

# 臺灣地區雷雨預報之研究\*

鄭 邦 傑

*A Study on the Thunderstorm Forecasting in Taiwan Area*

Pang-chieh Cheng

## Abstract

Thunderstorm is one of the most severe and frequent local weather phenomena during summer season in Taiwan. According to the statistics of 73 year's average, the number of occurrence of thunderstorm amounts to 554 annually.

The maximum frequency of thunderstorm happen in Ilan area and southwestern plain of Taiwan, while minimum in Penghu islands and Keelung area.

In this paper, the author attempt to study the formation of thunderstorm from the synoptic situation. Some rules had been found out for improving the technique of thunderstorm forecasting. The result are as follows:

(1) The weather chart of summer are classified into five typical types by various causes of thunderstorm occurrence.

(2) On 500 mb layer at 1200z, in case there is a cold area with temperature below  $-5^{\circ}\text{C}$  within Taiwan area and its vicinity, thunderstorm may occur next day, on the contrary, no thunderstorm will occur when there is a warm area.

(3) Direct using of Show-Walter's stability index is not effective in Taiwan. Therefore using the scatter diagram, the author developed the modifying Show-Waltar's stability index which consider the water vapor distribution in lower atmosphere.

(4) When upper winds shows southerly, the probability of occurrence of thunderstorm will be high. In case of northerly wind, its frequency would be low.

(5) When upper winds velocity is less than 15 knots, thunderstorm likely to be occur, however, if the wind over 25 knots there is almost no thunderstorm.

Basing up on the above description and also considering other empirical rules, the forecasting of thunderstorm will be more improved.

## 一、前 言

臺灣夏季所盛行之天氣現象為颱風及雷雨，有關颱風之預報問題已有許多學者之論述並有輝煌成就，

惟雷雨預報技術則至今尚未有一貫之作業方式可供應用，目前雷雨之預報乃賴於綜觀天氣分析及應用氣塊法 (Parcel method) 於絕熱圖上分析氣層垂直分佈之穩定性，而後研判當日有無雷雨之發生，由於預報

\*本研究獲得國家科學委員會之補助完成。

發佈至雷雨發生之時間過於短促，一般利用價值未免偏低，為提高天氣預報服務效率，實有建立一完整預報作業程序之需要，為達成此目的，首先應分析雷雨時各種氣象因子，探究有利於雷雨發生之條件，將其類型化，建立客觀預報作業程序，改進現行雷雨預報作業，以提高預報之精確度。

辦理雷雨預報應首先調查下列各項要素，供預報人員參考：

1. 調查各地區及各月雷雨發生次數。
2. 雷雨發生之時間分佈。
3. 雷雨持續日數之頻率。
4. 天氣圖型與雷雨發生區之關係。
5. 顯著實例。
6. 穩定指標與雷雨發生之關係。

筆者利用臺灣省氣象局1964年至1968年觀測資料及天氣圖，探究有關夏季雷雨預報之準則及預報因子，供預報作業之改進。

## 二、臺灣地區雷雨之活動情況

臺灣地處歐亞大陸東南緣，四面環海，北回歸線

橫越中南部，呈副熱帶性氣候，雷雨之活動極為旺盛，根據臺灣省氣象局歷年觀測資料，統計各月雷雨發生日數，如表一所示。

第一表因西南部嘉義未設測站欠缺資料及山地資料稀少，雖未能完全代表臺灣雷雨之全貌，但可窺梗概。如表一所示，以地區劃分則宜蘭及西南部平原為雷雨出現日數最多之地區，年平均有40天以上，尤以臺中盆地為最，年平均有44天。臺灣北端之基隆為最少，年平均僅17天而已。（表一雖未列入，澎湖、彭佳嶼等島嶼雷雨日數均為15天以下）。山岳地區測站稀少，缺乏資料可稽，但以現有北部及西部三處測站而言，以阿里山為最多、日月潭次之。

各月之分佈以6、7、8月為雷雨盛行之月份，次為5月；而以11、12及1月為雷雨活動最少之月份，年平均未達一天。

茲假設各地發生之雷雨並非來自鄰近測站之移動性雷雨，而係個別發生之單獨性雷雨，將各地雷雨發生日視為發生雷雨一次計，則雷雨發生次數全年約有557次，此與日人田邊三郎調查次數554次極為接近。雷雨盛行之6至8月，三個月份之發生次數計有335

表一、雷雨日數 (1889-1960)

Table 1. Number of days with thunderstorm (1889-1960)

地名 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
鞍 部	0.2	0.4	0.8	1.5	2.5	3.9	5.2	4.2	1.6	0.1	—	0.1	20.5
竹 子 湖	0.3	0.4	0.7	2.0	3.3	5.9	9.6	6.1	3.1	0.4	—	—	31.8
淡 水	0.3	0.7	1.6	2.1	2.8	5.8	8.7	6.1	2.8	0.5	—	0.1	31.5
基 隆	0.2	0.4	1.0	1.8	1.8	4.4	3.1	2.4	1.4	0.2	0.1	—	16.8
臺 北	0.4	0.8	2.1	2.8	3.3	7.2	8.8	7.4	3.6	0.6	0.2	0.1	37.3
新 竹	0.5	0.9	2.1	3.1	2.2	4.8	9.3	7.1	3.2	0.5	0.1	0.1	33.9
宜 蘭	0.3	0.3	1.4	3.6	5.9	8.0	8.7	7.8	4.8	1.7	0.2	—	42.7
花 莲	0.2	0.4	0.9	2.3	4.8	4.7	4.0	3.8	3.7	1.1	0.2	—	26.1
新 塉	0.2	0.1	0.5	1.9	5.8	4.0	4.8	5.2	3.5	1.2	0.1	—	27.3
臺 東	0.2	0.3	0.7	2.1	4.4	3.3	3.6	3.7	3.5	0.9	0.2	0.1	23.0
大 武	—	0.1	0.4	1.5	2.7	4.1	4.3	4.0	2.7	0.6	0.2	—	20.6
臺 中	0.4	0.7	2.2	2.6	3.8	7.8	11.0	9.9	4.7	0.7	0.1	—	43.9
臺 南	0.3	0.5	1.1	2.1	3.7	6.3	10.1	9.9	6.5	1.1	0.1	0.1	41.8
高 雄	0.7	0.2	0.8	1.7	3.3	4.8	7.9	7.6	4.6	1.2	—	—	32.2
恆 春	0.2	0.3	0.6	1.7	3.6	4.1	5.2	5.0	3.3	1.1	0.2	0.1	25.4
日 月 潭	—	0.2	0.5	1.2	6.5	6.9	8.6	6.6	3.0	0.9	0.1	—	34.5
阿 里 山	0.2	0.3	1.1	2.7	5.6	7.1	8.9	7.5	4.9	1.4	—	—	39.7
玉 山	0.2	0.3	0.6	2.7	5.3	5.8	5.7	4.3	2.4	0.9	—	0.1	28.3
計	4.6	7.3	19.1	39.4	71.3	98.9	127.5	108.6	63.3	15.1	1.8	0.8	557.3

次佔全年總次數之百分之六十一；平均每天有 3.6 次雷雨發生於臺灣之任何地點。

雷雨既為大氣之對流不穩定所誘致，則應有某種作用使對流不穩定之氣塊釋放其潛能而產生雷雨，其主要之衝擊作用為冷鋒抬舉，暖濕氣塊沿山坡滑升，日間增溫所引起對流作用等，吾人自表一已知盛夏之 6 至 8 月為雷雨之盛行期，則大部份之雷雨應屬於熱力雷雨（氣團雷雨），依理可推知熱力雷雨之發生時間應稍後於日間最高氣溫出現時刻，即 15 時左右，但

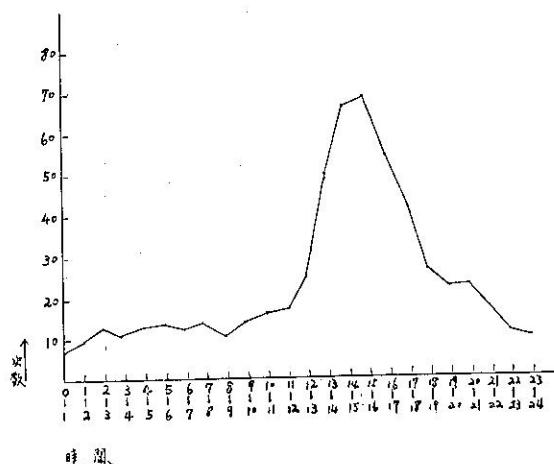
由於抬舉作用或上坡作用所誘致雷雨則其發生時刻之分佈極為不規則。表二為各時雷雨發生次數之統計。如表所示，雷雨之發生以 15 時至 16 時之間次數最多，依序為 14 時至 15 時之間，16 時至 17 時之間，而夜間則較少。圖一為表二之顯示。

