

華南春季低層噴流之形成 與台灣北部地區豪雨之個案分析

陳泰然

蒲金標

國立臺灣大學大氣科學研究所

交通部民航局航管組

(中華民國七十三年十二月十八日收件)

摘要

本文針對1983年3月12日於台灣北部發生先連續性後間歇性之大量降水與雷雨之不尋常現象，利用傳統及衛星資料進行分析研究。結果發現850 mb 高壓迅速向東南移動，使華南產生高度梯度之增強，為低層噴流形成之主要機制，中尺度對流複合系統則在低層噴流下游速度輻合區與風場輻合隨時間增加區發展及維持。850 mb 槽前平行於槽之準線性中尺度對流系統，顯係由低對流層正渦度平流向上增加之準地轉動力強迫作用所激發。最後發現，台灣低壓可在缺乏500 mb 正渦度平流及海面可感熱加熱微弱之情況下，透過MCC之潛熱加熱過程形成並加強。

一、前言

民國72年3月12日台灣北部豪雨成災。根據台北松山機場民國42年~71年三十年雨量紀錄，三月份平均雨量為129.6公厘，月雨量最大值為428.5公厘(民國67年)，日雨量最大值為100.5公厘(民國64年3月11日)。民國72年3月之月雨量為455.8公厘，是平均月雨量的3.8倍，打破歷年月雨量的紀錄。3月12日一天的雨量高達89.5公厘，僅次於民國64年3月11日100.5公厘和67年3月21日100.0公厘。

3月12日凌晨1時起台灣北部各地出現雷陣雨，雨勢強勁，一直到晚上8時才逐漸停止。各地雨量均不尋常，新竹一日總雨量128公厘，中正機場118.8公厘，陽明山108公厘，松山機場89.5公厘，台北市88公厘，造成台中以北豪雨成災，堤防潰決，農田淹沒，鐵路交通受阻。12日下午1~2點間，一架華航班機在桃園後龍一萬六千英尺上空遭遇到雷雨大冰雹襲擊，飛機上雷達罩被打壞。松山機場自12日下午一時起，即

因雷雨而關閉，一直到下午五時才再度開放。

本文係針對此次台灣北部地區春季豪雨個案進行初步分析，以期能了解導致豪雨之對流雲系之形成條件及移動與發展過程，並希望所得結果能作為春季豪雨預報的參考。

二、資料

本文利用民航局飛航服務總台氣象中心所存之民國72年3月10~12日地面及850 mb 天氣圖資料，進行氣壓、高度及風場之再分析，以了解豪雨發生前後低對流層之綜觀天氣形勢。並利用民航局所屬松山及中正氣象台逐時及特別觀測資料，以分析鋒面過境時間、雷雨持續時段及雨量之時間分佈。此外，亦利用中央氣象局所接收之日本氣象廳GMS-2紅外線衛星照片，以分析對流雲系之發展及移動過程。

