

臺灣梅雨鋒面之中幅度結構

陳泰然

紀水上

國立臺灣大學大氣科學系

中央氣象局

(中華民國六十七年三月六日收到)

摘要

本文採用準拉格藍基座標，針對1972-1977年5月15日至6月15日之梅雨期內影響臺灣之29個鋒面系統，進行分析其中幅度結構及伴隨之降水。結果顯示鋒面於臺灣北部時，大雨及豪雨發生之最大機率出現於鋒前100公里至鋒後200公里間，於南部時則發生在鋒前200-300公里處。

鋒面對於南部大氣具有減小其潛在不穩定度之效果，但對於北部大氣具有加溫及潤濕作用而未改變其原有之不穩定度。結果亦顯示低層最大風速帶，可能是促成對流作用之原因而非其結果。

輻散場與溫度場之結構以及降水分佈顯示鋒面在北部時伴隨有兩個對稱於鋒面之熱力直接環流系統，而於抵達南部時伴隨有兩個大小不同之熱力間接環流系統。對流運動在這些次環流系統之上升處受到加強效果，而於下降處則受到抑制作用。間接環流可能係由對流作用所牽引帶動而來。

一、前言

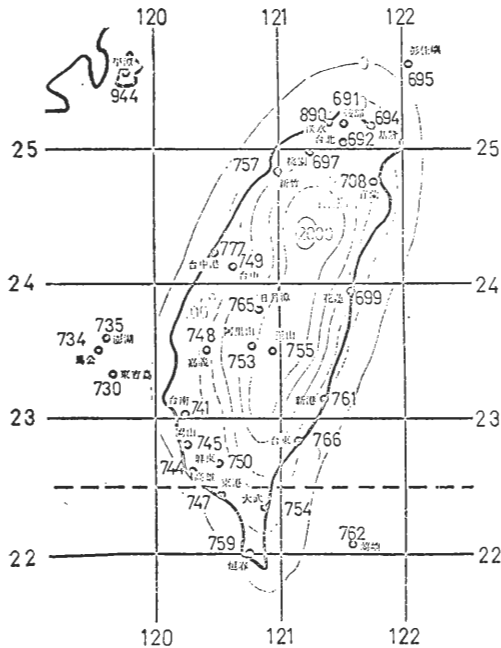
臺灣地區五月中旬至六月中旬之降水量氣候值呈現一相對最高，而在此期間內之降水常呈連續性並帶有雷、陣雨。天氣圖上顯示有一近似滯留之鋒面伴隨一條連續雲帶，由日本南方向西南延伸經臺灣及其鄰近地區至華南。此種降水與天氣型態在日本南部及長江流域亦甚明顯，唯發生時間約比臺灣落後半個月至一個月 (Ramage, 1971)，這期間之降水統稱為梅雨。梅雨期長短及入梅出梅日期逐年不同，變化頗大，此皆關係梅雨之明顯與否 (例如：徐，1971；徐和紀，1974)。在梅雨鋒面上常發展出數百公里至一千公里之中大幅度 (intermediate scale) 之天氣系統，導致日本地區梅雨期內之大量降水 (例如：Matsumoto *et al.*, 1970; Ninomiya and Akiyama, 1972, 1974)。徐氏 (1971) 分析 1907 年至 1970 年之 64 年間之臺北豪雨，發現約有四分之一發生於梅雨期內，察其所引用之地面天氣圖，不難發現這些梅雨期內之豪雨約有 70 % 導源於鋒面上之中大幅度低壓系統。

應用傳統的地面及探空觀測資料來研究大幅度系統之結構特徵及其動力與熱力過程，並非十分困難。然而東亞地區陸上測站間距約為 200 至 400 公里，而海上觀測資料較稀，應用此種資料分佈網來分析導致梅雨期內降水之鋒面及中大或中幅度天氣系統，則受到先天空間解析能力的限制。即使以此資料欲進行詳盡的大幅度系統診斷分析，所需之人力及時間亦屬驚人，即以陳蔡兩氏 (Chen and Tsay, 1977) 所選之個案為例，1975 年 6 月 10 日至 15 日之梅雨個案，即需為時一年餘，初步分析始克完成。另一方面，應用雷達回波及稠密的地面雨量站資料，常可分析出梅雨鋒或低壓內數十公里至數百公里範圍之回波及降水系統 (例如：Ninomiya and Akiyama, 1972, 1973; Chen, 1977 b)。然而，對於這些系統三度空間之運動及動力結構之研究，則因探空測站分佈受觀測時間間隔之限制，產生難以克服的困難。考慮上述種種因素，因而，本文嘗試採用準拉格藍基座標系統 (quasi-Lagrangian coordinate system) 以梅雨鋒面做為移動參考座標，來研究影響臺灣地區

梅雨期內伴隨降水之鋒面系統之運動及動力結構特性，以進一步了解中幅度系統之熱力及動力過程，並分析鋒面降水特性，以供預報作業之參考。

二、採用資料及分析過程

臺灣之梅雨，不論以降水量或降水日做為劃分之標準，各地之氣候值均略有差異（例如：王，1970；徐和紀 1974；陳，1977），唯均在五月中旬至六月中旬之間。本文為方便計，以 5 月 15 日至 6 月 15 日做為梅雨期，並選用最近 6 年(1972-1977)之資料進行分析。所用資料包括中央氣象局所存之每日 1500 GMT 地面天氣圖和臺北、新竹、臺中、嘉義、臺南、高雄之日雨量，以及空軍氣象中心所存之臺北（板橋）、東港 1200 GMT 之探空報告。各測站之分佈繪於圖一。



圖一 臺灣地面及探空測站分布圖

本文興趣在於梅雨期內之鋒面系統，因此，首先檢查所採用資料時間內之地面天氣圖，發現總計有 29 個鋒面系統分別影響臺灣天氣與降水，平均每個梅雨期（即一個月）約有 5 個系統。因係採

用鋒面為移動座標之準拉格藍基系統，故各測站不同時間之資料均可視為相對於鋒面之資料，且可依測站與鋒面之垂直距離歸入適當之間距內（interval）。為顧及地面鋒面定位之正確性及各間距內資料個數之充足起見，本文採用 100 公里之間距，考慮鋒面前（南）後（北）700 公里內各測站之氣象要素變化。若某一測站至當日 1500 GMT (2300 LST) 鋒面之垂直距離在某一間距時，則該測站次日 (0000-2400 LST) 之降水量即歸屬於該間距內。並以臺北（板橋）及東港 1200 GMT 之探空資料，歸入當日適當之間距內以代表北部及南部地區。如此即可得到鋒面前後 700 公里內，解析能力 100 公里之氣象資料組合。由於臺北和新竹各相對間距內之降水特性相近，且兩地均在臺灣北部地區，相距僅數十公里，為增加各間距內之資料個數與代表性，故以臺北、新竹之資料合併代表北部地區。臺南和高雄之情況亦極相似，故合併代表南部地區。臺中和嘉義降水性質並不十分相近，故未合併。南北部地區各間距所用之總資料數、降水資料數及探空資料數均列於表一。

