

同化多部卜勒雷達資料以改善模式定量降水預報 —2008 SoWMEX IOP8 個案分析

¹ 陳尉豪 ^{1,2} 廖宇慶

¹ 國立中央大學大氣物理研究所

² 亞太經濟合作颱風與社會研究中心

(中華民國一〇一年五月十四日收稿；中華民國一〇一年八月十四日定稿)

摘 要

本研究之目的為利用多部卜勒雷達觀測資料，改善模式的初始場，以提升模式定量降水預報之能力。此方法主要包含三大部分：(1)多部卜勒雷達風場合成、(2)熱動力場反演、(3)水氣場調整。

吾人選取 2008 西南氣流實驗計畫(SoWMEX)中所觀測到的 IOP8 個案，作為本研究的實驗對象。使用中央氣象局七股雷達(RCCG)、墾丁雷達(RCKT)及美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research; NCAR)所屬的 SPOL 雷達，於 2008 年 6 月 14 日 1200 UTC 時所觀測的回波及雷達徑向風資料，反演出大氣三維風場及熱動力場，並對水氣場進行調整，最後同化至模式中。本研究使用 NCAR Weather Research and Forecasting (WRF) Model 作為預報模式。

經過本方法調整模式初始場，實驗顯示模式對降雨預報的改善可達 3 小時，雖然仍有高估之趨勢，但相較於未同化前的降水分佈會更趨近於觀測。此外，由本研究的實驗還發現水氣的調整確有其必要性，而以多部雷達網連的方式增加資料覆蓋量，對反演與同化結果會有重要的影響。

相較於四維變分(4DVAR)及系集卡爾曼濾波器(EnKF)等同化技術，本方法可使用較少的計算機資源與觀測資料完成計算步驟與同化，開始進行短期的定量降水預報。未來預計將本方法用於測試午後對流或颱風降雨系統的預報上。

關鍵字：多部卜勒雷達、定量降水預報、西南氣流實驗

一、前言

臺灣四面環海，降雨很大部份來自於劇烈天氣系統，因此如何準確地預測降水，是個兼具學術研究與作業需求的重要問題。近年來許多學者都著手發展定量降水預報 (Quantitative Precipitation Forecast; QPF) 技術，期能提供即早預警，減少災害之發生。

資料同化的方法是利用不同型態、時間或空間解析度的觀測資料，改善數值模式初始場，提供一個較為精準的大氣狀態描述，進而改善模式預報能力。都卜勒氣象雷達的資料因具有高時間和空間解析度之特性，能夠充分掌握中小尺度系統的三維結構，所以有許多專家學者嘗試將雷達資料同化進數值模式中。目前同化雷達觀測資料的技術主要有三維變分(3DVAR)、四維變分(4DVAR)及系集卡爾曼濾波器(Ensemble Kalman Filter; EnKF)，相關文獻如 Crook and Sun (2002, 2004)、Snyder and Zhang (2003)、Dowell et al. (2004)、Tong and Xue (2005)、Xiao et al. (2005, 2007)、Hu et al. (2006)、Sun and Crook (1997, 1998, 2001)、Sun (2005)、Kawabata et al. (2007)、與 Tai et al. (2011)等。

由於發展 4DVAR 同化技術時，必須發展伴隨模式(adjoint model)與預報模式做搭配，於技術層面難度較高，加上運算時需龐大的計算資源。相較之下 EnKF 對模式依賴性較低，容易進行平行化運算，且背景場誤差斜方差矩陣可隨流場改變，但仍需大量的系集數目以確保結果的準確性，目前的研究仍偏向於對理想個案以 Observation System Simulation Experiment (OSSE) 方式進行測試。相較於前述方法，3DVAR 同化技術中其背景場誤差僅透過長期統計求得，不如

EnKF 可隨時間做更新，比較無法掌握模式即時特性，但此方法可節省運算資源，已經在全球許多作業單位被採用，也是本研究中要使用的方法。

所謂熱動力反演技術，是指利用風場來反演出空間中三維的熱力場(溫度、壓力)結構。傳統上以 Gal-Chen (1978，以下簡稱 GC78) 所提出的方法較被廣泛使用，但 GC78 方法於反演時僅能求得溫度和壓力場擾動和水平平均的偏差量，因此反演結果只可用來探討水平結構特性。GC78 中提出若要求得當時的擾動量，需於反演區域中每一層上皆有一點溫度和壓力觀測。後續有許多學者將 GC78 應用於各種天氣系統中，如 Lin et al. (1990)分析 TAMEX (Taiwan Area Meso-scale Experiment, 1978)期間颶線系統之熱動力結構。除此之外 Roux (1985, 1988)改進 GC78 的方法，除了動量方程更加入簡化過後的熱動力方程，使得僅需有一點溫度與壓力的觀測位於反演區域中，便能求得實際的擾動量。而 Roux and Sun (1990)更改進 Roux (1985, 1988)的方法，進一步獲得各方向的溫度梯度。Liou (2001)則是將三維動量方程和熱動力方程結合於同一個價值函數(cost function)中，若擁有雷達觀測合成的風場後，即可藉由三維變分技術獲得三維壓力擾動梯度和位溫擾動場，解決 GC78 於垂直方向上的限制。但以上所介紹熱力反演之研究皆假設於乾性大氣進行，鐘等人(2002)、Liou et al. (2003)則改進 Liou (2001)的方法，考慮暖雲過程的影響且應用於實際個案上。

使用經雷達觀測反演出的氣象資訊來初始化數值模式，以改善模式預報的議題，非常受到氣象學家所關注。如 Weygandt et al. (2002a, 2002b) 研究，使用 Shapiro et al. (1995)提出的單都卜勒雷達風場反演技術得到三維風場，並同時獲得水相

資訊，結果顯示經同化模式對雷暴掌握度延長約 35 分鐘。Chung et al. (2009) 使用 McGill 雷達資料同化系統，同化 McGill 雷達觀測回波和徑向風資訊提供模式預報，結果指出經過兩次同化，有助於較長時間維持系統強度，預報能力則提升至 90 分鐘。

本研究主要延續尤和廖(2011)的工作，但應用至真實個案上，此方法主要包含三大部分：(1) 多都卜勒雷達風場反演、(2) 熱動力場反演、(3) 水氣場調整。本研究使用 2008 年西南氣流實驗觀測資料，用其雷達和探空觀測反演出大氣三維風場、熱動力場(溫度、壓力場)及水氣場，提供模式較完整之大氣狀態做預報，並以真實觀測做校驗，討論對模式定量降水預報的影響。

本篇研究共有七個小節，第二節為本研究使用個案和觀測資料的分佈介紹，第三節介紹研究中使用的反演技術以及如何將結果同化至模式，而反演驗證結果將於第四節提出。經過前述流程得到大氣最佳的分析資料，必需進入數值模式做後續之預報，因此第五節會介紹數值模式，並介紹校驗模式預報準確度的辦法。接著在第六節使用上個章節介紹的數值模式做預報，並針對降水預報做定量檢驗，設計實驗讓吾人更了解此反演同化方法之特性。最後的總結和未來展望則置於第七節。

二、個案介紹

本研究個案選自於 2008 年西南氣流實驗 (SoWMEX 2008)。實驗地點為南中國海北部和臺灣本島及鄰近海域，觀測方式包含地面探空、船舶海上探空、環島都卜勒雷達、國科會/中央大學車載雙偏極化都卜勒雷達(X-band 3cm)以及美國

國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research; NCAR) S-POL 雙偏極化都卜勒雷達。實驗目的是為了解西南氣流本身的動力與熱力特徵，引發豪大雨天氣系統的激發機制，以及中尺度對流系統(MCS)之雲微物理和雲動力結構。該實驗同時也將進行高解析度數值模式定量降水預報與雷達資料同化實驗，以改進現有定量降水預報的精確度。

本研究所挑選的密集觀測個案為 IOP8 (Intensive Observation Period 8)，期間為 2008 年 6 月 14 日 00 UTC 至 6 月 17 日 00 UTC，為梅雨鋒面系統所引發的降水。由當日 1130 UTC 色調強化紅外線衛星雲圖(圖未示)可看出臺灣此時籠罩在發展旺盛的對流系統中，而 6 月 14 日當日(LST)的累積雨量圖(圖未示)來看，日雨量多達 100 至 150 mm 以上，在西南部沿海及高屏地區累積雨量甚至可達到 200 mm 以上。圖 1 是由 1200 ~ 1500 UTC 中央氣象局 QPESUMS (Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor)顯示的 CV 圖(column vector，即選取每個水平格點垂直方向最大回波值組合出來的圖)，可看出此系統有主要兩條雨帶(A 及 B)，隨著時間由西向東移動，不斷對臺灣西南部區域造成影響。初始的降水主要由 B 雨帶所造成，到了 1400 UTC (圖 1c)，B 雨帶從臺灣移開接著換 A 雨帶對西南部產生降水，如此不斷的影響造成主要的降水皆降於西南部地區。而本研究中使用的觀測資料的來源，如表 1 所列。

本研究使用的雷達(RCCG, RCKT, SPOL)資料掃描方式皆為體積掃描(Volume Scan)。不論何種資料同化方法，觀測資料的覆蓋量必定對結果有決定性的影響，因此要開始使用此個案進行一連串的反演前，必先了解此個案雷達資料的覆蓋

