

台灣北部地區冬季劇烈天氣事件的診斷分析研究

黃文亭 陳泰然

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國九十年八月二十八日收稿；中華民國九十一年三月八日定稿)

摘 要

本文利用中央氣象局地面觀測資料與探空資料、歐洲中期天氣預報中心網格資料以及日本氣象廳天氣圖，以探討 1998 年 2 月 18~21 日期間發生於台灣地區之豪（大）雨與冰雹事件之綜觀環境與中尺度對流系統之形成環境與演變。結果顯示，連續數天降雨期間之東北季風較一般冬季者微弱，華南至華南低層受低壓環流影響使南海北部、華南及台灣地區低層有明顯之西南氣流，使台灣附近低層溫度與濕度均較氣候值高，而西太平洋熱帶地區之地面和低對流層為高壓距平區，這些均為聖嬰年冬季東亞地區的環流特徵。不過，台灣附近 500 hPa 以上的溫度與 2 月氣候值相近，造成底層暖濕而中高層冷乾的配置，使對流容易發展且能持續發展，致使 1998 年聖嬰年冬季台灣地區有較活躍之對流、較多的雷雨及較多劇烈天氣現象（例如冰雹）發生。

此外，2 月 18~21 日高對流層噴流條移進帶來之冷乾空氣疊加在低層暖濕之西南氣流上，造成強烈的溫度平流垂直差異，使大氣不穩定度增加，而 18~19 日台灣位於高對流層分流槽東，提供綜觀尺度的舉升運動，亦是有利對流之條件。20 日上午台灣低層受西南風暖平流影響，環境之條件不穩度與對流不穩度均大。對流系統於中午在台灣西北部海面上陸續形成，各對流系統形成後往東移進陸地。低層西南氣流和對流系統之下衝流前緣在其南邊產生局部輻合，此種冷池前緣的舉升作用，導致新對流系統於舊對流系統之南邊生成，使降雨、落雷及冷池區域以及地面假冷鋒位置隨時間南移。

關鍵字：冬季劇烈對流、中尺度對流系統、冰雹、東北季風、聖嬰

一、前言

台灣地區劇烈對流甚少發生於冬季，主要因為台灣位於東亞季風區，冬季在大陸冷高壓籠罩下盛行東北風，北部與東北部地區位於迎風面，受地形舉升作用之影響常有降雨，唯多屬於連續性之層狀降雨，而南部則為乾燥少雨的天氣型態。俞（1972）分析松山機場民航氣象台 1956 至 1970 年的觀測資料，發現 15 年間台北地區發生雷雨的日數在 1 月與 2 月份僅分別為 2 與 4 天，且 12 月份未曾出現雷雨。劉等（1984）分析冬季台灣北部之豪雨，顯示北部七個測站（台北、基隆、淡水、彭佳嶼、竹子湖、鞍部、宜蘭）在 1974 至 1981 的 7 年當中，僅 12 月有一次豪雨（日雨量 ≥ 100 mm）發生於基隆，且 1、2 月北部七個測站均未達大雨（日雨量 ≥ 50 mm 但 < 100 mm）標準。此外，王（1972）統計冬季（11 月、12 月、1 月）台灣西南部雷雨發生的次數，1956 至 1971 的 16 年間僅 6 天有雷雨的紀錄。謝（1975）分析台灣中南部冬季之降雨型態，由 1964 至 1974 年 11 月至 2 月共 10 年的資料顯示，降雨量與降雨日數均自北向南遞減，清泉崗 11 月至 2 月的平均降雨日為 7.6 天，東港則僅有 1.1 天；而發生雷雨的日數更少，10 年間清泉崗之冬季雷雨日數僅有 5 天，台中、嘉義及恆春則僅有 2 天。顯然，台灣冬季豪（大）雨或雷雨等劇烈天氣現象並不常見，正因如此，台灣冬季劇烈對流的問題常被忽略，對其瞭解亦相對較少。

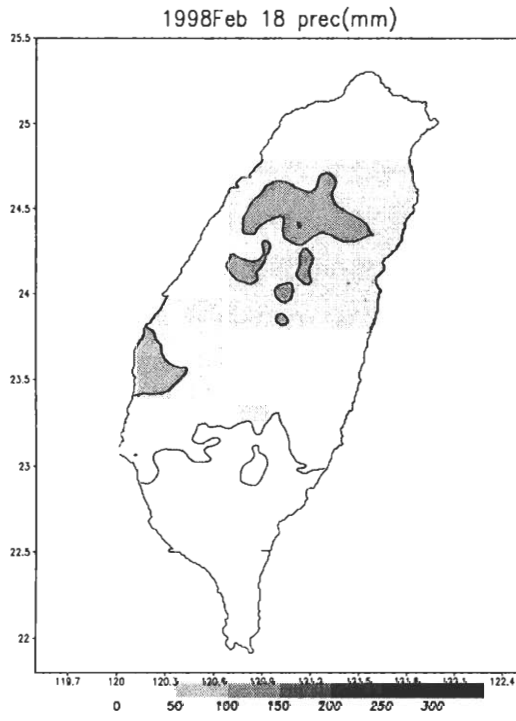
1998 年 2 月 16~21 日台灣地區連續數日發生降雨，16 日之降雨僅零星分布於北部地區、中部山區及東南部沿海，日累積雨量皆未超過 20 mm；17 日降雨範圍涵蓋中、北部，台灣東北部有最大雨量，日累積雨量達 48 mm，但未達

大雨標準，降雨的空間分布和降雨量均與典型東北季風造成之降雨型態類似。圖 1 為 1998 年 2 月 18~21 日台灣地區之日累積雨量分布。18 日在西半部降雨量明顯增多，最大降雨發生在雪山山脈西南側，日累積雨量超過 100 mm，當天下午在嘉義和澎湖有下冰雹，已非典型東北季風型態降水（圖 1a）。19 日降雨較大的地方集中在中南部沿海地區，最大降雨發生在嘉義沿海，日累積雨量超過 160 mm，桃園、苗栗、梧棲及台南午後均有冰雹的發生（圖 1b）。20 日（圖 1c）降雨最多處在中部山區，日累積雨量超過 300 mm，另外兩處較大雨區分別在西北部沿海和嘉義沿海附近，日累積雨量均達 100 mm 以上。其中西北部沿海之降雨發生於下午，範圍遍及北部地區，不僅造成西北部沿海部分地區有時雨量超過 20 mm 的大雨，在台北、新竹等地並有多處降下冰雹；21 日降雨漸趨緩和，但全省仍均有降雨，並以南部山區較大（圖 1d）。

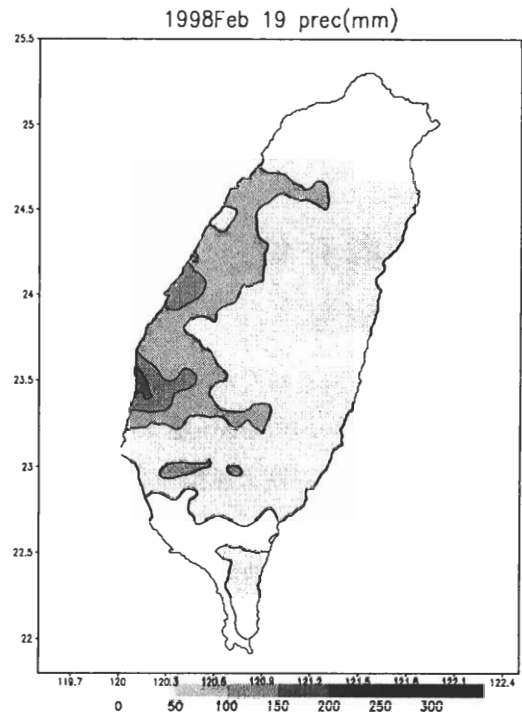
顯然 1998 年 2 月 18~21 日台灣地區之降水與典型冬季之降水型態不同，不僅雨區遍佈全省，劇烈對流的發展並使降雨量超過豪（大）雨標準，且造成多處發生冰雹之罕見現象。此外，雖然降水遍及全省，但降水顯然並非受單一系統所影響，而是由多個不同的中尺度對流系統造成，所以本文除討論台灣冬季降水的綜觀環境外，並選取 20 日下午台灣北部地區劇烈降雨和冰雹個案，利用密集地面觀測資料與雷達資料進行中尺度分析。主要研究目的包括以下各項：

- （一）台灣地區冬季連續數日豪（大）雨現象在氣候上的特殊性；
- （二）冬季連續數日豪（大）雨的綜觀環境與冬季平均綜觀環境的異同；

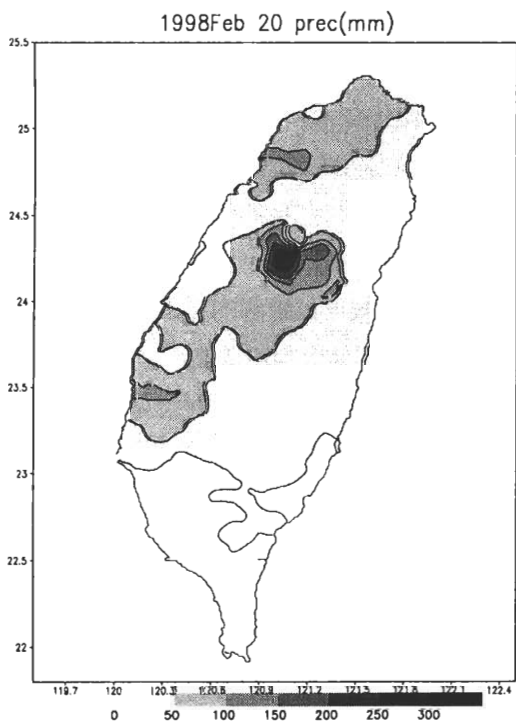
(a)



(b)



(c)



(d)

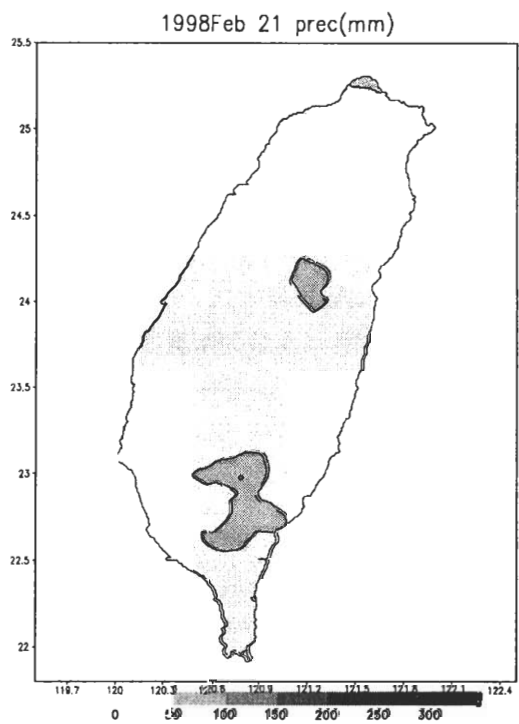


圖 1 1998 年 2 月 (a) 18 日、(b) 19 日、(c) 20 日及 (d) 21 日累積雨量 (mm)。等雨量線以日雨量 50 mm 間距分析。

(三) 綜觀環境提供哪些有利劇烈對流發展之條件；

(四) 1998 年 2 月 20 日下午造成台灣北部劇烈天氣的中尺度過程。

二、資料與分析

(一) 資料來源

為分析冬季連續數日豪(大)雨在氣候上的特殊性,使用中央氣象局所屬 25 個氣象站地面觀測資料與歐洲中期天氣預報中心之 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 基本網格分析資料(以下簡稱 EC/TOGA 網格資料),垂直向包括地面、850、700、500 及 300 hPa 共五層,時間解析度為每日兩次(0000 與 1200 UTC)。綜觀環境條件分析,使用日本氣象廳東亞地區地面、850、500 及 300 hPa 之天氣圖,中央氣象局板橋測站探空資料,以及 EC/TOGA 網格資料各層之垂直速度。在 2 月 20 日劇烈天氣個案之中尺度分析方面,使用中央氣象局自動雨量站和自動氣象站逐時資料、台灣電力公司落雷資料以及民用航空局中正機場都卜勒雷達回波資料。

