

# 台灣地區一中尺度對流系統之非絕熱初始化之模擬研究：

## 雲區垂直速度設定法之改進

鄧仁星 陳玉萱

中央氣象局 氣象科技中心

### 摘要

本文利用 LAPS 及 Hot-start MM5 模擬 2003 年 6 月 25 日南台灣中尺度降水個案。並利用雷達回波資料將降水區域區分出對流及層狀降水區，修改 LAPS 中對雲區垂直速度的設定方式，以便得到較佳之降水區內部結構分佈。再討論經由此修改後之初始場，對此個案之模擬結果之改變。結果顯示，在模擬時間 1 小時後，未更改之模擬表現出的降水系統較為散亂，組織性不如真實情況或更改後之模擬。而台灣本島之山區附近產生一些凌散的山區對流降水（更改前後均存在），而此並未於觀測中顯示，此可能是因為 LAPS 分析是在等氣壓面上處理，對於複雜的地形效應可能無法分析完善，而致使模式在初始數小時內在山區會有一些擾動產生，若再配合一些適度的水汽條件，會在山區產生過量之降水系統。在模擬時間 3 小時後，未更改之模擬表現出之主要對流降水區有約 80 公里的偏西（落後）現象，而在更改後此偏西的現象幾乎不存在。此落後現象的產生，主要是因為在更改前之雲區垂直速度僅與積雲之厚度有關，在此個案之中尺度系統中，其所分析出之雲厚度幾乎相近，故整個降水區所給的垂直速度分佈幾近相同，故模式利用此種初始場模擬後之初期，產生散亂的無組織性降水系統，而後才漸漸因環境之影響，組織成適合該環境的組織性中尺度降水系統形態，但在此期間，系統好似是由無至有的發展期，對於系統的結構及移動均與實際有所差異。但經由更改後之結果證明此方向可有效改善雨帶移動落後的問題。

關鍵詞：中尺度對流，非絕熱初始化

### 一、前言

台灣地區位於歐亞大陸及太平洋之交界帶，加上地形複雜，高聳的中央山脈呈南北走向，天氣複雜而多變，梅雨季的豪大雨及夏季颱風等災害性天氣現象，常造成生命財產之重大損失。隨著國家經濟的變遷及開發，使得台灣社會對氣象變化的敏感度提升。近幾年來，劇烈天氣在台灣地區所導致的氣象災害頻傳。氣象局有鑑於此，進一步發展劇烈天氣監測與預報系統，透過即時掌握劇烈天氣系統之演變，進行即時天氣預報，並提供極短時定量天氣預測，以落實氣象防災、減災的目標。

建立劇烈天氣即時預警系統，希望透過即時資料收集、自動化分析與模擬研判，快速將劇烈天氣預警資訊傳送至社會大眾。然而，劇烈天氣多半發生於局部區域，系統的空間及時間都遠小於綜觀天氣。故爭取時效為此預警作業的第一要務。本局與美國國家海洋暨大氣總署所屬的預報系統實驗室（NOAA/FSL），合作發展中尺度模式短時預報系統。此系統在即時、快速分析台灣地區的雷達、衛星、探空及地面等等量測資料後，立即進行非絕熱初始化及中尺度數值預報，有效改善傳統數值模式存在之模式調整問題（spin-up problem），增進極短時預報的成效。

Jian et.al (2003) 利用此局地分析與預報系統（Local Analysis and Prediction System；簡稱為 LAPS）模擬 2002 年辛樂克颱風侵襲之降水預報中提到：數值模式對於降水之定時預報有其限制，尤其在模擬初期。究其原因，最大可能是因為對模擬初期之雨帶的移動產生誤差所致。本篇即利用此系統研究 2003 年 6 月 26 日凌晨之一鋒前中尺度對流降水個案，探討 LAPS/hot-start MM5 對此個

