

利用遙測資料估算水稻田蒸發散量

簡子杰¹ 劉說安² 張子瑩³

摘要

蒸發散在水文循環、區域氣候中扮演重要角色，如何能獲得其觀測值，成為重點課題。以水稻田為例，水稻田區能吸收與儲存大量的熱能，經由蒸發散作用釋放出來，以調節周圍環境的溫度，因此在都市化的區域中，得有效降低熱島效應強度。本研究的目的，在於建立遙測資料估算水稻田蒸發散量的反演模式，以利未來應用於長時間、大面積的監測水稻田蒸發散量，及進行蒸發散作用調節熱島效應的評估及研究。所提出的反演模式是以地表能量平衡為基礎，利用遙測資料配合地面氣象站的氣象資料，進行地表熱通量的估計。首先，利用大氣不穩定的修正模式，推估潛熱通量和可感熱通量的初始值，再以迭代方式自動取得乾濕控制點，獲得乾、濕控制曲線，進而重新分配淨可用能量，以推估最終的潛熱通量和可感熱通量，而潛熱通量即水稻田的蒸發散量。研究中先應用空載影像進行改良模式的測試，在反演水稻田的蒸發散量結果上與地面測站比對，蒸發散量比值的偏差僅有6.8%，因而將此方法推廣至較高時間解析度衛載的MODIS影像加以分析。比較MODIS影像所推估的潛熱通量與地面測站真值，相關係數為0.66，均方根差為97.81(Wm-2)；可感熱通量方面，相關係數可達0.76，均方根差為124.33(Wm-2)。結果顯示，利用本研究所提出的反演方法結合MODIS衛星資料，進行水稻田蒸發散量的估算為可行的，期望未來能推廣至各地，利用於進行水稻田長時期蒸發散量之監測。

關鍵詞：潛熱通量、可感熱通量、蒸發散量、MODIS

1. 簡介

蒸發散在水文循環中為一重要的因子，在區域性的水平衡中扮演重要的角色。在區域氣候中，藉由儲存大量的潛熱能，經由蒸發散作用釋放，以調節周遭溫度，在都市化區域中，得以有效降低熱島效應強度。一般而言，在較乾燥的區域，蒸發散量(evapotranspiration, ET)幾近等於降雨量，在較潮濕的區域，蒸發散量也佔總降雨量的一半或更多(Engman and Gurney, 1991)。至於水稻田區的水量，在栽培期間主要受灌溉、蒸發散作用、滲漏及滲出影響，通常豐收的水稻田一個月需 180~300 mm 的

水量(蔣汝國, 2004)。因此，若欲進行水稻產能的監控與地表水資源的管理，蒸發散量的估計為一項不可或缺的重要資訊。鍾譯靚(2001)利用遙測資料推求區域性蒸發散量的可行性，該論文中應用 Rorink et al. (2000)的S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index)旱田模式，在推估水稻田的蒸發散量時，估計值的準確性較不理想。因此，本文將改善與建立遙測資料估算水稻田蒸發散量的反演模式。首先利用2003年4月28日霧峰農委會農業試驗所農場的空載影像資料，包括可見光與近紅外光影像資料，發展出一套新的水稻田蒸發散量反演模式。此外，再進一步使用該模式，應用於衛星酬載

¹ 國立中央大學太空科學研究所及太空及遙測研究中心研究生

² 國立中央大學太空及遙測研究中心及太空科學研究所教授

³ 國立中央大學太空科學及太空及遙測研究中心研究所博士生

的MODIS影像上，估算2006年1月1日至3月1日期間的蒸發散量，並將結果與中央研究院「西部平原熱島效應對區域氣候之影響」研究計畫中所架設於嘉義的測站蒸發散量觀測做長時間的比較，以驗證蒸發散量估算模式。

2. 理論基礎

2.1 蒸發散的物理傳輸機制

蒸發散作用的物理機制，包含了兩種過程：一為蒸發過程，另一個為蒸散過程。蒸發過程是指水吸收熱能改變成水氣之過程；蒸散過程則為水氣經由植物蒸發於大氣中的過程(王如意、易任，1999)。

蒸發散速率不僅受到大氣條件與土壤條件所控制，不同介面的覆蓋下(例如：水表面覆蓋藻類)亦會影響其蒸發散速率。因此，描述水氣如何從地表傳輸至大氣中，擴散過程是相當重要的概念。本文乃以擴散概念為核心，分述三種不同的大氣不穩定修正方程。

2.2 大氣不穩定的修正方程式

在一般熱傳方程式中，常假設熱擴散係數(DSH)等於動量擴散係數(DM)，即 DSH=DM。簡而言之，就是假設前述不同物理量(如：熱量、動量、水氣)於傳輸的過程中，將會產生相同的渦旋(eddies)。但是，真實大氣的狀態並非如此。近地表的空氣受熱體積產生膨脹向外擴張作功，並上升至較高的位置。若該氣團上升所耗的功，即該氣團的溫度遞減率，與外在環境的溫度遞減率產生差異時，就會產生浮力效應(effect of buoyancy)。當上昇氣團的溫度遞減率等於環境溫度之遞減率時，稱為中性大氣狀態(neutral state)。當受熱氣團的溫度遞減率大於環境大氣溫度遞減率時，受熱上升的氣團持續上升形成不穩定狀態(unstable state)，此效應可加速垂直熱對流的速率；反之，若受熱氣團的溫度遞減率小於環境大氣溫度遞減率時，此時受熱上升

的氣團，因浮力效應被迫向水平方向運動形成穩定狀態(stable state)，此效應會減低垂直熱對流的速率。欲判斷上述三個不同的大氣狀態，可以依照大氣垂直風場、位溫與高度的關係來決定，即李察遜數(Richardson number, Ri)來決定，或以觀測地表向上傳遞的熱通量與動量大小來決定，即莫寧-奧布考夫長度(Monin-Obukhov length, L)。

2.2.1 Dyer 的大氣不穩定修正

根據 Dyer (1974) 研究結果，近地表熱通量的傳輸會受到大氣穩定度的影響，因而將可感熱通量改寫為下式：

$$SH = \frac{u_* \kappa \alpha_h \rho_{air} c_p (T_s - T_a)}{\left\{ \ln\left(\frac{z_2 - z_d}{z_1 - z_d}\right) - \left[\Psi_h\left(\frac{z_2 - z_d}{L}\right) \right] + \left[\Psi_h\left(\frac{z_1 - z_d}{L}\right) \right] \right\}} \quad (1)$$

式中，

$$u_* = \frac{u_r \kappa}{\left\{ \ln\left(\frac{z_r - z_d}{z_o}\right) - \left[\Psi_m\left(\frac{z_r - z_d}{L}\right) \right] \right\}} \quad (2)$$

$$L = \frac{-u_*^3 \rho_{air}}{\kappa g \left[\frac{SH}{T_a c_p} + \frac{0.61 LH}{\lambda_v} \right]} \quad (3)$$

κ : 為 von Karman' s 常數(0.4)，無單位

u_* : 為摩擦速度($u_* = (\tau/\rho)^{1/2}$)，單位為 m/s

ρ_{air} : 為空氣的密度，單位為 kg/m^3

α_h : 為渦流熱擴散係數與穩定大氣條件下渦度黏滯係數的比值，無單位

c_p : 為空氣的比熱，單位為 $J \cdot K^{-1} \cdot K^{-1}$

L : 為 Monin-Obukhov length 大氣穩定度尺度長度，無單位

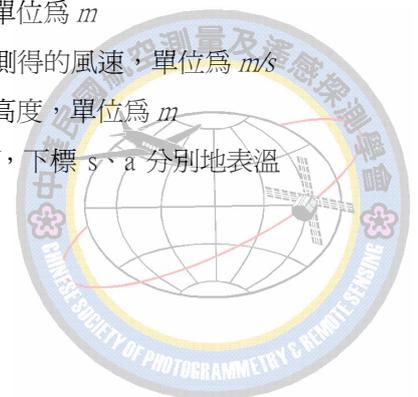
g : 為重力加速度，單位為 m/s^2

z_o : 為動量粗糙係數，單位為 m

u_r : 於某參考高度所量測得的風速，單位為 m/s

z_d : 為零風速面的位移高度，單位為 m

T : 為溫度，單位為 K ，下標 s 、 a 分別地表溫度與氣溫



z ：為參考高度，單位為 m ，下標 r 、 1 、 2 分別於三個不同高度下所量測

再引入 Dyer (1974) 對於動量修正函數 Ψ_m 與熱傳修正函數 Ψ_h 所做的歸納，假設 $\alpha_h=1.0$ 、 $\kappa=0.4$ ，於大氣條件為穩定與非穩定的條件下，即：

