

國立中央大學

大氣物理研究所

碩士論文

使用多部都卜勒/偏極化雷達分析
凡那比颱風(2010)的眼牆重建過程

指導教授：陳台琦 博士

研究生：黃沛瑜

中華民國一百零一年六月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(100 年 9 月最新修正版)

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選)

☒ **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：_____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

☒ **同意** (立即開放)

☐ **同意** (請於西元 _____ 年 _____ 月 _____ 日開放)

☐ **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：黃沛瑜 學號：996201023

論文名稱：使用多部都卜勒/偏極化雷達分析凡那比颱風(2010)的眼牆重建過程

指導教授姓名：陳台琦

系所：大氣物理研究所 ☐ 博士班 ☒ 碩士班

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，應遵守著作權法規定。

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 研究所 黃沛瑜 研究生所提之論文
使用多部都卜勒/偏極化雷達分析凡那比颱風
(2010) 的動力及雲物理過程
眼牆重建過程

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 陳台奇 (簽章)

100 年 06 月 21 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 研究所 黃沛瑜 研究生所提之論文
使用多部都卜勒/偏極化雷達分析凡那比颱風
(2010) 的動力及雲物理過程
眼牆重建過程

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

謝政宏

委

員

陳名琦

楊明仁

廖宇慶

中華民國

100 年

06 月

21 日

摘要

2010 年 9 月 19 日，凡那比颱風於台灣東部海岸登陸，受中央山脈地形阻擋使颱風強度立即減弱。接下來的 12 小時內，凡那比經歷了一重建過程 (re-organizing process)，並且在岡山雨量站帶來 7 小時內下 600 毫米的破記錄降雨。X 波段雙偏極化都卜勒雷達 (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar, TEAM-R) 於颱風期間設置於七股雷達附近進行同步觀測。使用 Liou et al. (2012) 提出的多雷達合成技術，使用七股、TEAM-R、墾丁和馬公等四顆雷達進行三維風場的合成。

06UTC 至 12UTC，一條強對流雨帶 (長~200 km) 由筆直到彎曲的螺旋形狀，最終形成眼牆。同時，在七股雷達的徑向風場分布，明顯可見當颱風通過台灣西南部時，在山脈西側，風向從北風逐漸地轉變為南風，這個特徵在 TEAM-R RHI 也同樣觀測到。另外，在颱風再增強 (re-intensifying) 期間，TEAM-R RHI 觀測到的重要特徵是：南風分量的增強是從低層往中高層延伸上去的。多雷達合成的三維風場重現了雨帶轉彎、渦旋的形成，到最後形成眼牆的過程。在此期間內，雨帶上有幾項重要的特徵：水平風增強、強上升運動、正渦度的形成等。而在雨帶附近的弱回波區，則有反演出下沉運動。熱動力反演結果顯示：在眼牆重建過程中，有壓力梯度的增強。溫度場則可見雨帶上的冷卻及渦旋中心的加熱。

TEAM-R 的雙偏極化參數搭配雨滴譜儀資料可以進一步地了解強雨帶上的微物理特性。雨滴譜儀觀測顯示，颱風期間的質量權重直徑 (D_m)，約在 0.5~2.5 mm，截距參數 (N_w) 約介在 $10^{2.5} \sim 10^4 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ 。雷達反演 DSD 的結果顯示，在 06UTC 雨帶上的強上衝流造成了較大顆粒的雨滴；09UTC，上升運動稍減弱，產生了相對較小顆粒的雨滴；12UTC，眼牆上大範圍的上升運動，造成明顯較多的雨滴個數。

這是第一次在颱風重建階段，使用了四顆雷達觀測颱風結構的改變和與地形作用的影響。凡那比颱風重建過程中，切向風分量的肇始，中央山脈的阻擋可能扮演重要的角色。而螺旋雨帶上的強對流在爬坡過程中再進一步地被加強。到最後，颱風環流也會被加強並且重建。

Abstract

At 00 UTC, September 19, 2010 typhoon Fanapi made landfall on the east coast of Taiwan and its intensity was immediately weakened due to high Central Mountain Ridge. In the next 12 hours, Fanapi went through a reorganizing process and brought record breaking 600mm rainfall within 7 hours to Gunsan station in southwest Taiwan. A mobile X-band dual polarization/Doppler radar, TEAM-R (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar) had been deployed near the Chigu S-band Doppler radar, together with Kenting S-band radar, and Magong C-pol radar these four radars provided great opportunity to study this event. A new multi-Doppler radars wind field retrieval method proposed by Liou and Chang(2009) was used to synthesize three dimensional wind field.

From 06 UTC to 12 UTC, a strong convective rain band was slowly gaining its curvature and evolving into a spiral shape. At 12 UTC, an asymmetric eye wall was observed. During the same period, from Chigu S-band single Doppler wind pattern, it is obvious that wind direction changed from north wind to gradually increasing south wind at Chigu as the typhoon center passed southwest of Taiwan Island. At 09UTC, a vortex circulation was found at the lee side of Central Mountain Ridge in the synthesis wind field. The retrieved vortex-like pattern was near the lowest pressure location of surface stations observation. During the re-intensifying period, the other important feature is observed by TEAM-R RHI (range-height indicator) mode, the south wind component intensified from low level to mid and high level in a few hours.. The dual- polarimetric parameters of TEAM-R are used to study the microphysical characteristics of this torrential rain band. Three nearby disdrometers and TEAM-R radar further provide rain drop size distribution (DSD).The preliminary results showed the rather large mass weighted diameter $D_m(\sim 2.2 \text{ mm})$ and high concentration $N_w(\sim 10^4 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^3)$ during the heaviest rain period.

For the first time in Taiwan, four radar systems had chance to observe the structure change and study the influence of the topography during the reorganizing stage. The blocking of the Central Mountain Ridge may play an important role of the initiation of the tangential wind component. The stronger convection of the spiral band was further enhanced by the up-slope forcing. Subsequently, the typhoon circulation was also strengthened and re-organized.

致謝

謝謝最親愛的台琦老師，接納了半路出家的我，並且耐心地引領著我進入氣象雷達的領域裡。謝謝老師您總是包容著我偶爾停滯的研究進度。謝謝老師總是在晚上還來到實驗室陪我一起看圖，教我許多分析技巧。謝謝老師時常在我沮喪時給予我肯定及鼓勵。謝謝老師您對生活充滿熱情並且深深地感染著我。能夠當老師您的學生，我真的非常幸運。

謝謝最幽默的宇慶老師，老師將《雷達氣象》上得容易理解且相當有趣，讓我下定決心投身進雷達的領域。謝謝老師您發展了一套強大的多雷達風場合成技術，讓我們才能有機會做出有競爭性的研究成果。謝謝老師總是仔細地教導我程式上的概念及技巧，並時常幫我檢查程式上的錯誤或設定。

初踏入這個實驗室的我，對雷達相當陌生，但是在兩位老師細心教導及學長姐的傾囊相授下，我開始熟悉並喜歡我所學及所做的一切，我真的很自豪我是中央大學雷達實驗室的一份子。

研究生生活真的相當短暫及匆忙，就算程式時常一卡住就要花上幾天才能除錯完成，才能繼續往下一步走，但是時間從來不停歇，總還是一直推著我們往前進，真的是一件很有壓力的事。感謝這兩年的磨練，讓我成為一個更堅強、更抗壓的人。

這一份論文，絕不是我可以單獨完成的，我要感謝許多的人。我要感謝我的家人——爸爸、媽媽、哥哥、姊姊、小鈞，謝謝你們體諒我不能時常回家，謝謝你們供給我這麼好的學習環境及條件，讓我可以心無旁騖地專心做研究，全職地當一個學生。

我要謝謝實驗室的學長姐們——偉裕、博廷、信豪、少凡、直謙、威仁、玉霜、聖倫、威廷、薇鈞、尉豪、閔超，還有其他我素未謀面的學長姐們，謝謝你們開疆闢土、斬荊披棘，留下了許多工具、經驗，讓我可以少走許多艱辛路。還有謝謝學弟妹——思辰、健倫，總是幫忙分擔實驗室的大小事。

感謝不論喜怒哀樂都一起攜手走過的同學們——宜君、靜仔、珮倫、怡孜、語涵、怡儒、子瑩、楚琄、勤芳、世瑄、雅馨、姘庭、嘉華、宗樺、冠逸、冠任、浩哲、智閔、承儒、俊宇。你們是我研究所生活裡除了研究之外，最寶貴的收穫。

謝謝一直陪伴在我身邊的朋友們——大弘、孟克、盈穎、琇閔、惠婷、雅霽、維倫、長霖、柏宇、靜如、儀琄，你們適時地關懷與陪伴，讓我能適時地找到出口，喘一口氣，讓我的生活圓滿許多。

從地理系到大氣科學系、從學士到碩士、從文化大學到中央大學…這一整個過程，其實走得並不輕鬆，過程中也是挫折不斷，但是我總算是全部都挺了過來。對於這份美好的成就感，我甘之如飴並心存感激。感謝這一切！

目錄

中文摘要.....	i
英文摘要.....	ii
致謝.....	iii
目錄.....	iv
圖目錄.....	vi
表目錄.....	xi
第一章：序論.....	1
1-1 研究動機.....	1
1-2 文獻回顧.....	1
1-3 研究方向.....	3
1-4 論文架構.....	3
第二章：資料來源與處理.....	5
2-1 資料來源.....	5
2-1-1 雷達資料.....	5
2-1-2 雨滴譜儀資料.....	7
2-2 都卜勒雷達資料品管處理.....	8
2-3 雙化極化雷達觀測原理簡介.....	8
2-3-1 反射率及差異反射率.....	9
2-3-2 差異相位差及比差異相位差.....	10
2-3-3 同極化相關係數.....	12
2-4 雙偏極化雷達資料品管處理.....	13
第三章：雷達風場合成方法與熱動力場反演方法.....	16
3-1 Liou(2012)多雷達風場合成原理.....	16
3-2 多雷達風場合成作業程序.....	18
3-3 熱動力反演.....	19
第四章：凡那比颱風結構變化與動力機制.....	22
4-1 個案簡介.....	22
4-2 由七股雷達回波討論眼牆重建過程.....	22
4-3 由單雷達徑向風分析颱風結構.....	24
4-4 多雷達風場合成結果分析.....	25
4-4-1 由等高面討論反演風場表現.....	25

4-4-2 等風速線分布.....	26
4-4-3 地面觀測資料比較.....	27
4-4-4 Froude Number 計算.....	27
4-4-5 垂直運動場.....	28
4-4-6 渦度場分布及渦度收支.....	28
4-4-7 三維風場垂直剖面.....	29
4-5 熱動力反演結果分析.....	29
 第五章：藉由雨滴粒徑分布討論降水之物理過程.....	 31
5-1 雨滴譜儀反演雨滴粒徑分布.....	31
5-2 雨滴譜儀觀測之雨滴粒徑分布.....	35
5-3 偏極化雷達參數反演雨滴粒徑分佈方法.....	36
5-4 反演方法校驗.....	38
5-5 偏極化雷達參數反演雨滴粒徑分佈結果.....	38
5-5-1 強雨帶時期(06 UTC)雨滴粒徑反演表現.....	39
5-5-2 雨帶轉彎時期(09 UTC)雨滴粒徑反演表.....	39
5-5-3 眼牆重建時期(12 UTC)雨滴粒徑反演現.....	40
 第六章 結論與未來展望.....	 41
6-1 結論.....	41
6-2 未來展望.....	42
 參考文獻.....	 43
附圖.....	46
附表.....	87

圖目錄

圖 2.1 X 波段移動式雷達。

圖 2.2 RHI 掃描策略示意圖(左)。右圖為 PPI 掃描策略。

圖 2.3 三座撞擊式雨滴譜儀，其架設位置由北至南分別為：中興國小、甲仙、TEAM-R 雷達西側。

圖 2.4 撞擊式雨滴譜儀及接收示意圖。

圖 2.5 (上)七股雷達(10 cm波長)與 TEAM-R(3 cm波長)在 0801 UTC 的回波原始資料。兩張圖的比較可明顯看到短波長的 TEAM-R 雷達不僅在觀測範圍上受限制。另一方面，其回波強度遠不及七股雷達，可以看到其受到衰減很嚴重。(下)經過修正之後的 TEAM-R 回波在強度上就較接近於七股雷達的觀測。

圖 2.6 由垂直掃描方法進行 Z_{DR}^{bias} ，此個案為 1321 UTC。

圖 2.7 由雨滴譜儀資料，經散射模擬，得到一組 Z_H , Z_{DR} 衰減修正的係數。

圖 2.8 Z_H 系統偏移修正。此個案為 1423 UTC。

圖 3.1 傳統雙雷達合成(左)與 Liou et al(2012)多雷達合成(右)結果比較。

圖 3.2 圖中黑實線為 immersed boundary，我們可以將其視為地形；方框點標示為流體區的網格；叉叉點標示為地形內的網格。黑點(G)為 ghost-cell 網格；白點(I)為投影點；B 點為連線垂直於邊界的交點。

圖 3.3 多雷達合成分析範圍設定。

圖 3.4 06 UTC 與 12 UTC 再分析場 FNL 的風場結果，於 2 公里等高面。前者為北風主導，後者為南風主導。

圖 4.1 凡那比颱風(2010)路徑圖。

圖 4.2 凡那比颱風(2010)於颱風期間(9/17~9/20)累積降雨。

圖 4.3 中央氣象局合成雷達回波圖的時間序列，從當地時間 19 日 00 時至 22 時

(即 18 日 16 UTC 至 19 日 14 UTC)，間隔 2 小時。

圖 4.4 七股雷達回波圖，時間為 06~12UTC。可見雨帶發展成眼牆的過程。此為仰角 1.39 的°PPI 平面圖。中黑框標記為分析範圍。

圖 4.5 七股雷達回波時序圖---岡山站。(a) 岡山站位置(綠方框)，紅虛線為剖面位置。(b) 9 月 19 日，岡山雨量站雨量，柱狀圖為逐時雨量(時間解析度為每 1 小時)，藍線為當日累積雨量。(c) 為圖 4.5a 中紅色虛線上的回波時序圖，橫軸為距離，縱軸為時間(9 月 19 日(00-2359 UTC))。

圖 4.6 七股雷達回波時序圖---TEAM-R 站。(a) TEAM-R 站位置(黃方框)，紅虛線為剖面位置。(b) 9 月 19 日，TEAM-R 站雨滴譜儀觀測的雨量，柱狀圖為逐時雨量(時間解析度為每 6 分鐘)，藍線為當日累積雨量。(c) 為圖 4.6a 中紅色虛線上的回波時序圖，橫軸為距離，縱軸為時間(9 月 19 日(00-2359 UTC))。

圖 4.7 七股雷達徑向風分布，時間為 06~12UTC。同圖 4.4，亦為仰角 1.39 的°PPI 平面圖。圖中的紫色線代表徑向風的零值線。

圖 4.8 RHI 0°(朝正北)的徑向風觀測，時間為 06~12UTC。

圖 4.9 使用四雷達進行風場合成的結果，時間為 06~12UTC。風標單位為每秒公尺(m/s)，陰影代表的是回波強度，這裡的回波是多雷達合成的回波。此為 2 公里的等高面。

圖 4.10 水平風的等速線，時間為 06~12UTC。單位為公尺每秒(m/s)。此為 2 公里的等高面。

的等高面。

圖 4.11 地面測站(含標準及自動觀測站)各參數資訊:藍色為地面氣壓、桃紅色為溫度、橘色為向速、青藍色為風向、紫色為降雨量。

圖 4.12 0901UTC 及 0948UTC 合成風場在 1 公里等高面上的表現。

圖 4.13 善化站(C00900)各氣象參數的時序變化圖，上至下依序為氣壓、氣溫、向速、風向。時間單位為當地時間(LST)。因為本研究分析時間 06-12 UTC，應為圖

中 14-20 LST。

圖 4.14 垂直速度場，時間為 06~12UTC。單位為 m/s。此為 2 公里的等高面。

圖 4.15 渦度場，時間為 06~12UTC。此為 2 公里的等高面。

圖 4.16 渦度收支各項表現。(左上)為渦度方移的左式，代表渦度的趨勢項；(右上)為右式第一項，平流項。(左下)為右式第二項，抽拉項。(右下)為右式第三項，傾斜項。

圖 4.17 在強雨帶時期(06UTC)的剖面。(左) 1.5 等高面上的風場及回波。(中)A-B 連線上的風場及回波剖面。(右)A-B 連續上的垂直速度場(w)的剖面，紅色為上升運動，藍色為下降運動。

圖 4.18 在渦旋成熟期(0948UTC)的剖面。(上) 1.5 等高面上的風場及回波。(中)A-B 連線上的風場及回波剖面。(下左)A-B 連續上的垂直速度場(w)的剖面，紅色為上升運動，藍色為下降運動。(下右)5 公里等高面上的風場及垂直運動場。可看到眼牆邊上的下衝流分布在眼牆內緣。

圖 4.19 在眼牆形成後(12UTC)的剖面。(上) 1.5 等高面上的風場及回波。(中)A-B 連線上的風場及回波剖面。(下)A-B 連續上的垂直速度場(w)的剖面，紅色為上升運動，藍色為下降運動。

圖 4.20 上至下分別是 0900, 0948, 1200 UTC 的合成及反演結果。左為擾動壓力場、右擾動溫度場。可見隨著渦旋逐漸成熟，壓力場逐漸形成其包圍住渦旋中心的高壓眼牆。另外隨著時間，壓力梯度是有增加的。而在溫度場的表現，可以看見雨帶上的冷卻(cooling)及渦旋中心(颱風眼)上有加熱(warming)。

圖 4.21 擾動壓力場的垂直剖面。

圖 4.22 擾動溫度場的垂直剖面。

圖 5.1 雨滴譜儀觀測雨滴粒徑分布參數時序圖。(左)TEAM-R 站，(右)甲仙站。

圖 5.2 海馬颱風(2004)的質量權重與截距參數的散布圖。不同形狀代表不同期間的視測，其分別代表不同的降雨類型。

圖 5.3 雨滴譜儀觀測雨滴粒徑分布的 D_m 與 N_w 散布圖。(左)TEAM-R 站，(右)甲仙站。

圖 5.4 D_m - N_w 散布圖，在不同軸比選擇上，其結果的表現。(上) 雨滴譜儀觀測、(中) 使用 Brandes(2002)的軸比、(下)使用張(2009)的軸比

圖 5.5 TEAM-R 站反演方法校驗。紅點為雨滴譜儀直接觀測結果，藍點為反演結果。

圖 5.6 甲仙站反演方法校驗。紅點為雨滴譜儀直接觀測結果，藍點為反演結果。

圖 5.7a 強雨帶時期(06 UTC)回波分布。(左)七股雷達雷達回波，為一西北-東南方向強雨帶。黑框標示為分析範圍，黑點標示四顆雷達位置。(右)分析區域的(四顆雷達)合成回波圖。A-B 連線為相對於 TEAM-R RHI 方位角 210° 、距離 50 km 的位置。可看到此連線切過南側的強雨帶。

圖 5.7b 強雨帶時期(06 UTC)的合成風場相對於 TEAM-R RHI 方位角 210° 的垂直剖面，橫軸為相對於 TEAM-R 的距離，原點即為 TEAM-R 的位置。縱軸為高度，合成結果的高度層為 0.5 km 到 15 km。而 10 km 以上雷達覆蓋率很低，合成結果可信度較低，因此圖標僅標示至 10 km。圖中箭頭為三維風場，在此 w 有乘上 5 倍以利突顯出上升運動；白線為垂直速度的等值線，間距為 1，實線為正，虛線為負；紫色線為垂直速度為零的等值線。色塊為合成回波。

圖 5.7c 同圖 5.7b，色塊為垂直速度。

圖 5.7d~e 強雨帶時期(06 UTC) (觀測的)雙偏極化參數。(d)為回波(Z_H)；(e)為徑向風場(V_R)。

圖 5.7e.1 TEAM-R PPI 資料內插到等高面上，再投影回相對於 TEAM-R RHI 210° 度的徑向風場。觀測時間 0604UTC，與 RHI 策略直接觀測有約 3 分鐘時間差。

圖 5.7f~g 強雨帶時期(06 UTC) (觀測的)雙偏極化參數。(f)為差異反射率(Z_{DR})；(g)比差異相位差(K_{DP})。

圖 5.7h~j 強雨帶時期(06 UTC)的(反演)雨滴粒徑分布參數。(h)為由 R-KDP 公

式求算出的降雨率；(i)為質量權重平均直徑(D_m)；(j)標準化截距參數(N_w)。

圖 5.8a 同 5.7a，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

圖 5.8b 同 5.7b，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

圖 5.8c 同 5.7c，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

圖 5.8d~e 同圖 5.7d~e，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

圖 5.8f~g 同 5.7f~g，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

圖 5.8h~j 同 5.7h~j，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

圖 5.9a 同 5.7a，但為眼牆重建期(12 UTC)。

圖 5.9b 同 5.7b，但為眼牆重建期(12 UTC)。

圖 5.9c 同 5.7c，但為眼牆重建期(12 UTC)。

圖 5.9d~e 同圖 5.7d~e，但為眼牆重建期(12 UTC)。

圖 5.9f~g 同 5.7f~g，但為眼牆重建期(12 UTC)。

圖 5.9h~j 同 5.7h~j，但為眼牆重建期(12 UTC)。

表目錄

表 2.1 TEAM-R 雷達規格。

表 2.2 雙偏極化雷達資料品質控制處理流程。

表 3.1 Liou et al(2012)提出的多雷達合成方法作業流程表。

表 4.1 06~12 UTC 的風速(相對於垂直山脈的風分量)與其所計算出的 Froude number。右圖為計算 Fr 的設定範圍示意圖，以 06 UTC 為例，圖中等值線為地形高度，單位為公里。實線方框為合成風場研究範圍；點線框為求算垂直於山脈的平均風($\bar{U}$)範圍，為配合山高，在此只取合成風場的最低四層(0.5, 1, 1.5, 2.0 公里等高面)做平均；虛線框為求算平均高度($\bar{H}$)的範圍，其所計算出來的平均高度為 1265.5864 公尺。

表 5.1 雙偏極化雷達反演雨滴粒徑分布流程圖。

第一章 緒論

1-1 研究動機

凡那比颱風於 2010 年 9 月 17 日到 2010 年 9 月 20 日影響台灣，並在該期間維持為中度颱風。登陸台灣後，受地形破壞，眼牆結構消散。在過山後於陸地上重建眼牆。且在重建過程中於台灣南部地區產生劇烈降水，其中岡山雨量站 9 月 19 日當日即降下 942 毫米累積雨量，其中於 05-12 UTC (13-20 LST) 七小時內，更降下了 700 毫米的驚人雨量（根據氣象局在 93 年修訂之大雨及豪大雨定義，24 小時累積雨量達 350 毫米以上稱為「超大豪雨」）。

雷達觀測回波顯示，在凡那比颱風越過中央山脈後，遭到地形阻擋而結構鬆散。直至 06 UTC (1400 LST) 在台南、高雄及屏東上空形成一長約 200 km 的西北-東南向強雨帶。強雨帶自七股外海西北方向約 150 km 處，向東南方延伸至台灣陸地，至潮州斷層和大武山西側。09 UTC (17 LST) 雨帶從筆直變得彎曲，12 UTC (20 LST) 雨帶圍成環狀，形成新的眼牆。眼牆的重建為什麼會在此發生？其中地形所扮演了什麼樣的角色？在眼牆重建階段中，其微雲物理的變化又是如何？皆為本篇研究所要討論的重點。

1-2 文獻回顧

凡那比颱風登陸且越山後才產生的重新建構(re-organize)行為，在台灣並不是很常見。本研究試圖透過雷達觀測資料以了解眼牆重建的過程，再進一步討論其可能產生的原因？

前人研究針對眼牆的生成提出各種可能的原因。其中，Sheets(1982)對 Anita 颱風連續觀測指出：眼牆雲可能在中心附近形成像螺旋雨帶，在徑向最

大風半徑(radial maximum wind, RMW)附近增強的風使雨帶歪曲成一個環狀樣貌。Molinari and Skubis(1985)指出徑向和垂直運動的 inwardly propagation surge 可能是眼牆形成的前趨。Willoughby et al(1982)提出另一個可能的機制：眼牆重建可能是來自於當風暴移動時，產生區域性慣性週期(local inertia period)與非對稱摩擦力(asymmetric friction)的作用所致，此外，降雨產生的下衝流在其中也扮演了重要的角色。Holland and Merrill(1984)指出在高對流層產生的瞬間慣性不穩定，其與環境結合(coupling)可能會造成對流的激增。Gray and Shea(1973)提出在最大風半徑內側，超梯度風的產生，可使得環狀對流區被設置於各方位角上的最大風上，並且造成環狀雨帶的內縮。

上述的討論是在颱風生成時的眼牆生成，然而，本個案眼牆的重建應較類似於所謂的第二次的眼牆(secondary eye wall)。大西洋颶風觀測的結果顯示，只有 30%的颶風在其生命週期內發展出第二眼牆(Kossin and Sitkowski, 2009)。所謂的第二次眼牆是說：在主要眼牆瓦解之後，第二次眼牆(secondary eye wall)或是外眼牆(outer eye wall)繼承了舊眼牆的角色，通常會收縮，並且造成氣旋的增強。這個過程即為眼牆重置循環(eyewall replacement cycle, EWRC)，這個循環在整個熱帶氣旋的生命週期週可以多次地發生(Willoughby et al.1982)。Judt and Chen(2010) 使用模式分析 Rita(2005) 颱風第二眼牆的形成原因，結果發現在雨帶上較高的位渦(potential vorticity)生成和累積，會產生了第二個位渦的極大值，最後進而形成了第二眼牆。

當然，凡那比颱風的眼牆重建並非典型的第二次眼牆。然因凡那比颱風的主要眼牆受地形破壞而結構不明，隔了 9 小時後，才形成了新的眼牆。與第二眼牆定義中的新眼牆取代舊眼牆並不相同。本研究並非要將凡那比颱風在陸上重建並增強的過程，與一般熱帶氣旋(TC)的眼牆在海上生成與增強的過程相提並論。而是試圖找出兩者是否在熱動力機制上是否有共通點？並討論在陸地

上颱風眼牆重建的過程中，地形所扮演的角色為何？

1-3 研究方向

凡那比颱風期間，X 波段移動式雷達(Taiwan. A mobile X-band dual polarization/Doppler radar, TEAM-R)(圖 1.1)，前往高雄縣甲仙鄉集來農場進行颱風觀測。使用 Liou et al.(2012)提出的考慮地形的多雷達合成技術，其克服了兩雷達之間基線(base line)的問題，可得到較完整的風場合成資訊。本研究將使用四顆雷進行風場合成。TEAM-R 雷達提供了高解析的雷達資料，使得風場重建上的細部結構得以呈現，且因 TEAM-R 雷達最接近研究區域，相較於其他三顆雷達，可以提供相對較低層的資訊。然而，因為 X 波雷達受到強降雨強衰減的影響，雷達解析的範圍受到侷限，僅得提供較為局部性(local)的資料。另外 TEAM-R 的雙偏極化參數，提供了颱風演進過程中的雨滴資訊，包含大小、相位、液態水含量等。

鄰近三個撞擊式雨滴譜儀(JWDs)經由散射模擬反演出一組偏極化參數。除了可應用於雷達資料品質控制(quality control)外，並可以得到降雨估計公式的係數，以及雷達反演雨滴粒徑(radar retrieved drop size distribution)的相關公式。

1-4 論文架構

第二章將介紹觀測資料的來源，包含雷達資料與雨滴譜儀資料。另外將分別說明都卜勒雷達及雙偏極化雷達的資料品質控制(QC)過程。其中包含了雙偏極化雷達觀測的原理簡介。第三章則為多雷達風場合成方法的原理及製作流程，以及熱力反演方法介紹。第四章為凡那比颱風結構變化與動力機制，在個案簡

介之後，接著討論單都卜勒雷達徑向風場，包含了七股雷達和 TEAM-R 雷達。接著則是多雷達風場合成的結果和熱動力反演結果的呈現。第五章討論雨滴粒徑分布及凡那比颱風降水之物理過程。包含了雨滴譜儀觀測之雨滴粒徑分布和偏極化雷達觀測反演雨滴粒徑分布的驗證及結果。第六章為結論與未來展望。

第二章 資料來源與處理

2-1 資料來源

2-1-1 雷達資料

本研究使用了四顆雷達，分別為氣象局作業化雷達：七股雷達和墾丁雷達、空軍所屬的馬公雷達和國立中央大學所屬的移動式雷達。

(1) 七股都卜勒雷達

七股雷達為中央氣象局所屬的 S-波段都卜勒雷達，位於東經 120.086 度、北緯 23.1467 度，高度為 53 公尺，掃描時間間隔為七分半鐘，共有九個掃描仰角： 0.5° 、 1.4° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 、 6.0° 、 9.9° 、 14.6° 、 19.5° ，可獲得的參數有回波(Z_H)、徑向風(V_R)和波譜寬(SW)。其最大折錯速度(Nyquist velocity)為 21.6m/s。

(2) 墾丁都卜勒雷達

墾丁雷達為中央氣象局所屬的 S-波段都卜勒雷達，位於東經 120.849 度、北緯 21.899 度，高度為 40 公尺，掃描時間間隔為七分半鐘，共有九個掃描仰角： 0.5° 、 1.4° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 、 6.0° 、 9.9° 、 14.6° 、 19.5° ，可獲得的參數有回波(Z_H)、徑向風(V_R)和波譜寬(SW)。其最大折錯速度為 49.5m/s。

(3) 馬公雙偏極化雷達

馬公雙偏極化雷達是空軍所屬的 C-波段雙偏極化雷達，位於東經 119.634 度、北緯 23.563 度，高度為 48 公尺，掃描時間間隔為七分半鐘，共有十個掃描仰角： 0.5° 、 1.4° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 、 6.0° 、 9.9° 、 14.6°

°、19.5°、25°，獲得的參數除了回波(Z_H)、徑向風(V_R)和波譜寬(SW)三個參數外，還可以得到偏極化參數：差異反射率(Z_{DR})、差異相位差(Φ_{DP})、相關係數(ρ_{HV})、比差異相位差(K_{DP})，最大折錯速度為 37.18m/s。

(4) TEAM-R 移動式 X-波段雙偏極化雷達

TEAM-R 全名為 Taiwan Experimental Atmospheric Mobil Radar，為 X-波段移動式雙偏極化雷達(圖 2.1)，其為國科會補助，由中央大學負責執行，在 2008 年建構完成，同年 6 月開始進行觀測，為全台第一部移動式雙偏極化都卜勒雷達，其詳細規格如表 2.1。

TEAM-R 雷達於 2010 年 9 月 18 日至 2010 年 9 月 21 日到高雄縣集來農場進行凡那比颱風的觀測，其座標為東經 120.583 度、北緯 23.010 度，高度為 224 公尺。不同於作業用雷達僅有 PPI 掃描策略，TEAM-R 的掃描策略有 PPI(plan position indicator)、RHI(range-height indicator)和垂直指向(vertical pointing)三種，後者可輔助雷達資料品質控制(QC)，將在 2-4 小節討論。

PPI 掃描策略中，掃描時間約 8 分鐘 12 秒，共有十一個掃描仰角：1.5°、2.5°、4.0°、6.0°、8.0°、10.0°、12.0°、15.0°、18.0°、21.0°、24.0°。

而 RHI 掃描策略為研究用雷達經常使用的一種方式，其為固定一特定方位角，由最低仰角(依地形調整)向上掃描到仰角 90 度(圖 2.2)。RHI 掃描得到相對較局部(local)的雷達資料，然而其可獲得垂直解析度較高且時間解析度較密集的資訊。本個案中，TEAM-R 雷達放置於相對於七股雷達的切向位置，因此在當颱風位於七股雷達正上空，風向相對於七股雷達而言過於垂直而使徑向風無法呈現時，TEAM-R 雷達 RHI 的觀測，可彌補並用以驗證七股雷達的徑向風特徵。本次觀測設定的掃描方位角有：210°、

300°、330°、0°、10°、11°、150°、170°。

獲得的參數除了回波(Z_H)、徑向風(V_R)和波譜寬(SW)三個參數外，還可以得到偏極化參數：差異反射率(Z_{DR})、差異相位差(Φ_{DP})、相關係數(ρ_{HV})、比差異相位差(K_{DP})，最大折錯速度為 31.1m/s。

2-1-2 雨滴譜儀資料

凡那比颱風觀測期間，於高雄甲仙鄉附近的當地(in situ)觀測儀器除了移動雷達外，中央大學及台灣大學所屬的撞擊式雨滴譜儀也同步進行觀測。本研究使用三座撞擊式雨滴譜儀，其架設位置由北至南分別為：中興國小(120.5979°E, 23.1148°N)、甲仙(120.5796°E, 23.0857°N)、TEAM-R 雷達西側(120.5744°E, 23.0111°N)，其與 TEAM-R 雷達在 X, Y 方向的距離分別是(1.5756 公里, 10.9531 公里)、(-0.2967 公里, 7.7172 公里)、(-0.829 公里, -0.5782 公里)。皆位於距離 TEAM-R 雷達不遠處(圖 2.3)，除了可以提供雙偏極化雷達做資料品質控制(QC)的修正方程的係數之外，亦可以進一步提供雷達反演雨滴粒徑反演的方程式係數。由於中興國小站的雨滴譜儀因為停電而資料有缺漏，因而本研究主要使用甲仙與 TEAM-R 兩座雨滴譜儀，取樣的時間間隔為每 6 分鐘一筆資料。

撞擊式雨滴譜儀(Joss-Waldvogel disdrometer, JWD)，其感應器為一個感應區有 50 cm²的圓錐體(圖 2.4)。當降雨發生，雨滴落下撞擊到感應器時，感應器會依照撞擊力量計算出雨滴粒徑大小。雨滴粒徑大小分為 20 類，由 0.3~5 mm，分為 20 種不等間距。當雨滴粒徑小於 0.3 mm 時，會為視為雜訊(noise)，而將資料濾除，不予計算；當雨滴粒徑大於 5 mm 時，則皆視為 5 mm 那一組分類。雨滴譜儀提供了每一分鐘 20 種種類的粒徑分布，利用公式(2.1)可計算出雨滴粒徑分布 $N(D_i)$ ：

$$N(D_i)_d = \frac{n_i}{F * t * v(D_i) * \Delta D_i} \quad (2.1)$$

其單位為($m^{-3}cm^{-1}$)，代表單位體積單位粒徑之雨滴個數。其中 n_i 代表第 i 類雨滴個數； F 為觀測面積($0.005 m^2$)； t 為時間窗區； $v(D_i)$ 為第 i 類雨滴的垂直落速； ΔD_i 為第 i 類之雨滴粒徑間距。

