

# TAMEX IOP 2 飈線個案之特徵研究

周鴻祺

陳泰然

楊進賢

民航局中正氣象台

台大大氣科學研究所

民航局氣象中心

## 摘 要

TAMEX 期間有數個線狀對流在實驗區內發展或移入，其中 IOP2 之強烈飈線具有對流區、回波槽與層狀區的完整回波結構。此飈線個案的內部結構和環境條件，經由多位學者利用傳統觀測和雷達資料的分析，已有相當了解。本文利用 TAMEX 所獲得之密集觀測資料，以分析於 1987 年 5 月 16~17 日 (IOP2) 通過觀測網的這個強烈飈線的特徵。

此飈線呈南北走向，由台灣海峽向台灣陸地快速移動，因飈線受地形影響，結構和強度遭到破壞，並沒有造成豪雨。本文分析這個飈線系統的降水結構、地面氣壓場、溫度場、溼度場與風場，以了解副熱帶地區之飈線所伴隨之飈前中尺度低壓、中尺度高壓、尾流低壓、降水與氣流的特徵，透過中尺度分析來探討這些中尺度現象形成和維持的機制，以了解中尺度氣壓場、降水與氣流間之相互關係。

## 一. 前言

飈線為活躍且深厚的對流胞窄帶或對流線，經由觀測和數值研究 (Newton, 1950; Ogura and Liou, 1980; Leary and Houze, 1979; Smull and Houze, 1985, 1987a; Zipser, 1977) 所獲得之共同特徵，包括上沖流向上風切 (upshear) 傾斜、陣風鋒面前緣的高  $\Theta_e$  內流、中層低  $\Theta_e$  之後方內流 (rear inflow) 及層狀降水區等，而且在飈線附近，地面氣壓場有顯著擾動。伴隨拖曳層狀降水區之飈線，地面氣壓場具有三個典型特徵：飈前中尺度低壓 (pre-squall mesolow)、飈線中尺度高壓 (squall mesohigh) 和尾流低壓 (wake low) (Fujita, 1955)。尾流低壓位於降水區後側，伴隨地面氣流輻合；在中尺度高壓的後側有一個分流軸，氣流經過中尺度高壓向對流線加速。

TAMEX 期間有數個線狀對流在實驗區內發展或移入 (周, 1988)，其中 IOP2 之強烈飈線伴隨拖曳層狀降水區，飈線的內部結構和環境條件，經由觀測分析 (Chen and Chou, 1989; Miller and Tuttle, 1989; Wang et al, 1990; Lin et al, 1990; 1991) 及數值模擬 (Chen, 1991; Tao et al

, 1991) 已有相當了解，顯示這個副熱帶飈線的動力和熱力結構與中緯度和熱帶所觀測的飈線個案相似。Wang et al (1990) 和 Lin et al (1990) 都卜勒雷達分析，顯示在低層 LLJ 提供所需的強烈低層風切，在陣風鋒面之前低層由前向後內流環境高  $\Theta_e$  空氣在輻合帶被舉升，增強對流尺度上沖流，舉升的空氣在中高層繼續向拖曳層狀降水區流出。在 1-3 km 高度，由後向前內流將中層冷乾空氣攜入對流區的後緣，當傾斜下降氣流逼近地面時，分裂形成邊界層輻散外流。Lin et al (1990) 氣壓場分析，顯示最低層有一中尺度高壓發生在陣風鋒面的後側，伴隨一個低壓在陣風鋒面之前。Tao et al (1991) 數值模擬顯示總降雨量中具有適中的層狀降水分量，氣流場亦顯示有一明顯的中層後方內流；Chen (1991) 數值模擬亦顯示後方內流在 2-4 km 高度發展，且向下進入近地面層的冷氣潭 (cold pool) 內，氣壓特徵顯示相對氣壓最大值與近地面冷氣潭一致。

## 二. 資料處理與個案選取

本文利用 TAMEX 所獲得之密集觀測資料，

研究發生於1987年 5月16 -17日 (IOP 2) 的強烈颱風，診斷分析這個副熱帶颱風所伴隨之中尺度現象及其形成和維持的機制，並探討中尺度氣壓場、溫度場、溼度場、降水與氣流之關連。此颱風個案呈南北走向具有拖曳層狀降水區，由台灣海峽向東北東快速移動，登陸後因地形影響，颱風結構和強度遭到破壞，並未造成豪雨。

T A M E X 期間地面觀測網由 75 個地面氣象觀測站(圖 1)及 125 個雨量站組成，IOP 期間每 30 分鐘進行一次觀測，12 個探空站，每 3 小時觀測一次。地面氣壓以去除各測站 13 次 IOP 每 1/2 h 資料之平均測站氣壓作分析，即利用 T A M E X 期間所有密集觀測資料(13 次 IOP)所獲得之測站氣壓，求取觀測網內各測站之平均氣壓曲線，再由實測值去除此平均氣壓曲線，亦即去除平均值及日夜變化。氣壓爆發線是以對流線通過前後氣壓相差  $\geq 1$  hPa 者定義。

利用風向決定陣風鋒面，以颱風之對流線通過前後風向變化超過  $90^\circ$  認定之，氣流分流線則是以對流線走向為基準，當垂直於對流線走向之風分量方向相反時認定為分流線。圖 2 為此個案颱風之陣風鋒面、氣壓爆發線與溫度驟降線每 30 分鐘的分佈。顯然颱風由海峽移入陸地後移速減緩，通過山脈後則移速加快，在山脈以西之氣壓爆發線及溫度驟降線與陣風鋒面之位置並無顯著差異，但移入山區後前兩者漸落後陣風鋒面。