(1)： $L>0$ 時，穩定(stable)：

$$\Psi_h = \Psi_m = \frac{-5(z_r - z_d)}{L} \quad (4)$$

(2)： $L<0$ 時，非穩定(unstable)：

$$\Psi_h = 2 \ln \left(\frac{1+x_h^2}{2} \right) \quad (5)$$

$$\Psi_m = 2 \ln \left(\frac{1+x_m}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x_m^2}{2} \right) + 2 \tan^{-1}(x_m) + \frac{\pi}{2} \quad (6)$$

$$\text{其中， } x_h = x_m = \left[1 - \frac{16(z_r - z_d)}{L} \right]^{\frac{1}{4}}$$

2.2.2 Brustaert 的大氣不穩定修正

Brustaert (1992) 指出當大氣處於風速極大的非穩定情況下(該實測資料由 Kader and Yaglom 於 1990 年所提供)，其計算 Ψ_m 與 Ψ_h 兩個修正函數的結果與 Dyer(1974) 所歸納出有所差異。因此提出在非穩定的情況下， Ψ_m 與 Ψ_h 兩個修正函數應該為：

$$\Psi_h = 1.2 \ln \left(\frac{0.33 + y^{0.72}}{0.33 + y_0^{0.72}} \right) \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \Psi_m &= 0 && \text{for } y < 0.0059 \\ \Psi_m &= 1.47 \ln \left[\frac{0.28 + y^{0.75}}{0.28 + (0.0059 + y_0)^{0.75}} \right] \\ &\quad - 1.29 \left[y^{\frac{1}{3}} - (0.0059 + y_0)^{\frac{1}{3}} \right] && (8) \\ &&& \text{for } 0.0059 \leq y \leq 15.025 \\ \Psi_m &= \Psi_m(15.025) && \text{for } y = 15.025 \end{aligned}$$

$$\text{其中， } y = -\frac{z_r - z_d}{L}, y_0 = -\frac{z_0}{L},$$

2.2.3 Paulson 的大氣不穩定修正

在 2002 年愛荷華大學出版的 SEBAL 使用手冊中(Ralf et al., 2002)，則利用 Paulson (1970) 所提出的大氣不穩定修正方程式，主要是先修正熱傳的大氣動力阻抗(aerodynamic resistance)，再求出可感熱通量。修正方程式子如下：

$$SH = \frac{\rho_{air} c_p (T_s - T_a)}{r_{ah}} \quad (9)$$

$$u_* = \frac{u_r \kappa}{\left\{ \ln \left(\frac{z_r}{z_0} \right) - \Psi_m \right\}} \quad (10)$$

$$L = \frac{-u_*^3 \rho_{air} C_p T_s}{\kappa g SH} \quad (11)$$

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{\kappa u_r} \quad (12)$$

其中， r_{ah} ：為熱傳的大氣動力阻抗，單位為 $s m^{-1}$ 。

(1)： $L>0$ 時，穩定(stable)：

$$\Psi_m = -5 \frac{z_r}{L} \quad (13)$$

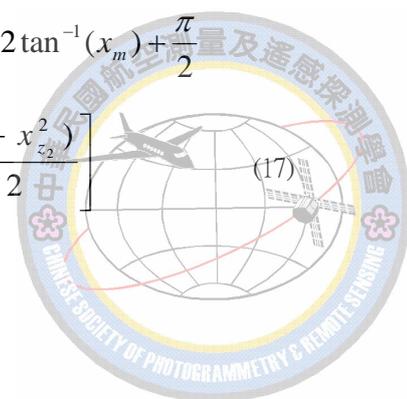
$$\Psi_{h(z_2)} = -5 \frac{z_2}{L} \quad (14)$$

$$\Psi_{h(z_1)} = -5 \frac{z_1}{L} \quad (15)$$

(2)： $L<0$ 時，非穩定(unstable)：

$$\begin{aligned} \Psi_m &= 2 \ln \left[\frac{(1+x_m)}{2} \right] + \ln \left[\frac{(1+x_m^2)}{2} \right] \\ &\quad + 2 \tan^{-1}(x_m) + \frac{\pi}{2} \end{aligned} \quad (16)$$

$$\Psi_{h(z_2)} = 2 \ln \left[\frac{(1+x_{z_2}^2)}{2} \right] \quad (17)$$



$$\Psi_{h(z_1)} = 2 \ln \left[\frac{(1 + x_{z_1}^2)}{2} \right] \quad (18)$$

其中，

$$x_m = \left[1 - 16 \frac{z_r}{L} \right]^{0.25} \quad (19)$$

$$x_{z_2} = \left[1 - 16 \frac{z_2}{L} \right]^{0.25} \quad (20)$$

$$x_{z_1} = \left[1 - 16 \frac{z_1}{L} \right]^{0.25} \quad (21)$$

(3) : $L=0$ 時，中性大氣(neutral) :

$$\Psi_m = \Psi_h = 0$$

2.3 能量平衡與輻射平衡

在能量平衡原理中，忽略植物光合作用所需的能量及熱容量，淨輻射量扣除土壤熱通量後的輻射量，會被用來加熱空氣(可感熱)及蒸發散地表的水分(潛熱)。可感熱為地面和大氣間的熱能交換，潛熱則用於土壤蒸發及植物蒸散等地表過程(Liou et al., 1998、1999)。而地表能量平衡的概念，如下式：

$$\frac{\partial W}{\partial t} = R_n - G_0 - SH - LH \quad (22)$$

上式為單位面積下能量的儲蓄率，單位為 Wm^{-2} ，

R_n : 為淨輻射量，單位為 Wm^{-2}

G_0 : 為土壤熱通量，單位為 Wm^{-2}

SH : 為可感熱通量，單位為 Wm^{-2}

LH : 為潛熱通量，單位為 Wm^{-2}

2.3.1 淨輻射量(R_n)

在輻射平衡原理中，淨輻射量是所有長短波長的入射、出射能量作用的總合，換句話說，當入射長、短波輻射扣除地表放射長波輻射及反射短波輻射後，所得輻射量即為淨輻射量，如：

$$R_n = R_s^\downarrow - R_s^\uparrow + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow \quad (23)$$

其中，

R_s^\downarrow : 為入射短波輻射量，單位 Wm^{-2}

R_s^\uparrow : 為地表反射的短波輻射量，單位為 Wm^{-2}

R_L^\downarrow : 為入射長波輻射量，來自雲層及大氣的貢獻，單位為 Wm^{-2}

R_L^\uparrow : 為地表的放射長波輻射量，單位為 Wm^{-2}

又(23)式可以寫成爲：

$$R_n = (1 - \alpha)R_s^\downarrow + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow \quad (24)$$

其中，

α : 為地表反射率，無單位。

2.3.2 入射短波輻射量(R_s^\downarrow)

入射的短波輻射量為來自於太陽高溫所輻射出的熱能，短波的輻射能穿透大氣後直接傳遞至地表。因此與地日距、緯度、大氣穿透率、太陽常數有關。太陽入射的短波輻射量可以表示爲：

$$R_s^\downarrow = S_c \cos \theta_s \left(\frac{d_m}{d} \right)^2 \tau_{sw} \quad (25)$$

其中，

S_c : 為太陽常數($S_c = 1367 W m^{-2}$)

θ_s : 為太陽入射的天頂角，單位為 $^\circ$

τ_{sw} : 為短波波段大氣的穿透率，無單位

d : 為地日距，單位為km

d_m : 為平均地日距，單位為km

2.3.3 入射長波輻射量(R_L^\downarrow)

入射的長波輻射量可以視為大氣吸收太陽所提供的輻射量，再以長波輻射出能量。Prata (1996) 認為入射的長波輻射量與大氣中的可降水量、水氣壓力與近地表的氣溫有關，提出在晴天下大氣所產



生之長波輻射能估計方程式：

$$\begin{aligned} R_L^\downarrow &= e_{sky} \sigma T_a^4 \\ e_{sky} &= \left\{ 1 - (1 + P_w) \exp[-(1.2 + 3P_w)^{0.5}] \right\} \\ P_w &= C_0 (e_0 / T_a) \end{aligned} \quad (26)$$