2-2 都卜勒雷達資料品管處理

七股和墾丁等兩座都卜勒雷達，以及馬公偏極化雷達(因本研究僅使用到其風場資訊，因此也將其視為都卜勒雷達的處理)等三顆雷達的雷達處理流程包含了濾除非氣象場資訊與風場去折疊：

- (1) 濾除非氣象場資訊：當徑向風小於 $2m/s$ ；卻有回波大於 $45dBZ$ 時，視為非氣象資訊，予以濾除。而馬公雷達則是使用相關係數 $\rho_{HV} < 0.9$ 當作門來濾除非氣象資訊。
- (2) 風場去折疊：本研究利用紀博庭提出之空間連續性的概念進行風場去折疊(unfold)。其利用零值線附近不需去折疊的區域做為參考點，並將等仰角面(Plane Position Indicator, PPI)上的風場劃分成許多小區域(約 $5^2 km$)，以區域折疊校正(local unfold)節省運算時間，先針對有參考點的區域去折疊，再一一向外擴散，每次遞增一個方格，直到所有範圍都去折疊為止。然而，如果使用上述方式，仍有未修正成功的徑向風場，則使用 SOLOII 軟體進行人工去折疊。

2-3 雙偏極化雷達觀測原理簡介

傳統氣象雷達觀測為發射及接收水平方向的電磁波，而雙偏極化雷達

則包含了兩種電場方向的電磁波，可以發射及接收水平及垂直方向的電磁波。由於所照射的水象粒子可能為非球體，會造成水象粒子反射截面的水平及垂直極化並不相同，而電磁波受到散射、差異衰減、差異相位差以及退極化等各種改變訊號的原因。因此由電磁波傳播所產生的訊號改變，可用以推估得到水象粒子的大小、形狀、指向及熱力相態等訊息，使得偏極化參數可以用來改善雷達估計降雨、偵測液態水及冰雹、資料的品質管理、水象粒子辨識及進一步討論雲物理特性。以下就本研究使用到的雙偏極化參數進行介紹。

2-3-1 反射率(reflectivity, Z_{HH} , Z_{VV})及

差異反射率(differential reflectivity, Z_{DR})

假設雷達掃描體積內有一群降水粒子 $N(D)$ 分佈，考慮雷達反射率和橢球狀水象粒子所造成之水平、垂直之散射截面，則水平、垂直偏極化反射率 Z_{HH} , Z_{VV} 可分別表示為：

$$Z_{HH} = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_0^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2-1}{4\pi+(m^2-1)P} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (2.1)$$

$$Z_{VV} = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_0^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2-1}{4\pi+(m^2-1)P'} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (2.2)$$

單位為 dBZ($10\log Z_{HH,VV}$)。下標 H 代表水平方向，V 代表垂直方向，第一個下標為發射電磁波的方向，第二個下標為接收的電磁波方向。其中 $D_{\max}$ 為最大水象粒子的等效粒徑(equivolume diameter)、 D_{eq} 代表等效雨滴直徑、 $|K|^2$ 為水象粒子的介電因子(dielectric factor)、液態水的介電因子 $|K|^2$ 約為 0.928，冰粒子的介電因子 $|K|^2$ 約為 0.197、 m 為水象粒子的複數折射率，和電磁波的波長以及水象粒子的溫度有關。其中 P 、 P' 為幾何因子(geometrical factors)，定義為 $P = 4\pi - 2P' = \left(\frac{4\pi}{e^2}\right) \left\{1 - \right.$

$\left[\left(\frac{a}{b}\right)/e\right]\sin^{-1}e\}$ ，其中 $e^2 = 1 - \left(\frac{a}{b}\right)^2$ ， a 、 b 分別代表雨滴兩軸(短軸、長軸)的一半長度。

根據 Seliga and Bringi(1976)，差異反射率定義如下：

$$Z_{DR} = 10\log\left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}}\right) \quad (2.3)$$

因為 Z_{DR} 為 Z_{HH} 和 Z_{VV} 之推導量，其值受到水粒子的形狀及介電常數所控制。各種水象粒子在同一軸比(axis ratio)時(形狀相同)，會因介電常數不同而對應到不同之 Z_{DR} ，但對同一種水象粒子(介電常數固定)而言， Z_{DR} 和軸比是呈現一對一關係的。降落中的雨滴($D>1\text{mm}$)的平衡態為扁球體，其對應到的 Z_{DR} 值隨雨滴扁平程度的增加而增加，而雨滴的扁平程度和大小有關，因此可由 Z_{DR} 來判斷雨滴的大小，當觀測物為小而圓的雨滴時，雨滴兩軸比接近1，此時的 Z_{DR} 會趨近於0，降落中的冰雹或軟雹常因翻滾而造成觀測區域內 Z_{HH} 、 Z_{VV} 的平均值相近，而使 Z_{DR} 值趨近於0，因此， Z_{DR} 也可以輔助區別冰雹或軟雹的存在區域。

2-3-2 差異相位差(differential phase shift, Ψ_{DP})及

比差異相位差(specific differential phase shift, K_{DP})

除了上述由電能強度判斷的偏極化參數外，雷達發射電磁波同時也會遭受到傳播效應(propagation effects)造成電磁波衰減和相位差(偏移)等特性。這個小節將針對相位偏移的應用做進一步說明。

當雷達發射電磁波，在各向異質的介質(bnisotropic medium，即非球體)中傳遞，水平極化波的傳播將會延遲於垂直極化波的傳播，而不斷的延遲累積則造成了水平與垂直極化的相位差(時間)差，而這個差異主要來自於水象粒子大小、形狀、數量，甚至也與對於雷達的距離有關。差異相

位差可以表示為： $\Phi_{DP} = \Phi_{HH} + \Phi_{VV}$ 。這裡的 Φ_{HH} 、 Φ_{VV} 為雷達水平及垂直極化在特定距離時，雙向傳播的相位角度，單位為度(°, degree)。差異相位差會隨兩電磁波在降雨區傳播距離的增加而增加或維持不變。換言之，在弱降雨區累積量少，在強降雨區累積量大。然而相位是屬於週期性的，當相位差累積超過二分之一週期($\pi=180^\circ$)，就會產生折疊(folding)，因此使用資料前的 QC 工作包含了相位的去折疊校正(unfolding)，其將在下一個小節做討論。

雷達是藉由反射回到雷達的電磁波來偵測差異相位差，所以雷達偵測到的是為總差異相位差 Ψ_{DP} ，其來源有三項：

$$\Psi_{DP} = \Phi_0 + \Phi_{DP} + \delta \quad (2.4)$$

Φ_0 為雷達本身的起始(offset)差異相位差，亦即兩偏極化電磁波在離開雷達之前就已存在的差異相位差。 Φ_{DP} 為電磁波在雷達和觀測區之間往返時，在雷達傳播的波束上水象粒子的前向散射(forward-scattering)電磁波所累積的相位差，而當電磁波從觀測區返回雷達時，其中也包含了水象粒子的背向散射(backscatter)電磁波疊加在其中，此分量造成的差異相位差為 δ ，又稱作反散射差異相位差(backscattering differential phase shift)， δ 是存在於總差異相位差的觀測量中，其值與每個散射粒子的特性有關，但與傳播路徑無關，所以 δ 並不像 Φ_{DP} 具有隨距離累積的特性，因此一般在計算中可利用平滑過程將其過濾掉，此修正方法將在下一小節討論。

接著我們要介紹一更好用的參數為比差異相位差 K_{DP} ，為雙向 Φ_{DP} 在單向隨距離的變化率，公式如下：

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr} \quad (2.5a)$$

或者可以寫成：

$$\Phi_{DP} = 2 \int_0^{r_0} K_{DP} dr \quad (2.5b)$$

其中 r_0 為雷達到觀測區的距離。根據 Bringi and Chandrasekar(2001)在雷利散射近似下，將 K_{DP} 表示成：

$$K_{DP} = \frac{\pi k_0}{12} \text{Re} \left\{ \int D^3 N(D) \left[\frac{\epsilon_r^{-1}}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_Z)(\epsilon_r - 1)} - \frac{\epsilon_r^{-1}}{1 + \lambda_Z(\epsilon_r - 1)} \right] dD \right\} \quad (2.6)$$

其中 k_0 為真空中的波數(wave number)， $k_0 = 2\pi/\lambda$ ， λ 為電磁波波長， Re 代表為複數的實部， ϵ_r 為水象粒子的介電常數， $N(D)$ 為雨滴粒徑分布。

由於 K_{DP} 是差異相位差的導出量，用以估計降雨率相當有利，特別是在強降水估計時比 $R(Z_H)$ 、 $R(Z_H, Z_{DR})$ 估算表現得更好。其因為用 K_{DP} 估計降雨有下列優點： K_{DP} 對於波束遮蔽(beam blockage)和波束填塞(beam filling)較不敏感、 K_{DP} 與雷達系統校驗無關、 K_{DP} 是由相位導出，其不受信號衰減影響。

2-3-3 同極化相關係數(co-polar correlation coefficient, ρ_{HV})

同極化相關係數是雷達觀測在連續脈衝裡 Z_H 和 Z_V 之間的相關性，其定義如下：

$$\rho_{HV} = \frac{\langle S_{VV} S_{HH}^* \rangle}{\sqrt{(|S_{HH}|^2)(|S_{VV}|^2)}} \quad (2.7)$$

其中 $\langle \rangle$ 代表期望值，為假設水象粒子的大小、形狀、傾斜角是依統計性的分布，*代表共軛複數。

同一解析體積裡的 Z_H 和 Z_V 是經由雷達連續發射數個脈衝而獲得，在電磁波持續打在同一觀測目標的時間裡，若該解析體積裡的水象粒子統計特性不變，各脈衝所得到的 Z_H 和 Z_V 的相對關係相近，則相關係數較大。在純雨區內，其值可以高達 0.98 以上。但若觀測體積內，水象粒子有翻滾、

破碎、不規則形狀或有不同性質的水象粒子(如:冰水混合)，皆會造成散射行為的不一致性，則各脈衝的所測到的 Z_H 和 Z_V 相關係差異就較大，使得相關係數降低，例如在亮帶區上，相關係數值會較低。換句話說，同極化相關係數為判斷混合相態存在與否的一大利器。

2-4 雙偏極化雷達資料品質處理

在定量地使用雙偏極化雷達參數之前，必須先確認資料的正確性。除了考慮接收到的資訊是否為氣象資訊外，雷達硬體系統本身的偏移、還有雷達電磁波能量衰減的問題等，都需要進一步地確認及修正，才能確保雷達資料的正確性。上述的過程即為品質控制(quality control, QC)，其內容包含了非氣場資訊的濾除、風場去折疊、相位去折疊、系統偏移修正和衰減修正。

本研究所使用的為 X 波段(3 cm)的雷達，其電磁波受到衰減的狀況尤其嚴重。在此我們假設七股 S 波段(10 cm)不受衰減影響，將其與 TEAM-R 觀測的回波做比較，可以看到在一地區的同時觀測，兩者差異甚大，而在經過一系列修正步驟後所得到的回波，就較接近於七股回波(圖 2.5)。

本研究針對品質控制的步驟如表 2.2 所示。接下來將逐步討論每一個步驟的細節：

Step 1: 濾除非氣象場資訊。

廖(2009)指出，使用 X 波段雷達時要特別注意，在離雷達較遠的地方，雖然雷達得到的資訊可能還是氣象場，但 ρ_{HV} 可能因為衰減的關係而降到 0.9 以下，因此利用 ρ_{HV} 等於 0.9 為門檻來濾除非氣象場資訊時，對於 X 波段雷達未必適合，因此做了幾組測試，發現使用 0.9 當作門檻值仍然有

較好的表現。因此本研究也使用相關係數($\rho_{HV} > 0.9$)當作門檻值。

Step 2: 風場去折疊(unfold)。

係利用空間連續概念進行風場去折疊。(見 2-2 節)。

Step 3: 差異相位差(Φ_{DP})去折疊(unfold)以及平滑，並且計算 K_{DP} 。

採用紀(2005)的 Φ_{DP} 折疊處理方法及劉(2002)的 17 點平滑方式來展開

(unfolding) Φ_{DP} ，並使用平滑之後的 Φ_{DP} 來計算 K_{DP} 。

在雷達觀測中，雷達資料的品質會受到雷達硬體本身的系統偏差影響，也會受到電磁波在傳遞過程中，受天氣系統衰減的影響。因此，為了得到真正的參數值，我們必須將以下兩項因子考慮進來。真實的 Z_H 和 Z_{DR} 表示如下：

$$Z_H = Z_H^{obs} + Z_H^{bias} + A_H \quad (2.8)$$

$$Z_{DR} = Z_{DR}^{obs} + Z_{DR}^{bias} + A_{HV} \quad (2.9)$$

其中 Z_H^{obs} 、 Z_{DR}^{obs} 為雷達實際觀測； Z_H^{bias} 、 Z_{DR}^{bias} 為雷達本身的系統偏差； A_H 、 A_{HV} 分別為 Z_H 、 Z_{DR} 的衰減量。

Step 4: Z_{DR} 系統偏移修正。

使用 Gorgucci et al.(1999)提出的垂直掃描(vertical pointing)方法。颱風觀測期間，在小雨或層狀降雨事件下，進行了數次的垂直掃描策略。其原理是當雷達正上方為弱降雨區時，其雨滴小而圓，即使雨滴稍大呈扁圓狀態，然而雷達由下往上看時，雨滴仍然呈現圓形，所以當雷達以仰角 90° 向上掃描，觀測到的 Z_{DR} 值應為零。若不為零，該值即為 Z_{DR} 的系統偏移(system bias)。本研究使用了三筆垂直掃描(1207、1321、1418UTC)，如圖 2.6 所示，其計算出來的 Z_{DR} 的系統偏移取平均後約為 -0.45dB 。

Step 5: Z_H , Z_{DR} 衰減修正。

利用 Bringi et al. (1990) 的單係數衰減修正方法去求得 A_H 和 A_{HV} ，計算方法如下：

$$A_H = \alpha_H * \Delta\Phi_{DP} \quad (2.10)$$

$$A_{HV} = \alpha_{HV} * \Delta\Phi_{DP} \quad (2.11)$$

透過本個案的雨滴譜儀資料，經散射模擬，更得到一組係數： $\alpha_H=0.3329$ 、 $\alpha_{HV}=0.04499$ 。(圖 2.7)

Step 6: Z_H 系統偏移修正。

利用 Vivekanandant et al. (2003) 提出的 Z_H , Z_{DR} , 和 K_{DP} 三參數之關係式計算 Z_H 偏移修正。公式如下：

$$K_{DP} = a * Z_H * Z_{DR}^b \quad (2.12)$$

經由雨滴譜儀散射模擬得知，在使用 X 波段雷達， $a=1.1323 \times 10^{-4}$, $b=-2.0389$ 。我們將式(2.12)移項後，可改寫成：

$$Z_H = 10 * \log\left(\frac{K_{DP}}{a * Z_{DR}^b}\right) \quad (2.13)$$

接著將雷達觀測且經過修正後的 K_{DP} 與 Z_{DR} (真實的 Z_{DR} 值，即式 2.9) 代入上式，會得到一組真實的 Z_H (即式 2.8)。將式 2.8 移項整理後，可得：

$$Z_H - (Z_H^{obs} + A_H) = Z_H^{bias} \quad (2.14)$$

在此挑選一 Φ_{DP} 上升明顯的個案(1423UTC)，可求出 Z_H 和 $(Z_H^{obs} + A_H)$ ，兩者的差值，即為 Z_H^{bias} 。由直方圖可以看出 Z_H^{bias} 的眾數落在 6.5。即在本個案中 $Z_H^{bias}=6.5$ 。(圖 2.8)

透過上述步驟，將結果代入式(2.8)、(2.9)，就可以得到真正的 Z_H 和 Z_{DR} 。

第三章 雷達風場合成方法與熱動力場反演方法

3-1 Liou(2012)多雷達風場合成原理

由於雷達觀測風場僅得獲得徑風的分量，因此需要兩顆不同位置的雷達，利用其幾何關係，經過計算，才能得到真實的三維風場。傳統上的雙雷達合成方法，受限於雙雷達連線上，兩雷達觀測的徑風向風資訊無歧異性，因此無法進行風場的反演，這就是傳統雷達風場合成的基線(base line)問題，使得合成結果無法完整呈現。本研究使用 Liou and Chang(2009)及 Liou et al. (2012)所提出的多雷達合成辦法。

Liou and Chang(2009)所提出的方法是利用變分的技術合成風場，相較於傳統風場合成方法有下列幾項優點：(1)克服了基線(base line)附近無法反演的問題。(2)能夠同時納入任何數目的雷達觀測資料進行合成。(3)允許風場的上下邊界較有彈性。(4)可利用背景場資料，利用變分的方法與雷達合成風場結合，以彌補雷達觀測資料缺漏的問題。(5)可反演兩時間的風場，並滿足渦度方程約束，故可進行渦度收支的分析。(6)反演得到的三維風場可以直接用來進行熱動力反演。

此方法利用變分的概念，其極小化價值函數(cost function)如下：

$$J = \sum_{M=1}^7 J_M. \quad (3.1)$$

上式為風場反演辦法所使用的價值函數，包含了七項的約束條件。以下將逐步介紹此七項約束條件。

$$J_1 = \sum_{t=1}^2 \sum_{x,y,z} \sum_{i=1}^N \alpha_{1,i} (T_{1,i,t})^2. \quad (3.2a)$$

$$T_{1,i,t} = (V_r)_{i,t} - \frac{(x-P_x^i)}{r_i} u_t - \frac{(y-P_y^i)}{r_i} v_t - \frac{(z-P_z^i)}{r_i} (w_t + w_{T,t}). \quad (3.2b)$$

$$r_i = \sqrt{(x - P_x^i)^2 + (y - P_y^i)^2 + (z - P_z^i)^2}. \quad (3.2c)$$

第一項如式(3.2)示，利用觀測的徑向風與反演的三維風場的關係，做為約束條件，也就是觀測風場(V_r)必須與反演風場(u_t 、 v_t 、 w_t)非常相似。此項約束條件必須滿足 N 座雷達，且需要滿足兩筆相近的觀測時間。 (P_x^i, P_y^i, P_z^i) 為第 i 座雷達於合風範圍的位置， r_i 為合成網格點與雷達間的距離； α_1 為權重，在無雷達覆蓋的地方，則 α_1 為 0； w_T 為終端落速，可以雷達觀測的回波進一步估算得到。

$$J_2 = \sum_{t=1}^2 \sum_{x,y,z} \alpha_2 (V_t - V_{B,t})^2. \quad (3.3)$$

第二項為背景場項，透過背景場 $V_{B,t}$ 可以彌補雷達資料缺失的地方。本方法的背景場可以來自於另一模式預報，或是探空及地面站等觀測資料。在本研究中，使用 NCEP FNL 再分析場資料，與地面觀測站進行客觀分析後得到背景場。

$$J_3 = \sum_{t=1}^2 \sum_{x,y,z} \alpha_3 \left[\frac{\partial(\rho_0 u_t)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_0 v_t)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_0 w_t)}{\partial z} \right]^2. \quad (3.4)$$

第三項為約束合成風場必須滿足非彈性連續方程。 ρ_0 是為空氣密度，是高度的單一函數。

$$J_4 = \sum_{x,y,z} \alpha_4 \left\{ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \overline{\left[u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} + w \frac{\partial \xi}{\partial z} + (\xi + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right]} \right\}^2. \quad (3.5a)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = - \overline{\left[u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} + w \frac{\partial \xi}{\partial z} + (\xi + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right]}. \quad (3.5b)$$

$$\xi = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right). \quad (3.5c)$$

第四項為合成風場必須滿足垂直渦度方程，在此不考慮混合項及斜壓項。式(3.5)上標橫線表示兩時間內的時間平均。

$$J_5 = \sum_{t=1}^2 \sum_{x,y,z} \alpha_5 [\nabla^2 (u_t + v_t + w_t)]^2. \quad (3.6a)$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}. \quad (3.6b)$$

第五項為拉普拉斯(Laplacian)平滑項。

$$J_6 = \sum_{t=1}^2 \alpha_6 \left[\frac{1}{N_x N_y} \sum_{x,y} (w_t)_{top} \right]^2. \quad (3.7)$$

$$J_7 = \sum_{t=1}^2 \alpha_7 \left[\frac{1}{N_x N_y} \sum_{x,y} (w_t)_{bottom} \right]^2. \quad (3.8)$$

第六項及第七項為上下層邊界條件。

透過以上七個約束條件，組成價值函數做變分極小化，即可以得到完整且較符合物理條件的三維風場(圖 3.1)。其中 $\alpha_1 \sim \alpha_5$ 是透過一系列的測試而決定，其值分別為 α_1 第一層設為 1×10^2 （雷達覆蓋最少，故有將其權重調高），而在其他層則設為 1×10^1 ； $\alpha_2=0$ ； $\alpha_3=4 \times 10^8$ ； $\alpha_4=4 \times 10^{13}$ ； α_5 (水平方向) $=1 \times 10^{11}$ ； α_5 (垂直方向) $=1 \times 10^{12}$ 。

另外，Liou et al. (2012)更引入了 Immersed boundary method (IBM) 的概念，將地表上下分別定義為流體區(flow region)與地表下區，在其間的過渡區則定義為 ghost cell (圖 3.2)。藉由運算，則可以進一步求出位於 ghost cell 網格上各變數的值。有了這個值，便能藉由內插方式求算出地表上的各變數值。簡單來說，納入 IBM 的概念，使得多雷達合成方法在不改變卡氏座標結構下，亦可提供地形的作用力，可以得到一組貼近起伏地表的三維風場。

3-2 多雷達風場合成作業程序

本研究選定的研究範圍為：以七股為中心，向西 40 km、向東 61 km、向南 60 km、向北 41 公 km。為一邊長 101 km 的正方形範圍，該範圍內包含了七股與 TEAM-R 兩雷達，而馬公與墾丁兩雷達則在分析範圍外(圖 3.3)。解析度方面，水平為 1 km，垂直為 0.5 km，其中垂直為 0.5 km 到 15 km，共三十層。

多雷達合成風場的作業程序如表 3-1。該方法的輸入(input)項有雷達資料與背景場兩大部分。

雷達資料需要經過一系列的品質控制流程(見 2-2、2-4 節)，接著每顆雷達分別取兩筆最接近的時間，最後再內插到等高面上。補說明地是，四顆雷達

觀測的時間必定會有差距，而在該方法中為方便作業，是把他們視為同一時間的觀測。

背景場的資料則是取用 NCEP FNL 再分析場資料，資料解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ 。經由內插取得本研究範圍內各變數的值。而本研究的分析時間是從 9 月 19 日 06 UTC 到 12 UTC，因而使用這兩筆時間的再分析場資料，經過客觀分析進一步內插到每 30 km 一點的格點上，即可產生等間距的逐點虛擬探空垂直剖面。

而在這七小時內，處於風向的轉換期(北風轉南風)，因此這兩筆資料的沒有任何的連續性(圖 3.4)。因此在 07~11UTC 背景場的製作，是直接將 06 UTC 及 12 UTC 內插產生的逐點探空做時間上的線性內插，得到各逐時的再分析場資料。此方法在各逐時上會較接近真實的風場，但仍然有很大的缺點：在 06 UTC 的北風與 12UTC 的南風風速相當時，會內插出很弱的風，幾乎靜風，在分析範圍中央，這情況尤其明顯。

因為雷達資料在分析範圍最低層(0.5 km)覆蓋量較少，因此利用背景場作調整的彌補工作更為重要。上述由 NCEP 再分析場產出的資料為較大尺度、較平滑的資料，未能顯示出局部的變化，為了得到更貼近真實的背景場資料，在此我們再加入地面觀測站資料進行客觀分析，得到一組較有局部性(local)特徵的背景場。

3-3 熱動力反演

本研究所使用的熱力反演方法，係以 Gal-Chen(1978)的方法為基礎，解一個與壓力擾動有關的包桑方程式(Poisson equation)，其中邊界條件可由雷達觀測風場提供。

在笛卡爾座標下的動量方程可以表示為如下，並且分別定義 F, G, H:

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - fv + \text{turb}(u) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \equiv -F. \quad (3.9)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - fv + \text{turb}(v) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \equiv -G. \quad (3.10)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{V} \cdot w + \text{turb}(w) + gq_r \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} \equiv -H. \quad (3.11)$$

方程式中，上標一撇代表相對於基本態(base state)的擾動量，下標 0 則代表基本態。

$\vec{V}$ 代表 u, v, w 三個分量的風；f 為科氏參數；g 為重力加速度； q_r 是雨水含量混合比(rain water mixing ratio)，可藉由雷達觀測回波估計；在式(3.11)中的 gq_r 即代表浮力項； $\text{turb}()$ 表示次網格的亂流項，可利用參數化方式運算。 π 為標準化氣壓，即所謂的 Exner function，它的定義為：

$$\pi = C_p \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^{\frac{R}{C_p}}. \quad (3.12)$$

其中 P 為氣壓， $P_{00}=1000$ hPa，R 是氣體常數， C_p 是定壓比熱(specific heat capacity)。另外， θ_{v0} 為虛位溫(virtual potential temperature)的基本態； θ'_c 為虛雲位溫(virtual cloud potential temperature)，其已納入了水汽及雨水的貢獻。定義如下：

$$\theta_{v0} = \theta_0(1 + 0.61q_{v0}). \quad (3.13)$$

$$\theta'_c = \theta' + (0.61q'_v - q_c)\theta_0. \quad (3.14)$$

在此， q_{v0} 為水汽混合比(water vapor mixing ratio)， q_c 為雲水混合比(cloud mixing ratio)。

我們將 3-1 節得到的雷達合成三維風場代入式(3.9)~(3.11)，得到 F、G、H。

利用變分方法極小化下列的價值函數：

$$J = \frac{1}{2} \int \int \left[\left(\frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left(\frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 \right] dx dy. \quad (3.15)$$

會得到：

$$\frac{\partial^2 \pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \pi'}{\partial y^2} = \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial y}. \quad (3.16)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial x} = F. \quad (3.17a)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial y} = G. \quad (3.17b)$$

公式(3.16)為包桑方程形式所表示的氣壓方程式。式(3.17)為 Neumann 邊界條件，其適用於 X, Y 方向的左右邊界。由於使用 Neumann 邊界條件，其所得到的解並非唯一解，故由式(3.16)和式(3.17)可解出某一層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ ，亦即為壓力擾動場相對於其水平平均的偏差值，此時，才是得到唯一的解。將每一層的 $\pi' - \langle \pi' \rangle$ 算出來後，再應用垂直動量方程式，即式(3.11)，則可以求出 $\theta' - \langle \theta' \rangle$ ，即為虛雲位溫擾動量相對於其水平平均的偏差值。計算結果如下所示：

$$-\frac{\partial(\pi' - \langle \pi' \rangle)}{\partial z} + g \frac{\partial(\theta' - \langle \theta' \rangle)}{\theta_0 \theta_{v0}} \equiv -(H - \langle H \rangle) \quad (3.18)$$

第四章：凡那比颱風結構變化與動力機制

4-1 個案簡介

凡那比颱風於 2010 年 9 月 15 日於琉球南方海面生成並往東北緩慢移動，之後轉為偏西移動。暴風圈接觸臺灣陸地後逐漸轉向西南西至西南方向移動，19 日 8 時 40 分(0040 UTC)在花蓮豐濱鄉附近登陸，18 時(1000 UTC)左右由臺南附近進入臺灣海峽，20 日 7 時左右由福建進入大陸。(見圖 4.1)

於 9 月 17 日 23 時 30 分與 9 月 18 日 5 時 30 分，分別發布海上與陸上警報。其最大強度為中度颱風(相當於美國的二級颶風)，近中心最大風速每秒 45 公尺(14 級風)，七級暴風半徑 200 公里，十級暴風半徑 80 公里。受颱風影響，台灣南部及東部地區降下豪雨(圖 4.2)，造成台南、高雄及屏東等地區淹水，部分地區鐵、公路受阻。計有 2 人死亡，農損逾 45 億元。

由中央氣象局的合成雷達回波圖的時間序列，可以看到颱風約於 00 UTC 登陸台灣，並在登陸後回波強度受到地形阻擋而迅速減弱，且眼牆結構不明(03 UTC)，直至 06 UTC 形成一筆直長雨帶，接著此雨帶逐漸彎曲，最後在 12 UTC 產生了類似眼牆的螺旋狀樣貌(圖 4.3)。因此本研究將 06~12 UTC 這段時間定義為眼牆重建過程(eye wall re-organizing process)。

4-2 由七股雷達回波討論眼牆重建過程

本研究的分析時間主要集中在 06UTC 至 12UTC，在此七小時內，研究區域內經歷了風向的轉向，過程中雨帶逐漸增加其曲率，再逐漸旋轉而集中，最後形成眼牆的過程。由七股雷達回波可以明顯看到這個過程(圖 4.4):

- 06 UTC，一條西北-東南向的強雨帶從馬公西側延伸至屏東縣三地門（潮州斷層）附近，長約 200 公里。此時回波結構較緊實且強度強，並且在三地門(上坡處)附近產生了沿山脈分布的回波。
- 07 UTC，雨帶稍微往南移偏，呈現西北西-東南東方向。此時在 TEAM-R 雷達附近產生一空回波(clear)區。
- 08 UTC，雨帶結構變得較鬆散。三地門附近山區的回波減弱。TEAM-R 雷達附近的空回波(clear)區再往北發展(擴大)。
- 09 UT，雨帶持續往南移，並往東進入陸地。回波呈現東-西方向，長約 150 公里，回波強度較上一小時再減弱些，並有向北延伸的特徵出現。
- 10 UTC，雨帶碰到中央山脈即往北偏，產生彎曲狀的雨帶樣貌。並且在轉彎過程中，山區回波逐漸加強。
- 11 UTC，雨帶位置變化不大，但是有明顯增強且集中的現象。此時東西向的回波可寬達 50 公里，且於相對於空回波區為中心的內側有極值產生。因為此時 TEAM-R 雷達所在位置風勢過強，為避免雷達硬體毀損，而關機停止觀測約一個小時，使得這一小時的資料缺漏，無法進行後續的四顆雷達的風場合場。
- 12 UTC，回波已經圈成半圓形的雨帶，約以七股雷達附近為中心繞轉起來。此時已經有類似眼與眼牆的回波配置。

由七股雷達的時序圖可以發現，在相距不遠的岡山站及 TEAM-R 站有相當不同的表現。岡山雨量站位於西南部平地上(圖 4.5a)，由時序圖上可看到其上空有持續性的強回波逾 10 個小時(圖 4.5c)，並且帶來集中性的降水。07-11 UTC，逐時降雨量更可達 100 毫米左右(圖 4.5b)。

而 TEAM-R 站位處於阿里山附近的山腳上，海拔高度 225 公尺(圖 4.6a)。

由回波時序圖則可看到其上空回波的覆蓋具有間歇性的特徵(圖 4.6c)。架設於 TEAM-R 雷達附近約 1 公里處的雨滴譜儀也同樣地表現了一段時間的無雨期 (06-08 UTC)(圖 4.6b)。可判斷其應為颱風眼通過的特徵。

4-3 由單雷達徑向風分析颱風結構

接著我們將討論在研究區域內，七股雷達徑向風的分布與變化(圖 4.7)，圖中暖色系為正值，代表遠離雷達；冷色系為負值，代表接近雷達；而紫色線標示為零值線，可協助判斷徑向風的風向。由圖 4.7 我們可以發現：

- 06-07 UTC，北風與西風在雨帶上的輻合。
- 08 UTC 在中央山脈西側開始出現了負的徑向風，顯示在山脈西側開始有回南的風。
- 09UTC，其徑向風的零值線呈現以雷達為中心的 X 形狀分布(見圖 4.7e 紅色框所標示範圍)，將徑向風分為正-負-正-負的配置，顯示其在雷達附近有一渦旋的形成。在雨帶位置上($Y=-60 \sim Y=-40$)仍然還是明顯的西風的分量，而當風逐漸靠近潮州斷層，就轉而向北。
- 10 UTC，整體的徑向風都減弱，可能是因為渦旋的位置靠近七股雷達，使徑向風場無法表現出切向風。同時，山脈西側風場回南的位置有往西移，可判斷此時渦旋應稍微往西移動。
- 12 UTC，風向幾乎全部都回南，且繞著空回波區轉彎，此時即為眼牆的形成。

TEAM-R 雷達 RHI 的觀測，可用來驗證七股雷達徑向風的特徵。由 RHI 方位角 0 度(朝正北)的徑向風觀測(圖 4.8)顯示：06-07UTC，徑向風為負，代表其為北風分量，而到了 08UTC 之後，開始產生了正的徑向風，代表其為南風分

量。另外從 08 UTC-12 UTC，可發現南風分量是從低層往中高層延伸並增強。此機制是否與颱風眼牆生成機制---底層往上發展(bottom-up)的理論相關？還需要更多的分析才能得知。

4-4 多雷達風場合成結果分析

4-4-1 由等高面討論反演風場表現

多雷達合成三維風場結果與單雷達徑向風觀測的結果相當一致。其風場變化的演進大約為：從北風及西風的輻合到雨帶的轉彎，再到山脈西側南風分量的肇始，接著渦旋的形成及成熟，最終形成了眼牆(圖 4.9)。圖 4.9 中，風標單位為每秒公尺，其底圖為(四顆雷達)合風回波，圖中可發現：

- 06 UTC 的風場為北風與西北風的輻合。在研究區北側，外海是強勁的北風($\sim 30\text{m/s}$)，往東接近陸地，則北風漸弱($\sim 20\text{m/s}$)，並在山脈西側為微弱西北風($\sim 10\text{m/s}$)。在南側雨帶上，外海為強勁西北風($\sim 25\text{m/s}$)，往陸地逐漸變成強西風($\sim 30\text{m/s}$)。
- 07 UTC，風場與上一個小時類似，雨帶上的風變得較偏西。雨帶與山脈的夾角處開始出現了空回波(clear)區。
- 08 UTC，整體風速減弱，並在山脈西側產生了南風的分量。在研究範圍北側，沿岸地區產生一南北縱向的回波帶，此回波帶兩側皆為空回波區(clear)。在南側雨帶上，外海的西北風風速較弱($\sim 20\text{m/s}$)，陸地上則有較強的西風($\sim 30\text{m/s}$)。
- 09 UTC，產生一個渦旋環流。渦旋中心約在相對於七股雷達 x 方向 30 公里、y 方向 -20 公里的位置，圖中可以看到雨帶上回波的彎曲與合成風場風向彎曲的變化結構相當吻合。而此時的渦旋並不十分完整，