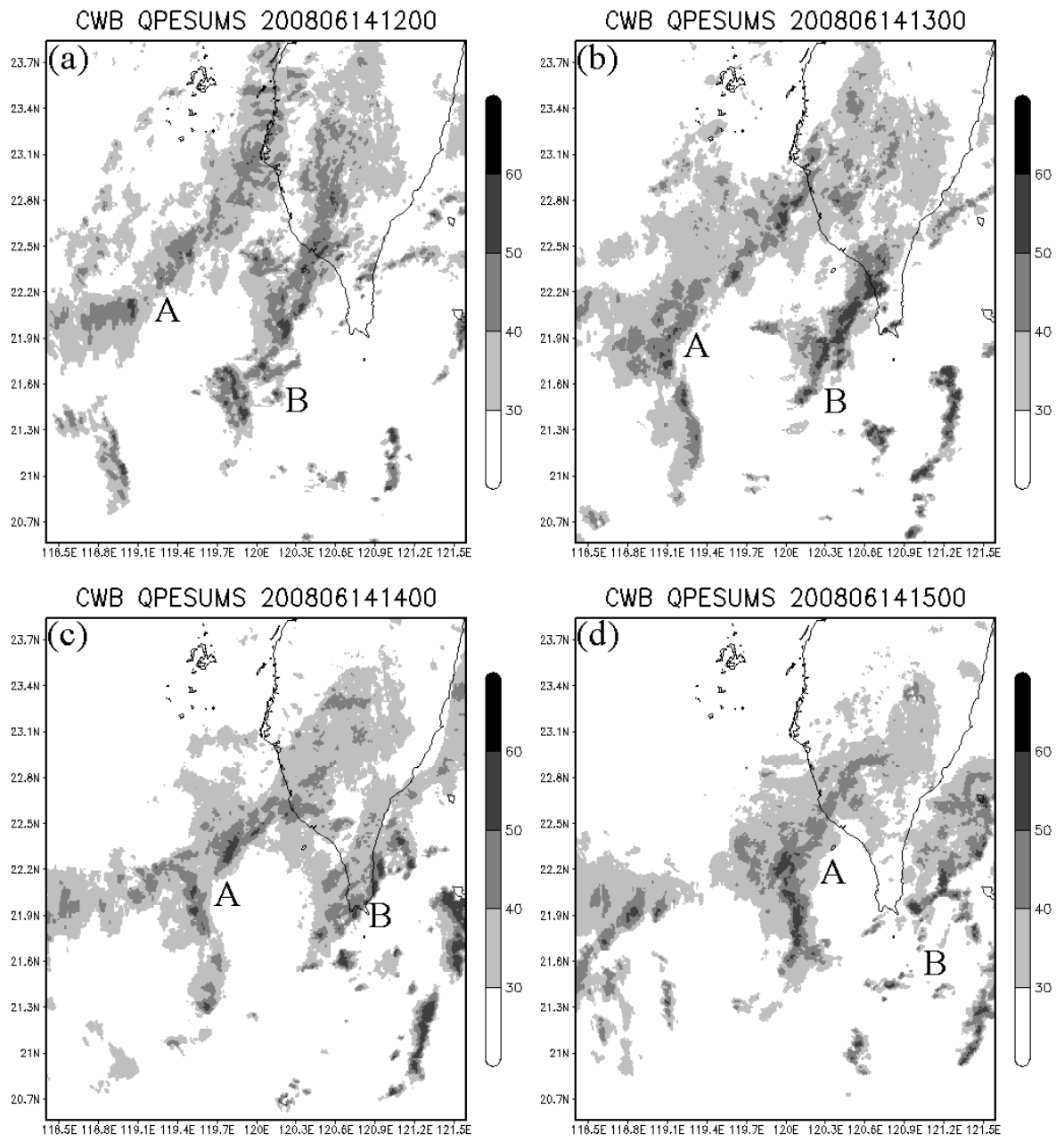


圖 1 2008 年 6 月 14 日中央氣象局 QPESUMS 最大回波 CV 圖，時間分別為：(a) 1200 UTC、(b) 1300 UTC、(c) 1400 UTC、(d) 1500 UTC。陰影為回波值，單位為 dBZ。本圖僅顯示 30dBZ 以上的區域，間隔為 10dBZ。

情況。

若使用傳統雷達風場反演法合成風場，必需要有兩座雷達資料覆蓋的區域，才有辦法得到其風場結構，雖然吾人使用的風場反演法(Liou and Chang, 2009)較不受雷達資料覆蓋量的限制，但資料覆蓋較充足結果必定較為準確，因此於實驗開始前先計算三度空間雷達資料覆蓋的量(表2)，無雷達資料覆蓋的區域比例高達 67.9%，兩座雷達(含)以上的區域僅 20.1%，可發覺本個案可用的資料其實非常稀少。值得注意的是若以傳統方法，僅可合成出約 20%區域的風場。

倘若只針對本研究中的作業雷達，亦即僅使用 RCCG 和 RCKT 雷達做觀測，計算其在三維空間中的分佈量(表3)，則無雷達資料覆蓋率升至 70.9%，兩座雷達共同覆蓋區域小於 10%，可見倘若缺少 SPOL 雷達的觀測，對本研究資料覆蓋情況更顯嚴苛。

三、研究方法

(一) 都卜勒雷達風場合成

目前在台灣都卜勒雷達已普遍應用於氣象觀測上，都卜勒雷達僅限於觀測徑向風，而垂直於雷達天線指向方向的運動則無法觀測，因此無法直接求得大氣中三維風場結構。本研究使用 Liou and Chang (2009)提出的多都卜勒雷達風場合成方法，利用變分分析極小化數個約束條件，包括：(1)個別雷達觀測到的徑向風和反演之三維風場的幾何關係；(2)背景風場與反演風場的差異；(3)流體連續方程；(4)忽略斜壓項後簡化的垂直渦度方程；(5)風場平滑項。代表以上各約束條件的詳細公式請參考 Liou and Chang (2009)，稍有不同之處是在本研究中，雷達回波除了被用來估計大

表 1 本研究中使用之觀測資料的來源。

觀測型態	站址
雷達	Cigu (RCCG;七股雷達)、Kenting (RCKT; 墾丁雷達)、SPOL
地面站	Tainan (台南)、Kaohsiung (高雄)、Donji Island (東吉島)、Chiayi (嘉義)、Chenkung (成功)、Hengchun (恆春)、Taitung (台東)、Cigu (七股)、Lanyu (蘭嶼)
探空	Tainan (台南)、Kaohsiung (高雄)、Donji Island (東吉島)、Chiayi (嘉義)、Chenkung (成功)、Hengchun (恆春)、Taitung (台東)、Cigu (七股)、Lanyu (蘭嶼)

表 2 本研究中三座雷達(RCCG、RCKT、SPOL)的資料覆蓋量。

雷達資料覆蓋量占全部分析區域的比值		
能觀測到該格點的雷達數目	網格點數目	比值(%)
0	512,803	67.9
1	90,533	12.0
2	99,727	13.2
3	51,812	6.9
總數	754,875	100.0

表 3 本研究中僅兩座雷達(RCCG、RCKT)的資料覆蓋量。

兩座雷達資料覆蓋量占全部分析區域的比值		
能觀測到該格點的雷達數目	網格點數目	比值(%)
0	535,180	70.9
1	159,711	21.2
2	59,984	7.9
總數	754,875	100.0

氣中雨水的含量以外，還在估計高層雪的量，再以此求出終端落速。根據 Tong and Xue (2004)，回波與雨水的關係以及與雪的關係分別由(1)式與(2)式所示：

$$Z_r(\text{dBZ}) = 31.1 + 17.5 \log(\rho q_r) \quad (1)$$

$$Z_s(\text{dBZ}) = 43.1 + 17.5 \log(\rho q_s) \quad (2)$$

其中 q_r 為雨水含量混和比(gkg^{-1})、 q_s 為雪含量混和比(gkg^{-1})、 ρ 為空氣密度(kgm^{-3})。吾人利用當時位於反演區域內的探空觀測，判斷區域內垂直各層的溫度狀態，如溫度大於或等於(小於) 0°C ，則該層假設為雨水(雪)。而雷達回波估計該層雨水(雪)含量則使用(1)式(2)式。

本研究再利用質量權重之平均終端落速(mass-weighted mean terminal velocity)來估計終端落速，參考 Lin et al.(1983)，如下所示：

$$U_R = \frac{a\Gamma(4+b)}{6\lambda_R^b} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} \quad (3)$$

$$\lambda_R = \left(\frac{\pi\rho_w n_{0R}}{\rho l_R}\right)^{0.25} \quad (4)$$

$$U_S = \frac{c\Gamma(4+d)}{6\lambda_S^d} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} \quad (5)$$

$$\lambda_S = \left(\frac{\pi\rho_s n_{0S}}{\rho l_S}\right)^{0.25} \quad (6)$$

U_R 及 U_S 分別代表雨水和雪的終端落速； $a = 2115\text{cm}^{1-b}\text{s}^{-1}$ 、 $b = 0.8$ ； $c = 152.93\text{cm}^{1-b}\text{s}^{-1}$ 、 $d = 0.25$ ； ρ_w 和 ρ_s 係水和雪的密度，分別為 1gcm^{-3} 和 0.1gcm^{-3} ； n_{0R} 和 n_{0S} 為雨水和雪的截距參數，為 $8 \times 10^{-2}\text{cm}^{-4}$ 和 $3 \times 10^{-2}\text{cm}^{-4}$ ； ρ 為空氣密度； l_R 和 l_S 則分別是雨水和雪的混和比； ρ_0 代表環境空氣密度。藉由(3)~(6)式吾人可透過雷達觀測回波值估計雨水和雪的終端落速。

相較於傳統的風場反演技術，此新方法主要有以下優勢：(1)可解決傳統方法沿基線(Base line)無法解析風場的問題；(2)能夠同時納入任何數目雷達的觀測資料來做合成；(3)可用背景資料彌補雷達資料觀測的空白；(4)可反演兩個時間的風場，並滿足渦度方程約束，故可進行渦度收支的分析；(5)反演之風場可直接用來進行熱動力反演。

(二) 熱動力場反演

由於大氣中的風場與空氣密度有非常密切的關係，而密度主要受壓力及溫度決定，根據 GC78 的方法，吾人可利用已知的三維風場結構，反演出大氣的溫度與壓力場。但是，GC78 的方法只適用於無水相變化的大氣，本研究則考量了雨水與雪的情況進行熱動力反演，反演所用到的詳細方程式請見尤和廖(2011)。在此需強調，在 SoWMEX IOP8 中因為有加密探空的釋放，才使得反演三維的熱動力場成為可行。尤和廖(2011)中討論了當沒有探空當作輔助資料來源時的作法。

(三) 水氣調整

由於雷達無法觀測大氣中水氣的分佈狀態，因此吾人透過雷達之觀測調整水氣，利用兩個條件判斷網格點飽和與否，即(1)高度高於舉升凝結層、(2)雷達測量回波達 30 dBZ 以上，本研究將滿足此條件的格點視為飽和，圖 2 表達整個水氣調整的流程，而詳細過程的說明也請參考尤和廖(2011)。