這些資料之組合，隨即用於分析在垂直鋒面（近似鋒面移動方向）之垂直剖面上之二度空間結構及降水特性。為便利識別、說明及解釋結構特性起見，所得之溫度與混合比皆以距平（anomaly）表示，即平均觀測值與氣候值之差。本文僅以東港(1972-1976)及臺北(1970-1973)之 5、6 月每日探空資料平均值代表南北部之氣候值。各間距所屬之平均鋒面走向略有不同（55°-75°），因而將各間距之合成風分解成平行（u）與垂直（v）於鋒面之分量，以求取鋒面移動方向之垂直剖面上之相對渦旋度 $\left(-\frac{\partial u}{\partial y}\right)$ 與輻合量 $\left(-\frac{\partial v}{\partial y}\right)$ 。

此外，中央氣象局所存 1972-1976 年間 5 月 15 日至 6 月 15 日 1200 GMT 850 mb 之天氣圖，亦用於分析臺灣之低層最大風速帶，以進一步了解其位置和測站降水之相對關係。在此最大風速帶僅定為最大風速大於或等於 20 哩/時，且最大風速帶之寬度小於臺灣之長度（400 公里）。

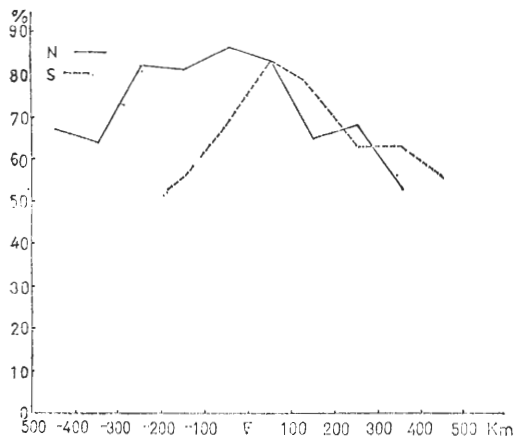
表一 民國 61 年至 66 年 (1972-1977) 梅雨期間 (5 月 15 日至 6 月 15 日) 臺灣北部 (臺北、新竹) 及南部 (臺南、高雄) 鋒面前後 500 公里內之觀測資料數。

| 測站與鋒面距離 (公里) | | 鋒 後 (北) | | | | | 鋒 面 | | 鋒 前 (南) | | | |
|----------------------------|-----|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---------|-----|-----|--|
| | | 500 | 400 | 300 | 200 | 100 | 100 | 200 | 300 | 400 | 500 | |
| 總 資 料 數 | 北 部 | 15 | 50 | 44 | 27 | 14 | 30 | 31 | 19 | 24 | 8 | |
| | 南 部 | 2 | 1 | 33 | 45 | 41 | 18 | 19 | 24 | 30 | 25 | |
| 降 水 資 料 數 | 北 部 | 10 | 32 | 36 | 22 | 12 | 25 | 20 | 13 | 13 | 2 | |
| | 南 部 | 1 | 1 | 16 | 25 | 28 | 15 | 15 | 15 | 19 | 14 | |
| ≥ 5 公 厘 / 天 降 水 資 料 數 | 北 部 | 9 | 16 | 25 | 19 | 9 | 18 | 15 | 8 | 8 | 0 | |
| | 南 部 | 0 | 0 | 9 | 18 | 22 | 9 | 12 | 14 | 14 | 12 | |
| ≥ 10 公 厘 / 天 降 水 資 料 數 | 北 部 | 9 | 12 | 18 | 18 | 9 | 17 | 11 | 7 | 8 | 0 | |
| | 南 部 | 0 | 0 | 5 | 15 | 16 | 7 | 12 | 12 | 10 | 12 | |
| ≥ 50 公 厘 / 天 降 水 資 料 數 | 北 部 | 2 | 0 | 3 | 5 | 2 | 6 | 4 | 1 | 3 | 0 | |
| | 南 部 | 0 | 0 | 0 | 8 | 6 | 4 | 2 | 6 | 4 | 4 | |
| ≥ 100 公 厘 / 天 降 水 資 料 數 | 北 部 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 4 | 1 | 0 | 1 | 0 | |
| | 南 部 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 3 | 2 | 4 | 1 | 2 | |
| 探 空 資 料 數 | 臺 北 | 0 | 19 | 23 | 16 | 7 | 17 | 15 | 8 | 8 | 0 | |
| | 東 港 | 0 | 0 | 6 | 13 | 14 | 8 | 5 | 4 | 10 | 8 | |

三、結 果

1. 降水

圖二表示南北部地區相對於鋒面各間距降水機率百分比，此處降水與否以日降水量 0.1 公厘做為劃分界限。凡資料數少於 10 者，皆認為不具代表性，故未繪入圖內 (參看表一)。由圖可見，於北部地區鋒前 100 公里至鋒後 300 公里間降水機率最

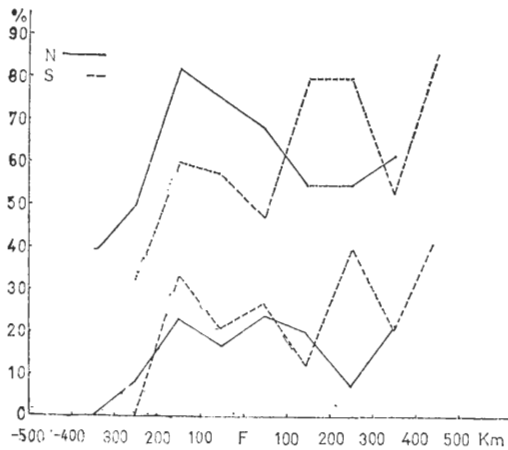


圖二 北部 (N) 及南部 (S) 地區相對於鋒面 (F) 之各間距 (公里) 降水機率百分比。X 軸負值表示鋒後。

大，皆超過 80%，而於南部地區，鋒前 200 公里內出現超過 80% 之最大值，鋒後則機率迅速降低，南北兩地區離鋒面愈遠，降水機率均愈小。比較作者 (陳, 1977) 之臺北、臺南、高雄在 5 月 15 日至 6 月 15 日之降水機率氣候值，可發現鋒面降水機率要比氣候值高出許多。臺北降水機率氣候值在 40-75% 間，平均為 60%，臺南在 20-80%，平均為 40%，高雄 10-75%，平均為 45%，此即表示鋒面為導致梅雨期降水之主要天氣系統。換言之，若能準確掌握鋒面移動，則降水與否之預報，單憑此種鋒面降水模式即會有相當成績。