僅位於研究範圍的東南側，西北側仍然還是筆直的北風。換言之，若我們將 09 UTC 視為渦旋的肇始時間，那麼渦旋的初始位置是在山脈與雨帶的夾角處附近。

- 0948 UTC，渦旋往西北移動，其中心位在相對於七股雷達 x 方向 20 公里、y 方向 -10 公里的位置。整個渦旋的結構已相當完整且成熟。同樣地，下弦月形狀的半圓形回波與風場結構也相當一致。唯沿岸地區南北縱向的回波，並沒有造成渦旋風場結構的變化。
- 12 UTC，圓弧狀的回波搭配完全回南的風場，以及西北側有一空回波 (clear) 區，可以判斷此時研究範圍應該是捕捉到了眼牆的一小角。

4-4-2 等風速線分布

由水平風的等風速線(圖 4.10)，可發現在北風帶及雨帶上有明顯的強風軸，此強風軸隨時間增強且結構趨向集中，最後強風軸會彎曲成為眼牆的結構。圖中可以看到等風速線明顯的梯度分布：大致以空回波區(見圖 4.9)及渦旋為中心，風速隨距離遞增。其結構類似 Rankine vortex 的特性。

Rankine vortex 是假設沒有徑向及垂直運動，且無摩擦力的影響，渦旋可由一個特定半徑(r_0)區分為兩區：內區(inner region)及外區(outer region)。內區符合剛體(solid-body)旋轉的特性：角速度守恆($\frac{\bar{V}}{r} = \text{constant}$)，因此切向風直接正比於相對渦旋中心的徑向距離。外區則符合潛渦流(potential vortex flow)的特性：切向風反比於相對渦旋中心的徑向距離。本研究中，合成風場的等風速線，其特性與 Rankine vortex 相當類似---在渦旋中心附近，風速隨徑向距離而逐漸增強；到達了風速極值之後，風速則又隨徑向距離而逐漸減弱。

4-4-3 地面觀測資料比較

由中央氣象局地面觀測站資料顯示：06-12 UTC，於該研究區域內，最低氣壓中心約位於善化站(C00900) (圖 4.11)，其位置距離七股雷達的(x 方向, y 方向)約為(30, 10)公里。

從 1 公里等高面的合成風場(圖 4.12)，可以看到出:09 UTC 合成風場的渦旋中心約位於(30, -20)；0948 UTC 合成風場的渦旋中心約位於(20, -10)，其結果與地面最低氣壓中心的(善化站)的位置並已相當接近。

由善化站時序圖(圖 4.13)可見，地面氣壓隨時間而逐漸下降：06 UTC 的氣壓值為 984.2 百帕，至 10 UTC 氣壓降為 982.7 百帕。溫度場方面，則在 07 UTC 出現最高溫，約攝氏 27.7 度，並隨時間逐漸降低。在 06-12 UTC 期間，風速隨時間遞減，風向則是先為北北西風，再轉為東南東和南南西，最後變成南風。

4-4-4 Froude Number 計算

為什麼雨帶會產生轉彎？為了解雨帶上強風軸與地形的交互作用。這個小節我們將進行 Froude Number 的計算，用以判斷氣流過山之氣流型態。

我們使用 Dudis(1972)提出的飽和狀態下的 Brunt-Vaisala Frequency，其公式如下：

$$N_m^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma_m \right) \left(1 + \frac{Lq_s}{RT} \right)$$

左式 N_m 為飽和浮力振盪頻率，與環境的穩定度有關， N_m 愈大代表環境愈接近穩定， N_m 愈小則愈不穩定。右式中， g 為重力加速度； T 為平均溫度； Γ_m 濕遞減率； L 為汽化潛熱； q_s 為飽合混合比； R 為乾空氣氣體常數。在本個案中，平均溫度為 298.5 °K； $\frac{dT}{dz}$ 為 3.72×10^{-3} °K/m； q_s 約為 13。其所計算出來的

$N_m=0.2429$ 。而 Froude number 的計算如下：

$$Fr = \frac{\bar{U}}{N_m H}$$

其中 $\bar{U}$ 為垂直山脈的平均風； H 為山脈地形高度。接著我們應用六筆反演時間的三維風場結果，選取雨帶上最接近山脈且垂直山脈的 x 方向平均風 ($\bar{U}$)，其值表列如表 4.1。結果顯示：雨帶上 $\bar{U}$ 最大可達 12 m/s (06 UTC)，而其所計算出來的 Fr 為 0.40035 ($Fr < 1$)，意指著氣流無法抬升過山，僅能繞流過山。

4-4-5 垂直運動場

由垂直運動場(圖 4.14)可以看到：，06-07 UTC，雨帶上有強上升運動 (~6m/s)，雨帶南邊伴隨著下沉運動 (~4m/s)，雨帶北側有局部微弱下沉運動 (~1m/s)。08-09 UTC，雨帶上的上升運動稍弱 (~5m/s)，主要下沉運動 (~4m/s) 位在雨帶與山脈的交角處，也就是在風向開始回南的位置。10 UTC，半圓形回波對應到強上升運動 (~5m/s)，而在強回波以上，山脈西側，出現了明顯的下沉運動 (~4m/s)。12 UTC，雨帶上仍為上升運動 (~5m/s)，而在雨帶旁邊則有較強的下沉運動 (~5m/s)。

4-4-6 渦度場分布及渦度收支

圖 4.15 為渦度場，圖中紅色代表正渦度，綠色代表負渦度。六筆時間的渦度場皆顯示，該分析區域內，正渦度占主導地位。正渦度的極值，大致上與雨帶的位置一致。另外，由於風場合成做了兩時間的三維風場，可得到兩時間的渦度場，因此可以進行渦度收支的比較。渦度方程式可以表示如下：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - \left(w \frac{\partial \zeta}{\partial z} \right) - \zeta \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

左式為局地垂直渦度隨時間的變化率(趨勢項)；右式第一項為水平平流項、第二項為垂直平流項、第三項為抽拉項、第四項為傾側項。藉由討論以上各項的正貢獻分布，來看垂直運動對於垂直渦度的影響，正貢獻量愈大，代表該項對於下一個時間局地正渦度增加愈有利。

圖 4.16 為使用 0601 UTC 及 0609 UTC 兩筆時間的合成風場，所計算出來的渦度收支方程式的各項表現。可以發現在本個案的渦度增加主要是來自於平流項(圖 4.16b)的貢獻，而傾側項在其中也扮演了重要角色(圖 4.16d)。

4-4-7 三維風場垂直剖面

在三維風場的切剖面，可發現幾項重要的特徵：

- (1) 在強雨帶時期(06 UTC), 雨帶旁邊有明顯的下沉運動(圖 4.17)。
- (2) 在渦旋成熟期(0948UTC)，上升運動稍微地向外傾斜(相對於渦旋中心)，眼牆邊上有很強的下衝流，這個特徵與 Willoughby (1998) 提出的概念模式相似，在 5 公里的等高面可發現，一環狀下衝流分布於眼牆的內側，同時也就是雨帶開始轉彎的位置(圖 4.18)。
- (3) 在眼牆形成後(12UTC)，眼牆上方形成了範圍較廣的強上升運動(圖 4.19)。

4-5 熱動力反演結果分析

將反演所得到的三維風場(4-4 小節)，進一步使用 Gal-Chen(1978)方法進行熱力反演。

2 公里等高面上的擾動壓力場顯示：隨著渦旋逐漸成熟，壓力梯度逐漸增加，壓力場逐漸發展出一環狀的相對高壓，其環繞在渦旋中心的周圍，結構與眼牆的特性一致(圖 4. 20a, c, e)。

4.5 公里等高面上的擾動溫度場顯示：在中層，研究區域內北側為相對高溫；南側為相對低溫。其代表著雨帶上為相對的冷卻作用(cooling)，而在渦旋中心(颱風眼)則是相對的加熱作用(warming) (圖 4. 20b, d, f)。

擾動壓力場的南北方向垂直剖面(圖 4. 21)可見：在渦旋中心位置，是相對的低壓；而在南側為雨帶位置，則是相對的高壓。在 09 UTC，高低壓配置有明顯的反向，時間上並沒有很連續，所以這部分可能需要更多的證據來確認結果的可信度。在 12 UTC 可以看到水平壓力梯度有明顯地增加，可說明此時有眼牆加深的情形。

擾動溫度場的南北方向垂直剖面(圖 4. 22)則顯示：北側有相對的增溫(warming)；在南側則有相對的冷卻作用(cooling)。這裡有一個較顯著的特徵是：在雨帶時期(06 UTC)，相對增溫存在於較低層，隨時間而逐漸往上層發展，直至眼牆時期(12 UTC)，相對增溫則出現在中高層高度。以上這兩個時期都存在著較大的垂直擾動溫度梯度。

第五章 藉由雨滴粒徑分布討論降水之物理過程

本章介紹 9 月 19 日 0000UTC 到 2359 UTC 共計 24 小時，使用甲仙、TEAM-R 等兩台撞擊式雨滴譜儀觀測資料分析凡那比颱風個案期間降雨系統的雨滴粒徑分布。

5-1 雨滴譜儀反演雨滴粒徑分布

Marshall and Palmer (1948) 首先提出雨滴粒徑分布為一指數型態分布，如(5.2)式：

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (5.1)$$

N_0 為常數 $8000\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}$ ，為雨滴粒徑分布方程的截距(intercept)參數；而 Λ 為降雨率的函數 ($\Lambda = 4.1R^{-0.21} \text{ mm}^{-1}$)，為雨滴粒徑分布方程的斜率(slope)參數。然而此指數型態並沒有辦法完全反映出雨滴粒徑的多變性，尤其在小雨滴及大雨滴的描述上，與觀測資料有較大的差異。於是 Ulbrich and Atlas(1984)提出另一個(修正後)分布型態：Gamma 分布：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (5.2)$$

μ 為無因次的量，用以描述該組雨滴粒徑分布的形狀(shape)。原本的雙參數指數分布，變成了三參數的 Gamma 分布，以修正指數分布在小雨滴及大雨滴的表現。

由雨滴譜儀觀測資料計算所得到的雨滴雨滴粒徑分布 $N(D_i)$ ，利用 Kozu and Nakamura(1991)的方法，將觀測的雨滴譜儀分布 $N(D_i)$ 擬合到 Gamma 分布，即為式(5.2)中的係數 $N_0(\text{cm}^{-1-\mu}\text{m}^{-3})$ 、 $\Lambda(\text{cm}^{-1})$ 及 μ (無因次)。在擬合雨滴粒徑之前，必須先設立矩量的定義：

$$M_x = \int_0^\infty D^x N(D) dD \quad (5.3)$$

M_x 為計算用的矩量； D^x 代表不同的降水積分參數； D 為雨滴的直徑(mm)。

接著定義 Gamma 函數：

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} t^{x-1} e^{-t} dt \quad (5.4)$$

$$\Gamma(x) = (x-1)! , \text{ when } x > 0 \quad (5.5)$$

將式(5.2)代入式(5.3)，搭配式(5.4)及式(5.5)，可以透過下列計算過程簡化為：

$$\begin{aligned} M_x &= \int_0^{\infty} D^{x+\mu} N_0 e^{-\Lambda D} dD \\ &= \frac{N_0}{\Lambda^{x+\mu+1}} \int_0^{\infty} (\Lambda^{x+\mu}) D^{x+\mu} D^{-\Lambda D} d(\Lambda D) \\ &= \frac{N_0}{\Lambda^{x+\mu+1}} \int_0^{\infty} (\Lambda D)^{x+\mu} e^{-\Lambda D} d(\Lambda D) \\ \rightarrow M_x &= \frac{N_0}{\Lambda^{x+\mu+1}} \Gamma(x+\mu+1) \end{aligned} \quad (5.6)$$

其代表不同降雨積分參數，利用雨滴譜儀的資料($N(D_i)$)代入式(5.6)，則可計算 M_3 、 M_4 、 M_6 ，並令式(5.7)由 M_3 、 M_4 、 M_6 組成：

$$G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6} \quad (5.7)$$

將式(5.6)代入式(5.7)移項化簡即可化簡得到欲擬合的 Gamma 型態的雨滴粒徑分布 N_0 、 Λ 和 μ 三個參數：

$$\mu = \frac{11G-8+[G(G+8)]^{0.5}}{2(1-G)} \quad (5.8)$$

$$\Lambda = \frac{(\mu+4)M_3}{M_4} \quad (5.9)$$

$$N_0 = \frac{\Lambda^{(\mu+4)} M_3}{\Gamma(\mu+4)} \quad (5.11)$$

再把雨滴譜儀的資料($N(D_i)$)代入式(5.3)計算 M_3 、 M_4 、 M_6 。其結果再代入式(5.7)，經由式(5.7)的結果，則可藉由式(5.8)~(5.10)計算每一組雨滴粒徑分布的 Gamma 分布之三個參數。這個由三個參數所組成的雨滴粒徑 Gamma 分布函數 $N(D_g)$ 則可用來代表原來觀測到的雨滴粒徑分布 $N(D_d)$ 。

為方便後續的討論，另外定義一個參數：中值體積直徑(median volume diameter, D_0), 其代表最小的雨滴到中值體積直徑的所有雨滴，其所含的液態水含量，會相等於最小到最大所有雨滴所含的液態水含量的一半，其數學式為：

$$\int_{D_{\min}}^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N(D) dD \quad (5.11)$$

其意義代表當降雨量相同時， D_0 較大代表雨滴粒徑分布相對於小 D_0 有較多的大雨滴， D_0 較小時代表雨滴粒徑分布相對於大 D_0 有較多的小雨滴。其計算方法除了直接由雨滴粒徑分布資料來計算外，Ulbrich(1983)發現：當 $D_{\max}$ 趨近於無限大時， D_0 可近似寫成：

$$\Lambda D_0 = 3.67 + \mu \quad (5.12)$$

因此利用式(5.8)、(5.9)計算出的 Λ 與 μ 代入上式，就可以計算出 D_0 。

另外， N_0 並不能很直接地表達雨滴個數總量，是因為 N_0 的單位裡面包含了 μ ，也就是說 N_0 不單純只受雨滴總數多寡影響，也會受到參數 μ 的影響，因而在使用上較不方便。因此接著我們定義了另一個形式的雨滴粒徑分布來做討論，即對先前的 Gamma 分布進行標準化(normalize)的動作。利用 Bringi and Chandrasekar(2001)提出的方法，我們將式(5.1)利用式(5.12)寫成另一個形式：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp \left[- (3.67 + \mu) \frac{D}{D_0} \right] \quad (5.13)$$

在此計算所使用的直徑單位是[mm]。另外再定義液態水含量(liquid water content, W , 單位:[gm^{-3}])

$$W = 10^{-3} \frac{\pi \rho_w N_0 \Gamma(\mu+4)}{6 (3.67+\mu)^{\mu+4}} D_0^{\mu+4} \quad (5.14)$$

其中 ρ_w 為液態水密度= $1 [\text{gcm}^{-3}]$ 。利用式(5.13)、(5.14)，則標準化 $N(D)$ 可以表示為下列式子：

$$N_{\text{norm}}(D) = \left(\frac{\rho_w D_0^4}{10^3 W} \right) N(D)$$

$$= \frac{6}{\pi} \frac{(3.67+\mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp \left[-(3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right] \quad (5.15)$$

$$\begin{aligned} N(D) &= \frac{6W10^3}{\pi\rho_w D_0^4} \frac{(3.67+\mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp \left[(-3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right] \\ &= \frac{6W10^3}{\pi\rho_w D_0^4} \frac{(3.67)^4}{(3.67)^4} \frac{(3.67+\mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp \left[-(3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right] \end{aligned} \quad (5.16)$$

接著採用 Willis(1984)所定義的截距參數 N_w ，以及一個無因次之函數 $f(u)$ ，定義如下：

$$N_w = \frac{(3.67)^4}{\pi\rho} \left(\frac{10^3 W}{D_0^4}\right) \quad (5.17)$$

$$f(u) = \frac{6}{(3.67)^4} \frac{(3.67+\mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \quad (5.18)$$

將式(5.17)、(5.18)代入式(5.16)，可得到標準化後的式子：

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp \left[-(3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right] \quad (5.19)$$

也可以被表示成下列形式：

$$N_0 = N_w f(u) D_0^{-\mu} \quad (5.20)$$

N_0 與 N_w 同為控制雨滴總數多寡的一個參數，但不同的是 N_0 的單位($\text{cm}^{-1-\mu}\text{m}^{-3}$)會受到 μ 的影，反觀， N_w 有一個較簡單的單位($\text{cm}^{-1}\text{m}^{-3}$)，不受參數 μ 的影，因而 N_w 可以較便地描述雨滴個數總量。

因此，經由觀測資料，可以計算出 N_0 、 Λ 、 μ 三參數，而液態水含量(W)及中值體積直徑(D_0)便可進一步計算得到，再透過式(5.17)、(5.18)，可以得到 N_w 和 $f(u)$ ，再將計算得到的 D_0 、 N_w 及 $f(u)$ ，配合觀測資料，代入式(5.19)，便可得到雨滴粒徑分布 $N(D)$ 。

最後介紹本研究探討雨滴粒徑分布所使用的另一個重要參數：質量權重平均直徑(mass weighted average diameter, D_m)，單位為[mm]，計算方式如下：

$$D_m = \frac{\int_0^\infty N(D) D^4 dD}{\int_0^\infty N(D) D^3 dD} \quad (5.21)$$

$$\Lambda D_m = 4 + \mu \quad (5.22)$$

$$D_m = 1.619(Z_{DR})^{0.485} \quad (5.23)$$

由式(5.22)得知 D_m 性質接近於中值體積直徑 D_0 ，故可視為中值體積直徑 D_0 。

由式(5.23)可知， D_m 與 Z_{DR} 有一正比關係。

5-2 雨滴譜儀觀測之雨滴粒徑分布

由甲仙站與 TEAM-R 站雨滴譜儀觀測雨滴粒徑分布參數的時序圖(圖 5.1)。
會發現兩站皆有颱風眼過境的徵存在：約在 0600 UTC 至 0900 UTC 有四個小時的無雨期。兩站的觀測結果顯示在 9 月 19 日的質量權重(D_m)的量值約介於 0.5~2.5 ([mm])，截距參數(N_w)的量值約介於 2.5~4.0([mm⁻¹m⁻³])。然而兩站的差異在於，TEAM-R 站有明顯的強降雨期(1000UTC~1200UTC)，因此使 TEAM-R 站 JWD 有較大的雨滴粒子(D_m)，與較高的雨滴總個數(N_w)。

接著要介紹 D_m - N_w 散布圖，如圖 5.2 所示，橫軸為 D_m ，縱軸為 N_w ，散布圖可以直接提供雨滴顆粒大小與個數多寡的兩項重要的相對資訊，圖中左上的小方框和右下的大方框分別代表 Bringi(2003)所定義的海洋型及大陸型對流降雨系統分布範圍。張(2009)進一步地分析海馬颱風(2004)的降雨型態(圖 5.2)，在 D_m - N_w 散布圖上大致區分為對流區與層狀區，在負斜率對角線的右側為對流區，其為顆粒較大的粒子，而雨滴個數分布範圍較窄，左側為層狀區，其顆粒較小，雨滴個數變化可從小到大；層狀區又可分為層狀與弱層狀：較大粒子較少個數為層狀，較小粒子較多個數為弱層狀。

在本個案雨滴譜儀觀測結果的 D_m - N_w 散布圖(圖 5.3)中會發現，架設位置僅距離 8.3 km 的兩座雨滴譜儀，其表現出的 DSD 差異很大，TEAM-R 站偏向於較大的 D_m ，較靠近於大陸型對流降雨；甲仙站則偏向於較小的 D_m ，且大部分的值都介於海洋型與大陸型對流降雨系統之間。

5-3 偏極化雷達參數反演雨滴粒徑分布方法

由於雨滴譜儀的觀測僅能提供單點的資訊，然而實際上的雨滴粒徑分布在著很大的空間上及時間上的變異。為了獲得大範圍的雨滴粒徑分布資訊，我們可以使用偏極化參數來反演雨滴粒徑分布。

本研究使用雨滴粒徑反演方法，為 Zhang et al. (2001) 以及紀(2005)所提出之反演方法之改進。運用雷達觀測參數 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} ，並且假設反演區域降水系統的雨滴粒徑分布為 Gamma 分布型態。透過雨滴粒徑分布的形狀參數(μ)與斜率參數(Λ)的約束關係，求得雷達觀測解析點上 Gamma 型態雨滴粒徑分布的三個參數： N_0 、 μ 、 Λ ，再由雨滴粒徑分布的資訊進一步估算得到降雨率及各項降水物理積分參數。

Zhang et al. (2001) 利用光學雨滴譜儀觀測資料來反演 Gamma DSD，發現雨滴粒徑分布的形狀參數(μ)與斜率參數(Λ)之間有良好的關係。呂(2006)進一步指出， $\mu - \Lambda$ 關係受到不同區域及不同降水型態影響而有明顯差異。因而本研究的 $\mu - \Lambda$ 關係式是由凡那比颱風所有雨滴譜儀觀測資料(三座雨滴譜儀，三天觀測)，經由擬合(fitting)得到：

$$\Lambda = 0.00818\mu^2 + 0.6991\mu + 1.229 \quad (5.25)$$

另外，在 Gamma DSD 的假設下， Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 可近似成如下：

$$Z_H = N_0 \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \sum_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2-1}{4\pi+(m^2-1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \quad (5.26)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{\sum_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2-1}{4\pi+(m^2-1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}}{\sum_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2-1}{4\pi+(m^2-1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}} \quad (5.27)$$

$$K_{DP} = N_0 \frac{\pi k_0}{12} Re \left\{ \sum_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 \left[\frac{\epsilon_r - 1}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_Z)(\epsilon_r - 1)} - \frac{\epsilon_r - 1}{1 + \lambda_Z(\epsilon_r - 1)} \right] D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \right\} * 10^{-6} \quad (5.28)$$

其中令 $\Delta D_{eq} = 0.01\text{mm}$ ， $D_{min} = 0.3\text{ mm}$ ， $D_{max} = 5.4\text{ mm}$ ，計算式(5.28)中的 k_0 時波長要以公尺([m])為單位，式(5.26)~(5.28)中的雨滴粒徑都是以毫米([mm])

為單位。而 D_{eq} 代表等效雨滴直徑，以mm為單位。

本研究分別試測了兩種軸長比關係(r)，第一個是採用 Brandes(2002)提出的：

$$r = 0.9951 + 0.02510D_{eq} - 0.03644D_{eq}^2 + 0.005030D_{eq}^3 - 0.0002492D_{eq}^4 \quad (5.28)$$

第二個則是由 Chang et al. (2009)統計台灣五年內颱風期間的光學式雨滴譜儀觀測資料計算出來一組新的雨滴軸長比關係式：

$$r = 0.98287 + 0.04251D_{eq} - 0.03344D_{eq}^2 + 0.004340D_{eq}^3 - 0.0001922D_{eq}^4 \quad (5.29)$$

雨滴譜儀經由散射模擬計算出的偏極化參數，反求回去的 DSD 參數，顯示：使用 Chang et al(2009)的軸長比，在較大的粒子($D_M > 2.25$)無法反演，反觀，Brandes(2002)的軸長比能夠反演出較大的粒子(圖 5.4)，因此在本研究最後採用 Brandes(2002)的軸長比進行雨滴粒徑的反演。

由式(5.27)可知 Z_{DR} 為 μ 和 Λ 的函數，將式(5.25)代入式(5.27)可將 Z_{DR} 簡化成 μ 的單一函數。因此，若有一雷達觀測的 Z_{DR} ，即可以求出該觀測區域的 μ 值，再代回式(5.25)即可進一步求出 Λ ；當 μ 和 Λ 都已知，代回式(5.26)或式(5.28)，就可以求出 N_0 。如此一來就得到由雷達觀測反演的 Gamma 型態的雨滴粒徑分布(N_0 、 μ 、 Λ 三個參數)。完整的雨滴粒徑反演流程可見表 5-1。

5-4 反演方法校驗

在偏極化雷達反演雨滴粒徑分佈之前，先將雨滴譜儀觀測 Z_H 、 Z_{DR} 值代入本研究所使用反演方法(見 5-3 節)，經過計算後獲得雨滴粒徑分佈 D_m 、 N_w 參數，將反演得到的 D_m 、 N_w 與雨滴譜儀本身觀測 D_m 、 N_w 進行比對。其目的在於利用無偏極化雷達觀測偏差之理想情況下，來探討反演方法本身表現的情形與反演方法之功能限制。圖 5.5、圖 5.6 分別為 TEAM-R 站與甲仙站校驗表現，紅色點為雨滴譜儀直接觀測的參數值，藍色點為使用本研究所採用的反演方法計算得到的參數值。TEAM-R 站(圖 5.4)顯示整體而言，反演的結果是 D_m 低估、 N_w 高估。而在當降雨率大於 40mm/hr 時， D_m 值會有明顯的低估，而使得 N_w 相對高估，且隨著降雨率愈大，此高低估的情形愈嚴重。甲仙站(圖 5.5)雖也有類似的表現，然因其降雨較小，其高低估情況較為輕微，但在 17 UTC 之後，因為降雨甚小，反演結果反造成 D_m 低估、 N_w 高估。

總地來說，在大雨時反演雨滴粒徑分布會造成 D_m 低估、 N_w 高估；在小雨時反演雨滴粒徑分布會造成 D_m 高估、 N_w 低估。

5-5 偏極化雷達反演雨滴粒徑分布結果

在經過一系列的驗證步驟後，我們對於偏極化雷達反演雨滴粒徑分布的結果是有信心的。因此這一個小節，將討論在凡那比颱風在眼牆重建過程中，雲微物理的表現為何？

接著我們將眼牆重建過程大略分成三個階段：強雨帶時期(06 UTC)、雨帶轉彎期(09 UTC)和眼牆重建期(12 UTC)分別作討論。我們選用時間及空間解析度較高的 RHI 掃描策略，其中 RHI 方位角 210 度為往西南側方向看雨帶變化的重要觀測。我們將多雷達風場合成反演結果的三維風場(見第四章)投影到相對

於 TEAM-R RHI 方位角 210 度的位置，在風場結構已知的前提下進一步地討論垂直運動與雨滴粒徑分佈的相關性。

5-5-1 強雨帶時期(06 UTC)雨滴粒徑反演表現

在強雨帶時期，由回波圖可看到其為強度較集中、結構較緊實的一對流雨帶，伴隨垂直發展接近 10 公里的熱塔(hot tower)，熱塔上有很強的上升運動($\sim 6\text{m/s}$)，此強上升運動可延伸至 10 km 高度以上。由 TEAM-R 直接觀測亦可看到一發展很高的強回波；較高的 ZDR 說明了其可能有較大的雨滴顆粒；較高的 KDP 說明了其所含較高的液態水含量，說明了有很強的上升運動抬升了過冷卻水到中高層。

TEAM-R 徑向風觀測則出現了很有趣的分布：中高層的強出流(outgo)與低層的強入流(income)，其中有通過徑向風零值線，並非為徑向風場折疊，由合成風場結果也證實此配置是來自於中高層有很強的上衝流與低層有水平風的微弱入流所致。值得一提的是：如此極端的徑向風配置會造成在高度層內插時產生了類似平滑的效果(極負值會變微負，極正值會變微正)(圖 5.7c-1)。當我們拿這一組等高面上的徑向風資料來進行風場合成 可能會產生風速的低估，未來可能需要採取其他的內插方式。

使用 R-KDP 關係式求出的降雨率可達每小時 50 毫米。而雨滴粒徑分布的表現可看到在 2~3 km 高度有較大的雨滴顆粒(較大大 D_m)，同時在熱塔的位置普遍有較多的雨滴濃度(較大的 N_w)，但是個數最多仍然是集中在 3 km 以下的低層(圖 5.7d)。

5-5-2 雨帶轉彎時期(09 UTC)雨滴粒徑反演表現

而到了雨帶轉彎期(09 UTC)，回波相對較前一階段弱，且結構較為鬆散(圖 5.8a)。由風場剖面可見此時上升運動也相對較弱(~ 4 m/s)，此上升運動發展高度主要受限在高度 10 km 以下(圖 5.8b)。由 TEAM-R 觀測顯示，僅在高度 3 公里以下有較大的粒子($ZDR \sim 2$ dB)及較高的液態水含量($KDP \sim 3.5$ °/km)，徑向風場顯示相對於 TEAM-R 這個位置而言，風向已經回南，且僅在低層有較強風(~ 30 m/s)(圖 5.8c)。此時的降雨率約降至每小時 40 毫米左右。雨滴粒徑分布顯示在高度 1 公里以下的低層處有相對多的雨滴個數($N_w > 10^{4.5}$)，但較小的雨滴顆粒($D_m < 2.5$ mm)(圖 5.8d)。

5-5-3 眼牆重建時期(12 UTC)雨滴粒徑反演表現

在眼牆重建期(12 UTC)，此時回波在中央山脈西側已繞成一圓弧狀，弧狀回波的西北側有一無回波(clear)區，已有明顯的眼與眼牆的特徵(圖 5.9a)。其中大於 35dBZ 回波延伸至 8 公里高度，且成層分布。此時有分布範圍較廣的強上升運動(~ 5 m/s)，並可延伸至 10 公里高度(圖 5.9b)。可惜的是 X 波段的 TEAM-R 雷達受到強回波強衰減影響，使其觀測範圍侷限在 15 公里左右的距離而已。偏極化參數顯示在 4 公里左右高度有較大的 ZDR (~ 2.5 dB)；而 2 公里以下有較大的液態水含量($KDP \sim 6$ °/km)。而 TEAM-R 的徑向風觀測顯示風向已完全地回南，並且強風延伸到 5 公里高度(圖 5.9c)。此時超過每小時 50 毫米的降雨率。反演的雨滴粒徑分布顯示出一有趣的特徵：即使在強上升運動下，雨滴粒徑分布呈現出雨滴顆粒小(D_m 小)與雨滴個數多(N_w 大)的情形。換言之，這時間的降雨是來自於為數眾多的小雨滴所構成。這是一個很有趣的發現，暗示著在此時的微物理過程是一較新生的階段，可能還處於凝結(condensation)過程或者是碰撞結合(collision and coalescence)過程的初期，所以沒有足夠的時間成長為足夠的的雨滴顆粒。

第六章 結論與未來展望

6-1 結論

本研究利用移動式雷達於凡那比颱風期間於中央山脈西側地形上的觀測資料，結合 Liou et al. (2012) 提出的多雷達合成技術，以重現凡那比颱風在陸地上重建眼牆的風場結構變化：強雨帶在風速增強和地形阻擋下造成了彎曲，最終形成新的眼牆。當我們回過頭來探討岡山站的高累積雨量成因，我們會發現那是因為岡山站位於雨帶轉彎的軸心上，使其在颱風眼重建過程中，其上空持續強回波的時間逾十個小時。

多雷達合成的三維風場重現了雨帶轉彎、渦旋的形成，到最後形成眼牆的過程。在此期間內，雨帶上有幾項重要的特徵，包含了水平風增強、強上升運動和正渦度的形成等。而在雨帶附近的弱回波區，則有反演出下沉運動。渦旋成熟後，其上升運動向外傾斜，並在眼牆內側產生沿眼牆邊上的強下衝流。

熱動力反演結果顯示：在眼牆重建過程中，有壓力梯度的增強。由垂直剖面可以看到相對低壓從低層慢慢向高層發展。溫度場則可見在雨帶的冷卻及渦旋附近有中層的加熱。

偏極化雷達反演雨滴粒徑的結果顯示：在 06 UTC 雨帶上的強上衝流伴隨著較大的雨滴粒子。這可能因為雨帶在外海就已經生成，隨時間慢慢往陸地傳送進陸地，其中經歷了較長的微物理過程，有機會成長為較大的雨滴顆粒。而到了 09 UTC，上升運動稍減弱，產生了相對較小顆粒的雨滴。12 UTC，即使有強上升運動的支持，但其處於微物理過程的初期，尚未有足夠多的碰撞結合等雨滴成長過程，使得降雨主要是來自於眾多小雨滴所組成。

6-2 未來展望

本研究是以 1 小時為間距在討論凡那比颱風風場及熱力場的結構變化，未來希望可以做更多時間的風場合成，以更精細的時間解析度來探討颱風結構更細微的變化。而本研究目前只討論西南方向的雨帶特性(方位角 210 度)，後續希望能夠更廣泛地使用其他方位角的 RHI 資料(如 0 度、150 度、300 度等)，並試圖將颱風分區域以討論各階段的演進。

另外，研究範圍應進一步擴展到台灣東部一帶，才能釐清高層的下坡風(lee side)是否為渦旋北側東風的來源？

並且應更深入地著重在熱力場的部分，找到更直接的眼心結構的證據。另外也希望透過位渦的計算來解釋本個案的颱風增強過程是否為一由層往上層建置的過程(bottom-up)。

最後，希望未來能有更高解析度的模式針對該研究範圍進一步去討論熱動力方程及渦度方程等各項的貢獻。

參考文獻

- 張偉裕，2002：利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分布：納莉颱風個案，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，95 頁。
- 紀博庭，2005：利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，70 頁。
- 呂崇華，2006：雙偏極化雷達資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分布的物理特性，國立中央大學大氣物理所碩士論文，100 頁。
- 廖信豪，2009：利用 SoWMEX/TiMREX 實驗期間 X-band 雷達資料估計降雨，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，87 頁。
- 洪榮川，2010：薔蜜颱風雨滴粒徑特性及雙偏極化雷達，國防大學理工學院環境資訊及工程學系大氣科學碩士論文，108 頁。
- 張偉裕，2010：利用雙偏極化雷達及二維雨滴譜儀分析颱風降水系統特性，國立中央大學大氣物理研究所博士論文，118 頁。
- Bringi, V.N., V. Chandrasekar, 2001a: Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications, Cambridge University Press, 636 pp.
- _____, V.N., T. D. Keenan, and V. Chandrasekar, 2001b: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: A self-consistent method with constraints. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 1906–1915.
- _____, V.N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. Randeu, and M. Scoenhuber, 2003a: Raindrop size distribution in different climate regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, 60, 354 – 365.
- _____, V.N., V. Chandrasekar, D. Zrnic, and C.W. Ulbrich, 2003b: Comments on “The need to represent raindrop size spectra as normalized gamma distribution for interpretation of polarimetric radar observation”. *J. Appl. Meteor.*, 42, 1184-1189.
- Brandes, E.A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2002: Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *J. Appl. Meteor.* 41, 674-685.
- Chang, W. Y., Wang, C. T. C., and Lin, P. L, 2009.: Characteristics of the Raindrop Size Distribution and Drop Shape Relation in Typhoon Systems in the Western Pacific from the 2D Video Disdrometer and NCU C-Band Polarimetric Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 1973-1993
- 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.
- Gray, W.M., and D.S. Shea, 1973: The hurricane's inner core region, II : Thermal stability and dynamic characteristics. *J. Atmos. Sci.* 30, 1565-1576
- Holland, G.J., and R.T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 110, 723-745
- Judt Falko, and Shuyi S. Chen, 2010: Convectively Generated Potential Vorticity in Rainbands and Formation of the Secondary Eyewall in Hurricane Rita of 2005. *J. Atmos. Sci.* 67,3581-3599
- Kozu, T., and K. Nakamura, 1991: Rainfall parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and path-integrated attenuation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 59-271
- Kossin, J. P., and M. Sitkowski, 2009: An objective model for identifying secondary eyewall formation in hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 876-892
- Liou, Y.-C., 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.
- _____, S.-F. Chang, and J. Sun, 2012: An Application of the Immersed Boundary Method for Recovering the Three-Dimensional Wind Fields over Complex Terrain Using Multiple-Doppler Radar Data. *Mon. Wea. Rev.*, **40**, 1603-1619
- Marshall, J. S., and W. M. Palmer, 1948: The distributions of raindrops with size. *J. Meteor.*, 9, 327–332.
- Molinari, J., and S. Skubis, 1985: Evolution of the surface wind field in an intensifying tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, 42,2865-2879
- Sheets, R.C., 1982: On the structure of hurricanes as revealed by research aircraft data. *Topics in Atmospheric and Oceanographic Sciences, Intense Atmospheric Vortices*(ed. By L. Bengtsson and J. Lighthill). Springer-Verlag, Berlin, (ISBN 2-540-11657-5) 35-49.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1764–1775.
- _____, D. Atlas, 1984: Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements. *Radio Sci.*, 19, 49-57
- Willoughby, H.E., J.A. Clos and M.G. Shoreibah, 1982: Concentric eye walls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*,39, 395-411.
- _____, 1998: Tropical Cyclone Eye Thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3053-3067

- Willis, P. T., 1984: Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1648– 1661.
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 830–841.



