

# 冬末華南雲帶東移對台灣地區之影響

曾憲瑗 童茂祥 王崑洲

民航局飛航服務總台  
氣象中心

## 摘 要

本文探討民國67年至76年十年冬末期間(2~3月)，台灣地區受華南雲雨區影響而造成降水的15次個例，發現兩區的生成、發展和地形、高空短波槽、風切線、高低層強風軸等中尺度強迫機制有關；而東移則和700hPa、500hPa高空槽脊的變化有關，如依天氣的發生過程及高空天氣形勢的分布言，則華南雲雨區的東移可區分為連續移出型與不連續移出型兩種，其中連續移出型又有華東深槽型與遠東阻塞型之分。此兩種類型經分析結果，顯示出連續移出型比不連續移出型較容易給台灣區帶來時間較久的陰雨天氣。

## 一、前 言

每年冬季(12月~3月)台灣地區受到大陸變性冷氣團影響，除了鋒面雨與氣團雨之外，亦受華南雲帶東移的影響而造成降水，此類降水系統的發展與移動異常快速，往往在12~30小時之內，即能給台灣地區帶來了持續性的陰雨天氣，短者半日，長者常因台灣波的生成而影響數日。此等天氣系統，由於在地面天氣圖上並無相對應之鋒面系統存在且其本身變化快速，因此在天氣預報作業上，常易疏忽或掌握困難而造成預報上的失誤。

目前國內有關華南降水系統東移之研究文獻尚缺除了謝、胡(1982)曾做了這方面的研究外；鄭(1971)，王(1970)亦分別對台灣地區冬季持續性惡劣天候及台灣區冬半年連續三至六天惡劣天氣型作過統計研究，且指出台灣地區在移動性大陸冷高壓控制下常因華南活躍之南方氣流活動於低空極地大陸冷氣團之上，由於風切作用而造成陰雨之惡劣天候；此外陳(1984)在探討1983年2

月台灣地區反常大雨個例研究上，亦指出造成台灣反常大雨的主要原因是來自三次非地面鋒系之降水系統所影響；又梁、林(1986)在探討南海高壓影響台灣天氣的統計研究上，則台灣地區在變性分裂高壓控制下，當700hPa南海高壓位於中南半島或海南島附近時，台灣地區常受南支槽所伴隨之非鋒系降水系統的影響，天氣轉劣，此種天氣類型雖和北緯32度以南之分裂高壓出海的天氣形勢類似，但所表現的天氣特徵卻截然不同。由此可見，此類天氣系統對於台灣天氣的影響至為重要，實有進一步研究的必要。

根據謝、胡(1982)的初步研究顯示出，此類降水系統從民國66年至69年，四年冬季期間共發生了12個個案，其中有8個個案發生在2~3月佔發生總數的三分之二，可見此類降水系統在冬末東北季風潮濕期間發生的頻率極高。故本文乃針對冬末期間，華南雲雨區東移影響台灣天氣之降水系統做一詳盡的調查與分析，藉以了解其天氣發生之過程及降水成因。

## 二、冬末華南雲雨區的共同特性

### (一) 天氣發生之綜觀特徵

#### 1. 地面圖特徵

根據67年至76年，十年間15個個案資料統計分析顯示，冬末華南雲雨區生成的綜觀天氣特徵；在地面天氣圖上主要是移動性大陸冷高壓南下，經華中至華南，並於華中形成分裂高壓時，在分裂高壓的南緣或西南緣迴流區常有中幅度的雲雨區形成如圖 1。就其形成之地理位置言，大致可區分為三區如圖 2所示。由圖中可明顯看出，雲雨區的形成分別出現在山脈的迎風面如 I 區的江西、湖南，II 區的廣西、廣東一帶，以及高原地區如 III 區的雲南、貴州一帶。可見此類降水系統在初生期時，地形的舉升效應似乎伴隨著相當重要的角色。

