

# 中央氣象局有限區域模式邊界層參數化處理之個案測試

張美玉 葉天降

中央氣象局資訊中心

## 摘 要

針對中央氣象局所發展的第二代有限區域預報模式，利用一典型夏季個案模擬，探討及評估模擬期間大氣邊界層亂流之發展及其物理的特性，以了解第二代有限區域模式行星邊界層物理參數化效應的表現。

另外，嘗試以 Harshvardhan et al (1987) 發展之輻射參數化模式加入平行測試，分析並比較模擬結果的差異，以作為日後模式預報診斷及改進的參考。

## 一、前言

行星邊界層效應主宰大氣邊界層中亂流擾動的形成與發展、能量的消耗及轉換，是使大氣環流場趨於穩定的主要機制之一。

回顧歷年來在邊界層參數化理論的發展，早期利用類似分子擴散的特性提出亂流交換係數  $K$  來描述亂流的交換，此後延續  $K$  理論，對邊界層中亂流之交換係數  $K$  有更進一步的探討，依其特性大致可分為垂直相關的一階閉合參數化方法如 O'Brien (1970) 及 Businger et al. (1971) 等，以及利用亂流動能與混合長度 ( $E-l$ ) 或亂流動能與動能消散率 ( $E-\epsilon$ ) 來描述  $K$  值的一階半 TKE 閉合參數化方法。此外，由亂流本身之預報方程直接求算亂流通量的高階參數化方法亦有學者陸續提出，如 Deardroff (1974)、Yamada and Mellor (1975) 等人所分別提出的二階參數化方法及 Andre et al. (1978) 發展的三階參數化方法等。

不可諱言的，高階的邊界層參數化法的確改善了引用  $K$  理論無法正確處理指向正梯度方向 (up-gradient) 的亂流通量。但另一方面，高階的邊界層參數化處理必須付出昂貴的計算時間和驚人的記憶體容量，故在準確性和經濟性兩相權衡之下，一般作業性的大尺度模式其邊界層效應的處理仍多採用低階閉合之參數化法。

Holt and Raman (1988) 曾對一階及一階半的低階閉合之參數化方法做一完整的測試比較，他們指出，就邊界層中整體的亂流結構而言，TKE 閉合的預測結果優於一階閉合的參數化法。而在諸多 TKE 閉合參數化方法中以 Detering and Etling (1985) 之  $E-\epsilon$  模式模擬表現最佳。因此中央氣象局第二代數值預報系統不論是全局模式或有限區域模式之邊界層效益皆引用這種處理方法。

中央氣象局第二代有限區域預報模式發展至今正進行作業性測試，本文首先扼要的介紹其行星邊界層之處理方法，而後對目前測試作業 (在簡化的大氣象輻射參數化，參見吳等 1994) 邊界層的發展和亂流的結構做個案式的探討以了解有限區域預報模式在行星邊界層中預報的特性。同時由於大氣邊界層中地表的加熱及冷卻作用深受大氣輻射效應的影響，因此大氣輻射的效益對大氣邊界層之發展及亂流結構的影響亦不容忽視，因此本文另以 Harshvardhan et al. (1987) 發展之輻射參數化模式加入平行測試，分析其模擬之差異以作為日後預報診斷的依據及改進模式之參考。

## 二、模式概述

中央氣象局第二代有限區域預報模式為一在 Sigma 面之原始方程預報模式 (葉等 1994)，其在地表

之上 160 hPa 內有 6 層，而將行星邊界層分為近地表的地面層以及其上的混合層。其中，地表層假設是在模式之最底層，其亂流通量視為一定值以 Monin and Obukhov (1954) 相似理論處理。而混合層則在地面層以上並不限定其發展之高度，採 TKE E- $\epsilon$  參數化法，即以亂流平均動能 (E) 和亂流平均動能消散率 ( $\epsilon$ ) 表示亂流之交換係數 (K)：

$$K = C_1 E^2 / \epsilon$$

其中亂流平均動能和亂流動能消耗率分別由其預報式導出 (見汪等, 1992) 而常數 (如前式之  $C_1$ ) 則依據 Detering and Etling (1985) 之結果。

### 三、個案分析與討論

本研究之模擬個案乃選自目前測試作業在夏季中一相當典型的天氣個案，個案選取之初始時間為 1994 年 7 月 6 日 12 Z。本節首先針對個案發生時間的綜觀天氣型態作一概要的描述，繼而再以中央氣象局目前測試作業中的有限區域模式 (LAFS) (利用簡化的輻射參數化) 之預報結果中亂流的結構和邊層發展之特性加以檢討。而後再改變 LAFS 中輻射參數化方法 (利用 Harshvardhan et al. (1987) 發展的輻射參數化方法) 進行模擬測試比較，以了解輻射效應對大氣邊界層之影響及其效益。

#### (A) 綜觀天氣概況

由 1994 年 7 月 6 日 12Z 至 7 月 7 日 12 Z 500hPa 分析場 (圖 1) 可見亞洲大陸上並無非常明顯的槽脊分布情形。在東經 100 度，北緯 45 度之 5760gpm 等高線上有一短波之擾動，此短波槽稍有東移、加深的趨勢。但大體而言，太平洋副熱帶高壓，阿留申低壓和印度半島上的熱低壓為此時此區中三個主要天氣系統。此外，在菲律賓東方海域有一微弱的熱帶性低壓正持續的發展中。

由海平面氣壓分析場之演變顯示，7 月 6 日 12 Z 太平洋副熱帶高壓 1013hPa 在東經 135 度，北緯 28 度左右，影響範圍涵蓋大陸東岸、日本及韓國南部並有南伸現象。此後 24 小時，高壓中心逐漸偏北，其對南方之影響亦隨其北移而逐漸減弱。菲律賓東方海面的熱帶性低氣壓則持續發展並向西北移動。另外，在東經 98 度，北緯 42 度左右的大陸性

高壓則有隨短波槽發展而有緩慢東移並增強的趨勢。

#### (B) 模擬結果之分析與比較

模擬結果是以 1994 年 7 月 6 日 12 Z LAFS 分析場為初始條件，並由全球預報模式提供 LAFS 預報所需的側邊條件來進行積分預報。

由積分 12 小時及 24 小時之 LAFS 預報結果 (圖 2) 與 7 月 7 日 00 Z (圖 1(c)、(d)) 及 7 月 7 日 12 Z (圖 1(e)、(f)) 之分析場比較發現，500hPa 預報場在中、高緯度有預報偏高的趨勢，此由阿留申低壓和副熱帶高壓中心值均為高估之現象可見一斑。但氣壓場的基本型態和系統位置之配置則與分析場大致相近。反之，在青康藏高原區及其南側，由於地形效應造成之影響，預報場除預報值高估外，在系統配置及型態的掌握上較不理想。此外，在熱帶洋面上，對熱帶性低壓系統強度之預報則偏弱。

