

## 水田微氣候模式之建立與應用

# Development and Application of Micrometeorological Model for Paddy Field

國立台灣大學生物環境系統工程學系副教授  
兼水工試驗所副研究員

吳 富 春

Fu-Chun Wu

國立台灣大學生物環境系統工程學系  
研究助理

沈 易 澂

Yi-Cheng Shen

### 摘 要

本研究結合植物-大氣-土壤模式及大氣環流模式之熱流理論建立水田微氣候模式，模擬水稻田區之植物及地表與大氣間之能量傳遞，以評估水田調節微氣候之功能。本研究將水田微氣候模式應用於雲林莿桐休耕示範田區進行三種案例探討，模擬結果顯示水田蓄水時所吸收之太陽輻射量較不蓄水時為大，所吸收之熱量大部份經由蒸發潛熱流方式釋放，因而降低地表溫度及可感熱流之大小，達到調節微氣候之功效。本研究模擬結果顯示，水田休耕後若仍保持蓄水狀態，則在夏季時每公畝之水田具有相當於 20 台家用冷氣機之冷房效果，其調節微氣候之功效較不蓄水之水田顯著。本研究所發展之模式可做為具體量化水田調節微氣候功能之有效工具。

**關鍵詞：**微氣候模式，可感熱，蒸發潛熱，太陽輻射，水田。

### ABSTRACT

This study integrates the theoretical components of heat transfer of the Plant-Atmosphere-Soil Simulation Model (PASSM) and General Circulation Model (GCM) to develop a micrometeorological model for paddy field. Such a model can be used to simulate the heat flows between plant, land surface, and air, and evaluate the function of microclimate modification by the paddy field. The proposed model is applied to three case studies on the Tsi-Tung demonstration paddy fields in Yun-Lin, Taiwan. The simulation results indicate that the net absorption of solar radiation is greater for the paddy fields with water storage than those without water storage. Most of the absorbed energy is released through the latent heat of evaporation, which reduces the land surface

temperature and sensible heat flow into air, thus modifies the regional microclimate. The results also reveal that if water storage remains in the paddy fields after planting rice in summertime, the cooling effect of the one-hectare paddy field is equivalent to 20 family-type air conditioners. The modification of microclimate is more significant as compared to the paddy fields without water storage. The proposed model can be used as an effective tool to quantify such effects.

**Keywords:** Micrometeorological model, Sensible heat, Latent heat, Solar radiation, Paddy field.

## 一、前言

水田除了生產性之功能外，尚存在生態及生活上之機能，如調蓄洪水、補注地下水、降低洪峰流量、調節微氣候及淨化環境等。本研究針對水田生態環境建立一微氣候模式，評估水田調節微氣候之功能，比較水田耕種期與休耕期對微氣候之影響。地表溫度與熱能變化是重要之氣候因子，為準確估計其分佈，往往需要輸入許多氣象條件及地表參數，甚或需要氣候變遷資料方能模擬其變化，本研究以植物-大氣-土壤模式 PASSM (Plant-Atmosphere-Soil Simulation Model, Wu 1990)之理論為基礎，並結合大氣環流模式 GCM (General Circulation Model)之地表熱流理論，建立水田微氣候模式，此模式可模擬植物及地表與大氣之能量傳遞及空氣溫度與濕度之變化。

## 二、模式理論

### 2.1 植物群內之熱輻射分佈

地表接受太陽短波輻射後，除了以長波輻射之方式將部份能量散回大氣外，亦利用地表物質與空氣溫差所產生之可感熱流(Sensible Heat)及地表水分與植物之蒸發散所產生之蒸發散潛熱流(Latent Heat)將地表之熱量以非輻射方式釋放至大氣中，太陽輻射與地表熱量之循環關係如圖 1 所示。植物群(Plant Community)內之太陽輻射熱流  $S_T(z)$  可根據經驗公式估計：

$$S_T(z) = S_{TCH} \cdot \exp[-\alpha_L \cdot CLAI(z)] \dots\dots\dots(1)$$

式中  $S_{TCH}$  為大氣之太陽輻射熱流(W/m<sup>2</sup>)； $\alpha_L$  為消滅係數(無因次)，其值介於 0.3 至 1.5 之間(Ross, 1975)； $CLAI(z)$  為高度  $z$  以上之累積葉面積指數(m<sup>2</sup>/m<sup>3</sup>)，可由葉面積密度  $LAD(z)$  (m<sup>2</sup>/m<sup>3</sup>)求得，其關係如下：

$$CLAI(z) = \int_z^{z_{CH}} LAD(z) dz \dots\dots\dots(2)$$

式中  $z_{CH}$  為植物覆蓋高度(Canopy Height)，如圖 2 所示。

植物所釋放之長波輻射  $L_N(z)$  可由經驗公式求得(Murphy and Knoerr, 1975)：

$$L_N(z) = \sigma(T_{SK}^4 - T_L(z)^4) + \sigma(T_G^4 - T_L(z)^4) \dots\dots\dots(3)$$

式中  $\sigma$  為 Stefan-Boltzmann 常數(W/m<sup>2</sup>k<sup>4</sup>)； $T_{SK}$  與  $T_G$  分別為天空及地表之溫度(k)； $T_L(z)$  為高度  $z$  之葉面溫度(k)。利用式(1)與式(3)，可求得植物群在高度  $z$  處所吸收之淨輻射能  $R_N(z)$ ：

$$R_N(z) = a_L \cdot S_T(z) + L_N(z) \dots\dots\dots(4)$$

式中  $a_L$  為葉面對太陽短波輻射之吸收率。

### 2.2 動量、熱量及水蒸氣之傳遞

#### (1) 動量之傳遞

空氣中風速之變化可分為穩定(Stable)、不穩定(Unstable)及中性(Neutral)等三種條件，當空氣溫度不隨高度改變且垂直熱流為零時稱之為中性條件，其平均風速之垂直變化梯度可以下式表示(Wu, 1990)：

$$\frac{dU}{dz} = \frac{U^*}{k(z-d)} \quad \text{for } z \geq z_{CH} \dots\dots\dots(5)$$

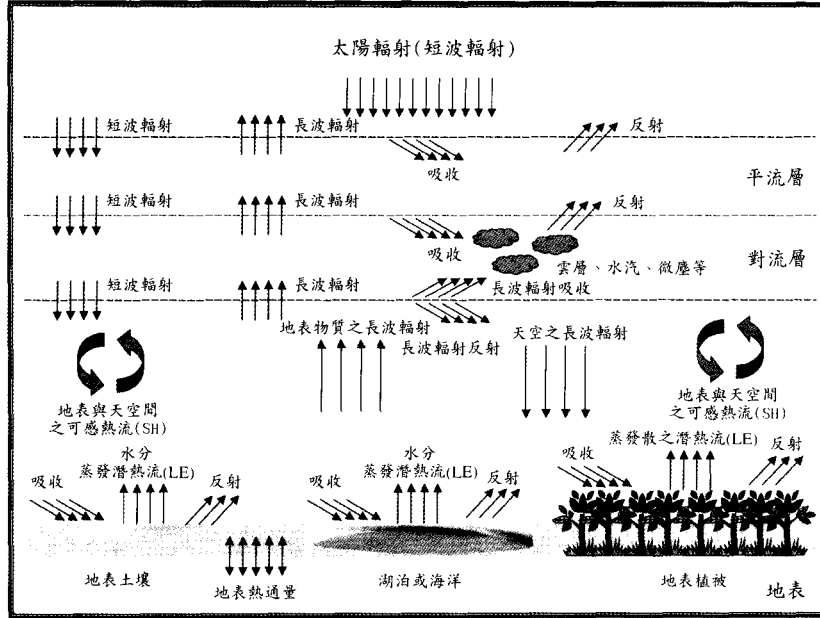


圖 1 太陽輻射與地表熱量循環關係圖

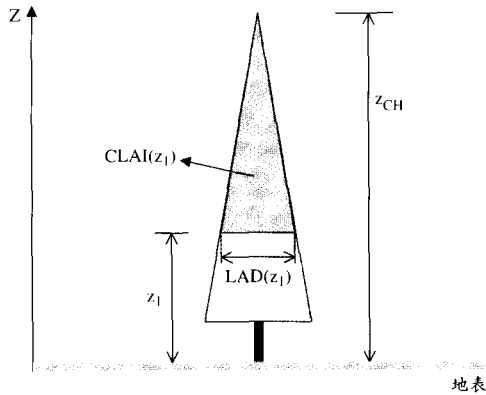


圖 2 植物葉面積密度 LAD 及累積葉面積指數 CLAI 與高度之關係

(Monteith, 1975 ; Goudriaan, 1977) :

