

第二章 植物與氣候之關係

大家都知道，天氣和氣候主宰動植物在地球上的分佈。極區的北極熊長滿長毛及厚厚的脂肪，而植物只在夏天季節生長。沙漠植物也運用物理及行為的機械作用去適應極端的氣溫及濕度變化，這和沙漠動物的應變非常相似。紅檜木只生長在北美洲西海岸，因為那裡氣溫溫和的緣故。就以臺灣的草山(國府改稱陽明山)為例：在它北邊生長的是較高的芒草以及竹子，正說明了該地區在冬天強風和高濕度的環境下，植物所表現的應變。

臺灣是一個佔地 35,570 平方公里的島嶼，位居亞熱帶：北有溫帶的日本，西有副熱帶區的中國南方，而南有屬熱帶的菲律賓及中南半島馬來群島。這麼特殊的地理位置，再加上許多高度變化豐富的山岳(包括了兩百多座超過三千公尺的山峰)，台灣，雨量充沛，氣候溫暖，因受到地殼板塊活動及早期冰河之作用，全島山巒綿亙，溪谷縱橫，垂直高差將近 4,000 公尺，各類地形齊備，景觀互異，孕育豐富龐雜之動植物資源，並得保留有冰河時期子遺物種的特徵，發展出多樣化的生態環境。兼以四面環海，沿海地區蘊育繁多之生物相，尤以河口地區之泥質灘地，提供眾多候鳥及底棲生物之棲息場所。

因為複雜的地理、氣候等自然因素影響下，造就了台灣多樣性的生態環境，舉凡海洋、島嶼、河口、沼澤、湖泊、溪流、森林及農田等不一而足。每一個生態系均孕育著豐富的物種與遺傳資源。就海洋而言，海岸線長達一千六百公里，由於地理條件的不同，形成了珊瑚礁、岩岸、沙岸、泥岸及紅樹林等多樣性的海岸環境及生態系，亦孕育了豐富龐雜的野生動植物及微生物資源，更提供台灣做為海洋國家永續經濟活動的基礎。豐富的生物多樣性與高比例的特有種與亞種，是台灣的生物資源特色。所以能夠孕育廣泛的動植物種類：超過四千多種維管束植物(vascular plants)，其中約四分之一為台灣所特有，六種形態的森林，以及異常多種的動物：譬如六十一種哺乳動物、四百多種鳥類(有 40% 為生長於本島)、九十二種爬蟲類、三十種兩棲類、約兩千五百種魚類、一百四十種淡水魚類、還有估計將近有五萬種昆蟲類，其中包括了四百種都是原產於此地的蝴蝶。因為溫濕的平地及山區都適於蝴蝶的生長。臺灣的平地，平均溫(即使是十二月和一月亦然)在 15 以上，而濕冷的高山地區則有適於溫帶生長、存在的動植物。(網站 1, 2003)

臺灣的區域性氣候深受東亞季風之影響，而與空間有關的特性則大受複雜地形的影響。降雨量在南部主要集中在五到十月間；北部則分佈於全年各月。(在夏天它來自午後雷雨及熱帶氣旋，在冬天來自於淺鋒面和(或)氣流因山坡抬舉作用而凝結降落)：東北地區則集中在九到十一月熱帶氣旋(包括風颱)。風颱之重要性不僅因它們引起災害，更重要的是它們帶來島上需要的雨水，每年至少一半以上雨量全靠風颱供給，臺灣的南部更是如此。臺灣屬海洋氣候，溫度變化不大，在冬天平地地面平均氣溫北部約在 17，南部則在 20 左右；相對地，夏天該值則約 30。整個島嶼一百年來溫度增高約 1.0 至 1.4，平均年雨量約為 2,500 毫米。劇烈天氣如風颱、劇烈雷雨、強風、水災、冷潮爆發、以及旱災都可對農業、養殖漁業引起莫大的損失。(網站 2,

2003)。

氣象資料對於農業相當重要，選擇作物播種及種植時間都決定於該地氣候和土壤性質，是否噴灑農藥或什麼時候最適於施行也取決於該地天氣與作物生長的情況。再來植物之分佈與氣候之改變和人類的活動有密切關係。因此、氣象資料及預報一向都會提供給農業界參考。

下面是一則由在 Manitoba, Canada 的優秀農業氣象中心於 2002 年 4 月 29 日所發佈的每週農作物報告，以為參考：

- 西南地區 本區雨量在過去一週為 0-5 mm。

最重要的天氣報告為延續的涼溫，好多個夜晚溫度降至冰點以下。

概括地說，濕度的等級是介於乾燥到良好，蓄水池 70 % 滿。播種已開始，目前已種下的是為豆類作物，雖然只有 2-5 % 的面積完成，這個星期將有更多的要繼續種植。在 Melita 和 Killarney 區域不到 5 % 的穀類種下，其他地方將會很快開始。

冬麥的等級介於不好至好之間，由於涼溫持續生長緩慢。稻草和牧草也是生長緩慢，需要較暖的天氣來發展這些作物。

下面是一則臺灣氣象局六月上旬農業報告：

- 農情及其災害

Farming Activities & Disasters

北部 91 年一期稻作，台北地區早植稻逢齊穗、乳熟期，鶯歌鎮約 4.5 公頃缺灌溉用水，其中約 0.2 公頃水稻枯萎。宜蘭縣早植稻逢糊熟、黃熟期，一般稻作逢抽穗、乳熟期，生育情形良好。桃園縣早植稻進入乳熟期，一般稻作逢孕穗、齊穗、抽穗期。新竹地區進入孕穗、抽穗期，生育情形良好，香山區約 2.7 公頃農田發生重金屬污染，已進行焚毀作業。苗栗縣早植稻逢乳熟、糊熟、黃熟期，一般稻作陸續進入抽穗、齊穗期。新竹地區茶、落花生中耕除草，柳橙、梨、蘆筍、白菜、瓜類、豆類等成熟至收穫期。

中部 91 年一期稻作，台中地區早植稻開始收割，晚植稻逢乳熟、糊熟、黃熟、完熟期。彰化縣早植稻陸續收割中，一般稻作進入糊熟、黃熟、完熟期。南投縣早植稻開始收割，一般稻作進入乳熟、糊熟、黃熟、完熟期，生育情形良好。台中地區茭白筍育苗期，秋作玉米、大豆、甘藷、豌豆、柑桔、桃接李、梨等收穫期，葡萄噴藥。大里地區葡萄成熟。南投地區秋作玉米、甘藷、茭白筍、鳳梨、李、梅等產期。

嘉南 91 年一期稻作，雲林縣陸續收割中，生育情形良好。嘉義地區早植稻陸續收割中，一般稻作進入乳熟、糊熟、黃熟、完熟期，晚植稻進入抽穗期。台南地區陸續收割中，生育情形良好。嘉義地區梅採收期。台南永康新化至玉井地區龍眼開花中，玉米、香蕉、鳳梨、芒果、木瓜、荔枝、蘆筍、瓜類、豆類等成熟至收穫期。

高屏 91 年一期稻作，高雄市全部收割完畢，已收割面積為 131 公頃，高雄縣收割近尾聲；局部地區發生輕微稻熱病、紋枯病、褐飛蝨等病蟲害，加強防治中。屏東縣收割近尾聲，已收割面積為 5,169 公頃。91 年二期稻作，高雄地區已種植面積為 102 公頃，屏東縣已種植面積為 1,109 公頃。高屏地區春作玉米、高粱、種植期，秋作高粱、菸草、秋冬裡作大豆、柳橙、柑橘等開花期，木瓜、芒果、荔枝、豆類、甘蔗、香蕉、鳳梨、柑橘、甘藍、椰子等成熟至收穫。

東部 91 年一期稻作，花蓮縣早植稻逢黃熟、完熟期，一般稻作進入乳熟、糊熟

期，局部地區發生葉稻熱病、紋枯病，加強防治中。台東縣早植稻陸續收割中，一般稻作進入黃熟、完熟期。台東市附近地區蕃石榴、椰子、百香果、木瓜等開花中，玉米、芒果、桃子、李子、荔枝、高接梨、椰子、百香果、蕃石榴等收穫中。成功地區玉米成熟至收穫期。大武地區芒果、鳳梨、椰子等成熟至收穫期。

災害 本旬無災情報導。

從另一方面來看，植被覆蓋量、組成、和構造的改變，也改變反射係數(albedo)，粗糙高度(roughness length)，地面逕流(runoff)，土壤濕度，也影響地表和大氣之間熱和濕氣的交換。舉個例來講：大規模地耕作以及砍伐林地曾經引起 1930 年代美國大平原的劇烈沙塵暴還有表土的吹失。砍伐森林也一樣地導致中國近幾十年來的沙漠化和塵暴。植被也是吸收二氧化碳和其他少量氣體的重要的媒介。它既防止土壤流失，又可減低空氣污染以及水旱災的次數。因此大氣、土壤和植被間的交互作用對於農業、天氣、氣候及空氣污染的控制，還有水源都有決定性的影響 (Manabe, 1969; Bhumralkar, 1975; Dickinson, 1984)。

2.1 微氣象 (Micrometeorology)

植物、土壤、和氣候之間的交互作用是十分複雜的，因此需要有個比較完整的環流模式(General Circulation Model, GCM)或具有詳細地面植物物理作用之區域模式來協助我們瞭解其中奧妙。這裡主要討論植被、大氣和近地表土壤之間的關係。

圖 2-1 是個大氣、植被與地表間交互作用的簡圖(Dickinson et al., 1993)。圖中所示為當植物吸收長短波輻射，截收降雨，與大氣交換水份、氧氣、及二氧化碳。反射短波，也放出長波。沿海岸的防風林就是為減低風速而種。植被同時能減少輻射加溫或冷卻，改變地面反射係數，調節近地面的水平衡，還有改變土壤中水含量的性質之功能。不幸地，在一般的氣象觀測作業中，土壤溫度濕度，蒸發率、土內各種性質的分佈、及植被之資料都缺失，僅在幾個特定的觀測實驗才收集到。而地面熱及濕氣通量在數值預報模式裡非有不可。因此，科學家們(Philip, 1957; Deardorff, 1977, 1978; Clapp and Hornberger, 1978; Beljaars et al., 1996; Wu and Sun, 1990a, b; Bosilovich and Sun, 1995 等)各自發展了不同的數學模式來研究大氣、植被與地表的物理作用，應用能量、動量及水份守衡原理來預測地表的通量。我們也發展一套地表模式，並放入普度大學的區域模式中(Purdue Regional model PRM) (Sun and Chern, 1993, 1994; Chern, 1994; Haines et al., 1997 等)。