(四) 同化觀測場的方法

經由以上介紹的方法，吾人可藉由都卜勒雷達量測的徑向風反演出該區域的三維風場 u 、

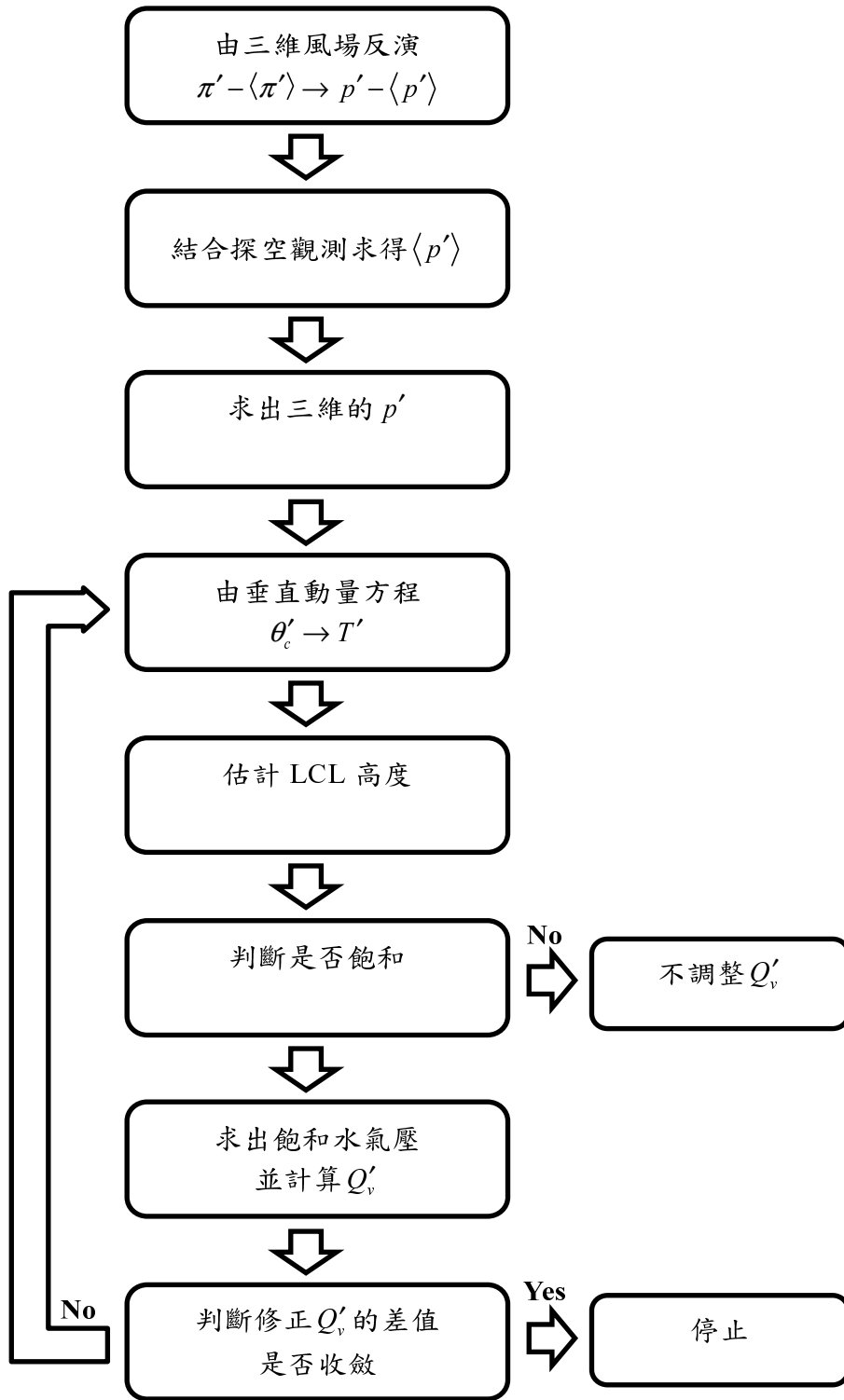


圖2 調整水氣混和比擾動場(Q'_v)的流程，摘自尤和廖(2011)。

v 、 w ；透過熱動力反演得到溫度 T 及壓力 P ；利用水氣調整方法求得水氣混和比 q_v ；最後藉由雷達的回波觀測得到雨水混和比 q_r 及雪混和比 q_s ，以上結果在本文中皆稱之為觀測場，而同化至模式中的做法則為直接取代模式中與之相對應的場。但由於吾人所得之資料皆位於垂直網格上，但本研究所使用的數值模式為追隨地形座標，故同化前必需先將位在垂直網格座標的資料內插至與數值模式相同的追隨地形座標下，內插的方法是使用最小平方擬合法(Least square fitting)，過程中選擇距離數值模式網格點上下 0.75 公里範圍內的資料點，以這些資料點及其對應模式高度進行

內插。至於超過本研究反演資料的高度時，則不再對模式進行內插的動作，保留模式原先的變數值。

為了避免同化到模式的資料與模式的初始猜測場差距過大，造成不連續的現象，吾人採用與 Tai et al. (2011) 相同的方法，將模式初始猜測場與觀測場依照距離雷達觀測範圍給予權重，其中距離雷達 100 公里內之資料均來自於觀測場（亦即設模式初始猜測場權重為 0），每增加 1 公里模式權重便增加 0.01，以此法距雷達 200 公里處便皆為模式初始猜測場，具體權重之分佈可參考（圖 3），由圖可看出越靠近雷達則觀測場的權重則越

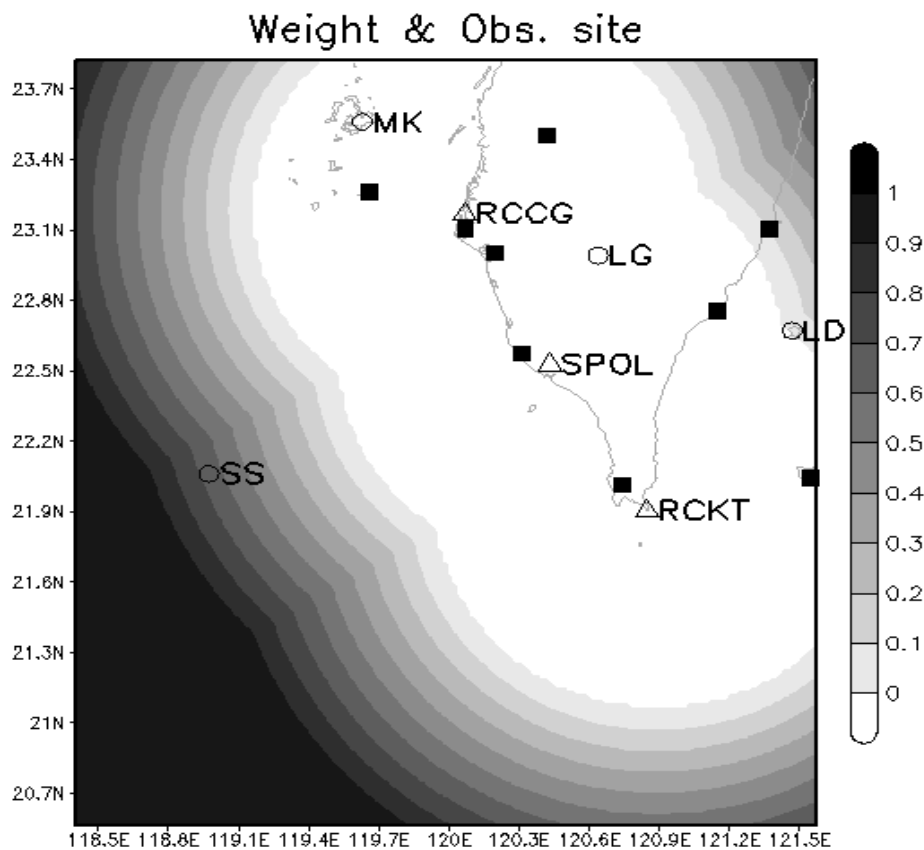


圖 3 觀測資料的來源與位置，圖上的三角形分別為氣象局七股(RCCG)與墾丁(RCKT)雷達，以及 NCAR SPOL 雷達的位置。圓圈代表探空，包含馬公(MK)、南船(SS)、六龜(LG)及綠島(LD)，黑色方塊代表地面測站位置，包含東吉島、臺南、高雄、嘉義、恆春、成功、蘭嶼、臺東及七股。灰階為結合模式與觀測場的權重分佈圖，顯示的是模式預報變數場的權重值。

大，經由上述方法將觀測場與模式做同化，更新數值模式初始猜測場再向後續時間做預報。

四、反演結果驗證及分析

(一) 建立背景風場

氣象雷達在觀測上有距離之限制，並且在臺灣劇烈天氣系統大多由海面而來，往往需等到系統非常接近才能一窺全貌，加上在臺灣地形如此起伏，雷達觀測會受地形限制，造成資料覆蓋量不足的問題。因此本研究反演風場時必需透過其他的觀測來做彌補，在陸地上吾人可使用地面測站或探空的資料，但廣大的洋面上仍無資料，於是本研究便加入了再分析資料來做補足。

再分析資料部分吾人使用歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) Atmospheric Model，解析度 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ ，時間為2008年6月14日1200 UTC的資料，從中取出垂直剖線作為虛擬探空資料。此外，還有南船(SS)、馬公(MK)、六龜(LG)及綠島(LD)探空站於當時的探空資料，再加上東吉島、臺南、高雄、嘉義、恆春、成功、蘭嶼、臺東及七股地面測站資料，如圖3。

此時資料來源眾多，使用 Barnes 客觀分析法(Barnes 1973)，以影響半徑 10 km 將真實探空及虛擬探空資料分析至網格點，而地面測站同樣使用 Barnes 的方法而影響半徑用 200 km 內插至地面水平格點。最後使用線性最小平方擬合法，將地面測站所分析與高空分析做結合。

(二) 觀測場的結果

圖4為1200 UTC高度1公里處，合成的三維風場、熱動力反演的溫度和壓力，以及調整過

水氣的結果。首先由圖4a的水平風可看出，在臺灣西南部洋面均吹著西南風，而到了陸地上則因為中央山脈的阻擋(圖中陸地上的粗線是0.5公里地形線)使得風有分流的現象，至5公里(圖未示)水平風的分佈由於高度已超過中央山脈的頂端，所以分流並不明顯。水平風場在外海較遠的區域分佈較為均勻，因為該處無雷達資料，反演風場基本上來自背景風場。若對緯度 22.513° 切一垂直剖面觀察其垂直速度(圖5a)與水平輻合輻散場垂直結構(圖5b)，可看出於經度 120.6° 中層處有一上升運動，於低層有輻合、高層有輻散的現象，於經度約 120.45° 處垂直下沉運動處，亦可看出輻合輻散場有很好的搭配。

在海上，於1公里高度的水平擾動氣壓場(圖4b)，大致上呈現東南方為正而西北方為負的配置，顯示該層的風場有地轉風的分量。而溫度擾動場(圖4c)於洋面上為正值，代表該處的空氣較為溫暖，而臺灣西南部地區溫度較低，吾人推測這可能是該處降水所造成的蒸發冷卻，連帶影響於壓力擾動場(圖4b)於該區域出現相對的高壓。經調整過後的水平水氣分佈(圖4d)可看出呈現若干胞狀結構，其位置與雨帶的分佈很一致。圖4亦顯示對各參數的調整，比較集中在有雷達資料的區域，這使得模式當完成資料同化並積分一段時間後，位於海上遠方且雷達無法觀測解析的天氣系統，會逐漸靠近陸地，而開始影響對陸上降雨預報的準確性。

五、實驗設計

本研究使用的數值模式為 NCAR 所發展的 Weather Research and Forecasting Model(WRF) Advanced Research WRF(ARW) V3.2 版，此模式為可壓縮及非靜力。