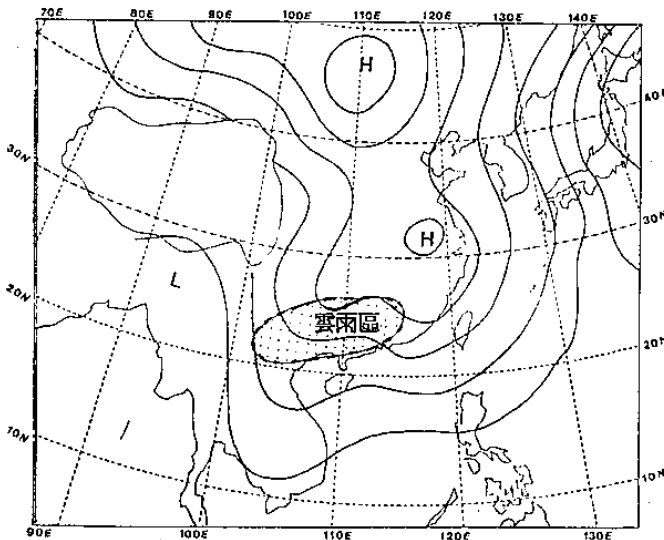


圖 1：地面綜觀天氣特徵

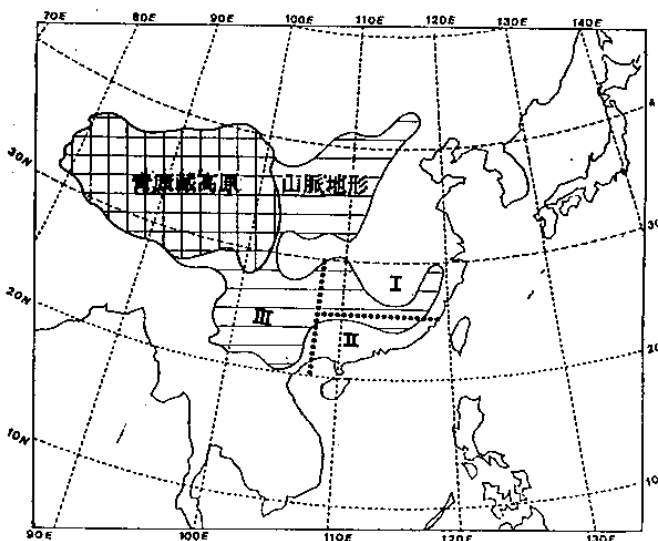


圖 2：雨區生成的地理分佈

當雲雨區形成後，雲雨區隨著華中分裂高壓向東移出而慢慢發展擴大，此時在塔里木盆地附近之另一股冷空氣沿著青康藏高原北邊南下至華南，並於華西附近形成分裂高壓，雲雨區由於受到後方冷空氣的推動而繼續向東移，其前緣逐漸接近影響台灣；之後隨著分裂高壓的東移，迨雲雨區陸續移出台灣後，台灣天氣方開始轉好。然而，如分裂高壓勢力不夠強則雲雨區往往因高壓迴流旺盛而在台灣附近海面形成台灣波，此時台灣天氣或將持續陰雨數日，直到另一股大陸冷空氣再度南下，使得台灣波遠離，台灣天氣始能轉好。

#### 2. 850 hPa 特徵

在 850hPa 面上最顯著的特徵則是雲雨區初生時北方皆有一明顯的氣旋性風切線或槽線出現且於風切線的南方則常有大於 20 或 30KT 的低層噴流自印度洋或南海吹進華南地區，如圖 3。由此現象說明了雨區的發展和氣旋風切之正渦度區，以及強勁之暖濕平流的動力強迫作用有密切相關。

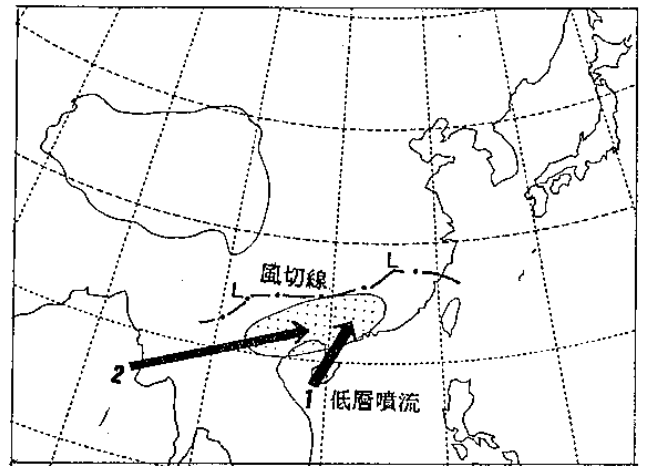


圖 3：850hPa 風切線與雨區，低層噴流的相對位置圖

一般而言，雲雨區自形成、發展到影響台灣，其間風切線（或槽線）一直伴隨在雲雨區附近，直到雲雨區減弱而消失，這說明了風切線附近空氣輻合上升運動是雲雨區維持生命的一重要機制。

#### 3. 700 hPa 特徵

在 700 hPa 面上，高空西風帶由於受青康藏高原的阻擋作用，使得西風氣流分成南北兩支，北支氣流自高原北邊南下，而南支氣流則繞過高原南部轉向東北成西南氣流，並於華南地區與北支氣流匯合。由於南北兩支氣流在溫度和濕度上有明顯差異，故常有短波槽或橫波槽出現在雲雨區的西方或後

方，如圖 4。就出現的地理位置而言，短波槽可分華西低壓槽及雲貴低壓槽兩種。至於橫波槽，一般為高空長槽南段蛻變而成，或是兩個高壓間所形成，常出現在江淮一帶。

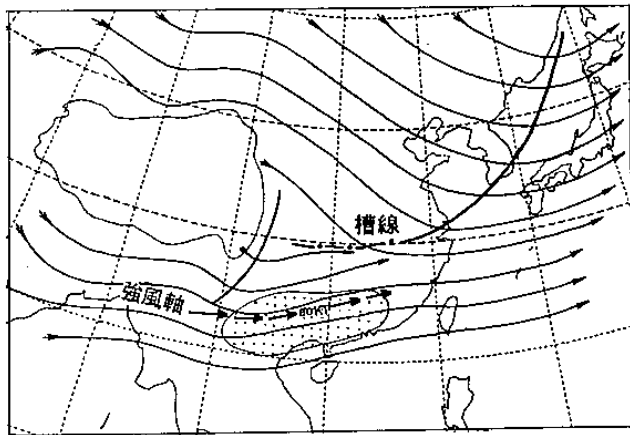


圖 4: 700hPa, 500hPa 天氣形勢與 500hPa 強風軸位置

當短波槽在 700 hPa 面上出現且新疆、外蒙古附近高壓加強且冷空氣向南伸展，則短波槽將迅速東移，而華南副熱帶高壓脊將迅速東退而減弱，雲雨區由於受到槽前正渦度平流影響，迅速擴大並東移影響台灣；隨後等到短波槽通過台灣地區時，台灣天氣亦慢慢轉好。

#### 4. 500 hPa 特徵

500 hPa 和 700 hPa 一樣，華南出現西風或西南風，並於青康藏高原的東麓亦常有短波槽出現，當短波槽出現時，在其槽前亦常有大於 80KT 的強風軸出現（如圖 4），雲雨區則伴隨於強風軸附近，當強風軸移過雲雨區上空後，雲雨區減弱消失。此現象說明了非地轉效應對雲雨區生成發展具有動力強迫上升作用。

在雲雨區東移的過程中，500 hPa 的高低壓系統有一明顯特徵是在 80° E 附近有高壓脊發展，而 110° E 附近華南副熱帶高壓脊減弱東退，短波槽自高原背風面沿副熱帶高壓脊的西北線向東移出，使得 110° E 附近有槽發展，此種東西槽脊系統的變化形勢，再度使得短波槽繼續東移，迨短波槽通過台灣地區時，台灣天氣始由陰雨轉晴。