除了降水與否之絕對機率外，降水時其總量超過某一參考數值之相對機率實亦為吾人有興趣的主題之一。此種相對機率值除可做為半定量降水機率預報之參考外，因梅雨期內較大強度之日降水量幾乎都導於對流之陣性降水 (例如：Chen, 1977b) 故亦可做為顯示對流作用強弱及多寡之標準。參考數值大小實無先天上之限制，本文僅以 10 公厘 / 天及 50 公厘 / 天代表大雨和豪雨，並求其相對機率，結果繪於圖三。由圖可見南北部於鋒前大雨之發生機率相位相反，即北部於 100-300 公里間呈現最小值，而南部達到最大值。北部於鋒後 100-200

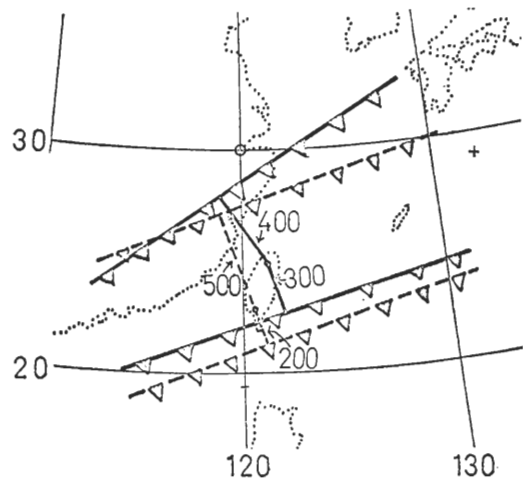
公里處呈一最大值，機率超過 80%，南部鋒後機率分佈酷似北部，亦於 100-200 公里處呈一相對最大值，唯各間距之機率均約比北部小 20%。南北地區豪雨於鋒前 200-300 公里處，機率位相亦相反，北部最小，南部最大。南北部鋒後機率分佈相似，均在 100-200 公里處達一相對最大值，唯南部機率略大於北部。



圖三 北部(N)及南部(S)地區相對於鋒面(F)之各間距(公里)之相對降水機率百分比。上兩曲線指降水量大於或等於 10 公厘/日之日數占總降水日數之百分比；下兩曲線指降水量大於或等於 50 公厘/日之日數占總降水日數之百分比。×軸負值表示鋒後。

細察各測站各間距之平均絕對日降水量與降水機率，結果均顯示鋒後兩者數值最小所在之位置，愈往南的測站有愈靠近鋒面之趨勢。於鋒前則相反，愈往南的測站有愈遠離鋒面之趨勢。若以各測站絕對日降水量大於或等於 10 公厘為定鋒面影響範圍之標準，則北部鋒面降水範圍為鋒後 300 公里至鋒前 400 公厘，臺中為鋒後 300 公里至鋒前 500 公里，嘉義為鋒後 200 公里至鋒前 500 公里，南部為鋒後 200 公里至鋒前 500 公里。若以各間距絕對

日降水量大於或等於 25 公厘之相對降水機率大於 50%者視為鋒面影響範圍，則和前述所定之範圍相同。因而，吾人認為定鋒面影響降水之範圍，在北部為鋒後 300 公里至鋒前 400 公里，南部為鋒後 200 公里至鋒前 500 公里，實係相當合理。範圍之外的降水則認為導因於另一系統。此影響南北部降水之鋒面系統均繪於圖四。影響北部降水之鋒面走向在 55° - 70° 間，影響南部者為 50° 。此亦顯示北部鋒面移動速度於東海較華南為大，南部者相同。



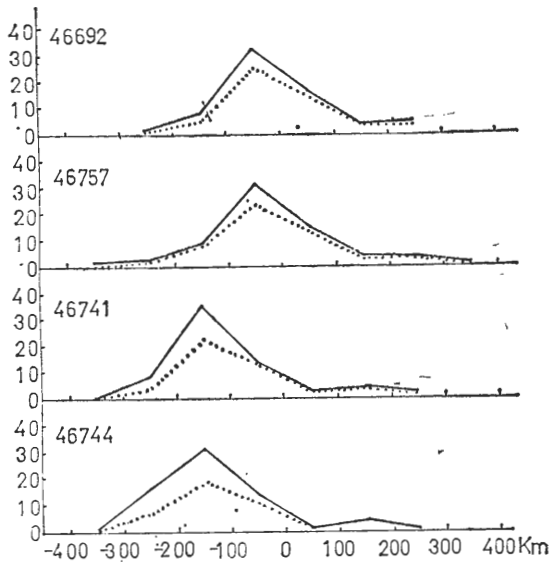
圖四 影響南部(虛線)與北部(實線)降水之鋒面系統範圍。圖內數字為鋒面至南部和北部之距離(公里)。

若以上述所定之鋒面影響範圍為準，則南北部各間距之鋒面降水量(相對與絕對)分配百分比有如表二所示。南北部鋒前 100 公里內所占百分比均為最大值，而於鋒後各間距北區均大於南區。北區之絕對降水量分配，鋒前鋒後相差有限，為 55% 與 45% 之比，而南區則鋒後不足鋒前之三分之一。

表二 臺灣北部(臺北、新竹)及南部(臺南、高雄)鋒面系統內之降水分佈百分比

| 測站與鋒面距離 (公里) | | 鋒 後 (北) | | | 鋒 面 | 鋒 前 (南) | | | |
|--------------|---------|---------|------|------|------|---------|------|------|------|
| | | 300 | 200 | 100 | 100 | 200 | 300 | 400 | 500 |
| 北 部 | 絕 對 降 水 | 9.4 | 17.2 | 18.6 | 21.3 | 11.1 | 8.9 | 13.4 | |
| | 相 對 降 水 | 8.6 | 15.8 | 16.2 | 19.1 | 13.5 | 9.8 | 17.1 | |
| 南 部 | 絕 對 降 水 | | 13.3 | 9.6 | 26.6 | 13.9 | 16.6 | 8.3 | 11.8 |
| | 相 對 降 水 | | 16.2 | 9.5 | 21.5 | 11.8 | 18.0 | 8.8 | 14.2 |
| 北 部 | 絕 對 降 水 | | 45 | | | | 55 | | |
| | 相 對 降 水 | | 41 | | | | 59 | | |
| 南 部 | 絕 對 降 水 | | 23 | | | | 77 | | |
| | 相 對 降 水 | | 26 | | | | 74 | | |

圖五表示在 850 mb 上相對於各測站之各間距內，最大風速帶之出現次數以及出現最大風速帶時亦有降水現象之次數分佈圖。最大風速帶出現頻率之最大值，臺北和新竹在測站至其北方 100 公里內，臺南及高雄則在其北方 100-200 公里處。在此，間距表示測站至最大風速帶軸線之垂直距離。由此，可知梅雨期內低層最大風速帶出現頻率之分