(二) 分析方法

在冬季連續數日豪(大)雨在氣候上的特殊性方面,利用中央氣象局所屬 25 個氣象站 1982 至 1997 年 2 月的氣候資料,統計逐年 2 月雨日、雷暴、冰雹日數。並利用 EC/TOGA 0000 與 1200 UTC 之網格資料,分別計算 1993 至 1997 年共 5 年 2 月份的平均場(隨後稱 5 年平均),與個案發生期間 1998 年 2 月 16~21 日共 6 天的平均場(隨後稱 6 天平均),分析氣候平均與個案發生期間的平均及兩者之差異,以瞭解個案發生期間台灣地區綜觀環境條件的特殊

性。

利用日本氣象廳東亞地區 1998 年 2 月 18~21 日各層之天氣圖,以瞭解個案發生期間東亞地區之綜觀環境與有利產生豪雨的因子。並使用 1998 年 2 月 20 日 0000 UTC 中央氣象局板橋測站探空圖,分析台灣北部溫度場、風場、水氣及各項熱力參數之垂直分布,求取對流可用位能(convection available potential energy; 簡稱 CAPE; Weisman and Klemp 1982)與對流抑制能(convective inhibition; 簡稱 CIN; Colby 1983)、垂直風切、舉升凝結層(lifting condensation level; 簡稱 LCL)、自由對流層(level of free convection; 簡稱 LFC)及平衡層(equilibrium level; 簡稱 EL)之高度,以瞭解大氣之垂直結構。最後使用 EC/TOGA basic $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 各層之垂直速度,以瞭解綜觀環境提供的大尺度舉升運動。

在 2 月 20 日劇烈天氣事件之中尺度分析方面,利用台灣北部地區約 80 個自動雨量站逐時雨量資料,分析陸地上降雨之強度、範圍及降雨區移動等特徵,利用台灣北部地區 25 個地面自動氣象站逐時氣象要素,分析溫度、風速、風向在對流發生前後的變化,並分析地面氣流線分布與假冷鋒位置。此外,利用台灣電力公司之落雷資料,以瞭解海面上對流發展之強度和移動情形。並利用中正機場都卜勒雷達每 30 分鐘之回波資料,以分析對流系統隨時間之發展、對流系統移動的方向、路徑及移速。

三、個案的特殊性

本章利用中央氣象局測站所觀測的雨日、雷暴及冰雹日數氣候值討論個案之特殊性,並分析 EC/TOGA 網格資料,以瞭解個案發生

期間台灣地區綜觀環境與氣候平均的差異。

(一) 降雨與雷雨氣候

圖 2 為中央氣象局 25 個氣象站於 1982 至 1997 年 2 月的平均降雨日數與 1998 年 2 月的降雨日數。2 月平均降雨日數由東北 (>20

日)向西南 (≤ 5 日)遞減,顯示台灣地區受東北季風的影響(圖 2a)。1998 年 2 月北部的降雨日數與氣候平均值接近,但中南部地區的降雨日數較氣候平均值多,尤其在西南部部分地區,例如馬公、東吉島、台南及玉山約為氣候平均值之 2~4 倍之多。

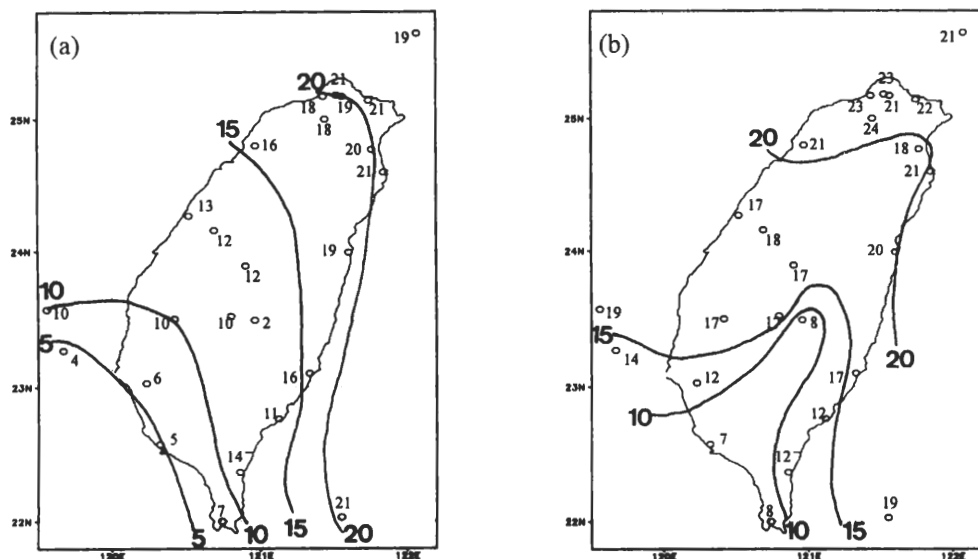


圖 2 中央氣象局測站 (a) 1982~1997 年 2 月之月平均降雨日數與(b) 1998 年 2 月之降雨日數,以 5 日間距分析。

圖 3 為中央氣象局 25 個氣象站 1982 至 1997 年 2 月觀測到雷雨和冰雹的總日數及 1998 年 2 月觀測到雷雨和冰雹的日數,顯示 16 年間 2 月份發生雷雨的總日數以台中測站最多,共 17 天,其餘地方均在 10 天以下,南部地區則在 5 天以下,其頻率最大主軸呈東北-西南走向,幾沿雪山山脈與中央山脈西/西北側,由基隆向台中、彰化延伸,分布相當集中(圖 3a)。1998 年 2 月的雷雨日數(圖 3b)與氣候分布顯著不同,雷雨日數最大區出現在西北部沿海與中部地區,分布亦較寬廣,許多測站單月的雷雨日

數幾乎與 16 年 2 月份的總和接近,甚至超過,例如桃園、新竹、梧棲、阿里山、玉山、嘉義、台南、馬公、東吉島等站,至於東南部地區則並未有雷雨發生。以 16 年 2 月份冰雹的總日數而言,主要發生在山區,平地則十分罕見(圖 3a),而 1998 年 2 月分別在玉山、阿里山、梧棲及台南等站均觀測到冰雹(圖 3b)。此外,在台北、桃竹苗、澎湖及嘉義等地,雖亦有冰雹發生(民眾提供或媒體報導),但由於地點並非恰位於測站,故未於圖 3b 中顯示。

1998 年 2 月在北部地區的降雨日數雖與

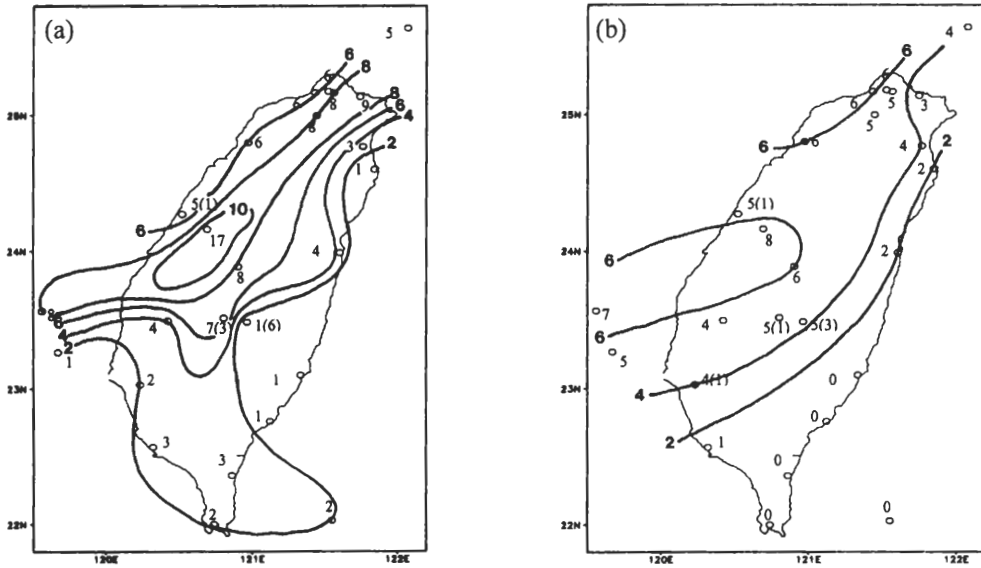


圖 3 中央氣象局測站 (a) 1982~1997 年 2 月之雷雨總日數與(b) 1998 年 2 月之雷雨總日數(括弧內為發生冰雹的總日數)，以 2 日間距分析。

氣候平均值接近，但雷雨日數卻比平均值多出很多，顯示 1998 年 2 月的降雨型態與氣候上冬季層狀降雨型態明顯不同。而西南部地區之降雨日數和雷雨日數均比氣候平均多，但東南部地區則未有雷雨發生，顯示此時台灣地區並非僅受一般典型冬季東北季風影響，而有不尋常天氣系統與氣流的影響。

(二) 綜觀環境

如前所述台灣冬季豪(大)雨或雷雨的現象並不常見，伴隨冰雹之劇烈對流更屬罕見(俞 1972; 劉等 1984; 王 1972; 謝 1975)。而 1998 年 2 月 16~21 日台灣地區連續數天發生大範圍之冬季異常豪(大)雨(如圖 1 所示)，顯示此時必定存在與一般冬季大為不同的有利對流環境條件。為瞭解此時的環境條件與冬季氣候平均的差異，本文使用 EC/TOGA 網絡資

料，分別計算 1998 年 2 月 16~21 日之 6 天平均、1993~1997 年 2 月之 5 年平均及距平(即 6 天平均與 5 年平均之差，隨後稱距平)，但本文僅就各層之距平分布加以討論，分別如圖 4 所示。

地面溫度場、氣壓場及風場之距平分布(圖 4a)顯示，140°E 以西溫度皆較氣候值高，由西太平洋向西北方向遞增，蒙古一帶正距平已超過 10°C 以上，台灣附近則較氣候值高 3~6°C。菲律賓、南海及台灣一帶有約 10~20 kts 南風或西南風距平，反映 1998 年 2 月 16~21 日期間此區受偏南氣流影響，而黃海附近超過 15 kts 之東南風距平，則是反映了 6 天平均較弱之東北風。華中和華南附近有微弱偏北風之距平，顯示該段期間在華中至華南有較強烈北風，但未往南延伸至台灣或南海附近。氣壓負距平出現在氣候平均之蒙古高壓籠罩區，顯示蒙古高