圖 2.1 X 波段移動式雷達(Taiwan. A mobile X-band dual polarization/Doppler radar, TEAM-R)。

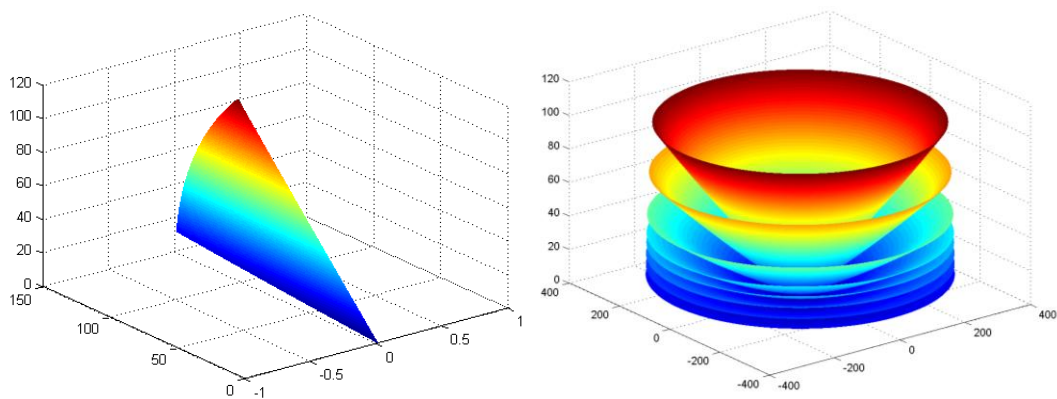


圖 2.2 RHI 掃描策略示意圖(左)。右圖為 PPI 掃描策略。

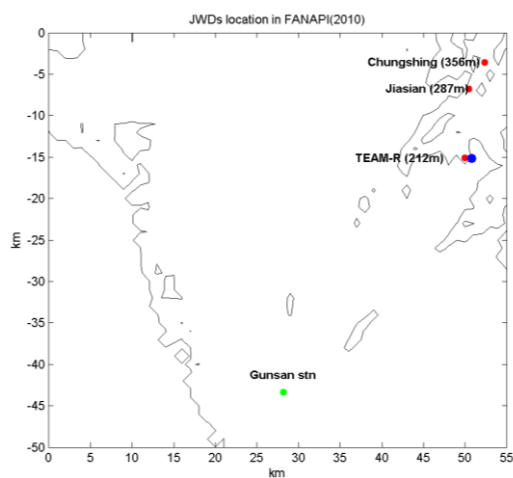


圖 2.3 三座撞擊式雨滴譜儀，其架設位置由北至南分別為:中興國小、甲仙、TEAM-R 雷達西側。

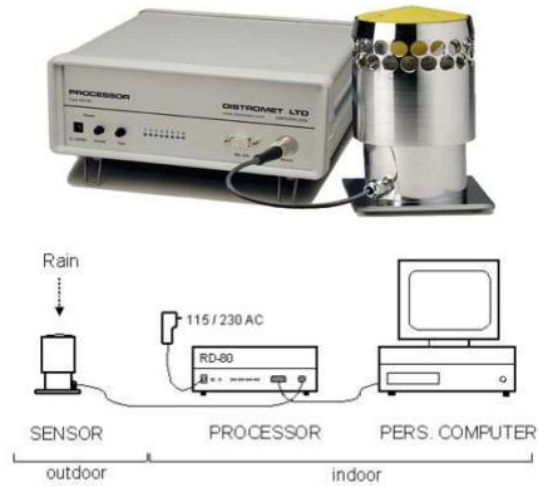


圖 2.4 撞擊式雨滴譜儀及接收示意圖。

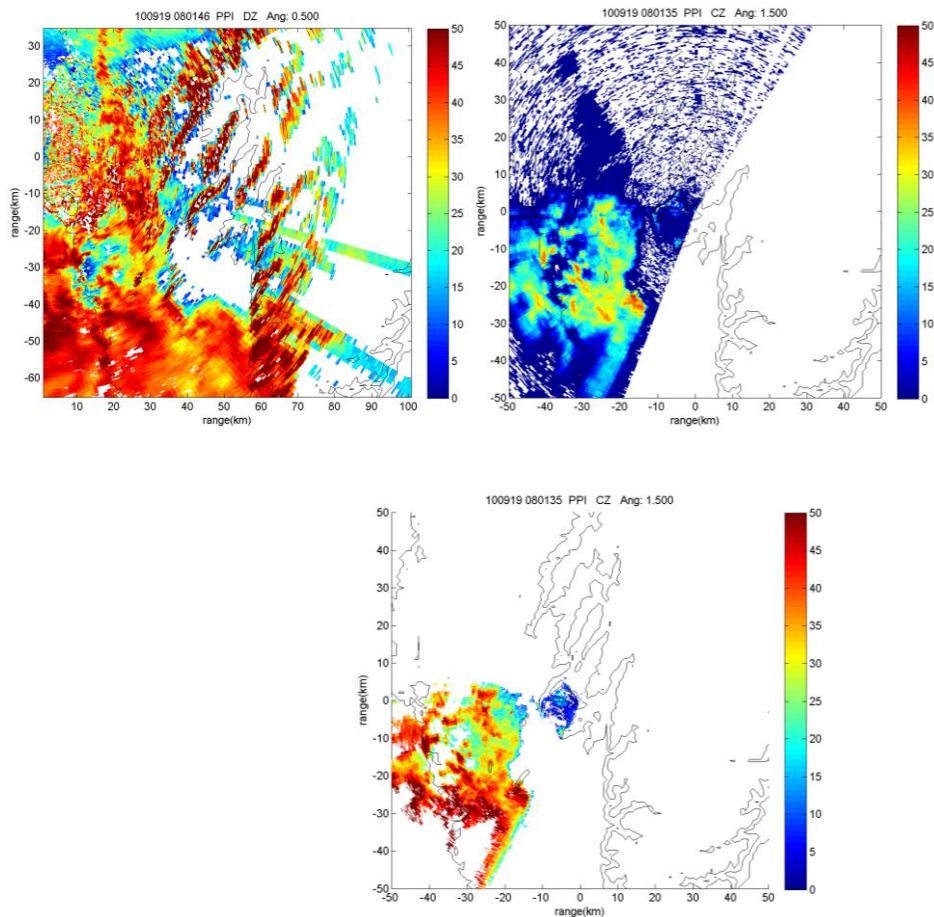


圖 2.5 (上)七股雷達(10 cm波長)與 TEAM-R(3 cm波長)在 0801 UTC 的回波原始資料。兩張圖的比較可明顯看到短波長的 TEAM-R 雷達不僅在觀測範圍上受限制。另一方面，其回波強度遠不及七股雷達，可以看到其受到衰減很嚴重。(下)經過修正之後的 TEAM-R 回波在強度上就較接近於七股雷達的觀測。

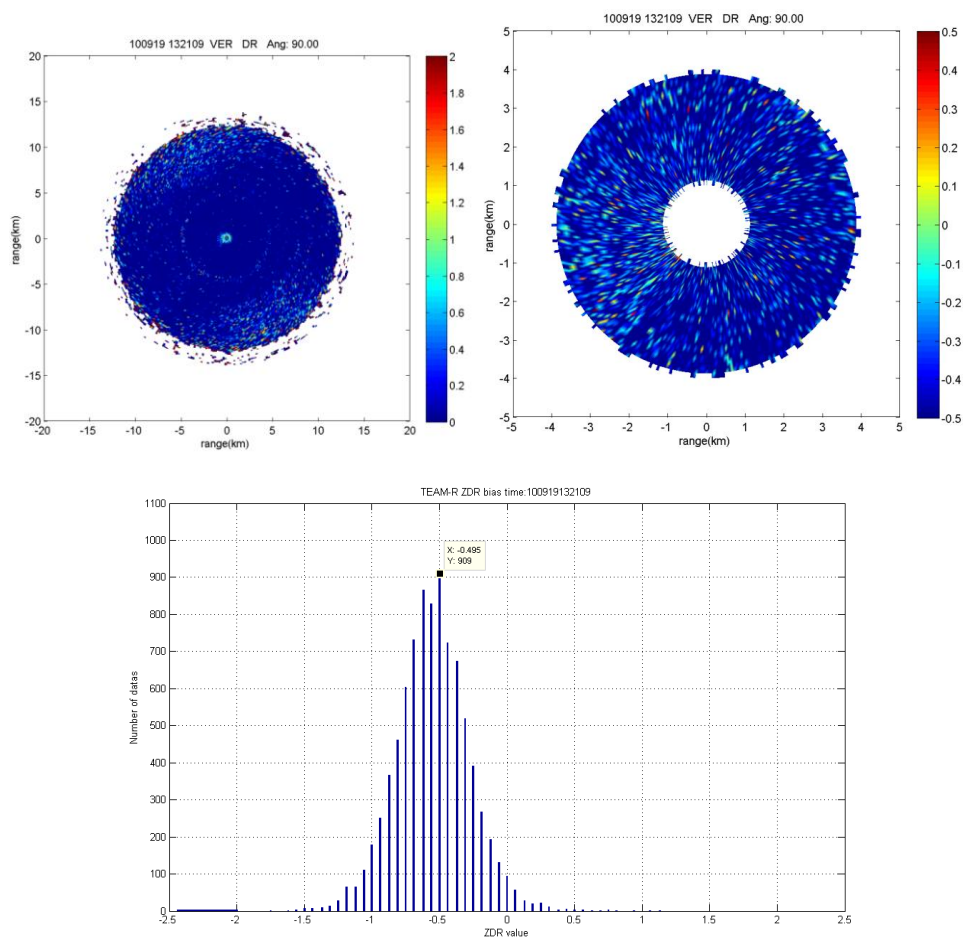


圖 2.6 由垂直掃描方法進行 Z_{DR}^{bias} ，此個案為 1321 UTC。

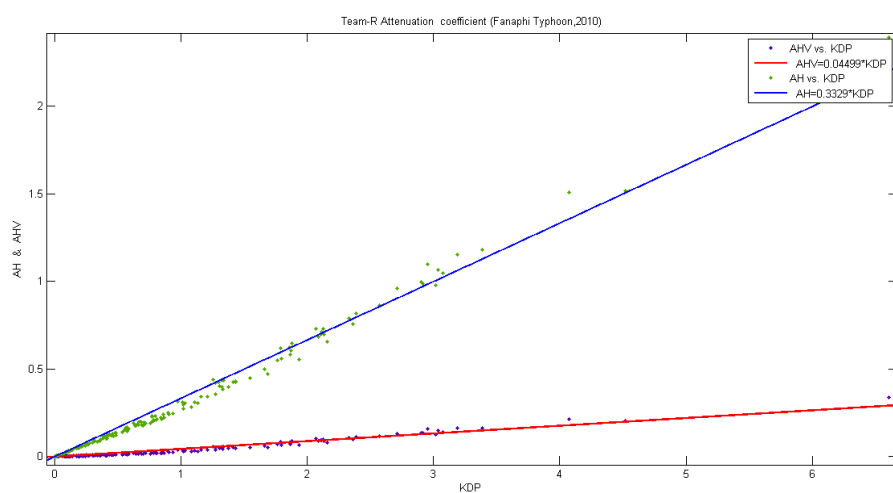


圖 2.7 由雨滴譜儀資料，經散射模擬，得到一組 Z_H , Z_{DR} 衰減修正的係數。

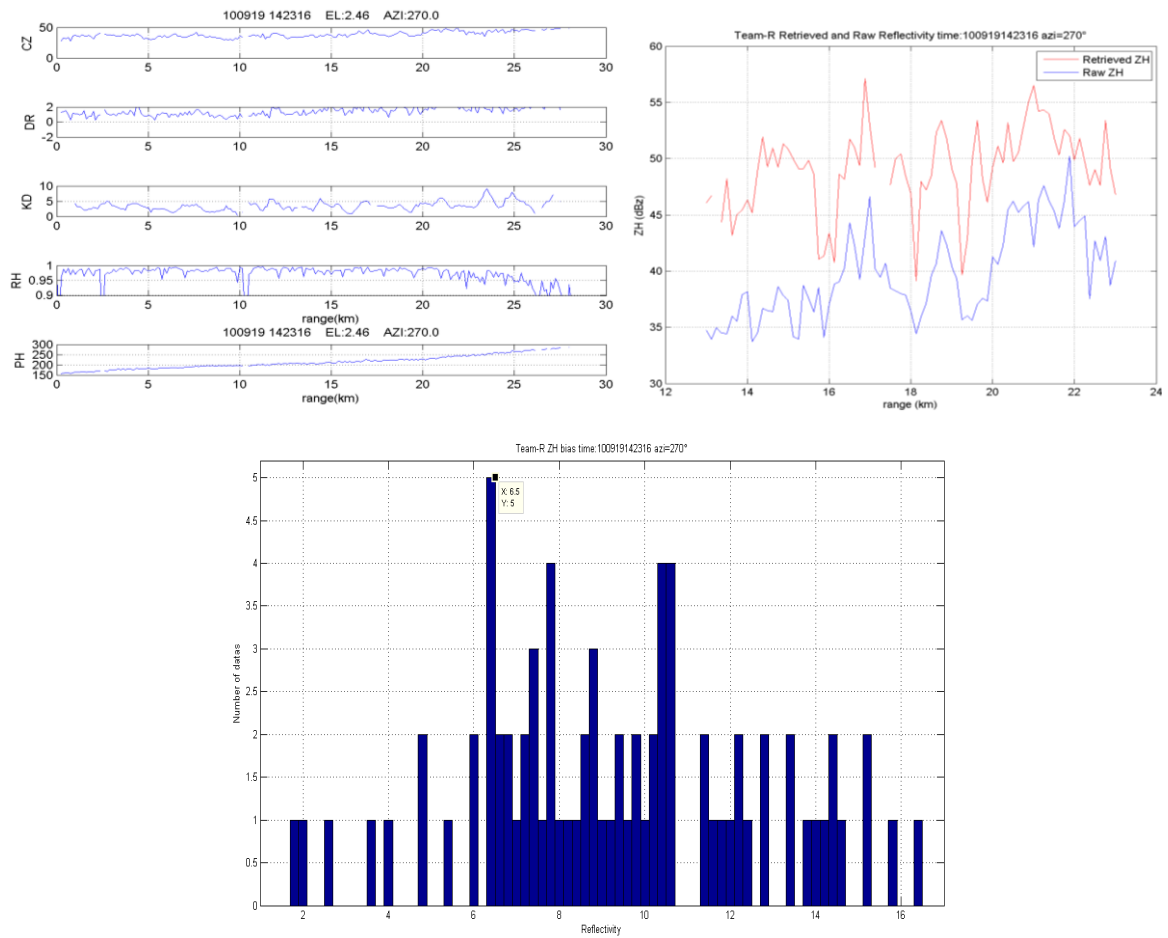


圖 2.8 Z_H系統偏移修正。此個案為 1423UTC。

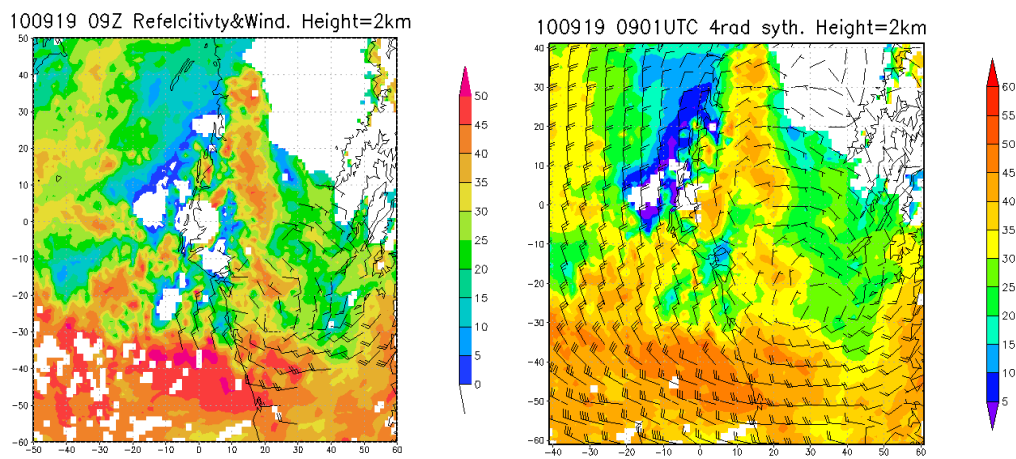


圖 3.1 傳統雙雷達合成(左)與 Liou et al(2012)多雷達合成(右)結果比較。

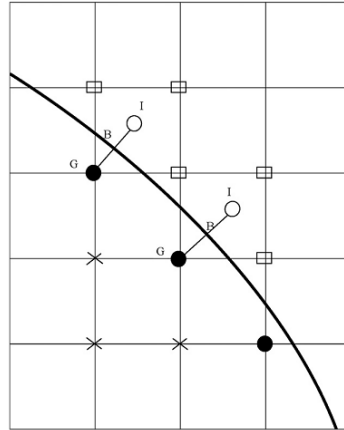


圖 3.2 Immersed boundary method(IBM)概念圖。圖中黑實線為 immersed boundary，我們可以將其視為地形；方框點標示為流體區的網格；叉叉點標示為地形內的網格。黑點(G)為 ghost-cell 網格；白點(I)為投影點；B 點為連線垂直於邊界的交點。

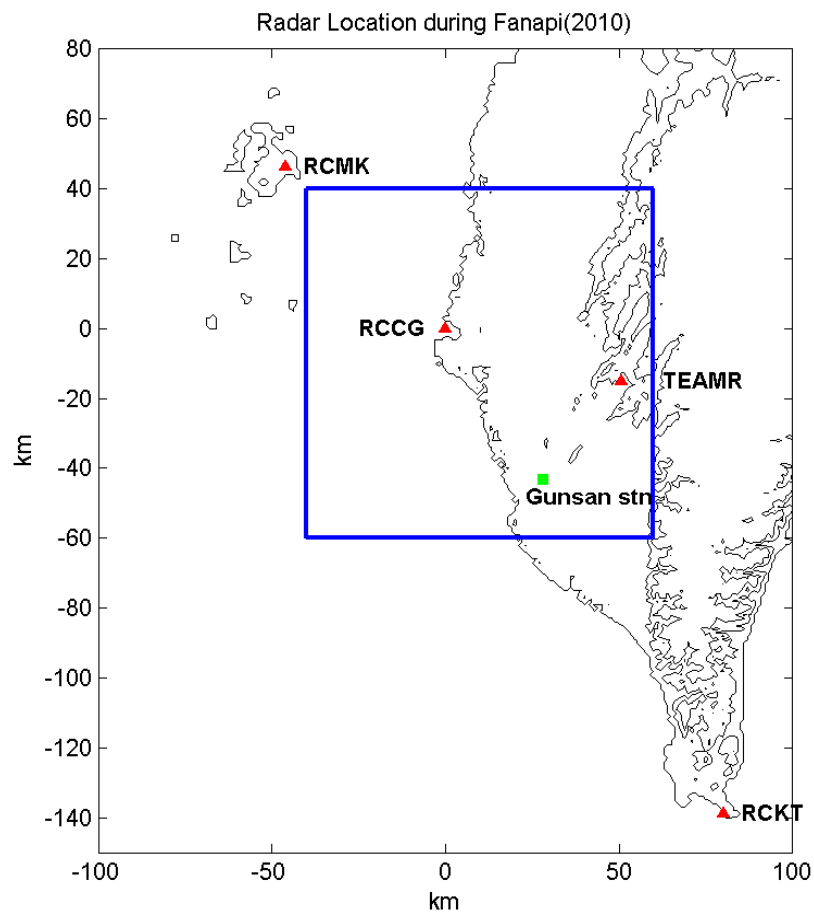


圖 3.3 多雷達合成分析範圍設定。

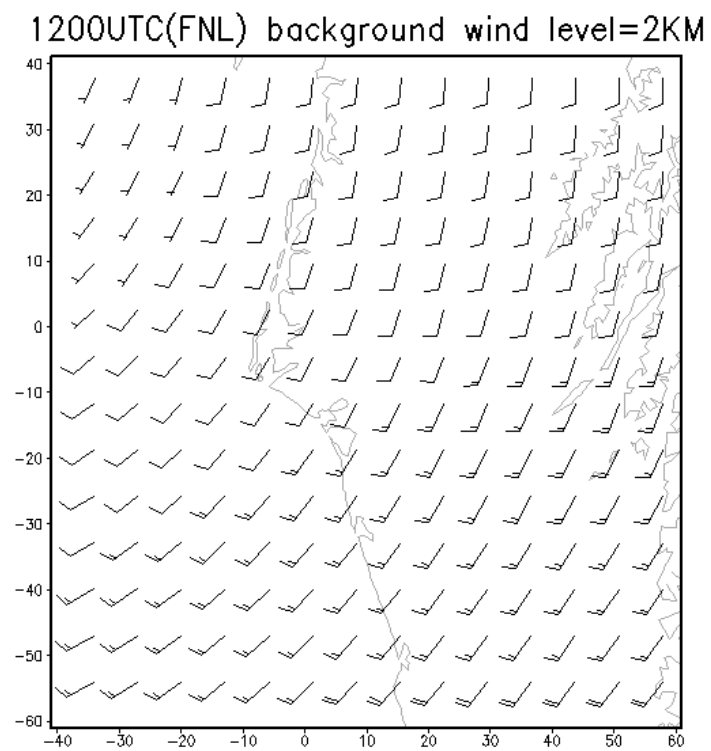
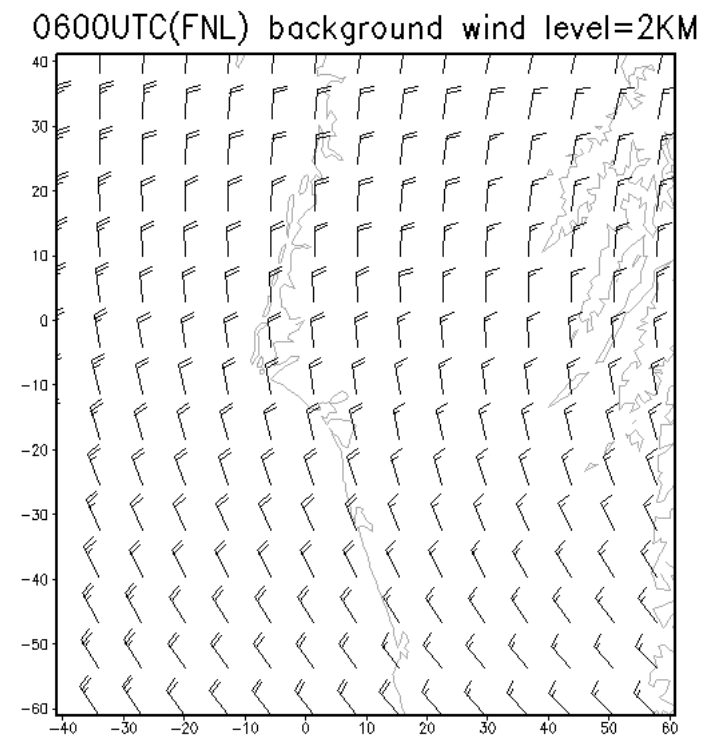


圖 3.4 06 UTC 與 12 UTC 再分析場 FNL 的風場結果，於 2 公里等高面。前者為北風主導，後者為南風主導。

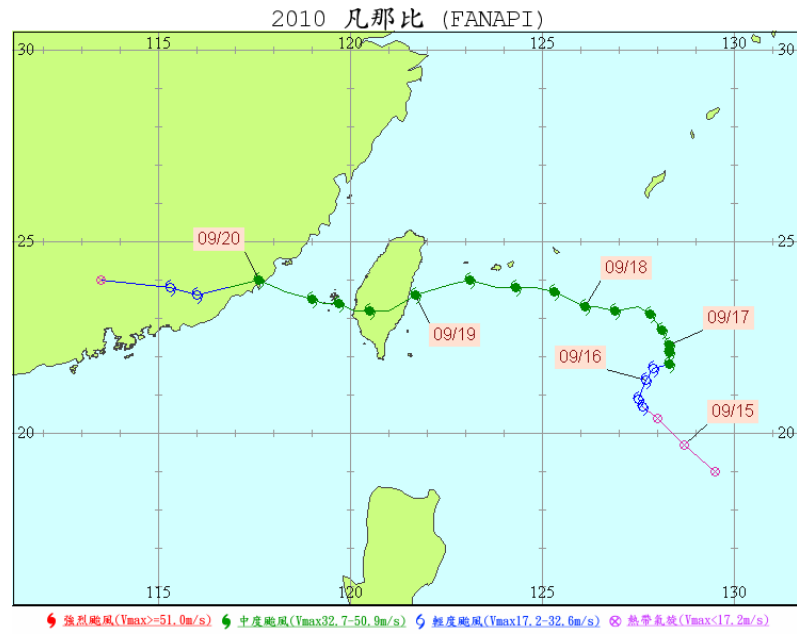


圖 4.1 凡那比颱風(2010)路徑圖。

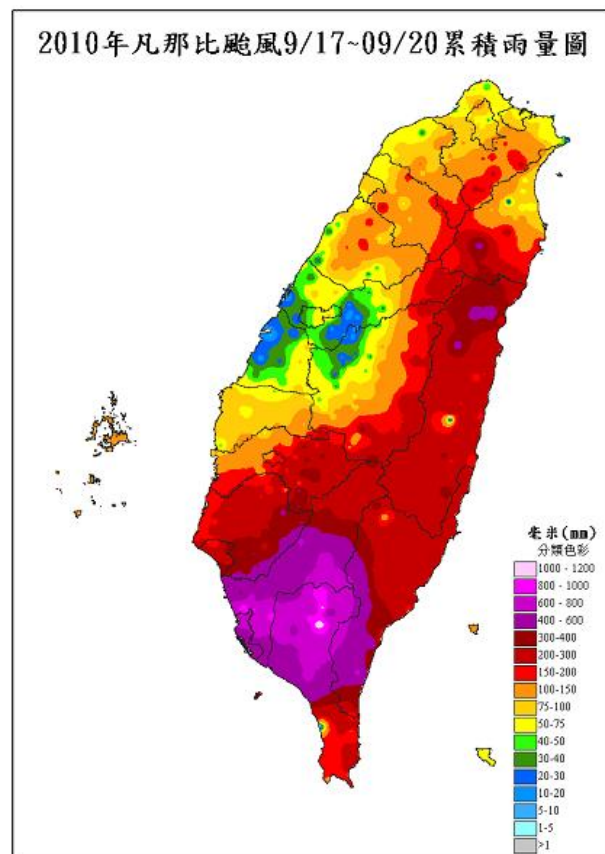


圖 4.2 凡那比颱風(2010)於颱風期間(9/17~9/20)累積降雨。

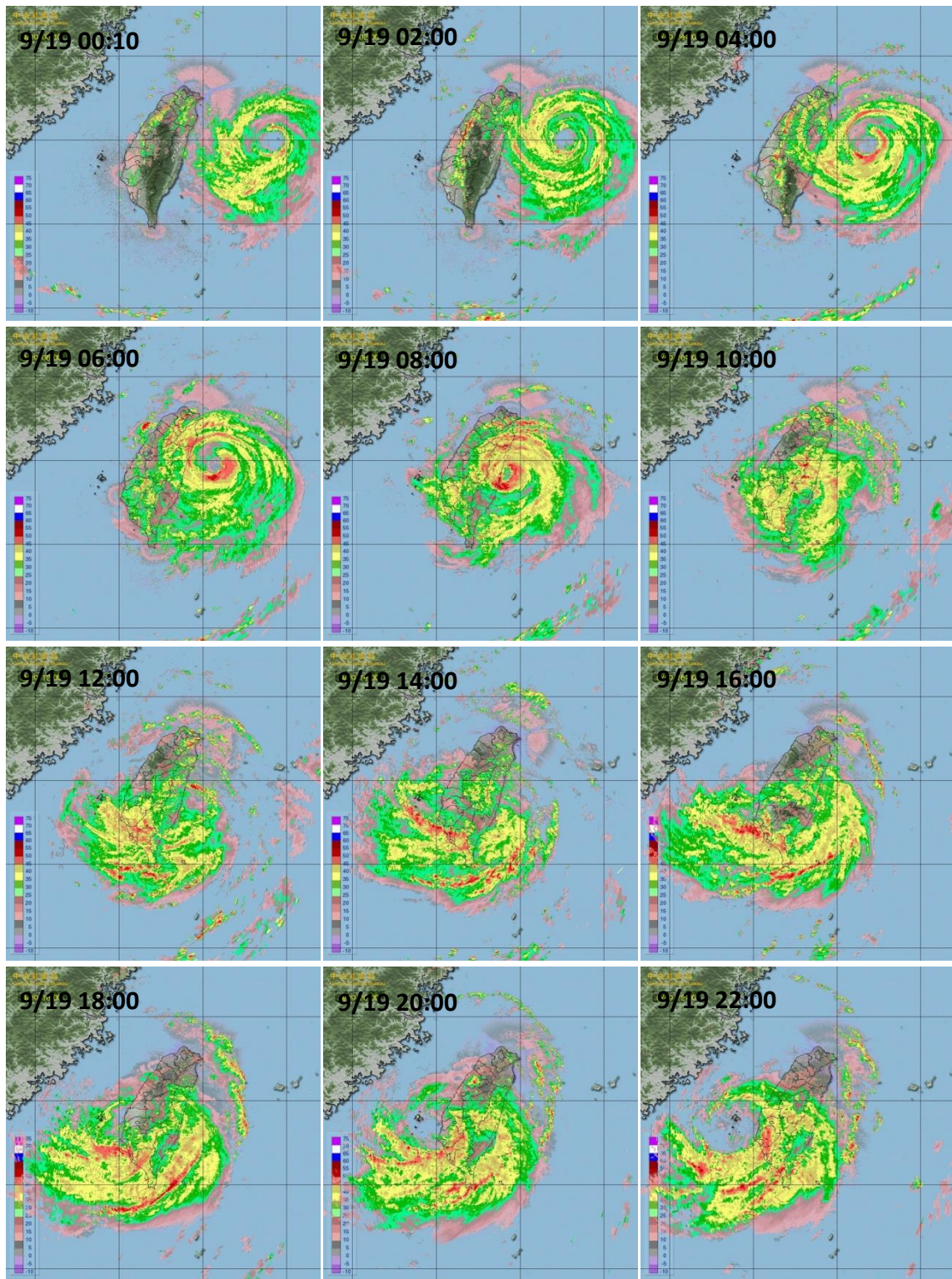
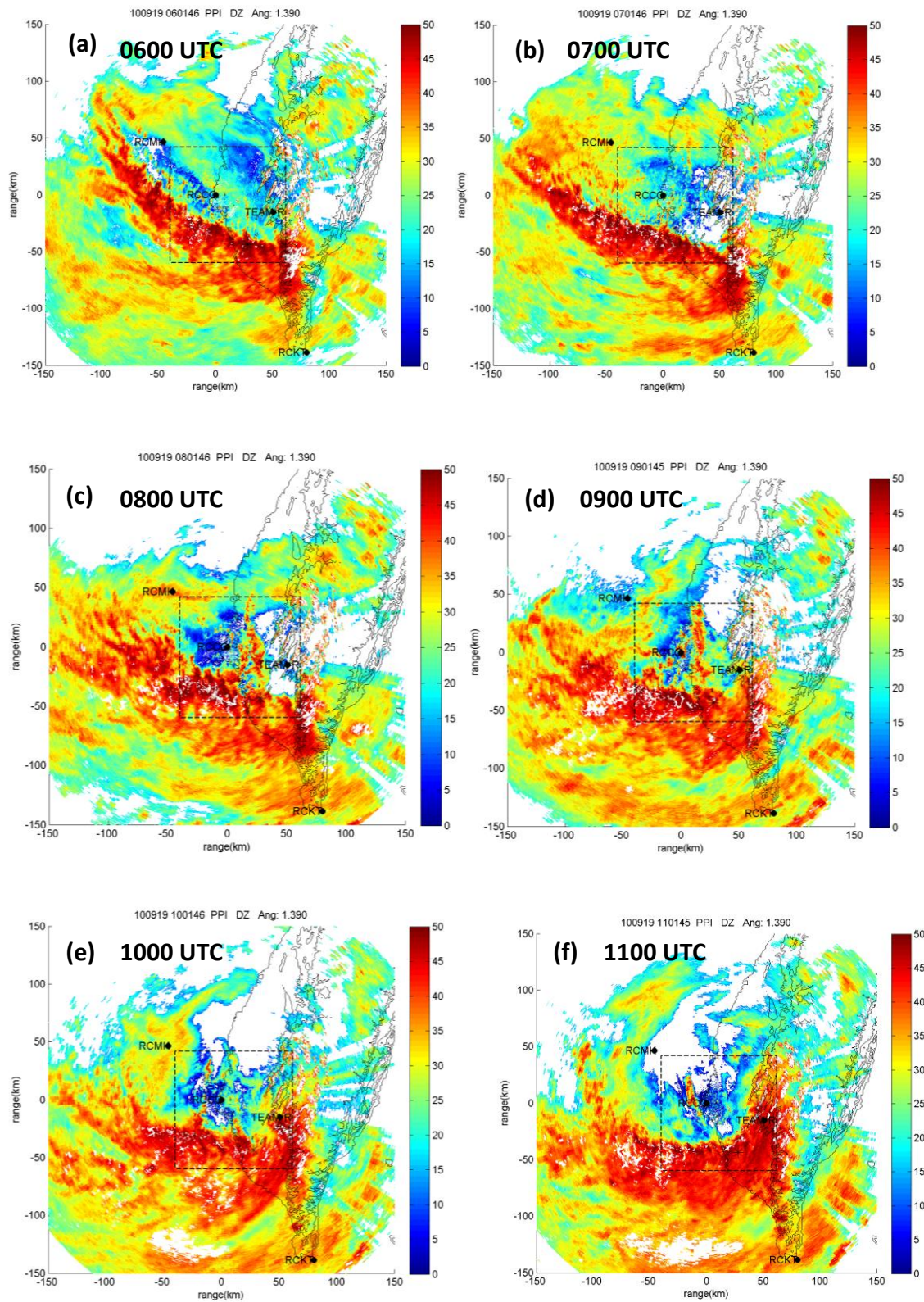