$$\log d = 0.9793 \cdot \log z_{CH} - 0.1536 \dots\dots\dots(7)$$

$$\log z_0 = 0.9970 \cdot \log z_{CH} - 0.8830 \dots\dots\dots(8)$$

當大氣溫度會隨著高度增加而增加時，空氣中存在向下之可感熱流，此時稱為穩定之大氣條件。而當大氣溫度會隨著高度增加而減少時，存在向上之可感熱流，此時稱為不穩定之大氣條件。大氣的穩定度會影響質量、熱量及動量之垂直傳遞，當大氣條件為不穩定時，垂直傳遞過程會受到浮力之影響而增加，反之則造成趨緩之現象。若考慮浮力之影響，則植物群上方風速梯度可表示為(Dyer, 1974) :

將式(5)積分可得風速對數分佈曲線  $U(z)$  :

$$\frac{dU}{dz} = \frac{U^*}{k(z-d)} \cdot \phi_m(\Gamma) \quad \text{for } z \geq z_{CH} \dots\dots(9)$$

$$U(z) = \frac{U^*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad \text{for } z \geq z_{CH} \dots\dots\dots(6)$$

將式(9)積分可得 :

式中  $U^*$  為摩擦速度(m/s) ;  $k$  為 von Karman 常數 (無因次) ;  $d$  與  $z_0$  分別為零平面之位移高度(m) 與植物群之糙度(m) , 可利用下列經驗公式求得

$$U(z_2) - U(z_1) = \frac{U^*}{k} \left[ \ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} - (\Phi_m(\Gamma_2) - \Phi_m(\Gamma_1)) \right] \dots\dots(10)$$

式中  $\phi_m(\Gamma)$  為動量穩定函數； $\Phi_m(\Gamma)$  為動量穩定積分參數； $\Gamma$  為穩定參數。穩定函數因大氣之穩定條件而有不同之計算方式(Dyer, 1974)。利用式(9)之積分可求得摩擦速度  $U^*$ ：

$$U^* = \frac{k \cdot U(z_{RH})}{\ln[(z_{RH} - d)/z_0] - \Phi_m(\Gamma_{RH})} \dots\dots\dots(11)$$

式中  $z_{RH}$  為風速邊界層影響高度。植物群內之風速分佈曲線可以下式表示(Wu, 1990)：

$$U(z) = U(z_{CH}) \cdot \exp\left[\alpha_w \left(\frac{z}{z_{CH}} - 1\right)\right] \quad \text{for} \\ z \leq z_{CH} \dots\dots\dots(12)$$

式中  $\alpha_w$  為風速消滅係數。

(2) 熱量與水蒸氣之傳遞

A. 植物群上方

由於空氣之熱容較小，可將熱量與水蒸氣之傳遞過程假設為定態(Steady state)，即各高度之溫度及溼度不隨時間改變 ( $\partial T_A / \partial t = \partial Q_A / \partial t = 0$ )，其中  $T_A$  與  $Q_A$  分別表示空氣之溫度(°C)與比溼度(kg/kg)。植物群上方任意兩層  $z_1$  與  $z_2$  之溫度與比溼度變化可表示如下(Wu, 1990)：

$$T_{A1} = T_{A2} + \frac{SH}{\rho(z) \cdot c_p \cdot k \cdot U^*} \\ \left[ \ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} - \Phi_h(\Gamma_2) + \Phi_h(\Gamma_1) \right] \dots\dots\dots(13)$$

$$Q_{A1} = Q_{A2} + \frac{LE}{\rho(z) \cdot L_v(z) \cdot k \cdot U^*} \\ \left[ \ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} - \Phi_w(\Gamma_2) + \Phi_w(\Gamma_1) \right] \dots\dots\dots(14)$$

式中  $SH$  為可感熱流( $W/m^2$ )； $LE$  為蒸發潛熱流( $W/m^2$ )； $c_p$  為空氣之比熱( $J/kg^\circ C$ )； $L_v(z)$  為高度  $z$  之蒸發潛熱( $J/kg$ )； $\rho(z)$  為高度  $z$  處之空氣密度( $kg/m^3$ )； $\Phi_h(\Gamma)$  與  $\Phi_w(\Gamma)$  分別為熱量及水汽穩定積分參數。 $L_v(z)$  為葉面溫度  $T_L(z)$  之函數，可表示如下(Murphy and Knoerr, 1975)：

$$L_v(z) = 4187 \cdot [595 - 0.567 \cdot T_L(z)] \dots\dots\dots(15)$$

空氣密度  $\rho(z)$  為溫度之函數，可表示如下(List, 1966)：

$$\rho(z) = 0.34838 \cdot P_{atm} / [T_A(z) + 273.16] \dots\dots\dots(16)$$

式中  $P_{atm}$  為大氣壓力(mb)。可感熱流  $SH$  與潛熱流  $LE$  可分別表示為溫度梯度及比溼度梯度之關係式：

$$SH = -\rho(z) \cdot c_p \cdot K_h(z) \cdot \frac{dT_A}{dz} \dots\dots\dots(17)$$

$$LE = -\rho(z) \cdot L_v(z) \cdot K_w(z) \cdot \frac{dQ_A}{dz} \dots\dots\dots(18)$$

式中  $K_h(z)$  與  $K_w(z)$  分別為熱量與水汽在植物群上方空氣中之亂流擴散係數( $m^2/s$ )，可分別以下式求之(Dyer, 1974)：

$$K_h(z) = \frac{k \cdot U^* \cdot (z - d)}{\phi_h(\Gamma)} \quad \text{for } z \geq z_{CH} \dots\dots(19)$$

$$K_w(z) = \frac{k \cdot U^* \cdot (z - d)}{\phi_w(\Gamma)} \quad \text{for } z \geq z_{CH} \dots\dots(20)$$

式中  $\phi_h(\Gamma)$  為熱量穩定函數， $\phi_w(\Gamma)$  為水汽穩定函數。

B. 植物群內

定態狀況下植物群內之可感熱流  $SH(z)$  可利用葉面與空氣之溫度梯度求得，潛熱流  $LE(z)$  則是利用葉面溫度  $T_L(z)$  之飽和比溼度與空氣比溼度差求得，分別表示如下：

$$SH(z) = \frac{\rho(z) \cdot c_p \cdot [T_L(z) - T_A(z)]}{R_a(z)} \dots\dots\dots(21)$$

$$LE(z) = \frac{\rho(z) \cdot L_v(z) \cdot [e^*(T_L(z)) - Q_A(z)]}{R_a(z) + R_s(z)} \dots\dots(22)$$