### 三. 降水特徵

圖 3 為台灣地區每 30 分鐘降雨量分布，0030 LST 颱風南段已經移入台灣中南部，降雨區呈南北走向並迅速向東移動，最大降雨量可達  $12\text{mm}/30\text{min}$ 。隨後颱風系統之最大降雨中心東移進入中央山脈，因山脈阻擋移動速度減緩，降雨強度迅速減弱。0300 LST 之後降水區前緣已經抵達東部，對流性降水區減弱消失，層狀降水區擴大，可能受山脈阻滯作用呈滯留狀態。

伴隨颱風系統之風場特徵亦示在圖 3，0200 LST(圖 3 d)降水中心區位於中央山脈，在降水中心後緣的分流轉移入台灣西部陸地，西部陸地氣流場幾均受颱風系統的控制，此時颱風系統移速減緩造成前方相對系統的內流減弱，且喪失暖濕空氣之供

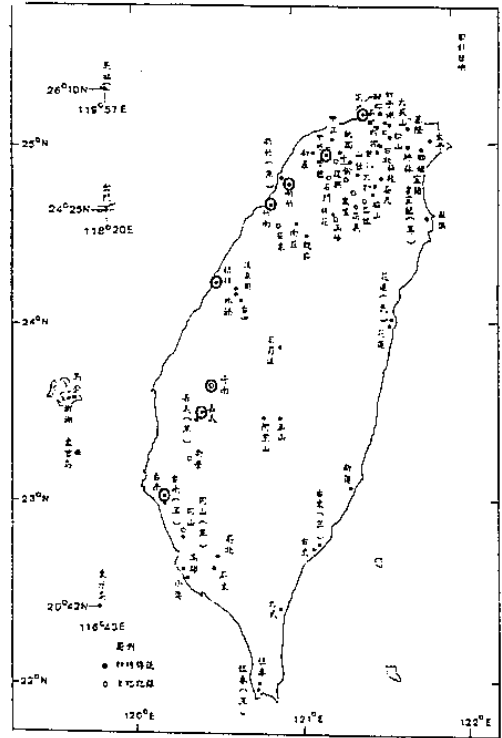


圖 1 TAMEX 期間 75 個地面氣象站分布，黑點為即時傳送測站 (62 站)，空圈為自記測站 (13 站)，沿西海岸之粗圈為所選南北時空剖面分析之 8 個測站。

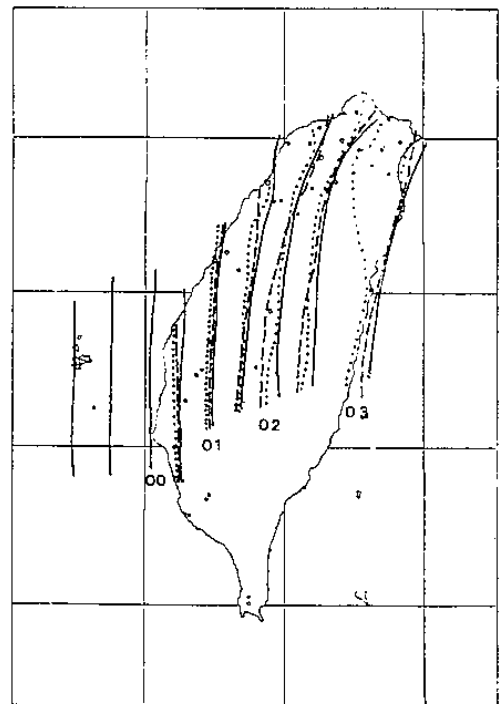
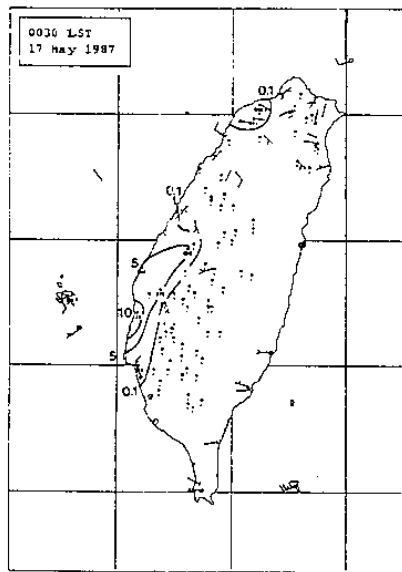
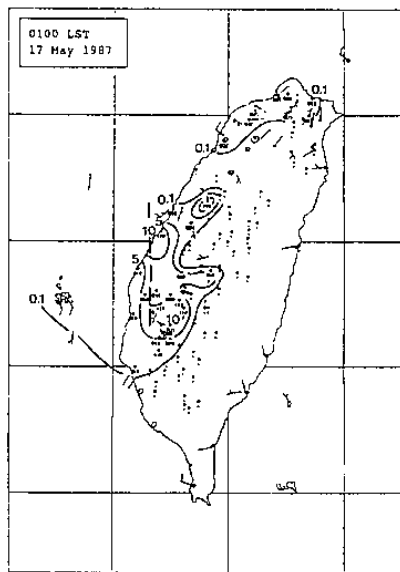


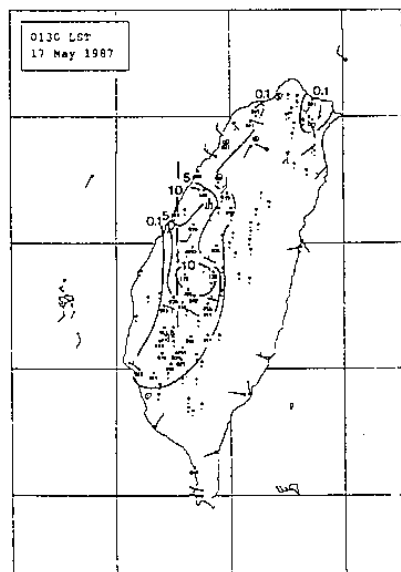
圖 2 5 月 17 日 0000 至 0300 LST (IOP 2) 颱風之陣風鋒面 (實線)、氣壓爆發線 (虛線) 與溫度驟降線 (點線) 分佈。



