利用空載多波段資料推求水稻田蒸發散量之研究

劉說安*[1,2,3]、陳奕穎[2]、張子瑩[3]、徐誌豪[2]、申雍[4]、楊純明[5]、吳啓南[6]

[1]國立中央大學太空及遙測研究中心

[2]國立中央大學水文科學研究所

[3]國立中央大學太空科學研究所

[4]國立中興大學土壤環境科學學系

[5]行政院農業委員會農業試驗所農藝組

[6]工研院能源與資源研究所遙測與資訊研究室

E-mail: yueian@csrsr.ncu.edu.tw

摘要 ---------- 62

一、前言 ---------- 62

二、方法簡述 ---------- 63

三、結果與討論 ---------- 66

四、結語---------- 70

五、誌謝 ---------- 70

六、引用文獻 ---------- 70

ABSTRACT---------- 72

利用空載多波段資料推求水稻田蒸發散量之研究

劉說安[1,2,3]、陳奕穎[2]、張子瑩[3]、徐誌豪[2]、申雍[4]、楊純明[5]、吳啓南[6]
[1]國立中央大學太空及遙測研究中心
[2]國立中央大學水文科學研究所
[3]國立中央大學太空科學研究所
[4]國立中興大學土壤環境科學學系
[5]行政院農業委員會農業試驗所農藝組
[6]工研院能源與資源研究所遙測與資訊研究室
E-mail: yueian@csrsr.ncu.edu.tw

摘要

利用空載高解析度、可見光與熱紅外光多波段資料，配合地面氣象站所量測得的氣象資料，針對台中縣霧峰鄉農試所的試驗田區進行蒸發散量估計。推估方法基於地表能量平衡方程式，反演的地表參數包含反照率(albedo)、地表溫度及標準差植被指數(Normalized Difference Vegetation Index; NDVI)。其中，對於地表溫度的部分，係利用 NDVI 推求熱紅外光波段的放射率，再利用史蒂夫波茲曼定律將亮溫(Brightness temperature)轉換爲地表溫度。至於潛熱通量與可感熱的分配，則以乾、濕控制條件配合推求。本研究中，利用 2003 年 04 月 28 號蒐集到具有充分乾、濕控制條件的影像，經由乾、濕控制像元決定了乾、濕控制曲線，並依該曲線決定影像中各像元潛熱通量與可感熱的分配比值，進而決定潛熱通量與可感熱通量，並與現場量測值做比較。證實透過多波段遙測資料推估潛熱通量與可感熱通量是可行的方法，更爲水文循環提供了良好的蒸發散量空間資訊。

關鍵字：蒸發散、水稻田、遙測、潛熱。

一、前言

(一)研究背景

在遙測資料應用方面，過去曾用衛星(Landsat、SPOT)資料遙測地表之蒸發散量(Bastiaanssen *et al.*, 1998；Roerink *et al.*, 2000；Boegh *et al.*, 2002)，但一般台灣農業田區範圍有限，因此空間解析度成爲使用衛星資料的參考指標，當衛載解析度不足時空載取而代之。而使用空載機具架設多頻譜系統儀器(DMSV-1)對於水稻田田區所做的蒸發散研究中指出，利用多光譜資料反演水稻田之蒸發散量具可行性(鍾等，2002)。故利用直昇機搭配 DUNCAN MS3100-CIR 多光譜數位成像儀並搭配熱紅外光濾鏡高光譜影像儀；獲得紅光、

綠光及近紅外光三個波段的資訊與熱紅外波段的資訊，因此共可獲得四個波段的資訊。

就作物生長環境而言，於生長營養狀態一致的情況下，作物亦會因是否有足夠的水分維持其生長，而改變其健康情況。一般而言，水稻對水之需求格外重要，水分之多寡直接影響稻穀產量。而土壤就有如會吸水的海綿一般，它提供了作物生長所需要的水分，因此土層深、淺與作物生長健康情形有關。且農試所曾對於試驗田區進行過土壤資料庫的調查(郭等，2002)，可獲得試驗田區的土壤資訊。

(二)研究目的

由於水分的供需多寡攸關於水稻的產量。因此欲透過空載多波段的遙測資料，推估水稻田區蒸發散量。而蒸發散量的反演過程，先前已由鍾等(2002)試推求過，但對於乾輻射控制包絡線的估計上無法獲得有效的控制像元；嘗試以大範圍的空拍攝影像，繪製地表溫度與地表反照率的散佈圖，從中尋找出乾輻射控制像元，推估出水稻田的蒸發散量。

希望利用氣孔孔度計(porometer)實測水稻田田區水稻葉面之蒸散量。將實測成果與模式所反演出來的蒸發散量做驗證，並評估利用Roerink *et al.* (2000)所提法展出來的 S-SEBI 模式的適用性。綜合比較反演出來的蒸發散量與實測葉面蒸散量，及有效土層深淺與蒸發散量的關聯性，以面的趨勢做爲比較，並提出合理的解釋。

