

國立中央大學

大氣物理研究所  
碩士論文

2007年梅雨季期間之颱風個案分析

研究生：吳慧玲

指導教授：陳台琦 博士

中華民國九十七年七月



# 國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(95 年 7 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)

- (  )**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：\_\_\_\_\_。  
(  )**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： 吳慧玲 學號： 956201020

論文名稱：2007 年梅雨季期間之颶線個案分析

指導教授姓名：陳台琦 博士

系所：大氣物理研究 所  博士班  碩士班

日期：民國 97 年 7 月 22 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://blog.lib.ncu.edu.tw/plog/> 碩博士論文專區查閱下載。
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。

# 2007 年梅雨季期間之飊線個案分析

## 摘要

針對 2007 年梅雨季降雨量較多的北部地區做各測站累積降雨量統計，發現在 6 月 5 日至 6 月 10 日有明顯的持續降雨事件，又進一步配合其他氣象資料，找出有興趣的個案發現 6 月 6 日 1400UTC 有一完整的飊線系統由大陸東南沿岸慢慢往台灣移動。所謂飊線為活躍且深厚之組織性對流窄帶，常發生於春夏季之中緯度與熱帶地區，為台灣地區梅雨季常見的劇烈天氣現象。本研究利用中央大學的雙偏極化都卜勒雷達資料來深入探討其飊線結構，除了與文獻上飊線內部流場結構特徵比較外，並加上由偏極化雷達參數推導之雲物理場，為國內首度利用偏極化雷達針對梅雨鋒面做雲物理特性分析。

綜觀天氣分析發現，地面天氣圖有一明顯的鋒面系統持續影響著台灣地區，850mb 天氣圖則發現有低層噴流(LLJ)存在，500mb 有短波槽，200mb 的風有輻散的情形。在眾多有利於中尺度對流發展的條件下，系統隨之發生。

由垂直風場結構圖發現飊線上對流胞的西南側有暖濕的西南氣流移入，此暖濕氣流為主要提供系統發展的入流，而在主對流胞的東邊吹的是較乾冷的東北風，當此乾冷的東北風遇上主對流胞西南側暖濕的西南氣流，較暖濕的西南氣流則會沿著較乾冷的東北下層氣流而向上爬升，在此介面上因為氣流較不穩定，因而造成對流，形成新的對流胞。

本文也利用雙偏極化雷達所求得的偏極化參數  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  來反演降雨粒徑分布 DSD 參數  $N_w$  及  $D_0$ ，進而用這些參數來看飊線系統變化特徵。由垂直剖面圖發現在對流初生時期降水多由雨滴個數較少及中值體積直徑較小的雨滴所組成，而對流胞成熟階段發現各個參數都很大，此時期降水又分成兩部分，對流胞前緣(南邊)多由雨滴個數較少及中值體積直徑較大的雨滴所組成，對流胞後緣多(北邊)由雨滴個數較多及中值體積直徑較小的雨滴所組成。推斷前半段為前向後氣流的入流區，上升運動較強，小水滴不易往下掉，而後小水滴會隨著風場向上且向後掉入後半段區域內，後半段上升運動為較弱的情形，所以小的水滴就往下掉，使得後半段有較小且較多的水滴，此結果和風場是符合的。最後發現反演的 DSD 參數和原來的偏極化參數都很一致。

## Abstract

According to the statistics of the accumulated rainfall at northern station in Taiwan during the Mei-Yu season 2007, there were obvious heavy rainfall events from June 5<sup>th</sup> to 10<sup>th</sup>. After thoroughly investigating the data of CWB, it exhibited that a squall line moved slowly from southeast coast of China to Taiwan. We have used NCU C-band dual-polarization (*C-Pol*) radar to confer the structure of squall line in this thesis. In addition to the study of the inner flow structure characteristics, we also added the discussion of the cloud physical phenomena revealed by the dual-polarization variables. It is the first time in Taiwan to analyze cloud microphysics of the Mei-yu front precipitation systems using dual-linear polarization Doppler radar.

From weather analysis, the surface weather map show there was a well defined frontal system influencing Taiwan during the whole period. We detected a LLJ in 850mb weather map, a short wave trough in 500mb and divergence in 200mb. The system on top of the Taiwan island enhanced with the above-mentioned advantage conditions for meso-scaled development.

The vertical wind structure showed that there was warm and wet south-west flow moving into the southwest leading edge convective cells on the squall line. This flow provided the main inflow for the developed system, and the wind on north side of the main convective cell was colder and dryer northeast wind. When this northeast flow encounter with the southwest flow, the flow will move upward along the northeast in southwest flow and across it. It enhanced the new convective cells by the release of convective instability which was provided by the unsteady flow in this system.

From the vertical cross-section of the retrieved DSD parameters ( $N_w$  and  $D_0$ ), the precipitation systems were dominated by relatively less drops number and smaller drops size at the initial stage of a convective system.

Nevertheless, the DSD parameters:  $N_w$  and  $D_0$  increase notably at the mature stage of convective system. In this stage, the precipitation system was composed by two different characteristic of the DSD. The leading edge (southern part) of the convective cells accompanied with less drops number and larger drops size. However, the relatively higher concentration of raindrops and relatively smaller drop size at rear part (northern part) of convective cell was observed from NCU CPOL.

As a result we concluded that the stronger upper motion associated with the front to rear air flow will cooperate with the downward motion. Consequently, the rain droplets will be carried toward the rear part of the flow, and only relatively big drop can reach the surface. Since the rear part of the system has less upper movement, the droplets will have the tendency to descent. Therefore, the results agree with the wind field and the polarimetric measurements. It also reflects that the dynamical and microphysical DSD consistent which were retrieved from the original polarization parameter.

## 致謝

研究所的這兩年似乎過的特別快，而現在所想起的是中大春天梔子花濃郁的香氣，夏日午後的熱對流，秋天晚上散步在中大湖畔以及冬天又濕又冷的令人不想到學校的日子，以及陪伴我成長的大家，一切都是那樣的美好。

能夠完成這本論文首先要感謝我的指導教授陳台琦老師，親切浪漫以及對科學研究非常執著的她，讓我在這段日子裡學會的不只是學術上的知識，更是待人處事的態度與道理，也很感謝實驗室的另一位教授廖宇慶老師謝謝你的鼓勵與幫助，在您的身上我學會了如何按部就班以及認真的工作。在此也要特別感謝我的口試委員阿練老師以及劉清煌老師，謝謝你們辛苦的閱讀我的論文，幫我訂正錯誤及給我的建議與鼓勵。

另外，謝謝雷達實驗室的大家，偉裕、紀董、吉暉學長以及雅茜、雅茹學姊提供雷達資料處理及程式上的專業知識，讓我能夠更快進入雷達這個專業領域，沈先生及正紀學長細心的照顧雷達，讓我可以有很好的雷達資料可用，還有充滿活力及具有搞笑天份的雅亭及文倫常常帶給我無限的歡笑。接著是和我一起打拼奮鬥共同進退的阿喻，以及幫我解悶陪我吃飯的家苓和所有研究所的同學們，因為有了你們豐富了我的生活，也帶給我許多美好的回憶，讓我在中大也感受到家庭的溫暖。

最後要感謝的是我的家人，謝謝你們給我一個溫暖的家，不管發生什麼事，我知道我永遠會找到一個避風港，也謝謝敬育平日的照顧，總是幫我解決許多問題，幫我紓解壓力，最後的最後還要謝謝吠玲所有的好朋友們以及曾經幫助過我的可愛人兒☺。

# 目錄

中文摘要	I
英文摘要	II
致謝	III
目錄	IV
圖表說明	V
第一章：序論	
1.1：研究動機	1
1.2：文獻回顧	1
1.3：研究目的	5
第二章：資料來源與分析方法	
2.1：觀測儀器	7
2.1.1：五分山雷達	7
2.1.2：桃園國際機場雷達	7
2.1.3：中央大學雷達	8
2.2：資料分析方法	
2.2.1：SPRINT & CEDRIC	8
2.2.2：Rasta	9
2.2.3：JBT	10
2.2.4：CFAD 方法	10
第三章：個案簡介	
3.1：雨量時空分布	12
3.2：綜觀環境特徵	12
3.2.1：低層天氣圖分析	12
3.2.2：高層天氣圖分析	13
3.2.3：探空資料分析	14
第四章：颱風系統之氣流型態與雲物理結構分析	
4.1：綜觀天氣與回波系統之變化	17
4.2：颱風水平回波場特徵	18
4.3：颱風水平風場特徵	19
4.4：颱風前緣對流之偏極化參數特徵與雲物理特性研究	24
4.5：颱風回波與差異反射率的垂直結構	33
第五章：結論與未來展望	
5.1：結論	35
5.2：未來展望	37
參考文獻	38
附表	41
附圖	43
附錄	103

## 圖表說明

- 表 1.1、近十年(1998~2007)各地區梅雨季期間之累積降雨量(a)五月(b)六月。
- 表 1.2、北部地區降雨量較多測站之累積降雨量統計。
- 圖 1.1、颱風發展分類，(a) Broken-line (b) Back-buiding (c) Broken-areal (d)Embedded-areal。(Bluestein and Jain1985)
- 圖 1.2、鋒前對流雨帶之運動結構概念模式圖(Lin et.al 1992)。
- 圖 1.3、TAMEX 期間 IOP#13 對流胞發展示意圖(楊 1994)。
- 圖 3.1、200706061100~06070100 UTC 之累加雨量圖。顏色部分為地形高度，偏暖色系代表山勢較高；紅色十字代表自動雨量站所在位置，而黑色數字則代表降雨量。
- 圖 3.2、氣象局 MTSAT 紅外線衛星雲圖 2007 年 6 月 6 日(a)0200UTC (b)0600 UTC (c)1000 UTC (d)1400 UTC (e) 1800 UTC (f)2200UTC 以及 6 月 7 日(g)0200 UTC。
- 圖 3.3、2007 年 6 月 6 日地面天氣圖。(a)0000UTC(b)1200UTC。
- 圖 3.4、2007 年 6 月 6 日 850hPa 高空天氣圖。(a) 0000UTC (b)1200UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。
- 圖 3.5、2007 年 6 月 6 日 500hPa 高空天氣圖。(a) 0000UTC (b) 1200UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。
- 圖 3.6、2007 年 6 月 6 日 200hPa 高空天氣圖。(a) 0000UTC。(b) 1200UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。
- 圖 3.7、2007 年 6 月 6 日 0000UTC 板橋測站之探空斜溫圖。風標為水平風隨著高度之變化，長桿風標為  $5 \text{ ms}^{-1}$ ，短桿為  $2.5 \text{ ms}^{-1}$ 。
- 圖 3.8、同(圖 3.7)，但時間為 2007 年 6 月 6 日 1200UTC。
- 圖 3.9、同(圖 3.7)，但時間為 2007 年 6 月 7 日 0000UTC。
- 圖 3.10、2007 年 6 月 6 日 0000UTC 馬公測站之探空斜溫圖。風標(WIND)代表水平風隨著高度的變化，全桿為  $5 \text{ ms}^{-1}$ ，半桿為  $2.5 \text{ ms}^{-1}$ 。
- 圖 3.11、同(圖 3.10)，但時間為 2007 年 6 月 6 日 1200UTC。
- 圖 4.1、2007 年 6 月 6 日氣象局雷達回波圖與地面天氣圖，隨著天氣系統配置改變。(a)0900 UTC(b)1200 UTC(c)1500 UTC(d)1800 UTC(e)2100UTC
- 圖 4.2、2007 年 6 月 6 日 1250UTC 中正機場雷達的風場和回波場(a)2km 高度平面上的風場，(b)2km 高度平面上的回波場。(c)沿著圖 4.2a、4.2b 上紅色虛線所標示出位置之風場垂直剖面圖(d)回波場垂直剖面圖。
- 圖 4.3、陣風鋒面示意圖。
- 圖 4.4、2007 年 6 月 6 日 1250 UTC 中正機場雷達回波場(上)及風場(下)結構配置圖，正值代表接進雷達，負值代表遠離雷達，箭頭則代表風向。(a)0.25km (b)0.75km (c)1.25km (d)1.75km(e)2.0km。
- 圖 4.5、2007 年 6 月 6 日 1250 UTC 中正機場和中大雷達低層的風場合成圖(a) 0.25km (b) 0.5km (c)0.75km (d) 1.0km，圖中(0, 0)為中大雷達所在位置，中正機場雷達則位於(1.593, 10.874)。

- 圖 4.6、2007 年 6 月 6 日 1243 UTC (a)大雷達在 1.5km 水平回波圖，圖中虛黑線為(b)圖垂直剖面所經過位置。(b)沿著回波最強處所畫出的垂直剖面圖。
- 圖 4.7、2007 年 6 月 6 日 1243UTC 中大雷達 2km CAPPI 回波圖，圖中黑框及紫框區為本文將討論的兩個區塊，其中黑框區又細分成 A-1(較近北邊的對流線)、A-2(較近北邊的對流線)。
- 圖 4.8、2007 年 6 月 6 日 1243UTC Cell A 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。
- 圖 4.9、2007 年 6 月 6 日 1249UTC Cell A 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。
- 圖 4.10、2007 年 6 月 6 日 1255UTC Cell A 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。
- 圖 4.11、2007 年 6 月 6 日 1301UTC Cell A 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。
- 圖 4.12a、2007 年 6 月 6 日 1243UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell A-3。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。
- 圖 4.12b、2007 年 6 月 6 日 1249UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell A-3。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。
- 圖 4.12c、2007 年 6 月 6 日 1255UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell A-3。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。
- 圖 4.13、2007 年 6 月 6 日 1243UTC Cell B 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。
- 圖 4.14、2007 年 6 月 6 日 1249UTC Cell B 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。
- 圖 4.15、2007 年 6 月 6 日 1255UTC Cell B 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。
- 圖 4.16、2007 年 6 月 6 日 1301UTC Cell B 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。
- 圖 4.17a、2007 年 6 月 6 日 1243UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell B-1。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。
- 圖 4.17b、2007 年 6 月 6 日 1249UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell B-1。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。
- 圖 4.17c、2007 年 6 月 6 日 1255UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell B-1。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。
- 圖 4.18、2007 年 6 月 6 日 Cell B 隨著時間  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$  參數的 CFAD (a)1243(b)1249(c)1255UTC。
- 圖 4.19、2007 年 6 月 6 日( $X=-120\sim 20$ ， $Y=-60\sim 60$ km)區域中，隨著時間  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$  參數的 CFAD (a)1243(b)1249(c)1255UTC(d)1301 UTC。
- 圖 4.20、個案對流系統之發展示意圖。

# 第一章 序論

## 1.1 研究動機

近十年統計發現每年梅雨降雨地區及總累積降雨量並不全然相同(表1.1)。2007年台灣的梅雨季降雨分布之極大值發生於台灣中、北部地區，其次為南部地區，東部地區因為地屬背風面故降雨較西半部迎風面少。針對降雨量較多的北部地區做各測站累積降雨量統計(表1.2)發現在6月5日至6月10日有明顯的持續降雨事件，又進一步配合其它氣象資料找出有興趣的個案。發現6月6日2200LST有一完整的飆線系統由大陸東南沿岸慢慢往台灣移動，所謂飆線為活躍且深厚之組織性對流窄帶，常發生於春夏季之中緯度與熱帶地區，為台灣地區梅雨季常見的劇烈天氣現象之一。究竟是何種機制引發此飆線對流系統生成?以下將配合中央大學的雙偏極化雷達資料來深入探討其雲物理特性。

## 1.2 文獻回顧

過去數十年有許多研究對於飆線系統的特徵以有相當的瞭解。許多研究指出飆線中的對流行為會因為所處的環境的差異而呈現出不同的風貌，當環境具有隨高度旋轉的深厚垂直風切時較有利於形成超大胞型的飆線系統Weisman et al.(1998)。梅雨飆線特徵包括Roux(1988)文中提到的傾斜之上下衝流，此為垂直風切產生水平渦

度所造成。Bluestein and Jain(1985)中研究Oklahoma春天11年期間NSSL觀測網中所發生知颶線個案環境分析，將颶線的生成形式分為四類(圖1.1): (a) Broken-line 原先排列成線狀的不連續對流胞，漸漸的因為新生對流胞的產生而連在一起。(b) Back-building 在原先之對流胞旁邊，週期的產生新生對流胞，並漸漸連在一起形成線狀。(c) Broken-areal 原先不均匀分布的散列對流胞漸漸組織成線狀。(d) Embedded-areal 在一寬廣的層狀雲中形成一帶狀的強對流雲。並分析此四類的環境亦同。Wyss and Emanuel(1988)則將其擴展至全美國任何季節內所發生之颶線環境。

鄧與陳(1990)對台灣地區颶線發生前之環境分析中得知利於其發展之大尺度條件，包含地面鋒前、低層噴流、500mb短波槽、200mb輻散區，再加上低層暖濕空氣平流、槽前上升氣流，使得大氣更加不穩定，易產生強對流之發展。林與林(1988)對IOP3個案與Wang(1988)對IOP2和IOP3個案之分析，均認為鋒面輻合/舉升及地形效應在導致豪雨事件上為必要條件，紀與陳(1989)對IOP3之研究，認為除鋒面擾動之輻合及地形之舉升與加熱效應外，日夜之海陸風環流與MCS之外流邊界而產生豪雨也不容忽略。陳與俞(1990)顯示台灣海峽鋒後之強烈北北東風使鋒面移速在海面上較陸地上為快而成東北-西南走向之鋒面。

Wang et al. (1990)以及Lin et al. (1990)針對再TAMEX期間的一颶線系統的雷達資料，提供較詳盡的副熱帶颶線系統的運動和熱動力結構分析，其結果顯示此副熱帶颶線系統與一些快速移動的熱帶颶線系統非常相似，伴隨在鋒前的低層噴流(LLJ)提供必需的環境低層強風切，在颶線前面，除了在700hpa有一淺的由後到前氣流(rear-to-front flow)外，在整個對流層內均為由前向後的氣流(front-to-rear flow)。在主要對流區內可見許多強對流胞，對流下降氣流發生在此些對流胞的中間及其後方，在強對流上升運動後方的對流下降氣流將中對流層中較冷的空氣向下傳輸到低層，一部分冷空氣向颶線前緣推進，在成熟對流胞前的陣風鋒面處與環境邊界層的暖濕空氣相遇產生輻合帶，進而輕的對流胞得以在此處生成並發展，為此系統可以維持的條件。在主對流區，低層前向後入流(front-to-rear inflow)在颶線前緣被抬升產生主要上升氣流區，此抬升將空氣向上向西帶入中、高層後繼續移入層狀雲區，對流上升及下降氣流間的交互作用在維持颶線的三維環流中扮演著重要角色。

Lin et. al. (1989) 及葉(1990) 對IOP#13個案的降水結構分析，指出當對流胞之回波與風場顯現出三維結構時，可維持其較長生命期，並有深對流發生。而此種豪雨型態之對流胞維持原因除三維的旋轉動力特性外，其低層梅雨鋒面受地形強迫作用與台灣上空提供高層

強大的輻散，均為不可或缺的要素。

Jou and Deng (1991) 則以CAA與CP4雙都卜勒雷達分析同一個案，研究低層噴流(LLJ)在此個案中扮演激發及維持對流的角色。結果指出對流雨帶之前於1km高度有大於 $20\text{ms}^{-1}$ 的西南LLJ存在。此LLJ在進入對流降水區中速度減弱，而此減速的氣流結構，產生及中的暖濕空氣輻合，此輻合將有利於新對流系統的生成和對流系統的維持。

Lin et.al (1992) 使用雙都卜勒雷達分析鋒前對流雨帶之運動結構，指出與對流雨帶平行之LLJ於低層盛行，且有助於低層鋒面輻合。而於中、上對流層之降雨中心會隨環境風切向量向東南延伸，造成鋒前廣大區域的降水。鋒前下層氣流與低層外流與環境西南風輻合促使新胞生成，其所產生之傳播速度與系統之平均移動速度相反，固產生近似穩定的降水系統，而於台灣中部地區造成大量降水。由其所提出的概念模式圖(圖1.2)，可見由下降氣流所形成之外流於鋒前與西南氣流輻合，促使新胞的生成，而由於胞的傳播速度與系統移動速度相反，故產生近似滯留狀態的對流降水系統，引發大量的降雨。

楊與陳(1994)針對IOP13提出不同之概念模式，由熱、動力場反演結果得知，在良好的壓力擾動場和熱力作用下，可促使中低層西風加速往上。而由系統內部所做之空氣塊的軌跡分析，可得知主對流胞

西北側入流知西風可持續往上爬升，提供系統發展之暖濕空氣。相反的，由主對流胞南側入流之空氣，除位於西風轉西南風之新胞生成區位置之質點有往上爬升之情形外，其餘由系統南側入流之空氣則由於受到主對流胞處下降氣流的影響，故無法上衝至高層。對渦度場及垂直速度而言，中上層渦度較強，且於此渦度較強處有一相對低壓的存在，而在此相對低壓所造成的向上氣壓梯度力的作用下，可加速引入來自低層西側的暖空氣，維持上沖流的速度及強度(圖1.3)。

### 1.3 研究目的

本研究加入 C-POL 雙偏極化雷達，由雷達所觀測的偏極化參數  $Z_H$ (reflectivity, 回波)、 $Z_{DR}$ (Differential reflectivity, 差異反射率)及計算求得的  $K_{DP}$ (Specific differential propagation Phase shift, 比差異相位差)來反演雨滴粒徑分布(DSD)參數  $N_W$  (intercept, 截距參數)及  $D_0$ (Median volume diameter 中值體積直徑)，進而用此些參數來看飆線系統再不同發展階段的特徵及雲物理過程。

第二章介紹本研究所使用的資料及分析方法，第三章討論個案發生時之綜觀天氣特徵，第四章則加入了中央大學雙偏極化雷達的高時、空解析度資料來進行中尺度分析，也利用偏極化雷達參數  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  來反演經標準化的 Gamma 形式雨滴粒徑分布參數  $N_W$  及  $D_0$ 。另外，也使用五分山雷達及中正機場雷達資料做分析，進而利用

雙雷達資料來合成風場，看其三維結構特徵及可能的雲物理過程，最後第五章為結論與未來展望。

## 第二章 資料來源與分析方法

本研究主要使用中央氣象局的縱觀天氣資料，其中包含高空與地面天氣圖、台灣北部地區氣象局所屬測候站、自動氣象站之逐時觀測資料、探空資料、雷達整合回波圖、MTSAT紅外線衛星雲圖以及五分山雷達、桃園國際機場雷達、中央大學C-Band雙偏極化都卜勒雷達的觀測資料。

### 2.1 觀測儀器

#### 2.1.1 五分山雷達(RCWF)

五分山雷達為中央氣象局所屬的S-band、WSR-88D型都卜勒雷達，坐落於北緯25.0730度，東經121.7720度，高度766公尺。一次體積掃描的時間約六分鐘，共有九個仰角掃描：0.5°、1.5°、2.4°、3.3°、4.3°、6.0°、9.9°、14.6°和19.5°，可獲得回波(DZ)、徑向風場(VE)和波譜寬(SW)三個參數。0.5°~6.0°仰角的最大折錯速度(Nyquist velocity)為 $26.55\text{ms}^{-1}$ ，自9.9°仰角以上為 $30.95\text{ms}^{-1}$ 。

#### 2.1.2 桃園國際機場雷達(CAA)

桃園國際機場雷達為隸屬於民航局的C-band都卜勒雷達，位於北緯25.0783度，東經121.2169度，高度10公尺。一次體積掃描的時間約五分鐘，有十五個仰角掃描：0.5°、1.0°、1.5°、2.0°、

2.5°、3.0°、4.0°、5.0°、6.0°、8.0°、10°、12°、14.0°  
16.5°、19.0°，可獲得回波(DZ)和徑向風(VR)兩個參數。最大折錯  
速度(Nyquist velocity)都為 $15.9\text{ms}^{-1}$ 。

### 2.1.3 中央大學雷達(NCU)

中央大學雷達為C-band線性雙偏極化雷達，地理位置在北緯  
24.9717度、東經121.1842度，高度196公尺。本個案都使用同一種  
掃描策略，一次完整的體積掃描時間為六分鐘，共有七個仰角掃描：  
0.5°、1.0°、2.0°、3.0°、4.5°、6.0°、7.5°，除可獲得回波  
(DZ)、徑向風(VR)和波譜寬(SW)三個參數外，更可獲得以下偏極化  
參數： $Z_{DR}$  (Differential reflectivity，差異反射率)、 $\Phi_{DP}$  (Differential  
phase shift，差異相位差)和 $\rho_{HV}$  (co-polar correlation coefficient，相  
關係數)，經由計算亦可求得 $K_{DP}$ (Specific differential propagation  
phase shift，比差異相位差)。

## 2.2 資料分析與方法

### 2.2.1 SPRINT & CEDRIC

SPRINT(Sorted Position Radar Interpolation)主要功能是把從  
雷達座標( $r, \theta, \varphi$ )轉換到我們平常習慣用的卡氏座標( $x, y, z$ )上。  
再利用CEDRIC (Custom Editing and Display of Reduced  
Information in Cartesian space)做資料的品質控管、修補資料、風場

折疊、風場合成、統計、繪圖…。Ray et al. (1978) 的論文是CEDRIC 有關都卜勒雷達風場合成的基礎理論。其後Ray et al. (1979)、Ray et al. (1980)、Ray and Sangren (1983)和Kessinger et al. (1987)等進一步做各種發揮與應用。以下簡單介紹雙都卜勒雷達合成的處理過程，在做合成前必須先做時間內差。由於雷達執行一個掃描體積須一段時間，在這段時間中系統會移動，因此雷達看到的將是一個變形的結構。是故必須找出一個參考時間與系統移動速度然後用時空轉換的方式做時空修正。系統移動速度可由每層高度的回波外緣移速分層修正或是只選擇某層的移速，均勻修正。而參考時間則可選擇兩個雷達掃描體積執行時間最相近的那個時間。

### **2.2.2 RASTA**

雙雷達風場合成主要使用鄧(1999)發展的台灣地區雷達分析系統(Radar Analysis System for Taiwan Area，簡稱為RASTA)；此系統分為兩大部份，第一部份為雷達體積掃描的圓柱座標資料處理及顯示系統，第二部份為追隨地勢座標(或卡氏座標)下的處理及顯示系統。首先，將雷達體積掃描資料放入RASTA第一部份，進行去除地形(ground clutter)、風場折疊(unfold)和修補(patch)，之後將資料內插到以中大雷達站為原點的追隨地勢座標(或卡式座標)上。最後再將中大和五分山雷達追隨地勢座標(或卡式座標)的資料放進RASTA的第二部份，進行雙都卜勒雷達風場合成。

### 2.2.3 JBT

首先將雷達原始資料(raw data)轉成通用格式UF檔的格式，再利用紀(2007)所發展的雷達資料處理程式JBT，JBT主要分成兩個部份，第一部份為一般檔案處理，第二部份為累積雨量分析。本文只使用第一部份。首先，將雷達體積掃描資料放入JBT第一部份，進行去除地形， $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 的系統偏移修正，能量衰減修正方法則使用最佳係數修正法(Brinigi and Chandrasekar (2001))，之後也對資料作平滑(九點平滑)，再將資料內插到以中大雷達站為原點的直角座標上，東西、南北各120 km，垂直方向從1-12 km，每0.5 km一層，最後為反演出雨滴粒徑分布參數 $N_0$ (Intercept 雨滴粒徑分布的截距參數)、 $D_0$ (Median volume diameter 中值體積直徑)。

### 2.2.4 CFAD方法

CFAD(contoured frequency by altitude diagrams)，隨高度變化之等值線頻率分布圖，是由 Yuter and Houze (1995b) 用來描述某個回波體積內整體特性的統計方法。此方法為先選取一個有興趣的回波體積，在每個高度依照不同物理量的數值計算其資料個數，最後再除以該層的總資料個數，例如:回波 CFAD 的單位為資料個數的百分比/dBZ/km，以該物理量為橫軸，高度為縱軸，畫出資料個數百分比的等值線圖。根據 Yuter and Houze(1995)的研究，對流降水(convective cell)的 CFAD 圖會呈現 multimode 形式，及底層到高層回波值皆分

佈寬大特性，到了更高層才漸漸減弱；如果是層狀降雨 (stratiform)，則等累積機率在近地面會比較寬大，在離地面大約 5 公里(融解層)會出現亮帶，回波值會特別大，在亮帶以上，回波強度等值線會變的比較緊密，並且向上快速遞減，也稱為對絞線(diagonal)形式。對流降雨和層狀降雨雖然在某些高度的回波值可能相去不遠，但是其降雨強度會相差很大。

## 第三章 個案簡介

### 3.1 雨量時空分布

表 1.2 中列出 2007 年 6 月 6 日至 6 月 10 日台灣地區氣象局的局屬測站每日累積雨量。我們發現 6 月 6 日及 6 月 7 日兩天的降水多發生在新竹以北的地區，且降水達到豪雨的標準，又剛好為中大雷達所觀測的範圍內，所以就颱風系統移進台灣至消散這段時間(6 月 6 日 1100UTC 至 6 月 7 日 0100UTC)，針對台灣北部地區的自動雨量站做累加降雨量的動作，降雨分布如(圖 3.1)上所示，降雨分布極大值多出現在台灣北部沿海地區，相較之下，山區的降水是比較少的情形。

### 3.2 綜觀環境特徵

由氣象局紅外線衛星雲圖(圖 3.2)可以看到對流系統在 2007 年 6 月 6 日 0800UTC 在大陸西南沿海生成之後，慢慢往台灣西北方向移動，發展成一線狀的颱風系統。系統於 1000UTC 已非常完整且成東北-西南走向，1100UTC 接觸台灣西北部陸地，直到 6 月 7 日 0200UTC 才幾乎完全消失潰散，屬於一個運動緩慢且長生命期的線狀對流系統。其中雲圖顏色有粉紅色出現，代表雲頂溫度最低達-80 度，經由換算，對流雲高度發展至少達十五公里以上。

#### 3.2.1 低層天氣圖分析 (地面、850hPa、700hPa)

6月6日0000UTC的地面天氣圖(圖3.3a)上，大陸華中、華南地區存在一個低壓系統，台灣東邊則為太平洋高壓，此時有一滯留鋒面停留在台灣北部地區，6月6日1200UTC(圖3.3b)地面天氣圖也顯示此滯留鋒面仍持續不動，也可以看到太平洋高壓有向西延伸的趨勢。

6月6日0000UTC(圖3.4a)及1200UTC(圖3.4b)的850hPa天氣圖，台灣地區都存在著明顯的低層噴流(LLJ)，風速可達 $20\text{ ms}^{-1}$ 。此LLJ會造成低層很強的暖濕空氣平流，也使不穩定度增加。

比較850hPa的天氣圖和700hPa天氣圖，發現風向有順轉的情形，判斷此處有暖平流存在。

### **3.2.2 高層天氣圖分析 (500hPa、200hPa)**

6月6日0000UTC(圖3.5a)及1200UTC(圖3.5b)的500hPa天氣圖可以看到，台灣地區位於槽線的前方，槽前是上升運動區，所以可以判斷台灣地區天氣處於不穩定的狀態。

6月6日0000UTC(圖3.6a)及1200UTC(圖3.6a)的200hPa天氣圖可以看到，風場在接近台灣地區時呈分流的情形，有兩大支流，北方支流吹西南風，南方支流則是吹西北風。由此可看出高層有輻散，高層輻散也有利於地面對流的發展(Maddox,1983; Chen and Li, 1995)。

綜合來說，對低層環境不穩定度大，而高層有輻散，再加上垂直的風向呈現出順轉的型態，故可提供對流雨帶和中尺度對流系統發展的有利條件。

### 3.2.3 探空資料分析

個案的飆線系統主要影響範圍為台灣北部地區，針對台灣北部地區，選取板橋探空來看系統生成前、中、後探空環境的變化情形。

當對流系統還在大陸東南沿海地區，即對流系統還未移入台灣海峽前的情形，由 6 月 6 日 0000 UTC 的板橋探空(圖 3.7)看出此時在低層(約 1.5 km 以下)及中層(近 5 km 的地方)處於非常潮濕的情形， $0^{\circ}\text{C}$  高度約在 4.6 km，舉升凝結高度(LCL)在 0.3km，對流凝結面(CCL)在 0.7KM，平衡面(EL)在 7.5KM，對流可用位能(CAPE)為  $352\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，負面積(CIN)為  $46\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，正面積大於負面積。風場的部份，低層吹東風、東北風，在 1km 以上則轉為西南風，低層風速未達  $2.5\text{ms}^{-1}$ ，另外，也計算出幾項可以判斷穩定度的指標，KI (K index)此指標數值愈大代表空氣層愈不穩定，(鄧與陳，1990)提到台灣  $\text{KI}>32$ ，有利於中尺度對流系統發展，而此處 KI 值為 44，已達到此標準。LI (Lifted index)此指標值越小(負值越小)，表示空氣層較不穩定，此時的 LI 值為 -10.6，表示發生雷暴的機率很大。最後，也求出 Sweat index 值為 352，此指標表示劇烈天氣的潛在可能性，指標值如果超過 300

及表示可能發生劇烈雷暴。

颶線系統接近時，由 6 月 6 日 1200 UTC 的板橋探空(圖 3.8)發現，此時  $0^{\circ}\text{C}$  高度約在 5.2 km 處，比上個時間更往上層抬高，舉升凝結高度(LCL)在 0.4km，對流凝結面(CCL)在 0.9 km，平衡面(EL)在 12.5km，對流可用位能(CAPE)為  $184\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，負面積(CIN)為  $61\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，正面積大於負面積，但可用位能仍不大，判斷造成此降水非熱力過程。另外，由低層到高層的風場，可以看到風場順轉，有暖平流存在。低層約 1 km 之下吹東北風，高於 1 km 則吹西南風，低層的東北風非常淺且風速也不大，甚至不到  $2.5\text{ms}^{-1}$ ，但在 1.5 ~3 km 處(即 850hPa 和 700hPa 之間)風速卻達到  $15\text{ms}^{-1}$ ，判斷此處存在低層噴流(Chen and Yu,1987)。此時的 LI 值為-0.2，表示發生雷暴的機率很大。最後，也求出 Sweat index 值為 312，此指標表示劇烈天氣的潛在可能性。

接著為颶線系統通過台灣北部地區後，6 月 7 日 0000 UTC 的板橋探空(圖 3.9)，看出低層環境較不潮濕，1 km 以下仍然吹東北風，但風速有些許的增強，而 1.5~3 km 之間的風速降至  $10\text{ms}^{-1}$  低層噴流(LLJ)已經消失。 $0^{\circ}\text{C}$  高度約在 4.7KM 處，和前一時間相比為較低的，另外，EL 高度也下降至 6.5KM。CAPE 減至  $27.4\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，CIN 反而增至  $111.6\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，可用位能小，不易形成雲雨。

另外，因為此時的環境風場吹西南風，所以我們在此也參考馬公測站的探空圖，此資料可代表環境場的情形。

由 6 月 6 日 0000 UTC 的馬公探空(圖 3.10)發現，此時  $0^{\circ}\text{C}$  高度約在 5.2KM 處，LCL 在 0.19KM，CCL 在 0.24KM，平衡面(EL)在 15.78KM，對流可用位能(CAPE)為  $3616\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，負面積(CIN)為  $0.6\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，正面積遠大於負面積，可用位能很大，此時環境場是非常潮濕。另外，由低層到高層的風場，低層吹西南風，在此有看到一個 weak LLJ，高層吹西風為梅雨鋒面前的常態分布。此時的 LI 值為 -2.2，表示發聲雷暴的機率很大。

颱風系統接近時，由 6 月 6 日 1200 UTC 的馬公探空(圖 3.11)發現，此時  $0^{\circ}\text{C}$  高度約在 5.2 km 處，LCL 在 0.28 km，對流凝結面(CCL)在 0.5 km，平衡面(EL)在 14.8 km，對流可用位能(CAPE)為  $2153\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，負面積(CIN)為  $15.5\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，正面積遠大於負面積，但可用位能明顯比上個時間(6 月 6 日 0000UTC)降低。另外，由低層到高層的風場，低層(0.5 km 以下)吹南南東風，高層則持續吹西南、西風，在 400~500 hPa 處判斷有一噴流存在且低層至高層的風有順轉的現象，但需加入中尺度模式及尺度交互作用的研究才可斷定。此時的 LI 值及 SI 值分別為 -5.5 和 -1.5，表示此時發生雷暴的機率還是很大。

## 第四章 飊線系統之氣流型態與雲物理結構分析

描述縱觀天氣特徵之後，本章加入了中央大學雙偏極化雷達的高時間、高空間解析度資料來進行中尺度分析，也利用偏極化參數  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  來反演 Gamma 形式的雨滴粒徑分布參數  $N_W$  及  $D_0$  (詳見第二章)，但因反演方法只適用於水相粒子，故冰相區域較不準確，所以反演 5 km  $N_W$  及  $D_0$ 。另外，也使用五分山雷達及中正機場雷達資料做分析，進而利用雙雷達資料來合成風場，看其三維結構特徵及推測可能的雲物理過程。

### 4.1 綜觀天氣與回波系統之變化

大氣之變化大多由其環境所控制，而中小尺度天氣系統之演變又受縱觀環境所牽連，究竟綜觀尺度和中尺度有什麼樣的關係存在？我們使用中央氣象局的地面圖和台灣地區整合雷達回波圖來探討之間的關連性。

圖 4.1 依序為由 6 月 6 日 0900 UTC 至 6 月 6 日 2100 UTC，每三小時一筆的資料。0900 UTC(4.1a)回波還在台灣海峽上，系統已明顯呈東北西南走向。同時由地面天氣圖可以看見台灣地區被一低壓所籠罩著，由大環境風場發現此時台灣北部地區吹東北風，西南部地區吹的是西南風，近地層的風向有輻合的情形。6 月 6 日 1200 UTC (4.1b)回波由台灣東北部外海延伸至大陸東南沿海地區且部份回波已

接觸到台灣西北部陸地。地面天氣圖看到原本籠罩在台灣的低壓有往台灣東部延伸的趨勢，台灣北部地區持續吹東北風，西南部則轉為吹東南風，但風向仍持續著輻合的狀態。1500 UTC(4.1c)回波呈現出窄長飈線型態由台灣東北部外海往台灣西部外海延伸，仍呈東北-西南走向。此時台灣北部吹東北風，西南部吹西南風，輻合現象在此時達到最大。6月6日1800 UTC(4.1d)回波持續往台灣東南部移動，上一時間的窄長飈線似乎已經開始潰散，然而風向依然是東北、西南對著吹，但此時輻合情況較上一時間有些許的減弱。6月6日2100 UTC(4.1e)此時回波往東南部持續移動，方向大致和上一時間相同，台灣西南部風向則轉向西風，以上所敘述的風向輻合都為綜觀尺度的狀況。

## 4.2 飈線水平回波場特徵

中大雷達在兩公里高度的回波( $Z_H$ )時序圖(附錄 C)，時間由2007年6月6日1243 UTC至2007年6月6日1415 UTC，為每六分鐘一筆的資料。線狀對流系統由台灣西北部外海慢慢往東南方向移動，此線狀對流系統是由許多不同生命階段的對流胞所組成，這些對流胞中有些增長，有些消散。另外，系統雖然往東南方向移動，但我們卻發現對流胞有往東北方向增長的現象，系統移速較快約 $5 \text{ ms}^{-1}$ ，對流胞的增長速度較慢。起初這些對流胞在線狀系統內持續發展，而後因

為對流胞的增長使得各對流胞慢慢的連在一塊，形成一線狀飈線系統，最後因為碰到台灣的陸地及地形，使系統逐漸潰散。

另外，本篇研究的個案和 Bluestein and Jain(1985)分類中的 Broken-line 較相似，為原先排列成線狀的不連續對流胞，漸漸的因為新生許多的對流胞而漸漸相連在一起，成為一個飈線系統，在此也比較 Bluestein and Jain(1985)所分類的 Broken-line 探空與馬公探空，發現 CAPE 值和 CIN 值相近。

### 4.3 飈線水平風場特徵

圖 4.2(a)、(b)為中正機場雷達在時間 1250 UTC、高度 2 km 平面上所看到的風場以及回波場，此些圖是將 PPI(plan position indicator)資料經內插到卡氏座標上得到 CAPPI ( constant- altitude plan position indicator)的資料，若以雷達為中心，內圈及外圈資料會有時間差。就風場而言，負值代表風吹向雷達中心，反之，正值代表風正遠離雷達。由此平面圖判斷此時的風都為西南風(如圖中黑色箭頭所標示)，當然我們也好奇風是否在垂直剖面上也有同樣都吹西南風的特徵。隨後，將對其做垂直剖面圖，如圖 4.2(a)、(b)上所標示的紅色虛線即為我們對風場即回波場切垂直剖面的位置，圖 4.2(c)、(d)為對紅線標示區所做的風場和回波場的垂直剖面圖，從風場我們可清楚的看到低層和高層的風成反向的吹，低層吹的為東北風而高層吹的

是西南風，可清楚看到有一陣風鋒面存在(深藍色虛線所標示為陣風鋒面之冷、暖空氣交界面)，另外，值得一提的為紅色框出的區域，我們發現在此低層所吹的東北風在此有往上抬升的情形，又對照回波場的相同位置，發現此時的回波出現極大值，可達 50 dBZ 左右，明顯有陣風鋒面的特徵。圖 4.3 為陣風鋒面的示意圖，雷暴中沿著地面向外流出的下沉氣流稱外流，在此外流邊界上常發生強烈的陣風，所以稱這外流邊界為陣風鋒面。在陣風鋒面的情況下，是由比較冷、乾的下沉氣流來取代本來在地面的暖濕空氣，而被取代的暖濕空氣只能沿著介面往上移動，因而造成對流，而此陣風鋒面區域也為新的對流胞生成的地方。或許是因為此陣風鋒面的效應，使得個案中的線狀對流系統持續發展，以下將詳細敘述低層風場的變化情形。因為在此處我們觀察到陣風鋒面，而其高度不會超過兩公里，另外，兩公里以上的風場都平穩的吹西南風，所以將重點放至低層的陣風鋒面。

中大雷達的風場的折疊情形相當複雜，所以在此以中正機場雷達的資料來說明系統發展時的風場結構。圖 4.4 為 1250 UTC 中正機場雷達回波及風場結構配置圖(a)~(e)分別代表不同高度平面(a)0.25 km (b) 0.75 km (c)1.25 km (d) 1.75 km (e) 2.0 km。圖 4.4a 即是 0.25 km 高度的回波場及風場，風場部份可以看到零值線(圖中紅線所標出的位置)由雷達中心往西北方向延伸，零值線的東邊為負值，西邊為

正值，所以我們判斷此層的風都吹東北風(如圖中黑色箭頭所標出的方向)，風速最大可達 11 m/s。接著為 0.75 km 高度的回波場及風場，風場部份先看右半部區域，在零值線以南都吹西南風，零值線以北則吹東北風，左半部份看到大部分的風都為負值即接近雷達的風，再此區域的中間有一長條型的正值區，判斷此正值區內的風吹的是東北風，而此正值區塊以南持續吹西南風，若將此正值區邊界疊加在回波平面上則會發現此區剛好為回波發展較大區域，回波最大達 40 dBZ。接下來為 1.25 km 高度的風場，在標示出零值線後，我們發現零值線以南持續吹西南風，零值線以北吹東北風，似乎為兩道不同方向的風交錯吹著。而 1.75 km 唯一不同的是西南風隨著高度越高越明顯，相反的東北風則隨著高度慢慢消失，最後在 2 km 高度的風場我們已經看不到東北風，已完全被西南風所取代。

整合上述的情形，判斷此對流系統的發展簡化敘述如下，主對流胞的西南側有暖濕的西南氣流移入，此暖濕氣流為主要提供系統發展的入流，而在主對流胞的東邊吹的是較乾冷的東北風，當此乾冷的東北風遇上主對流胞西南側暖濕的西南氣流，因為乾冷的空氣密度較大，暖濕的空氣密度相對較小，所以較暖濕的西南氣流則會沿著較乾冷的東北下層氣流而向上爬升，在此介面上因為氣流較不穩定，因而造成對流，形成新的對流胞。此處與Wang et al. (1990)以及Lin et al.

(1990)針對TAMEX期間的一颶線系統的結構類似，在颶線前面，除了在低層有一淺的由後到前氣流(rear-to-front flow)外，在整個對流層內均為由前向後的氣流(front-to-rear flow)。在主要對流區內可見許多強對流胞，對流下降氣流發生在此些對流胞的中間及其後方，在強對流上升運動後方的對流下降氣流會將中對流層中較冷的空氣向下傳輸到低層，一部分冷空氣向颶線前緣推進，在成熟對流胞前的陣風鋒面處與環境邊界層的暖濕空氣相遇產生輻合帶，進而輕的對流胞得以在此處生成並發展，為此系統可以維持的條件。在主對流區，低層前向後逸入流(front-to-rear inflow)在颶線前緣被抬升產生主要上升氣流區，此抬升將空氣向上向西帶入中、高層後繼續移入層狀雲區，對流上升及下降氣流間的交互作用並維持颶線的三維環流。但不同地方為本文個案的層狀區是拖曳在主對流區的東北側，和Wang et al.

