

長生命期鋒面雨帶之研究(一)： 軌跡分析與熱動力結構

楊淑蓉 陳台琦 林沛練
國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十四年四月十八日收稿；中華民國八十五年三月三日定稿)

摘 要

在梅雨期間常有長達十數小時之降水系統發生在鋒面附近，而維持雨帶長生命期之機制迄今尚未完全明瞭，對 IOP # 13 而言，此個案在其長達二十幾小時的生命史中，分別於台灣的中、南部地區形成了三個累積雨量高達 200 mm/day 以上的大降雨區。此緩慢移動的雨帶系統其長生命期的特徵與生命史的演化，皆與快速移動之颱風、雷雨系統等不盡相同，而且該個案之天氣條件與一般認知之梅雨鋒面大不相同，是梅雨期中較特殊之案例。

由持續近兩小時之回波結構演化和合成風場分析證明，此系統隨時間變化很小，動力結構十分穩定。除了在最底層有微弱之鋒面輻合外，此系統之西北緣和一般颱風之對流區結構相同，而此系統之東南側和颱風之層狀區類似。即低層之西風入流及西南入流相遇輻合所形成之風切線位於主要降水區之西北緣，中高層之低壓及低層之高壓所產生之氣壓梯度力可持續引領主要來自西側及西南角之暖濕空氣，維持上沖流之強度及位置，而中高層之垂直風切可保持此傾斜之上沖流和下沈氣流及強回波區在三維空間上錯開，而有利於系統之持續發展。

以上之結構由氣塊軌跡以及熱動力反求結果可以得到印證，所以 IOP # 13 的雨帶內部運動結構雖與一般常見之鋒面雨帶上沖流位置配置十分不同，但在環境與內部熱動力條件配合良好下，仍可維持極長之生命期。至於此雨帶系統氣壓配置之動力機制及移動方式將於第二部份中討論。

關鍵詞：臺灣中尺度實驗、梅雨鋒面、鋒面雨帶、軌跡分析

一、前 言

每年五、六、七月於華南、華中、日本及台灣地區出現之梅雨鋒面，其所伴隨的中尺度對流系統常引發豪雨，對台灣地區造成嚴重災害。而豪雨的發生往往與梅雨鋒面、低層噴流、中尺

度低壓及地形效應等均有密切相關，TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment) 計畫的施行，即為能進一步瞭解台灣地區的梅雨現象。本研究即選取TAMEX期間IOP# 13個案的密集觀測資料進行分析，探討中尺度對流系統之運動及內部之動力結構。

本文選取個案為發生於1987年6月24日2200 LST ~ 6月25日2300LST IOP#13期間一 meso- β 尺度呈東西走向且由北往南緩慢移動之雨帶，此個案於台灣中部有十小時累積雨量達174mm之豪雨記錄。此緩慢移動且長生命期之雨帶，引發了許多學者的研究興趣，對此個案過去雖有幾個抽樣時間之研究，但是這些研究卻提出不同之長生命期雨帶發展的概念模式，因此本文希望能透過連續時間的回波結構演化、空氣塊軌跡及熱、動力場的分析來探討維持長生命期個案之機制，並進而對先前一些研究結果提出驗證及一些新的看法。

Maddox et al. (1979) 描述與豪雨 (flush floods) 發生前有關的綜觀環境型態，指出在Rockies的東側由於綜觀環境、鋒面及中尺度高壓的作用，將會影響雲的聚集及成長，而使豪雨發生。對於近乎滯留或緩慢移動而由多個中尺度對流系統 (MCSs) 所組成的雨帶系統而言，由於其中的MCS常會重覆的經過相同區域故可造成劇烈降水或豪雨。由Merritt and Fritsch (1984) 和Chappel (1986) 對此種發生豪雨的降水系統所進行的研究指出，整個降水系統的移動係被兩個因素所控制，一為構成降水系統之對流胞的平均移動速度。另一則為鄰近降水系統由對流胞的新生所產生的傳播速度。在此二速度分量的作用下，當二者移動方向相反且相互抵消時，便會導致呈近乎穩定狀態的降水系統結構，因而會有區域性的豪雨發生。

綜觀諸多學者對IOP#13個案的研究結果如下，Lin et al. (1989) 及葉 (1990) 以回波演化及都卜勒風場來看整個雨帶的生命史指出當對流胞之回波與風場顯現三維結構時，可維持較長的生命期，並伴隨有深對流發生。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，低層梅雨鋒受地形強迫作用與台灣上空提供高層強大的輻散，均為不可或缺之要素。他們也特別強調於主要雨帶西面中低層入流之重要性。

Jou and Deng (1992) 則以CAA與CP4雙都卜勒雷達資料分析24日雨帶系統未移近台灣陸地時低層噴流 (LLJ) 在對流激發和維持上所扮演的角色。他們的分析結果指出對流雨帶之前於一公里高度有大於20 m/s的西南LLJ存在。此LLJ在進入對流降水區時速度減弱，此減速的氣流結構，產生集中的暖濕空氣輻合，此輻合將有利於新對流系統的形成和維持。

美國聖路易大學Lin et al. (1992) 對同一個案，使用雙都卜勒雷達資料分析25日0653、0700LST時鋒前對流雨帶之運動結構，其分析範圍以整個雨帶西南方之入流區為主（如圖1中實線框所示）。結果指出一與對流雨帶平行之LLJ於低層盛行，此LLJ有助於低層鋒面輻合之作用，而出現於中、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。鋒前下沉氣流至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，故產生近似穩定的降水系統，而於台灣中部造成大量的降水。

由以上各種比較可知，Jou and Deng(1992)強調LLJ的重要性、美國聖路易大學Lin et al.(1992)則著重於雨帶系統西南方新胞生成、併入對系統維持的重要性，而中央大學Lin et al.(1989)則認為除西南方外由系統西側入流之西風可持續上升形成供給系統發展的要素之一，並且強調地形作用及上升氣流與主要降水區錯開的結構是雨帶長生命的重要因素。

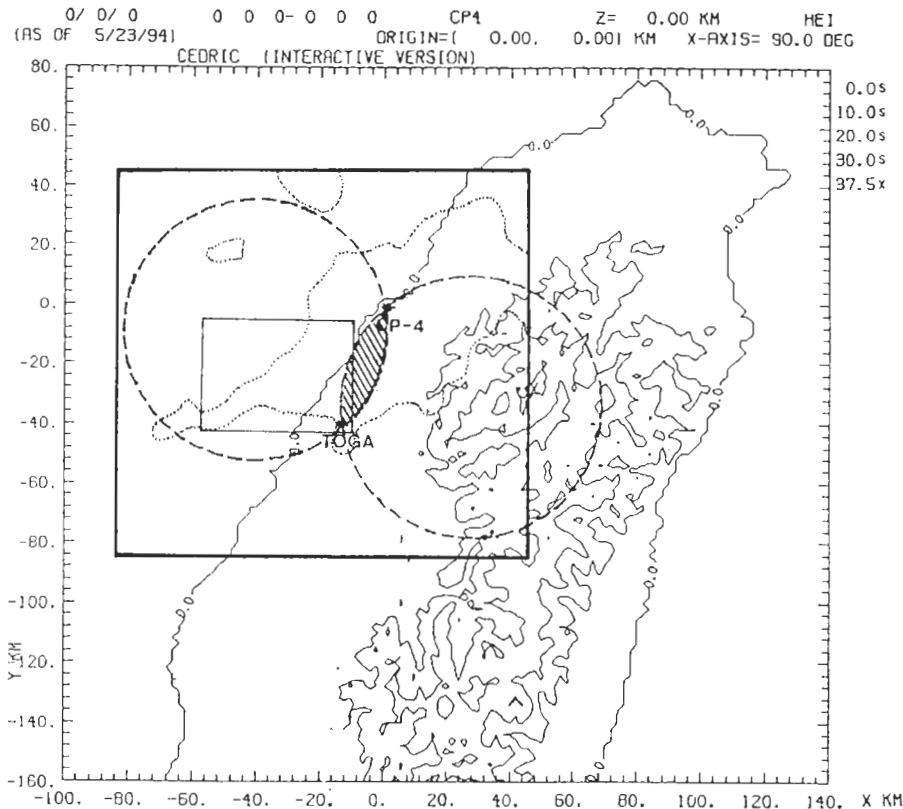


圖1 CP-4、TOGA 二雷達分佈圖。圖中粗實線為本文分析所涵蓋的範圍大小，細實線為 Lin et al.(1992) 所分析範圍。圖中點線為於 0653 LST 時回波強度大於 20dBZ 之回波涵蓋範圍，虛線為做雙都卜勒雷達合成風場時利於合成之區域，斜線則為不利合成之範圍。

對 IOP#13 個案而言，在其長達二十幾小時的生命史中，於 0600 LST - 0900 LST 期間降水回波在台灣地區幾呈滯留狀態，並且伴隨明顯的回波旋轉現象，故本文以此段為主要的研究時間，另一方面因此雨帶的發展範圍甚廣，因此我們所選取的分析範圍亦有別於先前幾位學者。此即將範圍擴大，使其能涵蓋整個雨帶系統的分佈，且將重點放在探討整個雨帶系統的維持及發展機制上。

另一方面，由於前述研究所分析時間皆不長，故本文目的除希望突破資料收集、編輯和分析上的問題，對多個連續時間的雷達資料進行回波統計、和熱、動力場的分析外，且盼藉由長時間氣塊軌跡的分析對上述 Jou and Deng (1992) 和 Lin et al. (1989) 所提出有利於新胞生成和對流系統維持上之不同說法加以驗證其系統內部上升氣流之主要來源或提出不同的看法。

本文第二部份將分述資料來源及分析方法，第三部份則對綜觀天氣背景條件做簡單的描述，第四部份為分析結果討論，將從 CP-4 雷達所測得之連續時間的回波結構說明雨帶的特徵，並在完整的三維風場下做一些動力場的分析與比較。另一方面亦對系統內部各胞間的消長和氣塊的軌跡分析進行研究討論，最後結合動力場與運動場的特性，對此雨帶系統長生命的機制提出看法。第五部份則為結論與未來展望。

二、資料來源與分析方法

本文所取用的資料為 TAMEX 期間 IOP#13 的密集觀測資料，主要為綜觀環境觀測資料和分別位於外埔海灘及清泉崗的 CP-4 和 TOGA 都卜勒雷達資料。綜觀環境觀測資料包括高解析度的單站探空資料，及日本 GMS 每小時紅外線衛星資料及傳統的天氣圖。

CP-4 及 TOGA 都卜勒雷達，其分佈位置和雷達特徵分別如圖 1 和表一所示。圖 1 中粗實線所表示的為本文所選取涵蓋整個系統的分析範圍大小。於水平方向取 130KM，網格間距 2KM，垂直方向則取 15 層，由 1 至 15 KM 高度，網格間距 1KM。分析時間由 6/25 0653 LST ~ 0859 LST。於分析範圍中以 CP-4 為原點，TOGA 位置則於 (-14.7, -41.3, 0.2) KM 座標處。於圖 1 中，斜線所劃區域，為處理雙都卜勒合成風場時，不利於合成區域。但因此區域亦為主要強回波所在位置，故為取得此處完整的三維風場資料，所以在處理此處風場時，以 VVP 單都卜勒測風技術推得之二維風場資料補入，以彌補此處的缺陷，補入過程如圖 2 所示。至於雙都卜勒風場的合成方法及垂直速度的求法，與 VVP 單都卜勒測風技術，可見附錄 A 和 B。

由於合成風場計算上甚為費時，故此只對 0657，0703，0710，0728 (LST) 四個時間進行三維風場的合成計算，對 CP-4 和 TOGA 二雷達所用來合成風場的時間如表二所示。而在完整的三維風場下所做的空氣塊軌跡線及熱、動力場的分析亦以此四個時間為準。對氣塊軌跡線的求法，本文採用改良式尤拉計算法，可見附錄 C。

本文對 CP-4 及 TOGA 兩個都普勒雷達觀測資料的處理，主要以 NCAR 所提供的 CEDRIC 雷達處理軟體來進行繁雜的資料編輯、計算等工作。對於熱、動力場而言，由於雷達無法直接測量，故此為利用 CEDRIC 所得之三維風場再加上密度的時間序列，並配合上某些物理限制，以 Gal-Chen (1978) 所提出的方法來反求壓力及溫度之擾動變化量。

三、綜觀環境條件

由於早期其它學者的研究對 IOP#13 個案之綜觀環境及背景條件，皆已做過詳細的分析 (Lin et al., 1992; Jou and Deng, 1990)，因此本文將重點放在多時間的雙都卜勒雷達資料分析上，此節則只概略描述在整個系統發展過程中的一些綜觀環境的背景條件。

IOP#13 不同於其它 TAMEX 個案，在梅雨期間亦為相當特殊的案例，其所帶來的豪雨，台中測站有十小時累積雨量達 175mm 的記錄，且整個雨帶系統可維持將近二十小時以上。這顯示綜觀環境對此長生命期雨帶應有重要維持或加強的作用存在。

若由天氣圖上看，如圖 (3.A~3.C) 所示為 6 月 24 日 2000LST 時之低層大氣和高空天氣圖。於 850mb 高空天氣圖，低氣壓位於日本南方海面，低壓帶由日本經台灣持續往南延伸，此時台灣附近以西南風為主帶來暖濕空氣，在台灣北部地區，此強風速可達 15 m/s，而此強風速的產生可能如 Chen (1991) 所提出的看法，即西南氣流受中央山脈影響而產生的分流現象對台灣西北部的西南氣流增強的結果。此外台灣西北方，大陸沿海地區則以西北風為主。再以 500mb 天氣圖來看 (圖 3.B)，可見此時台灣附近，皆以槽後的西北風為主，這種豪雨發生區域位於

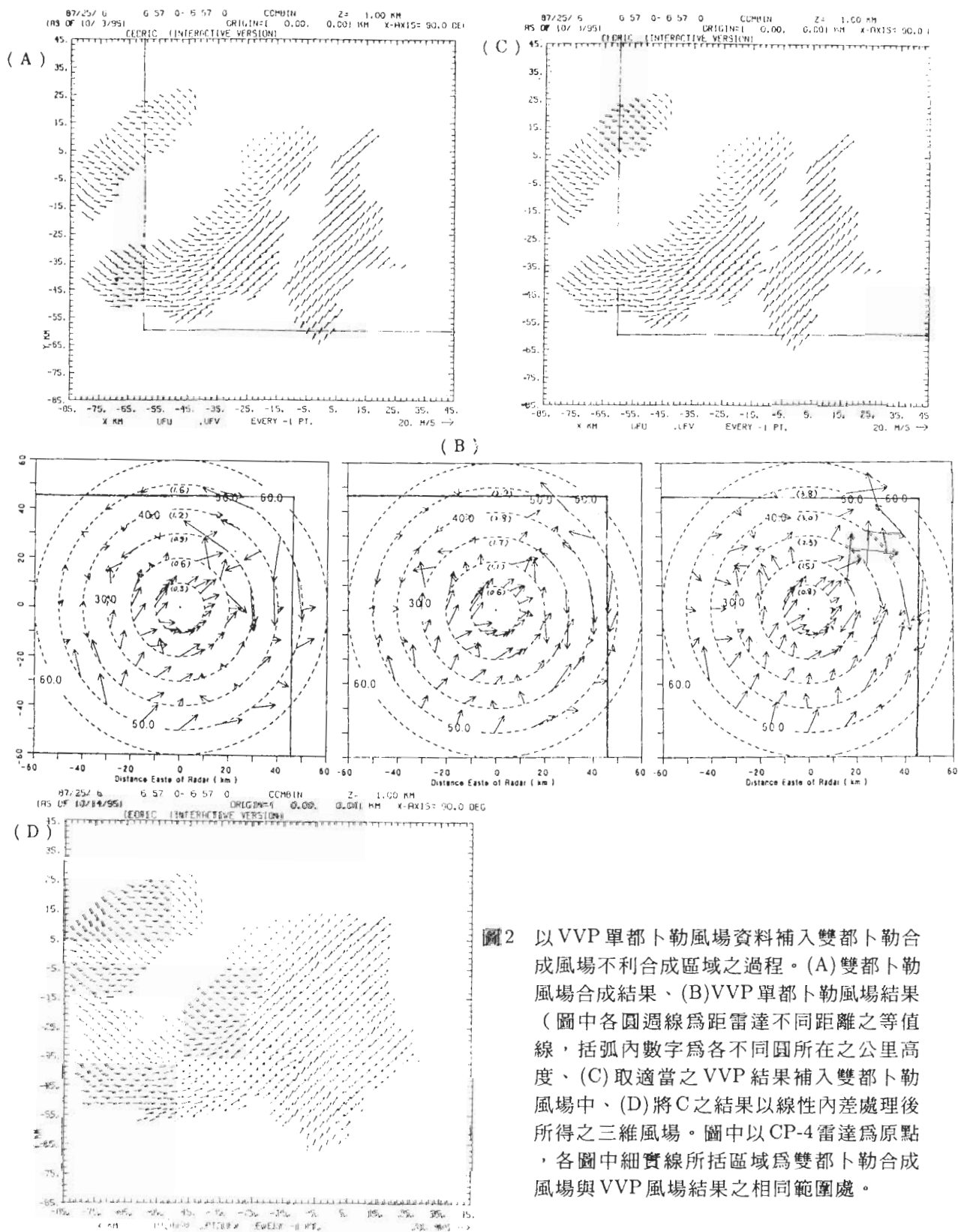


圖2 以VVP單都卜勒風場資料補入雙都卜勒合成風場不利合成區域之過程。(A)雙都卜勒風場合成結果、(B)VVP單都卜勒風場結果(圖中各圓週線為距雷達不同距離之等值線,括弧內數字為各不同圓所在之公里高度)、(C)取適當之VVP結果補入雙都卜勒風場中、(D)將C之結果以線性內差處理後所得之三維風場。圖中以CP-4雷達為原點,各圖中細實線所括區域為雙都卜勒合成風場與VVP風場結果之相同範圍處。