海平面氣壓場之表現與高空 (500hPa) 情況甚為吻合，模擬結果與分析場資料差異亦不大。由大陸性高壓系統中心強度觀之，預報值與分析場資料完全一致；海面上情形則稍有出入。

由積分 24 小時之海平面氣壓預報場和分析場之比較可見，太平洋副熱帶高壓之預報，其向東、向北衰退情況不若分析場明顯，且高壓系統對大陸華南地區及北緯 20 度以南洋面之影響仍過強，同時在菲律賓東方海面上的熱帶性低壓之預報則太弱。

採用 Harshvardhan et al. (1987) 發展之輻射參數化所做的模擬結果 (圖 3) 發現，500hPa 預報之太平洋高壓和阿留申低壓之中心值均低於 LAFS 測試作業系統之模擬，其中心值遠較 LAFS 系統模擬結果接近分析場值，而且在中緯度地區之 5760gpm 等高線亦與分析場相當符合。在海平面氣壓場的模擬結果則與 LAFS 預報結果大致相同，亦即其與分析場的差異並無太大的改善。

探討模式中大氣邊界層可感熱和潛熱通量的表現，由圖 4 可見，在模擬 18 小時，即於東經 120 度地區預報有效時間為 1994 年 7 月 7 日 1400 LST，此時預報區域均為白晝，在陸地上，地表的可感熱通量基本上均為正值。在印度半島及中南半島一帶，溫暖潮溼的西南季風由海面不斷吹入因日照輻

射加熱的地表，造成此區有強烈的可感熱通量從地表向上傳輸；此外，暖溼的低層空氣因對流的不穩定性或地形的抬升亦常於山脈迎風面有潛熱通量的釋出。如印度半島、中南半島南端及青康藏高原南側均可見有潛熱通量的局部最大值出現。

對於稟性乾冷的大陸性高壓系統而言，當乾冷的空氣接觸到南方較暖溼的地表時，在高壓所在附近（北緯 38 度，東經 95 度左右）可見有正的可感熱和潛熱通量局部最大值發生。亦即此南下的空氣與地表間存有甚大的溫、溼度差異，以致在地表附近產生強烈的可感熱、潛熱通量向上傳輸。另於高壓前緣的低壓區中，由於此區空氣暖溼的特性與地表之性質相近，故僅能產生相當微弱的亂流通量傳輸。

在廣大的洋面上，亂流通量傳輸的特性又與陸地情形不同，主要的原因乃海水的熱容遠大於空氣（約為空氣的 4000 倍），使得海水溫度因輻射增暖、冷卻的幅度相當輕微，因此海面上可感熱通量的垂直傳輸即使是白晝亦較為微弱。至於潛熱通量的傳輸情形，由於海洋乃大氣水汽的最重要來源，因此在海面上，除了高緯的冰面和飽和潮溼的低壓區外，基本上海面之潛熱通量垂直傳輸為正值。由圖 4 可見，模式於太平洋高壓區內有向上傳輸的潛熱通量，即洋面對於乾燥的高壓下沉氣流有向上的水汽供應及潛熱釋出以提供此暖心高壓的發展。但在菲律賓東方海面上，由海平面氣壓場所見之熱帶性低壓系統附近卻未發現有明顯的可感熱及潛熱通量的貢獻，這可能是造成此低壓系統於模擬中發展強度不夠的原因。另一方面，由於有限區域模式對於海面上太平洋高壓系統的預報亦有偏高的趨勢，故綜合以上洋面上熱通量的表現，為進一步增進模式於海面上氣壓場的預報，掌握詳實的水汽分布和客觀的海溫分析可能為一重要的工作。

圖 4(c) 及 4(d) 顯示夜間邊界層中，地表亂流的可感熱和潛熱通量之模擬表現。在陸地上，地表夜間的長波輻射冷卻效應將使得陸面成為可感熱通量之負值區。在海面上，由於海水的比容遠大於空氣，故海面上仍有向上的可感熱通量傳輸。在潛熱通量分布方面，地表附近因溫度降低，相對溼度亦下降，故潛熱通量亦隨之降低。反之在洋面上，洋

面附近溫、溼度在無特殊系統的平流作用下應無太大的變化，而其高層則由於輻射冷卻效應將會發生溫、溼度之下降，故在洋面附近，夜間的可感熱通量傳輸實相當可觀，並不遜於白晝的情形。

比較輻射方法改變的模擬結果（圖 5）發現，利用 Harshvardhan et al. (1987) 的輻射參數化所模擬的白晝與夜間地表潛熱通量場顯示，海面上的潛熱釋放強度均略強於簡化的大氣輻射參數化（測試作業系統）結果；而在海面上氣壓場的預報，前者亦略強於後者。此外，比較可感熱和潛熱通量分布的情形，Harshvardhan et al. (1987) 方法在可感熱通量表現上，其型態和強弱的分布與作業系統之結果可謂相當一致。在潛熱通量方面，陸面上二者之分布型態則較有差異。另外，由白天潛熱通量模擬和晚上可感熱通量模擬之比較發現，Harshvardhan et al. (1987) 方法在以上之模擬，其極大值較小，就亂流通量發生的型態和強度而言較為合理。

參考綜觀天氣型態，我們選取了位於中緯度、朝鮮半島上天氣晴朗的高壓區內一點（北緯 37 度、東經 126.8 度，網格點為 (96,74)）進行邊界層之垂直剖面及時間序列的特性分析。

由模擬 48 小時參考點的地表淨輻射，可感熱及潛熱通量的時間序列變化（圖 6(a)）可見，參考點的淨輻射、可感熱和潛熱通量三者均是白天為正值，夜晚為負值。由淨輻射通量平滑的變化情形可知此參考點天氣晴朗，太陽輻射未受積雲降水的吸收、反射。由淨輻射通量、可感熱及潛熱通量隨時間變化的情形可知，其於積分 16 小時（即 1200LST）左右有極大值出現，分別為 750、120、320  $\text{wm}^{-2}$  左右，其相較 Oke (1978) 於加拿大 Pitt Meadows (49° N) 所做的觀測結果發現，二者潛熱通量的變化約略相當；另外參考點的淨輻射量及可感熱通量則略大，由於參考點的緯度位置略低於 Oke (1978) 的觀測點，故此結果仍能接受。

圖 7 顯示模擬積分 12 小時至 24 小時 (0800 至 2000 LST) 參考點位溫、風場、亂流動能垂直剖面之逐時變化。由位溫的垂直剖面分布可知在積分 12 小時 (0800 LST) 時，邊界層仍為成層穩定狀況，此後亂流混合作用開始由地表向上傳輸，邊界層開始發展，由亂流動能的垂直變化可知，積分 14 小時 (