式中  $e^*(T_L(z))$  為葉面溫度  $T_L(z)$  時之飽和比溼度(kg/kg)，可利用下列經驗公式求得(Murray, 1967；Webb, 1965)：

$$e^*(T_L(z)) = \frac{622}{P_{atm}} \cdot (6.1078) \cdot \exp\left[\frac{(17.2693882) \cdot T_L(z)}{T_L(z) + 237.3}\right] \dots\dots(23)$$

$$\frac{-d}{dz} (K_w(z) \cdot \frac{dQ_A(z)}{dz}) = \frac{[e^*(T_L(z)) - Q_A(z)] \cdot LAD(z)}{R_a(z) + R_s(z)} \dots\dots(30)$$

$$\dots\dots(31)$$

$R_a(z)$  為葉面邊界阻抗 (Leaf-Boundary Resistance)，可以下式求得(Gates, 1980)：

$$R_a(z) = C_1 \cdot \left(\frac{D_L}{U(z)}\right)^{1/2} \dots\dots(24)$$

式中  $D_L$  為平均葉面寬度(m)； $C_1$  則為一經驗常數。 $R_s(z)$  為植物葉面氣孔之水氣蒸發阻抗 (Stomatal Resistance)，可以下式推求 (Mehlenbacher and Whitfield, 1977)：

$$R_s(z) = D_{RY}(z) \cdot \left(146.0 + \frac{3.6}{4.59 \times 10^{-4} \cdot S_T(z) + 0.0015}\right) \dots\dots(25)$$

$$D_{RY}(z) = \frac{e^*(T_L(z)) - Q_A(z)}{Q_{crit}} \text{ for } e^*(T_L(z)) - Q_A(z) > Q_{crit} \dots\dots(26)$$

$$D_{RY}(z) = 1 \text{ for } e^*(T_L(z)) - Q_A(z) \leq Q_{crit} \dots\dots(27)$$

式中  $Q_{crit}$  為比溼度差之最小影響值(kg/kg)。根據單位體積之葉面積 (即葉面積密度  $LAD(z)$ )，可求得  $SH$  與  $LE$  隨高度之變化梯度，可表示如下：

$$\frac{dSH}{dz} = \frac{\rho(z) \cdot c_p \cdot [T_L(z) - T_A(z)] \cdot LAD(z)}{R_a(z)} \text{ for } z \leq z_{CH} \dots\dots(28)$$

$$\frac{dLE}{dz} = \frac{\rho(z) \cdot L_t(z) \cdot [e^*(T_L(z)) - Q_A(z)] \cdot LAD(z)}{R_a(z) + R_s(z)} \text{ for } z \leq z_{CH} \dots\dots(29)$$

將式(21)、(22)與式(28)、(29)結合，可得植物群內之溫度與溼度變化曲線：

$$\frac{-d}{dz} (K_h(z) \cdot \frac{dT_A(z)}{dz}) = \frac{[T_L(z) - T_A(z)] \cdot LAD(z)}{R_a(z)}$$

其中植物群內之亂流擴散係數可以下式求得 (Mehlenbacher and Whitfield, 1977)：

$$K_h(z) = K_h(z_{CH}) \cdot \exp\left[\alpha_k \left(\frac{z}{z_{CH}} - 1\right)\right] \text{ for } z \leq z_{CH} \dots\dots(32)$$

$$K_w(z) = K_w(z_{CH}) \cdot \exp\left[\alpha_k \left(\frac{z}{z_{CH}} - 1\right)\right] \text{ for } z \leq z_{CH} \dots\dots(33)$$

式中  $\alpha_k$  為消滅係數； $K_h(z_{CH})$  與  $K_w(z_{CH})$  分別以式(19)與(20)求得。

### 2.3 植物群內之能量平衡

植物群內之可感熱與蒸散潛熱若與植物所吸收之輻射能達到平衡，則可將整個熱量傳遞假設為一維定態過程，可表示為：

$$R_N(z) = SH(z) + LE(z) \dots\dots(34)$$

利用式(34)、(21)與(22)，可求得葉面溫度函數  $T_L(z)$ ：

$$T_L(z) = T_A(z) + \frac{R_a(z)}{\rho(z) \cdot c_p} \cdot R_N(z) - \frac{L_t(z) \cdot R_a(z) \cdot (e^*(T_L(z)) - Q_A(z))}{c_p \cdot (R_a(z) + R_s(z))} \dots\dots(35)$$

而整個植物群所釋放至空氣中之可感熱流  $SH$  與潛熱流  $LE$ ，可利用式(28)與式(29)積分求得，如下所示：

$$SH = \int_0^{z_{CH}} \frac{\rho(z) \cdot c_p \cdot (T_L(z) - T_A(z)) \cdot LAD(z)}{R_a(z)} dz \dots\dots(36)$$

$$LE = \int_0^{z_{CH}} \frac{\rho \cdot L_t \cdot (e^*(T_L(z)) - Q_A(z)) \cdot LAD(z)}{R_a(z) + R_s(z)} dz \dots\dots(37)$$

表 1 水田微氣候模式參數表

參數名稱	參數符號	單位	參數值	參考來源
空氣比熱	$c_p$	J/kg°C	1000	(Wu and Liu, 2000)
短波輻射消滅係數	$\alpha_L$	無因次	0.52	(Ross, 1975)
葉面對太陽輻射之吸收率	$\alpha_L$	無因次	0.86	(Mehlenbacher and Whitfield, 1977)
風速消滅係數	$\alpha_w$	無因次	3.0	(Mehlenbacher and Whitfield, 1977)
亂流擴散消滅係數	$\alpha_k$	無因次	2.0	(Wu and Liu, 2000)
von Karman 常數	$k$	無因次	0.41	(Dyer, 1974)
Stefan-Boltzmann 常數	$\sigma$	W/m <sup>2</sup> k <sup>2</sup>	$5.57 \times 10^{-8}$	(Wu and Liu, 2000)
葉面邊界阻力常數	$C_1$	s <sup>-1/2</sup>	60.0	(Mehlenbacher and Whitfield, 1977)
植物與空氣濕度差之最小值	$Q_{crit}$	kg/kg	0.004	(Mehlenbacher and Whitfield, 1977)
平均葉面寬度	$D_L$	m	0.05	(Mehlenbacher and Whitfield, 1977)
大氣壓力	$P_{atm}$	mb	1013.25	(Mehlenbacher and Whitfield, 1977)

#### 2.4 地表之能量平衡

地表之可感熱流傳遞，可以下式表示：

$$SH = \frac{\rho(z_{GRH}) \cdot c_p \cdot [T_G - T_A(z_{GRH})]}{R_d} \dots\dots\dots(38)$$

式中  $T_G$  為地表溫度； $z_{GRH}$  為地表邊界層影響高度； $R_d$  為阻抗係數，可利用紊流擴散係數求得，如下所示：

$$R_d = \int_{z_{G0}}^{z_{GRH}} \frac{1}{K_h(z)} dz \dots\dots\dots(39)$$

式中  $z_{G0}$  為地表粗糙高度(m)。

地表潛熱流之計算可分為地表土壤及自由水面兩種情況，自由水面之蒸發潛熱流  $LE_{water}$  乃利用 Penman 公式計算，而土壤之潛熱流  $LE_{soil}$  則以下式計算：

$$LE_{soil} = \rho(z_{GRH}) \cdot L_v(z_{GRH}) \cdot \left[ \frac{h_{soil} \cdot e^*(T_G) - Q_A(z_{GRH})}{R_{soil} + R_d} \right] \dots\dots\dots(40)$$