案模擬初期之表現，並利用雷達資料有效的將初始場之中尺度系統的內部結構分析並帶入模式模擬，探討不同之系統內部結構對模式模擬之影響。

## 二、資料與分析

自 1990 年代初期發展並持續改進之 LAPS 系統，主要是將所有可利用之氣象資料(包含衛星、雷達、探空、地面、海洋、飛機、...等)結合在一起之中尺度分析系統，其分析流程，透過風場分析(Albers, 1995)，地面分析(McGinley et al., 1991)，溫度分析(Albers et al., 1996)，雲分析(Albers et al., 1996)，溼度分析(Birkenheuer, 2001)及平衡調節(McGinley and Smart, 2001)等方法，得到包括雲雨資訊及雲區垂直速度，且滿足動量及質量保守之中小尺度分析資料，再將此資料作為 MM5 模式之初始場進行模擬。此個案中所選取的資料，主要有 GOES-9 紅外線雲圖，七股雷達，地面資料，並利用 CWB/NFS 模式之輸出場作為分析之初始值及邊界值。

## 三、雲區垂直速度法之改進及實驗設計

在原先 LAPS 中的雲區垂直速度之設定(如圖 1.a)是以雲的所在位置、厚度及所屬雲種為重要依據，若雲種分類屬於層雲族，則雲內垂直運動採用定值(0.05m/s)；若為積雲族，則以拋物線形垂直分布來定義垂直速度，而其極大值與積雲厚度成正比，而與水平網格距成反比。由於雲種的分類是由雲的環境溫度及相當位溫垂直梯度等二要素來判定，但由於對積雲族判別時，將溫度值設為判定高、中、低雲族之主要因素，假設從低層開始發現有一積雲向上延伸，到溫度低於 $-10^{\circ}\text{C}$ 時會被判別為高積雲，再到溫度低於 $-20^{\circ}\text{C}$ 時被判別為卷積雲，故在同一朵積雲中被判別為三種積雲。而垂直速度之設定會使得上升速度無法貫穿整個雲層。故吾人首先將積雲垂直速度設定法中之雲頂改為真正的雲頂(如圖 1.b)，並將極值與雲厚度之比值大小減小(以確保垂直速度極大值不會更改太多)。

另外，為了更有效分析雲區之內部結構，利用雷達回波資料區分出降水系統內之對流區及層狀區，並針對不同區域給予不同的垂直速度分布。其中雷達回波資料區分對流與層狀區的分布，主要是利用回波值的大小及其水平的梯度做為判別的因子。吾人令對流區之垂直速度極大值與雷達回波所估計之最大降水終端速度值相同，此最主要是使得在模擬初始階段，上升氣流不致於被降雨產生的沖刷效應完全破壞。在層狀區則令溶解層以上(以下)之上升(下降)速度極值為 1m/s，以表現層狀降水區之特性。除此之外，為避免因大範圍之強上升速度導致低層之水平輻合過強，吾人利用亂數產生器將約 1/3 的區域的垂直速度設為 0。

吾人將未更改前的版本之模擬實驗當作控制組，將利用亂數產生器前修改的版本之模擬實驗當作實驗 A，將利用亂數產生器後修改的版本之模擬實驗當作實驗 B，最後令層狀區皆為上升速度(但有亂數產生器)之模擬實驗當作實驗 C。

## 四、結果與討論

先回顧選取個案之情況。在 2003 年 6 月 25 日 18Z 之地面天氣圖上，台灣北邊之冷鋒起至 $142^{\circ}\text{E}$ 、 $34^{\circ}\text{N}$ (日本東方近海)，向西南西延伸至 $105^{\circ}\text{E}$ 、 $28^{\circ}\text{N}$ 左右，台灣本島及其附近地區位於鋒前之暖區。由 2003 年 6 月 25 日 20Z(此時亦是個案測試之分析及模式之初始時間)之台灣地區雷達合成圖中(圖 2)，台灣西南海面上有一對流系統，台灣東北海面上亦有兩條線狀對流系統，隨著時間的演進，西南方之對流系統逐漸移入台灣西南部，並造成台灣西南地區降下極大值約 80mm 的日降雨量。