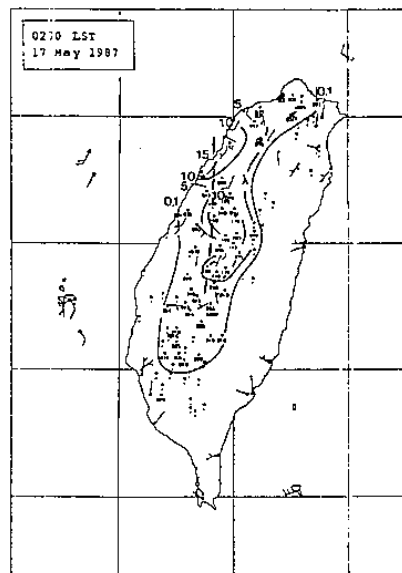
(a)



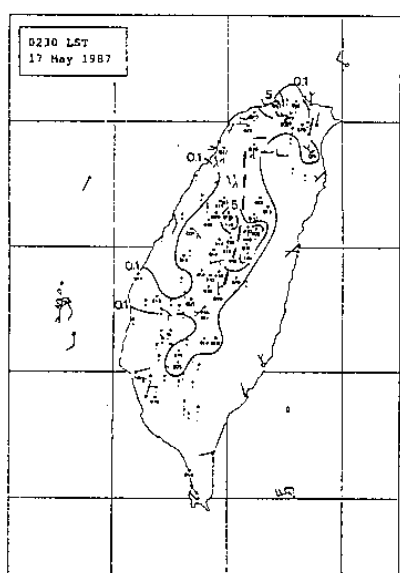
(b)



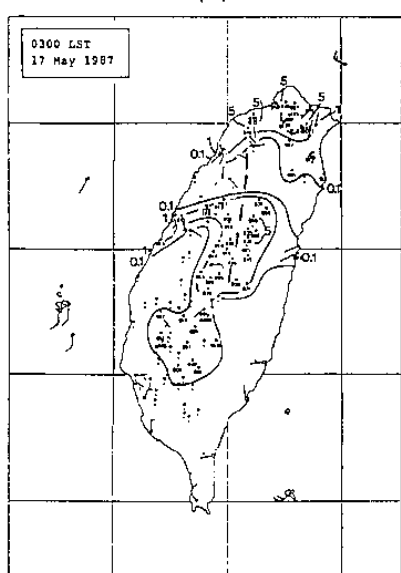
(c)



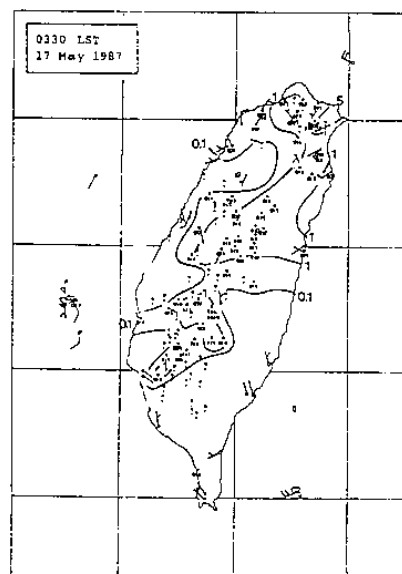
(d)



(e)



(f)



(g)

圖3 1987年5月17日 (a) 0030, (b) 0100, (c) 0130, (d) 0200, (e) 0230, (f) 0300與 (g) 0330 LST每30分鐘雨量分布, 等雨量線 (實線) 以0.1, 5, 10 mm/30min 分析, 風向量以傳統方式填繪 (kt), 虛線為分流軸。

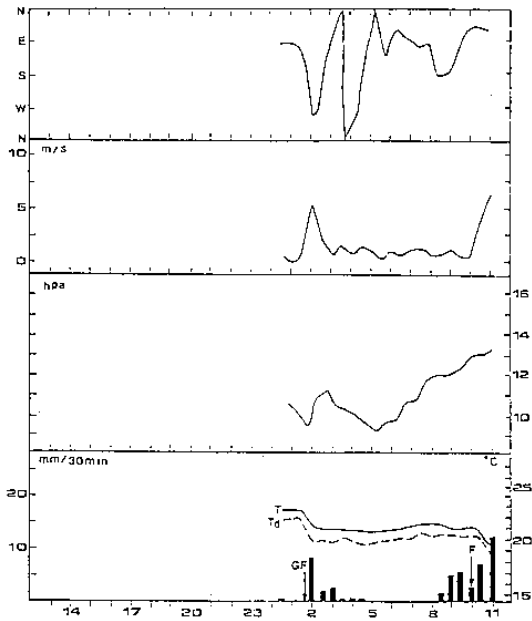


圖4 5月16~17日(IOP2)颱風通過中歷前後時間之風向、風速、氣壓、溫度、露點與降水量之變化。橫軸由左至右為16日至17日之LST, GF表陣風鋒面, F為梅雨鋒面通過時間。

應, 使颱風強度減弱。

圖4為颱風通過中歷地面觀測站期間之氣溫、氣壓、風向風速的變化。顯示陣風鋒面約在0130 LST與0200 LST之間通過, 通過期間風向由東風急轉為西風, 風速驟增約5m/s, 氣壓則驟降約1.3hPa, 氣溫驟降約1.6°C, 溫度露點差值 $\leq 1.5^{\circ}\text{C}$ , 此差值在通過後僅稍增大, 顯示颱風前方具有暖溼不穩定空氣及對流線後側近地層冷溼空氣。在0130 LST至0200 LST, 30分鐘內降雨量達8.5mm, 之後降雨量明顯減小, 屬層狀降水區, 地面鋒面則約在1000 LST~1030 LST之間通過中歷, 顯示颱風在鋒前暖區內形成和發展。

