

國 立 中 央 大 學

大 氣 物 理 研 究 所  
碩 士 論 文

結 合 VDRAS、WRF 與 雷 達 網 聯 資 料  
以 檢 視 對 台 灣 地 區 短 期 降 水 預 報 改 善 之 成 效

研 究 生：郭 閔 超

指 導 教 授：廖 宇 慶 博 士

陳 台 琦 博 士

中 華 民 國 一 百 年 六 月



# 國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(98 年 4 月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

- (V) 同意 (立即開放)
- ( ) 同意 (一年後開放)，原因是：\_\_\_\_\_
- ( ) 同意 (二年後開放)，原因是：\_\_\_\_\_
- ( ) 同意 (三年後開放)，原因是：\_\_\_\_\_
- ( ) 不同意，原因是：\_\_\_\_\_

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名：\_\_\_\_\_ 郭閔超 \_\_\_\_\_ 學號：\_\_\_\_\_ 986201003 \_\_\_\_\_

論文名稱：\_\_\_\_\_ 結合 VDRAS、WRF 與雷達網聯資料，以檢視對台灣地區短期降水預報改善  
\_\_\_\_\_ 之成效。 \_\_\_\_\_

指導教授姓名：\_\_\_\_\_ 廖宇慶 \_\_\_\_\_

系所：\_\_\_\_\_ 大氣物理 \_\_\_\_\_ 所  博士班  碩士班

日期：民國 100 年 07 月 06 日

備註：\_\_\_\_\_

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://thesis.lib.ncu.edu.tw/> 下載。
2. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣物理 學系/研究所 郭閔超 研究生

所提之論文

結合 VDRAS、WRF 與雷達網聯資料，以檢視對台灣地

區短期降水預報改善之成效。

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 廖宇慶 (簽章)

100 年 6 月 10 日

國立中央大學碩士班研究生  
論文口試委員審定書

大氣物理 學系/研究所 郭閔超 研究生

所提之論文

結合 VDRAS、WRF 與雷達網聯資料，以檢視對台灣地區  
短期降水預報改善之成效。

經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

委

員

洪學山  
蕭芳華  
洪和山  
陳文琦  
廖宇慶

中華民國 100 年 6 月 10 日

# 中文摘要

本研究使用都卜勒雷達變分分析系統(Variational Doppler Radar Analysis System; VDRAS)進行雷達資料同化，VDRAS 具有預報能力，但不能解析地形，因此以 VDRAS 透過 4DVAR 同化雷達資料後的分析場作為模式初始場，再結合有地形解析能力的 WRF，進行預報。本研究同化七股、墾丁、花蓮及 SPOL 雷達，且設計多組不同的同化策略，以檢視 VDRAS 結合 WRF 後對改進降水預報的程度。

本研究選取的個案為 2008 年 SoWMEX(Southwest Monsoon Experiment; 西南氣流實驗)期間 IOP4(Intensive Observation Period 4; 第四次密集觀測期)的 6 月 2 日。主要的實驗結果，發現同化四個雷達(同化 SPOL 雷達)比同化三個雷達(未同化 SPOL 雷達)的降水預報結果還要好。在降水預報上，同化雷達資料比純粹 WRF 的模擬結果有明顯改進，而再同化 0600~0700UTC 雷達資料並置換第二次 VDRAS 分析場，其結果較好。但是若同化 0500~0600UTC 雷達資料(天氣系統仍在海上)比同化 0700~0800UTC 雷達資料(天氣系統已登陸)，結果則較好，因此吾人認為 0750~0800UTC，強度 30dBZ 以上的雷達觀測回波在複雜地形上的資料量比 0550~0600 和 0650~0700 來的多，而 VDRAS 無地形解析能力，同化天氣系統已登陸的雷達資料相較於同化天氣系統在海上時的 VDRAS 分析場，較無法掌握複雜地形上對流結構的特徵。

綜合以上各種同化策略，說明了 VDRAS 在台灣或類似其地理及觀測環境的可行性，以供日後研究參考。

# Abstract

In this research, the Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS) is used to assimilate radar data. The VDRAS has the capability to conduct forecast, but only over flat surface. Thus, it is attempted to merge the VDRAS analysis field with WRF, so that one can use the latter to resolve the terrain. In this study, we will use RCCG, RCKT, RCHL and S-POL radars to perform a series of assimilation experiments with different strategies.

A real case of a shallow surface front occurred from 0500UTC to 0900UTC on 02 June 2008 during Southwest Monsoon Experiment IOP4 is selected. Experimental results reveal that assimilating more radar data leads to a better performance of the rainfall forecast. It is also shown that assimilating radar data is better than using WRF alone. Further improvements can be achieved when WRF is merged with VDRAS analysis field twice. By assimilating radar data on 0500~0600UTC, when convective system is still over the ocean, results in a more accurate forecast of the rainfall than performing the radar data assimilation on 0700~0800UTC, when convective system already reaches the complex terrain. This difference can be explained in the following. Since a large portion of the convection system is over the terrain on 0700UTC~0800UTC, therefore even with radar data assimilation, the VDRAS is not able to capture the major features of the convective structure due to its inability to resolve the complex terrain.

The above-mentioned experimental results can be used as a guideline for applying VDRAS in Taiwan or other places with similar geographic environment and observational limitations.

# 目錄

中文摘要	i
英文摘要	ii
目錄	iii
圖表說明	v
<b>一、前言</b>	
1-1 研究動機	1
1-2 文獻回顧	2
1-3 研究目的	3
<b>二、都卜勒雷達變分分析系統</b>	
2-1 四維變分	4
2-2 雲模式	6
2-3 中尺度背景場	8
2-4 雷達資料的品質控管	9
<b>三、個案介紹</b>	
3-1 2008 年西南氣流實驗	10
3-2 資料來源	11
3-3 個案特徵	11
<b>四、驗證方法</b>	
4-1 降水預報以及觀測	13
4-2 定量降水預報驗證公式	14
4-2-1 公正預兆得分(ETS)	14
4-2-2 偏離係數(Bias)	15

4-2-3 空間相關係數(SCC)-----	15
4-3 風場驗證-----	16
<b>五、模式設定及實驗設計</b>	
5-1 VDRAS 模式設定及其實驗設計-----	18
5-2 WRF 模式原理及其設定-----	19
5-3 VDRAS 結合 WRF 方法-----	20
5-4 VDRAS 結合 WRF 的預報實驗設計-----	22
<b>六、實驗結果與討論</b>	
6-1 VDRAS 同化結果分析-----	24
6-2 預報結果分析-----	24
6-2-1 0600UTC~0900UTC 預報結果-----	24
6-2-2 同化與未同化 SPOL 雷達的差異-----	26
6-2-3 不同時段同化對預報的差異-----	27
6-2-4 以結合兩次檢視結合一次的可用性-----	29
<b>七、總結與未來展望</b>	
7-1 總結-----	30
7-2 未來展望-----	31
參考文獻-----	33
附表-----	37
附圖-----	39



## 圖表說明

表 2-1 中尺度背景場所使用的觀測資料統整

表 5-1 所有實驗的組合及其描述，分析場 1、2 及 3 代表同化的時段差別(見圖 5-3)

表 6-1 VWRP-SPOL-1 實驗-投影在雷達的徑向風與雷達觀測徑向風的均方根誤差，隨著時間兩小時內的變化。

表 6-2 雷達觀測資料在門檻值為不同地形高度的分佈比例

圖 3-1 實驗中所有觀測資料的分佈圖：小圓點為再分析資料的垂直剖線，大圓點為探空，叉叉標記為地面站，三角形為雷達(CG 為七股、KT 為墾丁、HL 為花蓮、SPOL 則為 SPOL 雷達)。

圖 3-2 中央氣象局 2008 年 06 月 02 日 0600UTC 的地面天氣圖

圖 3-3 2008 年 06 月 02 日自動雨量站資料內插至網格的 0600UTC 至 0900UTC 的累積雨量圖。色階為雨量，單位為公釐(mm)

圖 3-4 (a)中央氣象局 2008 年 06 月 02 日 0630UTC 衛星觀測紅外線雲圖

圖 3-4 (b)中央氣象局 2008 年 06 月 02 日 0730UTC 衛星觀測紅外線雲圖

圖 3-5 中央氣象局 2008 年 06 月 02 日 0600UTC 雷達合成最大回波圖

圖 4-1 氣象局自動雨量站分佈圖。小黑點為雨量站位置，陰影為地形高度(單位:公尺)

圖 5-1 VDRAS 實驗的網格範圍

圖 5-2 雷達合成最大回波圖，時間為 2008 年 06 月 02 日(a)0500UTC、(b)0530UTC、(c)0600UTC、(d)0630UTC、(e)0700UTC、(f)0730UTC、(g)0800UTC、(h)0830UTC、(i)0900UTC。陰影為回波，單位為 dBZ，只顯示強度 20dBZ 以上的值。

圖 5-3 (a)0500UTC 至 0600UTC-VDRAS 同化循環過程示意圖，向上箭頭為

一個雷達全體積掃描。分析場編號為 1

圖 5-3 (b)0600UTC 至 0700UTC-VDRAS 同化循環過程示意圖，向上箭頭為一個雷達全體積掃描。分析場編號為 2

圖 5-3 (c)0700UTC 至 0800UTC- VDRAS 同化循環過程示意圖，向上箭頭為一個雷達全體積掃描。分析場編號為 3

圖 5-4 (a)中尺度背景場輻散合場，(b)VDRAS 分析場輻散合場。高度為 0.05km，色階紅色為輻散，藍為輻合。

圖 5-4 (c)中尺度背景場擾動溫度場，(d)VDRAS 分析場擾動溫度場。高度為 0.05km，色階為擾動溫度，紅色為暖區，藍色為冷區(單位 K)

圖 5-5 WRF 模式巢狀網格設計範圍，D2 的範圍及網格間距與 VDRAS 相同

圖 5-6 VDRAS 結合 WRF 權重分佈，(a)結合有同化 SPOL 雷達的分析場，(b)結合沒有同化 SPOL 雷達的分析場，陰影為 WRF 權重。

圖 5-7 WRF 及 VWRF 實驗預報策略

圖 6-1 VDRAS-SPOL-1 各分析場，分別為(a)模式回波，高度 50m，單位 dBZ(b)輻散場及風標，高度 50m，輻散場單位  $0.5*s^{-1}$ ，風標單位  $ms^{-1}$ (c)垂直速度，高度 5.05km，單位  $ms^{-1}$  (d)擾動溫度場，高度 50m，單位 K

圖 6-2 0600UTC 至 0800UTC 的累積降雨量，分別為(a)自動雨量站觀測 (b)VWRF-SPOL-1 (c)VDRAS-SPOL-1 (d)WRF，單位 mm

圖 6-3 VWRF-SPOI-1、VDRAS-SPOI-1 及 WRF 預報三小時內的定量降水驗證，初始時間為 0600UTC-分別為(a)ETS (b)SCC (c)Bias (d)RMSE

圖 6-4 VDRAS-SPOL-1 與台南永康站探空觀測的風場驗證，時間為 0600UTC-(a)U 風速 (b)V 風速，單位為  $ms^{-1}$ 。

圖 6-5 VWRF-SPOL-1 的雷達回波，高度為 4.05km，單位為 dBZ，時間依序為(a)0600UTC (b)0630UTC (c)0700UTC (d)0730UTC (e)0800UTC

圖 6-6 0600UTC 時的模式回波，高度為 4.05km，單位為 dBZ，分別為

(a)VDRAS-SPOL-1 (b)WRF

圖 6-7 VWRF-noSPOL-1 預報 0600UTC 至 0800UTC 的累積降雨圖，單位 mm

圖 6-8 VWRF-SPOL-1、VWRF-noSPOL-1 及 WRF 預報 0600UTC 至 0800UTC 的定量降水驗證比較，分別為(a)ETS (b)SCC (c)Bias (d)RMSE

圖 6-9 累積一小時的雨量圖，(a)自動雨量站 0700UTC 至 0800UTC 的累積降雨量，(b)為 VWRF-SPOL-1 預報 0700UTC 至 0800UTC 的累積降雨量，(c)為 VWRF-SPOL-2 預報 0700UTC 至 0800UTC 的累積降雨量，(d) 自動雨量站 0800UTC 至 0900UTC 的累積降雨量。單位為 mm

圖 6-10 北緯 23 度的垂直剖面，x 方向為經度，y 方向為高度(km)，時間為 0730UTC，色階為模式回波(單位 dBZ)，輪廓線為垂直速度(單位  $\text{ms}^{-1}$ )，實驗分別為(a)VWRF-SPOL-1 (b)VWRF-SPOL-2

圖 6-11 VDRAS-SPOL-2 分析場，分別為(a)模式回波，高度 50m，單位 dBZ(b)輻散場及風標，高度 50m，輻散場單位  $0.5\text{s}^{-1}$ ，風標單位  $\text{ms}^{-1}$ (c)垂直速度，高度 5.05km，單位  $\text{ms}^{-1}$  (d)擾動溫度場，高度 50m，單位 K

圖 6-12 VWRF-SPOL-1、VWRF-SPOL-2 及 WRF 預報 0700UTC 至 0800UTC 的定量降水驗證比較，分別為(a)ETS (b)SCC

圖 6-13 VWRF-SPOL-1、VWRF-SPOL-2 及 WRF 預報 0800UTC 至 0900UTC 的定量降水驗證比較，分別為(a)ETS (b)SCC

圖 6-14 雷達合成最大回波圖，時間為 2008 年 06 月 02 日(a)0550UTC 至 0600UTC、(b)0650UTC 至 0700UTC、(c)0750UTC 至 0800UTC。陰影為回波，單位為 dBZ，只顯示強度 20dBZ 以上的值。

圖 6-15 VWRF-SPOL-1、VWRF-SPOL-1-2 及 WRF 預報 0700UTC 至 0800UTC 的定量降水驗證比較，分別為(a)ETS (b)SCC

# 一、前言

## 1-1 研究動機

防範強降雨事件造成水災是台灣一直以來，每年逢梅雨季及颱風季都必須面臨的一個重大課題，台灣年平均降雨量大約為 3000mm，但是在劇烈天氣下，有時單日的降雨量就可到達 1000mm 以上如此可觀的數字，若無法提早防範，此強烈的降雨可能造成台灣各方面上嚴重的損失。因此改善短期定量降水預報，提早防範劇烈天氣所帶來的強烈降雨，是非常迫切的。

為了對劇烈天氣的降水預報能夠有改進，時間及空間上都需更多的觀測資料來進行研究，近二十年來，像是 1987 年的 TAMEX(Taiwan Mesoscale Experiment)，或是 1998 年進行的南海季風實驗(South China Sea Monsoon Experiment, SCSMEX)，都提供了相當多的觀測數據。而在最近幾年，我國氣象學家與美國大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research；NCAR)聯手在 2008 年 05 月 15 日至 06 月 30 日，於台灣地區及鄰近海域(主要是南中國海區域及台灣海峽)進行西南氣流實驗(SoWMEX，Southwest Monsoon Experiment，又稱 TiMREX，Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment)，主要增加的觀測儀器有：探空(地基式、船舶及投落送)、氣象雷達(地基式 S 波段雙偏極化雷達 S-POL、移動式車載 X 波段雙偏極化雷達 TEAM-R)、剖風儀及地面 GPS 測站。

如此多的觀測儀器，其中又以氣象雷達最能提供高時間及高空間解析的降水資訊，因此吾人使用 NCAR 發展的都卜勒雷達變分分析系統(Variational Doppler Radar Analysis System；VDRAS)同化多個不同時段雷達

觀測資料，進而檢視改進短期定量降水預報之成效，期望未來能夠提升預報作業上的能力。

## 1-2 文獻回顧

以目前的常見資料同化技術，大致上有三維變分(3DVAR)、四維變分(4DVAR)及系集卡曼濾波器(Ensemble Kalman Filter, EnKF)，VDRAS 所使用的正是四維變分的方法，其方法早期可追溯伴隨模式在大氣資料同化中的應用，像是 Le Dimet and Talagrand (1986)；Lewis and Derber(1985)；Courtier (1985)；Talagrand and Courtier (1987)，但是這些都仍只是使用在大尺度的數值模式上，而對流尺度的目的主要是針對非觀測變數的反演。VDRAS 所使用的是雲解析模式，早期在初始化雲模式的研究，最經典的像是以一個探空當作平均場並置入一個人工熱胞，但是仍無法提供較好的模擬(e.g., Wilhelmson and Klemp 1981；Klemp et al. 1981)。直到後來才有利用伴隨的概念進行單都卜勒雷達資料的熱動力反演(Sun et al 1991)，並也有其應用是以 Boussinesq 近似在 Phonex II 期間反演陣風鋒面的熱動力結構(Sun and Crook 1994)，而 Verlinde and Cotton (1993)也證實利用伴隨技術可以將熱動力場反演出微物理參數，因此 Sun and Crook (1997,1998)則將此結合，發展出一套暖雲模式，並以四維變分同化單都卜勒雷達的徑向風場及回波，徑而得到熱動力及微物理參數的一套系統(VDRAS)，分別在理想及真實個案進行測試。

對流風暴的動力及微物理特徵早期就有人做過研究(Ziegler 1985)，而近年來雷達資料同化的技術逐漸成熟，漸漸有許多以此為基礎，應用在人工預報或數值預報的研究，像是雪梨奧運及北京奧運期間曾利用 VDRAS 提供

當地氣象單位進行 Nowcast(Crook and Sun 2002,2004；Sun et al. 2010)。而利用雷達資料同化，進行短期定量降水的數值預報也都有不錯的結果(Weygandt et al. 2002a,b；Snyder and Zhang 2003；Dowell et al. 2004；Xiao et al.2005, 2007；；Hu et al. 2006；Sun 2005)，但天氣系統都侷限在小尺度的對流胞，而 Sun and Zhang (2008)同化多都卜勒雷達並模擬 IHOP2002 期間的颱風個案，發現同化多雷達觀測資料對於天氣系統龐大的時候能夠有較好的解析。

### 1-3 研究目的

近年來，VDRAS 同化雷達觀測資料的研究，都說明了其在短期降水預報的能力，但是大多都是在廣大且無複雜地形的區域進行研究，而 VDRAS 並不是使用地形解析座標，而台灣四面環海，其地形又是如此的險峻，海上資料的缺乏及複雜地形上在模擬的困難，這些前人研究的方法在台灣應用的結果充滿未知數，因此 Tai et al.(2011)則在擁有複雜地形的台灣，同化兩部都卜勒雷達並結合擁有地形解析座標的 WRF 進行短期定量降水預報，發現其能大大改善單純使用 VDRAS 的預報，並與單獨使用 WRF 預報的結果相比也是有改善的。吾人為了進一步測試此結合方法的可行性，嘗試同化更多中央氣象局的雷達，以及 SoWMEX 期間 NCAR 的 SPOL 雷達，而由於鋒面個案過於龐大，台灣現行的作業雷達觀測範圍限制約為 230 公里，因此為了探討同化鋒面個案對其降水結果的改善，設計不同階段天氣系統的同化策略，檢視各個情況的降水預報結果，以供參考。

## 二、都卜勒雷達變分分析系統

本次實驗中使用都卜勒雷達變分分析系統(Variational Doppler Radar Analysis System, VDRAS)，一個具有高時空解析度的分析系統，此系統能夠匯集各種傳統觀測資料(如:探空、地面站)、非傳統觀測資料(如:剖風儀、再分析資料)以及本實驗最重要的都卜勒雷達體積掃描資料，進行整合工作，得到具有傳統觀測變數的高解析分析場。VDRAS 整合的方法則是四維變分同化，使用由美國國家大氣科學研究中心所開發的雲解析模式(Sun and Crook, 1997,1998)做為積分模式，也使用其伴隨模式，對各種非雷達的觀測資料內插出的中尺度背景場，進行雷達資料同化，進而得到分析場。

對於此系統內，四維變分、中尺度背景場、雲模式及其伴隨模式，以下將作更詳細的說明。

### 2-1 四維變分

VDRAS 中使用四維變分同化技術，此方法的優點是不需要太多 spin up 的時間，就能提供良好的初始分析場，對於短時間劇烈天氣的研究，是相當有幫助的。(2-1)式為價值函數，定義為其誤差平方的大小，四維變分將令其價值函數極小化，換句話說就是使誤差極小化。

$$J = \sum_{i=1}^n (Hx_i - y_o)^T R^{-1} (Hx_i - y_o) + J_b + J_p \quad (2-1)$$

由於四維變分使用一段時間窗區的觀測資料，所以(2-1)式中為 n 個觀測的價值函數， $x_i$  為模式變數， $y_o$  為觀測資料， $R$  為觀測誤差的斜方差矩陣，

$H$  為轉換運算子，其功能有二：第一為將模式變數轉成觀測資料的型態，第二為再將轉換後的模式變數內插至觀測格點上。本研究中的雷達觀測資料為雷達回波( $Z$ )及徑向風( $V_r$ )，單位分別為 dBZ 及  $\text{ms}^{-1}$ ，而本研究中模式變數並沒有雷達回波及雷達徑向風的變數，所以必須透過轉換運算子的功能，才能夠同化觀測資料，而其中轉換運算子是使用(2-2)及(2-3)式的轉換，變數右下角有  $i$  的為雷達的編號。

$$Z = 43.1 + 17.5 \log(\rho q_r) \quad (2-2)$$

$$V_{r,i} = \frac{1}{r_i} (u(x - x_i) + v(y - y_i) + (w - V_T) \cdot (z - z_i)) \quad (2-3)$$

前兩式中， $\rho$  為空氣密度( $\text{kgm}^{-3}$ )， $q_r$  分別為雨水混合比( $\text{gkg}^{-1}$ )， $r$  為觀測資料與雷達中心的直線距離(m)， $u$ 、 $v$ 、 $w$  則為三維風場( $\text{ms}^{-1}$ )， $V_T$  為終端落速( $\text{ms}^{-1}$ )，其計算公式參考 Sun and Crook(2001)如(2-4)式：

$$V_T = 5.4a \times 10^{0.00714(Z-43.1)}, a = (p_0 / \bar{p})^{0.4} \quad (2-4)$$

上式  $Z$  為回波強度(dBZ)， $p_0$  為地面氣壓(hpa)， $\bar{p}$  為某高度的氣壓平均值(hpa)。(2-5)式為背景項，其中  $x$  一樣為模式變數， $x_b$  為背景場， $B$  為背景誤差的斜方差矩陣。由於真實情況下，雷達觀測資料並不會遍佈 domain 所有的格點上，所以背景項功能則是填補缺乏觀測資料的部分，使其也能被調整。

$$J_b = (x - x_b)^T B^{-1} (x - x_b) \quad (2-5)$$



$J_p$  為空間及時間的平滑懲罰項，其作用是希望模式對於觀測的擬合能夠較平滑，此研究只有在第一個同化窗區才有使用。

## 2-2 雲模式

在四維變分技術中，價值函數除了需要空間上的約束條件來極小化，而且還需要加上時間上的約束條件，因此需要多個方程式來約束其價值函數。而由美國國家大氣研究中心所開發的雲解析模式，便符合 VDRAS 中四維變分所運用的多組方程式。

此雲模式為暖雲模式，因為其微物理參數採用 Kessler scheme (Kessler.1969)，其意義為不包含冰相粒子及其微物理過程。而模式中主要包含了六種預報方程式，首先(2-6)~(2-8)式為預報三維風場的動量方程式：

$$\frac{d\bar{\rho}u}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial x} + \nu \nabla^2 \bar{\rho}u \quad (2-6)$$

$$\frac{d\bar{\rho}v}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial y} + \nu \nabla^2 \bar{\rho}v \quad (2-7)$$

$$\frac{d\bar{\rho}w}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial z} + g\bar{\rho} \left( \frac{T'}{T} + 0.61q'_v - q_c - q_r \right) + \nu \nabla^2 \bar{\rho}w \quad (2-8)$$

由於此模式為不可壓縮，故也滿足質量連續方程式(2-9)式：

$$\frac{\partial \bar{\rho}u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho}v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho}w}{\partial z} = 0 \quad (2-9)$$

上述(2-6)~(2-9)式中的  $u$ 、 $v$  及  $w$  為三維風速， $q_v$ 、 $q_c$  及  $q_r$  分別為水氣

混合比、雲水混合比及雨水混合比， $T$  為溫度， $\rho$  為空氣密度， $p$  為大氣壓力，其中變數上有加上橫線的為其變數在某高度的平均場，變數右上角若加一撇則為擾動值，其意義為其變數值與平均場的差值。 $p'$  擾動變數，為一診斷變數，可由包桑方程式(2-10)式解出：

$$\nabla^2 p' = -\bar{\nabla} \cdot (v \cdot \bar{\nabla} \bar{\rho} v) + g \bar{\rho} \left( \frac{T'}{T} + 0.61 q'_v - q_c - q_r \right) \quad (2-10)$$

(2-11)式為預報液態水位溫的熱動力方程式(Tripoli and Cotton,1981)：

$$\frac{d\bar{\rho}\theta_l}{dt} = -\frac{L_v \bar{\rho}}{c_p T} \frac{\theta_l^2}{\theta} \frac{dV_{Tm} q_r}{dz} + \kappa \nabla^2 \bar{\rho} \theta_l \quad (2-11)$$

其中  $V_{Tm}$  為終端落速， $\kappa$  為液態水位溫的擴散係數， $L_v$  為蒸發潛熱。由於液態水位溫在凝結及蒸發時為一守恆量，故也滿足(2-12)式：

$$\theta_l = \theta \left( 1 - \frac{L_v}{c_p T} (q_c + q_r) \right) \quad (2-12)$$

而(2-13)及(2-14)式為預報  $q_r$  及  $q_t$  的方程式：

$$\frac{d\bar{\rho}q_r}{dt} = R_c + R_a + R_e + \bar{\rho} \frac{dV_{Tm} q_r}{dz} + \kappa \nabla^2 \bar{\rho} q_r \quad (2-13)$$

$$\frac{d\bar{\rho}q_t}{dt} = \bar{\rho} \frac{dV_{Tm} q_r}{dz} + \kappa \nabla^2 \bar{\rho} q_r \quad (2-14)$$

其中  $R_a$  是因雲水間相碰撞造成雲水變成雨水的轉換速率， $R_c$  是因雨水與雲水碰撞造成雲水變成雨水的轉換速率， $R_e$  為蒸發造成的雨水轉換成水氣的轉換速率。

## 2-3 中尺度背景場

非傳統觀測中，雷達觀測資料的優點在於高時空解析度，相較於傳統觀測中(如:探空、地面測站)，確實密集許多。但是其缺點則是限制在有降水系統下才能觀測到，最大觀測範圍也有限，因此在沒有雷達觀測資料的位置則需要由傳統觀測客觀分析在模式格點上，以填補雷達觀測資料空缺的地方，確保資料的連續性。

在本研究中，背景場使用的資料分別有 11 個探空資料、15 個地面測站逐時資料及 ECMWF 的再分析資料( $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ )

其中一個探空作為之後獨立驗證 VDRAS 的分析場而保留，剩下 10 個探空資料及 15 個地面測站將作為背景場的資料來源外，考慮海面上資料的不足，此研究加入了 ECMWF 的再分析資料，將在分析場每 60 公里就取出垂直剖線的資料作為假想的探空，如表 2-1 所示，為此次研究背景場資料來源。