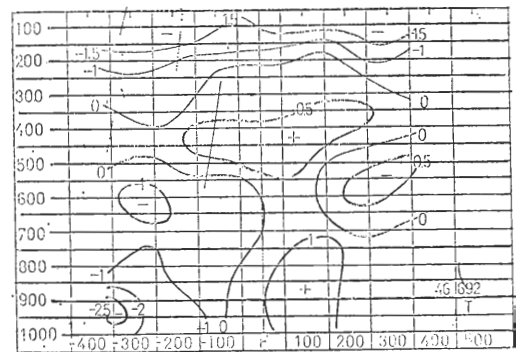


圖五 在 1972-1976 年間 5 月 15 日至 6 月 15 日 1200 GMT 距離臺北 (692)、新竹 (757)、臺南 (741) 和高雄 (744) 各間距 (公里) 出現之 850 mb 最強風速帶之日數 (實線) 及最強風速帶出現時伴有測站降水之日數 (點線) • X 軸之 0 表示測站位置，負值表示在測站北面 •

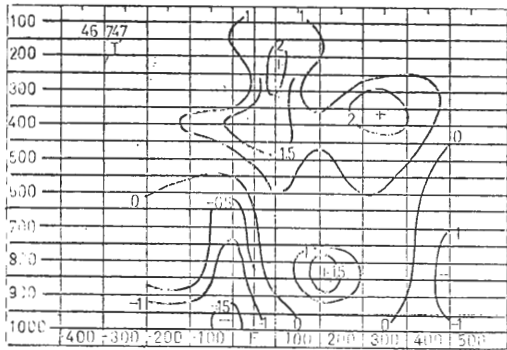
佈主軸幾平行於臺北與新竹之連線，且呈西南—東北走向。比較四測站各間距最大風速帶出現及伴隨降水之個數，發現當其在測站之南 200 公里內時，測站降水機率超過 90%，在測站之南 200-300 公里內為 85%，在測站之北 100 公里內為 80%，而在測站之北 100 公里外，降水機率即迅速降低，至 200-300 公里時僅 45% 而已。

2. 溫度與濕度

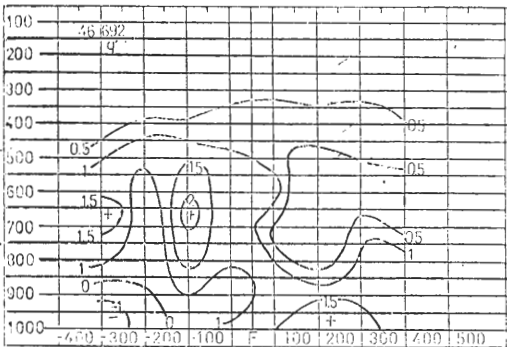
探空資料以臺北 (692) 代表北部，東港 (747) 代表南部。為方便識別起見，溫度與濕度之結構均採用距平值，並將溫度 (°C) 及混合比 (gkg⁻¹) 距平值分別繪於圖六及七。



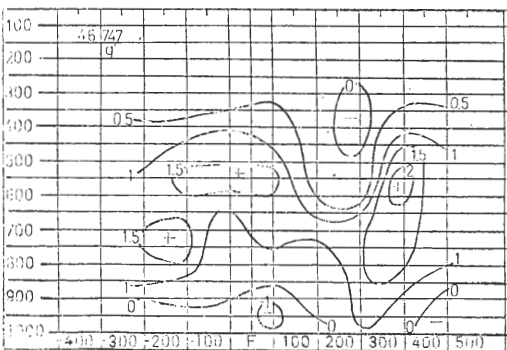
圖六 A. 臺北 (692) 離鋒面 (F) 各間距 (公里) 之溫度 (°C) 距平 (T) • X 軸負值表示測站在鋒後 •



圖六 B. 同六 A, 但為東港 (747) 資料。



圖七 A. 臺北 (692) 離鋒面 (F) 各間距 (公里) 之混合比 (g kg^{-1}) 距平 (q')。× 軸負值表示測站在鋒後。



圖七 B. 同七 A, 但為東港 (747) 資料。

臺北和東港於鋒前 300 公里內皆有溫度正距平，中心 (1° 和 1.5°C) 位於 850 mb 左右。此表示鋒面接近時，鋒前低對流層暖平流加強，使溫度增高。一般梅雨期內之鋒面進入巴士海峽後常呈滯留，因而東港鋒前 300 公里外之低層負距平可能

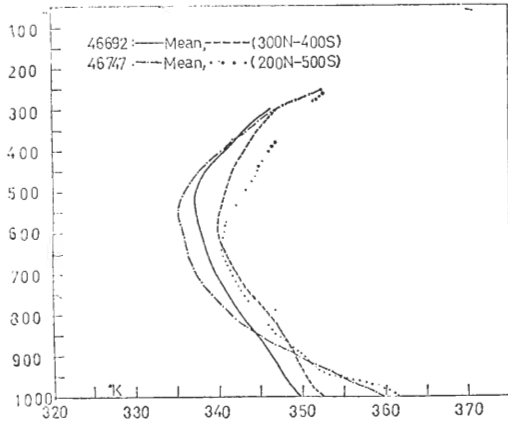
係前一鋒面系統之鋒後殘餘。南北兩地鋒後低層之負距平可由地面展伸至 500 mb，唯 -1.5°C 之範圍在臺北約 800 mb 以下，東港約在 900 mb 以下。換言之，鋒後冷空氣在北部較厚，到南部則較薄，此和個案所顯示者相同。有趣者為東港之負中心在鋒後 100 公里內且負距平可伸至鋒前，而臺北之負中心則在鋒後 300-400 公里處，兩地最大值分別為 -1.5°C 及 -2.5°C 。此表示在鋒面緩慢南移過程中，溫度場結構已變性，使得南部溫度梯度僅存在鋒面附近而已，而東港鋒前低層之負距平實乃因風向偏北（詳見後節），即冷空氣已在鋒前出現，而鋒面（最大溫度梯度前緣）隨後到站。

兩地之溫度分佈在中對流層以上，具有顯著之差異。臺北中對流層除鋒面上空外皆出現負距平，最大值 (-0.5 及 -1.0°C) 出現於鋒前及鋒後 200-300 公里上 600 mb 附近，正距平約在 500-200 mb 間，中心 (0.5°C) 位於鋒面及附近上空 450 mb 處，200 mb 以上又都普遍出現負距平。東港在中對流層以上都呈現正距平，中心 (2°C) 分別出現於鋒面上 250 mb 及鋒前 200-400 公里上 350 mb 處。兩地中高對流層之正距平可能係導源於對流之加熱作用，即潛熱釋放增溫及對流引發之環境下沉加熱效果。圖三之降水強弱出現機率分佈似可支持此種想法。臺北上對流層之負距平，根據天氣經驗，吾人認為可能係導因於高空緯度溫度槽之伸入。

兩地混合比之分佈除低對流層及東港 200-300 公里上 400 mb 附近外，皆呈正距平。臺北負距平僅出現於 850 mb 以下鋒後 200 公里外，最大值 (-1.0 g kg^{-1}) 出現於 300-400 公里處，和前述溫度負距平及東北風一致（詳見後節）。東港 900 mb 以下，除鋒前 200-400 公里外，皆出現負距平，最大值 (-1.0 g kg^{-1}) 出現於鋒前 100 公里內，此點和前述北方來之冷空氣一致。兩地之鋒前 100-300 公里中上對流層皆呈相對最低，此可能係因大部份水汽已凝結降水，故水汽含量較其周圍略低。若此種想法屬實，則對流較不旺盛，降水較少之處應出現正距平。比較圖三所示，此種說法於東港鋒前 300-400 公里處，臺北鋒後 100-200 公里處以及兩地鋒後 200 公里外，均可得到有力的支持。