夏季雷雨之發生具有連續性，其連續日數約為二至三天，但初夏之梅雨季則持續性較強，常連續發生一週以上。圖二示 1964 年至 1968 年 5 年間臺北夏季雷雨之發生頻率。

表二、雷雨發生時間之統計（6 年平均）

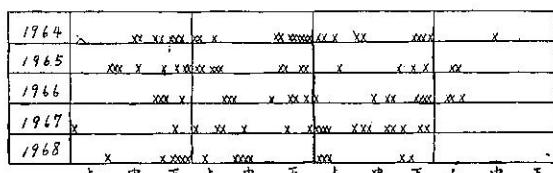
Table 2. Time of thunderstorm appearance (6 years average)

雷雨發生時間	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12
出現次數	7.4	9.1	12.0	10.7	12.3	12.6	12.0	12.9	9.9	13.7	14.9	16.3
雷雨發生時間	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24
出現次數	24.3	49.7	66.0	68.6	53.7	41.5	26.1	21.4	22.1	16.7	10.5	9.3



圖一、雷雨發生之時間分佈（7 年平均）

Fig 1. Distribution of the time of thunderstorm appearance (7 years average)



圖二、臺北雷雨發生頻率

Fig 2. Frequency of thunderstorm occurrence in Taipei.

一般而言，春季之雷雨為沿冷鋒前面發生之所謂「鋒雷雨」，以連續發生二天者居多。但夏季沿滯留鋒所發生之雷雨則持續性極大，1936 年 7 月初曾有連續 9 天發生雷雨之紀錄。熱雷雨之持續性大約為二至三天。如圖二所示，1964 年 7 月末有雷雨連續 7 天之多，此係因熱帶幅合區徘徊於臺灣附近所造成者，至於圖上所示連續二三天或隔一天發生之雷雨，都屬於熱雷雨。

### 三、天氣圖類型與雷雨之關係

茲為探究每日天氣圖與雷雨發生之關係，自臺灣省氣象局觀測紀錄找出 1964 年至 1968 年五年間，夏季（6 月至 9 月）臺灣地區發生雷雨五處以上，或降雨達 10 公厘以上之顯著雷雨日，配合當日天氣圖加以分類，以明雷雨發生日之天氣圖形勢。上述期間顯著雷雨日計有 190 天，經分類大約可得如下五類：

1. F 型——鋒面過境時所誘發之雷雨（鋒雷雨）。
2. H 型——日間增溫所誘發之對流性雷雨（熱雷雨、氣團雷雨）。
3. I 型——間熱帶幅合區附近幅合氣流所導致之雷雨。
4. T 型——颱風過境時由於幅合氣流或強制上升氣流所導致之雷雨（含渦流雷雨）。
5. E 型——赤道氣團籠罩下所發生之雷雨。

表三、雷雨發生類型之分類  
Table 3. Types of thunderstorm generation

年次	類別	6月						7月						8月					
		F	H	I	T	E	計	F	H	I	T	E	計	F	H	I	T	E	計
1964		12	3	0	0	0	15	0	8	7	0	0	15	0	12	3	0	1	16
1965		18	0	0	0	0	18	0	4	0	1	5	10	0	7	0	3	0	10
1966		7	1	0	0	0	8	3	8	0	0	2	13	0	3	0	2	3	8
1967		3	1	0	0	0	4	0	6	0	4	0	10	0	7	2	2	2	13
1998		8	1	0	0	0	9	0	4	0	1	0	5	1	2	5	0	2	10
計		48	6	0	0	0	54	3	30	7	6	7	53	1	31	10	7	8	57
頻率 %		89	11	0	0	0	100	6	56	13	12	13	100	1	54	17	12	16	100
年次	類別	9月						6月~9月											
		F	H	I	T	E	計	F	H	I	T	E	計						
1964		1	0	0	3	3	7	13	23	10	3	4	53						
1965		1	0	3	0	0	4	19	11	3	4	5	42						
1966		0	0	3	4	0	7	10	12	3	6	5	36						
1967		1	2	0	2	0	5	4	16	2	8	2	32						
1968		0	0	0	3	0	3	9	7	5	4	2	27						
計		3	2	6	12	3	26	55	69	23	25	18	190						
頻率 %		12	7	22	46	9	100	30	36	11	13	10	100						

調查期間各類雷雨之發生頻率見表三。

如表三所示，屬於H型雷雨者居首，佔36%，次為F型雷雨佔30%，餘I、T、E型則各佔10%左右。以月別而論6月份F型之雷雨最多，調查期間6月份所出現雷雨日為54天，其中48天（89%）係屬於F型雷雨，餘11%則為H型雷雨。按5月下旬至6月中旬為本省之梅雨季，此時滯留鋒常徘徊於琉球、臺灣、香港一帶，來自南海之活躍暖氣團沿鋒面滑升而誘發雷雨可達旬日之久，如1965年6月份出現雷雨18天均屬於此類雷雨。7月份及8月份各類雷雨均有出現，其中半數以上係屬H型雷雨，次為I、T、E型，平分秋色，各佔13%左右，而以F型之雷雨為最少，僅佔3%而已。至9月份則H型雷雨顯著減少，退居末位，T型取代首位，佔46%，其餘依次為I型（22%），F型（12%）。如上所述雷雨之起因隨季節之變遷而具有顯著不同之分佈。

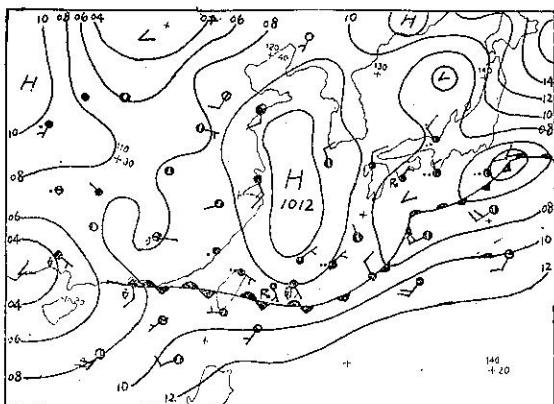
茲舉例敘述各類雷雨發生時之天氣圖形勢特性於後。

### 1. F型

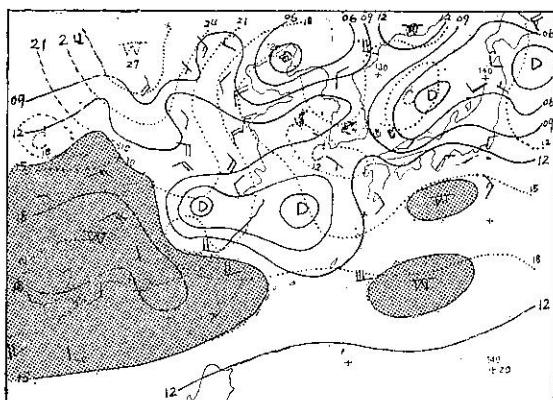
F型雷雨係由於鋒面或飑線過境抬舉暖濕氣團而

產生，按臺灣全年都可能有鋒面過境，秋冬之交，中緯度盛行西風帶南偏，來自印度洋及中國南海之暖氣團顯著退縮，雷雨很少活動，尤以大陸冷氣團厚度較大之十月後半月至一月前半月，幾無雷雨發生，冬末二月以後，東北季風厚度漸減，高空暖氣團之活動漸旺，鋒雷雨之出現次數隨之增加，以5、6月初夏之梅雨季，鋒雷雨之活動最為顯著。通常春秋之候，鋒雷雨乃沿雷面前緣發生，其持續性較短，為一至二天，初夏之梅雨季由於滯留鋒徘徊本省附近常達旬日之久，因而雷雨之持續性極強，經常在梅雨末期發生顯著雷雨，每導致豪雨。1965年6月4日至18日連續半月之久，臺灣地區每日有兩三處發生雷雨。圖三a為梅雨季之天氣圖，有一滯留鋒自日本南方海面向西南延伸，經臺灣至香港，沿滯留鋒廣大區域均有雷雨出現，圖三b為1965年6月12日20時之850mb面水汽分佈情形，露點溫度15°C以上之濕區自越南北部，廣東一帶沿北緯24度線圈東伸，經臺灣至日本南方海面，而華東、東海則為露點10°C以下之乾區，雷雨係發生於露點15°C以上之區域。

