

1987 - 1990年台灣地區梅雨鋒面與中尺度對流系統之分析研究

蒲金標
民航局飛航服務總台
台北氣象中心

陳景森 林沛練
國立中央大學
大氣物理研究所

摘 要

本文係整理1987--1990年 5月15日至 6月15日梅雨期間，利用日本紅外線衛星雲圖、民航局綜觀地面天氣圖以及中正都卜勒氣象雷達等資料分析影響臺灣地區之中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems; MCS)之分布、類型和強度演變等。本文所謂中尺度對流系統為高空與地面觀測資料能用以研究由衛星觀測辨認出來的較大尺度、生命期較長且其在紅外線衛星雲圖之雲頂溫度(Tbb) $\leq -40^{\circ}\text{C}$ 者為本文之研究對象。

分析結果顯示梅雨期間台灣地區MCSs與豪大雨發生時，其主要天氣類型可分為大陸低壓冷鋒型、台灣封閉低壓型以及台灣東南氣旋波型，其中以大陸低壓冷鋒型和台灣封閉低壓型之中尺度對流系統發展最強，涵蓋範圍最廣，常帶給臺灣地區豪雨之發生。大陸低壓冷鋒型之MCSs，臺灣北部之豪雨在鋒面抵達時發生，豪雨可能帶來下降氣流阻斷上升氣流使對流無法繼續發展。該線性回波受台灣中央山脈影響，西段沿台灣西北沿岸向南移，東段近似滯留。因此線性回波呈東北~西南轉為北北東~南南西走向，東段強回波滯留常帶給台灣北部豪雨。台灣封閉低壓之MCSs，南北走向之線性回波沿著台灣西部山脊發展，顯示低層南南西風遇到地形抬升，強對流向台灣北部發展。台灣東南氣旋型之MCSs，對流雲系伴隨鋒面和高壓後部形成，它常帶給台灣南部和東南部豪雨。

一、前 言

梅雨是臺灣地區每年春末夏初最重要之天氣現象，它是由歐亞大陸高緯度來之乾冷氣流和從亞洲南方海域來之暖濕氣流在這一地區交互作用之結果。梅雨現象最主要的特徵包括在地面天氣圖有一滯留鋒，其間溫度差不大，但有顯著濕度差異。在850hPa依風切線型式顯示，伴隨此地面鋒在衛星雲圖常可發現一明顯濃密雲帶由日本地區往西南方向經臺灣延伸至華南地區。梅雨鋒雲帶系統內經常存在著中尺度對流系統。此中尺度對流系統經常伴隨劇烈天氣，帶來豪雨與強風，導致臺灣地區受到嚴重的災害(蒲，1989和蒲與陳，1988; 1990)。

Maddox(1980)用衛星雲圖來辨別和定義中尺度對流複合體(Mesoscale Convective Complexes; MCCs)為發生在美國中部地區較大較長生命期(>6h)之對流天氣系統。Bartels et al.(1984)用衛星雲圖來分類中尺度對流系統為最小尺度250公里和持續3小時以上者(包括MCCs)。本文定義中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems; MCSs)定義為水平尺度10~500公里範圍內所有

降水系統，它包括其生命期某一階段之顯著對流現象，並為高空與地面觀測資料能用以研究由衛星觀測辨認出來的較大尺度、生命期較長且其雲頂溫度(Tbb) $\leq -40^{\circ}\text{C}$ 者

陳與林(1990)指出梅雨季節雷達資料可提供梅雨鋒面附近兩帶的型態、結構及移動，同時討論兩帶的走向、強度、生命期等，並從都卜勒風場討論鋒面兩帶的氣流結構。林、葉與陳(1990)研究顯示低層輻合與高層分流的綜觀環境提供兩帶相當有利的發展機會，中低層來自西邊與來自西南邊的暖濕空氣在強回波區後緣內流輻合上升，上升運動與回波牆均向東南傾斜，外流區出現在十幾公里處。對流胞發展到成熟階段時內部氣流具有明顯的旋轉特性。陳、陳與陳(1990)研究顯示新生回波在台灣地形較低處不斷產生、增強，東移進入較高山區，併入山區的對流系統，維持對流系統的發展。新生回波產生的地點，隨著時間，有遠離山區的對流系統，偏向西方的趨勢。

本文分析1987~1990年華南沿海和台灣地區

MCSs發生時之天氣類型，並以雷達資料分析MCSs之發展。其結果期能供1992年預報實驗之參考。

二、資料來源與研究方法

本文利用綜觀天氣圖、衛星雲圖來分析1987~1990年每年 5月15日至 6月15日梅雨期間MCSs發生時之天氣類型和其分布，同時以中正都卜勒氣象雷達徑向風場 (Velocity Azimuthal Display; VAD) 和雷達回波 (≥ 20 DBZ) 來分析梅雨鋒面到達中正都卜勒氣象雷達前後12小時，MCSs在台灣地理位置之分布、移動和強度。本文所選取的MCSs係由衛星雲圖上可辨認的較大尺度、生命期較長且其在紅外線衛星雲圖之雲頂溫度(T_{bb}) $\leq -40^\circ\text{C}$ 者。

三、結果

(一) 梅雨鋒面與中尺度對流系統

利用 1987 ~ 1990 年梅雨期間每年 5月15日至 6月15日每日 0000Z和1200Z綜觀地面天氣圖、日本紅外線衛星雲圖之雲頂溫度($T_{bb}\leq -40^\circ\text{C}$) 分布以及台北松山、中正、高雄和台東豐年氣象台之降水量等資料來分析影響臺灣地區之中尺度對流系統，經分析結果顯示造成單一測站日雨量 ≥ 50.0 mm之梅雨鋒面與中尺度對流系統共發生 9次，其天氣類型屬於大陸低壓冷鋒型佔 3次 (33.3%)，台灣封閉低壓型佔 5次 (55.5%)，台灣東南氣旋波型佔 1次 (11.1%)，如表1。其中以大陸低壓冷鋒型和台灣封閉低壓型之中尺度對流系統發展最強，涵蓋範圍為最廣，常帶給台灣地區豪雨之發生。