二、方法簡述

(一)能量平衡及輻射量平衡原理

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，所以淨輻射量扣除土壤熱通量後的輻射量會被用來加熱地表(可感熱)及蒸發散地表的水分(潛熱)。可感熱爲地面和大氣間的傳導，潛熱則用於土壤蒸發及植物蒸散過程。而地表能量平衡的概念如(1)式：

$$R_n = G_0 + H + \lambda E \tag{1}$$

上式中，R_n 爲淨輻射[W/m²]，G_0 爲土壤熱通量[W/m²]，H 爲可感熱通量(sensible heat flux)[W/ m²]，λE 爲潛熱通量(latent heat flux)[W/m²]。

在輻射量平衡原理中，淨輻射是總和所有長短波長的入射、出射能量作用的結果。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，所得輻射量即爲淨輻射量，如(2)式：

$$R_n = K^{\downarrow} - K^{\uparrow} + L^{\downarrow} - L^{\uparrow} \tag{2}$$

其中，$K^{\downarrow}$ 爲入射短波輻射量[W/m²]，$K^{\uparrow}$ 爲地表反射的短波輻射量[W/m²]，$L^{\downarrow}$ 爲入射長波輻射量，來自雲層及大氣的貢獻[W/m²]，$L^{\uparrow}$ 爲地表的放射長波輻射量[W/m²]。

(二)能量平衡項的求法

1.地表淨輻射量

主要是利用上述的輻射量平衡原理 $R_n = (1-r_0)K^{\downarrow} + L^{\downarrow} - L^{\uparrow}$ 推求淨輻射量 R_n，其中 $K^{\downarrow}$ 與季節、所在緯度及時間有關，一般可由此三項參數算出，本研究以測值代入。$K^{\uparrow}$ 爲 $K^{\downarrow} \times r_0$。$L^{\uparrow} = \sigma T_0^4$，但要有地表溫度的配合。$r_0$ 爲地表反射率。$L^{\downarrow}$ 來自雲層及大氣的貢獻，可利用空氣溫度、蒸氣壓估計入射長波輻射量(Prata, 1996)：

$$\begin{aligned} L^{\downarrow} &= e_{sky}\sigma T_a^4 \\ e_{sky} &= \left\{1-(1+xi)\exp\left[-(1.2+3xi)^{0.5}\right]\right\} \\ xi &= 46.5(vap/T_a) \end{aligned} \tag{3}$$

式中 e_{sky} 爲大氣放射率[-]。 vap 爲水汽壓[kpa]。 T_a 爲氣溫[K]。

2.土壤熱通量

因爲試驗區域位於台中縣霧峰鄉，屬於植被密度大的區域，可根據 Bastiaanssen *et al.* (1998)提出完全以遙測地表溫度估計 Γ 的經驗式來預測 G_0 。此經驗式爲地表反照率、地表溫度和 NDVI 的函數，可表示爲：

$$\Gamma = T_0(0.0032 + 0.0062r_0)(1 - 0.978NDVI^4) \quad (4)$$

3.潛熱與可感熱通量

經由上述(第貳章第一節)得知，將淨輻射量扣除土壤熱通量獲得淨可用能量，其中一部份能量是提供給空氣造成溫度變化，稱之爲可感熱 H (sensible heat)；另外一部份是提供土壤中水氣蒸發與植物蒸散作用所需的能量，稱之爲潛熱 λE (latent heat)，爲本文研究的重點。

對於非均勻的地表而言，地表溫度與反射率之間存在某種關係，而此種關係可應用於決定地表的一些特性(Menenti *et al.*,1989)。假設於大氣條件爲穩定的狀態下，也就是氣壓與氣溫爲定值，地表反照率與地表溫的關係如下圖所示：

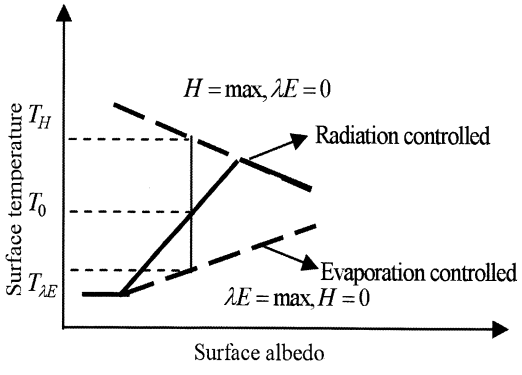


圖 1. 地表反照率與地表溫的關係圖。

圖中實線爲 S-SEBI 模式將淨輻射量分配成爲可感熱與潛熱的趨勢線。若將遙測影像中的像元繪制成該圖，圖中實線部分代表於某個地表反射率下地表溫度的平均值。

當地表反射率相當低時，地表溫度幾乎不隨著反射率而變化，其物理意義是代表著這像元應爲潮濕地、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，因此觀測得的溫度變化不明顯。對於觀測物而言隨著反射率增加，表示其含水率減少，相對可提供蒸發的水份減少，淨輻射量則被用來加熱地表成爲可感熱，然而隨著反射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，原因是因爲相對於反射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，溫度自然隨著反射率上升而遞減。