圖 4.3 中央氣象局合成雷達回波圖的時間序列，從當地時間 19 日 00 時至 22 時(即 18 日 16 UTC 至 19 日 14 UTC)，間隔 2 小時。



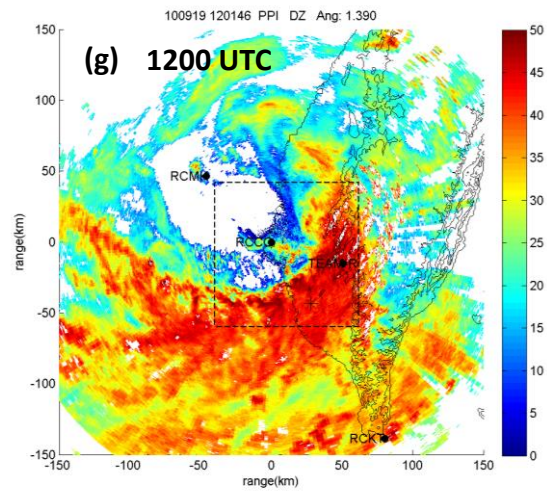


圖 4.4 七股雷達回波圖，時間為 06~12UTC。可見雨帶發展成眼牆的過程。此為仰角 1.39 的°PPI 平面圖。圖中黑框標記為分析範圍。黑點為四顆雷達位置；星號為岡山雨量站位置。

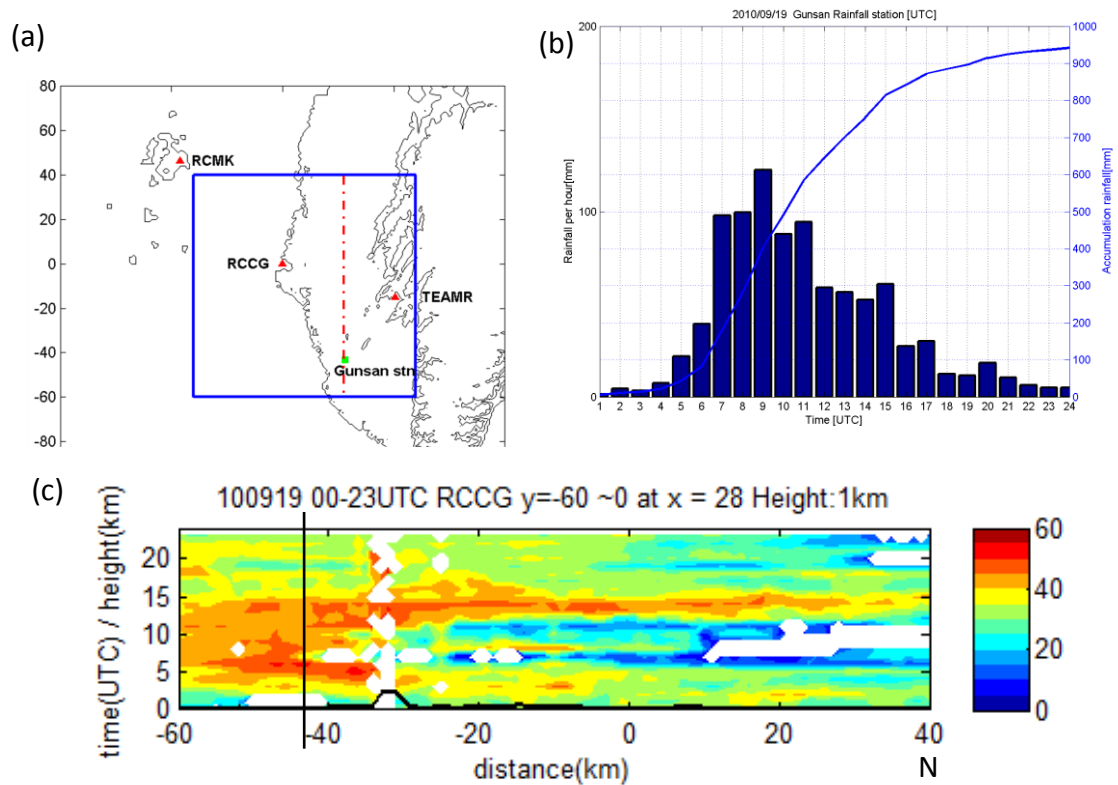


圖 4.5 七股雷達回波時序圖——岡山站。(a) 岡山站位置(綠方框)，紅虛線為剖面位置。(b) 9 月 19 日，岡山雨量站雨量，柱狀圖為逐時雨量(時間解析度為每 1 小時)，藍線為當日累積雨量。(c) 為圖 4.5a 中紅色虛線上的回波時序圖，橫軸為距離，縱軸為時間(9 月 19 日(00-2359 UTC))。

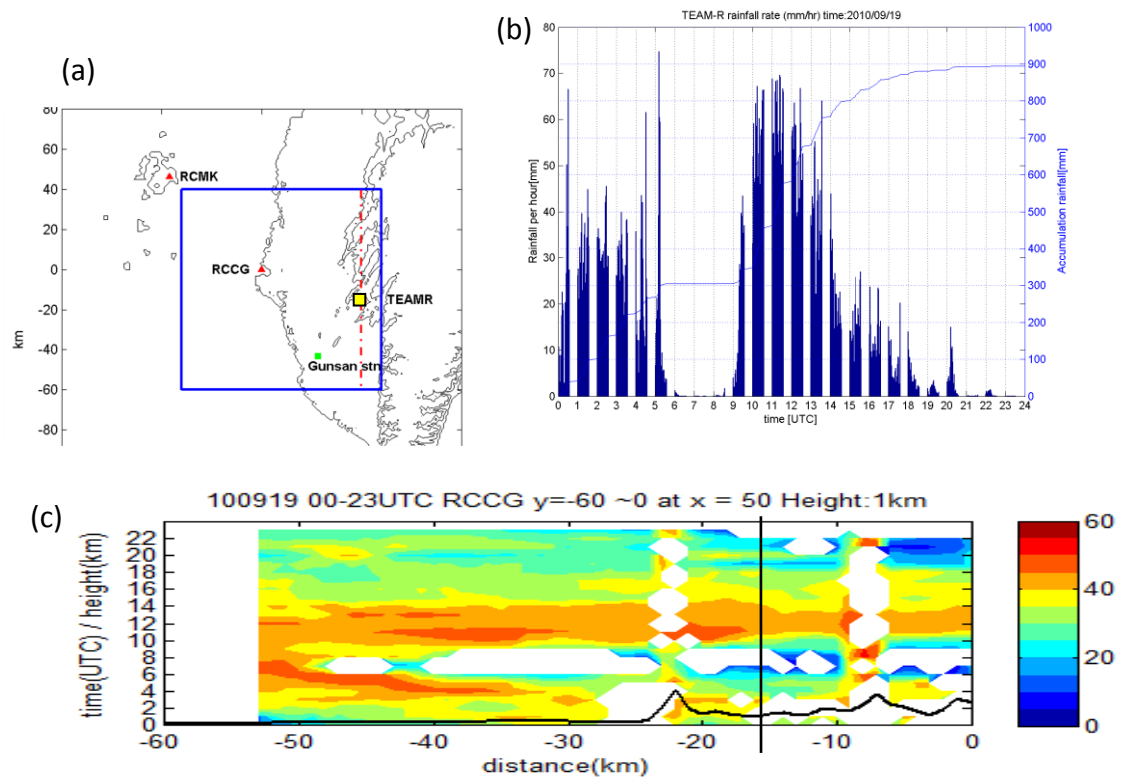
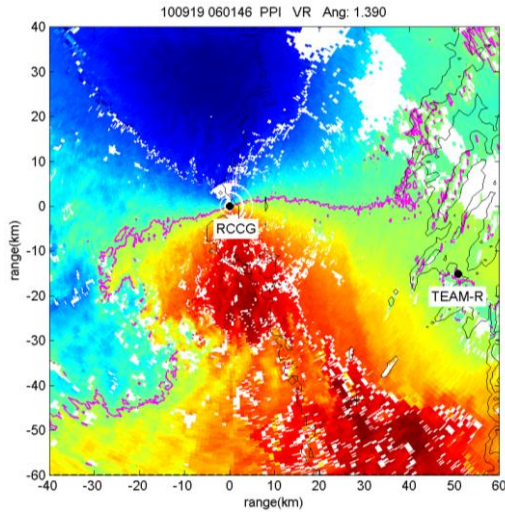


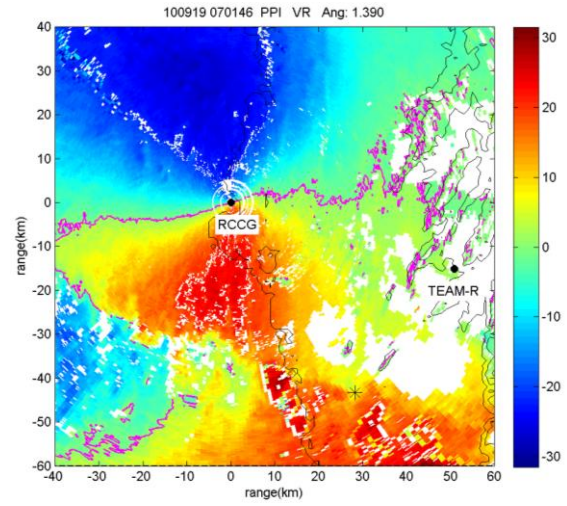
圖 4.6 七股雷達回波時序圖---TEAM-R 站。(a) TEAM-R 站位置(黃方框)，紅虛線為剖面位置。(b) 9 月 19 日，TEAM-R 站雨滴譜儀觀測的雨量，柱狀圖為逐時雨量(時間解析度為每 6 分鐘)，藍線為當日累積雨量。(c) 為圖 4.6a 中紅色虛線上的回波時序圖，橫軸為距離，縱軸為時間(9 月 19 日(00-2359 UTC))。

N

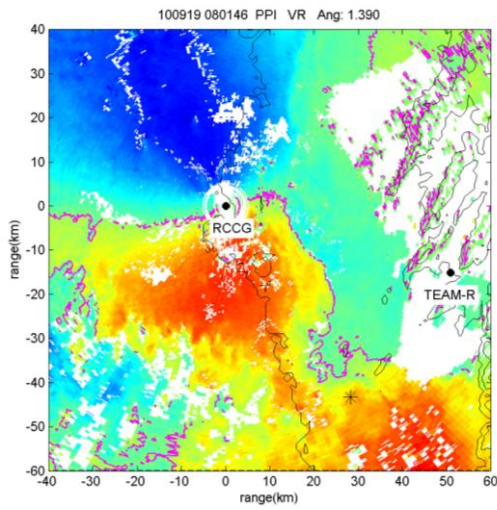
(a) 0600 UTC



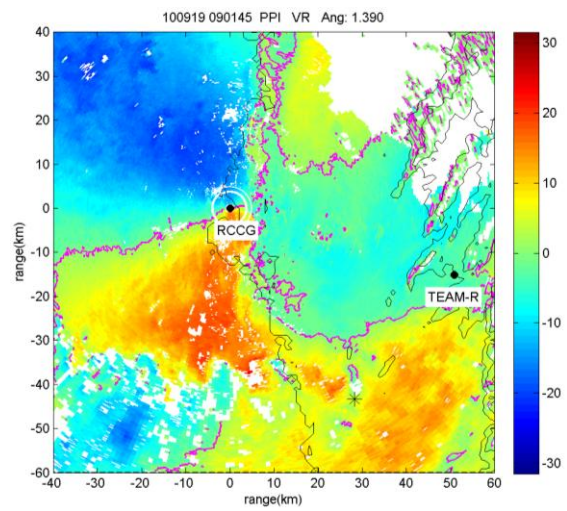
(b) 0700 UTC



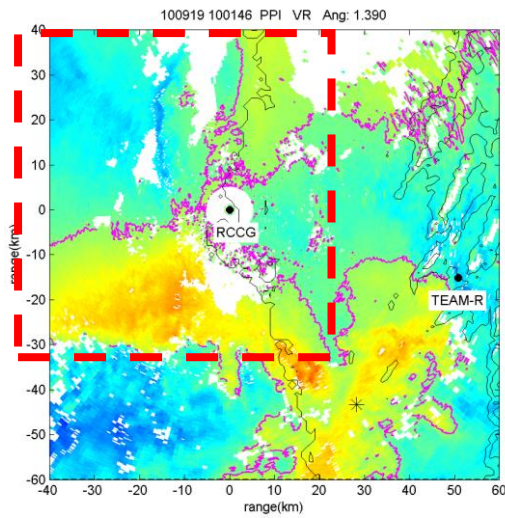
(c) 0800 UTC



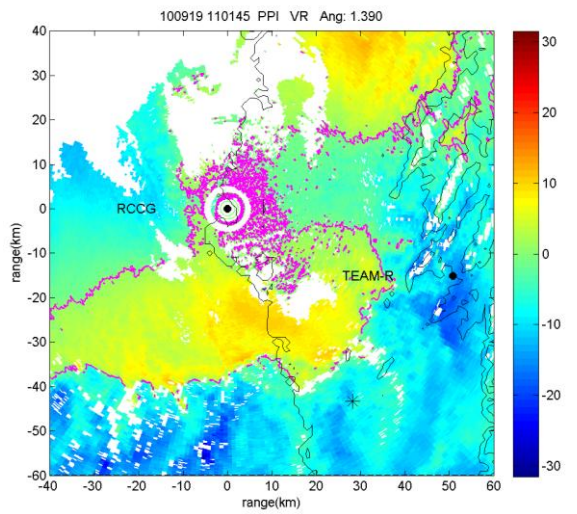
(d) 0900 UTC



(e) 1000 UTC



(f) 1100 UTC



(g) 1200 UTC

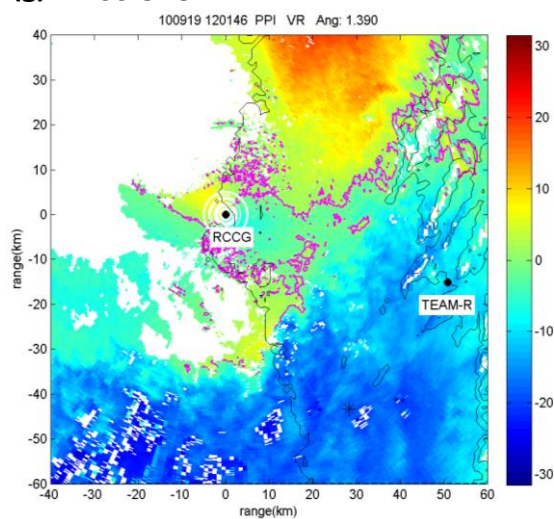


圖 4.7 七股雷達徑向風分布，時間為 06~12UTC。同圖 4.4，亦為仰角 1.39 的° PPI 平面圖。圖中的紫色線代表徑向風的零值線。

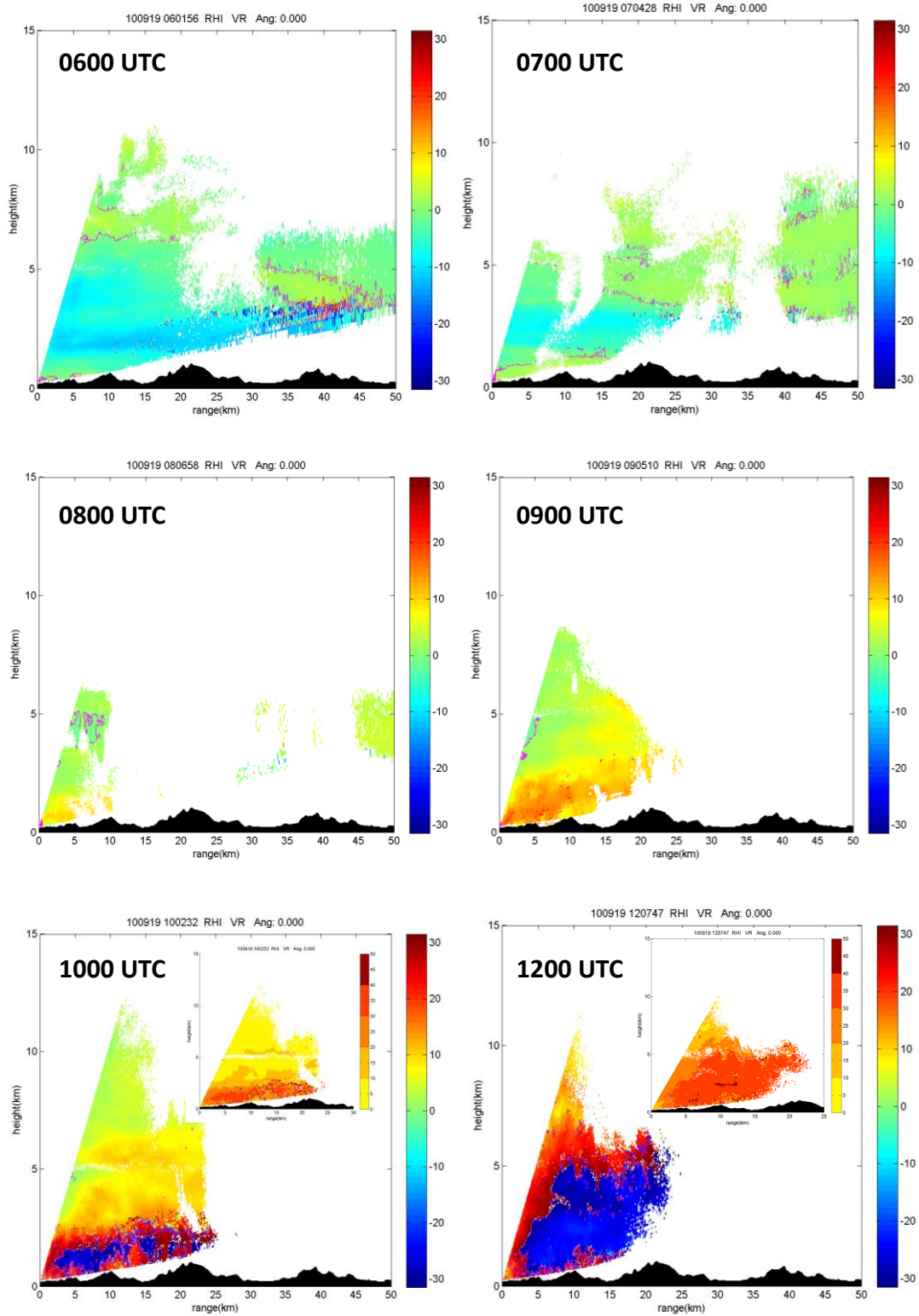


圖 4.8 RHI 0° (朝正北) 的徑向風觀測，時間為 06~12UTC。

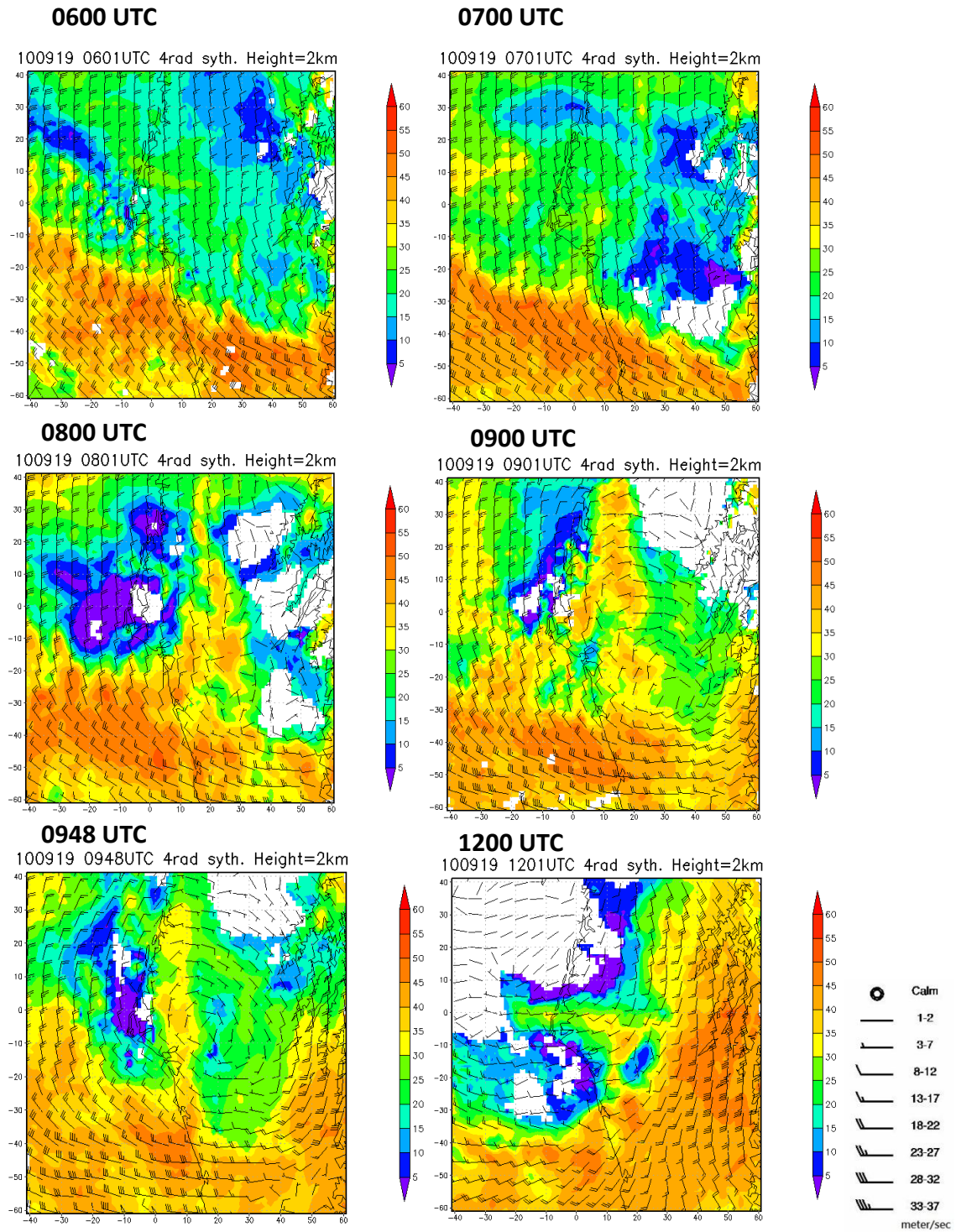


圖 4.9 使用四雷達進行風場合成的結果，時間為 06~12UTC。風標單位為每秒公尺(m/s)，陰影代表的是回波強度，這裡的回波是多雷達合成的回波。此為 2 公里的等高面。

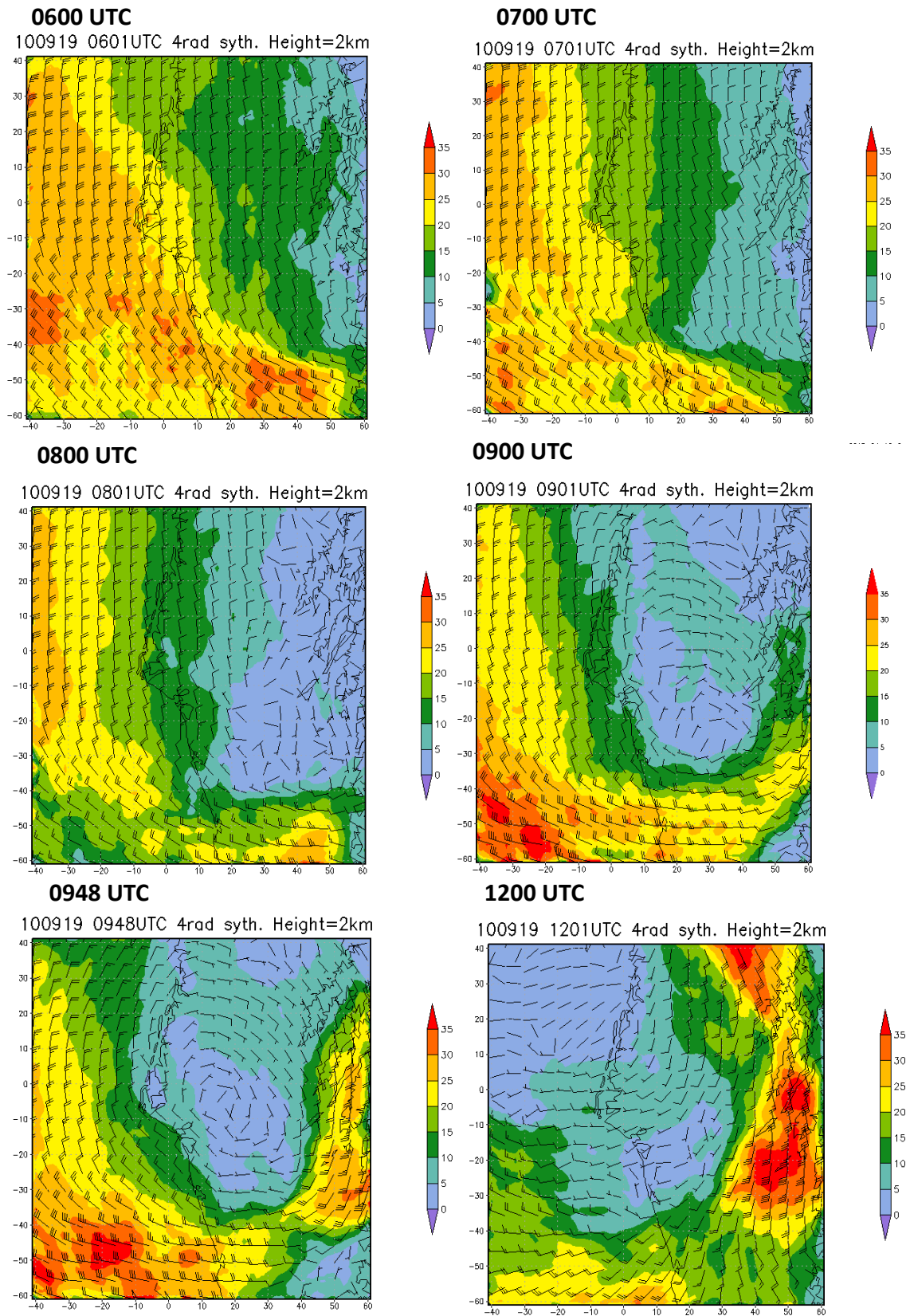


圖 4.10 水平風的等速線，時間為 06~12UTC。單位為公尺每秒(m/s)。此為 2 公里的等高面。

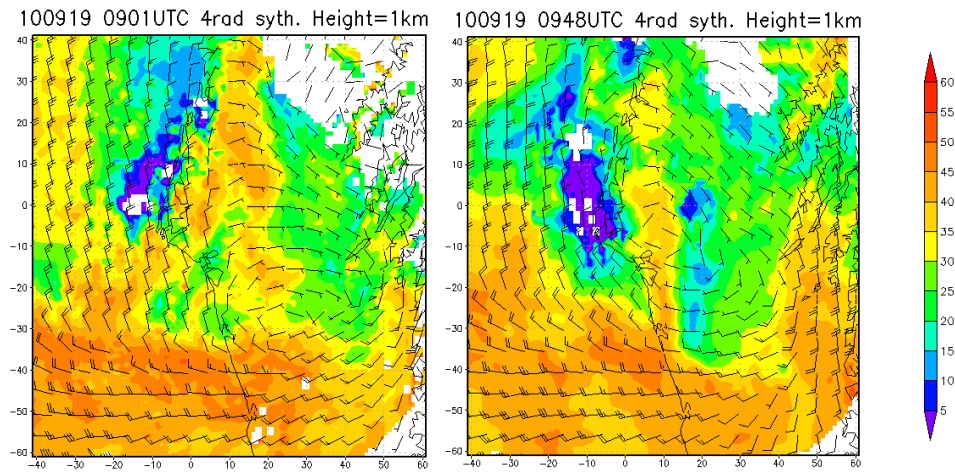


圖 4.12 0901UTC 及 0948UTC 合成風場在 1 公里等高面上的表現。

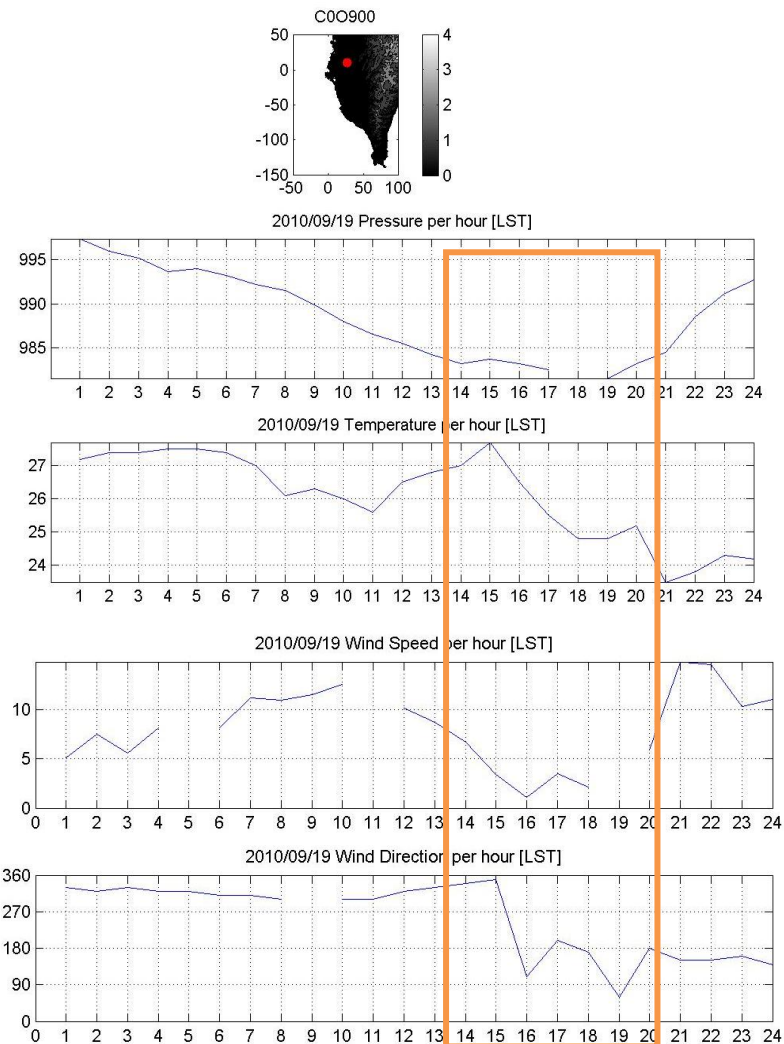
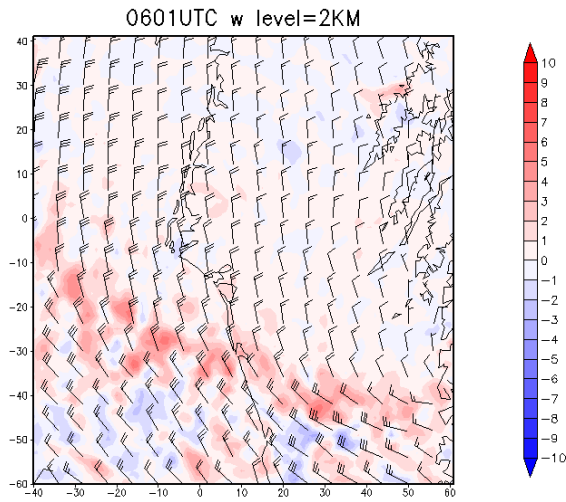
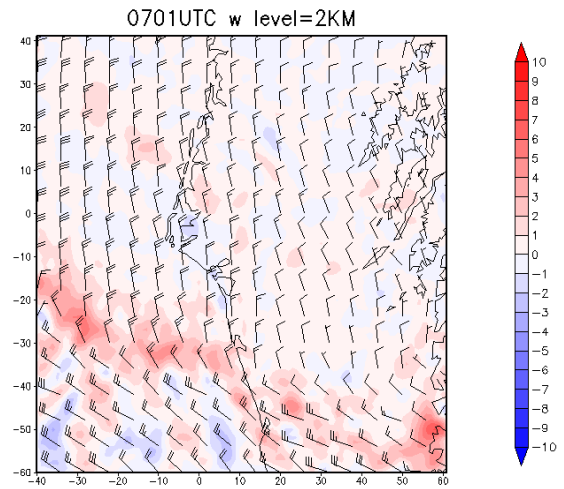


圖 4.13 善化站(C00900)各氣象參數的時序變化圖，上至下依序為氣壓、氣溫、向速、風向。時間單位為當地時間(LST)。因為本研究分析時間 06-12 UTC，應為圖中 14-20 LST。