(二) 大陸低壓冷鋒型

大陸低壓冷鋒型所發生的MCSs造成台北松山、中正、高雄和台東豐年等氣象台單一測站日降水量 ≥ 50.0 mm者，計有1988年 5月22日至23日、1988年 5月25日和 1990年 6月 7日至 9日。其中選取1990年 6月 7日 0000Z至 9日 1200Z大陸低壓冷鋒型之中尺度對流系統個案，就綜觀地面天氣圖、都卜勒雷達回波以及徑向風場加以分析。

1. 綜觀地面天氣圖與中尺度對流系統

1990年 6月 7日 0000Z和 1200Z綜觀地面天氣圖與中尺度對流系統 ($T_{bb}\leq -40^\circ\text{C}$)之分布，如圖1a和圖1b，華中有1002 hPa封閉低壓，其中心氣壓值為 999 hPa。中尺度對流系統分布於低壓和鋒面區，冷鋒前中尺度對流系統發展甚高，雲頂溫度達 -70°C 。此華中封閉低壓向東北移動，6月8日 0000Z 經過黃海，中心氣壓值迅速降至995hpa，冷鋒由

此中心向西南延伸至中國大陸東南沿海一帶 (圖1c)，6月 8日 1200Z氣旋已經形成，中心位在韓國西海岸，氣壓值急速降為989hPa。此時氣旋開始因

表 1: 1987~1990年 5月15日至 6月15日台灣地區梅雨鋒面與中尺度對流系統之主要天氣類型

天氣類型	發生時間	日雨量(mm)
大陸低壓冷鋒型	1. 1988年 5月22日 0000Z 至23日 1200Z	22日松山71.8 中正 69.0 高雄 11.5
	2. 1988年 5月25日 1200Z	25日松山30.0 中正 76.3
	3. 1990年 6月 7日 0000Z 至 9日 1200Z	9日松山114.0 中正 224.5 高雄 42.5 豐年 3.5
台灣封閉低壓型	1. 1987年 5月16日 1200Z 至17日 0000Z	17日松山86.5 中正 96.6 高雄 21.0 台中以北豪/大雨, 五個最大日雨量測站平均 = 93.3
	2. 1987年 6月 8日 0000Z	8日松山7.3 中正 21.3 高雄 83.0 五個最大日雨量測站平均 = 82.8
	3. 1989年 5月29日 0000~1200Z	29日松山58.8 中正 81.5 高雄 0.5
	4. 1990年 6月 4日 0000Z	4日松山12.3 中正 14.8 高雄 71.5 豐年 13.5
	5. 1990年 6月10日 0000Z	10日松山72.2 中正 102.1 高雄 7.0
台灣東南氣旋波型	1. 1987年 5月17日 1200Z 至18日 0000Z	18日松山25.0 中正 19.0 高雄 57.0