3. 相當位溫

圖八表示臺北和東港五、六月相當位溫 (θ_e) 氣候值以及合成鋒面範圍內之平均相當位溫垂直分佈。如前所述，北部之鋒面範圍為鋒前 400 公里至鋒後 300 公里，南部為鋒前 500 公里至鋒後 200 公里。

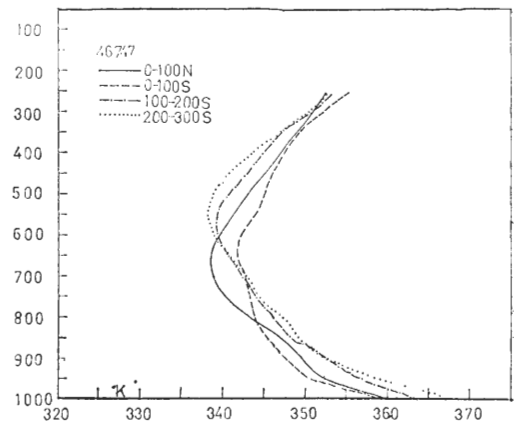


圖八 臺北 (692) 與東港 (747) 五、六月相當位溫 ($^{\circ}\text{K}$) 氣候值 (mean) 與鋒面範圍內之平均相當位溫垂直分佈。臺北鋒面範圍為鋒後 300 公里至鋒前 400 公里 (300N-400S)；東港為鋒後 200 公里至鋒前 500 公里 (200N-500S)。

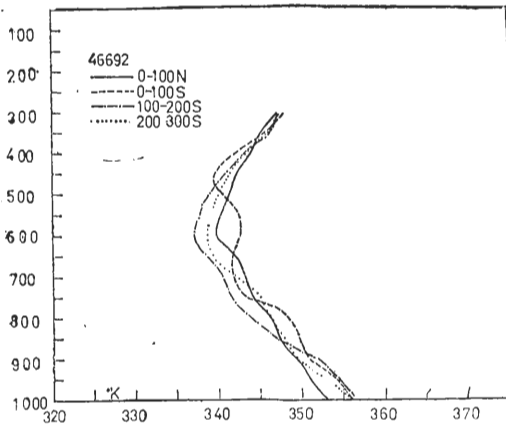
兩地氣候值分佈和一般常見之熱帶大氣日常值或氣候值均極相似，即相當位溫由地面往上減小至中對流層達到最小，然後往上增加。在此兩地之最小值均位於 550 mb 左右，450 mb 以上兩地之分佈幾乎一致，550 mb 以下之差異則甚明顯。顯然東港之中低對流層要比臺北者具有較大之潛在不穩定度，亦即五、六月之平均大氣，南部要比北部更具有熱帶大氣之性質。比較北部和南部鋒面範圍內平均相當位溫與其氣候值，不難發現兩地之顯著差異。北部鋒面平均值之分佈形式，除上對流層外皆大於氣候值且幾乎和其平行。此即表示鋒面對於北部大氣具有加溫及潤濕作用，但並未改變原大氣之潛在不穩定度。南部鋒面平均值與氣候值之分佈和北部者大異其趣。兩者在 900 mb 以下幾乎一致，900 mb 以上之差異則隨高度增加，至 500 mb 左右到達最大，而後往上減小。鋒面平均相當位溫最小值所在高度比氣候值者為低，前者在 650 mb，後者在 550 mb。如此，南部中低對流

層大氣之潛在不穩定度在鋒面存在時，反較平均大氣為小，此點顯示南部大氣比北部大氣更具熱帶大氣性質，亦即鋒面範圍內之對流作用具有消耗大氣潛在不穩定度之作用，因而使大氣變得較為穩定 (參看 Garstang *et al*, 1970)。

為進一步了解南北兩地離鋒面不同距離之相當位溫分布及伴隨之大氣穩定度變化，北部和南部鋒後 100 公里至鋒前 300 公里範圍內各間距之相當位溫分佈皆繪於圖九。圖九A顯示鋒面接近南部時，其大氣之相當位溫最低值所在高度降低，由鋒前 100-300 公里之 550 mb 降至鋒前 100 公里與鋒後 100 公里間之 650 mb 上。比較圖六B、七B及九A，可以發現鋒前 100 公里內 700 mb 以下之相當位溫變小係由於該處溫度與濕度均較 100 公里之外為低之故，如此鋒前 100 公里內比 100 公里之外更為穩定。此種在鋒前離鋒面愈近愈穩定之現象實亦可視為鋒前對流作用消耗不穩定度之累積結果。鋒後之中低對流層大氣不穩定度已有恢復之趨勢。圖九B所示鋒面接近北部時，其相當位溫之變化不若南部者之單純，此亦表示北部大氣具有較少之熱帶大氣性質。除鋒前 100 公里之內以外，相當位溫最低值皆在 600 mb。然而，鋒前之中低對流層之大氣亦如南部者，具有愈近鋒面愈穩定之趨勢，但此種趨勢於鋒後仍繼續存在 (鋒後 100-200 公里亦然)，不若南部大氣穩定度恢復之快速。



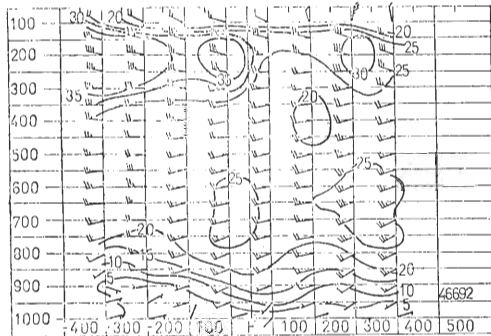
圖九 A. 東港 (747) 鋒面範圍內各間距之相當位溫 ($^{\circ}\text{K}$) 垂直分佈。圖內數字為公里數，N表鋒後，S表鋒前。



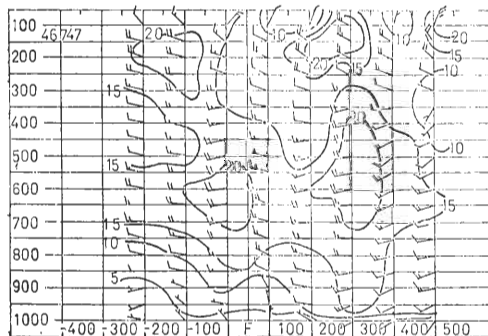
圖九B 同九A，但為臺北(692)資料。

4. 合成風場

南北部鋒面附近之平均合成風場如圖十所示。一般而言，兩地各間距之風向除於低層外，皆盛行西風或西南風，風速最大值皆出現在鋒前 200-300 公里及鋒後 100 公里內 700-600 mb 附近。若和



