

TAMEX IOP-13 颱風個案特徵之觀測研究

陳泰然¹ 王重傑² 周鴻祺³

¹ 國立台灣大學大氣科學研究所

² 私立景文技術學院環境管理系

³ 交通部民航局中正氣象台

(中華民國九十一年十一月二十五日收稿；中華民國九十二年二月十日定稿)

摘 要

本文使用 1987 年 TAMEX 期間之密集觀測資料，探討 IOP-13 颱風個案 (6 月 24-25 日) 之結構特徵及地面附近伴隨之天氣現象，並根據 Parker and Johnson (2000) 之分類，與 IOP-2 個案作一比較。結果顯示，低層西南噴流、地形效應以及梅雨鋒面提供輻合與舉升機制，三者結合引發 IOP-13 個案的對流系統。本個案颱風呈東北東—西南西走向，其形成後之演變並具有多胞特性，降水下衝流與環境西南氣流輻合，在舊對流胞南側引發新對流胞，使颱風由鋒上逐漸南移至鋒前暖區並增強發展，但由於其移速遠較一般副熱帶颱風緩慢 (僅約 5 m s^{-1})，使局部地區累積雨量大增，導致台灣北部至中部地區豪雨。此外，本個案亦顯示其所引發之低層外流，足以影響周圍風場結構與梅雨鋒面之移動。伴隨 IOP-13 颱風系統，地面附近之陣風鋒面、中尺度高壓、冷池、尾流低壓等擾動均可辨認。陣風鋒面通過時，則伴有風向轉變、風速先減弱後增強、氣壓上升、溫度與露點下降、以及層狀降水。至於對流性降水，則在陣風鋒面通過後約 1 h 始達最大強度。

另外，IOP-13 颱風屬於無明顯層狀降水區伴隨之平行層狀型，其低層環境具垂直於系統之強風切，而中層風切則幾與系統走向平行。IOP-2 個案則屬較常見之拖曳層狀型，環境風切深厚且主要由前向後垂直於颱風主軸。兩者走向與環境風切間之關聯，以及移速快慢之差異，均顯示與北美地區此兩型個案之平均特徵相似。雖 IOP-13 颱風移速緩慢，但由於西南低層噴流提供水氣與對流能量來源以及強低層風切，使其能維持較長生命期。最後，地面分析顯示 IOP-13 所伴隨之颱風前低壓與尾流低壓均較 IOP-2 者不顯著，由於 IOP-13 個案並無伴隨拖曳層狀降水區，此結果似亦與理論預期一致。

關鍵詞：颱風，線狀 (弧狀) 對流，陣風鋒面，中尺度高壓，尾流低壓，
台灣地區中尺度實驗計畫。

一、前言

颶線為活躍且深厚之組織性對流窄帶，常發生於春夏季之中緯度與熱帶地區，亦為台灣地區梅雨季常見的劇烈天氣現象之一。過去數十年來的許多研究，已對颶線的結構特徵獲致相當的了解。這些特徵包括傾斜之上下衝流、兩者間於近地面處形成的陣風鋒面 (gust front) 與其後的冷池 (cold pool)、相對於系統前緣之暖濕前方內流、以及中層冷乾之後方內流等 (例如：Newton 1950; Zipser 1977; Leary and Houze 1979; Ogura and Liou 1980; Smull and Houze 1985; Skamarock et al. 1994; Jorgensen et al. 1997; Montmerle et al. 2000)。

在降水結構方面，成熟的颶線系統由前向後經常具有颶前砧狀雲 (anvil)、強對流窄帶、過渡帶 (或稱回波槽)、以及拖曳層狀降水區 (trailing stratiform region)。前方內流輸送的高 θ_e 暖濕空氣在陣風鋒面前緣舉升，形成上衝流與強對流窄帶，同時在高層向後傳送冰相粒子，使拖曳層狀降水區發展 (Biggerstaff and Houze 1991)。對流帶之走向主要受環境風切影響，而傾向於垂直於低層或平行於中層 (約 800-400 hPa) 風切 (例如：Alexander and Young 1992; LeMone et al. 1998)。至於層狀雲區之形成與特徵，則與相對於對流帶走向之中高層風切有關 (例如：Parker and Johnson 2000)。在風切較弱的熱帶地區，層狀降水區可能十分明顯 (Chong et al. 1987)；在中緯度地區，則層狀雲可能被高層較強之西風平流至對流線前方而形成砧狀雲。Parker and Johnson (2000) 根據層狀雲區之相對位置，將線狀 (或弧狀) 對流分為三型。層狀降水區明顯位於主對流線後方者稱拖曳層狀 (Trailing stratiform, 簡稱 TS) 型；向主對流

線側邊發展者稱平行層狀 (Parallel stratiform; PS) 型；而位於前方者則稱前引層狀 (Leading stratiform; LS) 型。三型中，TS 與 LS 兩型之對流線走向均與環境盛行風向交角較大或接近垂直，但 LS 型之高層相對系統氣流為由後向前。至於 PS 型，其中高層風切與對流線接近平行，因此層狀雲主要向下風處之側方發展 (通常為北或東北側)，而不向前方或後方發展。在北美地區，TS、PS 及 LS 型之線狀對流依序各佔約 60%、20% 及 20%，後兩型雖較 TS 型者為少，但亦有相當比例而不可忽視 (Parker and Johnson 2000)。

後方內流在層狀降水區下方，將中層之冷乾空氣攜入颶線系統中 (Smull and Houze 1987b)。由於落入降水之強烈蒸發冷卻與負重，而形成下衝流與冷池 (例如：Fujita 1959; Zipser 1969; Miller and Betts 1977; Yang and Houze 1995; Braun and Houze 1997)，並在陣風鋒面進一步加強暖濕空氣之舉升 (Ogura and Liou 1980; Smull and Houze 1987a,b)。因此，後方內流在颶線系統的維持上十分重要 (例如：Lafore and Moncrieff 1989; Weisman 1992)，其伴隨之冷下衝流，則在地面附近形成颶線中尺度高壓 (squall mesohigh)，為颶線通過時之典型中尺度擾動特徵。

除中尺度高壓外，颶線另外尚伴有颶前中尺度低壓 (pre-squall mesolow) 與尾流低壓 (wake low) 等特徵 (Fujita 1955; Johnson and Hamilton 1988; Loehrer and Johnson 1995)。颶前低壓的產生，主要可能由對流前方中高層之補償性下沉絕熱增溫而來，但暖平流也可能扮演部份角色 (Hoxit et al. 1976; Gamache and Houze 1982)。尾流低壓位於中尺度高壓之後，即層狀降水區後緣，出現於颶線之發展期與成熟期，

但常在衰減期達最強。尾流低壓在觀測上已可證實，其形成之主要原因則應為該區之下沉絕熱增溫，超過降水之蒸發冷卻所致 (Brown 1979; Johnson and Hamilton 1988; Zhang and Gao 1989)。

在台灣地區中尺度實驗計劃 (Taiwan Area Mesoscale Experiment, 簡稱 TAMEX) 的觀測期間 (1987 年 5-6 月)，共有 6 個線狀對流於台灣及鄰近地區發展 (Chen and Chou 1989; 1993)。在較強的個案中，發生於第 2 次密集觀測期 (Intensive Observing Period 2, 簡稱 IOP-2; 5 月 16-17 日) 者具有明顯的後方拖曳層狀降水區，故在 Parker and Johnson (2000) 之分類屬 TS 型。Wang et al. (1990) 與 Lin et al. (1990) 均曾利用都卜勒雷達資料分析此個案，顯示系統呈南北走向，並具有與熱帶颶線相似之結構特徵，包括低層強風切、深厚之前方內流、中低層後方內流、傾斜之上下衝流、以及拖曳層狀降水區等，並具有多胞之特性 (Chen 1991; Tao et al. 1991)。陳等 (2002) 亦分析伴隨 IOP-2 個案通過之地面天氣現象，發現前述之典型中尺度擾動場，如颶前低壓、中尺度高壓及尾流低壓等均可辨認。陣風鋒面通過時所導致之氣象要素變化亦十分顯著，包括風向急變、風速突增、氣壓先驟升後緩降、溫度與露點突降，並伴有強度較大的對流性降水，之後則有持續但和緩之層狀降水。另外，由於此個案移速快 (平均達 16 m s^{-1} ，為 TAMEX 期間最快者) 且移入陸地後強度減弱，故並未造成豪雨 (Teng et al. 2000; 陳等 2002)。

TAMEX 期間的另一較強多胞性颶線為 IOP-13 個案 (6 月 24-25 日)，其許多特徵則與 IOP-2 頗為不同。該系統約呈東北東-西南西走向，在鋒前暖區由北向南移經台灣北部至中部

沿岸。由於其移速為 TAMEX 期間最慢者，平均僅約 5 m s^{-1} ，故造成強度達 200 mm day^{-1} 之豪雨 (Lin et al. 1992, 1993; Chen and Chou 1993)。系統南側盛行西南氣流，並在約 900 hPa 處出現達 20 m s^{-1} 之低層噴流 (low-level jet; 簡稱 LLJ) 由前方持續輸送暖濕空氣 (Jou and Deng 1992)。雖 IOP-13 與 IOP-2 颶線均具有顯著之後方內流 (Chen and Chou 1989)，但前者並未伴隨拖曳層狀降水區，在分類上應屬 PS 型，故與後者有所不同。由於文獻研究尚未能比較台灣地區 TS 與 PS 兩類颶線型式在結構及地面天氣現象方面之差異，故本文之主要目的，在於利用 TAMEX 期間之密集資料，針對 IOP-13 個案分析地面附近在颶線通過前後伴隨之天氣現象，探討其結構特徵，並將結果與 IOP-2 個案 (陳等 2002) 比較，以了解台灣梅雨季中 TS 型與非 TS 型颶線系統間之異同。

二、使用資料與分析方法

本文分析 1987 年 6 月 24-25 日 TAMEX IOP-13 期間之密集觀測資料，資料類型、觀測項目及時空解析度等均與陳等 (2002) 所用者相同。台灣地區之地面觀測網共計有 75 個氣象站與 125 個雨量站，氣象要素包括氣壓、溫度、露點、雨量、風向風速等，時間解析度為每半小時；高空觀測網則在台灣及鄰近地區共有 12 個探空站，每 3 小時觀測一次。此外，本文亦使用高雄傳統氣象雷達之回波資料，包括最大回波水平分佈圖 (column vector; 簡稱 CV) 與距高剖面圖 (range-height indicator; RHI) 進行分析，以了解此颶線系統之結構特徵。

為分離出由 IOP-13 颶線系統與伴隨於其後方之梅雨鋒面所導致的氣壓變化，本文在分

析海平面與地面氣壓時，已將各測站於 TAMEX 共 13 次 IOP 期間之平均日變化曲線自資料中扣除，以去除平均值及日夜變化。此處僅選取 IOP 時段之原因，在於其資料解析度較高 (30 min)，且所得之氣壓平均日變化曲線，亦與 TAMEX 期間之 6 月平均者相似，故具有足夠之代表性。在分析上述氣壓偏差量與氣溫之空間分布時，在測站密度較低的區域，亦主觀考慮系統的時空連續性。本文中流邊界 (陣風鋒面) 之位置，主要根據各測站之風向變化決定，並以對流線通過前後風向變化超過 90° 者為認定標準，此外亦參考氣壓突升與溫度驟降之發生時間，其中前者是以飆線通過前後氣壓上升 ≥ 1 hPa 者判定。上述之各項分析方法，均與陳等 (2002) 分析 IOP-2 個案所採用者相同，以使結果能相互比較。

三、分析結果

1987 年 6 月 24 至 25 日的 TAMEX IOP-13 密集觀測期間，一道梅雨鋒面由北向南通過台灣地區，鋒前並伴有活躍之飆線系統 (Chen and Chou 1993)。25 日 0800 LST 時，地面鋒呈東西走向，恰通過台灣北部地區 (圖 1)，850 hPa 鋒面位於地面鋒北側約 150 km 處，飆線系統之主對流線走向與鋒面相近，在 25 日 0200-1600 LST 的 14 h 間，約由地面鋒附近緩慢向南移動，並通過台灣北部與西部地區，此期間對流線之最大長度約可達 220 km。高雄雷達之最大降水回波水平分佈 (CV) 描影圖 (圖 2) 顯示，IOP-13 飆線個案於與此時段沿台灣西部海岸向南緩慢移動，由第二級回波所形成之寬度，在發展成熟時僅約 50 km，顯示後方並未伴隨拖曳層狀降水區，而前方亦不具有相對較大回波之前引

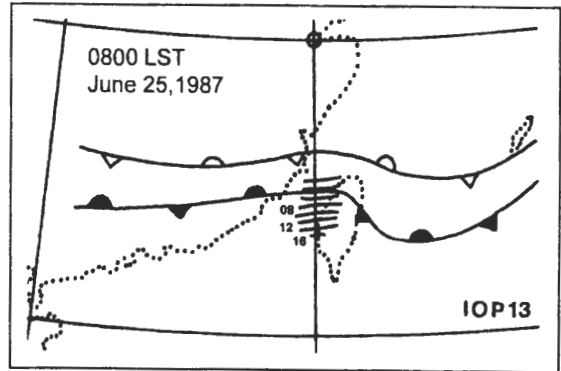


圖 1 1987 年 6 月 25 日 0800 LST 之地面與 850 hPa 鋒面位置，以及 TAMEX IOP-13 飆線個案對流線於 0200 至 1600 LST 間，每 2 h 之位置 (時間之最後兩位 00 略)。

層狀降水。

由澎湖馬公在 6 月 25 日 0800 LST 所得之探空水平風風徑圖，可顯示 IOP-13 個案期間環境風場與對流線之相對狀況 (圖 3a)。圖中所示特徵，與 Lin et al. (1992) 與 Jou and Deng (1990) 者相近，主對流線 (虛線) 呈東北東-西南西走向，與低層 (2 km 以下) 之西南風 LLJ 接近平行。考慮系統之南向移動 (粗矢線)，在 2.5 km 以下有較顯著之相對前方內流，2.5 至 8.5 km 間則環境風與對流線夾角均小，垂直於系統之相對氣流在 5 m s^{-1} 以下，多明顯較平行於系統者為弱。因此，綜合圖 2 與圖 3a 之分析，IOP-13 個案應歸類為東西走向之 PS 型飆線。另外，圖 3a 亦顯示在 8.5 km 以上之高對流層，有較強之後向前相對氣流，因此本個案也具有與 LS 型系統相似之部份特徵。Parker and Johnson (2000) 統計發現許多北美個案亦同時具有一種以上飆線類型之特徵 (約 34%)，且在生命期間可能由其中一型演變為另一類型。陳等 (1996) 亦曾依層狀降水區型態，將台灣附近春夏季之線狀對流分為四類，包括後側型 (即 TS)、主軸