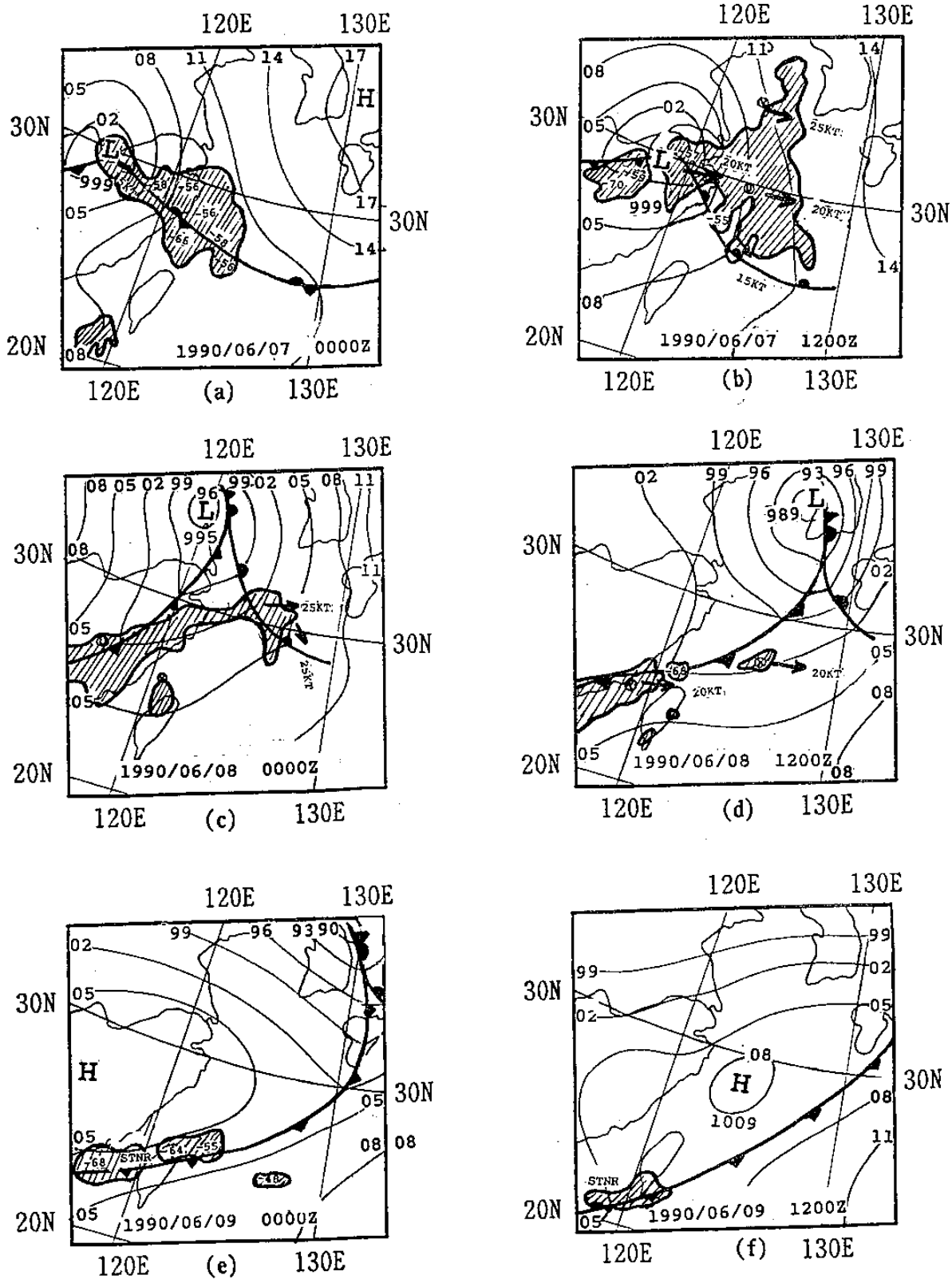


圖 1: 1990 年 6 月 7 ~ 9 日大陸低壓冷鋒型與中尺度對流系統之分布，
 細實線表等壓線(間距 3 hPa)，斜線和雙斜線分別表雲頂溫度(Tbb)
 $\leq -40^{\circ}\text{C}$ 和 $\leq -50^{\circ}\text{C}$ 。

- | | | |
|-------------|-------------|-------------|
| (a) 7日0000Z | (b) 7日1200Z | (c) 8日0000Z |
| (d) 8日1200Z | (e) 9日0000Z | (f) 9日1200Z |

錮，所伴隨的鋒面系統東移至台灣北部海面(圖1d)。在8日24小時期間，中尺度對流系統分布於氣旋與鋒面區，尤以大陸東南沿海冷鋒前中尺度對流系統發展最強，且逐漸移向臺灣。

6月9日0000Z(圖1e)，氣旋中心(985hPa)移至韓國北部，所伴隨的鋒面系統東移至台灣北部。此時兩個中尺度對流系統分別位在台灣北部和台灣海峽中部且靠近臺灣中部，兩者近似滯留，其雲頂溫度最低達 -68°C 。至6月9日1200Z(圖1f)，氣旋中心(984hPa)已移至中國東北的松花江流域，此時中尺度對流系統伴隨鋒面系統位在台灣南端和巴士海峽且近似滯留。

由於伴隨此大陸低壓冷鋒型之中尺度對流系通過台灣北部，造成6月9日清晨(地方時)台灣北部地區豪雨之重要原因。民航局所屬臺北松山和中正氣象台在6月9日24小時累積雨量分別高達114.0mm和224.5mm，中央氣象局所屬鞍部和竹子湖測站在清晨4時至6時三小時累積雨量都同時測得超過120.0mm。