500mb 主槽後的綜觀環境條件和一般梅雨季豪雨經常出現在槽前的狀況相當不同。而至200mb 層，則以西北西風為主，且於台灣上空有一分流的存在。對鋒面前後的環境條件而言，由Jou and Deng (1990) 分析24日1200LST 各探空資料可知(圖4)，地面鋒面以東存在局部的低層暖濕西南噴流，鋒後的冷乾空氣則侷限於近地面1km厚度以下，至於850mb以上之結果又與低層不同，此時鋒後西來氣流明顯的較鋒前的西南氣流來得暖濕。

綜合來說，IOP#13的環境條件對低層而言，有一輻合舉升的作用，至高層輻散，再加上垂直風切呈一順轉的型態，故可提供對流雨帶和中尺度對流系統發展的有利條件。

表一 CP-4、TOGA 雷達特徵。

CHARACTERISTICS OF THE CP-4 AND TOGA RADARS		
Characteristics	CP-4	TOGA
Wavelength (cm)	5.94	5.38
Peak power (kW)	400	250
PRF (Hz)	1,250	1,250
Beamwidth (deg)	1.02	1.6
Number of samples (pluses)	64	64
Pulse length (m)	150	300
Maximum velocity (ms)	+17.16	+16.81
Maximum range (km)	120	120
Minimum detectable reflectivity (dBZ)	-16	-12

表二 CP-4、TOGA 二雷達資料所用來合成風場之時間表。

1987/6/25

資料起始時間(LST)		資料合成時間(LST)
CP-4 雷達	TOGA 雷達	
0653	0653	0657
0700	0700	0703
0706	0708	0710
0712	0716	0717
0725	0724	0728

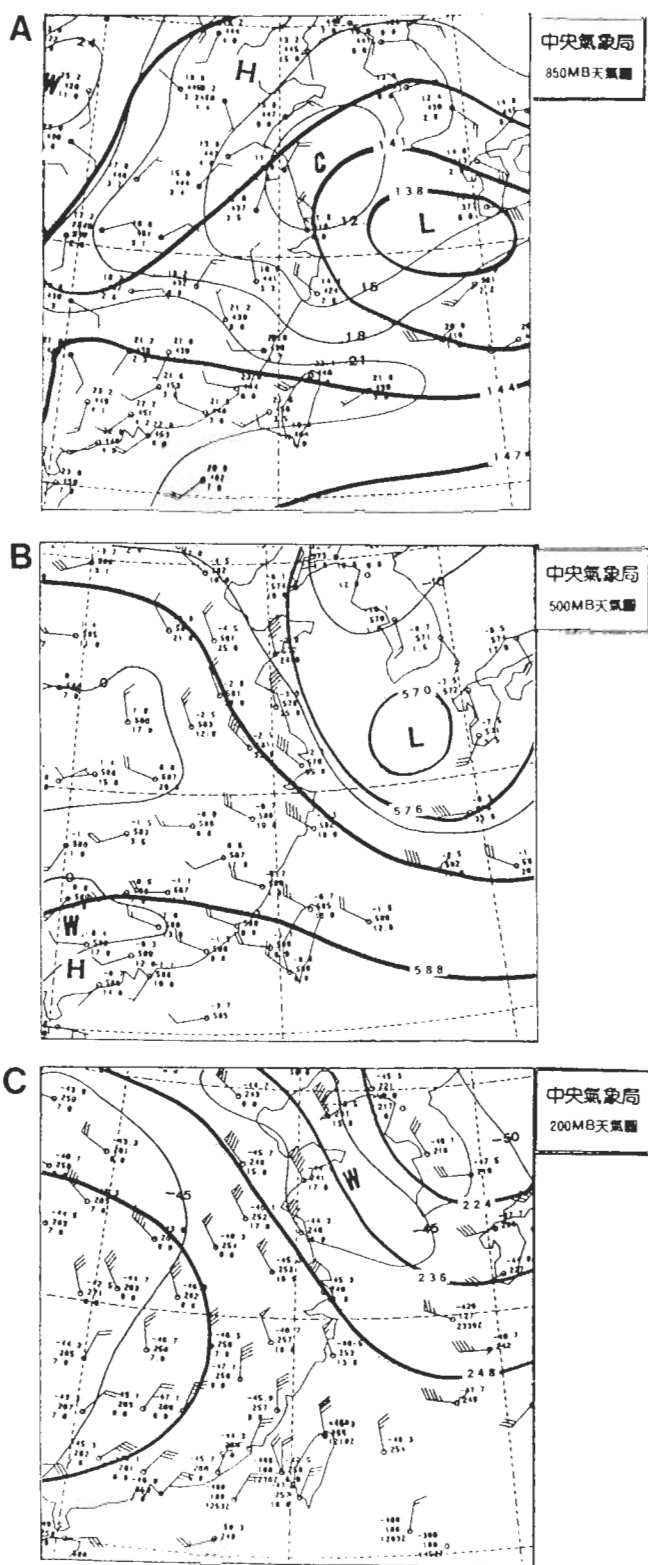


圖3 1987年6月24日1200 UTC 低層大氣至高空天氣圖，A為於850mb、B為於500mb、C為於200mb。

由單站探空資料分析可以清楚顯示此雨帶系統發生前後的大氣環境特性，如圖5為板橋測站於6月24日1200 UTC和6月25日0000 UTC之探空資料結果，圖中所示為所測得之位溫、相當位溫及飽和相當位溫於整個空氣層中的分佈情形。此圖清楚顯示，對流發生前大氣處於不穩定的狀態，自由對流面（LFC）高度約於850mb處，而對流發生後則為飽和及中性環境。這種熱力結構配合都卜勒雷達觀測所得到的垂直速度並不是很大，但對流卻可發展的很高（Lin et al., 1989）之特性，可以推斷此中尺度對流系統（MCS）的發展並非僅與低層輻合作用有關，高層北支噴流出口區位於台灣上空提供良好的輻散區及由環境風場所提供垂直風切之配合在其發展動力上應有很大的幫助。

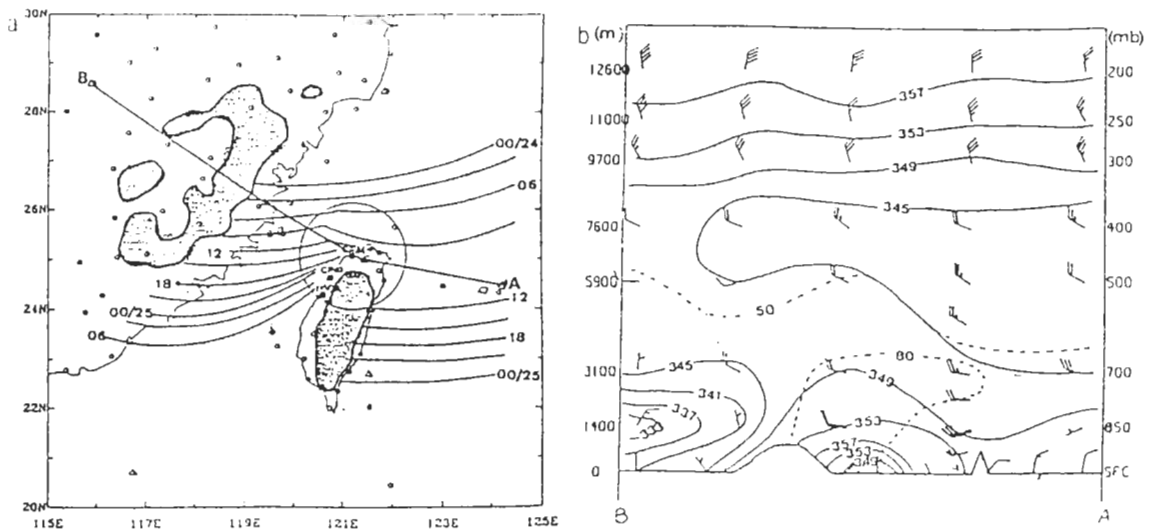


圖4 摘自Jou and Deng(1990)，切AB方向剖面之相當位溫(實線)垂直剖面圖

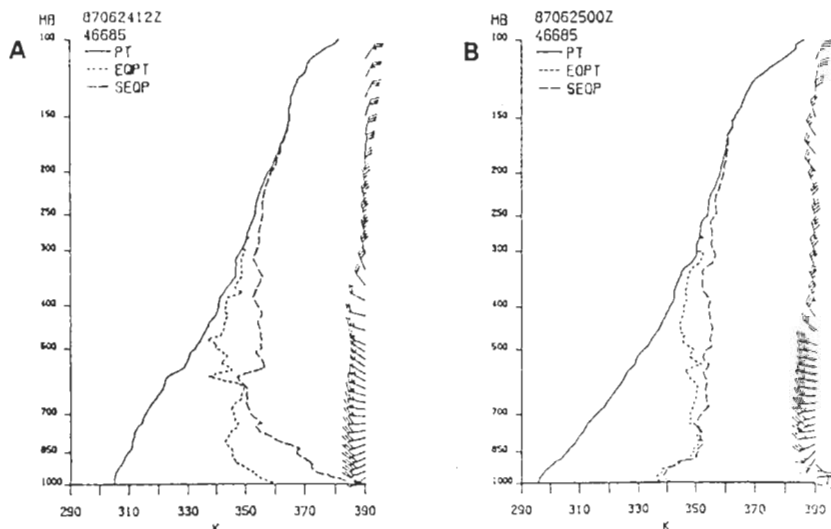


圖5 板橋探空測站之位溫(實線)、相當位溫(短虛線)、飽和相當位溫(長一短虛線)圖。(A)1987年6月24日1200LST(2000LST)、(B)1987年6月25日0000Z(0800LST)。

四、雨帶回波結構與內部熱動力特性之分析

(一) 回波結構分析

a. 回波水平結構演化

對整個雨帶系統的回波結構演化特性而言，可由分析 CP-4 雷達所測於 6 月 25 日 0653 ~ 0843 LST 持續近兩小時間隔約 7 分鐘一組資料的回波場來探討。如圖 6 所示，取間隔約 30 分鐘於 1km 高處的連續時間水平回波圖，大體上可見呈組織性型態的主要雨帶回波多集中於台灣沿岸地區，帶狀回波呈東北-西南走向往南南東方向緩慢移動，整體的回波結構在持續兩小時的時間中型態雖有些變化，但回波強度變化不大。主回波（圖 6 中 A 胞所在位置）的東側因地形作用將系統阻擋於山前而無法持續往東發展，並於迎風面上可見一些強回波（如圖 6 中 B、D 胞）的存在，且由連續的回波變化我們可以清楚看到在此雨帶系統的西南端似不斷的有一些小對流胞生成（如圖 6 中所示之 C 胞），然後向東北移動併入主對流胞。

另一方面由持續近兩小時的水平回波圖中亦可注意到，於 0701LST 時出現在主要雨帶回波西北側台灣海峽上的另一較弱雨帶，在往後的時間中以近 11m/s 的速度加速移進主回波區。0830LST 時整個雨帶結構因此雨帶的併入而導致整個系統增強但是呈較零散的回波分佈型態，此一零散的回波型態到了 0859LST 時則又見其重新組織起來與早期的回波型態相類似。在我們所分析的時間中，由整個雨帶系統的回波型態演變來看，可見除由西南方併入主對流胞的小對流胞外，於主對流胞西側另一新生雨帶的併入對主對流胞的維持和增強之影響，亦不容忽視。對整個系統回波型態而言，其回波強度可發展至 45dBZ 以上，而於主要雨帶的東西兩側各因地形阻擋與後緣雨帶的併入而有較強的水平回波梯度存在。

綜合言之，雖回波型態時有改變，但其回波強度始終可達 45dBZ 以上，且各胞皆存在相當長的時間，並未見其有明顯的此消彼長現象，即對整個回波結構而言，只是不斷的在伸縮擴張，但實際上就整體而言，則未見明顯的改變，故認為此系統應屬一弱演化（weak evolution）之型態。另一方面對整個雨帶系統在此兩小時中的演化關係，可以圖 7 各時間回波強度 30dBZ 隨時間的變化情形來看，圖中清楚顯示整個雨帶系統移動相當緩慢，呈東北-西南走向的回波結構以平均移動速度約 3m/s 往南南東方向移動，東側則因地形的阻擋而無法持續發展，致使回波帶主要集中於台灣西側沿岸地區，因而導致台灣中、南部地區大量的降水。

另外對不同高度層的回波型態而言，各個時間分析結果差異不大，故此只對 0706 LST 時，分別在 1、3、5、7 和 9 km 不同高度層所顯現的回波型態進行討論。如圖 8 所示即可見越往高層由於受中高層西北風、高層北風影響，整個回波型態將隨垂直風切往東南延伸。由同一時間回波強度超過 30dBZ 之涵蓋範圍隨高度的變化來看（圖 9），可見於 3km 高處所涵蓋的範圍最廣，而於雨帶的西南側有數個垂直發展可達 5km 高以上的小胞發展，對主回波而言強度高於 30dbz 的回波則可持續發展至 9km 高。

b. 回波垂直結構演化

為了可更清楚的看到整個雨帶系統回波在垂直上的結構發展，我們選擇切過主對流胞之東北-西南、西北-東南兩垂直剖面（如圖 6 之 ab、cd 線段）來看其回波型態隨時間的變化情形

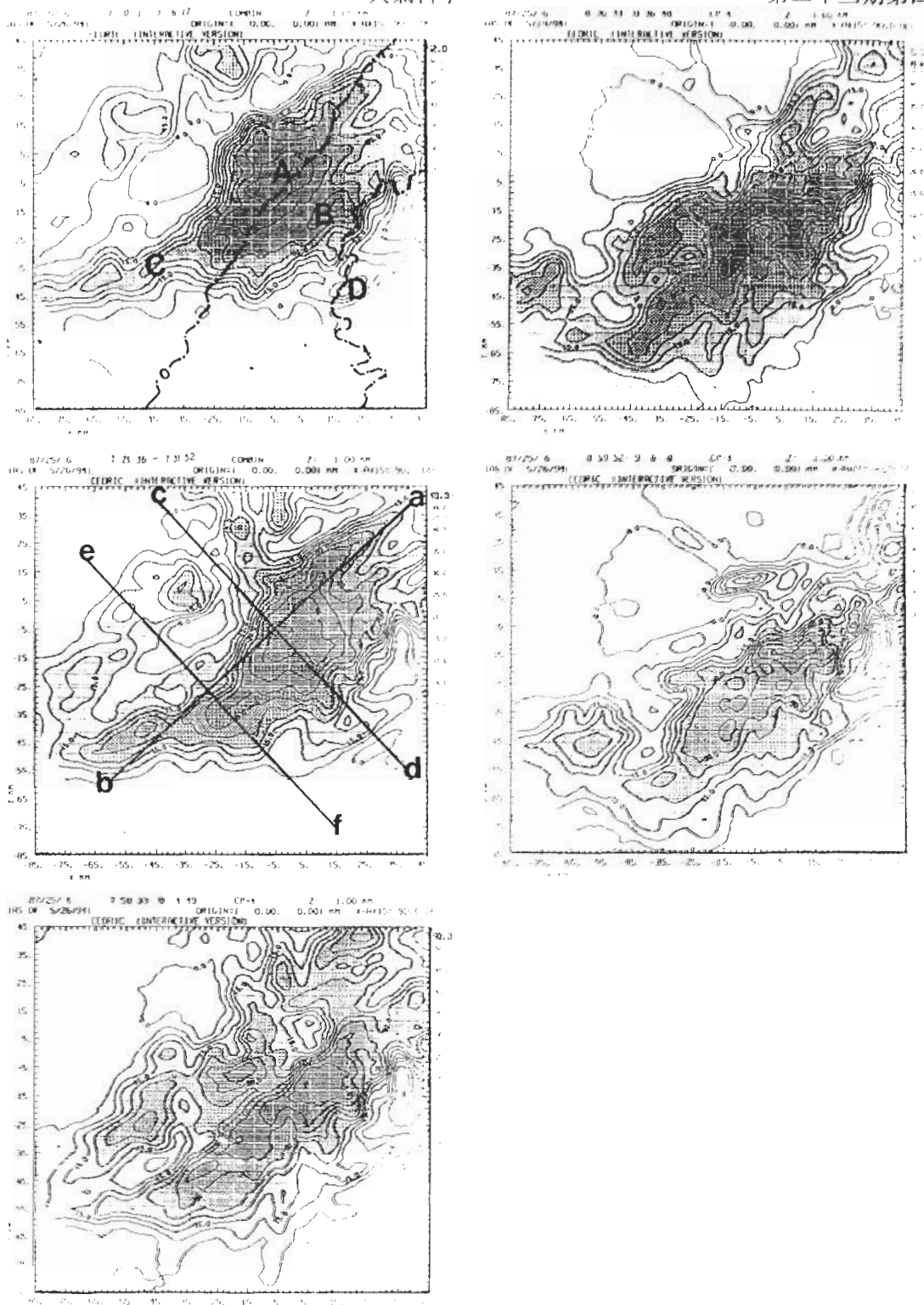


圖6 CP-4雷達所觀測由1987年6月25日0701 LST ~ 0859 LST每隔約30分鐘於一公里高處的5組雷達回波圖(等值線間隔為5dBZ)。點虛線為台灣海岸線與1公里高度之地形線。

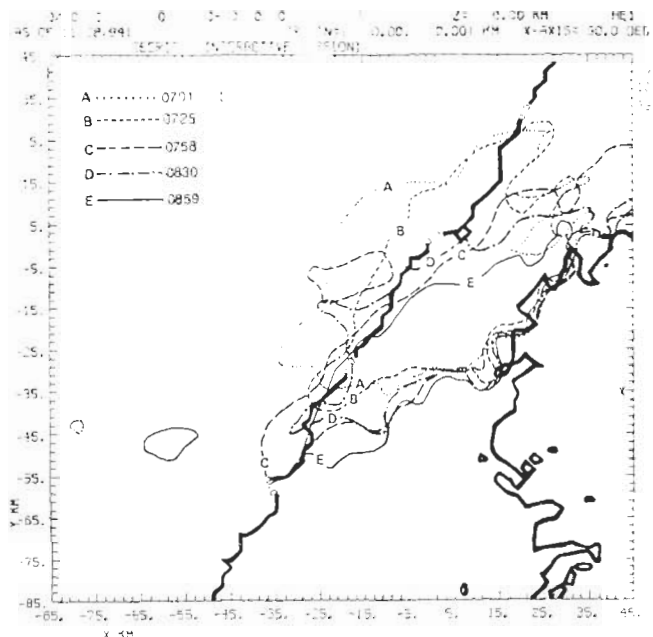


圖7 由0701 LST ~ 0859 LST在不同時間回波強度大於30dBZ所涵蓋的範圍。
圖中粗實線為台灣海岸線與1公里高度之地形線。

，在分析範圍中，取水平網格間距2km，垂直網格間距1km，結果如圖10、圖11所示，。圖10由切東北－西南剖面來看，可見其較具層狀性的結構，於約13km高處，則可見一類似砧雲的突出回波型態。在0653LST-0706LST期間可見強度大於45dBZ之強回波區可延展至約5km高，而於主對流胞（A）處強度達20dBZ之回波，則可發展至14km高以上。至後面時間則由於主對流胞往東南移已逐漸偏離此剖面，故由圖中只見越來越趨緩合之回波結構。