### 2. H型



圖三 a、1965年6月13日8時之地面天氣圖  
Fig 3 a. Surface chart of 00Z 13th June 1965

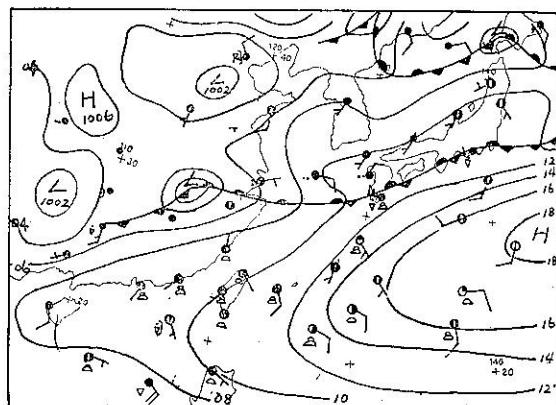


圖三b、1965年6月12日20時之850mb圖  
(實線一等露點線)  
(點綫一等溫線)  
Fig 3 b. 850mb chart of 12Z 12th June 1965

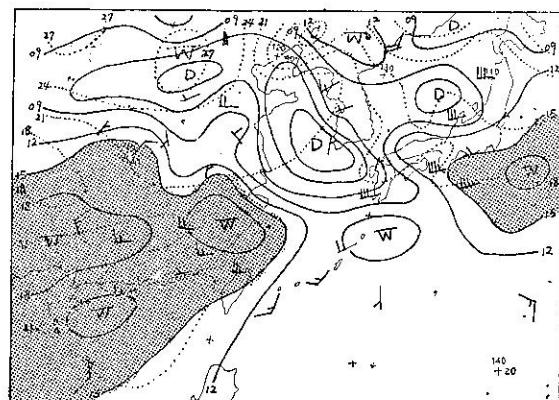
H型雷雨為具有對流不穩定性之熱帶暖濕氣團移至陸地，由於日間之加熱升溫生起對流作用而釋放潛在能量所致者，以炎熱之7、8月為其最盛期，如表二所示。此類雷雨多發生於日間最高氣溫出現後之下午三時左右，雷雨時間不長，約為二至三小時，但雨勢驟急，臺北曾測得一小時內降水量達110公厘之多，屢導致積水、雷殛等災害。熱雷雨若發生則有連續二三天之趨勢，蓋因夏季氣壓系之變化遲緩，同一天氣形勢可滯在一地較久之故，按北太平洋高氣壓之消長周期約為十一天，因而夏季雷雨發生之周期大約可估計為十天，此持續性可利用於變化單調之夏季展期預報。

圖四為H型雷雨之天氣圖形勢。a 圖為1966年7月10日八時之地面天氣圖，北太平洋高氣壓西伸，其

邊緣達海南島附近，臺灣附近氣壓梯度和緩，呈微弱東南風，天氣雖佳但各地已有對流性雲系出現，顯示氣團所具不穩定性。b 圖中850mb面上有濕區，中心分別位於雲南及海南島，臺灣則處於露點15°C以內之濕區。



圖四a、1966年7月10日8時之地面天氣圖  
Fig 4 a. Surface chart of 00Z 10th July 1966



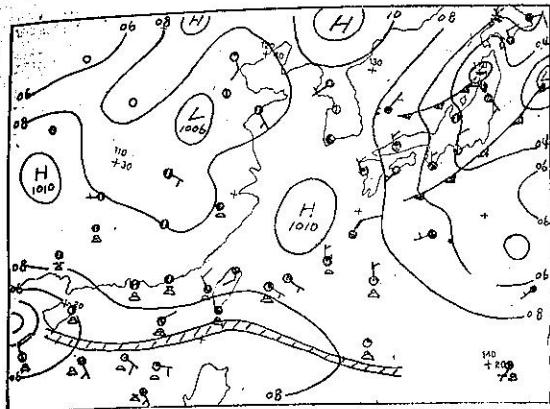
圖四b、1966年7月9日20時之850毫巴圖  
Fig 4 b. 850mb chart 12Z 9th July 1966

### 3. I型

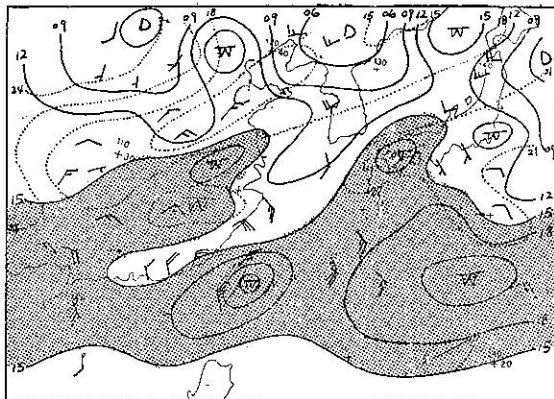
間熱帶幅合區北移橫越巴士海峽，東北信風與西南季風匯集臺灣附近，助長對流，致使臺灣各地普遍發生雷雨，此時如間熱帶幅合區上未發生熱帶擾動則雷雨不顯著，圖五為I型雷雨發生時之天氣圖例。如圖五a所示臺灣東南部海面已有熱帶性低氣壓發生之跡象，次日（27日）熱帶性低氣壓生成，徘徊於臺灣東部海面，該日臺北地區會發生雨量達91公厘之顯著雷雨，至月底各地均有雷雨發生。

### 4. T型

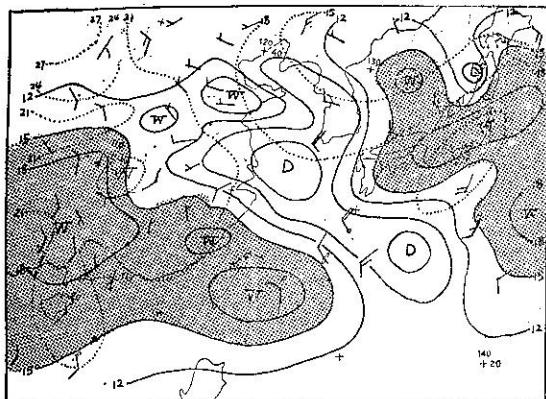
T型雷雨出現於颱風暴雨中，係起因於颱風中心



圖五a、1964年8月26日8時之地面天氣圖  
Fig 5 a. Surface chart 00Z 26th Aug. 1964

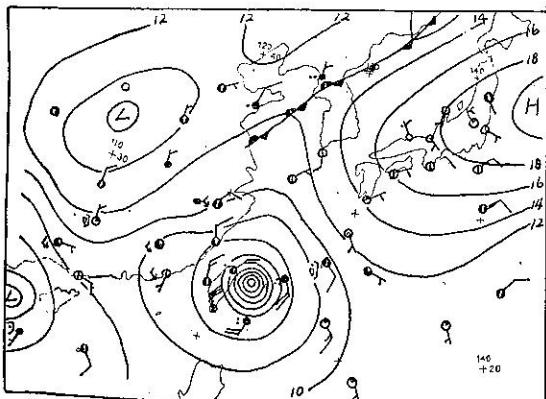


圖六b、1965年8月18日20時之850毫巴圖  
Fig 6 b. 850mb chart 12Z 18th Aug. 1965



圖五b、1964年8月25日20時之850毫巴圖  
Fig 5 b. 850mb chart 12Z 25th Aug. 1964

附近強烈上升氣流所致，有時雷聲、閃電相伴，但大部份僅出現雷聲或閃電現象。颱風侵襲時之暴雨預報與颱風測報作業有不可分離之關係，雷雨已屬附帶現象，此處似無加以研討之必要。圖六為1965年8月