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。分別以下列兩條方程式表示：

$$T_H = a_1 r_0 + a_0 \quad (5)$$

$$T_{\lambda E} = b_1 r_0 + b_0 \quad (6)$$

因此可定義蒸發散比值(evaporation fraction)爲蒸發散能量除以淨可用能量：

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{\lambda E + H} = \frac{\lambda E}{R_n - G_0} \quad (7)$$

$$\Lambda = \frac{T_H - T_0}{T_H - T_{\lambda E}} \quad (8)$$

在 S-SEBI 模式中就是利用該蒸發散比值因子來決定潛熱與可感熱的分配比率。故只要

從地表溫度與反照率的關係圖中，將乾控制 T_H 與濕控制 $T_{\lambda E}$ 的回歸係數求得，即可定義可感熱與潛熱，如下所示：

$$H = (1-\Lambda)\times(R_n - G_0) \tag{9}$$

$$\lambda E = \Lambda \times (R_n - G_0) \tag{10}$$

(三)地表參數的反演

1.地表反射率

一般進行遙測地表資訊時，地表的反射率定義爲地表短波反射率。而此研究又使用空載機具獲得多波段資訊，因此大氣對輻射傳遞所造成的誤差很小故可忽略不計。受儀器限制此研究只考慮紅光、綠光及近紅外光三個波段的資訊。可經由空載機具上的 Duncan MS3100-CIR 多光譜數位成像儀獲得紅光、綠光及近紅外光三個波段的資訊。其 CCD 感測之光譜分布及波長頻寬如圖 2 及表 1 所示。

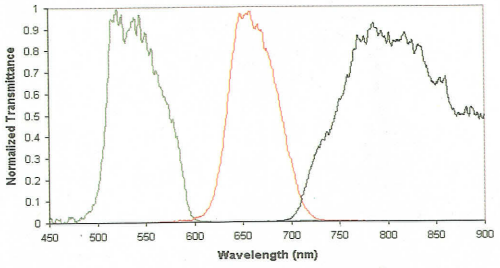


圖 2. MS3100-CIR 光譜感測分布圖。(廖，2002)

表 1. MS3100CIR 中心波長及頻寬表

Band	Center Wavelength	FWHM
Green	550 nm	40 nm
Red	660 nm	40 nm
IR	800 nm	65 nm

附註：摘自(廖，2002)

因此定義地表的反射率爲三個短波波段平均相加，如(11)式所示：

$$r_0 = \sum_{i=1}^{3} \frac{r_{0,i}}{3} \tag{11}$$

2.標準差值被指數 NDVI

標準差值被指數 NDVI 透過近紅外光波段與紅光波段的反射率定義爲：

$$NDVI = \frac{r_{nir} - r_{red}}{r_{nir} + r_{red}} \tag{12}$$

其中 r_{nir} 、 r_{red} 分別爲近紅外光波段與紅光波段的反射率。

3.地表放射率

本研究假設純植被及純裸土的放射率極值爲已知，利用 NDVI 和放射率間的關係找出極值間的內插函數。於 NDVI 求出後再以 NDVI 反演地表覆蓋比率最後估算地表放射率(Valor and Caselles, 1996)。

$$\varepsilon_0 = \varepsilon_t P_t + \varepsilon_g P_g + \varepsilon_s P_s + d\varepsilon \tag{13}$$

因地表爲一個粗糙面，故考慮植物頂部(top)、植物的底部(ground)、植物的側邊(side)，分別以下 t、g、s 代表。P_t 、P_g 、P_s 爲感測器觀測到的覆蓋權重部分。而 $d\varepsilon$ 和粗糙地表內部反射到感測器的輻射有關，即顯示感測器觀測到的輻射會高於粗糙地形直接放射的輻射。將與植被的覆蓋比率有關，植被覆蓋比率 $P_v = P_l + P_s$ ，式(13)便可寫成：

$$\varepsilon_0 = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_g (1 - P_v) + d\varepsilon \tag{14}$$

而混合植被與裸土覆蓋的 NDVI 可表示爲：

$$NDVI = NDVI_v P_v + NDVI_s (1 - P_v) \tag{15}$$

則植被覆蓋比率可表爲：

$$P_v = \frac{NDVI - NDVI_g}{NDVI_v + NDVI_g} \tag{16}$$

其中 P_v 爲植被的覆蓋比率($NDVI_g$ 與 $NDVI_s$ 可由試區中 NDVI 的分佈範圍求得，一個爲純植被的 NDVI 另一個爲存裸土的 NDVI)。$d\varepsilon$ 求法過於複雜，在此不推導。如下試所示：

$$d\varepsilon = (1-\varepsilon_g)\varepsilon_v F(1-P_v) \quad (17)$$

由於 $d\varepsilon$ 求法過於困難故以$<d\varepsilon>$表示。因此地表放射率可以表示爲：

$$\varepsilon_0 = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_v(1-P_v) + 4 < d\varepsilon > (1-P_v) \quad (18)$$

