

# 交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

## 利用風暴(對流)尺度數值模式模擬台灣災害性天氣系統 之可行性研究

計畫類別：國內      國外

計畫編號：MOTC-CWB-98-6M-02

執行期間：98年02月03日至98年12月31日

計畫主持人：廖宇慶

執行單位：國立中央大學大氣物理研究所

中華民國 九十八年 十二月

# 交通部中央氣象局 98 年度政府部門科技計畫期末摘要報告

計畫名稱：利用風暴(對流)尺度數值模式模擬台灣災害性天氣系統之可行性研究

審議編號： x 部會署原計畫編號： MOTC-CWB-98-6M-02  
主管機關： 交通部中央氣象局 執行單位： 國立中央大學大氣物理所  
計畫主持人： 廖宇慶 聯絡人： 張雅亭  
電話號碼： 03-4227151 轉 65505 傳真號碼： 03-4256841  
期程： 98 年 02 月 03 日至 98 年 12 月 31 日  
經費：(全程) 1,270 仟元 經費(年度) 1,270 仟元

執行情形：

1.執行進度：

	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
當年	100	100	0
全程	100	100	0

2.經費支用：

	預定	實際	支用率 (%)
當年	1,270,000	1,225,000	96.5%
全程	1,270,000	1,225,000	96.5%

3.主要執行成果：

(1)完成同化流程與模式的整合; (2)以理想資料測試全部同化流程; (3)探討不同同化因子對模式預報的影響: 包含 (a)雷達位置測試; (b)資料不完整覆蓋測試; (c)背景場測試。

4.計畫變更說明：無

5.落後原因：無

6.主管機關之因應對策(檢討與建議)：

# 目錄

計畫期末摘要報告.....	II
目錄.....	III
圖目錄.....	V
表目錄.....	VI
1. 摘要.....	1
2. 背景分析.....	2
3. 研究方法與執行步驟.....	5
3.1 實驗設計與模式設定.....	5
3.2 多都卜勒雷達風場合成方法.....	5
3.3 熱動力反演方法.....	8
3.4 熱動力場及水汽調整方法.....	9
4. 同化結果檢驗方法.....	12
4.1 空間相關係數.....	12
4.2 相對均方根誤差.....	12
4.3 GS 得分值.....	12
5. 資料同化實驗.....	13
5.1 實驗 1: 影響同化因子探討-雷達位置.....	13
5.2 實驗 2: 影響同化因子探討-資料不完整覆蓋測試.....	20

5.3 實驗 3: 影響同化因子探討- 背景場測試.....	23
6. 結論.....	25
7. 參考文獻.....	26

## 圖目錄

- 圖 1 「Nature Run」於第 60 分鐘時，沿  $x=15\text{km}$  各狀態變數的垂直剖面圖。  
(a).  $x$  方向氣壓梯度，等值線間距為 0.5；(b).  $y$  方向氣壓梯度，等值線間距為 1；(c).  $z$  方向氣壓梯度，等值線間距為 2，單位為  $\text{hPa}/\text{km}$ 。(d) 位溫擾動場，等值線間距為 2 度，單位為  $\text{K}$ ；(e) 水汽混合比，等值線間距為 2，單位為  $\text{g}/\text{kg}$ 。..... 16
- 圖 2 實驗 1 於同化結束(01:00)時，沿  $x=15\text{km}$  各狀態變數的垂直剖面圖。  
(a).  $x$  方向氣壓梯度，等值線間距為 0.5；(b).  $y$  方向氣壓梯度，等值線間距為 1；(c).  $z$  方向氣壓梯度，等值線間距為 2，單位為  $\text{hPa}/\text{km}$ 。(d) 位溫擾動場，等值線間距為 2 度，單位為  $\text{K}$ ；(e) 水汽混合比，等值線間距為 2，單位為  $\text{g}/\text{kg}$ 。..... 17
- 圖 3 實驗 1、「Nature Run」平均於模擬區域內有降雨網格點上，五分鐘累積降雨量隨時間變化圖。長虛線為無同化實驗；實線為 nature run；短虛線為實驗 1 結果。..... 18
- 圖 4 實驗 1 和「Nature Run」五分鐘累積降雨量相關性(實線)、「GS」得分(虛線)隨時間變化圖。..... 18
- 圖 5 模擬時間第 80、100、120 及 140 分時的回波場。由上而下依次為「Nature Run」與實驗 1、實驗 2、實驗 3。..... 19
- 圖 6 實驗 2、「Nature Run」平均於模擬區域內有降雨網格點上，五分鐘累積降雨量隨時間變化圖。長虛線為無同化實驗；實線為 Nature Run；短虛線為實驗 2 結果。..... 21
- 圖 7 實驗 2 和「Nature Run」五分鐘累積降雨量相關性(實線)、「GS」得分(虛線)隨時間變化圖。..... 22
- 圖 8 實驗 3、「Nature Run」平均於模擬區域內有降雨網格點上，五分鐘累積降雨量隨時間變化圖。長虛線為無同化實驗；實線為 Nature Run；虛線為實驗 3 結果。..... 24
- 圖 9 實驗 3 和「Nature run」五分鐘累積降雨量相關性(實線)、「GS」得分(虛線)隨時間變化圖。..... 25

## 表目錄

表 1 實驗 1 與「Nature Run」在第 60 分鐘時，風場、氣壓梯度場、位溫度擾動場及水汽混合比場的 SCC 及 RRMSE 值。.....	15
表 2 實驗 2 與「Nature Run」在第 60 分鐘時，風場、氣壓梯度場、位溫度擾動場及水汽混合比場的 SCC 及 RRMSE。.....	21
表 3 實驗 3 與「Nature Run」在第 60 分鐘時，風場、氣壓梯度場、位溫度擾動場及水汽混合比場的 SCC 及 RRMSE 值。.....	24

## 1. 摘要:

本計畫擬採用一高解析度(網格間距小於 4.0 公里)之數值模式為一計算平台，發展一適用於台灣地區，針對風暴/對流尺度(storm/convective scale)劇烈降雨系統之氣象雷達資料同化方案，並著重在探討此方案對於極短期(1~ 2 小時)定量降水預報的改進程度。吾人計畫使用的數值模式為 Weather Research and Forecasting (WRF) model，準備使用的資料同化方法則以三維變分法為基礎。

本次期末報告的重點在於完成探討下列同化因子對模式預報的影響：包含 (1)雷達位置測試；(2)資料不完整覆蓋測試；(3)背景場測試。本計畫於今年度除了完成前述的測試項目外，亦於計畫執行期間完成了關於同化策略的測試，如同化的間隔、同化的次數、有探空與無探空資料輔助時的同化方式組合等。

## 2. 背景分析:

交通部中央氣象局為了改善對劇烈降水的監測與預報，積極投入發展短期定量降水預報系統，來加強對強降水事件的預報能力。而「資料同化」是將不同型態、不同時間及地點的觀測資料，加入到預報模式中，可提供模式預報時，一個對大氣狀態精確的描述。

目前全台共有九部陸基式氣象雷達，2008年3月中央大學大氣科學系已完成建置由國科會補助、全台第一部移動式雙偏極化都卜勒氣象雷達(Taiwan Experimental Atmospheric Mobile – Radar; TEAM-R)，另外空軍也已完成換裝馬公與清泉崗的氣象雷達為雙偏極化雷達。都卜勒氣象雷達可以提供高時空解析度的風場與回波場資料，而雙偏極化雷達更可以估計精確的降雨與雲物理的資訊，因此是監測對流尺度劇烈天氣系統的重要設備，如何最佳化的使用這些多樣與大量的雷達資料，以改進數值天氣預報的準確度，滿足中央氣象局對進行精緻化劇烈天氣預報的需求，提升國內相關單位防救災的能力，是國內氣象界長期努力的目標。

自1980年代以來隨著計算機高速運算能力的大幅進步，Lilly (1990)提出了要預報雷暴(thunderstorm)時所須克服的問題，並指出可能的解決方案，而同化雷達資料來迅速地調整模式所產生的狀態變數(state variables)，以便及時修正預報的誤差，便是該文中所指出非常重要的一環。

目前氣象學界或作業單位所採用的雷達資料同化方法主要有3DVAR、4DVAR、以及系集卡曼濾波器(Ensemble Kalman Filter; EnKF)。4DVAR (Sun et al. 1991; Crook and Sun, 2002)的理論架構在數學上相當嚴謹，但是必須依照原有的預報模式，發展與之相對應的伴隨模式，此過程極為複雜，且4DVAR所需的計算機資源相當龐大，目前尚不易作業化。將EnKF應用在雷達資料同化上的歷史則相對較為短淺，Snyder and Zhang(2003)首次將