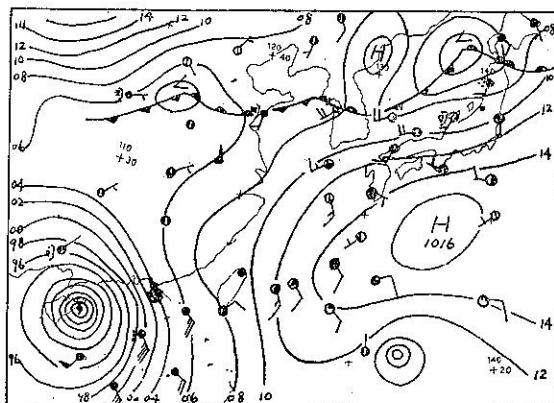


圖六a、1965年8月18日20時之地面天氣圖  
Fig 6 a. Surface chart 12Z 18th Aug. 1965

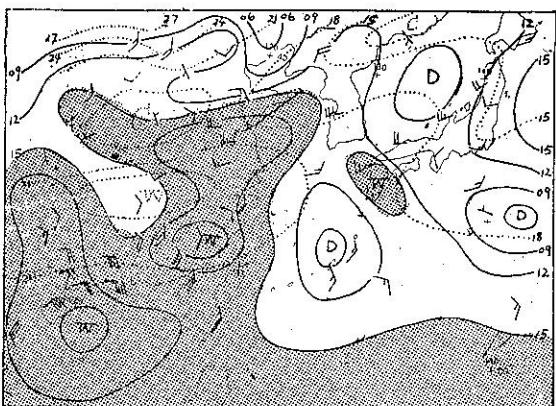
18日瑪麗颱風侵臺時之天氣圖。瑪麗颱風於18日午夜登陸宜蘭附近，當日本省均為狂風暴雨所襲，並於竹子湖、淡水、基隆、新竹、臺中等地所到雷聲，看見閃電，惟繼續時間不長，臺中則僅出現一次雷聲而已。

### 5. E型

E型雷雨為颱風過境本省後進入大陸，或進入南海西進時攝入潮濕西南氣流（赤道氣團），受臺灣地形之抬舉，或日間加熱釋放對流不穩定潛能所導致者。西南氣流強烈時則屢由雷雨轉為連續性大雨。赤道氣團為極潮濕之不穩定氣團，遇有輕微之抬舉作用，或加熱即可產生自由對流，因此雷雨之發生時刻極不規則，且以迎風面之西南部，東南部地區較為顯著。圖七為1964年7月2日溫妮颱風抵海南島時之天氣圖。如圖所示本省附近等壓線呈南北走向，為南方氣流易入侵之型式，850mb面濕區中心出現於海南島南方及華南，露點15°C以上之濕區自南海沿大陸沿



圖七a、1964年7月2日8時之地面天氣圖  
Fig 7 a. Surface chart 0000Z 2nd July 1964



圖七b、1964年7月1日20時之850毫巴圖  
Fig 7 b. 850mb chart 1200Z 1st July 1964

岸向東北伸展。

#### 四、500mb 高空情況與雷雨之關係

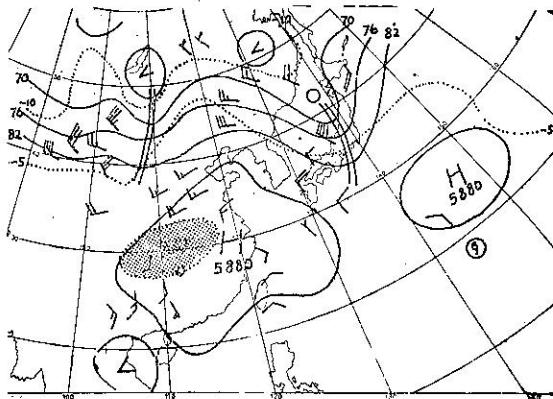
500mb 面高空圖情況與雷雨之關係，經分析發現雷雨發生時之分佈與無雷雨出現時之分佈有顯著不同。茲自調查期間（1964年至1968年）擇出夏季臺灣地區連續五天以上無雷雨出現之期間，分析該期間之高空情況，得如下所列五範例。

- 1966年 8月 2日—8日
- 1966年 8月22日—26日
- 1967年 7月 2日—7日
- 1967年 7月14日—21日
- 1968年 7月17日—20日

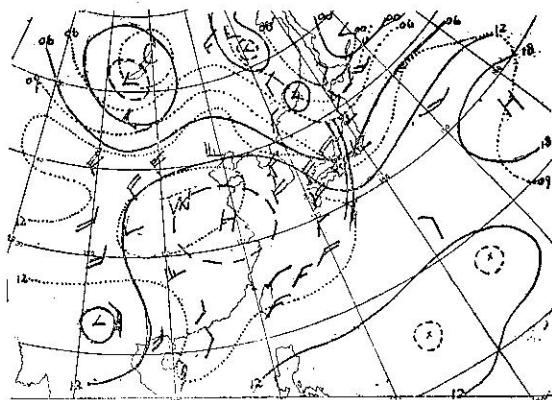
分析上列各期間每日 500mb 高空圖，發現除二天外其餘各日之 500mb 面圖均有高氣壓出現於華南、東海一帶，臺灣附近之高空風均來自東北象限而高氣壓中心所在之華南、東海一帶呈高溫區，顯示此高氣壓為一暖性高氣壓，係副熱帶高氣壓脊線伸至該處，分離發展成為單獨之高氣壓者，以下述其典型分佈供參考。

圖八a為1966年8月2日至8日無雷雨發生期間之一代表性 500mb 高空圖，如圖所示，自太平洋中部西伸之副熱帶高氣壓為日本北部南伸之加深槽所割離於華東，生成一單獨高氣壓，北緯30度以南均呈偏東風系，長江中游有一暖區中心，向北伸展至高壓脊處， $110^{\circ}\text{E}$  及  $135^{\circ}\text{E}$  處各有加深槽，緯流呈低指數情況，華東高氣壓持續性極強，至8月9日高氣壓向東移出與北太平洋副熱帶高壓脊合併，臺灣附近風系轉為偏南風始有雷雨出現。圖八b為同一時間700mb 高空圖，其氣溫分佈與 500mb 面極為相似，大陸與

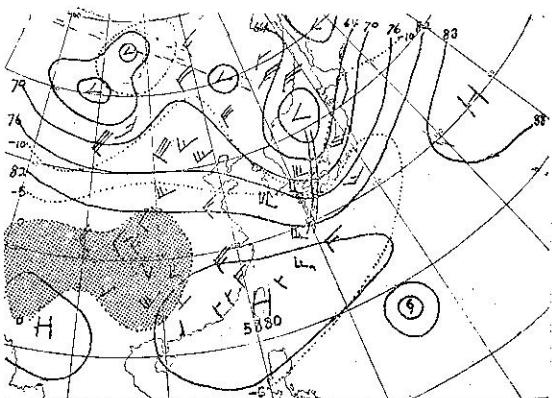
東海為龐大高溫區所籠罩。地面天氣圖，臺灣附近為高壓帶所罩，氣壓梯度極為緩和，日射增溫效果極顯，該期間日間溫度均超過  $35^{\circ}\text{C}$  以上，雖具有足夠產生對流作用之條件，但由於高空有暖平流介入抑制對



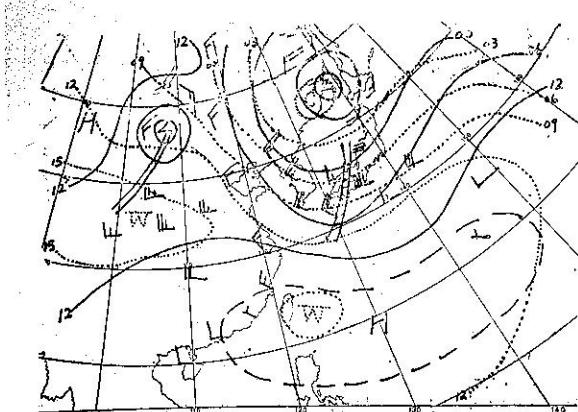
圖八a、1966年8月3日20時之500mb高空圖  
Fig 8 a. 500mb chart 12Z 3rd Aug. 1966



圖八b、1966年8月3日20時之700mb高空圖  
Fig 8 b. 700mb chart 12Z 3rd Aug. 1966

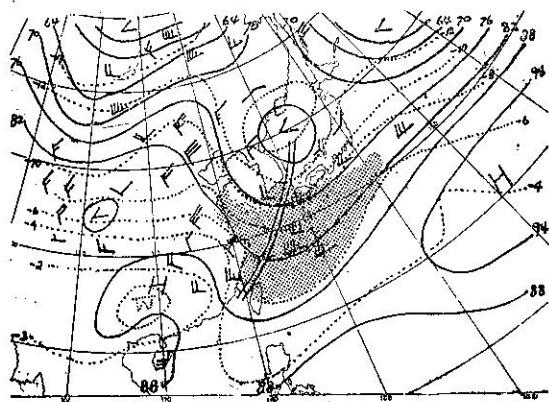


圖八c、1967年7月3日20時之500mb高空圖  
Fig 8 c. 500mb chart 12Z 3rd July 1967

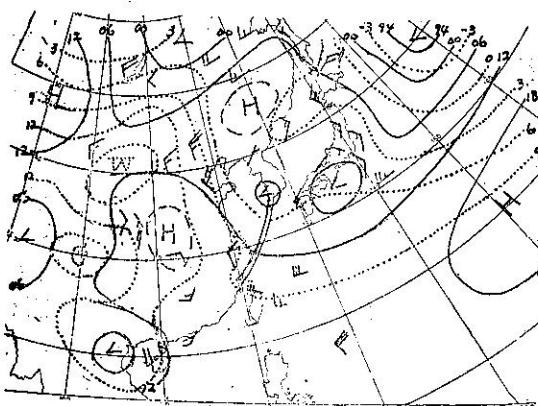


圖八d、1967年7月3日20時之700mb高空圖  
Fig 8 d. 700mb chart 12Z 3rd July 1967

流效果，未能發展雷雨雲。圖九為第三節所述顯著雷雨日之500mb高空圖，如圖所示，其共同之特性除颱風侵襲所誘致雷雨外，500mb面上均顯示有冷氣存在。圖九a為鋒面性雷雨時之500mb高空圖，有

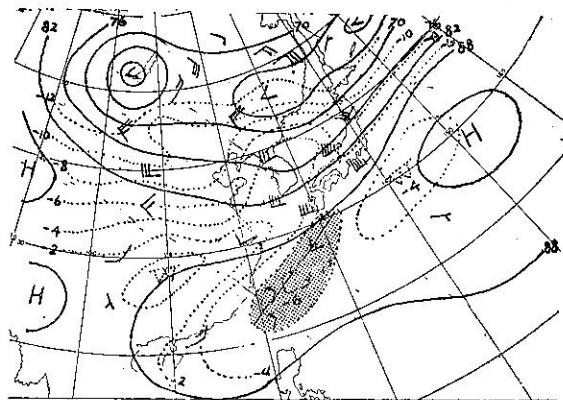


圖九a、1965年6月12日20時之500mb高空圖  
Fig 9 a. 500mb chart 12Z 12th June 1965

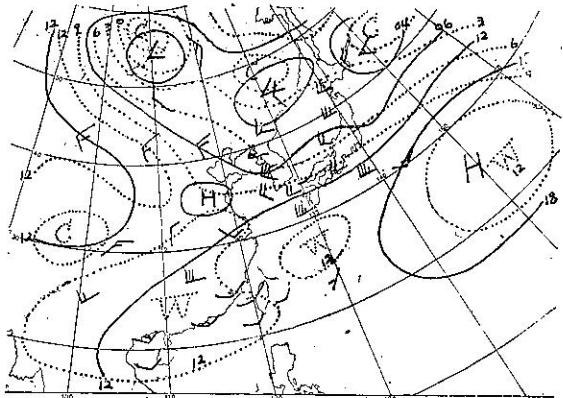


圖九a'、1965年6月12日20時之700mb高空圖  
Fig 9 a'. 700mb chart 12Z 12th June 1965

一加深槽自日本海向西南延伸至臺灣海峽，沿高空槽前面之臺灣附近有冷區存在，地面冷鋒於6月12日下午過境後在臺灣徘徊，造成梅雨季之持續性惡劣天候，其間雷雨之發生則於12—13日，16—17日高空槽通過本省時較為顯著。圖九b為發生熱雷雨時之500mb高

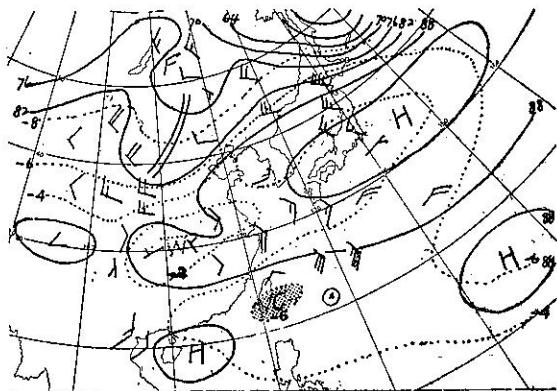


圖九b、1966年7月9日20時之500mb高空圖  
Fig 9 b. 500mb chart 12Z 9th July 1966

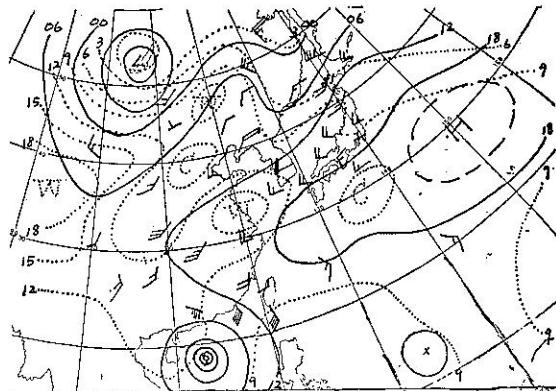


圖九b'、1966年7月9日20時之700mb高空圖  
Fig 9 b'. 700mb chart 12Z 9th July 1966

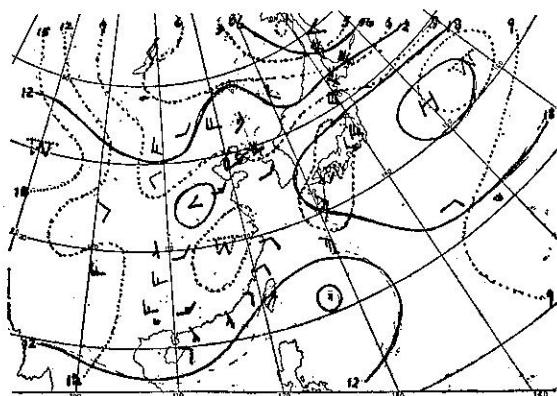
空圖，副熱帶高壓脊自日本南方海面向西伸展至海南島，臺灣至琉球海面為 $-5^{\circ}\text{C}$ 之冷區所罩，緯流呈高指標型式，副熱帶高壓伸展於東西向，脊線位置偏南，臺灣附近為微弱東南風，700mb圖則臺灣附近反為高溫區所罩，低空暖而高空冷，此為適合於對流運動之氣層分佈。圖九c為間熱帶幅合區徘徊臺灣附近時之500mb高空圖，副熱帶高氣壓脊線顯著北移，位於東海，臺灣在脊線之南方，介於南海孤立高壓之間，呈一東西向之低壓槽，相對應之地面處，有間熱帶幅合區徘徊，臺灣附近仍有 $-6^{\circ}\text{C}$ 之冷溫區存在。圖九d為南海颱風攝入潮濕赤道氣團時之500mb情



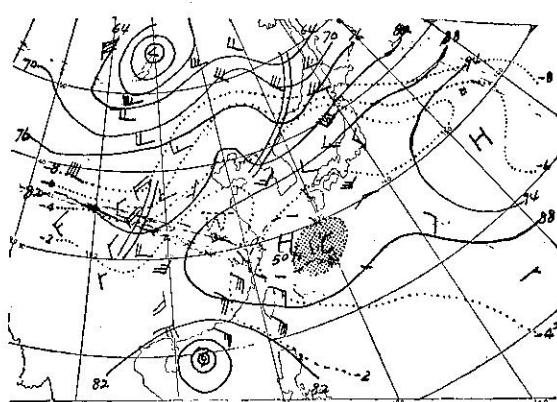
圖九c、1964年7月25日20時之500mb高空圖  
Fig 9 c. 500mb chart 12Z 25th July 1964



圖九d'、1964年7月1日20時之700mb高空圖  
Fig 9 d'. 700mb chart 12Z 1st July 1964



圖九c'、1964年7月25日20時之700mb高空圖  
Fig 9 c'. 700mb chart 12Z 25th July 1964



圖九d、1964年7月1日20時之500mb高空圖  
Fig 9 d. 500mb chart 12Z 1st July 1964

況，琉球海面有  $-6^{\circ}\text{C}$  之冷區存在。

綜合上述調查結果：

1. 500mb 面高空圖有高脊之暖心高氣壓位於華南，東海、臺灣附近為相對高溫區、風系如為偏東風，則臺灣各地均無雷雨出現，此種高空圖型式持續性較久，常達 5 天以上。
2. 臺灣地區出現雷雨時之 500mb 高空圖型式雖較複雜，但其共同之處為臺灣附近有相對低溫區助長對流作用。
3. 梅雨期高空冷槽過境時，沿槽前之雷雨活動較旺。
4. 副熱帶高壓脊顯著北偏，其脊線位於東海則沿北緯 20 度緯度圈常出現低壓槽，與此槽相對應之地面有間熱帶幅合區徘徊於巴士海峽，此時臺灣各地雷雨頻現。