(1990)所看到的層狀區位置是不同的，主要是因為本個案高層吹的為西風或西南風，所以層狀區會被帶至主對流區的東北側。

另外，或許是因為地面有摩擦力的作用和大氣為層化流體(上方有紊流)的關係所以造成此陣風鋒面在冷、熱空氣交會處有更複雜的情形發生，促使此介面為不規則的形狀，從圖4.3看出，這兩種流體的界面並不是完全垂直的，而是有點傾斜，重力流前端會形成一個像鼻頭一樣的形狀，稱為Nose。

隨即，我們也做雙雷達合成風場來驗證單雷達所看到的風場是否判斷正確，在高於 1 km 處用五分山雷達及中正機場雷達做風場的合成，低於 1 km 處則用中正機場雷達及中央大學雷達來做風場的合成。圖 4.5(a)~(d)為中正機場雷達及中大雷達的合成風場，其差異為高度不同，高度分別為 0.25、0.5、0.75 及 1.0 km。圖中橫坐標及縱座標為距離雷達的距離單位為公里，座標(0,0)處為中大雷達所在位置，中正機場雷達則位於座標(1.593, 10.874)處(此處單位為公里而非網格點距離)。由 0.25 km 的雷達合成風場可以看到此層的風都吹東北風，在中大雷達的東北方因為在雷達合成的基線上，合成的風場準確度是比較低的，此處也看到風場呈現較混雜的情形，應忽略不看。接著看到 0.5 km 高度的雷達合成風場，發現此時的風為東北風，此時低層東北風分量已漸漸趨緩，判斷此處為低層東北風及高層西南風交會處，使得東北風在此處較 0.25km 高度的東北風小，而 0.75 km 高度的風則幾乎都吹西南風，高度 1.0 km 的風也都轉吹西南風，且風速增強的趨勢。

較高層的地方則使用五分山雷達及中正機場雷達做雙雷達風場合成，結果發現在 2 km 以上基本上都吹西南風，而較高層的風則有看到分流的情形發生(圖未列出)。最後，也劃出南北向及東西向在垂直方向的風場及速度場，圖中我們發現當風場經過對流發展較強的地

方，風場則會從強回波的外圍繞過亦或有沿著強回波有往上爬升的情形發生(圖未列出)。

#### 4.4 颶線前緣對流之偏極化參數特徵與雲物理特性研究

圖 4.6a 為 1243 UTC 中大雷達在 1.5 km 高度的水平回波圖，虛黑線為圖 4.6b 垂直剖面圖所經過的位置，此虛黑線經過回波最大區，圖 4.6b 由上至下的參數場分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  及  $\rho_{HV}$  由圖中也得到了一些資訊，此颶線系統在此時發展的很劇烈，40 dBZ 回波線(黃色)最高可達到 10 km，判斷此對流系統發展高度超過 10 km。而整個區域都顯示出此颶線系統是由許多深對流所組成。另外， $K_{DP}$  值增加的地方也恰好和回波較強處幾乎重合， $Z_{DR}$  值也在強回波區出現較大值，之後將詳細探討之。

因為線狀對流系統是由許多不同生命階段的對流胞所組成，此些對流胞中有些增長，有些消散。之後將藉由雙偏極化雷達觀測參數的基本特性以及反演雨滴粒徑分布參數，了解此颶線系統中雨滴粒徑在空間上的分布情形。

首先，探討的時間為 1243、1249、1255、1301 UTC，圖 4.7 標示出有興趣的兩個區塊，分別命名為 Cell A 以及 Cell B 即圖中所標示的黑框區和紫框區。隨之，先討論黑框區中對流胞隨時間的變化情形，黑框區內存在著兩條東西走向之線狀對流胞，此後將較近北邊

的稱為 A-1(較老的對流區)，較近南邊的稱為 A-2(新生的對流前緣區)。

圖 4.8~4.11 為 1243、1249、1255、1301 UTC 中大雷達在 2km 平面上雷達各參數的 CAPPI 圖，(a)~(f) 參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $D_0$ 、 $N_W$ ，圖中(0,0)為中大雷達所在位置，而 X、Y 坐標代表離雷達的距離。中大雷達的資料在對流區的後緣之相關係數( $\rho_{HV}$ )較低， $Z_H$  值梯度較大，得到之  $Z_{DR}$  相位差較低，故此區資料的可信度是較低的，雖可用相關係數加以濾除，但因為在冰水混相時相關係數有時會降至 0.85 所以如果用相關係數濾除可能也會濾掉好的資料，所以在此保留此區資料。

圖 4.8 中看到在黑框區 A-1 部分， $Z_H$  值在 35~55 dBZ 之間，判斷此時的對流發展已經很強，再看  $Z_{DR}$  值在 A-1 對流的東側有較大值出現( $Z_{DR}$  值為 3)，其它區域值都介於 1~2 之間，此區的  $\rho_{HV}$  值也在合理範圍內，而  $K_{DP}$  值增加較多的地方有兩區一為較靠近 A-1 的西邊，對照  $Z_{DR}$  場，另一則為 A-1 的東邊剛好和 A-2 連再一起的區域， $Z_{DR}$  值都在 1~2.5 之間，又以後者  $Z_{DR}$  值較大區分部較廣。反演出的  $D_0$  及  $N_W$  場，若配合  $K_{DP}$  場可以判斷，此兩處降雨都是由較多的雨滴個數及較大中值體積直徑的雨滴分布所構成。

新生的對流前緣黑框區 A-2 部分， $Z_H$  值也介於 35~55 dBZ 之間，

$Z_{DR}$  值在 A-2 對流的西側有出現 3 的大值，其餘則介於 0~1.5 之間，此區的  $\rho_{HV}$  值在 A-2 的西側有偏低的情形發生，東側則在合理範圍內，前人研究發現當  $\rho_{HV}$  值為 0.98 時即判斷為純水的情形，當  $\rho_{HV}$  值降至 0.92 時判斷可能存在著冰水混相的情形，所以此區塊或許也有此情形，但仍需進一步做驗證，在此也發現區塊中有些地方出現  $\rho_{HV}$  值小於 0.9 的情形，應該為雷達在運作上微波因通訊干擾偶爾會發生某一條 beam 資料遺失的情形所造成，所以在此忽略此區塊。反演出的  $N_W$  值在 A-2 西側相對較小，東側則較大，此時的  $D_0$  值在西側較大，東側較小。研判 A-2 西側的降水主要是由較多的雨滴各數及較大中值體積直徑的雨滴分部所組成，而 A-2 東側的降水主要是由較多的雨滴各數及較小中值體積直徑的雨滴分布所組成。

圖 4.9 和圖 4.8 不同的地方為回波在黑框區的 A-1 明顯變小， $K_{DP}$  值也有減少的情形，反演出的  $D_0$  值達 3 的區域增大，相對的  $N_W$  值則減小，判斷此區的降水在此時間主要是由較少的雨滴各數及較大中值體積直徑的雨滴分布所組成。黑框區 A-2 東邊原來回波很強現在則有減弱的情形，A-2 西邊回波則增強，相同的  $K_{DP}$  場也在 A-2 東邊減小西邊增大。反演出的  $D_0$  值在 A-2 西邊較大，東邊相對較小， $N_W$  值變化情形則和  $K_{DP}$  場一樣，判斷此區的降水分布和上個時間 1243 UTC 相同。

圖 4.10 為各參數場在 1255 UTC 的圖，由  $Z_H$  場及  $K_{DP}$  場都可以看到 A-1 除了在東側有一小對流胞變強之外，其餘的都變弱， $Z_{DR}$  值和上個時間比也有減弱的趨勢(此處已未見  $Z_{DR}$  值大於 2.5)，反演出的  $N_W$  值也隨之減小，除了剛所提的小對流胞區域有增大的情形。反觀 A-2 無論在  $Z_H$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$  場都有增大的情形，唯獨  $Z_{DR}$  及  $D_0$  值沒有變大。

最後時間來到 1301 UTC(圖 4.11)，黑框區的 A-1 回波持續減弱，比較不一樣的是在 1255 UTC 時所看到在東側有一小對流胞在此時持續增強且和 A-2 連在一塊，A-2 的回波則持續變強，而且在黑框區的西南對流胞以併入 A-2，使得 A-2 不但增強且變寬，此時  $Z_{DR}$  值無論在 A-1 或 A-2 都不大(值未超過 2.5)，值在 0.5~1.5 之間，A-2 的  $K_{DP}$  值也持續增強，反演出的  $D_0$  值都小(大部份值在 2 以下)，而  $N_W$  值則較大，研判此時的降水主要是由較多的雨滴個數及較小中值體積直徑的雨滴分布所組成。

在此先做個整理，由圖 4.8~圖 4.11 中，黑框區內的情形為較近北邊(A-1)的對流慢慢消散，唯獨接近東側的一個對流胞持續長大，之後和較近南邊的對流系統(A-2)連成一塊，而近南邊的對流系統(A-2)幾乎是持續增強的，隨後跟西南邊的一個對流胞相連在一起，此對流系統則漸漸變寬， $K_{DP}$  值大致和回波有相同的情形，回波較大區域  $K_{DP}$

值也增大，所以當回波大時基本上降雨也會跟著變大。 $Z_{DR}$  值在前兩個時間還有較大值( $Z_{DR}$  為 3)出現，之後則減小至 0~1.5 之間。 $\rho_{HV}$  值在前兩個時間偏低，猜測或許有冰水混相的情形發生，但需待驗證，而之後則都介於 0.95~1 之間。反演出的  $D_0$  值和  $Z_{DR}$  場幾乎一致， $N_W$  值較大的地方多和  $K_{DP}$  增大的地方相同，但特別的是  $N_W$  極大值出現位置較  $K_{DP}$  極大值出現位置更靠北邊。

單獨由雷達 2 km 處水平結構配置圖，只可看到回波在某一層的特性，並不能代表垂直高度層的情形。所以也針對有興趣的區域做垂直方向剖面圖，使能夠更清楚深入了解對流胞垂直結構特徵。以下我們一樣針對圖 4.8a、4.9a、4.10a 所標示的 A-3 做垂直剖面圖，看隨著時間各對流胞之偏極化參數以及反演出的 DSD 參數  $N_W$ 、 $D_0$  的變化情況，也希望由此可以初探其中的雲物理過程。

圖 4.12a ~ 圖 4.12c 分別為 1243、1249、1255 UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell A-3(如圖 4.8b、圖 4.9b、圖 4.10b 所標示位置)。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。所切的剖面會經過 A-1 以及 A-2 兩大對流胞。

圖 4.12a 中由回波可明顯看到有兩個對流胞存在，高度發展到十幾公里高，而 40 dBZ 回波線(黃色界線)可到達 7 km 處， $Z_{DR}$  值較大的區域落在 8~12 km 處，且懸浮在空中，高度約 2~4 km， $K_{DP}$  在此

區也有增大的情形，同樣的反演出的  $D_0$  值也大， $N_W$  較大的區域則有往北邊偏移的情況。所以近南邊的對流胞在此階段中，前半段是由個數較少但雨滴粒徑較大的雨滴所組成，後半段是由個數較多但雨滴粒徑較小的雨滴所構成。近南邊的對流胞此時和近北邊的對流胞發展高度相當， $K_{DP}$  值在此也有增加的情形，但此時  $Z_{DR}$  相對無大值出現(值在 0~1 之間)，再由反演出的參數得知，此區的降水是由個數較多及雨滴粒徑相對較小的雨滴所組成。

圖 4.12b 即下個時間 1249 UTC，由回波圖中看到較近南邊的對流胞前緣在 5km 高度上有似乎有新生的對流胞移入，另外  $Z_{DR}$  較大處已降至地面 10~16km 處，令一個極大值則發生在新生對流胞移入區且恰好為回波極大區，10~16km 處的大  $Z_{DR}$  區可能是由於處在上升運動區中的粒子隨著氣流場會往對流胞後緣移動，粒子經過較長時間的碰撞合併過程變成大水滴之後在掉至下層，其中可能包括冰水混相之過冷水與冰晶的融化及溶解後的碰撞合併，使此處有大的  $Z_{DR}$  值。此區的  $K_{DP}$  值也有增加的情形，而反演出的  $D_0$  值大(~2) $N_W$  值也不小(0~2.5)。靠近北邊的對流則跟上一時間的情形一樣，只是  $K_{DP}$  及反演出的  $N_W$  值都更小一些。

最後一個時間 1255 UTC 圖 4.12c，發現近南邊的對流持續發展，而近北邊的對流則持續減弱，在此將重點放置近南邊增強的對

流，把此對流分成左半部 6~12 km 處，此時  $Z_{DR}$  值比起上個時間小(由 2 降至 1)， $K_{DP}$  值不算小(1~2.5)，而反演出的  $D_0$  值小(幾乎都為 1) $N_W$  值大(最大值達 3)，所以此區的降水是由雨滴個數較多及中值體積直徑較小的雨滴所組成。右半部 12~16 km 處， $Z_{DR}$  值比上個時間大(約增加 0.5)， $K_{DP}$  值也增大(最大值達 2.5)，而反演出的  $D_0$ 、 $N_W$  值都大，所以此區的降水是由雨滴個數較多及中值體積直徑也較大的雨滴所組成。

接著討論圖 4.13~4.16 中紫框區域，此區為飈線前緣新生對流區，此新生對流區為整個線狀對流系統往南邊凹出的區域。圖 4.13 中看到新生對流區部分， $Z_H$  值介於 30~55 dBZ 之間， $Z_{DR}$  值較大區落在  $X=-45 \sim -55$  km、 $Y=0\sim 5$  以及  $X=38$  km、 $Y=3\sim 6$  km 處，對照  $K_{DP}$  場也發現為  $K_{DP}$  值增大較多的區域(最大值達 3)。此時的  $\rho_{HV}$  值都在 0.95 以上，反演出的  $N_W$  值出現極大區域和  $K_{DP}$  值增大區域一致， $D_0$  出現較大區則和  $Z_{DR}$  值出現較大值區域相同，研判此區的降水主要是由較多的雨滴各數及較大中值體積直徑的雨滴分布所組成。

圖 4.14 發現回波往東北方向移動且增強， $Z_{DR}$  值基本上無太大的變化，唯獨在  $X=-38$  km、 $Y=2\sim 5$  km 處  $Z_{DR}$  值突然變大，判斷應該為新生成的對流胞，之後將針對此區做垂直剖面圖看其變化， $K_{DP}$  值

在此區也有增大的情形(由 1.5 增加至 3)，而反演出的  $N_W$  值也隨之增大， $D_0$  值出現極大值區和  $Z_{DR}$  場相同。

圖 4.15 發現回波和  $K_{DP}$  值都持續增強(值達 3 的區域擴大)， $Z_{DR}$  值在此框區左邊的對流胞大部分區域有減小的情形唯獨  $X=-53\sim -49$  km、 $Y=0\sim 3$  km 處增大，右邊區塊則增強。反演出的  $N_W$  值在整個區塊都很大， $D_0$  值則是在區塊的左邊較小而右邊較大，所以此區塊的左、右兩邊雨滴粒徑分布並不全然相同。

最後為 1301 UTC 的圖 4.16，回波持續增強，且回波南側一直有新生的對流胞移入， $K_{DP}$  值也增大(值達 3 的區域擴大)， $Z_{DR}$  值也增大(極大值達 3)，反演出的  $N_W$  值很大而  $D_0$  和  $Z_{DR}$  場一致，出現大值地區都相同，但多呈零星且小範圍散佈，所以判斷此區塊的降水多為雨滴個數較多及中值體積直徑並不是太大的雨滴所組成。

接下來對圖 4.13b、4.14b、4.15b 所標示的 B-1 做垂直剖面圖，看隨著時間各對流胞之偏極化參數以及反演出的 DSD 參數  $N_W$ 、 $D_0$  的變化情況，由圖 4.17a ~圖 4.17c 分別為 1243、1249、1255 UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell B-1。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。此區切的剖面是經過 1249 UTC 此區塊中  $Z_{DR}$  值較大區，判斷此為新生成的對流胞，再向前及向後做時間及空間的追蹤，另外，在此都先討論較近系統前緣對流胞

的發展情形。

由圖 4.17a 此時對流胞才剛生成，我們看到 2~4 km 處各個參數都還不是很大，至下個時間，圖 4.17b 我們發現此時對流胞突然變強， $Z_{DR}$  值也相當大( $Z_{DR}$  為 3)，同樣的  $K_{DP}$  也在此處迅速增加(由 1 增加至 3)，在看反演出的參數， $D_0$  值很大(~3)， $N_W$  值也不小(~2.5)，此區的降水是由雨滴個數較多及中值體積直徑也較大的雨滴所組成。接著為圖 4.17c，回波持續增強， $Z_{DR}$  極大值(~3)一部分出現在空中，一部分則往下掉，判斷在空中的部份，為系統前緣提供較暖濕的空氣在陣風鋒面上抬升，在此較強上升運動中形成大粒子。此時的  $K_{DP}$  值也大，配合反演出的雨滴粒徑分布發現此對流胞的前半段是由雨滴個數不少及中值體積直徑較大的雨滴所組成，後半段是由雨滴個數較多及中值體積直徑較大的雨滴所組成。

在此也做個整理，我們在垂直剖面圖上發現，在對流初生時期降水多由雨滴個數較少及中值體積直徑較小的雨滴所組成，隨之，為對流胞成熟階段發現各個參數都很大，此時期降水又分成兩部分，前半段(對流胞前緣)多由雨滴個數較少及中值體積直徑較大的雨滴所組成，後半段(對流胞後緣)多由雨滴個數較多及中值體積直徑較小的雨滴所組成，另外，較特別的是觀察發現  $N_W$  值極大處都有往北邊即系統發展的後緣偏移的情形，推斷為前半段上升運動較強，小水滴不易

往下掉，之後小水滴會隨著風場向上向後掉入後半段區域內，而後半段上升運動較弱，所以小的水滴就往下掉，使得後半段有較小且較多的水滴，和之前風場是符合的(見本文 4.4 節)。本文也分別針對不同的對流胞做出 CFAD (contoured frequency by altitude diagrams) 統計分析圖，看是否能更清楚的看出對流系統亦或對流胞隨時間的演變過程。

#### 4.5 颶線回波與差異反射率的垂直結構分析

在介紹完方法之後，本文對圖 4.7 中所示的 Cell B 做 CFAD 分析，如圖 4.18 所示，圖中左、右分別代表  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ ，(a)~(c)為不同時間分別為 1243、1249、1255 UTC，橫座標代表各參數的值，縱座標代表高度，另外，色標部分代表各層各參數出現次數的百分比。

Cell B 中  $Z_{DR}$  column 和  $Z_H$  先往上層移動並增大，再往下降落且增大，且分布很廣泛，為對流區的特徵。由  $Z_{DR}$  column 原來散佈很廣泛之後較集中可以判斷對流系統可能由成長中的階段進入成熟階段。

因此颶線對流發展非常複雜，所以將圖 4.7 所標示出區域 ( $X=-120\sim 20$ ， $Y=-60\sim 60$  km) 中，符合  $Z_H>35$  dBZ 條件下的部份作 CFAD 分析，如圖 4.19 所示(a)~(d)分別為 1243、1249、1255 和 1301 UTC，圖中可見  $Z_H$  和  $Z_{DR}$  參數隨著時間雖無太大的變化，但仍可看

出對流的一些特性，對流發展高度達 15 km 亦或更高(圖未能顯示)且在此高度的  $Z_H$  最高可達到 50 dBZ，而高層的  $Z_{DR}$  值也高介於 0.5~2 dB 之間，所以我們判斷在此區域的對流上衝流也很大才可以把較大的水粒子帶到高層，另外高度 5 km 以下區域  $Z_{DR}$  值介於 0~4 之間，高度 5~10km 之間  $Z_{DR}$  值介於 0~3 之間，是什麼原因促使此情形發生，有待進一步去研究與查證。

## 第五章 結論與未來展望

### 5.1 結論

在 2007 年梅雨季期間由氣象局雷達合成回波圖發現在 6 月 6 日有一細長的飆線，本文利用中大雙偏極化雷達、五分山雷達、桃園機場雷達進行中尺度分析，並探討可能的機制及雲物理過程。

綜觀天氣部分，地面天氣圖有一明顯的滯留鋒面存在，由西太平洋一直延伸至台灣北部地區。由 850hPa 及 700hPa 風向順轉可知有暖平流存在。在 500hPa 高空天氣圖可知台灣地區位於高空槽前方，此處有上升氣流利於對流生長。200hPa 天氣圖可以看到台灣海峽附近風場有分流情形，說明高層有輻散效應。以上特徵都與中緯度飆線或強烈風暴之大尺度有利條件非常相似。

接著為風場的部份，發現此對流系統的發展情形為主對流胞的西南側有暖濕的西南氣流移入，此暖濕氣流為主要提供系統發展的入流，而在主對流胞的東邊吹的是較乾冷的東北風，當此乾冷的東北風遇上主對流胞西南側暖濕的西南氣流，因為乾冷的空氣密度較大，暖濕的空氣密度相對較小，所以較暖濕的西南氣流則會沿著較乾冷的東北下層氣流而向上爬升，在此介面上因為氣流較不穩定，因而造成對流，形成新的對流胞，圖 4.2、4.3 中  $X=-40\sim-20\text{km}$  處，可以看出低層東北風往上衝所凸出的區域恰好也為回波發展較強區域。

隨之在飈線前緣對流之偏極化參數特性，在中大雷達 2km 高度平面，由圖 4.8~圖 4.11 黑框區中 Cell A，發現較靠近北邊(A-1)的對流胞慢慢消散，唯獨接近東側的一個對流胞持續長大，之後和較近南邊的對流系統(A-2)連成一塊，而近南邊的對流系統(A-2)幾乎是持續增強的，隨後跟西南邊的一個對流胞相連在一起，此對流系統之後則漸漸變寬， $K_{DP}$  值大致和  $Z_H$  有相同的情形，回波較大區域  $K_{DP}$  值增大，即當回波大時降雨也大。 $Z_{DR}$  值在前兩個時間還有較大值( $Z_{DR}$  為 3)出現，之後則減小至 0~1.5 之間。 $\rho_{HV}$  值在前兩個時間偏低，猜測或許有冰水混相的情形發生，但需待驗證，而之後值則都介於 0.95~1 之間。反演出的  $D_0$  值和  $Z_{DR}$  場幾乎一致， $N_W$  值較大的地方多和  $K_{DP}$  增大的地方相同，但特別的是  $N_W$  極大值出現位置較  $K_{DP}$  極大值出現位置更靠北邊(主對流的後緣)。

另外，由垂直剖面圖發現在對流初生時期降水多由雨滴個數較少及中值體積直徑較小的雨滴所組成，接著為對流胞成熟階段，發現各個參數( $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $D_0$ 、 $N_W$ )都很大，此時期降水又分成兩部分，前半段(主對流胞前緣)多由雨滴個數較少及中值體積直徑較大的雨滴所組成，後半段(主對流胞後緣)多由雨滴個數較多及中值體積直徑較小的雨滴所組成，另外，較特別的是觀察發現  $N_W$  值極大處都有往北邊即系統發展的後緣偏移的情形，推斷前半段為(由後向

前)rear-to-front flow 的入流區，上升運動較強，小水滴不易往下掉，而後小水滴會隨著風場向上且向後掉入後半段區域內，後半段上升運動為較弱的情形，所以小的水滴就往下掉，使得後半段有較小且較多的水滴，此結果和之前風場是符合的，本文推論對流系統的結構示意圖如圖 4.20 所示。本文利用 C-POL 雙偏極化雷達所得之參數  $Z_h$ 、 $Z_{dr}$ 、 $K_{dp}$  反演出經標準化之 Gamma DSD 參數  $N_w$  和  $D_0$ ，發現反演的 DSD 參數  $N_w$  及  $D_0$  和偏極化參數之特性一致。

## 5.2 未來展望

經過以上分析之後，發現此颱風系統的發展是非常複雜多變的，日後會再延續使用上面介紹的方法去分析颱風系統隨時間的發展，也會加入水象粒子分類方法，讓我們能夠更清楚颱風內部的結構及其變化情形。

在雲物理方面，期盼能加入一維雲模式進行模擬，進而得知雨滴粒徑分佈隨時間的變化為碰撞合併、碰撞分裂、蒸發凝結亦或沉降效應所造成的結果。

## 參考文獻：

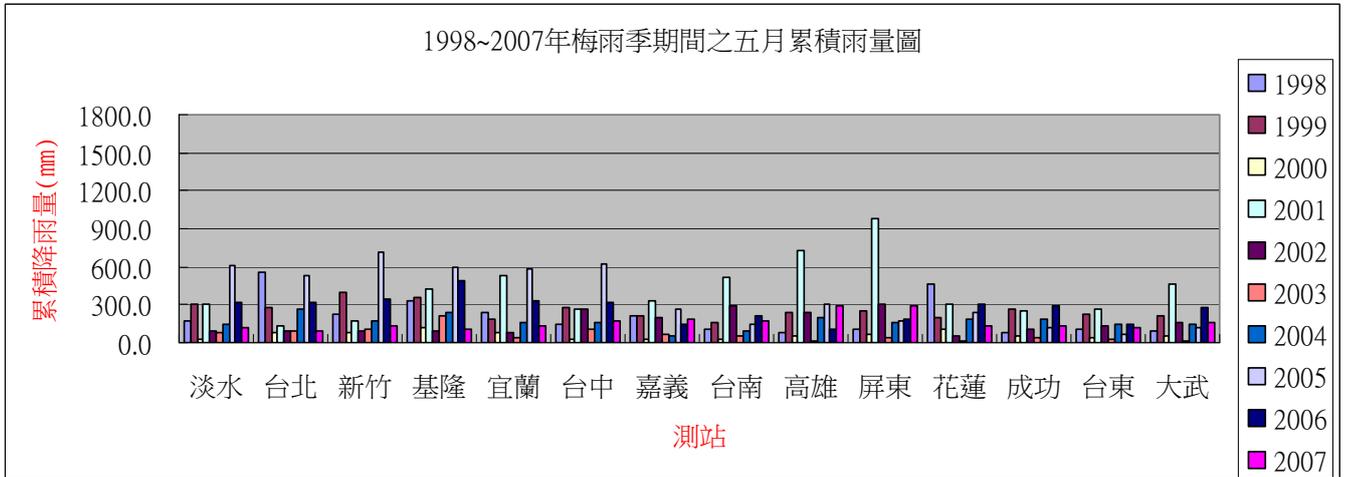
- Beandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An evaluation of a drop distribution based rainfall estimator. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652-660.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D.S. Zrnic, 1990: An Examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 829-840.
- Bringi, V. N., and V. Chandrasekar 2001: Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications, Cambridge Univ. Press, 636 pp.
- Bluestein, H. B., and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation : severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Chen, T. J., C. C. Yu, 1987: Study of Low-Level Jet and Extremely Heavy Rainfall over Northern Taiwan in the Mei-Yu Season. *J. Atmos. Sci.*, **116**, 884~891.
- Chen Y. L., and J. Li, 1995: Characteristics of Surface Airflow and Pressure Patterns over the Island of Taiwan during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 695-716.
- Droegemeier, K. K., and R. B. Wilhelmson, 1987: Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamic. Part I : Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1180-1210.
- Gorgucci, E., V. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium, *IEEE Trans. Geosci. Remotr Sens.*, **37**, 269-276.
- Jou, J.-D. B., and S.-M. Deng, 1991: Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: A TAMEX study. *Terre. Atmos. Ocea.*, **3**, 39-58.
- Kessinger, C. J., P. R. Ray and C.E. Hane, 1987: The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part I : A multiple Doppler analysis of convective and stratiform structure. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2840-2864.
- Kelvin K. D. and R. B. Wilhelmson, 1986: Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I : Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1180-1210.
- 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**, 259-271.
- Lin, P. L., T-C C. Wang, and C.C. Yeh, 1989: Doppler observation study of the rainband observed in TAMEX IOP-13. *Meteor. Res.*, **12**, 91-119.
- Lin, Y. J., T-C C. Wang, R. W. Pasken, H. Shen, and Z. S. Deng, 1990:

- Characteristics of a Subtropical Squall Line Determined from TAMEX Dual-Doppler Data. Part II: Dynamic and Thermodynamic Structures and Momentum Budgets. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2382-2399 ◦
- Lin, Y. J., R. W. Pasken, and H.W.Chang,1992: The Structure of a Subtropical Prefrontal Convective Rainband. Part I: Mesoscale Kinematic Structure Determined from Dual-Doppler Measurements. *Mon. Wea. Rev.*,**120**,1816-1836.
- Marshall, J.S., and W.M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Maddox, R. A., C.F.Chappell, and L.R. Hoxit, 1979 : Synoptic and meso- $\alpha$  scale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* ,**60**, 115-123.
- Roux F,1988 : The West African Squall Line Observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and Thermodynamics of the Convective Region. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 406-426 ◦
- Ray, P. R., W. C. Bumgarner and R. J. Serafin, 1980 : Single and multiple-Doppler radar observation of tornadic storm. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1607-1625.
- Ray, P. R. and K.L. Sangren, 1933: Multiple-Doppler radar network design. *J.Climate Appl. Meteor.*,**22**, 1444-1454.
- Ray, P. R., J. J. Stephens and K. W. Johnson,1979: Multiple Doppler radar network design. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 706-710.
- Ray, P. R., K. K. Wagner, K. W. Johnson, J. J. Stephens, W. C. Bumgarner and E. A. Mueller, 1978: Tripple Doppler observations of a convective storm. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1201-1211.
- Scarchilli G., E. Gorgucci, V. Chandrasekar, Member,IEEE, and A.Dobaie, 1996:Self-Consistency of Polarization Diversity Measurement of Rainfall. *IEEETrans.*, vol. **34**, 22-26.
- Seliga, T. A.,and V. N. Bringi,1975: Tropical Rainfall Associated with Convective and Stratiform Clouds Intercomparison of Disdrometer and Profiler Measurements. *J. Appl. Meteor.*,**38**, 303~319.
- Testud, J., S. Qury, R. A. zblack, P. Amayenc, and X. Dou, 2001: The concept of “Normalized” distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physical and cloug remote sensing. *J.Appl. Meteor.*, **22**, 1764-1775.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze Jr., 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part I: Spatial distribution of updrafts, downdrafts, and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1921–1940.
- Ulbrich, C. W., 1983: National variations in the analytical from of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1764-1775.

- Willis, P. T., 1984 : Function fits to some observed droplet size distributions and parameterization of rain. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1648-1661 。
- Wang, T.-C. C., Y.-J. Lin, R. W. Pasken, and H. Shen, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2357–2381.
- Wyss J., K. A. Emanuel :The Pre-storm Environment of Midlatitude Prefrontal Squall Lines, *Mon. Wea. Rev.*, **16**, 790-794 。
- Weisman M. L., J. B. Klemp and R. Royunno, 1988 : The structure and evolution of numerically simulated squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1990-2013 。
- Zrnich' D. S., and A. V. Ryzhkov, 1996: Advantages of rain measurements using specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic.*, **13**, 454-464.
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurement. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 830-841.
- 林熹閔與林民生，1988：第一階段 TAMEX 觀測期間台灣地區豪雨系統之個案分析。 *大氣科學*， **16**， 163–174 。
- 紀水上與陳泰然，1989：第一階段 TAMEX 密集觀測之個案對流系統與降水研究。 *大氣科學*， **17**， 59–75 。
- 陳泰然、俞家忠，1990：鋒面與中尺度低壓在豪雨之角色：TAMEX 第一階段支兩個個案。 *大氣科學*， **18**， 129–146 。
- 葉青青，1990：TAMEX IOP # 13 長生命期雨帶的降水結構分析。國立中央大學碩士論文，121pp.
- 楊淑蓉，1994：梅雨季節鋒面雨帶上中尺度對流系統之結構分析。國立中央大學碩士論文，91pp.
- 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。國立中央大學碩士論文，80 pp.
- 劉慈先，2002：SCSMEX 期間利用 C-POL 偏極化雷達氣象參數觀測降水系統之分析。國立中央大學碩士論文，67 pp.
- 林位總，2004：利用二微雨滴譜儀研究與低普特性，國立中央大學碩士論文，89pp.
- 鄧仁星、陳景森，1990：台灣地區飈線系統之環境分析。 *大氣科學*， **18**， 149–158 。
- 鳳 雷，2002：熱帶降水系統之雙偏振雷達觀測研究，國立臺灣大學大氣科學博士論文，161 頁 。

表 1.1、近十年(1998~2007)各地區梅雨季期間之累積降雨量(a)五月(b)六月。

(a)



(b)

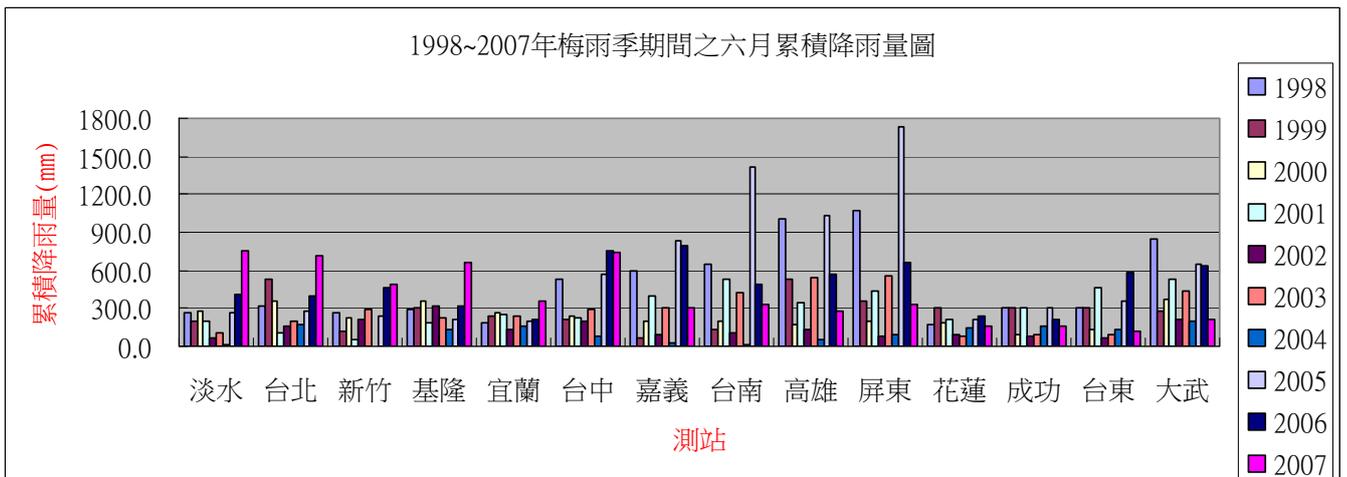


表 1.2、北部地區降雨量較多測站之累積降雨量統計。

	6月5日	6月6日	6月7日	6月8日	6月9日	6月10日
台北	29.2	89.5	58.1	171.1	63.1	33
基隆	53.5	106.5	37	152.5	100.5	49.4
鞍部	73.5	154	64	191.5	72.5	47
淡水	60.5	150.5	61.5	182	71.5	46.7
竹仔湖	106.5	170.5	53	176.6	52.7	47
宜蘭	7.1	6.4	48.1	110.4	10.1	41.1
蘇澳	2.4	7.7	45.9	76.5	27.3	55.4
桃園	14.5	84.5	115	192	37.5	44
新竹	15.5	57	141	135	4.3	44.1
苗栗	33	20	183.5	76	0.5	30.5
梧棲	59.2	82.5	92.5	249.5	8.5	27.5
台中	50	34.8	85	252.2	38	23.1
彰化	28	25.5	23.5	81	12	12.5
日月潭	24.5	17	123	88.8	24	17.5
雲林	53	7.5	97.5	57.5	6.5	6.5
花蓮	7	14	17	27.5	4	1
嘉義	48.7	23	37	76.9	7.8	5
阿里山	13.5	17.5	73	128.5	134	16
台南	35.5	61	21.8	36.5	15	8.5
高雄	41.2	42	33	14	5	1
成功	12	3.9	5	2	6	1.5
台東	6	2.3	1.5	5.8	8.4	0.3
大武	T	0.6	1.8	3.2	3.2	8
蘭嶼	0	0	0	0	6.8	0
恆春	3.5	1.5	39	9.5	4.5	18.5
屏東	30	15.5	19	28	4	1
澎湖	14		18.5	3.9	15.5	24.4
東吉島	2	1.5	14.5	64.5	7.5	11
馬祖	3.5	34.7	0.7	28.5	0.5	53
金門	22	11.5	26.5	70.5	48.5	34.5
大雨	>50mm/day					
豪雨	>130mm/day					
大豪雨	>200mm/day					
超大豪雨	>350mm/day					

CLASSIFICATION OF SQUALL-LINE DEVELOPMENT

BROKEN LINE (14 Cases)			
BACK BUILDING (13 Cases)			
BROKEN AREAL (8 Cases)			
EMBEDDED AREAL (5 Cases)			
	t=0	t=Δt	t=2Δt

圖 1.1、飆線發展分類，(a) Broken-line (b) Back-buiding (c) Broken-areal (d)Embedded-areal。 (Bluestein and Jain1985)

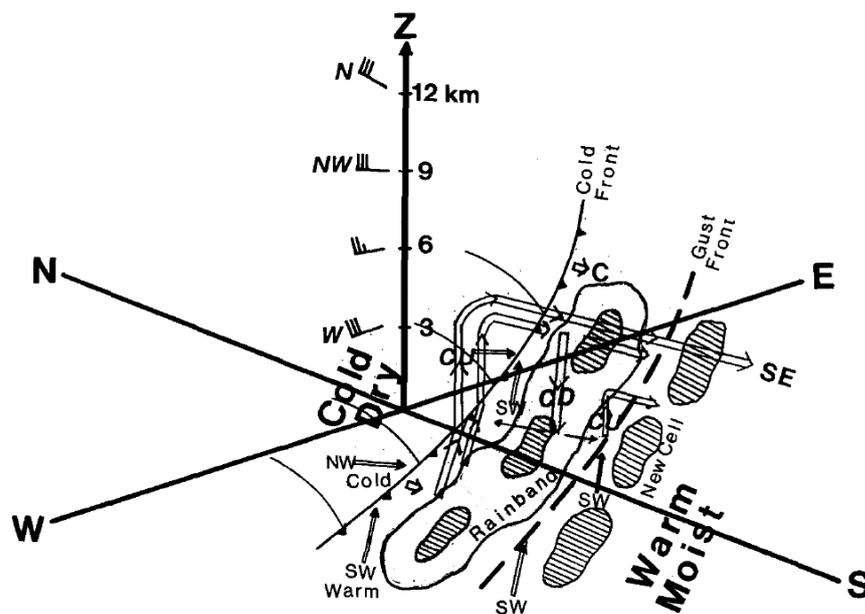


FIG. 25. A schematic diagram showing the development and maintenance of the prefrontal convective rainband during TAMEX IOP 13. The rainband is lightly shaded and the individual cells are hatched. The convective updraft (CU) and downdraft (CD) are indicated. Line motion (C) is from the north-northwest at  $2.5 \text{ m s}^{-1}$ . The southwest (SW) warm monsoon flow and northwest (NW) cold flow from the mainland of China at low levels are also indicated. An elongation of the reflectivity cores toward the southeast (SE) is in the direction of the environmental shear vector.

圖 1.2、鋒前對流雨帶之運動結構概念模式圖(Lin et.al 1992)。

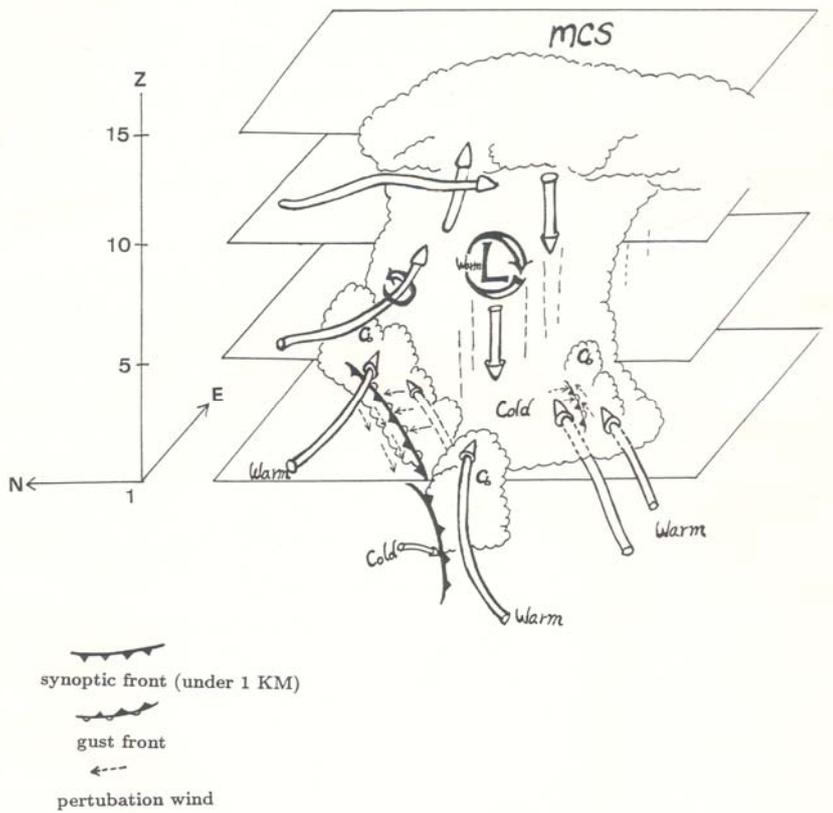


圖 1.3、TAMEX 期間 IOP#13 對流胞發展示意圖(楊 1994)。

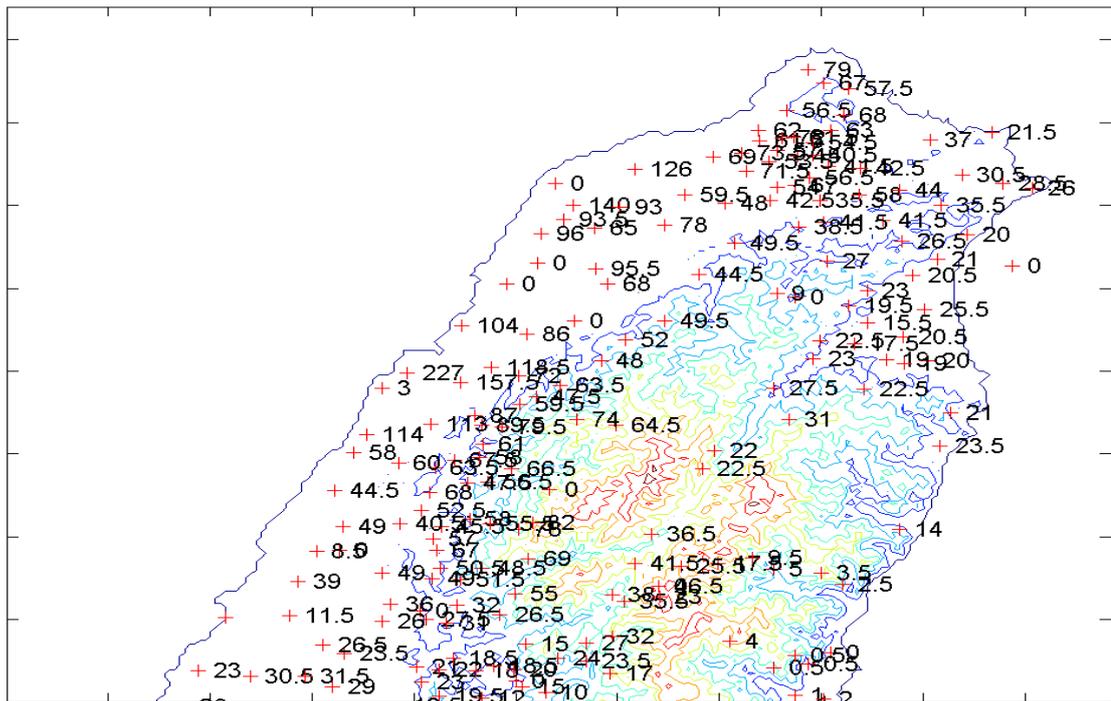


圖 3.1、200706061100~06070100 UTC 之累加雨量圖。顏色部分為地形高度，偏暖色系代表山勢較高；紅色十字代表自動雨量站所在位置，而黑色字則代表降雨量。

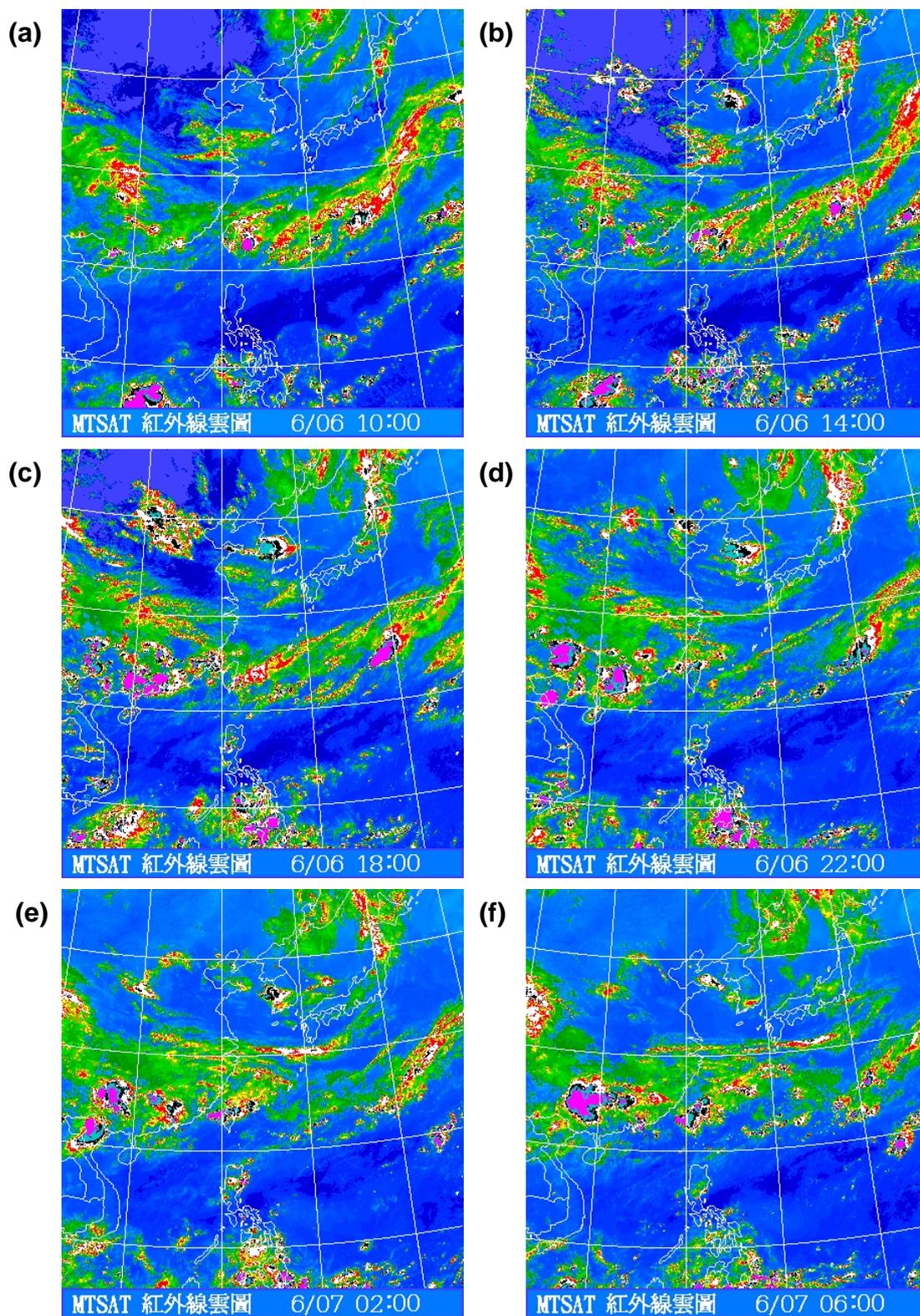


圖 3.2、氣象局 MTSAT 紅外線衛星雲圖 2007 年 6 月 6 日(a)0200UTC (b)0600 UTC (c)1000 UTC (d)1400 UTC (e) 1800 UTC (f)2200UTC 以及 6 月 7 日(g)0200 UTC。

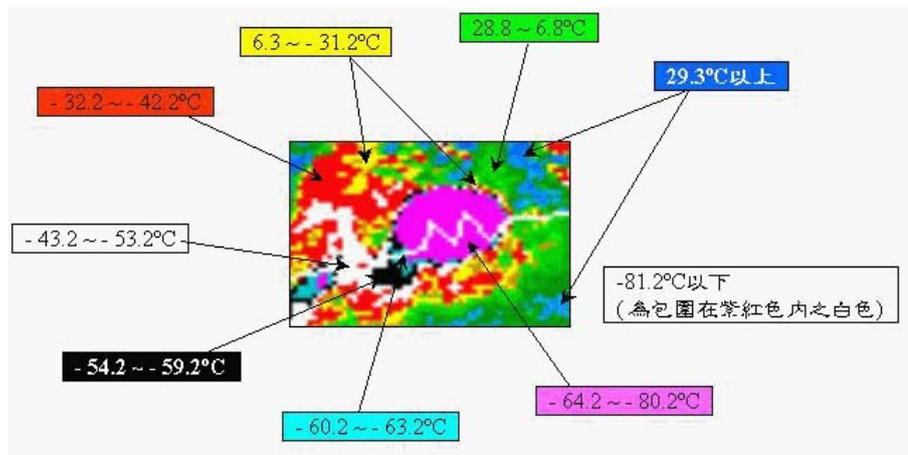
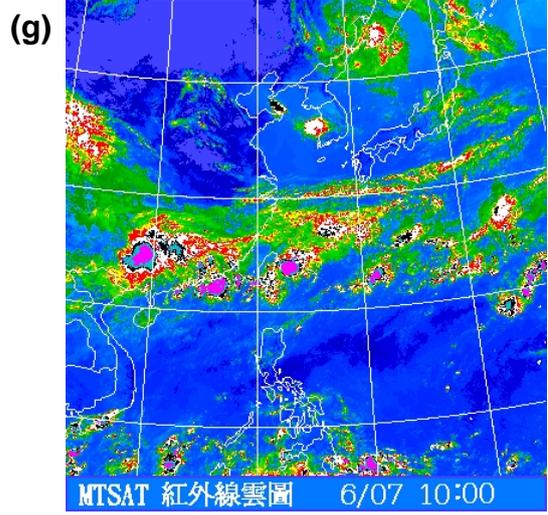
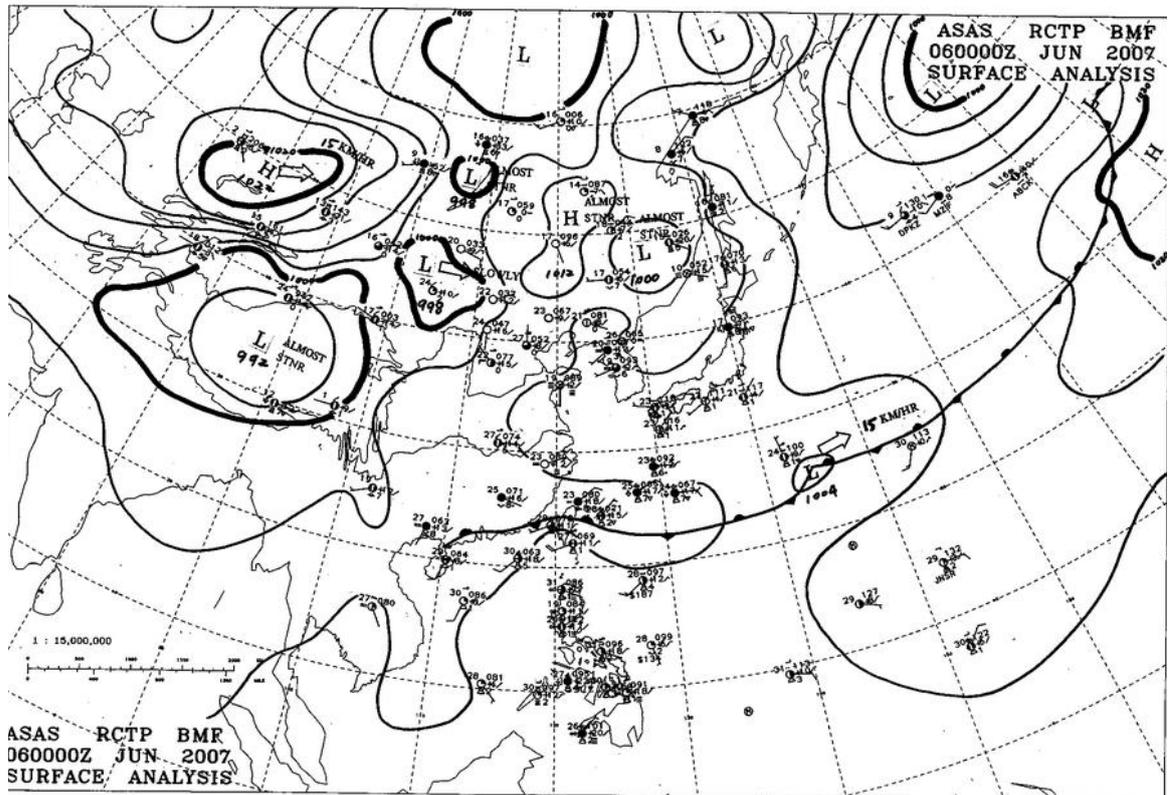


圖 3.2、(續)

(a)



(b)