首先比較各實驗組初始場之差異，圖 3、4、5、6 為各實驗組之某一東西向垂直剖面之垂直速度圖(切過所研究之中尺度對流系統)。在控制組中(圖 3)，上升速度僅達約 500 百帕高度(且其沒有什麼水平的變化)，其極值約為 $-64\mu\text{b/s}$ (約 750 百帕高度)，而比較此剖面的雲覆蓋率分析得知其處之雲高可達 150 百帕以上。經過修改後之

實驗組(圖4、5、6)之上升速度可達雲頂，而因對流與層狀之區分，可得知主要對流區於系統之右(東)側，其最大上升速度位於650百帕左右(極值達 $-373\mu b/s$ )。在利用亂數產生器後，垂直速度有較明顯之水平變化。而在實驗C中可看到層狀區為較小之上升氣流區(無下降氣流)。由於對流區的垂直速度加大，在透過平衡調節後會使得系統附近低層有較強的輻合現象，並導致該區的水平風速較強，在實驗A中之850百帕之水平風速在系統附近最大可達30m/s以上，相較於控制組的約20m/s左右明顯大很多，而在實驗B、C中雖亦有強風，但其值僅達25m/s以下。

將以上四個實驗組之初始場帶入MM5模式中模擬6小時，探討此四個實驗組所模擬之降水與實際之雷達觀測的比較。在控制組中(圖7)，當模擬時間1小時之後(圖7.a)，台灣西南海面上之對流系統呈現較散亂的情況，西南沿海的對流降水雖然有模擬出來，但其尚未進入台灣陸地，與真實情況有稍微落後的現象(圖2.b)。真實情況下之台灣西南沿岸西面之南北走向線狀對流並沒有模擬出來。而台灣本島之山區附近產生一些凌散的山區對流降水，而此並未於觀測中顯示。到了模擬時間3小時後，台灣山區的對流降水已明顯減弱而消散，對照真實情況及前一時間在大陸西南之丘陵地亦有散亂的對流降水產生，此可能是因為LAPS分析是在等氣壓面上處理，對於複雜的地形效應可能無法分析完善，而致使模式在初始3小時內在山區會有一些擾動產生，若再配合一些適度的水汽條件，會在山區產生過量之降水系統。在模擬中，台灣西南沿岸的對流降水此時才進入台灣陸地，相對於真實雷達觀測有近兩小時之落後。其西方海面上的主要對流降水區的前緣位在 $120^{\circ}E$ 經線以西約80公里處，與實際情況有偏西或落後近100公里的誤差。到了模擬時間6小時後，模式表現出的對流降水形狀雖然有點像真實的雷達觀測，前述時間的主要對流降水區分成南北兩個團狀區域，但仔細比較下發現，模式產生的這兩團降水區域較實際情況

偏東，而經由之前的比較，我們可大膽的斷言此兩團非實際觀測的兩團降水區，反而更有可能是在實際狀況下位於 $120^{\circ}E$ 經線附近之降水區域。

在實驗A中(圖8)，在模擬時間1小時後，台灣西南海面上之主要對流降水呈現較前一模擬(未更改對流區垂直速度)結果更為有組織性，且亦較接近真實的雷達觀測。台灣西南沿海的對流降水亦較前一模擬為強且較接近台灣本島，但仍有些微落後真實觀測的現象，此可能是因為在此我們只有七股雷達資料，但因初始時此部分對流降水太接近雷達中心，因為雷達觀測仰角無法抬得太高，使得此部分之對流系統高層無法觀測，而使得此部分的對流垂直速度之垂直延展度及極值均有低估的現象，致使吾人無法得到較正確的模擬。真實情況下位於 $120^{\circ}E$ 經線西側的南北走向對流降水，在此模擬中雖然在該處有模擬出一些降水，但仍無法明顯的模擬出其形狀，此可能亦是前述原因所造成。而台灣山區之對流降水仍如前一模擬有過度預報之問題。到了模擬時間3小時後，台灣山區的對流降水亦如前一模擬般減弱消散。台灣西南本島因對流降水系統的移入而有明顯的降水，並較前一模擬接近真實雷達觀測，可知此部分在前一模擬產生的落後現象已有明顯的改善。其西方之主要對流降水區前緣已移至 $120^{\circ}E$ 經線附近，相較於前一模擬及真實雷達觀測可知更改對流區垂直速度明顯改進了兩帶落後的現象。到了模擬時間6小時後，主要的對流降水已移入台灣本島中南部，在模式中台灣外海模擬出兩個降水區(分別在澎湖附近及巴士海峽)，此在真實觀測中並沒有產生，但在前一模擬中亦有發生。而在真實觀測中發生的n字型對流降水區在此模擬中並無發生，此現象可能是因為模式本身雲物理過程無法有效模擬層狀降水區所致。