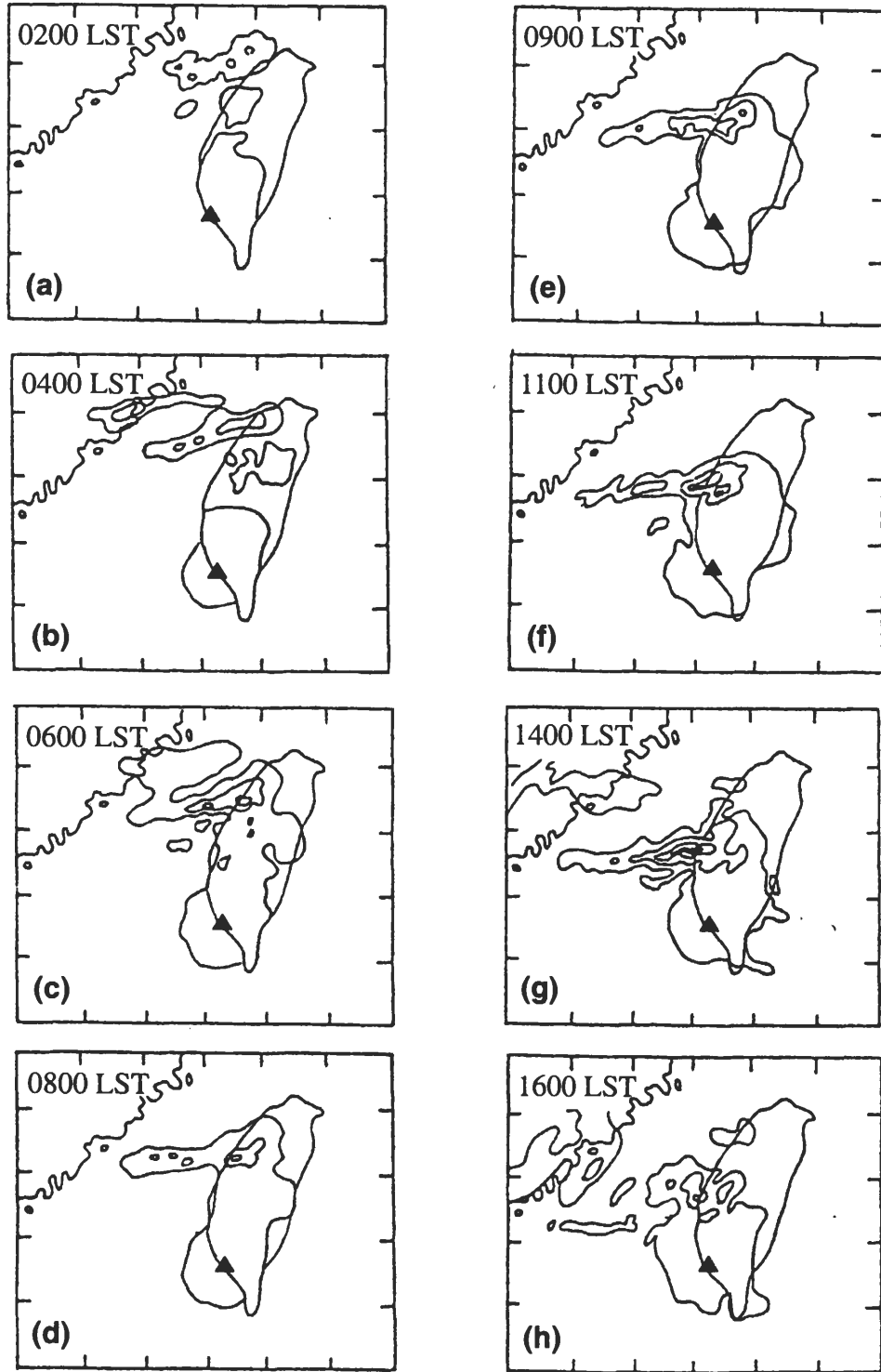


圖 2 1987 年 6 月 25 日 (a) 0200, (b) 0400, (c) 0600, (d) 0800, (e) 0900, (f) 1100, (g) 1400, 與 (h) 1600 LST 之高雄雷達回波 column vector (CV) 描影圖。等值線所圍區域, 由外向內依序為強度一至四級 (分別為 0-12, 12-20, 20-32, 及 > 32 dBZ) 之降水回波, 第四級回波區以黑影表示。實心三角形為高雄雷達站位置。

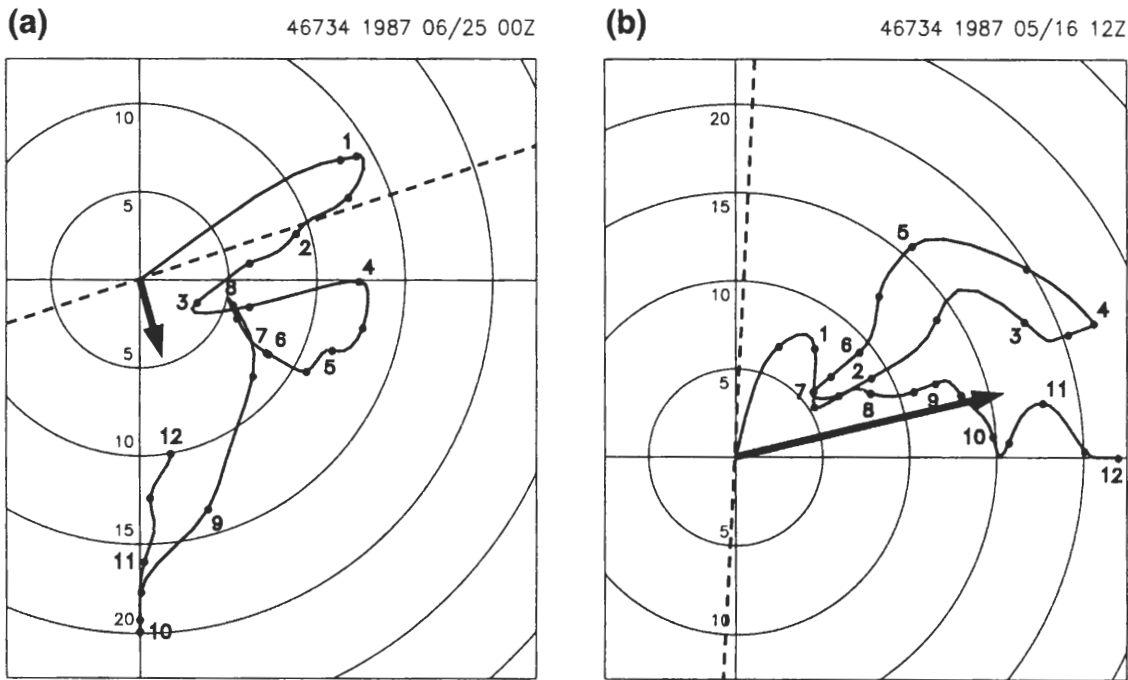


圖 3 由澎湖馬公探空所得之 1987 年 (a) 6 月 25 日 0800 LST (IOP-13) 與 (b) 5 月 16 日 2000 LST (IOP-2) 之水平風風徑圖 (m s^{-1})。資料解析度為 50 m，並經平滑處理(三點移動平均進行 3 次)，圓點標示每 500 m 之水平風向量位置，鄰近數字則為高度 (km)。虛線為個案主對流線走向，粗矢線則為個案之平均運動向量 (m s^{-1})。

型(即 PS 型)、兩側型、以及無層狀降水區型，依序各約佔 30 %、23 %、11 %、及 36 %。其中的兩側型，表示主對流線前後均有層狀降水，顯示可能由於副熱帶高層西風較弱的環境條件，使得如北美地區般完全僅具前引層狀降水之颱風極為少見，即使出現亦會同時具有後側之托曳層狀降水。若依此分類，則 IOP-13 颱風應歸類為主軸型，並具有部分兩側型之特徵。

至於 IOP-2 個案，圖 3b 顯示對流線與 4 km 以下之環境風切近乎垂直，且由於系統移速快，形成旺盛且深厚之前向後相對氣流。此種特徵亦與 Wang et al. (1990; 圖 9) 所示者相符，顯示 IOP-2 屬於南北走向之 TS 型個案。此一兩個案間，在結構特徵上的重要不同，在個案研究之文獻中亦有論述，但並未加以詳細比較地面附

近之大氣反應與擾動特徵(例如: Wang et al. 1990; Lin et al. 1992)。

(一) 個案移動與地面降水特徵

圖 4 為 IOP-13 期間之地面氣流場分佈與梅雨鋒面位置。中尺度分析結果顯示，中央山脈東側之梅雨鋒面實際上在 6 月 25 日 0400 LST 前已移至台灣南端，東南方近海處之鋒上並伴有中尺度低壓擾動。山脈西側之鋒面則南移十分緩慢，此期間逐漸通過台灣西北部沿岸(圖 4a 與 4b)，平均移速僅約 2 m s^{-1} (或 7.2 km h^{-1})。鋒前盛行西南風，鋒後則為東北風，因此沿鋒面有顯著的水平輻合與舉升機制，有利於對流發展。