圖十A 臺北(692)鋒面(F)前(正)後(負)各間距之合成風。風速以每 5 哩/時分析(實線)，風速長桿表 10 哩/時，短桿表 5 哩/時。



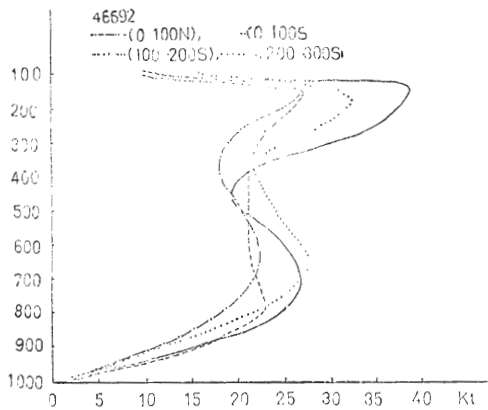
圖十B 同十A，但為東港(747)資料。

上對流層噴射氣流相較，我們亦可稱為低層噴射氣流或低層最大風速帶。

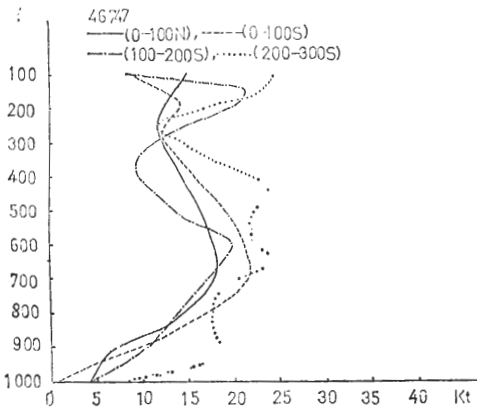
北部垂直風切(速度)大都集中於低對流層 750 mb 以下，並在鋒後 100 公里內於 950 mb 達最大值，且此最大值區之軸線向北傾斜，若考慮熱力風關係，此亦間接表鋒面之向北傾斜，估計其在 850 mb 以下之傾斜率約為 1:200，此斜率略小於作者(Chen, 1977a)之平均個案，該個案在 850 mb 以下之斜率為 1:165。考慮此處乃多數個案之平均值(參看表一)，故甚具代表性。鋒前各層風向之普遍隨高度順轉顯示暖平流之盛行，此亦支持前述部份有關溫度正距平產生之想法。鋒後低層風向之逆轉伴隨之冷平流和溫度負距平一致。1000 mb 之風向除於鋒前 100 公里內吹西南風外，其餘皆屬偏東風，此實為局部地形影響風場之最佳例子。200 mb 以上之風向順轉及該處出現之溫度負距平(參見圖六A)顯示除前述高空中緯度溫度槽伸入之可能性外，鋒面雲帶雲頂之長波輻射冷卻可能亦為產生溫度負距平之主因之一。

南部鋒面附近及鋒後低層之風向逆轉所伴隨之冷平流亦和溫度負距平一致。其他各層之風向順轉所表示之暖平流亦都支持溫度正距平(見圖六B)。1000mb 之風向於鋒前 200 公里外屬西南風，其他各處皆吹偏北風，此種觀測一則表示其風場受局部地形影響較小，一則表示冷空氣抵達南部地區時，其速度大於鋒面之移動速度，致使部份冷空氣超越地面鋒面，而形成鋒前之西北風，或可稱為假冷鋒(pseudo-cold front)。

茲將兩地各間距之風速垂直分佈繪於圖十一，以利識別其變化。北部之風速垂直分佈可明顯看出高層噴射氣流所在高度約在 150 mb。低層最大風速帶約在 750-650 mb 間，且鋒面過境時其高度有下降之趨勢。700 mb 以下各間距之風速分佈曲線形式相似。700-400mb 間之垂直風速愈接近鋒面時愈小，鋒後變大，此表示對流運動之累積效果在於增加上下空氣之混合作用以減小低層最大風速帶之風速，而導致垂直風切減小。因而，作者認為低層最大風速帶或許為對流作用之原因(例如：Chen, 1977 b)而非其結果(例如：Matsumoto et al, 1971; Ninomiya and Akiyama, 1974)。南部風速垂直分佈不似北部者之單純。但高低層最



圖十一 A 臺北 (692) 鋒面範圍內各間距之合成風速 (哩/時, kt) 垂直分布。圖內數字為公里數, N 表鋒後, S 表鋒前。

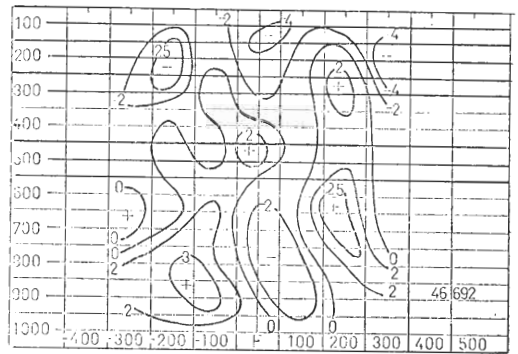


圖十一 B 同十一 A, 但為東港 (747) 資料。

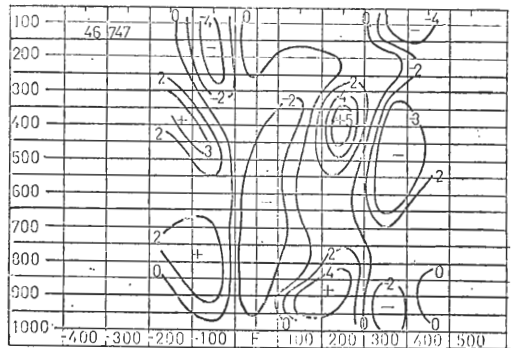
大風速帶亦都清晰可辨。低層最大風速帶約在600-700 mb 間, 且其風速變化亦和北部者相同, 具有於鋒前愈接近鋒面則風速愈小, 且鋒後增大的趨勢。700-400 mb 間之垂直風切亦有類似北部之情形, 愈接近鋒面愈小, 鋒後變大。

5 渦旋度與輻合量

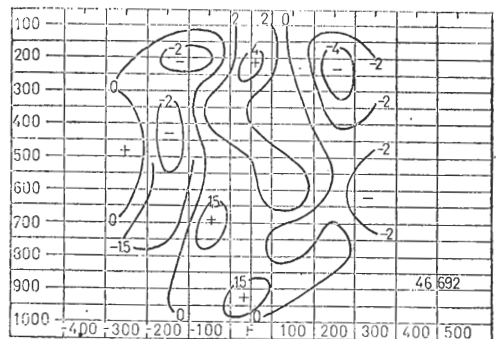
本文假定在鋒面移動方向之垂直剖面上之渦旋度與輻合量可由二度 (單站與時間或 yz 空間) 風場觀測值求得, 即假定無曲率渦旋度且於平行於鋒面之方向無速度輻散或輻合。圖十二及十三即為鋒面移動方向之垂直剖面上之渦旋度與輻合量之分析結果。



