

臺灣梅雨之預報

徐明同 紀水上

On the forecasting of the Mei-yu in Taiwan

Ming-Tung Hsu, Shui-Shang Chi

Abstract

Mei-yu (or Bai-U) is the name of the season of heaviest rainfall in the Yangtze River Basin and in southern Japan. It is also observed in the north Taiwan and Ryukyu Islands. The Mei-yu period in these areas is slight different from the above areas. In this transition season of spring to summer, it is almost always overcast with intermittent or continuous rains, sometimes, it even becomes heavy rains which terribly affect the plant growth, the rice harvest and our daily life. Hence, developing a number of methods for forecasting the Mei-yu in this island is the most urgent task for research works.

This is a successive report after "On the analysis of Mei-yu in Taiwan" written by the same authors in 1974. The essential content of this paper is the brief analysis of Mei-yu and the several methods such as correlation field, semiempirical, time series analysis and analogue which might be useful for the forecasting of the Mei-yu rains in Taiwan.

一、前言

梅雨雖為長江流域至日本一帶之連綿降雨現象，但實際上亦遍及臺灣北部及琉球。而此等地區之梅雨期並不一致，就臺灣而言，梅雨現象係發生在 5、6 月間。在此春夏之交，經常出現陰沈的天氣，並有間歇性或持續性之降水，甚至演變成爲豪雨，此對作物之成長、收穫、電力、交通等等之民生計有密切的關係。因此，對於梅雨之預報實有研究發展的必要。

本文係繼臺灣梅雨之分析〔徐明同、紀水上（1974）〕後的另一研究，其主要內容除引用前文作爲預報的依據外，更進一步求其在梅雨期內，降水量與北半球 500 毫巴高度偏差，算出同時及落後（lag）相關，作成相關分佈圖，俾能作出提前預報之方法。

臺灣四季的降水型中，以梅雨期之降水類型最難捉摸，其年變差很大，時或不顯，有時僅類似對流性之熱雷雨而已，致使預報經常失算。爲求對此雨型之預報更有把握起見，筆者等特撰此文，以供氣象預報人員對此雨型預報之參考。

二、梅雨期之綜觀大勢

控制 5、6 月之主要氣流爲北太平洋信風（Northern Pacific Ocean Trades），西伯利亞氣流（Siberian Flow），印度西風（Indian Westerlies），印度大陸氣流（Indian Continent Flow）。5 月地面輻合帶從日本海向西南延伸經臺灣、中南半島進入印度，此種型式即爲臺灣梅雨期之典型氣流型式（Flow Pattern）。6 月南方氣流增強，而北方氣流減弱，而此輻合帶向北移動，直至長江中下游，此時臺灣梅雨遂告終止，梅雨降雨帶移至長江流域及日本地區。

在梅雨期內之特殊高空氣流爲在高緯度上空，鄂霍次克（Okhotsk）海及烏拉（Ural）山一帶各有一穩定之高壓脊，在二者之間爲一準穩定（Quasi-stationary）性之低壓槽。鄂霍次克海上空之高壓脊屬於阻塞型（Blocking Pattern），其南方有一切斷低壓（Cut-off Low）。原受喜馬拉雅山影響而形成兩支副熱帶噴射氣流（Sub-jet stream）如圖 1〔Yin (1949)〕，此時南支噴射氣流由 15°N 之南限北移至喜馬拉雅山南麓並告消

失。此為東北季風減弱的階段。北支噴射氣流移至43°N 北限，此為西南季風逐漸加強之階段。日本上空之噴射氣流仍存在，但強度已減弱，此股噴射氣流經常產生一連串之波動，在地面天氣圖上，江淮平原上有相繼發生之氣旋波，自西向東推進，影響臺灣北部。由於受鄂霍次克海附近上空之阻塞高壓影響而成為滯留鋒，稱為「梅雨鋒」(Mei-yu or, Bai-u Front)，而梅雨期的大量雨澤係源於梅雨鋒。筆者等曾找出梅雨期顯著之天氣圖例〔徐明同、紀水上(1974)〕，此等圖係1966年6月9日12時(GMT)之地面天氣圖，850mb等溫線圖，700mb及500mb高空圖。這些天氣圖上所顯示之共同性質為在鄂霍次克海附近均有一阻塞高壓存在。在地面圖上，輻合帶由日本南方海面向西南延伸經臺灣至華南，同時東亞850mb高空圖上顯示出兩個冷空氣中心，其一在鄂霍次克海，另一在日本海，由後者向西南延伸而成一冷舌橫貫於臺灣北部海面至華南。700mb等壓面圖上，在華南地區有一明顯約呈東西向之槽線存在，500mb圖上，在烏拉山及鄂霍次克海上空各有一阻塞高壓存在，於我國大陸北緯度30左右亦有一約呈東西向之槽線存在。由於阻塞高壓的存在，華南區的高空槽，地面之輻合帶滯留不前，同時冷源由鄂霍次克海源源而入，加強了槽線及地面輻合帶之強度，而造成了明顯的梅雨現象。