EnKF 用在含暖雨過程對流的都卜勒雷達徑向風資料同化。Tong and Xue (2005)則使用 EnKF 同時同化雷達徑向風以及回波，其模式中的微物理變數還包含了冰相。目前許多關於 EnKF 的論文係以理想的 Observation System Simulation Experiment (OSSE)方式進行測試。Dowell et al. (2004) 則以一個發生於 1981 年美國 Oklahoma 州 Arcadia 市的 super cell 實際個案來測試 EnKF 在反演真實風暴中風場與溫度場的表現，Zhang et al. (2009)利用 EnKF 同化雷達資料來改進大西洋颶風的預報。由於 EnKF 在運算中必須建構許多筆樣本，雖然具有平行化處理的潛力，但仍然有很高的計算機資源需求。

Xiao et al. (2005) 使用 MM5 3DVAR 同化雷達徑向風，且以 Richardson equation 來聯結風場與熱力場，然而該方程式的推導過程中引入了靜力平衡的假設，因此在對流旺盛的區域會產生低估垂直風速的情形。

所謂熱動力反演是指經由三維風場(可由都卜勒雷達觀測得到)，反求出當時與之相對應的熱力場三維結構。文獻上指出 1978 年共有四篇論文不約而同的討論如何進行這種反演(Bonesteel and Lin 1978; Hane and Scott 1978; Gal-Chen 1978; Leise 1978) ，其中只有由 Gal-Chen(1978)所提出方法，由於採取了適當的邊界條件，被證明極為有效，因此被廣泛的使用，該文並指出這是使用雷達資料初始化數值模式的關鍵步驟。Gal-Chen 方法的優點在於其計算過程中，壓力是由求解一 Poisson 方程式而來，不必預設任何未知係數，而此壓力方程式的邊界條件卻可由風場來給定。但 Gal-Chen 方法的限制在於只能求得溫度與壓力擾動場相對於水平平均的偏差值。Lin et al. (1993)首次將 Gal-Chen 方法初始化模式的概念付諸實行，用來改善對 1977 年發生在美國 Oklahoma 州 Del City 一個 tornadic storm 的預報，發現確實具有效果。Crook(1994)與 Crook and Tuttle(1994)也採用此方法來初始化一個乾模式，以預報三個陣風鋒面的個案，如與持續法相比較，對地表風場、

溫度場的預報改善可達至少 25% 以上。Crook(1996)亦採用類似的方法初始化模式，並探討濕對流的發展對於邊界層熱力場、水汽場的敏感度。Weygandt et al. (2002a)、Weygandt et al. (2002b)結合 Shapiro et al. (1995)的單一雷達風場反演技術，與熱動力反演，發現對雷暴變化的掌握可達至少 35 分鐘。Liu et al. (2005) 也設計一以 Gal-Chen 法為核心的都卜勒雷達分析技術，並將其應用在 2002 年 6 月位於長江流域的梅雨鋒面真實個案分析。

在本研究中將以 3DVAR 做為使用之同化方案。基本上，吾人擬發展一新的多雷達風場合成演算法，再結合傳統的熱動力反演法，以及搭配一重新設計的水汽調整方案，來估算雷達所無法觀測到的水汽與雲水場，在此情況下，天氣系統的運動場、熱力場(含溫度與壓力)、以及微物理場(含水汽、雲水、雨水)均已確定，因此可大幅縮短模式的 Spin-up time，並降低預報誤差。

本次期末報告的重點在於完成探討下列同化因子對模式預報的影響：包含 (1)雷達位置測試；(2)資料不完整覆蓋測試； (3)背景場測試。

### 3. 研究方法與執行步驟:

#### 3.1 實驗設計與模式設定:

本次報告的實驗內容來自於一個理想個案的數值模擬，使用的模式為 Weather Research and Forecasting (WRF) model 2.1 版，在所謂的 Nature Run 中，模擬的是一獨立的雷暴(thunderstorm)，模式的水平與垂直解析度分別為 2 公里與 0.5 公里，網格點數目為  $41 \times 41 \times 40$ ，時步為 10 秒鐘，模式的初始場以一個最大強度為 3K 的鐘型熱胞開始成長，在模式模擬到某一時間點時，吾人取出當時的模式三維風場，將此三維風場投影到兩座假想的雷達，產生該雷達所會觀測到的徑向風資料，再利用本研究中所發展的一全新多都卜勒雷達風場合成技術，來解析出此時間點的合成風場，並且與模式的風場相互比較，以了解該合成方法的準確度。接下來，再使用此合成風場進行熱動力反演，以求出溫度與氣壓資訊，並與模式模擬到當時的溫度壓力相比較，經由溫度與氣壓，可再進行水汽的調整。

吾人可再進行第二次的模擬，稱為 Assimilation Run，但由一不同的初始條件開始，如一強度較弱或位置錯誤的熱胞，在模式積分過程中將前述所有觀測與反演的氣象狀態變數，完全取代模式當時的預報場，再檢驗模式在後續的預報中，與 Nature Run 的差異，是否有為之減少。此種研究步驟亦稱為 Observational System Simulation Experiment (OSSE)。

#### 3.2 多都卜勒雷達風場合成方法:

由於都卜勒雷達僅能提供回波場及徑向風場等資訊，無法得知風場的三維分佈情形，故於本研究中採用 Liou (2009)所提出的雙都卜勒雷達風場合成技術來解決此問題。而此方法優於傳統風場反演技術主要有以下三點:(1)

於沿著雷達基線及其附近的風場仍能藉由此新方法獲得。(2)不再需要提供計算垂直風場時所需要的積分項、底層邊界條件。(3)此方法可輕易納入多部都卜勒雷達觀測資料。

此法主要是藉由變分的概念，極小化下列之價值函數：

$$J = \sum_{M=1}^5 J_M \quad (1)$$

上式中包含兩個時間，有  $N$  座雷達可進行合成，於本研究中則假設有兩座雷達進行風場合成( $N=2$ )。價值函數中共有 5 項約束條件，各項代表意義解釋如下：

$$J_1 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \sum_{i=1}^N \alpha_1 (T_{1,i,t})^2 \quad (2)$$

$$T_{1,i,t} = (V_r)_{i,t} - \frac{(x - P_x^i)}{r_i} u_t - \frac{(y - P_y^i)}{r_i} v_t - \frac{(z - P_z^i)}{r_i} (w_t + W_{T,t}) \quad (3)$$

$$r_i = \sqrt{(x - P_x^i)^2 + (y - P_y^i)^2 + (z - P_z^i)^2} \quad (4)$$

第一項如公式(2)-(4)所示，代表合成的風場( $u_t, v_t, w_t$ )在兩個時間，沿每座雷達徑向方向的投影，需等於該雷達於該時間觀測的徑向風( $(V_r)_{i,t}$ )。 $(P_x^i, P_y^i, P_z^i)$ 代表第  $i$  個雷達的坐標； $r_i$ 為格點到第  $i$  個雷達之間的距離； $W_{T,t}$ 為終端落速，可利用雷達回波估計，而權重係數 $\alpha_1$ 在有(無)該座雷達資料的格點上設為 1.0 (0.0)。

$$J_2 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_2 (\vec{V}_t - \vec{V}_{B,t})^2 \quad (5)$$

第二項代表背景場項如(5)式，是用來處理當模式的格點沒有被任何一座雷達的資料覆蓋時，這些點的風場需由背景場的值來填補。在本研究中

第一次同化時，是使用初始化模式的探空資料，而第二次以後的同化則是以模式當時預報的風場來提供背景場資料。

$$J_3 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_3 \left[ \frac{\partial(\rho_0 u_t)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_0 v_t)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_0 w_t)}{\partial z} \right]^2 \quad (6)$$

第三項定義如(6)式，代表合成的風場要滿足非彈性連續方程。其中  $\rho_0$  是空氣密度，僅為高度的函數。

$$J_4 = \sum_{xyz} \alpha_4 \left\{ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \overline{ \left[ u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} + w \frac{\partial \xi}{\partial z} + (\xi + f) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left( \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] } \right\}^2 \quad (7)$$

$$\xi = \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (8)$$

在忽略混合項及斜壓項的作用下，第四項由公式(7)代表合成的風場要滿足垂直渦度方程。上標橫線代表於兩個時間間隔內的時間平均。這個方程式給予了風場更多的約束關係，可進一步提高合成風場的精確度。

$$J_5 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_5 \left[ \nabla^2 (u_t + v_t + w_t) \right]^2 \quad (9)$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (10)$$

最後，公式(9)為 Laplacian 平滑項。

前述第二項到第五項的權重係數，是經由一系列的測試過程而決定，其值  $\alpha_2$ 、 $\alpha_3$ 、 $\alpha_4$ 、 $\alpha_5$  分別為  $10^{-2}$ 、 $4 \times 10^7$ 、 $4 \times 10^{11}$  及  $10^9$ 。上式涵蓋的區域與模式範圍相等，以方便同化的進行。藉由極小化以上的價值函數，可以得到風場的三維分佈結構。

