

# TAMEX IOP-2 颶線之結構特徵研究

陳泰然<sup>1</sup> 王重傑<sup>2</sup> 周鴻祺<sup>3</sup> 楊進賢<sup>4</sup>

<sup>1</sup>國立台灣大學大氣科學研究所

<sup>2</sup>私立景文技術學院環境管理系

<sup>3</sup>交通部民航局中正氣象台

<sup>4</sup>交通部民航局氣象中心

(中華民國九十年十二月二十四日收稿；中華民國九十一年九月八日定稿)

## 摘 要

本文使用台灣地區中尺度實驗計畫 (TAMEX) 密集觀測網之資料，研究 IOP-2 期間 (1987 年 5 月 16-17 日) 通過台灣地區之颶線個案，除探討系統之結構特徵，並分析地面附近在颶線通過前後伴隨之天氣現象。結果顯示，本個案對流帶呈南北走向，由台灣海峽快速向東移入西部沿海與山區，平均移速達  $16 \text{ m s}^{-1}$ 。成熟期之系統，可辨認出具有許多與中緯度及熱帶颶線相似之內部結構特徵，包括前方暖濕內流、後方較乾之中低層內流。降水結構則由前向後具有颶前砧狀雲、強對流窄帶、過渡帶、及拖曳層狀降水區。近地面處之中尺度擾動，則包括颶前低壓、陣風鋒面、伴隨冷池之中尺度高壓、以及後方之尾流低壓等均可分辨。

地面伴隨陣風鋒面通過之各氣象要素變化，在本個案相當明顯，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，並有強度較大的對流性降水，之後有持續但和緩之層狀降水，充分顯示典型颶線之降水結構特徵。由於系統移速快，陣風鋒面前方有顯著且深厚之暖濕內流，並進而產生旺盛之後方內流，此為本個案與一般副熱帶颶線的主要差異，亦為導致地面附近具顯著中尺度擾動的主因。當 IOP-2 颶線登陸後，由於受到地形的阻滯作用，移動速度減緩，系統並在喪失前方暖濕內流的水氣供應後迅速減弱。由於本個案移速快且移入後強度減弱，故整體而言並未造成豪雨。

關鍵詞：颶線、線狀對流、陣風鋒面、中尺度高壓、尾流低壓、

台灣地區中尺度實驗計畫 (TAMEX)

## 一、前言

飆線 (squall lines) 為活躍且深厚之組織性對流胞窄帶，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，許多觀測與數值研究已獲得一些典型飆線之共同特徵，包括向上風切 (upshear) 傾斜之上衝流、陣風鋒面 (gust front)、前緣有高相當位溫 ( $\theta_e$ ) 之前方內流 (front-to-rear inflow)、中層則有低  $\theta_e$  之後方內流 (rear-to-front inflow)，以及層狀降水區...等 (例如：Newton 1950; Ogura and Liou 1980; Leary and Houze 1979; Smull and Houze 1985; Zipser 1977)。成熟之飆線系統經常伴有層狀降水區，在陣風鋒面前緣，氣流從低層傾斜向上至後方高層，一方面形成對流窄帶，另一方面提供由對流線向後的冰相粒子傳輸，使後方之拖曳層狀降水區 (trailing stratiform region) 發展 (例如：Biggerstaff and Houze 1991)。此拖曳層狀雲區在熱帶可能十分明顯 (Chong et al. 1987)，但在環境風切大的中緯度地區，則層狀雲可能被平流至對流線的前方而形成砧狀雲 (anvil)。傾斜上衝流的下方，則具有一層由後向前之相對快速內流，稱為後方內流噴流 (rear inflow jet)，由後方攜帶中層之乾空氣 (低  $\theta_e$  值) 進入系統中，並由於由上衝流與層狀降水區落入之液態水負重及強烈的蒸發冷卻，形成強下衝流，並在飆線前緣形成外流邊界與陣風鋒面，進一步加強前方暖濕空氣之舉升 (例如：Ogura and Liou 1980; Smull and Houze 1987a, b)。因此，後方內流噴流的出現，在飆線系統強度之長時間維持上扮演重要角色 (例如：Rotunno et al. 1988; Lafore and Moncrieff 1989; Weisman 1992; Braun and Houze 1997)，且其伴隨之中尺度下衝流，亦可使飆線附近之地面氣壓場產生顯著擾

動。

伴隨拖曳層狀降水區之飆線，地面氣壓場具有三個典型特徵，分別為飆前中尺度低壓 (pre-squall mesolow)、飆線中尺度高壓 (squall mesohigh) 以及尾流低壓 (wake low) (Fujita 1955)。飆前中尺度低壓的產生機制，除了暖平流可能扮演一些角色外，亦可能為飆線前方中高對流層因對流產生補償性下沉增溫之結果，而 Gamache and Houze (1982) 曾以觀測證實此飆前下沉的存在。中尺度高壓位於飆線大雨區和對流尺度下衝流 (陣風鋒面) 的後方，並伴有冷池 (cold pool)。Fujita (1959) 認為中尺度高壓主要是因下衝流內之降雨蒸發冷卻所造成，針對熱帶飆線砧雲底之中尺度下衝流，Zipser (1969) 亦認為係由降雨蒸發而來。此外，液態水的負重使氣流向加速，導致低層密度增加，也有利於中尺度高壓之形成 (Miller and Betts 1977)。當飆線成熟時，中尺度高壓的後側有一分流軸，其前方之氣流經過中尺度高壓向對流線加速，並形成陣風鋒面。

中尺度高壓之後的尾流低壓，位於冷降水區後側並伴有地面氣流輻合 (部分由中尺度高壓分流向後)，在觀測上其存在已可清楚確立，但其形成之動力機制則尚未能完全釐清。研究顯示，不論熱帶或中緯度地區，飆線後緣之低對流層具有暖乾之共同特徵，顯示下沉絕熱增溫為尾流低壓形成的主因。Brown (1979) 的模擬研究，顯示由降水蒸發所強迫之中尺度下衝流，可能導致層狀雲區底下之低層絕熱增溫超過蒸發冷卻。利用 PRE-STORM (Preliminary Regional Experiment for STORM-Center) 觀測網之高解析度資料，Augustine and Zipser (1987)、Smull and Houze (1987b) 以及 Johnson and Hamilton (1988) 等均曾分析伴隨強烈飆線的後

方下降內流、尾流低壓及層狀降水區的發展。Smull and Houze (1987b) 證實了後方內流的存在，並認為其為中尺度對流系統 (MCSs) 之動力反應，而非大尺度環境氣流趕上 MCS。Johnson and Hamilton (1988) 發現尾流低壓發生於地面層狀降水區後緣，且與下降後方內流位置一致，因此認為尾流低壓為下沉增溫的結果，而觀測之“洋蔥型”探空曲線則似乎是後方內流造成低對流層強烈增溫與變乾的反應。Zhang and Gao (1989) 則利用模式模擬後方內流的發展及其與地面尾流低壓、層狀降水區和前緣對流線之關係，結果與觀測之推論一致，即尾流低壓可視為後方內流下沉氣流絕熱增溫之結果。

在台灣地區中尺度實驗計劃 (Taiwan Area Mesoscale Experiment, 簡稱 TAMEX) 第二次密集觀測 (Intensive Observing Period-2, 簡稱 IOP-2) 期間的 5 月 16-17 日 (1987 年)，適有一劇烈颱風由西向東快速通過台灣 (Chen and Chou 1993)。Wang et al. (1990) 與 Lin et al. (1990) 利用雙都卜勒雷達分析此副熱帶地區颱風個案北段之三維風場與降水回波，發現有與熱帶颱風系統相似之結構。這些特徵包括低層強風切、深厚之前方內流、中低層 (約 1-4 km) 之後方內流、傾斜之上衝與下衝流以及拖曳層狀降水區等。下衝流在系統前緣形成陣風鋒面，所伴隨之舉升作用使新對流胞不斷於舊胞東側 (前方) 產生。此一多胞特性，在 Chen (1991) 與 Tao et al. (1991) 之二維模擬實驗中亦分別被重現。在地面氣壓場方面，Lin et al. (1990) 分析認為颱風前低壓、中尺度高壓及尾流低壓俱皆產生，而伴隨陣風鋒面通過，馬公與梧棲測站有風向突變、風速急增、氣壓略升、氣溫與露點驟降以及降水發生等現象 (Wang et al. 1990)。最近，Teng et al. (2000) 使用雙都卜勒雷達分析，研究

台灣地形對此 TAMEX IOP-2 颱風個案之影響，發現其因受地形影響移速減緩，進入山區後由於前方內流減弱，且中層之較乾空氣阻斷水氣供應，導致回波高度與整個系統迅速減弱。此外，他們並推測冷池與中尺度高壓可能遭到地形阻擋，影響低層陣風鋒面附近的系統結構。

上述諸多針對 TAMEX IOP-2 颱風之個案研究，雖已對此一系統獲致相當的了解，但 IOP 期間之地面高解析度觀測網資料，則多未納入分析以探討地面伴隨之中尺度現象，實屬可惜。綜前所述，本個案與其餘大多數出現於台灣梅雨季之副熱帶颱風個案的主要不同點，在於其後方內流清晰可辨，故可產升較強之下衝流與陣風鋒面，可能使地面氣壓與溫度場擾動等大氣反應更為明顯。因此，本研究之主要目的，在於以觀測資料紀錄地面附近在颱風通過前後之天氣現象。此外，以系統通過前後密集探空觀測和 P3 飛機資料，探討本個案之系統內部氣流與回波結構特徵，並與上述文獻之研究結果進行比較與驗證。

## 二、使用資料與分析方法

本文使用 TAMEX 所獲得之密集觀測資料，研究於 IOP-2 期間 (1987 年 5 月 16-17 日) 通過台灣地區觀測網之強烈颱風個案。TAMEX 之地面觀測網，由 75 個氣象站與 125 個雨量站組成，每 30 分鐘提供一次觀測資料，項目包括氣壓、溫度、露點、雨量、風向風速等氣象要素，少數選取測站並使用連續資料以討論颱風通過前後之大氣反應。高空觀測網則在台灣及鄰近地區共計有 12 個探空站，每 3 小時施放一次。除上述資料外，本文亦利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), 以及 P-3 氣象飛機之觀測與 C-Band 雷達回波進行分析, 以了解此颶線系統之降水、氣壓、溫度、溼度以及相對系統氣流場之結構特徵, 除探討各要素彼此間的關連, 及伴隨之中尺度高低壓之形成與維持機制外, 亦比較本副熱帶地區之颶線個案與其他中緯度及熱帶地區之個案間的異同。

為分離出由 IOP-2 颶線系統所導致的氣壓變化, 本文在分析地面氣壓資料時, 去除各測站於 TAMEX 共 13 次 IOP 期間各局地時刻 (30 分鐘間距) 之平均測站氣壓, 亦即利用 TAMEX 期間所有測站氣壓之密集觀測資料, 先求取觀測網內各測站之氣壓平均日變化曲線, 再由實際觀測值去除此曲線, 即去除平均值及日夜變化。選取 IOP 時段之原因, 主要在於其資料解析度較高, 且所得之氣壓平均日夜變化曲線, 與 TAMEX 期間之 5 月平均者特徵相似, 故亦具足夠之代表性。在分析上述氣壓偏差與氣溫之空間分布時, 在測站密度較低的區域 (例如山區), 亦考慮系統的時空連續性進行分析。本文中陣風鋒面的位置主要根據風向變化決定, 認定標準則以颶線之對流線通過前後風向變化超過  $90^\circ$  者為準。另外, 並輔以氣壓爆發線與溫度驟降線的分析, 其中前者是以對流線通過前後氣壓相差  $\geq 1$  hPa 者判定。至於氣流分流線的分析, 則是以對流線走向為基準, 當垂直對流線走向之風分量方向相反時, 即認定分流線存在。

### 三、分析結果

圖 1 為 1987 年 5 月 16 日 2000 LST 時之地面與 850 hPa 鋒面位置, 以及 IOP-2 颶線個案

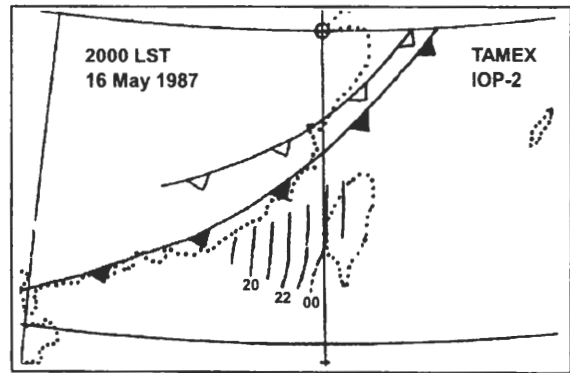


圖 1 1987 年 5 月 16 日 2000 LST (1200 UTC) 之地面與 850 hPa 鋒面位置, 以及 TAMEX IOP-2 颶線個案對流線於 16 日 1900 LST 至 17 日 0100 LST 間之位置 (時間最後兩位 00 略)。