至於切西北－東南的回波剖面分析，圖11可見其回波型態的變化較劇烈，較具對流性之結構，且呈一深對流發展的型態，整個回波結構可持續發展至15km高以上。圖中可見強回波(A)的發展較直立，而於圖中左下角處之B、D胞為受地形作用所形成之對流胞，可見其位置隨時間並無明顯的改變。相反的，於圖中亦可看出，主對流胞後緣由海上移來之雨帶有持續往主對流胞逼近之趨勢，即圖中A右側之回波結構明顯可見其隨時間持續的往A趨近。

仔細分析圖11之結果，可見在主對流胞A的左、右兩側皆有一些小胞存在，對A胞左側的新生胞而言，一方面受到地形的阻擋，另一方面系統持續往東南移故此新胞會被主對流胞所合併，至於A胞右側的新生胞，則在後緣雨帶逼近的壓迫下，會逐漸併入主對流胞中。如此新胞的併入作用，應該也是系統能持續維持的重要機制之一。

由分析時間0653 ~ 0843約長達兩小時之降水回波的水平及垂直型態演變結果，可知此雨帶在持續緩慢的往南移動過程中，強度幾乎沒有什麼減弱。為了進一步探討此長生命期雨帶其幾乎維持穩定的結構，以下將從整個系統之運動和熱、動力場的分析結果來討論此一降水系統維持長生命的內部氣流運動、結構發展以及熱動力的演變特性。

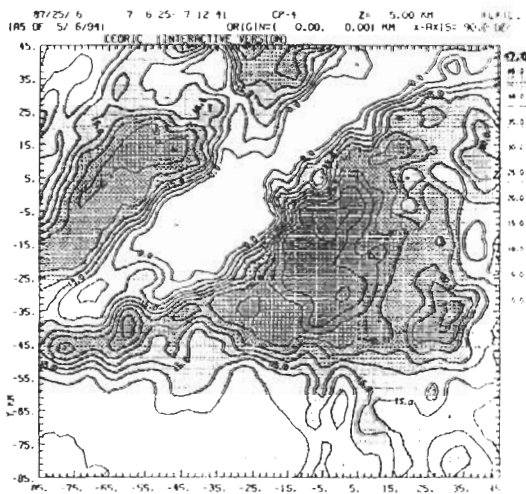
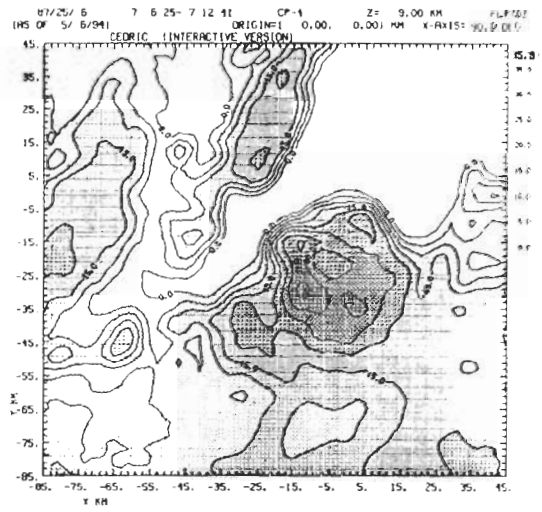
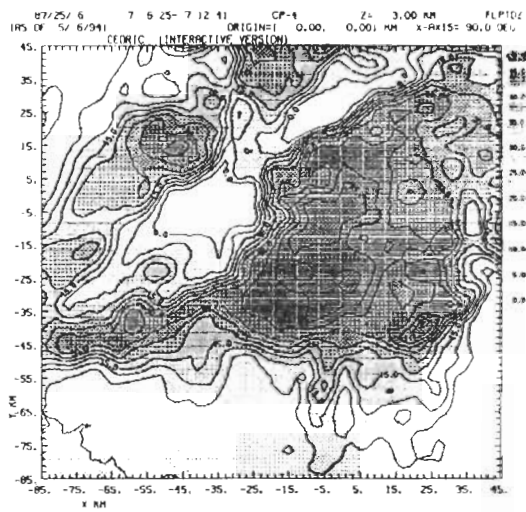
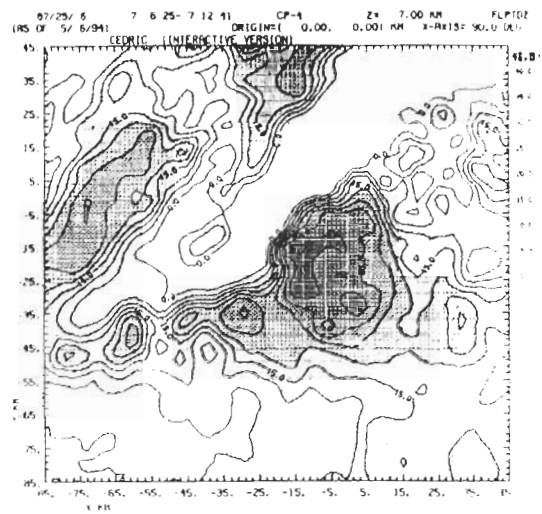
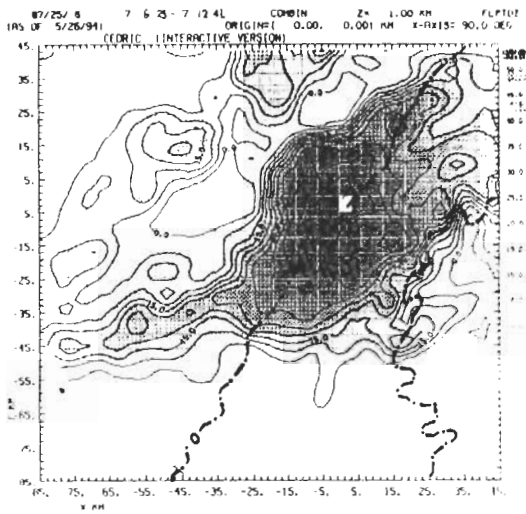


圖8 CP-4雷達所觀測1987年6月25日0706 LST時分別於1、3、5、7、9KM高處之雷達回波圖。等值線間隔為5dBZ，圖中點虛線為台灣海岸線與1公里高度之地形線。

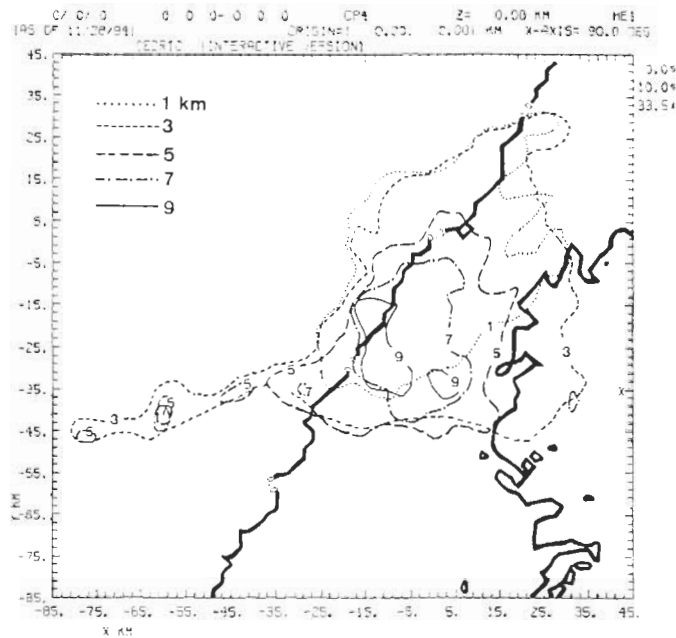


圖9 於0706LST時，在不同高處，回波強度大於30dBZ所涵蓋的範圍。圖中粗實線為台灣海岸線與1公里高度之地形線。

(二)合成風場及反演壓力擾動場、虛雲位溫擾動場之結果分析

a. 水平結構

為了解系統內部之熱動力場結構，故本節將對合成風場、壓力擾動場、和虛雲位溫擾動場間之相關性進行比對與討論。由於所處理時間0657、0703、0710、0728 LST四個時間回波內部之運動與熱動力型態大致相同，故此僅取0710 LST主回波發展最強時在不同高度之分析結果來加以討論，結果如圖12、13、14、15所示。

由不同高度的合成風場可清楚的看出，低層西風、西南風於強回波區的後緣合流造成明顯的風切線，而此風切線隨高度往東南傾斜。至7km高度以上的風場則逐漸以西風及西北風為主，此時已無風切線存在。

圖13.A ~ 13.C，為於3km高度處各場的分析結果。由風場可見西風與西南風相遇形成之風切線，位於主回波西側，但此時已較於1公里高度時稍向東南偏移(圖12)。在分析範圍的東南側和東側由壓力擾動場來看，可見一相對高壓的存在，於此處下降氣流及地形作用應為此高壓產生的要素。而在此高壓的阻擋作用下，將迫使主回波(A)西側之西北風和西風入流減速，與西南風輻合，並配合輻合帶的上升運動區之低壓帶的存在，產生向上之氣壓梯度力。至於虛雲位溫擾動場的反演計算，由於受垂直方向的加速度、壓力擾動梯度力、降水載入和壓力浮仰力等多種機制的影響(計算方法詳見葉，1990)，故位置型態有些許偏移，但基本上仍與各場相配合。即輻合上升運動區會因凝結作用而增溫，下降運動區則因蒸發作用而冷卻降溫。

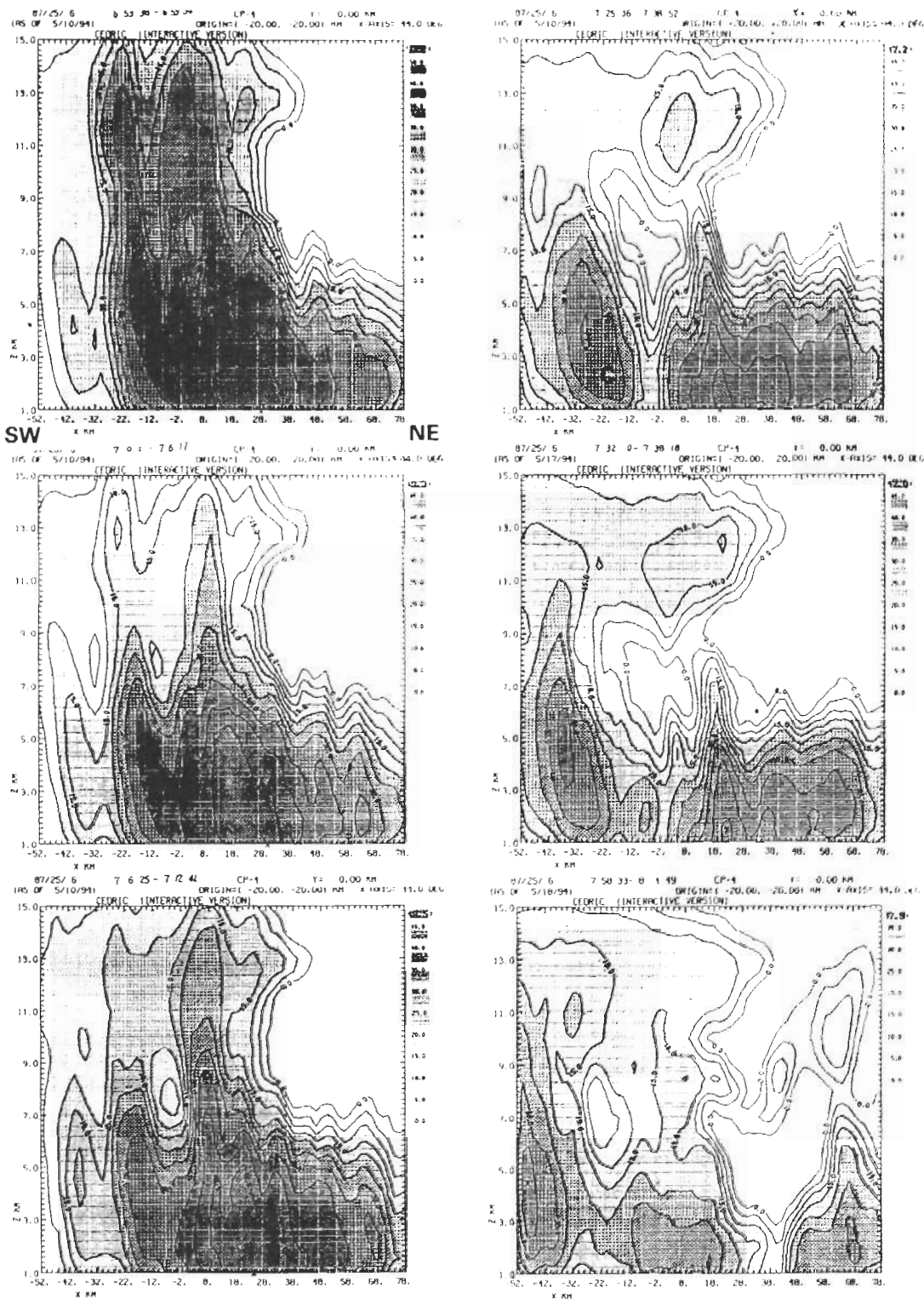


圖 10 CP-4雷達所觀測1987年6月25日0653、0701、0706、0725、0732、0758 LST六個時間如圖(5)中切AB線段之東北—西南剖面回波圖，等值線間隔為5dBZ，垂直方向為由1~15km層。

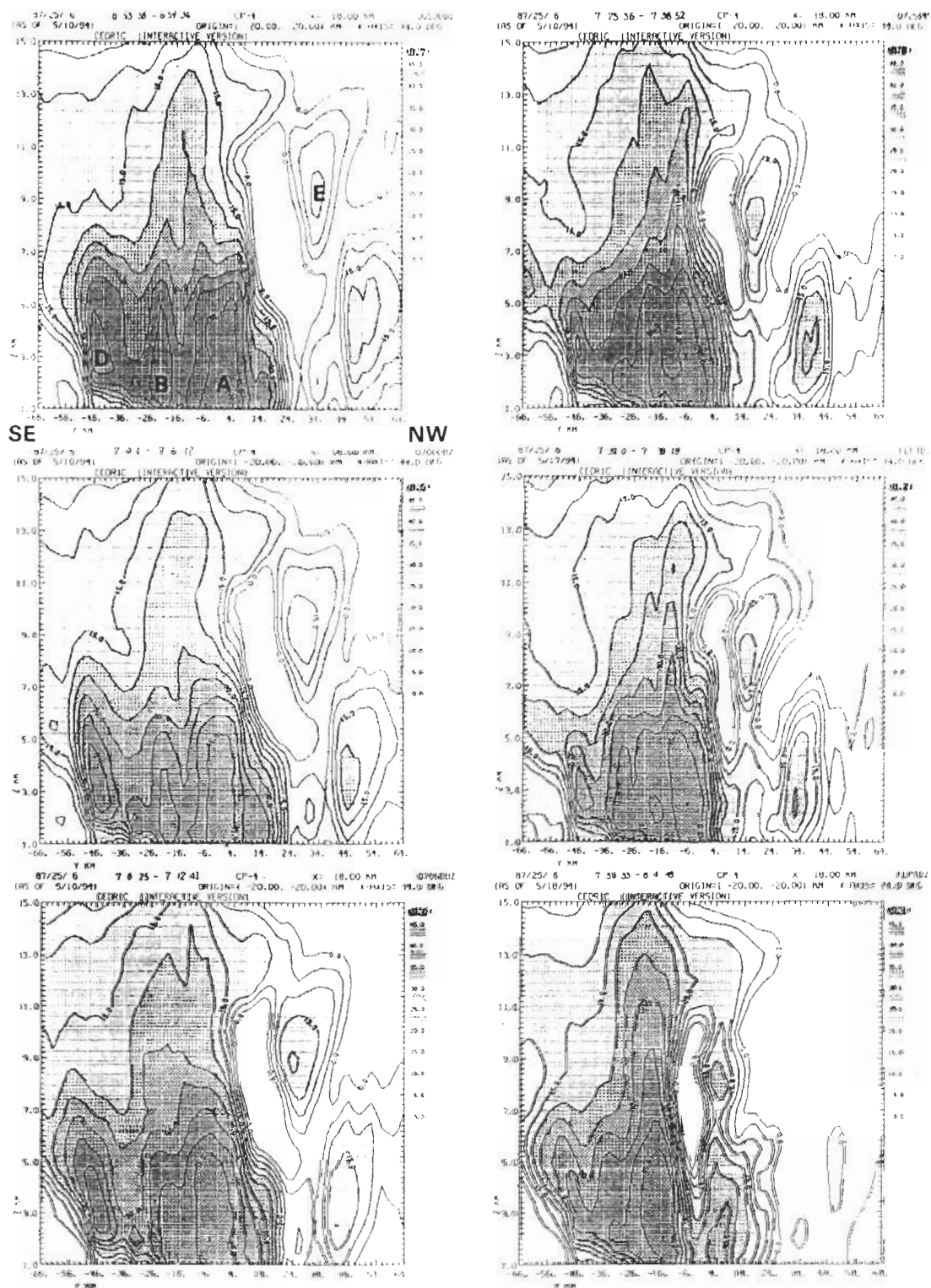


圖 11 CP-4 雷達所觀測 1987 年 6 月 25 日 0653、0701、0706、0725、0732、0758 LST 六個時間如圖 (5) 中切 CD 線段之西北—東南剖面回波圖，等值線間隔為 5dBZ，垂直方向為由 1~15km 層。