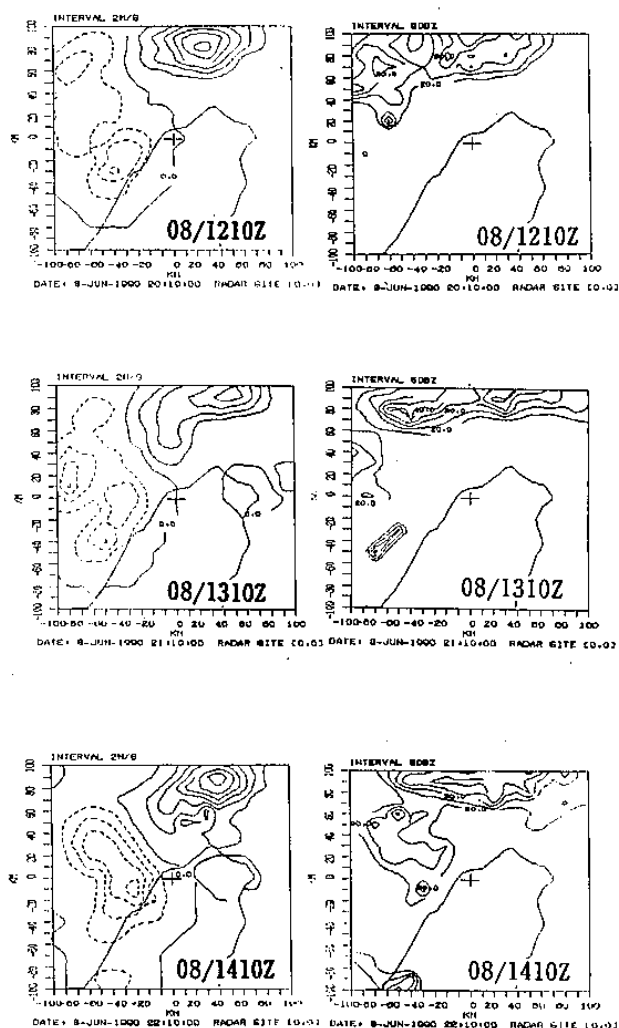
2. 都卜勒雷達回波特性和徑向風場分析

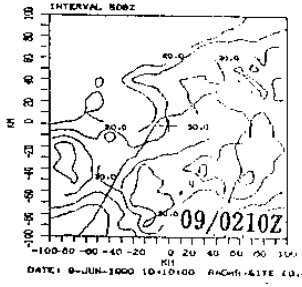
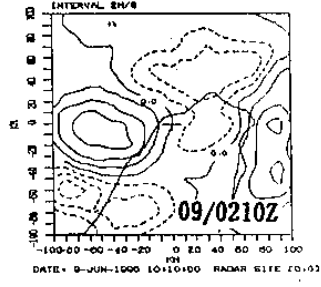
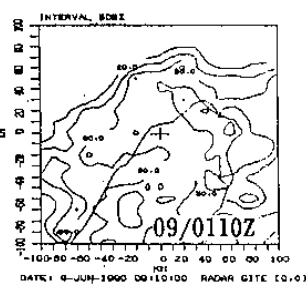
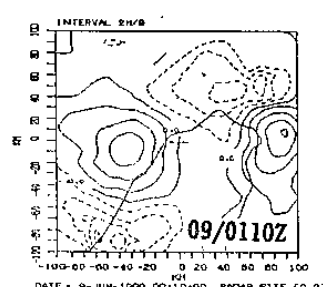
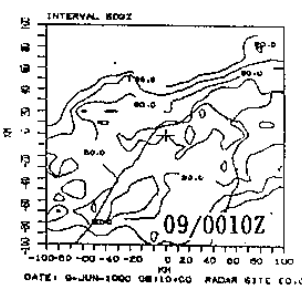
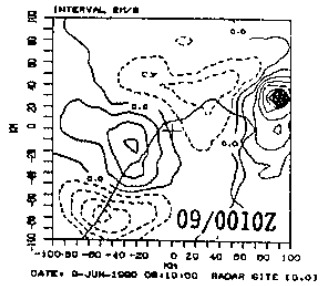
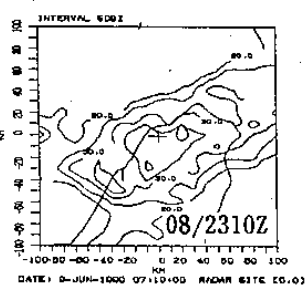
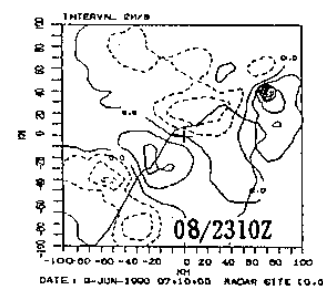
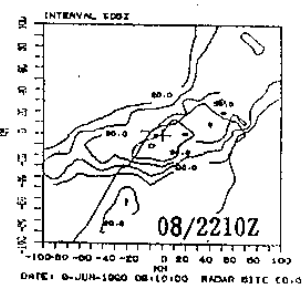
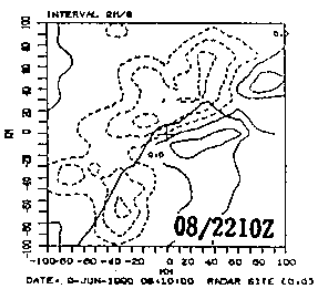
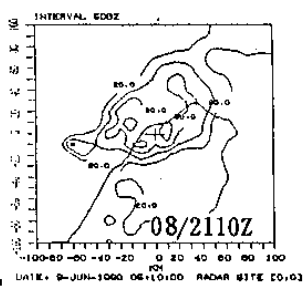
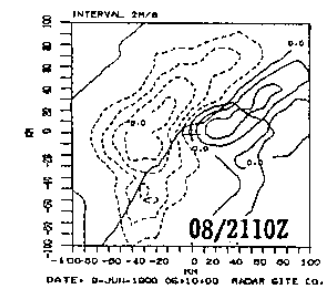
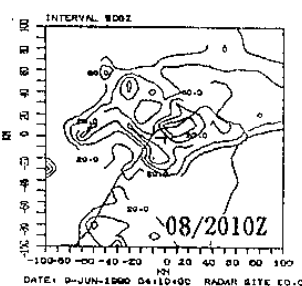
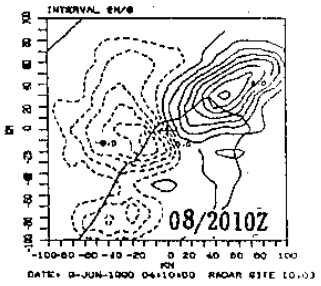
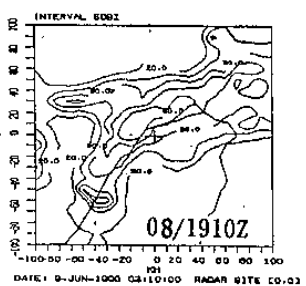
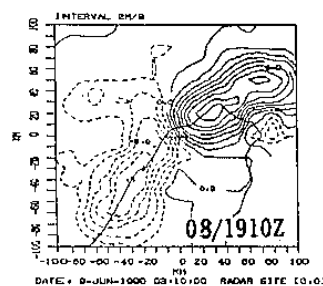
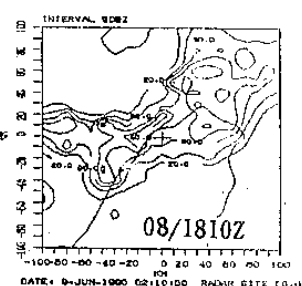
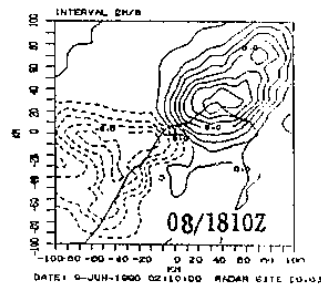
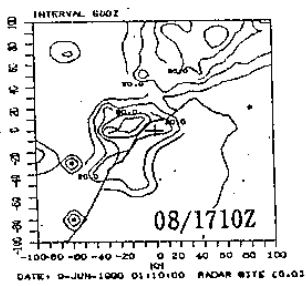
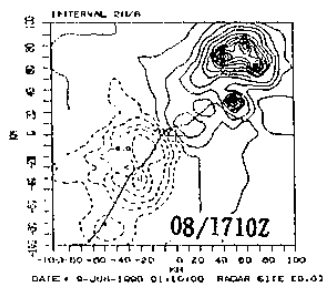
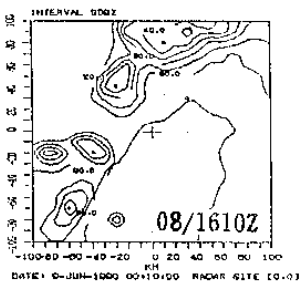
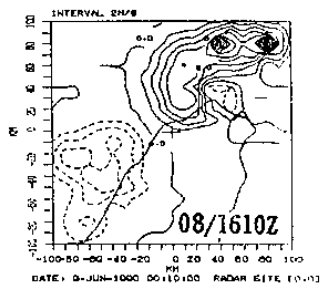
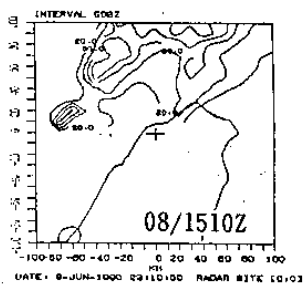
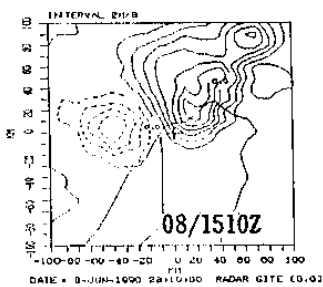
圖2為1990年6月8日1210Z至9日0310Z中正都卜勒雷達每小時回波與徑向風場分布，其中左圖為雷達回波高度1.5公里之徑向風場，實線和虛線分別為徑向風場遠離和吹向雷達分量。

6月8日1210Z-1410Z，雷達徑向風場顯示台灣處於鋒面前西南氣流，此時兩個對流雲系回波($\geq 30\text{DBZ}$)位在中正機場西北方和北方約60公里處，並向東移，其中心最強回波高達40DBZ。8日1510Z，對流回波位在中正機場北方約60公里處並向西南延伸，長約100公里。在回波西南方，另發展出一對流回波。一小時後(1610Z)，對流雲系向東南移，且在桃園和新竹沿海生成三個對流回波。8日1710Z對流雲系緩慢東移，原位在台中機場西北方和東南方約40公里之對流回波合併發展並移至中正機場，中心強度達40DBZ，此時回波仍位在鋒面前，西南風徑向風場增強達12m/s。8日1810Z，和1910Z中正機場附近強回波近似滯留，且與位在機場東北方向南移之對流回波合併呈東北東至西南西走向線性回波。8日2010Z線性對流回波順轉為東北至西南走向，回波仍位在機場近似滯留且強度略為減弱，一小時後(2100Z)中正氣象台一小時雨量高達27.75mm。8日2110Z回波高度1.5公里(850hPa)徑向風場顯示鋒面系統抵達中正機場，鋒面北邊為東北風，南邊為西南風，此時雷達回波位在鋒

面區發展，位在中正機場的雷達回波近似滯留，此時中正機場雨勢最強。隨後1小時內(2200Z)中正雨量高達98.0mm，顯示豪雨在鋒面抵達時發生，同時強回波也逐漸減弱，也顯示豪雨可能帶來下降氣流阻斷上升氣流使對流無法繼續發展。

8日2210Z~9日0110Z線性回波受台灣中央山脈影響，鋒面西段約以每小時40公里速度沿著台灣西北沿岸向南推移，鋒面東段近似滯留，因此鋒面漸轉東北至西南和北北東至南南西走向。伴隨鋒面之雷達回波，沿著台灣西北沿岸發展，而中正機場附近回波仍近似滯留，滯留時間達8小時(8日1710Z至9日0110Z)之久，松山和中正氣象台8小時累積雨量分別達106.75mm和193.5mm。其中以中正氣象台於8日2100Z-2300Z三小時累積雨量高達159.75mm。9日0210Z和0310Z鋒面西段在苗栗附近近似滯留，東段在宜蘭附近略向南移。此時伴隨鋒面之雷達回波逐漸向東移出中正機場，強回波亦由台北縣金瓜石向南移至宜蘭和蘇澳附近，中正和松山機場雨勢亦急速減弱。





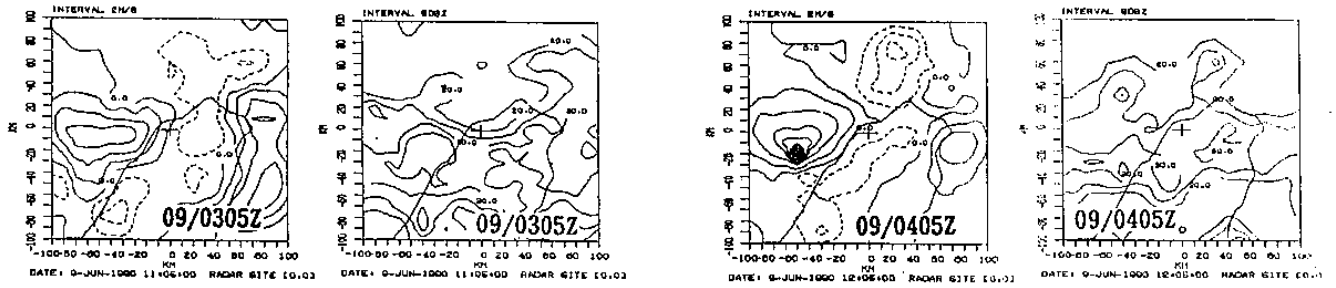


圖 2：1990 年 6 月 8 ~ 9 日中正都卜勒雷達每小時回波與徑向風場之分布。
 左圖為雷達回波高度 1.5 公里之徑向風場(m/s)，實線和虛線分別為徑向風場遠離和吹向雷達分量；右圖為最強雷達回波(≥20DBZ)，實線表等回波線(間距 5 DBZ)。

(三) 台灣封閉低壓型

台灣封閉低壓型所發生的 MCSs 造成台北松山、中正、高雄和台東豐年等氣象台單一測站日降水量 ≥ 50.0 mm 者，計有 1987 年 5 月 16 日至 17 日、1987 年 6 月 8 日、1989 年 5 月 29 日、1990 年 6 月 4 日和 1990 年 6 月 10 日。其中選取 1987 年 5 月 16 日 1200Z 至 17 日 0000Z 台灣封閉低壓型之中尺度對流系統個案，就綜觀地面天氣圖、都卜勒雷達回波以及徑向風場加以分析。

1. 綜觀地面天氣圖與中尺度對流系統

1987 年 5 月 16 日 1200Z 和 17 日 0000Z 綜觀地面天氣圖與中尺度對流系統($T_{bb} \leq -40^{\circ}\text{C}$)之分布，如圖 3，16 日 1200Z(圖 3a)，台灣封閉低壓(1010hPa)

位於台灣北部，其與日本南方海面低壓(1009hPa)構成東北至西南走向之鋒面系統，伴隨此鋒面之雲系，分別位於東海、台灣北部和廣東沿海，其中台灣北部雲系較小，中心雲頂溫度僅為 -44°C ，而廣東沿海之中尺度對流系統範圍最廣，擴展至台灣海峽西部，其中心雲頂溫度發展至 -73°C 。

17 日 0000Z(圖 3b) 鋒面系統向東南緩慢移動，臺灣封閉低壓擴展至整個台灣，其最低雲頂溫度達 -61°C 。此強對流雲系造成 5 月 17 日台中以北豪大雨之主要原因。民航局所屬臺北松山和中正氣象台 5 月 17 日 24 小時累積雨量分別高達 86.5mm 和 96.6 mm，台灣北部和西部日雨量最大五個測站平均值為 93.2 mm。

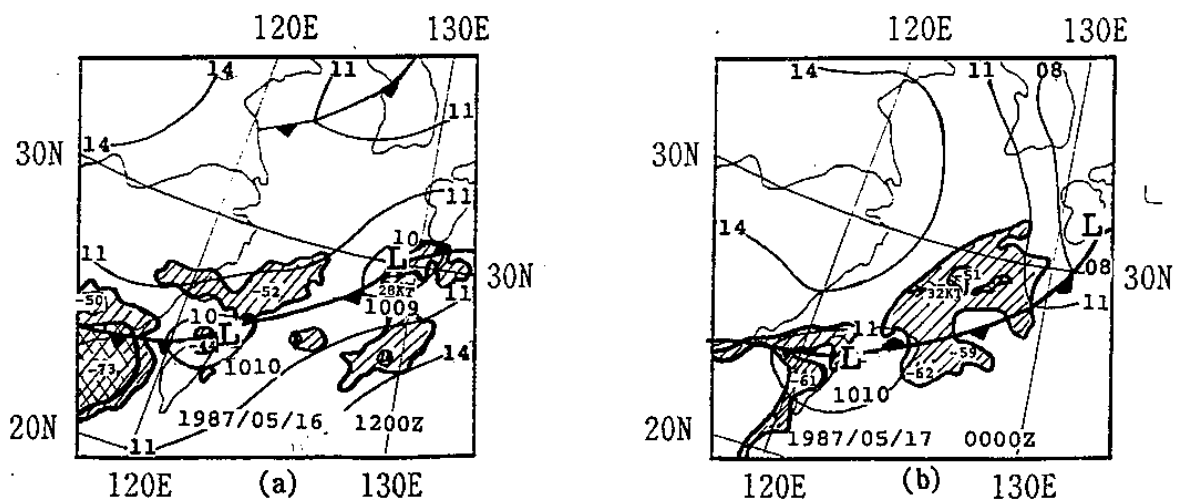


圖 3：1987 年 5 月 16~17 日臺灣封閉低壓型與中尺度對流系統之分布，
 細實線表等壓線(間距 3 hPa)，斜線和雙斜線分別表雲頂溫度(T_{bb})
 ≤ -40°C 和 ≤ -50°C 。(a) 16 日 1200Z (b) 17 日 0000Z

2. 都卜勒雷達回波特性和徑向風場分析

圖4 為1987年 5月16日 1700Z至17日 0300Z中正都卜勒雷達每小時回波與徑向風場分布，其中左圖為雷達回波高度1.5 公里之徑向風場，實線和虛線分別為徑向風場遠離和吹向雷達分量。

1987年5 月16日1700Z 雷達徑向風場在中正機場西南80公里有強徑向風速高達 14 m/s 以上吹向雷達，顯示台灣處於鋒面前強勁西南氣流，此時兩個強回波($\geq 30\text{DBZ}$) 位在台灣北部外海和台灣海峽及新竹苗栗附近。隨後於16日1803Z 徑向風場顯示西南風轉為南風且增強，此時兩個強回波合併發展，呈南北走向之線性回波似沿著山脊發展，中心最強回波($\geq 40\text{DBZ}$) 位於台北松山和中正機場附近。顯示低層南南西風遇到地形抬升，強對流向台灣北部發展。16日1849Z 南北線性回波向東北東逐漸移向台灣東北角且減弱。此時中正氣象台於 1900Z 1 小時雨量達 17.2 mm。16日2258Z 和2348Z 雷達徑向風場在中正機場西南40公里處，有強回波吹向

雷達，但其風速減弱為 8 m/s。顯示台灣仍處於鋒面前西南氣流。此時兩個強回波位於台灣西北沿海，並逐漸逼近陸地。

17日0011Z, 0145Z, 0215Z 和0300Z 徑向風場和雷達回波顯示，0011Z 850HPA鋒面距離中正機場約60公里，鋒面以南吹西南風，以北吹東北風。此時原先兩強回波於850HPA鋒面前，在台灣西北沿岸和新竹、苗栗內陸合併加強發展，並呈氣旋環流回波。0145Z 850HPA鋒面抵達台灣北部西北角，呈東北~西南走向，此時原氣旋式環流回波仍位在鋒面前，但分為兩個對流回波，北段向台灣北端陸地推進，涵蓋台北松山和中正機場，南段則沿新竹和苗栗沿岸南移。0215Z 和0300Z 鋒面在台灣北部西北角近似停滯，強對流回波漸靠近鋒面帶發展且呈東北~西南線性回波，最強回波 ($\geq 40\text{DBZ}$) 位於中正機場附近。17日0200Z 至0400Z 台北松山和中正氣象台之 3小時累積雨量分別為44.0MM和44.5MM。



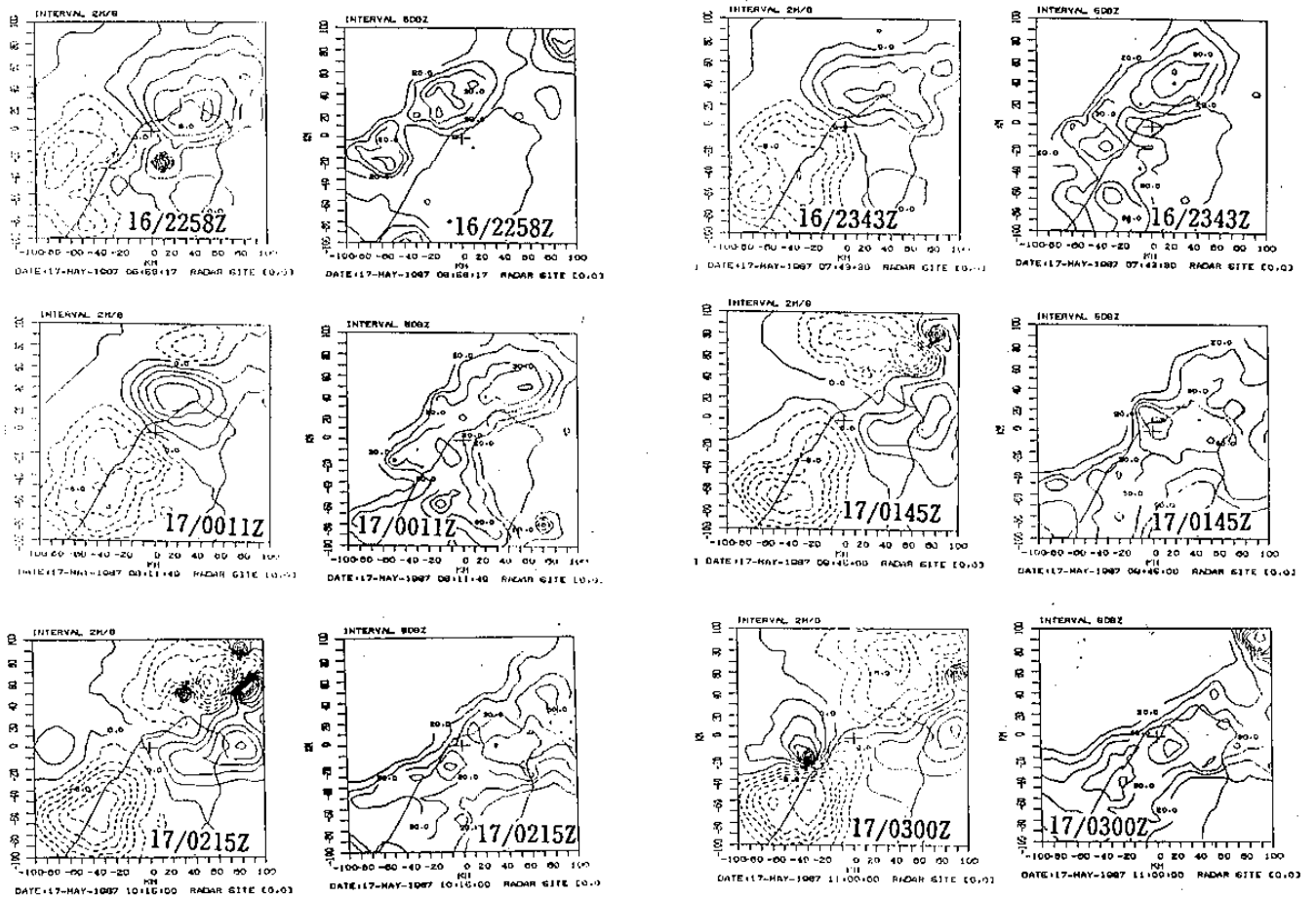


圖 4：1987 年 5 月 16~17 日中正都卜勒雷達每小時回波與徑向風場之分布。左圖為雷達回波高度 1.5 公里之徑向風場(m/s)，實線和虛線分別為徑向風場遠離和吹向雷達分量；右圖為最強雷達回波(≥20DBZ)，實線表等回波線(間距 5 DBZ)。

(四) 台灣東南氣旋波型

台灣東南氣旋波型所發生的 MCSs 造成台北松山、中正、高雄和台東豐年等氣象台單一測站日降水量 ≥ 50.0 mm 者，僅為 1987 年 5 月 17 日至 18 日。因此選取 1987 年 5 月 17 日 1200Z 至 18 日 0000Z 台灣東南氣旋波型之中尺度對流系統個案，由於此型對流雲系發生在台灣南部和東南部，中正都卜勒雷達未涵蓋台灣南部和東南部，無法取得都卜勒雷達回波以及徑向風場，因此僅就綜觀地面天氣圖、都卜勒雷達回波以及徑向風場加以分析。

圖 5 為 1987 年 5 月 17 日 1200Z 和 18 日 0000Z 綜

觀地面天氣圖與中尺度對流系統分布。17 日 1200Z 鋒面受大陸高壓出海影響，逐漸由台灣北部緩慢移向台灣南部。此時台灣東南海面形成一氣旋波。對流雲系伴隨鋒面位於鋒面北部和高壓後部形成，其中位於台灣南端鋒面北面地帶之中心對流雲頂溫度達 -53℃。18 日 0000Z 高壓中心移至日本九州，滯留鋒位於台灣東南氣旋波且略向北推，滯留鋒面帶對流雲系範圍縮小，唯在台灣嘉義和台南附近之對流雲系，其中心雲頂溫度發展至 -61℃。受台灣東南氣旋波和鋒面徘徊影響，18 日高雄氣象台 24 小時雨量達 57.0mm。