上式中 ε_v 、 ε_g 純植被及裸土的放射率，分別採用 0.985 及 0.960。$<d\varepsilon>$採平均值爲 0.015(Volor and Caselles, 1996)。

4.地表溫度

地表物接收太陽與大氣所提供的輻射能使物體產生熱能，此種能量的表現稱之爲地表溫度。而根據史蒂夫波茲面定律指出不同種的物體因其組成、含水率、顏色、表面粗糙的不同而具有不同的地表放射率。物體可依據其溫度與放射率可放射出不同輻射能。因此可以藉由遙測地表物放射出的長波輻射能，再搭配反演出的地表放射率推求出地表溫度。

根據史蒂夫-波茲曼定律(Stefan Boltzmann law)搭配反演出地表物的放射率，可以將空載儀器所獲得的亮溫 T_b 轉換成地表溫度 T_0 。

$$L_{BB} = \sigma T_0^4 = \varepsilon_0 \sigma T_b^4$$
$$\Rightarrow T_0 = \sqrt[4]{\varepsilon_0 \times T_b^4} \quad (19)$$

上式中 $\sigma = 5.67\times10^{-8}[W/(m^2 * K^4)]$。爲史蒂夫-波茲曼常數。$\varepsilon_0$ 爲地表物的放射率。

由於空載資料中可見光與熱紅外光波段的空間解析度不同。故將熱紅外光波段的影像做重新取樣，使其解析度提高與可見光波段相同。於此種情況下利用可見波段所反演出的放射率配合相對應的亮溫值來估計地表溫度。其方法如下圖所示：

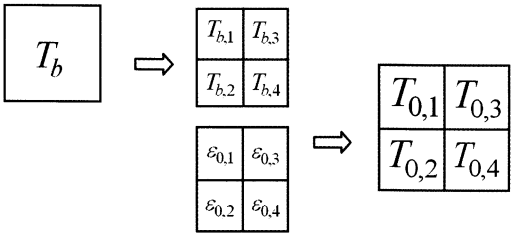


圖 3. 推估地表溫度的構想圖。

透過上述的構想能夠將空間解析度較低的熱影像轉換成空間解析度較高的熱影像，同時可以提升反演蒸發散量的空間解析度。

三、結果與討論

(一)遙測試驗田區

此次研究分別研究 2003 年 04 月 28 日與 2003 年 05 月 23 日兩次實行空拍作業所獲得的多波段影像。由於空拍作業所獲得的熱影像有幾何扭曲的現象如圖 4，故必須進行幾何校正。經過幾何校正的影像方可進行地表參數的反演，經幾何校正的影像成果如圖 5 所示。

但由於 05 月 28 日所獲得的空拍影像中，近紅外光波段因受光影反差強烈影響，部份地區產生飽和的現象，因此反演出的蒸發散量成效不彰故僅參考其結果，本次研究只著重於 04 月 28 日的部分。

氣象資料方面由農試所的氣象站所提供，由於空拍的時段約於當天中午到下午一點，故取氣象站下午一點所記錄的資料作爲大氣的背景條件。平均氣溫爲 31.8°C，相對溼度爲 62.7%，太陽短波日照強度爲 2.24[MJ/m^{2}hr]。

地表溫度方面係利用先前所介紹的原理，利用 Valor and Caselles(1996)所提出以 NDVI 推求熱紅外光波段的地表放射率，再利

用史蒂夫波茲曼定律反演出地表溫度。最後將地表反照率與地表溫度繪製成空間散佈圖，成果如圖 6。由此空間散佈圖中得知水稻田區像元值，落在影像中地表反射率較低的部分約在 0.2 至 0.5 之間；其他像元之反射率相較之下高出許多，可能是非試驗田的像元。使用此種同時具有乾、濕控制像元的影像，即可提供決定乾、濕控制包絡線的參考。依照此種特性所求出的包絡線如圖 7 所示，其迴歸包絡線定義爲下(20)、(21)兩式：

$$T_H = -4.980 r_0 + 50.710 \quad (20)$$

$$T_{\lambda E} = 4.002 r_0 + 41.574 \quad (21)$$

經由乾、濕控制包絡線即可定義影像中各像元潛熱與可感熱的分配比例。將所有試驗田區作爲參考所反演出來的蒸發散量如圖 8 所示。圖中估計的蒸發散量有負值產生，其物理意義是降雨或結露的情況產生。但不應於此試驗的時間點產生。解釋其原因乃因決定乾、濕控制包絡線時有些像元超出了包絡線控制的範圍，因此有極端的蒸發散負值產生。造成了估計上的誤差。若要避免該種誤差地產生就必須以更精準的反演模式去推求試驗田區的蒸發散量。以期獲得更佳的效果。

爲了探求水稻田區因爲有效土層深淺對於水稻田區的蒸發散量影響，因此參考(郭等，2002)對於農試所試驗田區土層分佈所做的調查圖互相比較。將 04 月 28 日、05 月 23 日(NIR 過飽和)與有效土層圖做比較，如圖 9 所示。