#### 四. 地面氣壓與溫度場特徵

圖5為颱風通過前後地面氣壓場的分佈(各測站氣壓已去除13次IOP每1/2h氣壓之平均值, 即去除IOP之平均值及日夜變化量), 0030 LST顯示在臺灣中南部沿海有一個中尺度高壓移入, 此高壓恰與大降雨區位置一致(圖3), 之後向東北移動。地面溫度場的分析(圖未示), 顯示有一個冷氣潭

位於中尺度高壓後緣, 並有一暖舌在其前緣, 0130在高壓前緣之陣風鋒面區具有較大之氣壓和溫度梯度。0230 LST(圖5e)時, 中尺度高壓和冷氣潭已向東北東移動進入台灣北部和中部山區(中央山脈), 0230 LST至0400LST(圖5e~5h), 可能因山脈地形影響, 移速顯著減慢呈近似滯留狀態。

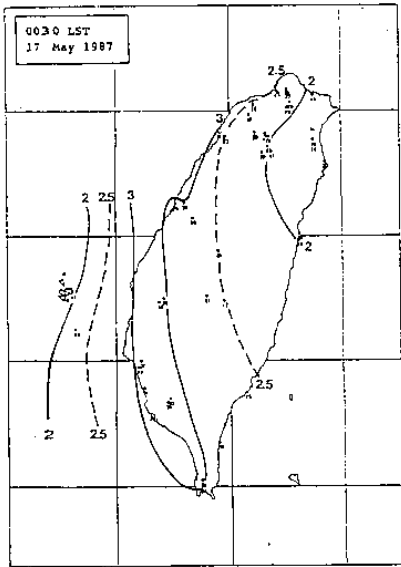
#### 五. 颱風結構

##### (一) 時空剖面分析

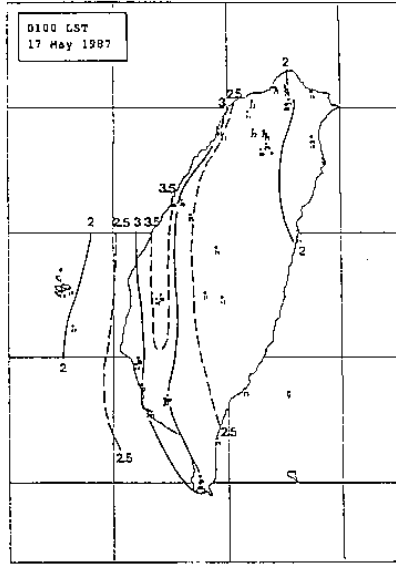
如圖5所示因資料限制, 祇能觀測到中尺度高壓後側之氣壓下降, 並無明顯尾流低壓出現, 為彌補此種缺失, 選擇西部沿海由北到南(淡水-台南)測站(圖1), 利用時間-空間剖面分析, 以探討颱風的水平結構, 結果如圖6所示。降雨量分佈(圖6a)充分反應雷達所觀測之颱風結構, 即由前緣對流降水及後方層狀降水區所組成。氣壓場與風場(圖6b)和溫度場(圖6c), 顯示陣風鋒面之前雖無顯著暖平流但有暖空氣與低壓槽配合, 其後則為中尺度高壓及冷氣潭結構, 冷氣潭位於中尺度高壓的後緣, 陣風鋒面區有顯著的氣壓和溫度梯度, 另一個重要的地面氣壓特徵是在層狀降水區的後緣, 有一個微弱尾流低壓。Lin et al(1990)雙都卜勒雷達分析, 亦顯示在陣風鋒面後方低層, 在近飽和冷對流尺度下沖流之下形成一個中尺度高壓, 在陣風鋒面之前則伴隨一個低壓, Chen(1991)數值模擬, 顯示相對氣壓最大值與近地面冷氣潭一致。風場顯示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內流之暖溼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。露點、混合比、相當位溫 and 相對濕度分析(圖6d~6g), 顯示陣風鋒面前方具有高露點、高混合比、高相當位溫和高相對濕度之環境空氣, 而陣風鋒面區則有顯著的露點、混合比和相當位溫梯度, 這些參數值在中尺度高壓後緣迅速減小。

##### (二) 合成結構

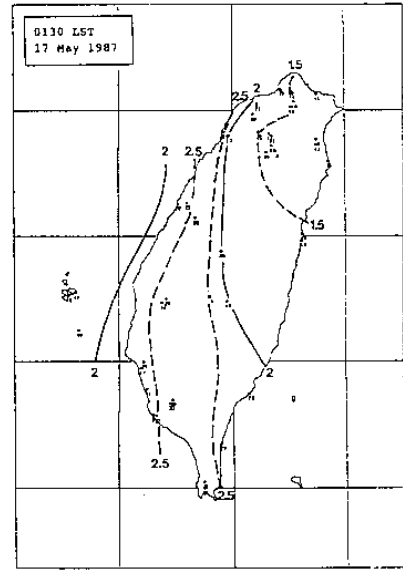
將圖6中所選各測站之參數以陣風鋒面為基準, 求取陣風鋒面通過前後每30分鐘之合成結構, 結果如圖7所示。降雨量分佈顯示, 緊鄰陣風鋒面之後有降雨量迅速增強至最高峰, 隨後降雨量迅速減小, 但微弱降雨維持一段時間, 顯示颱風之對流狀降水和層狀降水之結構特徵。氣壓分佈顯示, 最大