式中  $h_{soil}$  為地表土壤孔隙之相對濕度(mb/mb)； $R_{soil}$  則是地表土壤之蒸發阻抗(s/m)，可利用經驗公式以土壤含水量  $\theta_G$  求得(Sellers et al., 1996)：

$$R_{soil} = \exp(8.206 - 4.255 \cdot \theta_G) \dots\dots\dots(41)$$

本研究所建立之微氣候模式為定態多層之一維模式，可模擬植物、地表與大氣間熱量傳遞及溫度與溼度之變化，模式計算分成植物—空氣及地表—空氣兩部分，計算流程如圖 3 所示，模式參數值及資料來源如表 1 所列，水田微氣候模式中所採用之若干經驗係數雖因植物種類而異，然而在各文獻中列有這些係數之合理範圍及建議值，若文獻中所列之建議值適用於水稻者則可直接採用，但若未有適用者時，本研究乃針對係數之合理範圍進行敏感度分析後選擇最適值做為模式參數。有關水稻之各項經驗係數在文獻中並不多見，本研究在選擇模式參數時力求模擬結果具有合理之正確性。

### 三、模式驗證

本研究採用 Lemon et al. (1973)之實測資料進行模式之驗證：試驗田為面積十公頃之玉米田，每平方公尺約有六棵作物，作物之大小與形狀均呈現均勻分布。實測資料包括太陽輻射、作物葉面積密度、風速、接近地表影響範圍內之空氣溫度與濕度，資料取自 1968 年 8 月 18 日上午 11 時 45 分至 12 時 15 分間各量測點之平均值。本研究以此資料設定模擬條件，植物群之累積葉面積曲線  $CLAI(z)$  如圖 4 所示，模式驗證之輸入條件列於表 2。本研究針對空氣溫度及濕度之模

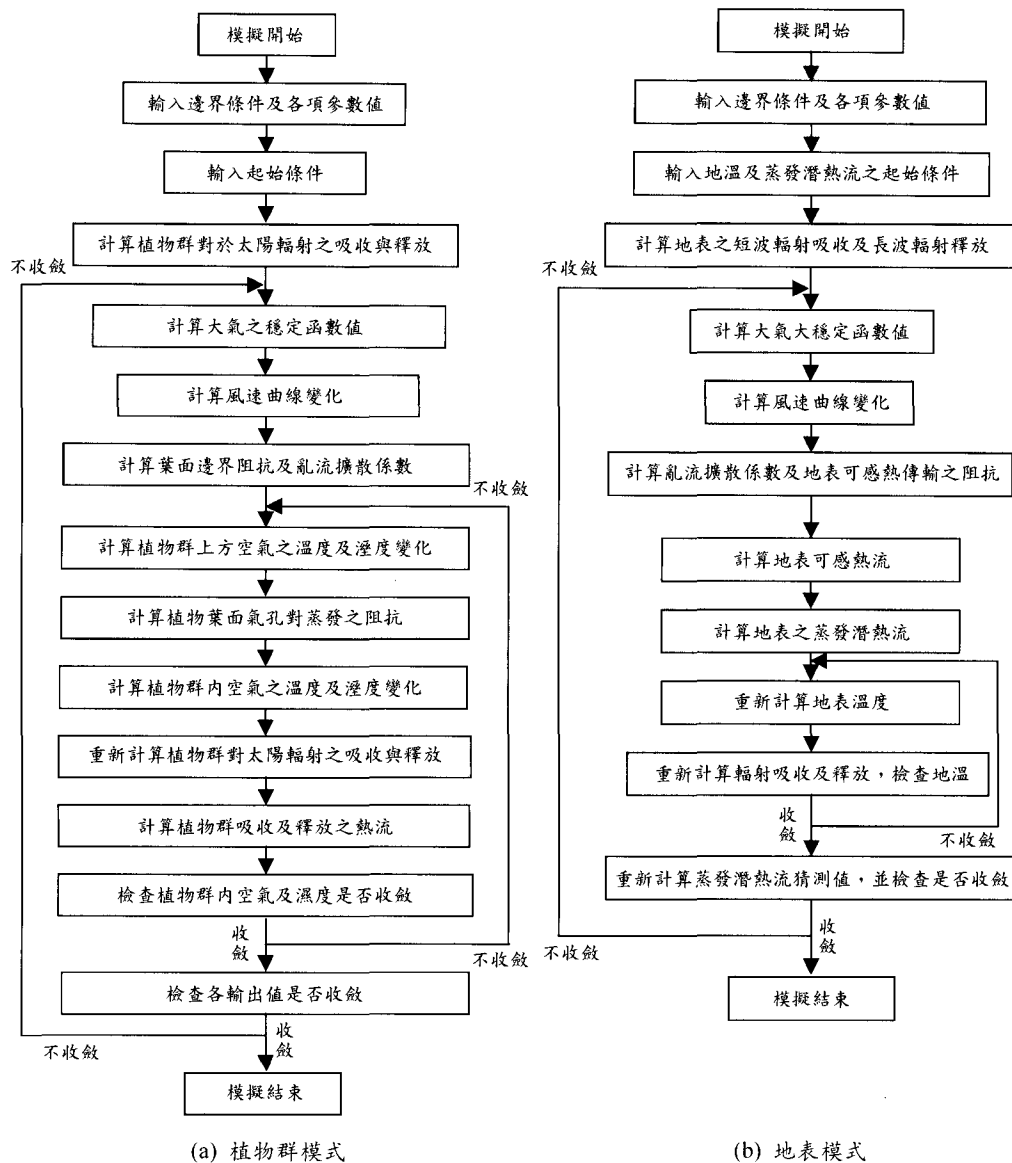


圖 3 模式計算流程圖

擬結果與實測值進行比較，圖 5 顯示模擬所得之溫度及濕度變化與實測值非常吻合，模擬所得之  $SH$  與  $LE$  分別為  $352 \text{ W/m}^2$  與  $271 \text{ W/m}^2$ ，而實測之  $SH$  與  $LE$  則分別為  $376.5 \text{ W/m}^2$  與  $279.0 \text{ W/m}^2$ ，兩者間相差分別為 6.5% 及 2.8%，顯示本研究所建立之模式具有合理之精確度，可進一步應用於下列案例探討。

#### 四、案例探討

本研究利用所發展之植物—地表—大氣熱流模式計算水稻田與大氣間之熱量傳遞，並藉由可感熱及蒸發散潛熱流之大小探討水稻田在各種不同條件下調節微氣候之功能。本研究所探討之三種案例如下：

表 2 模式驗證之輸入資料

輸入資料	資料值	單位
$z_{CH}$	2.5	m
$z_{RH}$	5.0	m
$U(z_{RH})$	2.2	m/s
$S_{TCH}$	907	$W/m^2$
$T_A(z_{RH})$	19.7	$^{\circ}C$
$Q_A(z_{RH})$	0.007	kg/kg
$T_A(z=0)$	25.5	$^{\circ}C$
$Q_A(z=0)$	0.0105	kg/kg

\*  $CH$  : 覆蓋高度  $RH$  : 影響高度

資料來源 : Mehlenbacher and Whitfield (1977) ; Wu and Liu (2000) ; Stewart and Lemon (1969)

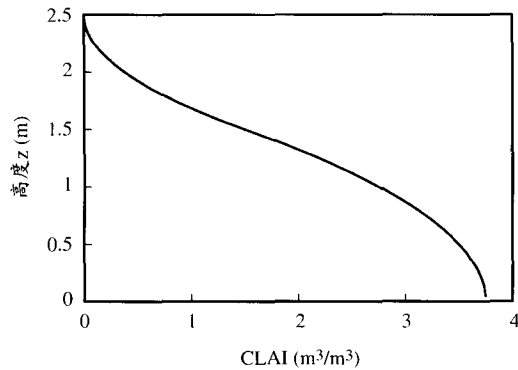


圖 4 S-L Corn 之累積葉面積曲線  $CLAI(z)$

- (1) 水田種植期間，水稻田對微氣候之影響。
- (2) 水田休耕未蓄水(休耕田中沒有生長任何雜草)，地表土壤對微氣候之影響。
- (3) 水田休耕但蓄水(休耕田中沒有生長任何雜草)，田區蓄水對微氣候之影響。