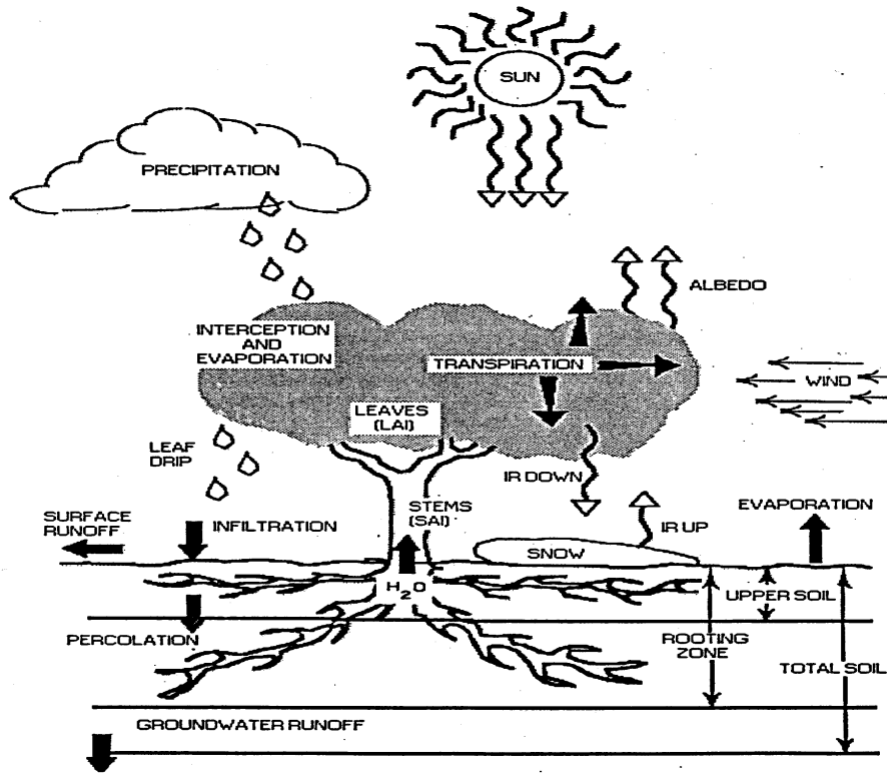


圖 2-1 大氣、植被與地表間交互作用的簡圖(Dickinson et al., 1993)



圖 2-2 設在中央大學的可攜式 NCAR 氣象儀器 PAM

1) 觀測儀器與測量

通常地面溫度、風、及濕度的測量是在地面以上 1.2 m 的高度所量的值。蒸發率從地面蒸發皿測得，雨量由雨量計得。除了幾個特例之外，土壤溫度、濕度、近地表之亂流通量通常是沒觀測的。設在中央大學(圖 2-2)的 PAM_III 是一個典型的微氣象儀器：它觀測風速(在 10 m 高處)，溫度，濕度(在 2 m 高處)，還有地面壓力，向上及向下之輻射值，亂流通量，濕氣、熱通量，用有三個分量的聲波測風儀得來的。PAM III 也做地面和地下 30cm 土壤溫度及濕度的觀測。另外一個 PAM III 裝設在中央氣象局所屬的嘉義農業氣站。臺灣林業試驗所的幾個觀測站也有記錄氣象資料和逕流量。除氣象資料外，我們還需要收集詳細的植被及土壤，土壤潤濕情況等，如此、我們才能將含有物理意義的數值模式與觀測資料配合，以便研究大氣、地表植被、以及土壤之間的相互關係。另一方面，數值模式也必須做預報或敏感度測驗以瞭解方程式中各個物理作用和性質。

圖 2-3(a)顯示近植物頂端之相對風速， h_c 為植物頂端之高度， z_0 為粗糙度， d 為植物對應高度(displacement)。圖 2-3(b)為位溫及顯熱通量。圖 2-3(c)為濕度及濕度通量。這些圖顯示近植物頂端之風速、溫度、濕度及各種通量相當受植物影響。通常氣候模式用地表模式來處理這些影響。

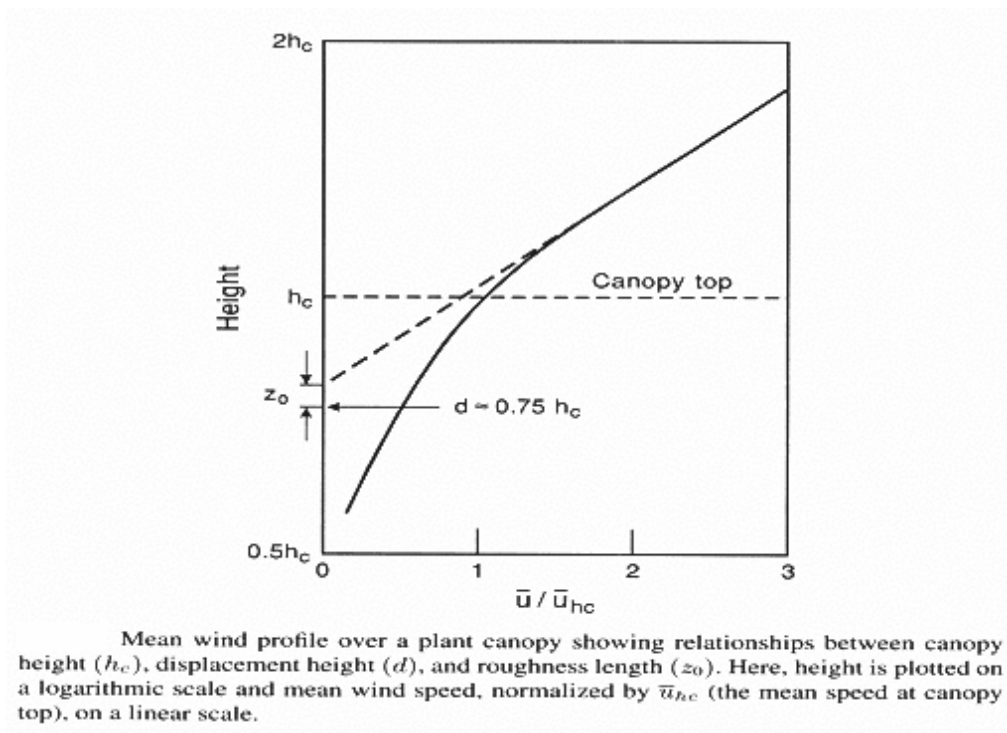


圖 2-3(a) 顯示近植物頂端之相對風速， h_c 為植物頂端之高度， z_0 為粗糙度， d 為植物對應高度

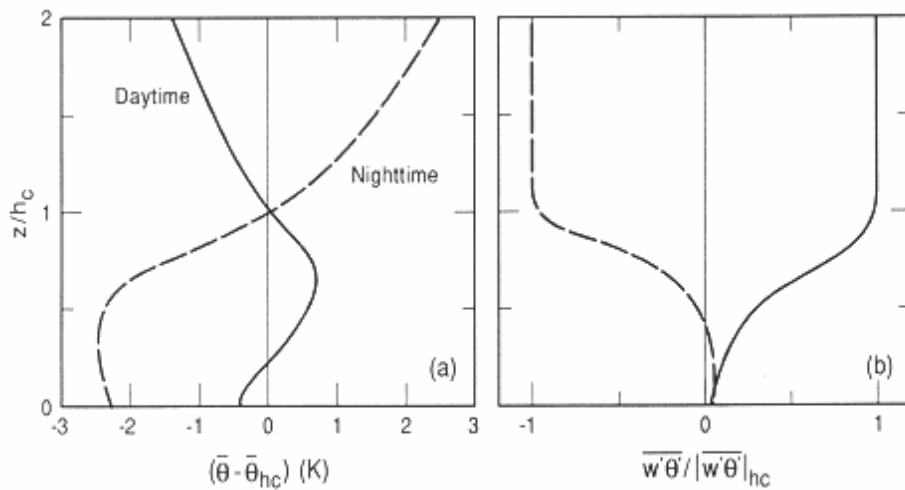


圖 2-3(b) 在葉冠面內部與上方之典型的日間與夜間位溫與熱通量狀況

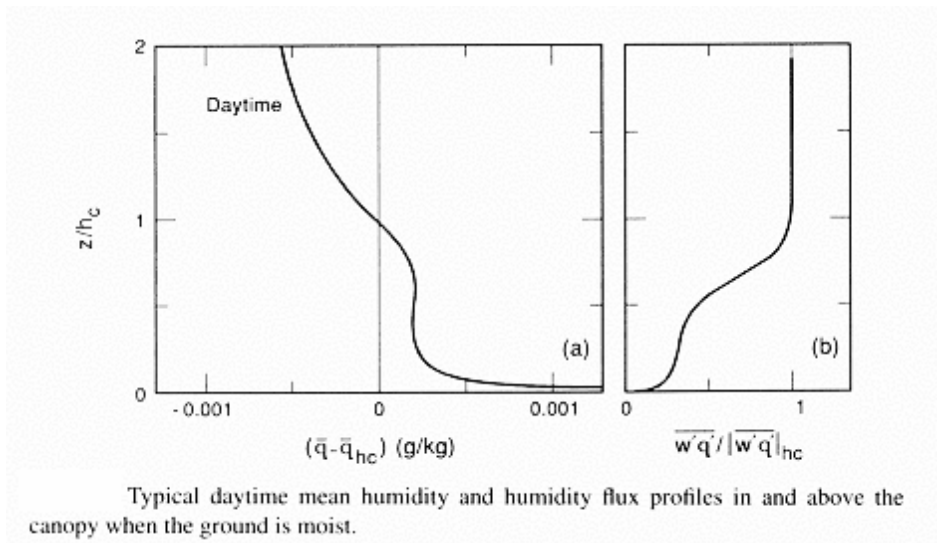


圖 2-3(c) 當地面濕潤時典型的日間葉冠面內部與上方的平均濕度及濕度通量(Kaimal and Finnigan, 1994)

2)大氣邊界層方程式(Equations of Atmospheric Boundary Layer)

在水平方向均勻的地面，風、濕度、和溫度之水平變化很小時，依據能量及動量不變定律，其時間及高度的變可以用下列一維大氣模式的方程式來表式：

$$\frac{\partial U}{\partial t} = f(V - V_g) - \frac{\partial \overline{uw}}{\partial z} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -f(U - U_g) - \frac{\partial \overline{vw}}{\partial z} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \Theta_e}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w\theta_e}}{\partial z} - W \frac{\partial \Theta_e}{\partial z} - \frac{1}{\rho c_p} \frac{\Theta}{T} \frac{\partial R_{net}}{\partial z} \quad (2-3)$$

$$\frac{\partial Q_p}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{wq_p}}{\partial z} - W \frac{\partial Q_p}{\partial z} + Source_{Q_p} \quad (2.4)$$