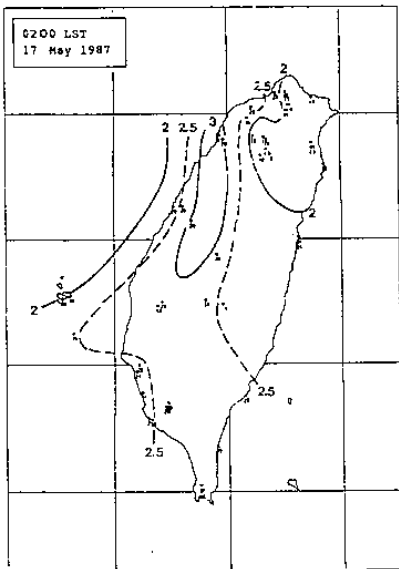
(a)



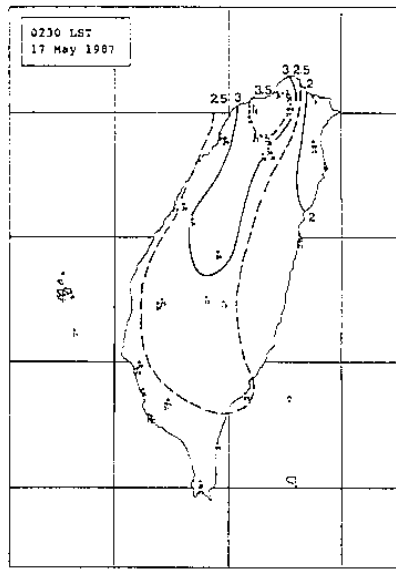
(b)



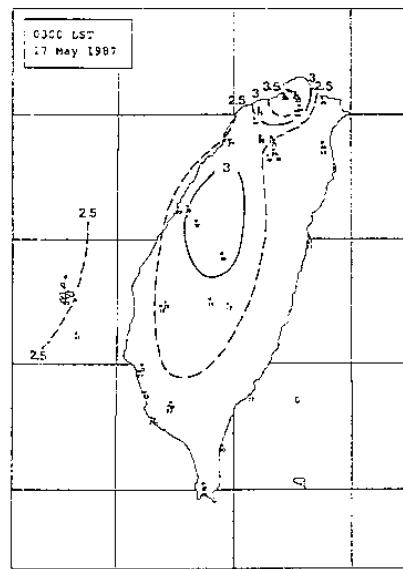
(c)



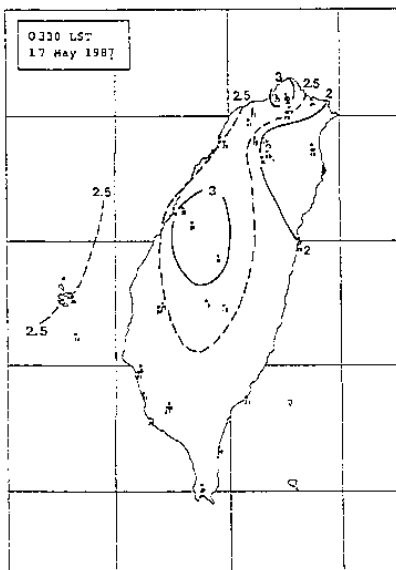
(d)



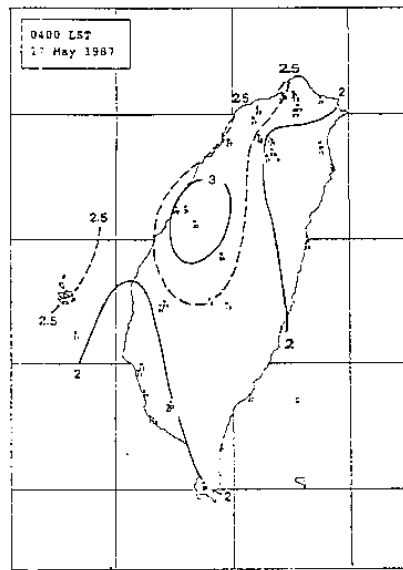
(e)



(f)