#### (二) 雲雨區和台灣天氣的關係

##### 1. 影響範圍

本文分析 15 次個案雲雨區初生的地理位置，依地區分：發現有 9 次發生於 II 區，3 次發生於 III 區，1 次發生於 I 區，2 次則分別含蓋 I、II、III 區（見表一）。由此統計結果，可見冬末期間，面臨暖洋面的廣東、廣西一帶是雲雨區生成的主要發源地，其次則為雲貴高原地區，再其次則為湖南、江西一帶。

表一 華南雲雨區東移影響台灣天氣之資料表

次 數	雲雨區發生時間				初生雲雨區位置		含 蓋 地 區	雲 雨 區 前 緣 至 台 灣 所 需 時 數  小 時	雲 雨 區 影 響 台 灣 時 間	雲 雨 區 影 響 台 灣 範 圍  區 域	雲雨區前緣之高空風				雲雨區平均		台灣波 生成
	年	月	日	Z	北 緯 (度)	東 經 (度)					700 hpa		500 hpa		方 向 (度)	移 速 (KT)	
											風 向 (度)	風 速 (KT)	風 向 (度)	風 速 (KT)			
1	67	2	20	21	21~27	103~107	II	33	21小時	北 部	260	30	270	45	260	17	無
2	67	2	22	21	20~30	105~115	I, II, III	24	18小時	高雄以北	260	25	260	50	260	17	無
3	68	2	12	21	21~29	103~119	I, II, III	24	45小時	北 部	260	20	260	60	270	17	無
4	68	2	27	21	20~25	108~117	I	30	39小時	嘉南地區	270	30	270	45	270	13	無
5	68	3	1	09	22~27	110~118	I	18	36小時	高雄以北	250	30	260	60	250	25	無
6	68	3	5	15	21~25	103~109	II	30	27小時	台中以北	250	30	250	45	240	23	有
7	68	3	21	09	20~25	108~113	II	24	27小時	高雄以北	260	25	280	50	260	25	有
8	68	3	24	21	20~23	105~115	II	18	45小時	高雄以北	260	35	260	50	260	35	有
9	71	2	28	18	20~25	107~115	I	12	42小時	全 省	270	30	280	55	270	25	無
10	72	2	3	00	23~28	104~108	II	18	6 天	中部以北	260	35	260	80	250	30	有
11	72	2	9	06	20~23	109~112	I	12	4 天	中部以北	260	45	260	65	260	35	有
12	72	2	13	12	20~23	108~112	II	12	3 天	全 省	260	30	260	60	260	25	有
13	75	2	9	00	25~29	115~118	I	12	18小時	台中以北	260	25	270	60	270	18	無
14	75	2	18	12	22~25	110~114	I	18	48小時	全 省	270	25	250	55	260	20	無
15	76	2	25	00	22~25	110~117	II	24	30小時	高雄以北	260	20	270	40	260	20	有

根據雲雨區初生的地理位置和移出影響台灣地區的範圍，發現Ⅱ區對台灣的影響範圍最大，常可給全省或高雄以北地區帶來普遍降雨，而發生於Ⅰ、Ⅲ區，則主要影響台中以北或北部地區。

## 2. 影響時間

由雲雨區前緣到達台灣所需時間顯示，15次個案中最短為12小時，最常為33小時，但持續時間的長短和雲雨區的初生地理位置並無絕對相關，僅與其上空高空風的大小及本身發展的範圍有關，惟一般以發生在Ⅲ區所需時間最長，約24~33小時。至於影響台灣時間的長短，大致可依有無台灣波生成來區分。

經調查15次個案，其中6次華南雲雨區影響台灣地區時，由於受到旺盛高壓迴流和黑潮暖洋面熱傳導作用的雙重影響，而於台灣附近海面產生台灣波，當台灣波生成時，台灣地區有時常維持數日之陰雨天氣。此種天氣系統經統計結果亦是造成台灣地區冬半年惡劣天候及異常降水的主要原因。至於9次無台灣波生成時，則影響時間較短約1至2天。

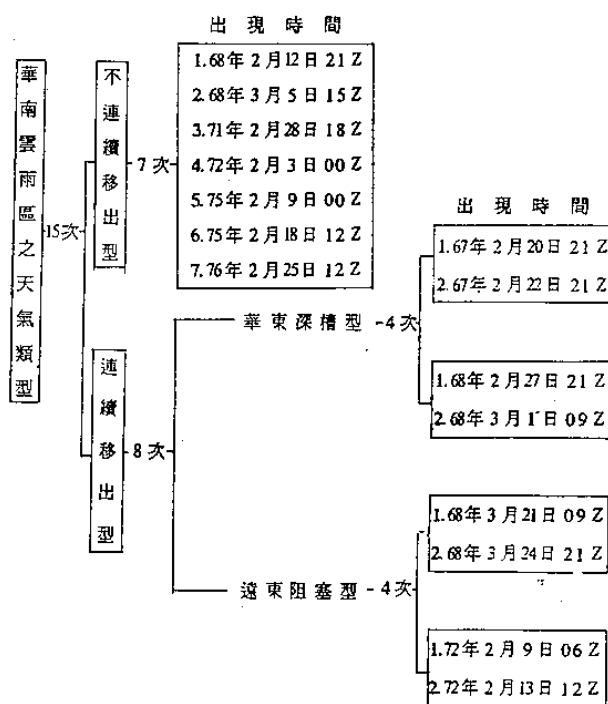
### (三) 雲雨區與高空氣流的關係

根據謝、胡（1982）的分析顯示，華南雲雨區的移動方向大概和其前緣700 hPa或500 hPa的高空風一致，而移速則為700 hPa平均風速的65%，500 hPa平均風速的40%。在本文所選取的個案裡，經分析統計結果亦顯示出同一特徵，這說明了雲雨區的移動在有利的天氣條件下，確實受700hPa或500 hPa間高空氣流的導引而向東移出。由此可見，雲雨區到達台灣的時間，可藉700 hPa或500 hPa高空風的估計求出，此法則對講求時效的航空氣象預報而言，實在是一值得參考的數據。