圖 5 為 6 月 25 日 0430 至 1130 LST 間，

選定時刻之每 30 min 累積降雨量分布，並標示個時刻之地面鋒面位置與各測站水平風資料，

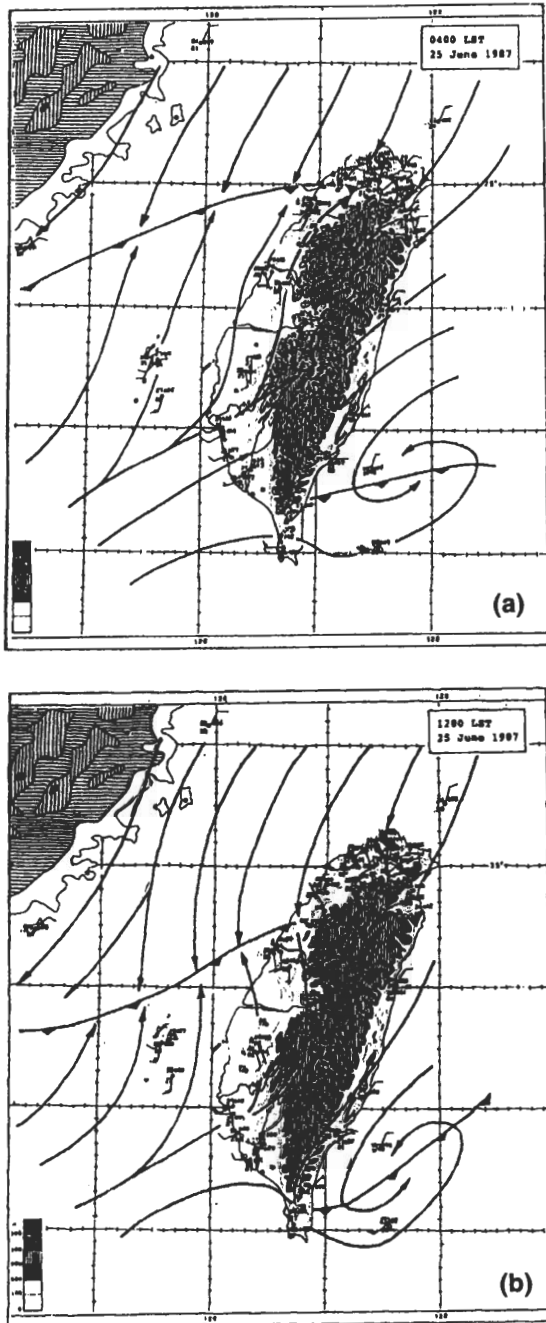
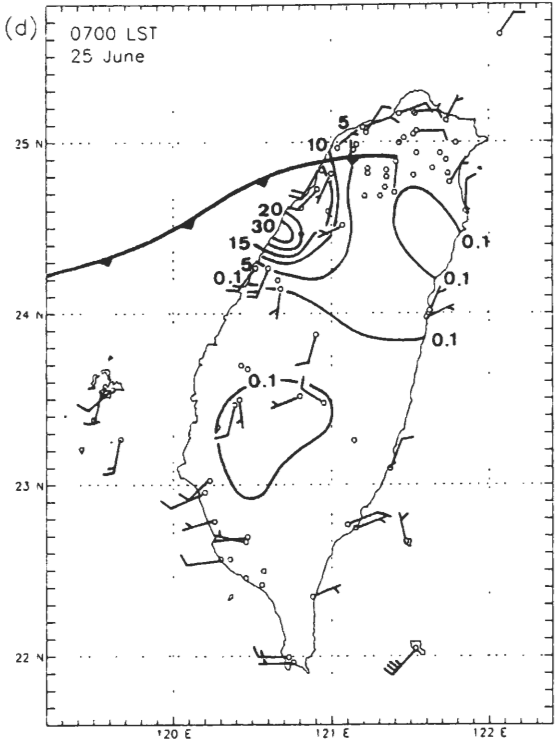
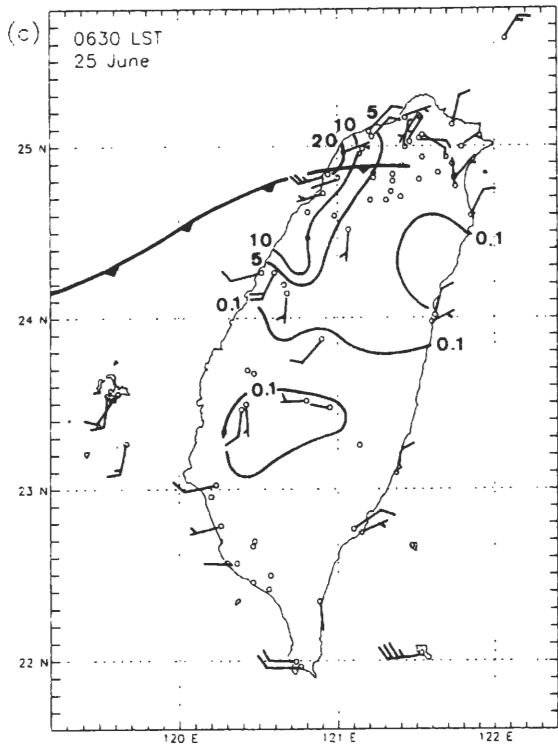
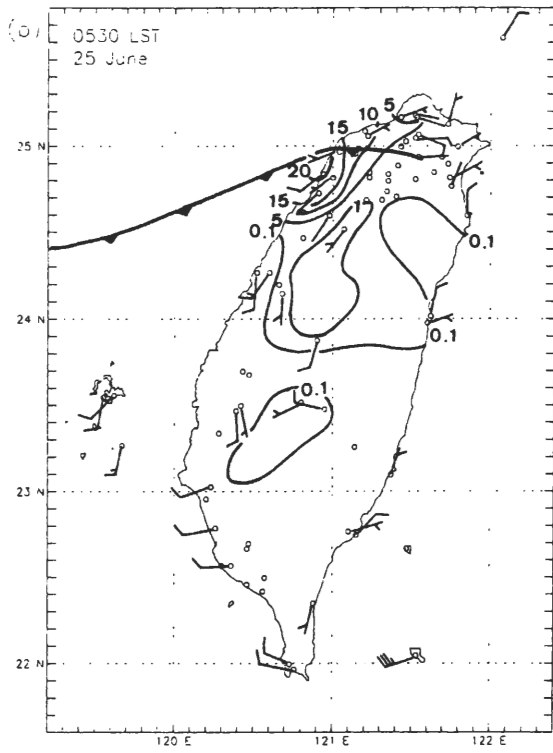
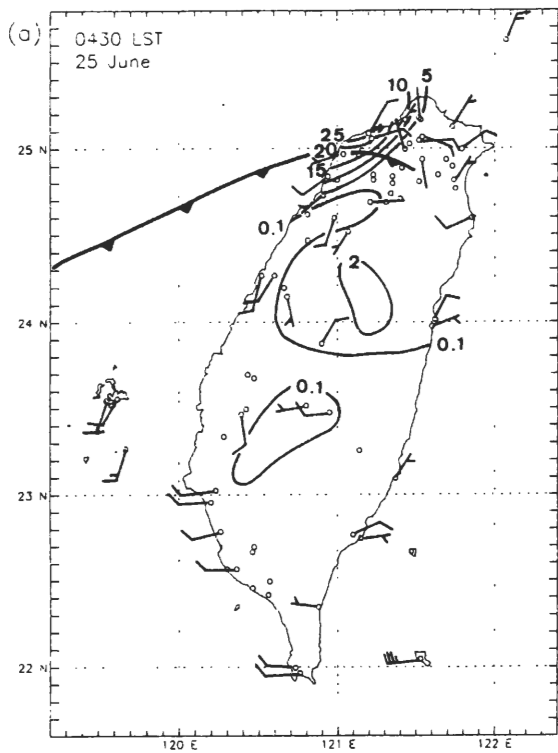
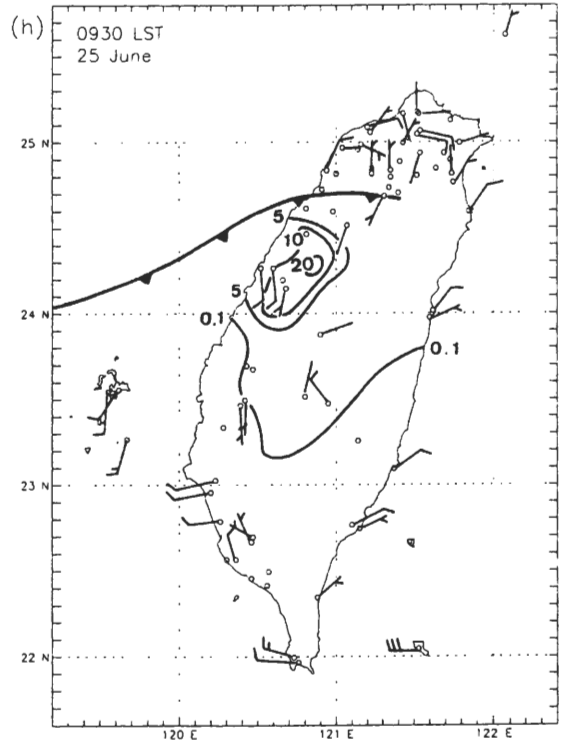
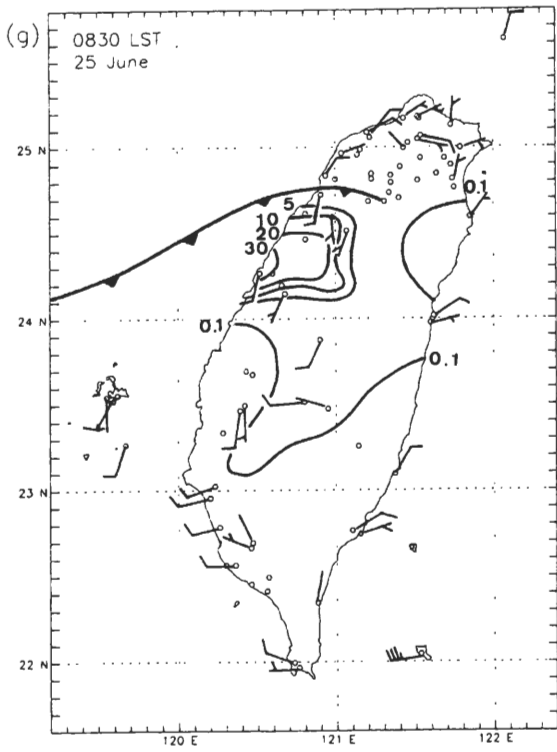
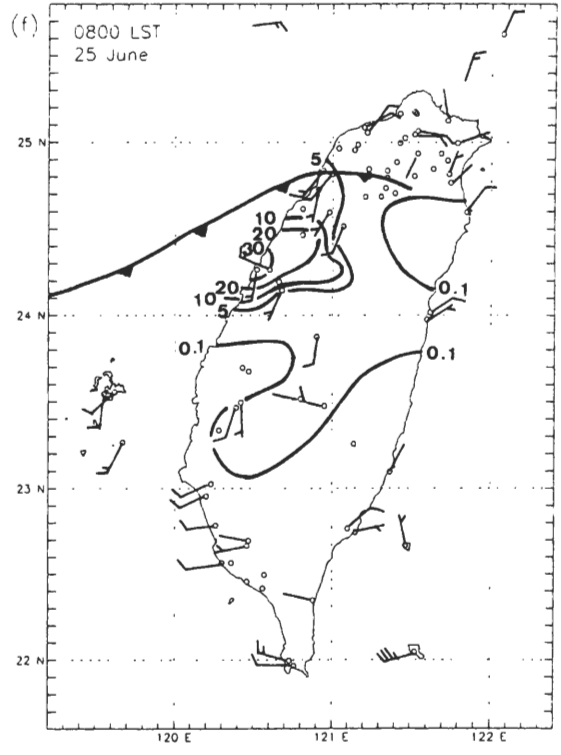
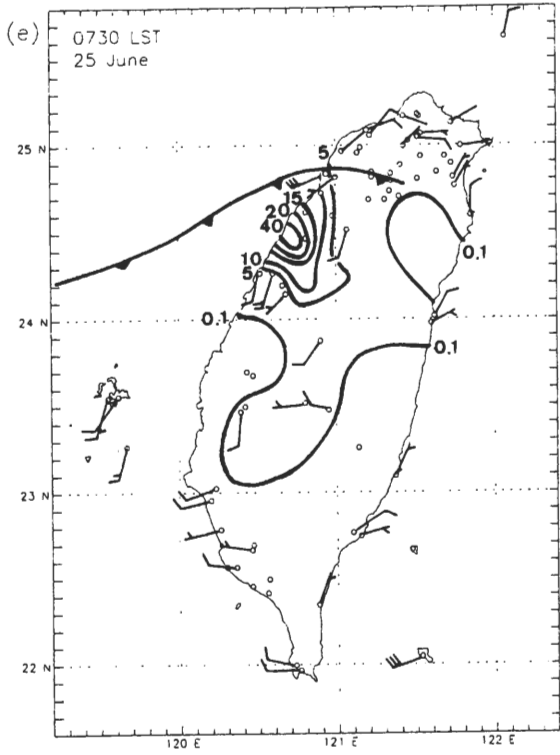


圖 4 1987 年 6 月 25 日 (a) 0400 與 (b) 1200 LST 之地面中尺度氣流線分析。梅雨鋒面亦示於圖內。

其中地面鋒位置係由每 30 min 之中尺度分析(除圖 4 外未示)而來。在 0430 至 0530 LST 間(圖 5a 與 5b)，最大降雨區位於梅雨鋒上並緩慢南移，最大 30 min 累積雨量於 0430 LST 達到大於 25 mm 之相對高值，但在 0600 LST 前已明顯減弱(未示)。由於劇烈降水區與梅雨鋒面位置一致，顯示 IOP-13 飈線系統最初之激發，與鋒面提供輻合舉升之條件關係密切，也因此其走向與低層風切接近平行(圖 3a)。此段期間，鋒面移動極為緩慢，而最大降雨中心之移速則較鋒面稍快，由 0430 LST 時位於鋒面上，至 0600 LST 時已移至鋒面前緣。0630 LST (圖 5c) 開始，降雨分布出現明顯變化，在原鋒上降雨中心南方的苗栗附近，有一新降雨中心出現於鋒前並迅速發展，隨後即取代原中心而成為最大降雨中心並繼續增強至強度達 40 mm/30 min 以上(圖 5d 與 5e)。Lin et al. (1992) 分析 0653 LST 中部近海之雙都卜勒雷達資料，顯示此時中高層之相對系統西北氣流(約 4.5-7 km；圖 3a) 扮演將降水區向前平流之角色，隨後引發下衝流與外流冷空氣，並與盛行西南氣流造成強烈輻合，而導致新降雨中心於鋒前發展。0800 LST 時(圖 5f)，強降雨中心已移至鋒前，原位於鋒上之降雨中心已幾乎完全消失，鋒面區僅存較弱之層狀降水。0800 至 0930 LST 間，鋒面移動緩慢幾呈滯留，鋒前之降雨中心亦停留在苗栗與台中之間，最大 30 min 累積雨量初時仍在 30 mm 以上，至 0930 LST 時已開始減小(圖 5f 至 5h)。

25 日 1000 LST 時，台中南方另有一新降雨中心形成(未示)，隨後亦加強並取代舊中心而成為最大降雨中心並呈滯留狀態。此新中心之強度於 1030 LST 達 30 mm/30 min (圖 5i)，





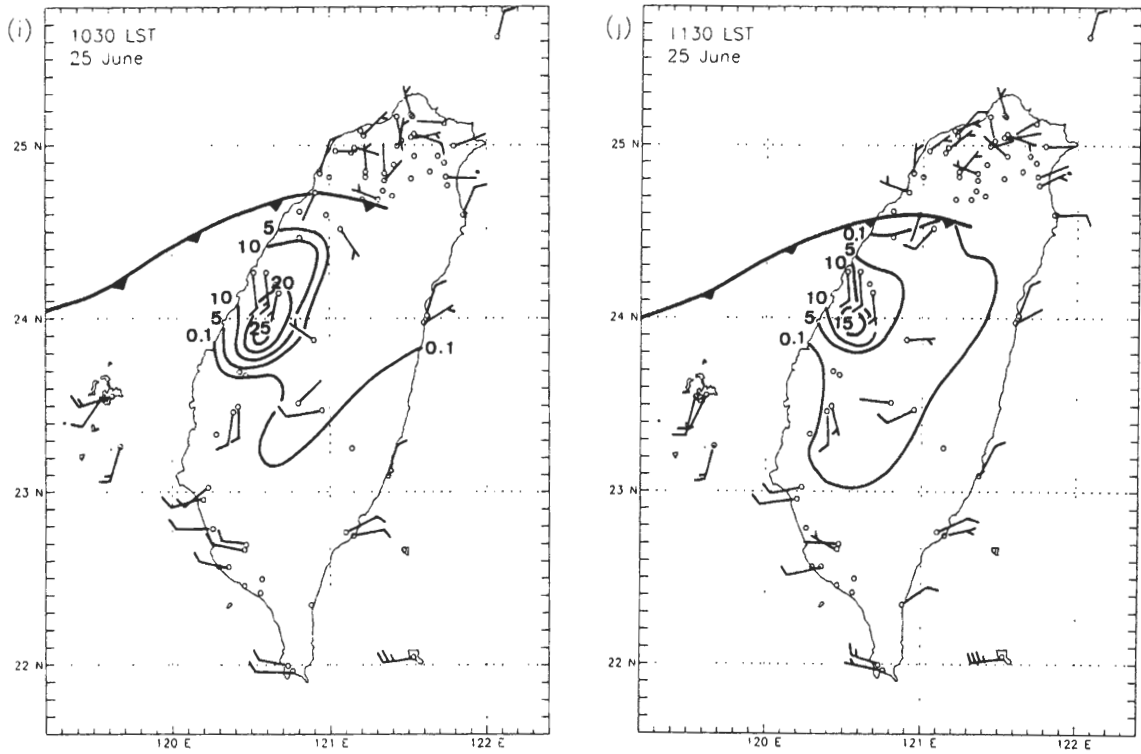


圖 5 1987 年 6 月 25 日 (a) 0430, (b) 0530, (c) 0630, (d) 0700, (e) 0730, (f) 0800, (g) 0830, (h) 0930, (i) 1030 與 (j) 1130 LST 之每 30 分鐘累積雨量分佈 (mm/30 min)。等雨量線之分析值依序為 0.1、5.0 及 10.0 mm。圖中空圈為自動雨量站，並依傳統方式填繪風標 (kt)，台灣西側之地面鋒面位置亦標示於圖內。