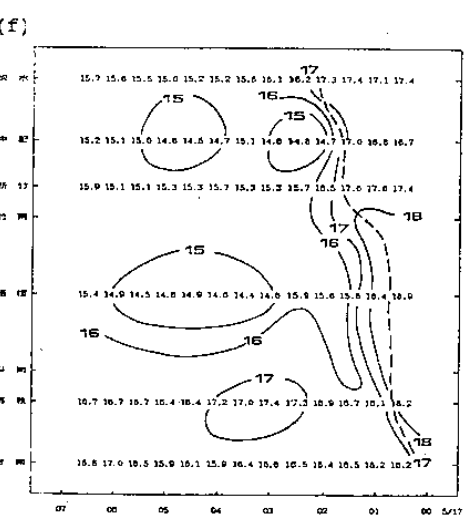
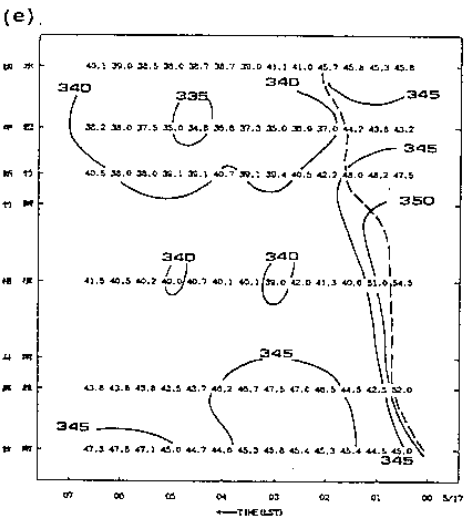
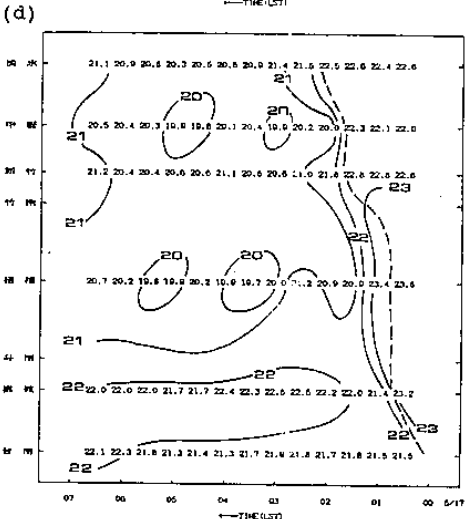
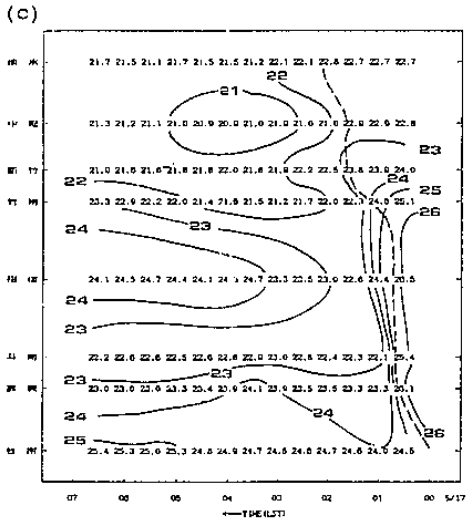
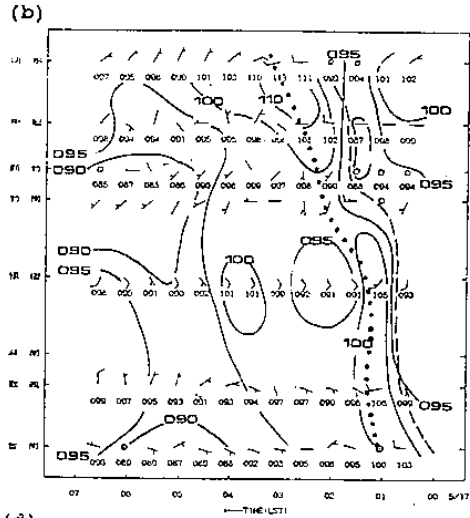
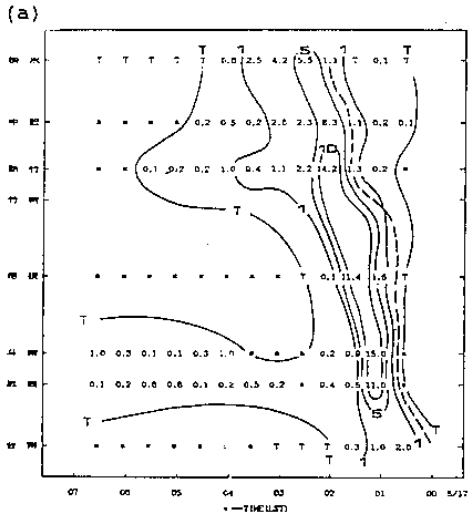


(g)



(h)

圖5 IOP 2 廢線個案由5月17日0030 LST (a) 至0400 LST(h) 每30分鐘之測站氣壓偏差(hPa) (與13個IOP 平均之偏差) 分佈, 等值線以每1 hPa分析(實線)。



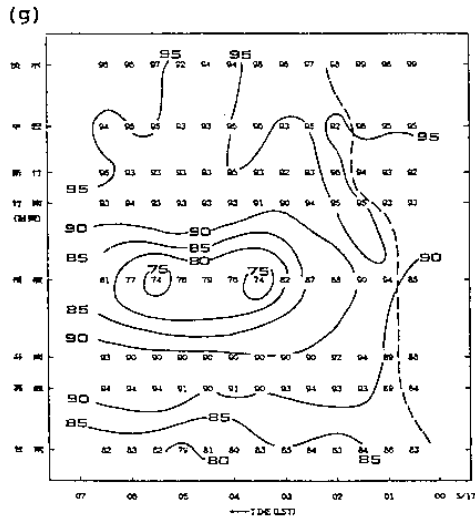


圖6 5月17日(IOP2)颱風個案陣風鋒面(粗虛線)通過台灣西部沿海前後時間之(a)降雨量(mm/30min), (b)氣壓(hPa, 千位與百位略, 至小數點一位)與風場, (c)溫度(°C), (d)露點(°C), (e)相當位溫(K), (f)混合比(g/kg), (g)相對濕度(%)之時空剖面分佈, 點線為分流軸。橫軸為地方時, 縱軸為由北向南測站(參閱圖1)。

氣壓值與降雨量高峰一致。溫度、露點、混合比和相當位溫分佈均顯示, 在陣風鋒面經過時迅速下降, 但相對濕度升高。

### (三)三維結構

圖8為此颱風成熟時之垂直剖面結構(Chen and Chou, 1989), 顯著的中層後方內流在層狀降水區發展, 都卜勒雷達分析和數值模擬亦證明了後方內流的存在(Miller and Tuttle, 1989; Wang et al, 1990; Chen, 1991; Tao, 1991)。圖中颱風前方和後方之探空相當位溫和相對濕度垂直分布, 顯示低層由前向後之高 $\theta_e$ 空氣在陣風鋒面區被舉升, 而後方內流將中對流層低 $\theta_e$ 之冷乾空氣攜入颱風系統內, 兩支氣流之間的交互作用是維持對流尺度上沖流與下沖流的主要機制。Lin et al (1990)雙都卜勒雷達分析, 2.75 km之相對風場顯示在對流線後方之層狀降水區內有一氣流輻合線, 其中由後向前之西南氣流即後方內流, 與層狀降水區位置一致。由於後方內流空氣的負浮力作用, 造成一個傾斜下沖流, 當這支冷氣流下沉逼近地面時, 在陣風面之後形成輻散外流, 部分下沉冷空氣由後向前