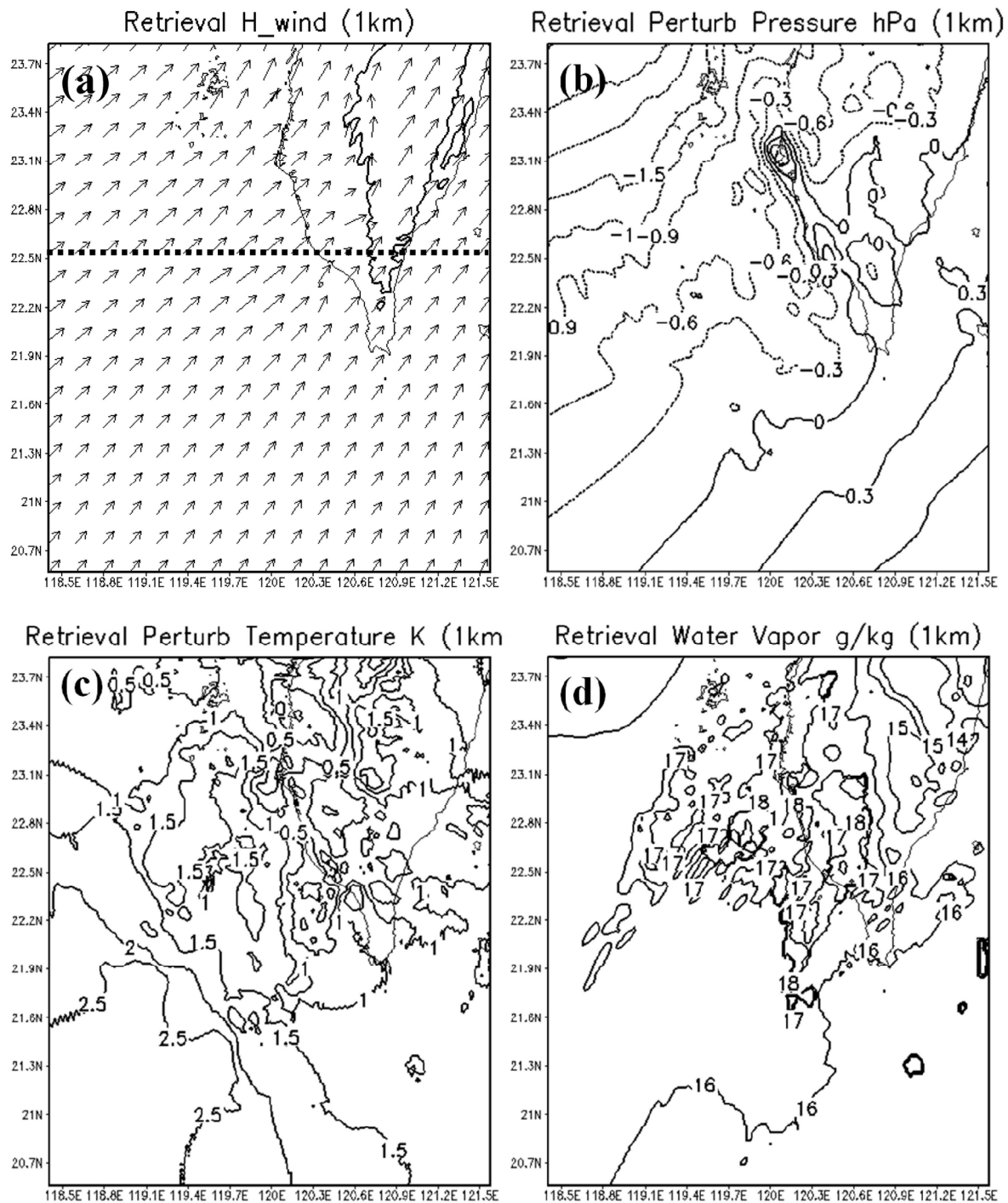


圖 4 於 1200 UTC 時多雷達資料反演出的 1 公里水平剖面資訊，(a)三維風場剖面，陸地上的粗線代表 0.5 公里地形高度、風標為水平風，東西向的虛線為一垂直剖面，其結構在後圖顯示；(b)擾動壓力場(hPa)；(c)擾動溫度場(K)；(d)水氣混和比(gkg^{-1})。

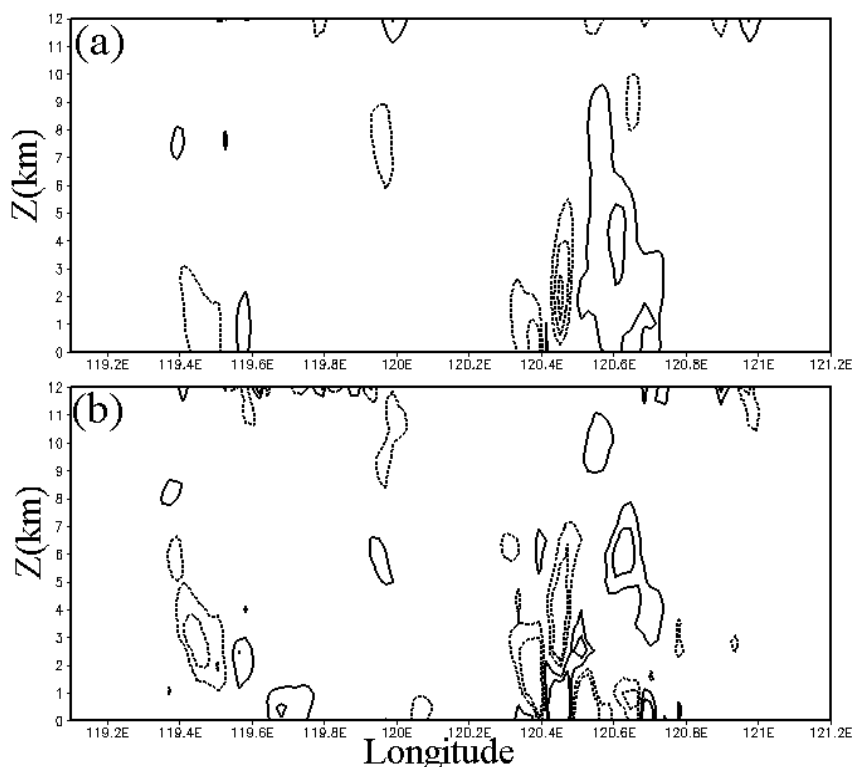


圖5 圖4a中的東西向垂直剖面結構，位於緯度 22.513° ，僅畫出經度 119.1°E 至 121.2°E 區域。(a)垂直速度垂直剖面，實線代表上升運動、虛線代表下降運動，等值線間距為 1.0ms^{-1} ；(b)水平輻合輻散場垂直剖面，實線代表輻散、虛線代表輻合，等值線間距為 0.3s^{-1} 。

(一) WRF 模式設定

於本研究中 WRF 模式使用兩層的巢狀網格，外層網格為 D01，內層網格為 D02，如圖 6 所示。D01 及 D02 水平網格點設定為 165×183 ，D02 中心位於經度 120° 緯度 22.2° ，垂直共 45 層由地面至 50 hPa，水平解析度分別是 6 km 及 2 km，積分時間間隔為 10 秒及 3.33 秒，並且開啟 two-way nesting 的功能，使得 D02 的預報會回饋去影響 D01 的結果。

初始場使用 ECMWF Atmospheric Model 的資料，時間為 2008 年 6 月 14 日 0600 UTC。利用此分析場置入 WRF 模式再向後積分 6 小時預報至 1200 UTC，再利用 RCCG、RKT 和 SPOL 雷

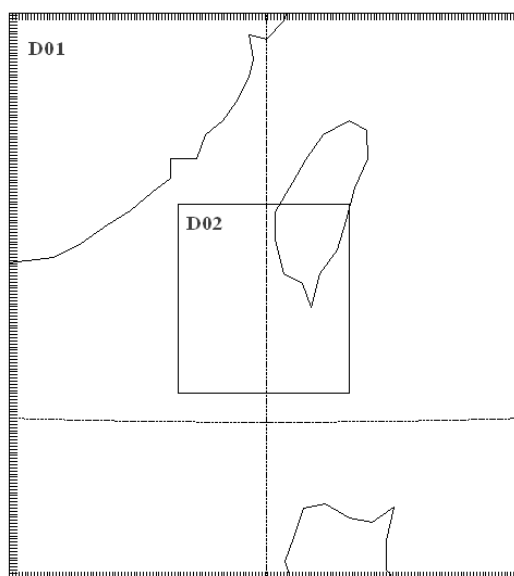


圖6 WRF 模式中巢狀網格示意圖，D01 解析度為 6km，D02 解析度為 2 km。

達相鄰 1200 UTC 的兩筆資料，以先前所介紹的反演方法求得各項觀測場，和模式於 1200 UTC 時 D02 區域的初始猜測場進行同化的步驟，接著將 D01 與更新過的 D02 當作初始場，讓 WRF 模式繼續做預報，相關流程可參考圖 7。

(二) 校驗辦法

各組實驗的結果必須以實際觀測來檢驗，本研究中針對 WRF 模式 D02 區域中的降水來做校驗，觀測資料來源為中央氣象局的雨量站，吾人挑選位於 D02 區域中的雨量站進行計算，其空間分佈可參考圖 8。圖 9 為本實驗目標區累積 1~3 小時的降雨觀測，降雨分佈呈東北-西南走向，極值出現在山區與恆春半島的北側，中央山脈以東降雨較少。

在校驗時，吾人將模式網格點上的降水資料利用 Barnes 客觀分析法，影響半徑設為 10 km 將其內插至觀測點上。此時得到空間與時間上所對應的觀測與模式降雨量，再使用公正預兆得分 (Equitable Threat Score, ETS) (Schaefer, 1990)、偏離指數 Bias (Anthes, 1983) 及均方根誤差 RMSE 評斷預報的好壞，以上這幾種皆是目前各研究及作業單位，經常用來評斷定量降水預報成績的評比指數。

六、實驗結果

(一) 雲物理和積雲參數化測試

由於 WRF 模式中包含許多雲物理和積雲參數化的組合，吾人後續會對本研究中所使用的步驟做測試比較，於是必需先找尋出一組最好的結果，做為控制組的實驗。積雲參數化部分選取三