1000LST) 地表附近有亂流動能的最大值約  $2.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ，隨後亂流動能繼續作垂直的傳輸，使混合層抬升，至積分 18 小時 (1400 LST) 可見，亂流已垂直延展至 800 公尺左右，此外由位溫的剖面分析可見，在 400 公尺以下，亂流混合的情形相當的良好。由風場的分析亦發現參考點的垂直風切因亂流混合的效應由積分 12 小時 (0800LST) 低層有明顯風切的情形逐漸減弱。由圖 8 積分 14 小時至 20 小時 (1000 至 1600 LST) 的亂流收支變化可知，在邊界層發展初期，地表附近的亂流風切貢獻項對邊界層中亂流的成長提供最重要的貢獻；此外，地表的加熱作用亦使浮力項有正貢獻。此後，風切、浮力項、能量轉換及能量消散項的貢獻均隨邊界層的發展而向上伸展；同時由於亂流混合的作用，亦使邊界層中溫度、風場等分量的梯度逐漸消失，則亂流所賴以成長的貢獻項亦逐漸減弱，至積分 24 小時 (2000 LST) 亂流的生成及消散率均趨於零，亦即大氣邊界層又處於穩定。比較參考點亂流動能收支的大小 (圖 8) 與 Stull (1988) 統計 Deardroff (1974) 等多位學者模擬及觀測所得的亂流動能收支值域分布發現，參考點的亂流動能收支項均落於 Stull (1988) 之統計值域範圍內。

比較 Harshvardhan et al. (1987) 輻射參數化模擬的結果 (圖 6(b))，在地表淨輻射通量及潛熱通量表現上，Harshvardhan et al. (1987) 的方法顯然會產生較大值；而在可感熱的表現上，則二者相近，此結果與前面關於潛熱通量場和可感熱通量場的討論有相近之處。此外，由於地表熱通量的增強，則邊界層有較強的發展。由圖 9(a)、(b) 位溫及亂流動能的垂直分布可見，此時邊界層發展高度較 LAFS 測試作業模式結果為高；亂流強度及亂流動能收支分布 (圖 9(b) ~ (d)) 亦顯示邊界層中亂流之模擬較為強勁，其垂直伸展的高度亦較高。

最後由離參考點最近的探空站資料與模式之邊界層模擬結果做一校驗，由有限區域模式從 1994 年 7 月 6 日 12 Z 預報 24 小時的結果和測站 (47122) 1994 年 7 月 7 日 12 Z 探空資料比較發現，在邊界層中溫度的垂直分布，除地表附近模式之預報稍低外，預報值和探空資料可說相當符合 (見圖 10(a))，另外比較 Harshvardhan et al. (1987) 的結果則

發現，其溫度剖面的預報與 LAFS 之結果可謂相當近似，但其值略低 1 度左右 (圖 10(b))。

#### 四、結論

探討中央氣象局目前正進行的有限區域模式 LAFS 作業測試，對於模式在夏季個案模擬的表現，綜合 500 hPa 和海平面氣壓場的分析，預報對於氣壓場的基本型態如高、低壓的位置、範圍等，均與實際分析相當接近，但在氣壓系統強度的預報則發現較大的誤差。在海面上，阿留申低壓、太平洋高壓及熱帶性低壓系統均有預報偏強的趨勢，即高壓發展太強、低壓加深不夠。在陸地上，對於中緯度氣壓場的掌握，模擬結果與分析相接近。由邊界層中亂流的可感熱和潛熱通量的分布發現，海面上高壓附近的潛熱貢獻較大而熱帶性低壓則無明顯的海面熱通量的貢獻，這或許是造成太平洋高壓發展過強而熱帶性低壓加深不夠的原因。

此外，比較陸地上熱通量的分布，透過前節的分析，模式在大氣邊界層亂流通量物理特性的表現上，均有相當的掌握。而 Harshvardhan et al. (1987) 的輻射參數化方法在局部地形亂流通量極值的模擬上，顯然有較合理的預報。

由邊界層亂流收支及溫度剖度的單點分析上來看，模式的模擬結果已能掌握混合性邊界層亂流發展、動能收支的演變及特徵；而溫度剖面 and 實際觀測資料相較，二者亦相當一致。

整體而言，有限區域模式在大氣邊界層效應的模擬與掌握至今已有不錯的結果，未來將針對地表下邊界處理，如地形效應等做進一步的改進，此外增進海面上之分析亦是促進有限區域模式預報更為準確的重要工作。

#### 誌謝

感謝劉其聖博士和汪鳳如小姐提供邊界層參數化程式供修改和寶貴建議，Harshvardhan 等人之輻射參數化程式由吳石吉先生所提供。

## 參考文獻

- 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。
- 吳石吉, 葉天降, 張偉正, 1994: 大氣輻射效應: 兩種輻射參數化方法在有限區域預報模式之比較。天氣分析與預報研討會論文集編。
- 葉天降, 林淑卿, 李尚武, 陳雯美, 張偉正, 彭順台, 1994: 中央氣象局第二代有限區域預報系統之建置與現況, 天氣分析與預報研討會論文集編。
- Andre, J. C., G. DeMoor, P. Lacarrere, G. Therry 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.
- Businger J. A., 1973: Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. Workshop in Micrometeorology. D. A. Hangen, Ed., Amer. Meteor. Soc., 67-98.
- Deardorff, J. W., 1974a: Three-dimensional numerical study of height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Boundary Layer Meteor.*, 7, 81-106.
- Deardorff, J. W., 1974b: Three-dimensional numerical study of turbulent in an entraining mixing layer. *Boundary Layer Meteor.*, 7, 199-226.
- Detering, H. W., and D. Etling. 1985: Application of the E- $\epsilon$  turbulence model to the atmospheric boundary layer. *Boundary Layer Meteor.*, 33, 113-133.
- Harshvardhan, R. D., 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. Akad. Nauk Ussr* 151, 163-187.
- O'Brien, J. J., 1970: A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 27, 1213-1215.
- Oke, T. R., 1978: *Boundary Layer Climates*. Halsted Press, NY. 372 pp.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands 666 pp.
- Wyngaard. J. C., and O. R. Cotc, 1974: The evolution of the convective planetary boundary layer - A higher order closure model study. *Boundary. Layer Meteor.*, 7, 289-308.
- Yamada, T., and G. L. Mellor, 1975: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. *J. Atmos. Sci.*, 32, 2309-2329.