這裡(U,V,W)及(u,v,w)是平均和波動的速度向量在 x (向東), y (向北), z (垂直)方向的分量； Θ_e 和 θ_e 分別為平均和波動相當位溫。定義如下：

$$\Theta_e = \Theta + \frac{L_v}{c_p} \frac{\Theta}{T} Q$$

而位溫 Θ 定義為

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/C_p}$$

這裡 T 為平均溫度； L_v ，蒸發時釋放的潛能； c_p 空氣熱容量；空氣含水量

$Q_p = Q + Q_c$ ，其中，Q 為混合比， Q_c 雲內含水量， q_p 波動含水量。 U_g 及 V_g 為地轉風在 x 及 y 之分量。 R_{net} 為輻射淨通量值。濕氣來源，來自雲滴蒸發等。

為了解方程式(2.1)-(2.4)，Wu 與 Sun(1990a)，Sun(1993a, b)將 K-理論和亂流動能 $TK_E (\overline{E} = 0.5(\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2}))$ 合併使用以便計算整個亂流場。

$$\frac{\partial \overline{E}}{\partial t} = -2(\overline{uw} \frac{\partial U}{\partial z} + \overline{vw} \frac{\partial V}{\partial z}) - \frac{\partial}{\partial z} [\overline{w(E + p/\rho)}] + \frac{g}{\Theta_0} \overline{w\theta} - \epsilon \quad (2.5)$$

$$\overline{uw} = -\kappa_m \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right) \quad (2.6)$$

$$\overline{vw} = -\kappa_m \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (2.7)$$

$$\overline{w\theta_e} = -\kappa_h \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} - r_c \right) \quad (2.8)$$

$$\overline{wq_p} = -\kappa_h \left(\frac{\partial Q_p}{\partial z} \right) \quad (2.9)$$

渦流係數 κ_m 和 $\kappa_T (m^2 s^{-1})$ ，輸送項 $[\overline{w(E + \frac{p}{\rho})}]$ ，還有消散 ϵ 都需要加以參數化。風速按照線性對數曲線變化，意即自地面的無風急速增加，到數公尺高處已產生有每秒數公尺的速度；同時在接近地面處出現很大的溫度及濕度變化(Sun, 1989, 1993a, b)，如式 2.19~2.22，它們都以相似方程式(similarity equations)來表示。

3) 土壤相關之方程式

根據能量不變定律，一維模式土壤的溫度及濕度可表示如下：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{C_h} \frac{\partial Q_T}{\partial z} + \frac{S_T}{C_h} \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial Q_w}{\partial z} + S_w \quad (\text{Richards' equation}) \quad (2.11)$$

其中， T 為土壤溫度； C_h ，體積的土壤熱容量； w ，土壤水含量，而 S_T 及 S_w 為產生或消滅項(source or sink terms)，垂直方向的熱通量 Q_T 可表示如下：

$$Q_T = -K_T \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.12)$$

K_T 是熱傳導係數，垂直方向土壤的水通量 Q_w 則沿用

$$Q_w = K \left(1 - \frac{\partial y_w}{\partial z} \right) \quad (\text{Darcy-Buckingham equation}) \quad (2.13)$$

當無水頭(pressure head)存在時，重力對垂直向黏滯性水流的作用可用水力傳導係數(hydraulic conductivity) K 表示。但是當有水頭或吸力時，則改用水勢 ψ_w 表示。基本上， ψ_w 相當於將水自土中抽取出時需對抗毛細作用(即表面張力)和附著力所需的功能。當土壤在飽和時， ψ_w 值最小，但是並非所有空隙都可被水取代(在本文和一般氣象學中 z 在地面以上為正值，但在水文學 z 在地面下為正值)，我們得到以下方程式：

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi_w}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} + S_w \quad (2.14)$$

依照 Clapp-Hornberger(1978)，土壤內水力性質函數定義如下：

$$w = w_s \left(\frac{\psi_w}{\psi_s} \right)^{-\lambda}$$

$$\frac{K}{K_s} = \left(\frac{w}{w_s} \right)^{3+2/\lambda} \quad (2.15)$$

符號下註腳(subscript) s 是表示在飽和狀況下之值，而 λ 為常數，依土壤的質地結構而定(texture of the soil)。對於許多種土而言， w_s 的適用值為 $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Garratt, 1992)。地面熱的產生項/消除項(surface heat source/sink) S_{T0} 可寫為：

$$S_{T0} = R_n - H_{s0} - H_{L0} \quad (2.16)$$

其中， R_N ：淨輻射值； H_{S0} ：顯熱通量； H_{L0} ：潛熱
同樣地，地面水的產生/消除項 S_{w0} 也可寫做

$$S_{w0} = P_r - H_{L0} / L = P_r - E_0 \quad (2.17)$$

其中， P_r ：降雨率； E_0 ：蒸發率； L ：蒸發或凝結之潛熱

顯熱通量為：

$$H_{s0} = (1 - \sigma_f)H_g + \sigma_f H_f \quad (2.18)$$

$$E_{s0} = (1 - \sigma_f)E_g + \sigma_f E_f$$

符號下註腳 g 代表光禿的地面 (ground)，而 f 有植物覆蓋 (foliage)。 s_f 為植物覆蓋的面積之百分比。再把上面的項目細分成顯熱及潛熱通量在禿地上及在有植被時之各分量為：

$$H_g = -\rho c_p u_* \theta_{g*} = \rho c_p C_h |\mathbf{V}_a| (\Theta_g - \Theta_0) = \rho c_p (\Theta_g - \Theta_0) / r_b \quad (2.19)$$

$$H_f = -\rho c_p u_* \theta_{f*} = \rho c_p C_h |\mathbf{V}_a| (\Theta_f - \Theta_0) = \rho c_p (\Theta_f - \Theta_0) / r_d \quad (2.20)$$

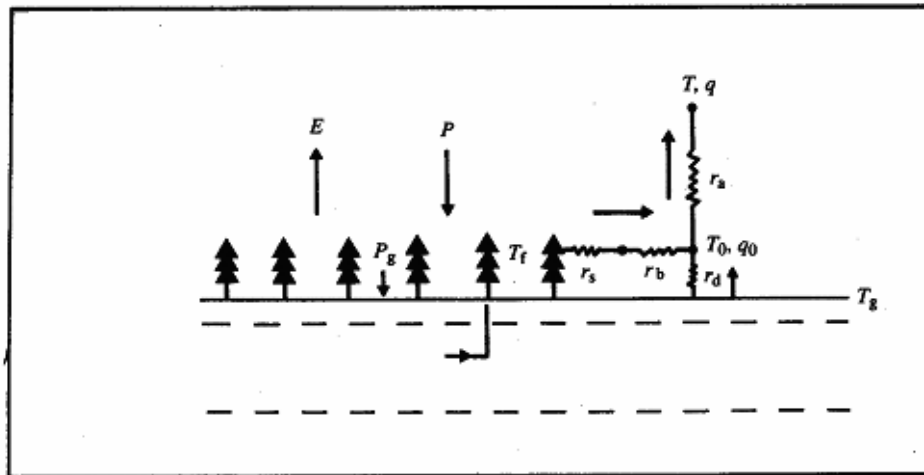
$$E_g = -\rho c_p u_* q_{g*} = \rho c_p C_h |\mathbf{V}_a| (Q_g - Q_0) = \rho (Q_g - Q_0) / r_b \quad (2.21)$$

$$E_f = -\rho c_p u_* q_{f*} = \rho c_p C_h |\mathbf{V}_a| (Q_f - Q_0) = \rho (Q_f - Q_0) / (r_b + r_s) \quad (2.22)$$

如 T_g , T_f , 與 T_0 已知，可經由相似方程式計算得到拖曳係數 C_h (Businger et al. 1971)； r_b 是地面和大氣之間的阻力 (resistance)； r_d 為植被與大氣之間的阻力，而 r_s 則是不飽和地面所引起的阻力。 T_0 與 Q_0 為近地表空氣平均位溫度及濕度，見圖 2-4 (Garratt 1992)。地面阻力可自下列求出

$$r_s = r_{s,\min} F_1 F_2 F_3 F_4 \quad (2.23)$$

其中， F_1 : 光合作用有效輻射的影響， F_2 : 土壤水分的影響，
 F_3 : 蒸氣壓差的影響， F_4 : 空氣溫度的影響



Schematic representation of the main elements of a non-isothermal or two-component canopy model. Linked to the atmosphere (via resistances r_s , r_b and r_d), to the soil or undergrowth (via resistance r_d) and the deep soil (via evapotranspiration), the canopy and upper soil layer are at temperatures T_f and T_g . P_g is the precipitation reaching the soil surface.

圖 2-4 各種地面阻力之關係 (Garratt, 1992)

F_1, F_2, F_3 和 F_4 各為光合作用有效輻射、土壤水分、蒸氣壓差及氣溫的影響。在一個數值模式裡，蒸發可用以下三種之任一種來計算在未飽和的禿地上的值：

$$E_g = \rho(\alpha Q_s(T_g) - Q_a) / r_b \quad (\text{a 法}) \quad (2.24)$$

$$E_g = \beta(Q_s(T_g) - Q_a) / r_b \quad (\text{b 法}) \quad (2.25)$$

$$E_g = \min(E_p, E_c) \quad (\text{供需法}) \quad (2.26)$$

$$\text{其中，可能的蒸發 } E_p = (Q_s(T_g) - Q_a) / r_b \quad (2.27)$$

E_p 為可能的蒸發；而 E_c 是來自下面一層土壤供給的水氣，可由方程式(2.13)或 Dickinson 等(1973)所提出方程式(33)求得。

植被和地面溫度可由以下方程式來表示：

$$C_f \frac{\partial T_f}{\partial t} = R_{nf} - H_{s0f} - H_{L0f} \quad (2.28)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = -\frac{\partial Q_T}{\partial z} + R_{ng} - H_{s0g} - H_{L0g} \quad (2.29)$$

更詳盡的描述請參閱 Noilhan and Planton(1989), Garratt (1992) 與 LAPS 模式 (Mihailovic et al., 1992), Bosilovich and Sun(1995, 1998)與 Shao et al., (1999)。

除了熱和濕氣在垂直方向的流量之外，模式也應考慮地表面及地下的逕流，因為逕流對蒸散有相當的重要性(特別是在山區地帶)。

2.2 數值模式結果(Results of numerical model)