將此兩次空拍作業反演所獲得的蒸發散資料與試驗田區有效圖層深淺做比較，觀察其結果皆顯示蒸發散量較高的區域，對應有效土層之深淺皆顯示其土層較薄，其原因可能因爲淺層土壤有效體積熱容積較厚層土壤來得低。薄土層與厚土層相比具有較高的溫度梯度，因此反應出較出高的蒸發散量。

(二)實測試驗田區

由於試驗田區的蒸發散量實難估計，故擬採用儀器估計作物蒸散量的方式進行量測。蒸散作用爲水氣經由植物體發散於大氣之過程。

其過程包括：1.植物經由根部吸收水份，水分再經由根部的細胞壁外進入細胞壁內。2.水分於滲透入植物後存於株內運行。3.水分經由葉面上的氣孔而離開植物本體。此種過程維持著植物的新陳代謝，使植物得以順利生長(王及易，1999)。

本研究實測試驗田區部分，主要是利用 LI-COR 公司所生產的 LI-1600 Steady State Porometer 作爲實驗測量的儀器。儀器本身內部有預先填充乾燥劑與抽氣幫浦等多項裝置。其工作原理是先將儀器內的乾空氣之溼度、氣溫、葉溫與氣體流率做記憶，再將新鮮葉片置入量測孔徑內進行量測；儀器重複記錄進行葉面量測時的各參數，並計算葉面阻抗等參數。蒸散量可表爲空氣流率、葉面積、儀器中空氣水分子密度、實測葉面時儀器空氣中水分子密度的關係式。如式(22)所示：

$$E = (\rho_c - \rho_a)\frac{F}{A} \quad (22)$$

式中 E 爲蒸散率[μg cm^{-2} s^{-1}]，ρ_c 爲儀器中空氣水分子密度[μg cm^{-3}]，ρ_a 爲實測葉面時儀器空氣中水分子密度[μg cm^{-3}]，F 儀器內部所產生的初始空氣流率[cm^3 s^{-1}]，A 爲葉面積[cm^{-2}]。其詳細的系統作業架構圖，如圖 10 所示。

