

使用都卜勒氣象雷達資料改善模式定量降雨預報 之可行性研究—以模擬資料測試之實驗結果

尤心瑜¹ 廖宇慶^{2*}

¹交通部中央氣象局台東氣象站

²國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國九十九年十月八日收稿；中華民國一百年一月十四日定稿)

摘 要

本文介紹一針對都卜勒雷達觀測所設計的資料同化方案，並探討利用該方案將雷達資料及其所反演的大氣狀態變數同化進入數值模式後，對改善劇烈天氣預報的可行性。此同化方案的流程共包含三部分：多都卜勒雷達風場反演、熱動力反演、及水氣調整。

為了能詳細地探討本方法的性質，研究中所做的實驗都是在 Observation System Simulation Experiment (OSSE)的架構下進行，實驗內容包含：(1)研究方法完整流程的測試；(2)無探空資料輔助的同化實驗與同化次數測試；(3)有探空資料輔助時的同化策略。

OSSE 實驗結果顯示，經過同化都卜勒雷達觀測資料及其反演的大氣狀態變數後，的確可降低初始場中因擾動太過微弱所導致降水不足的預報誤差。無探空資料時，利用模式當時的預報場來當成額外的輔助資料來源，仍然可以改善對降水的預報。在同化次數的測試中，則發現同化次數較多的實驗結果較佳，但其效果要在同化結束後一段時間(約 1 小時)才會逐漸開始顯現。在同化過程中，給予探空資料可有效提升同化結果的準確度，而在此同化之後，如再進行一次沒有探空資料的同化，於預報結果會有更進一步的改善。

關鍵字：都卜勒雷達、資料同化、定量降雨預報

*通訊作者：廖宇慶，國立中央大學大氣物理研究所，320 桃園縣中壢市中大路 300 號，
TEL: 03-4223287, FAX: 03-4256841, Email: tyliou@atm.ncu.edu.tw

一、前言

在台灣民眾常為劇烈天氣中豪大雨所導致的水患所苦，政府相關單位為了改善對災害性天氣的監測與預報，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。資料同化是利用可以取得的(available)資訊，以便最正確地決定出一個對大氣（或海洋）狀態的描述。這裡的資訊包括不同來源的資料（如各類觀測或模式預報），以及控制流體狀態變數之間的各項物理定律(Talagrand, 1997)。

由都卜勒雷達的掃描可以獲得高時間（< 10 分鐘）及空間（< 1.0 km）解析度的資料，能夠充份掌握對流尺度天氣現象的變化，所以從 1970 年代開始至今，就有許多學者投入研究如何利用雷達資料以改善模式預報的工作。Gal-Chen (1978) 的先驅研究中發展了一個方法，可以經由密集的風場觀測反演出大氣中的熱動力場，並指出後者對初始化模式的重要性。隨後依照此概念建構了許多資料同化方案，如:Lin et al. (1993)、Crook (1994)、Crook and Tuttle (1994)、Weygandt et al. (2002a, 2002b)、與 Zhao et al. (2006)等。Lin et al. (1993) 首先針對 1977 年 5 月 20 日發生在美國 Oklahoma 州 Del City 的龍捲風暴(tornadic storm) 個案，探討利用雷達所反演的大氣狀態變數（風場、水氣場、溫度場及氣壓場）初始化數值模式的可行性，並得到成功的預報結果。Crook (1994) 利用雷達反演的風場來初始化數值模式，此方法被 Crook and Tuttle (1994)將其應用在 1991~92 年夏季發生於美國 Colorado 州東北方的三個陣風鋒面個案，並對其預報結果做驗證分析，結果顯示，加入雷達觀測及其反演之資訊後，數值模式較持續法在地面風場、地面輻合場及地面溫度場上的

預報分別改善了 30%、25%及 28%。另外，在 Weygandt et al. (2002a, 2002b)的相關研究中，在風場反演部份採用 Shapiro et al. (1995)所提出的單都卜勒雷達風場反演方法以得到三維風場，該論文中同時描述了如何獲得水相的資訊，他們的研究指出結合了雷達資料之後，模式對雷暴演化的掌握可以延長約 35 分鐘。

目前雷達資料同化的方法，主要包含有三維變分(3DVAR)、四維變分(4DVAR)及 Ensemble Kalman Filter (EnKF)。其中 4DVAR 是利用伴隨模式(adjoint model)來求取一組可以使模式之模擬與觀測量最吻合的初始場，如 Sun and Crook (1997)、Sun and Crook (2001)、Crook and Sun (2002)、Sun (2005)、與 Sun and Zhang (2008)等。相較於 4DVAR 中要發展對應於該預報模式的伴隨模式，且需要龐大的計算量，EnKF 對模式的依賴性相對較低，容易做平行化運算，並且其背景場誤差的協方差可隨流場改變，如：Snyder and Zhang (2003)、Tong and Xue (2005)、Jung et al. (2008a、2008b)等。至於利用 3DVAR 同化雷達觀測資料，來改進對中小尺度劇烈天氣預報的研究則有 Xiao et al.(2005)、Hu et al. (2006a, 2006b)、Chung et al. (2009)等。

關於熱力反演技術的發展，傳統上以 Gal-Chen (1978, 以下簡稱 GC78) 利用三維動量方程式，反演熱動力場之技術最被廣泛應用，也為本研究所採用。但 GC78 所反演的熱動力場，是擾動量與水平平均值之間的偏差量，故此反演結果只能用來討論天氣系統內熱動力場的水平結構，若要分析垂直結構時就有可能出現錯誤。為了改善這個問題，GC78 中提出如果能在每個高度層都有一點壓力與溫度的實際觀測值，即可得到大氣真正的擾動量。Roux (1985, 1988)則是利

用動量方程式以及簡化的熱動力方程式決定出一組壓力與溫度的擾動場，這個結果和真正的擾動量在整個反演三維空間內只相差一個常數值，故只要在反演的區域內有一點（如：近地表）壓力與溫度的實際觀測值，就可得到真正的大氣擾動量。Liou (2001)提出一個新的熱力反演技術，即藉由結合完整動量方程式（水平及垂直方向）及熱力方程式於單一價值函數(cost function)中，並從都卜勒雷達觀測合成得出的三維風場分佈情形，經由變分法同時獲得一組最佳的壓力擾動梯度和位溫擾動場。相對於上述研究僅考慮乾大氣，鍾等人(2002)與 Liou et al. (2003)則考慮了暖雨過程，且將反演方法應用在 1987 年 5 月 17 日 Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX)之 IOP#2 颱風個案，來分析該系統的熱動力結構，並探討了此方法在實際應用上的可行性。在本實驗中，吾人則嘗試結合模式的預報來填補當沒有探空輔助時的資料空缺。

由於都卜勒雷達僅能提供徑向風場及回波場等資訊，若要有更多描述天氣現象的其他氣象參數，則必須藉由反演技術來獲得。本研究設計了一個新的雷達資料同化方案，其流程共包含以下三部份：多都卜勒雷達風場反演、熱動力反演、及水氣調整，並以模擬的資料評估以此方案將都卜勒雷達資料，及其所反演的大氣狀態變數與數值模式結合後，對於改善預報劇烈風暴的可行性。本文在第二節中會介紹研究使用的方法，第三節則說明實驗的設計，第四節討論各實驗的結果，第五節為結論與對未來工作的展望。

二、研究方法

本研究中設計的方法流程共包含三部份：多都卜勒雷達風場反演、熱動力反演、及水氣調整，

以下分項介紹之。

(一) 多都卜勒雷達風場合成

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 and Chang (2009)所提出的多都卜勒雷達風場合成技術來解決此問題。此方法有別於傳統風場反演技術的優點如下：(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)不需要對連續方程進行垂直積分，所以避免了因錯誤的上下邊界條件所造成的誤差累積；(3)給定風場上下邊界條件的方式較有彈性，如 w 可以令其在一個大範圍內的水平平均為零，或是 u, v 在高層趨向由探空或模式提供的背景風場；(4)此新方法可產生兩個時間點的三維風場，它們滿足連續方程與垂直渦度方程，因此可直接用來進行渦度收支平衡的分析，並反演熱動力場；(5)可以讓分析場與模式的範圍相同，則反演結果可直接用來與模式預報場結合，進行同化；(6)此方法可處理任何數目的都卜勒雷達風場資料。

(二) 熱動力場反演

在熱動力反演技術的使用上，本研究乃以 GC78 的方法為基礎，GC78 主要是在求解一個與壓力擾動有關的包桑方程式(Poisson equation)，使用此方法的優點在於其壓力的邊界條件並不是由人為的假設而來，而是從雷達所觀測的風場直接計算獲得，故不會因為不合理的邊界條件，增加反演結果之誤差。但不同於 GC78，本研究另增添具有水相變化的大氣暖雨過程來進行熱動力反演。

在笛卡爾座標下，動量方程式可以表示成：

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - fv + turb(u) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \equiv -F \quad (1)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla v + fu + turb(v) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \equiv -G \quad (2)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla w + turb(w) + gq_r \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} \equiv -H \quad (3)$$

方程式中，下標 0 代表基本態(basic state)，上標一撇則代表相對於基本態的擾動量。 θ_{v0} 為虛位溫(virtual potential temperature)的基本態，定義如下：

$$\theta_{v0} = \theta_0 (1 + 0.61 \times q_{v0}) \quad (4)$$

\vec{V} 代表 u 、 v 、 w 三個分量的風， f 為科氏參數， g 則是重力加速度， q_r 是雨水混合比(rain water mixing ratio)。 $turb()$ 表示次網格的亂流項，可以利用參數化方式運算。 π 為標準化的氣壓，即 Exner function，它的定義為：

$$\pi = C_p \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^{R/C_p} \quad (5)$$