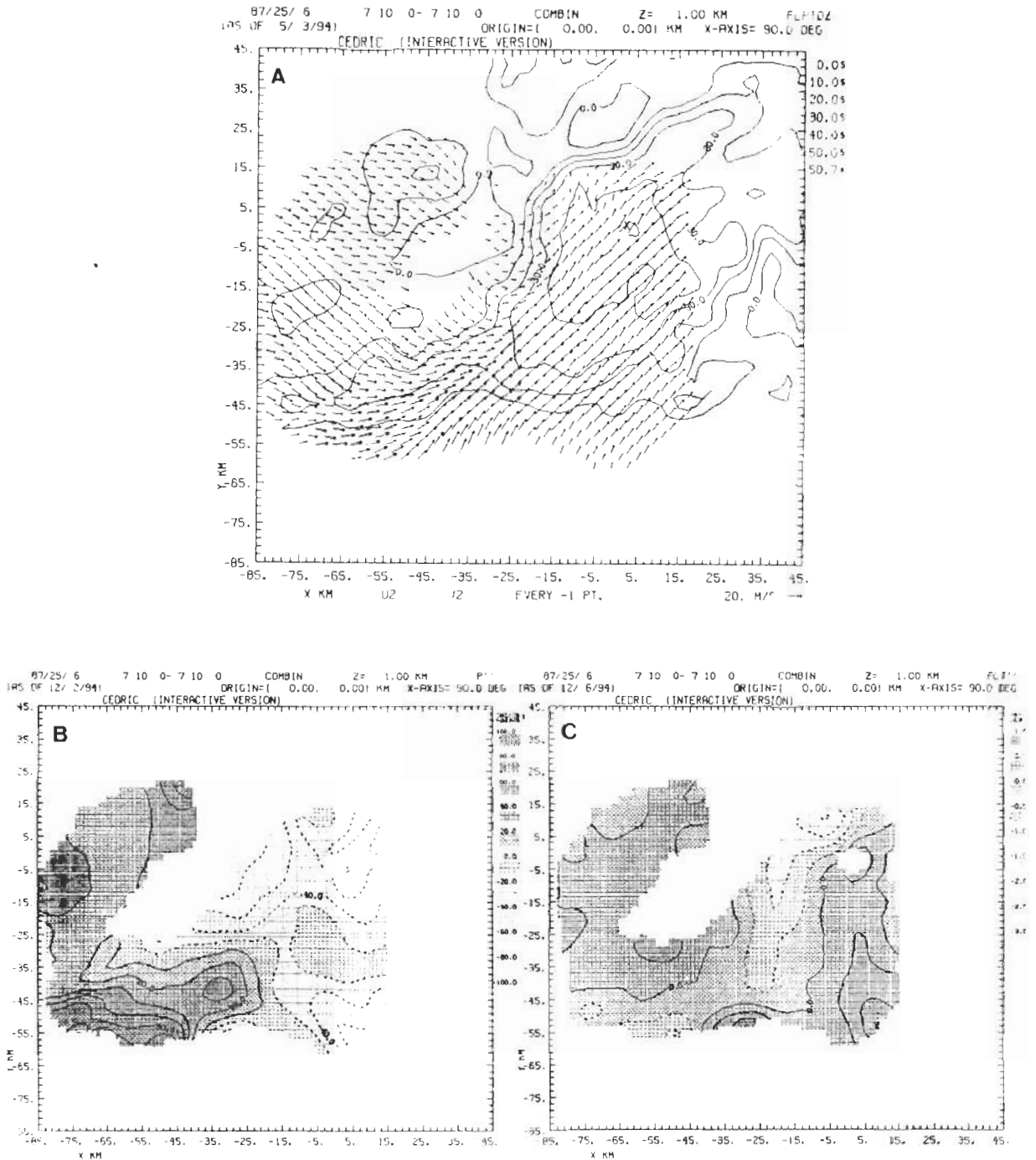


圖12 1987年6月25日0710 LST時於一公里處之(A)水平風場及回波圖(實線為回波強度之等值線,間距為10dBZ)、(B)壓力擾動場(間距10 Pa)、(C)虛雲位溫擾動場(間距 $1^{\circ}K$)。

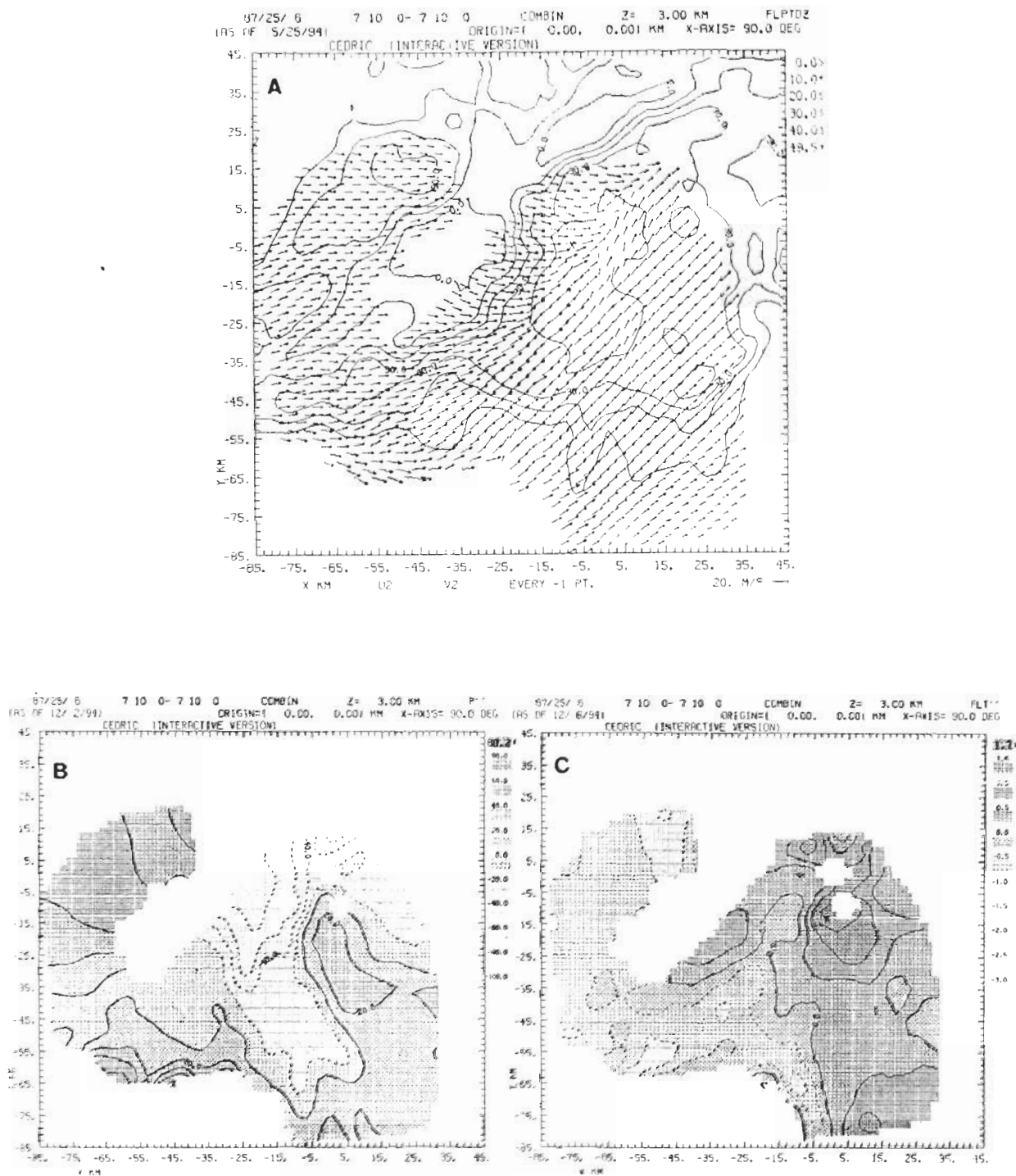


圖 13 1987年6月25日0710 LST時於三公里處之(A)水平風場及回波圖(實線為回波強度之等值線,間距為10dBZ)、(B)壓力擾動場(間距10 Pa)、(C)虛雲位溫擾動場(間距 $1^{\circ}K$)。

5km 高度處各分析場的分佈如圖 14.A ~ 14.C 所示。由風場來看，風切線位置較於 1km 高處已更明顯的往東南移，此層的輻合上升運動區仍與相對低壓槽的位置相配合。於分析範圍右側由地形阻擋作用造成質量累積所形成之相對高壓，其所產生的向左的氣壓梯度力，將導致此處的風往左偏斜，促進主回波（A）處的輻合作用，如圖 14.A 中風場所示。並由虛雲位溫擾動場的反演計算配合高低層之壓力擾動圖，可看出在對流區此兩種氣壓梯度力、浮仰力之合成會產生正的向上加速度而繼續維持上升運動區。此結果在下節的垂直結構中可看得更清楚。

至 9 公里高度層，風場以西北風為主，而於主回波頂處，可見一分流現象出現，此分流的導引作用應有利於上升運動的發展。到了 11 公里高度處，可見此時的風場已轉向以北風為主。

b. 垂直結構

除了分析水平結構在不同高度層的變化外，以下將對固定位置的垂直剖面進行風場、壓力擾動場及虛雲位溫擾動場之分析，如此對整個系統內部的動力結構在垂直方向上演化的關係可更加清楚。

由 0657、0703、0710、0728，四個時間分別從平行風切線之東北—西南，和垂直風切線之西北—東南垂直剖面來看，如圖 6 中所標示之 ab、ef 線段。首先以平行風切線之東北—西南剖面分析結果來看，四個時間之風場變化不大，底層至 3 公里高處以西南風為主，但是大部份形成下降氣流，3 公里至 8 公里高處，A 胞附近之主要上升氣流仍以西風為主，但投影至此剖面有西南風之錯覺，於強回波區明顯之上升運動以 0710 LST 時最為顯著，其最大速度可達 8m/s。而於高層由於環境風以西北風為主，故於此剖面中不易看出，而於 10 公里以上，則以北風為主，故仍可看出其在東北方向上的分量。對壓力擾動場及虛雲位溫擾動場而言，則可見其在此方向剖面上變化較少，屬層狀的結構。

以下則分別對四個時間的熱、動力場進行較詳細的討論：首先於 0657 LST 時（圖 16），由風場來看於強回波區 A 的左右兩側，可見有明顯的上升、下降運動存在。就擾動氣壓場的配置情形而言，由於中高層約 7km 處存在一相對低壓，故可加速引入來自中層的西風，而於分析範圍的左側即 C 胞附近位置（A、B、C、D、四胞位置如圖 6 中所示），因上層有一相對高壓存在，故於此處垂直上升速度無法達到太大，至於圖中 X 方向由 -2 - 18 主對流胞（A 胞）所在處，則因良好的壓力配置，在向上的壓力梯度作用下上升速度有很好的發展。對擾動虛雲位溫場來說，其型態於中層因凝結釋放潛熱故呈一增暖的現象，下層則因降水蒸發而呈冷卻的型態。於中低層雖為負的擾動虛雲位溫即負浮力作用不利上升運動，但由於其值較壓力擾動量來的小，故不影響上升運動的發展。

圖 17 同圖 16，即於 0703 LST 時其壓力場的配置亦有利上升運動的發展，但是在約 C 胞位置的上層，因有風場所形成之相對高壓存在，故不利於 C 胞處上沖流的發展。

至 0710 LST 時（圖 18），由於前兩個時間之壓力擾動場配置皆有利於主胞對流之發展，故於此時其最大上升運動可達約 8m/s。此時壓力場配置較前兩個時間有些微不同，在分析範圍的左側中高層位置約 7-9 公里處有相對高壓存在，此高壓較前兩個時間之相對高壓位置低，故更不利於 C 胞的發展，而在主對流胞位置約於 X 軸 -2 - 18 間，中上層約 7km 處的氣壓擾動場亦顯現一

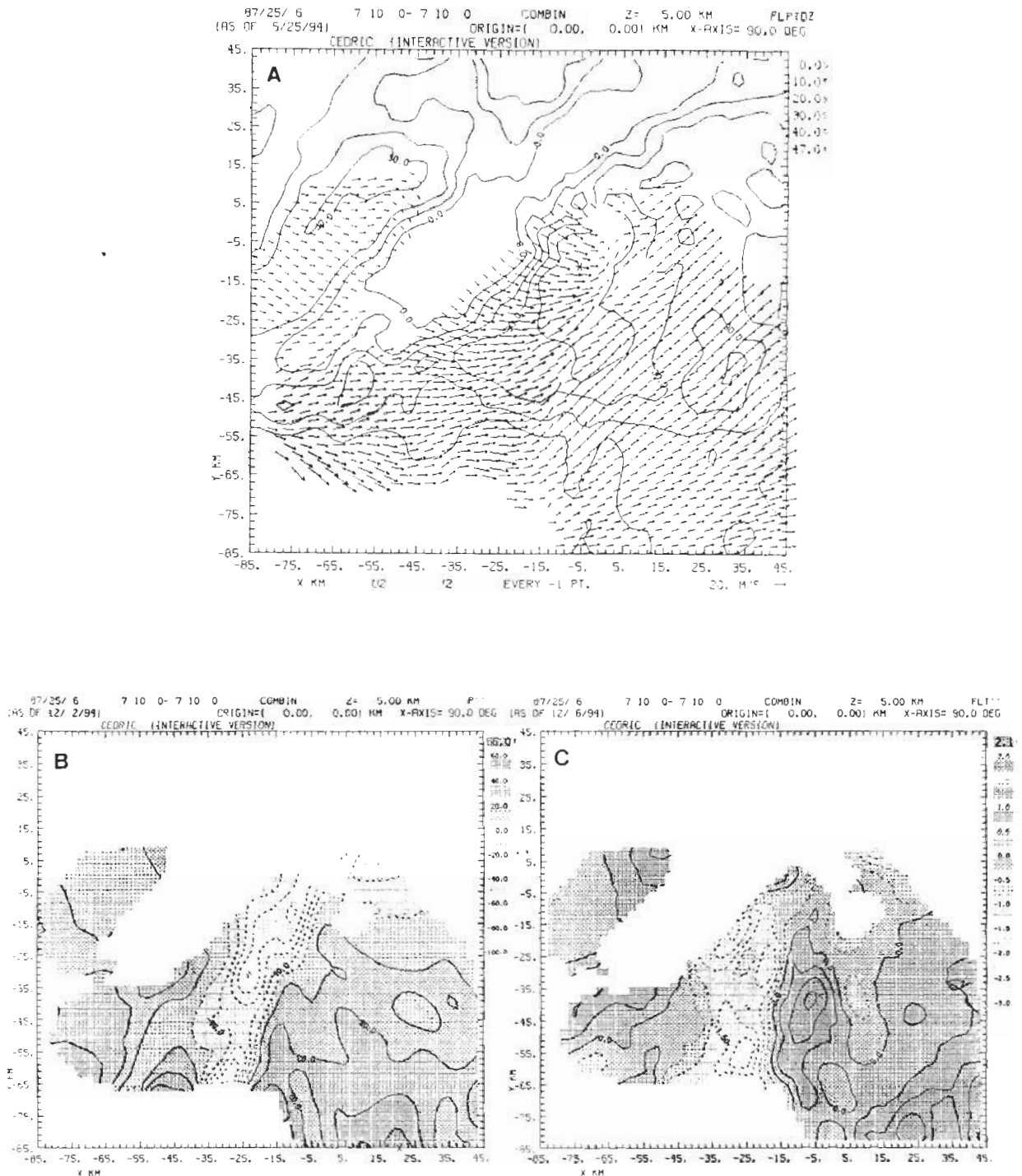


圖14 1987年6月25日0710 LST時於五公里處之(A)水平風場及回波圖(實線為回波強度之等值線, 間距為10dBZ)、(B)壓力擾動場(間距10 Pa)、(C)虛雲位溫擾動場(間距 $1^{\circ}K$)。