三、臺灣的梅雨期

臺灣北部的梅雨現象，俱有臺灣梅雨之地域代表性〔徐明同、紀水上(1974)〕。因此，就臺灣北部為代表劃分臺灣之梅雨期。有關臺灣梅雨期之劃分可依三種方法，即候平均雨量，日平均雨量及降雨日等，但此三種方法以降雨日之劃分為最俱有意義〔王時鼎(1970)，徐明同、紀水上(1974)〕。將各種方法劃分的結果以圖2~4說明之。圖2~4分別由上述之方法分析近七十七(1897~1973)年來之梅雨期，其結果如下：由候平均雨量劃分之梅雨期為5月26日至6月19日，計25天；由日平均雨量顯示之梅雨期為5月20日至6月19日，計30天，而由兩日顯示之梅雨期則為5月18日至6月19日，計32天。

除了將臺灣之梅雨期作劃分之外，更進一步將入梅、出梅、梅雨期的長短及梅雨期降水量之或然率加以分析討論：

(一)入梅概況：典型梅雨的開始，有40.3%集中於5月11日至20日這十天內(11~15日有16.9%，

16~20日有23.4%)，另有39%出現於5月26日以後(26~30日佔19.3%)，最早入梅的是1927年5月2日，最晚的是1948年6月17日，兩者相差達47天之多，而入梅早者，梅雨期大都偏長，反之則有偏短之趨勢。在長江流域入梅的早晚和梅雨長度有+0.57之高相關〔Hsu(1965)〕。茲將入梅的日期與梅雨之持續日數作成圖5進而利用最小平方方法求其迴歸線，所得之結果可由下列二次曲線表示。

$$Y = 20.69 - 0.65X + 0.01X^2 \quad (1)$$

上式中x表示入梅日期，以資料時間之中點為起點，在此點之右為正，在其左邊為負，y表示梅雨持續日數。

(二)出梅概況：出梅日期的最大或然率在6月15~19日有25.9%，但在6月20~24日亦有19.5%的出梅或然率，由此可知在6月15~24日出梅者佔大部份。近七十七(1897~1973)年來最早出梅的是1914年5月25日，最晚的是1903年6月30日，出梅早晚的極端值可相差36天。

(三)梅雨期長度及降水量：典型的梅雨長度平均有25天左右，梅雨期長度達一個月以上之年份佔31.2%左右，而梅雨期長度小於10天者有10.4%即每十年中有一年梅雨不太明顯。根據近七十七年之統計典型梅雨最長是1970年，長達49天，沒有出現梅雨為1901年及1963年。

梅雨期內，臺北之總平均降水量為26657.4公厘(1897~1973年)，約佔5、6月份總平均降水量(39370.1公厘)之67.6%。降水量最多是1903年，為1094.3公厘，其次是1944年為1040.3公厘，最少的是1954年為154.6公厘。

由上所述，入梅日期大多集中在5月16日~20日，出梅則在6月15日~19日。由此可說臺灣的梅雨期以5月18日開始6月19日為止，共32天。

已劃分了臺灣的梅雨期，但是否每年均有顯著之梅雨期？因此，分析了近七十七年來之降水資料，而知臺灣在5、6月之降水日數長者可達月餘之久，短者僅數日而已。換言之，在臺灣可出現為期甚久的梅雨期，亦可不出現梅雨(稱為空梅)。為了瞭解梅雨期之多年變化，筆者等曾做出逐年變化曲線圖，如圖6。利用重覆頻度法〔鈴木(1970)〕將此圖加以分析，其結果如表1。由此表可知，臺灣地區的梅雨期具有2~3年相當明顯的週期。

四、梅雨季、北半球500毫巴之高度偏差與臺北月降水量之同時相關。

下面所求為降水量與高度偏差之相關，係利用

逐年5月份之北半球500毫巴平均圖與多年平均圖(稱標準圖)之向量差。其大於標準圖者為正區，小於標準圖者為負區。由於資料有限，僅用9年(1960~1968)之資料。由此9年之距平與同時間之臺北5月份月降水量求其相關，進而繪製成相關分佈圖〔徐明同、紀水上(1974)〕，然後把正負相關區域的中心連接起來，可以看出正負相關區有交互排列之關係。一負相關中心在45°N, 172°E之北太平洋，軸線向西延伸經日本本洲中部到我國華北之另一負相關中心。然後此軸線從我國華北轉向西南延伸經華南再轉西至印度。蘇俄及北方之極區有正相關軸線，另一正相關軸線從喜馬拉雅山向西延伸經中央亞細亞至北非洲。

由天氣學的觀點而言，正相關對應脊線。此脊線和烏拉山及鄂霍次克海之高壓在此停留，或發展情況對應。在華北之負區是對應梅雨鋒，而太平洋之正區即相當於太平洋高壓。

圖7及8為1960年及1966年5月之平均距平圖，圖7為多雨年，圖8為少雨年之顯著例子。在圖7中，正區在華南，而臺灣却位於負區的邊緣，此表示平均鋒面帶在臺灣附近徘徊，因此多雨(佔多年平均之151%)，在圖8中，正區在我國大陸東部以及臺灣，而負區遠在135°E以東之太平洋，此顯示平均鋒面帶不在臺灣附近，因此少雨(佔多年平均之31%)。