以下將討論三種模擬的結果來說明：大氣和地表的交互作用，地表與大氣的交互作用及土壤植被性質的敏感度測試。

1)大氣和地表的交互作用

圖 2-5 是二天的時間序列(time sequence)從地面至兩公里高模擬的結果。Wangara, Australia(Sun 1993a,b)的觀測資料和數值模式結果左右相應。圖內包括虛位溫(virtual potential temperature $T_v = T + 0.61 Q_v$ (in K))，混合比 (mixing ratio Q_v (g/kg))，西風 (westerly wind) U ，and 南風(southerly wind) V (m/s)。值得一提的是這個實驗(Wangara Experiment (Clarke et al., 1971))提供了兩個月自地面至兩公里高之大氣邊界層(planetary boundary layer (PBL))極好的觀測資料。它們曾多次被用來查證好多個數值模式的結果 (Deardorff, 1974 ; Sun and Ogura, 1980 ; and others)。不過遺憾的是，這個實驗缺少任何有關植被、土壤性質、亂流通量、或地面及地下逕流的資料。圖 2-5 顯示下午時刻，由於下午地面變很熱，於是產生強烈的熱對流，形成一層濕度、位溫、風場都極均勻的混合層(mixed layer)。在夜間因地面輻射冷卻產生很強的溫度梯度(夜間逆溫 nocturnal inversion)，以及低層噴流(low-level jet)。這兩樣都在模式中結果顯示出來。

根據方程式(2.5)，圖 2-6(a)顯示從地面到二公里高之亂流動能(TKE)收支：

$$\text{來自浮力：} \frac{g}{\Theta_0} \overline{wq} ;$$

$$\text{來自輸送：} -\frac{\partial}{\partial z} [\overline{w(E + p/r)}] ;$$

$$\text{來自消散} -e ;$$

浮力項幾乎與消散項平衡：輸送項把混合層底部的亂流動能送往逆溫層。

圖 2-6(b)地表熱力的收支；包括長短波輻射有感及蒸發熱通量。圖 2-6(c)為模擬之地表及近地面($z = 0.01, 2.5, \text{及 } 10 \text{ m}$ 等不同之高度)之溫度，圖 2-6(d)觀測之地表及近地之溫度，一般而言，模擬結果與觀測相當一致。

觀測及模式兩者都顯示在午後兩點地方時間地面溫度可比 1.2 m 處高出 10 。白天時，熱氣和濕氣自土壤和植被傳送到大氣裡。熱通量到晚上由於長波輻射冷卻變成負值，而濕氣的傳送在夜晚也減少。因此，結霜在冬天夜晚較可能發生，尤其是在冷氣團暴發後晴天夜晚更為嚴重。

2)土壤和植被對大氣變化的反應

Bosilovich and Sun(1998)應用一維有關地面之整套模式(以下將以“一維地表模式”簡稱)去模擬 1987 六月 25 到七月 25 之第一次 ISLSCP 田間試驗(FIFE)(Sellers et al., 1988 ; Strebel et al., 1994)地面上下的各個變數變, 因為接近地面的大氣氣象因子隨時間而變(見圖 2-7)。

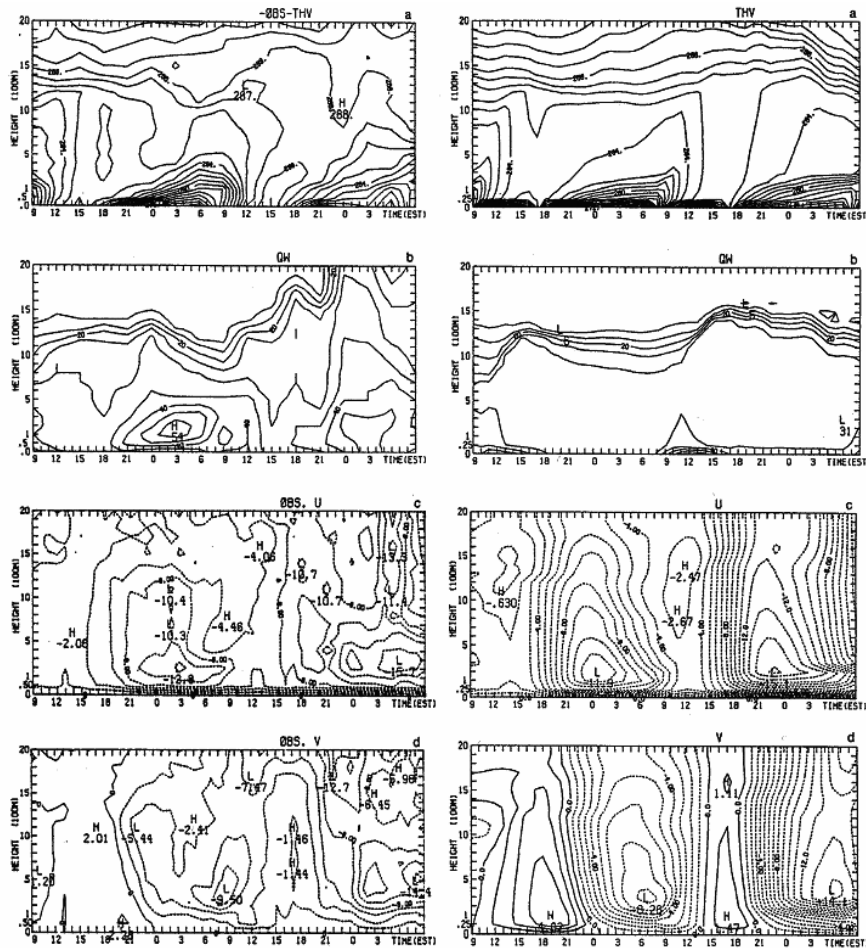


圖 2-5 二天的時間序列, 從地面至兩公里高的觀測, (左邊)及數值模擬的結果, (右邊): 混合比位溫及風場(西風和南風)(Sun, 1993a)

觀測與模擬的地面溫度及 50-cm 深處土壤溫度之比較, 請看圖 2-8(a)和圖 2-8(b)。對應於短波輻射抵達地面的強烈日變化, 地面溫相也顯出強烈的日變化。明顯地, 模擬出來的地面及土壤內溫度濕度和觀測值相當符合。又日變化的幅度隨著土壤深度快速遞減, 例如, 在 50 cm 深處的日變值小於 1, 相對地該值在地面則為 10。土壤濕度的日變化隨深度而遞減, 也可在 1m 深處看出(參看圖 2-9(a))。值得注意的是在圖 2-9(b)來自植被的潛熱通量 E_r 和來自光禿地面的潛熱通量 E_g 大小相當。詳情請參看 Bosilovich and Sun(1998)。

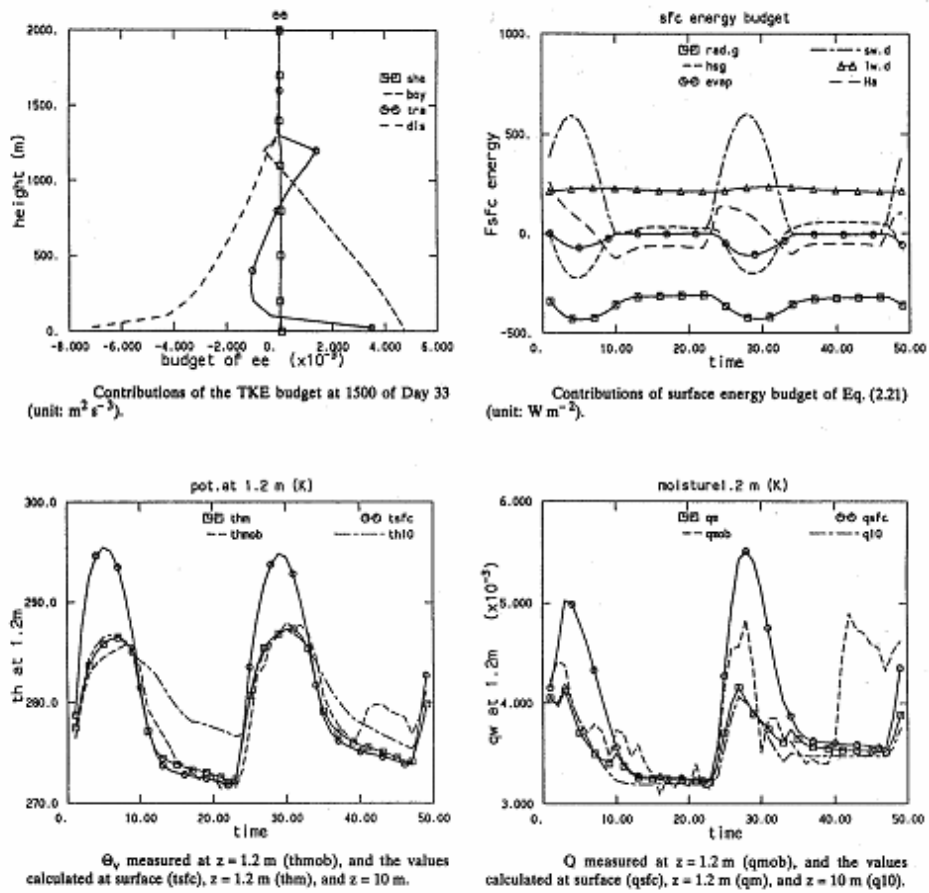
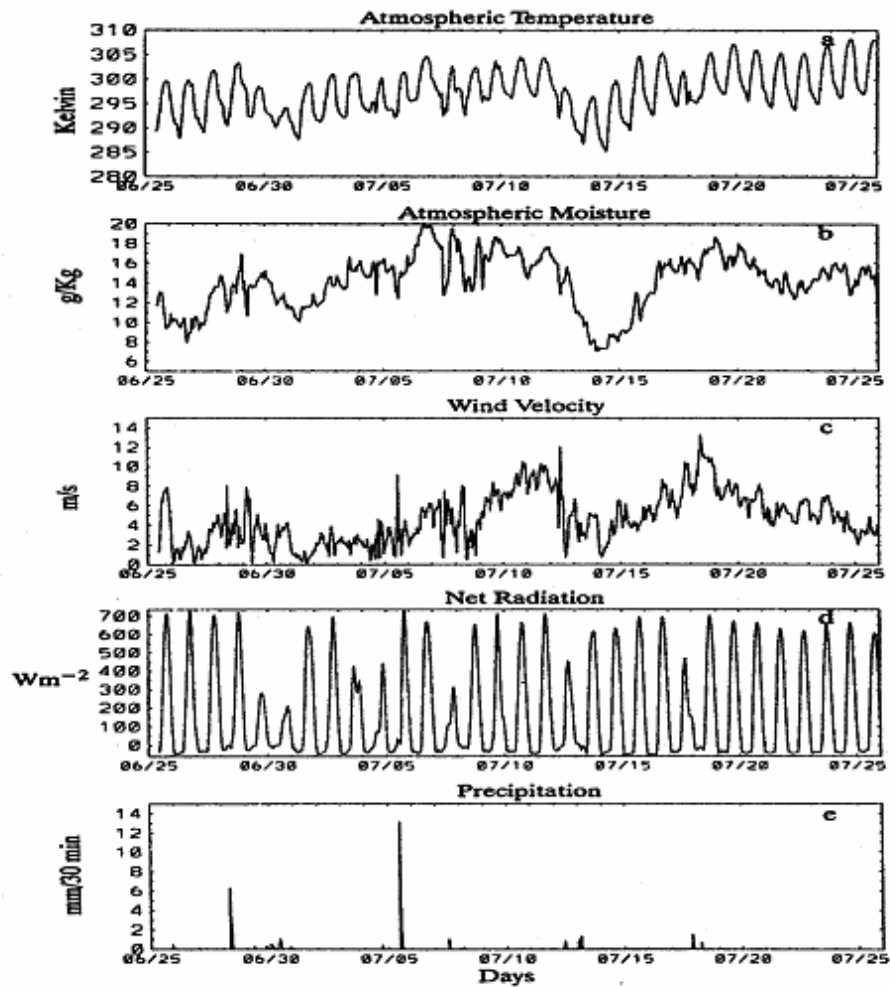


圖 2-6

- (a) 從地面到二公里高之亂流動能 (TKE) 的收支來自浮力 $\frac{g}{\Theta_0} \overline{wq}$ 、輸送 $-\frac{\partial}{\partial z} [\overline{w(E+p/r)}]$ 、及消散 $-e$
- (b) 地表熱力的收支，包括長短波輻射有感及蒸發熱通量
- (c) 模擬之地表及近地之溫度在 0.01, 2.5, 及 10 m 等不同之高度
- (d) 觀測之地表及近地之溫度 (Sun 1993a)



FIFE site average data used as input to the model: (a) 2.0-m atmospheric temperature, (b) 2.0-m atmospheric specific humidity, (c) 5.4-m wind speed, (d) surface net radiation (computed from component radiative fluxes), and (e) precipitation rate.