其中，

e_{sky} ：為大氣的放射率，無單位

T_a ：為近地表的氣溫，單位為K

P_w ：為垂直大氣柱中的可降水量，單位為cm

e_0 ：為近地表的水氣壓力，單位為mbar

C_0 為一個常數隨著區域、氣候形態不同而改變，以臺北縣板橋站2000年的探空氣球資料分析結果顯示， C_0 等於52.6。

2.3.4 放射長波輻射量 (R_L^\uparrow)：

出射的長波輻射量，為地表熱紅外光波段的放射率，乘上史帝夫波茲曼常數與溫度的四次方，如：

$$R_L^\uparrow = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (27)$$

其中， ε_0 ：地表熱紅外光波段的放射率(emissivity)，無單位。

T_s ：為地表的溫度，單位為K

σ ：為史帝夫波茲曼常數 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$

2.3.5 土壤熱通量(GO)

真實水稻田區含有大量的水分，非單純的植被與土壤。本研究乃採用Bastiaansen et al. (1998)提出的經驗式，適用於混合植被和裸土的地區進行估算，其經驗式如下：

$$G_0 = R_n \times T_0 (0.0032 + 0.0062\alpha) (1 - 0.978NDVI^4) \quad (28)$$

其中， T_0 ：為地表的溫度，單位為K

2.3.6 可感熱通量(SH)

淨輻射量扣除了土壤熱通量後，即為可感熱通

量和潛熱通量的總和，其中可感熱通量是藉由對流或傳導造成地表與大氣間熱量的傳遞，主要是因為溫度的垂直梯度變化造成可感熱通量的流通，如：

$$SH = \frac{\rho_{air} c_p dT}{r_{ah}} \quad (29)$$

上式中， dT ：為上下兩層高度時的溫度差，單位為 $^{\circ}\text{C}$ 。

2.3.7 潛熱通量(LE)

淨輻射量扣除了土壤熱通量和可感熱通量，最後剩下的就是潛熱通量。潛熱通量主要是土壤及植物蒸發散過程造成地表與大氣間熱量的傳遞，而蒸發散過程為一複雜的能量交換作用，若要直接求得潛熱通量，必須考慮到植被的阻抗、葉片上氣孔的阻抗、葉片上的含水率及土壤的含水率等。

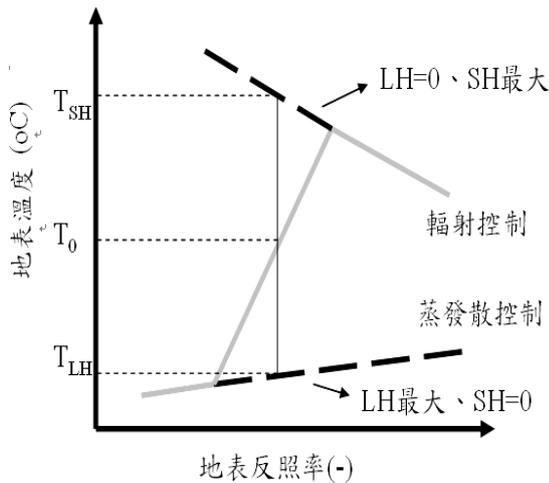
然而 Roerink et al. (2000)所提出的 S-SEBI 模式，並不直接求得可感熱通量與潛熱通量，而是假設於大氣條件為穩態的情況下，認為地表反照率(albedo)與地表溫度存在某種的關係，其關係如圖一所示，並利用圖一，求得各像元(pixel)的蒸發散比值(evaporation fraction, Λ)，最後利用蒸發散比值與淨可用能量的乘積，求得各像元的潛熱通量。另外，由於本研究利用 Roerink et al. (2000)所提出的 S-SEBI 概念，並加以修正成為新的反演模式，因此在下一節將對 S-SEBI 演算法進行較詳細的介紹。

2.4 S-SEBI 演算法

Roerink et al. (2000)所提出的S-SEBI演算法，主要仍以地表能量平衡為出發點，希望尋求一個快速的方法，利用遙測影像的資訊，估算一個區域的潛熱通量，也就是蒸發散量。在S-SEBI演算法裡，認為在一個非均勻的地表，地表溫度與反照率之間存在某種關係，而此種關係可用於決定地表的一些特性(Menenti et al., 1989)，例如地表的熱通量。因此S-SEBI演算法主要假設於大氣條件為穩定狀態的



情況下，也就是氣壓與氣溫為定值，地表反照率與地表溫度的關係，如圖一所示。



圖一 地表反照率與地表溫度的關係圖

圖一中實線為 S-SEBI 演算法，將淨輻射量分配成爲可感熱與潛熱的趨勢線。若將遙測影像中的各個像元繪製成該圖，圖中實線部分代表於某個地表反照率下地表溫度的平均值。當地表反照率相當低時，地表溫度幾乎不隨著反照率而變化，其物理意義是該像元應爲潮濕地、水面或爲植被覆蓋茂密的地區；大部分的能量都提供給水分蒸發成爲潛熱能，因此觀測的溫度變化不明顯。對於觀測物而言，隨著反照率增加，表示其含水率減少，相對可提供蒸發的水分減少，淨輻射量則被用來加熱地表成爲可感熱，然而隨著反照率增加，地表溫度跟著遞增。但是增溫到達某個極限後，隨著地表反照率增加溫度卻反而下降了，這是因爲相對於反照率大增，地表所能獲得的淨輻射量下降；因此可以用來加熱地表的能量相對降低，溫度自然隨著反照率上升而遞減。圖中上、下兩條直線分別爲乾控制與濕控制，乾控制表示所有的淨輻射能，都被拿來加熱地表成爲可感熱；濕控制表示所有的能量，都被拿來提供地表蒸發或植物蒸散水分成爲潛熱。

茲定義蒸發散比值爲蒸發散能量除以淨可用能量，如下式所示：

$$\Lambda = \frac{LH}{LH + SH} \quad (30)$$

將能量平衡式(22)帶入式(30)可得：

$$\Lambda = \frac{LH}{R_n - G_0} \quad (31)$$

故只需蒸發散比值、淨輻射量(R_n)與土壤熱通量(G_0)，即可將潛熱通量(LH)推求出來。

圖中上下兩條直線也分別可利用以下兩條方程式表示：

$$T_{SH} = a_1\alpha + a_0 \quad (32)$$

$$T_{LH} = b_1\alpha + b_0 \quad (33)$$

其中， T_{SH} ：空間散佈圖中的乾控制線，爲地表溫度與反照率函數， T_{LH} ：空間散佈圖中的乾濕控制曲線，爲地表溫度與反照率函數。

而蒸發散比值又可透過各像元於散佈圖中距離乾、濕條件控制包絡線的距離來推求。如下式：

$$\Lambda = \frac{T_{SH} - T_0}{T_{SH} - T_{LH}} \quad (34)$$

將式(31)、(32)代入式(33)可得，下式：

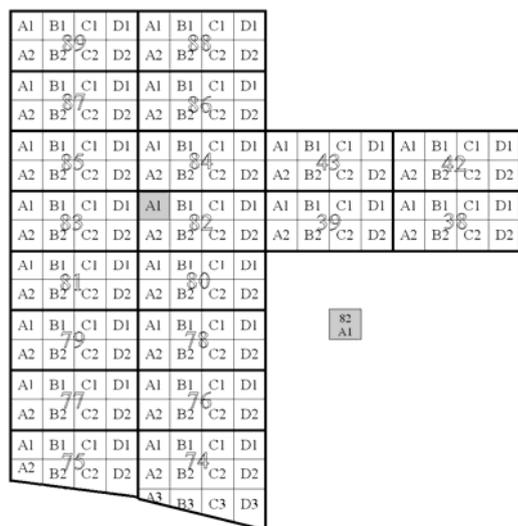
$$\Lambda = \frac{a_0 + a_1\alpha_0 - T_0}{a_0 - b_0 + (a_1 - b_1)\alpha_0} \quad (35)$$