### 3.3 熱動力反演方法:

原始的熱動力反演法僅適用於無水相變化的大氣，但本研究中則加上暖雨過程的考慮。由如下的流體力學公式(11)-(13)出發，吾人可得:

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left( \frac{d\bar{u}}{dt} \right) = -F = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \quad (11)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left( \frac{d\bar{v}}{dt} \right) = -G = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \quad (12)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left( \frac{d\bar{w}}{dt} + gq_r \right) = -H = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} \quad (13)$$

其中的上標一撇代表相對於基本態的擾動量，下標 0 代表基本態， $q_r$  為雨水混合比，可由雷達回波估計之， $\theta'_c$  是虛雲位溫擾動，已納入了來自水汽與雲水的貢獻， $\pi$  為標準化以後的壓力，兩者的定義分別如下:

$$\theta'_c = \theta' + (0.01q'_v - q_c)\theta_v \quad (14)$$

$$\pi = C_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \quad (15)$$

(11)-(13)式中等號左邊的項可由都卜勒雷達風場的合成結果求得。吾人極小化如下的價值函數:

$$J = \iint \left[ \left( \frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left( \frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 \right] dx dy \quad (16)$$

可得出公式(17)以 Poisson 方程型態表示的壓力方程，以及如公式(18)所示的 Neumann 邊界條件

$$\frac{\partial^2 \pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \pi'}{\partial y^2} = \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} \quad (17)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial x} = F \quad \frac{\partial \pi'}{\partial y} = G \quad (18)$$

由公式(17)-(18)所得的解會相差一個未知待定常數，但可以唯一地解出某一層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ ，亦即壓力擾動場相對於水平平均的偏差值。將每一層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 都算出來後，再應用公式(13)，可求出 $\theta'_c - \langle \theta'_c \rangle$ 。若在系統內有額外加放的探空資料，則可以求出各層之 $\langle \pi' \rangle$ 與 $\langle \theta'_c \rangle$ ，再進一步確定每一點的 $\pi'$ 與 $\theta'_c$ ，如果沒有此額外探空資料，本研究中則用模式的模擬資料來計算 $\langle \pi' \rangle$ 與 $\langle \theta'_c \rangle$ 。

### 3.4 熱動力場及水汽調整方法：

由於都卜勒雷達無法測得水汽的資訊，故在本研究中使用新發展的水汽調整方法，並假設水汽不會過飽和，只會正好達到飽和，此時只要判斷那個格點已經飽和了，就可以進行水汽混合比的修正。本研究中乃以高度大於舉升凝結層(Lifting Condensation Layer; LCL)、有雷達回波且垂直速度絕對值大於 $3\text{ms}^{-1}$ 的格點視為達飽和狀態。因為在調整水汽場的過程中，需要溫度場及氣壓場的資訊，但根據 3.3 所介紹的熱動力反演技術，主要是得到氣壓擾動量、溫度擾動量相對於其水平平均值的偏差量，即 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 與 $\theta'_c - \langle \theta'_c \rangle$ ，其中每一層的 $\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta'_c \rangle$ 是未知的待定常數，故此反演結果只能用來討論天氣系統的水平結構，在垂直結構的分析上將很可能出現錯誤。如果能在每個高度層都有一單點壓力與溫度的實際觀測值，便可得到大氣真正的擾動量在三度空間的分布情形。本研究使用兩種方法來解決，其中一種為使用探空資料，其二則使用模式預報結果來計算 $\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta'_c \rangle$ 。首先以探空資料解決 $\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta'_c \rangle$ 等未知待定常數為例，調整水汽場步驟如下：

(1) 由熱動力反演過程求出 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 、 $\theta'_c - \langle \theta'_c \rangle$ ，經由公式推導後可得：

$$\pi' - \langle \pi' \rangle \approx \frac{R}{p_0} \left( \frac{p_0}{p_{00}} \right)^{R/c_p} (p' - \langle p' \rangle) \quad (19)$$

$$\theta'_c - \langle \theta'_c \rangle = \theta' - \langle \theta' \rangle + [0.61(q'_v - \langle q'_v \rangle) - (q_c - \langle q_c \rangle)] \theta_0 \quad (20)$$

$$\theta' - \langle \theta' \rangle = \left( \frac{P_{00}}{p} \right)^k (T' - \langle T' \rangle) - \kappa \frac{\theta_0}{P_0} (p' - \langle p' \rangle) \quad (21)$$

於開始調整水汽時，先令擾動水汽混合比( $q'_v$ )及擾動雲水混合比( $q_c$ )為零( $q_c$ 亦可以使用模式當時預報的結果)，便可得到每一高度層  $p' - \langle p' \rangle$ 、 $T' - \langle T' \rangle$  的結果，其中  $k = R/C_p$ 。假設此時，有一通過模擬區域內的探空，則可以得到通過此地各個高度層上單點的氣壓及溫度場( $p, T$ )。再將此氣壓場及溫度場扣除大氣基本場( $P_0, T_0$ )後，得到此點每一高度層的氣壓及溫度擾動量( $p', T'$ )，因為此點上每一高度層的  $p' - \langle p' \rangle$ 、 $T' - \langle T' \rangle$  已知，故將該點得到的( $p', T'$ )代入後，便可獲得每一層的  $\langle p' \rangle$ 、 $\langle T' \rangle$ ，而在該層每點的  $p' - \langle p' \rangle$ 、 $T' - \langle T' \rangle$  被反演為已知項的情形下，則可求得該高度層上每一點的  $p'$ 、 $T'$ 。吾人對每一高度層都進行相同的步驟，最後加上大氣基本場( $P_0, T_0$ )後，就可得到  $p$ 、 $T$  的三維分布情形。如在同化過程中無探空資料，則採用模式預報到同化當時的結果去計算氣壓擾動及溫度擾動水平平均場  $\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta'_c \rangle$ 。

(2) 利用熱力反演之壓力場資訊，可計算出地表的露點溫度，其公式如(22)，其中  $A = 2.533 \times 10^8 \text{ kPa}$ 、 $B = 5.417 \times 10^3 \text{ K}$ 、 $\varepsilon = 0.622$ 。

$$T_d = \frac{B}{\ln \left( \frac{A \varepsilon}{(q_{v0} P)_{sfc}} \right)} \quad (22)$$

由地表溫度與露點溫度之差值可估計舉升凝結層的高度(Rogers and Yau, 1989) H，定義如下：



$$H(km) \approx \left( \frac{T - T_d}{8} \right) \quad (23)$$

其中溫度  $T$  為步驟(1)所得到的結果。當舉升凝結高度已知後，加上以雷達回波及垂直速度閾值的判別，可估計模擬區域內那些格點已達到飽和標準。(3)取得完整溫度場後，可由公式(24)、(25)針對飽合的格點計算飽合水汽壓  $e_s$ ，及飽合水汽混合比 ( $q_{vs}$ )

$$e_s(T) = Ae^{-B/T} \quad (24)$$

$$q_{vs} = \varepsilon \frac{e_s}{p} \quad (25)$$

(4)對於達飽和的格點，計算其調整後的水汽混合比擾動量  $q_v'$

$$q_v' = q_{vs} - q_{v0} \quad (26)$$

其中  $q_{v0}$  為大氣基本水汽混合比。

(5) 將步驟(4)調整後的水汽混合比擾動量  $q_v'$ ，代入步驟(1)的公式(20)，此時  $q_v'$  不再為零，最後得到一組新的溫度場。接下來將此溫度場再代入步驟(2)，可得到一組新的舉升凝結高度，即可重新進行判別網格點是否達飽和的動作。之後，繼續重覆步驟(1)~(5)的疊代過程，使水汽混合比及溫度場達到我們所設定的收斂門檻值，即完成水汽調整動作，並且得到最佳的水汽混合比分布情形。

另外必須指出的是，在調整水汽過程中，於第一次同化時都是假設  $q_v' = 0$  為初始猜測值，亦即不滿足飽合條件的網格點，其  $q_v' = 0$ ，表示這些點的水汽場僅為大氣基本水汽場  $q_{v0}$ ；而在第一次同化以後再做的後續同化過程中，則是採用模式預報的水汽混合比擾動量， $q_v' = q_v - q_{v0}$  (其中  $q_v$  為模式預報至同化當時的水汽混合比)來做為初始猜測值，則此時不滿足飽合

條件的網格點不再是只有大氣的基本水汽場資訊，而是加入了預報的結果，其餘達飽和的各點，則使用以上所介紹的概念去進行調整。

經由以上所介紹的各種方法，該天氣系統加入雷達所觀測的回波場、反演的三維風場及反演的熱力場等資訊，其運動場、熱力場(含溫度與壓力)、以及微物理場(含水汽、雲水、雨水)均已確定，可繼續往下預報，或進行下一次同化。