圖 2-7 FIFE 的近地面氣象觀測資料：(a)氣溫，(b)濕度，(c)風，(d)輻射淨值，以及(e)降雨量，當做數值模式的輸入值(Bosilovich and Sun,1998)

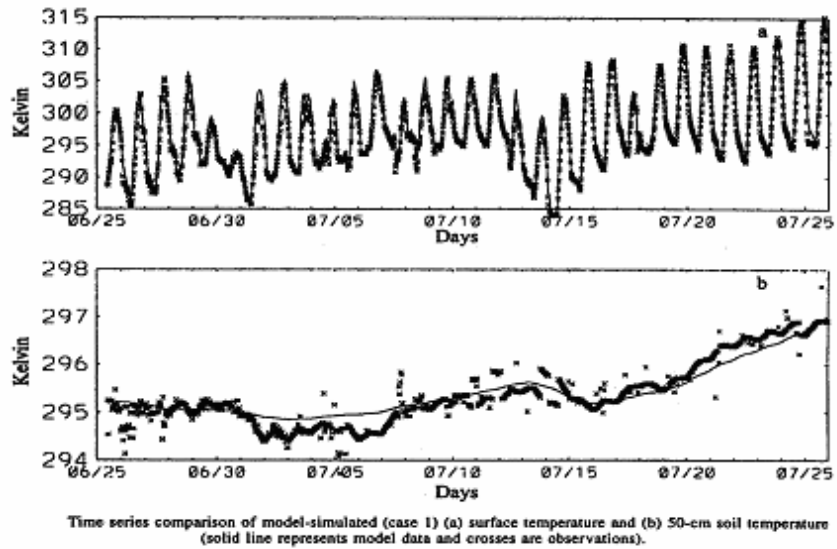


圖 2-8 觀測(x)和模式(直線)溫度之比較：(a)在地面上和，(b)50-cm 深處 (Bosilovich and Sun, 1998)

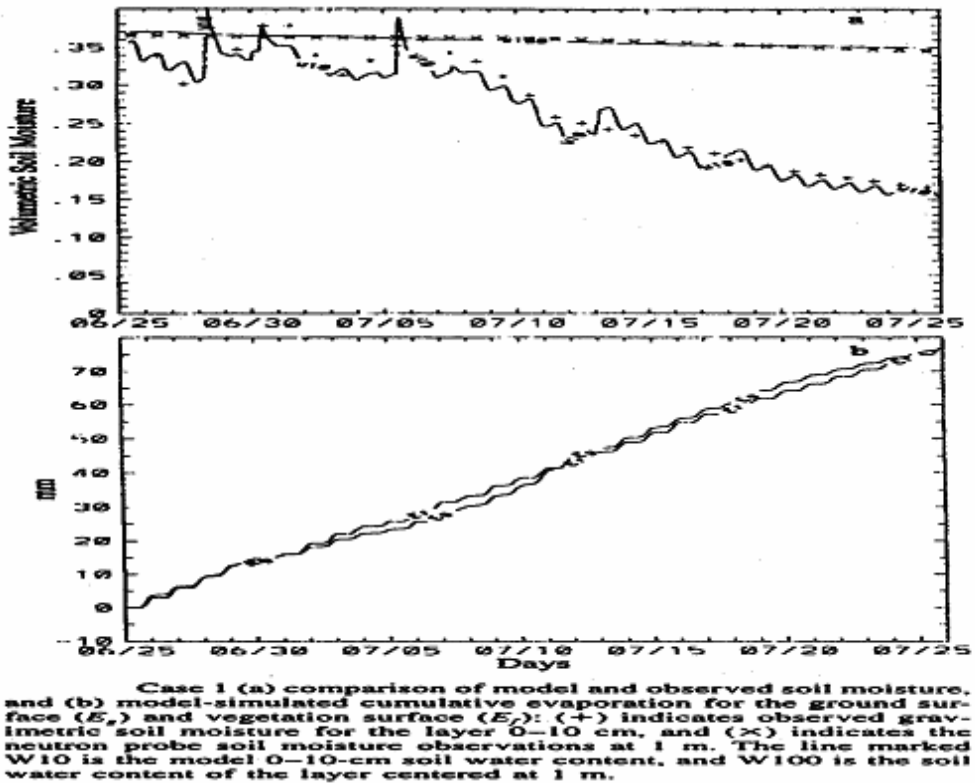


圖 2-9 (a)土壤濕度在地表面至 1m 深處的觀測(x)和模式模擬(直線)：(b)模式計算出累積的蒸發值在光禿地面(E_g)和有植被地面(E_f) (Bosilovich and Sun, 1998)

3)土壤、植被性質的敏感度測試

Sun and Bosilovich(1996)應用一維氣象模式(Sun 1993a, b)以及“一維地表模式”來研究亂流通量，大氣內各種要素對不同的植被面積，最小氣孔阻力，葉冠面高度，初始土壤含水率以及土壤種類等的反應。模式的設定和參數表可看表 2-1。葉面積指數(LAI)為 5.5 與時間從 00Z 到 12Z。當土壤濕度，最小氣孔阻力，植被覆蓋土壤種類改變時，透過模式算出的結果將會於以後各節討論。

表 2-1 數值模式中用的各種要素：植被面積、最小氣孔阻力、葉冠層高度、初始土壤含水率與土壤種類 (Sun and Bosilovich, 1996)

Table of variables used in the sensitivity study. Boldface indicates the sensitivity variable and its range in the simulations. σ_f is the percentage of leaf area to ground area, 100% implies complete coverage of the ground. r_{amin} is the minimum stomatal resistance. h_{can} is the height of the canopy. W_U and W_L are the initial soil moistures of the upper three and lower three soil layers respectively, in units of volumetric soil water

Experiment	σ_f (%)	r_{amin} (sm^{-1})	h_{can} (m)	W_U, W_L	Soil type
1a	0-100	50	0.50	0.13, 0.19	Loam
1b*	0-100	50	0.50	0.13, 0.19	Loam
2a	70	25-525	0.50	0.13, 0.19	Loam
2b	0-100	500	0.50	0.13, 0.19	Loam
3	75	50	0.01-2.0**	0.13, 0.19	Loam
4a	0	-	0.50	0.04-0.24†	Loam
4b	75	50	0.50	0.04-0.24†	Loam
5a	0	-	0.50	0.18, 0.22	Sand-Clay
5b	75	50	0.50	0.18, 0.22	Sand-Clay
5c	0	-	0.50	‡	Sand-Clay
5d	75	50	0.50	‡	Sand-Clay

*Experiment 1b is identical to 1a, except that the Force Restore Method is used.

** The canopy height is varied logarithmically.

† The range of upper soil layers is provided, the lower soil layers range is 0.09-0.29.

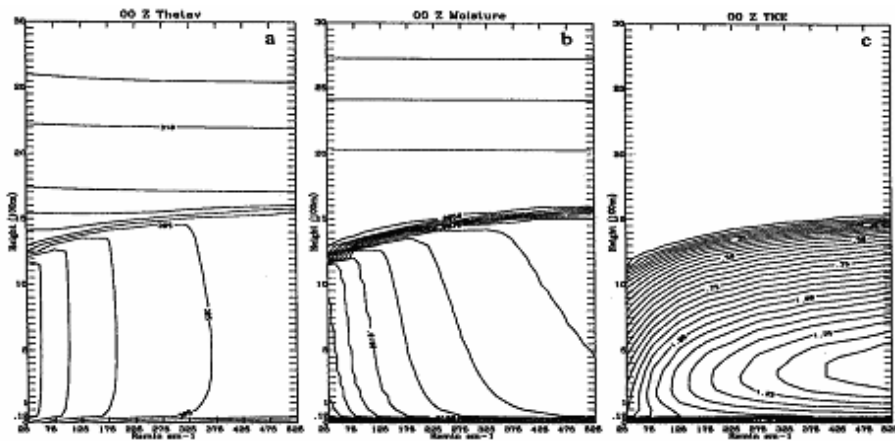
‡ Soil moisture also varies for this experiment (see text).

4)植被性質及覆蓋量的實驗

根據式 2.19-2.22，蒸散(Evapotranspiration)受氣孔阻力的影響很大。氣孔是蒸散作用之主要通道。當氣孔打開時，水從葉內移到葉外。因此、對水從葉內移到葉外的淨阻力取決於氣孔的大小，分佈以及開張的程度。Garratt(1992；Table 5-1)認為最小氣孔阻力的值可以從農作物和草地的 30-40 $s\ m^{-1}$ 到柑橘類的 200-300 $s\ m^{-1}$ 。Monteith(1976)認為該值介於 25 至 300 $s\ m^{-1}$ 之間(農作物和草地)以及 500-2000 $s\ m^{-1}$ (樹木)。Dickinson et al.(1993, Table 2)則認為介於 120-200 $s\ m^{-1}$ 。可見得該值很不確定。在臺灣我們需要下列各種觀測資料，例如：植被種類，葉面積指數，粗糙度，排水量，根的分佈，最低氣孔阻力以及土壤種類等等，以便正確地計算地面的蒸散值。

圖 2-10 顯示垂直分佈虛位溫(virtual potential temperature)，混合比(mixing ratio)，及亂流動能(TKE)隨最小氣孔阻力變化(見實驗 2a)。阻力越大(或小)，則越少(或越多)水可蒸散出去。所以當阻力大時，邊界層越厚，越乾躁。然而、若最小阻力值很高(此為 500)如圖 2-11 顯示：當植被在水氣不足時，在短期間內它可變成一個很有效的屏障

以減低植被水份的蒸散流失，但時間拖久，植物無法支撐就會枯死(見實驗 2b)。一般在正常情況下，植被能將濕氣(尤其當土壤濕時)有效地輸送到大氣中去，因此、在半乾燥地區如 El-Paso，德州農業用水的需要量很高，於是抽取地下水灌溉，導至地下水位降落至更低位置，原來不需灌溉也能生存的牧草，因為水位降低草根汲取不到水而乾死。失去了植被，土壤沙質化。以後就變成沙漠。拼命抽取地下水，不出數十年地下水枯竭，結果不堪設想。這類情形在中國北方及西北正在發生。



Sensitivity Experiment 2a. 0000 Z vertical profiles of (a) virtual potential temperature (1 K interval), (b) specific humidity (0.5×10^{-3} Kg/Kg interval), and (c) TKE ($0.05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ interval). Minimum stomatal resistance is the sensitivity variable.