五、北半球500毫巴之高度偏差與臺北月降水量之落後相關

落後相關之求法除用不同月份資料外與同時相關相同，本文所用之時間為北半球1963~1968年2月份500毫巴高度偏差與同年之臺北5月降水量求得，進而繪製成相關分佈圖，如圖9，由圖中可以看出正中心位置在蒙古，俄國東部、芬蘭、北極海等地。負中心位在格陵蘭、東北太平洋、蘇俄北方之極區，從綜觀場來看，此等正負中心對應著高低壓，其軸線(如圖示)有正負交替之排列。

由同時相關分佈圖為主，進而以落後(Lag)相關為輔，追蹤其中心及相關軸線，如此即可在數月前預報該年內降水量，有關於此，下節述之。

六、臺灣梅雨的預報

有關臺灣梅雨的預報問題，茲提出四種方法如下。各種方法如表示相同趨勢時當更增加可靠性。

(一)利用相關係數分布圖之預報法

前面已提過北半球500毫巴高度偏差與台北月

降水量相關係數之作法，利用此方法做出此兩者之同時及落後相關。由同時相關分佈圖可以看出臺灣梅雨期之相關係數分佈之情形，然後以落後相關軸線之運動情形，如圖9知2月份及5月份高相關區之運動情形，前面已述及正負中心對應著高低壓中心，故由此等高低壓中心之配置情形，即可做為預報之參考。若2月份之低壓在70°N, 75°E以北時，則可預報該年之入梅日期延後，而在以南時則入梅時間提前，前者為梅雨期之降水總量低於平均值，即少雨年，而後者則高於平均值，即多雨年。若低壓中心在該處附近時，則降水量幾近於平均值。

(二)應用經驗公式之方法

將近七十七年來入梅的日期與梅雨的持續日數之關係如圖5中之實線，再利用最小平方法作出迴歸線，如(1)式及客觀預測圖，如圖11，由此圖可由梅雨開始之日期預測該年內梅雨期之持續日數。而此預測圖之準確率究竟有多少？可由下列之公式求得標準偏差σ

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (y - \bar{y})^2}{n}} = \sqrt{\frac{\sum Y^2}{n}} = 2.16 \quad (2)$$

上式中 $Y = y - \bar{y}$ ；σ為離均差，y為梅雨持續日數， $\bar{y}$ 為平均梅雨長度，n為77年。

根據Panofsky(1965)， $\bar{y} + \sigma$ 與 $\bar{y} - \sigma$ 兩數之間約有68%之機率，而 $\bar{y} + 2\sigma$ 與 $\bar{y} - 2\sigma$ 之間約有95%之機率。預測方法，例如由圖24，在5月18日為入梅，則梅雨期在此圖上顯示為25天，因此預報梅雨期為23~27天，則其機率有68%，若預測21~29天則有95%。

(三)應用時間數列法。

上面曾對臺灣近七十七年5、6月之降水資料繪製成時間數列圖，如圖6，並加以分析，發現降水量沒有隨時間成漸增或漸減之趨勢。但利用重覆頻度法分析，如表1a, 1b，結果發現臺灣之梅雨期具有2~3年之相當明顯週期，而可做為預測之依據。

其次利用自相關係數(Auto-Correlation Coefficient)企圖要對臺灣梅雨之週期加以分析，本文所計算之自相關係數，係利用降水資料加以移動平均，去其長期趨勢再算出自相關係數，其結果如圖12。由此圖觀之，其結果若利用前者之方法來得好，此尚待進一步之探討。

(四)類型法

預報梅雨之開始及終止，利用天氣圖型式之類型法，是一種較為簡便的方法，而有下列三種。

1. 從梅雨期之天氣圖型式而知，因阻塞高壓之影響，極鋒成為滯留鋒，預測梅雨之開始，首先應用本文所計算出之發生日期，而每年從5月中旬起，須注意阻塞高壓之形成與滯留鋒之建立。關於梅雨終止日期之預報，首先應注意梅雨平均終了日期，在6月中旬左右，注意太平洋高氣壓之發展及非島與太平洋區之島嶼測站之氣壓變動，如果發現各站之氣壓繼續升高，且升高區向西伸之趨勢，證實太平洋高氣壓發展，使梅雨滯留鋒北移而進入夏季季風型天氣。

2. 梅雨末期常發生豪雨，由過去77年來之統計分析結果如圖3。在梅雨終止之前兩三天有特別顯著的雨量，因此梅雨末期常發生豪雨，由過去年來之統計分析結果如圖3。在梅雨終止之前兩三天有特別顯著的雨量，因此梅雨末期常發生豪雨；亦為預報員對梅雨終止預報之重要參考因子之一。

3. 另一預報梅雨終止之方法為參考下述之事實，即在颱風侵入臺灣或在近海經過時，梅雨期即終了。如圖13~16為1965年6月23~26日地面天氣圖。23日尚有一滯留鋒在臺灣地區徘徊，但非島東方形成一輕度颱風 Emma，向北北西進行，經過本省東部沿海時，滯留鋒被推向北，同時太平洋高壓向西伸，而結束梅雨期，臺灣進入夏季型之天氣。