故整體而言較先前形成於苗栗附近者為弱。1130 LST 之後 (圖 5j)，伴隨 IOP-13 飆線系統之降雨逐漸減弱，殘餘之主要降水區則持續停留於台中一帶。至 1230 LST 時，最大降雨強度已減弱至約 12 mm/30 min，此期間鋒面的南移速度並明顯加快 (未示)。因此，由伴隨 IOP-13 個案之降水分布分析顯示，舊降水中心所伴隨之外流冷空氣與盛行西南氣流在陣風鋒面輻合，使新降水中心不斷於舊中心前緣 (南側) 形成發展，亦與本個案之多胞特性相符。再者，由於本個案期間鋒前之 LLJ 強度達 20 m s^{-1} ，導致陣風鋒面附近之輻合特別強烈，顯然對於新對流之激發與維持扮演重要角色 (Jou and Deng

1992)。另外，Li and Chen (1998) 分析 TAMEX 期間之地形噴流 (barrier jet)，發現鋒前西南氣流可因中央山脈的地形阻擋而產生分流，並於台灣西北部沿海局部加強而形成 LLJ，此種噴流於 TAMEX 共有 7 次，最後一次即發生於 6 月 24-25 日。因此，本個案中地形噴流顯然提供另一有利條件，即在台灣北部近海附近加強局部輻合，當鋒面移至該區並提供舉升機制時，即激發飆線於鋒上開始發展。此時，IOP-13 之主對流線走向即行決定，而此東西走向與環境風切間之關係，則決定其主要為一 PS 型系統。

除降水分布以外，圖 5 亦顯示飆線系統之對流降水區前緣 (南側) 西南氣流盛行，並於

前方向系統輸送暖濕空氣，但此現象在 0930 LST 以後並不明顯，可能為導致隨後新發展之降水中心強度較弱之部分原因（圖 5h 至 5j）。在主降水區於 0630 LST 開始移至鋒前之後，其後緣（北側）亦大多可見西南風，顯示可能受到降水下衝流於系統後方外流之加強（圖 5c 至 5j）。此種近地層外流影響環境氣流的現象，在對流降水強度達最大之時段前後即相當明顯，例如 0700 LST 時，風場即顯示位於降水區前緣之梧棲與清泉崗均盛行西南風（15-20 kts），而位於降水區後方之新竹亦為 20 kts 之西南風（圖 5d），隨後的 0730 LST，伴隨降水強度的增大，新竹風速亦增強達到 30 kts，即顯然受到下衝流於低層後方外流之加強（圖 5e）。0800 LST 時，清泉崗出現最大降水中心且風向急轉為西北風，則顯示伴隨飆線的陣風鋒面可能於此時通過，隨飆線南移，新竹之西南風此時亦已減弱為約 15 kts（圖 5f）。

圖 6 顯示地面鋒面（交替實線與虛線）與最大降雨中心（符號）之逐時位置分布。可見在 0700 至 1100 LST 間，鋒面南移十分緩慢，平均尚不足 1.5 m s^{-1} （或約 5 km h^{-1} ），1100 至 1200 LST 間則略為加速，平均移速可達約 3.5 m s^{-1} （或約 13 km h^{-1} ），與 Jou and Deng (1990) 之分析相符。伴隨 IOP-13 飆線之最大降水中心，則除移速較地面鋒面為快之外，如前所述，並有新降水中心於舊中心前反覆形成之多胞現象，故其出現位置由 0400 LST 之鋒上逐漸向南移至 1200 LST 之鋒前（參見圖 5）。詳細檢視，可發現降雨中心的南移主要發生在 1000 LST 以後，在 0700 至 1000 LST 間則移動較不顯著，因此其運動趨勢與地面鋒面相似（圖 6）。同時，圖 5 顯示 IOP-13 飆線系統於 0730 LST 前已發

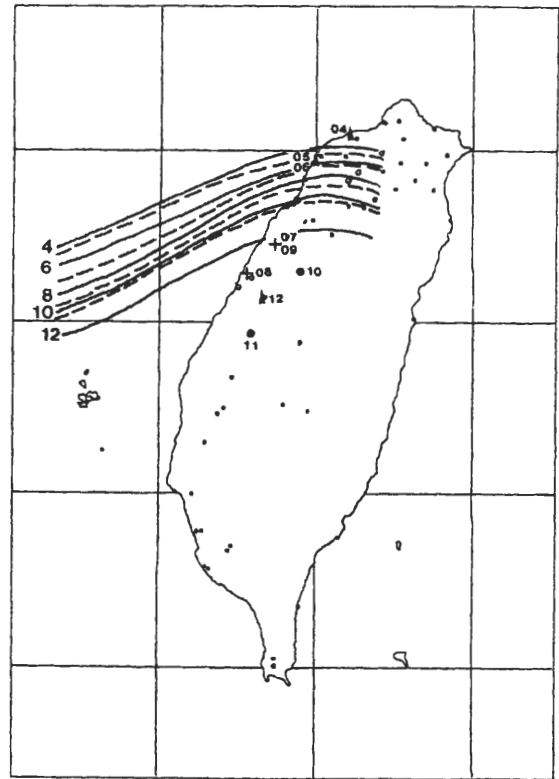


圖 6 1987 年 6 月 25 日 0400 至 1200 LST 之逐時梅雨鋒面（偶數與奇數地方時者分別以實線與虛線表示，地方時最後兩位略）與伴隨之主要降雨中心位置（符號）。三角形表降雨強度為 10-19 mm/30 min，實心圓表降雨強度為 20-29 mm/30 min，正號則表降雨強度 $\geq 30 \text{ mm/30 min}$ 者。

展成熟，且局部最大降雨強度於 0730 LST 達到最強（ $\geq 40 \text{ mm/30 min}$ ），隨後並繼續維持強度，直到 0930 LST 始減弱至 30 mm/30 min 以下（圖 5d 至 5h）。而由鋒面南側之新竹與竹南站風場於 0930 LST 前之變化，可知鋒前盛行西南氣流與降雨中心所造成之後方冷外流空氣在該處相重疊而有所增強，故可能進一步導致鋒面移速減緩，而近似滯留於新竹與竹南附近。0930 LST 以後，降雨中心強度減弱，鋒面亦隨即於 1000 LST 開始較顯著南移。因此，IOP-13 飆線系統

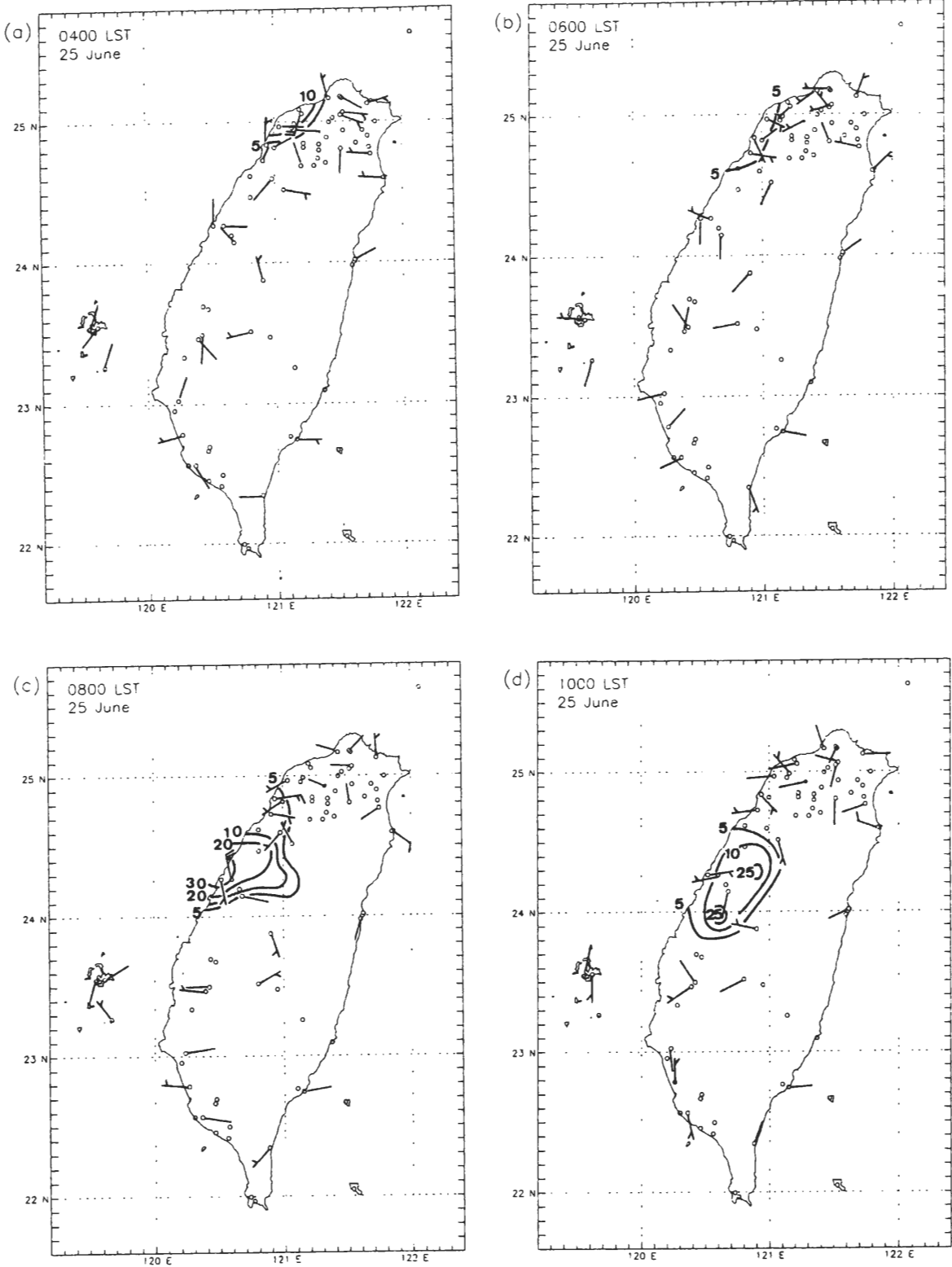


圖 7 1987 年 6 月 25 日 (a) 0400, (b) 0600, (c) 0800 與 (d) 1000 LST 之 30 min 局地水平風向量變化與累積雨量分佈。各站之水平風向量變化, 係由所指時間之風向量減去前 30 min 者所得, 再以風標方式填繪 (kt), 30 min 累積雨量之等雨量線分析間距為 5 mm。

所形成之外流邊界，對於地面梅雨鋒面在台灣西北沿岸之南移，亦有減緩之作用。

圖 7 為 6 月 25 日 0400 至 1000 LST 各偶數時間前 30 min 內之局地水平風向量變化（風標）與累積雨量分佈。雖部份水平風向量變化較不規則，但主要仍可見風場在最大降雨區前緣有吹偏北風之傾向，而後緣則有吹西南風之傾向，亦即降雨區外緣有輻散外流之傾向，顯然為降水伴隨之下衝流於近地層輻散外流所造成。其中，清泉崗測站於 0800 LST 之北風分量增強最為顯著，約達 12.5 m s^{-1} （圖 7c），此可能與最強降水於 0730 LST 發生相關（圖 5e）。圖 8 為陣風鋒面於 0400 至 1100 LST 間之逐時位置分佈，顯示陣風鋒面此時段之南移速度平均約 4.2 m s^{-1} （或 15.1 km h^{-1} ），亦屬緩慢，但與 Chen and Chou (1993) 約 5 m s^{-1} 之估計相近。在 0600 與 0700 LST 間，由於新降雨中心在原中心南方形成，使陣風鋒面向前呈較大幅度之跳躍式移動（圖 5b 至 5d），而 0900 與 1000 LST 間亦有相似現象（圖 5g 至 5i）。

（二）地面伴隨之天氣現象

圖 9 為 IOP-13 飈線個案於 6 月 25 日通過中正、新竹與清泉崗三個機場，以及梧棲測站前後之風場（含風向與風速）、氣壓、溫度、露點及降雨量等氣象要素之時間序列變化（LST）。其中氣壓為觀測值，亦即並未扣除平均日夜變化。此四測站排列由北而南，位置則如圖 8 所示。中正機場之觀測（圖 9a）顯示，梅雨鋒面（箭矢線 F）與陣風鋒面（箭矢線 GF）約於 0330 LST 通過，伴隨之天氣現象包括風向由西南急轉為東北、風速增強約 $4-5 \text{ m s}^{-1}$ 、及氣壓驟升約 1.5 hPa ，之後並持續上升。溫度（ T ）與露點（ T_d ）之變化十分明顯，分別驟降 6°C

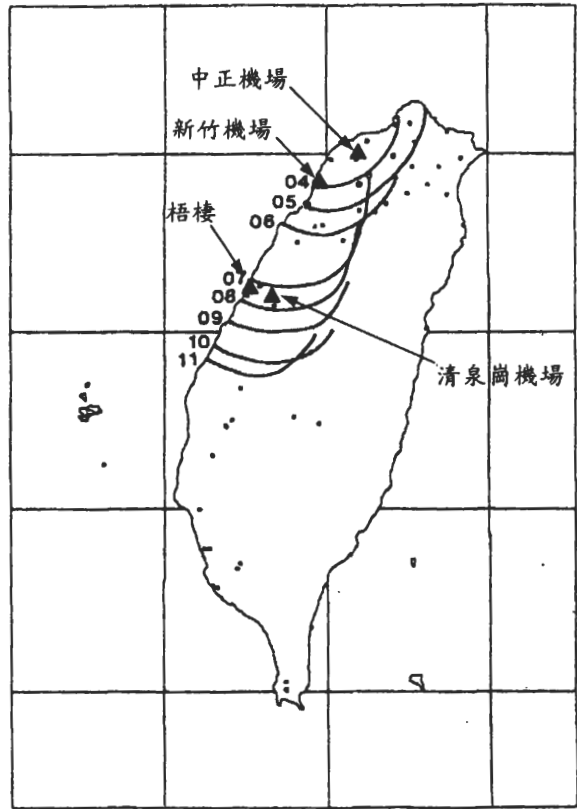


圖 8 1987 年 6 月 25 日 0400 至 1100 LST 由每 30 分鐘之風場變化分析所得之 IOP-13 飈線個案外流邊界（陣風鋒面）位置逐時分佈。中正機場、新竹機場、清泉崗機場、梧棲等四測站（圖 9 中選用）之位置亦標示於圖內。