圖 2-10 垂直方向之 (a)虛位溫(virtual potential temperature)，(b)混合比(mixing ratio)，及 (c) 亂流動能(TKE)隨最小氣孔阻力(minimum stomatal resistance)之變化(Sun and Bosilovich, 1996)

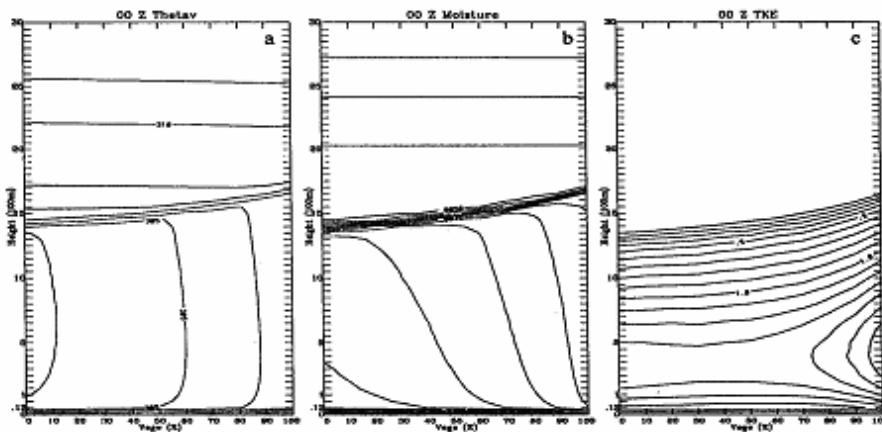
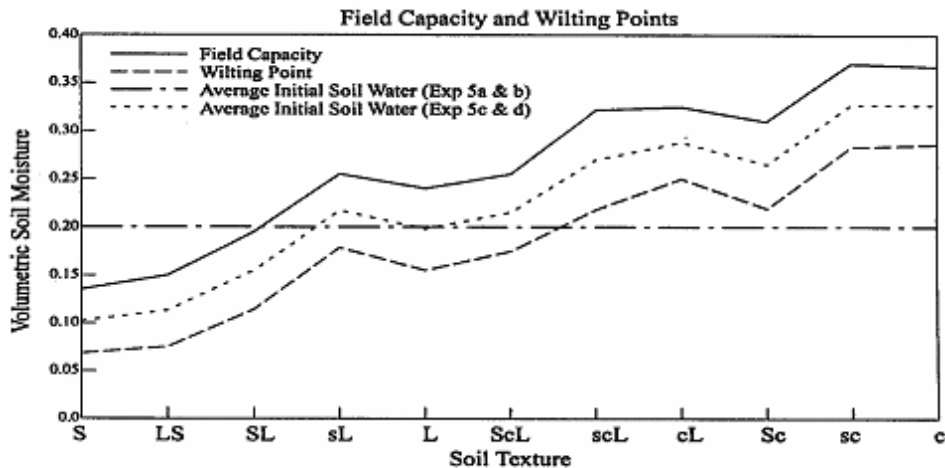


圖 2-11 垂直方向之 (a)虛位溫(virtual potential temperature)，(b)混合比(mixing ratio)，及 (c)亂流動能(TKE)隨植被面積之變化，這裡採用 $r_s=500 \text{ s m}^{-1}$ (Sun and Bosilovich, 1996)

5) 初始土壤含水率的實驗

決定禿地上蒸發率的重要因素為田間容水量及萎凋點，它們又依土壤的質地而定，如圖 2-12 所示：



Comparison of the wilting points and field capacities for given soil textures to the initial soil water content used in Experiment 5. Soil textures are abbreviated by the following: S = sand(y), s = silt(y), L = Loam(y), and c = clay. Example: ScL = Sandy clay loam.

圖 2-12 萎凋點及田間含水量隨土壤型態和初始土壤含水量的變化 (Sun and Bosilovich, 1996)

若土壤含水率高過田間容水量，則蒸發會發生且接近預期速率(即可用水份達到 100%)。反之若濕度低於萎凋點，那麼蒸發就會自然停頓下來。圖 2-13a,b 展示地面顯熱和潛熱流量隨初始土壤含水率及時間的變化。圖 2-13c,d,e 為在沒有植被覆蓋之下，垂直方向的位溫、混合比及亂流動能為較上層土壤含水率的函數。在潮濕的土壤上，邊界層比較冷且濕，它的厚度會比在乾燥地上發展的邊界層淺些。

從實驗 4b 得到的結果，圖 2-14a,b 顯示地面溫度和植被溫度為植被覆蓋量及時間的函數，在 75% 植被覆蓋面積及最小氣孔阻力 r_s 為 50 s m^{-1} 時。圖 2-14c,d,e 為垂直方向的位溫、混合比、及亂流動能隨上層土壤含水率的變化。在土壤含水率低時，它們的值明顯地對濕度變化反應很大。但當土壤含水率超過田間容水量 (這個特例中它的值為 0.14)，對濕度變化反應變小，這時水氣可以自由地透過光禿地面或植被將之傳送到空氣裡。還有值得注意的是當植被氣孔阻力很小，那麼連根部區域土壤的水分，在正常情況下都能很容易被傳送到空氣中去。

這裡介紹大氣-植被-土壤的交互作用方程式及數值模式的結果。因為觀測資料非常地有限，數值模式成為這類研究的主要工具。這些模式能夠算出某些重要而缺失的觀測資料值，同時也提供各種相關機械作用的合理解釋。然而無論如何，更多觀測資料實為迫切需要。這樣我們才能校對方程式及各個參數的準確性。同時科學家們也需要相互合作，共同研究地表和近地表處的複雜過程，因為這是人類賴以居住的地方。除非對這些作用有更好的瞭解，我們將無法對土地做較好的使用計劃，或準確預測未

來的區域氣候，水資源和生態系統，以及更進一步地預防未來生存的環境陷入萬劫不復的境地。

雖然我們需要收集更多的資料和發展一個比較好的數值模式。對於大氣、植被及土壤之間交互作用，我們瞭解：

- 植被的葉和枝幹能截收雨滴和再蒸發部份雨滴。
- 通常來自植被的蒸散通常比來自禿地的有效。
- 大樹的根可協助降水滲透入更深的地下層。
- 植被的根、幹、留在地面殘枝、破葉可吸收水份。
- 濃密的植被覆蓋可提供有效的屏障防止土壤因為風或水引起的侵蝕。
- 植被改變吸收及反射率。
- 植被能有效清潔空氣及水。
- 在森林區或濃密的植被覆蓋區域，溫度和濕度的落差變小由於在那些區域的低層大氣土壤及植被含水量很高之故。
- 森林區內之河川逕流比較小也比較穩定。