在實驗B中，利用亂數產生器減小了一些降水區之垂直速度，連帶使得初始場之低層輻合及水平風速較實驗A為小，至於如此之強低層風場的可信度如何？比較控制組的1小時預報之850百帕之水平風場與實

驗 A 及 B 的初始場得知，雖然控制組之初始低層輻合很弱，但經 1 小時之模擬後，其低層之水平風場（圖 9.a）與實驗 B 之初始場相當類似（圖 9.b），系統附近之最大風速亦相差無幾。可見實驗 B 之初始之輻合強度有其可靠性。而實驗 B 之模擬結果大致與實驗 A 類似，其主要的缺失仍在層狀降水之範圍不足。

實驗 C 中，不考慮層狀降水區融解層之下的下降氣流，使整層均為上升氣流區，企圖透過此修改，增加層狀降水區之範圍。圖 10 即為模擬時間 3 小時後的結果，由圖中可見，的確在不影響系統前緣雨帶移動下，增加了整個降水之範圍。惟與真實情況比較仍嫌不足。

## 五、結論

本文利用 LAPS 及 Hot-start MM5 模擬 2003 年 6 月 25 日南台灣中尺度降水個案。並利用雷達回波資料將降水區域區分出對流及層狀降水區，修改 LAPS 中對雲區垂直速度的設定方式，以便得到較佳之降水區內部結構分佈。再討論經由修改後之初始場，對此個案之模擬結果之改變。結果顯示，在模擬時間 1 小時後，未更改之模擬表現出的降水系統較為散亂，組織性不如真實情況或更改後之模擬。在模擬時間 3 小時後，未更改之模擬表現出之主要對流降水區有約 80 公里的偏西（落後）現象，而在更改後此偏西的現象幾乎不存在。此落後現象的產生，主要是因為在更改前之雲區垂直速度僅與積雲之厚度有關，在此個案中之中尺度系統中，其所分析出之雲厚度幾乎相近，故整個降水區所給的垂直速度分佈幾近相同，故模式利用此種初始場模擬後之初期，產生散亂的無組織性降水系統，而後才漸漸因環境之影響，組織成適合該環境的組織性中尺度降水系統形態，但在此期間，系統好似是由無至有的發展期，對於系統的結構及移動均與實際有所差異。但經由更改後之結

果證明此方向可有效改善雨帶移動落後的問題。

若將降水系統內之垂直速度利用亂數產生器產生一些水平的變化，可有效減低初始場低層輻合太強導致的強風，且其模擬之結果並無明顯的差異。而若不考慮初始層狀降水區之下降氣流，可加強之前系統範圍明顯不如實際情況之現象，雖然其範圍仍不足。此現象可能是因為模式對層狀降水之機制在掌握上不是很好所致。

## 參考文獻

- Albers, S., 1995: The LAPS wind analysis. *Wea. Forecasting*, **10**, 342-352.
- Albers, S., J. McGinley, D. Birkenheer and J. Smart, 1996: The local Analysis and Prediction System (LAPS): Analyses of clouds, precipitation, and temperature. *Wea. Forecasting*, **11**, 273-287.
- Birkenheer, D., 2001: Utilizing variational methods to incorporate a variety of satellite data in LAPS moisture analysis. *11<sup>th</sup> Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography*, Madison, WI, Amer. Meteor. Soc., 273-276.
- Jian, G.-J., S.-L. Shieh and J. A. McGinley, 2003: Precipitation simulation associated with typhoon Sinlaku (2002) in Taiwan area using the LAPS diabatic initialization for MM5. *TAO*, vol. **14**, No. **3**, 261-288.
- McGinley, J. A. and J. R. Smart, 2001: On providing a cloud-balanced initial condition for diabatic initialization. *14<sup>th</sup> Conf. on Numerical Weather Prediction*, Ft. Lauderdale, Amer. Meteor. Soc., 40-44.