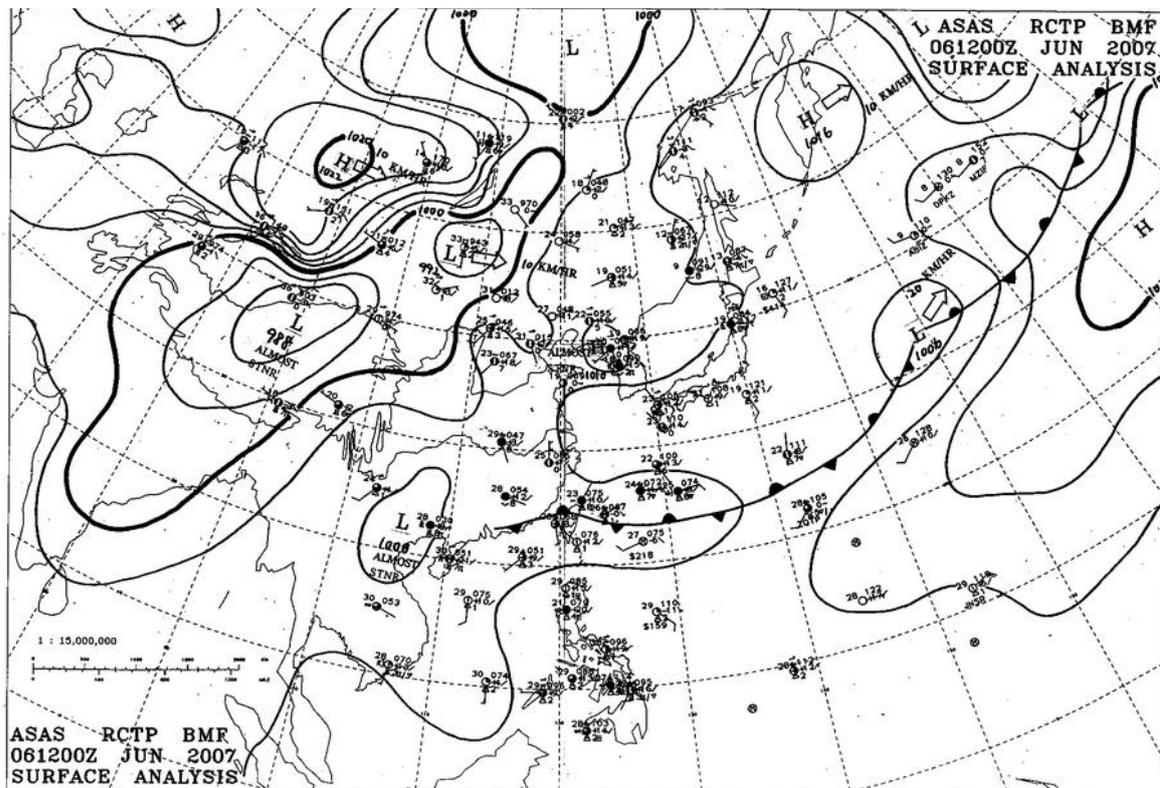


圖 3.3、2007 年 6 月 6 日地面天氣圖。(a)0000UTC(b)1200UTC。

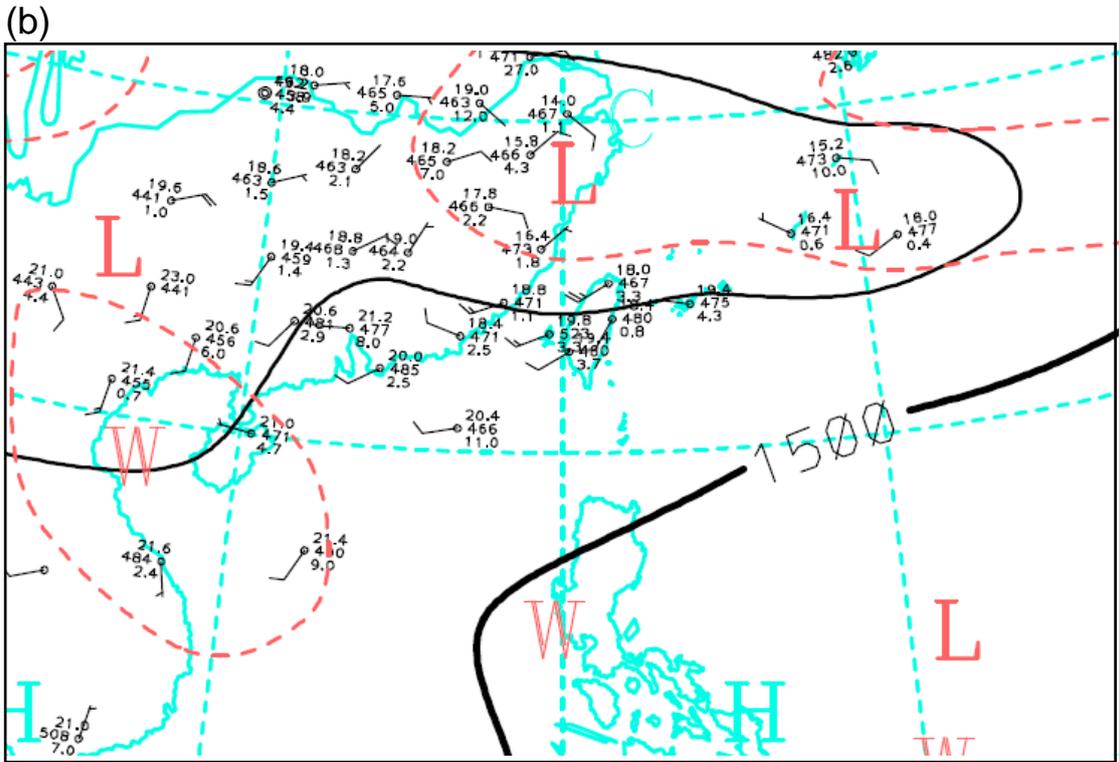
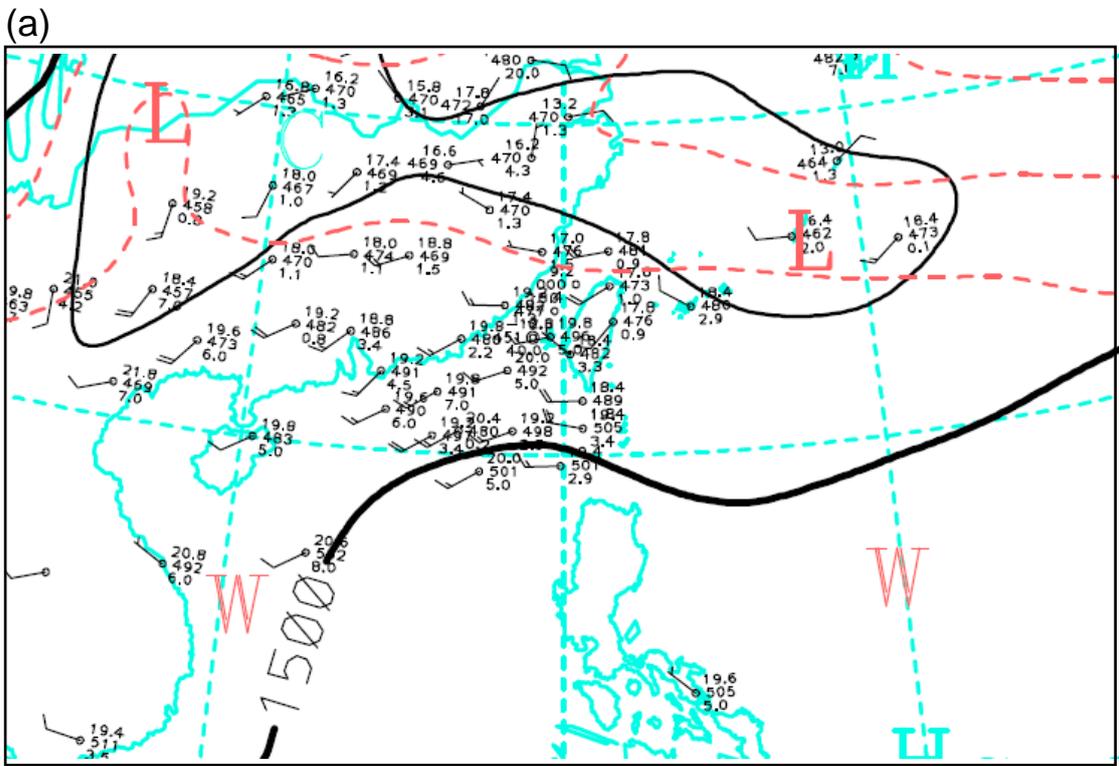


圖 3.4、2007 年 6 月 6 日 850hPa 高空天氣圖。(a) 0000UTC (b)1200UTC。  
 黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。

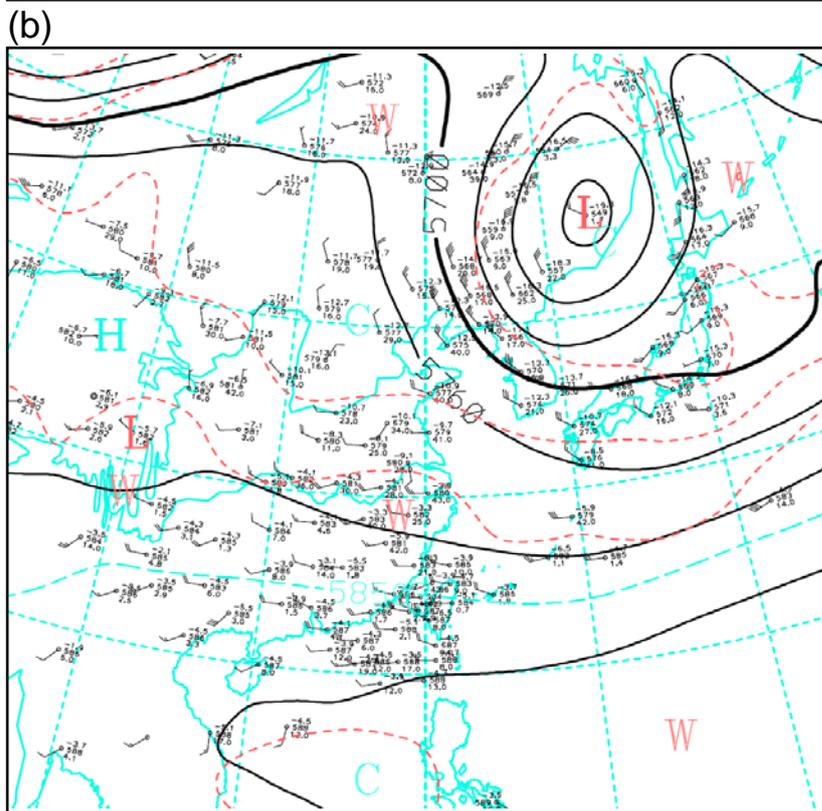
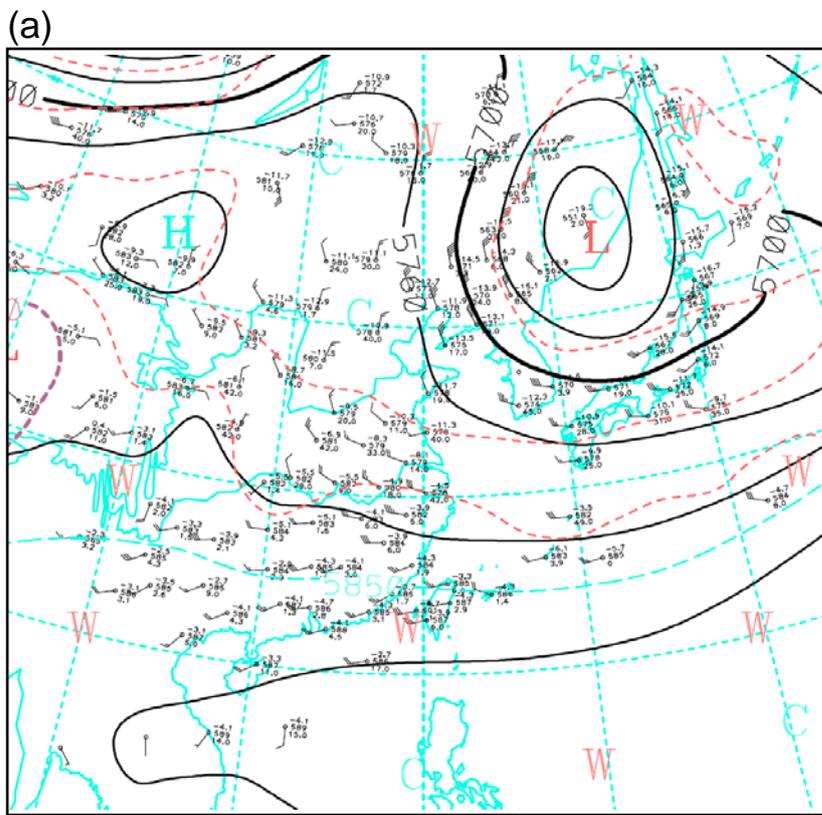


圖 3.5、2007 年 6 月 6 日 500hPa 高空天氣圖。(a) 0000UTC

(b) 1200UTC。黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。

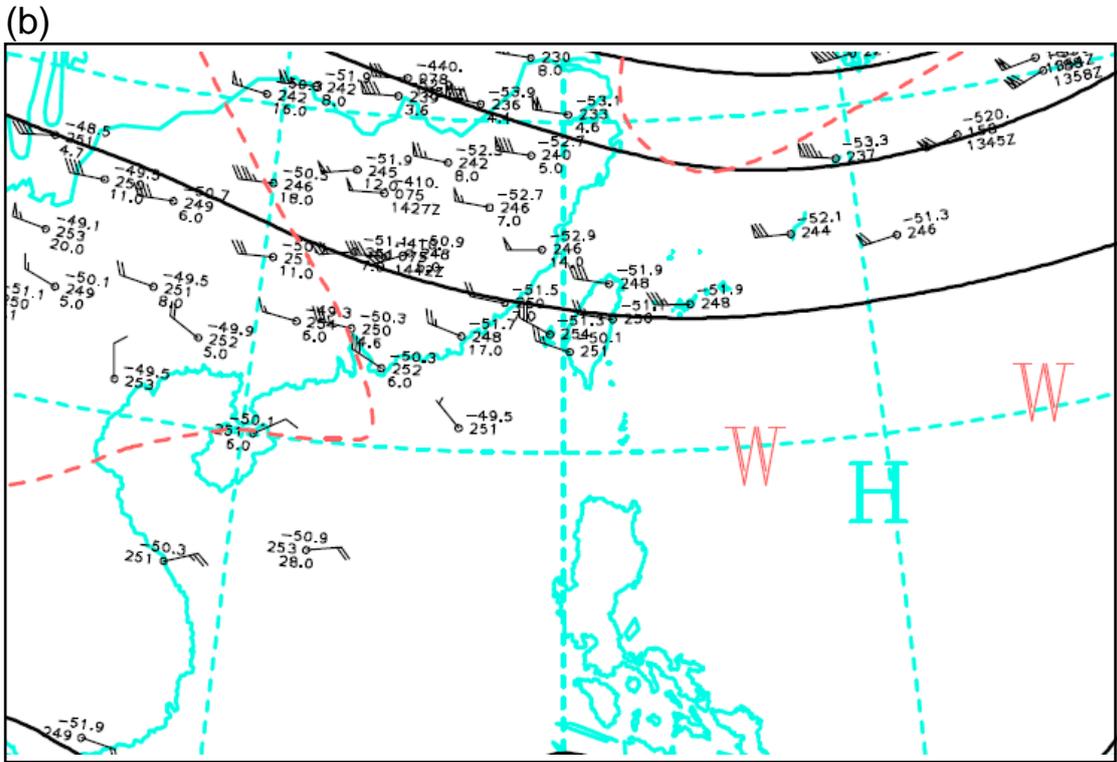
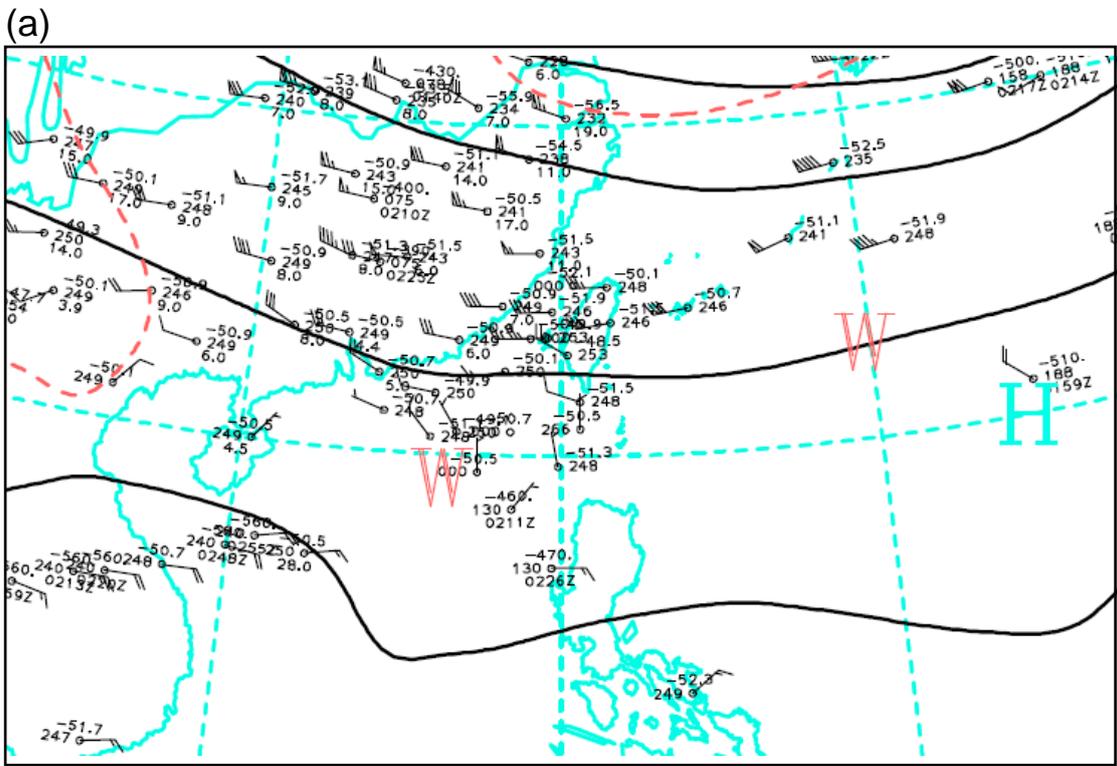


圖 3.6、2007 年 6 月 6 日 200hPa 高空天氣圖。(a) 0000UTC。(b) 1200UTC。  
 黑色實線為等重力位高度線，紅色虛線為等溫度線。

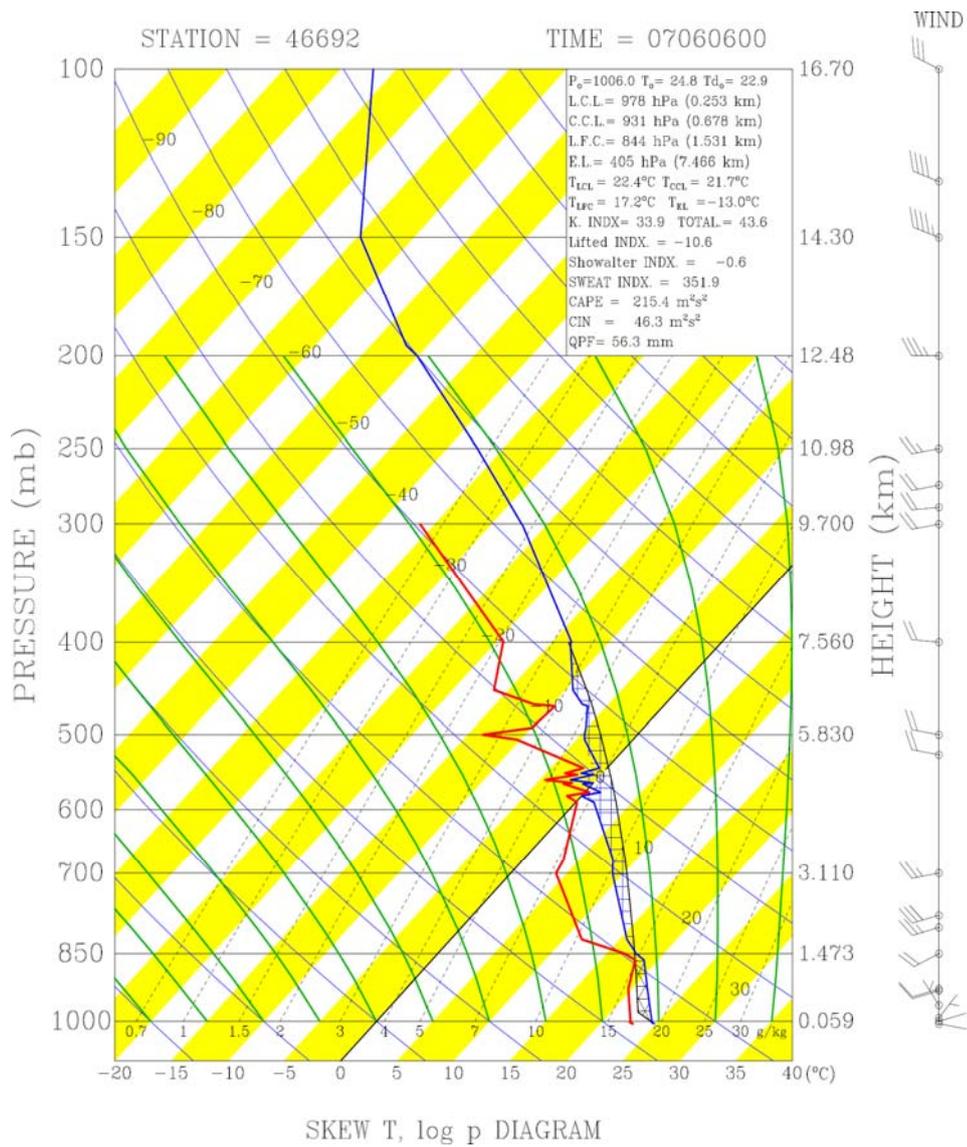


圖 3.7、2007 年 6 月 6 日 0000UTC 板橋測站之探空斜溫圖。風標為水平風  
 隨著高度之變化，長桿風標為  $5 \text{ ms}^{-1}$ ，短桿為  $2.5 \text{ ms}^{-1}$ 。

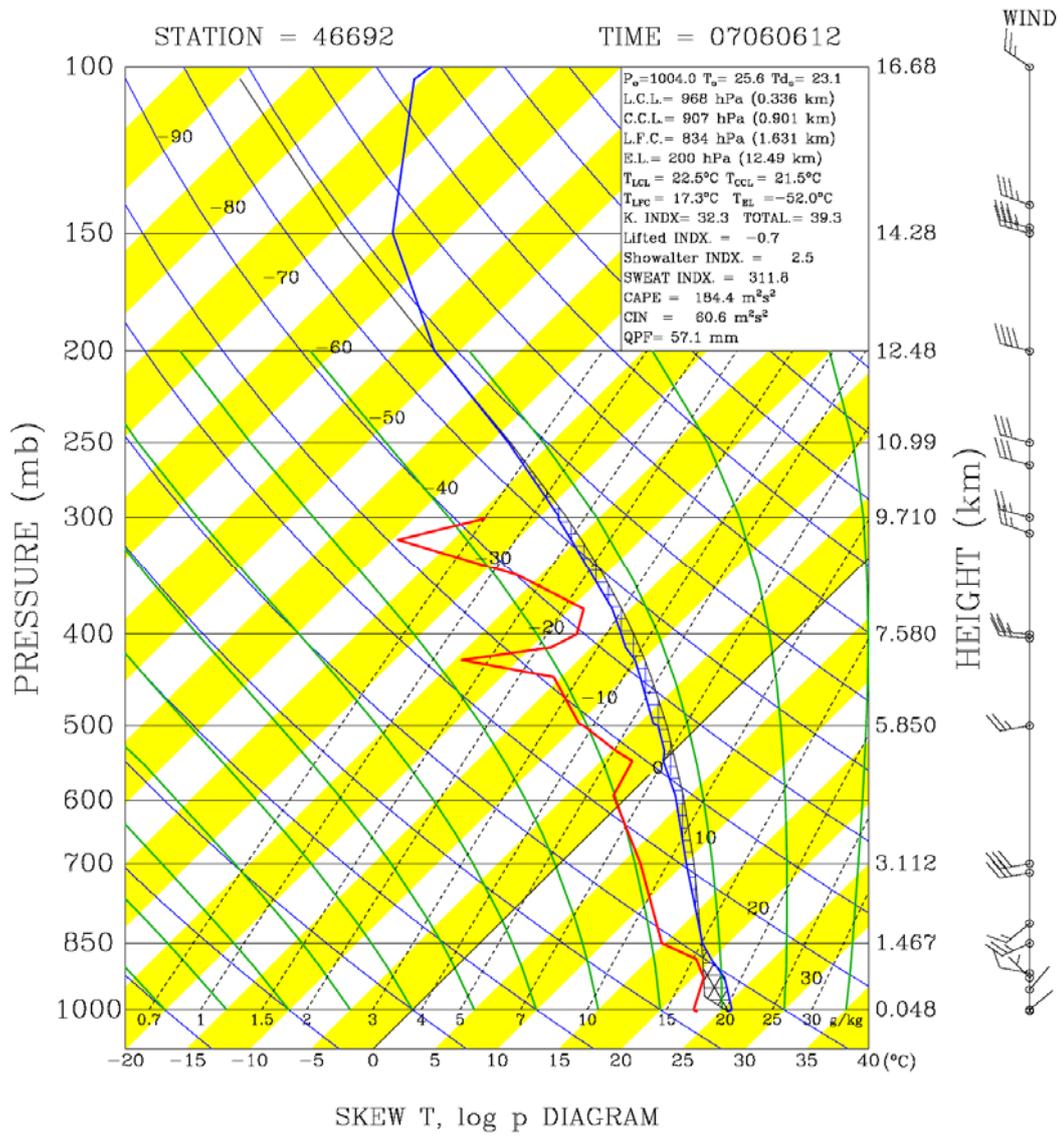


圖 3.8、同(圖 3.7)，但時間為 2007 年 6 月 6 日 1200UTC。

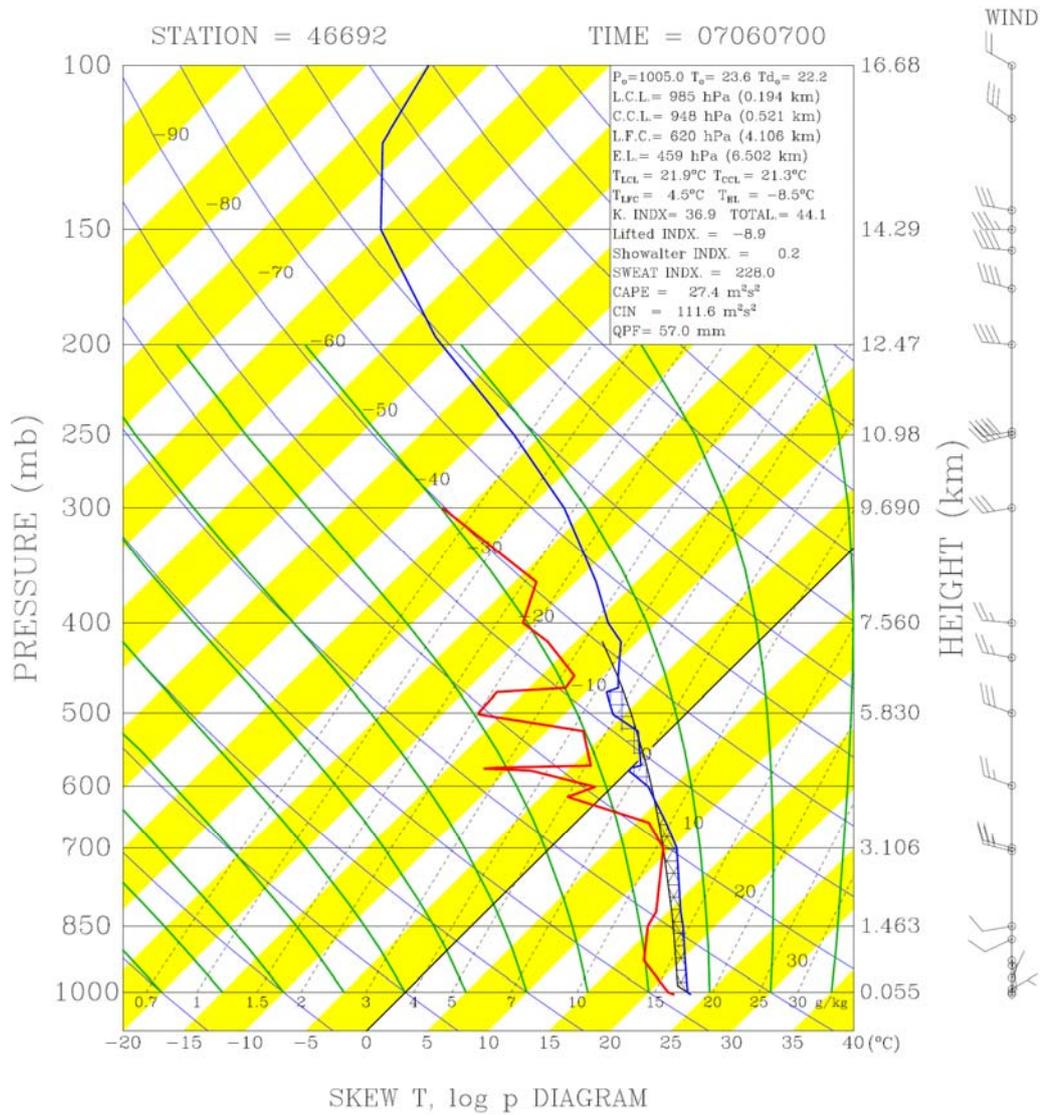


圖 3.9、同(圖 3.7)，但時間為 2007 年 6 月 7 日 0000UTC。

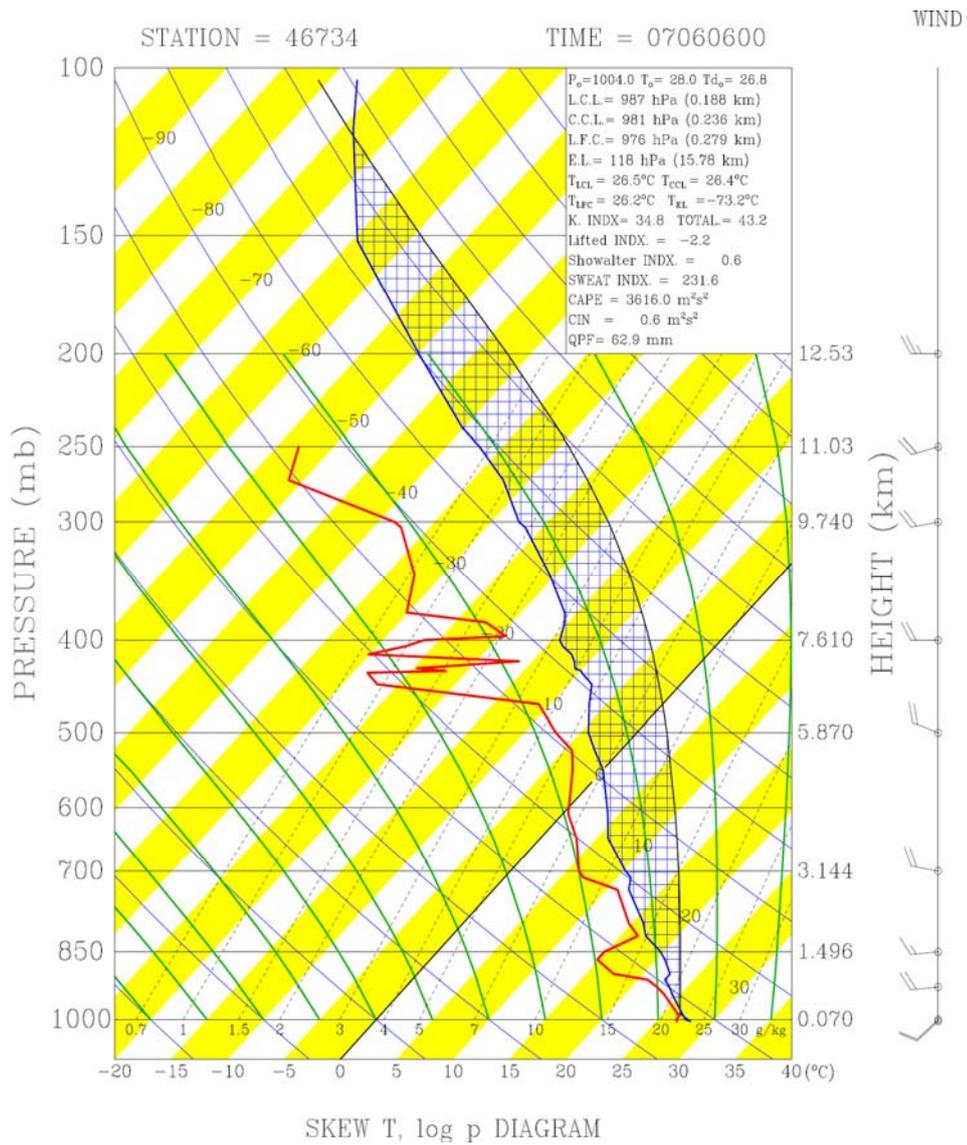


圖 3.10、2007 年 6 月 6 日 0000UTC 馬公測站之探空斜溫圖。風標(WIND)

代表水平風隨著高度的變化，全桿為  $5 \text{ ms}^{-1}$ ，半桿為  $2.5 \text{ ms}^{-1}$ 。

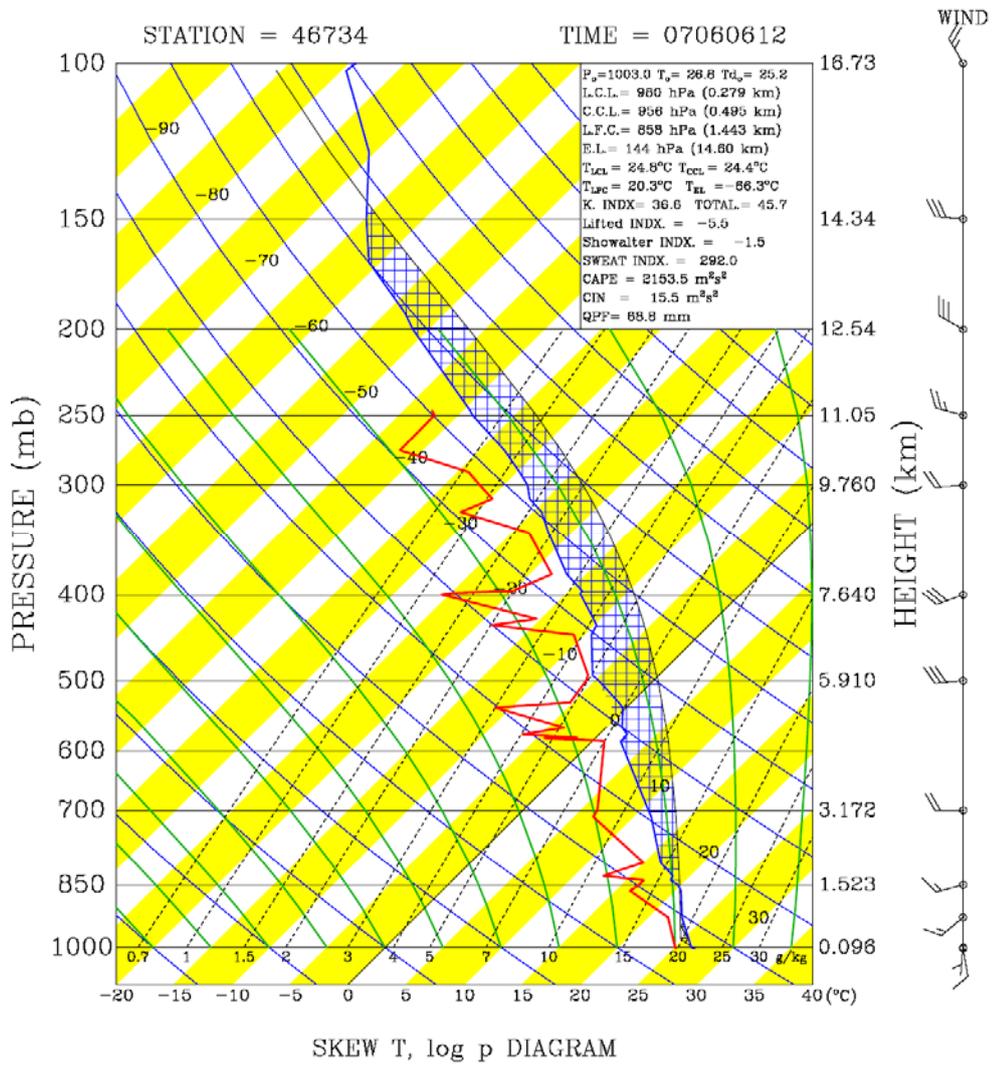
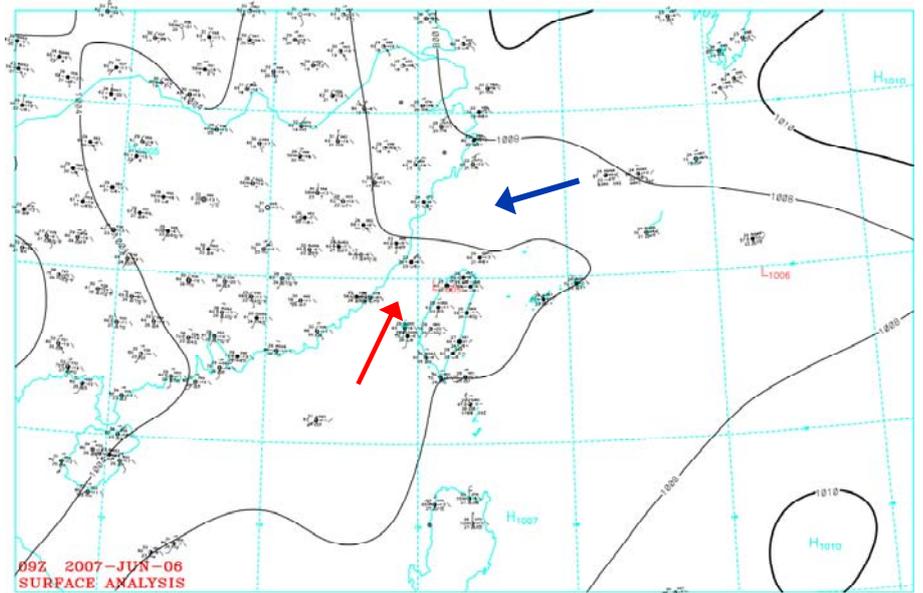
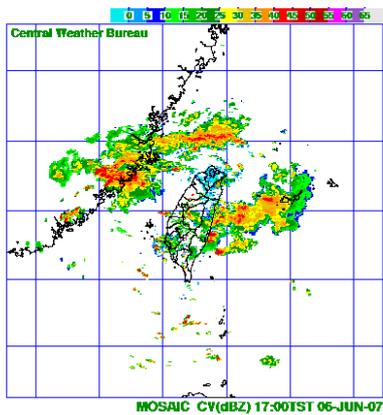
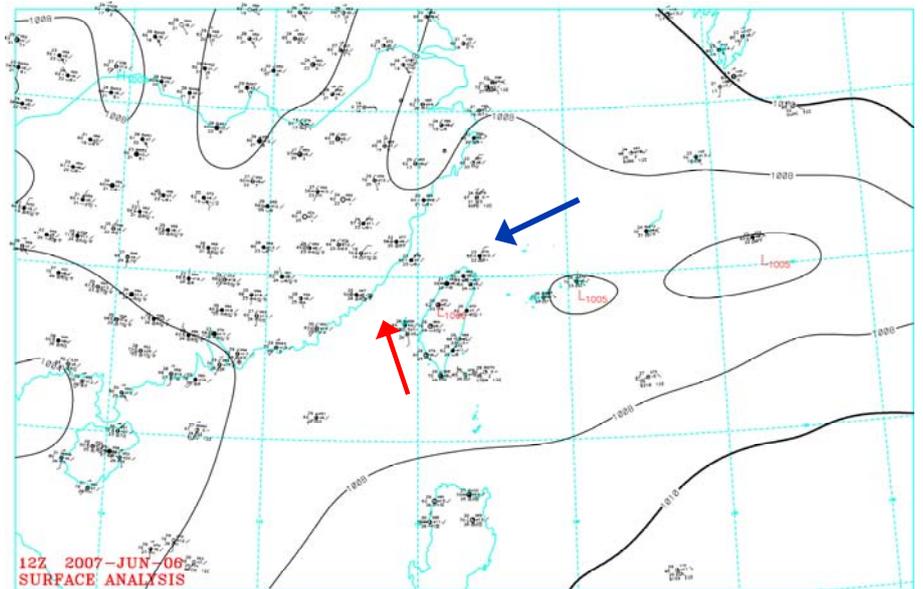
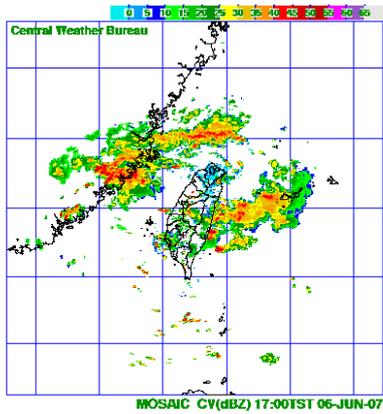


圖 3.11、同(圖 3.10)，但時間為 2007 年 6 月 6 日 1200UTC。

(a)



(b)



(c)

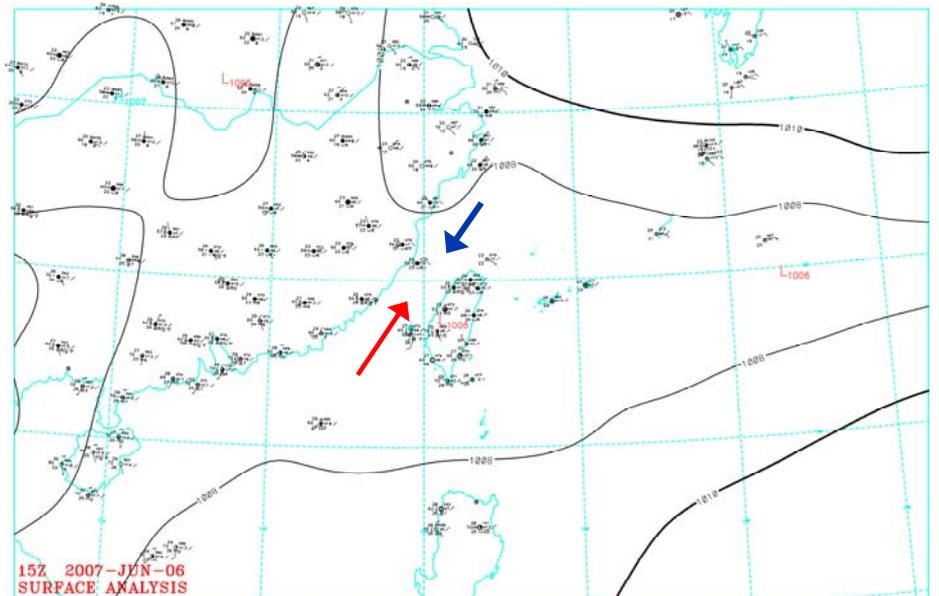
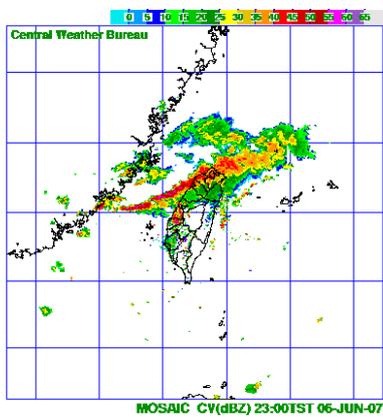
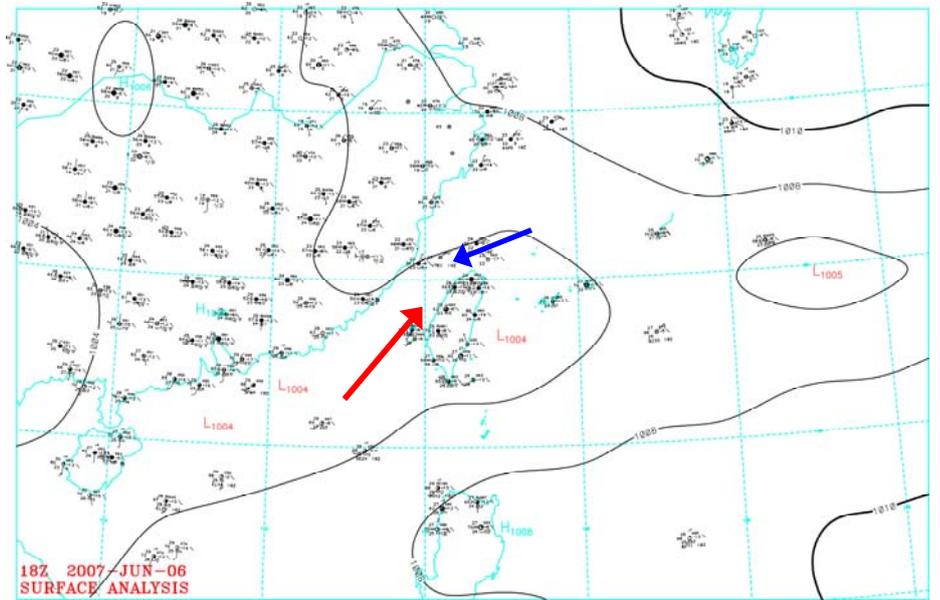
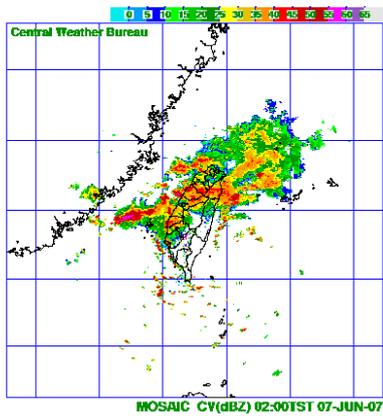


圖 4.1、2007 年 6 月 6 日氣象局雷達回波與地面天氣圖，隨著天氣系統配置改變  
(a)0900 UTC(b)1200 UTC(c)1500 UTC(d)1800 UTC(e)2100UTC

(d)



(e)

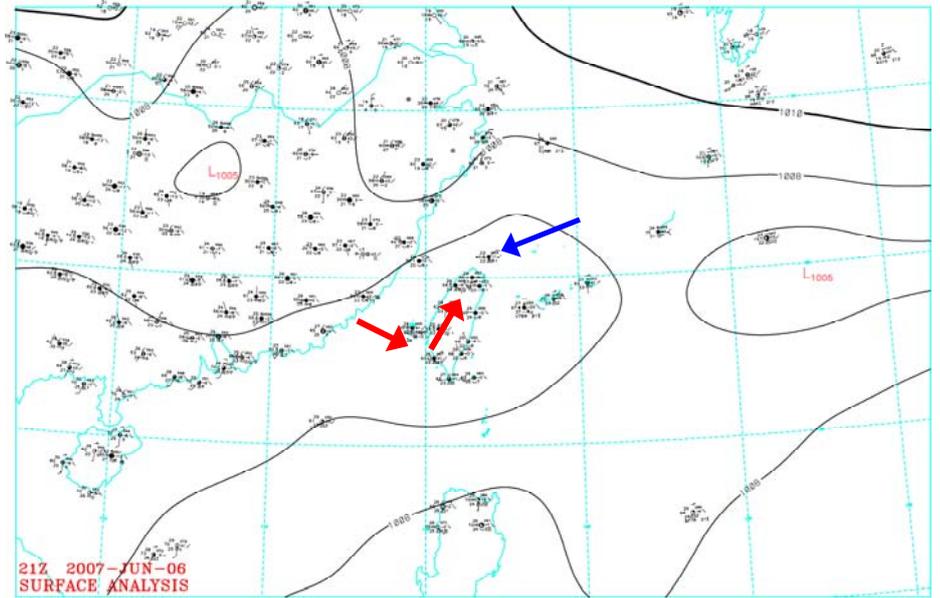
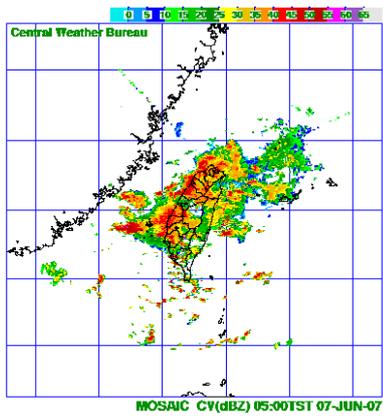
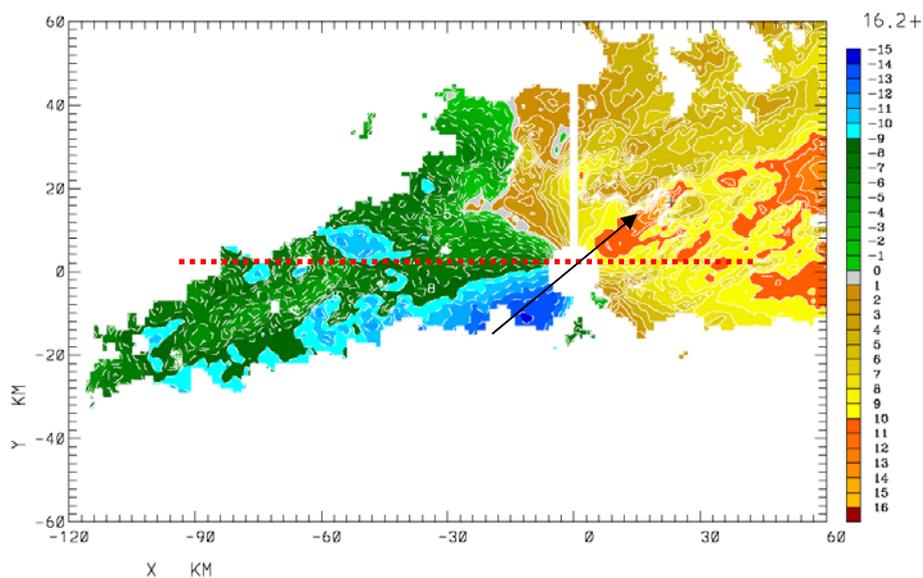


圖 4.1、(續)

(a)

07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 2.00 KM VR  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG



(b)

07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 2.00 KM DZ  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