發生之相對位置, 其中颶線位置以第二級回波 (12-20 dBZ) 之對流線主軸訂定。圖中顯示此颶線在鋒前之台灣海峽上形成, 對流線約呈南北走向, 由台灣海峽移入台灣西部沿岸地區。圖 2 為高雄雷達於 16 日 2200 LST 至 17 日 0100 LST 所觀測之最大降水回波強度水平分佈, 顯示有層狀降水區拖曳其後。此種颶線的降水回波結構與中緯度 (Bluestein and Jain 1985; Leary and Rappaport 1987; Smull and Houze 1985; 1987a) 和熱帶地區 (Barnes and Sieckman 1984; Chong et al. 1987; Houze 1977; Leary and Houze 1979; Garstang et al. 1994) 之颶線系統相似。當颶線於 17 日 0000 LST 登陸時 (圖 2c), 回波結構顯示自東向西具有三種主要降水型態, 即前緣對流線、回波較弱之過渡帶 (transition zone, 或稱回波槽)、以及後方之拖曳層狀降水回波區 (例如: Wang et al. 1990; Chen 1991), 此時由第一級回波所形成之東西向寬度, 約為 180 km。當颶線系統移入台灣地區觀測網時, 即可依照第二章所述方法, 以風向變化決定每 30 分鐘之陣風鋒面位置, 並將結果示於圖 3。使用每 30 分鐘之高密度資料 (地面測站位置如實心三角與

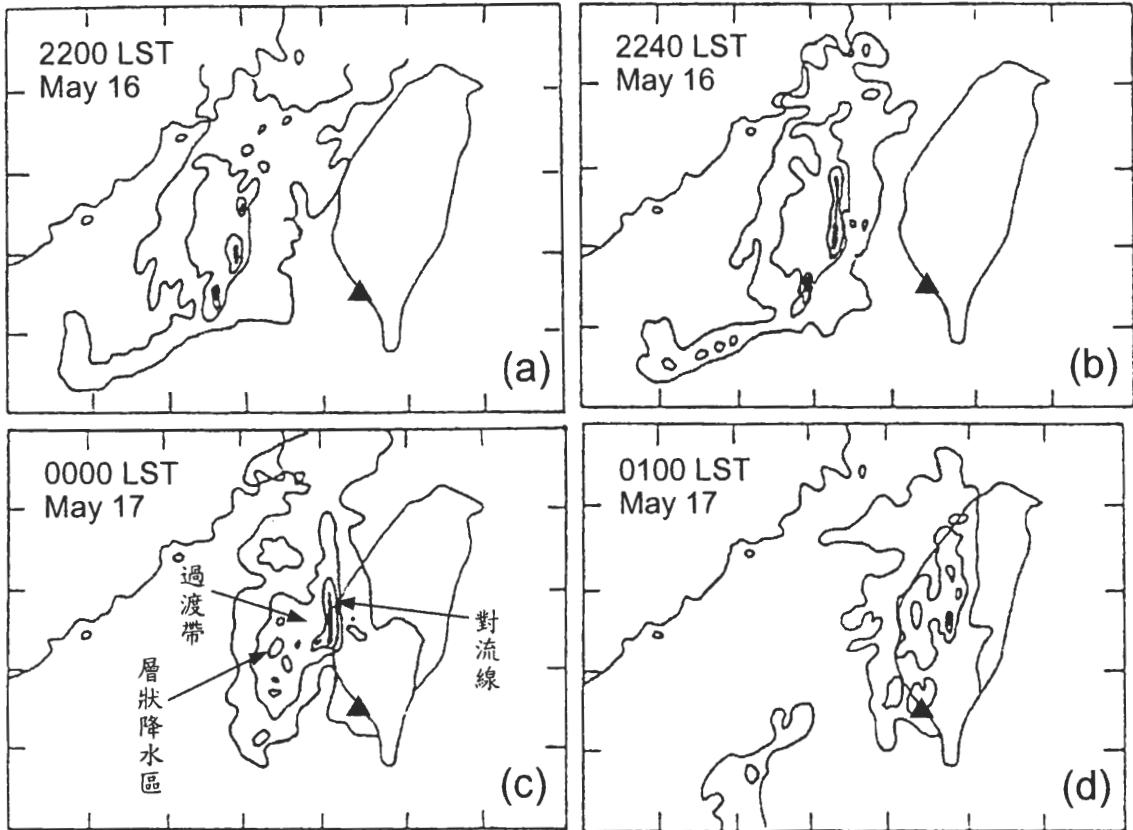
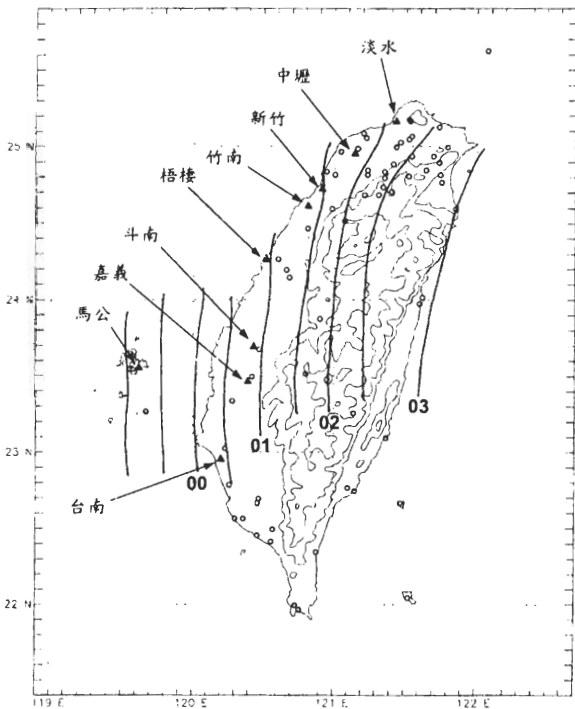


圖 2 1987 年 5 月 (a) 16 日 2200 與 (b) 2240 LST、及 (c) 17 日 0000 與 (d) 0100 LST 之高雄雷達最大回波水平分佈 column vector (CV) 描影圖。等值線所圍區域，由外向內依序為強度一至四級 (分別為 0-12, 12-20, 20-32, 及 > 32 dBZ) 之降水回波，第四級回波區以黑影表示。實心三角形為高雄雷達站位置。



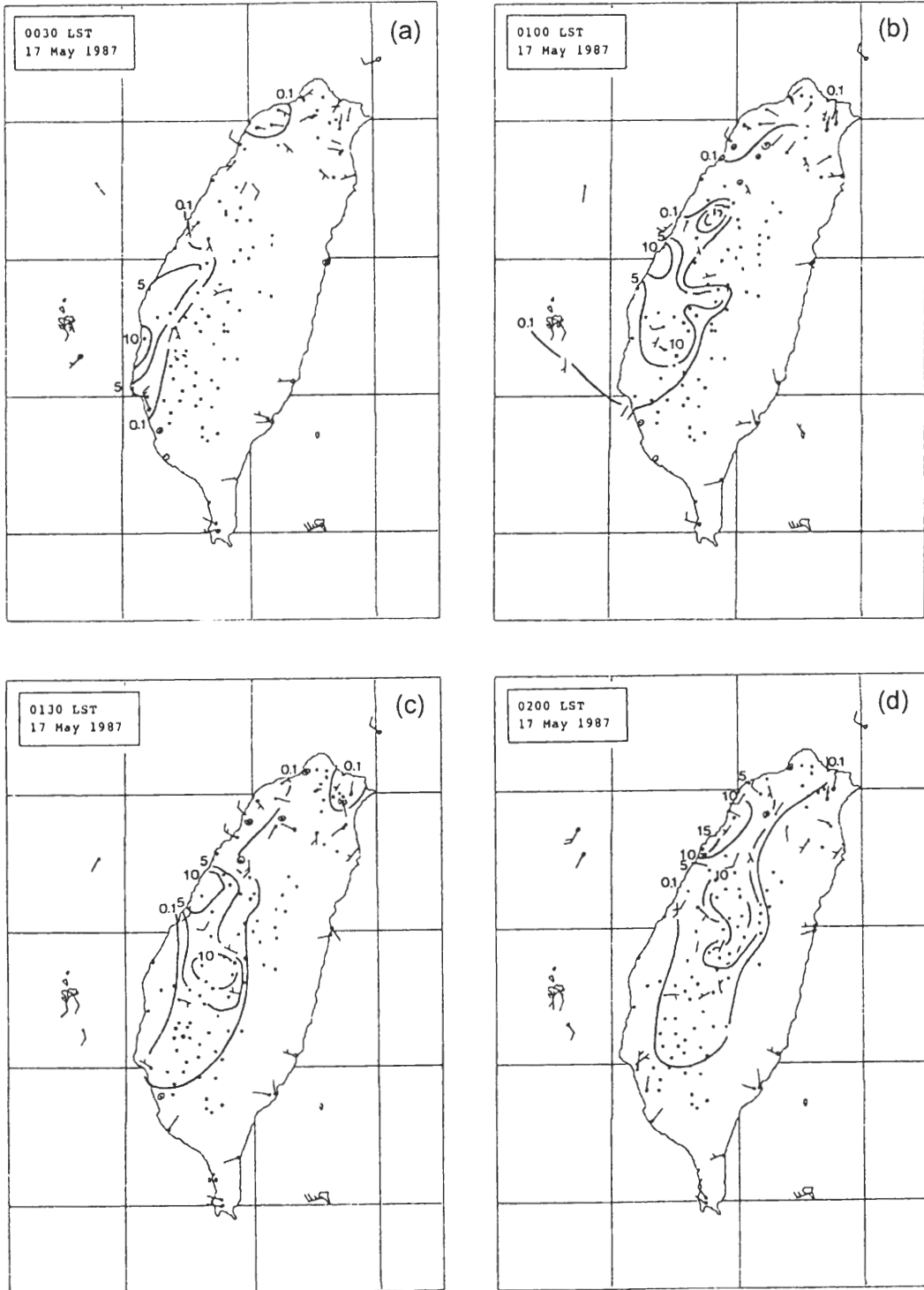
空心圓所示)，圖 3 顯示 IOP-2 颶線個案之陣風鋒面(實線)移動快速，於 17 日 0000 至 0200 LST 間移速並無顯著差異，約在  $50 \text{ km h}^{-1}$  左右 (或約  $14 \text{ m s}^{-1}$ )。但 17 日 0000 LST 之前與 0200 LST 之後，則移速更快。顯然，本颶線個案於海峽上移速較快，登陸後減緩，通過中央山脈後則再度加速前進，在 0230 至 0300 LST 間，陣風

圖 3 1987 年 5 月 16 日 2300 LST 至 17 日 0300 LST，每 30 分鐘之颶線陣風鋒面(實線)位置分佈，以及經平滑處理之台灣地形高度分佈。地形等高度線分析值，由外向內依序為 500、1000、2000 及 3000 m。地面測站位置以空心圓標示，實心三角則為馬公、淡水、中壢、新竹、竹南、梧棲、斗南、嘉義與台南等 9 個地面測站及/或探空站之位置 (於圖 5、圖 9、圖 11 及圖 14 中選用)。

鋒面在雪山山脈東側之移速甚至可達  $100 \text{ km h}^{-1}$  左右，此結果與最近 Teng et al. (2000) 之雙都卜勒雷達分析相符。

(一) 地面降水特徵

圖 4 為台灣地區於 5 月 17 日 0030 至 0330



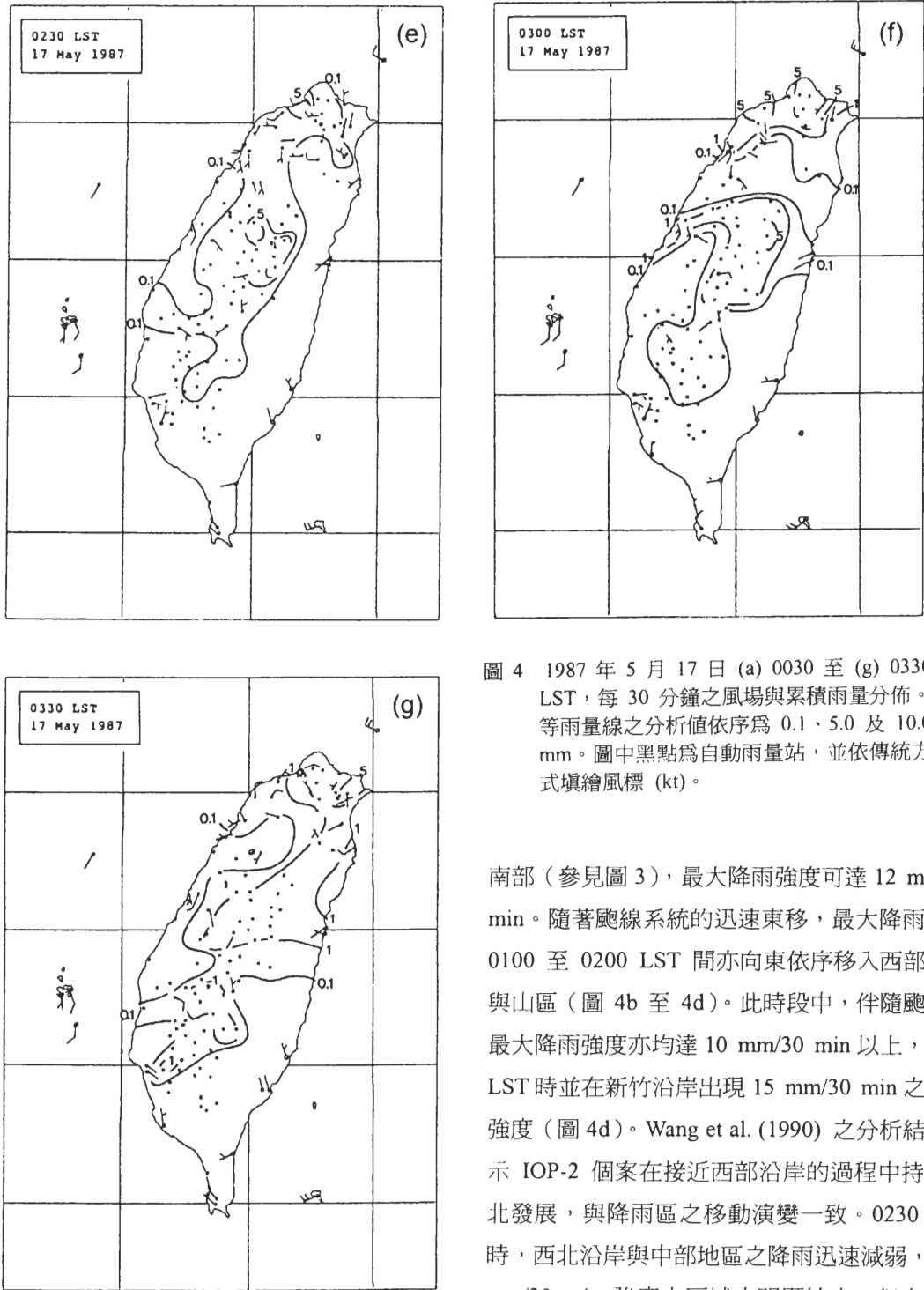


圖 4 1987 年 5 月 17 日 (a) 0030 至 (g) 0330 LST，每 30 分鐘之風場與累積雨量分佈。等雨量線之分析值依序為 0.1、5.0 及 10.0 mm。圖中黑點為自動雨量站，並依傳統方式填繪風標 (kt)。