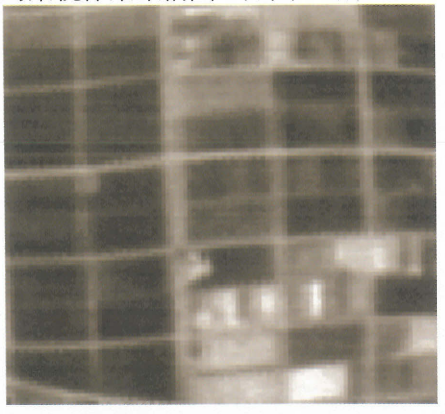


圖 4. 未經幾何校正的原始熱影像圖。

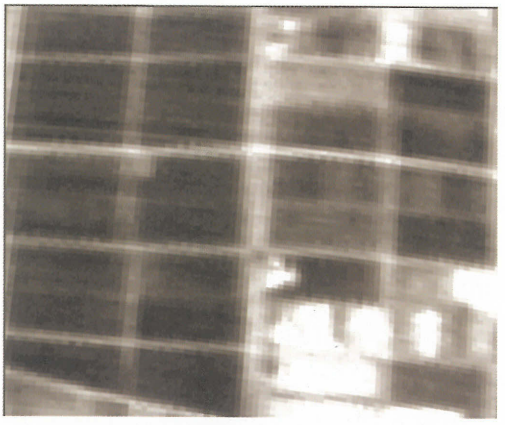


圖 5. 經過幾何校正後之熱影像圖。

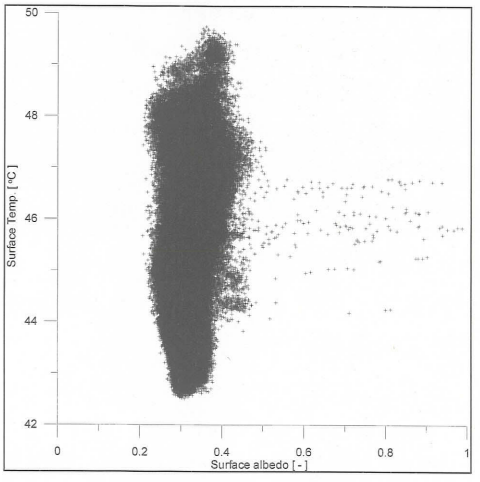


圖 6. 地表放射率與溫度的空間散佈圖。

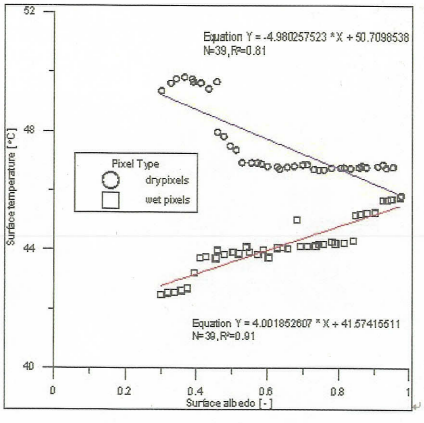


圖 7. 經由回歸分析所求得乾、濕控制曲線。

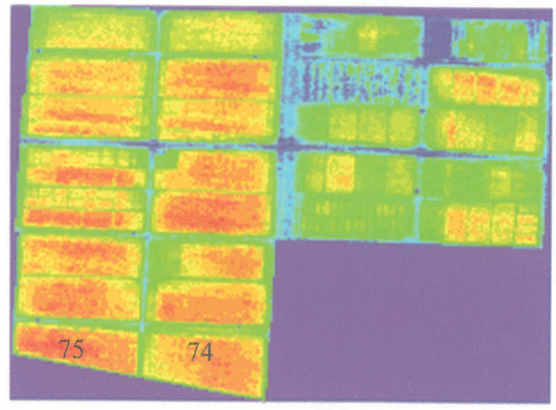


圖 8. 以 S-SEBI 模式估計所出研究區域 2003 年 04 月 28 日之蒸發散量。

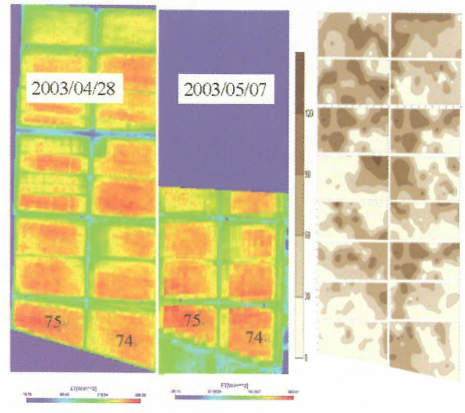


圖 9. 2003 年 04 月 28 日、2003 年 05 月 23 日之蒸發散量與有效土層深淺之比較圖。

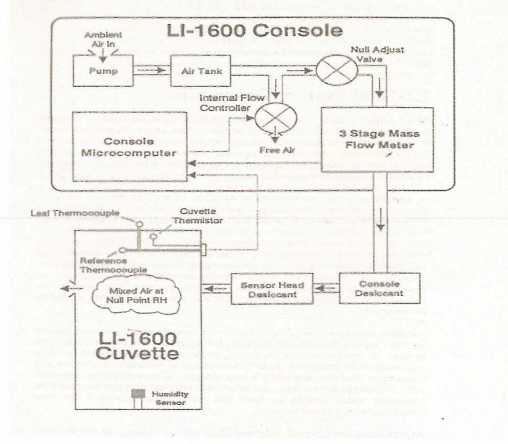


圖 10. LI-1600 系統作業架構圖。

分別將 74 號田區與 75 號田區做網格規劃，進行做物蒸散量的採樣。採樣點的設置如下圖所示：

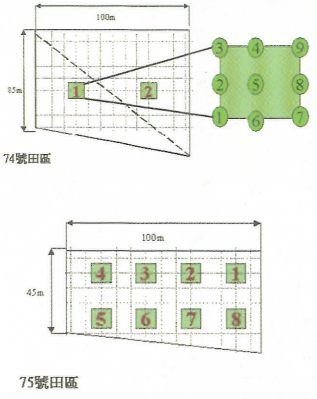


圖 11. 74 與 75 號田區所規劃採樣點。

圖 11 中方塊內的標號爲採樣順序，74 號田區取 18 個點、75 號田區取 8 個點的資料。以上的網格點規劃乃依土層深淺的狀況做分配，74 號田圖層左右深淺不一致，故分別於左右各取一個樣區做採樣；75 號田土層較均勻故採平均分散的八個樣區採樣。

推求試驗田區水稻的蒸散量時，儀器所測得的蒸散量，爲單位葉面積所貢獻的量；因此必須配合作物的葉面積指數，兩者相乘才可獲得水稻的蒸散量值。而水稻的葉面積指數(LAI)又會因不同的生長期而有所改變，此處引用(Shibayama *et al.*, 1989)，對於水稻田 LAI 與生長期所做的關係圖，其關係如圖 12 所示：

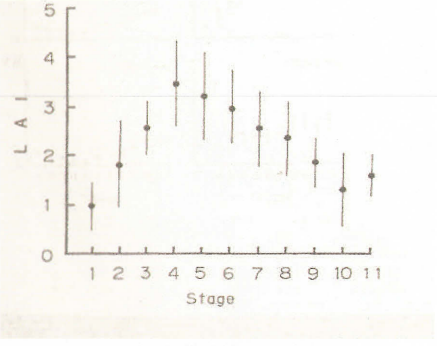


圖 12. 水稻 LAI 與生長期之關係圖。

圖中將水稻生長期分爲十一個生長期距(Stage)，每個生長期距爲十天。而第一次空拍作業執行爲 2003 年 04 月 28 日，約爲一期作的第八十至九十天，故取葉面積指數爲 2.3(LAI=2.3)。進行採樣點蒸散量估算的參考。