與 3.5°C ，可能因同時反應陣風鋒面與梅雨鋒面所致。另外，最劇烈之降水並非緊鄰陣風鋒面，而是位於約 1 h 後的鋒面區，強度則約 $25 \text{ mm}/30 \text{ min}$ ，此與 IOP-2 者大異其趣 [陳等 (2002) 之圖 5]，亦為非 TS 型飈線之特徵。最大降水發生後，伴隨鋒面之層狀降水則仍持續數小時。陣風鋒面由於移速較快，約於 0415 LST 通過新竹機場（圖 9b），風向由西南風轉為偏西風，風速則明顯減弱約 6 m s^{-1} ，此應導因於環境西南風與飈線前緣之冷外流空氣相抵所致，之後風速始再增強，氣壓則驟升約 1 hPa ，之後亦持續上升。溫度與露點於陣風鋒面通過後並未明顯

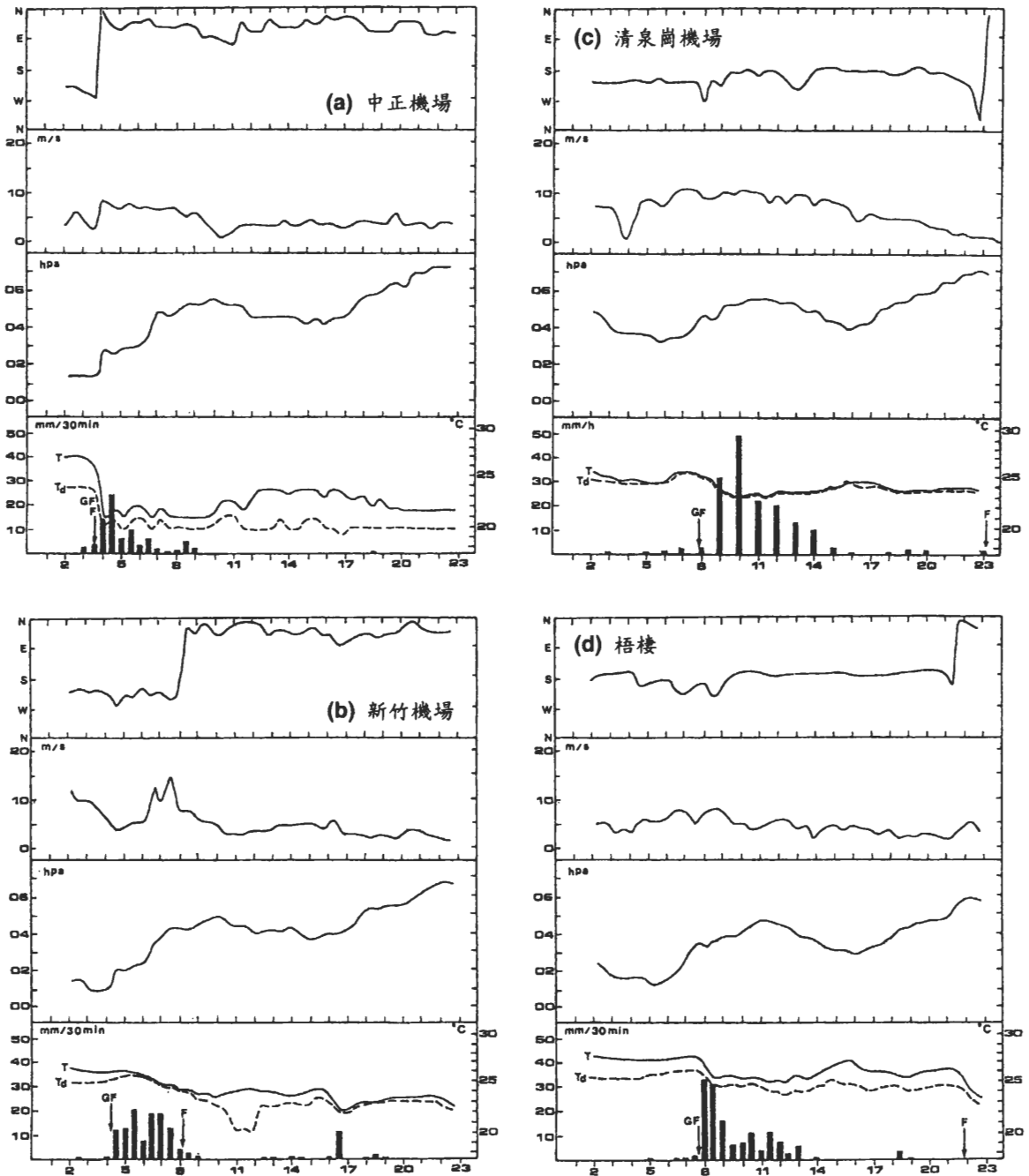


圖 9 1987 年 6 月 25 日 IOP-13 颱風個案通過 (a) 中正機場, (b) 新竹機場, (c) 清泉崗機場與 (d) 梧棲測站前後之風向、風速、氣壓、溫度、露點與降水量之時間序列變化。橫軸為時間 (LST), GF 與 F 所示之箭矢線則分別表示陣風鋒面與梅雨鋒面通過之時間。累積降雨量之時間間距註明於圖內。

下降, 但其差值迅速減小至 1°C 以內。降雨強度於 0530 LST 達 $20\text{ mm}/30\text{ min}$ 之最大值, 因

此在陣風鋒面通過後仍有所增強, 此情形與中正機場者相似。對流性降水在 0630-0700 LST

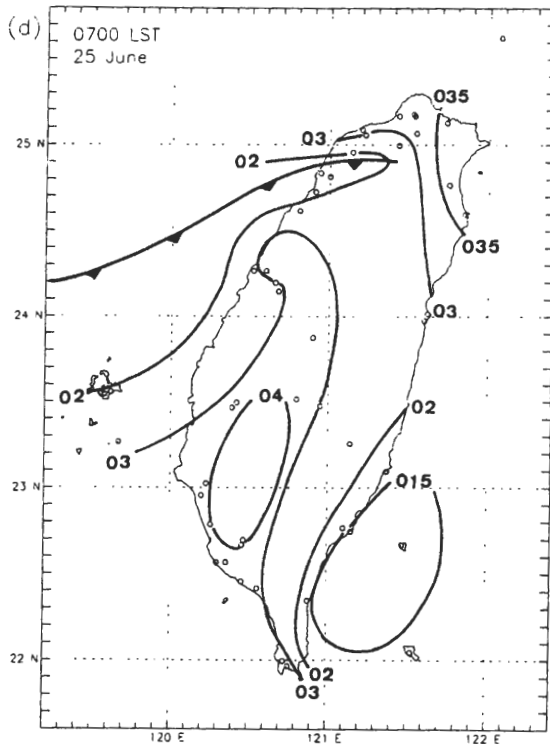
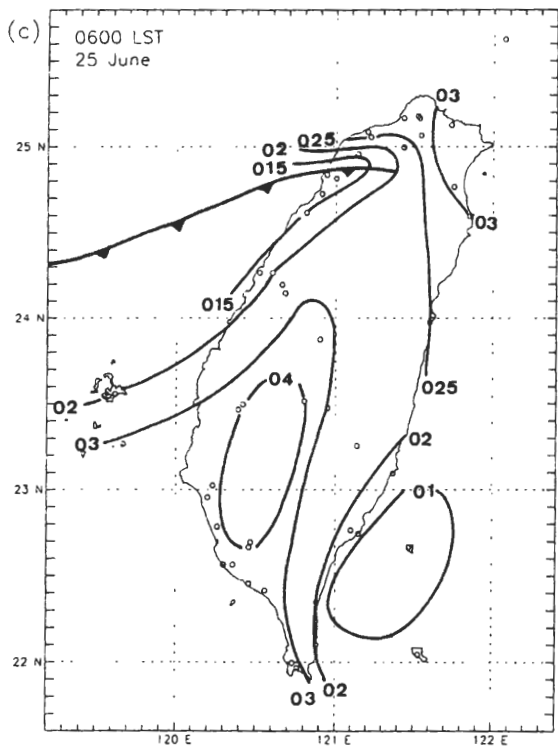
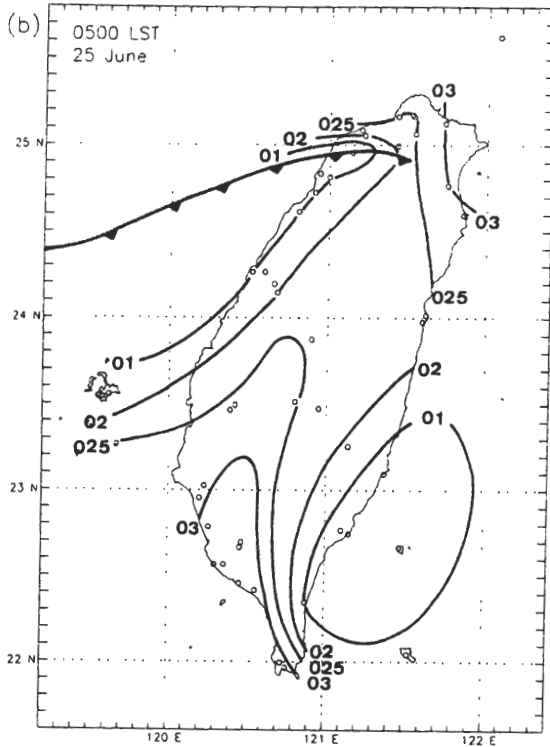
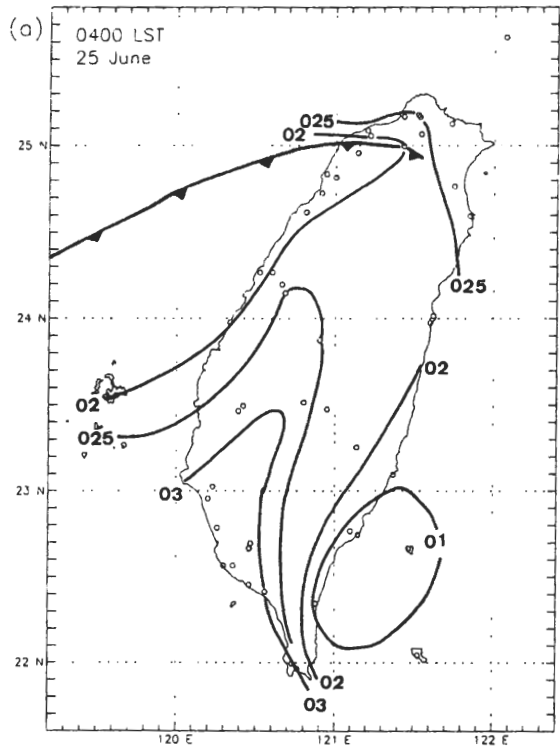
再度增強，亦顯示此時有新對流胞於舊對流胞前方發展（圖 5c 與 5d）。由於梅雨鋒面移動極為緩慢，約至 0800 LST 始通過新竹機場（即陣風鋒面通過後 3 h 45 min），通過期間西南風速減弱，通過後風向由西南轉為東北，氣壓先略降後上升，溫度露點差則在鋒面通過後略增，此時降水強度亦已明顯減弱（圖 9b）。

清泉崗機場之觀測（圖 9c）顯示，陣風鋒面約在 0750 LST 通過，風向亦由西南轉為偏西風、風速略降約 2 m s^{-1} 後上升、氣壓則上升約 1 hPa、溫度與露點均下降，但大氣接近飽和。在 0800 至 1200 LST 之間有豪雨發生，最大強度達 50 mm h^{-1} （此測站雨量資料為逐時），6 h 內之總累積雨量約 150 mm，已達氣象局 A 型豪雨之標準（ $\geq 130 \text{ mm}/24 \text{ h}$ ），降雨強度隨時間之演化則顯示此時系統仍具非 TS 型颱風之特性。地面鋒面直至約 2300 LST 始通過清泉崗（陣風鋒面通過後約 15 h），伴隨風向由西南轉西北，再逆鐘向轉為東北，風速下降，氣壓與溫度變化則較中正與新竹機場者為小，溫度露點差亦小，顯示鋒面前後均具暖濕空氣。陣風鋒面通過梧棲測站時間約為 0745 LST（圖 9d），大致與通過清泉崗之時間相同，唯各氣象因子之變化較為顯著。伴隨陣風鋒面通過梧棲站之現象，包括風向不穩、風速下降約 3 m s^{-1} 再上升、氣壓上升約 2 hPa、溫度與露點分別下降 $2-3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ，劇烈降水於陣風鋒面通過後立刻發生，大於 $30 \text{ mm}/30 \text{ min}$ 強度之降水持續達 1 h。除伴隨颱風通過之變化外，各站之氣壓曲線中發生於 0400 與 1600 LST 之相對低值，以及 1000 LST 之相對高值，顯然亦受到氣壓半日波之影響。至於鋒面通過梧棲之時間較清泉崗稍早，約在 2200 LST（或陣風鋒面通過後 14 h 15 min），氣象因子之變化包括風向由西南轉為東

北、風速突增約 4 m s^{-1} 、氣壓上升約 1.5 hPa、及溫度與露點下降約 $2-3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。這些變化亦較清泉崗者明顯，可能主要由於清泉崗地勢較高，而鋒後僅侷限於近地層之冷空氣未能顯著影響清泉崗之故。上述各站顯示，伴隨 IOP-13 颱風陣風鋒面通過之天氣現象，包括風向轉變、風速先減弱後增強、氣壓上升、溫度與露點下降，以及層狀降水等演變。至於最劇烈之對流降水，除梧棲測站外，多發生在陣風鋒面通過後約 1 h。陣風鋒面前緣之風速減弱，於新竹機場特別明顯（圖 9b），可能由於環境之盛行西南風與颱風前緣之冷外流空氣相抵所致。