## 五、穩定指標

大氣垂直向之穩定與否，對於雷雨之發生有密切關係，溫濕之近地面氣塊，如其周圍大氣呈穩定狀態則雖然日間加熱效應顯著，其上昇運動乃將被抑制無從產生導致雷雨之大規模對流雲系，因此大氣垂直穩定性之分析為雷雨預報作業不可欠缺之重要步驟之一。

通常大氣穩定性之判別習慣上均使用絕熱圖，應用氣塊法 (Parcel method)，或氣片法 (Slice method) 以絕熱過程使地表之小氣塊或氣層上升，考察其變化情況而加以分析之。大氣之穩定性依照氣塊法之理論，可以位溫之垂直遞減率  $\frac{\partial \theta}{\partial p}$  代表之。

$$\frac{\partial \theta}{\partial p} = 0 \dots \begin{cases} \text{穩定} \\ \text{不穩定} \end{cases}$$

上式表示位溫隨高度而增大則氣柱為穩定，位溫隨高度不變則氣柱為平衡狀態，位溫隨高度而減低則氣柱屬不穩定。為方便計，通常將上式除以 $\theta$  ( $\theta > 0$ )，或再乘  $\alpha/g$  以表示大氣之穩定性。

$$\rho = \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} = \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \text{，或 } \frac{\alpha \partial \ln \theta}{g \partial p}$$

表示大氣穩定性之指標雖有許多方法，其中以蕭華特 (Sho Walter) 所提示之穩定指標較為人所熟悉。蕭華特以絕熱圖上 500mb 面之溫度觀測值減去地表氣塊循絕熱過程上昇至 500mb 面所示溫度值之差值為指標而判別大氣之穩定性。

$$T - T' = (-\Delta T)$$

$T$  ..... 500mb 面溫度探測值

$T'$  ..... 地表氣塊沿乾絕熱變化上升至凝結高度後再沿濕絕熱變化過程上升達 500mb 面所示溫度。

據美國應用蕭華特穩定指標所得經驗，其與雷陣雨之發生有如下關係：

$(-\Delta T)$	$>3^{\circ}\text{C}$	無陣雨發現
	$<3^{\circ}\text{C}$	有陣雨出現
	$<0^{\circ}\text{C}$	有雷雨出現
	$<-3^{\circ}\text{C}$	有強烈雷雨出現
	$<-6^{\circ}\text{C}$	可能發生龍捲風

蕭華特以地表氣塊上昇到達 500mb 面之溫度為  $T'$ ，但因地面氣象要素受地形、日射、夜間輻射等

影響每缺少代表性，因而各國利用穩定指標時其計算標準亦各有不同，日本氣象廳係使用地面至 850mb 面氣層之平均值使其上升而求  $T'$  值，美國地方性劇烈風暴預報中心則使用 300 呎以下氣層之平均值而求  $T'$  值。臺灣省氣象局係以地表至 900mb 面氣層之平均值而求  $T'$  值。

茲為驗證穩定指標與雷雨發生之關係使用臺北 1964 年至 1968 年 7、8 月份之探空資料計算每日穩定指標求當日有無雷雨發生之關係得如表四所示結果。上述期間穩定指標達  $3^{\circ}\text{C}$  以上者有 23 天，其中僅出現一天陣雨，穩定指標介於  $0^{\circ}\text{C}$  至  $2.9^{\circ}\text{C}$  之間者有 137 天，其中雷雨出現 36 天，指標介於  $-0.1^{\circ}\text{C}$  至  $-2.9^{\circ}\text{C}$  之間者有 92 天，其中出現雷雨有 49 天，指標超過  $-3^{\circ}\text{C}$  者 23 天，其中 12 天發生雷雨。雷雨之出現率各為 0%、27%、53% 及 52%。

以此成績而言，穩定指標與雷雨發生之關係似不很明顯，穩定指標示  $0^{\circ}\text{C}$  以下甚至於負  $3^{\circ}\text{C}$  以下之不穩定狀態，其雷雨出現率亦僅達 52%，如此成績似不能單獨利用於雷雨預報。

由上述結果可知雷雨之發生條件除大氣不穩定外尚需有其他因素參與始能產生雷雨。首先值得考慮者即為水汽問題，如地表氣塊水汽含量稀少則對流效應雖強盛亦無從產生積雨雲，不但上升氣塊本身需有足量之水汽，周圍之大氣亦需含有適量之水汽始能產生大規模雷雨，絕熱過程中吾等係假設上升氣塊與周圍

表四、穩定指標與雷雨之出現率

Table 4. Relation between the stability-index and occurrence of thunderstorm

年 月	實 際 情 況	3°C 以上		2.9°C—0°C		-0.1°C—2.9°C		-3.0°C—5.9°C	
		觀測次數	雷雨出現次數	觀測次數	雷雨出現次數	觀測次數	雷雨出現次數	觀測次數	雷雨出現次數
1964年7月		1	0	13	5	15	10	2	2
8月		2	1	19	7	9	8	1	1
1965年7月		1	0	20	6	8	6	1	0
8月		2	0	20	3	6	1	2	1
1966年7月		1	0	18	5	10	9	2	2
8月		8	0	12	5	11	5	0	0
1967年7月		7	0	12	2	8	2	5	0
1868年7月		1	0	9	1	11	2	9	5
8月		1	0	15	3	14	6	1	1
計		23	1	137	86	92	49	23	12
雷雨出現率		0%		27%		53%		52%	

表五、氣層平均相對濕度與陣雨發生之頻率（奧斯汀）

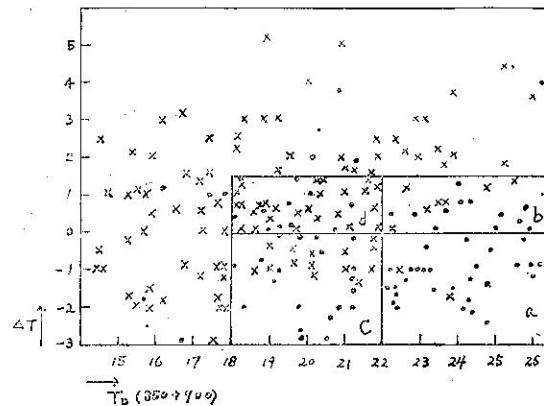
Table 5. Frequency of the shower occurrence in relation with the relative humidity in upper layer. (by Austin)

		500mb 面 T-T' ( $\Delta T$ )			
		< 9°C	5-8°C	< 4°C	計
平均相對溫度	>75%	100 (3)	91 (11)	100 (2)	94 (16)
	60-74%	73 (11)	53 (32)	67 (6)	63 (49)
	45-59%	53 (15)	35 (4)	21 (19)	35 (68)
	30-44%	0 (8)	15 (20)	5 (20)	6 (48)
	<29%	0 (1)	3 (12)	0 (32)	2 (45)

大氣間無溫度、水汽之收支而論，但實際上地表氣塊上升時仍與周圍大氣之間產生混合作用，因此大氣中之濕度情況屢影響及上升氣塊之溫度遞減率。

奧斯汀 (Austin) 調查大氣中之水汽含量與陣雨發生之關係，發現大氣中之相對濕度如超過75%則穩定指標雖為正值，但大部份乃有陣雨出現，反之，如大氣中之相對濕度為30%以下，則殆無陣雨發現。表五示奧斯汀調查結果。

茲為使穩定指標有效利用於雷雨預報起見。以 850mb 面之露點溫度與 700mb 面露點溫度之和代表下層大氣之水汽量，配合穩定指標而製作散佈圖 (Scatter diagram)，求此二者與雷雨發生之關係，得如圖十所示。



圖十、臺北之雷雨散佈圖

Fig 10. Scatter diagram of thunderstorm occurrence over Taipei

上午八時探空資料與當天雷雨發生之關係  
 ●—當天有雷雨發生  
 ×—當天無雷雨發生

based upon 00Z sounding data.  
 ●—Thunderstorm occurred in 00Z-16Z.  
 ×—No Thunderstorm.