3. 研究試區

3.1 空載影像研究試區

本研究區域爲台中縣霧峰鄉的農委會農業試驗所試驗水稻田，所栽種的水稻品種爲台農67號。試驗水稻田大致區分爲兩塊田地，約呈現T形分布：T形上方橫線一塊面積較大，約爲400m×200m，T形垂直線一塊面積較小，約爲100m×200m，而此兩塊試驗田中又各自以50m×100m小塊面積區分，共劃分爲20塊田，而74、75、76及77號田以相同的方式栽種水稻，爲相鄰之四塊田，位於T字形上方橫線靠南邊區（見圖二）。





圖二：台中縣霧峰鄉農試所試驗水稻田的編號與丈量圖；位於 82 號田的 A1 為農試所氣象站的位置

水稻田稻作共分 2 期：一期稻作生長期約在 2~6 月，二期則約在 8~11 月。空照之取像時間，為 2003 年 4 月 28 日中午，所以本研究對一期作分析。4 月 28 日水稻的平均高度約 70 公分高，過度儀架設的高度約為二公尺，氣象站風速計的高度為十公尺。

3.2 MODIS 影像研究試區

台灣地形主要分為西部的平原區和東部山地，中間則以中央山脈阻隔。雖然在地形上有極大的差異，不過所使用的 MODIS 解析度為 1 km，也使得影像資訊上的差異減少，所使用全台的 MODIS 影像資訊時間取自 2006/1/1 到 2006/3/31 的 Aqua 衛星，雖然總共有近 90 天的影像資訊，扣除地面測站有雲時的天數，只剩 10 天觀測可作比對，這 10 天的日期列於表一。

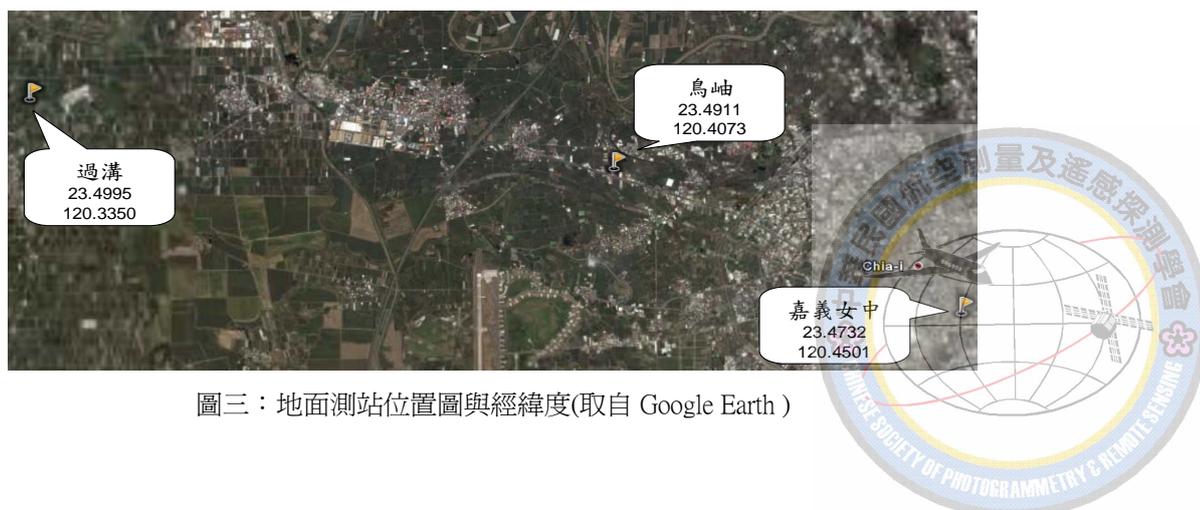
表一：本研究所使用 2006 年 MODIS 影像的日期

1 月 1 日 13:30	2 月 22 日 13:05
1 月 19 日 13:15	3 月 6 日 13:30
2 月 6 日 13:05	3 月 10 日 13:05
2 月 8 日 12:50	3 月 12 日 12:55
2 月 20 日 13:15	3 月 30 日 12:40

3.2.1 地面儀器介紹

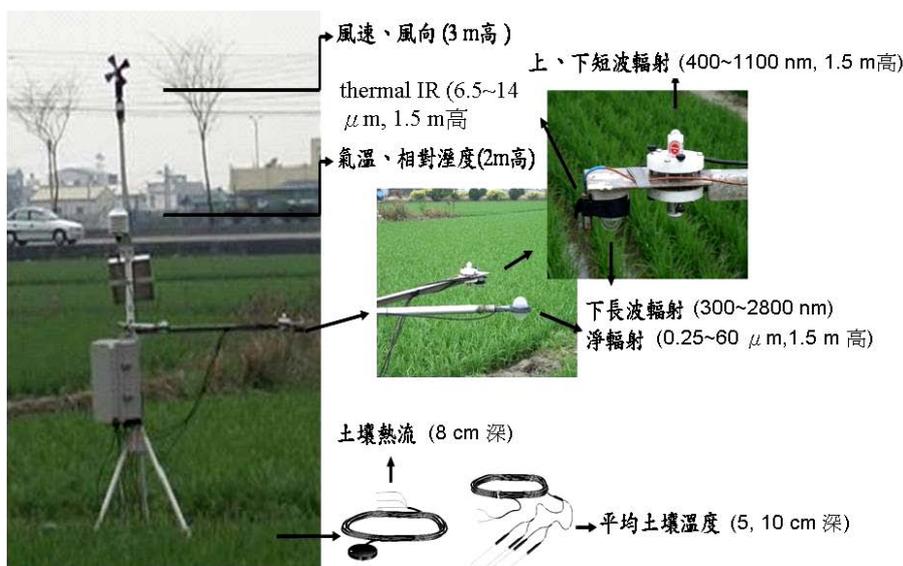
地面測站的儀器主要為中央研究院「西部平原熱島效應對區域氣候之影響」研究計畫中架設於嘉義地區的三個測站，分別位於嘉義女中科學大樓頂樓、市區與郊區之間的烏岫和位於郊區水稻田區的過溝，位置如圖三所示。在這次的測試時間當中，架設於過溝控制器上的溫度跟感測器上的溫度有所誤差，使得觀測到的地表溫度並不準確，而架設於嘉義女中上的儀器，由於是架設於水泥地上面，不符合本研究所使用的土壤熱通量經驗式，因此本次研究所推估出的地表熱通量，主要跟烏岫儀器所測得的地面資料作比對。

架設於烏岫的儀器，主要是使用美國 CAMPBELL SCIENTIFIC, INC.所建議在測量微氣候(Micrometeorology)時，所建議搭配一系列包括風速風向儀、溫濕感測器、淨輻射感測器、地表溫度、土壤熱流板、土壤溫度等土壤水份等儀器，目前儀器架設如圖四所示，烏岫測站的各項地表熱通量值，直接量測的有淨輻射值、土壤熱通量值，而可感熱值則利用二層溫度差，可代入式(29)計算獲得，再將前三值代入式(22)，則可計算出潛熱值。



圖三：地面測站位置圖與經緯度(取自 Google Earth)

嘉義市市郊農田(烏岫)



圖四：嘉義烏岫地面測站示意圖

4. 研究方法與流程

在本研究裡，空載或是衛載的 MODIS 影像，都需提供地表反照率、地表溫度及 NDVI 這三項基本影像資訊，此外配合地面的氣象資料，如氣溫、風速等資料，及地域資訊，如經緯度等，就可以輸入節(2.3)的演算法裡，計算各像元的地表熱通量。在演算的過程裡，本研究使用數值迭代的方式，加入大氣不穩定修正方程式，以修正當天能量傳輸狀態，在迭代完成後，將各像元的溫度與反照率繪於的散佈圖上，對相同反照率所對應的溫度跟潛熱通量做回歸式，找出當潛熱通量為零時的溫度，即可在溫度與反照率的散佈圖上找出一條潛熱通量為零的回歸線(乾控制曲線)；相同地，也可求出一條可感熱通量為零的回歸線(濕控制曲線)。即可求得式(30)、(31)而求得蒸發散比值，再代入式(35)求出最終的潛熱通量，也就是蒸發散量。節(4.1)與(4.2)將對數值迭代與回歸計算，做詳細的步驟介紹。

4.1 數值迭代

本節介紹以迭代的數值方法，推求初步的潛熱通量(LH)和可感熱通量(SH)。主要是以地表能量平

衡演算法，加入大氣不穩定修正方程式，在大氣不穩定修正方程式中利用 Paulson (1970)、Dyer (1974) 和 Brustaert (1992)三種不同的修正方程，迭代的步驟如下：

步驟 1 給定氣象資料：

例如：參考風速的高度 z_r 、風速 v_a 、氣溫 T_a 。

步驟 2 計算大氣穿透率：

以 Lowtran7 程式模擬當天的拍攝狀況下各波段穿透率 τ_i 。

步驟 3 計算地表參數：

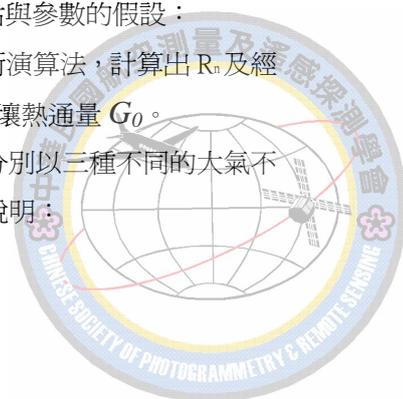
(1)空載影像以紅光、綠光和近紅外光影像資料，反演地表反照率 r_0 、標準差植被指數 NDVI、地表溫度 T_s 等。

(2)在衛載影像 MODIS 處理，則是利用 NASA 地表反照率 r_0 、標準差植被指數 NDVI、地表溫度 T_s 等產品。

步驟 4 土壤熱通量的推估與參數的假設：

依照地表能量平衡演算法，計算出 R_n 及經驗式(28)推求出土壤熱通量 G_0 。

步驟 5 進行迭代計算：分別以三種不同的大氣不穩定修正方程作說明：



(1) Paulson (1970)方法：

由於必須先給定初始的摩擦風速(u_*)和熱傳的空氣動力阻抗(r_{ah})，因此先以大氣為中性的假設下，求出摩擦風速和熱傳的空氣動力阻抗，式子如下：

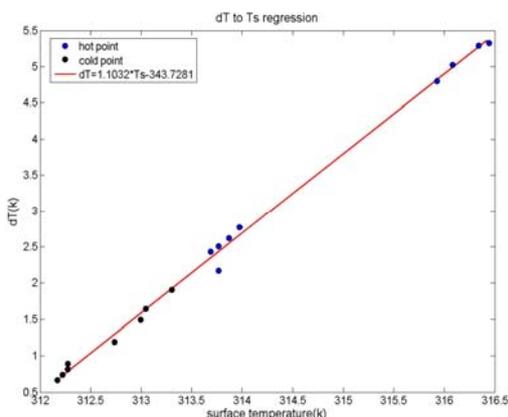
$$u_* = \frac{\kappa u_r}{\ln\left(\frac{z_r}{z_o}\right)} \quad (36)$$

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \times \kappa} \quad (37)$$

步驟 1 由地面測站資料得知參考高度和風速。

步驟 2 代入式(36)、(37)算出初始的摩擦風速(u_*)和熱傳的空氣動力阻抗(r_{ah})。

步驟 3 以 r_{ah} 最大的 10 點做為影像上的極大值(Hot Pixel)；最小的 10 點做為影像上的極小值(Cold Pixel)，代入式(9)求出這 20 個點的 $dT(T_s - T_a)$ ，再畫出 $dT - T_s$ 的散佈圖，如圖五所示找出整張影像上 dT 跟 T_s 的關係式。



圖五：地表溫度變化與地表溫度的關係圖

步驟 4 代入 dT 和式(9)、(11)重新算出 SH 和 L 值。

步驟 5 加入大氣不穩定修正方程式，判別 L 值，給定不同的修正項 Ψ_m 、 $\Psi_{h(z1)}$ 和 $\Psi_{h(z2)}$ ，代入式(10)和(12)，重新算出 u_* 和 r_{ah} 。

步驟 6 重覆步驟 3~5，直到新的 r_{ah} 值與前次迭代中 r_{ah} 值變化小於 1%，則結束迭代。潛熱通量即可由 $R_n - G_0 - SH$ 求出。整體的流程如圖六所示。

(2) Dyer(1974)方法:

步驟 1 由地面測站資料得知參考高度和風速。

步驟 2 先假設 L 值為一個極大值(L=1000m)，也就是假設大氣為近中性的狀態。

步驟 3 加入大氣不穩定修正方程式，判別 L 值，給定不同的修正項 Ψ_m 、 Ψ_h 。

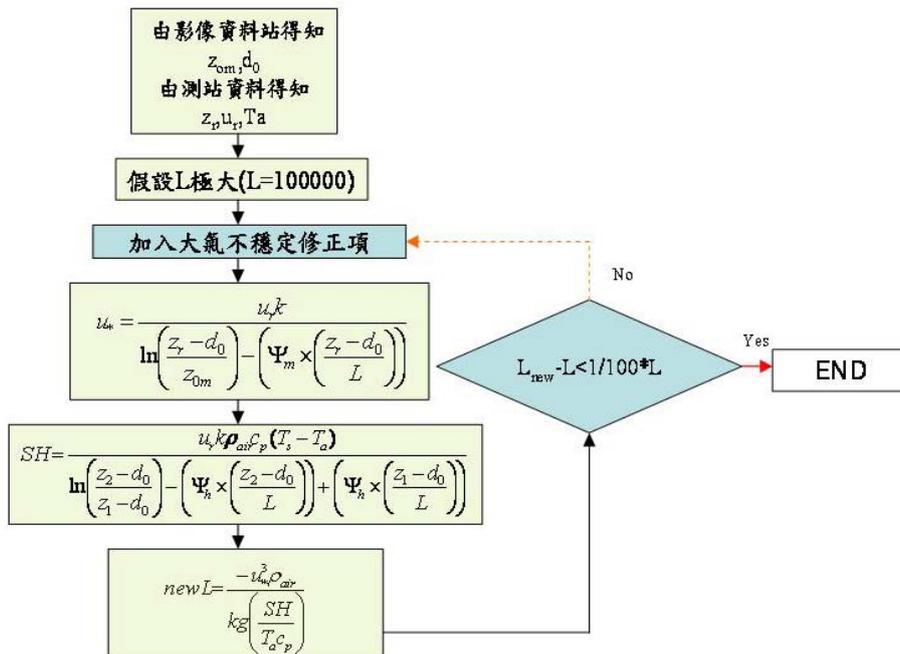
步驟 4 代入式(1)、(2)、(3)，分別算出 SH、 u_* 和新的 L 值。

步驟 5 重覆步驟 3~4，直到新的 L 值與前次迭代中 L 值變化小於 1%，則結束。潛熱通量即可由 $R_n - G_0 - SH$ 求出。整體的流程如圖七所示。

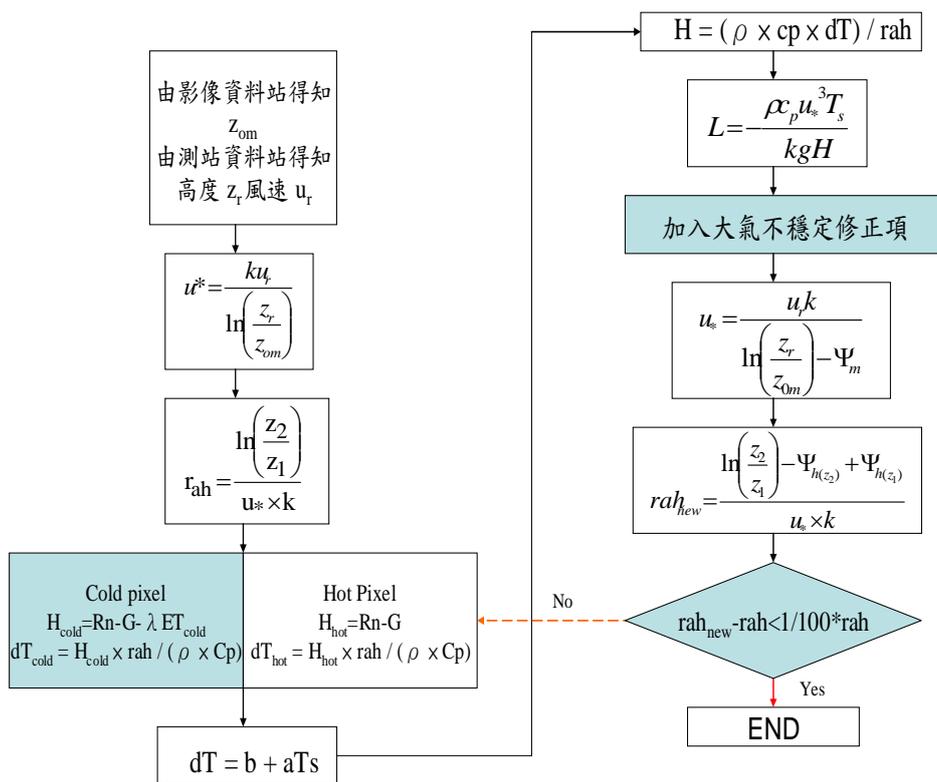
(3) Brustaert(1992)方法: L值改由 $y = -\frac{z_r - z_d}{L}$ 來

做大氣不穩定修正的判別，其餘的迭代步驟與 Dyer (1974)方法相同。





圖六：Dyer & Brustaert大氣不穩定的迭代流程



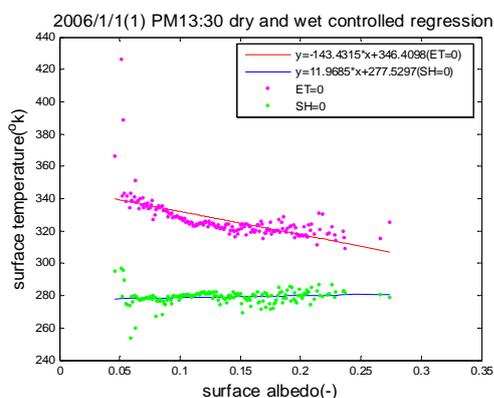
圖七：Paulson大氣不穩定的迭代流程圖



4.2 回歸計算

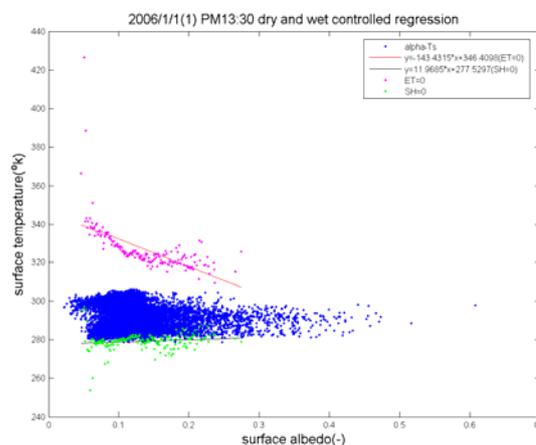
由於遙測影像可以取得大範圍的空間資訊，同時包含許多較為乾燥或較為潮濕的區域，某些區域也會產生高或低估的現象。要克服此困難，可以利用遙測資料的多光譜特性來解決，即繪製地表溫度與地表反照率的散佈圖，來決定其分配的比值 Λ (Roerink, 2000; 鍾等人, 2002; 劉等人, 2003)。本研究以線性回歸的方式，求取 Λ 。回歸的步驟如下：

- 步驟 1 由迭代的步驟，得知地表溫度與地表反照率散佈圖上潛熱通量值和可感熱通量值。
- 步驟 2 找出屬於同一個反照率的散佈點，對同一個反照率的點，做地表溫度和迭代所估計出來的潛熱通量以及地表溫度和所迭代所估計出來的可感熱通量兩者的回歸式。
- 步驟 3 由地表溫度和迭代所估計出來的潛熱通量以及地表溫度和迭代所估計出來的可感熱通量兩者的回歸式中，可求出 LE 和 SH 等於零時的溫度，如圖八所示。



圖八：回歸步驟中，求出 LH=0 和 SH=0 的回歸線

- 步驟 4 在每個反照率時，都可找出 LH 和 SH 等於零時的溫度，再把每個反照率對應到 LH 和 SH 等於零的點做回歸式，LH 等於零的回歸線即為式(33)中的 T_{SH} ；SH 等於零的回歸線即為式(32)中的 T_{LH} ，如圖九所示。



圖九：回歸出來的控制點和回歸線在影像上的散佈情形

- 步驟 5 得知 T_{SH} 和 T_{LH} 即可代入式(34)求出 Λ 值。

而加入 S-SEBI 模式修正後的潛熱通量為：蒸發散比值乘於迭代所估計出來的潛熱通量，即下式：

$$LH_f = \Lambda \times (R_n - G_0) \quad (38)$$

其中， LH_f ：為實際的潛熱通量，單位為 (Wm^{-2})

相同地，將真實的可感熱通量視為最後的剩餘值，回到能量平衡式(22)，即可求出可感熱通量：

$$SH_f = R_n - G_0 - LH_f \quad (39)$$

其中， SH_f ：為修正後的可感熱通量，單位為 Wm^{-2}

5. 研究結果與討論

本章節的結果與討論分為空載影像和 MODIS 衛星影像兩部分，在空載的影像部分主要與架設於 77 號田上渦度通量儀(eddy covariance system)的觀測和陳奕穎(2004)所反演的結果作比較。MODIS 衛星影像則與嘉義地區的測站作長時間的比較，以下分別對這兩部分做說明。



5.1 空載影像

空載影像部分解析度較高，所以多加入了分類的影像資訊，分類方法是利用 ERDAS IMAGINE 8.5 內建的監督性分類(supervised classification)，分成建物、草地、田埂、柏油、水稻及其他類植物，在迭代過程中，利用分類的影像資訊選取溫度極大和極小值的控制點，嘗試找出最好的迭代結果。

5.1.1 選點方式

5.1.1.1 分類選點

在溫度極小值部分，限制水稻作為要選取的區域，並找出熱傳空氣動力阻抗最小的 10 個點作為控制點，而在溫度極大值部分，則分別以建物、柏油和田埂，作為選點的限制條件，一樣是選出 10 個最大的空氣動力阻抗作為控制點。

5.1.1.2 非分類選點

非分類選點主要是找出影像上熱傳空氣動力阻抗最大的 10 點，作為溫度極大的控制點；最小

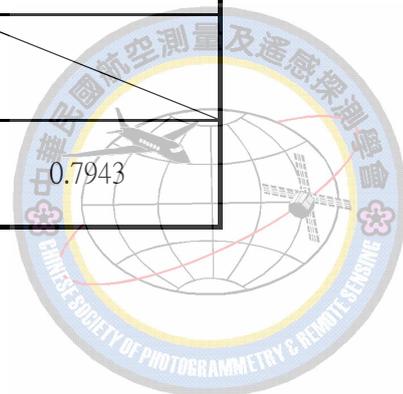
的 10 點作為溫度極小的控制點，不必考慮到分類的影像資訊。

5.1.2 結果比較

經由上面不同選點的方式，完成迭代的步驟，可以得知初步的潛熱通量和可感熱通量列於表二，由表可知以分類作為選點的限制所求出來的 LH 值偏低，因此並不適合。所以以非分類選點的方式再加入回歸的步驟，求出修正後的潛熱通量和可感熱通量，並與地面測站和陳奕穎(2004)所反演的結果做比較，列於表三，其結果發現，以 Paulson (1970)所推估出來的 LH 和實際測站值誤差只有 0.9%，而加入回歸後新的反演模式誤差增加到 6.3%，顯示在潛熱通量方面以 Paulson (1970)為佳。不過若比較 Δ 值，則以新的反演模式(6.8%)優於 Paulson (12.9%)。兩者所推估出的可感熱通量都較實際值來的低，主要可能是因為使用地表能量平衡法的關係，使得可感熱所分配到的淨可用能量較低。圖十和圖十一為新反演模式所推估出來的潛熱通量和可感熱通量。

表二：不同的選點條件於迭代過程後初步推估出的地表通量

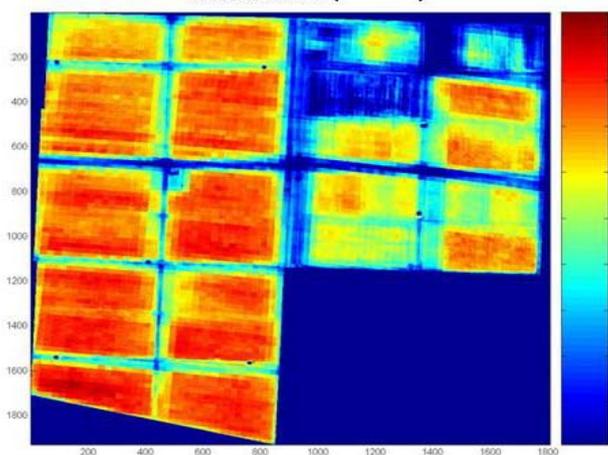
控制點條件	選取最大最小值	建物	柏油	田埂	陳奕穎 (2004)	Eddy (實際測點)
LH (Wm^{-2})	389.6	87.67	84.994	28.84	417.5	393.4
SH(Wm^{-2})	44.79	346.75	349.4	405.58	192.3	203.3
G(Wm^{-2})	139.025	139.025	139.025	139.025	39.1	103.4
Rn(Wm^{-2})	573.45	573.45	573.45	573.45	648.9	598.7
迭代次數	25	2	2	4		
Δ	0.8968	0.2018	0.1956	0.0663	0.6847	0.7943