## 三、華南雲雨區東移之天氣類型

由華南雲雨區所具有之共同特徵，知道雲雨區的東移主要是受到高層氣流所導引，因此對於雨區東移所伴隨之高空運動系統的分佈情形，實有歸類分析之必要。從本文所分析的15次個案中，可以明顯發現華南雲雨區在生成時間及東移過程上，有兩種不同天氣圖型分別為連續移出型與不連續移出型；此兩種基本圖型在15次個案中，屬於連續移出型的有4組計8個個案，而不連續移出型則有7個個案。（見表2）。以下將就此兩種圖型的高空形勢做一扼要敘述，以利預報作業之參考。

表二 華南雲雨區之天氣類型



### (一) 連續移出型

出現本類型的高空形勢，根據分析可分成兩種型式分別為

#### 1. 華東深槽型

本類型出現之高空主槽均自華北向東移至東北或韓國附近，並向西南延伸經華東至30°N附近；雲貴地區有短波槽出現，80°E~90°E高緯高壓脊增強，低緯副熱帶高壓脊位於15°N以南，台灣處於槽前，華南位於副熱帶高壓脊的西北緣，盛行西南西風。此時地面習見大陸大陸性高氣壓自新疆、蒙古一帶向東南深展，其前緣籠罩台灣地區，由於低層為東北氣流，其上高空為西南西氣流，形成顯著風切現象。因而850 hPa風切線多徘徊於華南至台灣附近，暖濕氣流自海洋上吹來形成一不穩定帶，致使華南有持續性之雲雨區出現並東移影響台灣，造成台灣地區出現連續性之陰雨天氣。如67. 2. 20, 22、以及68. 2. 27, 68. 3. 1. 日等4次個案即是此天氣類型，圖5為此類型500 hPa平均高空形勢；圖5-1和圖5-2分別為67. 2. 20, 及22. 850 hPa上風切線與雲雨區連續東移之時間變化圖的個例。

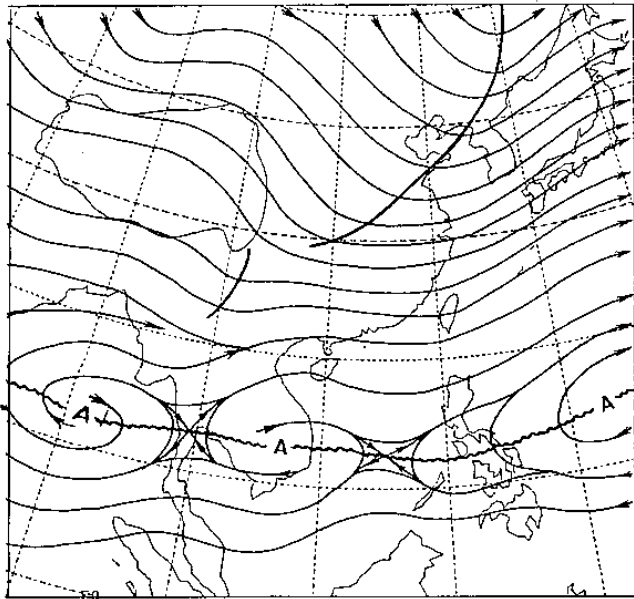


圖 5：華東深槽型 500hPa 平均高空形勢

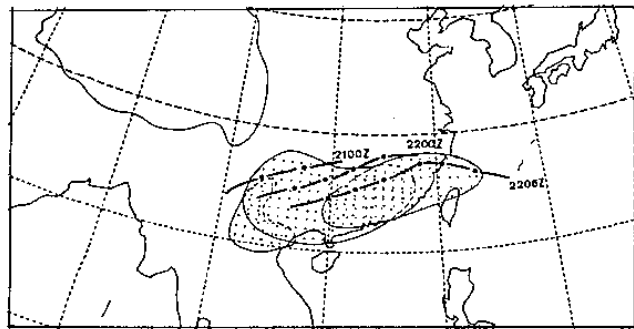


圖 5-1：67.02.21.21z-67.02.22.06z  
風切線與雲雨區東移之時間變化圖

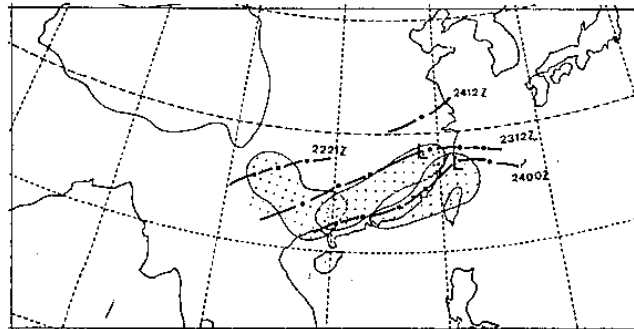


圖 5-2：67.02.22.21z-67.02.24.12z  
風切線與雲雨區東移之時間變化圖

## 2. 遠東阻塞型

本類型在阿拉斯加至鄂霍次克海附近有顯著阻塞高氣壓，但於  $80^{\circ}E \sim 90^{\circ}E$  附近高緯處無顯著高壓脊相對應，主槽位於日本、韓國附近，中緯度西北西風氣流旺盛，而低緯度則盛行西風或西南風氣流，雲貴地區有短波槽出現，副熱帶高壓脊仍舊位於  $15^{\circ}N$  以南。此時地面大陸高氣壓不顯著散居各處，台灣呈弱東北季風型天氣，而雲貴、

兩廣一帶因受地形影響吹偏南風而有雲雨區陸續出現在暖鋒式風切線附近。此種天氣類型由於受到北方阻塞作用，致使華南雲雨區隨低緯度的高空氣流向東移出而影響台灣，通常此種天氣型勢在台灣附近海面常會有台灣波出現而造成全省之惡劣天氣。如 68. 3 . 21, 24. 以及 72. 2 . 9, 72. 2 . 13 . 等 4 個個案。圖 6 為此類型 500 hPa 平均高空形勢；圖 6-1 和圖 6-2 分別為 68. 3 . 21. 及 67 . 3 . 25. 800 hPa 上風切線與雲雨區連續東移之時間變化圖的個例。