## 4. 同化結果檢驗方法

### 4.1 空間相關係數

空間相關係數(SCC)定義如下：

$$SCC(A) = \frac{\sum (A_r - \bar{A}_r)(A_t - \bar{A}_t)}{\sqrt{\sum (A_r - \bar{A}_r)^2 \sum (A_t - \bar{A}_t)^2}} \quad (27)$$

其中 A 代表壓力場、溫度場、水汽場或風場，下標的 r 是反演的結果；而 t 則是「虛擬真實大氣」的模擬結果。另外， $\bar{A}$  表示反演區域內三維體積的平均值。相關係數的值介於-1.0~1.0 之間，正值愈大則表示反演的氣象場與真實結果有正相關且愈準確。

### 4.2 相對均方根誤差

相對均方根誤差(Relative Root-Mean-Square Error: RRMSE)定義如下：

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum (A_r - A_t)^2}}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum A_t^2}} \quad (28)$$

其中 A 代表欲比較的氣象場，下標的 r 是反演的結果；而 t 是「虛擬真實大氣」的真實結果；N 則是反演區域內體積的網格點總數。RRMSE 值愈大，表示反演結果和真實結果差異愈大。

### 4.3 GS 得分值

GS 得分(Gilbert Skill Score)是由 CSI(Critical Success Index)臨界成功指

數演變而來，其概念為利用「預報」與「事件」是否發生的可能性，做交叉統計而獲得，根據 Schaefer(1990)所提出的四種「預報」與「事件」發生可能性，以下列的計算方式求得 GS 得分：

$$CSI = \frac{X}{(X + Y + Z)} \quad (29)$$

$$C = P \times \frac{E}{T} \quad (30)$$

$$GS = \frac{(X - C)}{(X - C + Y + Z)} \quad (31)$$

在本研究中，考慮地面上的某一點，若預報模式表現有降水，而實際觀測也確實有降水，此處視「虛擬真實大氣」的模擬結果為實際觀測值，則此點為正確預報，屬於 X 族群。若預報模式表現無降水，而實際觀測值顯示有降水，則是錯失預報，歸為 Y 族群。若預報模式表現有降水，而實際觀測卻無降水，則是錯誤警報，計入 Z，其餘表現則歸類為 W 族群。E 表示所有降水點數，P 表示所有預報有降水點數，T 為所有地面的點數，C 則為修正量。CSI 計算如(29)式，表示成功預報的比例。若以 CSI 中的 X 用(X-C)取代，即把 X 減去修正量，便可得到 GS 值。GS 得分的值介於 0~1 之間，GS 愈大表示降水預報愈準確。本研究參考交通部中央氣象局「大雨」的定義：指 24 小時累積降雨量達 50 毫米以上，且其中至少有一小時雨量達 15 毫米以上之降雨現象來定義。當模擬區域地面上某一點每 5 分鐘內的累積降雨量若在 1.25 毫米以上時，視為有降雨現象。若 GS 值維持在 0.4 以上都算是有不錯的表現。

## 5. 資料同化實驗：

### 5.1 實驗 1：影響同化因子探討-雷達位置

由於本研究中採用 Liou (2009)所提出的雙都卜勒雷達風場合成技術來得到風場三維分佈情形，其優點是可將沿著雷達基線及其附近的風場仍可

被反演獲得。故實驗 1 主要測試當雷達位置的擺放有基線問題產生時，對最後同化結果的影響。此實驗是以中心擾動溫度為 0.5k (Nature Run 中的熱胞強度為 3k)、水汽為  $0.5q_v$  (即水汽為「Nature Run」的一半)為熱胞當做初始條件，自 00:00 開始向前模擬，這個實驗過程中無降雨產生，代表一個失敗的模擬。在模擬到 00:50 及 01:00 時，分別進行二次沒有探空資料的同化，亦即在同化過程中，是利用模式預報到當時的結果來計算氣壓及溫度擾動水平平均場等未知常數。吾人同化由「Nature Run」資料反演所得的氣壓場、溫度場，及雷達觀測的回波場。其中，兩座虛擬雷達的水平位置相對於原點，分別為  $(x, y)=(32 \text{ km}, 16 \text{ km})$  及  $(x, y)=(32 \text{ km}, 64 \text{ km})$ ，此將形成一南北向的基線。最後在進行水汽調整後，得到一組最佳大氣狀態變數，並將其置入模式中，且將第二次同化結果，自時間 01:00 向前模擬二小時。

比較實驗 1 同化結果與「Nature Run」在第 60 分鐘時的氣壓梯度場、位溫擾動場及水汽混合比場的差異性。在定量上，SCC 及 RRMSE 結果如表 1，可以明顯看出氣壓場水平梯度、風場及水汽場和「Nature Run」結果相當一致。唯獨在位溫擾動場的部份，和「Nature Run」差異較大，而氣壓場在垂直方向梯度的相對均方根誤差在 1.2 以上，造成位溫及氣壓結果如此不理想的原因，為本實驗是利用模式預報場來計算氣壓及溫度擾動的水平平均場，其結果與真實的解之間是存在著差異的，以這樣的結果進行同化時，自然會造成同化結束後的溫度場有較大的誤差。

在定性上，則比較  $x=15$  公里所切的垂直剖面圖( $y-z$  剖面圖)，各氣象變數的分佈情形與「Nature Run」的差異。圖 1、2 分別為「Nature Run」及實驗 1 的結果，其中氣壓擾動垂直梯度量及位溫擾動場，於高度 12~16 km 部份都有略微高估情形，位於 14 公里的垂直氣壓梯度與暖心中心極大值分別為 12 hpa/km、18K。

由於定量降水預報能力的改善，一直是國內外氣象學者及單位相當重視，因此，本研究也比較實驗 1 和「Nature Run」在整個模擬區域內有降雨網格點上，每 5 分鐘的平均累積降雨量，如圖 3 所示，其中的 Assimilation Run 在模擬過程中，若沒有同化任何雷達資料及其反演的大氣狀態變數，圖中顯示模擬全程並沒有任何降水產生，換言之以此微弱的初始熱胞向前模擬，並沒有雷暴發展。實驗 1 的結果，則和「Nature Run」的表現相當類似，顯示初始條件微弱的熱胞經同化雷達資料後，的確改善降水預報的結果。實驗 1 和「Nature Run」5 分鐘累積降雨量的相關性，隨模擬時間的變化情形如圖 4 之實線，圖中顯示模擬 70 分鐘後，相關性仍有 0.8 左右，且在同化結束時的降雨量相關係數最高，後來不再同化，相關性開始遞減。在本研究中也使用「GS 得分」隨著模擬時間的變化來看實驗 1 的降雨預報能力，如圖 4 虛線所示，圖中顯示模擬 70 分鐘後，GS 得分尚能維持在 0.6 以上，但隨著時間增加，GS 值減小，表示降雨預報的誤差變大了。圖 5 為「Nature Run」及實驗 1 模擬至 80、100、及 140 分鐘的結果，兩實驗的雷雨暴不論位置或是強度上，都相當一致。

**表 1 實驗 1 與「Nature Run」在第 60 分鐘時，風場、氣壓梯度場、位溫度擾動場及水汽混合比場的 SCC 及 RRMSE 值。**

Exp1	dp/dx	dp/dy	dp/dz	Pt'	qv	u	v	W
SCC	0.95	0.92	0.73	0.38	0.99	0.99	0.99	0.94
RRMSE	0.32	0.42	1.27	1.53	0.08	0.02	0.03	0.33

