

# 邊界層日夜變化之模擬實驗－中央氣象局第二代全球模式之邊界層參數化及輻射參數化整合測試

汪鳳如

馮欽賜

劉其聖

中央氣象局資訊中心 中央氣象局資訊中心 美國海軍研究學院

## 摘 要

為測試氣象局第二代全球模式之邊界層參數化及輻射參數化整合效應，選定 Wangara 實驗 (Clarke et al., 1971) 第 33, 34 天個案，作邊界層日夜變化之模擬測試。

測試模式中包含了 TKE- $\epsilon$  紊流閉合的一階半邊界層參數法 (Detering and Etling, 1985) 及 Harshvardhan 等人 (1987) 發展的輻射參數化模式，模式中除考慮輻射對大氣的加熱 (冷卻) 率外，同時長波及短波對地表能量收支的貢獻，將直接影響到地表土壤溫度的預報而影響邊界層的發展。

測試分二部分進行，第一部分在較高垂直解析度的模式環境下進行，模擬結果顯示其對觀測的掌握可和 Wu and Sun (1990) 及其他作者相比擬。至於第二部分配合未來氣象局第二代全球作業模式之較低解析度環境，測試結果偏弱，但其偏弱的程度較海上邊界層模擬 (汪, 1992) 要小，顯示本測試模式使用的邊界層參數化方法和輻射參數化方法經由地表溫度之預報為橋樑，呈現良好整合效果。

## 一、前言

行星邊界層效應主宰了大氣和地表之間的相互作用，從能量的眼光看，它是高層大氣熱量來源之一，從動力的眼光看，它消耗了高層大氣的動量，時間愈長其效應愈顯著 (蔡等, 1990)，所以合理的行星邊界層參數化，在中長期數值模式發展中日受重視。

一般大尺度模式中，邊界層的處理可分為二類，第一類是視邊界層為單獨一層，此方法是考慮了渦流的混合傳送特性，假設邊界層為完全混合，所以只能得到邊界層的平均結構。目前中央氣象局的全球預報模式，便是採用此種 "Bulk formula"，此方法雖較為簡單經濟，但是其完全混合的假設，對某些穩定區域並不適當，會造成低層不合理的偏差。另外 "bulk formula" 的預報變數—邊界層厚度及邊界層頂不連續差值 (jump)，均沒有實際觀測資料可提供為預報初始場，誤差會隨時間累積無法得到修正，影響預報品質。

第二類則為多層邊界層參數法，近二十年來，多層邊界層模式的發展相當蓬勃，Deardorff (1974) 的三維模式已能解析部分紊流場，但因此須配合相當高的空間及時間解析度，要耗費極大量的電腦資源。另外 Yamada and Mellor (1975)，Andre et al. (1978) 和 Chen and Cotton (1983) 使用了較為簡化的整體平均閉合 (ensemble average closure) 模式，但仍屬於高階閉合 (higher order closure)，必須涵蓋相當多的方程式，不適宜應用於中尺度或大尺度模式。以目前趨勢而言，一般作業的大尺度模式其邊界效應處理仍偏向一階或一階半的整體平均閉合模式。此類模式的共同特點是假設紊流通量及紊流傳遞係數與平均場的梯度成正比，Holt and Raman (1988) 曾對一階封閉 (1-st order

closure) 及一階半的 TKE 封閉 (TKE-closure) 模式作了完整回顧，文中並指出，TKE 封閉模式乃介於一階及高階之間，是一兼具簡單但不失物理考慮的邊界層處理方式。TKE 封閉模式其下又分出二大類，一類稱為  $\epsilon$  模式 ( $\epsilon$ -model)，另一類稱為 E- $\epsilon$  模式 (E- $\epsilon$  model)。正在積極發展中的中央氣象局第二代全球模式，便採用了一階半的 E- $\epsilon$  紊流封閉方法處理邊界層效應，此方法不僅具備 TKE 封閉模式的優點，同時 Holt and Raman (1988) 的測試結果也指出，E- $\epsilon$  模式的模擬結果較其他 TKE 封閉模式更接近真實觀測。

第二代全球模式自 1990 年開始發展，目前已邁入整合階段，在整體的整合之前，除了須對每個物理部分分別做研究測試 (汪, 1992 及馮, 1992)，另外不同物理參數化的整合 (coupling) 效果，也須要進一步測試確認。本文選定 Wangara 實驗 (Clark et al., 1971) 第 33 及 34 天之個案，作邊界層日夜變化之模擬測試。測試模式除了包含 E- $\epsilon$  紊流閉合邊界層參數方法 (Detering and Etling, 1985) 並加入 Harshvardhan 等人 (1987) 發展的輻射參數化模式，模式中考慮輻射對大氣的加熱 (冷卻) 率，另外輻射的效應將透過長波及短波對地表能量收支的貢獻，直接影響到地表土壤溫度的預報而影響邊界層的發展。為了釐清參數方法與數值環境的影響，測試分二階段進行，一為近似其他學者測試之高解析度環境，另一階段才為未來作業之較低解析度環境。文章第二部分將對模式作概略描述，第三部分則首先做垂直高解析度的測試，並和觀測及其他作者 (Wu and Sun, 1990) 結果相比較，接著進行較低垂直解析度的測試，最後為結論。

## 二、模式描述

測試模式的控制方程組包括四個一維的平均場預報式，分別為：

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial U}{\partial z}) + f(V - V_g) \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial V}{\partial z}) - f(U - U_g) \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial \theta}{\partial z}) + \frac{f\theta_0}{g} (V \frac{\partial U_g}{\partial z} - U \frac{\partial V_g}{\partial z}) - W \frac{\partial \theta}{\partial z} - \sigma_r \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial Q}{\partial z}) - W \frac{\partial Q}{\partial z} \quad (1.4)$$

其中  $U, V, W$  分別為東西方向，南北方向及垂直方向的風場分量， $\theta$  為位溫， $Q$  為混合比。另外  $f$  為科氏參數，在此實驗個案的位置 Hay, Australia ( $34^{\circ}30'S, 144^{\circ}56'E$ ) 上，其值為  $-0.826 \times 10^{-4} S^{-1}$ 。 $\sigma_r$  表示輻射通量之輻合（輻散）對大氣的加熱（冷卻）率。模式中的氣壓梯度力以地轉風表示，同時動量，熱量及水汽的紊流通量，都分別以  $K$  理論假設作了簡化；以傳遞係數和垂直下梯度 (down gradient) 表示，其中傳遞係數又區分為動量傳遞係數 ( $K_m$ ) 和熱量傳遞係數 ( $K_h$ )。

