T_{c1} value needed for input and less computational time, therefore, UCLA Scheme is recommended for land surface temperature computation by authors. By applying the UCLA scheme to grass overlaid surface in Taichung and in Ilan, the correlation r^2 between calculated and observed land surface temperature is as high as 0.9 and the standard error is only 1°C.

Key Words : ground surface temperature, land surface parameterization, concrete surface, grass, Taichung, Ilan