#### 4.1 案例一：水田種植期間

本研究針對雲林莿桐之休耕示範田區進行探討，利用距離莿桐最近之虎尾氣象站 1999 年氣象資料進行模擬，為評估水田對夏季炎熱氣候之調節功能，乃以此地 7 月份之平均氣候條件做為模式之輸入資料如下：平均太陽輻射  $841.07 W/m^2$ 、相對濕度 80%、風速  $0.5 m/s$ 、平均氣溫  $27.7^{\circ}C$ 、最高氣溫  $34.7^{\circ}C$ 、最低氣溫  $23^{\circ}C$ 。

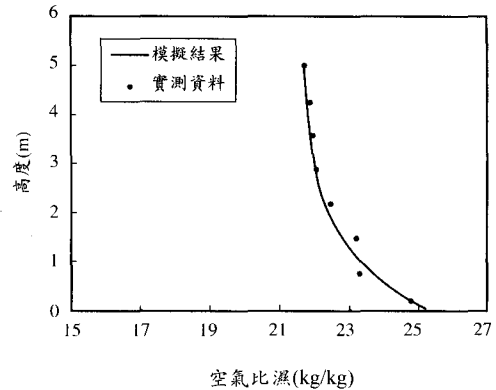
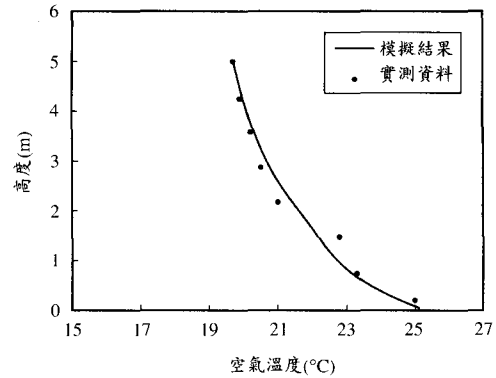


圖 5 空氣溫度及濕度模擬結果與實測資料比較(S-L Corn)

本研究在模式驗證過程中發現，植物之葉面積大小與熱流變化息息相關，而植物之總葉面積因種植密度、植物種類及植物高度而異。水稻為禾本科草本植物，高度約可達一公尺，葉為互生呈狹長形葉脈，花為圓錐狀花序形小呈淡綠色，果為穎果就是稻米。本研究首先針對葉面積密度  $LAD$ (單位體積內之葉面積)進行探討，假設植物高度為 1 公尺， $LAD$  採用一定值，模擬在不同  $LAD$  值時植物群及田區水面之熱流變化，模擬結果如圖 6 所示。圖 6(a)顯示植物群之可感熱流與蒸散潛熱流均隨葉面積密度  $LAD$  之增大而增加，在葉面積密度  $LAD$  為  $2m^2/m^3$  時，蒸散潛熱流增至  $120 W/m^2$ ，而可感熱流則趨近至  $400 W/m^2$ ，約為蒸散潛熱流之 3 倍多。圖 6(b)顯示田區水面之可感熱流與蒸發潛熱流均隨  $LAD$  之增大而減小，此乃由於葉面積之增加使田區水



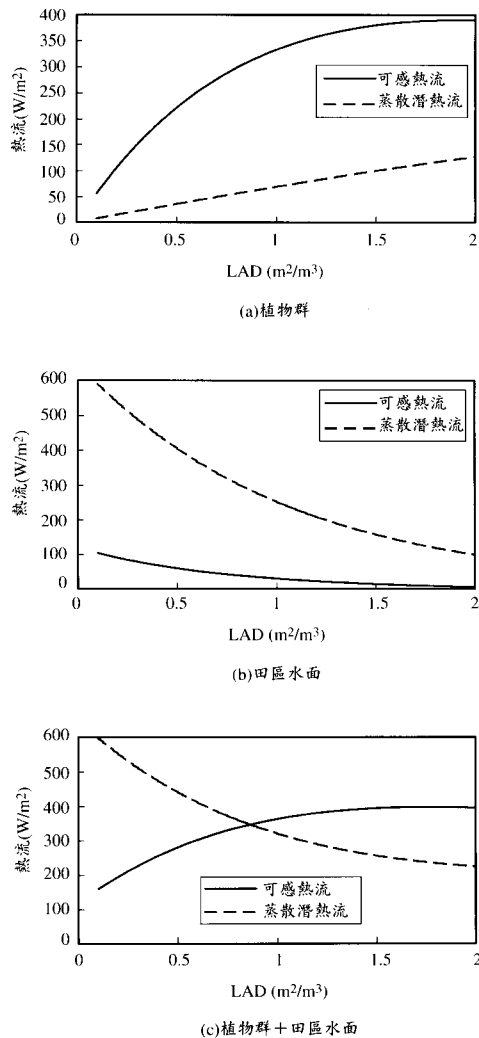


圖 6 水稻種植期間田區熱流與葉面積密度  $LAD$  之關係

面接收到之太陽短波輻射量減少所致，當  $LAD = 2 \text{ m}^2/\text{m}^3$  時，田區水面之可感熱流已接近 0，而蒸發潛熱流亦降至約  $70 \text{ W}/\text{m}^2$ 。若將植物群與田區水面所釋放之熱流加總，可得到整個水稻田所釋放之熱流，如圖 6(c) 所示。圖中顯示整個水稻田之可感熱流隨葉面積密度之增大而增加，與植物群之可感熱流趨勢吻合，而蒸發散潛熱流則隨葉面積密度之增大而減小，與田區水面之蒸發潛熱流趨勢較為吻合，由此可知水田在水稻種植期間之可感熱流由植物群所主控，而蒸發

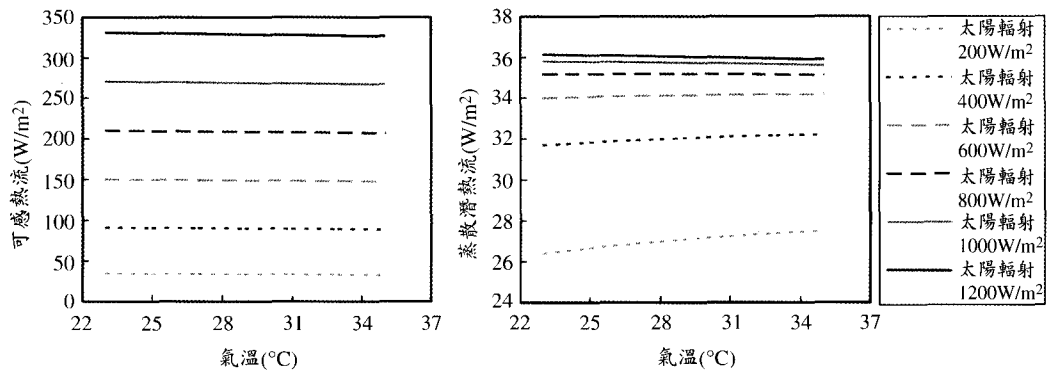
潛熱流則由田區水面所主控。

本研究另外針對太陽輻射強度及氣溫對田區熱流之影響進行探討，模擬太陽輻射量在  $200 \sim 1200 \text{ W}/\text{m}^2$  範圍內田區熱流與氣溫之關係，模擬結果如圖 7 所示。圖 7(a) 顯示植物群之可感熱流與蒸散潛熱流受氣溫之影響並不明顯，蒸發潛熱流在太陽輻射量較高時會隨氣溫增高而減小，而在太陽輻射量較低時會隨氣溫增高而增大。圖 7(a) 亦顯示植物群之可感熱流與蒸散潛熱流均隨太陽輻射量之增大而增加，其中可感熱流增加之幅度較大，而蒸散潛熱流增加幅度卻逐漸趨緩，顯示植物之蒸散量有一定之上限。圖 7(b) 顯示田區水面之可感熱流與蒸發潛熱流均隨太陽輻射量而增大，但可感熱流與蒸發潛熱流隨氣溫之變化卻有不同之趨勢，其中可感熱流隨氣溫升高而遞減，蒸發潛熱流則隨氣溫升高而遞增，此與產生兩種熱流之機制差異有關。圖 7(c) 顯示雖然整個水稻田之可感熱流隨氣溫上升而減小，蒸發散潛熱流隨氣溫上升而增大，但其變化程度卻遠不如太陽輻射量改變所造成之影響。