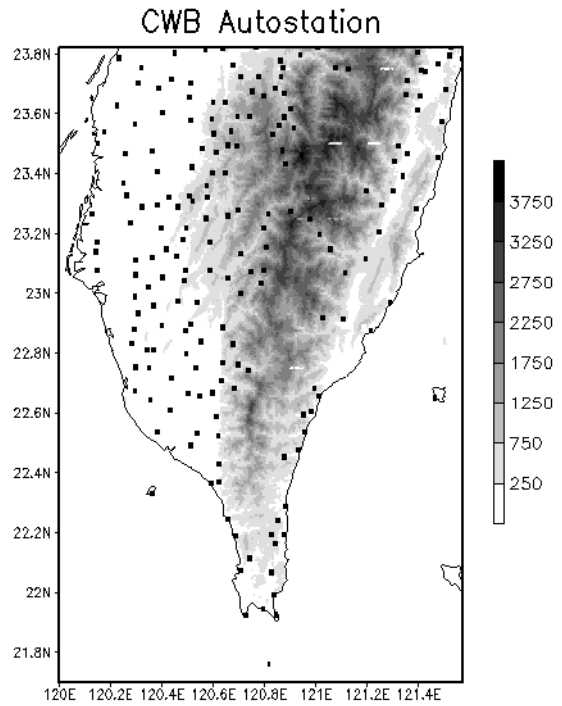


圖 8 中央氣象局雨量站於 D02 區域中分佈情況，圓點處代表測站位置；陰影為地形高度，單位公尺。

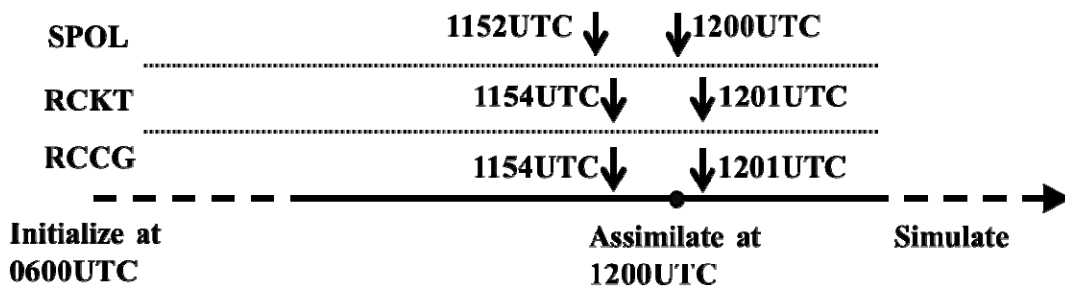


圖 7 WRF 模式初始化、同化及預報流程圖。

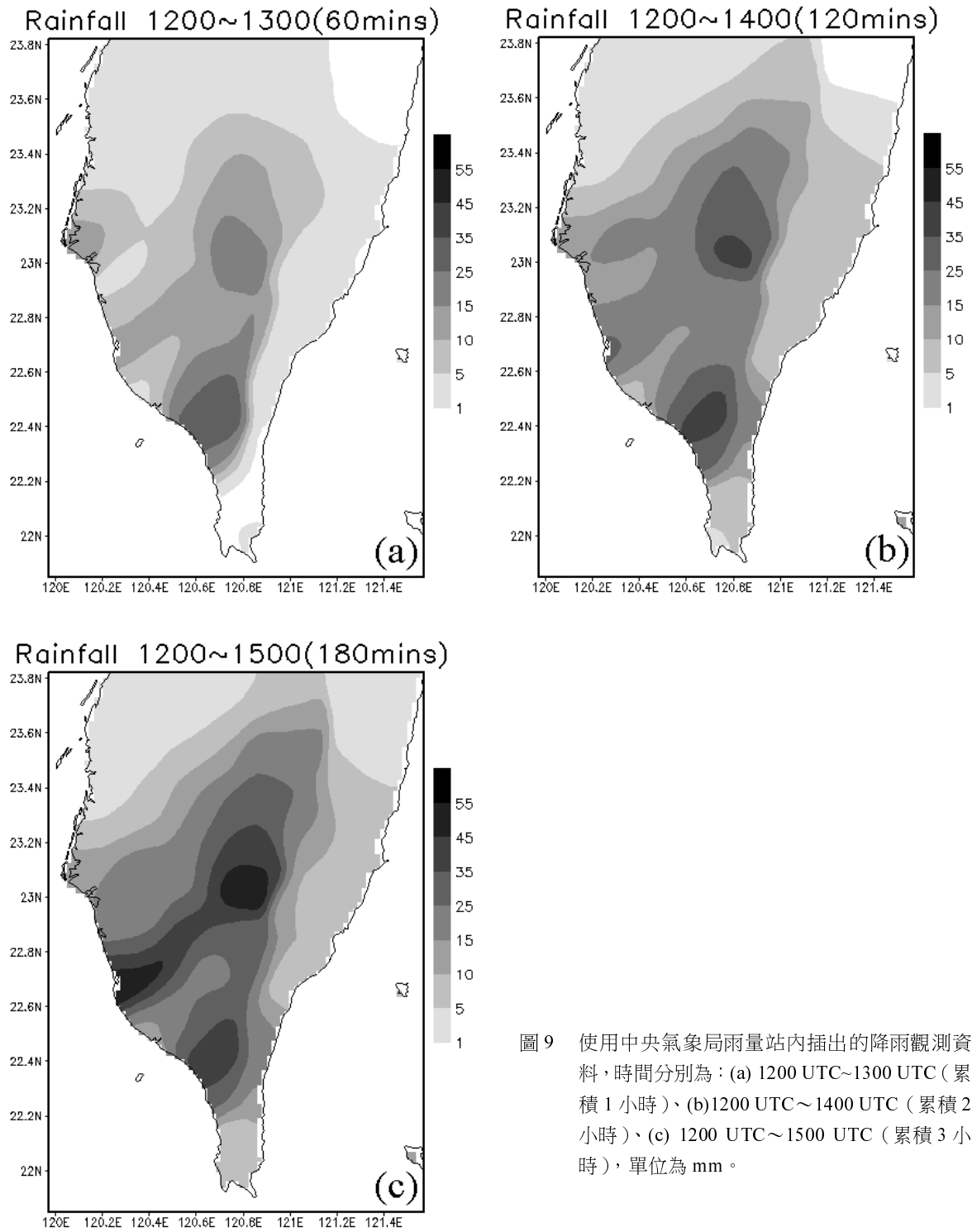


圖 9 使用中央氣象局雨量站內插出的降雨觀測資料，時間分別為：(a) 1200 UTC~1300 UTC (累積 1 小時)、(b) 1200 UTC~1400 UTC (累積 2 小時)、(c) 1200 UTC~1500 UTC (累積 3 小時)，單位為 mm。

種較常見的組合，雲物理方面則挑選包含冷雲過程的組合，選取項目如下(括號內為縮寫)：

• 積雲參數化：

1. Kain-Fritsch scheme(KF)
2. Betts-Miller-Janjic scheme(BM)
3. Grell-Devenyi ensemble scheme(GD)

• 雲微物理：

1. Lin et al. scheme(Lin)
2. WRF Single-Moment 6-class scheme (WSM6)
3. Goddard microphysics scheme(Grd)

利用上述項目交叉配對，便產生九組不同的積雲參數化和雲微物理組合。吾人根據不同積雲參數化和雲物理設定與實際觀測比較降雨分布及 Bias 和 RMSE 的雨量定量校驗。經過比較吾人以 Kain-Fritsch scheme 與 WRF Single-Moment 6-class scheme 為控制組(Control Run)，後續會根據此組合做為後續實驗的對照。

由於積雲參數化與雲物理方案的適用性在學界尚無定論，並沒有那一種方案可應用在所有氣象現象，而每個方案的表現往往又因個案而異。本實驗僅針對 SoWMEX 的個案找出一組對降雨預報表現最佳的組合，所以並不針對各種積雲參數化與雲物理方案的特性進行深入討論。

(二) 控制組(control run)的降雨預報結果

經由前面的實驗找出本研究的控制組後，接著比較同化雷達資料後所造成的影響。圖 10a 為 1200 UTC 同化後的最大回波 CV 圖分佈，由於使用影響半徑的方法同化觀測資料，所以在預報區域西南部離雷達較遠的部分，與當時 QPESUMS 的最大回波 CV 圖(圖 1a)有些差異，但主要的

A、B 回波帶皆有完整的呈現。而同化後預報 3 小時內的回波變化(圖 10b-10d)，由於初始將雷達反演出的觀測資料同化至模式，與模式之間仍有一定程度的不平衡，需要時間調整，於預報 60 分鐘後，層狀區的範圍減少，但此時看得出 A、B 兩回波帶，而 B 回波的表現和觀測仍有一定的相似，120 分鐘的表現仍是如此。大約到了 180 分鐘左右，A 回波有重組回來的趨勢，而此時 B 回波則快減弱殆盡了。若無同化雷達資料(圖未示)，由於在初始就無 A、B 回波的特徵，只有外海一小條回波加上陸地上些零星的回波，後續預報結果較差。由預報回波的情況可知，本個案同化雷達資料的效用，大約可維持 3 小時。

接著針對降水預報做校驗，仍以同化雷達資料與否做比較，可看出同化雷達資料(圖 11)與未同化雷達資料(圖 12)每小時降雨累積分佈，同化雷達資料對降雨分佈上有明顯的改善，雖仍有高估的情形，但若無同化雷達資料，降雨分佈零星且較偏北。對其做 ETS 校驗(圖 13a)或 RMSE 統計(表 4 第 a、b 欄)，可看出同化雷達資料的表現較佳，尤其在門檻值為較大雨時，改善更為顯著。

由於 ETS 得分代表的是超過隨機猜中(hits by chance)的真正預報能力，因此在計算過程中要扣除隨機猜中的次數。當門檻值較低如本個案中的 2 mm 時，累積 3 小時達到此門檻會比累積 1 小時要相對容易。吾人檢查以 2 mm 為門檻值計算 ETS 時所用到的各項數值，發現在 3 小時的時候，預報有達到門檻值(F)的次數，與觀測有達到門檻值(O)的次數，都比 1 小時要多，這使得計算隨機猜中的次數($R = FO/N$ ；N 為事件的總數)時，累積 3 小時的 R 值為 135.29，而累積 1 小時的 R 值為 80.75，這是指在控制組實驗中，在預