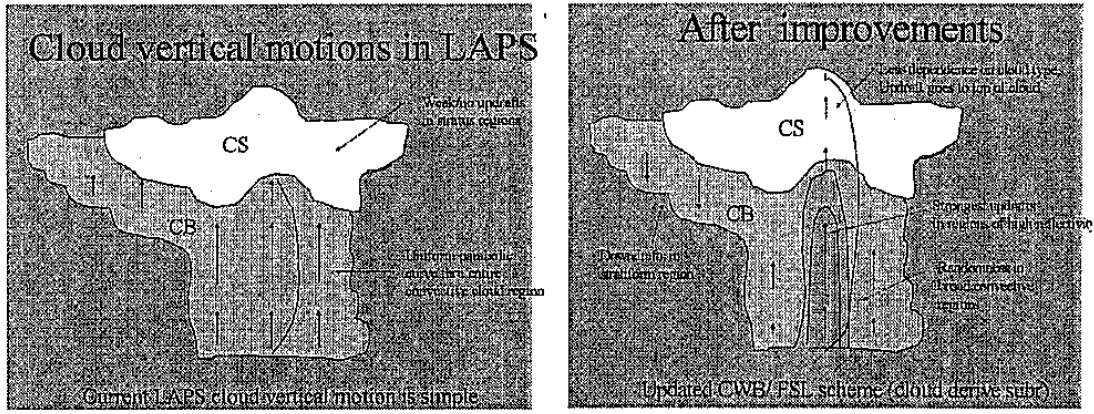


圖 1：LAPS 中雲區垂直速度設定方法

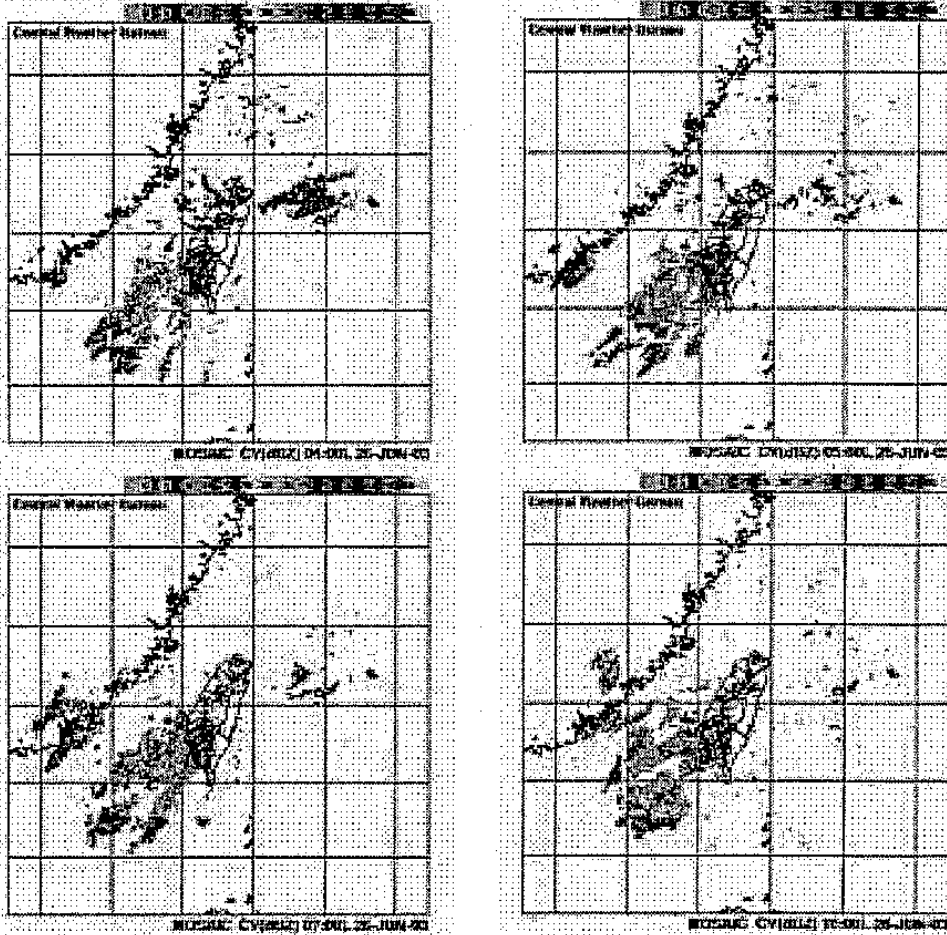


圖 2：2003 年 6 月 25 日 20Z, 21Z, 23Z 及 26 日 02Z 之雷達回波合成圖。



圖 3：控制組切過對流系統之一東西剖面垂直速度初始場。

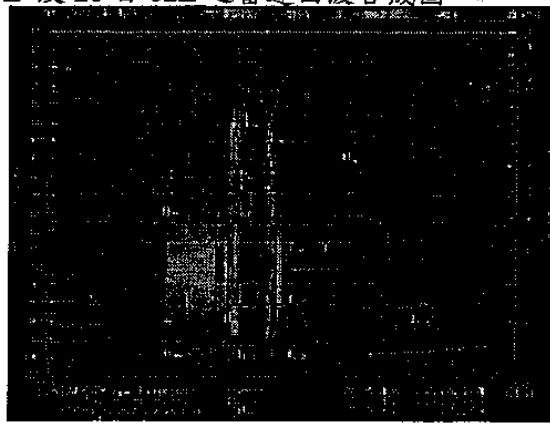


圖 4：同圖 63 但為實驗 A。

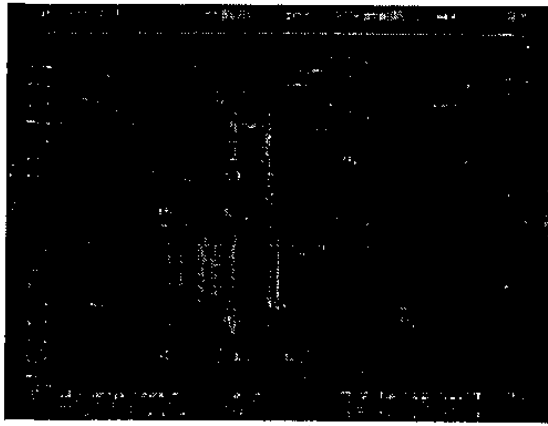