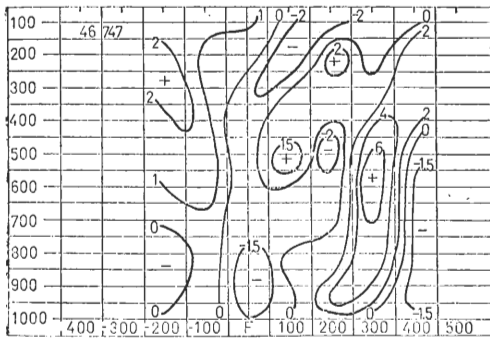
圖十二 A 臺北 (692) 鋒面 (F) 前 (正) 後 (負) 之相對渦旋度 ($10^{-5} S^{-1}$) 垂直剖面圖。正值表示氣旋式渦旋度, 負值表示反氣旋式渦旋度。



圖十二 B 同十二 A, 但為東港 (747) 資料。



圖十三 A 臺北 (692) 鋒面 (F) 前 (正) 後 (負) 之輻合量 ($10^{-5} S^{-1}$) 垂直剖面圖。正值表示輻合量, 負值表示輻散量。

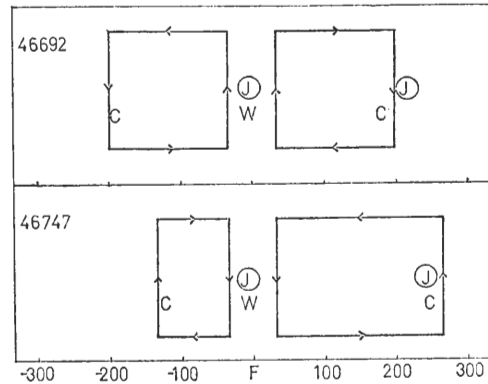


圖十三 B 同十三 A，但為東港 (747) 資料。

北部地區之鋒前 200 公里處各高度之渦旋度幾乎皆出現正值，最大 $2.5 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 和 $2 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 之中心分別位於 650 mb 及 300 mb 左右。接近鋒面時變為負值，低對流層之最大負值 $-2 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 之中心約在 800 mb，鋒後又出現正值，最大值 $3 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 中心約在 850 mb，這些最大值中心軸亦都有隨高度往鋒後（即向北）傾斜之趨勢。低層鋒後之正渦旋中心軸似乎亦能表示鋒面之斜率。南部地區渦旋度之分析和北部亦頗多類似，鋒前 200 公里處各高度亦都屬正值，最大值 $5 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 及 $4 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 分別位於 400 mb 及 900 mb 左右，比較北部之值為大，而高度較低。但鋒面上 950-350 mb 間之 $-2 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 負中心軸幾乎無甚傾斜。鋒後之正值分佈亦似北部者，唯中心軸線較少傾斜。

北部之輻合發生於鋒前 100 公里內，低層最大輻合量 $1.5 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 位於 900 mb 左右之鋒面上，100 公里之外則多屬輻散，此顯示鋒面附近之次環流為鋒面兩旁之空氣於鋒面上輻合造成上升運動，而下沉運動則在離鋒面 100 公里外。此種中幅度之上升運動應加強對流作用，而下沉運動應減弱對流作用，圖二及三之降水機率分佈和此結果一致。南部之輻合發生於鋒前 200 和 300 公里處，以及鋒後 100 公里處，而輻散却發生於鋒面及其前緣，低層最大輻散量出現在 900 mb 左右之鋒面上，此種輻散場之分佈和北部者大異其趣。此種輻散場所產生之垂直運動亦和圖二及圖三所示之降水機率分佈一致。綜合上述輻合量之結構，垂直剖面上之次環流有如圖十四所示。北部地區有兩個大小相當之次環流系統對稱於鋒面，並於鋒面呈上升運動，

而南部亦有二個次環流系統，但兩者範圍大小不同且在鋒面呈下沉運動。



圖十四 鋒面移動方向之垂直剖面上之次環流系統。箭頭指氣流方向，J 表示低層最大風速帶，C 表冷空氣，W 表暖空氣。X 軸上 F 表鋒面位置，負值表鋒後公里數。上圖表示鋒面在北部時 (692)，下圖則為在南部時 (747) 之環流形式。

四、討論

本研究為避免因測站分佈過疏而導致中幅度分析之困難起見，嘗試採用以移動鋒面為座標之準拉格藍基系統，企圖分析臺灣梅雨鋒面之中幅度結構，以進一步了解其動力及熱力過程，並分析降水機率以做為預報作業之參考。在資料之處理過程及結果之解釋，吾人均假設當鋒面影響臺灣北部或南部時，離鋒面之各特定距離之大氣在不同時刻亦皆具有大部份相同之基本氣象性質。因而，其共同性質可由大量資料中過濾其少部份差異而得。當然，個案間之差異是顯然的事實。但因前面所述資料稀疏之先天限制，故若欲研究中幅度系統，採本文所用之方法仍不失為一個合理的嘗試。況且作者認為了解鋒面中幅度系統之主要共同性質，應比研究其彼此間之差異更為重要。

一組日降水量之頻率分佈，一般較近似伽瑪分佈 (Gamma distribution) 而非非常態分佈。故該組資料之平均值通常並未能代表大多數之觀測值，亦即不具代表性或沒有預報價值。但若採用不同降水量之發生機率以表示一組降水資料，則此機率除具有預報價值外，亦可做為間接驗證大氣動力或熱力過程之參考依據。圖三即表示鋒面影響臺灣

南部時，發生大雨 (≥ 10 公厘/天) 或豪雨 (≥ 50 公厘/天) 之最大機率在鋒前 200-300 公里附近，次大機率在鋒後 100-200 公里附近。鋒面影響臺灣北部時，則發生大雨或豪雨之最大機率在鋒前 100 公里至鋒後 200 公里間。

Ninomiya and Akiyama (1974) 研究日本梅雨鋒面之低層噴射氣流，由溼度分佈推論上下應各有一個次環流系統，且由垂直觀測風切及地轉風切之差異，推論該噴射氣流係導源於對流作用之垂直傳送水平動量過程。本文所觀測到的風場及對流作用則支持相反的看法，噴射氣流（低層最大風速帶）或許為產生對流作用之原因而非結果。對流運動之累積作用即在減低中對流層 (700-400 mb) 之垂直風切及減低低層噴射氣流之速度。而由輻散場所得之次環流亦和前者所提的大異其趣（見圖十四）。臺灣北部之鋒面垂直剖面上有兩個對稱於鋒面之次環流。將其和溫度結構比較（見圖六），吾人發現它們皆屬於熱力直接環流，即呈暖空氣上升及冷空氣下降之環流。此和 Browning and Pardoe (1973) 所發現之中緯度冷鋒面上有兩個次環流相似。然而南部鋒面上之兩個不同大小之次環流則屬熱力間接環流，即是冷空氣上升暖空氣下降之環流。如此，北部地區之次環流，可將鋒面附近可用位能轉變成動能，而南部之次環流則反是。比較圖十兩地之風場，北部鋒面範圍內之動能顯較南部為大，此亦間接支持所提議之次環流模式之可靠性。北部鋒面上之熱力直接環流在消耗鋒面上之可用位能，亦即在減小鋒面強度（溫度梯度），而當鋒面抵達南部時，則因盛行間接環流，故鋒面之再度加強亦屬可能。此間接環流可能係由旺盛之對流作用所帶動產生，圖三之降水資料亦可支持此種推論。