圖十縱坐標為穩定指標，橫坐標為下層水汽量，資料得自臺北每日上午八時施放之高空探測，圖中符號示當天有雷雨或陣雨出現，×符號示當日無雷雨或陣雨出現。

如散佈圖所示，有雷雨日之分佈情形已呈有規則性，表示雷雨出現日之黑點大都集中於右下方穩定指標 0°C 至 -3°C，下層水汽量即露點和 22°C 以上之 a 區內，其餘則分散於穩定指標介於 0°C 至 3°C，露點和 22°C 以上之 b 區及穩定指標 0°C 至 -3°C，露點和 18°C 至 22°C 之間之 c 區，而穩定指標介於 0°C 至 3°C，露點和 18°C 至 22°C 之 d 區則雷雨出現率大

表六、散佈圖（圖十）各區內雷雨出現頻率

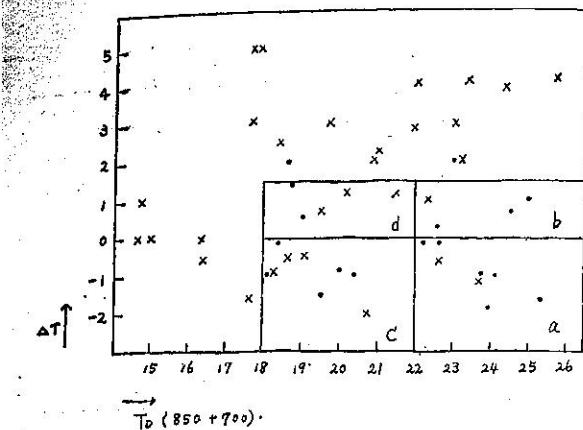
Table 6. Frequency of thunderstorm in each area of scatter diagram (Fig 10)

類別 分區	無雷雨次數	雷雨次數	觀測次數	雷雨發生頻率
a	2	27	29	27/29 93%
b	7	12	19	12/19 63%
c	14	20	34	20/34 61%
d	16	11	37	11/37 30%

表七、散佈圖（圖十）各區內之雷雨發生強度

Table 7. Intensity of the thunderstorm in each area of scatter diagram (Fig 10)

類別 分區	強雷雨	中雷雨	弱雷雨	陣雨	雷聲	閃電	一天內雷雨發生次數			計	
							計	1≤	3≤		
a	6	4	7	6	2	2	27	2	10	15	27
b	0	2	2	4	3	1	12	1	6	5	12
c	0	3	6	5	6	0	20	7	11	2	20
d	0	1	5	5	0	0	11	7	2	2	11



圖十一、臺南之雷雨散佈圖 (上午八時探空資料)

Fig 11. Scatter diagram of thunderstorm at Tainan  
used 00Z sounding data.  
• — Thunderstorm occurrence from 00Z to 16Z  
× — No thunderstorm.

為減少，上列四區以外者鮮有雷雨出現。

圖十一為使用東港之探空資料與臺南觀測資料所作散佈圖，由於東港探空資料有限，依此推斷雖然難免缺乏代表性，但如圖十一所示，其分佈情形大致與臺北相似。

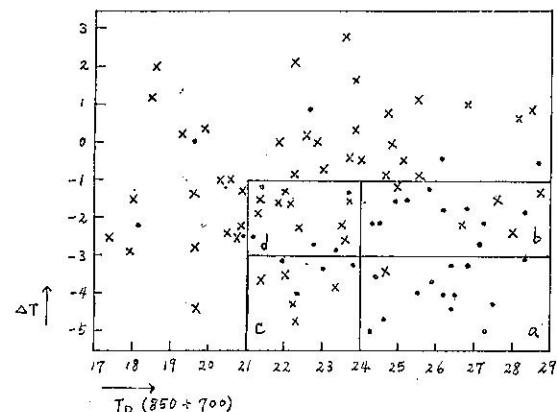
散佈圖上（圖十）所示各區雷雨之發生頻率以 a 區為最大，29例資料中有27次出現雷雨，其發生頻率高達93%，b 區與 c 區之發生頻率各為63%及61%，至於 d 區之發生頻率則大減，僅為30%，如表六所示。

調查各區內所出現雷雨之強度，得如表七所示，強烈雷雨僅出現於 a 區，餘各區所出現者都係中度以下之雷雨及陣雨，其中 b 區所出現者多為弱雷雨及陣雨，11例內中度雷雨僅出現一次。

又根據臺北之雷雨散佈圖調查臺灣區內一天所發生雷雨次數則如表七右方所示，以 a 區之發生次數為最多，a 區內27天內於臺灣地區出現雷雨五處以上之日數有15天，雷雨出現三處以上者有10天，餘2天則僅在臺北地區出現雷雨。c 區與 b 區以一天內雷雨出現二處以下之日數較多，31天中出現14天，而發生五處以上者僅有4天。

以上所述係應用上午8時探空資料計算穩定指標，考查其與當天雷雨發生之關係，茲為延長預報時效起

見，應用前一天晚上時之探空資料試求穩定指標與第二天發生雷雨之關係而製作散佈圖如圖十二所示，圖中各區分劃所採用之標準與圖十所示者略有不同，其標準較圖十為高，即 a 區訂為穩定指標  $-3^{\circ}\text{C}$  以下，露點和  $24^{\circ}\text{C}$  以上，b 區為穩定指標  $-1^{\circ}\text{C}$  至  $-3^{\circ}\text{C}$ ，露點和  $24^{\circ}\text{C}$  以上，c 區為穩定指標  $-3^{\circ}\text{C}$  以下，露點和  $21^{\circ}\text{C}$  至  $24^{\circ}\text{C}$  之間，而 d 區為穩定指標  $-1^{\circ}\text{C}$  至  $-3^{\circ}\text{C}$ ，露點和  $21^{\circ}\text{C}$  至  $24^{\circ}\text{C}$  之間，根據此散佈圖所得雷雨之出現率 a 區為93%，b 區67%，c 區44%，d 區33%，如表八所示，其成績尚佳，當可供雷雨客觀預報之用。圖十及圖十二散佈圖之分區標準示於表九。



圖十二、臺北之雷雨散佈 (20時探空資料與第二天雷雨發生之關係)

Fig 12. Scatter diagram of thunderstorm occurrence over Taipei  
used 12Z sounding data.  
• — Thunderstorm occurrence in the next day.  
× — No thunderstorm.

表八、臺北雷雨散佈圖(圖十二)內各區雷雨出現頻率

Table 8. Frequency of thunderstorm within each area of Taipei thunderstorm scatter diagram. (Fig 12)

類別 分區	無雷雨 次數	雷雨次數	觀測次數	雷雨發生頻率
a	1	13	14	13/14 93%
b	5	10	15	10/15 67%
c	5	4	9	4/9 44%
d	9	5	14	5/14 36%

表九、散佈圖分區標準

Table 9. Limit of the areas in Taipei thunderstorm scatter diagram

資料 分區	利用上午8時高空資料時之分區標準		利用前一天20時高空資料時之分區標準	
	穩定指標	850mb 與 700mb 露點和	穩定指標	850mb 與 700mb 露點和
a	0°C — -3°C	22°C 以上	-3°C 以下	24°C 以上
b	0°C — 1.5°C	22°C 以上	-1°C — -3°C	24°C 以上
c	0°C — -3°C	18°C — 22°C	-3°C 以下	21°C — 24°C
d	0°C — 1.5°C	18°C — 22°C	-1°C — -3°C	21°C — 24°C

綜上所述，蕭華特之穩定指標如直接應用於雷雨預報則可靠性極差，但如加以修正，配合下層大氣水汽量製作散佈圖則顯示有良好之對應性，可供客觀，雷雨預報之用，再利用表六、表七之分類可進一步估計雷雨強度及發生分佈。

## 六、高空風與雷雨之關係

利用臺北高空風資料調查圖十所示臺北雷雨散佈圖上雷雨發生日之 850mb 與 700mb 面高空風分佈與雷雨之關係，得如表十所示。調查方法係將風向劃分為東北、東南、西南、西北等四象限分別計算各區

內發雷日之 850mb 面、700mb 面高空風所屬各象之頻率。如表十所示，雷雨發生日之風向以西南風現次數最多，850mb 面為 44%，700mb 面為 50% 次之為東南風之 22% 及 34%，東北風居末位，各佔 8% 及 8% 而已。

根據表十所示統計，以 700mb 之風向與雷雨之相關性較為密切，雷雨發生日 700mb 風向為南風之頻率高達 84% 而 850mb 面則僅為 66%。綜上述，高空風偏南則較適於雷雨之發生，高空風如北來風則雷雨之發生機率大為減少。

高空風速大則對流雲頂部為強風所冲散，未能

表十、高空風向與臺北雷雨發生之關係

Table 10. Relation between upper wind direction and the occurrence of thunderstorm over Taipei.