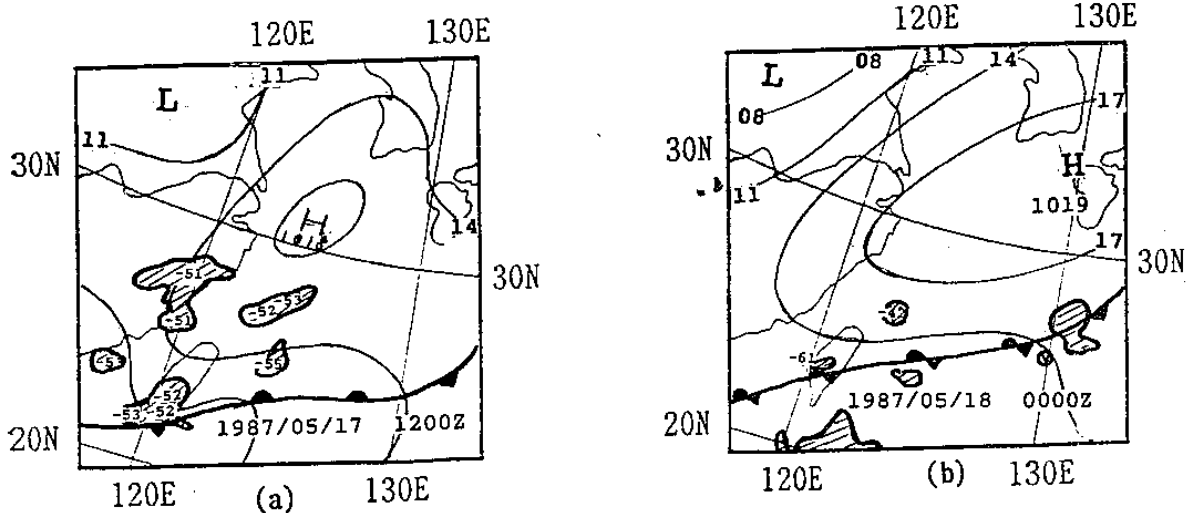


圖 5：1987 年 5 月 17~18 日大陸低壓冷鋒型與中尺度對流系統之分布，
細實線表等壓線(間距 3 hPa)，斜線和雙斜線分別表雲頂溫度(Tbb)
 $\leq -40^{\circ}\text{C}$ 和 $\leq -50^{\circ}\text{C}$ 。(a) 17 日 1200Z (b) 18 日 0000Z

四、結 論

本文利用綜觀天氣圖、衛星雲圖來分析 1987~1990 年每年 5 月 15 日至 6 月 15 日梅雨期間 MCSs 發生時之天氣類型和其分布，同時以中正都卜勒氣象雷達徑向風場和雷達回波來分析梅雨鋒面到達中正氣象雷達前後 12 小時，MCSs 在台灣地理位置之分布、移動和強度，重要結果可歸納如下：

(一) 梅雨期間台灣地區 MCSs 與豪大雨發生時，其主要天氣類型可分為大陸低壓冷鋒型、台灣封閉低壓型以及台灣東南氣旋波型，其中以大陸低壓冷鋒型和台灣封閉低壓型之中尺度對流系統發展最強，涵蓋範圍最廣，常帶給臺灣地區豪雨之發生。

(二) 大陸低壓冷鋒型之 MCSs，臺灣北部之豪雨在鋒面抵達時發生，豪雨可能帶來下降氣流阻斷上升氣流使對流無法繼續發展。

(三) 大陸低壓冷鋒型之 MCSs 線性回波，受台灣中央山脈影響，西段沿台灣西北沿岸向南移，東段近似滯留。因此線性回波呈東北~西南轉為北北東~南南西走向，東段強回波滯留常帶給台灣北部豪雨。

(四) 台灣封閉低壓之 MCSs，南北走向之線性回波沿著台灣西部山脊發展，顯示低層南南西風遇到地形抬升，強對流向台灣北部發展。

(五) 台灣東南氣旋型之 MCSs，對流雲系伴隨鋒面和高壓後部形成，它常帶給台灣南部和東南部豪雨。

誌謝

本研究是在國科會 NSC 80-0414-P117-01B 之支助下始克完成，特此申謝。其次，感謝民航局飛航服務總台台北氣象中心董耀光、李正雄、陳炳全、王太元、陳雲蘭和柴客麟等先生小姐在資料收集與處理等協助，在此一併致謝。

參考文獻

- 林沛練、葉青青、陳台琦，1990：TAMEX 10P#13 長生命期雨帶內部結構之診斷分析。氣象雷達與飛航安全研討會論文彙編，交通部民用航空局，125-138
- 陳台琦、林沛練，1990：梅雨鋒面雨帶結構及移動方式之分析。氣象雷達與飛航安全研討會論文彙編，交通部民用航空局，425-438
- 陳景森、陳台琦、陳文信，1990：TAMEX 個案 10P #8 山區雷達回波的分析。氣象雷達與飛航安全研討會論文彙編，交通部民用航空局，139-147
- 蒲金標，1989：梅雨季華南低層噴流與中尺度對流系統之個案研究。私立中國文化大學博士論文，PP.201
- 蒲金標與陳泰然，1988：華南地區低層噴流與中尺度對流系統之初步分析。氣象學報，34, 285-297
- 蒲金標與陳泰然，1990：華南低層噴流與中尺度對流系統環境條件之個案診斷分析~1983年 6 月

1~3日個案。天氣分析與預報研討會論文集編
，中央氣象局，391-408。

Bartels, D.L., J.M. Skradski and R.D. Menard
，1984: Mesoscale convective systems:
A satellite-data-based climatology. NOAA

Tech. Memo. ERL ESG 8, Dept. of Commerce,
Boulder, CO., 63 pp. [NTIS PB85-187904.]

Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective
complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61,
1374-1387.

An Analysis of the Mei-Yu Front and the Mesoscale
Convective System in Taiwan Area
during 1987 and 1990.

Chin-Piao Pu
Taipei Meteorological Center
Civil Aeronautics Administration

Ching-Sen Chen Pay-Lian Lin
Institute of Atmospheric Physics
National Central University

ABSTRACT

The synoptic analysis, GMS satellite images and the single Doppler radar observations of the heavy rainfall systems in past four Mei-Yu seasons, during 1987 and 1990, provide to study the frontal rainbands associated with different types of fronts. From the radar echo characteristics such as the intensity, pattern, orientation we study the location and the movement of the mesoscale convective systems.

The results show that there were three types of the heavy rainfall system --- the continental low-front system, the Taiwan low system and the southeastern Taiwan wave system, in past four Mei-Yu seasons during 1987 and 1990. An NE ~ SW orientated line echo associated with the continental low-front system developed into a strong convective rainband in the northern part of Taiwan. We noted that the cell at the eastern section of this rainband was very persistent, the largest and strongest cell within the rainband and then the heavy rainfall occurred over the northern part of Taiwan. An N ~ S orientated line echo associated with the Taiwan low system developed into a strong convective rainband along the western slope of the Central Mountain ridge. Presumably local orographic ascent effects promoted the mesoscale organization of radar echo. A mesoscale convective system associated with the southeastern Taiwan wave system developed along the front system and then the heavy rainfall occurred over the southern and southeastern part of Taiwan.