三、衛星雲圖及降水分析

圖1為10日1222 GMT至11日0006 GMT之紅外線雲圖，華南地區於10日1222 GMT時尚

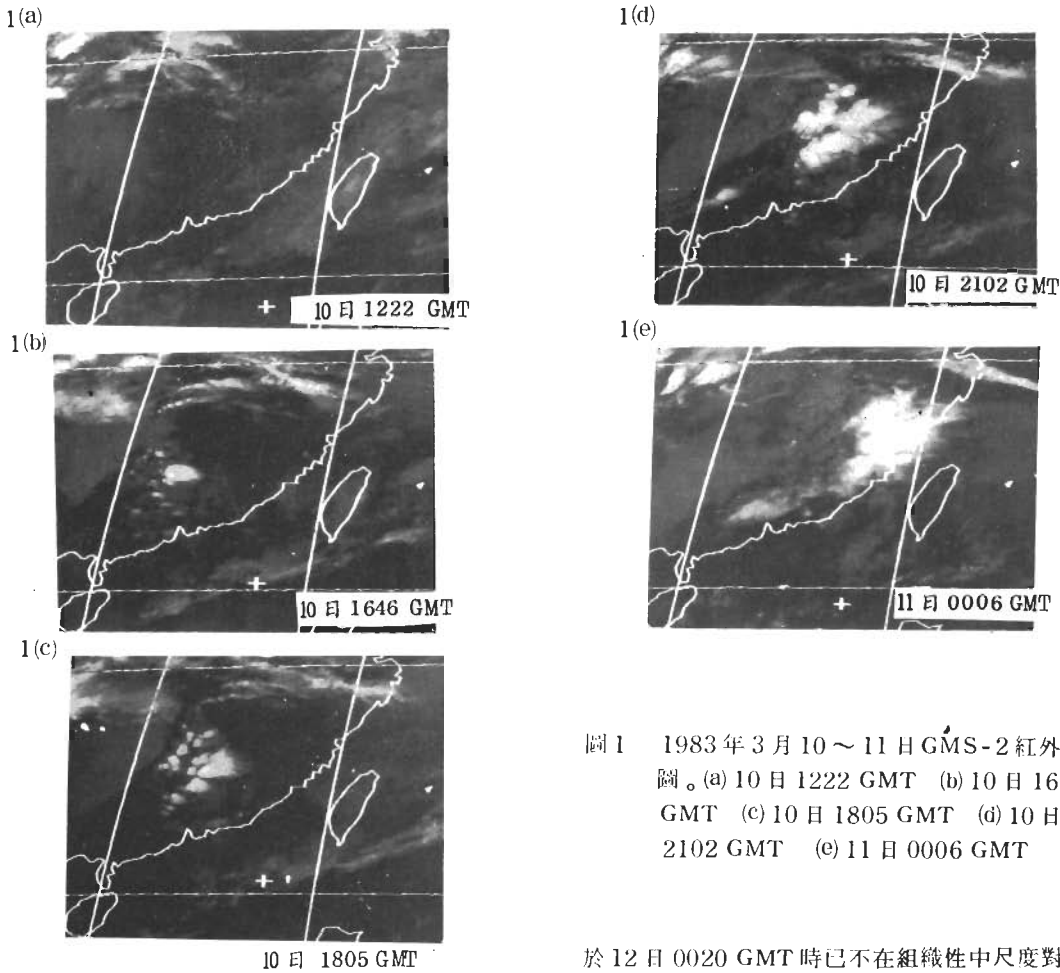


圖1 1983年3月10~11 HEMS-2紅外線雲圖。(a)10日1222 GMT (b)10日1646 GMT (c)10日1805 GMT (d)10日2102 GMT (e)11日0006 GMT

無任何對流活動，對流雲在10日1646 GMT才開始形成，唯尺度尚小，之後逐漸發展且組織化，並向東北移動，於11日0006 GMT移至福建沿海時已發展成中尺度對流複合系統(MCC)之尺度，此時深對流雲頂約在13公里，範圍約與台灣面積相當。此系統於11日0305 GMT移至東海西南及台灣海峽北部時發展至最大強度(圖未示)，於之後之6小時內東移減弱。此段期間於福建沿海至東海間已普遍發展出深對流，11日1206 GMT時(圖2a)於 28°N ， 118°E 附近之深對流已組織成MCC。此MCC向東北東移增強，影響台灣北部地區，並於11日1806 GMT在台灣北部至東海一帶發展至最大強度(圖2b)，之後強度幾乎維持不變且向東北移去(圖2c，2d)。台灣北部地區

於12日0020 GMT時已不在組織性中尺度對流系統影響；此時台灣海峽北部則有較弱且近似線性之對流發展(圖2d)。12日0640 GMT時此線性對流已向東南移至台灣北部及西部沿海(圖2e)，並發展為較深之對流。

表一為中正及松山機場之雷雨延時觀測。顯見

表一 1983年3月12日中正(RCTP)及松山(RCSS)氣象台所觀測的雷雨發生延時

中正(RCTP)		松山(RCSS)	
地方時(LST)	雷雨延時	地方時(LST)	雷雨延時
0147-0734	5:47	0144-0400	2:16
0853-1021	1:28	0625-0735	1:10
1053-1136	0:43	0923-1046	1:23
1238-1307	0:29	1302-1700	3:58
1343-1540	1:57	總計	8:47
總計	10:24		

中正機場雷雨主要發生在 12 H 0147 ~ 0734 LST (11 H 1747 ~ 2334 GMT) 之間, 此段期間即有約 6 小時之雷雨發生。圖 2a — 2c 所示由福建沿海移至台灣北部及東海之 MCC 即為導致此段期間雷雨之對流系統。此段期間松山機場亦有約 3.5 小時之雷雨發生 (12 日 0144 ~ 0735 LST)。0735 LST 後對流系統雖不若前述 MCC 之具有組織性, 但在線性對流系統內之局部深對流則甚強烈 (圖 2e), 故亦導致長時段之間歇性雷雨。

表二為 3 月 12 日逐時降水量分佈, 顯見伴隨 MCC 之清晨降水量大且持續, 伴隨午前之後的線性對流系統降水量則一般較小且屬間歇性, 反應較小尺度之對流系統。

四、綜觀條件

圖 3 為 3 月 11 日 0000 GMT 至 12 日 0000 GMT 之地面綜觀形勢。此段期間高壓由東海向東北移至日本本州東部, 在此高壓之東風迴流內並有擾動於 11 日 0000 GMT 在台灣地區形成。此低壓