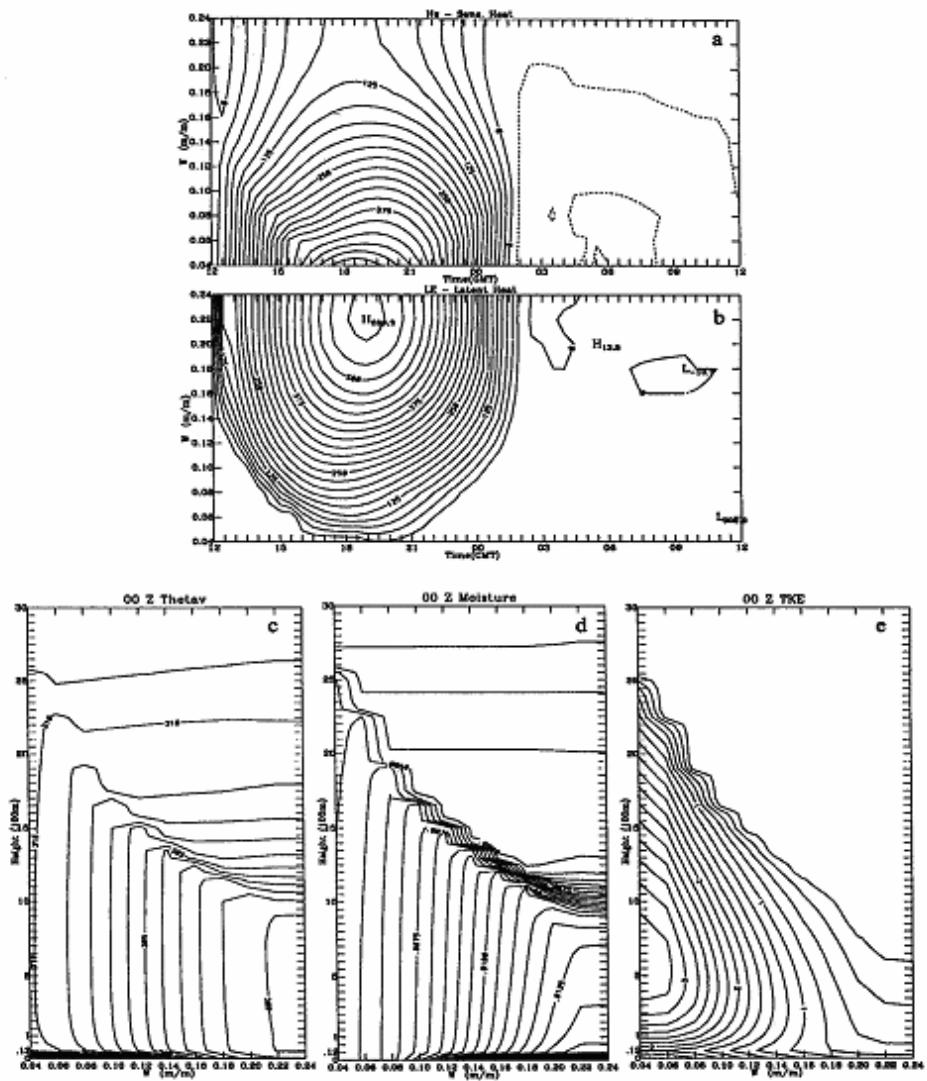
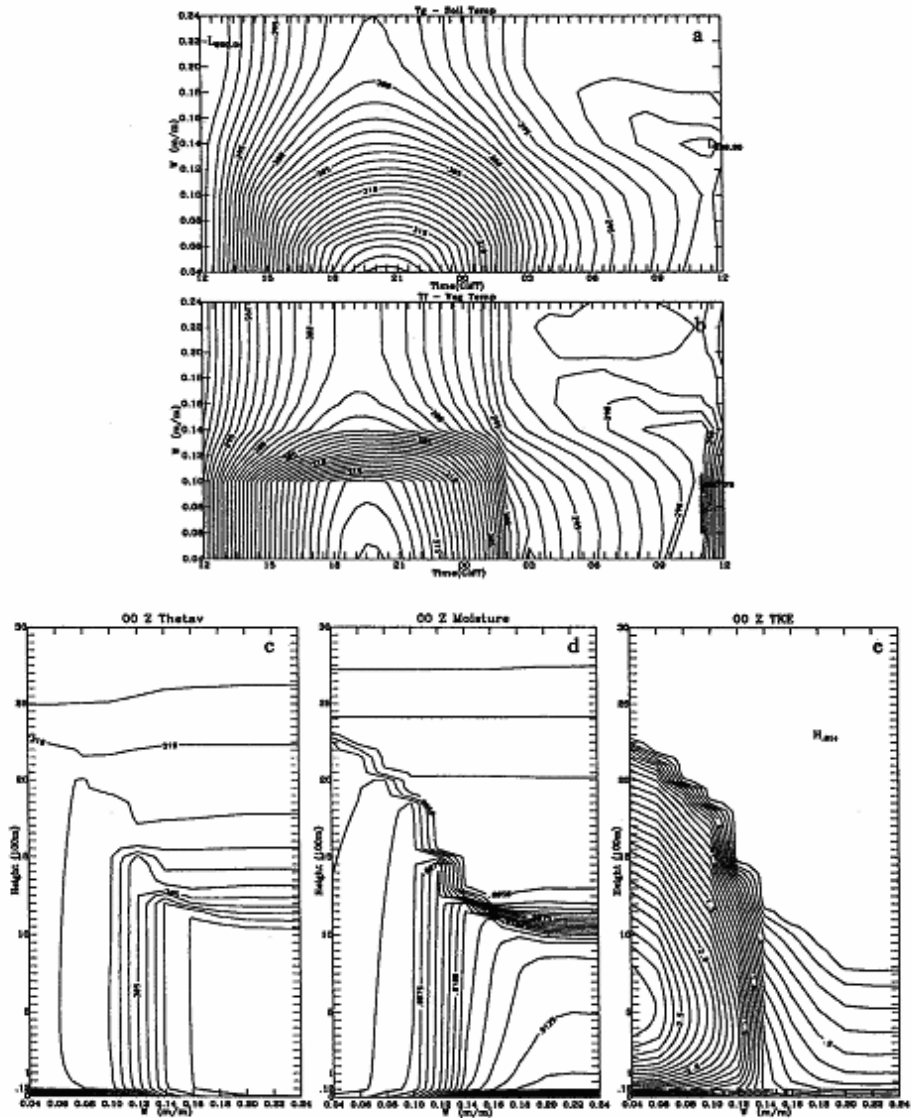


圖 2-13 地面(a)顯熱通量，和(b)潛熱通量隨時間的變化；以及垂直方向(c)位溫，(d)混和比，和(e)亂流動能，為表土濕度之函數(無植被覆蓋下) (Sun and Bosilovich,1996)



Sensitivity Experiment 4b, same as Experiment 4a except vegetation is included. (a) Ground surface temperature and (b) vegetation surface temperature, both at a contour interval of 1 K. Comparison of 0000 Z vertical profiles of (c) virtual potential temperature (1 K interval), (d) specific humidity (0.5×10^{-3} Kg/Kg interval), and (e) turbulent kinetic energy ($0.10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ interval). Initial soil water content is the sensitivity variable.

圖 2-14 (a)地面溫度、(b)植被溫度為植被覆蓋及時間的函數。在 75%植被覆蓋面積及最小氣孔阻力(r_s)為 50 s m^{-1} 時(c)垂直方向的位溫、(d)混合比、及 (e)亂流動能隨上層土壤濕度的變化

2.3 中尺度及小尺度

1) 農業及區域性氣候

美國在 1930 年代沙塵暴影響到 5 千萬畝的農地，害得農民家破人亡。而在 1950 年代，大平原區遭受嚴重水荒，多年降雨都大大地低於正常值以下，農作收成減少，水的供應也降低。加州多年前也受嚴重旱災之害。有一年半時間降雨遠低於正常雨量。到了 1970 年 9 月，引發火災的可能性極高且危險，當溫度升到幾乎近百年來的最高點，火災終於爆發，損失高達幾千萬元。美國中西部 1988 年又長又熱的夏天造成 50 年來最嚴重的旱災，災區至少擴及 35 州。而某些地區的缺雨早在 1984 年就已開始。1988 年，中西部，北部大平原，以及洛磯山降雨總量都在 50% 到 85% 少於正常值，農作和牲畜死亡，有些地區甚至變成沙漠。森林火災在西北區開始發生，到同年秋天已有 4,100,000 畝的森林被燒燬。(網站 3, 2003)

由於森林面積、農地、水田及濕地大大地減少，加上人口增加及水消耗量的大量增加，還有政府和民間對水源的不當經營及破壞等等。臺灣近年來也常遭受到嚴重的水災(2001 年)或旱災(2002 年)。

再舉個例：近年來中國境內的水旱災頻繁，1997 年大旱災，緊接著有 1998 年的大水災，導致數千人喪生。在中國農作物常因水旱災而毫無收成。此外、85% 的長江原始森林被砍伐清除。地形雨帶來大量逕流，不斷地沖下巨量的淤泥到江裡，結果，河床增高，水位提高，迫使管制水災的人員經常地加高週圍堤防。除了控制土壤被侵蝕，樹木還能夠吸收大雨，控制根部土壤的移動。如果樹林大量地被建築物、柏油路或水泥地取代，雨水沒有被樹林攔截或滲透進土的機會，只好衝入日益收縮的河流及小溪流中，大規模水災的發生是必然的 (Rekenthaler 1998)。

另外，中國因政治的原因，大規模地把漢人移往內陸。由於漢人利用大量的地下水來灌溉，加上極速增加的人口，遠遠超過自然的負荷量。嚴重地破壞了原住民幾千年的家園。由於水資源大量的流失，沙塵暴頻繁，中國廣大的北方及內陸不久可能變成沙漠。如果臺灣不注意，亦將步其後塵。

如前面所提，植被的覆蓋量、組成及構造會影響大氣和地表之間熱與水氣交換，如改變反射係數、粗糙度，土壤及大氣的濕氣等。自然的因素(像雨量減少)，加上人為的因素(像人口增加，用水量，建築地增加及森林砍伐等)，造成中國及非洲有很多很大的區域轉變成沙漠或半沙漠地區。Gedney 使用歐洲中程天氣預報中心(ECMWF)之數值模式研究如果南美森林被砍伐而代之以草地時，降雨量 (P)，蒸發量 (E) 與逕流量(RO)和在 2 m 高度處溫度的變化。模擬結果如圖 2-15 所示，顯示灰色地區的森林因被砍伐而被草地所取代(圖 2-15)的後果。森林被砍伐後，它減低地面可用的能量，和地面汲取較深處地下水的的能力，減少地面蒸發值，近地面之溫度一般說來每個月份都比較暖些，甚至在遠離森林被砍伐的地方也有明顯的變化。這清清楚楚地表示熱帶雨林一旦遭到砍伐，它的影響可是全球性的，不容忽視。

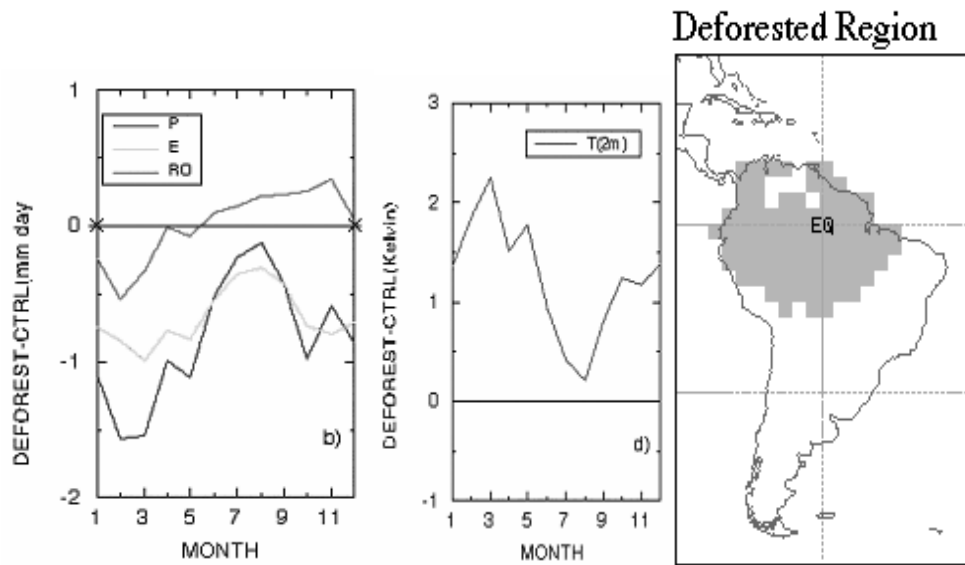


圖 2-15 當灰色地區的森林被草地所取代時，數值模式模擬之降雨量(P)，蒸發(E)，逕流(RO)和 2m 高度處溫度的改變

2) 臺灣的稻田及森林

當臺灣加入世界貿易組織，許多人認為應該廢除稻田，因為本島種的米成本每公斤需花 NT\$34，較之外來稻米每公斤平均 NT\$10 高出很多 (Dobson 2001)。農業也被指責消耗掉 80% 的水量。不過稻田、森林、濕地、以及農地應是地下水最重要得的來源。再來，稻田和森林能夠儲存很多水，可以避免或減少雷雨所引起突發性水災。在乾季，它們也可以提供河川穩定的流量。森林和稻田也可以增加局部降雨量，當然它們也能清潔水和空氣。在未飽和的土壤，大部份降雨可以滲透入土裡。部分的雨水可被葉片及樹幹所截收，然後再蒸發回到大氣中。這樣就能減緩地面的逕流量。因此森林和植被能減低水災的可能性。

令人憂慮的，臺灣的稻田、森林、濕地、及農地正急速消失。到處被建築物、柏油路或水泥地所取代。臺灣許多河床，以及臺北市人行道紅磚底下被鋪上水泥，雨水不能流入地下，不但減少地下水量，亦增加水災次數。