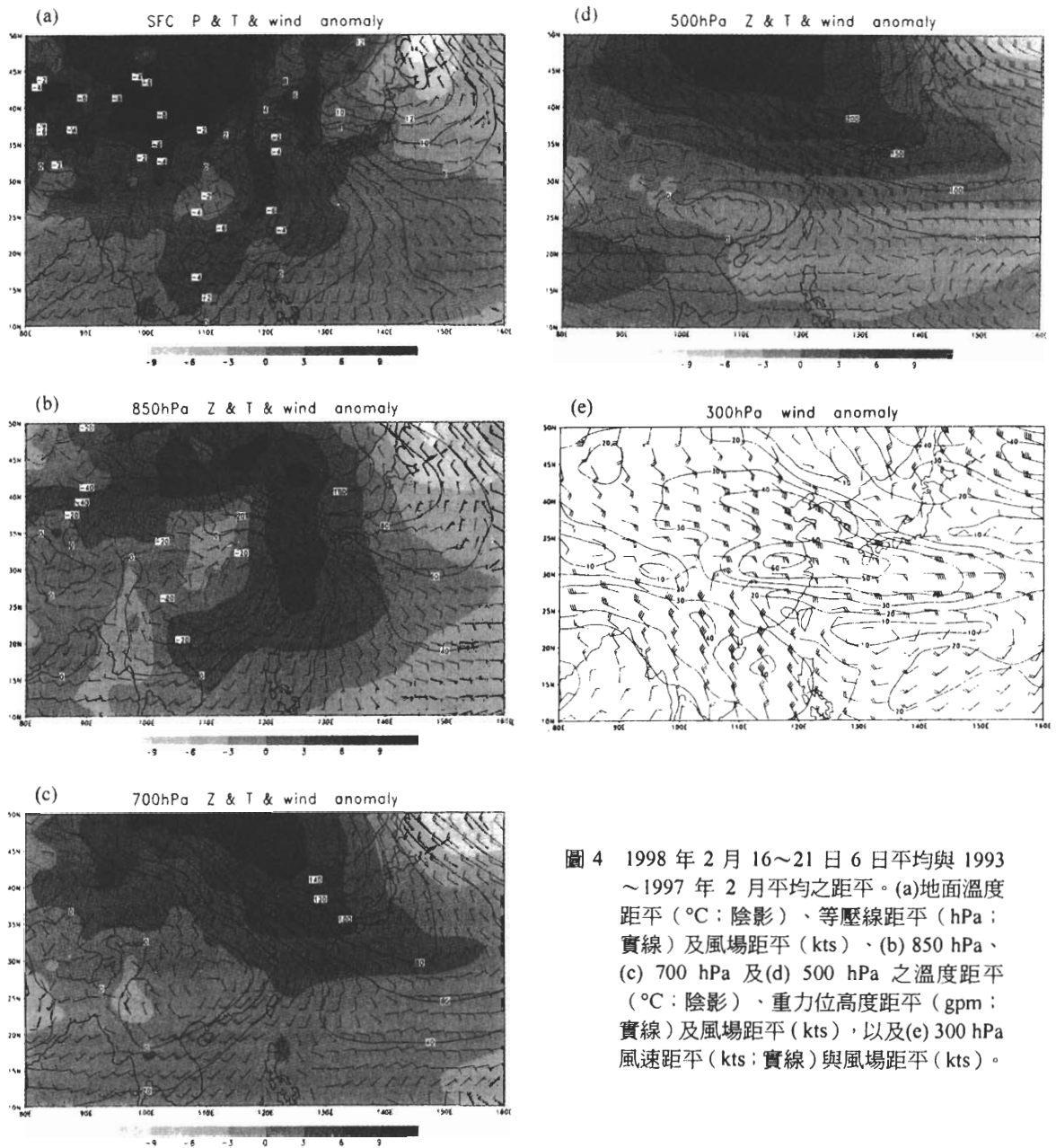


圖 4 1998 年 2 月 16~21 日 6 日平均與 1993~1997 年 2 月平均之距平。(a)地面溫度距平 ($^{\circ}\text{C}$; 陰影)、等壓線距平 (hPa; 實線) 及風場距平 (kts)、(b) 850 hPa、(c) 700 hPa 及 (d) 500 hPa 之溫度距平 ($^{\circ}\text{C}$; 陰影)、重力位高度距平 (gpm; 實線) 及風場距平 (kts), 以及 (e) 300 hPa 風速距平 (kts; 實線) 與風場距平 (kts)。

壓較弱、溫度偏高、氣壓偏低，位於華東至華南沿海之氣壓負距平顯示，該區距平風場與氣壓距平場間之低壓與氣旋式環流關係顯著，反映該段期間（2 月 16~21 日）該區之大陸冷高壓較弱，且有低壓在此區發展的現象。

850 hPa 溫度場、高度場及風場之距平分布（圖 4b）顯示，明顯之西南風距平由中南半島向北延伸至台灣附近，距平風速約 20 kts，華中地區之異常氣旋式風場與太平洋高壓西伸（反映在正高度距平）導致 6 天平均的強盛西南風。西南氣流引進的暖空氣，使溫度正距平區呈東北-西南走向，台灣鄰近地區溫度較氣候值高 4

~6°C。另外在東海至黃海一帶有強盛的東南風距平，風速約 20~25 kts，顯示此處不同於氣候平均之西北風，此處之溫度正距平也較大。高度負距平區中心在華南地區，該區氣旋式環流顯著，負距平中心區東南側之南海北部、東南沿海及台灣地區盛行強盛西南氣流距平，反映 6 天平均此區強烈的西南氣流。

700 hPa 溫度場、高度場及風場之距平分布（圖 4c）顯示，華南之高度負距平區伴隨氣旋式環流距平，距平低壓區東南側之中南半島至華南沿海有明顯的西南風距平，風速約 20 kts，反映 6 天平均此區約 40 kts 之強烈西南風。東海至渤海區域有東南風之距平，風速約 25 kts，與 850 hPa 之東南風距平一致。台灣附近溫度正距平約 2~4°C，較 850 hPa 之溫度距平微弱。

500 hPa 溫度場、高度場及風場之距平分布（圖 4d）顯示，距平低壓位於華南，使海南島附近與南海北部有顯著的西南風距平，台灣附近則轉為約 15 kts 之東南風距平。台灣附近溫度負距平約 0~2°C，不同於 700 hPa 以下之溫度正距平，顯示 6 天平均之中層大氣較 5 年平均冷，但低層大氣較 5 年平均暖。

300 hPa 等風速線和風場之距平分布（圖 4e）顯示，強盛的東風距平區由日本南方海面向西延伸經東海至華中與華北一帶，華東最大距平值為 60 kts，此乃因 6 天平均之西風噴流位置偏北，位於日本東方海面，而 5 年平均之西風噴流則位於日本南方海面。華南至南海一帶為西北風距平，約 25~35 kts，此反映 6 天平均此區另一副熱帶西風噴流，也是低層溫度梯度較大區。

（三）討論與小結

1998 年 2 月 16~21 日台灣地區連續數天發生全省性的豪（大）雨，並且伴隨有雷雨和冰雹的現象，這樣的降雨型態和降雨分布與一般冬季明顯不同，而雷雨和冰雹的現象在冬季更屬罕見。此期平均綜觀環境與 2 月的氣候平均比較，顯示期間蒙古高壓較暖較弱，東北季風微弱，850 hPa 低壓槽於華中-華南發展，使華南與台灣鄰近區域低對流層盛行西南氣流，造成台灣鄰近區域低層環境比氣候值高 2~6°C（圖 4a、4b、4c），而濕度也較氣候值為高（圖未示）；低對流層斜壓性較強的區域較一般冬季偏北，溫度梯度最大區在台灣以北之區域（圖未示），高層西風噴流較弱且偏北；台灣地區風向向上顯著順轉，反映低對流層強盛西南氣流之暖平流。這些均與典型冬季的東北季風特徵大為不同。雖然本文用 6 天平均相對於氣候的距平而言，並無法說明本個案在氣候尺度上的意義，但是這些距平特徵與聖嬰年之環流特徵的一些研究結果十分相似，例如：Zhang et al.（1996）與 Tomita and Yasunari（1996）研究聖嬰現象對東亞季風的影響，發現聖嬰年有較正常年微弱的東北季風；陶與張（1998）的研究認為在華南地區，聖嬰年冬季會比正常年冬季較暖濕；Wang et al.（2000）則認為在聖嬰年的冬季，東太平洋海溫升高，使當地對流旺盛，引發緯向之沃克環流，該環流在西太平洋沈降，使當地形成一個高壓距平，而在高壓西北側的華南與台灣地區則會出現西南風距平。

Wang et al.（2000）以 Nino-3.4 之海溫變化作為量度聖嬰現象的指標，發現在 1950~1998 年中共有 6 次聖嬰現象，其強弱如圖 5 所示，

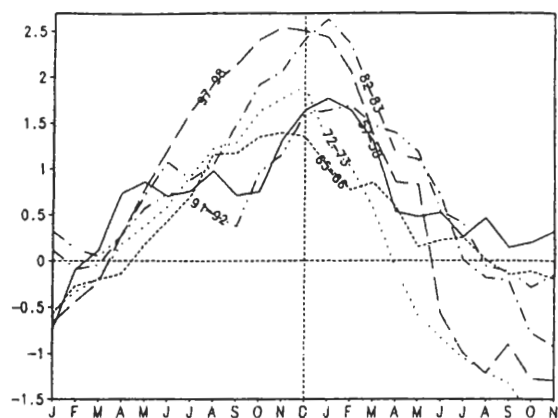


圖 5 1950~1998 年 6 次聖嬰年的 Nino-3.4 海溫之月平均距平 (Wang et al. 2000)。

顯示 1982~1983 年與 1997~1998 是這數十年中強度最強的兩次聖嬰年。1981~1998 年逐年冬季全省各測站雷雨日數的總和 (圖 6) 顯示, 雷雨日數分布有很大的年際變化, 在 1982~1983 年與 1997~1998 年也有明顯的較大值, 顯然聖嬰現象與台灣地區冬季的劇烈天氣存在顯著的相關。過去對於聖嬰現象與台灣天氣的研究, 多侷限於大尺度環境的差異, 例如冬季較暖、春雨多寡等 (盧 2000; 劉 1987), 鮮少有針對聖嬰現象與台灣地區天氣事件的研究。本文隨後即要探討 1998 年 2 月 16~21 日, 受聖嬰現象影響之異常綜觀環境下, 台灣地區劇烈降雨及冰雹的天氣事件。

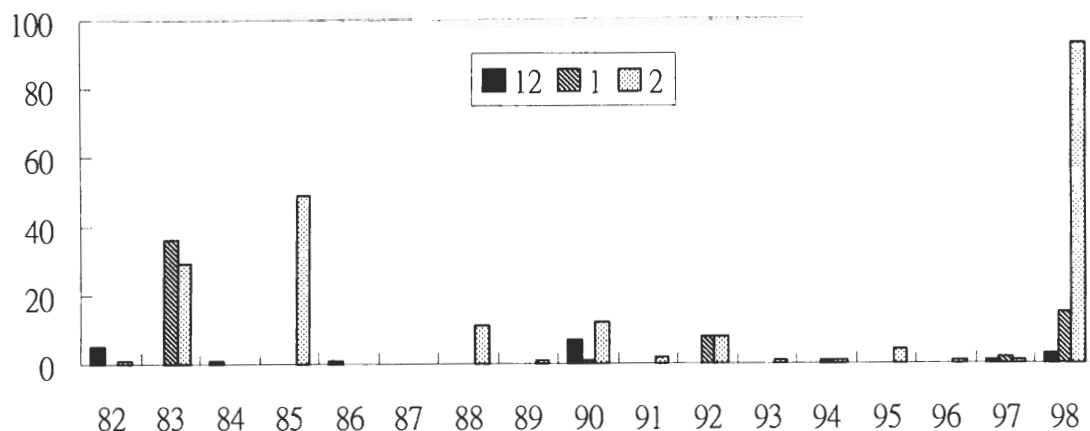


圖 6 中央氣象局測站 1981~1998 年冬季全省各測站雷雨日數的總和。

四、綜觀環境條件

本章利用日本氣象廳東亞地區天氣圖, 以探討個案發生期間之綜觀形勢, 並分析 2 月 20 日台灣北部地區發生劇烈降雨和冰雹前的環境熱力條件。

(一) 綜觀形勢

台灣地區豪 (大) 雨發生前的 2 月 16 日 0000 UTC (圖未示), 東西走向滯留鋒面位於

華南, 台灣和其東方海上盛行東風。1036 hPa 分裂高壓中心位於 115°E、45°N 處。隨後鋒面緩慢南移, 台灣和其周圍海上也由東風轉為南風。17 日 0000 UTC 時鋒面通過台灣北部外海, 鋒後轉為偏北風; 分裂高壓緩慢往東南移, 1038 hPa 中心位於 125°E、44°N。隨後鋒面滯留於台灣北部外海, 分裂高壓緩慢往東南移動, 台灣東部海面受其影響盛行東風 (圖未示)。