VDRAS 的中尺度背景場，包含的變數有二維風場(u、v)、氣壓(p)、溫度(t)及水氣混合比(qv)，為了提供模式使用，吾人將觀測資料客觀分析至格點上的流程如下:

- (1) 使用 Barnes 客觀分析方法，將探空觀測資料內插至模式水平面高度。
- (2) 將所有已垂直內插完畢的探空剖線，再內插至模式水平格點上。

- (3) 將所有地面測站假設為模式底層高度(本研究第一層為 50 公尺)，並以 Barnes 客觀分析方法，內插至模式水平格點上。
- (4) 最後再以最小平方法將內插過的探空資料與內插過的地面測站結合。

上述中的水氣混合比為觀測到的相對溼度轉換而來，吾人使用(2-15)式將相對溼度轉換成水氣混合比( $\text{gkg}^{-1}$ )：

$$q_v = RH \left( \frac{3.8}{p} \right) \exp \left( 17.72 \cdot \frac{T - 273.16}{T - 35.86} \right) \quad (2-15)$$

其中 T 為溫度(K)，RH 則為相對溼度(%)，p 為氣壓(hpa)。地面測站則選取海拔 100m 以下的測站，以免與模式底層的假設高度差距過大。

## 2-4 雷達資料的品質控管

雷達觀測資料的品質，通常風場折疊及地形雜訊的影響，為了解決這些問題，吾人使用 RASTA(Radar Analysis System for Taiwan Area) (鄧，2000) 進行作業，吾人於球座標下進行品質控管作業，設定地形濾除條件為回波大於 50dBZ 絕對徑向風速小於 1.2ms，而 RASTA 本身還具有台灣地形資訊，可以透過此資訊濾除有地形存在的回波及徑向風，最後再將處理好的資料轉換成 RASTA 系統中的 PPI 格式。

實驗中，VDRAS 讀取的雷達資料格式，水平方向為直角座標，垂直方向仍以仰角為分層依據。因此將原本經 RASTA 轉換的 PPI 格式，再將其內插至以雷達為中心，範圍 500km×500km，網格間距為 1km 的水平網格上，最後 VDRAS 才能進行同化過程。

## 三、個案介紹

實驗中，資料品質的好壞與多寡，對於實驗結果的影響往往都是相當直接，而對於實驗的驗證，也都是需要更多的觀測資料來佐證，因此選擇實驗的個案與地點是相當重要的。

### 3-1 2008 年西南氣流實驗

本次研究選取的個案來自於 2008 年西南氣流觀測與豪雨預測實驗，簡稱西南氣流實驗，英文縮寫為 SoWMEX (South Monsoon Experiment)，又稱 TiMREX (Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment)，實驗期間為 2008 年 5 月 15 日至 6 月 30 日，地點於南中國海北部和台灣本島及鄰近海域，為我國與美國科學家共同合作進行，其科學目標有四：

- (1) 瞭解西南氣流之熱動力性質以及其和梅雨鋒面與中尺度對流系統之發展、組織、以及維持等物理過程之關係。
- (2) 探討中尺度對流系統的運動熱力以及微物理降雨過程特徵尤其是與豪大雨有關之微物理過程。
- (3) 台灣地形與海陸交界對中尺度對流系統的激發與消散之影響。
- (4) 發展雷達資料同化技術以及極短期定量降雨預報技術。

實驗內容包括增加更多的觀測儀器：南中國海和台灣海峽的大氣探空（機載投落送和船舶探空）、環島都卜勒雷達、國科會新增車載 X 波段雙偏振雷達、美國 NCAR S-波段雙偏振雷達、測雨雷達以及自動氣象測站和地面 GPS 測站等儀器進行西南季風環境下豪雨個案密集觀測和分析診斷研究。主要針對台灣梅雨季（東亞夏季西南季風肇始）探討南中國海西南氣

流的熱動力性質，深入了解西南氣流本身的熱動力特徵，引發豪大雨天氣系統的激發機制，以及中尺度對流系統（MCS）本身內部之雲微物理和雲動力結構。該實驗同時也將進行高解析度定量降雨預報數值模擬與雷達資料同化實驗，以改進現有定量降雨預報的精確度。

### 3-2 資料來源

2008 年 SoWMEX 期間，使用了各種不同的觀測儀器，圖 3-1 為本研究所使用觀測資料分佈位置圖，除了前章節所描述背景場使用的資料來源，還包括了四座雷達觀測資料。

雷達資料來源，主要有中央氣象局的七股、墾丁、花蓮三個作業化氣象雷達以及 NCAR 架設的 S-POL 研究型氣象雷達，實驗中的四個雷達皆為 S 波段的氣象雷達，中央氣象局的三個氣象雷達大約每七分半鐘可完成一個全體積掃描，共包含九個仰角(仰角為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、14.6 及 19.5 度)，而 S-POL 氣象雷達也約為七分半中可完成一個全體積掃描，也是九個仰角(仰角為 0.5、1.1、1.8、2.6、3.6、4.7、6.5、9.1 及 12.8 度)，比較不同的是，S-POL 雷達由於是研究型雷達，時常更換掃描策略，有些時候並不是全體積掃描，因此 VDRAS 在進行同化 S-POL 雷達資料，不能保證七分半就有一筆全體積掃描的雷達資料。

### 3-3 個案特徵

西南氣流實驗期間，由於時間點上為春夏兩季交替，地處副熱帶季風區的台灣，因冬季盛行的東北季風與夏季盛行的西南季風強度相當，容易造成滯留鋒的形成，而西南氣流夾帶著豐富的水氣，時常造成強對流的發

生，並為台灣帶來豐沛的雨量。

本次實驗選取的個案為 2008SoWMEX 期間的 IOP4，主要實驗的時段是 6 月 2 日 0500UTC 至 0900UTC，主要的天氣特徵與前段描述相同，從 0600UTC 的地面天氣圖（圖 3-2）可發現，台灣地區受到滯留鋒面影響，且受到東北方的颱風及中國大陸的低壓槽引導，鋒面以南的環境風為西南風，鋒面以北為西北風，此現象提供了良好的對流機制。從 6 月 2 日 0600UTC 至 0900UTC 的累積總雨量圖（圖 3-3）可發現到在中部及南部，三小時的累積雨量可達將近 100mm，顯示此時的天氣系統對流強度是非常強。

為了解個案此時天氣系統的對流狀況，觀察衛星觀測的紅外線雲圖是不錯的選擇，從圖 3-4(a)-(b)可發現到主要的天氣系統都集中在台灣南部，且此時的對流狀況很強，配合圖 3-5 的最大雷達回波更可發現此時天氣系統的雷達回波可達 50dBZ 以上，天氣系統的主要對流區域都在雷達回波可觀測的範圍內，很適合測試本研究的方法適用性。

## 四、驗證方法

實驗中，為了了解實驗結果的成效與否，吾人除了使用定性上檢視結果，還使用各種定量上驗證的公式來檢驗，主要有 1.定量降水驗證公式(ETS、Bias、SCC 及 RMSE)、2.風場驗證(雷達徑向風及二維風場的 RMSE)

### 4-1 降水預報及其觀測

第二章節介紹過 VDRAS 中的雲解析模式，具有微物理參數的機制，由於同化雷達資料，對雨水混和比( $q_r$ )的分佈位置及多寡可以有明顯的改進，本篇研究中 VDRAS 所使用的降水預報公式則是根據雨水混和比及其他因子計算得到，如(4-1)式：

$$R = \frac{d(PRE)}{dt} = \left(\frac{1}{\rho_w}\right) q_r V_{Tm} \rho_{air} \quad (4-1)$$

上式中， $R$  為單位時間內的降雨量( $\text{mms}^{-1}$ )， $PRE$  為降雨量( $\text{mm}$ )， $t$  為時間( $\text{s}$ )， $\rho_w$  為水的密度( $\text{kgm}^{-3}$ )， $q_r$  為雨水混和比( $\text{gkg}^{-1}$ )， $V_{Tm}$  為雨水的終端落速( $\text{ms}^{-1}$ )， $\rho_{air}$  為空氣密度( $\text{kgm}^{-3}$ )。本研究中，VDRAS 無法對地形進行解析，且因此設定模式的第一層為  $0.05\text{km}$ ，以此層作為降水預報公式累積降雨量之參考，(4-2)式則為累積雨量的計算公式如下：

$$PRE = \int_{t_0}^{t_f} R \cdot dt \quad (4-2)$$

上式  $t_0$  為預報初始時間， $t_f$  為預報終止時間，將降雨速率對時間積分則可得到總累積降雨( $PRE$ )。



降水資料的驗證來源，吾人使用中央氣象局所提供的自動雨量站統計資料，本研究分析的範圍所使用到的自動雨量站個數為 281 個(圖 4-1，自動雨量站分佈位置圖)，自動雨量站大部分所使用的觀測儀器為雨量桶，統計雨量的方式則大約 0.5mm 統計一次，因此吾人統計實驗期間的累積降雨量，必須將這段期間所統計的次數及雨量做個累積。除了定量降水預報驗證，吾人也使用 Barnes 的客觀分析方法(Barnes, 1973)，設定影響半徑 10km，將雨量站統計累積過後的雨量，內插至實驗中模式的水平模式格點上，屆時可與預報的累積雨量圖做驗證與討論。

## 4-2 定量降水預報驗證公式

為了對本實驗降水結果的驗證能夠更客觀，吾人使用多個定量降水預報的公式，希望能夠對本實驗的降水結果進行較深入的剖析以及探討其預報結果的正確性。

由於自動雨量站的位置與模式預報的雨量資料並不是在同樣的網格點上，因此在進行定量降水驗證前，吾人必須先將在模式上預報的雨量內插至自動雨量站的位置上，內插的方法同樣使用 Barnes 的客觀分析法，以雨量站為距離權重的參考點，影響半徑設 10km，進行客觀分析，最後才進入定量降水驗證的步驟。

### 4-2-1 公正預兆得分(ETS)

公正預兆得分 ETS(Equitable Threat Score, Schaefer, 1990)，其得分越高，但是預報的可信度越高，其的公式表示如(4-3)式:

$$ETS = \frac{H - R}{F + O - H - R} \quad (4-3)$$

上式中，F 為預報有降雨的次數，O 為觀測有降雨的次數，H 為預報及觀測皆有降雨的次數，其中  $R = F \cdot (O/N)$  則為預報隨機可正確預測降雨的次數(期望值)，N 則為所有使用雨量站的個數。ETS 由於有考慮到扣除 R 隨機亂猜也能猜中的可能性，降水預報驗證的可信度在氣象作業及研究單位是普遍被接受的。

#### 4-2-2 偏離係數(Bias)

偏離係數所表現的意義為預測總降水次數與觀測總降水次數的比值，如(4-4)式：

$$Bias = \frac{F}{O} \quad (4-4)$$

上式的 F 及 O 與 ETS 中的 F 及 O 相同，Bias 在本研究中的目的，主要是檢視預報的總降雨與觀測總降雨的關係，通常越接近 1，表示越與觀測接近，但是此驗證方法較無法反映空間降水分佈。

#### 4-2-3 空間相關係數(SCC)

最後一個驗證公式為空間相關係數，此公式的用意在於檢驗降水預報與觀測空間上分佈的相關性，在各個領域，此統計方法亦受到廣泛的運用，其公式定義如(4-5)式：

$$\frac{\sum_{i=1}^n (F_i - \bar{F}) \times (O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (F_i - \bar{F})^2 \times \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}} \quad (4-5)$$

上式中，F 為預報時段內的累積雨量，O 則為觀測時段內的累積雨量，i 為雨量站編號，n 為雨量站總數，上面有加橫線則為平均值。通常降水預報的空間相關係數在 0.5 以上，代表降水預報的品質有達到一定的水準。

### 4-3 風場驗證

定量降水預報驗證可以清楚的檢視模式在降水預報之成效，但為了更進一步確認模式在動力結構上也能夠達到一定的水準，以免有失整個模式預報過程的公正性，吾人也對風場進行驗證工作，使用探空的二維風場與雷達徑向風對模式的初始場及預報場的風場進行驗證計算。

從(2-3)式可知道，以資料點至雷達站徑向上為基準，將三維風場投影至徑向上可得到雷達徑向風，因此吾人也利用此方法將模式的三維風場投影至雷達的徑向上，並與雷達觀測到的徑向風速做比較，以下為吾人進行徑向風驗證的流程：

- (1) 將模式的三維風場投影至雷達徑向上，得到模式預報的雷達徑向風。
- (2) 以 RASTA 裡的功能，將雷達觀測到的徑向風，內插至與模式相同的直角座標網格點上。
- (3) 將前兩個步驟計算得到的徑向風資料，利用(4-6)式計算均方根誤差 (Root Mean Square Error)，由於雷達觀測並不是任何位置都有觀測資料，所以只計算有資料的位置。

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Vr_i^m - Vr_i^o)^2}{N}} \quad (4-6)$$

上式中，N 為雷達觀測徑向風內插在模式的網格點上有資料的總數， $Vr$  為徑向風，上標的 m 為模式的徑向風，o 則為觀測的徑向風。

# 五、模式設定及實驗設計

## 5-1 VDRAS 模式設定及其實驗設計

VDRAS 的網格的設計為 Arakawa C，為不可壓縮及靜力模式，而為了能夠使 VDRAS 模式有良好的分析及預報，雷達資料在空間上分佈的是很重要的，所以吾人為了將雷達觀測到的天氣系統涵蓋在模式中，本研究選取主要分析的範圍為東經 117.5 至 122.0173 度，北緯 20 至 24.5145 度(圖 5-1)，模式水平網格點的間距為 2km，水平網格點數 x 方向為 237 個，y 方向為 252 個，垂直網格點間距則為 0.5km，垂直網格點數為 30 個，第一層設為 0.05km(在稍早 2-3 章節有介紹過)，由於考慮到背景場資料來源的高度，頂層則設為 14.55km。

由於 VDRAS 垂直座標為卡氏座標(cartesian coordinate system)，並無追隨地形的能力，本研究中，為了檢視 VDRAS 在台灣地區複雜地形上使用的成效，同化實驗時段則選取了三個不同的時段，分別為(1)0500UTC 至 0600UTC、(2)0600UTC 至 0700UTC 及(3)0700UTC 至 0800UTC，從雷達回波圖(圖 5-2a~i)來看，可分別區分為(1)天氣登陸前(2)天氣系統登陸(3)天氣系統進入複雜地形，而 0800UTC 至 0900UTC 則為系統越過地形，逐漸遠離台灣，如此一來進行預報，便可以看出三者之間的差異。同化循環的策略設計，則是參考 Sun and Zhang (2007)中的同化循環策略，圖 5-3(a)~(c)為本研究同化策略的示意圖，一個同化策略包含了三個同化窗區，一個同化窗區包含三筆連續時段的雷達資料，依據雷達全體積掃描的時間，每個同化窗區大約為 16 分鐘。第一個同化窗區稱為 cold start，同化策略中，由於第一個同化窗區使用的背景場為 2-3 章介紹過的中尺度背景場，它與同化

後的熱動力結構有著明顯的一段差距(如圖 5-4a~d)，價值函數過大，無法有效地在第一個同化窗區得到較好的分析場。在兩個相鄰的同化窗區，則包含了一段約 7 分半的預報，第二個同化窗區之後的背景場則使用此預報後的變數，而主要的用意是使模式中的變數能夠更快速達到模式中方程式的平衡，而在第三個同化窗區，就能夠得到最佳的分析場。

為了能夠清楚的區別三個時段的同化策略得到的分析場，我們在 0500UTC 至 0600UTC 的分析場加上編號 1(Analysis field 1)，0600UTC 至 0700UTC 的分析場加上編號 2(Analysis field 2)，0700UTC 至 0800UTC 的分析場加上編號 3(Analysis field 3)，以利於之後結合 WRF 時能夠清楚的區別不同的實驗組。

## 5-2 WRF 模式原理及其設定

吾人在本研究嘗試以 VDRAS 結合 WRF 為目前的替代辦法。目前 WRF 的軟體框架支援兩種動力計算模式：一種是由 NCAR 發展 ARW(進階版，偏向研究用)，另一種是由 NCEP 發展的 NMM (非靜力平衡中尺度模式，偏向作業用)，因此本研究則使用 ARW 作為我們研究的版本(使用 3.2 版本)。在應用於本研究中，WRF 模式設計主要有幾個特點：為可壓縮及非靜力模式、採用 Arakawa C 格點設計、Two-way nesting 提供多個 domain 交互影響、採用質量垂直座標並追隨地形、多種微物理參數及積雲參數化等其他各種參數功能。

WRF 在本研究的設定，在網格設定方面，如圖 5-5 所示，使用兩層巢狀網格，水平網格主要是追隨 VDRAS 的網格設定，但 D1 的網格間距則較

粗(6km)，D2 較細(2km)，D2 設定的範圍則是與 VDRAS 設定的範圍一樣，並且使用 Two-way nesting 讓 D1 和 D2 互相交換，垂直網格則是使用追隨地形的 eta( $\eta$ )座標，共 46 層，微物理參數開啟並使用 Goddard Scheme，D1 使用積雲參數化 Betts-Miller-Janjic scheme。初始資料的來源則是使用 ECMWF 的再分析場(1.125°x1.125°)進行初始化。

### 5-3 VDRAS 結合 WRF 方法

VDRAS 本身擁有短期定量降水預報的能力，其預報也獲得不錯的結果 (Xiao and Sun, 2007)，但是由於前人研究的真實個案，大都是廣大且無複雜地形的平原區域，根據 Tai et al.(2011)提出 VDRAS 結合 WRF 進行預報得到不錯的結果，因此吾人也嘗試利用此方法結合各種不同 VDRAS 同化策略及不同的同化時段，檢視其方法對短期定量降水預報的改進之成效。

根據 5-1 及 5-2 章節所提到，由於 VDRAS 與 WRF 都是採用 Arakawa C 網格設計，且本研究中，WRF 的 D2 與 VDRAS 在水平網格上，不管是經緯度、解析度都是同樣的設定，唯一不同的就是在垂直座標設計上的差異，VDRAS 是等高間距的垂直座標，WRF 則是追隨地形的  $\eta$  座標，故吾人必須將 VDRAS 中的變數內插至與 WRF 相同的垂直座標上之後，再利用權重的方法結合兩種模式的變數。

由於 VDRAS 垂直座標上的資料是依據高度排序，必須先找出 WRF 中垂直座標上每一個層的高度位置才能有進行內插的依據，因此吾人利用每一層 WRF 中的重力位變數，將其除以重力加速度( $g=9.81\text{ms}^{-2}$ ，由於變化不大因此假設為常數)，進而得到每一層的高度。內插的方法則使用最小平方

法(least square fitting)，由於 VDRAS 的垂直網格間距為 0.5km，因此吾人以 WRF 每一層上下 0.75km 尋找 VDRAS 的資料進行內插的動作。由於本研究設定 WRF 的頂層為 50hpa，其高度大約為 22km，但是 VDRAS 的頂層為 14.55km，WRF 在這高度之上搜尋不到 VDRAS 的資料，因此就不進行垂直內插的工作。

WRF 與 VDRAS 變數結合，吾人將三維風場(u、v、w)、擾動位溫( $\theta'$ )、雨水混合比(qr)、水氣混合比(qv)及雲水混合比(qc)，在結合變數前，必須統一單位，其中單位不一樣的是雨水、水氣及雲水混合比，在 VDRAS 中的單位為  $\text{gkg}^{-1}$ ，而 WRF 中則為  $\text{kgkg}^{-1}$ 。而擾動位溫則可利用溫度(T，單位 K)及壓力(P，單位 hpa)，再經由(5-1)式的關係求得：

$$\theta' = T(1000 / P)^{\frac{R}{c_p}} - 300 \quad (5-1)$$

上式中，R 為氣體常數(約  $287.04\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ )， $C_p$  為氣體定壓比熱(約  $1004.67\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ )。本研究中，由於 ECMWF 的再分析資料中，並無微物理變數，因此吾人會給一段 Spin up time 將 WRF 模式初始化，將 WRF 模式中的各個變數達到模式平衡。其中微物理變數的結合，由於 VDRAS 使用不含冰相粒子的暖雲過程 Kessler Scheme，但是 WRF 則是使用具有水相及冰相粒子的冰雲過程 Goddard Scheme，故在結合時，為了避免 WRF 中的冰相粒子干擾降水預報結果，結合時吾人令冰相粒子為 0。

經由前述的所有過程後，就只剩兩者模式的變數結合，吾人使用(5-2)式權重公式結合：

$$X_{New} = (1 - W_{WRF}) X_{VDRAS} + W_{WRF} \cdot X_{WRF} \quad (5-2)$$



上式中， $W_{WRF}$  為 WRF 變數的權重， $X_{VDRAS}$  為 VDRAS 的變數， $X_{WRF}$  為 WRF 的變數， $X_{New}$  為兩者結合後的變數。權重配置的依據可參考圖 5-6(a) 及(b)，主要是依據雷達位置調配，距離雷達 100 公里以內令  $W_{WRF}$  設為 0，100 公里開始，每往外增加 10 公里的距離， $W_{WRF}$  就增加 0.1，而 200 公里以外都設為 1，使用這種結合方式，主要是避免 VDRAS 與 WRF 變數的差距太大，在結合的邊界上會有不連續的情況發生，因此以這種平滑方式結合來改善不連續的問題。

#### 5-4 VDRAS 結合 WRF 的預報實驗設計

本研究主要目的是為了檢視在不同的測試實驗下，VDRAS 與 WRF 結合預報的成效差異，主要進行的測試有以下三點：

- (1)結合 VDRAS 同化不同雷達數量後的分析場，再以 WRF 進行預報的結果之影響。
- (2)結合 VDRAS 同化主要天氣系統在海上、平坦地形及複雜地形等三種不同時段雷達資料後的分析場，再以 WRF 進行預報的結果之差異。
- (3)結合兩次 VDRAS 同化後的分析場與只結合一次其分析場，再以 WRF 進行預報的結果之差異。

有關第(1)點目的的測試，由於 Sun and Zhang(2008)提到同化越多部雷達資料，對於短期定量降水預報有明顯的改進，並且考慮到台灣氣象局目前作業化的雷達只有：五分山、七股、墾丁及花蓮，而本研究選取個案的天氣系統又正好在台灣南部，吾人針對三個同化時段，同化不同數量的雷

達資料作為測試：一種是只同化中央氣象局的七股、墾丁及花蓮雷達；另一種除了同化這三部雷達，還同化 NCAR 提供的 S-POL 雷達。

第(2)點的目的，參照所設計的在 5-1 章節有介紹過 VDRAS 的三個不同時段的同化實驗設計，並結合 VDRAS 與 WRF 預報，希望了解地形對結合後的預報之影響。

最後有關第(3)點的測試，吾人假設 VDRAS 與 WRF 結合後，其預報結果的品質會隨著時間積分而變差，故設計結合兩次與結合一次，例如：在 0600UTC 和 0700UTC 進行結合及只在 0600UTC 結合的兩種實驗，比較 0600~0800UTC 的預報結果，由於經由兩次結合，故預期預報結果應比結合一次來的好，因此以結合兩次來檢視結合一次是否明顯較差。

圖 5-7 為 VDRAS 結合 WRF 的各種策略示意圖，一個是單獨 WRF 預報實驗，另外三個是各結合三個不同時段的 VDRAS 分析場，最後一個則是先後結合 VDRAS 分析場 1 及 2。表 5-1 則為本次實驗所有的預報實驗組，實驗名稱的前、中、後分別代表使用模式、同化 SPOL 雷達與否、同化那個時段的雷達資料或結合哪個分析場：前段的名稱，WRF 代表單獨 WRF 的預報，VDRAS 代表單獨 VDRAS 的預報，VWRF 代表 VDRAS 結合 WRF 的預報；中間部分的名稱，SPOL 代表有同化 SPOL 雷達，noSPOL 則否；後段的名稱，1 代表同化 0500UTC 至 0600UTC 的雷達資料，2 為同化 0600UTC 至 0700UTC 的雷達資料，3 為同化 0700UTC 至 0800UTC 的雷達資料。

## 六、實驗結果與討論

### 6-1 VDRAS 同化結果分析

由熱動力變數結構可以了解一個天氣系統的對流特徵，主要從二維風場(及其輻合散的強度)、垂直風速的強度、擾動溫度是否有冷池出現等等方向進行剖析，吾人發現其分析場的確可以抓住對流造成降水的特徵。從分析場 1(圖 6-1a~d)切入進行分析，從風場看可以發現此時台灣南部的南端大致上是吹西南西風，主要的天氣系統有往東北移動的現象，對照圖 3-5 雷達觀測，系統移動的方向可以被 VDRAS 掌握。再對照主要強對流區(雷達回波 40dbz 以上，圖 6-1a)，系統移動方向前緣可以發現有較強輻合(圖 6-1b)及其上方也有較強的上升運動(圖 6-1c)，從擾動溫度場可看到在台灣南部沿海外有一個明顯的 Cool Pool(冷池)，及靠近南部山區也有一個 Cool Pool，由於冷池效應，兩個靠近的冷池中間相對暖區的地方，更容易造成氣流上升運動。從圖 3-3 的三小時累積降雨圖來看，其降雨的走勢主要是西南-東北的走向，與 VDRAS 分析場的風向大致上一樣，而強降雨的位置也與強輻合、強垂直速度以及冷池的位置有一定的相關性。

### 6-2 預報結果分析

#### 6-2-1 0600UTC~0900UTC 預報結果

吾人檢視三小時內 VWRF-SPOL-1、VDRAS-SPOL-1 及 WRF 三組實驗的定量降水預報累積三小時內的結果，分別以兩及三小時的累積降雨結果進行比較(VDRAS-SPOL-1 只比兩小時)，圖 6-2(a)~(d)分別為觀測及

VWRF-SPOL-1、VDRAS-SPOL-1 和 WRF 三組實驗組的兩小時累積降雨圖，定性上來看，在南北方向 350km 以南，降雨的強度及位置，VWRF-SPOL-1 與觀測有一定程度上的相似，但看到在東西方向 316km 及南北方向 424km 處，VWRF-SPOL-1 掌握到了降雨的位置，但由於此區域只有一個雷達的觀測，並且此處在 0500UTC~0600UTC 空間上的雷達觀測資料較少，因此沒雷達資料的位置大致上會是由中尺度背景場提供，而中尺度背景場對於小尺度的熱動力結構無法掌握，因此此處強度出現了一些落差。如果是沒有結合 VDRAS 的 WRF 實驗，預報結果則明顯的會比較差，其表現較差的部分則是在中央山脈降下了驚人的雨量，但是雨量觀測並沒有此現象，VWRF-SPOL-1 的降雨位置及強度，明顯的比 WRF 來的正確。而 VDRAS-SPOL-1 的預報結果，大致上也可以看出與雨量觀測的一致性，顯示有同化雷達觀測資料仍是比較有改進，但是與 VWRF-SPOL-1 相比，就可以清楚發現 VDRAS-SPOL-1 的降水位置並沒有受到地形的阻隔，使得部份降水會隨著氣流下在台灣東部。從定量降水預報公式的驗證來看(圖 6-3a~d)，ETS 及 SCC 的分數，VWRF-SPOL-1 在兩小時的分數比三小時的分數都來的好，累積兩小時雨量的 ETS 在門檻值 14mm 時有最大值約 0.483，SCC 也到達約 0.569，而三小時的 ETS 分數大多低於 0.3 以下，但 VWRF-SPOL-1 在兩小時及三小時的分數都明顯比 WRF 來的好，且 VWRF-SPOL-1 在兩小時的 ETS 分數也比 VDRAS-SPOL-1 高，從 RMSE 也可發現 WRF 誤差是比 VWRF-SPOL-1 還高。另外一提，在 Bias 的表現上，門檻值 2mm 時，WRF 兩小時比 VWRF-SPOL-1 兩小時有高估的現象，而 VWRF-SPOL-1 在門檻值 10mm 以上，總降雨次數與觀測相比顯的比較少，推估的原因應該是在東西方向 316km 及南北方向 424km 處的降水強度較弱所造成。另外風場驗證的結果(表 6-1)，兩小時內的誤差都在  $3\text{ms}^{-1}$  以內。吾人還以獨立探空(永康站)進行垂直剖線的風場驗證(圖 6-4a 及 b)，結果可發

現兩者的 U 風場非常相似，而 V 風場的誤差也都在 0~3 之間( $\text{ms}^{-1}$ )。

吾人除了從雨量觀察預報結果，另外還從圖 6-5(a)~(e)來看模式的雷達回波，可以發現一樣在只有單雷達觀測的地方且觀測資訊少的位置，在初始時間 0600UTC 與雷達觀測相似，但是經由預報後模式的雷達回波則逐漸消散，另外圖中吾人以 A、B 分別圈出兩個區域的模式回波，從圖 5-6 的結合權重與 A 回波的位置比對，A 回波的位置約在結合權重平滑的位置上，而 B 回波則是在 WRF 權重為 0 的區域，兩小時的預報，B 回波與觀測的回波同樣在經過中央山脈的複雜地形後就逐漸消散了，但是 A 回波強度卻與觀測不符，圖 6-6(a)、(b)分別為 VDRAS-SPOL-1 及 WRF 實驗組在 0600UTC 的模式回波，可看到 A 回波部份是由 WRF 提供的，由於本個案系統移速快，VDRAS 提供的分析場，能夠提供有效的預報時間大約為 2 小時左右。

### 6-2-2 同化與未同化 SPOL 雷達的差異

吾人已了解 VWRF-SPOL-1 實驗組的預報結果是有一定的可信度，因此為了更清楚了解本研究方法預報能力的極限，設計了其他實驗組比對與 VWRF-SPOL-1 的差異。吾人比較同化與未同化 SPOL 雷達的分析場，對於結合 WRF 後預報結果之差異，發現到同化 SPOL 雷達的確比未同化 SPOL 雷達分析場能夠有明顯的改進。進一步分析，選取的實驗組共包含 VWRF-SPOL-1、VWRF-noSPOL-1 及 WRF，並進行的比較。圖 6-7 為 VWRF-noSPOL-1 兩小時的累積雨量圖，在南北方向 270km 的位置，VWRF-noSPOL-1 的降雨與雨量觀測圖相較可發現明顯缺乏降雨。從 ETS(圖 6-8a)也可發現，VWRF-SPOL-1 的分數比 VWRF-noSPOL-1 的分數好，特別是在門檻值 18mm，分數差了將近 0.25，而從 SCC、Bias 及 RMSE(圖 6-8b~d)

比較，也可以稍微看出 VWRF-SPOL-1 的結果好一些，顯示本研究的個案，同化 SPOL 雷達對 VDRAS 與 WRF 結合後的強降雨預報有明顯的改善，但無論有無同化 SPOL 雷達資料，其降水預報的結果都還是比純粹 WRF 有明顯的改善。

### 6-2-3 不同時段同化對預報的差異

吾人測試不同時段的同化策略對預報結果的差異，選取 WRF、VWRF-SPOL-1、VWRF-SPOL-2 及 VWRF-SPOL-3 進行比較，主要以一小時為單位，分別以(1)0700UTC~0800UTC 及(2)0800UTC~0900UTC 兩種時段的預報結果進行討論。

從實驗結果吾人發現到，同化 0800UTC 至 0900UTC 對預報的結果的確比較差。若進一步分析其結果，首先可從前面一章節了解各個時段從雷達觀測回波圖檢視天氣系統的發展，圖 6-9(a) 及 (d) 分別為 0700UTC~0800UTC 及 0800UTC~0900UTC 一小時的觀測累積雨量圖，主要降雨分佈的走勢，吾人分別以 C、D 及 E 的圓圈框出來，從 0700UTC~0800UTC 檢視降水預報，VWRF-SPOL-1(圖 6-9b) 與 VWRF-SPOL-2(圖 6-9c)對於 D 區域降雨位置及強度的掌握都還不錯，但是在 C 區域中，累積雨量在 20mm 以上，VWRF-SPOL-2 的結果就明顯差了一些，為了找出 VWRF-SPOL-2 在 C 區域預報較差的原因，吾人從圖 6-9(b) 及 (c) 黑線的位置進行垂直剖析，並可在圖 6-10(a) 及 (b) 發現到，VWRF-SPOL-1 在圖 6-9 的 C 區域較高的地形上，能夠發現有相對 VWRF-SPOL-2 較強的垂直速度及模式回波，吾人認為天氣系統接近複雜地形上時，VDRAS 進行同化可能會使對流強度減弱，而由於 VWRF-SPOL-1

是從 0600UTC 結合後進行預報，而 VWRP-SPOL-2 是 0700UTC 結合後進行預報，因此吾人從 VDRAS 分析場來看，VDRAS-SPOL-1 的 F 回波(圖 6-1a) 在 0600UTC 時開始從海上移入地形中，但是 VDRAS-SPOL-2 的 F 回波(圖 6-11a)則是在 0700UTC 時已經是在複雜地形邊的位置，可以猜測此時同化的結果應該會造成 C 區域的降雨強度變弱，若從風場-輻散場(圖 6-1b 及圖 6-11b)、垂直速度場(圖 6-1c 及圖 6-11c)及擾動溫度場(圖 6-1d 及圖 6-11d) 來看，可以發現到 VDRAS-SPOL-1 在 F 回波的位置有明顯掌握到較強的對流的強度，而 VDRAS-SPOL-2 的確在熱動力變數上沒有掌握該有的對流的強度。但是在單雷達觀測區域 (E 區域)，由於 VWRP-SPOL-2 才剛進行結合，而 VWRP-SPOL-1 已經預報第二個小時，降水預報在 E 區域的位置 VWRP-SPOL-2 還是比 VWRP-SPOL-1 準確一點。從定量降水驗證來看(圖 6-12a 及 b)，在 0700UTC 至 0800UTC 的時間區段，VWRP-SPOL-1 在門檻值 14 及 18mm 表現的比 VWRP-SPOL-2 好一些，但是 VWRP-SPOL-2 的 SCC 分數卻比 VWRP-SPOL-1 高，顯示除了 C 區域(接近複雜地形)的降雨，大部分降雨的空間分佈，仍然可以掌握。圖 6-13(a)及(b)為 0800UTC 至 0900UTC 間一小時累積降雨的 ETS 和 SCC 驗證，此時的驗證分數可以明顯的看到，不管是 VWRP-SPOL-1、VWRP-SPOL-2 或 VWRP-SPOL-3，明顯的都比 WRF 還差，而 WRF 的分數也一樣還是不好，特別是 VWRP-SPOL-3 為剛結合後就進行預報，但是結果卻比 VWRP-SPOL-1 及 VWRP-SPOL-2 分別在 0600UTC 及 0700UTC 剛結合後預報還差許多，代表著在初始化時就已經無法掌握到降水趨勢的特徵。

吾人知道，VDRAS 的垂直網格設計是卡氏座標，並不像 WRF 使用追隨地形的垂直座標，因此儘管雷達觀測的徑向風可以反映出地形對動力上的影響，但是 VDRAS 模式中的約束方程式，在同化過程仍是建立在卡氏座

標的基礎上，難保在熱動力的各個變數中不會受到影響，因此從圖 6-14(a)~(c) 的雷達回波圖及表 6-2 雷達資料統計在地形上的統計，吾人發現 0750UTC 至 0800UTC 間地形上的資料比前兩個時間還高出許多，與 0800UTC 至 0900UTC 預報結果較差有正相關。

#### 6-2-4 以結合兩次檢視結合一次的可用性

在最後，吾人進行一項測試，選取的實驗組有 WRF、VWRF-SPOL-1 及 VWRF-SPOL-1-2，主要目的是以結合兩次檢視結合一次的可用性，並以 0600UTC 至 0800UTC 累積兩小時降雨進行定量降水驗證公式的比較，從圖 6-15(a)及(b)，VWRF-SPOL-1 及 VWRF-SPOL-1-2 的 ETS 並無太大差異，但是 VWRF-SPOL-1-2 的 SCC 有比 VWRF-SPOL-1 來的好一些，儘管如此，兩組的結果都還是明顯高於 WRF 的分數，顯示雖然只結合一次，對預報結果也是有良好的改進，而相較結合兩次，他可以提早在系統進入台灣前就進行預報，實際上的效用會比較大。



# 七、總結與未來展望

## 7-1 總結

本研究使用都卜勒雷達變分分析系統(VDRAS)，其主要的能力為同化雷達回波及徑向風初始化分析場，以獲得小尺度的三維風場、溫度、氣壓以及各種微物理參數，吾人嘗試同化各個不同時段及不同數目的雷達資料，檢視其分析場之差異。由於台灣有著複雜陡峭的地形，而 VDRAS 並不是追隨地形的垂直座標，以 VDRAS 進行預報將缺乏地形阻隔，因此吾人將 VDRAS 同化後的變數，結合使用追隨地形質量座標的 WRF 模式，進行短期定量降水預報，並以各種不同的定量降水驗證公式檢視其預報的結果，進行討論，歸納出下面幾點：

- (1)經由 VDRAS 同化雷達資料，得到各個熱動力的變數，確實可以掌握到小尺度降水的特徵，VWRF-SPOL-1 在 0600UTC 的分析場與在 0600UTC 至 0900UTC 進行預報，其累積的觀測雨量分佈圖一定的相關性。而 VWRF-SPOL-1 初始時間 0600UTC 進行三小時的短期預報，其累積兩小時的 ETS、SCC、Bias 以及 RMSE 都比累積三小時的結果來的好，顯示其有效的預報時間大約是兩個小時，而 VWRF-SPOL-1 的結果並且也比 VDRAS-SPOL-1 的實驗來的好，並且有反應出地形阻隔造成降雨分佈的影響，而前三者的預報結果都還是比單獨 WRF 預報的結果好。
- (2)若沒有同化 SPOL 雷達，各種驗證分數都明顯的不及有同化 SPOL 雷達的預報，ETS 表現最明顯，門檻值越高，其表現越差，在 SPOL 雷達與七股及墾丁共同觀測的區域，明顯降水會減弱許多，顯示出

雷達觀測數目的重要性。

- (3) 如果同化不同時段的雷達觀測資料，可以發現在主要天氣系統在海上時進行雷達資料同化比進入複雜地形後再進行同化，其預報結果來的好，像是 VWRF-SPOL-3，在剛結合後的預報結果比單純 WRF 還要差，而 VWRF-SPOL-1 其初始時間在海上可掌握到對流結構，其經由 WRF 預報，對流系統進入山區後，還能掌握到降水的特徵，但是當主要對流系統接近複雜地形上，此時結合 VDRAS 分析場 2 的 VWRF-SPOL-2 反而掌握不到此現象。而結合兩次 (VWRF-SPOL-1-2) 的結果雖然有比結合一次 (VWRF-SPOL-1) 好一些，但是結合一次的預報結果也不錯，且還可以提早一個小時預報。

## 7-2 未來展望

進行短期降水預報的研究，最終目的還是希望能夠在氣象作業單位進行 Nowcasting，防範劇烈天氣系統可能造成的各種災害(水災、風災)，吾人以 VDRAS 結合 WRF，嘗試各種不同時間及不同方式的同化策略，並進行降水預報實驗，了解各種方法的可能性，為台灣地區的 Nowcasting 技術盡點心力。而進行的工作還有改善的空間，因此未來還需要針對下列幾點進行測試：

- (1) 藉由同化不同時段的雷達資料，可了解之間的差異，而本研究選取個案的時間區段，只包含滯留鋒面某部分的，其中台灣西南部的三座雷達都是在本島，礙於觀測範圍限制，且系統移速非常快，很難掌握後續的對流系統，因此若可同化的海上雷達觀測資料越多，能改進的預報時間則可望得到增長，目前台灣本島以外的氣象雷達則分別在綠島及馬公，未來

可以進行此測試。

(2) 經由測試了解到同化雷達數目越多，對預報結果會有明顯的改進，由於台灣作業化雷達的分佈，在某些區域仍然是有死角的，因此可考慮以中大車載式移動雷達進行觀測，針對空間分佈上死角進行觀測，並以 VDRAS 同化 Team-R 雷達的觀測資料，與未同化的結果進行分析討論。

(3) 由於 VDRAS 不含地形解析能力，因此使用較簡單的權重方式結合 WRF，未來可嘗試不使用兩個 domain，而只使用一個 domain，不使用現有的權重方式結合，而直接結合 VDRAS 變數，但是 WRF 與 VDRAS 的雲模式兩個的設計不相同，而 WRF 結合 VDRAS 變數的方法，並沒有使用約束條件，在結合初期，可能會不符合 WRF 模式的平衡，因此未來還嘗試使用 WRF 中的 DFI(Digital Filter Initialization)，並檢視其結果如何。除此之外，未來還必須嘗試將 VDRAS 加入真實地形的邊界效應以及冰相粒子的過程，再進行同化及預報的測試。

## 參考文獻

- 鄧仁星，2000：RASTA(Radar Analysis System for Taiwan Area)使用說明書。
- Barnes, S. L., 1973: Mesoscale objective map analysis using weighted time series observations. *NOAA Tech. Memo. Erl Nssl-62*, 60pp.
- Courtier, P., 1985: Experiments in data assimilation using the adjoint model technique. Preprints, *Workshop on High-Resolution Analysis*, Reading, United Kingdom, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 1–20.
- 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.
- 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.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, **99** (C5), 10 143–10 162.
- Hu, M., M. Xue, J. Gao, and 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, 675 – 698.
- Kessler, E., 1969: *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation. Meteor. Monogr.*, No. 32, Amer. Meteor. Soc., 84

pp.

- Klemp, J. B., R. B. Wilhelmson, and P. S. Ray, 1981: Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1558–1580.
- Le Dimet, and O. Talagrand, 1986: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretical aspects. *Tellus*, **38A**, 97–110.
- Lewis, J. M., and J. C. Derber, 1985: The use of adjoint equation to solve a variational adjustment problem with advective constraints. *Tellus*, **37A**, 309–322.
- Mueller C. K., T. Saxen, R. Roberts, J. Wilson, T. Betancourt, S. Dettling, N. Oien, J. Yee, 2003: NCAR auto-nowcast system. *Wea. Forecasting*, **18**, 545-561.
- 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., 2005: Initialization and numerical forecasting of a supercell storm observed during STEPS. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 793-164.
- , and N. A. Crook, 1994: Wind and thermodynamic retrieval from single-Doppler measurements of a gust front observed during Phoenix II. *Mon Wea Rev.*, **122**, 1075–1091.
- , and ———, 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.
- , 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.
- , 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.
- , M. Chen, and Y. Wang, 2010: A frequent-updating analysis system based on radar, surface, and mesoscale model data for the Beijing 2008 Forecast Demonstration Project. *Wea. Forecasting*, **25**, 1715–1735.
- Talagrand, O., and P. Courtier, 1987: Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation— Part I. Theory. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 1311–1328.
- 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*. (in press)
- Tripoli, G. J., and W. R. Cotton, 1981: The use of ice-liquid water potential

- temperature as a thermodynamic variable in deep atmospheric models. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1094–1102.
- Verlinde, J., and W. R. Cotton, 1990: A critical look at kinematic microphysical retrieval algorithms. Preprints, *Conf. on Cloud Physics*, San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc., 453–457.
- Weygandt, S., A. Shapiro, and K. Droegemier, 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.
- Wilhelmson, R. B., and J. B. Klemp, 1981: Three-dimensional numerical simulation of splitting severe storms on 3 April 1964. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1558–1580.
- Xiao, Q., and J. Sun, 2007: Multiple radar data assimilation and short-range QPF of a squall line observed during IHOP\_2002. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3318–3404.
- Ziegler, C. L., 1985: Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storm. Part 1: Model development and preliminary testing. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1487–1509.

表 2-1 中尺度背景場所使用的觀測資料統整

資料種類	資料來源
地面測站	金門、臺中、梧棲、花蓮、澎湖、嘉義、東吉島、七股、台南、成功、台東、高雄、大武、蘭嶼、恆春
探空	板橋、臺中、花蓮、馬公、六龜、屏東、綠島、恆春、南船、東沙島
再分析資料	ECMWF Atmospheric Model 1.125°x1.125°

表 5-1 所有實驗的組合及其描述，分析場 1、2 及 3 代表同化的時段差別(見圖 5-3)

實驗名稱	實驗描述
WRF	純 WRF 實驗
VDRAS-SPOL-1	純 VDRAS 實驗，有同化 SPOL，同化 0500UTC 至 0600UTC
VDRAS-SPOL-2	純 VDRAS 實驗，有同化 SPOL，同化 0600UTC 至 0700UTC
VWRF-SPOL-1	VDRAS 結合 WRF 實驗，有同化 SPOL，結合分析場 1
VWRF-SPOL-2	VDRAS 結合 WRF 實驗，有同化 SPOL，結合分析場 2
VWRF-SPOL-3	VDRAS 結合 WRF 實驗，有同化 SPOL，結合分析場 3
VWRF-noSPOL-1	VDRAS 結合 WRF 實驗，無同化 SPOL，結合分析場 1
VWRF-SPOL-1-2	VDRAS 結合 WRF 實驗，有同化 SPOL，結合分析場 1 和 2

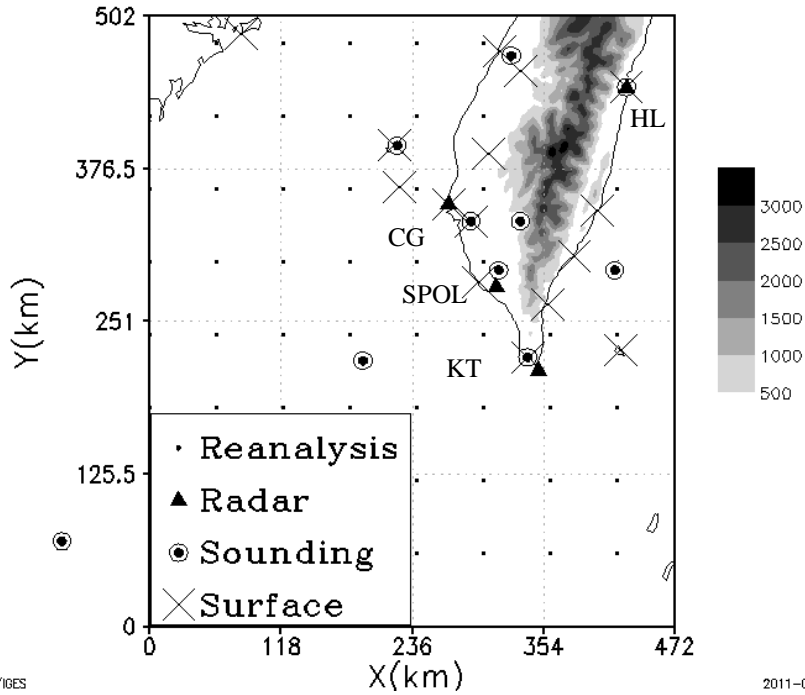
表 6-1 VWRF-SPOL-1 實驗-投影在雷達的徑向風與雷達觀測徑向風的均方根誤差，隨著時間兩小時內的變化。

七股雷達徑向風-均方根誤差(單位:ms <sup>-1</sup> )-VWRF-SPOL-1				
0min	30min	60min	90min	120min
1.985	2.756	2.811	2.952	3.027



表 6-2 雷達觀測資料在門檻值為不同地形高度的分佈比例

<b>門檻: 30dbz 及 terrain 500m 以上</b>			
時間	0550~0600	0650~0700	0750~0800
資料量總數	55312	58791	57207
門檻總數	1937	2249	4809
百分比	3.5%	3.83%	8.41%
<b>門檻: 30dbz 及 terrain1000m 以上</b>			
時間	0550~0600	0650~0700	0750~0800
資料量總數	55312	58791	57207
門檻總數	986	796	2032
百分比	1.78%	1.35%	3.55%



GrADS: COLA/IGES

2011-04-15-17:42

圖 3-1 實驗中所有觀測資料的分佈圖：小圓點為再分析資料的垂直剖線，大圓點為探空，叉叉標記為地面站，三角形為雷達(CG 為七股、KT 為墾丁、HL 為花蓮、SPOL 則為 SPOL 雷達)。

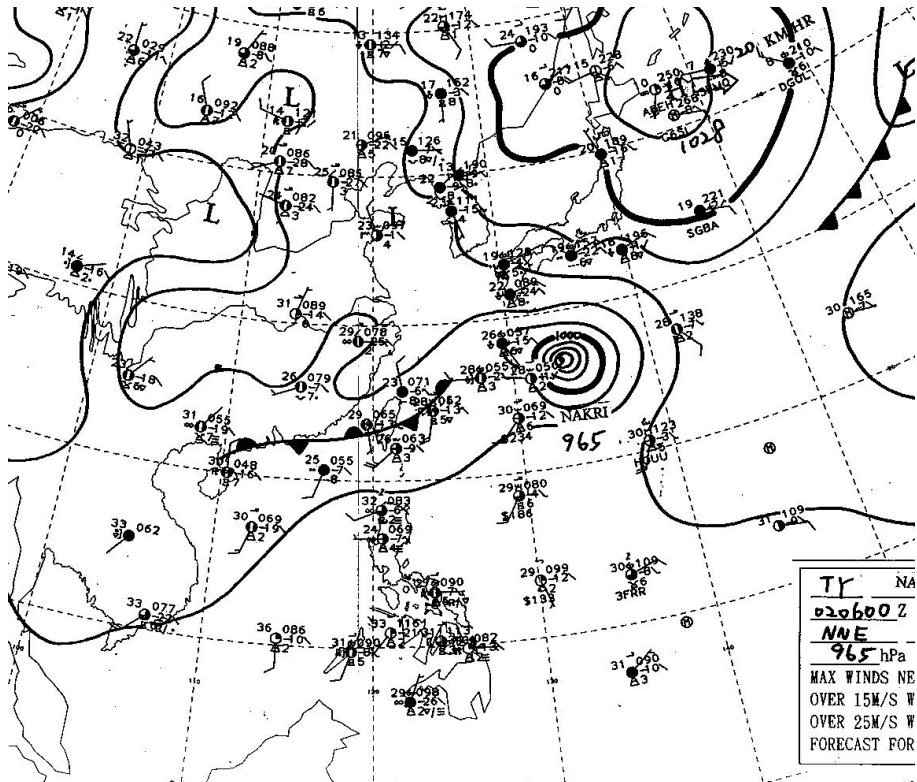
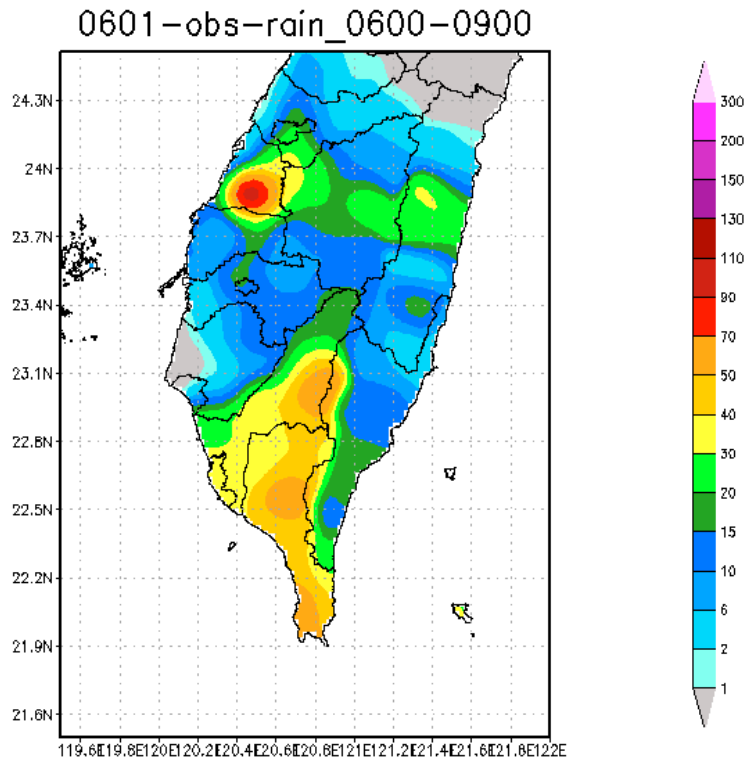


圖 3-2 中央氣象局 2008 年 06 月 02 日 0600UTC 的地面天氣圖



GrADS: COLA/IGES

2011-03-16-17:39

圖 3-3 2008 年 06 月 02 日自動雨量站資料內插至網格的 0600UTC 至 0900UTC 的累積雨量圖。色階為雨量，單位為公釐(mm)

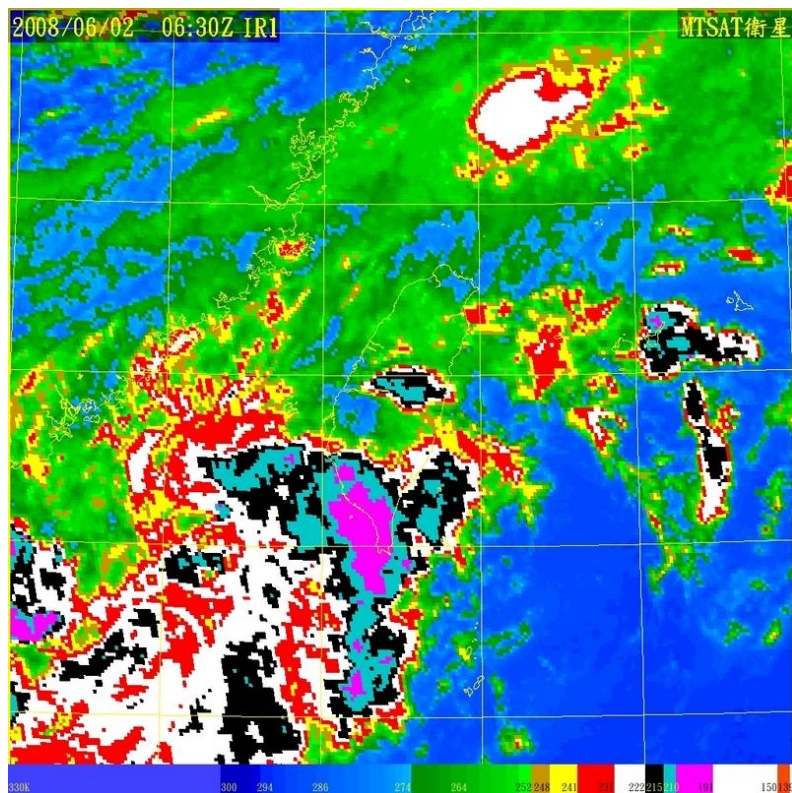


圖 3-4(a) 中央氣象局 2008 年 06 月 02 日 0630UTC 衛星觀測紅外線雲圖

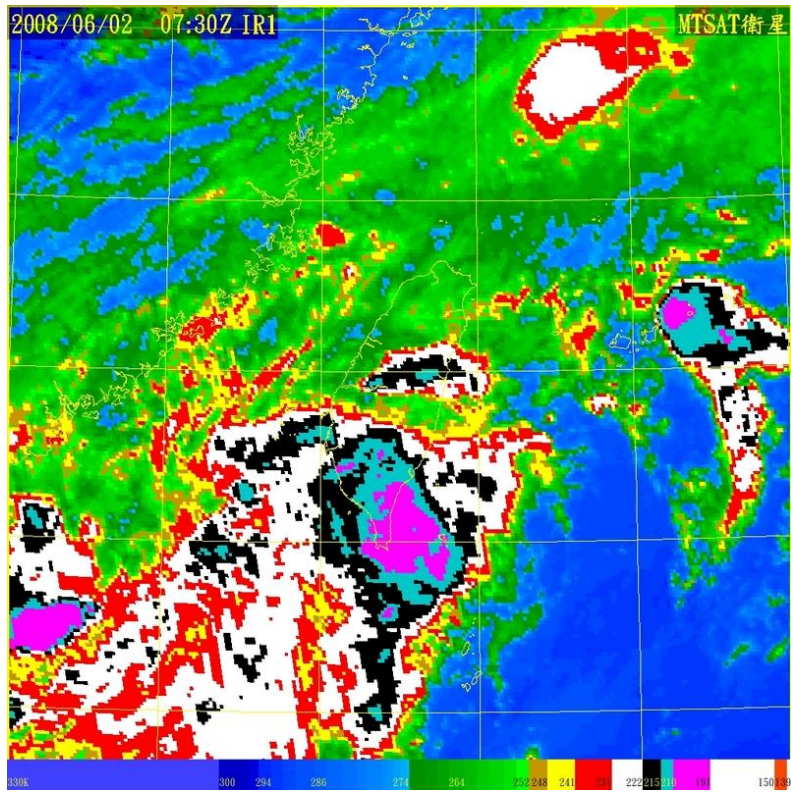


圖 3-4(b) 中央氣象局 2008 年 06 月 02 日 0730UTC 衛星觀測紅外線雲圖

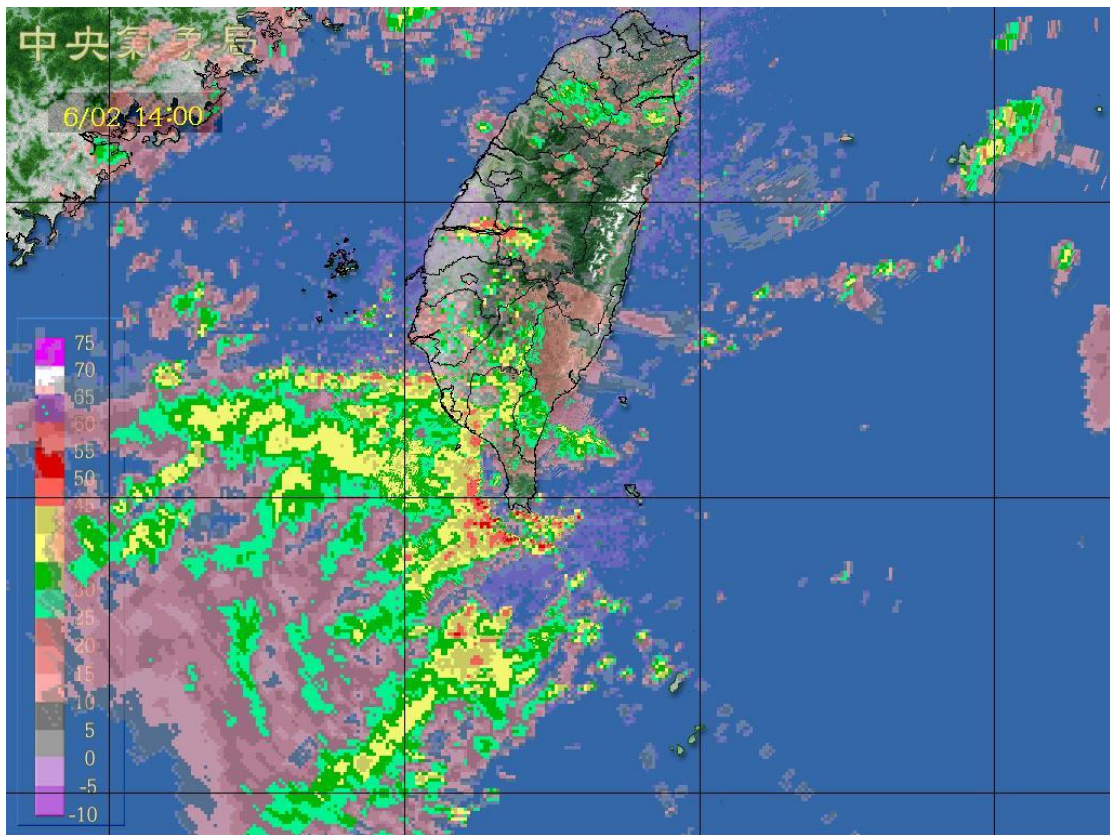


圖 3-5 中央氣象局 2008 年 06 月 02 日 0600UTC 雷達合成最大回波圖

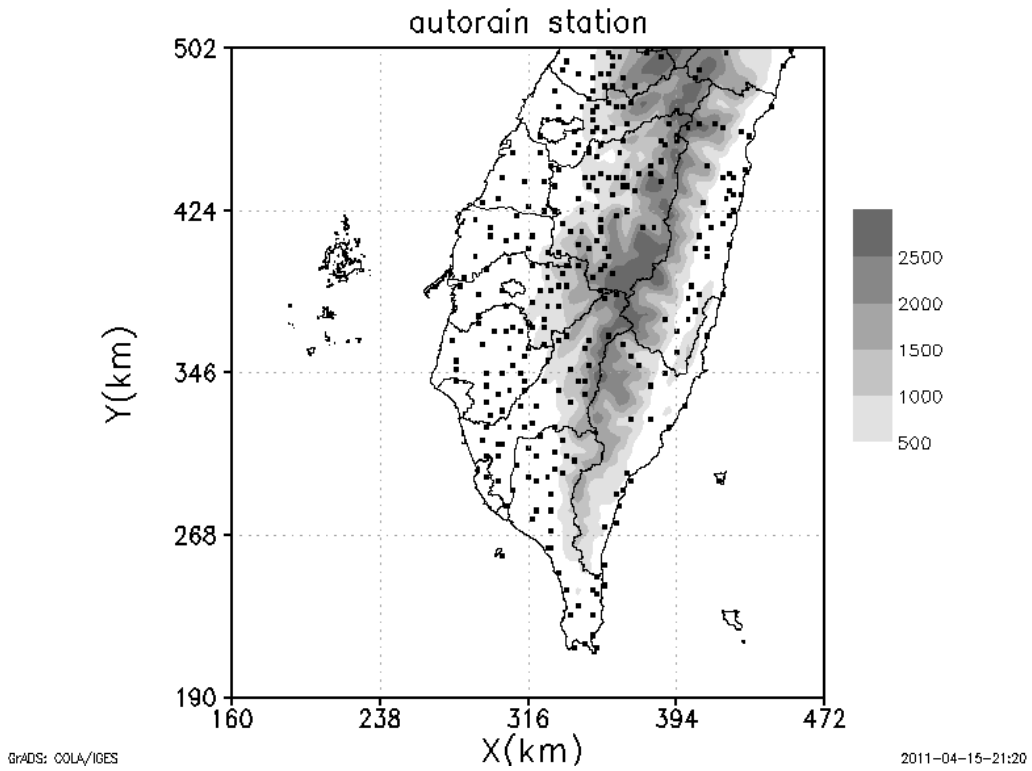


圖 4-1 氣象局自動雨量站分佈圖。小黑點為雨量站位置，陰影為地形高度(單位:公尺)

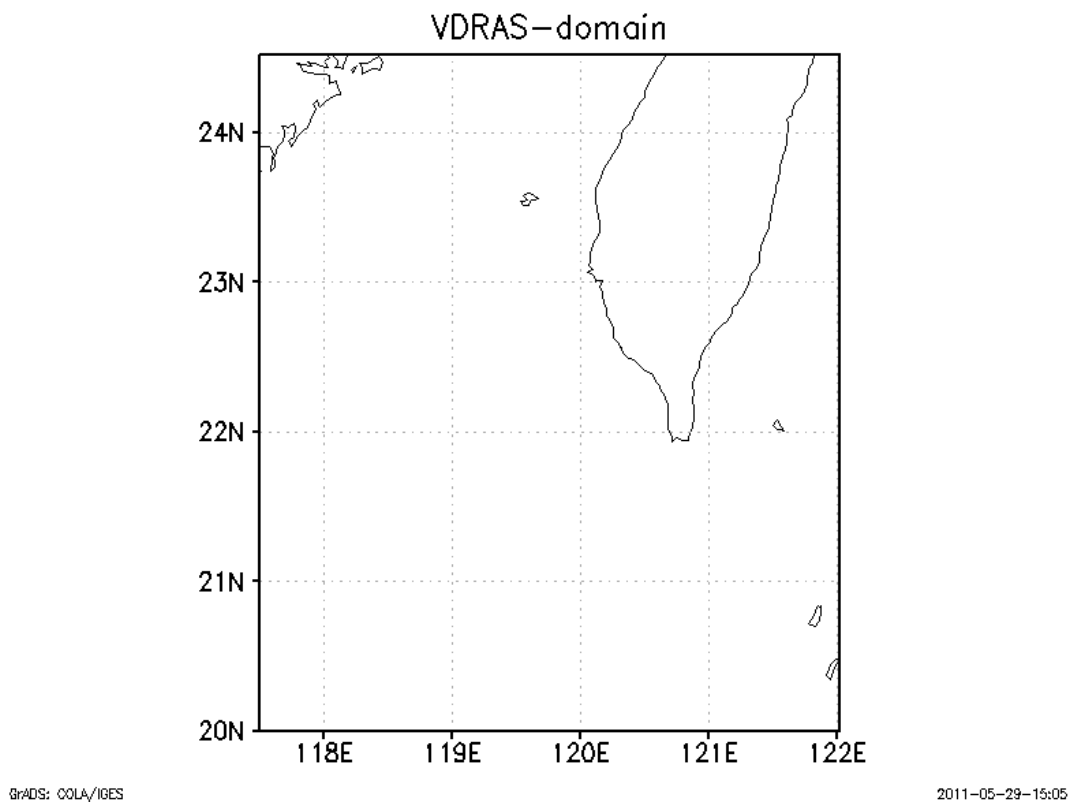


圖 5-1 VDRAS 實驗的網格範圍

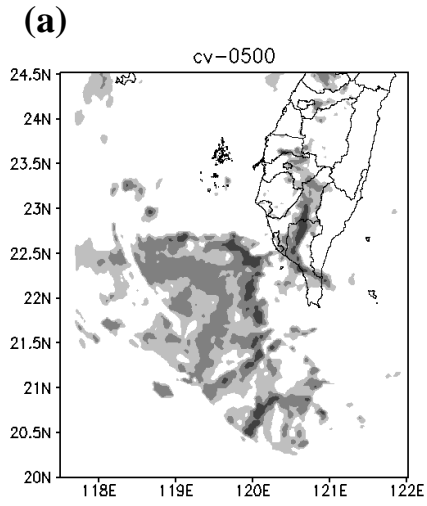


圖 5-2(a)

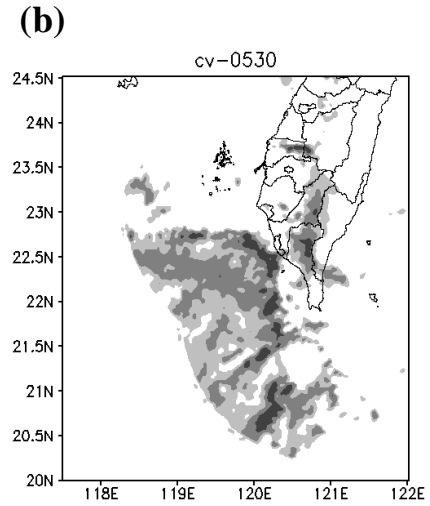


圖 5-2(b)

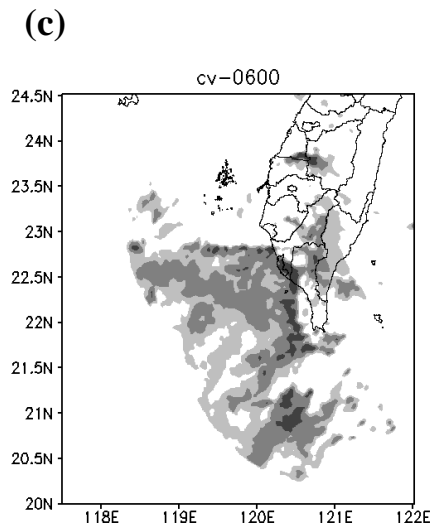


圖 5-2(c)

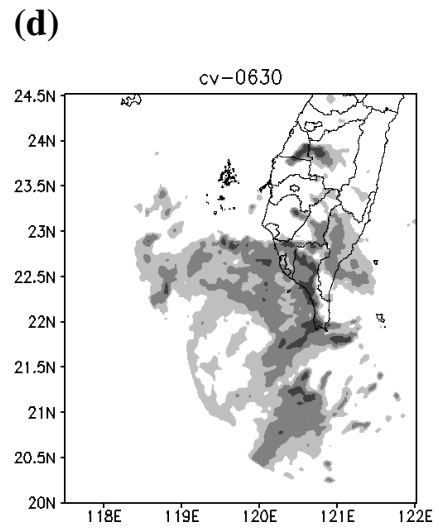


圖 5-2(d)

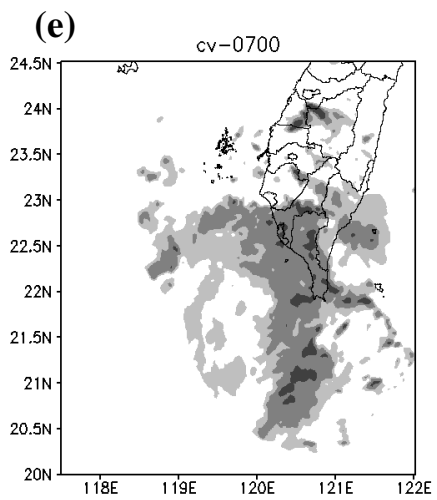


圖 5-2(e)

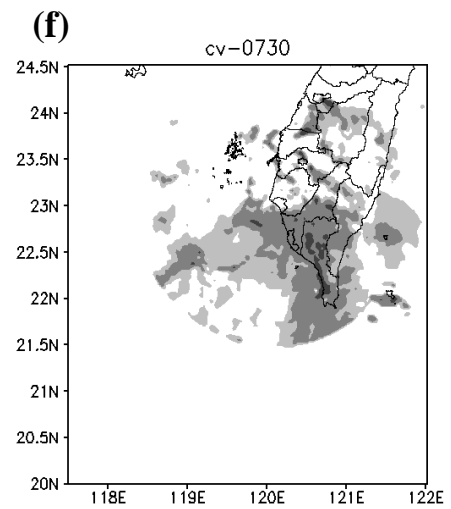


圖 5-2(f)

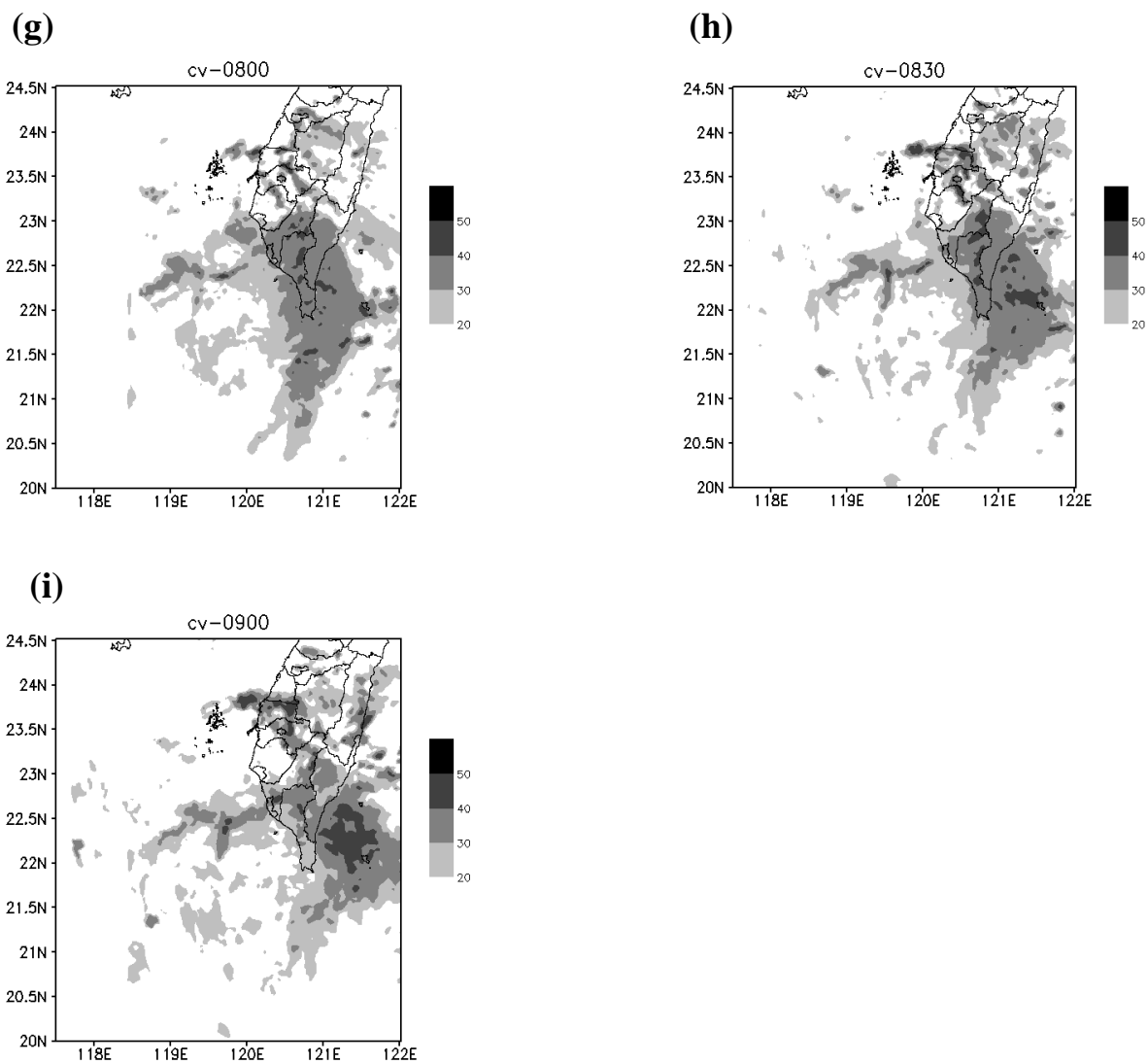


圖 5-2 雷達合成最大回波圖，時間為 2008 年 06 月 02 日(a)0500UTC、(b)0530UTC、(c)0600UTC、(d)0630UTC、(e)0700UTC、(f)0730UTC、(g)0800UTC、(h)0830UTC、(i)0900UTC。陰影為回波，單位為 dBZ，只顯示強度 20dBZ 以上的值。