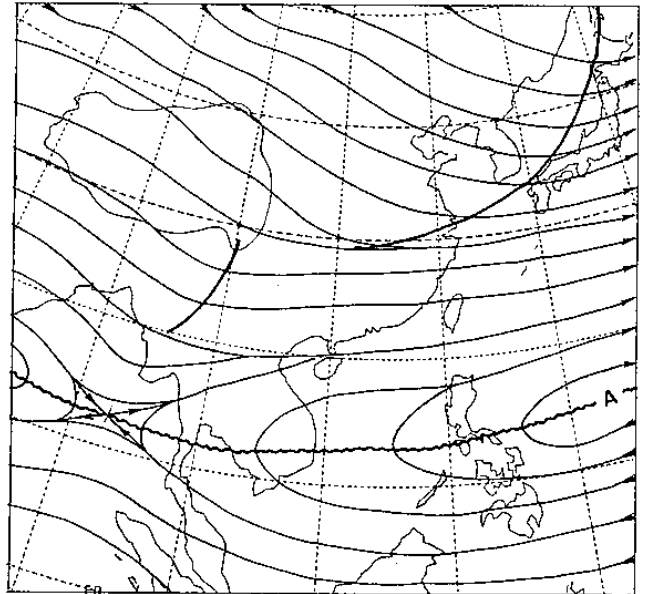


圖 6：遠東阻塞型 500hPa 平均高空形勢

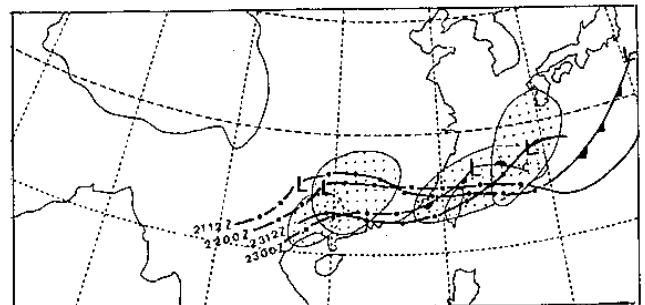


圖 6-1：68.03.27.12z-68.03.23.12z, 850hPa  
風切線與雲雨區東移之時間變化圖

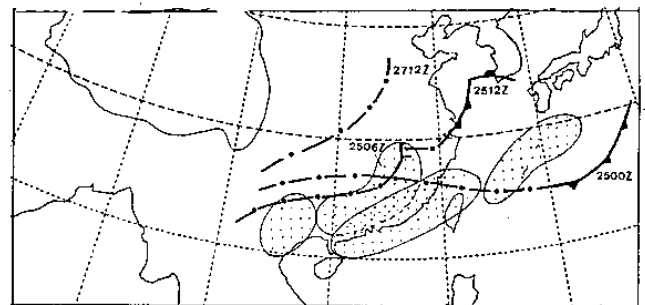


圖 6-2：68.03.25.00z-68.03.27.12z, 850hPa  
風切線與雲雨區東移之時間變化圖

## (二) 不連續移出型

一般而言，不連續移出型與連續移出型最顯著的差異是副熱帶高壓脊皆位於 $15\sim 20^{\circ}N$ 之間，且高緯度無阻塞現象或深槽出現，華西和雲貴一樣常有短波槽出現，華南地區在雲雨區生成時盛行西南西風。當雲雨區隨短波槽東移後，盛行西北風，由於大氣呈現穩定乾冷狀態，致使雲雨區在短時期內無法在華南地區形成。

此類型在雲雨區的東移過程中，高空形勢有一明顯特徵是： $80^{\circ}E\sim 90^{\circ}E$ 之間高緯有高壓脊增強，而 $110^{\circ}E$ 附近之華南地區有副熱帶高壓脊減弱，故使短波槽迅速導引雲雨區東移而影響台灣。

以上所述之高空形勢是冬末期間，華南雲雨區常見之代表模式，因此有關華南雲雨區東移的準確預報，除了必須注意其天氣類型外，最重要的是要掌握住各類型高空運動系統的變化情形，如 $80^{\circ}E$ 以及 $110^{\circ}E$ 附近槽脊的變化即是預測雨區東移之最好指標。