圖 7 為 18 日 0000 UTC 東亞地區之天氣

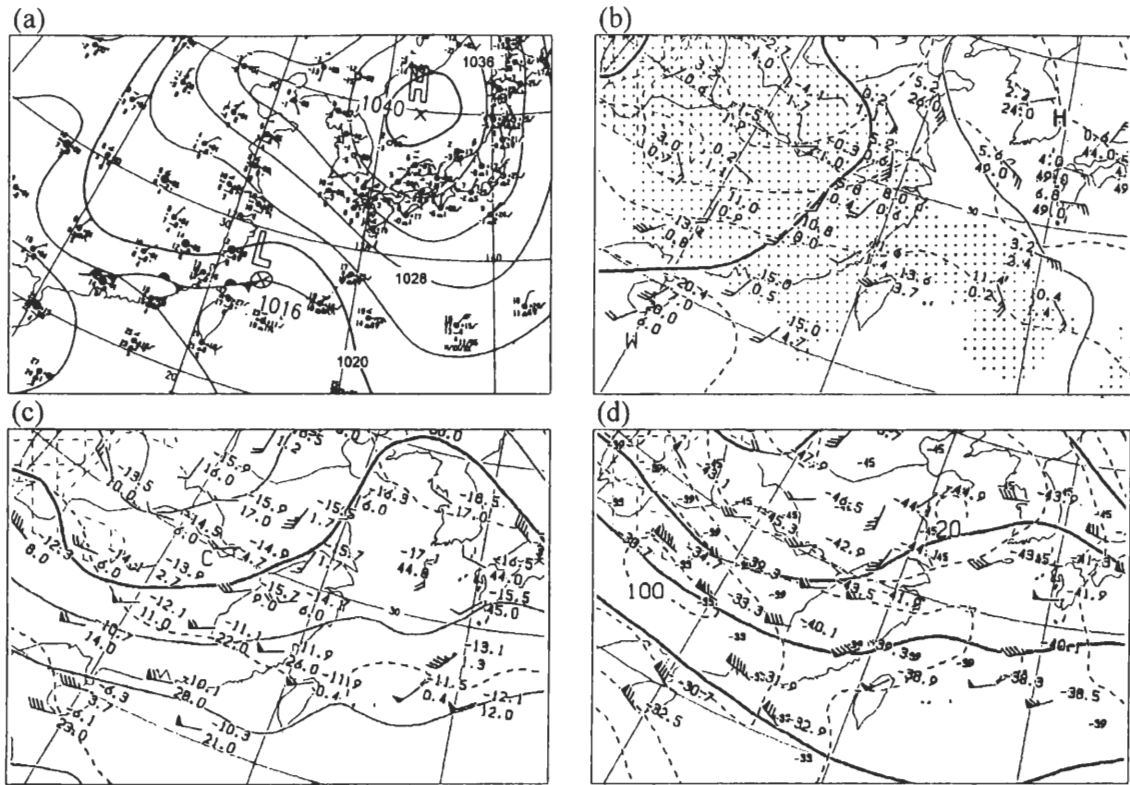


圖 7 1998 年 2 月 18 日 0000 UTC (a)地面分析圖(實線為等壓線間距 4 hPa)、(b) 850 hPa 分析圖(實線為等高線間距 60 gpm, 虛線為等溫線間距 6°C, 點區代表 $T-T_d \leq 3^\circ\text{C}$)、(c) 500 hPa 分析圖(實線為等高線間距 60 gpm, 虛線為等溫線間距 6°C)、(d) 300 hPa 分析圖(實線為等高線間距 120 gpm, 虛線為等風速線間距 20 kts)。

圖。地面天氣圖(圖 7a)顯示 1040 hPa 分裂高壓已東移至日本海, 中心位於 134°E 、 40°N 。台灣至琉球海面上隨高壓東移而逐漸轉為東南風。台灣東北部外海之滯留鋒上生成一微弱低壓, 低壓水平尺度小, 即一般冬季海面上形成之中間尺度低壓(台灣低壓)。台灣和華南地區 850 hPa 受大範圍西南氣流影響, 鄰近地區環境暖濕, 暖脊由台灣附近向北延伸至東海, 南海至台灣海峽一帶受華中低壓氣旋式環流影響有強烈之西南風, 台灣北部地區風速達 35 kts(圖 7b)。地面高壓西方之 500 hPa 有明顯的高壓脊位於朝鮮半島, 主槽約於 108°E , 槽前之華南與台灣鄰近地區則盛行約 60 kts 的西南西風(圖

7c)。台灣位於 300 hPa 高對流層西北-東南走向之分流槽東, 大約 100 kts 之噴流條則位於四川一帶, 台灣位於西風噴流條出區, 風速約 55 kts(圖 7d)。

19 日 0000 UTC 時, 地面天氣圖顯示台灣低壓持續發展, 並向北移至 123°E 、 28°N 之東海海面上, 中心氣壓下降至 1012 hPa, 且已有伴隨之冷鋒與暖鋒出現。原位於日本海之冷高壓向東南移動, 中心位於 140°E 、 36°N , 即日本東方沿海, 中心氣壓雖稍微減弱至 1036 hPa, 但高低壓間明顯的氣壓梯度則造成約 20 kts 的強東南風(圖 8a)。隨後台灣低壓往東北移

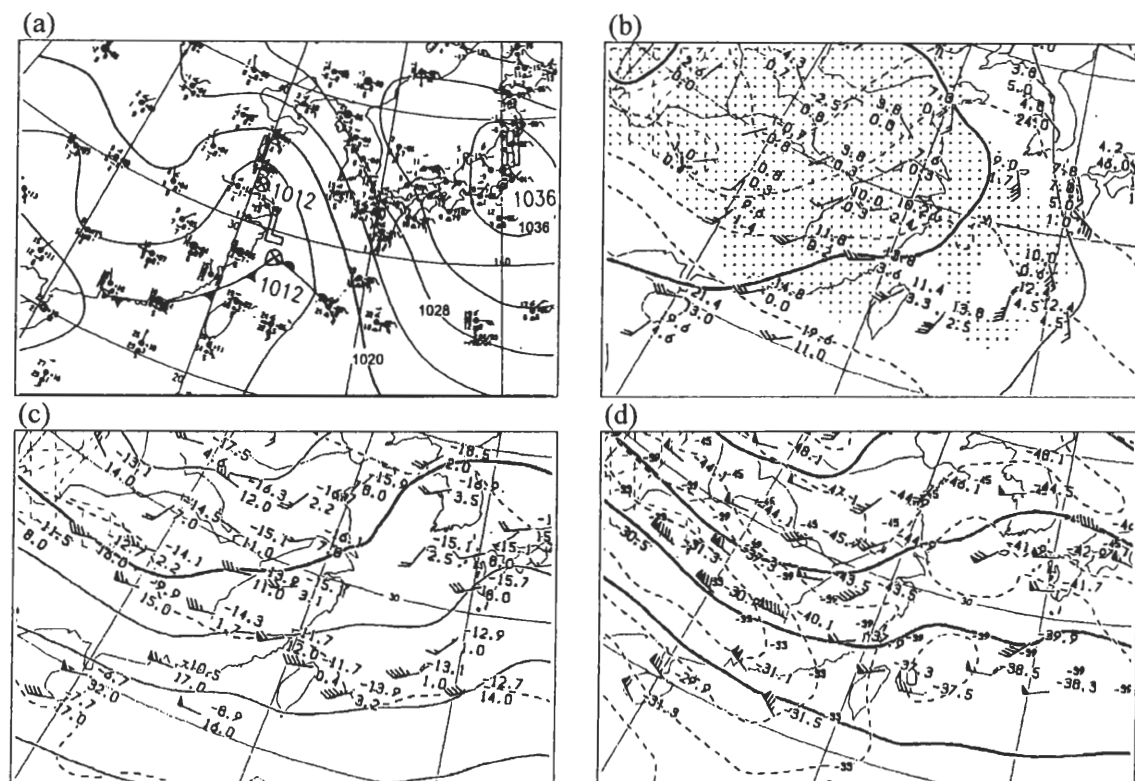


圖 8 同圖 7，但為 19 日 0000 UTC。

動並持續加深，冷鋒並於 0800 UTC 通過台北。850 hPa 天氣圖顯示台灣與華南仍受大範圍西南氣流影響，而台灣東部海面至東海則盛行強盛之南風與東南風，風速可達約 40 kts (圖 8b)。500 hPa 之中緯度槽脊振幅減小，但高壓脊與仍位於地面高壓西方，有利高壓之維持，位於華南與台灣一帶的強西風帶依然明顯，並隨時間漸向東移 (圖 8c)。300 hPa 之槽線與噴流條均隨時間東移，台灣仍位於高層分流槽東，但西南風已增強為 65 kts (圖 8d)。

圖 9 為 20 日 0000 UTC 東亞地區之天氣圖，地面天氣圖顯示台灣低壓已東移至 130°E、32°N 之日本九州，低壓中心為 1008 hPa，伴隨低壓之冷鋒已移至台灣東方海上，台灣附近溫

度梯度並不明顯，南海北部、華南沿海及台灣地區則仍處於暖濕的環境，黃海附近則有旋生現象 (圖 9a)。850 hPa 天氣圖 (圖 9b) 顯示黃海與朝鮮半島附近伴隨低壓的氣旋式環流使華北和華中地區之風向轉為偏北風，溫度亦有些微下降，但華南沿海與台灣地區仍受偏西氣流控制，台北為 40 kts 的西南西風，溫度亦較前一日上升約 4°C。500 hPa 天氣圖 (圖 9c) 顯示強風軸接近台灣，台灣附近等高線呈緯向，分析區內僅有微弱的槽脊系統。高層 300 hPa 之槽已東移至台灣東方海面，且振幅減弱，台灣風向由原西南風轉為西風，風速則明顯增強至 110 kts (圖 9d)。