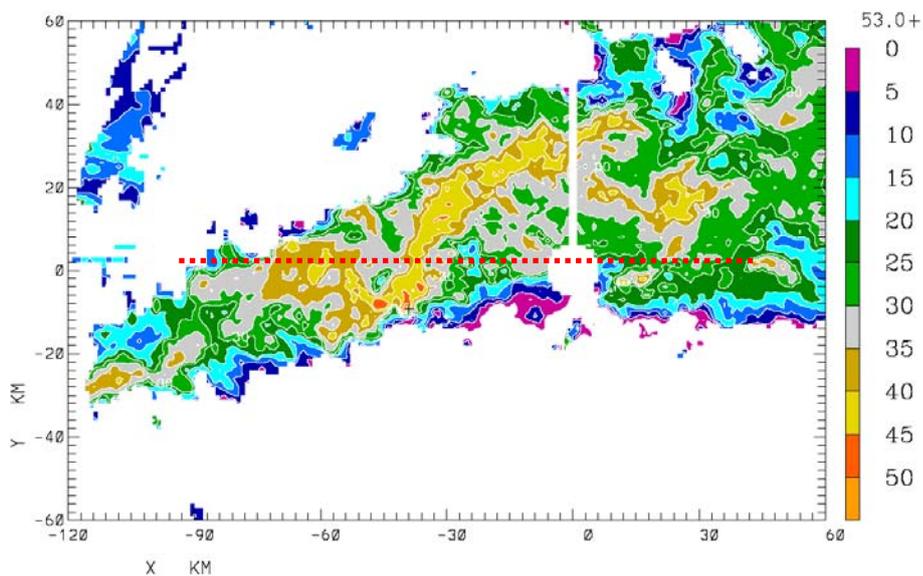
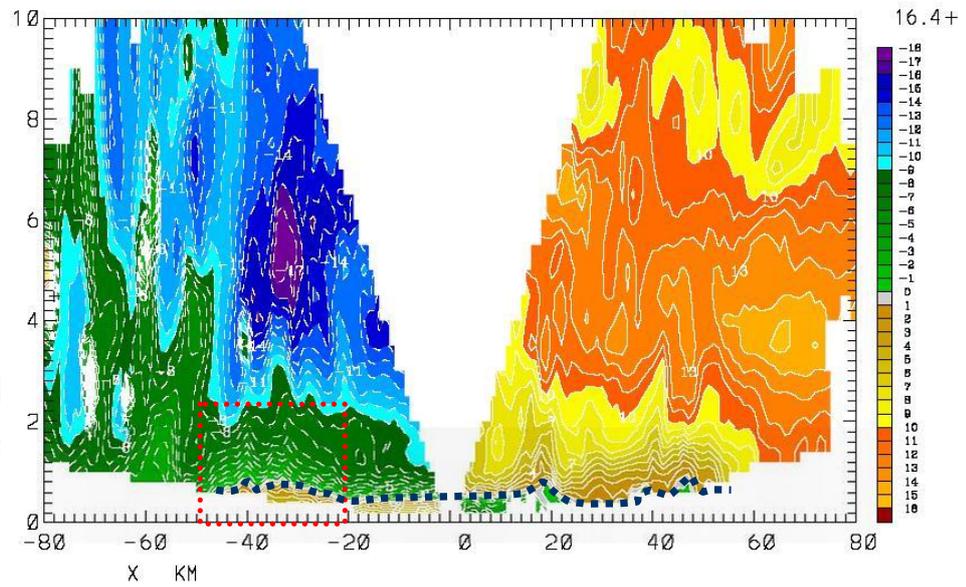


圖 4.2、2007 年 6 月 6 日 1250UTC 中正機場雷達的風場和回波場(a)2km 高度平面上的風場，(b)2km 高度平面上的回波場。(c)沿著圖 4.2a、4.2b 上紅色虛線所標示出位置之風場垂直剖面圖(d)回波場垂直剖面圖。

(c)

07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Y = 0.00 KM VR  
AS OF 06/26/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG



(d)

07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Y = 0.00 KM DZ  
S OF 06/26/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

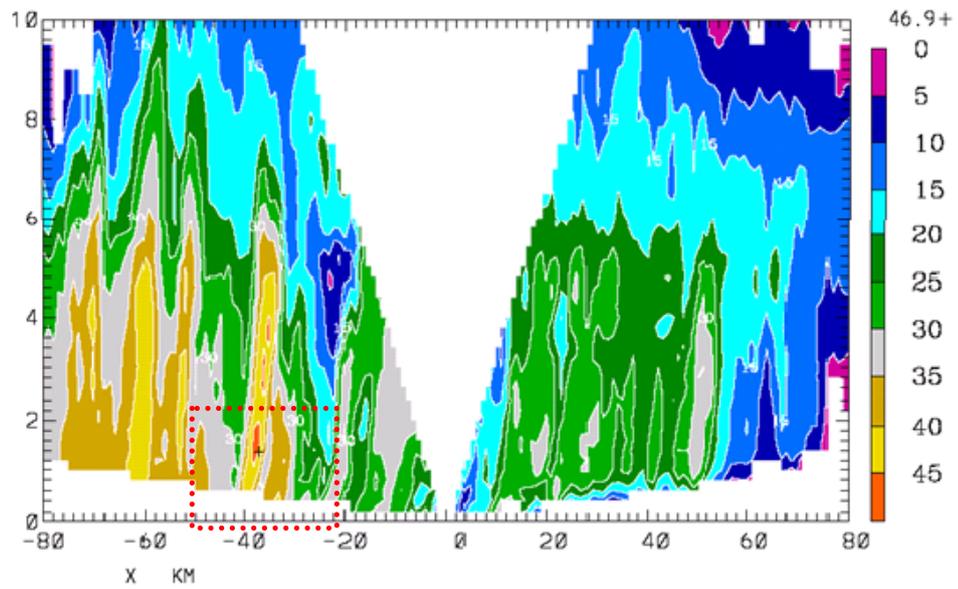
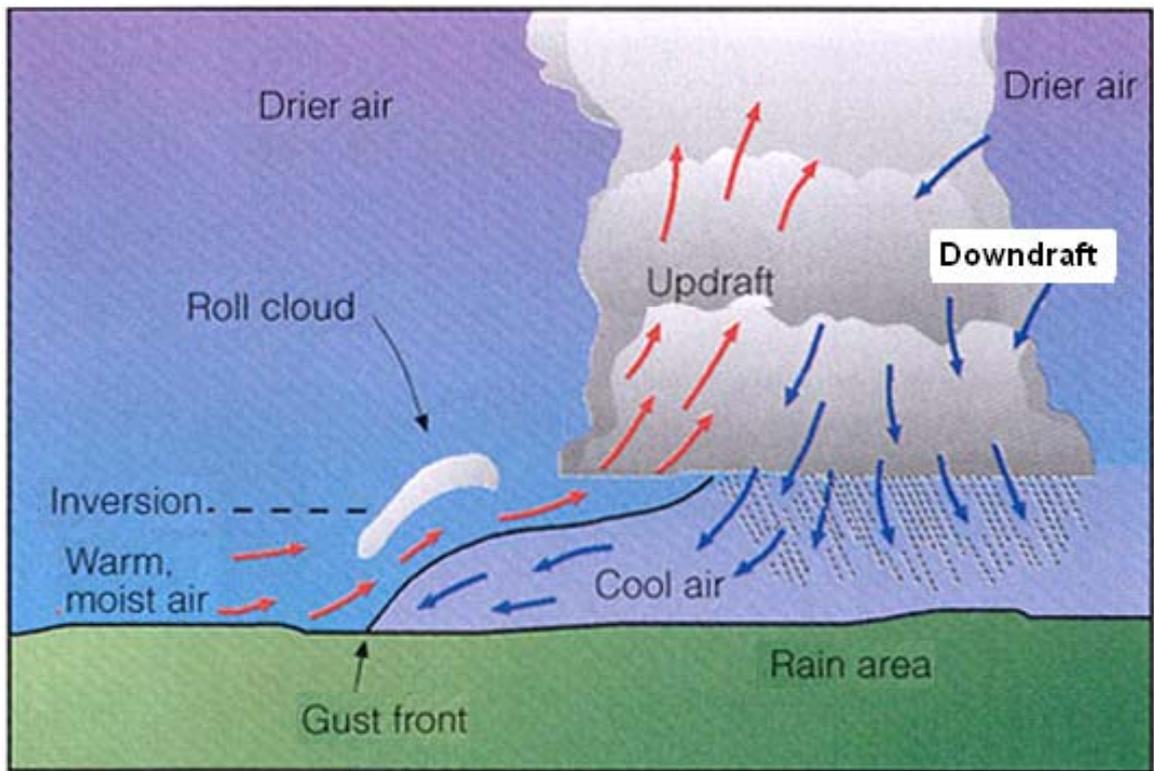
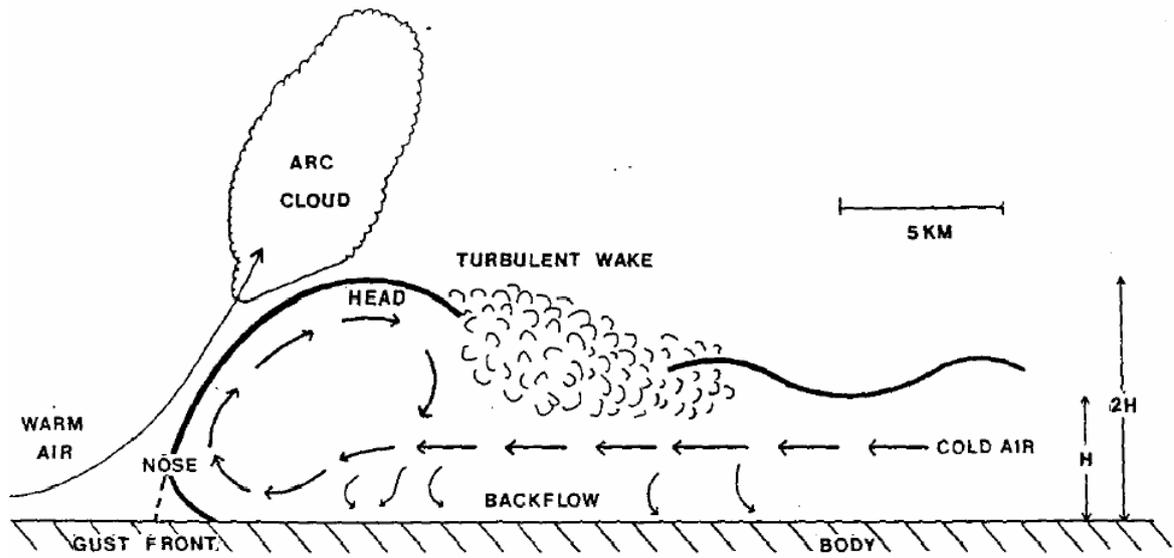


圖 4.2、(續)。



(Meteorology Today 7th Edition)

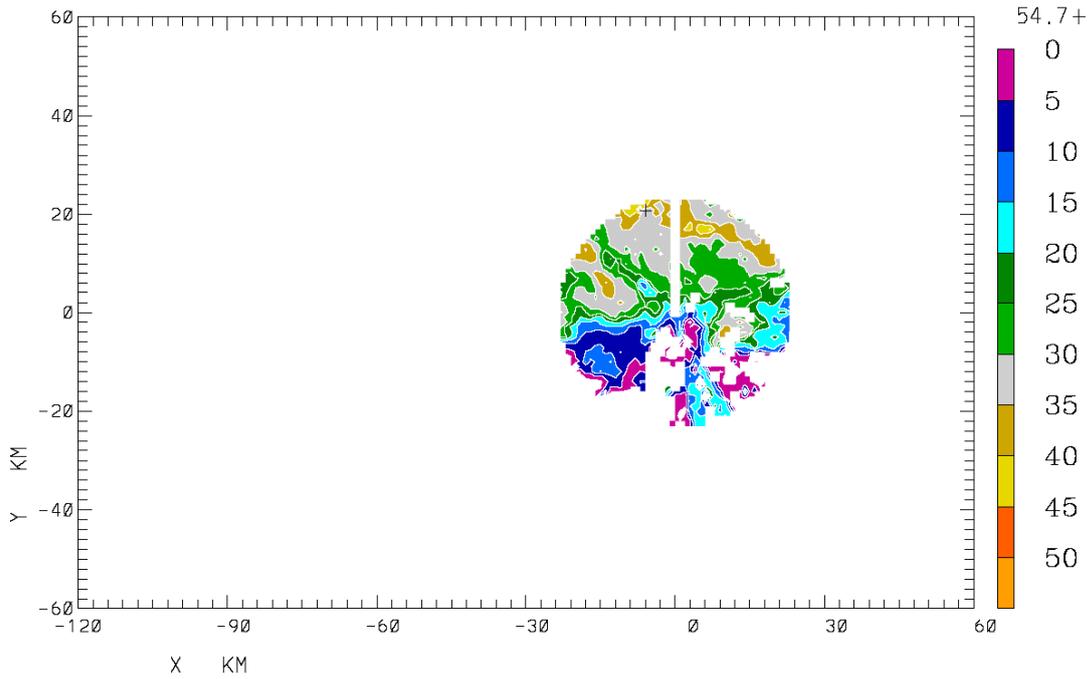


(Droegemeier and Wilhelmson, 1987)

圖 4.3、陣風鋒面示意圖。

(a)

07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 0.25 KM DZ  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG



07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 0.25 KM VR  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

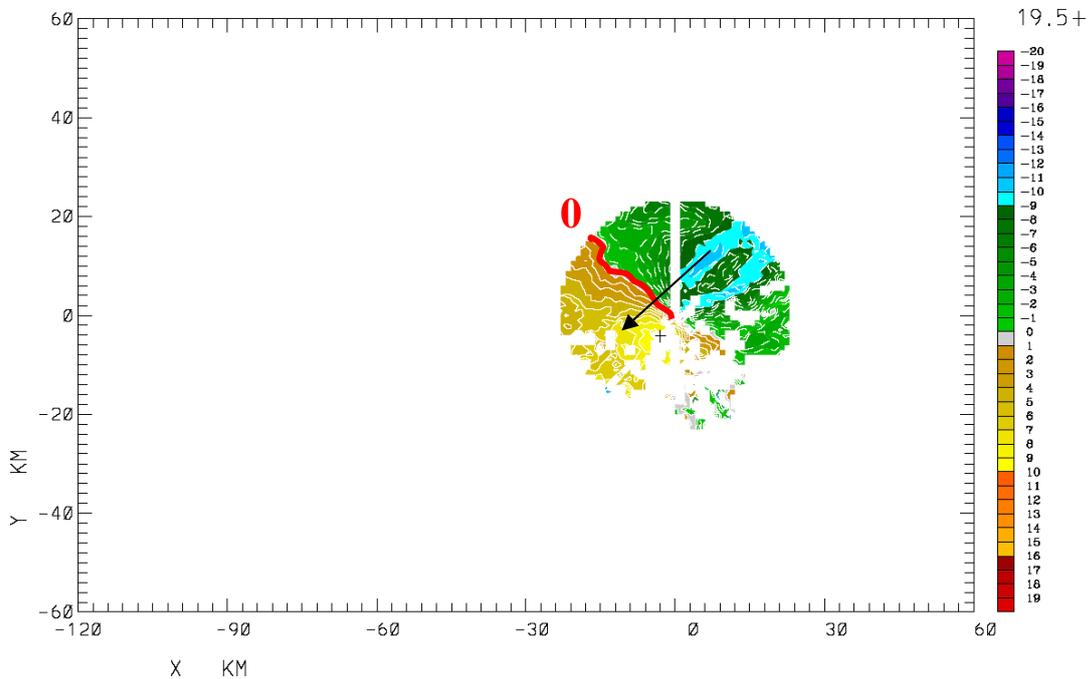


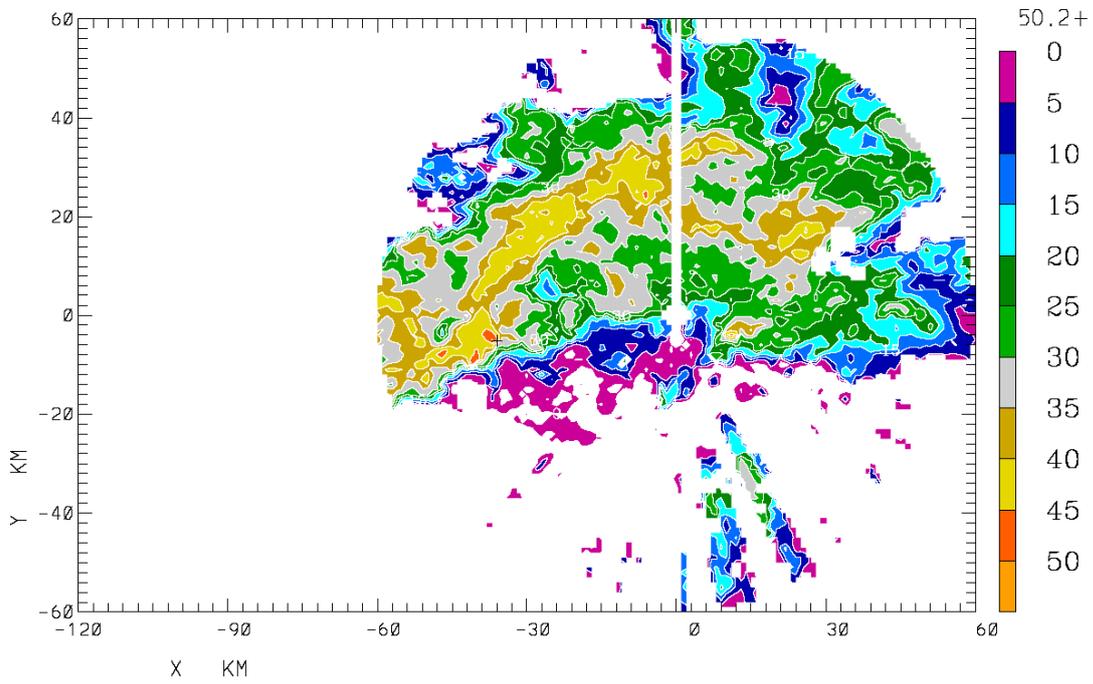
圖 4.4、2007 年 6 月 6 日 1250 UTC 中正機場雷達回波場(上)及風場(下)結

構配置圖，正值代表接進雷達，負值代表遠離雷達，黑色箭頭則代表風向

(a)0.25km (b)0.75km (c)1.25km (d)1.75km(e)2.0km。

(b)

07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 0.75 KM DZ  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG



07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 0.75 KM VR  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

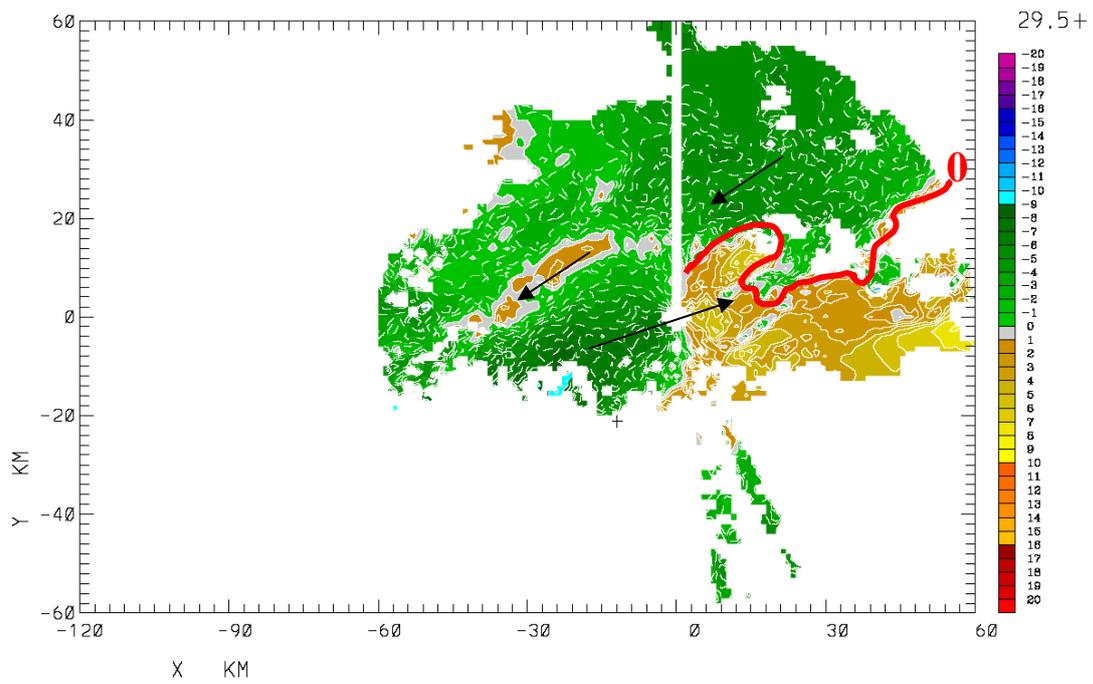
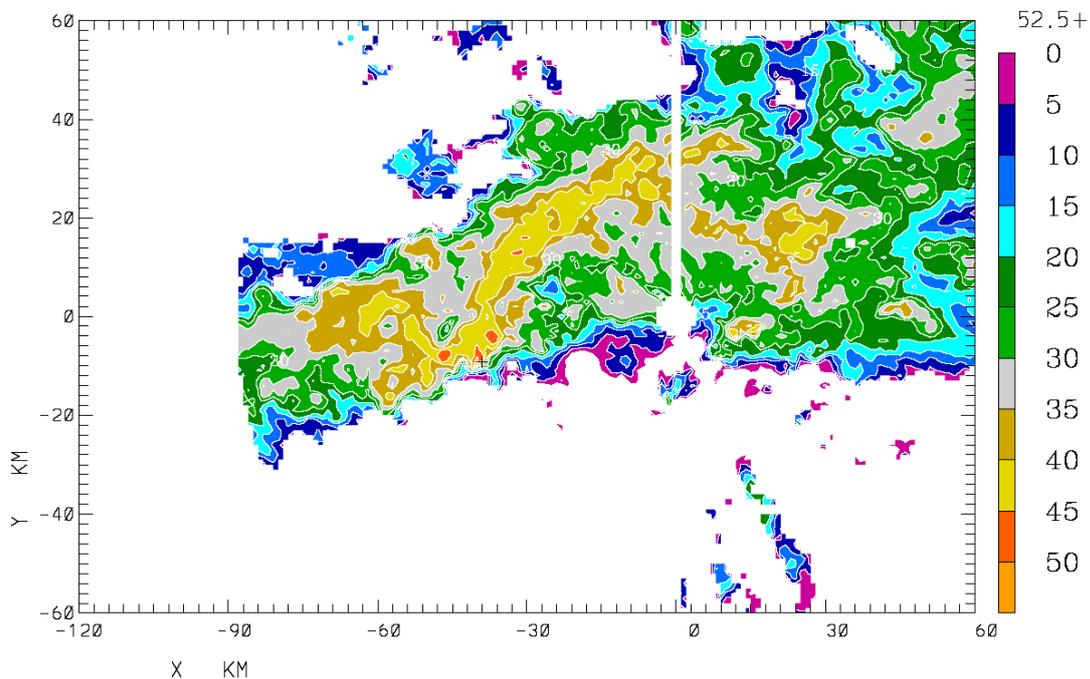


圖 4.4、(續)。

(c)

07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 1.25 KM DZ  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG



07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 1.25 KM VR  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

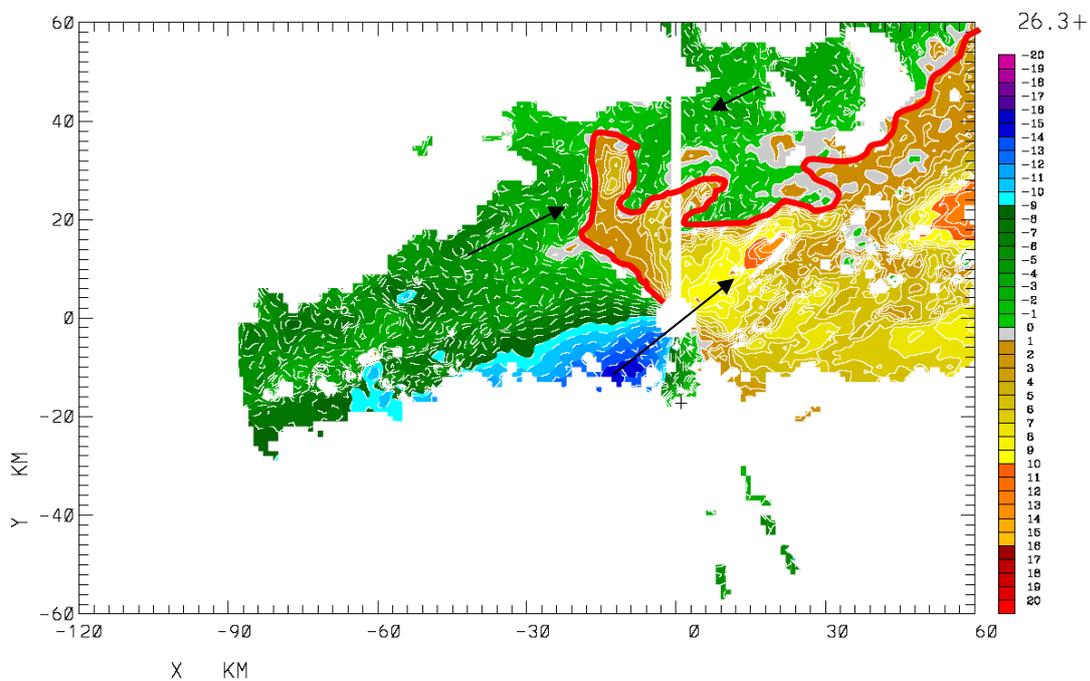
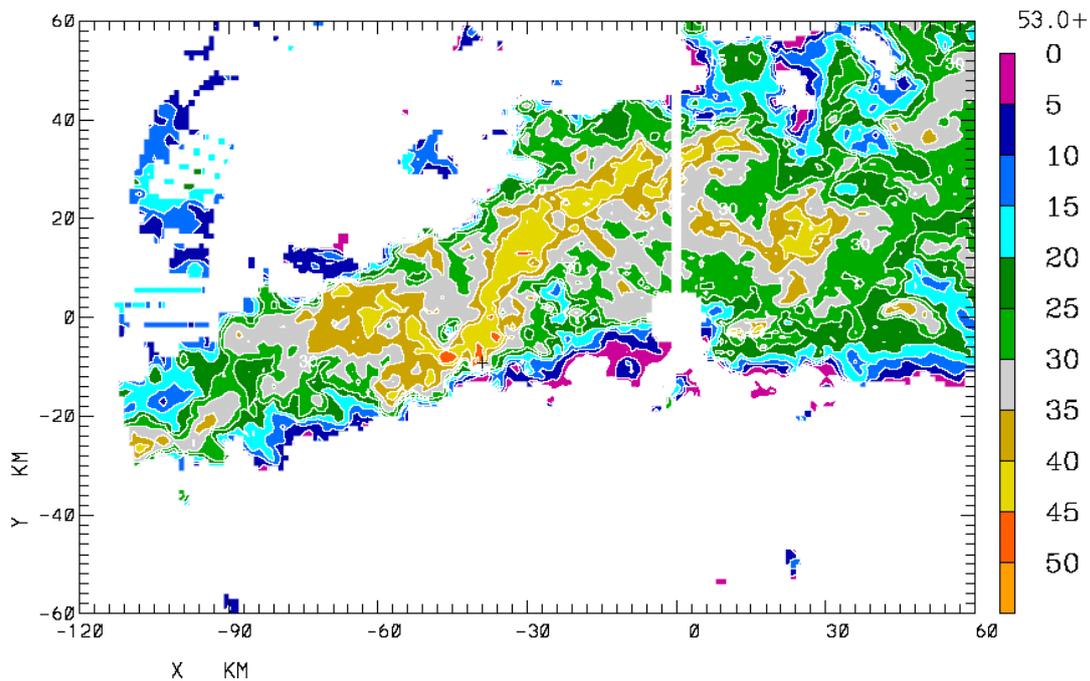


圖 4.4、(續)。

(d)

07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 1.75 KM DZ  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG



07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 1.75 KM VR  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

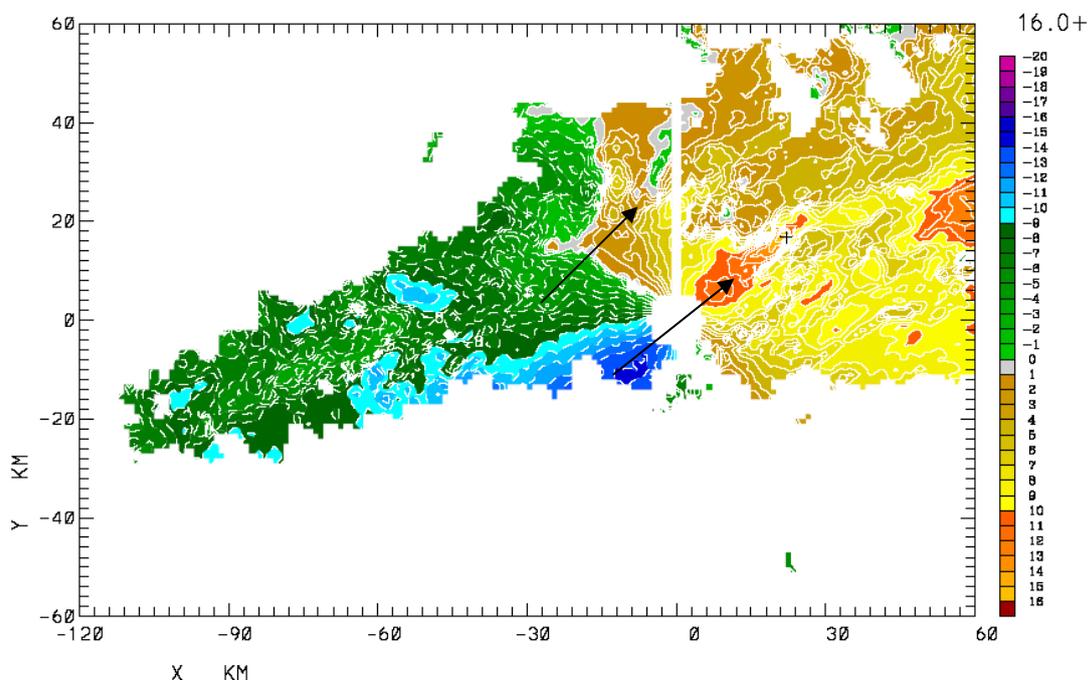
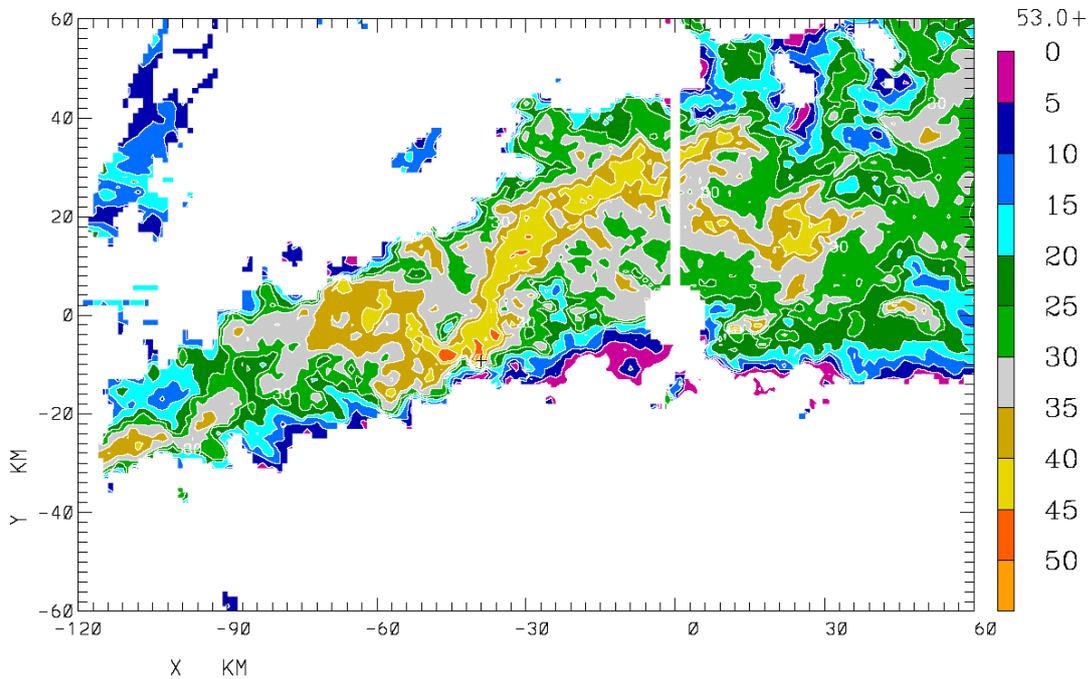


圖 4.4、(續)。

(e)

07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 2.00 KM DZ  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG



07/06/06 12:50:08-12:54:10 CP-4 Z = 2.00 KM VR  
(AS OF 06/23/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

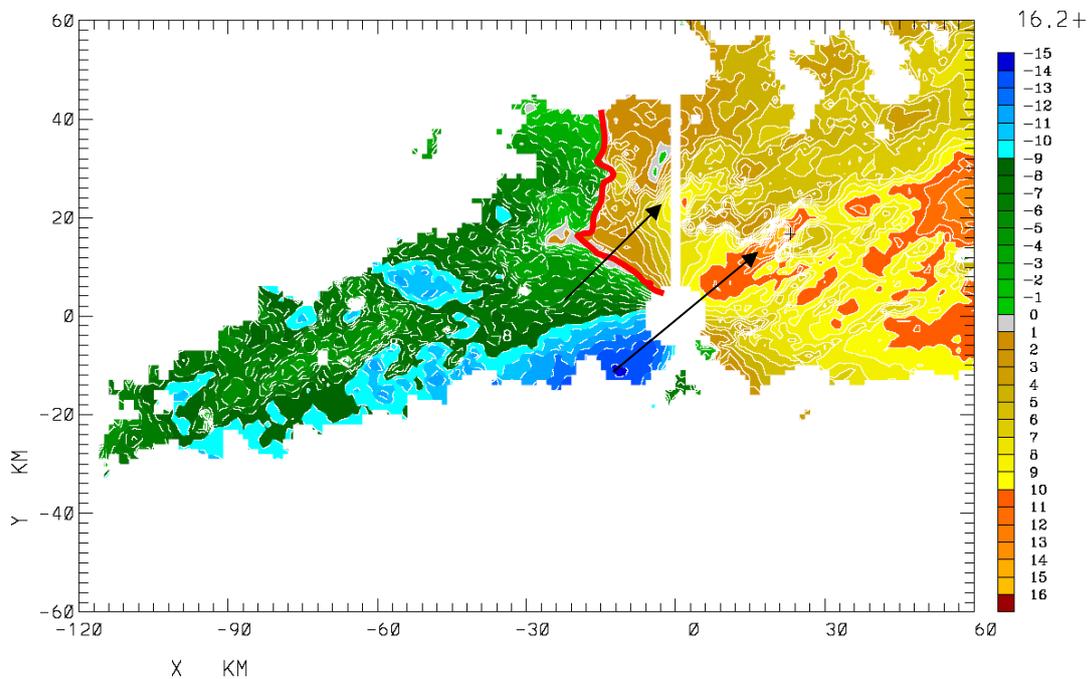
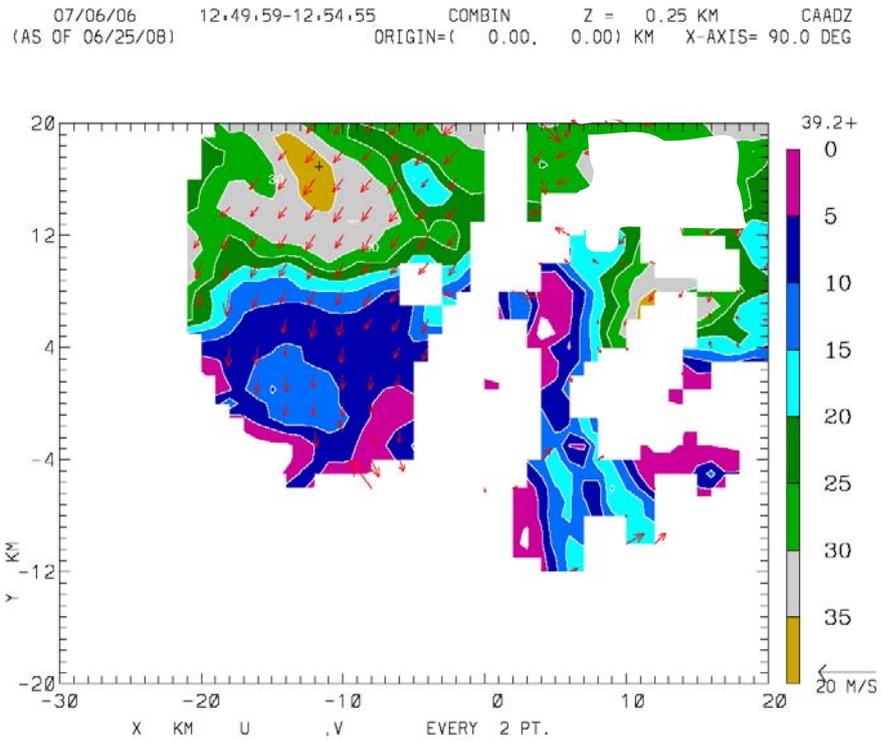


圖 4.4、(續)。

(a)



(b)

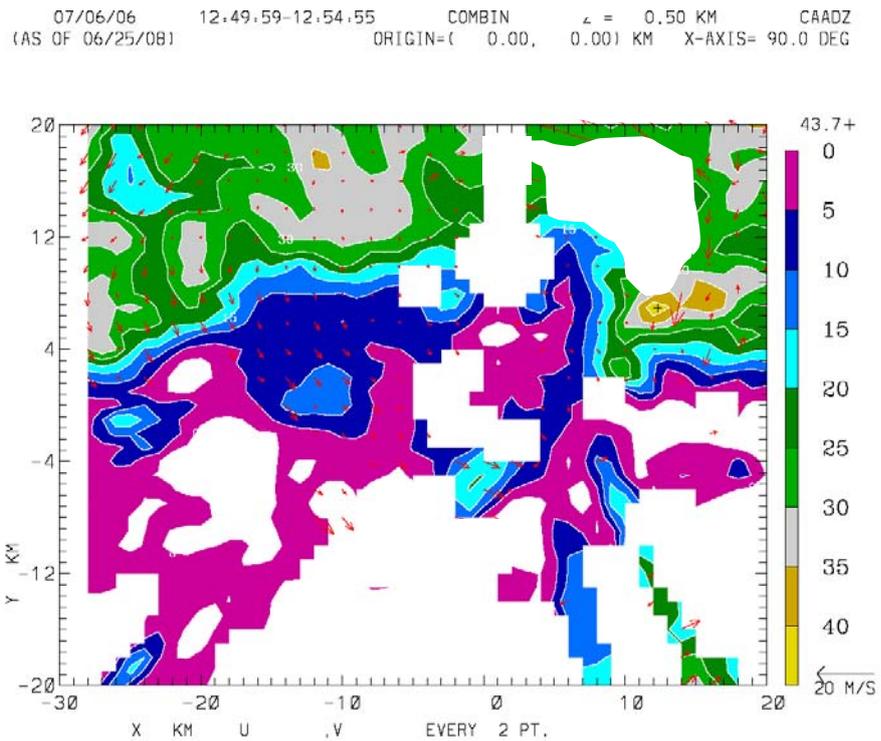


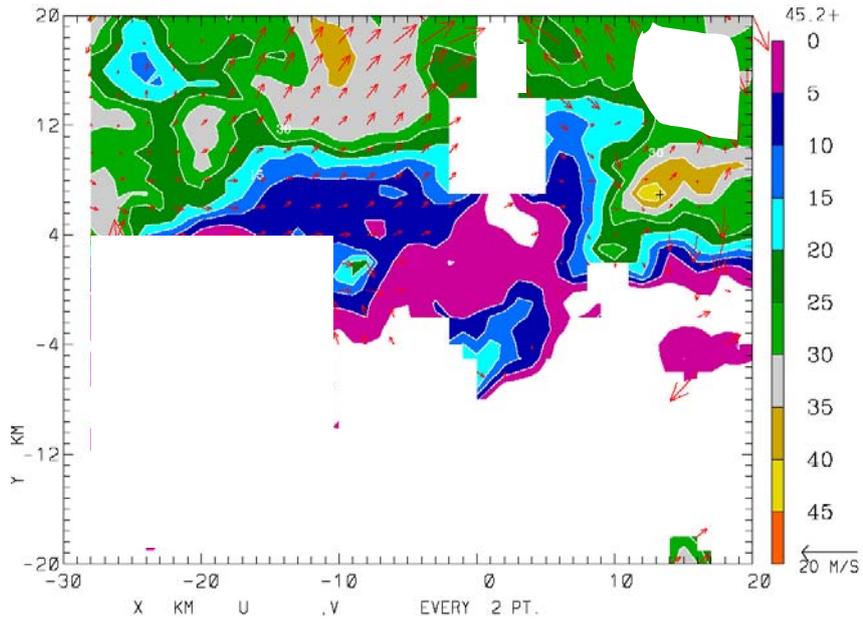
圖 4.5、2007 年 6 月 6 日 1250 UTC 中正機場和中大雷達低層的風場合成圖

(a) 0.25km (b) 0.5km (c)0.75km (d) 1.0km，圖中(0, 0)為中大雷達所在位

置，中正機場雷達則位於(1.593, 10.874)。

(c)

07/06/06 12:49:59-12:54:55 COMBIN Z = 0.75 KM CAADZ  
(AS OF 06/25/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG



(d)

07/06/06 12:49:59-12:54:55 COMBIN Z = 1.00 KM CAADZ  
(AS OF 06/25/08) ORIGIN=( 0.00, 0.00) KM X-AXIS= 90.0 DEG

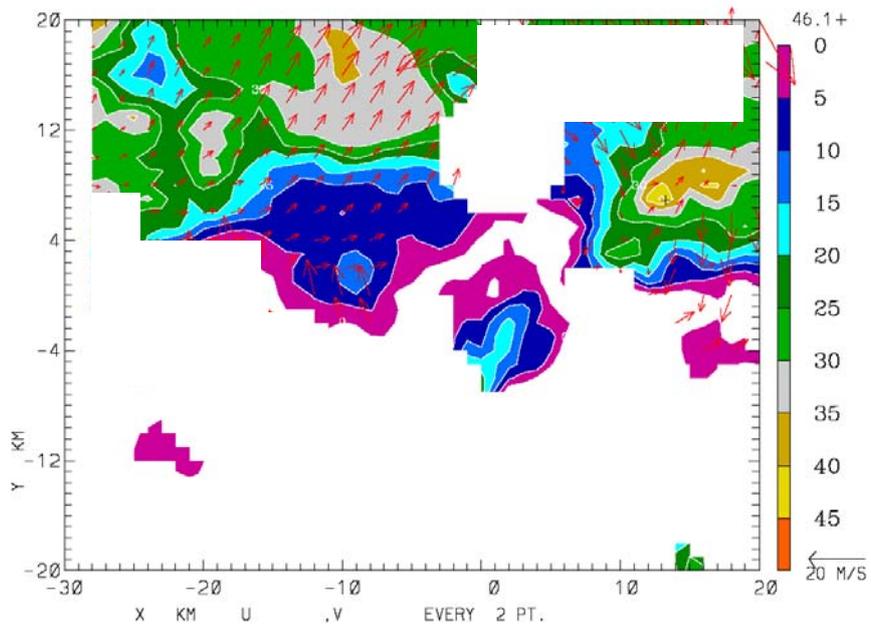
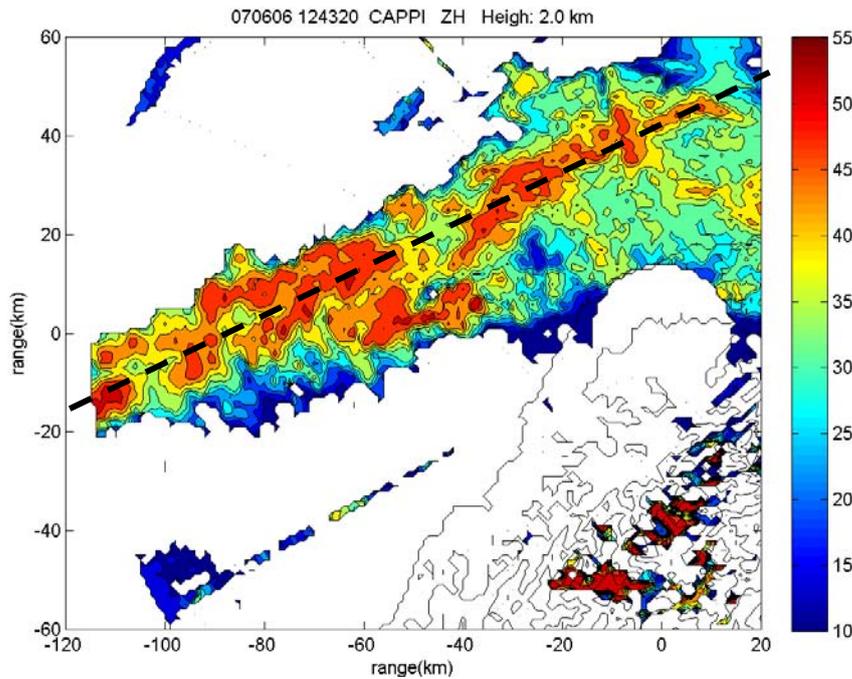


圖 4.5、(續)。

(a)



(b)

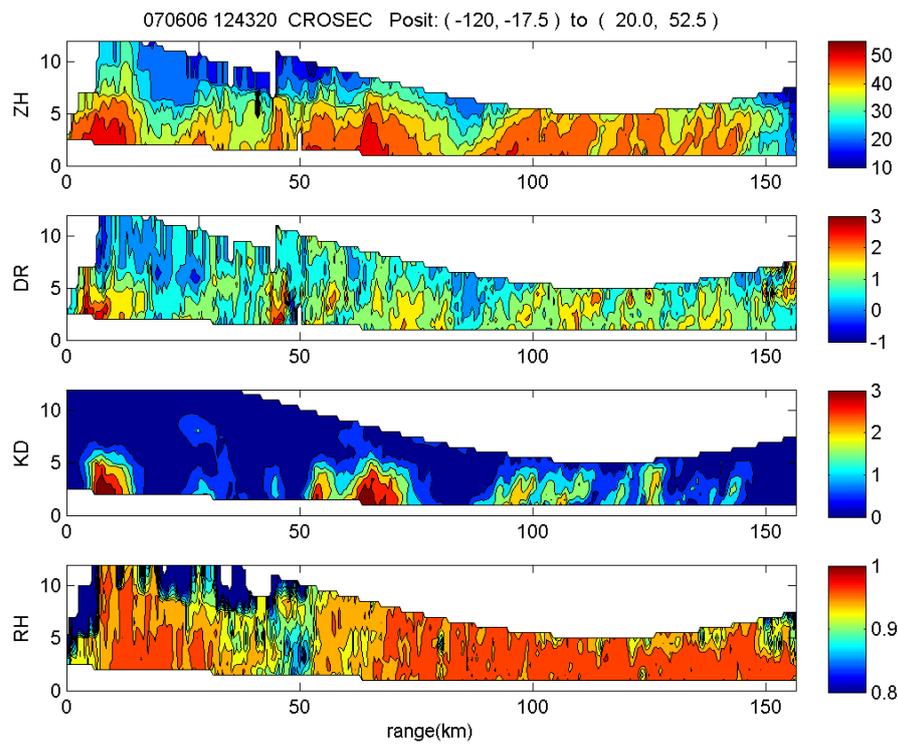


圖 4.6、2007 年 6 月 6 日 1243 UTC (a)大雷達在 1.5km 水平回波圖，圖中虛黑線為(b)圖垂直剖面所經過位置。(b)沿著回波最強處所畫出的垂直剖面圖。

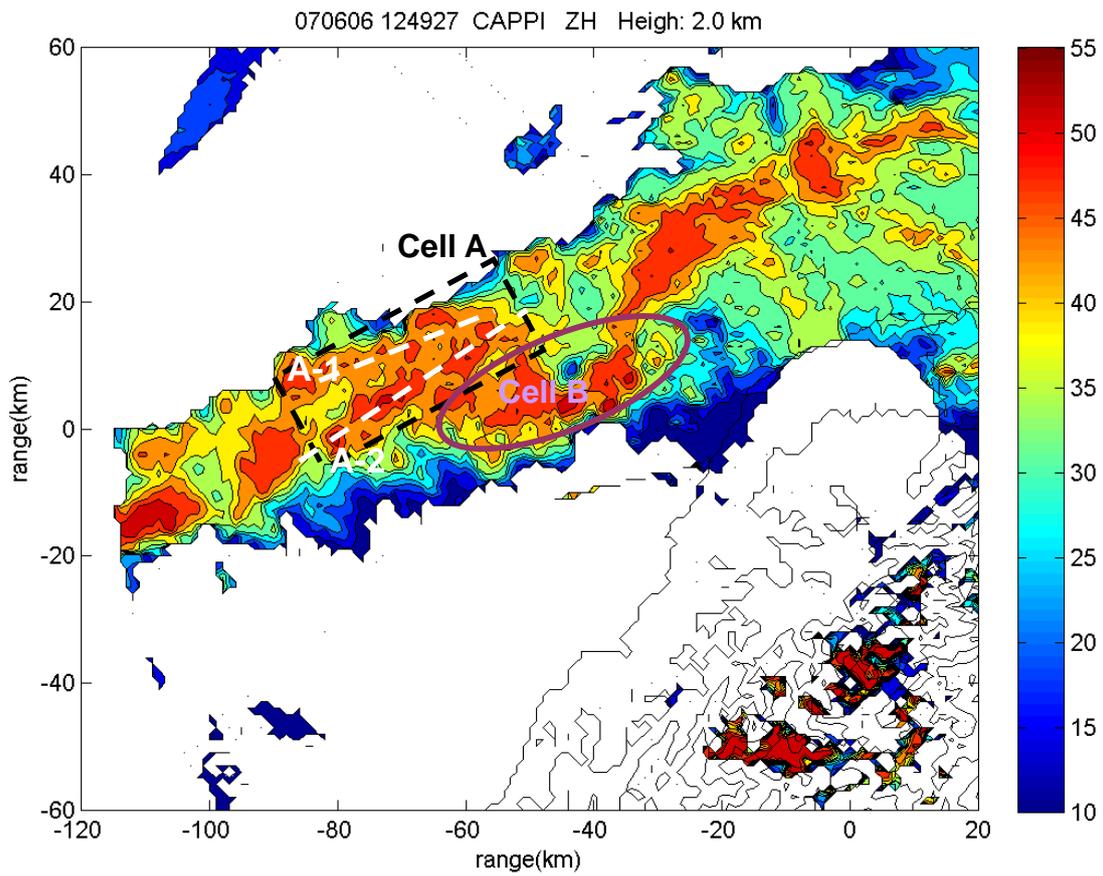


圖 4.7、2007 年 6 月 6 日 1243UTC 中大雷達 2km CAPPI 回波圖，圖中黑框及紫框區為本文將討論的兩個區塊，其中黑框區又細分成 A-1(較近北邊的對流線)、A-2(較近北邊的對流線)。