LST 每 30 分鐘之風場與累積雨量分佈，顯示 0030 LST 時 (圖 4a)，颶線南段已移入台灣中

南部 (參見圖 3)，最大降雨強度可達 12 mm/30 min。隨著颶線系統的迅速東移，最大降雨區於 0100 至 0200 LST 間亦向東依序移入西部平原與山區 (圖 4b 至 4d)。此時段中，伴隨颶線之最大降雨強度亦均達 10 mm/30 min 以上，0200 LST 時並在新竹沿岸出現 15 mm/30 min 之最大強度 (圖 4d)。Wang et al. (1990) 之分析結果顯示 IOP-2 個案在接近西部沿岸的過程中持續向北發展，與降雨區之移動演變一致。0230 LST 時，西北沿岸與中部地區之降雨迅速減弱， $\geq 10$  mm/30 min 強度之區域亦明顯縮小，但台灣北部雨勢增大 (圖 4e)。由 Teng et al. (2000) 之圖 2，可知造成北部降雨之 MCS 原位於 IOP-2 颶

線北段前方（東側），呈東北東－西南西走向，在約 0200 LST 登陸時，兩者則有合併之勢。0300 LST 以後，雖降水區前緣已抵達台灣東部，但對流性降水已減弱消失，僅餘強度較弱之層狀降水（圖 4f 與 4g）。顯示雨量的減小，除因颱風系統於山脈東側加速移出之外（圖 3），系統於通過台灣地形時，強度亦明顯減弱而導致對流性降水的消失。由於 IOP-2 颱風的移速快，且移入後強度減弱，故整體而言，本個案所造成的累積降水並未達豪雨強度。

圖 5a 與圖 5b 分別為 IOP-2 颱風通過澎湖馬公與中壢測站（位置見圖 3）前後之風向風速、氣壓、溫度、露點、及雨量時間序列變化，其中氣壓為觀測值，即並未扣除平均日夜變化。除地理位置分別位於颱風中段與北段外（圖 3），藉此兩站之選擇，亦可檢視此颱風系統過境伴隨之天氣現象，在登陸前後之異同。馬公測站

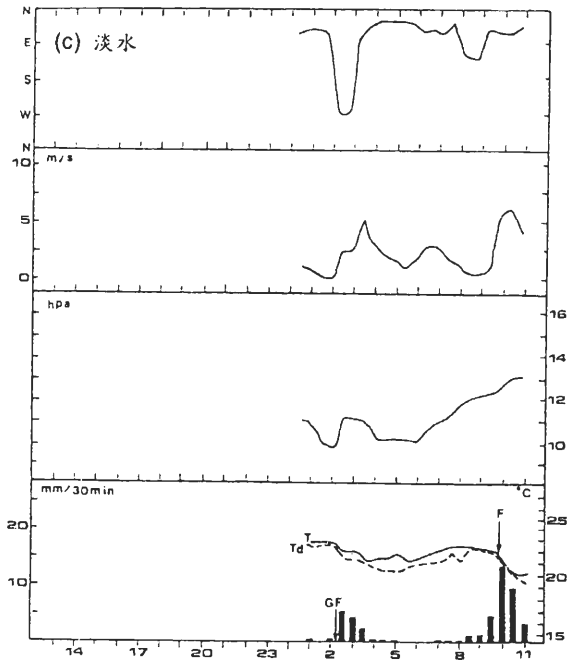
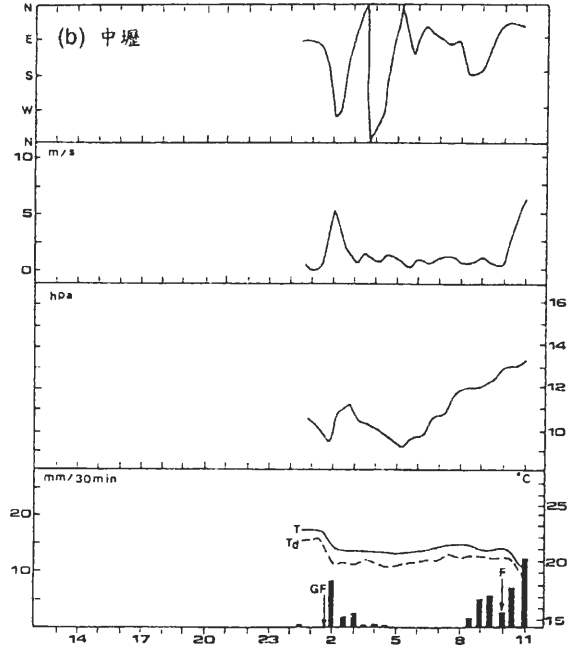
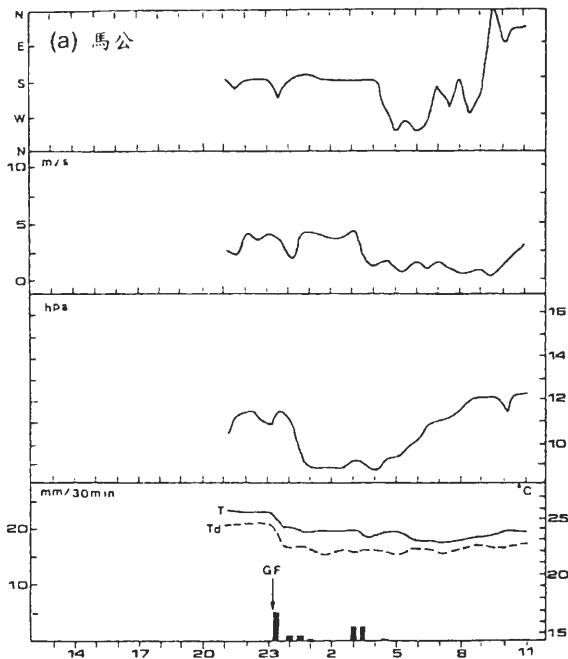


圖 5 1987 年 5 月 16-17 日 TAMEX IOP-2 颱風個案通過 (a) 澎湖馬公 (b) 中壢及 (c) 淡水測站前後之風向、風速、氣壓、溫度、露點與降水量之時間序列變化。橫軸由左至右為 16 日至 17 日之 LST，GF 與 F 所示之箭矢線則分別表示陣風鋒面與梅雨鋒面通過之時間。



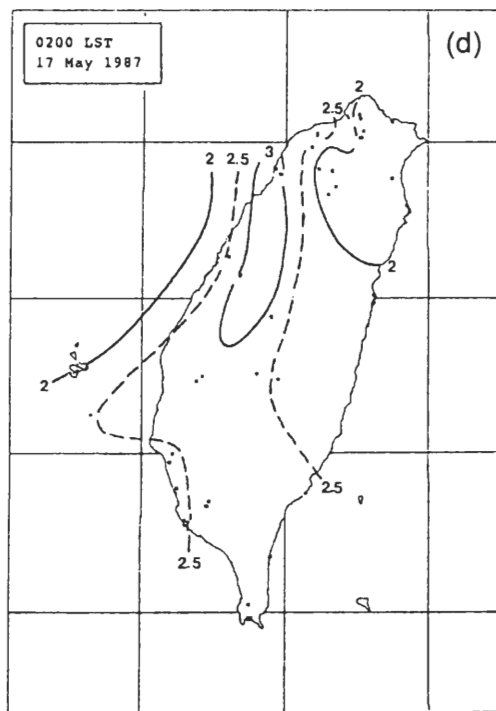
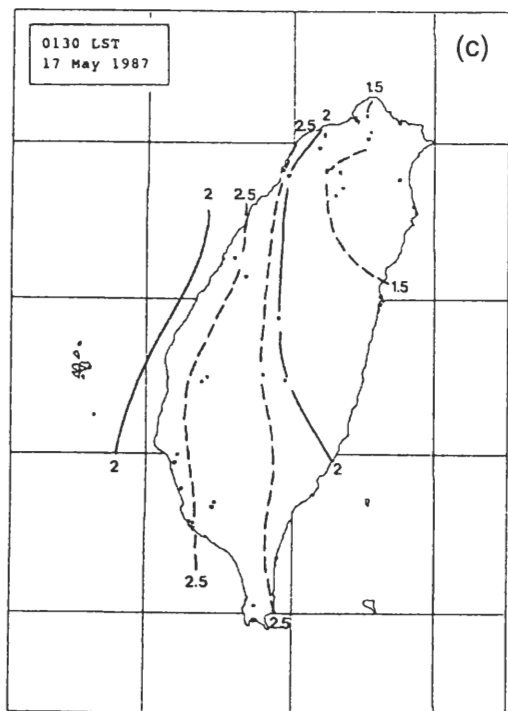
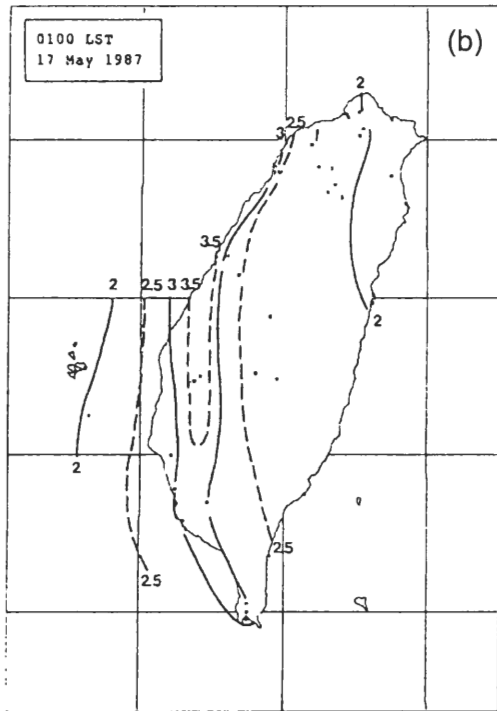
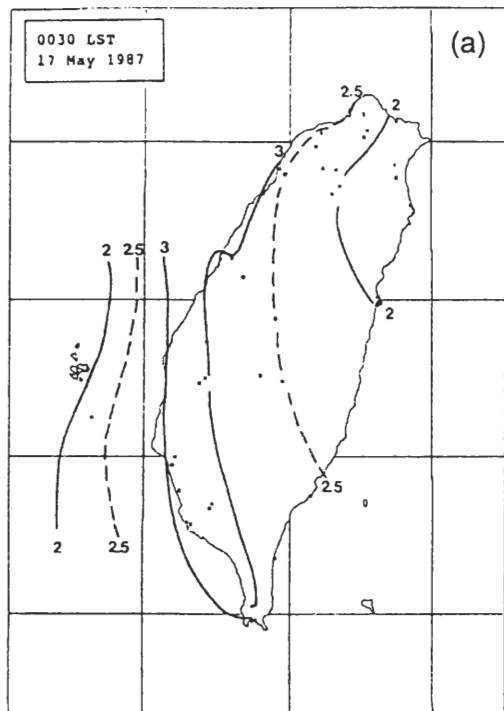
資料顯示(圖 5a), IOP-2 飈線之陣風鋒面約於 16 日 2310 LST 通過, 伴隨之天氣現象包括氣壓驟升約 1 hPa 後下降約 3 hPa, 風向由南風轉為西南後恢復, 溫度與露點驟降, 陣風鋒面通過前溫度露點差  $\leq 1.5^{\circ}\text{C}$ , 通過後則稍增大。伴隨陣風鋒面之降雨, 強度約為 5 mm/30 min, 在圖 5 之分析期間梅雨鋒面則尚未通過馬公。Wang et al. (1990) 與 Teng et al. (2000) 均曾分析梧棲測站之時間序列, 顯示陣風鋒面約於 0050 LST 時通過, 各要素變化與馬公者相似, 但伴隨之陣風強勁, 可達約  $20\text{ m s}^{-1}$  (Wang et al. 1990)。此外, 溫度下降與對流性降水亦均較馬公明顯, 分別達到約  $4^{\circ}\text{C}$  與 10 mm/30 min (Teng et al. 2000)。位於飈線北段之中壠站顯示(圖 5b), 陣風鋒面約在 17 日 0130 與 0200 LST 間通過, 通過時風向由東風急轉為西風, 風速突增約  $5\text{ m s}^{-1}$ , 氣壓驟升近 2 hPa 後逐漸下降, 氣溫與露點則驟降約  $2^{\circ}\text{C}$ , 溫度露點差值在陣風鋒面通過前亦  $\leq 1.5^{\circ}\text{C}$ , 通過後稍增大。雨量分佈顯示在 0130 至 0200 LST 的 30 分鐘內, 降雨量達 8.5 mm, 之後雨勢明顯減弱至 3 mm/30 min 以下, 但仍持續約 3 h, 顯然屬於對流窄帶之後的層狀降水。地面梅雨鋒面約在 17 日 1000-1030 LST 間通過中壠, 顯示 IOP-2 飈線在鋒前暖區內形成與發展。因此, 伴隨飈線陣風鋒面通過之各氣象要素的變化在馬公、梧棲及中壠均相當明顯, 包括風向急變、風速增加、氣壓先突升後緩降、溫度與露點驟降、溼度降低等現象, 並有強度較大的對流性降水, 之後伴隨較和緩的層狀降水(圖 5a 與 5b)。至於此三站間的主要差異, 在於飈線通過陸上測站時, 風向變化大且風速突增明顯, 顯示可能由於陸上摩擦力較大而使陣風鋒面前緣之輻合於局部