圖 10 為 21 日 0000 UTC 東亞地區之天氣

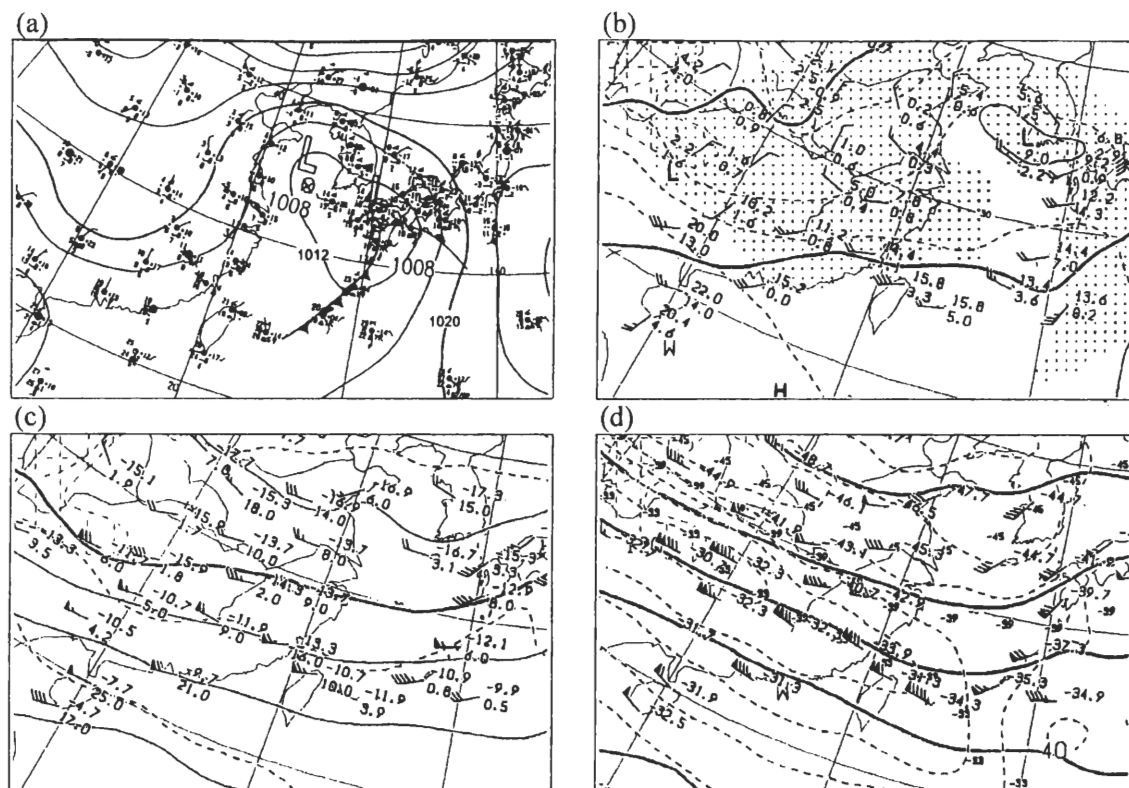


圖 9 同圖 7，但為 20 日 0000 UTC。

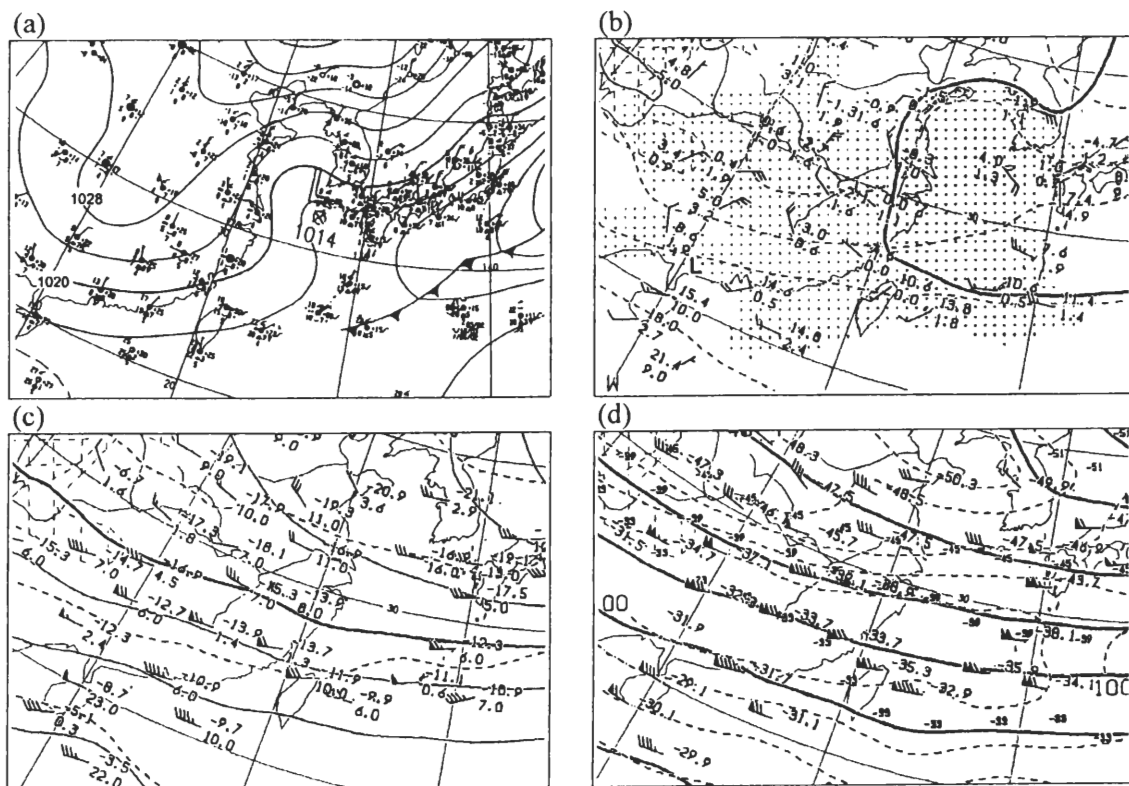


圖 10 同圖 7，但為 21 日 0000 UTC。

圖，地面天氣圖顯示台灣地區已受北風影響，台北測站溫度較前一天下降 5°C ，前述之台灣低壓則已向東北東移動，並在日本東方海面增強為溫帶氣旋。（圖 10a）。850 hPa 之天氣圖與前幾天大為不同，北風影響範圍往南伸至華南地區，在冷平流影響下，華中與華南地區溫度顯著下降，台灣與鄰近地區雖仍為西南風，風速亦明顯減弱至約 15 kts（圖 10b）。500 hPa 的環流則與 20 日相近，台灣上空之西風風速達 70kts（圖 10c）。高對流層 300 hPa 無明顯之槽脊與分流，噴流心已接近台灣，台灣上空風速增加至 115 kts（圖 10d）。

（二）熱力條件

20 日下午台灣北部地區發生劇烈降雨與冰雹，當天上午台灣位於低層旺盛西南氣流的暖濕環境中，利用 20 日 0000 UTC 之板橋探空資料計算所得的位溫（ θ ）、相當位溫（ θ_e ）及飽和相當位溫（ θ_e^* ）垂直分布如圖 11 所示。

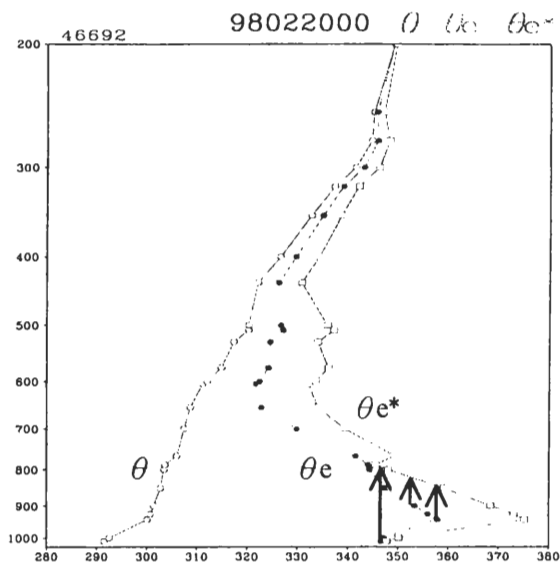


圖 11 1998 年 2 月 20 日 0000 UTC 板橋測站位溫（K）、相當位溫（K）及飽和相當位溫（K）。箭頭為氣塊上升軌跡。

顯見逆溫層以上環境有很大的條件不穩度與對流不穩度。未飽和氣塊上升時， θ_e 為保守（如圖中箭頭所示），當氣塊之 θ_e 與環境之 θ_e^* 一樣時，即達到 LFC，氣塊會產生自由對流。若氣塊舉升來自不同高度，則達到 LFC 所需舉升的高度與所需克服的 CIN 和 CAPE 值會有顯著不同。由圖 11 可知在此時之大氣環境下，氣塊僅需在逆溫層之上做適當的高度舉升，即能克服 CIN 而釋放大量 CAPE 產生自由對流。

另外，圖中逆溫層之上 θ_e 值可達 358 K，以冬季而言相當的高，而逆溫層以上 θ_e 和 θ_e^* 快速下降，主要乃因低層（950 hPa 左右）很暖且中層（600 hPa 左右）環境冷乾，才會造成 θ_e 與 θ_e^* 向上快速遞減，使環境具有很大的對流不穩度與條件不穩度。鄧與陳（1990）計算台灣春季 9 個颱風個案地面 θ_e 與其上 θ_e 極小值之差，平均值為 17.5 K，而本個案逆溫層上之 θ_e 值與其上之 θ_e 極小值差距達 37 K，顯見本個案環境的對流不穩度較春季颱風環境為大（即 $\partial\theta_e/\partial z$ 為很大的負值），只要有足夠的舉升運動，對流即可劇烈發展。

（三）討論與小結

一般冬季台灣地區在東北季風影響下，地面和低對流層通常吹北風或東北風，但是 16~21 日的地面與 850 hPa 分析圖（圖 7~10）顯示，此時主要是大範圍的偏南氣流籠罩台灣，使台灣處在一個不穩定的暖溼西南氣流環境下；同時，鋒面東移至台灣東部海面時，台灣地區仍處暖濕環境下（圖 9a）。

造成台灣附近空氣暖濕的原因主要有二，一是 16~20 日位於南海北部、華南及台灣地區強盛的低層西南風氣流，另一支南來氣流

則是 18~19 日台灣東邊海面上的東南風，此東南風來自分裂高壓西南側的回流。一般分裂高壓出海後，常因變性而快速減弱，但此高壓一直位於 500 hPa 高壓脊前下方有利高壓發展的位置，所以當 18 日高壓出海後，其強度並未顯著減弱。高壓系統強度的維持使得高壓回流風速很強，加上當時位於高壓西方的台灣低壓正在發展，高低壓間密集的氣壓梯度使東南風更強，風速最強在 925 hPa，風速可到達 40 kts（圖未示）。

低層東南風與西南氣流造成的大尺度輻合，是有利深對流之形成與發展的動力條件（Crook and Moncrieff 1988），高對流層 300 和 200 hPa 的分流槽位置也能提供台灣地區大尺度的舉升運動，這些大尺度之舉升運動也可由 EC 客觀分析的 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 網格點資料證明（圖未示）。由海上而來的低層東南風與南海北部延伸至台灣地區的大範圍低層西南氣流，為台灣地區低對流層帶來暖濕的空氣，與疊加於其上的中高對流層噴流之冷乾空氣產生差異平流使大氣變得更不穩定，形成有利劇烈對流發展的熱力條件（Uccellini and Johnson 1979），此種現象在相當位溫（ θ_e ）和飽和相當位溫（ θ_e^* ）的分布明顯呈現（圖 11）。此外，台灣位於 850 hPa 溫度脊附近，此亦是對流發生的區域（Konrad 1997）。

五、中尺度分析

本章利用落雷觀測、雷達回波圖、地面自動雨量站及氣象站等資料，分析 2 月 20 日下午台灣北部地區劇烈降雨和冰雹發生期間之中尺度現象與局部環流特徵。

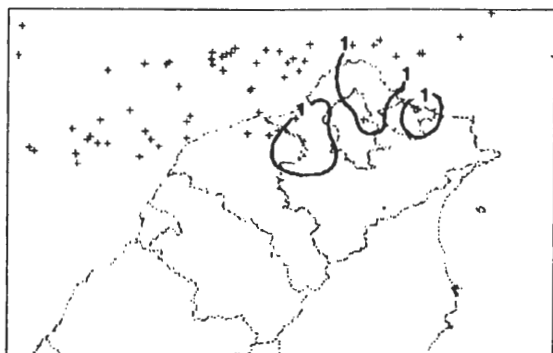
（一）雨量與落雷分析

圖 12 為 1998 年 2 月 20 日 1300~1800 LST 台灣北部地區逐時累積降雨量與落雷觀測。1200~1300 LST 落雷大部分發生於西北部海面上，陸地上雖有降雨但落雷很少，表示主要對流雲系仍在海面上。1 小時後，隨著對流系統移進陸地，造成台北和桃園沿海地區劇烈的降雨與落雷，最大時雨量超過 15 mm。大約在 1330 LST 時，三峽、台北市中山區及中正區發生維持 1~2 分鐘之冰雹，該區亦為落雷密集區，另外在桃園外海有一處落雷密集的區域，顯示另一個對流系統。1400~1500 LST 的降雨量顯示主要降雨區，分別在桃園與新竹沿海地區，新竹沿海地區的降雨區與其西側海上有較密集的落雷，此時且於新竹地區發生冰雹。隨著對流系統往東移動，降雨和落雷分布也往東延伸，劇烈的降雨區也由沿海向內陸地區偏移，1500~1600 LST 新竹地區最大時雨量超過 28 mm。1600~1700 LST 時雖然降雨量仍大，但落雷次數已明顯變少，顯示此時對流已趨於緩和，可能多屬層狀降雨。1700~1800 LST 時，北部各地降雨已顯著減小，落雷亦已稀稀落落。