表三：新反演法與其他方法所求得的各地表通量比較

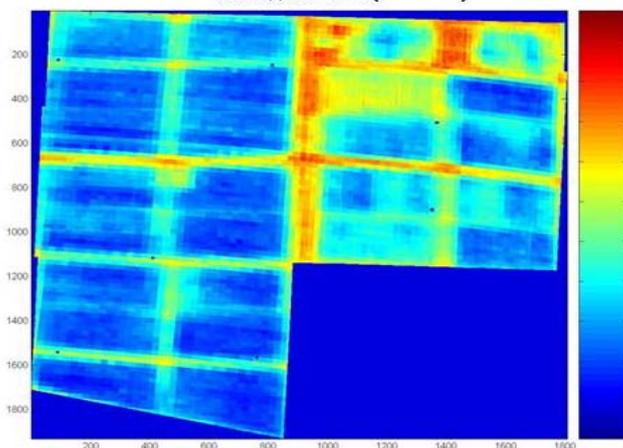
	Paulson 的迭代步驟	new-method (迭代+回歸)	陳奕穎 (2004)	Eddy (實際測點)
LH(Wm ⁻²)	389.6	368.61	417.5	393.4
SH(Wm ⁻²)	44.79	65.8	192.3	203.3
G(Wm ⁻²)	139.025	139.025	39.1	103.4
Rn(Wm ⁻²)	573.45	573.45	648.9	598.7
Λ	0.8968	0.8484	0.6847	0.7943
LH 誤差	0.9%	6.3%	6.1%	
Λ 誤差	12.9%	6.8%	13.7%	

潛熱通量 (Wm⁻²)



圖十：新反演模式應用於空載影像上所推估出來的潛熱通量

可感熱通量(Wm⁻²)



圖十一：新反演模式應用於空載影像上所推估出來的可感熱通量



5.2 MODIS 影像

由於空載影像所能比對的資料只有一筆，因此加入MODIS的影像來證實新反演模式的可行性。由空載影像的結果可知，利用非分類的選點法較接近真值，因此在MODIS影像部分，並不探討分類後的結果，另一方面也是因為MODIS的影像解析度為

1 km，因此並不加入分類的步驟。主要是比較三種不同的大氣不穩定修正方程，最後再對大氣不穩定修正方程進行改良，找出應用在MODIS影像上最佳的反演模式。表四為利用三種不同的大氣不穩定修正方程式，初步推估出的各地表熱通量跟地面真值的比較。表五則是加入回歸式修正後的各地表熱通量跟地面真值所作的比較。

表四：三種不同的大氣不穩定修正方程式初步推估出的各地表熱通量跟地面真值的比較

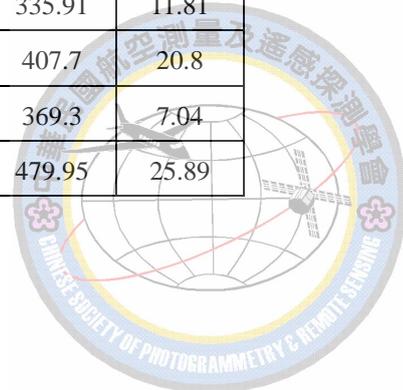
	Paulson		Dyer		Brustaert		地面測站	
	LH	SH	LH	SH	LH	SH	LH	SH
1	3.82	313.72	295.28	22.26	19.69	349.5	337	26.59
19	26.75	308.08	312.07	22.76	76.51	458.96	187.73	105.34
37	52.74	316.06	347.64	21.16	269.26	177.84	361.53	8.81
39	20.16	354.27	345.6	28.83	125.66	309.95	326.08	59.5
51	132.24	222.94	329.36	25.82	329.07	126.48	335.84	22
53	146	206.03	325.39	26.64	225.83	216.47	345.51	20.12
65	100.16	272.33	353.41	19.08	314.9	167.54	335.91	11.81
69	119.19	280.84	366.02	34.01	278.24	288.06	407.7	20.8
71	137.61	263.49	366.41	34.7	332.34	180.13	369.3	7.04
89	134.24	242.89	354.64	22.49	123.16	367.25	479.95	25.89

* LH 表示潛熱通量(Wm^{-2})，SH 表示可感熱通量(Wm^{-2})

表五：加入回歸修正後的各地表熱通量跟地面真值的比較。(NaN 表 Δ 為負值)

	Paulson		Dyer		Brustaert		地面測站	
	LH	SH	LH	SH	LH	SH	LH	SH
1	10.12	307.42	260.82	56.72	NaN	488.27	337	26.59
19	22.36	312.47	285.67	49.16	NaN	615.35	187.73	105.34
37	40.15	328.65	312.25	56.55	186.63	245.84	361.53	8.81
39	32.61	341.82	310.01	64.41	72.167	357.79	326.08	59.5
51	65.35	289.83	282.23	72.95	230.96	202.11	335.84	22
53	70.88	281.15	275.73	76.29	171.46	261.45	345.51	20.12
65	52.84	319.65	332.05	40.44	223.65	202.77	335.91	11.81
69	47.89	352.15	332.75	67.29	229.06	238.89	407.7	20.8
71	74.16	326.94	366.41	34.7	332.34	180.13	369.3	7.04
89	66.41	310.71	354.64	22.49	123.16	367.25	479.95	25.89

* LH表示潛熱通量(Wm^{-2})，SH表示可感熱通量(Wm^{-2})



5.2.1 結果比較

利用 Paulson 的方式應用於 MODIS 的影像，可以非常吻合 S-SEBI 的理論基礎，不過由表七可知所推估出來的蒸發散量值，明顯低於地面測站的實際值。Dyer 和 Brustaert 的方法，雖然在推估蒸發散量時有較良好的結果，然而過程中卻不符合 S-SEBI 的理論。因此本研究提出改良的方法，主要是結合了 Paulson 和 Dyer，步驟如下：

步驟 1 先由 Paulson 的方式求出整個影像的溫度變化(dT)，再把 dT 代回地表能量平衡演算法中，重新求得淨輻射量(R_n)。

步驟 2 利用新的 R_n 值加入 Dyer 的迭代式中，而這邊計算 SH 的 T_a 值是代影像上最小的

T_s 值，主要是先假設溫度最小時有最小的 SH 值。

步驟 3 加入回歸步驟中，重新分配潛熱通量和可感熱通量。

利用改良後的方式，除了乾、濕控制曲線符合 S-SEBI 的理論基礎外，潛熱通量和可感熱通量與地面真值間的相關係數也明顯的提高，如表六所示。

表七則為嘉義地區的水稻栽培日期與改良後反演模式所推估出的潛熱通量、可感熱通量與單位換算後的蒸發散量值(ET)。雖然2月15日為插秧的日期，不過由1月19日和2月6日的蒸發散量中，可看出蒸發散量有明顯的增加，因此推估嘉義平原的插秧日期應該提早於2月初。

表六：三種不同的大氣不穩定修正方程與改良後的相關係數和均方根差

	Paulson		Dyer		Brustaert		改良後	
	r^2	rmse	r^2	rmse	r^2	rmse	r^2	rmse
淨輻射量	0.57	53.31	0.57	53.31	0.57	53.31	0.75	42.82
潛熱通量	0.50	307.75	0.54	72.1	0.02	194.02	0.66	97.81
可感熱通量	0.018	289.55	0.1	41.86	0.84	299.36	0.76	124.33
土壤熱通量	0.439	29.1	0.439	29.1	0.439	29.1	0.54	54.44

表七：左表為嘉義地區水稻栽培日期。右表為嘉義平原所計算出的潛熱通量、可感熱通量與單位換算後的蒸發散量值(ET)