地區增強, 並產生較強之下衝流。由於陸上測站亦具有較大雨勢與較明顯之溫度突降, 初步支持此一推論。

圖 5c 顯示位於台灣北部的淡水站之時間序列。如前所述, 造成北部降水之 MCS 原本與 IOP-2 飈線並不相同, 但亦屬線狀對流, 因此可做為參考與比較之用。圖 5c 顯示, 陣風鋒面約在 17 日 0200-0230 LST 間通過淡水, 伴隨風向自東北急轉為西風, 風速增大, 氣壓驟升 1.5 hPa 後漸降, 溫度與露點驟降  $1-1.5^{\circ}\text{C}$ , 通過前後 2 小時內溫度露點差  $\leq 0.5^{\circ}\text{C}$ , 通過後亦稍增大, 顯示此線狀對流前方低層具有暖濕空氣。除系統通過期間外, 淡水測站風速均相當微弱 ( $2-5\text{ m s}^{-1}$ ), 梅雨鋒面則約在 17 日 1000 LST 前通過。因此, 淡水測站之大氣反應與中壠者相似。

## (二) 地面氣壓場與溫溼度場

為分析 IOP-2 飈線個案通過台灣地區觀測網時之地面氣壓場特徵, 本文依第二章所述方法, 將各測站氣壓去除所有 IOP 之平均日夜變化曲線後, 分析 5 月 17 日 0030 至 0330 LST 之每 30 分鐘測站氣壓偏差值分佈, 所用地面測站則與圖 3 者相同。結果示於圖 6, 以相似方法分析所得之同時段氣溫分佈則示於圖 7。圖 6a 顯示, 17 日 0030 LST 時台灣中南部沿海有一中尺度高壓伴隨陣風鋒面之後移入(圖 3), 此高壓與大降雨強度區位置相近(圖 4a)。配合地面溫度場的分析(圖 7a), 顯示中尺度高壓後緣伴隨有一冷池 ( $< 23^{\circ}\text{C}$ ), 其前緣則有一暖舌 ( $> 26^{\circ}\text{C}$ ) 由南向北延伸。隨 IOP-2 飈線系統的東移, 中尺度高壓之脊線 ( $> 3.5\text{ hPa}$ ) 於 0100 LST 通過嘉義(圖 6b), 此時由於系統前緣受到地形影響而移速減緩, 中尺度高壓前緣之氣壓梯度亦增大, 溫度場中之暖舌亦顯示已受到壓縮, 使



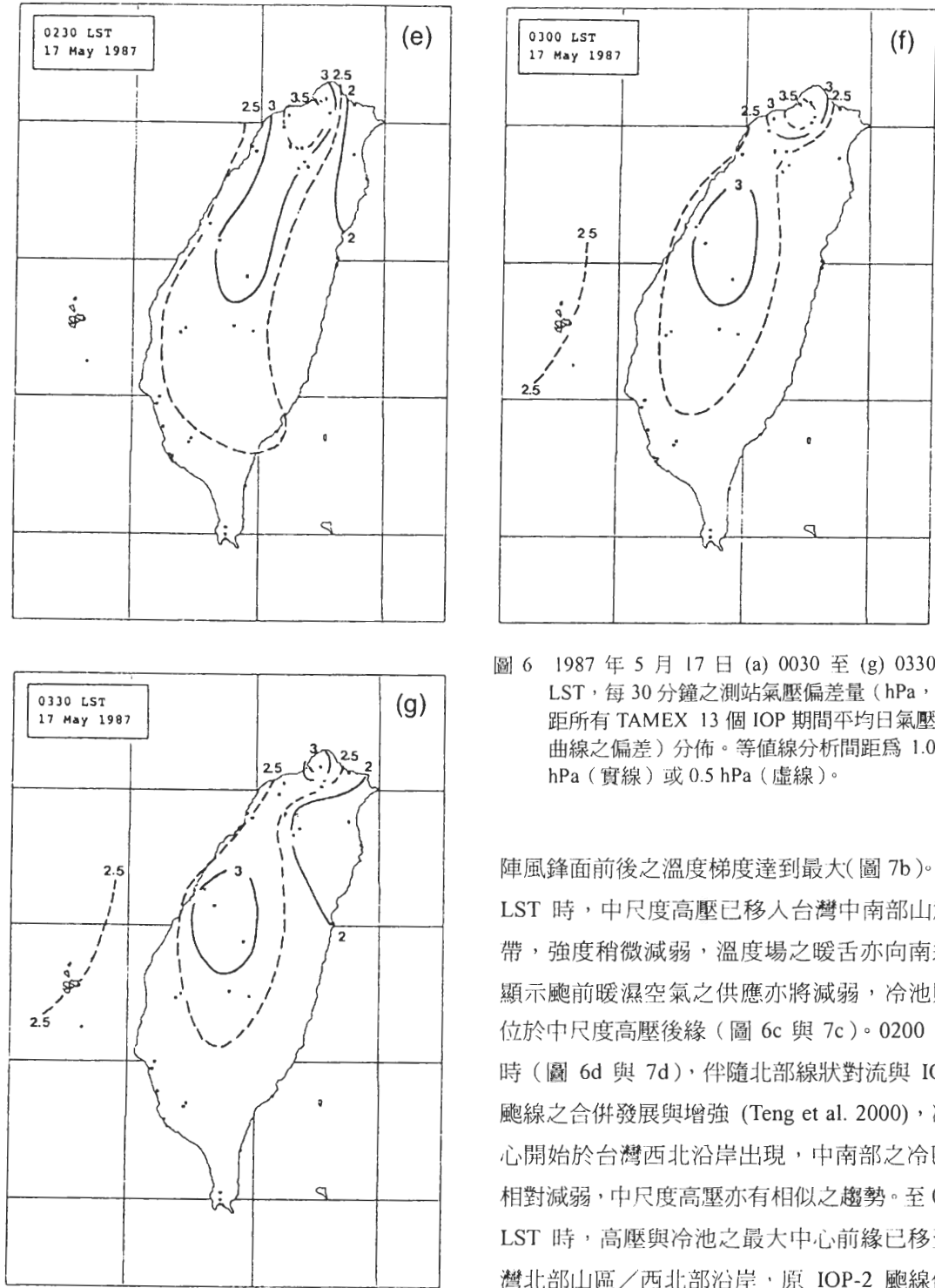
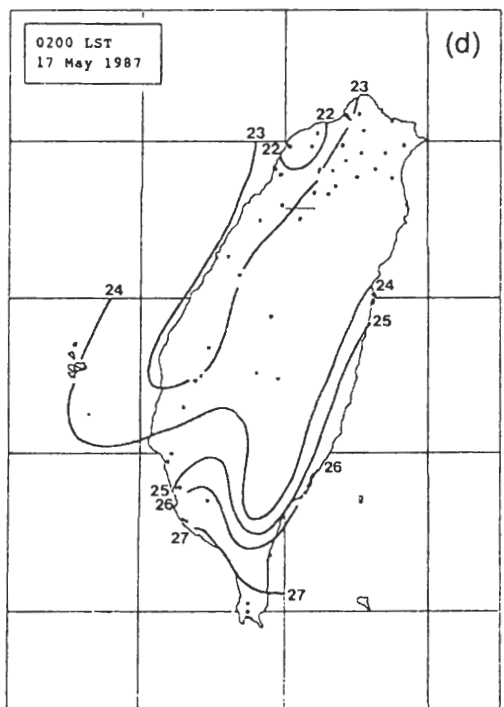
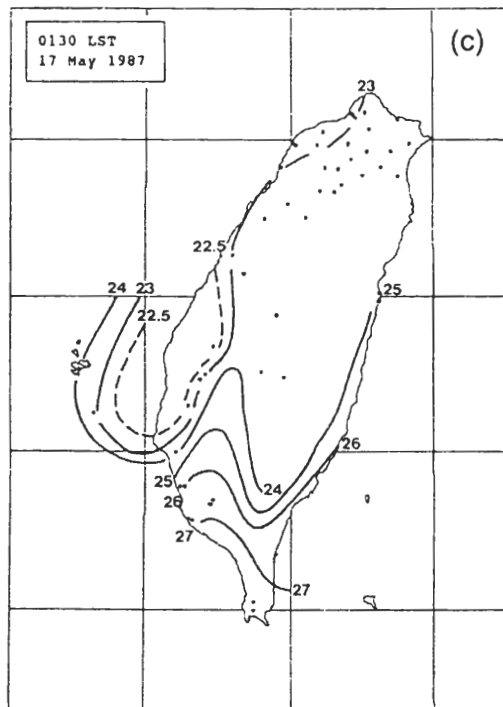
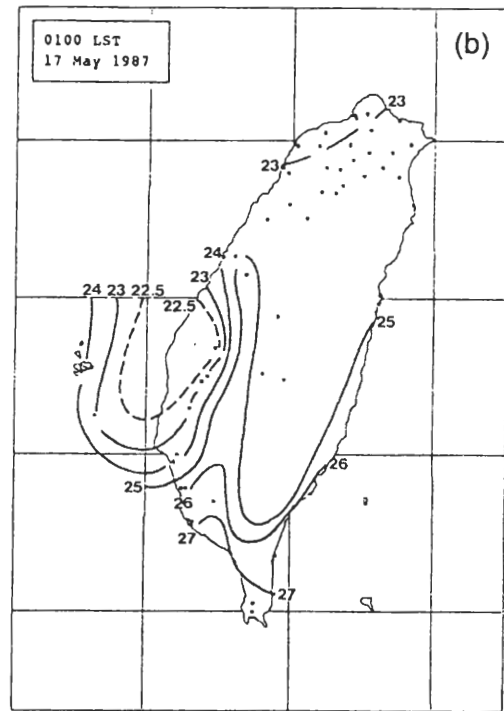
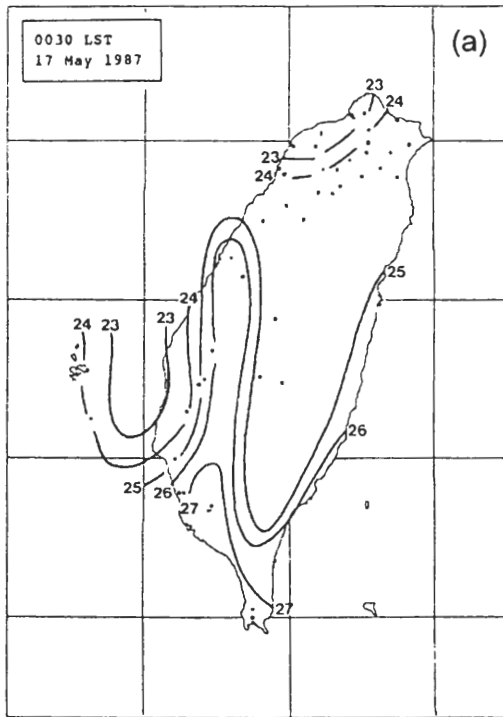


圖 6 1987 年 5 月 17 日 (a) 0030 至 (g) 0330 LST，每 30 分鐘之測站氣壓偏差量 (hPa，距所有 TAMEX 13 個 IOP 期間平均日氣壓曲線之偏差) 分佈。等值線分析間距為 1.0 hPa (實線) 或 0.5 hPa (虛線)。

陣風鋒面前後之溫度梯度達到最大(圖 7b)。0130 LST 時，中尺度高壓已移入台灣中南部山麓地帶，強度稍微減弱，溫度場之暖舌亦向南退，顯示颶前暖濕空氣之供應亦將減弱，冷池則仍位於中尺度高壓後緣(圖 6c 與 7c)。0200 LST 時(圖 6d 與 7d)，伴隨北部線狀對流與 IOP-2 颶線之合併發展與增強 (Teng et al. 2000)，冷中心開始於台灣西北沿岸出現，中南部之冷區則相對減弱，中尺度高壓亦有相似之趨勢。至 0230 LST 時，高壓與冷池之最大中心前緣已移至台灣北部山區/西北部沿岸，原 IOP-2 颶線伴隨之冷區與高壓區則沿地形方向向台灣中南部延伸(圖 6e 與 7e)。之後的 0300 至 0330 LST，