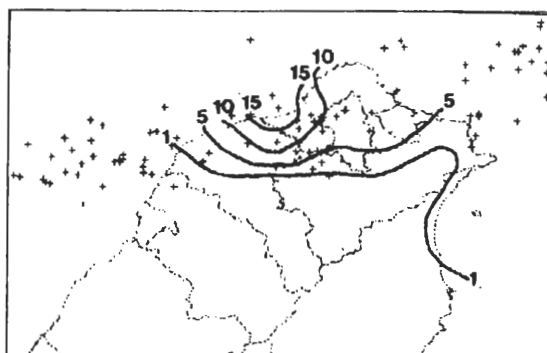
（二）雷達回波

20 日 1100 LST 時，中正機場都卜勒雷達回波顯示有一對流系統於桃園外海 80 公里處形成，最大回波強度在 30~40 dBz，隨時間逐漸東移，移速約 9.5 ms^{-1} （圖未示）。1200 LST 時，第二個對流系統在上述第一個對流系統南邊形成，即桃園與新竹交界外海 55 公里處形成，最大回波強度在 30~40 dBz，形成初期並未移動，隨後以 15 ms^{-1} 的速度往東移。此時第一個對流系統已加強至 40~50 dBz，位置約在桃園外海

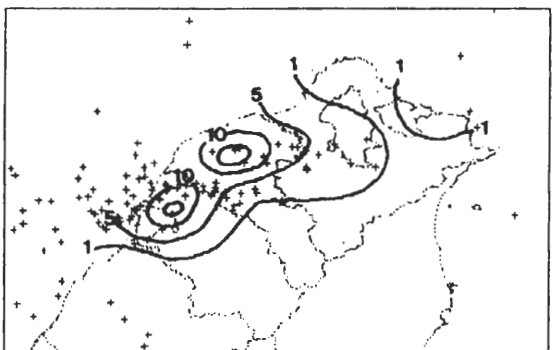
(a) 1200~1300 LST



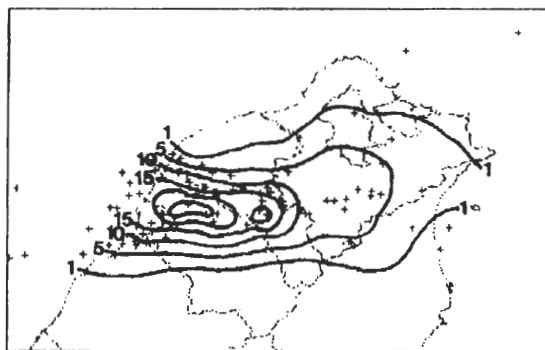
(b) 1300~1400 LST



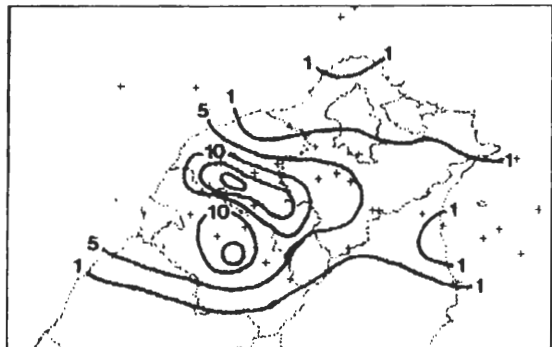
(c) 1400~1500 LST



(d) 1500~1600 LST



(e) 1600~1700 LST



(f) 1700~1800 LST

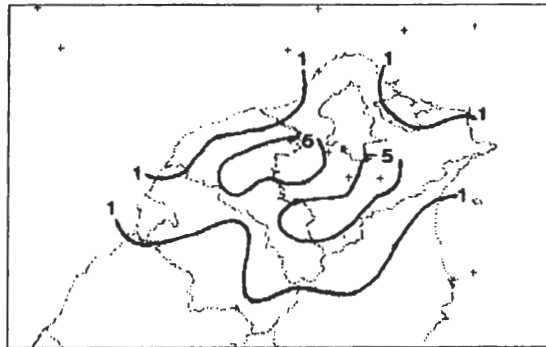


圖 12 1998 年 2 月 20 日 (a) 1200~1300 LST、(b) 1300~1400 LST、(c) 1400~1500 LST、(d) 1500~1600 LST、(e) 1600~1700 LST 及 (f) 1700~1800 LST 每小時累積雨量 (mm) 與落雷 (+ 號)。降雨量等值線分別為 1、5、10、15、20 及 25 mm h⁻¹。

45 公里處（圖未示）。隨後第一個對流系統 A 繼續往東移接近陸地，移速增加為 16 ms^{-1} ，與第二個對流系統 B 的移速相近，回波強度一度加強至 $50 \sim 60 \text{ dBz}$ 。

圖 13 為 1998 年 2 月 20 日 1300~1630 LST 中正機場都卜勒雷達以都卜勒型態觀測半徑 120 公里範圍內，每 30 分鐘觀測之最大降水回波圖（Vertical Maximum Indicator；VMI）。1300 LST 時對流系統 A 已移入台灣北部陸地，最大回波強度減弱至 $< 40 \text{ dBz}$ ，位在桃園與新竹交界外海 45 公里處之對流系統 B 加強至 $> 40 \text{ dBz}$ 。由距高指示器回波圖（Range-Height Indicator；RHI）顯示（圖未示），對流系統 B 移動方向下游回波較弱的層狀區的高度在 3000 公尺以上，顯示此層狀區乃由中高對流層強盛的西風造成。30 分鐘後（圖 13b），對流系統 A 加強至 $> 40 \text{ dBz}$ ，為台北西部沿海地區帶來大量降雨和密集的落雷（圖 12b），並造成台北市部分地區和三峽發生短暫之冰雹現象。同時，對流系統 B 也加強至 $> 60 \text{ dBz}$ ，桃園外海上的落雷即由此對流系統造成（圖 12b），而在對流系統 B 的西方又有一個新生的對流系統 C 形成。

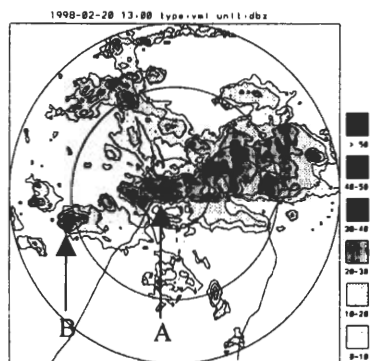
1400 LST（圖 13c），對流系統 A 東移至台北盆地東緣的山區，最大回波強度加強至 $> 50 \text{ dBz}$ ，但造成的降雨並不多（圖 12b），隨後對流系統 A 繼續東移至海面上，對流強度已迅速減弱。此時對流系統 B 往東北東移動並已移入桃園，造成桃園沿海劇烈降雨（圖 12c），但對流系統 B 的最大回波強度已減弱至 $50 \sim 60 \text{ dBz}$ ，陸地上的落雷數也少於其在海面上造成的數量（圖 12b）。對流系統 B 西南側有一回波強度較弱、組織較不完整之對流系統 B' 形成，並在此時移進陸地。對流系統 C 於新竹外海 40

公里處發展，最大回波強度 $> 60 \text{ dBz}$ ，對流系統之水平尺度大約 20 km，以 $\sim 15 \text{ ms}^{-1}$ 之移速往東移。對流系統 C 的北邊有數個對流系統於台灣北部海面形成南北走向之線狀排列，但這些對流系統之強度均不如對流系統 C，隨後也迅速減弱，生命期短暫。30 分鐘後（圖 13d），對流系統 B 再減弱至 $40 \sim 50 \text{ dBz}$ ，而對流系統 B' 有些微增強，在原對流系統 C 形成處又有新對流系統 D 形成，最大回波強度在 $40 \sim 50 \text{ dBz}$ 。對流系統 C 接近陸地，與周圍較小之對流合併，水平尺度增加至 $\sim 30 \text{ km}$ ，最大回波強度仍 $> 60 \text{ dBz}$ 。對流系統 C 是數個中對流系統中回波最強、對流發展高度最高的對流系統，當其進入陸地後也造成新竹地區最劇烈的降雨和冰雹現象（圖 12d、12e）。

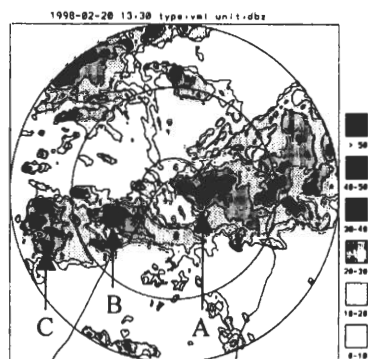
1500 LST（圖 13e），對流系統 B 在礁溪附近消散，而對流系統 B' 也減弱。對流系統 C 已東移進陸地，回波 $> 30 \text{ dBz}$ 之區域增大，但最大回波強度減弱至 $50 \sim 60 \text{ dBz}$ ，而回波最強處在雪山山脈西側的新竹縣一帶。對流系統 D 沿著對流系統 C 的路徑，往東移至新竹外海 55 公里處，回波強度依然維持在 $40 \sim 50 \text{ dBz}$ ，而 $> 30 \text{ dBz}$ 的回波範圍也增大。再過 30 分鐘後（圖 13f），對流系統 B' 已消散於坪林山區，對流系統 C 減弱至 $40 \sim 50 \text{ dBz}$ ，大約在福山附近，而對流系統 D 尚位於新竹外海 20 公里處，最大回波強度 $< 50 \text{ dBz}$ 。

1600 LST（圖 13g），對流系統 C 於台北與宜蘭交界之山區逐漸減弱，此時對流系統 D 正位於新竹陸地， $> 40 \text{ dBz}$ 的回波範圍增大，但進入陸地後回波組織漸漸不完整（圖 13h），隨後消散。海面上也不再對流胞形成，北部地區持續數小時的降雨終告結束。