另外要特別強調的是，在此測試系統中考慮了溫度場及水汽場的垂直平流，Wangara 實驗提供了每小時一次的垂直速度觀測資料，其餘預報時間資料則直接由線性內插得到。在溫度場方面還考慮了水平溫度平流，其中水平溫度梯度透過熱力風關係以地轉風垂直梯度表示，(1.3) 式中  $\theta_0$  為  $273^{\circ}K$ ，Wangara 實驗提供了每 12 小時一次的 2000 公尺與 1000 公尺的地轉風差值 ( $\Delta U_{g2}, \Delta V_{g2}$ ) 及 1000 公尺與地面地轉風的差值 ( $\Delta U_{g1}, \Delta V_{g1}$ )，另外每 3 小時可得到經由地面氣壓推算而得的地面地轉風 ( $U_{g0}, V_{g0}$ )，並參考 Andre 等人 (1978) 以  $\Delta U_{g1}, \Delta U_{g2}, \Delta U_{g0}$  用多項式內插的方法求出任意高度的  $U_g(z)$ 。

在紊流場方面，模式使用 E- $\epsilon$  方法，亦即以紊流平均動能 ( $E$ ) 及紊流平均動能消散率 ( $\epsilon$ ) 的預報值來表示紊流傳遞係數，因此更能描述紊流的特性。經由 Prandtl-kolmogorov 假設 (Monin and Yaglom, 1971)  $K_m = C_1 \ell E^{1/3}$  和 Kolmogorov 提出的關係式 (Detering and Etling, 1985)  $\epsilon = C_e E^{3/2} / \ell$  可得到動量紊流傳遞係數和  $E, \epsilon$  關係式：

$$K_m = C_2 E^2 / \epsilon, \quad C_2 = 0.026 \quad (2)$$

其中  $\ell$  為紊流長度尺度， $C_1$  及  $C_e$  均為常數。經由 (2) 式求得動量傳遞係數 ( $K_m$ ) 後，由 eddy Prandtl number  $\phi_h / \phi_m = K_m / K_h$  (Businger, 1978)，則其熱量傳遞係數 ( $K_h$ ) 也可得到。

紊流平均動能 ( $E$ ) 預報式可經由運動方程式導出 (Monin and Yaglom, 1971)。 $E$  被定義為  $(U'^2 + V'^2 + W'^2) / 2$ ，

$$\frac{\partial E}{\partial t} = K_m \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} + C \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial E}{\partial z} \right) - \epsilon \quad (3)$$

等號右邊第一項為風切產生項，第二項為浮力產生項，其貢獻為正或負是由熱力環境決定，第三項為紊流傳遞項，其中  $C$  為常數 2，第四項為消耗項。動能消散率的預報式 (Wyngaard, 1975) 如下：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \epsilon}{\partial t} = & C_3 \frac{\epsilon}{E} \left[ K_m \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + K_m \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{\theta} K_m \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \\ & - C_4 \frac{\epsilon^2}{E} + C_5 \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial \epsilon}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

等號右邊三項分別表示， $\epsilon$  的產生項， $\epsilon$  的破壞項及  $\epsilon$  的傳遞項。而 (4) 式中的係數 (Detering and Etling, 1985) 分別為

$$C_3 = 1.38, \quad C_4 = 1.9, \quad C_5 = 0.77$$

邊界層效應的處理除了較外層 (the outer layer) 部分，另外在靠近地表的表面層 (surface layer) 視為定通量層是以相似理論 (Monin and Obukhov, 1954) 處理，為模式大氣中的最底層。

輻射參數化是採用 Harshvardhan 等人 (1987) 發展的模式，長波部份包含  $H_2O, O_3, CO_2$  與  $\epsilon$ -type continuum 吸收氣體，短波部份則考慮  $H_2O$  與  $O_3$  兩種吸收氣體與分子雷氏散射效應。馮 (1992) 曾將此模式與較精確的輻射模式作一系列測試比較，詳細地分析此一輻射參數化模式的特性。另外，輻射模式中有關雲量的判斷是大尺度變數的經驗式診斷，但在本整合測試過程中，強迫雲量為零，亦即雲將不在測試的過程中產生，大氣環境都視為晴天。

## 三、測試結果與討論

### a. 初始條件與邊界條件

本測試初始資料為 Wangara 實驗第 33 天 (1967 年 8 月 16 日) 早上 9 點之 2000 公尺以下風場 ( $U, V$ ) 溫度場 ( $T$ ) 溼度場 ( $Q$ ) 的垂直分布。資料解析度在 1000 公尺以下為 50 公尺，1000 至 2000 公尺則降為 100 公尺。另外地表土壤初始溫度設定為  $278.5^{\circ}K$ ，此溫度為當時離地面 1.2 公尺高處的觀測溫度 (Wu and Sun, 1990)。

地表土壤溫度在此測試中是以地表能量收支的觀念做預報，假設地表溫度是近地表一層土壤的平均溫度，且能量收支剩餘項主宰此層的温度變化。土壤溼度 (土壤水含量 / 土壤飽和水含量) 沒有做預報，設定為 0.015/0.3 (Wu and Sun, 1990)。另外地表粗糙長度設定為 1 公分 (Yamada and Mellor, 1975)。

### b. 高解析度模式測試

第一部分測試將以觀測及其他學者的模擬結果為比較對象，如 Wu and Sun (1990), Yamada and Mellor (1975) 和 Andre et al. (1978) 均曾做過相同個案測試，由於他們均採用相當高的垂直解析度，為了將數值環境的差異降至最低，這部分測試模式採取較高的垂直解析度，1000 公尺以下每 50 公尺一層，1000 至 2000 公尺則每 100 公尺一層，總共 30 層。此解析度與觀測資料相同，尚可避免內插造成的誤差。另外，模式於擴散項及平流項採取向後積分格式，積分間距為 100 秒。由於本測試系統和 Wu and Sun (1990) 較近似，二者邊界層參數化均為  $1\frac{1}{2}$  階封閉；地表溫度均為預報，且均有考慮長、短波輻射的加熱率，所以 Wu and Sun (1990) 的結果將為主要的參考。

## 溫度場

圖 1a 為模擬之大氣虛位溫度場於白天的發展情形，近地層大氣於 12 點及 15 點時為超絕熱結構，其上則為微弱不穩定的混合層 (mixing layer)，15 點時此層發展至 1200 公尺左右，其溫度為  $286^{\circ}K$ ，較 Wu and Sun(1990) 大，與觀測 (圖 1-b) 較為接近，另外混合層頂則覆蓋了一層相當穩定的逆溫層 (inversion layer)，這些在觀測中顯示的邊界層結構特性於本模擬均有很好的掌握。若仔細比較可發現，18 點時模擬的混合層高度約 1100 公尺較觀測的 1200 公尺低，Wu and Sun(1990) 及 Yamada and Mellor(1975) 的結果也發現同樣低估的現象，可能是垂直速度描述不當所造成的結果 (Yamada and Mellor, 1975)。