圖 5：同圖 63 但為實驗 A。

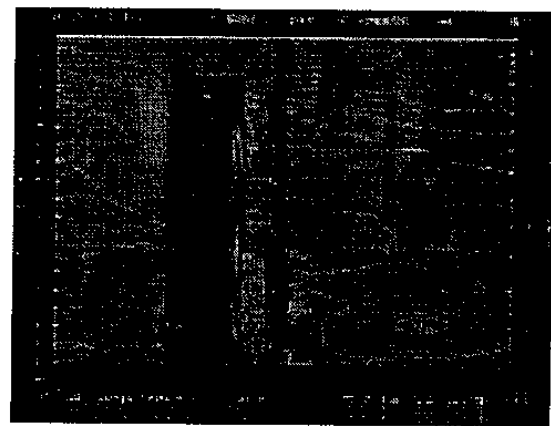


圖 6：同圖 63 但為實驗 A。

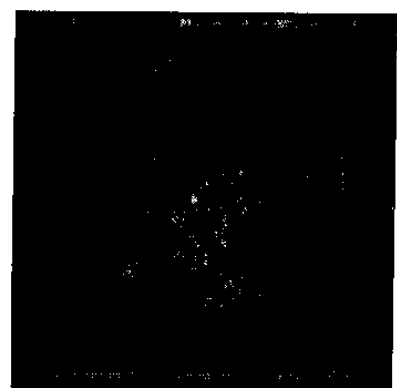
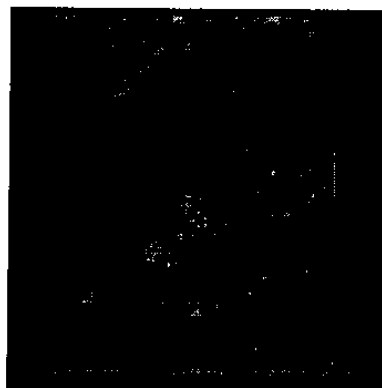
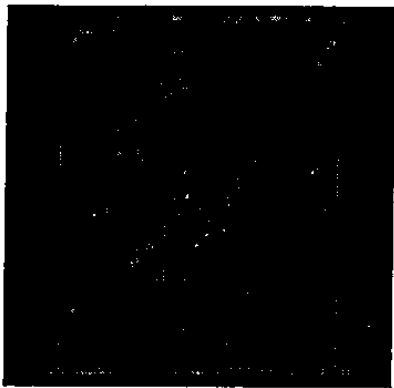


圖 7：控制組 hot-start MM5 模擬時間 1、3、6 小時之模擬地面回波圖。

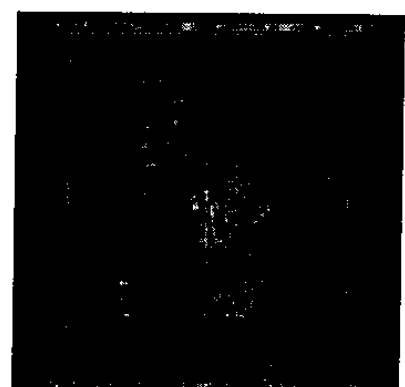