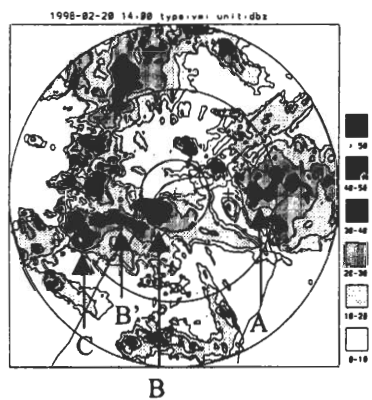
(a) 1300 LST



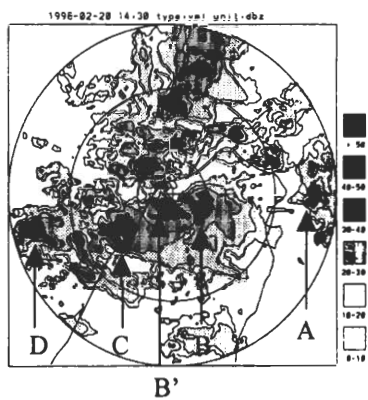
(b) 1330 LST



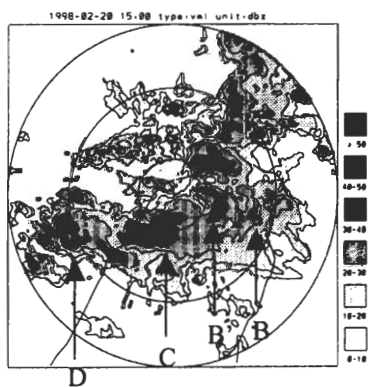
(c) 1400 LST



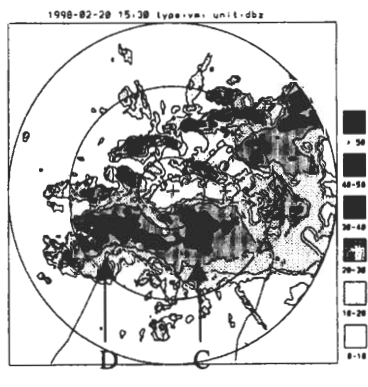
(d) 1430 LST



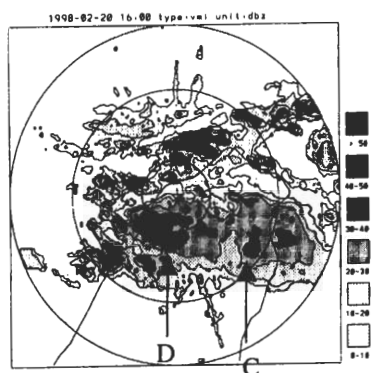
(e) 1500 LST



(f) 1530 LST



(g) 1600 LST



(h) 1630 LST

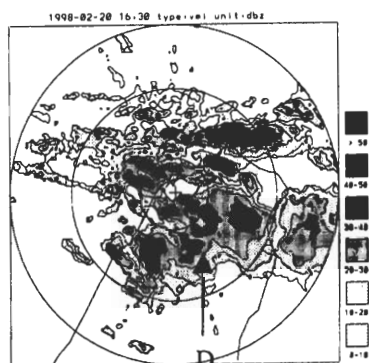


圖 13 1998 年 2 月 20 日 (a) 1300 LST、(b) 1330 LST、(c) 1400 LST、(d) 1430 LST、(e) 1500 LST、(f) 1530 LST、(g) 1600 LST 及 (h) 1630 LST 中正機場都卜勒雷達以都卜勒型態觀測半徑 120 公里範圍內之最大降水回波 (dBz) 分布。圖上內圈半徑分別為 25 與 75 公里。

(三) 地面環流分析

圖 14 為 1998 年 2 月 20 日 0800~1700 LST 的中尺度氣流線、等溫線及時雨量 $> 10 \text{ mm}$ 之降雨區分析。0800 LST 時，台灣低層受大範圍西南氣流影響，西北部吹西南風，東北部受地形影響轉為偏東風，蘇澳附近仍受山風影響吹西風，北部地區地面溫度介於 $20 \sim 23^\circ\text{C}$ 。3 小時後（圖 14b），在太陽輻射加熱與低層西南風暖平流的影響下，地面溫度快速上升，竹東測站 3 小時上升幅度高達 9.2°C ，地面溫度超過 29°C ，另有數個測站溫度上升 8°C 以上。且海陸加熱差異使海風發展，西北部地區的海風增強大尺度盛行的西南風，宜蘭地區的風向也由原本的離岸風轉為向岸之偏東風。但是在 25°N 以北的數個測站，受北部沿海對流系統降雨所伴隨的冷空氣外流影響，風向轉為偏北風，由於對流降水在地面造成冷池的出現，使地面溫度上升的幅度遠比 25°N 以南的測站小，並在 25°N 附近形成風切線與溫度梯度明顯的假冷鋒。雷達與落雷資料顯示對流發展最強在金山

和基隆外海一帶（圖未示），附近測站溫度不升反降，比 3 小時前下降 $1 \sim 2^\circ\text{C}$ ，偏北風的風速也較大。

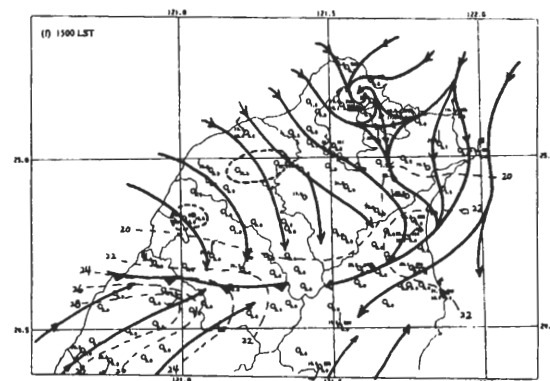
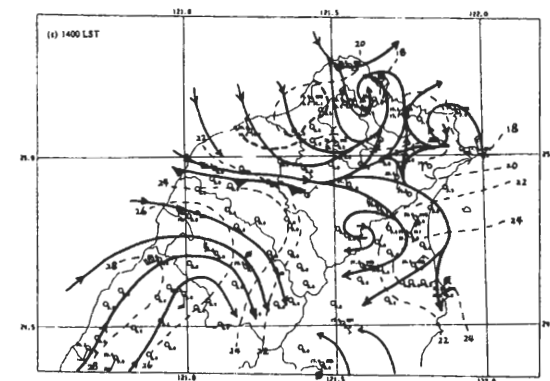
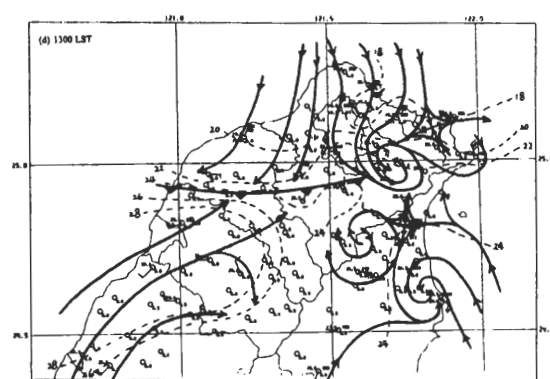
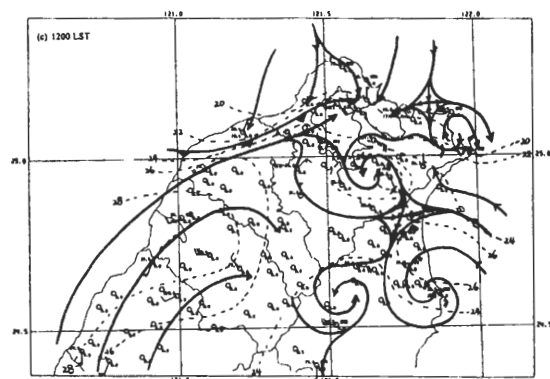
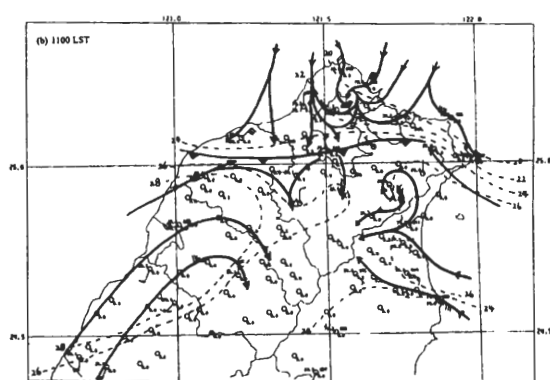
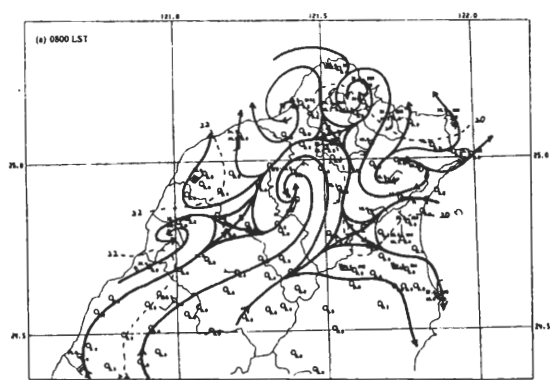
1200 LST 時，原本受對流下衝流之外流影響的北風減弱，或轉為偏西南風，以致假冷鋒位置有稍微往北移，大部分測站溫度有些微上升，西部與東部的向岸風分量也均有增強的趨勢。隨著前述對流系統 A 接近台灣，台北與桃園外海落雷密集（圖 12a），對流發展旺盛，雖然陸地降雨不多，但對流下衝流之外流冷空氣已經影響到台北與桃園北部區域，使 1300 LST 時台北與桃園北部區域之北風分量再次增強，當地溫度降低約 $1 \sim 2^\circ\text{C}$ ，而冷池前緣的假冷鋒位置也南移至 25°N 以南。假冷鋒以南地區地面溫度仍高，風向仍受大尺度西南風及海風環流影響為西南風或西風。

1400 LST 對流系統 B 移進桃園（圖 13c），即地面假冷鋒之上，桃園沿海風向轉為偏西風。而地面假冷鋒以南地區，受海面上對流系統 C 影響，風向由原本的偏西南風，轉為西風或西

北西風，溫度些微降低 $1\sim 3^{\circ}\text{C}$ 。隨後對流系統 C 移進新竹陸地，由其雷達回波與伴隨的落雷得知其強度甚強，下衝流之冷空氣使當地溫度短時間內下降達 $4\sim 6^{\circ}\text{C}$ ，風向再轉為偏北風，冷池範圍往南擴大，假冷鋒南移至 24.7°N 附近，

但在假冷鋒以南還是有大範圍的西南風，部分測站地面溫度仍高於 28°C (圖 14f)。

1600 LST 對流系統 D 也移進桃園 (圖 13g)，降雨區域下因冷池作用溫度持續下降，假冷鋒已南移至 24.5°N 附近 (圖 14g)。1700 LST



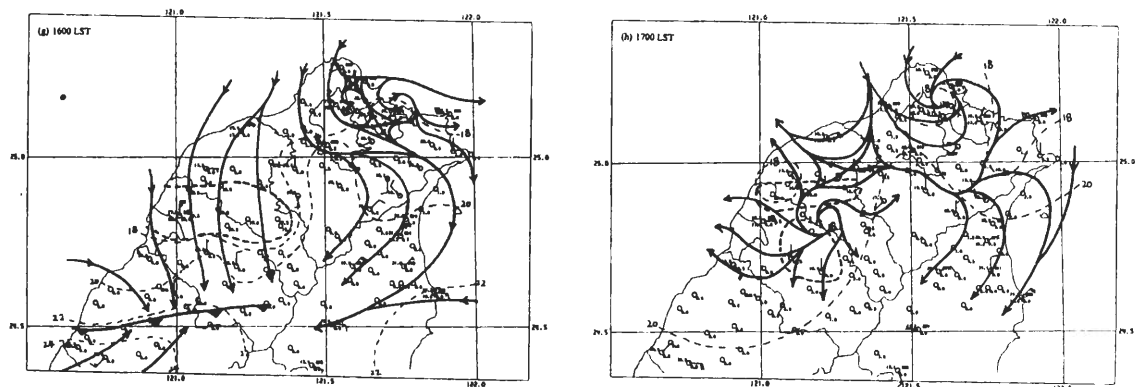


圖 14 1998 年 2 月 20 日 (a) 0800 LST、(b) 1100 LST、(c) 1200 LST、(d) 1300 LST、(e) 1400 LST、(f) 1500 LST、(g) 1600 LST 及 (h) 1700 LST 地面氣流線、等溫線(°C; 細虛線)、時雨量 > 10 mm 之降雨區(粗虛線)及假冷鋒分布。空心圓表測站位置, 風標短桿為 0.5 ms⁻¹, 長桿為 1.0 ms⁻¹, 三角旗為 5.0 ms⁻¹。

時, 降雨強度減弱, 假冷鋒性質也不再存在。雪山山脈西北側之主要降雨區出現反旋式輻散外流, 新竹和桃園沿海一帶受降雨輻散外流影響風向轉為離岸風。此時台灣北部溫度 18~20°C, 隨後北部溫度有些微回升, 新竹地區溫度回升較多, 大約 1~3°C (圖未示)。