圖 2a 為 Wangara 實驗第 33 天至第 34 天夜間的虛位溫度變化，18 點以後，太陽短波停止，地表受到長波輻射冷卻作用，溫度逐漸下降 (圖 3) 從下午二點的預報最高溫  $298.5^{\circ}K$  降至  $272.5^{\circ}K$  左右，使得近地層大氣由超絕熱轉為穩定，在此層之上的混合層雖然混合結構依稀維持，但已逐漸偏穩定，此時紊流活動非常微弱 (圖 4) 和白天有很顯著的差異。另外觀測 (圖 2b) 顯示逆溫層高度隨時間逐漸降低，模式亦掌握到此現象，但是高度偏低，此處亦可能是受垂直速度描述過強的影響 (Wu and Sun, 1990)。

在本模式中雖然是以簡單的 K-理論假設計算各種紊流通量，但是從圖 5a 可看到，在熱力對流旺盛的混合層裡，熱通量的垂直分布與高度成良好線性關係，同時在邊界層頂由於逸入效應造成向下的熱通量，而此段期間的向下熱通量大約是地表向上可感熱通量的 11% 到 20%，較 Wu and Sun(1990) 的 4%-13% 稍大，但與其他人的模擬結果近似，如 Deardorff(1974) 的 14% 到 21%，Zeman and Lumley(1976) 的 9% 到 20%。另外靠近地表處熱通量有偏弱的曲線，此乃輻射作用所致 (Wu and Sun, 1990)；若不考慮輻射加熱 (冷卻) 率，則通量分佈為平滑直線 (圖未列)。以上為白天情況。圖 5b 為熱通量分布的 24 小時變化，可以很清楚看到入夜 (18 點) 後熱通量只有在靠近地面有一些負值，地面層以上的通量則小至可忽略，此模擬與觀測及他人的結果 (Wu and Sun, 1990, Yamada and Mellor, 1975) 類似。另外，圖 5c 為地表可感熱通量的 24 小時變化，實線為本模式計算結果，圓圈標記為觀測 (Yamada and Mellor, 1975)，星標記為 Wu and Sun(1990) 的計算結果，可清楚看到本模式之模擬介於觀測及 Wu and Sun(1990) 的計算結果中間。

## 水汽場

水汽場方面的變化則示於圖 6，圖 6a 為初始場及 12 點、15 點及 18 點的混合比 (mixing ratio) 垂直分布，由於強烈的紊流混合，所以在混合層內的垂直分布近乎常數，但在這段時間中都持續維持隨高度輕微減弱的現象，這是因為邊界層迅速成長至乾燥的上層大氣所致 (Wu and Sun, 1990, Andre et al., 1978)，此現象在觀測中 (圖 6b) 也可看到。而 18 點所顯示的模擬水汽場，其完全混合高度 (1100 公尺) 較觀測低，這和溫度場相同是由於過強的垂直下降速度造成。圖 6c 為水汽通量場的模擬，在 12 點及 15 點時通量和高度大致成線性關係，且均為正值，Sun and Chang(1986) 曾特別強調，就水汽場隨高度遞減的分布而言，不論在任何高度，水汽通量都應是正值。若有負值 (Wyngaard et al., 1974 和 Andre et al., 1978) 則不是真的物理現象，有關這點本模式掌握的很好。而 18 點時於逆溫層

之上有一微弱負值產生，對應相同高度的水汽場，有一極大值出現，此乃垂直平流造成，若不考慮垂直平流，則通量在此為正值 (圖未列)。

## 風場

風場的 24 小時變化示於圖 7，值得注意的是風場在白天由於紊流活動旺盛，所以在垂直高度上混合得相當均勻，但入夜後紊流活動停止，動量通量降為近於零的極弱值，方程式 (1-1) 及 (1-2) 忽略可感熱通量項後，可解得具有慣性振盪 (inertial oscillation) 特性的低層噴流結構 (Blackadar, 1957)，此現象於模擬 (圖 7a, b) 及觀測結果 (圖 7c) 中都相當明顯。不過由於風場在水平方向的梯度不會比垂直小，其水平平流忽略後影響會較大，因此模擬場較觀測場要平滑許多，這個誤差在其他人的模擬 (Wu and Sun, 1990, Andre et al., 1978, Sun and Chang, 1986) 結果中亦可看到。另外對於晚上噴流的中心風速模擬偏弱，影響的原因除了沒有考慮水平平流，地轉風的給定也是誤差來源之一。

圖 8 為 12 點、15 點及 18 點動量通量的垂直分布，如 Andre et al.(1978) 的分析，當南北地轉風 ( $V_g$ ) 很小而可從方程式 (1-1) 忽略時，則混合層中因為  $U$  及  $\partial U/\partial t$  都不是高度的函數，可以導出東西方向動量通量為高度的線性函數，如圖 8a。而地轉風東西方向分量 ( $U_g$ )，在此個案為高度的函數 (隨高度遞減)，因此可導出南北方向的動量通量近似高度拋物線函數 (如圖 8b)。

## 紊流動能

圖 9a 為 15 點的紊流動能各項收支，在混合層內，浮力項為主要正貢獻，消耗項則為主要負貢獻，風切項在此熱力主導的個案中貢獻相當小。而邊界層頂主要的能量來源是傳遞項，與消耗項和穩定大氣所造成的負熱力效果相平衡。這些特性與 Wu and Sun(1990), Sun and Chang (1986) 和 Andre et al.(1978) 得到的相近，但本模式靠近底層的消耗項較弱，所以相對的底層傳遞項偏向較大的負值，這是本模式和別人差異較大的地方。目前模式在地面層的消耗項診斷式 ( $U_*^3/kz$ ) 是參考 Detering and Etling(1985)，其中  $U_*$  為地表摩擦速度， $k$  為 von Karman 常數， $z$  為地面層高度。測試顯示此項對其他場沒有明顯影響，所以目前維持此表示式。

圖 9b 為經過對流速度 ( $W_* = [g(-U_*\theta_*)Z_i/\theta]^{1/3}$ ) 平方 ( $W_*^2$ ) 尺度化 (scaling) 的紊流動能分布，其中  $g$  為重力加速度， $\theta_*$  為溫度尺度， $Z_i$  表示邊界層高度。Deardorff(1970) 提出紊流動能經過尺度化將會得到對流邊界層裡的一般分布 (universal profile)，圖中圓圈標記為本模式得到之結果，和觀測 (Enger, 1983)，實驗室 (Willis and Deardorff, 1974) 以及其他模擬結果 (Andre et al., 1978, Enger, 1983, Sun and Chang, 1986, Wu and Sun, 1990) 相比較，發現本模式在邊界層高度 ( $Z_i$ ) 的  $1/2$  以下值普遍比觀測大，發生在  $0.3Z_i$  高度上的最大值為 0.6，較觀測最大值 0.55 大一些，而在  $1/2Z_i$  高度以上的計算值則比觀測小，但較趨近實驗室及 Sun and Chang (1986) 和 Enger(1983) 的結果。整體而言，分布曲線在合理範圍之內。

## 輻射加熱冷卻率

圖 10 為長短波在 15 點及晚上 3 點的加熱冷卻率。

15點時短波加熱率在 $0.012^{\circ}Khr^{-1}$ 至 $0.048^{\circ}Khr^{-1}$ 之間，由於短波吸收率和水汽直接相關，而逆溫層之下水汽顯著增加，因此可看見其最大值發生在逆溫層附近，與Wu and Sun(1990)的結果相似。至於長波輻射，除了靠近地表的大氣受地表高溫的影響，有正的加熱率達 $0.74^{\circ}Khr^{-1}$ ，較Wu and Sun(1990)的 $0.45^{\circ}Khr^{-1}$ 要大，其餘高層大氣長波輻射造成的冷卻率約 $-0.03^{\circ}Khr^{-1}$ ，比Wu and Sun(1990)的 $-0.078^{\circ}Khr^{-1}$ 之絕對值要小很多，這是本模擬在白天邊界層溫度較Wu and Sun(1990)高且較接近觀測的原因之一。至於晚上，因為地表溫度特別低，所以靠近地表有長波冷卻的極大值(Wu and Sun, 1990)，約 $-0.4^{\circ}Khr^{-1}$ 。

### c. 低解析度模式測試

接下來的測試中，模式垂直方向的解析度仿造將來中央氣象局第二代作業模式環境，在800mb以下只有7層(汪，1992)，積分間距增為600秒，初始資料以 $\ln p$ 內插至模式大氣層，其餘條件均保持相同。

熱力場方面可以看到15點時混合層厚度降為1000公尺(圖11a)，較原來高解析度測試(圖1a)低了200公尺左右，溫度也降了約 $0.3^{\circ}K$ 。水汽場的差異(圖11b)，在12點時相當明顯，原來此時水汽場的混合高度將近800公尺，但現在只有500公尺左右，這主要除了受垂直解析度的影響，另一方面因積分間距增加，使向後積分格式的衰減效應加強(汪，1992)。而其差異較溫度場大乃是因為水汽初始場向上遞減率較大，發展不易。15點時邊界層發展漸趨成熟，與高解析度水汽場差異減小，和溫度場類似，混合高度從1200公尺(圖2a)降為1000公尺。至於風場情況也類似，混合高度降低，同時風速減弱(圖11c,d)。

另外在通量場方面以熱通量的分布為代表(圖12a)說明，大致而言，其曲線分布雖然沒有高解析度的結果標準，但熱通量與高度的線性關係依然保持。通量的大小除了地表通量稍微減弱，在高層處，尤其是12點以後通量值並沒有較弱，影響的一可能因素是在熱力相當不穩定的環境裡，向後積分格式之準確度對積分間距的敏感性降低(汪和劉，1992)，同時地表溫度的變化在此模式系統中與大氣是一體的，即大氣與地表會有交互作用，會互相調整，可以看到在此測試中地表溫度的振幅比較大(圖12b)，所以開始地表至大氣通量值較弱，但地表溫度將因而增加，這會促使更多的熱量往上傳，數值的影響因而得到舒緩。

## 四、結語

以包含E- $\epsilon$ 紊流閉合邊界層模式及Harshvardhan (1987)等人發展的輻射參化模式之測試系統，對Wangara實驗進行了二部分測試後，我們得到幾點訊息。在第一部分的測試比較中，以高解析度數值環境進行模擬，其對觀測的掌握可與Wu and Sun (1990)甚至其他高階模式(Andre et al., 1978)相比擬，這顯示E- $\epsilon$ 紊流閉合方法在良好數值環境配合下，其對邊界層的掌握是可信賴的，另外一方面輻射在此晴天的個案中，除了靠近地面層處其對大氣的加熱(冷卻)率影響不是很大，但是其對地表溫度預報的貢獻，直接影響了邊界層的發展。所以本測試所表現的良好模擬，實際上是因邊界層參數化方法和輻射參數化模式經由地表為橋樑所呈現的良好整合。

在第二部分的測試中，因為垂直解析度降低，積分間距增加，所以模擬的結果比較差，一般而言是偏弱。但是，此個案測試的結果較另一個海上邊界層的模擬(汪，1992)要好，減弱的程度較低。從測試得知大氣初始場及地表供應能量的強弱，均會影響結果對數值條件的敏感性。此外，在此測試中邊界層模式配合輻射模式並預報地表溫度時，數值條件的影響因大氣—地表互相回饋及調整而減小。

經由此測試，我們可以了解到所使用之物理參數方法的潛在能力及其在實際作業應用時所受到的限制，這將幫助我們診斷未來的預報結果，並能因應作業環境的提昇隨時將模式作有效的改進。

## 參考文獻

- 汪鳳如，劉其聖，1992：CWBGFS多層邊界層參數方法之初步研究。天氣分析與預報研討會論文集編(81)425-433。
- 汪鳳如，1992：E- $\epsilon$ 紊流閉合的多層邊界層參數化之數值研究。大氣科學，第20期，第3號。
- 馮欽賜，1992：輻射參數化模式的測試比較。大氣科學，已被接受。
- 蔡清彥，柯文雄與許武榮，1990：數值天氣預報，聯經出版，臺灣臺北，410頁。
- Andre, J.C., G. De Moor, P. Lacarrere, G. Theroy and R. duVachat, 1978: Modeling the 24 hour evolution of the mean and turbulent structures of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1861-1883.
- Blackadar, A.K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **38**, 283-290.
- Businger, J.A., 1973: Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. Workshop in Micrometeorology. D. A. Hangen, Ed. *Amer. Meteor. Soc.*, 67-98.
- Chen, C., and W. R. Cotton, 1983: Numerical experiments with a one-dimensional higher order turbulence model: simulation of the Wangara Day 33 case. *Bound.-Layer Meteor.*, **25**, 375-404.
- Clarke, R.H., D.G. Reid and A. J. Troup, 1971: The Wangara experiment: Boundary layer data. Tech. Pap. 19. Div. Meteor. Phys., CSIRO, Australia.
- Deardorff, J.W., 1970: Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary and for Rayleigh convection. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1211-1223.
- 1974: Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **7**, 81-106.
- Detering, H.W., and D. Etling, 1985: Application of the E- $\epsilon$  turbulence model to the atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **33**, 113-133.

Enger, L., 1983: Numerical boundary layer modeling with application to diffusion. Part I: A two dimensional higher order closure model. Dept. of Meteor., University of Uppsala, Sweden, Report No.70,54pp.

Harshvardhan, R. Davies, D.A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models., *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009-1016.

Holt, T., and S. Raman, 1988: A review and comparative evaluation of multi-level boundary layer parameterization for first order and turbulent kinetic energy closure schemes. *Rev. Geophys.*, **26**, 761-780.

Monin, A.S. and A.M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in ground layer of the atmosphere. *Trans. Geophys. Inst. Aknd., Nauk Ussr* **151**, 163-187.

Monin, A.S. and A.M. Yaglom, 1971: *Statistical Fluid Mechanics*, Vol.1, MIT Press, 468-504.

Sun, W.Y. and C.Z. Chang, 1986: Diffusion model for a convective layer: part I Numerical simulation of a convective boundary layer. *J. Climate and Appl. Meteor.*, **25**, 1445-1453.

Willis, G. E., and J.W. Deardorff, 1974: A laboratory model of the unstable planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 558-567.

Wu, C. C., and W. Y. Sun, 1990: Diurnal oscillation of convective boundary layer, Part 1: Cloud-free atmosphere, *TAO*, **1**, 23-43.

Wyngaard, J. C., and O. R. Cote, 1974: The evolution of the convective planetary boundary layer — a higher order closure model study. *Bound-Layer Meteor.*, **7**, 289-308.

Wyngaard, J. C., 1975: Modeling the planetary boundary layer- extension to the stable case. *Bound. -Layer Meteor.*, **9**, 441-461.

Yamada, T., and G.L. Mellor, 1975: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2309-2329.

Zeman, O., and J.L. Lumley, 1976: Modeling buoyancy driven mixed layers. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1974-1988.

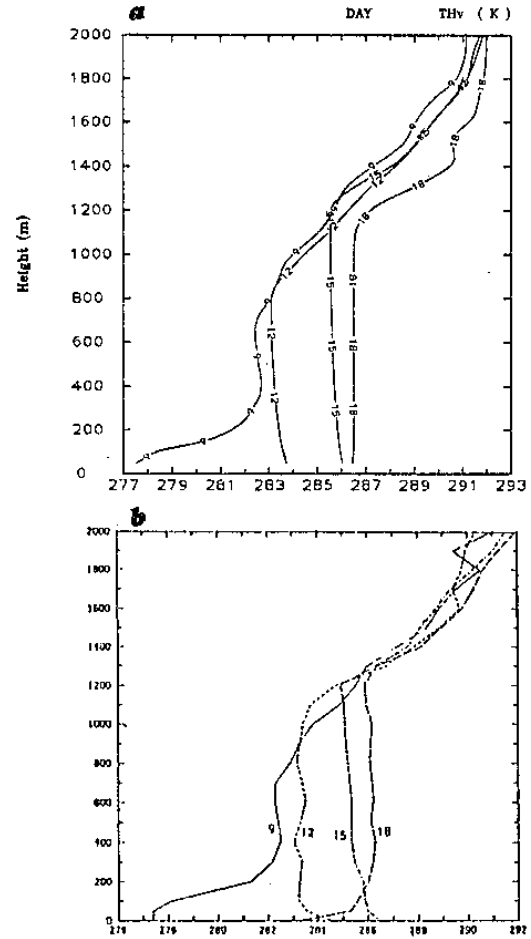


圖1 Wangara 第33天9點至18點的虛位温垂直分布 (a) 為高解析度模式測試版 (b) 為觀測。

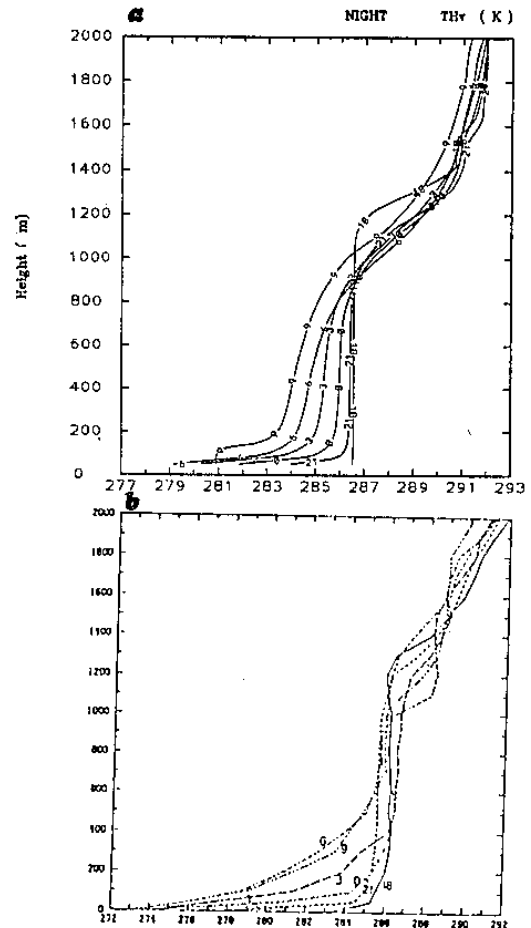


圖2 同圖一，但為 Wangara 第33天18點至第34天9點。

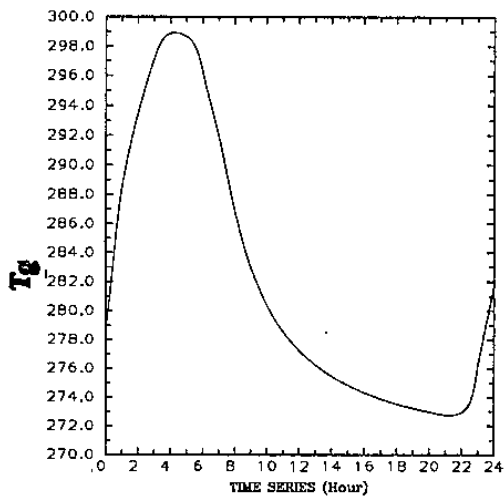


圖3 高解析度測試版所預報的24小時地表溫度變化。

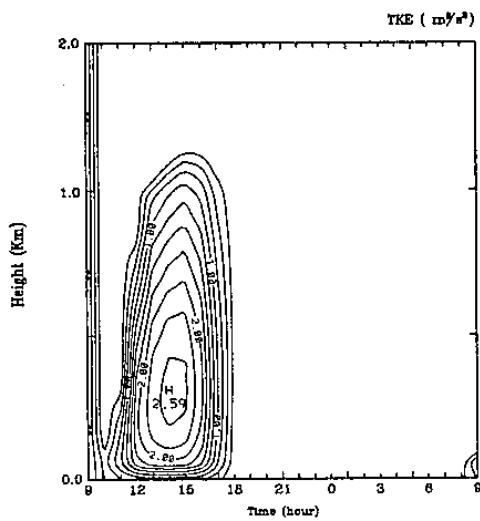


圖4 同圖3，但為紊流動能的垂直分布。

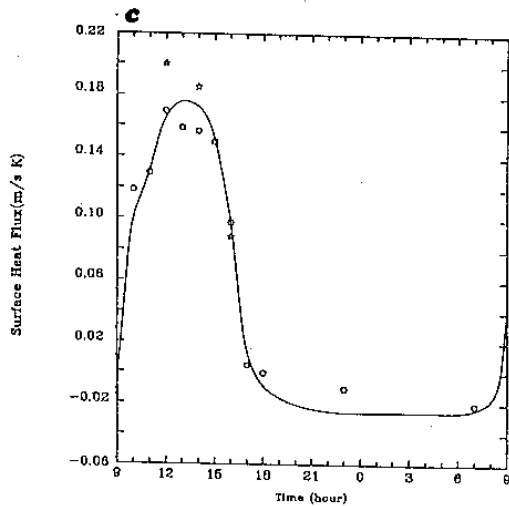
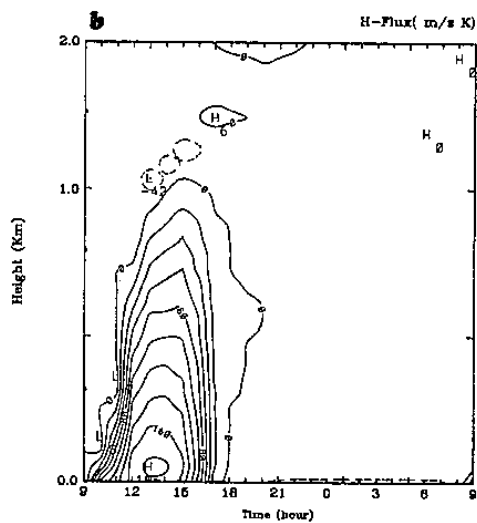
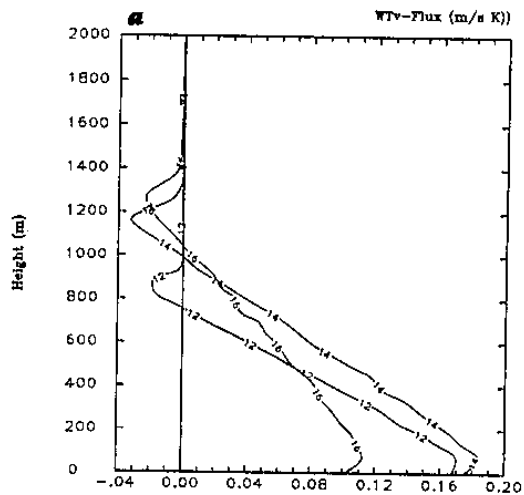


圖5 高解析度測試版的热通量(a)為Wangara第35天12,14,16點的垂直分布。(b)為24小時垂直分布。(c)為地表可感熱24小時變化，實線為本測試結果，星標記為Wu and Sum(1990)結果，圈標記為觀測(Yamada et al.,1975)