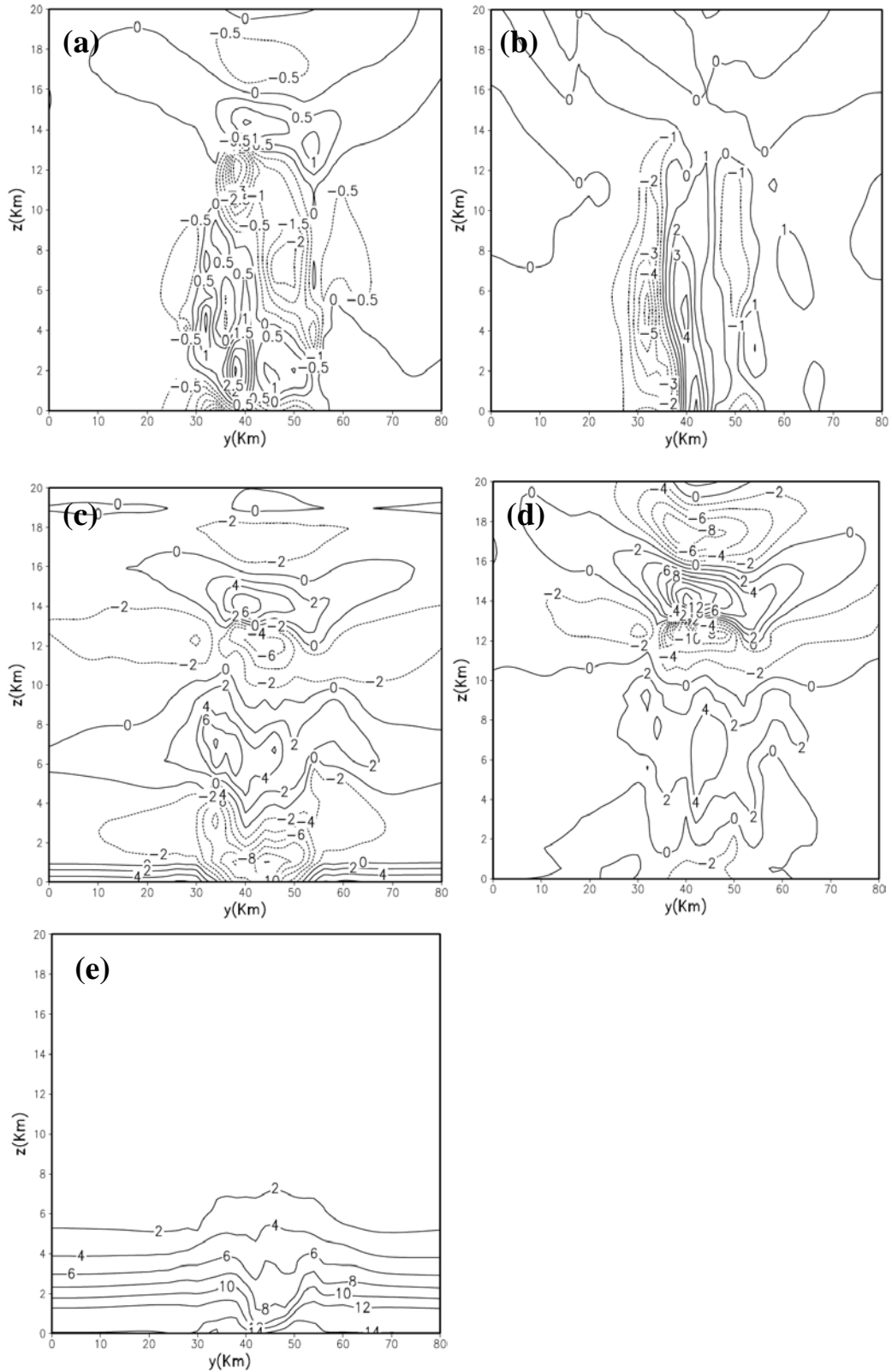


圖 1 「Nature Run」於第 60 分鐘時，沿  $x=15\text{km}$  各狀態變數的垂直剖面圖。(a).  $x$  方向氣壓梯度，等值線間距為 0.5；(b).  $y$  方向氣壓梯度，等值線間距為 1；(c).  $z$  方向氣壓梯度，等值線間距為 2，單位為  $\text{hPa}/\text{km}$ 。(d) 位溫擾動場，等值線間距為 2 度，單位為  $\text{K}$ ；(e) 水汽混合比，等值線間距為 2，單位為  $\text{g}/\text{kg}$ 。

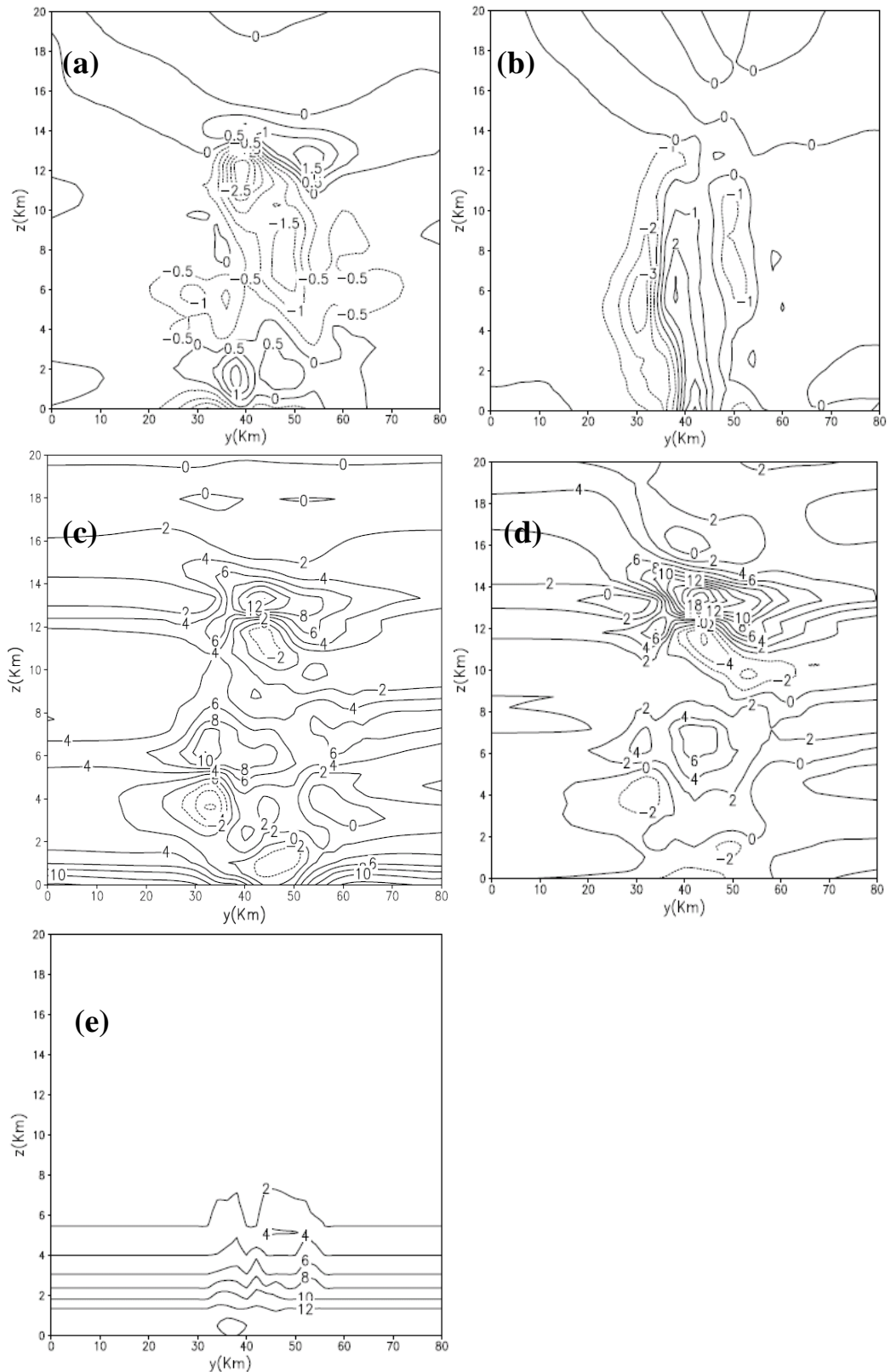


圖 2 實驗 1 於同化結束(01:00)時，沿  $x=15\text{ km}$  各狀態變數的垂直剖面圖。(a). x 方向氣壓梯度，等值線間距為 0.5；(b). y 方向氣壓梯度，等值線間距為 1；(c). z 方向氣壓梯度，等值線間距為 2，單位為  $\text{hpa/km}$ 。(d) 位溫擾動場，等值線間距為 2 度，單位為  $\text{K}$ ；(e)水汽混合比，等值線間距為 2，單位為  $\text{g/kg}$ 。

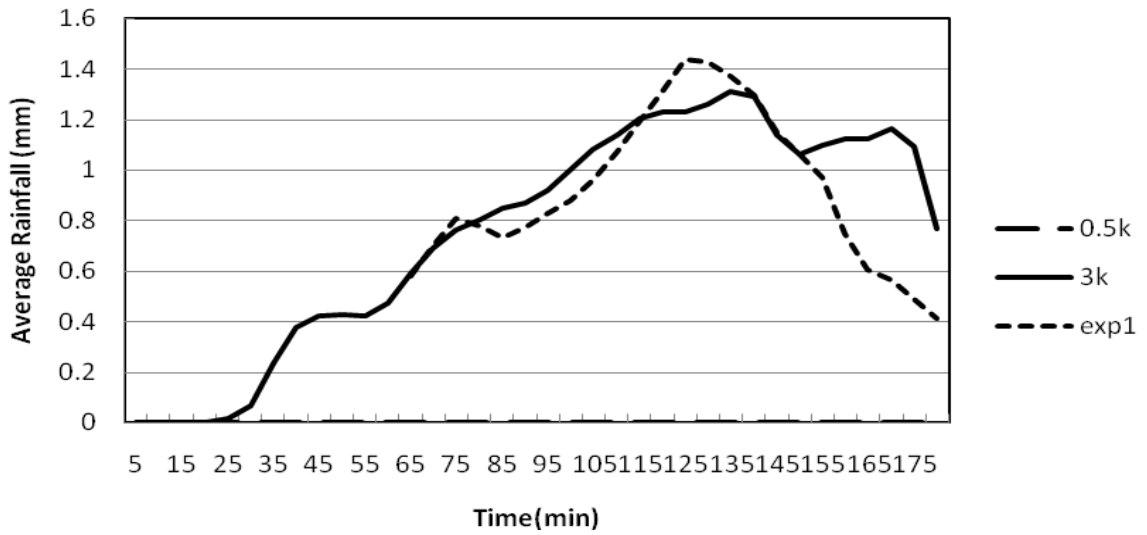


圖 3 實驗 1、「Nature Run」平均於模擬區域內有降雨網格點上，五分鐘累積降雨量隨時間變化圖。長虛線為無同化實驗；實線為 nature run；短虛線為實驗 1 結果。