最近，臺灣大學的甘俊二教授，成功地引進深水耕植法栽培出可口的溫帶稻米，深水耕植將田裡的水深自傳統之 12 cm 增加到 27 cm 深度。因此田裡溫度即使在夏天亦可保持 31 以下。況且稻田在下豪雨時能容納更多的雨水，在乾旱季節還能當蓄水池的功用。同時增加滲透到地底下的水量。

臺灣在都市內建公園，但另一方面又毫無章法地毀掉外圍的森林、濕地、稻田等，其實是非常愚蠢的行為。目前南臺灣又再受缺水之苦。我們在平地應及時多建造池塘，保留濕地；在山區多造林、建小水壩；在河川建攔沙壩。山區更應嚴格禁止開闢道路，建遊樂場所，禁止濫墾，減少及限制墳墓的建造等。

2.4 作物模式

作物收成的多寡大受區域性氣候變化(最重要的有日輻射、降雨、最高/最低溫度),水之供應或灌溉,土壤情況,肥料,分植及修剪處理,蟲害的控制等。市面上已有數種作物模式用來預測收成。有些簡單的模式主要靠經驗式。其他的模式可能需要靠解一套複雜的方程式像那些在這裡提過的,還有植被生長模式。例如:Cupid Model是個複雜的土壤-植物-大氣之間的模式,其輸入值為:葉子的物理特性(光合作用、氣孔傳導性、和呼吸作用);植被的式樣;土壤的特徵(熱和水之特性);加上在樹根帶底部及植被上方之邊界條件,來預測植物與它的環境間的各種交互作用,包括:灌溉作物水氣的平衡,植物、害虫、微小環境之交互作用,植被用光效率,用水效率,植被能量收支,葉片潮濕時間,遙測資訊之應用(Norman)。愛登堡森林模式能模擬同齡森林的生長,或考慮到自我分植,及再生能力之自然森林的生長。使用者可自行決定的環境和管理之假想情況都可拿來應用到模式上。這些包括環境資料的日變化及月變化,還有肥料,分植及修剪枝條的處理等。其他的作物模式有如亞洲的稻田模式(Matthews et al. 1995; Matthews et al., 1997)與茶有關的CUPPA模式(Matthews)等。

結語

本篇論文簡略地介紹大氣植被和土壤之間的交互作用,它是較新、具有挑戰性、並且重要的研究領域。我們需要更多的觀測資料,同時需增進我們的知識,發展更精確的模式來進一步瞭解森林、植被、稻田、濕地、土壤、水文、和微氣象對水源及生態環境的影響。唯有如此才能對臺灣土地的使用有較好的規劃。

後記

作者很榮幸認識蔡金川博士並參與寫這一篇文章。本文原來預定由作者和已故中央氣象局林民生博士(Dr. Jack Lin)合作為慶祝蔡博士退休、並祝福他而寫。不幸林博士於今年年初遽然去逝(2002年1月),因此這篇同時也有紀念已故好友的雙重意義。1946年,林博士生於臺中,1968年獲得臺灣大學大氣系學士後,繼續在美國邁阿密大學及科羅拉多州立大學,分別獲得碩士及博士學位。他在中央氣象局服務三十多年,最後幾年負責農業氣象部門至逝世為止。我們將永遠記得他,他的笑容,以及他對故鄉的愛。
(商文義•李閏玉)

引用•參考文獻

1. 網站 1. 2003. 農委會自然保育網: <http://wagner.zo.ntu.edu.tw/preserve/habitat/ha1.htm>
2. 網站 2. 2003. http://www.coa.gov.tw/external/preserve/preserve/english/nat_env/natural_env.htm
3. 網站 3. 2003. <http://www.nws.noaa.gov/om/drought.htm>
4. Beljaars, A. C. M., P. Viterbo, M. J. Miller, and A. K. Betts, 1996. The anomalous rainfall over the United States during July 1993. Sensitivity to land surface parameterizations and soil moisture anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 362–383.
5. Betts, A. K., and J. H. Ball, 1998. FIFE surface climate and site-averaged data set.

- 1987–1989. *J. Atmos. Sci.*, 55, 1091–1108.
6. Betts, A. K., and A. C. M. Beljaars, 1993. Comparison between the land surface response of the ECMWF model and the FIFE 1987 data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119, 975–1001.
 7. Bhumralkar, C. M., 1975. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteor.*, 14, 1246–1258.
 8. Bosilovich, M. G., and W.-Y. Sun, 1995. Formulation and verification of a land surface parameterization for atmospheric models. *Bound.-Layer Meteor.*, 73, 321–341.
 9. Bosilovich, M. B., and W. Y. Sun, 1998. Simulation of soil moisture and temperature. *J. Atmos. Sci.* 55, 1170–1183.
 10. Bosilovich, M. G. and W.-Y. Sun, 1999. Numerical simulation of the 1993 Midwestern Flood: Local and remote sources of water. *J. Geophys. Res.* 104, D16, 9,415–19,423.
 11. Bosilovich, M. G. and W.-Y. Sun, 1999. Numerical simulation of the 1993 Midwestern flood. *Land-Atmosphere Interactions. J. Climate*, 12, 1490–1505.
 12. Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181–189.
 13. Clapp, R. B., and G. M. Hornberger, 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14, 601–604.
 14. Deardorff, J. W., 1977. A parameterization of the ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1182–1185.
 15. Deardorff, J. W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83, 1889–1903.
 16. Dickinson, R. E., 1984. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophys. Monogr.*, No. 29, 58–72.
 17. Dickinson, R. E., 1988. The force restore model for surface temperatures and its generalizations. *J. Climate*, 1, 1086–1097.
 18. Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy, 1993. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to NCAR Community Climate Model, NCAR Technical Note, NCAR/TN-387+STR, 72pp.
 19. Dingman, S. L., 2002. *Physical Hydrology* (2nd Ed.) Prentice Hall, NJ. 646pp.
 20. Dobson, R. 2001. Farmers to face foreign rice imports. *Taipei Times*, JULY 26, 2001.
 21. Garratt, J. R., 1992. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press. 316pp.
 22. Gedney, N. *Vegetation. Aazonian Deforestation:*
et.rdg.ac.uk/~swsvalde/Vegetation.html
 23. Kaimal, J.C., and J. J. Finnigan, 1994. *Atmospheric Boundary Layer Flows- Their structure and measurement*, Oxford University Press. 289pp.
 24. Manabe, S., 1969. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface.

- Mon. Wea. Rev., 97, 739–774.
25. Matthews, R.B., M.J. Kropff, T. Horie and D. Bachelet. 1997. Simulating the impact of climate change on rice production in Asia and evaluating options for adaptation. *Agricultural Systems* 54:399-425.
 26. Matthews, R.B., M.J. Kropff, D. Bachelet, T. Horie, Moon Hee Lee, H.G.S. Centeno, J.C. Shin, S. Mohandass, S. Singh & Zhu Defeng. 1995. Modeling the Impact of Climate Change on Rice Production in Asia. In: *Climate Change and Rice* (S. Peng, K.T. Ingram, U. Neue & L. Ziska, eds.). Springer Verlag. pp. 314-325.
 27. Matthews, R., CUPPA_TEA : A simulation model for tea (*Camellia sinensis*)
http://ourworld.compuserve.com/homepages/rbmatthews/rbm_tmod.htm
http://ourworld.compuserve.com/homepages/rbmatthews/rbm_cc1.htm
 28. Mihailovic´, D., H. A. R. de Bruin, M. Jeftic, and A. van Dijken, 1992. A study of the sensitivity of land surface parameterizations to the inclusion of different fractional covers and soil textures. *J. Appl. Meteor.*, 31, 1477–1487.
 29. Noilhan, J., and S. Planton, 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536–549.
 30. Norman, J. M., Cupid. A comprehensive model of plant-environment interaction.
<http://bob.soils.wisc.edu/~anderson/outline.html#profl2>
 31. Philip, J. R., 1957. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteor.*, 14, 354–366.
 32. Rekenhaller, D. 1998. China Floods Exacerbated By Man's Impact on Land, Climate. <http://www.disasterrelief.org/Disasters/980819China12>. Managing Editor, DisasterRelief.org
 33. Sellers, P. J, F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strebel, and R. E. Murphy, 1988. The First ISLSCP Field Experiment(FIFE). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69, 22–27.
 34. Shao, Y., R. D. Anne, A. Henderson-Sellers, P. Irannejad, P. Thornton, X. Liang, T. H. Chen, C. Ciret, C. Desborough, O. Balachova, A. Haxeltine and A. ducharne, 1999. Soil moisture simulation: A report of the RICE and PILPS Workshop.
<http://cic.mq.edu.au/pilps-rice/publication/soilm/WkSp-Rep3.html>
 35. Strebel, D. E., D. R. Landis, K. F. Huemmrich, and B. W. Meeson, 1994. Collected Data of the First ISLSCP Field Experiment. Vol. 1, Surface Observations and Non Image Data Sets. NASA, CD-ROM.
 36. Sun, W.-Y., and J.-D. Chern, 1993. Diurnal variation of lee vortices in Taiwan and surrounding area. *J. Atmos. Sci.*, 50, 3404–3430.
 37. Sun, W.-Y., and M. G. Bosilovich, 1996. Planetary boundary and surface layer sensitivity to land surface parameters. *Bound.-Layer Meteor.*, 77, 353–378.
 38. Sun, W. Y., M. G. Bosilovich, and J. D. Chern, 1997. CCM1 regional response to anomalous surface properties *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 8, 271-288. 39. Sun, W. Y., and J. D. Chern, 1994. Numerical experiments of vortices in the wake of idealized large mountains. *J. Atmos. Sci.* 51, 191-209.

40. Sun, W. Y., 1993a. Numerical simulation of a planetary boundary layer: Part I. Cloud-free case. *Beitrage zur Physik der Atmosphere*. 66, 3-16.
41. Sun, W. Y., 1993b. Numerical simulation of a planetary boundary layer: Part II. Cloudy case. *Beitrage zur Physik der Atmosphere*. 66, 17-30.
42. Sun, W. Y., 1988. Air pollution in a convective atmosphere. *Library of Environmental Control Technology* (ed. Cheremisinoff. Gulf Publishing.) 515-546.
43. Sun, W. Y., and Y. Ogura, 1980. Modeling the evolution of the convective planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1558-1572. The Edinburgh Forest Model. <http://www.nbu.ac.uk/efm/forest.htm>
44. Wu, C.-C., and W. Y. Sun, 1990. Diurnal oscillation of convective boundary layer. Part I: Cloud-free Atmosphere. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 1, 23-43.
45. Wu, C.-C., and W. Y. Sun, 1990. Diurnal oscillation of convective boundary layer. Part II: Cloudy Atmosphere. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2, 157-174.