七、結 論

由以上分析之結果，所得以下之結論，列舉並討論如下：

1. 梅雨期間之特殊高空氣流即為鄂霍次克海及烏拉山各有一阻塞高壓存在，而在此二者之間有一準穩定性之低壓槽。副熱帶噴射氣流自崑崙山北麓經由長江中，下游而進入日本。於地面天氣圖，江淮平原上有相繼發生之氣旋。

2. 臺灣之梅雨期，就臺北而言，依候平均雨量劃分，為5月26日至6月19日共25天。依平均日雨量劃分為5月20日至6月19日共30天。依平均兩日劃分，則為5月18日至6月19日共32天。但以平均兩日之劃分較為合理。

3. 臺灣梅雨開始之或然率在5月11日至5月20日佔40.3%，出梅在6月15日至19日佔25.9%。

4. 臺灣梅雨期持續之長短，與梅雨開始的日期有關，梅雨開始得愈早，其持續時間愈長，反之則愈短。

5. 梅雨期間同時相關之負相關區在臺灣北部至

華北，此表示鋒面在此區活動，而正相關區在太平洋區，此表示太平洋高壓在此區活動。

6. 臺灣在500 mb 負距平籠罩時為多梅雨年，而我國大陸東部以及臺灣為500 mb 之正距平佔優勢時為少梅雨年。

7. 由2月份北半球500 mb 之高度偏差與梅雨期間降水量之相關分布圖；以及梅雨期間500 mb 高度偏差與降水量之相關分佈圖之動向，可提早預測該年內之梅雨狀況。若2月份之主正負中心在平均位置之後面時，則該年之入梅晚，雨期短，雨量少，反之則入梅早，雨期長，雨量多。

8. 入梅日期與梅雨持續日數可由圖11及(2)式表示，其標準差為2日。

9. 在6月初至中旬，即梅雨期末，須注意豪雨發生，同時亦應注意在梅雨期末，若有颶風侵臺或經過近海時，則可預報梅雨之結束。

參考文獻

1. 糸數昌丈 (1972)：沖繩之氣候，天氣 Vol. 19 No.3 231~242.
2. Thompson B. W. 子猶譯 (1955)：東南亞及西太平洋之大氣環流，氣象學報第一卷第二期35~40。
3. Yin. M.T.(1949): A Synoptic-Aerological Study of the Onset of the Summer Monsoon over India and Burma, J. Met 6. 393~400
4. 徐明同、紀水上 (1974)：臺灣梅雨之分析，氣象學報第二十卷第四期25~44
5. 王時鼎 (1970)：論臺灣之梅雨，氣象分析與預報第四十四期12~20。
6. Hsu. C (1965)：Mei-yu of the Middle and Lower Yangtze Valley in the past 80 Years. Acta. Meteorol. Sinica 35, 507~518.
7. 鈴木榮一 (1970)：氣象統計學，139~140
8. Miyoshi T (1971)：On the Forecasting of Baiu in Southern part of Kyshu District by Correlation Field. Tenki Vol. 19 No.3, 9~14
9. Panofsky H. A. (1965)：Some Application of Statistics to Meteorology, 224 p.p.
10. 徐晉淮 (1971)：臺北地區豪雨之研究，氣象學報第十七卷第三期，49~71。

表 1a. 七十七年來臺北極端降水量頻率
Table 1a. The frequency of the extreme of Taipei since 1897

表間隔(年) interval (year)	波峯一波峯 peak to peak	波谷一波谷 trough to trough	合計 total
2	9	14	23
3	10	5	15
4	6	4	10
5	0	2	2
6	0	0	0
7	0	0	0

表 1b. 七十七年來五主要測站（臺北、臺中、臺南、恒春及花蓮）極端降水量頻率表

Table 1b. The frequency of the extreme precipitation of five main stations (Taipei, Taichung, Tainan Heng-chung and Hualien) since 1897.

間隔(年) interval (year)	波峯一波峯 peak to peak	波谷一波谷 trough to trough	合計 total
2	11	12	23
3	5	4	9
4	5	6	11
5	1	1	2
6	2	0	2
7	0	1	1

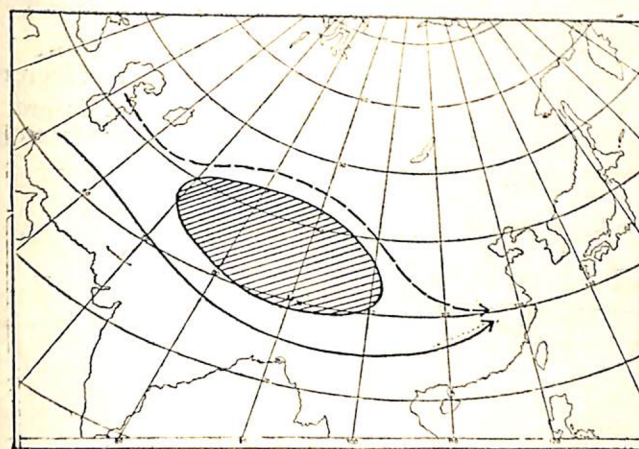


圖 1. 由於喜馬拉雅山北麓或南麓噴射氣流的位移而改變之氣流型式。

Fig1. Change in flow pattern resulting from displacement of jet stream north or south of Himalayas (after Yin 1949).

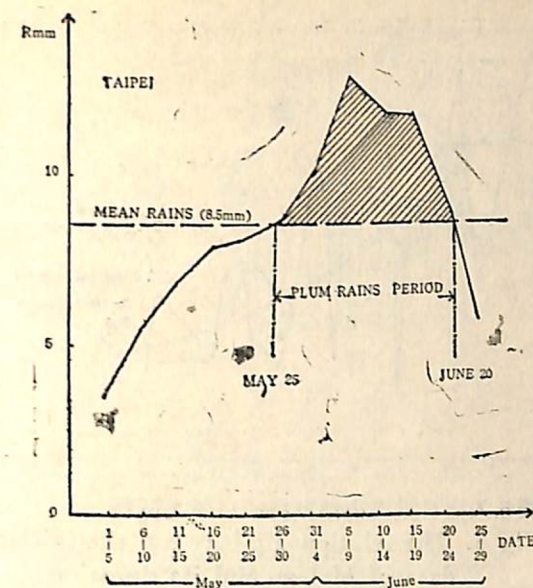


圖 2. 臺北候雨量平均所顯示之梅雨期（資料時間：1897~1973）
Fig2. The Mei-yu period shown by the fine-day mean amonni of rainfall at Taipei (data:1897~1973)

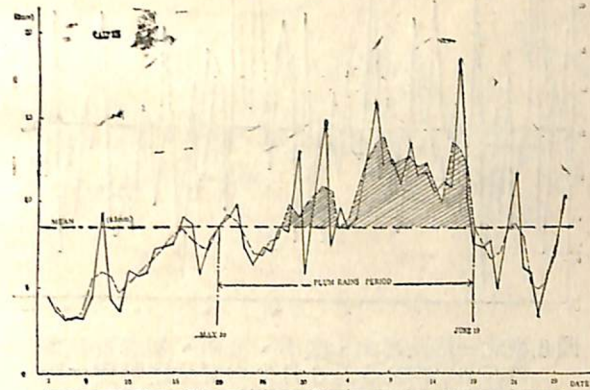


圖 3. 臺北日平均雨量所顯示之梅雨期（資料時間：1897~1973）
Fig 3. The mei-yu period shown by the mean daily rainfall at Taipei (data:1897~1973)

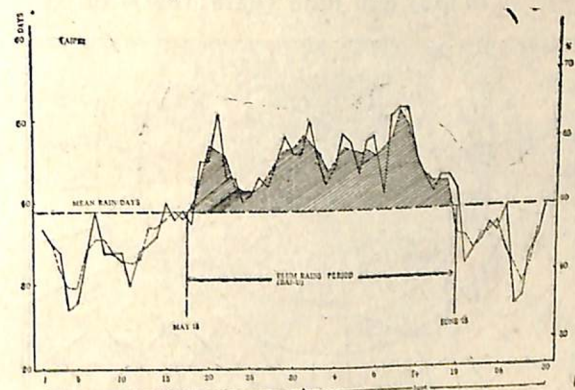


圖 4. 臺北平均兩日所顯示之梅雨期（資料時間：1897~1973）
Fig 4. The Mei-yu period shown by the average of the raining days at Taipei (data:1897~1973)

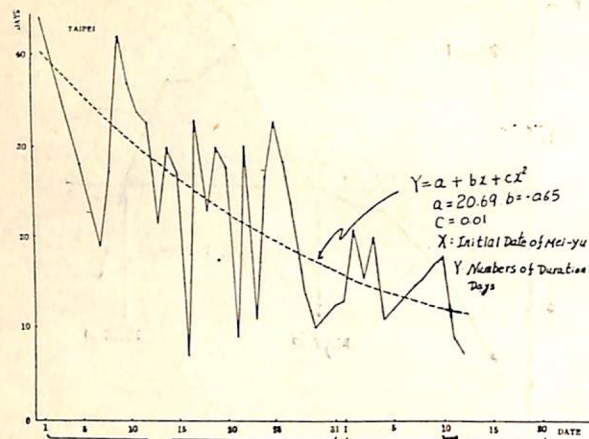


圖5.入梅日期與梅雨期持續日數之關係
Fig 5. The relationship between the initial data of Mei-yu and its duration

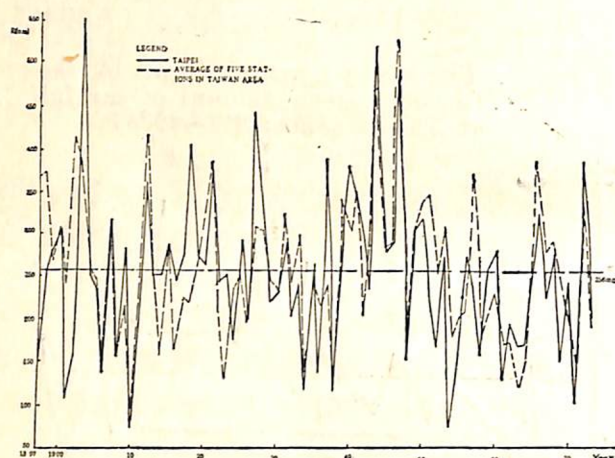


圖6.臺北一站及臺北、臺中、臺南、恒春及花蓮等五站平均之5月6月平均雨量逐年變化圖(資料時間:1897~1973)
Fig 6. The secular variation of the mean rainfall in Taipei and the other five stations (Taipei, Taichung, Tainan, Hengchung and Hualien) in May and June (data:1897~1973)

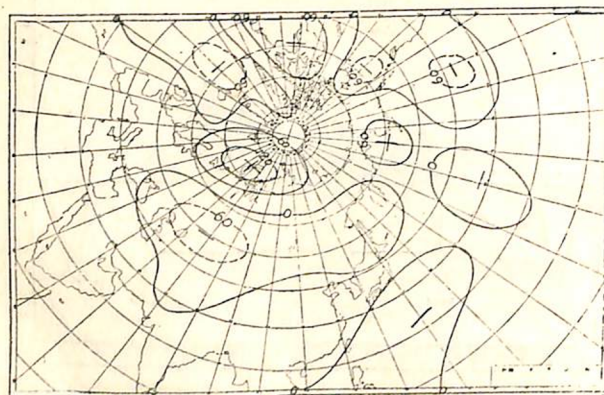


圖7. 1960年5月份平均距平圖(多雨年之例)
Fig 7. The mean anomaly chart for May, 1960 (the case of rainy year)

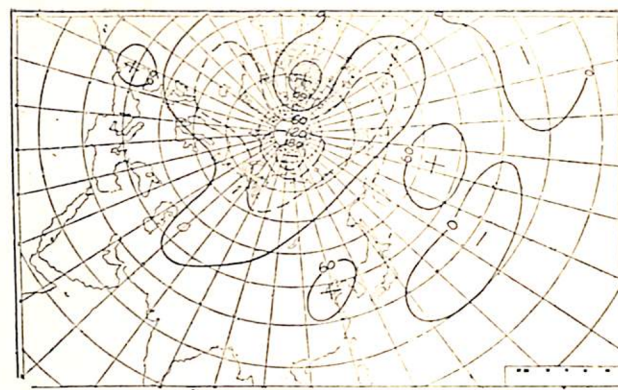


圖8. 1966年5月份平均距平圖(少雨年之例)
Fig. 8. The mean anomaly chart for May 1966 (the type of less rainy year).



圖9. 臺北5月份降水量與北半球2月份500毫巴之落後相關分布圖(X10⁻²)
Fig. 9. The distribution of coefficient of lag correlation between the monthly rainfall of Taipei in May and the 500mb anomaly in February (X10⁻²)
legend: — plus correlation coefficient
- - - minus correlation coefficient
..... the axis of plus coefficient
- • - the axis of minus coefficient

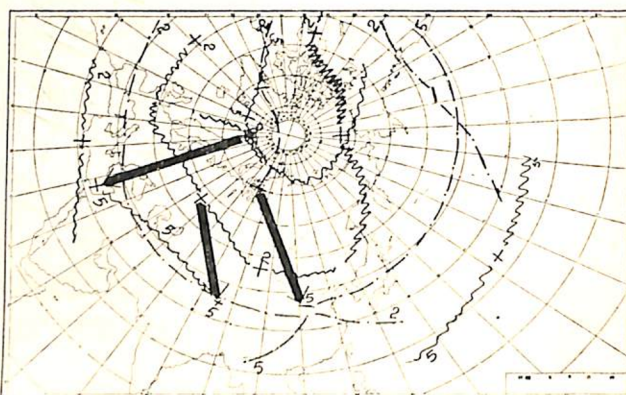


圖10.相關場之運動圖(圖示2表2月,5表6月)
Fig. 10. The movement of correlation field.
legend: 2 shows the position of February;
5 shows the position of May

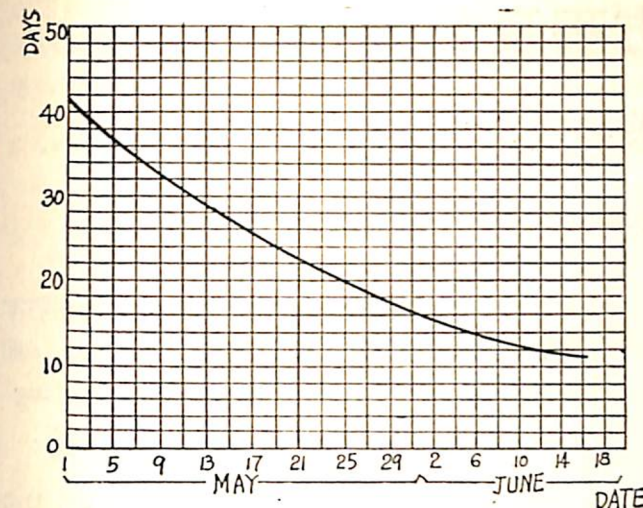


圖11. 梅雨長度之客觀預測圖
Fig. 11. The objective prognostic chart of Mei-yu period.

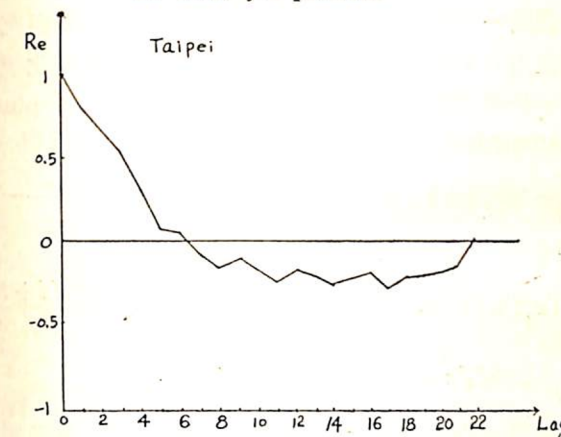


圖12. 臺北降水量之自相關係數圖
Fig. 12. The autocorrelation coefficient of rainfall at Taipei.

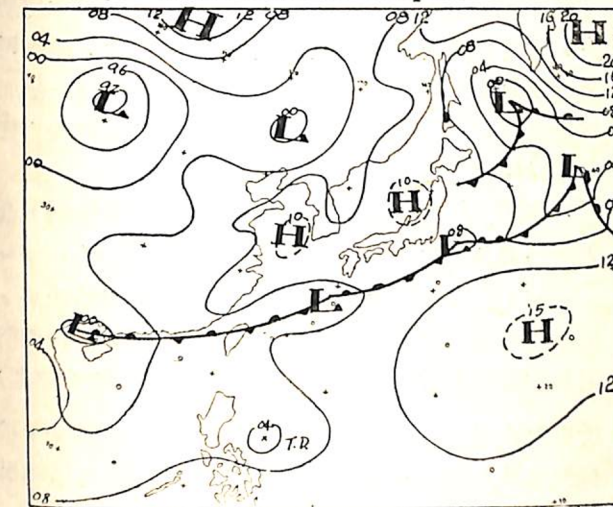


圖13. 民國54年6月23日8時地面天氣圖
Fig. 13. Sea level chart, 0000GMT, 23, June, 1965.

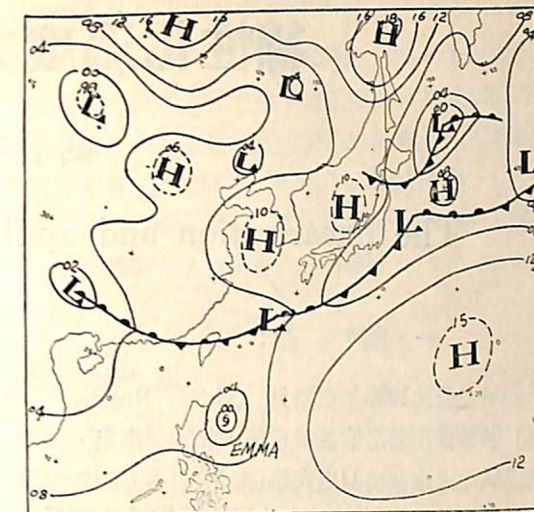


圖14. 民國54年6月24日8時地面天氣圖
Fig. 14. Sea level Chart, 0000GMT, 24, June, 1965.

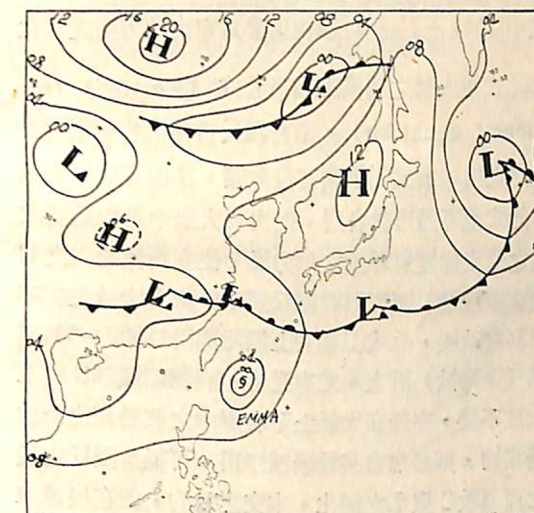


圖15. 民國54年6月25日8時地面天氣圖
Fig. 15. Sea level Chart, 0000GMT, 25, June, 1965.

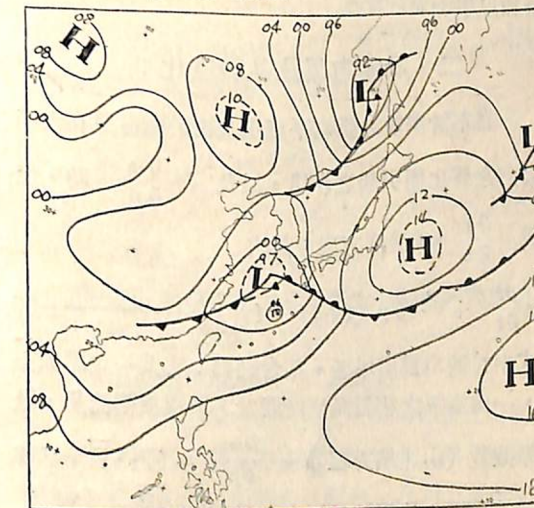
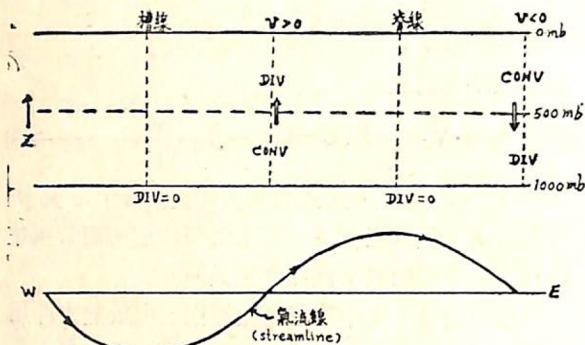


圖16. 民國54年6月26日8時地面天氣圖
Fig. 16. Sea level Chart 0000GMT, 26, June, 1965.