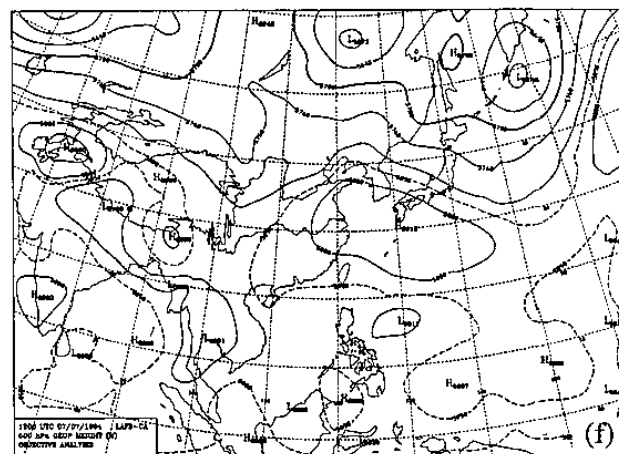
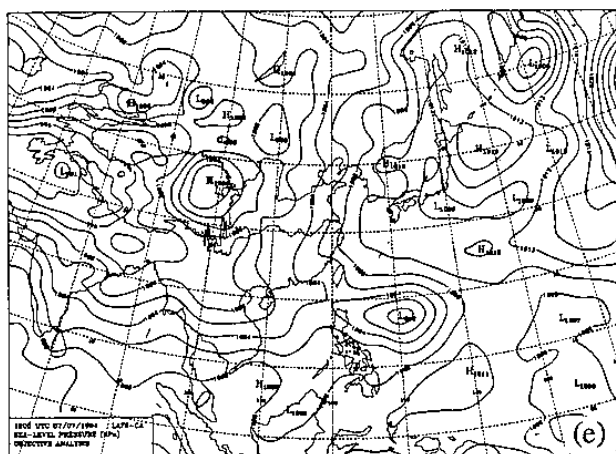
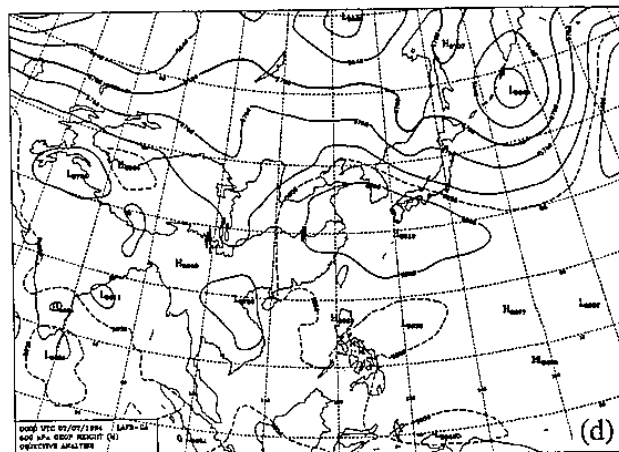
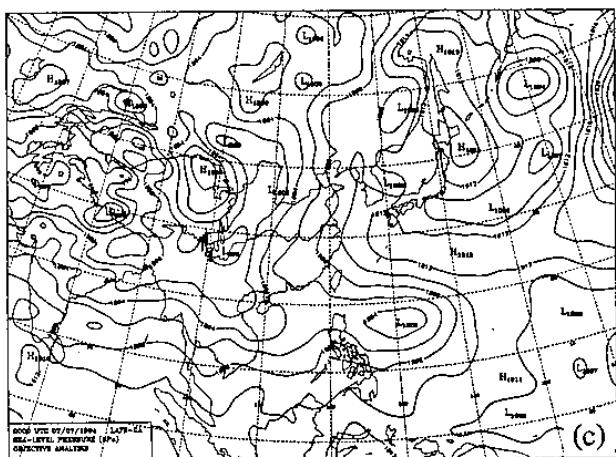
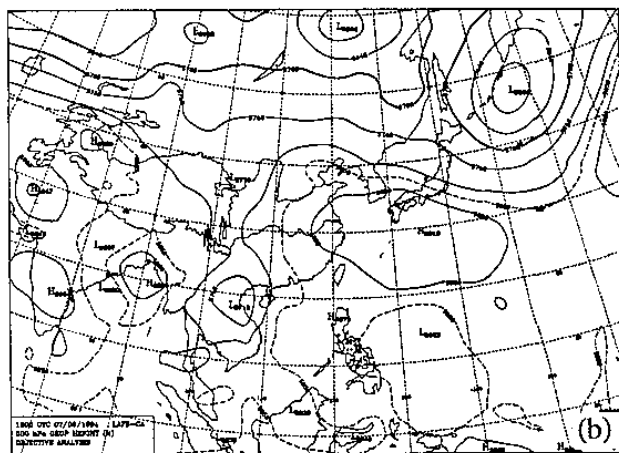
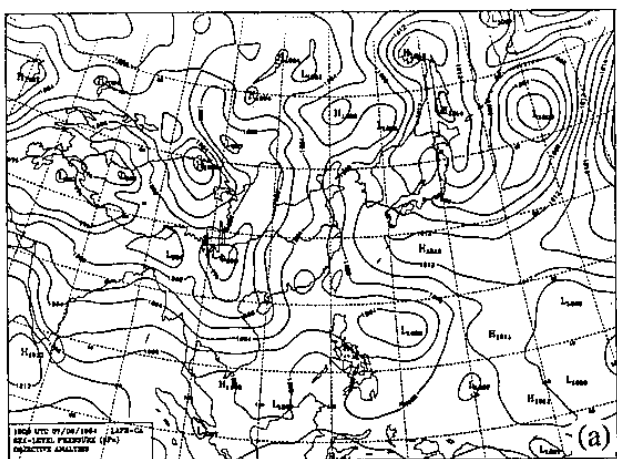


圖 1 : (a) ~ (f) 1994 年 7 月 6 日 12 Z 至 7 月 7 日 12 Z (日期和時間標示於圖左下角) 海平面氣壓場和 500 hPa 等壓面分析圖。