五、結論與建議

本文採用準拉格基座標系統以移動鋒面做為參考標準，針對臺灣梅雨期之鋒面進行合成個案之中幅度結構分析。降水資料顯示鋒面影響範圍在臺灣北部及南部相同，約為 700 公里寬度。北部包括鋒前 400 公里至鋒後 300 公里，南部則在鋒前 500 公里至鋒後 200 公里，因而降水量之分佈亦有顯著之差異。北部鋒前鋒後總降水量所佔比例十分接近，約為 55 與 45 之比，南部則大部份發生在鋒前，

其比約為 77:23。南北部大雨 (≥ 10 公厘/天) 及豪雨 (≥ 50 公厘/天) 之發生機率分佈亦有顯著差異。北部地區最大機率出現在鋒前 100 公里至鋒後 200 公里間，並於鋒前 200-300 公里處出現最小值。南部則於鋒前 200-300 公里處出現最大機率值，並在鋒後 100-200 公里處出現次大值。

由鋒面範圍內之平均相當位溫之垂直分佈得知，鋒面對於北部之大氣具有加溫作用及潤濕效果，而未改變原大氣之潛在不穩定度。但鋒面在南部却具有消耗大氣潛在不穩定度之作用，使大氣變得較為穩定。合成風速之垂直分佈顯示對流作用之累積結果在於增加上下空氣之混合作用，以減小低層最大風速帶之風速，導致中對流層 (700-400 mb) 風切之減少，亦即低層最大風速帶似可視為促成對流作用之原因而非其結果。

綜觀輻散場，溫度場以及降水機率分佈，吾人得知在鋒面移動方向之垂直剖面上有兩個明顯之次環流系統。在次環流上升處對流運動受到加強作用，而於下降處對流運動受到壓抑作用。鋒面在北部時，出現兩個對稱於鋒面之熱力直接環流系統，將鋒面附近之可用位能轉換為動能，亦即減弱鋒面之溫度梯度。而當鋒面抵達南部時，則出現兩個大小不同之熱力間接環流系統，將動能轉變為可用位能，亦即建立溫度梯度。故其他因素若保持不變，則鋒面抵達南部後，可經由此間接環流之作用再度加強。此間接環流可能係由對流運動所牽引帶動而來。

本文僅採用 6 年資料，包括 29 個梅雨鋒面系統，又部份探空資料缺失，使得資料個數減少。故所得結果僅能視為初步，定性且是暫時性的。今後將繼續增加資料時間以包含更多個案，使結果更具代表性，結論更確切。但由本研究所得結果在物理上之一致性觀之，作者認為本文所得結論或許有相當程度之真實性，且採用之研究方法或可應用到其他天氣系統之中幅度環流系統之分析。

致謝

本文經臺大大氣科學系王崇岳與蔡清彥兩位教授細心閱讀原稿，並提出非常寶貴的意見及建議，特別感激。作者並感謝中央氣象局及空軍氣象中心提供資料。中央氣象局陳正改先生協助分析部份資料。

參考文獻

- Browning, K. A. and C. W. Pardoe, 1973: Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 99, 619-638.
- Chen, T. J. G., 1977a: A synoptic case study on mean structure of Mei-Yu in Taiwan. *Atmos. Sci.*, 4, 38-47.
- Chen, T. J. G., 1977b: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Nat. Sci. Coun. Rep. of China*, 1, 11, 1-21.
- Chen, T. J. G. and C. Y. Tsay, 1977: A detailed analysis of a case of Mei-Yu system in the vicinity of Taiwan. Tech. Rep. No. Mei-Yu-001, Dept. Atmos. Sci., Nat. Taiwan Univ., 249pp.
- Garstang, M., N. E. LaSeur, K. L. Warsh, R. Hadlock, and J. R. Petersen, 1970: Atmospheric-Oceanic observations in the tropics, *Amer. Sci.*, 58, 482-495.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Takeuchi, 1970: On the structure of the "Baiu Front" and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 48, 6, 479-491.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 4, 267-281.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1972: Medium-scale echo clusters in the Baiu Front as revealed by multi-radar composite echo maps (Part I). *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 6, 558-569.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1973: Medium-scale echo clusters in the Baiu Front as revealed by multi-radar composite echo maps (Part II). *J. Meteor. Soc. Japan*, 51, 2, 108-117.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream. *J. Meteor. Soc. Japan*, 52, 3, 300-313.
- Ramage, C. S., 1971: *Monsoon Meteorology*, Academic Press, N. Y. and London, 296pp.
- 王時鼎, 1970: 論臺灣之梅雨, 氣象預報與分析, 44, 12-20,
- 徐明同、紀水上, 1974: 臺灣梅雨之分析, 氣象學報, 20, 4, 25-44.
- 徐晉淮, 1971: 臺北地區豪雨之研究, 氣象學報, 17, 3, 49-71.
- 陳泰然, 1977: 臺灣地區主觀機率天氣預報之氣候參考值分析, Prob-Fore-001 號, 臺大大氣科學系, 85 頁。

On the Meso-Scale Structure of Mei-Yu Front in Taiwan

by George Tai-Jen Chen and Shui-Shang Chi

ABSTRACT

A quasi-Lagrangian coordinate, fixed on the moving front, is employed to study the meso-scale structure and the accompanying rainfall of the Mei-Yu front in Taiwan. Analyses are made on the composite structure of 29 Mei-Yu fronts which influenced Taiwan in the period of May 15 through June 15, 1972-1977. Results show that the occurrence of heavy rainfall has the maximum probability in the region between 100 km ahead of and 200 km behind the front over northern Taiwan, and in the region of 200-300km ahead of front over southern Taiwan.

Results also show that the net effect of front in southern Taiwan is to decrease the potential instability of the atmosphere. On the other hand, the front in northern Taiwan is to heat and moisten the atmosphere but does not change its instability structure. Low level wind maximum is suggested to be the cause rather than the effect of the convective motions.

The structures of the divergence field, thermal field and rainfall distribution reveal that there are two thermally direct cells of equal size with their ascending branches located over the surface front. As the front moves to southern Taiwan, two thermally indirect cells of different size are found with their descending branches located over the surface front. Convective activities are found to be enhanced over the ascending branches and suppressed over the descending branches of these secondary circulations. The thermally indirect cells over southern Taiwan are perhaps driven by the convective activities as suggested by the rainfall observations.