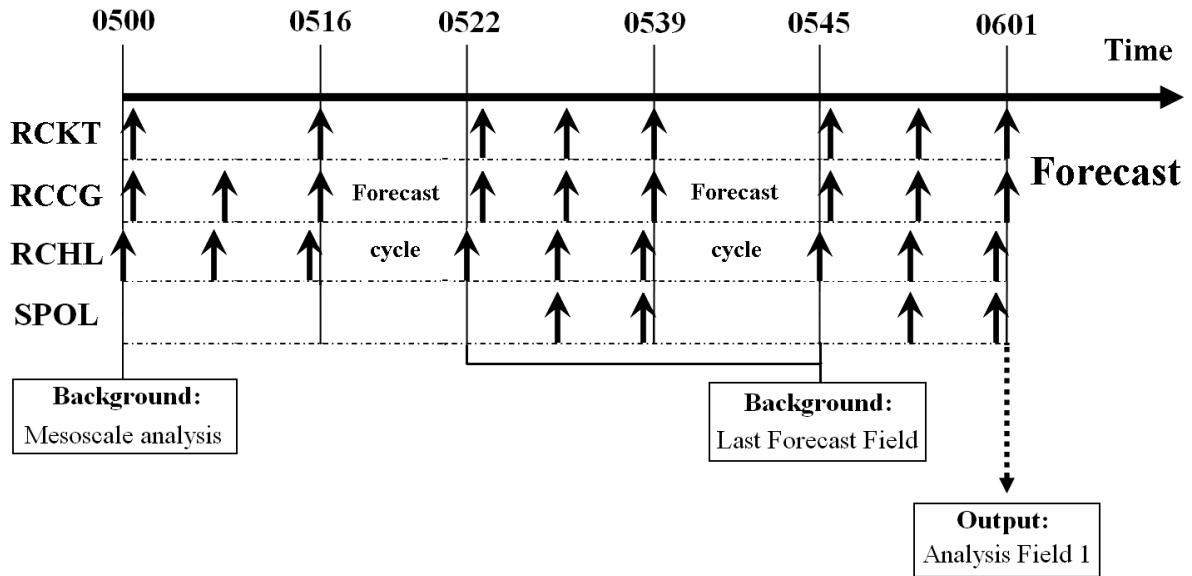


圖 5-3 (a) 0500UTC 至 0600UTC-VDRAS 同化循環過程示意圖，向上箭頭為一個雷達全體積掃描。分析場編號為 1

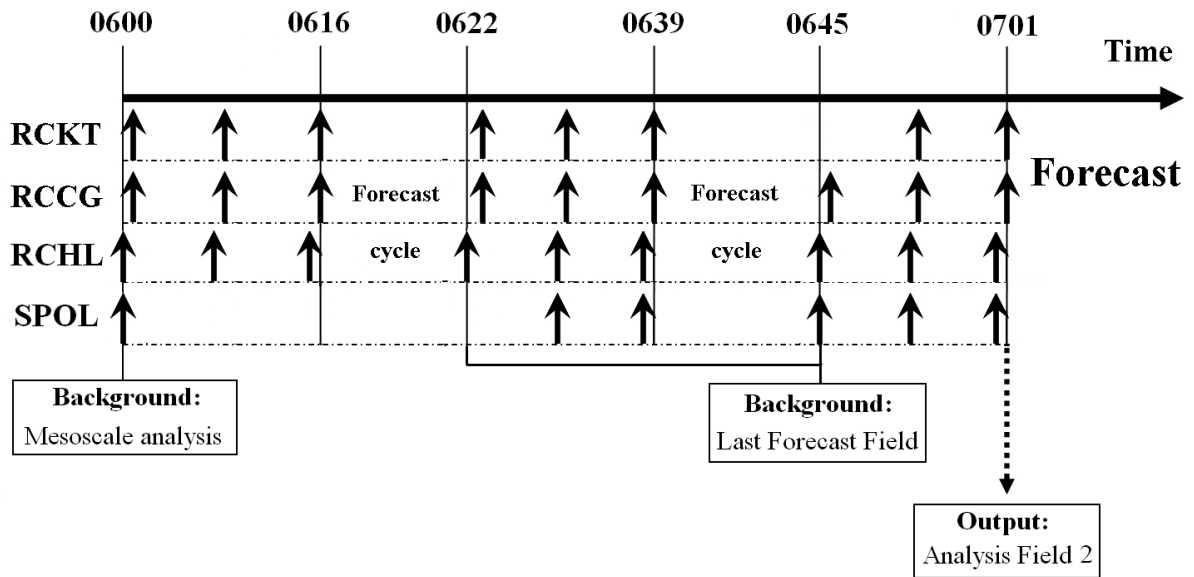


圖 5-3(b) 0600UTC 至 0700UTC-VDRAS 同化循環過程示意圖，向上箭頭為一個雷達全體積掃描。分析場編號為 2



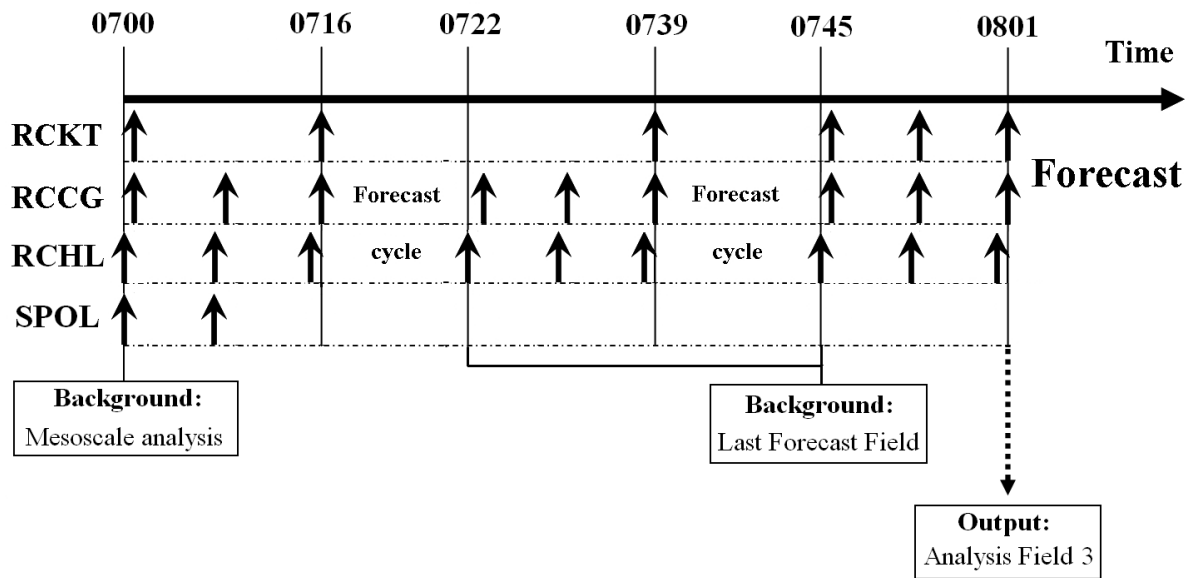


圖 5-3 (c)0700UTC 至 0800UTC- VDRAS 同化循環過程示意圖，向上箭頭為一個雷達全體積掃描。分析場編號為 3

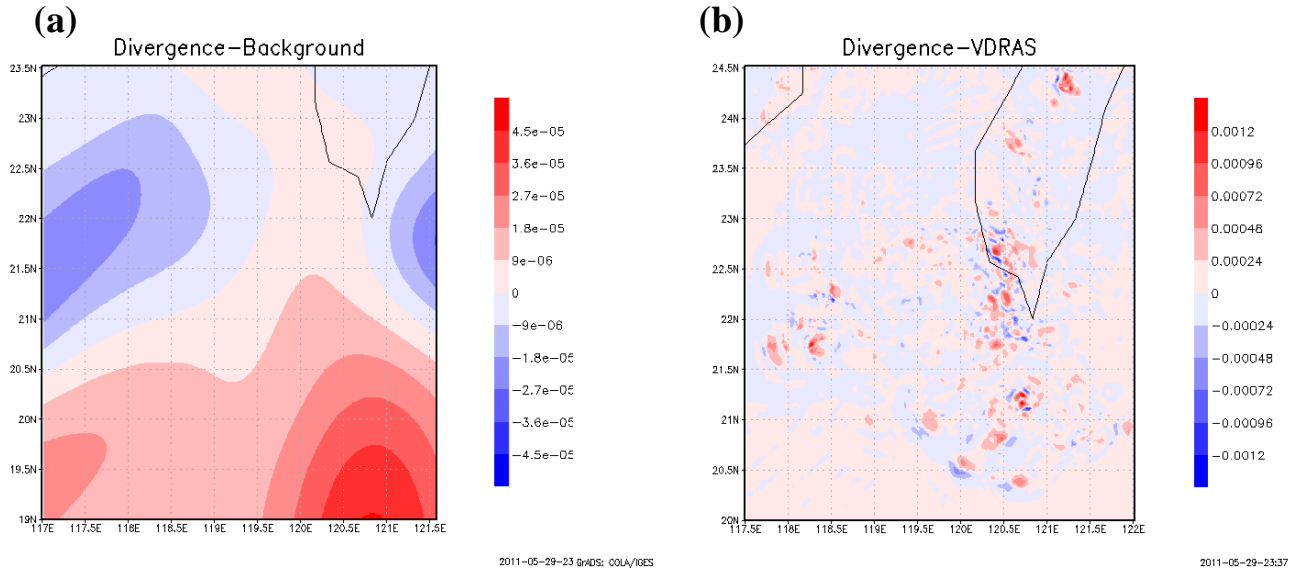


圖 5-4(a)中尺度背景場輻散合場，(b)VDRAS 分析場輻散合場。高度為 0.05km，色階紅色為輻散，藍為輻合。

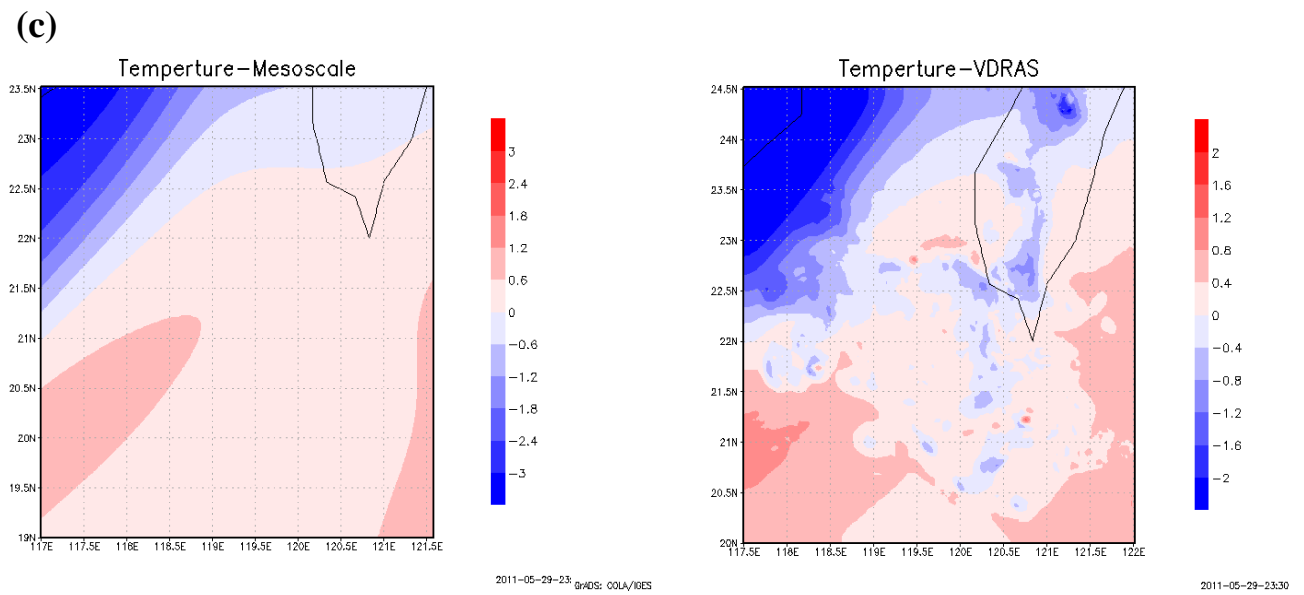


圖 5-4(c)中尺度背景場擾動溫度場，(d)VDRAS 分析場擾動溫度場。高度為 0.05km，色階為擾動溫度，紅色為暖區，藍色為冷區(單位 K)

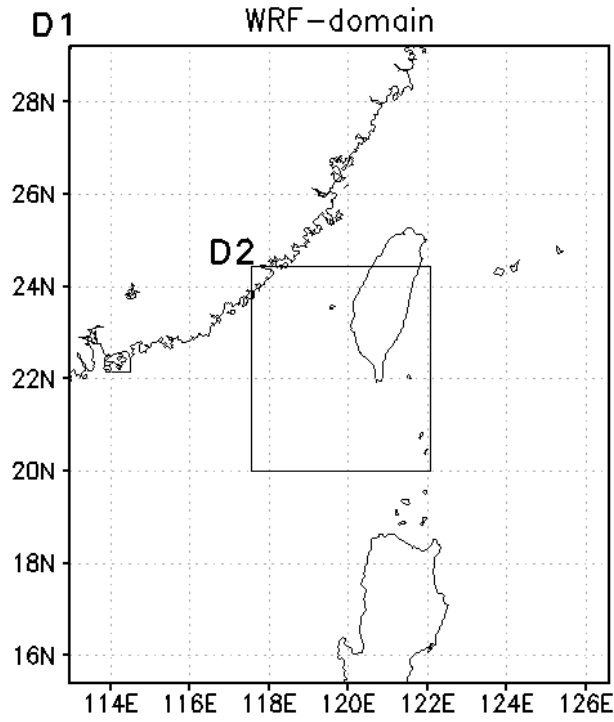


圖 5-5 WRF 模式巢狀網格設計範圍，D2 的範圍及網格間距與 VDRAS 相同

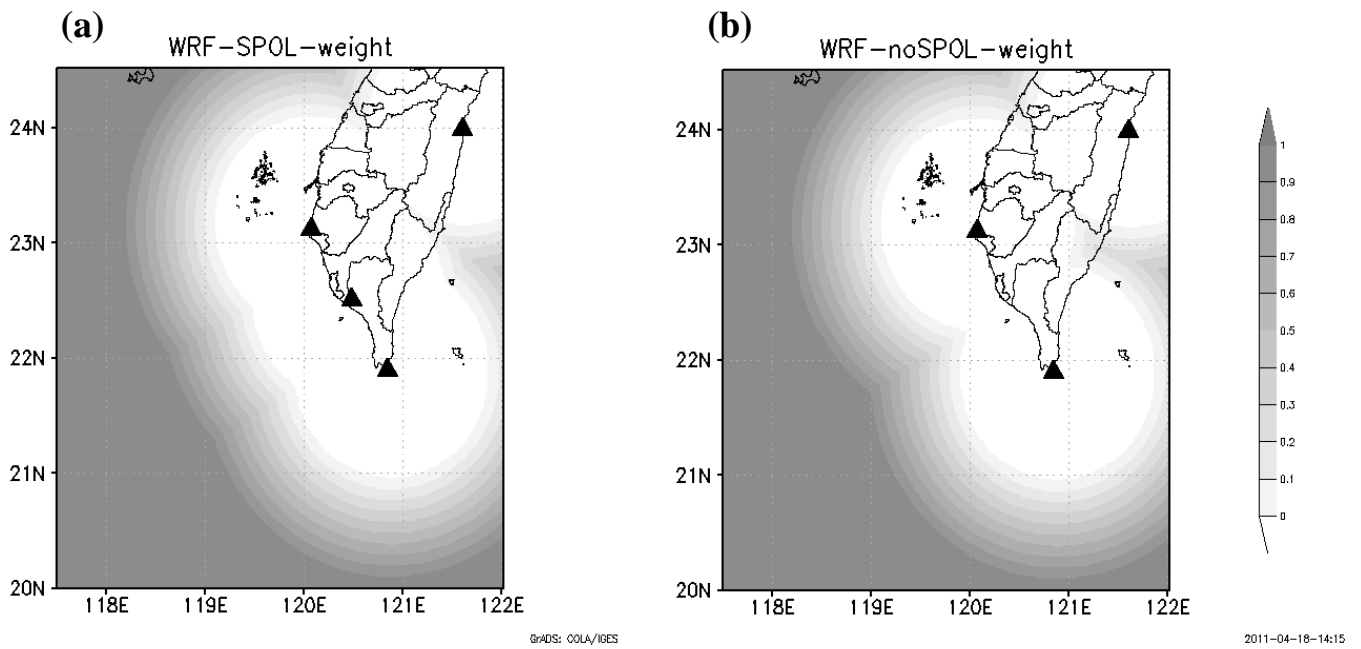


圖 5-6 VDRAS 結合 WRF 權重分佈，(a)結合有同化 SPOL 雷達的分析場(b)結合沒有同化 SPOL 雷達的分析場，陰影為 WRF 權重。

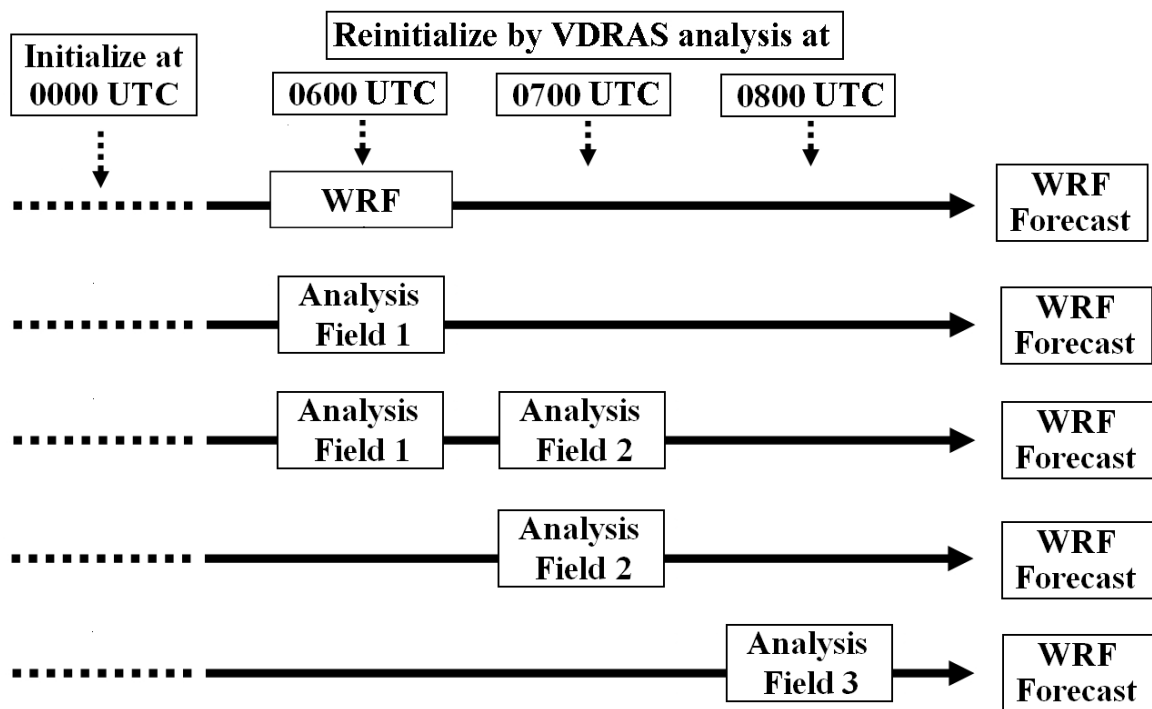


圖 5-7 WRF 及 VWRF 實驗預報策略

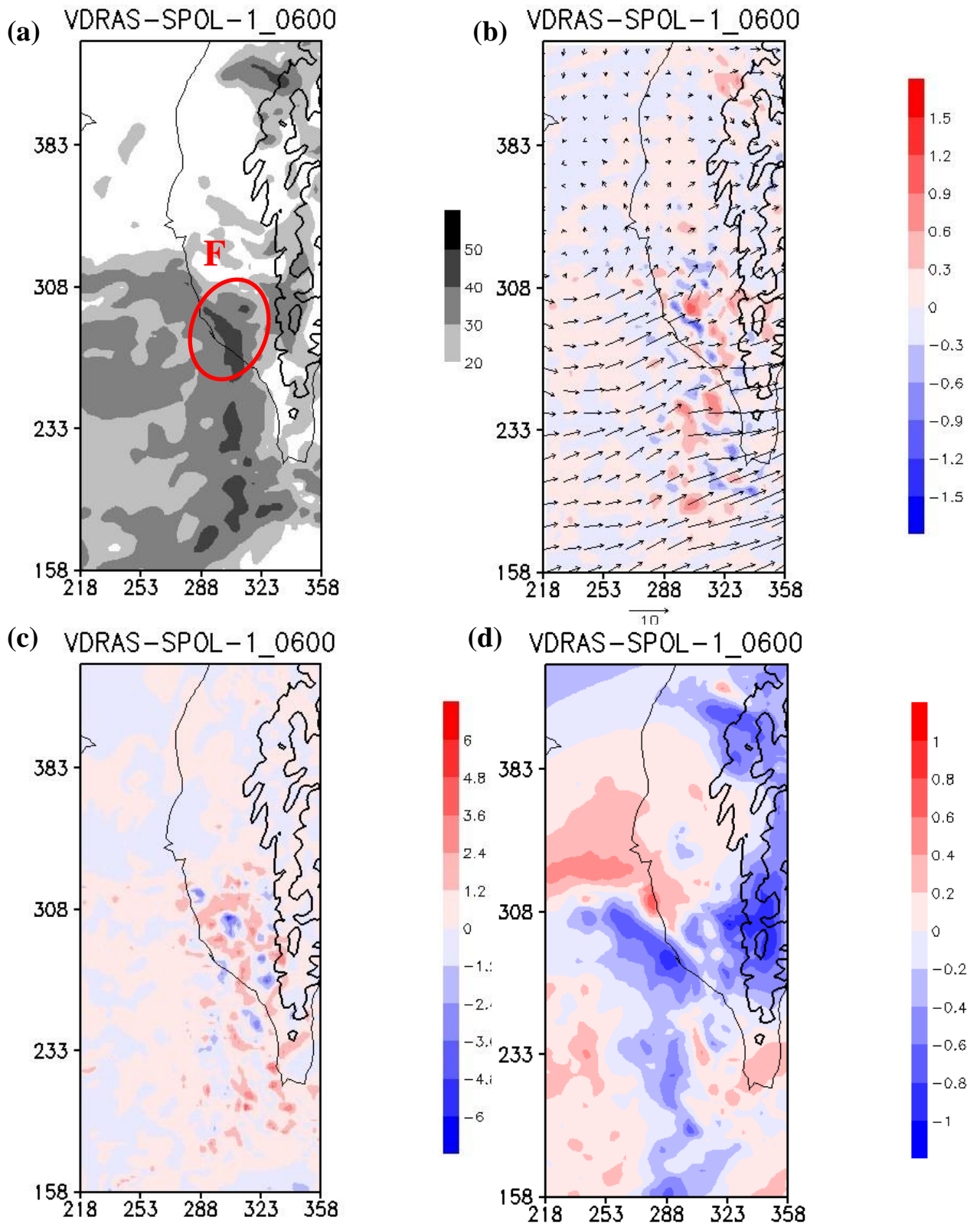


圖 6-1 VDRAS-SPOL-1 各分析場，分別為(a)模式回波，高度 50m，單位 dBZ(b)輻散場及風標，高度 50m，輻散場單位  $0.5 \cdot s^{-1}$ ，風標單位  $ms^{-1}$ (c)垂直速度，高度 5.05km，單位  $ms^{-1}$ (d)擾動溫度場，高度 50m，單位 K

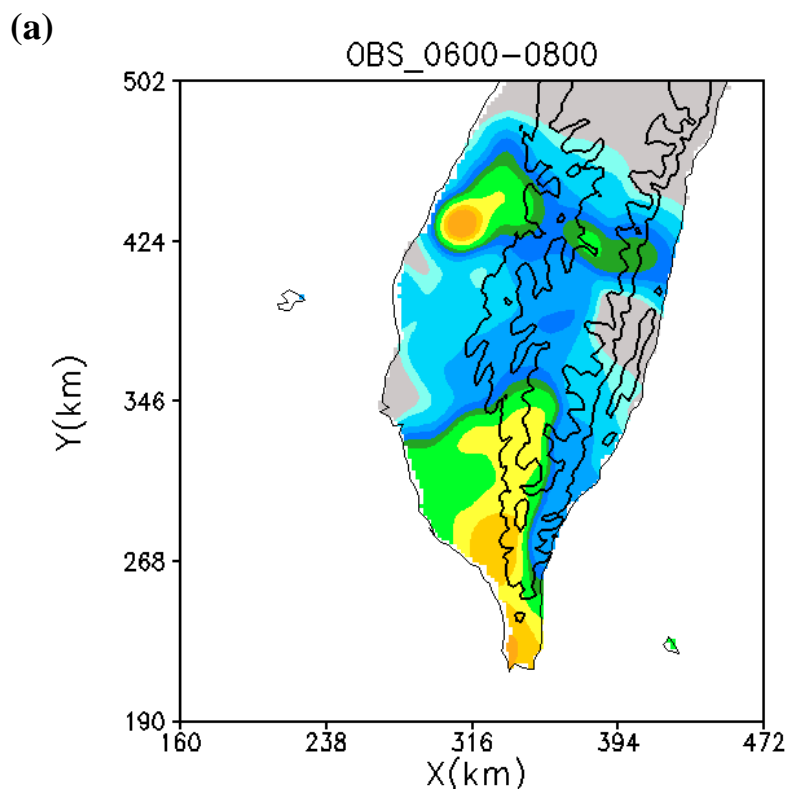


圖 6-2(a)

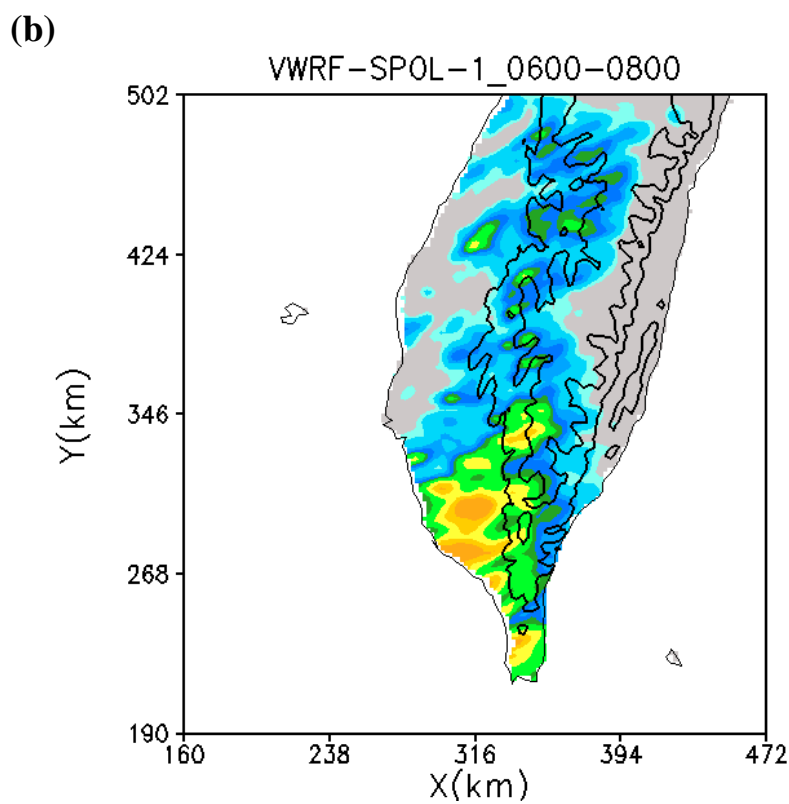


圖 6-2(b)

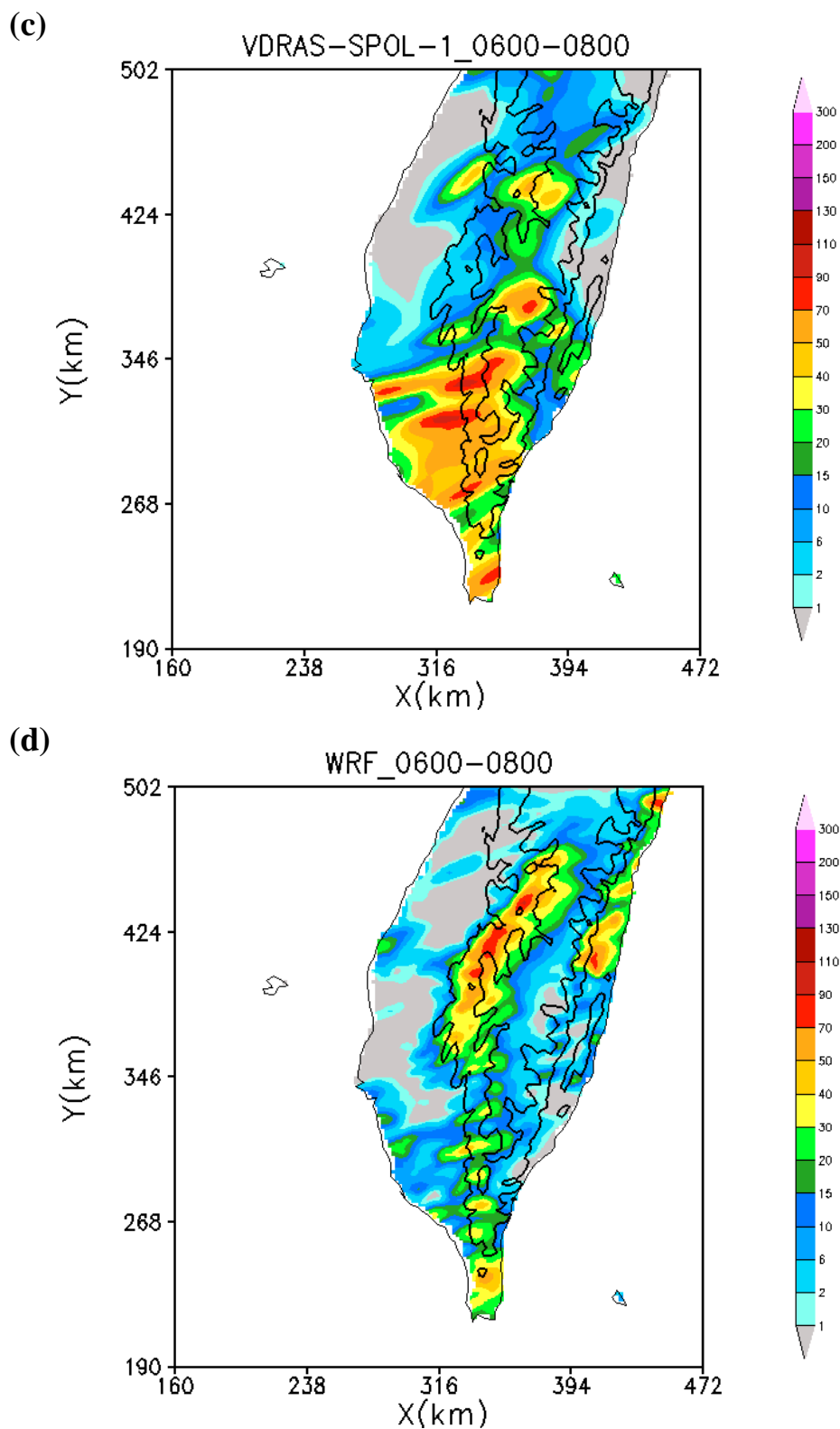


圖 6-2 0600UTC 至 0800UTC 的累積降雨量，分別為(a)自動雨量站觀測 (b)VWRF-SPOL-1 (c)VDRAS-SPOL-1 (d)WRF，單位 mm

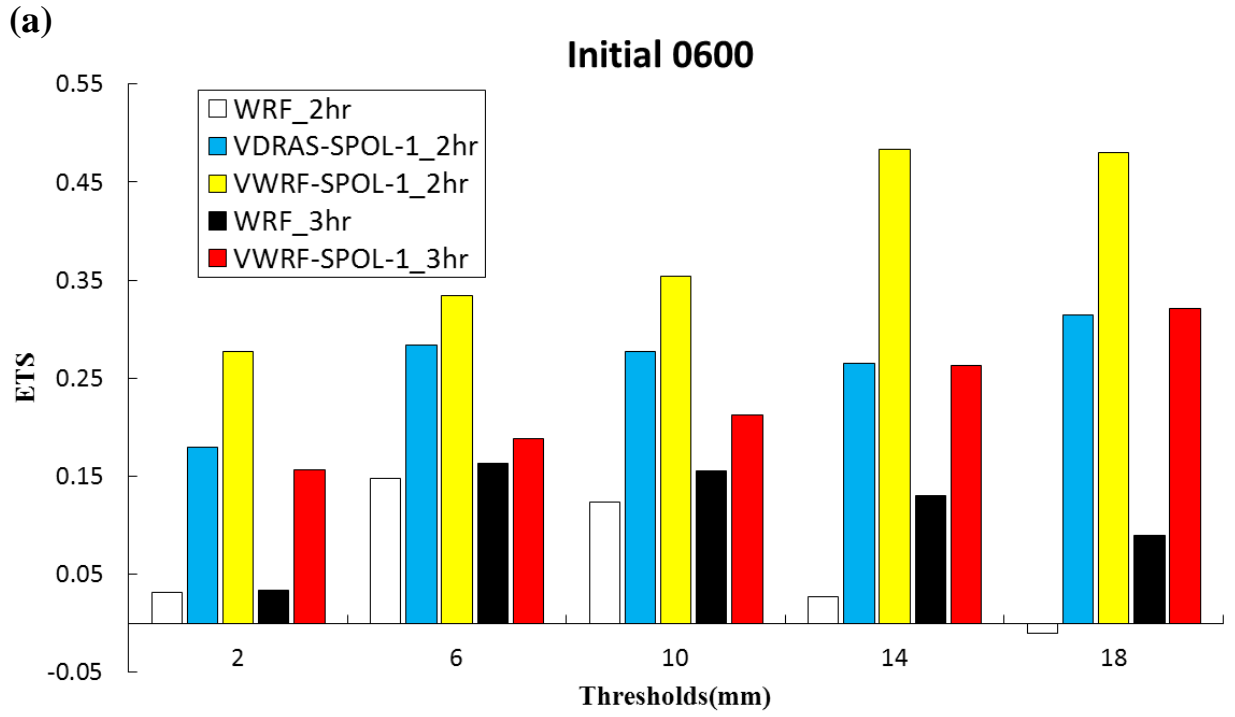


圖 6-3(a)

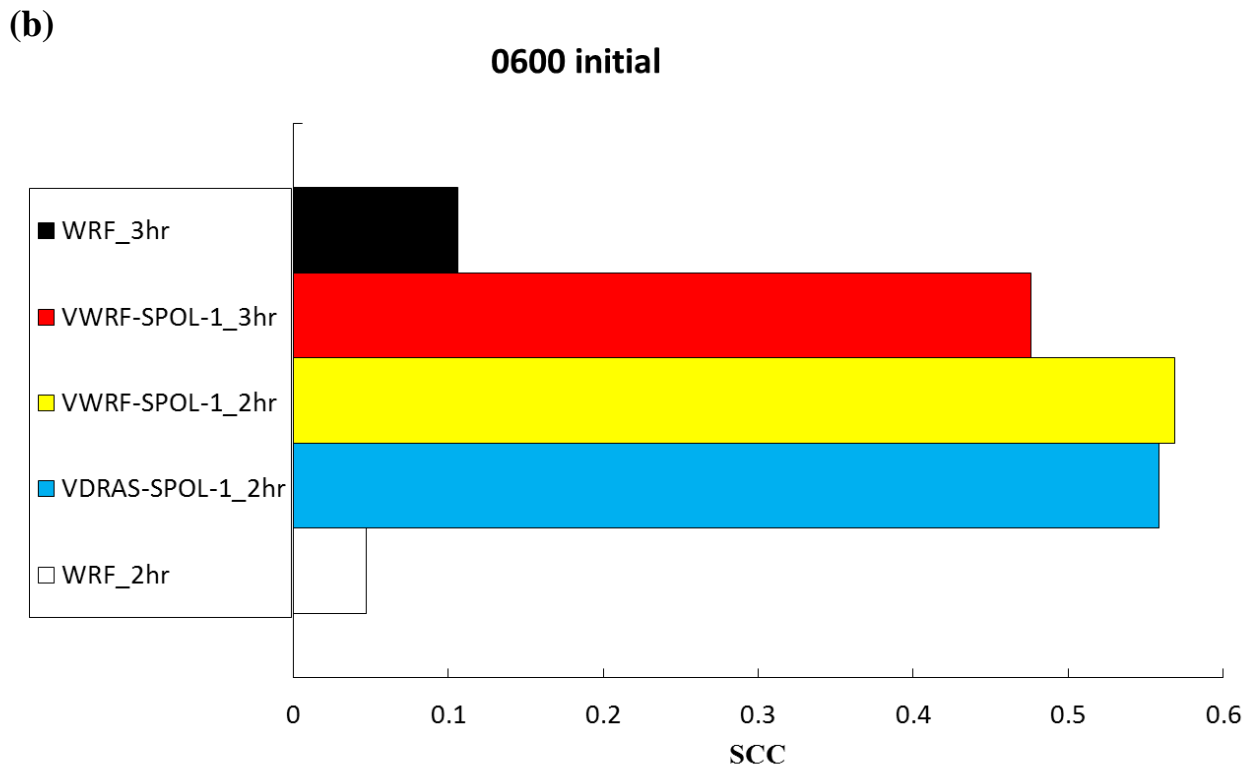


圖 6-3(b)



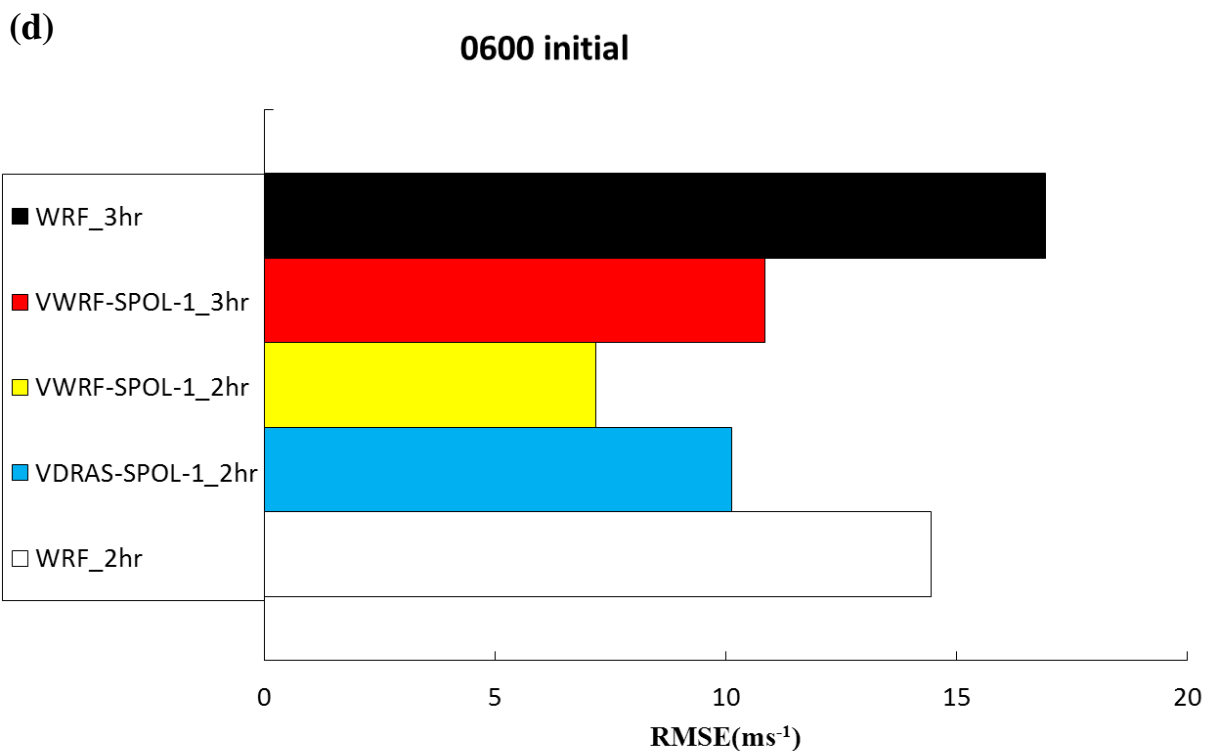
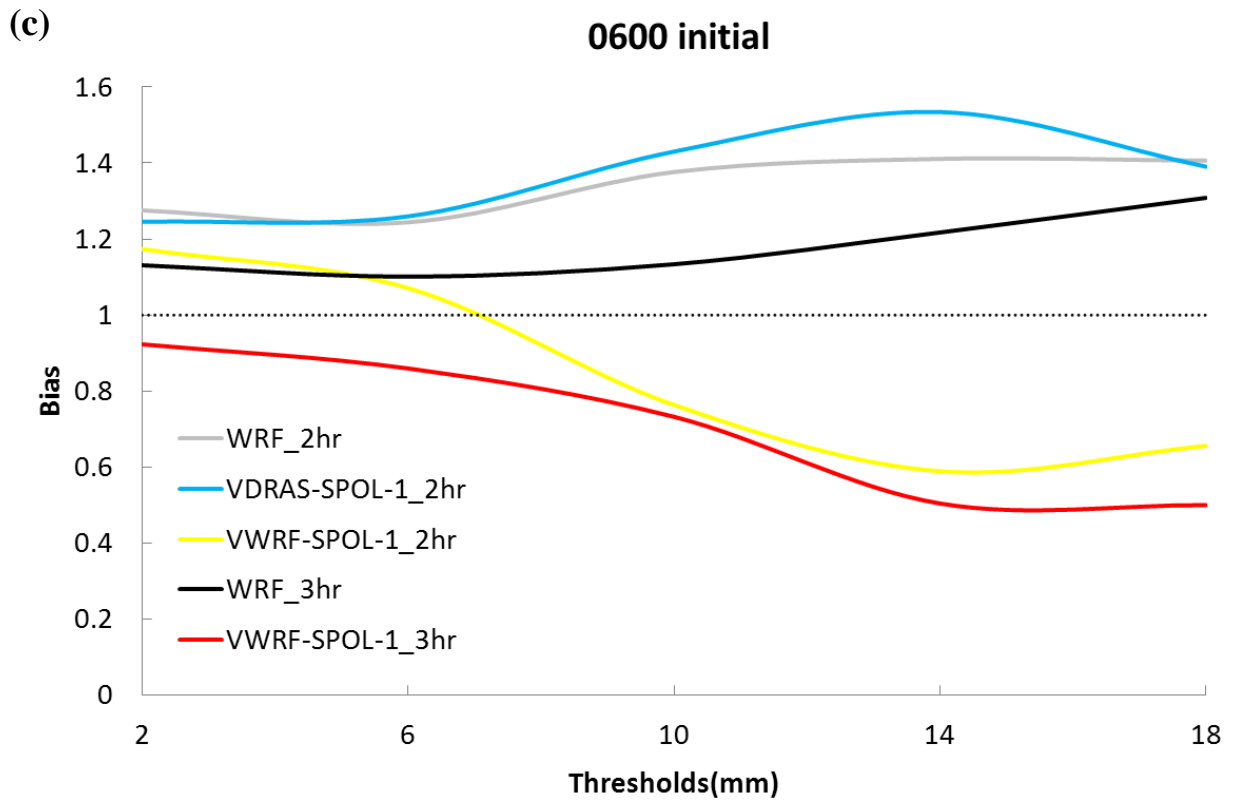


圖 6-3 VWRF-SPOI-1、VDRAS-SPOI-1 及 WRF 預報三小時內的定量降水驗證，初始時間為 0600UTC-分別為(a)ETS (b)SCC (c)Bias (d)RMSE

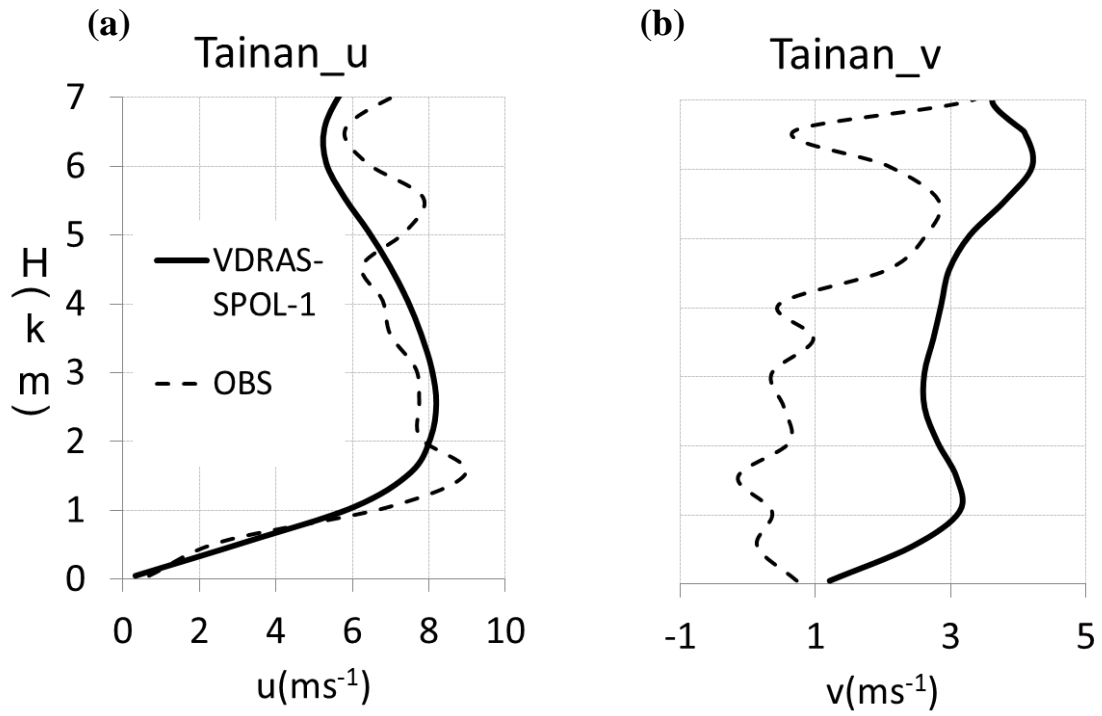


圖 6-4 VDRAS-SPOL-1 與台南永康站探空觀測的風場驗證，時間為 0600UTC-(a)U 風速 (b)V 風速，單位為  $\text{ms}^{-1}$ 。

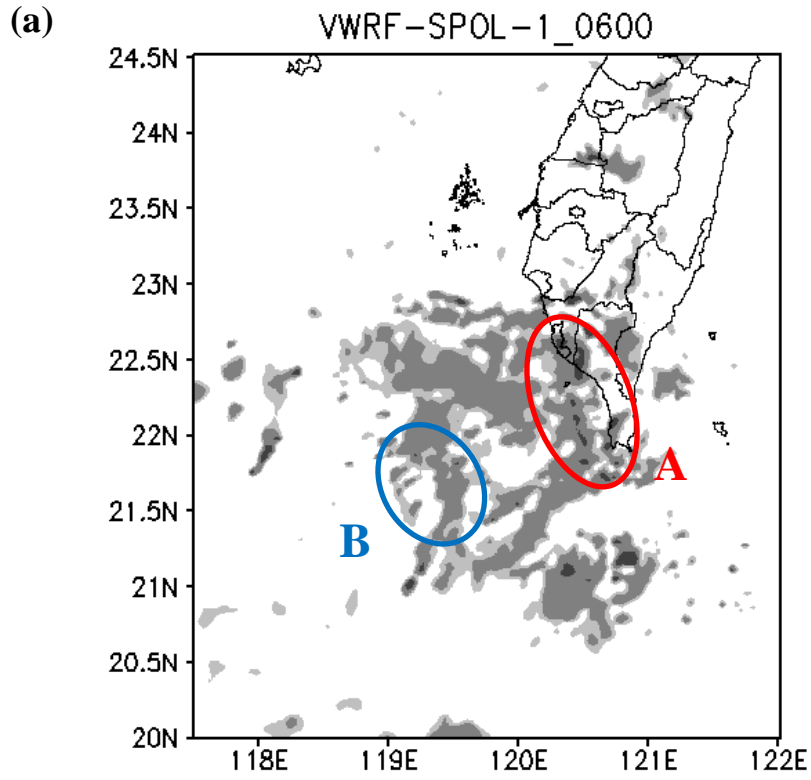


圖 6-5(a)

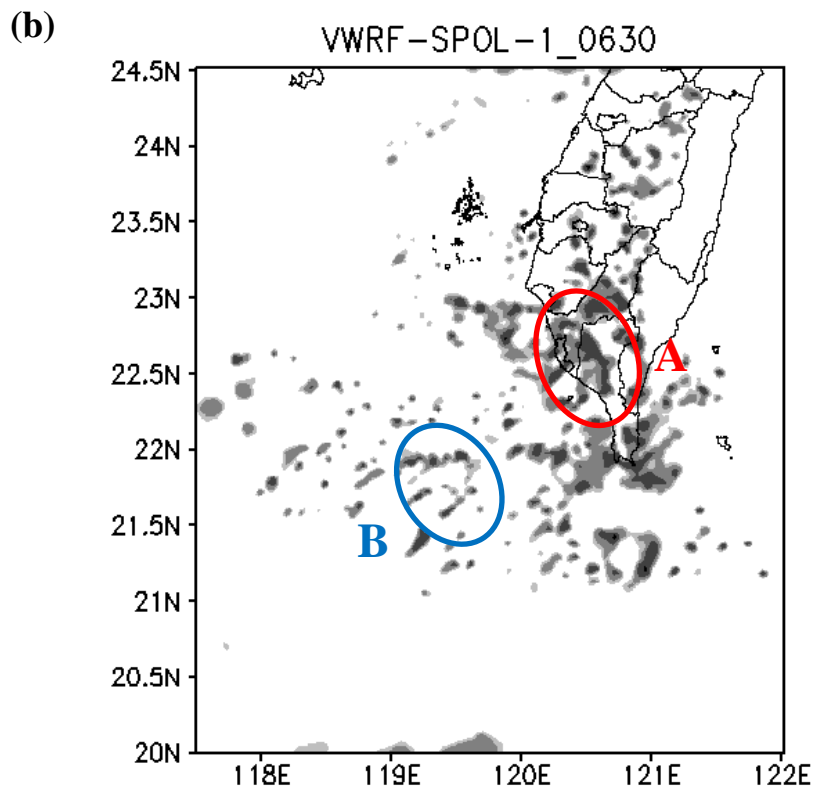


圖 6-5(b)

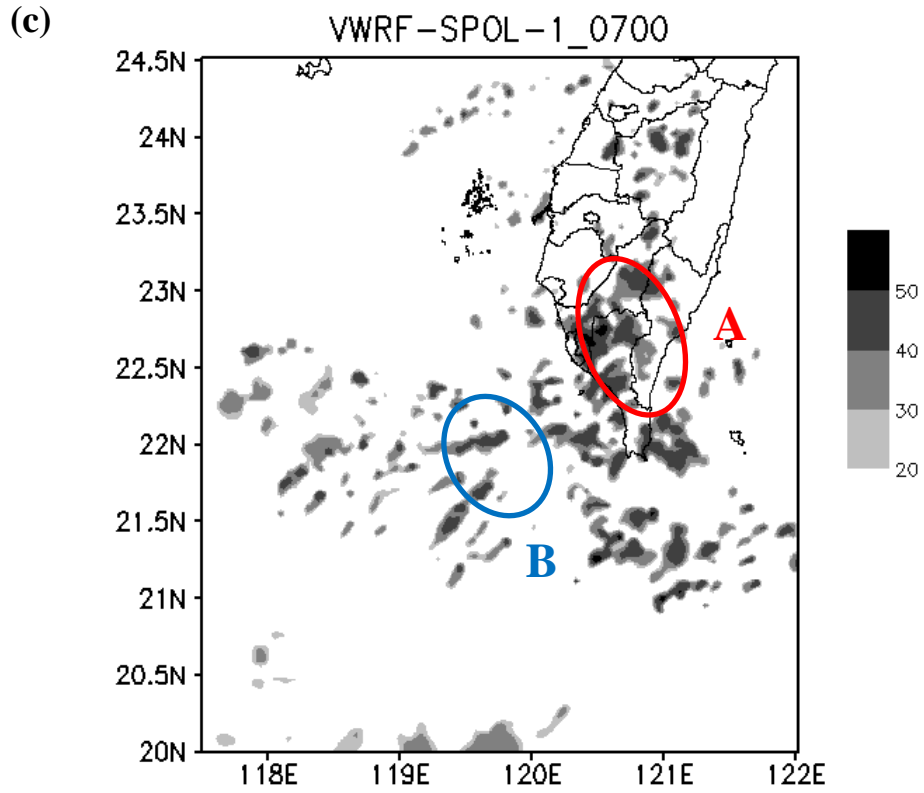


圖 6-5(c)

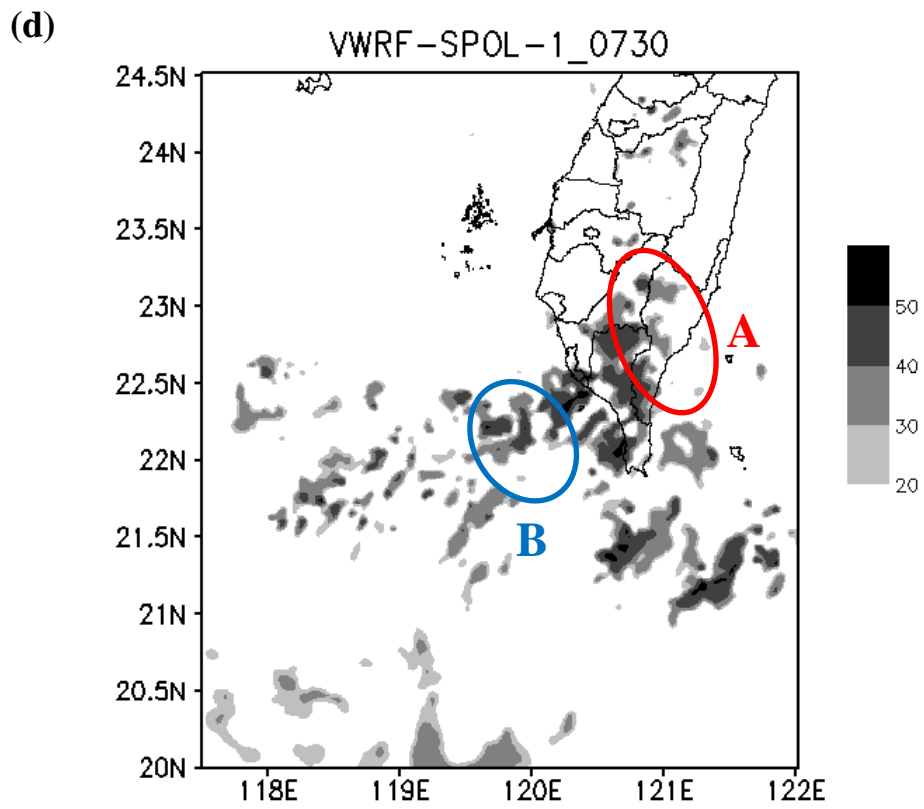


圖 6-5(d)

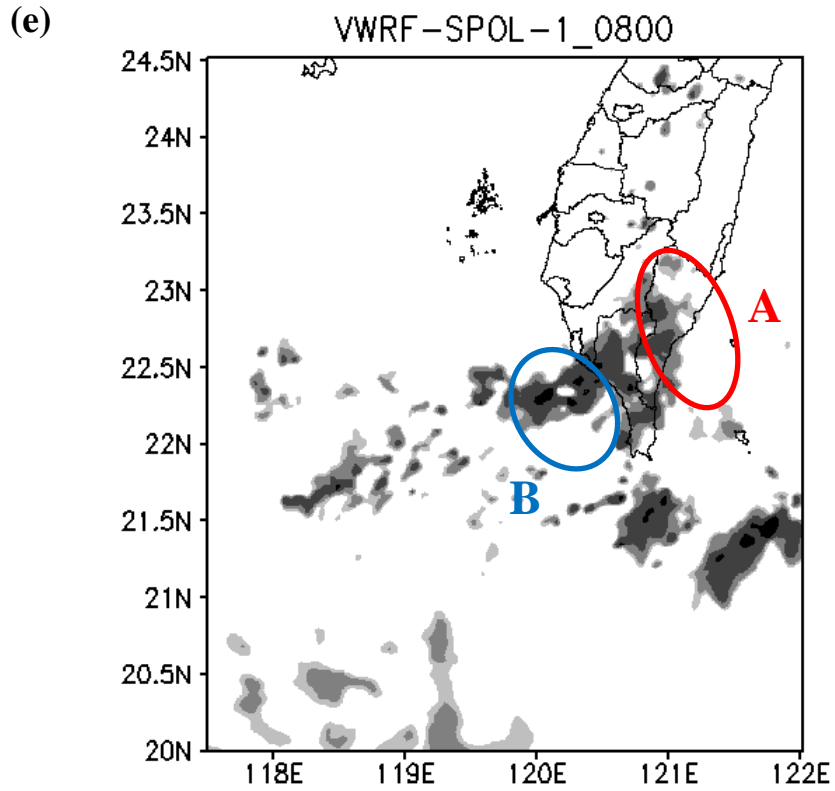


圖 6-5 VWRF-SPOL-1 的雷達回波，高度為 4.05km，單位為 dBZ，時間依序為(a)0600UTC (b)0630UTC (c)0700UTC (d)0730UTC (e)0800UTC