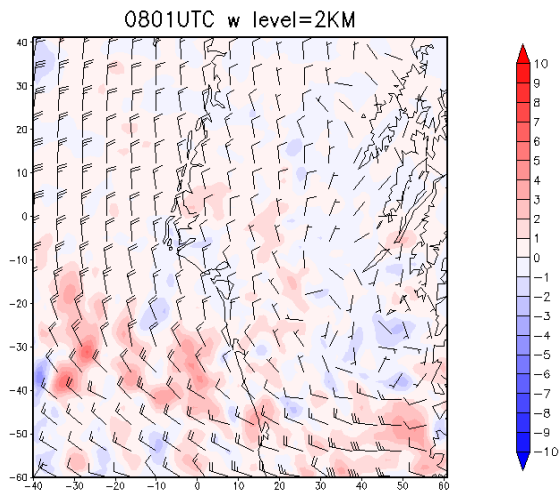
0600 UTC



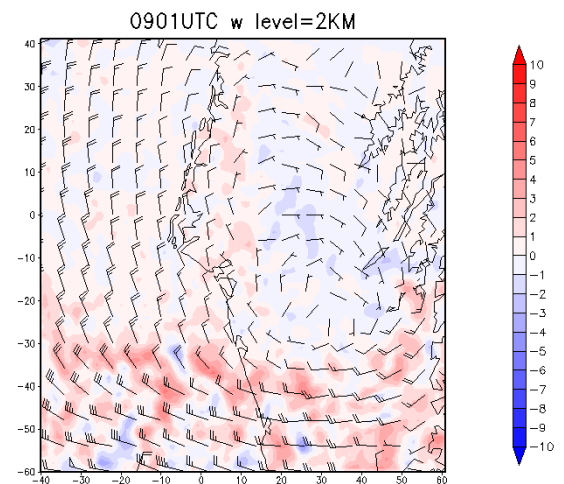
0700 UTC



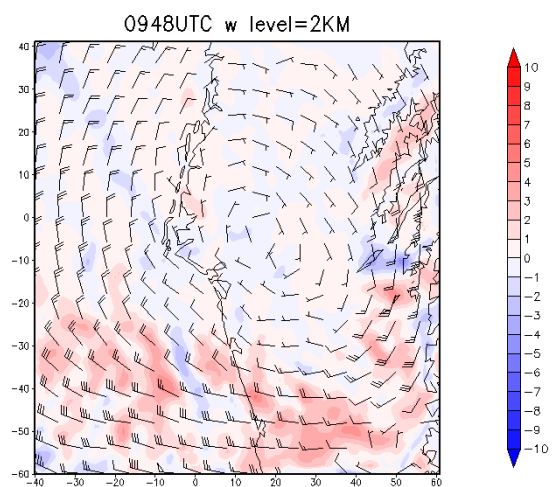
0800 UTC



0900 UTC



0948 UTC



1200 UTC

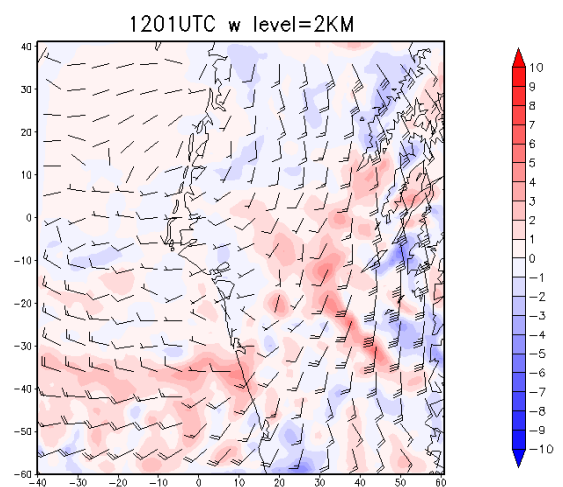
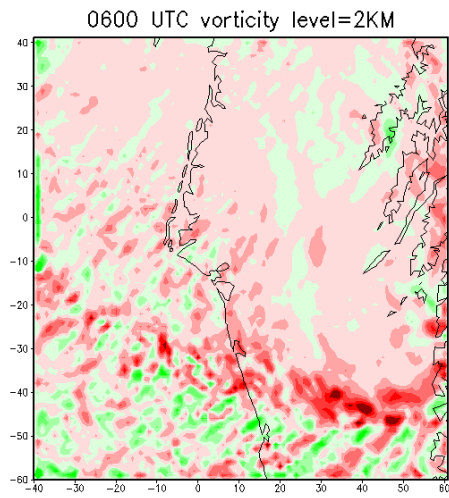
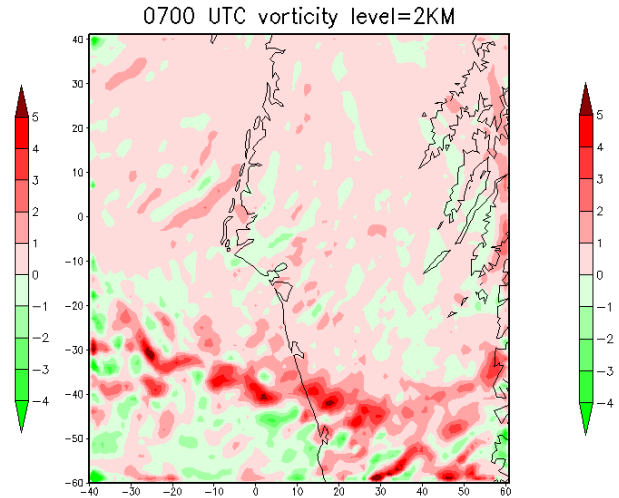


圖 4.14 垂直速度場，時間為 06~12UTC。單位為 m/s。此為 2 公里的等高面。

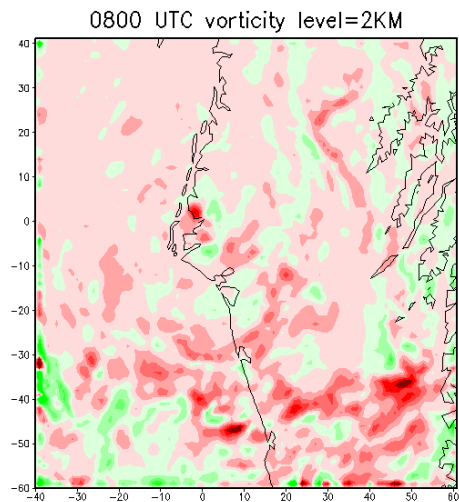
0600 UTC



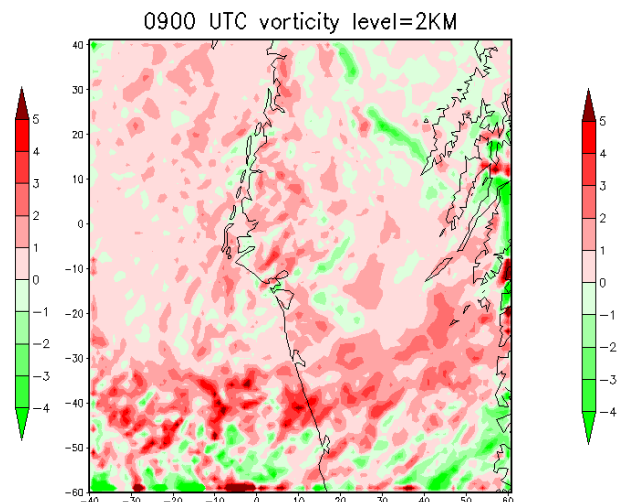
0700 UTC



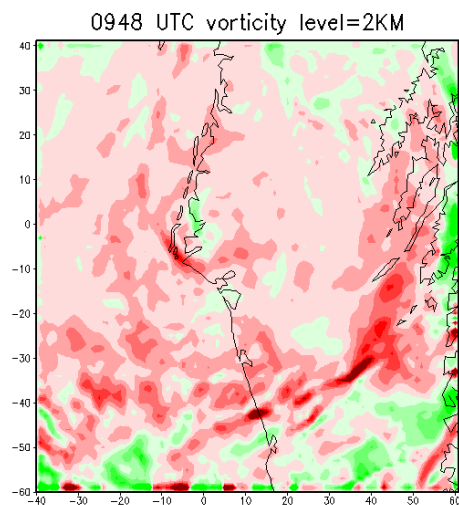
0800 UTC



0900 UTC



0948 UTC



1200 UTC

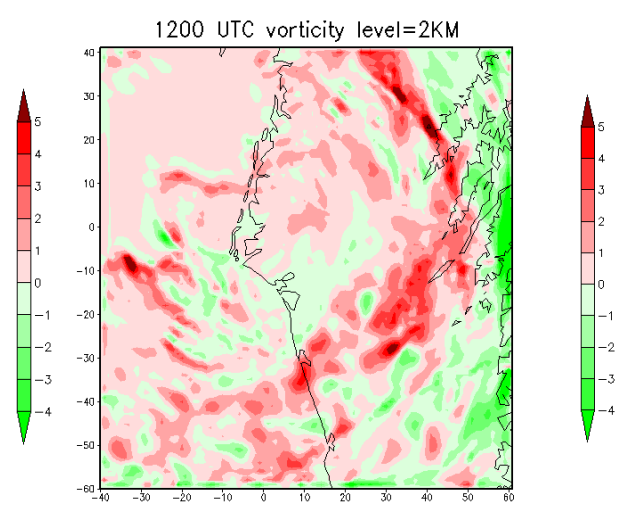


圖 4.15 渦度場，時間為 06~12UTC。此為 2 公里的等高面。

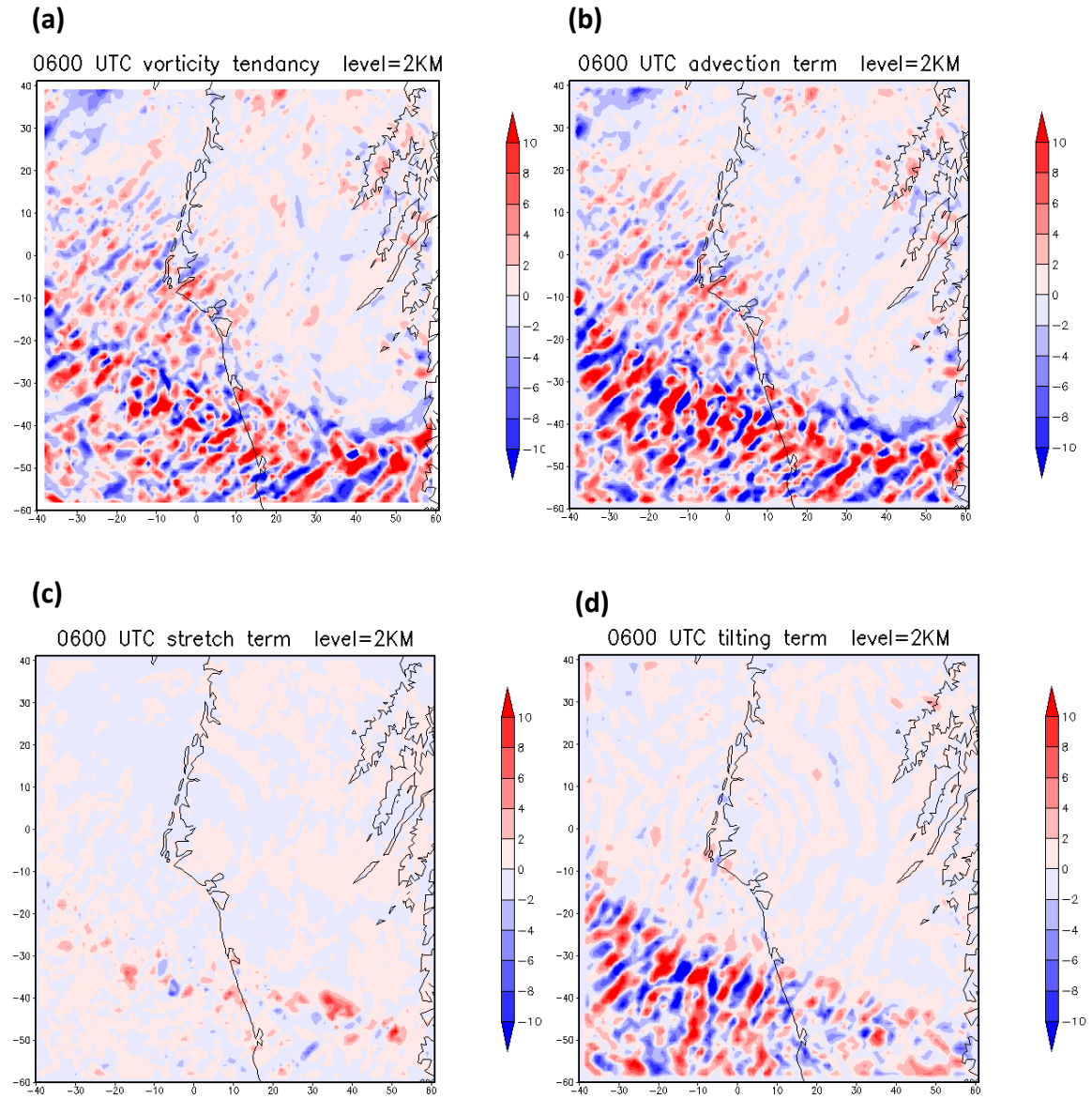


圖 4.16 渦度收支各項表現。(左上)為渦度方移的左式，代表渦度的趨勢項；(右上)為右式第一項，平流項。(左下)為右式第二項，抽拉項。(右下)為右式第三項，傾斜項。

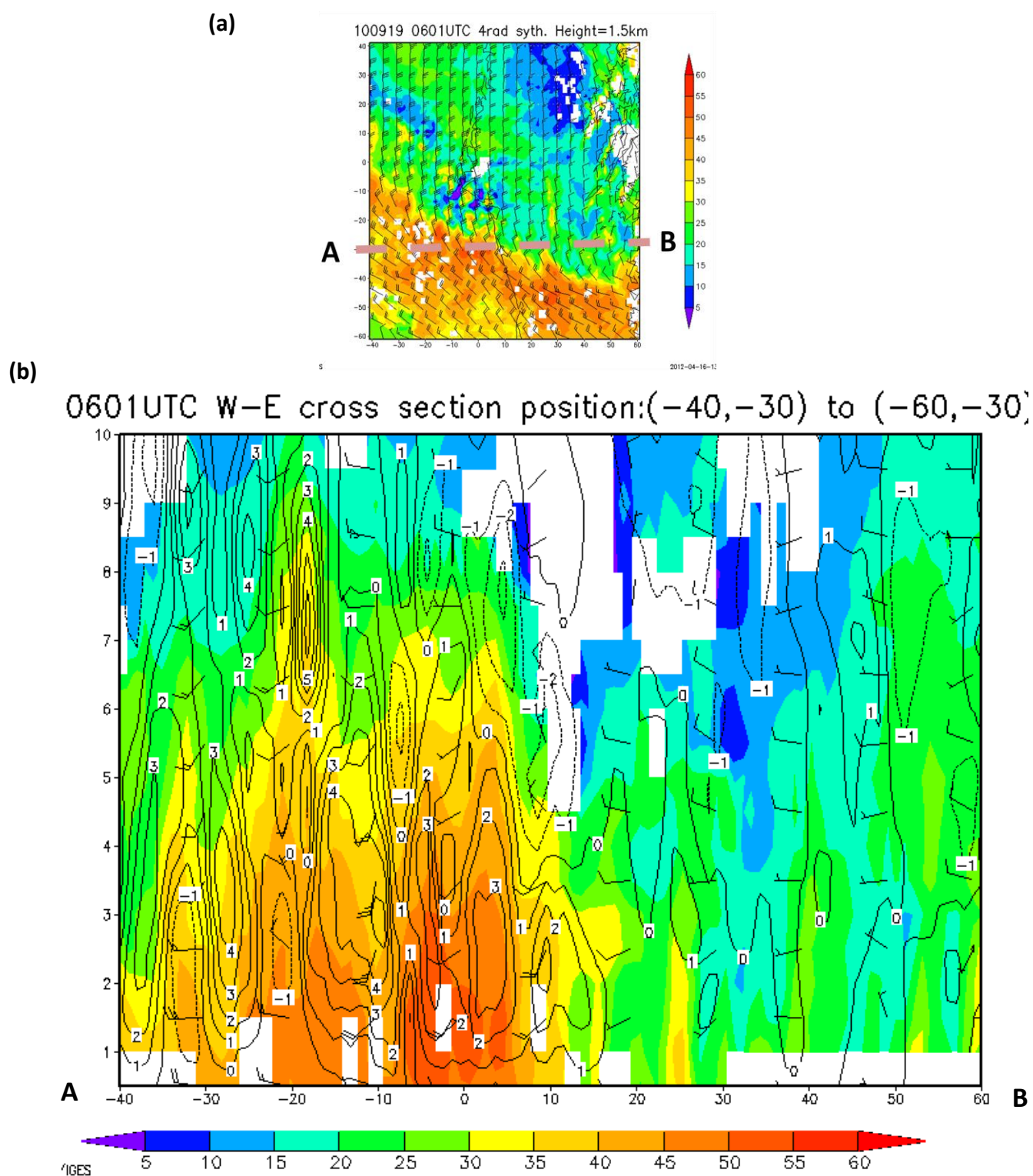


圖 4.17 在強雨帶時期(06UTC)剖面。(a) 1.5 等高面上的風場及回波，虛線標示為 A-B 剖面位置。(b) A-B 連線上的風場及回波剖面。色階為合成回波，風標為 x-z 平面的風場(u, w)，在此為突顯上升運動，已將 w 乘上 10 倍後再繪圖。等值線為垂直速度場(w)，實線為正值；虛線為負值。

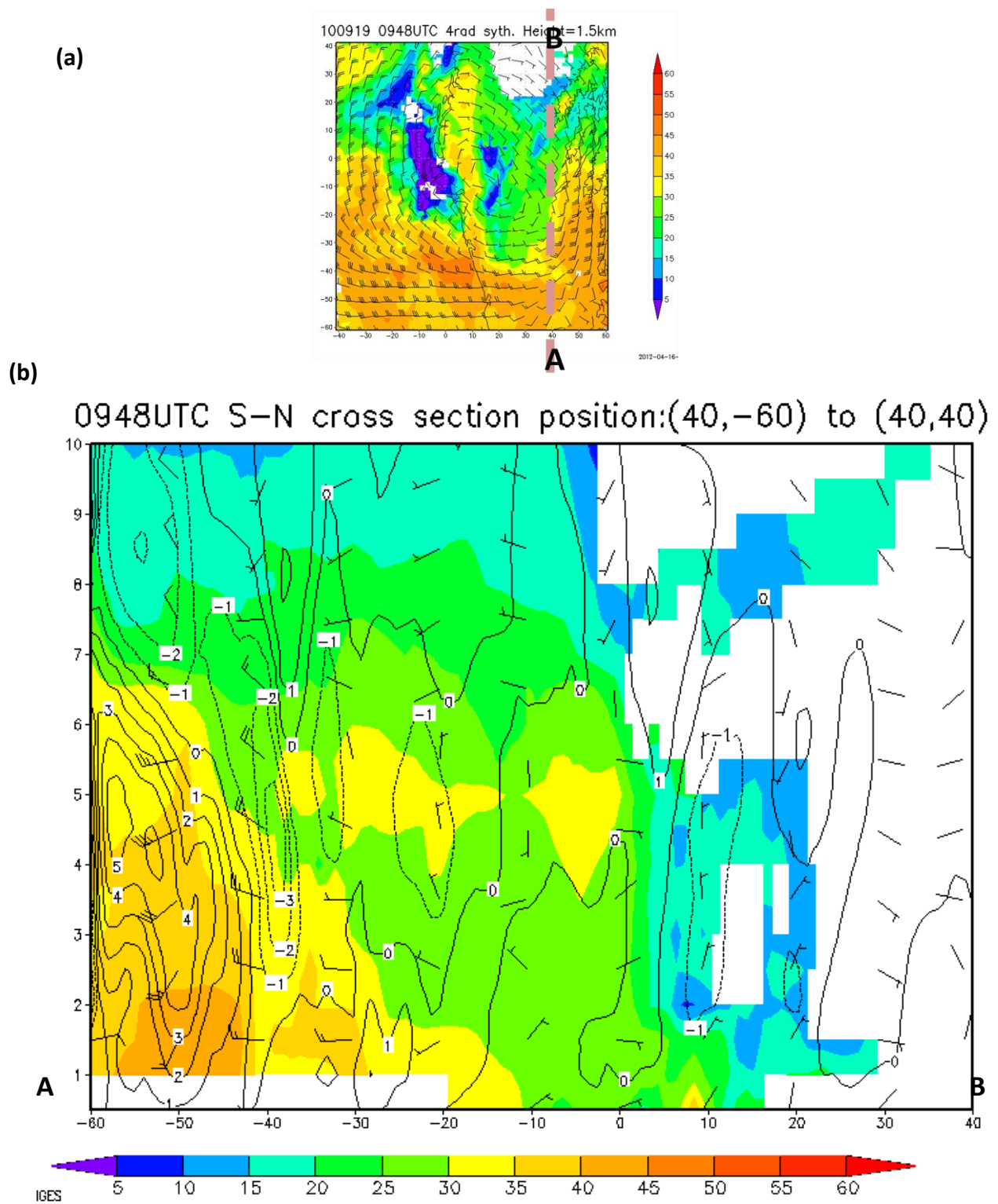
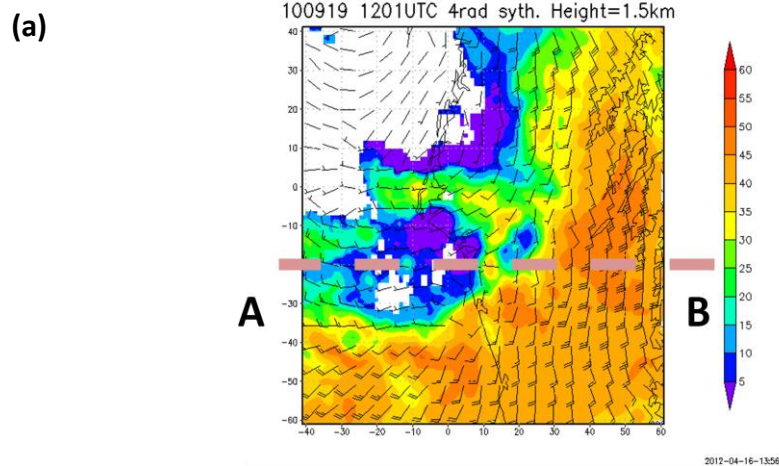


圖 4.18 在渦旋成熟期(0948UTC)的剖面。(a) 1.5 等高面上的風場及回波，虛線標示為 A-B 剖面位置。(b) A-B 連線上的風場及回波剖面。色階為合成回波，風標為 y-z 平面的風場(v, w)，在此為突顯上升運動，已將 w 乘上 10 倍後再繪圖。等值線為垂直速度場(w)，實線為正值；虛線為負值。



(b)

1201UTC W-E cross section position: $(-40, -20)$ to $(-60, -20)$

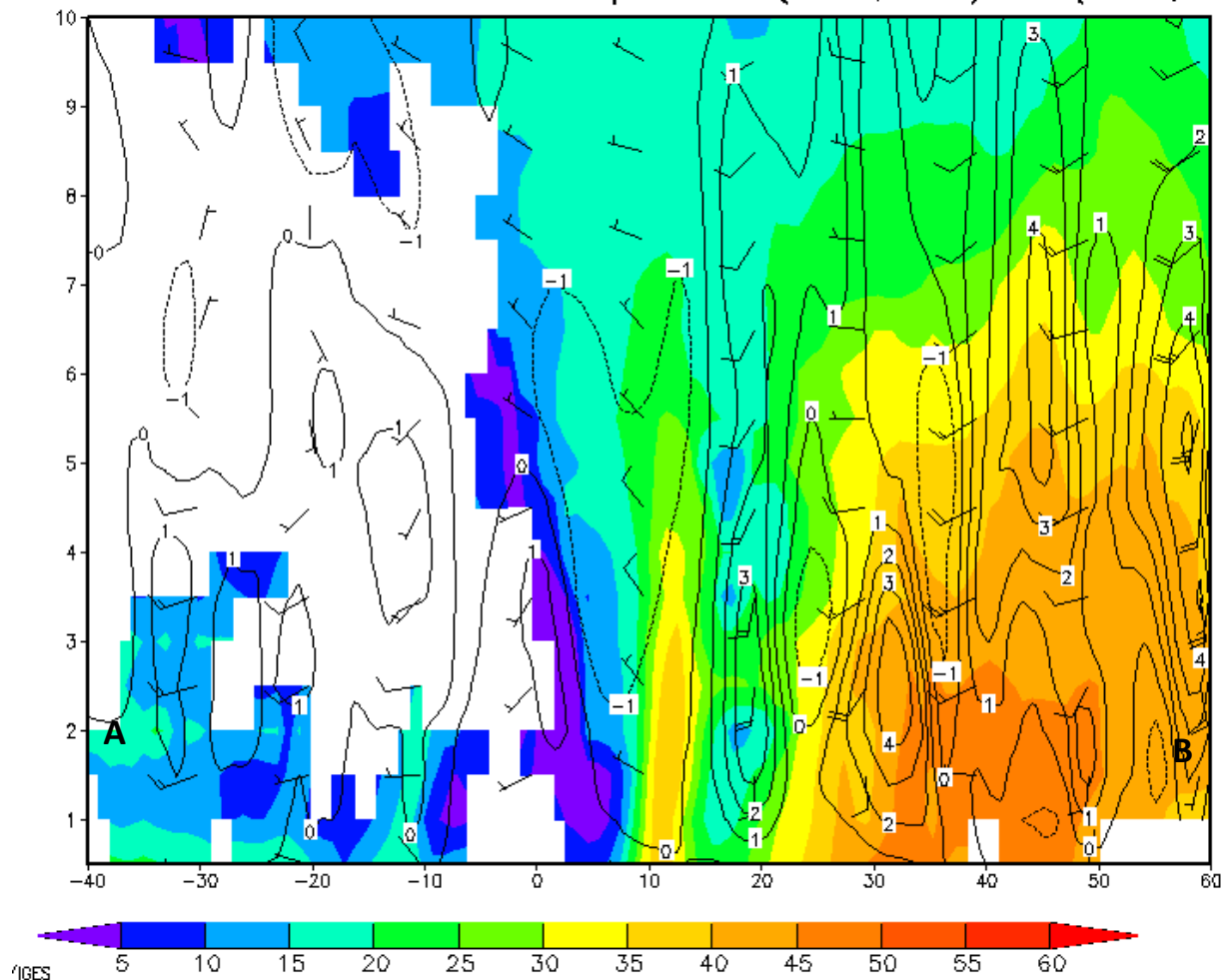


圖 4.19 在眼牆形成後(12UTC)的剖面。(a) 1.5 等高面上的風場及回波，虛線標示為 A-B 剖面位置。(b) A-B 連線上的風場及回波剖面。色階為合成回波，風標為 x-y 面的風場(u, w)，在此為突顯上升運動，已將 w 乘上 10 倍後再繪圖。等值線為垂直速度場(w)，實線為正值；虛線為負值。

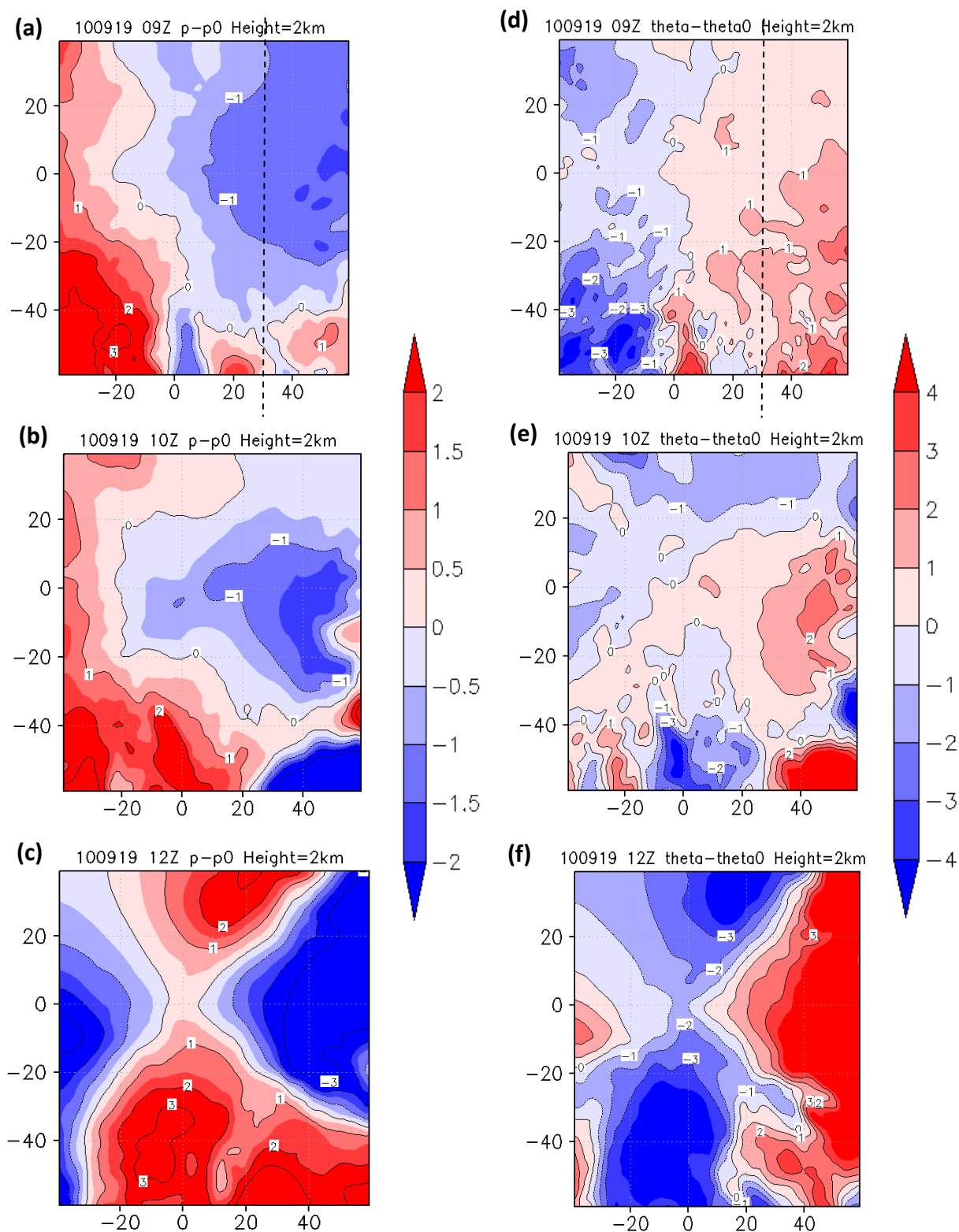


圖 4.20 上至下分別是 0900, 0948, 1200 UTC 的合成及反演結果。左為擾動壓力場、右擾動溫度場。可見隨著渦旋逐漸成熟，壓力場逐漸形成其包圍住渦旋中心的高壓眼牆。另外隨著時間，壓力梯度是有增加的。而在溫度場的表現，可以看見雨帶上的冷卻(cooling)及渦旋中心(颱風眼)上有加熱(warming)。