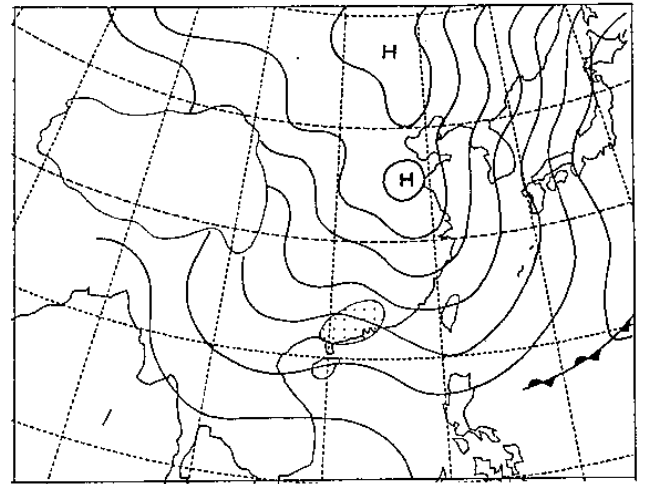


圖 7-1：2500z FEB.76 地面天氣圖

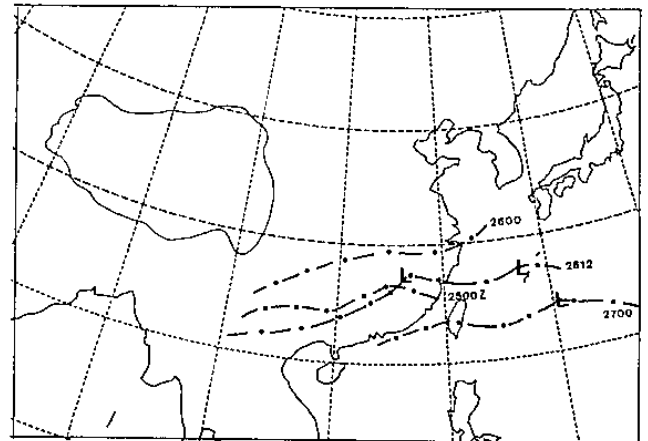


圖 7-2：850hPa 風切線時間變化圖

## 四、華南雲雨區之個案分析

76. 02. 26~27兩天，台灣地區在變性大陸冷氣團控制下，受華南雲雨區東移的影響，高雄以北地區普遍出現低雲幕、低能見度之陰雨天氣。以下將就此個案之天氣形勢及相關場變量作一分析，以探討雲雨區東移及降水之成因。

### (一) 天氣形勢

76. 02. 25. 0000 z，有一大陸冷高壓自西伯利亞南下經華中至華南，並於山東半島附近形成一分裂小高壓，此時在高壓及 850 hPa風切線的南緣即廣東、廣西一帶有新生雲雨區出現，如圖7--1及圖7--2。而後山東省境內之分裂高壓迅速向東南方移動，於1200 z移至江蘇省內。此時雲雨區範圍擴大如圖7--1，且在雲雨區的西側，700 hPa圖上青康藏高原南側有一短波槽出現並向東移出如圖 8。致使雲雨區發展而涵蓋整個華南地區。

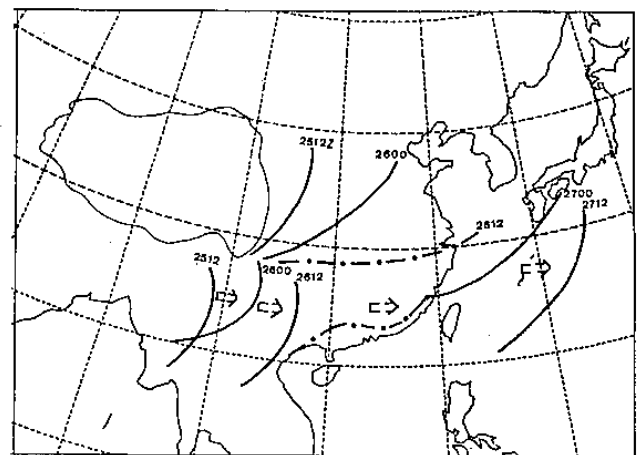


圖 8：700hPa 槽線時間變化圖

26. 0000 z, 雲雨區之前緣開始影響台灣北部地區, 此時在 500 hPa上, 青康藏高原東側亦有一短波槽出現, 並和 700 hPa上之短波槽向東移出。並於 26. 1200 z時出現大於75KT以上之強風軸, 如圖 9; 此時伴隨於強風軸附近之雲雨區明顯擴大影響整個高雄以北地區。26. 1800 z, 台灣東部海面由於受到高壓迴流及黑潮暖洋流的雙重影響, 出現台灣波; 此時另一股大陸冷高壓自外蒙古及新疆一帶沿青康藏高原東側南下至華南於 27. 0000 z在華西附近形成分裂高壓, 此分裂高壓由於受到上空西北氣流的導引而繼續向東南移出, 然後使台灣附近之雲雨區隨台灣波遠離, 而於 27. 1800 z時移出台灣地區, 此時 850 hPa之風切線也消失且高層之短波槽及強風軸亦相繼移出台海上空。

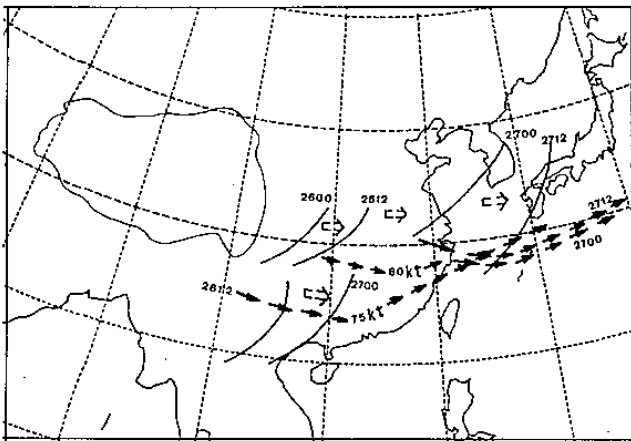


圖 9. 500hPa 槽線及最大風速軸的時間變化圖

### (二) 場變量分析

為了進一步探討華南雲雨區的降水成因, 本文利用 Cresman (1959) 的客觀分析, 來計算雲雨區形成前後各不同時期內場變量的分布情形。

圖10及圖11分別為 850 hPa上不同時間相當位溫 ( $\theta_e$ ) 及溫度露點差的分布。由圖中顯示出華南地區在此天氣情勢下, 低層由於有南來之暖濕空氣平流至該區, 致使有雲雨區形成於廣東、廣西一帶。而後由於暖濕空氣綿綿不斷的供應, 使得華南雲雨區的範圍再擴大而影響台灣地區。

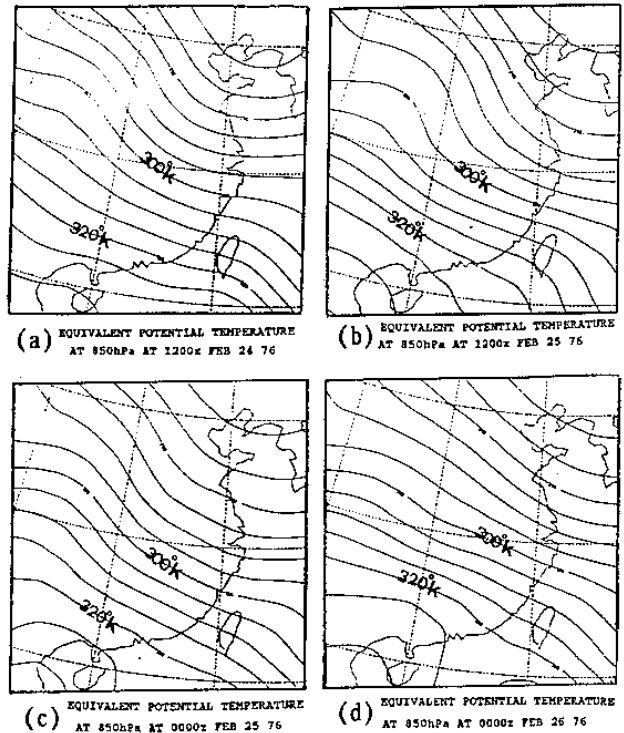


圖 10: 850 hPa上不同時間相當位溫

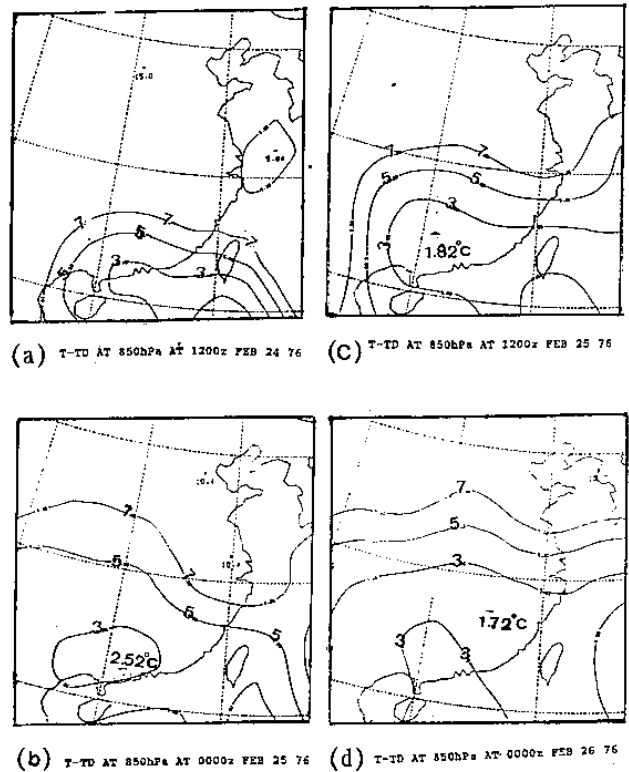


圖 11: 850 hPa上不同時間溫度露點差

圖12為 700 hPa和 500 hPa間不同時間西風分量的分布，由圖中可以明顯看出雲雨區形成前後其上空之西風分量（平均30KT）的65%正為雲雨區前緣的東移速度。

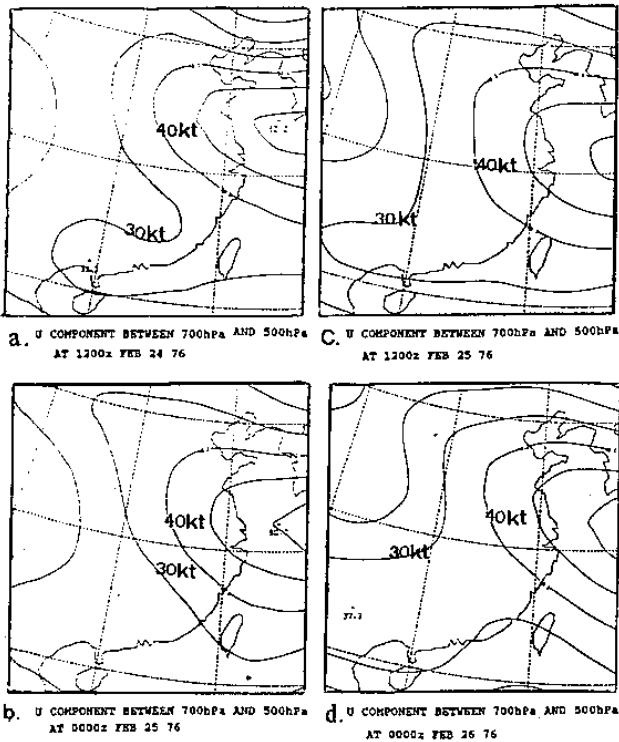


圖12： 700 hPa和 500 hPa間不同時間西風分量的分布圖

圖13為 850 hPa上不同時間渦度的分布。由圖顯示出雲雨區形成前青康藏高原東側有一最大正渦度區，而海南島、廣東、廣西一帶有一最大負渦度區域。當雲雨區形成後最大負渦度區明顯減弱，惟雲雨區所在地並非正渦度最大的地方，這說明了新生雲雨區和槽前之最大正渦度區無明顯的關係，而後最大正渦度區迅速東移擴大伸展至整個台灣地區。這亦顯示出雲雨區的發展，深受高層短波槽東移所伴隨之正渦度區所影響。

由以上分析顯示出，在此天氣形勢下，850hPa風切線南緣的暖濕氣流的輻合及地形的舉升效應是華南雲雨區降水的主要成因，而槽前最大正渦度區則是雲雨區發展的一個主要機制。