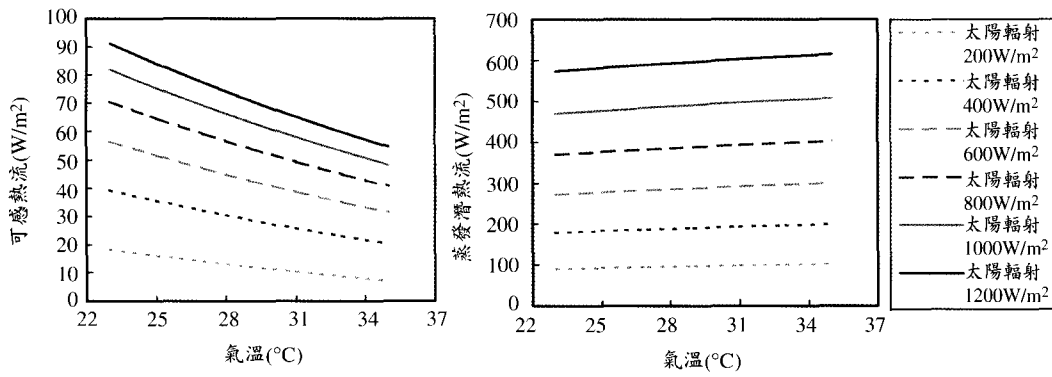
#### 4.2 案例二：田區休耕未蓄水

本案例針對水田休耕未蓄水條件下，假設休耕田中沒有生長任何雜草時，地表土壤對微氣候之影響進行探討。水田因長期種植稻作，近地表之土壤多為黏土或壤土，本研究採用鄰近之社頭工作站試驗田區實測土壤特性(行政院農委會，1996)及虎尾地區 1999 年 7 月之氣候資料進行模擬，探討太陽輻射量、氣溫、地表溫度與地表土壤熱流間之關係。

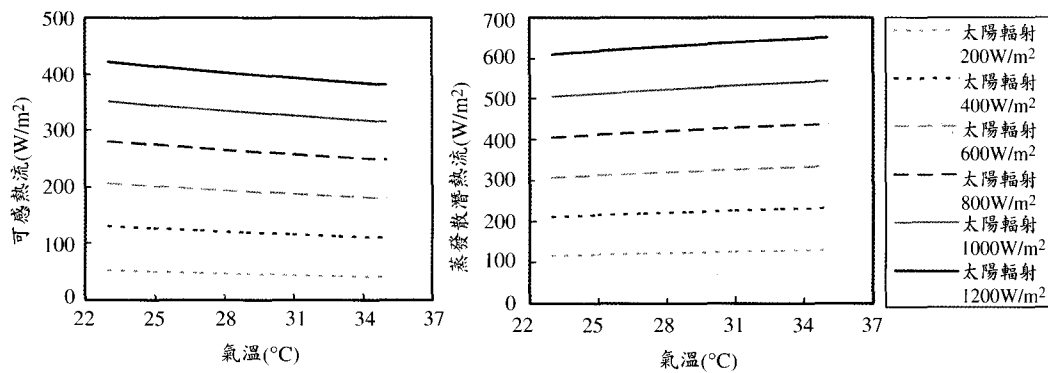
本研究首先針對地表土壤為飽和土壤(飽和含水量  $0.49 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ )及乾旱土壤(田間含水量  $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ )兩種情況，以太陽輻射量  $841.07 \text{ W}/\text{m}^2$  及氣溫  $27.7^\circ\text{C}$  為輸入條件進行模擬，結果顯示飽和土壤狀況下，地表可感熱流為  $507.2 \text{ W}/\text{m}^2$ ，蒸發潛熱流為  $112.3 \text{ W}/\text{m}^2$ ，地表溫度為  $36.1^\circ\text{C}$ ；而乾旱土壤狀況下地表可感熱流為  $606.8 \text{ W}/\text{m}^2$ ，蒸發潛熱流為  $2.9 \text{ W}/\text{m}^2$ ，地表溫度為  $37.5^\circ\text{C}$ 。由模擬結果可知飽和土壤因水分蒸發量較大，故其蒸



(a)植物群



(b)田區水面



(c)植物群+田區水面

圖 7 水稻種植期間田區熱流與太陽輻射量及氣溫之關係(葉面積密度  $LAD = 0.5 \text{ m}^2/\text{m}^3$ )

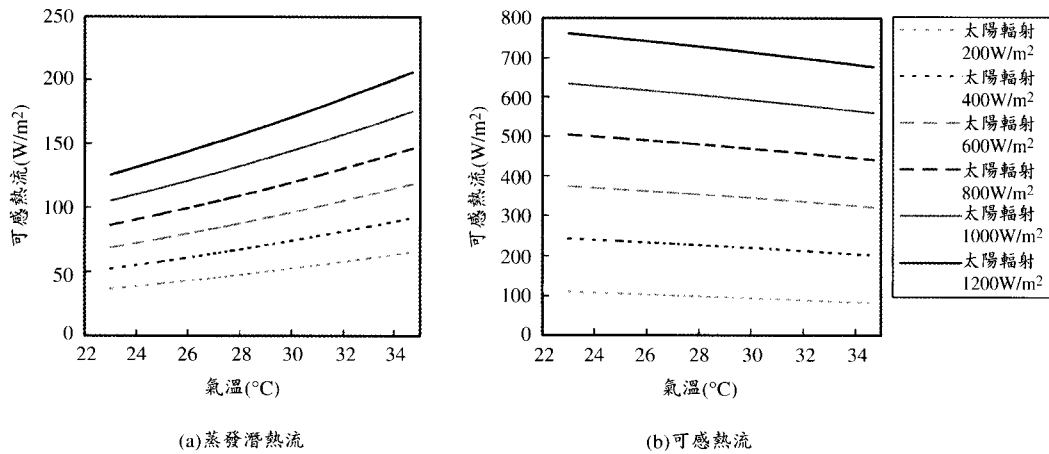


圖 8 飽和土壤之地表熱流與太陽輻射量及氣溫之關係

發潛熱流明顯較乾旱土壤高出許多，因而使其地表溫度較乾旱土壤低 1.4°C，但也因此使得飽和土壤之可感熱流較乾旱土壤之可感熱流低約 100 W/m<sup>2</sup>。總體而言，飽和土壤之地表總熱流(619.5 W/m<sup>2</sup>)較乾旱土壤之地表總熱流(609.7 W/m<sup>2</sup>)為高，表示飽和土壤具有較佳之散熱能力。