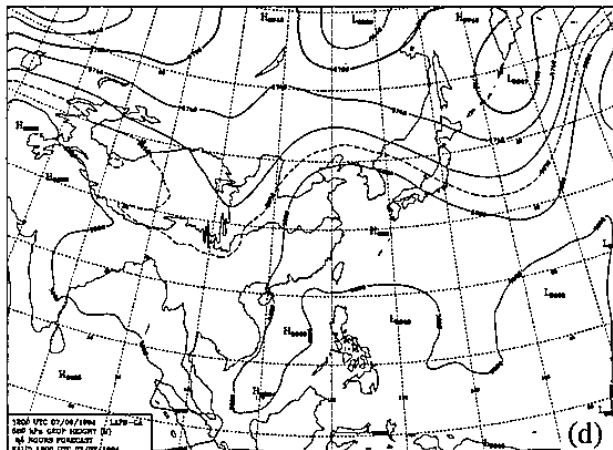
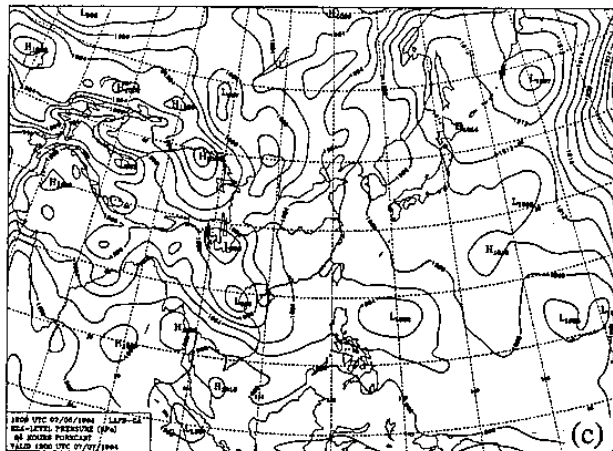
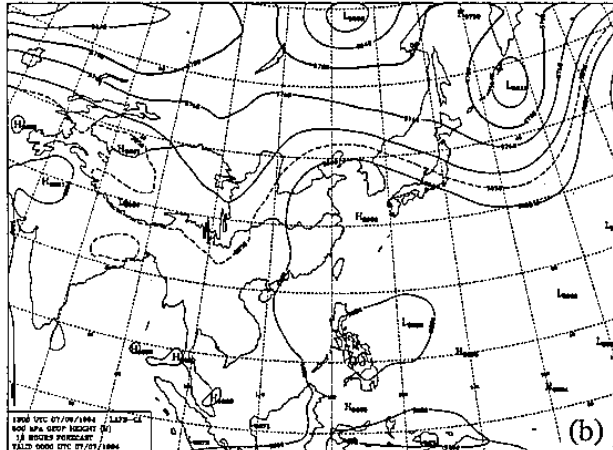
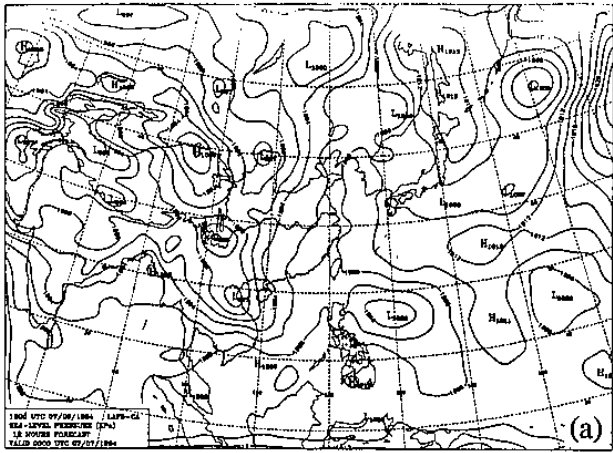


圖 2 : (a) ~ (d) LAFS 模式積分 12 及 24 小時 (積分時間標示於圖左下角) 海平面氣壓場和 500 hPa 等壓面預報圖。

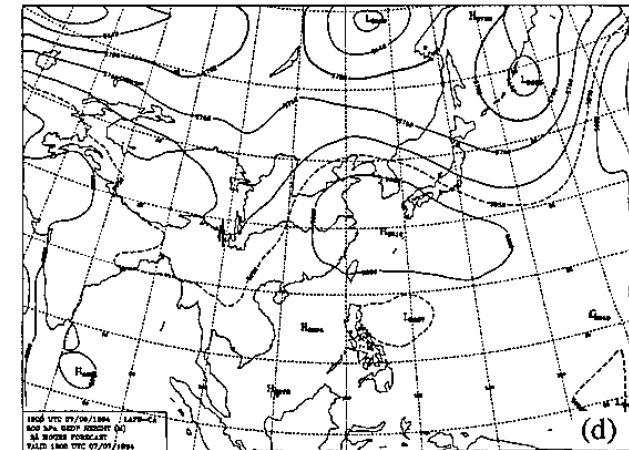
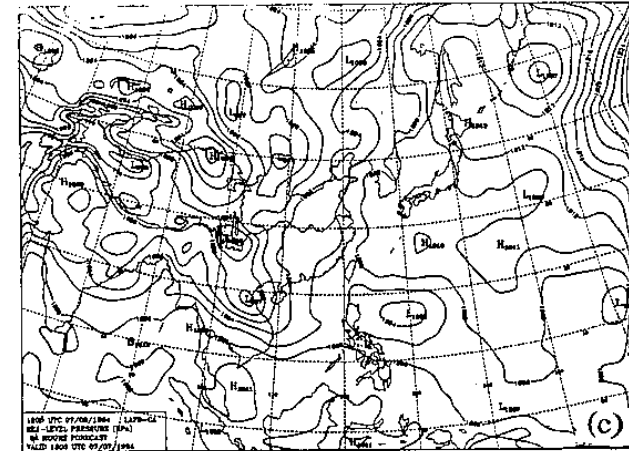
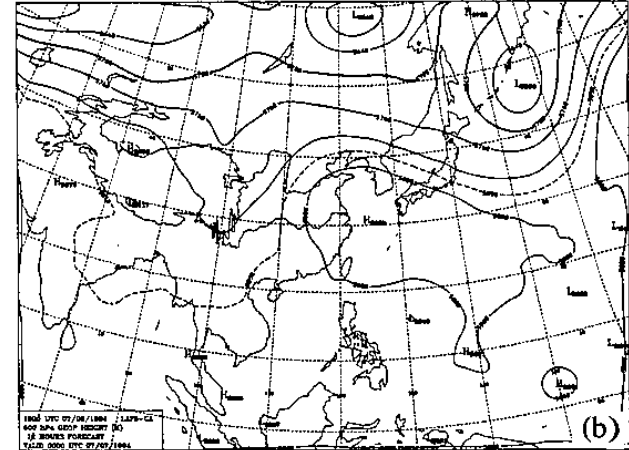
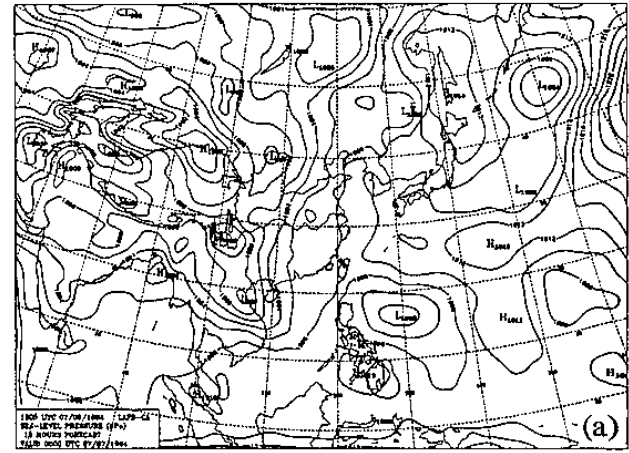
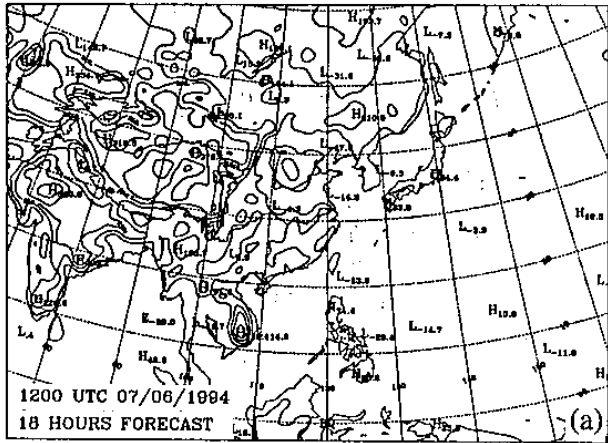
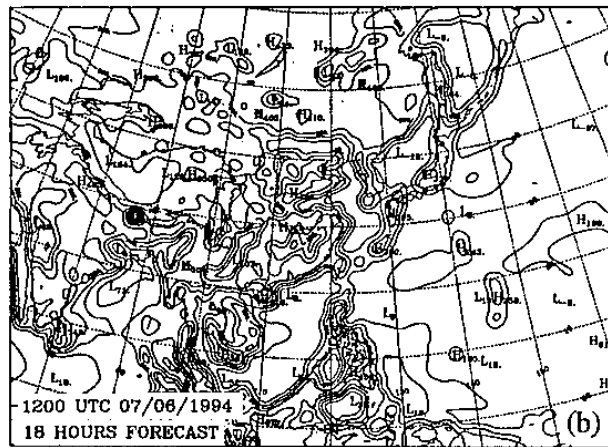