（三）地面氣壓場與溫度場

圖 10 為 IOP-13 期間，於 25 日 0400 至 1100 LST 之台灣地區逐時地面氣壓偏差量分佈，亦即距所有 13 個 TAMEX IOP 期間平均日氣壓曲線之偏差（計算方法如第二章所述）。圖 11 則為同一時段之逐時地面測站溫度分佈。0400 LST 之氣壓分佈顯示（圖 10a），此時梅雨鋒面適通過台灣西北部中正機場附近，西南部之中央山脈迎風面受地形影響而形成一中尺度高壓脊，東南沿海之背風面則有中尺度低壓出現，與圖 4 之氣流線分析相符。由於地形阻擋在中央山脈迎風面所形成之中尺度高壓，造成上游西南氣流減速，並因科氏力減小而向北側偏轉，為台灣西北部沿海低層形成地形噴流之主因 (Li and Chen 1998)。在 0400 LST 時，降雨中心恰位於鋒面低壓區上，故伴隨颱風降水之中尺度高壓不顯（圖 10a），且溫度場內也不易區分中尺度高壓所伴隨之冷池以及鋒後之冷空氣（圖 11a）。此現象在 0500 與 0600 LST 大致維持不變，但除鋒面低壓帶在西北沿岸附近更趨明顯外，鋒面兩側之溫度對比亦由約 $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 增加至 $4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ，顯示局部地區之地面氣壓與溫度梯度均可能受到



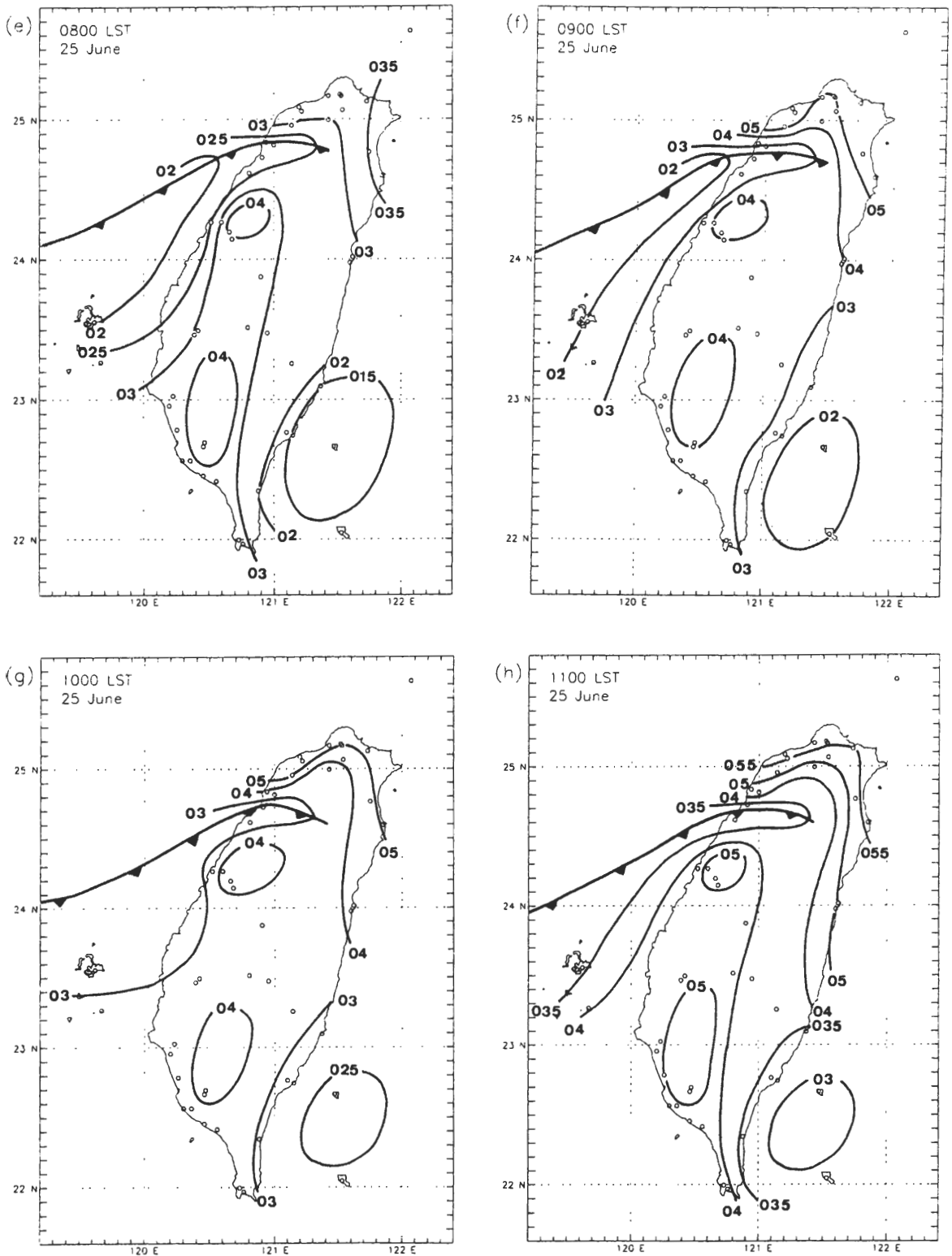
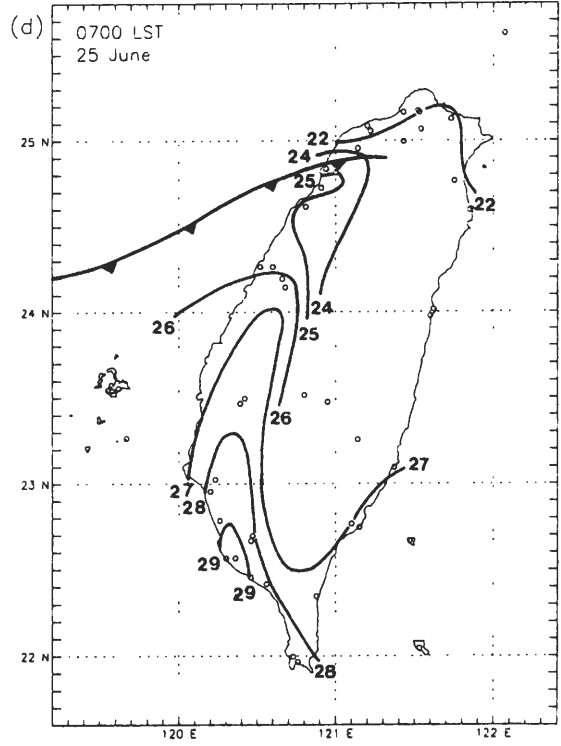
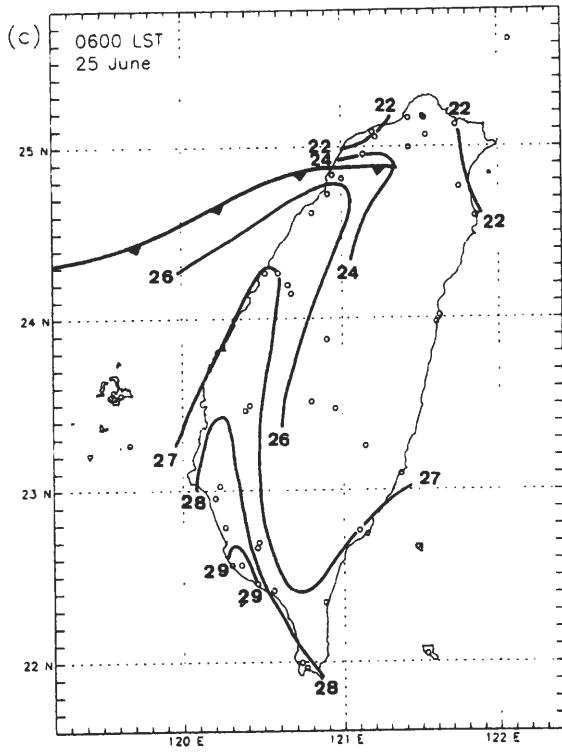
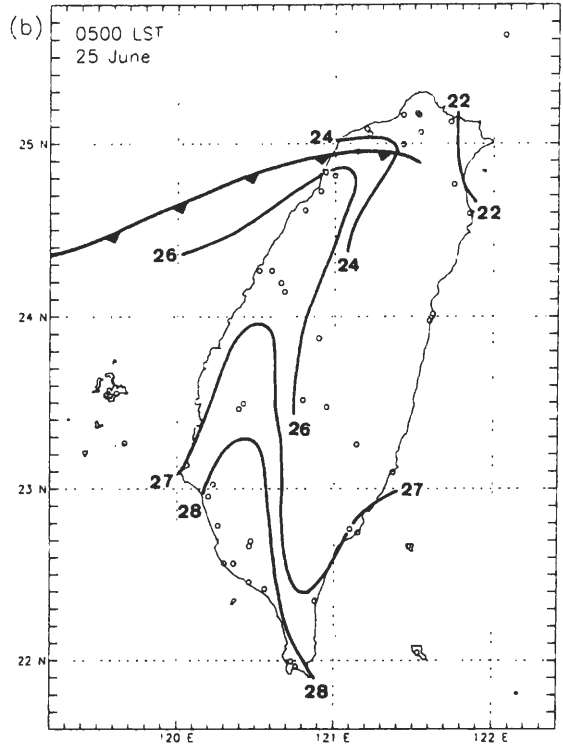
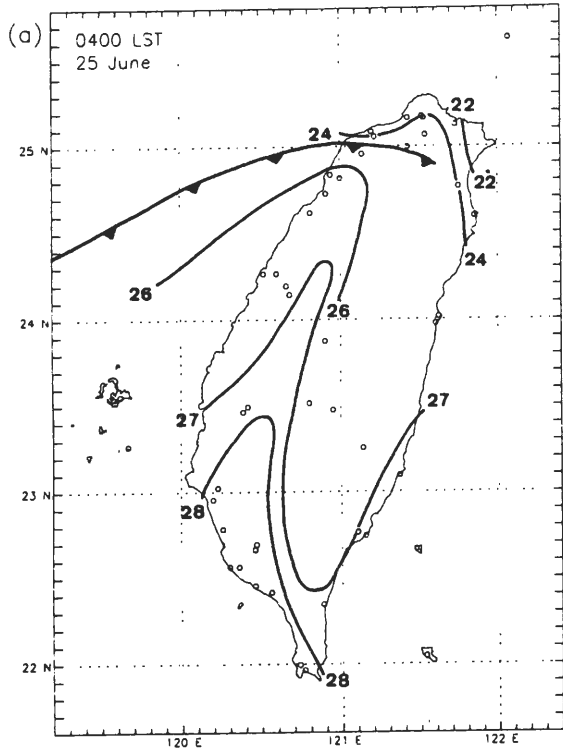


圖 10 1987 年 6 月 25 日 (a) 0400 至 (h) 1100 LST 之逐時海平面氣壓偏差量 (hPa, 為距所有 TAMEX 13 個 IOP 期間平均日海平面氣壓曲線之偏差) 分佈。等值線分析間距為 1.0 (或視需要為 0.5 hPa), 標示氣壓值之小數點略。



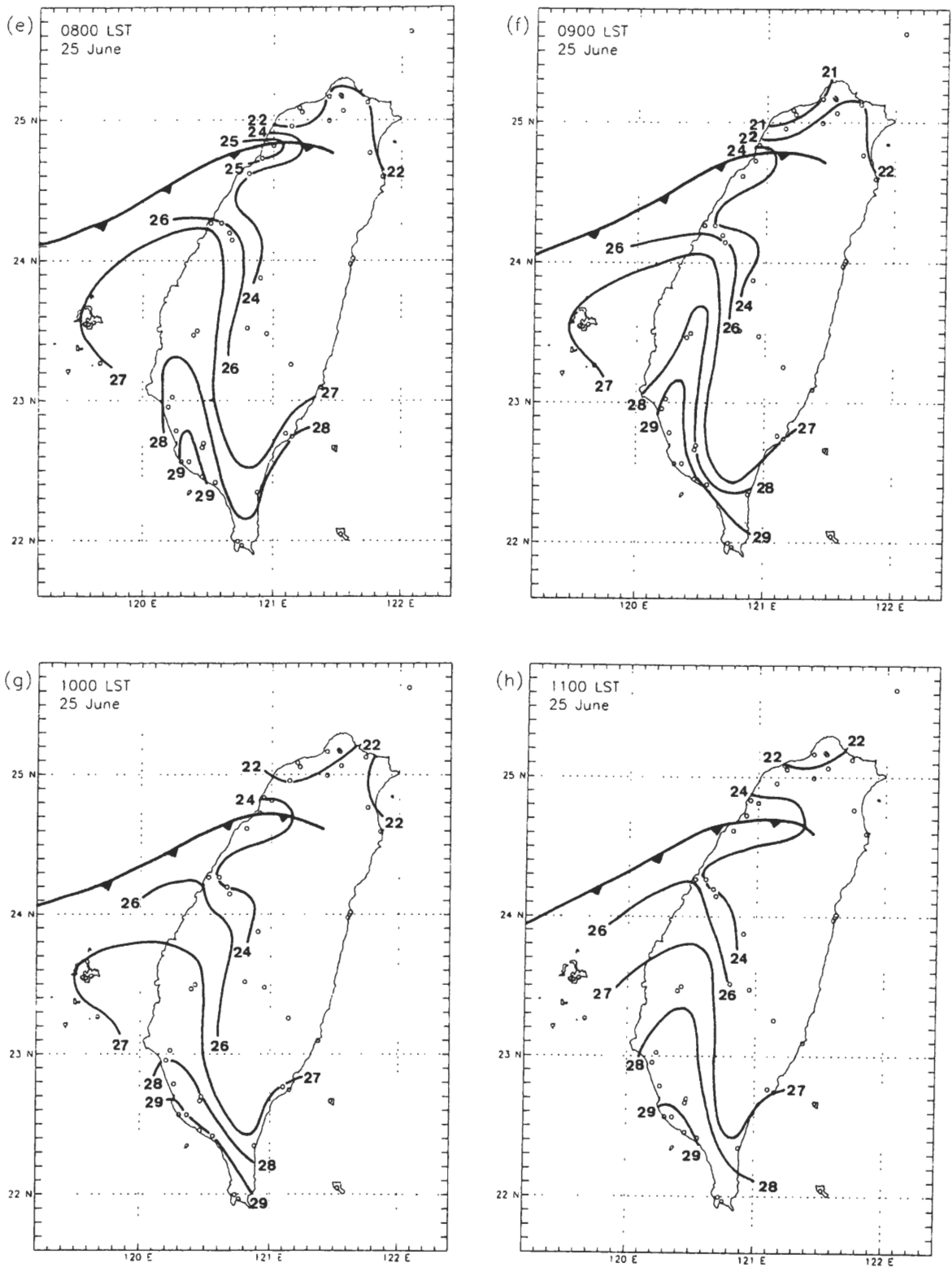


圖 11 1987 年 6 月 25 日 (a) 0400 至 (h) 1100 LST 之逐時測站氣溫 (°C) 分佈。等溫線分析間距為 2°C (或視需要為 1°C)。