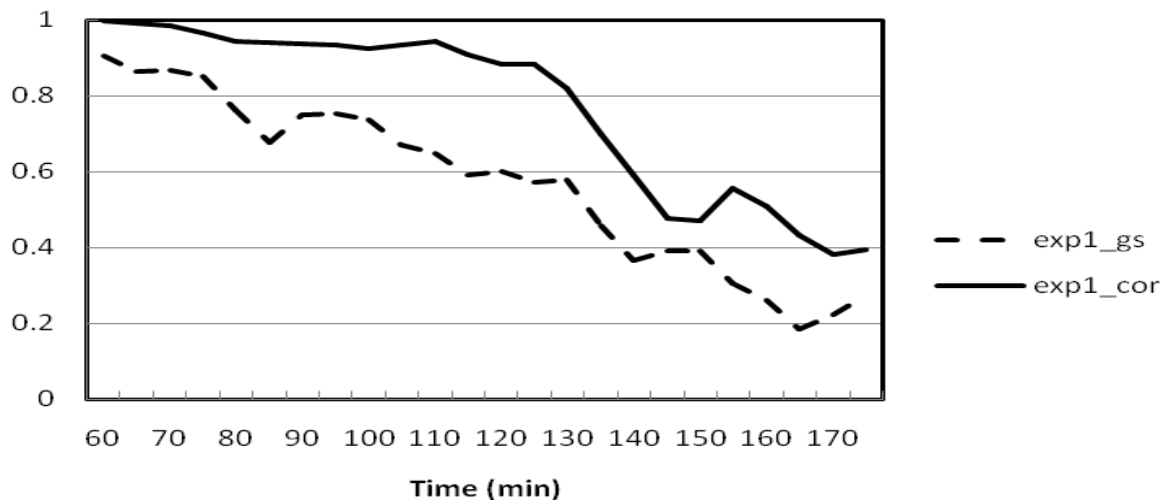


圖 4 實驗 1 和「Nature Run」五分鐘累積降雨量相關性(實線)、「GS」得分(虛線)隨時間變化圖。



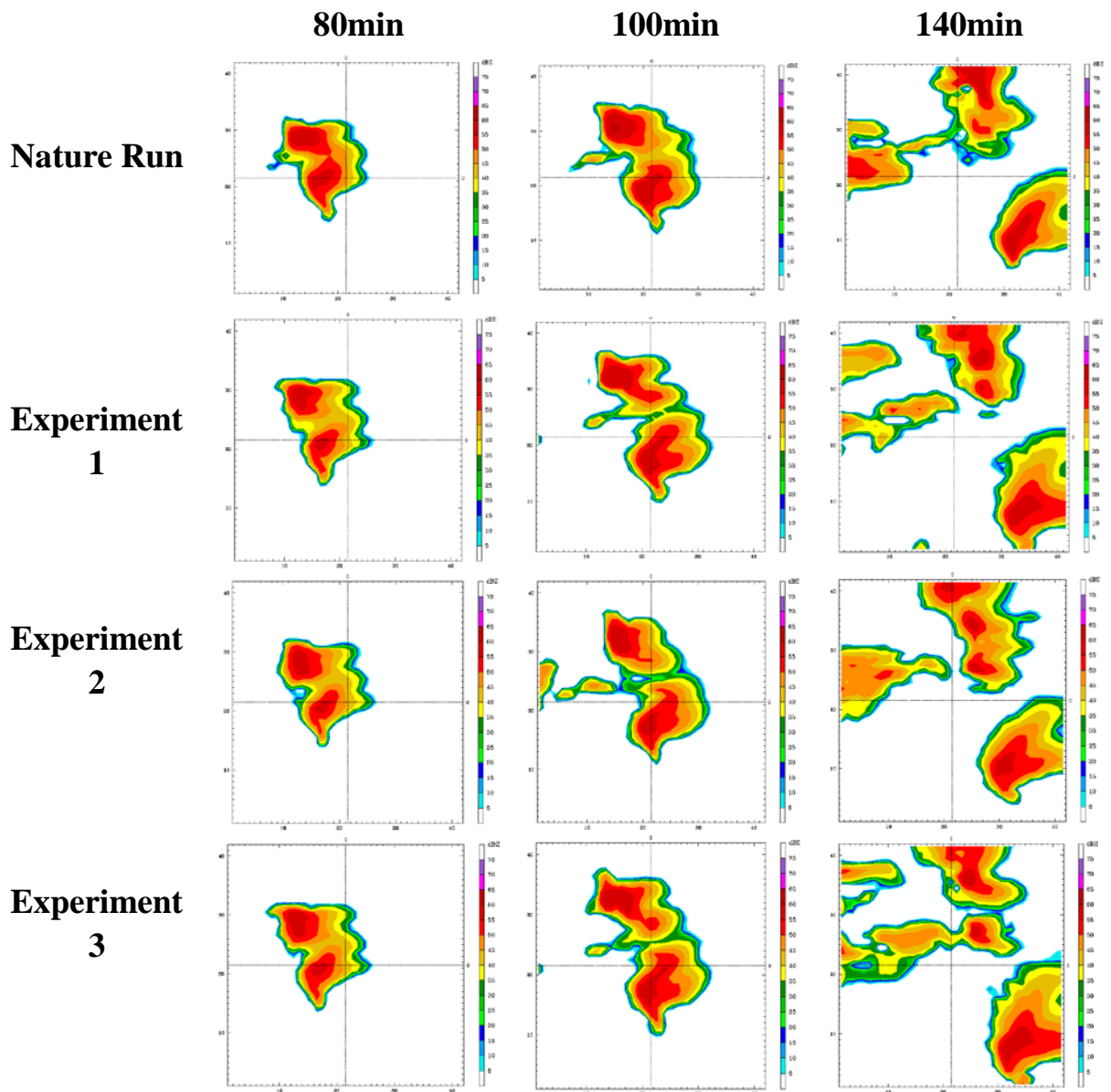


圖 5 模擬時間第 80、100、120 及 140 分時的回波場。由上而下依次為「Nature Run」與實驗 1、實驗 2、實驗 3。

## 5.2 實驗 2: 影響同化因子探討-資料不完整覆蓋測試

實驗 2 的設計則是根據實際作業時，於模擬區域內每格點上不一定都會有雷達資料的提供，而在本實驗則是假設回波值低於 10dBZ 的格點，沒有雷達資料，其風場由初始的探空來填補。故此實驗主要在測試同化過程中，當資料覆蓋不完全時，對模擬結果所造成的影響。本實驗同樣以中心擾動溫度為 0.5 k、水汽 0.5  $q_v$  的熱胞來初始化模式，並在模擬到 00:50 及 01:00 時，分別進行二次沒有探空資料的同化。

比較實驗 2 同化結果與「Nature Run」在第 60 分鐘時的氣壓梯度場、位溫擾動場及水汽混合比場的差異性。在定量上，SCC 及 RRMSE 結果如表 2，可以明顯看出氣壓場水平梯度、風場及水汽場和「Nature Run」結果相當一致。唯獨在位溫擾動場的部份，和「Nature Run」差異較大，而氣壓場在垂直方向梯度的相對均方根誤差在 2.0 以上。與實驗 1 比較，造成位溫及氣壓結果不理想的原因，除了如實驗 1 所描述的以外，即利用模式預報所得氣壓及溫度擾動的水平平均場，和真實結果差異很大，更因為本實驗中資料量減少，造成同化結束後的溫度場有更大的誤差。

累積降雨量的預報部份，比較實驗 2 和「Nature Run」，平均降雨網格點上每 5 分鐘累積降雨量隨模擬時間的變化情形，如圖 6 所示，實驗 2(虛線)相對於「Nature Run」(實線)的最大差異在正負 0.2 mm 之間。雖然在某些時間內，平均 5 分鐘累積降雨量，實驗 2 與「Nature Run」的比較的確有高估或低估的情形，但其隨著模擬時間的相關性如圖 7 實線所示，圖中指出自同化結束第 60 分鐘開始向前模擬 70 分鐘後，相關性仍有 0.8 以上。另外，從「GS 得分」隨模擬時間的變化，來看實驗 2 在降雨預報能力上的表現，如圖 7 之虛線。圖中顯示模擬至第 70 分左右，GS 得分仍維持在 0.6 以上，隨著時間增加，GS 值遞減。另外，從圖 5 可比較實驗 2 和「Nature Run」分別模擬至 80、100、及 140 分鐘的結果，其中雷雨胞不論位置或是強度上

還是與真實結果相當一致。

表 2 實驗 2 與「Nature Run」在第 60 分鐘時，風場、氣壓梯度場、位溫度擾動場及水汽混合比場的 SCC 及 RRMSE 值。

Expl	dp/dx	dp/dy	dp/dz	Pt'	qv	u	v	W
SCC	0.90	0.84	0.55	0.16	0.99	0.99	0.87	0.90
RRMSE	0.43	0.54	2.01	1.89	0.08	0.07	0.34	0.45

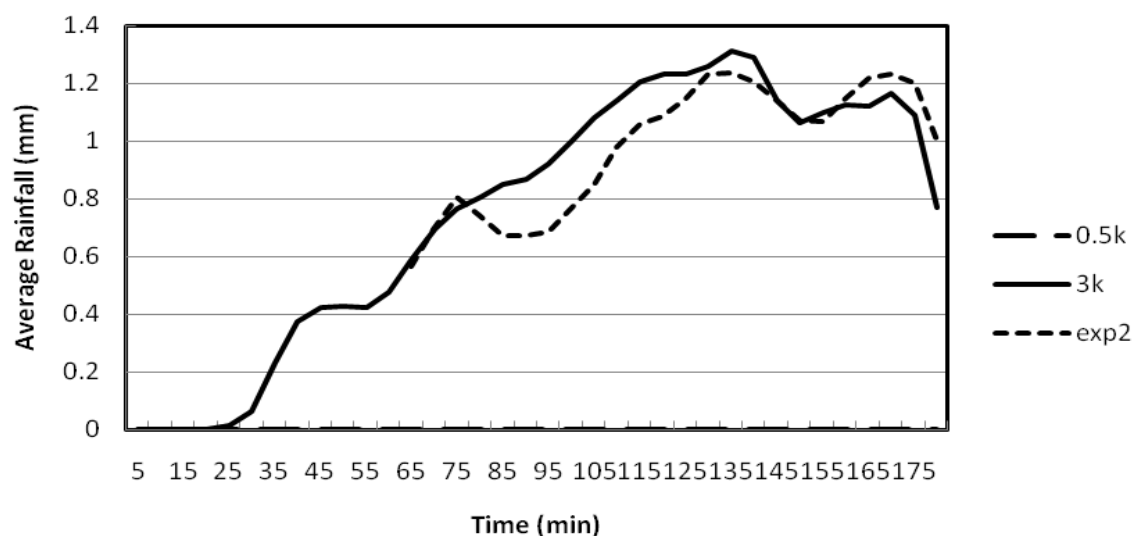


圖 6 實驗 2、「Nature Run」平均於模擬區域內有降雨網格點上，五分鐘累積降雨量隨時間變化圖。長虛線為無同化實驗；實線為 Nature Run；短虛線為實驗 2 結果。

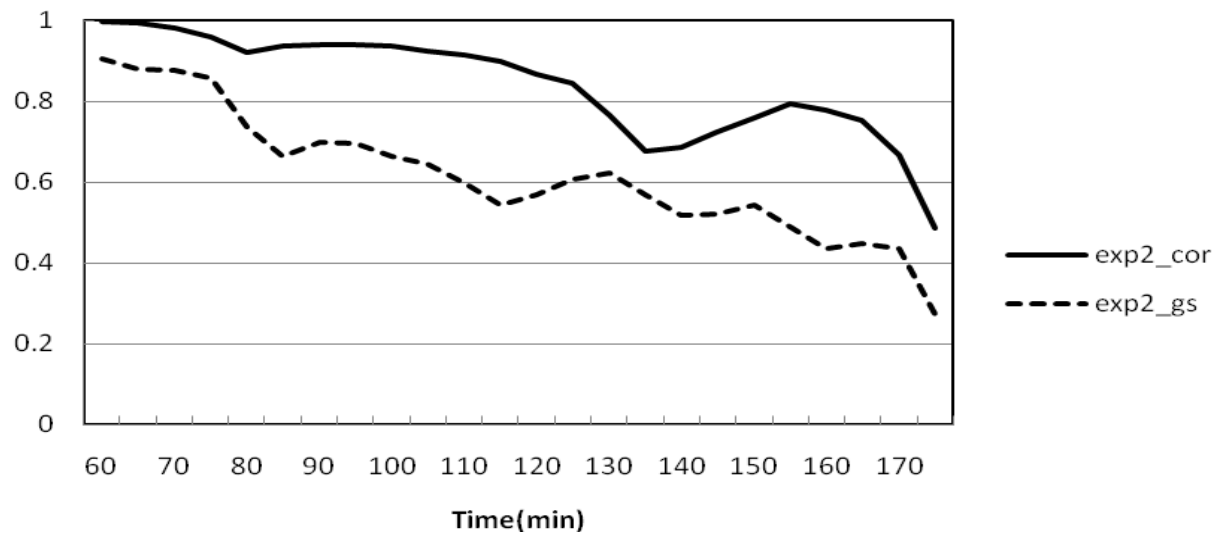


圖 7 實驗 2 和「Nature Run」五分鐘累積降雨量相關性(實線)、「GS」得分(虛線)隨時間變化圖隨時間變化。

### 5.3 實驗 3: 影響同化因子探討- 背景場測試

實驗 3 的設計則是在探討使用 Liou (2009) 所提出的雙都卜勒雷達風場合成技術，於價值函數的第二項背景場項(如公式 5)，當模式的格點沒有被任何一座雷達的資料覆蓋時，不採用探空，而是利用模式預報到當時的風場來填補背景場的值，並檢驗其對模擬結果所造成的影響。本實驗同樣以中心擾動溫度為  $0.5\text{k}$ 、水汽  $0.5 q_v$  的熱胞來初始化模式，並在模擬到 00:50 及 01:00 時，分別進行二次無探空資料的同化。

比較實驗 3 同化結果與「Nature Run」在第 60 分鐘時的氣壓梯度場、位溫擾動場及水汽混合比場的差異性，其結果與前兩個實驗類似，亦即在定量上，檢視 SCC 及 RRMSE 結果如表 3，可以明顯看出氣壓場水平梯度、風場及水汽場和「Nature Run」結果一致。但位溫擾動場的部份則出現較大差異，而氣壓場在垂直方向梯度的相對均方根誤差達 1.2 以上。

累積降雨量的預報部份，比較實驗 3 和「Nature Run」，平均降雨網格點上每 5 分鐘累積降雨量隨模擬時間的變化情形，如圖 8 所示，實驗 3(虛線)相對於「Nature Run」(實線)的最大差異在正負 0.4 mm 之間。相關性隨著模擬時間的變化如圖 9(實線)所示，圖中可見自同化結束第 60 分鐘開始向前再模擬 70 分鐘後，相關性仍有 0.8 以上。另外，從「GS 得分」隨模擬時間的變化，來看實驗 3 在降雨預報能力上的表現，如圖 9 之虛線。圖中顯示模擬至第 70 分左右，GS 得分仍維持在 0.5 以上。從圖 5 中比較實驗 3 和「Nature Run」分別模擬至 80、100、及 140 分鐘的結果，其中雷雨胞不論位置或是強度上還是與真實結果相當一致。

表 3 實驗 3 與「Nature Run」在第 60 分鐘時，風場、氣壓梯度場、位溫度擾動場及水汽混合比場的 SCC 及 RRMSE 值。

	$dp/dx$	$dp/dy$	$dp/dz$	$pt'$	$q_v$	$u$	$v$	$w$
SCC	0.96	0.92	0.72	0.38	0.99	0.99	0.99	0.94
RRMSE	0.31	0.42	1.26	1.53	0.08	0.01	0.04	0.35

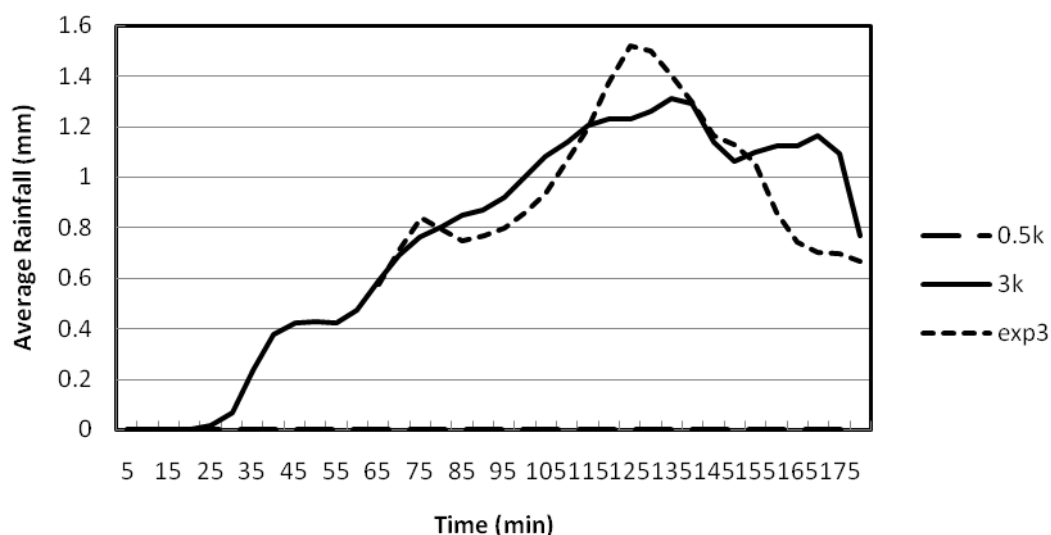


圖 8 實驗 3、「Nature Run」平均於模擬區域內有降雨網格點上，五分鐘累積降雨量隨時間變化圖。長虛線為無同化實驗；實線為 Nature Run；虛線為實驗 3 結果。

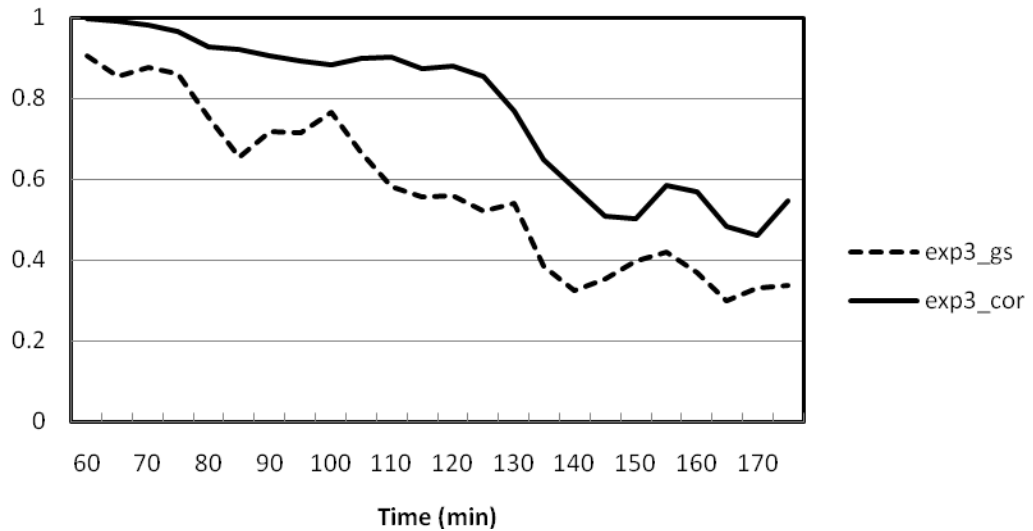


圖 9 實驗 3 和「Nature run」五分鐘累積降雨量相關性(實線)、「GS」得分(虛線)隨時間變化圖隨時間變化。

## 6. 結論:

本計畫自今年開始執行以來，依照計畫進度已發展完成一多雷達風場合成演算法、熱動力反演法、以及水汽調整方案，目前也已經將這三部份與 WRF 模式整合起來。本次期末報告的重點為以非理想的觀測資料來測試完整的同化流程，以檢視不同因素對定量降水預報的影響，報告的內容描述了下列同化因子對模式預報影響的探討，包含：(1)雷達位置測試；(2)資料不完整覆蓋測試；(3)背景場測試。在這些實驗中，雖然資料的品質並非理想，但卻較接近分析真實個案時會面臨的狀況。本計畫於今年度除了完成前述的測試項目外，亦於計畫執行期間完成了關於同化策略的測試，如同化的間隔、同化的次數、有/無探空資料輔助的同化方式組合等。吾人發現本研究計畫中所提出的辦法，的確可以經由同化雷達的觀測與反演得到的大氣變數，有效的掌握對流尺度天氣現象的特徵訊號，此種資訊應該可用來改進模式對雷暴的預報，而實驗結果亦的確顯示本方法對定量降水的預報有顯著的改進。

## 7. 參考文獻:

- Bonesteel, R. G., and Y. J. Lin, 1978: A study of updraft-downdraft interaction based on perturbation pressure and single-Doppler radar data, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 62-68.
- Crook, N. A., 1994: Numerical simulation initialized with radar-derived winds, Part I: Simulated data experiments, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1189-1203.
- Crook, N. A., and J. Sun, 2002: Assimilating radar, surface, and profiler data for the Sydney 2000 forecast demonstration project, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 888-898.
- Crook, N. A., and J. Tuttle, 1994: Numerical simulation initialized with radar-derived winds, Part II: Forecasts of three gust-front cases, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1204-1217.
- Dowell, D.C., F. Zhang, L.J. Wicker, C. Snyder, and N. A Crook, 2004: Wind and temperature retrievals in the 17 May 1981 Arcadia, Oklahoma, Supercell: Ensemble Kalman filter experiments, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1982-2005.
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching models with observations, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587-606.
- Hane, C. E., and B. C. Scott, 1978: Temperature and pressure perturbations within convective clouds derived from detailed air motion information: Preliminary testing, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 654-661.
- Hane, C., R. B. Wilhelmson, and T. Gal-Chen, 1981: Retrieval of thermodynamic variables within deep convective clouds: experiments in three dimensions, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 564-576.
- Leise, J. A., 1978: Temperature retrieval from dual-Doppler radar wind field data, Preprints, *18<sup>th</sup> Conf. on radar meteorology*, Atlanta, GA,



- Amer. Meteor. Soc., 94-99.
- Lilly, D. K., 1990: Numerical prediction of thunderstorms – has its time come?, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 779-798.
- Lin, Y., P. S. Ray, and K. W. Johnson, 1993: Initialization of a modeled convective storm using Doppler radar-derived fields, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2757-2775.
- Liou, Y.-C., 2001: The derivation of absolute potential temperature perturbations and pressure gradients from wind measurements in three dimensional space, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, No. 4, 577-590.
- \_\_\_\_\_, T.-C. Chen Wang, and K.-S., Chung, 2003: A three-dimensional variational approach for deriving the thermodynamic structure using Doppler wind observations – An application to a subtropical squall line, *J. Appl. Meteo.*, **42**, 1443-1454.
- \_\_\_\_\_, Y. J. Chang, 2009: A variational multiple-Doppler radar three-dimensional wind synthesis method and its impact on thermodynamic retrieval, *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3992-4010.
- Liu, S., C. Qiu, Q. Xu, P. Zhang, J. Gao and A. Shao, 2005: An improved method for Doppler wind and thermodynamic retrievals, *Adv. Atmos. Sci.*, **22**, No. 1, 90-102.
- Rogers, R. R., and M. K. Yau: A short course in cloud physics, Pergamon Press, 293 pp.
- Rotunno, R. and J. Klemp, 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.
- Roux, F., J. Testud, M. Payen and B. Pinty, 1984: West African squall-line thermodynamic structure retrieved from Dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3104-3121.

- Roux, F., 1985: Retrieval of thermodynamic fields from Multiple-Doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2142-2157.
- Shapiro, A., S. Ellis, and J. Shaw, 1995: Single-Doppler velocity retrievals with Phoenix II data: Clear air and microburst wind retrievals in the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1265-1287.
- Schaefer, J. T., 1990 : The Critical Success Index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570-575.
- Snyder, C. and F. Zhang, 2003: Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter, *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1663-1677.
- Sun, J., D. W. Flicker, and D. K. Lilly, 1991: Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from single-Doppler radar data, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 876-890.
- Sun, J., and N. A. Crook, 1996: Comparison of thermodynamic retrieval by the adjoint method with the traditional retrieval method. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 308-324.
- Tong, M., and M. Xue, 2005: Ensemble Kalman filter assimilation of Doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: OSS experiments, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1789-1807.
- Weygandt, S. S., A. Shapiro, and K. Droegemeier, 2002(a): Retrieval of model initial fields from single-Doppler observations of a supercell thunderstorm. Part I: Single-Doppler velocity retrieval, *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 433-453.
- Weygandt, S. S., A. Shapiro, and K. Droegemeier, 2002(b): Retrieval of model initial fields from single-Doppler observations of a supercell thunderstorm. Part II: Thermodynamic retrieval and numerical prediction, *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 454-476.

Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, Y.-R. Guo and D. Barker, 2005: Assimilation of Doppler radar observations with a regional 3DVAR system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case, *J. Appl. Meteo.*, **44**, 768-788.

Zhang F., Y. Weng, J. Sippel, Z. Meng, and C. Bishop, 2009: Cloud-resolution hurricane initialization and prediction through assimilation of Doppler radar observations with an Ensemble Kalman Filter, *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2105-2125.