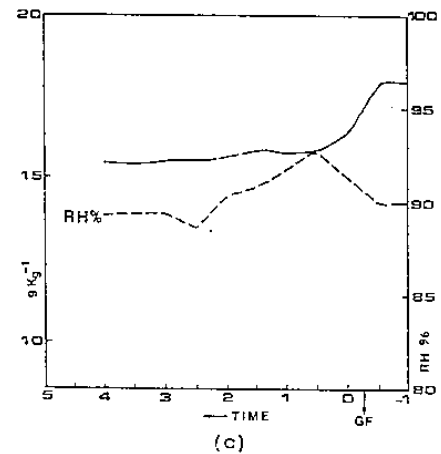
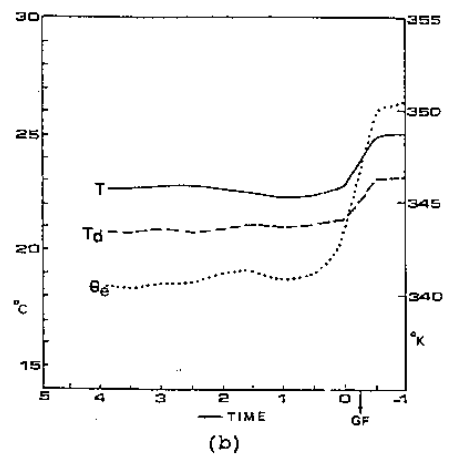
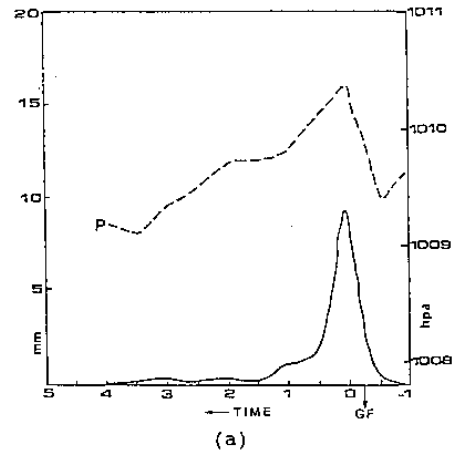


圖7 IOP 2 颱風通過西部沿海8 測站(圖1, 圖6), 以陣風鋒面為準之各參數合成分佈。(a)氣壓(虛線)與降雨量(mm/30min), (b)溫度(T)、露點(Td)與相當位溫(K), 與(c)混合比(實線)與相對濕度(虛線)。

通過對流線與前至後之前方內流暖空氣在陣風鋒面輻合,與圖 6 a 地面觀測一致,顯然後方內流在加強和維持飢線系統上扮演重要角色。

圖 9 為 P-3 飛機在 810 hPa 之觀測,顯示後方內流經過層狀降水區向下傾斜進入對流線後緣所造成之下沉增溫變乾作用,溫度露點差顯示在層狀降水區,低層(810 hPa)為乾空氣( $T-T_d \sim 7^\circ\text{C}$ )。低層顯著的增溫和變乾作用,亦顯示於“洋蔥型”探空曲線(Zipser, 1977; Leary and Rappaport, 1987), 1800 UTC(5月17日 0200 LST)時馬公探空站位於層狀降水區後緣,所獲得之探空曲線顯示在 900 hPa 有一個增溫和變乾作用的最大值,因此,位於層狀降水區後緣的尾流低壓可能是後方內流內下沉氣流絕熱增溫的結果。

## 六. 總結

利用 TAMEX 之地面中尺度觀測網資料,分析發生於 5月16~17日(IOP2)飢線系統的降水、地面氣壓場、溫度場、溼度場與氣流場等結構特徵,及它們之間的相互關係。此副熱帶飢線個案與中緯度和熱帶的飢線系統在運動和熱力結構上有許多相似性,本個案顯示氣壓、溫度場與降水結構的幾個主要特徵如下:

1. 飢線之降水結構可區分為對流性降水區和拖曳層狀降水區兩部分,這個飢線在鋒面前暖區內形成和發展,對流帶呈南北走向,並快速向東移動,當飢線移入陸地後,移動速度減緩且轉向東北東方向移動,對流降水明顯減弱,只剩殘餘層狀降水。

2. 飢線移入中央山脈時,受地形影響移動速度減緩,相對於系統之低層內流減弱,另一方面環境低層暖溼氣流受地形效應的阻滯作用,亦可能是飢線減弱的原因。

3. 地面氣壓場具有三個主要特徵:(1)飢線前方之中尺度低壓,(2)緊鄰飢線對流線之後的中尺度高壓,(3)拖曳層狀降水區後緣的尾流低壓。

4. 飢線前方的中尺度低壓溫度場雖有微弱暖舌,但並無伴隨暖平流過程,顯示這個中尺度低壓的產生機制,恰似 Gamache and Houze(1982)之熱帶飢線,可能是對流產生之下沉增溫的反應。

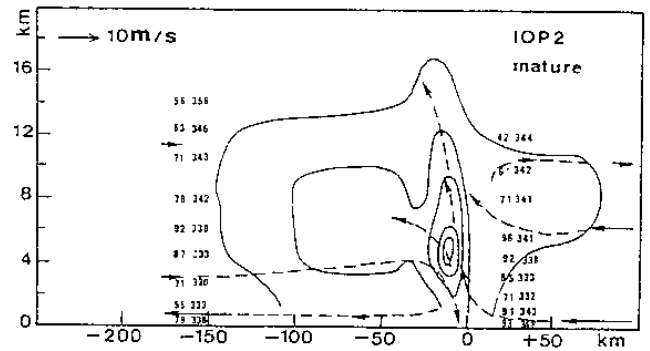


圖8 IOP 2 飢線於成熟期之垂直剖面結構。實線為回波強度,由Level-1 (0~12dbz)至Level-5 (36~41dbz),兩側水平箭頭表相對於飢線之氣流速度,虛線為推測的飢線環流,數字分別表示各層飢線前後之相對濕度(%)與相當位溫(K)。