其中 P 是氣壓， $P_{00}=1000$ hPa， R 是氣體常數， C_p 是等壓比熱 (specific heat capacity)。 θ'_c 為虛雲位溫擾動量(virtual cloud temperature perturbation)，已納入了水氣及雲水的貢獻，定義如下：

$$\theta'_c = \theta' + (0.61q'_v - q'_c)\theta_0 \quad (6)$$

θ 是位溫(potential temperature)， q'_v 為擾動水

氣混合比， q_c 是雲水混合比， θ 則為虛位溫定義如下：

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61q_v) \quad (7)$$

雨水混合比 q_r 可由雷達回波估計之，根據 Sun and Crook (1997)，如假設雨滴粒徑分佈為 Marshall-Palmer 的型態，則可推導出 Z - q_r 的關係式：

$$\frac{35}{2} \log(\rho \times q_r) + 43.1 = Z(\text{dBZ}) \quad (8)$$

其中 ρ 是空氣密度(kg m^{-3})， q_r 的單位則為 g kg^{-1} 。

本研究利用都卜勒雷達觀測之徑向風場，進行雙雷達合成而獲得三維風場的分佈後，即可計算(1)、(2)、(3)三式等號左邊各項，接著利用變分分析極小化 F 、 G 分別與 $\partial \pi' / \partial x$ 、 $\partial \pi' / \partial y$ 的差距，以求出壓力，待得到壓力後，再利用(3)式求解溫度。根據 GC78 中說明的步驟，由於使用了 Neumann 邊界條件，吾人可唯一地求解的是每一層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 與 $\theta'_c - \langle \theta' \rangle$ ，其中的 $\langle \rangle$ 代表水平平均，亦即壓力與虛雲位溫擾動場相對於其水平平均的偏差值。如何進一步求出 π' 與 θ'_c ，則需要額外獨立觀測資料的輔助。

(三) 水氣調整：

都卜勒雷達無法直接觀測水氣，故在本論文中設計了如下的方案加以估算。假設水氣不會過飽和，所以只要判斷那個格點已經飽和了，就可以進行水氣混合比的修正。本研究中乃以高度大於舉升凝結層(Lifting Condensation Level; LCL)、有雷達回波、且垂直速度絕對值大於 3 ms^{-1} 的格點視為達飽和狀態。為方便解釋起見，調整的步驟在圖 1 中以一流程圖來表示，而

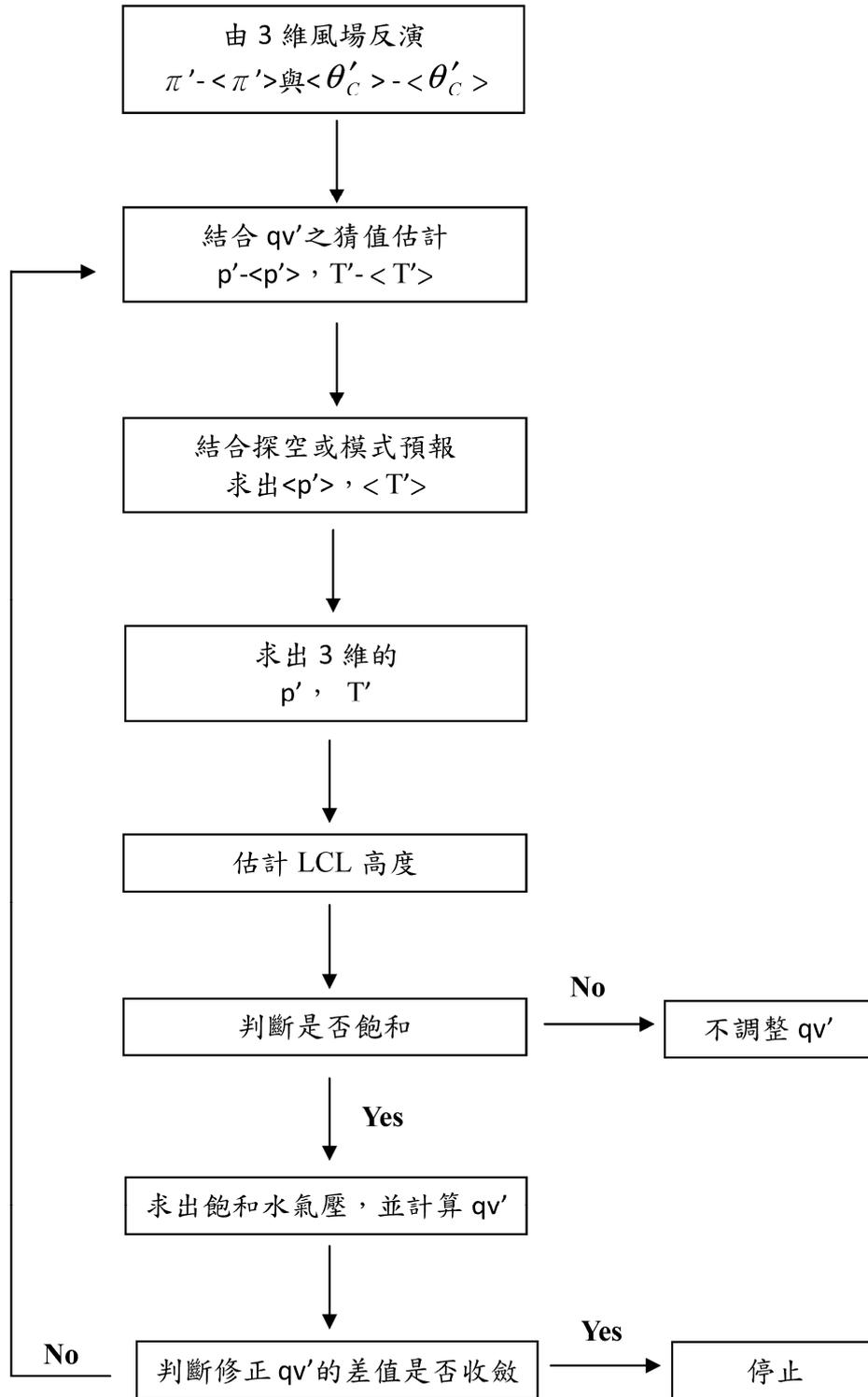


圖 1 調整水氣混合比擾動場(q')的流程。

詳細的說明如下：

(1) 步驟 1：由熱動力反演過程可得 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 、 $\theta'_c - \langle \theta'_c \rangle$ ，經由變數轉換後如下：

$$\pi' - \langle \pi' \rangle \approx \frac{R}{p_0} \left(\frac{p_0}{p'} \right)^{\frac{R}{C_p}} (p' - \langle p' \rangle) \quad (9)$$

$$\theta'_c - \langle \theta'_c \rangle = \theta' - \langle \theta' \rangle + [0.61(q'_v - \langle q'_v \rangle) - (q_c - \langle q_c \rangle)] \theta_0 \quad (10)$$

$$\theta' - \langle \theta' \rangle = \left(\frac{p_{00}}{p_0} \right)^k (T' - \langle T' \rangle) - \frac{R}{C_p} \frac{\theta_0}{p_0} (p' - \langle p' \rangle) \quad (11)$$

開始調整水氣時，先令擾動水氣混合比(q'_v)為零，而擾動雲水混合比(q_c)則使用模式當時的預報值，由公式(9)-(11)便可得到每一高度層 $p' - \langle p' \rangle$ 、 $T' - \langle T' \rangle$ 的結果。

(2) 步驟 2：假設此時，有一通過模擬區域天氣系統內某一點的探空，則可以得到通過此地點各個高度層的氣壓及溫度值(p, T)，將此氣壓場及溫度場扣除大氣基本場(p_0, T_0)後，得到通過此點每一高度層的氣壓及溫度擾動量(p', T')。因該點所在之每一高度層的 $p' - \langle p' \rangle$ 、 $T' - \langle T' \rangle$ 均已由步驟(1)得知，故將以上得到的(p', T')代入後，便可獲得每一高度層的 $\langle p' \rangle$ 、 $\langle T' \rangle$ ，它們在每個高度層為一常數，所以只隨高度而有所變化。

(3) 步驟 3：在每個點上的 $p' - \langle p' \rangle$ 、 $T' - \langle T' \rangle$ 都被反演已知的情形下，再加上該高度層的 $\langle p' \rangle$ 、 $\langle T' \rangle$ 也已求得，則可計算出每個高度層上每一點的 p' 、 T' ，最後加上大氣基本場(p_0, T_0)後，即可得到 p 、 T 的三維分布情形。如果在同化過程中無探空提供資料，則採用模式預報到當時的結果去計算氣壓及溫度擾動的水平平均場 $\langle \pi' \rangle$ 、

$\langle \theta'_c \rangle$ 。

(4) 步驟 4：利用熱力反演之壓力場資訊，可計算出地表的露點溫度，如公式(12)：

$$T_d = \frac{B}{\ln \left(\frac{A \varepsilon}{(q_{v0} p)_{sfc}} \right)} \quad (12)$$

其中 $A = 2.533 \times 10^8 \text{ kPa}$ 、 $B = 5.417 \times 10^3 \text{ K}$ 、 $\varepsilon = 0.622$ 。

根據 Rogers and Yau (1989)，由地表溫度與露點溫度之差值可估計 LCL 的高度 H ：

$$H(\text{km}) \approx \left(\frac{T - T_d}{8} \right) \quad (13)$$

其中溫度 T 為步驟(3)所得到的結果。當舉升凝結高度已知後，加上雷達回波及垂直速度的判別，就可計算出模擬區域內已達到飽和標準的格點。

(5) 步驟 5：針對已達到飽和的格點，利用已知的溫度場 T ，可計算飽和水氣壓 e_s ，及飽和水氣混合比 q_{vs} ：

$$e_s(T) = A \cdot e^{-B/T} \quad (14)$$

$$q_{vs} = \varepsilon \frac{e_s}{p} \quad (15)$$

(6) 步驟 6：對於達飽和的格點，計算其調整後的擾動水氣混合比量 q'_v

$$q'_v = q_{vs} - q_{v0} \quad (16)$$

其中 q_{v0} 為大氣水氣混合比的基本場。

(7) 步驟 7：將步驟(6)調整後的水氣混合比擾動量 q'_v ，代回公式(10)，重覆步驟(1)-(3)，可得到一組新的溫度場。接下來將此溫度場再代入步

驟(4)，可得到一組新的 LCL 高度，即可重新進行判別網格點是否達飽和。之後，繼續進行步驟(5)-(6)，經由疊代過程，使水氣混合比及溫度場達到我們所設定的收斂門檻值，即完成水氣的調整，並且得到最佳的水氣混合比分布情形。