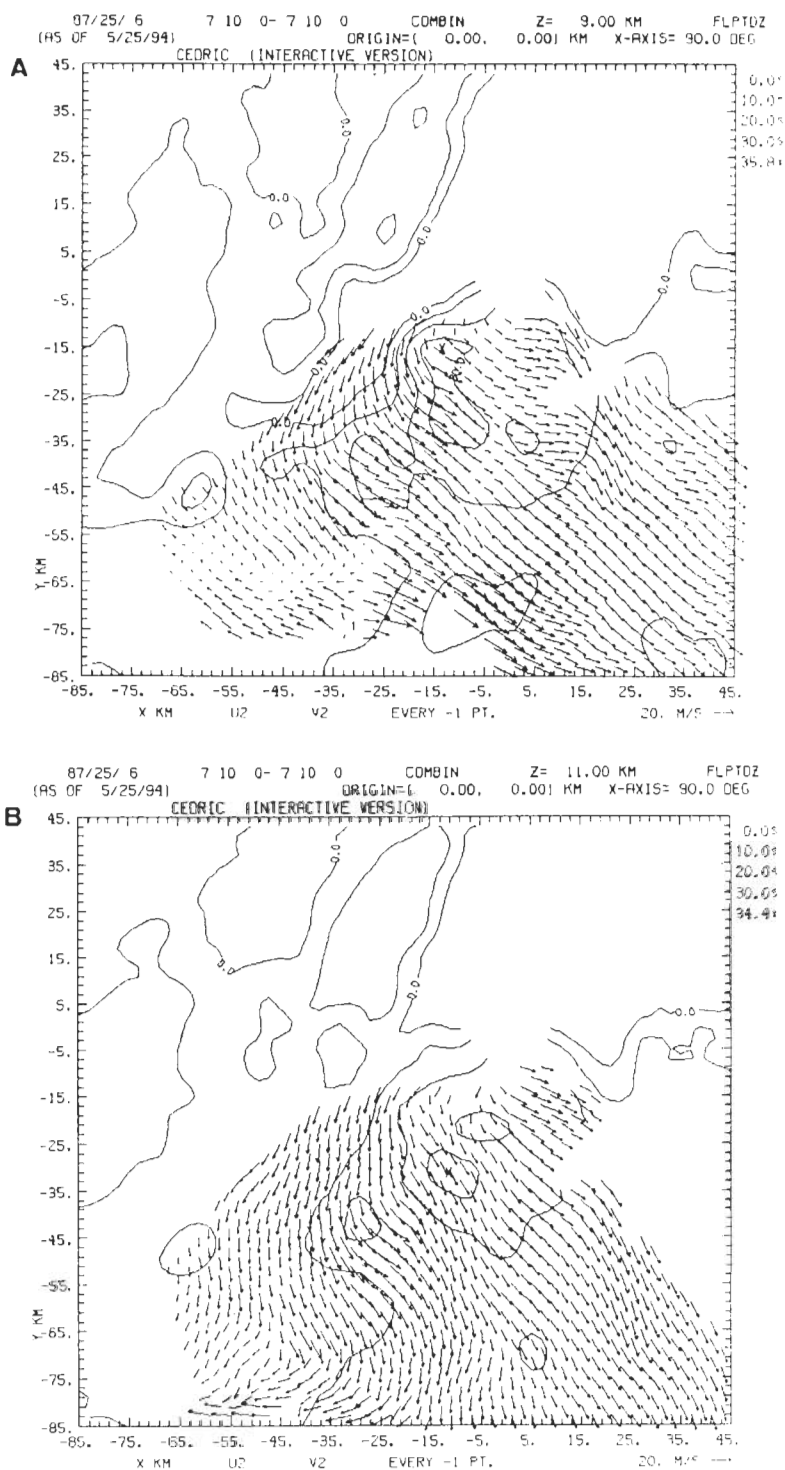


圖15 0710 LST時分別於七、九、十一公里高處之水平風場及回波圖。圖中實線為回波之等值線，間距為10dBZ。

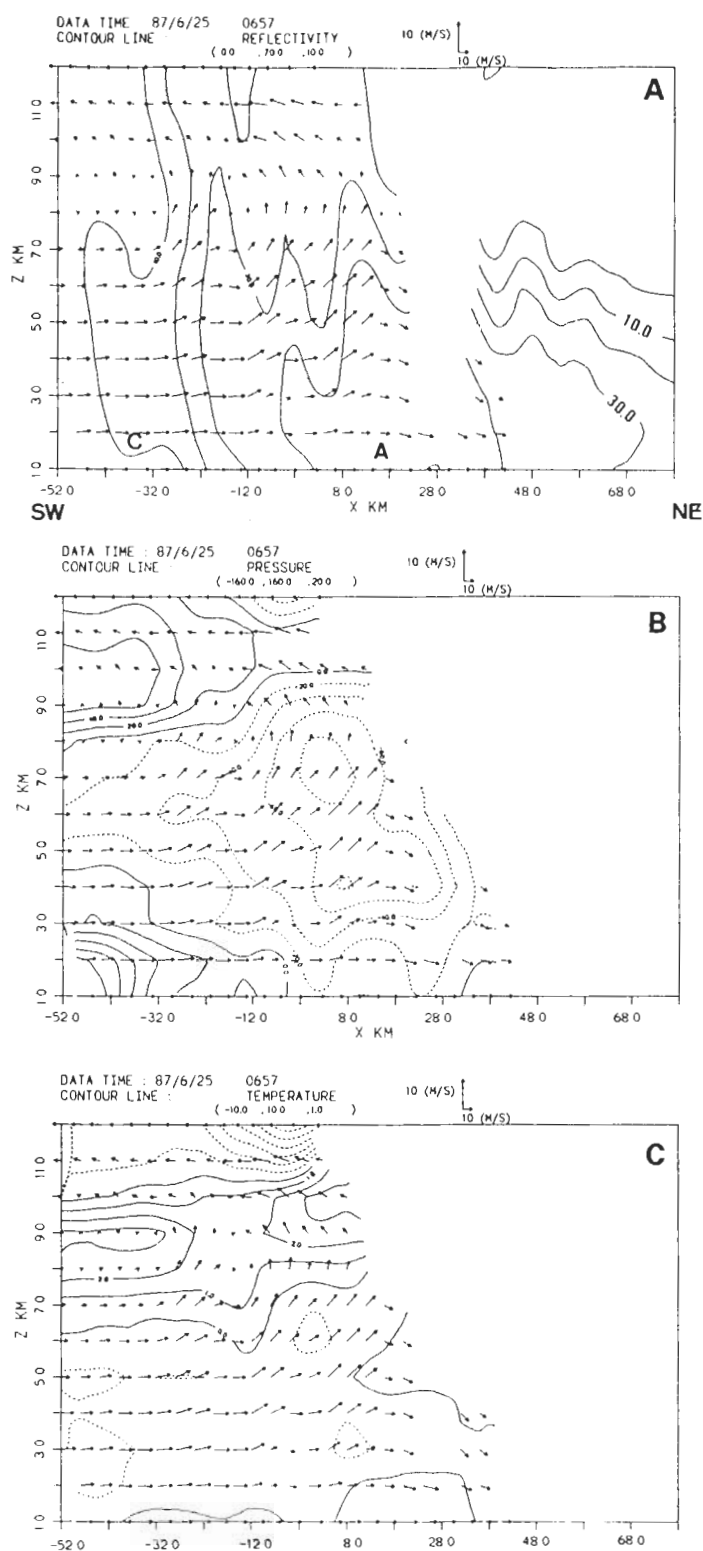


圖 16 0657 LST 時切東北－西南剖面(如圖 5 中 AB 線段位置)之(A)風場及回波圖(實線為回波強度之等值線,間距為 10dBZ)、(B)壓力擾動場(間距 10 Pa)、(C)虛雲位溫擾動場(間距 $1^{\circ}K$)。

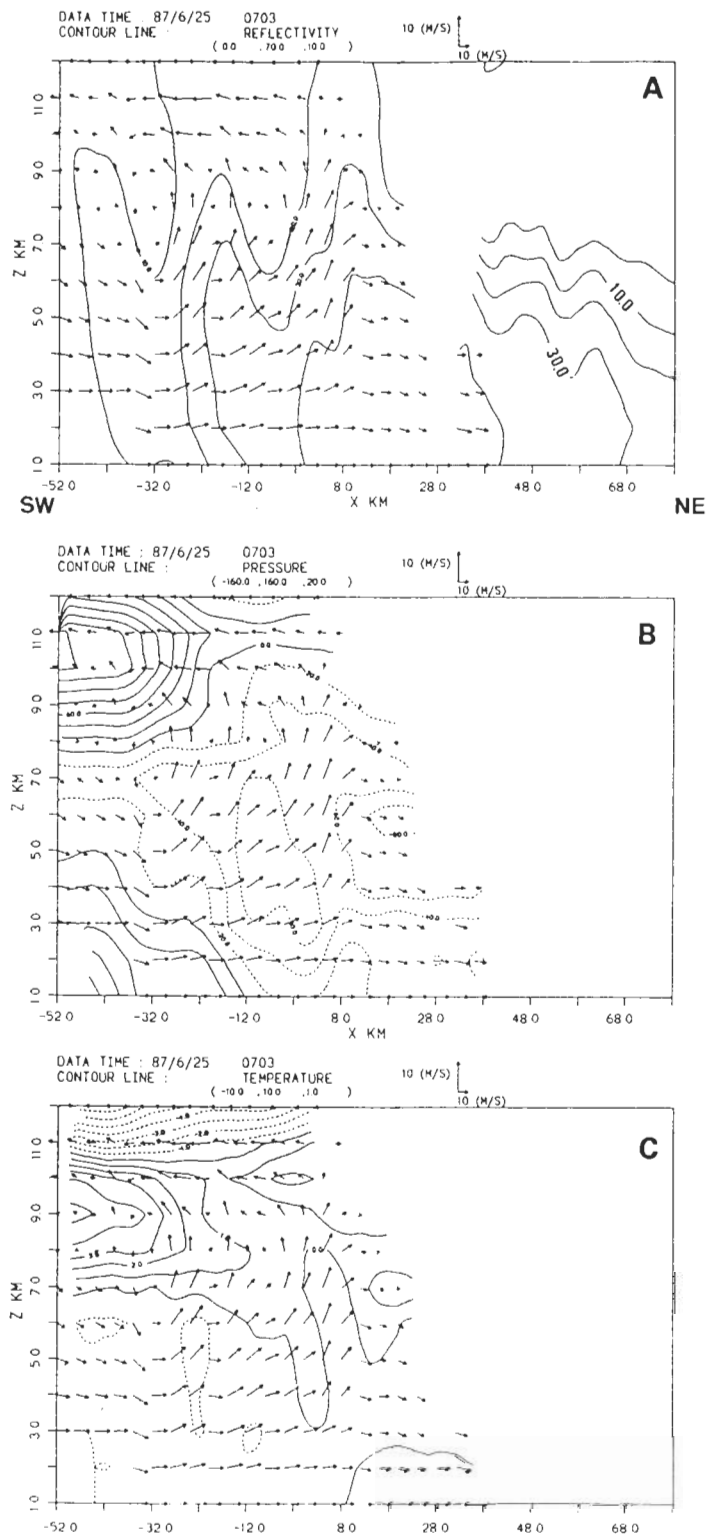


圖 17 0703 LST 時切東北—西南剖面 (如圖 5 中 AB 線段位置) 之 (A) 風場及回波圖 (實線為回波強度之等值線, 間距為 10 dBZ)、(B) 壓力擾動場 (間距 10 Pa)、(C) 虛雲位溫擾動場 (間距 1°K)。

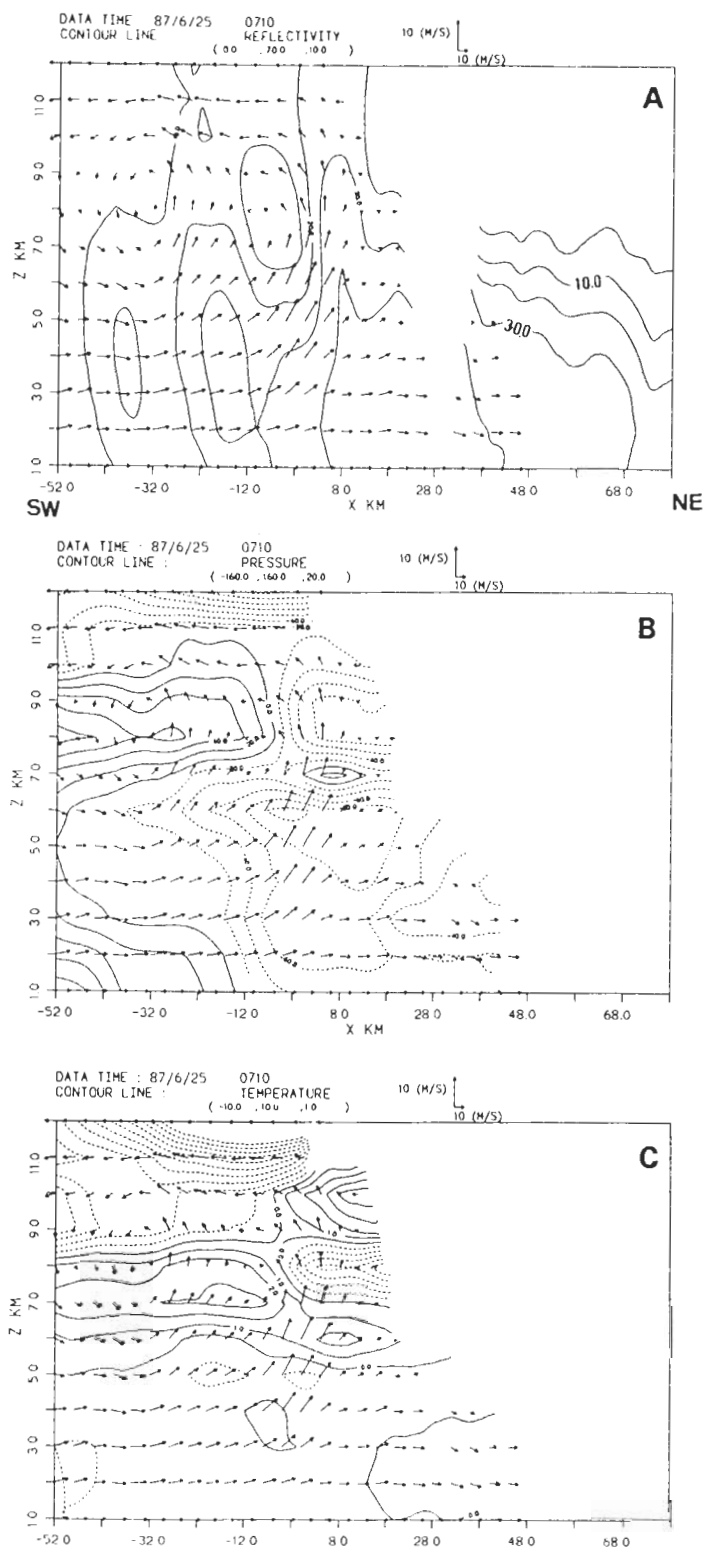


圖18 0710 LST時切東北－西南剖面(如圖5中AB線段位置)之(A)風場及回波圖(實線為回波強度之等值線,間距為10dBZ)、(B)壓力擾動場(間距10 Pa)、(C)虛雲位溫擾動場(間距 $1^{\circ}K$)。

相對高壓存在，此相對高壓所造成之氣壓梯度力，可加速7公里以上之空氣往上，7公里以下，雖為負氣壓梯度力，但由於此時7公里以下為一正浮力作用帶故可緩和此負的氣壓梯度力，故仍可見上升運動的發展。

0728 LST時，如圖19，由於整個雨帶已往南移動，此剖面切過位置已位於強回波的西側，因此風場運動、壓力擾動場的配置均不較前三個時間顯著。總而言之，由系統內部熱、動力場的演化結果，可知在良好的壓力擾動場，及浮力場作用下，可促使主對流胞的對流活動於0710 LST時前後達到最強，此點於下節雨帶系統內各胞間的消長關係之探討中會有所說明。

另一方面，取切過主回波區（A）後緣（西北側）之ef線段的剖面來看，如圖20～23所示為四個時間在此剖面上各場的變化。可見四個時間風場的變化並不顯著，風場於低層在圖中的左側即主回波區A的東南方以吹西南風為主，故於此時在東南分量上並不顯著，而於主回波的西北緣（圖中右側）的風則以西北分量為主，且於主回波處有明顯的上升運動存在，至上層再朝東南流出。由圖中亦可明顯的看出，主對流胞的發展，隨高度有往東南傾之情形，且整個熱動力場的型態相對於ab剖面而言，變化較明顯，即對流型態的變化較顯著。於0657 LST時，由於此剖面只切過主對流胞A之邊緣，故於圖中只可見較強的上升運動區於A的右方發生（主對流胞之西北側），至於下降運動則甚為微弱。至0703 LST後，由於整個雨帶漸往南南東移，故由此切固定位置的剖面中，又可見好幾組明顯的上升、下降運動，此可表示有多個對流胞的存在。

由壓力擾動場的分佈來看，於此剖面的左側為由地形作用形成之相對高壓，此高壓對風場而言有阻擋的作用，即風由西北方入流，在負的氣壓梯度下會減速，且因相對高壓的阻擋，氣流會往上爬升，至上層再流出。這些分析圖明顯的顯示上沖流在壓力場的配置下會隨高度傾斜，與下沖流錯開，使其強度不致減弱，此種型態與典型的飈線結構（Houze, 1977；Wang et al., 1990和Lin, 1993等）相似，即對對流胞結構而言，其前緣（leading edge）位於系統的西北緣，而西風入流亦由此進入且持續上升，此氣流走向的推論於本文第四部份對空氣塊軌跡線研究中得到證實。就虛雲位溫擾動場的分析而言，仍然可見於上升運動處因凝結而增暖，而於下降運動區則因蒸發而冷卻的現象。另一方面若由整個系統移動速度與環境風場相比，在其相反的移速下可促成近似穩定的雨帶系統，此部份將於第二篇中加以說明。

綜合上述對連續30分鐘的分析可見系統結構的變化很小，且此結果與Lin et al. (1992) 和Jou and Deng (1992) 對同一個案在不同時間、不同區域所得結果皆相類似，故由此亦可看出此系統的發展甚為穩定。

(三) 雨帶系統內各胞彼此間的消長關係

由前所述連續時間的回波結構演變可知，此雨帶系統雖呈組織性之型態，但其實為多胞所組成。為了明瞭胞與胞間的消長情形，於此特別針對圖24中所示的A、B、C、三胞在0657、0703、0710、0728 LST四個時間內的垂直速度進行統計。其統計結果如圖25所示。此圖指出各胞的上沖流、下沖流部份在一至十二公里高度層中所記錄之最大垂直上升、下降速度隨時間的演化情形。