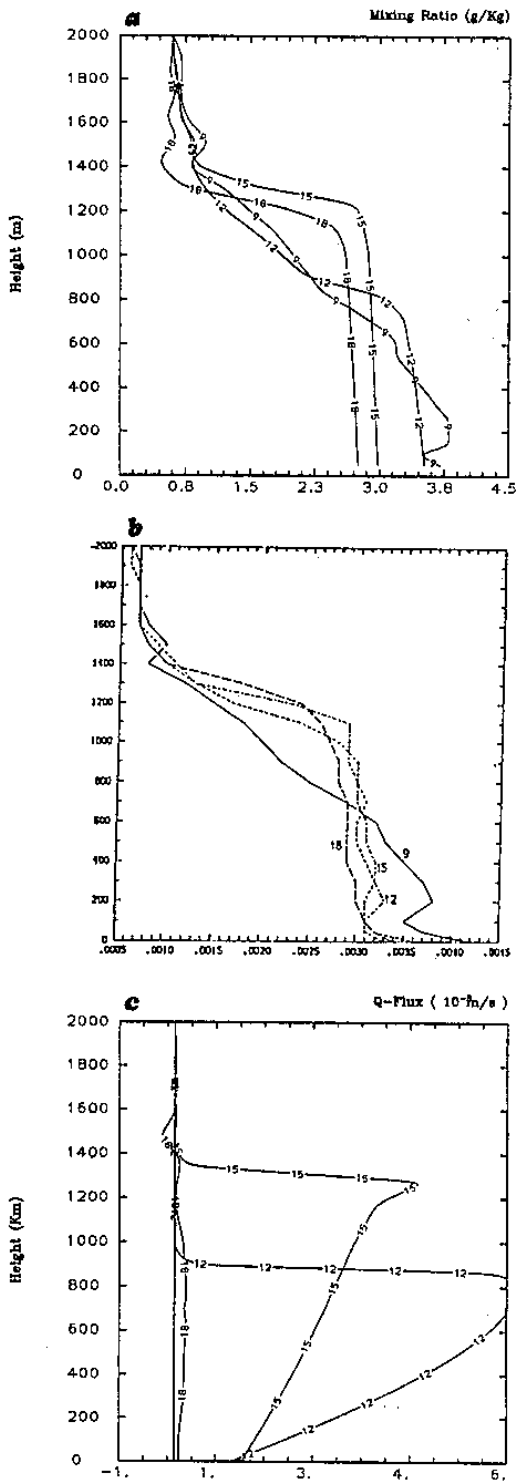


圖6 (a)(b)同圖1，但為混合比。(c)為高解析度測試版12,15,18點的水汽通量。

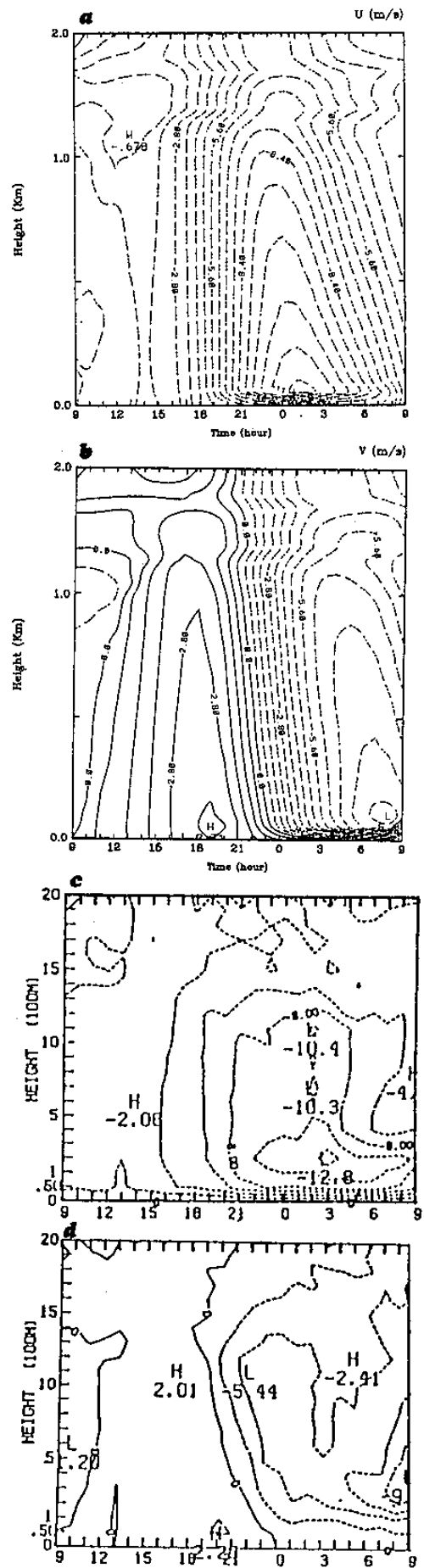


圖7同圖5(b)，但(a)為東西方向風場,(b)為南北方向風場,(c)為觀測東西方向風場,(d)為觀測南北方向風場。

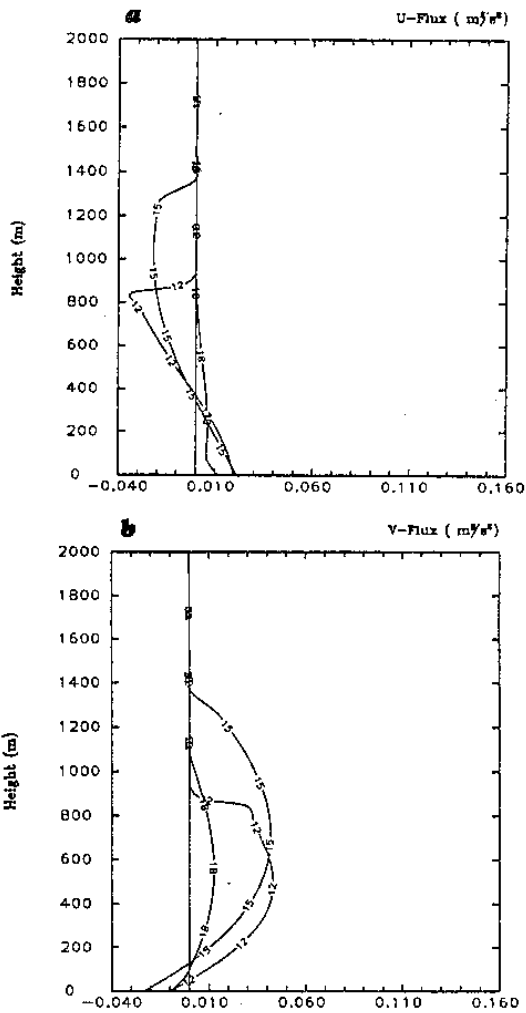


圖8同圖6(c)，但(a)為東西動量通量，(b)為南北動量通量。

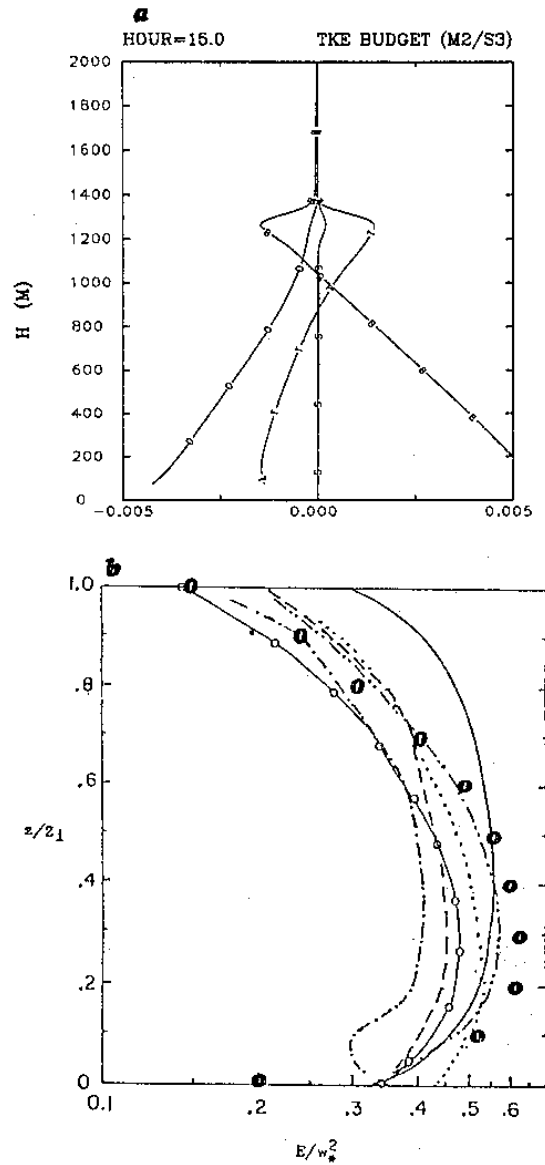


圖9 (a)15點的紊流動能收支垂直分布。(b)經過對流速度之平方尺度化的紊流動能，垂直坐標為1時代表邊界層頂。實線為觀測的結果(Enger,1983)，虛線為Wills and Deardorff(1974)的結果，虛點線為Andre等人(1978)的結果，點線為Enger(1983)的結果，虛點點虛線為Sun and Chang(1986a)的結果，圈實線為Wu and Sun(1990)的結果，圈為本測試的結果。