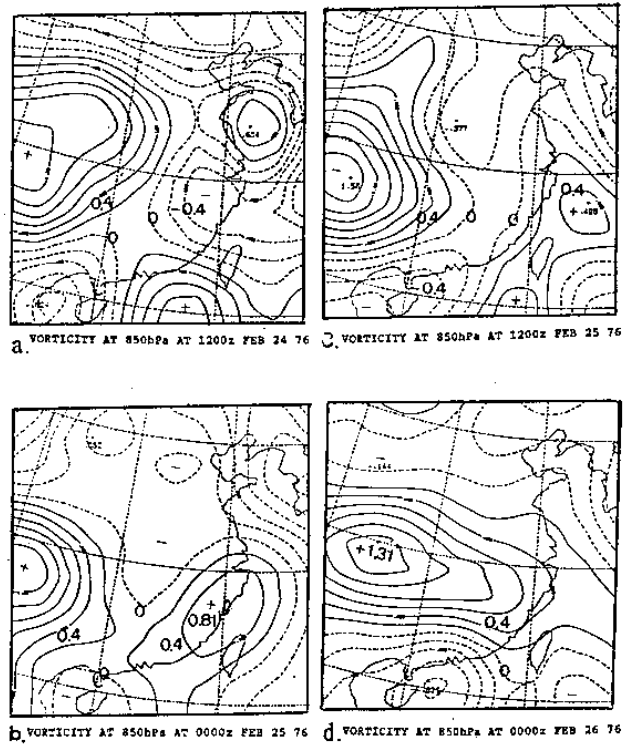


圖13： 850 hPa上不同時間渦度的分布圖( $10^{-4}/\text{sec}$ )

## 五、結 論

以上係就民國67年至76年十年中，台灣地區在冬末期間（2~3月）共15次受華南雲雨區東移影響而造成降水之個案的討論。由此討論可初步獲得以下數點結論：

（一）在變性大陸冷氣團控制下，華南雲雨區在初生時，由於受地形效應的舉升作用，主要形成於山脈的迎風面與雲貴高原地區，雲雨區形成後受到高空氣流的導引而東移。在東移的過程中，高空短波槽、風切線、中低層強風軸等中尺度系統對雨區的發展具有相當的重要性。

（二）華南雲雨區依天氣發生過程可分為連續移出與不連續移出兩種基本類型。其中連續移出型依高空圖型式又可分为華東深槽型與遠東阻塞型兩種，此兩種類型由於東北、韓國、日本附近恆有長槽向西南延伸至華東、華中附近，以及副熱帶高壓脊位置偏南（ $15^{\circ} \text{N}$  以南）的關係，以致華南地區因暖濕氣流的不斷供應，而有東移之雲雨區陸續形成影響台灣，造成台灣全省性之陰雨天氣。



(三) 華南雲雨區的東移，主要受是受到了700~500 hPa間高空氣流的導引，其移動速度約為700及500 hPa平均風的65%和40%，其移動方向一般和副熱帶高壓脊西北緣的氣流一致。

(四) 冬末期間，廣東、廣西一帶以及雲貴高原地區，常因低層有暖濕平流至該區，而成為華南雲雨區生成之主要源地。

(五) 華南雲雨區自生成到東移影響台灣，其時間的長短和雲雨區初生之地理位置無絕對相關，僅與其上高空風的大小、方向以及本身發展範圍的大小有關，通常移出時間平均需一天左右。

(六) 冬末期間，台灣地區常因附近海面有台灣波生成而出現持續性之陰雨天氣。此等天氣類型和華南雲雨區東移之天氣過程有密切相關；因為在本研究15次個案中，有七次其後發展成台灣波，約占總數的二分之一左右，其中有六次是屬於連續移出型；可見在此天氣類型下，台灣地區不時有較長之陰雨天氣出現，且易於發展成台灣波。

(七) 有關華南雲雨區東移之預報，可以參考500 hPa高空圖 80° E 及 110° E 附近槽脊的變化情形來預測兩區是否東移。通常 80° E 附近高緯有高壓脊發展而 110° E 附近低緯有槽發展，則雲雨區將開始沿副熱帶高壓脊的西北緣東移。

(八) 本研究最初擬以雲雨區周圍環境中，各項物理量的計算，以找出雲雨區發展、東移的預報因子，惟分析、計算結果，發現其間相關性並不如預期理想；因此，在研究上本文乃偏重於探討天氣系統的變化與雲雨區發展、以及其東移的關係。至於如何更有效的掌握此等系統的天氣預報，筆者認為從事數值天氣預報產品的校驗研究，將是今後值得一試的可行方法。

## 致 謝

本研究在國科會 NSC76 - 0202 - M117 - 03支援下得以完成，在此謹致謝忱。

## 參 考 文 獻

- 王時鼎，1970：台灣區域冬半年長期惡劣天氣與良好天氣型研究。氣象預報與分析，42，9~17。
- ，1970：台灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣型研究。氣象學報，16，2，18~31。
- 鄭邦傑，1971：台灣冬季持續性惡劣天候之研究。氣象學報，17，4，18~54。
- 王崇岳，民國67年：天氣學上冊，158~173，國立編譯館出版。正中書局印行。
- 謝信良、胡亞棟，1982：華南地區中幅度降水現象探討。大氣科學第九期，83~94。
- 陳來發，1984：台灣冬季反常大雨個例研究—1983年2月。氣象學報，30，3，11~30。
- 梁瑞禎、林國斌，1986：南海高壓對台灣天氣之初步探討。第四屆全國大氣科學研討會論文集編，國科會，209~306。
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. Mon. Wea. Rev., 87, 367-374.

On the Development and Movement of the Cloud Area over  
South China during Late Winter and its influence to Taiwan

H.Y.Tseng M.S.Tung K.C.Wang  
Teipei Meteorological Center  
Air Navigation and Weather Services, CCAA

**Abstract**

This issue discusses a total of 15 special precipitation cases in Taiwan caused by the cloud areas moved from South China during late winters (February & March) between 1978 and 1987.

We find that the formation and development of the rain-cloud areas were closely associated with the mesoscale forcing mechanisms such as the topography, the high level short wave troughs, the wind shear lines, the jet axes of the high and the low levels. whereas the reasons for the eastward movement of the cloud areas were mainly the variations of the troughs and the ridges at 700hpa and 500hpa.

Based upon the high-level flow patterns and the processes of the weather changes over Taiwan, we can divide the eastward movements of the cloud areas from South China into two patterns: the continuous moveout pattern and the discontinuous moveout pattern. The latter one can also be divided into two patterns: the East-China deep-trough pattern and the Far-East blocking pattern. As a conclusion of the analysis, the continuous moveout pattern will be easier than the discontinuous one to cause the long lasting rainy days over the Taiwan area.