本研究進一步針對飽和土壤在不同太陽輻射量與氣溫條件下之熱流進行探討，模擬結果如圖 8 所示。圖中顯示地表之蒸發潛熱流與可感熱流均隨太陽輻射量之增加而增大，其中蒸發潛熱流隨氣溫升高而增大，可感熱流則隨氣溫升高而降低，此與案例一所得趨勢吻合，然而田區土壤之地表熱流由可感熱流主控之情況則與案例一田區熱流由蒸發散潛熱流主控之情況有所不同，主要乃因缺乏水面大量蒸發所致。圖 9 為不同太陽輻射量與氣溫條件下模擬所得之飽和土壤地表溫度，圖中顯示地表溫度隨太陽輻射量與氣溫之增高而遞增，在平均氣溫 27.7°C 時，若太陽輻射量為 200 W/m<sup>2</sup>，由圖 8 與圖 9 可知地表之蒸發潛熱流為 47 W/m<sup>2</sup>，空氣與地表之溫差為 2.3°C，而若太陽輻射量增為 1200 W/m<sup>2</sup> 時，地表蒸發潛熱流增至 154.8 W/m<sup>2</sup>，換算成蒸發量約為 5.5mm/day，此時空氣與地表之溫差增為 11.7°C，若以此條件模擬乾旱土壤之熱流則可知空氣與地表之溫差增加為 13.5°C，本案例之模擬結果顯示，水田休耕後若未蓄水，土壤在太陽輻射直

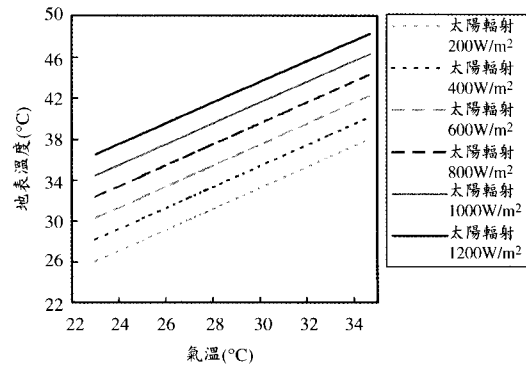


圖 9 飽和土壤之地表溫度與太陽輻射量及氣溫之關係

接照射下，地表溫度會較氣溫高出許多；假如土壤持續保持濕潤狀態，在土壤水分蒸發引起之散熱效應下，地表與空氣之溫差可略為降低。

#### 4.3 案例三：田區休耕並蓄水

本案例針對水田休耕蓄水條件下，假設休耕田中沒有生長任何雜草時，田區蓄水對微氣候之影響進行探討。本研究首先以虎尾地區之氣候條件(太陽輻射量 841.07 W/m<sup>2</sup>，氣溫 27.7°C)輸入模式進行模擬，結果顯示田區蓄水面之可感熱流為 118.8 W/m<sup>2</sup>，蒸發潛熱流為 643.7 W/m<sup>2</sup>，水面溫度為 33.6°C。若與案例二比較，則田區蓄水面之可感熱流明顯減小，蒸發潛熱流明顯增加，水面

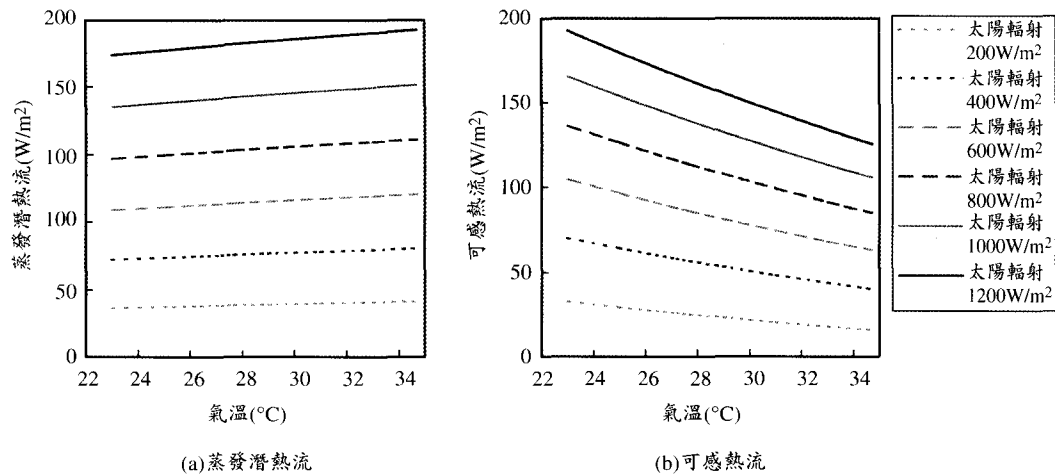


圖 10 田區蓄水面之熱流與太陽輻射量及氣溫之關係

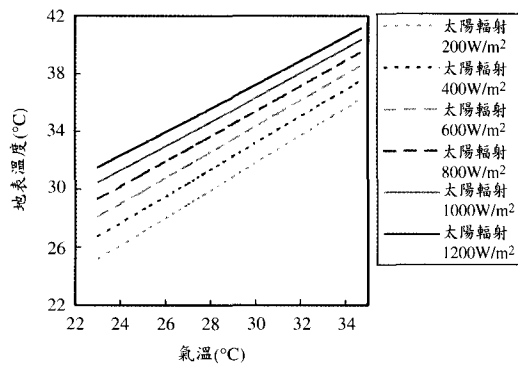


圖 11 田區蓄水面之溫度與太陽輻射量及氣溫之關係

溫度較方案二之地表土壤溫度降低了 3~4°C，此乃由於水面對於太陽輻射之反射率較土壤為小(即淨輻射吸收率較土壤為大)，而水面大量蒸發散熱使得水面溫度較方案二之地表土壤溫度為低。

田區蓄水在不同太陽輻射量與氣溫條件下之熱流與水面溫度模擬結果如圖 10 與圖 11 所示，圖 10 顯示田區蓄水面之熱流隨太陽輻射量之增大而增加，蒸發潛熱流隨氣溫而遞增，可感熱流則隨氣溫而遞減，田區蓄水面之熱流由蒸發潛熱流主控。圖 11 顯示在氣溫 27.7°C 時，若太陽輻射量為 200 W/m<sup>2</sup>，水面與空氣之溫差為 1.9

°C，若太陽輻射量增為 1200 W/m<sup>2</sup>，則水面與空氣之溫差增為 7.6°C，兩者均較案例二中以相同條件模擬所得之地表與空氣溫差為低，顯示田區蓄水對於降低與空氣間之溫差具有較顯著之效果。

## 五、結果討論

將三種案例之模擬結果整理於表 3，由表中數據可看出水田休耕蓄水(案例三)時，地表(即田區蓄水面)吸收之淨輻射量最大(即地表釋回大氣之淨長波輻射及反射量最小)，約佔太陽總輻射量之 90.5%；而水田休耕未蓄水(案例二)時，地表吸收之淨輻射量最小，約佔太陽總輻射量之 73.7%。水田蓄水(案例三)所吸收之大量輻射熱主要以蒸發潛熱流之方式釋放(約佔 76.5%)，少部分則以可感熱流之方式釋放(約佔 14%)；地表土壤(案例二)所吸收之輻射熱主要以可感熱流方式釋放(約佔 60.3%)，另外少部分以蒸發潛熱流方式釋放(約佔 13.4%)；而案例一(水田種植水稻時)則無論是淨輻射吸收量或蒸發潛熱流之大小均介於前兩者之間。太陽照射地表時，地表溫度往往較氣溫高出許多，而降低地表溫度及可感熱流能使人體感覺較為涼爽，因此在夏季時常會在地面灑水達到散熱之效果。蒸發量之增加(即蒸發潛熱流之增加)有助於降低地表溫度，進而減

表 3 各案例模擬結果比較 (氣溫 27.7℃，相對濕度 80%，風速 0.5m/s)