將 75 號田區 8 個採樣的數據經過線性內插成 75 號田區面的資料如圖 13 所示：



圖 13. 75 號田區水稻實測葉面蒸散量。

同樣地將 74 號田區所採樣的 18 個點作處理，但其中剔除掉一點，因資料有誤。經過線性內插繪製成平面圖，如圖 14 所示：

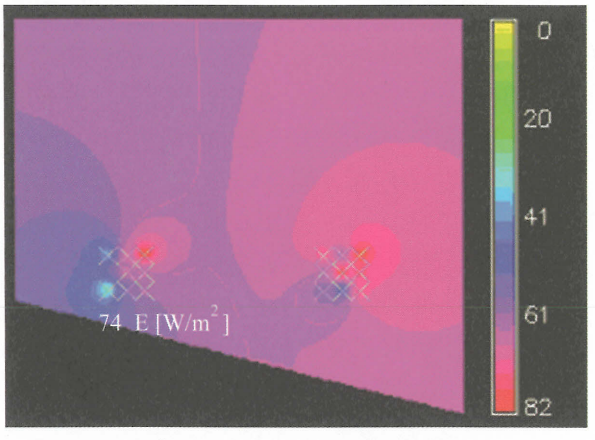


圖 14. 74 號田區實測水稻葉面蒸散量。

74 號試驗田區 14 個採樣數的據如下表所示：

表 2. 74 號試田水稻蒸散量實測值。

74 號田區 採樣時間:13:00P.M			
採樣編號	Transpiration [W/m^2]	採樣編號	Transpiration [W/m^2]
1	31.26	10	57.19
2	-	11	62.84
3	40.38	12	72.55
4	67.48	13	61.53
5	64.62	14	79.16
6	56.64	15	48.57
7	61.29	16	72.73
8	64.27	17	75.47
9	82.32	18	80.23

四、結語

(一)研究結論

綜合上述所有的研究內容，並探討所得的實測結果。我們可以獲得下列五點結論：

1. 於大氣條件穩定時，以地表能量平衡的觀念，配合多波段遙測資料求取地表蒸發散量具可行性。但欲利用 S-SEBI 模式求取水稻田的蒸發量時，必須注意乾、濕的選取。一般而言，水稻田田區水分較充足，可挑選成爲濕控制像元；而田埂區域的像元較缺乏水分，可挑選成爲乾控制像元。

2. 經由多波段遙測資料反演出的蒸發散資料顯示：75 號田區的蒸發散量確實高於 74 號田區。再配合有效土層資料顯示，土層較淺的作物區其蒸發散量有偏高的趨勢。

3. 經由地面實測 74、75 號田區水稻的葉面蒸散量顯示：75 號田區蒸散量空間分佈較爲平均，而 74 號田區則呈現右邊田區較高、左邊田區較低的趨勢。此結果與多波段遙測資料所反演出的蒸發散量趨勢相吻合。

4. 由反演出的蒸發散與有效土層資料中證實作物的蒸發散量，確實與該生長土層之深淺有相當大的相關聯性。兩者相比較，薄土層會反應出較高的蒸發散量。

5. 水稻對水之需求格外重要，水分之多寡直接影響稻穀產量。經本研指出 75 號田區的蒸發散量普遍偏高，推測應爲影響其產量的一個重要因子。

(二)建議事項

1.本研究嘗試以活動的水池內加冰塊，作爲溫度校正的控制像元，但因由於水池的範圍太小無法於熱影像中成像。建議可採取於某定點測溫，作爲溫度控校正的參考依據。

2.關於水稻田的葉面積指數(LAI)，乃參考(Shibayama *et al.*, 1989)對於水稻田 LAI 與生長期關係圖，並參照空拍作業時間求得。並未對水稻田的葉面積做實際的觀測。往後若進行 LAI 之測估計時，期可進行更準確度的破壞性估計法。

3.對於地表能量的分配採 S-SEBI 的方法估計，是依照溫度與反照率的關係圖，再求出蒸發散粗糙因子，反演出蒸發散量。期可參照其物理構想，推演出精確度更高的反演模式。

4.本研究對於水稻田之葉面蒸散量的估計，乃依照定位點逐時觀測，可能因採葉時間點不同、大氣條件的變化造成變異。因此可考慮以其他更好的方法取代。

五、誌謝

本研究承蒙行政院農委會「水稻田精準農業(耕)體系」研究計畫支持，另外也感謝工研院廖子毅先生提供空載機具 DUNCAN 資料。

六、引用文獻

王如意、易任。1999。「應用水文學」。p.167-168 頁。國立編譯館，臺北市。

郭鴻裕、劉禎祺、潭增偉等。2002。「應用土壤資料庫於水稻精準農耕土壤肥力分佈之探討」。p.139-152。應用於水稻精準農業體系之知識與技術。楊純明、林俊義，主編。行政院農委會農業試驗所，臺中縣。

葛國平。1990。「衛星山區植被雙向反射特性之研究」。國立中央大學大氣物理研究所

碩士論文，中壢市。

廖子毅。2002。「DUNCAN MS-3100 CIR 近紅外成像儀面參數率定報告」。工研院能源與資源研究所，新竹縣。

鍾譯靚。2001。「利用衛星遙測估算蒸發散量與熱通量之研究」。國立臺灣大學土木工程研究所碩士論文，中壢市。

鍾譯靚、劉說安、李天浩等。2002。「利用遙測推估農作物蒸發散量之研究」。p.65-78。應用於水稻精準農業體系之知識與技術。楊純明、林俊義，主編。行政院農委會農業試驗所，臺中縣。

Bastiaanssen, W.G.M., M. Menenti, R.A. Feddes and A.A.M. Holtslag. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land(SEBAL) 1 Formulation. J. Hydrology 212:198-212.