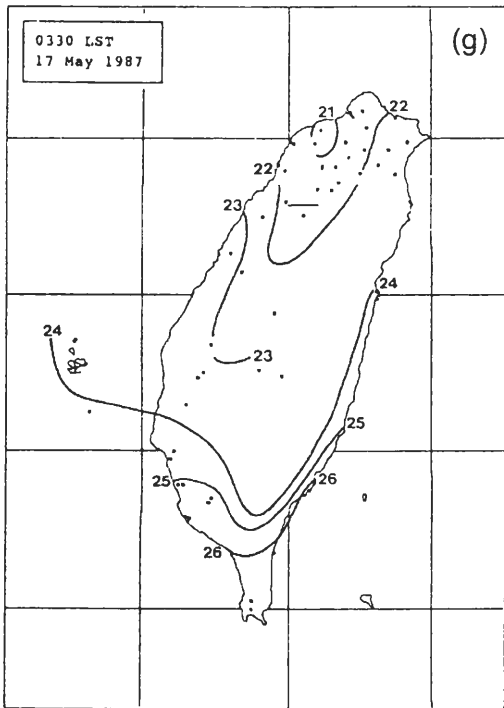
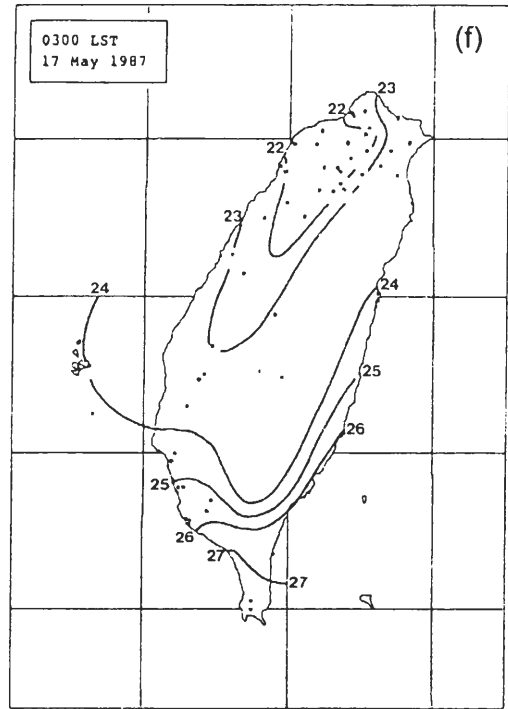
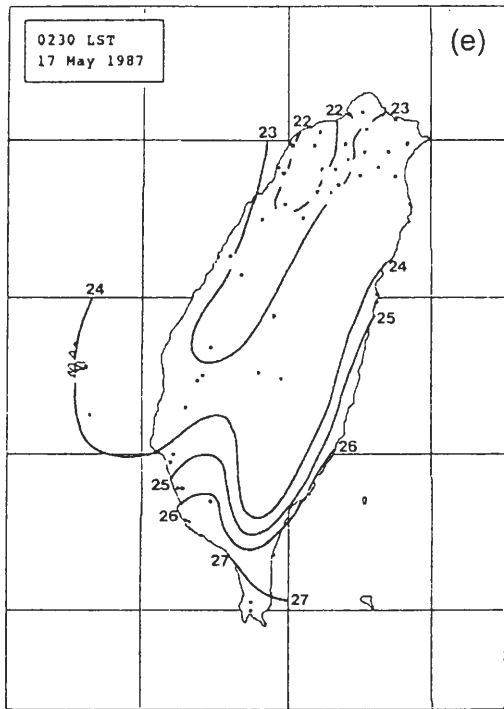


圖 7 1987 年 5 月 17 日 (a) 0030 至 (g) 0330 LST, 每 30 分鐘之測站氣溫 (°C) 分佈。等溫線分析間距為 1°C。

中尺度高壓因山脈阻擋，移動速度顯著減緩而呈現近似停滯之狀態（圖 6f 與 6g），所伴之冷池此時僅稍落後中尺度高壓，亦呈停滯狀態（圖 7f 與 7g）。

以上的中尺度氣壓場與溫度場擾動分析顯示，陣風鋒面所伴隨之中尺度高壓與冷池移入陸地後，移動速度明顯減緩，最後並呈滯留狀態，顯示低層之冷空氣無法越過山脈而被阻絕於山前，此亦證實 Teng et al. (2000) 使用雙都卜勒雷達分析之推論。稍早圖 4 所示之 30 分鐘累積雨量分佈，則顯示降雨雖有減弱，但雨區在陸上之東移並未明顯減緩。故比較圖 4 與圖 6 後可知，中尺度高壓的位置在 0130 LST 之前緊鄰在陣風鋒面後緣，與最大（對流）降水區一

致，而在 0200 LST 開始，則逐漸落後，最後位於層狀降水區內。此顯示由於地形阻擋，陣風鋒面向前移行並與中尺度高壓逐漸脫離，其前後的氣壓與溫度梯度因而減弱，也因此減弱其對系統前緣暖溼空氣之舉升能力，此可能亦為

IOP-2 颱風個案在通過台灣時減弱的原因之一。

### (三) 局部環流

伴隨 IOP-2 颱風系統之近地層氣流場特徵，如圖 8 所示。5 月 17 日 0100 LST 之氣流場顯示，在台灣西部沿岸，亦即中尺度高壓的

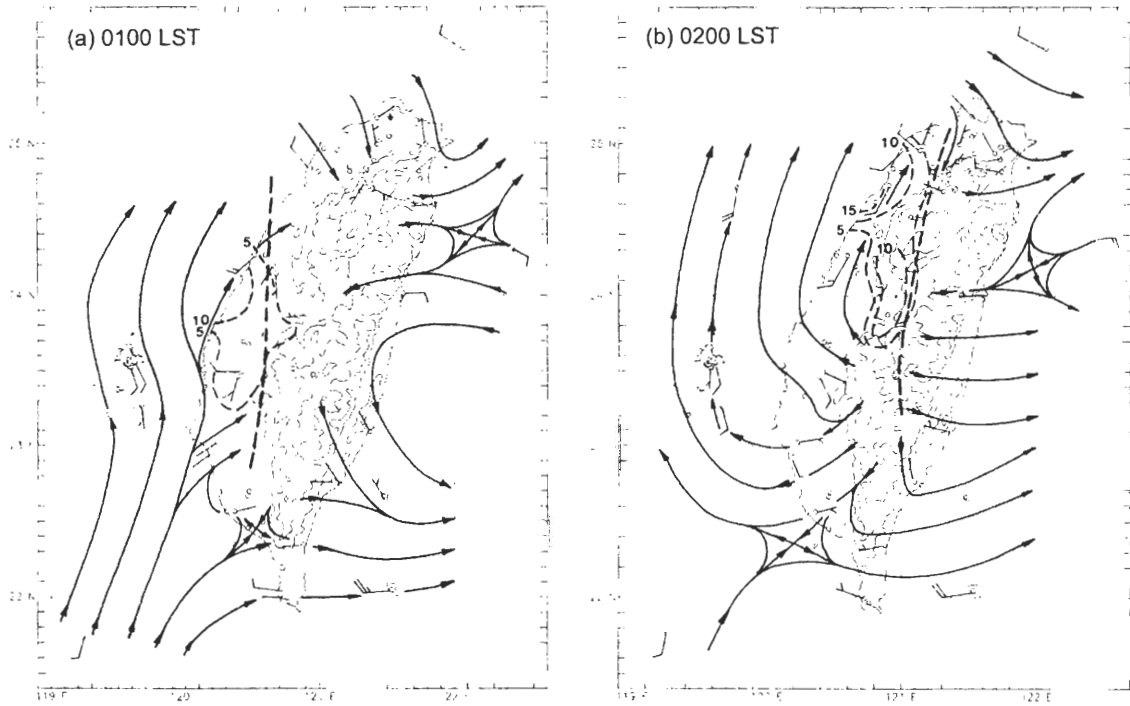


圖 8 1987 年 5 月 17 日 (a) 0100 與 (b) 0200 LST 之近地層氣流線 (箭矢線)，每 30 分鐘之累積雨量分佈 (虛線)，以及經平滑處理之台灣地形高度分佈 (細實線)。粗虛線為陣風鋒面位置，地形等高度線分析值，由外向內依序為 500、1000、2000 及 3000 m。等雨量線之分析值則為 5、10，及 15 mm。

後緣，有一分流軸出現，其中一支氣流由西南向東北到達南部山麓地區，即陣風鋒面 (粗虛線) 南段附近，此時陣風鋒面前方之氣流相當微弱，因此在颱風快速移動下可產生旺盛之前方內流，另一支氣流則沿中尺度高壓後緣向北行進，顯示可能已受到中尺度高壓後方外流之影響。至 0200 LST 時，陣風鋒面正通過中央山脈，其後方並伴有明顯之分流軸，並與降雨區之位置一致 (圖 4d)。此時，西部陸地之氣流場

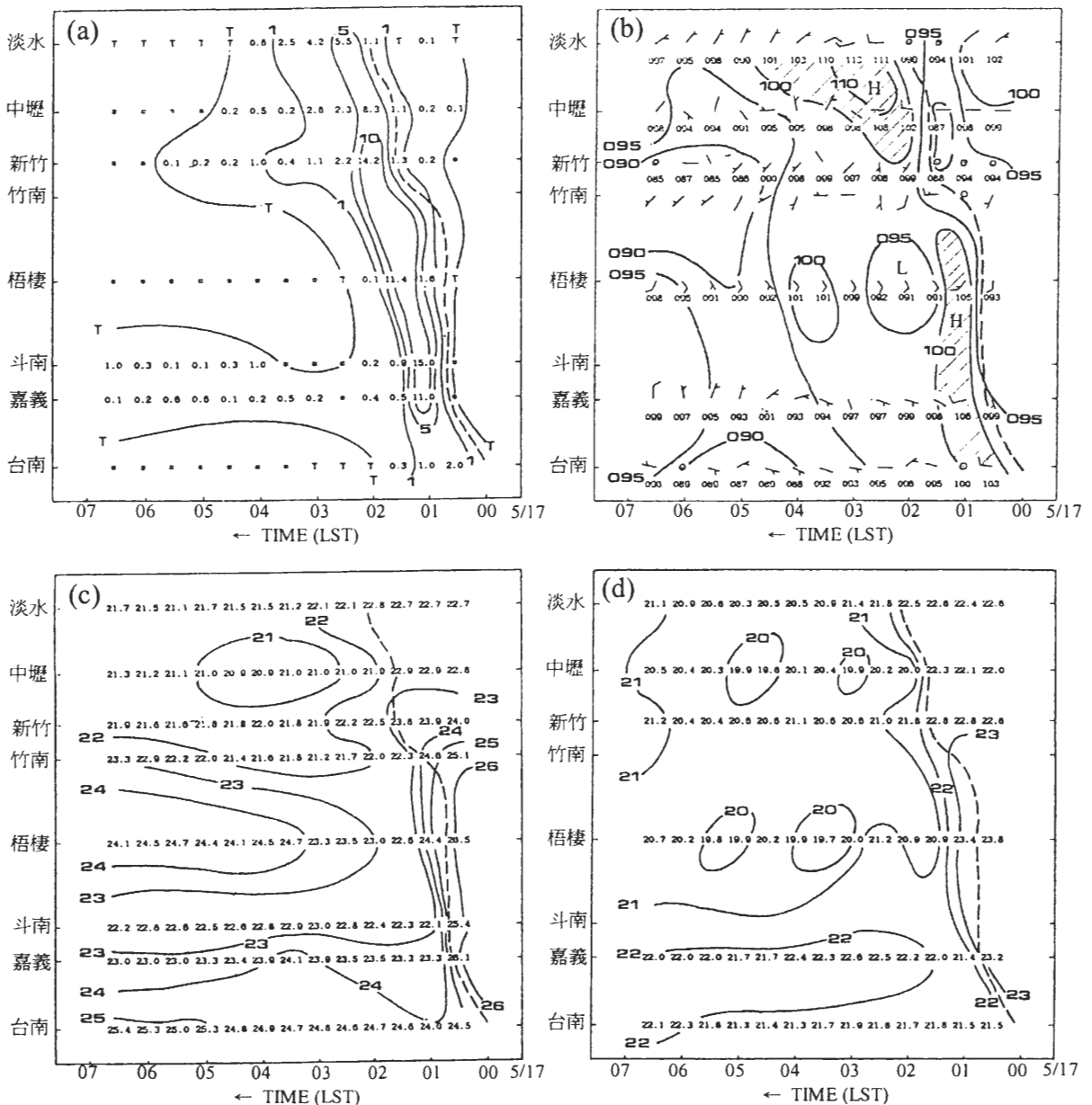
幾均受颱風系統的控制，氣流由分流軸先向西南，再受環境氣流影響而轉向北方前進。此時颱風系統前方的山脈背風面為偏西風。Teng et al. (2000) 分析雙都卜勒雷達資料，認為 IOP-2 颱風線在通過山脈時，較高且較乾之空氣取代原暖濕氣流由前方進入系統內部，且中央/雪山山脈對盛行氣流的阻擋，使山脈迎風面吹偏南風而山谷區域吹西南風，此西風分量之差異使颱風線在山谷區域，雖移速增快但相對系統的前方

內流卻減弱，因此系統前緣暖濕空氣的供應喪失，為其強度減弱的主因。此一西風分量的差異，與圖 8 中所見的分流現象相符。雖然近年有研究顯示，某些中緯度颱風個案能夠在較乾的低層環境中發展與維持（例如：Schmidt and Cotton 1989; Grady and Verlinde 1997; Takemi 1999），但顯然促使此類線狀對流維持之必要且

特殊之環境條件，在本個案中並不存在，因此 IOP-2 颱風系統在喪失低層水氣供應後，隨即迅速減弱。

#### (四) 地面中尺度結構特徵

由於台灣海峽上觀測資料有限，圖 6 中僅能觀察到中尺度高壓後側之氣壓下降，而無法



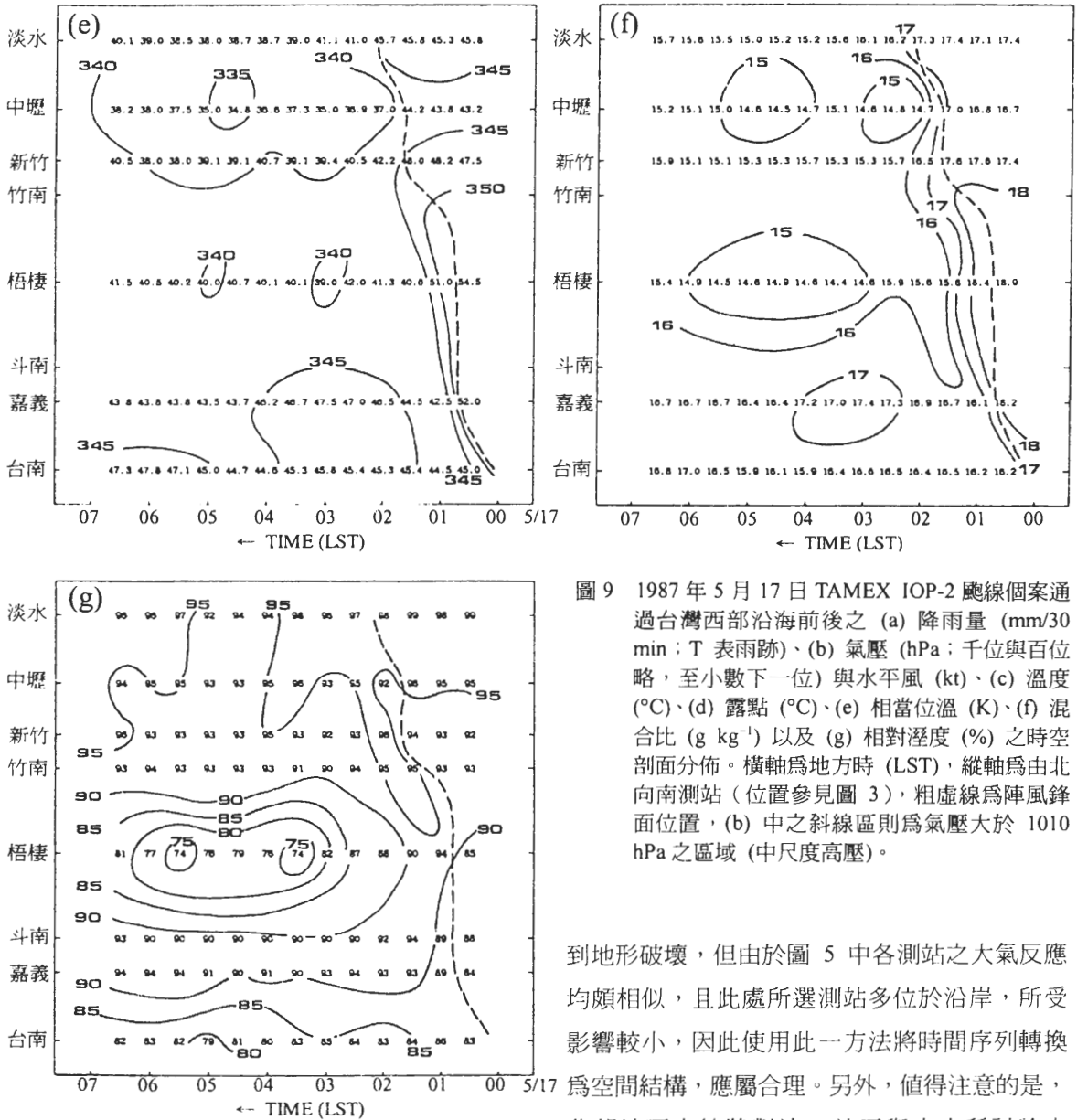


圖 9 1987 年 5 月 17 日 TAMEX IOP-2 飈線個案通過台灣西部沿海前後之 (a) 降雨量 (mm/30 min; T 表雨跡)、(b) 氣壓 (hPa; 千位與百位略, 至小數下一位) 與水平風 (kt)、(c) 溫度 (°C)、(d) 露點 (°C)、(e) 相當位溫 (K)、(f) 混合比 ( $g\ kg^{-1}$ ) 以及 (g) 相對溼度 (%) 之時空剖面分佈。橫軸為地方時 (LST), 縱軸為由北向南測站 (位置參見圖 3), 粗虛線為陣風鋒面位置, (b) 中之斜線區則為氣壓大於 1010 hPa 之區域 (中尺度高壓)。

進而分析出尾流低壓之特徵。為彌補此一缺失，本文選取台灣西部沿海由北向南共 8 個測站 (分別為淡水、中壢、新竹、竹南、梧棲、斗南、嘉義與台南; 位置參見圖 3)，製作各地面氣象要素之時間-空間剖面，藉以合成分析本飈線個案的水平結構(圖 9)。當然，如 Teng et al. (2000) 之研究所示，IOP-2 飈線個案在登陸後，結構受

到地形破壞，但由於圖 5 中各測站之大氣反應均頗相似，且此處所選測站多位於沿岸，所受影響較小，因此使用此一方法將時間序列轉換為空間結構，應屬合理。另外，值得注意的是，北部地區之線狀對流，並不與本文所討論之 IOP-2 飈線系統相同。降雨量分布 (圖 9a) 顯示由南向北，陣風鋒面 (粗虛線) 的通過時間逐漸向後延遲，台南與淡水測站之間的差異約達 2 h。降水的水平結構則與高雄雷達所觀測到的回波 (圖 2) 相符，由前緣對流線與後方強度較弱的層狀降水所組成。至於斗南與嘉義測站於約 0400 LST 之後的降雨，則由於距離飈線通



過時間過長，應已非其影響。氣壓與溫度場（圖 9b 與 9c）顯示，陣風鋒面之前氣壓相對較低，溫度則較高，且其後緊鄰中尺度高壓（斜線區）與冷池結構，此兩者在中南部地區延時約為 1 h，即寬度相當於約 60 km，與圖 6 與圖 7 所見者大致相符。西北部附近（中壢與淡水）之中尺度高壓與冷池，則延時較長。另外一個重要的地面氣壓特徵，是中部地區在層狀降水區的後緣，可見到有一微弱尾流低壓出現（中心以 L 標示），並伴有稍高的溫度。至於在 0400 LST 之後的低壓（ $< 1009.5$  hPa），則可能主要為氣壓半日波之影響。風場則顯示，中南部之中尺度高壓後緣具有一個分流軸，一支氣流向前經過前緣對流線與前方之暖濕空氣在陣風鋒面產生輻合，另一支氣流則向後進入尾流低壓（圖 9b），此與圖 8 之分析一致。冷池位於中尺度高壓後緣，陣風鋒面區則具有顯著的氣壓與溫度梯度，陣風鋒面之前雖無顯著暖平流，但有暖空氣與微弱低壓槽配合。露點、混合比、相當位溫（ $\theta_e$ ）及相對濕度分佈（圖 9d 至 9g），顯示陣風鋒面前方具有高露點、高混合比、高  $\theta_e$  和高相對濕度之大氣環境，而陣風鋒面區則露點、混合比及  $\theta_e$  均有顯著的梯度，這些參數在中尺度高壓後緣迅速減小，相較之下，中尺度高壓區則具有低溫高濕之特徵。

將圖 9 中所選之 8 個測站參數，以陣風鋒面為準，求取陣風鋒面通過前後每 30 分鐘之合成時間序列，示於圖 10。合成降雨量（圖 10a）顯示，降雨量最高峰緊鄰在陣風鋒面之後出現，平均強度約達 9 mm/30 min，隨後雨量迅速減小，但微弱降雨維持一段時間，顯示颶線之對流降水與層狀降水之結構特徵。合成氣壓顯示，颶線系統之前有明顯低壓槽（即有中尺度低

壓），且氣壓最小值約於陣風鋒面通過前 30 min 出現，陣風鋒面伴隨平均約 1 hPa 之氣壓急升，最大氣壓值與降雨量高峰一致，最大降雨過後則氣壓持續下降，合成氣壓曲線中尾流低壓較不明顯，但其對應位置，即約最大氣壓值出現後 1-2 h 之處，有一相對之氣壓較低區域。至於發生於中尺度高壓之後 3-4 h 之最低氣壓，如前所述應為氣壓半日波之影響。溫度與露點在陣風鋒面通過時各下降約 2 °C， $\theta_e$  則明顯下降約 9 K，顯示溫度與水氣含量均降低（圖 10b）。混合比亦下降約 2.5 g kg<sup>-1</sup>，但相對濕度則維持接近飽和，並隨對流性降水的出現而稍微增大，應為溫度下降與降水蒸發之共同效應（圖 10c）。

#### （五）颶線系統之垂直剖面結構

圖 11 為澎湖馬公分別於 16 日 2000 LST 與 17 日 0200 LST、亦即 IOP-2 颶線個案通過前後各約 3 h（陣風鋒面通過時間為 2310 LST，圖 5a）之探空。圖 11a 為垂直於對流帶之水平風風速，顯示颶前環境（實線）之低層具有強垂直風切，風速由地面附近向上增加，至約 650-700 hPa 處已可達 20 m s<sup>-1</sup>。因此，在此西風強風帶之上下層，相對於颶線系統有明顯的前方內流，尤其在 450 hPa 附近與 850 hPa 以下之低層，相對內流速度可達 10 m s<sup>-1</sup> 以上。至於高對流層，仍可見到有相對之前方外流。在颶線後方（虛線），800 hPa 附近之西風極為強勁，甚至可達 25 m s<sup>-1</sup> 以上，顯然在反應低層旺盛之後方內流。圖 11b 與 11c 顯示，颶前低層具明顯潛在不穩度（ $\partial\theta/\partial z < 0$ ），且水氣垂直梯度大，因此亦具有對流不穩度，一旦有陣風鋒面提供舉升機制，非常有利於劇烈對流發展。此外，此颶線個案的通過，對於低至中對流層之溫度與水氣垂直分佈亦有明顯影響，由於後方內流

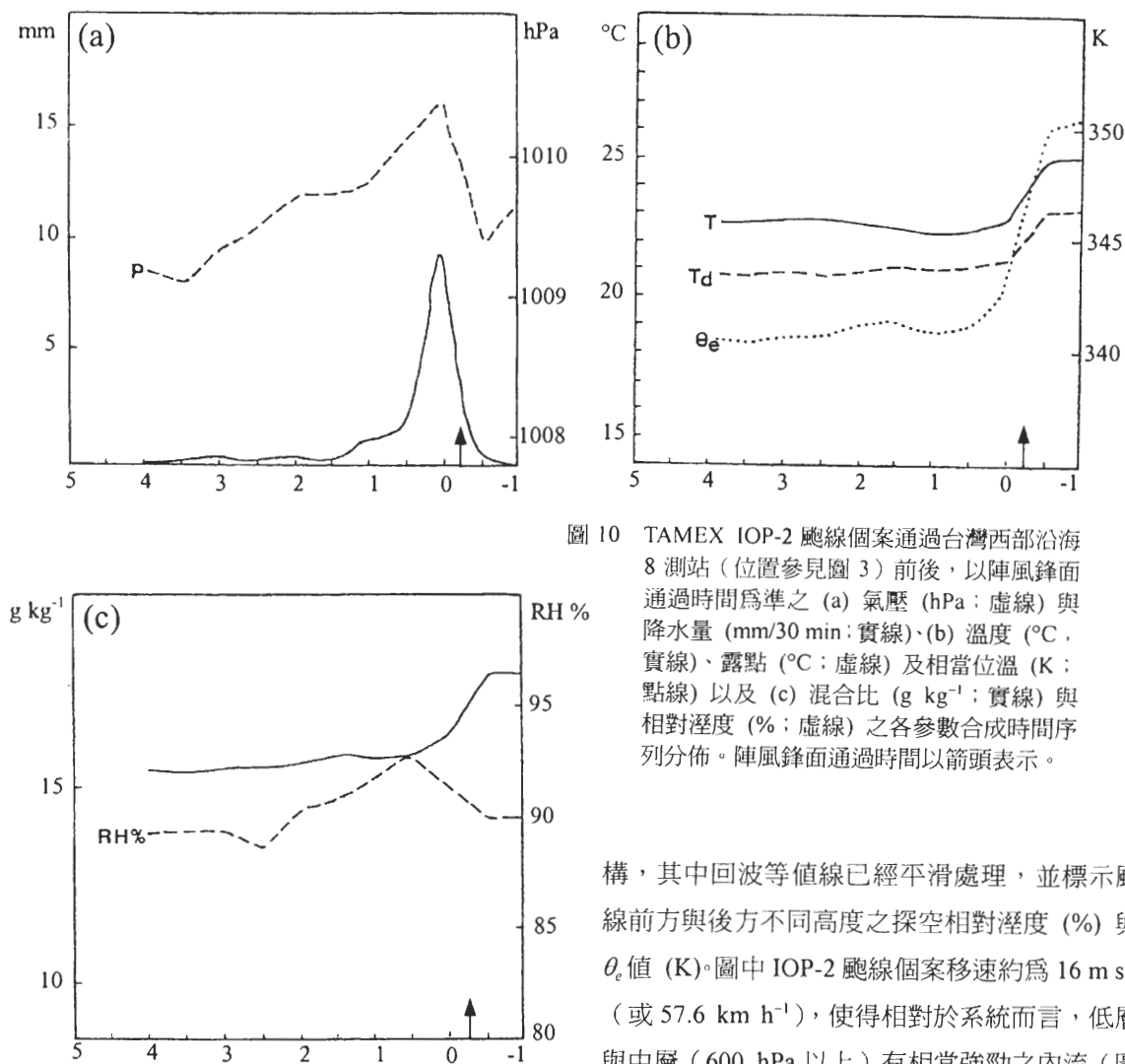
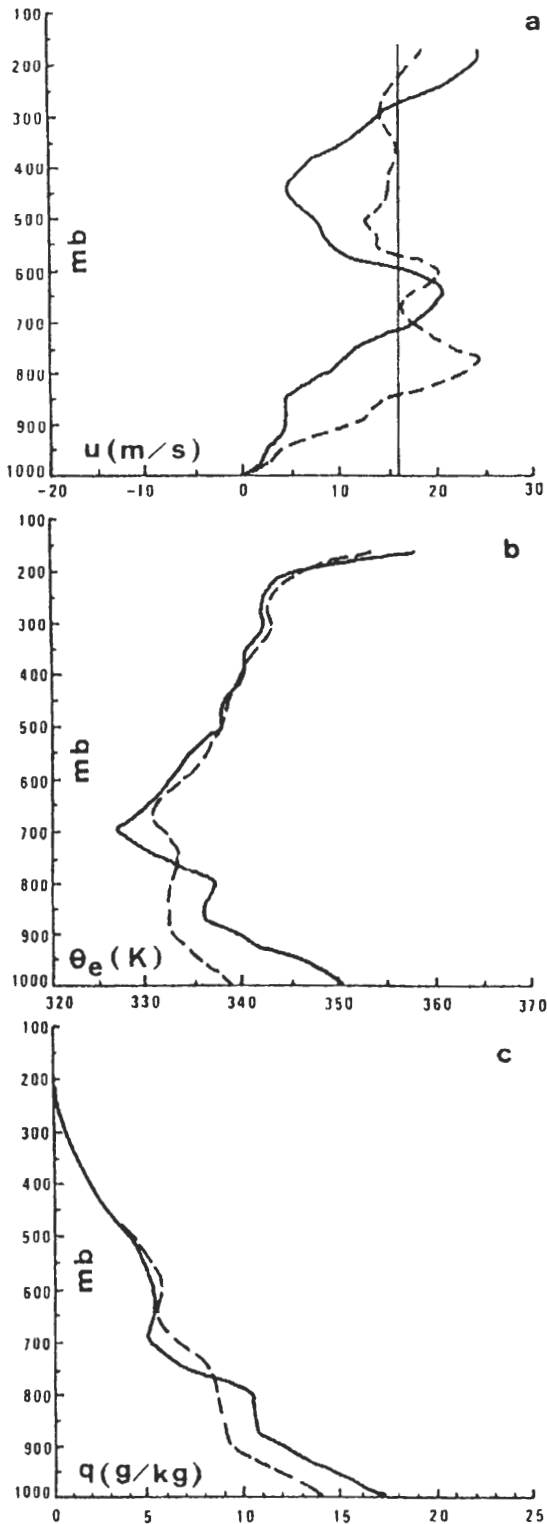


圖 10 TAMEX IOP-2 颱風個案通過台灣西部沿海 8 測站 (位置參見圖 3) 前後, 以陣風鋒面通過時間為準之 (a) 氣壓 (hPa; 虛線) 與降水量 (mm/30 min; 實線)、(b) 溫度 (°C, 實線)、露點 (°C; 虛線) 及相當位溫 (K; 點線) 以及 (c) 混合比 (g kg<sup>-1</sup>; 實線) 與相對溼度 (%; 虛線) 之各參數合成時間序列分佈。陣風鋒面通過時間以箭頭表示。

攜入較乾冷之空氣, 並透過上下衝流之垂直交換, 使得環境在颱風通過後, 相當位溫與混合比在 750 hPa 層以下均明顯下降, 以上則均上升。此種低層變乾變冷之反應, 在圖 5 與圖 10 中亦清楚顯現。

圖 12 為根據高雄雷達資料, 以及馬公測站於 16 日 2000 LST 與 17 日 0200 LST 之探空結果 (含圖 11), 所繪製之 IOP-2 颱風個案發展成熟時相對於系統之氣流與回波垂直剖面結

構, 其中回波等值線已經平滑處理, 並標示颱風線前方與後方不同高度之探空相對溼度 (%) 與  $\theta_e$  值 (K)。圖中 IOP-2 颱風個案移速約為 16 m s<sup>-1</sup> (或 57.6 km h<sup>-1</sup>), 使得相對於系統而言, 低層與中層 (600 hPa 以上) 有相當強勁之內流 (圖 11a)。前方內流沿陣風鋒面被向上舉升, 造成最大回波強度達 36 dBZ 以上 (第五級)、寬度約為 10-20 km 之線狀對流降水區 (參見圖 2, 其對流尺度之實際寬度更窄, 例如 Wang et al. 1990)。由圖 11a, 可知前方內流的厚度可達 7 km 以上 (600-700 hPa 層除外), 約 270 hPa 以上的高對流層則有前方外流, 部份對流並隨其向前形成砧狀雲結構, 此與中緯度颱風之特徵相似 (Tao et al. 1991)。部份被舉升之前方內流則進入對流窄帶的後方, 並發展為層狀降水區 (圖 2 與圖 4), 層狀降水區之下, 約 750-850 hPa 的



低對流層則有顯著的後方內流發展（參見圖 11a）。颶線前後方之  $\theta_e$  垂直分布，顯示後方內流將中對流層較冷乾空氣（ $\theta_e$  值約 330 K）攜入颶線系統內，並導致颶前約 750 hPa 以下之  $\theta_e$  值下降（參見圖 11a 與 11b）。這些結構，亦與其他多位學者之研究一致（例如：Wang et al. 1990; Chen 1991; Tao et al. 1991; Teng et al. 2000）。

圖 13 為 P-3 飛機所搭載之 C-Band 雷達於 17 日 0031 LST 時，所觀測之 IOP-2 颶線系統降水回波強度分佈。顯示此系統在初登陸時強度尚未減弱（圖 3），最大降水回波強度仍達 40 dBZ 以上（黑影區）。P-3 飛機於 0008-0046 LST 間在 810 hPa（約 2 km）之觀測，亦可見颶線後方有近乎垂直於對流帶之強勁西風，最大速度可達  $22 \text{ m s}^{-1}$ ，與系統移速相較，顯示在此高度確有後方內流噴流存在。後方內流區位於層狀降水區的下方，其溫度露點差約為  $7 \text{ }^\circ\text{C}$ ，明顯較系統前方者大，顯係後方內流進入颶線系統後向對流線後緣下沉所伴隨之絕熱增溫變乾作用所致。此一低層顯著的增溫與變乾作用，亦顯示於 5 月 17 日 0200 LST 澎湖馬公之“洋蔥型”探空曲線（圖 14）。當時馬公站已位於層狀降水區後緣，即尾流低壓所在之範圍（圖 3），其探空顯示增溫與變乾作用在 900 hPa 達最大，且增溫層之溫度遞減率接近乾絕熱率。除圖 13 與圖 14 外，Miller and Tuttle (1989) 之單都卜勒雷達

圖 11 1987 年 5 月 16 日 2000 LST（實線）與 17 日 0200 LST（虛線）澎湖馬公探空於 IOP-2 颶線個案通過前後之 (a) 垂直於颶線對流帶之水平風風速 ( $\text{m s}^{-1}$ )、(b) 相當位溫 (K) 以及 (c) 混合比 ( $\text{g kg}^{-1}$ ) 之垂直分佈。(a) 中之垂直線為  $16 \text{ m s}^{-1}$ ，相當於颶線移速。

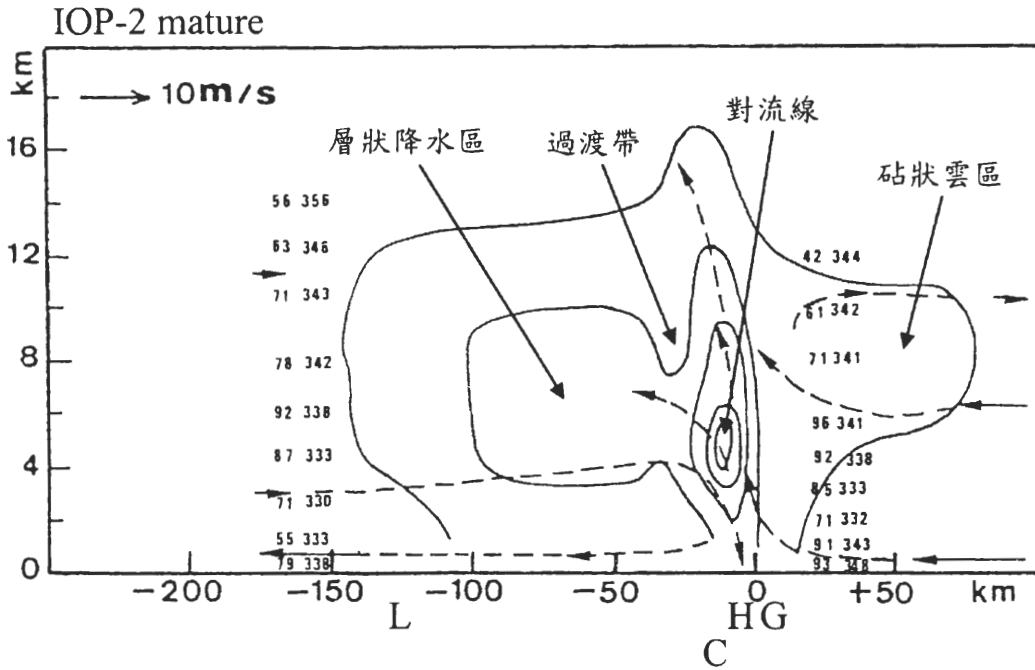
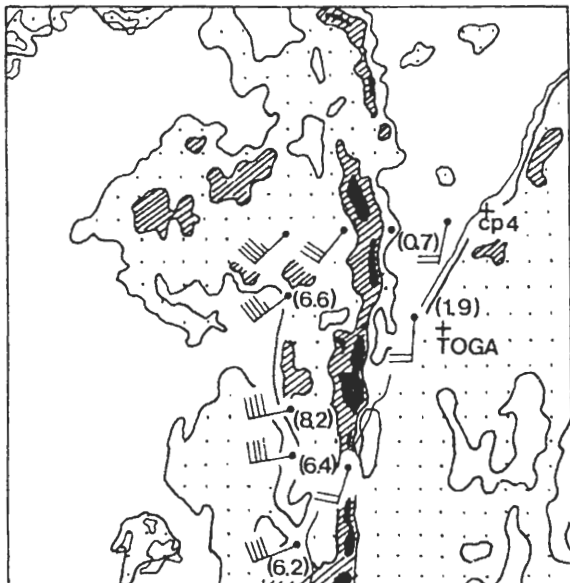


圖 12 TAMEX IOP-2 飈線個案於成熟期之回波垂直剖面結構 (RHI)。實線所圍區域，由外向內依序表示一至五級 (分別為 0-12, 12-20, 20-32, 32-36, 及 36-41 dBZ) 之降水回波強度，兩側水平箭頭表示前後方相對於飈線之氣流速度，虛線箭頭則為推測之飈線環流，數字則表示各層飈線前後之相對溼度 (%) 與相當位溫 (K)，分別由馬公測站於 16 日 2000 LST (右側) 與 17 日 0200 LST (左側) 之探空求得。下方符號分別表示陣風鋒面 (G)、中尺度高壓 (H)、冷池 (C)、以及尾流低壓 (L) 相對於飈線系統之中心位置。



分析，以及 Wang et al. (1990) 與 Lin et al. (1990) 等學者之分析，均證明了本個案中後方內流的存在。Lin et al. (1989) 與 Wang et al. (1990) 分析 0040 LST 時飈線北段在 0.71 與 2.75 km 兩種高度之相對於風暴之風場與回波場，結果顯示在 2.75 km 在對流線後方之層狀降水區亦有後方內流噴流出現，而較近地面的 0.71 km 處，則顯示對流線前緣有陣風鋒面，其後側氣流 (後

圖 13 1987 年 5 月 17 日 0031 LST 時，由 P-3 飛機機腹下方之 C-Band 雷達所觀測之 IOP-2 飈線系統降水回波強度分佈。回波強度等值線分別為 > 20 (疏網點區), 30 (斜線區) 與 40 dBZ (黑影區), 0008-0046 LST 間飛機於 810 hPa 高度所觀測之風場亦填入，括弧內數字為溫度露點差值 (°C)。