圖 3 : (a) ~ (d) Harshvardhan et al. (1987) 模式積分 12 及 24 小時海平面氣壓場和 500 hPa 等壓面預報圖。

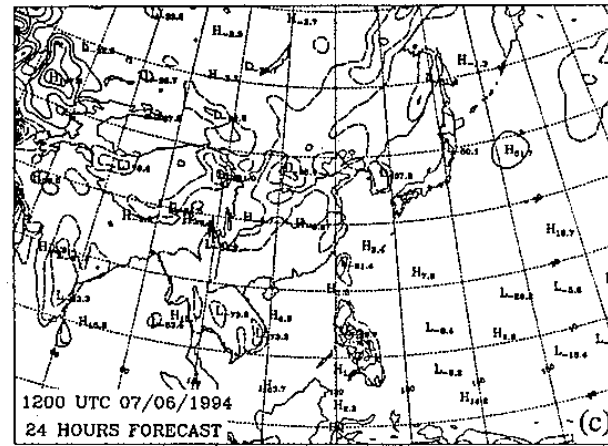
SURFACE SENSIBLE HEAT FLUX (W/M2)



SURFACE LATENT HEAT FLUX (W/M2)



SURFACE SENSIBLE HEAT FLUX (W/M2)



SURFACE LATENT HEAT FLUX (W/M2)

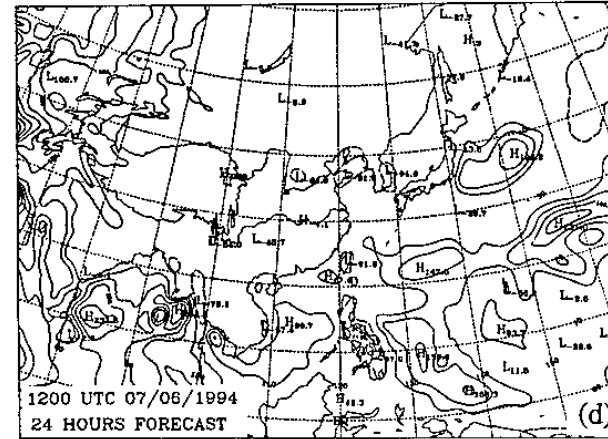
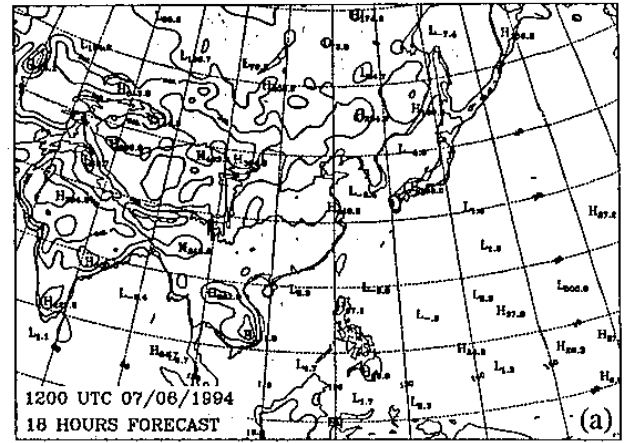
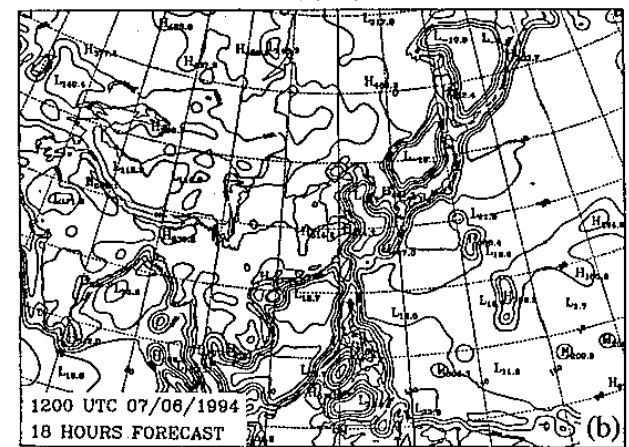


圖 4 : (a) ~ (d) LAFS 模式積分 18 及 24 小時地表可感熱和潛熱通量預報圖。

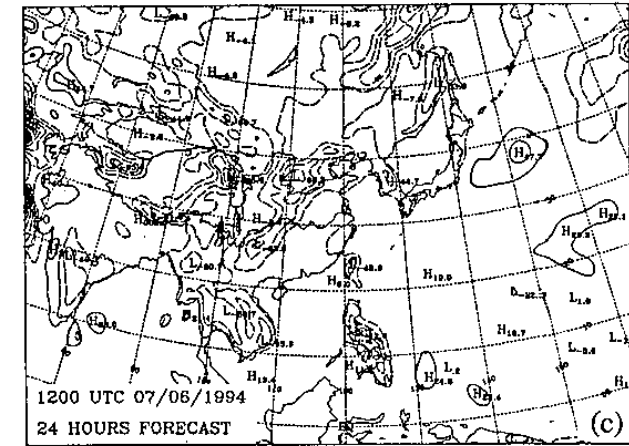
SURFACE SENSIBLE HEAT FLUX (W/M2)



SURFACE LATENT HEAT FLUX (W/M2)



SURFACE SENSIBLE HEAT FLUX (W/M2)



SURFACE LATENT HEAT FLUX (W/M2)

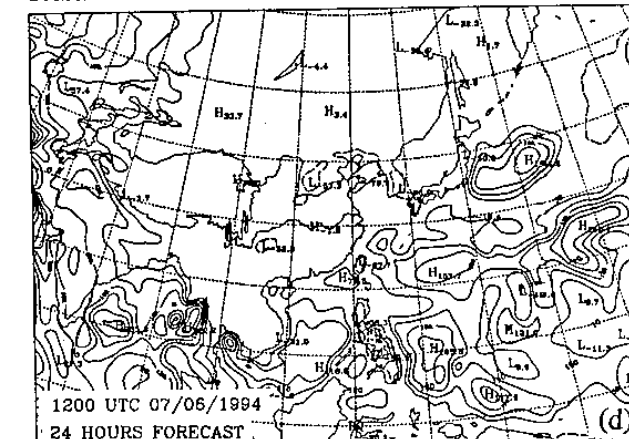


圖 5 : (a) ~ (d) Harshvardhan et al (1987) 模式積分 18 及 24 小時地表可感熱和潛熱通量預報圖。



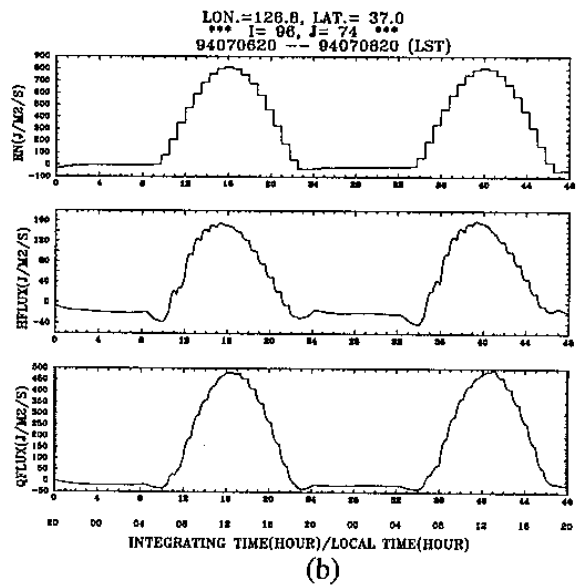
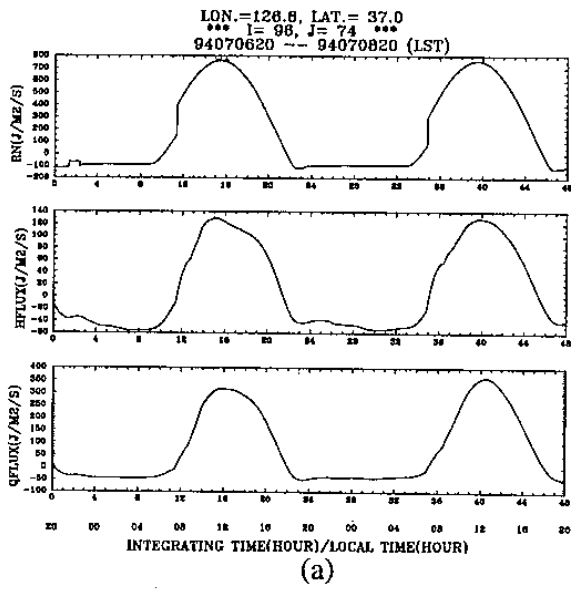