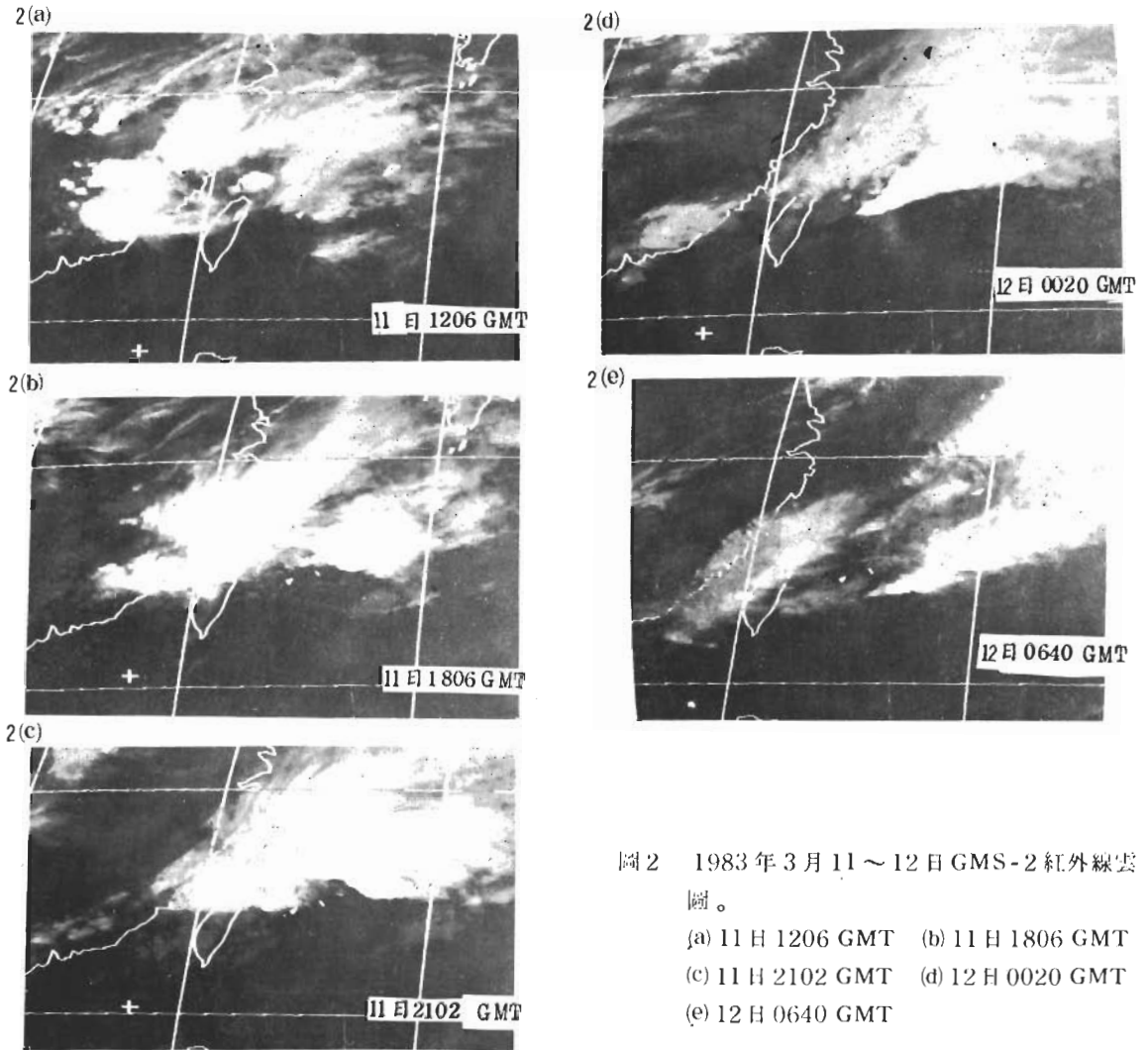


圖 2 1983 年 3 月 11 ~ 12 日 GMS-2 紅外線雲圖。
 (a) 11 H 1206 GMT (b) 11 H 1806 GMT
 (c) 11 H 2102 GMT (d) 12 H 0020 GMT
 (e) 12 H 0640 GMT

表二 1983年3月12日中正 (RCTP) 及松山(RCSS) 氣象台之逐時降水量(公厘)。

中正 (RCTP)		松山 (RCSS)	
地方時(LST)	降水量	地方時(LST)	降水量
0100	T	0100	0
0200	2.3	0200	1.0
0300	10.5	0300	7.0
0400	9.3	0400	5.8
0500	8.5	0500	7.7
0600	13.5	0600	8.3
0700	13.0	0700	11.5
0800	7.0	0800	9.0
0900	8.5	0900	1.7
1000	10.5	1000	7.8
1100	5.0	1100	5.2
1200	2.5	1200	T
1300	4.0	1300	0.3
1400	4.3	1400	2.2
1500	13.5	1500	5.5
1600	3.8	1600	6.5
1700	T	1700	2.3
1800	1.8	1800	2.5
1900	0.3	1900	0.7
2000	T	2000	T
2100	T	2100	T
2200	T	2200	0.3
2300	T	2300	0.2
2400	0.5	2400	4.0
總 計	118.8	總 計	89.5

擾動之中心 (1012 mb) 於 11 日 1200 GMT 位於台灣西北部海面 (台灣低壓), 並形成冷暖鋒面 (圖 3b)。低壓中心於 11 日 1800 GMT 加深至 1008 mb 並向東北移至台灣與琉球之間海面。表三為中正與松山氣象台之地面逐時及特別觀測報告, 顯見冷鋒於 11 日 1646 GMT (12 日 0046 LST) 過境中正機場, 於 11 日 1824 GMT (12 日 0224 LST) 過境松山機場, 約較冷鋒過境中正機場落後 1.5 小時。產生雷雨之 MCC (圖 2b) 主要位於台灣低壓西北象限及冷鋒之後。冷鋒過境中正機場後伴隨雷雨之陣風, 於 1814 GMT 達 28 kt。冷鋒過境之後之線性對流系統 (圖 2e), 導致松山機場由 12 日 1302 ~ 1700 LST (12 日 0502 ~ 0900 GMT) 約 4 小時之連續性雷雨, 迫使機場於此時段關閉。

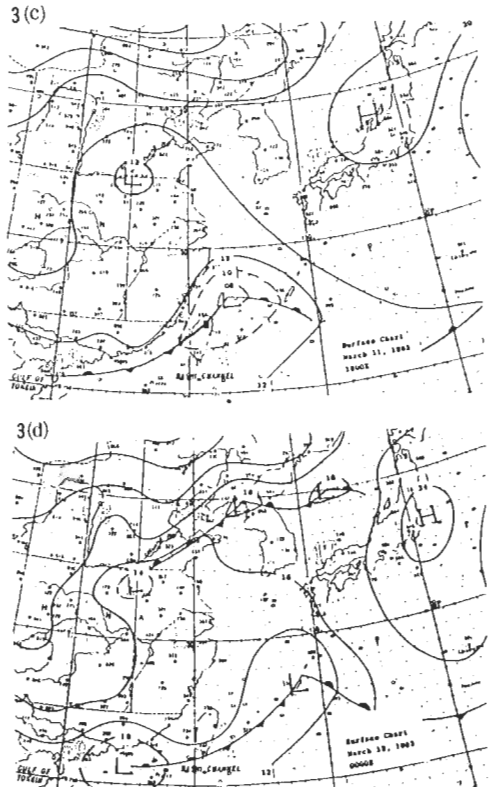
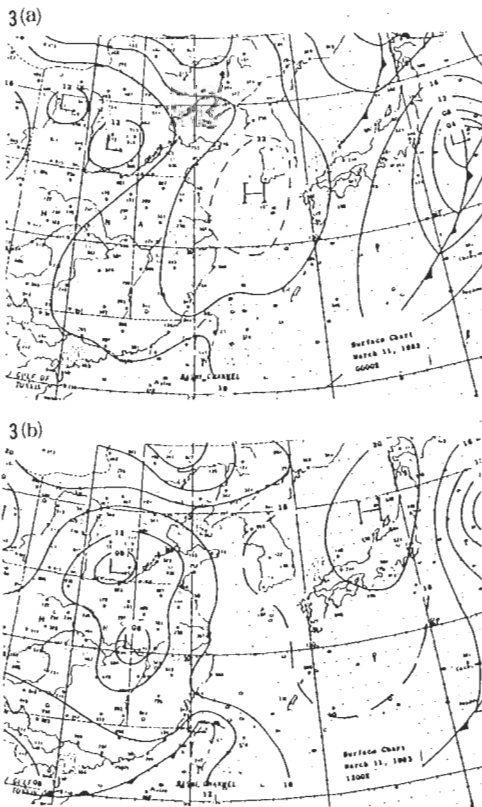


圖 3 1983年3月11日(a)0000 GMT (b)1200 GMT (c)1800 GMT, 及 (d)12日0000 GMT之地面天氣圖。

表三 1983年3月12日中正(RCTP)及松山(RCSS)氣象台之地面天氣觀測。

中正 (RCTP)			松山 (RCSS)		
地方時 (IST)	風向/風速 (kt)	天氣	地方時 (LST)	風向/風速 (kt)	天氣
0015	270/05	10BR	0039	220/02	10BR
0023	280/04	50DZ	0048	220/02	10BR
0030	310/05	50DZ	0100	260/03	10BR
0046	350/05	50DZ	0126	270/03	60RA
0100	340/06	50DZ	0144	250/05	95TS
0147	330/12G18	95TS	0200	270/03	95TS
0200	330/13G20	95TS	0224	300/10	95TS
0214	330/15G28	97XSTS	0300	270/14	95TS
0300	310/05	95TS	0349	280/03	91RA
			0400	300/02	91RA

圖4為3月10日1200 GMT至12日0000 GMT之850 mb高度場與風場分析。10日1200

GMT至11日0000 GMT 12小時之間，高壓中心由 $\sim 32^{\circ}\text{N}$ 之長江下游向東南移至 $\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之台灣與琉球之間，且由1510 m增強至1530 m，華南之西南風增強，大於30 kt之最大風速主軸(低層噴流)位於東南沿海(圖4b)。11日0000 GMT位於華北之低壓槽向東南移動且向南發展，於1200 GMT時由華東向南南西伸展至華南。此時華南至華西一帶之高度場因槽之移入而降低，東南沿海之西南風亦增強至40 kt，低層噴流主軸幾平行於東南沿海地形。槽及槽前低層噴流於之後12小時繼續向東南移動，噴流主軸於12日0000 GMT(圖4d)由東南沿海向東北伸展，經台灣中部至日本九州南方海面，此時雖最大風速似有稍減(海上觀測資料較少，不易確定)，但大於30 kt風速範圍擴大。

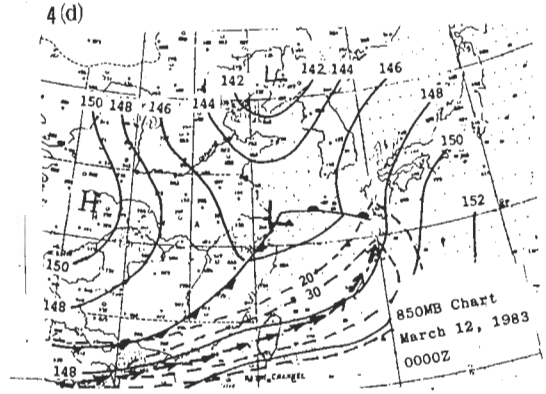
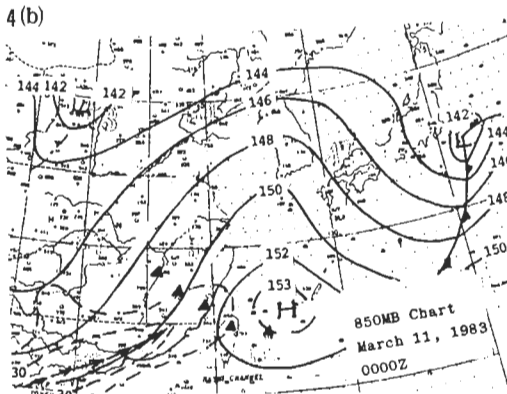
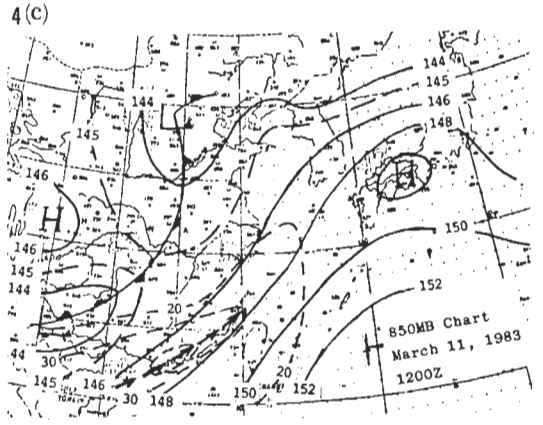
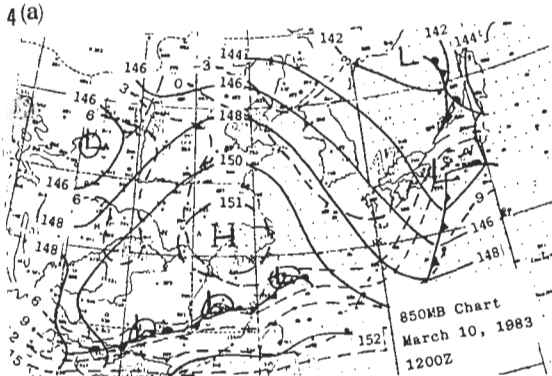


圖4 1983年3月(a)10日1200 GMT, (b)11日0000 GMT, (c)11日1200 GMT, 及(d)12日0000 GMT之850 mb高度場(實線; dam)、風速(kt)及低層噴流主軸(>30 kt)。圖(b)內之實心三角形為所取平行於高壓路徑之剖面。

圖5為平行於10日1200 GMT~11日0000 GMT 850 mb 高壓路徑之850 mb 風場、高度場及露點時空剖面分佈，此剖面約呈西北—東南，與西南噴流幾呈垂直。顯見，當長江下游之高壓由10日1200 GMT至11日0000 GMT向東南移至台灣東北海面時，南昌至台北間之西南風增強或由東風轉變成西南風，台北高度亦由1521 m 升高至

1528 m。之後由於華北槽線之向東南移動及向南兩西發展，使槽線東南之西南風增強，槽線於11日1200 GMT—12日0000 GMT 之間通過南昌。剖面內西南風之風速約與西北—東南高度梯度成正比，顯示高度場與風場關係之近似地磚。露點於11日1200 GMT—12日0000 GMT時達到最大，顯示暖濕空氣係伴隨加強的西南噴流而來。

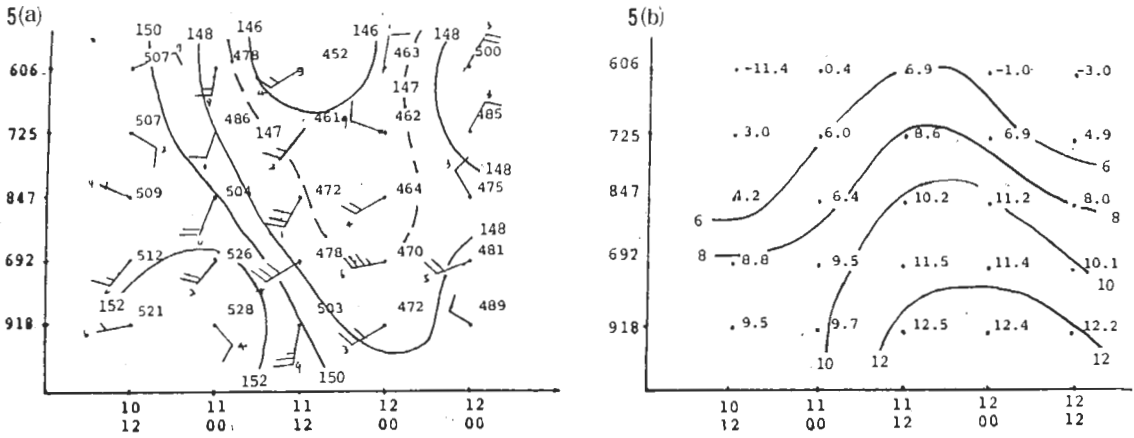


圖5 1983年3月10日1200 GMT—12日1200 GMT沿南昌(58606)、南平(58725)、福州(58847)、台北(46692)及石垣島(47918)之850 mb。(a)等高線(實線; dam)與等風速線(虛線; kt);(b)等露點線(°C)之時空剖面分佈。此剖面之測站如圖4(b)內所示。

圖6為3月10日1200 GMT—12日0000 GMT間每12小時之風向量變差。10日1200 GMT至11日0000 GMT，高壓由長江下游向東南移至台灣與琉球之間，華南及東南沿海之西南風增強，大部份地區增加20~25 kt。11日0000 GMT 福建沿海之對流在低層噴流下游速度輻合區(圖4b)發展成MCC尺度之對流系統(圖1e)。此MCC尺度之對流系統範圍約與圖6a 風向量變差之輻合區一致，此顯示組織性對流有在輻合區隨時間增強發展之勢，此種關係在之後的24小時(圖6b, c)亦極明顯。

圖7為3月11日0000 GMT—12日0000 GMT之總指數(TI; total index)分佈 $T I = (T 850 - T 500) + (T d 850 - T 500)$ ，TI愈大表示中低對流層愈不穩定，Maddox (

1983)研究夏季美國MCC之發展條件，發現 $T I > 44$ 時有利於深對流發展， $T I > 54$ 時則可能發展成強烈對流，同時發現MCC在TI大之不穩定區形成及發展，當移至TI小之穩定區則消散。本個案為春季情況，不穩定度當較夏季為小，但TI之空間分佈應可指示相對之穩定與不穩定區。比較圖1, 2之對流雲系與圖7之TI分佈，顯見MCC均在 $T I > 34$ 之較不穩定區域發展。表四為3月11日0000 GMT—12日1200 GMT台北之TI變化，顯然11日1744 GMT—12日0900 GMT(12日0144—1700 LST)中正及松山機場之雷雨(表一)，係在非常不穩定的大氣環境下產生($T I \sim 44$)。

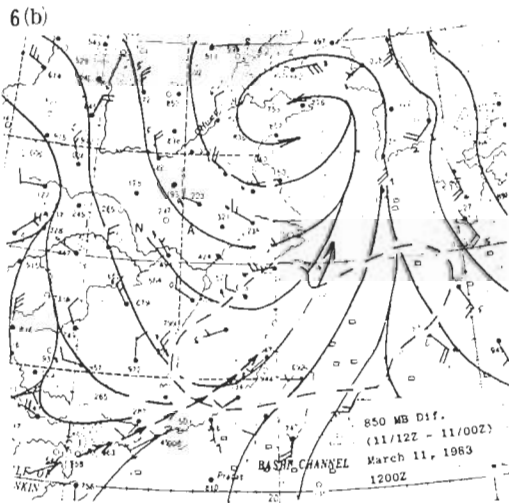
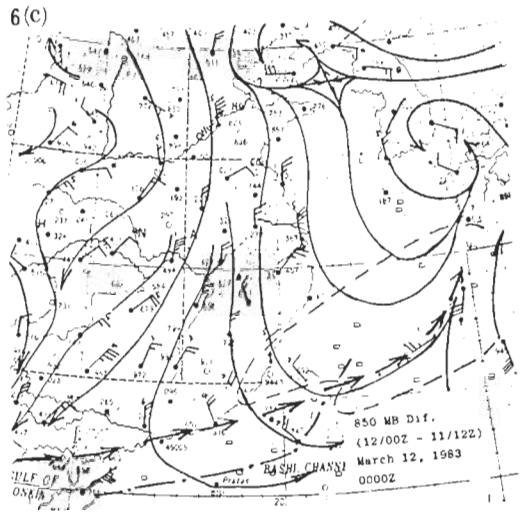
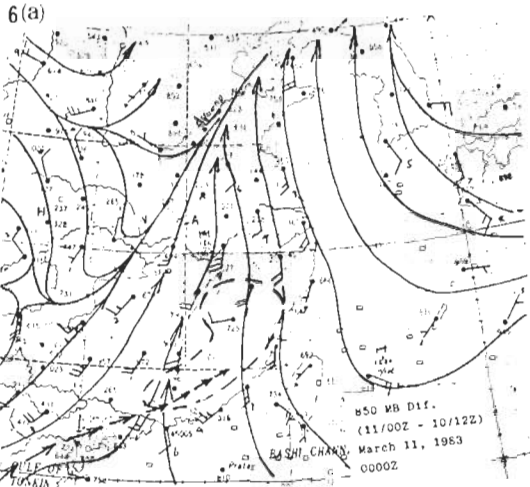


圖6 1983年3月(a)11日0000 GMT—10日1200 GMT, (b)11日1200—0000 GMT, (c)12日0000 GMT—11日1200 GMT之風向量12小時變差分佈。後一時間之對流雲範圍以虛線表示。

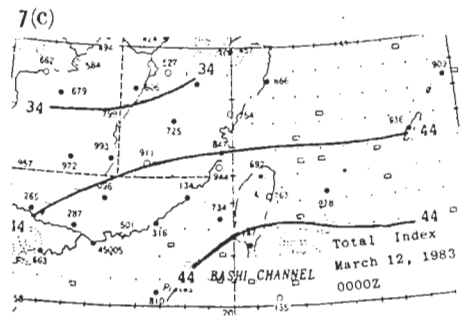
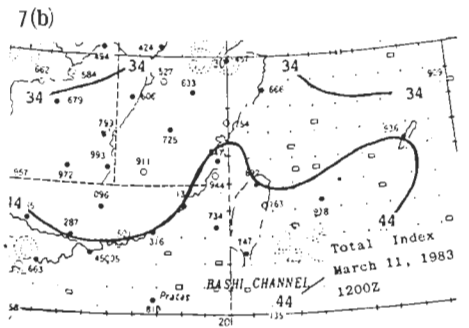
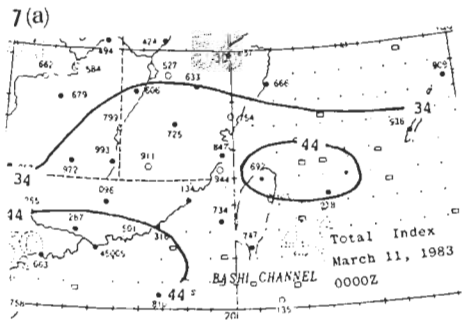


圖7 1983年3月(a)11日0000 GMT, (b)11日1200 GMT, (c)12日0000 GMT之總指數 (total index) 分佈。

表四 1983年3月11日0000 GMT—12日1200 GMT台北(板橋)之總指數(total index)。

時 間	總 指 數
11/00Z	45.5
11/12Z	43.7
12/00Z	44.4
12/12Z	39.3

五、討 論

1983年3月10日1200 GMT—11日0000 GMT 850 mb 高壓由長江下游以45 kt 速度迅速向東南移至台灣與琉球之間,中心高度並由1510 m增強至1530 m(圖4a, b)。此段期間副熱帶華南地區(20~30°N)105—120°E間之東西高度梯度因高壓之移入而增強(約增一倍),西南風因而增強以適應高度場(地轉反應),並在東南沿海形成低層噴流(>30 kt)(圖4b)。對流在西南風增強區下游發展(圖1),並於11日0006 GMT 時於低層噴流下游之速度輻合區發展成MCC尺度。在此12小時內之850 mb風向量變差(圖6a)亦顯示,福建沿海之風場具有輻合隨時間增強之傾向,MCC尺度之對流即在此輻合增強區發展。

3月11日0000 GMT—1200 GMT 之間移動性高壓已併入副熱帶太平洋高壓,華北槽線以45 kt 速度迅速向東南移動並向南南西發展伸入華南,使東南沿海之東西方向高度梯度增強,因而西南風增強至超過40 kt,1200 GMT 之低層噴流幾平行於東南沿海地形(圖4b, c),此時MCC尺度之對流系統普遍在低層噴流下游速度輻合之福建沿海及東海南部海面發展(圖2a)。在此12小時內之風向量變差(圖6b)亦顯示,由福建至東海南部海面之850 mb風場具有輻合隨時間增強之傾向,MCC尺度之對流即在此輻合增強區發展。1206 GMT位於28°N, 118°E 附近福建沿海之MCC,之後向東南東移動並增強,於1806

GMT 時已影響台灣北部地區,中正及松山機場3月12日清晨連續性雷雨及強烈降水即由此對流系統而來。此系統之後隨著低層噴流之移動,在低層噴流之下游速度輻合與850 mb 風場之輻合隨時間增加區維持強度並向東移,於12日0000 GMT 時已移至台灣與日本九州之間之海面(圖2c, 2d, 4d, 6c)。

陳等(1982)對於初春華南中尺度對流複合系統(MCC)之個案研究,發現初春之MCC可在華西850 mb 鋒面輻合區及低對流層暖平流區內發展,並在高對流層速度輻散區之下維持強度,東移影響下游地區。本個案則發現初春華南之MCC亦可在850 mb 上之低層噴流下游速度輻合區及風場之輻合隨時間增強區發展及維持強度。這種低層風場之變化則主要為春季期間華南移動性系統之快速移動所產生之高度場變化之地轉反應。3月10日1200 GMT—11日0000 GMT之間華南高對流層並無移行噴流條(jet streak)移入該區,故Uccellini and Johnson(1979)所提伴隨高層噴流條之質量動量調整形成低層噴流之機制在此個案並不存在。低層噴流發展之前,華南亦無組織性對流活動,故對流動量傳送形成低層噴流之機制與垂直次環流之柯氏加速形成低層噴流之可能性亦可排除。因此,華南低層噴流在快速移動之高壓出海而增強華南高度梯度之下形成,這種地轉反應在數值模式裡應可預報。

風向量之時間變量分佈(圖6)顯示,只要中低對流層有足夠的不穩定度(總指數>34),則MCC有在風場之輻合隨時間增強之區域內發展及維持之趨勢,此種風場變化實為綜觀尺度系統(槽線、高壓等)移動之反應,故此種大尺度之風場變化在數值模式裡亦應有其可預報度。

12日午前之後,在中正及松山機場發生之間歇性劇烈雷雨,則由近似線性之對流系統在相當不穩定之中低對流層(台北總指數~45)環境下發展出之局部劇烈對流導數(圖2e)。此線性對流系統發生於地面冷鋒後之脊內(圖3d),並在850 mb 槽前且與槽線幾成平行(圖4d),故低

對流層槽前正渦度平流向上增加之動力強迫上升運動，可能為激發此線性對流系統之機制。此種準地轉動力強迫作用雖於數值模式裡亦應可合理模擬，唯當其強迫作用並非太強時（例如此個案），所引發之對流僅在局部地區有劇烈之發展。故此種中尺度線性對流系統之預報，似較前述中尺度對流複合體為難。

11日0006 GMT 福建沿海MCC 尺度之對流（圖1e）發展於地面高壓脊之上（圖3a）。1206 GMT之主要對流（圖2a）亦發生於地面高壓脊之內（圖3b），此時台灣西北部沿海產生低壓擾動。當 28°N ， 118°E 附近之MCC 向東南東移動時，台灣低壓加強並於1800 GMT 移至台灣與琉球之間，鋒面並於此刻前後過甌中正及松山機場。1800 GMT之後此MCC 與台灣低壓同時向東北移去，於12日0000 GMT時位於琉球附近之海面上。11日0000 GMT—12日0000 GMT間在500 mb 上之東南沿海並無短波槽以提供正渦度平流，故Petterssen 旋生機制（Petterssen, 1956）並不存在，因而此台灣低壓之發展主要由MCC系統積雲對流加熱之靜力反應。Yu（1980）分析1962—76年12月~3月之台灣低壓，發現其旋生頻率以3月最高，且主要在黑潮上發展加強，可感熱傳送可能為這些低壓形成加強之主要機制。本個案分析結果顯示，在缺乏準地轉強迫作用及微弱之海面可感熱加熱情況之下，組織性中尺度對流複合系統之非絕對加熱可能為提供春季台灣低壓旋生之主要機制。

六、結 論

1983年3月12日北部地區之大量降水及先連續性與後間歇性之劇烈雷雨，為春季期間頗不尋常之天氣現象。本文即為針對此個案之初步分析研究，期能了解導致此現象之對流系統發展過程及其可預報性，初步結論可歸納為以下數點：

(1)中尺度對流複合系統（MCC），有在850 mb 低層噴流下游速度輻合區與輻合隨時間增加區之不穩定中低對流層條件下發展及維持強度之趨勢。

(2)當850 mb 移動性高壓迅速向東南移動至台灣東北部海面時，華西850 mb 高度場近似不變，此時華南高度梯度大增，風場因地轉反應而增強，產生850 mb 之低層噴流。此噴流則激發其下游之MCC於不穩定之中低對流層大氣內發展。

(3)850 mb 槽前之低對流層正渦度平流向上增加之動力強迫上升運動，似可在不穩定大氣內激發準線性中尺度對流系統，唯系統內局部性之劇烈對流尺度較小，預報較為不易。

(4)春季台灣低壓，在缺乏500 mb 正渦度平流機制及微弱海面可感熱加熱情況之下，似可由MCC 之對流加熱過程產生及維持，唯強度發展不大。

上述低層噴流形成及風向量時間變差似均與MCC 之發展與維持息息相關，而此種風場變化屬於綜觀尺度，故在現階段之數值預報作業模式裡應可相當正確預報。因此，春季裡之部份MCC 在中央氣象局數值預報作業化之後之預報能力應可改進，唯MCC 之降水量並非僅係對流強度之函數，亦視MCC 生命史不同階段而定（紀與陳，1984）。故在春季之豪雨及雷雨預報上，今後似應加強對MCC 之發展條件與激發機制以及MCC 與降水量關係之研究。

誌 謝

作者們感謝中央氣象局及民航局提供本研究所需之衛星及天氣資料，並感謝紀水上、李定國、林清榮與陳炳全諸位先生在資料搜集上之協助。

參考文獻

- 紀水上、陳泰然，1984：1981年5月27~28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步分析。天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，95~115。
- 陳泰然、紀水上、謝維楨，1982：初春華南中尺度對流複合系統之個案研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，中央氣象局，593~612。

Maddox, R.A., 1983 : Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. Mon. Wea. Rev., 111, 1475-1493.

Uccellini, L. W., and D. J. Johnson, 1979 : The coupling of upper and lower

tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682-703.

Yu, C. C., 1980 : Some climatological aspects of Taiwan low. Papers Meteor. Res., 3, 1 & 2, 78-90.

A Case Study of the Formation of A Low Level Jet Over Subtropical China an Heavy Precipitation in Northern Taiwan

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Chin-Piao Pu

Civil Aeronautics Administration

ABSTRACT

A case of continuous heavy rainfall and severe thunderstorms followed by intermittent convective activities on March 12, 1983, a rather unusual phenomenon in Spring, was selected in this study. It was found that a low level jet at 850 mb was developed over southern China in response to the fast movement of a high pressure system southeastward to subtropical latitudes. MCC'S tended to develop and be maintained over the area downstream of a low level jet and over the area of increased convergence. A quasi-linear mesoscale convective system appeared to develop ahead of 850 mb trough due to the quasi-geostrophic dynamic forcing in the lower troposphere. Finally, it was found that in the absence of 500 mb positive vorticity advection and sea surface sensible heat transport; Taiwan low can develop by convective heating process of a MCC system.