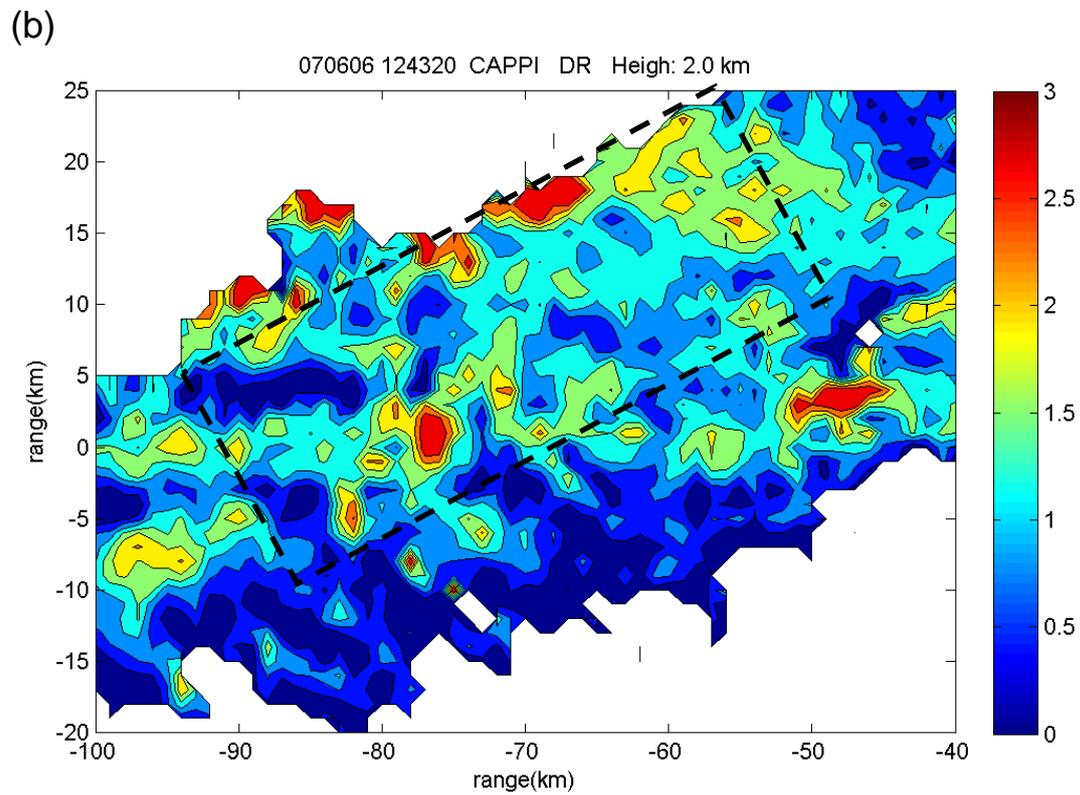
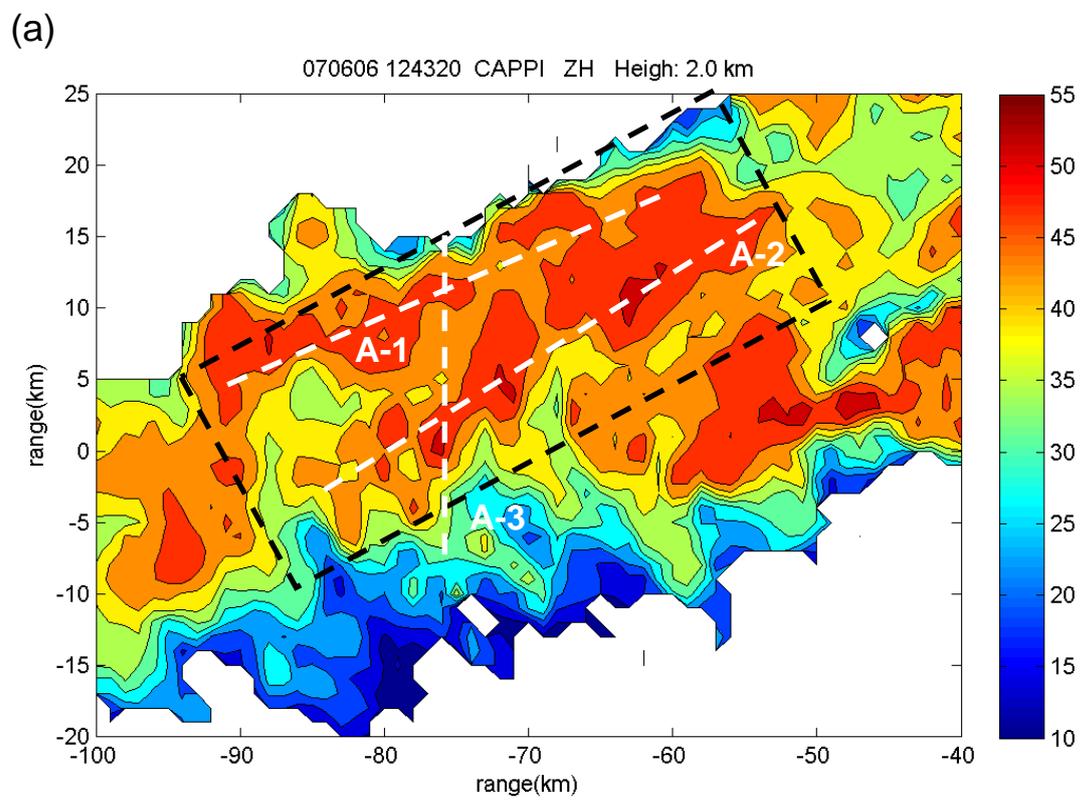


圖 4.8、2007 年 6 月 6 日 1243UTC Cell A 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)

參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。

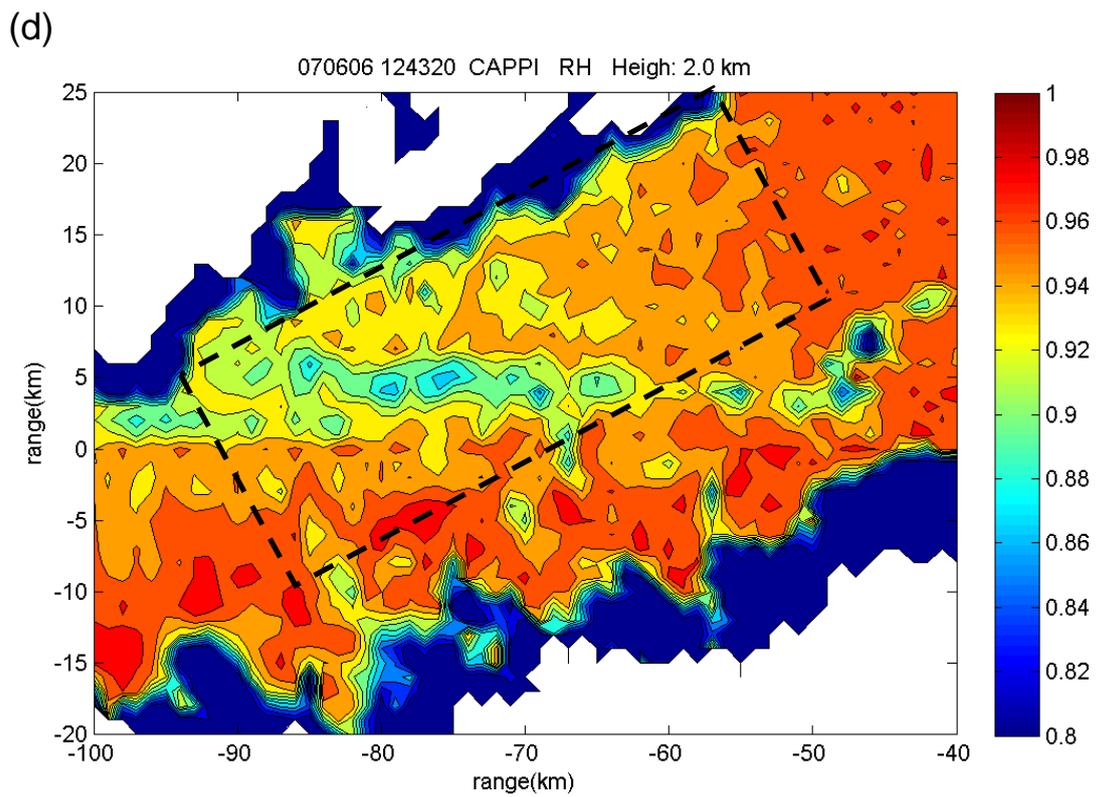
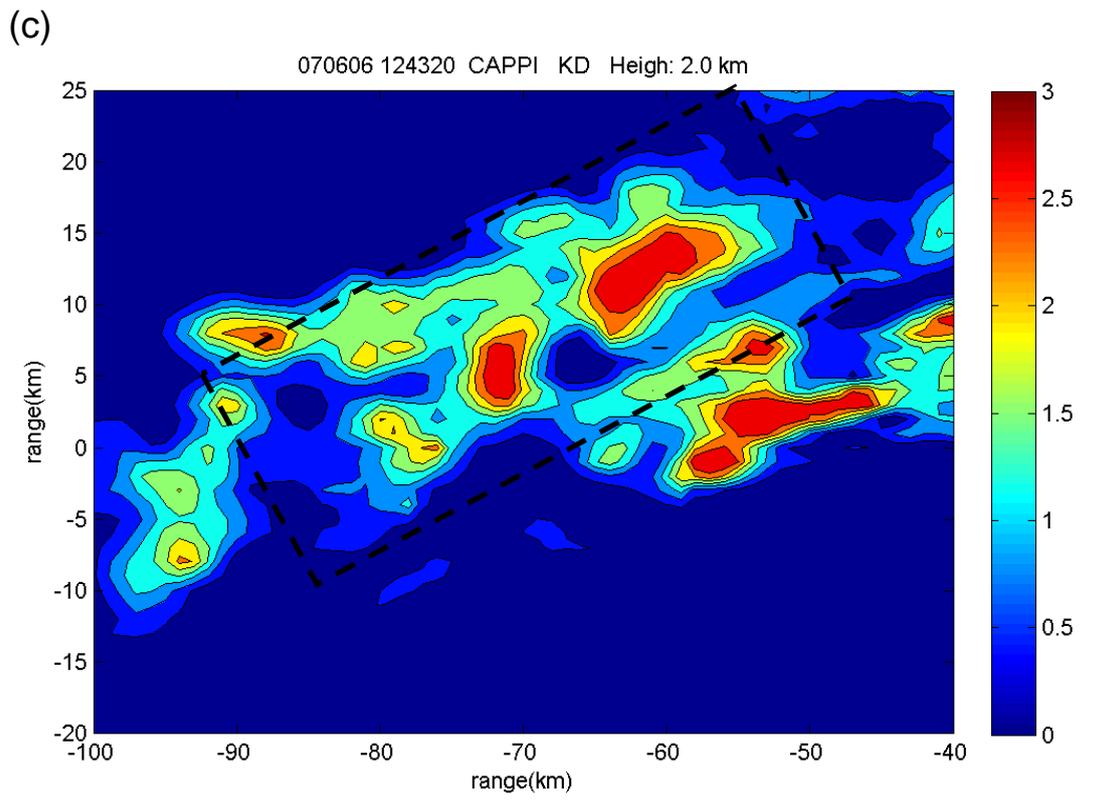


圖 4.8、(續)。

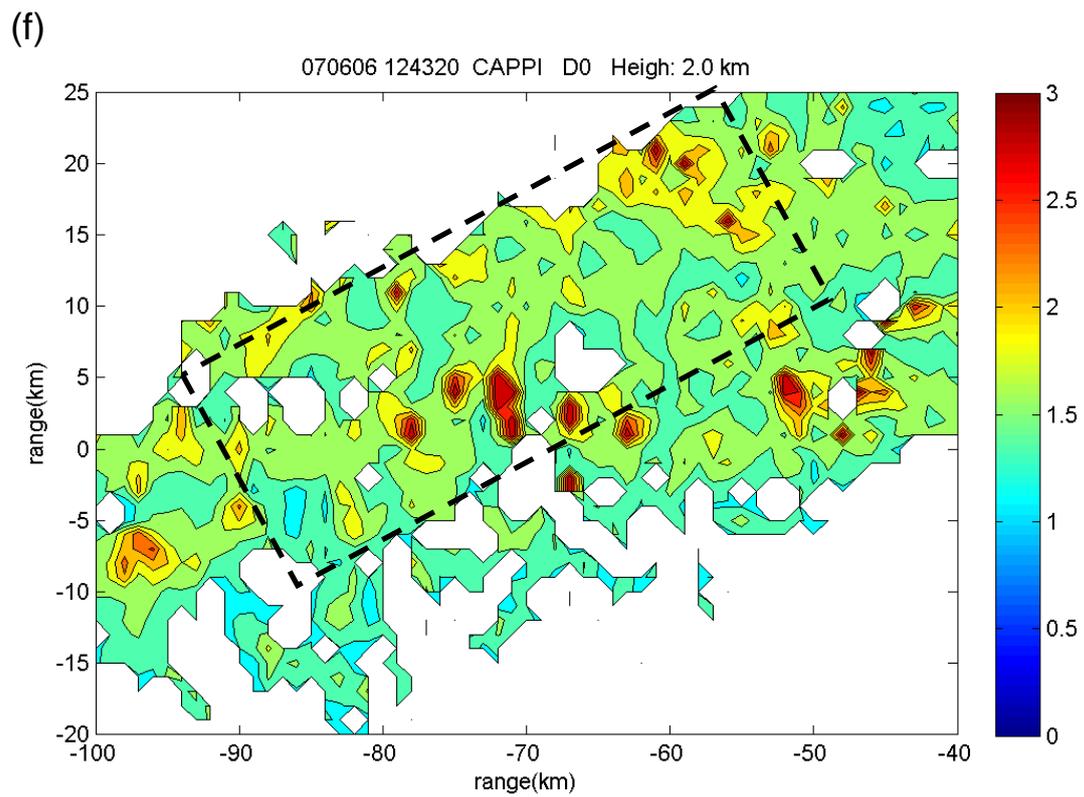
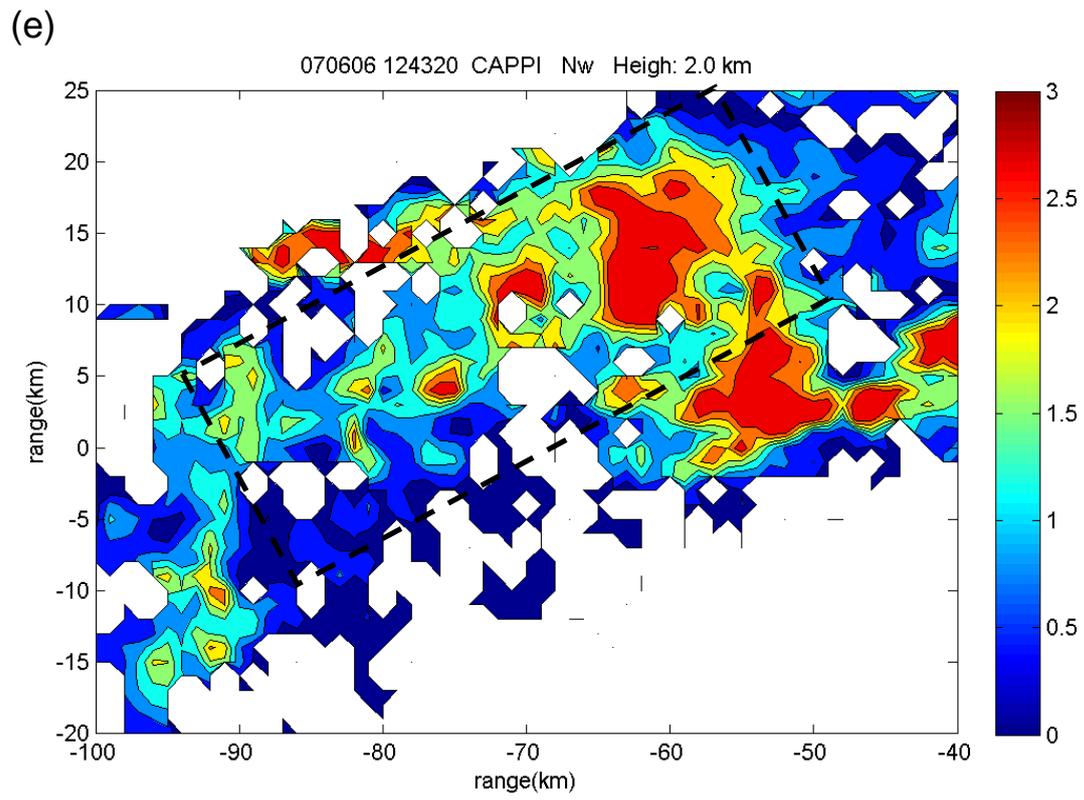


圖 4.8、(續)。

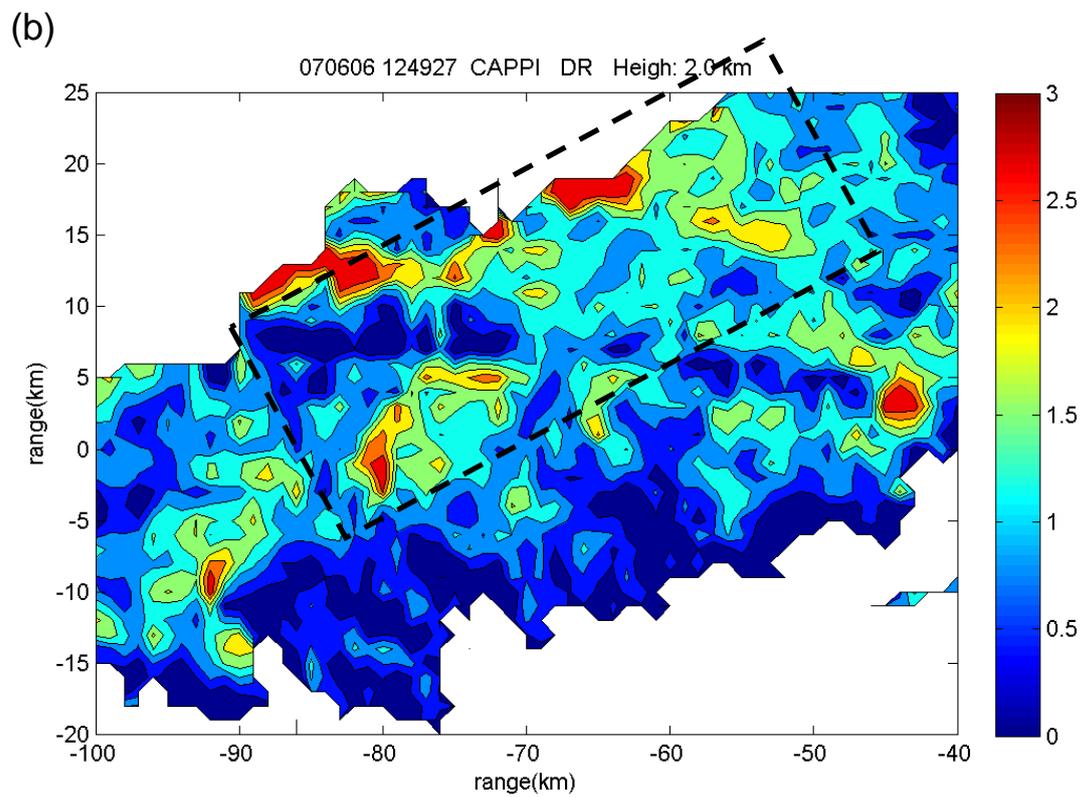
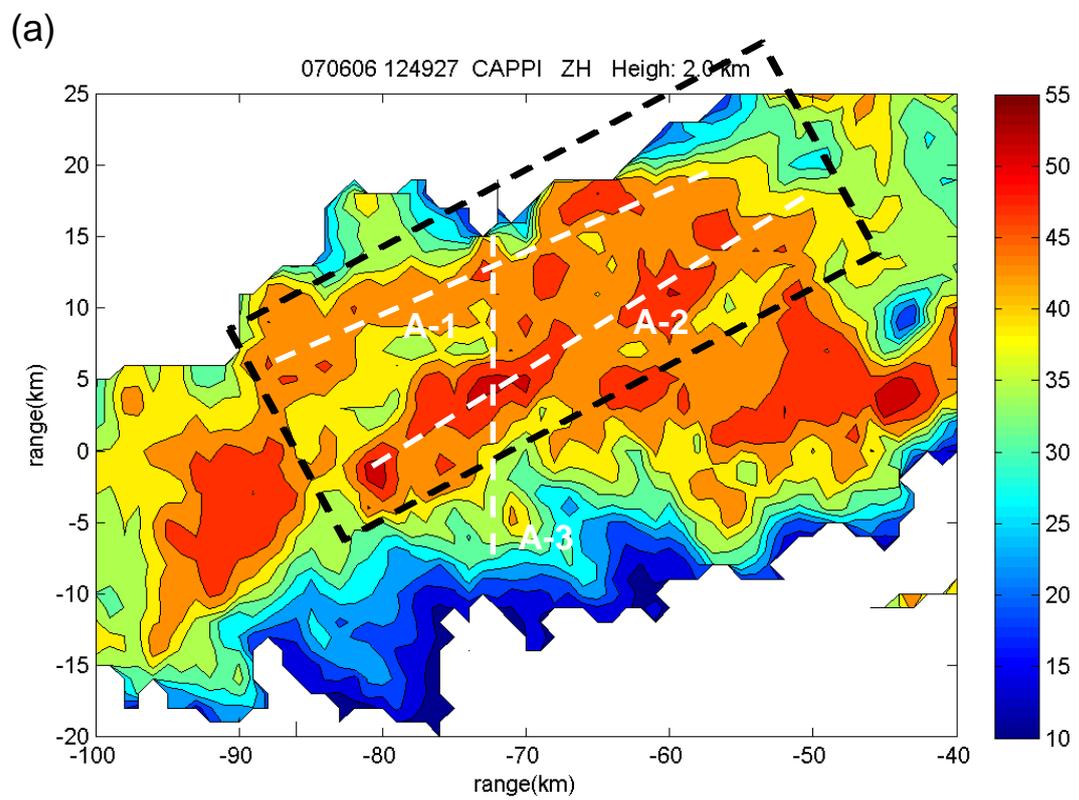


圖 4.9、2007 年 6 月 6 日 1249UTC Cell A 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)

參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。

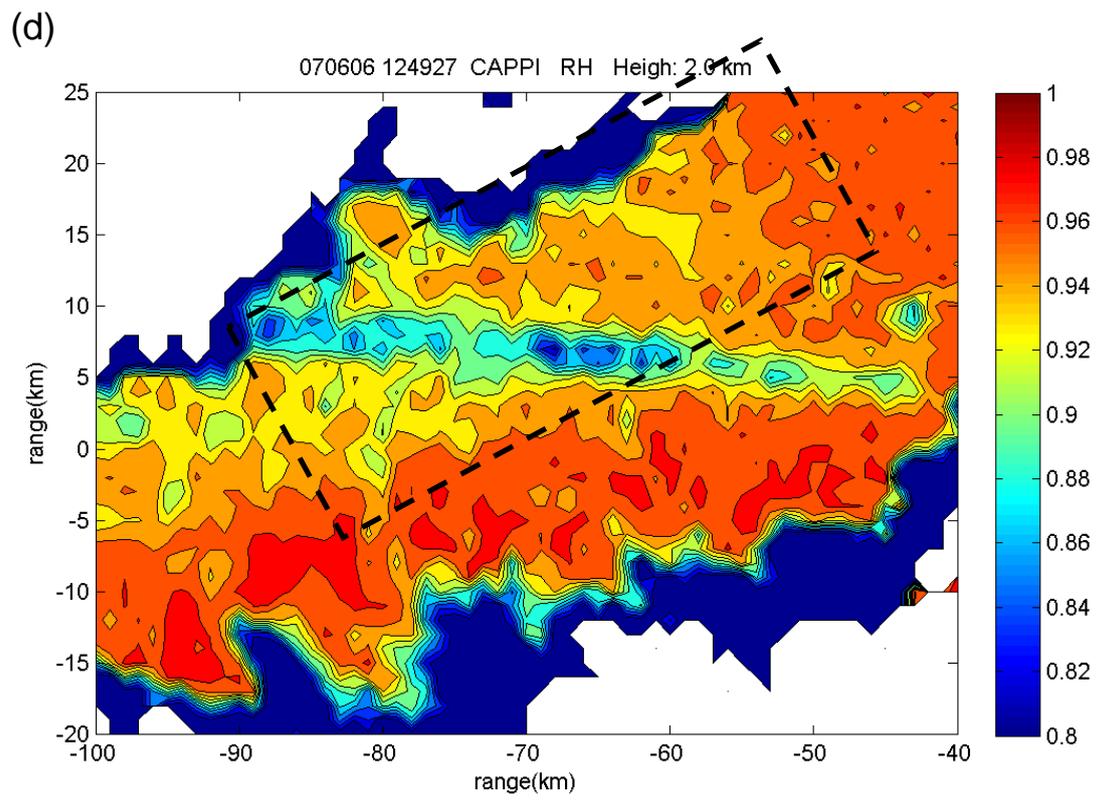
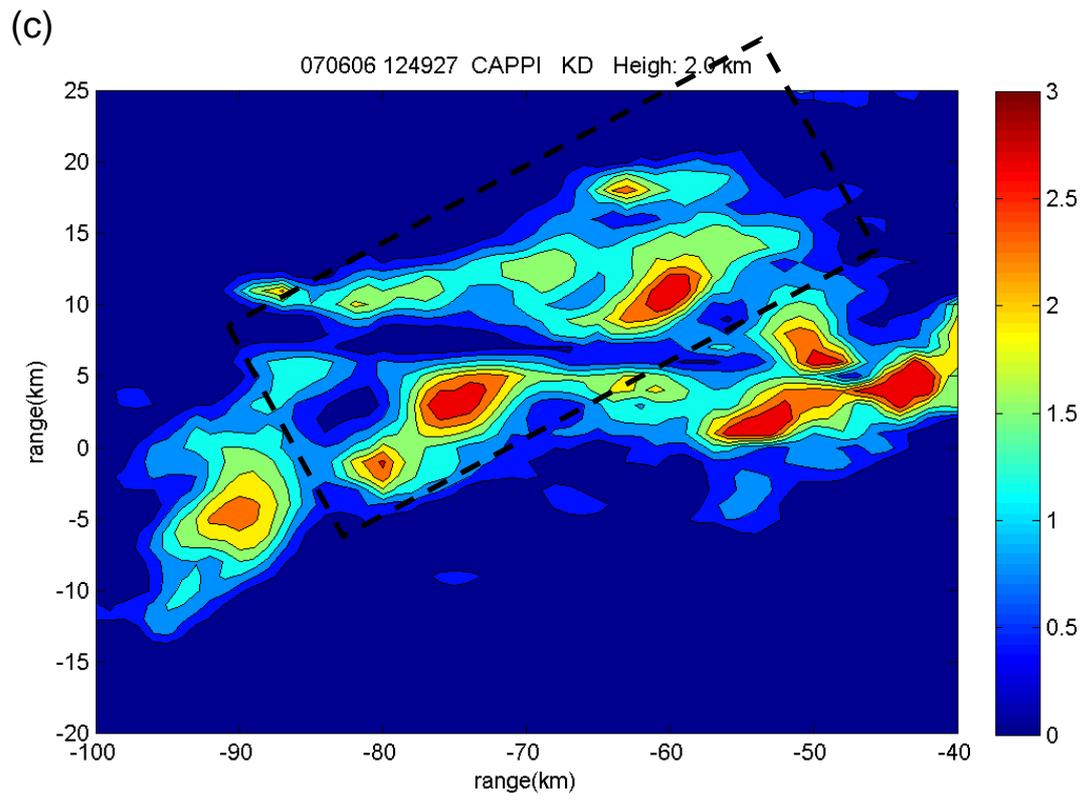


圖 4.9、(續)。

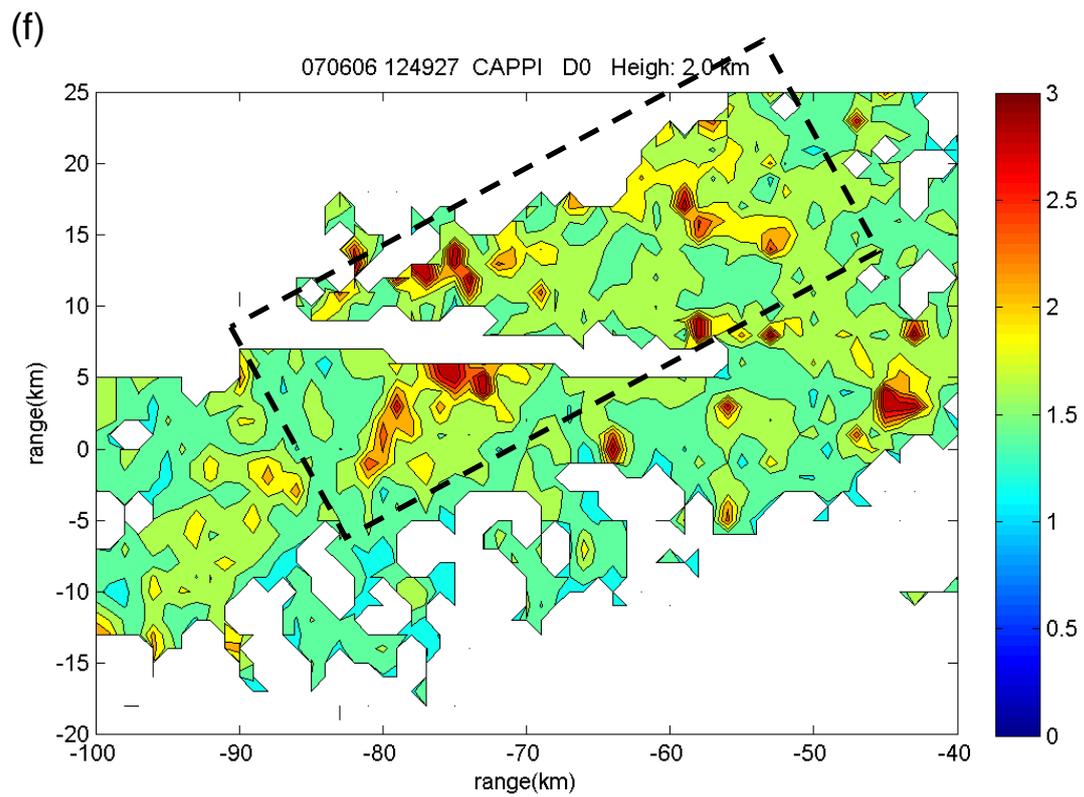
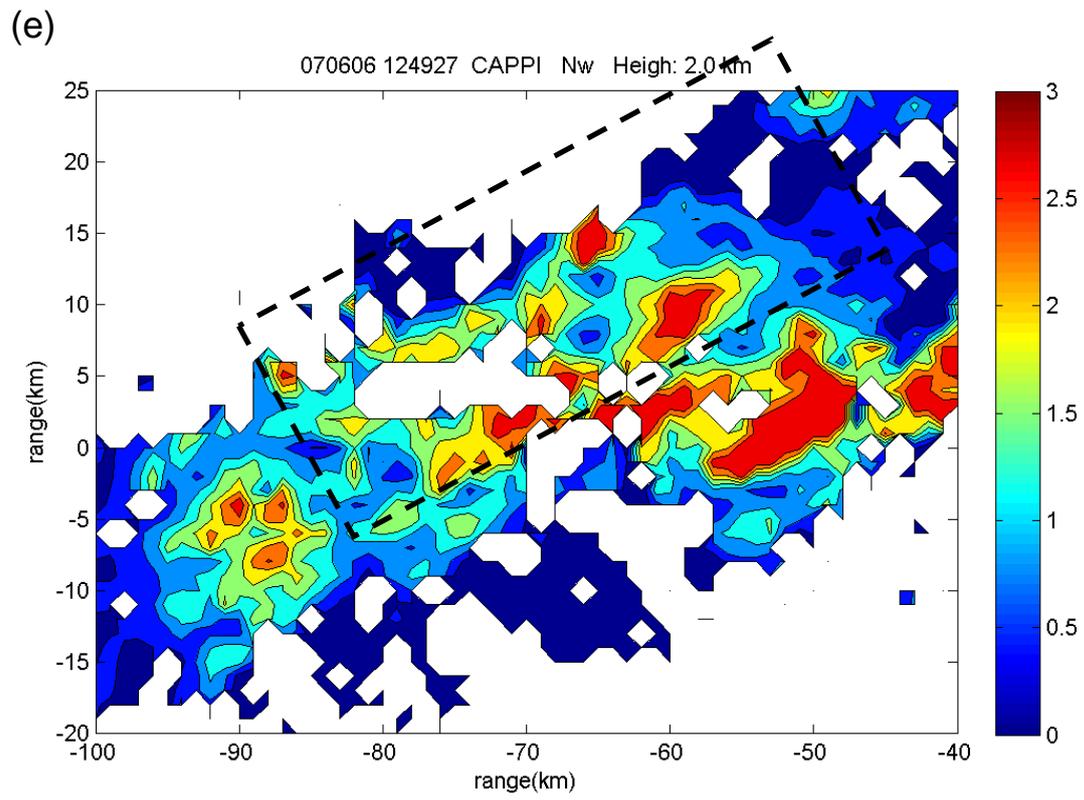


圖 4.9、(續)。

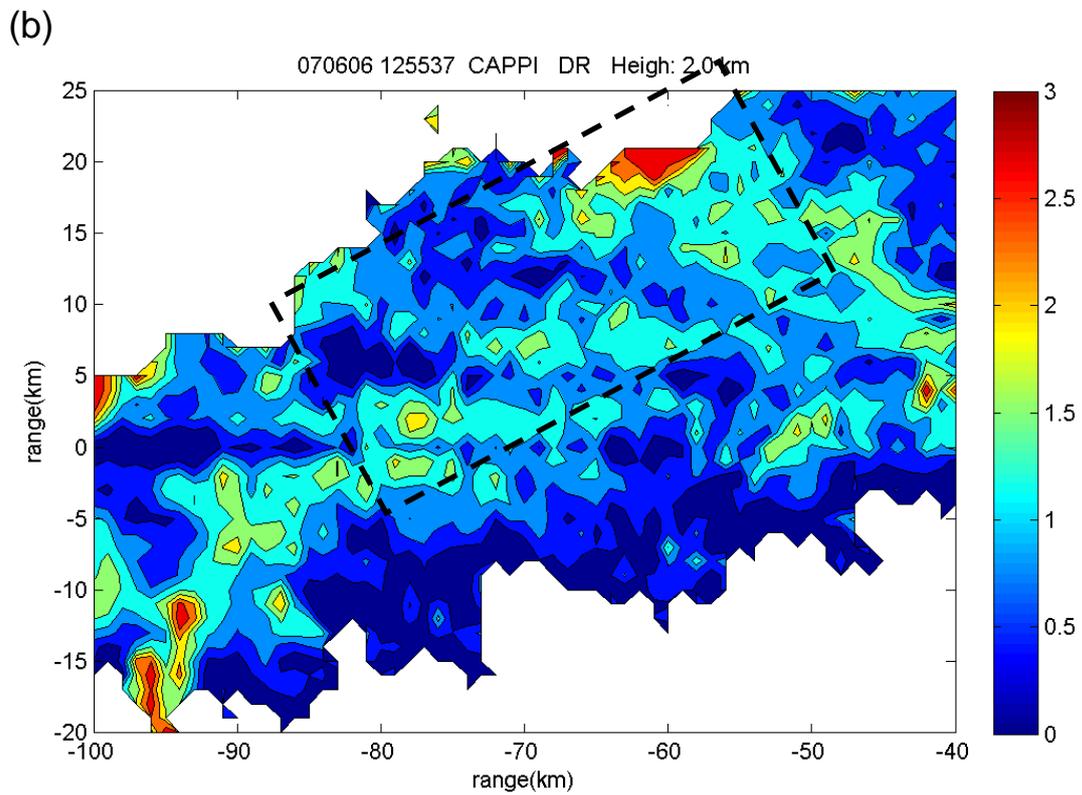
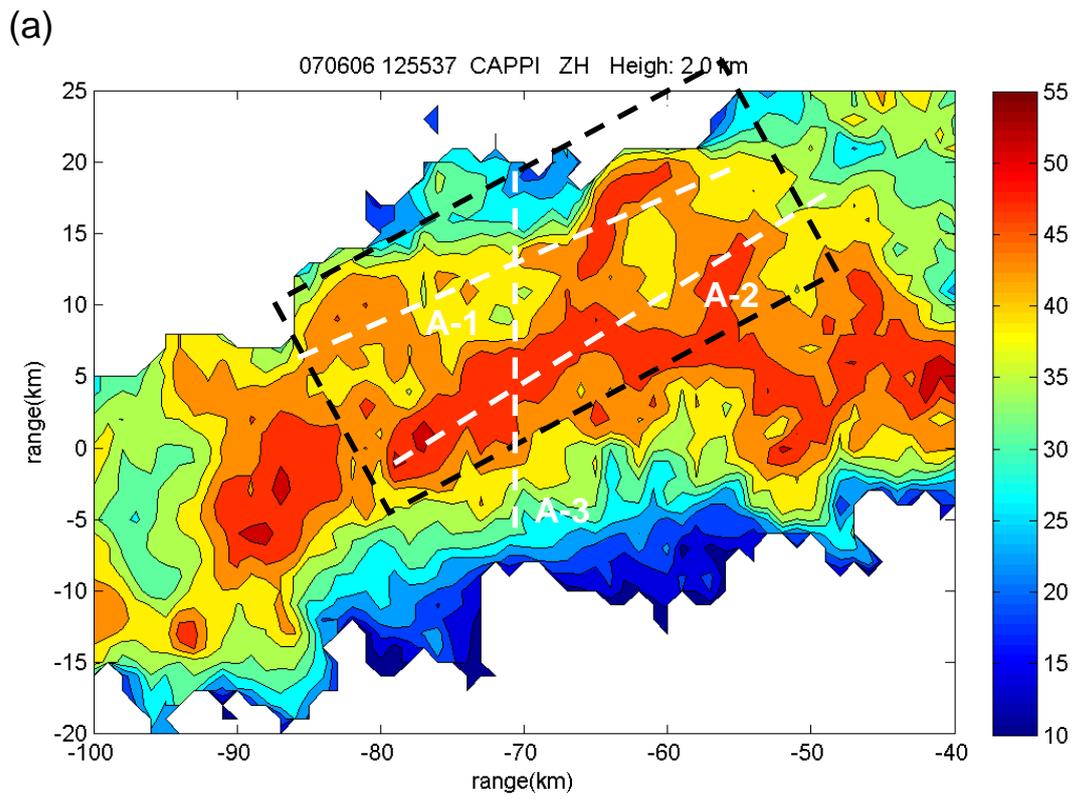


圖 4.10、2007 年 6 月 6 日 1255UTC Cell A 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)

參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。

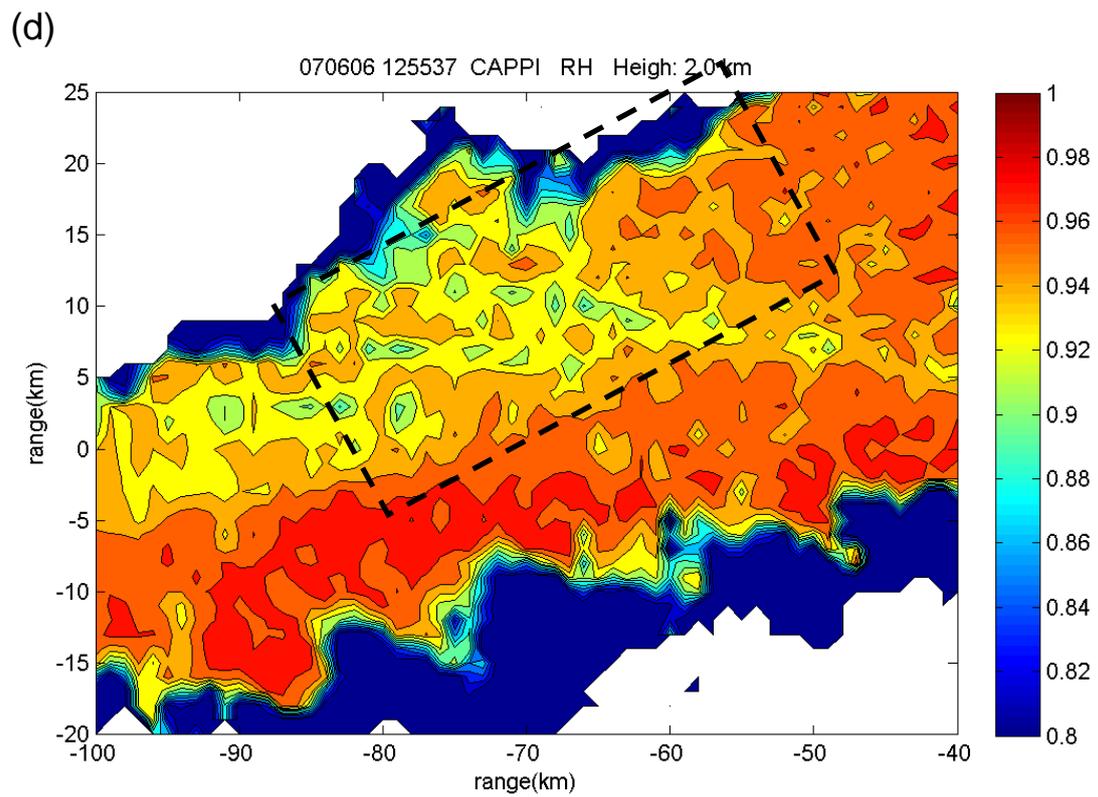
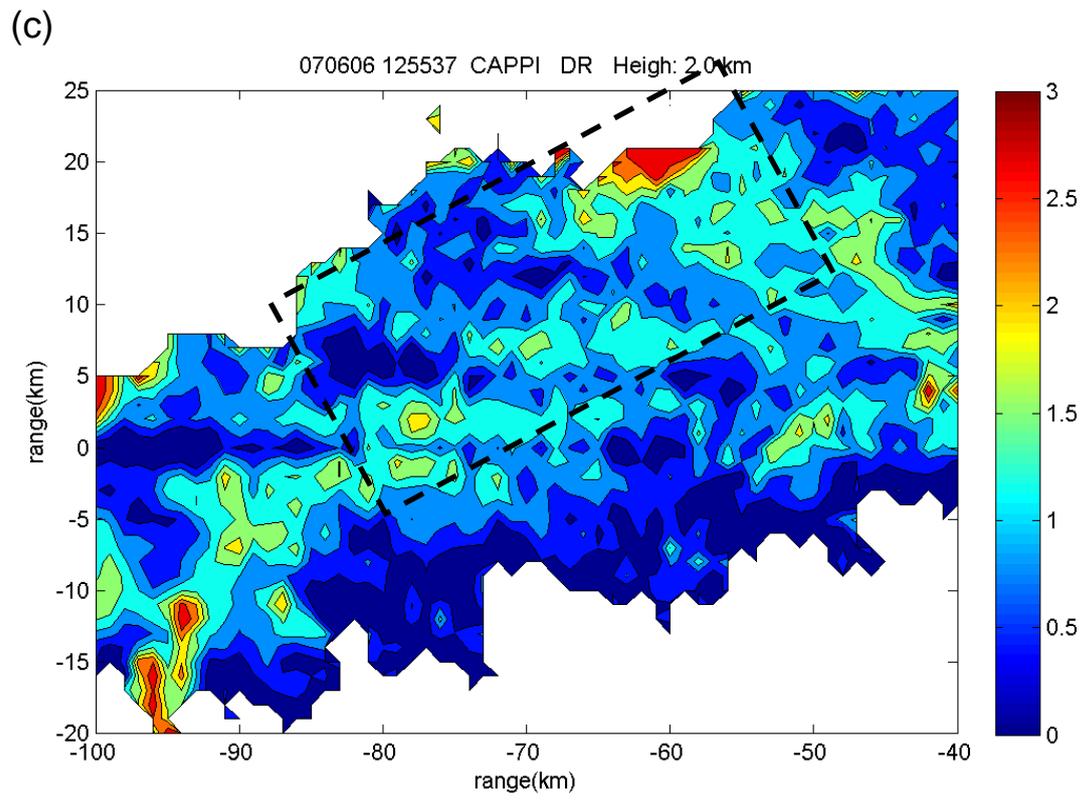


圖 4.10、(續)。

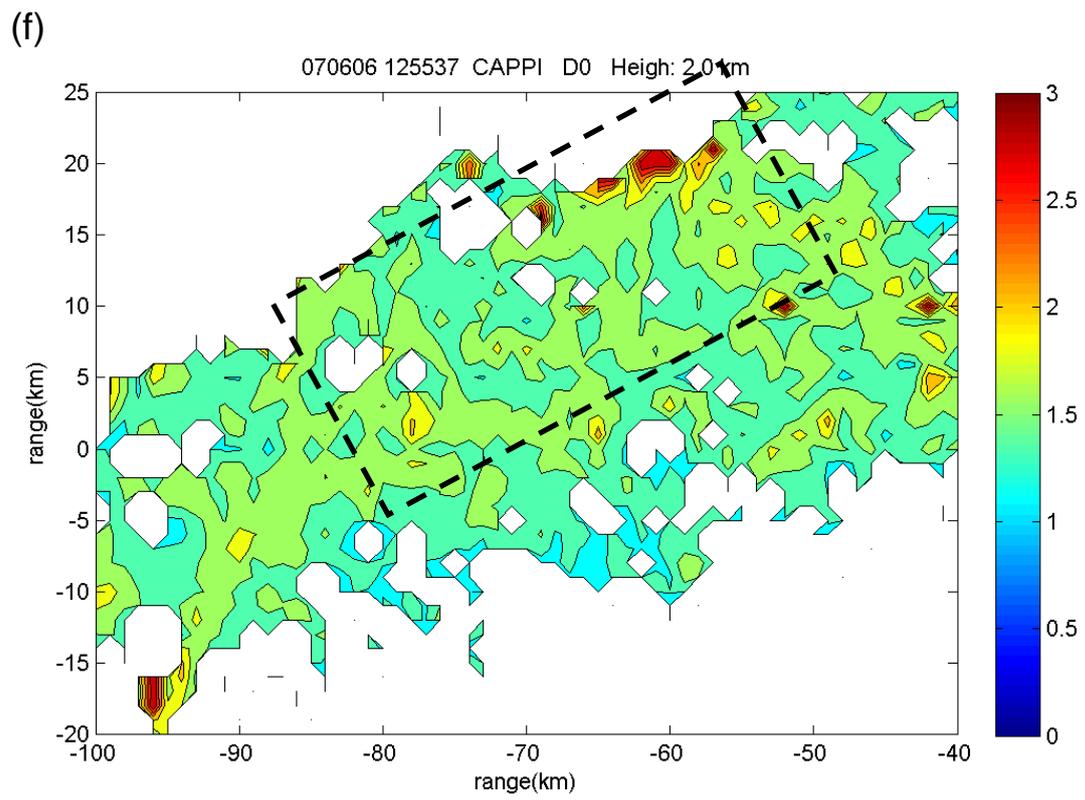
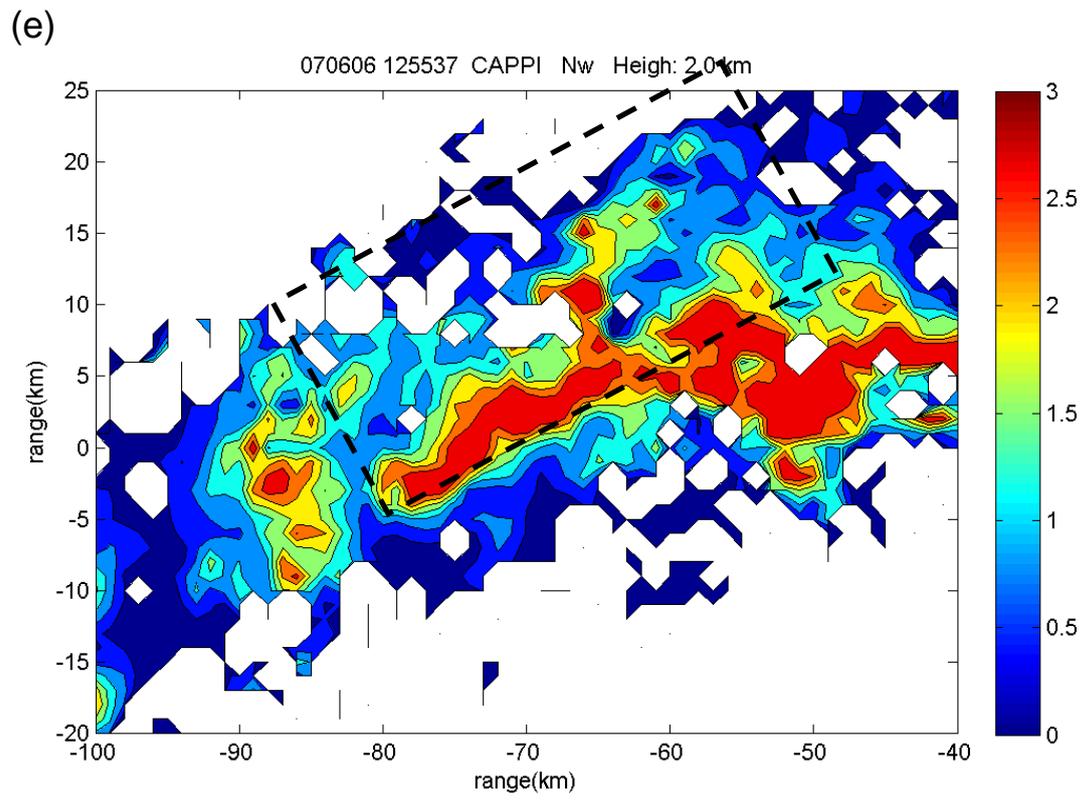