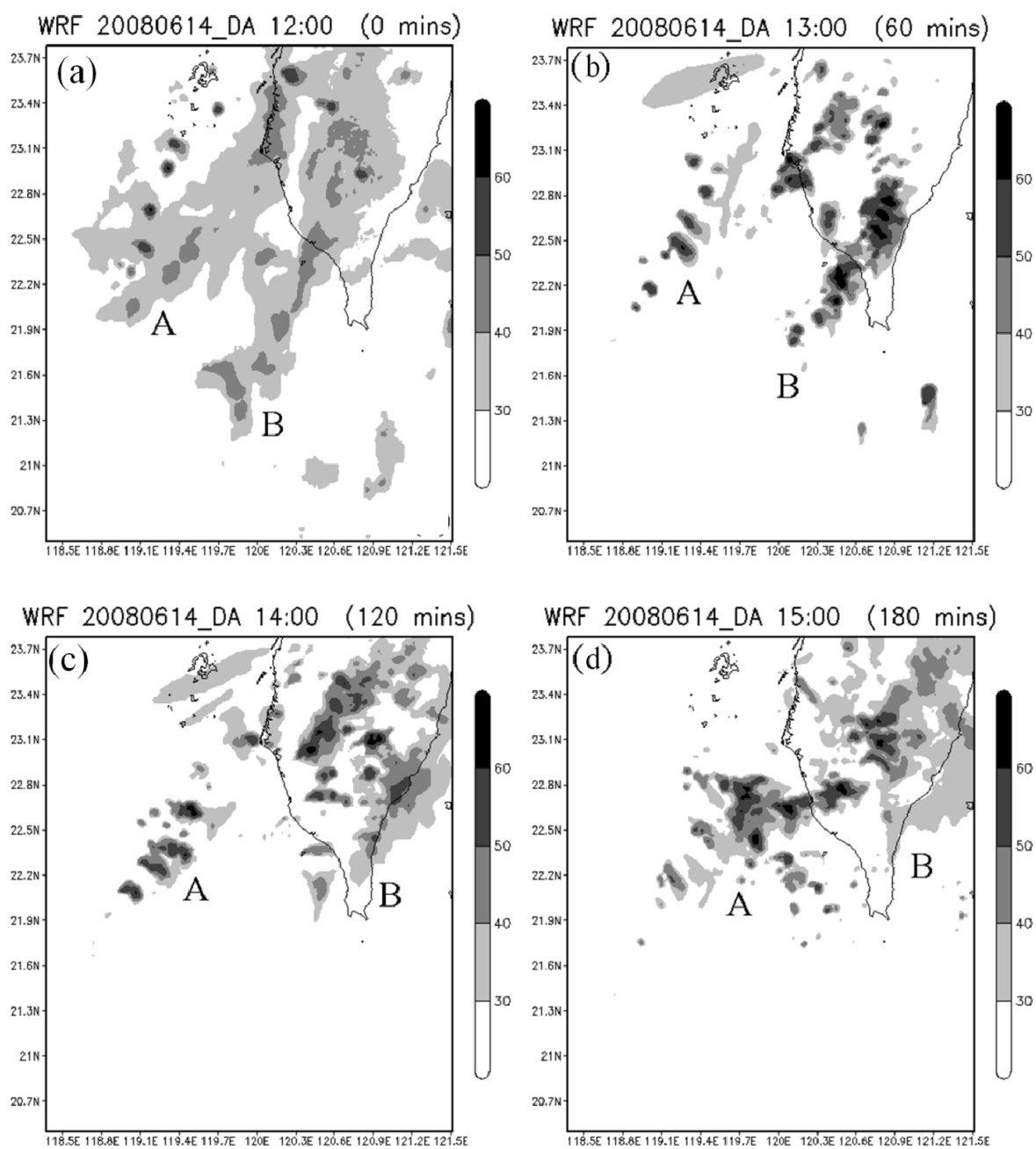


圖 10 (a)最大回波 CV 圖在 1200 UTC 時的分析場，以及本研究中控制組於 1200 UTC 同化雷達資料後，預報的最大回波 CV 圖變化，預報時間分別為(b) 60 分鐘、(c) 120 分鐘、(d) 180 分鐘，單位為 dBZ。

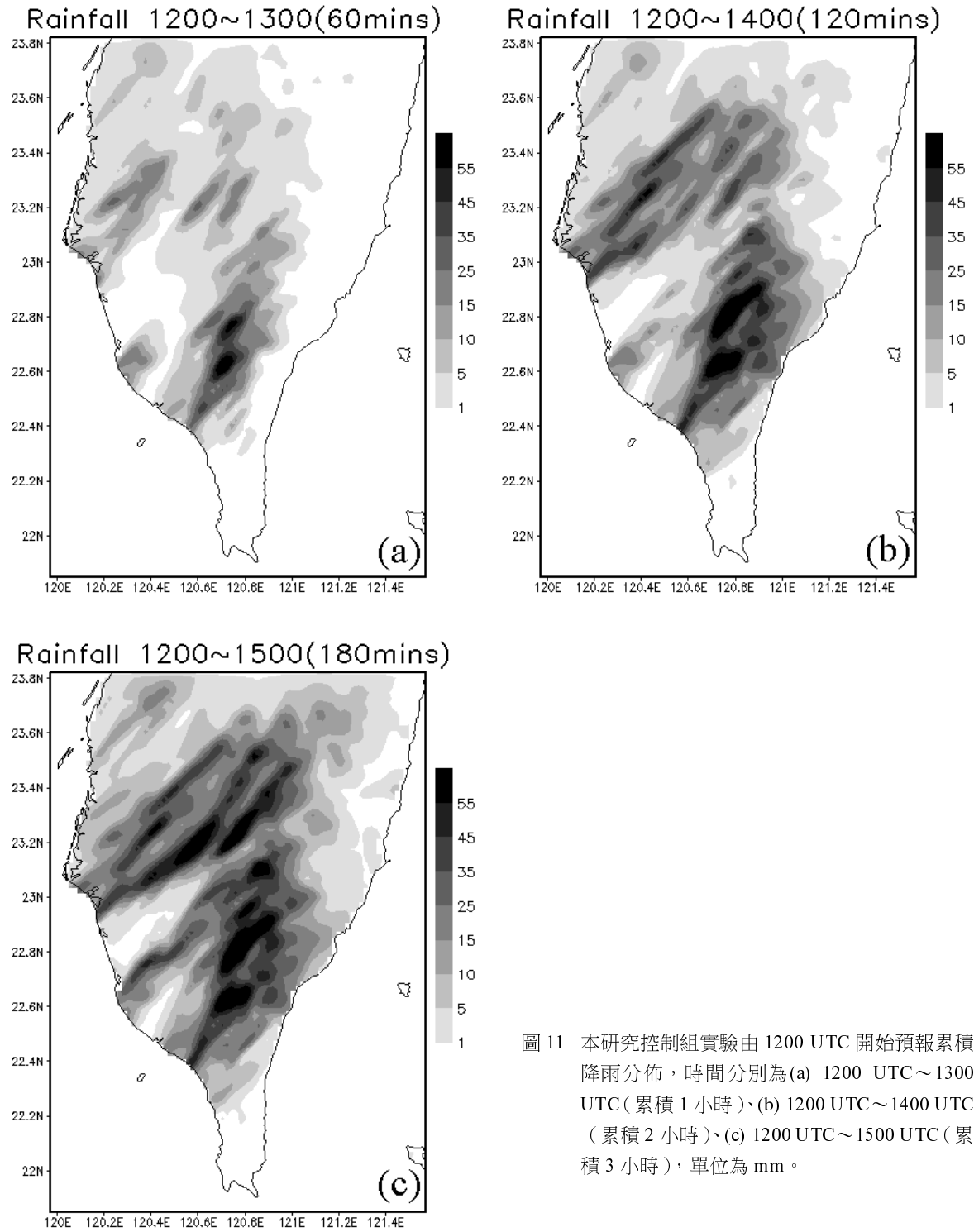


圖 11 本研究控制組實驗由 1200 UTC 開始預報累積降雨分佈，時間分別為(a) 1200 UTC~1300 UTC(累積 1 小時)、(b) 1200 UTC~1400 UTC(累積 2 小時)、(c) 1200 UTC~1500 UTC(累積 3 小時)，單位為 mm。