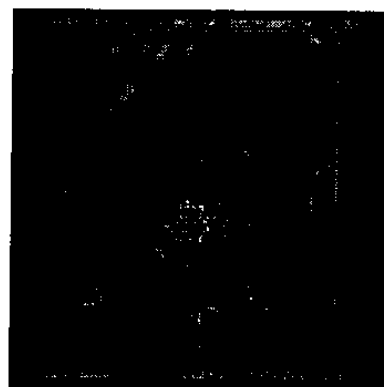
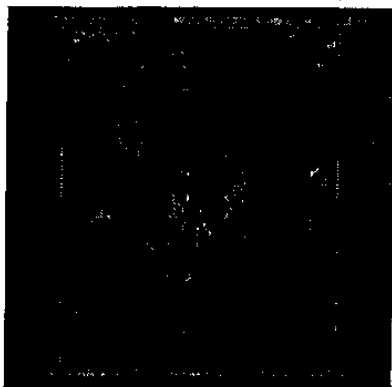


圖 8：實驗 A hot-start MM5 模擬時間 1、3、6 小時之模擬地面回波圖。

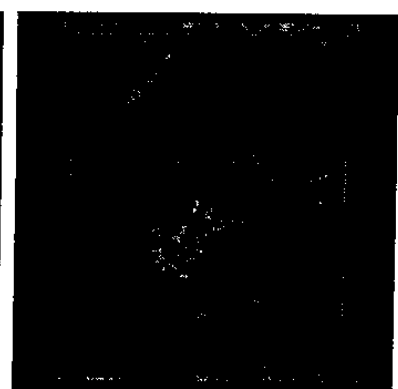
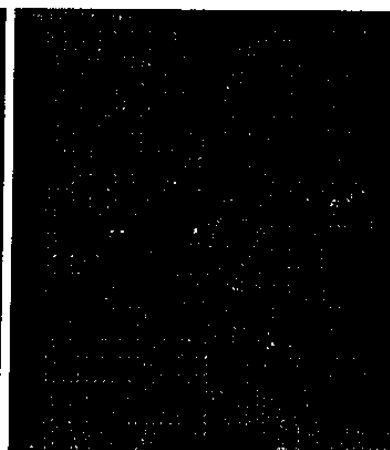


圖 9：控制組 1 小時模擬及實驗 B 初始之 850 百帕風場圖。

圖 10：實驗 C 模擬時間 3 小時之回波圖。