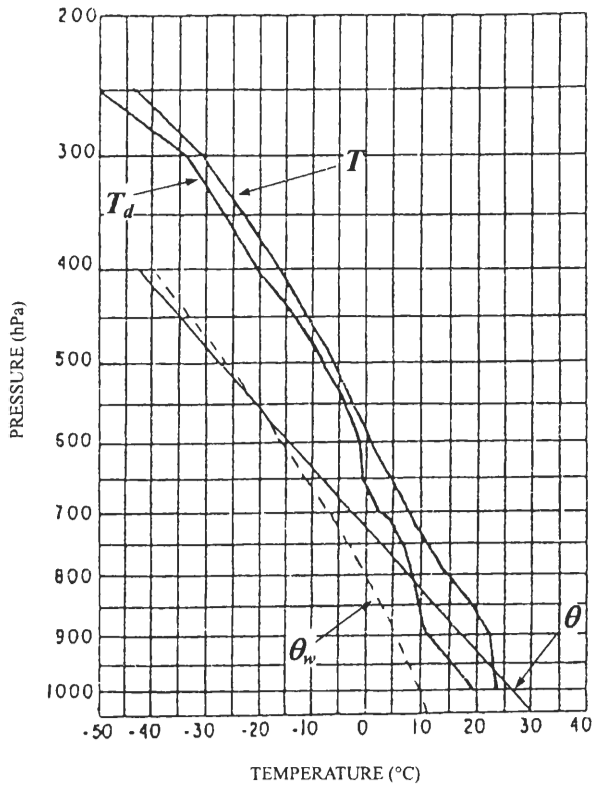


圖 14 1987 年 5 月 17 日 0200 LST 澎湖馬公探空 (測站位置見圖 3) 之溫度與露點曲線 (實線), 細實線為乾絕熱線, 細虛線則為濕絕熱線。

方內流) 向前通過對流線而與前方內流在陣風鋒面輻合, 提供舉升機制。因此, 後方內流在加強與維持本颱風系統上扮演重要角色, 此與 Weisman (1992) 之模擬研究結果一致。

#### 四、討論與總結

利用 TAMEX 之地面中尺度觀測網資料, 本文分析於 IOP-2 期間 (1987 年 5 月 16-17 日) 通過台灣地區之副熱帶颱風系統之降水、地面氣壓場、溫度場、氣流場之演變與其間的相互關係, 除探討系統之結構特徵與分析地面附近

之天氣現象外, 並與其他學者之研究結果進行比較。結果顯示, IOP-2 颱風個案在鋒前暖區內形成與發展, 對流帶呈南北走向, 並快速向東移動, 平均移速約為  $16 \text{ m s}^{-1}$  (圖 3)。此颱風系統成熟時, 其內部的運動與熱力結構, 具有許多與中緯度及熱帶颱風系統相似之特徵, 包括相對系統之前方暖濕內流 (高  $\theta_e$  值) 與高層外流、以及後方中低層內流 (低  $\theta_e$  值)。降水與回波結構則由前向後包括颱風前砧狀雲、強對流窄帶、相對較小回波之過渡帶、以及拖曳層狀降水區。

近地面處之中尺度氣壓、溫度及風場擾動分析, 顯示本個案具有颱風前低壓、陣風鋒面、中尺度高壓以及尾流低壓, 與先前不同情況下之颱風研究結果相似 (例如: Ogura and Liou 1980, Leary and Houze 1979, Smull and Houze 1985, Zipser 1977; Chong et al. 1987; Garstang et al. 1994...等)。颱風前之中尺度低壓槽於圖 5 與圖 10 中清晰可辨, 溫度場並有暖舌配合 (圖 6, 圖 7 及圖 9), 但由於並未伴隨明顯的非絕熱、或絕熱暖平流過程, 顯示本個案中颱風前低壓形成的主因, 可能為補償性的下沉絕熱增溫, 即與 Gamache and Houze (1982) 之結果相似。

緊鄰在前緣對流線 (陣風鋒面) 後側的中尺度高壓, 其位置與降水中心一致, 並伴有一相位稍落後之冷池 (圖 6、圖 7 及圖 9)。其形成的主因, 多認為是下衝流內之降雨蒸發冷卻 (Fujita 1959; Zipser 1969) 以及液態水的負重 (Miller and Betts 1977)。位於層狀降水區後緣的尾流低壓, 為本個案氣壓場中的另一重要特徵, 在圖 9b 中亦可見到。由 P-3 飛機觀測與探空均顯示, 尾流低壓可能導因於後方內流所伴隨之下沉增溫與變乾過程, 且增溫於近 900 hPa 層達

到最強 (圖 13 與圖 14)。由觀測與數值模擬研究, 顯示中緯度之成熟颶線, 具有強烈的後方內流, 並傾斜向前向下進入對流線後方, 且伴有顯著之尾流低壓, 且尾流低壓之中心氣壓值在颶線衰減期達到最低 (Johnson and Hamilton 1988; Zhang and Gao 1989; Weisman 1992)。IOP-2 個案所伴隨之尾流低壓, 強度顯然較中緯度者為弱, 後方內流亦較弱。因此, 副熱帶颶線較弱的後方內流, 所引發之中尺度下衝流, 以及層狀降水區後緣之下沉均可能較弱, 而導致尾流低壓減弱。但另一方面, 台灣地區較潮濕之大氣環境, 可抑制下衝流中的部份降雨蒸發冷卻, 此則有利於尾流低壓形成 (Johnson and Hamilton 1988)。但不論中緯度或副熱帶之個案, 尾流低壓均出現在層狀降水區後緣, 顯然兩者在該處均沒有足夠的降水蒸發冷卻, 來補償強烈的下沉絕熱增溫。

如前所述, 本個案的後方內流雖不若中緯度者強盛 (Smull and Houze 1987b), 但仍相當明顯 (圖 11 至圖 13), 可將中對流層之冷乾空氣攜入系統內, 加強降雨的蒸發冷卻作用 (Ogura and Liou 1980; Smull and Houze 1987a)。Wang et al. (1990)、Lin et al. (1990)、Chen (1991) 等多位學者, 均認為於 IOP-2 個案由於移速快, 相對於系統的前方內流明顯且深厚 (圖 11), 攜入之暖濕空氣除導致劇烈對流外, 所引發之後方內流與下衝流, 亦明顯較一般副熱帶系統為強, 此亦為本個案得以在海峽上長時間維持的主因 (Rotunno et al. 1988; Lafore and Moncrieff 1989; Weisman 1992)。另一方面, 較一般副熱帶系統為強的相對系統後方內流, 最終使得地面附近的氣壓擾動增強, 而在伴隨陣風鋒面通過時, 產生更明顯的大氣反應。圖 5 與圖 10 顯

示, 這些現象包括風向急變、風速突增約  $2-5 \text{ m s}^{-1}$ 、氣壓先急升 (平均可達  $1 \text{ hPa}$ ) 後緩降、溫度與露點驟降約  $1-2^\circ\text{C}$ 、以及  $\theta_e$  的明顯下降 (平均約達  $9 \text{ K}$ ) ... 等等。降雨高峰 (平均強度約  $9 \text{ mm}/30 \text{ min}$ ) 緊鄰在陣風鋒面後出現, 與最高氣壓值出現時間一致, 之後雨量迅速減小但仍持續, 充分顯示線狀對流與層狀降水之結構特徵, 但由於此個案移速快且移入後強度減弱, 故整體而言, 降水並未達到豪雨強度 (圖 4)。

當颶線移入中央山脈時, 受地形影響移速減緩, 對流降水減弱消失, 山區僅剩微弱之層狀降水, Teng et al. (2000) 認為前方內流的減弱, 與中層較乾空氣阻斷水氣供應, 為 IOP-2 颶線系統迅速減弱的主因。本文則顯示, 由於中尺度高壓與冷池受山脈阻擋而逐漸落後陣風鋒面, 可能減弱對流線附近之溫度梯度, 亦不利於颶線系統強度的維持。

最後, 將本文的主要結果, 總結為下列三點:

1. TAMEX IOP-2 颶線個案之對流帶幾呈南北走向, 由台灣海峽快速向東移動, 依序進入台灣西部沿岸與山區, 移速約為  $16 \text{ m s}^{-1}$ 。其成熟期時之系統內部結構, 具有許多與中緯度及熱帶颶線相似之特徵, 包括相對系統之前方內流與後方中低層內流。降水結構則由前向後具有颶前砧狀雲、強對流窄帶、過渡帶及拖曳層狀降水區。近地面處之中尺度擾動場, 則包括颶前低壓、陣風鋒面、中尺度高壓以及尾流低壓等。
2. 本個案中伴隨陣風鋒面通過之地面各氣象要素變化, 亦較一般副熱帶颶線個案明顯, 包括風向急變、風速驟增 (約  $2-5 \text{ m s}^{-1}$ )、

氣壓先突升(約 1 hPa)後緩降、溫度與露點驟降(約 1-2 °C)、及溼度降低等現象。陣風鋒面並伴有強度較大之對流性降水,隨後為持續但緩和之層狀降水,充分顯示典型颶線之降水結構特徵。由於本個案移速快且移入後強度減弱,故整體而言降水並未達豪雨強度。

3. 由於系統移速快,陣風鋒面前方的暖濕內流顯著且深厚,進而產生旺盛之後方內流,此為本個案與一般副熱帶颶線的主要差異,亦為導致地面附近具顯著中尺度擾動的主因。當 IOP-2 颶線登陸後,由於受到地形的阻滯作用,移動速度減緩,當系統移入山區時,並進一步明顯減弱。

## 誌 謝

本文感謝林傳傑先生在圖形處理方面之協助。本文在國科會專案計劃 NSC-91-2111-M-002-030 與 NSC-91-2119-M-002-029 支援下完成。

## 參考文獻

- Augustine, J. A., and E. J. Zipser, 1987: The use of wind profilers in a mesoscale experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**, 4-17.
- Barnes, G. M., and K. Sieckman, 1984: The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convection cloud-line. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782-1794.
- 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.
- Bluestein, H. B., and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall line in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- 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.
- Garstang, M., H. L. Massie, Jr., J. Halverson, S. Greco, and J. Scala, 1994: Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 608-622.
- Grady, R. L., and J. Verlinde, 1997: Triple-Doppler analysis of a discretely propagating, long-

- lived high plains squall line. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2729-2748.
- Houze, R. A. Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1540-1567.
- 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.
- 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.
- Leary, C. A., and E. N. Rappaport, 1987: The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1503-1527.
- Lin, Y. J., R. W. Pasken, and H. Shen, 1989: Structure features of a squall line in TAMEX IOP-2. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results. Taipei, June 22-30, 50-57.
- 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.
- Miller, M. J., and A. K. Betts, 1977: Traveling convective storms over Venezuela. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 833-848.
- Miller, M. J., and J. D. Tuttle, 1989: Some important microphysical processes leading to heavy precipitation within a squall line. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results. Taipei, June 22-30, 43-49.
- 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.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- Schmidt, J. M., and W. R. Cotton, 1989: A high plains squall line associated with severe surface winds. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 281-302.
- 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.
- Takemi, T., 1999: Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1301-1309.
- 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.



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.

## **Study on the Structural Characteristics of the TAMEX IOP-2 Squall Line**

**George Tai-Jen Chen<sup>1</sup>**

**Chung-Chieh Wang<sup>2</sup> Hong-Chi Chou<sup>3</sup> Jinn-Shang Yang<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>**Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University**

<sup>2</sup>**Department of Environmental Management, Jin-Wen Institute of Technology**

<sup>3</sup>**CKS Weather Station, Civil Aeronautics Administration**

<sup>4</sup>**Meteorological Center, Civil Aeronautics Administration**

( Manuscript received 24 December 2001 ; in final form 08 September 2002 )

### **ABSTRACT**

The present study employs data collected during the second Intensive Observing Period (IOP-2) in the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX) to investigate the squall line occurred in May 16-17, 1987. Structural characteristics of the system are discussed and the atmospheric responses near the surface are documented. It is found that the squall line had a north-south orientation, and moved eastward rapidly from

the Taiwan Strait onto the island of Taiwan, at a speed of about  $16 \text{ m s}^{-1}$ . Many structural characteristics typical to mid-latitude and tropical cases are found in the present subtropical squall line in its mature stage. These include a storm-relative front-to-rear inflow of warm and moist air, and a drier rear-to-front inflow at lower-to-middle levels. From front to rear, features in precipitation structure include the pre-squall anvil, the intense and narrow convective band, the transition zone, and the trailing stratiform region. Near the surface, mesoscale disturbances such as the pre-squall low, the gust front, the mesohigh (in association with a cold pool), and the wake low are all discernible in the present case.

As the gust front passed through, clear responses were recorded at the surface, including shifting in wind direction, rapid increase in wind speed, abrupt pressure rise followed by steady fall, as well as sudden drop in both temperature and dew-point. The most intense convective precipitation occurred immediately after gust front passage, and relatively weak but persistent stratiform-type precipitation followed. Due to the fast speed of the system, the front-to-rear inflow was both strong and deep, bringing abundant warm and moist air into the system. This led to a rear inflow jet considerably stronger than in most subtropical cases, and eventually contributed to the significant responses at the surface.

When the IOP-2 squall line made landfall, its propagation speed decreased due to terrain blocking, and the system weakened rapidly as it moved into the mountainous area and lost moisture supply. Due to the fast movement and subsequent weakening of the case, the overall rainfall in Taiwan did not reach the standard for heavy rain events.

**Key words:** Squall line, Line convection, Gust front, Mesohigh, Wake low, Taiwan Area Mesoscale