另外值得一提的是，在調整水氣過程中，於第一次同化時是假設 $q'_v = 0$ 為初始猜測值，亦即不滿足飽和條件的網格點，其水氣場僅為大氣基本水氣場 q_{v0} 。但在第一次同化以後再做的後續同化過程中，則是採用模式預報到當時的水氣混合比來做為初始猜測值，則此時不滿足飽和條件的網格點不再是只有大氣的基本水氣場資訊，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。

總結以上所介紹的方法，先使用都卜勒雷達觀測到的徑向風與回波，合成出三維運動風場，再由風場反演出熱力場(含溫度與壓力)，由回波計算雨水含量，由水氣調整方案估計水氣場，並保留模式原有的雲水場，這一組結合了觀測資料的氣象變數場，在本研究中就用來修正模式的預報場，讓模式繼續往後預報。

三、實驗設計

(一) 模式設定

本研究所使用的數值模式為美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research)所研發的 Weather Research and Forecasting Model (WRF) Model，此模式適用於空間尺度為數十公尺到數千公尺的天氣系統，在本研究中，模式空間水平解析度為 2 km，採單層網格；垂直解析度為 0.5 km，共 40 層。模式設定網格個數為 $41 \times 41 \times 40$ ，其包含的空間範圍為 $80 \times 80 \times 20 \text{ km}^3$ ，

積分時間間距為 10 秒，沒有選用任何的積雲參數法，邊界條件則採用開放側邊界條件。

至於 WRF 模式的微物理法，於本研究則是選用(Kessler 1969)所提出來的一個簡單暖雨過程微物理法，它主要包含了水氣、雲水及雨水的變化，而不包含冰相及混相的過程。

於本研究中，選擇 3D quarter-circle shear supercell (Weisman and Rotunno 2000) 理想個案來探討。此個案是根據美國中西部發生的雷暴(thunderstorm)生成過程中，發現其大環境風場有隨高度旋轉 1/4 圈之特徵所設計，如圖 2 所示。模擬的個案描述如下：於模式模擬開始時，區域內位置 $(x, y, z) = (14, 40, 1.5) \text{ km}$ 處，置入一個中心擾動溫度較環境溫度高 3 K 的熱泡，且其溫度隨著遠離中心而逐漸減弱，到距離中心 10 km 的位置溫度擾動量為零。接下來，以此熱泡及 WRF 模式所提供的一組「虛擬探空資料」為初始場向後模擬，此「虛擬探空資料」被視為大氣環境的基本場。由熱動力場的垂直分佈顯示，此大氣的對流可利用位能(Convective Available Potential Energy; CAPE)為 $2,200 \text{ J Kg}^{-1}$ ，屬中度不穩定的環境，其舉升凝結高度(LCL)約為 1 km。隨著時間的積分，此熱泡會逐漸發展成一個成熟的雷雨暴，過程中此雷暴會分裂為一個向右一個向左前進的兩個雷雨胞，根據 Rotunno and Klemp (1982)，這是由於環境水平風場的垂直風切 $(d\vec{V}/dz)$ ，與垂直風場的水平梯度 $(\nabla w')$ 之間的交互作用，有利於右行雷雨胞的發展，所以向右移動的雷暴會比向左移動的雷暴成長至較強烈的對流系統。最後在積分三小時後，兩個雷暴都消散了。

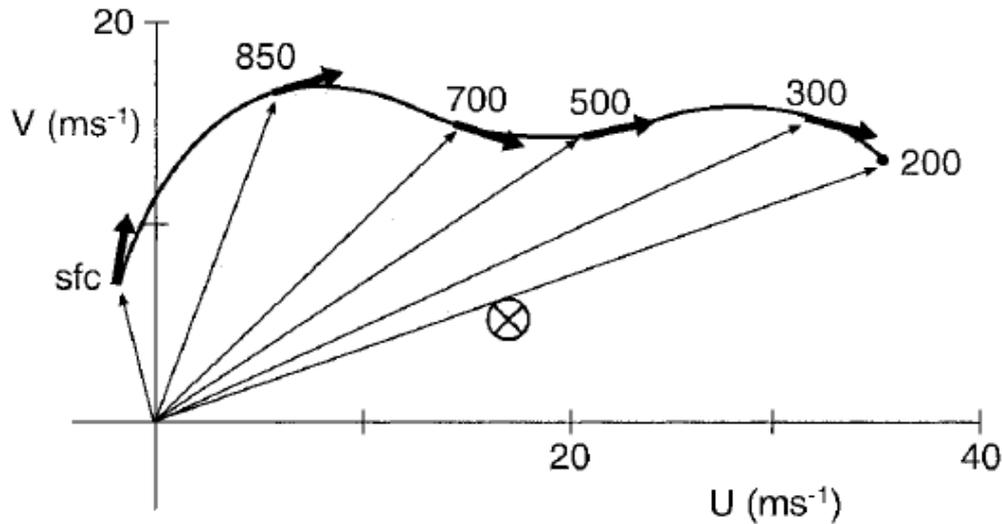


圖 2 各個高度的風場相對於風暴移速的合成探空資料(m s^{-1})，此為美國中西部 62 個會產生龍捲風暴個案的探空平均之後的結果 (摘自 Weisman and Rotunno 2000)。

(二) 實驗流程

於本研究中，使用觀測系統模擬實驗 (Observation System Simulation Experiment, OSSE) 的實驗設計，其好處在於 OSSE 實驗中是以一個模擬的大氣當成「真實大氣」，可從中取得虛擬的各種觀測資料，可設計不同的實驗，並與「正確」的結果做比較，故可驗證各種方法的優缺點。不過吾人也必須強調 OSSE 實驗的目的是用來檢驗某種方法的正確性，其應用在真實個案時的效果通常會被高估，因此即使驗證的結果很好，也不能給與過度樂觀的期待。

本研究的流程大致分為三個部份：

(1) Natural run：首先利用 WRF 模式以中心擾動溫度 3 K 的熱泡為初始場，向後模擬三小時得到一對流發展成熟的雷暴，並將描述此虛擬大氣的所有氣象場視為正確結果，這個模擬的大氣稱之為「natural run」。為了模擬由雷達遙測所獲得之觀測資料，將 natural run 的三維風場轉換成

由兩座位於模擬區域外的「虛擬雷達」所觀測到的徑向風資料，其中「雷達一」、「雷達二」的位置分別位於 $(x, y, z) = (100, 0, 0)$ km 及 $(100, 80, 0)$ km 處。

為配合本研究要使用的多雷達風場合成方法，需要兩個時間的雷達徑向風，故於本實驗中，取以同化時間為基準，時間間距為 3 分鐘的三維風場，投影到兩座虛擬雷達，便可得到兩座雷達在兩個時間所觀測的徑向風，使用的公式如下：

$$V_r = \frac{x - x_r}{r} u + \frac{y - y_r}{r} v + \frac{z - z_r}{r} (w + V_T) \quad (17)$$

$$V_T = -3.088 \times Z^{0.0957} \quad (18)$$

其中 V_r 為徑向風， x, y, z 為空間中格點的位置， x_r, y_r, z_r 為雷達位置， r 則為雷達至該格點的距離。公式(18)是採用 Shapiro et al. (1995) 推導的關係式， V_T 為雨滴終端落速 (m s^{-1})，回波場 Z 的單位為 dBZ。另外，由虛擬雷達觀測到的回波

場，則是利用 natural run 的雨水混合比 q_r 以公式 (8) 計算獲得。以上所得到的虛擬觀測資料中，吾人還可選擇是否加入擾動量以模擬觀測的誤差，以及決定模擬區域內雷達資料的覆蓋量，不過這兩個議題不在本文的討論範圍內。

(2) 當得到兩座「虛擬雷達」在兩個時間所觀測的徑向風場及回波場資訊後，第二個步驟為利用第二節中所介紹的多雷達合成技術，求取相對應時間的三維風場 u 、 v 、 w ，再利用熱動力場反演法，得到在這個時間的氣壓及溫度擾動相對於其水平平均的偏差量，接著再進行水氣調整。

(3) 同化組：利用 WRF 模式重新另一組實驗，稱之為「同化組」，即於模式模擬的初始，在模擬區域內置入一個中心擾動溫度只比環境溫度高 0.5 K 的熱泡，且此組實驗的水氣僅為 natural run 中的一半。這樣設計的目的是要得到一個較微弱的對流系統，代表模式對真實大氣的模擬是有誤差的，接下來將前述中合成與反演的三維風場、熱動力場、水氣以及雨水含量場，以不同的策略同化到此「同化組」，即第四節中的三個實驗，再向後進行模擬，以探討本研究中所設計的方法，是否可改善「同化組」模式的預報。

(三) 檢驗方法

為了有定量上的比較，於降水方面，使用空間相關係數 (Spatial Correlation Coefficient, SCC), Equitable Threat Score (ETS) 得分，與相對均方根誤差 (Relative Root-Mean-Square Error: RRMSE) 來評估不同設計的實驗在同化後帶來的效益，定義分別如下：

(1) 空間相關係數

定義如下：

$$SCC(A) = \frac{\sum (A_r - \overline{A_r})(A_t - \overline{A_t})}{\sqrt{\sum (A_r - \overline{A_r})^2 \sum (A_t - \overline{A_t})^2}} \quad (19)$$

其中 A_r 為預報降雨量， A_t 為實際降雨量，變數上方加一橫線表示整個區域的平均。本研究以地面上某一點每 5 分鐘內累積降雨量來計算一次降雨相關係數。

(2) ETS (Equitable Threat Score) 值

ETS 利用「預報」與「事件」是否發生的可能性，做交叉統計計算得之。根據 Schaefer (1990) 與 Rogers et al. (1996) 所提出的四種「預報」與「事件」發生可能性，並以以下的公式可求得 ETS 得分：

$$ETS = \frac{(X - C)}{(X - C + Y + Z)} \quad (20)$$

$$C = P \times \frac{E}{T} \quad (21)$$

在本研究中，考慮地面上的某一點，若「同化組」的模式預報表現有降水，而實際觀測也確實有降水 (此處將 natural run 產生的虛擬大氣的模擬結果視為實際觀測值)，則此點為正確預報，屬於 X 。若「同化組」預報無降水，而實際觀測值顯示有降水，則是錯誤預報，歸類為 Y 。若「同化組」表現有降水，而實際觀測卻無降水，則是錯誤警報，計入 Z 。ETS 還考慮了以隨機猜測的方式預報成功的機率，並將其排除在外，由 (21) 式表示，其中 E 表示觀測中合乎某降水門檻值的點數， P 代表預報中合乎該門檻值的點數， T 為所有地面的點數， C 則為修正量。ETS 得分的值介於 0~1 之間，愈大表示降水預報愈準確。本研究根據交通部中央氣象局對「大雨」的定義：24 小時累積降雨量達 50 mm 以上，且其中至少有一

小時雨量達 15 mm 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在 1.25 mm 以上時，視為有降雨門檻。根據前人對台灣地區模式 0-12 小時降雨預報能力的研究顯示，ETS 值大都維持在 0.1-0.3 之間(Chien et al. 2002, Hong 2003, Yang et al. 2004)。

(3)相對均方根誤差

相對均方根誤差(relative root-mean-square error: RRMSE)定義如下：

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum (A_r - A_t)^2}}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum A_t^2}} \quad (22)$$

其中 A 代表某個氣象變數，下標的 r 是反演的結果， t 是由 natural run 產生的「真實大氣」的模擬結果， 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。

總結到目前的說明，本研究要發展一個運算方案來建構一組描述大氣狀態的風場、溫度場、壓力場、水氣、雲水、雨水場，而在計算的過程中，我們用到了不同來源的資料與物理定律。在本文的 OSSE 實驗架構下，於真實個案中可以取得的觀測資料，在本研究中就由被視為真實大氣的 natural run 中取得。無法觀測或沒有被反演的場，就由「同化組」的模式模擬到當時的結果來提供，這裡的「同化組」就代表一個已經產生預報誤差的數值模式模擬。以下再列出計算各個變數場所用到的資訊：

(a) 三維風場：使用到雷達觀測的徑向風、徑向風與 (u, v, w) 風場的幾何關係、由探空或「同化組」模式預報到當時所能提供的背景風場、以及流

體連續方程與垂直渦度方程（註：此處的徑向風是由 natural run 的風場投影到虛擬雷達所獲得）。

(b) 溫度與壓力場：使用到探空，或「同化組」模式預報到當時的溫度壓力擾動場，與 x, y, z 三個方向的流體力學動量方程。

(c) 雲水：使用到「同化組」模式的預報。

(d) 雨水：使用到雷達觀測的回波場。

(e) 水氣：使用到反演的風場與溫度壓力場、溫度-壓力-飽和水氣混合比之間的關聯、雷達觀測的回波、對 LCL 的估計公式。

最後，將調整過後的各項氣象變數場，置入「同化組」模式取代當時的預報。另外要指出的是，在本研究中模式預報的雷達回波場是被觀測的雷達回波場完全取代的，這是因為吾人認為在雷達掃描的範圍內，回波是可以顯示出降雨系統的位置與液態水含量，所以可以直接用於修正模式預報的雨水混合比。如以 3DVAR cost function 中各項權重的觀點來說明，這相當於背景場的誤差(\mathbf{B})遠大於觀測場的誤差(\mathbf{O})，亦即 $\mathbf{B}^{-1} \ll \mathbf{O}^{-1}$ ，所以吾人忽略掉來自背景場的資訊。對於本來沒有降雨產生的區域，可以出現立即且明顯的影響。在真實個案的應用中，這亦是一個可行的做法。

上述相同的計算流程可以在模式積分過程中重覆若干次，使得模式可經由逐次的修正而更接近真實大氣。在真實個案中，由於雷達掃描的距離有限，使得掃描範圍外的資訊無法被完整地掌握，隨著模式積分時間一長，其影響便會開始干擾區域內預報的準確性，這使得重覆若干次的模式訂正更為必要，而多次訂正完的結果，可視為模式隨後預報的初始場。

四、結果分析

(一) 實驗 1：同化流程測試

實驗 1 的目標在測試整個同化流程的表現，但是熱動力反演過程中所需的風場，則先跳過多都卜勒風場合成的步驟，由「natural run」中直接得來，並且先假設沒有誤差，這樣設計的原因是為了要檢驗在最理想的條件下，整個計算流程是否有錯誤。此外，在 natural run 第 60 分鐘時，假設於模擬區域中心點，即 (x, y) 為(21, 21) km 處，有一個虛擬的探空觀測資料可以使用，此點正位於熱泡邊緣，其回波最大值約為 42 dBZ，出現在高度 3.25 km 處，垂直速度絕對值可達 1.4 m s^{-1} 。

實驗 1 是由一微弱熱泡開始向後模擬，也就是第三節第二小節中描述的「同化組」實驗，在模擬到第 60 分鐘時，吾人利用前述的單點探空所量測得到在垂直方向的氣壓場、溫度場分佈情形，即可求出擾動氣壓場及溫度場水平平均量 ($\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta'_c \rangle$) 等定常數，最後再進行水氣調整後，得到一組最佳的大氣狀態變數，包含風場、氣壓、溫度、水氣與液態水含量，並將其置入「同化組」中，自時間 01:00 向後模擬二小時，並檢驗模式後續預報的結果。

由於本實驗假設有額外探空資料的輔助，所以根據前述第二節中關於方法的介紹，應該可以反演出熱動力場在垂直方向的結構，為了確認這是否正確，圖 3 與圖 4 以 $x=15 \text{ km}$ 處的垂直剖面圖（即一個穿越對流胞的 $y-z$ 剖面圖）為例，比較第 60 分鐘時真實大氣(natural run)與反演後的氣壓梯度力場、溫度場及水氣混合比場。基本上，吾人發現風暴內部各個氣象場的細微結構都有被完整地反演出來，反演的水平壓力梯度與真實的結果相當吻合，不過更值得一提的是，沿垂直方

向的壓力梯度力也反演得極為成功，這代表吾人所設計的，以探空觀測修正熱力場三維結構的計算流程是正確的。反演的位溫場在 $z=14 \text{ km}$ 處有一極大值，可達 10 K，較真實的值(12 K)為低，但主要的位溫垂直結構，如在 $z=17 \text{ km}$ 與 12 km 的負位溫擾動區域，都可被正確地呈現。至於水氣場則大都集中在 $z=8 \text{ km}$ 以下，反演水氣場的極大值為 12 g kg^{-1} ，也較真實的極值略為低估，但分佈狀況與 natural run 的結果相當一致，考慮到都卜勒氣象雷達無法直接觀測水氣場，這個反演的結果值得在未來給予進一步的探討，並與其它的水氣估計方法相互比對，如 Fabry (2004) 提出利用雷達對固定目標發射電磁波，再依據折射指數的變化來計算近地表的水氣場。至於在定量上的比對，氣壓場與位溫場的 SCC 值分別約為 0.98 與 0.87，而水氣混合比的 SCC 值則可達 0.9，這顯示反演的結果與 natural run 的數值在空間上有非常高的相似性。在 RRMSE 方面，壓力場約為 0.09、位溫值約為 0.64，而水氣混合比為 0.08。

實驗 1 中令「同化組」的預報被修正過的大氣狀態變數置換後，自時間 01:00 向後模擬二小時，在累積降雨量的預報部份，比較本實驗和 natural run 在整個模擬區域內有降雨網格點上，每 5 分鐘的累積降雨量（對有降雨的格點取平均），如圖 5 所示，可發現其中以微弱熱泡為初始條件（長虛線），且在模擬過程中沒有同化任何雷達資料的結果，在全程中是沒有產生任何的降水。但本實驗的結果（實線）和 natural run（短虛線）比較，可模擬出降雨增強與減弱的趨勢，以及降雨的極值。另外，本實驗和 natural run 5 分鐘累積降雨量的相關性與 ETS 得分隨模擬時間的變化情形如圖 6 所示，圖中顯示本實驗的相關係數與 ETS 值在同化雷達資料後模擬到 130 分鐘

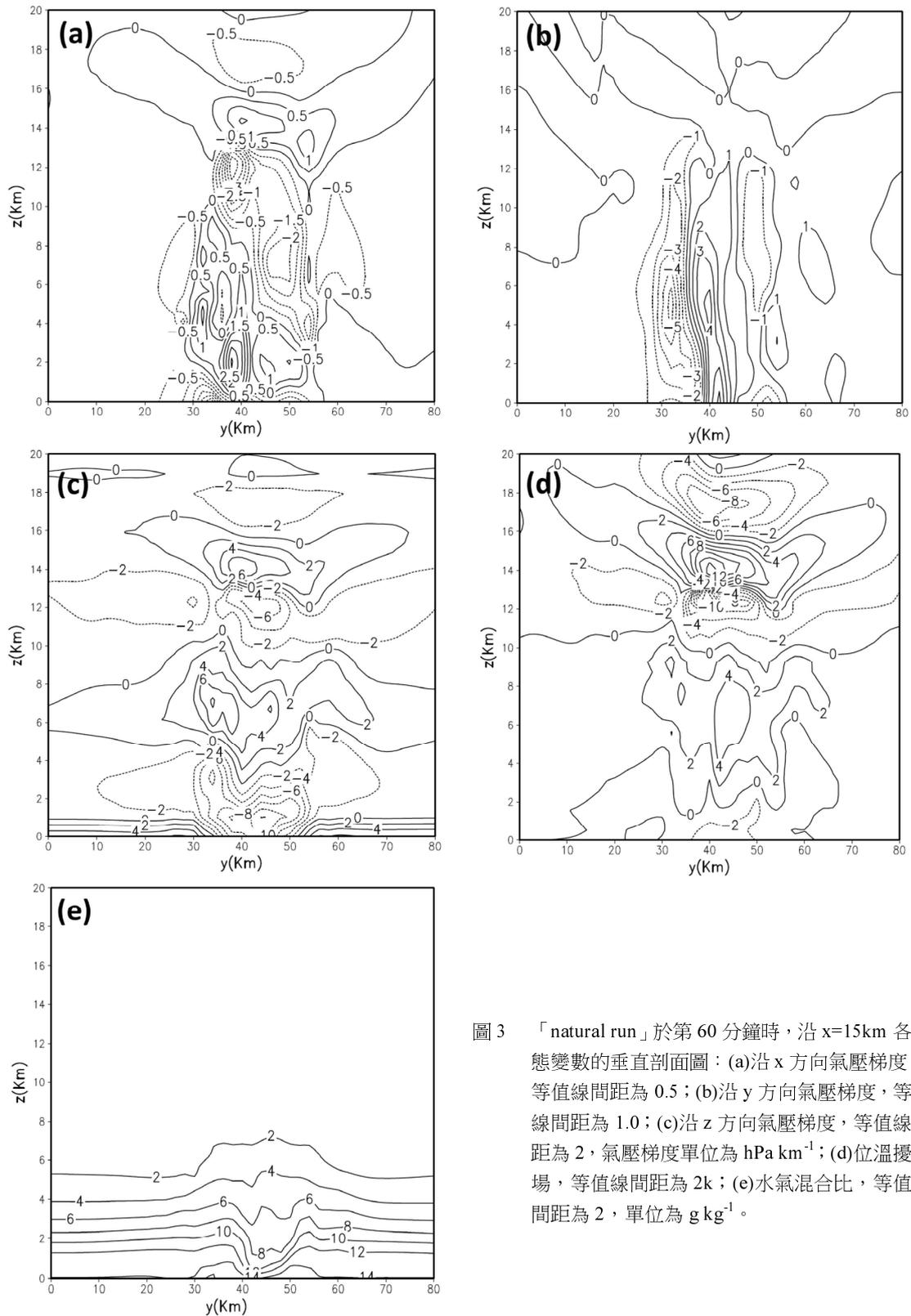


圖3 「natural run」於第60分鐘時，沿 $x=15\text{km}$ 各狀態變數的垂直剖面圖：(a)沿 x 方向氣壓梯度，等值線間距為0.5；(b)沿 y 方向氣壓梯度，等值線間距為1.0；(c)沿 z 方向氣壓梯度，等值線間距為2，氣壓梯度單位為 hPa km^{-1} ；(d)位溫擾動場，等值線間距為2k；(e)水氣混合比，等值線間距為2，單位為 g kg^{-1} 。

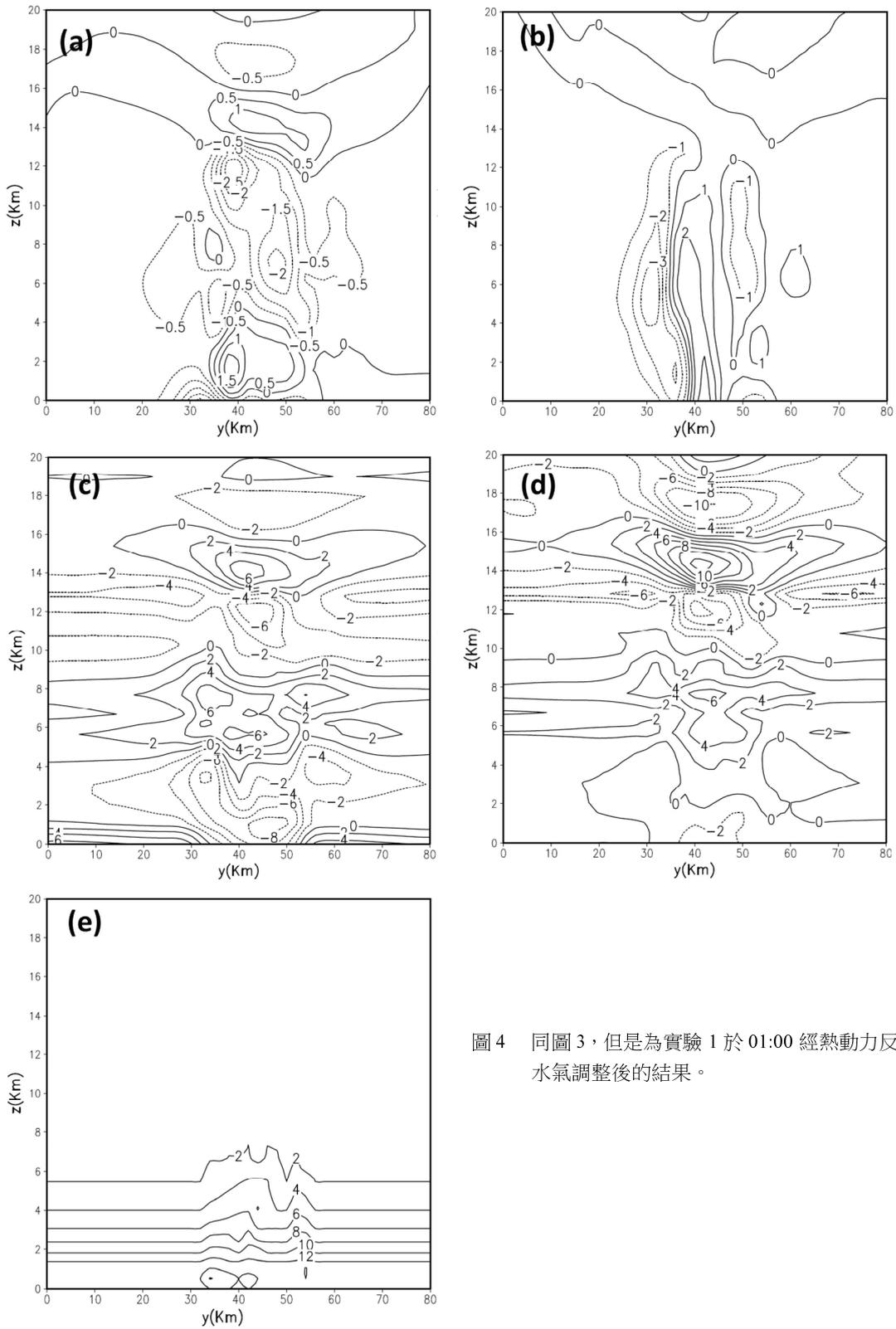


圖 4 同圖 3，但是為實驗 1 於 01:00 經熱動力反演與水氣調整後的結果。

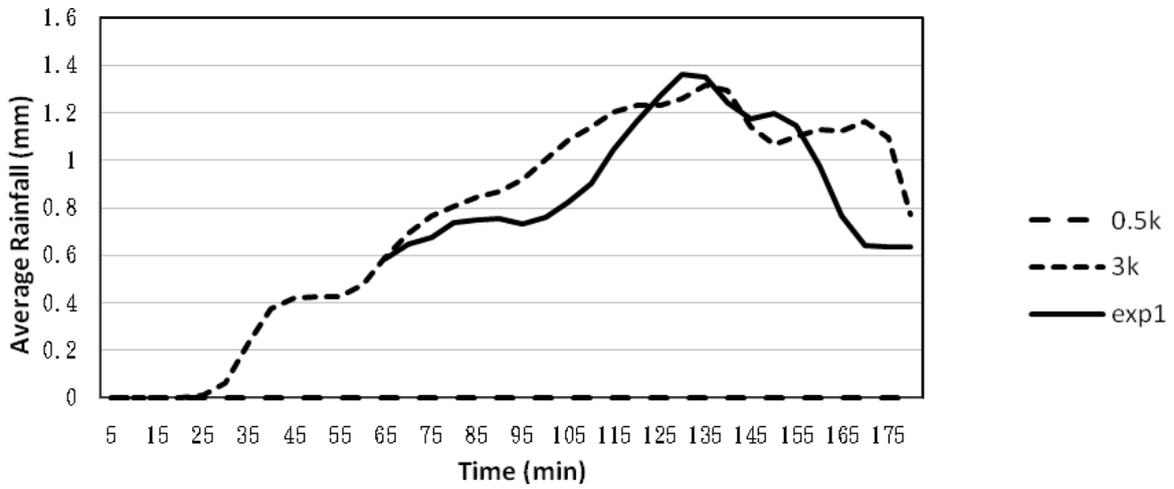


圖 5 實驗 1 與「natural run」於模擬區域內有降雨網格點上進行平均後，每五分鐘累積降雨量隨時間變化圖。長虛線為無同化實驗；短虛線為 natural run；實線為實驗 1 的結果。橫坐標為模式模擬的時間，資料同化發生在第 60 分鐘時。

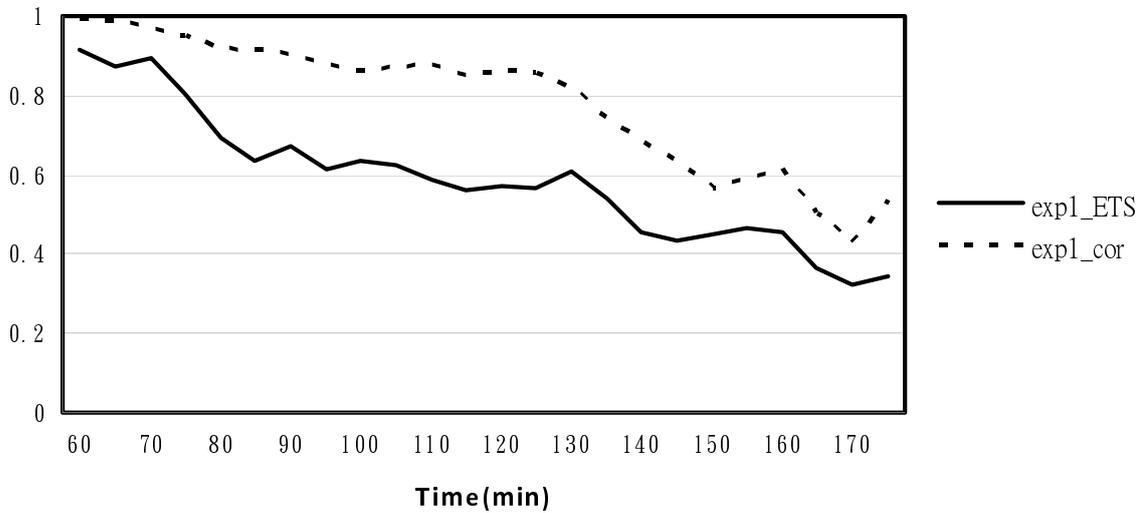


圖 6 實驗 1 和「natural run」五分鐘累積降雨量相關性(虛線)、「ETS」得分(實線)隨時間變化圖。資料同化發生在模式模擬到第 60 分鐘時。

時（即同化結束 70 分鐘後）仍能分別維持在 0.8 與 0.6 的水準，在 180 分鐘後（同化結束 120 分鐘後）則降到 0.5（相關係數）與 0.3 (ETS)。本實驗結果顯示整個流程的計算是正確的，且同化雷達觀測與反演的氣象變數場到「同化組」模式後，的確可大幅修正後者對降雨預報的誤差。

(二) 實驗 2：無探空輔助之同化與同化次數測試

本實驗的設計比實驗 1 較為接近真實的狀況，亦即將 *natural run* 的風場用(17)式轉換成兩座雷達的徑向風後，再採用 Liou and Chang (2009) 所發展的多都卜勒風場合成技術，來取得風場的三維分佈，然後才進行熱動力反演與水氣調整。合成動力與熱力場的範圍與模式模擬範圍相等，並且涵蓋模式全部的格點。同時，不同於實驗 1 中使用虛擬探空資料，在本實驗中決定未知擾動氣壓及溫度場水平平均量的方法，是利用「同化組」模式預報到同化當時的氣壓場及溫度場計算獲得，故其存在的風險為，當「同化組」模式預報到當時的結果與真實結果誤差太大時，將會影響最後溫度場及氣壓場的同化結果，但此種設計比較接近真實情況，畢竟在實際作業上，並不會在每次同化時，都有描述當時真實大氣的探空資料。此外，本實驗中還測試了同化雷達資料的次數對於改善模式預報的影響，與實驗 1 相同，實驗 2 的「同化組」實驗仍然以較微弱的熱泡，自時間 00:00 開始向後模擬，並設計了三組子實驗，第一組（實驗 2.1）在模擬至 01:00 時，進行一次同化，使用到此時雷達觀測的資料及反演的大氣狀態變數。第二組（實驗 2.2）在模擬至 00:50 與 01:00 時，進行二次同化。第三組（實驗 2.3）則在 00:40、00:50 與 01:00 時，分別進行三次同化。這三組測試都是自第 60 分鐘同化完

成後，再向後預報 120 分鐘，至 03:00 結束。

實驗結果顯示即使沒有額外探空資料的輔助，本方法仍然能夠透過結合「同化組」模式本身的預報場，與觀測及反演的資料，對「同化組」的降雨預報產生改善。同化次數較多的實驗效果會較好，但改善的程度在同化發生後約 1 小時才會比較明顯。吾人推測這有可能是因為實驗 2 是在 OSSE 的架構下進行，所以可以假設觀測資料完整覆蓋全區域且沒有誤差。在此情形下，反演的各氣象變數已經相當接近真實的解，當第一次把資料取代到「同化組」時，「同化組」的氣象場就可以獲得很大程度的修正，所以其後的第二與第三次同化，雖然仍可以在同化當下為「同化組」的模擬帶來改善，但改善的幅度就相對較小，而這個因不同同化次數產生的差異，在同化結束後的初期就不明顯，其產生的效果需要一段時間後才會顯現，本實驗的結果顯示大概是 1 小時。

接下來以實驗 2.2 為例呈現模擬的結果，圖 7 為「同化組」模擬至 80、100 及 120 分鐘時（同化結束在第 60 分鐘），與 *natural run* 的回波場所進行的比較，發現該雷暴朝左及朝右的分裂行為有被成功地模擬出來，而分裂後的雷雨胞不論其移行方向、位置、或是強度，都與 *natural run* 相當一致。在累積降雨量預報部份，圖 8a 比較「同化組」與「*natural run*」每 5 分鐘累積降雨量隨模擬時間的變化情形，雖然在某些時間內，「同化組」的累積降雨量有高估或低估的情形，但與 *natural run* 兩者的最大差異在 0.4 mm 之間，且降雨增加與減弱的趨勢都有被正確地掌握到。實驗 2.2 與 *natural run* 的相關性隨著模擬時間的演變如圖 8b 虛線所示，圖中可見在同化剛結束時的降雨量相關係數最高，模擬 130 分鐘後（即同化結束後 70 分鐘）相關性仍有 0.8 以上，後來不再同化，相

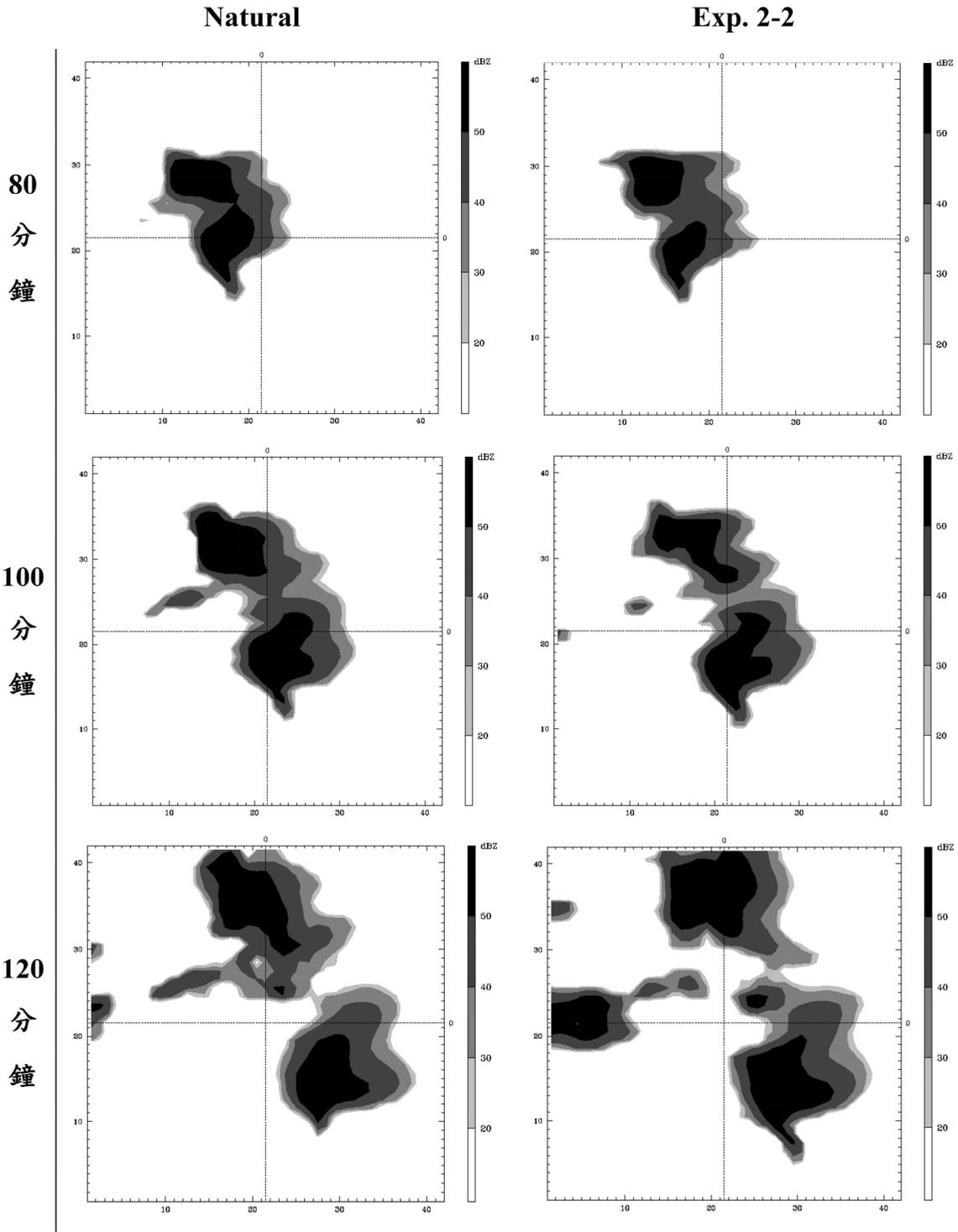


圖 7 Natural run (左圖)與實驗 2-2(右圖)在模擬時間第 80、100 及 120 分鐘時的回波場。

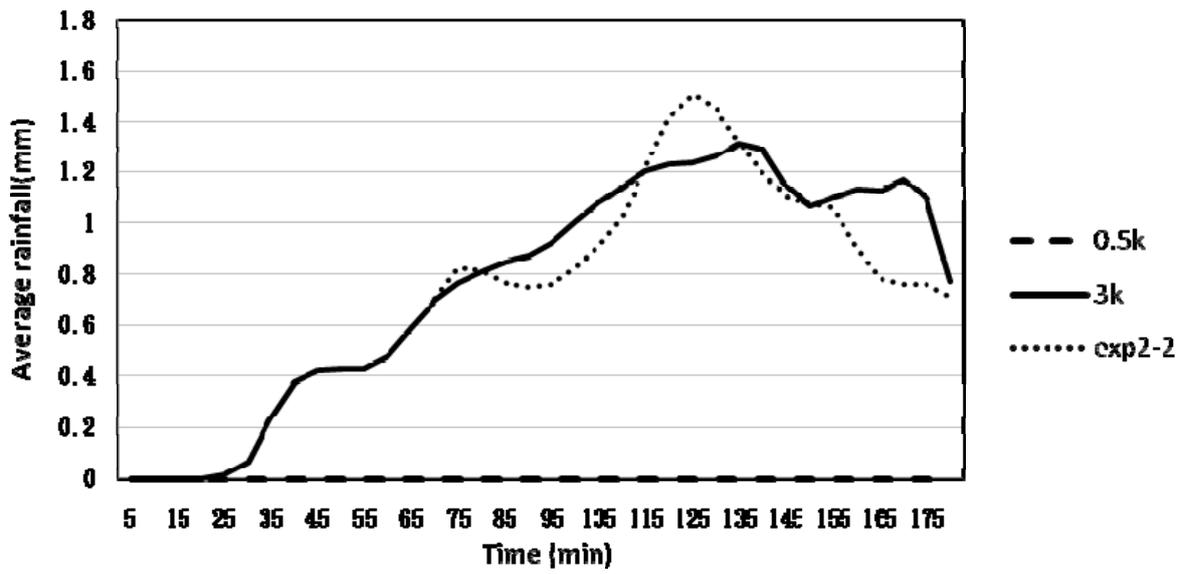


圖 8a 實驗 2-2(點線)、「natural run」(實線)於模擬區域內五分鐘累積降雨量隨時間變化圖。長虛線為無同化結果。

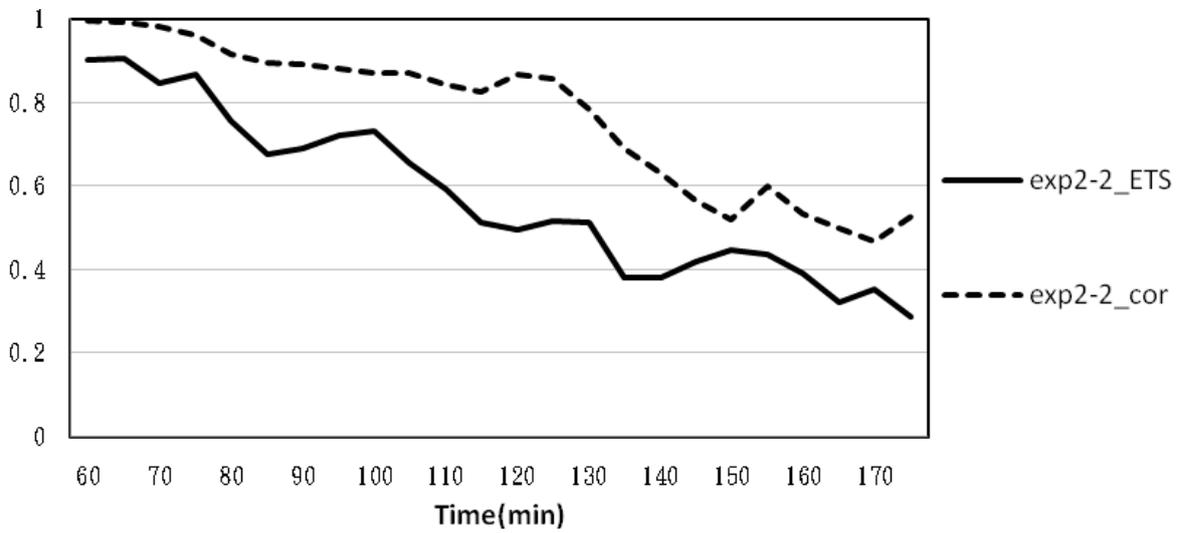


圖 8b 實驗 2-2 和「natural run」五分鐘累積降雨量相關性(虛線)、「ETS」得分(實線)隨時間變化圖。

關係數開始遞減。至於 ETS 得分隨模擬時間的變化，圖 8b 顯示模擬 120 分鐘後（同化結束 60 分鐘後），ETS 仍能維持在 0.5，隨著時間增加，ETS 值逐漸減小，於模擬時間 160 分時，ETS 得分則降至 0.3 左右。

(三) 實驗 3：有探空資料輔助時的同化策略

實驗 3 的風場來源與實驗 2 相同，都是由假設間隔為 3.0 分鐘的雷達體積掃描資料，經由多都卜勒風場合成方法求出。實驗 3 主要是在測試，當可以進行一個有探空資料輔助並結合雷達觀測的同化過程，如果在此時間之前或之後再搭配數次僅有雷達資料的修正，是否還會對模擬產生正面的影響。本實驗中有四組子實驗（3-1、3-2、3-3 及 3-4），都於模擬第 60 分鐘時，進行一次有探空資料輔助的同化。其中實驗 3-1 只在第 60 分鐘同化一次，而實驗 3-2、3-3 則分別於第 70 分鐘、第 50 分鐘，額外進行一次無探空資料輔助的同化；實驗 3-4 則是於第 50 及 70 分鐘，額外進行了共二次無探空資料輔助的同化。這些第 60 分鐘之前或之後的同化，都是利用「同化組」模式預報到同化當時的結果，去計算氣壓擾動及溫度擾動的水平平均場。

圖 9a 比較「同化組」預報的累積降雨量在四組實驗中與 natural run 的結果，圖中顯示實驗 3-1（長虛線）及 3-3（圓點實線）曲線走勢極為相似，這兩組實驗都在第 60 分鐘同化之後，不再進行另一次同化而直接向後模擬 120 分鐘的結果。另外，實驗 3-2（菱形虛線）則是與 3-4（箭頭實線）結果相類似，都在第 60 分鐘後，再進行另一次第 70 分鐘的資料同化。顯然在第 60 分鐘同化之後，是否有進行另一次同化將造成結果的差異。另外，在第 60 分鐘同化之前，是否有進行另

一次無探空資料的同化，則對於後續降水的模擬結果影響並不明顯。四組實驗和 natural run 在模擬時間內，平均 5 分鐘的累積降雨量最大差異約為 0.5 mm。若分析四組實驗預報累積雨量與 natural run 結果的相關性，圖 9b 顯示自第 70 分鐘向後模擬至第 130 分鐘後，四組實驗相關性仍有 0.8 左右，但隨模擬時間繼續增加時，其中實驗 3-2 及 3-4 於第 160 分鐘時，相關性維持在 0.7 以上，相較於實驗 3-1 及 3-3 僅有 0.6，實驗 3-2、3-4 的表現明顯較實驗 3-1、3-3 來得優異。在 ETS 得分方面，圖 9c 顯示四組實驗模擬至第 160 分鐘時，實驗 3-2 及 3-4 在 ETS 得分表現上，在大部份的時間點上都較實驗 3-1 及 3-3 好。由以上結果顯示，在第 60 分鐘有探空資料輔助的同化後，再進行另一次無探空資料的同化，還可以更進一步改善「同化組」對降雨的預報結果。

五、結論與未來展望

本研究結合新發展的多都卜勒風場合成方法、熱動力反演技術、以及水氣調整方法，得到一組最佳大氣狀態變數，並探討同化這組觀測及反演的變數到一個已經出現預報誤差的數值模式中，對模擬結果的影響，尤其是在定量降水預報方面的改善程度。由前述各節之探討，可得到以下的初步結論，以及未來的後續研究方向：

- (1) 各組 OSSE 實驗的結果皆顯示，於模擬期間同化雷達觀測資料及其反演之大氣狀態變數，可以改善模式對降雨預報的結果。
- (2) 在實際作業時，因為同化過程中不會每次都會有探空資料的輔助，來決定氣壓及溫度擾動的水平平均等待定常數，本研究中嘗試以「同化組」當時的模式預報場來計算 $\langle \pi' \rangle$ 、 $\langle \theta' \rangle$ ，發

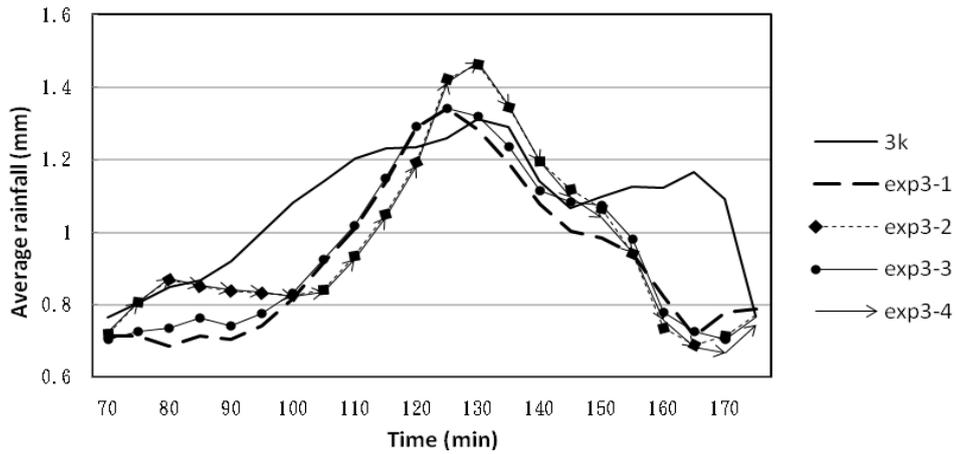


圖 9a 五分鐘平均累積降雨量隨時間變化圖。實驗 3-1（長虛線，同化發生在第 60 分鐘）、3-2（菱形虛線，同化發生在第 60、70 分鐘）、3-3（圓點實線，同化發生在第 50、60 分鐘）、3-4（箭頭實線，同化發生在第 50、60、70 分鐘）、實線為 natural run。

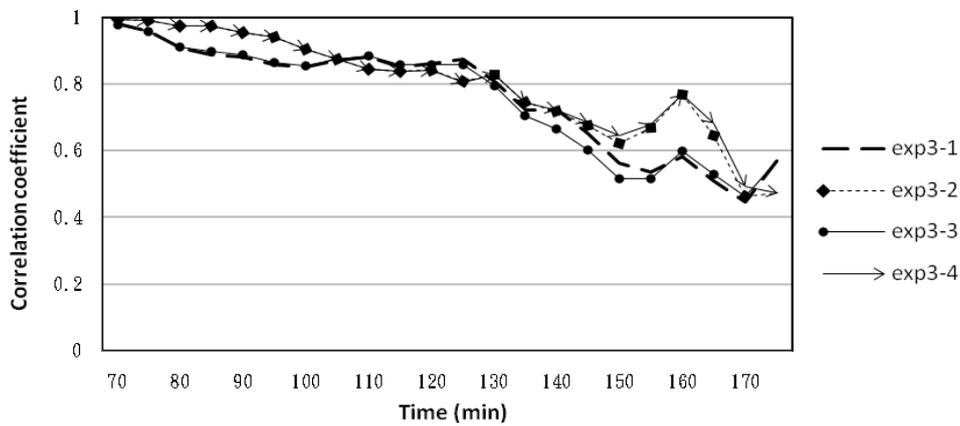


圖 9b 同圖 9a，但是為五分鐘累積降雨量相關性隨時間的變化圖。

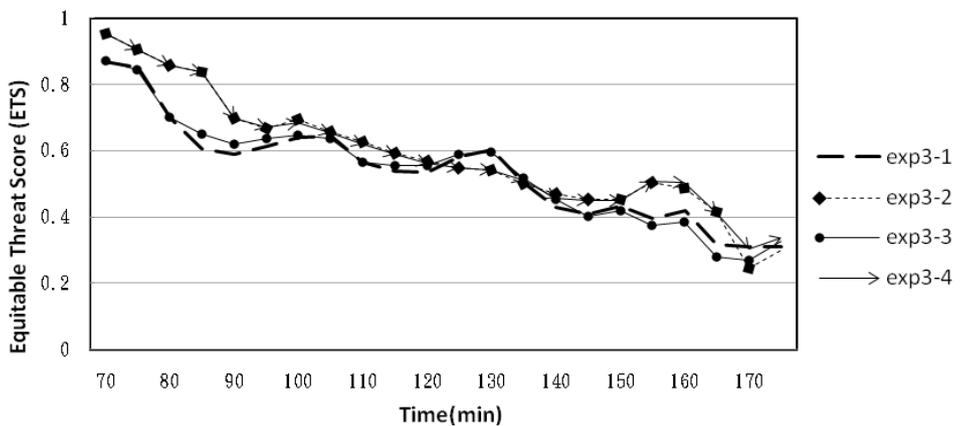


圖 9c 同圖 9a，但是為五分鐘累積降雨量 ETS 得分隨時間的變化圖。

現這是一種可行的方式，其所反演的熱力場仍然可以用來改進「同化組」的降雨預報。

- (3) 在同化次數的測試實驗中，較多次的同化會有較佳的結果，但其效果在同化結束一段時間後（約 1 小時）才會逐漸顯現出來。
- (4) 在有探空資料輔助的資料同化之前，是否有進行另一次無探空資料的同化，對最終降水方面的模擬結果影響並不大，但如果在之後再進行另一次無探空資料的同化，則還可進一步改善降雨的預報結果。
- (5) 本研究在 OSSE 實驗架構下進行各組實驗，尚未考慮實際作業上，所可能包含的各種限制，故於未來工作，將根據都卜勒雷達實際操作及資料取得上所遇到的問題進行測試，如雷達的位置、雷達資料的覆蓋量、雷達資料的觀測誤差、與地形的阻擋等。
- (6) 根據 Kuo et al. (2005) 的研究，GPS Radio Occultation (RO) 的觀測與無線電探空的結果具有很高的一致性，但前者屬於衛星遙測，可以不受海洋分佈的限制。因此，在估計熱力場擾動的水平平均這個議題上，除了使用無線電探空，或如本研究中以模式的預報來求取以外，另一個可能的解決方案即為利用出現在分析區域內的 GPS RO 資料。
- (7) 一個未來的重要工作目標即是將此同化雷達觀測資料的方案應用在真實個案上，以檢驗在實際氣象作業上能否加強對強降水事件的預報，以期降低災害。
- (8) 由於本研究於同化時間點的設計上，皆考慮雷暴生命期中發展已達成熟的階段，未來擬嘗試在雷暴發展初期，進行本研究方法的測試，期望能在雷暴發展的早期就能將此資訊透過雷

達觀測資料同化到預報模式中，以提早掌握雷暴的行為，增加對降水預報的準確性。

致謝：

感謝兩位審查者寶貴的意見，使得本文內容更加完備。本研究由行政院國家科學委員會研究計畫 NSC99-2625-M-008-001，NSC99-2111-M-008-003，與交通部中央氣象局計畫 MOTC-CWB-99-2M-02 經費資助。

參考文獻

- 鐘高陞、廖宇慶、陳台琦，2002：由都卜勒風場反演三維熱動力場的可行性研究—以台灣地區颶線個案為例。大氣科學，第 30 期，313-330。
- Chien F.-C., Y.-H. Kuo, and M.-J. Yang, 2002: Precipitation forecast of MM5 in the Taiwan area during the 1998 Mei-yu season, *Wea. Forecasting*, **17**, 739-754.
- Chung, K.-S., I. Zawadzki, M. K. Yau, and L. Fillion, 2009: Short-Term Forecasting of a Midlatitude Convective Storm by the Assimilation of Single-Doppler Radar Observations, *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4115-4135.
- Crook, N. A., 1994: Numerical simulations initialized with Radar-derived winds, Part I: Simulated data experiments, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1189-1203.
- _____, and J. Sun, 2002: Assimilating radar, surface and profiler data for the Sydney 2000 forecast

- demonstration project, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 888–898.
- _____, and J. D. Tuttle, 1994: Numerical simulations initialized with Radar-derived winds, Part II: Forecasts of three gust-front cases, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1204-1217.
- Fabry, F., 2004: Meteorological value of ground target measurements by radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 560-573.
- Gal-Chen, T. J., 1978 : A method for the initialization of the anelastic equations : Implications for matching models with observations. *Mon. Wea.Rev.*,**106**,587-606 .
- Hong, J.-S., 2003: Evaluation of the high-resolution model forecasts over the Taiwan area during GIMEX, *Wea. Forecasting*, **18**, 836-846.
- Hu, M., M. Xue, J. Gao, and K. Brewster, 2006a: 3DVAR and cloud analysis with WSR-88D level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part I: Cloud analysis and its impact, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 675-698.
- _____, M. Xue, J. Gao, and K. Brewster, 2006b: 3DVAR and cloud analysis with WSR-88D level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part II: Impact of radial velocity analysis via 3DVAR, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 699-721.
- Jung, Y., G. Zhang and M. Xue, 2008a: Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble Kalman filter. Part I: Observation operators for reflectivity and polarimetric variables, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2228-2245.
- _____, M. Xue, G. Zhang and J. M. Straka, 2008b: Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble Kalman filter. Part II: Impact of polarimetric data on storm analysis, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2246-2260.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr.*, **10**, American Meteorological Society, Boston, North America, 84pp.
- Kuo, Y.-H., W. S. Schreiner, J. Wang, D. L. Rossiter, and Y. Zhang, 2005: Comparison of GPS radio occultation soundings with radiosondes, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05817, doi:10.1029/2004GL021443.
- 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 . *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**, 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. Meteor.*, **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.
- Rogers, E., T. L. Black, D. G. Deaver, G. J. DiMego, Q. Zhao, M. Baldwin, N. W. Junker, and Y. Lin, 1996: Changes to the operational “early” Eta analysis/forecast system at the National Centers for Environmental Prediction, *Wea. Forecasting*, **11**, 391–412.
- Rogers, R. R., and M.K. Yau, 1989 : A short course in cloud physics, Oxford, England, 293pp.
- 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., 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.
- _____, 1988: The West African squall line observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 406–426.
- Schaefer, J. T., 1990 : The Critical Success Index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570–575
- 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.
- 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., 2005: Initialization and numerical forecasting of a supercell storm observed during STEPS, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 793–813.
- _____, and N. A. Crook, 1997: Dynamic and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1642–1661.
- _____, and _____, 2001: Real-time low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data, *Wea. Forecasting*, **16**, 117–132.
- _____, and Y. Zhang, 2008: Analysis and prediction of a squall line observed during IHOP using multiple WSR-88D observations, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2364–2388.
- Talagrand, O., 1997: Assimilation of observations, an introduction, *J. Met. Soc. Japan*, Special Issue, **75**, 1B, 191–209.
- 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.
- Weisman, M.L., and R. Rotunno, 2000: The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1452-1472.
- Weygandt S.S., A. Shapiro, and K.K. Droegemeier, 2002a : 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
- _____, _____, and _____, 2002b : 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.M. 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. Meteor.*, **44**, 768-788
- Yang, M.-J., B. J.-D. Jou, S.-C. Wang, J.-S. Hong, P.-L. Lin, J.-H. Teng, and H.-C. Lin, 2004: Ensemble prediction of rainfall during the 2000-2002 Mei-yu seasons: Evaluation over the Taiwan area, *J. Geophys. Res.*, **109**, 18203-18219.
- Zhao, Q., J. Cook, Q. Xu, and P. R. Harasti, 2006: Using radar wind observations to improve mesoscale numerical weather prediction, *Wea. Forecasting*, **21**, 502-522.

A Feasibility Study of Improving The Model Quantitative Precipitation Forecast Using Doppler Radar Observations – Experimental Results by Simulated Data

Hsin-Yu Yu¹ Yu-Chieng Liou²

¹ **Taitung Weather Station, Central Weather Bureau**

² **Institute of Atmospheric Physics, National Central University**

(manuscript received 8 October 2010 ; in final form 14 January 2011)

ABSTRACT

A data assimilating algorithm designed for Doppler radar observations is introduced in this manuscript. The feasibility of using this algorithm to improve the forecast of severe weather by assimilating radar observed and retrieved atmospheric state variables into a numerical model is investigated. This assimilation algorithm consists of three components. They are: multiple-Doppler radar wind synthesis, thermodynamic retrieval, and moisture adjustment.

In order to study the performance of this method in details, all experiments are conducted under the Observation System Simulation Experiment (OSSE) framework. The experimental designs include: (1) Test of the entire assimilation algorithm; (2) Assimilation experiments without the auxiliary from an extra radiosonde, and tests of the assimilation numbers; (3) The assimilation strategy when radiosonde data are available.

Experimental results show that the forecast errors introduced by incorrect initial condition can be reduced by assimilating Doppler radar observed and retrieved parameters into the model. Without sounding data, it is still possible to improve the quantitative precipitation forecast (QPF) using model-generated fields as an extra data source. More data assimilation produces better results, but the improvement won't appear until about one hour after the assimilation is completed. If the assimilation is combined with an extra sounding observation, the accuracy of the model forecast can be upgraded efficiently. After this, if one more assimilation is conducted, even without the information from an extra sounding, the model forecasts can be improved further.

Key Words: Doppler radar, data assimilation, quantitative precipitation forecast