風向 分區	850 mb				700 mb			
	010—090	100—180	190—280	290—360	010—090	100—180	190—280	290—360
a	$\frac{1}{16}$ 6%	$\frac{4}{16}$ 25%	$\frac{8}{16}$ 50%	$\frac{3}{16}$ 19%	$\frac{1}{16}$ 6%	$\frac{4}{16}$ 25%	$\frac{9}{16}$ 57%	$\frac{2}{16}$ 12%
b	$\frac{4}{11}$ 36%	$\frac{2}{11}$ 18%	$\frac{3}{11}$ 28%	$\frac{2}{11}$ 18%	$\frac{1}{11}$ 10%	$\frac{4}{11}$ 36%	$\frac{5}{11}$ 44%	$\frac{1}{11}$ 10%
c	$\frac{2}{13}$ 14%	$\frac{2}{13}$ 14%	$\frac{7}{13}$ 58%	$\frac{2}{13}$ 14%	$\frac{2}{13}$ 14%	$\frac{6}{13}$ 49%	$\frac{5}{13}$ 40%	$\frac{0}{13}$ 0%
d	$\frac{1}{10}$ 10%	$\frac{3}{10}$ 30%	$\frac{4}{10}$ 40%	$\frac{2}{10}$ 20%	$\frac{0}{10}$ 0%	$\frac{3}{10}$ 30%	$\frac{6}{10}$ 60%	$\frac{1}{10}$ 10%
計	$\frac{8}{50}$ 16%	$\frac{11}{50}$ 22%	$\frac{22}{50}$ 44%	$\frac{9}{50}$ 18%	$\frac{4}{50}$ 8%	$\frac{17}{50}$ 34%	$\frac{25}{50}$ 50%	$\frac{4}{50}$ 8%

展為雄偉之雷雨雲，利用臺北測風資料調查高空風速與雷雨發生之關係得如表十一。

雷雨發生日之高空風速如表所示，大都微弱，未達 15 洪/時，其頻率以風速 10 洪/時以下為最大，850mb 面為 74%，700mb 面為 58%，風速 15 洪/時以下則各佔 88% 及 78%，隨風速之增大而其頻率劇減

，風速超過 25 洪/時則殆無雷雨出現。但西南氣流為活躍之 5、6 月，春夏之交如遇 850mb 面上臺灣、華南一帶出現風速達 30 洪/時以上之強烈偏南風時，則屬於第二天在迎風面之西南部地區發生強烈雷雨，此係起因於西南氣流之強烈輻合與沿山坡滑升所導致者，與夏季所盛行之熱雷成因不同。1970 年 4 月在臺

表十一、高空風速與臺北雷雨發生之關係

Table 11. Relation between upper wind speed and occurrence of thunderstorm over Taipei.

分區 風速	850 mb					700 mb				
	10m以下	11—15	16—20	21—25	25m以上	10m以下	11—15	16—20	21—25	25m以下
a	11 16	68% 3 16	19% 2 16	13% 0 16	0% 0 16	8 16	50% 5 16	31% 2 16	13% 1 16	6% 0 16
b	7 11	64% 2 11	18% 1 11	9% 9% 11	0% 0 11	7 11	64% 1 11	9% 1 11	7% 1 11	9% 1 11
c	10 13	77% 2 13	15% 0 15	0% 1 13	8% 0 13	9 13	69% 2 13	15% 2 13	15% 0 13	0% 0 13
d	9 10	9% 0 10	0% 0% 10	10% 1 10	0% 0 10	5 10	50% 2 10	20% 3 10	30% 0 10	0% 0 10
總 計	37 50	74% 7 50	14% 4 50	8% 2 50	4% 0 50	0% 29 50	56% 10 50	20% 8 50	16% 2 50	4% 1 50

舉行中美氣象學術會議席上張瑞翔發表有關臺南雷雨之研究指出高空風超過25浬／時則無雷雨出現，此與本文所述尚符，但其所提示 850mb 與 700mb 間有氣旋形風變始有雷雨發生，此點於此次調查中並未發現有顯著特性，垂直成分之風向無發現氣旋形風變時亦屢有雷雨出現，尙待研究證實。

## 七、雷雨預報之程序

茲綜合上述各節，研討結果，加以歸納，研擬雷雨預報之步驟以供參考。

1. 應用本文之第三節所述天氣圖類型判別天氣圖分佈是否適於雷雨之發生，如臺灣附近之等壓線呈乙字型則易導入南方氣流產生雷雨。

2. 分析高空圖判別 500mb 面有無冷平流現象，如臺灣附近有低溫區則雷雨發生之機率較大。

3. 應用第五節所示散佈圖判別大氣穩定性與下層大氣水汽量是否適合於雷雨之發生，如資料顯示情況屬於 a 區則可預測將有中度以上之雷雨發生。

4. 應用表七估計預期發生雷雨之強度及雷雨發生分佈情況。

5. 分析有無下列跡象可當衝擊作用而釋放對流不穩定潛能產生雷雨。

- a. 鋒面或風切線 (Shear line)
- b. 日間之增溫
- c. 輪合氣流
- d. 朝向山坡之風系

上列 b 項之增溫效應可誘發熱力低氣壓導致 c 項之輪合氣流及 d 項之沿山坡之上升氣流。

6. 有關雷雨區域之預報，如有鋒面時，則推測沿鋒面前緣區域有雷雨，如無鋒面則應考慮暖氣流入侵之迎風面區域有雷雨。

7. 利用第六節所述高空風與雷雨之關係判別高空風之分佈是否適宜雷雨之產生。

8. 東風波過境所導致雷雨常可在琉球羣島先見徵兆，即由該區域雷雨現象之西移而判別之。如製作馬可斯島、硫磺島、南大東島、那霸島、宮古島等 700mb 面高度變化連續圖，加以追蹤，則效果更佳。

除上述步驟外預報人員尚須注意下列經驗法則：

1. 低空風速小而高空風速較大則易導致強烈雷雨。

2. 500mb 面之噴射氣流與 850mb 面之噴射氣流或輻合區之相交處，易產生強烈雷雨。

3. 對流圈上部顯著低壓槽之前面，易產生強烈雷雨。

4. 華南地區北緯 25 度以南有短波槽東移時應注意臺灣地區可能誘發普遍性雷雨。

5. 東部海面有熱帶性低氣壓徘徊，則宜蘭、花蓮地區易發生雷雨。

6. 5、6 月間我國東南部地區由於東南氣流之入侵易發生強烈雷雨。

7. 梅雨末期，每因強烈西南氣流沿鋒面上升誘發雷雨導致局部性豪雨，此種豪雨具有於夜間雨勢較大之趨勢。

8. 夏季 500mb 面北太平洋高氣壓脊線發展西伸橫越臺灣時，北部地區常發生局部性強烈雷雨。

9. 西南季風較強時雷雨多發生於迎風面之山岳地區，隨風力之減弱雷雨將逐漸出現於西南部沿海地區。

### 八、結論

臺灣地區之雷雨與來自臺灣東南方海面，中國南海之熱帶氣團，赤道氣團具有密切之關係，惜主要可測知暖氣團行踪及性質之南方海面缺乏高空探測資料，無從測知暖氣團活動情形，此為本區雷雨預報困難之處，筆者於本研究中曾考查應用廈門及石垣島之高空資料以 850mb 面至 500mb 面之溫度差為代表氣溫遞減率，以 850mb 與 700mb 露點和為代表下層水汽量，期求其各因素與臺灣地區雷雨發生之相關，但所得散佈圖缺乏集中性，效果不佳，無法利用於預報作業，我國如能於東沙島設置高空探測站，經常供應探測所得資料，則對於臺灣地區夏季雷雨預報有極大幫助。由本文所討論，吾等可知雷雨時之天氣圖分佈型式，高空溫度分佈與雷雨之相關，穩定指標客觀利用法，高空風與雷雨之相關，如能將本文所提技術配合日常預報分析技術當可提高雷雨預報效率，增進氣象服務效果，此為筆者所企望者。

本研究限於高空資料，難免有所不盡之處，希請氣象界諸先進指正。

### 參考文獻

1. Seberre Pettersen (1956) Convective cloud and weather. Weather analysis and Forecasting Volume 2. P133-195
2. S. Shiskhin (1961) Forecasting thunderstorms and showers by the slice method. Tellus Volume 13. No. 3. P417-424.
3. Beers N. (1945) Atmospheric stability and instability. Handbook of Meteorology. N. Y.
4. 福長光男 (1965) 雷雨預報 氣象研究ノート 16卷 1號
5. 鯨井孝一 (1964) 特殊預報 氣象研究ノート 15卷 1號
6. 大谷東平 (1957) 伴隨大雨時之濕舌機構之研究 研究時報 9卷 10號