圖 6 : (a) LAFS (b) Harshvardhan et al. (1987) 模式於 (96,74) 格點上淨輻射，可感熱和潛熱通量的時間變化。

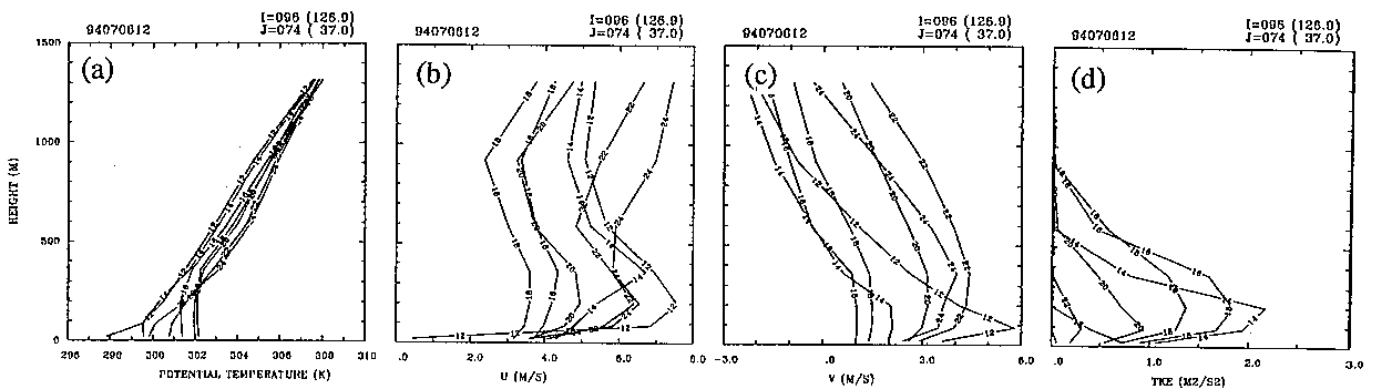


圖 7 : LAFS 模式於 (96,74) 格點上的 (a) 位溫、(b) 東西向、風場 (U)、(c) 南北向風場 (V)、(d) 亂流動能垂直變化。

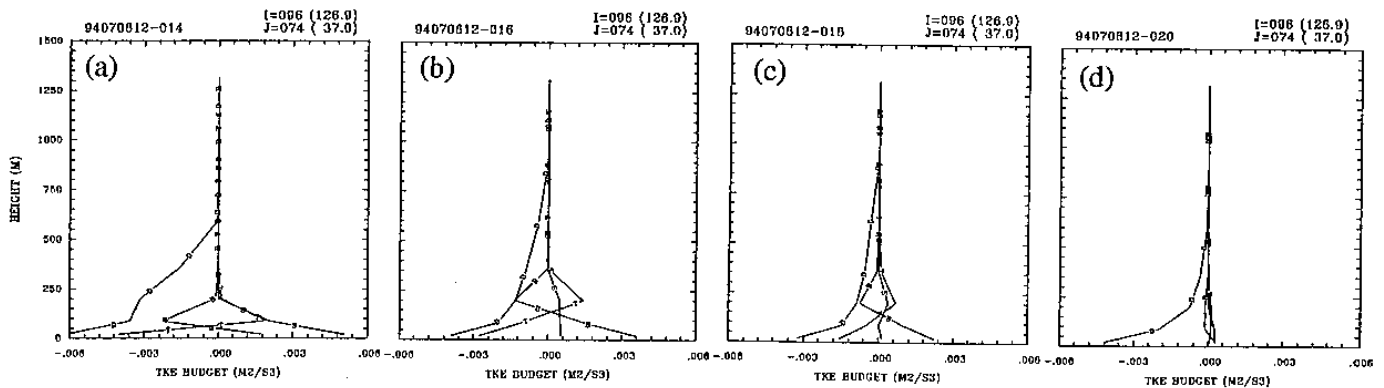


圖 8 : LAFS 模式於 (96,74) 格點上積分 (a)14(b)16(c)18(d)20 小時的亂流動能收支變化。

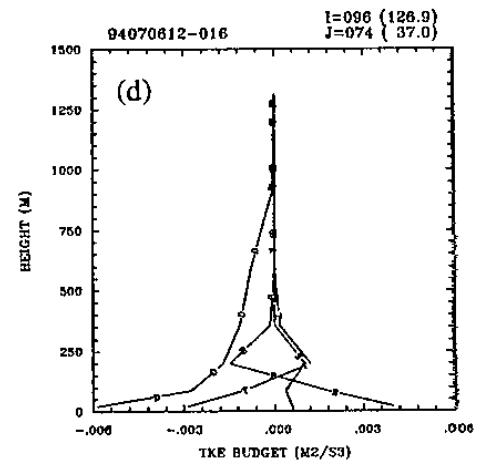
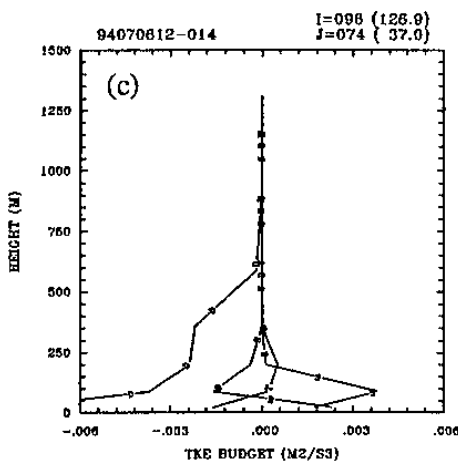
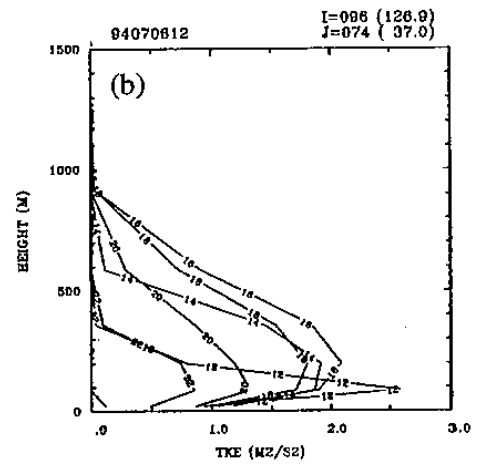
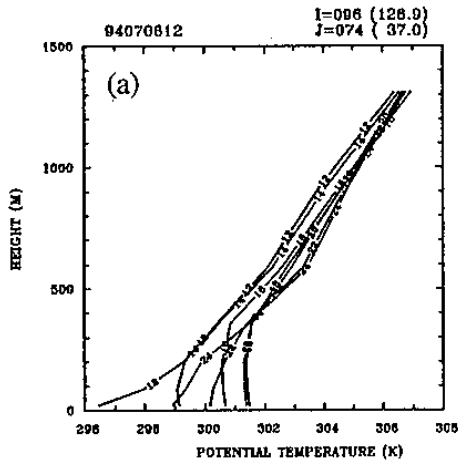


圖 9：Harshvardhan et al. (1987) 模式於 (96, 74) 格點上 (a) 位溫 (b) 亂流動能的垂直變化及積分 (c) 14 (d) 16 小時的亂流動能收支變化。

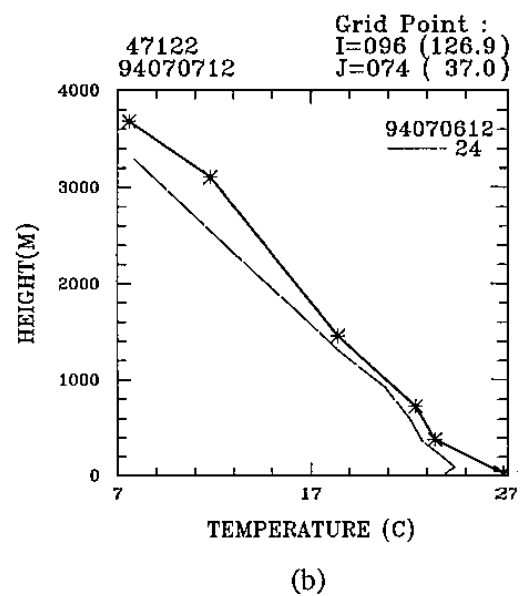
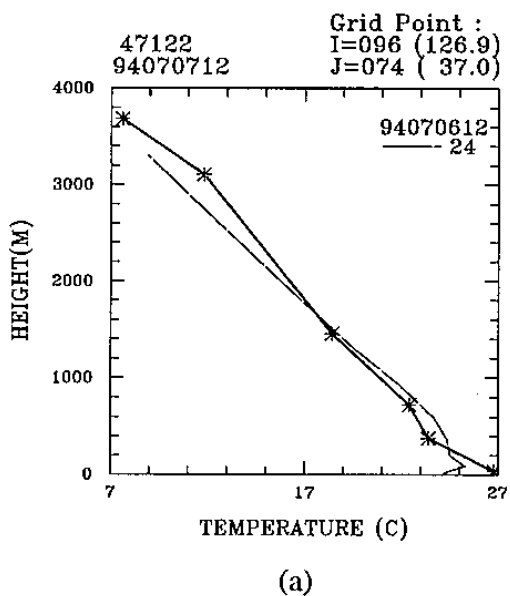


圖 10：47122 探空站於 1994 年 7 月 7 日 12 Z 的溫度探空資料和 (a) LAFS (b) Harshvardhan et al. (1987) 模擬結果的比較。