圖 4.10、(續)。

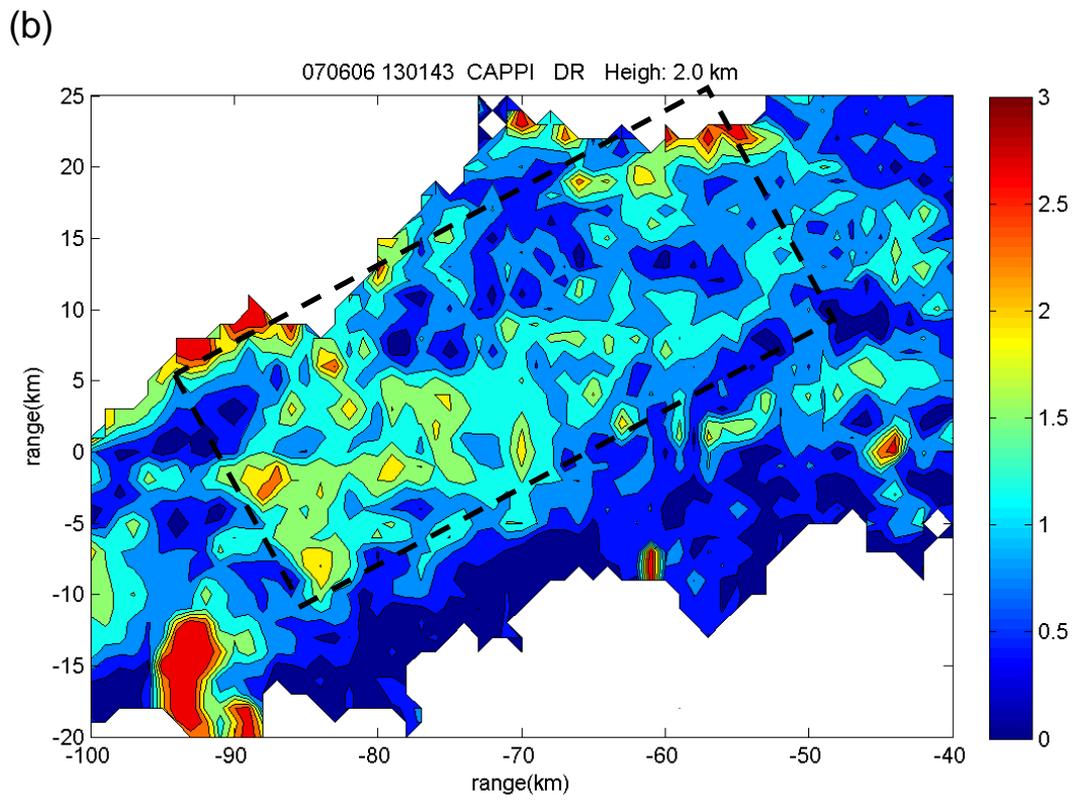
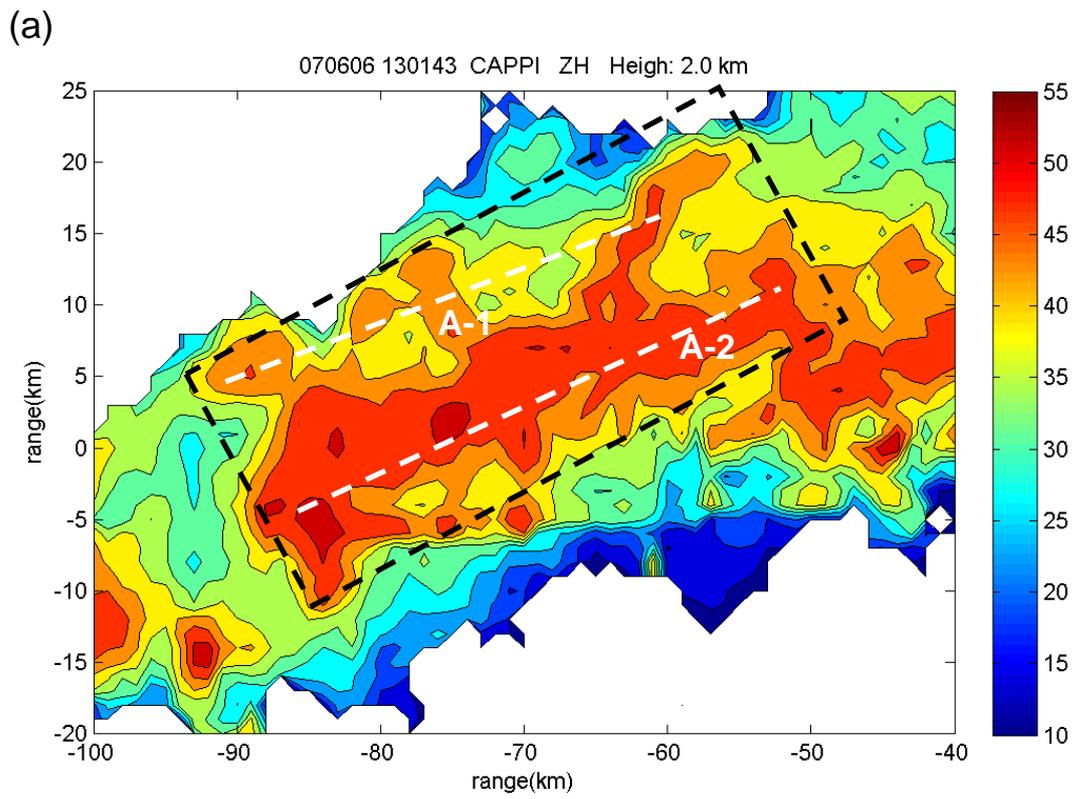
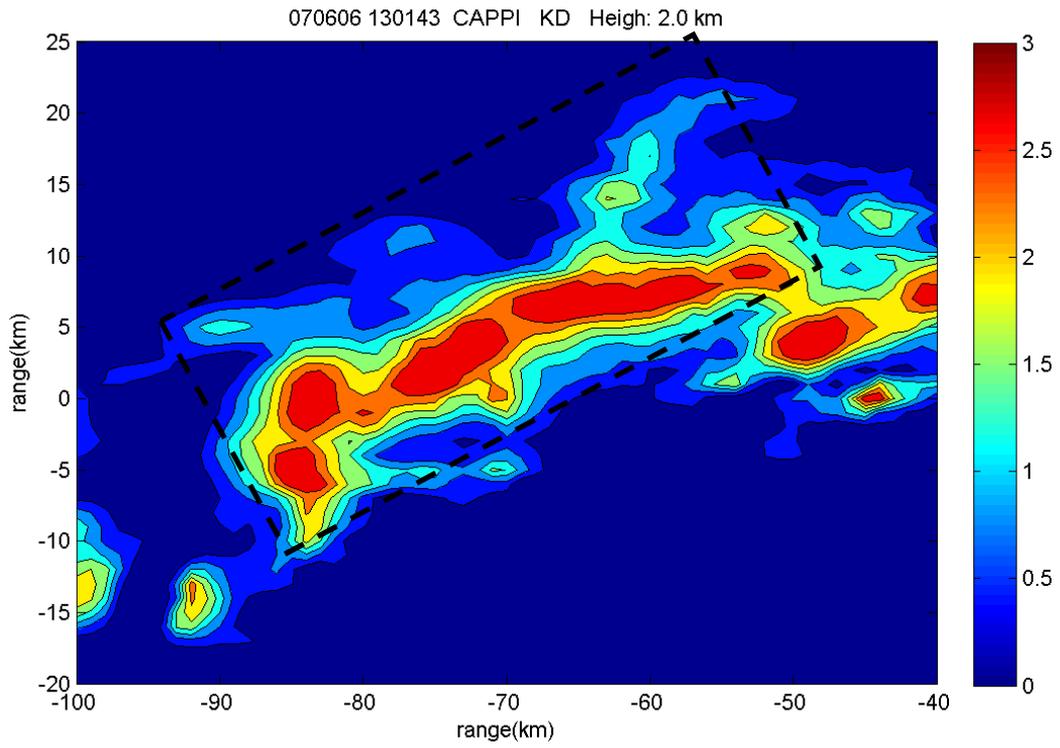


圖 4.11、2007 年 6 月 6 日 1301UTC Cell A 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)

參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。

(c)



(d)

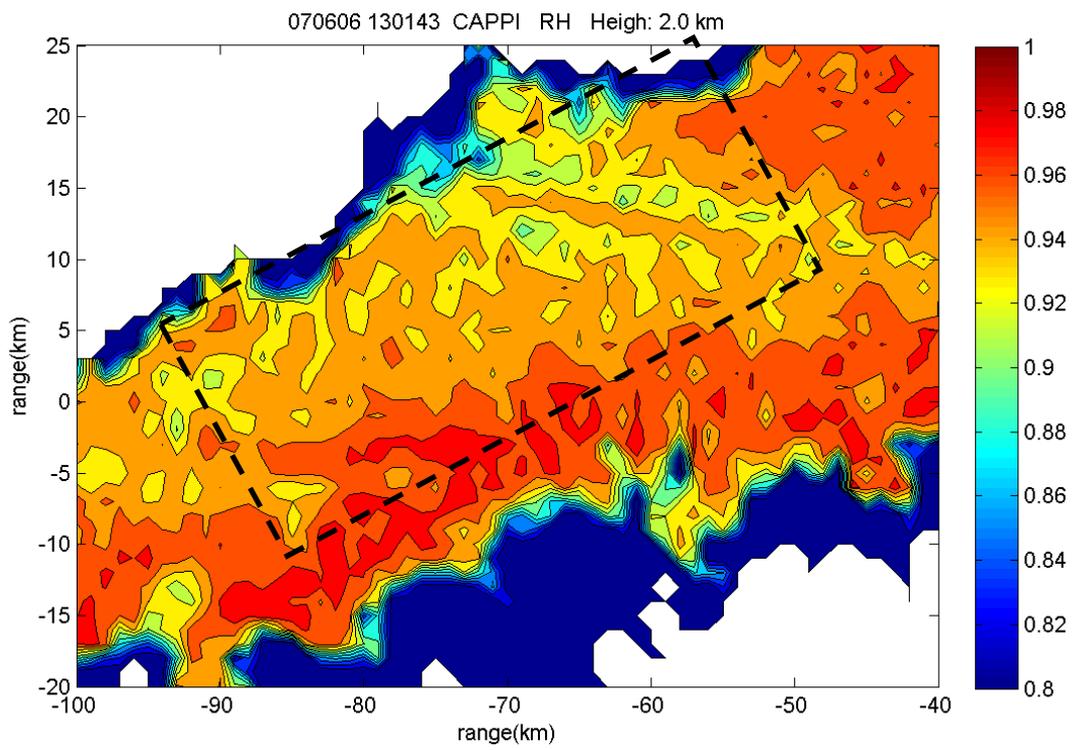
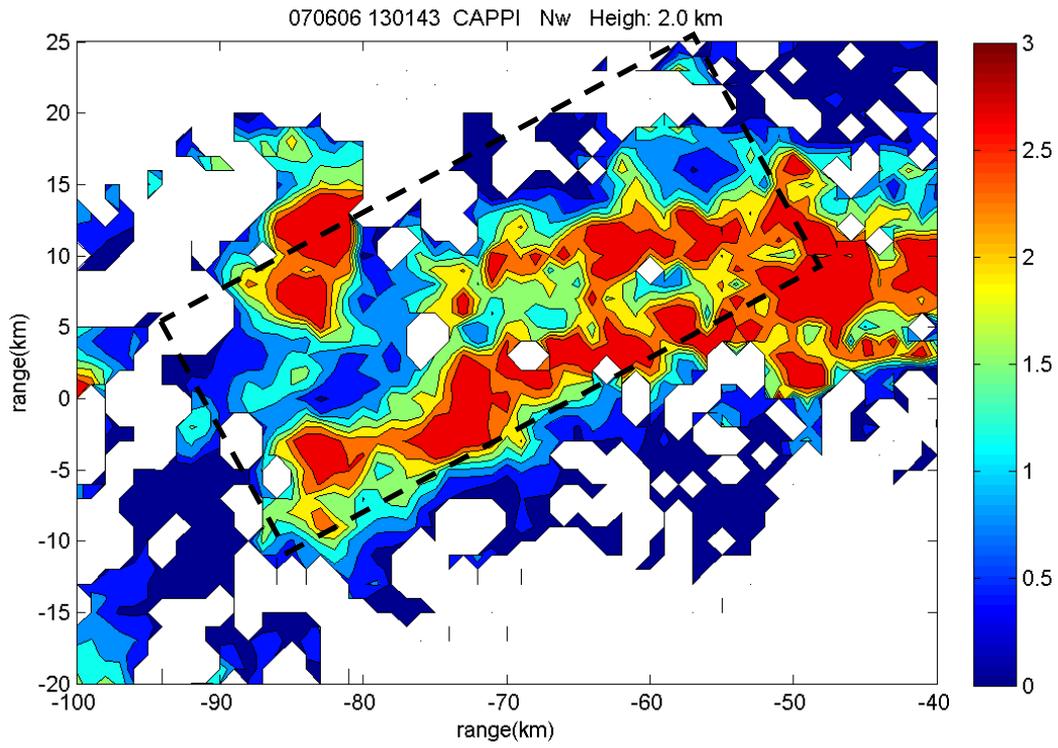


圖 4.11、(續)。

(e)



(f)

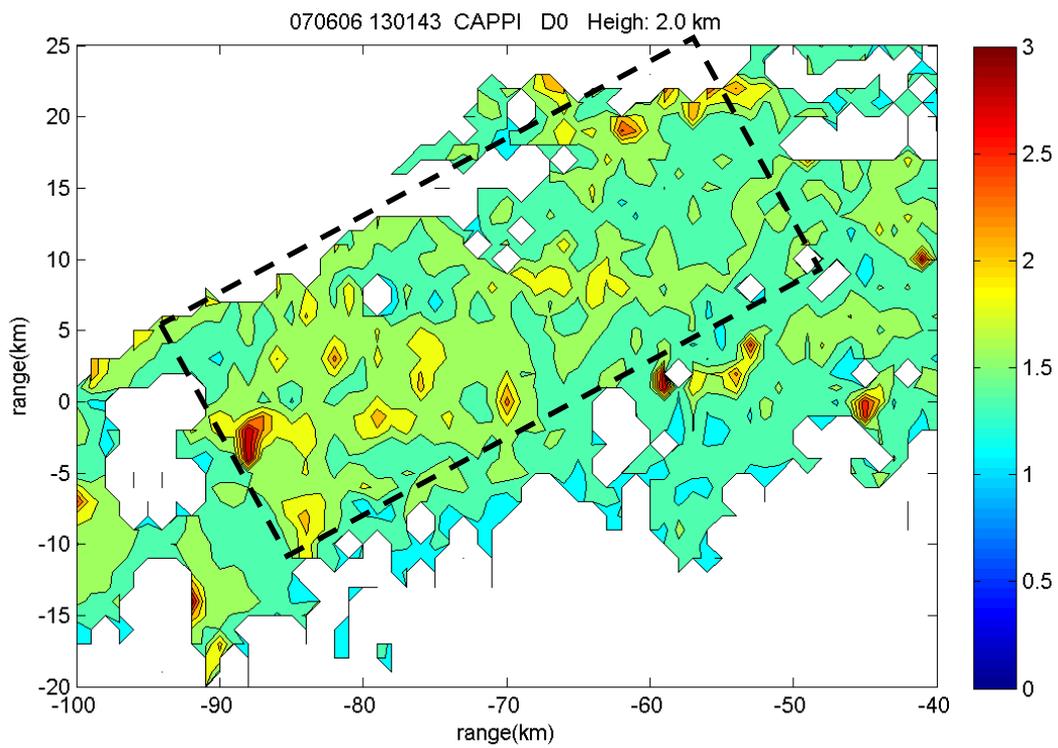


圖 4.11、(續)。

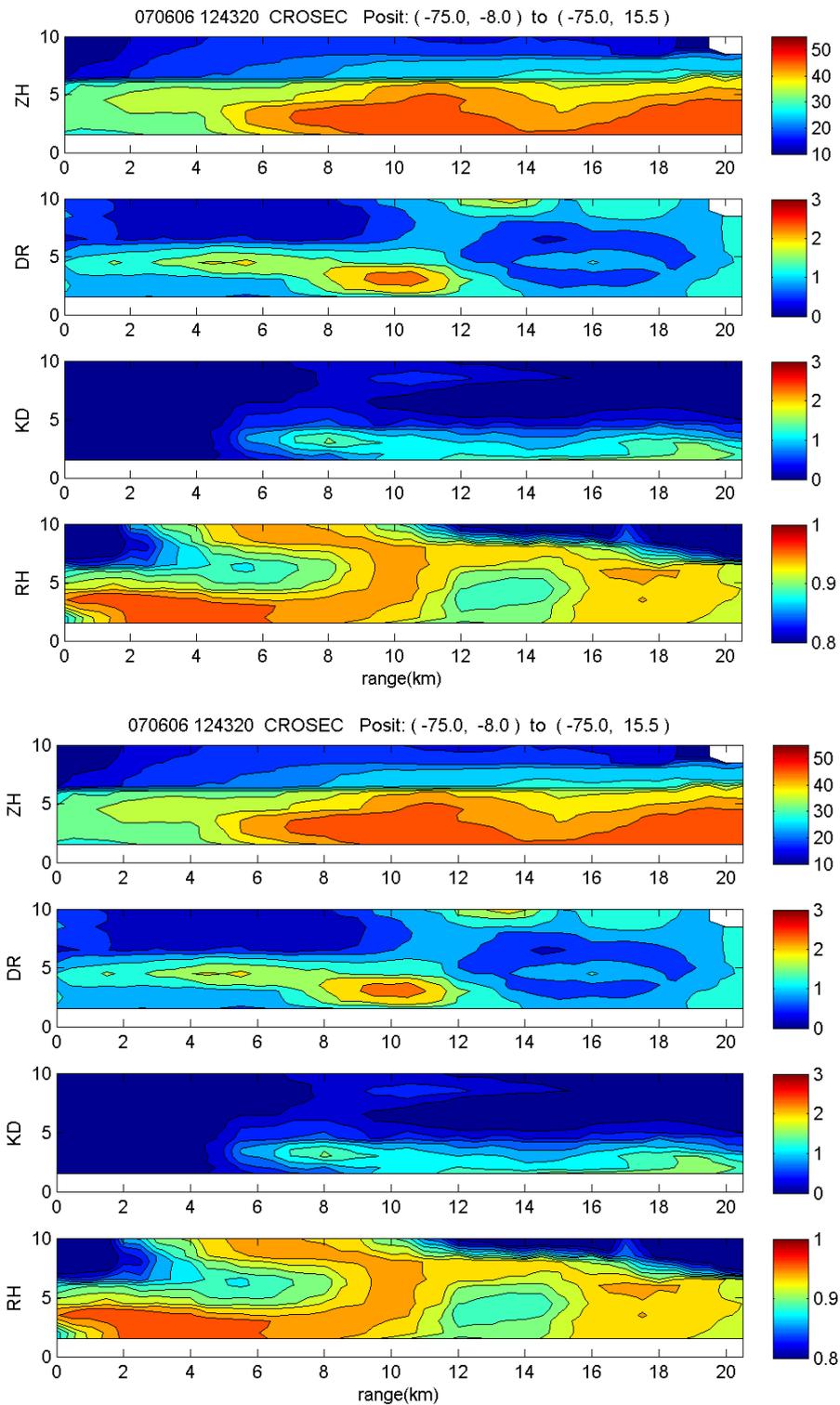


圖 4.12a、2007 年 6 月 6 日 1243UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell

A-3。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。

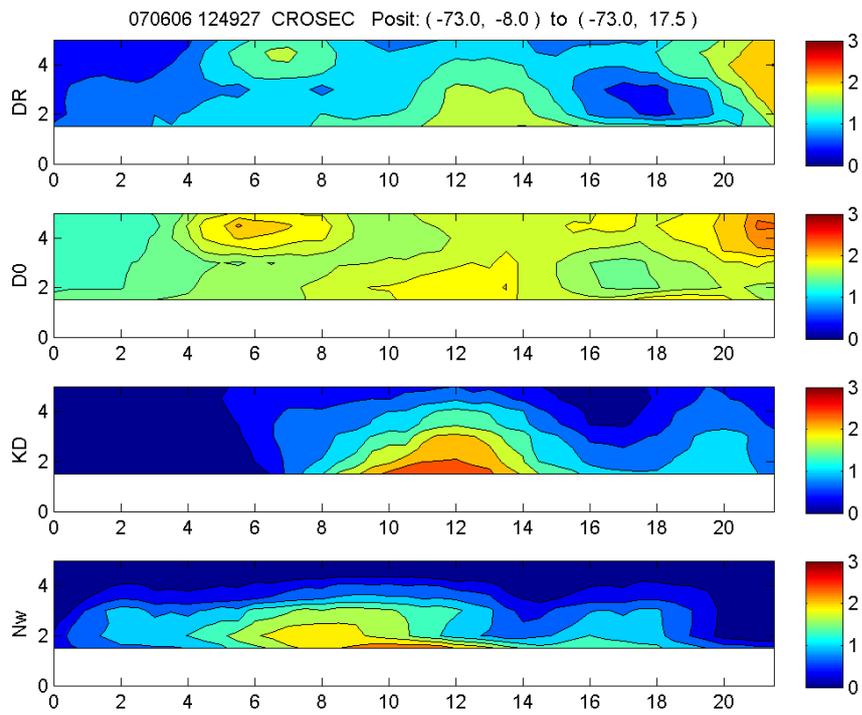
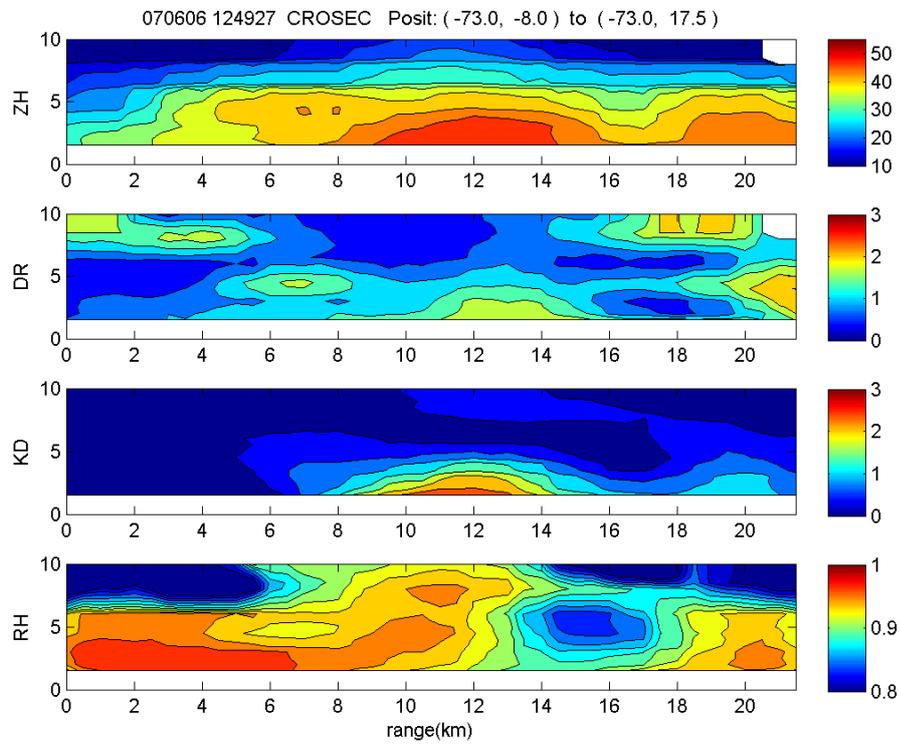


圖 4.12b、2007 年 6 月 6 日 1249UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell

A-3。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。

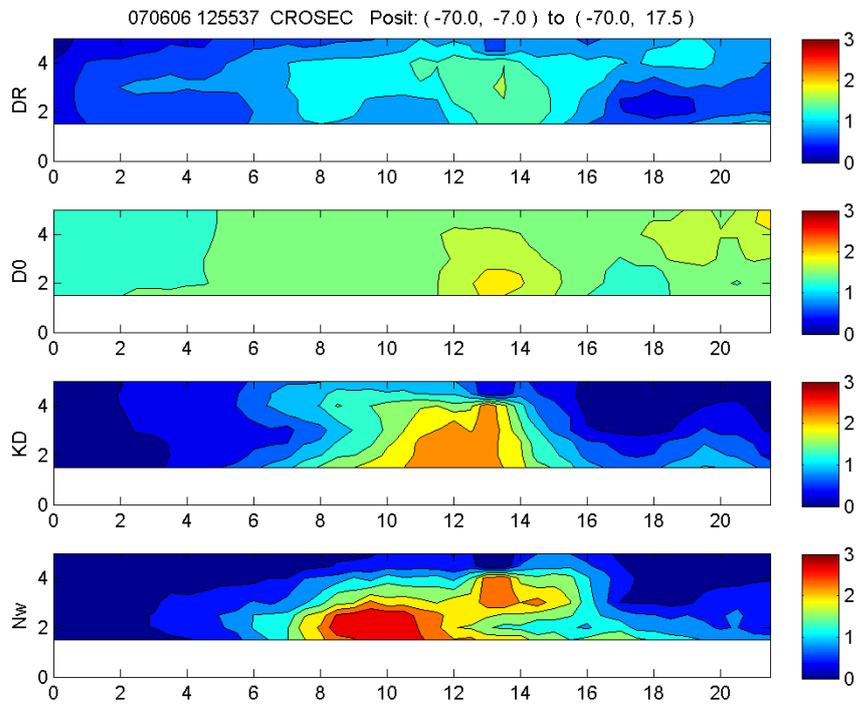
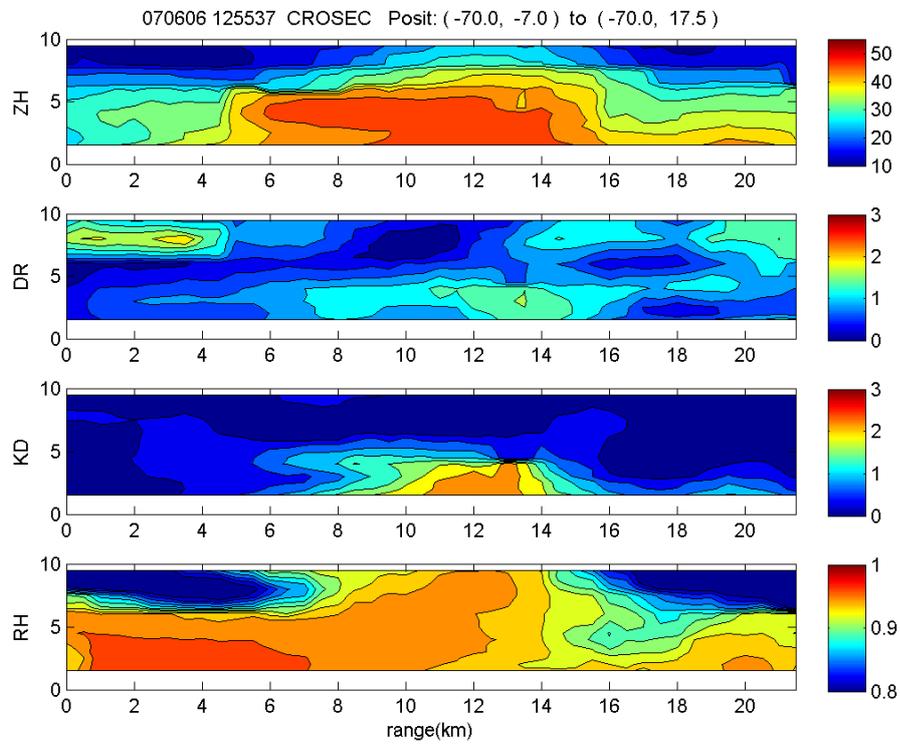


圖 4.12c、2007 年 6 月 6 日 1255UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell

A-3。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。

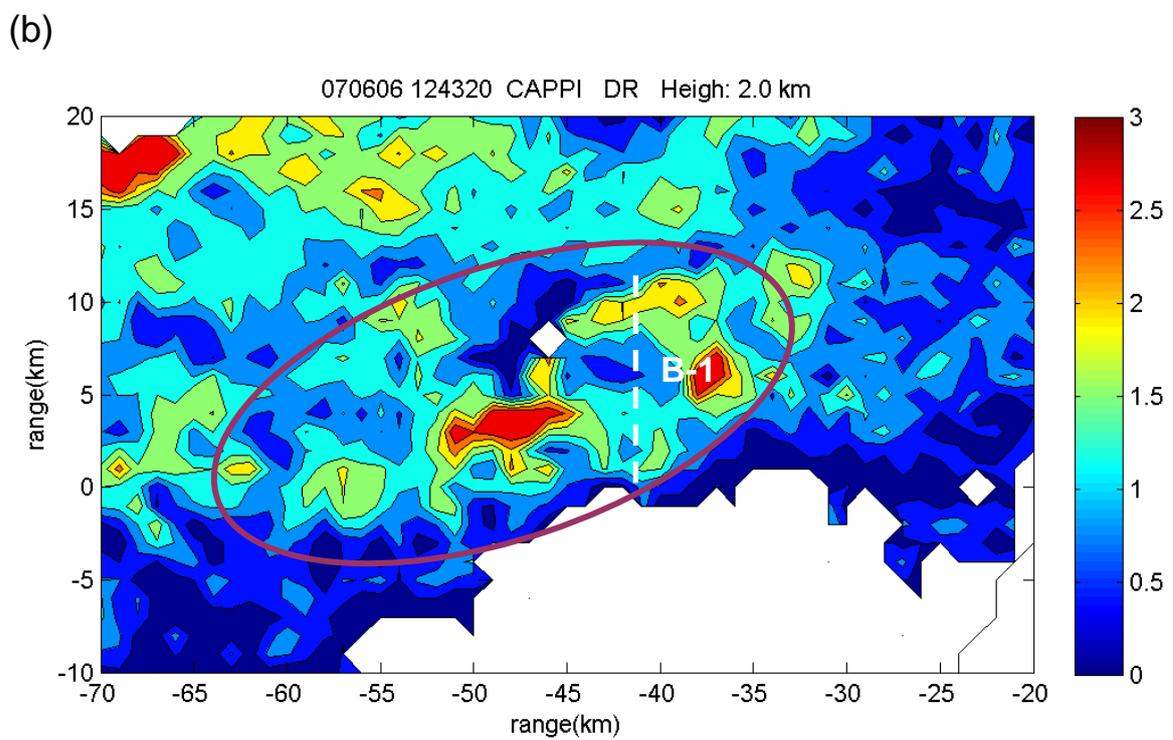
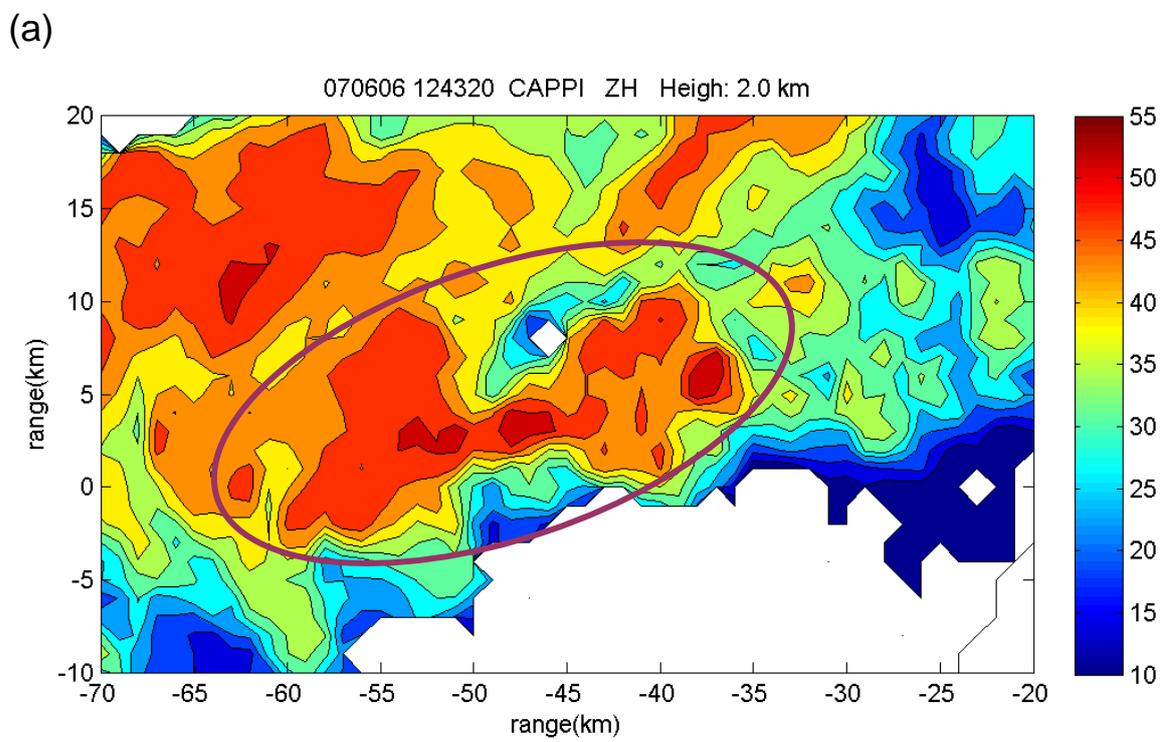
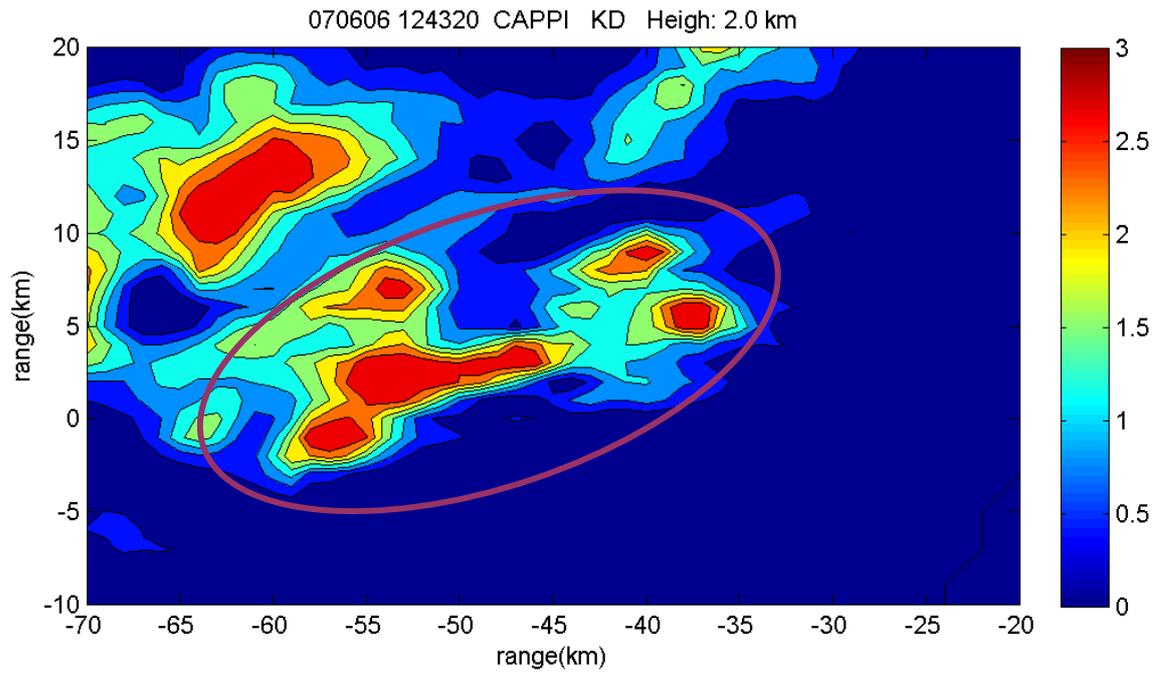


圖 4.13、2007 年 6 月 6 日 1243UTC Cell B 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)

參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。

(c)



(d)

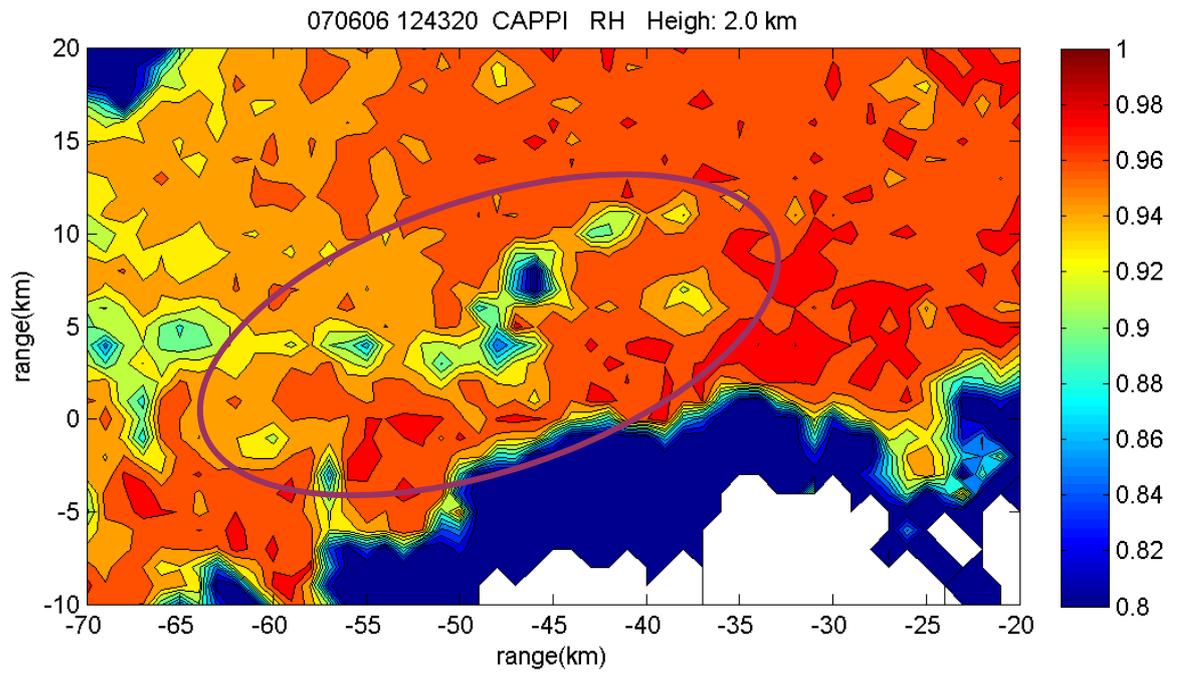
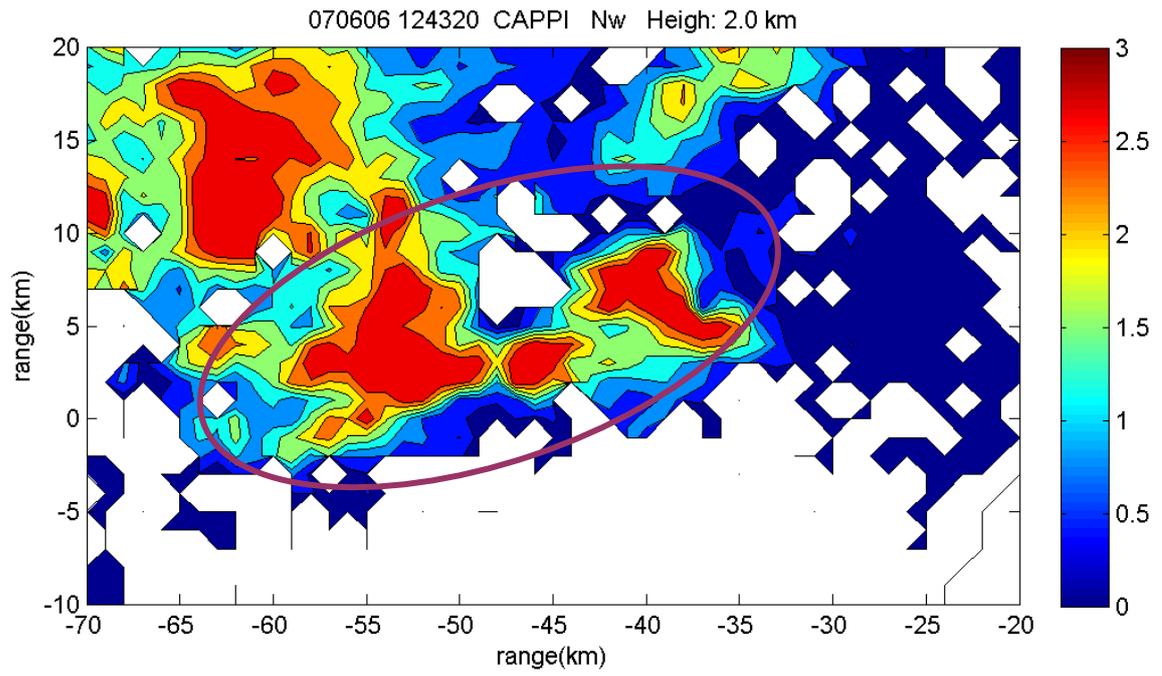


圖 4.13、(續)。

(e)



(f)

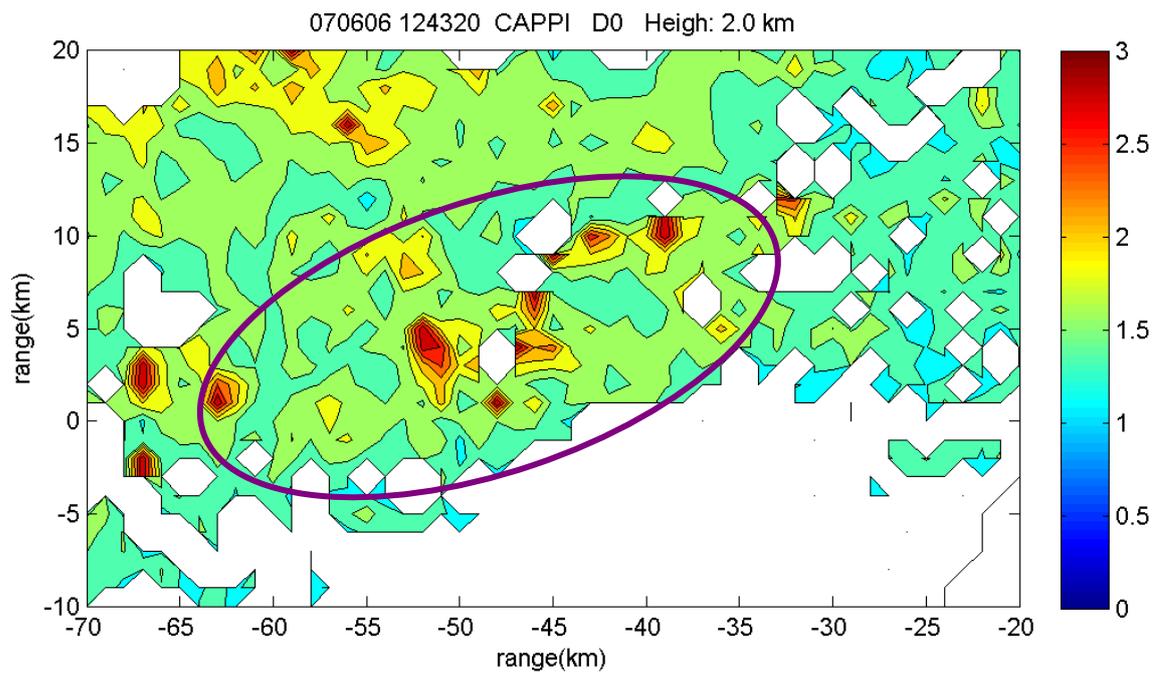


圖 4.13、(續)。

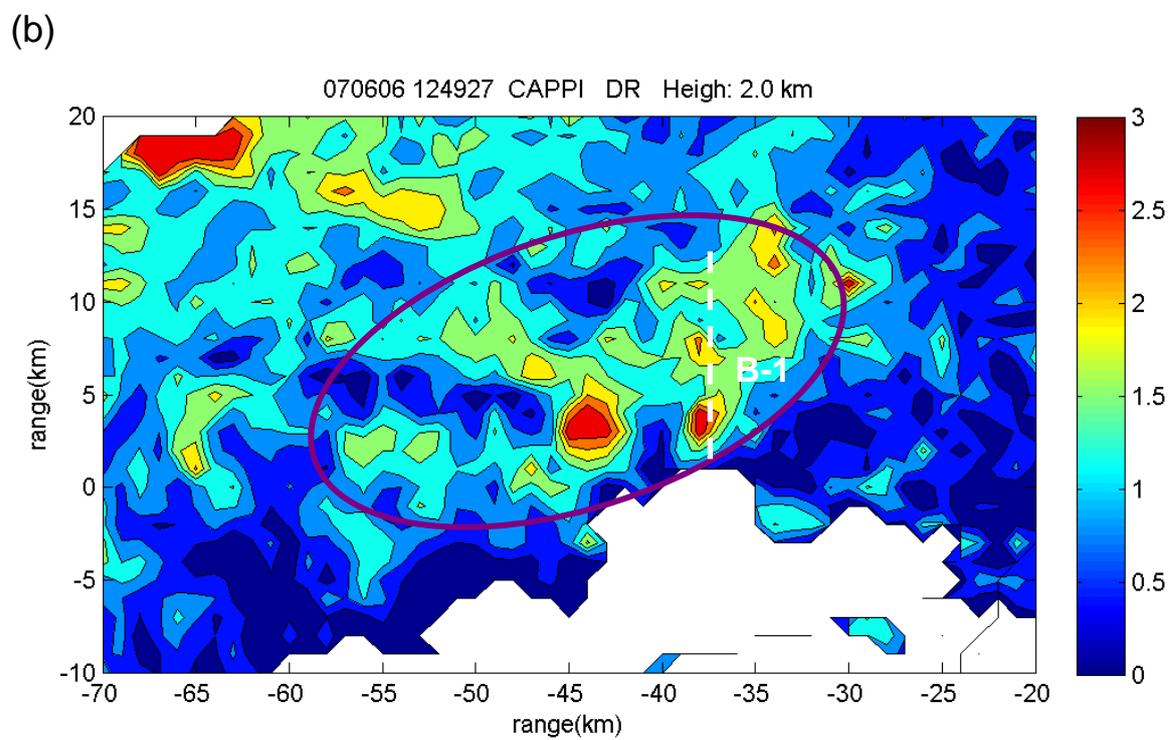
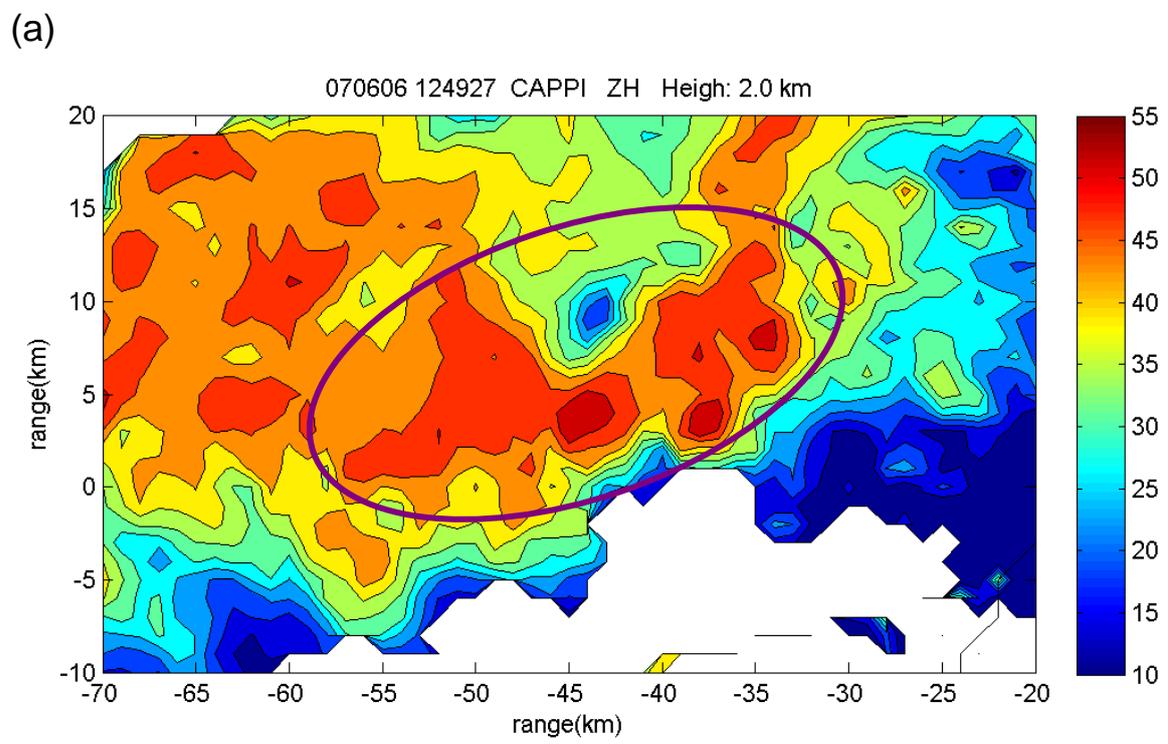
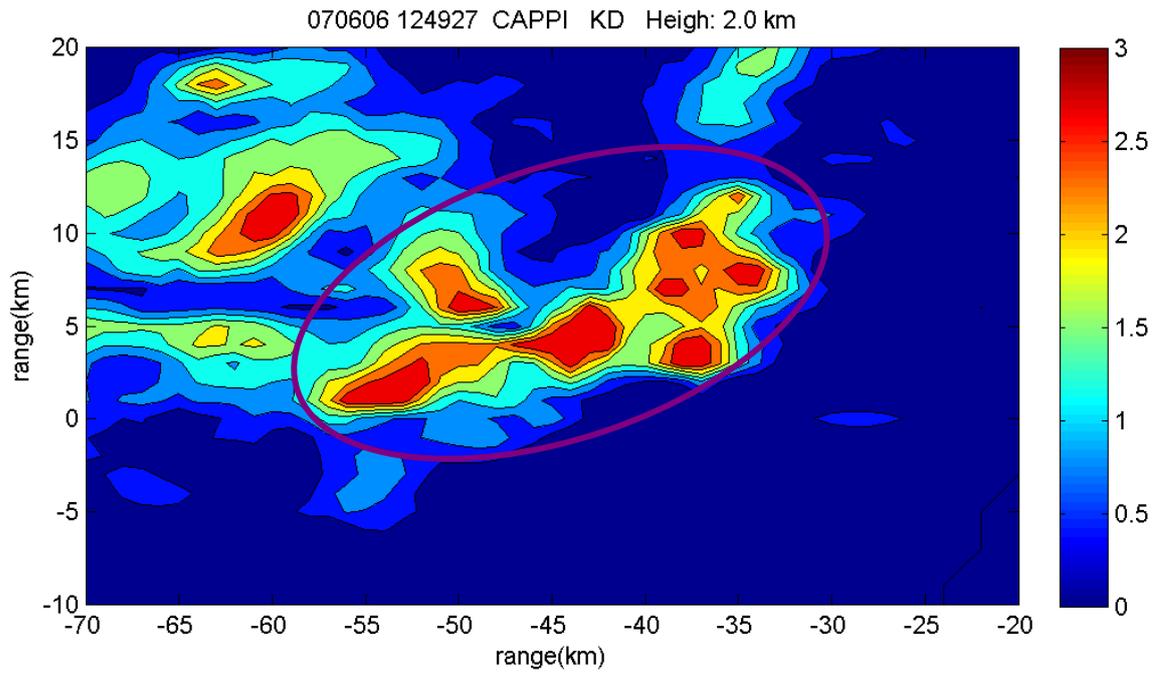