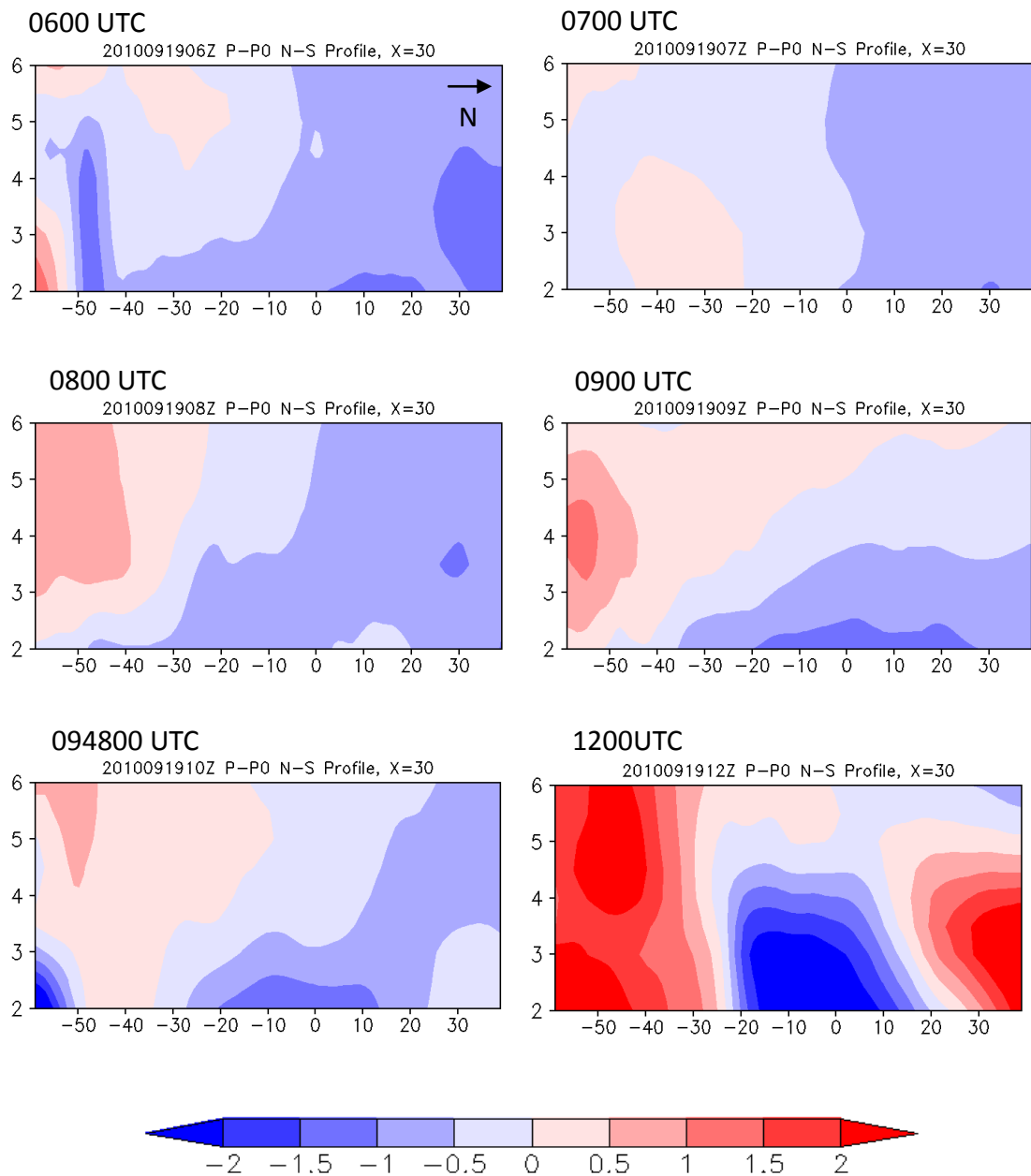


圖 4.21 擾動壓力場的垂直剖面(見圖 4.20a 虛線位置)。

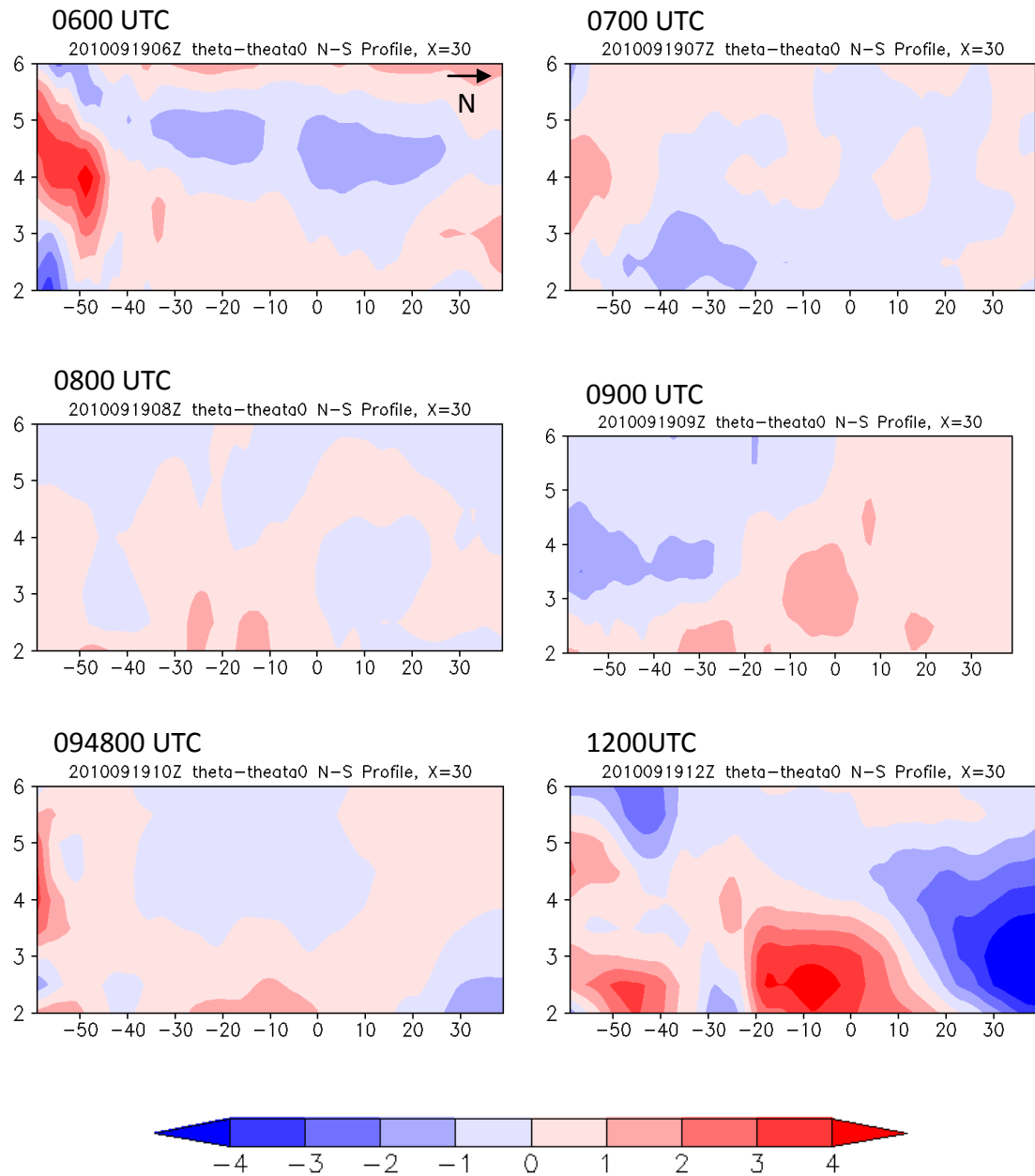


圖 4.22 擾動溫度場的垂直剖面(見圖 4.20d 虛線位置)。

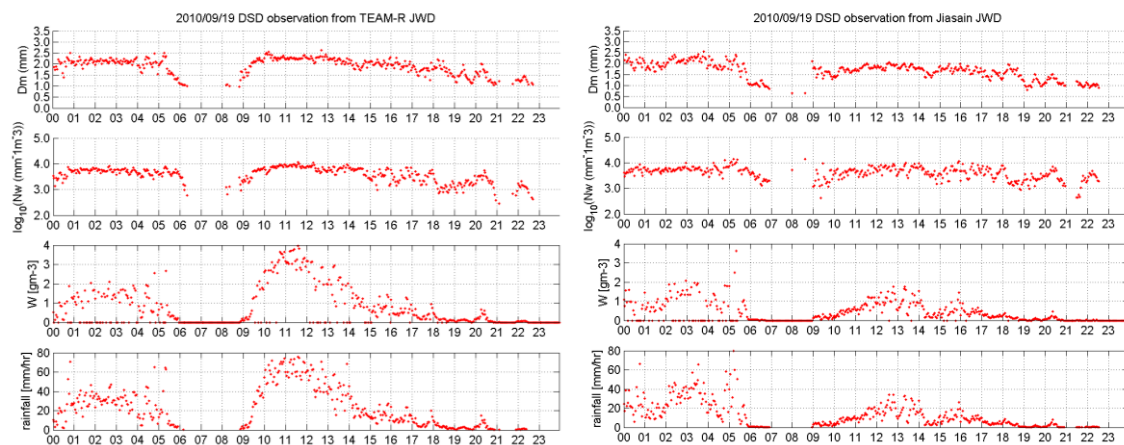


圖 5.1 雨滴譜儀觀測雨滴粒徑分布參數時序圖。(左)TEAM-R 站，(右)甲仙站。

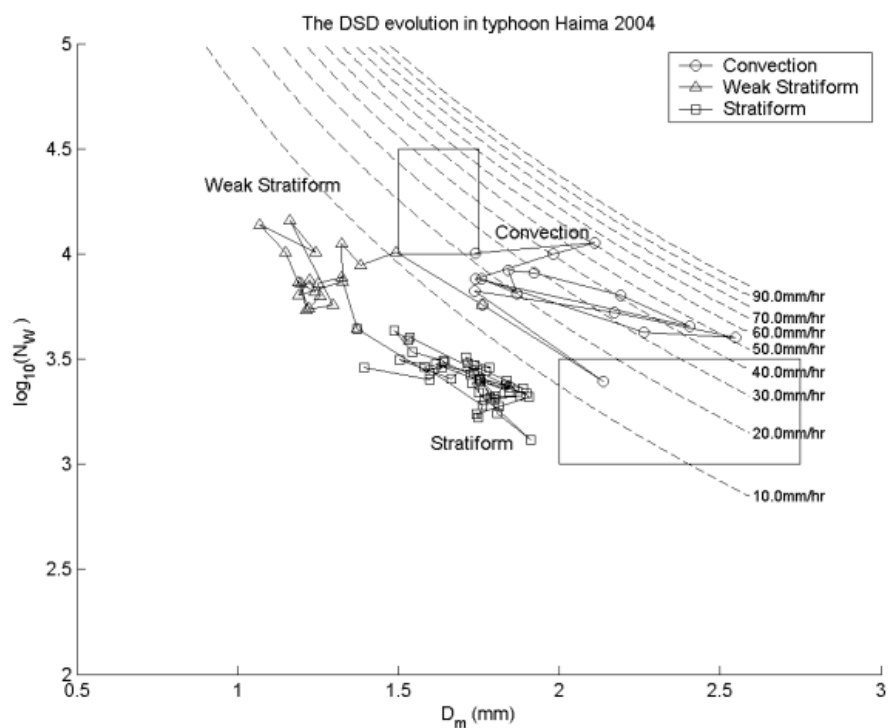


圖 5.2 海馬颱風(2004)的質量權重與截距參數的散布圖。不同形狀代表不同期間的視測，其分別代表不同的降雨類型。

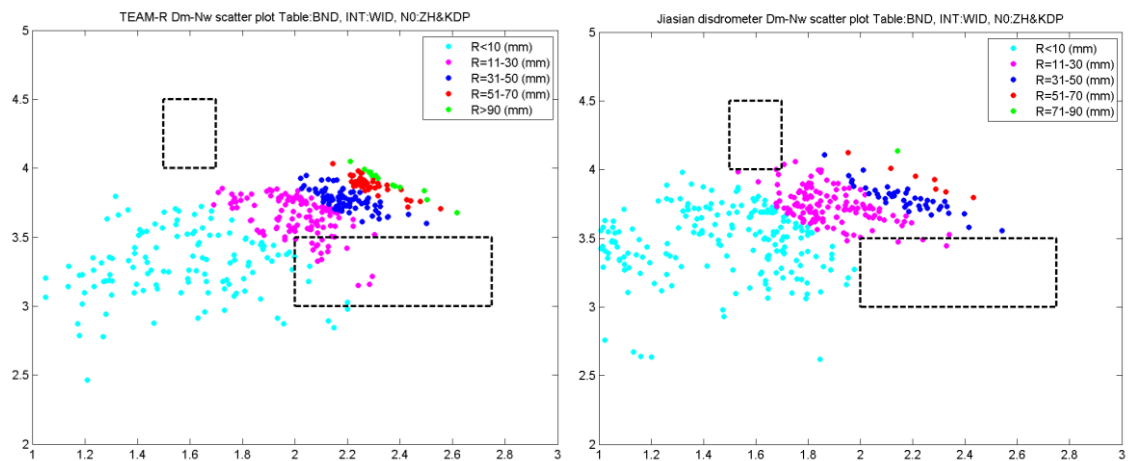


圖 5.3 雨滴譜儀觀測雨滴粒徑分布的 D_m 與 N_w 散布圖。(左)TEAM-R 站，(右)甲仙站。

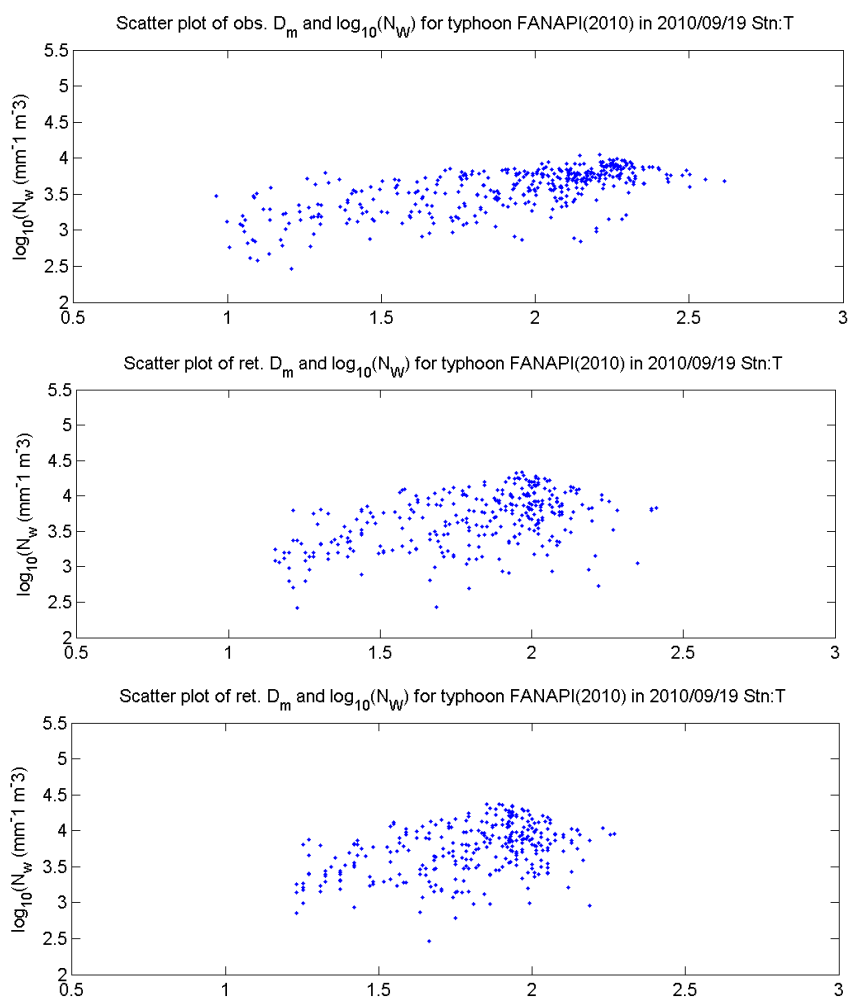


圖 5.4 D_m - N_w 散布圖，在不同軸比選擇上，其結果的表現。(上) 雨滴譜儀觀測、(中) 使用 Brandes(2002)的軸比、(下)使用張(2009)的軸比

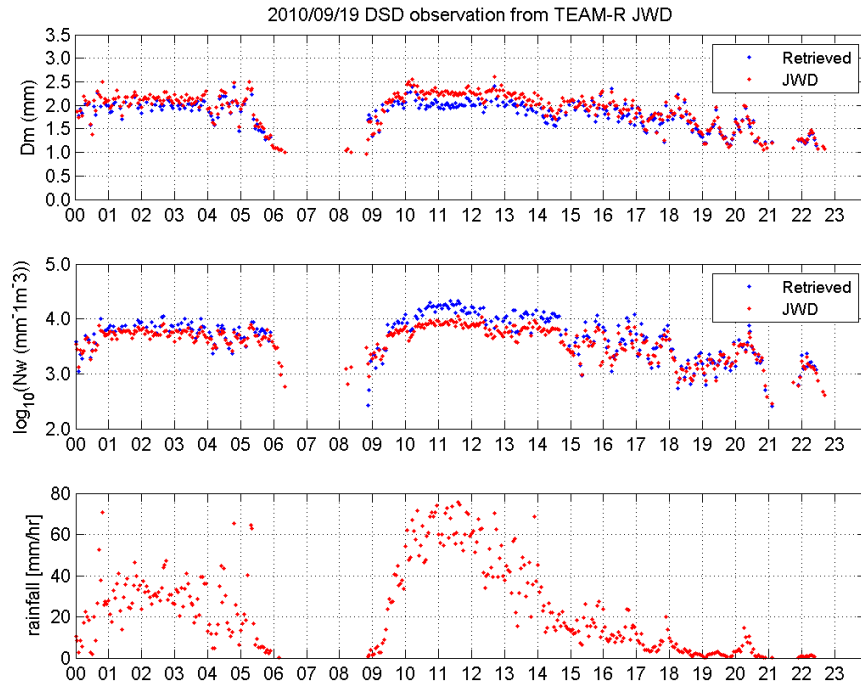


圖 5.5 TEAM-R 站反演方法校驗。紅點為雨滴譜儀直接觀測結果，藍點為反演結果。

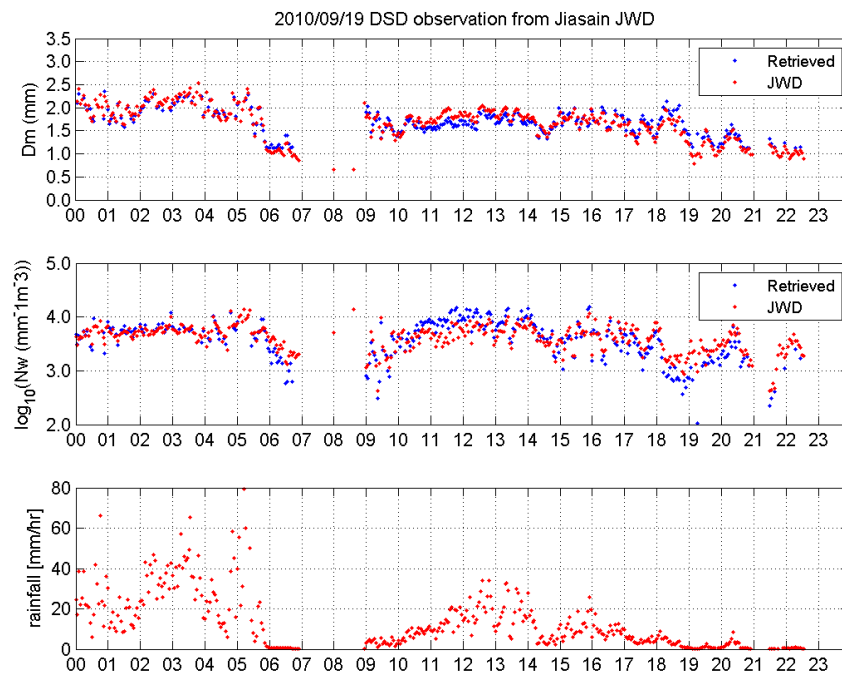


圖 5.6 甲仙站反演方法校驗。紅點為雨滴譜儀直接觀測結果，藍點為反演結果。

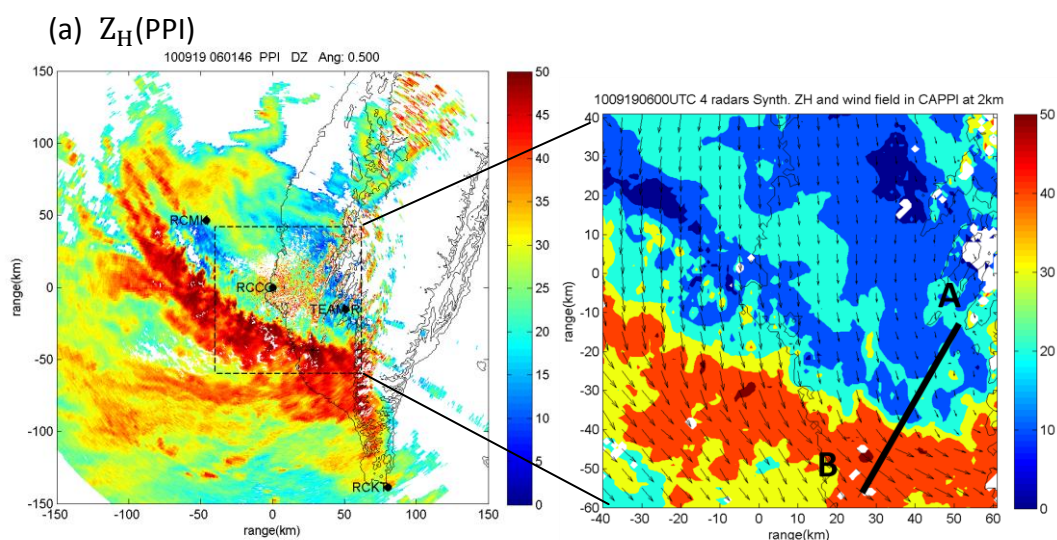


圖 5.7a 強雨帶時期(06 UTC)回波分布。(左)七股雷達雷達回波，為一西北-東南方向強雨帶。黑框標示為分析範圍，黑點標示四顆雷達位置。(右)分析區域的(四顆雷達)合成回波圖。A-B 連線為相對於 TEAM-R RHI 方位角 210° 、距離 50 km 的位置。可看到此連線切過南側的強雨帶。

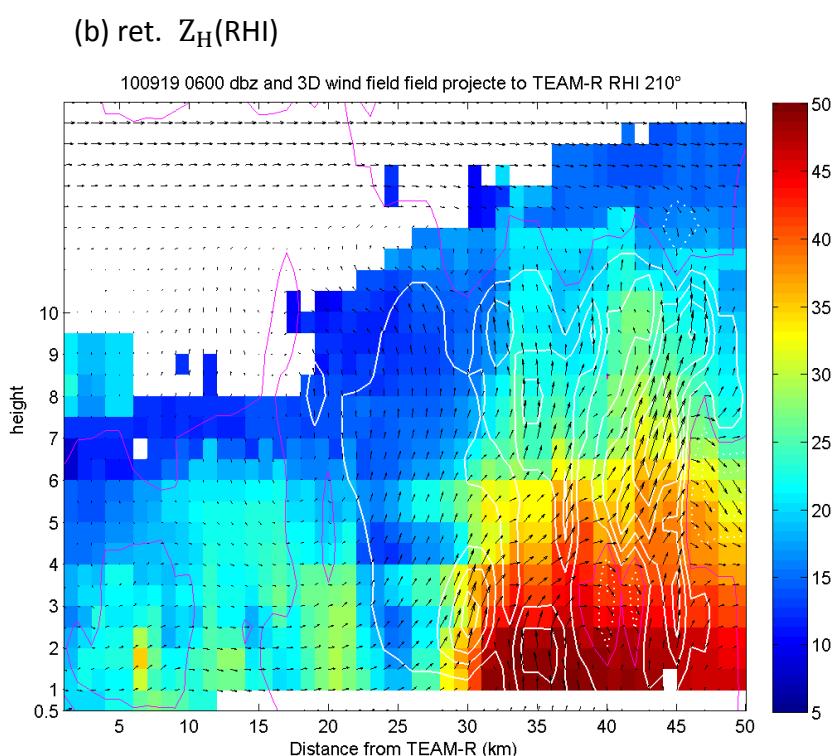


圖 5.7b 強雨帶時期(06 UTC)的合成風場相對於 TEAM-R RHI 方位角 210° 的垂直剖面，橫軸為相對於 TEAM-R 的距離，原點即為 TEAM-R 的位置。縱軸為高度，合成結果的高度層為 0.5 km 到 15 km。而 10 km 以上雷達覆蓋率很低，合成結果

可信度較低，因此圖標僅標示至 10 km。圖中箭頭為三維風場，在此 w 有乘上 5 倍以利突顯出上升運動；白線為垂直速度的等值線，間距為 1，實線為正，虛線為負；紫色線為垂直速度為零的等值線。色塊為合成回波。

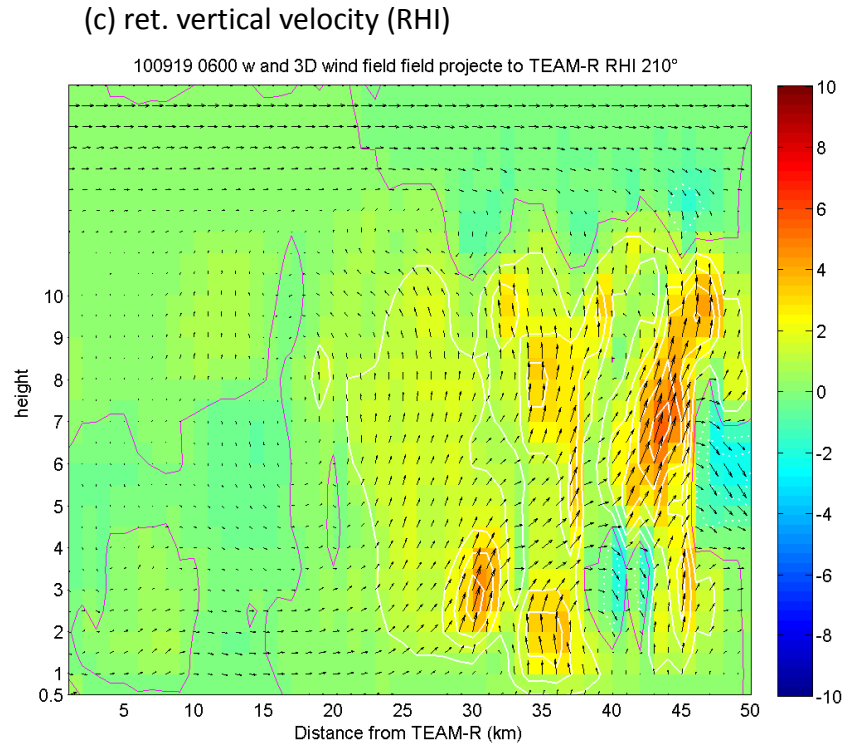


圖 5.7c 同圖 5.7b，色塊為垂直速度。

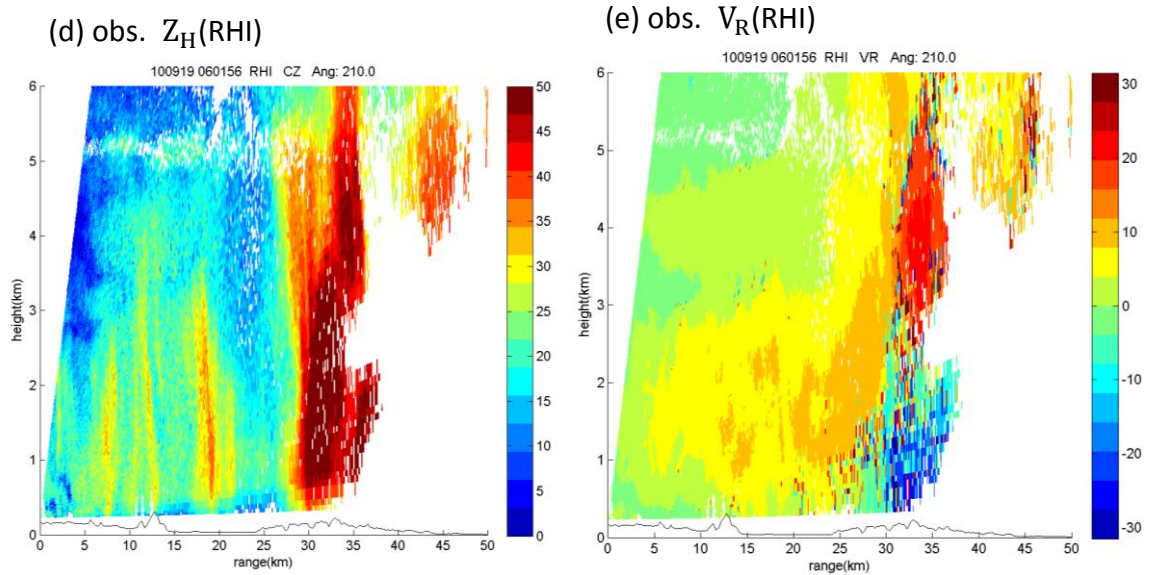


圖 5.7d~e 強雨帶時期(06 UTC) (觀測的)雙偏極化參數。(d)為回波(Z_H)；(e)為徑向風場(V_R)。

(e.1) obs. $V_R(\text{PPI})$

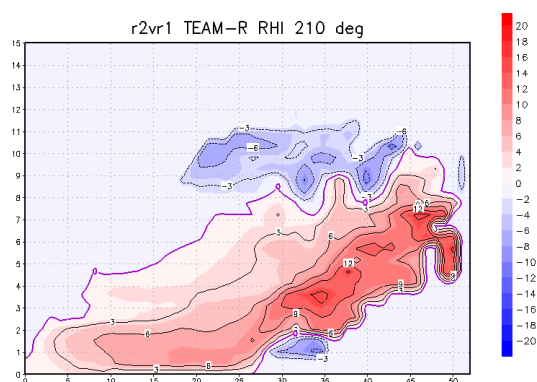


圖 5.7e.1 TEAM-R PPI 資料內插到等高面上，再投影回相對於 TEAM-R RHI 210 度的徑向風場。觀測時間 0604UTC，與 RHI 策略直接觀測有約 3 分鐘時間差。

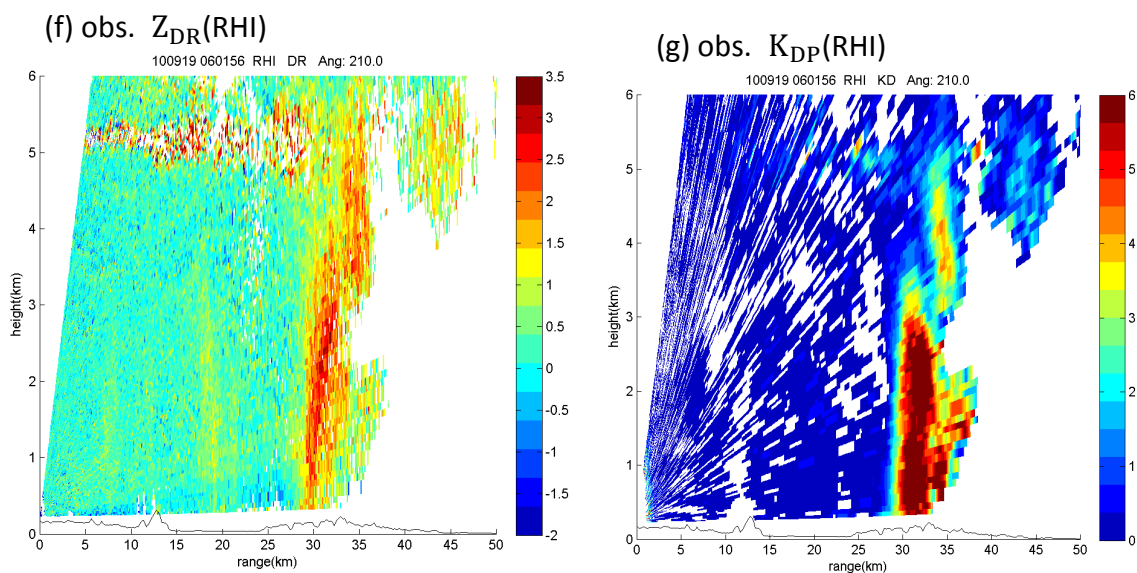
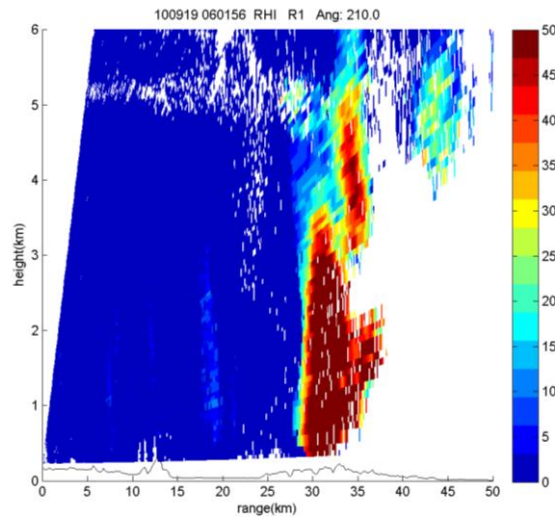
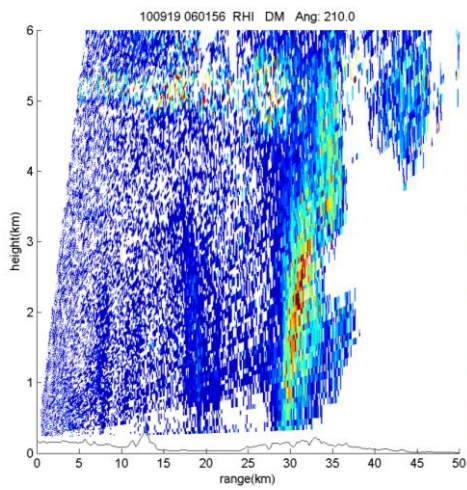


圖 5.7f~g 強雨帶時期(06 UTC) (觀測的)雙偏極化參數。(f)為差異反射率 (Z_{DR})；(g)比差異相位差(K_{DP})。

(h) ret. R_{KDP} (RHI)



(i) ret. D_M (RHI)



(j) ret. N_W (RHI)

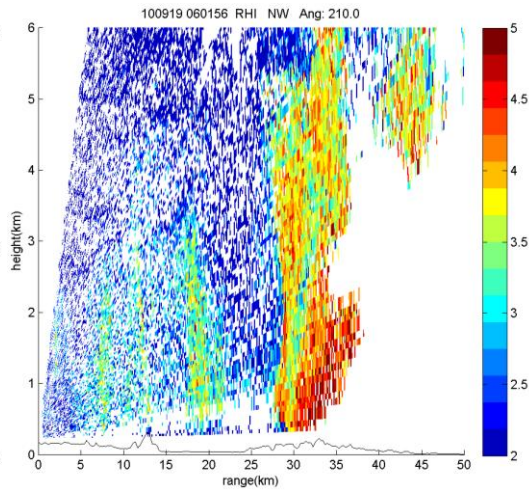


圖 5. 7h~j 強雨帶時期(06 UTC)的(反演)雨滴粒徑分布參數。(h)為由 R-KDP 公式求算出的降雨率；(i)為質量權重平均直徑(D_m)；(j)標準化截距參數 (N_w)。

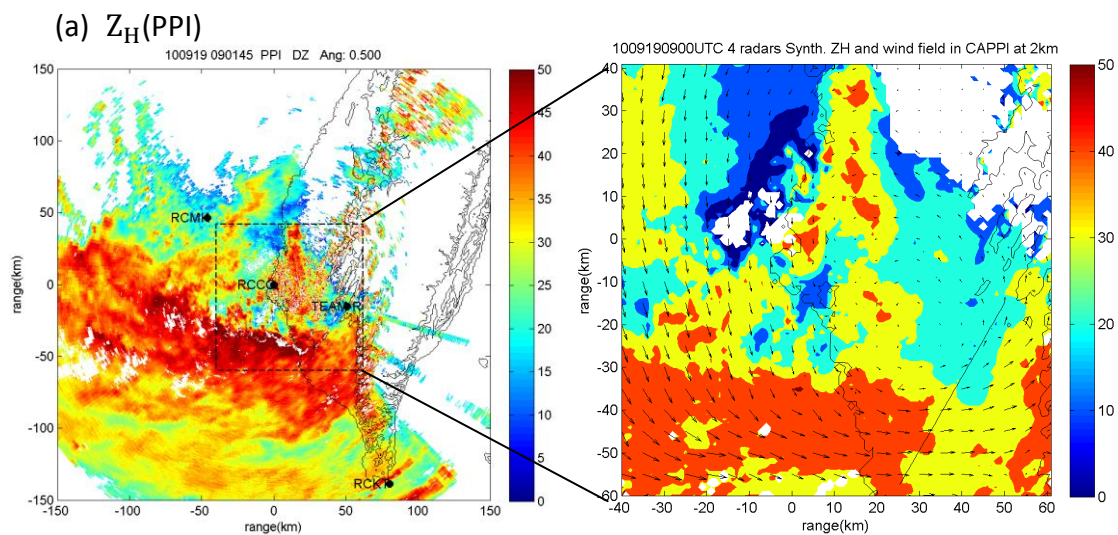


圖 5.8a 同 5.7a，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

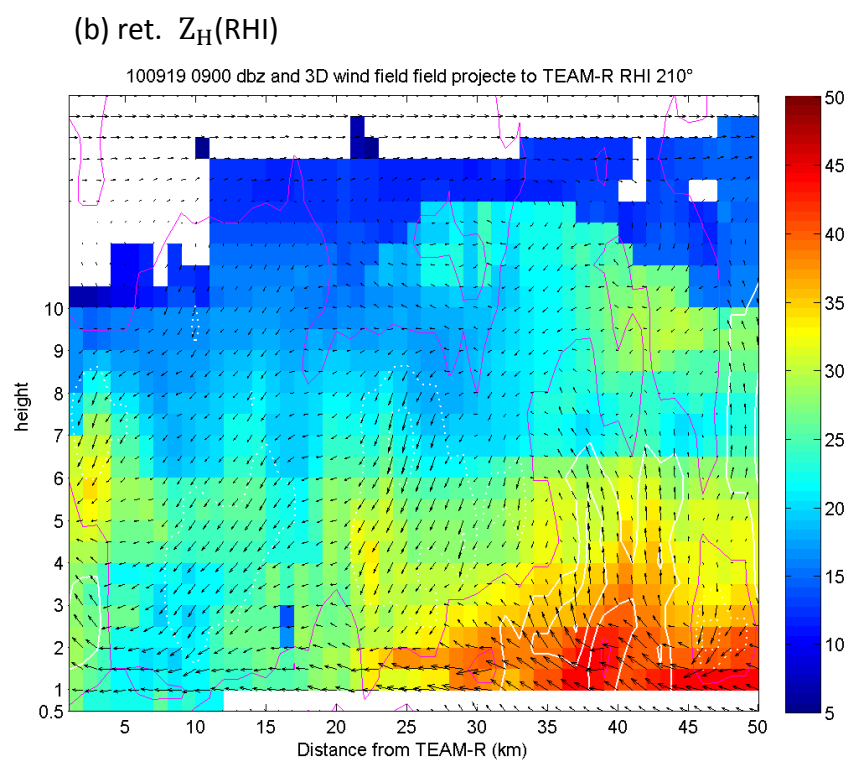


圖 5.8b 同 5.7b，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

(c) ret. vertical velocity (RHI)