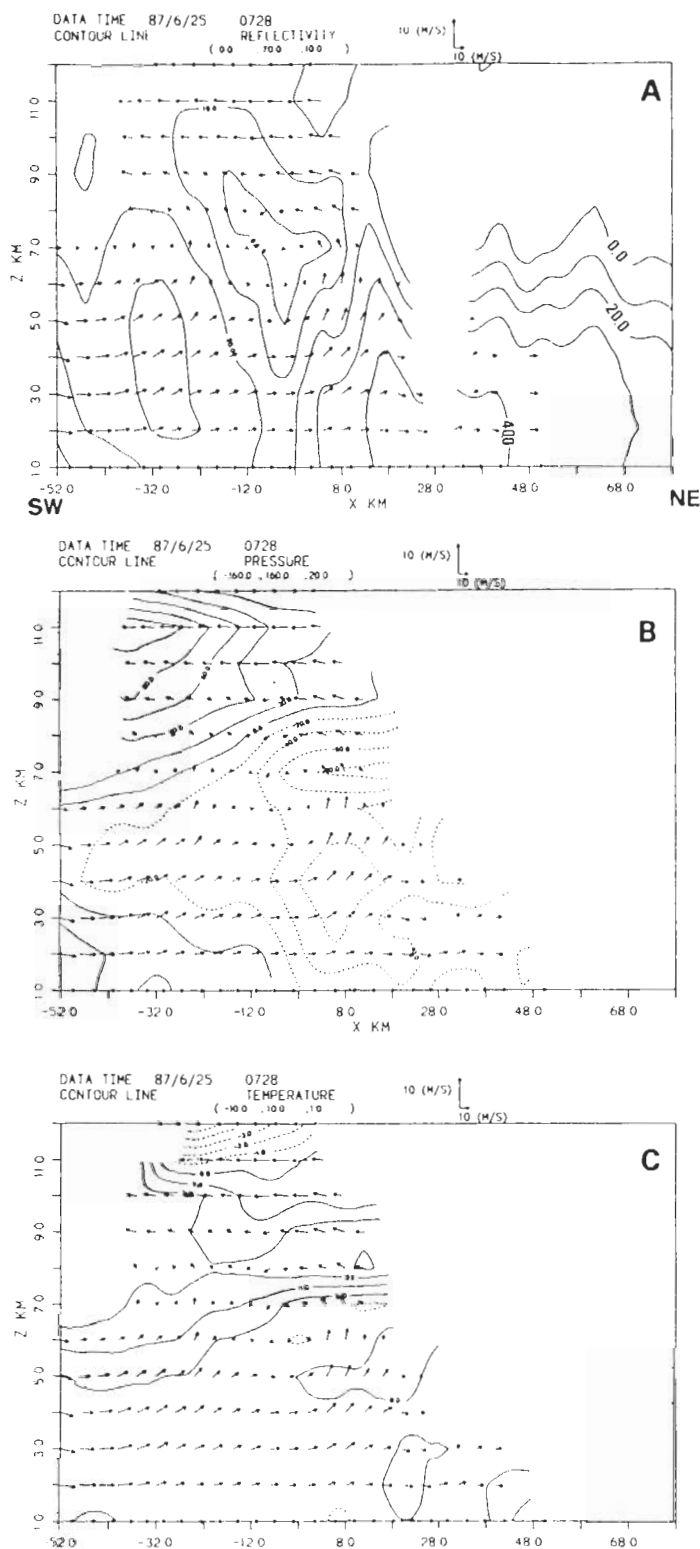


圖 19 0728 LST 時切東北—西南剖面 (如圖 5 中 AB 線段位置) 之 (A) 風場及回波圖 (實線為回波強度之等值線, 間距為 10 dBZ)、(B) 壓力擾動場 (間距 10 Pa)、(C) 虛雲位溫擾動場 (間距 $1^{\circ}K$)。

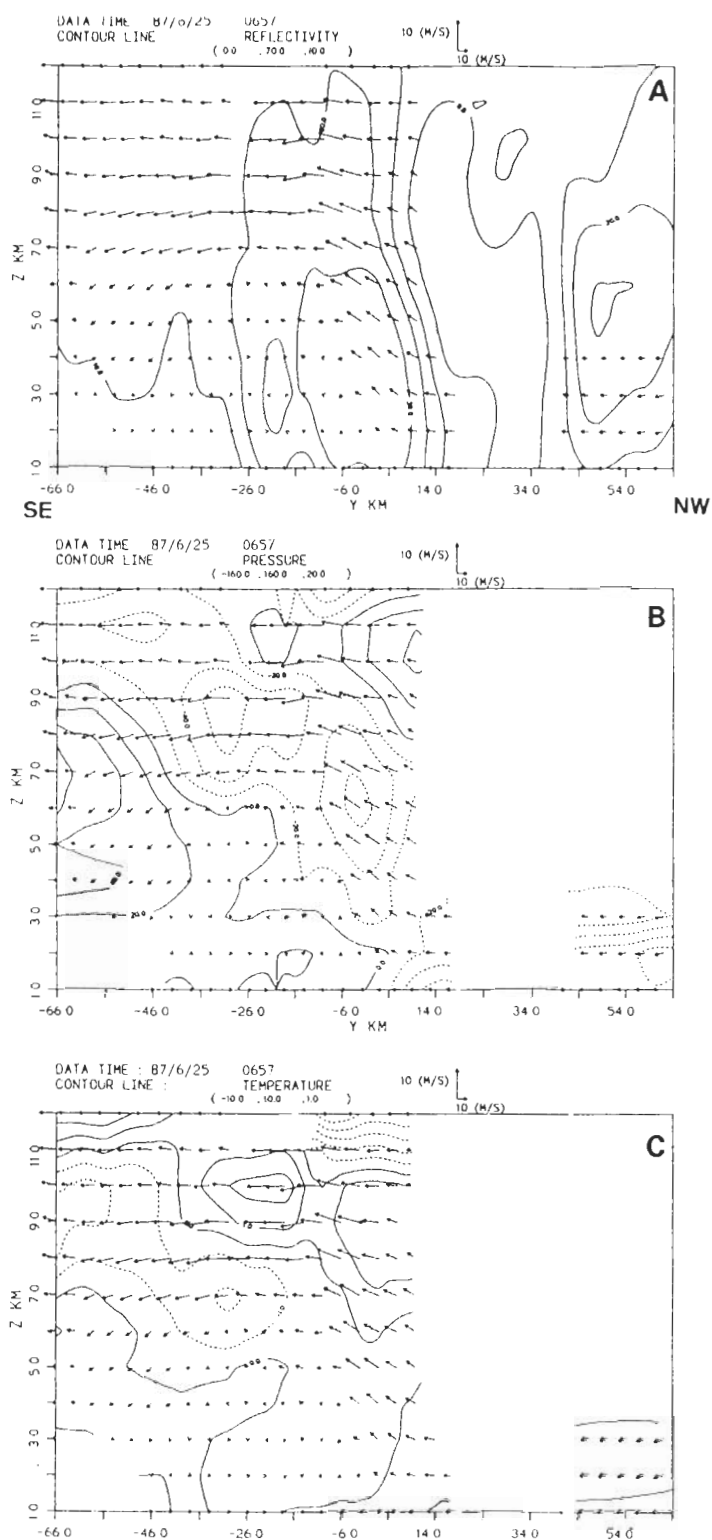


圖 20 0657 LST 時切西北—東南剖面 (如圖 4.1 中 EF 線段位置) 之 (A) 風場及回波圖 (實線為回波強度之等值線, 間距為 10 dBZ)、(B) 壓力擾動場 (間距為 10 Pa)、(C) 虛雲位溫擾動場 (間距 $1^{\circ}K$)。

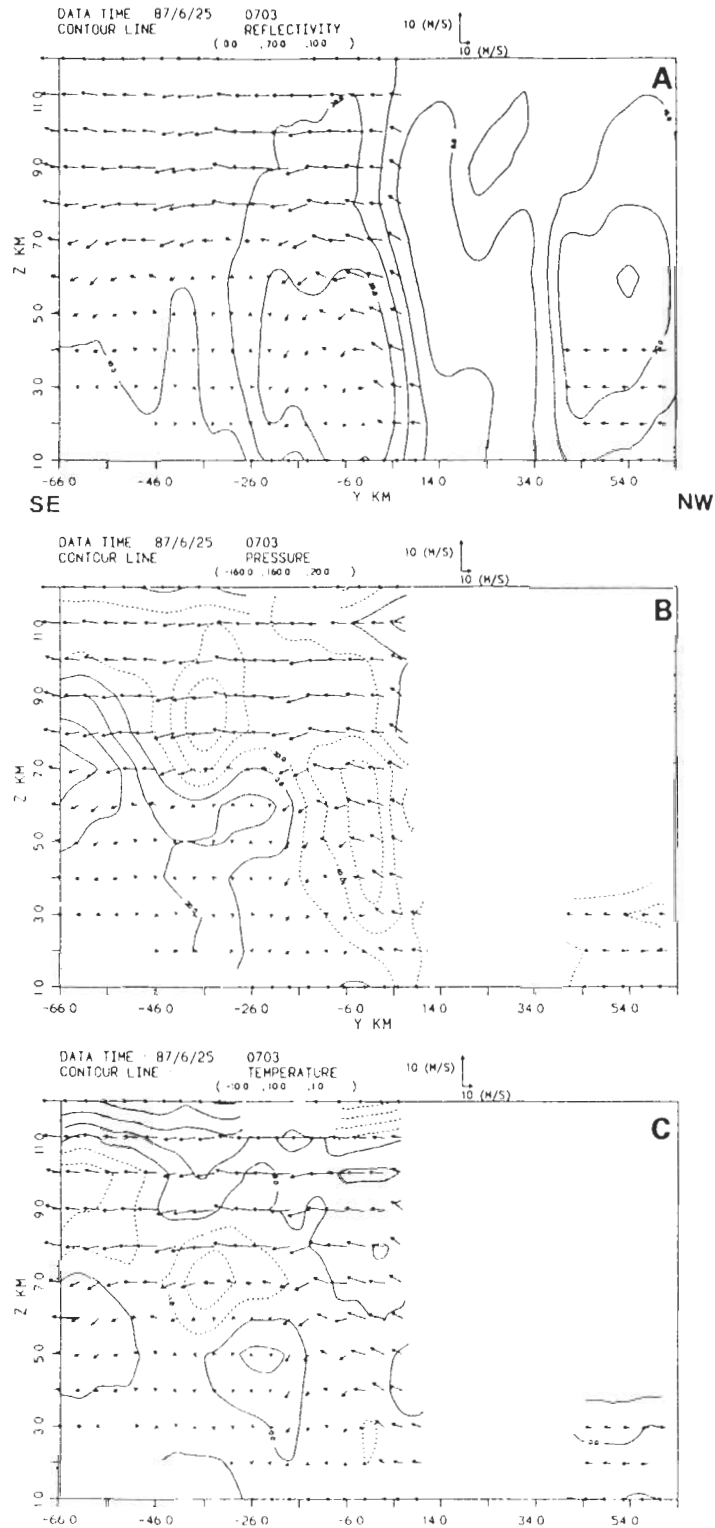


圖21 0703 LST時切西北—東南剖面(如圖4.1中EF線段位置)之(A)風場及回波圖(實線為回波強度之等值線,間距為10dBZ)、(B)壓力擾動場(間距為10 Pa)、(C)虛雲位溫擾動場(間距 $1^{\circ}K$)。

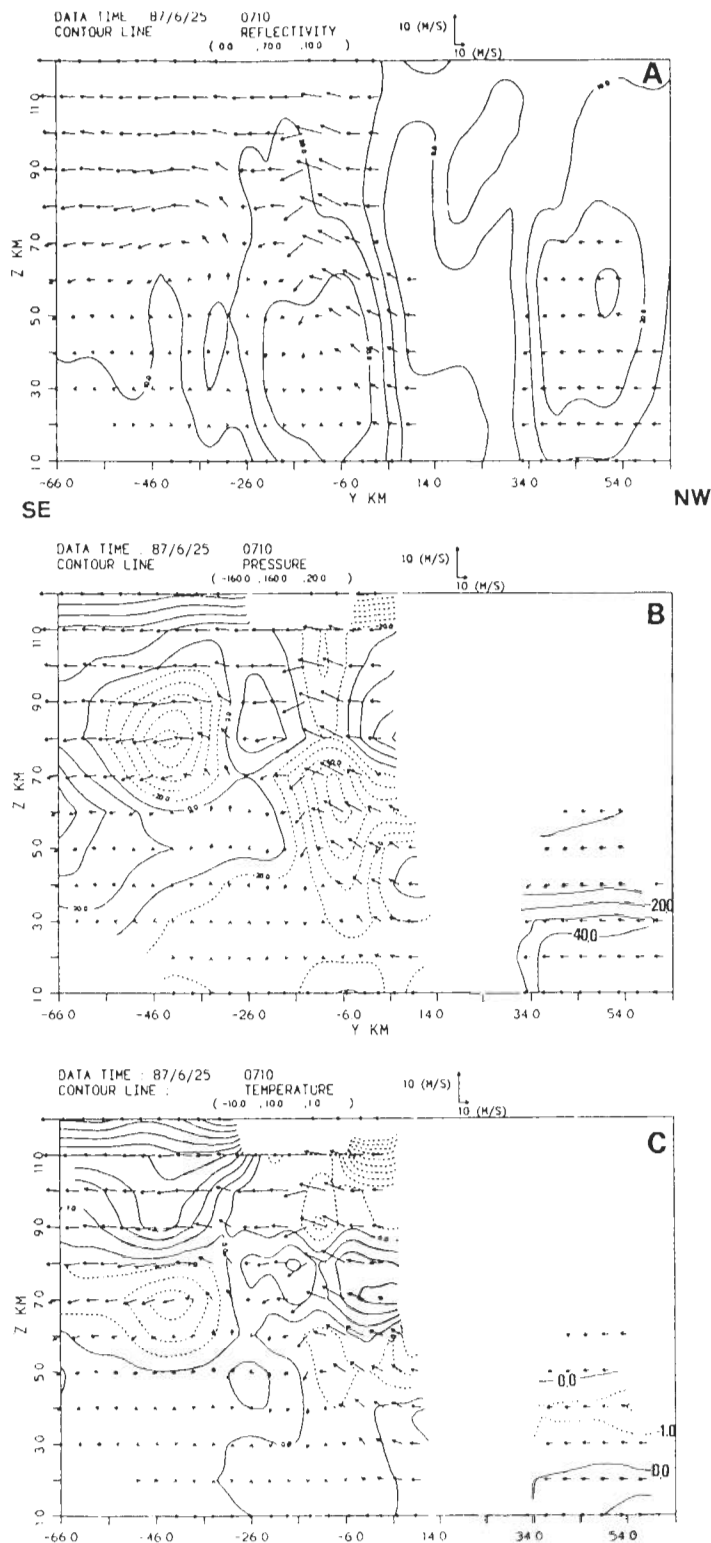


圖 22 0710 LST 時切西北—東南剖面 (如圖 4.1 中 EF 線段位置) 之 (A) 風場及回波圖 (實線為回波強度之等值線, 間距為 10 dBZ)、(B) 壓力擾動場 (間距 10 Pa)、(C) 虛雲位溫擾動場 (間距 $1^{\circ}K$)。

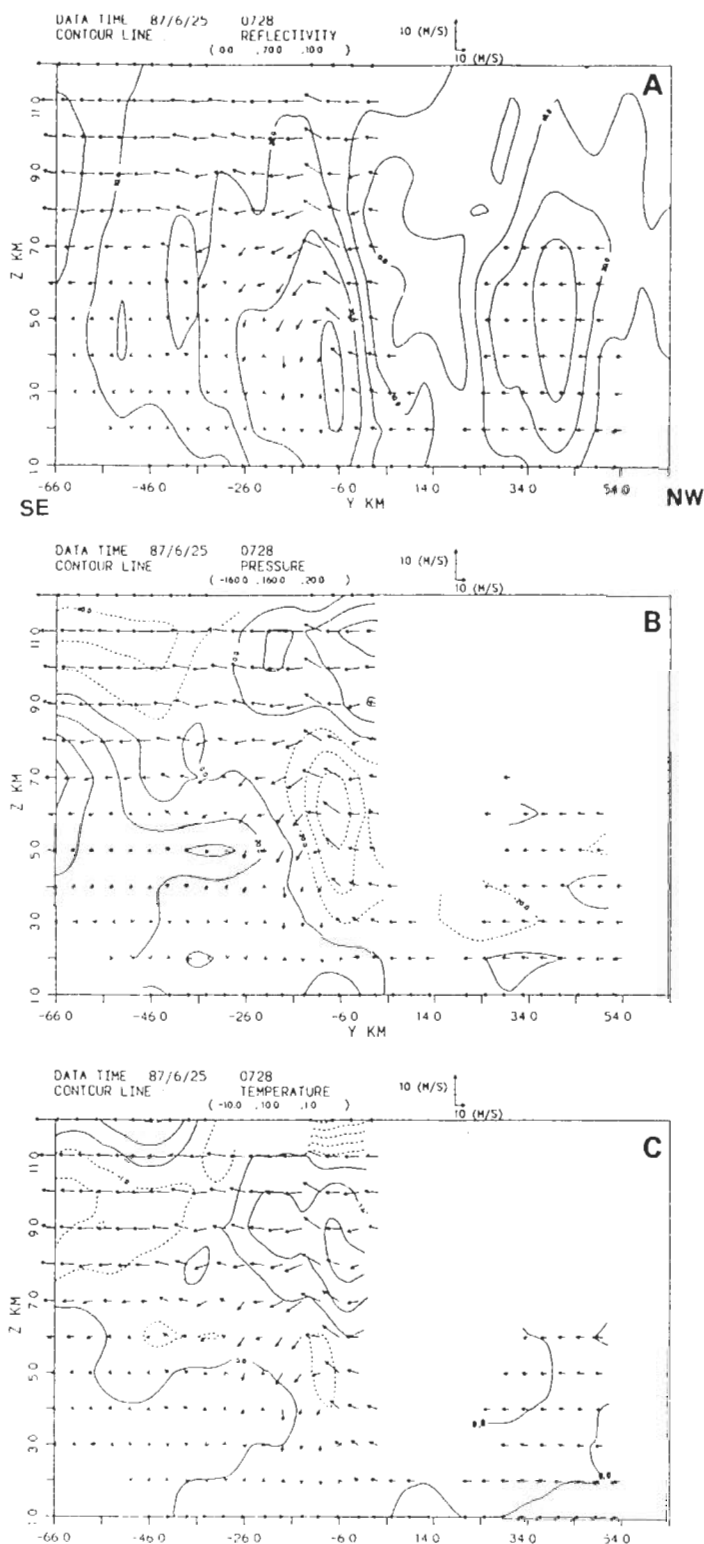


圖 23 0728 LST 時切西北—東南剖面(如圖 4.1 中 EF 線段位置)之(A)風場及回波圖(實線為回波強度之等值線, 間距為 10dBZ)、(B)壓力擾動場(間距 10 Pa)、(C)虛雲位溫擾動場(間距 1°K)。