項 目	案例一(水田種植期間) ( $LAD = 0.5 \text{ m}^2/\text{m}^3$ )		案例二 (水田休耕未蓄水)		案例三 (水田休耕蓄水)	
	熱流( $\text{W}/\text{m}^2$ )	百分比(%)	熱流( $\text{W}/\text{m}^2$ )	百分比(%)	熱流( $\text{W}/\text{m}^2$ )	百分比(%)
太陽短波輻射 (下列三項總和)	841.07	100	841.07	100	841.07	100
地表淨長波輻射	46.22	5.5	54.32	6.3	37.47	4.5
地表反射之輻射	71.84	8.5	168.21	20.0	42.05	5.0
地表淨輻射吸收 (下列三項總和)	722.94	86	618.54	73.7	761.53	90.5
(1) 蒸發潛熱流	405.49	48.3	112.29	13.4	643.7	76.5
(2) 蒸散潛熱流	35.32	4.3	—	—	—	—
(3) 可感熱流	281.1	33.4	507.2	60.3	118.79	14.0
地表溫度	36.8℃		37.6℃		33.6℃	

少可感熱流，表 3 數據顯示案例三(水田休耕蓄水)之地表溫度最低(33.6℃)，案例二(水田休耕未蓄水)之地表溫度最高(37.6℃)，而案例一(水田種植水稻時)之地表溫度介於兩者之間(36.8℃)。由此可知，水稻田之蓄水具有降低可感熱流及調節微氣候之功效，水田休耕時若仍保持蓄水狀態，則其效果尤為顯著。

根據上述論點，本研究依據蒸發潛熱流之大小評估水田調節微氣候之功能，並將其換算為家用冷氣機之台數做為量化水田調節微氣候功能之指標。一般家用冷氣機之冷房能力每坪約為 450 Kcal/hr，供 5 坪房間使用之冷氣機冷房能力約為 2250 Kcal/hr。若以案例二與案例三進行比較，則水田在休耕蓄水(案例三)條件下，其蒸發潛熱流較案例二高出  $531.4 \text{ W}/\text{m}^2$ ，故 1 公畝之蓄水田每小時多釋放之熱能為  $4.57 \times 10^3 \text{ Kcal}$ ，相當於 20 台家用冷氣機之冷房效果。若以水田種植水稻(案例一)之情況來看，水稻種植區較鄰近區域之乾旱路面多釋放  $440.8 \text{ W}/\text{m}^2$  熱能，經換算每公畝之水稻田相當於 17 台家用冷氣機之冷房效果，因此水稻田在種植期間或休耕蓄水之情況下均具有顯著之調節微氣候功能。

## 六、結論

本研究結合植物-大氣-土壤模式及大氣環流模式之熱流理論建立水田微氣候模式，模擬水

稻田區之植物及地表(包括蓄水面及土壤)與大氣之能量傳遞，以評估水田調節微氣候之功能。模式經檢定及驗證後，證明可以有效模擬空氣溫度及濕度之分布，並可計算地表、植物與大氣間之可感熱流及蒸發散潛熱流。本研究進一步將水田微氣候模式應用於雲林莿桐休耕示範田區進行三種案例探討，分別為水田種植水稻期間(案例一)、水田休耕未蓄水(案例二)及水田休耕蓄水(案例三)。模擬結果顯示太陽輻射量之高低直接影響地表熱流(可感熱流及蒸發潛熱流)之大小，葉面積密度之增大使植物群與大氣間之熱流增加，但卻使田區地表與大氣間之熱流減小，水稻田區整體之可感熱流由植物群主控，而蒸發潛熱流則由田區水面蒸發量主控。水田蓄水時淨輻射吸收量較地表土壤為大，所吸收之熱量大部分即透過蒸發潛熱流之方式釋放，因而降低地表(蓄水面)之溫度及可感熱流之大小，達到調節微氣候之功效。本研究模擬結果顯示休耕蓄水之水田，其調節微氣候之功能，每公畝相當於 20 台家用冷氣機之冷房效果，水田在種植水稻期間每公畝亦較乾旱路面多出約 17 台家用冷氣機之冷房效果。本研究發展之模式可做為具體量化水田調節微氣候功能之有效工具。

## 謝 誌

本研究承蒙行政院農委會補助研究經費(計

畫編號：90 農發-2.2-林-08(12))得以順利進行，特此謹致謝忱。

### 參考文獻

1. Brown, K.W. and Covey, W., 1966. The energy-budget evaluation of the micrometeorological transfer processes within a cornfield. *Agric. Meteorol.* 3, pp.73-96.
2. Brutsaert, W., 1982. Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, pp.299.
3. Dyer, A.J., 1974. A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorol.* 7, pp.363-372.
4. Gates, D.M., 1980. Biophysical Ecology. Springer, New York, pp.611.
5. Goudriaan, J., 1977. Crop Micrometeorology: A Simulation Study. Pudoc, Wageningen, The Netherlands, pp.249
6. Lemon, E., Stewart, D.W., and Jensen, S.E., 1973. Experiments in predicting evapotranspiration by Simulation with a Soil-Plant - Atmosphere Model. In: Field Soil Water Regime, Soil Science Society of America. pp.57-76.
7. List, R.J., 1966. Smithsonian Meteorological Tables, Smithsonian Institution, Washington, D.C.
8. Mehlenbacher, L.A. and Whitfield, D.W.A., 1977. Modeling thermal eddy diffusivity at canopy height. *Boundary-Layer Meteorol.*, 12, pp.153-170.
9. Monteith, J.L., 1975. Principles of Environmental Physics. American Elsevier, New York, pp.241
10. Murphy, C.E. and Knoerr, K.R., 1975. The Evaporation of Intercepted Rainfall from a Forest Stand: an Analysis by Simulation. *Water Resour. Res.* 11, pp.273-280.
11. Murray, F.W., 1967. On the Computation of Saturation Vapor Pressure, *J. Appl. Meteorol.* 6, pp.203-204.
12. Ross, J., 1975. Radiative transfer in plant communities. In: Monteith (Ed), Vegetation and the Atmosphere I. Academic Press, New York, pp.13-55.
13. Sellers, P.J. et al., 1996. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part I: Model Formulation. *Journal of Climate* 9, pp.676-705.
14. Stewart, D.W. and Lemon, E.R., 1969. The energy budget at the earth's surface: a simulation of net photosynthesis of field corn. Microclim. Invest. Interim Rep. 69-3, USDA, Cornell University, Ithaca, NY, pp.132
15. Waggoner, P.E., 1975. Micrometeorological models. In: Monteith, J.L.(Ed), Vegetation and the Atmosphere I. Academic Press, New York, pp.205-208.
16. Waggoner, P.E. and Reifsnyder, W.E., 1968. Simulation of the temperature, humidity and evaporation profiles in a leaf canopy. *J. Appl. Meteorol.* 7, pp.400-409.
17. Webb, E.K., 1970. Profile Relationships: the Log-Linear Range, and Extension to Strong Stability, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 96, pp.67-90
18. Wu, J., 1990. Modeling the energy exchange processes between plant communities and environment. *Eco. Model.* 51, pp.233-250.
19. Wu, J., Liu, Y., 2000. Effects of leaf area profiles and canopy stratification on simulated energy fluxes: the problem of vertical spatial scale. *Eco. Model.* 134, pp.283-297.
20. 行政院農委會，1996，水稻田生態環境保護規劃及示範(第一年)成果報告「(3)水稻田對地下水補助功能評估分級」。

收稿日期：民國 90 年 12 月 25 日

修正日期：民國 91 年 2 月 27 日

接受日期：民國 91 年 3 月 4 日