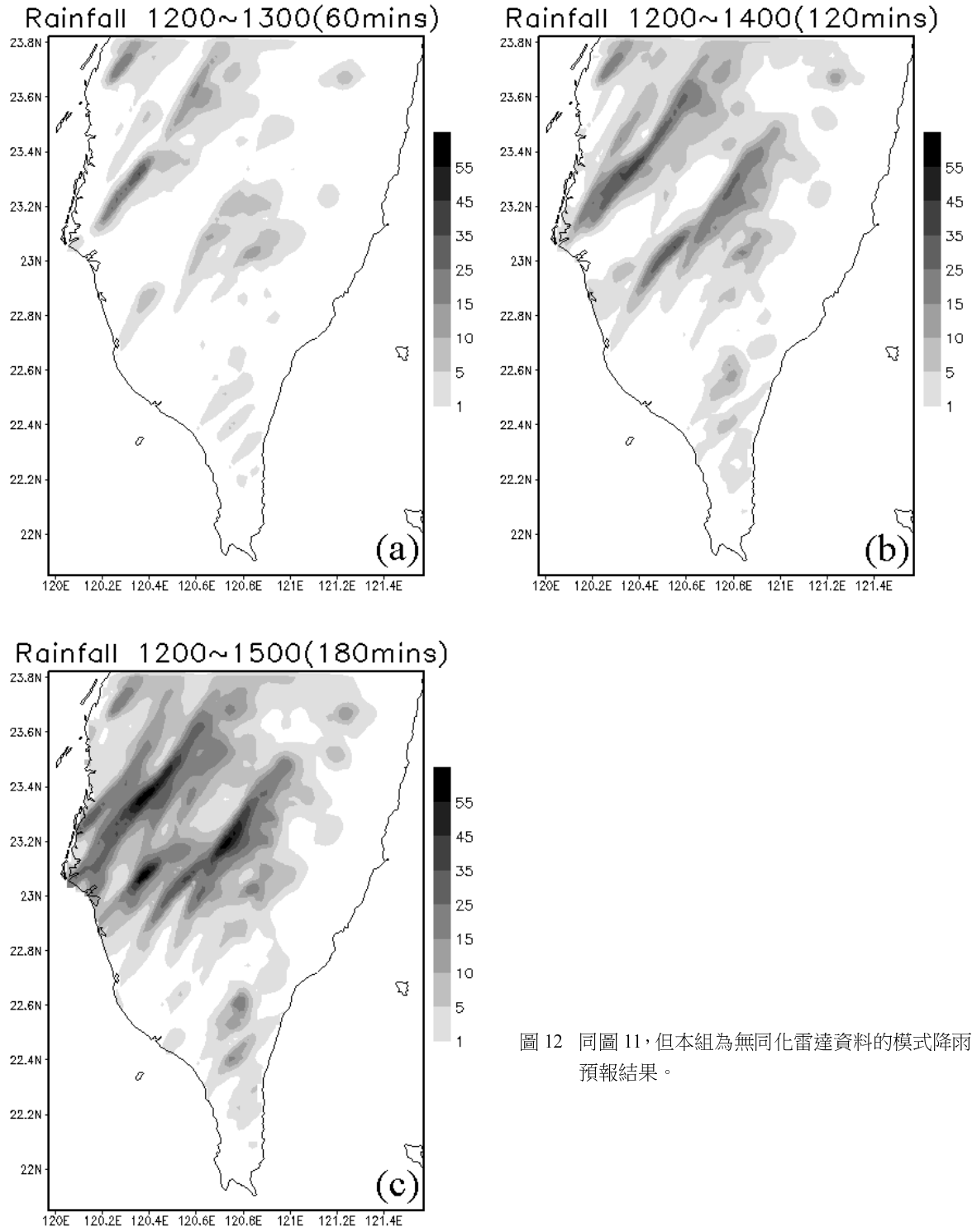


圖 12 同圖 11，但本組為無同化雷達資料的模式降雨預報結果。

D.A. and Pure WRF

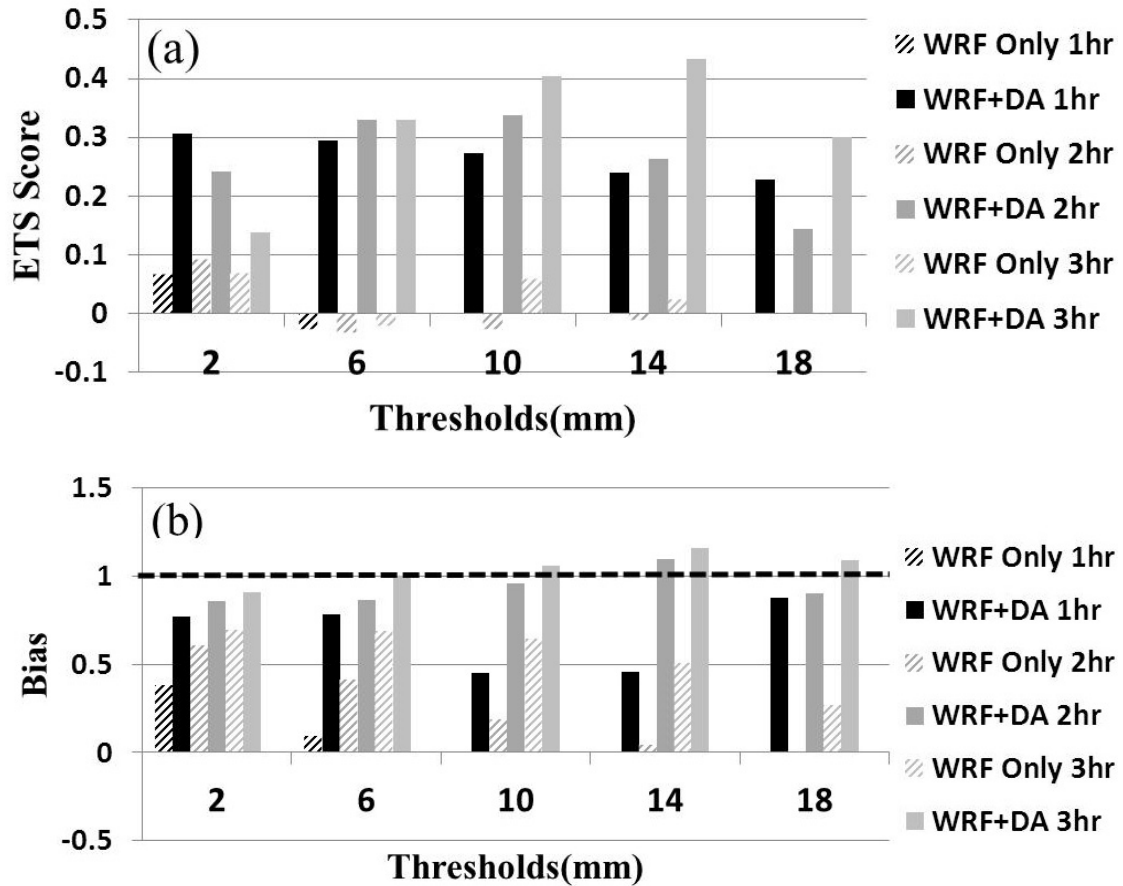


圖 13 對是否同化雷達資料，模式定量降水預報準確度的驗證。其中的 WRF Only 代表純 WRF 的預報，未加入任何雷達觀測或反演的資料，WRF+DA 代表 WRF 與雷達資料同化後的結果，圖說後的數字代表累積 1、2、3 小時的降雨，驗證的指標分別為(a) ETS；(b) Bias。

表 4 不同實驗下 WRF 模式定量降水預報的 RMSE 統計：(a) Ctrl Run，為控制組、(b) WRF Only，為未同化雷達資料的純 WRF 預報、(c) No qv adj.，為無水氣調整、(d) No SPOL，為無 SPOL 雷達資料。

		RMSE of QPF					
		30 min	60 min	90 min	120 min	150 min	180 min
a	Ctrl run	1.68	3.54	5.29	7.12	7.84	8.74
b	WRF Only	2.85	5.35	7.25	9.46	10.97	12.42
c	No qv adj.	2.24	4.25	5.84	7.41	9.03	10.73
d	No SPOL	1.93	4.17	6.87	8.72	9.64	10.44

報 3 小時是否累積 2 mm 降雨的這個事件上，隨機猜中的機會已經比較高了，所以當估計真正有技術的預報能力時，因為受到較大的 R 值的影響，而降低了預報 3 小時的 ETS 值，甚至比預報 1 小時的 ETS 值還低（圖 13a）。

至於在 Bias 分析表現上（圖 13b），不論在累積任何時間無同化雷達資料皆明顯的低估，同化過雷達資料則有顯著的改善，其 Bias 值較接近 1.0。

(三) 水氣調整的影響

根據前人研究指出，定量降水預報表現對水氣含量分佈有高敏感度的特性，本研究於反演過程當中亦包含了水氣調整的步驟，為了了解藉由此步驟求得水氣三維分佈，同化進模式有何影響，因而設計出本實驗。

以原先模式於當時 1200 UTC 預報的水氣量，不做水氣調整但仍藉由雷達觀測反演風場、熱力場和雨水及雪水分佈，同化進模式當中做預報，為無水氣調整的實驗步驟。

不調整水氣所預報出的降水分佈與有經水氣調整（控制組）的結果（圖未示），可看出無調整水氣降雨量有明顯的低估，並且分佈上與實際觀測有明顯的差異。而定量上的校驗（圖 14）指出不論於任何預報時間，無水氣調整的實驗 ETS 分數皆較控制組低、Bias 仍是明顯的低估，尤其在較高的門檻值更明顯。至於 RMSE 的統計比較（表 4 第 a、c 欄）指出在任何時間，無水氣調整的模式預報降雨量誤差仍較高。經由這些結果可得知，水氣調整對降水預報上是有幫助的。

(四) 無 SPOL 雷達觀測的影響

由於本研究個案選取 2008 年 SoWMEX 當中

的個案，當時有 NCAR 的 SPOL 雷達為此觀測做支援，使本研究擁有較充足的雷達資料做其應用，而吾人研究的方法，最終仍希望推廣至作業化當中，於是便設計了本次實驗，以台灣現有作業化雷達的觀測資料來做同化，也就是扣除 SPOL 雷達的觀測資料。由當前所使用的 SPOL、RCCG、RCKT 雷達資料量（表 2）及僅有 RCCG、RCKT 雷達觀測資料量（表 3），可看出缺少 SPOL 時觀測資料量明顯減少許多，特別是兩座雷達可觀測到的區域，此部分於第二節已有做介紹。

本實驗使用 RCCG 和 RCKT 兩座雷達的觀測資料，利用先前的方法得到觀測場與 WRF 模式初始猜測場做同化得到分析場，接著使用 WRF 模式進行預報。

比較各小時累積降水預報分佈（圖 15）和控制組（圖 11）的結果，降雨區域明顯偏向北且範圍較大，與觀測（圖 9）的差異也增大。在 3 小時內的降雨預報，若計算 ETS（圖 16）則更明顯的指出控制組優於本實驗組，而在 RMSE 統計（表 4 第 a、d 欄）中控制組誤差皆小於本實驗的結果。

藉由本實驗得知雷達資料覆蓋量對其同化預報有決定性的影響，並且在本個案中 SPOL 雷達觀測資料對改善定量降水預報是很有幫助的。

七、結論與未來展望

本研究透過 2008 年 SoWMEX 實驗計畫 RCCG、RCKT 和 SPOL 三座雷達資料，使用多都卜勒風場合成方法、熱動力反演技術和新發展的水氣調整法，得到觀測場，即為大氣三維狀態變數之結構，將此觀測場同化至原先數值模式，提供數值模式初始場，再向後續時間進行預報，最後針對模式定量降水預報的改善程度進行驗

Influence of Water Vapor Adjust

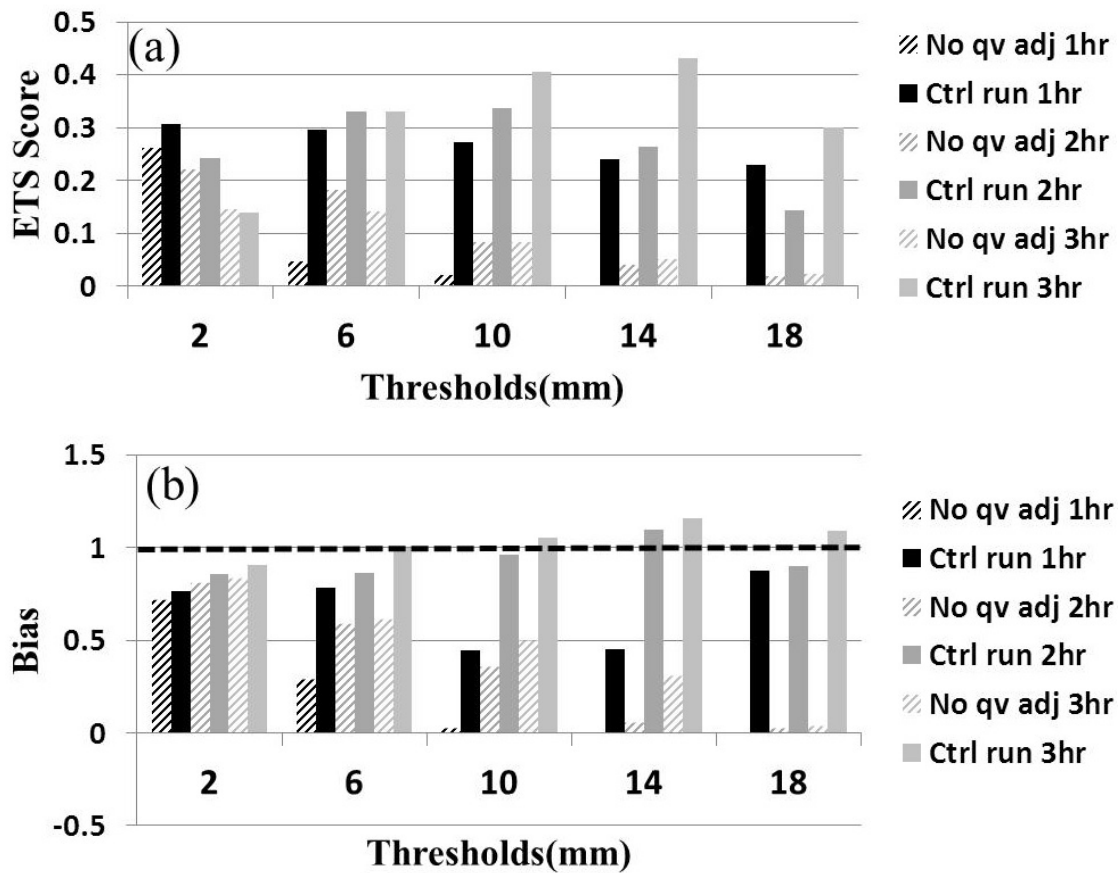


圖 14 同圖 13，但本組為比較是否進行水氣調整的差異。其中 No qv adj 代表沒有調整水氣，Ctrl run 代表有進行水氣調整的控制組實驗(Control run)。

證。由先前各節探討得到以下結論：

1. 藉由本方法同化雷達資料調整模式初始場，控制組實驗顯示模式對降雨預報的改善可達 3 小時，和純 WRF 的預報比較最大回波 CV 圖、降雨的分佈後，發現同化雷達資料後模式的預報結果明顯較接近真實觀測。
2. 水氣調整的過程中雖然包含了理想的假設，但若不做水氣調整，降雨量和觀測比較少了許多，經實驗結果看來此步驟對降水預報上有很大的幫助。
3. SPOL 雷達僅支援 2008 SoWMEX 期間之觀測。為了測試實際運用至預報作業上的表現，因此設計一組僅使用兩座中央氣象局作業雷達資料的同化實驗。結果顯示由於觀測資料覆蓋量驟降許多，使實驗結果不盡理想。由此實驗得知以多部雷達網連的方式增加資料覆蓋量，對反演與同化的結果有重要的影響。如果在 SPOL 雷達原址架設一座雷達，對於南台灣的雷達反演同化及降雨預報結果應會有所助益。

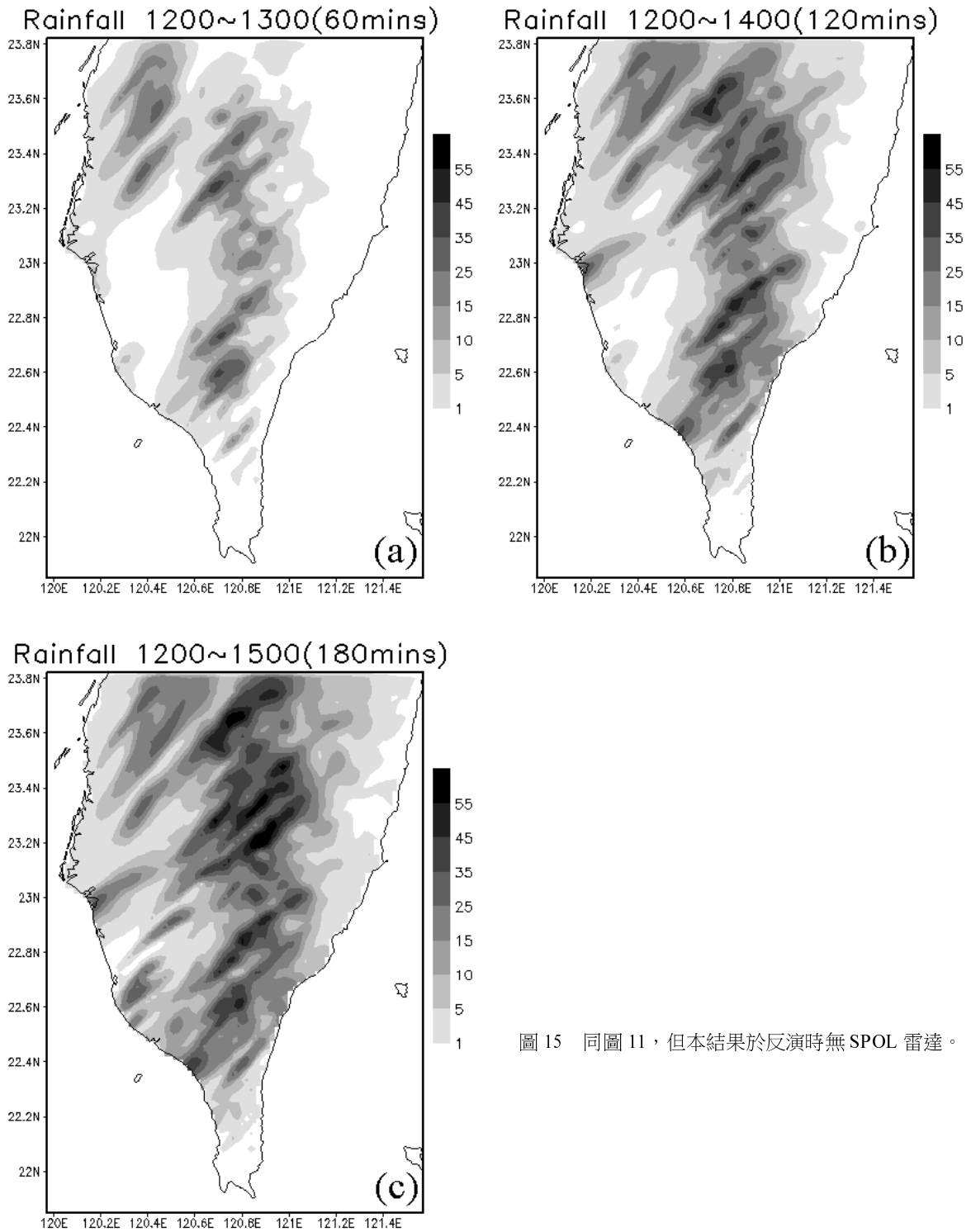


圖 15 同圖 11，但本結果於反演時無 SPOL 雷達。

Influence of SPOL Radar

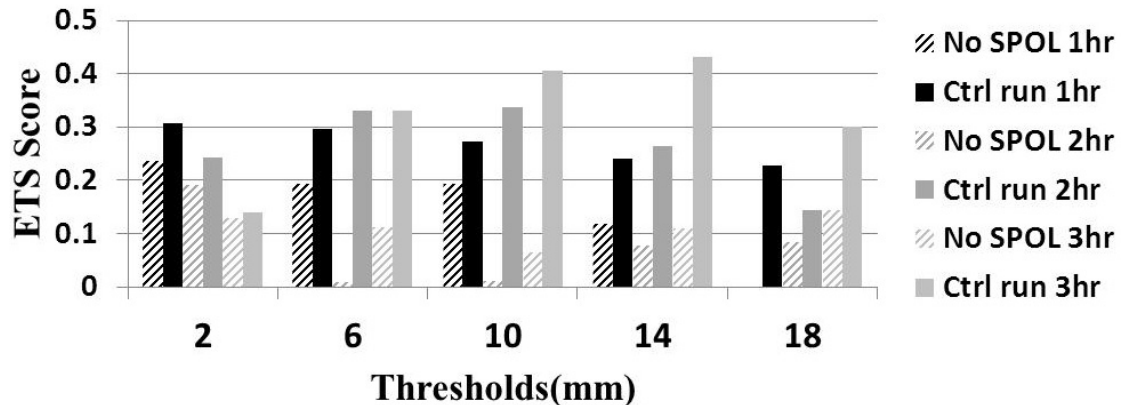


圖 16 同圖 13a，但本組為比較無同化 SPOL (No SPOL) 雷達資料，與控制組實驗 (Ctrl run)，在模式預報降雨累積 1、2、3 小時的 ETS 得分差異。

由於 4DVAR 需要結合預報模式與伴隨模式進行往覆積分，以求得模式最佳的初始場，而 EnKF 需要相當數量的系集數目進行計算，都屬於需要大量電腦運算資源的同化技術，相較之下本研究所涉及的計算步驟與同化方式所需的計算資源相對較少。此外，使用 4DVAR (如 Tai et al. 2011) 或 EnKF (如：Tong and Xue 2005)，往往需要較多筆的雷達資料與較長的同化窗區，才能調整出模式最佳的初始場(4DVAR)，或合理的背景場誤差協方差結構(EnKF)，但本研究只使用兩筆雷達資料經過一次同化流程，即可對研究個案有一定的掌握能力。由於本研究僅同化一次雷達資料，未來還可以測試多次同化之表現。最後，本研究提出的方法對資料的品質有嚴格的要求，因為錯誤的資料同化進入模式會讓模式預報更混亂。因此任何雷達資料同化方法要進入作業階段，在短時間內完成分析並可以開始進行降水預報，必須先完成雷達資料品質控管自動化的工作。

致謝

本研究由交通部中央氣象局 MOTC-CWB-99-2M-02，國科會 NSC 100-2625-M-008-002、NSC 100-2111-M-008-005、NSC 101-2625-M-008-003 與 NSC 101-2119-M-008-019 計畫資助。感謝中央氣象局提供 RCCG 與 RCKT 雷達資料，以及參與 SoWMEX 的全體工作成員。感謝楊靜仔小姐和邱健倫先生協助整理資料。

參考文獻

- 尤心瑜和廖宇慶，2011；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。大氣科學，第 39 期，1-24。
- 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。

- Anthes, R. A., 1983: Regional models of the atmosphere in middle latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1306-1330.
- Barnes, S. L., 1973: Mesoscale objective map analysis using weighted time series observation. *NOAA Tech. Memo. Erl Nssl-62*, 60pp.
- 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., 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 _____, 2004: Analysis and forecasting of the low-level wind during the Sydney 2000 forecast demonstration project. *Wea. Forecasting*, 19, 151-167.
- Dowell, C. D., 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.
- Hu, M., M. Xue, J. Gao, K. Brewster, 2006: 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.
- Kawabata J., H. Seko, K. Saito, T. Kuroda, K. Tamiya, T. Tsuyuki, Wakazuki, 2007: An assimilation and forecasting experiment of the Nerima heavy rainfall with a cloud-resolving nonhydrostatic 4-dimensional variational data assimilation system, *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 255-276.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- Lin, Y.-J., H. Shen, T.-C. C. Wang, Z.-S. Deng, and R. W. Pasken, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part II: Dynamic and thermodynamic structures and momentum budgets. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2382-2399.
- 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, 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 impacts on thermodynamic retrieval. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3992-4010.
- Rogers R. R., and M.K. Yau, 1989: A short course in cloud physics, Pergamon, Oxford, England, 293pp.
- 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.
- _____, and J. Sun, 1990: Single-Doppler observations of a West African squall line on 27-28 May 1981 during COPT 81: Kinematics, thermodynamics and water budget. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1826-1854.
- 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.
- Sun, J., and N. A. Crook, 1997: Dynamical 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 _____, 1998: Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *J. Atmos. Sci.*, 55, 835-852.
- _____, and _____, 2001: Real-time low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data. *Wea. Forecasting*, 16, 117-132.
- Tai, S.-L., Y.-C. Liou, J. Sun, S.-F. Chang, and M.-C. Kuo, 2011: Precipitation Forecast using Doppler Radar Data, a Cloud Model with Adjoint, and the Weather Research and Forecasting Model—Real Case Studies during SoWMEX in Taiwan. *Wea. Forecasting*, 26, 975-992.
- 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. 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.
- _____, J. Sun, 2007: Multiple-radar data assimilation and short-range quantitative precipitation forecasting of a squall line observed during IHOP_2002. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3381-3404.

Assimilation of Multiple-Doppler Radar Data to Improve the Model Quantitative Precipitation Forecast – A Case Study from 2008 SoWMEX IOP8

¹Wei-Hao Chen and ^{1,2}Yu-Chieng Liou

¹ Institute of Atmospheric Physics, National Central University

² APEC Research Center for Typhoon and Society

(manuscript received 14 May 2012 ; in final form 14 August 2012)

ABSTRACT

The purpose of this study is to improve the model initial field and hence the quantitative precipitation forecast (QPF) by using multiple-Doppler radar observational data. The assimilation algorithm includes three major components: multiple-Doppler radar wind synthesis, thermodynamic retrieval, and moisture adjustment. A case during IOP8 of 2008 Southwest Monsoon Experiment (SoWMEX) is selected. The radar data in use are the reflectivity and radial wind of the CWB RCCG and RCKT radars, and the SPOL radar from NCAR. The three-dimensional winds, retrieved from the radars and sounding data, are utilized to calculate thermodynamic fields. The moisture field is also adjusted when certain criteria are satisfied. The computational platform employed for this study is the Weather Research and Forecasting (WRF) model.

Compared with the experiments without data assimilation, the assimilation technique developed in this study significantly improves the accuracy of the model rainfall forecast for about three hours. The results from a series of experiments indicate that the moisture adjustment is necessary. The use of multiple-Doppler radar data is also crucial, because a larger radar data coverage is expected to lead to better results. The proposed method can use relatively fewer computing resource and observational data within a shorter observational period to conduct short-term QPF. In the future, it is planned to apply this method for the forecast of precipitation in afternoon thunderstorms or tropical cyclones.

Key Words: Doppler radar, Quantitative precipitation estimation, SoWMEX