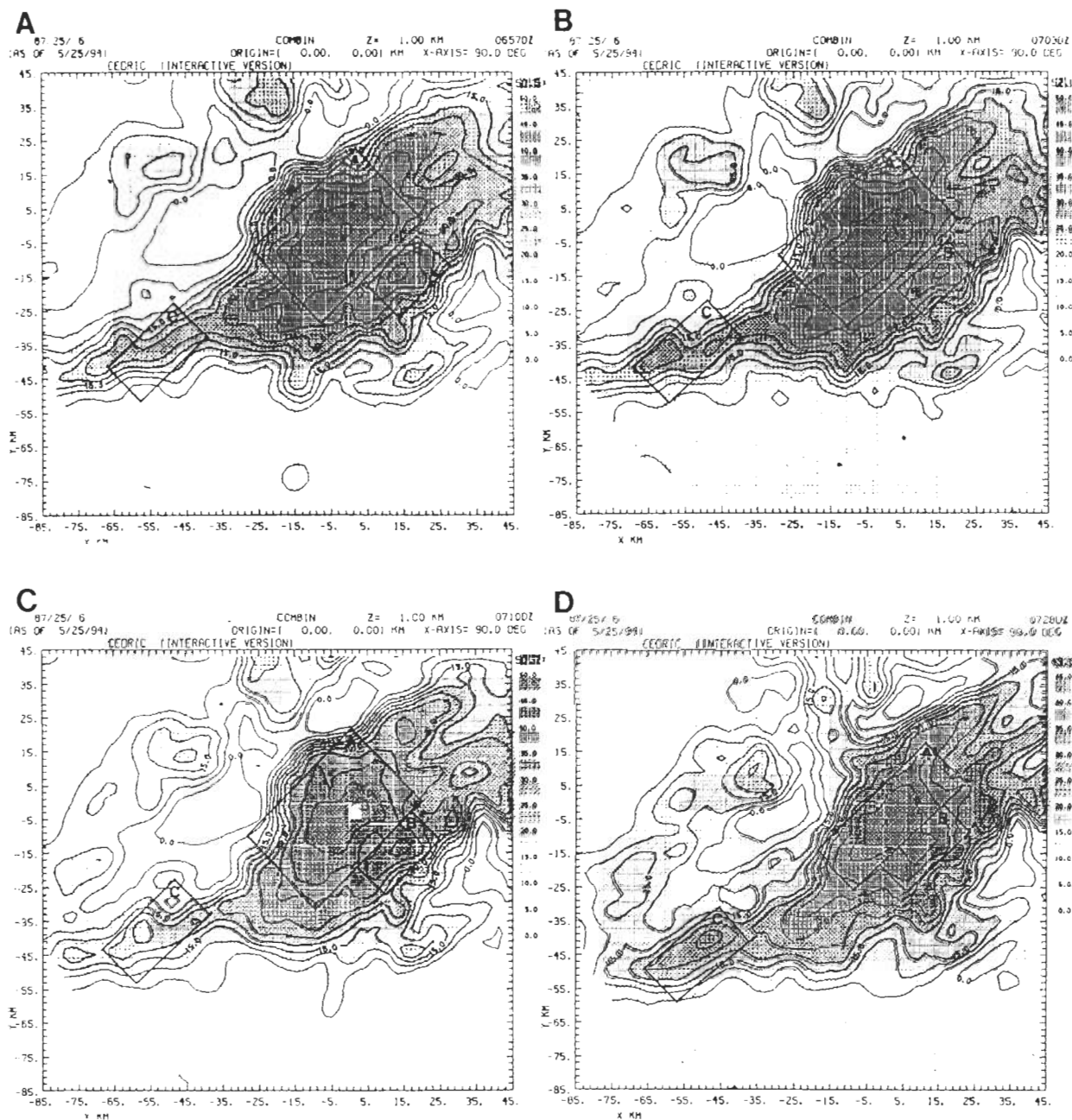


圖24 (A)0657 LST、(B)0703 LST、(C)0710 LST及(D)0728 LST時A、B、C三胞所定義之範圍大小。

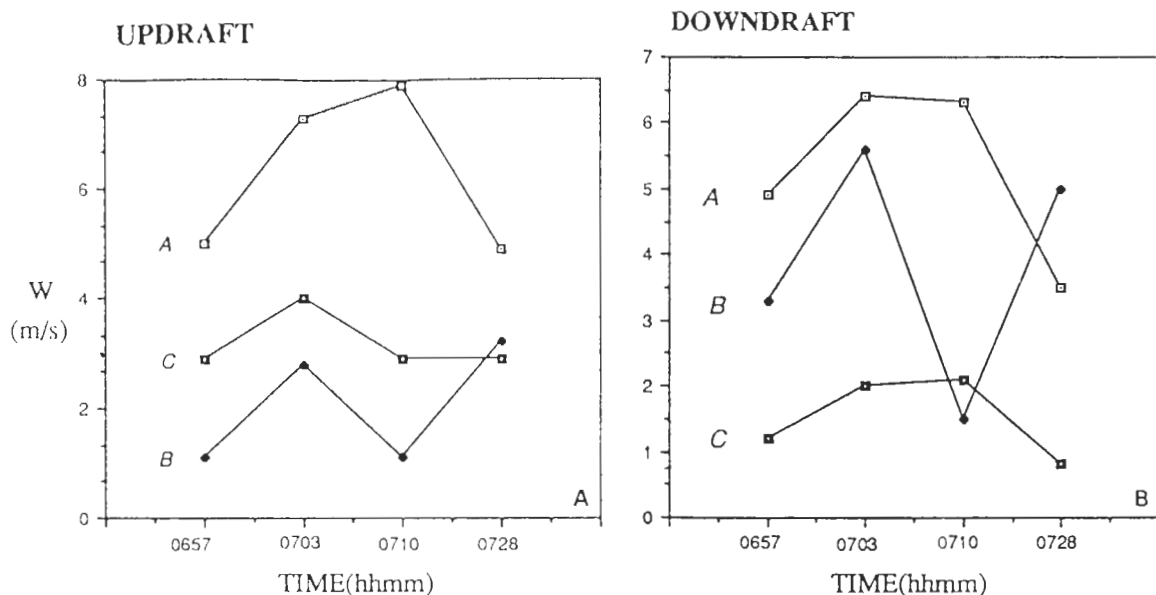


圖 25 雨帶系統中 A、B、C 三胞對流發展的最大垂直上升、下降速度之時間序列圖。(A) 為最大上升速度隨時間分佈圖、(B) 為最大下降速度隨時間分佈圖。

對上沖流而言，A 胞為主對流胞其發展強度遠勝於 B 和 C，即上沖流和下沖流的最大垂直速度皆較 B、C 來得大。而 C 胞則因位於海上，故較 B 有較大的對流產生。於 0710 LST 時 B、C 兩胞均減弱，反之 A 於此時有最大之上沖速度，可達約 8m/s 左右，此與熱、動力場反演結果相一致，即在適當的壓力場和熱力場配合下，可使對流發展增強。至 0728 LST 時，A、B 兩胞已有些微合併，不易區分，故此時 B 胞的對流增強。

由上述可知，主對流胞 A 的發展，實則與周圍各胞間之消長有密切的關係，在 0710 LST 時，B、C 兩胞消滅的作用，應對主對流胞 A 的發展有正面的貢獻。

(四) 空氣塊軌跡線的分析

綜合前述的討論，雨帶後緣西風與西南風在風切線附近合流輻合上升的作用是維持對流胞發展重要入流來源，然而上升氣流主要是來自西風入流或來自西南風入流在前述幾位學者的研究中並沒有一致性的看法。有了完整且連續時間的風場後，應該可以空氣塊軌跡線的分佈情形，來驗證系統內部氣流走向之爭議。在相對系統的風場作用下（即真實風減去系統往東南之平均移速約 4m/s），在整個雨帶系統的西北側於中低層約西風入流處選取五個起始點 A、B、C、D、E，且於系統南側中低層約西南西風、西南風入流處另外選取四個起始點 F、G、H、I（如圖 26. A）在經過四個時間，歷時約半小時後，對空氣塊軌跡線之結果加以討論。

圖 26.B 分別為在 2、3、4 km 高度施放氣塊所得之結果，圖中 A、B、C、D、E 五點為於系統西北側受西風入流作用影響下氣塊之走向，顯示由西北側入流之空氣在不同高度層皆隨時間往上流，由海上帶來豐富的暖濕空氣供給對流胞的發展。

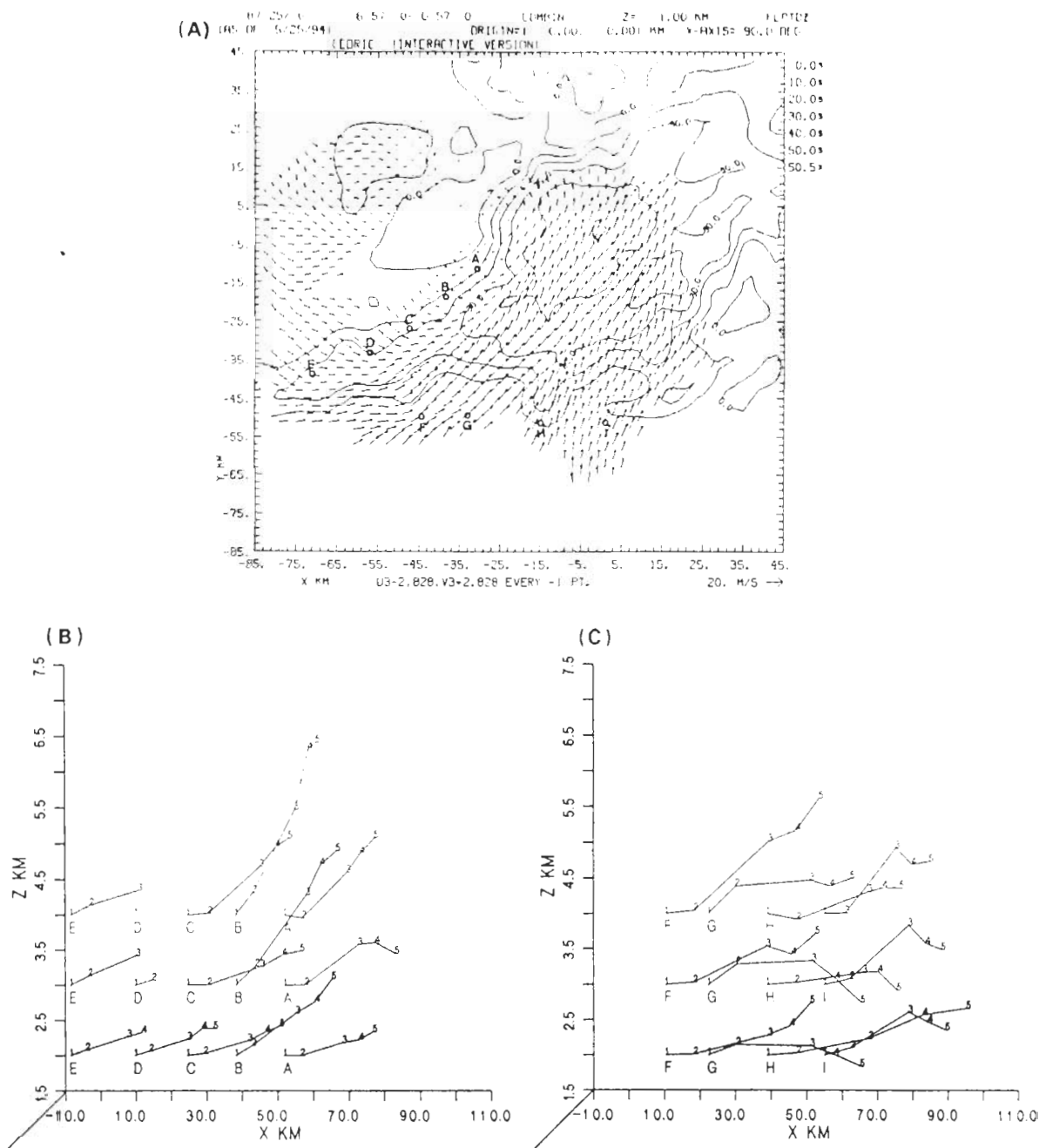


圖 26 在相對風作用下，氣塊之軌跡線分析。起始點 A、B、C、D、E、F、G、H、I、分別於 2、3、4 km 高處施放。(A) 為各施放點在風場中的位置、(B) 為 A、B、C、D、E、五點之結果、(C) 為 F、G、H、I、四點之結果。

另一方面，由系統南側受西南風作用影響下之軌跡線，結果顯示F、G、H、I四點中除F點正好位於西風轉西南風的位置，即約Lin et al. (1993)所示新生胞所在區，其隨時間在不同高度層亦往上流外，其餘三點G、H、I則皆呈下降趨勢，有些雖有往上流一段時間但隨後則又馬上下沈(圖26.C)。因此認為於此個案中西南風之作用於低層雖可提供對流系統豐富的暖濕空氣，但由於受主對流胞處強烈的下降運動影響，故無法持續上沖至高層。

由上述分析結果，可知此系統之中低層可分為三個界面，即西北緣、南緣及東北緣，由地面分析及早期之研究均證明於西此緣地面有微弱之東北風及西南風之輻合。但自1Km高以上，西風則為自西北緣進入之主要氣流。即由主對流胞降水下方之動力高壓阻擋抬升並配合中層因凝結放熱產生之低壓，因此形成向東南傾斜之主要上升氣流，而自南面進入之西南氣流則穿過主胞下方向東北方離開系統，僅在西南角落但很窄的區域西南氣流可爬升進入上升氣流區。

五、結 論

對於TAMEX IOP#13大範圍且長生命期的雨帶而言，以往學者之研究主要侷限在對大範圍但較少分析時間或對小範圍區域之討論。本文除突破資料編輯及分析上的困難對多個時間的資料進行分析與討論外，並取水平方向130km×130km的水平範圍，及垂直方向1~12km層幾乎涵蓋整個雨帶系統之範圍進行分析，希望能藉由連續時間大範圍區域內回波結構演化、空氣塊運動軌跡以及熱動力場的分析來了解整個雨帶結構與動力演化之特性以及維持此長生命期雨帶的機制。

於風場分析上以CP-4及TOGA二都普勒雷達觀測結果做雙都卜勒風場的合成，而在兩個雷達連線處(base line)及其附近，由於無法求解或所得結果不佳，故以VVP單都普勒測風技術所推得之風場加以補入，如此便可推得完整且連續的風場，此過程如圖27所示。而在此完整的風場下，進行壓力擾動場及虛雲位溫擾動場的反演，並對多個連續時間下各場的分析結果進行討論，使更進一步了解整個雨帶系統之運動、熱力及動力結構的演化關係。

由分析時間0653~0843 LST持續約兩小時的回波型態分佈結果可知，整個雨帶於此期間歷久不衰，而非只侷限於一小區域，且對整個系統而言，由於其型態雖有些微變化，但對回波強度而言卻變化不大始終可維持至45dBZ以上，故認為其應屬於弱演化(weak evolution)的發展型態。在整個系統持續往南移時，於近地形時由於受地形的阻擋作用，致使回波型態呈較扁平狀，後隨著後緣雨帶的併入，一度呈較零散的回波型態分佈，後則又組織起來，與原先的型態相似。由時間的連續性上，可見此整個中尺度對流系統以緩慢的移速，約4m/s左右的速度往近乎東南的方向移動。

在0657、0703、0710、0728 LST四個時間的完整三維風場下，由熱、動力場的反演結果可知，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。亦可得知由主對流胞(A)西北側入流之西風可持續往上爬升，提供系統發展之暖濕空氣。而相反的，由主對流胞(A)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，故無法上沖至高層。如此於中低層暖空氣與降水系統間的輻合作用再加上高層環境所存在的分流場，且在良好的熱動力場配置下，使西風可持續上升供給系統發展所需之暖濕空氣，這些因素均為使IOP#13長生命期得以維持的重要機制。

由熱動力場的垂直結構分析，可見上沖流在壓力場的配置下會隨高度傾斜，與下沖流錯開使其強度不致減弱，此型態與典型的飆線結構相似。但由於中層入流之環境風並無較乾的一層，因此無明顯之向西北緣之冷外流，也看不到新胞在西北緣產生，而是一種很持續的發展，類似一弱演化的型態，故此系統並未向西北發展而隨著最低層之輻合帶移動。對此系統之熱動力機制，若經由中尺度模式模擬應可更清楚解釋。

由於在做資料合成風場、反演分析上頗為費時，故此雖已處理了持續約兩小時15組時間的原始資料，並對回波結構做了初步的分析，並探討了此長生命期雨帶對流系統在兩小時內的演化，但於本文中仍只進行了四個時間的完整合成風場分析。未來期望能在更多連續時間的完整三維風場下，進行軌跡線的分析，以更清楚的明瞭質點在整個系統中進出的路徑，以便更詳盡的探知系統內部氣流之走向。此外再進一步對整個系統內部進行渦度場分析，必可對系統內部之動力結構更為了解。

誌 謝

感謝 Mr. Jay Miller 所提供之雷達處理軟體 CEDRIC，及兩位審查者所提供之寶貴意見及建議，本文在國科研究計畫 NSC83-0202-M-008-035、及 NSC82-0202M-0080-054 經費支援下完成，僅此一併誌謝。

附 錄

(A) 三度空間風場的合成

雷達徑向風速與三度空間風場間的幾何公式，可表示為：

$$u(x - x_i) + v(y - y_i) + w(z - z_i) = R_i V_i \quad (a.1a)$$

$$R_i = [(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2]^{1/2}$$

上式中

V_i 為第 i 個雷達測量到的徑向風速，

(x_i, y_i, z_i) 為第 i 個雷達的直角坐標位置，

(x, y, z) 為空間 P 點的直角坐標位置，可由方位角 θ_i 、仰角 ϕ_i 和距離 P_i 得到。由於

$$w = w_{air} + V_T$$

上式中 V_T 為終端速度，其值為 $-2.0(Z_e)^{0.11}(\frac{\rho(0)}{\rho(z)})^{0.44}$ ， w_{air} 為空氣垂直速度， Z_e 為回波反射率， $\rho(0)$ 為地表空氣密度， $\rho(0)e^{-z/10}$ 為空氣密度。我們使用等溫大氣垂直密度分佈來代替任一真

實探空的密度分佈，密度值的誤差在十公里以下小於百分之五，如果至十五公里則最大密度誤差不超過百分之二十。所以在缺乏當時的探空資料時，我們使用等溫大氣，特徵高度十公里的垂直溫度分佈來估計密度的垂直層化作用。