插秧後日數	日期	生長期	控制點	日期	LH (Wm^2)	SH (Wm^2)	ET ($mmhr^{-1}$)
1	02/15	成活至分蘗期	保持存活	01/01	199.13	169.21	1.059
6	02/18	成活至分蘗期	更換秧苗觀，察其是否存活	01/19	206.69	193.98	1.102
15	01/27	成活至分蘗期	存活期過，秧苗不得更換，水量注意維持	02/06	278.02	148.37	1.475
20	03/01	分蘗始期	壤土後五天潛水灌溉	02/08	289.40	139.29	1.534
38	03/19	有效分蘗終期	田間保持水深	02/20	294.16	135.33	1.559
40	03/21	幼穗分化期	光合作用強三天後深水灌溉	02/22	298.74	133.21	1.592
55	04/06	幼穗形成終期	濕用穗肥前要潛水灌溉，之後第三天潛水灌溉至幼穗完成	03/06	276.02	136.78	1.471
				03/10	294.44	144.74	1.567
				03/12	289.77	142.31	1.536
				03/30	275.38	139.18	1.465

6. 結論

本次研究嘗試不同的方式去求得潛熱通量，這些方式在不同的步驟中，會有不同的結果，因此在此做個總結。

過去欲利用 S-SEBI 模式求取濕控制曲線時，都必須先求取影像上水分較充足的區域，例如水稻田區；乾控制曲線則找影像上水分較缺乏的像元，例如田埂。而新的反演模式則是利用回歸的方式找出乾、濕控制點，求取乾、濕控制曲線，如此則可不必利用地表物的特性來求取乾、濕控制像元。

- 1 利用 Paulson 的大氣不穩定修正項迭代 MODIS 影像，所推估出來的蒸發散量明顯的偏低，主要是因為 MODIS 影像所推估的溫度太低，使得迭代過程中的溫差(dT)過高，而有過高的可感熱通量值。空載影像因為是低空拍攝，受到大氣的影響較低，所反演出來的溫度也較接近地面真值，不會使迭代的 dT 值過大，因此在使用 Paulson 的迭代中能得到較佳的結果。
- 2 Dyer 和 Brustaert 的方法雖然在推估蒸發散量時，有較良好的結果，然而過程中卻不符合 S-SEBI 的理論，使得影像上有許多蒸發散比值超過 1 或是小於 0 的值出現。而良好的乾、濕控制曲線則是要盡量把蒸發散比值(Λ)控制在 0~1 之間，使推估出來的蒸發散量和可感熱通量值不會超過地表能量平衡中的淨可用能量($R_n - G_0$)。因此利用 Dyer 和 Brustaert 的方法，並不適用於回歸方式中。
- 3 空載影像部分所反演出來的可感熱通量與陳奕穎(2004)所反演出來的可感熱通量，有極大的差值，除了因為所推估的淨輻射量(R_n)差了 70 Wm^{-2} 外，在地表熱通量(G_0)方面，也差了將近 100 Wm^{-2} ，因此，陳奕穎(2004)所推估出來的可感熱通量能較好的估計值。不過若是比較蒸發散比值 Λ ，可以發現新的反演模式比陳奕穎(2004)所推估出來的 Λ 來的更接近真值。
- 4 改良後的新反演模式應用在 MODIS 的影像上，

不管是淨輻射量、可感熱通量或蒸發散量與地面真值之間做比較，都有超過 0.66 的相關性，只有土壤熱通量的相關係數不到 0.6，主要原因還是 MODIS 溫度影像值過低，若是能改善土壤熱通量的相關係數，或許能提高其他地表熱通量的相關性。

希望未來能更進一步利用地面測站的地表溫度值，修正 MODIS 所反演出來的地表溫度，使得土壤熱通量的相關性提高，也期望能增加 MODIS 的影像天數，並配合更豐富的地面觀測資料，驗證本反演模式推估地表熱通量的可信度。

致謝

感謝國科會計畫(NSC93-2111-M-008-015-AP2)及中央研究院「西部平原熱島效應對區域氣候之影響」提供經費補助與資料分析，使本研究得以順利完成。

參考文獻

- 陳奕穎，2004。發展遙測資料反演可感熱與潛熱通量之研究，國立中央大學水文科學研究所碩士論文，中壢
- 王如意和易任，1999。應用水文學上冊，國立編譯館，台北
- 劉說安、陳奕穎、張子瑩，2003。空載多波段資料遙測水稻田蒸發散量之研究，精準農業之知識與技術，行政院農委會出版，台中
- 鍾譯靚，2001。利用衛星遙測估算蒸發散量與熱通量之研究，國立台灣大學碩士論文，台北
- 蔣汝國，2004。直播及節水栽培對水稻用水量及產量之影響，台南區農業專訊第 50 期，台南
- Bastiaanssen, W.G.M., M. Menenti, R.A. Feddes, A.A.M. Holtslag, 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation, *Journal of Hydrology*, 212: 198-212.
- Brustaert, W., 1992. Stability correction function for the mean wind speed and temperature in the unstable



- surface layer, *Geophysical Res Letter*, 19(5): 469-472.
- Choudhury, B.J. and H.A.R. de Bruin, 1995. First order approach for estimating unstressed transpiration from meteorological satellite data, *Adv. Space Res.*, 16(10): 167-176.
- Dyer, A.J, 1974. A review of flux – profile relationships, *Boundary-Layer Meteorol.*, 3: 363-372.
- Engman, E.T. and R. J. Gurney, 1991. Remote Sensing in Hydrology, *Chapman and Hall*, London.
- Roerink, G. J., Z. Su., and M. Meneti, 2000. S-SEBI: A simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Balance, *Adv. Space Res.*, 25(2):147-157.
- Liou, Y.-A., and A. W. England, 1998. A land surface process/radio- brightness model with coupled heat and moisture transport in soil, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 36:273-286.
- Liou, Y.-A., J. Galantowicz, and A. W. England, 1999. A land surface process/radiobrightness with coupled heat and moisture transport for prairie grassland, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 37:1848-1859.
- Paulson, C.A, 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profile in the unstable atmospheric surface layer, *Appl. Meteorol*, 9:857-861.
- Prata, A.J., 1996. A new long-wave formula for estimating downwardclear-sky radiation at the surface, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122:1127-1151.



Using Remote Sensing to Estimate Evapotranspiration of Paddy Field

Tzu-Chieh Chien¹ Yuei-An Liou² Tzu-Yin Chang³

ABSTRACT

Evapotranspiration is an important factor in hydrology cycle and regional climate. For example, rice paddy field absorbs and stores huge amount of energy, which is released to the air through evapotranspiration. As a result, ambient temperature is adjusted and the strength of the heat island effect is mitigated in the urbanization areas. The aim of the current study is to develop an evapotranspiration retrieval algorithm for rice paddy field by remote sensing technique in order to provide long-term and large-area observation and to investigate its role in heat island effect. The proposed retrieval algorithm is based on energy balance at the land-air interface. Surface heat fluxes are estimated by remote sensing data with in situ surface meteorological measurements. The initial values of latent heat and sensible heat fluxes are obtained using an unstable atmospheric correction method. By iterating the energy balance equation, radiation and evaporation controlled lines are determined, and hence, the net available energy is redistributed into latent and sensible heat fluxes, respectively. In this study, both airborne and satellite imageries are utilized. The former imagery covers a small area with high spatial resolution. The satellite imagery acquired by MODIS is utilized to estimate the evapotranspiration over the entire Taiwan. The proposed retrieval algorithm has provided a fairly good estimate of evaporation fraction by airborne imagery with bias of 6.8% when compared with the in situ measurements, while performed poorly with the satellite imagery. To improve the evapotranspiration estimate by satellite imagery, the Paulson and Dyer's corrections to unstable atmosphere were modified. The correlation coefficients for latent heat flux and sensible heat flux and the corresponding in situ observations were found to be 0.66 and 0.76, respectively. The root mean square errors for latent heat flux and sensible heat flux were 97.81 Wm⁻² and 124.33 Wm⁻², respectively.

Keywords : Latent heat flux, Sensible heat flux, Evapotranspiration, MODIS

¹Graduate Student, Institute of Space Science and Center for Space and Remote Sensing, National Central University

²Professor, Center for Space and Remote Sensing and Institute of Space Science, National Central University

³PhD Graduate Student, Institute of Space Science and Center for Space and Remote Sensing, National Central University.