(四) 討論與小結

2 月 20 日上午台灣北部處於低層暖濕且極不穩定的環境下 (圖 11), 對流發生前地面受太陽加熱與低層西南風暖平流影響, 地面溫度上升很快, 溫度上升最多在新竹、烏來及坪林山區, 數個測站 3 小時內溫度增加超過 8°C (圖 14a、14b)。1100 LST 以後, 於台灣西北部外海上陸續形成數個對流系統, 對流系統形成後隨中對流層西風氣流往東移 (Maddox et al. 1986), 雖然對流系統是由西往東移動, 但由地面測站資料顯示冷池和其前緣之假冷鋒位置隨時間往南移 (圖 14), 較強雷達回波區與主要降雨區也往南移 (圖 12、13)。這是因為海

面上新生成的對流系統, 有隨時間往南偏移的趨勢, 以至於對流系統東移進入台灣陸地的位置有隨時間往南的傾向, 例如對流系統 A 登陸的位置在台北與桃園交界沿海地區, 對流系統 B 在桃園沿海, 對流系統 C 在新竹沿海。由於對流系統伴隨之下衝流冷空氣前緣與此時台灣北部海面低層盛行的西南風, 在對流系統南邊形成局部輻合之現象, 此種冷池南移提供之局部舉升作用, 有利新的對流系統於舊對流系統之南邊生成, 這可能是導致對流系統生成位置隨時間南移的原因。

對流系統於接近台灣陸地時雲頂溫度均有降低的趨勢 (圖未示), 顯示對流系統有加強的現象, 其中 A、B 及 C 在距離海岸線 20~30 Km 外海處時, 最大回波強度加強至其生命期中最強期, 而隨後移進陸地後, 因水氣無法持續供應, 導致對流開始減弱, 但各對流系統的生命期仍超過 2 小時以上。由 VMI 回波圖估計每個對流系統的水平尺度大約在 20~40 km, 屬於 meso-β 至 meso-γ 尺度的系統。各對流系統

形成的位置有隨時間往南偏移的趨勢，形成後幾乎是獨立發展，不互相影響。由於對流系統是由西邊海面上移進陸地，所以降雨主要集中在西北部沿海地區和山脈西側，山頂上和山脈東側降雨明顯比較少（圖 12b~12e）。其中對流系統 A 與 C 的 RHI 回波圖顯示兩者垂直發展分別達到 9100 公尺與 10000 公尺左右（圖未示），並分別在三峽山區和台北市部分地區與新竹地區造成冰雹現象。

20 日 0000 UTC 板橋測站的探空資料顯示（圖未示），低對流層（地面- 700 hPa）有很強的垂直風切（ 263° 50 kts），中對流層（700 - 500 hPa）則較弱（ 254° 14 kts）。中低對流層（地面- 500 hPa）的強烈垂直風切（ 261° 64 kts），使得對流理查遜數（convective Richardson number；Ric）大約只在 10 左右。Weisman and Klemp（1982）發現超大胞發生時，Ric 大約在 15~35 之間，亦即本個案的環境可能具有發生超大胞的必要條件，但由單都卜勒雷達的徑向風場資料顯示（圖未示），本個案的對流胞似乎沒有超大胞的旋轉特徵（e.g., Lemon and Doswell, 1979；Klemp and Rotunno, 1983）。鄧與陳（1990）和林與陳（1997）分別計算台灣梅雨季與春夏季多個中尺度對流系統的 Ric，其值均小於 30，但也未發現有超大胞的形成。所以，林與陳（1997）認為 Weisman and Klemp 區分不同胞狀結構的飈線系統之 Ric 值可能不適用於副熱帶之春夏季節，陳等（1999）進一步認為，雖垂直風切之風速大使 Ric 很小，但垂直之風向風切並不大，以致無法產生超大胞。Ric 是 CAPE 與垂直風切的比值，較小的 Ric 必定是較大的垂直風切或較小的 CAPE 造成，鄧與陳（1990）以及林與陳（1997）研究中平均

的 CAPE 分別在 1176 及 884 m^2s^{-2} ，而在本個案的環境下，若空氣塊由逆溫層頂舉生則 CAPE 大約有 1100 m^2s^{-2} ，相對於美國中部發生劇烈對流之高 CAPE 環境，台灣地區之低 CAPE 環境（Chen et al.；1998），可能是造成利用 Ric 數值以區分超大胞和普通胞並不適用於台灣梅雨季與本個案的原因之一。

六、總 結

1998 年 2 月 18~21 日台灣連續數天發生冬季異常之全省性豪（大）雨，台北、桃竹苗、梧棲、澎湖、嘉南等地並於 18、19、20 日出現冰雹之不尋常現象。本文分別從氣候比較、個案之綜觀環境及中尺度分析等方面探討此一特殊現象。

在氣候的特殊性方面，由 2 月 16~21 日的綜觀天氣型態與 2 月之綜觀氣候比較，發現個案發生期間之東北季風微弱，在南海北部、華南及台灣地區低層有顯著之西南風氣流，使台灣鄰近區域之低層環境比氣候值暖濕，且有一高壓距平區在西太平洋熱帶地區之地面和低對流層，這些均為聖嬰年冬季東亞地區的環流特徵。此外，台灣附近 500 hPa 以上的溫度與 2 月氣候值相近，造成底層暖濕而中高層冷乾的配置，使對流容易形成且能持續發展，致使 1998 年聖嬰年冬季台灣地區有較活躍之對流、較多的雷雨及較多劇烈天氣現象（例如冰雹）發生。

個案之綜觀環境顯示，2 月 16~20 日期間南海北部、華南及台灣地區低層強盛的西南氣流提供暖濕空氣與低層輻合，台灣位於 850 hPa 溫度脊有利對流發生的區域。此外，18~19 日台灣位於高對流層分流槽東，提供綜觀尺度

的舉升運動，而 18~21 日高對流層噴流條正位於台灣上空，噴流層之冷乾空氣與低對流層暖濕空氣產生差異平流也使大氣變得不穩定形成有利劇烈對流發展之熱力條件。整體而言，綜觀環境非常有利於對流之形成與發展。

中尺度分析顯示，20 日上午台灣北部大氣之條件不穩度很大，對流不穩度甚至較春季颱風環境為大，對流系統於中午以後在西北部海面上陸續形成，而後隨中層西風往東移，排列成東西走向之中尺度對流帶。對流系統由西往東移，降雨、落雷及冷池區域以及冷池前緣之地面假冷鋒位置卻隨時間往南移，這是由於低層西南氣流與對流系統之下衝流前緣在其南邊產生局部輻合，此種冷池南移提供之局部舉升作用，導致新對流系統於舊對流系統之南邊生成，降雨區也因此隨時間往南移動。

致 謝

感謝兩位審查者與王重傑教授提供卓見，本計畫在國科會專案計畫 NSC90-2119-M-002-011 支持下完成。

參考文獻

- 王黼章，1972：冬季台灣南部雷雨預報之研究。氣象預報與分析，**50**，27-29。
- 林宗嵩與陳泰然，1997：台灣北部與鄰近地區春夏季節中尺度對流系統發展的環境條件探討。大氣科學，**25**，379-396。
- 俞家忠，1972：台北地區雷雨之研究。氣象預報與分析，**50**，16-26。
- 陳泰然、周鴻祺、楊進賢及陳熙揚，1999：台灣北部伴隨冰雹之春季颱風個案研究。大氣科學，**27**，257-271。
- 陶詩言與張慶雲，1998：亞洲地區冬夏季對 ENSO 事件的影響。大氣科學（大陸版），**22**，399-407。
- 鄧仁星與陳景森，1990：台灣地區颱風線之環境分析。大氣科學，**18**，149-158。
- 劉復誠，1987：台灣地區春季多雨年少雨年 500 毫巴高度及海溫距平差異特徵之初步分析。大氣科學，**15**，233-246。
- 劉潤華、徐樂天及范坤炎，1984：冬季台灣北部豪雨垂直結構分析。氣象預報與分析，**99**，35-42。
- 盧孟明，2000：聖嬰現象與台灣異常氣候關係之探討。大氣科學，**28**，91-114。
- 謝維權，1975：台灣中南部仲冬期間降雨天氣型態之研究。氣象預報與分析，**62**，14-25。
- Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, W. Wang, Z.-Y. Tao and B. Cui, 1998: A modeling case study of heavy rainstorm along the Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2330-2351.
- Crook, N. A., and M. W. Moncrieff, 1988: The effect of large-scale convergence on the generation and maintenance of deep moist convection. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3606-3624.
- Colby, F. P., Jr., 1983: Convective inhibition as a predictor of the outbreak of convection in AVE-SESAME II. 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, *Amer. Meteor. Soc.*, 324-327.
- Klemp, J. B., and R. Rotunno, 1983: A study of the tornadoic region within a supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 359-377.
- Konrad, C. E., 1997: Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southeastern United States. *Wea. Forecasting*, **12**, 557-571.
- Lemon, L. R., and C. A. Doswell III, 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1184-1197.

- Maddox, R. A., K. W. Howard, D. L. Bartels and D. M. Rodgers, 1986: Mesoscale convective complexes in midlatitudes. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P. S. Ray, Ed., Amer. Meteor. Soc., 390-413.
- Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and and implications the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 692-703.
- Tomita, T., and T. Yasunari, 1996: Role of the northeast winter monsoon on the biennial oscillation of ENSO/monsoon system. *J. Meteor Soc. Japan*, **74**, 399-413.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: How dose ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- Zhang, R., A. Sumi, and M. Kimoto, 1996: Impact of El Nino on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. *J. Meteor Soc. Japan*, **74**, 49-62.

A Diagnostic Study of Severe Weather Events over Northern Taiwan in Winter

W. T. Huang

George T. J. Chen

Department of atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 28 August 2001 ; in final form 08 March 2002)

ABSTRACT

This paper presents diagnostic analyses on the synoptic situations, as well as the environmental conditions for formation and evolution of the mesoscale convective systems (MCSs) that produced heavy rainfall and hail events over Taiwan during February 18-21, 1998. Data employed included rawinsonde and surface observations of the Central Weather Bureau (CWB), gridded analyses from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), and weather maps from the Japan Meteorological Agency (JMA). Results suggest that the East-Asian large-scale circulation during the 6-day period in question exhibited characteristics reminiscent to those during El Nino winters. These include 1) a weaker-than-normal northeasterly monsoon wind, 2) stronger-than-normal southwesterly flows at low levels from South China Sea to southern China, leading to a warmer and wetter lower troposphere over Taiwan, and 3) high pressure anomaly at low levels over the tropical western Pacific. Conditions above 500 hPa over Taiwan, however, were similar to climatology for February. Thus, the coupling of a warm and moist lower troposphere with cold and dry upper layers provided favorable conditions for more active and long-lasting convections and rare severe weather events like hails in Taiwan over the El Nino winter of 1998.

The upper-tropospheric jet streak moved to a position directly over Taiwan on 18-21 February, and the cold and dry air overlaid with the warm and moist air at low levels, leading to strong differential advection in the vertical and enhanced atmospheric instability. The upper-level diffluent trough west of Taiwan also provided synoptic-scale uplifting and favorable condition for convection on 18-19 February. On 20 February, the atmosphere was both conditionally and convectively unstable in the morning, and MCSs formed offshore of northwestern Taiwan around noon than moved onshore. The downdraft of MCSs produced local convergence with the low-level southwesterly winds at its leading edge and cold pool provided extra forcing force for the formation of new convection. The new convective systems formed to the south of the old systems. Thus, areas with heavy precipitation and lightning, and locations of the pseudo cold front all moved southward with time.

Key words: Winter severe convection, MCSs, Hail, Northeast monsoon, El Nino.