令

$$a_i = x - x_i, b_i = y - y_i, c_i = z - z_i$$

則(2.1a)式可改寫成

$$ua_i + vb_i + wc_i = R_i V_i \quad (a.1b)$$

令

$$A_i = \frac{a_i}{R_i}, B_i = \frac{b_i}{R_i}, C_i = \frac{c_i}{R_i}$$

在雙都卜勒雷達情況下解(u,v)，則(a.1b)可寫成

$$\begin{aligned} uA_1 + vB_1 + wC_1 &= V_1 \\ uA_2 + vB_2 + wC_2 &= V_2 \end{aligned} \quad (a.2)$$

$$\begin{aligned} u &= f_{u1}V_1 + f_{u2}V_2 + \varepsilon_u w = u' + \varepsilon_u w \\ v &= f_{v1}V_1 + f_{v2}V_2 + \varepsilon_v w = v' + \varepsilon_v w \end{aligned} \quad (a.3)$$

$$\begin{aligned} f_{u1} &= \frac{B_2}{A_1 B_2 - A_2 B_1} = \frac{(y - y_2)R_1}{(x - x_1)(y - y_2) - (x - x_2)(y - y_1)} \\ f_{u2} &= \frac{-B_1}{A_1 B_2 - A_2 B_1} = \frac{-(y - y_1)R_2}{(x - x_1)(y - y_2) - (x - x_2)(y - y_1)} \\ f_{v1} &= \frac{-A_2}{A_1 B_2 - A_2 B_1} = \frac{-(x - x_1)R_1}{(x - x_1)(y - y_2) - (x - x_2)(y - y_1)} \\ f_{v2} &= \frac{A_1}{A_1 B_2 - A_2 B_1} = \frac{(x - x_1)R_2}{(x - x_1)(y - y_2) - (x - x_2)(y - y_1)} \\ \varepsilon_u &= \frac{B_1 C_2 - B_2 C_1}{A_1 B_2 - A_2 B_1} = \frac{(y - y_1)(z - z_2) - (x - x_1)(z - z_2)}{(x - x_1)(y - y_2) - (x - x_2)(y - y_1)} \\ \varepsilon_v &= \frac{A_2 C_1 - A_1 C_2}{A_1 B_2 - A_2 B_1} = \frac{(x - x_2)(z - z_1) - (x - x_1)(z - z_2)}{(x - x_1)(y - y_2) - (x - x_2)(y - y_1)} \\ u' &= f_{u1}V_1 + f_{u2}V_2 \\ v' &= f_{v1}V_1 + f_{v2}V_2 \end{aligned} \quad (a.4)$$

(2.3)式再加上非彈性的連續方程式(anelastic mass continuity equation)

$$\frac{\partial \rho w_{air}}{\partial z} = -\rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (a.5)$$

由(a.2)、(a.3)、(a.4)、(a.5)式可解出u, v, w_{air} 之三度空間風場。對於連續方程式的積分，由於大氣密度向上遞減，因此設定上邊界條件由上往下積分，可減少垂直風場因計算而引起的誤差。垂直速度的計算步驟如下：先設定上邊界(回波頂)的垂直速度，再計算出此層水平風場(u(k),v(k))，然後利用連續方程式計算下層的垂直速度。用此高度的回波值估計終端速度，經代入(a.3)式，可計算此層水平風場(u(k-1),v(k-1))如此各層反覆計算數次後，即可求出三度空間每一層之(u,v, w_{air})風場。並在完整雷達掃描的時間中，利用變分校正(variational adjustment)俾使垂直運動滿足邊界條件。綜合上述步驟，我們可計算從地面到十二公里的三維風場。

(B) VVP (volume velocity processing) 測風技術

Waldteufel and Corbin (1979) 首先提出 VVP 的構想，即採用徑向、切向及垂直三方向構成的三維空間為分析體積，如圖 1a 所示。而在若干假設下理論可求出水平風向、風速、輻散場、變形場和風切項等共九種變數。

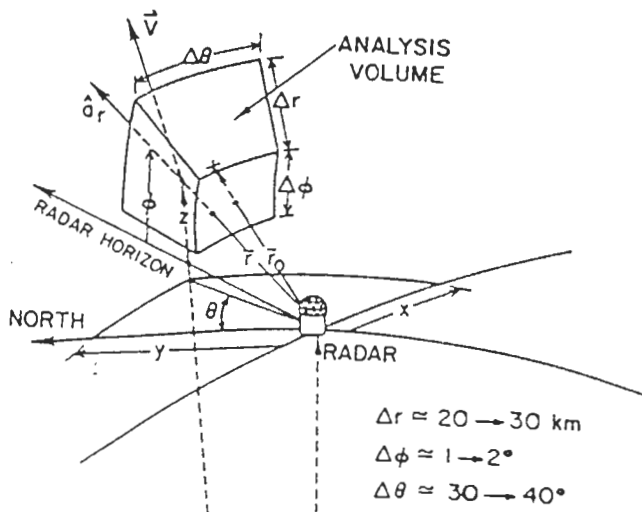
理論方法：

於分析體積中假設：

- (1) 徑向風場在空間中呈線性變化。
- (2) 掃描時間內，分析體積中之風場不隨時間而變。

於卡式直角坐標上以雷達中心為原點，分析體積中心點坐標為 (x_0, y_0, z_0) ，風速 $V_0 : (u_0, v_0, w_0)$ ，中心周圍各點風速 $V : (u, v, w)$ ，於 (一) 的假設下， V_0 與 V 之關係式可寫為：

$$\begin{aligned} u &= u_0 + u'_x(x - x_0) + u'_y(y - y_0) + u'_z(z - z_0) \\ v &= v_0 + v'_x(x - x_0) + v'_y(y - y_0) + v'_z(z - z_0) \\ w &= w_0 + w'_x(x - x_0) + w'_y(y - y_0) + w'_z(z - z_0) \end{aligned}$$



取正北方向為 0° ，而於極坐標下：徑向風場 V_r 為

$$V_r = u \sin\theta \cos\phi + v \cos\theta \cos\phi + w \sin\phi$$

θ ：雷達方位角

ϕ ：雷達仰角

且

$$x = r \sin\theta \cos\phi$$

$$y = r \cos\theta \cos\phi$$

$$z = r \sin\phi$$

r ：各資料點至雷達中心的距離

故分析體積中心周圍各點的 V_r 值可表為：

$$\begin{aligned}
Vr = & \sin\theta\cos\phi(u_0 - u'_x x_0 - u'_y y_0 - u'_z z_0) \\
& + \cos\theta\cos\phi(v_0 - v'_x x_0 - v'_y y_0 - v'_z z_0) \\
& + \sin\phi(w_0 - w'_x x_0 - w'_y y_0 - w'_z z_0) \\
& + r\sin^2\theta\cos^2\phi u'_x \\
& + r\cos^2\theta\cos^2\phi v'_y \\
& + r\sin\theta\cos^2\theta\cos^2\phi(u'_y + v'_x) \\
& + r\sin^2\phi w'_z \\
& + r\sin\theta\sin\phi\cos\phi(u'_z + w'_x) \\
& + r\cos\theta\sin\phi\cos\phi(v'_z + w'_y)
\end{aligned}$$

爲簡化方程，故於運算中可先將分析體積中心點 (x_0, y_0, z_0) 平移至 $(0, 0, z_0)$ ，待計算後再平移回原位置。而於層狀降水中，因 $w'_x \ll u'_z$ ， $w'_y \ll v'_z$ ，故可省略 w'_x, w'_y 。（此省略只影響垂直風切的計算，並不影響水平風場結果，故以下計算並不局限於層狀降水中。）如比便可將 V_r 簡化爲：

$$\begin{aligned}
Vr = & \sin\theta\cos\phi u_0 + \cos\theta\cos\phi v_0 + \sin\phi w_0 \\
& + r\sin^2\theta\cos^2\phi u'_x + r\cos^2\theta\cos^2\phi v'_y \\
& + r\cos\theta\sin\theta\cos^2\phi(u'_y + v'_x) \\
& + \sin\phi(rs\sin\phi - z_0)w'_z \\
& + \sin\theta\cos\phi(rs\sin\phi - z_0)u'_z \\
& + \cos\theta\cos\phi(rs\sin\phi - z_0)v'_z
\end{aligned}$$

再經由線性最小平方法，即在風場於分析體積中呈線性變化之假設下，將所測得之徑向風場 V_r 以 F 表示，故可將上式之 V_r 表爲：

$$F = \sum_{j=1}^9 \frac{\partial F}{\partial u_j} u_j$$

u_j 爲風場變數， $\frac{\partial F}{\partial u_j}$ 爲極坐標中各係數，二者之值如下表所示。

j	u_j	$\frac{\partial F}{\partial u_j}$
1	u_0	$\sin\theta\cos\phi$
2	v_0	$\cos\theta\cos\phi$
3	w_0	$\sin\phi$
4	u'_z	$r\sin^2\theta\cos^2\phi$
5	v'_y	$r\cos^2\theta\cos^2\phi$
6	$(u'_y + v'_x)$	$r\cos\theta\sin\theta\cos^2\phi$
7	w'_x	$\sin\phi(rs\sin\phi - z_0)$
8	u'_x	$\sin\theta\cos\phi(rs\sin\phi - z_0)$
9	v'_x	$\cos\theta\cos\phi(rs\sin\phi - z_0)$

根據最小方差技術，將測量的徑向風場 V_r 與線性化之徑向風場間差值 H 達最小：

$$H = \sum_i \frac{(V_{ri} - F_i)^2}{\sigma_i^2}$$

$$\frac{\partial H}{\partial u_k} = \frac{-2}{\sigma^2} \sum_i (V_{ri} - \sum_j \frac{\partial F_i}{\partial u_j} u_j) \frac{\partial F_i}{\partial u_k} = 0$$

i : 分析體積內各資料點

σ : 資料的標準差 (data standard deviation)

V_r : 真實徑向風場

$$\sum_j \left(\sum_i \frac{\partial F_i}{\partial u_j} \frac{\partial F_i}{\partial u_k} \right) u_j = \sum_i \frac{\partial F_i}{\partial u_k} V_{ri}$$

$$M_{jk} = \sum_i m_j m_k$$

$$u_j = \sum_k M_{jk}^{-1} \sum_i \frac{\partial F_i}{\partial u_k} V_{ri}$$

u_j 代表 u 、 v 、 w 、 u_x 、 v_y 、 $(u'_y + v'_j)$ 、 w'_z 、 u'_z 、 v'_z 等九種變數，故理論上只要求得 M_{jk} 的反矩陣，則九變數均可求得。

運算過程：

此即採用 Waldeteufel and Corbin(1979)的方法：

$$\sum_k M_{jk} u_j = \sum_i \frac{\partial F_i}{\partial u_k} v_{ri}$$

簡單的表為 $AX = B$ ， A 、 X 、和 B ，可分別以矩陣寫為：

$$df1 = \sin\theta\cos\phi$$

$$df2 = \cos\theta\cos\phi$$

$$df3 = \sin\phi$$

$$df4 = r\sin^2\theta\cos^2\phi$$

$$df5 = r\cos^2\theta\cos^2\phi$$

$$df6 = r\cos\theta\sin\theta\cos^2\phi$$

$$df7 = \sin\phi(r\sin\phi - z_0)$$

$$df8 = \sin\theta\cos\phi(r\sin\phi - z_0)$$

$$df9 = \cos\theta\cos\phi(r\sin\phi - z_0)$$

$$A = \sum_i \begin{bmatrix} df1 \times df1 & df1 \times df2 & df1 \times df3 & \dots & df1 \times df9 \\ df2 \times df1 & df2 \times df2 & df2 \times df3 & \dots & df2 \times df9 \\ df3 \times df1 & df3 \times df2 & df3 \times df3 & \dots & df3 \times df9 \\ df4 \times df1 & df4 \times df2 & df4 \times df3 & \dots & df4 \times df9 \\ df5 \times df1 & df5 \times df2 & df5 \times df3 & \dots & df5 \times df9 \\ df6 \times df1 & df6 \times df2 & df6 \times df3 & \dots & df6 \times df9 \\ df7 \times df1 & df7 \times df2 & df7 \times df3 & \dots & df7 \times df9 \\ df8 \times df1 & df8 \times df2 & df8 \times df3 & \dots & df8 \times df9 \\ df9 \times df1 & df9 \times df2 & df9 \times df3 & \dots & df9 \times df9 \end{bmatrix}$$

i 表分析體積內的 data 數，矩陣 X 與 B 可表為：

$$X = \begin{bmatrix} u \\ v \\ w \\ u'_x \\ v'_y \\ u'_y + v'_x \\ w'_z \\ u'_z \\ v'_z \end{bmatrix} \quad B = \sum_i \begin{bmatrix} df1 \times V_{ri} \\ df2 \times V_{ri} \\ df3 \times V_{ri} \\ df4 \times V_{ri} \\ df5 \times V_{ri} \\ df6 \times V_{ri} \\ df7 \times V_{ri} \\ df8 \times V_{ri} \\ df9 \times V_{ri} \end{bmatrix}$$

(C) 軌跡線的分析

對氣塊軌跡線的求法，本文採用改良式尤拉計算法（MODIFY EULER METHOD；Gerald and Wheatley，1989），如下式所示：

$$\begin{aligned} X_{n+1} &= X_n + \delta t \times \frac{(X'_n + X'_{n+1})}{2} \\ Y_{n+1} &= Y_n + \delta t \times \frac{(Y'_n + Y'_{n+1})}{2} \\ Z_{n+1} &= Z_n + \delta t \times \frac{(Z'_n + Z'_{n+1})}{2} \end{aligned} \quad (C.1)$$

其中

δt ：為間隔時間

X'_n, Y'_n, Z'_n ：為距離對時間的微分，於此則以 (X'_n, Y'_n, Z'_n) 該點之風場

U、V、W 值代入 $X_{n+1}, Y_{n+1}, Z_{n+1}$ ：則為所求之下一點的位置。

對於整個計算步驟如下所述：

首先為以簡單的EULER METHOD：

$$\begin{aligned} X_1 &= X_0 + \delta t \times X'_0 \\ Y_1 &= Y_0 + \delta t \times Y'_0 \\ Z_1 &= Z_0 + \delta t \times Z'_0 \end{aligned} \quad (C.2)$$

（此處 X_0, Y_0, Z_0 為起始點位置， X'_0, Y'_0, Z'_0 則為此點之風場 U、V、W 值），故可以上式算得下一點之位置 (X_1, Y_1, Z_1) ，然後再以線性內差的方法將網格點上之 U、V、W 值，內差至此位置上來，即可得上所述之 X'_1, Y'_1, Z'_1 之值，如此（C.1）式中右邊各項皆為已知，故可求得修正過後的 X_1, Y_1, Z_1 位置。

如此往復運算，則在多個連續時間之風場資料下，便可尋得於起始點出發之氣塊軌跡分佈型態為何。

參考文獻

- 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.。
- Chappel, C.F., 1986: Quasi-stationary convective events. "Mesoscale meteorology and forecasting". Edited by P. Ray, Amer. Meteor. Soc, Boston.
- Chen, G.T.J., 1991: Observation study on mesoscale features in Taiwan Mei - Yu season (I) Research Report NTUATM-1991-001 Dep. of Atm. Sci. N.T.U.
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization the anelastic equation: Implications for matching models with observation. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587-606.
- Gerald, C.F. and P.O. Wheatley, 1989: Applied Numerical Analysis, 4th ed. 679 PP.
- Houze, R.A., Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1540-1567.
- Jou, J.-D.B., and S.-M. Deng, 1990: Mesoscale Characteristic of Mei-Yu Front: A TAMEX case study. Workshop on TAMEX Scientific Results. 24-26 Sep, 1990, 150-157.
- Jou, J.-D.B., and S.-M. Deng, 1992: 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.
- Lin, P.L., T.-C. C. Wang, and C.C. Yeh, 1989: Doppler observation study of a long-live rainband in TAMEX IOP-13. *Meteor. Res.*, **12**, 91-119.
- Lin, P.L., T.-C. C. Wang, and C.C. Yeh, 1989: The radar analysis of the rainband observed in TAMEX IOP# 13, Proceedings of workshop on TAMEX preliminary scientific results, June 1989, 95-102.
- Lin, Y.J., 1993: Structure features of a subtropical squall line determined from dual-doppler data. *International workshop on mesoscale research and TEMEX program review*, Taipei, Taiwan. April 26-30, 1993, 13-27.
- 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.
- Lin, Y.J., H.W. Chang, and R.W. Pasken, 1993: The structure of a subtropical prefrontal convective rainband. Part II: Dynamic and Thermodynamic Structures and Momentum Budgets. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1671-1687.
- Maddox, R.A., C.F. Chappell, and L.R. Hoxit, 1979: Synoptic and meso- α scale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**, 115-123.
- Merritt, J.H. and J.M. Fritsch, 1984: On the movement of the heavy precipitation areas of mid-latitude convective complexes. Preprints, 10th Conf. on Wea. Fore. and Anal., Clearwater Beach, FL, Amer. Meteor. Soc., 529-536.
- Waldteufel, P. and H. Corbin, 1979: On the analysis of single-Doppler radar data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 532-542.
- Wang, T.-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.

A Study of a Long-Lived Rainband (I) The Thermodynamic Structure and Trajectory Analysis

Shu-Jung Yang Tai-Chi Chen Wang Pay-Liam Lin

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

ABSTRACT

In past Mei-Yu Seasons there are many long-lived systems evolving near the front, however the mechanisms to maintain these systems are not very clear yet. For TAMEX IOP# 13 case, a long-lived rainband had precipitated near 200 mm/day in three areas within Taiwan vicinity in its almost one day long life. The characteristics of its structure and life cycle of this slow moving system is very different with the fast moving squall line in the same season. From two hours continuous analysis of the kinematic, thermodynamic and the reflectivity fields, the results show that the dynamic structure of this system was very steady. The trajectories calculation provided a vivid illustration of the dynamic structure, the northwest edge was very similar to the leading edge of the convective region of a squall line. The low level west and southwest inflows form this northeast-southwest orientated shear zone on the northwest edge. The west inflow encountering the shear zone were lifted above the southwest inflow and form the major updraft. This updraft associated with shear zone was tilting toward east. Only near the narrow southwest tip the southwest inflow may contribute to the updraft. A low was formed in the middle levels, the pressure gradient force is helpful to bring in more moist and warm low level inflows and maintain the three dimensional unique structure and sustain this long lived system.

Key words :Frontal rainband, Mei-Yu front, Trajectory analysis, TAMEX IOP# 13.