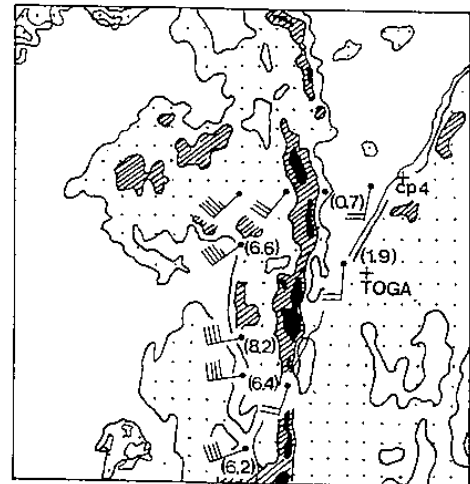


圖9 P-3 飛機尾下方C-Band雷達於5月17日0031 LST觀測之 IOP 2 飢線系統降水回波,0008 LST~ 0046 LST 飛機在810 hPa 高度所觀測之風場亦填入,括弧內數字為溫度露點差值,回波強度等值線分別為20、30和>40dbz。

5. 中尺度高壓與降雨中心位置一致,配合一個相位落後之冷氣潭,顯示對流降水區下方存有飽和冷對流下沖流。由於後方內流將中對流層之冷乾空氣傾斜向下攜入對流區後緣,因蒸發冷卻和降水負重而加強,因此對流降水區內降雨蒸發可能是中尺度高壓形成的主要機制,但部分原因可歸因於降雨的液態水負重。

6. 氣流場顯示在中尺度高壓區有一分流軸,



其中向前之冷外流空氣經前緣對流線與低層前至後暖溼內流空氣，沿著陣風鋒面產生強烈輻合，提供新對流胞所需的上升運動和水汽來源。

7. 層狀降水區後緣之尾流低壓，由探空資料的合成及 P-3飛機觀測顯示，可能導因於下降後方內流所造成之下沉增溫和變乾作用。

中緯度地區經由觀測和數值模擬的研究 (Johnson and Hamilton, 1988; Zhang, 1989)，顯示颱風的發展期至成熟期，有一顯著的尾流低壓伴隨在層狀降水區的後緣，同時強烈的中層後方內流傾斜向下進入對流線的後緣。在本文所分析的 IOP2 個案中，雖亦觀測到不顯著的尾流低壓位於層狀降水區的後緣，但後方內流則不若中緯度所發現者之強烈 (Smull and Houze, 1987b)。後方內流進入層狀降水區可能造成 (1) 強烈的下沉作用以局部消弱層狀降水區，(2) 增加蒸發冷卻減弱了下沉增溫和尾流低壓的強度 (Johnson and Hamilton, 1988)；但是合成探空資料的分析顯示在層狀降水區的後緣，探空曲線在 900 hPa 層具有強烈的增溫和變乾中心 (T-Td 值有最大值)，而增溫和變乾的位置與尾流低壓一致，顯示尾流低壓的產生機制為下沉增溫作用，而下降後方內流則可能是產生下沉增溫的原因，顯然在層狀降水區的後緣並沒有足夠的蒸發冷卻來補償強烈的下沉絕熱增溫。一般認為於層狀降水區產生的中對流層中尺度渦旋 (mesovortex) 有助於增強後方內流強度，甚且或許可能是後方內流形成的機制 (Brown, 1979)。

#### 參考文獻

- 周鴻祺, 1988: TAMEX 期間線性對流系統之環境條件研究。台大氣象研究所碩士論文 (陳泰然教授與林民生教授共同指導), 98頁。
- 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. Proceeding, Wokeshop on TAMEX Preliminary Scientific Results. Taipei, June 22-30, 35-42.
- Fujita, T.T., 1955: Results of detailed synoptic studies of squall lines. *Tellus*, **7**, 405-436.
- Gamache, J.F., and R.A. Houze, Jr., 1982: Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 118-135.
- 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.
- 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., T. C.C. Wang, R.W. Pasken, H. Chen and Z. S. Deng, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part 2: Dynamic and thermodynamic structure and momentum budgets. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2382-2399.
- Lin, Y.J., H. Shen and R.W. Pasken, 1991: Kinetic energy budgets of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2654-2663.
- Miller, M.J., and J.D. Tuttle, 1989: Some important microphysical processes leading to heavy precipitation within a squall line. Proceeding, Wokeshop on TAMEX Preliminary Scientific Results. Taipei, June 22-30, 43-49.
- Newton, C.W., 1950: Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J. Meteor.*, **7**, 210-222.
- Ogura, Y., AND M.T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 553-567.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall line structure. Mon. Wea. Rev., 105, 1568-1589.

## On the General Characteristics of a Squall Line Observed during TAMEX IOP 2

H. C. Chou CKS Weather Station Civil Aeronautics Administration	G. T. J. Chen Department of Atmospheric Sciences Nation Taiwan University	J. S. Yang Meteorological Center Civil Aeronautics Administration
---	---	---

### Abstract

Among the several convective lines observed in Taiwan area during the TAMEX field phase, the strong squall line in IOP 2 had a typical echo structure of convective region, transition region, and stratiform region. Some basic understanding has been obtained by many investigators using conventional data and radar observations. In this paper, the general characteristics of this squall line of May 16-17, 1987 (IOP 2) is studied using the intensively observed data collected during the TAMEX field phase.

The IOP 2 squall line was oriented in a north-south direction and moved eastward fast from the Taiwan Strait to Taiwan island. When the squall line moved over the land area, it weakened and did not produce heavy rainfall perhaps mainly due to the orographical influence. Mesoscale analyses were carried out to reveal the mesoscale features of precipitation, surface pressure, temperature, moisture and wind fields. The characteristics of the accompanied mesolow, mesohigh, wake low, precipitation pattern and circulation pattern was investigated to understand the formation and maintenance mechanisms of these mesoscale features.