此颶線系統之增強(圖 10b 與 10c, 圖 11b 與 11c)。伴隨陣風鋒面之跳躍式南移(圖 8), 0700 LST 時在苗栗附近出現一個弱中尺度高壓脊, 位置與降雨中心一致, 新竹一帶則為相對低壓區(圖 10d), 溫度場顯示中尺度高壓後緣為相對中尺度低溫區, 可以指示冷池(cold pool)之位置(圖 11d)。冷池後側(即北側)之相對低壓區在梅雨鋒前則為相對之微弱暖區, 其位置亦與尾流低壓相符, 由於溫度較冷池更高, 故可確認並非由西南風平流所造成。此時鋒面之溫度梯度仍然相當顯著, 除在鋒前可能有伴隨颶線之尾流低壓發展外, 亦顯示鋒後冷空氣已移入台灣北部地區。0800 與 0900 LST 時, 強降雨中心附近之中尺度高壓開始具有封閉之等壓線, 其位置並與冷池密切配合, 兩者均有增強趨勢, 尾流低壓區之暖脊亦較明顯(圖 10e 與 10f, 圖 11e 與 11f)。此時地面附近中尺度擾動的增強, 可能一方面由於颶線已發展成熟(每 30 min 累積雨量持續達 30 mm 以上; 圖 5), 另一方面顯然亦因系統移動緩慢, 故所伴隨之擾動在鋒前暖區內得以較清楚的顯現。1000 LST 以後, 中尺度高壓與冷池位置略為南移, 範圍亦略有擴大, 中尺度高壓後側之暖低壓區仍可辨認, 但強度已開始減弱(圖 10g 與 10h, 圖 11g 與 10h)。

(四) 系統垂直剖面結構

圖 12 為根據高雄雷達回波資料, 以及颶線系統通過前後之合成探空水平風觀測所繪製之 IOP-13 颶線個案發展成熟時相對於系統之氣流與回波垂直剖面結構示意圖。本個案颶線移速雖僅約 $4-5 \text{ m s}^{-1}$ (或約 16 km h^{-1}), 但由於系統前方具有強西南風 LLJ, 故相對於系統而言, 低對流層(約 2.5 km 以下)之暖濕內流仍相當強勁(圖 3a; Jou and Deng 1992)。前方內流沿

陣風鋒面向上舉升, 造成最大回波強度達第五級 ($> 36 \text{ dBZ}$)、發展高度達 16 km 以上、寬度則約 20 km 之線狀對流窄帶。前方內流的厚度約由地面至 4 km, 以上的中高對流層則有前方外流, 最強處位於 9-10 km 附近, 約達 10 m s^{-1} , 並向前形成砧狀雲結構(參見圖 3a)。颶線後方之中高層則有相當顯著之後方內流緊鄰在回波區後方發展, 最強處位於 5.5 km, 可達 15 m s^{-1} , 此為 IOP-13 個案之明顯特徵。後方內流輸送中層較乾空氣進入颶線系統內部, 並隨降水下衝流向下向前, 在近地面處形成陣風鋒面(G)。伴隨冷空氣輻散, 近地層則有後方外流, 在圖 5 與圖 7 中均可看到。此外, 如前所述, 本個案主要屬於 PS 型, 但亦具 LS 型之部份特徵, 其對流窄帶的後方並無明顯層狀降水區發展, 且常見於兩者間之過渡帶(回波槽)亦無法辨認而不存在。至於地面氣壓與溫度場之擾動, 由圖 10 與圖 11 可知, 中尺度高壓(H)緊鄰在陣風鋒面之後, 與最大降水區位置一致。溫度場之冷池結構(C)則稍落後中尺度高壓, 而尾流低壓(L)約出現在中尺度高壓後方 50 km 處, 亦即降水回波區之後側(圖 12)。值得注意的是, Lin et al. (1992, 1993) 與 Jou and Deng (1992) 之都卜勒雷達分析研究, 均顯示 IOP-13 個案的結構相當三維, 沿颶線方向具有許多獨立不相連之對流胞, 並各自具有中尺度上衝流與下衝流。因此, 圖 12 僅能代表 IOP-13 颶線系統整體性之回波與氣流結構, 而無法充分反映其三維之細部氣流結構。另外, Lin et al. (1992) 所提之三維概念模式認為, 本個案中由於中高層相對系統之西北氣流將降水區由後向前平流至上衝流前方, 而依序引發下衝流、外流冷空氣、陣風鋒面、以及邊界層輻合與新對流胞。本文所見陣風鋒面與降雨區於 0700 LST 左右之跳躍式

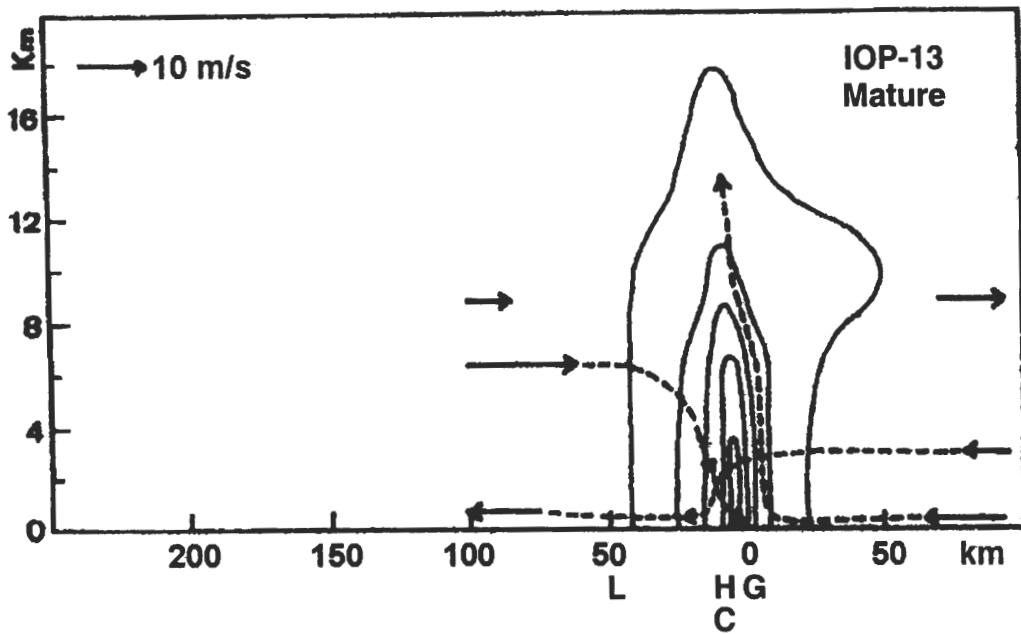


圖 12 TAMEX IOP-13 飈線個案於成熟期之回波垂直剖面結構 (RHI) 示意圖。實線所圍區域，由外向內依序表示一至五級 (分別為 0-12, 12-20, 20-32, 32-36, 及 36-41 dBZ) 之降水回波強度，兩側水平箭頭表示前後方相對於系統之氣流速度，分別由飈線通過前 (右側) 後 (左側) 之平均探空求得，虛線箭頭則為推測之飈線環流。下方符號分別表示陣風鋒面 (G)、中尺度高壓 (H)、冷池 (C)、以及尾流低壓 (L) 相對於飈線系統之中心位置。

移動，亦與此概念模式相符。

四、討 論

根據 Parker and Johnson (2000) 統計 1996-1997 年共 88 個發生於北美地區之線狀 (或弧狀) 對流個案，發現平均而言，TS 型個案的發展環境，在垂直於主對流線方向，傾向於具有深厚之對流層垂直風切，且中高層相對系統多為由前向後之氣流，平行於對流線則垂直風切較弱；反之，若垂直於系統方向之風切集中於低對流層，而中高層強風切主要與系統走向平行，則較易形成 PS 型之線狀對流。若比較 IOP-2 與 IOP-13 兩個案之環境風場，可發現由於兩者走向與移速的差異，的確 IOP-2 之風切相當深厚且主要垂直於對流線，中高層多受由前向後之氣流主宰 (圖 3b; Wang et al. 1990; 陳等

2002)，而 IOP-13 個案垂直於系統之風切較集中於低層，中層風切則與系統走向接近平行 (圖 3a; Lin et al. 1992)。因此，其各自之環境條件傾向於形成不同類型之飈線系統。

本文所討論之 IOP-13 個案，其走向為東北東-西南西，與 IOP-2 之南北走向幾乎完全相反 (圖 3)。Teng et al. (2000) 之研究顯示，台灣地形在 IOP-2 飈線移入後阻斷其前方暖濕空氣之供應，導致該個案明顯減弱。而本文之分析，則顯示中央山脈由於造成地形噴流，加強系統前緣之暖濕空氣供應與局部輻合，有利於 IOP-13 飈線之增強與維持。因此，台灣之地形對於此兩不同走向線狀對流個案，亦有不同的影響。

另外，Parker and Johnson (2000) 也發現北美地區之 TS 型系統，在所有三型中平均移速最快 (13.0 m s^{-1})，延時最長 (12.2 h)，發展環境

亦最不穩定，具有之平均對流可用位能 (Convective Available Potential Energy; 或 CAPE) 為 $1605 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; PS 型則移速較慢 (11.4 m s^{-1})，延時較短 (6.3 h) 且發展環境較為穩定 (平均 CAPE 值為 $813 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)。比較 IOP-2 與 IOP-13 之系統移速，前者 (16 m s^{-1}) 較北美平均 TS 系統移速更快，而後者 (約 $4\text{-}5 \text{ m s}^{-1}$) 則明顯較 PS 型，甚至較三型中最慢之 LS 型平均 (7.1 m s^{-1}) 更慢，故雖亦以 TS 型之 IOP-2 移速較快，但兩者差距相當顯著。Johnson (2000) 指出移速慢之系統由於累積雨量較高，往往容易導致水患，此點亦與兩 TAMEX 個案之降水結果相符。根據 Rotunno et al. (1988) 之理論，統計上 TS 型系統之延時較長，可能意味其對流層環境風切與系統走向較為垂直，或因系統移速快而產生較強之相對前方內流，而使上下衝流與低層風切間的平衡較佳，故能維持較長時間。IOP-2 之延時約 10 h (Chen and Chou 1993)，可能一方面受到中央山脈地形之不利影響 (Teng et al. 2000)，使其延時較北美 TS 型系統之平均稍短，但 IOP-13 則前後持續達 16 h，明顯較平均 PS 系統為長。顯然，雖移速過慢為不利其維持之因素，但前方出現之強勁西南風 LLJ，不僅扮演向系統輸送暖濕空氣之角色，更提供低層環境在垂直於對流線走向之強風切，因此在 IOP-13 系統之長時間維持上至為重要。整體而言，在主對流線走向與環境風場間之關係方面，IOP-2 與 IOP-13 兩個案間之差異大致與 Parker and Johnson (2000) 統計北美地區 TS 與 PS 型系統間之特徵差異相似，但後一個案亦具有部份 LS 型之特徵。

由於 IOP-13 個案，以較慢速度由鋒上逐漸向南移至鋒前暖區內，其累積雨量除較高外，降水之空間分布亦較集中於台灣西北部至中部

沿岸一帶 (圖 5)，而 IOP-2 個案由於在鋒前暖區內自西向東快速移動，降水在平地與山區有較平均之分布 (陳等 2002)。另外，亦由於 IOP-13 移速慢，故相對於系統有顯著之後方內流，其最強處 (約 5.5 km) 可達 15 m s^{-1} ，且緊鄰於回波區後方發展，距主對流線約僅 50 km (圖 12)。IOP-2 個案之後方內流約在 800 hPa 達最強，但由於系統移速快，相對內流僅約 $5\text{-}6 \text{ m s}^{-1}$ 且由層狀降水區後緣開始發展 (陳等 2002)。但是，兩者均將中層之較乾空氣攜入颶線系統內部，藉由降水之蒸發冷卻增強下衝流，並導致地面附近產生顯著中尺度擾動。

屬於 TS 型之 IOP-2 個案，由於系統移速快且後方具有顯著之拖曳層狀降水區，故在垂直剖面上涵蓋之前後距離較大，尾流低壓約在陣風鋒面後方 120 km 處，亦即層狀降水區的後緣最為明顯，且具有可辨認之颶前低壓 (陳等 2002)。反觀 IOP-13，則由於移速慢且系統前後含蓋距離較短，尾流低壓範圍明顯較小，約位在陣風鋒面後方僅 50 km 處，且可能部分受鋒面低壓區之影響而不顯 (圖 12)。另外，在 IOP-13 之地面氣壓分析中，無法辨認出有颶前低壓之存在 (圖 10)。

伴隨 IOP-13 颶線通過前後之地面天氣現象演變，綜合圖 9 之結果，包括風向由西南轉為偏西風，風速減弱約 $2\text{-}5 \text{ m s}^{-1}$ 後再上升，氣壓上升約 1-2 hPa，溫度與露點則下降 2-3 °C 以內，並伴隨相對溼度上升。陣風鋒面通過時，僅伴有層狀降水，稍後才發生最大強度可達 20-30 mm/30 min 之劇烈降水，充份顯示非 TS 型颶線系統之特性。此處所見之風場變化，主要反映環境西南風因颶線前緣冷外流空氣的抵銷而減弱，若同時受到鋒面影響 (圖 9a 之中正機場)，則風向可能轉為東北風且風速增強，而溫