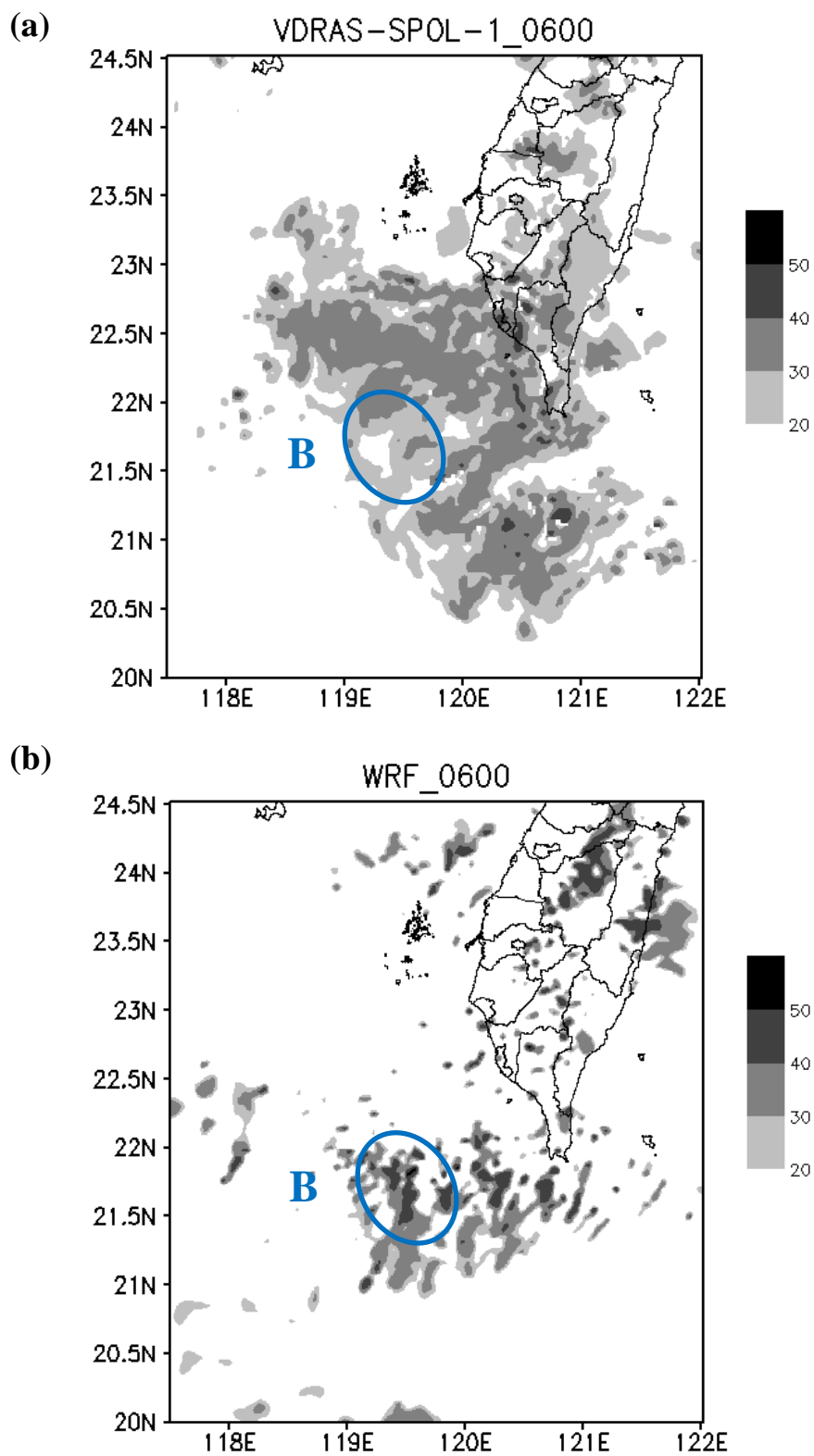


圖 6-6 0600UTC 時的模式回波，高度為 4.05km，單位為 dBZ，分別為  
(a)VDRAS-SPOL-1 (b)WRF

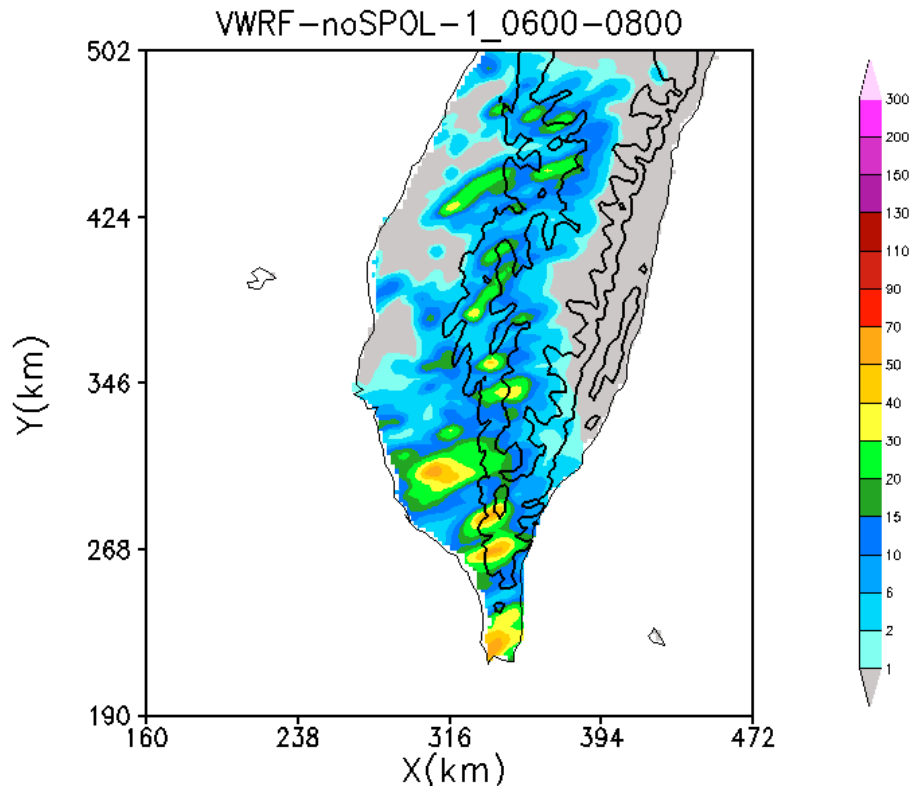


圖 6-7 VWRF-noSPOL-1 預報 0600UTC 至 0800UTC 的累積降雨圖，單位 mm

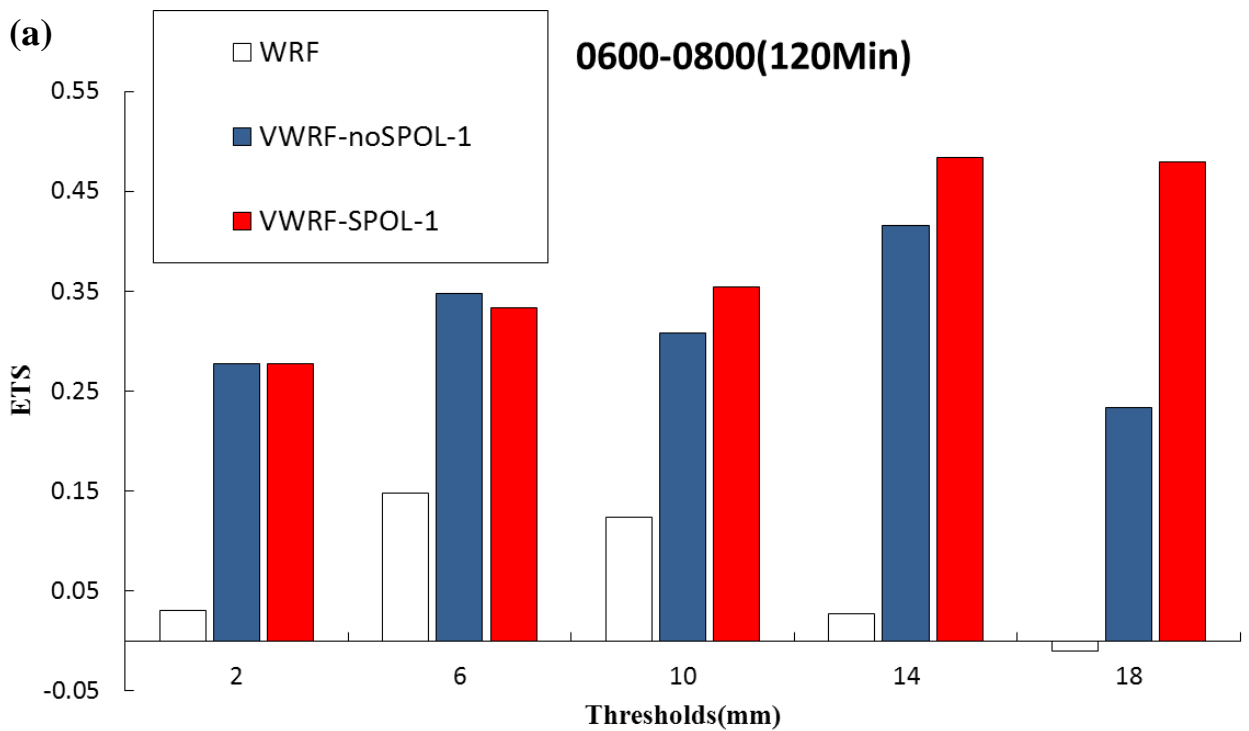


圖 6-8(a)

(b)

0600-0800(120Min)

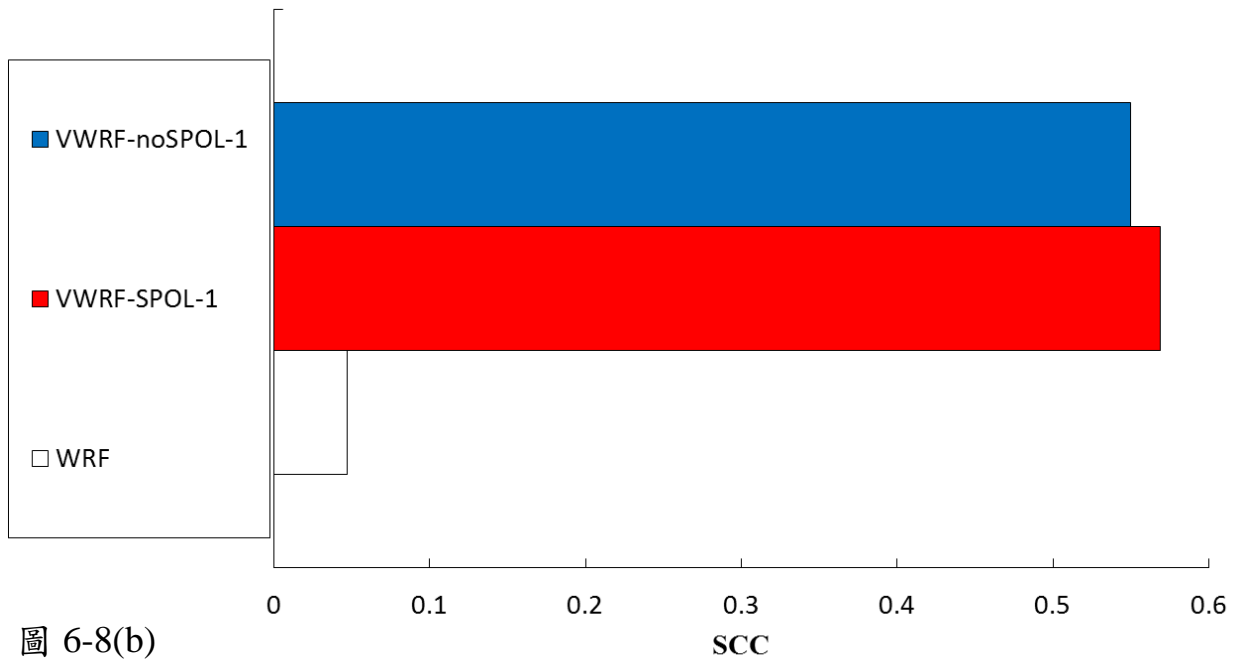


圖 6-8(b)

(c)

0600-0800(120Min)

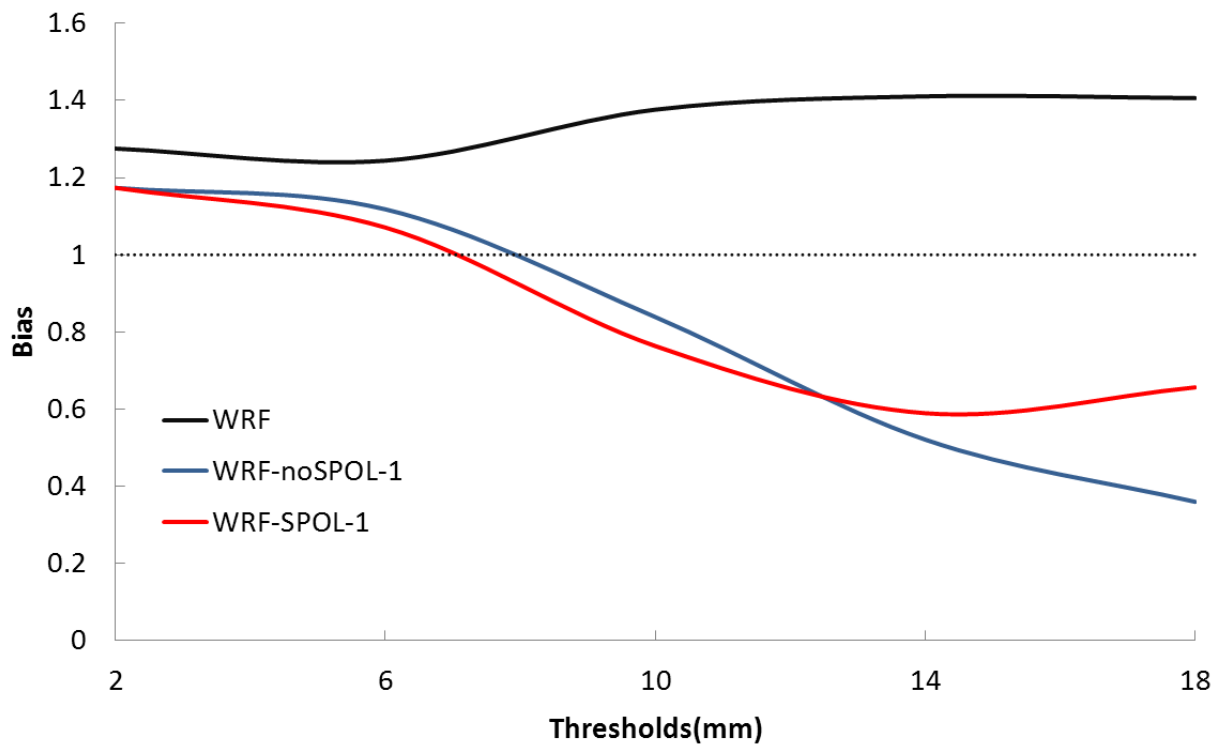


圖 6-8(c)



(d)

0600-0800(120min)

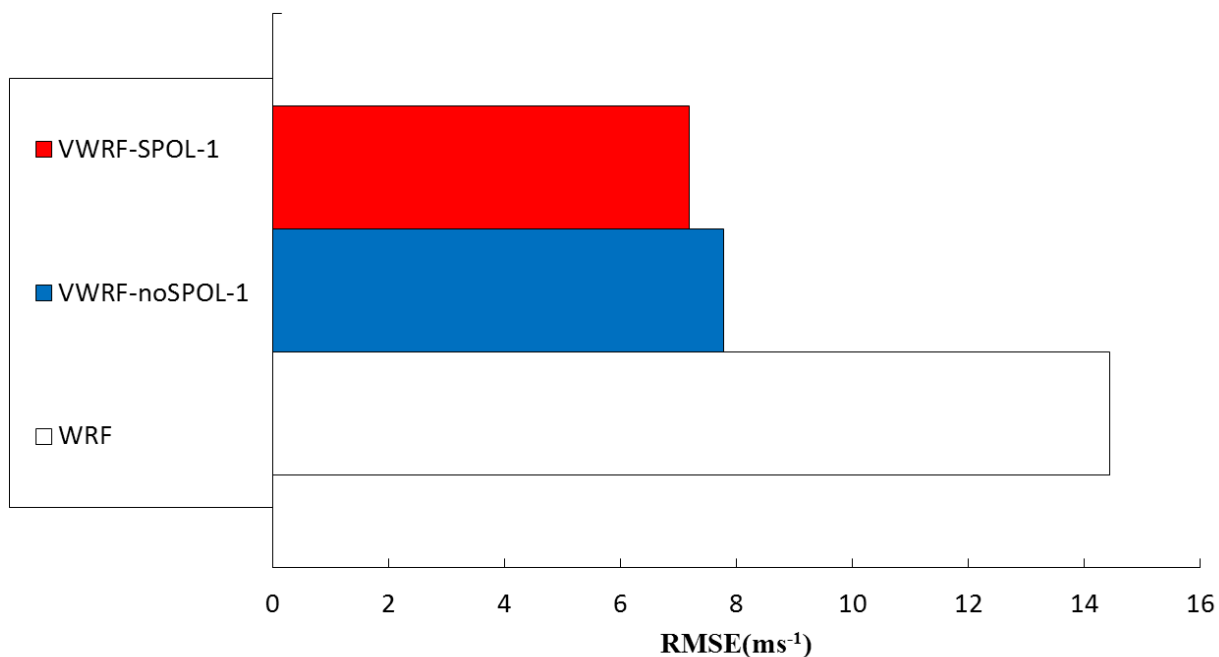


圖 6-8 VWRF-SPOL-1、VWRF-noSPOL-1 及 WRF 預報 0600UTC 至 0800UTC 的定量降水驗證比較，分別為(a)ETS (b)SCC (c)Bias (d)RMSE

(a)

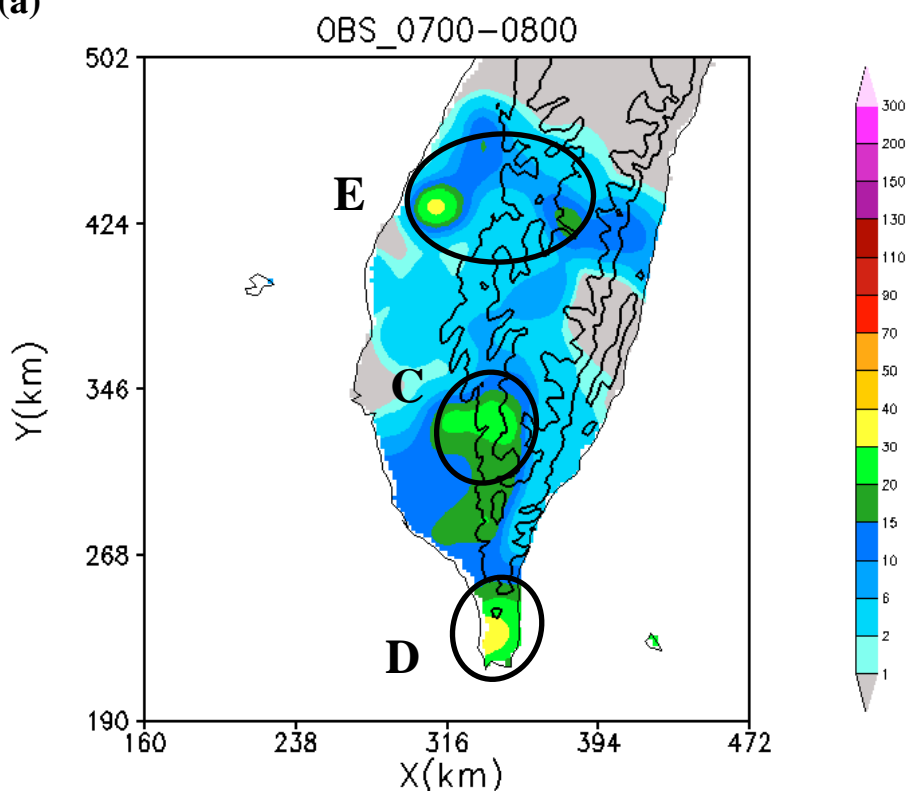


圖 6-9(a)

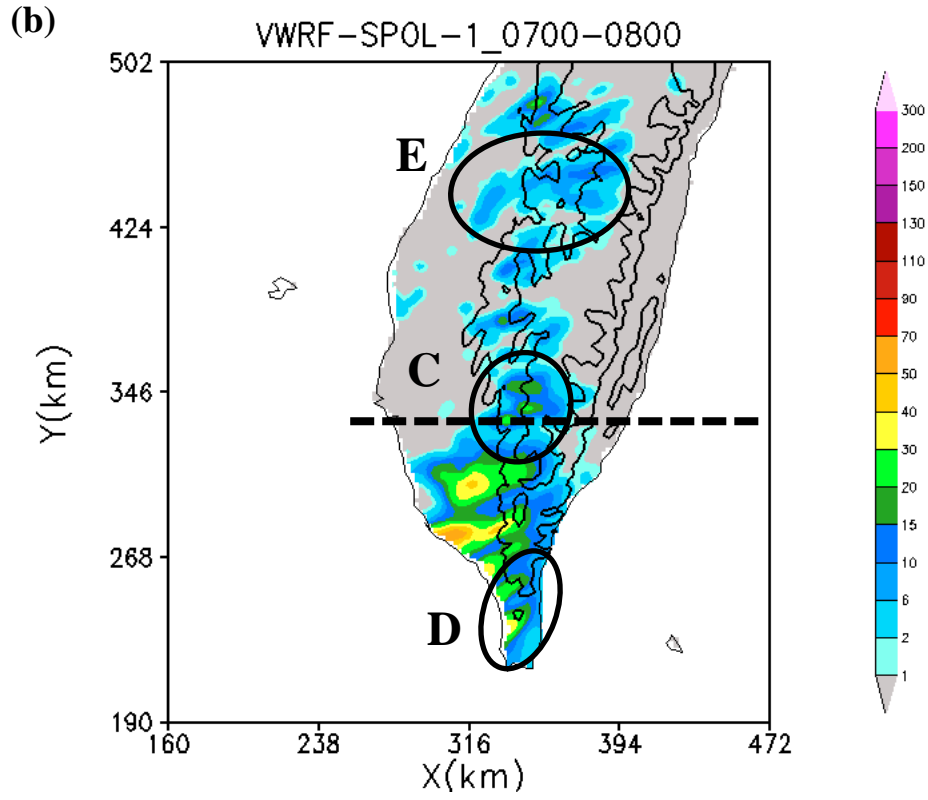


圖 6-9(b)

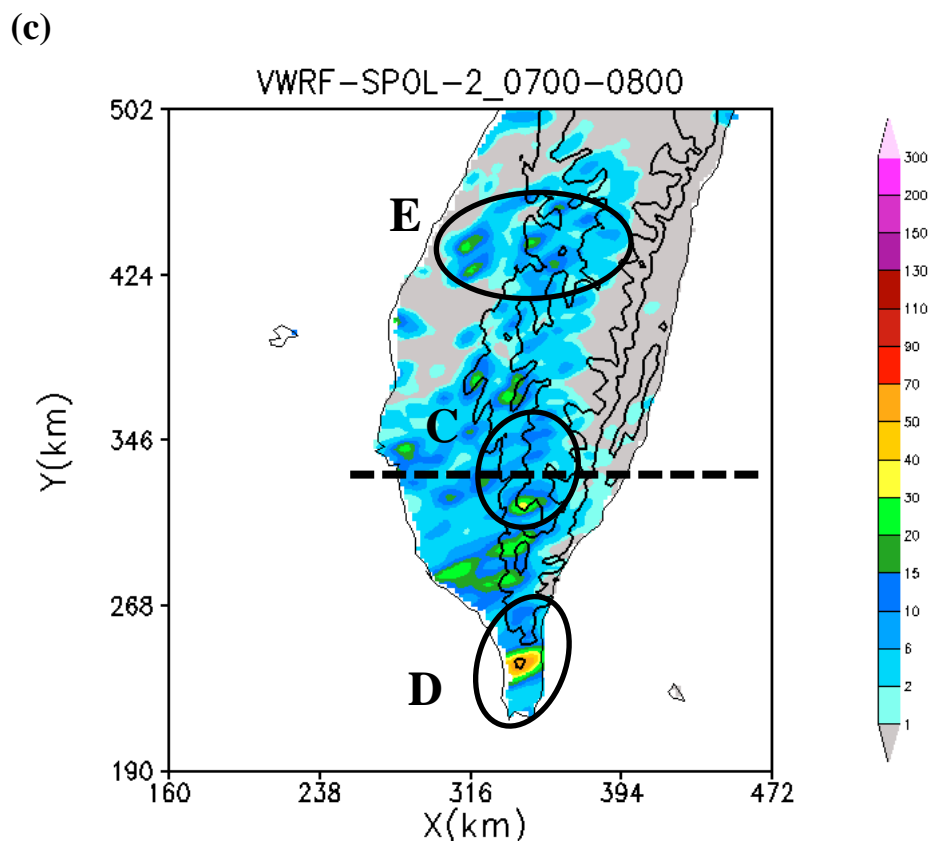


圖 6-9(c)

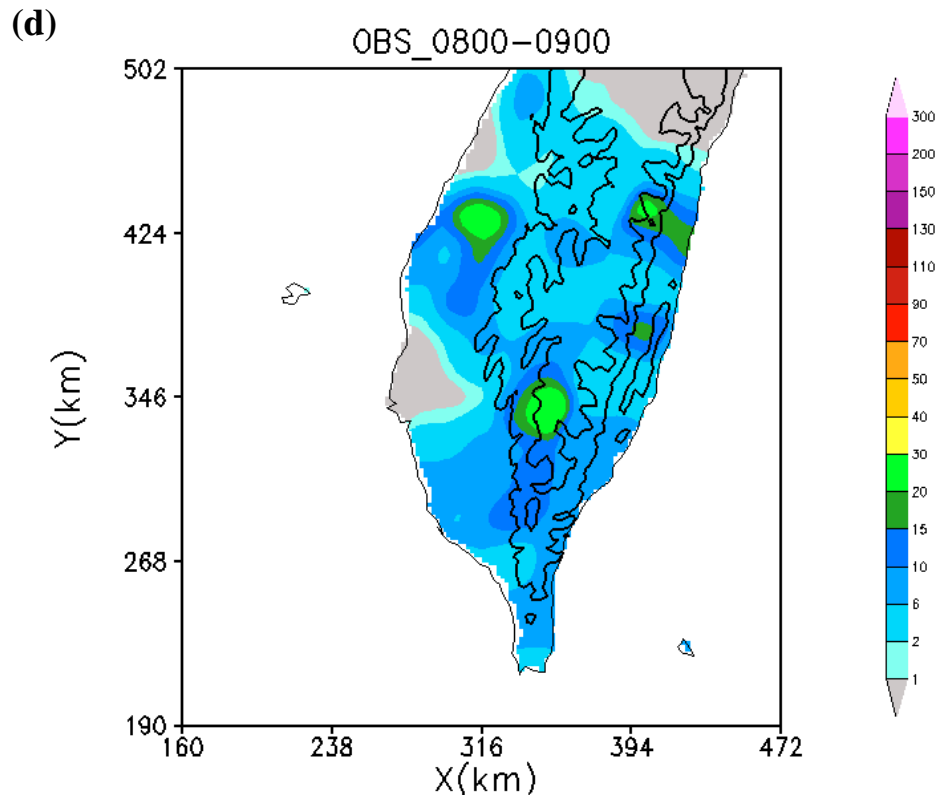


圖 6-9 累積一小時的雨量圖，(a)自動雨量站 0700UTC 至 0800UTC 的累積降雨量，(b)為 VWRF-SPOL-1 預報 0700UTC 至 0800UTC 的累積降雨量，(c)為 VWRF-SPOL-2 預報 0700UTC 至 0800UTC 的累積降雨量，(d) 自動雨量站 0800UTC 至 0900UTC 的累積降雨量。單位為 mm

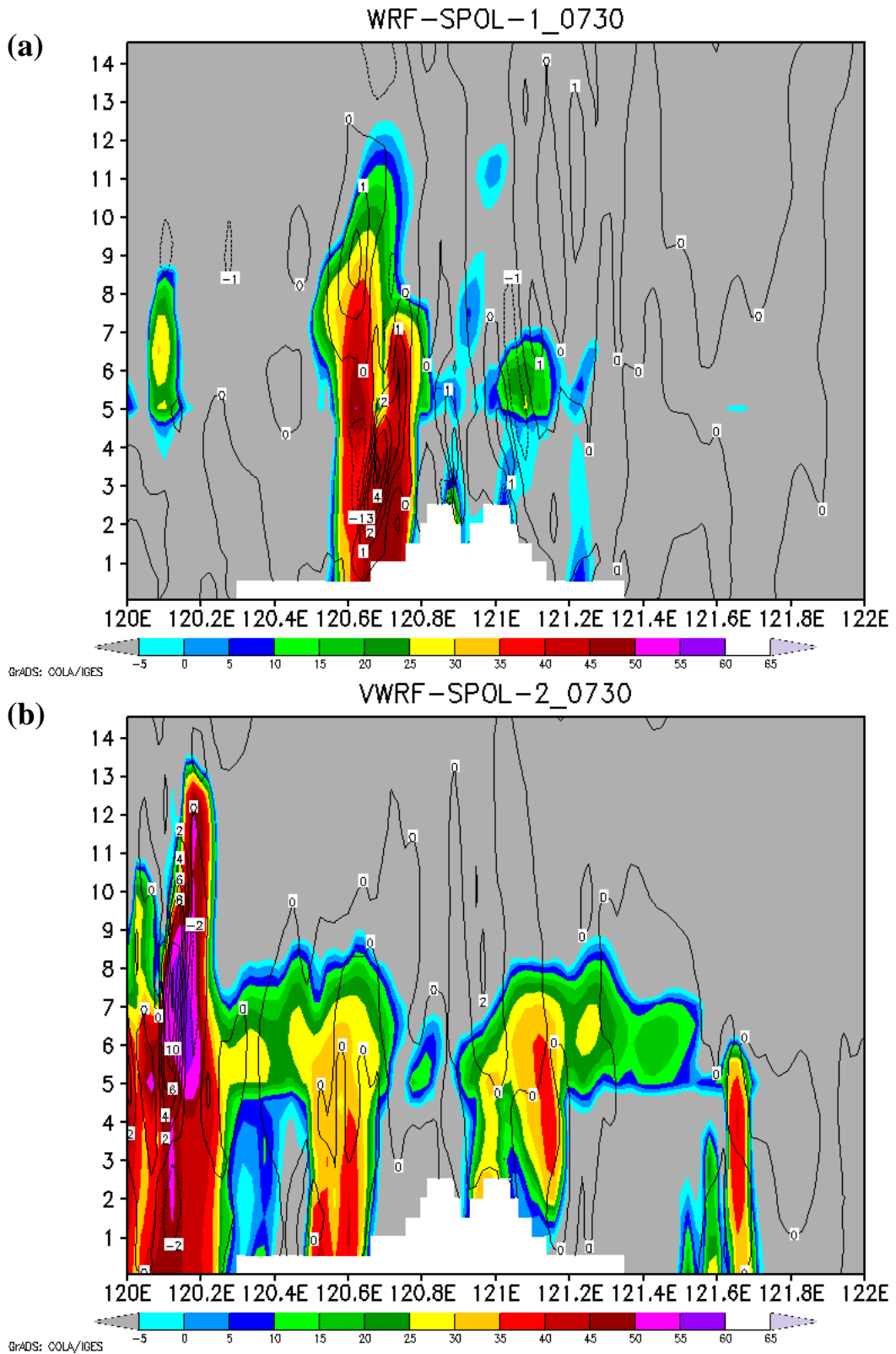


圖 6-10 北緯 23 度的垂直剖面，x 方向為經度，y 方向為高度(km)，時間為 0730UTC，色階為模式回波(單位 dBZ)，輪廓線為垂直速度(單位  $\text{ms}^{-1}$ )，實驗分別為(a)VWRF-SPOL-1 (b)VWRF-SPOL-2