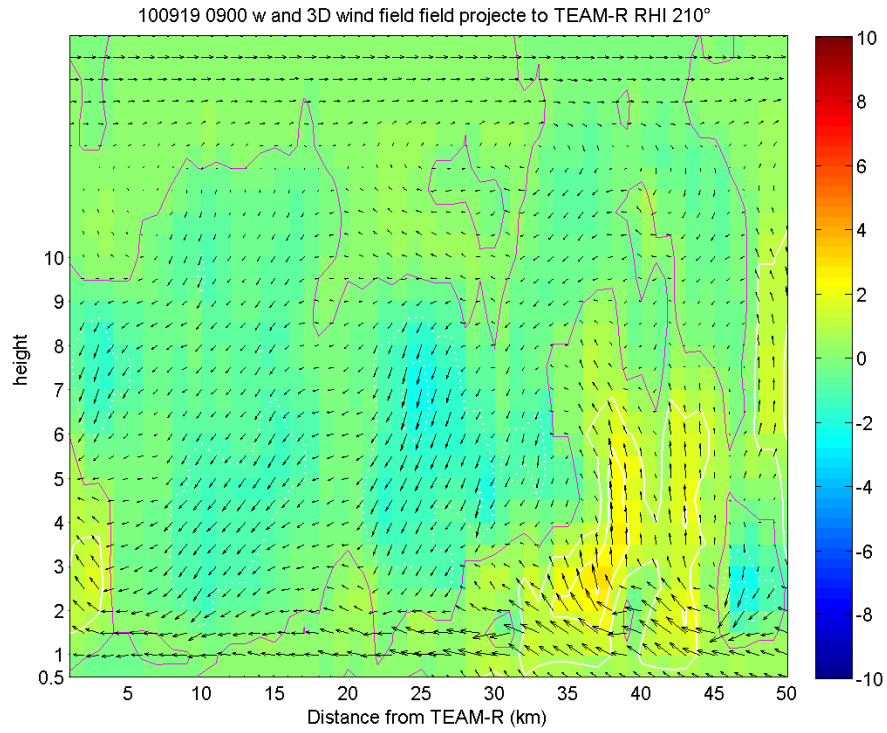


圖 5.8c 同 5.7c，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

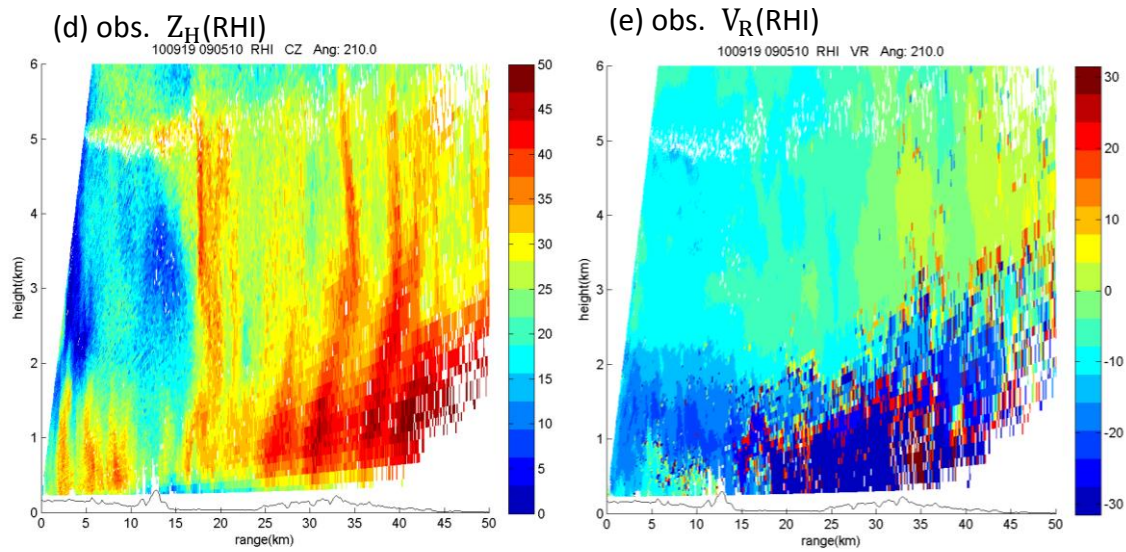


圖 5.8d~e 同圖 5.7d~e，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

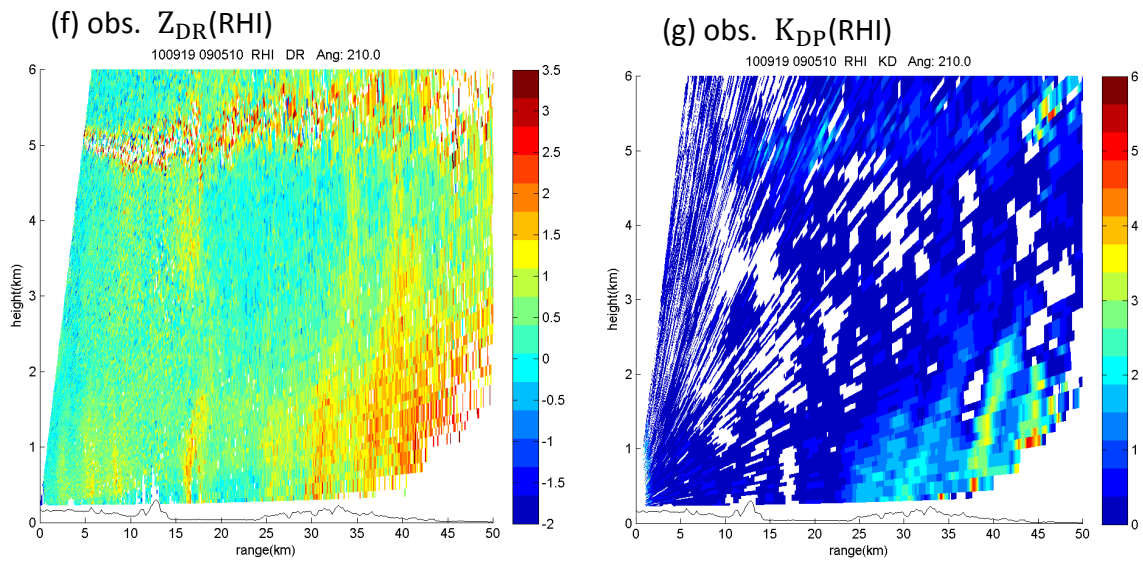


圖 5.8f~g 同 5.7f~g，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

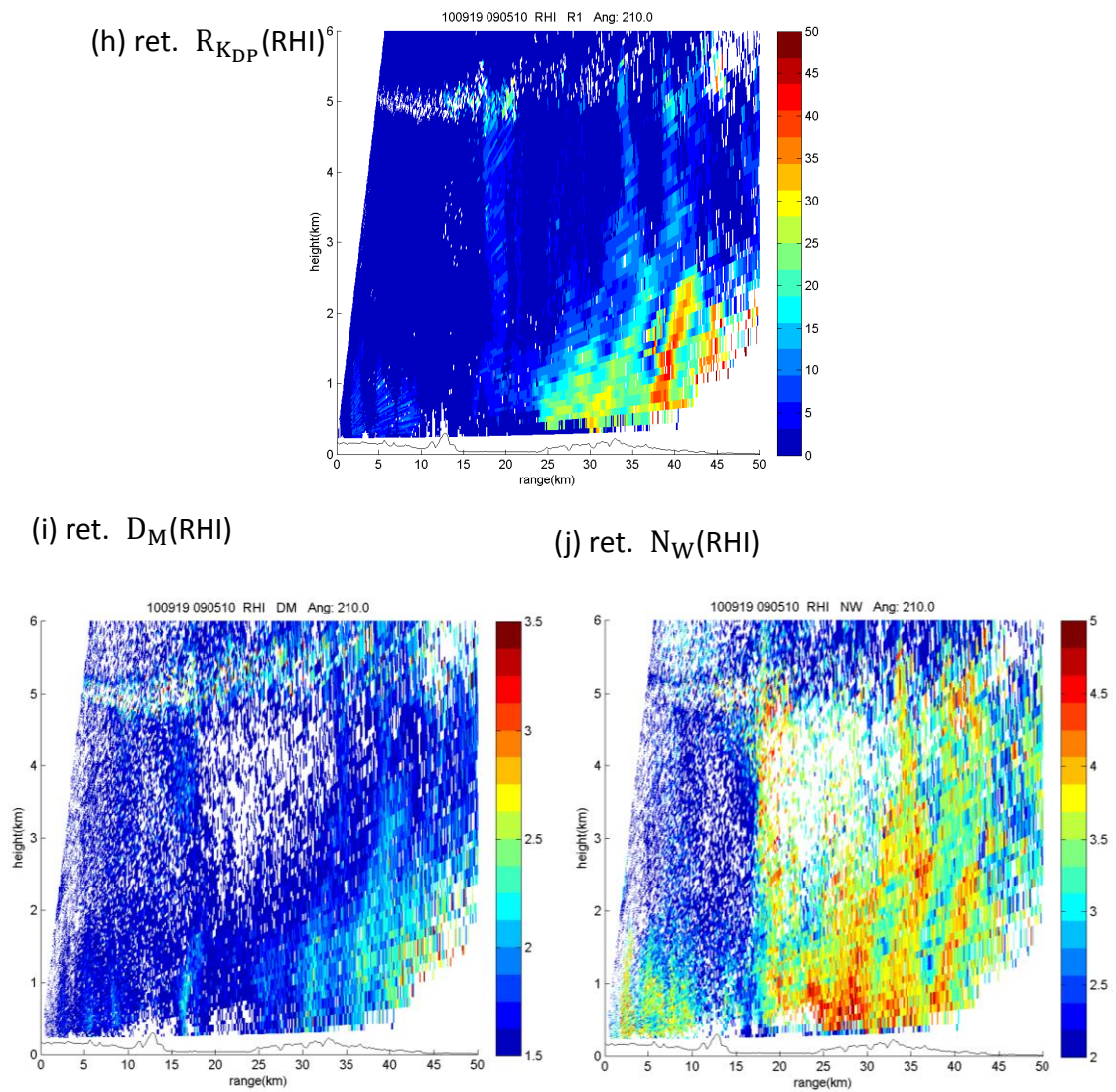


圖 5.8h~j 同 5.7h~j，但為雨帶轉彎期(09 UTC)。

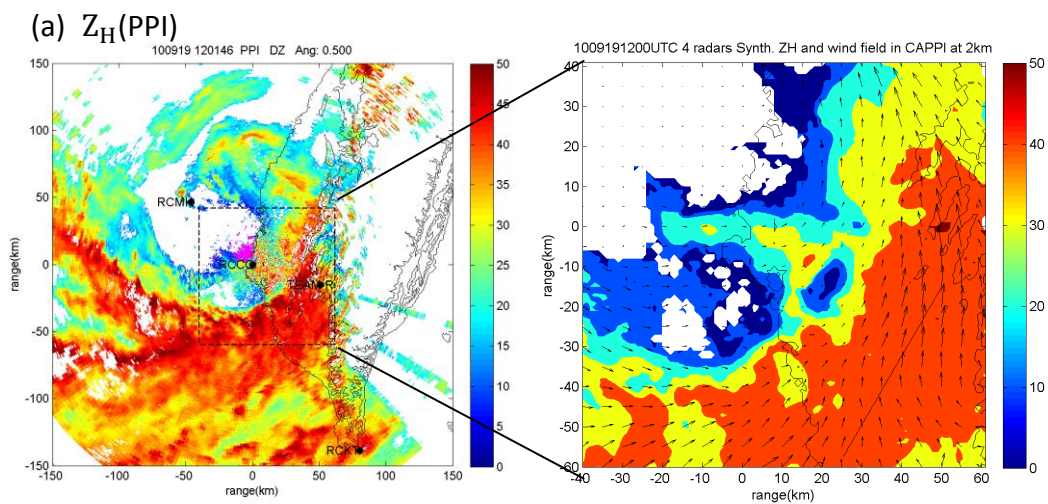


圖 5. 9a 同 5. 7a，但為眼牆重建期(12 UTC)。

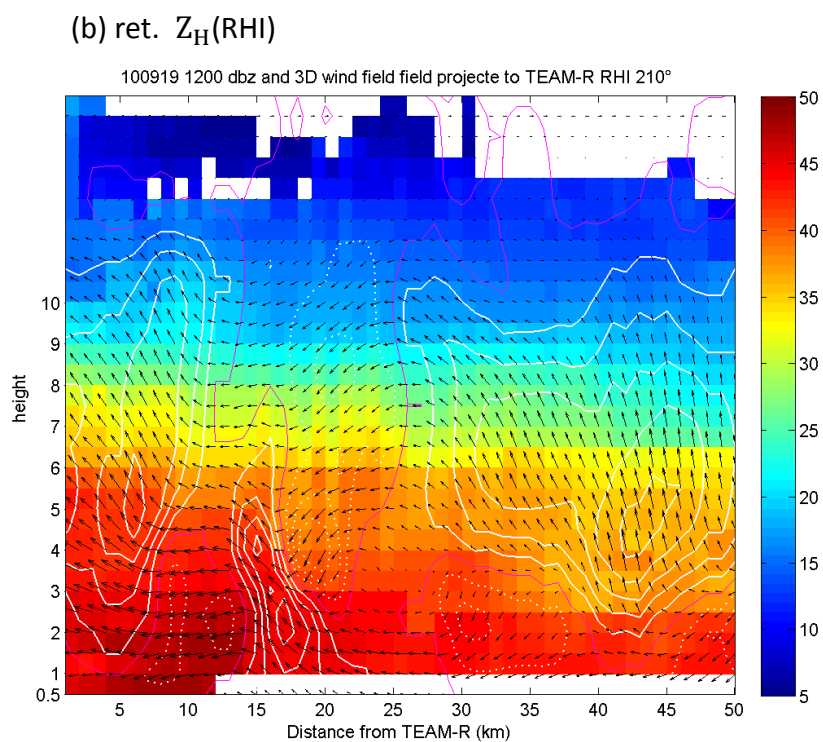


圖 5. 9b 同 5. 7b，但為眼牆重建期(12 UTC)。

(c) ret. vertical velocity (RHI)

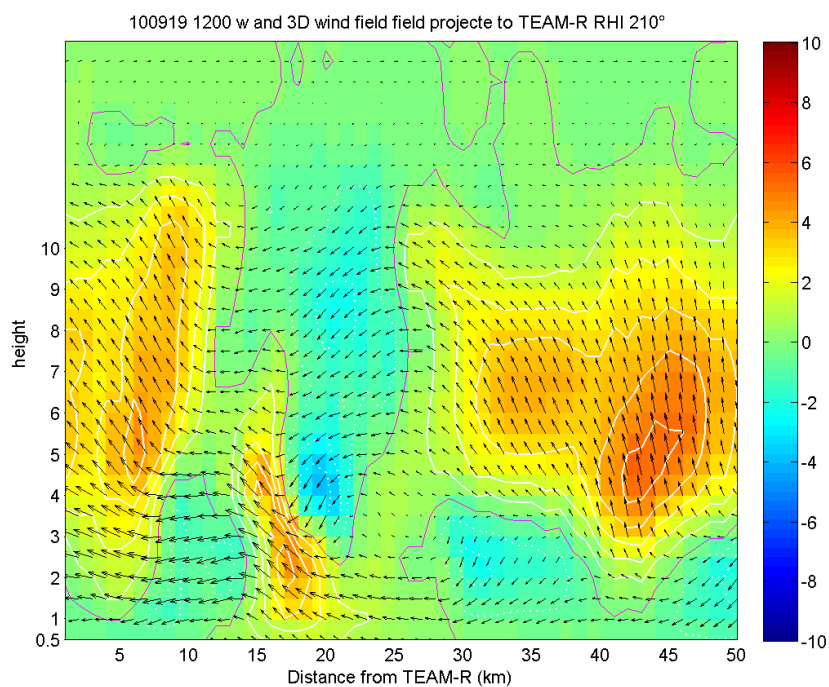
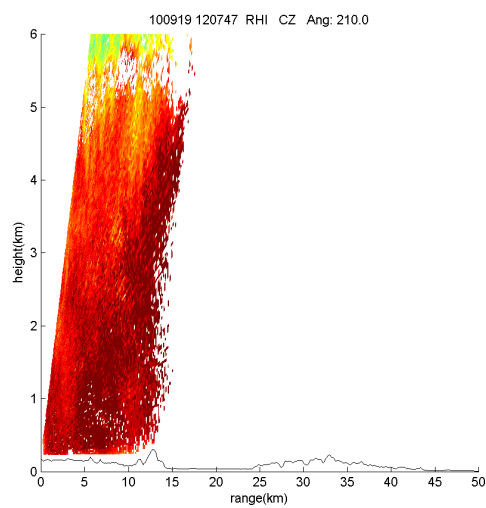


圖 5.9c 同 5.7c，但為眼牆重建期(12 UTC)。

(d) obs. Z_H (RHI)



(e) obs. V_R (RHI)

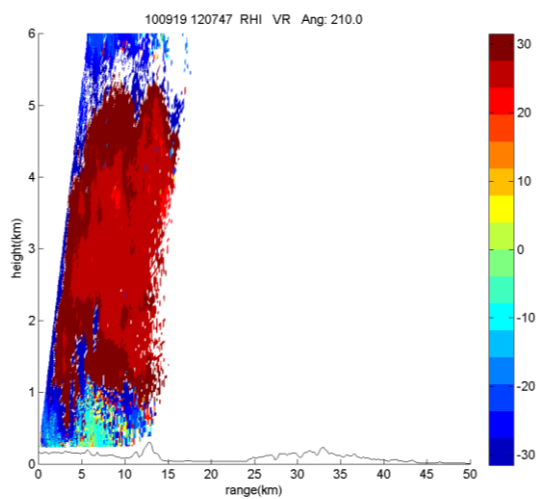


圖 5.9d~e 同圖 5.7d~e，但為眼牆重建期(12 UTC)。

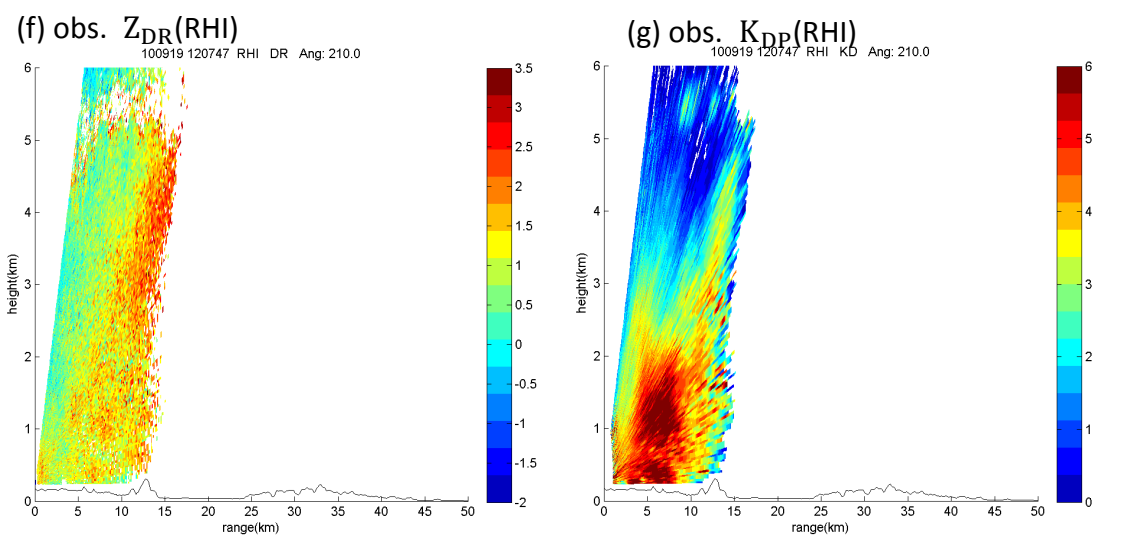


圖 5.9f~g 同 5.7f~g，但為眼牆重建期(12 UTC)。

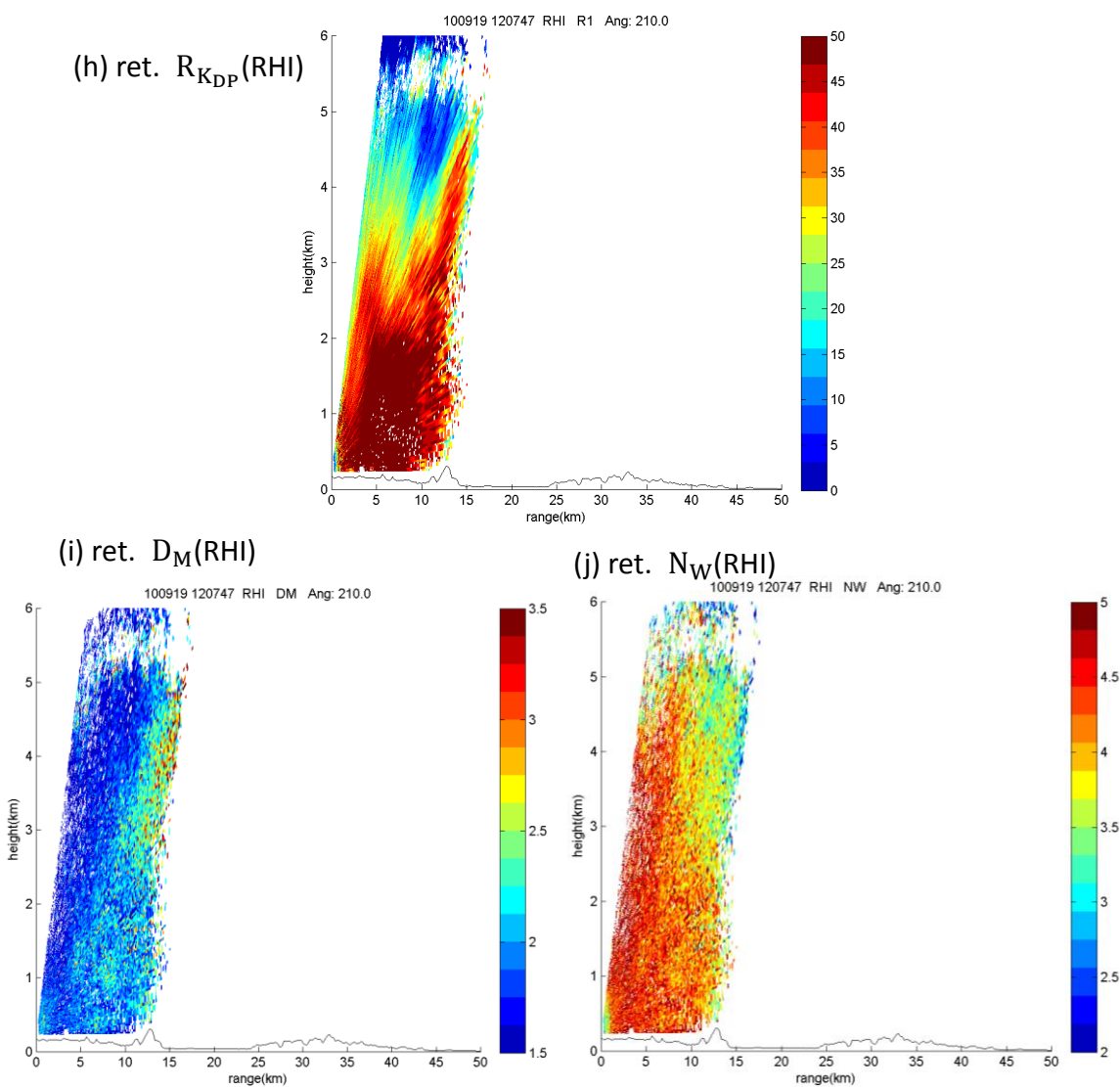


圖 5.9h~j 同 5.7h~j，但為眼牆重建期(12 UTC)。

Instrument	TEAM-R (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile - Radar)
Instrument Type	Mobil, X-band dual Doppler polarimetric radar
Measurement	Doppler velocity, spectral width, polarimetric variables
Operated by	NCU
Platform	Mobile, flatbed truck
Transmitter	Klystron
Transmitter frequency	9.620 GHz
Transmitter Wavelength	3.12 cm
Transmitter Peak Power	50 kW
Transmitter Pulse Width	1μ , 1.5μ , 2μ
Pulse Repetition Frequency	3000 Hz (max)
Polarization Diversity	H, V
Transmitted Pulse Package	Up to 4 pulse width
Antenna Type	Parabolic reflector
Antenna Diameter	1.8 m
Antenna Beam Width	1.4 deg
Antenna Gain	42 dBi
Antenna Scan Rate	Max : 20 deg/sec
Receiver band width	10 MHz
Receiver dynamic range	92~102 dB
Measurement Range	100 km
Range Resolution/Gate Spacing	125 m
Number of Range Gates	2048
Number of Samples	Max : 1024
Data Recording	I, Q
Variables available	Reflectivity at horizontal polarization: Z_{HH} Differential reflectivity: Z_{DR} Differential phase shift: $Phidp$ Co-polar correlation coefficient: RH Doppler velocity: V_r Spectral width: SW

表 2.1 TEAM-R 雷達規格。

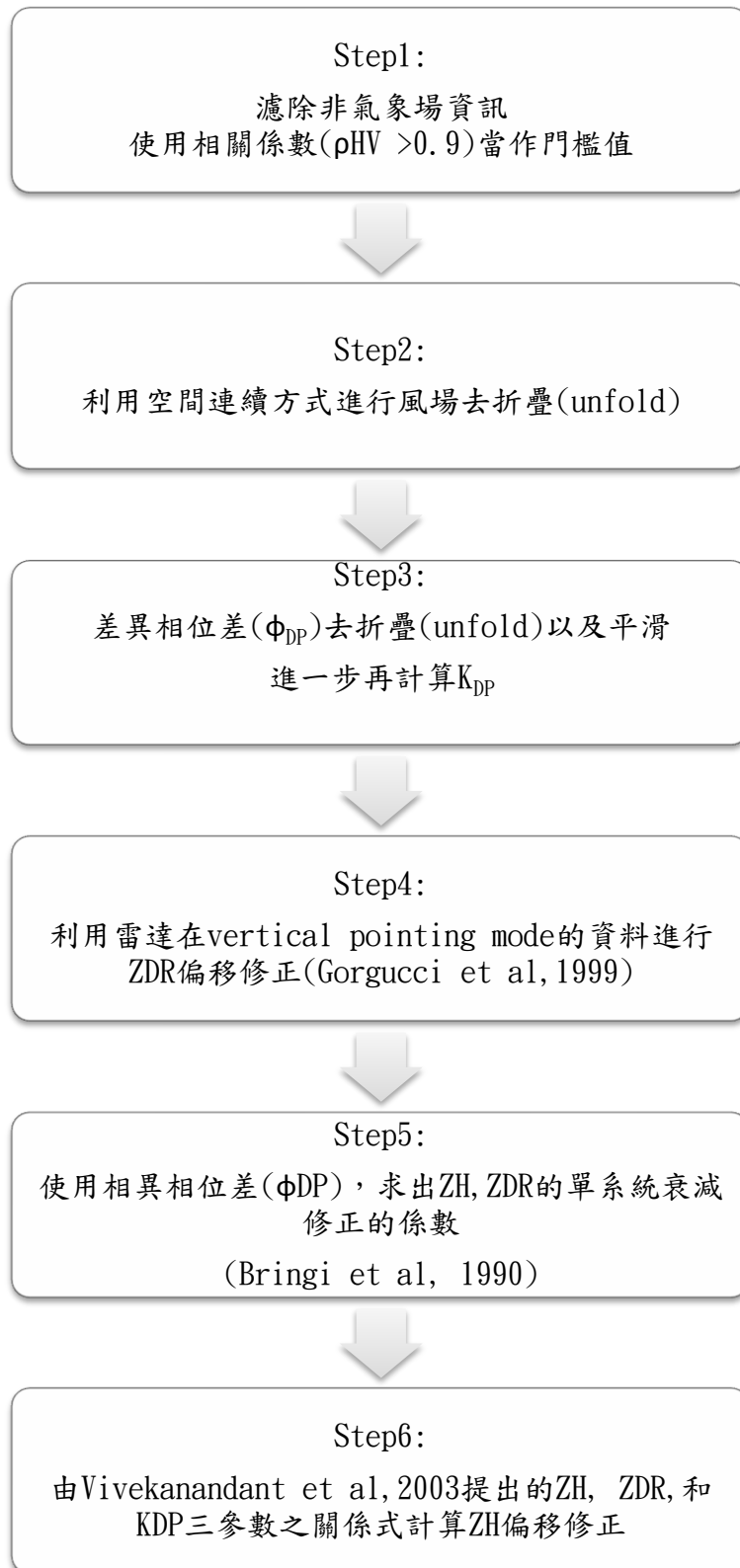


表 2.2 雙偏極化雷達資料品質控制處理流程。

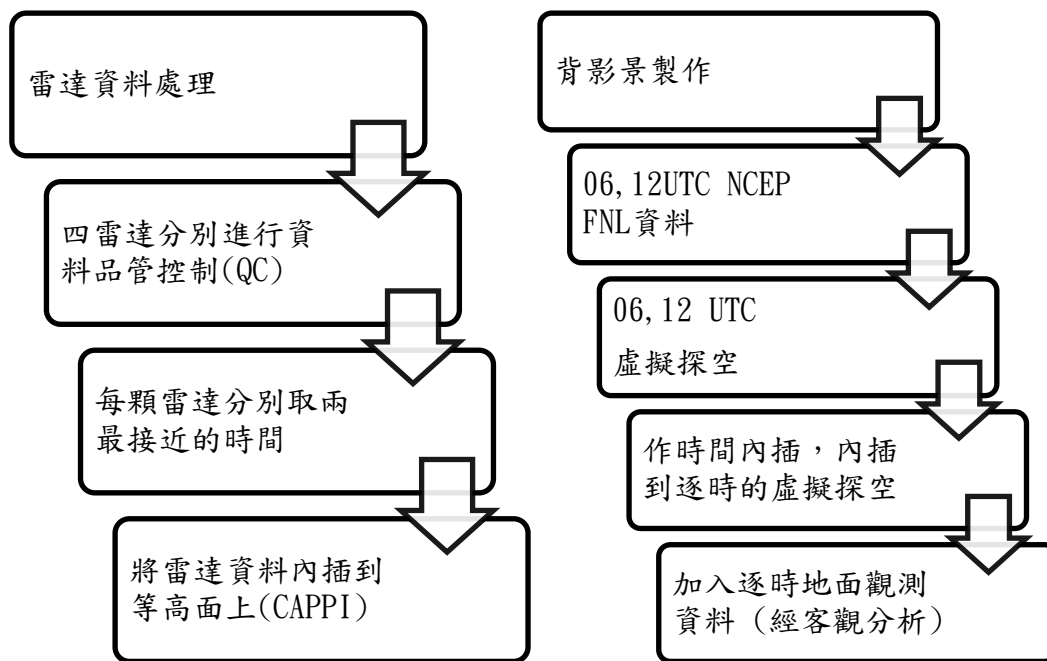


表 3.1 Liou et al(2012)提出的多雷達合成方法作業流程表。

	$\bar{U}$	Fr	
06 UTC	12.3073	0.40035	
07 UTC	9.68729	0.31513	
08 UTC	10.7189	0.34868	
09 UTC	11.2241	0.36512	
10 UTC	6.06008	0.19713	
12 UTC	-1.76646	-0.057462	

表 4.1 06~12 UTC 的風速(相對於垂直山脈的風分量)與其所計算出的 Froude number。右圖為計算 Fr 的設定範圍示意圖，以 06 UTC 為例，圖中等值線為地形高度，單位為公里。實線方框為合成風場研究範圍；點線框為求算垂直於山脈的平均風($\bar{U}$)範圍，為配合山高，在此只取合成風場的最低四層(0.5, 1, 1.5, 2, 0 公里等高面)做平均；虛線框為求算平均高度($\bar{H}$)的範圍，其所計算出來的平均高度為 1265.5864 公尺。

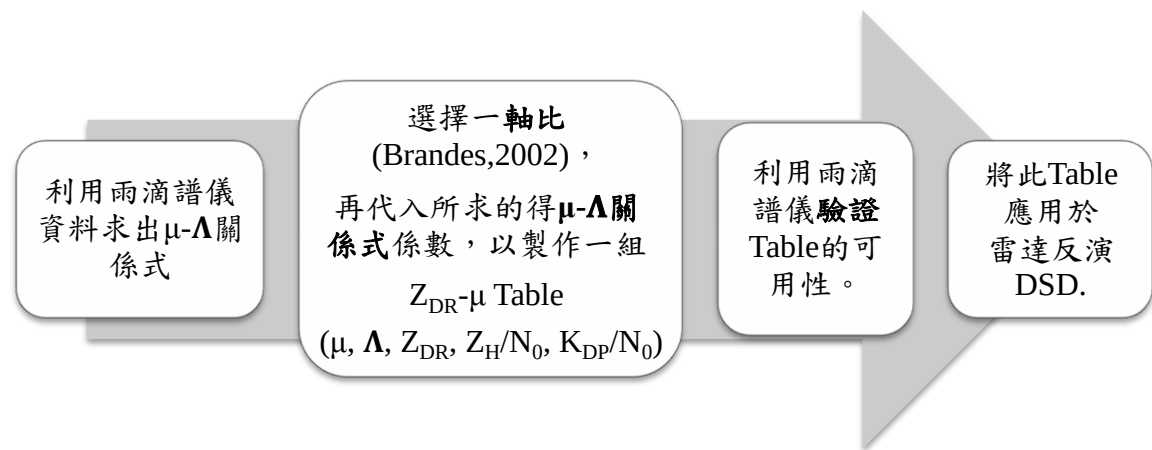


表 5.1 雙偏極化雷達反演雨滴粒徑分布流程圖。