Boegh, E., H. Soegaard and A. Thomaen. 2002. Evaluating evapotranspiration rate and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. Remote Sens. Environ. 79:329-343.

Choudhury, B.J. 1989. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data. p.628-690. *In:* Vistas in Modeling, in Theory and Applications of Optical Remote Sensing. G. Asrar, ed. Wiley, New York.

Clothier, B.E., K.L. *Clawson*, P.J. Printer, Jr., M.S. Moran, R.J. Reginato and R.D. Jackson. 1986. Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. Agric. Forest Met. 37:312-329.

Daughtry, C.S.T., W.P. Kustas, M.S. Moran, P.J. Printer, Jr., R.D. Jackson, P.W. Brown, W.D. Nichols and L.W. Gay. 1990. Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. Remote Sens. Environ. 32:111-124.

Kustas, W.P. and C.S.T. Daughtry. 1990. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. Agric. Forest Meteorol. 49:205-223.

LI-COR Inc. 1989. LI-1600 Steady State Porometer Instruction Manual. Nebraska, USA.

Menenti, M., W.G.M. Bastiaanssen, D. van Eick and M.A. Abl El Karim. 1989. Linear relationships between surface reflectance and temperature and their application to map evaporation groundwater. Adv. Space Res. 9(1):165-176.

Menenti, M. and B.J. Choudhury. 1993. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. p.561-568. *In:* Proceedings of IAHS conference on Land Surface Processes. IAHS Publ., No. 212.

Oevelen, van, P.J. 1991. Determination of the available energy for evapotranspiration with remote sensing. M. Sc. Thesis, Agricultural University of Wageningen, The Netherlands. 68pp.

Prata. 1996. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. Quarterly J. Royal Meteorol. Soc. 122:1127-1151.

Roerink, Su, Menenti. 2000. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. Phys. Chem. Earth (B) 25:147-157.

Shibayama, M. and T. Akiyama. 1989. Seasonal visible, near-infrared and mid-infrared spectra of rice canopies in relation to LAI and above-ground dry phytomass. Remote Sens. Environ. 27:119-127.

Wan, Z. and J. Dozier, J. 1989. Land –surface temperature measurement from space: Physical principles and inverse modeling. IEEE Trans. Geos. Remote Sens. 27:268-278.

Airborne Remote Sensing of Evapotranspiration over Rice Paddy

Yuei-An Liou[1,2,3], Yi-Ying Chen[2], Tzu-Yin Chang[3], Zui-Hao Hsu[2], Yuan Shen[4], Chwen-Ming Yang[5] and Chi-Nan Wu[6]

[1] Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University, Chungli, Taiwan

[2] Institute of Hydrological Sciences, National Central University, Chungli, Taiwan

[3] Institute of Space Sciences, National Central University, Chungli, Taiwan

[4]Department of Soil and Environmental Sciences, National Chung-Hsing University, Taichung, Taiwan

5Division of Agronomy, Taiwan Agricultural Research Institute, Taichung, Taiwan

[6]Energy & Resources Laboratories, Industrial Technology Research Institute, Chutung, Taiwan

E-mail: yueian@csrsr.ncu.edu.tw

ABSTRACT

This paper presents a retrieval scheme for the remote sensing of evapotranspiration (ET) over rice paddy. To perform the retrieval, high-resolution airborne imagery of multi-spectral visible and thermal infrared data, and ground-based meteorological measurements are utilized. The ET retrieval scheme is based on the basic principal of surface energy budget, which is a result of balance among longwave and shortwave radiation, latent heat, sensible heat, and energy flux into the ground. To partition the latent and sensible heat fluxes of interest from the energy balance equation, three basic parameters are of most concern, including albedo, surface temperature, and normalized difference vegetation index (NDVI). The NDVI and albedo can be easily derived from the visible and near infrared spectral data, while the surface temperature can be determined through the analysis of the infrared data with the Stefan Boltzmann law. From the airborne imagery taken on 28 April 2003, we observe very good dry and wet pixels that can be easily corresponded to the radiation and evaporation controlled criteria, respectively, and, hence, for the further use in defining the evaporative fraction needed to partition sensible and latent heat fluxes from the net energy flux. The derived ET is compared with the *in situ* measurements.

Key words: Evapotranspiration, Rice, Remote sensing, Latent heat flux.