於輻散項之存在，在低層槽前氣旋式渦度增量及槽後反氣旋式渦度之增量均較 $\nabla_p \cdot \vec{V} = 0$ 時為大，即可使波之移動加快；在上層則作用正相反，即輻散項對波之移動有減速作用。此二相反作用，正足以抵消 $U(p)$ 變化所可能引起之波動特性量之改變，故觀測顯示上下各層上之波動大致均保持相同之波速、波長，及相位。

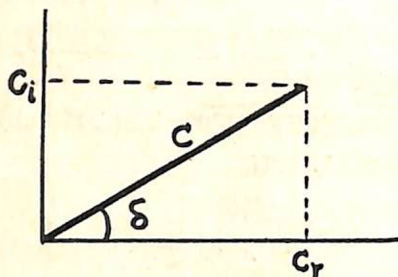


圖一、輻散分佈圖

The distribution of divergence

四、複數波速對輻散之影響：

如前述公式(7)下解中 c 為複數（如圖二所示），即具有 $A(p) \text{Exp}\{i\alpha [x - (C_r + iC_i)t]\}$



圖二 複數波速之圖示

The representation of complex wave velocity

之形式，其中， $i = \sqrt{-1}$ ， C_r 及 C_i 均為實數，分別代表 c 之實數及複數部份，則(8)式即為

$$\nabla_p \cdot \vec{V} = \left[\alpha^2 (C_r - U) - \beta \right] \frac{v}{f_0} - i\alpha^2 C_i \frac{v}{f_0}$$

$$\therefore \frac{\partial v}{\partial x} = i\alpha v$$

$$\therefore -i\alpha^2 C_i \frac{v}{f_0} \equiv -\frac{\alpha C_i}{f_0} \frac{\partial v}{\partial x} = -m^2 \frac{\partial v}{\partial x}; m \text{ 為實常數}$$

$$\text{i.e., } \nabla_p \cdot \vec{V} = [\alpha^2 (U - C_r) - \alpha] \frac{v}{f_0} - m^2 \frac{\partial v}{\partial x} \quad (10)$$

由而可知，當 $C = C_r + iC_i$ 時，輻散項除包括前述因素外，尚包括波動之風切或曲率影響 $\left(\frac{\partial v}{\partial x} \equiv \frac{\partial^2 z'}{\partial x^2} \right)$ ，而此一影響對 $\nabla_p \cdot \vec{V}$ 之作始終為正，即在任一高度上對槽脊線均有加強作用，亦即如單考慮(9)式中右邊第二項時，因槽線上 $\frac{\partial v}{\partial x} > 0$ （氣旋式風切）可使輻合增加，而在脊線上因 $\frac{\partial v}{\partial x} < 0$ （反氣旋式風切）輻散亦較強。

由圖二可知， $C = C_r + iC_i$ 所表示者乃

$$|C| = \sqrt{C_r^2 + C_i^2}$$

$$\delta = \tan^{-1} \frac{C_i}{C_r}$$

亦即波速之大小 $|C|$ 為，而其方向則落後 C_r ，也就是落後基本緯流一相角 δ 。就天氣圖而言，西風波之偏向緯流流向以北移動等有發展趨勢，而移動偏向緯流流向以南者，則有漸漸減弱之趨勢。

五、結 語：

渦度方程在天氣學上站有極重要之地位，透過數值分析，而由電子計算機解之為數值天氣預報不可或缺之工作，本文則利用輕擾法求其線性化方程，而後用以探討大氣中輻散輻合之分佈，並用以說明何以在基流隨高度遞增下，西風波動仍能保持一定之特性及上下層同相。由文中討論吾人發現，氣流圖上輻合輻散之分佈與大氣擾動有極密切之關係，同時亦發現，雖然大氣之垂直運動較水平運動弱很多（就天氣學尺度而言，除小範圍之積雲或雷雨區外，垂直運動約為水平運動之 $\frac{1}{10}$ ），但扮演重要之角色。

作者編寫本文之旨在於介紹較廣義之長波現象，說明輻散輻合對長波運動之影響，以及輻散輻合之分佈狀況。內容基本上係根據吾師海斯博士之演講，由於本人學能有限，如有謬誤之處，個人應負全責。

參 考 資 料

- [1] Rossby, C.-G. and Collaborators, 1939: Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semipermanent centers of action. J. of Marine Research, 2, p.38.
- [2] Hess, S. L., 1971: 個人討論。
- [3] Thompson, P. D., 1969: Numerical weather analysis and Prediction. p.79. 臺北市歐亞書局