圖 4.14、2007 年 6 月 6 日 1249UTC Cell B 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)

參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。

(c)



(d)

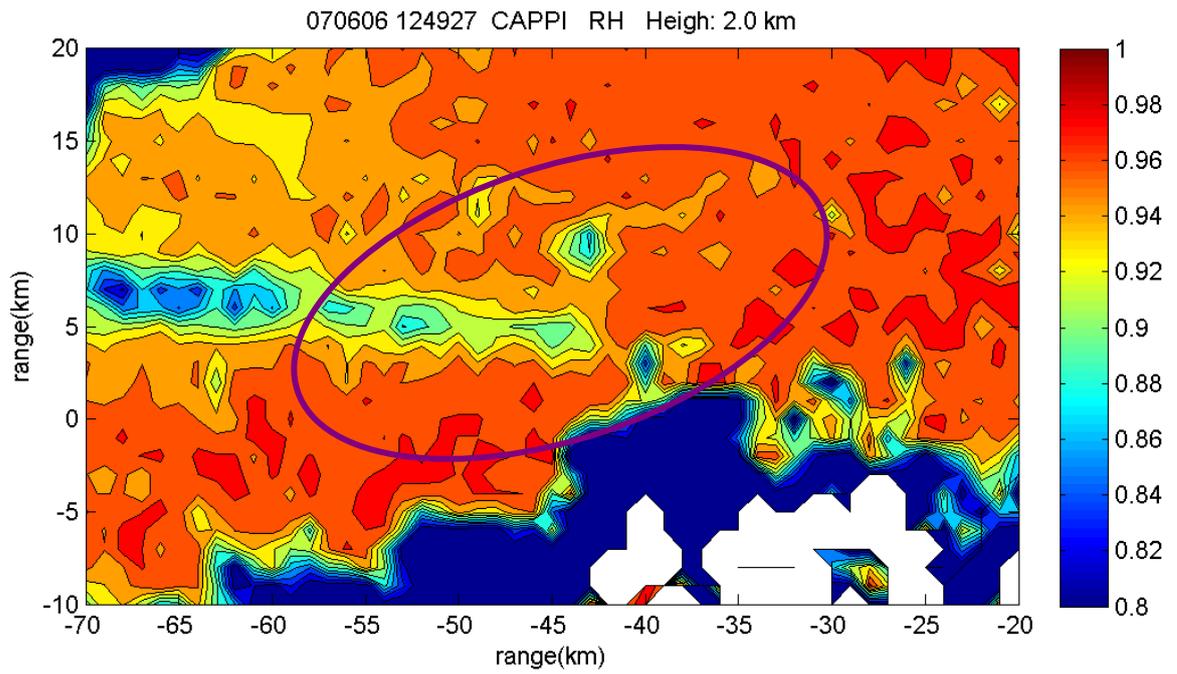
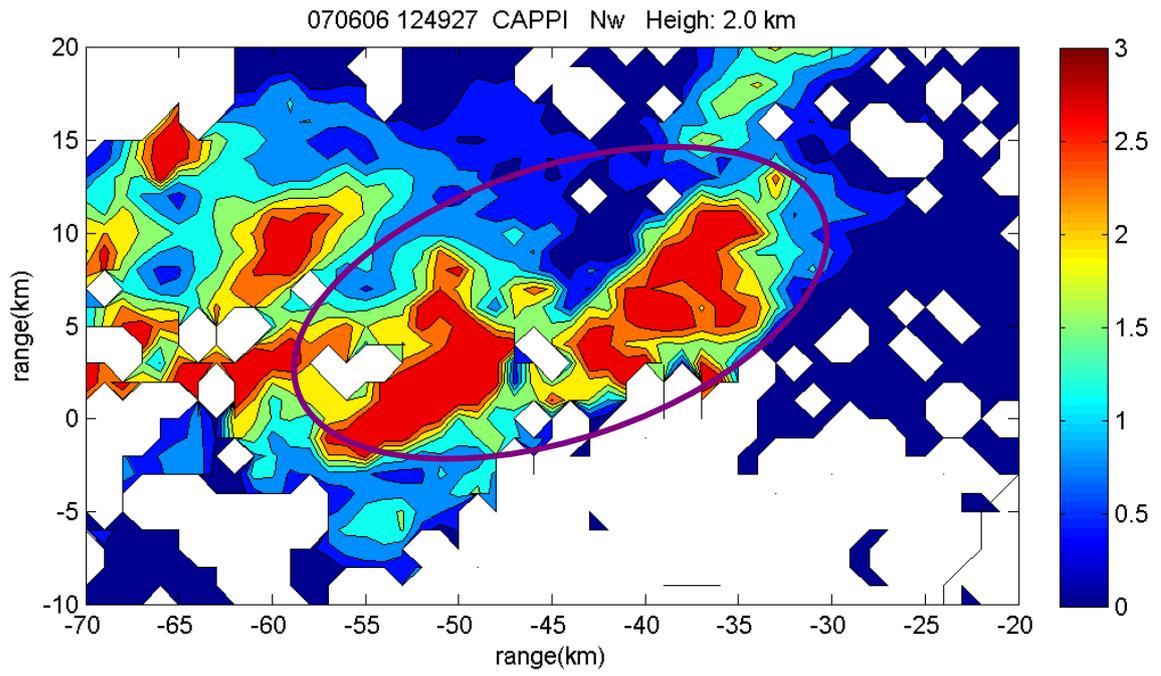


圖 4.14、(續)。

(e)



(f)

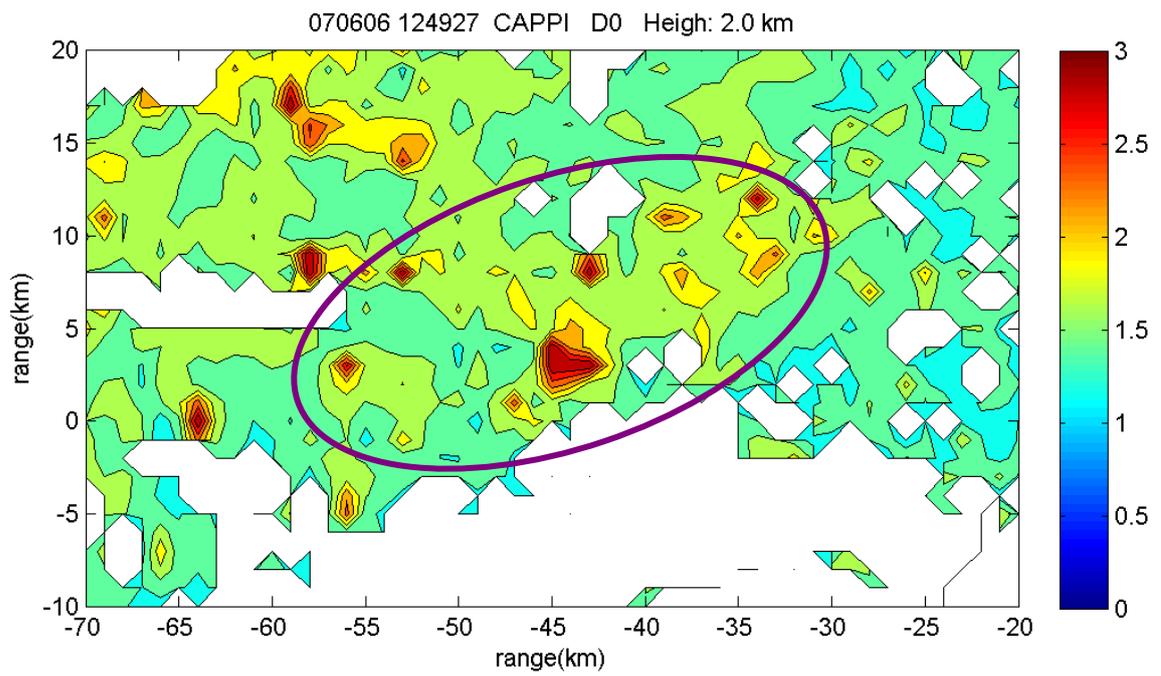


圖 4.14、(續)。

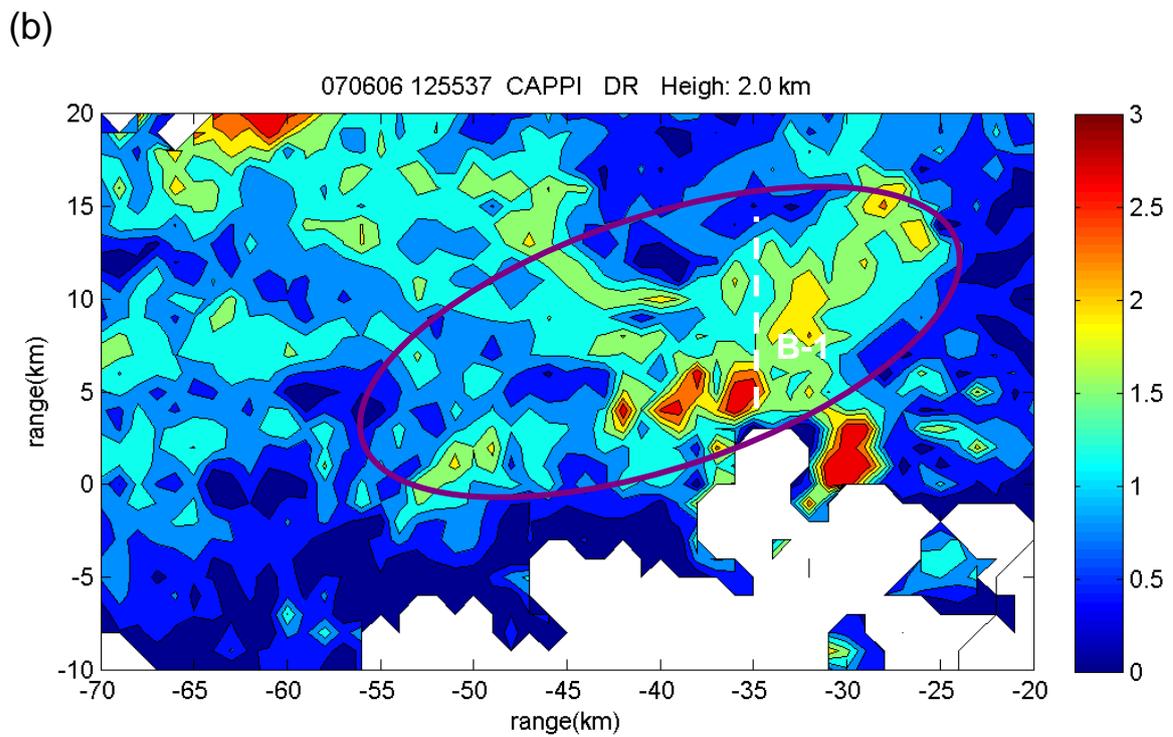
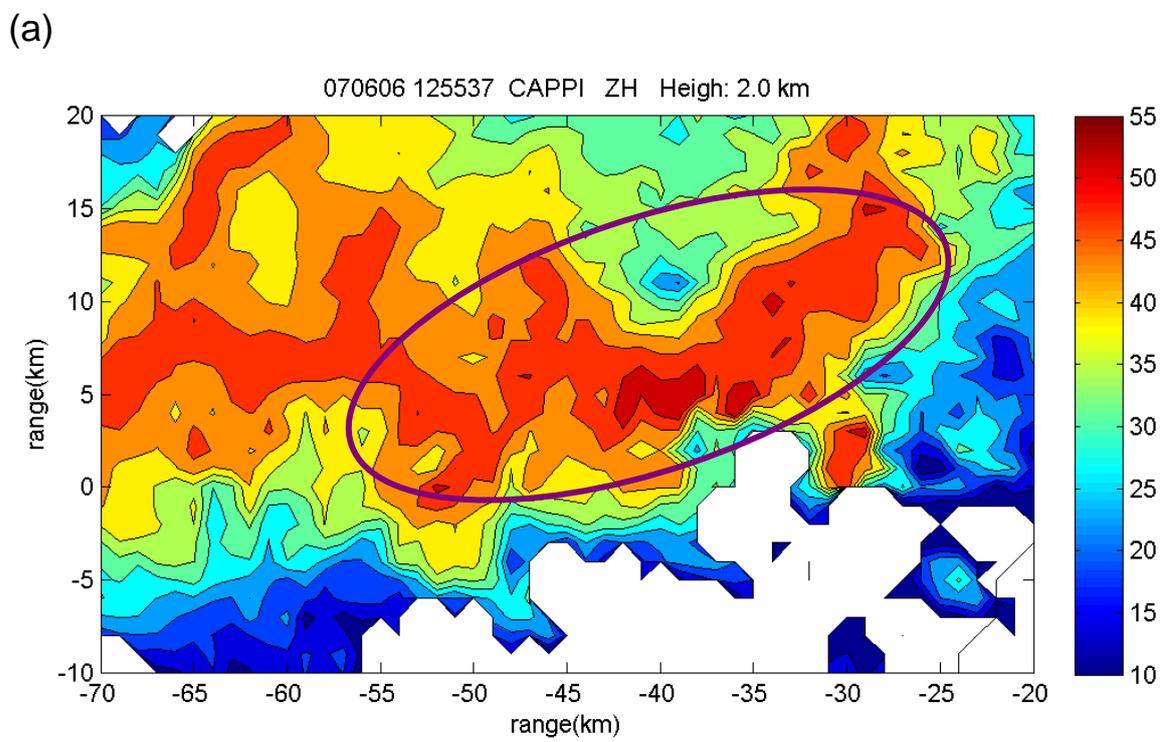
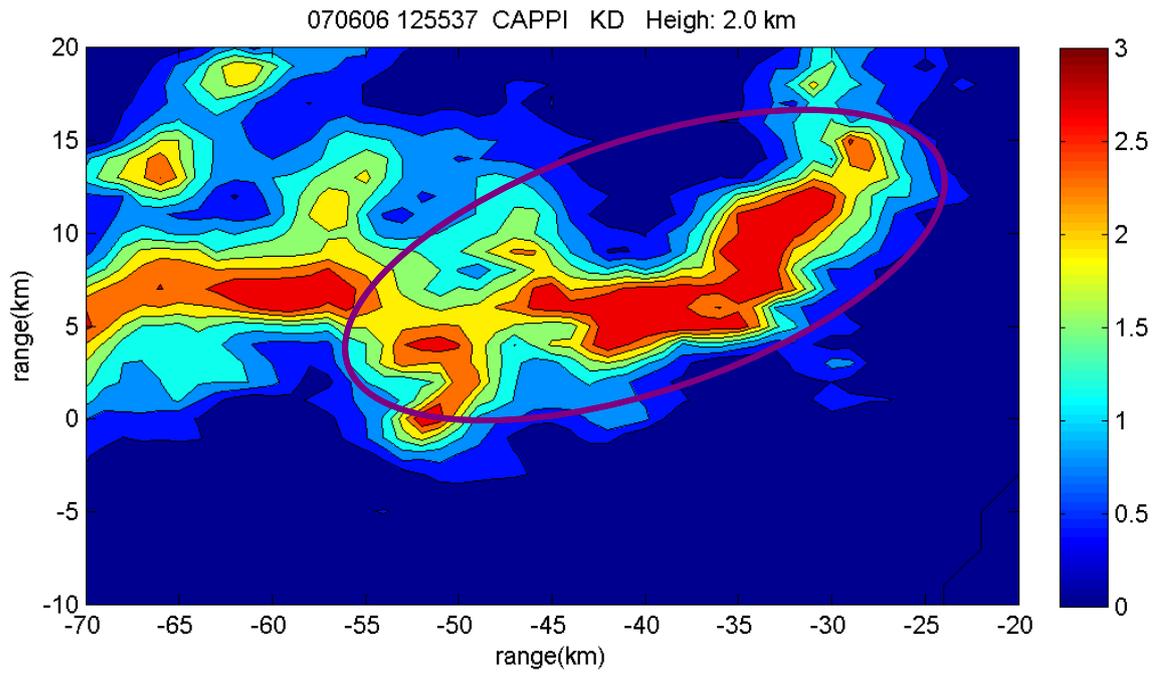


圖 4.15、2007 年 6 月 6 日 1255UTC Cell B 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)

參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。

(c)



(d)

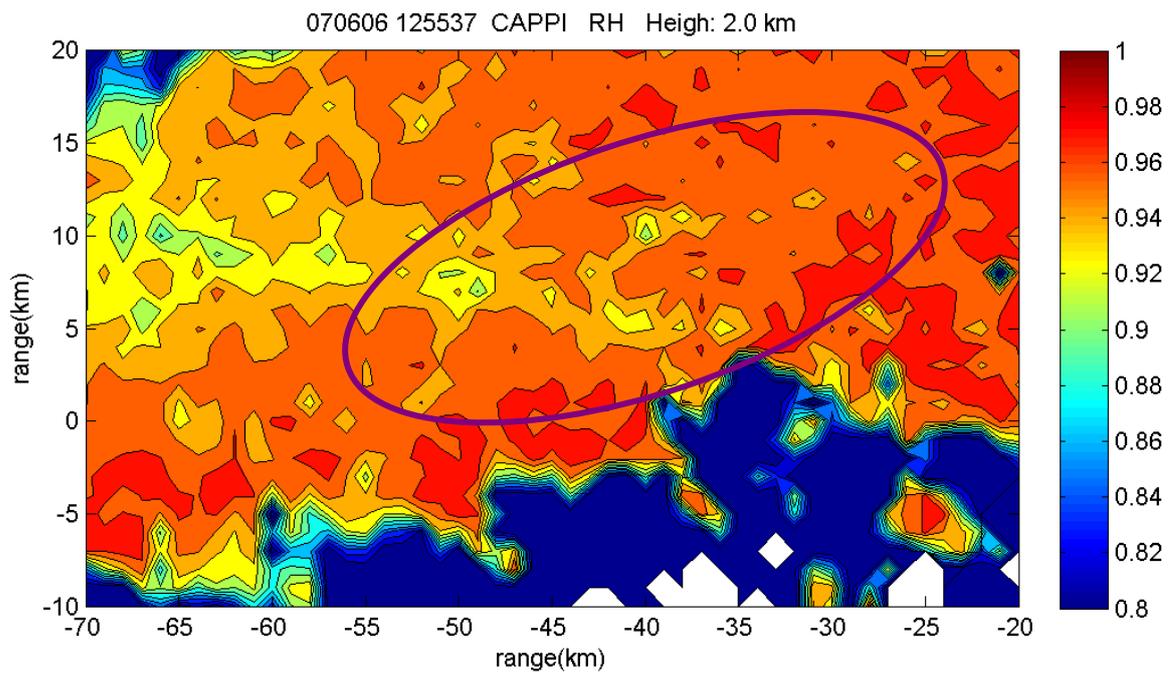
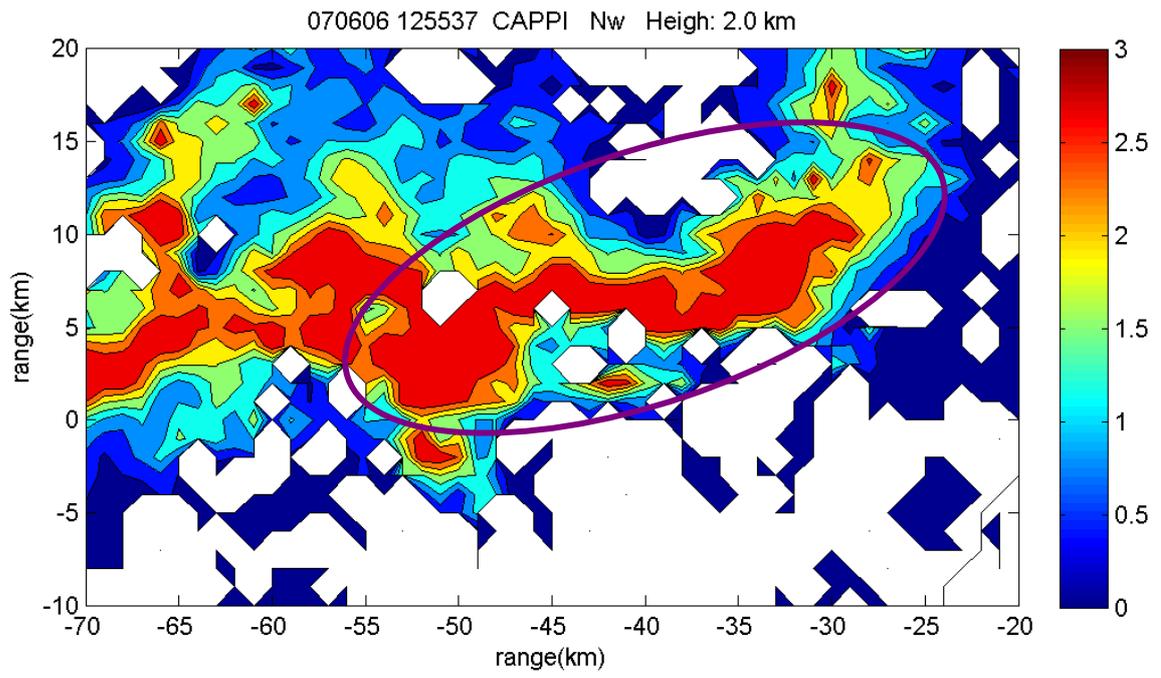


圖 4.15、(續)。

(e)



(f)

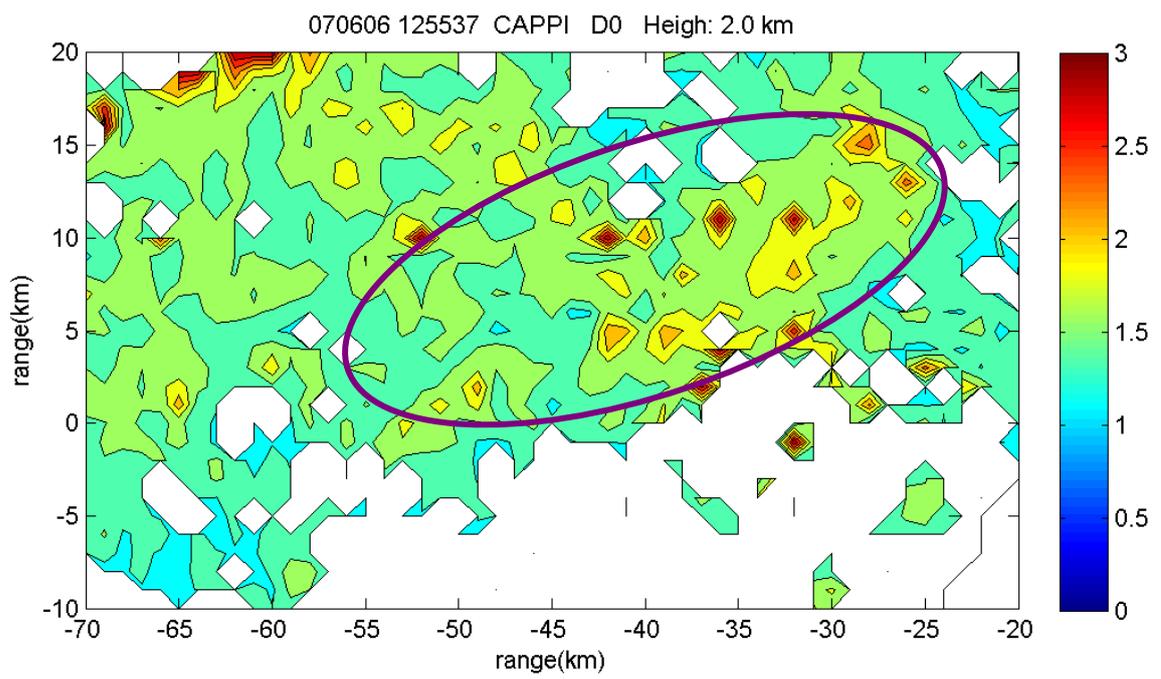


圖 4.15、(續)。

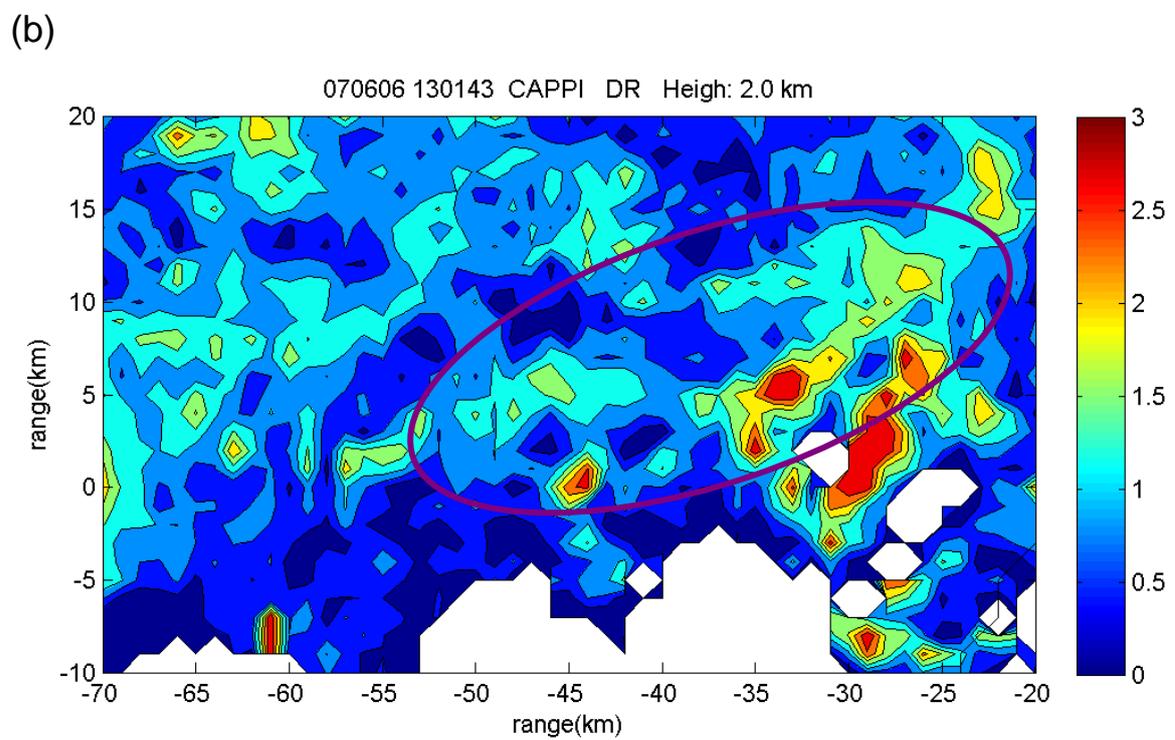
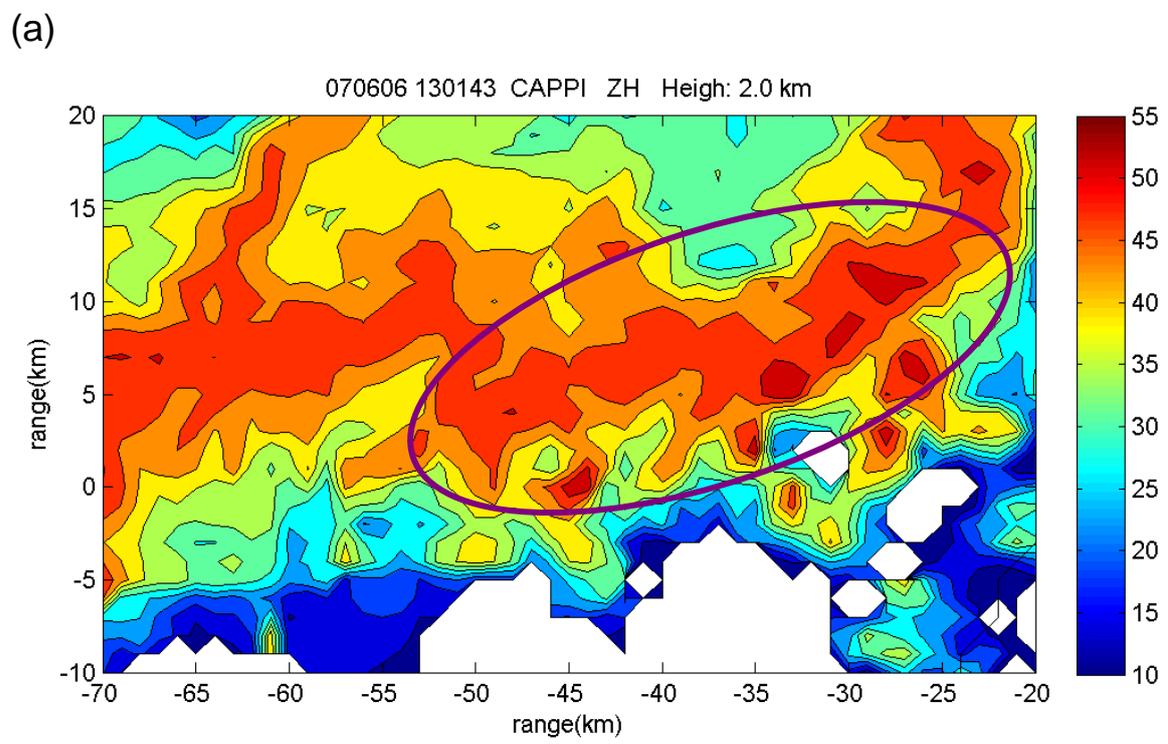
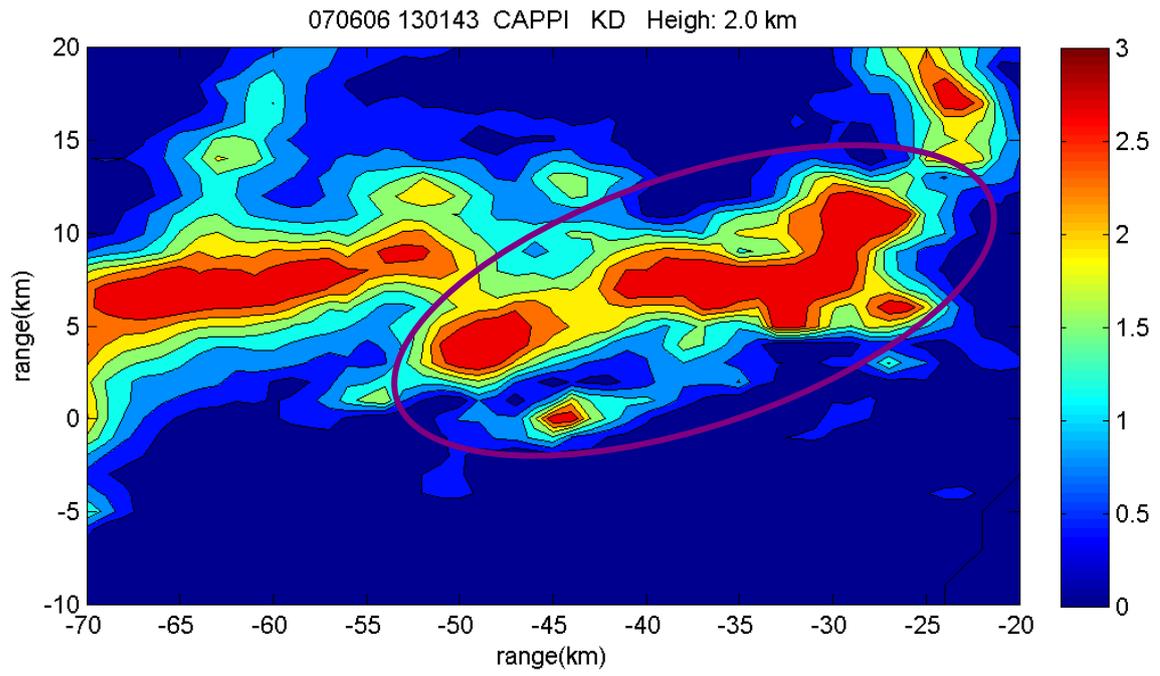


圖 4.16、2007 年 6 月 6 日 1301UTC Cell B 中大雷達 2km CAPPI 圖，(a)~(f)

參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$ 、 $N_W$ 、 $D_0$ 。

(c)



(d)

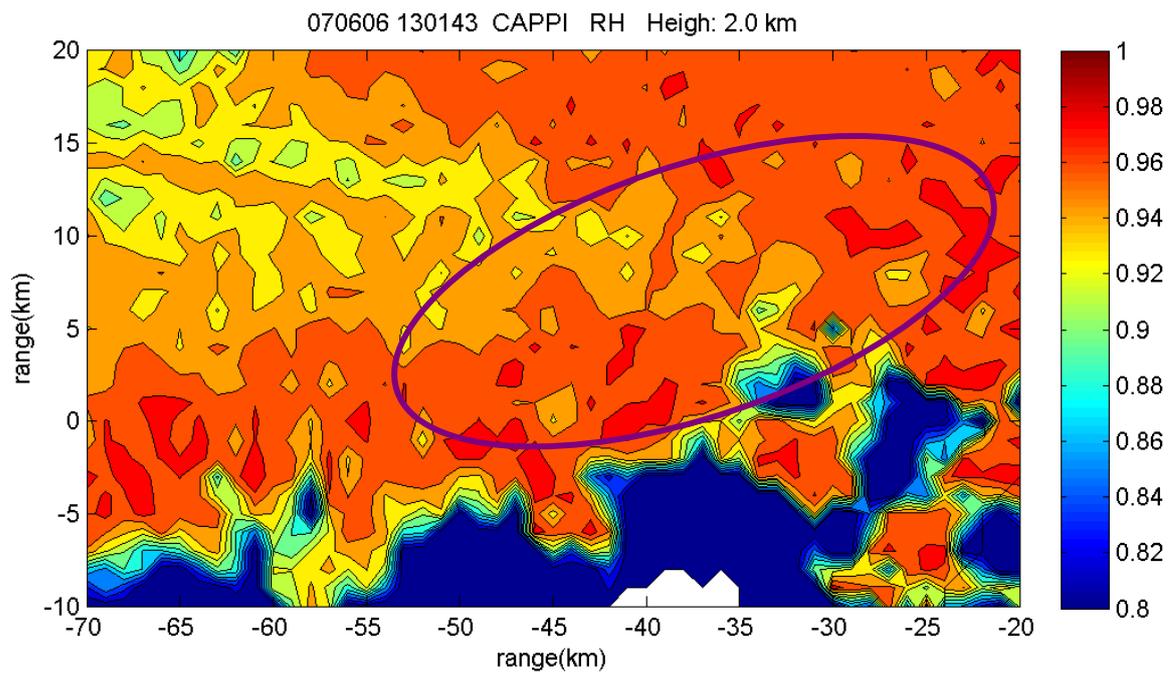
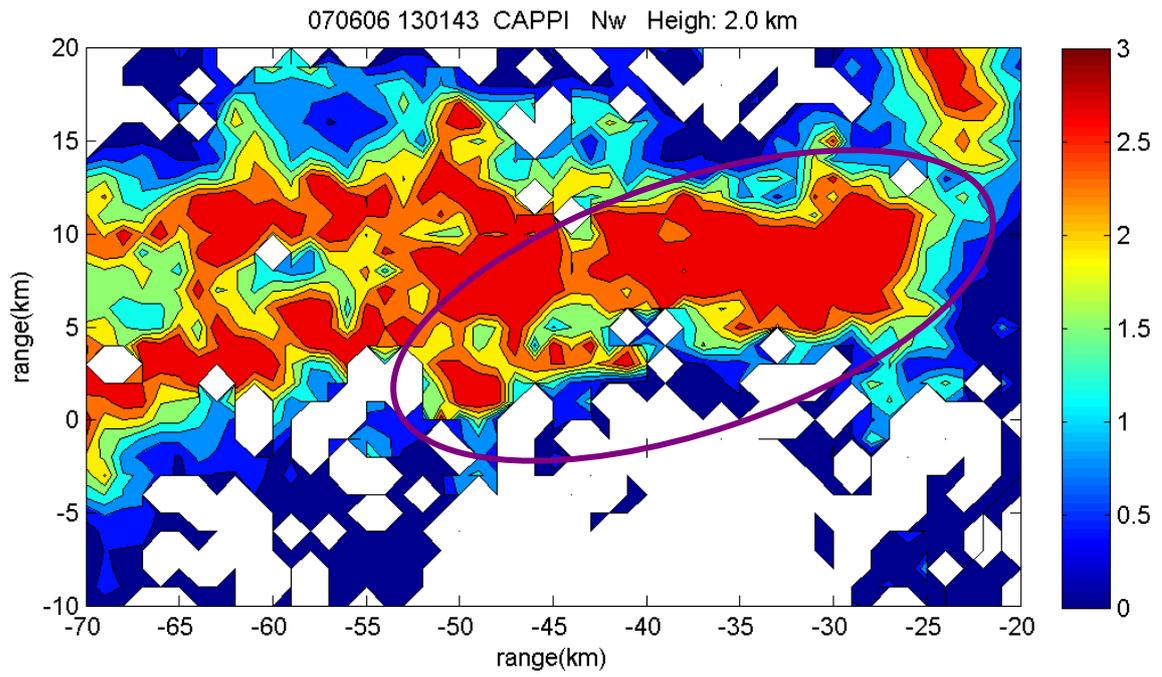


圖 4.16、(續)。

(e)



(f)

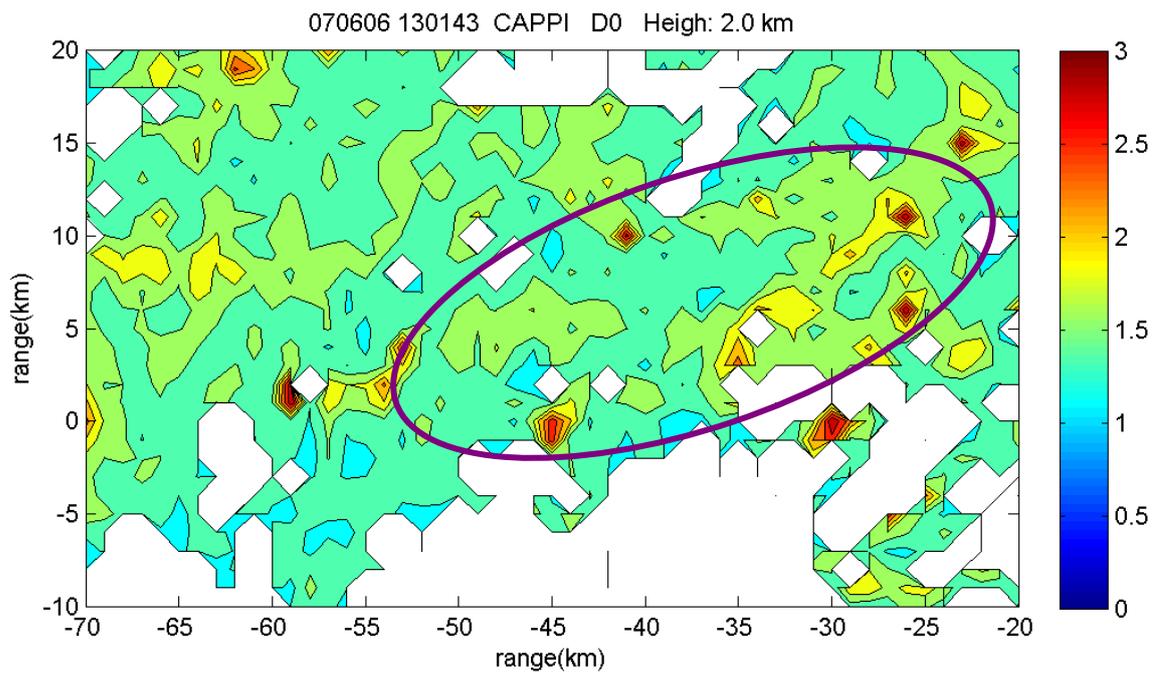


圖 4.16、(續)。

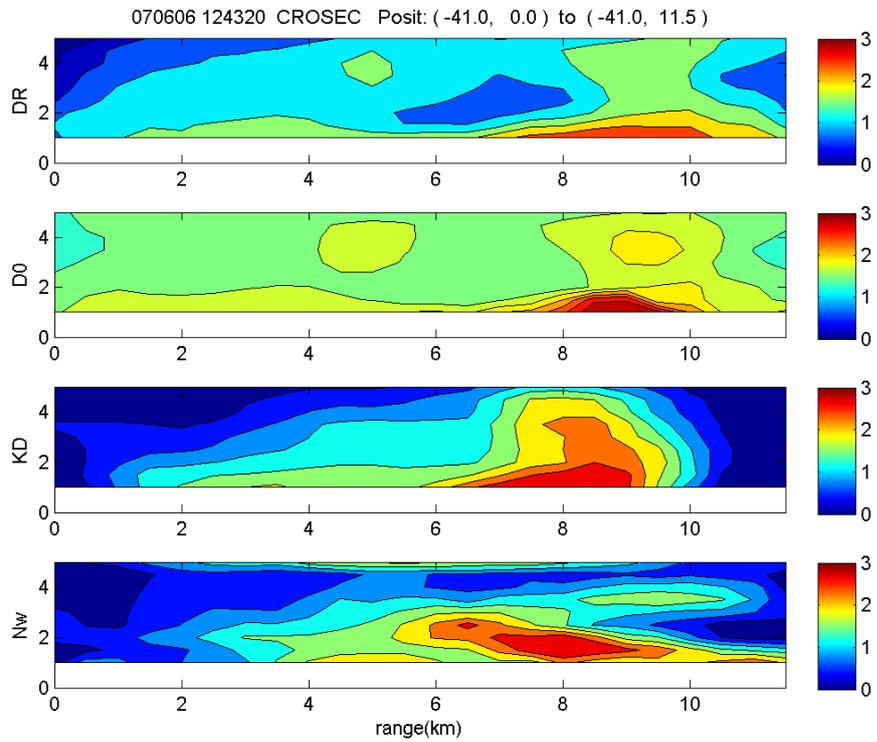
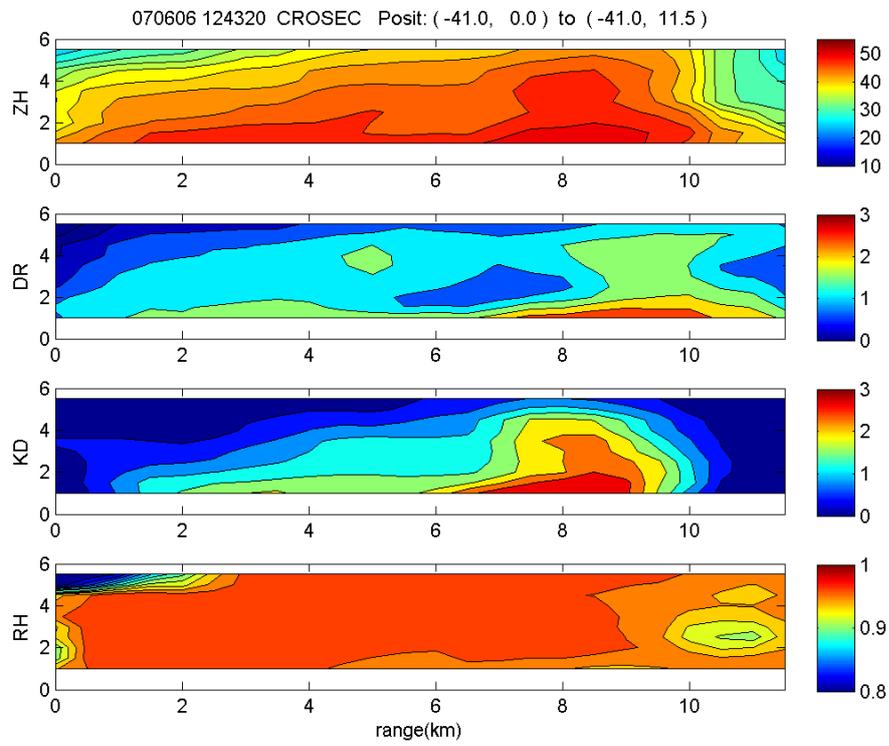


圖 4.17a、2007 年 6 月 6 日 1243UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell

B-1。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。

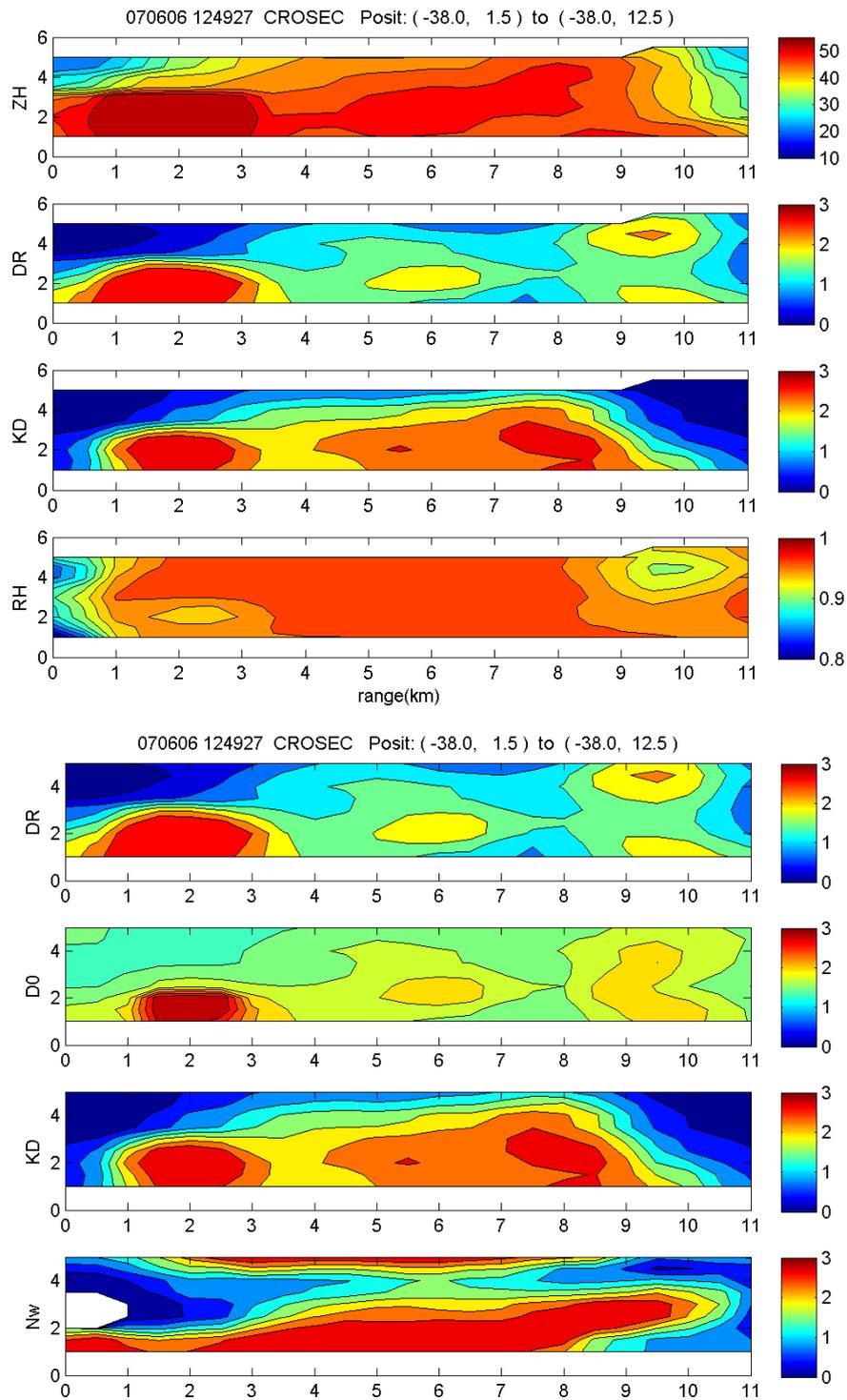


圖 4.17b、2007 年 6 月 6 日 1249UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell B-1。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_W$ 。