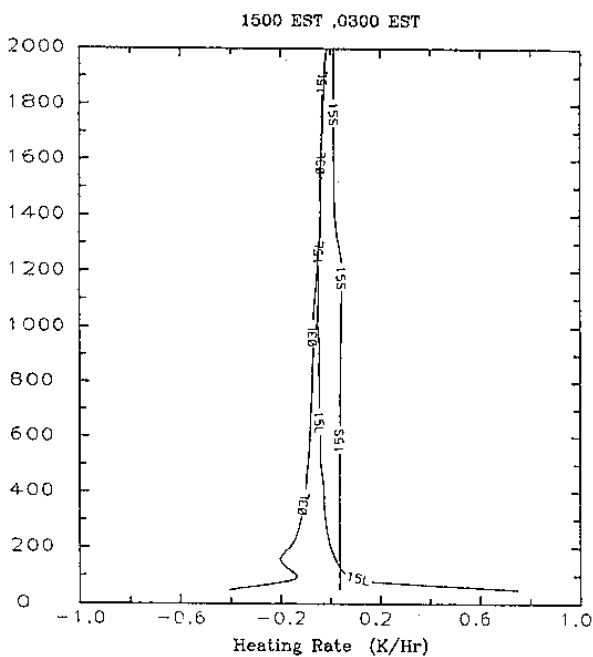


圖10下午3點之長波短波加熱(冷卻)率及晚上3點之長波冷卻率的垂直分布。



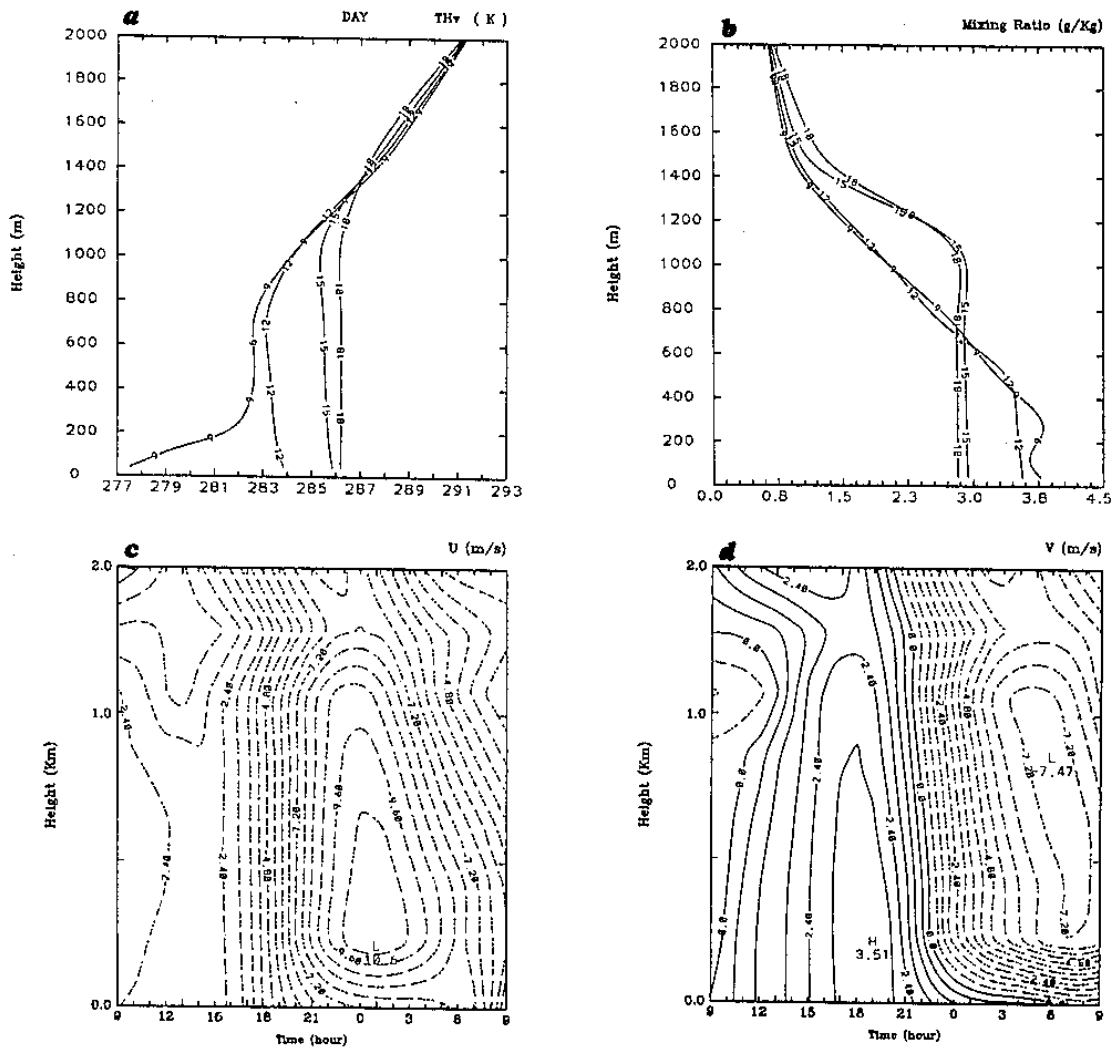


圖 11 (a) 同圖 1(a)，但為低解析度模式測試版。(b)  
 同圖 6(a)，但為低解析度模式測試版。(c),(d)  
 同圖 7(a)(b)，但為低解析度模式測試版。

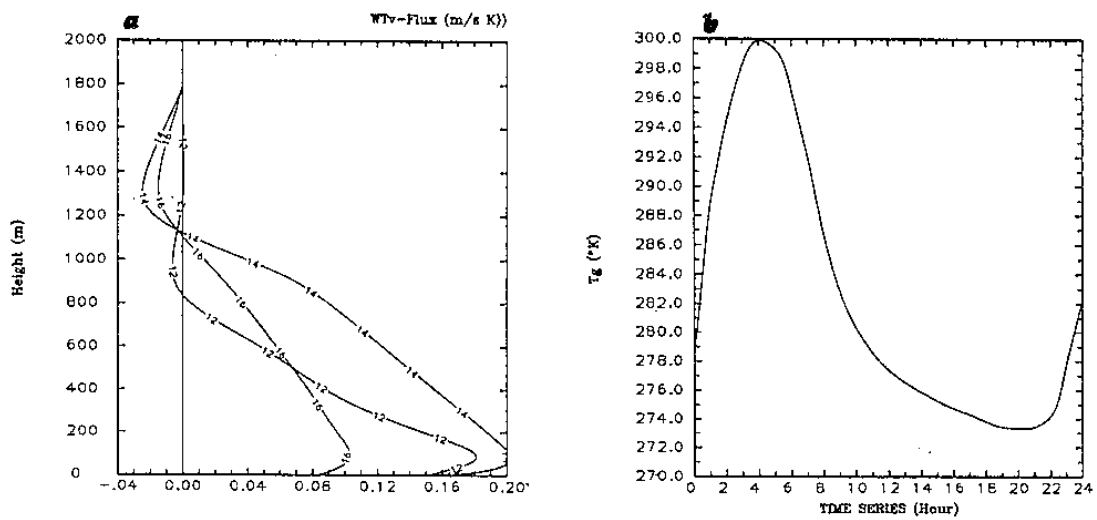


圖 12 (a) 同圖 5(a)，但為低解析度模式測試版。  
 (b) 同圖 3，但為低解析度模式測試版。

# A Simulation of the Wangara Atmospheric Boundary Layer Data-coupling test of PBL and RAD parameterization schemes

Feng-Ju Wang    Chin-Tzu Feng    Chi-Sann Liou

CWB

CWB

MASL

## Abstract

The coupling effect between planetary boundary layer(PBL) and radiation(RAD) parameterization schemes that will be used in the second version of CWB globe model was studied by simulating the Wangara data of Day 33,34(Clarke et al.,1971).

The one-dimensional testing model includes the E- $\epsilon$  turbulent closure PBL scheme (Detering and Etling,1985) and the radiation scheme developed by Harshvardhan et al.(1987). In this model,the radiative flux divergence will warm or cool the atmosphere, while the net flux of long wave and short wave at the surface will contribute to the surface energy budget that determines the diurnal variation of the soil surface temperature. Therefore, the radiation directly affects on the development of PBL. On the other hand, the PBL development changes the moisture and temperature distribution at low levels that influences the radiative fluxes,especially through cloud effects.

The first result shows that our simulation is in good agreement with observation and other studies using higher vertical resolutions. In the second test with lower vertical resolution the fluxes are weaker than those in the first experiment.However the difference is not as serious as the simulation with fixed soil temperature(Wang,1992). The numerical inaccuracy is partly compensated by the positive coupling effects of PBL and RAD through soil surface temperature adjustment.