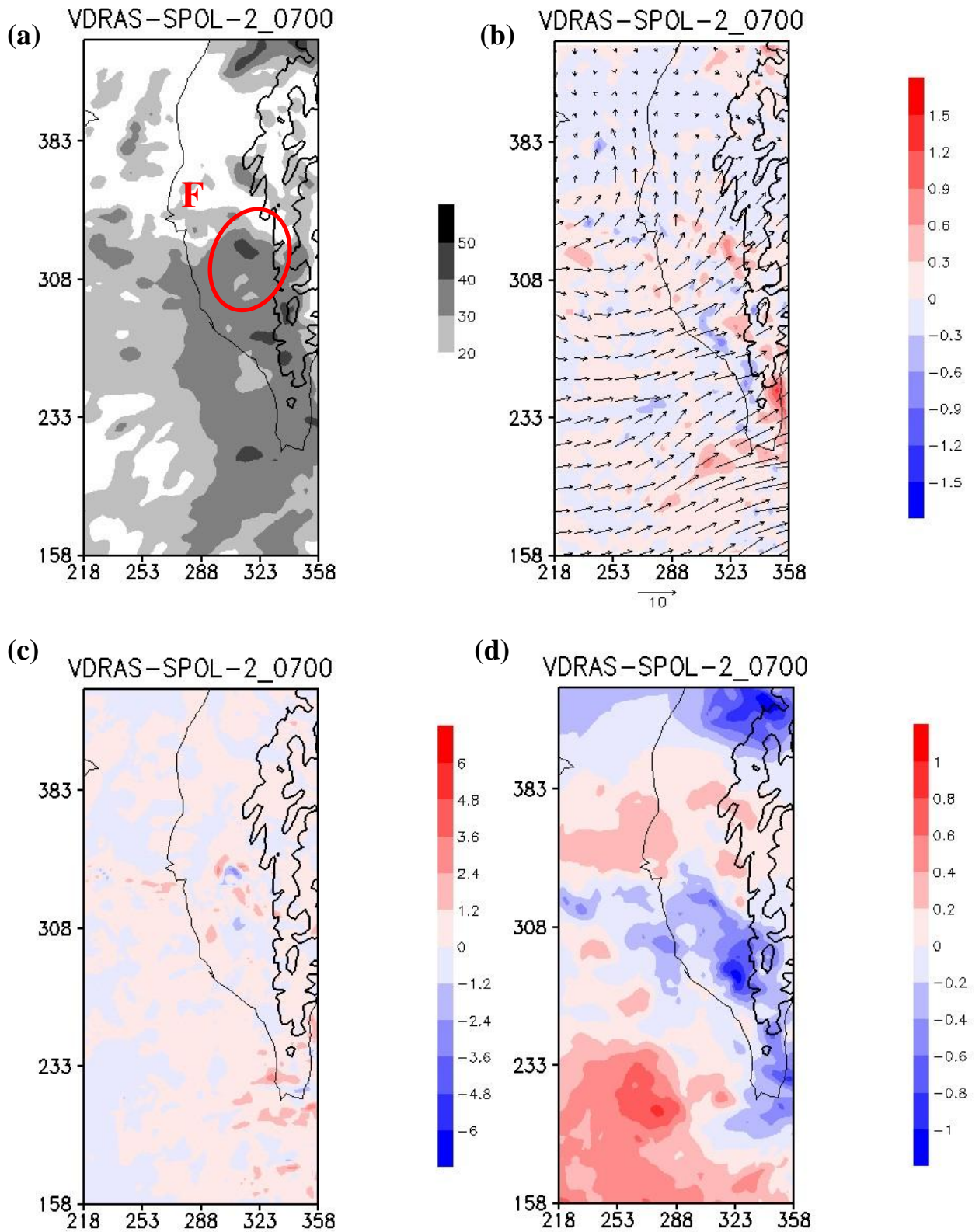


圖 6-11 VDRAS-SPOL-2 分析場，分別為(a)模式回波，高度 50m，單位 dBZ(b)輻散場及風標，高度 50m，輻散場單位  $0.5 \cdot \text{s}^{-1}$ ，風標單位  $\text{ms}^{-1}$ (c)垂直速度，高度 5.05km，單位  $\text{ms}^{-1}$ (d)擾動溫度場，高度 50m，單位 K

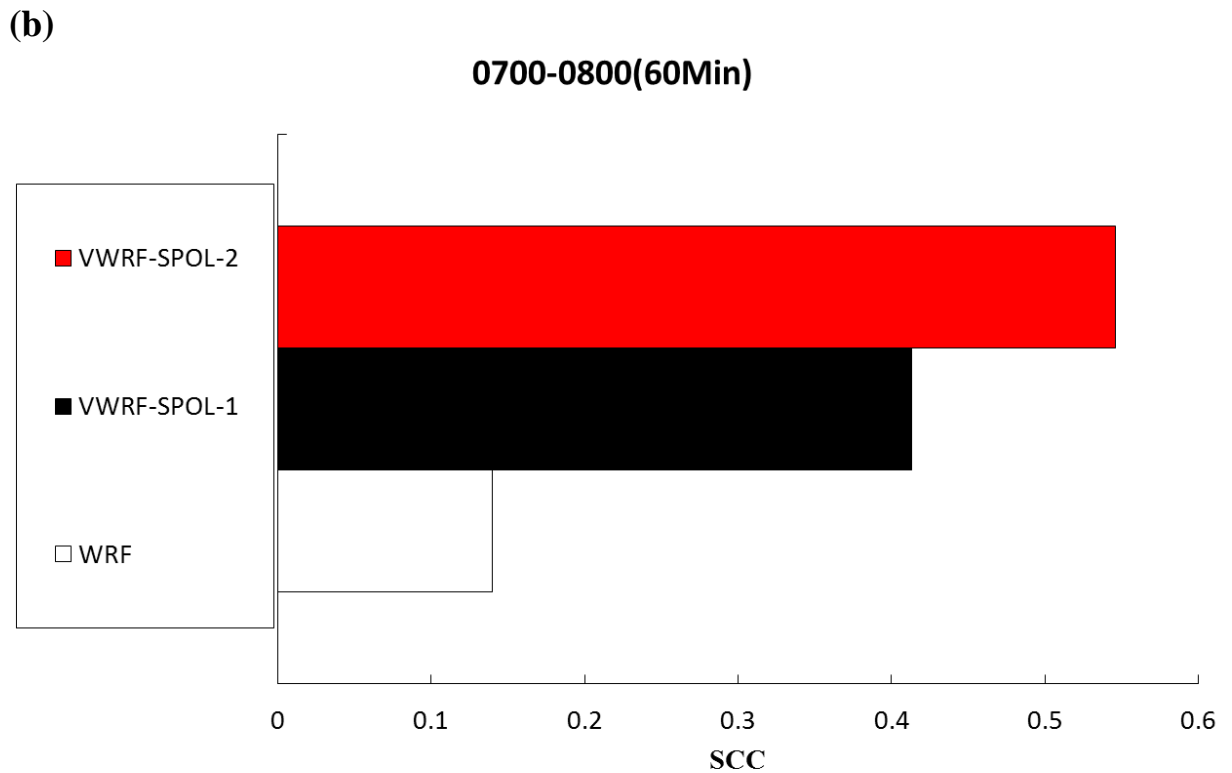
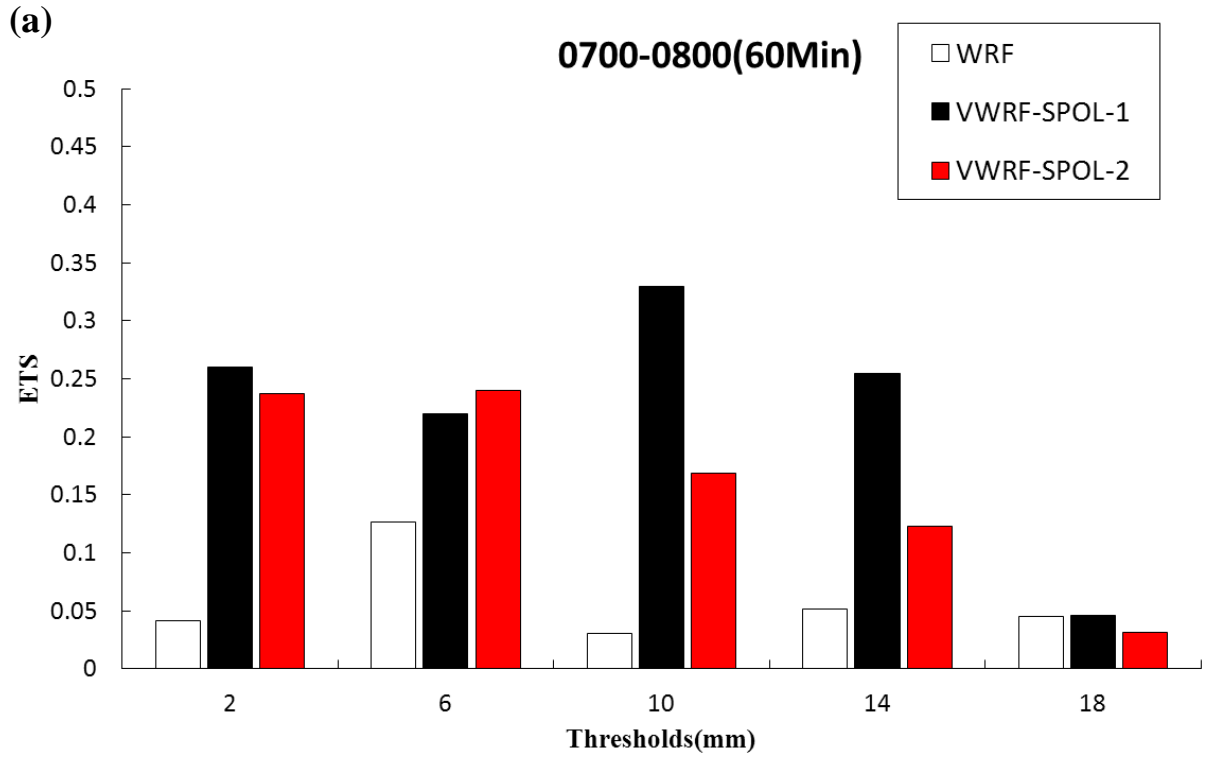


圖 6-12 VWRF-SPOL-1、VWRF-SPOL-2 及 WRF 預報 0700UTC 至 0800UTC 的定量降水驗證比較，分別為(a)ETS (b)SCC

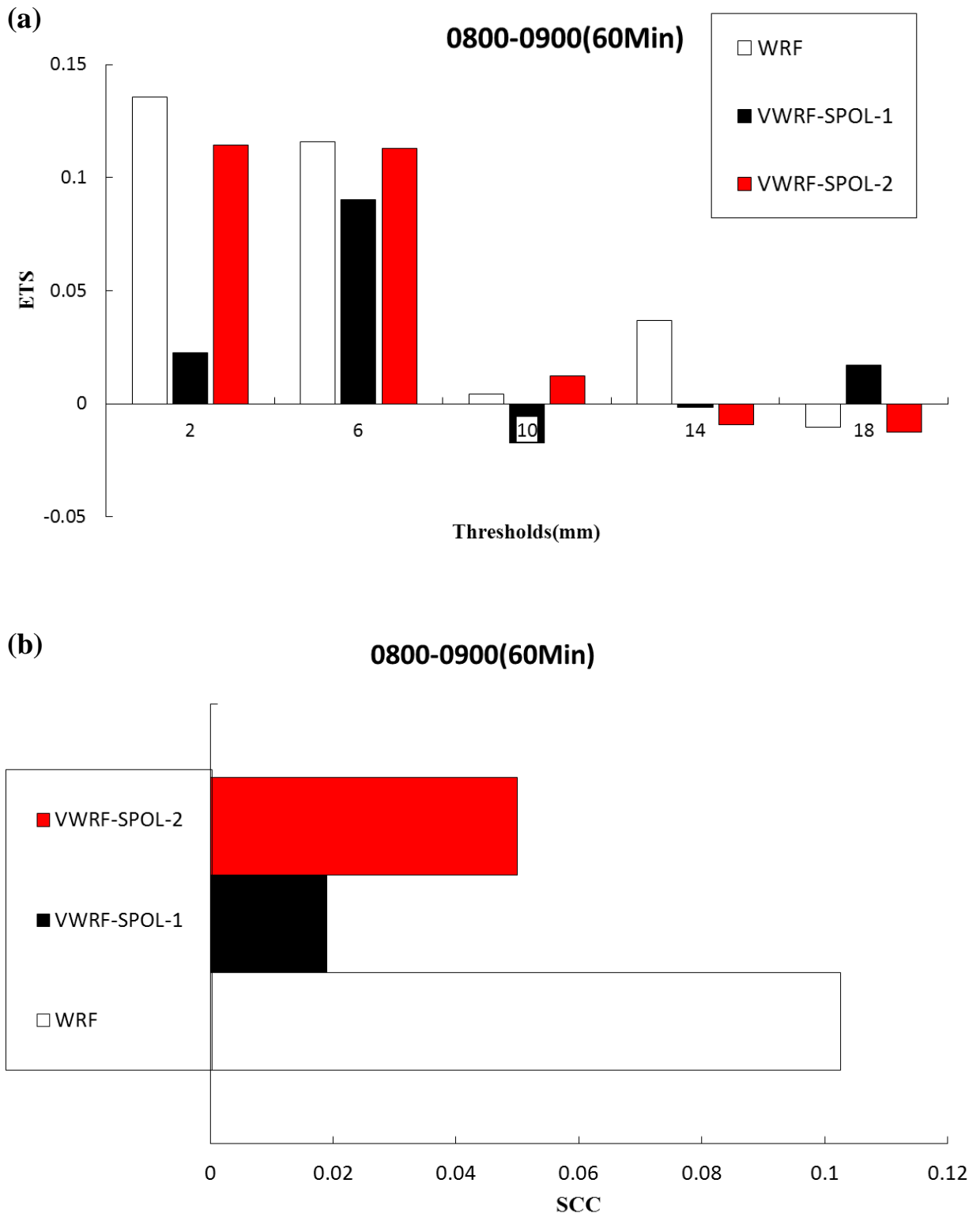


圖 6-13 VWRF-SPOL-1、VWRF-SPOL-2 及 WRF 預報 0800UTC 至 0900UTC 的定量降水驗證比較，分別為(a)ETS (b)SCC

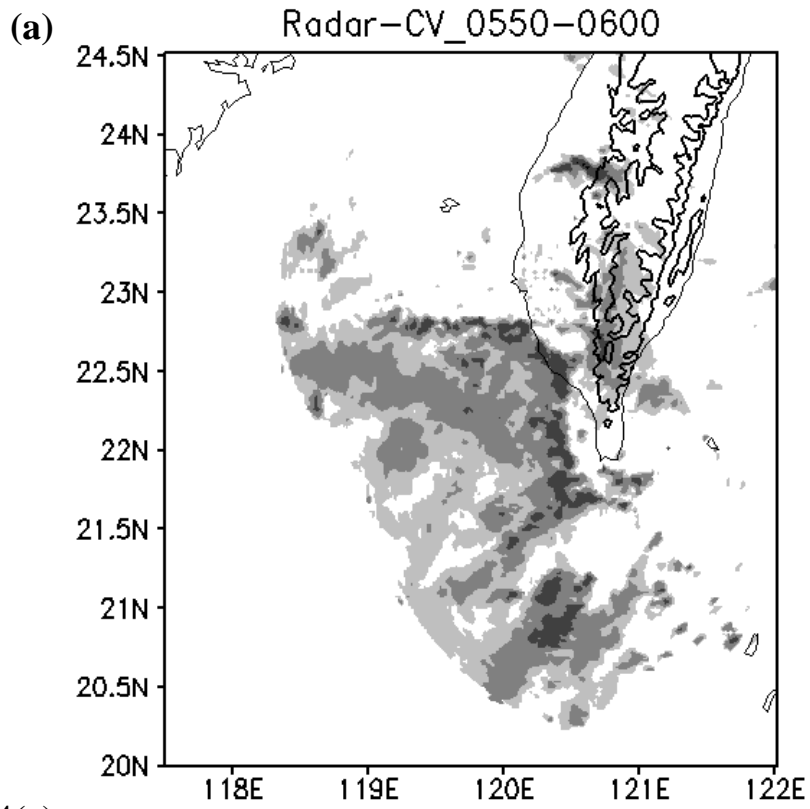


圖 6-14(a)

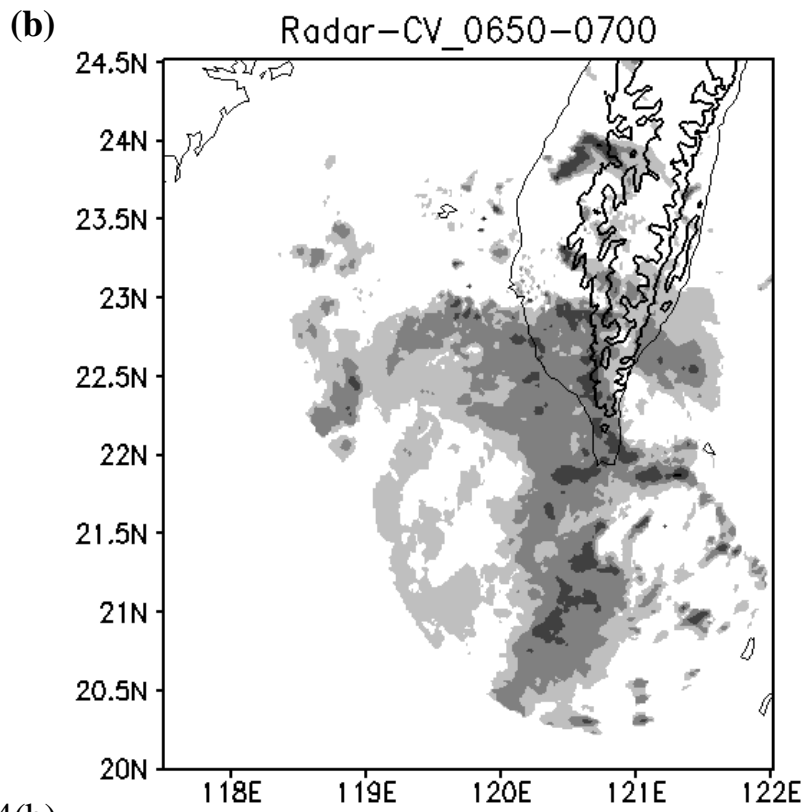


圖 6-14(b)



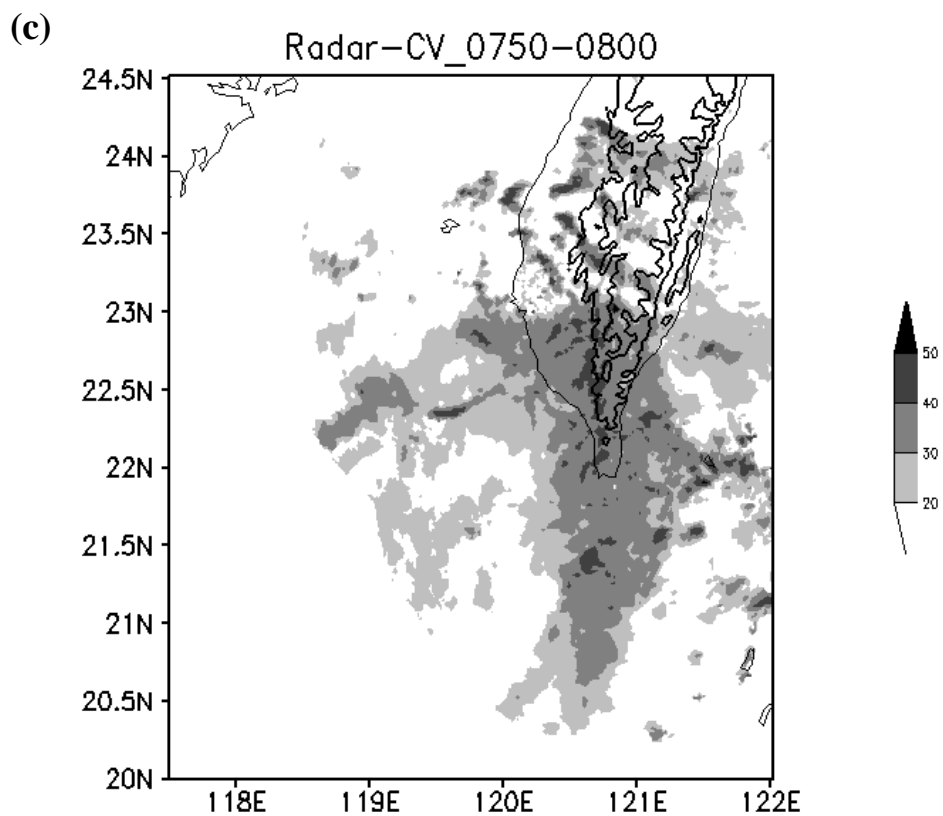


圖 6-14 雷達合成最大回波圖，時間為 2008 年 06 月 02 日(a)0550UTC 至 0600UTC、(b)0650UTC 至 0700UTC、(c)0750UTC 至 0800UTC。陰影為回波，單位為 dBZ，只顯示強度 20dBZ 以上的值。

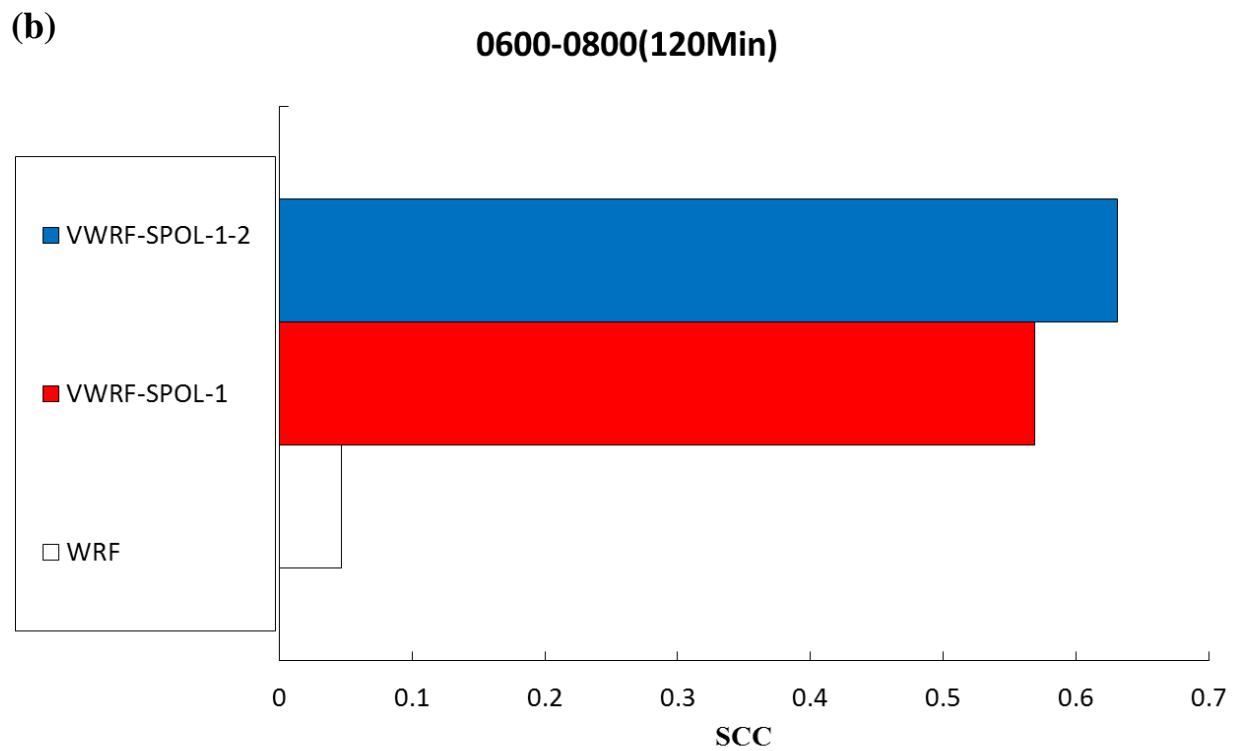
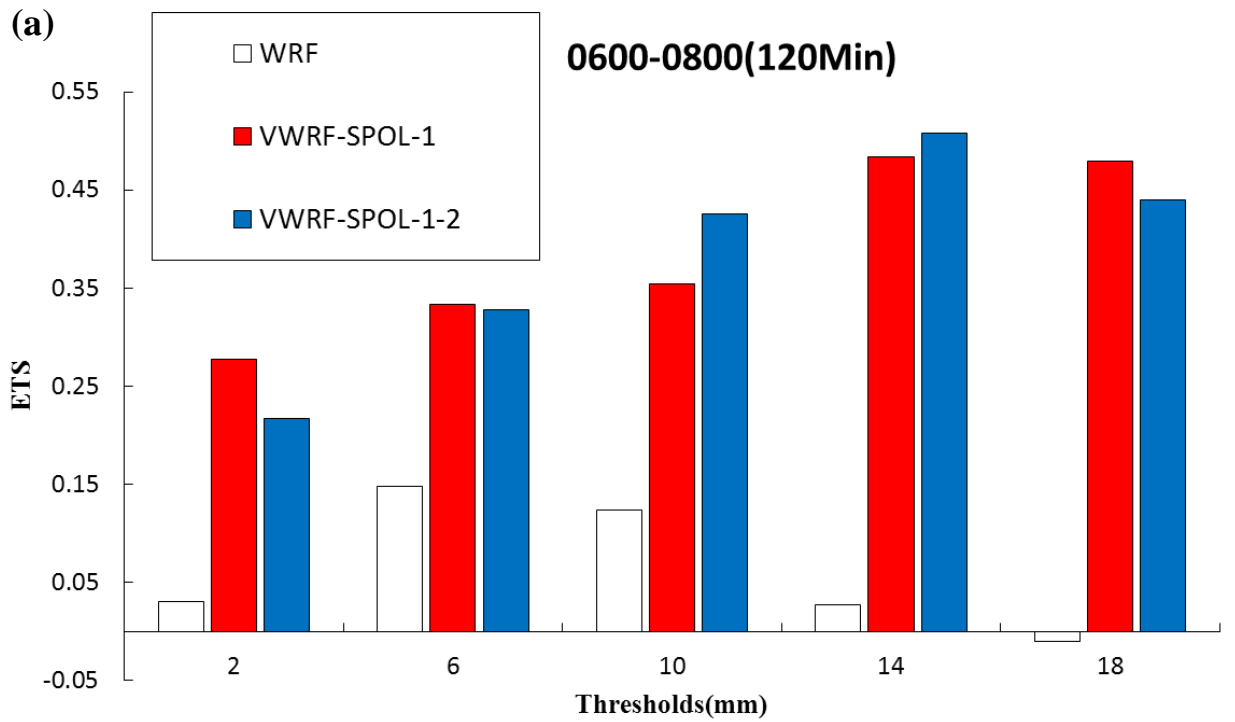


圖 6-15 VWRF-SPOL-1、VWRF-SPOL-1-2 及 WRF 預報 0700UTC 至 0800UTC 的定量降水驗證比較，分別為(a)ETS (b)SCC