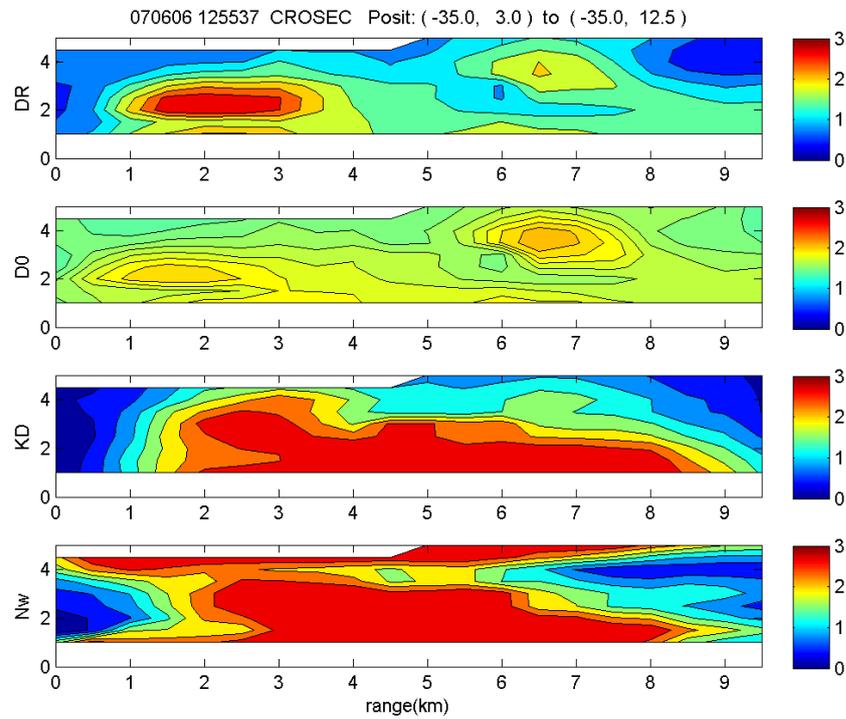
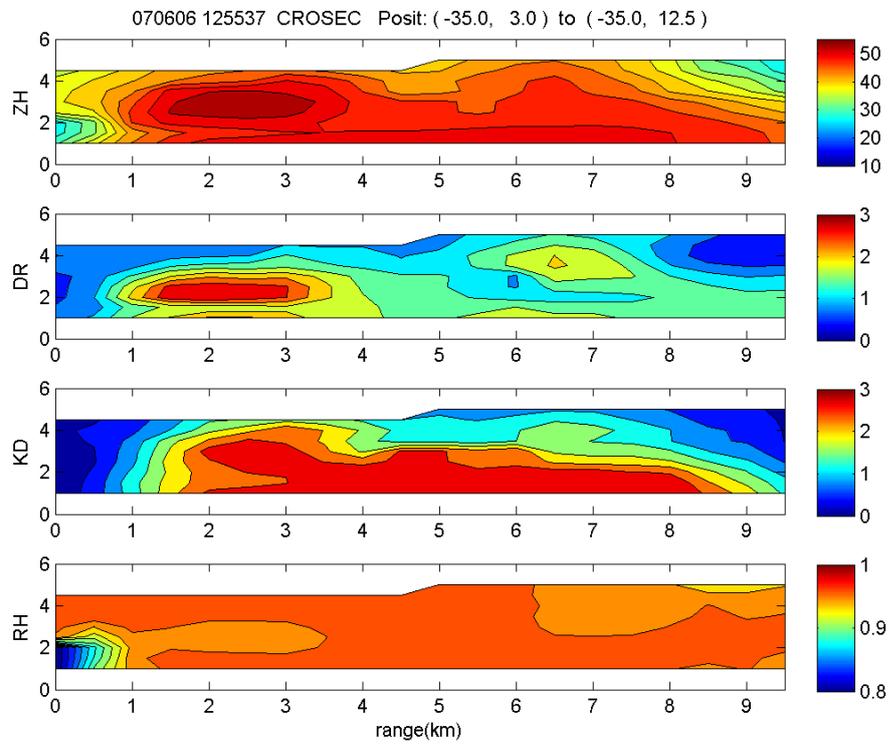


圖 4.17c、2007 年 6 月 6 日 1255UTC 中大雷達高度剖面圖(南北向)，Cell

B-1。由上至下參數分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  以及  $Z_{DR}$ 、 $D_0$ 、 $K_{DP}$ 、 $N_w$ 。

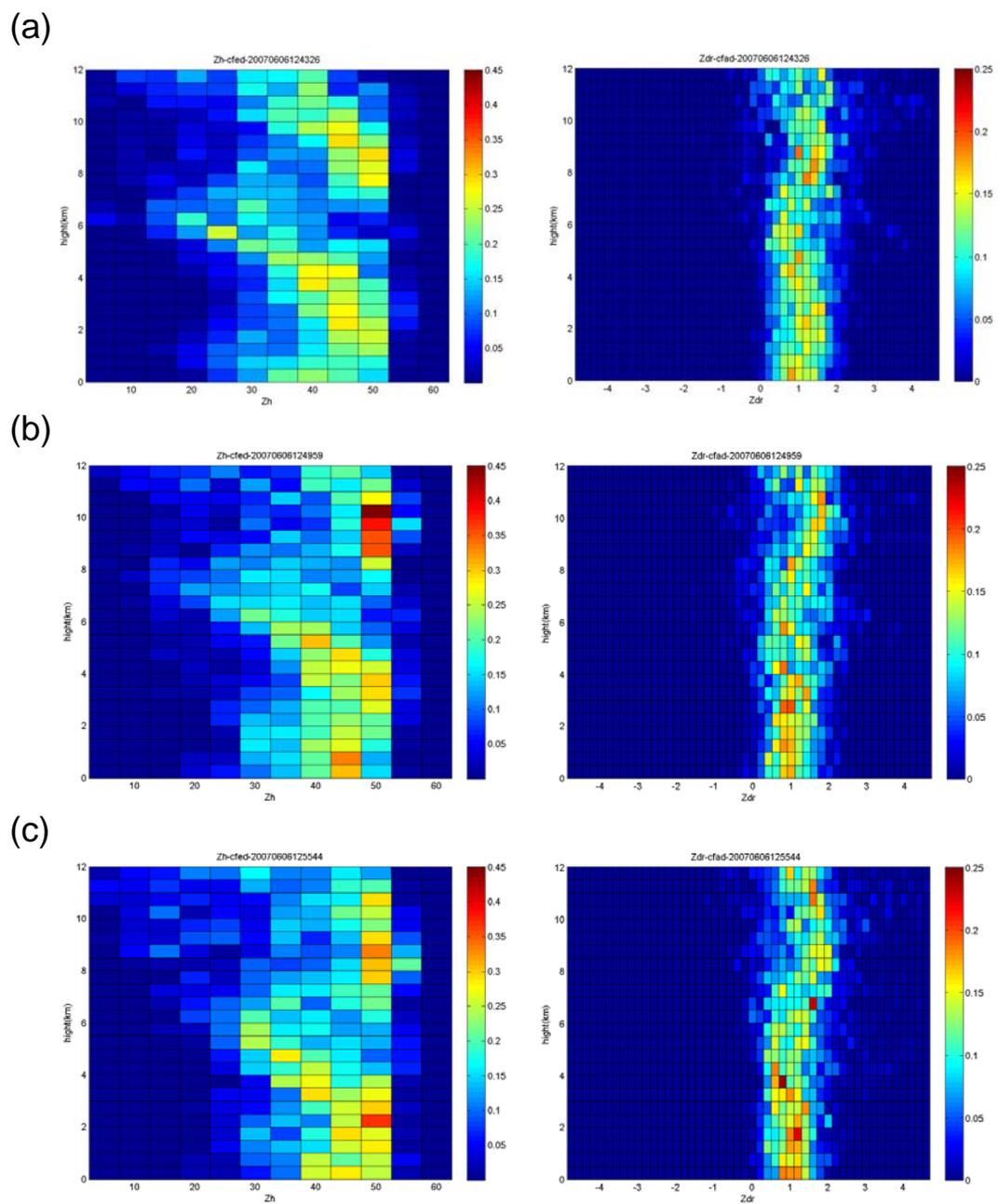


圖 4.18、2007 年 6 月 6 日 Cell B 隨著時間  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$  參數的 CFAD

(a)1243(b)1249(c)1255UTC。

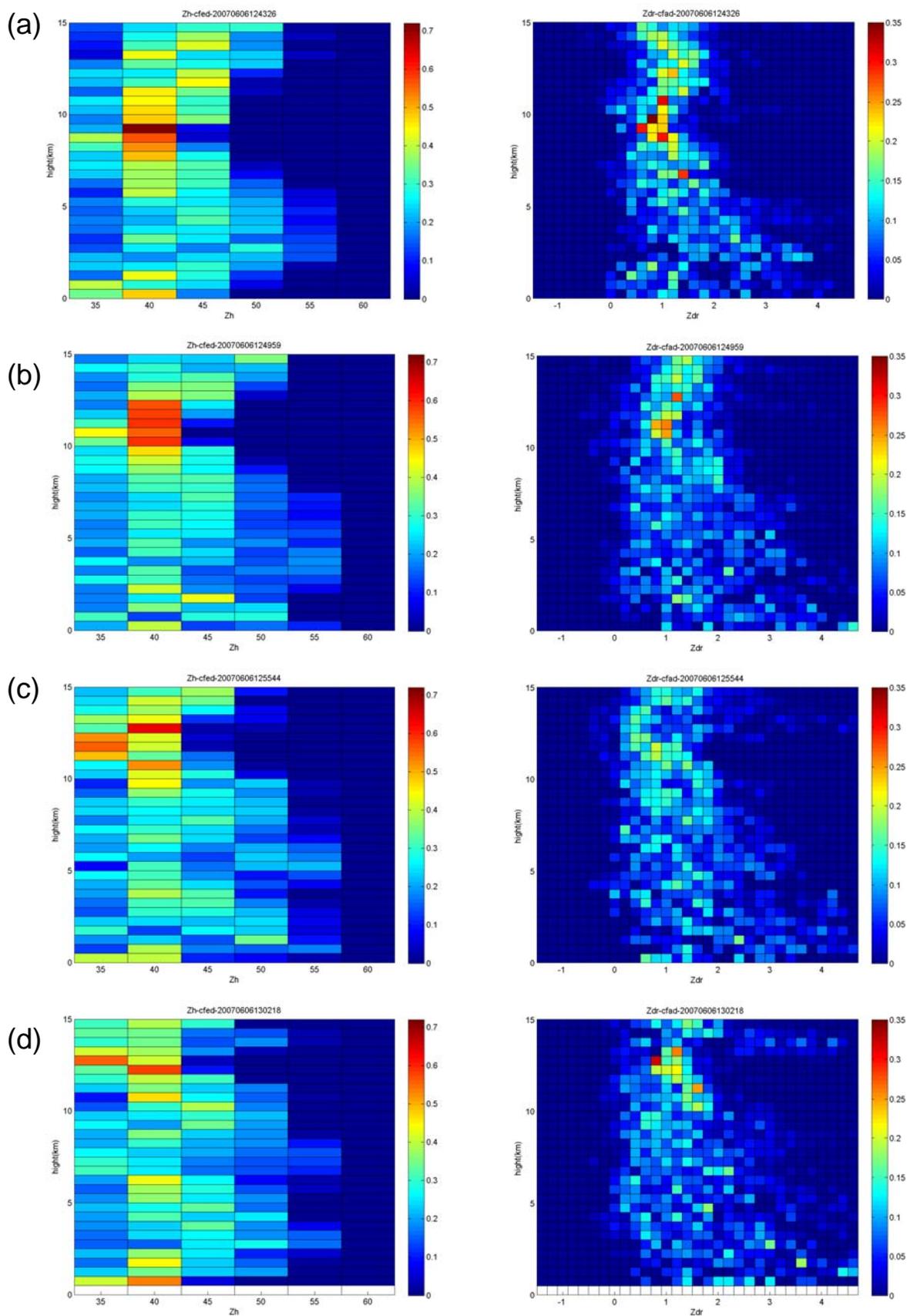


圖 4.19、2007 年 6 月 6 日 ( $X=-120\sim 20$ ,  $Y=-60\sim 60\text{km}$ ) 區域中，隨著時間  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$  參數的 CFAD (a)1243(b)1249(c)1255UTC(d)1301 UTC。

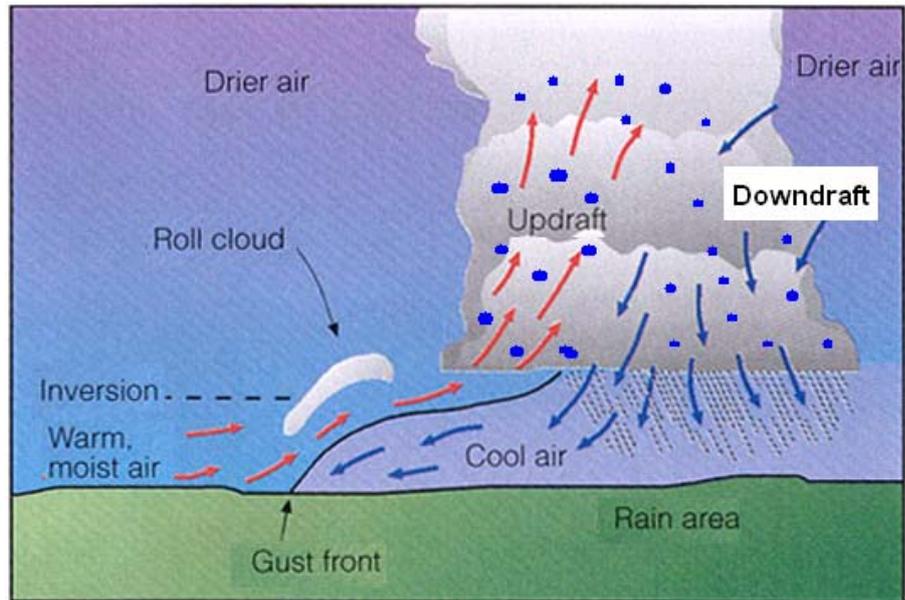


圖 4.20、個案對流系統之發展示意圖。

## 附錄 A、

### 雙偏極化雷達參數介紹

#### 1. 差異反射率( Differential reflectivity ; $Z_{DR}$ )

根據 Seliga and Bringi(1976)所提的方法，差異反射率的定義如(1)式所示：

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \quad (1)$$

$Z_{HH}$ 代表發射水平偏極化狀態之電磁波能量且接收反射能量的水平偏極化之分量， $Z_{VV}$ 代表發射垂直偏極化狀態之電磁波能量且接收反射能量的垂直偏極化之分量。第一個小寫代表發射的電磁波的偏極化方向，第二個小寫代表接收的電磁波的偏極化方向。 $Z_{DR}$ 簡單來說即是水平回波和垂直回波的比值，其深受水象粒子的種類和形狀(軸比axis ratio定義為短軸長度除以長軸長度)影響；因為不同種類的水象粒子有其各自的介電常數，所以即使軸比一樣(形狀相同)， $Z_{DR}$ 仍然會不同。若固定一種水象粒子，介電常數固定， $Z_{DR}$ 和軸比則為一對一的關係，例如：雨滴越大時，形狀越接近扁球體(軸比越小)， $Z_{DR}$ 就越大。另外，冰雹和軟雹因為會翻滾的緣故，水平和垂直回波的平均值相近，而使  $Z_{DR}$ 值趨近零。

#### 2. 差異相位差( Differential phase shift ; $\Phi_{DP}$ )

此累積的差異相位差與水象粒子的大小、形狀、數量以及距離雷達的

距離有關，定義如下式(2)：

$$\Phi_{DP} = \Phi_{HH} - \Phi_{VV} \quad (2)$$

$\Phi_{HH}$ 、 $\Phi_{VV}$ 為雷達水平與垂直極化再特定距離時，雙向傳播的相位角度(單位：°度)， $\Phi_{DP}$ 為水平和垂直電磁波相位的差異量，當雷達發射雙偏極化的電磁波，所經過的區域為大水滴時(形狀較扁平)，水平極化波的傳播將會延遲與垂直極化波的傳播，而不斷的延遲累積會造成水平與垂直極化的相位(時間)差，此時 $\Phi_{DP}$ 就會增加，在強降水區 $\Phi_{DP}$ 累積量較弱降水區大。

### 3.比差異相位差( Specific differential propagation Phase shift ; $K_{DP}$ )

定義如下(3)：

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr} \quad (3)$$

為雙向 $\Phi_{DP}$ 在單向隨距離的變化率， $r$ 為雷達到觀測區的距離， $K_{DP}$ 和水象粒子形狀、種類、個數有關。 $K_{DP}$ 和接收機、發射機的校正無關，並且不會受到衰減、地形或波束遮蔽(beam blockage)的影響，所以對於定量降水估計有很大的幫助(Zrinic' and Ryzhkov, 1996)

由於 $K_{DP}$ 是 $\Phi_{DP}$ (差異相位差)的導出量，為相位計算出來的值，因此是估計降雨率的一個很好的因子，特別再強降水估計時比傳統的 $R(Z_H)$ 及 $R(Z_H, Z_{DR})$ 估算表現更佳，鳳(2002)、紀(2005)。

#### 4. 相關係數( Co-polar correlation coefficient ; $\rho_{HV}$ )

$\rho_{HV}$ 是指在連續時間裡，雷達觀測同一解析體積中 $Z_{HH}$ 和 $Z_{VV}$ 之間相關性的指標。若該解析體積裡的水象粒子的形狀、大小等統計特性相近，則觀測到的水平、垂直回波相關性高， $\rho_{HV}$ 就大，例如：純雨區或純冰區的 $\rho_{HV}$ 值高於0.98，而在冰水混合的亮帶區，因為水象粒子呈破碎或不規則形狀且粒子會翻滾所以 $\rho_{HV}$ 會降至0.9左右，地形的散射行為雜亂， $\rho_{HV}$ 很低 ( $\ll 1$ )，所以 $\rho_{HV}$ 可以用來辨別降水類型或地形回波。

## 附錄 B、

### B.1 雨滴粒徑分布的計算

雨滴粒徑分布的型態可以表現出凝結的水氣轉換成雨的微物理過程，雨滴粒徑分布也是目前雷達氣象主要的研究方向之一，因為雨滴粒徑分布支配著雷達回波和降雨率之間的關係。因此近年來有不少這方面的研究，Marshall & Palmer (1948) 首先提出指數型態分布的雨滴粒徑分布，公式表示為(4)式， $N_0$  為截距參數， $\Lambda$  ( $\text{mm}^{-1}$ ) 則為雨滴粒徑分布的斜率參數，其變化和降雨率有關( $\Lambda=4.1R^{-0.21}$ )。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (4)$$

$N(D)$  為單位體積單位直徑間距的雨滴個數，但式(4)在描述小雨滴及大雨滴的部分與真實觀測資料比較，會有描述不佳的情況發生，此式反應不出雨滴粒徑分布的多變性。故Ulbrich & Atlas (1984) 提出了一個修正後的雨滴粒徑分布型態，其雨滴粒徑分布為Gamma 分布的型態，如(5)式：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (5)$$

(5)式中，增加了 $\mu$  參數以描述雨滴粒徑分布的形狀，此為一無因次的量，用以修正雨滴指數分布在描述小雨滴及大雨滴的表現。

Kozu and Nakamura (1991) 的方法，把觀測的 $N(D)$  擬合成Gamma 形式分布，並經過降水積分參數的前後比對發現透過此轉換方法對於雨滴粒徑分布仍保有良好的描述性，因為此方法建立於幾個矩量的保守計算，所

以可以簡稱為矩量法。在擬合雨滴粒徑分布之前，需要先設立矩量的定義，如(6)式：

$$M_x = \int_0^{\infty} D^x N(D) dD \quad (6)$$

(3)式中， $M_x$ 為計算用的矩量，當 $x$ 值不同則代表不同的降水積分參數， $D$ 為雨滴的直徑(mm)， $N(D)$ 為單位體積粒徑內的雨滴個數( $\text{mm}^{-1-\mu} \text{m}^{-3}$ )。接著導入(2)式的gamma形式的雨滴粒徑分布。而gamma函數的定義，如(7)、(8)式：

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} t^{x-1} e^{-t} dt \quad (7)$$

$$\text{If } x > 0, \quad \Gamma(x) = (x-1)! \quad (8)$$

將(5)式帶入(6)式，搭配gamma函數的定義(7)、(8)式透過下列換算化簡為(9)式：

$$\begin{aligned} M_x &= \int_0^{\infty} D^{x+\mu} N_0 e^{-\Lambda D} \\ &= \frac{N_0}{\Lambda^{x+\mu+1}} \Gamma(x+\mu+1) \end{aligned} \quad (9)$$

在此選擇保守的降水積分參數分別為 $M_3$ (液態水含量)、 $M_4$ 、 $M_6$ (雷達回波)，並新增一個由 $M_3$ 、 $M_4$ 、 $M_6$ 產生的新參數：

$$G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6} \quad (10)$$

將(9)式帶入(10)式，並一項化簡即可得到欲擬合的Gamma型態雨滴粒徑分布的三個參數 $N_0$ 、 $\mu$ 、 $\Lambda$ ：

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

$$\Lambda = \frac{(\mu + 4)M_3}{M_4} \quad (12)$$

$$N_0 = \frac{\Lambda^{\mu+4}}{\Gamma(\mu + 4)} \quad (13)$$

另外定義 $D_m$ 為平均粒徑(mass-weighted average diameter)，算法如(14)式，亦即 $M_4/M_3$ ：

$$D_m = \frac{\int_0^{\infty} N(D)D^4 dD}{\int_0^{\infty} N(D)D^3 dD} \quad (14)$$

## B.2 利用雨滴粒徑分布來反演降水物理積分參數

為了描述各項降水物理積分參數，所以在此提出一個描述雨滴大小的參數：中值體積直徑 (Median volume diameter； $D_0$ )，單位mm，表示整個雨滴粒徑分布中，最小的雨滴到中值體積直徑的雨滴，其液態水含量為整個雨滴粒徑分布的液態水含量的一半，以數學式表示如下：

$$\int_0^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \int_0^{D_{\max}} D^3 N(D) dD \quad (15)$$

其物理意義為在相同降雨量時，較大的 $D_0$ 代表相對於較小的 $D_0$ 有較多的大雨滴。除了利用雨滴粒徑分布的方法求得 $D_0$ ，Ulbrich(1983)以數學方式推導 gamma 形式雨滴粒徑分布時，發現當 $D_{\max}$ 趨近無限大時，存在下列近似式：

$$\Lambda D_0 = 3.67 + \mu \quad (16)$$

一般而言，使用 $N_0$ 、 $\mu$ 、 $\Lambda$ 三參數的 gamma 型態即可有效描述雨滴粒徑分布，但是若要用來比較不同雨滴粒徑分布的雨滴個數的總量，就會發現因為的 $N_0(\text{mm}^{-1}\mu\text{m}^{-3})$ 單位中包含  $\mu$  值使  $D_0$ 不容易定義。

Testud et al. (2001) 介紹如何利用標準化的 gamma 雨滴粒徑分布來描述雨滴譜，其中所使用的參數 $N_w$ 就是將 $N_0$ 經過標準化並令其單位簡化為 $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ ，所以就不用再考慮 $\mu$ 、 $\Lambda$ 造成的影響。而主要的轉換方法如下，首先對於gamma型態的雨滴粒徑分布，可利用(15)式進行改寫：

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp\left[-(3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right] \quad (17)$$

在此要先探討一個建構在雨滴粒徑分布上的積分參數，液態水含量 (Liquid water constant ; W)，單位為 $\text{g}/\text{m}^{-3}$ 其定義如下：

$$\begin{aligned} W &= \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^\infty D^3 N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} \\ &= \frac{\pi}{6} \rho_w N_0 \frac{\Gamma(\mu + 4)}{\Lambda^{\mu+4}} \end{aligned} \quad (18a)$$

$\rho_w$ 為液態水密度，單位為 $\text{g}/\text{cm}^{-3}$ 。對W進行單位換算，並導入(16)式：

$$\begin{aligned} W &= \frac{\pi}{6} \rho_w N_0 \frac{\Gamma(\mu + 4)}{((3.67 + \mu) / D_0)^{\mu+4}} \left[ \left(\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}\right) \cdot \left(\frac{1}{\text{m}^3 \text{mm}^{1+\mu}}\right) \cdot \left(\frac{1}{\text{mm}^{-(\mu+4)}}\right) \right] \\ &= 10^{-3} \frac{\pi}{6} \rho_w N_0 \frac{\Gamma(\mu + 4)}{((3.67 + \mu) / D_0)^{\mu+4}} \left[ \left(\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}\right) \right] \end{aligned} \quad (18b)$$

經過一項整理 $N_0$ 可表示為下式：

$$N_0 = \frac{\pi W 10^3 (3.67 + \mu)^{\mu+4}}{6 \rho_w \Gamma(\mu + 4) D_0^4 D_0^\mu} \quad (19)$$

在此採用Willis(1984)所定義的截距參數(intercept ;  $N_w$ )，以及一個無因次之函數 $f(\mu)$ ，定義如下：

$$N_w = \frac{(3.67)^4}{\pi / \rho_w} \left( \frac{10^3 W}{D_0^4} \right) \quad [mm^{-1}m^{-3}] \quad (20)$$

$$f(\mu) = \frac{6}{(3.67)^4} \frac{(3.67 + \mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu + 4)} \quad (21)$$

接著利用(17)、(19)式，將標準化的兩滴粒徑分布 $N_{normal}(D)$ ，再次依Willis(1984)的形式改寫：

$$\begin{aligned} N_{normal}(D) &= \left( \frac{\rho_w D_0^4}{10^3 W} \right) N(D) \\ &= \frac{\pi (3.67 + \mu)^{\mu+4}}{6 \Gamma(\mu + 4)} \left( \frac{D}{D_0} \right)^\mu \exp \left[ - (3.67 + \mu) \frac{D}{D_0} \right] \end{aligned} \quad (22)$$

假設 $D_{normal} = D/D_0$

$$\begin{aligned} N_{normal}(D) &= \frac{\pi (3.67 + \mu)^{\mu+4}}{6 \Gamma(\mu + 4)} (D_{normal})^\mu \exp[-(3.67 + \mu)D_{normal}] \\ &= \frac{\pi (3.67 + \mu)^{\mu+4}}{6 \Gamma(\mu + 4)} \frac{(3.67)^4}{(3.67)^4} (D_{normal})^\mu \exp[-(3.67 + \mu)D_{normal}] \end{aligned} \quad (23)$$

將(19)、(20)式代入(22)式就可以得到標準化後的式子：

$$N_{normal}(D) = N_w (D_{normal})^\mu \exp[-(3.67 + \mu)D_{normal}] \quad (24)$$

經過上述過程的轉換，如此一來就可以使用容易定義且方便描述的，並且林(2004)利用經標準化過程的參數 $N_w$ 探討各季節雨滴粒徑分布特性

有不錯的表現，所以本研究在接續的討論中將採用 $N_w$ 取代 $N_0$ 來表示及比較不同雨滴粒徑分布的粒子個數多寡。

### 雷達資料處理流程

在定量使用各偏極化參數之前，必須先對資料做觀測誤差修正及品質控管的動作，包含非氣象訊號的濾除、電磁波能量的衰減、 $\Phi_{DP}$ 的處理和 $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 的系統偏移修正。

首先，先濾除非氣象訊號，利用相關係數( $\rho_{HV}$ )當成區分的標準，當 $\rho_{HV}$ 小於0.8即作濾除的動作。接著進行 $\Phi_{DP}$ 折疊處理(紀,2005)和17點平滑(劉,2002)，並利用平滑過後的 $\Phi_{DP}$ 由2-3式求出 $K_{DP}$ 。

$Z_{DR}$ 的系統偏移修正計算是使用Gorgucci et al.(1999) 提出的垂直掃描(vertical pointing)方法；當雷達正上方屬於層狀弱降水時，雷達上空的雨滴小而圓，即使雨滴稍大成扁球狀，但從地面往上看依然為圓形，若將掃描仰角抬至 $90^\circ$ ，觀測到的 $Z_{DR}$ 應為零。若雨滴有傾斜， $Z_{DR}$ 不為零，但雷達朝著定點 $360^\circ$ 旋轉，所以接收到的總 $Z_{HH}$ 會與總 $Z_{VV}$ 相同，亦即掃描一圈平均後的 $Z_{DR}$ 也應為零，若不為零，該值即為系統偏移。。方法所求出中大雷達系統偏差為0.75dB。

接著利用 $Z_{HH}$ 、 $Z_{DR}$ 和 $K_{DP}$ 三參數之間的相依關係式(Scarchilli et al., 1996) 修正 $Z_{HH}$ 的系統偏移，其關係式如下：

$$K_{DP} = CZ_H^a 10^{-bZ_{DR}} \quad (25)$$

對C-band(5.5 cm) 雷達而言， $C = 1.46 \times 10^{-4}$ ， $a = 0.98$ ， $b = 0.2$ ， $Z_{HH}$ 的單位為 $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ， $Z_{DR}$ 為dB， $K_{DP}$ 為degree/km。Gorgucci et al.(1999)指出，在無觀測誤差的情形下，由雷達的 $Z_{HH}$ 、 $Z_{DR}$ 代入(25式)求出的 $K_{DP}$ 應和由雷達 $\Phi_{DP}$ 推導出的 $K_{DP}$ 相近。選取強降水區域，並且利用經過修正後的 $Z_{DR}$ 和 $K_{DP}$ 可推導出一理想 $Z_{HH}^*$ ，再將 $Z_{HH}^*$ 減去觀測的 $Z_{HH}$ 即為回波的系統偏差。本次個案中使用的 $Z_{HH}$ 雷達系統誤差為0.6 dBZ，天線罩的衰減量為2.4dBZ，故總共使用3dBZ修正整體回波誤差。

電磁波通過水象粒子時，部分能量會被粒子吸收和散射，稱為衰減( attenuation)。Brinigi et al.(1990)利用散射模擬提出單係數衰減修正， $Z_H$ 的衰減量為 $A_H$ ， $Z_{DR}$ 的差異衰減量為 $A_{DP}$ ， $A_H$ 、 $A_{DP}$ 與 $K_{DP}$ 之間都有良好的線性關係，因此使用固定係數 $\alpha$ 、 $\beta$ 和求出衰減量，使用C-band雷達時， $\alpha = 0.054$ ， $\beta = 0.0157$ 。但Brinigi and Chandrasekar (2001)由散射模擬的結果發現 $\alpha$ 、 $\beta$ 和雨滴溫度、軸比關係式有關，所以利用疊代係數法尋找最佳係數( $\alpha_{opt}$ )的方法來修正衰減量，本研究即採用此法，其程式由美國科羅拉多州立大學(CSU)提供。

### 雙偏極化雷達反演雨滴粒徑分佈

雙偏極化雷達也具有反演出雨滴粒徑分布的能力，Seliga and Bringi (1976)利用 $Z_H$ 和 $Z_{DR}$ 反求得雨滴粒徑分布，Zhang et al.(2001)提出利用雙偏極化雷達反演出雨滴粒徑分布的方法，假設gamma形式之雨滴粒徑分

布，透過雷達觀測參數 $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 及搭配雨滴粒徑分布的形狀參數 $\mu$ 及斜率參數 $\Lambda$ 彼此的約束關係式，即可導出描述gamma形式的雨滴粒徑分布的三個參數 $N_0$ 、 $\mu$ 、 $\Lambda$ 。

由於假設雨滴粒徑分布為gamma形式，所以反射率( $Z_H$ )、差異反射率( $Z_{DR}$ )、可以近似為下列式子：

$$Z_H = N_0 \frac{16\pi}{9|K|^2} \sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \quad (26)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}}{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}} \quad (27)$$

$$K_{DP} = N_0 \frac{\pi k_0}{12} \operatorname{Re} \left\{ \sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 \left[ \frac{m^2 - 1}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_z)(m^2 - 1)} - \frac{m^2 - 1}{1 + \lambda_z(m^2 - 1)} \right] D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \right\} * 10^{-6} \quad (28)$$

其中， $K_0$ 為真空中的波數(wave number)， $K_0 = 2\pi / \lambda$ ， $\lambda$ 為電磁波波長， $m^2$ 為介電常數，令 $\Delta_{eq} = 0.01 \text{ mm}$ 、 $D_{\min} = 0.3 \text{ mm}$ 、 $D_{\max} = 5.4 \text{ mm}$ 。

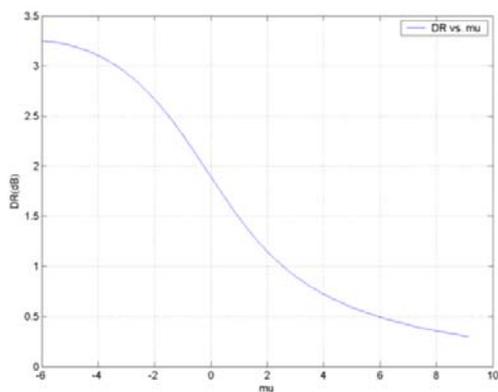
由於 (27)式為 $\mu$ 、 $\Lambda$ 的函數，(26)、(28)式為 $N_0$ 、 $\mu$ 、 $\Lambda$ 的函數，故目前如欲解 $N_0$ 、 $\mu$ 、 $\Lambda$ 三參數依然缺少一個方程式。在此 Zhang et al.(2001)利用二維雨滴譜儀的觀測資料所反演出 gamma 形式的雨滴粒徑分布，並發現 $\mu$ 、 $\Lambda$ 兩參數擁有不錯的相關性，接著 Brandes (2003) 提出更新後的 $\Lambda$ - $\mu$ 關係式：

$$\Lambda = 1.935 + 0.735\mu + 0.0265\mu^2 \quad (29)$$

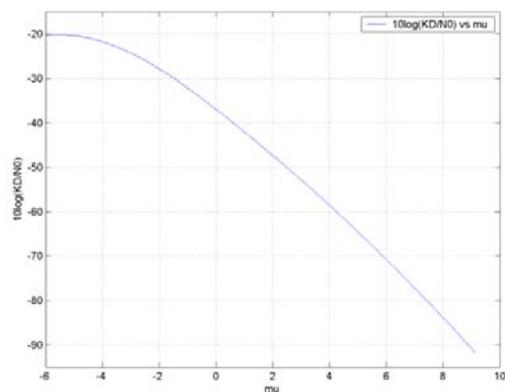
本文即採用 (18) 式作為用雷達反演雨滴粒徑分布的第三個方程式，如此即可解聯立方程式獲得雨滴粒徑分布的資訊。

同樣地，為了計算上的效率，可先做好建表工作，首先，是利用(27)式、(29)式找出 $Z_{DR}$  和 $\mu$ 的關係(結果和圖a是相同的)，再利用該 $Z_{DR}$ 對應到的 $\mu$ 、 $\Lambda$  代回(26)式，可求得 $Z_H/N_0$ 的值，圖(b)為 $\mu$ 和 $Z_H/N_0$  的相對關係圖，而由利用(28)式、(29)式找出 $K_{DP}$  和 $\mu$ 的關係(結果和圖c是相同的)再利用該 $K_{DP}$ 對應到的 $\mu$ 、 $\Lambda$  代回(26)式，可求得 $Z_H/N_0$ 的值，因此，只要一有觀測的 $Z_H$ 和 $Z_{DR}$ ，即可馬上用查表的方式找到對應的 $N_0$ 、 $\mu$ 、 $\Lambda$ 。

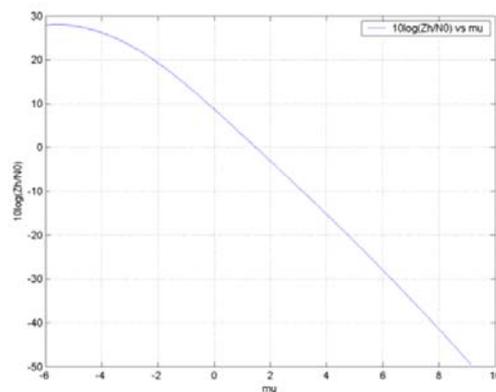
(a)



(b)



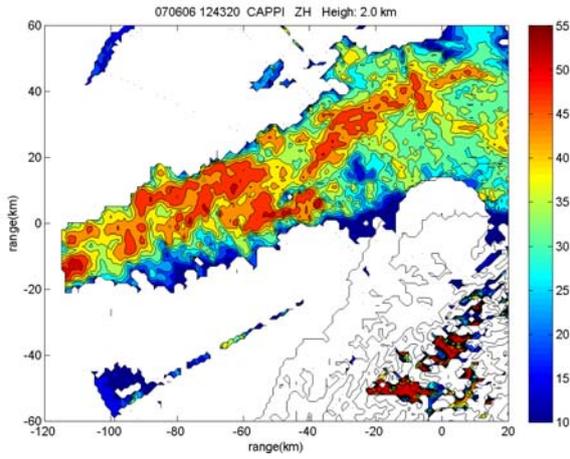
(c)



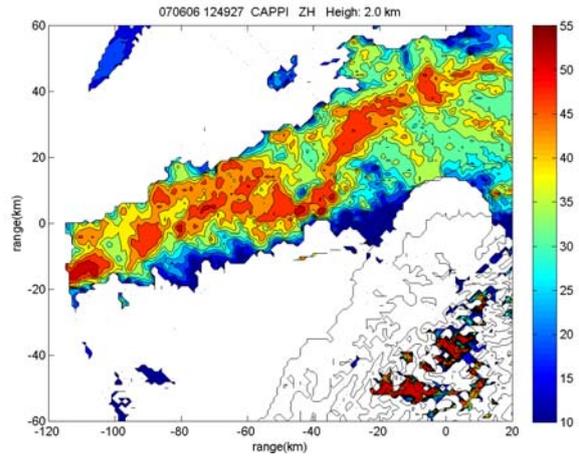
## 附錄 C、

### 中大雷達在兩公里高度的回波( $Z_H$ )時序圖

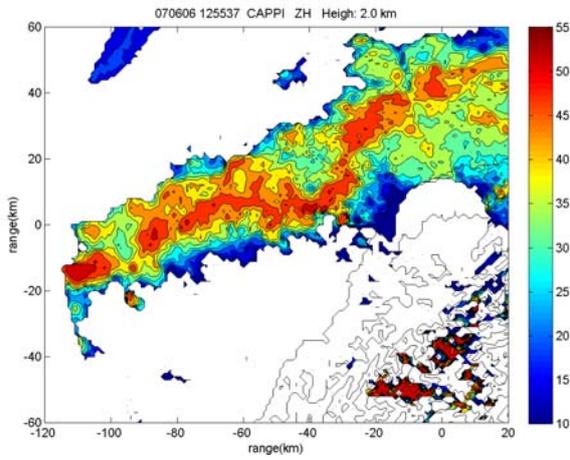
1243 UTC



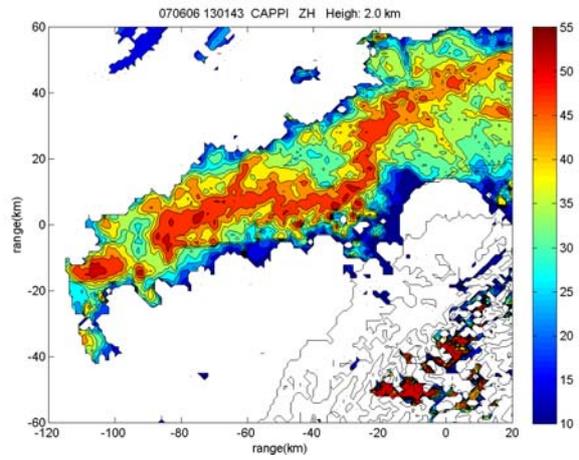
1249 UTC



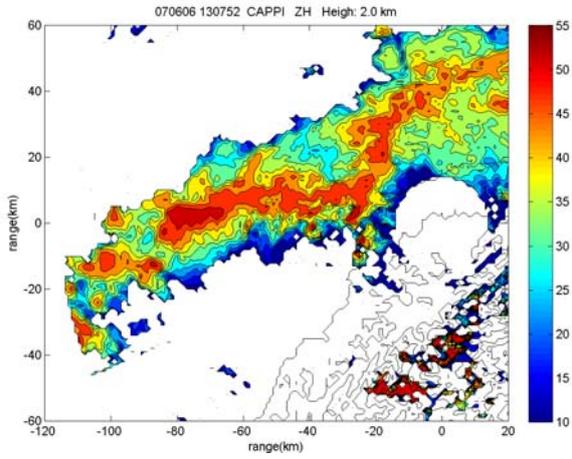
1255 UTC



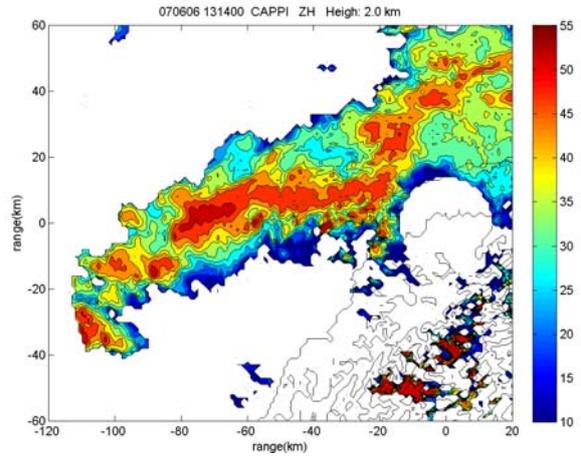
1301 UTC



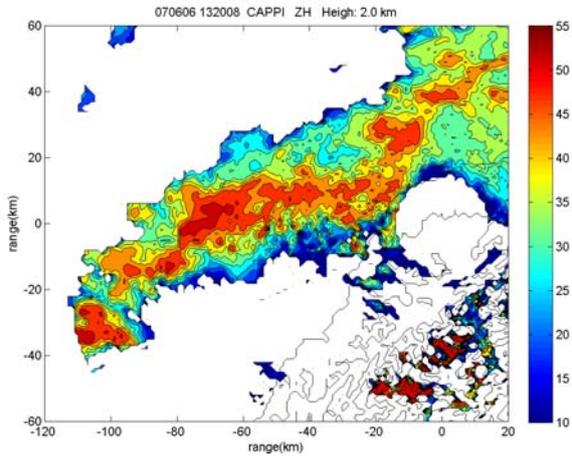
### 1307 UTC



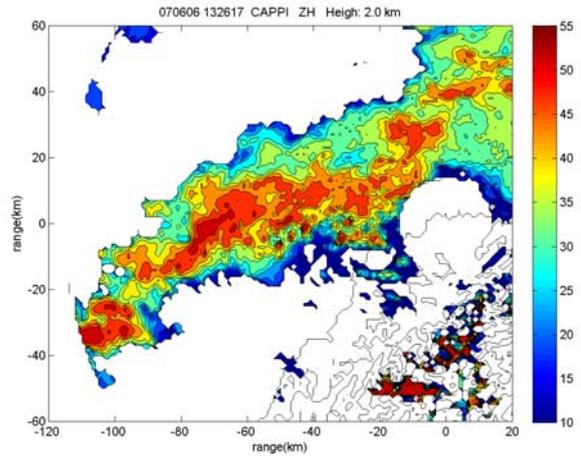
### 1314 UTC



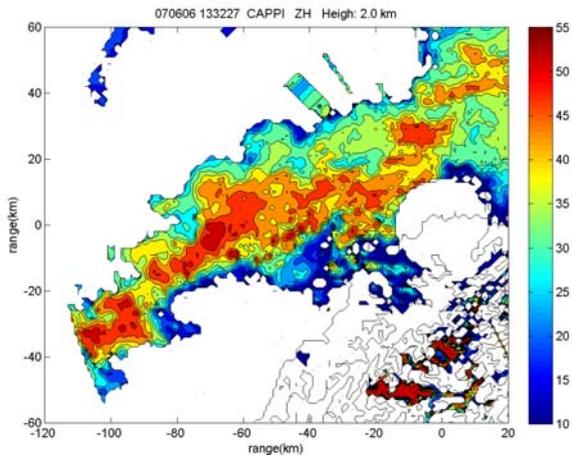
### 1320 UTC



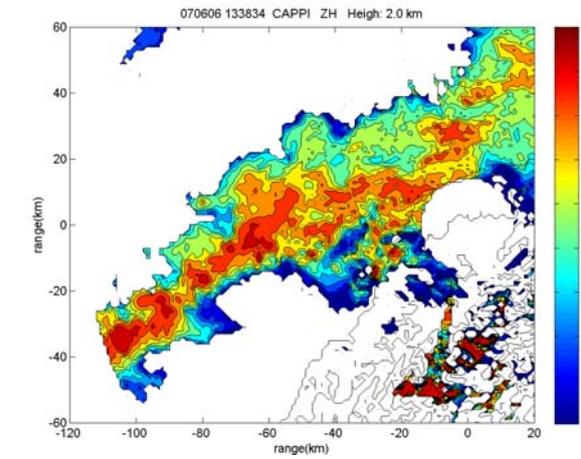
### 1326 UTC



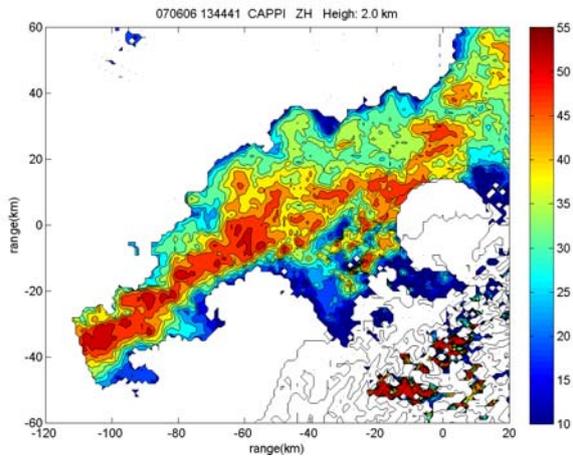
### 1332 UTC



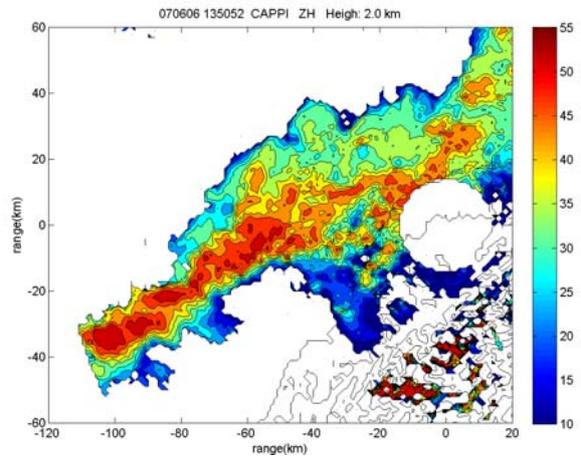
### 1338 UTC



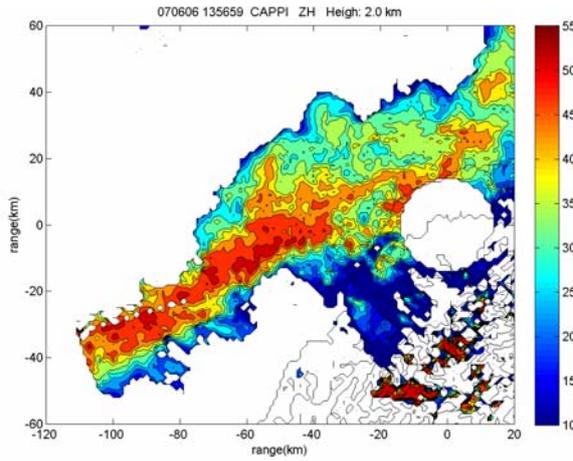
**1344 UTC**



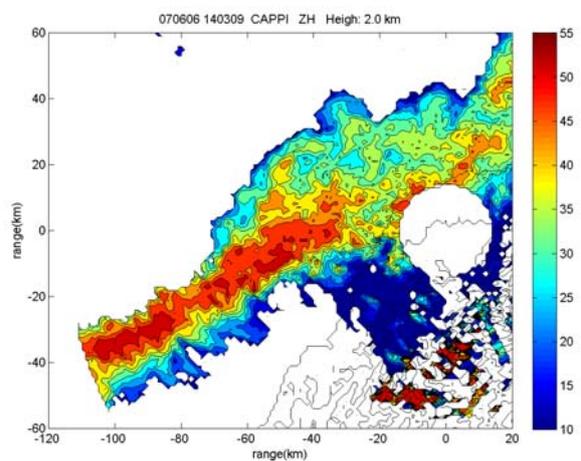
**1350 UTC**



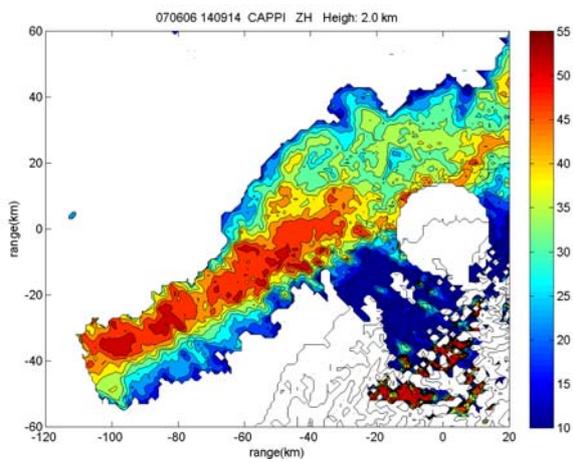
**1356 UTC**



**1403 UTC**



**1409 UTC**



**1415 UTC**