度與露點則有更為明顯的下降。陳等 (2002) 發現伴隨 IOP-2 颶線通過之氣象要素變化, 包括風向轉為偏西, 風速突增約 $2-5 \text{ m s}^{-1}$ 。系統前方有明顯低壓槽, 陣風鋒面通過時, 氣壓先急升約 1 hPa 後緩降 $1-3 \text{ hPa}$ 。溫度與露點各下降約 $2 \text{ }^\circ\text{C}$, 但兩者差值減小。值得注意的是, 降雨高峰緊鄰在陣風鋒面之後出現, 各站間之平均強度約為 $9 \text{ mm}/30 \text{ min}$, 隨後雨量迅速減小但和緩之層狀降水持續維持一段時間。將兩個案相互比較, 可發現 IOP-2 個案所伴隨之颶前低壓與尾流低壓均較明顯, 且後者出現於中尺度高壓後方約 100 km 處。再者, 由於 IOP-13 個案環境所具有之強西南氣流, 陣風鋒面前緣之冷外流空氣, 僅造成風速減弱, 而不若 IOP-2 個案有明顯之西風增強。至於溫度與露點之變化, 兩個案頗為相似, 在降水方面則再度顯示 IOP-13 颶線所伴隨之降雨強度, 較 IOP-2 者明顯為大, 但發生時間則相對於陣風鋒面較為延遲。因此, 不具後方拖曳層狀降水區之 IOP-13 個案 (非 TS 型), 其颶前低壓與尾流低壓似乎均較 IOP-2 者 (TS 型) 為弱。由於因層狀降水所引發帶動之下沉氣流之絕熱增溫, 為導致尾流低壓於層狀降水區後緣形成之主因 (例如: Johnson and Hamilton 1988, Smull et al. 1991), 故 IOP-13 個案伴有較弱之尾流低壓, 似亦與理論預期相符。

五、結 論

本文利用 TAMEX 期間之中尺度密集觀測網資料, 針對 IOP-13 颶線個案 (1987 年 6 月 24-25 日), 分析其伴隨之降水、地面氣壓場、溫度場、氣流場之演變與其間的相互關係, 除分析地面附近發生之天氣現象並探討系統之結構特徵

外, 亦根據 Parker and Johnson (2000) 之線狀對流分類, 將結果與 IOP-2 個案 (陳等 2002) 比較, 以了解台灣梅雨季中拖曳層狀 (TS) 與平行層狀 (PS) 型颶線系統間之異同。結果可歸納為下列數點:

- 1) 當地面梅雨鋒面移經台灣北部時, 由於盛行西南氣流內出現低層噴流, 且受地形局部增強, 並有鋒面提供輻合與舉升機制, 即激發 IOP-13 颶線個案開始在鋒上形成。本個案主對流帶呈東北東-西南西走向, 約與環境風向一致, 其降水結構顯示並無明顯的拖曳層狀降水區, 應屬平行層狀 (PS) 型, 但亦具部份前引層狀 (LS) 型之特徵。
- 2) IOP-13 颶線形成後, 降雨所伴隨之下衝流, 沿南側之陣風鋒面前緣與盛行西南氣流產生強烈輻合, 並在鋒前暖區內激發新對流胞, 隨後取代舊對流胞, 並造成陣風鋒面向前之跳躍式移動現象。陣風鋒面之平均南移速度約 5 m s^{-1} , 遠較一般副熱帶颶線為慢, 但由於鋒面移動近似滯留, 颶線仍逐漸移至鋒前暖區內增強並達到成熟, 造成台灣北部至中部地區豪雨。
- 3) 當 IOP-13 颶線發展成熟時, 伴隨降水之下衝流於近地層之外流明顯影響環境氣流, 即在陣風鋒面前方使西南風減弱, 而在降水區後方則使西南風加強, 並進而使梅雨鋒面南移速度減緩。
- 4) 伴隨 IOP-13 颶線, 地面附近之陣風鋒面、中尺度高壓、冷池、尾流低壓等均可辨認。由台灣西北沿岸各站之氣象要素時間序列, 則顯示颶線通過時, 天氣變化包括風向轉變、風速先減弱後增強、氣壓上升約

1-2 hPa、溫度與露點下降約 2-3 °C 以內，以及相對溼度上升等現象。颶線通過時僅伴有層狀降水，稍後始出現最大強度達 20-30 mm/30 min 之劇烈對流性降水，此與非 TS 型系統之特性相符。

- 5) 比較 IOP-13 (PS 型) 與 IOP-2 (TS 型) 之結構特徵顯示，前者在低層具有垂直於系統之強風切，而中高層風切則與系統走向接近平行；後者則風切相當深厚且主要垂直於對流線，中高層多受由前向後之氣流主宰。另外，IOP-13 移速慢而 IOP-2 移速快，亦與北美地區此兩型線狀對流之平均特徵相似。
- 6) IOP-13 個案中旺盛之西南氣流，提供對流能量來源所需之暖濕不穩定空氣，以及低層強風切，彌補系統移速慢的不利因素，使其得以維持較一般北美 PS 型颶線更長的時間。同時，中央山脈地形有利於 IOP-13 之加強與維持，但不利於走向幾乎相反（南北走向）之 IOP-2 個案。
- 7) 在地面伴隨之中尺度擾動與天氣現象演變方面，IOP-13 個案所伴隨之颶前低壓與尾流低壓，均較 IOP-2 伴隨者不顯著，其中尾流低壓與中尺度高壓距離較近，且其氣壓特徵不易與鋒面區分。較弱之尾流低壓，似乎與系統並不具備後方拖曳層狀降水區之理論預期一致。

誌 謝

作者感謝兩位審查者對本文的寶貴意見，以及楊進賢先生在繪圖與陳美蘭小姐在圖形處理方面之協助。本文在國科會計劃編號 NSC-

91-2119- M-002-029 與 NSC-91-2111- M-002-030 支援下完成。

參考文獻

- 陳泰然、王重傑、周鴻祺及楊進賢，2002：TAMEX IOP-2 颶線之結構特徵研究。大氣科學（已接受）。
- 陳泰然、周鴻祺、林宗嵩及楊進賢，1996：台灣海峽北部與鄰近地區春夏中尺度對流系統之氣候特徵。大氣科學，**24**，145-164。
- Alexander, G. D., and G. S. Young, 1992: The relationship between EMEX mesoscale precipitation feature properties and their environmental characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 554-564.
- Biggerstaff, M. I., and R. A. Houze, Jr., 1991: Kinematic and precipitation structure of the 10-11 June 1985 squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 3034-3065.
- Braun, S. A., and R. A. Houze, Jr., 1997: The evolution of the 10-11 June 1985 PRE-STORM squall line: Initiation, development of rear inflow, and dissipation. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 478-504.
- Brown, J. M., 1979: Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: A numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 313-338.
- Chen, C.-S., 1991: A numerical study of a squall line over the Taiwan Strait during TAMEX IOP 2. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2677-2698.
- Chen, G. T. J., and H. C. Chou, 1989: Squall lines observed during TAMEX. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, June 22-30, 35-42.
- Chen, G. T. J., and H. C. Chou, 1993: General characteristics of squall lines observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 726-733.
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom, and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part I: Kinematic structure inferred from Dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 670-694.

- Fujita, T., 1955: Results of detailed synoptic studies of squall lines. *Tellus*, **2**, 405-436.
- Fujita, T., 1959: Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorm system. *J. Meteor.*, **16**, 454-466.
- Gamache, J. F., and R. A. Houze, Jr., 1982: Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 118-135.
- Hoxit, L. R., C. F. Chappell, and J. M. Fritsch, 1976: Formation of mesolows or pressure troughs in advance of cumulonimbus clouds. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1419-1428.
- Johnson, R. H., 2000: Organization and dynamics of mesoscale convective systems. Proceedings, Fourth Workshop on Recent Development of Radar Meteorology. Taipei, Taiwan, November 2-7, 7-21.
- Johnson, R. H., and P. J. Hamilton, 1988: The relationship of surface pressure feature to precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1444-1472.
- Jorgensen, D. P., M. A. LeMone, and S. B. Trier, 1997: Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Aircraft observations of precipitation, circulation, and surface energy fluxes. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1961-1985.
- Jou, B. J.-D., and S.-M. Deng, 1990: Mesoscale characteristics of Mei-Yu front: A TAMEX case study. Proceeding, Workshop on TAMEX Scientific Results, September 24-26, NCAR, Boulder, 26-33.
- Jou, B. J.-D., and S.-M. Deng, 1992: Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: A TAMEX case study. *TAO*, **3**, 39-58.
- Lafore, J.-P., and M. W. Moncrieff, 1989: A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 521-544.
- Leary, C. A., and R. A. Houze, Jr., 1979: Melting and evaporation of hydrometeors in precipitation from the anvil cloud of deep tropical convections. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 669-679.
- LeMone, M. A., E. J. Zipser, and S. B. Trier, 1998: The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3493-5518.
- Li, J., and Y.-L. Chen, 1998: Barrier jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 959-971.
- 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.
- 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., T.-C. C. Wang, R. W. Pasken, H. Shen, and Z.-S. Deng, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part II: Dynamic and thermodynamic structures and momentum budgets. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2382-2399.
- Loehrer, S. M., and R. H. Johnson, 1995: Surface pressure and precipitation life cycle characteristics of PRE-STORM mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 600-621.
- Miller, M. J., and A. K. Betts, 1977: Traveling convective storms over Venezuela. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 833-848.
- Montmerle, T., J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2000: A tropical squall line observed during TOGA COARE: Extended comparison between simulations and Doppler radar data and the role of midlevel wind shear. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3709-3730.
- Newton, C. W., 1950: Structure and mechanism of the pre-frontal squall line. *J. Meteor.*, **7**, 210-222.
- Ogura, Y., and M. T. Liou, 1980: The structure of a mid-latitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 553-567.

- Parker, M. D., and R. H. Johnson, 2000: Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3413-3436.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- Skamarock, W. C., M. L. Weisman, and J. B. Klemp, 1994: Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2563-2584.
- Smull, B. F., and R. A. Houze, Jr., 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.
- Smull, B. F., and R. A. Houze, Jr., 1987a: Dual-Doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2128-2148.
- Smull, B. F., and R. A. Houze, Jr., 1987b: Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2869-2889.
- Smull, B. F., D. P. Jorgensen, and C. E. Hane, 1991: Comparison of retrieved pressure and buoyancy perturbations with in situ observations of an intense wake low in a midlatitude mesoscale convective system. Preprints, 25th International Conference on Radar Meteorology, Paris, Amer. Meteor. Soc., 135-138.
- Tao, W.-K., J. Simpson, and S.-T. Soong, 1991: Numerical simulation of a subtropical squall line over the Taiwan Strait. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2699-2723.
- Teng, J.-H., C.-S. Chen, T.-C. C. Wang, and Y.-L. Chen, 2000: Orographic effects on a squall line system over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1123-1138.
- Wang, T.-C. C., Y.-J. Lin, R. W. Pasken, and H. Shen, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2357-2381.
- Weisman, M. L., 1992: The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1826-1847.
- Yang, M.-J., and R. A. Houze, Jr., 1995: Sensitivity of squall-line rear inflow to ice microphysics and environmental humidity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3175-3193.
- Zhang, D. L., and K. Gao, 1989: Numerical simulation of an intense squall line during 10-11 June 1985 PRE-STORM. Part II: Rear inflow, surface pressure perturbation and stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2067-2094.
- Zipser, E. J., 1969: The role of organized unsaturated downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. *J. Atmos. Sci.*, **8**, 799-814.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589.

An Observational Study on the Characteristics of the TAMEX IOP-13 Squall Line Case

George Tai-Jen Chen¹ Chung-Chieh Wang² Hong-Chi Chou³

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²Department of Environmental Management, Jin-Wen Institute of Technology

**³CKS Weather Station, Civil Aeronautics Administration,
Ministry of Transportation and Communications**

(Manuscript received 25 November 2002 ; in final form 10 February 2003)

ABSTRACT

Using data collected by the dense observational network in the 1987 TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment), the present study investigated the squall line during Intensive Observing Period (IOP) #13 (24-25 June). The structural characteristics and associated weather phenomena were discussed, and compared with another case during IOP-2 based on the classification by Parker and Johnson (2000). Results suggest that a strong low-level jet (LLJ), the topographic effect, and the arrival of a surface Mei-yu front all contributed to the initiation of the IOP-13 squall line. This convective line, aligned from west-southwest to east-northeast, exhibited multi-cell behavior, with new cells developing to the south of old ones due to interactions between precipitation downdrafts and environmental southwesterlies. As a result, the line gradually moved southward into the pre-frontal warm sector. Its speed of about 5 m s^{-1} , however, was significantly slower than those of most subtropical systems, and heavy rainfall was caused along the northwestern and western coast of Taiwan. The low-level cold outflow induced by the IOP-13 case also showed signs to affect ambient airflow and subsequently the movement of the Mei-yu front. Near the surface, the gust front, mesohigh, cold pool, and wake low were all identifiable. Weather phenomena associated with the passage of the gust front included a shift in wind direction, a reduction in wind speed followed by an increase, a rise in atmospheric pressure, as well as a decrease in both temperature and dew point. The gust front was accompanied first by stratiform and later by convective precipitation, which can reach a peak intensity of 20-30 mm/30 min about 1 h later.

In addition, the IOP-13 squall line can be classified as a parallel stratiform (PS) type, with strong wind shear at low levels in the direction perpendicular to the line and shear nearly parallel to the line in middle troposphere. The IOP-2 case, on the other hand, is a typical trailing stratiform (TS) event since the environmental shear was deep and more perpendicular to the main line. The orientation of the lines relative to environmental wind shear, as well as the propagation speed of the two squall lines are all consistent with the general characteristics of these two types in the United States. The duration of IOP-13 case (about 16 h) was unusually long, and was a result of the pre-frontal LLJ that provided strong low-level shear and abundant supply of moisture as source of latent energy needed to drive the convection. Finally, both the pre-squall low (trough) and wake low associated with the IOP-13 squall line appeared less visible than those in IOP-2. This result also appears to be consistent with the theoretical expectation, since there was no trailing stratiform region in the IOP-13 system.

Key words : Squall line, Line (arc-shaped) convection, Gust front, Mesohigh, Wake low, Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX).