

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
太陽黑子影響台灣氣候之研究	魏元恆	14/01	1	1968.03
水稻之微氣象	顏俊士	14/01	13	1968.03
東海冬季之氣團變性	廖學鎰 盧里	14/01	39	1968.03
民國五十六年颱風調查報告第二號颱風解拉	研究室	14/01	49	1968.03
-----	-----	-----	-----	-----
利用氣象雷達從事中規模範圍天氣分析之研究	湯捷喜	14/02	1	1968.06
新竹海陸風之研究	朱學良	14/02	16	1968.06
水稻之微氣象（續完）	顏俊士	14/02	30	1968.06
民國五十六年颱風調查報告第四號颱風吉達	研究室	14/02	52	1968.06
-----	-----	-----	-----	-----
台北盆地的氣候	鄭子政	14/03	1	1968.09
地震波初動分析與發震結構	徐明同	14/03	14	1968.09
依據判別解析法預報颱風侵襲或接近本省時之降雨量	林瑞山	14/03	25	1968.09
民國五十六年北西太平洋西部颱風概述	研究室	14/03	41	1968.09
-----	-----	-----	-----	-----
台灣冬季雨量與極地寒流爆發關係之研究	魏元恆	14/04	1	1968.12
台灣春季異常氣候之環流型研究	戚啓勳	14/04	20	1968.12
颱風經過台灣北海面與台北及其附近地區之降水	徐寶箴	14/04	43	1968.12
解拉颱風農業災害之檢討	張月娥	14/04	52	1968.12

氣象學報

季刊

第十四卷 第一期

目次

論著

- 太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究……………魏元恒……(1)
- 水稻之微氣象……………顏俊士……(13)
- 東海冬季之氣團變性……………廖學鑑、盧里……(39)

報告

- 民國五十六年颱風調查報告第三號颱風解拉……………臺灣省氣象局……(49)

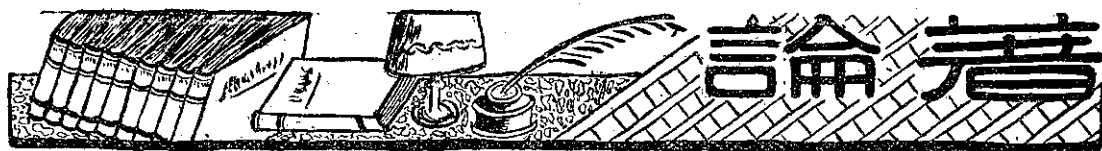
氣象學報

(季刊)

第十四卷 第一期

主編者	臺灣省氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：二四一四一
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：二二八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三四七二四

中華民國五十七年三月出版



太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究*

魏 元 恒

Wei Yuan-Heng

Abstract

A Study of the Relations of Sunspot on the Weather of Taiwan

The mounting evidence in recent years shows that changes of world weather are significantly related to sunspot activity. In this paper, nearly 70 years of surface weather data was used, which included invasions of typhoons and 10 years of upper air data in Taiwan, in order to check their relationships to sunspots, to the 11 year cycle, to the double-sunspot cycle and to the 80 year cycle. By means of these relationships, weather trends can possibly be anticipated, which will be useful for long range weather forecasting in Taiwan.

Analysis of the 11 year cycle indicates that during sunspot maximum periods, the average surface pressures and temperatures were much lower and the annual rainfall was much higher than during times of sunspot minima, rainfall was more significant in the mountains than the plains of Taiwan, as well.

Analysis of the double sunspot cycle indicates that the changes of mean pressure and temperature correlate from the sunspot minimum to the major, as opposed to the minor, sunspot maximum. The annual rainfall in the period of minor sunspot maximum was greater than that of the major, and the rainfall during both periods were each above the normal. The frequency to typhoons invading Taiwan during periods of major sunspot minima was greatest. During periods of major sunspot maxima, frequency of typhoon occurrence was least.

Analysis of the 80 year cycle during the last three quarterphases of the current cycle indicates that in the three successive quarters of this cycle annual temperatures and rainfall were increasing steadily but typhoons invading Taiwan were decreasing in number. These trends were all manifested in statistics.

For the upper atmosphere over Taiwan we find that during times of sunspot maxima, the upper air temperatures were lower in the lower and middle troposphere and higher in the upper troposphere and lower stratosphere than during periods of sunspot minima; all deviations were larger over the southern part of Taiwan than the northern through out the whole troposphere and lower stratosphere.

* 本研究獲得國家科學委員會之補助始克完成。

一、前言

太陽為地球上大氣現象之主宰，其輻射經常變化，可使地球上高低氣壓分佈之位置變化；可導致移動性高低氣壓路徑之改變，以及溫度雨量分佈之異常。

太陽黑子為太陽輻射強度變化之指標，亦即所謂太陽活動強弱之標示。在西曆1980年，德氣象學者韓利克 (Hanzlik) 氏，即發現世界氣壓之分佈，在太陽黑子最多時與最少時，有顯著不同。美氣象學家韋斯拉 (Wexler) 氏⁽¹⁾，就四十年來北半球天氣圖統計之結果，證明在太陽黑子最多與最少時；氣壓、氣溫、雨量等，有顯著之差異；並顯示北半球各地區氣象要素，隨太陽黑子之變化，是有區域性。

筆者近著「太陽黑子對天氣及氣候之影響」一文（載氣象學報十卷四期），發現太陽黑子，對臺灣氣象變化之影響頗大，應作進一步詳盡之研究，俾可有助於長期天氣預報之用。

因此，本文係就臺灣地面及高空氣象，隨太陽黑子週期變化，所導致臺灣地區氣壓、氣溫、雨量及颱風侵襲臺灣出現頻率之變化，以及高空氣象之變化等詳加分析，以確定其間之關係，冀用於臺灣長期天氣預測工作之中。

二、太陽黑子之性質

太陽黑子為太陽各種活動現象中，最具有代表性者。太陽黑子，即太陽上之風暴，猶如地球上之龍捲風⁽²⁾，其數量之多寡，即表示太陽活動之強弱。太陽活動，影響於地球上，大氣之環流，近年經多數學者研究之結果，已確認無疑。

太陽黑子數，增多與減少，係因週期性循環，平均週期為十一年。由於太陽黑子具有甚強之磁極性，其磁性變化週期，為太陽黑子週期之二倍，約為二十二年，亦稱太陽黑子雙週期；而十一年之週期，則稱太陽黑子單週期。就過去太陽黑子紀錄顯示，尚有更長週期，約為八十至九十年，重疊於十一年週期波動內。

在太陽黑子十一年週期中，在初期僅少量黑子，出現於太陽緯度 $\pm 30^\circ$ 附近；約四年半後，黑子達最多時，則集中在太陽緯度 $\pm 15^\circ$ 附近；在約六年半後，太陽黑子再度達於最少時，則黑子集中在太陽赤道 $\pm 5^\circ$ 附近；此一週期黑子，與下一週期，出現在太陽較高緯度 ($\pm 30^\circ$ 附近) 之黑子，在時間上係屬重疊，但兩者所具磁極性則相反，因而相隣兩太陽黑子週

期，構成所謂太陽黑子雙週期。

太陽黑子對地球所致影響，係因其在太陽面上出現之位置，而有所不同。由於地球係繞太陽赤道面旋轉，而由太陽黑子射出之質點，猶如鎗彈之射出，若黑子在太陽面上之緯度過高，則其射出之質點，將對地球無作用可言。據最近 Prokaska 氏⁽³⁾之研究，地球若處於半徑 15° 之「太陽黑子角柱」(Sunspot cone) 之外時，則不受太陽質點放射之影響。

三、太陽黑子與天氣之關係

太陽輻射，含有電磁波輻射，及質點輻射兩者⁽⁴⁾。電磁波輻射，為太陽輻射能量之主要部份，太陽常數係藉其決定。太陽質點輻射，其強度變化極大，含有帶電質子及電子。電磁波輻射內之紫外線，及太陽質點輻射，在大量爆發時，對上層大氣之影響甚大，可導致高層氣溫變化，氣壓變化，改變對流層大氣環流之正常狀態。

太陽黑子最多時，太陽紫外線增強，約二十倍於黑子最少時；並係呈爆炸性，短時間出現，而非連續出現於太陽輻射中。太陽紫外線之爆發，影響於低緯度天氣者，最為顯著；並使極區變冷，大氣環流呈「緯流」(Zonal flow) 狀態。

太陽紫外線，主要為電化作用，造成高層大氣之「臭氧層」(Ozonosphere)；能由其直接或間接作用，影響於下層大氣。其直接熱作用，影響於上層大氣，業經證實⁽⁵⁾；而其間接作用，對低層大氣，熱平衡方面，亦甚為重要；此乃由於臭氧生成，而增加保溫作用，或由於凝結核數量增加，而致對流層上部，雲量增多。保溫作用增強，可使季風梯度減小，而致地面大氣環流圈減弱。

太陽質點輻射之強弱，係與太陽黑子週期變化相伴。此種質點，因帶電之故，常為地球磁場所吸引，向地磁極區域集結，因而使極區高空大氣，較熱帶地區增暖為多，尤其在冬季為然。因而引起高緯度氣壓上升，大氣「緯流」崩潰；由於風暴增多，導致地球上各緯度間，氣流之輸送增強，氣溫亦超出正常狀態，而趨於極端⁽⁶⁾。由於此種作用，大氣之平均溫度，不需要甚大變化，即可導致大氣環流型之改變，因而大氣之緯環流，呈週期性出現之經環流運動，天氣變化大而趨於極端。

太陽黑子與天氣之關係十分複雜，且係間接作用，今日尚未能完全作物理之解釋；茲就其較為可信者，略述於下⁽⁷⁾：

1. 在太陽黑子最少時，亦即太陽在高度穩定狀態時，太陽之紫外線及質點輻射，均極微弱；則使大氣環流減弱，繞地極環流範圍，極端收縮。

2. 在太陽黑子「副最多」時（係就太陽黑子雙週期而言），太陽活動增強，使大氣環流之緯流，擴展範圍增大，多風暴地帶，向赤道方向移轉。此時太陽紫外線輻射增強，而質點輻射不太強；亦即此時以紫外線輻射，為最重要，而質點輻射，則居於次要。

3. 在太陽黑子「主最多」時，太陽活動極強，變化亦最大，因而導致氣候最惡劣時期。在中緯度有極端之風暴降雨，及極端之氣溫差異；而在大氣環流型態上，則多出現阻塞高氣壓。此種現象，除主要出現於，太陽黑子雙週期之「主最多」時，並亦出現在太陽黑子增多階段中；此時太陽質點輻射之作用，可能較紫外線為優越。

四、臺灣氣象變化與太陽黑子週期

太陽黑子之週期變化，就平均言，計有11年週期或稱單週期，及22年週期，或稱雙週期。太陽黑子單週期，長者可達17年，短者僅7年。雙週期長者24年，短者20年不等。太陽黑子雙週期，係由相鄰兩個黑子單週期所形成者，兩者具有不同磁極性，對氣象影響，亦各不相同。兩相鄰之單週期，分為主週期與副

週期，為分析其間，所具不同影響，較單週期之分析，更為深入一層。太陽黑子「主最多」時，其黑子數，較「副最多」時為多，凡本文此後僅稱太陽黑子「最多」，係指太陽黑子單週期而言。

太陽黑子除11年及22年之週期外，尚有更長約80年之週期。太陽黑子各種週期及其與臺灣氣象之影響，茲分述如下：

1. 太陽黑子11年週期之臺灣氣象變化（包括氣壓、氣溫、雨量等）：就世界一般狀況言之，當太陽黑子最多較最少時，地球上副熱帶及溫帶之氣壓降低，高緯度及熱帶之氣壓升高；但冬季（一月份），則稍有不同，除高緯度，氣壓仍升高，溫帶地區氣壓仍降低外，熱帶地區反而亦降低。太陽黑子最多時，亦即太陽輻射活動最強時，可使溫帶與高緯度氣壓之對立增大，因而使大氣環流增強，地球上高氣壓與低氣壓帶，分佈之位置因而變移，並導致移動性高低氣壓之路徑改變，以及雨量、氣溫，分佈之異常。美氣象學者 Wexler氏⁽⁸⁾，於1953年以半球天氣圖作統計，更進一步證明上述之說。

臺灣位於副熱帶與熱帶之衝，所受太陽黑子，此種11年週期（太陽黑子單週期）變化之影響，茲就研究結果列如表一⁽⁹⁾。由表內臺北57年來之紀錄（1901—1957）顯示，在太陽黑子最多時，冬（一月為代表）

表一：太陽黑子最多減黑子最少時臺灣高山與地面氣壓、氣溫、雨量之變化

Table 1: Average differences of pressure, temperature and precipitation in Taiwan, sunspot maximum minus minimum.

地 名	海拔(公尺)	紀錄年代	太陽黑子 週 期 數	氣 壓 mm			氣 溫 C°			雨 量 %		
				1 月	7 月	年	1 月	7 月	年	1 月	7 月	年
臺 北	8	1901—1957	6	-0.8	-1.7	-0.1	-0.2	0.0	-0.2	50	31	27
阿 里 山	2,406	1934—1957	3	-0.4	-0.3	-0.2	0.2	-0.7	0.1	30	52	36
玉 山	3,850	1944—1957	2	-0.1	0.8	-0.2	-2.9	0.4	-0.5	41	7	—

，夏（七月為代表），兩季氣壓，均較黑子最少時，氣壓減低甚多；年平均為 -0.1mm ，此與上述世界之一般狀況相同。氣溫年平均減低 -0.2°C ，一月份亦低 -0.2°C ；可知在太陽黑子最多時，臺北無論冬夏季，氣壓與氣溫，均較太陽黑子最少時為低；但雨量則增多，計年平均增多27%（與標準雨量之比），一月份增加較多為50%。至於夏季之氣壓、氣溫、雨量等，其變化之情形，則與上述冬季者相同，惟數值之大小，則稍有差別耳。

就臺灣高山紀錄分析之，阿里山海拔 2,406 公尺

，玉山海拔 3,850 公尺，在太陽黑子最多，較最少時，氣壓均降低，兩地年平均為 -0.2mm ，高山較地面氣壓，低降為多而顯著。惟高山如玉山，其高度約在四公里，即相當於700mb等壓面之高度，夏季時氣壓反升高，此可能由於地面氣壓，與高空氣壓之變化相反，在夏季時，較為顯著所致；亦或由於臺灣冬季為東北季風，夏季為西南季風，對高山影響迥異之故。惟堪注意者，太陽黑子最多，較最少時，無論高山與地面，雨量均普遍增多，可多達50%；並且高山增加之百分比，較地面為多。

總上所述，可知在太陽黑子11年週期中，太陽黑子最多較最少時，臺灣氣壓降低，雨量普遍增多；此種關係，無論冬夏季，均甚規律而一致；尤其雨量之關係，更為顯著，高山較地面尤著。

2. 太陽黑子22年週期與臺灣氣象之變化

太陽黑子雙週期，於1981年，經Hanzlik氏證明其存在；近十數年來，復經多數氣象學者，廣為復證。太陽黑子雙週期，反應於氣象方面者，在太陽黑子「主最多」(MM)時，大氣強烈環流型，有極顯著增多出現之趨勢；在冬季時，大陸性高氣壓，在高緯度出現頻仍；夏季在大陸內部則呈乾熱氣候。在太陽黑子「副最多」(M)時，低緯度大氣環流，緯流型(Zonal Pattern)出現增多，中緯度風暴路徑，多較正常者向南移，而中緯度南部地區多雨，大陸內部，夏季多雨，氣溫較低。

近年由 Willet 氏⁽¹⁰⁾，就北半球地面及高空氣象資料統計之結果，更進一步證實上述現象。並認為在太陽黑子「主最多」與「副最多」時，大氣環流及熱力型態，均有顯著不同，其原因顯非由於太陽黑子數之多寡，或其增減之趨勢所致；而係由於黑子本身之物理性質（或由於磁極之轉換），所導致者。氣候雙週期變化，冬季較夏季顯著，中緯度較副熱帶顯著。太陽黑子主最多時，緯流西風及副熱帶東風，均形減弱，但極地東風增強，凡此均係大氣環流，趨向於阻塞環流型之標準狀態。

茲就臺灣過去 1897—1966 七十年來，臺北及恒春兩地，地面氣壓、氣溫及雨量等，就太陽黑子雙週期(22年)之變化，分析如下：

(1) 太陽黑子雙週期：

臺灣過去氣象觀測紀錄中，時間最長者，計有北部之臺北及南部之恒春兩地，其時間為1897—1966近70年之紀錄。茲依據太陽黑子雙週期中，各種「位相」(Phase)出現之年代，尋求其相當年代各氣象要素之變化。在上兩地之紀錄中，太陽黑子雙週期，計有主週期及副週期各三個；分別於其週期之位相中，就「主最多」(以MM表之)，「主最少」(以mm表之)及「副最多」(以M表之)，「副最少」(以m表之)等，出現之年代，尋出該年代各氣象要素，循此種位相之變化。太陽黑子雙週期變化之位相各位相出現之年代詳如表二。

(2) 臺灣地面氣壓與太陽黑子雙週期：

就臺灣北端之臺北(北緯 25°)與極南端之恒春(北緯 23°)兩地氣壓與太陽黑子雙週期之變化，列如表三及表四。

(Phase)，示如下圖：

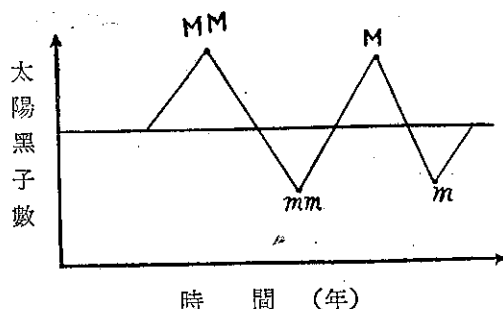


圖 1：太陽黑子雙週期位相

Fig. 1: Phases of double sunspot cycle

MM=major max.

mm=major min.

M=minor max.

m=minor min.

表二：太陽黑子雙週期各位相出現之年代

Table 2: Occurrences of major and minor sunspot maximum and minimum in the year from 1895 to 1966.

位 相	年	代
MM	1917, 1937, 1958,	
M	1905, 1928, 1947,	
mm	1901, 1923, 1944, 1964	
m	1913, 1933, 1954	
mm→M	1903, 1925, 1946	
m→MM	1915, 1936, 1956	
MM→mm	1898, 1919, 1940, 1960	
M→m	1909, 1930, 1950	

就年平均氣壓言，太陽黑子「主最多」時，氣壓低於「主最少」時；臺灣北部較南部所低者為多，如MM—mm，臺北氣壓為 -0.8mm ，而恒春氣壓為 -0.1mm 。在太陽黑子「副最多」時，氣壓則高於副最少時，所高數字，係臺灣北部大於南部，如M—m，臺北氣壓為 $+0.5\text{mm}$ ，恒春為 $+0.2\text{mm}$ 。此可顯示，太陽黑子主週期與副週期時，氣壓變化相反之現象；亦足證在太陽黑子副最多時，低緯度之緯流型增多之說。同時在太陽黑子「主最多」時，氣壓亦低於「副最多」，如MM—M，臺北氣壓為 -0.4mm ，恒春為 -0.1mm ，顯示副熱帶高氣壓，在太陽黑子「主最多」時，向高緯度推移甚多。

表三：臺北氣壓 (1897—1966) 與太陽黑子雙週期

Table 3: Variation of pressure (1897-1966) in Taipei with double sunspot cycle.

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
MM	66.9	65.2	62.9	60.3	58.1	55.2	54.1	55.3	57.5	61.1	64.4	65.0	60.5
mm	66.1	66.9	64.0	60.7	58.1	55.9	55.5	55.1	57.2	61.3	63.6	65.7	60.8
MM-mm	0.8	-1.7	-1.1	-0.4	0.0	-0.7	-1.4	0.2	0.3	-0.2	0.8	-0.7	-0.3
M	64.8	66.2	63.7	61.2	58.6	55.3	55.2	55.4	57.7	62.6	64.8	65.8	60.9
m	65.9	64.4	63.9	60.1	58.2	55.0	54.5	55.0	56.3	61.8	63.9	66.0	60.4
M-m	-1.1	1.8	-0.2	1.1	0.4	0.3	0.7	0.4	1.4	0.8	0.9	-0.2	0.5
MM-M	2.1	-1.0	-0.8	-0.9	-0.5	-0.1	-1.1	-0.1	-0.2	-1.5	-0.4	-0.8	-0.4

表四：恒春氣壓 (1897—1966) 與太陽黑子雙週期

Table 4: Variation of pressure (1897-1966) in Heng-chung with double sunspot cycle.

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
MM	62.8	61.7	59.9	58.3	56.6	54.3	53.3	54.5	55.9	58.1	60.8	61.1	58.2
mm	62.5	62.5	61.5	58.7	56.5	54.5	55.0	53.3	55.2	58.1	59.8	61.8	58.3
MM-mm	0.3	-0.8	-1.6	-0.4	0.1	-0.2	-1.7	1.2	0.7	0.0	1.0	-0.7	-0.1
M	61.7	62.3	60.5	59.0	57.1	54.3	54.4	54.5	56.0	57.0	60.9	62.1	58.3
m	62.0	61.0	60.3	58.1	56.7	55.0	53.6	54.1	54.6	58.5	60.4	62.2	58.1
M-m	-0.3	1.3	0.2	0.9	0.4	-0.7	0.8	0.4	1.4	-1.5	0.5	-0.1	0.2
MM-M	1.1	-0.6	-0.6	-0.7	-0.5	0.0	-1.1	0.0	-0.1	1.1	-0.1	-1.0	-0.1

就氣壓之季節變化言，冬季一月，氣壓與太陽黑子雙週期之變化，則與上述氣壓年變化係相反，此為甚堪注意者。而與氣壓年變化一致之季節，則多為春夏兩季。太陽黑子「主最多」較「副最多」時，年平均氣壓降低，全年月份均屬降低而規律，惟冬季一月氣壓，則係特殊升高者，此為太陽黑子主週期與副週期在相反變化中之特異現象。

冬季（一月）與夏季（七月）氣壓較差，在太陽黑子「主最多」時，臺北為12.8mm，恒春為9.5mm；在太陽黑子「副最多」時，臺北為9.6mm；恒春為7.3mm。由此可知，冬夏季氣壓較差，臺灣北部大於南部；在太陽黑子「主最多」時，冬夏季氣壓較差，大於「副最多」時，此當由於大氣環流，前者強而後者較弱所致。

(3) 臺灣地面氣溫與太陽黑子雙週期：

就表五及六年平均氣溫，在太陽黑子「主最多」

較「主最少」時；臺北低 -0.4°C ，恒春高 0.2°C ，臺灣北部較南部變化大而相反。在太陽黑子「副最多」時，年平均氣溫，則低於「副最少」；臺北低 -0.5°C ，恒春低 -0.4°C ，臺灣北部較南部所低略多。由此可證，太陽黑子主週期與副週期，對氣溫之影響，亦有相反之變化。而太陽黑子「主最多」時，年平均氣溫，較「副最多」為高，但不甚顯著。

就氣溫季節變化言，在太陽黑子「主最多」時，氣溫高於「主最少」，而臺灣南北部一致者，多出現於春季及秋季；太陽黑子「副最多」時，氣溫低於「副最少」，臺灣南北部，均多出現於春夏季，而具規律性。就氣溫之變化，則顯示太陽黑子副週期，較主週期之影響為顯著。

氣溫之週年變差，就一月與七月氣溫相比較；在太陽黑子「主最多」時，氣溫年變差，臺北為 13.4°C ，恒春為 6.4°C ；在太陽黑子「副最多」時，氣溫年

表五：臺北氣溫 (1897—1966) 與太陽黑子雙週期

Table 5: Variation of temperature (1897-1966) in Taipei with double sunspot cycle.

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
MM	14.7	14.2	17.2	21.1	24.1	26.6	28.1	28.2	27.2	23.5	19.9	16.2	21.7
mm	16.2	13.6	17.2	21.9	24.4	26.1	28.5	27.8	26.3	23.5	20.1	15.8	22.1
MM-mm	-1.5	0.6	0.0	-0.8	-0.3	0.5	-0.4	0.4	0.9	0.0	-0.2	0.4	-0.4
M	16.6	14.0	16.7	19.8	24.2	25.7	28.2	27.9	26.7	22.5	19.9	17.7	21.6
m	15.9	15.8	16.1	21.8	25.0	27.5	28.3	28.6	27.1	22.6	20.1	16.2	22.1
M-m	0.7	-1.8	0.6	-2.0	-0.8	-1.8	-0.1	-0.7	-0.4	-0.1	-0.2	1.5	-0.5
MM-M	-1.9	0.2	0.5	1.3	-0.1	0.9	-0.1	0.3	0.5	1.0	0.0	-1.5	+0.1

表六：恒春氣溫 (1897—1966) 與太陽黑子雙週期

Table 6: Variation of temperature (1897-1966) in Heng-chung with double sunspot cycle.

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
MM	20.9	20.2	22.6	25.3	26.6	27.4	27.3	27.4	27.1	25.7	23.4	20.9	24.6
mm	21.2	19.5	21.7	25.2	26.6	27.1	27.8	26.9	26.6	25.5	23.4	20.9	24.4
MM-mm	-0.3	0.7	0.9	0.1	0.0	0.3	-0.5	0.5	0.5	0.2	0.0	0.0	0.2
M	21.4	20.3	22.3	24.2	26.6	29.8	27.6	27.2	26.9	25.2	23.2	21.7	24.6
m	20.9	21.4	22.1	25.7	27.4	27.8	28.1	27.7	27.1	25.3	23.6	21.0	24.8
M-m	0.5	-1.1	0.1	-1.5	-0.8	2.0	-0.5	-0.5	-0.2	-0.1	-0.4	0.7	-0.2
MM-M	-0.5	-0.1	0.3	0.1	0.0	-2.4	-0.3	0.2	0.2	0.5	0.2	-0.8	0.0

變差，臺北為 11.6°C ，恒春為 6.2°C 。由此可知氣溫年變差，在太陽黑子「主最多」時，大於「副最多」，臺灣北部大於南部；此與上述氣壓之週年變化之趨勢相一致，其原因亦相同。

(4) 臺灣雨量與太陽黑子雙週期：

就統計顯示（參看表七及八），太陽黑子對臺灣地區之雨量，影響最為顯著，且具規律性，殊堪注意。就年雨量言，太陽黑子「主最多」，較「主最少」時，年雨量臺北增多23%（與標準雨量之比），恒春增多24%；在太陽黑子「副最多」，較「副最少」時之年雨量，臺北增多32%，恒春增多16%。可知太陽黑子副週期，影響於臺灣雨量，較主週期為大；臺灣北部則大於南部；就表七及八所示，太陽黑子「主最多」較「副最多」時，年雨量，臺北減少17%，恒春減少5%；此可顯示，如上述 Willet 氏所說，氣候雙週期之變化，不完全由太陽黑子多寡而致，而與磁

極性之轉變有關。惟堪注意者，無論在太陽黑子「主最多」或「副最多」時，年雨量均高於標準值，後者高出較多；但在太陽黑子「主最少」或「副最少」時，年雨量均低於標準值，而前者所低較多；臺北與恒春均呈一致之現象。

就雨量季節變化觀之，在太陽黑子「主最多」時，雨量增多，主要出現在夏秋季及冬初；而在太陽黑子「副最多」時，雨量增多，全年各月均頗一致，僅少數月份，偶出現相反現象。在太陽黑子「主最少」與「副最少」，年雨量均少於標準雨量，其主要出現之季節，為冬季及春季，此對於臺灣乾旱之預測，可為重要參考因素。

總上所述，可知臺灣氣壓、氣溫、雨量等，與太陽黑子雙週期之變化，均頗顯著，尤其雨量之關係，顯著最甚，而具規律性，此可與天氣圖相比照，作深入之研究，使其可直接應用於天氣預測之中。

表七：臺北雨量（1897—1966）與太陽黑子雙週期

Table 7: Variation of precipitation (1897-1966) in Taipei with double sunspot cycle.

位 相	月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
MM	雨 量	136	146	235	153	181	376	310	278	155	80	30	103	2183
mm		96	137	97	157	220	305	184	359	126	110	29	73	1705
MM-mm		40	9	138	-4	-39	71	126	-91	29	-30	2	31	478
R		45	7	81	-3	-19	23	51	32	13	25	3	42	23
M		135	141	241	234	243	462	202	247	291	158	110	67	2531
m		87	112	219	80	171	208	332	120	144	205	91	95	1864
M-m		48	30	22	154	72	253	-130	127	146	-46	19	-27	667
R		54	22	13	91	32	83	-53	45	66	38	28	-37	32
S		90	140	170	170	219	305	247	286	222	120	69	74	2112
MM-M		1	5	-6	-81	-62	-86	108	31	-146	-78	-80	36	-348

附註：① S=標準雨量(1897—1966)

$$② R=100 \times \frac{M-m}{S} \text{ 或 } \frac{MM-mm}{S} \times 100$$

③表內雨量以公厘為單位

表八：恒春雨量（1897—1966）與太陽黑子雙週期

Table 8: Variation of precipitation (1897-1966) in Heng-chung with double sunspot cycle.

位 相	月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
MM	雨 量	34	20	14	66	133	282	673	430	388	123	25	43	2331
mm		22	32	14	43	238	403	230	540	141	144	82	14	1904
MM-mm		12	-12	0	23	-105	-121	443	-111	247	-21	57	29	327
R		57	-44	0	44	-61	-29	86	-21	80	15	95	138	14
M		30	16	66	92	117	490	327	589	274	145	137	50	2333
m		10	8	21	27	118	437	467	406	309	57	99	20	1979
M-m		20	8	45	65	-0	53	-140	184	-36	88	39	30	354
R		95	30	20	125	0	13	-27	34	-12	61	64	143	16
S		21	27	22	52	171	416	519	545	308	137	60	21	2299
MM-M		4	4	-52	-26	16	-208	346	-159	114	22	-112	-7	-102

附註：① S=標準雨量(1897—1966)

$$② R=100 \times \frac{M-m}{S} \text{ 或 } \frac{MM-mm}{S} \times 100$$

③表內雨量以公厘為單位

3. 八十年氣候週期

此種80年氣候週期，主要由於太陽有效常數所致，在副熱帶及中緯度最為顯著，據 Willet 之研究此週期在氣候上之反映，在太陽黑子活動最強之第四位相，大氣環流呈低指標，阻塞環流型；第一位相，則

為太陽黑子活動最衰微期，大氣環流呈低緯度緯流型，在中緯度及低緯度氣溫較低。在第二及第三位相，為太陽黑子活動逐漸增加期，氣候帶向極方移，各緯度多呈增暖狀態。

茲就臺灣過去60年(1901—1960)，在最近之80年

表九：臺灣氣溫雨量與太陽黑子80年週期

Table 9: Average temperatures and precipitations in Taiwan varied with the phases of 80 year solar-climatic cycle.

週期之位相	年 限	年平均氣溫 °C		年 雨 量 (公厘)	
		臺 北	恒 春	臺 北	恒 春
II	1901—20	21.7	24.3	2072	2166
III	1921—40	21.8	24.4	2123	2288
IV	1941—60	22.2	25.1	2098	2433

氣候週期內，三個位相，予以統計，其結果如表九⁽¹¹⁾。以每20年為一位相，取1901—1920為第二位相（表內II），1921—1940為第三位相（表內III），1941—1960為第四位相（表內IV）。就表九所示，臺北及恒春之氣溫，在最近80年氣候週期內之第二位相

時，年平均氣溫最低，相繼之第三及第四位相，氣溫則逐次增高，此與上述 Willet 所得結果甚為一致。由此可知，臺灣近60年來，氣溫有逐漸上升之趨勢，係由於80年氣候週期，應有之變化。

再就臺北及恒春兩地，年雨量觀之，自第二位相至第四位相，年雨量均有逐次增多之趨勢，尤以臺灣南部之恒春，最為顯著而規律，此種現象，亦可能由於緯度之影響，即緯度愈低則愈顯著；同時此一現象，亦說明太陽黑子活動強，則雨量增多，與上述太陽黑子週期，影響於氣象現象之結果，亦甚一致。

五、颱風頻率與太陽黑子週期

1. 西太平洋北部颱風與太陽黑子之關係

西太平洋北部，每年出現颱風次數，係就近20年（1947—1965）來之觀測報告，依據太陽黑子週期之變化，加以分析，得有如下之結果：

表十：西太平洋北部颱風次數（1947—1965）與太陽黑子週期

Table 10: Variation of typhoon frequencies(1947-1965) in NW Pacific Ocean with double sunspot cycle.

太陽黑子位相	MM	mm	M	m	MM-M	MM-mm	M-m	mm-m
颱風次數	.5	31	29	27	- 4	- 6	+ 2	+ 4

由表十內顯示，西太平洋北部，全年出現颱風頻率，在太陽黑子「主最多」時，少於「副最多」（MM-M=-4），更少於太陽黑子「主最少」時（MM-mm=-6）。可知颱風出現次數，在太陽黑子少時，較太陽黑子多時，均有顯著增加；即太陽黑子數，與颱風出現次數，有相反之關係。就 Walker 氏之統計，太陽黑子與熱帶氣旋之相關係數為 -0.47；顯示以上結果，頗為相符。

再就颱風次數在太陽黑子「主最少」時，較「副最少」時，其出現次數，亦有顯著增多（mm-m=+4）現象，亦即在太陽黑子週期內，以太陽黑子「主最少」之位相時，颱風出現最多，亦符合於太陽黑子與颱風出現次數，為負相關之統計。惟有一例外，即颱風次數，在太陽黑子「副最多」時，較「副最少」時，其出現次數反有增多（M-m=2），兩者呈正相關現象，可能係由於偶然所致。

2. 侵襲臺灣之颱風與太陽黑子之關係

就過去約70年來（1897—1965），侵襲臺灣之颱風紀錄列如下表（表十一）。

表十一：歷年侵臺颱風次數（1897—1965）

Table 11: Numbers of typhoon invade Taiwan (1897-1965).

年 次數	年 次數	年 次數	年 次數	年 次數
1897 1	1911 4	1925 4	1939 3	1953 5
98 4	12 4	26 7	40 6	54 4
99 3	13 5	27 6	41 0	55 5
1900 2	14 8	28 3	42 5	56 0
01 4	15 2	29 5	43 2	57 2
02 3	16 3	1930 3	44 3	58 3
03 6	17 4	31 3	45 3	59 7
04 5	18 5	32 4	46 4	1960 6
05 4	19 4	33 2	47 4	61 6
06 7	1920 3	34 3	48 3	62 5
07 2	21 4	35 4	49 4	63 4
08 2	22 3	36 3	1950 3	64 0
09 2	23 6	37 1	51 3	65 3
1910 4	24 3	38 1	52 5	

就上表(表十一)，侵襲臺灣之颱風次數，依太陽黑子雙週期分析，得有如下之結果(參看表十二)。

表十二：太陽黑子雙週期與侵襲臺灣(1897—1965)次數之關係

Table 12: Typhoons invaded Taiwan (1897-1965) varied with double sunspot cycle.

太陽黑子之位相	MM	mm	M	m	增多期 m→MM mm→M	減少期 MM→mm M→m
侵襲颱風次數(年平均)	2.7	4.3	3.7	3.7	3.3	4.0
與標準次數相較	-0.9	+0.7	+0.1	+0.1	-0.3	+0.4

(1) 在太陽黑子「主最多」(MM)時，颱風侵襲次數顯著減少，較太陽黑子「主最少」(mm)時，減少1.6次($mm - MM = 1.6$)，約少於標準年平均(每年侵襲颱風次數平均為3.6)百分之四十四(44%)，此為一重要之現象。太陽黑子「副最多」(M)與「副最少」(m)時，颱風侵襲次數相等，但均略高於標準值。

(2) 在太陽黑子逐年增多期，即由太陽黑子「副最少」(m)，走向於「主最多」(MM)；及由太陽黑子「主最少」(mm)，走向於「副最多」(M)之年，颱風侵襲次數減少，較標準值減少約百分之八(8%)；而較太陽黑子走向於逐年減少期，颱風次數減少約百分之二十(20%與標準值之比)。

(3) 在太陽黑子逐年減少期，即由太陽黑子「主最多」(MM)，走向於「主最少」(mm)；及由太陽黑子「副最多」(M)，走向於「副最少」(m)之年，颱風侵襲次數增多，較標準值增多約百分之十一(11%)。

(4) 太陽黑子「主最多」(MM)，較「副最多」(M)時，侵襲颱風次數，平均每年少一次($MM - M = 2.7 - 3.7 = -1$)，與標準值相比，約少百分之二十六(26%)。太陽黑子「主最少」(mm)較「副最少」(m)時，侵襲颱風次數，平均每年多0.6次($mm - m = 4.3 - 3.7 = 0.6$)，亦即多於標準值約百分之十六(16%)。

3. 侵襲颱風之月份及路徑與太陽黑子週期之關係：

就七十年(1897—1965)來，侵襲颱風出現之月份(參看表十三)及侵襲臺灣之路徑與太陽黑子位相之關係觀之，得知在太陽黑子最盛期(MM)，侵襲颱風多出現在臺灣正常颱風季節，即七、八、九等三個月內；其路徑來自臺灣東方海上，亦即來自太平洋；偶有來自臺灣西南方之南海。但在太陽黑子「主最少」(mm)期，侵襲臺灣之颱風，每年自五月至十月，均有出現，亦即侵襲之颱風季，經歷半年之久，而來自南海者亦較多。

表十三：颱風侵襲臺灣之月份與太陽黑子週期

Table 13: Typhoons invaded Taiwan varied in annual months with double sunspot cycle.

月	份	5	6	7	8	9	10	11	年
太陽黑子之位相	MM	—	—	1.0	1.0	0.7	—	—	2.7
	mm	0.3	—	0.7	2.0	0.7	0.7	—	4.4
	M	0.3	0.7	0.7	1.0	0.7	0.3	—	3.7
	m	—	—	0.7	0.7	1.3	0.3	0.7	3.7

在太陽黑子「副最多」(M)及「副最少」(m)期，颱風侵襲臺灣之月份，均有不集中現象。在太陽黑子「副最多」期，侵襲颱風始自五月，止於十月，經歷半年之久，出現之月份略呈提前現象；而在太陽黑子「副最少」期，颱風侵襲之月份，略呈向後延現象；始自六月，止於十一月。

就上述發生在西太平洋北部之颱風次數年平均為27.6次；侵襲臺灣之颱風次數年平均為3.6次。兩者相比，可知侵襲颱風次數，僅為發生在太平洋之颱風，百分之十一而已；但兩者在太陽黑子盛多期，均呈減少現象；在太陽黑子衰微期，颱風均呈增多現象，則屬一致。亦即太平洋發生颱風次數增多，侵襲臺灣

之颱風亦增多，在太陽黑子「主最多」時，尤為顯著。尚堪注意者，西太平洋北部颱風次數(1947—1965)，與侵襲臺灣颱風次數(1897—1965)，係用不同時間者，而結果則甚相近。

茲再進一步，就最近二十年來，太陽黑子及颱風頻率逐年變化狀況，示如圖二。圖中所示為太陽黑子雙週之變化與颱風頻率，在逐年之變化中其間並無規則之關係；但就上述太陽黑子各位相之分析結果，兩者關係甚為顯著。此所以氣象學者⁽¹²⁾，對應用太陽黑子之變化，直接用於天氣預測之困難所在；在

此種問題未解決之前，依筆者之研究，各種氣象要素之研究與分析，可先就太陽黑子變化週期為依據，依其變化趨勢，分析各種氣象要素。例如吾人就上述之分析，太陽黑子盛衰多寡之變化，確與颱風出現頻率有關，則可就太陽黑子趨勢及估計未來颱風出現頻率。就太陽黑子之趨勢言，最近一次太陽黑子「主最多」(MM)，係出現在 1954 年，相繼之「副最多」(M)，約在 1970 年。吾人現在(1967)處於太陽黑子「主最少」(mm) 甫過之階段中，亦即颱風出現次數最多時期；則可預期自 1967 至 1970 之四年期間，由於太陽黑子增多，颱風發生次數當減少；但由於未來之 1970 年，為太陽黑子「副最多」，就上述統計結果，可預期颱風發生次數減少，但不太多。換言之，未來四年中，颱風發生於西太平洋北部者，及侵襲臺灣者，其頻率當近於標準值或略多於標準值。此種估計，當可有助於每年颱風季，從事氣象預測工作上之參考。

4. 颱風長週期 (80—90年) 變化之討論

根據 Willet 之研究，太陽黑子有 80—90 年長期變化，其影響於氣象變化者，亦甚為顯著。此約為 80 年週期變化，在最近一週期內之第二「位相」(Quarter phase)，係 1900—1919 年，為太陽黑子衰微階段，低緯度大氣環流，呈「緯流型」(Zonal flow)，氣壓高於標準值。第三「位相」係自 1920—1939 年，太陽黑子增多，低緯度地面氣壓仍為正距平，但已形減弱。第四「位相」係自 1940—1959 年，為太陽黑子極盛期，北半球大氣環流，呈「阻塞環流」(Cellular blocking) 型，低緯度地面氣壓為負距平。

就上所述，分析近六十年來，侵襲臺灣之颱風次數，發現亦有如上之週期現象。在 80 年週期之第二「位相」，太陽黑子衰微期，侵襲颱風，20 年內共為 80

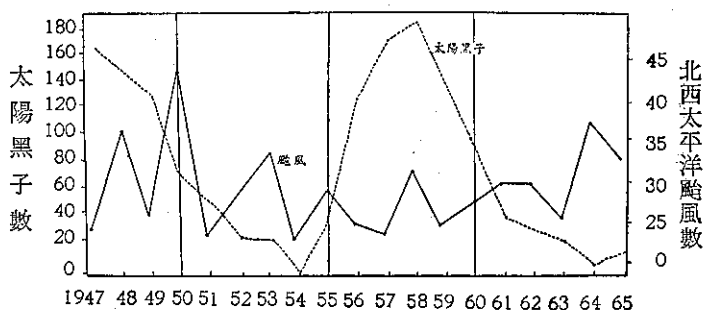


圖 2：太陽黑子與西北太平洋颱風 (1947—1965)

Fig. 2: Numbers of typhoon (solid line) occurred in NW Pacific Ocean from 1947 to 1965 and sunspot numbers (dotted line)

次，年平均為 4.0 次，係高於平均值 (69 年來之平均值為 3.6 次)。第三「位相」時，太陽黑子增多，颱風侵襲總次數減少，但仍略高於平均值 (詳見表 14)

表十四：颱風侵臺次數與太陽黑子 80 年週期之關係

Table 14: Typhoons invaded Taiwan varied with 80 year solar-climatic cycle.

年	限	颱風總次數(20年)	平	均	距	平
太陽黑子週期之 80 位	II	1900—19	80	4.0	+0.4	
	III	1920—39	71	3.7	+0.1	
	IV	1940—59	66	3.3	-0.3	

。第四「位相」時，為太陽黑子在此一週期中最盛期，侵襲颱風總次數，降至 66 次，年平均 3.3 次已顯著少於標準值。由此可知，在太陽黑子 80—90 年週期中，太陽黑子盛衰之變化，與颱風侵襲次數之關係，亦至為明顯；由於 1900 至 1959 年，六十年間，太陽黑子，有逐漸增多之趨勢，而侵襲颱風次數，則呈逐漸減少。並進一步推論，太陽黑子自 1960 至 1979 年，將進入另一週期 (80—90 年) 之第一「位相」，太陽黑子將減少；因此可預期未來二十年間，颱風侵襲次數，將有增加之趨勢。就最近六年來 (1960—1965)，侵襲颱風平均次數 (4.2 次) 視之，已超過標準值 (3.6 次) 頗多，足證此種預期之不誤。

六、臺灣高空氣象與太陽黑子週期

臺灣現有之無線電探空觀測法，僅有十餘年之記錄，故僅可作太陽黑子十一年週期之分析。茲就記錄較完善，而具備無線電探空及無線電測風觀測者，杭

園及東港兩測站，十數年之記錄，依太陽黑子單週期分析之。就年代言在此探空記錄中，含有太陽黑子「最多」及「最少」兩個位相。太陽黑子最多，出現在1958年，為太陽活動最強烈時期；太陽黑子最少，出現在1964年，亦即所謂太陽寧靜年。

茲就以上兩探空站之記錄，在太陽活動，兩極端之情況下，取其附近三年，高空氣溫及風速之平均，用以比較其變化。太陽黑子最多，係取1957—1959三年；太陽黑子最少，係取1963—1965三年；分別就桃園及東港兩地，高空氣溫及風速分析之，其結果如表十五。

表十五：太陽黑子「最多」減「最少」時臺灣高空氣溫與風速

Table 15: Differences of upper air temperature and wind speed in Taiwan, sunspot maximum minus minimum.

高	度	地面	500mb	300mb	100mb	60mb	
氣 溫 °C	桃 園	年	0.8	0.7	0.7	-0.2	-0.1
		一月	1.3	1.5	-0.9	-0.9	+0.4
		七月	1.0	0.6	0.6	-1.0	-0.6
	東 港	年	1.4	1.1	0.8	-0.5	-0.2
		一月	2.0	0.2	-1.4	-0.2	0.0
		七月	1.2	1.8	1.9	0.4	-2.7
風 速 m/s	桃 園	年	1.0	-0.3	-2.9	-0.8	-0.5
		一月	8.4	-8.1	-18.2	-7.2	-4.2
		七月	0.3	-0.6	-3.4	-2.4	-4.3
	東 港	年	-1.4	8.1	8.2	13.6	14.5
		一月	2.4	15.9	26.0	—	5.1
		七月	0.0	-2.3	-3.4	-0.9	1.5

1. 臺灣高空氣溫與太陽黑子週期

就表十五所示，在太陽黑子最多時，臺灣高空大氣，在對流層中部及下部，高空氣溫，均較太陽黑子少時增高；而對流層上部（200mb 及 100mb高度）及平流層（60mb 高度）之氣溫，則相反均降低。桃園及東港兩地，均一致顯示此種現象。就年平均溫度言，在太陽黑子最多較最少時，臺灣南部高空氣溫，較北部增加為多；同時在對流層上部，及平流層之氣溫，則降低，而臺灣南部較北部，氣溫降低亦較多。

例如在 500mb 高度，年平均氣溫桃園增 0.7°C ，東港則增 1.1°C ；而在 100mb（對流層頂附近）桃園降低 -0.2°C ，東港降低 -0.5°C 。桃園（緯度為 25°N ）與東港（緯度為 22.5°N ）相距約三百公里，在高空氣溫之變化中，却有如此顯著之不同；此乃顯示在太陽黑子最多時，大氣環流層強，同時亦可知，距赤道較近，其增強之程度亦較甚。

就高空氣溫冬（一月）夏（七月）兩季因太陽黑子之變化觀之，在太陽黑子最多較最少時，冬季高空氣溫增高，限於 200mb（約 18KM）高度以下之大氣層，以上則氣溫降低，此氣溫增與降之數值，臺灣南部均大於北部。例如桃園冬季在 200mb 高度，氣溫降 -0.9°C ，在 500mb（約 6KM）高度，氣溫增 1.5°C ，夏季高空氣溫之增與降之趨勢，與冬季相同，惟增溫之高度，較冬季者升高。

2. 高空風速與太陽黑子週期

臺灣高空風在對流層內以西風為主，風速在對流層頂附近最大，夏季時約有三個月之時間為東風，此東風係由平流層向下延伸至對流層者。

就表十五所示臺灣高空年平均風速，在太陽黑子最多較最少時，桃園高空風，自對流層至平流層，風速均一致減弱，東港夏季時，亦同具此一現象。此可顯示，在太陽黑子最多時，大氣環流增強，因而導致大氣長波之波幅增大，緯流風速因而減弱；此與上述高空氣溫，在太陽黑子最多時，氣溫增高之現象，頗為一致。惟頗屬可疑者，東港全年及冬季風速，在太陽黑子最多時，高空風速反增強，若記錄無誤，則可能由於大氣環流增強，副熱帶噴射氣流，冬季時存在於臺灣以南之時間較久之故。

綜上所述，在太陽黑子最多較最少時，臺灣高空氣溫與風速之變化，與氣象學者 Willet 對北半球高空氣象，與太陽黑子週期之研究，其結果亦甚為一致。彼發現在太陽黑子最多時，低緯度高氣壓帶向北移，使西風帶風速及副熱帶東風均形減弱，但極地東風則增強。高空氣溫在低緯度增高，而較高之緯度，則氣溫略形降低。在太陽黑子最多時，大氣環流適於產生阻塞型環流，此可能由太陽質點放射，影響於上層大氣，以及由於大氣臭氧之物理作用等。

七、結 論

太陽黑子為代表太陽活動惟一具有較長期之記錄者；過去經多數氣象學者，研究太陽黑子與大氣環流之關係，今日已可確認地球上天氣之變化，確與太陽

黑子相關。就本文上述臺灣一地，近七十年來氣象記錄之分析，其結果足以證明，太陽黑子十一年週期，太陽黑子雙週期，以及甚長之八十年氣候週期，與臺灣地面氣象、颱風、及高空氣象等之變化，均有顯著之關係。尤其臺灣之雨量、颱風之侵襲、高空氣溫等，與太陽黑子各種週期之變化，關係特別顯著，如用於長期天氣預測之參考，其助益當非淺鮮。

引 用 文 獻

(1) Wexler(1960): "Radiation balance of the earth as a factor in climatic change" climatic change, ed. Harlow Shapley, pp. 73-90.

(2) P. Kuiper (1953): "The Sun", The University of Chicago Press, Illinois.

(3) H. C. Willet & J. Prokaska (1965): "Further Evidence of Sunspot-Ozone Relationships, J. Atm. Sci., Sept. 1956.

(4) Haltiner & Marlin (1957): "Dynamical & Physical Meteorology".

(5) 引用文獻同。(1)

(6) H. J. Critchfield (1966): "General Climatology", (second edition).

(7) Barbara Bell (1960): Solar variation as an explanation of climatic change", ed. Harlow Shapley, pp. 123-142.

(8) 引用文獻同。(1)

(9) 魏元恒(1964): 太陽黑子對天氣及氣候之影響，載氣象學報第十卷四期。

(10) H. C. Willet (1965): Solar-Climatic relationships in the light of standardized climatic data, J. Atm. Sci., 22, 120-136.

(11) 劉衍淮 (1964): : 臺灣氣候變化之趨勢與週期，載氣象學報第十卷三期。

(12) B. Dzerdzecskii (1962): Fluctuations of climate and of general circulation of the atmosphere in extratropical latitudes of the northern hemisphere and some problems of dynamic climatology, Tellus, 14, 3.

氣 象 學 報 徵 稿 簡 則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

水稻之微氣象 (I. 第二期作水稻溫度環境)

顏 俊 士

Microclimate in the Paddy Field

I. Studies on the Variation of Temperature During the 2nd Rice Harvest

C. S. Yen.

Abstract

1. Observations were taken during the 2nd rice growing period from August to November in 1963. In order to obtain a continuous record of temperature in the paddy field, an electronic balancing recorder and a resistance bulb were introduced. Four levels above the ground were selected for observation, i.e., 10, 20, 40, 80 cm; water temperature and soil temperature at a depth of 5 cm were also observed. The experimental field was divided into 12 plots which were treated by two planting methods; each planting method thus had 6 plots. Into each plot were put 30 plants at random every 5 days for research growing conditions. The statistical method was two treatments, 6 duplications. The density of the square planting method (SP) was $22.7\text{cm} \times 22.7\text{cm}$ (64 plants in each 3.305m^2) and the density of the row mass planting method (RMP) was $27.3\text{cm} \times 15.2\text{cm}$ (80 plants in each 3.305m^2).

2. The trend of air temperature during the 2nd rice crop in 1963 at Ankang was computed as $Y = 26.0 - 0.1X$, $\sigma = \pm 1.768$, where Y is air temperature, X is the numbers of growing days. The accumulated air temperature from the date of transplanting to the date of heading was 1908.4 degrees centigrade, while the accumulated air temp during the adulting was 870.4 degrees centigrade. From the Stand point of effective rainfall, too many rainy days cried with short sunshine in the adulting stage will adversely affect its adulting work. About 20% of empty grains and 13% of discoloration grains resulted from a daily average wind speed above 6m/s in the heading and flowering stage. Also the strong wind in the adulting stage, drew down 3.5% to 4.6% of falling grains in totals. The stem of paddies showed a bending downward when the wind speed was above 8.5m/s after a period of rainfall.

3. The vertical distribution of temperature in the paddy rice field may be classified into 3 types. During the day from 9 a.m. to 4 p.m., the field receives solar energy from the atmosphere and may be considered as an "Incoming radiation type". During the night

from 6 p.m. to 6 a.m., the earth radiates its energy to the atmosphere and may be considered as an "Outgoing radiation type". A transitional type exists during the period from 7 to 8 a.m. and 5 to 6 p.m.. A layer of distinctive difference can be conceived between the incoming type and outgoing types of temperature variation where the most luxuriant part of the rice crop is located. During the day, the temperature of this layer is higher than its surrounding temperature. During the night, the layer corresponding to the most luxuriant part of the rice may not reach a lower temperature than its surroundings. The peak of maximum temperature appeared at the most prosperous tillering stage which is the period of fastest growing action and most active heat energy in the life of a rice crop.

4. The diurnal change of vertical temperature distribution associated with each growing stage of rice differed. Generally the temperature active layer followed the increasing height of a rice plant from 10cm to 80-100cm above ground; the minimum temperature always kept in the 10cm to 40cm height above the ground and usually cooled rapidly. After the bending down of the paddy stem, the temperature active layer followed the crop height downward to 20 cm above the ground, but rather lower minimum temperatures and more cooling action occurred at the 10 cm level which was under paddy culms.

5. The vertical distribution of maximum temperature in paddy rice field compared with maximum temperature on the observation yard falls into 3 types. H or L signifies the maximum temperature in the paddy field higher or lower than the maximum air temperature in the observation yard respectively. There is the H H H H type, H H L L type and H L L L type. The H H H H type denotes the transplanting to the most prosperous tillering period. The H H L L type represents the post tillering to the booting stage, and the H L L L type presents the heading to the maturing stage. But when the rice culm bends down, it formed the H H H L special type. The trend of increasing height of the isothermal points on the vertical distribution of maximum temperature in paddy field with maximum air temperature in the observation yard (called the isothermal crossing height) can be illustrated by the simple formula;

$$Y = 36.29 + 0.95 X$$

Y is the isothermal crossing height (cm) where X is the number of growing days.

6. The minimum temperature in any height on the paddy field was lower than the minimum air temperature on the observation yard, with exception of water temperature, the soil temperature throughout the growing stage and also the minimum air temperature

of the 10 cm layer above the ground during the tillering stage. The minimum temperature active point was difficult to find.

7. The temperature range of plant canopy gradually decreased from upper to under layer after rice crop had formed the luxuriant part. The active layer of temperature range had two positions. One was at the luxuriant part of rice, the other was at the air layer near the water surface. The trend of increasing height of the isothermal points on the vertical distribution of temperature range in paddy rice field with temperature range on the observation yard can be illustrated;

$$Y = 30.86 + 0.58 X$$

Y is the isothermal crossing height of temperature range (cm), where
X is the number of growing days.

8. The correlation coefficient between the temperature on any layer in rice plant canopy and air temperature on the observation yard was almost tightly above positive 0.5 but without a slight positive correlation of water and soil temperature. Tables 6-7 to 6-12 contain calculated a and b values based on the simple formula $Y = aX + b$ in order to convert the temperature of any layer in rice field from air temperature in the observation yard.

9. There were obvious temperature differences between the square thin planting field and the row mass planting field of 2-nd paddy rice. It is not only due to their variety of transplants, tillers, quantity of ears and grains per unit area, but also the consequence of the states of the variable absorption, reflection of insolation and the different wind speed conditions among the rice canopy. In summary, the outline of the various temperatures through a whole cycle between two planting methods in the 2-nd rice canopy was;

(1) The temperature of plant canopy on the square thin planting field was higher than that of the row mass planting field, eg,

- i) 80 cm height layer above the ground--- maximum canopy temperature, daytime mean canopy temperature, daily temperature range.
- ii) 20 cm height layer above the ground---daily mean temperature, night time mean temperature.
- iii) soil temperature---minimum temperature and night time mean temperature.
- iv) water temperature---daily mean temperature, minimum and maximum temperature, day time mean temperature, night time mean temperature and temperature range.

(2) On the other hand, the temperature of the square thin planting field was lower than the row mass planting field in the following cases;

- i) 80 cm height layer above the ground---minimum canopy temperature and night time mean canopy temperature.
- ii) 10 cm height layer above the ground---daily mean canopy temperature, minimum temperature and night time mean temperature.
- iii) soil temperature---maximum temperature, day time mean temperature and daily temperature range.

The other terms were difficult to find due to variations in each growing conditions.

10. The variety of growth and yield of 2-nd paddy rice between the two planting methods were;

(1) Though the crop length under RMP was not significantly shorter than those of under SP in the period before the ear-booting stage, an obvious difference had occurred in the heading and adulting stage, which was due to the rapid growing speed of crop length under SP. The correlation between the crop length and minimum air temperature, water temperature, soil temperature was slight.

(2) The number of tillers reached its maximum at 30 days after transplanting. The difference of number of tillers was significantly larger under SP than RMP through the entire cultivating period. It was caused by the lower soil temperature, higher water temperature and larger temperature range at ear layer in addition to rather occupying plant area under SP than RMP.

(3) Though the total dry weight, ear weight, quantity of grains, quantity of perfect grains on each plant under SP were larger than those of RMP, on the contrary, ample total yield was obtained in RMP plot which was due to rather lower percentages of dropping and empty grains. In other words, the yield from increased plants on the RMP was preferable to over quantity of grains per plant on the SP. But we can't conclude that the yield under RMP is always more than those of SP at this time.

In summary, the experiment appeared to tell us that in order to increase the yield of 2-nd paddy rice, is necessary to keep a higher water temperature, a lower soil temperature and a large temperature range in rice ear layer for increasing number of tillers before the heading stage. Also, it is important to get rid of grains dropping during the adulting stage and to avoid the damage caused by wind and rain in the flowering stage, in order to obtain greater quantities of perfect grains. Consequently, it is appropriate to adapt the method of SP where the weather is gentle after flowering stage, while the RMP method should be used in areas of unsuitable weather.

- i) 80 cm height layer above the ground---minimum canopy temperature and night time mean canopy temperature.
- ii) 10 cm height layer above the ground---daily mean canopy temperature, minimum temperature and night time mean temperature.
- iii) soil temperature---maximum temperature, day time mean temperature and daily temperature range.

The other terms were difficult to find due to variations in each growing conditions.

10. The variety of growth and yield of 2-nd paddy rice between the two planting methods were;

(1) Though the crop length under RMP was not significantly shorter than those of under SP in the period before the ear-booting stage, an obvious difference had occurred in the heading and adulting stage, which was due to the rapid growing speed of crop length under SP. The correlation between the crop length and minimum air temperature, water temperature, soil temperature was slight.

(2) The number of tillers reached its maximum at 30 days after transplanting. The difference of number of tillers was significantly larger under SP than RMP through the entire cultivating period. It was caused by the lower soil temperature, higher water temperature and larger temperature range at ear layer in addition to rather occupying plant area under SP than RMP.

(3) Though the total dry weight, ear weight, quantity of grains, quantity of perfect grains on each plant under SP were larger than those of RMP, on the contrary, ample total yield was obtained in RMP plot which was due to rather lower percentages of dropping and empty grains. In other words, the yield from increased plants on the RMP was preferable to over quantity of grains per plant on the SP. But we can't conclude that the yield under RMP is always more than those of SP at this time.

In summary, the experiment appeared to tell us that in order to increase the yield of 2-nd paddy rice, is necessary to keep a higher water temperature, a lower soil temperature and a large temperature range in rice ear layer for increasing number of tillers before the heading stage. Also, it is important to get rid of grains dropping during the adulting stage and to avoid the damage caused by wind and rain in the flowering stage, in order to obtain greater quantities of perfect grains. Consequently, it is appropriate to adapt the method of SP where the weather is gentle after flowering stage, while the RMP method should be used in areas of unsuitable weather.

摘 要

1. 本篇係根據民國五十三年第二期作水稻微氣象觀測所得資料之分析結果。本試驗之宗旨是在測知稻田間之各層溫度變化及檢討正方形疎植法和並列密植法之利弊。溫度資料取自裝設於田間10、20、40、80公分高度，水底及五公分深地層計六處之白金電阻測溫管。二插植法區共計十二處之溫度以電子自動紀錄計連續紀錄之。正方形插植法為7.5台寸×7.5台寸株距（每坪64株植），並列密植為5.0台寸×9.0台寸株距（每坪80株植）。生長調查以二因子六重複法，每一小區抽樣30株調查統計之。

2. 第二期作水稻在栽培期間之氣溫變動傾向係自高溫逐次減溫。本試驗期間之變動趨勢式為

$$Y = 26.0 - 0.1X, \sigma = \pm 1.768^{\circ}\text{C}$$

Y: X生育日數之氣溫。

插秧至抽穗期之積溫為1908.4°C，降水量在生育前半期較豐而後半期寡雨。自有效雨量見地論時，成熟期之雨天日數過多，對成熟作用與日照時數之過短相併有不良影響。抽穗開花期間之風急而大造成不稔粒達20%之多。成熟期間之強風亦形成3.5~4.6%之脫粒現象。雨後土壤鬆軟時，稻稈經不住8.5m/s之陣風而普遍發生倒稈現象。

3. 水稻株間溫度剖面變化，日間進射型出現於09~16時間，夜間出射型於18~06時間呈現。移行型在07~08時及17~18時顯出。出射、進射二型之顯著差異在於稻葉繁茂層。則日間在繁茂層之氣溫顯著的高於其他部位，但最低溫度之出現不甚明顯。最高溫度之高峯在分蘗旺盛期。

4. 溫度剖面之日變化，溫度能動層隨水稻生育而逐次自10公分層升高至80~100公分高層。減溫及最低溫度始終在10~40cm高層。稻稈倒伏後，溫度能動層亦低減至20cm層而最低氣溫在10cm層（稈下部份）。

5. 水田最高溫度剖面比較觀測坪上最高氣溫時可分為三型，即分蘗盛期以前為 $H_{80}H_{40}H_{20}H_{10}$ 型，分蘗後期至孕穗期為 $H_{80}H_{40}L_{20}L_{10}$ 型，孕穗期以後則 $H_{80}L_{40}L_{20}L_{10}$ 型。

田間最高氣溫剖面上與觀測坪上之最高氣溫同溫處（稱為交界層）隨生育之進展逐次升高，其遞高傾向式為

$$Y_x = 36.29 + 0.9527 X$$

Y_x : 交界高度 (cm), X: 生育日數。

6. 田間最低溫度剖面除了分蘗期間，水地溫外均低於觀測坪上之最低氣溫。同時繁茂層形成以後因株間水汽達飽和，通風不易而呈高且最低氣溫能動層不甚明顯。

7. 作物空間層之溫度較差，自上而下逐次減小。其能動點在於稻葉繁茂層及接近水面之氣層二處。田間溫度日較差之剖面與觀測坪上溫度日較差之交界點（等高點）之遞高傾向式為

$$Y_R = 30.86 + 0.58 X$$

Y_R : 交界高度 (cm), X: 生育日數。

8. 稻田各種株間溫度與觀測坪上之各種氣溫值之相關均呈正相關且甚緊密（除水地溫較淡薄外）之故，可用 $Y = ax + b$ 式自觀測坪上所得氣溫值推算田間各層溫度。其推算式列於附表。

9. 正方形疎植與並列密植兩插植法下之田間溫度差異由其繁茂層所吸收及反射之輻射量，株間內通風情形不同等影響，隨生育期、其株高、繁茂之鬆密各有相異。其概略情形如下：

(1) 正方形疎植田之溫度較高於並列密植田之項目為

① 80cm 高層之最高氣溫，日間平均氣溫，日溫度較差。

② 20cm 高層之日平均氣溫，夜間平均氣溫。

③ 地溫之最低及夜間平均值。

④ 水溫之日平均值，最高及最低值，日間平均，夜間平均及日較差等。

(2) 並列密植田之溫度高於正方形疎植田之項目為：

① 80cm 層之最低氣溫，夜間平均氣溫。

② 10cm 層之日平均氣溫，最低氣溫及夜間平均氣溫。

③ 地溫之最高，日間平均及日較差等。

其餘各項之相差高低情況以生育各不一，難下定論。

10. 二插植法下之水稻生育及收量差異情況：

(1) 僅在抽穗期及收割期較有顯著的正方形疎植長於並列密植之差外，雖孕穗期以前有較短現象，但其差異均不顯著，且以顯著的孕穗期之生長速度造成倒反現象。草長與溫度間之相關，僅有最低氣溫、水溫及地溫呈微小相關。

(2) 分蘗數在插秧後30天，已達最高。兩插植法間之差異，亦以正方形疎植區為茂密。此差異之發生，除了每株所佔土壤體積影響外，地溫之較低，水溫

之較高，穗層之溫度較差大等亦可能形成原因。

(8) 正方形疎植區每株之總乾重、穗重、總稻粒數、飽滿粒數等，雖較並列密植區者為多，但由每株之脫落粒、空粒數不少而反呈並列密植區之收量較豐。是並列密植區之增加種植株數所得收量勝於正方形疎植法下之單株超收粒數結果。因此僅根據本試驗不能斷定並列密植區之收量常超收於正方形疎植田。

綜合而論，為增收二期作水稻，不僅需考慮抽穗開花及生熟等生育後期之減損粒數的氣象要素，同時生育前期，如分蘖期間之低地溫、高水溫及穗層間之溫度較差等增加粒數之要素亦有所顧慮。因此可說，風雨較大地區宜採用密植法，風雨溫和之地即應實施正方形疎植法。

一、緒 言

我們要提高農作物的生產量，首先必需考慮到作物本身的遺傳，環境條件及栽培技術等要素互相的協調，缺少任何一個要素，是無法達到增產的目的。遺傳和栽培技術的改進都是農業專家們奮鬥的目標。在本篇，我們討論環境條件中的氣候要素。

根據 R. Geiger 氏的分類，氣候可分為三種。一為大氣候 (macroclimate)，二為小氣候 (mesoclimate)，三為微氣候 (microclimate)。大氣候與作物間之關係是密切且無法改變的。因此，我們需要對小氣候一若干可變更調節的作物生存範圍，或是可改革為充分利用的栽培環境，防止氣象災害等幾方面求發展。近年來本省各地相繼發生較嚴重的寒害，旱災、水災及風災等，由是引起一般人對氣候和農業間關聯的注意。但不幸，在臺灣因屬於亞熱帶，物產豐富，從來未發生過嚴重的威脅，故對此無甚研究。少數研究相關係數，對水稻栽培田間氣象的試驗尚少實施。歐美諸國雖有研究唯祇注重旱地微氣象而缺乏水田微氣象之研究。在日本筆者曾看到屬於氣象廳之大後氏，農業技術研究所的井上、三原及坪井三氏，九州農業試驗場的佐藤氏等積極研究的成果，惟其資料由水稻栽培期間不一，且地屬中緯度，與本省水稻微氣象情形不同。

本研究因受觀測儀器之限制及根據明峰、星加兩氏之研究，氣溫單一之影響與氣溫、濕度、日照等要素之複合作用間，自相關係數證明其無大差的結果，注重討論溫度環境。

本研究之主要目的為測定稻作本田期間之溫度環境，以統計的方法去除土壤肥料要素之影響後，把握

水稻全生育期間之微氣候的變化，同時分析現行正方形栽植方法及並列密植方法間之溫度差異，探求變更調節水田微氣候之可能性。另一方面研究水田現地和大氣候間之關係，同時自實際的經驗上擬求農業微氣象觀測方法之準據以供今後之參考。

當實施本試驗時，蒙鄭所長子政之不斷的鼓勵並且經安坑站簡不和、林清洲及簡俊仰三氏之協助而完成，謹此誌謝。

二、實施試驗方法

1. 觀測方法：

(1) 與大氣候有密切關聯且經過栽培管理而發生變化的水田微氣象，必需直接觀測其微氣象才能達成目的。以往的觀測方法是以設於附近的觀測坪上百葉箱內 1.20~1.50 公分高度之溫度為代表，或以探求微氣象特徵易呈現之天晴無風日之日變化為表示該區某一生育階段之微氣象情況，但為研究栽培全期間之微氣象對於水稻之影響，不能脫離現地或以某一日來假定。因此使用挾在上下防辐射片之白金電阻測溫管於田間中央，然後用導線導至裝於室內的電子自動紀錄計上，日夜連續自記田間各高度溫度變化。測溫點計十二點，自記打點速度五秒，自記紙速度為使易於判別，調整為每小時 10mm。

(2) 固定桿插於正方形植區和密植區試驗田之中央，白金電阻測溫管固定於 80cm、40cm、20cm 及 10cm 高度位置，水溫測定則置於水面下土壤上，地溫觀測插軸在土壤表面下 5cm 處。

2. 栽培方法：

(1) 試驗區全面積 350 平方公尺，設保護區 50 平方公尺於周圍外，餘 300 平方公尺劃每區為 25 平方公尺，共十二小區之正方形田。正方形植與並列密植排列順序以逢機排列法即成二處理法，六重複試驗。

(2) 試驗品種為臺灣較普遍栽培的臺中 65 號蓬萊種，在高畦飽水短棚形苗床上育苗。每坪播種經過殺菌及鹽水選的稻種三合。本田插秧時實施每株四支苗，五公分深淺植。

(3) 正方形植為 7.5×7.5 吋 (每坪 64 株)。密植為 5×9 吋 (每坪 80 株)。即每小區正方形植區插 420 株。並列密植區插 526 株。

(4) 施肥在耕翻土壤時施堆肥，再在本田上全層施化學肥料。在第一、二次中耕除草時實施追肥。田間管理準一般農家，在實施試驗中曾發生過葉稻熱病，使用農藥消滅成功。在其熟期端區曾受到麻雀害。水

位勉強維持 5 公分深，在每天 9 時實施灌溉，但生育後期無法維持 5 公分水位。灌溉水完全靠井水。

(5)播種期為 7 月 20 日，插秧期為 8 月 5 日，收穫在 11 月 28 日實施。

3. 生育調查方法。

(1)插秧前調查草長後，當天實施插秧。然每隔 10 天，各小區以逢機抽樣法調查 30 株之草長、分蘗數、孕穗數、抽穗數、發生病蟲害情況。

(2)收割當天每小區逢機抽選 30 株，自地表面割取供詳細調查之用。詳細調查項目為株高、穗長、枝穗數、穗粒數（完全粒、變色粒、空白粒、脫落粒等），稻穗乾燥重、稻草乾燥重、全株總乾燥重、穀粒重等。

三、大氣候對於稻作之影響

氣象對稻作有直接影響稻體生理之一次的作用及氣象對其化學的，生物的環境作用，間接地影響稻體等二次的影響。雖其一次和二次的影響甚難分開討論，但本章着重前者申論之。

一般人認為對稻作生理有影響者，為溫度、日照、雨量三項。然三項中撇開大氣候觀點討論時，日照、雨量無明顯之差異，僅溫度一項在微氣象上有顯著的結果。更進一步論溫度時，由溫度要素常受場地、高度、風向、風速、輻射及水蒸氣量等影響之故，相當廣泛，變化範圍與農作物間之關聯亦甚密切。換句話說，是即上述各種要素之綜合表現。1735 年法國 R. A. Reaumur 氏提倡積溫說，(Thermal constant)。根據該說，在 1878 年 Haberlansdt 氏計算過主要作物之積溫量。繼之，由 M. Adauson, A. E. Gasparin 氏等把每日日平均氣溫之總和的積溫計算方法改革，他倆的 Remainder system 係先設定農作物可生存的基礎溫度(Base temperature)後，計算其有效溫度(Effectiue temperature)。

稻作方面據日本之統計的研究結果，一般來講，在北方之稻作品種以對溫度有敏感的反應者為多，而在南方較溫暖地帶之稻作品種則重於感光性。據大後氏之研究結果，在日本南方溫度較高地帶之稻作，氣溫與收量間之相關雖然其係數較小，但尚有正相關的存在。在臺灣據筆者之統計五十年資料結果，第一期作之各種氣象要素與收量間之單相關中，氣溫之相關(+0.4205)較其他要素，如雨量、日照、風速等相關為高。然與雨量間之相關則與日本及臺灣郭氏之統計研究結果相同，呈負相關。日照在日本及筆者之研究

結果，第一期作+0.1908，僅有甚小的正相關而已。

四、試驗實施期間之大氣候情況

(一)氣 溫

第二期稻作因在酷夏之八月初插秧，以幼苗期及插秧後之活着期為溫度最高峯，而以後隨生育之進展與季節之變遷，氣溫逐次減低。本試驗實施期間之氣溫變動經過為如附圖 1，自活着至分蘗初期後為止，21 天之平均氣溫為 27.7°C，據山中氏之綜合各家研究結果，生育期之適溫如在 24~28°C 內，對活着，開始發育之幼苗甚為良好。然自分蘗極期前 10 天，氣溫一旦回升且經過若干之變動，大約隔一天即呈鋸齒狀之高低變動，漸漸地減低氣溫。至抽穗末期已減至 20°C 關。與生殖生長期之適溫 26~30°C 相差甚大。綜合自生育期分別論日平均氣溫之適否時，在分蘗旺盛期間之高溫其適於營養發育，到了幼穗形成期、孕穗期已有溫度過低之嫌，但尚不至發生障及生育之程度。成熟期間之總平均溫度應為 21.7°C，顯然因低溫之故，需較長的成熟期間。自插秧至抽穗終了之積溫為 1908.4°C，成熟期間 870.4°C，總計積溫為 2778.8°C。

插自秧至抽穗終了期間之氣溫有減低傾向，以一次式可示出。即本試驗實施中之氣溫變動式為

$$Y = 26.0 - 0.1 X$$

上式與實測值間之標準偏差為

$$\sigma = \pm 1.768$$

上述第二期作之減溫傾向和第一期作之逐次昇溫傾向為臺灣稻作之一大特徵。因此其昇減傾向之大小對於生育日收量之影響，尚需自大氣候觀點，自歷年紀錄更進一步分析研究。

(二)濕 度

濕度對於水稻之影響，一般情形在乾燥時促進蒸發散(Transevaporation)，相反地因濕度過高有抑制蒸發散結果，同時亦影響作物之生育，生長之快慢。根據實驗結果除了顯著高濕度或乾燥外，作物之蒸散與濕度比例增減。但至現在，究竟多少濕度會發生影響，其絕對值尚未究明，僅知過份飽和或過少時影響氣孔之開閉作用，同時對開花之機械的動作有關，低濕度時其作物需水量增加而已。本試驗期間中之濕度變動情況，請參照，Fig 2 分蘗旺盛期以後至分蘗末期間之平均 85% 為最多濕期間，在活着期，分蘗旺盛期及抽穗期間均大約 75% 上下，其間以分蘗旺盛期之平均 73% 為最低濕度期間。其餘各期均在於平

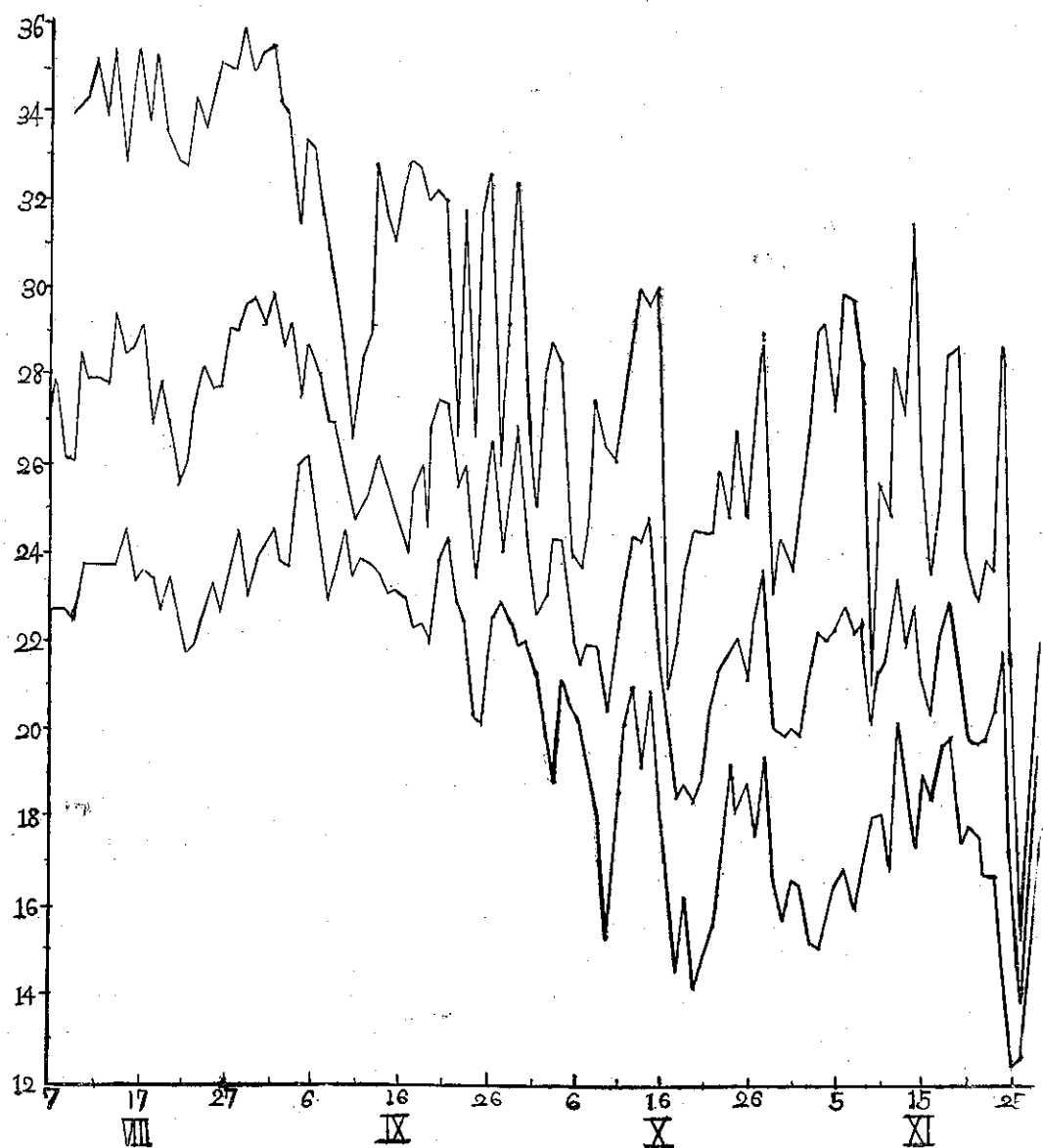


Fig. 1: Daily Temperature During 2nd Paddy Rice Period in 1963

Upper line: Daily Maximum Temp

Middle line: Daily Mean Temp

Under line: Daily Minimum Temp

均81%內外，可說相當高濕。抽穗期之平均75%值，單就濕度一項之作用而論，雖與野口氏之70—80%最適濕度一致，但與其他氣象要素配合時，其適否甚難判斷。

(三)日照時數

氣象學上所稱日照時數是實際有日射的時間而不是可照時數之意。其所觀測的資料不論太陽光線之強弱，只要有日射就有紀錄。日照對水稻之生長，被認

為有抑制草長及細胞分裂作用，但另一方面，因日照為作物同化作用之熱量來源之故，增減其同化量而作物之乾物重量（生產量）亦隨之而增減。本試驗期間之日照時數如 Fig 3，在各生育階段之日照時數的日平均以活着期為最大，分蘗旺盛期次之，約 5.4 小時，分蘗末期稍縮短之。在分蘗初期之平均 4.2 小時，孕穗期之 3.2 小時及抽穗期之 4.6 小時日平均日照均對水稻分蘗有促進作用，對花芽分裂等生理作用上

Fig. 2: Daily mean relative humidity during 2nd Paddy rice Period in 1963

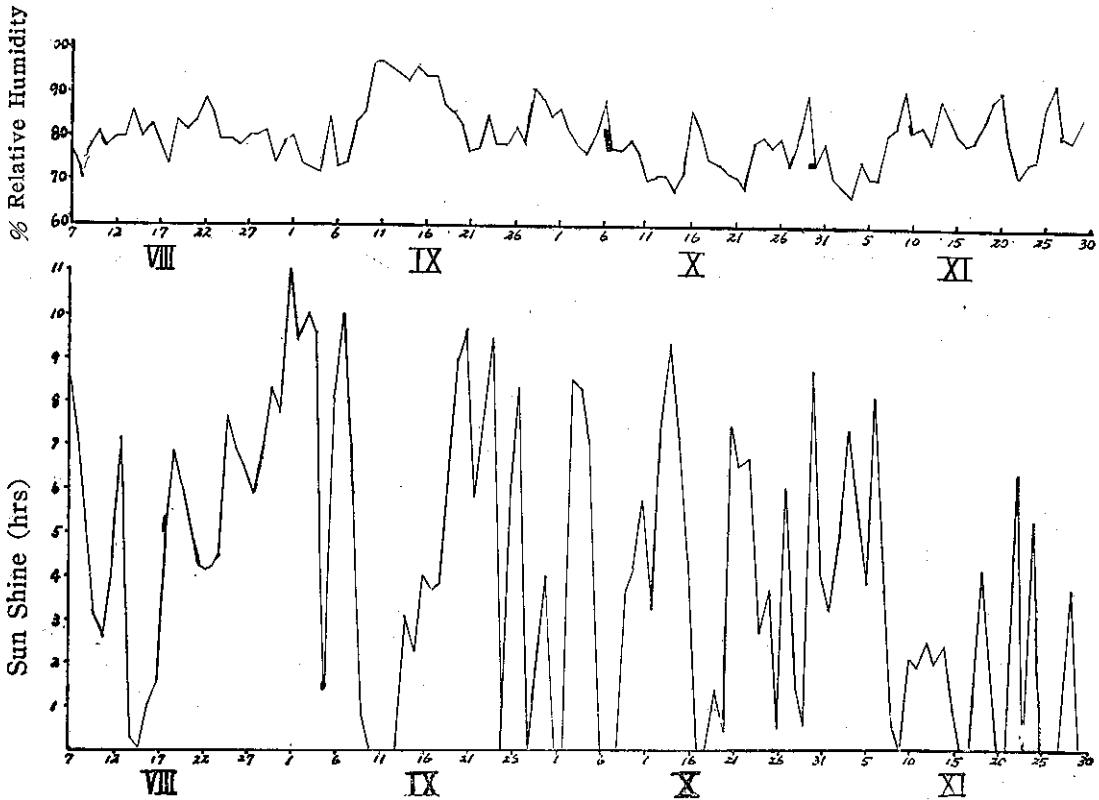


Fig. 3: Daily sun shine during 2nd Paddy rice Period in 1963

小亦適宜，但成熟期間之多雨結果，僅 2.9 小時日照時數，與較低氣溫相與，對登熟期間之延長有直接的影響，同時收割後之乾燥調製工作之展開亦發生相當大的影響。

四降 水 量

降水之多寡及雨天之長短，不僅在水稻栽培上妨害田間工作及授精作用之惡劣影響，多濕間接亦引起病蟲災害。降水雖對收量品質均發生影響，但因是供給水分之一大來源，寡雨亦會形成乾旱威脅。但一般情況下，較之氣溫，其影響較為間接，故降雨與稻作間之關係甚為複雜。在日本及臺灣，如上節所述，與收量間之關係是負相關的，故多雨即反而呈不良的影響。其原因不外為水稻是有灌溉水的地區才栽培，因此降雨反而使空氣濕度增加，減少日照時數同時氣溫減低等結果，呈負相關。

本試驗期間中之雨量分佈情況如 Fig 4，在生育前半期為多而後半期較少。是對第二期作水稻生育良好的降水傾向者。但自生育期別論其可否情形時，與其灌溉水之多寡相配合，尚有問題。Table 1，

為簡算水分多寡而以下式， $R = E + S_w + L$ 式，每日計算後，以生育期別累計結果之表。式中之 R 為降水量， E 為蒸發量， S_w 為土壤水分許容含量（假定 15mm）， L 為流失量（自雨量減土壤水分許容含量和蒸發量後之剩餘水量，可能自地表面流失之）。自該表，灌溉水不足時之雨水分配情況欠佳。

自插秧至收穫期雖獲有 960 公厘雨水，但其有效雨量（供給蒸發及土壤所能含有的水量而講，僅 224.2 公厘，可知本期如灌溉水不够而專靠雨水為水分來源時即已不足應付水稻生育之需。若再考慮稻體所需蒸散水分時其不足情況更大。以各生育期個別論之，在活着期間雨水水稻生育所需，其日平均土壤含水量為不足 8.9mm，完全靠灌溉水維持。自分蘗初期至分蘗終了期間之雨水即較豐沛之故，其所需灌溉之日數（以土壤含水量負 5 至 10mm 為根據），在 48 天內有 18 天需靠灌溉，到了孕穗至抽穗期即 18 天間尚需 13 天灌溉，尤其在抽穗期雨水甚少，尚須注意保持土壤濕潤。最後之成熟期雨天過多，17 天雨天影響成熟不少自 Table 2 可看出。

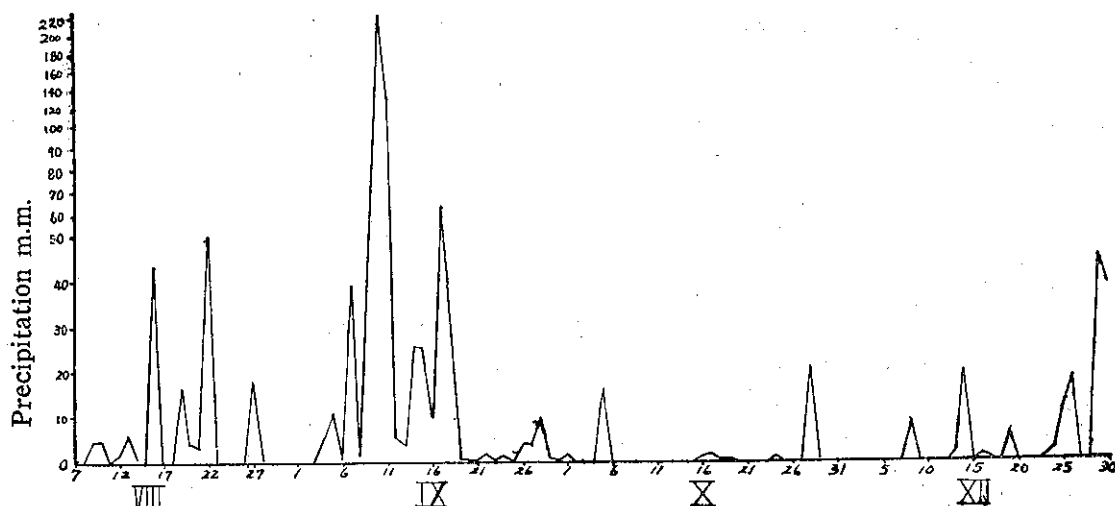


Fig. 4: Precipitation during 2nd Paddy Rice Period in 1963

Table 1: Precipitation in each growing stage of 2nd paddy rice period 1963

Growing stage	Precipitation mm.	Evaporation mm.	Effective precipitation mm.	Daily mean soil moisture mm.	No. of days of classified soil moisture			The surplus amount mm.
					>-5	>-10	>-15	
planting st.	16.2	24.7	16.2	- 8.9	0	0	7	—
the incipency of tillering st.	136.0	53.6	62.5	- 0.7	6	2	3	73.5
most prosperous tillering st.	512.5	69.2	26.4	- 2.0	8	4	7	436.3
latter of tillering st.	129.7	47.8	29.3	- 4.1	4	3	8	100.4
pregnancy st.	18.6	25.5	18.6	- 3.7	3	2	5	—
heading st.	25	25.6	2.5	- 10.0	0	0	8	—
maturing. st.	145.4	87.3	68.7	- 2.8	17	8	17	76.7
total	960.9	333.7	224.2	- 3.2	38	19	55	686.9

如論晝夜別降雨情況如 Table 3，總裁培日數間白天降雨日數及獲雨量較之夜間者為多，白天之降雨可緩和過高溫度，但夜間之降水就相反地提昇夜間溫度，易使白天之同化作用減少，而夜間由溫度提高增加呼吸量，由於其相差減少，有使作物生長速度減慢之傾向，在分蘗後半期可能受其影響，但抽穗開花期間，白天降雨僅一天之紀錄可說白天進行的開花授精

作用未受過雨害，亦是事實。

(五)風速

適當的風速易使稻株間之空氣更換，同時輕輕的搖動稻體，是良好的運動，故均可使水稻生育順利，但其風速過大時，由蒸發散作用過大，易使水分發生不平衡，同化作用減退，同時相反地增加呼吸作用結果，可能對稻體發生惡劣影響。得自大氣候或局地氣

Table 2: No. of days with classified precipitation of each proving stage in 2nd paddy rice period of 1963

Growing stage	No. of days with classified precipitation							
	0	<1.0	<10	>10	>25	>50	>100	>200
planting stage	3	0	4	0	0	0	0	0
the incipency of tillering stage	7	1	2	2	1	1	0	0
the most prosperous tillering stage	8	1	3	1	4	0	1	1
the latter tillering stage	6	2	5	0	1	1	0	0
the pregnancy stage	7	1	1	1	0	0	0	0
the heading stage	5	2	1	0	0	0	0	0
the maturing stage	25	7	5	4	1	0	0	0
total	61	14	21	8	7	2	1	1

Table 3 Precipitation in day and night

Growing stage	Day		night	
	No. of days	precipitation mm	No. of days	precipitation mm
planting st.	4	19.3	1	3.9
incipiency of tillering st.	7	131.5	2	4.5
most prosperous tillering st.	8	255.9	11	264.5
latter tillering stage	7	101.3	5	28.3
pregnancy st.	2	0.4	3	18.2
heading st.	1	2.3	1	0.2
maturing st.	14	49.3	12	61.7
total	43	560.0	35	381.3

候觀測用之風速儀器之紀錄由設於8公尺以上之故，甚難得代表稻田上之風速之故，使用較接近田間高度之1.5公尺高風速計所得紀錄代表之。其第二期作試驗期間中之每日平均風速變化如 Fig 5。活着期，分蘗初期間平均1.0m/s風速，甚適於水稻生育，在分蘗盛期間因有颱風來襲之故，平均風速高至

1.8m/s，孕穗期亦達1.9m/s，可能稻體動搖過甚，有若干不良影響。至抽穗開花期間之2.2m/s日平均風速，由風速過大之故，對於開花授精作用可能發生不稔之影響，成熟期間之2.1m/s對稻體倒伏及脫粒均有影響。

據 Wadsworth，作物之同化作用減退之限界風速為3~6m/s，即係瞬間風速值而言，亦據坪井氏之風洞實驗結果，風速3公尺以下時無任何災害，自6公尺以上之風速時已發生減收17.7%之現象，若有15m/s風速時，其收量僅剩於標準之18.6%且暴風時間過長時，其災害程度加深等，風速之大小影響不能輕視，以照坪井氏之結果，看本試驗期間之最大風速達於3.0m/s以上之日數如 Table 4：達於3.0m/s最大風速之日數竟有77天之多，可是其威脅最後收量之大。以生育期別論之，在分蘗初期間之大風，當時由稻苗幼小，受風面積不多，稻稈之剛性均較小，其稻體振動振幅不會太大，同時與鄰株接之接觸機會甚稀少等之故，其影響不會大。到了分蘗盛期以後至分蘗後期之間，超過6m/s之日數有8天之多，足使葉片、稻稈等由振動振幅超過41.7cm，搖動速度達88.8cm/s之故，發生損傷影響結實。據志茂山氏之研究，風速在7~15m/s範圍內，葉尖之烈傷程度與風速增加成比例，同時葉尖之裂傷越大，越阻害結實之故，在本試驗抽穗期前為止，風速如上述，7m/s以上之日數據該表，有7天之多，可斷為發生若干之惡影響無疑。抽穗期前遇12m/s以上風速時，據

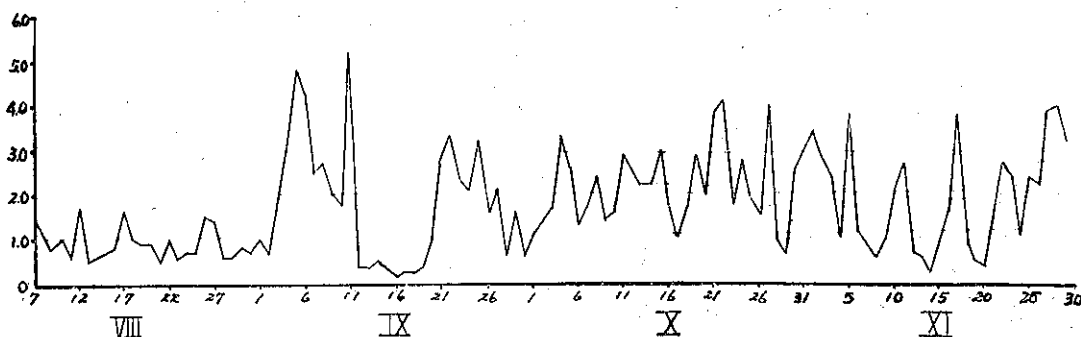


Fig. 5: Daily mean wind speed during 2nd Paddy Rice Period in 1963

Table 4 No. of days with classified maximum wind velocity in each growing stage of 2nd paddy rice period 1963

Growing stage	No. of days with classified wind velocity							
	> 3	> 4	> 5	> 6	> 7	> 8	> 9	> 10
Planting stage	3	1	—	—	—	—	—	—
Incipieny of tillering	5	4	—	—	—	—	—	—
Most prosperous tillering	12	8	6	5	4	2	—	—
Latter of tillering	9	7	6	3	2	—	—	—
Pregnancy stage	9	5	3	2	1	—	—	—
Heading stage	7	6	3	1	—	—	—	—
Maturing stage	32	25	21	14	11	7	2	1
total	77	56	39	25	18	9	2	1

上舉坪井氏之實驗，二成至三成的枝莖上之穎花數發生減短之現象，惟本試驗期間中，抽穗期前十數日來未遇過大風，且在抽穗期前33天之颱風，在12公尺高處曾出現過 41.4m/s 暴風，對於值分蘗旺盛中之水稻不會產生嚴重的影響。抽穗開花期前後之強風易抑制水稻之抽穗作用，產生異常開花及授精等現象之故，在試驗之孕穗及抽穗期間的三天大於 6m/s 風速，產生第八章詳述的變色粳13%，不稔而空白粳達20%之結果。在登熟期受強風時亦易產生不透明米、白心米、死米、脫粒、倒伏及穗發芽等現象，在本試驗登熟期間由季風甚強之故，超過 6m/s 之風速日數達14天之多，造成 4.6 %之脫落粒及降雨二天後，經受 8.5 m/s 之風時，試驗區水稻全面發生倒伏現象。據永友氏之研究結果，抽穗後20日倒伏時之收量為標準未倒伏之89%，抽穗後25日倒伏時為90%之故，本試驗中

之稻稈倒伏可說造成一成之減收。

(六) 日 射 量

來自太陽之日射，對於農作物而言，直接地與炭素同化作用有關，同時提昇溫度上均不可缺少者。根據松島氏之研究結果，水稻之收量隨日射量之增加而逐漸提高，但超過日總計 350cal/cm²/day 時不會再增收且在 250cal/cm²/day 以下時，其收量呈正比例地減少，在各生育時期中对日射量較敏感的時期為抽穗前15~16日及後14~23日間。同時松島氏證實水稻之炭素同化作用必須有 0.6grcal/cm²/min 以上之日射量才會被利用。本試驗期間之每日日射量如 Fig 6，在分蘗盛期以前，實低於 250cal/cm²/day 之日數，生育就非常順利。該期以後，各生育期均有若干天的影響生育遲滯的低日射量天。其間在9月9日後有數日繼續較低日射量，是值得注意的。該期因有颱風

來襲。不僅稻體易發生損傷，再有低日射量之故，必定有生育及收量上之影響。再把日射量之大小分類統計結果如 Table 5，抽穗前日射量未達 250grcal/cm²/day 者有 12 天，依松島氏之研究，對於一穗穎

花數及千粒重發生減少現象，抽穗後之低日射有 17 天之多，亦應有遲延成熟的影響，惟上述傾向，在本試驗中由缺乏資料無法證明之。

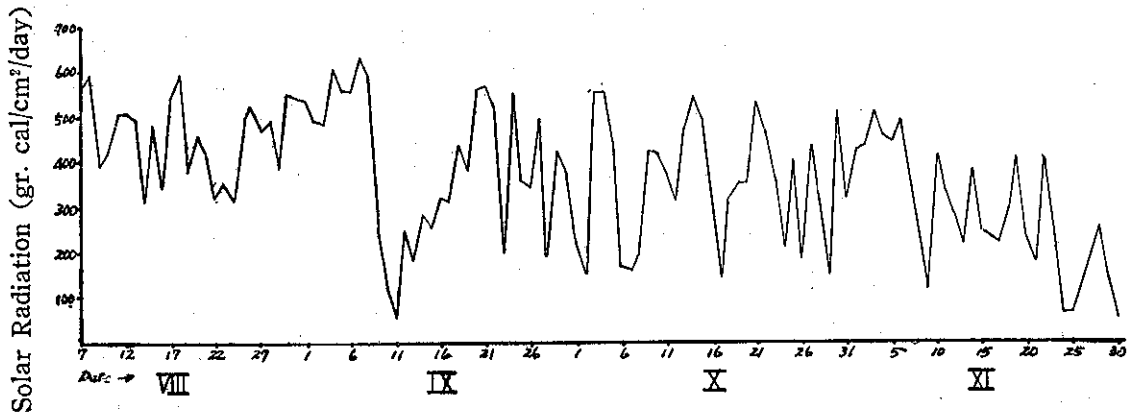


Fig. 6: Solar Radiation during 2nd Paddy Rice Period in 1963

Table 5: No. of days with classified solar radiation in each stage of 2nd paddy rice period 1963

Growing stage	under 250 gr cal/cm ² /day						250-350	> 350
	< 50	< 100	< 150	> 200	> 250	total	gr cal/cm ² /day	gr cal/cm ² /day
Planting stage	—	—	—	—	—	0	—	7
Incipiency of tillering	—	—	—	—	—	0	4	10
Most prosperous tiling	—	1	1	1	2	5	2	12
Latter st. of tillering	—	—	—	2	—	2	3	10
Pregnancy stage	—	—	—	4	1	5	—	5
Heading stage	—	—	1	—	—	1	3	4
Maturing stage	—	2	2	5	8	17	6	19
total	—	5	4	12	11	30	18	67

五、水稻生育期間之溫度環境

在耕地上栽有作物時，其氣象環境不僅異於大氣候，同時與接地氣層相併，在植物覆蓋層內造成極複雜的微氣象環境亦如與並無植物生育的裸地相較亦大有不同。此微氣象現象不單支配作物本身之生育，同時亦由其生育情形再反應於其微氣象條件之故，尚未得充分的知識。然在農業氣象研究上，甚需要此種基於作物學上、生理生態學等的觀點上之研究。單就其微氣象特性而論，對於特定時期調查某種作物之微氣

象要素尚有若干，如大後¹²、坪井¹³、松島¹⁰、佐藤^{14,15}、鈴木¹¹氏等之水稻，H. L. Penman 氏等之小麥，J. M. Hirot, I. F. Long, H. L. Rouman 氏之馬鈴薯，F. L. Weterhouse 氏之牧草，丸山¹⁷氏之陸稻等研究。綜合上述諸先進之研究結果，植物空間層（plant canopy）內之風速分佈因摩擦應力當為作物之振動能量被吸收之故，其風速急速地減少並且成立於接地氣層上之風速、溫度、濕度的對數法則被證明在於植物覆蓋內不成立。其餘由作物，栽培

時期，栽培密度之不同，甚難於應用於臺灣之水稻田間者甚多並且鮮見隨生育進展之解析研究。由本試驗間，風速觀測方面曾用小型魯濱遜風速計實施過觀測，惟其所得資料因與坪井、中川兩氏之實驗相同地風杯被稻葉妨阻，旋轉不圓滑之故，其紀錄棄而不用，濕度亦缺少儀器未實施田間觀測。因此本章專論各生育時期間之溫度環境。其觀測對稱為臺灣普遍施行的

正條植蓬萊種水稻。

(一)各生育時期之逐時溫度剖面分佈

在上述各先進之剖面分佈觀測係選擇天晴無風，易出現典型形態之日期，但有難免發生相差之故，筆者自連續觀測之大氣候紀錄間選擇較相似氣象要素之日期而代表該生育時期之形態以便易於比較。其所選日期，作物生育情況及大氣候概況如 Table 6。

Table 6: The date of represent growing stage and its meteorological & crop growing condition during 2nd paddy rice period

Represent of growing stage	date	No. of tillers	crop height (cm)	sun-shine (hrs)	wind speed m/sec	radiation grcal/cm ² /day	rain fall mm	daily mean temp. °C	max temp. °C	min. temp. °C	temp. range °C	relative humidity %	evaporation mm	others
Transplanting	7.Aug	4	12.0	8.5	1.5	563.6	—	27.3	33.4	21.2	12.2	75.9	4.1	
Planting	18.Aug	8.8	28.6	4.8	1.0	596.6	—	29.6	35.6	23.6	12.0	73.2	4.8	
Incipency of tillering	26.Aug	19.4	50.3	6.9	1.5	520.0	—	28.9	34.4	23.3	11.1	77.7	5.6	
Most prosperous tillering	6.Sept	24.0	66.5	8.1	4.3	559.8	—	29.8	33.4	26.2	7.2	73.2	6.5	
Latter of tillering	20.Sept	22.0	88.3	8.9	1.1	560.1	—	27.0	32.0	22.0	10.0	82.9	5.4	
Pregnancy	3.Oct	20.6	104.1	8.5	1.7	553.0	—	24.0	28.0	20.0	8.0	78.8	4.6	
Heading	14.Oct	19.6	118.5	9.3	2.2	541.9	—	24.6	30.0	19.2	10.8	68.5	5.5	
Adulting	30.Oct	19.6	125.5	8.7	2.6	511.6	—	20.0	24.3	15.6	8.7	74.3	3.3	
Harvesting	22.Nov	18.0	—	6.3	2.7	412.4	—	20.3	23.8	16.7	7.1	72.9	2.8	

其代表日期之逐時溫度剖面分佈如 Fig 5-1 至 5-9。由該分佈圖，大約可知，夜間及日間之剖面形態甚有相連。根據蓋格氏之名稱，日間為進射型(Incoming radiation type)而夜間為出射型(Outgoing radiation type)。在進射型和出射型間有移行型。在水田間之各型分佈出現時刻未受水稻生育之變化而大約在於19至06時間呈夜間出射型，09至16時為日間進射型，06~09時間及16~19時為移行型。自 Fig 5-1 至 5-9 間抽出日間出射型和夜間進射型之代表分佈形態圖為 Fig 5-10 及 Fig 5-11。自插秧當天至分蘖盛期間之溫度剖面形態因枝葉繁茂尚未呈甚密的日射吸收層而成溫度能動層之故，其形態略大同小異地，自上層向下次第昇溫，然以 20cm 高度附近為最高溫度層後再減溫。在生育初期間之水温，若靠水池，或長途的灌溉水路並且常滯留於田中時，其分佈形態較之靠水井水同時用水管導至試驗田之

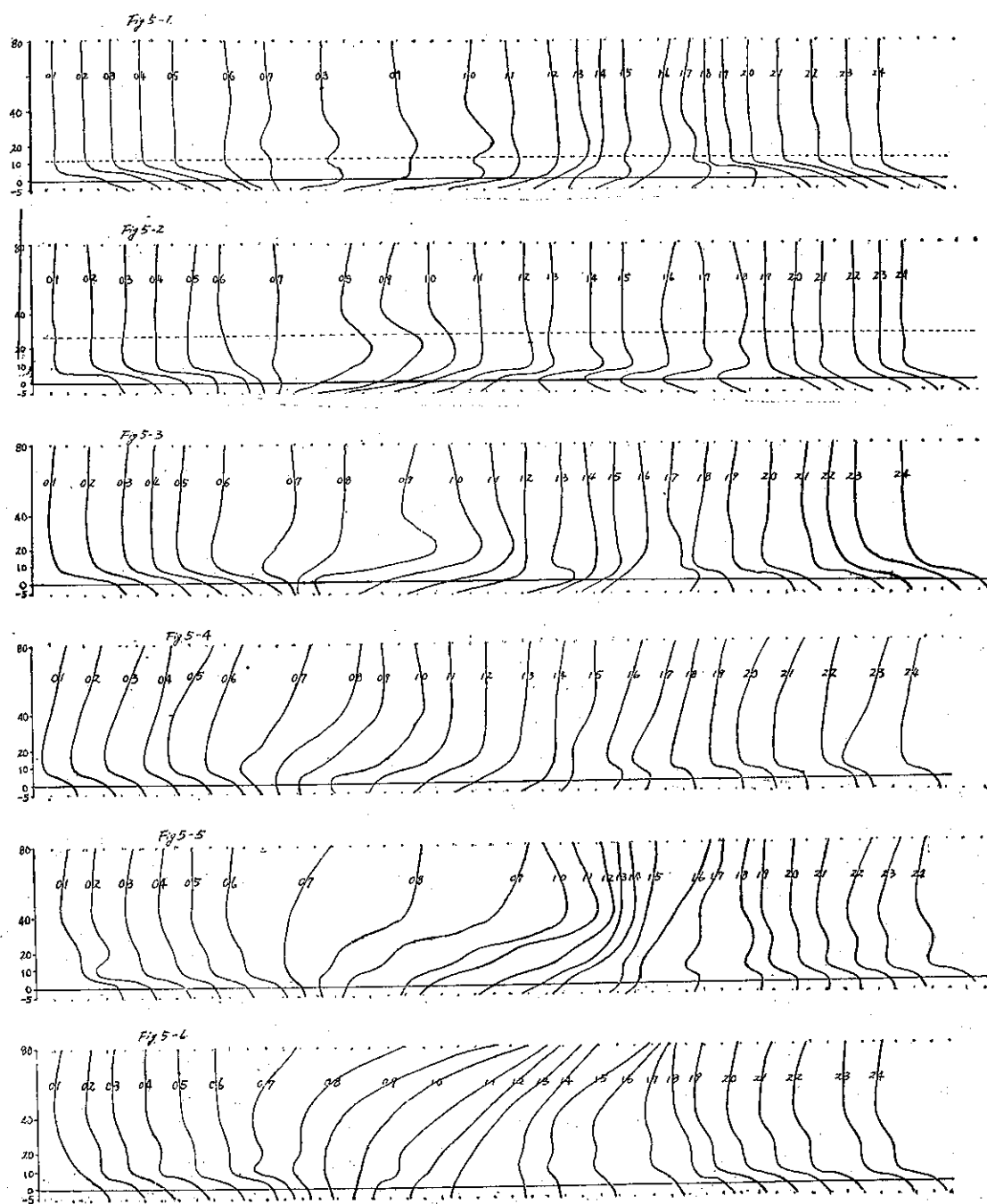
本試驗有異，其特異點在於水温。據坪井氏之觀測結果，生育初期之水温在剖面分佈形態圖中佔最高突出位置，到了分蘖盛期退至次高溫度層。此種現象在於本試驗插秧當天之 Fig 5-1 圖上可看出。然後隨水稻生育，枝葉繁茂層即日射吸收層之昇高，最高溫度出現層亦隨之提高且該溫度能動層(Temperature active layer)以下之減溫傾度甚大。在稻稈倒伏後之剖面分佈形態，因該日射吸收層減低於稻稈撓曲高度，且緻密及水稻本身之蒸發散作用影響，其溫度呈昇情況不明顯，但撓曲層以下部份由覆蓋度甚緻密之故，減溫傾度甚大。

夜間出射型之代表圖如 Fig 5-11。稻稈葉尚未構成繁茂的溫度能動層之生育前半期，均上下層之溫度傾度不大。其形態自下向上逐漸減溫而以地溫為較高溫度層，由出射而呈的低溫層不明顯。到生育後期，已形成輻射層時，由輻射呈較低溫度的部份雖有隨

草高之伸高而漸漸昇高之傾向，但大約停在 40cm 部份並且其輻射形態不如日間進射形態之明顯。稻稈倒伏後，該輻射層就明顯地呈在撓曲部份。綜合上述進射型和出射型溫度剖面分佈形態在於枝葉繁茂層之相差甚大。進射型在繁茂層吸收日射昇溫情況甚明顯，但出射型，繁茂層之向大氣層之熱輻射不強而示低溫

度情況不顯著，然呈低溫度層更低於該層。最顯著地溫度剖面分佈形態的時期為分蘗盛期，該期因分蘗數到達最多，不僅繁茂層之緻密度最大的時期，再為生育甚劇烈，熱活動甚活潑之故，其溫度之高峯最為明顯。

Fig. 5-1 to Fig. 5-9: Diurnal temperature profile change in each growing stage on 2nd



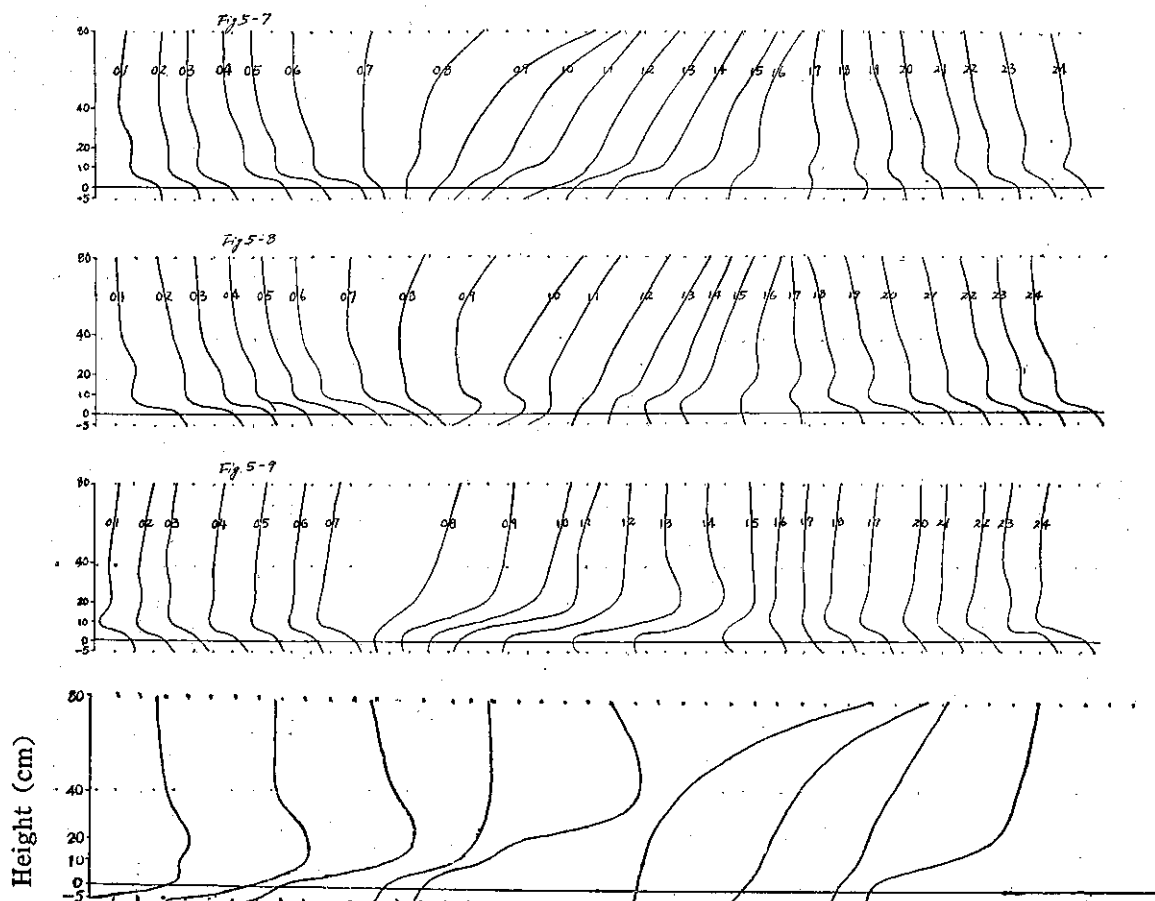


Fig. 5-10: Incoming radiation type in each growing stage of 2nd paddy rice, 1963

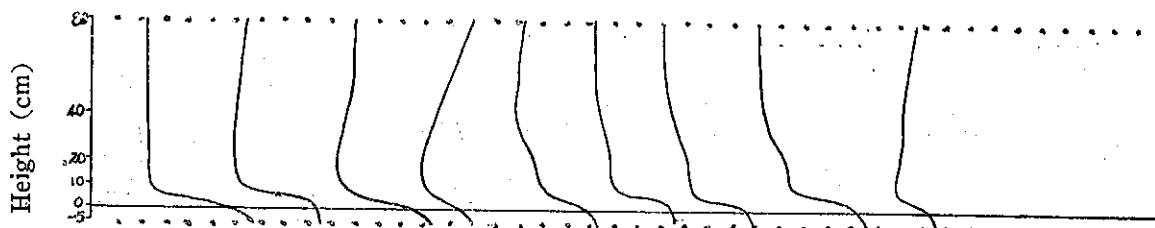


Fig. 5-11: Outgoing radiation type in each growing stage of 2nd paddy rice 1963.

(二) 各生育期之溫度日變化

1. 插秧當天：草長僅12公分，每株只4枝，田間完全未被覆蓋，故水溫先於各處開始昇溫，其溫度逐次輻射及傳導至其上方及下方，20cm處亦由太陽斜照至葉片時之輻射較強，一度昇溫呈高潮後消失，然再受下方之熱輻射及傳導，跟10cm處同時昇溫。日沒後自40cm以上部份先開始減溫，清晨以10cm以上氣層為低溫而以10cm層為較低溫度層。其日變化情況如 Fig 5-12。

2. 活著期：草長伸至 28.6cm，枝葉已增為8.8枚

，但水面尚未被覆蓋，參照 Fig 5-13，繁茂層在於20cm附近之故，日間昇溫始自10~20cm間，由太陽斜照關係在10及14時二次呈高溫，日沒亦10~20cm部份先減溫，清晨接近水面及草層之氣層高濕之故，以40~80cm間為較低溫度氣層。

3. 分蘖初期：草長平均已達50.3cm，分蘖數亦增為19.4枝，枝葉已構成繁茂輻射層而覆蓋水面。日間10~11時在20~30cm處及16時前後，在20~60cm處二次呈高，此因太陽射角之關係，透過稻葉間隙進作物空間 (plant canopy) 之故。因此在中午間，

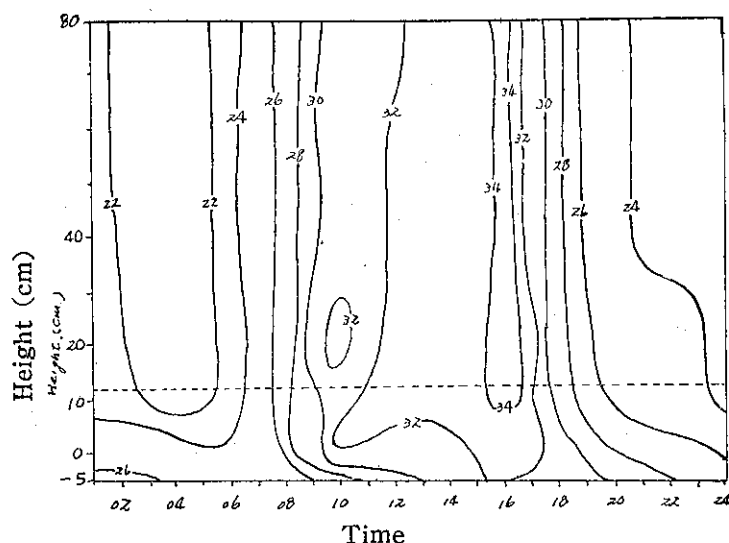


Fig. 5-12: Course of diurnal temperature change in transplanting day of 2nd rice 1963

減為22枝，參照 Fig 5-16。日間較高氣溫出現在繁茂層之80cm附近。40~80cm間普遍呈高溫。日沒後之減溫始自10cm以上之氣層，但午夜以後40cm以上氣層之減溫較快，且清晨亦以40cm層為呈最低溫度部位。自分蘗盛期以後，地溫在12時以前及17時以後均較水田氣溫為高。

6. 孕穗期：草長已超過100cm，為104.1cm，分蘗數再減為20.6枝，枝葉下垂呈輻射層之高度略高於80cm。日間以70cm以上氣層呈高溫部位。參照 Fig 5-17，該層之昇溫、減溫均迅速，如日射減少時即時減溫的情況自 Fig 5-17 明顯地看出。日沒後之減溫亦以40cm氣層為早，但最低溫度出現於80cm氣層。

7. 抽穗期：草長已伸為118.5cm，但分蘗數再減為19.6支，如 Fig 5-18，繁茂輻射層在80至100cm間，超過觀測設置高度之故，高溫出現情況無法測出。以作物空間層(plant canopy)之溫度日變化而言，日間之高溫及夜間之低溫均出現於80cm以上部份，但低溫保持時間尚以40cm處為長，本期之溫度分佈顯然地異於前述各生育期。

8. 成熟初期：草長伸長已停在125cm附近，實際繁茂層尚在80~100cm處，但因有稻穗結實中之故，

日射未能達到內部時，10~30cm間一度減溫。日沒後之減溫始自最繁茂的40cm處，較低溫度之保持時間亦以該處為長。

4. 分蘗盛期：草長66.5cm，分蘗數已達最高，24枝時，日間日射已難透過繁茂層的時期，請參照 Fig 5-15，日間之高溫上午在35~70cm間，中午即在40cm以上部份，均受繁茂層輻射影響。日出後之昇溫亦以40cm以上氣層為早且較長時間。減溫先自20~40cm處。清晨之低溫在於10~30層，此紀錄與鈴木¹¹及大後氏¹²之實測相同。

5. 分蘗後期：草長已達88.3cm，繁茂層大約在80cm處，分蘗數已

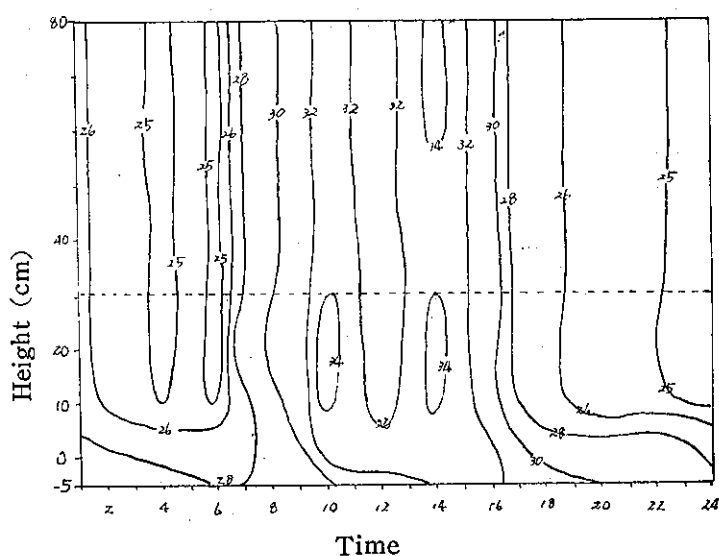


Fig 5-13: Course of diurnal temperature change in planting stage of 2nd rice 1963

溫度能動層稍高於該層。其溫度分佈日變化如 Fig 5-19，均以能動層之昇減溫度為快。

9. 收穫期：由稻稈耐不住稻穗重量，經降雨加重後之大風吹倒稻稈而自地上20~30cm處折倒之故，溫度能動層如 Fig 5-20，下移至20cm附近，但日間溫度之高溫部仍在80cm部份，此原因尚待查而日沒後之輻射減溫及低溫之出現均在於稻體撓曲下之10cm處。

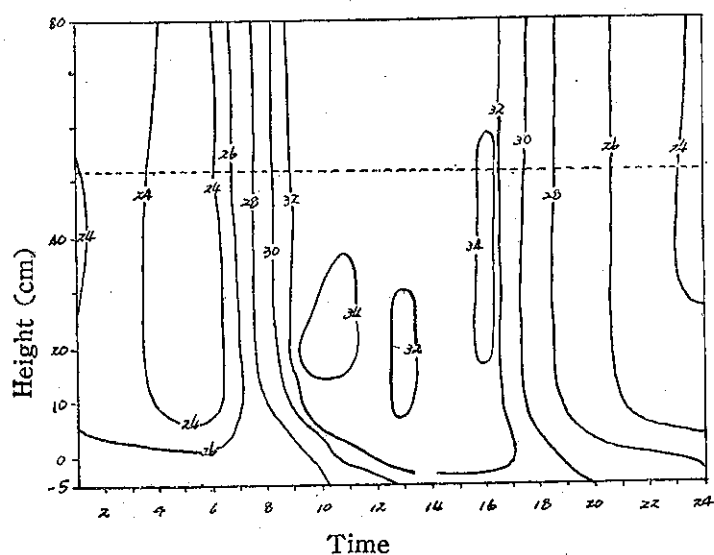


Fig. 5-14: Course of diurnal temperature change in stage of incipency tillering of 2nd rice 1963

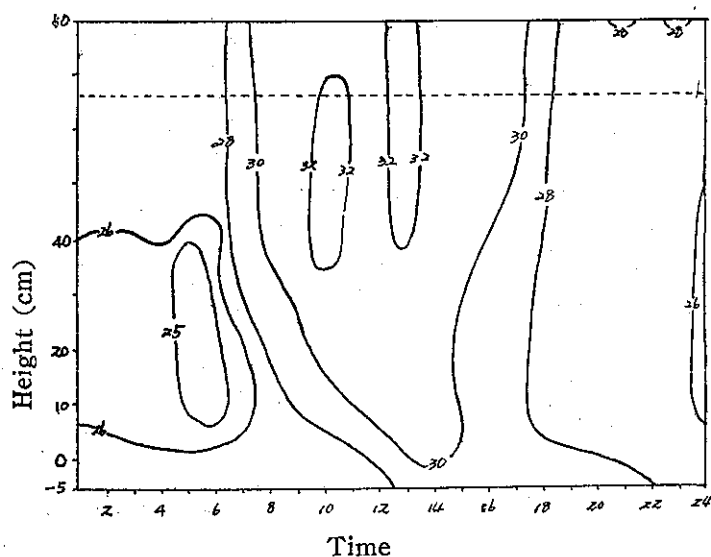


Fig. 5-15: Course of diurnal temperature change in prosperous tillering stage of 2nd rice 1963

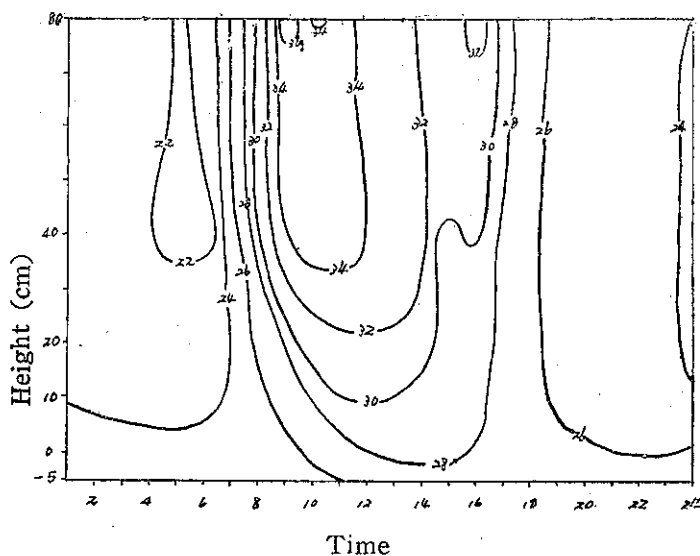


Fig. 5-16: Course of diurnal temperature change in latter stage of tillering of 2nd rice 1963

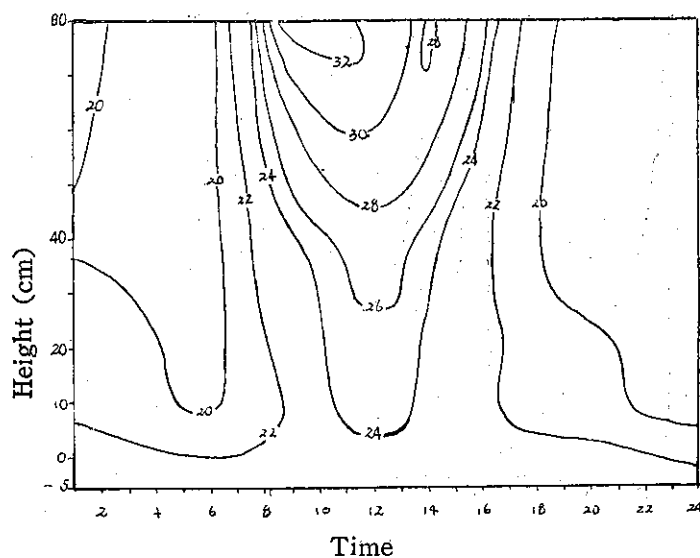


Fig. 5-17: Course of diurnal temperature change in pregnant stage of 2nd paddy rice 1963

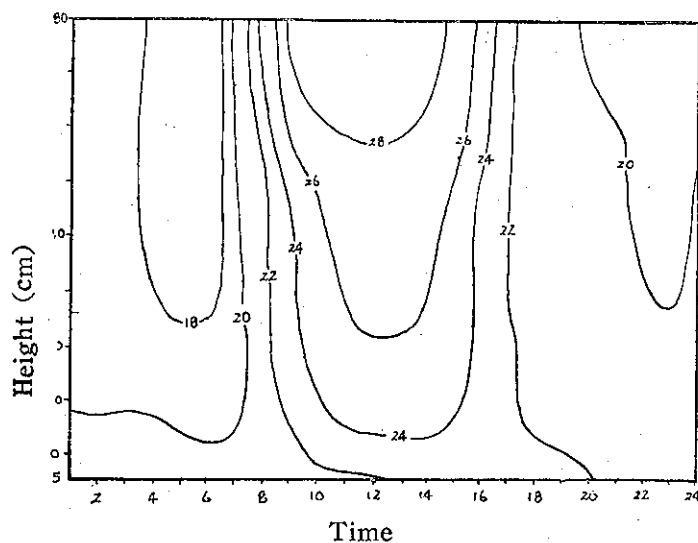


Fig. 5-18: Course of diurnal temperature change
in Heading stage of 2nd paddy rice 1963

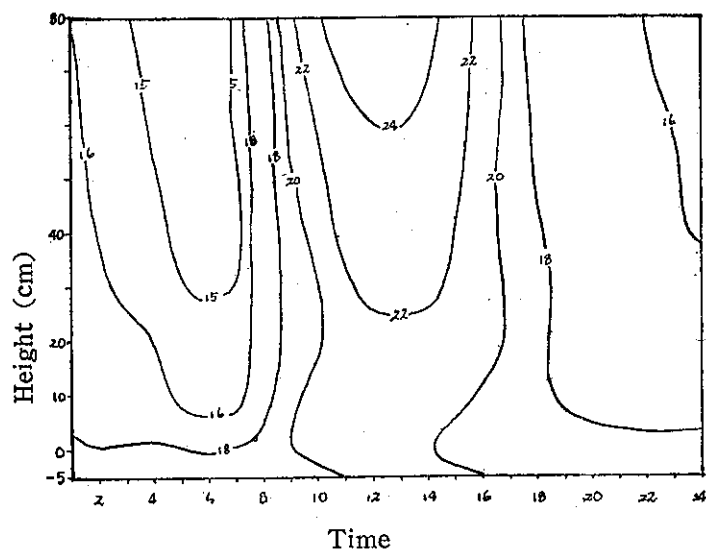


Fig. 5-19: Course of diurnal temperature change
before rice steam fall down in maturing
stage of 2nd paddy rice 1963

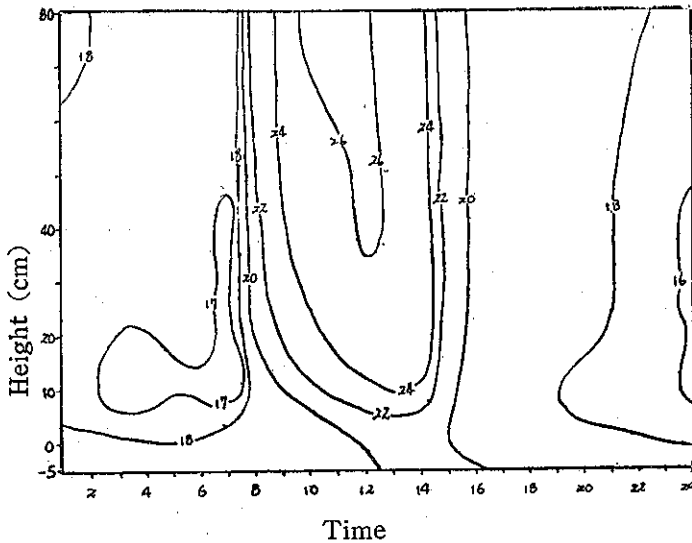


Fig. 5-20: Course of diurnal temperature change after rice steam fall down in maturing stage of 2nd paddy rice 1963

期代表相同地以 20cm 處最高，第三旬最高溫處略昇，此後逐旬昇高至第六旬時，繁茂層已高於觀測儀器裝設位置，作物空間 (plant canopy) 呈放射型溫度剖面分佈，但第七旬以後，即抽穗期以後由下面無

效葉枯萎漸增，空間逐漸擴大結果，空氣流通趨於容易其溫度稍昇高，至稻稈倒伏時，倒伏稻稈層成為置換層 (Displacement layer)。

Table 7: 10 days mean of maximum temperature in 2nd paddy rice field 1963

Position No. of 10 days	Height of air temp				water	soil
	8 0	4 0	2 0	1 0	temp	temp
1	34.9	34.5	35.0	34.9	35.6	32.7
2	34.5	34.3	35.1	34.6	33.3	31.7
3	35.1	35.6	35.2	34.3	31.7	30.9
4	32.6	32.6	30.7	30.2	28.6	27.9
5	34.6	33.6	30.1	28.7	27.3	26.9
6	33.9	28.9	26.7	25.8	24.7	24.6
7	29.0	25.0	23.9	23.4	22.2	22.1
8	26.3	23.1	22.3	21.6	20.3	20.1
9	26.8	24.1	23.3	22.6	20.8	20.3
10 *	28.4	25.5	24.7	23.6	21.1	20.8
11 **	25.7	24.6	23.9	22.4	20.0	20.0

* 5 days mean before rice culm fall down.

** 15 days mean after rice culm fall down.

四最高溫度之剖面分佈形式

若以觀測坪上所得最高氣溫為基準，分類各剖面之高低時，應有 4 種高度 (80, 40, 20, 10cm) 之乘，有 16 型，但實際上在總生育期間所出現的高低型式

(三) 生育期間之平均最高溫度剖面分佈

前節所舉之溫度剖面分佈及溫度日變化為選擇各生育期中之代表日期論之。但實際栽培中之稻田所經過之氣象環境相當複雜而不易以某一天之情況予以論定，同時水稻之每日生長亦不能忽視之故，認為以旬為單位，求其平均論溫度剖面分佈較為適當。Table 7 係旬平均最高溫度者，表中第十旬由稻體倒伏前後不一之故，採用 5 天平均值，第十一旬因稻體呈區倒伏，採 15 天平均值。該剖面分佈狀況如 Fig 5-21，第一、二旬略與代表生育期日期之 Fig 5-10 插秧當天及分蘗開始期呈相同，水稻尚未繁茂而形成水面太陽直晒時，其顯然地水溫呈最高，次為 20cm 附近呈高溫。即有二入射型，第二旬就與分蘗開始

如下表 Table 8，大部份均呈該表 4 種形態。即在生育初期至分蘗期間因尚未形成繁茂層時，各高度之最高氣溫較之觀測坪上之最高氣溫為高，就是 HHHH 型。到顯出繁茂層後之分蘗盛期至孕穗期，由繁茂層遮蓋日射之到達，下處不易昇溫之故，呈低於觀測坪上最高氣溫，即是 HHLL 型。自孕穗期以後隨繁茂層之增高，其繁茂層以下之部份次第地升高之故，就呈 HLLL 型，但繁茂層僅停於 80 至 120cm 間之故，已較低氣溫層不會再增。到了成熟期，稻體自 20cm 附近處撓曲倒伏時，僅 10cm 處呈低於觀測坪最高氣溫之故，出現 HHHL 型。

觀測坪最高氣溫和水稻最高溫度剖面分佈之交界點，根據每日的分佈圖之剖面分佈線指出該交界點時，如 Fig 5-22，甚易以一次方程式示出，隨生育昇高情形。其一次方程式為：

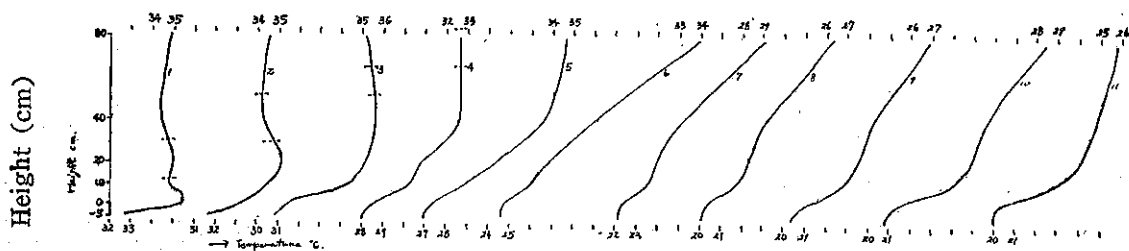


Fig. 5-21: The vertical distribution of 10 days mean maximum temperature on 2nd paddy rice field in 1963

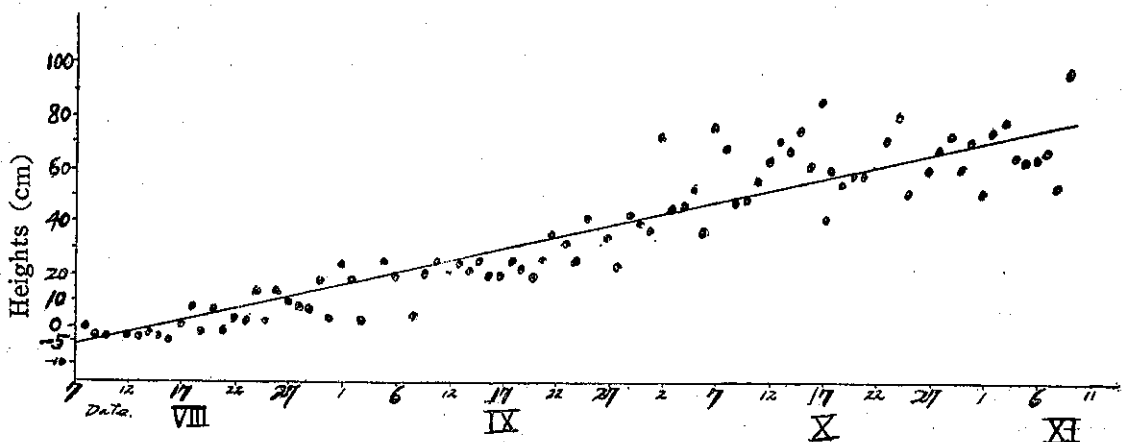


Fig. 5-22: The crossing heights of max. air temperature on 2nd paddy rice field with max. temp on the observation yard
the crossing heights line: $Y = 36.29 + 0.95X$

Table 8: The vertical distribution form of maximum temperature

The form of Max temp				The growing stag of appearing form
8 0	4 0	2 0	1 0	
H	H	H	H	planting to tillering stage
H	H	L	L	tillering to pregnancy stage
H	L	L	L	pregnancy to heading stage
H	H	H	L	adulting stage after foll dawn

$$Y_x = 36.29 + 0.9527X$$

Y_x 為交界點高度 (cm), X 為生育日數。

就是說, 在生育初期之田間最高氣溫均較之大氣候下之最高氣溫為高, 但隨其水稻之生長, 繁茂層形成後逐次顯出較低氣溫部份增大。換句話說, 該交界點為溫度能動點 (Temperature active point)。

(四) 生育期間之平均最低溫度剖面分佈

夜間無強烈的日射但作本身及地表均可出射在日間所接受的熱輻射之故, 其最低溫度之出現情況亦異

於最高溫度者。各生育時期之代表溫度分佈業已在(一)節述之, 繼(二)節曾論過平均最高溫度剖面分佈, 本節論夜間所出現的最低溫度平均值情況。其逐旬平均最低氣溫值如 Table 9。自該表及 Fig 5-23 剖面分佈圖可知繁茂層之輻射影響不如日間呈顯著的頂峯, 且地溫、水溫之最低值由其熱容量較大之故均高於作物空間層之最低氣溫。在水稻尚未形成繁茂層, 且灌溉水充分時, 自上方向下減低溫度, 但形成繁茂層之第三旬後, 在該層呈最低氣溫後, 靠近 10cm 間氣溫有明顯地再度呈低溫的現象。此由該空間大而易交換空氣之故, 可能冷氣滯留於該層。到了成熟期, 稻稈倒伏後就挑曲層呈最低氣溫層而 20cm 氣溫稍較高, 然 40cm 再減後, 其上層呈出射型等複雜型態。

於最高溫度者。各生育時期之代表溫度分佈業已在(一)節述之, 繼(二)節曾論過平均最高溫度剖面分佈, 本節論夜間所出現的最低溫度平均值情況。其逐旬平均最低氣溫值如 Table 9。自該表及 Fig 5-23 剖面分佈圖可知繁茂層之輻射影響不如日間呈顯著的頂峯, 且地溫、水溫之最低值由其熱容量較大之故均高於作物空間層之最低氣溫。在水稻尚未形成繁茂層, 且灌溉水充分時, 自上方向下減低溫度, 但形成繁茂層之第三旬後, 在該層呈最低氣溫後, 靠近 10cm 間氣溫有明顯地再度呈低溫的現象。此由該空間大而易交換空氣之故, 可能冷氣滯留於該層。到了成熟期, 稻稈倒伏後就挑曲層呈最低氣溫層而 20cm 氣溫稍較高, 然 40cm 再減後, 其上層呈出射型等複雜型態。

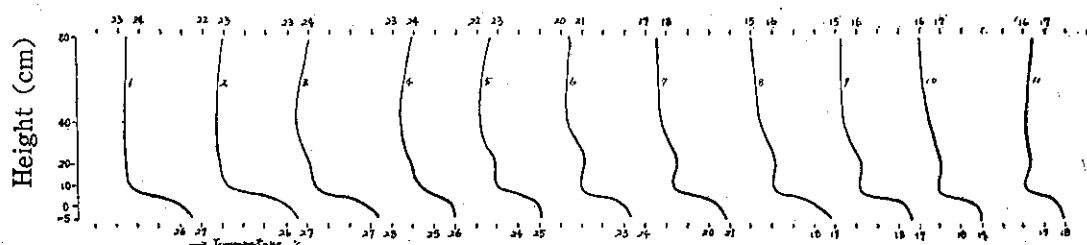


Fig. 5-23: The vertical distribution of 10 days mean minimum temperature on 2nd paddy rice field in 1963

Table 9: 10 days mean of minimum temperature in 2nd paddy rice field 1963

Position No. of 10 days	Height of air temp.				water temp	soil temp
	8 0	4 0	2 0	1 0		
1	23.3	23.3	23.4	23.5	25.7	26.5
2	22.9	22.7	22.9	23.1	25.8	26.6
3	24.0	23.5	24.1	24.3	26.6	27.3
4	23.9	23.4	23.9	24.2	25.8	26.0
5	22.6	22.2	22.9	22.9	24.9	25.2
6	20.4	20.4	21.2	21.0	22.9	23.3
7	17.6	17.8	18.6	18.4	20.5	20.9
8	15.0	15.5	16.2	16.1	18.2	18.8
9	15.3	15.5	16.3	16.2	18.3	18.7
10 *	16.0	16.5	17.1	16.9	18.8	19.0
11 **	16.4	16.1	16.3	16.0	17.5	17.9

內生育期間之旬平均溫度日較差剖面分佈

旬平均最高及最低溫度剖面分佈上，已知有二處溫度能動層之存在，該溫度能動層以溫度日較差剖面分佈圖較易於顯出。如 Table 10及 Fig 5-24，顯然地溫度變化大的繁茂層之隨生育而昇高情形可自第一旬至第五旬間看得出。到了繁茂層超過最高測定點 80cm高度以後，該繁茂層之影響已測不出，然作物空間層之日較差自上向下逐次減少，而以地溫為最小較差。在 10cm 附近之溫度能動層自第 4 旬至第 7 旬間較明顯，即進孕穗

期以後，水稻下層葉片開始枯萎，該層之空間逐漸擴大，熱流交換越趨於活潑，該層之溫度變動加大些。

稻田每日溫度較差剖面分佈線上與觀測坪上日氣溫較差之交界點。

稻田每日溫度較差剖面分佈線上，與前述最高溫度相同地以一次式可指出觀測坪上日氣溫較差之出現高度。該交叉高度亦隨生育之進展逐漸增高。其交界點高度之一次式為

$$Y_R = 30.86 + 0.58 X$$

Y_R 為交界點高度 (cm)， X 為生育日數。

如 Fig 5-25，較之最高溫度之交叉高度稍低且其增高傾度亦小。

Table 10: 10 days mean of temperature range in 2nd paddy rice field 1963

Position No. of Degsdd	Height of air temp. range				water temp. range	soil temp. range
	8 0	4 0	2 0	1 0		
1	11.6	11.2	11.6	11.4	9.9	6.2
2	11.5	11.5	12.1	11.3	7.7	4.8
3	11.1	12.1	11.1	10.0	5.1	3.7
4	8.7	9.2	6.8	6.0	2.8	1.9
5	12.0	11.4	7.2	5.8	2.5	1.7
6	13.4	8.5	5.5	4.8	1.8	1.3
7	11.4	7.1	5.3	5.0	1.7	1.2
8	11.3	7.6	6.1	5.5	2.1	1.3
9	11.5	8.6	7.0	6.4	2.6	1.6
1 0 *	12.3	9.0	7.6	6.7	2.3	1.7
1 1 **	9.3	8.5	7.6	6.4	2.5	2.1

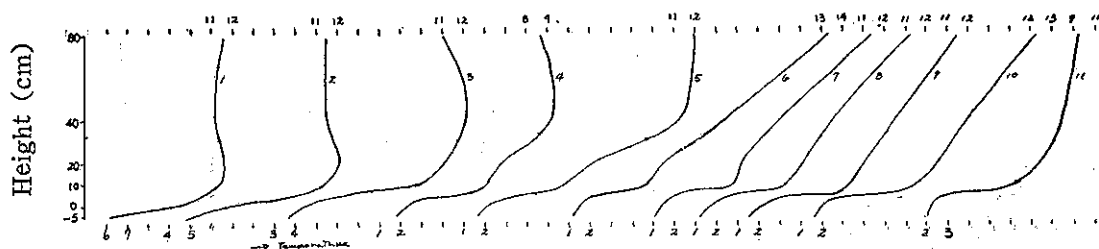


Fig. 5-24: The vertical distribution of 10 days mean temperature range on 2nd paddy rice field in 1963

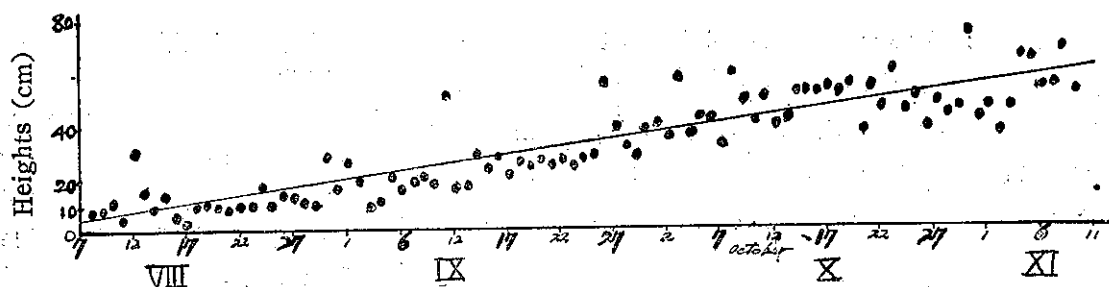


Fig. 5-25: Crossing heights of diurnal temperature range on 2nd paddy rice field with on the observation yard
the crossing heights line $Y_R = 30.86 + 0.58X$

六、稻田溫度與觀測坪上氣溫之聯關

(一) 相關係數：

若四周土地均水田而栽培水稻時，自小氣候立場討論，就是一種「湖塘」情況。因此對該地小氣候定有任何影響。本試驗地三周圍均是水田之故，尚可代表一般慣行水田地域。雖我們可想像得到，稻田氣象無法離開大氣候之影響，但究竟有何種程度之關聯性尚未得知。因此本節使用下式：

$$r = \frac{\sum(\Delta x : \Delta y)}{\sum(x^2) \sum(y^2)}$$

計算觀測坪上氣溫與水田上各種高度間之溫度相關情況。但由隨水稻生育進展，其溫度變化有相差之故，認為就各生育期別計算較為適當，氣溫亦分24時平均值，最高氣溫，最低氣溫，9時氣溫及最高最低氣溫平均等五種，分別求其相關係數。Table 6-1 為觀測坪上24時平均氣溫與水稻田各高度24時平均溫度間之相關係數表。該表中之水

Table 6-1: Correlation coefficients between the daily mean temperature of 2nd rice field and the daily mean air temperature on observation yard

position growing stage	heights on paddy field				water temp	soil temp
	80cm	40cm	20cm	10cm		
Planting	0.913	0.908	0.920	0.910	0.832	0.850
Incipency of tillering	0.957	0.957	0.966	0.903	0.794	0.792
Prosperous tillering	0.810	0.834	0.837	0.836	0.498	0.539
Most prosperous tillering	0.887	0.932	0.942	0.929	0.903	0.900
Latter tillering	0.809	0.635	0.679	0.502	0.481	0.536
Pregnant	0.934	0.815	0.892	0.902	0.085	0.667
Primary heading	0.896	0.917	0.903	0.924	0.417	0.195
The end of heading	0.965	0.924	0.977	0.968	0.686	0.554
Primarily maturing	0.942	0.970	0.935	0.947	0.651	0.496
the middle of maturing	0.800	0.817	0.759	0.787	0.559	0.514
harvesting	0.987	0.991	0.987	0.986	0.840	0.846

溫因受較冷且經過導管灌溉之井水之故，其每日灌溉時期之遲早及多寡均有影響，結果，相關係數之大小變動甚大，地溫亦受水溫之影響，間接地變動之。除了上述水溫及地溫二項外，在分蘗後期之相關係數尙

有嫌小的傾向，是否受該時期所形成於下層之無效分蘗生長影響，爲值得再檢討的紀錄。上述以外之各生育時期間之相關均甚緊密，相關係數達0.8以上。

Table 6-2 係觀測坪上最高最低氣溫平均和水田上各高度日平均溫度間之相關係數表。

該相關係數值較之 Table 6-表爲小，但在抽穗初期間的地溫、水溫較小相關傾向是呈相同現象。可能起因於灌溉水之控制時間的不良。

Table 6-2: Correlation coefficients between the mean temperature of maximum with minimum the observation yard and the daily mean temperature of the 2nd paddy rice field

position growing stage	heights on paddy field				water	soil
	80cm	40cm	20cm	10cm	temp	temp
Planting	0.814	0.790	0.777	0.764	0.868	0.832
Incipieny of tillering	0.762	0.777	0.791	0.725	0.691	0.829
Prosperous tillering	0.585	0.760	0.829	0.866	0.752	0.741
Most prosperous tillering	0.804	0.792	0.832	0.788	0.764	0.780
Latter tillering	0.924	0.923	0.938	0.908	0.878	0.862
Pregnant	0.891	0.792	0.896	0.892	0.817	0.783
Primary heading	0.917	0.911	0.873	0.894	0.362	0.127
The end of heading	0.958	0.946	0.939	0.926	0.684	0.783
Primary maturing	0.910	0.901	0.890	0.893	0.661	0.521
The middle of maturing	0.826	0.824	0.801	0.816	0.713	0.692
Harvesting	0.962	0.968	0.962	0.964	0.831	0.832

Table 6-3 Correlation coefficients between the 09's temperature on the observation yard and the daily mean temperature on 2nd paddy rice field

position growing stage	heights on paddy field				water	soil
	80cm	40cm	20cm	10cm	temp	temp
Planting	0.569	0.563	0.567	0.503	0.665	0.528
Incipieny of tillering	-0.219	-0.217	-0.203	-0.232	-0.249	0.030
Prosperous tillering	0.220	0.155	0.183	0.166	0.086	0.115
Most prosperous tillering	0.851	0.904	0.934	0.929	0.912	0.871
Latter tillering	0.948	0.981	0.978	0.956	0.929	0.906
Pregnant	0.764	0.609	0.668	0.661	0.492	0.451
Primary heading	0.902	0.835	0.780	0.808	0.261	0.046
The end of heading	0.829	0.779	0.762	0.744	0.088	0.410
Hrimary Maturing	0.725	0.713	0.607	0.620	0.071	-0.133
The middle of maturing	0.682	0.731	0.703	0.747	0.641	0.597
Harvesting	0.901	0.905	0.913	0.915	0.820	0.824

Table 6-3 爲觀測坪上9時氣溫與水田各高度日平均溫度間之相關係數表。當09時觀測時，值氣溫隨太陽之昇高，而昇溫甚激烈，與水田各層之昇溫情況其故有異，關係數不僅較小且在開始分蘗時期再受旺盛的水稻呼吸作用，同化作用及大的灌溉水熱容量等影響，反而呈負相關，繼之分蘗旺盛期之相關亦甚小。至於水溫及地溫二項亦加上低溫井水灌溉時間在於09時之故，其相關係數之變動甚大，不甚正確。

Table 6-4: Correlation coefficients between the maximum temperature on observation yard and maximum temperature on 2nd paddy rice field

growing stage \ position	heights on paddy field				water temp	soil temp
	80cm	40cm	20cm	10cm		
Planting	0.744	0.856	0.768	0.778	0.889	0.524
Incipency of tillering	0.711	0.730	0.630	0.643	-0.012	0.782
Prosperous tillering	0.956	0.899	0.901	0.863	0.569	0.852
Most prosperous tillering	0.866	0.795	0.906	0.898	0.797	0.780
Latters tillering	0.961	0.898	0.955	0.952	0.912	0.891
Pregnant	0.892	0.952	0.938	0.943	0.787	0.669
Primary heading	0.816	0.900	0.961	0.919	0.295	0.019
The end of heading	0.944	0.979	0.971	0.977	0.632	0.399
Primary maturing	0.926	0.928	0.915	0.959	0.486	0.556
The middle of maturing	0.951	0.957	0.860	0.884	0.788	0.715
Harvesting	0.983	0.979	0.975	0.969	0.901	0.854

Table 6-4 係觀測坪上最高氣溫與水田各層最高溫度之相關係數表。該相關在於開始分蘗期之第二旬較低相關 0.6~0.7 水溫呈甚微的負相關及抽穗期之水地溫相關在 0.5 以下外其餘各層，在各生育期之相關相當緊密。水溫、地溫最高溫度之甚小原因，可能是受灌溉水之控制不良（臨時灌溉）的影響。

Table 6-5 為觀測坪上最低氣溫與水田各層最低溫度間之相關係數表。本表因最低溫度均出現於夜間無人斷自操作灌溉水時之故，僅分蘗旺盛期 10cm 層及水地溫之相關稍嫌小外，其他各時期，在各層均較有緊密的相關係數。（未完）

Table 6-5: Correlation coefficients between the minimum temperature on observation yard and the minimum temperature on 2nd paddy rice field

growing stage \ position	heights on paddy rice field				water temp	soil temp
	80cm	40cm	20cm	10cm		
Planting	0.981	0.984	0.969	0.963	0.945	0.535
Incipency of tillering	0.951	0.957	0.986	0.928	0.733	0.776
Prosperous tillering	0.967	0.969	0.970	0.893	0.637	0.478
Most prosperous tillering	0.965	0.931	0.785	0.423	0.497	0.242
Latters of tillering	0.935	0.793	0.785	0.685	0.779	0.809
Pregnant	0.975	0.953	0.951	0.947	0.896	0.870
Primary heading	0.917	0.971	0.939	0.939	0.766	0.615
The end of heading	0.935	0.928	0.915	0.908	0.731	0.551
Primary maturing	0.911	0.907	0.908	0.926	0.827	0.747
The middle of maturing	0.943	0.968	0.967	0.978	0.799	0.752
Harvesting	0.991	0.984	0.974	0.974	0.762	0.652

東海冬季之氣團變性

廖 學 鑑 盧 里

The Air Mass Transformation Over The East China Sea in Winter

Shyue-Yih Liao Lee Lu

Abstract

One of the most important causes for rainfall over the Northern part of Taiwan in winter is associated with transformation of continental polar air mass during passage over the East China Sea. The continental polar air mass is rapidly modified over the relatively warm water owing to the addition of sensible and latent heat. The theory of air mass transformation due to eddy diffusion of temperature and moisture is studied. It is verified that the vertical temperature of air mass in this area is governed by the eddy transfer, the effect of different wind sources, and the changes of absolute vorticity. Furthermore, the large quantity of water vapor from evaporation is one of the predominant causes in precipitation and in producing the convective unstable air over the East China Sea. From this quantitative analysis, the model can be used as a tool for the practical weather forecasting.

一、緒 論

氣團(Air mass)的觀念與應用為德人Bergeron氏所創，是天氣預報上不可或缺的工具之一。

我國東海地區冬季盛行東北季風，當寒冷的極地大陸性氣團(Polar continental air mass)由我國沿海一帶出海，經韓國、日本及琉球群島附近海面時，其下層大氣吸取大量熱量和水汽而變性為高溫、高濕的海洋性氣團(Maritime air mass)。這是臺灣北部一帶冬季降雨的主要成因之一。

關於氣團的研究，在歐美方面較早；Taylor⁽¹⁾

曾研究紐芬蘭(Newfoundland)附近氣團的情形。Sutton⁽²⁾曾討論大氣的渦流擴散理論。Namias⁽³⁾曾對氣團的觀念作過介紹。Buke⁽⁴⁾以渦流擴散係數(Coefficient of eddy diffusion)為常數研究氣團在美國東岸變性的情況。

在東亞、日本學者對氣團的研究開始較晚；齊藤(Saito)⁽⁵⁾及黑岡元(Kurooka)⁽⁶⁾曾以Taylor(1915)的熱傳導理論(Heat conduction theory)研究氣團經過日本海所產生的變性。近年來，近藤(Kondo)⁽⁷⁾、二宮(Ninomiya)⁽⁸⁾及淺井富雄(Asai)⁽⁹⁾對氣團在日本海熱量的交換導致日本冬季的降雪

亦作過研究。

以上均係對歐美或東亞地區中緯度氣團的研究。至於在我國東海地區，緯度較低，氣流複雜，學者對此處氣團變性的研究很少。而且早期對氣團的研究是屬於定性方面，因資料少，無法作較精確的計算。如今由於對高空上下層作積極的探測，得到了很多的資料，加上電子計算機的廣泛應用，可進而作氣團定量方面的研究，並應用於天氣預報之上。

本文試就溫度與濕度之渦流擴散理論 (Eddy diffusion theory) 及穩定度理論在定量上研究冬季在東海地區極地大陸性氣團變性為海洋性氣團的情況。

二、東海冬季氣團簡介

極地大陸高壓 (Polar continental highs) 中的空氣漸漸取得地表的性質，這是極地大陸性氣團的源地 (Source region of polar continental air mass)。氣團因高壓而向外移動，離開源地時，原有的物理性質被打破，在其結構上因此發生了變化。

冬季亞洲地區極地大陸性氣團的源地位於北緯 40° 至 60° ，東經 90° 至 110° 附近，高氣壓中心在此常有變動。氣團所經地區風向雖時常變化，但多係依高氣壓之順時針方向，此種情況對於氣團的造成有很大的意義。極地大陸性氣團之標準結構為在高氣壓中心從源地以順時針方向向外輻散，並於大氣下層之摩擦層 (Friction layer) 內，移動的方向均以越過等

壓線流動之方式，如圖 1 所示。此種高氣壓中的氣團在水平方向向外伸展，因氣流上升、下降的影響，溫度直減率與穩定度的變化將於第四節討論之。

極地大陸性氣團水平延伸約千餘哩，垂直高度約 3 至 4 哩，其物理性質，如濕度、溫度等在水平方向較均勻，而在鋒面區域 (Frontal zone) 則有突然的變化。臺灣東北部地區冬季多陰雨，即為鋒面天氣 (Frontal weather) 和氣團遇地面或山嶺，氣流上升所產生的結果。

據 Jacobs⁽¹⁰⁾ 之研究，冬季在東海及日本附近海面，大氣與海面之間，能量的交換量很大，如圖 2 所示。因此極地大陸性氣團的一支在此地區接受了上述能量而產生了性質上的轉變。

此種轉變在垂直結構方面，雖可因細微的水平對流而有影響，最主要的乃是基於海面和大氣間的相互作用，經長時間而產生的變化，如雲霧的生成即為一例。

大氣與海面的交互作用是由輻射 (Radiation)、分子傳導 (Molecular transfer) 和渦流傳導作用 (Eddy transfer) 所組成。

因為在地表溫度，水汽吸收與發射屬於黑體輻射範圍，其數量很大。輻射能量的交換和垂直水汽、溫度的分佈有關。在對流層的上層及中層此項數量才較大。Elasser⁽¹¹⁾ 曾討論此種複雜的過程。分子傳導僅在緊接地表的空氣薄層 (Laminar boundary layer) 中才發生。



圖 1：亞洲極地大陸性氣團源地及海面平均氣壓分佈圖

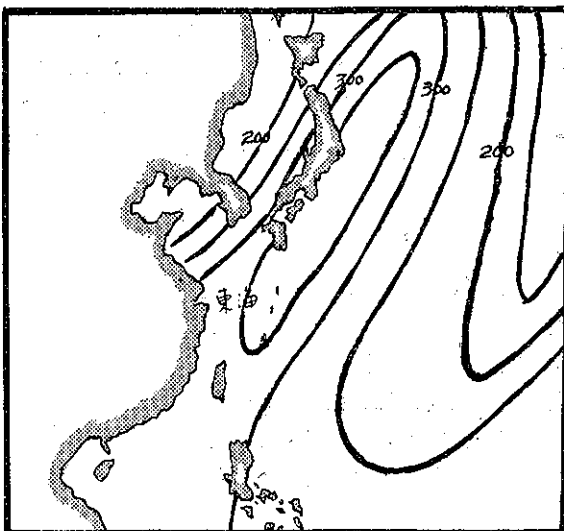


圖 2：冬季東海及日本附近海面總平均能量圖
(單位： $\text{g cal/cm}^2 \text{ day}$)

以上所討論的輻射能量及分子傳導的數量級 (Order) 均比渦流傳導小過甚多, 在此可以略去不計。故海洋表面與大氣之間能量的傳導乃以渦流傳導為主。

三、熱與水汽之渦流擴散理論

在此將以數學之推演, 並利用 Prandtl 氏之 Mixing Length 學說以導出熱與水汽在水面的渦流擴散理論。

設 S 表示單位質量對某種性質的數量 (The measure per unit mass of some property) 如圖 3, 在垂直方向, 向上經過 $\delta_x \delta_y$ 面, 每克空氣的 S 之傳播率為 $[S \rho w \delta_x \delta_y]$, 其中 ρ 為空氣密度, w 為瞬時垂直方向速度。於頂部單位時間的傳播率為:

$$[S \rho w \delta_x \delta_y + \frac{\partial}{\partial z} (S \rho w \delta_x \delta_y)]$$

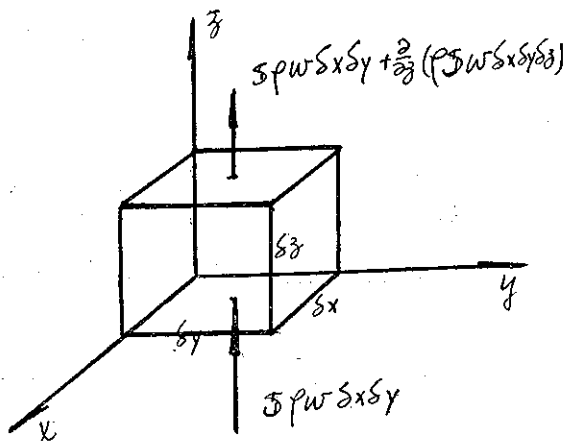


圖 3:

則在單位體積, 單位時間內, 此項數值的增加量為:

$$[-\frac{\partial}{\partial z} (S \rho w)] \dots\dots\dots(1)$$

若質量不變, 並使 S 及 w 表示為:

$$S = \bar{S} + S' \quad w = \bar{w} + w' \dots\dots\dots(2)$$

其中 \bar{S} 及 \bar{w} 表示平均數量, S' 及 w' 表示微小之渦流變量 (Eddy turbulent fluctuation)。

將(2)式代入(1)式並取平均值, $S' = 0, w' = 0$ 可得:

$$-\frac{\partial}{\partial z} [\rho (\bar{S} + S') (\bar{w} + w')] = -\frac{\partial}{\partial z} [\rho (\bar{S} \bar{w} + S' \bar{w}' + \bar{S} w' + S' w')]]$$

上式右端第一項表示垂直方向之平均對流, 第二項表示垂直方向 S 的擴散淨值。

在 $\delta_x \delta_z$ 及 $\delta_y \delta_z$ 面上亦可同理求得類似數值。

由於單位體積, 單位時間內各方向的平均微量傳播率乃表示在單位體積內, 平均當地 S 的增加率, 故

$$\frac{\partial(\rho \bar{S})}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} (\rho \bar{S} \bar{u}) - \frac{\partial}{\partial y} (\rho \bar{S} \bar{v}) - \frac{\partial}{\partial z} (\rho \bar{S} \bar{w}) - \frac{\partial}{\partial x} (\rho \bar{S}' \bar{u}') - \frac{\partial}{\partial y} (\rho \bar{S}' \bar{v}') - \frac{\partial}{\partial z} (\rho \bar{S}' \bar{w}') \dots\dots(3)$$

利用連續方程, (3)式可寫為:

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\nabla \cdot \nabla \bar{S} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (\rho \bar{S}' \bar{u}') - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} (\rho \bar{S}' \bar{v}') - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \bar{S}' \bar{w}') \dots\dots(4)$$

應用 Prandtl 之 Mixing length 學說:

$$\rho \bar{S}' \bar{w}' = \rho \bar{w}' l' \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} = -A_z \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} = -\rho K_z \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \dots\dots(5)$$

$A = \rho K = -\rho \bar{w}' l'$ 稱為渦流擴散係數 (Eddy diffusion coefficient) 其三分量為 A_x, A_y, A_z 。

K 值稱為渦流傳導係數 (Coefficient of eddy transfer) 其分量为 K_x, K_y, K_z 。

若不考慮平流, 在垂直方向(4)式變為:

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = K_z \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial z^2} \dots\dots(6)$$

若 S 以位溫 θ 表示則(6)式成為:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = K \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \dots\dots(7)$$

(為簡化起見, θ 上之 bar 符號及 K 值之 z 均略去)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = K \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \dots\dots(7)$$

對 $\vartheta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/CP}$ 取 z 之微分可得:

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{C_p} \right)$$

對 ϑ 取 t 之微分可得:

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\theta}{T} \frac{\partial T}{\partial t}$$

於地面附近 $\frac{\theta}{T} = 1$

$$\text{故 } \frac{\partial \vartheta}{\partial z} = \Gamma_d + \frac{\partial T}{\partial z}, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial T}{\partial t} \dots\dots(8)$$

$$(8) \text{ 代入 } (7) \text{ 得: } \frac{\partial T}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \dots\dots(9)$$

(9) 式為溫度之渦流擴散方程式, 亦稱為熱傳導方程式。

其中 K 值為熱量渦流傳導係數 (Coefficient of eddy transfer of heat), 根據實驗, K 值的範圍在 10^3 至 10^5 之間, 與風速有關⁽¹²⁾, 在風速大於 4m/sec

時， K 值與風速成線型之關係增加，在風速小於 4m/sec 時， K 值通常於溫度直減率很大的地方較大，而沒有上述線型之關係。以上所討論的數值均限於對流層的下層。在海洋地區直減率的日夜變化很小，氣團移向溫暖區域時才變成很陡峻，於是氣團產生快速的變性。

當氣團由始測站 (Initial sounding) 移向終測站 (Final sounding) 時，取下列邊界條件；

$$\left. \begin{aligned} T &= T_a + \Gamma z & \text{於 } z > 0, t = 0 \\ T &= T_s & \text{於 } z = 0, t \geq 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (10)$$

其中 Γ 為溫度直減率。

T_s 為海水表面溫度。

T_a 為海面空氣溫度。

將邊界條件代入(9)式的解中，可得；

$$T = T_a + \Gamma z + (T_s - T_a)[1 - E(\xi)] \dots\dots\dots (11)$$

其中 $E(\xi)$ 表示誤函數 (Error function)。

$$E(\xi) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\xi e^{-x^2} dx \dots\dots\dots (12)$$

$$\xi = \frac{z}{\sqrt{4Kt}} \dots\dots\dots (13)$$

上述(11)、(12)、(13)三式為計算始測站與終測站間垂直方向的溫度因渦流傳導而產生變化的公式。

若 S 以相對濕度 q 表示，由(5)式，向上傳播之水汽通量為：

$$T_q = \rho \bar{q} w' = -A_z \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = -\rho K_z \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \dots\dots\dots (14)$$

為數學上簡單起見 A_z 的數值視為與溫度之渦流傳導相同。

由熱力學第二定律可知所有物體均向其平衡方向移動，海水表面的蒸發 (Evaporation) 即維持了水面水汽的梯度。

當 $z=0$ 時， $T_q = E$ ，蒸發量與海面向上傳播的水汽通量相等。又因 $K_z = \ell^2 \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \ell_z U_* = k U_* z$

$$U_* = \frac{k U_6}{\ln\left(\frac{6}{Z_0}\right)}, q = \frac{0.622e}{p}$$

當 $U \geq 6.5\text{m/sec}$ 海面粗度 (roughness) $Z_0 = 0.6\text{cm}$
 $\rho = 1.3 \times 10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$, $k = 0.38$, $p = 1013\text{mb}$

$$\text{故 } E = T_q = -\rho U_* k^2 \frac{(\bar{q}_6 - \bar{q}_{z0})}{\ln 6 - \ln Z_0}$$

$$= -8.7 \times 10^{-4} U_6 [\bar{e}_6 - \bar{e}_{z0}] \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2 \dots\dots (15)$$

其中 U_6 為海面 6 公尺處風速。

\bar{e}_6 為海面 6 公尺處水汽壓力 (mb)。

\bar{e}_{z0} 為海水表面飽和水汽壓 (mb)。

四、研究方法

極地大陸性氣團經過我國東海產生變性。以大連 (54662) 為首測站 (Initial Sounding)，用風向風速計算可得氣團於 36 小時後抵達臺灣北部一帶，取臺北 (46692) 為終測站 (Final sounding)。本文所需測站位置圖及國際氣象電碼數字，如圖 4 所示。

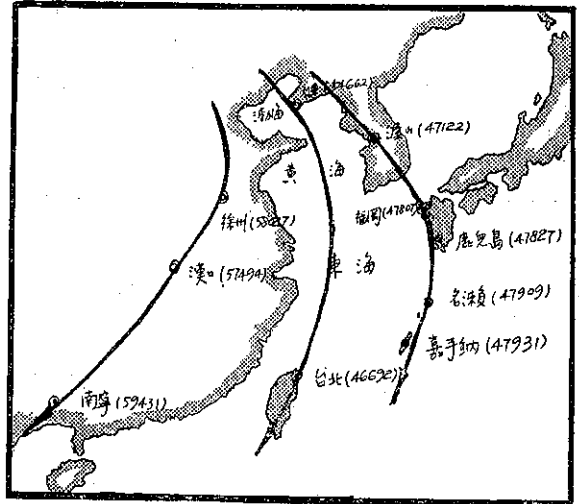
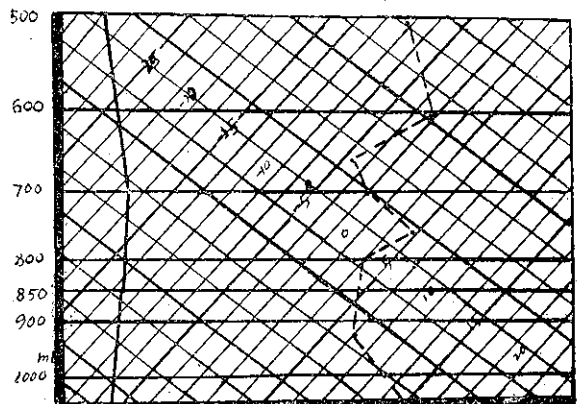


圖 4：極地大陸性氣團路徑及測站位置圖

選適當時間氣象資料如溫度、露點、氣壓、特性面等畫於斜溫高度絕熱圖 (Skew T, log P diagram) 上，可得到各測站的特性曲線。

一九六六年一月廿五日格林威治 12 時起至一月廿七日格林威治 0 時止之氣團特性曲線如圖(5)所示。



——大連 (54662)，---臺北 (46692)

圖 5：氣團變性之特性曲線圖

從特性曲線的變化，可研究氣團的變性情形。因

爲上項二測站之間距離過長，在此路徑上氣團缺少其他測站作參考，無法作較詳細的研究。爲補救起見，乃選取另一路徑—由韓國的渥山(47122)經過日本附近海面，沿東海邊緣至琉球群島。所選取的測站依次如下：

- (1)渥山(47122), Osan (南韓)
- (2)福岡(47807), Fukuoka (日本)
- (3)鹿兒島(47827), Kagoshima (日本)
- (4)名瀨(47909), Naze (琉球)
- (5)嘉手納(47931), Kadena (琉球)

以日本氣象廳出版之一九六二及一九六六年，元月，二月份亞洲天氣圖，日本氣象廳氣象部海洋課與臺灣省氣象局所提供之氣象及海洋表面溫度資料，在風向、風速、鋒面等情況配合下，從而研究冬季在東海之氣團變性。

首先可得到適當時間氣團運動之溫度，露點特性曲線。以首測站渥山(47122)，按風速計算，氣團12小時後移至福岡(47807)及鹿兒島一帶；24小時後移至名瀨(47909)及嘉手納(47931)附近，而有以下之討論：

(一)氣團垂直溫度之變化：

氣團移動溫度在垂直方向的變化，可由各站的特性曲線以說明，因渦流傳導，用式(11)可算出由某測站推算下一測站溫度的理論數值。

(二)850mb 高度以上空氣來源問題：

東海地區850mb至500mb高度之間盛行西風，因此空氣的來源與下層氣團的來源不一。以往氣象學家對中緯度氣團的研究均未對此加以考慮，如極地大陸性氣團的一支經日本海移向日本，於冬季在日本西北海岸導致大量降雪，此時氣團上層空氣來源與下

層一致。

東海地區上層西風係來源自印度或我國大陸西南一帶。圖6爲一九六六年一月廿七日，格林威治12時，700mb高度，風速、風向圖。臺北市的西風係於24小時前來自印度北部地區，因其路經我國西南大陸高空，溫度變化較小，兩地在此高度的溫度均爲0°C左右，而日本一帶，在此段高度內盛行西北風，於24小時前係來源自西伯利亞與外蒙古一帶，經過我國東北，溫度較低，約-9°C左右，此種來源的不同影響了氣團內部溫度的變化。所以在東海地區850mb高度以下，氣溫除由海面吸取熱量而增加外，部份溫度的增加乃由上層西風的影響。

(三)沉降逆溫層與穩定度：

在溫度的特性曲線中，850mb高度左右有沉降逆溫層(Subsiding inversion layer)存在，此層之內乾空氣溫度直減率大過實際溫度之直減率，爲穩定層。氣團在此層之下由穩定趨向不穩定是本文討論的重點之一。因爲氣團所經之海面溫度漸高，熱量上傳，寒冷乾燥的空氣接受了此種熱量以及水汽的供應，產生了變性，圖5中，溫度直減率在沉降逆溫之下渦流混合層(Turbulent mixing layer)內漸漸的增加即顯示空氣趨近於不穩定。一般言之，乾空氣溫度直減率大於空氣塊溫度直減率，即 $\Gamma_a > \Gamma$ ，空氣爲穩定狀態。 $\Gamma_a = \Gamma$ 時空氣塊爲中性狀態。 $\Gamma_a < \Gamma$ 時爲不穩定狀態。

此外，絕對渦旋度的變化也影響到溫度直減率，因爲在上升氣流中，空氣的上升速度 w 難以求得，故用渦旋度方程式及連續方程式消去 w ，可得到下式：

$$Q(\Gamma_a - \Gamma) = \text{const}$$

$$\text{或 } Q(\Gamma_a - \Gamma) = Q_0(\Gamma_a - \Gamma_0) \dots\dots\dots (16)$$

$$\text{其中 } Q = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f \text{ 爲絕對渦旋度水平分量}$$

$$f = 2\Omega \sin\phi \text{ 爲科氏參數}$$

由上式可知絕對渦旋度若增加，則空氣溫度之直減率亦隨之而增加。因此大氣穩定度乃與絕對渦旋度有關。

比較溫度實際數值與(一)、(二)、(三)項的影響可說明氣團中垂直方向溫度的變化情形。

四蒸發量的計算：

海面大量的蒸發，供給下層下氣充足的水汽，使氣團非常潮濕，易於產生對流不穩定，是降雨的主要成因之一。

蒸發量的計算可用(15)式。各站海面溫度資料取自

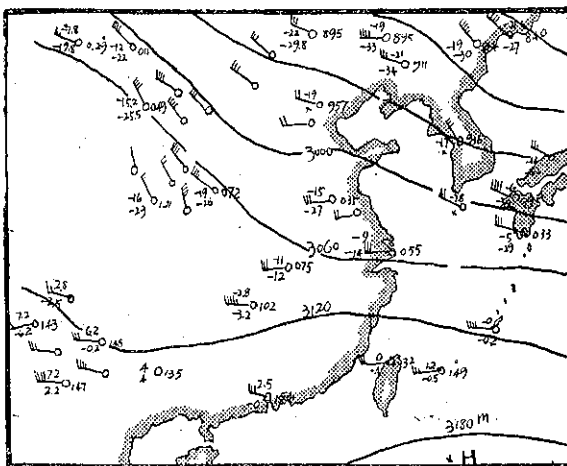


圖6：一九六六年一月廿七日1200Z 700mb東海地區風速，風向圖

日本氣象廳全國海面旬報。一九六六年一月廿一日至卅一日東海地區平均海面溫度如圖 7 所示。



圖 7：一九六六年一月廿一日至卅一日東海地區平均海面溫度圖

五、分析結果

用以上方法將一九六二年一、二月及一九六六年一、二月天氣資料加以研究，現選其中具有代表性者

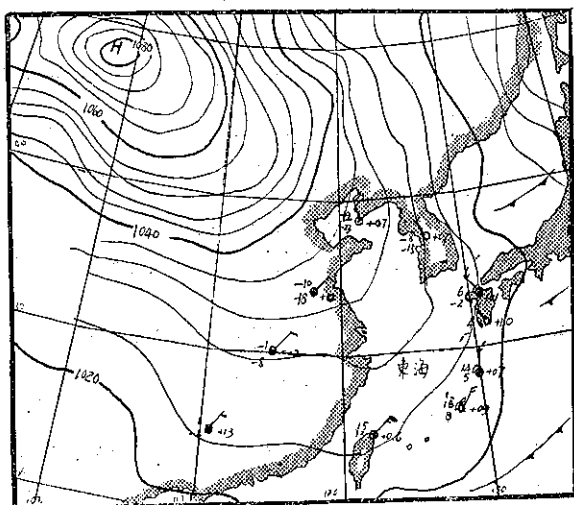


圖 8：一九六六年一月廿六日 GMT (00) 地面氣壓變化、風向、風速圖

，例舉如下：

(一)實例一

一九六六年一月廿六日格林威治 0 時，高氣壓中心由北緯 48° 東經 98° 蒙古一帶開始向南移動，24 小時後，其中心在北緯 42° 東經 102° 華北一帶，見圖 8。氣團所經過的各站均受到高氣壓下降氣流的影響，850mb 附近的沉降逆溫層之高度隨氣團的移動而遞減。各站之舉升凝結高度 (Lift condensation level) 亦因氣團吸收水汽的增多而漸減。在 L.C.L. 之上，沉降逆溫層之下，有大量積雲產生。圖 9 為各站的溫度 (T) 及露點 (T_D) 特性曲線。



圖 9：一九六六年一月廿六日 GMT (00) 至廿七日 GMT (00) 溫度及露點特性曲線圖

—— 渥山 (47122)，GMT (00)，1,26,1966
 --- 福岡 (47807)，GMT (12)，1,26,1966
 -.- 嘉手納 (47931)，GMT (00)，1,27,1966

由於冷鋒通過日本九州，所以由渥山 (47122) 至福岡 (47807) 之間的溫度升高數量較大，於地表面，此項數值達 13°C 之多，由福岡 (47807) 至嘉手納溫度升高較少，於地表約 9°C。

氣團由穩定漸趨不穩定，圖(9)中線段 ab 表示穩定 ($\Gamma_d > \Gamma$)，線段 cd 表示中性 ($\Gamma_d = \Gamma$)，線段 ef 表示不穩定 ($\Gamma_d < \Gamma$)。

I. 渥山 (47122) 至福岡 (47807) 溫度之計算：

(A) 因渦流傳導產生的溫度之計算：

於式(11)中選取 K 值為 $0.8 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 。

$T_a = -8^\circ\text{C}$ ， $T_s = 15^\circ\text{C}$

(a) 於 1000mb 高度：

$z = 179\text{m}$ ， $t = 12\text{hr}$ 。 $T_a + \Gamma_z = -8^\circ\text{C}$

$$\xi = \frac{z}{\sqrt{4Kt}} = \frac{17900}{\sqrt{4 \times 0.8 \times 10^4 \times 12 \times 3600}} = 0.485$$

由查表得 $E(\xi) = 0.53$

故 $T = T_a + \Gamma_z + (T_s - T_a)[1 - E(\xi)] = -8 + (15 + 8)[1 - 0.53] = 2.81^\circ\text{C}$

(b) 於 850mb 高度：

$z = 1470\text{m}$ ， $t = 12\text{hr}$ 。 $T_a + \Gamma_z = -16^\circ\text{C}$

$$\xi = \frac{147000}{\sqrt{4 \times 0.8 \times 10^4 \times 12 \times 3600}} = 4.0$$

由查表得 $E(\xi) = 1$

$$\therefore T = -16^\circ + (15 + 8)[1 - 1] = -16^\circ \text{C}$$

(B) 計算溫度因來源不同的影響：

於 850mb 高度，一月二十七日 GMT (12) 福岡 (47807) 站 12 小時前源地的溫度為 -12°C ，渥山 (47122) 站為 -19.5°C ，兩站之間相差 7.5°C 。所以此項數值即為組成福岡 (47807) 站溫度的一部分。

(C) 計算絕對渦旋度對溫度的影響：

(a) 於 850mb 高度：

各站風速可由地轉風 (Geostrophic wind) 之風速依定差法近似求出：

$$\begin{aligned} U_1 &= -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta y} \\ &= \frac{-9.8}{4\pi \sin 37.5^\circ} \cdot \frac{(1420 - 1430)}{170000} \\ &= 6.18 \text{ m/sec} \end{aligned}$$

同理 $U_2 = 15.5 \text{ m/sec}$

$$\therefore U_1 - U_2 = 6.18 - 15.5 = -9.32 \text{ m/sec}$$

$$\begin{aligned} V_1 &= \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta x} \\ &= \frac{9.8}{8.7 \times 10^{-5}} \cdot \frac{1420 - 1430}{180000} \\ &= -5.85 \text{ m/sec} \end{aligned}$$

同理 $V_2 = -11.7 \text{ m/sec}$

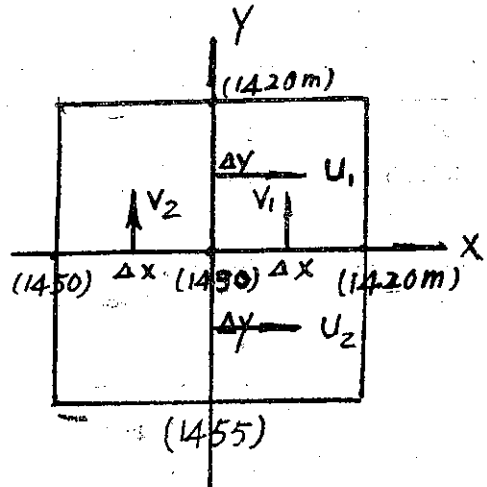
$$\therefore V_1 - V_2 = 5.85 \text{ m/sec}$$

$$\begin{aligned} \therefore Q_{47122} &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f = \frac{\Delta v}{\Delta x} - \frac{\Delta u}{\Delta y} + f \\ &= \frac{5.85}{180000} + \frac{9.32}{170000} + 8.7 \times 10^{-5} = 17.3 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1} \end{aligned}$$

同理可求出福岡 (47807) 站之絕對渦旋度為：

$$Q_{47807} = 12.05 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$$

渥山 (47122) 在沉降逆溫層以下的平均溫度直



$\Delta x = 180 \text{ km}$

$\Delta y = 170 \text{ km}$

圖 10：以渥山 (47122) 為中心，用定差法求絕對渦旋度所需附近各點高度 (m) 圖

減率為： $\Gamma_{47122} = -0.84^\circ \text{C}/100\text{m}$ ，又因 $\Gamma_d = -1^\circ \text{C}/100\text{m}$ 。將此數值一併代入 (B) 式即可求出次測站福岡 (47807) 溫度直減率的理論值 Γ_{47807} ：i.e. $Q_1(1 - \Gamma_{47122}) = Q_2(1 - \Gamma_{47807})$ $\therefore \Gamma_{47807} = -0.77^\circ \text{C}/100\text{m}$ 於 850mb 高度 $z = 1470\text{m}$ ，溫度應為 $T = T_a + \Gamma z = 5 - \frac{1470}{100} \times 0.77 = -6.3^\circ$ 實際溫度為 -7°C ，故 $-6.3^\circ + 7^\circ = 0.7^\circ$ 為福岡 (47807) 站因絕對渦旋度影響溫度變化的數值。

(b) 於 1000mb 高度，同理可求得因絕對渦旋度影響溫度變化的數值為 $+0.53^\circ \text{C}$ 。

由 (A)、(B)、(C) 三項的結果可知溫度的改變，在氣團下層大氣主要由於渦流的傳導，於氣團上層主要是由於空氣的來源不同，因絕對渦旋度的影響數值很小。其總和 (A)、(B)、(C) 項所求出溫度的理論值與實際溫度相差無幾，如下表所示。

高 度	渦流傳導溫度 $^\circ \text{C}$	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度的理論值	福岡 (47807) 實際溫度 $^\circ \text{C}$
850mb	-16	+7.5	+0.7	-7.8	-8
1000mb	+2.81	0	+0.53	+3.34	+3

II. 福岡 (47807) 至嘉手納 (47931) 溫度之計算：

用 I. 之方法同理可求得嘉手納 (47931) 站溫度

的理論值，列表於下，其與實際溫度相比較亦相差無幾。

高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度的理論值	嘉手納(47931)實際溫度°C
900mb	- 1.26	6	+0.5	5.24	5.5
1000mb	11.6	0	+0.45	12.05	12

Ⅲ. 海面水汽蒸發量的計算：

(a) 渥山 (47122) 站：

由式(15)： $E = -8.7 \times 10^{-4} U_6 [\bar{e}_6 - \bar{e}_{z_0}]$

$U_6 = 2.5 \text{ m/sec}$ ，

$\bar{e}_6 = 2.12 \text{ mb}$ ，

$\bar{e}_{z_0} = 8.57 \text{ mb}$ ，

$\therefore E = -8.7 \times 10^{-4} \times 2.5 \times (2.12 - 8.57) = 0.0142 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

同理可求得：

(b) 福岡 (47807)： $E = 0.0293 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

(c) 嘉手納 (47931)： $E = 0.119 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

(d) 大連 (54662)： $E = 0.0249 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

(e) 臺北 (46692)： $E = 0.0586 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

以各站蒸發量數值畫成圖11，可知東海地區蒸發量隨氣團移動的分佈情形，復由圖7得知，海平面溫度的分佈影響了海面的蒸發數量。嘉手納 (47931) 附近的海流來自溫暖的赤道地區，溫度較高，蒸發量因而很大。臺北 (46692) 附近的海流係來自較高緯度，故溫度較低，蒸發量因此較小。

(二) 實例二

一九六六年一月一日格林威治00時，高氣壓中心由北緯50°東經100度一帶向東移動，24小時後其中心在北緯50°東經106°氣團隨時間沿渥山 (47122)、鹿兒島 (47827)、名瀨 (47909) 向南移動，產生了變性，其溫度與濕度之特性曲線，見圖12。溫度與蒸發量的計算方法與實例一相同，其結果亦令人滿意，如下表所示。

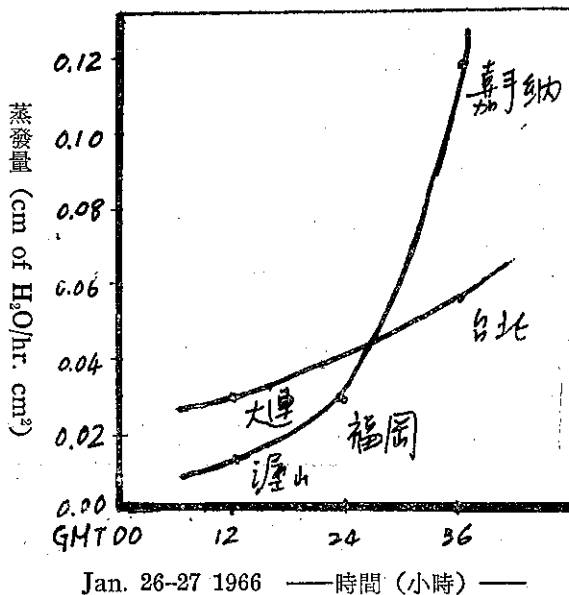


圖11：東海地區海面蒸發量圖（一九六六年一月廿六日至廿七日）



圖12：一九六六年一月一日至二日氣團溫度及露點之特性曲線圖

——渥山 (47122)，——鹿兒島 (47827)
 ---名瀨 (47909)，

I (A) 渥山 (47122) 至鹿兒島 (47827)：

高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度的理論值	鹿兒島(47827)實際溫度°C
850mb	- 12	3.5	+0.6	-7.9	-8
1000mb	3.5	0	+0.4	+3.9	3

(B) 鹿兒島 (47827) 至名瀨 (47909) :

高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度之理論值	名瀨 (47909) 實際溫度°C
850mb	- 7.8	7.5	+0.4	0.1	0
1000mb	12.5	0	+0.7	13.2	14

II 蒸發量

測 站	渥 山 (47122)	鹿兒島 (47827)	名 瀨 (47909)	臺 北 (46692)
cm H ₂ O/hr. cm ²	0.0164	0.111	0.140	0.074

由 (A)、(B)表可知氣團垂直方向溫度的理論值與實際溫度很接近，故可用此法以計算氣團中溫度之數量。

各站蒸發量的數值與實例一相似，水面溫度的分佈亦配合了蒸發量的大小。

(二)實例三

一九六六年一月十八日 GMT (00) 高氣壓中心

溫度及蒸發量之計算結果如下表：

(A) 渥山 (47122) 至福岡 (47807) :

高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度之理論值	福岡 (47807) 實際溫度°C
850mb	-20	+9.5	+0.4	-10.1	-11
1000mb	- 0.8	0	+0.5	- 0.3	0

(B) 福岡 (47807) 至名瀨 (47909) :

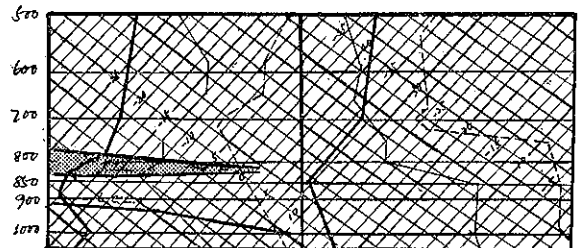
高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度之理論值	名瀨 (47909) 實際溫度°C
850mb	-11	10.5	+0.7	0.2	0
1000mb	10.1	0	+0.6	10.7	9

(C) 各站附近海面水汽蒸發量：

測 站	渥 山 (47122)	福 岡 (47807)	名 瀨 (47909)	臺 北 (46692)
蒸 發 cm of H ₂ O/hr cm ²	0.0172	0.0870	0.1200	0.0795

本例溫度理論值與實際溫度數值非常接近，海面溫度的分佈亦配合蒸發量數值之大小。

在北緯57°東經116° 24小時後，高氣壓中心位置未變。其沉降逆溫層及 L.C.L. 如圖13所示。



——渥山 (47122) ，——福岡 (47807) ，---名瀨 (47909)

圖13：一九六六年一月十八日至十九日氣團溫度及露點特性曲線圖

(四)極地大陸性氣團路經我國大陸與路經東海之比較
依照風向、風速選取徐州(58027)、漢口(57494)、南寧(59431)。氣團由一九六六年一月廿六日 GMT (00) 自首測站徐州 (58027) 向西南移動，12小時以後抵達漢口 (57494)，36 小時後抵達終測站南寧 (59431) 其所經路徑如圖 4，各站的溫度及露點特性曲線如圖14所示。

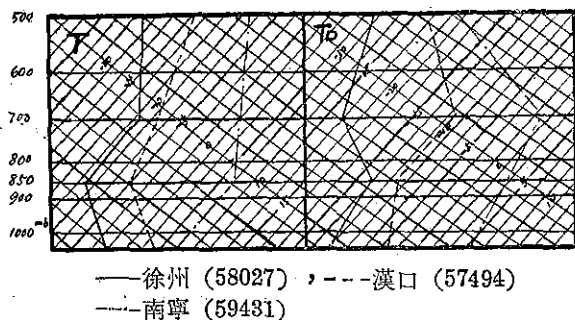


圖14：一九六六年一月廿六日至廿七日溫度及露點特性曲線圖

因大陸之上無足量水汽與熱量的供應，故氣團無顯著之變性，氣團在沉降逆溫層以下溫度直減率數值較小，特性曲線依順時針方向漸轉，表示大氣趨向於穩定。各站之間溫度的升高量較前例為小，徐州(58027)至漢口(57494)地面溫度僅升高 5°C ，漢口至南寧(59431)僅升高 3°C 。因為冷鋒面通過漢口附近，滯留鋒停於南寧一帶，所以南寧站850mb高度溫度較高。

大陸地區的蒸發量較海洋為少，因此大氣中水汽量亦少，達不到對流不穩定(Convective instability)的程度，降雨量因而較海洋地區為少，氣團在此地區為穩定狀態。

六、結 論

- (1)極地大陸性氣團南移，在東海地區產生變性，其溫度的垂直變化在下層大氣(1000mb附近)以渦流傳導為主。
- (2)東海地區850mb至500mb一帶盛行西風，其來源與下層之氣團的來源不同，各站源地的溫度相差很大。氣團內溫度的變化愈接近此層，此項數值的影響愈加顯著。
- (3)由實例一、二、三結果的一致性，可證明極地大陸性氣團在東海地區，垂直方向的溫度，主要乃由渦流傳導、來源的不同及絕對渦旋度之變化三項因素所構成。由於在定量上的分析得到很好的結果，故可作為實際天氣預報之用。
- (4)水汽的蒸發供應了氣團部份的能量，東海地區蒸發量數值的大小配合了海面溫度的分佈。
- (5)海面大量的蒸發，供應給下層大氣充足的水汽，使空氣非常潮濕，因而易於產生對流不穩定。當氣流遇到地面或山嶺時，即向上爬升，造成了臺灣北部一帶冬季降雨的主要成因。

參 考 文 獻

1. Taylor, G. I., 1915 : Eddy motion in the

- atmosphere., Phil. Trans. Roy. Soc., A, 215, 1-26.
2. Sutton, O. G., 1932 : A theory of eddy diffusion in the atmosphere., Proc. Roy. Soc., A, 135, 143-165.
3. Namias, and Others., 1940: An introduction to the study of air mass and isentropic analysis, Milton, Mass., 5th Ed.
4. Burke, C. J., 1945 : Transformation of polar continental air to polar maritime air, J. Meteor. 2, 94-112.
5. Saito, H., 1938 : On the theory of cloud formation in winter monsoon field., J. Meteor. Soc. Japan, Ser. II., 35, 52-59.
6. Kurooka, H., 1957: Modification of Siberian air mass caused by flowing out over the open sea surface of northern Jap., J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II., 35, 52-59.
7. Kondo, J., 1964 : Evaporation from the Japan Sea in the winter Monsoon., Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys. 15, 67-75.
8. Ninomiya, K., 1964 : Heat budget over the Japan Sea and the Japan Islands during the period of heavy snow storm., Papers in Meteor. and Geophy., 15, 52-70.
9. Asai, T., 1965 : A numerical study of the air mass transformation over the Japan Sea in winter, J. Meteor. Soc. Japan., Ser. II, 43, 1-15.
10. Jacobs, W. C., 1951 : Bull. Scripps Inst. Oceanog. Univ. Calif., Vol. 6, No. 2.
11. Elsasser, W. M., 1942 : Harvard Univ. Meteor. Studies, No. 6, 1942.
12. Pettarsen, S., 1956: Weather analysis and forecasting, Vol. II.
13. Daily Weather Maps (Sea level, 850 mb, 700mb, and 500mb Charts with synoptic data tabulations). No. 2710, 2725.
14. The Ten-day Marine Report., Japan Meteor. Agency., No. 693, 695.
15. Weather data of Taipei, Taiwan Weather Bureau, GMT (00), Jan. 1966.



民國五十六年颱風調查報告

第三號颱風解拉

Report on Typhoon "Carla"

Abstract

On 12th October, typhoon Carla generated over the sea between Carolines and Marianas. The pressure of its center decreased rapidly and reached 900 mb on 14th October. With centre winds of up to 80 m/s, Carla raced along the northern Coast of Luzon. Meanwhile, the anticyclone over the mainland gradually intensified and made the pressure gradient extremely steep along a narrow zone through Japan, Ryukgu to Taiwan. Northeastly monsoon current onshore to the northeastern portion of Taiwan, caused uplifting to the overrunning southwesterly current. It brought widespread heavy rain along the eastern coast, especially in the Keelung-Yilan delta area and Tatun-shan mountain area. In the three-day period (17-19 October) rainfall of 1,885 mm in Nanao, 1005 mm in Anpu. Some other stations were recorded to over 1000 mm. An estimated 15,000 villagers in Yilan area were marooned for several days. Roads and railways in this region were badly disrupted. The resulting floods killed 59 persons, injured 198 persons, destroyed 822 houses and partly damaged 1069 houses. A total of 2,800 hectares of farm lands were inundated. Damages in Yilan were estimated at Some N.T. \$ 5,000,000.

一、前言

解拉 (Carla) 之成為侵臺颱風，相當特殊，以其中心遠在呂宋島之北部經過，但由於高壓之進逼，時機湊合，乃攝引東北季風乘勢南下，在宜蘭濁水溪三角洲之迎風面山坡被迫上升，產生傾盆豪雨，蘭陽地區因而釀成嚴重之水災，暴風圈掠過之本島南端，反未見有災情發生。

解拉颱風初生期醞釀甚久，早在10月8日以前即已發生熱帶低壓，徘徊於馬利安納群島與加羅林群島之間。12日晚正式形成熱帶風暴，兩日後到達颱風強度。15日更擴展為強烈颱風，最大風速曾達每秒80公尺。17日入南海後始見減弱，最後入東京灣乃趨於消滅。全部生命史約計12天，中心位置距本省南端最近亦在300公里以上，故蘭陽地區之水災不可能為其直接之影響。時當深秋，此颱風之發展表示熱帶氣流旺

盛，赤道輻合帶向北推移，故東北季風之插入，一方面受地形之抬高，另一方面將西南氣流抬高，乃致沛然大雨。就本局所屬測站言，陽明山、鞍部16至18三天內，雨量達1000.7公厘，竹子湖772.8公厘。宜蘭16至19日為423.1公厘，蘭陽區之澳尾為1,282公厘，南澳1,385公厘，山脚1,323公厘，足見宜蘭蘇澳區之雨量為超過大屯山區，故而造成慘重水災。宜蘭冬山鄉之新寮19日記錄得1,672.6公厘，三日內共2,749公厘，是否可靠，正查證中。

茲將颱風解拉之發生及經過，說明如下：

二、解拉颱風之發生及經過

10月初，西太平洋上有一愛美 (Amy) 颱風，中心位於 160°E ， 20°N 。日本一帶有一連串低壓，琉球東方海上為一熱帶低壓區。後來，愛美颱風推進至日本之東方，加羅林與馬紹爾群島間，熱帶性低氣壓

再度活躍。7日之地面天氣圖上，加羅林群島一帶陣性雨連續不斷，低壓之範圍漸次擴展，但中心則游移不定。

12日20時之地面天氣圖上，此低壓乃增強為熱帶風暴，命名為「解拉」(Carla)，中心氣壓為990mb，中心最大風速為每秒17公尺，以時速約10哩走向西方。

13日8時，解拉大致仍保持原來之強度，但走向則已自西轉為西北西，暴風半徑自50哩擴展為100哩，且仍在不斷增大，24小時後，正式到達颱風強度，中心氣壓降為940mb，最大風速增加為40m/s。

15日8時，各方收到之資料顯示解拉又有另一次轉變，中心最大風速增加為65m/s，亦即發展成強烈颱風，中心氣壓降為900mb，進行速度增加為每時15哩，走向轉為西北。每時30哩之暴風半徑擴大為250哩。

當晚20時，解拉颱風已進抵菲律賓東方之海上，中心位置經測得在 15.6°N ， 128.4°E ，中心附近之最大風速達80m/s。其時地面天氣圖上有一特殊之形勢：中心在庫頁島附近之溫帶氣旋日見加深，亞洲大陸及西太平洋上各有一高壓盤據，乃形成極度峻急之氣壓梯度。此種跡象顯示西南氣流異常旺盛，在高空越過北緯30度附近之高壓脊。

16日8時，解拉之中心在 15.7°N ， 127.0°E ，強度略減，最大風速大致在60m/s左右，仍以時速12哩走向西北西。18時15分飛機偵察測得中心在 17.3°N ， 124.2°E ，登陸呂宋島已屬無法避免，該島及巴士海峽一帶風力激增。此時，中國大陸上高壓已分出一部份，中心位於山東半島附近，楔形部份伸向日本，故東北季風至為堅勁，直貫臺灣之東北部。但此時解拉本身之強度則銳減，似有被填塞之趨勢，中心氣壓已升至940mb。

17日8時，解拉之中心已登陸呂宋島之東北端，琉球群島一帶似有一滯留鋒存在，可見臺灣北部適為冷暖氣流之交界面所在。12小時後，解拉進入南海，中心氣壓續升至950mb，最大風速減為50m/s，以時速8哩走向西北。

18日8時，中心已進至 19.2°N ， 118.8°E ，中心氣壓升高至980mb，最大風速減為35m/s。此時，大陸上之高壓增強，東北風經臺灣直趨此風暴區，正如白銀之理論，氣壓系統之重心降低，暖空氣被排除，故日本、琉球、臺灣及中國東南沿海一帶均有豪雨。

當天20時，解拉已抵達南海之中心，勢力益減，阿留申群島伸出之鋒系貫入此風暴，解拉乃是強弩之末。

此後，解拉不斷萎縮，走向直趨西方。19日20時，中心到達海南島北部與雷州半島之間，成為一紐扣式風暴。20日8時在東京灣減為一小型熱帶低壓，未幾即消滅。解拉之全部生命期約計為18天。

三、解拉颱風之路徑與天氣圖形勢

解拉颱風生成後，初向西進，漸轉向西北西，15日以後走向西北，17日午夜進入南海後再轉西北西，最後則近似向西，以迄於消滅。可見解拉之路徑並無顯著之彎曲或轉變，概略言之，可分為三個階段：

(一)自最初熱帶低壓趨於穩定之10日20時起，以至於發展成熱帶風暴之階段，自向西逐漸轉為向西北西。

(二)自15日8時之增強為颱風強度起，以迄於中心到達呂宋島之東北端，大致保持走向西北。

(三)自17日8時開始，以迄於消滅，亦即入南海後之階段，大致為西北西走向。

茲將促成如此路徑之天氣圖形勢分述如下，解拉颱風之最佳路徑則如圖一所示。

10日20時之地面天氣圖上，高壓位於日本東方之海上，楔形部份向西伸出，故解拉初生之北方，大致為緯向之平行等壓線，因而有利於其西進。隨後海上之反氣旋繼續東進，長江口外有一新生氣旋，自此向東大致在北緯30度附近為一低槽，亦即鋒系所在。在其南方，等壓線仍近似東西走向，故而解拉生成後受此東西走向之等壓線與東海低壓之双重影響，漸向西順轉為西北西。再自500mb圖視之，高壓帶在 25°N 附近，大約在 120°E 之槽線止於 30°N 以北，因此解拉為高壓帶所阻，無法轉向。

至14日，解拉已加深，在其西北方，大陸高壓勢力鼎盛，日本附近有一極深之低壓，故解拉是否因受阻於高壓循其邊緣向西，抑或折向北方追隨此高緯之低壓至此已臨決擇之時機。據500mb分析，自日本海向西南伸出之槽線至為明顯，日本一帶西南氣流旺盛，有噴射氣流之跡象。軸線在 $23-24^{\circ}\text{N}$ 之高壓，中心位置在臺灣附近，可見解拉受東風控制，實無法轉向，雖曾轉為西北，至此仍折為西北西。

17日8時之天氣圖形勢為此後三日內臺灣蘭陽地區釀成慘重水災之關鍵時機。地面天氣圖如圖二。圖中可見：大陸高壓之軸線自西北至東南，顯見有南下

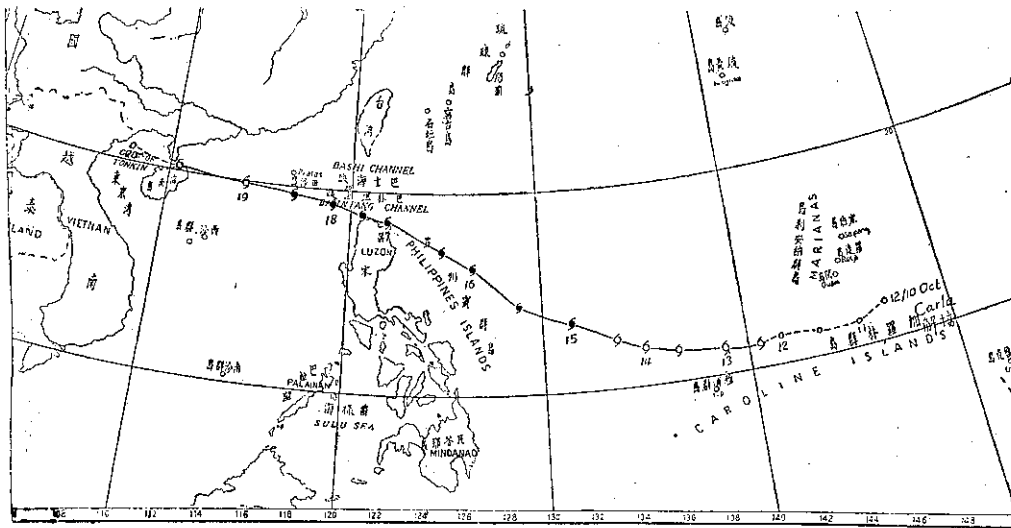


圖 1：解拉颱風之最佳路徑（56年10月12日至20日）

Fig. 1 : The best track of typhoon Carla, (12-20 Oct, 1967)

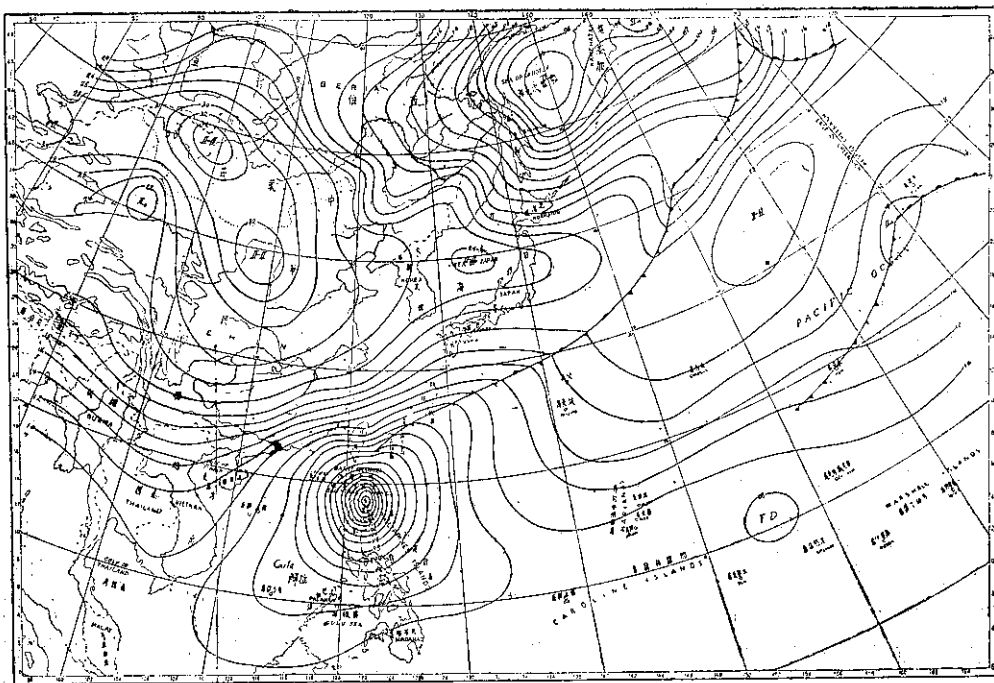


圖 2：56年10月17日 8 時之地面天氣圖

Fig. 2 : Sea level chart, 0000GCT, 17 Oct, 1967

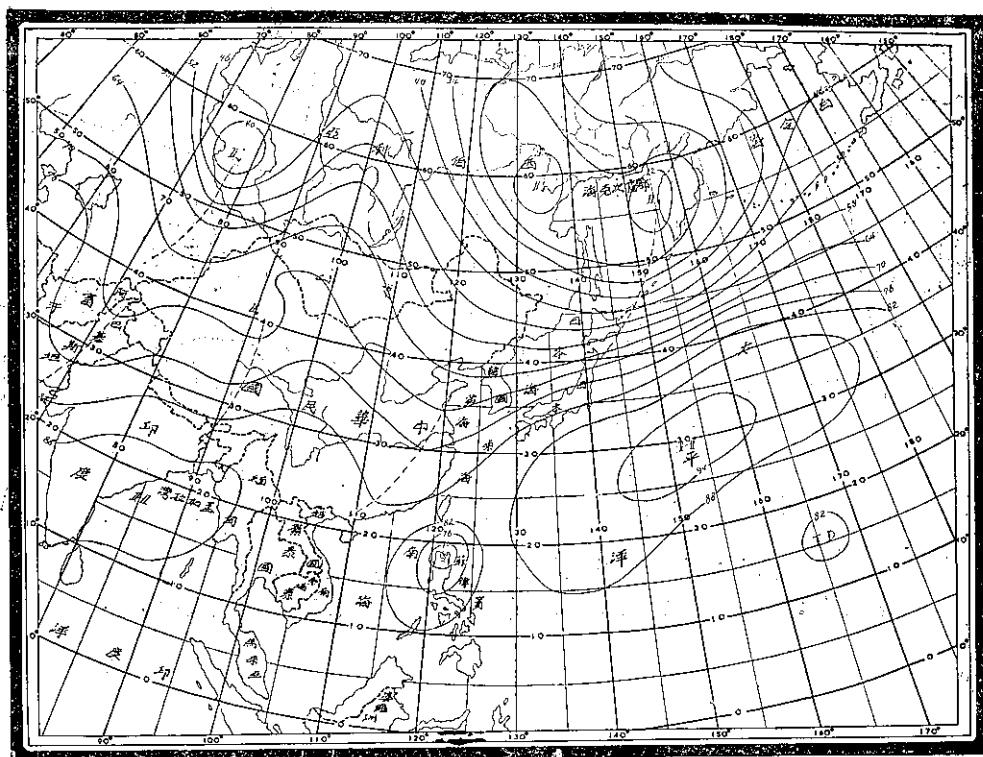


圖 3：56年10月17日 8 時之500mb圖

Fig. 3 : 500mb chart, 0000GCT, 17 Oct, 1967

趨勢；因錫低壓原來之中心在鄂霍次克海再生，鋒系自阿留申群島伸出至琉球一帶，在其後方，大陸之高壓楔伸向日本。自日本至我國東南沿海之一寬廣地帶等壓線均自東北至西南，其間梯度至為峻急。

同一時刻之 500mb 圖見圖三，如與圖二相比較，可見高緯度之低壓較地面略偏西北，非常合理，自此伸出之槽線，高中緯度有斷裂現象，高緯度在 150°E 附近，中緯度在 120°E 附近，均伸向西南方。高壓中心已東移至 150°E 附近，此種天氣圖形勢，使解拉颱風既不及轉向，唯有繼續走向西北西，迄於其消滅。

四、解拉侵臺期間各地氣象情況

解拉颱風在臺灣南方經過，中心雖遠在呂宋島之北岸掠過，暴風圈僅及臺灣本島之南端，但蘭嶼竟出現每秒 50 公尺之十分鐘內最大風速，瞬間風速高達 57m/s 。本島則遠在北海岸之淡水，亦測得 22m/s 之平均最大風速， 28.5m/s 之瞬間最大風速。16至18日鞍部雨量超過 1000 公厘，蘭陽區若干迎風面地點均超過 1000 公厘，局部山地竟超過 2000 公厘，此種情形實為侵臺颱風之特例，顯係大陸高壓產生之東北

季風所助成，並非颱風本身施虐。此種特例，值得我人之注意，地形因素之重要，由此更獲一明證。

茲將解拉掠過臺灣南方期間，各種氣象要素之演變情形分析如下：本局所屬各測站氣象紀錄綱要見表一。

(一) 氣 壓

解拉颱風之所以能在中心外約 800 公里之本省蘭陽地區釀成重大水災，北海岸一帶產生風災，不僅由於上面述及之氣壓梯度峻急，主要尚在解拉颱風之中心氣壓低降極快，三天之內竟降低達 104mb ，實為以往強烈颱風中所僅見，見圖四。55年 9 月之寇拉六天之內不過降 60 多毫巴。52年 9 月之葛樂禮颱風亦不過五天之內降 65mb 。而解拉颱風 12 日測得之中心氣壓為 1004mb ，此後即是直線下降，至 15 日 8 時達於最低，14 日 2138Z 美軍氣象偵察機測得僅 900mb ，颱風中心之氣壓雖不乏低於此數者，但低降如此之急，誠屬少有。故而攔引周圍氣流之擁入。大陸時已深秋，高壓發展頗為顯著，乃形成峻急之氣壓梯度。

表一：解拉颱風侵臺時本局所屬各測站記錄綱要

Table 1: The meteorological summaries of weather stations of TWB during typhoon Carla's passage.

56年10月16—18日

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速					雨 量 總 計 (mm)	期 間			風力6級 以上之 時 (10m/s)	
		日	時	分		日	時	分	風 速	風 向	氣 壓	氣 溫	濕 度		時 間	日	時		分
彭佳嶼	1009.1	17.	14.00		24.3 NE	18.02.00			32.6	NNE	1010.1	19.2	94	17. 19. 53	19.1	17.08.30			14.09.00
鞍 部	** 914.3	17.14.17			20.7 NW	17.19.20			—	—	—	—	—	—	1000.7	16.17.25			16.18.00
竹子湖	1007.1	17.14.15			8.7 NW	17.12.00			—	—	—	—	—	—	772.8	16.18.05			—
淡 水	1007.5	18.08.00			22.0 NE	18.05.00			28.5	NE	—	—	—	18. 05. 45	225.0	16.13.40			18.00.30
基 隆	1009.9	17.14.00			16.0 ENE	18.10.30			26.5	ENE	1012.4	22.2	83	18. 09. 34	192.8	16.19.29			17.04.50
臺 北	1008.8	18.08.00			12.7 E	18.07.00			22.7	E	1009.6	20.8	90	18. 05. 48	46.3	16.19.40			18.08.00
新 竹	1008.3	18.08.00			10.8 NE	17.06.40			17.3	NE	1011.3	25.7	57	16. 11. 02	59.9	17.02.30			17.06.30
宜 蘭	1009.0	18.04.00			17.5 NNE	18.09.20			19.5	NNE	1010.9	21.8	97	18. 09. 17	423.1	16.16.50			18.03.00
臺 中	998.3	17.15.20			11.2 N	17.18.00			19.5	N	998.7	23.1	73	17. 14. 30	T	17.05.52			17.14.00
花 蓮	1004.6	17.14.00			14.0 NE	17.17.20			20.0	NE	1008.2	23.4	79	17. 17. 48	165.6	16.21.35			17.17.00
日月潭	** 988.8	17.17.00			6.0 NNE	18.00.40			—	—	—	—	—	—	4.8	17.06.30			—
澎 湖	999.5	17.15.40			25.8 NNE	17.22.10			37.9	NNE	1000.7	21.6	82	17. 18. 25	3.0	18.07.40			14.11.40
阿里山	* 3024.6	17.18.00			14.0 E	17.21.10			16.0	E	3040.3	11.8	96	17. 22. 05	34.5	17.00.00			17.19.00
玉 山	* 3022.0	17.17.10			12.8 ENE	17.17.30			—	—	—	—	—	—	114.6	16.23.00			18.08.30
新 港	1000.5	17.18.18			18.8 NNE	17.07.35			26.5	NNE	1003.7	24.6	76	17. 02. 08	460.8	16.19.50			15.20.00
永 康	996.2	17.14.30			9.9 N	17.17.25			17.2	N	997.0	21.9	78	17. 17. 30	6.4	17.05.45			18.13.00
臺 南	995.3	17.14.17			10.7 N	17.23.20			20.2	N	999.5	20.5	80	17. 22. 28	16.5	17.02.25			17.22.05
臺 東	999.3	17.15.00			12.7 NNE	17.08.00			17.9	NNE	1016.0	25.4	76	17. 07. 55	177.8	16.19.20			17.07.40
高 雄	994.2	17.17.00			10.5 N	18.00.50			25.0	N	997.6	21.3	82	18. 00. 11	11.4	17.01.15			17.23.10
大 武	995.5	17.14.45			16.7 NE	17.18.20			30.3	NE	996.0	22.0	97	17. 18. 20	307.6	17.04.20			16.21.00
蘭 嶼	989.6	17.14.00			50.0 NNE	17.15.00			57.1	NNE	990.6	23.3	92	17. 15. 06	128.0	17.03.02			16.04.40
恒 春	993.9	17.15.00			20.3 NNE	17.20.30			27.6	NNE	994.6	22.0	91	17. 17. 52	124.8	17.02.45			17.05.00
鹿林山	** 727.4	17.17.00			16.7 NE	17.21.00			—	—	—	—	—	—	105.8	17.02.40			17.19.40
東吉島	998.4	17.15.00			33.3 NNE	17.23.00			41.2	NNE	996.8	22.4	84	17. 16. 47	6.7	17.08.25			16.23.00

* 換算為 700mb 面之高度重力公尺數。

** 仍用測站氣壓 mb。

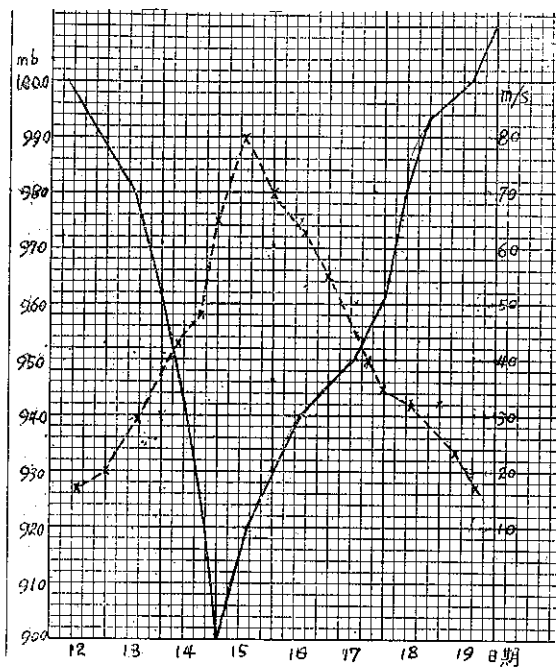


圖 4：解拉颱風之中心氣壓及最大風速之演變（實線氣壓，虛線風速）

Fig. 4: The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon Carla (solid line—pressure, broken line—wind velocity)

臺灣南端如恒春自16日起氣壓開始低降，至17日15時測得最低氣壓為 993.9mb，在圖四中可見，自15日8時起，解拉之中心氣壓已激升，17日15時中心氣壓大致在 948mb 左右，估計相差約 45mb，距離僅三、四百公里氣壓相差如此之大，因而產生激烈之天氣，不僅恒春一帶風力堅勁，且有雷雨發生。蘭嶼最低氣壓為 989.6mb，見於17日14時，較恒春僅提前一小時。北部地區則氣壓並未低降。淡水18日清晨起出現強風，氣壓稍降，但亦有 1007.5mb。宜蘭則最低氣壓為 1009mb，見於17日14—15時，大約早三小時雨勢即增強，可見臺灣各地氣壓最低，大約正好解拉之中心在其正南方。

圖五為解拉經過期間臺灣各地所出現之最低氣壓及其同時線，圖中可見 995mb 線穿過南端及西南海岸，自此向北遞增，此最低氣壓等值線受山脈之影響而有彎曲現象，至為明顯。而最低氣壓之出現，除東北海岸為17日14時，東南海岸為15時外，臺南永康亦為17日14時，馬公、臺中、阿里山，均為15時；高雄

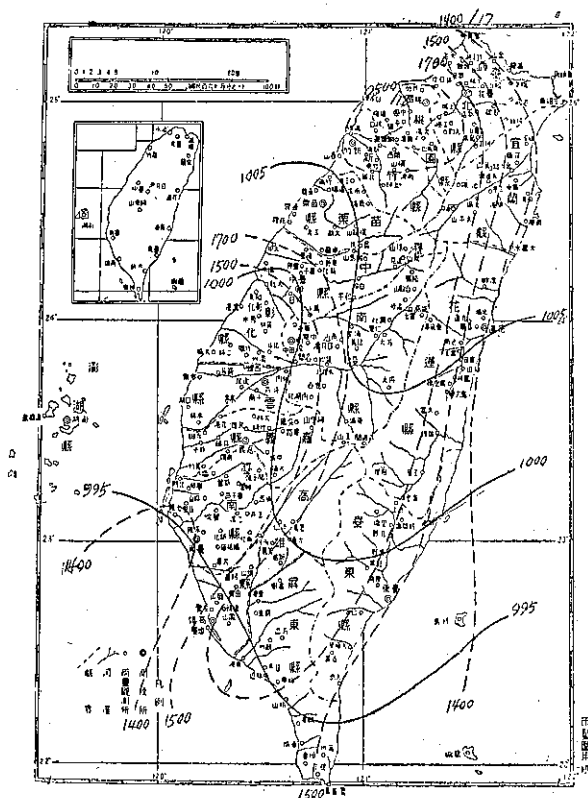


圖 5：解拉颱風經過時臺灣各地出現之最低氣壓及其同時分析（實線最低氣壓，虛線當地時間）

Fig. 5: The distribution of lowest pressure and its isotime analysis in Taiwan during typhoon Carla's passage (solid line—lowest pressure, broken line—time 120° EMT)

玉山則為17時，此種現象極為有趣，顯然受中央山脈之影響。此外，新竹、淡水及臺北，最低氣壓均遲至次（18）日5時出現，可見解拉入南海後，東北季風逆鐘向繞道本島之東北端，因而在新竹與淡水之間誘導成一較低氣壓區。

（二）風

解拉颱風之中心於16日逼近呂宋島，蘭嶼於當天清晨 4:40 即已出現 10m/s 以上之強風，較恒春提前約一天，大武則在16日21時強風開始，蘭嶼測站海拔較高，風力自較強。東吉島強風開始則在16日23時，彭佳嶼則早在14日9時強風即已開始，蓋解拉雖遠在呂宋島之東南方，氣流繞臺灣北端趨向其中心，彭

佳嶼一帶受地形影響常可出現強風。

以各地出現之最大風速而論，蘭嶼最大自無疑問，不僅因海拔較高，距其中心較近，再受地形影響，故十分鐘內平均最大風速即達 50m/s，風向為北北東，瞬間最大則達 57.1m/s，出現之時間為17日14—15時。東吉島最大風速為 33.3m/s，瞬間最大為 41.2 m/s，時間延遲約8—9小時，與中心經過之先後相符合。澎湖亦出現 25.8m/s 之最大風速，瞬間風速則達 37.9m/s，本島則以淡水之風為最大，十分鐘平均最大風速為 22m/s，瞬間最大為 28.5m/s。值得注意者，淡水最大風速亦遲至18日5時出現，與最低氣壓之出現相同。宜蘭之最大風速為北北東風 17.5m/s，亦為18日晨出現。可見蘭陽區之東北季風實以18日最強，17日則為西南風盛行。

再以恒春而論，18日2時以前，始終保持北北東風，風速則自16日起逐漸增加，17日午夜後開始減弱，18日3時後轉東北風，6時後轉東北東風，12時後轉東風，風向之順轉非常明晰而合理。而東吉島則始

終為北北東風，顯然受臺灣海峽地形之影響。

(三) 降 水

解拉在遠處過境，臺灣蘭陽地區豪雨連日，釀成慘重之水災，此雖在地面圖上分析，由於大陸有高壓，氣壓梯度峻急，東北季風插入所致，但如進一步分析，實因暖濕之西南氣流極為深厚，一經東北風之抬高，乃釋出大量雨水。

我人自近似 120°E 之剖面圖分析，13日8時，噴射氣流軸心之高度約12公里，位於北緯約38度上空，該處西北風甚強，北方則普遍出現旺盛之西南氣流，此種現象殊為反常。琉球上空則北向風伸展甚高。

前已述及，高緯度高空之西南氣流盛行，實由於廣大囚錮氣旋之後果，故翌日更為顯著。15日8時，噴射氣流之核心降低為離地不過9公里，該處亦已為西南氣流所控制。16日之剖面圖上，噴射氣流之勢力激增，中心已超過 130 kts，稍向北移，中心附近以西風為主。

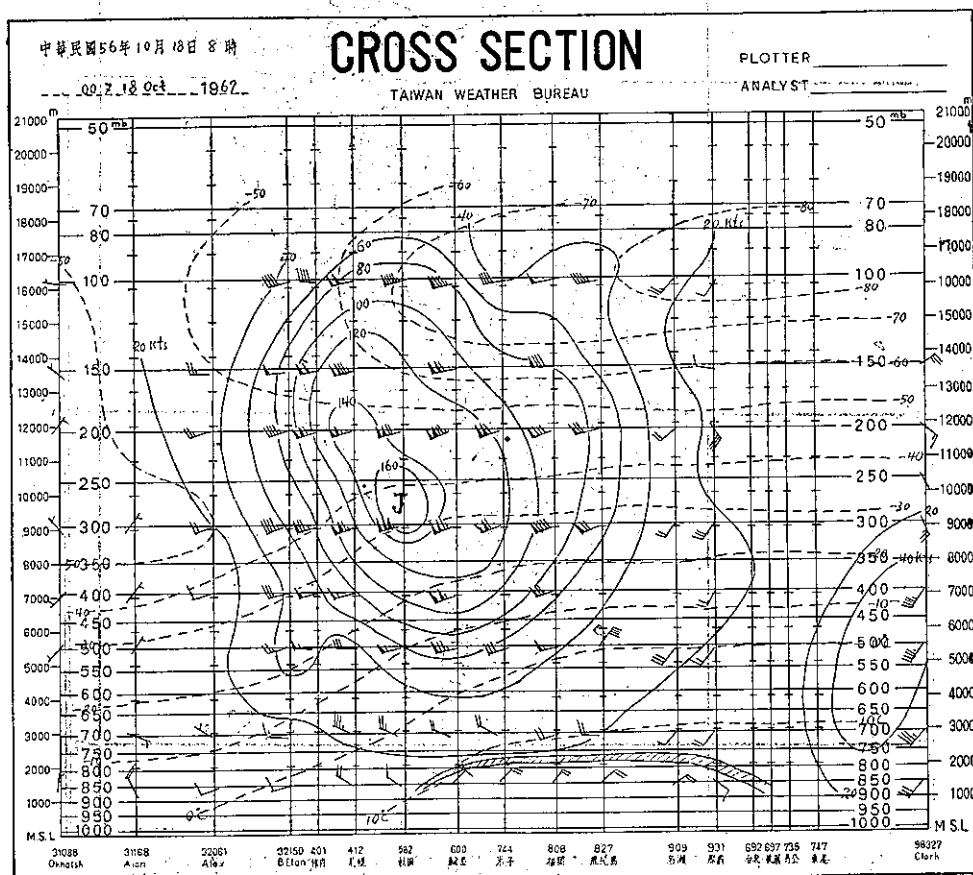


圖 6：56年10月18日8時之120°E 大氣剖面圖

Fig. 6 : The cross section analysis of 00Z, 18 October, 1967 along 120°E

18日8時之剖面圖有一顯著之轉變，如圖六所示，整個噴射氣流及外圍均為西南氣流所控制，最大風速增為 160kts，軸心離地約 10公里，高空之溫度有顯著之低降。東北風僅日本輪島至那霸間一薄層。克拉克上空西南氣流亦趨旺盛，高度達 8 公里，再向上

則為東南風盛行，此種形勢表示從日本至臺灣以及大陸東南沿海之豪雨，主要因為西南氣流被東北季風抬高。明瞭大氣剖面圖上之高空氣流型態後，再查解拉在南方經過期間臺灣本島之等雨量線形態，蘭陽地區之所以釀成水災，其間因果迎刃而解。圖七為10月

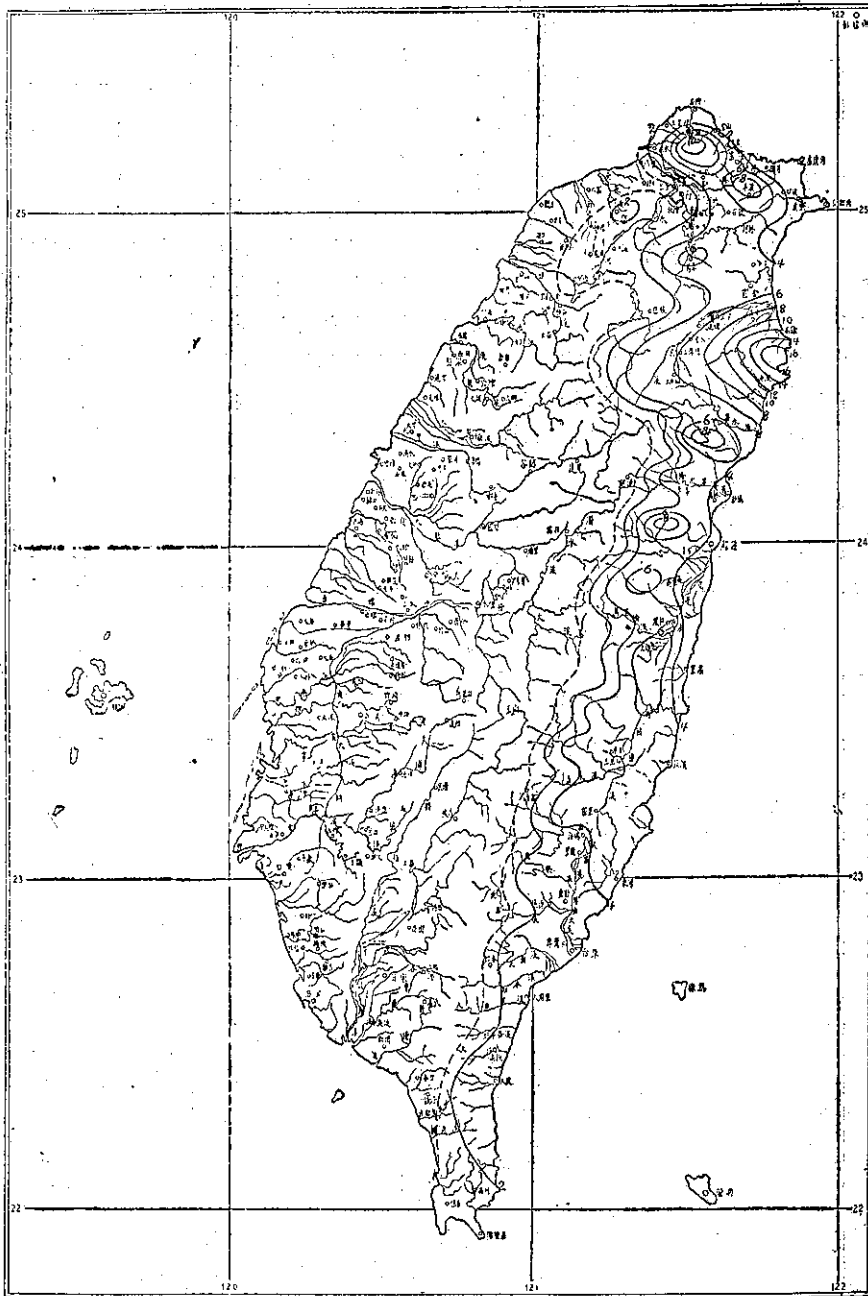


圖 7：解拉颱風經過期間因東北季風而引起之雨量分佈 (10月17—19日)

Fig. 7 : The rainfall distribution due to NE monsoon during Carla's passage (17-19th Oct, 1967).

17至19三天之總雨量等值線，單位為百公厘，圖中可見雨量顯然集中在東北部，純屬東北季風型，最大集中區在南澳以北之木白山北麓、南澳、山脚等地均超過 1300 公厘，三星山、大元山、太平山等較高測站，雨量即減至 1000 公厘以下，蓋在圖六內可以看出，東北風之厚度不足 2,000 公尺，僅能插入沿海之丘陵地區。（宜蘭冬山鄉之新寮三天達 2,749 公厘，內中18日竟達 1,672 公厘，實屬可疑）

另一集中區在大屯山、鞍部三天內雨量為 1,147 公厘，竹子湖為 944 公厘，火燒寮及暖暖一帶雖無資料，推想當亦為一雨量集中區。其餘在花蓮縣境內迎風之山區當有若干雨重集中區，中央山脈分水嶺以西極少有雨澤，此種明顯之對比殊屬少見。

解拉颱風之中心16日大約在恒春東南方 1000 公里之海面上時，臺灣東北部已經開始有雨，烏來之雨量最多，得 50 公厘，其餘大抵在二、三十公厘之譜，至17日，大屯山區及宜蘭區之雨量激增，鞍部得

429公厘，竹子湖 405公厘，烏來亦達 258公厘，宜蘭 233 公厘，金六結 255 公厘，山脚 344 公厘。可見東北部雨量之集中大致有二個中心：一為大屯山區，一為宜蘭蘇澳區、火燒寮一帶可能亦為集中區，因無資料只好存疑。

18日，雨量集中更為顯著，南澳 651 公厘，澳尾 584 公厘，鞍部 576 公厘，竹子湖 420 公厘。可見此日雨量大，至19日，大屯山區之雨勢已大減，但蘭陽區則仍相當可觀，澳尾 424 公厘，南澳 438 公厘，山脚 453 公厘。局部延續至20日以後，乃益增水災之嚴重性。東岸其他地區以花蓮臺東間迎風面山地較大，臺東18日亦達 405 公厘之多。

綜上所論，可見解拉颱風遠在呂宋島北岸經過，臺灣東北部之所以產生連續豪雨，形成廣汎水災，歸納原因如下：

(一) 解拉颱風中心氣壓低降極速，14日中心氣壓降至 900mb，而在大陸上適於此時出現一高壓，乃

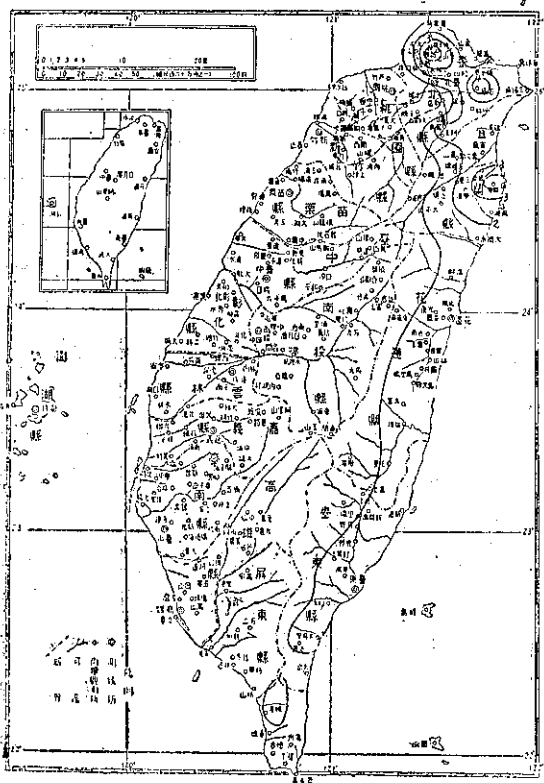


圖 8：10月17日之等雨量線

Fig. 8 : The rainfall distribution of 17th October, 1967

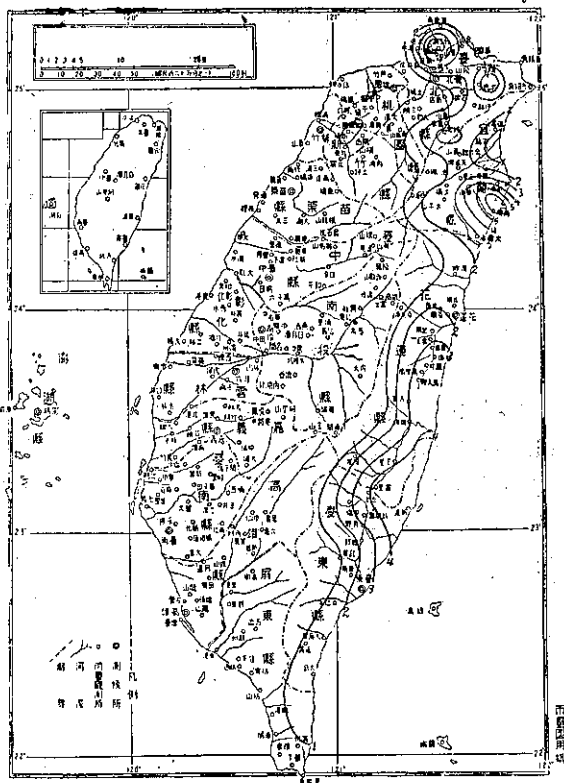


圖 9：10月18日之等雨量線

Fig. 9 : The rainfall distribution of 18th October, 1967

攝引氣流自大陸猛烈吹出，隨後高壓一部份入海，故日本至臺灣一帶造成峻急之氣壓梯度。

(二) 鄂霍次克一帶有一極深之四錫低壓，使深厚之西南氣流在高空越過高緯度之高壓帶。

(三) 一層淺薄之東北季風在臺灣東北部登陸，將上層之暖濕空氣抬高，乃致傾盆大雨。

各地17—19日三日之雨量及總雨量見表二。

表二：臺灣各地10月17—19日之雨量（公厘）

Table 2: Three-day period rainfall of selected stations.

地 點	17日	18日	19日	總 量	地 點	17日	18日	19日	總 量	地 點	17日	18日	19日	總 量
鞍 部	429	576	142	1005	南 州	23	16	1	40	玉 蘭	186	385	210	781
竹子湖	405	420	119	944	秀 林	154	133	66	353	棲 蘭	187	245	185	617
淡 水	141	76	16	233	鳳 林	158	337	141	636	澳 尾	274	584	424	1282
基 隆	106	198	97	401	光 復	161	246	96	503	卡龍山	132	245	222	599
臺 北	17	36	30	83	瑞 穗	155	272	173	600	思 源	80	180	100	360
文 山	81	190	79	350	臺 東	74	403	193	672	山 脚	344	526	453	1323
林 口	24	46	5	75	卑 南	108	67	17	192	綠 水	221	224	52	497
板 橋	35	49	49	133	大 同	15	164	49	228	臺 東	134	69	16	219
烏 來	258	296	104	658	太麻里	175	111	2	288	龜 山	74	75	74	223
平 鎮	54	83	34	171	大 武	45	264	54	363	双 坑	127	123	89	339
新 竹	35	11	8	54	恒 春	59	64	3	126	粗 坑	79	75	61	215
關 西	67	30	38	135	花 蓮	83	125	42	250	中 壢	49	63	16	128
萬 大	28	15	10	53	宜 蘭	233	106	246	585	櫻 社	23	13	89	89
信 義	29	7	11	47	金六結	255	110	297	662	達 見	52	23	13	62
對高岳	28	10	12	50	太平山	102	215	212	528	壽 峙	130	132	86	248
阿里山	14	21	5	40	南 澳	296	651	438	1385	來 義	14	26	4	44
茂 林	14	8	1	23	三星山	143	239	256	638	里 壠	6	387	73	467
橋 頭	7	7	1	15	大元山	204	380	360	944	鹿鳴橋	186	137	4	327
屏 東	8	4	1	13	鴉 子	135	220	270	625					
潮 州	15	11	0	25	隘 界	171	217	158	546					

五、發佈警報經過

解拉颱風接近本省時，本局發佈第一次海上颱風警報係在15日22時30分，為本年內第六次發生警報，當時解拉在恒春東南方約 1100 公里之海上，發佈海上、陸上警報係在16日22時30分，時解拉在恒春東南方約 650 公里之海面上。至18日17時解拉在恒春西南方 440 公里之海上再改為海上警報，同日22時解除警報。

六、災 情

自雨量分佈圖我人即可見解拉颱風過境所引起之災情，主要在臺灣之東北部，蘭陽區最為嚴重，其次為基隆區，水淹農田 2,800 公頃，鐵路及公路均因而中斷，宜蘭地區受災 56,628 人，據警務處之統計：解拉所造成災之害，死亡59人，重傷21人，輕傷 177 人，房屋全倒 822 間，半倒 1,069 間，漁船流失15艘，另據社會處統計（見24日新生報）：解拉豪雨災害計有宜蘭、基隆、雲林、臺北、彰化、高雄等，災民 76,225 人。（戚啓勳執筆）

氣象學報補充稿約 (民國56年7月)

- 一、來稿須用稿紙 (以 25×24 之稿紙為原則)。
- 二、來稿字數以不超過 15,000 字, 即連同圖、表, 英文摘要以不超過 10 印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。
- 四、英文摘要之字數以不超 1,000 字為原則。
- 五、關於表格之注意點:

- (一) 表格須另用白紙繪製。
- (二) 表格上方須有標題, 並加表 1 表 2 等冠號。
- (三) 表格中之項目, 內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表, 請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處, 以 * 號 (顯著) 及 ** 號 (極顯著) 表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。(寬度勿超過 13.5cm)。
- (八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定:

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上, 註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題, 並加圖 1 圖 2 等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙, 以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm, 以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm, 以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右, 以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度, 但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。
- (八) 數字應正寫清楚, 字之大小粗細應一律, 至少能供縮至 $1/8$ 之程度。
- (九) 已列表中之內容, 勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定:

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。
- (二) 照片幅面應在 12—15cm, 以便縮版。
- (三) 照片應充分沖洗清楚, 須考慮縮少至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。
- (四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長, 或圖表過多過大時, 投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定:

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限, 如係來自轉載之其他書刊時, 須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份, 加以括號, 然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。(頁數必須註明)。
- (四) 文字敘述中述及參考文獻時, 根據文獻之號數, 用斜體阿剌伯字, 加以括號, 如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用: 一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用: I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號 1, 2, 3, 等阿剌伯字表之, 註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字, 儘量用阿剌伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、 m^2 (平方公尺)、 m^3 (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、 $^{\circ}C$ (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之, 可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫, 介系詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目, 除第一字之第一字母大寫外, 其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫, 論文名第一字第一字母大寫, 其餘均小寫, 雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名為原則, 名在前, 姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

Volume 14, Number 1

March 1968

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- A Study of the Relations of Sunspot on the
Weather of Taiwan..... YUAN-HENG WEI.....(1)
Microlimate in the Paddy Field.....C. S. YEN.....(13)
The Air Mass Transformation Over the East China
Sea in Winter.....SHYUE-YIH LIAO, LEE LU.....(39)

Reports

- Report on Typhoon "Carla"
..... TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....(49)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第十四卷 第二期

目次

論著

- 利用氣象雷達從事中規模範圍天氣分析及預報之研究……湯捷喜……(1)
- 新竹海陸風之研究……朱學良……(16)
- 水稻之微氣象(續完)……顏俊士……(30)

報告

- 民國五十六年颱風調查報告第四號颱風吉達……臺灣省氣象局……(52)

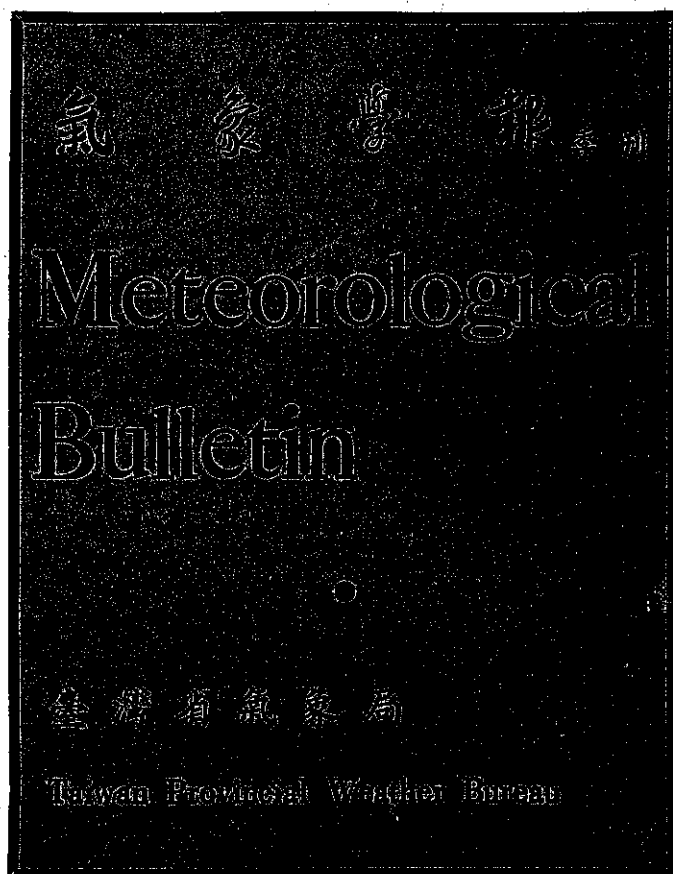
氣象學報

(季刊)

第十四卷 第二期

主編者	臺灣省氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號
	電話：二四一四一
發行人	劉大年
社長	劉大年
	電話：二二八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號
	電話：三四七二四

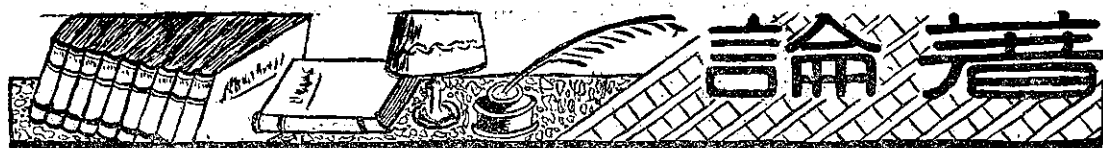
中華民國五十七年六月出版



(限閱) No 000336

第十四卷 二期
Vol. 14. No. 2

民國五十七年六月
June, 1968



利用氣象雷達從事中範圍天氣分析及預報之研究

湯 捷 喜

Meso-Scale Analysis and Forecasting Through the Application of Radar

Chieh-Hsi Tang

(第一次報告：颱風前飈線惡劣天氣之分析研究)

*Preliminary Report on Severe Weather
Associated with Pre-Typhoon Squall Lines*

Abstract

Improved weather forecasting is a decisive key in the social, political, economic and institutional setting in Taiwan. The current density of weather observation in and around Taiwan is Low; this circumstance tends to inhibit improved weather forecast.

The application of weather radar in meso-scale weather analysis promises weather forecasts of improved accuracy.

The first weather radar installed in Taiwan is the WSR-64-m model which came into operation at Hualien on January 1966. This type of 10-cm radars is currently in use in the U.S. Weather Bureau.

The author's initial approach to meso-scale weather analysis in Taiwan, through application of radar, was directed toward an understanding of the mechanisms of small meteorological phenomena; these phenomena have a major impact on the Island. Synoptic-scale analyses cannot be applied to these problems without difficulty.

In the area of pre-typhoon squall lines, meso-scale analysis treats of such meteorological aspects as:-

- (1) persistence of PTSL
- (2) the relation between PTSL, wind direction and wind speed
- (3) precipitation accompanying PTSL
- (4) the relation between rain gauge-measured rainfall and radar-estimated rainfall
- (5) thunder
- (6) surface pressure changes
- (7) the height of PTSL

- (8) drift of PTSL and their movement relative to the centre of the typhoon
- (9) relationship of PTSL to upper air wind
- (10) PTSL, terrain influences and weather changes

Certain guidelines have been presented; these guidelines find application in practical forecasting. These guidelines comprehend:

(1) When PTSL pass overhead, surface pressure, temperature, wind direction and wind speed swing momentarily away from their normal trends; there may be heavy squalls of rain. Upper gust velocities may exceed 100 mph. Once the PTSL have gone by, normal trends are resumed. These patterns of behaviour are best noticed at sea-unimpaired by terrain influences.

(2) The maximum rainfall accompanied by PTSL may be estimated through use of weather radar.

(3) The transit of PTSL may be timed:

a) through radarscope observation and through assumption that the same movement continues.

b) by attributing to the PTSL a velocity which is the mean of the upper air velocities at 850, 700 and 500mb elevations at some point which lies outside the framework of the typhoon.

(4) Persistence of heavy rain due to passage of PTSL may be estimated by measuring the movement of echo areas through use of weather radar.

(5) The height of PTSL echo tops, shows on radar scope, indicate the severity of weather conditions associated with the PTSL; the higher the echo tops, the more severe the accompanying weather. If PTSL echoes can be detected at distances as exceeding 100 nautical miles on PPI scope; these echoes are likely to indicate severe weather.

(6) When PTSL echoes appear on the radarscope and show up as narrow, continuous and bright with well-defined edges, the PTSL are more likely to be accompanied by high gusty wind and heavy precipitation. Conversely, if the echoes show up as broad and scattered lines there will be no severe weather to be expected.

(7) On account of terrain influence, no severe weather can be observed on the west coast of Taiwan while the PTSL pass along the east coast.

(8) A forecaster should keep in mind that the location of PTSL can not be found on surface synoptic weather charts or on upper-air charts. They can only be seen on radarscope.

一、中範圍天氣分析之重要性

近來由於人類生活水準之提高，農工商各業之發展，科學及交通之進步，對於提高天氣預報精確度之需求，愈加殷切，由此可見天氣預報業務對於社會貢獻之大及其重要性。

目前世界各先進國家，均致力於研究改進天氣預報之準確率，逐漸從古老的經驗上所得的主觀預報方法，改進到使用科學客觀的預報方法。此外，社會上對天氣預報範圍的要求也由廣大範圍，逐漸縮小到局部精確的範圍，但以目前的觀測站分佈密度而言，無

蘭	月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	最高	全年
	平均值	21.4	22.6	20.0	16.5	22.6	34.5	19.9	27.3	28.3	26.3	24.1	20.5	76.3	
	最高值	44.3	74.2	61.0	42.7	43.1	72.6	39.4	51.0	50.2	76.3	70.2	65.5	1951年10月23日	
嶼	1942至1945, 1950至1966年平均值														

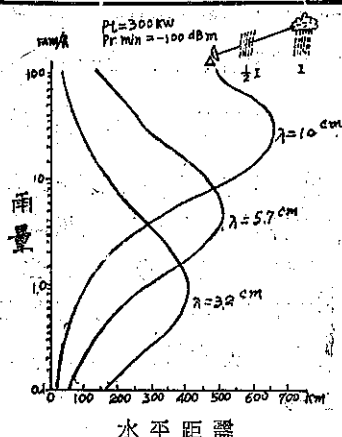


圖 1：波長、雨量和最大測距之關係。

Fig 1: Variation of maximum detectable range of radar vs rainfall rate.

因此本省所架設之雷達，其發射電波頻率選用 2,800 兆週，換算波長為 10.7 公分，且為了便於分析研究颱風和中範圍之天氣，該雷達特別設有降水定量觀測所需的衰減控制器 (Attenuator)，測高器 (RHI)，等信號強度輪廓指示器 (IEC) 等，與其他雷達不同的裝置，其規範⁽³⁾如下：

- (A) 雷達程式—WSR-64M 美國 Raytheon Co, 1964 年出品。
- (B) 波長—10.7 公分 (S 波段)。
- (C) 發射頻率—2,800 兆週。
- (D) 脈波寬—0.5 及 4.0 微波。
- (E) 脈波來復頻—164 及 545 週/秒。
- (F) 尖峰輸出電力—500 瓩。
- (G) 天線—12 呎直徑，拋物線型。
- (H) 波柱寬度—2 度。
- (I) 天線掃描—水平旋轉 360 度，俯仰轉動負 10 至正 45 度，旋轉率每分鐘三轉。
- (J) 電幕—(1) PPI 電幕 (360° 平面視界)
(2) 偏心 PPI 電幕
(3) RHI 電幕 (測高垂直面視界)
(4) A 電幕 (距離及回波強度)
(5) R 電幕 (A 電幕的部份信號放大)
- (K) 最大測距—464 公里。

(L) 附屬電路—衰減控制器，等信號強度輪廓指示器。

三、氣象雷達能觀測的氣象項目

- (A) 颱風之動態，包括颱風之位置，移動方向，及速度。
- (B) 降水之強弱及降水量。
- (C) 降水區內雨滴落下之速度，其分佈及擾動情形。
- (D) 垂直面內水蒸氣及濕度之分佈情形。
- (E) 雲頂及雲底之高度。
- (F) 結冰高度。
- (G) 高空風速及風向。

四、氣象雷達對中範圍天氣分析的效用

- (A) 現用天氣圖僅可明瞭某一特定時間之天氣狀況，但氣象雷達可以連續不斷偵察明瞭全面性之天氣實況及其隨時間之變化情況。
- (B) 現用天氣圖，對各種局部天氣情況很多無法予以發現，但雷達却能詳細予以偵察出來，例如，颱風圈內之天氣，低氣壓及鋒面之發生及構造，或降水強度的變化實況等等，均可以詳細偵察研究。
- (C) 以雷達觀測近海波浪可供海上預報之參考，並可提供研究海浪與天氣之關係。
- (D) 分析雷達波之折射情形可作氣團之性質研究。

五、實施中範圍天氣分析之計劃

社會上對於提高天氣預報精確度既有殷切的要求，而本省由於地理環境之關係，此項要求勢必與日俱增，在此種情形下為求提高天氣預報的精確度，對於局部天氣之稠密分析研究，實係不可忽略的一件重要基本工作，因此筆者計劃將花蓮雷達觀測所得之資料 (將來高雄雷達站成立後可合併使用)，應用中範圍

(Meso Scale) 天氣分析之方法予以分析研究，藉以了解各種不同線觀天氣各型態侵襲時對本省天氣之影響，期能探究分析以求提高局部天氣預報精確度之相互關係，給予實際作業之參考。茲因利用現有資料之關係，首次着手研究者，是一種所謂颱風前鰐線，此一鰐線常在颱風來臨前給本省帶來惡劣天氣，茲將詳細分析內容及初步發見之預報應用法則逐一記述如下：

六、颱風前鰐線惡劣天氣之分析研究

在颱風接近時，通常預報人員僅利用幾張天氣圖以種種方法來推測颱風圈之侵襲時間，發出將來幾小時後的天氣預報，其所發表的天氣預報一定是千篇一律的「有大雨」。因為大多數的天氣圖都顯示出，從颱風的外圈至中心都有連綿降雨的記號，根據此一天氣圖作出天氣預告，難怪預報員的報告是說整天都是大雨，因為從天氣圖上觀察而判斷，從颱風的外緣至中心止，在預報員的腦子裏想像卻是不斷地降雨，所以才會發出那種預告，但事實並非如此，以過去實測之紀錄或經驗言，颱風圈內之天氣，除非非常接近中心以外，並非連綿地降雨，而是時下時停的，有時有相當長久之時間能看到天空而並不下雨。最近由於飛機偵察天氣次數的增加及雷達偵察天氣的進步，為何在颱風圈內並不連續降雨之謎已經予以啓開了，若以雷達的紀錄觀察颱風圈內降雨區之分佈時即可發見其圈內是由好幾圈之降雨帶所包圍，然後進入其中心（見圖二）。⁽⁴⁾若預報員事先有了此一圖片，也許他所發出的天氣預告內容就能有所修改，而一定是發出與颱風來臨時在雷達電幕上所看到的事實相當接近的天氣預報，而必能增加其精確度，這是雷達對中範圍天氣分析上最有價值之關鍵及貢獻。

圖二係實施飛機偵察及雷達觀測後所發現的颱風圈內降雨分佈情形之模型圖，由圖中可以看出，在颱風中心來襲前，先將有所謂颱風前鰐線的侵襲，帶來惡劣的天氣變化，此一鰐線之通過，其顯著者曾經測過有 100 哩之大風及龍捲風出現之紀錄。本省花蓮雷達自啓用以來在二年期間內曾偵察過颱風有八次之多，其中一次，即於民國五十五年九月十六日晨由臺灣南海通過恒春、大武之間出本省東部海面之颱風「艾爾西」出現有明顯之「颱風前鰐線」（見圖四），此一颱風通過之地區多處都降大雨，發生雷電等天氣轉劣之現象，尤其在本省東南部一帶較為明顯，茲將鰐線通過時之地面天氣變化與雷達回波所顯示之各種現

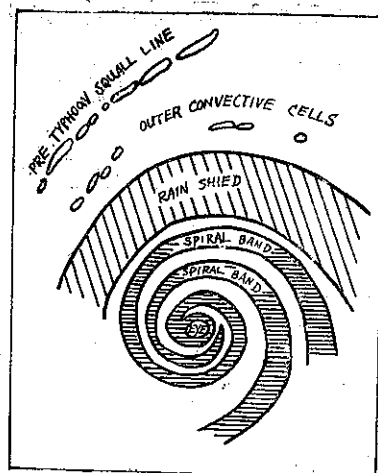


圖 2：颱風降雨帶模型

Fig. 2: Model pattern of typhoon in middle latitude.

象逐一加以分析研究記述如下：

(A) 鰐線的保持時間：

颱風前鰐線似有半永久之保存性而在颱風圈內之同一象限內維持相當長久之時間⁽⁵⁾。這一次颱風艾爾西所帶來的颱風前鰐線利用雷達及地面氣象紀錄所估計，其保持時間約在 26 小時以上。

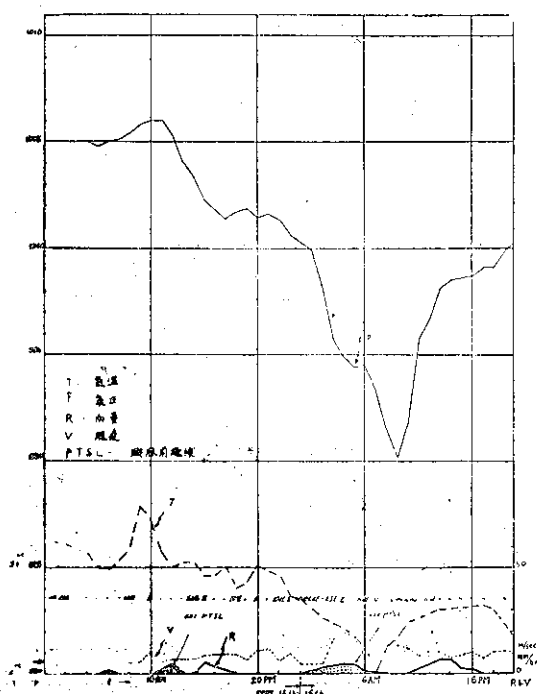
(B) 與地面風向及風速之關係：

颱風前鰐線通過之地區在該鰐線通過時會多處觀測有風向之變化，此係指鰐線具有氣流輻合之性質。雖然此次未發現有風速急增之現象，但據美國之報告曾有龍捲風隨伴於颱風前鰐線上發生之紀錄，又於 1953 年妮娜颱風經過那霸島附近時，曾有颱風前鰐線帶着 100 哩的陣風侵襲該島之報告。

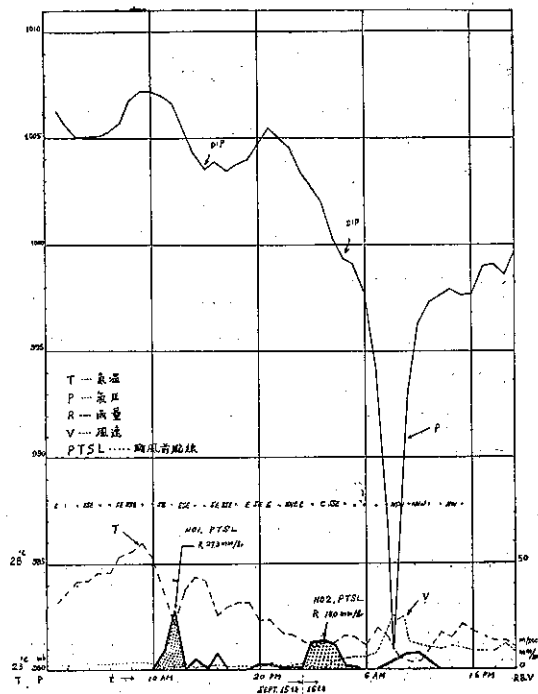
(G) 降雨：

颱風前鰐線通過時，在臺北、基隆、彭佳嶼、宜蘭、花蓮、新港、臺東、大武、恒春各地均有降雨，其降雨起訖時間完全與鰐線的通過時間相切合，尤其宜蘭、臺東、大武各地因鰐線通過而降雨之現象特別顯著。最高者為臺東，每小時降雨到達 48.4 公厘（見圖三）。以與雷達觀測所得每小時最大可降水量比較，兩者僅差一、二公厘。其觀測結果非常接近，足以證實雷達對降雨觀測之可靠性，並對將來利用雷達研究雨量定量觀測上給我們帶來信心。

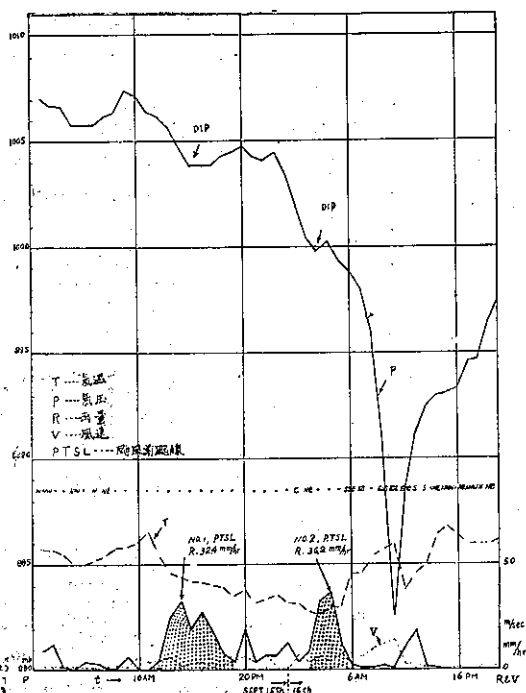
Fig. 3: Weather changes at Hualien when the PTSL pass through.



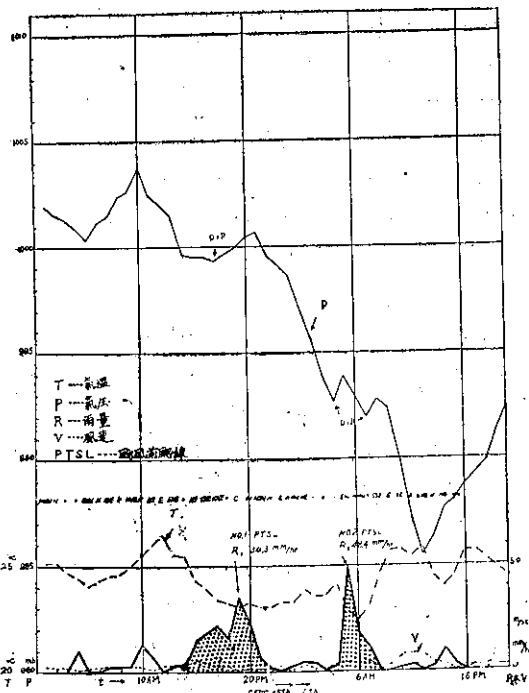
圖二(A) 民國五十五年九月十五、十六日, 花蓮所觀風雨海面經線通過時氣象變化



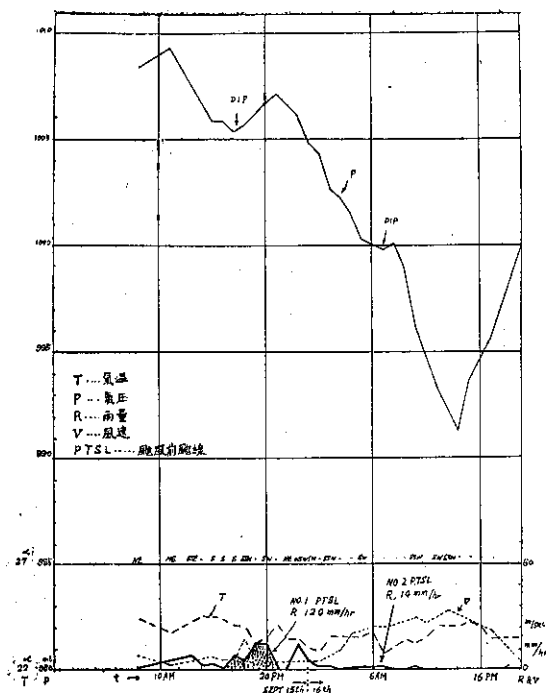
圖二(B) 民國五十五年九月十五、十六日, 恆春所觀風雨海面經線通過時氣象變化



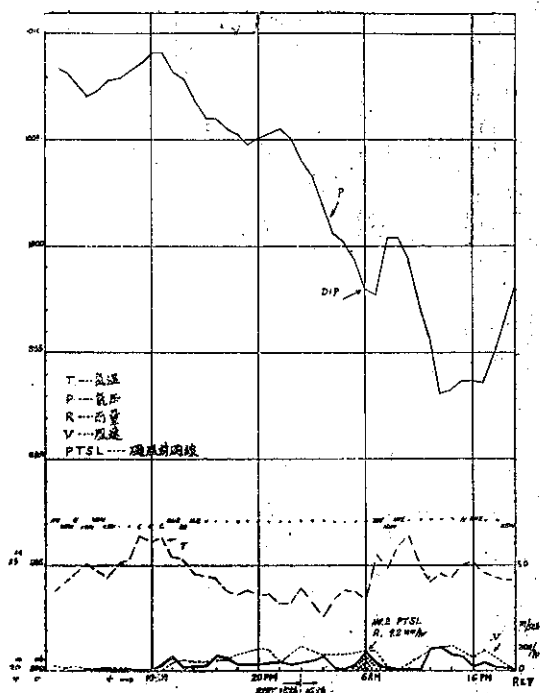
圖二(C) 民國五十五年九月十五、十六日, 大武所觀風雨海面經線通過時氣象變化



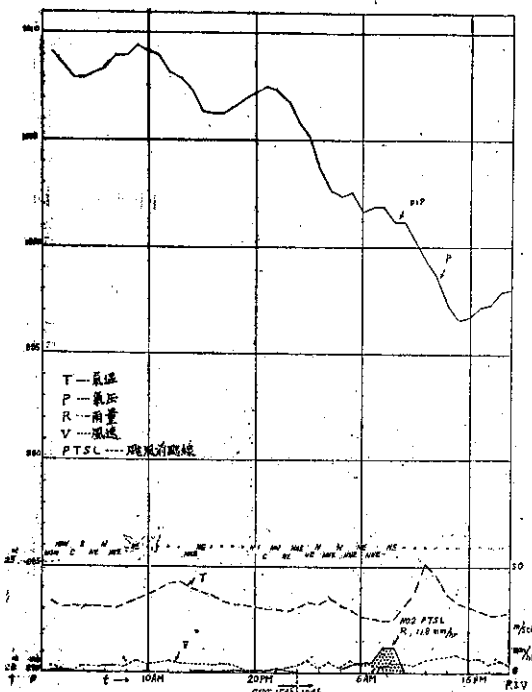
圖二(D) 民國五十五年九月十五、十六日, 台東所觀風雨海面經線通過時氣象變化



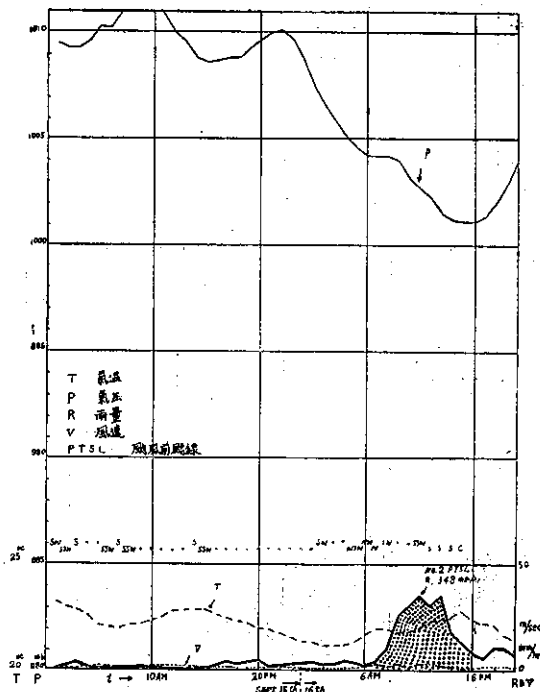
圖二(E) 民國五十五年九月十五、十六日，蘭山所觀風雲圖西經線通過時氣象變化



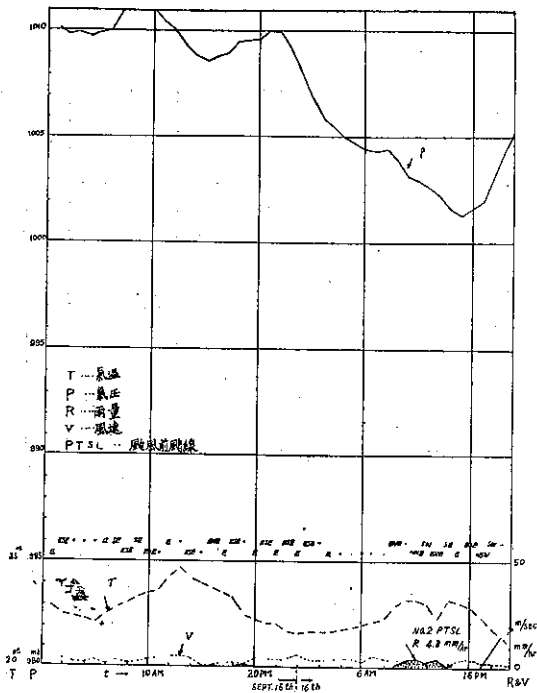
圖二(F) 民國五十五年九月十五、十六日，蘭山所觀風雲圖西經線通過時氣象變化



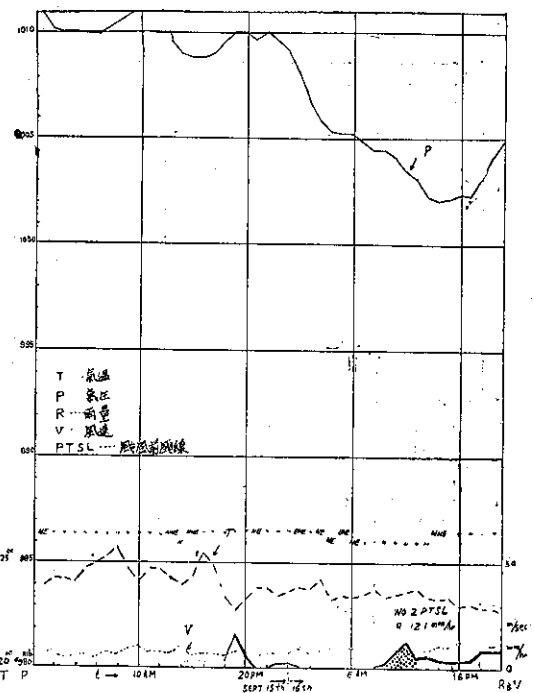
圖二(G) 民國五十五年九月十五、十六日，龍溪所觀風雲圖西經線通過時氣象變化



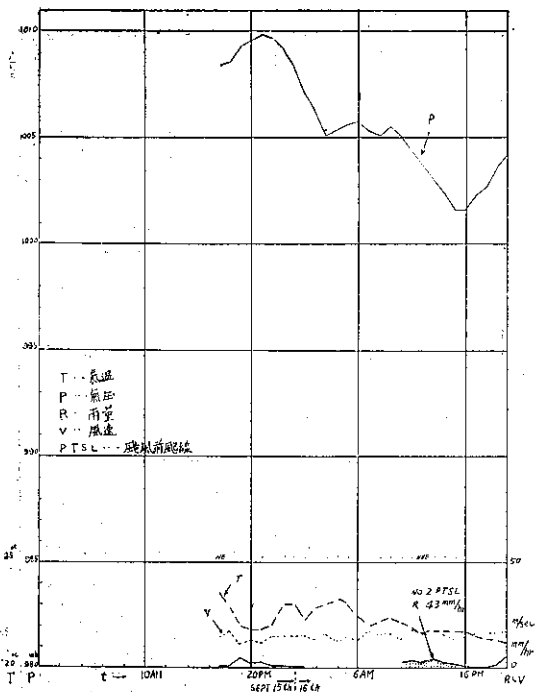
圖二(H) 民國五十五年九月十五、十六日，東門所觀風雲圖西經線通過時氣象變化



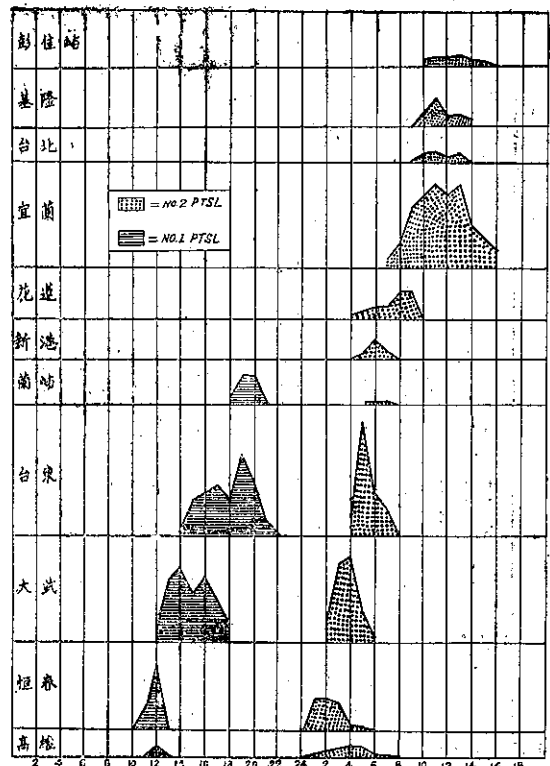
圖二(1), 民國五十五年九月十五、十六日, 台北市隨風艾爾西施線通過時氣象變化



圖二(2), 民國五十五年九月十五、十六日, 基隆市隨風艾爾西施線通過時氣象變化

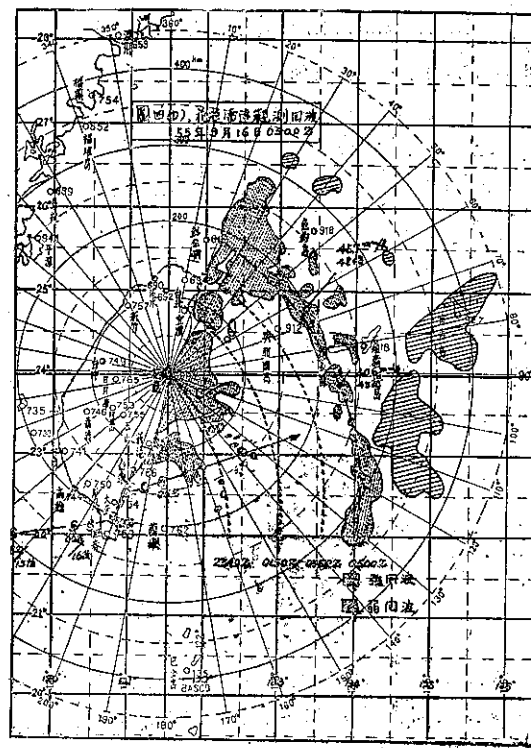
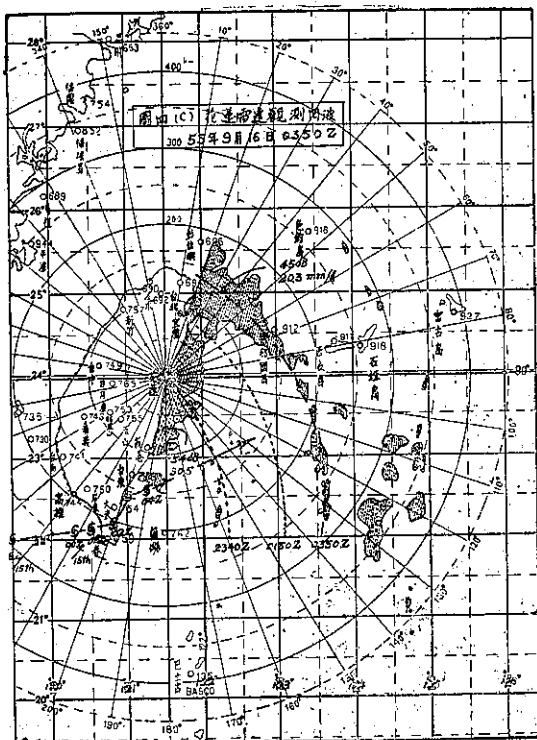
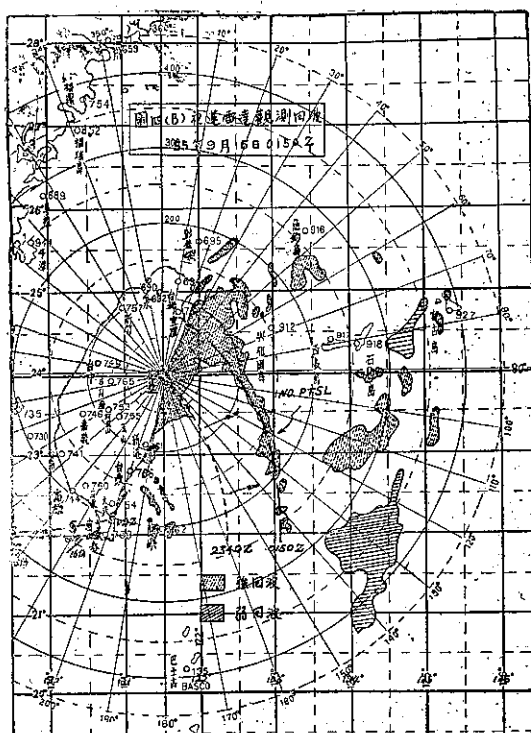
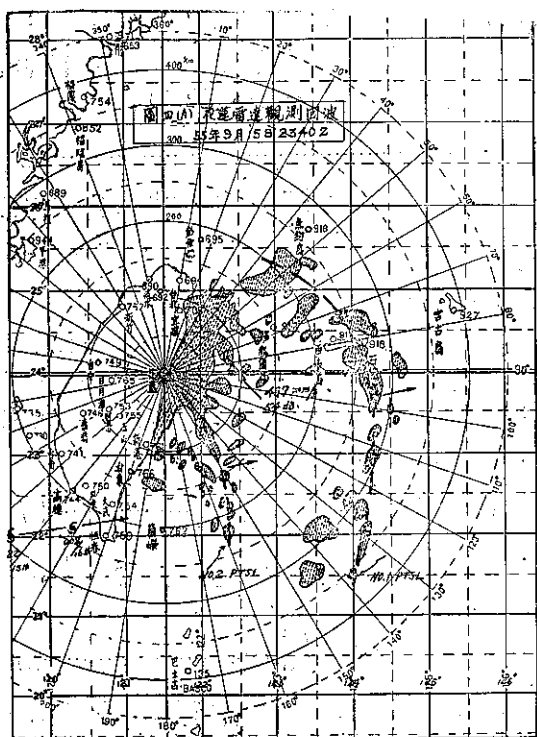


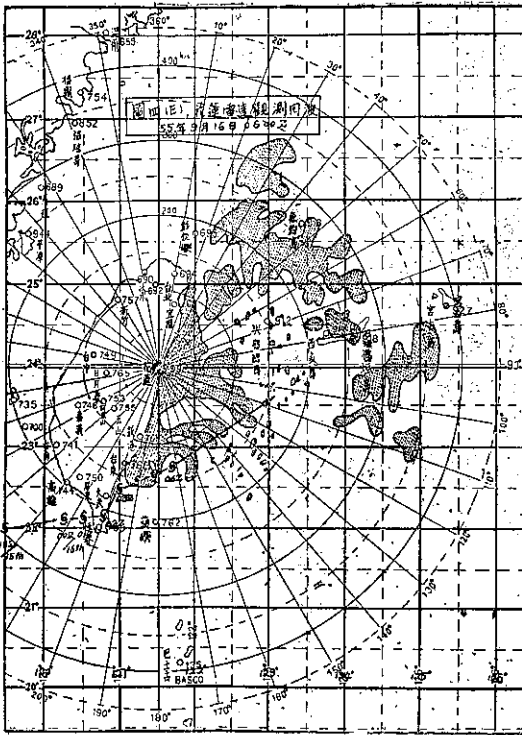
圖二(3), 民國五十五年九月十五、十六日, 基隆市隨風艾爾西施線通過時氣象變化



圖二(4), 隨風艾爾西施線通過本省各地之時間和雨量之變化

Fig. 4: PTSL echoes accompanying typhoon "Elsi" Observed by Hwalien radar at 2340Z Sept. 15th 1966.





七、氣象雷達觀測雨量的理論

實際上雷達觀測雨量是間接計算雷達所發射的電波，在所觀測的降雨區反射回來的平均接收電力 ($\overline{P_r}$) 的方法。一般使用之方程式⁽⁶⁾⁽⁷⁾如下：

$$\overline{P_r} = \frac{P_t A_e h}{8\pi R^2} \Sigma \sigma \dots\dots\dots (1)$$

$\overline{P_r}$ 為接收機上所接收自雨區反射回來之平均電力 (瓦)， P_t 為雷達所發射的尖峰電力 (瓦)， h 為脈波在空中的寬度 (公尺)， R 為雷達站至目標降雨區間的距離 (公尺)， A_e 為天線的有效反射面積 (平方公尺)， $\Sigma \sigma$ 為單位體積的反射目標反射電能回到天線的總截面積，在(1)式中設反射目標係雨滴時， $\Sigma \sigma$ 得以次式表示：

$$\Sigma \sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \Sigma D^6 \dots\dots\dots (2)$$

λ 為波長 (公尺)， ΣD^6 為單位容積中，水滴直徑六次方之總和 (公尺⁶/公尺³)

$$|K|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \dots\dots\dots (3)$$

m 為目標物質的複合折射指數，又雨滴之反射係數 ΣD^6 ，與降雨強度 I 之間有一定之關係，由實驗上所得之結果為： $\Sigma D^6 = aI^b \dots\dots\dots (4)$

I 為降雨強度 (mm/h)， a 及 b 是由各種降雨而定之常數，因此雷達站對 R 距離的降雨所反射回來的平均接收電力，由式(1)(2)(3)及(4)得表示如次：

$$\overline{P_r} = \frac{P_t A_e h}{8 R^2} \cdot \frac{\pi^4}{\lambda^4} \cdot a I^b \int_0^R I^d dR \dots\dots\dots (5)$$

$\int_0^R I^d dR$ ，為表示中途由於降雨衰減之項目，

k 、 d ，為雨滴的衰減常數。

在(5)式中 P_t 、 A_e 、 h 及 λ 四項係設計雷達時已所固定的數目，而 $|K|^2$ 一項是所使用的電波波長 3.2 公分至 10 公分時已固定約為 0.93 值，因此(5)式的部份項目得以(6)式代之

$$\frac{P_t A_e h}{8} \cdot \frac{\pi^4}{\lambda^4} |K|^2 = C \dots\dots\dots (6)$$

結果(5)式得以下式表示之： $\overline{P_r} = C \frac{aI^b}{R^2} \cdot$

$$\int_0^R I^d dR \dots\dots\dots (7)$$

(7)式表示降雨強度與雷達接收電力間之關係，及利用雷達測量雨量的基本方程式。該式顯示，我們若測量雷達的回波平均信號強度即可獲知任何一處目標點的降水強度。花蓮 WSR-64M 型雷達依據上式所計算，附有簡易算出雨量的曲線表，便於利用雷達作降雨之定量觀測 (見表二) 由該表所查結果雷達觀測所顯示的此一颱風線內所含之每小時最大降水量為 45.7 公厘，見圖四 (A) 及 (D)，與臺東所實測每小時最大降水量 48.4 公厘，相當接近。此一事實指出，雷達觀測所得之最大降水量可作各地最大可降水量預報上之重要參考。

(D) 雷電：

颱風前颱風線的成因至目前為止尚無明確定論，但知其性質確具有輻合⁽⁸⁾及對流作用，且有類似溫帶性低壓中常見之不穩定線之特性⁽⁶⁾，帶有大雨及雷電，此次颱風通過之地區蘭嶼曾觀測有雷電之現象。

(E) 氣壓之變化：

颱風前颱風線通過之測站除觀測有大雨、風向、風速之變化外，在氣壓計紀錄上可以明顯地看出氣壓的跳動現象，其最大振幅在新港測出，達 ± 13.5 毫巴，其他地區如大武、臺東、花蓮、蘭嶼等多處亦有顯示此一現象 (見圖三)。此種特性與驟雨或不穩定線通過時所發生之情形相似。美國李氏 (LIGLA) 將

表二：雷達回波強度與降雨量關係圖

3-42

WEATHER SURVEILLANCE RADAR MANUAL (Revised)

Revised,
Eff. 4-1-62

WSR-57 RADAR

4 μ SEC PULSE LENGTH

REFLECTIVITY
 Z (mm^6/m^3)

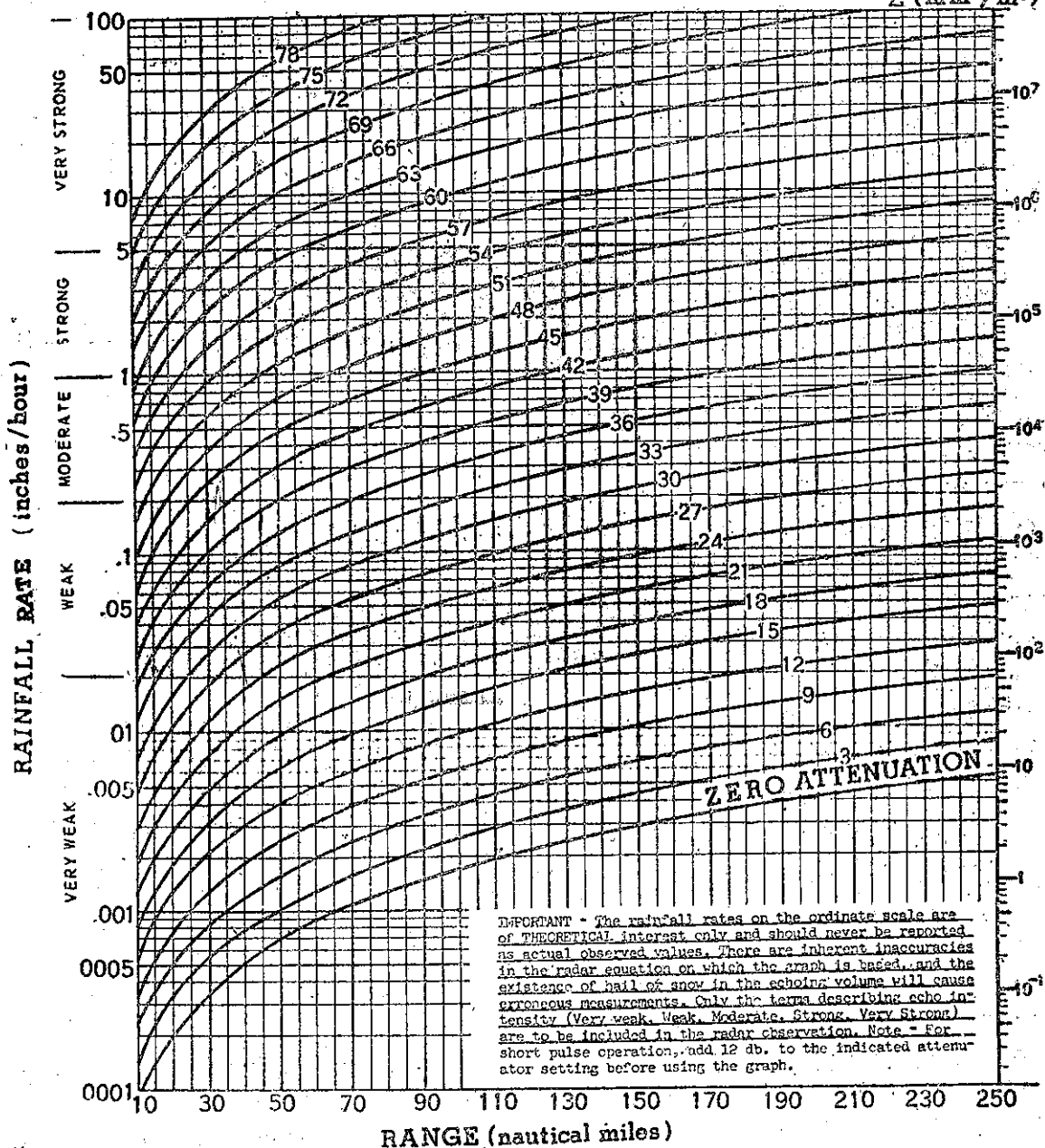
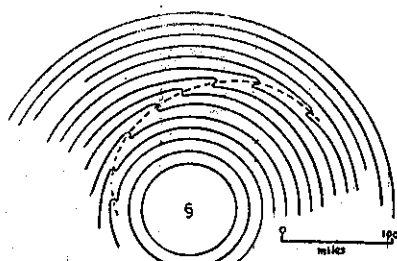


Table 2 Rainfall Rate-Echo Intensity Chart.

颱風前颱風線與等壓線之構造以圖五之模型⁽⁹⁾表示其氣壓急激跳動情形。在圖三中可以看出，氣壓跳動顯著降雨量較多，故值得注意。



圖五，颱風圈內單一雨帶和等壓線關係模型

Fig. 5: Surface pressure pattern in typhoon with single outer precipitation band.

(F) 氣溫之變化：

在颱風前颱風線通過時各地氣溫之變化，最高者在新港曾到攝氏二度，此一現象與驟雨或不穩定線通過時所發生之現象相似。

(G) 颱風線之高度：

以雷達測量回波的高度，得以推測該地區內氣流擾亂規模之大小，上升氣流之強弱及惡劣天氣之程度等，通常在夏天發生的對流性陣雨，其平均高度約為11公里，但少數曾到達18公里⁽⁸⁾。氣象雷達通常使用 RHI 裝置測高，但以其構造之關係以 RHI 能夠測高的最大測距僅限於125 哩（232 公里）以內。因此，此次颱風線之高度係利用 PPI 回波並依據下列數式計算得之：

$$H_t = 6000R\sin\theta + 0.646 R^2 \text{ (呎)} \dots\dots(8)$$

H_t 為回波高度， R 為雷達至目標之距離， θ 為雷達在觀測時之天線仰角，通常氣象雷達在作遠距離 PPI 觀測作業時以其天線仰角置於0.5度為準。茲以16日0500時觀測資料擇該颱風線清晰且距離雷達站最遠之一點計算，約略得其高度為9.2公里，而若以16日0600時之最遠一點計算（此時雖颱風線之形態不整，但仍然可以判斷該線之存在），其高度約為11公里。此與平均陣雨回波之高度比較約略相等，由此可證此一颱風前颱風線仍具有相當強烈之對流特性，因此該線通過時帶有強烈陣雨。

(H) 位置進行方向及速度：

颱風線之位置經常在颱風進行方向之前，因此得名「颱風前颱風線」艾爾西颱風前颱風線與颱風中心之距離有下列關係（見表三）。

表三：颱風中心與颱風線之距離關係
Table 3: Variation in distance with time of PTSL vs typhoon centre.

觀測日期時間	颱風線至颱風中心之距離
15 th 2340 Z	210 km
16 th 0150 Z	225 km
16 th 0350 Z	235 km
16 th 0500 Z	260 km

在雷達觀測5小時內之平均距離約為235公里。以距離言之颱風線發生之位置與颱風環流圈前方第一支上升氣流區⁽¹⁰⁾相切合（見圖六）

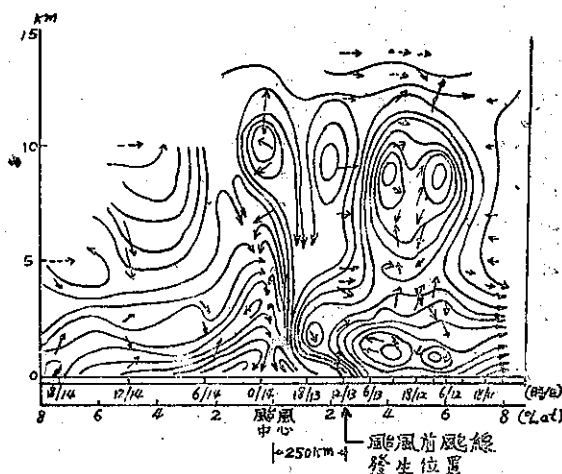


圖6：颱風 KEZIA 之立體流線

Fig. 6: Vertical profile of upper-wind structure in typhoon "Kazia"

根據此圖可了解颱風前颱風線具有強烈對流特性之亂流，並帶有惡劣天氣存在之理由。

颱風線之進行方向與颱風中心之進行方向完全一致，但其速度比颱風中心之進行速度為快（見表四）。

表四：颱風中心與颱風線速度之比較

Table 4: Velocity of centre of typhoon "Elsi" and accompanying PTSL.

時間 時速公里 類別	(16日) 00-01 Z	01-02 Z	02-03 Z	03-04 Z	04-05 Z	平均速度
颱風中心 移動速度	22	22	(登陸後出海) 39	22.5	22.5	25.6
颱風線移動速度	36	36	30	30	46	35.6

因此颱風線有逐漸遠離颱風中心之傾向。一般言之，雷達電幕上所顯出之對流性回波，其移動速度與高空氣流間有密切之關係。茲對研究與颱風直接有關的所謂颱風前颱風線移動速度言，其應採用之高空氣流必須選擇其不受颱風場所影響之一般高空氣流較為適宜，以55年9月16日 00Z 之高空圖觀察，比較能夠表

示出推動颱風圈移動的測風資料測站為石垣島及那霸島，但因石垣島太接近颱風中心，其資料難免受到颱風風場之影響，因此棄之不用，而採用那霸島之資料代之（但為簡便起見，視其為不受颱風風場影響之氣流使用，不加任何修正手續）作為與颱風線速度之比較。

表五：那霸島9月16日00Z之高空風速與方向

Table 5: Upper air data at 00Z Sept. 16th 1966 at Naha Island

高度 類別	850 mb	700 mb	500 mb	300 mb	平均
風向及速度	S 29 Km/h	SSW 36 Km/h	SSW 36 Km/h	SSW 75.6 Km/h	850-500 mb 平均 33.6 Km/h 850-300 mb 平均 43.9 Km/h

由表四可以看出颱風線之平均時速為 35.6 公里，而表五指出 850 至 500 毫巴間之平均風速每小時為 33.6 公里，兩者所指之速度相當接近，此即表示 850 至 500 毫巴間平均風速可作颱風線移動速度預測之有力參考，其可靠性如何當賴今後多次之試驗求證之。

(I) 地形之影響：

颱風線之通過及該線通過時所隨伴之惡劣天氣現象，將受地形影響，尤其臺灣高山林立，颱風線時有在臺灣東部出現而在臺灣西部並未出現之現象，且以距離東部沿岸線較遠之臺北及基隆兩地之紀錄觀察之，其因颱風線通過而產生之惡劣天氣，顯較東部沿岸之各測站出現者為弱。此點可以證實颱風線之通過及所隨伴之惡劣天氣，確受地形影響，即距離沿岸愈遠，惡劣天氣之變化愈輕，至臺灣西部此一現象幾乎完全消失。

(J) 其他：

颱風前颱風線發生之位置除可以颱風圈立體流線模型解釋外，除非利用雷達偵察在地面及高空天氣圖上無法判認其存在（見圖七，圖八）。此由得知，以一般天氣圖無法提高天氣預報之精確度，藉此可重新評價雷達對局部天氣預告貢獻之重要價值。

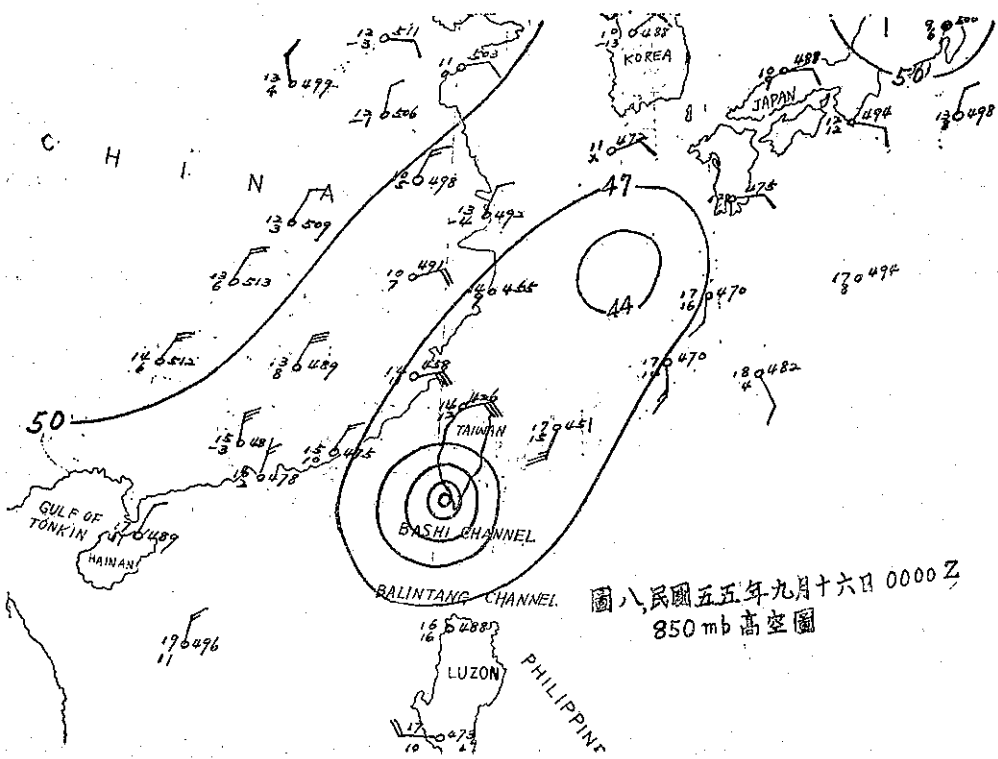
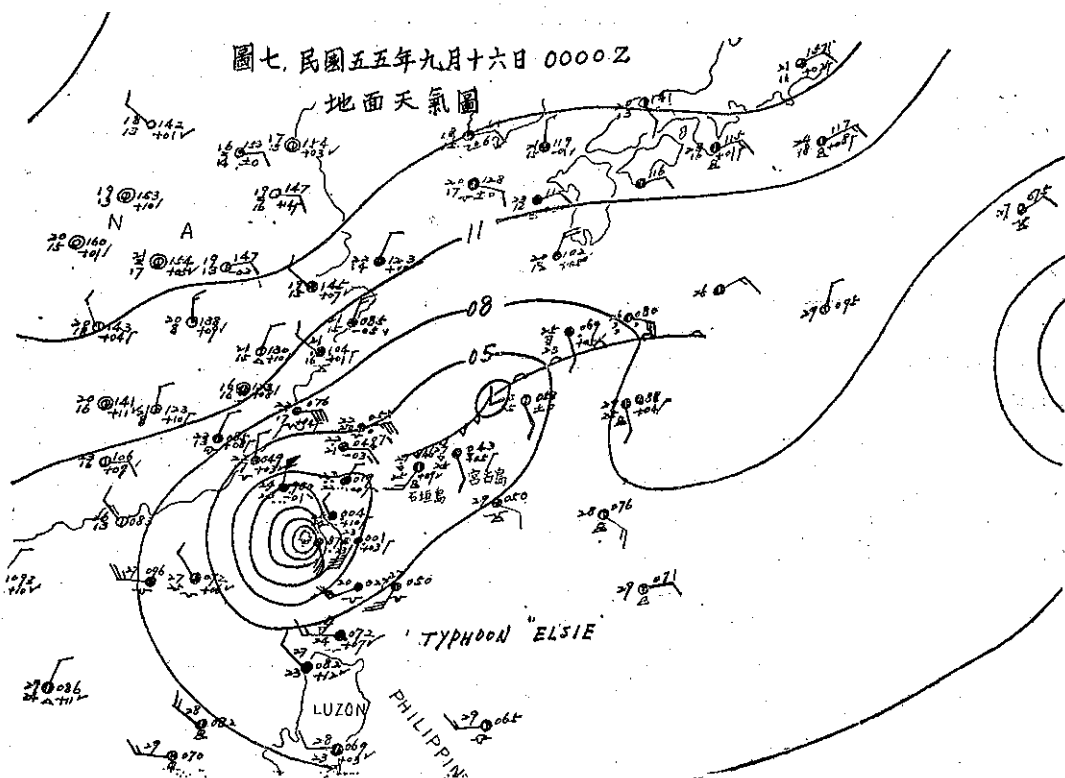
八、結 論

雷達觀測資料在中範圍天氣預報分析上有何等重大利用價值，由前段所述各節約略可以了解，則只要將雷達儀啓開，在其測距內之各種天氣情況及變化可以一目瞭然。若每一位預報員妥善利用其資料，保證可以提高天氣預報之精確度。茲將利用雷達對颱風前颱風線通過時隨伴之惡劣天氣分析之結果，所發見之預報法則列舉如下，以供參考。

(1) 颱風線通過時，將有大雨，且氣壓、氣溫、風向及風速會有急激變動；時或有大風發生之危險性，但颱風線通過後天氣亦隨之迅速恢復，尤其在海上，不受地形影響者特別明顯。參照雷達資料容易判別其規模及強度，可提高局部正確之天氣預測。

(2) 颱風線通過時之最大降水量得以雷達觀測所得之最大降水量作預報之依據。

(3) 颱風線通過之時間得利用雷達觀測所得之過去位置，用外延法預報，或以不受颱風場影響之附近測站所得之 850mb 至 500mb 間平均風速作為颱風線之速度，預測其未來的位置。



(4) 颱風通過時大雨繼續之時間，得利用雷達回波寬度及其移動速度估計預測。

(5) 以雷達觀測所得之颱風線高度，得預料惡劣天氣之程度，即其高度愈高所隨伴之天氣愈劣。一般言之，PPI 上颱風線距離超出 100 哩者，多帶有惡劣天氣。

(6) 雷達幕上所顯示之颱風線回波，若其形狀狹窄，連續成一串邊緣明確且回波較強者，可能隨伴更惡劣之天氣，即風速大，雨量多。反之，若雷達上所顯出之回波係斷斷續續，幅度廣汎且其形狀不整齊者，其隨伴之天氣並無前者惡劣。

參 考 文 獻

1. 臺灣省氣象局，臺灣七十年之颱風，1968 年發行，P-59。

2. 湯捷喜，臺灣氣候與雷達電波之選擇，氣象學報，第四卷第四期，Dec. 1958 P-27。

3. Raytheon Co. U.S.A., WSR-64M

Weather Radar Instruction Books, 1961.

4. U.S.W.B., Weather Surveillance Radar Manual, P-3-37.

5. Ligda, Myron G.H., Hurrican Squall Line, Bulletin of the American Met.Soc-iety, Vol. 36, No. 7, Sept. 1955, P 340-342.

6. Atlas, David, Radar Analysis of Severe Storms, Meteorological Monographs, Vol. 5, No. 27, Sept. 1963

7. Hiser, Homer, W., & Freseman L. William, Radar Meteorology 1959, P 108-126

8. 今井一郎，中小氣象現象とその解析，日本氣象研究所颱風研究部，P-45。

9. Battan, Louis J., Radar Observes the Weather, 1962, P-86.

10. 笠原彰，増田善信，颱風論，日本人書館，P-59。

氣 象 學 報 徵 稿 簡 則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

(請參閱上期刊出補充稿約)

新竹海陸風之研究

朱 學 良

A Study of Land and Sea Breezes at Hsinchu

H. L. Chu

Abstract

This paper is a study on the land and sea breezes at Hsinchu. The results have been given from a statistical analysis of meteorological records, to determine their classification and variation. It should be of some help in the study of the climate of Hsinchu as well as in local weather forecasting. The main topics are as follows:

1. There are three kinds and diurnal variations of land and sea breezes (types A, B and C) which are remarkably influenced by topography. This is shown in table 6.

2. They are caused by the different changes in the wind direction and velocity. The prevailing sea breeze usually blows from the north or west and its neighbouring directions at slight or gentle velocities in the daytime. However, the maximum wind velocity exceeds 5 m/s. The highest wind and maximum air temperature frequently occur at the same time.

The land breeze is most frequently from the east and its neighbouring directions at weak velocities at night and in the morning. Calms appeared usually in the night until early morning.

3. Land and sea breezes are always a result of the daily temperature range being comparatively greater than normal and the pressure gradients being apparently very small on the weather chart.

The relation between the land and sea breeze, daily temperature range and its wind velocity at Hsinchu are listed as follows:

Type	A	B	C	Mean
Daily temperature range (°C)	10.0	10.2	9.1	9.8
Mean wind velocity (m/s)	1.8	1.0	1.4	1.4

4. According to table 7 we find that the A type occurred more frequently in September, B type prevailed in August, and C type was the most prevalent in July.

For the total frequency as a whole, there was the greatest percentages of a well marked during the summer months too.

5. The land and sea breeze is a fair weather phenomenon and, therefore, is most frequently observed during periods of fair and

warm weather. Cloudy weather is almost always unaccompanied by those phenomena. The highest frequency is found when the mean cloudiness is below 5/10. The relation between the frequencies of sea breeze and amount of cloudiness is shown in table 15.

6. It is seen that the air temperature and relative humidity are retarded from their normal variatin when the daytime sea breeze is strong.

7. The sea breeze is of small horizontal and vertical dimensions. Though some data is locking we may reasonably suppose that usually they do not penetrate inland more than 15-20 kms and cannot reach higher than 700-800 kms in this region.

一、緒 言

空氣流動的向速雖受制於主環流 (General Circulation)，但因海陸溫度的季節差別所產生的季風 (Monsoons)，規模之大，足以改變帶狀式的大氣環流，至由海陸溫度的一晝夜間差異而生的海陸風 (Land and Sea Breezes)，乃屬於局部環流 (Local Circulation) 之一種，規模之小雖僅限於局部，其對於低緯沿海一帶地面風之形成，却可發生相當效應，甚至影響其他氣象要素，故在一地氣候之研究上，仍應予以重視之必要。

熱帶及溫帶的沿海地區，晴暖之日，晨間日出之後，常見自海面吹入陸地之海風 (Sea Breeze)，炎暑因之消殺，具有調劑溫度之功；迨至日沒，風聲沉寂，俄頃則吹自陸向海之陸風 (Land Breeze)，徹夜不息，直至翌晨日出之前又告停歇。此種晝夜間風向互異，而變易規律之嚴整，有似太陽之出沒，昔者漁人常視作出海返航時間之準繩。

二、海陸風之成因

日出之後陸上氣溫激增，海洋增暖甚微，遂使陸上空氣膨脹，高空氣壓隨之升高，等壓面向上凸起，造成由陸向海傾斜之坡度，此時高空氣流自陸向海流動，陸上下層氣壓因之低降，而海面氣壓上升，致使下層大氣自海向陸吹流，稱為「海風」(如圖2)日沒後海陸溫度之較差減小，甚至完全消失，是時海陸間已無氣壓梯度產生，故風力平息，此即日人所謂「夕風」(Evening Calm)。入晚陸上冷卻較海面為速，陸上高空等壓面向下凹，由海向陸傾斜，於是高空氣流自海面吹向陸上，而下層大氣則由陸向海流動，稱為「陸風」(如圖一)。迨至翌晨，海陸間溫度相埒，風力又趨停歇，日人謂之「朝風」(Morning

Calm)，此種早晚兩度之靜風現象，本省沿海地亦甚顯著。

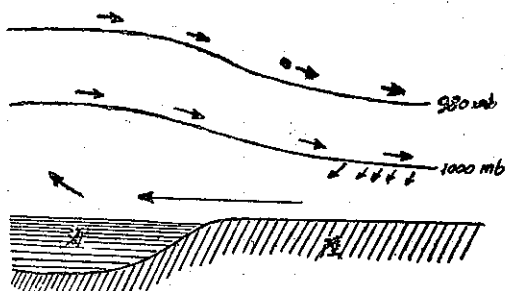


圖 1：陸風 (夜間自陸上吹向海洋)

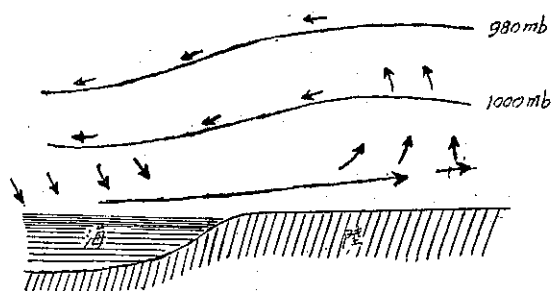


圖 2：海風 (日間自海洋吹向陸上)

由此可知海陸風乃溫度日變與對流現象之產物，通常海風視陸風為強，此因海陸日間之氣溫和氣壓梯度，恒較夜間為大，又因海面平滑，摩擦力較陸地為小。此外，日間對流強盛，上下氣流混合所及高度較大，空氣移動速度亦快，致造成陸風較弱之原因。海陸風發生之始，其動向約與海岸線垂直，此後風力漸增，其風向隨地球自轉而偏向愈顯，北半球偏右，南半球偏左。實測風向當為盛行風與海陸風之合成風向，凡與盛行風一致或氣溫較差愈大的沿海地方，其

海陸風必愈強烈，反之則弱，低緯熱帶海濱為海陸風特盛之區域，即因斯故，溫帶地方祇見於盛夏晴暖之日，乃因中緯度冬季氣溫日較差既小，而且大氣環流強盛，季節風逞強，此種小規模環流常被淹沒。若就同一地區而論，晴日雲量少，輻射強，遂使氣溫日較差增大，又因晴朗天氣常示其地接近反氣旋，氣壓梯度小，故海陸風於晴暖之日特別發達，陰天則隱而不顯。其是地形亦有很大關係，沿海地方如有平行於海岸線之臺地或丘陵，更可助長風威。

三、地形與風城

新竹位於臺灣西北部，縣之東南與南方皆倚丘陵山地之漸升至中央山系，地勢高峻，羣山環抱，故本區

東南及南風由於氣流受阻終年罕見，海拔達三千公尺以上之雪山山脈及中央山脈均作東北至西南走向，東北面距山岳較遠，西北部濱海，所臨海峽乃為最狹隘部份，海岸線亦成東北走向西南，其地形與冬夏盛行之東北及西南季風相一致，氣流得以暢通無阻。整個地勢亦自東南漸向西北傾斜而止於海濱。市區係在本縣西側之沿海平原上，密邇海峽距海僅五公里，在臺灣西北部諸大城市可算是距海最近的地方，新竹測候所即建於市之東南面積甚小之孤丘上，海拔32.8公尺，風向儀及風速表均距地面13.2公尺。境內附近並無高大山丘，雖有十八尖山盤踞於南，牛埔山綿亙於西南，但其拔海高度均不過百餘公尺，西面開闊臨海。頭前溪為本縣第一大溪，發源於新竹，苗栗邊境之高

表一 新竹一日中風向之變遷（頻數）

(1964年)

時 間		風 向																	總計	
		N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	C		
午	h.	1	3	55	74	18	14	2	3	1	7	9	11	1	1	—	1	3	163	366
	2	5	62	72	16	14	2	2	1	8	8	13	1	—	—	2	—	160	366	
	3	6	60	71	14	13	1	2	1	13	8	15	1	—	—	2	—	159	366	
	4	6	60	67	11	14	8	2	3	5	8	15	—	—	—	—	1	166	366	
	5	6	54	77	15	22	4	1	5	4	11	11	2	—	1	—	2	151	366	
	6	3	56	82	9	19	6	3	3	8	14	8	1	1	—	—	1	152	366	
	7	3	61	79	12	17	5	1	6	6	14	14	2	2	—	—	2	142	366	
	8	5	64	79	13	18	2	1	3	16	15	24	5	2	—	3	—	116	366	
	9	14	72	83	12	17	2	3	2	5	10	39	10	5	1	7	—	84	366	
	10	22	84	82	9	3	1	2	—	6	6	27	28	20	9	20	12	35	366	
	11	22	90	74	8	3	—	2	—	2	1	26	30	27	9	23	28	21	366	
正午	12	30	93	64	7	1	—	1	1	1	1	23	29	37	11	31	26	10	366	
午	13	28	98	60	6	1	—	1	—	2	1	22	33	32	13	30	32	7	366	
	14	33	94	68	3	2	—	—	2	2	4	23	30	28	10	36	26	5	366	
	15	31	101	66	4	3	1	3	2	5	5	20	31	20	7	32	31	4	366	
	16	30	107	69	7	3	6	1	2	—	8	30	26	15	5	21	18	18	366	
	17	23	98	79	9	7	5	2	1	3	7	28	25	12	8	11	11	37	366	
	18	17	93	79	15	11	4	3	2	4	6	37	14	6	3	6	7	59	366	
	19	11	86	82	20	16	3	2	4	5	14	25	7	2	2	3	2	82	366	
	20	4	84	73	23	17	4	—	—	11	10	19	4	1	—	1	5	110	366	
	21	4	68	81	20	27	1	2	1	6	11	14	1	2	1	2	1	124	366	
	22	9	62	78	24	20	1	1	1	9	8	12	1	1	—	2	2	135	366	
	23	5	66	69	23	17	2	2	—	6	11	10	—	1	—	2	2	150	366	
子夜	24	2	65	70	17	24	3	2	—	7	6	9	1	1	1	1	2	155	366	
總 計		322	1833	1778	315	303	63	42	41	141	196	475	283	216	81	236	214	2245	8784	
平 均		13.4	76.4	74.1	13.1	12.6	2.6	1.8	1.7	5.9	8.2	19.8	11.8	9.0	3.4	9.8	8.9	93.5	366	

山上，向西北流經縣境內竹東、芎林及市區之北至南寮港與鳳山溪匯合後注入海峽，本區即位於頭前溪，鳳山溪與客雅溪之隆起性聯合三角洲平原上，頭前溪下游谷口亦係東南向西北開敞，有如一喇叭，本市適在此喇叭狀的谷口地帶，當東北、西南季風吹襲時，氣流擁入河谷受兩岸谷壁的約束，由於流管作用流速加大，復因上述山岳與海岸走向之助長，以及所臨狹窄海峽之影響，致而風力增強，新竹有「風城」之稱，實非無因耳。

四、新竹海陸風之分析

(一) 海陸風的三種型式

在討論新竹海陸風之前，應先明瞭本區風向和風速之正常日變，俾期有助於分析。新竹一日中風向之

表二 新竹風速之日變

	一月	七月	年		一月	七月	年
h.	m/s.	m/s.	m/s.	h.	m/s	m/s	m/s
1	1.7	0.7	1.5	13	3.5	3.5	3.2
2	1.5	0.7	1.4	14	3.5	3.2	3.2
3	1.5	0.8	1.4	15	3.3	3.0	3.0
4	1.5	0.9	1.4	16	3.1	2.7	2.8
5	1.6	0.8	1.4	17	2.6	2.7	2.6
6	1.5	1.1	1.5	18	2.3	2.1	2.2
7	1.8	1.2	1.5	19	2.1	1.6	1.9
8	1.9	1.6	1.8	20	1.8	1.1	1.7
9	2.2	1.9	2.1	21	1.9	0.8	1.6
10	2.5	2.5	2.5	22	1.7	0.8	1.6
11	2.8	2.8	2.8	23	1.5	0.6	1.5
12	3.1	3.1	3.0	24	1.5	0.7	1.5
				總計	52.4	40.9	49.1
				平均	2.2	1.7	2.0

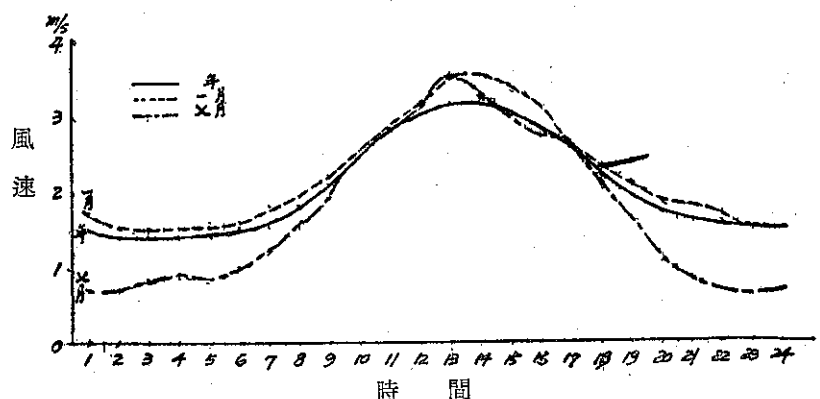


圖 3：新竹風速之日變化 (1965)

變化如表一所示，北與北北東之盛行期間常在白晝，約自 9 時至 18 時，北風最多時數在 14 時，北北東風則在 16 時，西北，北北西，西，西南西和西南風亦均盛行於晝間，其吹襲時間與前同，各該風向時數的最高點均發生於 12 至 14 時。但東、東北東及東南東風之盛行時間皆在早晚，約自黃昏 18 時至翌晨 8、9 時，南和南南西風亦有同一現象；靜風時數亦以早晚為最多，18 時以後即有顯著增加，自 20 時至翌晨 8 時的靜風頻數成在一百以上，足見本區早晚常為平靜無風狀態。參閱表十可知本區無雲之際多為無風，按 1965 年無雲總時數為 399 小時，內無風佔 102 小時，即 25.6%，約在四次無雲中即有一次發生於無風之時；全年無風總時數 2,158 小時之多，即每 100 小時無風中約有 5 小時發生於無雲之際。本區早晚發生無風現象特多已如前述，此際適值一日中氣溫最低之時間，其時對流作用已告衰弱，而空氣有下趨之勢，雲無由而生，此即無雲時多為無風之故也。由表二及圖 3 新竹風速之日變，亦可獲知本區一日中以早晚風速為最小，常有沉寂現象，但 9 時風速恆在日平均以上，風力顯有增強，此後繼續增大，最大風速發生於 13—14 時，過此最高點後，風速漸趨減小，至 19 時風速已降到日平均以下，此乃本區風速日變之正常現象。

今將 1965 年新竹逐時風向觀測紀錄，詳加調查分析，以資洞察本區海陸風變化之真相，唯海陸風乃係小規模，局部性熱力擾動所產生之局部環流，常為一般較大環流而生風系所混亂或掩蓋不顯，故在決定觀測紀錄之取捨時務必謹慎從事，否則混淆不清足以失真，筆者審察是年逐日天氣圖上之氣壓配置情況，以及有關資料，儘量免除其他風系影響，在一年中審慎選得 155 天之海陸風發生日數，從而察知新竹海陸

風之變化，由於地形影響，實非如一般見解之單純，大致可分為下列三種型式：

(一)A 型：陸風為微弱之東北東，或東風，海風常吹北北東風。

(二)B 型：陸風為東南東或東北東風，風速微小，海風午前吹西北風，午後轉為北北西風。

表三 A類海陸風一日中風向之變遷 (頻數)

1965

時間	風向	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	C
午前	1 h.	—	2	7	13	15	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	10
	2	—	2	4	12	16	1	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	31
	3	—	1	3	11	14	4	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	34
	4	—	—	3	12	20	2	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	30
	5	—	—	8	8	17	2	—	2	—	—	—	—	—	—	1	—	30
	6	—	1	6	11	16	4	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	28
	7	—	1	10	7	14	8	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—	25
	8	1	2	18	19	9	3	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	14
	9	2	5	27	11	8	1	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	12
	10	2	17	31	8	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4	2
	11	2	25	28	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2	3
正午	12	11	27	26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2	—
午後	13	11	34	16	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—
	14	10	33	20	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1
	15	10	34	21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
	16	7	32	26	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
	17	1	24	34	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	2
	18	2	10	37	13	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4
	19	1	6	31	15	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	9
	20	—	7	22	16	7	2	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	12
	21	—	4	20	13	14	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	14
	22	—	7	12	13	12	2	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	19
	23	—	4	11	12	13	2	—	—	1	2	—	—	—	—	—	—	23
子夜	24	—	3	8	10	11	4	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	30

表四 B類海陸風一日中風向之變遷 (頻數)

1965

時間	風向	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	C
午前	1 h.	—	2	2	2	4	1	—	—	1	4	—	—	—	—	—	—	35
	2	—	1	2	2	4	—	—	—	2	5	—	—	—	—	—	—	35
	3	—	—	2	1	4	3	—	—	1	2	1	—	—	—	—	—	37
	4	—	—	1	—	4	3	—	—	2	3	—	1	—	—	—	—	37
	5	—	—	—	—	6	—	—	—	2	1	—	1	—	—	—	—	41
	6	—	—	—	—	5	5	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	38
	7	—	1	—	—	5	5	—	1	3	—	—	1	—	—	—	—	35
	8	—	2	2	1	10	1	—	—	1	—	—	—	3	—	—	—	31
	9	4	—	5	1	2	—	—	2	—	1	2	1	5	—	—	1	27
	10	4	4	3	—	—	—	—	—	—	1	—	2	11	6	5	7	8
	11	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	5	16	9	2
正午	12	6	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	6	9	17	12	—

午	13	6	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	2	7	18	17	—
	14	8	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	7	18	15	—
	15	7	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	14	23	—
	16	13	6	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	24	1
	17	16	6	4	1	—	—	—	2	—	—	1	—	2	—	3	12	4
	18	9	10	4	2	—	1	—	2	—	—	1	—	2	—	2	4	14
	19	8	6	5	—	2	1	—	—	—	—	—	—	2	1	—	2	24
	20	1	1	6	2	3	—	—	1	1	1	1	—	—	—	1	2	31
	21	1	1	4	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42
	22	—	2	2	4	5	2	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	35
後	23	1	3	2	1	5	4	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34
	子夜	24	1	2	2	—	4	1	—	—	—	2	—	—	—	—	—	39

表五 C類海陸風一日中風向之變遷 (頻數)

1965

時間	風向	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	C
午	h.	1	2	—	—	1	2	1	—	5	3	1	—	—	—	—	—	25
	2	1	—	—	1	2	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	35
	3	—	—	1	—	2	—	—	1	3	1	—	—	—	—	—	—	33
	4	—	—	1	—	—	4	1	—	4	—	—	—	—	—	—	—	31
	5	—	—	—	—	—	4	—	2	1	1	—	—	—	—	—	—	33
	6	—	—	—	1	1	1	1	2	1	1	1	—	—	—	—	—	32
	7	—	—	—	—	1	1	1	1	2	3	3	—	1	—	—	—	28
	8	—	—	—	—	1	2	3	1	—	7	6	2	1	1	—	—	17
	9	—	—	—	1	1	2	1	—	2	4	11	2	8	1	—	—	8
	10	1	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	7	21	—	—	2	4
	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2	10	23	3	1	—	1
正午	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	6	26	4	1	—	—
午	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	27	5	—	—	—
	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	6	30	2	—	—	—
	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	11	23	4	—	—	—
	16	—	—	—	—	—	—	—	1	—	2	3	6	23	5	—	—	1
	17	—	—	—	—	—	—	1	1	2	—	4	11	11	2	3	1	5
	18	2	—	—	—	1	—	1	1	—	4	3	11	5	—	—	1	12
	19	1	—	—	1	—	—	1	—	1	4	4	6	4	—	—	—	19
	20	—	—	—	1	—	—	—	1	—	2	4	1	2	—	—	—	30
	21	—	—	—	1	—	2	—	—	1	3	1	2	—	—	—	—	31
	22	—	—	—	1	—	1	1	—	—	3	1	2	—	—	—	—	32
	23	—	1	—	1	—	—	2	1	1	3	2	2	—	—	—	—	28
子夜	24	—	2	—	1	—	—	—	—	1	3	1	1	—	—	—	1	31

表六 A、B、C三類海陸風平均風向之日變化

1965

時間	項目	A 類				B 類				C 類			
		平均風向	百分率	東 分	北 分	平均風向	百分率	東 分	北 分	平均風向	百分率	東 分	北 分
上	1	N 72.1°E	51	+32.9	+10.7	S 81.9°E	15	+ 7.4	- 1.1	S 70.0°E	6	+ 2.5	- 0.9
	2	N 49.1°E	49	+25.6	+ 8.0	S 58.5°E	13	+ 5.7	- 3.5	S 55.4°E	3	+ 0.9	- 0.6
	3	N 81.3°E	47	+31.4	+ 4.8	S 69.1°E	16	+ 7.6	- 2.9	S 33.0°E	12	+ 2.7	- 4.1
	4	N 81.9°E	53	+35.4	+ 5.0	S 65.0°E	12	+ 5.4	- 2.5	S 42.6°E	18	+ 5.1	- 5.5
	5	N 78.0°E	48	+32.0	+ 6.8	S 54.9°E	11	+ 4.7	- 3.3	S 37.6°E	16	+ 4.1	- 5.3
	6	N 78.7°E	51	+34.1	+ 6.8	S 63.2°E	21	+ 9.6	- 4.9	S 24.3°E	13	+ 2.3	- 4.8
	7	N 82.3°E	53	+35.7	+ 4.8	S 81.1°E	19	+ 9.5	- 1.5	S 8.0°W	22	- 1.3	- 8.9
	8	N 63.2°E	67	+40.9	+20.6	N 79.6°E	5	+11.0	+ 2.3	S 2.0°W	36	- 5.3	-14.9
午	9	N 52.2°E	71	+38.2	+29.5	N 12.0°W	86	- 0.9	+ 4.3	S 46.1°W	53	-15.6	-15.0
	10	N 36.6°E	89	+32.9	+47.8	N 46.1°E	58	-21.3	+20.4	S 78.0°W	79	-31.5	- 6.7
	11	N 30.1°E	87	+29.5	+51.1	N 49.5°W	83	-32.4	+27.5	S 83.4°W	92	-37.5	- 4.3
正午	12	N 25.3°E	93	+26.7	+57.3	N 44.1°W	88	-30.5	+31.6	S 85.7°W	95	-38.8	- 2.9
午	13	N 23.8°E	94	+25.6	+58.6	N 39.9°W	91	-27.7	+37.1	S 87.8°W	97	-39.9	- 1.5
	14	N 25.2°E	91	+26.5	+56.1	N 35.4°W	92	-26.9	+38.2	S 84.7°W	97	-39.5	- 3.7
	15	N 28.0°E	83	+30.2	+49.6	N 25.7°W	90	-19.9	+41.2	S 83.0°W	96	-39.0	- 4.8
	16	N 29.7°E	94	+31.6	+55.3	N 13.0°W	89	-10.1	+44.0	S 81.6°W	88	-35.7	- 5.3
	17	N 37.2°E	93	+38.1	+50.2	N 4.0°W	70	- 2.6	+35.4	S 75.9°W	69	-27.3	- 6.9
	18	N 46.1°E	90	+44.0	+42.4	N 6.3°E	47	+ 2.7	+24.0	S 63.0°W	47	-17.1	- 8.7
	19	N 50.7°E	81	+42.7	+35.1	N 15.1°E	38	+ 5.1	+18.9	S 53.3°W	37	-12.3	- 9.2
	20	N 58.6°E	73	+42.2	+25.8	N 51.3°E	18	+ 7.3	+ 5.9	S 43.0°W	19	- 5.2	- 5.6
	21	N 63.1°E	71	+42.8	+21.7	N 50.2°E	14	+ 6.1	+ 5.5	S 9.7°W	14	- 0.9	- 5.6
	22	N 65.7°E	60	+37.0	+16.8	N 76.6°E	26	+12.7	+ 3.0	S 13.0°W	12	- 1.2	- 5.0
	23	N 69.5°E	54	+34.5	+12.8	N 73.8°E	23	+11.5	+ 3.3	S 24.2°W	19	- 3.2	- 7.0
子夜	24	N 77.6°E	45	+30.0	+ 6.6	N 72.5°E	13	+ 6.3	+ 2.0	S 41.0°W	55	- 1.5	- 1.7

(三)C型：陸風為微弱之東南或南風，或南略偏西，海風為西或西南西風。

察諸以上三型海陸風之變化，得知陸風多吹偏東風，風力微弱，海風以偏北風，或偏西風為主，此與本區地形尚稱符合。

(二) 各型海陸風風向之日變

表三、表四及表五係A、B和C型海陸風一日中逐時風向之變遷（總頻數），依據各該表的風向頻數，計得各型一日中逐時平均風向（合成風向）等項，如表六所示。

由表六察知，A型風向變化，東分風及北分風同為正數，晚間及早晨東分風常較北分風為大，晝間東分風視北分風為小，東分風以黃昏18時為最大，13時

為最小，北分風最大在午後13時，凌晨3時及7時為最小。易言之，自夜間以迄早晨東分風遠視北分風為大，白晝北分風恒比東分風為大。若以平均風向而論，夜間常在北偏東60度以上，甚至超過80度，早晨8時減為北偏東63度，較之7時北偏東82度，顯有急激偏北之趨勢。爾後漸次北移而偏北愈甚，午後之13時為北偏東24度，達到一日中偏北風向之極限，自後復漸東歸，午後17時已為北偏東37度，入晚21時升至北偏東63度，凌晨3、4時偏東益甚均北偏東81度。百分率以晝間遠視晨夜為大，晨夜之百分率常在50%左右，早晨8時起即有顯著增大，晝間多近90%，乃示風向穩定。一日中以午後13時及16時之94%為最大，子夜24時之45%為極小，晨晚百分率銳減的原因，乃由於陸風微弱而風向不穩定之所致。

B型東分風日變化不甚單純，以早晨8時及夜間22時與23時為大，上午11時為極小，正午略次之。自晨9時至下午17時均為負數，其餘各時皆為正，即夜間及早晨為正，日間轉為負數。北分風自凌晨1時至7時為負，8時以至24時均為正，16時為最大，但15時與其不相上下，清晨6時為極小，爾後逐漸增大，至8時已轉為正數。自1時直至17時此兩分力為異號，18時至24時則為同號；其東分風的絕對值以11時為最大，北分風則以16時居冠，自夜入晨絕對值均甚小，且兩者極為接近，白晝除15時至19時外大多不相上下。其中尤以10時至14時顯為相若。此型平均風向之變化，1時至7時多係南偏東60度以上，7時偏東跡象趨顯，為南偏東81度，9時轉為偏北，11時係北偏西50度，此時風向可算是一日中偏西之極限，午後顯見漸趨偏北，17時為北偏西4度，18時為北偏東6度，爾後仍沿東歸徑路，且漸次偏東。其百分率夜間仍為極小，多在20%以下，視A型猶有不及，日間劇增，早晚各有一次最小，早晨最小為5%發生於8時，而晚間為14%，發生於21時。此際適值海陸風交替，風向不定，並因本區陸風微弱而造成早晚之靜風現象，其理與A型同；9時以迄16時之百分率咸以在80%上，午後益增，18時至15時均達90%以上，乃表風向穩定少變。

C型晨夜間北分風與東分風更比A、B二型為小，東分風1時至6時為正，其餘各時均為負，其絕對值自10時起已告急增，午後達最高點，早晨8時以前以及入晚20時以後均小於5；自晨5時起東分風漸次減少，至7時已轉為負，午後17時東分風又告劇增。北分風終日均甚小，並無顯著變化，如以絕對值而論，則以8時及9時為較大，其餘均小於10晝間東分風超出北分風甚多，足見此兩分力之懸殊。平均風向自1時至6時均在南偏東的象限內，與B型相仿，但稍偏南，5時後偏南現象益顯，7時轉為南偏西8度，其風向開始偏西。此後漸向西偏，11時至16時偏西最著，咸達南偏西80度以上，17時起復又南旋，其變化甚具規律。百分率於晨夜間仍為甚小，其與A、B二型均相似，但與B型更為接近，可稱伯仲，多在20%以下，日間激升，自8時後顯有劇增，11時至15時皆達90%以上，以午後13時與14時之97%為最大，16時降為88%，自後急速減小；晨間最低點為3%發現於2時，但6時之13%可算是次低，晚間最低乃為22時之12%，其原因已如前述。

(三) 各型海陸風風向日變之比較

(1) A、B二型北分風與東分風之日變化大體相似。北分風一日中有一高一低，最高點均發生於午後，唯B型較A型落後，最低點發生於早晨6、7時，極為接近，但B型變幅遠視A型為大。東分風之日變化則不如A型之單純，一日中有兩高兩低，第一最高點皆發現於晨8時，第二最高發生於黃昏或初夜，B型仍較A型落後，第一最低發生於清晨，第二最低發生於中午前後，仍以B型變幅較大。C型日變化與上述二型適成相反，東分風僅有一高一低，而北分風則有二高二低，前者最高點發生於清晨，最低點發現於午後，後者最高點發生於凌晨，次高點則在午後，最低點發生於午前9時，次低點發現於19時，東分風變幅遠比北分風為大。

(2) 三型中東分風變幅以A型為最小，其餘兩型堪稱伯仲，但均倍大於A型。北分風變幅以C型為極小，未有顯著變化，A型則居各型之冠，B型略遜之，二者皆遠超於C型。故C型海風以東分風變化為主，而且只有負值變化，遂使海風偏西特著，其風向變化常在第三象限內，多為西或西南西風。B型東分風與北分風之變化較為均衡，不如C型之極端，北分風以正值變化為大，但東分風則以負值變化較大，午前二分力的絕對值相差無幾，午後北分風則較東分風為大，故此型海風午前較西偏為西北風，午後稍偏北多吹北北西風，均活動於第二象限內。A型北分風與東分風咸屬正值變化，但以北分風變化較佔優勢，故此型海風常吹北北東風，活動於第一象限內。

(3) A、B兩型之海風，咸於午後偏北漸甚，黃昏後再向東移。C型海風自南漸向西偏，午後風向偏西特甚且穩定少變，黃昏再向南旋。

(4) 晨夜之際，A型之東分風較佔優勢，B型雖亦以東分風略先於北分風，但其勢力衰微，C型以北分風為主適成其反，然而B、C二型同樣微弱不足重視，尤以C型特小。故不論何型陸風之變位，咸不顯著，蓋如上述本區晨夜間常呈靜風狀態，自夜入晨無風時間連續十餘小時之久，亦非罕見。觀諸晨夜間百分率特小，每致一蹶不振，足資為證。堪予注意者，各型平均風向之變化皆於早晨7時突趨明顯，而使偏東(A、B型)或南偏(C型)特甚，下午17時亦有同樣情形發生，顯呈急趨東偏(A、B型)或南偏(C型)之跡象，此即海陸風交替之時，在此晨昏兩交替時之間，乃為海風活躍之期，風向穩定少變，規律嚴整。

表七 A、B、C各類海陸風發生日數

(1965)

項 目	月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
A 類	月 別 日 數	11	2	5	1	8	5	3	2	12	7	4	3	63
	四 季	日 數				日 數				日 數				
	百 分 率	25.4				22.2				15.8				36.5
B 類	月 別 日 數	3	5	3	4	1	5	5	10	1	5	4	5	51
	四 季	日 數				日 數				日 數				
	百 分 率	25.5				15.7				39.2				19.6
C 類	月 別 日 數	—	3	3	3	3	3	12	6	3	2	1	2	41
	四 季	日 數				日 數				日 數				
	百 分 率	12.2				22.0				51.2				14.6
總日數	月 別 日 數	14	10	11	8	12	13	20	18	16	14	9	10	155
	四 季	日 數				日 數				日 數				
	百 分 率	21.9				20.0				32.9				25.2

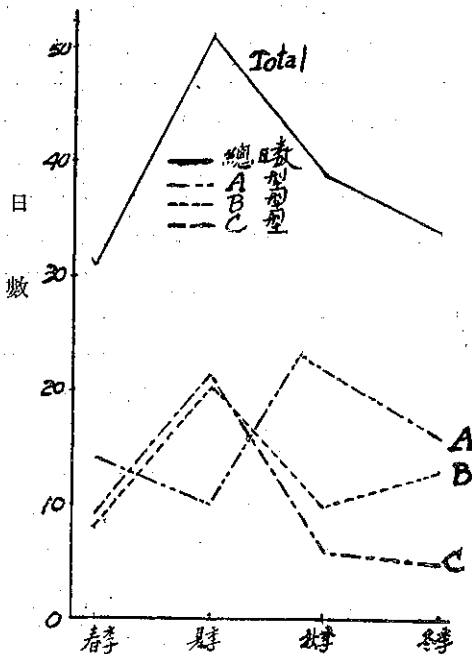


圖 4：新竹海陸風日數之季節變化

(四) 各型海陸風之發生日數及其盛行季節

以上三種海陸風，一年間發生總日數計達 155 天，幾佔全年總日數二分之一弱，平均每隔 2 至 3 天即可發生一次，其中屬於 A 型者佔 63 天，為諸型之首，B 型 51 天次之，C 型 41 天屈居末位如表七所示。若以各月發生日數而言，A 型以 9 月之 12 天為最，但 1 月

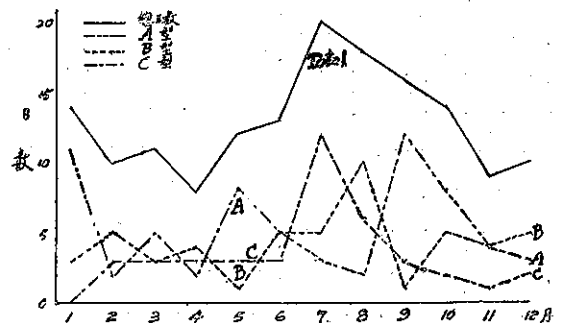


圖 5：新竹海陸風日數之年變化

亦達 11 天之多，4 月僅 1 天為最少；B 型以 8 月 10 天為冠，5 月和 9 月只有 1 天，退居末座；C 型以 7 月佔 12 天為最多，1 月竟未發現，11 月亦僅有 1 天。就諸型總日數而言，7 月達 20 天居首，8 月之 18 天稍遜之，9 月 16 天亦可謂不少，4 月 8 天則為最少。若依季節發生日數而論，A 型以秋季發生 23 天為最多，佔總日數 37%，冬季 16 日次之，佔 25%，春季 14 天佔 22% 又次之，夏季 10 天佔 16% 為最少；B 型以夏季 20 天為最多，佔總日數 39%，次為冬季 13 天佔 26%，秋季 10 天佔 20% 又次之，春季 8 天佔 16% 為最少；C 型亦以夏季 21 天高居首位超過該型全年發生總日數之半，春季 9 天佔 22% 次之，秋季 6 天佔 15% 又遜之，冬季 5 天佔 12% 為最少；各型總日數亦以夏季 51 天佔 33% 為最多，秋季 39 天佔 25% 次之，冬季 34 天佔 22% 又次之，春季 31 天佔 20% 為最少，至於各季發生日數之較差

，當推C型16天為最大，A型13天次之，B型12天為最小。綜上討論可知B、C二型均以夏季發生為頻，A型則以秋季較為發達，唯其最多日數之月份，C型在7月，B型為8月，而A型則發生於9月，足見本區海陸風係以7、8、9三個月為盛行期，殆無疑問矣。

(五) 海陸風之風力程度

由於海陸間之溫度較差及氣壓梯度，白晝較夜間為大，又因海面摩擦力視陸面為小，已如前述，故海風常視陸風為強，陸風微弱每造成靜風狀態。按表六可知三型陸風之風向，雖稍有變易，但其風速均甚弱，表八及圖7乃示各型海陸風風速之日變化，其與上述本區風速日變化之常態大致無異。B、C二型7時之前及下午21時以後風速皆未逾每秒0.5公尺，A型風速雖較大，但於7時之前風速咸在每秒1公尺左

表八 各型海陸風風速之日變 (1965)

時 間	A	B	C	平均	時 間	A	B	C	平均		
	h.	m/s	m/s	m/s		h.	m/s	m/s	m/s		
上	1	1.1	0.5	0.5	0.7	下	13	3.3	2.4	3.5	3.1
	2	1.0	0.4	0.3	0.6		14	3.3	2.4	3.2	3.0
	3	1.0	0.4	0.3	0.6		15	3.2	2.1	3.0	2.8
	4	1.0	0.4	0.3	0.6		16	3.1	1.8	2.6	2.5
	5	0.9	0.3	0.4	0.5		17	2.7	1.4	2.1	2.1
	6	1.0	0.3	0.3	0.5		18	2.2	1.1	1.6	1.6
	7	1.1	0.4	0.5	0.7		19	1.8	0.8	1.1	1.2
	8	1.5	0.5	1.0	1.0		20	1.6	0.5	0.7	0.9
午	9	1.7	0.7	1.7	1.4	午	21	1.5	0.3	0.5	0.8
	10	2.3	1.3	2.5	2.0		22	1.2	0.4	0.4	0.7
	11	2.6	1.9	2.8	2.4		23	1.1	0.5	0.5	0.7
正午	12	3.0	2.4	3.2	2.9	夜子	24	1.1	0.4	0.5	0.7
	總 計					44.3 23.6 33.5 34.0					
平 均					1.8 1.0 1.4 1.4						

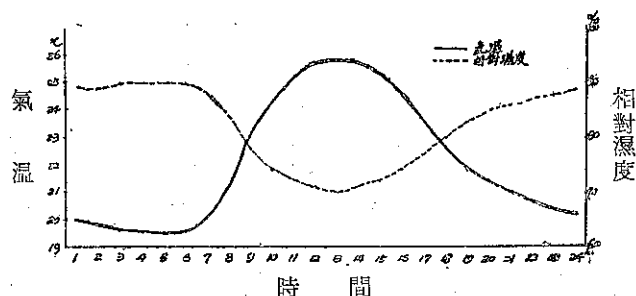


圖 6：新竹氣溫及相對濕度之日變

表九 新竹各月之盛行風 (1965)

月別	風 向	平 均 風 速 m/s	全 出 現 頻 率 (%)	月別	風 向	平 均 風 速 m/s	全 出 現 頻 率 (%)
一 月	NE	3.4	36.8	七 月	WSW	4.0	10.9
	NNE	2.9	10.6	八 月	W	3.1	10.1
二 月	NE	3.6	48.7		SW	5.1	15.5
	NNE	2.9	14.0		WSW	5.4	16.3
三 月	NE	3.3	39.2	九 月	NE	2.5	24.0
	NNE	2.7	17.7		NNE	2.8	11.4
四 月	NE	3.0	29.6	十 月	NE	2.7	36.6
五 月	NE	2.8	15.9				
	WSW	4.4	10.2	十一 月	NE	2.6	43.5
六 月	WSW	4.3	7.6				
	W	4.0	7.8	十二 月	NE	2.8	49.2

右，下午21時以後亦未超過每秒1.5公尺，若以其平均風速而言，不論早晚均在每秒1公尺以下，足見本區陸風隱而不彰，風速微小往往形成靜穩現象，其與前節論及早晚無風狀態甚相吻合，故陸風對本區影響甚小。唯海風一日中之變位，均不一致，而且風速較大，應有研討之必要，A型海風來自北北東，其最大風速為每秒3.3公尺，雖略遜於C型之每秒3.5公尺，但其日平均值與海風的平均風速皆大於C型，如表八所示，在三型中可算是風力最強，此因該型海陸風多發生於秋冬季節，而與斯時東北季風同向，故風力增強。C型海風發自西或西南西，其平均風速僅次於A型，但最大風速達每秒3.5公尺不在A型之下，其發生頻率以盛夏為最高，是時蒙受西南季風影響（參閱表九），故風力亦強。B型海風常吹西北和北北西風，為三型中風力最弱，平均風速僅為每秒1.0公尺，最大風速亦不超過2.5公尺，盛行於夏季因與當時季風異向，以致風力減弱。在所選155天之海陸風發生日數中，本區海風最高風速曾達每秒5公尺以上，其平均風力依上分析約在2至3級之間。

海風之風力，各地強弱不一，隨地形而異，有的地區吹刮3級微風，有的可達5至6級，甚至較此更強風力亦非罕見，據芝加哥大學畢爾氏(Erwin R. Biel)在「地中海地區之氣候」中研究所得，造成海風風力增強之主要因素如次：一、凡海風來向與夏季季風環流的

盛行風向一致之處，該地海風必強；例如西班牙半島及巴爾幹半島等西海岸地區，晝間海風特盛，夜間陸風微弱即因斯故。二、背倚山岳的濱海地區，若其谷風 (Valley Wind) 與海風方向一致時，風力特強，常深入陸地而不衰；如阿爾巴尼亞 (Albania) 及小亞細亞西部等濱海地區即是。三、海流對海風強弱亦具相當影響，凡寒流流經的海面，使海陸間溫度差加大，海風因之增強；如葡萄牙、摩洛哥等是，倘為暖流經過之海面，則生相反效果如南斯拉夫西海岸地區是。四、延伸性海岸平原地帶，晝間增熱甚速致使海風增強，如羅馬、那不勒斯、埃及和利比亞等處。由此可見一地海風之強弱，乃與地形有極密切關係。

(六) 海風之威力範圍

海風係局部小規模環流之一種，故其水平及垂直所及範圍均不大，但各地隨地形而不同，據岡田武松博士指出，通常海風侵入陸地多未超過20至30公里，

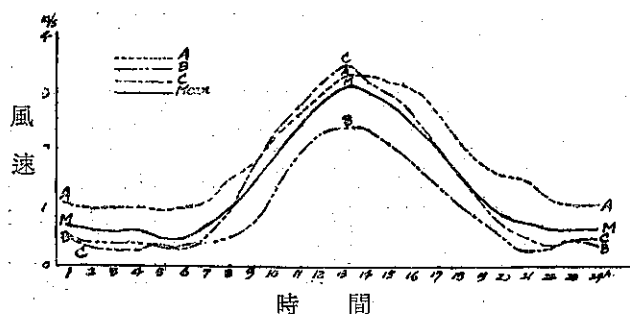


圖 7：各型海陸風風速之日變

表十：靜風與無雲之關係 (1956)

無雲總時數	399
靜風時無雲時數	102
靜風總時數	2158

但遠達50公里者亦有所見，陸風較弱入海距離更小，常未超過7—10公里，但亦可達15公里之遙。又據畢爾氏於「地中海地區之氣候」一書中，認為海風常未逾10—15哩 (16—24公里)，惟與谷風一致的阿爾巴尼亞地區，則可吹入陸地20—25哩 (32—40公里) 之遙，其與前者研究結果大體相符。本區海風侵陸之深度，因缺實測資料未能詳加探討，已有海風發生之本市雖僅距海5公里，但遠距海岸約15公里之竹東、新埔等地均有海風侵入，實際深度可能較與為大，從而推測本區海風水平範圍當在15—20公里之間。至其垂直高度乃隨時地而異，就同一地區而言，通常以午後

14、15時為最高，惜因本區缺乏測風氣球觀測資料，無法測得其精確高度，唯依據新竹測候所雲高觀測紀錄，得知本區海風所及高度，可達700—800公尺，恰與通常積雲高度吻合。

(七) 海陸風與氣溫之關係

今按所選155天的海陸風日數中，求得其日平均氣溫較差，B型為10.2°C乃三型中之最大，A型為10.0°C與其相埒，C型之9.1°C則為最小 (參閱表十一)，悉視本區同年各月的氣溫較差為大 (參閱表

表十一：A、B、C各類海陸風之氣溫較差及風速之比較

	A	B	C	平均
氣溫較差 (°C)	10.0	10.2	9.1	9.8
平均風速 (m/s)	1.8	1.0	1.4	1.4

表十二：新竹氣溫較差及平均風速之年變化

要素	月別	一月	二月	三月	四月	五月	六月
氣溫較差 (°C)		9.4	7.3	7.2	6.9	7.4	6.7
平均風速 (m/s)		2.2	2.6	2.4	2.0	2.0	2.0

要素	月別	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年
氣溫較差 (°C)		8.1	8.5	8.8	8.8	8.6	8.0	8.0
平均風速 (m/s)		1.7	2.6	1.9	1.6	1.7	1.8	2.0

十二)，唯C型溫度差之9.1°C除略小於一月平均溫度差19.4°C外，均較大於其他各月，此因C型海陸風未曾發生於該月也，顯見較大氣溫較差乃為海陸風發達之重要因素。

由表七海陸風發生總日數之年變化情形，可知7、8、9三個月乃1年中最發達時期，1月和10月之發生日數亦顯為較多，已於本文第(四)節之第四點中論及，察諸表十二所示，7、8、9三個月的氣溫較差雖非最大，但均在8°C以上，特別是斯時氣溫甚高，而且夏季氣壓梯度通常較冬日為小，適於海陸風生成；至於1月與10月發生日數較多的主因，乃為各該月氣溫較差特大，海陸風易於發生。

按表十三所示，在155天海陸風發生日數中，其最大風速發生於13—14時者，共有34天之多，佔總日數21.1%，而發現於12—13時者亦達32天，佔總日數19.9%乃為次多；最高氣溫發現時間亦以13—14時為

表十三 海陸風盛行期中之最大風速與最高氣溫發生時間之關係

時 間	最大風速發生時間		最高氣溫發生時間		時 間	最大風速發生時間		最高氣溫發生時間	
	類 數	百分率 (%)	類 數	百分率 (%)		類 數	百分率 (%)	類 數	百分率 (%)
0—1 h.	—	—	—	—	12—13 h.	32	19.9	45	27.8
1—2	—	—	—	—	13—14	34	21.1	46	28.4
2—3	—	—	—	—	14—15	28	17.4	25	15.2
3—4	—	—	—	—	15—16	20	12.4	9	5.6
4—5	—	—	—	—	16—17	3	1.9	—	—
5—6	—	—	—	—	17—18	2	1.2	—	—
6—7	—	—	—	—	18—19	2	1.2	—	—
7—8	—	—	—	—	19—20	—	—	—	—
8—9	—	—	—	—	20—21	—	—	—	—
9—10	6	3.7	—	—	21—22	—	—	—	—
10—11	11	6.8	5	3.1	22—23	—	—	—	—
11—12	22	13.7	32	19.8	23—24	1	0.6	—	—

表十四： 新竹最大風速與最高氣溫發生時間之關係 (1961~1965)

項 目 時 間	最大風速發生時間						最高氣溫發生時間						最低氣溫發生時間					
	年		一 月		七 月		年		一 月		七 月		年		一 月		七 月	
	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)
	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)	類數	百分率 (%)
0—1 h.	13.0	3.4	1.6	5.1	0.8	2.6	11.8	3.0	0.8	2.7	—	—	26.4	6.8	3.6	11.1	1.4	4.2
1—2	2.8	0.7	0.4	1.3	—	—	1.4	0.4	—	—	—	—	14.8	3.8	2.0	6.2	0.8	2.4
2—3	4.0	1.1	0.2	0.6	—	—	1.4	0.4	0.2	0.7	—	—	22.2	5.7	2.0	6.2	1.6	4.9
3—4	3.2	0.9	0.2	0.6	0.2	0.6	0.6	0.2	0.2	0.7	—	—	32.4	8.3	1.8	5.6	3.0	9.1
4—5	5.8	1.5	0.4	1.3	—	—	0.2	0.1	—	—	—	—	56.8	14.6	3.0	9.3	4.8	14.6
5—6	1.4	0.4	—	—	0.2	0.6	0.4	0.1	0.2	0.7	—	—	91.6	23.5	3.0	9.3	15.6	47.6
6—7	3.2	0.9	0.6	1.9	0.2	0.6	0.6	0.2	—	—	0.2	0.6	34.6	8.9	4.2	13.0	0.4	1.2
7—8	2.6	0.7	—	—	0.4	1.3	0.8	0.2	0.2	0.7	—	—	6.6	1.7	2.8	8.6	0.2	0.6
8—9	8.4	2.2	0.8	2.6	0.4	1.3	2.8	1.0	—	—	0.2	0.6	1.6	0.4	—	—	—	—
9—10	12.0	3.2	1.0	3.2	1.0	3.2	8.4	2.0	0.6	2.0	—	—	1.6	0.4	0.2	0.6	—	—
10—11	21.0	5.6	2.0	6.4	2.2	7.0	26.4	7.0	1.6	6.0	2.6	8.3	0.6	0.2	0.2	0.6	—	—
11—12	44.2	11.7	3.0	9.6	5.2	16.6	67.0	18.3	6.2	21.0	5.8	18.6	0.2	0.1	—	—	—	—
12—13	66.4	17.6	4.2	13.5	6.6	21.0	81.4	22.2	6.6	22.7	4.4	14.1	0.2	0.1	—	—	—	—
13—14	62.4	16.5	4.4	14.1	6.0	19.1	76.4	20.8	6.4	21.6	7.0	22.5	0.6	0.2	0.2	0.6	—	—
14—15	48.8	12.9	4.6	14.7	3.6	11.5	56.0	15.3	4.6	12.1	6.8	21.8	0.8	0.2	—	—	—	—
15—16	30.2	8.0	3.2	10.3	2.0	6.4	25.4	7.0	2.0	6.8	3.6	11.5	0.4	0.1	—	—	—	—
16—17	13.2	3.5	1.6	5.1	1.2	3.8	3.2	1.0	—	—	0.4	1.3	0.8	0.2	0.2	0.6	—	—
17—18	5.2	1.4	0.2	0.6	0.2	0.6	0.6	0.2	—	—	0.2	0.6	2.2	0.6	0.4	1.2	—	—
18—19	3.2	0.8	0.4	1.3	—	—	—	—	—	—	—	—	2.6	0.7	0.4	1.2	—	—
19—20	3.2	0.8	0.2	0.6	0.2	0.6	—	—	—	—	—	—	4.4	1.1	0.6	1.9	—	—
20—21	5.6	1.5	0.2	0.6	0.2	0.6	0.4	0.1	—	—	—	—	3.8	1.0	0.4	1.2	—	—
21—22	5.4	1.4	0.6	1.9	0.4	1.3	—	—	—	—	—	—	9.6	2.5	1.6	4.9	0.4	1.2
22—23	5.4	1.4	0.4	1.3	0.2	0.6	—	—	—	—	—	—	14.6	3.8	1.0	3.1	0.6	1.8
23—24	7.4	2.0	1.0	3.2	0.2	0.6	1.8	0.5	—	—	—	—	61.0	15.6	4.8	14.8	4.2	12.8

最多，共計46天，佔總日數 28.4%，其發生於12—13時者為45天，佔總日數 27.8%與之相埒，二者發生時間顯屬一致，足見每日最大風速常形成於氣溫最高之際。觀察表十四新竹五年來（1961—1965）最大風速與最高氣溫發生時間之相關情形，其最大風速與最高氣溫同時產生現象亦甚顯著，最低氣溫的發現時間夏季為5—6時，而冬季落後1小時於6—7時產生，此時適值海陸風交替時間，每見平靜無風狀態。

(八) 海陸風與氣壓梯度之關係

今依據各型海陸風發生之日的風速觀測紀錄，求得A型平均風速為每秒 1.8 公尺，居三型之首位，C型為 1.4 每秒公尺次之，B型達 1.0 每秒公尺為最小，三者總平均風速僅達 1.4 每秒公尺（表十一），顯較本區各月平均風速為小（請參閱表十二），故知弛緩的氣壓梯度，乃海陸風生成之必具條件。

若依據天氣圖型式而論，A型海陸風多形成於來自蒙古的極地大陸氣團南侵前後之間隙時間，或熱帶海洋氣團衰退而極地大陸氣團尚未臻盛之過渡時間。C型常成於氣旋，鋒面活動於本區以北，而南來氣流侵入本區，或北太平洋副熱帶高氣壓楔端西侵之際。B型恒於高壓中心移近本區，而氣壓梯度特小情形之下產生。

茲再將三型海陸風與氣溫及氣壓梯度之關係作一綜合比較分析，A型發生於氣溫較差較大之日，其風速則為三型中之最大，B型常見於氣溫較差最大之時，而風速為三型中之最小，C型海陸風生成之際，其氣溫較差每為三型中之最小，風速則小於A型而大於B型。如表十一所示。

(九) 海陸風與雲量之關係

表十五乃示新竹海陸風發生日數與雲量之關係，雲量以日平均值為準。雲量為0—5.0時，海陸風發生日數多達71日。5.1—8.0時，減為49日。8.1—9.0時，降為21日，其發生日數顯趨劇減。達 9.1 以上的雲量，僅有14日。簡而言之，雲量愈少，而海陸風發生日數愈多；雲量增多時其日數反而減少。故天氣晴朗之際海陸風特別發達，陰天時斂而不顯。表十六所示保加利亞東部港都之布加斯（Burgas）雲量與海風日數之相關，與此情形亦相吻合。

風速日變之較差於冬季最小，夏季最大，此非溫度之升高，乃因溫度日變化之增強，遂使夏季為海陸風逞盛之期。但在同一季候中，則以雲多時風速較差小，天氣晴朗時較差大，參證表十七所示本區風速較

表十五 新竹海陸風發生日數與雲量之關係

雲量	0—5.0	5.1—8.0	8.1—9.0	9.1—10.0
海陸風發生日數	71	49	21	14

表十六 Burgas 海風日數與雲量

雲量	0—5.0	6.0—8.0	9.0—10.0
海陸風發生日數	90	39	27

表十七 新竹風速較差與雲量之關係 (1961—1965)

雲量 (十分數)	0—2.0	2.1—4.0	4.1—6.0	6.1—8.0	8.1—10.0
風速日較差 (m/s)	5.0	4.4	4.5	4.4	4.4
平均風速 (m/s)	2.8	2.7	2.6	2.6	2.9

差與雲量之相關情形，新竹風速較差之 5.0 每秒公尺係發生於雲量0—2.0之時，此與上述風速最大日較差常見於雲量最少之日。實無異趣耳。

(十) 海風對雲雨及氣象要素變化之影響

晨間海面水溫因較其上氣溫為高，常有對流性直展的積雲 (Cu) 出現於海面，每隨海風吹上陸地，若對流強盛，積雲繼續發展為積雨雲 (Cb)，午後陣雨將因之發生，以夏日較頻。市區境內並無高大山岳，地形對降雨影響不著，但如竹東、芎林、新埔、關西等靠近山區之地方，由於地形抬高作用，促使水汽凝結，加強降水之形成，兼具地形雨及對流雨的兩種性質，遂致造成雨量豐沛的午後雷陣雨。

本區海風亦具有調節溫濕之功，唯需海風風力較大時，方有顯著效果，茲以新竹1965年8月10日氣象觀測紀錄為例，即如表十八所示，當日海風發達，11時即已吹刮每秒 5.7 公尺的西南西風，遠視10時每秒 3.7 公尺之風速為強，但是時氣溫為 32.0°C 反較前1時下降 0.3°C，12時氣溫雖有微升，但此後風力增強而氣溫隨之降低現象已顯。再查11時相對濕度達 69%，及12時為68%，均較10時之65%增大頗多。觀諸當日氣溫及相對濕度之變化，已失本區正常日變的原有面目。顯見本區海風對於氣溫和相對濕度之變化，實具有調節緩和之作用，但風速不大時此種功效每不易覺察耳。

表十八 新竹海風對氣象要素變化之影響
(1965. 8. 10)

時間	風向	風速 m/s	氣溫 °C	相對 濕度 %	時間	風向	風速 m/s	氣溫 °C	相對 濕度 %
h. 1	C	0.0	25.4	96	h. 13	WSW	6.7	32.3	63
2	C	0.0	24.9	96	14	WSW	5.7	32.2	65
3	C	0.0	24.7	97	15	WSW	5.7	32.2	66
4	C	0.0	24.6	95	16	WSW	6.0	30.8	71
5	SSW	3.3	25.1	84	17	WSW	5.7	29.7	74
6	C	0.2	25.3	87	18	WSW	4.0	29.1	77
7	SSW	2.0	26.1	85	19	WSW	3.8	28.0	82
8	SW	2.5	26.0	79	20	SW	2.7	27.4	81
9	SW	3.7	31.0	67	21	SW	1.7	27.0	83
10	WSW	3.7	32.3	65	22	SSW	1.3	26.3	86
11	WSW	5.7	32.0	69	23	SSW	2.3	25.9	90
12	WSW	5.0	32.4	68	24	S	2.0	25.6	91

五、結 論

綜上所述，本區海陸風之特色可扼要概括為下列各點：

(一)、本區因受地形影響，依其風向變遷情形，可分為A、B、C三型海陸風，前已詳述。

(二)、各型海陸風、風向變化互異，風速大小不一，陸風多吹偏東風，風力微弱，常造成晨夜間靜風現象，海風以偏北或偏西風為主，平均風力約為2至3級，最大風速可達每秒5公尺以上。其最大風速每與最高氣溫同時發現。

(三)、較大的氣溫差及弛緩的氣壓梯度為海風生成之主要條件。A型海陸風發生於氣溫較差較大之日，其風速冠於其他二型。B型常見氣溫較差最大之時，而風速則為三型中之最小。C型生成之際，其氣溫較差為三型中之最小，風速則介於A、B兩型之間。如表十一所示。

(四)、各型海陸風盛行於不同月份，A型以9月發生最頻，B型盛行於8月，B型則以7月最發達。若以各型發生總日數而論，仍推夏季為盛行期，共達51天之多，佔總數之33%。倘以初秋發生日數併計，則高達43%。

(五)、海陸風發生頻數與雲量多寡成反比，晴暖之日海陸風特別發達，陰天隱而不顯，按本區雲量在十分之五以下，海陸風發生日數計有71天高居首位如表十五所示。

(六)、海風對於氣溫及濕度具有調節緩和作用，本區自不例外，但須風速較大時始為顯著。

(七)、本區海風侵入陸地之水平深度及其垂直厚度，均因資料缺乏，未能詳加研討。唯參證有關狀況推測，海風進入陸地當在15—20公里之間，其厚度約為700—800公尺，但其精確範圍尚有待於進一步探討耳。

氣象具有地域性，非待實地測候，分區研究，分類探討，難得其詳。從事於一地氣候之研究，尤須分門別類細察入微，探求其特徵，始有宏效。海陸風雖為局部環流，規模不大，但對於局部氣候(Local climate)之研究，以及地方天氣預報(Local forecast)之參考上，均有其重要性，是以撰擬斯篇。本文除參考有關文獻外，着重於氣象紀錄之統計與分析，而此項工作至為繁重，限於時間及人力，復因學識淺陋，以及若干資料之欠缺，實未竟全功，尚祈先進有以正之。

參 考 文 獻

- Erwin R. Biel: Climatology of the Mediterranean Area. The University of Chicago Press. (p 28-p.30)
- S. Hirata: Land and Sea Breezes in Chemulpo. Journal of the Meteorological Society of Japan. Vol. 30, No. 8
- 石田雅生：濱田地方之海陸風，日本氣象學會刊行氣象集誌，創刊三十年紀式號。
- 岡田武松：氣象學上卷，海風與陸風(p.241-p.245)。
- 朱炳海：氣象學(p.187-p.189)。
- 鄒豹君等著：新竹新志。
- 山本主夫：關於海陸風，日本測候研究會刊行天氣與氣候第四卷第四號。
- 須田皖次：海洋科學。

水稻之微氣象 (I. 第二期作水稻溫度環境)

(續 完)

顏 俊 士

Microclimate in the Paddy Field

I. Studies on the Variation of Temperature During the 2nd Rice Harvest (Cont'd)

C. S. Yen.

Table 6-6 爲觀測坪上百葉箱內所得氣溫日較差與水田各層間溫度日較差之相關係數表。由最高溫度及最低溫度二項在二地區間普遍有緊密的相關存在之故，其較差亦應有甚緊密的相關的存在。但在分蘗開始期之 40cm 以上氣層與分蘗後期之 10cm 層氣溫較差之相關稍小些。水溫、地溫等之溫度較差和前述相同地由灌溉水之多寡及灌溉時間之控制不良發生相關大小各時期不一的現象。

Table 6-6: Correlation coefficients between the temperature range on observation yard and the temperature range on 2nd paddy rice field

growing stage position	heights on paddy rice field				water temp	soil temp
	80cm	40cm	20cm	10cm		
Planting	0.812	0.921	0.969	0.963	0.822	0.561
Incipieny of tillering	0.528	0.532	0.986	0.928	0.206	0.249
Prosperous tillering	0.976	0.946	0.970	0.893	0.613	0.770
Most prosperous tillering	0.933	0.929	0.785	0.423	0.656	0.333
Latters of tillering	0.951	0.933	0.785	0.685	0.855	0.795
Pregnant	0.930	0.849	0.951	0.947	0.940	0.508
Primary heading	0.943	0.966	0.939	0.939	0.961	0.934
The end of heading	0.952	0.933	0.915	0.908	0.557	0.951
Primary maturing	0.874	0.853	0.908	0.926	0.633	0.714
The middle of maturing	0.949	0.952	0.967	0.978	0.874	0.393
Harvesting	0.895	0.929	0.974	0.974	0.654	0.672

現在上列 Table 6-1 至 6-6 表整理，得全生育期間之平均相關係數表 Table 6-7，該表顯示求自水井水源而控制較不適之灌溉水溫及直接受其影響之地溫之相關係數較小，在 0.4~0.7 間及與 09 時氣溫間之相關 0.6 在右爲小相關外，其與觀測坪上各觀測值與水田各層之溫度間之相關係數均在 0.9 左右之

緊密相關。其中以最密接者爲最低氣溫之相關係數。次爲日平均氣溫而最高氣溫溫度較差，最高最低溫度平均值等之相關程度亦略相同地呈 0.8 以上之高度相關。因在各項溫度間有上述高相關存在之故，可說大氣候與水田微氣象間有相當密接的聯繫。

Table 6-7 Average correlation coefficients between the temperature of 2nd paddy rice field and the air temperature on observation yard

On meteorological observation yard	On the paddy rice field	heights on paddy rice field				water temp	soil temp
		80cm	40cm	20cm	10cm		
Daily mean temperature	Daily mean temperature	0.899	0.888	0.892	0.874	0.680	0.626
09's temperature		0.651	0.633	0.626	0.619	0.429	0.422
Average of Max. t. with min. temp.		0.849	0.854	0.866	0.858	0.729	0.707
Daily maximum temperature	Daily maximum temperature	0.886	0.898	0.899	0.891	0.640	0.640
Daily minimum temperature	Daily minimum temperature	0.952	0.940	0.923	0.869	0.761	0.639
Daily temperature range	Daily temperature range	0.886	0.887	0.861	0.706	0.706	0.547

(二)自觀測坪氣溫推測水田各層溫度。

在上節確認觀測坪氣溫 X 和水田各層溫度 Y 間有甚密接的正相關之故，使用回歸直線式 $Y: ax+b$ 可自觀測坪百葉箱內所獲得之觀測值推算水田溫度各層之溫度值。推算法不一定用最小二乘法計算而可用平均法求得，但隨作物生育需區分為每生育期或每旬時，因其觀測值甚少之故，以最小二乘法計算較為妥當。為求提高該推測式之精度，用二次式或附 $a \times p$ 項亦可，但影響精度者為區分期間之大小，該期間內之天氣種類、分蘗數及草高等之故，要得較精確的推

算式不易，且筆者認為不甚緊要。然農作物之栽培是慣行的栽培於略同一期間，雖有若干氣候之變動，但普遍呈相同傾向之故，自稻體之生育速度等以作物本身之諸條伸論時，以求旬別平均之關係式就可足應用。在本節所算出之推算式是利用本試驗期間（1963年8月至11月）之實測數字計算者，可否代表例年之傾向，尚有討論之餘地，但筆者認為可示出其大體之傾向無疑。當使用本推算式時，再參照前項相關程度之高低以便確認精確性。

Table 6-8為自觀測坪上日平均氣溫推算水田各

Table 6-8: The equation of daily mean temperature on the 2nd paddy field which estimate from daily mean air temperature on the observation yard

position No. of decade	heights on paddy field				water temperature	soil temperature
	80cm	40cm	20cm	10cm		
1	0.773X+ 6.4	0.796X+ 5.6	0.836X+ 5.0	0.832X+ 5.0	0.702X+10.2	0.610X+12.2
2	0.704X+ 8.3	0.696X+ 8.5	0.676X+ 9.2	0.726X+ 7.8	0.282X+21.2	0.307X+20.3
3	0.487X+14.9	0.636X+10.3	0.726X+ 7.4	0.629X+10.1	0.299X+20.1	0.258X+21.3
4	1.017X- 2.5	0.775X+ 6.1	0.654X+ 9.0	0.583X+10.9	0.605X+11.0	0.608X+10.8
5	0.851X+ 4.6	0.646X+ 9.2	0.567X+10.9	0.423X+14.2	0.272X+19.0	0.234X+20.0
6	1.066X- 1.7	0.989X- 1.2	0.815X+ 3.2	0.724X+ 5.0	0.515X+11.1	0.365X-14.9
7	0.670X+ 6.5	0.697X+ 5.0	0.560X+ 7.8	0.560X+ 7.8	0.184X+17.2	0.085X+19.6
8	1.032X- 2.0	1.012X- 2.2	0.863X+ 0.8	0.863X+ 0.8	0.538X+ 8.2	0.408X+11.1
9	0.953X+ 0.4	0.819X+ 1.8	0.707X+ 4.3	0.682X+ 4.6	0.353X+12.0	0.239X+ 4.5
10	0.955X+ 0.1	0.889X+ 1.0	0.801X+ 3.1	0.735X+ 3.9	0.296X+13.8	0.243X+14.8
11	1.023X- 0.7	0.967X+ 0.1	0.967X	0.916X+ 0.5	0.618X+ 6.7	0.563X+ 8.0

層日平均溫度之推算式。Table 6-9 為自觀測坪上 09時氣溫推算水田各層日平均溫度之推算式。Table 6-10 係觀測坪上最高最低氣溫平均值推算水田各層日平均溫度之推算式。Table 6-11 為自觀測坪上最高氣溫值推算水田各層最高溫度之推算式。Table

6-12 即自觀測坪上之最低氣溫值推算水田各層最低溫度之推算式。最後之 Table 6-13 就是觀測坪上氣溫較差推算水田各層溫度較差之推算式。該表中之 X 為觀測坪上之氣溫值。Y 為二期作水田各層之溫度值。

Table 6-9: The equation of daily mean temperature on the 2nd paddy field which estimate from average air temperature of maximum with minimum

position No. of decade	heights on paddy field				water temperature	soil temperature
	80cm	40cm	20cm	10cm		
1	1.072 X - 3.0	1.070 X - 2.1	1.098 X - 3.4	1.086 X - 3.2	1.139 X - 3.1	0.928 X + 2.5
2	0.952 X + 0.6	0.960 X + 0.3	0.940 X + 1.1	0.990 X - 0.4	0.417 X + 17.1	0.545 X + 13.3
3	0.639 X + 0.2	1.053 X - 2.3	1.308 X - 10.0	1.183 X - 6.5	0.822 X + 4.6	0.645 X + 9.8
4	0.885 X + 3.0	0.632 X - 9.5	0.555 X + 11.3	0.474 X + 13.5	0.491 X + 13.7	0.517 X + 12.9
5	0.897 X + 2.4	0.872 X + 2.3	0.723 X + 6.1	0.703 X + 6.2	0.488 X + 13.7	0.347 X + 16.7
6	0.940 X + 0.8	0.889 X + 0.8	0.757 X + 4.1	0.662 X + 6.2	0.483 X + 11.6	0.396 X + 13.9
7	0.670 X + 6.1	0.676 X + 4.9	0.583 X + 7.3	0.530 X + 8.3	0.155 X + 17.8	0.054 X + 20.3
8	0.855 X + 1.2	0.805 X + 1.6	0.750 X + 3.1	0.682 X + 4.2	0.443 X + 9.9	0.476 X + 9.5
9	0.872 X + 1.0	0.720 X + 3.8	0.637 X + 5.8	0.609 X + 6.1	0.339 X + 12.2	0.237 X + 14.5
10	0.624 X + 7.2	0.567 X + 7.9	0.534 X + 8.8	0.482 X + 9.3	0.239 X + 14.9	0.207 X + 15.6
11	0.974 X - 0.2	0.924 X + 0.4	0.920 X + 0.4	0.874 X + 0.8	0.597 X + 6.8	0.540 X + 8.2

Table 6-10: The equation of daily mean temperature on 2nd paddy field which estimate from 09's air temperature on observation yard

position No. of decade	heights on paddy field				water temperature	soil temperature
	80cm	40cm	20cm	10cm		
1	0.589 X + 10.3	0.642 X + 10.0	0.630 X + 9.4	0.562 X + 11.4	0.685 X + 9.3	0.463 X + 5.4
2	-0.536 X + 38.3	-0.347 X + 38.1	-0.314 X + 37.3	-0.411 X + 40.1	-0.195 X + 34.8	0.025 X + 28.1
3	0.136 X + 24.9	0.121 X + 25.0	0.163 X + 23.5	0.129 X + 24.4	0.053 X + 27.2	0.057 X + 17.1
4	0.615 X + 6.8	0.474 X + 14.9	0.409 X + 14.7	0.368 X + 15.8	0.385 X + 16.1	0.379 X + 16.1
5	0.584 X + 11.6	0.583 X + 11.6	0.478 X + 12.2	0.469 X + 12.0	0.308 X + 17.4	0.232 X + 19.5
6	0.614 X + 8.3	0.521 X + 12.7	0.430 X + 11.9	0.374 X + 13.0	0.222 X + 17.9	0.174 X + 19.3
7	0.495 X + 12.4	0.466 X + 9.1	0.392 X + 10.9	0.360 X + 11.7	0.084 X + 19.3	0.015 X + 21.1
8	0.670 X + 7.1	0.606 X + 5.2	0.557 X + 6.3	0.502 X + 7.5	0.052 X + 18.0	0.228 X + 14.5
9	0.406 X + 13.6	0.333 X + 11.6	0.254 X + 13.6	0.247 X + 13.4	0.021 X + 19.0	-0.035 X + 20.4
10	0.120 X + 9.0	0.508 X + 8.7	0.474 X + 9.7	0.446 X + 2.1	0.217 X + 15.3	0.181 X + 15.9
11	0.845 X + 2.0	0.800 X + 2.5	0.809 X + 2.3	0.768 X + 2.6	0.546 X + 7.6	0.495 X + 8.9

Table 6-11: The equation of daily maximum temperature on the 2nd paddy field which estimate from maximum air temperature on the observation yard

No. of decade	position	heights on paddy field				water temperature	soil temperature
		80cm	40cm	20cm	10cm		
1		$0.569X + 15.4$	$1.009X - 0.1$	$0.461X + 19.2$	$0.530X + 16.7$	$1.263X - 7.7$	$0.603X + 12.7$
2		$0.819X + 6.6$	$0.552X + 15.5$	$0.394X + 21.7$	$0.550X + 15.8$	$-0.010X + 33.5$	$0.776X + 5.2$
3		$0.967X + 1.5$	$1.061X - 1.2$	$1.187X - 6.0$	$1.064X - 2.6$	$0.474X + 15.3$	$0.538X + 12.2$
4		$0.956X + 2.8$	$1.107X - 1.9$	$1.037X - 1.7$	$0.967X$	$0.693X + 7.0$	$0.548X + 10.8$
5		$1.365X - 7.9$	$1.482X - 13.5$	$1.029X - 1.9$	$0.910X + 0.4$	$0.489X + 12.1$	$0.332X + 16.6$
6		$1.352X - 5.7$	$1.205X - 6.4$	$0.759X + 4.5$	$0.600X + 8.2$	$0.279X + 16.5$	$0.185X + 19.2$
7		$1.002X + 2.1$	$0.774X + 4.2$	$0.719X + 4.6$	$0.615X + 6.9$	$0.074X + 20.2$	$0.004X + 22.0$
8		$1.188X + 3.2$	$0.950X - 0.5$	$0.802X + 12.4$	$0.772X + 2.5$	$0.334X + 12.0$	$0.193X + 15.3$
9		$1.022X + 0.1$	$0.883X + 1.1$	$0.764X + 3.4$	$0.688X + 4.6$	$0.118X + 17.7$	$0.141X + 16.6$
10		$1.113X - 1.9$	$0.856X + 2.7$	$0.697X + 6.9$	$0.592X + 8.1$	$0.171X + 16.8$	$0.139X + 17.3$
11		$1.340X - 5.8$	$1.125X - 1.8$	$1.042X - 0.6$	$0.876X + 1.8$	$0.445X + 9.5$	$0.399X + 10.6$

Table 6-12: The equation of daily minimum temperature on the 2nd paddy field which estimate from minimum air temperature on the observation yard

No. of decade	position	heights on the paddy field				water temperature	soil temperature
		80cm	40cm	20cm	10cm		
1		$1.097X - 2.3$	$1.075X + 1.7$	$1.239X - 5.5$	$1.705X + 1.5$	$1.125X - 0.5$	$0.469X + 15.6$
2		$0.906X + 2.2$	$0.968X + 0.5$	$0.909X + 2.1$	$0.918X + 2.1$	$0.500X$	$0.518X + 14.7$
3		$0.970X + 0.6$	$0.879X + 2.3$	$0.816X + 4.4$	$0.882X + 3.2$	$0.267X + 20.0$	$0.144X + 23.8$
4		$0.941X + 1.3$	$0.766X + 5.0$	$0.401X + 14.3$	$0.411X + 14.3$	$0.240X + 20.0$	$0.178X + 21.7$
5		$0.798X + 4.5$	$0.544X + 9.9$	$0.503X + 11.5$	$0.478X + 12.0$	$0.477X + 14.1$	$0.404X + 16.0$
6		$1.119X - 3.5$	$1.053X - 2.1$	$0.948X + 0.9$	$0.894X + 1.9$	$0.656X + 8.9$	$0.544X + 11.7$
7		$0.905X + 0.1$	$0.782X + 2.7$	$0.733X + 4.5$	$0.710X + 4.7$	$0.365X + 13.5$	$0.265X + 16.0$
8		$0.777X + 2.1$	$0.769X + 2.7$	$0.706X + 4.5$	$0.684X + 4.7$	$0.437X + 10.9$	$0.322X + 13.5$
9		$0.802X + 1.9$	$0.772X + 2.6$	$0.681X + 4.9$	$0.644X + 5.4$	$0.420X + 11.3$	$0.341X + 13.0$
10		$1.069X - 1.9$	$0.884X + 1.6$	$0.766X + 4.2$	$0.664X + 5.8$	$0.314X + 13.6$	$0.267X + 14.6$
11		$0.900X + 1.2$	$0.884X + 1.2$	$0.963X$	$0.954X - 0.1$	$0.627X + 6.9$	$0.532X + 8.9$

Table 6-13: The equation of daily temperature range on the 2nd paddy rice field which estimate from daily air temperature range on the observation yard

No. of decade	position	heights on the paddy rice field				water temperature	soil temperature
		80cm	40cm	20cm	10cm		
1		0.857 X+ 2.2	0.708 X+ 3.4	0.678 X+ 4.2	0.751 X+ 3.1	0.879 X+ 0.2	0.490 X+ 0.8
2		0.437 X+ 6.7	0.342 X+ 7.2	0.486 X+ 6.8	0.270 X+ 8.4	0.105 X+ 6.6	0.132 X+ 3.4
3		0.919 X+ 1.4	0.955 X+ 2.0	1.043 X	0.937 X+ 0.1	0.340 X+ 1.5	0.411 X- 0.7
4		1.242 X- 0.2	1.465 X- 1.3	1.055 X- 0.8	1.002 X- 1.2	0.447 X- 0.4	0.138 X+ 0.9
5		1.447 X	1.531 X- 1.3	1.010 X- 1.2	0.841 X- 1.2	0.354 X- 0.4	0.219 X- 0.1
6		1.452 X+ 1.8	0.956 X+ 0.9	0.707 X- 0.2	0.560 X+ 0.3	0.208 X+ 0.1	0.071 X+ 0.7
7		1.364 X+ 1.0	0.873 X+ 0.5	0.780 X- 0.6	0.729 X- 0.5	0.204 X+ 0.1	0.128 X+ 0.2
8		1.255 X+ 1.0	0.876 X+ 0.4	0.587 X+ 1.3	0.510 X+ 1.3	0.173 X+ 0.7	0.017 X+ 1.2
9		0.905 X+ 2.9	0.786 X+ 1.1	0.690 X+ 0.4	0.628 X+ 0.4	0.168 X+ 1.0	0.120 X+ 0.5
10		1.165 X+ 0.2	0.860 X+ 0.5	0.678 X+ 1.6	0.578 X+ 1.3	0.145 X+ 1.0	0.049 X+ 1.3
11		1.266 X+ 0.9	1.103 X+ 1.2	0.974 X+ 1.2	0.789 X+ 1.2	0.388 X- 0.1	0.355 X- 0.2

七、正方形植與並列密植二種 栽植法間之溫度差

上述第五章及第六章均以本省慣行之正方形植（7.5×7.5 吋寸）栽培法之水田溫度為討論對象。但在提高草位面積之收量上，除了改良品種、改良土壤、施肥及防除病蟲害方法以外，自氣象學觀點改革其栽培方法是被農家未曾重視的。筆者常聞密植栽培結果之增收事例而尚少見到自氣象學的觀點討論其可否者。當實施密植栽培時，其株間株距甚為緊密，較之正方形植栽培之水田，發生日射滲透之難易，株間通風

性之善惡及隨稻體本身之生育所發生的變化等結果，應有呈其水田各層溫度之差異。本章就各生育期別討論各層溫度之相差情況。

(一)日平均溫度之差異

各生育期別平均的日平均溫度相差如Table 7-1，其日平均溫度之相差繼續圖7為Fig 7-1。就5cm深地溫而言，全生育期間之標準偏差為0.113°C，在孕穗期以前以正方形植之地溫有先稍高，而以後則呈稍低溫之傾向，惟其相差均不明顯，但稻體倒伏後之相差有顯著的差異。

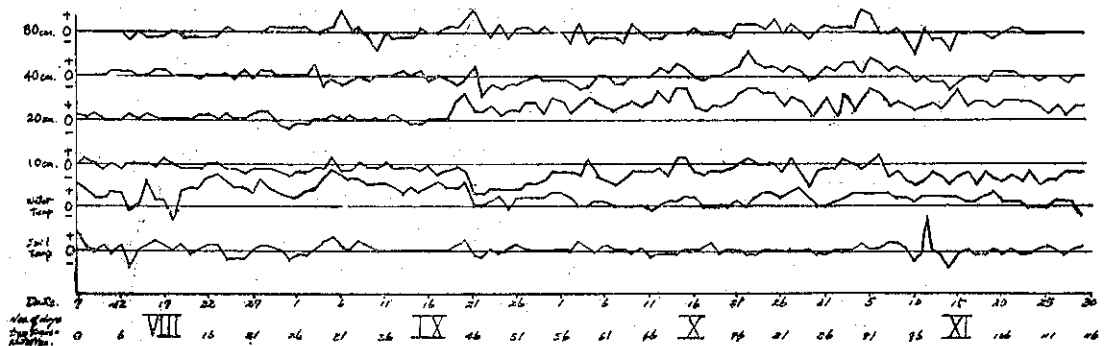


Fig. 7-1: The difference in daily mean temperature of square planting and mass planting in 2nd paddy field

水田水溫之日平均溫度相差全生育期間正方形植水田有顯著之呈高。以草位面積內栽培株數之多寡所影響者。其全生育期間之標準偏差為±0.326°C，在

草長不高，分蘗數尚在漸增，未完成形成繁茂層之分蘗期間之水溫相差為最顯著。到抽穗開花期因分蘗數及稻穗數均甚多，形成緻密的遮蔽日射層之故，其相

差呈小,但進入成熟期時,因下層部份無效分蘗及無效 葉枯萎,該繁茂層較鬆之故,正方形植再呈較高水温。

Table 7-1: Average difference of daily mean temperature of each growing stage between square planting with mass planting of 2nd paddy field

growing stage	position	heights on paddy field				water temp	soil temp
		80cm	40cm	20cm	10cm		
Transplanting		-0.03	+0.04 *	+0.04 *	-0.01	****	+0.03
Incipency of tillering		***	-0.01	**	***	****	±0
Most prosperous tillering		+0.04	-0.01	±0	****	****	+0.04
Latter of tillering		**	****	****	****	****	±0
Pregnant		-0.05	****	****	****	*	+0.01
Heading		-0.01	+0.09	****	**	+0.06	-0.05
Maturing before fall down stem		****	****	****	**	****	-0.01
Maturing after fall down stem		-0.05	-0.04	****	****	****	***

Remark: * : 5 % significance level
 ** : 2.5% significance level
 *** : 1 % significance level
 **** : 0.5% significance level

稻田 10cm 上株間日平均氣温之相差情況與水温相反地以正方形植為低。其相差除了插秧當初不明顯,可說略同温外,其餘各時期均呈顯著地相差。全生育期間之標準偏差亦達 0.252°C 。其氣温相差情況隨分蘗數之增加而增大至分蘗末期,即分蘗數最多時期。該時期之分蘗數在單位面積內,由每株之分蘗數在正方形植為多之故,雖然其栽植株數較少,但總分蘗數反而以正方形植為多,因此可說繁茂層較密,同時接近水面而高水温之蒸發量較多,該層之水蒸氣量隨其被覆蓋層抑制結果亦多的緣故,白天氣温不易昇高,雖夜間最低氣温低,但其日平均氣温正方形植仍低於密植區。但進入孕穗期、抽穗期以後,由無效分蘗者漸漸開始枯萎,且該期之稻葉直立等關係,繁茂度趨疎,熱交換較易,最高氣温正方形植反而呈高,而夜間最低氣温則以密植區為高,其平均之相差減少。

20cm 高稻田株間日平均氣温之相差,較之10cm 株間之相差變異為大。其全生育期間之相差的標準偏差為 0.319°C , 且相反地正方形植區較高於密植區。其相差自分蘗末期以後即甚顯著,且以抽穗期為最

大。自 Fig 7-1 可看出在插秧後 43 天左右起甚明顯地相差呈大。即因插秧 43 天以後雨天及雨量頗見減少,風速亦略增大,稻葉逐漸趨於直立,繁茂度疎等結果,以分蘗數多的正方形植之熱活動及其株間熱交換較易之故。其最高氣温及最低氣温均較高。

40cm 高株間氣温日平均之相差變異,全生育期間為 0.163°C , 較小且在生育前期,草長尚未達 40 cm 及繁茂層尚未形成時呈正方形植較低而不顯著現象,但抽穗期以後反呈高溫。其相差顯著時期為繁茂層形成後之分蘗末期、孕穗期及成熟前期。前二期恰值繁茂層緻密下,藉行熱交換之正方形植為低溫,抽穗枝及稻葉直立,繁茂層之緻密性較亂時之抽穗期即反易熱交換之故,呈高溫但不顯著而成熟前期即正方形植呈顯著地高溫。就抽穗枝之稻粒開始結實加重及稻葉均下垂,再度呈繁茂層之故,其繁茂層之疎密影響顯著地相差。至稻稈倒伏後,其相差甚微,可說正方形植,並列密植區均相同。

80cm 高株間日平均氣温相差,全生育期間之變異為 0.151°C 甚小。其相差在分蘗盛期、後期及成熟前期等繁茂層形成並有較密的日射吸收層之正方形

植為較高溫，惟前二期之相差不顯著而後者甚顯著。在尚未形成繁茂層，草長亦未達 80cm 高度時之分蘗初期，枝穗及稻葉直立，繁茂層之緻密性較亂的孕穗抽穗期均以密植區為較高日平均氣溫，惟其相差不顯著。

(二) 日最高溫度之差異

在日間受到太陽輻射時，枝葉繁茂層之疎密、空間之大小、高低、株數、分蘗數之多寡等對於熱量之授受有甚大的影響，因此株間最高氣溫之出現狀況亦異。以生育期別調查其正方形植和並列密植區間之株間最高氣溫及水溫、地溫之最高溫度的相差如 Table 7-2，其全育期間之每日最高溫度差異如 Fig 7-2。

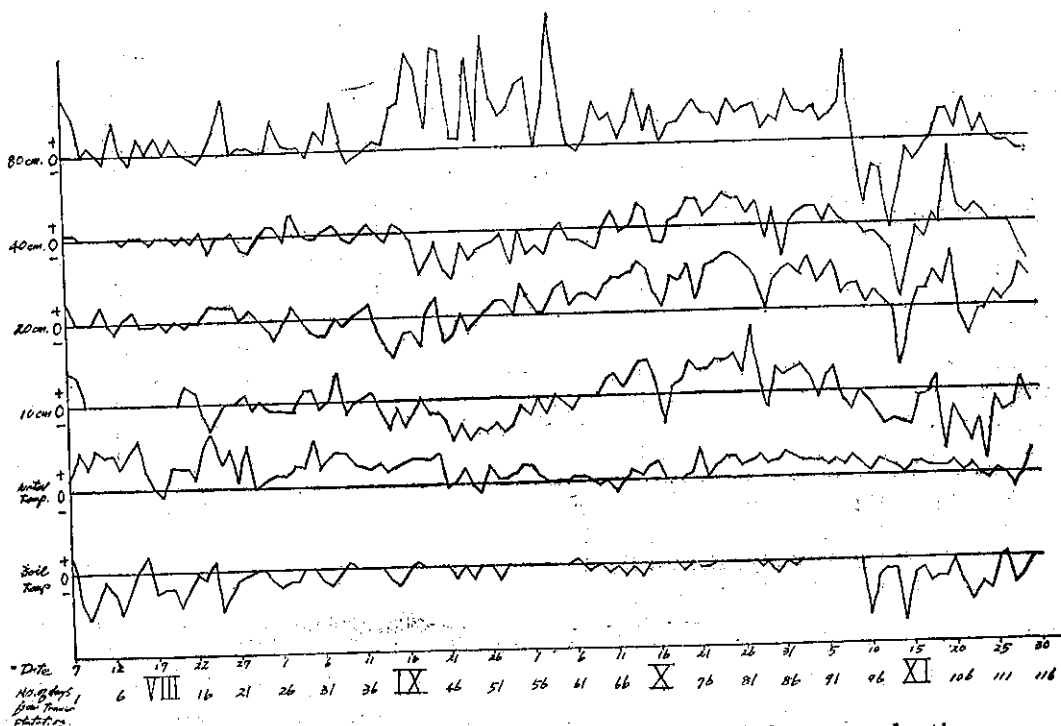


Fig. 7-2: The difference in maximum temperature of square planting with mass planting on 2nd paddy field

5cm 深地溫之最高溫度，全生育期間均以密植區為較高，其標準偏差亦有 0.303°C ，總平均相差為 0.15°C ，變異甚大。其相差顯著時期為分蘗開始期至旺盛期及稻穗倒伏後之收穫期（成熟後期）。前二期為水稻尚未完全形成繁茂層，日射之到達面積受栽植株數多寡及繁茂疎密相差時，在上部之水層如後述水溫相差而較高溫的正方形植之蒸發旺盛之故，飽滿水分之土壤溫度反而被消費，同時栽植株數較多之密植區的根群之熱活動較忙之故，密植區之最高溫度較正方形植為高。二區之最高溫度出現時間反以正方形植為早。成熟後期稻穗倒伏後正方形植區之單位面積總枝穗數多於密植區，覆蓋較緻密，日射之透進遜，相差更形顯著。

灌溉水溫之最高溫度相差全生育期間均以正方形植為高相差總平均 0.35°C ，標準偏差 0.499°C ，遠

較地溫之相差為大。其相差除了孕穗、抽穗兩期間，枝穗、稻葉直立，繁茂層之緻密性紊亂時期不顯著外，其他時期均因繁茂層之緻密度造成日射量多寡懸殊的結果，其中以正方形植呈高較為顯著。各生育期中，又以插秧至活著間相差為最大，平均達 0.67°C 。其後隨生育之進展，草長升高，分蘗數增多，其相差逐漸減小。

10cm 層株間最高氣溫之相差在插秧當初受高水溫影響，以正方形植區為高。但進入分蘗期，由於正方形植之分蘗數較多，覆蓋度較密之故反呈低，至覆蓋層最緻密的分蘗後期之相差呈顯著地密植區高 0.57°C 。進繁茂覆蓋層紊亂的孕穗抽穗期，其最高氣溫相差不甚顯著，前者以正方形植為低，但後者較高溫，因自抽穗期以後，無效分蘗逐漸枯萎，下層株間之空間增大之故，正方形植之株間較易行熱交換，同

時受接近高水温影響而顯著地高溫。

20cm 高株間最高氣温之差異，分蘗初期前雖有正方形植較高傾向，繼之分蘗盛期至後期，則相反地有較低傾向。但相差均不顯著，但進入孕穗期以後，

至成熟期次第地呈正方形植區顯著地高溫。差異最顯著時期為成熟期，平均達高於密植區 0.82°C 。全生育期間之差異總平均為正方形植高 0.25°C ，標準偏差為 0.57°C ，相差變異甚大。

Table 7-2: Average difference of max. temperature of each growing stage between square planting with mass planting of 2nd paddy field

growing stage	position	heights on paddy field				water temp	soil temp
		80cm	40cm	20cm	10cm		
Transplanting		* +0.43	+0.03	+0.07	+0.21	**** +0.67	** -0.56
Incipency of tillering		+0.18	-0.04	+0.06	-0.04	**** +0.56	**** -0.32
Most prosperous tillering		*** +0.24	+0.02	** -0.19	-0.04	**** +0.49	**** -0.16
Latter of tillering		**** +1.34	**** -0.47	**** -0.09	**** -0.57	**** +0.29	* -0.07
Pregnant		** +0.82	**** -0.31	**** +0.33	* -0.06	+0.06	-0.03
Heading		**** +0.53	+0.06	**** +0.75	* +0.33	+0.10	** -0.11
Maturing before fall down stem		**** +0.74	**** +0.27	**** +0.82	**** +0.45	**** +0.37	** -0.04
Maturing after fall down stem		-0.24	-0.13	+0.19	**** +0.61	**** +0.16	**** -0.46

Remark: same as Table 7-1

40cm 高株間最高氣温之差異在分蘗旺盛期以前相差甚微，不顯著。但繁茂覆蓋層緻密的分蘗後期，枝穗、稻葉直立，但由測定高度恰在部份下垂之下之故，孕穗期亦受繁茂覆蓋層疎密關係均以正方形植呈低溫。其差異均甚顯著。到了稻穗上之穀粒開始結實而下垂時，空間面積較多且遮蔽效果較差之正方形植反而呈高溫。稻體倒伏後其相差雖密植區有較高傾向，但並不顯著。全栽培期間之相差總平均為正方形植低溫為 0.04°C ，差異甚微，但標準偏差為 0.367°C ，變異大。

80cm 高度株間最高氣温差異除了成熟後期，稻體倒伏時不顯著地呈正方形植低溫現象外，其餘均較密植區為高溫。差異顯著時期為分蘗旺盛至成熟前期，就是繁茂輻射層形成以後。其中差異最大時期為分蘗後期，平均達 1.34°C 。該期值繁茂層接近測定高度時。然草高超過 80cm 高度以後，就是抽穗開始後，差異逐漸減小。全栽培期間之相差變異甚大，溫度達 0.938°C 。

(三) 日最低温度之差異

夜間自地表及水面的熱輻射之難易，因受水稻本身之高度、繁茂情況、株間空間之大小與濕度之多寡等之影響，正方形植和並行密植間出現最低温度之相差。分別以生育期求其平均值如 Table 7-3，全生育期間每日之相差如 Fig 7-3。

5cm 深地中温度之最低平均差異以全生育期均正方形植為高。惟其總平均值僅高 0.101°C ，標準偏差 0.173°C ，變異甚小。各生育期別差異，在生育前期，即分蘗旺盛期以前差異甚顯著。該現象可能由於日間水面所受日射以正方形植為多，而控制地層之熱輻射及熱傳導的緣故。然後隨生育之進展，逐次其差異減小至幾乎無相差。正方形植之最低地温高於並列密植區現象與大後氏之實驗結果略同。

水温最低温度之差異，說栽培期間之平均以正方形植呈高 0.15°C ，標準偏差 0.25°C ，變異大。在插秧至發根，活着時期，夜間輻射所呈現之最低水温未有相差，但開始分蘗至分蘗終了，形成繁茂層時期之

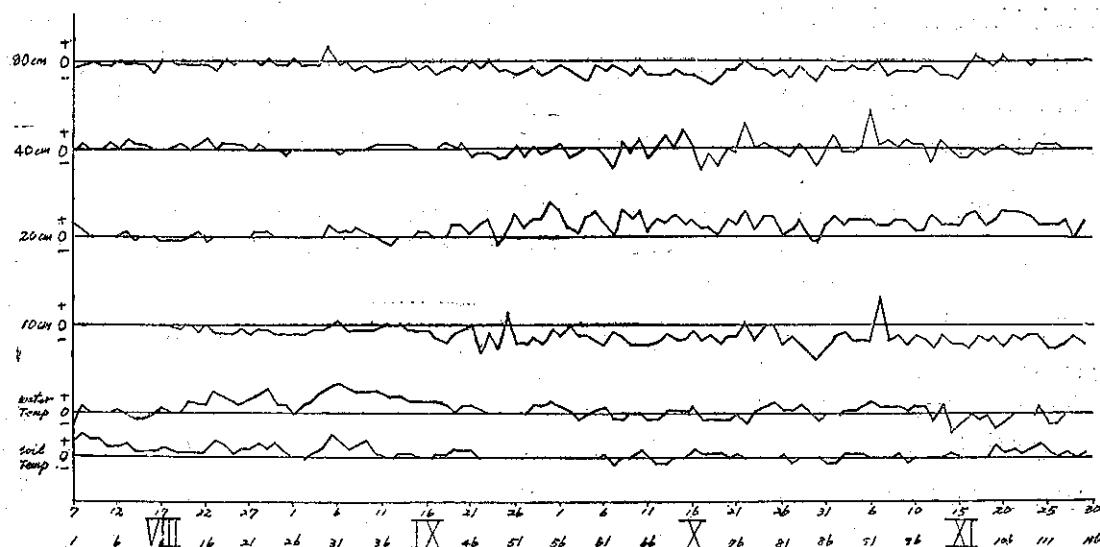


Fig. 7-3: The difference in daily minimum temperature of square planting with mass planting on 2nd paddy field

間，均呈顯著的差異。尤其發育旺盛之分蘗盛期，平均正方形植高 0.4°C 為相差最大時期。上述期間均起於分蘗數正方形植為多，抑制夜間熱輻射之故。孕穗、抽穗兩期由枝穗、稻葉直立，繁茂覆蓋層稀薄，輻射抑制作用略差之故，無顯著的相差出現，然進成熟期，稻葉、枝穗再下垂，亦呈顯著的差異。

10cm 株間最低氣溫在插秧活着期正方形植稍高於並行密植區外，其餘各期均以密植區高溫為顯著。全生育期間之平均值為正方形植低 0.2°C ，標準偏差 0.266°C ，變異頗大。此由於 10cm 株間的空間正方形植大於密植區，夜間熱輻射及熱交換較大。其差異自繁茂覆蓋層形成以後之分蘗後期起，顯然呈現較

Table 7-3: Average difference of minimum temperature in each growing stage between square planting with mass planting of 2nd paddy field

growing stage	position	height on paddy field				water temp	soil temp
		80cm	40cm	20cm	10cm		
Transplanting	***	-0.09	+0.04	+0.07	+0.01	0	**** +0.34
Incipieny of tillering	****	-0.09	+0.07	-0.02	-0.09	**** +0.17	**** +0.17
Most prosperous tillering	***	-0.07	+0.02	+0.05	-0.09	**** +0.40	**** +0.18
Latter of tillering	****	-0.17	-0.06	+0.25	-0.31	**** +0.13	** +0.05
Pregnant	****	-0.20	-0.05	+0.39	-0.24	+0.03	+0.02
Heading	****	-0.33	0	+0.30	-0.26	+0.01	+0.03
Maturing before fall down stem	****	-0.25	+0.05	+0.30	-0.24	**** +0.10	+0.01
Maturing after fall down stem	**	-0.08	-0.01	+0.38	-0.33	** +0.08	**** +0.08

Remark: same as Table 7-1

大差異得到證明。

20cm 株間最低氣溫之差異在繁茂層未形成之分蘗盛期為最，正方形植和密植區間未有顯著的相差。但繁茂覆蓋層形成以後，均有顯著的差異，就以正方形植之最低氣溫高於密植區者。全生育期間之平均，正方形植呈高 0.19°C ，標準偏差， 0.29°C 恰好 10cm 株間最低氣溫差異之相反。可能 20cm 層接近繁茂覆蓋層直下，夜間自水面（生育前期）及濕潤地面（生育後期）之熱輻射停在此高度之故，以輻射空間較大之正方形植為較高溫。

40cm 株間最低氣溫之差異，全生育期間之平均值僅 0.01°C ，標準偏差亦 0.18°C 等，相差變異均甚小。各生育期別差異，除了分蘗開始期間，草高在該層而密植區之單位面積分蘗數多於正方形植區時，呈顯著正方形植為高溫的現象外，其生育期之差異均不顯著。

80cm 高株間最低氣溫之差異均以正方形植區低

於密植區。相差總平均為 0.16°C ，標準偏差為 0.2°C 。達較最高氣溫之差異為小。各生育期別差異之顯著性除了插秧活著期、分蘗旺盛期及稻稈倒伏後之收穫期稍小外，其他各期均甚顯著。其間以抽穗期相差為最大，達 0.83°C ，次為成熟前期，孕穗期繼之。即由分蘗末期以後，草高及繁茂覆蓋層已達 80cm 以上，分蘗總數及總葉數較多，形成較密的輻射層之正方形植，其夜間輻射較之密植區為旺盛之故，正方形植呈低溫也。

四溫度日較差之差異

前節已述水稻正方形植與並行密植二栽植方法間之最高溫度間差異甚為顯著，且其相差變異大。但最低溫度差異則稍差，其相差變異亦不大。因此該溫度較差在正方形植與並行密植間必然有相差異存在。其各生育期別平均差異如 Table 7-4，全生育期之逐日差異如 Fig 7-4。

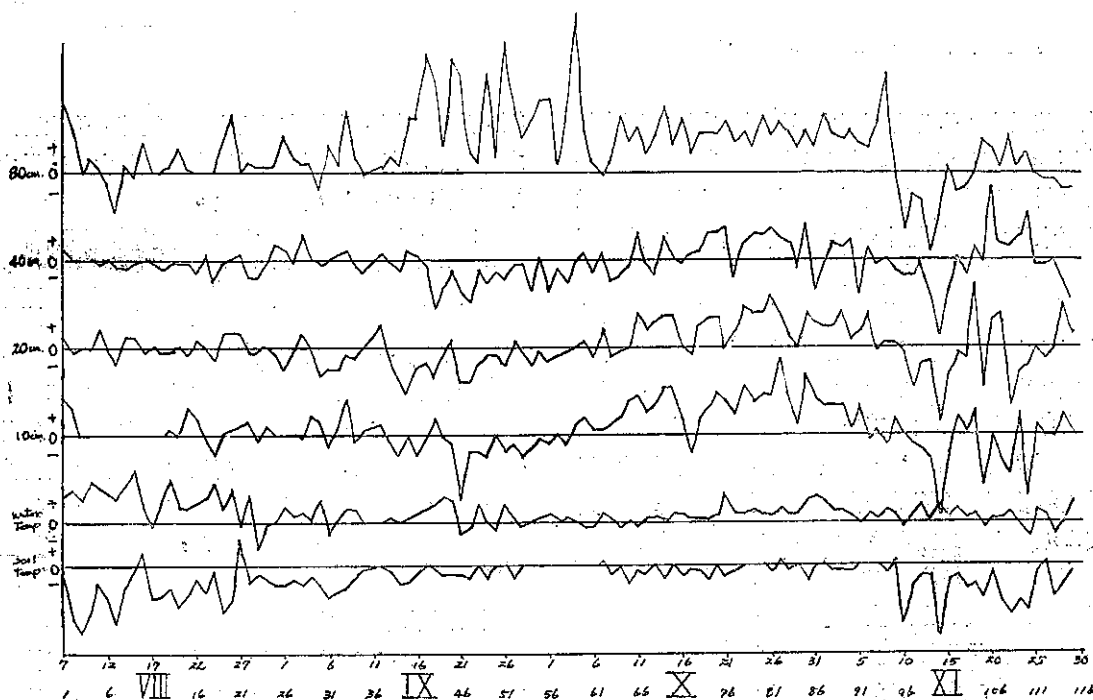


Fig. 7-4: The difference in daily temperature range of square planting with mass planting on 2nd paddy field

正方形植與密植間之溫度較差（）差異頗富於變化。（由最高溫度與最低溫度差異相加之故）。

5cm 深地溫之溫度較差差異，全生育期間以正方形植差為小。總平均較低密植 0.25°C ，標準偏差

0.42°C ，變異相當大。其差異於生育初期為甚而逐次減少至孕穗期幾乎相同，進入抽穗期再呈顯著的差異，但成熟前期之顯著性稍減。

水溫之溫度較差差異與地溫相反地正方形植區較

間平均為06~18時間12次平均，夜間即19~07時間12次平均。Table 7-5 係生育期別平均日間溫度之差異表。Fig 7-5 係全生育期間之每日日間平均溫度相差圖。

Table 7-5: Average difference of day time temperature mean in each growing stage between square planting with mass planting of 2nd paddy field

growing stage	position	heights on paddy field				water temp	soil temp
		80cm	40cm	20cm	10cm		
Transplanting		+0.07	+0.01	*	0	***	**
Incipieny of tillering		*		****	*	****	
		+0.05	-0.01	+0.06	-0.04	+0.43	-0.22
Most prosperous tillering		****		****	****	****	***
		+0.14	-0.07	-0.03	-0.12	+0.44	-0.09
Latter of tillering		****	****	****	****	****	
		+0.26	-0.27	+0.17	-0.48	+0.25	-0.05
Pregnant		+0.11	-0.13	+0.34	-0.21	+0.06	-0.03
Heading		****	**	****		**	**
		+0.16	+0.16	+0.56	+0.08	+0.10	-0.09
Maturing before fall down stem		****	****	****		****	**
		+0.30	+0.25	+0.64	+0.08	+0.24	-0.03
Maturing after fall down stem		*	*	****	****	****	****
		-0.09	-0.11	-0.27	-0.38	+0.14	-0.17

Remark: mark same as Table 7-1

5cm 深地溫之日間平均溫度之差異和第二項最高地溫差異相同地亦以密植區為高。全生育期間之總平均差異為密植區高 0.1°C，標準偏差為 0.19°C。差異顯著性傾向亦略與最高地溫相同，惟其相差情形

由平均值關係稍小。

水溫日間平均溫度差異亦與最高水溫差異情況略同，在分蘗期間均甚顯著地以正方形高於密植區，成熟期無論稻稈有無倒伏，均同樣顯著地以正方形為高

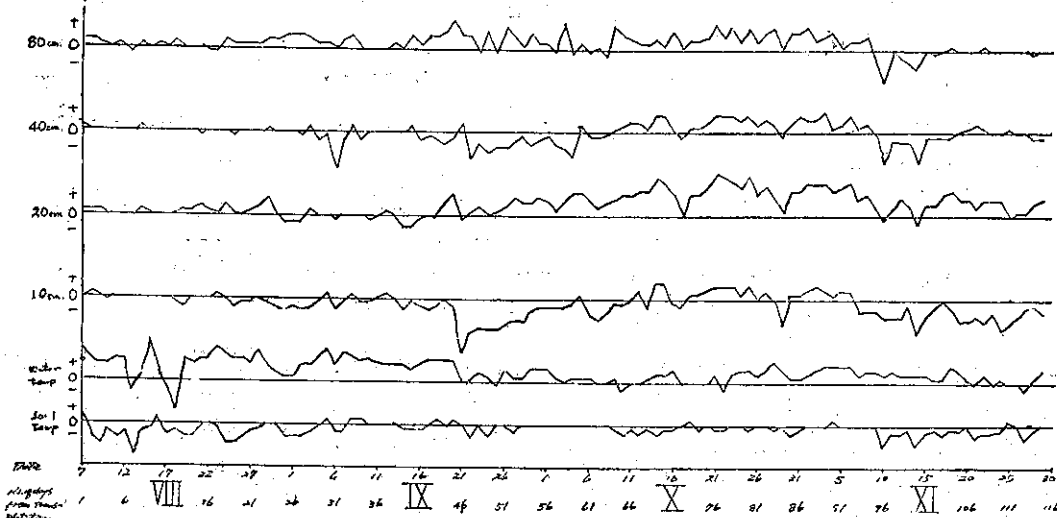


Fig. 7-5: The difference in mean temperature during day time of square planting with mass planting on 2nd paddy field

。全生育期間之平均差正方形植高達 0.29°C ，標準偏差 0.38°C ，較之地溫之變動為大。

10cm 高株間日間平均氣溫除了抽穗期以後至稻稈倒伏前之成熟期呈正方形植稍高傾向外，其餘各生育期均相反地低於密植區。相差顯著時期在分蘗旺盛期、分蘗後期、孕穗期及成熟後期等略異於最高氣溫相差顯著性傾向。其原因為朝夕太陽斜照時株間下層所到達的日射量多寡所影響。全生育期間之平均差異，密植區高於正方形植 0.103°C ，標準偏差為 0.297°C 。

20cm 高株間日間平均氣溫差異，全生育期間平均為正方形植高於密植區達 0.266°C ，標準偏差 0.41°C ，變異頗大。各生育期別差異僅分蘗旺盛期及成熟後期正方形植區低於密植區外其餘均較高且較高差異均顯著。與最高氣溫差異情況頗有出入，即差異顯著傾向較早，自分蘗後期開始，最高氣溫差異即自孕穗期以後差異顯著且分蘗後期之正方形植高於密植區、成熟後期之低於密植區現象完全呈相反。

40cm 高株間日間平均溫度之差異由日射角度之關係，與最高氣溫差異情形略異。自分蘗開始至孕穗期及稻稈倒伏後之成熟後期，日間平均溫度正方形植較低於密植區，惟差異顯著時期為分蘗後期、成熟前期及抽穗期等時期，全生育期間之差異總平均幾乎等於零，標準偏差為 0.246°C 。

80cm 高株間日間平均溫度之差異除了成熟中期，稻稈倒伏以後密植區高於正方形植區外，各期均以正方形植高溫，其間以分蘗盛期、分蘗後期、抽穗期及成熟前期之差異為顯著。全生育期間平均，正方形植呈高於密植區 0.17°C ，標準偏差亦有 0.26°C 。

(六) 夜間平均溫度之差異

夜間從地表面及水面之熱輻射受地上物之覆蓋度之粗密，空間大小發生最低溫度之差異，其極端值差異第二項已詳述，但夜間全期間之平均差異就每生育期分別統計後如 Table 7-6，每日差異變化情形如 Fig 7-6。

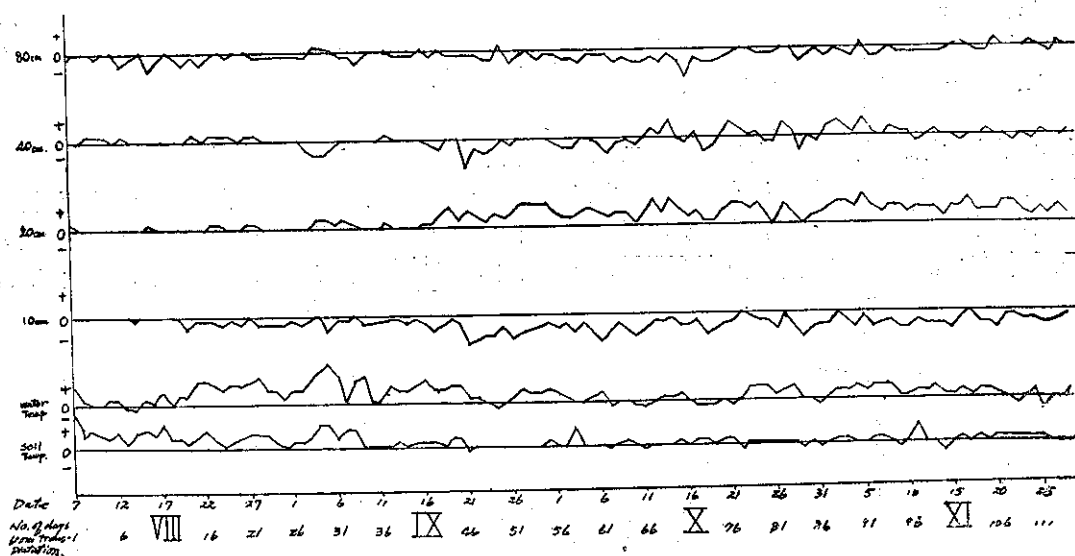


Fig. 7-6: The difference in mean temperature during night time of square planting and mass planting in 2nd paddy field

5cm深地溫夜間平均差異與日間平均差異完全相反而略似最低氣溫差異情形。其差異在生育前期，即分蘗旺盛期以前均甚顯著地正方形植為高溫，而分蘗後期以後相差甚微，不顯著。全生育期間之差異總平均為 0.11°C ，標準偏差為 0.20°C 。自活着期起相差隨生長次第地減少。

水溫之夜間平均差異亦如地溫，以正方形植為高

溫，且相差較之最低氣溫差異為大，顯著時期即則同，全分蘗期及成熟期為差異顯著。全生育期之差異為正方形植高於密植區 0.196°C ，標準偏差 0.287°C ，較之地溫差異為高，變動大。

10cm 高株間夜間平均氣溫相差除了插秧當初未見發生差異外，其餘各生育期均以密植區較高，且差異甚顯著。全生育期間總平均差異密植區較高

0.227°C，標準偏差為 0.287°C，變異大。

20cm 高度株間夜間平均氣溫差異與水溫差異呈相反，正方形植高於密植區。其差異自分蘗旺盛期以後普遍顯著。全生育期間之差異總平均為 0.21°C，標準偏差 0.283°C，略近似 10cm 高差異情況。

40cm 高度株間夜間平均氣溫差異除了生育中期（分蘗旺盛期至孕穗期間）正方形植低於密植區外，生育前期及後期（抽穗期以後）均較高。其相差顯著時期為分蘗後期及孕穗期，分蘗初期乃顯著小些。佔各生育期之相差變動不大，略似最低氣溫相差變動情

況。全生育期間之差異總平均幾乎等於零，標準偏差亦僅 0.144°C。

80cm 高度株間夜間平均溫度相差與日間平均相差相反，以正方形植低於密植區，與最低氣溫差異情形相同。即顯然 80cm 層成為繁茂覆蓋層，就是呈輻射層之故，分蘗數多，繁茂較密的正方形植白天高於密植區，夜間即反呈低溫。總平均差異正方形植區低於密植區 0.118°C，偏差為 0.162°C，較之日間平均差異情形小。

Table 7-6: Average difference of night time temperature mean in each growing stage between square planting with mass planting of 2nd paddy field

growing stage	position	heights on paddy field				water temp	soil temp
		80cm	40cm	20cm	10cm		
Transplanting		-0.07	* +0.06	+0.01	0	+0.09	**** +0.36
Incipency of tillering		**** -0.12	*** +0.04	** +0.03	**** -0.09	**** +0.26	**** +0.24
Most prosperous tillering		**** -0.08	-0.04	**** +0.06	**** -0.15	**** +0.42	**** +0.19
Latter of tillering		**** -0.11	**** -0.09	**** +0.31	**** -0.39	**** +0.21	* +0.04
Pregnant		**** -0.19	**** -0.11	**** +0.26	**** -0.37	+0.04	+0.04
Heading		**** -0.23	+0.05	**** +0.35	**** -0.28	+0.01	+0.03
Maturing before fall down stem		**** -0.10	** +0.09	**** +0.36	**** -0.26	**** +0.15	+0.01
Maturing after fall down stem		-0.02	+0.01	**** +0.35	**** -0.24	**** +0.09	* +0.05

Remark: mark same as Table 7-1

八、水稻生育情況及其收量

在第七章我們已知水稻正方形植和並列密植方法間，有顯著的溫度差異並且其溫度相差隨水稻生育之進展，地上部各株間高度之氣溫及水地溫差異情形各異，甚為複雜。但大略可說，水溫及地溫之差異生育前期（分蘗期為至）甚為顯著，40公分以下株高氣溫則以分蘗期以後之相差較大，然80公分株間氣溫由位於繁茂層直下，而繁茂層形成輻射層之故，最高氣溫、最低氣溫及最高最低氣溫之較差均自分蘗旺盛期以後相差顯著。上述二栽培法下所發生之溫度差異，應對作物生育量發生影響，本項逐次討論其生育及收量相差情況且分析溫度差異所發生的影響。

(一) 草長

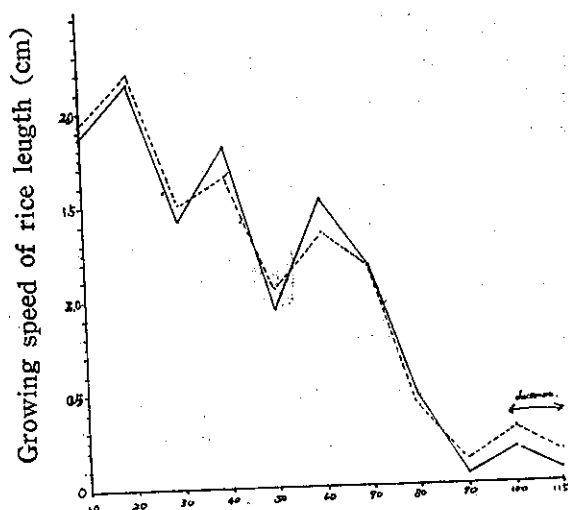
草長之伸展情況如 Table 8-1。水稻之草高伸長，自插秧後一直伸長至第90天達最高峯，然後稍減短其高度。其草長之正方形植和並列密植間差異，經過 t 值測驗，僅在第70天，抽穗時期及收割期有 5% 之顯著相差外，其他時期，如插秧50天以前有正方形植較短於並列密植，孕穗期以後反呈較長傾向，但由其相差顯著之故，甚難斷為受溫度環境相差之影響。其每10天平均生長量如 Fig 8-1，有三次伸長速度以第一次為最，插秧後第10至20天為最迅速，而後漸減其伸長速度。第二次為第30~40天分蘗末期，最後呈快伸長時期為孕穗期的插秧後第50~60天等，

一快一慢相互交換生長速度後，自孕穗期以後即逐漸減慢而到成熟期（第 90 天）即反呈草長縮短現象。其生長速度之比較如 Table 8-2。除了孕穗期間之草長伸長速度略有 2.5 % 顯著差異外，其他各生育期尚未發見差異，但其草長速度可說分蘗期間並列密植區略快於正方形植之傾向。惟其各種氣層、水層及土壤層溫度差異與水稻伸長速度間之相關如 Table 8-3。

40公分、20公分株間最低氣溫、水溫、地溫之最低溫度和最高地溫有若干之相關外，其他各層之溫度並未有任何相關存在。自 Fig 8-2 圖，在生長速度相差變動較大的第40天，可能受夜間高水溫之影響，第 60 天即 20cm 株間之夜間較高氣溫之影響而發生正方形植高出於並列密植之伸長速度，甚為明顯。

(二)分蘗數

分蘗數之多寡與收量間，據磯氏之研究，第二期作之相關為 +0.82 之故，分蘗數之多寡影響收量有密切的關係。因此農學者於提高水稻收量時非常重視分蘗數，促使有效分蘗數之增加。一般生育期中分蘗數增加情形，第二期作在插秧後第30天左右已達到最



No. of days from transplanting of rice
Fig. 8-1: Growing speed of paddy rice length

— square planting
... mass planting

Table 8-1: Length of 2nd paddy rice 1963

investigate date	item	No. of days from transplanting	square planting	mass planting	difference	"t" value
		days	cm	cm	cm	
17. Aug.		10	80.7	31.3	-0.6	-1.415
27. Aug.		20	52.2	53.3	-1.1	-1.708
6. Sept.		30	66.4	68.4	-2.0	-1.838
16. Sept.		40	84.5	84.9	-0.4	-0.303
26. Sept.		50	93.9	95.4	-1.5	-1.874
6. Oct.		60	109.1	108.8	0.3	0.299
16. Oct.		70	120.7	120.4	0.3	2.357
26. Oct.		80	125.3	124.5	0.8	0.766
5. Nov.		90	125.8	125.7	0.1	0.114
15. Nov.		100	124.1	122.9	1.2	1.035
29. Nov.		114	123.5	121.3	2.2	2.368

Remark: 5% significance level

Table 8-2: The growing speed of rice length of 2nd paddy rice. 1963

investigate date	item	No. of days from transplanting	square planting	mass planting	difference	"t" value
		days	cm	cm	cm	
17. Aug.		10	18.71	19.31	-0.60	-1.422
27. Aug.		20	21.38	22.10	-0.72	-0.800
6. Sept.		30	14.20	15.03	-0.83	-1.082
16. Sept.		40	16.96	15.90	1.06	0.664
26. Sept.		50	9.41	10.53	-1.12	-1.178
6. Oct.		60	15.13	13.38	1.75	** 3.041
16. Oct.		70	11.68	11.58	0.10	0.058
26. Oct.		80	4.58	4.10	0.48	0.384
5. Nov.		90	0.48	1.25	-0.77	-0.721
15. Nov.		100	-1.53	-2.80	1.27	1.641

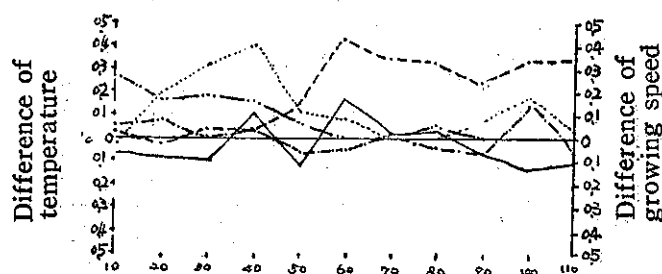


Fig. 8-2: No. of days from transplanting

--- 20 cm height
 40 cm height
 water temp
 --- soil temp
 — growing speed of rice

Table 8-3: Correlation coefficients between rice growing speed and the temperature of each layer on 2nd paddy rice field

speed	temp	heights on paddy field				water temp	soil temp
		80cm	40cm	20cm	10cm		
The growing Speed of rice	gaily mean temp	-0.035	-0.019	+0.024	-0.002	-0.003	+0.076
	maximum temp	+0.021	+0.017	+0.005	-0.037	-0.026	+0.126
	minimum temp	-0.066	-0.267	+0.119	-0.007	+0.131	-0.101
	temperature range	+0.015	+0.075	+0.015	-0.024	-0.045	+0.077

多時期，然後由無效分蘗次第枯萎之故，減少總分蘗數。如 Table 8-4，其分蘗數增減情形自插秧後就有顯著地差異且到了分蘗盛期以後之差異，除了成熟初期有一次差異程度稍減時期以外，其餘均在 0.5% 內顯著性。正方形植之有效分蘗百分比為 78.33%，

並列密植者為 78.53%，後者有稍高的傾向，但其相差僅 0.20%，微不足道。

由插秧後 30 天已到達分蘗最高峰之故，可認為該 30 天之氣象要素及土壤要素之影響形成上述相差。

Table 8-4: The change of No. of tiller during 2nd rice crop

date	item	No. of days from transp lanting	square planting	mass planting	difference of tillers	"t" value
17. Aug.		10	8.8	8.2	0.6	*** 3.644
27. Aug.		20	20.6	18.2	2.4	*** 3.656
6. Sept.		30	24.0	19.1	4.9	**** 7.969
16. Sept.		40	22.8	18.0	4.8	**** 5.965
26. Sept.		50	21.1	16.0	4.1	**** 7.794
6. Oct.		60	20.6	16.0	4.6	**** 14.808
16. Oct.		70	19.5	14.5	5.0	**** 8.883
26. Oct.		80	19.4	15.0	4.4	** 2.661
5. Nov.		90	20.3	15.8	4.5	**** 7.818
15. Nov.		100	18.8	15.1	3.7	**** 17.355
29. Nov.		114	18.8	15.0	3.8	**** 10.388

Remark: **** 0.5% significance level

*** 1% significance level

** 2.5% significance level

然而根據第七章之分析結果，在各層溫度差異間，相差較大者為日平均水温、最高水温、水温溫度較差及土壤溫度之最高、最低及其溫度較差等各項，如 Table 8-5。上部之較高溫度可能炭水化物、無機養分、水分等各種物質轉運較盛，促進細胞分裂及伸長而增加其生長量，土壤溫度之較低、較差之較小即控制根群之生育而使所得熱量較多耗於地上物之發育。根據懷本氏之研究結果，自 29 度以下之較低水温已有控制分蘗數之現象等，在本實驗紀錄中已獲證明。該關係自 Fig 8-3，溫度相差及分蘗數增加量差異關係圖，可明顯地看出。就是說，平均水温，最低水温之較高的正方形植區，其分蘗增加量大於並列密植區，呈正比例關係。然 10cm 高度株間氣溫之日平均及最低溫度較低時，分蘗增加量較多，呈反比例的

關係。再者分蘗數之增減情形差異與 10cm 高度株間最低氣溫之差異，如 Fig 8-4，呈反比例。則最低氣溫較低時，在分蘗期間之分蘗數增加速度大，分蘗期過後，其分蘗數減少速度小。

(三) 孕穗期

本章前已述及分蘗期間之溫度差異對分蘗數之增減有影響，自該溫度之差異尚可影響至抽穗之遲早現象。現在以全體之 30~40% 孕穗時為孕穗開始期，50% 以上時孕穗期而以 80% 以上已孕穗時為孕穗整齊期時，其調查結果如 Table 8-6。密植區略早於正方形植約 0.5~0.7 日，但其相差並不顯著，可以說孕穗期不受影響，其到孕穗期為止之積溫差異亦僅 30% 孕穗開始期時之水温有 25% 顯著性外，其他均未呈任何顯著差異。該顯著差異表示，水温較低對早期孕穗有良

Table 8-2: The growing speed of rice length of 2nd paddy rice 1963

investigate date	item	No. of days from transplanting	square planting	mass planting	difference	"t" value
		days	cm	cm	cm	
17. Aug.		10	18.71	19.31	-0.60	-1.422
27. Aug.		20	21.38	22.10	-0.72	-0.800
6. Sept.		30	14.20	15.03	-0.83	-1.082
16. Sept.		40	16.96	15.90	1.06	0.664
26. Sept.		50	9.41	10.53	-1.12	-1.178
6. Oct.		60	15.13	13.38	1.75	** 3.041
16. Oct.		70	11.68	11.58	0.10	0.058
26. Oct.		80	4.58	4.10	0.48	0.384
5. Nov.		90	0.48	1.25	-0.77	-0.721
15. Nov.		100	-1.53	-2.80	1.27	1.641

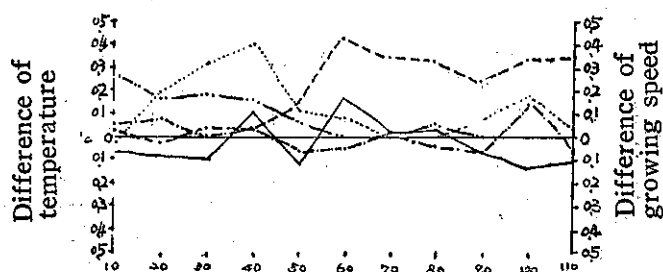


Fig. 8-2: No. of days from transplanting

- 20 cm height
- .-.- 40 cm height
- water temp
- soil temp
- growing speed of rice

Table 8-3: Correlation coefficients between rice growing speed and the temperature of each layer on 2nd paddy rice field

<div>position</div> <div>temp</div> <div>speed</div>		heights on paddy field				water temp	soil temp
		80cm	40cm	20cm	10cm		
The growing Speed of rice	gaily mean temp	−0.035	−0.019	+0.024	−0.002	−0.003	+0.076
	maximum temp	+0.021	+0.017	+0.005	−0.037	−0.026	+0.126
	minimum temp	−0.066	−0.267	+0.119	−0.007	+0.131	−0.101
	temperature range	+0.015	+0.075	+0.015	−0.024	−0.045	+0.077

多時期，然後由無效分蘗次第枯萎之故，減少總分蘗數。如 Table 8-4，其分蘗數增減情形自插秧後就有顯著地差異且到了分蘗盛期以後之差異，除了成熟初期有一次差異程度稍減時期以外，其餘均在 0.5% 內顯著性。正方形植之有效分蘗百分比為 78.33%，

並列密植者為 78.53%，後者有稍高的傾向，但其相差僅 0.20%，微不足道。

由插秧後 30 天已到達分蘗最高峰之故，可認為該 30 天之氣象要素及土壤要素之影響形成上述相差。

Table 8-4: The change of No. of tiller during 2nd rice crop

date	item	No. of days from transplating	square planting	mass planting	difference of tillers	"t" value
17. Aug.		10	8.8	8.2	0.6	*** 3.644
27. Aug.		20	20.6	18.2	2.4	*** 3.656
6. Sept.		30	24.0	19.1	4.9	**** 7.969
16. Sept.		40	22.8	18.0	4.8	**** 5.965
26. Sept.		50	21.1	16.0	4.1	**** 7.794
6. Oct.		60	20.6	16.0	4.6	**** 14.808
16. Oct.		70	19.5	14.5	5.0	**** 8.883
26. Oct.		80	19.4	15.0	4.4	** 2.661
5. Nov.		90	20.3	15.8	4.5	**** 7.818
15. Nov.		100	18.8	15.1	3.7	**** 17.355
29. Nov.		114	18.8	15.0	3.8	**** 10.388

Remark: **** 0.5% significance level

*** 1% significance level

** 2.5% significance level

然而根據第七章之分析結果，在各層溫度差異間，相差較大者為日平均水温、最高水温、水温溫度較差及土壤溫度之最高、最低及其溫度較差等各項，如 Table 8-5。上部之較高溫度可能炭水化物、無機養分、水分等各種物質轉運較盛，促進細胞分裂及伸長而增加其生長量，土壤溫度之較低、較差之較小即控制根群之生育而使所得熱量較多耗於地上物之發育。根據擾本氏之研究結果，自 29 度以下之較低水温已有控制分蘗數之現象等，在本實驗紀錄中已獲證明。該關係自 Fig 8-3，溫度相差及分蘗數增加量差異關係圖，可明顯地看出。就是說，平均水温，最低水温之較高的正方形植區，其分蘗增加量大於並列密植區，呈正比例關係。然 10cm 高度株間氣溫之日平均及最低溫度較低時，分蘗增加量較多，呈反比例的

關係。再者分蘗數之增減情形差異與 10cm 高度株間最低氣溫之差異，如 Fig 8-4，呈反比例。則最低氣溫較低時，在分蘗期間之分蘗數增加速度大，分蘗期過後，其分蘗數減少速度小。

(三) 孕穗期

本章前已述及分蘗期間之溫度差異對分蘗數之增減有影響，自該溫度之差異尚可影響至抽穗之遲早現象。現在以全體之 30~40% 孕穗時為孕穗開始期，50% 以上時孕穗期而以 80% 以上已孕穗時為孕穗整齊期時，其調查結果如 Table 8-6。密植區略早於正方形植約 0.5~0.7 日，但其相差不顯著，可以說孕穗期不受影響，其到孕穗期為止之積溫差異亦僅 30% 孕穗開始期時之水温有 25% 顯著性外，其他均未呈任何顯著差異。該顯著差異表示，水温較低對早期孕穗有良

Table 8-5: The paddys average temperature during transplanting ts tillering stage

No. of days	plot	temperature		mean t.		max. t.		min. t.		temp. range	
				soil	water	soil	water	soil	water	soil	water
10	Square			29.2	29.7	32.7	35.6	26.5	25.7	6.2	9.9
	Mass			29.2	29.4	33.1	34.9	26.2	25.7	6.9	9.2
	Differ			0	*	-0.4	*	0.3	0	-0.7	0.7
20	Square			28.8	29.0	31.7	33.3	24.0	25.8	4.8	7.7
	Mass			28.9	28.7	32.1	32.8	23.9	25.6	5.5	7.3
	Differ			-0.1	*	-0.4	*	0.1	0.2	-0.7	0.4
30	Square			28.8	28.8	30.9	31.7	27.3	26.6	3.7	5.1
	Mass			28.7	28.4	31.0	31.3	27.1	26.3	3.9	5.0
	Differ			0.1	*	-0.1	*	0.2	0.3	-0.2	0.1
40	Square			24.2	24.3	25.1	25.8	23.4	23.3	1.9	2.8
	Mass			24.2	23.8	25.3	25.3	23.3	22.8	2.2	2.7
	Differ			0	*	-0.2	*	0.1	0.5	-0.3	0.1
50	Square			26.0	26.0	26.9	27.3	25.2	24.9	1.7	2.5
	Mass			26.1	25.8	26.9	27.0	25.1	24.7	1.8	2.3
	Differ			-0.1	*	0	*	0.1	0.2	-0.1	0.2

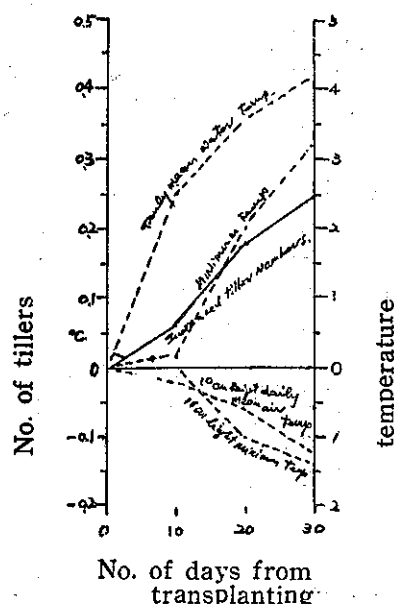


Fig. 8-3: Relation between temperature with No. of tillers

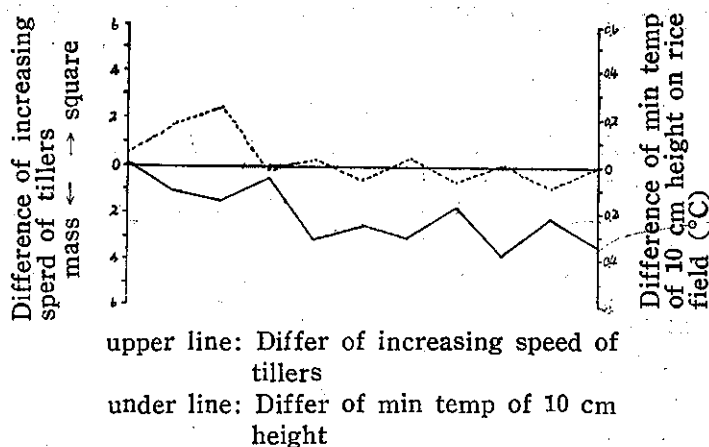


Fig. 8-4: Difference of no of tillers of rice croe and temperature on rice field of square planting with mass planting

Table 8-6: Difference of pregnant days and accunmlating temperature

% of pregnant	item	square planting	mass planting	difference	"t" value
30% Pregnant of rice crop	No. of days from transplanting	55.7 days	55.0 days	0.7 days	0.7144
	Accumulated air temp	1509.7 °C	1491.7 °C	18.0 °C	1.735
	Accumulated water temp	1516.4 °C	1482.1 °C	24.3 °C	3.356 **
	Accumulated soil temp	1510.6 °C	1492.3 °C	18.3 °C	1.777
50% Pregnant of rice crop	No. of days from transplanting	61.5 days	61.0 days	0.5 days	0.315
	Accumulated air temp	1643.8 °C	1631.7 °C	12.1 °C	0.337
	Accumulated water temp	1648.3 °C	1618.2 °C	30.1 °C	0.8624
	Accumulated soil temp	1644.1 °C	1630.4 °C	13.7 °C	0.389
80% Pregnant of rice crop	No. of deys from transplanting	65.7 days	65.0 days	0.7 days	0.555
	Accumulated air temp	1733.9 °C	1719.9 °C	14.0 °C	0.542
	Accumulated water temp	1736.6 °C	1703.6 °C	33.0 °C	1.302
	Accumulated soil temp	1733.6 °C	1717.0 °C	16.6 °C	0.644

好影響。但50%以上孕穗進展情況仍不受任何溫度之傾向。單就每株之孕穗枝數而論，即以正方形植之穗株孕穗枝數較並列密植分枝為多，惟因正方形植之分蘖數較多之故，孕穗枝數所佔總分蘖數百分比反而呈低，因此可說，低水溫可提高有效分蘖數之百分比。

Table 8-7: Difference No. of pregnant tillers between square planting and mass planting

investi gated date	No. of tillers		
	square	mass	difference
26. Sept.	1.6	1.4	0.2
1. Oct.	6.5	5.2	1.3
6. Oct.	11.4	9.0	2.4
11. Oct.	15.5	11.9	3.6
16. Oct.	19.4	14.5	5.1

四抽穗期

繼孕穗期後之抽穗期亦與孕穗期相同地略以正方形植區為遲些傾向，但其相差仍不顯著，僅差一天以

內，如 Table 8-8。然抽穗多寡已在孕穗期以前之環境條件所形成之故，可以說與孕穗期傾向相同，就是說，略受低水溫之影響而並列密植區稍早抽穗。

(四)抽穗數、穗長、乾重等

每株之稻穗抽穗數情況經收割時，12小區之每小區抽樣30株晒乾後之詳細調查結果，如 Table 8-9。

Table 8-8: Difference No. of days from trans planting days to heading days of square planting with mass planting

% of heading	squars	mass	differnce
	days	days	days
30 %	65.5	64.7	0.8
50 %	68.7	67.8	0.9
80 %	73.3	73.0	0.3

1.穗數：

每株之穗數正方形植較並列密植區多 3.8 支，其相差甚顯著，就可斷定說正方形疎植者較並列密植為多穗。該相差之發生原因，除了稻根所佔土壤體積大

Table 8-10: Difference of granis between square planting and mass planting

elements \ plot	square	mass	differ	"t" value
No. of grains in 1 plant	1085.2	854.9	230.3	**** 8.912
No. of perfect grains	669.9	547.2	122.7	
% of perfect grains	61.89 [%]	64.11 [%]	-2.22 [%]	-1.305
No. of disooloration grains	142.0	105.6	36.4	
% of disooloration grains	13.02 [%]	12.31 [%]	0.71 [%]	0.604
No. of empty grains	222.8	179.8	43.0	
% of empty grains	20.46 [%]	20.94 [%]	-0.48 [%]	-0.381
No. of dropping grains	50.6	29.7	20.9	**
% of dropping grains	4.63 [%]	3.50 [%]	1.13 [%]	3.159

花時季曾受過 7m/s 之強風之故，造成二成左右之空白粒。雖每株空白粒數尚以正方形植為多，但其所佔總子粒數間之百分比，即以密植區為百分比高，就當時可能之稻穗密度以並列密植區較高，動搖厲害時穗與穗之摩擦較大之故，其空白粒百分比比較高，惟其相差並不顯著。

5 脫落粒數：

由登熟作用之遲早，在收割前後，已熟者易在外界之條件下（稻穗動搖、衝擊等等），易自稻穗脫離。此種現象在二栽植法間亦有顯著的差異。即正方形植之熟期較早的關係，實際脫落粒數，脫落粒佔總粒數之百分比均以正方形植者為顯著地示高。

(b) 收量情況：

正方形植與並列密植之二栽植法間之水稻生育，子實結粒情況如上述，從大體講，每單株之差異，均以正方形疎植區之分蘗數、穗數、總結粒數、穗重為多，此在營養生長期間之高水溫，40cm 高以下氣層溫度之較低等環境下，稻根之發育迅速，養分、水分之吸收，流轉均較之並列密植區為旺盛之故，分蘗數、穗數均顯著地增多，到了抽穗開花期，即由株間各層氣溫之最高及溫度較差以正方形植區呈高於並列密植區之故，其同化作用，養分之蓄積作用較勝之故，其結粒總數，穗重多於並列密植區。但自單位面積內論其栽植株數所得收量時，每坪64株和80株之相差16株，因此正方形疎植區之單株之生產量應超過並列密

植區之生產量之25%，才能超收。據實驗結果，穗數多 3.8 支，勉強強有 25.33%，總結實粒總數多 26.93%，稍有超過並列密植區之總粒數，控除空白粒及脫落粒時之超收量為 25.78%，尚增收，惟再控除品質不良之變色粒，是單就飽滿粒數之增收量是僅 22.42%，未達 25% 超收生產量之故，反見正方形疎植區之總生產量遜於並列密植區之生產量。該事實以 12 小區之收量平均比較時最明顯。即正方形疎植區之平均收量為 9.64 公斤，並列密植區之平均收量為 10.04 公斤，相差 0.4 公斤，以並列密植區之收量為多。該收量差之 t 測驗顯著性值亦有 2.391，顯然的相差是起於每單株之完全飽滿子實之超收不多為因。若在穗上所可能結實的穀粒，在結實過程中未受任何氣象條件影響時，應以正方形疎植之收量優於並列密植區之收量不疑，而不可避免該條件時即以密植區之收量為多。總括本試驗結果來講，為提高水稻生產量，必需着眼單位面積之穗數之增加，每一穗飽滿粒數之增多。然穗數之增加賴於分蘗期之較高水溫，株間低部位之較低氣溫等等促進。抽穗每一穗飽滿粒數之增加即靠稻穗高度附近之多照、高溫，減少影響授精結實之風雨氣象條件及收割時期之適度等是。因此在第二期水稻栽培之疎密栽植法之可否，可說均賴於氣象條件之適於否之故，每一個從事生產水稻者必需細心地研討栽培地區之氣候因子之後，決定栽植法為增收穀之要訣。

Table 8-9: Difference of each element after harvest between square planting and mass planting

elements	plot	square	mass	differs	"t" value
No. of ears		18.8	15.0	3.8	**** 10,388
Ear lengths (cm)		17.8	17.5	0.3	1,309
No. of ear branches		7.53	7.51	0.02	0.126
Weights of total ear in each plant (gr)		24.4	19.8	4.6	**** 7,167
No. of grains in 1 ear		1085.2	854.9	230.3	**** 8,912
Weights of dry stem (gr)		31.1	25.7	5.4	**** 4,206
Total weights of 1 plant		55.5	45.5	10.0	**** 5,625

Remark: **** 0.5% significance level

小差異影響外，在營養生長期間之高水温，地上部稻穗層氣温之高湿所造成的促進生育之影響，亦其一大成因。但穗數佔分蘗數之百分比（有效分蘗數）即正方形疎植 73.33%，而並列密植 78.50%，以並列密植者稍高些之現象係來自分蘗數多寡之相違。

2. 穗長：

每穗穗長之相差僅 0.3cm，可謂微不足道，但是否抽穗期間之 80cm 層氣温之顯著最高氣温及氣温日較差差異所影響者，尚需進一步之探討。

3. 每穗枝數：

每一穗之小穗分枝數相差僅 0.02cm，此小枝穗之形成亦如穗長之形成相同，是否受該部位之氣温影響，亦需研討。

4. 每枝地上部平均乾重：

每一稻株之地上部乾重以分蘗數、穗數較多之正方形疎植區為多是不待言的。據 Table 8-9，每株之乾重以正方形疎植區較並列密植者重 10.0 公克，其相差甚顯著，不可能混淆。

5. 每株穗重：

每一稻株之乾燥穗重以穗長、多穗之正方形植重於並列密植區之稻株穗。其相差 4.6 公克，甚為顯著。但穗重佔地上部乾重之 43.96% 為正方形植，43.51% 為並列密植者，即正方形植之穗重所佔總乾重比較高些。每一穗單位重量即以並列密植 1.32 公克，正方形植 1.29 公克等，略呈相反現象。

6. 每株稻稈重：

二栽植法間有甚顯著的相差，即正方形疎植之稈重較重並列密植 5.4 公克，所佔地上部乾重之 56.04% 及 56.49%，以並列密植區所佔百分比稍大。

(六) 結實情況：

水稻生育到了抽穗開花時期，若不受強風、大雨影響時，以後之成熟皆待溫度環境之好壞，其結實情況發生差異。其結實情形如 Table 8-10。

1. 結粒總數：

每株之結粒總數，在二栽植法間有甚顯著的差異。由正方形植區之穗數較多之故，其總粒數當然較之並列密植區為多。以每一單穗所結之粒數比較時正方形植每穗結 57.72 粒，並列密植區結 56.99 粒，尚以正方形植之單穗平均結實數為多。

2. 飽滿粒數：

子實成熟之有否飽滿，關係收量、品質甚大。據該表，二栽植法間之飽滿粒數尚以正方形植為多，但其所佔於總粒數間之百分比，反而以並列密植區為高，雖然其相差不顯著，但為值得注意之。

3. 變色粒數：

子實登熟過程間，發生若干病害時，其子實易生着色，該變色子實對品質亦有甚大的影響。該變色粒之多寡亦以正方形植區者為多，同時所佔百分比多 0.7%，惟其相差不顯著。

4. 空粒：

在開花期間受強風或大雨時，因妨害授精作用結果，子實無法結實形成空白粒。本試驗實施間，當開

Table 8-10: Difference of granis between square planting and mass planting

elements \ plot	square	mass	differ	"t" value
No. of grains in 1 plant	1085.2	854.9	230.3	**** 8.912
No. of perfect grains	669.9	547.2	122.7	
% of perfect grains	61.89%	64.11%	-2.22%	-1.305
No. of disooloration grains	142.0	105.6	36.4	
% of disooloration grains	13.02%	12.31%	0.71%	0.604
No. of empty grains	222.8	179.8	43.0	
% of empty grains	20.46%	20.94%	-0.48%	-0.381
No. of dropping grains	50.6	29.7	20.9	**
% of dropping grains	4.63%	3.50%	1.13%	3.159

花時季曾受過 7m/s 之強風之故，造成二成左右之空白粒。雖每株空白粒數尚以正方形植為多，但其所佔總子粒數間之百分比，即以密植區為百分比高，就當時可能之稻穗密度以並列密植區較高，動搖厲害時穗與穗之摩擦較大之故，其空白粒百分比比較高，惟其相差並不顯著。

5 脫落粒數：

由登熟作用之遲早，在收割前後，已熟者易在外界之條件下（稻穗動搖、衝擊等等），易自稻穗脫離。此種現象在二栽植法間亦有顯著的差異。即正方形植之熟期較早的關係，實際脫落粒數，脫落粒佔總粒數之百分比均以正方形植者為顯著地示高。

(b) 收量情況：

正方形植與並列密植之二栽植法間之水稻生育，子實結粒情況如上述，從大體講，每單株之差異，均以正方形疎植區之分蘗數、穗數、總結粒數、穗重為多，此在營養生長期間之高水溫，40cm 高以下氣層溫度之較低等環境下，稻根之發育迅速，養分、水分之吸收，流轉均較之並列密植區為旺盛之故，分蘗數、穗數均顯著地增多，到了抽穗開花期，即由株間各層氣溫之最高及溫度較差以正方形植區呈高於並列密植區之故，其同化作用，養分之蓄積作用較勝之故，其結粒總數，穗重多於並列密植區。但自單位面積內論其栽植株數所得收量時，每坪64株和80株之相差16株，因此正方形疎植區之單株之生產量應超過並列密

植區之生產量之25%，才能超收。據實驗結果，穗數多 3.8 支，勉強強強有 25.33%，總結實粒總數多 26.93%，稍有超過並列密植區之總粒數，控除空白粒及脫落粒時之超收量為 25.78%，尚增收，惟再控除品質不良之變色粒，是單就飽滿粒數之增收量是僅 22.42%，未達 25% 超收生產量之故，反見正方形疎植區之總生產量遜於並列密植區之生產量。該事實以 12 小區之收量平均比較時最明顯。即正方形疎植區之平均收量為 9.64 公斤，並列密植區之平均收量為 10.04 公斤，相差 0.4 公斤，以並列密植區之收量為多。該收量差之 t 測驗顯著性值亦有 2.391，顯然的相差是起於每單株之完全飽滿子實之超收不多為因。若在穗上所可能結實的粒數，在結實過程中未受任何氣象條件影響時，應以正方形疎植之收量優於並列密植區之收量不疑，而不可避免該條件時即以密植區之收量為多。總括本試驗結果來講，為提高水稻生產量，必需着眼單位面積之穗數之增加，每一穗飽滿粒數之增多。然穗數之增加賴於分蘗期之較高水溫，株間低部位之較低氣溫等等促進。抽穗每一穗飽滿粒數之增加即靠稻穗高度附近之多照、高溫，減少影響授精結實之風雨氣象條件及收割時期之適度等是。因此在第二期水稻栽培之疎密栽植法之可否，可說均賴於氣象條件之適於否之故，每一個從事生產水稻者必需細心地研討栽培地區之氣候因子之後，決定栽植法為增收稻穀之要訣。

参 考 文 献

1. R. Geigey : Climate near the ground.
2. O. G. Sutton : Micrometeorology.
3. H. L. Peuman & I. F. Long : Weather in wheat, Q. J. M. Vol 86, 1960.
4. J. M. Hirst, I. F. Long & H. L. Long : Micrometeorology in the potato crop Proc, Toronto Met, Conference, 1954.
5. F. L. Water House : Micrometeorological profiles in grass cover in relation to biological problems. Q. J. M. Vol 81, 1955.
6. 胡峯、星加：水稻不稔性の品種間差異及其の環境との関係。北大農場報告。1938.
7. 稻垣工丙：新編農業氣象學。1916. 博文館。
8. 加藤茂苞：日照及温度の稲作重要時期。日作紀 5, 1933.
9. 大後美保：日本作物氣象學の研究。1950. 朝倉書店。
10. 郭振芳：臺灣水稻產量與雨量相關研究概述。臺灣省氣象所簡訊 No 39, 1955.
11. 山中岡利：作物氣象，測候時報。
12. 坪井八十二：水稻の暴風被害に關する生態學研究。農技研報告 A 8 1961.
13. 志茂山貞二：風害にする水稻の生理的減收機構に就て。農業氣象 15 (1) 1959.
14. 松島省三：日射と作物の生育收量。作物の生理生態\$49 朝倉書店 1954.
15. 鈴木清太郎等：水田氣象。農業氣象 Vol 1, 1943.
16. 大後美保：農地微氣象の研究。北隆館1949.
17. 坪井及中川：水稻生育に伴小水田の微氣象について。農業氣象 Vol 9 No 2, 1954.
18. 佐藤正一：本邦培地の稲作氣候と水田微氣候並びに微氣候調節に關する研究。九州農試彙報Vol 6 No 4, 1960.
19. 野江彌吉：稻の開花に對する外界の影響に就て。日作紀 1931.
20. 佐藤正一：水田氣象の二三例。農業と物理 1947.
21. 嵐、立石：秋落的立場から見たる九州地方に於ける水稻の生育收量に及ぼす氣象要素の影響。九農研究 No 6, No 7, 1950.
22. 盛永、井浦、柏木：作物と温度日光。農業と園藝 Vol 13~23 (1938~1948).
23. 三原義秋：秋落の氣象學的研究。農業と物理 1947.
24. 阿部、和田：水稻の登え生理に及ぼす氣温較差の影響。九農研究 No 15, 1955.
25. 佐藤正一：暗地に於ける晚稻栽培の好適氣候。農業氣象 No 10, 12, 1955~1956.
26. 中山包：最近の稻研究概觀。北方出版社1947.
27. 日本農業氣象學會編：水稻冷害の文献的研究。農林大臣官房調査課 1955.
28. 磯永吉：水稻耕種法講演。臺灣農會 1939.
29. Jerome C. R. Li : Lutrodaction ts statistical lafekeuce. Edwards Brothevs. Inc. 1957.
30. 丸山、奥村：陸稻畑の微氣候に關する研究。研究時報 Vol 14, No 1, 1962.



民國五十六年颱風調查報告

第四號颱風吉達

Report on Typhoon "Gilda"

Abstract

Typhoon Gilda was the latest typhoon in past seventy years which caused damage to Taiwan. In 1952, typhoon Bess hit the southwestern portion of this island on 13th November, which caused considerable damages. On 10th November, typhoon Gilda generated over the sea on the west of the Carolines, and moved to the west. Three days later, the storm built its force up to a severe typhoon and changed its course toward west-north-west. On 16th November, with a maximum wind velocity to 60 m/s as reported by reconnaissance aircraft, typhoon Gilda reached to the east of Luzon and turned to northwest. Later on, its movement was clearly shown on the radar scope of Hualien. The center of storm landed on 30 km south of Hualien at 10 a.m. 18th November. A maximum wind velocity of 36 m/s and a instantaneous wind velocity of 51 m/s were recorded in Hualien and Keelung. Flood waters inundated over 90 percent of Hualien city. More than 30 villages were marooned. Tap water and power supply were cut off, as a water main pipe ruptured and many power poles were blown down due to downpour of rainfall in the mountain area. The rainfall recorded at Hualien within three days (16-18) was 422 mm. A total of 8000 hectares of farm lands were inundated. Typhoon Gilda left in its wake 2 persons killed and 53 injured. A total of 836 houses destroyed and 1,375 others partly damaged. Loss of agriculture was figured to NT\$ 216,940,000. Among which, damage of sugar cane was the worst. Total overall damage can hardly be estimated.

一、前言

本年內第四次侵臺颱風吉達 (Gilda)，為過去七十年來侵襲臺灣最晚之一次颱風。1952年11月26日雖有黛拉 (Della) 颱風通過臺灣海峽，作為侵臺颱風，但損害極為輕微，似可略而不計。同年11月13日則有聞名本省之貝絲 (Bess) 颱風掠過高雄、臺南一帶，損失極為慘重。此次吉達颱風登陸花蓮，使該區遭受嚴重之災害，僅次於 1958 年 7 月之溫妮 (Winnie) 颱風。

吉達颱風11月8日初見於馬紹爾群島與加羅林群島之間，兩日後正式形成，初向西進；13日發展為強烈颱風後轉向西北西。至16日，臨近呂宋島東方時，最大風速達 60m/s，走向轉為西北，乃形成直趨臺灣東部之形勢。本局於15日22時10分發佈第一次海上颱風警報，16日16時30分改發海上及陸上颱風警報。18日上午10時左右，吉達颱風之中心在花蓮南方大約30公里處登陸，花蓮測候所測得 36m/s 之最大風速，瞬間風速達 51m/s。但雷達站因位置較高，且較

暴露，離地28公尺之雷達天線處瞬間最大風速已超過記錄紙限度，估計達 70m/s 以上，以致天線及外罩全部被吹落墮毀，花蓮地區房屋損毀甚多。16—18日花蓮之雨量為 442mm 迎風山坡估計當在 1,000 公厘以上，因此水災及風災均甚嚴重。

吉達颱風登陸後威力頗減，未幾即轉變為熱帶氣旋，入臺灣海峽乃趨於消失，本局於18日21時40分發佈解除警報。茲將吉達颱風發生經過及各地氣象情況檢討如下：

二、吉達颱風之發生及經過

11月7日之地面天氣圖上，鶯瑪 (Emma) 颱風位於海南島之東北方，不久即登陸廣東沿海。另一颱風芙瑞達 (Freda) 誕生於民大諾島西北方之海上。次日，馬紹爾群島與加羅林群島之間出現一範圍頗廣之熱帶低壓。

9日14時，上述之熱帶低壓正式發展成熱帶風暴，命名為吉達 (Gilda)，測得中心位置在 8.7°N 、 156.6°E ，最大風速為 17m/s，以每小時 5 哩之速度走向西北。

至10日8時，吉達之中心氣壓已自 1000mb 降為 988mb。24小時後，中心已位於 10.6°N 、 152.8°E ，進行之速度加快，估計為每時10哩，走向逆轉為近似向西。12小時後，正式到達颱風強度，中心氣壓為 980mb，最大風速為 32m/s。此後即不絕增強。

11日20時，吉達之中心氣壓已降為 970mb，最大風速則已增至 43m/s，中心在 11.3°N 、 150.7°E 。至12月8時，走向突轉為西北，中心氣壓測得為 965mb，最大風速增為 50m/s，且加速行進，估計為每小時12哩。其時，吉達之北方，亦即日本之東方有一溫帶氣旋，大陸上則為一迅速減弱之高壓區，故吉達之北方為近似平行之等壓線。

13日8時，吉達之中心到達關島附近，中心附近之最大風速增為 60m/s，中心氣壓降為 945mb，走向又逐漸轉為近似向西。此強烈颱風中心氣壓仍在不斷降低。至14日8時，中心氣壓僅為 910mb，中心位於 15.4°N 、 139.4°E ，進行之速率高達每小時18哩，中心最大風速增為 65m/s，中午之飛機穿越，測得中心氣壓僅 890mb，25m/s 之暴風半徑達 250 哩。此為吉達發展之最高峯。此時，大陸高壓已伸出一楔形入海，吉達位於其南方，故繼續西進。此後之路徑相當規律，大致保持西北西之走向。

15日8時，吉達之中心位置在 16.8°N 、 132.4°E

，暴風 (30kts) 半徑在西北方達 500 哩，南方則為 300 哩，最大風速大約在 60m/s 左右。此後，吉達之走向稍見順轉，20時後保持向西北，乃直接威脅東部。

16日8時，吉達之中心氣壓已升高至 932mb，34哩時之暴風半徑亦已縮減為 250 哩，移動速度減為每小時 8 哩。當時之中心位置在 19.0°N 、 127.5°E ，即恒春之東南方約 800 公里之海面上。12小時後，測得最大風速為 50m/s，中心氣壓升至 940mb。

翌日，吉達之中心距臺灣更近，侵襲似已無法避免。8時之中心位置在 21.4°N 、 124.2°E ，即在恒春之東方約 350 公里之海面上，仍走向西北。6小時後，本省東部即進入暴風圈內。花蓮氣象雷達上顯示其行動瞭如指掌。17日17時52分攝得之平面回波離中心形態如圖一。圖中可見吉達之中心在花蓮之東南方 (145°) 約 300 哩之海面上。同日18時38分攝得之回波形態如圖二。



圖 1：11月17日17時52分花蓮雷達 WSR-64M 所攝得之吉達颱風

Fig. 1: Off center view of Hualien PPI radar scope on 0952Z, 17 November, 1967

17日20時，吉達之中心到達 22°N 、 123°E ，中心氣壓測得為 960mb，最大風速雖一般測得均為 45m/s 左右，但自登陸時花蓮實際測得之瞬間風速估計，當時所報之中心最大風速似嫌失之過低。故自17日14時起，認為吉達已減為中度颱風。

18日8時，吉達已在花蓮東南方約70公里之海面上，故在10時06分，中心即在花蓮南方約30公里處登陸，當時暴風半徑為 300 公里。登陸後，威力銳減，未幾即轉變為一輕度颱風，且在中央山脈之後方誘發一副中心。主中心繼續向西北進行，午後2時左右在

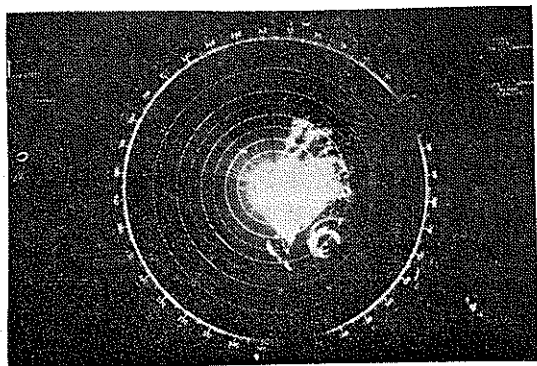


圖 2：11月17日18時38分花蓮雷達 WSR-64M 所攝得之吉達颱風

Fig. 2: view of Hualien PPI radar scope on 1038Z, 17 November, 1967

新竹入臺灣海峽之北部。不久被新生鋒系穿入，午夜此颱風即告消失。吉達颱風生命過程中之全部路徑見圖三。

三、吉達颱風之路徑與天氣圖形勢

吉達颱風之全部路徑大致屬西北西之走向，但仔細分析，亦可分為四個階段。

(一)自11月10日發展成熱帶風暴起，隨後逐漸增強，以迄於12日之成為強烈颱風為止，路徑逆轉為近似

向西。

(二)自12日8時起至13日中午中心到達馬利安納群島止，吉達走向西北。

(三)自13日中午起至15日20時止，吉達之走向為西北西。

(四)自15日20時至穿越臺灣入海峽為止屬西北走向。

茲將形成如此路徑之天氣圖形勢檢討如下：

11月10日之地面天氣圖上，因錫低壓中心位於堪察加半島，在其東南方有一反氣旋，中心在 40°N 、 180°E ，吉達位於其前緣，氣壓梯度甚弱，馬利安納群島一帶東風盛行。在 500mb 圖上，高壓帶在北緯 20 度附近，吉達在其南方，故高空亦以東風盛行，吉達乃走向西方。

12日之地面圖上，日本附近有一低槽，500mb 圖上亦有此種跡象，故吉達因走向此低槽而轉為西北向。

13日14時之地面圖上，北方之氣旋已進抵堪察加半島以東，大陸上之高氣壓即將入海，故吉達已不及轉向，乃只有沿高壓之南緣進行，因此再轉為西北西。在 500mb 圖上，高緯度之槽線僅能延展至 40°N 附近， $20-25^{\circ}\text{N}$ 仍為一高壓帶，亦有利於吉達作 WNW 之走向。

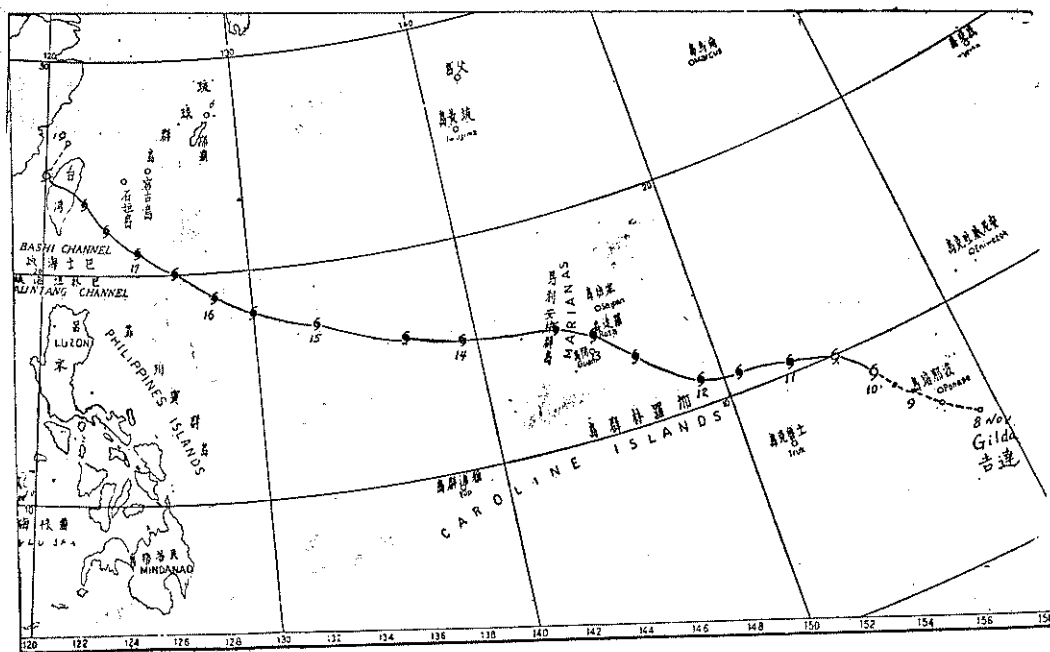


圖 3：吉達颱風之路徑 (57年11月8—19日)

Fig. 3: The best track of typhoon Gilda Nov. 1967

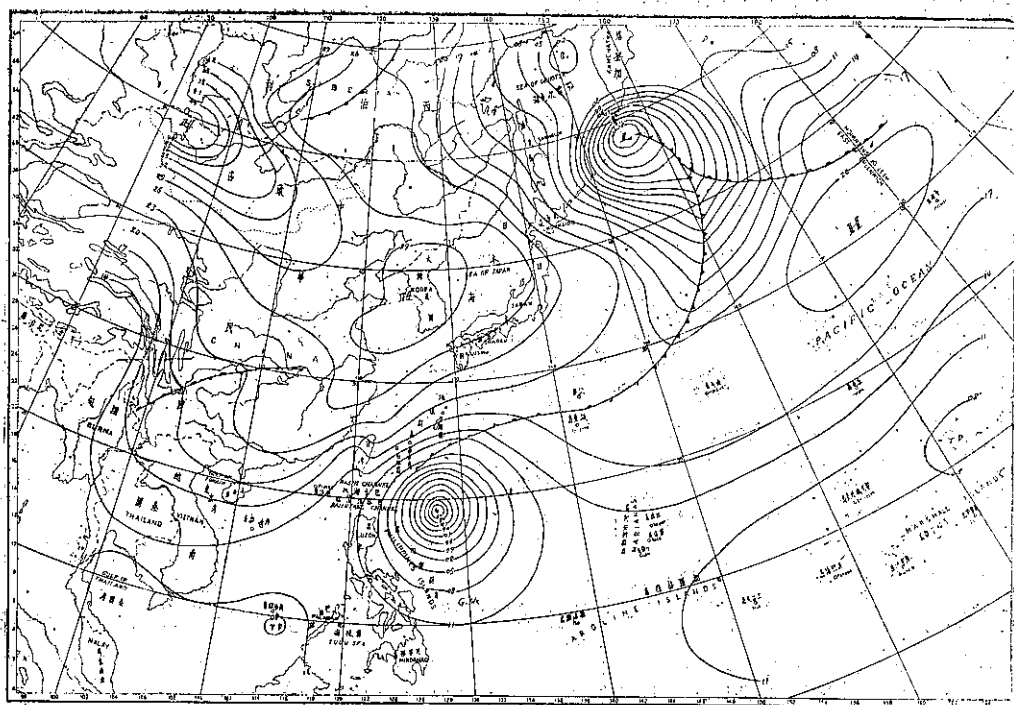


圖 4：民國56年11月16日8時之地面天氣圖
Fig. 4: Sea level chart, 0000Z, 16th Nov. 1967

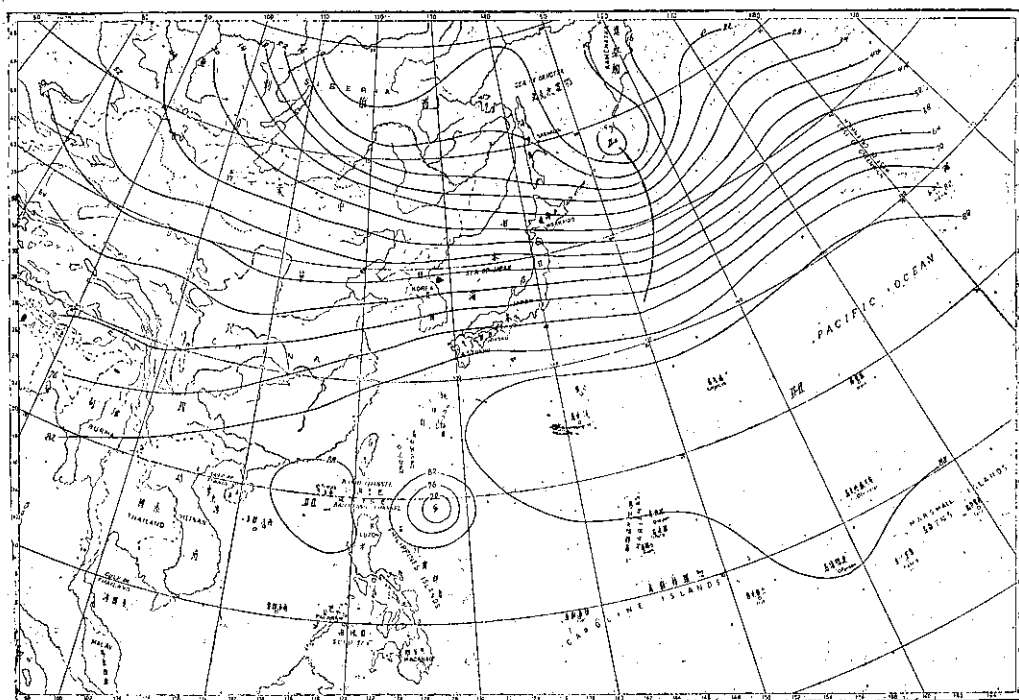


圖 5：民國56年11月16日8時之500毫巴圖
Fig. 5: 500mb chart, 0000Z, 16th Nov. 1967

15日20時為一關鍵時機，大陸上之高氣壓已有一部份中心進入黃海 此高壓之軸線自西北伸向東南，故南邊之等壓線亦作如此走向，有利於吉達走向西北。500mb 圖上，臺灣上空為一高壓帶之缺口，吉達乃得長驅直入。至16日8時，大陸上高壓中心一在北疆與外蒙之間，另一較小之中心則在北韓附近，故高壓軸線之伸向東南方更為明顯，見圖四；500mb 圖見圖五。

17日8時為吉達登陸前26小時，大陸上之高壓帶自西伯利亞延伸至外蒙及東北，因錮氣旋在阿留申群島，500mb 圖上槽線自松花江伸至黃海及東海。

四、吉達颱風侵臺期間各地氣象情況

吉達颱風逼近臺灣之際，臺灣東方海上之風速激增，蘭嶼吹猛烈之北北東風，17日2時已超過每秒30公尺。7時後超過40公尺。花蓮則自17日中午起始超過每秒10公尺。花蓮降雨始自16日23時，但直至18日子夜始增強，雨勢最猛在中午，亦即登陸之後，風力最強約在10時30分。除花蓮地區外，大屯山區之雨勢亦猛。風力則以花蓮最強，惟以花蓮測候所較隱蔽，記錄得之風速較低，茲將吉達颱風侵臺期間之各種氣象要素演變情形分述於後：

一、氣 壓

吉達颱風之中心氣壓之低降甚急，見圖六所示，9日(00Z-00Z)內降12mb，10日內降16mb，11日降7mb，12日降20mb，13日則降35mb之多。14日00Z至04Z降約10mb後，隨即迅速填充，14日上升17mb，15日亦上升17mb，16日升10mb，17日升18mb，18日8時侵臺前已升至960mb，中心最大風速亦已降至每秒30多公尺。但按照花蓮受災情形及雷達站實測之風速視之，彼此實難配合。故作者懷疑飛機偵測得之風速均嫌失之過低。以花蓮測得最低氣壓978.4mb而言，尚屬合理，蓋中心在花蓮南方80公里處登陸，該處最低氣壓必低於花蓮所得，與960mb相差不多。但風速則相差甚大，離地28公尺之雷達天線高度實測瞬間最大風速高達70m/s以上，按圖六中則僅30m/s而已！

宜蘭之最低氣壓為1005.5mb，與花蓮相差27.1mb，兩地相距約90公里，故氣壓梯度平均約每百公里差30mb。由此亦可想見吉達之範圍實已縮小。南面之範圍較廣，蓋新港之最低氣壓為992.6mb，臺東為996.3mb。易言之，吉達中心以北，氣壓

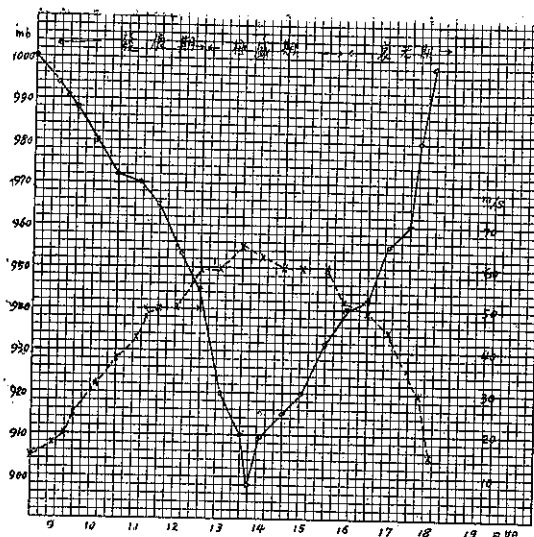


圖6：吉達颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖（實線氣壓，虛線風速）

Fig. 6: The variation of the central pressure and maximum wind velocity of typhoon Gilda (solid line-pressure, broken line-wind velocity)

梯度較急，南面則較緩。

茲就花蓮一地氣壓之演變而論，亦可證實前說，蓋自17日起，氣壓之低降猶甚微，見圖七。24小時內降低僅不過5mb；18日0時至8時，亦不過5mb。8時至10時則兩小時內降10mb之多；10時0分至17分內則降12mb，可見吉達颱風狂暴之中心範圍甚小，半徑不過三、四十公里而已！

吉達颱風過境期間，據本局所屬測站所得之最低氣壓及其出現時刻繪成之等值線與同時線見圖八。圖中顯示最低氣壓之分佈非常合理，足以解釋吉達登陸後迅速消滅。高屏及澎湖地區因中央山脈之影響，誘導成一氣壓較低區。至於最低氣壓出現之時間，自東南方至西北方逐漸延遲，蘭嶼出現最低氣壓最早，比花蓮提前約16小時，其次為臺東，提早約6小時半，再次則為高雄、恒春、大武等地。花蓮最低氣壓在10時17分出現，即中心經過之時刻。所可注意者：基隆、宜蘭一帶最低氣壓出現最遲，延至18日14時以後，此實為中心在新竹出海後，該處受地形影響而誘導成一較低氣壓區；澎湖最低氣壓延至13時出現亦屬類似之情形。

二、風

吉達颱風之侵襲臺灣，外島之風速以蘭嶼為最大

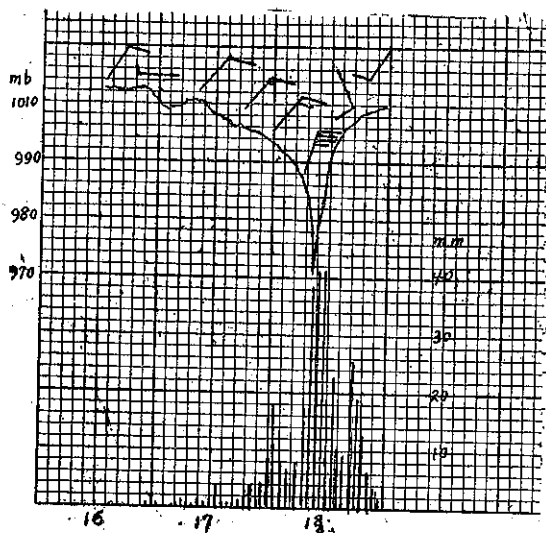


圖 7：吉達颱風經花蓮時該站測得之氣壓風向風速及每時雨量

Fig. 7: The sequence of pressure, wind direction and speed, hourly rainfall which was observed at Hualien during typhoon Gilda's passage

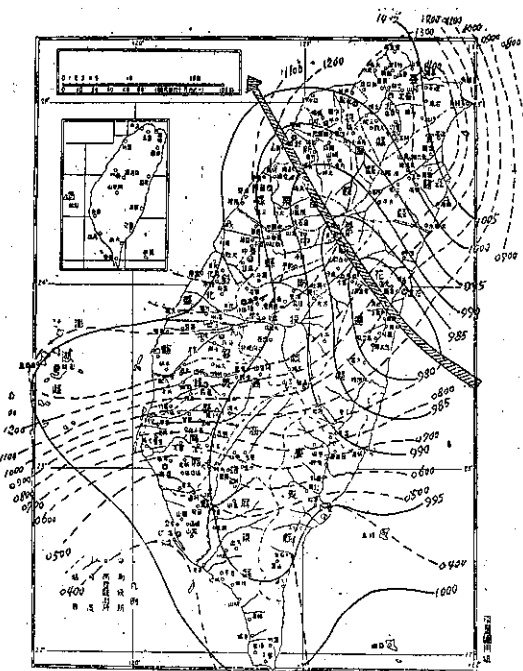


圖 8：吉達颱風經過臺灣時各地出現之最低氣壓及其同時線分析

Fig. 8: The distribution of lowest pressure and its isotimic analysis in Taiwan during Gilda's passage

自無疑問，17日16時40分測得每秒47.2公尺之十分鐘內平均最大風速，瞬間最大風速則達56m/s，均為北北東風。此不僅因距中心較近，且受地形與高度之双重影響使然，本島之風速自以登陸地點之花蓮為最大。花蓮16日吹東北風，午夜曾一度轉為西風，17日仍以東北風盛行，午後已超過10m/s，但隨後增強並不多，直至18日9時以後始超過20m/s。10時後激增，大約10時半出現50.8m/s之瞬間最大風速，十分鐘平均則為36m/s。但氣象雷達站測得離地10公尺之風速，則最大瞬間風速達63m/s，（見圖九），離地28公尺（雷達天線高度）竟達70m/s以上（見圖十）。二者均已超過記錄紙限度，憑估計得出。可見花蓮測候所之風速記錄遠較雷達站（美崙）為低。據該所記錄，11時後風速即降至20m/s以下，12時至16時均不過10m/s左右，足見破壞性風力維持不過半小時而已！

試以民國47年之溫妮（Winnie）颱風作比較，該颱風係於7月15日19時30分登陸花蓮南方，中心氣壓最低時僅925mb，可見遠較吉達為低。登陸時亦在填充中，大致在940mb左右，花蓮測得之最低氣壓為963.2mb，最大風速則為38.8m/s之北風，瞬

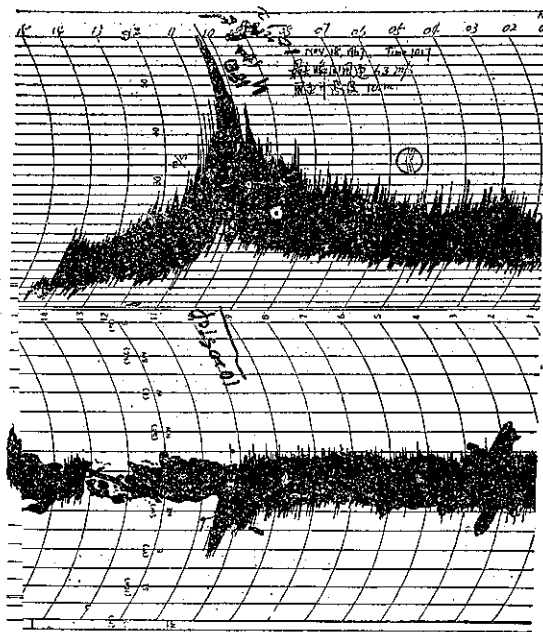


圖 9：吉達颱風56年11月18日登陸花蓮附近由雷達站測得離地10公尺風速紀錄

Fig. 9: The anemograph (10m above ground) record of Hualien Weather Radar Station on 18th Nov, 1967

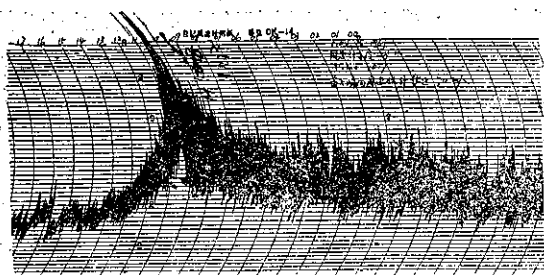


圖10：吉達颱風56年11月18日登陸花蓮附近由雷達站測得離地28公尺處（即雷達護罩高度）風速紀錄

Fig. 10: The anemograph (28 m above ground) record of Hualien Weather Radar Station on 18 th Nov. 1967

間風速達 54.2m/s，可見均較吉達為高，破壞力亦較大，但主要原因在於溫妮之範圍較大，暴風持續之時間較久。臺中測得之最低氣壓亦達 966.4mb，新港為 969.1mb。

吉達颱風過境期間，本島除花蓮出現之風最大外，新港 29m/s 得之北風，瞬間最大風速為 35m/s。其餘各所大抵均不足 20m/s。

三、降 水

吉達颱風經過期間，臺灣本島之降水集中在兩個區域：一為花蓮區，一為大屯山區，自16至18日三天內大致在 400—450 公厘，迎風面山坡大約在 500—600 公厘，基隆至宜蘭不過 200 公厘上下，本島等雨量線之分佈見圖十一。圖中可見雨量最大自南澳至太平山之迎風面，中央山脈以西以及本省之西南部雨量極微，玉山為 46mm，萬大為 37mm。

試比較本年 7 月 11 日同樣在花蓮登陸，新竹附近出海之中度颱風葛萊拉 (Clara)，二者等雨量線之分佈完全不同，葛萊拉之雨量集中在阿里山區及合歡山區，使嘉義及雲林地區發生嚴重之水災，分析其原因，實可獲得寶貴之啓示。我人過去均有颱風內雲雨區左右對稱之錯誤觀念，甚至認為各象限內亦大致相似，實則大謬不然。另一應予修正之觀念乃過去過份強調地形之影響，故葛萊拉颱風之使阿里山區產生傾盆大雨，僅釋為暖濕之西南氣流走向颱風中心，途中遇阿里山脈，迎風面被迫上升乃致大雨。然則吉達颱風同樣位置同樣路徑，何以雨量均在東北部，中央山脈以西幾無雨跡，阿里山僅得 2 公厘而已！

可見我人對過去之觀念實有修正之必要，雷達及衛星所攝得之圖片具有莫大之價值，蓋葛萊拉颱風侵襲前，花蓮雷達站攝得明亮之回波僅見於西南象限，吉達颱風則西北象限內回波特別濃密，足見並非純由

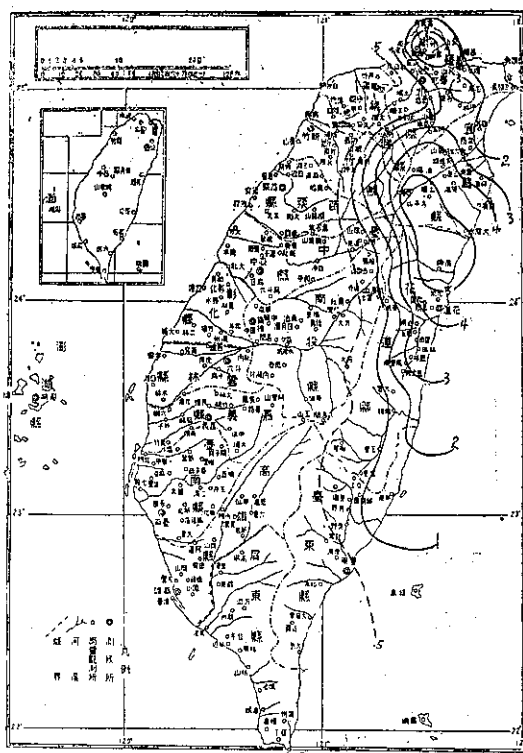


圖11：吉達颱風過境期間臺灣地區之等雨量線 (11月16日至18日)

Fig. 11: The distribution of rainfall in Taiwan during Gilda's passage (16-18 Nov. 1967)

於地形使然，侵襲前各象限內之雲帶頗不一致。

另據作者分析，葛萊拉颱風登陸時，正好為該颱風發展最盛時，中心氣壓降至最低，故而攔引暖濕氣流源源進入；吉達颱風則登陸花蓮適在填充期間，中心氣壓已上升達 60mb 之多，故西南氣流不強，阿里山17—18日均吹東北風，午後始轉東南風，風速均弱。進一步之分析當與氣團本身之含濕量及其垂直分佈有關。吉達颱風侵襲期間本局所屬各所測得之氣象要素網要見表一。

五、災 情

吉達颱風因暴風之範圍較小，故災情主要在花蓮地區。根據警務處之統計：死亡 2 人，重傷 8 人，輕傷 45 人，房屋全倒 836 間，半倒 1,375 間。農業方面損失估計為 216,940,000 元。香蕉受損最重，達兩萬公頃；林業約 170,770,000 元。花蓮地區災民有 5,000 人，部份鐵路公路均因坍方而被阻。花蓮雷達站天線部份被吹毀，估計損失達 10 萬美元。此外，以花蓮之自來水工程被破壞最烈，經兵工搶修，一週後始告恢復。(戚啓勳)

表 1：吉達颱風侵臺時本局所屬各測站紀錄綱要

Table 1: The meteorological summaries of TWB weather stations
during Gilda's passage

56年11月16—18日

地 點	最 低 氣 壓 (mb)	起 時		最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時		瞬 間		最 大		風 速		雨 量 總 計 (mm)	期 間		風力6級 以上之 時間 (10m/s)
		日	時 分		日	時 分	風 速	風 向	氣 壓	氣 溫	濕 度	時 間		日	時 分	
彭佳嶼	1007.7	18	05.00	28.2ESE	18	13.00	37.7	ESE	1010.3	21.4	96	18. 12. 20	95.3	17.00.20 19.04.40		15.08.00 19.11.00
鞍 部	910.7	18	13.20	20.3SSE	18	18.00	—	—	—	—	—	—	376.9	16.19.50 18.21.40		16.24.00 19.01.00
竹子湖	1003.7	18	13.28	7.3NW	17	02.05	—	—	—	—	—	—	416.1	16.21.00 18.16.00		—
淡 水	1001.4	18	13.15	19.2ENE	18	07.40	27.7	ENE	1005.3	22.7	79	18. 13. 15	152.6	16.21.30 18.21.00		18.03.25 18.21.00
基 隆	1005.9	18	14.30	16.3ENE	18	10.30	29.5	ENE	1008.4	21.7	94	18. 10. 24	179.4	16.23.35 18.22.45		16.22.40 18.14.00
臺 北	1002.3	18	13.15	13.8ENE	18	10.30	28.8	ENE	1002.6	23.1	87	18. 13. 40	75.4	17.00.18 18.14.20		17.21.00 18.16.00
新 竹	993.3	18	12.35	15.0 NE	18	04.30	25.8	NE	1003.2	24.0	71	18. 04. 20	15.2	17.00.15 18.00.20		18.03.00 18.11.00
宜 蘭	1008.5	18	14.15	18.7 NE	18	09.20	20.0	NE	1008.2	21.5	99	18. 09. 18	200.3	16.16.35 18.22.30		17.24.00 18.14.00
臺 中	998.6	18	05.00	8.8 N	17	18.00	14.1	N	1001.6	25.2	72	17. 15. 44	0.3	18.02.47 18.05.00		—
花 蓮	978.4	18	10.17	36.0ENE	18	10.30	50.8	ENE	992.8	22.5	100	18. 10. 32	441.9	16.22.40 18.19.25		17.11.50 18.16.00
日月潭	887.4	18	11.00	6.7 NE	18	00.40	—	—	—	—	—	—	3.1	17.21.15 18.15.20		—
澎 湖	999.5	18	13.00	19.5NNE	17	14.30	27.8	NNE	1005.1	20.7	88	17. 14. 82	17.0	18.18.10 19.09.20		15.07.35 18.14.15
阿里山	3021.1	17	05.00	16.0 NE	17	23.30	18.0	NE	dym 3057.9	13.3	85	17. 23. 25	1.7	17.07.35 18.14.10		17.23.05 18.00.30
玉 山	3011.2	18	11.28	7.5 NW	18	11.40	—	—	—	—	—	—	46.0	17.00.30 18.14.40		—
新 港	992.6	18	06.10	29.0 N	18	04.10	35.0	N	993.6	22.6	96	18. 03. 35	117.8	17.02.20 18.21.30		15.19.20 18.17.00
永 康	999.8	18	06.45	10.3 S	18	17.00	18.2	S	1003.5	24.0	82	18. 18. 45	0.0	—		18.14.45 18.18.50
臺 南	997.1	18	04.20	10.2 S	18	22.10	20.0	S	1001.9	24.4	82	18. 17. 55	0.0	—		18.21.40 18.22.30
臺 東	996.3	18	03.53	17.5NNE	17	22.13	24.5	NNE	1000.2	26.5	62	17. 22. 15	14.8	17.04.52 18.18.20		16.12.00 18.13.00
高 雄	998.7	18	04.20	18.2ESE	18	20.00	28.1	ESE	1005.4	23.5	94	18. 21. 37	3.3	18.18.30 19.05.34		18.12.30 18.23.30
大 武	995.1	18	04.30	16.5NNE	17	11.20	30.6	NNE	1004.0	27.4	71	17. 10. 58	8.1	17.11.01 18.16.40		17.06.00 17.19.00
蘭 嶼	1009.3	17	18.00	47.2NNE	17	16.40	56.0	NNE	1009.4	22.8	90	17. 16. 45	76.5	17.16.20 18.08.20		16.00.00 18.14.00
恒 春	999.0	18	04.45	11.0 NE	16	04.50	15.0	NE	1013.1	21.2	66	16. 04. 48	10.6	17.16.38 19.03.30		16.04.50
鹿林山	727.5	18	04.20	15.7 SW	17	23.20	—	—	—	—	—	—	10.6	17.08.40 18.14.55		17.21.50 17.23.40
東吉島	998.9	18	13.00	25.3NNE	17	22.00	29.0	NNE	1003.7	21.4	92	17. 20. 20	0.0	—		16.17.00 18.12.22

* 仍沿用測站氣壓 mb 數。

** 已換算為 700mb 面高度重力公尺數。

Volume 14, Number 2

June 1968

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- Meso-Scale Analysis and Forecasting Through the
Application of Radar..... CHIEH-HSI TANG..... (1)
A Study of Land and Sea Breezes at Hsinchu..... H. L. CHU..... (16)
Microclimate in the Paddy Field..... C. S. YEN..... (30)

Reports

- Report on Typhoon "Gilda"
..... TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU..... (52)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第十四卷 第三期

目次

論著

- 臺北盆地的氣候……………鄭子政……(1)
- 地震波初動分佈與發震結構……………徐明同……(14)
- 依據判別解析法預報颱風侵襲或接近本省時之降雨量……林瑞山……(25)

報告

- 民國五十六年北太平洋西部颱風概述……………臺灣省氣象局……(41)

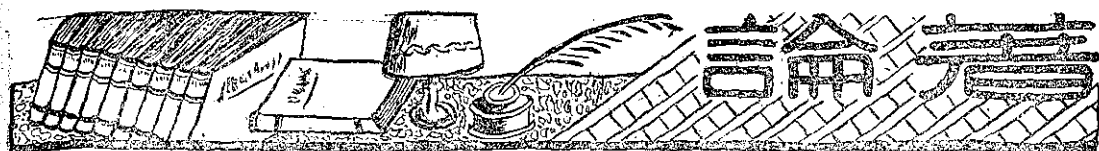
氣象學報

(季刊)

第十四卷 第三期

主編者	臺灣省氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號
	電話：二四一四一
發行人	劉大年
社長	劉大年
	電話：二二八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號
	電話：三四七二四

中華民國五十七年九月出版



*臺北盆地的氣候

鄭 子 政

The Climate of Taipei Basin

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

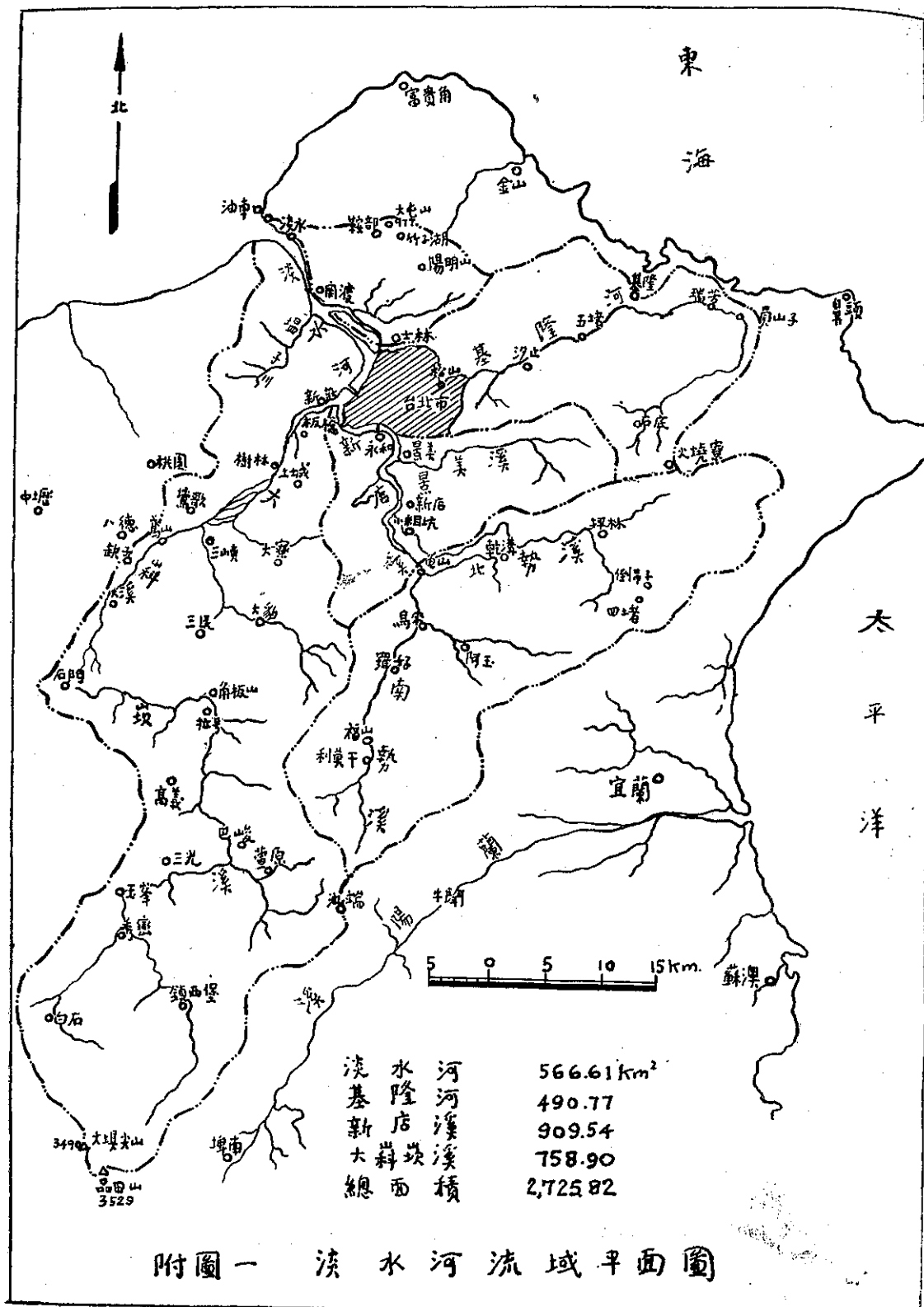
This paper first discusses the topography and the area of the basin and its environs. Isohyetal distribution on maximum, minimum and mean annual rainfall of the basin has been found that a maximum is located at northern suburb of the basin and a minimum at west side of it. The average difference of amount of rainfall between the maximum and the basin was around 2,500 mm. The rate of increase of rainfall with its height reaches its summit approximately between 600 to 800 meters above mean sea level. The distribution of rainy days around the basin had also been discussed. There exists with slight difference on the number of rainy days between the northern suburban mountainous areas and the basin but there is a gap about 70 rainy days between the basin and western part of the suburb of the city.

Temperature distribution of the basin has also been treated synoptically for analysis. The temperature gradient between the surface and the 500 meters level is steeper than the level between 500 M. to 1,000 M. Such case is more obvious in winter than in summer.

Four typical typhoons had been chosen for the analysis of their rainfall distribution during their passage invaded the northern part of Taiwan. Each typhoon gives the peculiarity of its track in relation to storm rainfall of the basin. Some conclusive ideas had been drawn from the analysis i.e. (1) the rainfall precipitate down at the upper valley of Sin-tien-chi and Ta-kou-kan-chi or the southern and western suburban of the basin usually have more amount of rainfall than the hilly region of the northern suburb when the typhoon track passed to south of the basin; (2) the basin receives more rainfall when the storm is more closer to it; (3) the basin receives less rainfall when the typhoon thwarted the Central Mts; (4) the basin often receives very high rainfall when the center of the typhoon was almost parallelly passing over the sea along the northern coast of Taiwan.

Other meteorological elements such as number of hours of sunshine, amount of evaporation and number of foggy days in relation to the change of air pollution conditions have also been briefly discussed in last part of the paper.

* 本文為中華學術院中華地學協會民國五十六年度年會報告



淡水河流域的氣象觀測站所屬集甚夥，不下有 125 處（註 1）。統計在沿淡水河有 21 處，大嵙崁溪流域設有 25 處，新店溪沿岸有 37 處，在基隆河流域亦有 15 處，至於其他鄰近地區有 27 處。但由於觀測工作時有斷續，搜尋紀錄，至感困難。統計整理氣象資料，更繁費人力與時日，而非在短時間內所能急就。因此有關於淡水河流域氣候研究的著述，雖有多篇（註 2），然均亦由於搜求紀錄與整理資料的艱難，未得窺其全豹，本文所援引紀錄範圍較為廣泛，但亦僅有 20 餘處，不過在淡水河流域紀錄總站數的六分之一而已。倘容假以時日，對於此地域以內氣象資料，得以更事充實，則在臺北盆地內氣候狀況，當能得更深入與更真實的報導。

臺北盆地地形概說：臺北盆地就地形上論，即為淡水河流域盆地。其範圍概在東經 121 度 11 分至 121 度 51 分與北緯 24 度 25 分至 25 度 12 分之間。東北與西北以大屯與觀音諸山隔離海岸。雄峙於北方諸峯，七星山（1,120 公尺），大屯山（1,087 公尺），觀音山（1,072 公尺）其高度皆在 1,000 公尺以上。東南以阿玉山（1,400 公尺），紅葉山等亦均在

一千公尺以上，為新店溪的源頭與蘭陽溪為界。西南群嶺崙峙以品田、大霸尖山為傑出，高峯達 3,529 公尺為大嵙崁溪上游與大甲、大安、頭前諸溪為鄰。流域面積為 2,726 平方公里，流長 158.7 公里。西面臺北與桃園間的鷄罩山（779 公尺）、熊空山（977 公尺）與獅頭山（857 公尺）皆在 800 至 1,000 公尺間。臺北與基隆間的五指山亦高達 699 公尺。

淡水河的主要支流可分為三大流派：最南者為大嵙崁溪，其流域面積最大，約為 1,163 平方公里。其次為新店溪，上游以阿玉山中分南勢與北勢兩溪，流域面積約為 910 平方公里。大嵙崁溪與新店溪匯合於臺北市附近的江子翠。北面支流為基隆河於關渡匯合流入淡水河，流域面積為 491 平方公里。此三條河川會集於臺北盆地區域。此盆地於西南自大嵙崁溪的山子腳，南自新店溪的新店，東自基隆河的南港，北至於淡水河頸口的關渡，形成為三角形，周圍約 70 公里，而其面積約為 240 平方公里。（參照附圖 1. 淡水河流域平面圖）考諸史乘，此一盆地於康熙 36 年（民前 215 年）時尚為一大湖澤（註 3）。臺北盆地因四周高山環繞，使此區域內氣候的變化，深受地形環境上的影響。

附表 1：站位、高度與紀錄年份表

Table 1: Location and Period of Records of the Stations

站名		緯度		經度		高度	紀 錄 年 份 Period of Records
Station		Latitude		Longitude		Altitude	
中 Chinese	英 English	度 °	分 '	度 °	分 '	公尺 m.	
臺 北	Taipei	25	02	121	31	8.0	1897-1960
松 山	Sung-shan	25	04	121	33	9.0	1940-1943
陽 明 山	Yangming-shan	25	10	121	30	440.0	1959-1963
竹 子 湖	Chutzehu	25	10	121	32	600.0	1947-1960
鞍 部	Anpu	25	11	121	31	836.2	1943-1960
大 屯 山	Tatun-shan	25	10	121	33	1,098.0	1955-1964
安 坑	An-kan	24	58	121	31	24.1	1960-1965
新 店	Hsin-tien	24	54	121	31	250.0	1959-1966
四 堵	Shih-tu	24	55	121	40	540.0	1959-1963
坪 林	Peng-ling	24	56	121	42	220.0	1964-1966
暖 暖	Nuan-nuan	25	53	121	42	60.0	1959-1966
基 隆	Chilung	25	08	121	45	3.4	1903-1960
淡 水	Tamshui	25	10	121	26	19.0	1943-1960
三 重	San-chung	25	04	121	29	4.0	1965-1966
新 莊	Hsin-chuang	24	02	121	26	5.0	1956-1965
板 橋	Pan-chiao	24	01	121	27	8.0	1956-1965
林 口	Ling-kou	25	06	121	22	250.0	1954-1966
小 粗 坑	Hsiao-tsu-kan	24	56	121	32	26.0	1955-1966
樹 林	Shu-ling	24	59	121	25	15.0	1956-1965

臺北盆地平均雨量與雨日分佈：本文中所援引臺北盆地中各處氣象觀測站的位置及其海拔高度與紀錄年份凡十有九處，均列入於附表 1。至於尚

有若干站（所）因其紀錄殘缺，或不相連續者則不予計入。各站歷年的極端最大與極端最小年雨量值及其年平均雨量值均列入附表 2 中。前項資料亦經填入

附表 2：極端最大、最小與平均年雨量與 1 月、7 月平均氣溫表

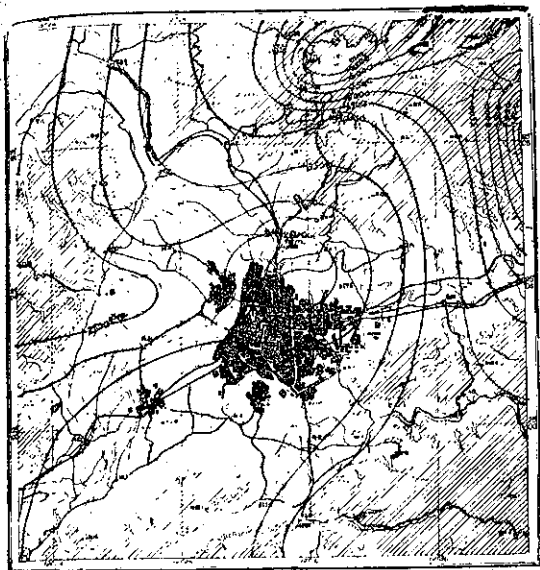
Table 2: Extreme Annual Maximum, Minimum And Mean Annual Rainfall and Mean Monthly Temperature of January and July

站 名 Stations	極端最大年雨量 Extreme Annual Maximum of Rainfall	極端最小年雨量 Extreme Annual Minimum of Rainfall	平均年雨量 Mean Annual Rainfall	平均氣溫 Mean Monthly Temperature in °C	
				1 月 January	7 月 July
鞍 部 Anpu	mm. 5869	mm. 3536	mm. 4512	9.8	23.1
竹 子 湖 Chutzehu	6669	3539	4837	11.3	24.4
淡 水 Tanshui	2989	1460	2055	15.1	28.8
基 隆 Chilung	5581	1818	3162	15.5	28.3
臺 北 Taipei	3173	1499	2112	15.1	28.5
安 坑 Ankan	3134	1937	2518	15.5	30.3
大 屯 山 Tatun-shan	4773	2752	3560	7.9	23.0
陽 明 山 Yang-ming-shan	3981	2312	3200	11.6	26.4
新 店 Hsin-tien	4192	2584	3400	12.0	26.2
暖 暖 Nuan-nuan	5403	2343	4326	13.5	28.9
松 山 Sung-shan	2575	1508	2025	14.8	27.9
四 堵 Shih-tu	4060	2363	3345	10.7	24.8
坪 林 Peng-ling	3621	3222	3435	12.6	23.3

臺北盆地略圖中，以觀察臺北盆地極端最大及極端最小年雨量與其平均年雨量分佈的概況。（參照附圖 2、3、4）就極端最大年雨量分佈而論，臺北盆地之北，以在七星山附近為極端最大年雨量中心，其年雨量在 6,500 公厘以上。另一極端最大年雨量中心乃在臺北盆地的東北，以基隆河流域的火燒寮（北緯 25 度，東經 121 度 45 分，高度 380 公尺）為中心點，年雨量高達 8,408 公厘。在臺北盆地北部年雨量較少，僅在 2,500 公厘以下，而在臺北盆地南部年雨量可達 3,000 公厘以上。在盆地西部山地區域，年雨量亦屬較少，而在於 2,500 公厘以下。就上極端年雨量分佈情形分析結果，顯示在臺北盆地北部及東

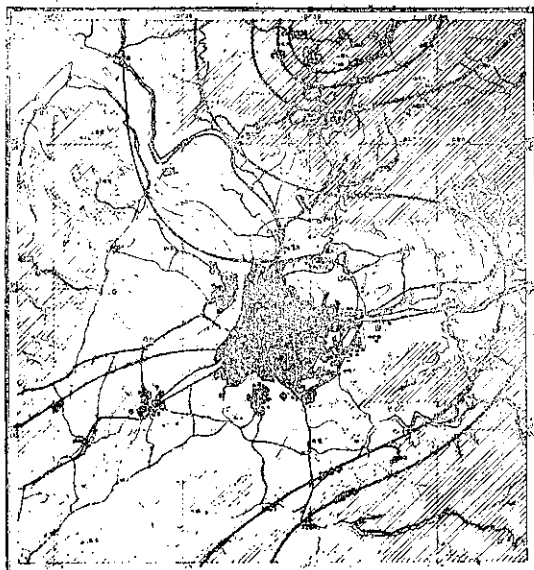
北部山地深受地形與冬季季風的影響。在冬季季風盛行時雲層較薄，因此在 1,000 公尺以下地區，年雨量轉見減少。而在盆地中心地區，平均氣溫較高，頗形成年雨量最小的地區。

其次就臺北盆地，極端最小年雨量分佈情形論，大體形勢與極端最大年雨量分佈無大差異，仍以北部高山地區為降雨量最大中心，而在臺北盆地為降雨量最小地區。僅在臺北盆地年雨量較差，於極端最大與最小之間可相去達 1,000 公厘。但於北部最大降雨量中心，在極端最大與極端最小之間竟可相差達 3,000 公厘之多。益足以顯出地形雨的重要性。在盆地西部山區，因氣象資料缺乏，未能為肯定之論，然仍



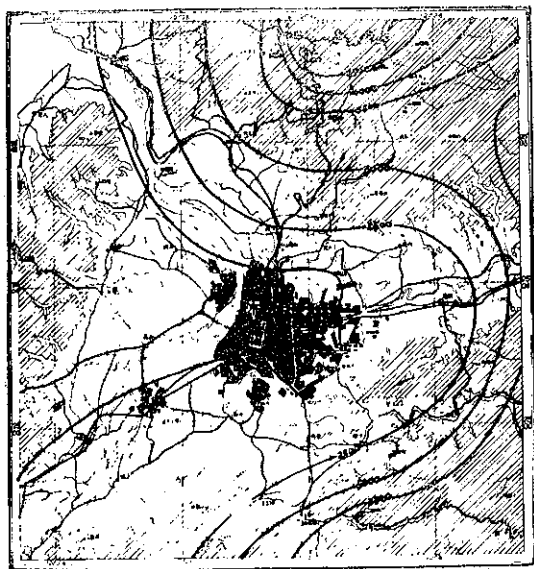
附圖 2：臺北盆地極端年雨量最高值分佈（公厘）

Fig. 2: Isohyets of Absolute Annual Maximum Over Taipei Basin



附圖 3：臺北盆地極端年雨量最低值分佈（公厘）

Fig. 3: Isohyets of Absolute Annual Minimum Over Taipei Basin



附圖 4：臺北盆地平均年雨量分佈（公厘）

Fig. 4: Isohyets of Annual Mean Over Taipei Basin

似為降雨量較少的地區。

至於臺北盆地年平均雨量分佈可從附圖 4 中窺見其大概。在陽明山以上山地為平均多雨之區，而在臺北盆地為平均少雨之區，似已形為不易之論。平均最高與最低降雨中心降雨量的較差可達 2,500 公厘

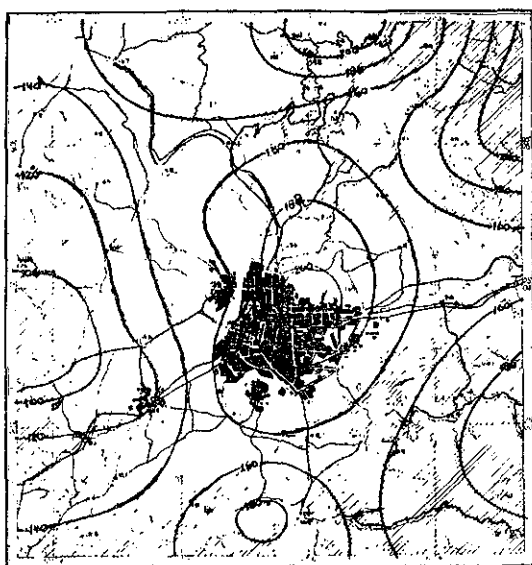
。而在新店溪上游地區降雨量增多，大致與北部降雨最大中心降雨量相差不過 1,000 公厘左右。在臺北盆地各處逐月平均降雨量，見附表 3。臺北的降雨量集中於春、夏二季，佔年雨量 64% 以上，而夏季獨居其 38 %。顯見在臺北盆地中心區夏季雷雨旺盛。基隆的降雨量集中於秋、冬兩季，佔年雨量 62 % 以上，而於冬季獨居年雨量 32 %。足以顯示該處受冬季季風雨澤的影響。基隆附近的暖暖站，其秋、冬兩季雨量竟達其年雨量的 64 %。臺北盆地南部新店一帶、安坑於夏、秋雨量居其雨量的 66 %，而新店的夏、秋雨量亦居其年雨量 63 %。至於盆地北部山區於秋季（9 月至 11 月間）降雨量最為豐盛，竹子湖秋季雨量佔其年雨量 42.4 %。大屯山秋季雨量亦居其年雨量 35 %。高山地區於冬季與夏季降雨量在佔年雨量比例上無大差別。至於降雨量垂直分佈似集中於 600 至 800 公尺間，更高地區降雨量反見減少。淡水河口位於山之北方，平均年雨量顯得比較稀少。

論臺北盆地各處年平均降雨日數分佈，（參照附圖 5）於盆地中與其四周高地區域在全年中雨日數多寡之比較，僅有甚小的差別。在高山地區平均全年降雨日數在 200 日左右，而在盆地區域年平均降雨日數亦在 190 日，獨在盆地的西部地區雨日數分外稀少。臺北全年平均降雨日數達 189 日，而在新莊年平均雨日數僅 120 日，板橋亦僅有 109 日，於林口祇

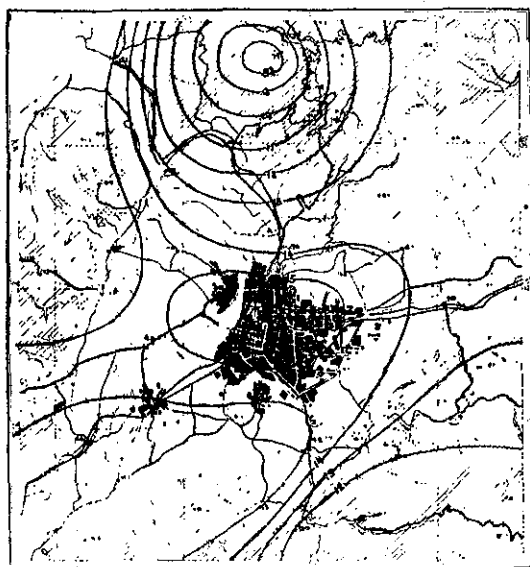
附表 3：臺北盆地各站平均各月雨量表（公厘）

Table 3: Mean Amount of Rainfall at Those Stations In Taipei Basin (mm)

站名 Station	1月 Jan.	2月 Feb.	3月 Mar.	4月 Apr.	5月 May.	6月 Jun.	7月 Jul.	8月 Aug.	9月 Sept.	10月 Oct.	11月 Nov.	12月 Dec.	全年 Year
臺北 Taipei	107.6	149.3	148.2	173.0	207.8	235.8	321.5	257.7	213.5	103.7	103.3	81.5	2102.7
松山 Sung-shan	88.8	126.7	146.8	151.4	174.5	398.6	279.4	240.9	239.3	63.2	49.3	66.6	2025.3
陽明山 Yang-ming-shan	133.9	82.3	165.0	186.8	223.0	181.9	227.2	474.9	613.3	364.1	372.1	175.3	3199.7
竹子湖 Chutze-hu	300.2	282.9	210.1	208.0	226.6	248.9	315.7	384.2	586.3	669.4	728.4	531.3	4692.9
鞍部 Anpu	320.8	312.1	242.9	216.5	240.4	260.6	305.9	337.4	539.7	613.6	649.4	485.4	4524.5
大屯山 Tatun-shan	250.9	237.1	191.9	135.0	210.1	216.2	230.7	350.9	610.2	406.3	412.3	308.7	3560.2
安坑 An-kan	145.7	93.0	158.6	125.4	231.6	325.7	260.2	391.0	391.3	148.7	145.7	101.7	2518.2
新店 Hsin-tien	186.9	167.2	176.0	205.7	315.1	457.0	268.8	441.5	542.5	211.4	236.3	192.2	3400.2
四堵 Shih-tu	176.4	169.1	133.1	137.8	349.9	335.5	217.4	463.9	592.3	286.1	341.1	195.5	3344.7
坪林 Peng-ling	255.3	150.9	147.1	182.2	247.1	564.0	91.1	300.4	530.4	343.2	360.9	262.7	3435.3
暖暖 Nuan-nuan	435.2	387.6	349.8	213.9	209.8	325.7	131.1	277.3	510.2	307.2	575.4	547.9	4326.1
基隆 Chilung	423.5	388.3	332.5	248.4	293.9	260.5	150.9	207.4	378.9	304.4	483.7	467.8	3940.3
淡水 Tamshui	130.9	173.6	147.0	156.3	186.2	188.7	177.8	187.6	242.5	164.9	173.0	138.7	2067.1



附圖 5：臺北盆地平均年雨日數分佈
Fig. 5: Mean Annual Number of Rainy Days in Taipei Basin



附圖 6：臺北盆地 1 月地面平均氣溫（攝氏）
Fig. 6: Mean Surface Isotherm in °C., January

附表 4：臺北盆地各站逐月平均降雨日數表

Table 4: Mean Number of Rainy Days During Each Month of The Year In Taipei Basin

站名 Station	1月 Jan.	2月 Feb.	3月 Mar.	4月 Apr.	5月 May.	6月 Jun.	7月 Jul.	8月 Aug.	9月 Sept.	10月 Oct.	11月 Nov.	12月 Dec.	全年 Year
臺北 Taipei	17.1	16.4	17.5	15.1	15.9	15.2	15.0	14.4	14.7	16.6	15.4	15.9	189.2
松山 Sung-shan	16.0	15.0	17.5	16.8	17.3	18.8	16.8	12.8	13.5	11.5	17.0	16.5	189.3
陽明山 Yang-ming-shan	7.8	8.0	9.8	9.8	6.4	9.6	7.8	9.6	9.8	11.0	11.6	11.0	112.5
竹子湖 Chutzehu	19.5	17.5	16.9	14.1	13.4	13.1	11.5	13.7	14.5	22.3	20.5	20.5	197.5
鞍部 Anpu	19.8	18.2	17.6	13.9	14.4	12.7	10.9	13.5	15.4	22.4	21.3	21.2	201.8
大屯山 Tatun-shan	18.6	17.5	16.3	12.2	14.5	13.2	9.0	12.5	14.8	21.2	20.8	20.1	190.7
安坑 An-kan	13.0	13.3	15.5	12.3	15.6	17.8	14.3	15.8	13.7	14.0	14.8	17.5	177.8
新店 Hsin-tien	13.6	15.0	13.1	12.3	14.6	16.4	12.4	13.8	13.3	13.8	14.5	16.6	169.3
四堵 Shih-tu	12.8	13.8	13.4	13.0	16.8	14.0	7.6	14.0	14.0	16.0	15.0	17.4	167.8
坪林 Peng-ling	17.7	15.0	13.7	15.3	19.3	21.0	5.7	12.7	14.7	14.0	18.3	19.3	186.7
暖暖 Nuan-nuan	17.6	17.1	16.5	13.5	14.9	15.0	6.9	10.9	13.9	16.1	19.6	19.9	181.9
基隆 Chilung	22.1	20.2	20.4	18.0	19.9	15.2	9.0	12.8	16.0	21.4	21.6	21.9	218.5
淡水 Tamshui	17.8	16.1	16.4	14.1	11.8	11.8	9.9	11.8	12.4	15.4	15.1	14.6	167.2
三重 San-chung	12.5	12.0	11.0	12.0	13.0	17.5	14.0	14.0	15.5	9.0	10.5	15.0	156.0
新莊 Hsin-chuang	10.9	12.3	12.2	9.3	12.4	12.6	11.3	11.6	12.6	9.7	11.0	10.8	120.7
板橋 Pan-chiao	10.0	10.1	9.3	8.0	10.0	11.8	10.2	8.2	8.8	7.2	9.0	9.1	108.8
樹林 Shu-ling	10.8	12.3	12.0	10.3	11.4	11.3	10.3	11.2	11.1	8.2	11.4	10.8	126.4
林口 Ling-kou	9.1	10.1	9.0	9.5	8.5	8.8	8.8	9.1	9.0	7.1	10.7	9.3	101.8
小粒坑 Hsiao-tsu-kan	12.3	9.9	10.0	7.2	9.3	12.0	9.5	7.0	10.0	9.5	10.6	9.5	99.3

有 102 日。更較遠而至新竹全年降雨日數祇有 140 日。各地逐月平均及其全年雨日數均見於附表 4。

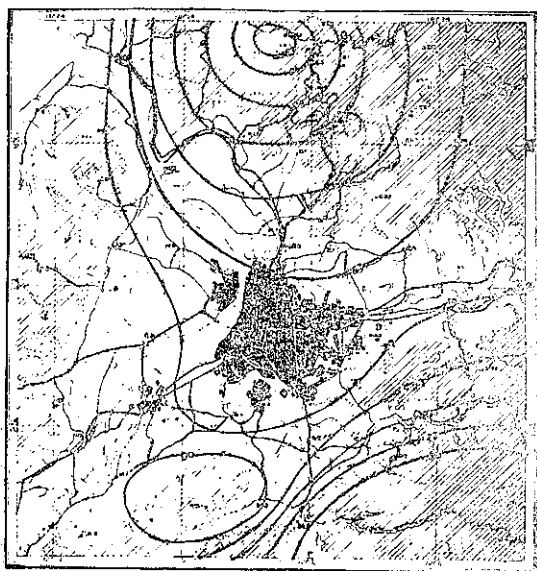
臺北盆地區域冬夏平均氣溫分佈：臺北盆地各處逐月平均氣溫的紀錄見附表 5。氣溫高下隨測站所處位置的地形與其高度而變遷，此種溫度變化的形態可參看附圖 6 與 7。以 1 月份為 1 年中最冷之月。盆地氣溫分佈以大屯山區附近平均氣溫為最低，約在攝氏 8 度，在大屯山山腰的鞍部平均氣溫為攝氏

10 度，但在鞍部的極端最低氣溫曾達攝氏零下 2.4 度，此為僅有的低溫紀錄。但至陽明山附近平均氣溫已增至攝氏 11.6 度。在臺北市區 1 月平均氣溫為攝氏 15 度。其最低與最高間氣溫（坡度）相差攝氏 7 度。在盆地中心地區各地氣溫變化，甚為微小。盆地東南部山地區域氣溫亦隨其高度增加而溫度隨之降低，但其氣溫坡度似屬較小。新店溪上游阿玉站的紀錄，未得尋獲，加以整理，以致此南北兩處高山站的紀錄，

附表 5：臺北盆地各站逐月平均氣溫表（攝氏）

Table 5: Mean Monthly Temperature at Those Stations In Taipei Basin (°C)

站名 Station	1月 Jan.	2月 Feb.	3月 Mar.	4月 Apr.	5月 May.	6月 Jun.	7月 Jul.	8月 Aug.	9月 Sept.	10月 Oct.	11月 Nov.	12月 Dec.	全年 Year
臺北 Taipei	15.1	15.8	17.8	21.3	24.8	27.1	28.5	28.6	27.0	23.3	20.5	17.5	22.3
松山 Sung-shan	14.8	15.6	17.7	20.3	23.8	26.3	27.9	27.8	26.1	23.4	20.3	17.1	21.7
陽明山 Yang-ming-shan	11.6	14.0	16.4	19.4	22.9	25.1	26.4	26.0	25.2	21.0	18.5	15.0	20.1
竹子湖 Chutze-hu	11.3	12.3	14.6	17.7	21.1	23.2	24.4	24.2	22.8	18.9	16.2	13.3	18.3
鞍部 Anpu	9.8	10.8	13.2	16.4	19.7	22.0	23.1	22.8	21.1	17.3	14.7	11.9	16.9
大屯山 Tatun-shan	7.9	9.7	13.1	16.0	19.0	21.5	23.0	22.3	20.8	16.4	13.3	10.6	13.5
安坑 An-kan	15.5	16.6	19.2	23.1	26.1	28.3	30.3	29.9	28.5	24.6	21.9	17.9	23.5
新店 Hsin-tien	12.0	13.3	15.9	19.3	22.1	24.4	26.2	25.7	24.1	20.5	18.0	14.6	19.7
四堵 Shih-tu	10.7	12.7	15.5	18.1	21.2	23.3	24.8	24.6	23.4	20.0	17.7	13.9	18.5
坪林 Peng-ling	12.6	13.4	14.5	18.6	19.4	22.0	23.3	23.3	21.7	19.9	16.9	13.8	18.3
暖寮 Nuan-nuan	13.5	15.0	17.1	20.7	23.7	26.3	28.9	28.1	26.0	22.6	19.8	16.1	21.5
基隆 Chilung	15.5	15.4	16.9	20.3	23.7	26.5	28.3	28.0	26.7	23.5	20.4	17.4	21.9
淡水 Tamshui	15.1	15.7	17.6	21.2	24.9	27.3	28.8	28.8	27.2	23.3	20.6	17.6	22.3

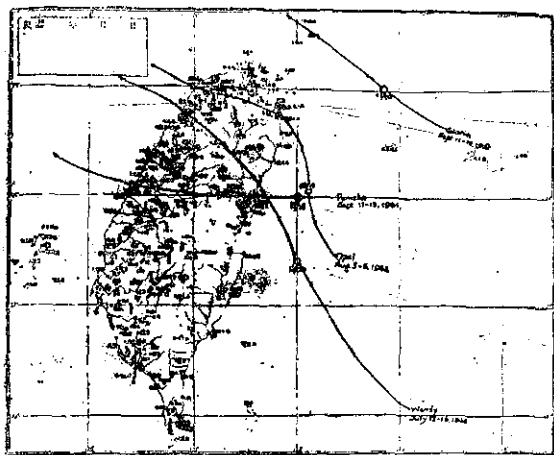


附圖 7：臺北盆地 7 月地面平均氣溫（攝氏）

Fig. 7: Mean Surface Isotherm in °C., July

未能互相作比較的研究。7 月份當盛夏之時，各地氣溫分佈局勢無大變化。仍以盆地中心與河谷地帶為最高溫區域，而在大屯山頂地區為最低溫區域。其間氣溫坡度僅相差攝氏 6 度，但在氣溫分佈圖中，自陽明山至臺北間氣溫梯度似顯然比較 1 月份為平夷甚多。7 月份臺北的極端最高氣溫約達 38 度，而鞍部的極端最高氣溫為攝氏 30.5 度。7 月份臺北極端最低溫為攝氏 22 度，而鞍部為攝氏 19 度。

臺北盆地暴雨量分析：調查自民前 15 年至民國 48 年間在淡水河流域盆地中所發生的颱風暴雨計有 124 次（註 4）。按臺北盆地的大水災，大抵均由於颱風侵襲臺灣地區所形成（註 5）。茲為明瞭颱風經過臺灣北部時，於臺北盆地中暴雨量分佈，因於近年中選擇侵襲臺灣北部而於臺北盆地形成災害的四次颱風，分析其雨量分佈情況。此四次颱風路徑見附圖 8。此四次颱風為民國 50 年 9 月 11 至 12 日颱風波密拉（Pomela），民國 51 年 8 月 5 日至 6 日颱風歐琪



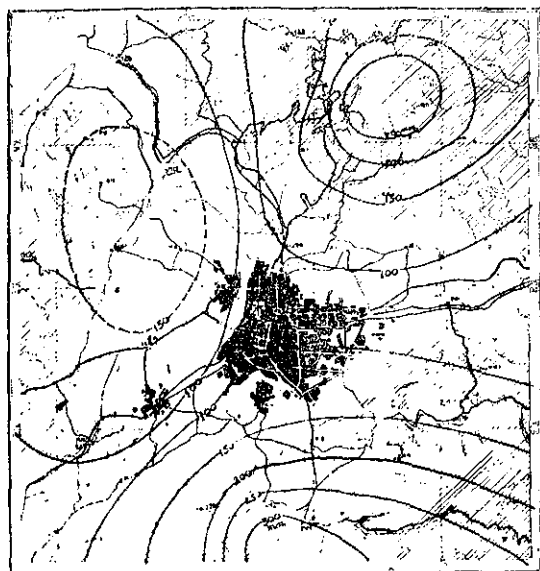
附圖 8：1961至1963年侵襲臺灣颱風路徑

Fig. 8: Track of Selected Typhoons Traversed the Island of Taiwan During 1961-1963

(Opal)，暨民國 52 年 7 月 15 日至 16 日颱風范迪 (Wendy) 與同年 9 月 11 日至 12 日颱風葛樂禮 (Gloria)。各次颱風發展歷史與災害調查，大抵均已見臺灣省氣象局歷年所出版颱風調查報告與關島聯合颱風警報中心出版颱風年報 (註 6) 暨臺灣省水利局颱風洪水調查專題報告，毋庸贅述。茲僅就其在臺北盆地降雨量分佈一節，分別予以作小氣候區的分析。

(一) 波密拉颱風行徑可稱近似平直沿北緯 24 度線自花蓮登陸，橫過中央山脈經臺中、彰化附近入臺灣海峽。此次颱風橫過臺灣中部，在臺灣各地降雨量最多地區在阿里山有 310 公厘，其次為宜蘭 203 公厘。由於颱風在臺灣中部登陸，於臺北盆地以南高地區域在新店降雨量達 300 公厘，而其次在陽明山區降雨量 250 公厘，地形更高的鞍部與大屯山一帶降雨量僅在 130 公厘左右。此顯示颱風雲層疊次經過地形滑升之後，愈趨向北而雲層愈薄，可以凝降的水份亦愈減少。在臺北盆地中心區域降雨量僅及 100 公厘左右而已 (參照附圖 9)。波密拉颱風經過時於 9 月 11 日 9 時至 12 日 9 時，於 24 小時內雨量在大嵙崁溪上游三光站為 448.9 公厘，高義站為 492.8 公厘。在新店溪上游利莫干站降雨量為 468.5 公厘。自 10 日至 13 日三天內，各流域平均降雨量，大嵙崁溪 431 公厘，新店溪 324 公厘，淡水河 254 公厘，基隆河 204 公厘，於臺北站則僅有 131 公厘。因而此次颱風災害以永和、中和與新店為最嚴重，景美、木柵等處次之，樹林、板橋鎮等處又次之，更次而及士林、北投鎮等處。

(二) 歐珀颱風在民國 51 年 8 月 5 日自花蓮東方

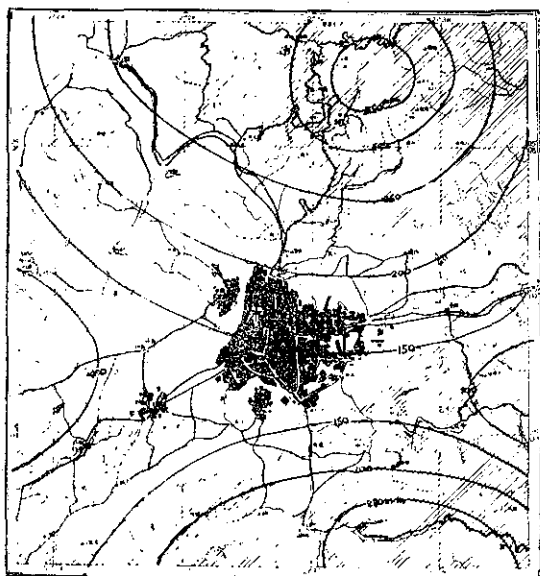


附圖 9：民國 50 年 9 月 11 日至 12 日波密拉颱風經過時臺北盆地雨量分佈

Fig. 9: Rainfall Distribution During the Passage of Typhoon Pamela September 11-12, 1961

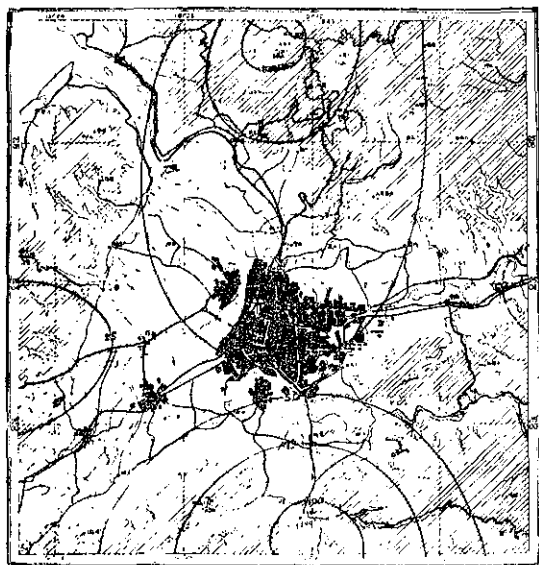
海上折向北北西方向進行，至 6 日上午在宜蘭登陸後，又轉向西西北，颱風中心緊接在臺北盆地之南經過，而由中壢與楊梅以西入臺灣海峽。自 5 日至 7 日間暴雨量在淡水河流域為 277 公厘，在基隆河為 239 公厘，大嵙崁溪為 261 公厘，新店溪為 330 公厘。就臺北盆地暴雨量分佈而論 (參照附圖 10)，陽明山於 5 日至 6 日降雨量達 337 公厘，由此可見颱風中心北移，在盆地以北山地降雨量增多。而在盆地中心南部地區降雨量僅在 150 公厘以下，形為暴雨量在風暴中較少地帶。颱風中暴雨量分佈仍有南北兩個多雨中心，此或由於地形上影響所造成，與波密拉降雨量分佈形勢相彷彿，而僅在於暴雨量多寡程度上的差別而已。

(三) 范迪颱風於民國 52 年 7 月 16 日晨曦尚在玉里以東 60 公里海上向西北方向推進，其行動異常迅速，於旁午已在花蓮之北登陸，旁晚已至新竹以南 40 公里處，進入海峽，繼由馬祖附近入侵大陸。此次颱風中暴雨分佈最大降雨量為阿里山有 798 公厘，鹿林山為 395.8 公厘，永康為 275.5 公厘，玉山為 265.5 公厘，臺中為 257.8 公厘。在臺北盆地暴雨分佈情況殊屬輕微，臺北盆地北部的大屯山雨量祇有 102 公厘，在盆地的南部新店亦祇得 149 公厘。至於臺北市則僅有 52 公厘 (參照附圖 11)。此次颱風亦在臺北盆



附圖10：民國51年8月5日至6日歐珀颱風經過時
臺北盆地雨量分佈

Fig. 10: Rainfall Distribution During the
Passage of Typhoon Opal August
5-6, 1962



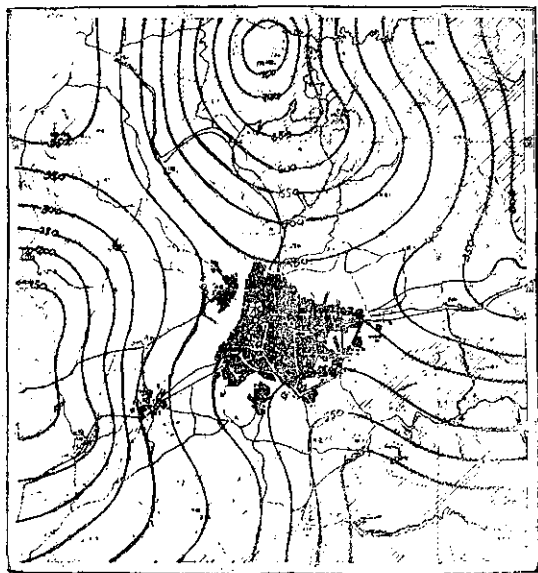
附圖11：民國52年7月15日至16日范迪颱風經過時
臺北盆地雨量分佈

Fig. 11: Rainfall Distribution During the
Passage of Typhoon Wendy July
15-16, 1963

地以南經過，颱風中心在南湖大山、次高山及大霸尖山一帶重山峻嶺間穿越而過，大部份水汽大抵均凝降

於山中，以理想中大斜坡溪的石門上游似應有大量的降水量，惜在此區無詳實的氣象紀錄。以致在颱風進入海峽地區的新竹，僅有雨量24公厘。56年11月18日上午吉達 (Gilda) 颱風在花蓮登陸後仍向西北推進，而在新竹附近入臺灣海峽，其行徑與范迪颱風酷相類似。暴雨量分佈自16日上午8時至19日上午8時陽明山雨量為450公厘，花蓮為398公厘。而16日至18日8時報告臺北雨量僅有45公厘，新竹為15公厘。前後暴雨分佈大勢亦屬相近。

(四) 葛樂禮颱風於民國52年9月11日至12日其中心在彭佳嶼以南經過，臺灣北端祇受颱風掠過的影響，而暴雨滂沱超過於直接在臺灣登陸的颱風。此次颱風中臺北盆地暴雨分佈可參照附圖12。暴雨自9月9日至12日颱風一直在海上經過，飽含水汽，在重山峻嶺之處受地形迫升的影響，均有驚人的暴雨量。在盆地北部山地以大屯山區為一暴雨中心，降雨量在750公厘以上。另一暴雨中心在大斜坡溪上游於巴陵附近於9日至12日間降雨量竟高達1,736公厘，新店溪上游的阿玉站測得降雨量亦有801公厘。更南而至阿里山，在此數日間雨量亦達1,437公厘，臺北盆地東北部在基隆河中上游雨量祇有250公厘，樹林鎮附近降雨分外稀少，僅在200公厘以下。



附圖12：民國52年9月9日至12日葛樂禮颱風經過時
臺北盆地雨量分佈

Fig. 12: Rainfall Distribution During the
Passage of Typhoon Gloria
September 9-12, 1963

就前述四次颱風中暴雨分析的結果，可歸納為下列幾個簡單的概念：（一）颱風在臺北盆地以南地區經過時，在新店溪上游與大嵙崁溪上游暴雨中心降雨量，恒多於大屯山區暴雨中心降雨量。（二）颱風中心愈近臺北盆地時，雨勢愈顯旺盛。（三）臺北盆地區域與盆地西部地區每呈現為暴雨量較少地帶，尤以颱風中心穿越中央山脈重山峻嶺地帶時，分外顯著。（四）颱風行徑在臺灣北部海上經過時，臺北盆地的南、北山地區域均有強盛的暴雨，而雨量尤顯豐沛。

臺北盆地區域的日照與蒸發量： 臺北盆地

的日照時數紀錄僅有淡水、松山、臺北與安坑四處（見附表6）。1年中各月日照時數以夏季7、8月為最多，而以冬季1、2月為最少。在此盆地中平均全年日照約在1,545小時，而夏季居其37%，秋季居其26.1%，夏、秋兩季日照佔全年日照總量63.1%，春季約佔其20.9%，而於冬季僅佔其16%。由此可見盆地區域中於夏、秋間日照旺盛，雨量豐沛，顯見其多屬暴雨性質。在臺北盆地北部地區的日照時數多於盆地南部地區。各月日照時數變化，以4月份開始急增，而在10月份以後驟減。

附表6：逐月平均日照時數

Table 6: Mean Duration of Sunshine In Hours In Each Month of the Year

站名 Station	1月 Jan.	2月 Feb.	3月 Mar.	4月 Apr.	5月 May.	6月 Jun.	7月 Jul.	8月 Aug.	9月 Sept.	10月 Oct.	11月 Nov.	12月 Dec.	全年 Year
淡水 Tamshui	86.7	84.1	90.9	119.9	157.8	170.8	246.2	236.1	192.4	146.1	121.3	97.8	1950.1
松山 Sung-shan	78.3	82.9	97.9	110.0	127.8	133.7	196.9	235.0	191.7	150.8	108.3	107.3	1601.2
臺北 Taipei	81.1	82.0	89.1	111.0	145.5	163.2	226.1	222.3	174.5	131.2	113.6	88.4	1627.9
安坑 An-kan	73.9	62.1	73.5	81.8	90.9	117.4	172.4	154.4	142.1	91.0	72.4	71.4	1203.1

臺北盆地區域蒸發量（見附表7）表中所列各地蒸發量值顯見盆地中地面蒸發量旺盛，而在高山地區蒸發衰弱。夏季蒸發比較冬季蒸發強盛。各月蒸發量

較差比較，在盆地區域變差較大，而在高山地區變差較小。更就各站逐月平均降雨量與蒸發量的差值，作一簡明的比較（參照附表8）。顯見在臺北盆地區域

附表7：逐月平均蒸發量（公厘）

Table 7: Mean Monthly Evaporation In Millimeters (mm)

站名 Station	1月 Jan.	2月 Feb.	3月 Mar.	4月 Apr.	5月 May.	6月 Jun.	7月 Jul.	8月 Aug.	9月 Sept.	10月 Oct.	11月 Nov.	12月 Dec.	全年 Year
基隆 Chilung	67.7	62.1	80.2	95.2	115.5	138.6	205.7	195.6	159.6	127.6	98.0	75.4	1421.2
淡水 Tamshui	75.0	68.9	86.6	105.8	140.8	160.3	204.2	205.1	163.6	123.5	100.0	84.3	1518.0
松山 Sung-shan	73.1	69.3	89.2	107.8	132.6	132.0	170.1	189.5	142.6	129.9	106.9	93.1	1436.1
臺北 Taipei	67.6	73.4	89.2	105.8	134.9	145.4	170.8	182.0	149.4	122.4	96.0	77.0	1413.9
安坑 An-kan	86.4	78.1	106.5	134.4	151.3	165.4	209.0	190.1	181.4	134.6	99.3	83.0	1620.4
竹子湖 Chutzehu	41.9	48.6	65.2	74.6	90.8	95.8	114.1	106.0	90.5	65.3	48.9	41.8	883.5
鞍部 Anpu	36.4	35.6	53.5	69.1	77.3	83.9	107.8	98.8	79.2	49.1	37.0	32.9	760.4
大屯山 Tatun-shan	32.3	30.0	48.5	66.7	70.9	82.0	99.2	86.5	72.4	39.0	34.0	29.3	690.7

附表 8：逐月降雨量與蒸發量差值（公厘）

Table 8 : Difference Between Monthly Rainfall and Evaporation

站名 Station	1 月 Jan.	2 月 Feb.	3 月 Mar.	4 月 Apr.	5 月 May.	6 月 Jun.	7 月 Jul.	8 月 Aug.	9 月 Sept.	10月 Oct.	11月 Nov.	12月 Dec.	全 年 Year
基隆 Chilung	355.8	326.2	252.3	153.2	178.4	121.9	- 54.8	11.8	219.3	176.8	385.7	392.4	2519.1
淡水 Tamshui	55.9	104.7	60.4	50.5	45.4	28.4	- 26.4	- 17.5	78.9	41.4	73.0	54.4	549.1
松山 Sung-shan	15.7	57.4	57.6	43.6	41.9	266.6	109.3	51.4	96.7	- 66.7	- 57.6	- 26.5	589.2
臺北 Taipei	40.0	75.9	59.0	67.2	72.9	90.4	150.7	75.7	64.1	- 18.7	7.3	4.5	688.8
安坑 An-kan	69.3	14.9	52.1	- 9.0	80.3	160.3	51.2	200.9	209.9	14.1	46.4	18.7	897.8
竹子湖 Chutzehu	258.3	234.3	144.9	133.4	135.8	153.1	201.6	278.2	495.8	604.1	679.5	489.5	3809.4
鞍部 Anpu	284.4	276.5	189.4	147.4	163.1	176.7	198.1	238.6	460.5	564.5	612.4	452.5	3764.1
大屯山 Tatun-shan	69.3	14.9	52.1	- 9.0	80.3	160.3	51.2	200.9	209.9	14.1	46.4	18.7	897.8

或在山地全年降雨量在平衡蒸發量之後，均有剩餘差值。僅在基隆 7 月份與淡水的 7、8 兩月份降雨量比較蒸發量有虧損值。松山站自 10 月至 12 月均有虧損值。但於臺北僅在 10 月份見少量的虧損。全年降雨量與蒸發量平衡剩餘值以竹子湖為最高全年達 3,809 公厘，其次為鞍部 3,764 公厘，更其次為基隆 2,519 公厘。淡水、松山與臺北等處剩餘值均不過在 500~600 百公厘左右。足以想見在竹子湖與鞍部間一帶地區潤

濕異常，而在盆地區域空氣轉較乾燥。

臺北盆地地區近年以來，由於工廠林立增設，使空氣中煙塵驟然增多，而能見度轉劣（註 7），且有霧日數日見增多之說。此點引徵，松山機場 1940 至 43 年與 1959 年至 63 年間逐月霧日數比較之結果，或可證實其尚有疑問（參照附表 9）。而有待於將來更久時日的考證。

附表 9：1940 至 43 年與 1959 至 63 年間逐月平均霧日數比較表

Table 9 : A Comparison on Number of Monthly Foggy Days Between The Period 1940-1943 and 1959-1963

站名 Station	紀錄年份 Period of Records	1 月 Jan.	2 月 Feb.	3 月 Mar.	4 月 Apr.	5 月 May	6 月 Jun.	7 月 Jul.	8 月 Aug.	9 月 Sept.	10月 Oct.	11月 Nov.	12月 Dec.	全 年 Year
松山 Sung-shan	1940-1943	7.7	5.0	6.5	6.0	8.5	10.5	4.0	1.8	4.0	5.0	4.2	6.5	69.7
		7.6	5.4	6.8	6.2	7.0	4.0	4.0	2.6	3.6	3.0	5.8	4.2	60.2
	1959-1963	- 0.1	+ 0.4	+ 0.3	0.2	- 1.5	- 6.5	0.0	+ 0.8	- 0.4	- 2.0	+ 1.6	- 2.3	- 9.5

臺北盆地附近地面盛行風向多偏東向，常為東北東風或東南東風，其頻率約居各風向頻率 84 % 以上。淡水河口則多為東北風，竹子湖亦以東北風佔優勢，鞍部則以北風頻率為最高。南部的阿里山與玉山風向頻率最高為西風。顯示冬季風層次高度不過 6,000 ~ 7,000 英尺。臺北地區東風優勢的因素，悉受地形上的影響，迫使東北風順沿基隆河河谷，氣流流入河谷盆地中心。因此臺北市若謀為大都會的建設，在南

港、五堵一帶續闢為新工業區域的籌議，應從臺北市市民健康上設想，似欠適合於現代都市建設的理想，似宜轉向臺北盆地西部新莊、板橋一帶擴展，較稱允當，而得以舒緩市區煙塵污染的情況。

引用文獻

（註 1）淡水河流域所屬雨量站之調查——臺灣省水利局第二規劃調查隊民國 49 年 12 月油印本。

(註2) 徐晉淮、廖學鎰：淡水河流域氣候概況，氣象學報7卷2期。

李蔭庭：淡水河流域之氣候，中國文化學院碩士論文（未發表）。

張月娥：臺北市氣候，氣象學報7卷3期。

崔尙斌：大屯山區的氣候，氣象學報11卷3期。

張月娥：大屯山區氣候，氣象學報9卷1期。

(註3) 郁永河『裨海紀述』臺灣銀行臺灣文獻叢刊

第44種。

(註4) 淡水河流域暴雨初步統計，臺灣省水利局第二規劃調查隊，民國49年10月油印本。

(註5) 周明德：論臺北盆地之大水災，氣象學報10卷4期。

(註6) Fleet Weather Central/Joint Typhoon Warning Center, Guam: Annual Typhoon Report.

(註7) 周明德：臺北國際機場能見度之研究，氣象學報10卷2期。

氣象學報徵稿簡則

一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。

二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。

三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。

四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。

五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。

六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。

七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。

八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。

九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。

十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。

十一、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。

十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

地震波初動分佈與發震結構

徐 明 同

The Distribution of Initial Motions of Seismic Waves and Earthquake Characteristics

Ming-tung Hsu

Abstract

Taiwan is located in the Circum-Pacific Seismic Zone. It has a well-distributed seismic detective network of 16 stations. The seismic zone in Taiwan can be subdivided into the following zones: (1) Westside (2) Eastside (3) Ryu-Tai.

The distributions of initial motion of twenty-four earthquakes have been charted and studied. These distributions revealed that a clear majority of these earthquakes, initial motion, occurred in the Eastside and Westside zones. These are of the quadrant type, and the direction of the main pressure of earthquake stress is WNW to ESE. Distributions of the initial motion regarding earthquakes belonging to the Ryu-Tai zone are also of the quadrant type but the direction of the main pressure of earthquake stress is N to S, and quite different from the previous mentioned. This implies that the characteristics of these earthquakes are quite different. The principal pressure of earthquake stress regarding earthquakes that occurred at the extreme southern part of Taiwan is also somewhat different from that of the Westside and Eastside zones.

The direction of the principal pressure of earthquakes which occur in the central part of Taiwan, is WNW to ESE. It coincides with the direction of orogenic pressure coming from the Asian continent. Therefore, it is possible that the earthquake stress is same as the orogenic pressure, and its direction is perpendicular to the central mountain ranges.

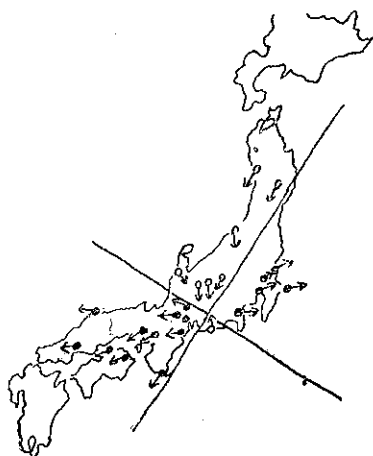
一、序 言

地震儀在地震發生時所得紀錄通常是一連串的振動。這些振動可以分爲幾種不同的振動。地震學者 Ewing, Milne, Grey 等於 1880 年左右在日本發明地震儀後開始地震觀測，一直分析紀錄上的各種振動，而究明地震的波動。於 1881 年 Ewing 發見地震發生時最初到達觀測所的波動即第一動或初動，就是縱波性的波動。地殼質點振動與地震波線進行的方向相

同，這種波動也就是疎密波 (Dilatational wave)，亦稱第一波 (Primary wave) 簡稱 P 波。繼第一動後有一群波動就是橫波性的波動，地殼質點的振動方向和地震波線進行方向成垂直，這種波動也就是剪波 (Shear wave)，亦稱第二波 (Secondary wave)，簡稱 S 波。

1907 年大森房吉 (Omori) 研究地震波通過時所引起的地盤運動的方向，而斷定 P 波確是縱波 (Longitudinal wave)，而注意地震紀錄 (Seis-

mogram) 上初動方向之重要性，並發見某地區地震發生時，東京所測的 P 波為密波 (Compression, Push)，其他地方地震發生時東京所測的 P 波為疎波 (Rarefaction, Pull)。Galitzin 於 1909 年亦發見 P 波有兩種，一為密波，另一為疎波。1918 年川添萬平發見初動方向在連結觀測點與震源的方向。但 1917 年志田順研究 1906 年 1 月 21 日、1916 年 11 月 26 日及 1917 年 5 月 18 日等日本地震，發見初動方向有時指向震源，有時却指向相反的方向。因此他主張從初動所指方向可以推定震源附近的運動。志田首先繪製各觀測所的初動分佈圖 (圖 1) 乃知疎波和密波的



(志田順：東洋學藝雜誌第45號)

圖 1：1917 年 5 月 18 日日本天龍川地震初動分佈圖分佈狀況，而用二條大略成垂直的直線分為四象限型 (Quadrant type)。第二條在震央相交的直線叫做波節線 (Nodal lines)。進而從初動分佈推測震源的運動狀況研究地震發生的結構，斷定此地震為裂縫地震 (Crack earthquake)。過去所提倡的地震發生說都屬於想像的，但自從志田發見初動分佈狀況與震源附近運動的關係後，發生地震的機構簡稱為發震機構 (Earthquake mechanism) 可以說始步入科學時代。1923 年中村左衛門太郎研究 1922 年 12 月 8 日的日本地震，從四象限型初動分佈斷定此地震為斷層地震 (Fault earthquake)。1932 年石本已四雄發見圓錐型 (Conical type) (圖 2) 初動分佈，(如頂角九十度時實際上和四象限型相同) 而發表岩漿灌入說。(Magma intrusion theory)。1935 年棚橋嘉市研究 1931 年 6 月 2 日日本地震發見密圓錐型 (Push-conical type) 初動分佈，證明其和四象限型的有所不同。(圖 3)。1941 年坂田勝茂又發見疎圓錐型 (Pull-conical type) 初動分佈 (圖 4)。



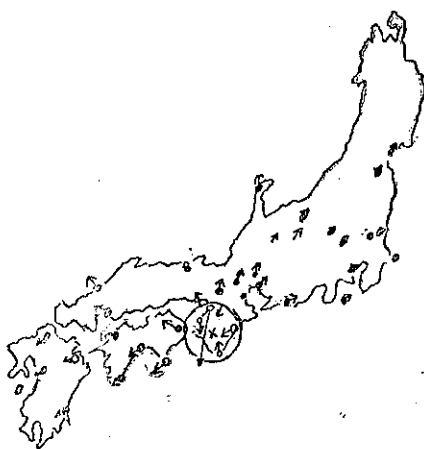
(石本已四雄：震研彙報第10號)

圖 2：1929 年 6 月 3 日日本志摩半島地震初動分佈圖 $h=300\text{km}$



(棚橋嘉市：海と空第11卷)

圖 3：1931 年 6 月 2 日日本中部地方地震初動分佈圖 $h=240\text{km}$



(坂田勝茂：海と空第21卷)

圖 4：1940 年 11 月 18 日日本和歌山地地震初動分佈圖 $h=80\text{km}$

1943年高木聖根根據過去所發表各種初動分佈，提倡岩漿爆發說 (Magma explosion theory) 來說明發震機構。高木主張從岩漿爆發的立場可以合理的說明各種初動分佈，且說明初動分佈與地形變動不一致的現象。近年來更有 J. H. Hodgson 及 W. C. Milne 等着手研究廣範圍的初動分佈。

二、臺灣主要大地震初動分佈與發震機構

臺灣省於1896年起開始使用地震儀觀測地震。最初觀測所較少，且所用儀器亦簡單，但自從1928年以後，地震觀測所陸續增加，且使用較精密的衛赫斯 (Wiechert) 地震儀，因此能測得比較準確的初動。由初動分佈的資料繪成初動分佈圖，然後就可供作推測發震機構的根據。下面係分析過去三十餘年來臺灣附近大地震的初動分佈與發震機構的關係。為簡便起見特分為 (一) 西部地震帶內地震，(二) 東部及琉臺地震帶內地震來討論。

(一) 西部地震帶內地震

[例1] 1935年4月21日新竹、臺中烈震

圖5係發生於苗栗縣山地之主要大地震初動分佈

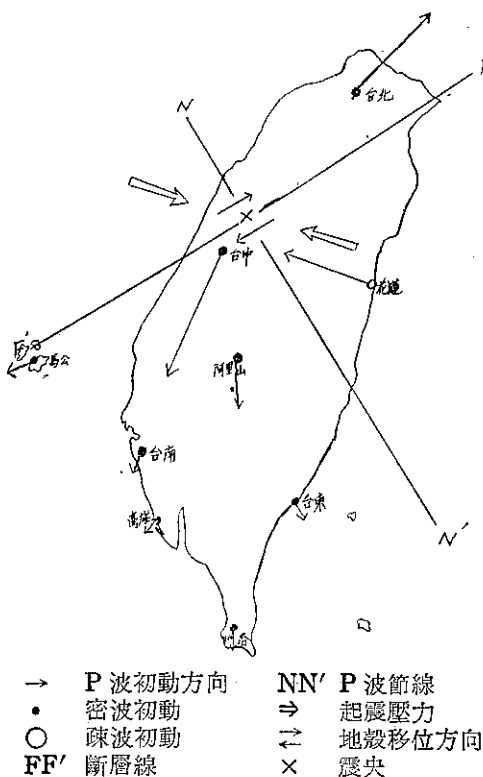


圖 5：1935年4月21日 5^h02^m 新竹、臺中烈震 $h \approx 5$

圖。此地震發生於1935年4月21日5時2分而為烈震。圖6表示廣範圍初動分佈圖。圖7、8及9為此次大地震之餘震的初動分佈圖。由圖5可以看到經過震央略或垂直相交之二直線 FF' 及 NN' 分成東西南北四個象限，南北二象限之初動為密波，東西兩象限之初動為疎波。圖6表示較大地域之初動分佈狀況，

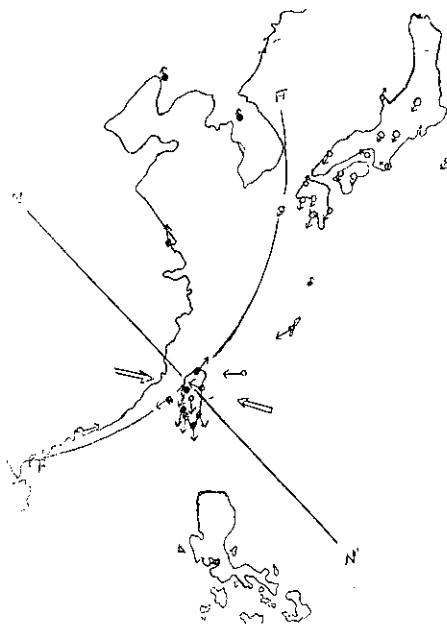


圖 6：1935年4月21日新竹、臺中烈震初動分佈圖

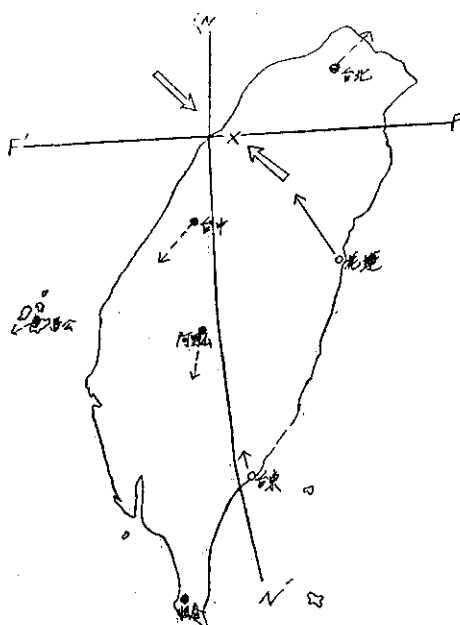


圖 7：1935年4月21日 5^h26^m 中港溪下流 $h \approx 5$

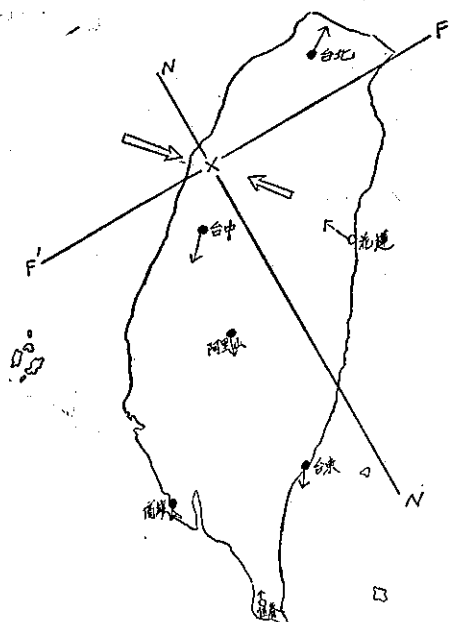


圖 8：1935年 5 月 5 日 6^h02^m 後龍溪中流 $h \div 5$

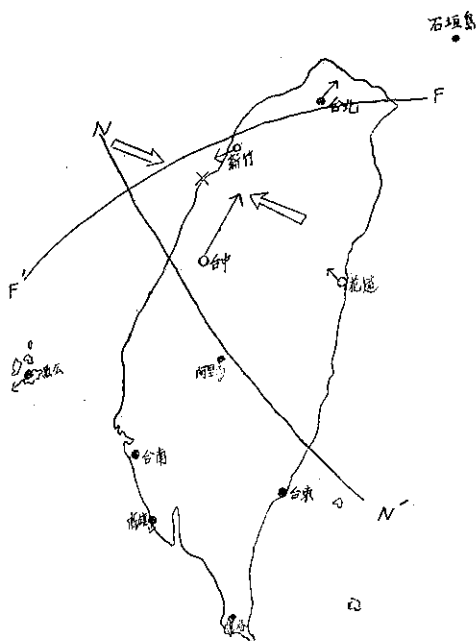


圖 9：1935年 7 月 17 日 0^h19^m 新竹強震 $h=30$

從此可以看出 FF' 實際上並不是直線而是曲率半徑極大的圓弧。香港屬於西象限為疎波，上海、營口、仁川屬於北象限為密波，琉球及日本之大部分屬於東象限為疎波，而馬尼拉屬於南象限為密波。此種四象限型初動分佈有一波節線常與斷層線一致。此地震恰有顯著斷層發現，其主要斷層即屯子脚斷層

和 FF' 線的方向完全一致，所以 FF' 可視為斷層線。由初動分佈可以推定由大箭頭表示的一組西北西～東南東方向的壓力及一組北北東～南南西方向的張力或由小箭頭表示的二組剪應力 (Shearing stress)，此兩種應力實際上是相等的。現在注意壓力最大的方向，即主壓力的方向，是自西北西通向震源，可視為大陸而來構成臺灣脊梁山脈之橫壓力。此地震的初動觀測值比已往較多，且震源極淺，發現顯著地震斷層故呈極淺層地震四象限型初動分佈，故推定發震機構比較容易。

圖 7 及 8 係 1935 年 4 月 21 日 5 時 26 分及 5 月 5 日 6 時 2 分之餘震初動分佈圖。與主震比較大體相同，所以發震機構可視為無大差異。圖 9 P 波波節線未經過震央，故斷層面並不垂直，而稍作傾斜，又地塊之位移方向亦非水平而為傾斜，是屬於斜行斷層之發震機構。因地表面看不到任何地殼變動，故不能推定兩波節線中何者為斷層線。但起震應力之方向與前者無差異，所以 FF' 線尚可認為斷層線。

〔例 2〕1935 年 5 月 30 日 臺中強震

1935 年 5 月 30 日 3 時 42 分臺中東方山地發生強震，大肚溪中流遭受輕微災害。此地震震源深度僅有 5 公里左右，且一極淺層地震。圖 10 表示初動分佈圖與 1935 年 4 月 21 日新竹、臺中烈震〔例 1〕的初動分佈相同，故其發震機構亦係以 FF' (東北—西南方向的

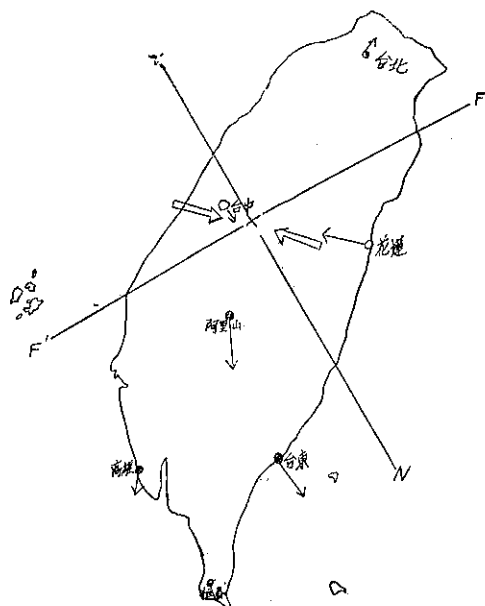


圖 10：1935 年 5 月 30 日 3^h42^m 臺中強震 $h \div 5$

P波波節線) 爲斷層線之水平斷層型地震。起震應力爲略成東西方向之壓力及南北方向之張力。

〔例 3〕1941年12月17日嘉義烈震

圖11及12爲1941年12月17日 3時19分嘉義烈震之初動分佈圖。此圖大體和前兩例即1935年新竹、臺中烈震(圖 5)及1935年臺中烈震(圖10)之初動分佈類似。即南北象限 P波初動爲密波，東西象限爲疎波

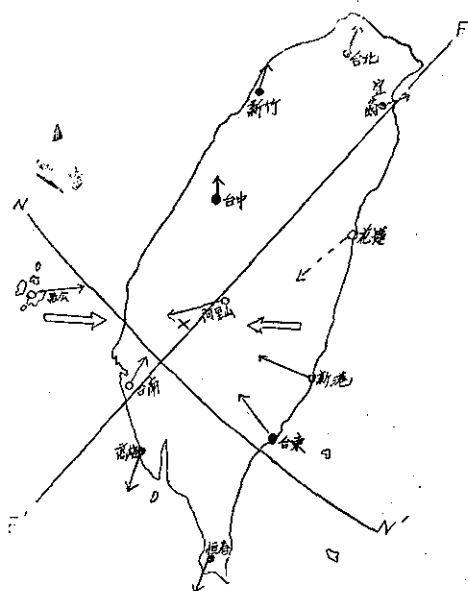


圖11：1941年12月17日 3^h19^m 嘉義烈震 h=10

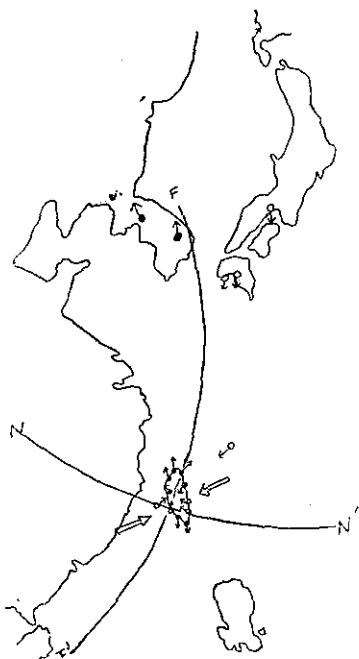


圖12：1941年12月17日嘉義烈震初動分佈圖

，P波波節線未經過震央，而向東方及南方稍偏，其發震機構雖不能視爲簡單的水平斷層型，但其差異甚小，故大體可以視爲水平斷層型。此種場合地表面並無斷層發現，故不能斷定二 P波波節線中究竟何者爲斷層線。但是臺灣西部大地震之發震機構，不論震央偏北或偏南，均頗相似，故 FF'線可視爲斷層線。此地震發生時，嘉義東方山地發現山崩群略成東北—西南方向之帶狀分佈，可視爲起於地下之斷層作用所致，如果上述的推定是合理的。根據圖12可知 FF'線並非直線，而係一圓弧，此與新竹、臺中烈震之情形相同，與圖 6 比較兩者之分佈情形極爲一致。

〔例 4〕1964年 1月18日臺南、嘉義烈震

圖13表示1964年 1月18日20時 4分臺南、嘉義烈震初動分佈圖，此次地震初動分佈與過去各次初動分

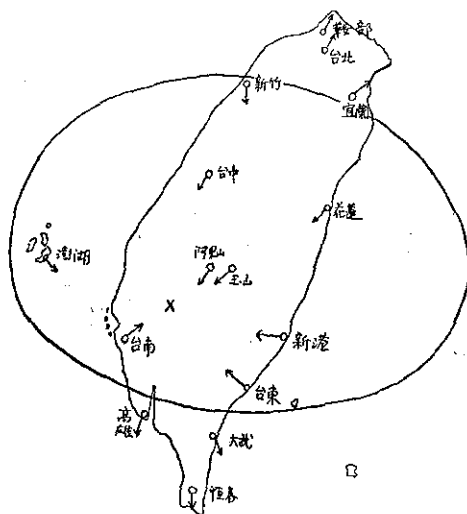


圖13：1964年 1月18日20^h04^m 臺南嘉義烈震 h=20km

佈完全不同，不能繪兩種成垂直的 P波波節線，在橢圓內爲疎波，橢圓外爲密波，呈疎圓錐型 (Pull-conical type)。根據高木學說即岩漿爆發說，初動分佈並不限於四象限型而有圓錐型，且可分爲密圓錐型 (Push-conical type) 及疎圓錐型。本例係屬於後者，而值得特別注意的初動分佈。將來觀測所增加時可能還會發現更多這種圓錐型初動的分佈。

〔例 5〕1946年12月 5日臺南強震

圖14爲1946年12月 5日 6時46分發生的地震初動分佈圖。此圖與1941年嘉義烈震(圖11) 大體相同。此地震在東北東—西南西方向發現有顯著斷層，所以 FF'線係斷層線自無疑義。自初動分佈推定，其發震應力仍係自西北西及東南東向震源之橫壓力，與1935

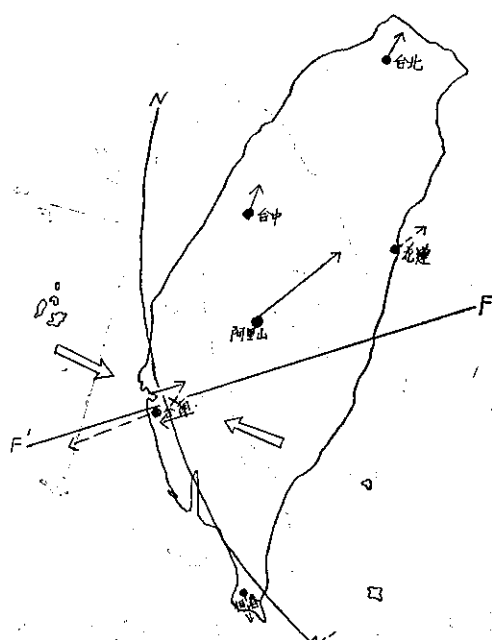


圖14：1946年12月5日 6^h46^m 臺南強震 $h=3$

年新竹、臺中烈震亦一致。

〔例6〕1943年11月7日高雄西方地震

圖15為1943年11月7日16時26分高雄西南150公里海底發生之地震初動分佈圖。因觀測資料較少，P波波節線未能正確地推定，但從此圖可知震央東側均為疎波，所以臺灣西部各地主要地震之初動分佈情形

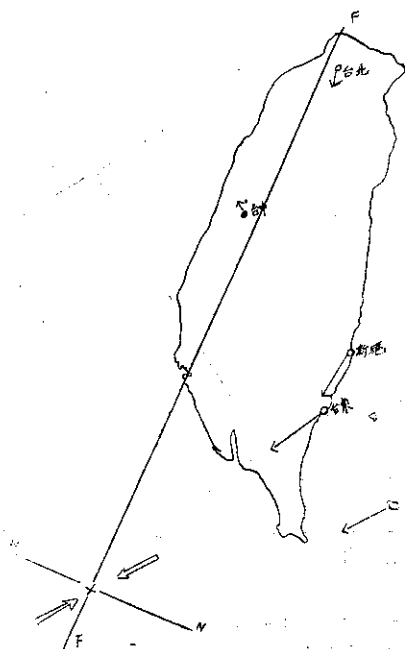


圖15：1943年11月7日16^h26^m 高雄西方地震 $h=60$

相同，亦可視為四象限型水平斷層型，而起震應力主壓力之方向為西南西—東北東。此方向與臺灣西部地震之主壓力方向稍有不同。

(二) 東部及琉臺地震帶內地震

〔例1〕1935年2月10日及1938年2月8日龜山島地震

1935年2月10日3時19分及1938年2月8日21時13分兩次地震（圖16及17）均發生於龜山島附近。其初動分佈圖完全不同，幾為相反現象，前者震央之西側為密波，南側為疎波，位於震央東北方向之日本西部為疎波，而後者震央之西側及東側為疎波，北側及南側為密波。若發震機構視為簡單的斷層型，則其起震應力之主壓力之方向前者略成南北，但後者為西北西—東南東。後者之起震應力與臺灣西部地震帶之起震應力方向略同，且前者頗不相同。據芬蘭地震學家 E. Vesernon 來臺時稱，臺灣地震（包括東部及西部地震帶）及琉球至臺灣之弧狀地震帶（簡稱琉臺地震帶）內所發生的大地震，於芬蘭赫爾辛基 (Helsinki) 觀測的紀錄有明顯的差異。前者的紀錄表面波僅有很明顯的 Rayleigh 波幾次振動而已，但後者表面波卓越，無法判別相位，且振幅很大，繼續時間長，呈非常複雜的紀錄，與前者截然不同。依著者意見，此紀錄之差異係基於發震機構之不同。1935年2月

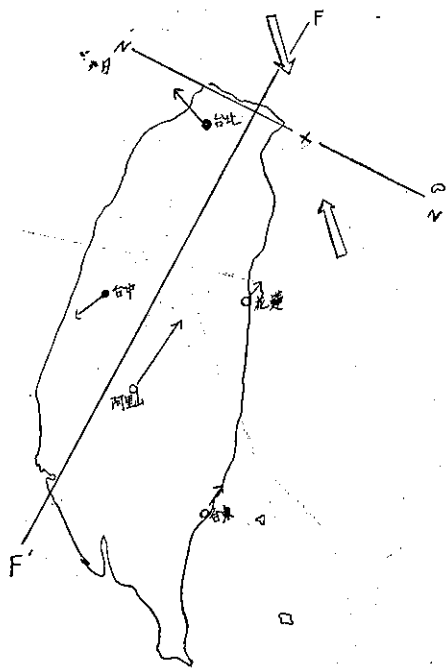


圖16：1935年2月10日3^h19^m 龜山島地震 $h=50$

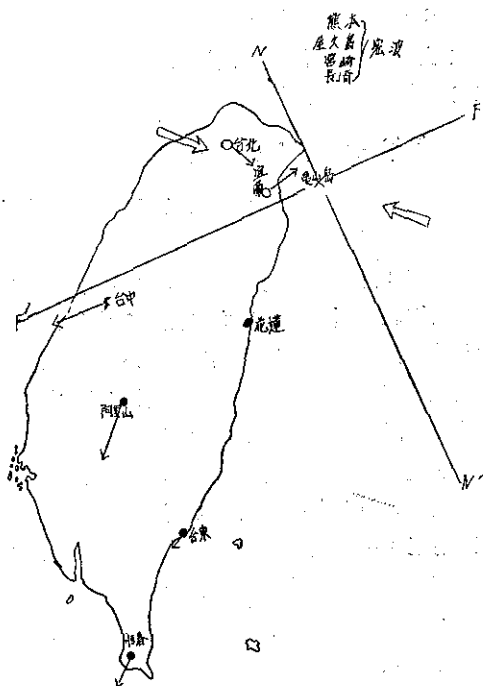


圖17：1938年2月8日 21^h13^m 龜山島地址
h=40

10日地震屬於琉臺地震帶，而1938年2月8日地震則屬於臺灣東部地震帶，故其發震機構與西部地震帶內地震很相似。

〔例2〕1943年7月16日及1942年3月25日地震

圖18及19表示大濁水溪河口近海的地震初動分佈。震央東側缺少資料，但兩圖比較，可知殆成同一分

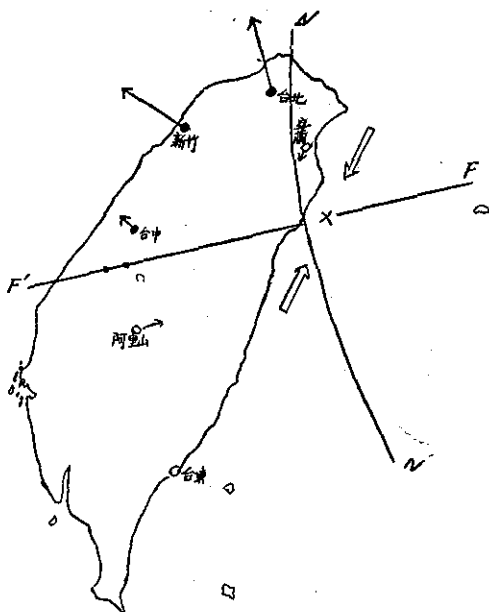


圖18：1943年7月16日 23^h42^m 大濁水溪河口
地震 h=5

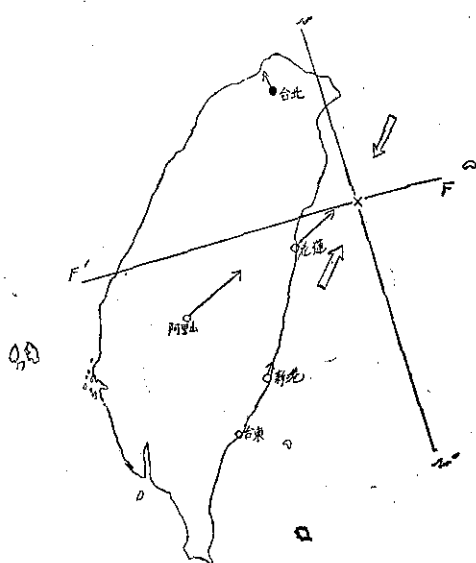


圖19：1942年3月25日 7^h37^m 大濁水溪河口地
震 h=40

佈。其發震機構與1935年2月10日地震（圖18）大體相同。此地震帶亦屬於琉臺地震帶內地震，故其起震應力主壓力之方向為北北東—南南西。

〔例3〕1937年11月26日地震

圖20為花蓮東方海上與那國島附近發生的地震初動分佈圖。震央西側及東側為疎波，故起震應力主壓力之方向為東西方向。

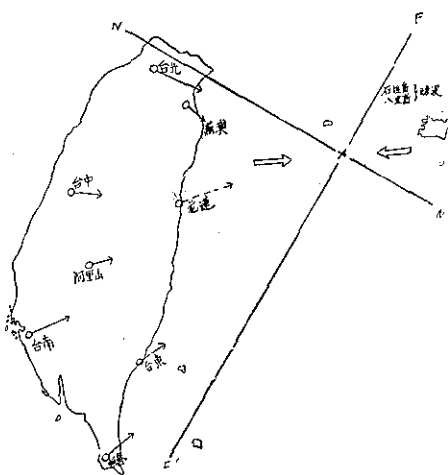


圖20：1937年11月26日 18^h45^m 花蓮海上地震
h=20

〔例4〕1941年2月5日地震

圖21表示1941年2月5日1時4分發生於花蓮南方近海的地震初動分佈圖，而與圖20大體相同。

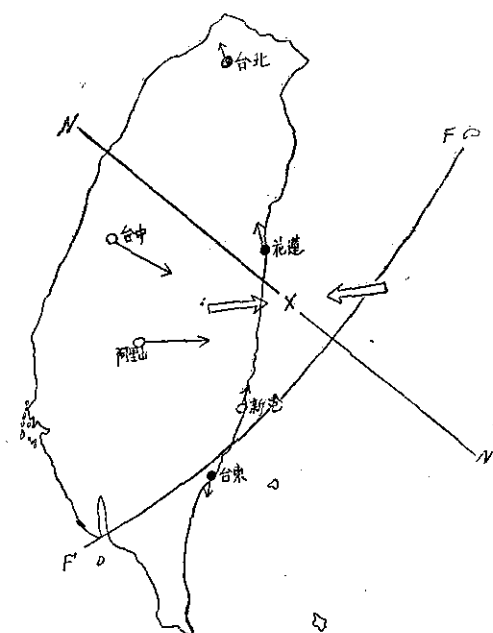


圖21：1941年2月5日 1^h04^m 花蓮近海地震 $h=20\text{km}$

FF' 不經過震央，而稍偏於東方，其起震應力主壓力之方向為東西方向。

〔例5〕1936年3月8日地震

圖22表示花蓮南方陸上地震之初動分佈，此圖亦係四象限型。其起震應力主壓力之方向為西北西—東南東，與西部地震帶內的地震相同。

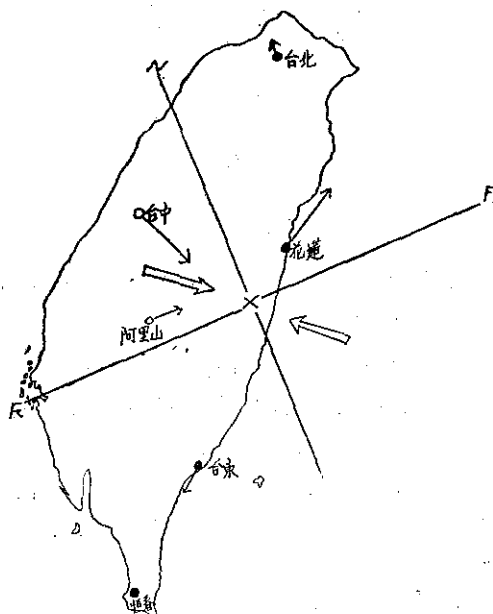


圖22：1936年3月8日 8^h27^m 花蓮南方陸上地震 $h=0$

〔例6〕1951年10月22日地震

圖23表示花蓮烈震發生於1951年10月22日 5時34分地震之初動分佈。P波波節線不經過震央，於震央附近繪一直線 NN' 及曲率半徑極大的圓弧 FF' 相交。起震應力主壓力之方向為西北—東南方向。與前述花蓮附近地震比較，主壓力之方向稍偏北與南。

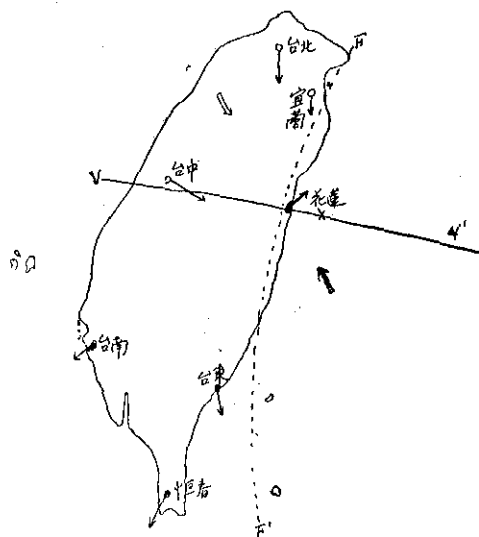


圖23：1951年10月22日 5^h34^m 花蓮烈震 $h=10$

〔例7〕1937年8月17日地震

圖24為新港附近於1937年8月17日17時32分發生

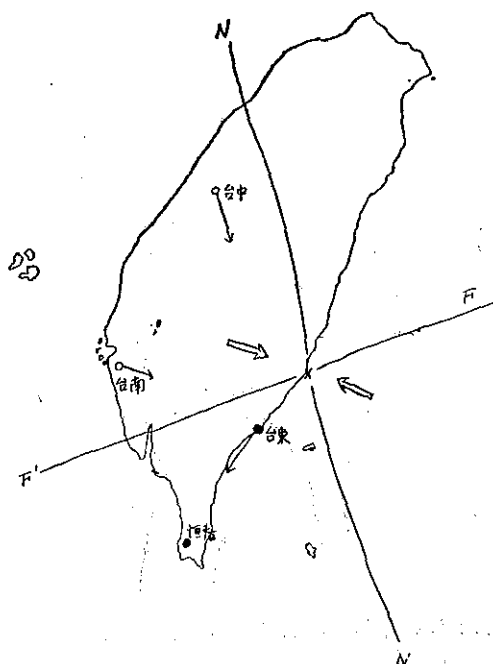


圖24：1937年8月17日 17^h32^m 新港附近地震 $h=5$

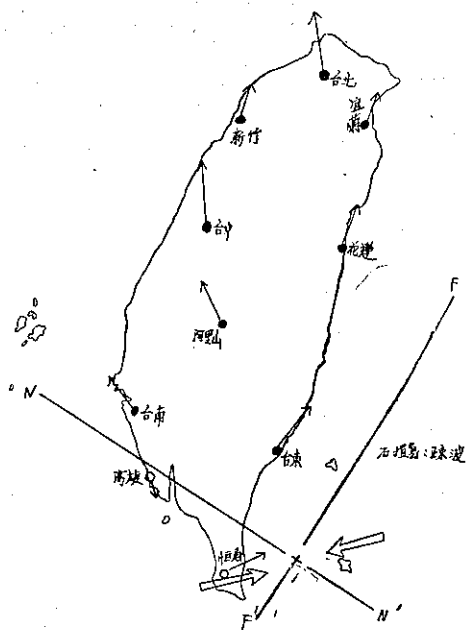


圖28：1936年8月22日 $14^{\text{h}}52^{\text{m}}$ 恒春海上地震 $h=30$

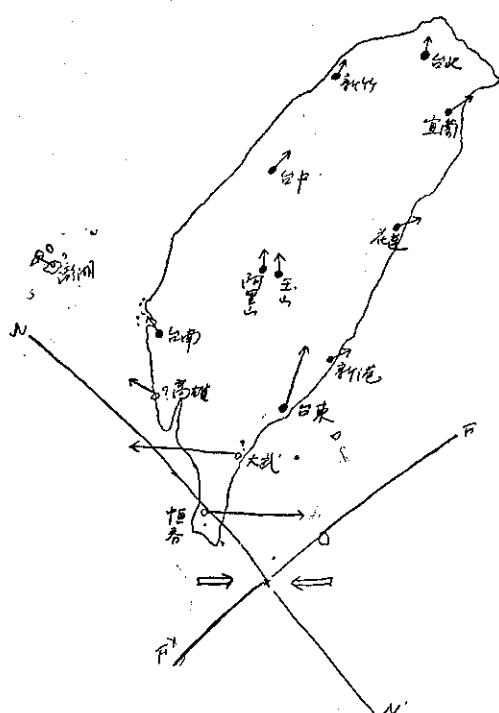


圖30：1959年8月15日 $16^{\text{h}}57^{\text{m}}$ 恒春海底地震 $h=20$

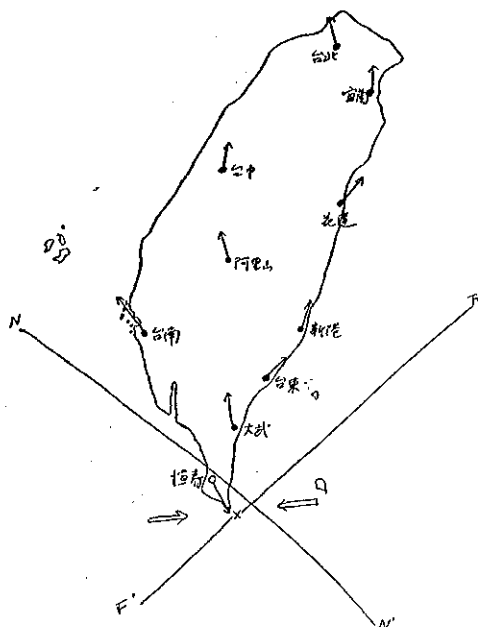
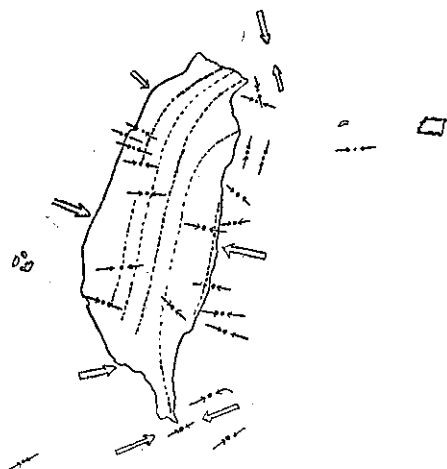


圖29：1955年4月4日 $19^{\text{h}}11^{\text{m}}$ 恒春海底地震 $h=5$

動分佈圖。由圖可知初動分佈很相似，起震應力主壓力之方向亦為西南西—東北東，因此恒春東部海底地震之發震機構與綠島地區有很大差異，其原因尚未明瞭，留待將來再作進一步的研究。

三、臺灣地區地殼部之內發震應力

以上諸節著者述及臺灣過去發生的地震中，其發



- 震央
- ← 起震應力之水平主壓力之方向
- ⇒ 起震應力之平均方向
- 地殼構造線

圖31：起震應力分佈圖

震機構比較明瞭者計有23例，其發震應力主壓力之分佈繪如圖31。

發震應力之方向由水平主壓力之方向表示之。由此圖可知臺灣地區發震應力之分佈極有規則。即於西部地震帶中，自新竹至臺南間及東部地震帶中花蓮至

臺東間，大體成西北西—東南東方向。東北地區屬於琉臺地震帶者，其起震應力主壓力之方向為南北，與臺灣東部及西部地震帶中發生的地震有顯著的差異。南端部包括恒春東部海底及臺灣西南海底，起震應力主壓力之方向為西南西—東北東方向是特別值得注意的。以上所述為一般的傾向，從局部觀之，可能有少數例外，但從西部地震帶論，發震應力主壓力之方向殆相一致。

東北部地震屬於琉臺地震帶者其發震機構與臺灣東部及西部地震發震機構不同，故發震應力主壓力之方向亦有顯著的差異。此現象頗值得注意。

作用於臺灣中央部西北西—東南東方向之發震應力，與來自大陸方向的橫壓力一致，所以很可能起震應力與大陸來的造山壓力相同。於圖31上虛線表示地殼構造線，由此圖可知臺灣地殼構造線大體與山脈平行，也就是說地殼構造線與山脈走向一致。臺灣中央部地殼構造線略成北北東—南南西，東北部為東北東—西南西方向，南端部為北—南方向，而由圖31可知地殼構造線之走向與發震應力之方向略成直角。

由於來自大陸的造山橫壓力使臺灣中央山脈及其他山脈發生褶曲，而形成地殼構造線，此點與地質學的看法符合。

四、結 語

本文已略述臺灣地區過去發生之大地震初動分佈，並推定發震應力主壓力之方向。初動分佈多數屬於四象限型，蓋因觀測所分佈尚嫌稀疏，不能獲得充分資料。根據目前所有的資料僅能獲得前節所述的結論。尤其發見臺灣東部及西部地震帶中的地震與琉臺地震帶中地震其發震機構有顯著差別，特此一提。若欲研究發震機構尚需有更稠密的觀測所來提供資料，方能作精確深入的研究。

參 考 文 獻

- (1) P. Byerly (1960): Earthquake mechanism, Science, Vol. 131, No. 131.
- (2) F. Omri (1905): Earthquake Investigation Committee, Publication, Vol. 21.
- (3) H. Kawasumi (1933): Study on the propagation of seismic waves (The second paper), Bull. Earthq. Res. Inst 11.
- (4) H. Kawasumi (1937): An historical sketch of the development of knowledge concerning the initial motion of an earthquake, Pub. Bur. Cent. Seism. Int, A.
- (5) J. H. Hodgson, W. G. Milne (1951): Direction of faulting in certain earthquakes of the north Pacific, Bull. Seism. Soc. Amer. 41.
- (6) E. Vesonon (1942): Über die typenanalytische auswertung der Seismogramme, Ann. Acad. Sci. Fenn. A III, 5.
- (7) E. Vesanon (1966): On "seismic boundaries" as obtained according to seismogram type westward from Alaska to Formosa, To be published in the Bull. I.I.S.E.E. Tokyo.
- (8) Hsu Ming-Tung (1961): Seismicity of Taiwan, Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ, Vol.
- (9) Hsu Ming-Tung (1965): Seismicity of Taiwan, Proceeding of the 3rd world Conference on Earthquake Engineering, New Zealand.
- (10) 志田順 (1929): 地球及地殼の剛性並に地震動に関する研究回顧，東洋學藝雜誌45。
- (11) 石本己四雄(1932): 地震初動方向分佈より震源に四重源の推定，震研彙報第10號。
- (12) 棚橋嘉市(1931): 昭和6年6月2日本州中部に發，生した深發地震に就いて，海と空第11卷。
- (13) 坂田勝茂(1941): 引圓錐型發震機巧を示す地震について，海と空，第21卷。
- (14) 本多弘吉著(1954): 地震波動。
- (15) 高木聖(1953): 震源 (第11報)，驗震時報第18卷。
- (16) 岡四四亥(1949): 地震資料大全，未刊。
- (17) 徐明同(1966): 臺灣地區地震活動，氣象學報。

依據判別解析法預報颱風侵襲或 接近本省時之降雨量

林 瑞 山

On the Prediction of Typhoon Rainfall in Taiwan Area by the Discriminant Analysis Method

Ruey-Shan Lin

Abstract

When we use the statistical method of meteorology applied to a weather forecast, we always adopt the method of periodical analysis, the method of least squares or the method of mutual relation etc. But in recent years, the meteorologist has taken a serious view of the discriminant analysis method applied to meteorological statistics or the weather forecast. Two reasons for our concern are as follows (1) The numerical weather forecast system developed in recent years, has it rendered a great service to weather forecasting. However, the weather forecast has never attained a state of perfection. (2) Although the forecaster passes judgment on the weather forecast based on one's experience, i. e. subjective idea, and by the method of physical meteorology, i. e. objective idea, but then errors occur with this method of weather forecasting also.

For the above said reasons, the writer investigated typhoon data in the Taiwan area during the past six years, and calculated a discriminant equation with the Discriminant Analysis Method. Consequently, we obtained the discriminant equation of typhoon rainfall in Taiwan area as

$$L = -0.010537X_1 - 0.003858X_2 + 0.093774X_3 + 0.009629X_4$$

where L is the discriminant values, and X_1, X_2, X_3, X_4 , are ① the difference between the Long. 122°E. and the east longitude of typhoon center, ② the included angle between the direction of the typhoon movement and the line which is drawn from Taiwan-center to Typhoon-center, ③ the relative values of the pressure change from 1000mb to the typhoon center (namely ΔP) and the radius (namely r) of typhoon, i. e. $\log(r \cdot \Delta P + 2)$, ④ and the mean relative humidity of all weather stations in Taiwan respectively, when a typhoon reaches Lat. 22°N. Consequently, we have obtained good results since eighty three percent accuracy has been realized when utilizing this equation. Henceforth, it is possible to forecast the prediction of typhoon rainfall in Taiwan area by this discriminant equation, and it can augment the efficiency of weather forecast.

一、前言

過去之氣象統計法應用於天氣預報時，通常均使用迴歸分析法、最小自乘法、或相關法等，分析各種分波之移動狀態，或找出各氣象預報因素之相關，求出其迴歸方程式者較多。但近年來氣象學者為何逐漸重視將判別解析法用於氣象學上，主要有下列二點理由：

(一) 近年來由於數值預報非常發展，根據資料畫出之預測天氣圖 (prognostic weather chart)，雖然對於天氣預報業務上有甚大之幫助，但天氣預報之準確率尚未能達到最理想程度。一般預報人員皆認為 (a) 未能充分考慮物理過程，預報天氣概況時往往發生甚大之錯誤，故須有物理現象之預報因素作成預報方程式之必要。(b) 預報人員須認識現代氣象學上之學識能預報各種天氣現象之限度。譬如採用渦旋度之分佈，低氣壓或鋒面接近等物理性質之氣象因素，預報未來之降雨狀況時，對於降雨有無之判斷，其精密度，尚相當確實，準確率亦高，但對於降雨量是否達 50 mm 以上或以下之判斷，其精密度極低。(c) 對於大氣中之複雜現象尚未完全理解之前，實有求出預報方程式，判別其可靠度之必要。即使理解，並充分利用預報因素，但預報精密度仍無法越過一定之限度。判別解析法係為算出預報方程式，能解決上面之困難點，而且能瞭解依據判別式判別天氣預報之真意義。

(二) 近代各國氣象局，當預報未來天氣時，必須首先製作各種預報因素之作業表 (work weather sheet)，然後預報人員根據這些表內所記載之各種預報因素，綜合整理，最後斷定天氣預報時，大部份均以預報人員之預報經驗為主觀，而以大家所共認之物理氣象法則為客觀，雖然如此，仍時常有錯誤之預報。

由上面所述之兩點理由，近年來之氣象學家，乃逐漸瞭解判別解析法之重要性，不但能判斷天氣預報，且對於氣象統計學有甚大之幫助。著者有鑑於此，乃利用判別解析法預報颱風侵襲或接近本省時降雨之多寡。

二、判別解析法之意義及其理論

為求簡化，假設氣象預報因素僅取二種，即 X_1 及 X_2 。如根據這兩種因素所發生之氣象現象呈 A 狀態時記為 O 符號，呈 B 狀態時記為 Δ 符號，(如圖 1)。

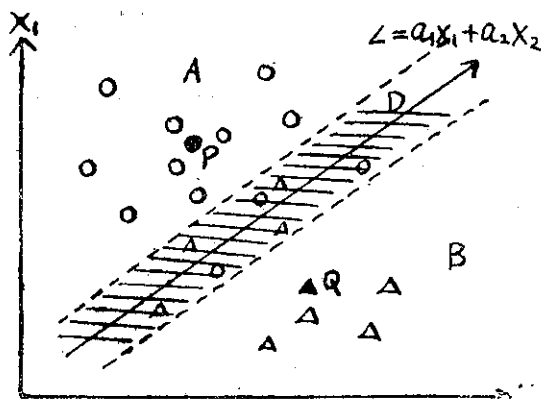


圖 1：取用二種氣象因素時所發生之疑問區域
Fig. 1: Doubtful region with occurrence of two meteorologic factor

由圖 1 可知，必定有分離不清之斜影部份。該區域在氣象統計學上叫做「疑問區域」(Doubtful region)，現簡稱為 D 區域。這 D 區域之大小與 A、B 狀態之各代表點 P 點及 Q 點實有極密切之關係。即 O 號及 Δ 號愈集中於各代表點 P 點及 Q 點附近時，D 區域愈小，即分離不清之疑問區域愈小。相反時 D 區域即愈大，其疑問區之分散程度假設為 I，可寫為

$$I = \frac{(\text{P 點 Q 點間之距離})}{(\text{P 點周圍之 O 號分散度}) + (\text{Q 點周圍之 } \Delta \text{ 號分散度})}$$

今設 $L = a_1X_1 + a_2X_2$ 為 A、B 各狀態間之分界線時，此 I 與 L 有密切關係，可以說 I 係為判別 L 之重要關鍵。今再設 $\bar{L}(A)$ 及 $\bar{L}(B)$ 為通過各代表點 P、Q 而且平行於 L 直線之各狀態判別線時，其疑問區分散程度 I' 又可寫為 (參照圖 2.)

$$I' = \frac{[\bar{L}(A), \bar{L}(B) \text{ 間之距離}]}{[\bar{L}(A) \text{ 周圍之 O 號分散度}] + [\bar{L}(B) \text{ 周圍之 } \Delta \text{ 號分散度}]}$$

由此可見使 I' 為最大之條件為

$$\begin{cases} \frac{\partial I'}{\partial a_1} = 0 \\ \frac{\partial I'}{\partial a_2} = 0 \end{cases}$$

今設 H 為垂直於 L， $\bar{L}(A)$ 及 $\bar{L}(B)$ 之直線，如 P 點 Q 點投影於 H 直線上時，其投影點各為 P' 點 Q' 點。全體之度數分佈 F 可分為 P' 點及 Q' 點為中心之兩個度數分佈 f_1 及 f_2 ，即 $F = f_1 + f_2$ 。由上面所述理論可知疑問區域 D，能位移至 H 直線上之線段 D'。今設

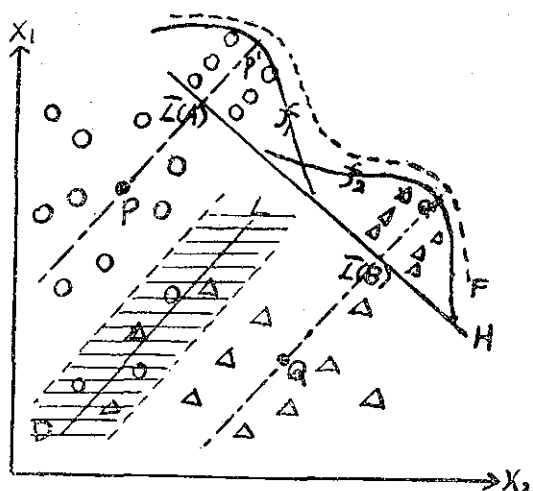


圖 2：判別線之分佈狀態投影圖

Fig. 2: Projection of distributive state for discriminant lines.

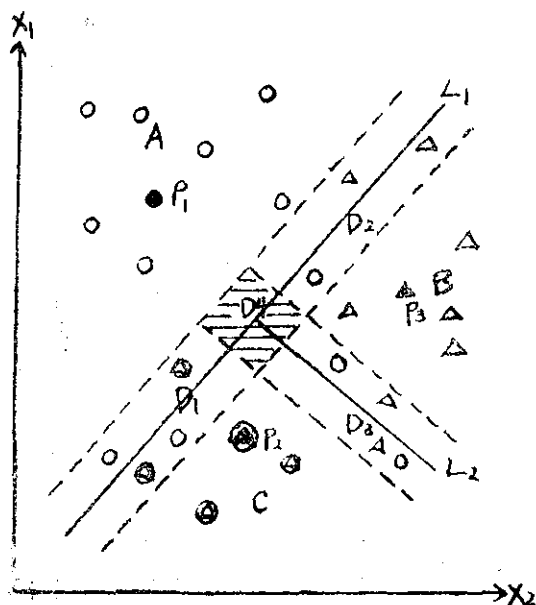


圖 3：D₁ D₂ D₃ D₄ 各種疑問區域圖

Fig. 3: D₁D₂D₃D₄ doubtful region chart

A區：無發生某種氣象現象區 (O號)

B區：有發生某種氣象現象區 (Δ號)

C區：局部性發生某種氣象現象區 (△號)

之三種區域時，必須有 L₁ 及 L₂ 之兩直線存在，始能構成未能判定之四種疑問區域，即

D₁ 區：未能判定為 A 或 C 之疑問區域。

D₂ 區：未能判定為 A 或 B 之疑問區域。

D₃ 區：未能判定為 B 或 C 之疑問區域。

D₄ 區：未能判定為 A 或 B 或 C 之疑問區域。

由此可知，一般而論：如使用 P 個氣象因素 X₁, X₂, X₃, ……X_P 分類為 G 個之預報群時

(1) 判別式之必要個數等於 (G-1) 個。

(2) 疑問區域之個數為 ${}_6C_2 + {}_6C_3 + {}_6C_4 + \dots$

$$+ {}_6C_6 = \sum_{i=2}^6 {}_6C_i \text{ 個。}$$

但 C 係為數學上之組合 (Combination)，即 ${}_6C_i$ 為自 G 個起至 i 個止之組合個數。因判別式係氣象因素 X₁, X₂, X₃, ……X_P 之一次式，由各獨立因素垂直交叉組成，故未能取氣象因素 P 個以上之個數。

(A) 以 A 及 B 兩組各因素之平均值計算

若取過去之氣象資料，其中 n₁ 個屬於 A 組而 n₂ 個屬於 B 組 (但 n = n₁ + n₂) 時，A 組之各氣象因素可分寫如下：

n ₁	X ₁ (A)	X ₂ (A)	X ₃ (A)	………X _P (A)
1	X ₁₁ (A)	X ₁₂ (A)	X ₁₃ (A)	………X _{1P} (A)
2	X ₂₁ (A)	X ₂₂ (A)	X ₂₃ (A)	………X _{2P} (A)
3	X ₃₁ (A)	X ₃₂ (A)	X ₃₃ (A)	………X _{3P} (A)
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
n ₁	X _{n11} (A)	X _{n12} (A)	X _{n13} (A)	………X _{n1P} (A)
平均	$\bar{X}_1(A)$	$\bar{X}_2(A)$	$\bar{X}_3(A)$	……… $\bar{X}_P(A)$

故屬於 A 組之各種氣象因素之平均值可寫為

$$\begin{aligned} \bar{X}_1(A) &= \frac{X_{11}(A) + X_{21}(A) + X_{31}(A) + \dots + X_{n11}(A)}{n_1} \\ &= \sum_{i=1}^{n_1} X_{i1}(A) / n_1 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \bar{X}_2(A) &= \frac{X_{12}(A) + X_{22}(A) + X_{32}(A) + \dots + X_{n12}(A)}{n_1} \\ &= \sum_{i=1}^{n_1} X_{i2}(A) / n_1 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \bar{X}_P(A) &= \frac{X_{1P}(A) + X_{2P}(A) + X_{3P}(A) + \dots + X_{n1P}(A)}{n_1} \\ &= \sum_{i=1}^{n_1} X_{iP}(A) / n_1 \end{aligned}$$

同樣，屬於 B 組之各種氣象因素可分寫為：

的颱風也不能忽視。颱風之發生均在北緯10度至15度左右。這些颱風如進行至北緯22度時，調查當時颱風中心位置之經度B後，自122度減去之。因 $|B-122|$ 之差度愈小時，表示此颱風侵襲或接近本省之可能性愈大。故取 $X_1 = |B-122|$ 為判別因素之一。

(2) 颱風進行至北緯22度時，自地面天氣圖上調查當時颱風中心之最低氣壓，以mb為單位。在該時間內之地面天氣圖上，如颱風中心未位於北緯22度線上時，平均計算其前後之颱風中心氣壓。現設颱風中心與1000mb等壓線之距離為r，以110公里等於1度為單位計算之。又取颱風中心氣壓與1000mb之氣壓差為 ΔP ，因通常颱風之總能量與 $r \cdot \Delta P$ 成正比例，故須計算其乘積 $r \cdot \Delta P$ 。由於該乘積常取正數而且計算方便起見，著者取其 X_2 為 $\log(r \cdot \Delta P + 2)$ 。若颱風中心氣壓等於或小於1000mb時均取 ΔP 為零計算之。

(3) 颱風進行至北緯22度線上時，調查颱風之進行方向，其角度設為 β 度，其經度設為B度，該颱風中心與本省中心即北緯24度東經121度所連接之直線之方位角為 α 度。 α 之求法如下：

$$\tan \alpha_1 = \left(\frac{24-22}{B-121} \right)$$

$$\text{但 } \alpha_1 = \alpha - 270$$

$$\therefore \alpha_1 = \tan^{-1} \left(\frac{2}{B-121} \right)$$

$$\therefore \alpha = \alpha_1 + 270 = \tan^{-1} \left(\frac{2}{B-121} \right) + 270$$

若設颱風進行方向與颱風中心至本省中心所連接之直線方位角為 X_2 ，而取絕對值時

$$X_2 = |\alpha - \beta|$$

茲按上述之理論並參照(圖5)，計算結果如(表一)。

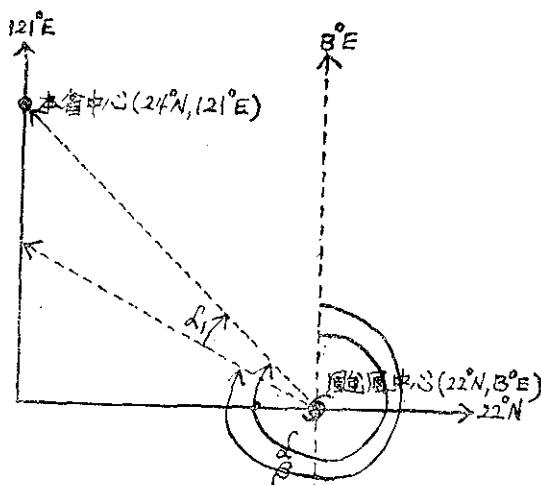


圖5：颱風之進行方向與本省中心間夾角

Fig. 5: The angle between to center of Taiwan area and direction of typhoon movement.

表1：颱風進行至22°N時之 X_2 換算表

Table 1: The X_2 Calculating table between to Center of Taiwan area and direction of typhoon movement

因 素 年 月 日 及 颱 風 名 稱	進 行 方 向 (β)	颱 風 之 經 度 (B)	B 與 121 之 差 度	$\tan \alpha_1 = \left(\frac{24-22}{B-121} \right)$	α_1°	α°	X_2
46. 7. 14 (Billie)	320	124.2	3.2	$\frac{2}{3.2} = 0.6250$	22°	302°	18°
8. 7 (M. T)	50	117.0	- 4.0	$\frac{2}{4.0} = 0.5000$	26° 34'	296° 34'	13
8. 22 (Iris)	320	120.0	- 1.0	$\frac{2}{1.0} = 2.0000$	63° 26'	333° 26'	67
8. 29 (Joan)	310	123.3	2.3	$\frac{2}{2.3} = 0.86696$	41°	311°	1
9. 3 (Louise)	330	122.4	1.4	$\frac{2}{1.4} = 1.4286$	55°	325°	5
10. 9 (Bobs)	60	120.5	- 0.5	$\frac{2}{0.5} = 4.0000$	76°	346°	46

11. 18 (Freda)	30	121.5	0.5	$\frac{2}{0.5} = 4.0000$	76°	346°	44
49. 4. 26 (Karen)	30	120.9	— 0.1	$\frac{2}{0.1} = 20.0000$	87° 8'	357° 8'	27
6. 8 (Mary)	45	113.5	— 7.5	$\frac{2}{7.5} = 0.2667$	14° 56'	284° 56'	30
7. 30 (Sherly)	330	124.8	3.8	$\frac{2}{3.8} = 0.5263$	27° 46'	284° 56'	32
8. 6 (Trix)	290	132.7	11.7	$\frac{2}{11.7} = 0.1709$	9° 42'	297° 46'	10
8. 10 (Agnes)	310	131.5	10.5	$\frac{2}{10.5} = 0.1910$	62° 22'	279° 42'	23
8. 22 (Elaine)	10	121.9	0.9	$\frac{2}{0.9} = 2.2222$	65° 47'	332° 22'	35
50. 5. 26 (Betty)	350	121.5	0.5	$\frac{2}{0.5} = 4.0000$	76°	346°	4
8. 6 (June)	330	121.4	0.4	$\frac{2}{0.4} = 5.0000$	78° 48'	348° 48'	18
8. 24 (Lorna)	310	121.5	0.5	$\frac{2}{0.5} = 4.0000$	76°	346°	36
9. 9 (Pomela)	290	134.0	13.0	$\frac{2}{13} = 0.1538$	8° 45'	278° 45'	12
9. 28 (Sally)	280	131.0	10.0	$\frac{2}{10} = 0.2000$	11° 19'	281° 19'	2
51. 7. 22 (Kate)	30	120.5	— 0.5	$\frac{2}{0.5} = 4.0000$	76°	346°	6
8. 5 (Opal)	340	123.0	2.0	$\frac{2}{2} = 1.0000$	45°	315°	25
9. 4 (Amy)	315	123.9	2.9	$\frac{2}{2.9} = 0.6897$	34° 36'	314° 36'	10
10. 3 (Dinah)	290	119.5	— 1.5	$\frac{2}{1.5} = 1.3333$	53° 14'	323° 14'	34
52. 7. 15 (Wendy)	320	123.3	2.3	$\frac{2}{2.3} = 0.8696$	41°	311°	9
9. 9 (Gloria)	310	126.6	5.6	$\frac{2}{5.6} = 0.3571$	19° 39'	289° 39'	20

(4)颱風進行至北緯22度時，調查全省各測候所之相對濕度 X_4 。(原擬調查本省之臺北、桃園、東港及琉球之沖繩等地之 500mb 高空露點，但經查結果因每週颱風侵襲時高空資料殊不理想，大部份均發生缺測情形，致無法採用)。

(5)調查颱風侵襲或接近本省時，統計本省23個測候

所之總降雨量，以平均雨量達 100mm 以上者為A組 100mm 以下者為B組。

以上根據過去六年間颱風侵襲或接近本省時之24個颱風有關氣象因素經調查結果，獲得(表二)、(表三)、(表四)等表。

表 2：颱風侵襲或接近本省時之各地降雨量

Table 2: Typhoon rainfall in each weather station

測候所名稱 年 月 日 及 颱風名稱	彭佳嶼	鞍部	基隆	新竹	臺中	日月潭	阿里山	淡水	竹子湖	臺北	宜蘭	花蓮	澎湖	玉山	新港	臺南	大武	恒春	高雄	蘭嶼	鹿林山	永康	臺東	總計	平均	實際組類 (以平均雨量 100mm 以上者為 A, 100mm 以下者為 B.)
48. 7. 14 (Billie)	155	290	152	228	176	184	333	234	458	287	120	8	67	—	4	18	68	168	242	32	—	7	18	3,249	141	A
8. 7 (M.T)	—	2	5	106	867	610	1,098	2	39	34	2	27	18	390	101	491	202	111	487	35	850	306	99	5,882	256	A
8. 22 (Iris)	—	—	—	—	—	—	7	—	—	13	5	24	19	24	57	6	162	162	45	75	10	3	96	708	31	B
8. 29 (Joan)	8	72	91	53	17	42	394	85	145	101	115	185	136	290	267	100	331	261	114	117	507	88	161	3,630	158	A
9. 3 (Louise)	28	49	96	31	65	166	541	26	73	42	138	264	173	290	97	8	73	89	11	65	387	8	14	2,734	119	A
10. 9 (Bobs)	65	—	—	13	—	—	—	65	—	39	—	2	—	—	—	2	89	88	36	47	—	1	—	447	19	B
11. 18 (Freda)	216	158	250	68	25	49	81	117	391	104	316	323	3	—	369	27	242	250	32	323	—	27	162	3,533	154	A
49. 4. 26 (Karen)	30	40	41	—	—	—	—	2	—	13	52	30	—	3	5	—	—	2	—	14	5	—	1	238	10	B
6. 8 (Mary)	36	74	92	101	69	251	631	31	121	22	62	77	58	456	226	12	95	59	119	10	672	15	—	3,289	143	A
7. 30 (Sherley)	302	393	293	250	466	673	1,090	183	282	187	315	258	132	528	107	217	148	126	37	14	765	148	66	6,980	303	A
8. 6 (Trix)	158	216	283	308	138	98	205	161	272	139	168	18	29	161	19	170	19	5	44	6	175	171	4	2,967	129	A
8. 10 (Agnes)	36	157	53	42	17	—	3	60	91	68	56	25	6	4	8	1	55	—	—	89	5	1	8	785	34	B
8. 22 (Elaine)	29	250	13	22	—	—	21	—	45	24	120	12	2	17	222	189	126	393	275	109	9	162	69	2,109	92	B
50. 5. 26 (Betty)	150	121	175	33	2	30	113	31	150	100	284	325	1	154	492	8	137	144	17	124	233	7	201	3,062	132	A
8. 6 (June)	1	—	—	16	3	—	96	—	—	—	—	159	146	86	491	148	115	250	412	91	113	169	140	2,436	106	A
8. 24 (Lorna)	17	62	29	12	1	5	72	1	38	38	68	134	64	108	185	105	191	283	141	39	78	130	116	1,917	87	B
9. 9 (Pomela)	30	133	151	133	93	44	310	126	104	102	203	81	139	179	12	31	31	1	14	2	265	33	9	2,226	97	B
9. 28 (Sally)	15	144	104	12	1	12	69	48	122	70	50	118	12	134	145	29	183	301	45	112	139	17	210	2,092	91	B
51. 7. 22 (Kate)	25	8	16	242	270	64	618	9	77	47	51	226	19	475	305	307	764	303	651	90	660	255	275	5,757	250	A
8. 5 (Opal)	68	300	145	158	139	219	546	251	301	144	168	81	5	276	45	20	47	26	5	65	440	24	15	3,488	152	A
9. 4 (Amy)	103	237	266	55	107	140	476	217	229	173	238	291	136	155	62	98	182	40	76	33	548	101	34	3,997	174	A
10. 3 (Dinah)	32	111	70	39	13	—	88	111	74	71	52	143	11	126	245	5	156	90	16	96	184	10	132	1,875	82	B
52. 7. 15 (Wendy)	24	103	49	24	258	227	798	41	84	52	62	137	213	266	23	198	180	44	79	36	396	276	12	3,582	156	A
9. 9 (Gloria)	418	120	366	576	637	568	1,774	383	624	483	398	75	78	950	4	38	82	12	39	10	429	68	1	8,133	354	A

表3：颱風侵襲或接近本省時之各地相對濕度 (X₄)

Table 3: The relative humidity in each weather station

測候所名稱 年月日及颱風名稱	彭佳嶼	鞍部	竹子湖	淡水	基隆	臺北	新竹	宜蘭	臺中	花蓮	日月潭	澎湖	阿里山	玉山	新港	永康	臺南	臺東	高雄	大武	蘭嶼	恒春	鹿林山	總數	平均
48. 7. 14 (Billie)	—	—	—	—	89	100	99	87	82	72	—	91	100	—	85	90	83	78	—	64	91	93	—	1,304/15	86.9
8. 7 (M.T)	—	—	—	—	59	—	—	—	100	—	—	94	—	—	75	98	98	—	—	90	98	—	—	712/8	89.0
8. 22 (Iris)	—	—	—	—	—	63	74	74	77	80	—	90	76	—	84	90	90	88	—	87	92	94	—	1,159/14	82.8
8. 29 (Joan)	—	—	—	—	89	88	86	95	76	89	—	89	100	—	100	97	95	96	—	96	99	93	—	1,388/15	92.5
9. 3 (Louise)	—	—	—	—	87	87	91	98	98	100	—	84	100	—	81	92	94	74	—	76	91	92	—	1,345/15	89.7
10. 9 (Bobs)	—	—	—	—	—	—	97	—	72	89	—	—	—	—	—	80	84	—	—	95	89	96	—	702/8	87.8
11. 18 (Freda)	100	—	—	—	96	94	99	100	93	100	—	88	97	—	100	96	96	99	—	98	98	86	—	1,540/16	96.3
49. 4. 26 (Karen)	—	—	—	—	88	82	88	71	69	92	—	73	98	—	93	66	62	84	—	72	94	80	—	1,212/15	80.8
6. 8 (Mary)	—	—	—	—	80	70	79	97	98	99	—	99	100	—	80	96	95	76	—	85	100	—	—	1,254/14	89.6
7. 30 (Sherly)	—	—	—	—	83	89	89	100	96	52	—	99	100	—	81	98	99	88	—	59	96	—	—	1,229/14	87.8
8. 6 (Trix)	—	—	—	—	92	96	98	91	75	88	—	85	100	—	90	97	95	76	—	82	83	80	—	1,328/15	88.5
8. 10 (Agnes)	—	—	—	—	95	95	98	95	89	82	—	91	100	—	80	77	83	80	—	85	94	76	—	1,320/15	88.0
8. 22 (Elaine)	—	—	—	—	94	84	60	74	65	89	—	99	95	—	83	78	97	82	—	94	99	91	—	1,284/15	85.6
50. 5. 26 (Betty)	96	—	—	—	94	90	59	96	72	99	—	79	94	—	100	83	83	100	—	97	—	96	—	1,338/15	89.2
8. 6 (June)	78	—	—	—	70	61	74	74	89	65	—	99	98	—	100	91	95	97	—	64	99	92	—	1,346/16	84.1
8. 24 (Lorna)	87	—	—	—	78	80	60	84	83	78	—	92	94	—	95	93	93	100	—	98	96	99	—	1,410/16	88.1
9. 9 (Pomela)	84	—	—	—	91	91	99	100	96	92	—	100	100	—	90	92	93	85	—	63	92	84	—	1,452/16	90.8
9. 28 (Sally)	89	—	—	—	72	74	73	92	45	62	—	83	84	—	96	87	92	98	—	87	100	96	—	1,330/16	83.1
51. 7. 22 (Kate)	96	—	—	—	75	72	97	97	97	96	—	96	100	—	99	98	96	94	—	99	100	96	—	1,508/16	94.3
8. 5 (Opal)	93	—	—	—	94	92	100	100	99	92	—	85	100	—	65	91	88	88	90	80	99	89	—	1,545/17	90.9
9. 4 (Amy)	93	—	—	—	77	94	97	100	98	98	—	100	100	—	86	98	98	85	100	96	96	92	—	1,608/17	94.6
10. 3 (Dinah)	95	—	—	—	81	76	69	98	81	80	—	86	94	—	98	87	85	100	71	98	99	98	—	1,496/17	88.0
52. 7. 15 (Wendy)	89	—	—	—	85	83	94	85	90	99	—	94	100	—	82	100	96	84	98	91	99	98	—	1,567/17	92.2
9. 9 (Gloria)	92	—	—	—	92	97	99	81	95	55	—	70	100	—	32	82	75	69	88	70	94	84	—	1,375/17	80.9

表 4：颱風進行至 22°N 時之有關氣象因素表

Table 4: The meteorologic factor in each weather station

年 月 日	有關氣象因素 及颱風名稱	雨量 (mm)	實際 組類	中 心 氣 壓 (mb)	經 度 (B°)	與 122°E 之 經 度 差 (X ₁)	進 行 方 向 (S°)	進 行 中 夾 角 方 向 線 (X ₂)	暴 風 半 徑 (γ°)	中 心 與 1000mb 之 差 (ΔP)	平 均 濕 度 (X ₄)	
48.	7. 14 (Billie)	141	A	965	124.2	2.2	320	18°	1.8	35	1,8129	86.9
	8. 7 (M.T)	256	A	990	117.0	5.0	50	13	3.0	10	1.5051	89.0
	8. 22 (Iris)	31	B	960	120.0	2.0	320	67	0.7	40	1.4771	82.8
	8. 29 (Joan)	158	A	890	123.3	1.3	310	1	6.0	110	2.8209	92.5
	9. 3 (Louise)	119	A	965	122.4	0.4	330	5	3.5	35	2.0951	89.7
	10. 9 (Bobs)	19	B	1000	120.5	1.5	60	46	2.6	0	0.3010	87.8
	11. 18 (Freda)	154	A	945	121.5	0.5	30	44	2.3	55	2.1089	96.3
49.	4. 26 (Karen)	10	B	1000	120.9	1.1	30	27	3.2	0	0.3010	80.8
	6. 8 (Mary)	143	A	980	113.5	8.5	45	30	3.4	20	1.8451	89.6
	7. 30 (Sherly)	303	A	920	124.8	2.8	330	32	2.0	80	2.2095	87.8
	8. 6 (Trix)	129	A	635	132.7	10.7	290	10	2.7	65	2.2492	88.5
	8. 10 (Agnes)	34	B	995	131.5	9.5	310	23	4.0	5	1.3424	88.0
	8. 22 (Elaine)	92	B	795	121.9	0.1	10	35	1.2	25	1.5051	85.6
50.	5. 26 (Betty)	132	A	955	121.5	0.5	350	4	1.6	45	1.8694	89.2
	8. 6 (June)	106	A	950	121.4	0.6	330	18	1.8	50	1.9638	84.1
	8. 24 (Lorna)	87	B	950	121.5	0.5	310	36	6.5	50	2.5145	88.1
	9. 9 (Pomela)	97	B	990	134.0	12.0	290	12	2.3	10	1.3979	90.8
	9. 28 (Sally)	91	B	980	131.0	9.0	280	2	0.7	20	1.2041	83.1
51.	7. 22 (Kate)	250	A	970	120.5	1.5	30	6	1.8	30	1.7482	94.3
	8. 5 (Opal)	152	A	910	123.0	1.0	340	25	3.0	90	2.4346	90.9
	9. 4 (Amy)	174	A	940	123.9	1.9	315	10	6.5	60	2.5933	94.6
	10. 3 (Dinah)	82	B	955	119.5	2.5	290	34	3.5	45	2.2028	88.0
52.	7. 15 (Wendy)	156	A	970	123.3	1.3	320	9	3.7	30	2.0531	92.2
	9. 9 (Gloria)	354	A	925	126.6	4.6	310	20	5.4	75	2.6096	80.9

四、判別方程式之實際計算程序

根據上述之 X_1, X_2, X_3, X_4 , 等四種氣象因素，預先分爲 A 及 B 組，如 (表五)，然後再求出 A、B 各組之平方和及乘積和即得

$$S_{11} = S_{11}(A) + S_{11}(B) = 301.7999$$

$$S_{22} = S_{22}(A) + S_{22}(B) = 4911.36$$

$$S_{33} = S_{33}(A) + S_{33}(B) = 6.184532$$

$$S_{44} = S_{44}(A) + S_{44}(B) = 311.0624$$

$$S_{12} = S_{21} = S_{12}(A) + S_{12}(B) = -425.297$$

$$S_{13} = S_{31} = S_{13}(A) + S_{13}(B) = -2.2786909$$

$$S_{14} = S_{41} = S_{14}(A) + S_{14}(B) = -5.1679$$

$$S_{23} = S_{32} = S_{23}(A) + S_{23}(B) = 1.66757$$

$$S_{24} = S_{42} = S_{24}(A) + S_{24}(B) = -84.067$$

$$S_{34} = S_{43} = S_{34}(A) + S_{34}(B) = 8.2608209$$

表 5 : A、B兩組之各氣象因素表

Table 5 : The meteorologic factor of A, B classes.

$X_1(A)$	$X_2(A)$	$X_3(A)$	$X_4(A)$	$X_1(B)$	$X_2(B)$	$X_3(B)$	$X_4(B)$
2.2	18	1.8129	86.9	2.0	67	1.4771	82.8
5.0	13	1.5051	89.0	1.5	46	0.3010	87.8
1.3	1	2.8209	92.5	1.1	27	0.3010	80.8
0.4	5	2.0951	89.7	9.5	23	1.3424	88.0
0.5	44	2.1089	96.3	0.1	35	1.5051	85.6
8.5	30	1.8451	89.6	0.5	36	2.5145	88.1
2.8	32	2.2095	87.8	12.0	12	1.3979	90.8
10.7	10	2.2492	88.5	9.0	2	1.2041	83.1
0.5	4	1.8694	89.2	2.5	34	2.2028	88.0
0.6	18	1.9638	84.1				
1.5	6	1.7482	94.3				
1.0	25	2.4346	90.9				
1.9	10	2.5933	94.6				
1.3	9	2.0531	92.2				
4.6	20	2.6096	80.9				
平 均 2.85	16.3	2.12741	89.77	4.24	31.3	1.36066	86.11

由此可知A、B兩組之平方和、乘積和及A、B組間之平均差如下表：

$k \backslash e$	1	2	3	4	$\bar{X}_e(A) - \bar{X}_e(B)$
1	$S_{11}=301.8$	$S_{12}=-425.3$	$S_{13}=-2.28$	$S_{14}=-5.17$	- 1.39
2		$S_{22}=4911$	$S_{23}=1.67$	$S_{24}=-84.07$	- 15
3			$S_{33}=6.18$	$S_{34}=8.26$	0.77
4				$S_{44}=311.06$	3.66

由上表可得下列之聯立方程式

$$\begin{cases} 301.8\lambda_1 - 425.3\lambda_2 - 2.28\lambda_3 - 5.17\lambda_4 = -1.39 \\ -425.3\lambda_1 + 4911\lambda_2 + 1.67\lambda_3 - 84.07\lambda_4 = -15 \\ -2.28\lambda_1 + 1.67\lambda_2 + 6.18\lambda_3 + 8.26\lambda_4 = 0.77 \\ -5.17\lambda_1 - 84.07\lambda_2 + 8.26\lambda_3 + 311.06\lambda_4 = 3.66 \end{cases}$$

上式係為四元一次聯立方程式，其解法可利用行列式解之。

$$\Delta = \begin{vmatrix} S_{11} & S_{12} & S_{13} & S_{14} \\ S_{12} & S_{22} & S_{23} & S_{24} \\ S_{13} & S_{23} & S_{33} & S_{34} \\ S_{14} & S_{24} & S_{34} & S_{44} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 301.8 & -425.3 & -2.28 & -5.17 \\ -425.3 & 4911 & 1.67 & -84.07 \\ -2.28 & 1.67 & 6.18 & 8.26 \\ -5.17 & -84.07 & 8.26 & 311.06 \end{vmatrix}$$

$$= 2733925732.9057728 - 335533121.7640572 - 6217510.7323878 - 1682929.93926915 \\ = 2390462170.47005865$$

$$\Delta_1 = \begin{vmatrix} \bar{X}_1(A) - \bar{X}_1(B) & S_{12} & S_{13} & S_{14} \\ \bar{X}_2(A) - \bar{X}_2(B) & S_{22} & S_{23} & S_{24} \\ \bar{X}_3(A) - \bar{X}_3(B) & S_{23} & S_{33} & S_{34} \\ \bar{X}_4(A) - \bar{X}_4(B) & S_{24} & S_{34} & S_{44} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} -1.39 & -425.3 & -2.28 & -5.17 \\ -15 & 4911 & 1.67 & -84.07 \\ 0.77 & 1.67 & 6.18 & 8.26 \\ 3.66 & -84.07 & 8.26 & 311.06 \end{vmatrix}$$

$$= -12591639.39277066 - 11828225.01546 + 2109904.94032395 - 2878014.30934752$$

$$= -25187973.77725423$$

$$\Delta_2 = \begin{vmatrix} S_{11} & \bar{X}_1(A) - \bar{X}_1(B) & S_{13} & S_{14} \\ S_{12} & \bar{X}_2(A) - \bar{X}_2(B) & S_{23} & S_{24} \\ S_{13} & \bar{X}_3(A) - \bar{X}_3(B) & S_{33} & S_{34} \\ S_{14} & \bar{X}_4(A) - \bar{X}_4(B) & S_{43} & S_{44} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 301.8 & -1.39 & -2.28 & -5.17 \\ -425.3 & -15 & 1.67 & -84.07 \\ -2.28 & 0.77 & 6.18 & 8.26 \\ -5.17 & 3.66 & 8.26 & 311.06 \end{vmatrix}$$

$$= -8388377.921004 - 857407.0957694 + 24969.87792888 - 2018.07670669$$

$$= -9222832.78444879$$

$$\Delta_3 = \begin{vmatrix} S_{11} & S_{12} & \bar{X}_1(A) - \bar{X}_1(B) & S_{14} \\ S_{12} & S_{22} & \bar{X}_2(A) - \bar{X}_2(B) & S_{24} \\ S_{13} & S_{23} & \bar{X}_3(A) - \bar{X}_3(B) & S_{34} \\ S_{14} & S_{24} & \bar{X}_4(A) - \bar{X}_4(B) & S_{44} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 301.8 & -425.3 & -1.39 & -5.17 \\ -425.3 & 4911 & -15 & -84.07 \\ -2.28 & 1.67 & 0.77 & 8.26 \\ -5.17 & -84.07 & 3.66 & 311.06 \end{vmatrix}$$

$$= 313886777.6288514 - 37408421.6507773 - 52636529.455374 + 320870.5750734$$

$$= 224162697.0977735$$

$$\Delta_4 = \begin{vmatrix} S_{11} & S_{12} & S_{13} & \bar{X}_1(A) - \bar{X}_1(B) \\ S_{12} & S_{22} & S_{23} & \bar{X}_2(A) - \bar{X}_2(B) \\ S_{13} & S_{23} & S_{33} & \bar{X}_3(A) - \bar{X}_3(B) \\ S_{14} & S_{24} & S_{34} & \bar{X}_4(A) - \bar{X}_4(B) \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 301.8 & -425.3 & -2.28 & -1.39 \\ -425.3 & 4911 & 1.67 & -15 \\ -2.28 & 1.67 & 6.18 & 0.77 \\ -5.17 & -84.07 & 8.26 & 3.66 \end{vmatrix}$$

$$= 26416632.1176102 - 3187455.7293572 +$$

$$168191.89944828 - 379870.57515583$$

$$= 23017497.71254545$$

四元一次聯立方程式之未知數 $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \lambda_4$ 可得如下

$$\lambda_1 = \frac{\Delta_1}{\Delta} = \frac{-25187973.77725423}{2390462170.47005865}$$

$$= 0.01053686357 \div -0.010537$$

$$\lambda_2 = \frac{\Delta_2}{\Delta} = \frac{-9222832.78444879}{2390462170.47005865}$$

$$= -0.003858179769 \div -0.003858$$

$$\lambda_3 = \frac{\Delta_3}{\Delta} = \frac{224162697.0977735}{2390462170.47005865}$$

$$= 0.0937737898 \div 0.093774$$

$$\lambda_4 = \frac{\Delta_4}{\Delta} = \frac{23017497.71254545}{2390462170.47005865}$$

$$= 0.00962889017 \div 0.009629$$

$$\therefore L = -0.010537X_1 - 0.003858X_2$$

$$+ 0.093774X_3 + 0.009629X_4$$

L 之 A、B 各組內之平均值爲

$$\bar{L}(A) = \lambda_1 \bar{X}_1(A) + \lambda_2 \bar{X}_2(A) +$$

$$\lambda_3 \bar{X}_3(A) + \lambda_4 \bar{X}_4(A)$$

$$= (-0.01053686357)(2.85)$$

$$+ (-0.003858179769)(16.3)$$

$$+ (0.0937737898)(2.12791)$$

$$+ (0.00962889017)(89.77)$$

$$= 0.9710092643$$

$$\bar{L}(B) = \lambda_1 \bar{X}_1(B) + \lambda_2 \bar{X}_2(B) + \lambda_3 \bar{X}_3(B) + \lambda_4 \bar{X}_4(B)$$

$$= (-0.01053686357)(4.24)$$

$$+ (-0.003858179769)(3.13)$$

$$+ (0.0937737898)(1.36066)$$

$$+ (0.00962889017)(86.11)$$

$$= 0.791300649$$

由上面所計算之結果可知 $|\bar{L}(A) - \bar{L}(B)|$ 之值爲

$$|\bar{L}(A) - \bar{L}(B)| = 0.9710092643 - 0.791300649$$

$$= 0.1797086153$$

而其標準偏差得

$$\begin{aligned} & [S.D.\{L(A)\}]^2 + [S.D.\{L(B)\}]^2 \\ & = 0.06693769 + 0.00756765 \\ & = 0.07450534 \end{aligned}$$

$$\text{均符合於能利用 } \bar{L}(A,B) = \frac{n_1 \bar{L}(A) + n_2 \bar{L}(B)}{n_1 + n_2}$$

之條件，即得

$$\begin{aligned} \bar{L}(A,B) &= \frac{n_1 \bar{L}(A) + n_2 \bar{L}(B)}{n_1 + n_2} \\ &= \frac{(15)(0.9710092643) + (9)(0.791300649)}{24} \\ &= 0.903618533 \end{aligned}$$

用新資料代入判別方程式 L 後，若 $L > 0.903618533$ 時，該颱風可能屬於A組而降雨量在100mm以上。若 $L < 0.903618533$ 時，該颱風可能屬於B組而降雨量在100mm以下。現利用所求出之判別方程式 $L = -0.010537X_1 - 0.003858X_2 + 0.093774X_3 + 0.009629X_4$ 應用於此24個颱風時，得(表六)之分類表。

表6：由判別式判斷之分類與實際情況之分類比較表

Table 6: The classificatory comparative table by discriminant and real state.

年 月 日 及 颱 風 名 稱	根據判別式所求出之L值與判別值 $\bar{L}(A,B)$ 之比較	根據判別式判定之類	實際情形之種類
48. 7. 14 (Billie)	0.9141375846 > 0.90361853	A	A
8. 7 (M.T)	0.8952812474 < 0.90361853	B	A
8. 22 (Iris)	0.6562347754 < 0.90361853	B	B
8. 29 (Joan)	1.1376534766 > 0.90361853	A	A
9. 3 (Louise)	1.0366824074 > 0.90361853	A	A
10. 9 (Bobs)	0.6803786740 < 0.90361853	B	B
11. 18 (Freda)	0.9500121886 > 0.90361853	A	A
49. 4. 26 (Karen)	0.690492474 < 0.90361853	B	B
6. 8 (Mary)	0.8304763074 < 0.90361853	B	A
7. 30 (Sherly)	0.909660253 > 0.90361853	A	A
8. 6 (Trix)	0.9117570808 > 0.90361853	A	A
8. 10 (Agnes)	0.7843987176 < 0.90361853	B	B
8. 22 (Elaine)	0.8292979474 < 0.90361853	B	B
50. 5. 26 (Betty)	1.0135074156 > 0.90361853	A	A
8. 6 (June)	0.9181860812 > 0.90361853	A	A
8. 24 (Lorna)	0.939953123 > 0.90361853	A	B
9. 9 (Pomela)	0.8326598746 < 0.90361853	B	B
9. 28 (Sally)	0.8105341734 < 0.90361853	B	B
51. 7. 22 (Kate)	1.0329969068 > 0.90361853	A	A
8. 5 (Opat)	0.9965912804 > 0.90361853	A	A
9. 4 (Amy)	1.0954872142 > 0.90361853	A	A
10. 3 (Dinah)	0.8964028672 < 0.90361853	B	B
52. 7. 15 (Wendy)	0.9971790994 > 0.90361853	A	A
9. 9 (Gloria)	0.8980685304 < 0.90361853	B	A

五、鑑定預報之成績及其檢討

表 7：判定與實況對應表

Table 7: The classificatory comparative-sheet by discriminant and real state.

實 況 判 定	A	B	計
A	12	1	13
B	3	8	11
計	15	9	24

上表係據最近六年間侵襲或接近本省之 24 個颱風中，由判別式所判定與實際情況分類之對照表。即由判別式判定為 A 組而實際情況又屬於 A 組者有 12 個。由判別式判定為 A 組而實際情況屬於 B 組者只僅 1 個。由判別式判定為 B 組而實際情況又屬於 B 組者有 8 個，由判別式判定為 B 組而實際情況為 A 組者有 3 個。由這可知由判別式所判定之準確率為 $\frac{12+8}{24}=83\%$ ，成績極良好。

現在我們必須要檢討由判別式判定之結果與實際情況之間之相反現象。尤其是由判別式判定為 B 組（即降雨量在 100mm 以下）時，實際上屬於 A 組（即降雨量在 100mm 以上）者，實有詳細調查及檢討之必要。茲列舉判別不良之例子一一檢討之。

（一）1959 年 8 月 7 日一八、七水災（判別為 B 組，實際情況為 A 組）。

根據當時之天氣分析報告稱「於八月六日在東沙島附近海洋上發生一小型熱帶氣旋，而受西南季風推動向東北行進，至 7 日 17 時由布袋附近登陸本省，因受陸地影響威力逐漸減弱。又受本省山脈之攔阻，未能直接通過，至午夜於埔里附近漸行消失，但在花蓮、新港間，又誘發另一副氣旋，並向北北東緩慢進行，至 8 日晨進入東海後即告消失」。由上面之報告內容可知從頭至尾保持為一小型熱帶性氣旋，並未形成為颱風程度。根據調查資料，以中心最低氣壓僅為 990mm，其氣旋半徑又僅 3 度，按照規定尚未形成為颱風程度，以致所計出之總能量 $X_3 = \log(r\Delta P + 2)$ 只僅為 1.5051 較其他颱風為小。又該熱帶性氣旋進行至北緯 22 度時之東經位置為 117 度，與東經 122 度

相差有 $X_1=5$ 度之多，屬於 A 組成份並不大。但實際上該氣旋造成本省中南部之豪雨。這原因應該非屬於剩餘之氣象因素即相對濕度之成份不可。因根據當時之天氣分析報告可知，濕度之西南氣流極旺盛，按理本省中南部之相對濕度非高濕不可。但因該氣旋侵襲本省時，無符合於颱風條件，無發佈颱風警報，以致由本省 23 個測候所送至本局之氣象報告中，有濕度之記載者只僅有 8 個所。著者由於根據本報告氣象資料，統計其平均濕度僅為 89% 不高。然後經詳細調查資料結果，始知當時本省中南部各測候所中未報告濕度者有日月潭、阿里山、玉山、高雄、恒春、鹿林山等六個所。經查結果均屬於 95% 以上。由這可知，如再考慮此等資料時，可能偏屬於 A 組。可說本判別式尚含有意義之存在。因該熱帶性低氣壓，實屬於特種現象之氣旋，故應再詳細調查其他有關氣象因素，始能判別。

（二）1960 年 6 月 8 日一瑪麗颱風（判別為 B 組，實際情況為 A 組）。

此颱風於 1960 年 6 月 2 日，與八、七水災同樣的，生成於南海。最初時，緩慢向西南西進行，至 3 日晨逐漸發展並且折向西南推進。至 4 日 9 時抵達北緯 15 度東經 113.8 度時，其中心氣壓降低至 990mb，暴風半徑 150 公里，最大風速每秒 26 公尺，已達輕度颱風命名瑪麗颱風。此後繼續發展並且折向西北，至 5 日 9 時抵達北緯 17 度東經 111.3 度，中心氣壓降低至 980mb 最大風速每秒 33 公尺，暴風半徑擴大為 300 公里，已達中度颱風之程度。至 20 時急轉東北東，7 日 8 時轉向北北西，8 日 8 時抵達北緯 20.8 度東經 112.8 度後，復折向北北東推進，並且逐漸減弱其威力，於 9 日清晨由澳門附近登陸大陸，而復折向東北。10 日 12 時由温州南方進入東海後復漸發展，並折向東北東至 12 日完全變成溫帶氣旋向東而去。由這可知其生命史之長及其行徑之異常，實為以往 60 年餘年來，侵襲本省颱風中少見。這可能導致判別錯誤之最大原因。根據調查資料，該颱風進行至北緯 22 度時，東經位置為 113.5 度距東經 122 度有 $X_1=8.5$ 度之大。又當時之進行方向為 45 度與本省中心即東經 121 度北緯 24 度之夾角，尚有 $X_2=30$ 度之大，以致發生判別為 B 組之最大原因。又該颱風因行徑異常，全省之平均濕度只僅為 $X_4=89.6\%$ ，其中心最低氣壓又僅為 980mb，故其總能量僅為 1.8451 並不大。根據以上之資料由判別式判定為 B 組，實符合判別理論。實際上該颱風接近本省時統計其降雨量，達 100mm

以上者有日月潭 251mm，阿里山 631mm，玉山 456mm，新港 226mm，高雄 119mm，鹿林山 672mm，新竹 101mm，竹子湖 121mm，其他各地均在 100mm 以下。但 23 個所平均雨量達 143mm，即屬於 A 組。由這可知本省中南部高山地帶在 450mm 以上之多，以致影響全省之平均雨量。若除去中南部高山地帶即日月潭、阿里山、玉山及鹿林山等地時，全省之平均雨量降至 62mm。這很明顯表示颱風由本省之西面而東北進行，使旺盛之西南濕氣流，受本省山脈之攔阻，導致集中在西面高山地帶發生豪雨。

(三) 1961 年 8 月 24 日一勞娜颱風(判別為 A 組，實際情況為 B 組)。

該颱風於 24 日 8 時抵達北緯 19.8 度東經 123.9 度，此時據美軍飛機偵察結果，中心氣壓為 947mb，最大風速每秒 65 公尺，暴風半徑 320 公里，颱風眼直徑為 35 哩。又此颱風抵達北緯 22 度東經 121.5 度，即 X_1 只僅 0.5 極接近本省。暴風半徑 r 又極大約為 6.5 度。總能量 X_3 達 2.5145 之大，又 X_2 雖然為 36 但確實登陸本省大武附近。由以上之資料 X_1 、 X_2 、 X_3 判別時，應屬於最標準之 A 組。但登陸本省前其颱風環流受本省峻峭之地形所阻而其威力迅速減弱，除了蘭嶼因離島關係最大風速達每秒 43.3 公尺外，其他各地均在 8 級風以下。再詳細調查除了東南部之新港、臺東、大武、蘭嶼及恆春均在 90% 以上之外，其他各地均在 85% 以下。尤其是北部，極乾燥，如新竹之濕度只僅為 60%。全省總平均只僅為 $X_4 = 38\%$ 由這可知，此颱風之水分量不高，但這因素無法抵消其他氣象因素，以致判別為 A 組。

(四) 1953 年 9 月 9 日一葛樂禮颱風(判別為 B 組，實際情況為 A 組)。

該颱風在北緯 22 度時，其東經位置在 126.6 度，其與 122 度之差 X_1 有 4.6 度之大，又根據相對濕度之統計，除了本省中北部之基隆、臺北、新竹、臺中、阿里山等地達 90% 以上之外，其他各地均在 90% 以下。尤其是花蓮 (55%)，澎湖 (70%)，新港 (32%)，臺南 (75%)，臺東 (69%)，大武 (70%) 等地之濕度甚低。全省總平均只僅 80.9%。由這可知颱風本省之水分量並不高。據當時之天氣分析報告稱「該颱風豪雨之主要原因，係因北部盛行之北北西風到達山區被迫上升，而加上中南部來之西南氣流盛行帶來之濕氣流相幅合益增其雨量，但颱風本身之水分量並不大」等語可證明西南氣流集中侵入本省北部

。由這可知所採用之 X_1 、 X_2 、 X_3 、 X_4 等因素，因未考慮到西南氣流之侵入，實為判別錯誤之最大原因。

六、結 論

(一) 根據過去六年間颱風侵襲或接近本省時之 24 個颱風所求出之降雨判別方程式得

$$L = -0.010537X_1 - 0.008858X_2 \\ + 0.098774X_3 + 0.009629X_4$$

其檢定成績極良好，達 83% 之準確率。此後可利用上面判別方程式，預報未來任意之颱風侵襲或接近本省時之降雨量之多寡，以資提高颱風預報之準確率。

(二) 著者研究本題之前，原計劃統計高空露點為氣象因素之一，但經查結果因每次遇到颱風時，各地之高空資料不够理想，以致無法採納。又因颱風侵襲本省時之降雨情形，受地形之影響及有否受西南氣流之侵入，極有甚大關係。如能再考慮高空資料，找出西南氣流之有關因素，並且分地區討論地形之影響時，更能提高判別之精密度。

參 考 文 獻

- (1) Taiwan Weather Bureau (1959~1964): Report on Typhoon in Taiwan Area.
- (2) P. M. Woodward, B. A. (1953): Probability and information theory. pp1~25.
- (3) Fisher, R. A.: ① The use of multiple measurements in taxonomic problems. (1936) Ann. of Eugenics. 7, pp179~188. ② The precision of discriminant function (1940). Ann. of Eugenics. 10, 422.
- (4) E. Suzuki (1962): What is discriminant analysis. Notes of meteorological Research. Vol. 13, No. 2.
- (5) Welch, B. L. (1939): Note on discriminant functions. Biometrika 31, p218.
- (6) E. Suzuki and M. Nagayama (1961): Statistical study on the amount of precipitation. Journal of Meteorological Research. Vol. 13, No. 9. (pp701~708). No. 10. (pp749~759).
- (7) Penrose, L. S. (1947): Some notes on discriminant. Ann. of Eugenics. 13, pp228~237.
- (8) Brown, G. W. (1947): Discriminant function. Ann. Math. Stat. 18, 514.

- (9) Cochran, W. G. and Bliss, C. I. (1948) : Discriminant function with covariances. *Ann. Math. Stat.* 19, 151.
- (10) Quenouille, M. H. (1949) : Notes on the elimination of insignificant variates in discriminatory analysis. *Ann. of Eugenics.* 14, 305~308.
- (11) Hedges, J. L. (1950) : Discriminatory analysis. 1. Survey of Discriminatory Analysis. Report No. 1. U.S.A.F. School of Aviation Medicine Randolph, Field Texas.
- (12) Lubin, A. (1950) : Linear and non-linear discriminating function. *Brit. Journal Psychometer. (Stat. Sect)* 3, 90.
- (13) Rao, C. R. : ①The discriminant function approach in the classification of time series (1951). *Sankhya*, 11, 257. ②Discriminant function for genetic differentiation and selection (1953). *Sankhya* 12, 229. ③A general theory of discrimination when the information about alternative population is based on samples (1954). *Ann. Math. Stat.* 25, 651. ④Test with discriminant functions in multivariate analysis. *Sankhya*. 7, 405. ⑤On some problems arising out of discrimination with multiple characters (1949). *Sankhya*. 9, 343.
- (14) Tatsuoaka, M. M. and Fiedeman, D. V. (1954) : Discriminant analysis. Review of Educational Research. XXIV No. 5, 402~420.
- (15) Smith, C. R. B. (1947) : Some examples of discrimination. *Ann. of Eugenics.* 13, 272.
- (16) Miller, R. G. (1960) : Selecting variates for multiple discriminant analysis with an application to short period forecasting of air field ceiling conditions. Final Report. Travelers Research center, Inc. Hartford.
- (17) Panse, V. G. (1946) : An application of the discriminant function for selection in poultry. *Tourn. Genetics (London)* 47, 242.
- (18) 鈴木榮一 (1955) : 高低気圧の日本附近に於ける経路と気圧気温, 降水量の關係, 氣象の統計, 第6巻第3號40~41。
- (19) 鈴木榮一、砂川明雄 (1959) : 降水量に関する統計研究, 研究時報, 11巻6號, 484~490。
- (20) 鈴木榮一 (1961) : 判別解析に関する氣象預報の利用, 數理科學綜合研究, 第5班, シンポジウム研究報告。
- (21) Beal, G. (1945) : Approximate methods in calculating discriminant function. *Psychometrika*. 10, 205~217.
- (22) Bryan, J. R. : ①The generalized discriminant function. Mathematical foundation and computational routine. *Harvard Educational Review.* (1951). 21, 2, 90~95. ②Calibration of Qualitative and Quantitative variables to obtain linear additivity for use in multiple group discriminant analysis(1960).
- (23) Bartlett M. S. : ①The standard errors of discriminant functions Coefficients. *Tourn. Roy. Stat. Soc. Suppl* (1939). 6, 169. ②The goodness of fit of a single hypothetical discriminant function in the case of several groups. *Ann. of Eugenics.* (1951). 16, 190.

民國五十六年北太平洋西部颱風概述

臺灣省氣象局

A Brief Report on Typhoons in North-Western Pacific during the Year 1967

Abstract

Thirty-five tropical cyclones, with twenty-two reaching typhoon intensity, developed over North-Western Pacific during 1967. This is a rather large number in past twenty years. Four typhoons caused damages on Taiwan during this year. Among these, three typhoons landed on the east coast of this island. The other, typhoon center passed, far away, along the north east of Luzon. However, the northeast monsoon intensified at the same time, causing seriously heavy rainfall over the northeast portion of Taiwan.

Clara was the first typhoon to strike Taiwan with It's center packing maximum winds of 45 m/s landed at eastern Taiwan 30 km from Hualien at 2 p.m. July 11. Clara brought heavy rain along the leeward side of Alishan due to the uplifting of moist southwesterly currents. Heavy damage was sustained by standing crops of rice, sugar cane and vegetables.

Tropical storm Nora moved directly toward Taiwan on August 29. Fortunately, Nora weakened rapidly when approaching this island. No damage was reported due to this storm.

On 12 October, typhoon Carla generated over the sea between the Carolines and Marianas. The pressure of its center decreased rapidly and reached 900 mb on 14 October. Meanwhile, the anticyclone over the mainland gradually intensified making the pressure gradient extremely steep along a narrow zone through Japan, Ryukyu to Taiwan. Northeasterly monsoon currents onshore to the northeastern portion of Taiwan, caused uplifting to the overrunning southwesterly current. It brought widespread heavy rain and caused seriously flooding in the Keelung-Yilan delta area and Tatunshan mountain area. Damages in Yilan were estimated at some NT. \$50,000.00.

Typhoon Gilda was the latest typhoon in past seventy years which caused damage to Taiwan. The center of storm landed 30 km south of Hualien at 10 a.m. November 18. Flood waters inundated over 90 percent of Hualien city. More than 30 villages were marooned. Agricultural losses were assessed at N.T.\$ 216,940,000. Total overall damage can hardly be estimated.



一、總 論

(一) 本年內颱風發生之次數與侵襲之次數

民國56年(1967)(以下簡稱本年)在北太平洋西部發生之颱風共有35次,內中屬於熱帶風暴(即輕度颱風)(中心附近最大風速在每秒17至31.5公尺或每時34至63浬)者計13次,佔總數之37.1%,另有5次熱帶風暴因美軍未予命名,故未列入統計,以免引起混淆。此35次颱風中,由於逼近臺灣,預期有侵襲可能,而由本局發出警報者計有8次,內中一次僅發海上颱風;實際侵襲臺灣者,則有葛萊拉(Clara)、娜拉(Nora)、解拉(Carla)、及吉達(Gilda),其中解拉颱風最為特殊,中心遠在呂宋島北部經過,然以時當大陸高壓南下,東北季風插入暖濕氣流之下,登陸臺灣東北部,以致基隆及蘭陽地區連續豪雨,釀成嚴重水災,故亦列為侵臺颱風。

第一次侵臺颱風葛萊拉之中心係在7月11日14時

20分在花蓮北方20公里處登陸,由於當時威力亟減,故在花蓮附近災情不重,惟阿里山地區則由於西南濕潤氣流之攝入,再受地形抬高,乃致連續大雨,嘉義、雲林、南投一帶水災頗為嚴重。第二次侵臺颱風娜拉雖亦在花蓮附近登陸,8月29日22時43分花蓮測得最低氣壓,惟其威力甚弱,故過境期間並未發生災情。第三次解拉則作為侵臺颱風實屬例外,以其遠在呂宋島之北端經過,中心距本省南端猶在300公里以上,而蘭陽地區與基隆一帶10月16日至18日三天內竟因高壓南下,東北季風之侵入而連續豪雨,以致釀成嚴重之水災。第四次吉達則為過去71年來侵臺颱風而釀成重大災害者發生最遲之一次,考查以往記錄,民國41年11月26日雖有黛拉(Della)侵臺,但損害甚輕微,同年11月13日之貝絲(Bess)則予高雄地區重創,吉達與之比較,猶遲5天。此颱風11月18日10時在花蓮登陸使該區發生重大災害,全省農作物亦損失慘重。此四次侵臺颱風之綱要如表一。

表1:民國56年侵臺颱風綱要表

Table 1: The summary of typhoons which invaded Taiwan in 1967

颱風名稱	葛 萊 拉 Clara	娜 拉 Nora	解 拉 Carla	吉 達 Gilda
侵 臺 日 期	7月11日	8月29日	10月18日	11月18日
本省測得之最低氣壓(mb)	968.1 (花 蓮)	990.5 (花 蓮)	989.6 (蘭 嶼)	978.4 (花 蓮)
本省測得之10分鐘最大風速(m/s)	21.7 N(花 蓮) 21.7 SSE(鞍 部)	25.0 SSE (鞍 部)	50.0 NNE (蘭 嶼)	36.0 ENE* (花 蓮)
本省測得最大總雨量(mm)	511.4 (阿里山7月11-12日)	170.1 (大武8月28-30日)	1000.7** (鞍部10月16-18日)	441.9 (花蓮11月16-18日)
進 行 方 向	NW	WNW	NW	NW
進 行 速 度	11	13	12	8
通 過 地 區	臺灣中部	臺灣中部	呂宋島北端	臺灣中部
登 陸 地 點	11日14時20分在花蓮北方20公里處登陸	29日22時在花蓮以北登陸	——	18日10時在花蓮附近登陸

* 花蓮氣象雷達站離地28公尺之天線高度風速計測得每秒70公尺以上之瞬間最大風速

** 新寮17-19日總雨量達2,749mm.

(二) 本年內颱風之月份分配

本年內僅2月份無颱風誕生,其餘各月均有颱風發生。1月份出現一次,3月份出現兩次,其中一次且達颱風強度,均超過正常之活躍程度,4、5兩月大致與正常相當,6月僅見一次則不及平常之活動,7月竟發生6次,其中有5次且均達颱風強度,故而超過正常甚多,約當過去20年來平均數之一倍,8、9月份亦超過正常,10月與平均情況相近,11月又超過正常,故一般而論,本年內颱風相當活躍。全年颱風以

1月底出現在加羅林群島西方之魯碧(Ruby)始,與去年12月底之波密拉(Pamela)僅隔一個月,最後以12月中旬出現在加羅林群島西方之艾威(Ivy)告終。可見颱風週年內均有發生,其間並無停歇之月份。

全年總計為35次,超過1947年來之準平均27.8次甚多,過去20年內僅有8年超過此數。正式達於颱風強度者有22次,亦超過過去20年中之平均次數,至於侵臺颱風之全年4次,則與準平均數大致相當。7、8、10、11各有一次,最後一次侵臺颱風遲至11月18日

表 2：1947年來北太平洋西部各月颱風次數統計表

Table 2: Summary of typhoon occurrence in North Western Pacific since 1947

年 度	1 月			2 月			3 月			4 月			5 月			6 月			7 月		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1947	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	1	1	1	3	0	0
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	3	1	0	4	1	1
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	1
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	0	3	2	1	5	4	1
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	1	0	5	3	0
總數	9	3	0	6	1	0	7	3	0	15	9	2	23	19	3	36	25	7	79	48	11
平均	0.5	0.2	0	0.3	0.5	0	0.3	0.2	0	0.7	0.5	0.1	1.1	1.0	0.2	1.8	1.3	0.3	4.0	2.4	0.6
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1

年 度	8 月			9 月			10 月			11 月			12 月			全 年		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1947	2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948	8	2	0	6	4	2	6	1	0	4	2	0	2	1	0	36	14	3
1949	3	2	0	5	3	2	3	1	1	3	1	0	2	1	0	24	11	4
1950	18*	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3
1951	3	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3
1952	5	2	0	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5
1953	6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	1	0	1	1	0	23	16	5
1954	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	0	0	21	16	4
1955	7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	1	0	1	1	0	28	19	1
1956	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5**	5	0	1	1	0	24	20	5
1957	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	0	22	18	2
1958	5	3	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	0	31	21	3
1959	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7
1960	9	8	3	4	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6
1961	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	29	24	5
1963	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	0	3	1	0	24	19	2
1964	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0
1965	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	0	34	18	3
1966	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	0	1	1	0	30	20	4
總數	121	71	20	97	66	20	79	57	6	51	37	6	33	19	0	556	358	75
平均	6.1	3.5	1.0	4.9	3.3	1.0	4.0	2.9	0.3	2.6	1.9	0.3	1.7	0.9	0	27.8	17.9	3.8
1967	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4

註：I 為輕度及以上之颱風次數（亦即包含「熱帶風暴」在內，中心最大風速在每秒17公尺及以上者）

II 為中度及以上之颱風次數（亦即正式達於颱風強度，中心最大風速在每秒32公尺及以上者）

III 為颱風（包括輕度）侵襲之次數（中心登陸或暴風侵襲臺灣而有災情者）

* 此18次均為小型之輕度颱風，為時短暫。其中有名稱者僅4次，此4次可能到達颱風強度。惟根據美軍之統計資料（參閱 U. S.-Asian Military Weather Symposium, 1960）該月正式達颱風強度者為2次，故以此為據。詳細情形可參閱本局專題研究報告第85號。

** 過去本局列為4次，今根據美軍資料（同上）及颱風名稱英文字母次序更正為5次。

而竟釀成重大災害者實屬以往71年來所僅見。茲將本年內各月西太平洋上出現之颱風與過去20年來之情況作一比較，如表二所示。

(三) 本年內颱風發生之地區及強度

本年內輕度颱風初生之地點以加羅林群島以西菲律賓群島以東為最多，共計有12次；南島以東至威克島一帶居其次，共8次；琉球島以東，南島以西

，則佔5次；琉球群島至琉球島為5次；南海僅4次；加羅林以東至馬紹爾群島間最少，僅出現兩次。一般而論，相當正常，並無緯度特高特低，或經度偏東偏西者。發生地點距臺灣最近者為8月份之凱蒂 (Kate)，誕生於呂宋島之西北方，巴林坦海峽之西部。見圖1。

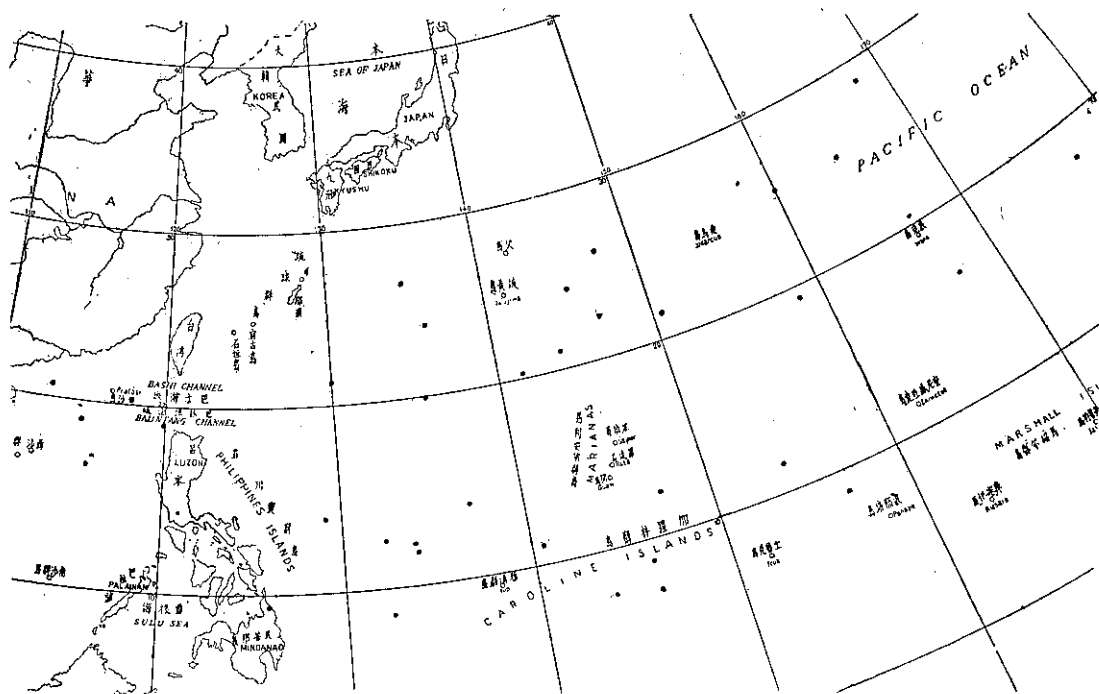


圖1：1967年熱帶風暴初生地點之分佈

Fig. 1: The positions of tropical storm first appeared on synoptic chart in 1967

倘以發生之範圍而言，東西向約自東經113度至177度，佔64度，較去年之範圍為寬；南北向約自北緯6.5度至29度，佔22.5度，略較去年為少，大致緯度稍偏低。初生地點最靠東方者為9月份之莎拉 (Sarah)；最西者為8月份之艾瑞絲 (Iris)；最北者為誕生9月中旬之賽洛瑪 (Thelma)；最南者為4月初之衛萊特 (Violet) 颱風。

本年內出現之颱風，以10月份經過呂宋島北部之解拉 (Carla) 颱風最為猛烈，中心最大風速達每秒80公尺，暴風半徑200浬，中心最低氣壓為900mb，故遠在臺灣之東北部，引發豪雨成災。另吉達 (Gilda) 颱風中心最大風速亦有每秒65公尺，暴風半徑200浬，中心最低氣壓910mb。8月之歐珀 (Opal) 最大風速亦達每秒70公尺，中心最低氣壓920mb，其餘到

達每秒60公尺之中心最大風速者計有4月之衛萊特，8月之瑪芝 (Marge)，9月之莎拉 (Sarah)，10月之驚瑪 (Emma)。本年內颱風中勢力最弱者為1月之魯碧 (Ruby)，5月之魏達 (Wilda)，8月之艾瑞絲 (Iris)，9月之白西 (Patsy)，中心最大風速均僅每秒20公尺。其中尤以魏達之中心氣壓最高，測得為1002mb。

以生命史之久暫而言，維持熱帶風暴之上階段最久者為8月底至9月中旬之歐珀，計維持15天；最短暫為9月初之白西，僅保持一天。

(四) 本年內颱風路徑之型式及轉向點

本年內各次颱風之路徑型式以自東向西或自東南向西北西近似直線者佔多數，共計出現15次之多，近似拋物線狀者居於其次，計有10次；近似南北走向

者有3次，其餘均為彎曲較多之不規則路徑。10月份之黛納(Dinah)颱風，路徑最長，彎曲亦最多。路徑最集中者為9月份。除白西在南海逕向西進外，其餘6次均在東經140度以東，北緯10—42度之間，頗為規則。8月份則遠較分散；7月份則聚集在東經157度以西。11月份吉達之侵臺，其路徑亦較反常，按諸常情，11月之颱風多在琉球以東轉向，或者經菲律賓群島向西，甚少穿越臺灣。本年轉向颱風中，20—25°N轉向者4次，30—35°N轉向者3次，25—30°N轉向者2次，其餘15—20°N、10—15°N、及35°N以北各1次。轉向緯度最高者為9月之魯士(Ruth)，最低為3月之賽瑞絲(Therese)。

二、各月颱風概述

本年內颱風之開始誕生甚早，而其終止亦遲。茲將各月颱風之活動情形分述如下：

(一) 一月 1月上旬，大陸上冷性高壓殊為強盛，東亞地區之地面天氣圖上暖氣流匿而不顯。10日前後，亞洲東部出現氣旋系統，高壓退至西伯利亞之中部。13日，菲律賓群島東方海上首見有熱帶低壓出現，隨後移至民大諾島之北部，醞釀約2天即告消失。以後直至29日加羅林群島附近再度出現一熱帶低壓，徘徊不進。至2月初，漸見其向西，但並未發展，隨後又移向北，直至5日20時始發展為熱帶風暴，定名為

魯碧(Ruby)，中心氣壓約1000mb。其時華中有一反氣旋移出，阿留申群島一帶為一廣大之低壓區，故暖氣流殊為旺盛。魯碧生成後移行甚緩，且順轉向南，7日8時即減弱成熱帶低壓，魯碧之路徑見圖2。

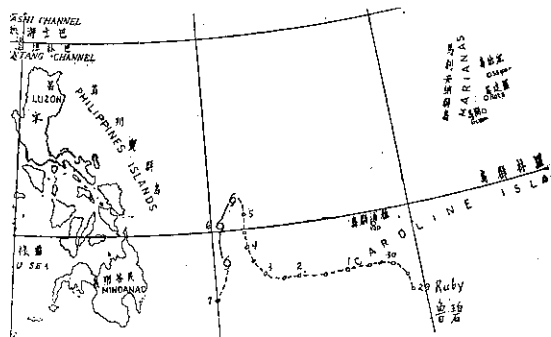


圖2：56年1月份颱風路徑圖

Fig. 2: Typhoon track in January, 1967

(二) 三月 1日之地面天氣圖上，反氣旋之中心位於九州及四國一帶，在其南方即加羅林群島以西出現一小型之熱帶低壓。2日8時之天氣圖上，此低壓即加深為熱帶風暴，是為沙莉(Sally)，中心氣壓測得為980mb。沙莉生成後向西北方迅速前進，未幾即轉向西方。3日8時，已到達民大諾島之東北，旋即穿越菲律賓群島，進入南海，中心氣壓大約升高

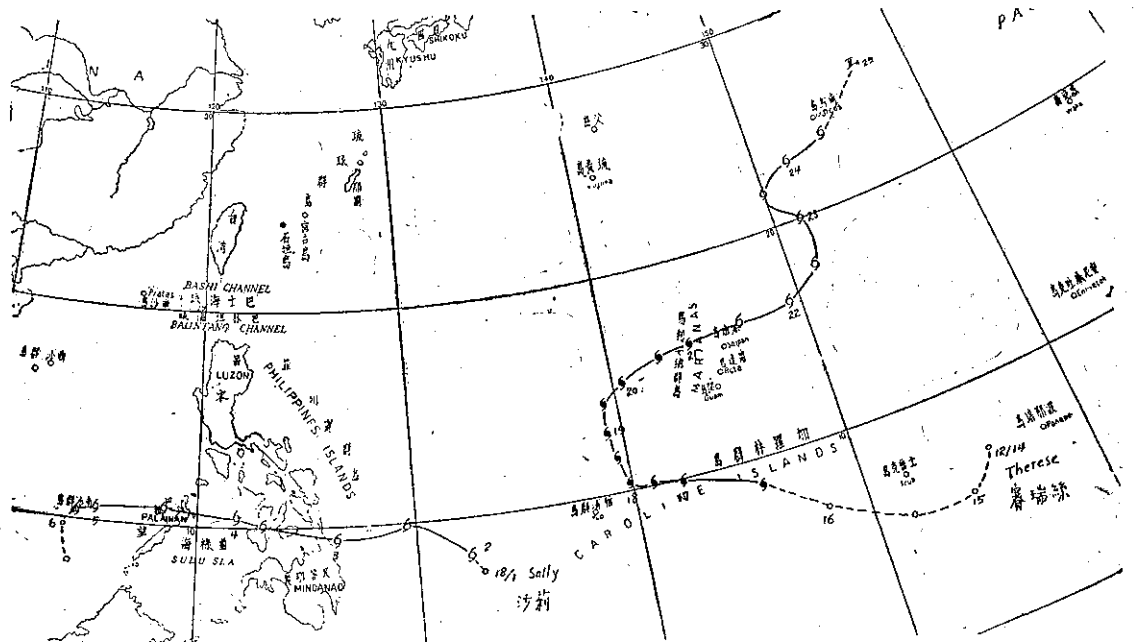


圖3：56年3月份颱風路徑圖

Fig. 3: Typhoon tracks in March, 1967

10mb。4日14時，在巴拉望島之北部已萎縮。其時，自日本海低壓群中伸出之鋒系到達我國東南沿海，大陸則為高氣壓所盤據，故沙莉沿其南緣西行。5日8時，逼近南沙群島。此後，滯留不進，6日8時轉為熱帶低壓，漸趨消失。

月中，沙莉初生之天氣圖形勢再度出現，即熱帶低壓誕生在中心在日本之移動性高壓南方，似同樣為東風波所形成。14日之天氣圖上，加羅林群島與馬紹爾群島之間已有醞釀熱帶低壓模樣。16日20時，此低壓即正式發展為熱帶風暴，中心在加羅林群島附近，測得最大風速達25m/s，故已正式到達颱風強度，定名為賽瑞絲(Therese)。最初走向西北西。18日，速度減緩，轉向北方，20日再轉為東北。其時，千島附近有一潛深低壓。21日，賽瑞絲穿越馬利安納群島，減弱為輕度颱風，走向改變為東北東。22日改為東北，而後又一度轉為西北，24日又折回。25日8時之天氣圖上，此颱風乃轉為溫帶氣旋。3月份颱風之路徑見圖3。

(三) 四月 4月1日之地面天氣圖上，仍有與前幾次類似之情況，中心約在27°N、15°E之流動性高壓，其南緣之等壓線有氣旋形彎曲之趨勢，其間乃形成一熱帶低壓。2日8時，此熱帶低壓即增強為輕度颱風，命名衛萊特(Violet)，向西北西進行，中心氣壓迅速加深，24小時後已正式到達颱風強度，中心附近之最大風速經測得為35m/s。5日8時中心氣壓已降至965mb。12小時後更降為958mb，最大風速則增加至50m/s。隨後進行轉慢。

6日8時，中心氣壓降為930mb，是為最深階段，以後即漸趨升高。7日後，衛萊特逼近呂宋島時再加速。8日夜間掠過呂宋島北岸，隨即進入南海，中心氣壓升至970mb。9日晚經過東沙群島時轉向東北，最後轉為向東，但未幾即減弱為熱帶風暴，中心氣壓回升至約1000mb，速度轉緩，11日14時入巴士

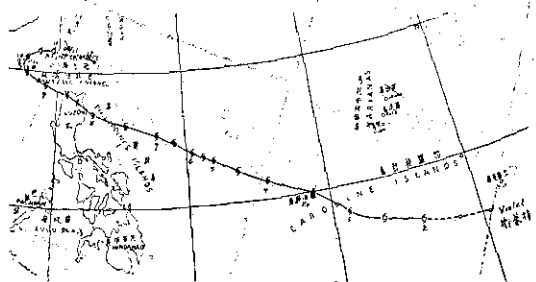


圖4：56年4月份颱風路徑圖

Fig. 4: Typhoon tracks in April, 1967

海峽即轉為熱帶低壓，12日20分即趨消滅，見圖4。

(四) 五月 衛萊特以後，西太平洋上平靜將達一個月。本月5日，菲律賓群島東方之海上又出現熱帶低壓，但並未加深，直至9日8時之地面圖上，加羅林群島西部之熱帶低壓頓見活躍，10日14時發展成熱帶風暴，命名魏達(Wilda)，中心最大風速僅20m/s，向西北東緩進，聲勢萎靡不振，12日20時即衰減為熱帶低壓，近似滯留，至15日始消滅。5月份颱風路徑見圖5。

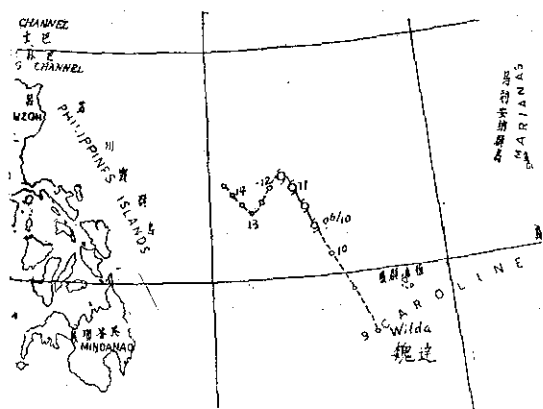


圖5：56年5月份颱風路徑圖

Fig. 5: Typhoon tracks in May, 1967

(五) 六月 魏達颱風上月中消滅以後，西太平洋上平靜達44日之久。23日，日本東南方流動高壓南方又見有東風波姿態，不久即形成一熱帶低壓，隨東風波迅速西進。26日移進菲律賓時範圍群速擴大，至27日14時，乃正式加深為熱帶風暴，最大風速為22m/s，以每時10哩之速度走向西北。28日8時，正式到達颱風強度，中心最大風速為35m/s，中心氣壓984mb，此颱風即為艾妮達(Anita)。隨後在呂宋島之東北方掠過。29日，入巴林坦海峽；30日20時入福建山地，終成溫帶氣旋，其路徑見圖6所示。

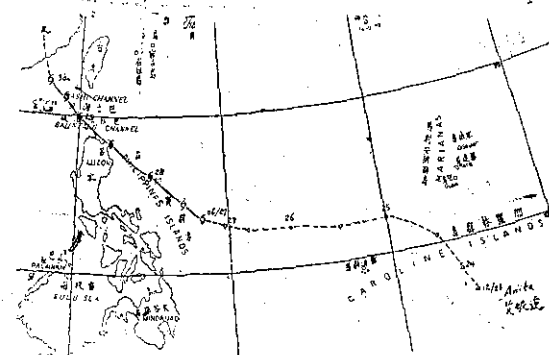


圖6：56年6月份颱風路徑圖

Fig. 6: Typhoon tracks in June, 1967

(六) 七月 1 日之地面天氣圖上，關島附近出現一熱帶低壓，向西移行。翌日20時發展成輕度颱風，命名畢莉 (Billie)，誕生後改向西北。4 日起轉為向西，5 日14時增強為颱風，再轉北北西，漸改向北。7 日8時至宮古島附近，減弱為熱帶風暴，不久進入一鋒系，勢力益減。8 日14時轉變為熱帶低壓，9 日8時到達九州附近始正式變成溫帶氣旋。

5 日8時之天氣圖上，正當畢莉在呂宋島東方海面時，馬利安納群島之北方出現一熱帶低壓。6 日14時，中心位置在 21.1°N 、 144.1°E 即發展成熱帶風暴，即葛萊拉 (Clara) 颱風，向西南西移動。7 日8時，達到颱風強度，逐漸轉變為向西。9 日以後，再轉

為西北西。此時，中心氣壓亟降，且加速直趨臺灣，11日登陸花蓮附近，是為第一次侵臺颱風，12日入福建山地，減弱為熱帶低壓，旋即消失。

葛萊拉消失後，低緯洋面雖多熱帶低壓發生，但均未發展，直至20日，馬利安納群島北方之低壓顯見增強。21日，發展成熱帶風暴，命名戴特 (Dot)。最初徘徊不進，至22日14時，加深為颱風強度後始顯示其向西北行進。24日逼近九州時再轉弱為熱帶風暴。戴特進抵 30°N 、 130°E 附近時，速率頓減，進抵黃海時，勢力萎縮不振。28日20時，在山東半島之南方變成熱帶低壓。

28日之天氣圖上，正當戴特跡近消失之際，馬利

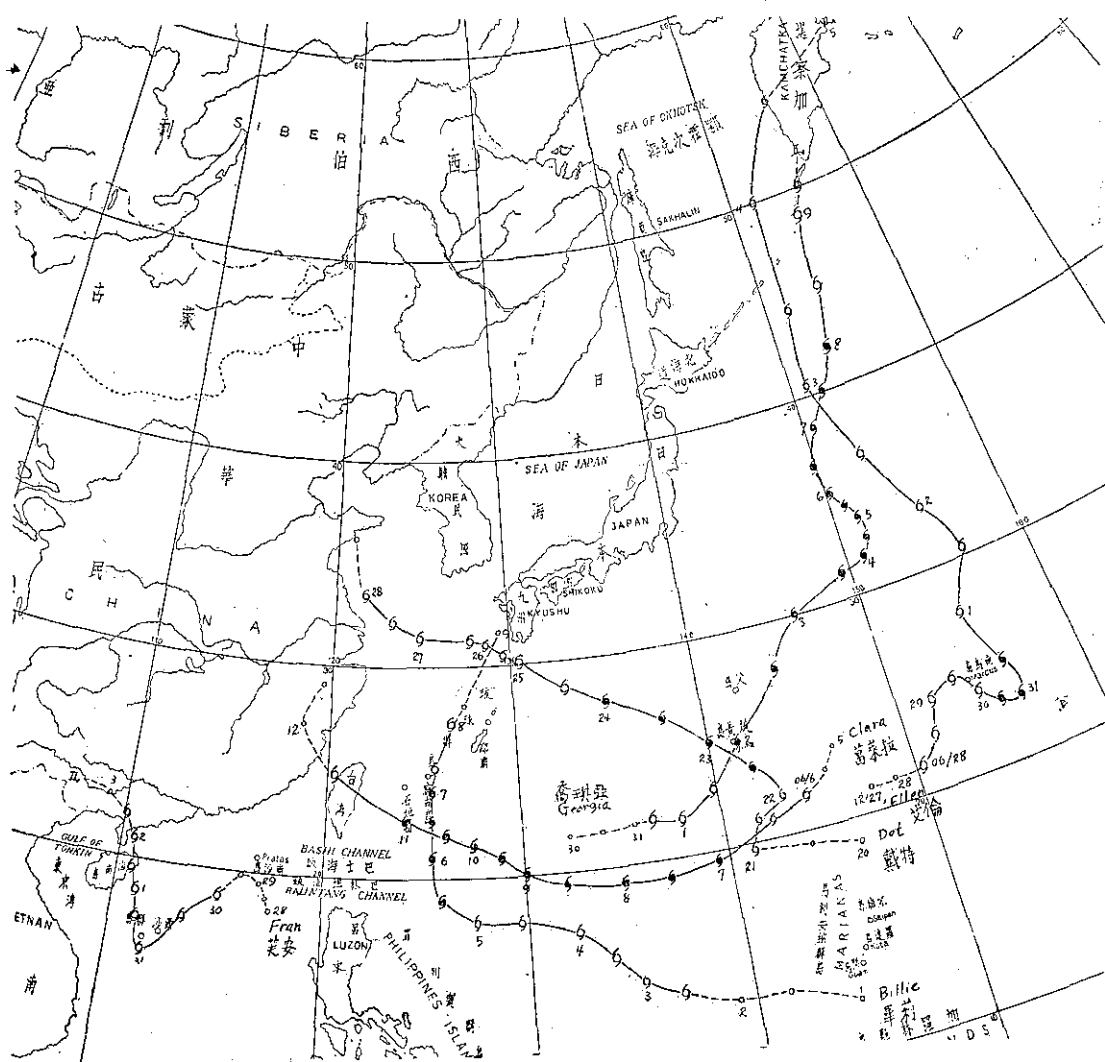


圖 7：56年 7 月份颱風路徑圖

Fig. 7: Typhoon tracks in July, 1967

安納東北方之熱帶低壓又趨發展，不久即成爲一熱帶風暴，命名艾倫 (Ellen)。生成後走向東北，至南鳥島附近再折向東方。31日8時增強爲颱風強度。但31日以後，轉向北方，且減弱爲熱帶風暴，隨即加速向北北西前進。3日，經北海道之東方，次日8時到達北緯50度時加入鋒系，變成一溫帶氣旋，此爲颱風推進至緯度最北者。

7月終，西太平洋上20°N附近颱風至爲活動，故正當艾倫在東方發展期間，南海內之熱帶低壓又趨活躍。初在呂宋島之西北方，漸移向西邊。30日發展成熱帶風暴，是爲芙安 (Fran)，走向西南，經西沙群島，31日折向北方，1日逼近海南島，3日8時在廣東省變成熱帶低壓。

在艾倫與芙安之間尚有一喬琪亞 (Georgia) 颱風在月底生成。29日至30日間爲一熱帶低壓，30日8時成爲一熱帶風暴，最初近似不動。1日後，走向東北，經琉球島後加速前進。3日至北緯30度，兩天後又減緩速度，漸向北行。8日再向北北東，10日8時，到達堪察加半島時變成溫帶氣旋，見圖7。

(七) 八月 八月初，西太平洋上爲芙安、喬琪亞、及艾倫之天下。至3日，威克島西方有一熱帶低壓在加強中。初似順鐘向移行。5日2時發展成熱帶風暴，命名賀普 (Hope)，逆轉向北北東加速移行。7日後轉爲向北。8日起，突然轉緩，近似滯留，隨後聲威銳減。10日後再加速向北，至11日14時完全消失。

14日之地面天氣圖上，可以看出菲律賓島上之熱帶低壓向西北入海。15日，移至西沙群島，15日20時發展成熱帶風暴，即艾瑞絲 (Iris)，已位於珠江口外，向西進行，12小時後，逼近雷州半島，17日8時減弱爲熱帶低壓，近似滯留，不久即消滅。

艾瑞絲消失後，瓊安 (Joan) 誕生於馬利安納群島之東北方。初位於20°N、160°E。18日20時正式形成輕度颱風，走向北北西再轉西北。19日20時後轉爲向北，速度頓減。21日8時以後，曾一度恢復爲熱帶低壓。未幾，再加強，向東北東行。此後路徑即顯紊亂。24日後加速順轉，至25日8時後始消失。

大約在瓊安初生之同一時期，菲律賓與馬利安納群島間之熱帶低壓頗爲活躍。呂宋島之熱低壓18日到達其東北端，但另有一熱低壓在其東方發展。19日兩區擴展，20時此低壓入南海即成爲熱帶低壓，即稍凱蒂 (Kate)，向西移行不遠後即發展爲颱風強度。21日20時，登陸廣東沿海，再減弱爲熱帶風暴，12小時後轉變爲熱帶低壓。

正當凱蒂活動期間，馬利安納群島之西方出現三個熱帶低壓，西邊一個較爲活躍，惟移動甚緩，18日20時即發展成熱帶風暴，是爲魯依絲 (Louise)。最初走向西北，20日起加強爲颱風強度，轉向北方，進逼日本。22日，登陸日本四國附近，23日晚變爲熱帶低壓，旋即消失。

24日午夜，馬利安納群島之西方，熱帶低壓再見活動，最初走向西北，25日14時增強爲熱帶風暴，命名瑪芝 (Marge)。初向西方，自26日20時起到達正式颱風強度，隨後漸見有逆轉趨向，面臨呂宋島。27日，增強爲強烈颱風，臺灣東南方受地形影響產生一小型副低壓。

其時，瑪芝之東方另有一颱風在生成中，28日14時成爲輕度颱風，是爲娜拉 (Nora)。瑪芝於29日入巴林坦海峽，20時即轉爲熱帶低壓。娜拉則向西北西迅速前進，直侵臺灣。然以勢力微弱，雖登陸東岸而未釀成災害。30日入臺灣海峽，不久即消滅。

另一颱風歐珀 (Opal) 則遠在其東方生成。28日見於馬紹爾群島之北方，初向東北。31日成爲熱帶風暴後即逆轉向西，並迅速增強爲颱風強度，隨後，勢力不斷增加。5日後，漸轉向西北。7日後，速度減緩，路徑再逆轉。故9日前後，歐珀走向西南，經父島附近。10日起，緩慢順轉，12日8時正式轉向，直趨東北，但速度仍緩，並減爲輕度颱風。16日後，速度稍增，17日20時轉爲溫帶氣旋，見圖8。

(八) 九月 本月內誕生之第一個颱風爲白西 (Patsy)，初生於巴林坦海峽，生成後逕向西進，正式成爲熱帶風暴係在5日8時，6日登陸海南島，同日20時即在東京灣縮減爲熱帶低壓，繼續進入越南。

魯士 (Ruth) 則生成於歐珀之東方，初見於5日14時威克島之東北方，7日8時增強爲熱帶風暴，初向北進，8時到達颱風強度，速度甚緩，呈逆時鐘轉向。

10日8時之地面天氣圖上，魯士之東北方突然產生一熱帶風暴，命名賽洛瑪 (Thelma)，因二者相距甚近，乃產生藤原效應。魯士轉至賽洛瑪之南方，再至東南方，惟以賽洛瑪西進甚速，故魯士隨後似乎反而順轉。賽洛瑪行進甚速，已抵魯士之北北西方。12日8時，賽洛瑪再至魯士之西北西方。6小時後，賽洛瑪先減弱爲熱帶低壓。魯士則在12日後轉向北北西，此後雖範圍縮減至甚小，但直至14日14時以後才消失。

莎拉 (Sarah) 則遠在天氣圖範圍之東邊出現，

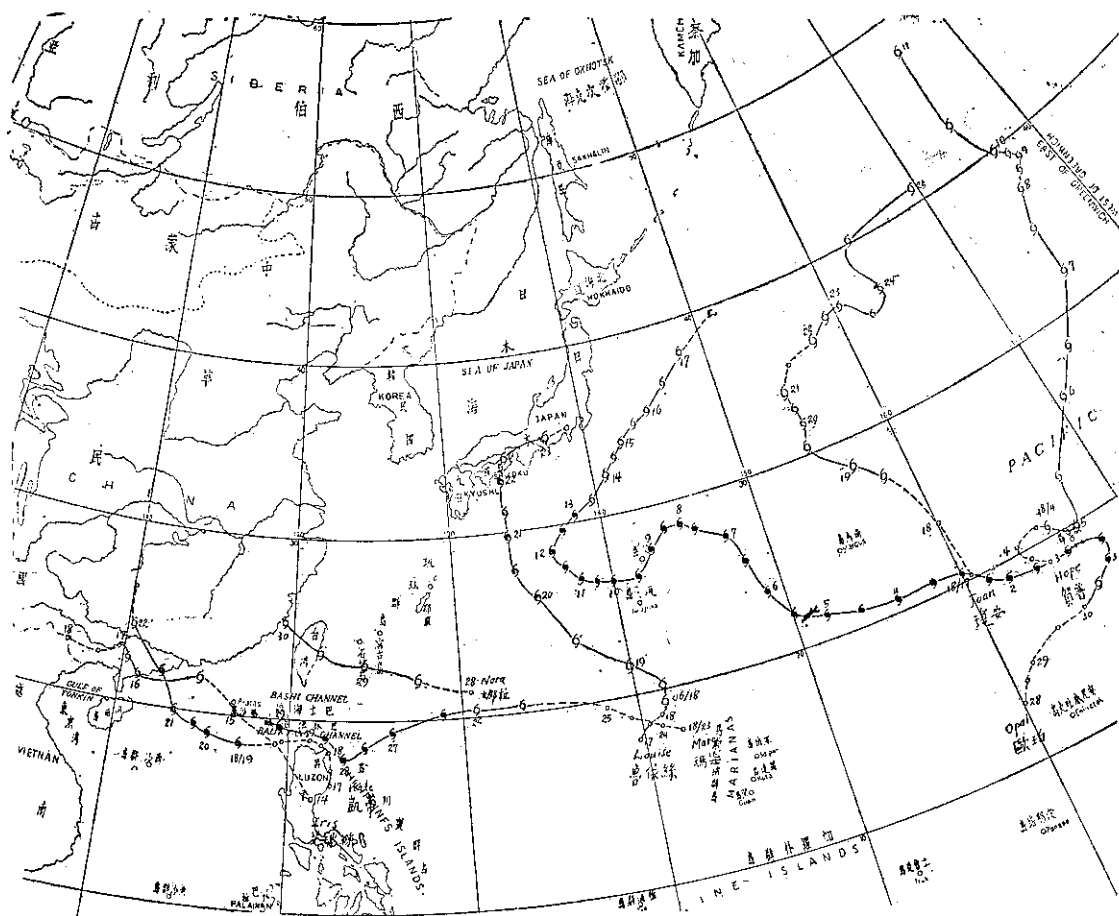


圖 8：56年 8 月份颱風路徑圖

Fig. 8 : Typhoon tracks in August, 1967

時當14日14時，不久後即到達颱風強度，初向西進。17日後，速度轉緩，當時與前方之萬達 (Wanda) 相距甚近，19日以後轉為北北西，經過南鳥島以，後加速走向北北西。22日正式轉向，進入一鋒系，向東北加速進行，23日14時，轉變為一溫帶氣旋。

當歐珀逼近日本之際，南鳥島附近之熱帶低壓漸見活躍，14日8時即發展成熱帶風暴，是為薇拉 (Vera)，生成後走向西北，但勢力並未增強，隨後轉為向北，16日入鋒系內，作為歐珀之前導，至17日即轉變為溫帶氣旋。

萬達 (Wanda) 醞釀於馬利安納群島。18日20時生成輕度颱風後近似停留，不久增為颱風強度，徘徊於琉球島附近，直至23日始見其北進，但勢力則減弱。24日後，加速向北北東，25日併入溫帶氣旋內。

本月份誕生之最後一個颱風為愛美 (Amy)，初生於馬紹爾群島之西北方。28日20時發展成熱帶風暴

，最初跡近停留，24時後到達颱風強度。2日後始加速前進，4日起轉為向北，6日8時進入一鋒系，乃轉變為溫帶氣旋，見圖9。

(九) 十月 8日8時之地面天氣圖上，馬利安納群島附近之熱帶低壓有發展跡象。同日14時之圖上，該群島之北方即出現一熱帶風暴，命名寶佩 (Babe)。其範圍甚小，走向東北，惟未見其發展，11日8時即轉變為溫帶氣旋。

解拉 (Carla) 為一特殊之侵臺颱風，醞釀於加羅林群島，12日20時正式發展成輕度颱風，初向西進，未幾即達颱風強度，中心氣壓加深至速，14日後路徑偏西北，再轉西北西，直趨菲律賓群島，17日，越過呂宋島之東北端。其時因大陸高壓南下，日本至臺灣一帶氣壓梯度甚為峻急，故臺灣東北部大雨連綿，18日入南海，隨後向西行進，19日勢力衰減，20日入東京灣，變為熱帶低壓。

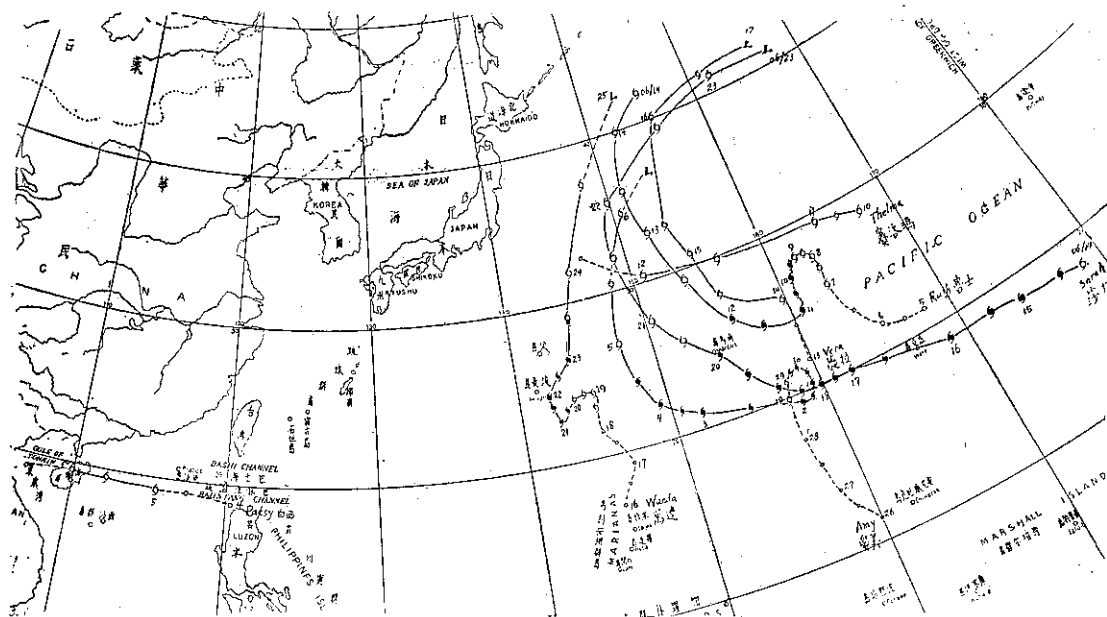


圖 9 : 56年 9 月份颱風路徑圖
Fig. 9 : Typhoon tracks in September, 1967

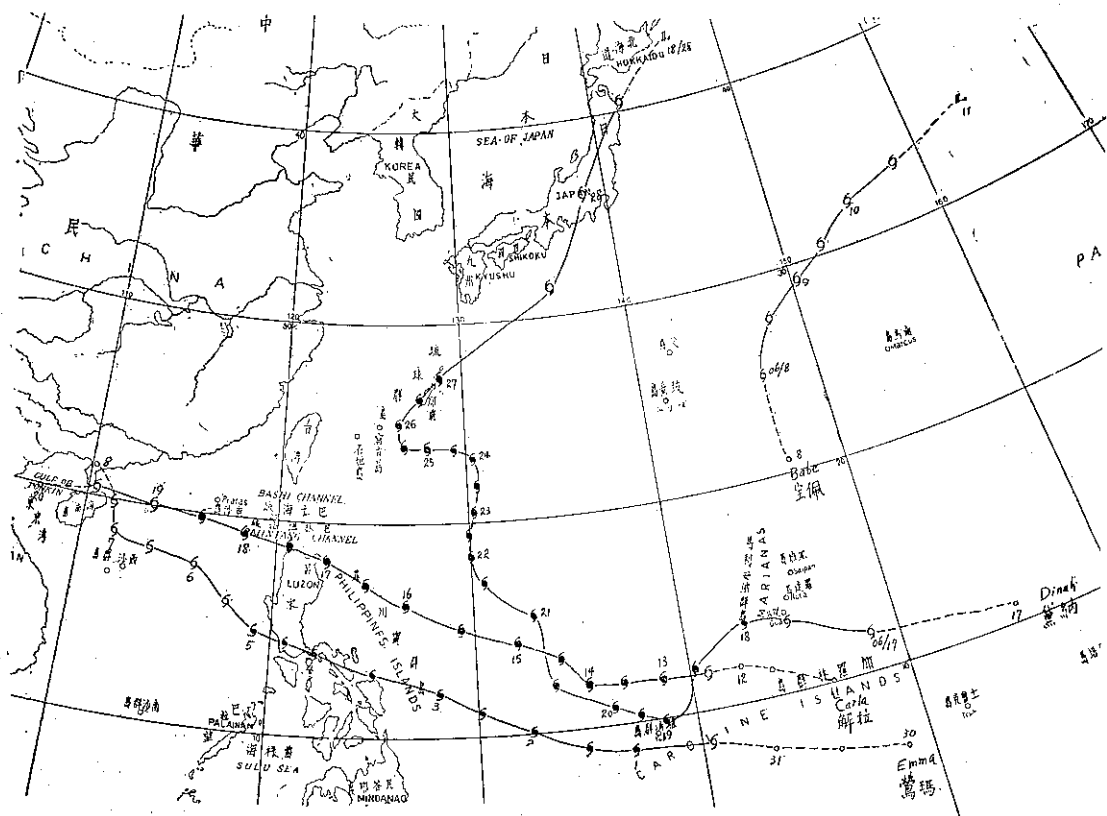


圖 10 : 56年 10 月份颱風路徑圖
Fig. 10 : Typhoon tracks in October, 1967

解拉進襲呂宋島時，後方加羅林群島又出現一熱帶低壓。17日14時，正式成為熱帶風暴，名為黛納(Dinah)，向西進行，尾隨解拉，先向西南，19日以後折向西北西，再轉西北。22日轉為向北，24日8時後已轉西，似直趨臺灣，但26日正式轉向東北，經那霸，次日加速向東北。28日侵襲日本，中心氣壓增加甚深，內中有一鋒系，此為路徑最曲折之颱風。

驚瑪颱風(Emma)亦在加羅林群島生成。31日14時，正式成為熱帶風暴，初向西，再轉西北西，仍向菲律賓群島進襲，3日已至近海。4日，登陸呂宋島之南部。6日，減弱為熱帶風暴，7日經過西沙群島與海南島之間，8日8時在雷州半島變成一熱帶低壓，見圖10。

(十)十一月 月初，驚瑪甫在南海消失，菲律賓群島附近之熱帶低壓又趨活躍。8日2時，地面天氣圖

上美瑞達(Freda)生成於巴拉望之東方，向西進行，9日到達颱風強度，中心在南沙群島附近，但不久又恢復熱帶風暴。10日8時在越南沿海變成熱帶低壓，繼續入內陸，不久消失。

其時，另一颱風在加羅林群島之東方，即土魯克附近生成。9日14時擴展為輕度颱風，命名為吉達(Gilda)，未幾即增強為中度颱風，向西北西進行。13日經關島，變為強烈颱風。17日在巴士海峽之東方轉為向西北，乃直撲本省花蓮，18日登陸，風狂雨急，釀成嚴重災禍。登陸後勢力大減，在新竹出海，19日8時，即併入溫帶氣旋內。

18日，哈莉(Harriet)誕生於馬利安納群島之東方，向西北西進行。次日，到達颱風強度。至21日，漸轉向，速度減緩。22日後，勢力大減。24日14時即轉變為熱帶低壓，見圖11。

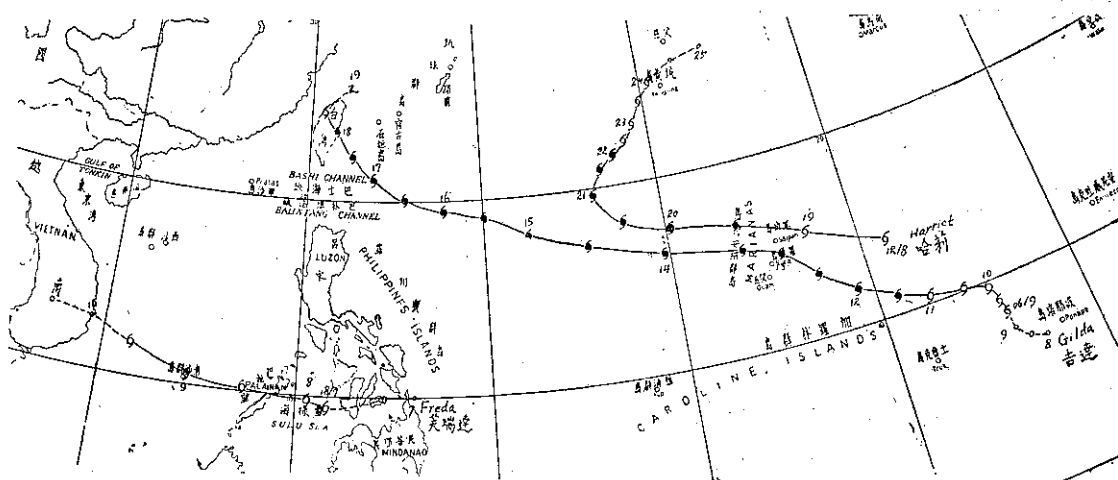


圖11：56年11月份颱風路徑圖
Fig. 11: Typhoon tracks in November, 1967

(十一)十二月 哈莉消失後，西太平洋上平靜甚長之一段時期，直至17日20時，雅浦島西方生成一熱帶風暴，向東方緩慢移動。19日後，轉變為熱帶低壓，停留一、二日後始消失，見圖12。

三、本年內發佈颱風警報情況

本年內臺灣發佈颱風警報8次，與去年相同，其中僅發佈海上颱風警報者只有1次，其餘7次均同時發佈海上及陸上颱風警報。此7次中實際侵襲臺灣者有4次，已可謂發佈警報相當成功。第5次警報較為特殊，先是8月下旬瑪芝(Marge)直趨巴士海峽，本省乃發生海上颱風警報，隨後瑪芝侵入呂宋島，而娜拉尾隨直趨臺灣，本省乃發出海上及陸上颱風警報。

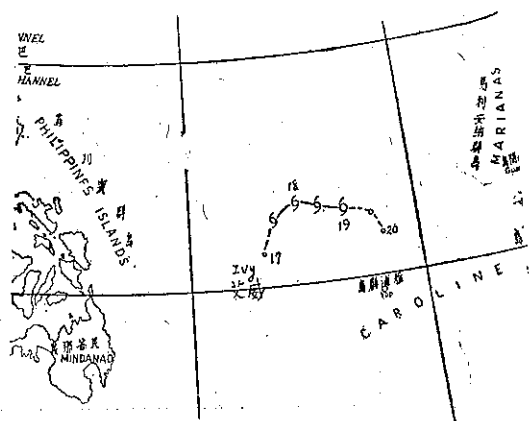


圖12：56年12月份颱風路徑圖
Fig. 12: Typhoon tracks in December, 1967

表 3 : 民國56年北太平洋西部地區颱風網要表

Table 3 : Summary of typhoon data within the area of North-Western Pacific in 1967

月 份	次序	颱風名稱	起 迄 時 間			誕 生 地 區	輕度颱風 初生地點 (°N, °E)	最大 風速 (m/s)	暴風 半徑 (哩)	中心最 低氣壓 (mb)	最大移 動度 (kts)	颱風 分類	臺灣發 佈階段	附 註
			全部起迄	輕度及以上	中度及以上									
1 月	1	魯 碧(Ruby)	29/1-7/2	5/2-6/2	—	加 羅 林 西 方	12.5 132.2	20	120	998	10	輕度		
3 月	1	沙 莉(Sally)	1/3-6/3	1/3-5/3	1/3-4/3	加 羅 林 西 方	8.6 132.2	50	65	972	15	中度		
	2	賽瑞絲(Therese)	16/3-23/3	16/3-23/3	—	加 羅 林 群 島	9.0 145.9	27	40	992	15	輕度		
4 月	1	衛萊特(Violet)	1/4-11/4	1/4-11/4	3/4-10/4	加 羅 林 南 方	6.5 145.8	60	200	950	15	強烈	海上陸上	
5 月	1	魏 達(Wilda)	10/5-11/5	10/5-11/5	—	菲 律 賓 東 方	12.1 133.8	20	30	1002	8	輕度		
6 月	1	艾妮達(Anita)	24/6-30/6	27/6-30/6	28/6-30/6	加 羅 林 群 島	14.0 129.3	40	160	972	15	中度	海上陸上	
7 月	1	畢 莉(Billie)	1/7-9/7	2/7-7/7	5/7-7/7	馬 利 安 納 西 方	14.4 137.5	35	100	980	15	中度	海上陸上	侵 臺
	2	葛萊拉(Clara)	5/7-11/7	6/7-11/7	7/7-11/7	馬 利 安 納 北 方	21.1 144.1	45	120	960	14	中度	海上陸上	
	3	戴 特(Dot)	20/7-28/7	21/7-28/7	22/7-23/7	馬 利 安 納 北 方	20.2 141.2	35	120	985	15	中度		
	4	艾 倫(Ellen)	27/7-5/8	28/7-5/8	31/7-1/8	馬 利 安 納 北 方	21.5 150.5	35	100	970	25	中度		
	5	芙 安(Fran)	28/7-2/8	30/7-2/8	—	南 琉 黃 島 西 方	16.8 115.4	30	60	978	12	輕度		
	6	喬琪亞(Georgia)	31/7-8/8	31/7-8/8	—	南 琉 黃 島 西 方	23.9 136.0	40	120	950	17	中度		
8 月	1	賀 普(Hope)	4/8-11/8	4/8-11/8	—	威 克 律 賓 島 附 近 方	20.5 165.5	25	150	984	30	輕度		侵臺合併 發佈警報
	2	艾瑞絲(Iris)	13/8-16/8	15/8-16/8	—	威 克 律 賓 島 附 近 方	20.8 113.1	20	60	994	15	輕度		
	3	瓊 安(Joan)	17/8-24/8	18/8-24/8	—	威 克 律 賓 島 東 方	27.0 158.0	30	150	990	12	輕度		
	4	凱 蒂(Kate)	18/8-22/8	19/8-22/8	21/8	威 克 律 賓 島 東 方	18.3 119.5	33	120	980	15	中度		
	5	魯依絲(Louise)	20/8-23/8	20/8-22/8	—	琉 球 東 方	26.7 134.5	30	100	980	20	輕度		
	6	瑪 芝(Marge)	24/8-30/8	25/8-30/8	26/8-28/8	馬 利 安 納 西 方	19.6 135.6	63	120	935	16	強烈	海上陸上	
	7	娜 拉(Nora)	27/8-31/8	28/8-30/8	29/8	菲 律 賓 東 方	21.3 129.7	33	100	982	16	中度	海上陸上	
	8	娜 珀(Opal)	30/8-17/9	30/8-17/9	31/8-14/9	馬 紹 爾 北 方	16.5 167.7	70	150	920	15	強烈		
9 月	1	白 西(Patsy)	4/9-6/9	5/9	—	東 威 克 律 賓 島 附 近 方	18.9 115.4	20	50	995	16	輕度		
	2	魯 士(Ruth)	6/9-14/9	7/9-14/9	10/9-13/9	威 克 律 賓 島 北 方	25.7 163.5	55	120	940	25	中度		
	3	莎 拉(Sarah)	14/9-23/9	14/9-23/9	15/9-22/9	威 克 律 賓 島 東 方	18.0 177.0	60	160	931	25	強烈		
	4	賽洛瑪(Thelma)	10/9-13/9	10/9-13/9	—	威 克 律 賓 島 北 方	28.7 167.2	25	50	990	35	輕度		
	5	薇 拉(Vera)	13/9-16/9	14/9-16/9	—	威 克 律 賓 島 西 方	25.2 159.5	25	100	996	25	輕度		
	6	萬 達(Wanda)	18/9-25/9	18/9-24/9	20/9-23/9	琉 球 黃 島 東 方	24.2 145.3	38	150	962	40	中度		
	7	愛 美(Amy)	28/9-6/10	28/9-6/10	4/10-5/10	加 羅 林 東 方	19.3 158.2	35	150	962	35	中度		
10 月	1	寶 佩(Babe)	8/10-10/10	8/10-10/10	—	琉 球 黃 島 東 方	25.9 147.7	30	50	980	30	強烈		侵 臺
	2	解 拉(Carla)	12/10-20/10	12/10-19/10	14/10-18/10	加 羅 林 群 島	11.1 140.8	80	200	900	15	強烈	海上陸上	
	3	黛 納(Dinah)	17/10-28/10	17/10-28/10	21/10-27/10	加 羅 林 群 島	12.2 147.3	45	180	950	20	中度	海上陸上	
	4	瑪 瑪(Emma)	30/10-8/11	31/10-7/11	1/11-5/11	加 羅 林 群 島	7.6 143.8	60	150	910	19	強烈		
11 月	1	美瑞達(Freda)	7/11-10/11	7/11-10/11	8/11-9/11	菲 律 賓 群 島 東 方	9.3 126.0	45	100	971	17	中度		侵 臺
	2	達 達(Gilda)	9/11-19/11	9/11-18/11	10/11-18/11	加 羅 林 群 島 東 方	8.7 156.6	65	200	910	18	強烈	海上陸上	
	3	哈 莉(Harriet)	18/11-24/11	18/11-23/11	19/11-22/11	馬 紹 爾 西 方	11.5 154.0	50	100	950	20	中度		
12 月	1	艾 威(Ivy)	17/12-19/12	17/12-19/12	—	加 羅 林 西 方	12.1 134.0	25	80	980	10	輕度		

警報時間維持較久者為衛萊特及吉達，其次為葛萊拉及娜拉，但均不過三、四天。以月份之分配而言，計4月1次，6月1次，7月2次，8月1次，10月2次，11月1次。全部颱風之綱要見表三：

四、本年內颱風災情概述

本年內之颱風災情較為特殊，侵臺之4次颱風中，娜拉雖登陸本省，而竟未發生災害；解拉則雖遠在

呂宋島北岸掠過，本省東北部反而因觸發豪雨而災情慘重，吉達則侵臺雖遲至11月18日而發生重大災害。葛萊拉則雖登陸花蓮附近，但登陸區災情反而輕微，而阿里山一帶觸發大雨，使嘉義、雲林一帶受災頗重，因而可謂本年內之颱風有聲東擊西之嫌，可為今後之預報上教訓。

茲將本年內四次侵臺颱風之災情列為表四。

表4：民國56年颱風災害綱要表

Table 4: Summary of Typhoon damages in 1967

颱風名稱	人 口 (人)		房 屋 (間)		漁 船 (艘)		公 路 (元)	鐵 路 (元)	其 他
	死 (含失踪)	傷	全 倒	半 倒	沉 沒	損 壞			
葛萊拉	15	3	262	328	6	不詳	不詳	1,294,600	嘉義縣屬若干村落被水困
娜 拉	—	—	—	—	—	—	—	—	
解 拉	58	198	822	1,069	—	—	不詳	不詳	宜蘭縣屬15,000村民被水困，2,800畝農田水淹，損失估計5,000,000元
吉 達	2	53	836	1,375	不詳	不詳	不詳	不詳	花蓮市淹水90%，縣屬30村落水困，8,000畝農田水淹，農業損失估計達216,940,000元
合 計	75	254	1,920	2,772					

上列4次侵臺颱風中，除娜拉損失極為輕微而外，其餘3次中似以吉達之災害最重，其次為解拉，再次則為葛萊拉。吉達為狂風挾暴雨，受災主要為登陸之花蓮區，其餘兩次均為間接觸發之水災，主要受災區為登陸地點以外。

葛萊拉於7月11日登陸花蓮，據當地警察局之統計，房屋全倒216間，半倒299間，可見當地風災較重，但嘉義縣屬之中埔、六腳、竹崎、吳鳳、新港等鄉豪雨成災遠較嚴重，橋樑多處被沖毀，公路多坍方，其次為雲林及南投兩縣，總計災民約有一萬人被水困，經搶救後始出險。

娜拉颱風雖登陸東岸，因勢力甚弱，故無災情報告。解拉颱風則在掠過呂宋島期間，大屯山及蘭陽地區連朝豪雨，宜蘭區有15,000村民被水圍困達數日之久，鐵路、公路被毀甚多，農田有2,800畝被水淹沒，僅宜蘭地區之損失估計在5,000,000元以上。此次水災，計死亡59人，受傷198人，房屋全倒822間，半倒1,069間。

吉達颱風11月18日之侵襲花蓮，其損害之慘重，僅次於47年之溫妮，氣象雷達站之天線被吹毀，市區內之房屋滿目瘡痍，水淹地區佔百分之90，自來水之主管被沖失甚多，水源地坍方慘重，因而停水達一週之久。本區有30個村落被水困，8,000畝農田被水淹，房屋全倒836間，半倒1,375間，僅農業方面之損失，估計達臺幣216,940,000元，其中以香蕉方面損失最

大，受損二萬公頃，假值約122,000,000元，水稻則因已收割而損失甚小，受災地區包括屏東、花蓮、高雄、臺東、宜蘭、臺北及陽明山7縣局。

五、本年內颱風之特點

綜上所述，本年內颱風之特色可概括為下列各點：

(一) 全年總次數為35次，按過去20年來之平均而論，屬於相當活動之年，達於颱風強度者22次，亦遠較正常為多。

(二) 全年僅2月無颱風誕生，7、8、9月均較正常為活躍，其餘各月大致與平均情況相當。

(三) 本年內有4次侵臺颱風，與20年來之平均數大致相當，此4次中，7、8月各1次，10、11月各1次。受災情形頗不正常，兩次均因間接觸發豪雨而在遠離颱風處成災。吉達則為造成嚴重災害之侵臺颱風滋臨最遲之一次。

(四) 本年內北太平洋西部發生之颱風中，以10月中之解拉最猛烈，中心最大風速達每秒80公尺；其次為8月之歐珀及11月之吉達，中心最大風速為每秒70及65公尺，其餘到達每秒60公尺最大風速者尚有4次，故一般而論，本年較多出現強烈颱風，維持熱帶風暴最久者為歐珀。

(五) 本年颱風之有藤原效應者為9月間之賽洛瑪及魯士，惟以前者移行甚速，故相互旋轉之現象並不顯著。(威啓勳執筆)

氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 25×24 之稿紙爲原則）。

二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁爲原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 爲原則。

四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字爲原則。

五、關於表格之注意點：

(一) 表格須另用白紙繕製。

(二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。

(三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。

(四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。

(五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

(六) 統計分析表中顯著處，以 * 號（顯著）及 ** 號（極顯著）表之。

(七) 表幅應考慮適合本刊版幅爲準，（寬度勿超過 18.5cm）。

(八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

(一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

(二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。

(三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。

(四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。

(六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。

(七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度，但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。

(八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至 $1/8$ 之程度。

(九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

(十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

(一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

(一) 參考文獻以經本人確曾查閱者爲限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

(二) 作者姓名以後爲發行年份，加以括號，然後爲雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

(三) 文字敘述中提及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列爲序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之脚註以小號 1, 2, 3, 等阿剌伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿剌伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、 m^2 (平方公尺)、 m^3 (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、 $^{\circ}C$ (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介系詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名爲原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- The Climate of Taipei Basin.....KENNETH T. C. CHENG.....(1)
- The Distribution of Initial Motions of Seismic Waves and
Earthquake Characteristics.....MING-TUNG HSU.....(14)
- On the Prediction of Typhoon Rainfall in Taiwan Area by the
Discriminant Analysis Method.....RUEY-SHAN LIN.....(25)

Reports

- A Brief Report on Typhoon in North-Western
Pacific during the Year 1967
..... TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU.....(41)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.

氣象學報

季刊

第十四卷 第四期

目次

論著

- 臺灣冬季雨量與極地寒流爆發關係之研究.....魏元恒.....(1)
- 臺灣春季異常氣候之環流型研究.....戚啓勳.....(20)
- 颱風經過臺灣北方海面與臺北及其附近地區之降水.....徐寶箴.....(43)
- 解拉颱風農業災害之檢討.....張月娥.....(52)

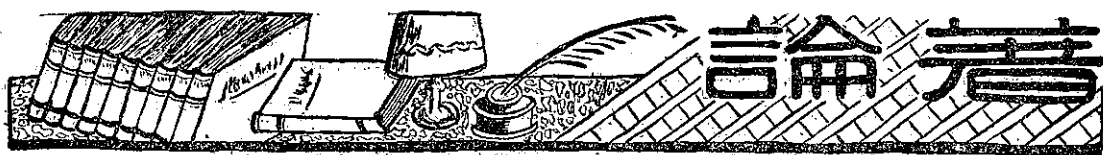
氣象學報

(季刊)

第十四卷 第四期

主編者 臺灣省氣象局氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：二四一四一
發行人 劉大年
社長 劉大年
電話：二二八四〇
印刷者 文英印書公司
地址 臺北市三水街七號
電話：三四七二四

中華民國五十七年十二月出版



臺灣冬季雨量與極地寒流爆發關係之研究*

魏 元 恒

A Study of the Winter Precipitation in Taiwan and its Relation with Cold Polar Air Out-break

Yuan-heng Wei

Abstract

In the author's previous paper, the amount of rainfall in Taiwan was found to be highly related to sunspot activity, particularly during winter months.

In this paper, the above relationships are checked in detail and based upon this information, a guide the winter rainfall in Taiwan caused by the polar air out-break from Siberia is analysed.

Statistical studies show that:

1. The winter rainfall in Taiwan is always below normal during sunspot minima and is above normal during sunspot maxima. During the winter the relationship of sunspot activity verses winter rainfall holds true throughout the entire minimum and maximum spectrum.

2. The winter rainfall in Taiwan caused by the polar out-break is not so significant as it is caused by the polar front and associated low pressure.

3. When the upper-air mean wind velocity is above normal and cyclonic wind shears approaching the Taiwan area during the winter, rainfall in Taiwan is above normal. The opposite is true when winter rainfall in Taiwan is below normal.

Synoptic analysis shows that:

1. During a quiet-sun year the winter rainfall in Taiwan is extremely below normal. Over 700mb the upper-air in winter mean chart of northern hemisphere, it is found that the Eastern Asiatic Trough is displaced to the east of its normal position and the Bengal Trough is decreased in intensity. Out-breaks of polar trajectories move mostly toward western China, resulting in little rainfall in Taiwan.

2. During an active-sun year, the winter rainfall in Taiwan is considerably above normal. Over the upper-air winter mean chart of northern hemisphere, it is found that the Bengal Trough is intensified and the frequency of low pressure is increased over SE China; both factors are associated with rainy winters in Taiwan.

* 本研究獲得國家委員會之補助始克完成

一、前言

雨量關係人生最爲重要，亦爲氣象學在研究方面較複雜之問題。臺灣位於副熱帶，處海洋與大陸之衝；其全年雨量，就平地言，多在 2,000mm 左近，頗稱豐沛，但由於季節性雨量分配之差異，乃導致水旱災問題。

臺灣雨量多寡之變化，筆者在「太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究⁽¹⁾」一文中，曾發現太陽黑子之週期變化，與臺灣雨量之變化，其間關係甚爲顯著，尤以年雨量及冬季雨量爲然。在太陽黑子最多時，臺灣雨量增多，高於標準值，更較太陽黑子最少時之雨量爲多。

臺灣冬季雨量，在一般情況中，多由於西伯利亞寒流（或稱寒潮）爆發所致。本文爲依據臺灣冬季雨量，在太陽黑子最多與最少期，雨量之關係，作進一步深入之分析，並尋求天氣圖上，大氣環流態勢之變化。由寒潮爆發，低氣壓及冷鋒頻率等，在太陽黑子週期變化中，所致臺灣冬季雨量之差別，進而選擇顯著者，作例證之分析。

二、臺灣冬季雨量與太陽黑子週期

（一）太陽活動週期：

太陽黑子之多寡，爲太陽活動之指標。在太陽黑子最多期，近年國際上稱爲「太陽活躍年」（Active-Sun Year），在太陽黑子最少年，稱爲「太陽寧靜年」（Quiet-Sun Year）。太陽活動週期，有11年週期，亦稱單週期，及22年週期，亦稱雙週期。在太陽黑子雙週期中，含有兩個太陽黑子最多年，一爲太陽黑子「主最多」（以MM表之），另一爲太陽黑子「副最多」（以M表之）；筆者以爲前者亦可稱爲太陽黑子「主活躍年」，後者稱爲「副活躍年」。

按最近之太陽活躍年，係自1968—1970年；就太陽黑子雙週期言，此爲太陽黑子「副最多」年，亦即太陽黑子「副活躍年」。過去之太陽「寧靜年」1963—1965爲太陽黑子「主最少」年（以mm表之）；過去所稱之地球物理學年1957—1959爲太陽黑子「主最多」年。凡在此種太陽活動極端情況時（太陽黑子最多及最少時），世界各種科學機構，均特別加強各種科學之觀測及研究。本文即係選取此種太陽活動極端之年，以研究臺灣冬季雨量。

（二）臺灣冬季雨量與太陽活動：

1. 太陽黑子單週期與臺灣冬季雨量

據過去之研究，太陽黑子多寡，對熱帶地區雨量

之關係，係由於太陽極短之副射波，具有「凝核」（Colloidal）作用，故熱帶之降雨，可能由此種短波輻射，對大氣中水汽凝結及昇華之影響所致。因而太陽黑子對熱帶雨量之關係顯著。

就 Wexler 氏⁽²⁾之研究，太陽黑子11年週期變化，對世界雨量之關係，在東亞地區，冬季（1月）雨量，在太陽黑子最多較最少時，大陸上雨量普遍增多，並極爲顯著，臺灣亦在此雨量廣大增多範圍之內。其形成之原因，可能由於在太陽黑子最多時，太陽輻射增強，導致大氣環流加強，使貝加爾湖一帶，地面氣壓較正常增高，冷性反氣旋（高氣壓），出現之頻率及強度增加；同時則入侵中國之寒潮及低氣壓，其頻率及強度亦必增。因而導致中國及臺灣一帶雨量增多。

就本文統計所得，列如表一，可知太陽黑子最多較最少時，臺灣全年雨量增多，與 Wexler 所得結果一致。惟冬季雨量，太陽黑子多時，地面增加之雨量，有較高山增加者爲多之趨勢。

表一：太陽黑子最多減最少時臺灣高山與地面雨量之變化

Table 1: Average differences of precipitation in Taiwan, Sunspot maximum minus minimum

地 名	海拔(公尺)	紀錄年代	雨 量 %	
			1 月	全 年
臺 北	8	1901—1957	50	27
阿 里 山	2,406	1934—1957	30	36
玉 山	3,850	1944—1957	41	—

2. 太陽黑子雙週期與臺灣冬季雨量

太陽黑子雙週期，對氣象影響之分析，較單週期更爲深入。在太陽黑子「主最多」時，大氣強烈環流型，出現增多之趨勢，極爲顯著；冬季時大陸性高氣壓，在高緯度出現頻仍。在太陽黑子「副最多」時，低緯度大氣環流，緯流型之出現增多；溫帶風暴路徑，較正常南移，因而溫帶南部地區多雨。

就 Willet 氏⁽³⁾最近之研究，認爲在太陽黑子「主最多」與「副最多」時，大氣環流及熱力型態，均有顯著不同。其原因顯非由於太陽黑子數之多寡，及其增或減之趨勢所致；而係由於太陽黑子本身，其物理性質（或由於磁性轉換之故）所導致者。太陽黑子「主最多」時，西風緯流及副熱帶東風，均形減弱，但極地

表二(A)：臺北與恒春冬季雨量(1897—1966)與太陽黑子雙週期

Table 2 (A) : Variation of winter precipitation (1897-1966) in Taipei and Heng Chung with double sunspot cycle

地 名 位 相	季 節	臺 北				恒 春			
		冬 季			年	冬 季			年
		12月	1月	2月		12月	1月	2月	
MM		103	136	146	2183	43	34	20	2331
mm		73	96	137	1705	14	22	32	1904
M		67	135	141	2531	50	30	16	2333
m		95	87	112	1864	20	10	8	1979
N		74	90	140	2112	21	21	27	2299

附註：1. 表內數字為雨量以公厘為單位。

2. 太陽黑子位相：

MM=主最多 mm=主最少

M=副最多 m=副最少

3. N代表標準雨量(1897—1966)。

表二(B)：臺北與恒春冬季雨量隨太陽黑子雙週期之變化

Table 2 (B) : Average differences of winter precipitation in Taipei and Heng Chung with the phases of double sunspot cycle

地 名 類 別	季 節 比 值 %	臺 北				恒 春			
		冬 季			年	冬 季			年
		12月	1月	2月		12月	1月	2月	
雨量 位 相 差	MM-mm	40	44	6	23	138	57	-44	19
	N								
	M-m	-38	53	21	32	143	95	30	15
	N								
雨量 距 平	MM-M	49	1	4	-16	-33	19	15	0.1
	N								
	MM-N	39	5	4	3	-105	62	-26	1
	N								
	M-N	-9	50	1	20	138	42	-41	1
	N								
	m-N	28	-3	-20	-12	-5	-52	-70	-14
	N								

附註：(1) N為標準雨量見A表。

(2) MM-mm為表示太陽黑子「主最多」時之雨量與「主最少」時之雨量餘類推。

東風增強，亦即此時大氣環流，趨向於阻塞環流型。

茲就臺灣過去近七十年來(1897—1966)，臺北及恒春兩地冬季雨量，就太陽黑子雙週期中各位相，分析之結果示如表二(A)及(B)。

就統計顯示(參看表二(A)及(B))，太陽黑子對臺灣地區之雨量，影響最為顯著，且具規律性，殊堪注意。就年雨量言，太陽黑子「主最多」，較「主最少」時，年雨量臺北增多23% (與標準雨量之比)，恒春增多19%；在太陽黑子「副最多」，較「副最少」時之年雨量，臺北增多32%，恒春增多15%。可知太陽黑子副週期，影響於臺灣雨量，較主週期為大；臺灣北部則大於南部；就表二(A)、(B)所示，太陽黑子「主最多」或「副最多」時，年雨量臺北減少16%，恒春減少0.1%；此可顯示，如上述 Willet 氏所說，氣候雙週期之變化，不完全由太陽黑子多寡而致，而與磁極性之轉變有關。惟堪注意者，無論在太陽黑子「主最多」或「副最多」時，年雨量均高於標準值，後者高出較多；但在太陽黑子「主最少」或「副最少」時，年雨量均低於標準值，而前者所低較多，臺北與恒春呈一致之現象。

就冬季雨量觀之，其與上述年雨量變化，極為一致。以仲冬1月份言，該月雨量變化，較年雨量變化尤為顯著，例如太陽黑子「主最多」較「主最少」時，1月份雨量增多44%，較標準雨量增多51%；而恒春增多57%，較標準雨量則增多62%。在太陽黑子「副最多」較「副最少」時，1月份雨量，臺北增多53%；較標準雨量增多50%；恒春則增多95%，較標準平均則增多43%。太陽黑子「主最多」較「主最少」時，1月份雨量，臺北增多11%；恒春則增19%，此與年雨量之變化不同，亦即顯示仲冬時期，為大氣環流最強時，太陽磁性之轉變影響不顯。惟恒春在初冬12月份之雨量，則仍與年雨量變化一致。

綜上所述，可知臺灣冬季雨量，與太陽黑子雙週期之變化，較年雨量尤為顯著，且更具規律性。因此就臺灣雨量與太陽活動關係之密切言，在太陽黑子最多年，即太陽活躍年可稱為「多雨年」；在太陽黑子最少年，亦即太陽寧靜年，可稱為「少雨年」。本文以下將就此與天氣圖作比照，作較深入之研究，使其能對長期天氣預測有所助益，並對臺灣天氣，長期之乾旱，作為重要參考因素。惟應注意者，太陽黑子週期變化，對天氣之影響，在長期統計中固甚顯著，但在短期及個別例證中，則常有甚多困擾難解之處，其詳如下文。

三、臺灣冬季降雨之特性

(一) 臺灣冬季雨量與高空風速及氣溫

就太陽活動週期對臺灣「多雨年」與「少雨年」之密切關連，進而分析臺灣高空風速及氣溫之變化，用以顯示其與臺灣冬季雨量之關係。

臺灣高空探測，桃園測站約有十餘年之紀錄，可供太陽黑子11年週期變化之分析。其間含有太陽黑子「最多」及「最少」兩個位相，前者出現在1958年，為太陽「活躍年」，可稱為臺灣多雨年，後者出現在1964年，即所謂太陽「寧靜年」可稱為「少雨年」。惟就太陽黑子雙週期變化視之，此一太陽活躍年，為太陽黑子「主最多」期；此一太陽寧靜年，則為太陽黑子「主最少」期；凡其對於天氣變化之影響，較純就太陽黑子單週期，當有所差異，在上文，已有所說明。

茲就以上高空探測站之紀錄，在太陽活動兩極端位相，取其附近三年高空風速平均，用以比較其變化。太陽黑子最多即多雨年，係取1957、1958及1959三年；太陽黑子最少即少雨年，係取1963、1964及1965三年；分別就桃園及東港兩地之高風速分析之，其結果如表三。

表三：桃園冬季（1月）雨量正距平（1963—65）與負距平（1957—59）時高空風速（m/s）與氣溫（°C）之變化

Table 3: Anomalies of winter precipitation in relation with upper wind and upper air temperature in Taiwan

類別	高度	地面	500mb	200mb	100mb	60mb
雨量正距平之風速 m/s	1963—65 1月份	3.2	33.6	66.6	37.0	15.7
雨量負距平之風速 m/s	1957—59 1月份	6.6	25.5	48.4	29.8	11.5
風速差 m/s		-3.4	8.1	18.2	7.2	4.2
雨量正距平之氣溫 °C	1963—65 1月份	11.7	-13.2	-5.3	-7.4	-6.6
雨量負距平之氣溫 °C	1957—59 1月份	13	-12	-5.4	-7.5	-6.6
氣溫差 °C		-1.3	*1.2	1	1	0

並將同時期之臺北及恒春之雨量及距平，例如表四，由表四可知，在此一所謂「多雨年」（1957—59），臺北年雨量，及冬季2月份雨量，均較標準雨量增多，其正距平前者為99%，後者為6%，恒春亦與臺北此種現象相近。在「少雨年」，臺北及恒春年平均雨量（三年平均），及冬季2月份平均雨量（三年平

均），均少於標準雨量，其負距平之值，前者為-57%，後者為-25%；恒春與臺北相同，其雨量負距平之值，較臺北尤大，此可示太陽活動，對臺灣南部雨量之影響較大。惟更堪注意者，就此統計中之多雨年與少雨年，其間年雨量之差別更大。

表四：臺灣「多雨年」（1957—59）與「少雨年」（1963—65）臺北及恒春冬季1、2月及年雨量（公厘）

Table 4: The differences of winter precipitation during the wet and dry years in Taiwan

地名 年 月	臺 北			恒 春			
	1 月	2 月	年	1 月	2 月	年	
多 雨 年	1957	29	278	2195	15	53	1882
	58	136	243	2019	18	22	2418
	59	78	317	2593	15	51	2434
平 均		74	297	2249	16	42	2245
距 平 %		-18	99	6	-24	54	- 2
少 雨 年	1963	26	46	1708	2	18	754
	64	239	104	1475	38	15	1593
	65	144	29	1570	17	2	1208
平 均		140	60	1584	19	12	1184
距 平 %		56	-57	-25	-10	-56	-48

更最重要之現象，為表四由「多雨年」時，臺北1月份雨量為負距平達-18%，而少雨年時，1月份雨量為正距平達56%；又就1月份平均雨量言，前者雨量為74mm，後者為140mm，約二倍於多雨年，而恒春亦有相同現象。此種特殊相反變化，在同一時期，臺灣北部之桃園（25°N）及南部之東港（22.5°N），所測高空風速及氣溫之變化，茲就表三之統計數字，分析如下。

就表三所示，臺灣北部（以桃園為代表），在雨量增多之1月份，高空風速均較雨量負距平時，風速增強。例如在500mb高度（6KM），風速增多8.1m/s，且隨高度增加，直至對流層頂，增加數值方減小。此乃顯示臺灣雨量增多，高空風速亦加強。就表三內高空氣溫之變化，可知在雨量增多時，地面至500mb高度，氣溫降低；在此高度以上，則氣溫升高。由此可知臺灣雨量增多時，在風速及氣溫之平均狀態，則為緯流西風之加強，對流層中下部氣溫降低，

亦即顯示高空氣壓（亦即氣壓等高值），在對流層下部降低，其上部氣壓升高。此一特例，為說明在多雨年，出現異常雨量負距，在高空風速與氣溫之變化，用以估計長期天氣趨勢之參考。

（二）臺灣冬季雨量與地形

臺灣在我國大陸東南沿海，位於副熱帶：地形為一橄欖狀之島嶼，其北端之緯度約在 25°N ，南端約在緯度 22°N ，縱跨南北約緯度三度餘，即約 400 公里之南北直線距離。回歸線經過島之中部，就氣象變化之觀點言，係屬於恒風帶，純屬於副熱帶氣候型，天氣變化之因素，與溫帶者大異其趣。惟在冬季時，天氣之變化，主要由大陸高氣壓所控制，亦即所謂寒潮爆發所左右，為屬於溫帶天氣變化之系統。故冬季時，臺灣天氣變化之關鍵，須注視其北方高緯度，地面及高空天氣系統之演變。

1. 寒潮爆發所致雨量與臺灣地形：

臺灣為一狹長島嶼，中有高聳數千公尺之中央山脈，南北縱貫之，故其地形對天氣之變化，影響甚大。就冬季言，每次寒潮爆發，在其前緣所造成之冷鋒，對臺灣所致雨量，因受此地形影響，雨量之分佈，多限於臺灣之北部及東部，島之西南部所獲雨量至微。一般就表面觀察，雨量分佈之差異，係由於向風面及背風面所致，但深入分析之，則為導致降雨之天氣系統（冷鋒），受此地形影響，而致此雨量分佈之差異，並非單純由東北季風或恒風，在向風面而致雨也。茲就民國55年(1966)2月22日至24日，寒潮爆發，冷鋒在臺灣經過，所致雨量示如圖1⁽⁴⁾。此次寒潮侵襲臺灣，冷鋒自北向南經過臺灣後，抵巴士海峽，臺灣全島約有48小時之降雨。由圖1可知，雨量均集中在臺灣之北部、東部及高山地區。就平地言，北部之臺北雨量為 43.5mm，南部頂端之恒春雨量為 3mm，南北部雨量之差約14倍有餘，可見臺灣地形，對有降雨性之天氣系統，其影響甚為重大。

（三）臺灣冬季雨量與雨日之比較

由於臺灣雨量，受地形影響甚大，茲就臺北與恒春兩地，六十餘年來冬季雨量及年雨量與雨日作一比較。列如表五。就表內所示，臺北年雨量，小於恒春，僅為其 0.93 倍；但年雨日，則臺北大於恒春約為其 1.12倍。就年總雨量觀之，臺灣北部之臺北，與南部之恒春，雨量與雨日之差別不大，此乃由於臺灣北部之雨季以冬為主，南部以夏季為主要雨季，冬為乾季，故全年合計，在年雨量與年總雨日，南北兩地相比，相差不太懸殊。

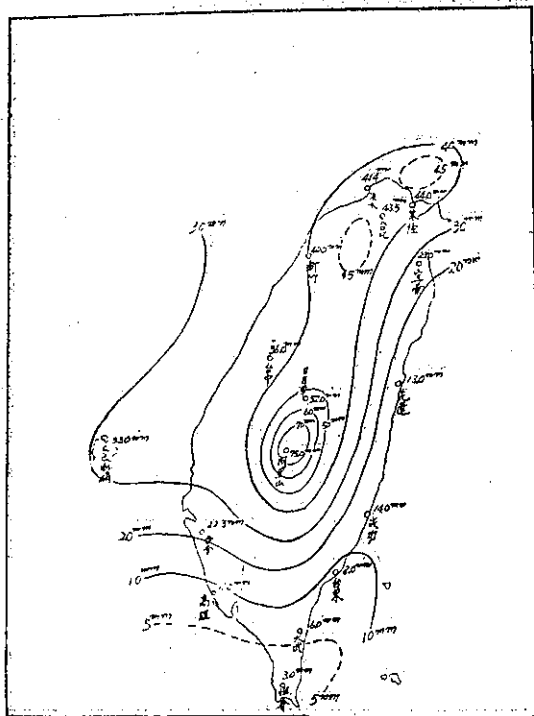


圖 1：民國55年2月22至24日寒潮爆發，臺灣各地雨量分佈

Fig. 1: Distribution of rainfall in Taiwan during the polar Air out-break on 22-24, Feb, 1966.

表五：臺北及恒春冬季及全年平均（1897—1960）雨量及雨日

Table 5: The winter and yearly average rainfall and rainy days(1897-1960) in Taipei and Heng Chung

年 月	地 名	冬 季				年
		12月	1月	2月	冬季總量	年總量
雨 量 mm	臺 北	74	90	140	304	2112
	恒 春	21	21	27	69	2298
比值 臺北/恒春		3.5	4.3	5.2	4.4	0.93
雨 日	臺 北	16	16	16	48	186
	恒 春	8	9	8	25	152
比值 臺北/恒春		2	1.8	2	1.9	12

冬季雨量臺北與恒春兩地之比，臺北雨量，約5倍於恒春。雨日則臺北僅2倍於恒春。此顯示冬季冷空氣平流，臺灣北部因首當其衝，雨量大於南部甚多，而雨天日數，因雲層覆蓋範圍廣大，地形影響稍減之故。

(四) 冬季經過臺灣北部之冷鋒與雲層

在冬季時，隨寒潮南下之冷鋒與雲層，首見經過在臺北西北方海面，約 200 公里之馬祖島，然後到達臺北。在兩地雲層消失（即轉晴），其間相差之時間，就過去 11 年（1956—66）之統計在冬季 12 月份，相差時間為 21 小時（馬祖雲層先消失），1 月份為 25 小時，2 月份為 20 小時。此種雲層消失，在冬季各月份，有所不同，而尤以在 1 月份，冬季鼎盛期，兩地所差時間為最長，此可顯示，在臺灣北方海面，1 月份空氣最為寒冷，向南衝之力最強。尤其在寒潮爆發時，臺灣北部，東北季風冷空氣之厚度，約達 3,000 至 5,000 公尺，在其經過較暖海面時，迅速吸收水份，由氣流之渦動，造成雲層及降雨，迨到達臺灣附近，更因地形之抬升，則降雨更為豐盛；此種現象，由近數年氣象衛星，在臺灣一帶所拍攝之雲層影片，予以更清晰之證明。

據近年之研究，冷鋒隨寒潮南下，經過臺灣後已遠離時，臺灣北部仍有持續數日降雨之情形。此乃由於冷氣流過強，在我國東南沿海，造成大範圍低空雲層及降雨；在 2,000 公尺高度以上為逆溫層，雲層亦限於此高度以下。此種現象，由臺灣之探空觀測，以及氣象衛星之攝影中，均已予以證實。強烈寒潮在臺灣一帶造成連續降雨，可能由於低層大氣，氣溫梯度及濕度特大所致。又隨寒潮而來之冷鋒，在臺灣以南停留時，在華南上空，常有高空波槽相伴。

四、東亞大氣環流與臺灣冬季降雨

地面天氣圖上，移動性高氣壓及低氣壓系統，為氣旋波（Cyclonic wave），係一種短波，其波槽為暖性，波脊為冷性，其波幅隨高度遞減，進行速度快，在高空天氣圖 700mb 以上，短波多不顯著，而出現一種大氣長波，亦稱行星波（Planetary wave），大氣長波，在低空 700mb 以下不甚顯著；故鑑定長波，以近對流層頂之 300mb 或 200mb 高空圖為佳，且在此高度，長波之波幅最大，易於識別。惟由於此高度，高空報告較少，今日一般多採用 500mb 高空圖，用為研究大氣長波之基本圖。

(一) 東亞冬季之大氣長波

1. 大氣長波與天氣：

據過去之研究，大氣長波之波槽，在對流層上部，移動緩慢，與地面氣溫及雨量之距平，有相互之關係。此種高空長波槽，僅有一部份反應於地面氣壓之

分佈，並且此波槽，可連續數月，在一地區呈半停留狀態，導致氣候上顯著之異常。Riehl (1954)⁽⁵⁾ 氏並曾指出，此種波槽可向上空延伸達 200mb 高度，高低緯度延伸至熱帶，甚至赤道地區。在波槽前部之下方低空中，常產生熱帶擾動，由於高空輻散與低空輻合相重疊，使熱力穩力性減少，導致低空擾動加強，造成大範圍降雨及異常天氣，於熱帶及副熱帶地區。

2. 大氣長波之位置：

大氣中長波之「槽」與「脊」，由於地形影響，常在地球上一定位置，呈停留狀態。但有時長波出現之位置，與正常位置差異甚大，並可持續時間，長至一個月或一季；因而導致西風帶之重大變化，以及與其相伴之天氣變化，可持續一至三個星期。茲就北半球冬季 500mb 高空圖大氣長波經常出現之位置，示如圖 2 及圖 3。

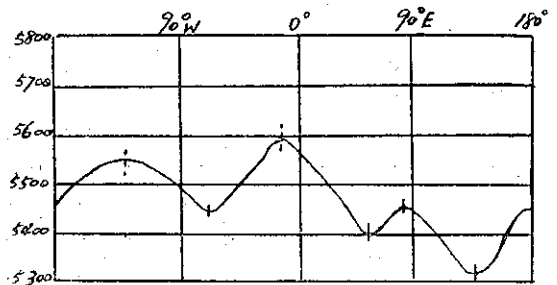


圖 2：冬季北半球 500mb 高空圖沿 40°N 及 50°N 間平均長波槽脊之位置

Fig. 2: The ridge and trough on mean height of 500mb surface in winter for 35°-40°N.

就北半球言，長波平均波槽有五⁽⁶⁾：(1)東亞主槽（110°—150°E），此與出現於阿拉斯加區（140°—170°W）之阻塞高氣壓相關連；(2)孟加拉槽（在 90°E 附近）僅出現於每年 10 至 5 月間（亦即冬半年），在副熱帶地區；(3)帕米爾槽（65°—70°E），僅出現於每年 6 至 9 月，即夏冬時；(4)東歐槽（0°—35°E），夏季時不存在；(5)哈遜灣波槽（80°W），此與歐洲區（10°W—30°E），阻塞高氣壓之出現相關連。以上五個波槽，在東亞冬季，對臺灣大氣影響最大者，為前兩者，茲分析如下。

(1)東亞主槽（Eastern Asiatic Trough），為東亞沿海，半停留性主波槽，其位置冬季時在中部西伯利亞（110°E），夏季時則東移（參看圖 3）。此槽正常位置停留（Anchoring）一段時期後，即迅速向東移，勢力亦減弱；同時亞洲大陸內，產生高空槽，

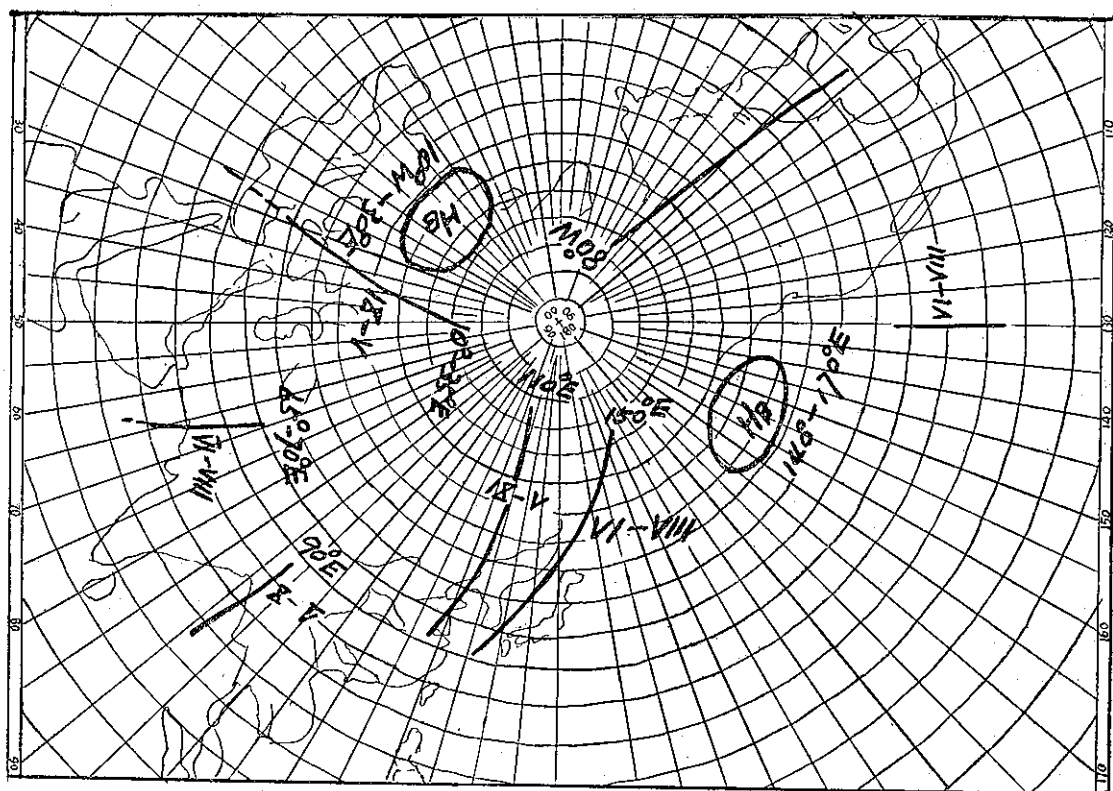


圖 3：北半球西風帶停留槽出現之位置圖

附註：H_b = 阻塞高氣壓經常出現之位置

IX-V表示月份為9—5月，餘類推

Fig. 3: Quasipermanent troughs in the westerlies in winter on northern hemisphere.

發展甚強，東移後至沿海，在正常位置，造成另一新的半停留主槽，東亞地面寒潮爆發，亦因此產生。

長波主槽甚少由亞洲大陸西方，到達東亞沿海，多係由西方移入之副波槽，至東亞沿海發展而成主波槽者，冬季時在中國黃海及東海發生之地面低氣壓，多由此主波槽，到達我國沿海，所誘發而成者。有時由於太平洋副熱帶高壓脊，向西擴展，經此槽及地面低氣壓生成區，移至約在經度 110°E 附近，我國華中及臺灣一帶，天氣惡劣而降雨。在此槽附近及其前方，地面低氣壓，可移至緯度甚低，以致華南及臺灣一帶降雨，但在緯度 20°N 以南，天氣仍良好。

(2) 孟加拉波槽 (Bengal Trough)，多出現於冬半年 10 至 5 月份，在印度東部 (90°E) 上空。此波槽東移，至泰國及東南半島上空多加強，移動變緩或滯留，在波槽以東天氣惡劣，並加強原有地面之停留面；氣旋波沿此停留面移行，在此停留面以北，天氣至為惡劣。當此波槽東進，可導致地面低氣壓之生成，對華南及臺灣一帶之天氣，關係至為密切。

孟加拉高空波槽，為喜馬拉雅山以南，副熱帶西風噴射氣流所導致，在大氣環流低指標時，東亞主波槽在 130°E，喜馬拉雅山一帶為波脊，印度及孟加拉上空出現西南風，因之此噴射氣流減弱，孟加拉高空槽之形成與東移者，亦減少。在高指標時，喜馬拉雅山以北一帶，多為極地高空槽所在，故山以南之副熱帶噴射氣流加強，波槽生成亦增多。

茲就近三年來 (1963—65)⁽⁷⁾ 冬季，孟加拉高空槽，東移及經過臺灣之次數統計，列表六：

表六：冬季孟加拉高空波槽平均次數 (1963—65)
Table 6: Frequency of Bengal Trough (1963-65) in winter

類別	月份	12月	1月	2月	冬季
東移次數		6.0	6.5	6.5	19
過臺灣次數		4	5	4	13

就上表所示，可知孟加拉高空波槽，在冬季時，

平均能到達臺灣上空者，僅為東移波槽之70%，而在1月份到達臺灣者，其比率數較高。

二次大戰期間，美國氣象人員，習知雲南天氣變化，與其西方之緬甸天氣，有密切關係。雲南天氣之變化，較緬甸約落後一天半之時間。當時認為係一種高空波槽之影響，名之為(Hump Trough)；在其繼續東移後，即影響華南一帶之天氣。按此槽所指，依筆者之見，即係孟加拉高空槽，東移後到達緬甸雲南者；其他氣象學者，亦有稱之為熱帶槽(Tropical Trough)者，本文係依據 Flohn 氏⁽⁶⁾(參看引用文獻(6))之作，而擇用現名；惟此槽在冬季對華南及臺灣天氣之變化，殊為重要，故特為詳述之。

(二) 大氣環流與寒潮爆發

當繞地極之西風向南擴張，對流層中部之西風，在低緯度之副熱帶加強，而溫帶西風變弱，較正常風速為小，此為低指標環流型。在低指標環流時，大氣常發阻塞現象及寒潮爆發，並造成各地天氣之異常，及南北氣溫倒置等現象。

阻塞高氣壓經常出現者，計有歐洲及北太平洋北部兩地區。歐洲地區之阻塞高壓，已證明與太陽黑子週期，有密切關係；北太平洋北部之阻塞，似亦有相同現象。關於寒潮爆發，茲分述如下。

1. 北半球之寒潮

地面高低氣壓系統，移動之方向及路徑，係表示主要氣流，南北之輸送；而 700mb 或 500mb 高度之氣流為其導引。並可為大氣環流，其為經流型或緯流型，以及寒潮爆發等現象之一種比照。北半球寒潮爆發，依據 Dzerdzebskii 氏⁽⁹⁾之研究，共分為四種：

a. 北極為一孤立反氣旋，其週圍為環形氣旋路徑所圍繞，北半球大部為緯流型，無寒潮爆發。

b. 北極寒潮(Arctic Intrusion)，向某一個方向衝出，經向平流(Meridional Advection)，在此一地區最顯著，但北半球其他地區，緯流型仍佔優勢。

c. 寒潮從 2 個、3 個或 4 個方向衝出；北半球大部呈經流型。

d. 在北極區，為向北移動之氣旋，其他地區，緯流型仍佔優勢。

以上四類中，在 b 類寒潮自北極，向貝加爾湖衝出；在 c 類有寒潮一自北極向裡海一帶衝出，另一向北美衝出，均有關亞洲寒潮爆發者。

2. 東亞之寒潮

到達東亞之寒潮(冷高氣壓)，其路徑有來自南歐、中歐、東北歐及泰米爾(Taimyr)等四類。前

兩類到達中國，天氣多晴好；後兩種由於來自北極區，天氣多惡劣，尤以來自泰米爾半島(即西伯利亞北部伸入北冰洋之半島)者為最。此後兩類寒潮，多出現在 500mb 高空圖，有切斷低氣壓(Cut-off low)，位於西伯利亞東部時。當此低氣壓，位於較高緯度，北冰洋(即西伯利亞以北之海上)附近時，高氣壓路徑，多係沿長江及日本一帶，向東移動。

當西伯利亞東部，高空切斷低氣壓出現時，使西風帶之風速減弱，在東亞導致寒潮爆發，其演變過程，約有如下數點：

a. 由於繞極之西風帶減弱，繞地極之大範圍渦旋，分裂為甚多之小渦旋，分別向赤道方向移動。當此渦旋到達西伯利亞東部，與北極冷源切斷，此係由於太平洋暖脊，在此低氣壓之北伸入，或由於阻塞高氣壓，由阿拉斯加西進，因而導致為切斷低氣壓。

b. 此高空切斷低氣壓之西南部，產生冷空氣平流，移向東南方及東方至日本，呈現為另一單獨渦旋，與地面移動性高氣壓相伴，並受繞此切斷低氣壓之噴射氣流所導引。

c. 當東亞高空主槽與其以南低緯度波槽相接，北方冷空氣伴隨大陸高氣壓南下，即造成東亞一帶，寒潮之爆發。在地面天氣圖上，冬季深度低氣壓出現於日本海，為大陸寒潮爆發之指示，亦即此原因。

3. 東亞寒潮與環流指標

東亞冬季，在地面天氣圖上，最顯著之氣壓分佈，為貝加爾湖高氣壓增強，阿留申低氣壓之加深，在大氣環流高指標⁽¹⁰⁾時，高氣壓中心較低指標時減弱約在 1030mb，其位置在貝加爾湖以西略偏北較遠處。低指標時，高氣壓中心增強略高於 1036mb，位置則在貝加爾湖稍偏南，亦即前者中心較弱而緯度較高，後者中心緯度較低，而強。

地面於阿留申低氣壓，在高指標環流時，中心氣壓不深(1008mb)，位置在堪察加半島(Kamchatka)以東偏北。在低指標時，低氣壓中心加深(1002mb)，位置在堪察加半島東南，較前者緯度為低。

在高環流指標時，此高氣壓與低氣壓兩者，其中心均減弱(較低指標)，所在位置之緯度較高，兩中心之距離較大。

在 500mb 高空天氣圖，高指標時，東亞高空主槽向西移至貝加爾湖與庫頁島之間，向南延伸至黃海及我國東南沿海，負距平中心在臨近貝加爾湖之東。高壓脊及正距平中心，則在日本以東之海上。低指標時，東亞高空槽向東移，至庫頁島至日本琉球及臺灣

附近，負距平中心在日本海，成一深槽。就負變壓中心言，高指標時在貝加爾湖以東附近，低指標時，則南移至日本海，緯度相差約 15° ，經度相差約 30° 之多。

五、寒潮、冷鋒、低氣壓與臺灣冬季雨量

東亞冬季時，西伯利亞為一強大地面高氣壓所據，中心在貝加爾湖附近。此高氣壓為一種寒冷之氣層，籠罩亞洲廣大範圍地區，但其厚度不大。此高氣壓強度之變化甚大，在其增強時，冷空氣向南傾瀉，造成寒潮爆發。在其前緣則產生冷鋒，到達華南及沿海一帶，臺灣冬季之降雨，即由此導致。有時並沿此鋒面，產生低氣壓，導致更多雨量；此有賴於高空波槽配合之適當。

茲就臺灣近十餘年（1957—1966）來，冬季雨量與寒潮、冷鋒及低氣壓等，出現之頻率予以檢討，以尋求其彼此間之關連，茲分述如下。

（一）寒潮冬季侵襲臺灣之頻率

就最近八年（1957—65）來之統計（詳如表七），平均冬季為14次，即每月平均為4.7次。東亞寒潮

表七：寒潮侵襲臺灣之頻率（1957—1965）年

Table 7: Frequency of polar air out-breaks invaded Taiwan (1957-65) in winter

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	平均
1 月		6	4	3	6	4	6	5	3	4.6
2 月		6	3	4	7	4	6	4	5	4.9
12 月	7	3	3	5	6	4	5	5		4.8
年				43	47	38	34	37		40
冬		19	10	10	18	14	16	14	13	14

附註：1958年冬季寒潮為本年1,2月與前一年之12月相加而得。

爆發次數，就過去一般之統計，冬季約為每月3—4次；本次就寒潮侵襲臺灣次數之統計，雖較以往者略多，可能較為近於實況。就北美寒潮爆發次數言，約每週一次，強烈者每月一次；此種每月一次之強烈寒潮，Elliott⁽¹¹⁾氏認為可能由於太陽輻射所致者。因此可知北美寒潮，每月約為4次以上，東亞為寒潮最發達地區當不少於此數。

表八：低氣壓經過臺灣及中國東南沿海（ 120°E ）之頻率（1957—1967）（ 35°N 以下經過者）

Table 8: Frequency of extra-tropical cyclones (1957-67) passed over SE China coast and Taiwan at the south of 35°N

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	平均
1 月		1	1	3	4	2	0	7	4	3	6	3.1
2 月		2	8	1	5	3	5	6	2	5	5	4.2
12 月	5	4	2	2	1	5	1	1	4	8	3	3.5
年				35	46	58	43	53	56	108	72	58.9
冬		8	13	6	11	6	10	14	7	12	19	11

附註：1958年冬季低氣壓為本年1,2月與前一年之12月相加而得餘類推

就近八年來，冬季寒潮次數逐年之變化觀之，寒潮侵襲臺灣次數最多者，出現在1958年冬季（係指1958年，至2月及前一年之12月），共計19次，約每5日一次寒潮，超出八年平均值（14次）約5次，係與太陽活躍年相伴。寒潮侵襲最少之冬季，出現之年代則較參差。冬季三個月內，寒潮出現之次數，以2月份為最多。

（二）低氣壓

冬季時低氣壓，在緯度 35°N 以下，中國東南沿海（ 120°E ）經過者，就是近11年（1957—1967）之統計，列如表八。就低氣壓平均冬季次數言為11次，約每月有4次低氣壓，經過中國東南沿海，此與上述寒潮爆發次數相近。就平均言，冬季時寒潮每爆發一次，即有一次低氣壓，經過或產生在東南沿海。

低氣壓次數，近11年來，逐年冬季之變化，以1967年低氣壓次數為最多達19次，超出平均值近一倍。低氣壓次數最少，出現在1962年冬季僅6次，尚不及最多次數三分之一，亦僅及平均次數之半有餘而已。此一年為太陽寧靜年，係太陽黑子最少期，殊堪注意。再就冬季三個月，低氣壓每月平均出現次數分析之，則顯見在2月份出現之次數為最多。

在本文上節已述及，冬季中國東南沿海之低氣壓，冬季由大陸移出者甚少，多係在沿海一帶，經高空波槽，誘發後而產生。故由低氣壓次數之多寡，亦間接顯示高空波槽在東南沿海活動之狀況。

（三）冷鋒

冬季之冷鋒，多隨寒潮南下，由北向南推進。故

本文將冷鋒，在中國東南沿海（120°E），在其向南推進時，所經緯度分爲35°N、25°N及20°N三個地域統計之，其結果詳如表九至十一。

表九：鋒面經過 35°N（沿 120°E）之頻率

Table 9: Frequency of frontal passages at 35°N along 120°E

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	平均
1 月		9	7	8	6	1	1	2	4	4.8
2 月		4	3	7	4	3	5	3	2	3.9
12 月	7	3	8	4	4	4	6	5		5.2
年			25	59	39	36	42	37		43.7
冬		20	13	23	14	8	10	11	11	13

附註：1958年冬季鋒面爲本年1,2月與前一年之12月相加，餘類推。

表十：鋒面經過25°N以南（沿 120°E）之頻率

Table 10: Frequency of frontal passages at 25°N along 120°E

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	平均
1 月		8	6	7	5	1	1	6	2	4.5
2 月		7	1	5	5	2	5	4	5	4.3
12 月	4	6	8	4	5	4	5	3		4.9
年			21	63	41	37	26	34	25	35.3
冬		19	13	20	14	8	10	15	10	14

附註：1958年冬季鋒面爲本年1,2月與前一年12月相加。

表十一：鋒面經過20°N以南（沿 120°E）之頻率

Table 11: Frequency of frontal passages at 20°N along 120°E

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	平均
1 月		3	4	7	4	2	0	6	2	3.5
2 月		9	10	5	6	2	5	4	5	5.7
12 月	9	10	3	4	2	4	4	3		4.9
年			0	53	28	29	18	31	18	28.2
冬		21	24	15	14	6	9	14	10	14

附註：1958年冬季鋒面爲本年1,2月與前一年12月相加，餘類推。

就三個表內，冬季冷鋒，經過三個不同緯度地域，其平均次數（1957—1965），分別爲：在緯度35°N爲13次；在 25°N 爲14次；在 20°N 爲14次。因此可知，在東南沿海緯度相差 15° 範圍內，冷鋒經過之次數，八年來之平均數幾乎相等，此可能由於冬季冷鋒，主要係由來自北方之寒流所支配，其爲勢甚強，雖有15個緯度之差，在長時期平均後，即歸消失矣。惟在短時期及個別例證中，冷鋒與緯度之差別仍甚顯著。

例如1958年冬季多雨（多於平均），冷鋒在臺灣以南（20°N）經過之次數，較在臺灣以北（35°N）者爲多，其次數爲：35°N爲20次；25°N爲19次；20°N爲21次。又如1963年冬季少雨（少於平均值），冷鋒在臺灣以南經過之次數，則較臺灣以北者爲少，其次數爲：35°N爲10次；25°N爲10次；20°N爲9次。在此兩例中，同時顯示在多雨之冬季，冷鋒之次數，較少雨時爲多。

（四）雨 量

臺灣冬季雨量，就臺北及恒春兩地，最近 11 年（1956—66）之統計，列如表十二。在此 11 年期間

表十二：臺北及恒春雨量（公厘）

Table 12: Rainfall in Taipei and Heng Chung for winter (1956-66)

地名 年份	臺					北					恒					春				
	1月	2月	12月	年	冬	1月	2月	12月	年	冬	1月	2月	12月	年	冬	1月	2月	12月	年	冬
1956	147	163	147	2594		45	7	25	2665											
1957	29	278	74	2195	454	15	53	5	1882	93										
1958	136	243	153	2119	453	18	22	89	2418	45										
1959	78	317	35	2593	548	15	51	23	2434	155										
1960	113	31	73	2344	179	5	8	2	2000	36										
1961	37	157	115	1925	267	12	13	11	2871	27										
1962	99	86	38	2063	300	13	142	1	1591	38										
1963	26	45	80	1708	109	2	18	9	754	21										
1964	239	104	47	1475	423	38	15	22	1593	62										
1965	144	29	67	1570	220	17	2	1	1208	41										
1966	30	118	36	2327	215	33	5	3	1664	39										
總數	1078	1571	865	22913	3178	213	208	191	21080	557										
平均	98	143	79	2083	317	19	19	17	1916	55.7										

，就太陽黑子週期言，包含有 1958 太陽黑子最多年（ASY）及 1963 太陽黑子最少年（QSY）。在此一太陽黑子單獨週期中，兩地冬季雨量，對太陽黑子最多

與最少，仍呈顯著之關連，與筆者過去就70年所得結果一致，頗堪注意。其要點分述如下。

1. 太陽活躍年

(1)在太陽活躍年(1958)，臺北冬季雨量高於平均值(11年之平均)，雨量正距平為43%；但恒春雨量，則略少於平均值，其原因在下節述之。

(2)在太陽活動兩極端年，年雨量之變化亦相反。在活躍年，臺北年雨量正距平為2%，恒春雨量正距平為26%。

(3)在太陽活躍年，冬季各月之雨量，臺北1月及2月份雨量，均超出平均值甚多，尤以2月份幾二倍於平均值；惟前一年之12月份，則略少於平均值。恒春冬季各月之雨量，僅2月份多於平均值，其他各月均為負距平。

2. 太陽寧靜年

(1)在太陽寧靜年(1963)，臺北冬季雨量，小於平均值(11年之平均)，雨量負距平為-65%。

(2)在太陽寧靜年，冬季各月之雨量，臺北1月及2月份雨量，均少於月平均值甚多；1月份約僅及平均值四分之一，2月份約為平均值三分之一；惟12月份(前一年者)幾與平均值等。恒春冬季各月之雨量，除2月份略少於平均值外，其他兩個月之雨量，均小於平均值甚多，尤其1月份所少最甚。

3. 太陽活動中間期

太陽活動兩極端(太陽黑子最多與最少)之中間期，臺灣冬季雨量亦有特殊之處。自1960至1963四個冬季之雨量，均在平均雨量之下，臺北與恒春兩地(參看表十二)，均係如此，此種現象係出現於太陽黑子之巔峯期以後，趨向於最衰弱期之間者。自1964至1966年之冬季，臺北與恒春之雨量，均呈趨於正常之現象，此為太陽黑子自最少期走向逐漸增多之時期。

(五) 臺灣冬季雨量與寒潮等天氣系統之關係

根據以上各節之分析，本文就臺灣雨量，逐年冬季之變化，與冬季寒潮，低氣壓及冷鋒出現之頻率，其間互相之關係，顯示於圖4。此圖係依照表七至十二所繪製。圖內(A)部分，臺北與恒春冬季雨量，係用不同標尺，繪於同一圖內，以便比較其變化。圖(B)為冬季寒潮及低氣壓之頻率，逐年變化。圖(C)為

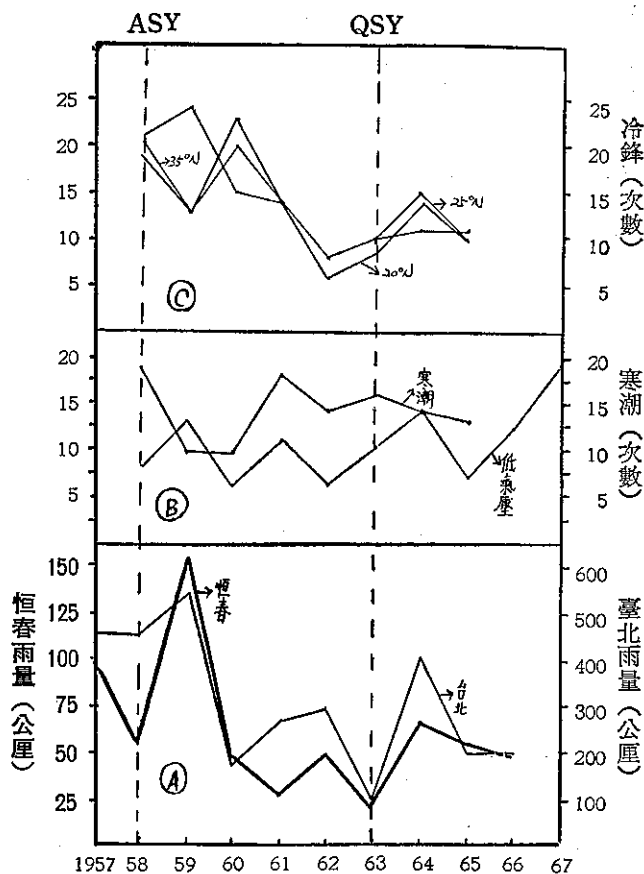


圖 4：臺灣冬季雨量與寒潮低氣壓及冷鋒

附註：ASY=太陽活躍年

QSY=太陽寧靜年

35°N、25°N、20°N=冷鋒在經度120°E經過之緯度

Fig. 4: Winter rainfall in Taiwan and frequency of polar air out-breaks, cyclones, and frontal passages (ASY=Active-Sun Year, QSY=Quiet-Sun Year)

冬季冷鋒，逐年在緯度35°N、25°N及20°N出現之頻率。在圖之縱邊線，向圖中心之橫劃，表示平均值。

由圖4臺灣冬季雨量，與寒潮等逐年變化之狀況視之，可得如下述結果。

1. 臺灣南部冬季雨量增多，超出平均值時，最顯著者為低氣壓次數增多，在緯度20°N之冷鋒次數顯著增多(如圖內1959年之例)，寒潮次數反減，由此可知臺灣全島降雨，主要由於冷鋒及低氣壓。

2. 臺灣北部(臺北)雨量增多，超出平均值，而南部(恒春)近於平均值者(1958年例)，寒潮次數增多(超出平均)，低氣壓次數略少於平均。由此可知寒潮降雨，主要影響於臺灣北部，南部輕微。

3. 臺灣南北部冬季均少雨（低於平均值）時，低氣壓及鋒面頻率，亦均顯著減少，惟寒潮次數，仍近於平均值。寒潮頻率，對臺灣雨量總上所述之關係，並不若低氣壓及冷鋒為顯著。而低氣壓與冷鋒之生成，與高空波槽之關係甚為密切，本文在上述中已有所說明。因此可知臺灣雨量雖屬一地之現象，實係與大氣環流相關連，而一地長期之天氣變化，可與北半球大氣環流相比照，又可為大氣環流之指針。

六、例證一：臺灣冬季異常少雨在天氣圖上之分析

臺灣在民國51至次年(1962—63年)冬季(12、1、2月)雨量特別稀少，造成嚴重之乾旱及寒冷現象負距平之值。

。歐亞及北美，均有破紀錄之嚴寒。此種乾旱區域，非僅限於臺灣一地，華南及港非一帶，雨量亦均極缺少。此種冬季異常少雨現象，係出現於太陽黑子最少，太陽寧靜年(QSY)時期。茲就地面及高空天氣圖之變化，與臺灣缺雨之原因，分析如下。

(一) 臺灣冬季缺雨之實況

民國51年(1962)12月至次年(1963年)2月，臺灣各地雨量及其距平，示如圖5及圖6。就圖5所示，51年12月，臺灣南部及北部，幾均無降雨，至次年1月份及2月份，臺灣東北部始有少量降雨，但與標準雨量相較(示如圖6)，則相差懸殊，均呈甚大負距平之值。

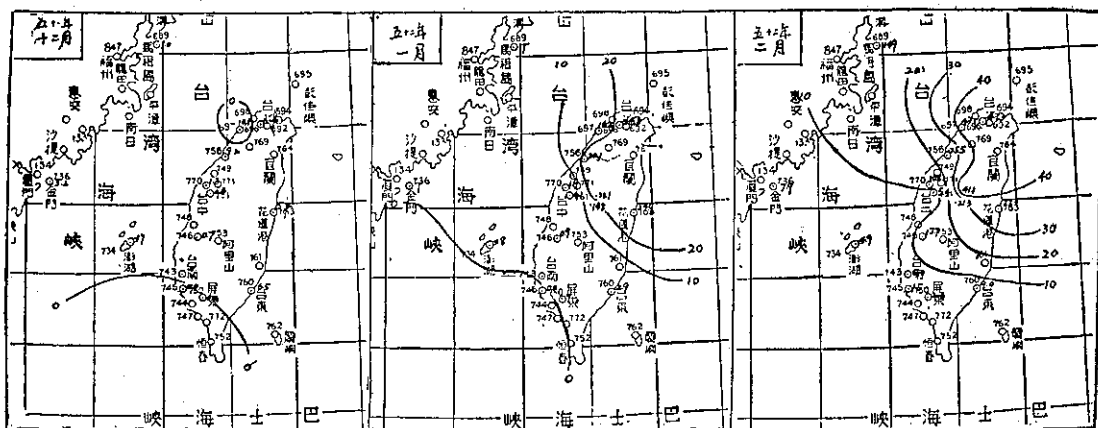


圖 5：臺灣各地月雨量分佈圖（單位公厘）

Fig. 5: Distribution of monthly rainfall in Taiwan during the winter (1962-63)

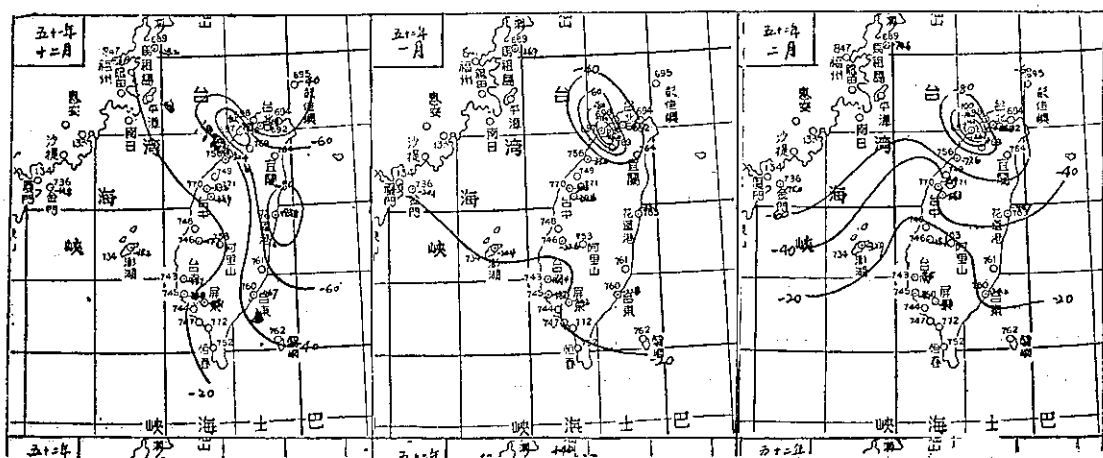


圖 6：臺灣各地月雨量偏差分佈（單位公厘）

Fig. 6: Anomalies of monthly rainfall in Taiwan during the winter (1962-63)

茲就臺北與恒春兩地雨量列如表十三。

表十三：臺北及恒春雨量 (Dec. 1962—Feb. 1963)
Table 13: Rainfall in Taipei and Heng Chung
for winter (Dec, Jan, Feb.) 1962-63

類 份	地 名 別	臺 北			恒 春		
		12月	1月	2月	12月	1月	2月
雨 量		38	26	45	0.4	2	18
標 準 雨 量 (1896-1960)		74	90	140	21	21	27
距 平 %		-50	-71	-68	-98	-91	-32

由表內可知，此冬季雨量距平，臺灣北部（臺北），1月份負距平達-71%為最大；南部之（恒春）以12月份負距平為最大，達-98%。初冬時臺灣北部距平小於南部，冬末時則北部大於南部，有相反之趨勢。惟堪注意者，此缺雨不限於冬季，而係一直延續至整個春季，並且係出現於太陽黑子最少年。亦即太陽黑子最少時，雨量減小，低於標準雨量之一極端例證。此一例證與過去筆者在太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究一文中，太陽黑子少時年雨量少於標準且多

季尤為規率之結果相符。

(二) 此一冬季雨量特少，在東亞地面及高空天氣圖上所顯示之變化。

1. 就地面天氣圖觀察，在12月份，中國大陸地面氣壓，大部為負距平（參看圖7），東南沿海及臺灣一帶為正距平。在高空700mb圖上，東亞主槽遠位於145°E，大陸中部高空氣壓亦為微弱之負距平，因此來自北方之寒流不強，導致臺灣北部雨量稀少，而南部地區則無雨，當由於地面低層東北季風，受中央山脈之阻隔，南部位於背風面，雨量自更為稀少之故。

在1月份（民52年），大陸地面高氣壓強大，中心氣壓較標準值，高出12mb，正距平範圍，自中國大陸向東南伸延，達北緯15°N，日本至阿留申群島一帶，為一近乎東西向之負距平（-15mb），導致其間氣壓梯度峻急。而臺灣地面風向，在此冬季出現之特殊現象，為地面常見有西北風，此與臺灣冬季經常出現之東北季風，有顯著不同。由於此西北風之出現吾人可想見大陸高氣壓之位置，偏於大陸西部，且所達緯度甚低，此當有助於使臺灣雨量減少。

2. 就東亞700mb高空圖分析之（圖8），負距平

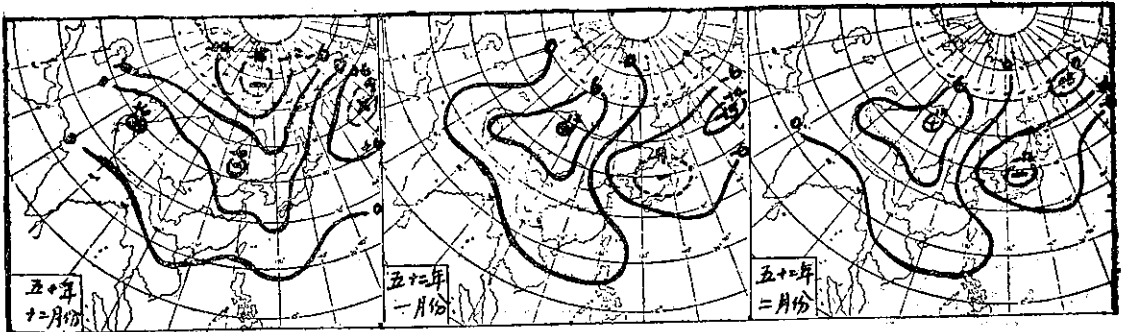


圖 7：地面距平圖

Fig. 7: Pressure anomalies over surface of Asia in winter (1962-63)

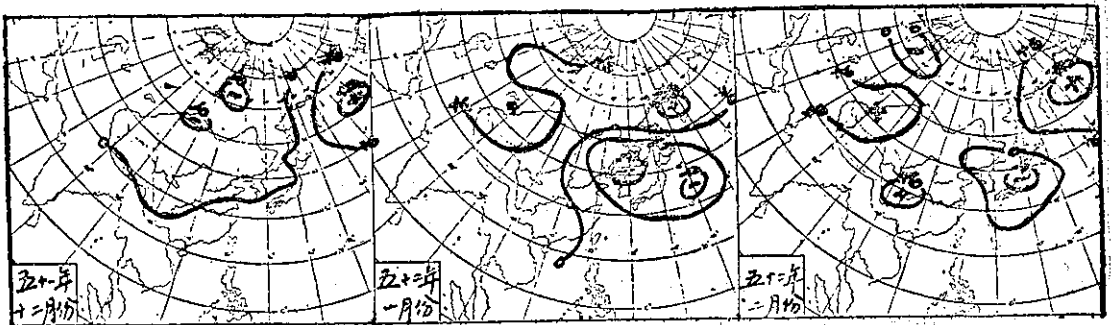


圖 8：700mb 距平圖

Fig. 8: Height anomalies over 700mb surface in winter (1962-63)

區，出現於韓國及日本一帶，高空主槽位於 130°E — 150°E 間，由於負距平，與主槽位置一致，此主槽之強度加深，因而高空形成緯流極低指標型，有利於大量冷空氣之南下。冬季時東亞主槽，一般位於 120°E — 130°E ⁽¹²⁾，臺灣上空為西南風，地面受大陸高氣壓之影響，多為東北季風，由此二種相反氣流，以及臺灣地形之影響，導致臺灣北部冬季之多雨。惟此一冬季中，高空主槽位置，較正常偏東10—20個經度，臺灣上空盛行風，常為西北風，空氣下沉作用強，影響本季中之雨量；此種情況直延續至2月份，無顯著改變。

3. 臺灣高空風速之變化

就臺灣民國52年(1963)1月，桃園與東港高空風速列如下表(表十四)。

就表十四可知，在臺灣冬季雨量，少於平均值(雨量負距平)時，臺灣北部高空風速，大於南部。自500mb(約6KM)高度起，高空風速隨高度增加，

表十四：桃園與東港民52年1月(1963)平均高空風速(m/s)

Table 14: A comparison of upper wind velocity (m/s) of January 1963 between Tao-yuan and Tung-kong

地名	緯度	高度				
		地面	500mb	200mb	100mb	60mb
桃園	25°N	2.6	40.4	78.3	50.4	21.9
東港	22.5°N	3.8	39.5	44.8	25.8	12.7
風速差 m/s		-1.2	0.9	33.5	24.6	9.2

至對流層頂附近(200mb)所增最多，再向上所增漸少，此乃顯示冬季少雨，對流層緯度較低處，高空風速均大為減弱，並呈顯著之反氣旋風切。

(三) 臺灣冬季缺雨與地面高氣壓路徑及極面之關係

就圖9所示，本次冬季地面高氣壓移動路徑，較

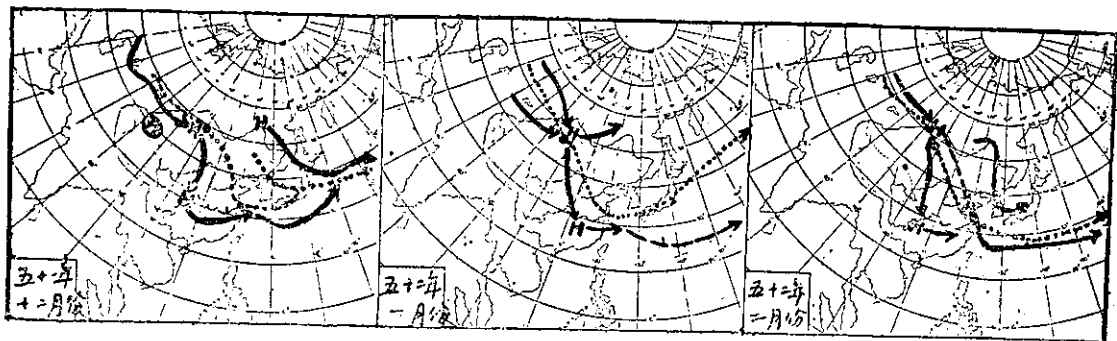


圖9：地面高壓路徑圖(……點線示1957—1961年平均路徑，實線示51年12月份至52年5月份實際路徑)
Fig. 9: Anticyclonic tracks over Asia in winter (Dotted lines with arrows indicate normal tracks in 1957-61, solid lines with arrows indicate tracks in 1962-63)

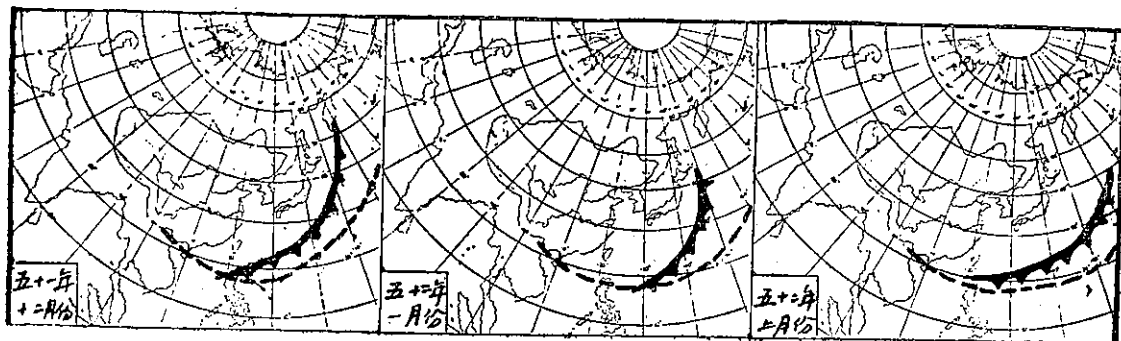


圖10：平均極面位置(---斷線示氣候資料平均位置，實線示實際平均位置)
Fig. 10: Mean locations of fronts in Eastern Asia for winter (Dashed lines indicate normal location, Solid lines indicate location in the year 1962-63)

諸過去五年（1957—1961）平均路徑，有一顯著現象，即大陸高氣壓中心位置，較平均位置偏西。約計高氣壓南下路徑，較平均路徑偏西 5—10 個經度；分裂高氣壓中心，出海緯度，亦較平均情況偏西。因此冷空氣自陝甘南下，至華西之湘黔，然後再東移出海，因氣團秉性乾燥，導致臺灣一帶乾冷少雨之天氣。

（四）臺灣冬季缺雨與寒流及低氣壓過境之關係

直接影響臺灣地區，冬季各種天氣系統，諸如低氣壓、寒流、冷鋒等茲分析如下。

就表八所示，在此冬季之低氣壓次數為 10 次，較平均值 11 次略少。尤以 1 月份（1963 年）為零次，而平均值為 4 次，更顯為減少。因此本冬雨量少，低氣壓過境之次數亦少，顯有連帶關係存在。

就表七寒流侵襲臺灣之頻率，在缺雨之 1963 年（民國 52 年）寒流侵襲之總次數為 34 次，則少於平均值 5 次，亦即顯示，臺灣少雨年，寒流侵襲之次數亦較少。惟就此一冬季言（1962—63），寒流侵襲共計為 16 次，較平均值 15.2 次，尚略多，與此冬季缺雨之現象，似有矛盾之處。惟吾人更就此現象，對寒流侵襲所能致之雨量，可藉以加深瞭解，即大陸高氣壓南下時，其路徑偏於中國西部內陸時，臺灣雖受寒流侵襲，其所造成之雨量不多。

表九至表十一，冷鋒在中國東南沿海（120°E）經過時之頻率，就過去六年來之統計，年平均次數，在緯度 35°N 過境之鋒面為最多（約 44 次），次為在緯度 25°N，亦即在臺北附近過境者，全年為 41 次。在緯度 20°N 過境者最少，全年平均約為 32 次。

由全年在中國東南沿海過境鋒面之頻率分佈，可知臺灣以北過境之冷鋒，遠較在臺灣以南者為多。就此一少雨之冬季觀之，冷鋒在臺灣南北過境者，均較平均值少，而在臺灣以南（20°N）過境者尤少，例如冷鋒在 35°N 過境者，較平均值減少 3 次；在 25°N 則少 4 次；在 20°N 者少 4 次。約較平均值少約四分之一。可知臺灣冬季雨量之少，當由於冷鋒過境次數甚少之故。

（四）北半球本年冬季（1962—63）高空 700mb 及 500mb 大氣環流之變化

（1）就北半球 700mb 高空圖⁽¹³⁾，此一冬季平均型態觀之（參看圖 11），中太平洋出現一最大負距平，較標準值低 400 呎，約為正常偏差之三倍，此負距平區，範圍甚廣，由中太平洋向西延伸，達亞洲東部沿海，此所以東亞高空主槽，較正常位置偏東之故。同時經常出現於阿拉斯加（Alaska）區（140°—170°W）

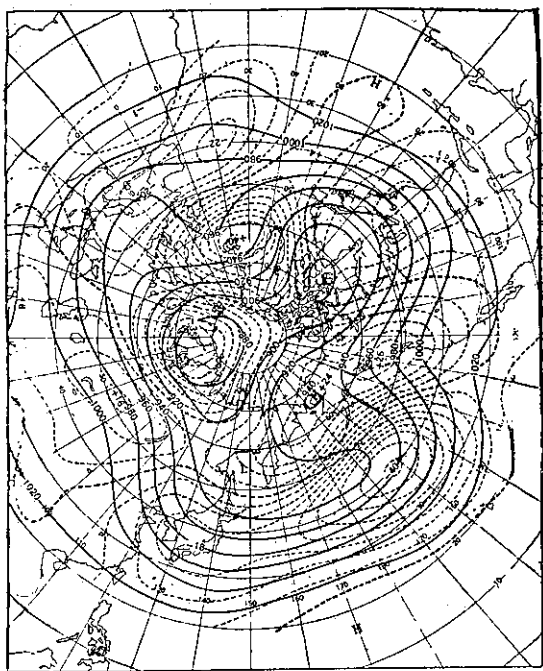


圖 11：北半球 700mb 冬季（1962—63）三個月平均及距平圖（圖內等高線以 10 呎為單位，距平線間隔為 50 呎）

Fig. 11: Mean 700mb contours (solid) and isopleths of anomaly (broken) (both in tens of feet) for winter 1962-63

之阻塞高氣壓其位置亦略向北移，與其相連之波脊，則較正常位置東移至北美西岸。

在亞洲大陸，此一冬季在高空 700mb 圖上之特徵，為頗大之氣壓正距平，出現貝加爾湖以西及巴爾喀什湖之間，此乃顯示，大陸地面高氣壓較正常強盛，其進行路徑，偏向於華西一帶；並且此正距平區域頗廣，向西延伸至裡海，整個亞洲大陸中部，幾均為正距平所籠罩，更足以顯示，此冬季大陸高氣壓，其位置較一般偏西之情況。

總之北半球此一冬季，700mb 高空顯著特徵，歐亞及北美大陸東部，均出現甚深之波槽；歐洲及阿拉斯加兩阻塞高氣壓區，均異常強盛，導致高氣壓及低氣壓，與正常位置顛倒，由 700mb 圖上正負距平區，可明顯看出。

（2）茲進一步，就此一冬季 500mb 高空圖 1 月份（1963），所出現之特殊態勢（圖略）觀之，阿留申低氣壓中心，在日本海北部，較正常位置向南移，負距平中心（150m），在此低氣壓之南，使東亞高空主槽為之加強。亞洲大陸高空氣壓正距平（+100m），

與高壓脊相配合，出現於巴爾喀什湖一帶，約經度 80°E 附近。由此正負距平中心，出現於亞洲中部及東亞沿海，足以顯示在亞洲一帶，經常為低指標環流，而經流運動，甚為旺盛，此亦可以說明上文所述，此一冬季大陸地面高氣壓之進行路徑偏西，而導致臺灣一帶缺雨之原因。

綜合上述吾人得有重要觀念，在對流層下部及地面，冷氣流對天氣變化，扮演重要角色，如寒潮冷鋒等，而在高空亦即對流層中上部，暖氣流負重要作用，如高空高氣壓脊及阻塞高氣壓等，可引起天氣異常；但兩者又互相影響及作用。

七、例證二：臺灣冬季多雨之天氣圖分析

民國46至47年冬(1957—58)，臺灣雨量超出正常。就表十二所示，該冬季臺北雨量為 453 公厘（三個月總雨量），較平均值 317 公厘，超出 137 公厘。恒春該冬季雨量（參看表十二）為 45 公厘，較平均值略少，此乃由於寒潮頻仍，低氣壓次數少（參看表八及表七）之故。茲就此一冬季（三個月）天氣圖之分析結果如下。

（一）北半球 700mb 冬季(1957—58)平均圖之分析

就圖12⁽¹⁴⁾所示，北半球此一冬季，三個月平均圖，最顯著之型態，與臺灣此一冬季多雨之關係，可能由於東亞主槽，在庫頁島附近較強，並在我國東北一帶，出現顯著之氣壓負距平（即高度負距平），導致寒流爆發頻仍，在臺灣一帶過境之冷鋒頻率，亦超出平均甚多，此所以造成臺灣冬季之多雨。另一顯著現象，則為在 700mb 圖上，出現於孟加拉灣以北之氣壓負距平，此亦有助於臺灣雨量之增多。

就北半球 700mb 冬季平均高空圖，整個型態觀之，在此一太陽黑子最多年(1958)，北太平洋及西北歐兩阻塞高氣壓區，均不甚發達，在此兩區附近距平區出現之位置，變移甚大。太平洋負距平區限於東部，負距平中心為 -300 呎，較太陽黑子最少年(1963)為弱（參看圖11）。由於東歐主槽，較正常位置向東移，在亞洲大陸中部，出現氣壓正距平中心（+110 呎），在巴爾喀什湖正南方附近，約緯度 40°N ；但在1963年冬季，由於東歐主槽較正常位置向西移甚多，則正距平中心（+160 呎），出現在該湖東北方，約緯度 50°N 附近，兩者緯度相差10度，而經度亦差約10度。此顯示亞洲內陸高氣壓脊，在臺灣多雨之冬季，所達之緯度較低；在少雨之冬季，其所達之緯度較高。

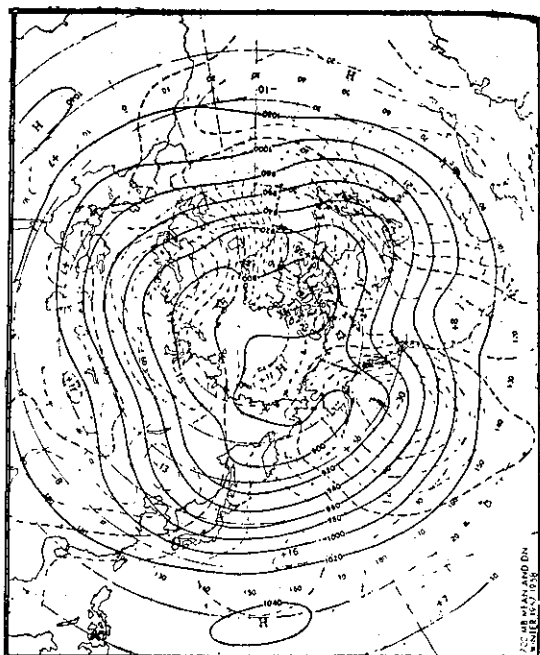


圖12：北半球 700mb 1957—58 年冬季三個月平均及距平圖（圖內等高線以10呎為單位，距平線間隔為50呎）

Fig.12: Mean 700mb contours (solid) and isopleths of anomaly (broken) (both in tens of feet) for winter 1957-58

（二）北半球 700mb 1月份(1958)平均圖（圖略）之分析

在1月份（1958）北半球 700mb 圖上大氣環流⁽¹⁵⁾，最顯著者為白令海附近，無阻塞高氣壓，而在阿拉斯加西南海面，出現甚大負距。此一太平洋東部深槽，為東亞沿海主波槽東移所致。西太平洋副熱帶高氣壓，較正常增強，在此一冬季平均圖上（參看圖12），該處之氣壓正距平，可資證明。在此副熱帶高氣壓之正北方，堪察加低氣壓略較正常加深，因此導致日本以南之西風帶，較正常加強，臺灣1月份高空平均風速，亦形加強；例如風速在 500mb 高度，桃園為 30m/s，東港為 29m/s，兩地風速均超出正常，並且兩地相距約 2.5 緯度，而風速相差甚微，此乃顯示西風帶向低緯度擴展甚強，反氣旋風切亦減弱，而近於氣旋型風切。

就以上所述，臺灣冬季多雨，與其相伴出現之現象，為臺灣高空平均風速增強，呈近於氣旋型風切。東亞高空氣壓負距平出現於我國東北及孟加拉灣以北上空，及東歐主槽向東移等，均為相伴出現之重要天氣型態。

八、例證三：民國48年(1959)1及2月份 天氣圖之分析與臺灣雨量

本例證係就在同一冬季中，1月份臺灣雨量為負距平，而2月份雨量為正距平，由天氣圖上，分析其變化之原因。

(一) 民國48年(1959)1月份，臺北及恒春雨量，均為負距平(表十五)；而寒潮爆發在此1月份

表十五：臺北及恒春48年1及2月份雨量與距平
Table 15: Rainfall and anomaly in January and February 1959 in Taipei and Heng Chung

類別	地名 月份	臺北		恒春	
		1月	2月	1月	2月
雨量 mm		78	317	15	51
標準雨量 mm (1937-1966)		90	140	21	27
距平		-12	177	-6	24
比值 %		-13	11.3	-28	89

，會出現最強烈者，貝加爾湖地面高氣壓中心，氣壓高達1060mb，導致寒流爆發時，東亞各地氣溫突降，較正常氣溫均低降甚多。惟就雨量言，臺灣南部，全月(1月)雨量，均較標準雨量為少，就表十五所示，臺北雨量，少於標準值約13%，恒春少於標準值約28%。此為在寒潮強盛，雨量減少之例證，就與標準雨量之比值言，南部較北部，雨量減少為甚。

就1月份(1959)500mb高空平均天氣圖(圖13)，分析之結果顯示⁽¹⁶⁾，東亞主槽位於庫頁島以西附近，負距平中心亦在其附近。此槽向南偏西延伸經日本至琉球及臺灣以東海面。再就本月份，500mb每五日平均圖，連續變化查視之，此東亞沿海主槽之位置，與月平均位置，均甚相近而無大變化，並顯示東亞中緯度為低指標環流型。兩顯著高氣脊，一在太平洋中部之北，白令海峽(Bering str.)附近並產生阻塞，另一較弱之脊在裡海東北，兩者均具氣壓正距平中心在其附近。

低指標時，繞極西風帶向南擴展⁽¹⁷⁾，並使波槽與脊加強，使北方之寒流易於南下。在裡海東北之波脊有助於脊之東方極地寒流，向東方輸送，導致東亞

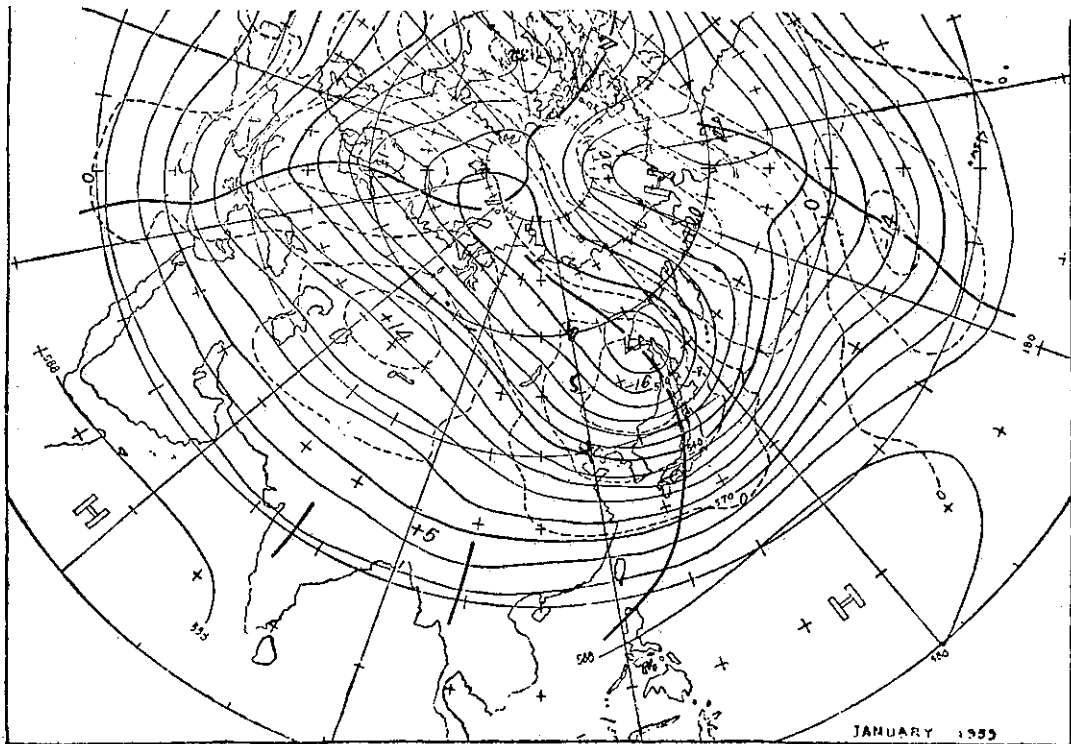


圖13：1959年1月份500mb高空平均圖(實線為等高線，虛線為距平，均以10gpm為單位)
Fig.13: Mean 500mb contours (solid) and isopleths of anomaly (broken) (both in tens of g. p. m.) in January 1959.

沿海主槽之加強，亦助長貝加爾湖地面冷性高氣壓之加強，因而導致東亞地區寒潮之爆發；但所致東南沿海低氣壓甚少（參看表十六），故臺灣雨量亦少。

表十六：民國48年（1959）1及2月份經過臺灣附近邊之低氣壓及冷鋒頻率

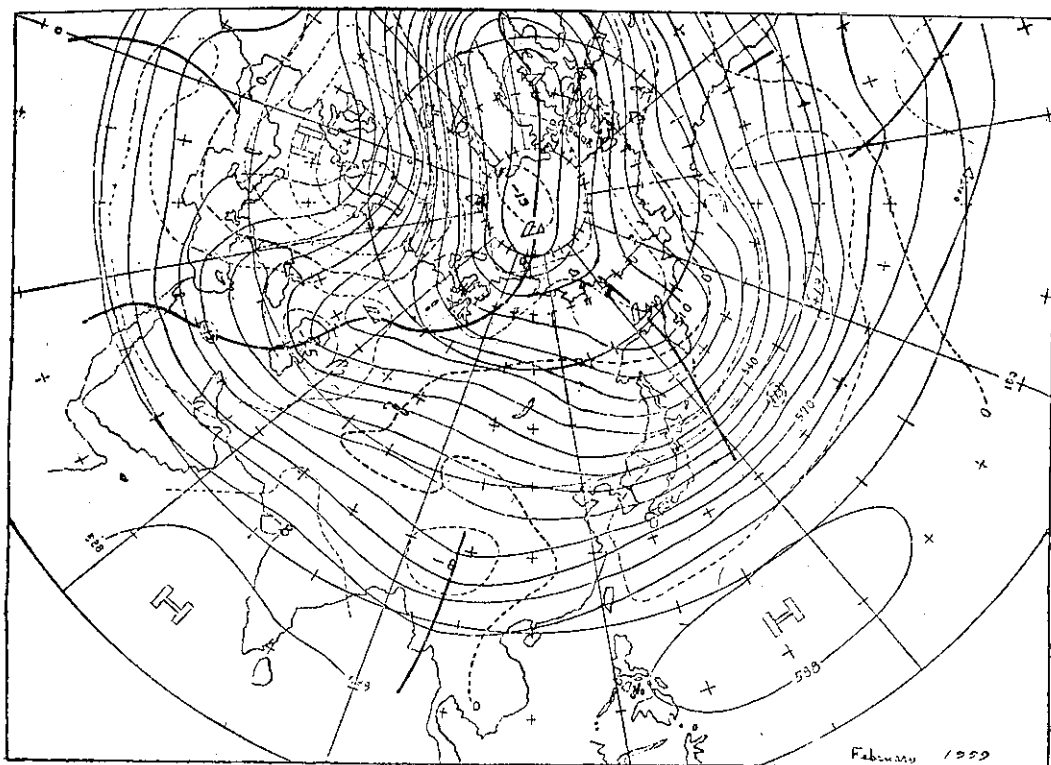
Table 16: Frequency of cyclones and fronts passed by Taiwan in January and February 1959

	冷 鋒		低氣壓(35°N以南)	
	1 月	2 月	1 月	2 月
35°N	7	3		
25°N	6	11	1	8
20°N	4	10		

（二）就民國48年（1959）2月份，500mb 平均高空圖分析之，則顯見在亞洲地區，與1月份者有顯著不同。1月份在裡海東北之高氣壓脊，在2月份平均高空圖（圖14），出現為一主槽（即東歐主槽），

此由於在西歐出現頻強之高壓脊，促使此槽加深。東亞沿海主槽，自1月份在庫頁島以西之位置，則向東移至堪察加西部附近，且深度減弱，亞洲大陸西風波脊不顯著，整個呈緯流狀，故西伯利亞地面冷性高氣壓不發達，甚少強烈寒潮爆發，但本月份（2月）臺灣雨量特多，臺北雨量，超出標準，雨量達113%，恒春示超出達89%（參看表十五）。其原因可能由於孟加拉灣高空槽特別發展，在此槽附近之負距平達80重力公尺（G. P. M.），此為月距平中所少見者。上文曾述及，此槽對低緯度亞洲地區之天氣，影響甚大，臺灣雨量超出正常，可能由此槽特別發展所致者。由上所述，本月東亞大氣環流為高指標，孟加拉灣高空槽，似有易於發展之趨勢。

就此1月及2月份，經過臺灣之低氣壓及鋒面頻率，由表十六所示，可知在1月份少雨，低氣壓僅出現一次，較平均值少甚多，冷鋒在臺灣以北出現之頻率較高。2月份多雨，與上情形恰相反，低氣壓出現次數為8次，冷鋒出現在臺灣以南者較多，此均足以說明，臺灣2月份所以多雨之原因。



綜合言之，臺灣此一冬季1月份少雨，高空東亞主槽位於庫頁島，東歐主槽西移，中亞高空氣壓正距平，出現在裡海東北，孟加拉低緯度槽不發達。2月份臺灣多雨，東亞主槽向東移至堪察加以西，東歐主槽東移至裡海及烏拉山以東，孟加拉低緯度槽甚發達，此可能關係於臺灣多雨之原因。而1月及2月交互出現之多雨與少雨，是否與太陽黑子30日週期有關，亦頗堪注意，尤其在太陽黑子顯峯期為然。

九、結 論

綜合以上所述，吾人可得以下之結果：

由統計中顯示：

1. 臺灣冬季雨量，不僅在太陽黑子最少時，少於平均值，即在太陽黑子由最多趨向於最少之中間數年中，其冬季雨量，亦少於平均值（11年之平均）。

2. 臺灣冬季雨量，由於寒潮爆發所致者，不若與其相偕之冷鋒及低氣壓，影響臺灣冬季雨量為顯著。臺灣冬季雨量增多，最顯著者為中國東南沿海，低氣壓出現次數增多，冷鋒出現於臺灣以南之頻率亦增。

3. 臺灣冬季多雨，高空平均風速較正常增強，南部與北部風速差值減小，顯示接近於氣旋型風切，但冬季少雨時，則呈顯著反氣旋風切。

由天氣圖分析中顯示：

1. 在太陽寧靜年，臺灣冬季異常少雨，高空平均天氣圖顯示，東亞波槽較正常位置東移，孟加拉波槽極衰弱，雖有寒潮爆發其路徑偏向中國大陸西部，臺灣冬季雨量仍甚稀少。

2. 在太陽活躍年，臺灣冬季雨量豐沛，高空平均天氣圖顯示，孟加拉波槽甚發達，中國東南沿海低氣壓出現次數增多，臺灣冬季雨量超出正常甚多。

引 用 文 獻

- (1) 魏元恒(1968)：「太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究」，臺灣省氣象局氣象學報第14卷1期。
- (2) Wexler (1960)："Radiation balance of the earth as a factor in climatic change", Climatic change, Horlow shapley, pp. 73-90.
- (3) H. C. Willet (1965)："Solar-climatic relationships in the light of standardi-

zed climatic data", J. Atm. Sci, 22, 120-136. (1966)

- (4) 徐晉淮：「民國55年2月下旬遠東地區寒潮爆發之分析」，氣象學報12卷4期。
- (5) Riehl (1954)："Tropical Meteorology", New york.
- (6) H. Flohn (1964)："Research aspects of long-range weather forecasting", W. M. O.-No. 162, TP 79.
- (7) 王時鼎(1966)：「亞洲區域南支西風槽活動之初步研究」，氣象預報與分析28期，Aug, 1966.
- (8) 同上文獻(6)。
- (9) B. Dzerdzeebskii (1962)：Fluctuations of climate and of general circulation of the atmosphere in extra-tropical latitudes of the Northern Hemisphere and some problems of dynamic climatology, Tellus 14-3, Aug, 1962.
- (10) Ken Suda (1959)："The mean pressure field characteristic to persistent cold waves in the Far East", 75th Anniversary Vol. of JMS of Japan.
- (11) R. D. Elliot (1951)："Extended-range forecasting by weather types", Compendium of Meteorolgy, p. 834-840.
- (12) 魏元恒(1968)：「民國51年冬季及52年春季臺灣氣候異常之分析」，氣象預報與分析第16期。
- (13) Namias (1964)："On the cause and nature of climatic fluctuations lasting from a month to a few years", W. M. O.-No. 162, TP 79, p. 56-57.
- (14) 同上文獻(13)。
- (15) O'connor："The weather circulation of January 1958", M. W. R. Vol. 56-1, p-13.
- (16) 廖學鎰(1960)：「民國48年冬季遠東氣候異常現象與北半球大氣環流特性之研究」，氣象學報6卷3期。
- (17) Stark："The weather circulation of January 1959" M. W. R. Vol. 87-1, Jan. 1959.

臺灣春季異常氣候之環流型研究

戚 啓 勳

A Study on the Far-East Mean Circulation Pattern during the Significant Anomaly of Monthly Weather in Taiwan

Ke-hsun Chi

Abstract

Significant anomaly of regional climate during a given period, such as one month, is obviously the result of departures from nearby mean circulation patterns. Taiwan, as it is located in subtropical region, is in an intermediate zone regarding for cold and warm air flow. On the other hand, Taiwan being a large island near the mainland, should be controlled by the departure (including its intensity and location) of the centers of action both over land and over ocean. This is especially true in spring.

The author selected the most pronounced monthly rainfall and temperature departure in Taiwan for March, April and May separately, and analyzed corresponding mean surface maps and 700mb charts. Each case was compared with the normal condition of that month. Most of these samples can be explained logically. Furthermore, the average zonal wind of adjacent land and sea areas and the mid-latitude zonal profile were also used as technical aids. Although some showed clear relationships with the anomaly of rainfall or temperature in Taiwan, most of them were not clearly indicated.

Some useful connections which can be used in forecasting the long period departure of rainfall and temperature in Taiwan are treated:

(1) In the mean surface map of early spring, if the Siberian High is displaced to the east and the Aleutian Low to the west (compared with their normal position), the pressure gradient becomes steeper along the adjacent areas of land and sea. In the lower layer of the atmosphere, more cold air moving out from the land, while southwest flow predominates in the upper layers. On the mean 700mb chart, the major trough is displaced west of its normal position. The average height of 700mb level is much below normal. All of the above indicates that heavy rainfall is to be expected in northern Taiwan.

(2) On the mean surface chart, should we find a low pressure belt from the northeastern portion of mainland to the Aleutian islands area, and the North Pacific High displaced to the west, the mean 700mb contours south of Japan are generally oriented from southwest to northeast. A rather deep trough becomes located over Korea. This pattern usually results in heavy rainfall over the whole Taiwan area.

3. If the mean continental high with North Pacific High in a shape of arc, which extends from Siberia through the Shantung Peninsula into the sea, and the Aleutian Low is displaced to the sea of Okhotsk, surrounded by the high belt and much weaker than normal, the 700mb mean chart shows a high over the Philippines. These are indications of drought in Taiwan region.

(4) Suppose we find the pressure over the ocean of Far East lower than average and the Aleutian Low also weaker than normal. This means that the sea surface of high latitude is comparatively cooler than usual and the meridional exchange of air current is less pronounced, because deep sub-polar low accompany the warmer sea surface temperature to make the vertical circulation more active. Hence the temperature at the lower latitude should be above normal. Furthermore, if the average isobars in the neighborhood of Taiwan have anticyclonic curvature less precipitation and above normal temperatures are indicated for Taiwan.

The author also discusses both the advantages and shortcomings of mean circulation techniques used in extended weather forecasting and suggests that further research should be based upon some shorter period such as 5 days mean or 10 days mean, or over some fluctuation period dependent upon the indications of change in its pattern. Such further study would be useful for extended forecasting in the Taiwan area.

一、前言

預測未來五天以上乃至一個月之天氣概況，為近代天氣預報所追求之一主要目標。自二次大戰後期以迄於今日，已有多種技術發展，惟平均環流型法始終為有效途徑之一，蓋顯著之氣候反常（包括旱澇寒暑），自必受各該時期內之平均環流型所控制。我人倘能發掘此種關聯，則根據平均環流型之演變趨勢，當可預測是否將有反常之氣候發生。

作者早在民國 42 年即對臺灣冬夏雨季雨量偏差與東亞環流型之關係發生濃厚興趣，當時因限於資料，僅據地面圖作初步分析，發現臺灣冬季雨量屬顯著

之正偏差時，東亞之活動中心勢力鼎盛，海陸間氣壓梯度峻急，阿留申低壓多偏西或西南，菲律賓附近氣壓恒較低，北太平洋高壓衰弱。一般而論，大陸高氣壓較強，中心位置偏西北；其偏向南方或東移者，勢力必甚衰弱。西部西伯利亞之氣壓每較正常為低，負偏差顯著時，東亞之活動中心較弱，海陸間氣壓梯度緩和，阿留申低壓偏東；即或偏向西北，勢力必弱，低緯低壓區在中途島附近，大陸高壓勢力較弱，位置正常。

臺灣夏季屬顯著之正偏差時，大陸東部氣壓低降，極冠高壓南下，海陸間氣壓梯度較峻，北太平洋高

壓衰弱，西伯利亞氣壓普遍升高。負偏差顯著時，大陸東南部氣壓較高，海陸氣壓梯度較緩，西伯利亞氣壓普遍低降，極冠高壓消失，北太平洋高壓勢力強盛。

作者曾進一步分析各該偏差顯著時期之五日平均地面圖，並研究其環流指數之演變，亦獲得極有趣味之成果，由此增強作者之信心，每思再作研究，兼自高空平均環流型着手。本文即旨在以臺灣春季氣候顯著反常之月份為着眼點，探討其地面及高空平均環流型之徵兆。

臺灣位於副熱帶，為冷暖氣流進退之衝要，且係大陸邊緣之一海島，兼受海陸活動中心位置及強度偏差所控制，此在春季格外顯著，旱澇無常，寒暑懸殊

，實為長期預報亟待研究之課題。

二、取 樣

臺灣春季氣候顯著偏差之月份，雨量及溫度分別取樣，雖然二者有其相互關係，例如天氣多晴，溫度必較高，反之則較寒冷。春季在氣象上一般指 3、4、5 月，由於此三個月之平均環流型亦在逐漸遞變，故每一個月雨量及溫度以分別選正負偏差為原則。至於所謂「偏差」則以臺北、臺中、臺南、花蓮四處平均，分別代表北部、中部、南部、及東部。

根據上項原則，臺灣春季各月雨量正偏差取樣見表 1。

表 1：臺灣春季各月雨量正偏差取樣

		北 部 (臺 北)	中 部 (臺 中)	南 部 (臺 南)	東 部 (花 蓮)	平 均
51 年 3 月	實際雨量	302.2	145.4	43.0	96.8	146.9
	偏 差	+ 132.5	+ 43.7	- 3.0	- 10.3	+ 40.7
48 年 4 月	實際雨量	393.6	200.9	181.2	140.9	229.2
	偏 差	+ 223.8	+ 70.2	+ 110.2	+ 26.5	+ 107.7
46 年 5 月	實際雨量	417.4	374.3	464.8	250.2	376.7
	偏 差	+ 198.0	+ 144.2	+ 284.1	+ 53.5	+ 170.0
偏 差 合 計		+ 554.3	+ 258.1	+ 391.3	+ 69.7	+ 318.4

表內可以看出：51年3月，北部雨量正偏差最顯著，中部略多於正常，而南部及東部反而為輕微之負偏差。按三月份臺北雨量難得超過 300 公厘。48年4月則北部雨量正偏差極為顯著，其次為南部及中部，東部則略超過正常。46年5月則以南部雨量超過正常

最多，其次為北部及中部，東部亦超過正常。可見此三個月中，東部雨量正偏差最少，其次為中部，北部則雨量超過正常最顯著。

臺灣春季各月雨量負偏差之取樣見表 2。

表 2：臺灣春季各月雨量負偏差取樣

		北 部 (臺 北)	中 部 (臺 中)	南 部 (臺 南)	東 部 (花 蓮)	平 均
44 年 3 月	實際雨量	20.8	2.5	2.8	86.8	24.2
	偏 差	- 148.9	- 99.2	- 43.4	- 20.3	- 78.0
47 年 4 月	實際雨量	56.9	5.9	3.8	50.4	29.3
	偏 差	- 112.9	- 123.8	- 67.2	- 64.0	- 92.0
43 年 5 月	實際雨量	33.3	5.9	0.3	33.0	18.1
	偏 差	- 186.1	- 224.2	- 180.4	- 163.7	- 188.6
偏 差 合 計		- 447.9	- 447.2	- 291.0	- 248.0	- 358.6

表內可以看出：44年3月中，北部之負偏差最著，其次為中部，再次為南部，東部則負偏差不顯。47年4月，中部及北部之負偏差較著，南部及東部比較不顯明。43年5月則臺灣各部份負偏差大致均同樣顯著。如將此取樣之三個月合計，則北部與中部相當，南部與東部相當，前者遠較後者為顯著。

溫度之取樣較雨量為困難，蓋溫度反常大都為較短一段時期，在月平均溫度中並不明顯，正負偏差在當月內可彼此抵銷。月平均溫度與正常相差攝氏兩三度已屬極不尋常，負偏差則相差更小，最多只能相差攝氏一度左右。故正偏差取樣三個月，負偏差只取樣一個月。臺灣春季各月溫度偏差取樣見表3。

表 3：臺灣春季各月溫度偏差取樣

			北 部 (臺 北)	中 部 (臺 中)	南 部 (臺 南)	東 部 (花 蓮)	平 均
正 偏 差	49 年 3 月	實際溫度	20.4	22.0	23.4	22.0	22.0
		偏 差	+ 3.2	+ 3.5	+ 3.3	+ 2.7	+ 3.2
	53 年 4 月	實際溫度	24.0	24.7	26.5	24.3	24.9
		偏 差	+ 3.8	+ 2.6	+ 3.0	+ 2.5	+ 3.0
	52 年 5 月	實際溫度	27.0	27.2	28.9	26.2	27.3
		偏 差	+ 2.8	+ 1.8	+ 2.4	+ 1.9	+ 2.2
	偏 差 合 計		+ 9.8	+ 7.9	+ 8.7	+ 7.1	+ 8.4
負 偏 差	46 年 3 月	實際溫度	16.1	17.5	18.9	18.9	17.9
		偏 差	- 1.1	- 1.0	- 1.2	- 0.4	- 0.9

表內可見：以49年3月而論，臺灣平均溫度超過正常達攝氏3度以上，中部超過略多，東部則較少。53年4月則北部超出正常幾達攝氏4度，中部及東部較少。52年5月，平均超過正常為攝氏2.2度，北部、南部較多，中部、東部較少，如以正偏差三個月取樣合計，則北部最大，其次為南部，再次為中部，東部則超過最少。

負偏差一般均不顯著，亦即與準平均相差不多，表內46年3月之取樣，一般均不過攝氏1度而已，東部則僅0.4度。

三、雨量正偏差各月之平均環流型

以下先討論雨量偏差，再分析溫度偏差，且為便於比較，分月加以研討：

(一)三月 根據美國氣象局出版之北半球標準天氣圖(註2)，三月份東亞地區之標準地面天氣圖如圖1所示。大陸高壓之中心位於外蒙之西端，新疆之北端，與俄屬中央亞細亞接壤，亦即東經90度與北緯50度相交處，中心氣壓約1030毫巴。阿留申低壓大致在相同之緯度，經度約在170度，中心氣壓大約1003毫巴。軸線近乎自西南西至東北東。大陸高壓則呈三角形，軸線一條自西北西伸向東南東，即指向黃海、東

海。另一條則自中心伸向東北方。北太平洋高壓之弱楔，其軸線在北緯25度附近。可見以海上而論，氣壓梯度係自北緯25度至50度。以陸上而論，則自北緯50度至25或20度，彼此，適成相反之方向。以東西向而言，北緯50度處，氣壓梯度最急，自東經90度向170度遞減，此為近似冬季環流型。

同月之東亞700毫巴標準圖見圖2，圖中可見：東經90度以東以陸上，等高線普遍自西北走向東南。梯度最急係在外蒙以北至東北各省上空。低壓中心在鄂霍次克海至堪察加半島附近。可見低壓軸心自地面向上伸向西北方，海上等高線自西南西至東北東，梯度峻急，海上高壓之軸線亦作同樣方向伸展，故高壓之垂直軸心指向西南方甚為合理，主槽則自鄂霍次克海延伸至臺灣附近。(定壓面上之等高線中心與定高面上之等壓線中心近似，為簡便計，高高度中心稱高壓，低高度中心稱低壓)

51年3月為臺灣北部雨量正偏差頗為顯著之月，是月之平均地面圖上大陸高壓中心在外蒙之西部，位置較正常略偏東，中心氣壓估計為1036毫巴，遠較準平均為高。阿留申低壓之中心則偏西，位於堪察加半島附近，中心氣壓約1000毫巴，亦遠較正常為低。可見海陸間氣壓梯度峻急。高壓楔向東海伸出，西南氣

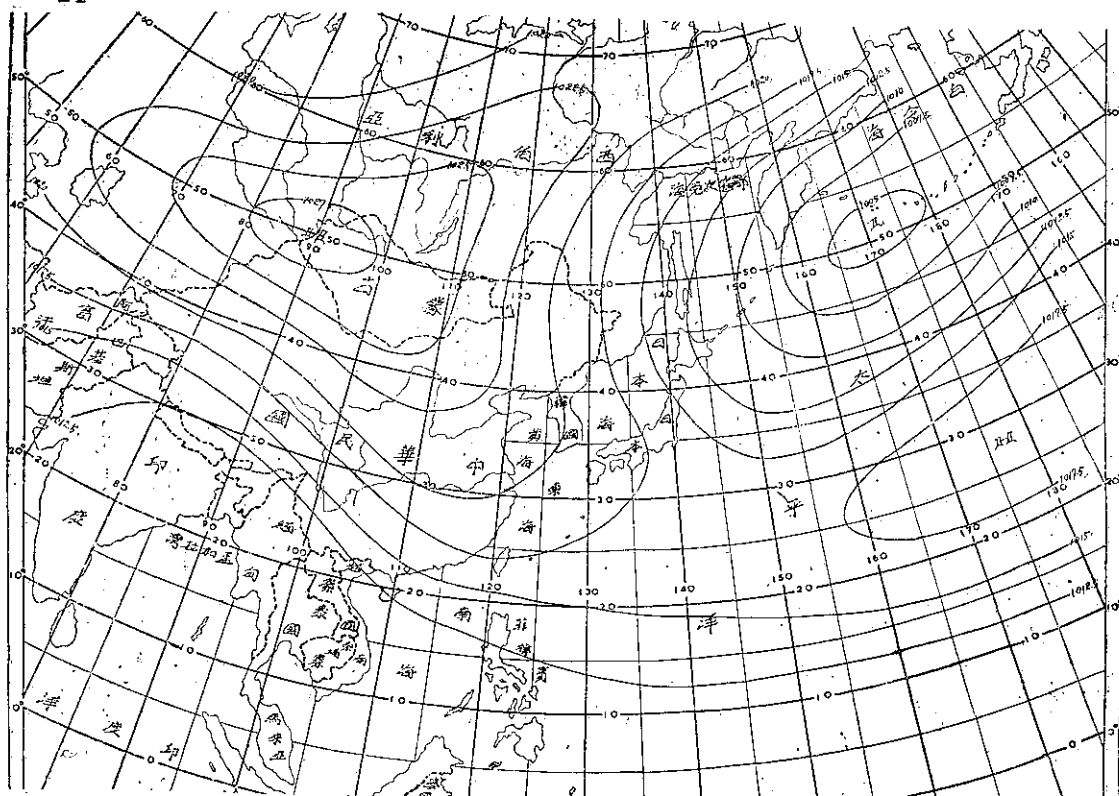


圖 1 : 三月份東亞標準地面平均圖 (單位毫巴)
Fig. 1 : Normal surface chart of Far-East in March (in mb)

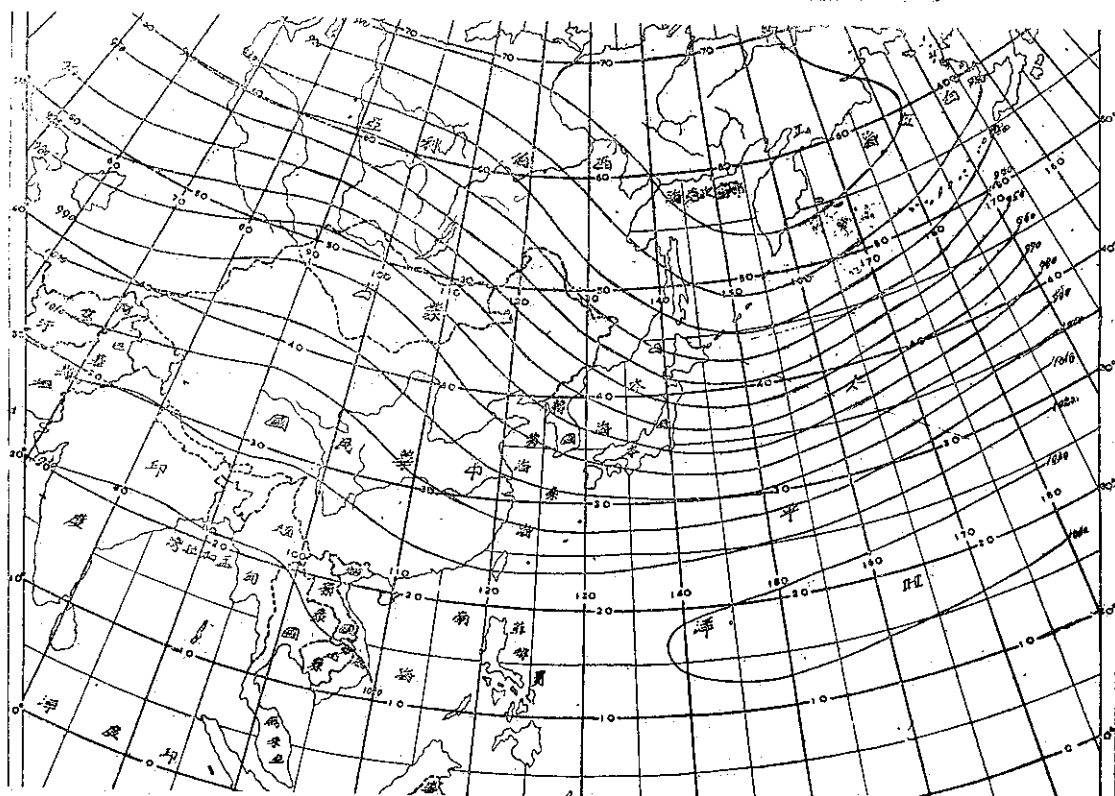


圖 2 : 三月份東亞標準 700 毫巴平均圖 (單位10呎數)
Fig. 2 : Normal 700mb chart of Far-East in March (10 ft)

流滑行其上，直趨阿留申低壓。故臺灣北部為雨量正偏差，至於南部則由於附近之等壓線呈反氣旋形彎曲，故雨量反較正常為少，見圖 3。

該月之 700 毫巴圖見圖 4，試與圖 2 相比較，可見低壓亦偏西，移至鄂霍次克海上空，平均槽線正好自該處向西南指向臺灣。低壓較正常低，副熱帶高壓則較正常高，可見梯度較強，冷暖空氣交換旺盛，結果導致臺灣北部雨量正偏差。

(二)四月 4 月份之地面標準平均圖見圖 5。此圖顯示與 3 月份已有重大之改變。印度之季風低壓已相當明顯，中心氣壓大約在 1006 毫巴。大陸高壓之中心西移，中心氣壓低降約 8 毫巴，故南北向氣壓梯度減弱。在海上，同樣有重大改變。阿留申低壓之軸心伸長，正好佔據阿留申群島一帶，中心氣壓升高約 5 毫巴。另在庫頁島北端分出一小型低壓，表示陸地已開始增暖，高緯低壓帶向大陸延展。北太平洋高氣壓則顯見加強，軸線略北移，在北緯 30 度附近。因此海陸交界處。氣壓梯度遠較上月份為緩和。海上，可以北緯 30 度至 50 度量其梯度，陸上則以 50 度至 25 度量其梯度。

4 月之 700 毫巴標準圖見圖 6，試與圖 2 相比較，最顯著之一點為高度普遍升高，而坡度減緩，自俄屬海濱省至我國東南沿海之槽線加深，印度上空出現一高壓，表示季風低壓伸展尚淺。

48 年 4 月，臺灣北部雨量正偏差極為顯著，南部亦示相當正偏差。此月之地面平均圖見圖 7。試與圖 5 相比較，可見其有重大偏差。自我國東北邊境至阿留申群島之西部為一低壓帶，有三個中心，均較正常為深。海上高壓之中心偏西，其間氣壓梯度峻急。自日本海至南海則氣壓梯度甚弱。可能或為初生低壓與流動性高壓交替經過以致相互抵消之結果，阿留申低壓偏西且較深為臺灣多雨之主要原因。圖中可見自我國東北經黃海至東南沿海為低槽所在，臺灣上空西南氣流活躍。

此月之 700 毫巴平均圖見圖 8，試與圖 6 相比較，最大之出入在於日本一帶等高線之走向均自西南至東北示西南氣流強盛，太平洋上之高壓中心較顯著，顯示一脊線，而韓國附近槽線殊深，表示波長遠較正常為短，此自屬低指數之情況亦可佐證臺灣之多雨。印度上空之高壓消失，自此向北，高度普遍較正常低，表示西南氣流活躍。

(三)五月 春季為冬夏環流型之交替季節，故 5 月已近似夏季之型態，該月之標準地面圖如圖 9。阿留

申低壓退向東方，位於阿拉斯加之西南方，與我國東北之低壓分離，後者漸擴展，顯示地面之受熱，北太平洋上高壓增強，圖中可見：海上、陸上以及海陸相交處，完全異趣。以內陸而論，氣壓自北緯 50 度向 25 度遞減；海洋上則氣壓自北緯 30 度向 55 度遞減。沿海氣壓梯度殊弱，大致自 20 度向 50 度遞減。

5 月之 700 毫巴標準平均圖見圖 10。海上低壓中心較地面偏西北，高壓則偏西南，顯示軸心傾斜甚合理。我國東北部之低壓，反映在 700 毫巴圖上為一弱槽，伸向西南方。季風低壓移至印度與西巴基斯坦之間，4 月份在中央西伯利亞之脊線已消失，海陸交界處之氣壓梯度再減弱。

46 年 5 月為臺灣全島雨量正偏差相當顯著之月份，是月之地面平均圖如圖 11，試與圖 9 相比較。太平洋高壓位置雖正常，但中心氣壓較低。阿留申低壓消失，可見高緯海上之氣壓梯度甚弱，以內陸而論，中亞之高壓較正常為高，季風低壓較淺，故其間氣壓梯度無大變異。海陸交界處則由於我國東北之低壓較正常為低，自此至黃海，氣壓梯度甚峻急。鄰海一帶最顯著之一現象為臺灣附近等壓線呈氣旋形彎曲，此低槽伸向孟加拉灣，足證西南氣流旺盛，是為雨量正偏差之主要原因。按臺灣全島之雨量週年變化係自冬季之集中東北部南移至夏季之集中南部山區。5 月近夏季故而普遍超過正常。

同月之 700 毫巴平均圖見圖 12。在此圖上，臺灣附近有一同樣顯著之現象，即等高線自西南西走向東北東，表示西南氣流旺盛。韓國上空有一低槽。有利於攝引其北上，故而臺灣全島均多雨。

四、雨量負偏差各月之平均環流型

(一)三月 44 年 3 月，臺灣雨量普遍欠缺，尤以北部為著。是月之平均地面圖如圖 13 所示，試與圖 1 之標準環流型相比較，二者大有出入。大陸之高氣壓分成幾個中心：一在西伯利亞，一在外蒙西部，一在山東半島附近，形成一弧形，與海上之高壓楔遙接。阿留申低壓偏處於鄂霍次克海，聲勢不振，表示暖氣流甚為衰弱，且受中緯高壓帶所阻，低緯之暖空氣無法北上。印度東岸雖有較正常為深之低壓區，但暖空氣受阻於中南半島之高楔，無法東進。

44 年 3 月之 700 毫巴平均圖見圖 14，試與圖 2 相比較，其間差異顯而易見，波長短而波幅大。後藏南疆有一高壓，菲律賓上空有一高壓，連同太平洋上之高壓串聯成帶，與地面之中緯高壓帶相呼應，特別為

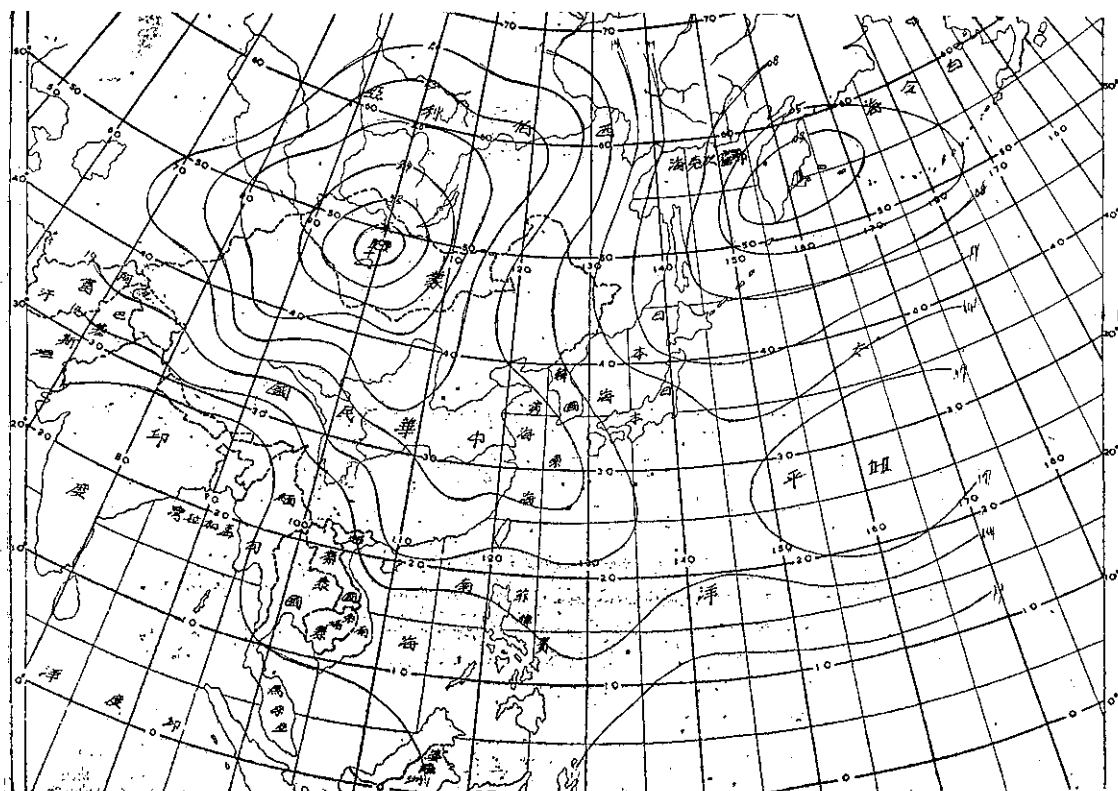


圖 3：51年 3 月地面平均圖（單位毫巴，百位千位省略）

Fig. 3 : Mean surface chart of Far-East in Mar, 1962

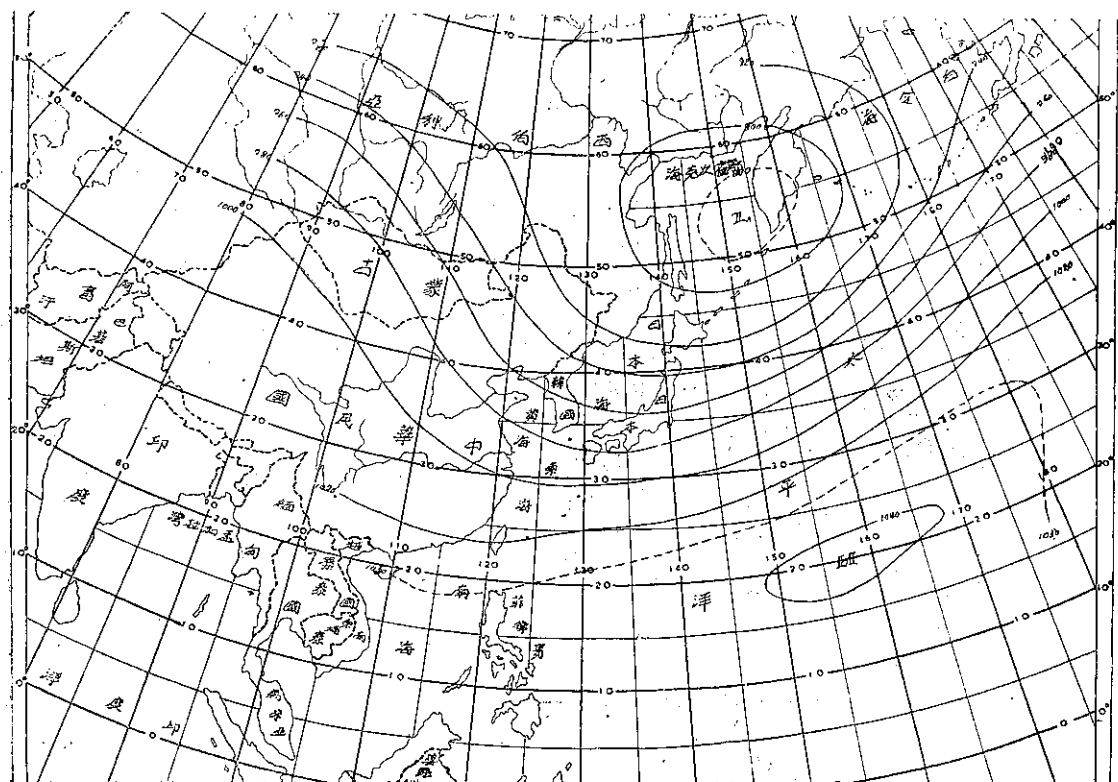


圖 4 : 51年 3 月 700 毫巴平均圖 (單位 10 呎數)

Fig. 4: Mean 700mb chart of Far-East in Mar, 1962

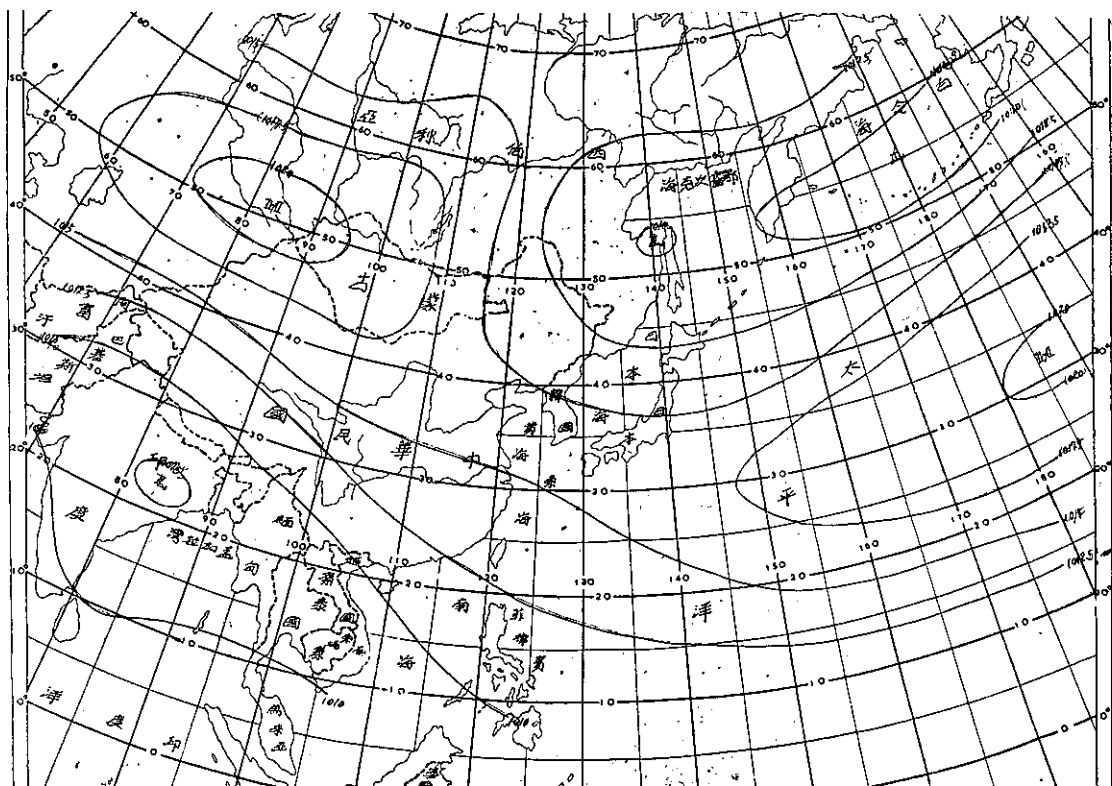


圖 5：四月份東亞標準地面平均圖（單位毫巴）

Fig 5: Normal surface chart of Far-East in April

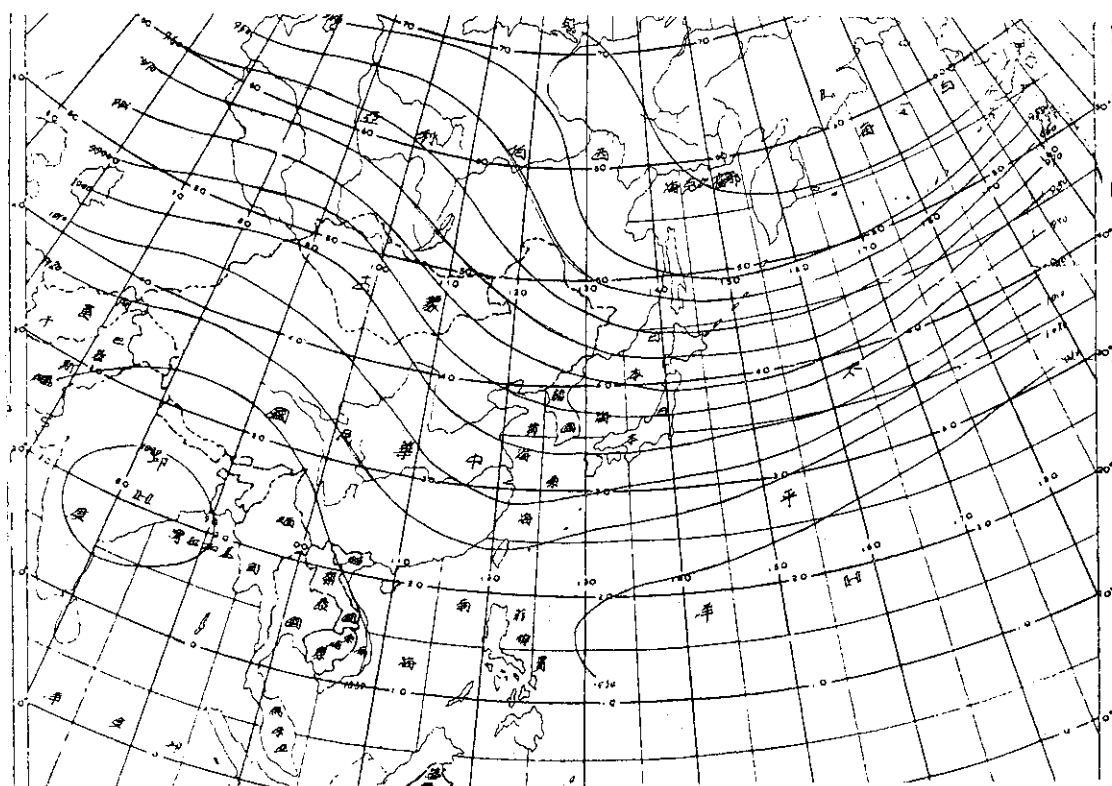


圖 6：四月份東亞標準 700 毫巴平均圖（單位 10 呎數）

Fig. 6: Normal 700mb chart of Far-East in April

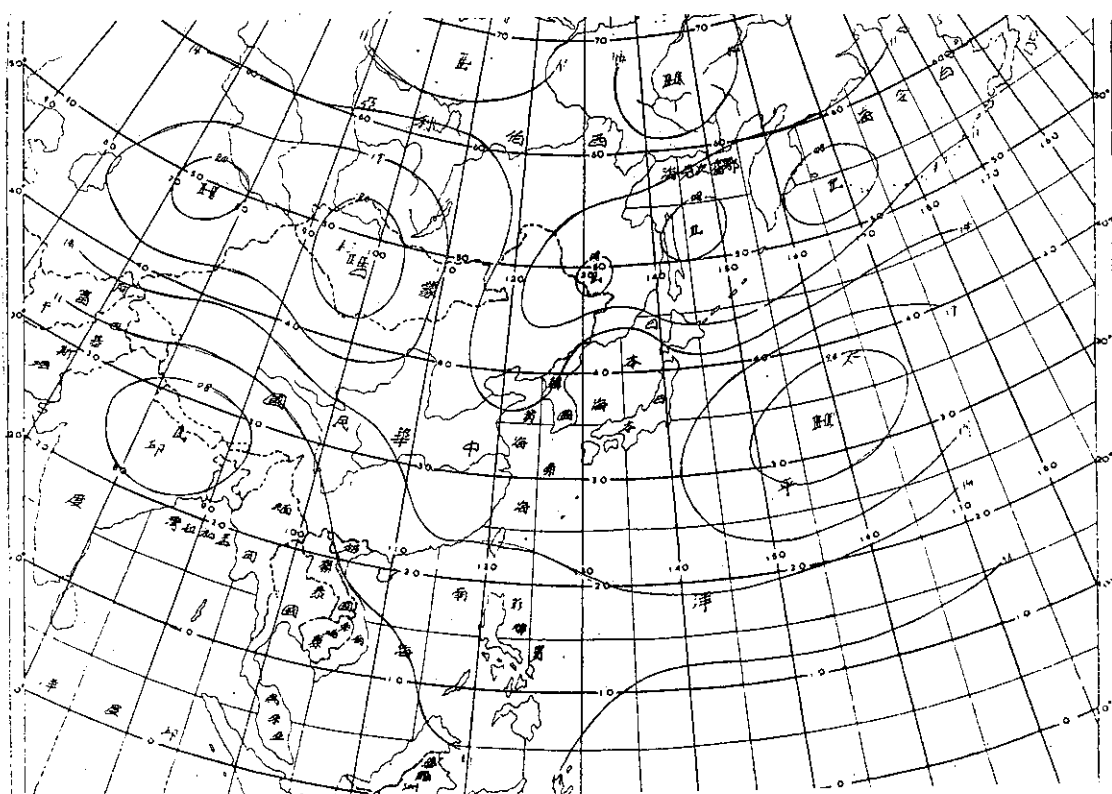


圖 7 : 48年 4 月地面平均圖 (單位毫巴, 百位千位省略)
Fig. 7 : Mean surface chart of Far-East in April, 1959

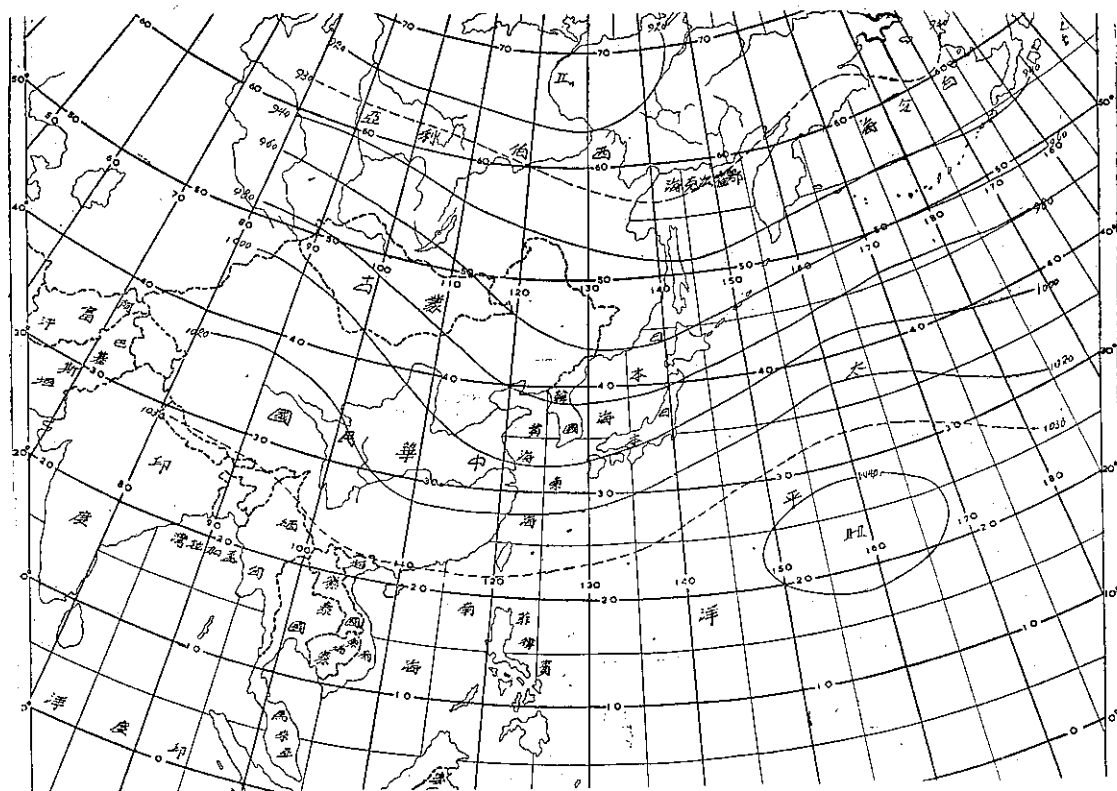


圖 8 : 48年 4 月 700 毫巴平均圖 (單位10呎數)
Fig. 8 : Mean 700mb chart of Far-East in April, 1959

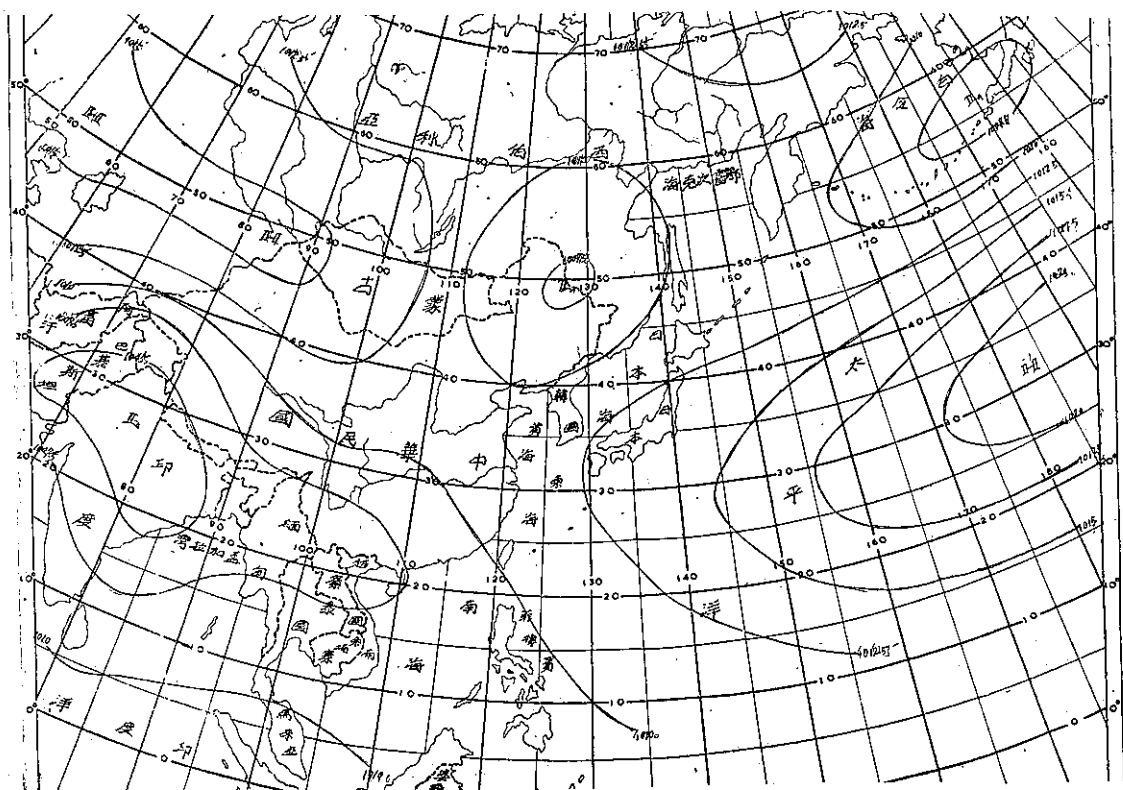


圖 9：五月份東亞標準地面平均圖（單位毫巴）

Fig. 9: Normal surface chart in May.

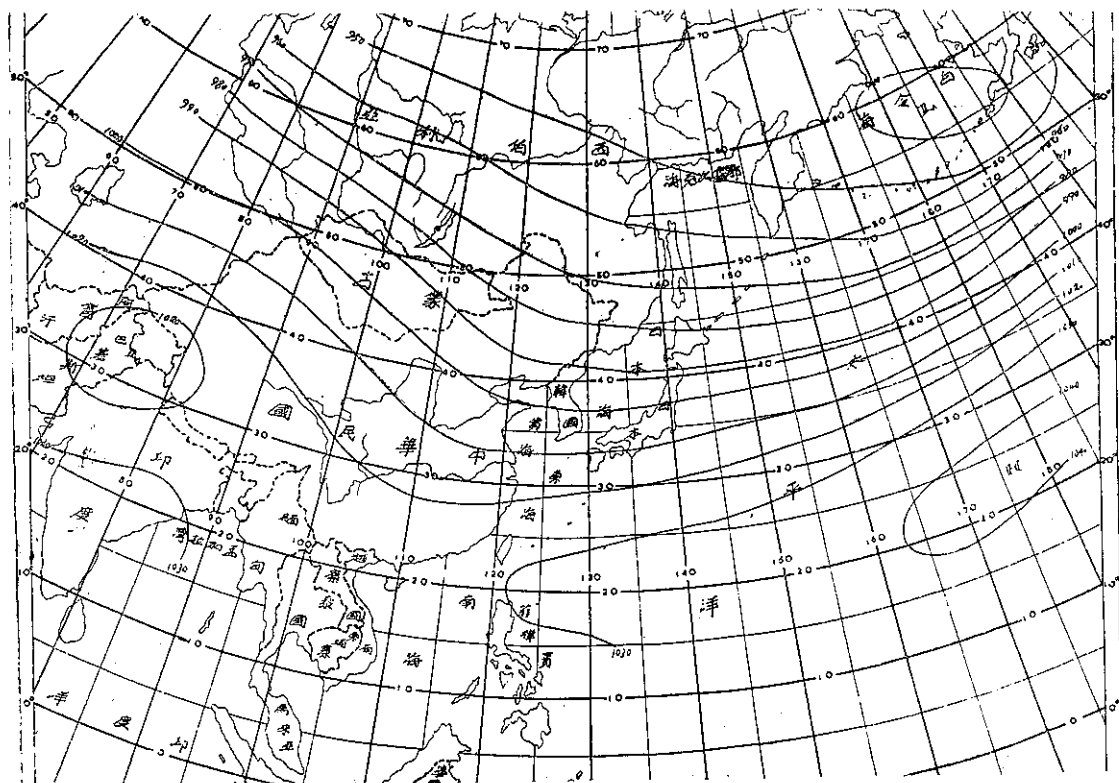


圖10：五月份東亞標準 700 毫巴平均圖（單位10呎數）

Fig. 10: Normal 700mb chart May.

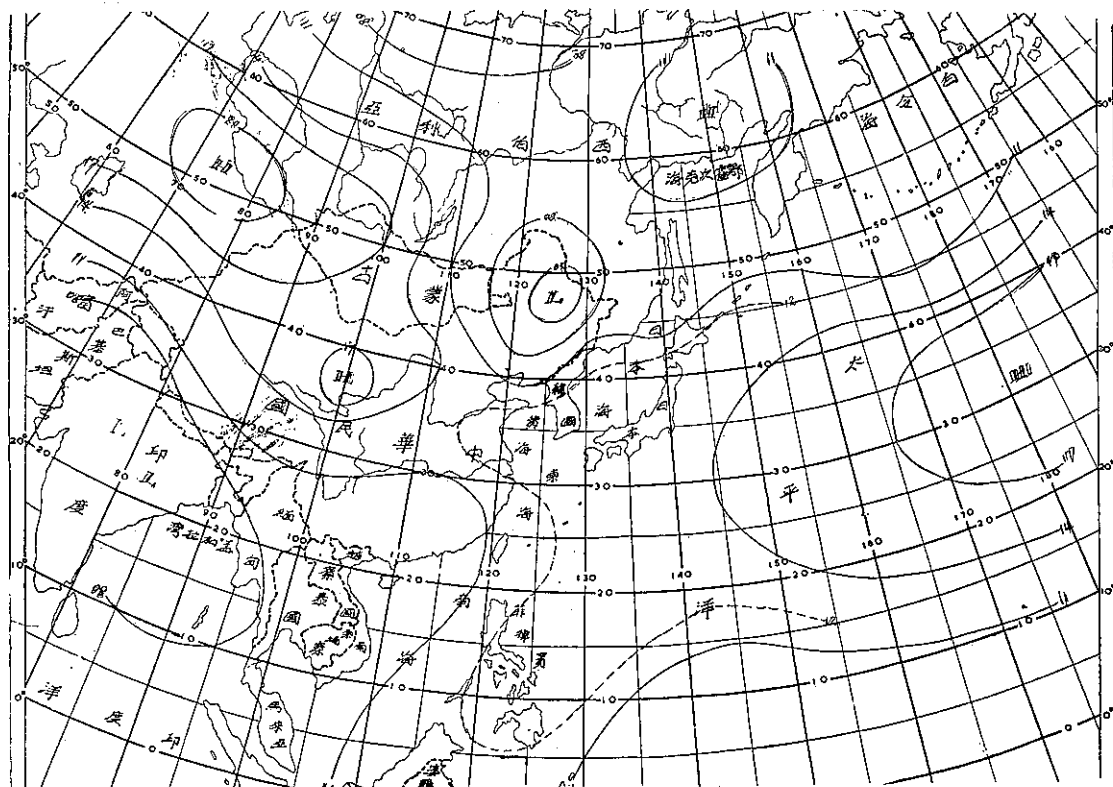


圖11：46年5月地面平均圖（單位毫巴，百位千位省略）

Fig. 11: Mean surface chart in May, 1957

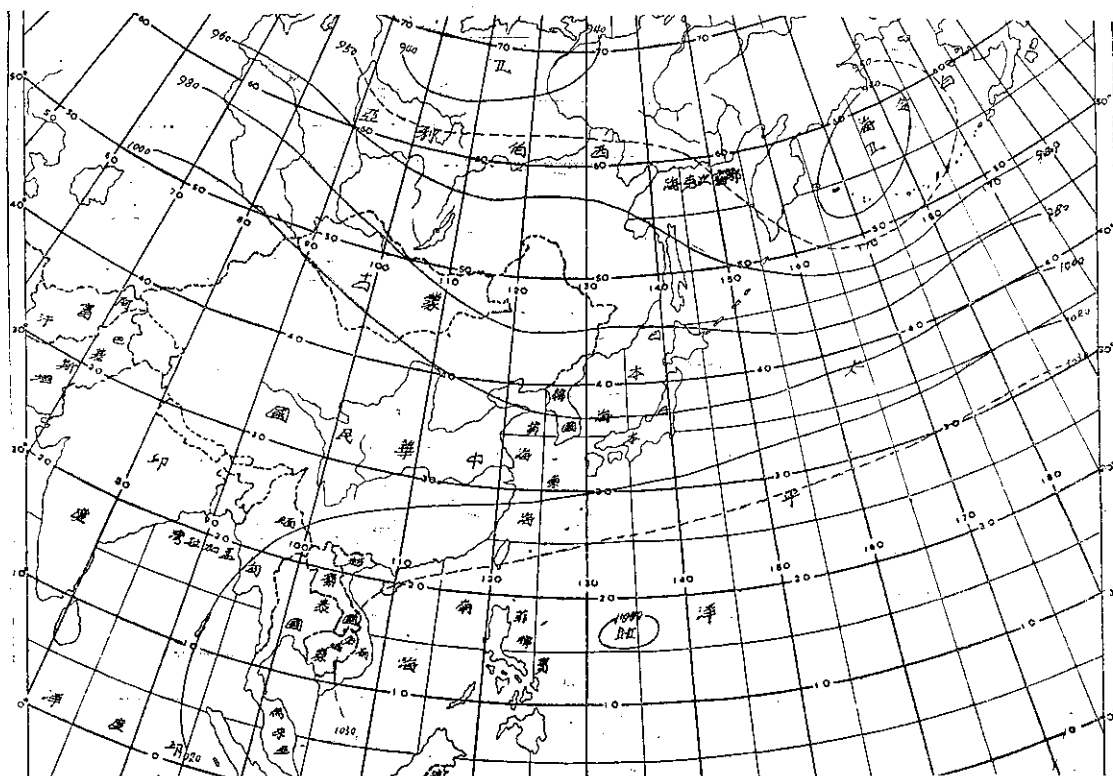


圖12：46年5月700毫巴平均圖（單位10呎數）

Fig. 12: Mean 700mb chart in May, 1957

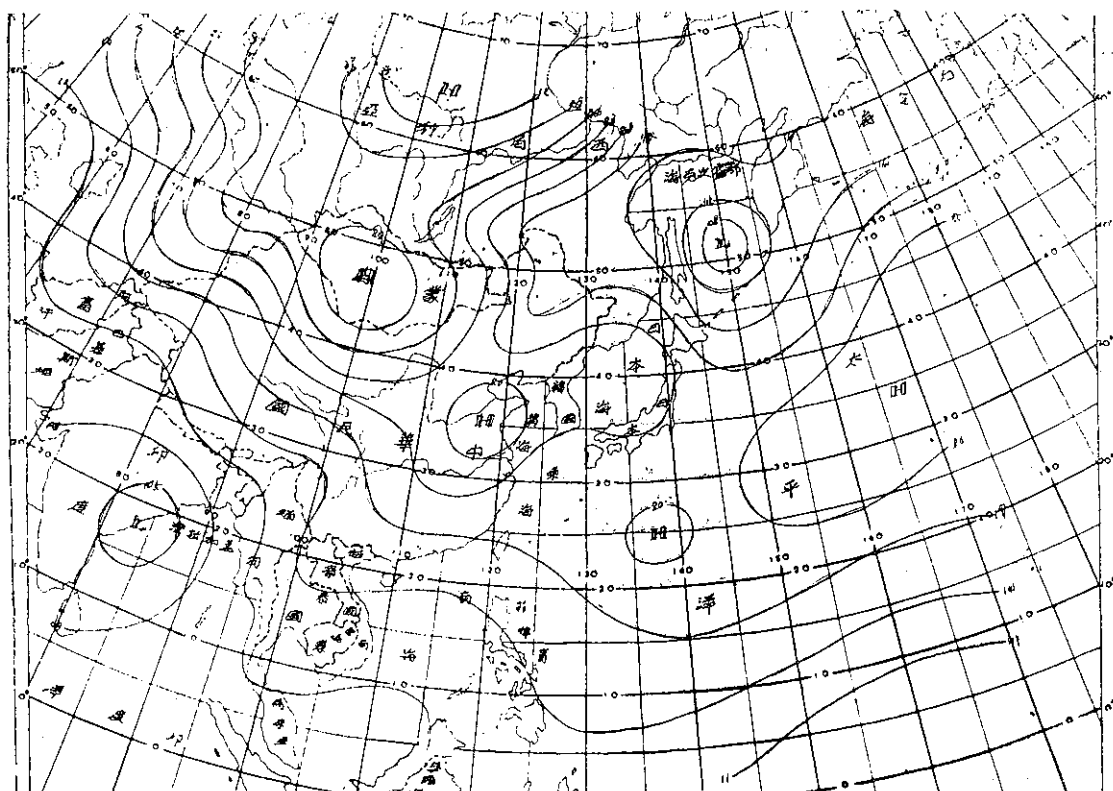


圖13：44年3月地面平均圖（單位毫巴，百位千位省略）

Fig. 13: Mean surface chart in Mar, 1955

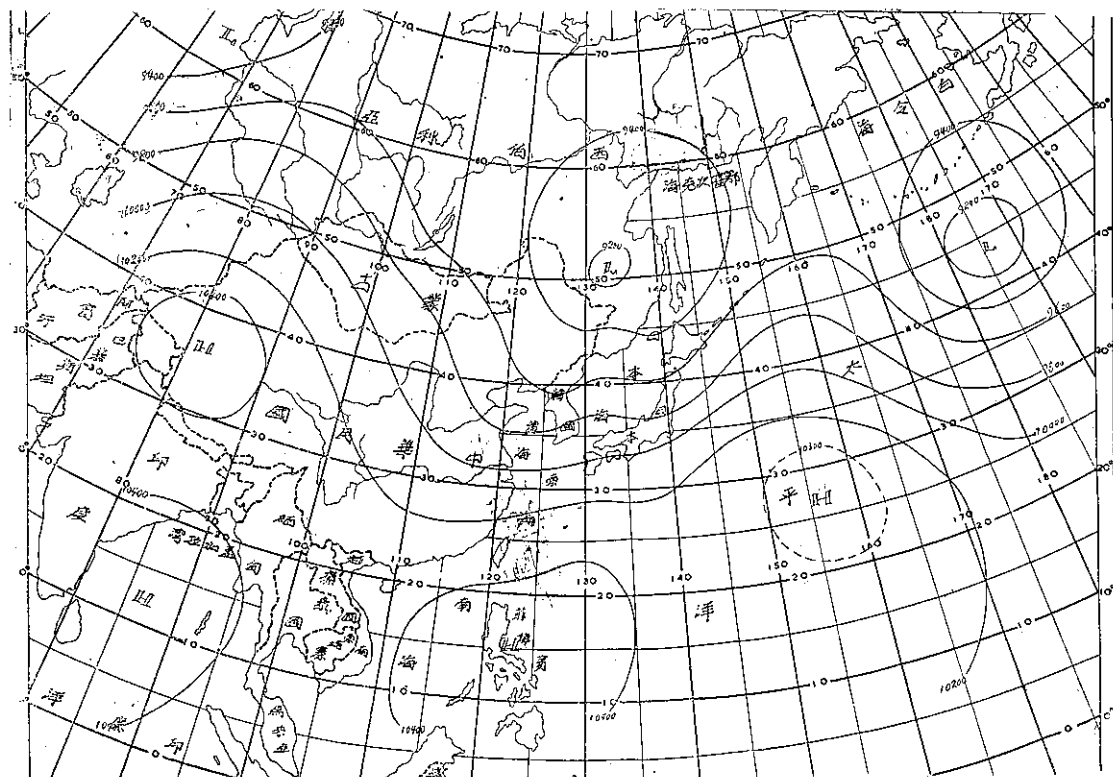


圖14：44年3月700毫巴平均圖（單位10呎數）

Fig. 14: Mean 700mb chart in May, 1955

菲律賓上空之高壓，影響臺灣之乾旱最重要，幾乎從無例外。槽線自俄屬海濱省至華南，遠較正常為偏西，堪察加以南為明顯之高脊所在。易言之，東亞近海經常為副熱帶高壓所據，雨量負偏差自為必然之後果。

(二)四月 47年4月臺灣各地雨量負偏差亦甚顯著，是月地面平均圖見圖15。海上及內陸雖與標準情況尚近似，但海陸交境處則大相逕庭。山東半島出現一小型高壓，副熱帶高壓向西延伸，與大陸高壓連成一帶，海上高壓伸至東南沿海平均等壓線顯屬反氣旋形彎曲，此為臺灣雨量欠缺之主因。

同月700毫巴平均圖見圖16。圖中可見副熱帶高壓較正常為強。白令海之低壓頗深。新疆西藏至華中，等高線甚疏，按其走向可見長江流域為冷暖氣流之輻合區似表示極鋒之平均位置，臺灣遠在其南方，故天氣多晴朗。

(三)五月 48年5月臺灣全省雨面負偏差極為顯著，是月之地面平均圖見圖17，如與圖9相比較，最值得注意者為印度北方季風低壓發展遠較正常為深，外蒙之高壓非常顯著，故其間氣壓梯度峻急。我國東北之低壓在正常位置，深度亦近似標準情況，故我國東北部與外蒙間之氣壓梯度遠較正常為峻急，可見空氣之交換激烈，主槽自吾國東北至華南，臺灣則在季風低壓槽之後方，自鄰近平均等壓線之曲度視之，臺灣似為一弱高壓區，因而雨澤欠缺。

在700毫巴平均圖上，更為明顯，見圖18。菲律賓附近之上空，出現一高壓，主槽遠在正常位置之西方，鄂霍次克海之氣壓較正常為低，可見自該處至菲律賓間氣壓面向上傾斜甚為顯著，氣流既沿氣壓面傾流，空氣下沉自必多晴朗天氣。

五、溫度正偏差各月之平均環流型

(一)三月 49年3月，臺灣全省之溫度普遍較正常為高，平均高出準平均達攝氏3.2度。是月平均地面天氣圖見圖10、9，試與圖1之標準圖相比較，其中最重要之差異為海上之氣壓普遍降低，梯度遠較正常為弱，南北向之空氣交換極不顯著。在標準圖上，1017.5毫巴之等壓線穿過臺灣，但此月之平均圖上，1014之等壓線穿過臺灣，且在該處顯示氣旋形之彎曲，我人似可解釋為較暖空氣進入臺灣上空之後果。阿留申低壓極弱表示高緯度海上較正常為涼，不利於其發展，低緯度之海上較暖。臺灣附近等壓線呈反氣旋形彎曲氣壓反較正常為低，足證暖氣流旺盛。

同月之700毫巴平均圖見圖20，如圖2相比較，可見高緯度海上高氣壓極為反常，低緯度之主槽落在東經155度附近，臺灣上空則有弱脊。整體言之，長波之波幅較正常為短，低緯度在臺灣以西之等高線南傾，暖空氣有入侵跡象，似亦可反映臺灣溫度之正偏差。

(二)四月 53年4月亦為臺灣溫度正偏差相當顯著之月份，是月之平均地面圖如圖21，如與圖5相比較，立刻可發現其有重大差異，大陸高壓較正常位置偏東，海上高壓則偏西，不僅二者甚為靠近，且在日本海另有一高壓，故其間高壓連成一帶，約自西伯利亞之貝加爾湖區伸展至日本東方之西太平洋上，此為臺灣雨量負偏差之型式，溫度自必較正常為高。另一方面，印度之季風低壓遠較正常為興旺，槽線伸至長江流域，可見臺灣為季風氣團經常盤據之區域，故而溫度較高。

700毫巴平均圖（見圖22）上，此種跡象更為明顯，北太平洋上之高壓較正常為高，位置偏北在緯度10度以上，華南至日本之等高線均作西南至東北走向，顯示西南氣流之旺盛。

(三)五月 52年5月，臺灣之溫度亦屬正偏差，其平均地面圖見圖23，試與圖9相比較。其中最顯著者為印度季風低壓較正常為低，平均槽線北移約緯度10度，即標準圖上在北緯20度，52年5月則在30度，表示低氣壓經常在長江流域，自平均等壓線之走向亦知臺灣地區西南季風強盛。高緯度之低壓則在鄂霍次克海，亦足表示流向此中心之西南氣流正好經過臺灣一帶，故溫度一般均較高。

52年5月之平均700毫巴圖見圖24，此圖與圖22甚近似，北太平洋高壓較正常偏西，臺灣至日本之等高線自西南至東北東，均足以表示西南氣流強盛。

六、溫度負偏差之平均環流型

春季臺灣溫度負偏差之情況，遠不及正偏差為顯著，偏差之數值亦不大，故僅取樣46年3月一個月，該月之地面平均天氣圖如圖25所示，試與圖1相比較，外蒙高壓遠較正常為強，中心略偏東，此高壓伸出楔形向東南，在標準圖上，1017.5之等壓線通過臺灣，46年3月則1020毫巴之等壓線通過臺灣，可見氣壓較正常為高，此為初春，大陸高壓控制臺灣天氣，因而較冷。阿留申低壓位置正常，但深度較深，足見海陸間梯度加強，空氣交換激烈。

七、緯流風分析

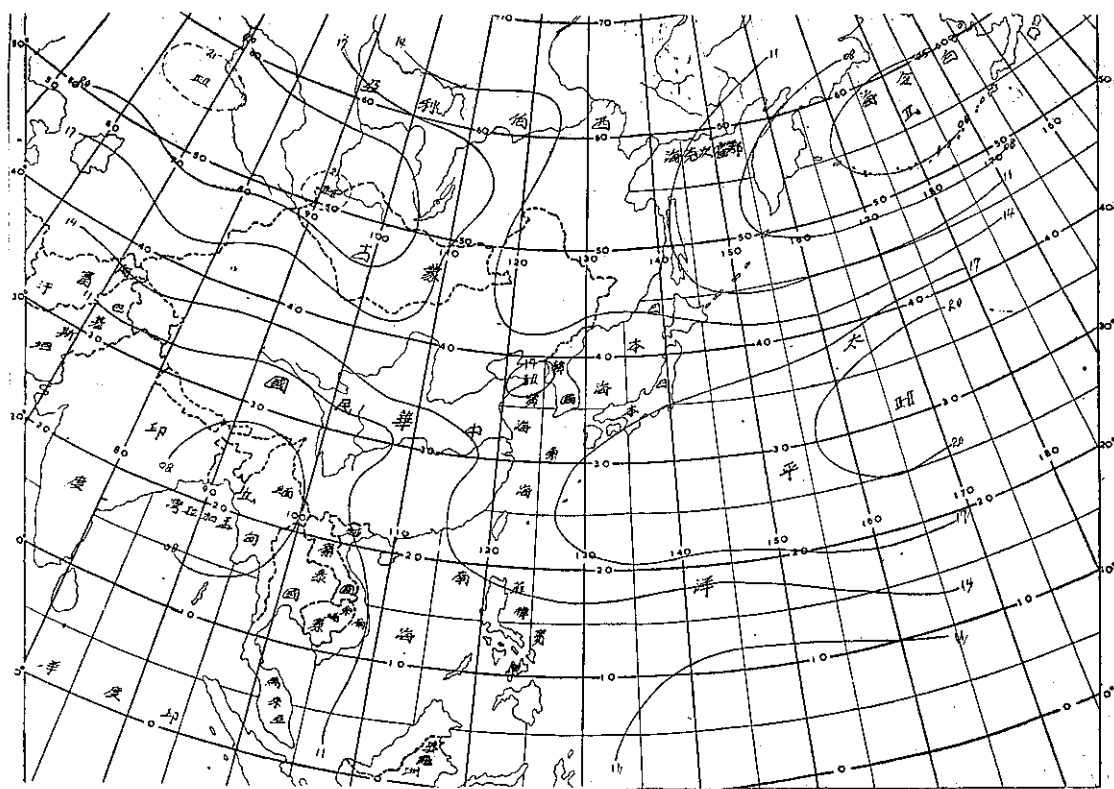


圖15：47年4月地面平均圖（單位毫巴，百位千位省略）

Fig. 15: Mean surface chart in Apr, 1958

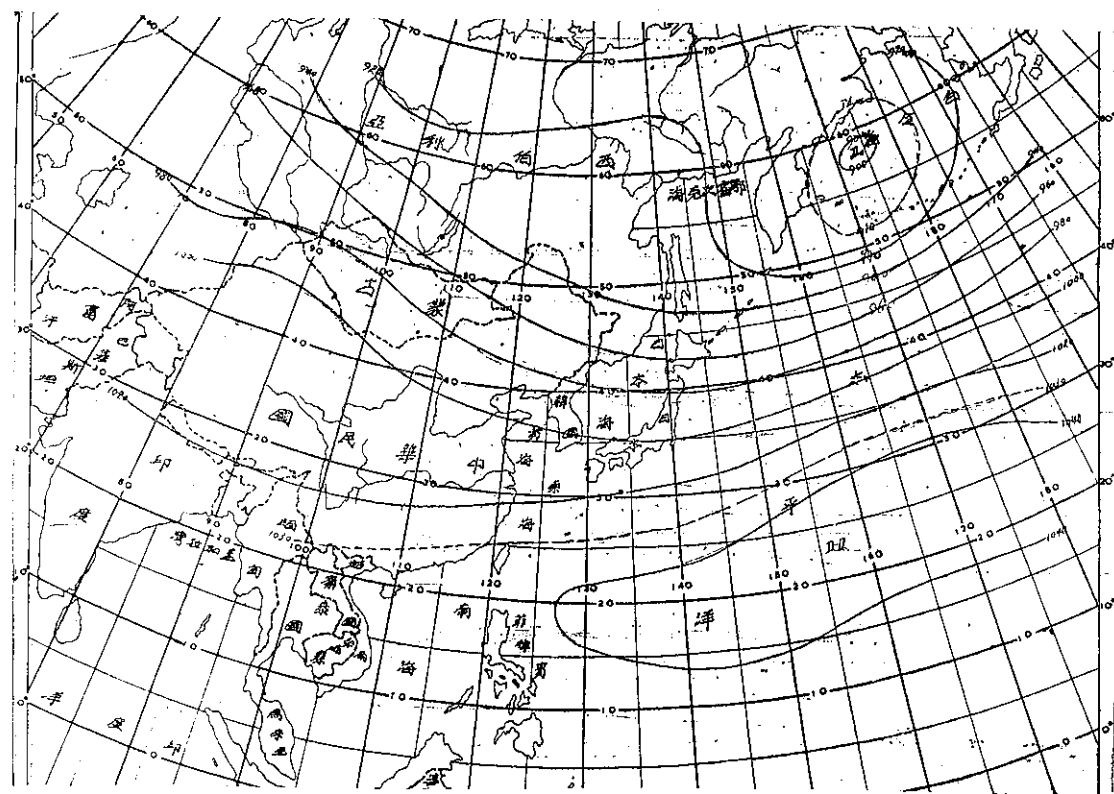


圖16：47年4月700毫巴平均圖（單位10呎數）

Fig. 16: Mean 700mb chart in Apr, 1958

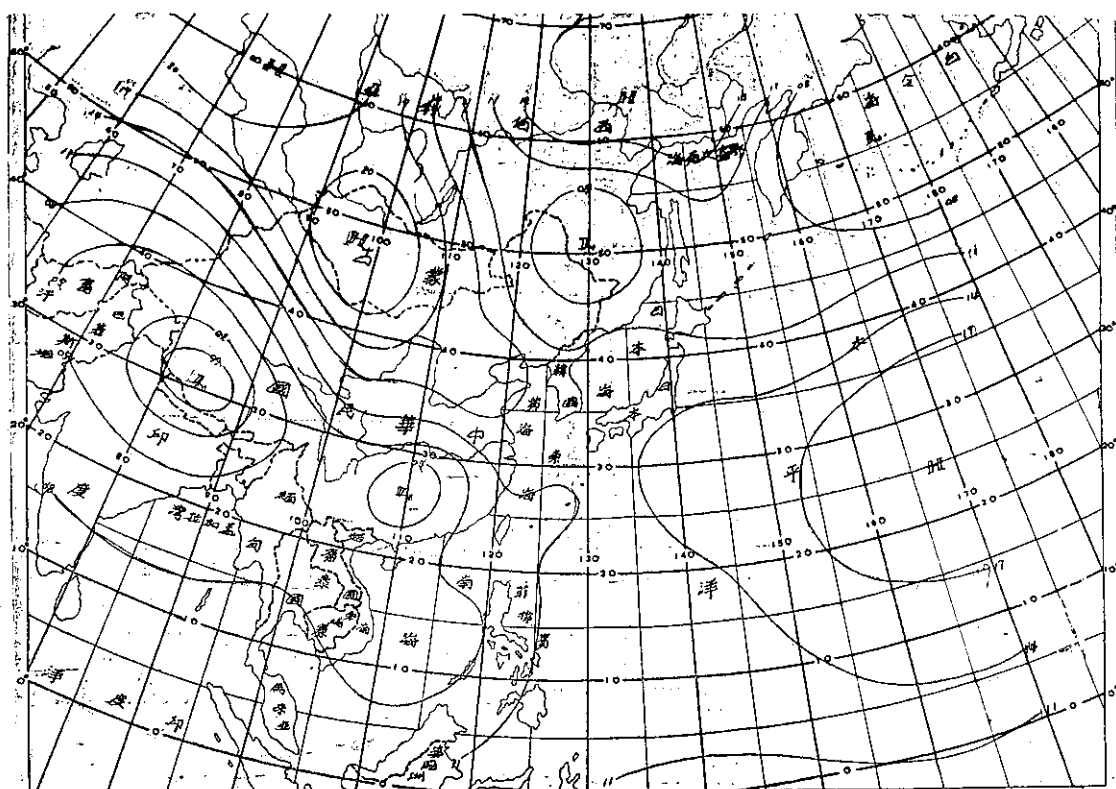


圖17：43年5月地面平均圖（單位毫巴，百位千位省略）

Fig. 17 : Mean surface chart in May, 1954

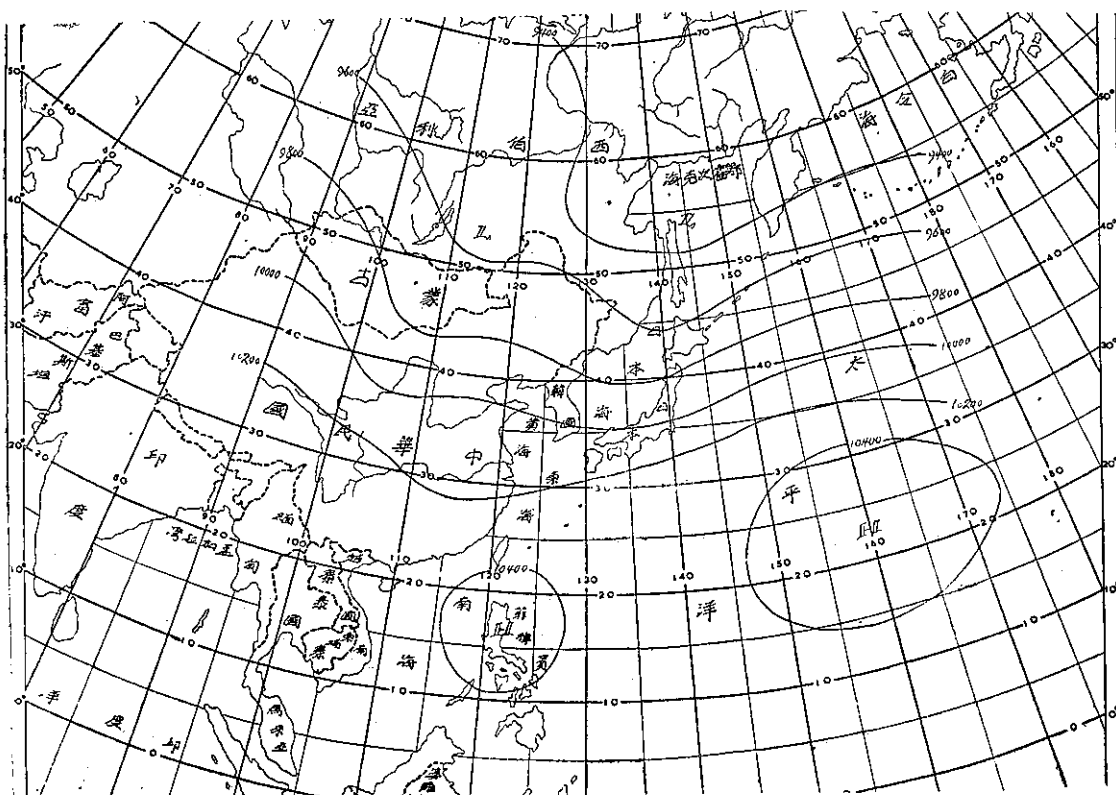


圖18：43年5月700毫巴平均圖（單位10呎數）

Fig. 18 : Mean 700mb chart in May, 1954

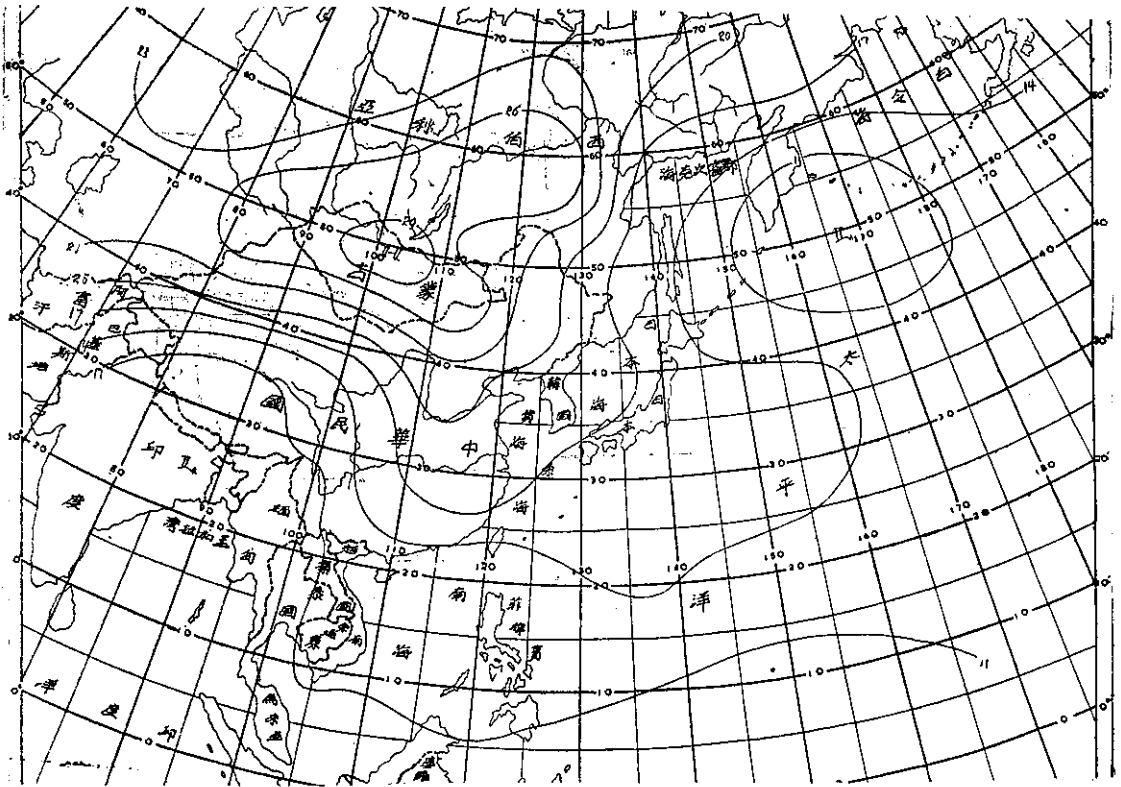


圖19：49年3月地面平均圖（單位毫巴，百位千位省略）

Fig. 19 : Mean surface chart in Mar, 1960

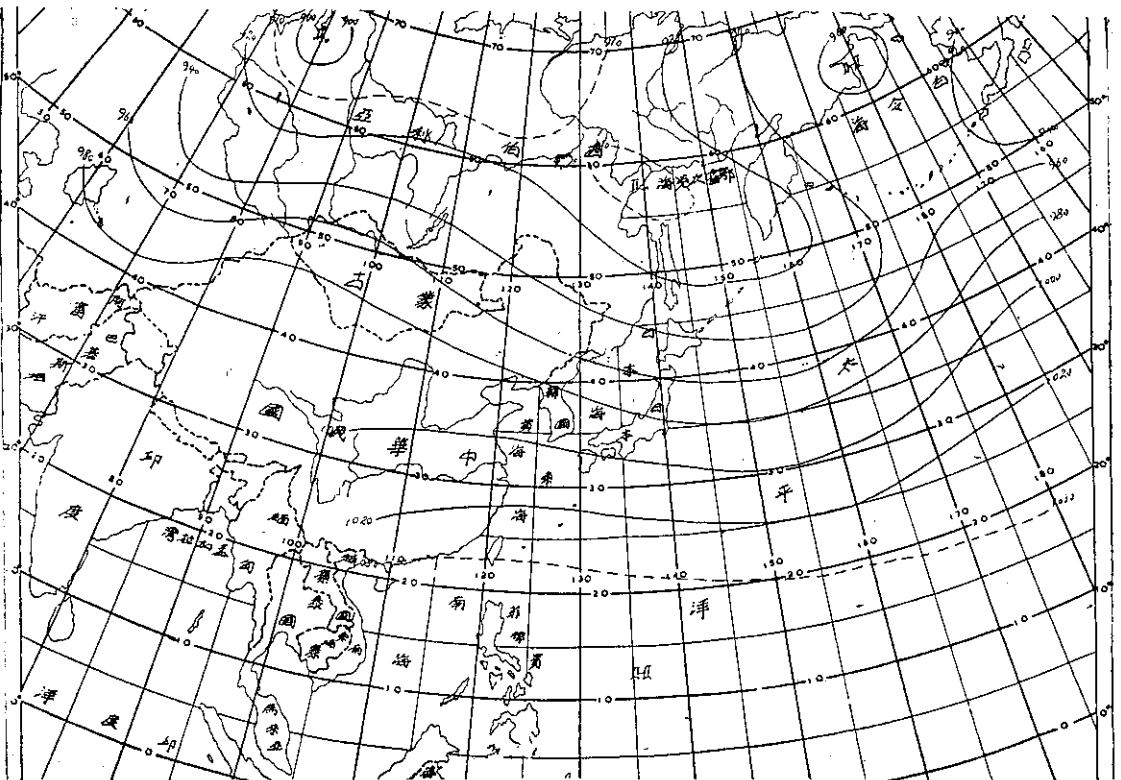


圖20：49年3月700毫巴平均圖（單位10呎數）

Fig. 20 : Mean 700mb chart in Mar, 1960

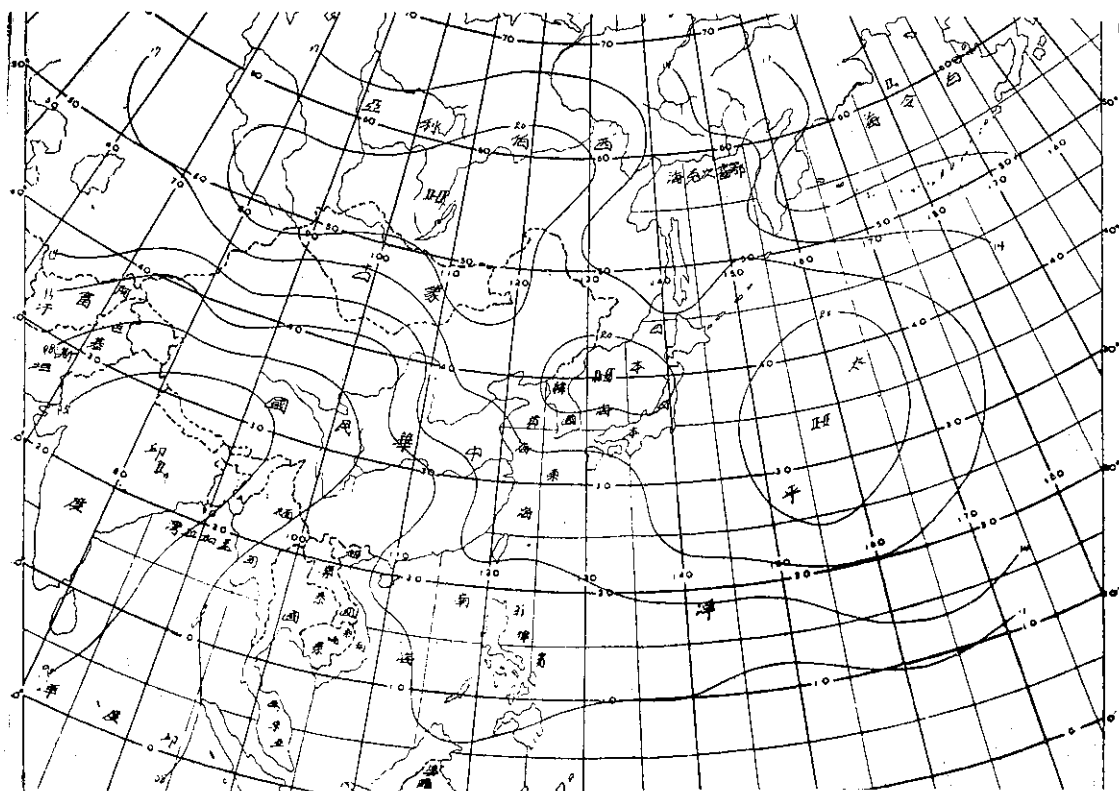


圖21：53年4月地面平均圖（單位毫巴，百位千位省略）

Fig. 21: Mean surface chart in Apr, 1964

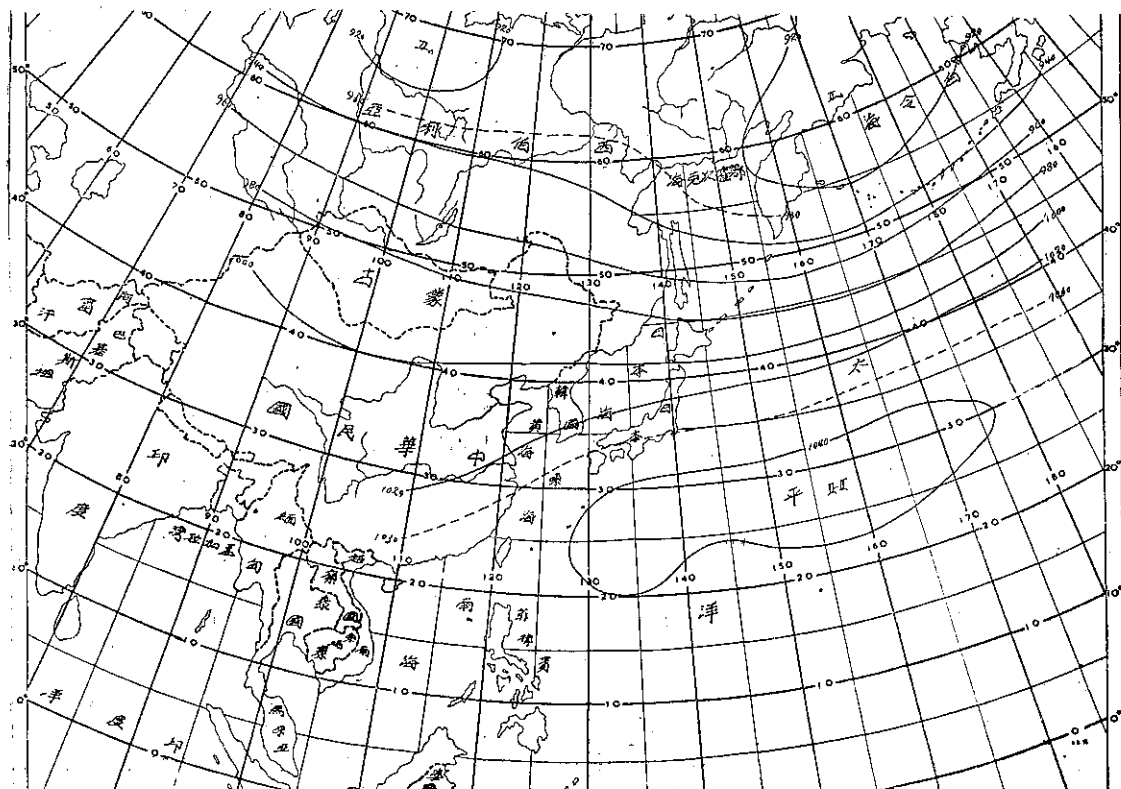


圖22：53年4月700毫巴平均圖（單位10呎數）

Fig. 22: Mean 700mb chart in Apr, 1964

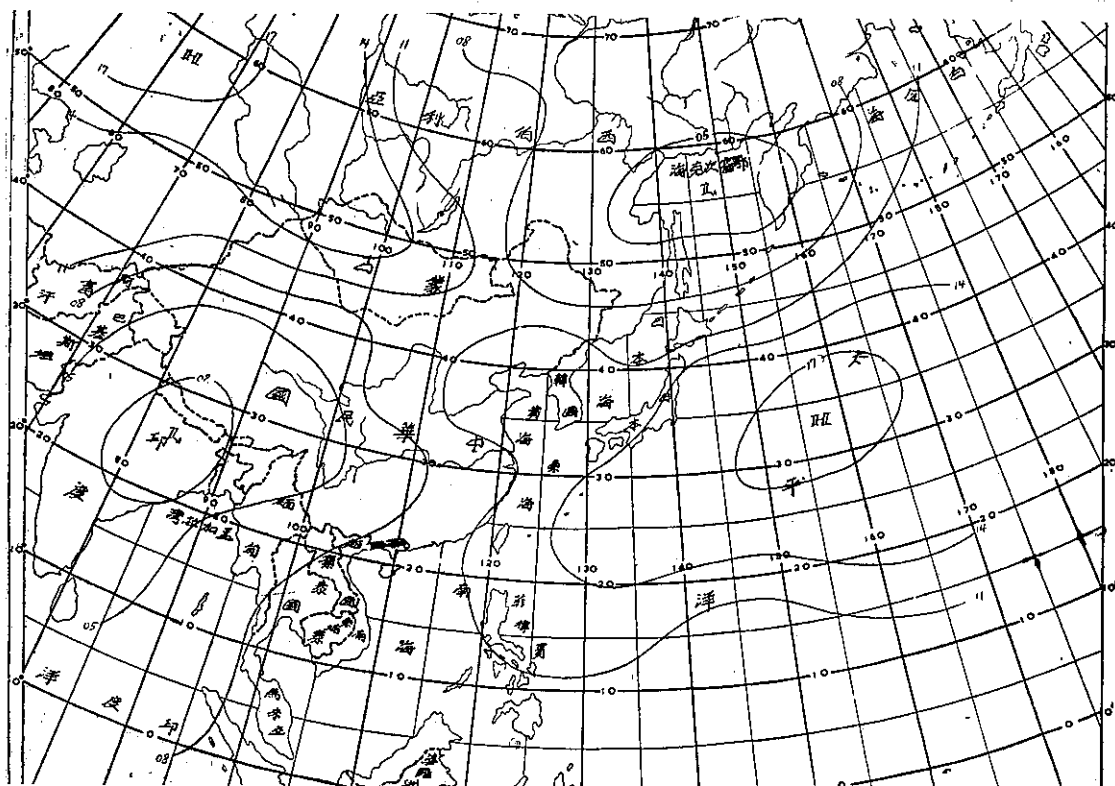


圖23：52年5月地面平均圖（單位毫巴，百位千位省略）

Fig. 23: Mean surface chart in May, 1963

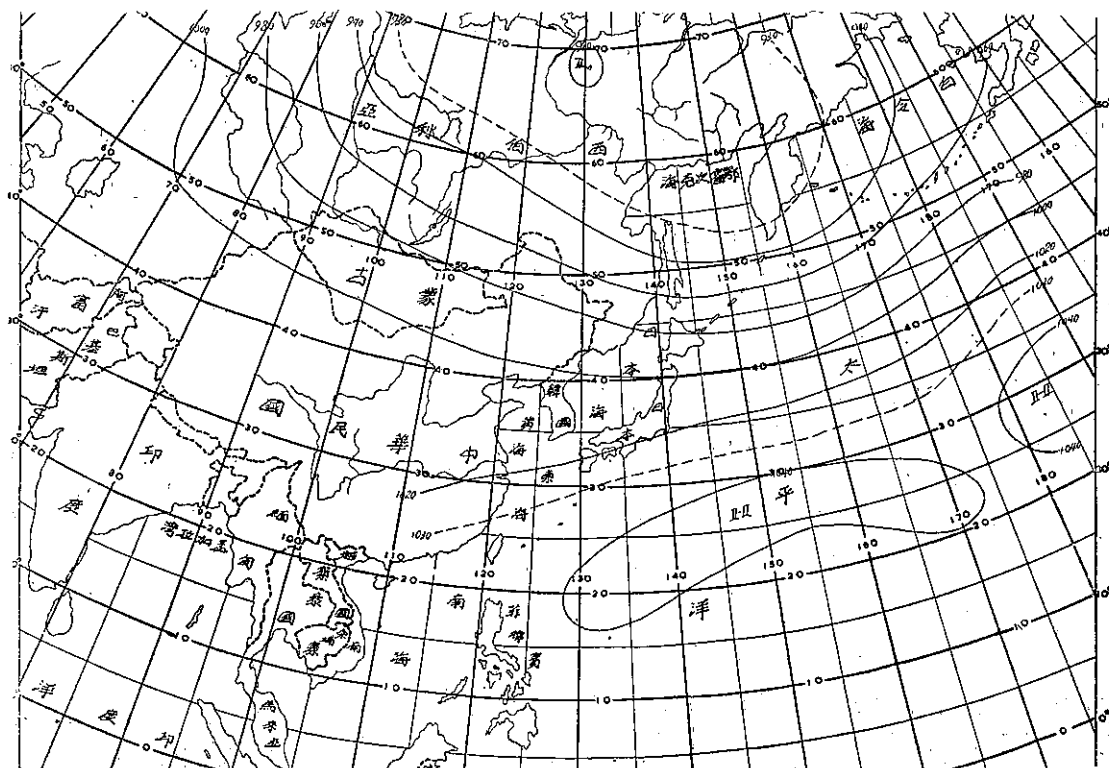


圖24：52年5月700毫巴平均圖（單位10呎數）

Fig. 24: Mean 700 mb chart in May, 1963

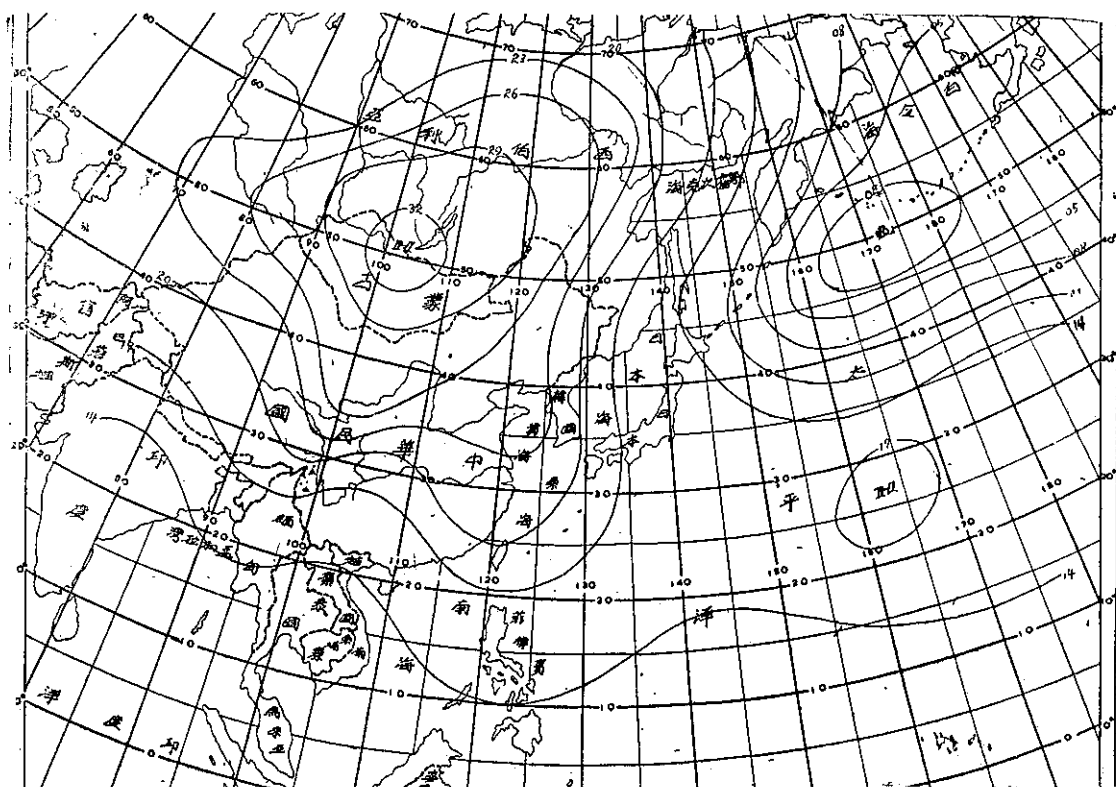


圖25：46年3月地面平均圖（單位毫巴，百位千位省略）
Fig. 25: Mean surface chart in Mar, 1957

上述臺灣氣候顯著偏差各月之東亞平均環流型與標準環流型之比較，顯然能解釋各該氣象要素反常之原因。700mb 面上之環流型通常用緯流用之強弱代表指數之高低，故進一步當分析各緯度帶之平均緯流風與標準緯流風偏差之情形。

取東經100度至150度，代表東亞海陸交替區域，計算北緯60度至20度間之平均緯流風。讀每隔緯度5度之數值，然後求其差值。根據此700毫巴圖上每隔緯度5度之平均高度差，即可算出北緯22.5、27.5、32.5、37.5、42.5、47.5、52.5、57.5度之平均緯流風，各月分別與其標準緯流風分佈相比較，得圖26、27、28。茲分論如下：

(一)三月 根據3月份700毫巴標準圖算得之平均緯流風分佈如圖26中實線所示，圖中可見最強西風在北緯27.52度處，自此向南銳減，向北則減弱甚緩。

51年3月，臺灣雨量正偏差異常顯著，自其平均緯流風分佈視之，中緯度之西風遠較正常為強，最大在北緯27.5至37.5度，僅47.5度以北屬例外。本月份接近冬季型，西風顯著增強表示大陸有大量空氣輸向

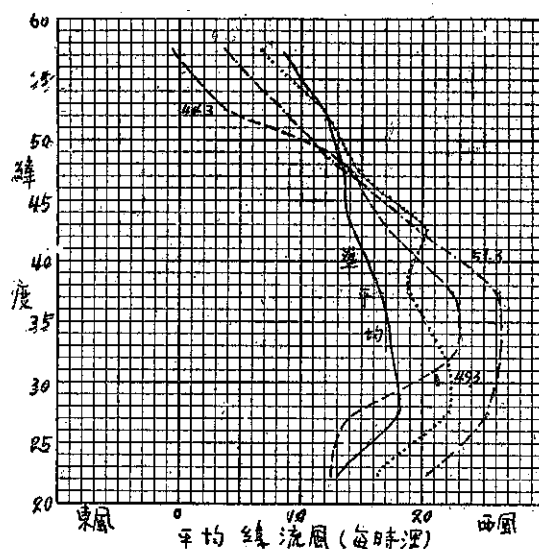


圖26：三月份標準緯流風與臺灣氣候顯著偏差各月之比較（100°—150°E之平均）

Fig. 26: Mean zonal wind (100°-150°E) of the selected months in March compared with its normal

海洋，西南部西北氣流旺盛，南方西南氣流較盛，臺灣雨量自應正偏差。

44年3月為臺灣雨量屬負偏差之月份，圖中之緯流風分佈曲線與標準情況亦有重大出入，但與雨量正

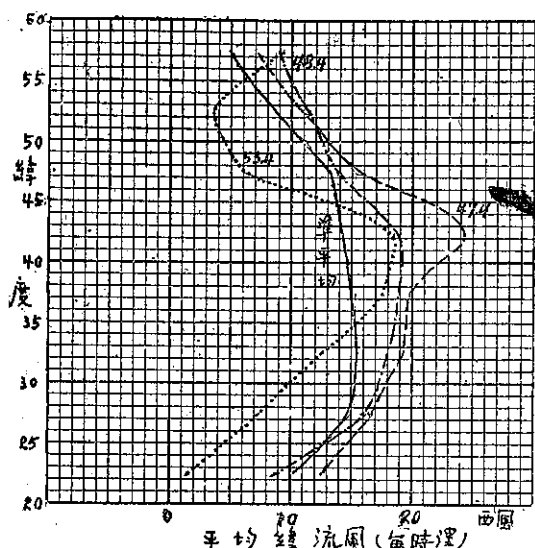


圖27：四月份標準緯流風與臺灣氣候顯著偏差各月之比較

Fig. 27: Mean zonal wind (100°-150°E) of the selected months in April compared with its normal

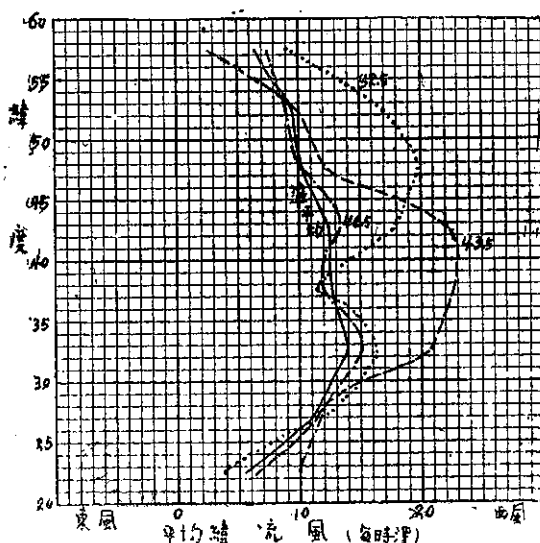


圖28：五月份標準緯流風與臺灣氣候顯著偏差各月之比較

Fig. 28: Mean zonal wind (100°-150°E) of the selected months in May compared with its normal

偏差之情況顯然不同。北緯30度以下西風較正常為弱，30度至47.5度仍較正常為強，足見30度以下之緯流風低於或高於正常似為臺灣雨量正負偏差之關鍵。44年3月，高緯度西風甚弱似與低緯度之情況相呼應，二者均表示為一較高氣壓帶。

49年3月，臺灣之溫度普遍較正常為高，是月之平均緯流風分佈如與正常相比較，可見除北緯52.5度以上外，均較正常為強，其間以42.5及27.5度附近最大，低緯度表示西南西風較強，高緯度表示西北西風較強，西南西風增強為臺灣溫度較高之唯一原因。

(二)四月 4月份之標準緯流風分佈與3月份比較，顯示中緯度分佈較均勻，約自北緯30度向北緩慢遞減。48年4月，為臺灣雨量正偏差之月，中緯度平均緯流風較正常為強，25度以下則較弱，前者似為臺灣雨量正偏差之主要原因。但47年4月為臺灣雨量負偏差甚顯著之月份，平均緯流風曲線同樣表示中緯度西風超過正常，尤以42.5度為著，理由似難解釋，試審視圖16，海上之梯度遠較陸上為峻急，以中緯度陸上而言，緯流風實甚衰弱，計算平均緯流風產生一種補償作用，故不易顯示。另一方面，東亞為季風區，西南風與東北風交替盛行，以致緯流風之興衰不顯。舉例言之，西分風強可能表示西南風強，亦可能表示西北風強；西分風弱可能表示南風強，亦可能為北風強，故平均緯流風之分佈未必具有代表性。

53年4月臺灣顯示溫度正偏差，是月之緯流風曲線與標準情況相差甚遠，35度以下，緯流風較正常弱；35度至45度間，高出正常；45度以北，再不足正常強度，此種偏差仍為海陸異趣之補償後果，未可定論。

(三)五月 5月份之標準緯流風分佈見圖28中之實線所示，一般而論，較4月為弱，尤以低緯度為著。46年5月，臺灣多雨，是月緯度100—150度之平均緯流風與正常情況相當接近，並無顯明之偏差可尋。48年5月，臺灣少雨，平均緯流風曲線顯示中緯度之西風遠較正常為強，仍以北緯40度附近最顯著，與47年4月之雨量負偏差相似，我人可解釋為：西南氣流之前鋒推進至較高緯度，故臺灣多晴明。

52年5月，臺灣溫度較正常為高，是月之平均緯流風低緯度較弱，中緯度較強，北緯50度附近則超過正常甚多。實際上臺灣之所以較暖，為低緯海陸間氣壓梯度加深，故西南氣流強盛，但對平均緯度風而言，則適相抵消，可見平均緯流風之分佈在東亞常無法表明寒暖氣流之盛衰。

八、氣候顯著偏差之緯向剖面分析

上節所論之緯流風分析，實際上代表一種經向剖面分析，將同一緯度之各經度線上網格點所示之 700 毫巴面高度加以平均，由於海陸上空氣壓梯度迥異，高度線型式有別，加以東亞主槽常在海陸交界處，故而東經 100 至 150 度間之平均，每勻消經向之差異，

氣候顯著偏差各月在平均緯流風分析中，難得有徵兆可以解釋。

今再試作緯向剖面分析，即自東經 100 至 150 度之每一經度線上，將緯度 20 度至 60 度之 700 毫巴面高度加以平均，氣候顯著偏差各月與準平均加以比較，所得之 3、4、5 月緯向剖面曲線如圖 29、30、及 31，茲分別討論如下：

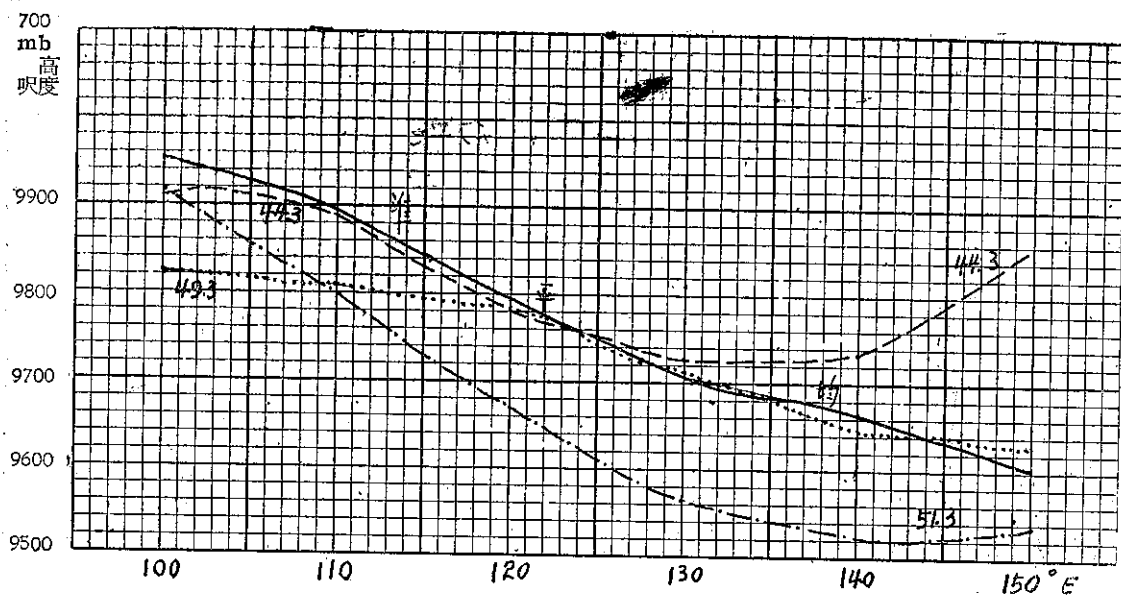


圖 29：三月份標準 700 毫巴面平均高度 (20—60°N) 與同月臺灣氣候顯著偏差各月之比較
Fig. 29: Zonal profile (20-60°N) of selected months in March compare with its normal

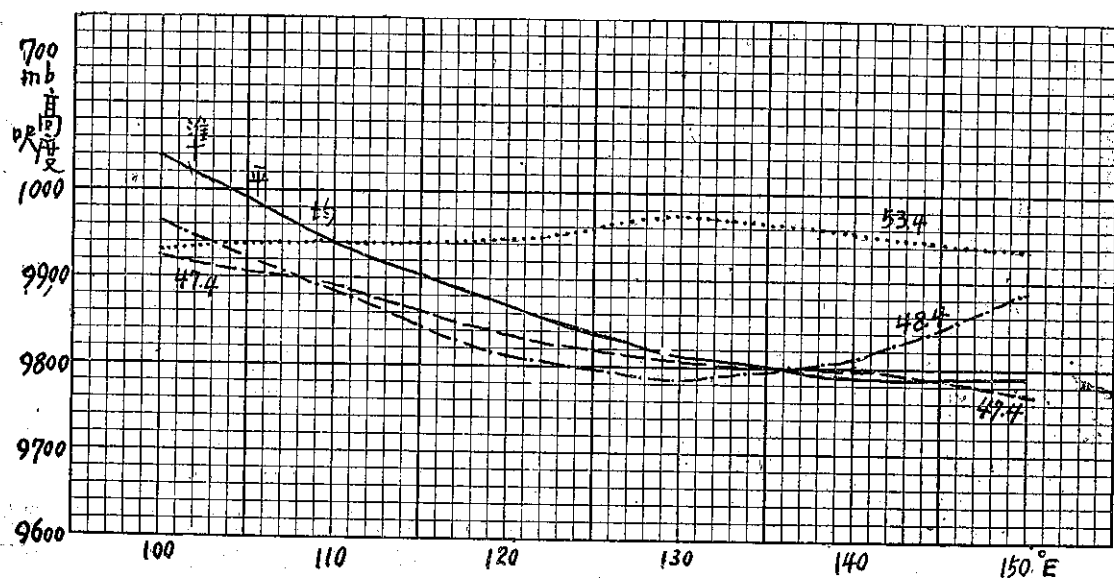


圖 30：四月份標準 700 毫巴面平均高度 (20—60°N) 與同月臺灣氣候顯著偏差各月之比較
Fig. 30: Zonal profile (20-60°N) of selected months in April compare with its normal

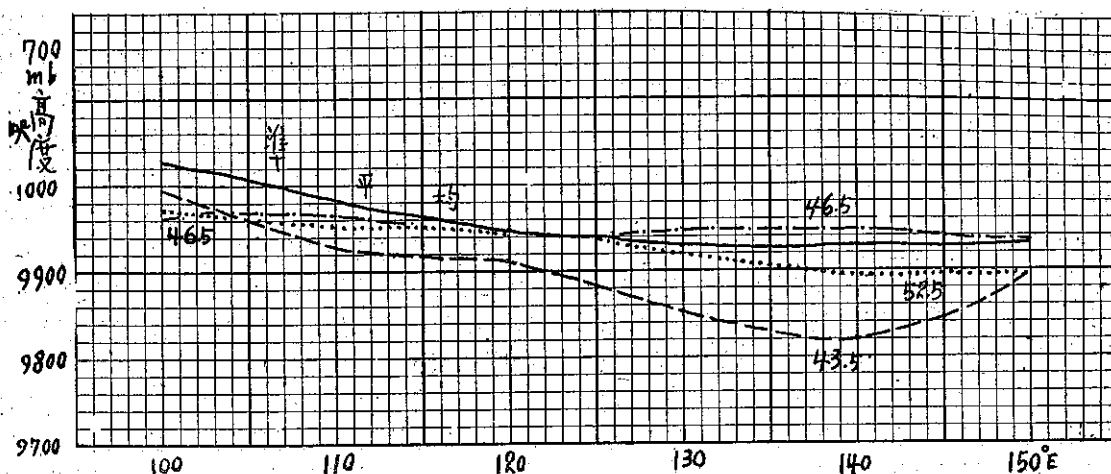


圖31：五月份標準 700 毫巴面平均高度 (20—60°N) 與同月臺灣氣候顯著偏差各月之比較

Fig. 31: Zonal profile (20-60°N) of selected months in May compare with its normal

(一)三月 圖29中，實線表示標準情況，700 毫巴面自西向東逐漸低降。51年3月，臺灣北部多雨，該月自 100—150°E 之 700 毫巴高度普遍低降非常明顯，表示暖氣流旺盛，臺灣東北因而多雨。

44年3月，臺灣雨量為負偏差，緯向剖面分析中，130°E 以西雖與準平均近似，但自此向東則顯較正常為高。此示太平洋高壓之向西伸展，故臺灣乾旱逾常。

49年3月，臺灣之溫度為正偏差，120°E 以西之 700 毫巴面平均高度遠較正常為低，示西南氣流之提前侵入，本省溫度較高自屬顯見。

(二)四月 本月份之緯向剖面分析遠不及上月為明顯，下面將可看出 5 月份亦屬如此。此可能由於 3 月份與冬季型式較接近，相當單純，中高緯度陸上為高壓所據，海上則為一低壓居主體。4、5 月為轉變期，型式較為複雜。

4 月之 700 毫巴面準平均高度雖仍向東遞減，但主槽仍在 140°E 附近。48年4月，臺灣雨量正偏差甚顯著，在緯向剖面分析中可見主槽遠較正常偏西，逼近臺灣。135°E 以西，700 毫巴面均較正常為低，該月臺灣雨量正偏差，其理由雖甚明顯，但47年4月臺灣雨量負偏差則在緯向剖面曲線上並不明顯，即 130°E 以西之 700 毫巴面仍較準平均為低，以東則與準平均相近，其理由甚難解釋。至於53年4月之緯向剖面曲線，我人可見其 700 毫巴面之平均高度在 120°E 以東遠較正常為高，顯係北太平洋高壓偏向西北，與臺灣甚靠近，因而天氣多晴朗，使溫度升高。

(三)五月 本月份之標準緯向剖面曲線遠較前兩月

為平坦，尤以 120°E 以東為然。46年5月，臺灣各地雨量屬正偏差，但在該月平均緯向剖面曲線上並不顯著。48年5月臺灣雨量欠缺，而 700 毫巴面自 100—150°E 普遍較正常為低，似亦難以解釋。52年5月，臺灣溫度較高，但此月之緯向剖面曲線與標準情況相差不大，僅 120°E 以西低於正常，表示大陸氣壓較低，反證暖氣流之強盛。

由此可見：緯向剖面分析雖對臺灣氣候顯著偏差之預測有用，但有時徵兆明顯，有時則無法單獨解釋。比較而論，則初春較晚春為有用，雨量正偏差之徵兆又較負偏差為明顯，至於溫度正偏差常為雨量負偏差之間接後果。

九、提 要

茲將以上分析，提示預報上可資應用之要點如後：

(一)在初春之月平均地面天氣圖內，如大陸高壓較正常偏東，阿留申低壓則偏西，此時海陸間氣壓梯度峻急，大量空氣得以交換。在 700 毫巴平均圖上主槽偏西，自鄂霍次克海指向臺灣，此時西南氣流強盛，滑行於高壓楔之上，臺灣北部之雨量必甚豐沛，此期中緯度西風較正常為強，700 毫巴面之高度遠較正常為低。

(二)在仲春，我國東北至阿留申群島間，倘有一連續之低壓帶，副熱帶海上高壓之位置偏西，在 700 毫巴圖上，日本南方廣大範圍內，等高線均作西南至東北走向。韓國附近之主槽顯著，中緯度西南風旺盛，此亦為臺灣雨量普遍超過正常之兆。

(二)在晚春，如北太平洋高壓聲勢不振，位於我國東北之低壓則甚深，此示東南信風較弱，而西南季風則充分發展。在平均地面圖上，臺灣附近之等壓線呈氣旋形彎曲，大陸沿海氣壓梯度頗峻。在 700 毫巴圖上亦示臺灣一帶等高線自西南西走向東北東，韓國附近有槽線，凡此均示西南暖濕氣流之旺盛，臺灣必有豐沛之雨澤。

(四)在初春，地面平均圖上如陸上高壓與海上高壓連貫成一弧形，自西伯利亞經山東半島入海。阿留申低壓偏處於鄂霍次克海，聲勢萎靡，表示暖氣流難以穿過高壓帶北進。在 700 毫巴圖上，最顯著之現象為菲律賓上空有一高壓。此種情形，必為臺灣地區乾旱之徵兆。在緯向剖面圖上，東經 130 度以東之 700 毫巴面遠較正常為高，表示等壓面向西下傾，可見沉降作用顯著，雨澤必少。此條在仲春亦能適用。另一跡象為我國東南沿海一帶平均等壓線呈反氣旋形彎曲，臺灣亦為乾旱之兆。

(四)在晚春，如印度之季風低壓較正常為深，外蒙為一顯著之高壓，因而外蒙與印度及東北間之氣壓梯度較正常為峻，臺灣出現一弱高壓，此在 700 毫巴圖上位於菲律賓一帶，為臺灣乾旱之徵兆。

(六)在初春，如海上氣壓普遍低降，阿留申低壓較正常弱，表示高緯海上較涼爽，南北向空氣交換不顯著，低緯度之空氣必增暖。再如臺灣附近之等壓線呈反氣旋形彎曲，天氣多晴，故溫度較高，在 700 毫巴圖上，等壓面在高緯海上遠較正常為高，臺灣以西等高線自西南西向東北東。緯向剖面上則 700 毫巴面之平均高度遠較正常為低，凡此均為臺灣溫度偏高之徵。

(七)在春季，如陸上高壓偏東，海上高壓偏西，日本海另有一高壓，因而相連成帶，此為臺灣雨量負偏差之特性，天氣多晴，溫度勢必升高。此時如印度季風低壓特別強盛，槽線伸至長江流域，臺灣經常在暖氣團籠罩之下。在 700 毫巴圖上，北太平洋高壓較正常為強，位置偏北，華南至日本一帶之平均等高線均作西南至東北走向。120°E 以西之 700 毫巴面較低，示西南氣流之侵入。凡此均為臺灣出現暖春之兆。

(八)在初春，如外蒙高壓較強，中心偏東，高壓楔伸向東南，阿留申低壓位置正常，其間氣壓梯度增強，大陸高壓控制臺灣天氣，氣候必較寒冷。

十、結 論

臺灣位於副熱帶之海陸交境，氣候上之顯著偏差，必為平均環流變異之後果，某一區域之平均環流型

受全球性環流之牽制與支配固無疑問，但鄰近活動中心影響其天氣勢必最為顯著，平均環流法在預報上雖有長處，但亦有其短處。例如在地面圖上，某一區域經常有高氣壓經過，反映在全月之平均圖上，必為一高壓；某一區域常出現相當深之低壓，平均圖上必為一低壓，反映在高空圖上，前者為脊，後者為槽。但如強度相當之高低壓交替經過，勢必彼此相抵消，高空之情況亦然。平均環流法之另一缺點在於平均（5 日或 10 日）高低壓之移行不若日常天氣圖上高低壓之有規律可循。

本研究所得之結果，證知臺灣氣候偏差顯著之各月取樣，本平均環流中大都均有明顯之跡象可尋，地面平均圖與 700 毫巴圖配合應用，更可解釋彼此之因果關係。但亦有少數跡象並不明顯，難以理解，可能為上述之勾消作用所致。此種現象尤以平均緯流風為然，蓋在 700 毫巴面上，海陸之情況常有明顯之差異，同一緯度相平均，此種差異自然消失。至於緯向剖面之分析則因同一經度上勾消高低緯之差異，故海陸稟性上之不同亦無從獲知。

但無論如何，上項活動中心之偏差如何影響臺灣氣候之反常，對於 5 天以上至一個月之平均天氣情況預測極有助益。進一步之研究，似應使預報人員瞭解 5 天或 10 天之平均環流型與臺灣氣候偏差之關係。東亞為季風型氣候，冬夏之環流型式迥異，春季則為交替季節，初春與晚春顯然不同，宜分別加以研究。再者，所謂雨量正偏差，未必全月均大雨，可能雨量集中在若干日內，其餘一部份時日雨量則為負偏差，此在全月環流型中勢必減弱其現象，甚或消除其徵兆，故最好據實際旱澇之期，取其平均環流型加以研究。

重要參考文獻

1. U. S. Weather Bureau : Normal Weather Charts for the Northern Hemisphere.
2. J. Namias : Extended Forecasting by Mean Circulation Methods 1947.
3. H. C. Willett : Long-period Fluctuation of the General Circulation of the Atmosphere. 1949.
4. 戚啓勳：臺灣冬夏雨量偏差與東亞環流之關係 1955.
5. 臺灣省氣象局：東亞天氣圖。
6. 空軍天氣分析及預報月刊。
7. 戚啓勳：臺灣之梅雨期 1966.
8. AMS. Weatherwise.

颱風經過臺灣北方海面與臺北及其附近地區之降水

徐 寶 箴

Rainfall over Taipei Area due to Typhoons Passing through the Sea North of Taiwan

P. C. Hsu

Abstract

When a typhoon passes through the sea north of Taiwan, the mountains near the Taipei area have a pronounced influence on the rainfalls of the region. There are four components of storm rainfall over mountain regions, rainfall due to original convergence of the storm over flat terrain, direct uplift of air, stimulation of convection and spillover.

As examples, four typhoons which passed through the sea north of Taiwan but produced very different amounts of rainfall are used. Rawinsonde data from Taoyuan and rainfall data from Taipei along with five near by stations are used for this study. Conclusions are as follows:

1. Typhoons passing through the sea to the north of Taiwan can produce varying amounts of rainfall depending upon the distance of the typhoon track to Taiwan coast, the length of time during which the typhoon influenced Taiwan, i.e. the typhoon velocity, the stability of its associated air mass, moisture content, and wind.
2. The height of a station and the stability of the air mass plays an important role in the local hourly intensity of rainfall which is indicated with Typhoon Cola. In Cora, intensity was principally affected by the stimulation component of rainfall.
3. Gloria contained a very thin convectional unstable layer of air but had a great amount of water and a strong and large area of convergent winds which produced heavy rainfall. Also, Gloria movement was rather slow through the sea north of Taiwan.
4. Alice with a very moist and thick convectional unstable layer of air produced a small amount of rainfall due to the track being further offshore, to faster movement, and resultant shorter period of strong winds.

一、引 論

颱風伴來狂風暴雨，其經過之地區，常造成極大之災害，或房屋倒塌，或街道成河，或洪水泛濫，使人民之生命與財產蒙受極大之損失。但亦有些颱風其路徑相似，降水不多，無災害可言者，此種原因實值得予以研討。本文將着重討論颱風中心在臺灣北方海面經過時，臺北及其附近地區之降水情況，並列舉四次路徑相似而降水情況懸殊之颱風為例，予以分析論述。

二、颱風中心經過臺灣北方海面，臺北及附近地區之降水因素

颱風源發於海洋，途經於海洋，其水氣含量必豐富，海面磨擦小，風速大，故輻合氣流強盛。一個發展完全之颱風，在海上時，均有廣大而猛烈之風區與雨區。颱風接近陸地後，由於地面之磨擦，其環流必趨於減弱，如有山嶺阻擋，其向風一面之山坡，可逼使空氣上升，或引發空氣層之不穩定而降豪雨，故颱風接近山地後，其降水之原因更趨於複雜，山地之風暴降水因素，可有以下四種：

1. 空氣層上舉：在一颱風或風暴中，其強烈之風遇到山坡，即被逼上升凝結而成雲雨，因此種發生降水之原因，稱之為風暴降水之層流因素 laminar flow component，因為此時之空氣層，近似與地面平行流動。如第1圖A圖所示。

2. 風暴環流：在颱風與風暴中均有輻合氣流，使空氣上升而成雲致雨，此種雲雨可在平地或海洋上發生，並不需要山地之抬升，此種降水之發生可稱為風暴降水之輻合因素 connergence component，因為風暴環流中均有此種輻合氣流。如第1圖中之B圖所示。

3. 引發上升氣流：對流性不穩定之空氣或潛不穩定之空氣，由山地之抬舉而引起，使空氣層發生猛烈之上升氣流，而導致雷雨或豪雨之發生，此種引發而生之雷雨或豪雨，在高大山脈之山麓尤為顯著，48年八七水災在斗六一帶降水日量超1,000公厘以上，當為此種因素所造成，此種因素稱為風暴降水之引發因素 (stimulation component)，因為暴雨之發生係由山地之抬升使空氣層變為不穩定後而引起，如第1圖中之C圖所示。

4. 飄過山嶺之降水：在向風山坡上造成之雨，隨雲層或氣流越過山嶺而降落於山之背風面，造成山之背風面降水，此種現象於降雪時尤為顯著，因為降雪

可以飄行較遠之距離。此種降水可稱為風暴降水之飄落因素 (spillover component)，因其降水係由山之他方飄落而來，如第1圖之D圖所示。

以上各種降水因素如能分開研究，當可了解各次颱風降水所以不同之原因。一個平地測站降水量與鄰近山麓或較高地點降水量之不同，是表示引發因素之存在。在甚少引發因素存在時，層流因素與輻合因素之區別，可由平地之降水量與山地降水量之差求出。

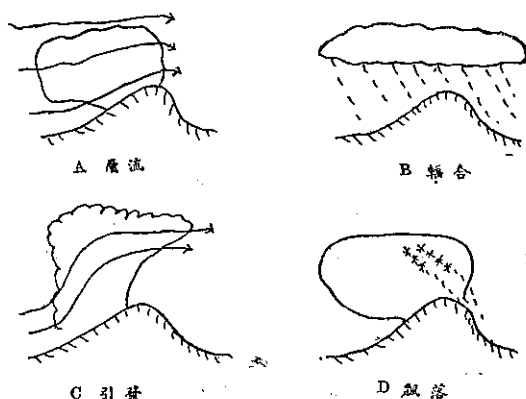


圖1：風暴降水四因素

Fig. 1: Four Components of storm Rainfall over mountain areas

三、應用資料說明：一五十二年九月葛樂禮 Gloria 颱風經過臺北海面，造成臺北一帶極嚴重之災害，55年8、9月間先後有蒂絲 Tess、艾麗絲 Alice 及寇拉 Cora 等三個颱風經過基隆北方海外，有的災害輕微，有的竟或無之。茲為分析比較以上各颱風降水與臺北附近地區之災害情況。特將氣象局所屬彭佳嶼、基隆、竹子湖、鞍部、淡水等測候所及本局臺北之地面觀測紀錄，及空軍之桃園探空紀錄作為分析之依據，以上地面及高空紀錄均取颱風中心在臺灣北方海面停留一段時間中之資料。

四、災 害 比 較

1. 四次颱風所造成之災害，以葛樂禮之侵襲最為嚴重，臺灣之北部及中部均蒙受嚴重損失，據52年9月15日臺灣省警務處發佈之統計資料，因葛樂禮颱風而死亡者189人，失蹤138人，不明屍體36人，重傷55人，輕傷883人，房屋全倒者13,950間，半倒者10,763間。財物之損失如下：

鐵 路	51,899,171元
水 利	30,592,000元

港務	3,320,000元
農作物	323,824,091元
家畜	39,160,000元
林業	40,256,790元
海業	9,442,030元
以上合計	498,494,088元

2. 寇拉颱風過境，僅有北部地區造成洪水災害比葛樂禮之災害輕而範圍小，據省警務處55年9月8日公佈之統計資料如下：人民死亡2人，失蹤1人，重傷1人，輕傷6人，房屋全倒17間，半倒42間。財物之損失，鐵路方面約損失 2,662,254 元，基隆防波堤沖毀了3處及若干公路均坍方，損失均大。

3. 蒂絲經過北方海面時，臺北一帶降水不多，淡水河流域，甚少災害。

4. 艾麗絲經過時，降雨更少，無災害可言。同是颱風在北方之海面經過，對臺北地區之影響，有嚴重之災害與無災害之別，其中原因當在以下各節中討論之。

五、路徑比較

四次颱風之路徑如第2圖所示，由圖可知：以葛樂禮之路徑最靠近臺灣，寇拉次之，蒂絲第三，艾麗絲最遠。以颱風中心在北方海面停留之時間言，葛樂禮、寇拉、蒂絲三次颱風均停留24小時以上，以艾麗絲之停留時間最短，就以此種路徑性質之不同，便可以說明葛樂禮颱風對臺北地區之影響為最大，及艾麗絲之災害為最少之一部份原因。

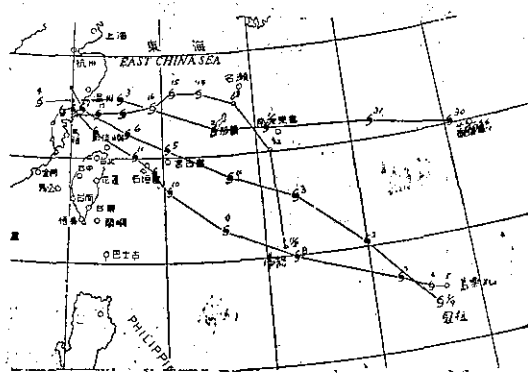


圖2：颱風路徑

Fig. 2: The Tracks of Typhoons

六、探空資料分析

所用探空紀錄，包括各次颱風在北方海面時亦即臺北地區降水最大先後時期中各高度之氣壓、氣溫、相對濕度、混合比、位溫、相當位溫及風向風速等項目，如第1至第4表所示。此外為比較各次颱風經過北方海面降水最強時期各層之風向風速分佈情況，特將各次颱風各取四次之高空風資料，作為分析討論之範例。（葛樂禮颱風，只有一次紀錄）。由第1至第4表之比較，顯示地面之相對溫度及混合比以艾麗絲者較大。但以地面至800mb之空氣層言，無論相對濕度或混合比均以艾麗絲者較少，一般言之，四次颱風，均含有水氣量甚大，在600mb以下之空氣層中，均有6克/千克以上之混合比。比較各次颱風之相當位溫分佈，可知葛樂禮颱風在950mb與900mb

表1：52年9月12日8時桃園探空紀錄（葛樂禮降雨最大時）

Table 1: Rawinsonde data of Taoyuan Sept 12, 0000Z 1963

氣壓 mb	氣溫 °C	濕度 %	混合比 克/千克	位溫 °A	相當位溫 °A	風向 0-36	風速 kt
地面 985	24.3	94	18.4	298.7	348.0	23	20
950	21.4	90	15.3	299.0	340.0	22	54
900	21.4	85	15.5	303.7	346.0	22	50
850	18.8	87	14.1	305.5	345.0	22	44
800	15.9	88	12.6	308.0	343.5	21	36
750	13.4	89	11.7	311.4	345.0	21	54
700	10.6	89	10.3	314.5	344.5	21	58
650	8.0	90	9.5	318.0	346.0	21	50
600	5.3	89	8.5	321.5	347.0	21	36
550	2.1	89	7.4	325.0	348.0	22	38
500	— 1.1	88	6.2	332.0	352.0	22	38
450	— 6.0	82	4.5	337.0	352.0	22	30

400	—	10.8	78	3.3	341.5	353.0	20	10
350	—	17.0	67	1.9	346.0	353.0	20	16
300	—	24.2	55				20	16
250	—	34.4	39				20	20
200	—	47.1					20	16
175	—	54.7					20	8
150	—	61.5					18	6
100	—	71.7					0	2

表 2 : 55年 8 月 15 日 8 時桃園探空紀錄 (帶絲降水最大時)

Table 2 : Rawinsonde data of Taoyuan Aug 15, 0000Z 1966

氣 壓 mb	氣 溫 °C	濕 度 %	混 合 比 克/千克	位 溫 °A	相 當 位 溫 °A	風 向 0-36	風 速 kt
地面 994	28	82	18	301.5	350		
922	23	94	18.3	303.0	353	30	13
850	19	98	16.0	306.0	350	31	11
750	14	96	13.0	312.0	349	34	15
700	10	78	8.6	313.5	339	34	17
670	09	67	7.4	317.0	339	34	18
634	07	98	9.8	319.0	348	35	18
610	05	68	6.1	320.5	340	36	17
550	01	73	5.3	325.5	342	33	08
500	3	82	7.6	337.0	362	27	04
450	— 7	92	4.5	335.0	349	02	10
400	— 11	91	3.6	341.0	353	03	16
360	— 16	82	2.4	344.0	354	04	18
300	— 25	76	1.5	351.0		04	19
200	— 48	10				06	08
150	— 64	—				07	17
100	— 75	—				06	44

表 3 : 55年 9 月 6 日 8 時桃園探空紀錄 (寇拉降雨最大時)

Table 3 : Rawinsonde data of Taoyuan Sept 6, 0000Z 1966

氣 壓 mb	氣 溫 °C	濕 度 %	混 合 比 克/千克	位 溫 °A	相 當 位 溫 °A	風 向 0-36	風 速 kt
地面 992	26	91	2.0	299.4	353	32	18
918	22	93	17.2	302.6	350	33	31
850	18	96	14.0	305.0	344	35	40
800	16	94	13.5	308.2	346.5	35	45
700	10	78	8.6	313.5	339	35	34
600	03	77	6.1	319.5	338.5	35	42
540	— 2	85	5.0	323.5	339.0	35	53
514	— 4	59	3.3	326.0	341.0	35	49
500	— 5	83	4.1	327.0	337.0	34	48
474	— 8	83	4.5	328.5	343.0	34	53

432	—	11	53	2.0	333.0	337.0	34	55
418	—	10	47	2.0	338.0	345.0	34	55
400	—	12	43	1.6	340.0	346	33	44
350	—	18	31	0.8	343.0	346	34	53
300	—	25	16	0.2	351.0		32	48
219	—	44	10				36	37
200	—	48	—				36	38
150	—	63	—				03	38
100	—	77	—				02	16
T 10		93						
		(—103) (—43)					29	36

表 4 : 55年 9 月 3 日 8 時桃園探空紀錄 (艾麗絲降雨最大時)
Table 4 : Rawinsonde data of Taoyuan Sept 3, 0000Z 1966

氣 壓 mb	氣 溫 °C	濕 度 %	混 合 比 克/千克	位 溫 °A	相 當 位 溫 °A	風 向 0-36	風 速 kt
地面 995	25	100	20.2	298	352	23	16
900	20	92	14.8	301	341	24	30
850	17	87	11.6	304	336	25	30
800	15	79	10.5	307	337	25	40
773	13	91	10.8	308	339	25	42
750	12	73	8.4	310	334	25	54
700	09	74	7.0	312.5	333	25	48
677	07	74	6.6	313.5	333	25	48
664	07	74	6.6	315.5	335	25	46
655	06	42	3.6	315.5	327	25	42
614	03	77	6.2	317.5	336	24	42
580	01	76	5.3	320.5	337	—	—
500	— 4	82	4.6	328.5	342		
400	— 13	71	2.5	339.0	347		
300	— 27	10					
269	— 32						
200	— 48						
150	— 64						
100	— 77						
T	— 95						

之間及 800mb 以上之空氣層均為對流性穩定之空氣層，不穩定之空氣層甚少。寇拉颱風之對流性不穩定空氣層比蒂絲者為高而厚。艾麗絲之對流性不穩定空氣層在地面至 850mb 及 773mb 至 750mb 之間。以前述風暴之降水因素言，降水之引發因素，須視空氣層之穩定性而定，今葛樂禮颱風對流性不穩定，空氣層僅有靠近地面薄層，可推知其降水總量之所以多，乃由於層流因素與輻合因素所造成，如果當時葛樂禮之空氣層與寇拉相同有深厚之不穩定空氣層，則降水將更多，所造成災害將更嚴重。艾麗絲颱風降水較

少，無災害可言，其空氣層含水氣較少及對流性穩定空氣層較厚當為其原因之一部份。

由第 5 表各次颱風降水最大前後各層風分佈之比較，可看出自地面至 400mb 之各空氣層，其風速超過每時 30 海里者，蒂絲有三次，寇拉有二次，艾麗絲有一次（葛樂禮僅有一次紀錄，該次紀錄 850mb 至 500mb 之間，均有每時 38 海里以上之風）。以降水之層流因素及輻合因素言，較大之風速，必有較大之降水；艾麗絲降水最少，其較強高空風之吹行時間較為短暫，當為原因之一。

表 5：各層風向風速分佈比較表

Table 5: Wind speeds and directions of various layers of the four typhoons

	蒂 絲 Tess								艾 麗 絲 Alice							
	8月15日20時		8月16日8時		8月16日20時		8月17日8時		9月2日20時		9月3日8時		9月3日20時		9月4日8時	
	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速
地 面	17	10	23	10	23	23	13	08	36	06	23	16	07	07	14	20
850	01	28	26	37	24	40	21	40	01	30	25	30	10	10	02	02
700	35	14	29	42	23	38	21	26	36	25	25	48	15	06	10	12
500	01	20	31	33	25	30	20	38	35	12			14	10	13	06
400	01	20	34	30	25	34	20	40	35	12			19	16	10	10

	寇 拉 Cora								葛樂禮 Gloria			
	9月5日20時		9月6日8時		9月6日20時		9月7日8時		9月12日8時(52年)			
	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速
地 面	36	18	32	18	23	26	23	06	23		23	20
850	36	27	35	40	28	72	21	31	22		22	44
700	36	29	35	44	28	88	20	21	21		21	58
500	36	29	34	48			20	25	22		22	38
400	01	19	33	44			19	27	20		20	10

七、降 水 分 析

上述四次颱風在臺灣北方海面經過期間，在基隆、臺北、竹子湖、淡水、彭佳嶼及鞍部等六個測站之降水紀錄如第 6 至 11 表所示。表中列有各颱風經過期間各地測得之總降水量，降水起止時日，降水總時期，每小時最大降水量，及最大降水之日期與其風向風速。

由下第 6 至第 11 表之比較，四次颱風六個測站之降水總量均以葛樂禮為最大，降水總時數亦以葛樂禮為最長；而各該次颱風各地均以艾麗絲之降水量為最少（臺北例外，以蒂絲之總降水量為最少），降水總時數，各地亦均以艾麗絲為最短。由葛樂禮之總降水

量之最多及其降水時間最長，則可推知其降水之主要原因當非有地方色彩之層流因素與引發因素，必為風暴普遍分佈之輻合因素，按葛樂禮之路徑及各地開始降水之時日，該颱風中心遠在東經 130°E 以東及北緯 20°N 時，臺北地區已開始降雨，足見該颱風兩區之廣大及輻合氣流之強烈。至艾麗絲之各地降水普遍較少，當如上節探空資料所示水氣含量較少及強風盛行之時間較短暫有關。

以個別颱風言，葛樂禮以鞍部之總降水量為最大，該地海拔高度 836.2 公尺，其降水最多之原因主要應歸功於除輻合因素外再加以層流因素。因葛樂禮之空氣層穩定，故引發因素之作用不顯。艾麗絲之總降

表6：基隆之降水紀錄

Table 6: Rainfalls of Chilung

	降水總量 mm	降水起止時日	降水總時期	每時最大 降水量 mm	最大降水日期	最大降水時 之風向風速 m/s
葛樂禮	366.2	52年9月9日21時0分 52年9月12日23時30分	74小時30分	24.2	11日2—3時	N 24.0
蒂絲	69.5	55年8月15日3時30分 55年8月17日10時42分	55小時12分	17.5	15日23—24時	SW 4.3
寇拉	199.8	55年9月4日3時46分 55年9月6日23時55分	68小時9分	39.0	6日16—19時	SW 16.0
艾麗絲	91.2	55年9月2日16時54分 55年9月3日9時42分	16小時45分	23.0	3日5—6時	SW 6.3

表7：臺北之降水紀錄

Table 7: Rainfalls of Taipei

	降水總量 mm	降水起止時日	降水總時期	每時最大 降水量 mm	最大降水日期	最大降水時 之風向風速 m/s
葛樂禮	483.0	52年9月9日3時54分 52年9月12日19時40分	87小時46分	37.4	11日3—4時	NNW 20.5
蒂絲	170.0	55年8月14日23時54分 55年8月17日14時24分	62小時18分	13.0	16日0—1時	V
寇拉	223.9	55年9月4日13時7分 55年9月7日1時21分	62小時28分	48.4	5日0—1時	SW 3.0
艾麗絲	28.3	55年9月2日9時6分 55年9月3日9時48分	24小時42分	7.6	3日5—6時	WSW 9.7

表8：竹子湖之降水紀錄

Table 8: Rainfalls of Chu Tzu-Hu

	降水總量 mm	降水起止時日	降水總時期	每時最大 降水量 mm	最大降水日期	最大降水時 之風向風速 m/s
葛樂禮	624.3	52年9月9日17時20分 52年9月12日21時10分	75小時50分	28.5	10日19—20時	W 10.0
蒂絲	220.1	55年8月15日0時24分 55年8月17日10時12分	57小時48分	25.2	15日4—5時	NW 4.0
寇拉	438.5	55年9月4日9時30分 55年9月7日9時32分	64小時16分	52.7	6日18—19時	WNW 11.2
艾麗絲	106.3	55年9月2日9時6分 55年9月3日9時48分	24小時42分	27.2	3日4—5時	NW 5.0

表9：淡水之降水紀錄

Table 9: Rainfall of Tan-Shui

	降水總量 mm	降水起止時日	降水總時期	每時最大 降水量 mm	最大降水日期	最大降水時 之風向風速 m/s
葛樂禮	383.9	52年9月9日13時10分 52年9月12日4時40分	63小時30分	26.3	11日5—6時	NNW 25.0
蒂絲	199.2	55年8月14日23時12分 55年8月17日20時30分	69小時18分	20.0	15日6—7時	C
寇拉	138.4	55年9月4日9時45分 55年9月6日23時55分	62小時10分	15.4	6日19—20時	W 12.3
艾麗絲	39.8	55年9月2日15時12分 55年9月3日11時12分	20小時0分	12.4	3日6—7時	NW 10.0

表10：彭佳嶼之降水紀錄

Table 10 : Rainfalls of Pon-Chai-Yu

	降水總量 mm	降水起止時日	降水總時期	每時最大 降水量 mm	最大降水日期	最大降水時 之風向風速 m/s
葛樂禮	418.0	52年9月8日1時12分 52年9月12日2時12分	97小時	21.0	11日15—16時	ENE 37.8
蒂絲	239.5	55年8月15日1時12分 55年8月16日24時0分	47小時5分	23.8	16日13—14時	WSW 14.7
寇拉	405.2	55年9月5日17時40分 55年9月7日0時40分	31小時	52.2	6日12—13時	N 46.8
艾麗絲	60.1	55年9月1日20時6分 55年9月2日9時48分	13小時42分	18.0	2日6—7時	WSW 33.5

表11：鞍部之降水紀錄

Table 11 : Rainfalls of An-Pu

	降水總量 mm	降水起止時日	降水總時期	每時最大 降水量 mm	最大降水日期	最大降水時 之風向風速 m/s
葛樂禮	746.4	52年9月9日14時20分 52年9月12日20時12分	77小時52分	28.0	10日23—24時	NNW 23.8
蒂絲	233.4	55年8月15日0時10分 55年8月17日12時50分	60小時40分	32.0	15日3—4時	N 6.7
寇拉	418.3	55年9月4日9時36分 55年9月6日24時0分	62小時24分	43.5	6日14—15時	N 18.3
艾麗絲	129.6	55年9月2日19時20分 55年9月3日10時0分	14小時40分	35.0	3日6—7時	NNW 10.7

水量亦以鞍部為最多，其主要原因必為層流因素，由第11表知鞍部每小時最大降水均為北及西北風。蒂絲之總降水量以彭佳嶼為最多，該測站之海拔高度為99.0公尺，是為降水引發因素產生之高度，按探空紀錄第2表，蒂絲空氣之對流性不穩定空氣層頗為深厚，又按第5表蒂絲16及17兩日高空風速均在每時30海里以上，可推知其降水主要原因當為輻合因素與引發因素。寇拉颱風之總降水量以竹子湖之438.5mm為最多，彭佳嶼405.2mm次之。竹子湖海拔高度600公尺，按寇拉颱風之環流與其氣團之不穩定性及高空風之強大，其降水原因當具備輻合、引發、層流等三因素之總和。

每一小時最大降水量，葛樂禮以臺北之37.4mm為最大，風向WSW風速為20.5海里/時，葛樂禮空氣層之對流性不穩定甚薄，故其最急之降水並不在山地，而在海拔高只有8公尺之臺北，其風向為最有利於輻合因素之WSW。蒂絲與艾麗絲之每時最大降水均出現在鞍部，前者為23.8mm，風向為北，後者為33.5mm，其風向為NNW。蒂與絲艾麗絲兩颱風均有對流性不穩定空氣層甚厚，兩者之風向

均為上山坡之方向，風速亦大，尤以艾麗絲該時之風速特大，鞍部海拔高836.2公尺，其降水強度所以能為各地之冠，當以層流因素為主要因素。寇拉之每小時最大降水為出現在彭佳嶼之52.2mm，此一數值亦為上述四次颱風之最大值。寇拉之空氣對流性不穩定甚厚，且含水氣豐富，彭佳嶼海拔高度99公尺，降水之引發因素作用必甚大，又該地較接近颱風中心，其風向為WNW，風速每時46.8公尺，輻合氣流強，故引發與輻合因素當為其主要原因。

八、結 論

1. 風暴之降水可分為層流、輻合、引發及飄落四種因素。

2. 颱風之路徑，自東向西經過臺灣北方海面，臺北地區之降水並不相同。

3. 颱風在臺灣北方海面經過時，臺北一帶之降水總量，須視颱風之路徑接近海岸之遠近，停留之時間，氣團之穩定性，各層風速之強度及其持久之時間等因素而定。

4. 每小時最大降水量之出現地點，與各地之海拔

高度及氣團之穩定性有密切關係。

5. 葛樂禮降水總量各地均最多，但其氣團之對流性不穩定甚薄，降水之引發因素不强。惟因空氣層之含水氣豐富，及風強而範圍廣大，仍能使大區域地區發生豪雨，造成嚴重之災害。如該颱風更具不穩定空氣甚厚，則災害必更嚴重。

6. 艾麗絲雖亦經過臺灣北方海面，其氣團不穩定，含水氣亦豐富，但因爲路徑稍遠，停留時間較短，強風時間較暫，則降水不多，並無災害。

7. 各次颱風之路徑相似，故溫度及水氣含量，均無顯著差別。

參 考 文 獻

1. Vauce A. Myers, "Hydrometeorological Approach to the Assessment of Frequency and Magnitude of floods", water Resources series No. 30 1967 WMO.
2. Sverre Petterssen, Weather analysis and forecasting, 1940.
3. 氣象局 55年 天氣團及地面觀測紀錄。
4. 國際地球物理合作組織中國委員會，太陽寧靜年觀測報告 56年。

氣 象 學 報 徵 稿 簡 則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保 密 防 諜 ● 人 人 有 責

匪 諜 自 首 ● 既 往 不 究

解拉颱風農業災害之檢討

張 月 娥

A Study of Severe Agricultural Damage during the Passage of Typhoon "Carla"

Yeuch-ngo Chang

Abstract

"Carla" passing over the neighbourhood sea of Hengchun on Oct. 17, 1967. Its center was located at 18°N and 121.8°E. She had caused a great agricultural damage in 15 Hsiens and citys in Taiwan. Its extensive damage to paddyfield was estimated about 113,000 Hectare, Sugarcane 19,000 Hectare, Sweetpatato 10,000 Hectare etc. Major damage had been reported at the Yilan Hsien by flooding and Yiinlin Hsien by dry strong wind.

去(56)年10月17日解拉颱風掠過本省南部海面，使全省15縣、市、局之農作物受到嚴重之損失。彙計各縣、市、局所提供「農作物氣象災害調查表」之結果，全省農作物受害最大者為水稻，計流失、埋沒

、浸水、風害及倒伏之稻田面積共達十一萬三千餘公頃，其次為甘蔗、甘藷、落花生及香蕉等農作物。全省受害最嚴重者為雲林縣之風災，及宜蘭縣之水災（參考附表1）。

表1：民國56年10月17日解拉颱風對農業之損害

作 物 別 縣 別	水 稻	甘 蔗	甘 藷	落 花 生	香 蕉	蔬 菜	柑 桔	玉 米
	被害面積 公頃	被害面積 公頃	被害面積 公頃	被害面積 公頃	被害面積 公頃	被害面積 公頃	被害面積 公頃	被害面積 公頃
臺 北 縣	7,431.50	—	—	—	29.16	285.40	198.00	—
陽 明 山 管 理 局	1,692.00	—	—	—	—	73.00	365.00	—
基 隆 市	141.64	—	91.17	—	—	35.86	63.28	—
宜 蘭 縣	11,245.00	—	1,017.00	136.00	—	484.00	—	2.20
桃 園 縣	17,565.00	—	—	—	—	—	—	—
新 竹 縣	5,449.00	—	—	—	271.00	—	—	—
苗 栗 縣	11,960.00	71.63	—	—	1,335.00	1,591.34	83.60	—
臺 中 縣	5,138.00	320.50	101.00	—	1,395.79	166.00	1,115.00	40.00
臺 中 市	1,828.00	—	—	—	200.00	12.00	40.00	—
彰 化 縣	16,072.00	3,274.00	1,420.00	258.00	575.00	488.00	300.00	—
雲 林 縣	23,724.00	11,211.20	6,763.00	6,046.00	168.00	744.00	127.00	—
嘉 義 縣	6,045.00	4,677.57	914.14	1,082.65	28.00	20.00	—	950.75
屏 東 縣	1,160.00	—	—	—	—	—	—	—
臺 東 縣	1,090.00	—	4.05	2.00	586.40	—	—	150.14
花 蓮 縣	2,789.90	—	79.00	57.30	390.00	—	—	192.60
合 計	113,332.04	19,454.90	10,389.36	7,581.95	4,978.35	3,899.60	2,291.88	1,335.69

本島南北延長 385 公里，東西最大寬度僅有 148 公里，周圍計 1,139 公里，面積 35,760 平方公里，但在同一解拉颱風影響下，竟有東北部、東部水災及西部風災之別，實值吾人深入研究與檢討。

一、造成災害因素之檢討

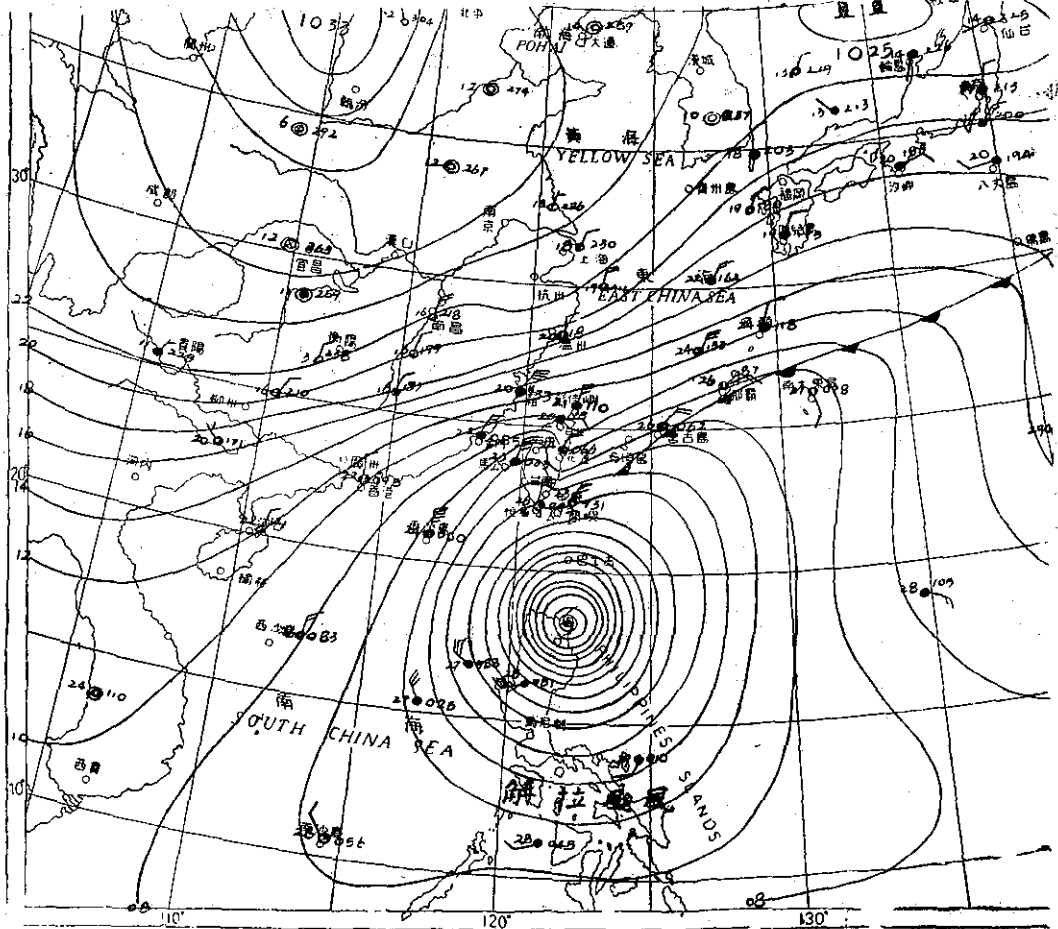


圖 1：民國 56 年 10 月 17 日上午 8 時地面天氣圖

2. 氣壓有趨向弱點移動之「習性」，故當時蟠踞華北之高氣壓乘解拉颱風西移之機，急遽向本省伸展，在本省北部亦就是颱風北方邊緣處，產生極強烈之東北季候風。

3. 本島廣袤雖小，但因大屯山火山群及雪山山脈分踞於北部及東北部，中央山脈又縱貫南北，分本島為東、西南部，故東北季風挾帶之水汽與本島東北部及東部山地相觸，被迫上升，空氣因之膨脹冷卻凝結，降為地形性雨（如附圖 2），而西部因位於背風面，氣流越過山脈後，空氣下降，空氣轉為乾燥，且因山脈阻碍轉變為猛烈之北風。故基隆、宜蘭、花蓮、臺東之水災及雲林、彰化、嘉義西部之風災，實地理

1. 由本局預報組資料及 17 日天氣圖觀之（如附圖 1），解拉颱風於 10 月 17 日上午在菲律賓呂宋島北部登陸，當晚 8 時進入呂宋島西北部海面轉向西北進行（距恒春南方海面約 380 公里），其時風暴半徑 400 公里，中心風速為每秒 51 公尺，威力甚強，本省東南部及東部均在其暴風範圍內。

形勢所影響也。

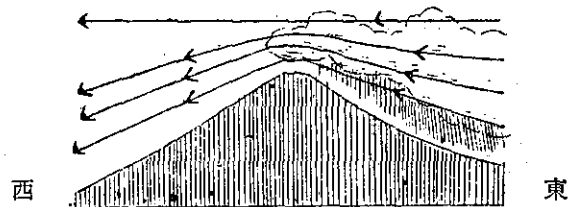


圖 2：地形所成之雨

二、東北部及東部水災之檢討

此次東北部水災以基隆市、陽明山管理局及宜蘭縣最為嚴重。因東北季風帶來之潮濕空氣被大屯山火

山群阻礙，被迫上升，空氣膨脹冷卻凝結降為地形性之豪雨，造成基隆市及陽明山管理局之水災。據氣象紀錄，大屯山與竹子山間之鞍部(海拔 836.2 公尺)17

、18兩日之降水量為 1,006 公厘，竹子湖(海拔 600 公尺)為 825 公厘，而背風面之臺北市只有53公厘，林口鄉70公厘。相差十餘倍(附表 2)，即為明證。

表 2：民國56年10月17日解拉颱風各地降水紀錄

地 點		海 拔 公尺	降 水 量 公厘			地 點		海 拔 公尺	降 水 量 公厘		
			1 7 日	1 8 日	總 計				1 7 日	1 8 日	總 計
東 北 部	*宜蘭	7.4	232.7	245.9	478.6	西 部	二水	111.0	—	—	—
	*金六結	9.5	255.0	110.0	365.0		內芽埔站	485.0	—	12.0	12.0
	天埤站	140.0	750.0	560.0	1,310.0		和社	978.0	29.0	7.0	36.0
	太平山	1,930.0	102.0	215.0	317.0		林內	120.0	T	T	T
	蘇澳	55.0	296.0	651.0	947.0		斗南	55.5	1.0	—	1.0
	*鞍部	836.2	429.0	576.0	1,005.0		麥寮	7.5	—	—	—
	*竹子湖	600.0	405.0	420.0	825.0		對高岳站	2,270.0	28.0	10.0	38.0
	*淡水	19.0	141.0	76.0	217.0		水林	6.6	1.0	—	1.0
	*基隆	3.4	106.0	198.0	304.0		大林	65.0	T	1.0	1.0
	*臺北	8.0	17.0	36.0	53.0		阿里山	2,406.0	14.0	20.0	34.0
西 北 部	*文山	24.1	81.0	190.0	271.0	南靖站	18.0	—	—	—	
	林口橋	250.0	24.0	46.0	70.0	新港試所	12.8	1.0	—	1.0	
	板橋	93.0	35.0	49.0	84.0	蒜頭	10.0	—	—	—	
	烏來	204.0	258.0	296.0	554.0	朴子	8.5	—	—	—	
	平鎮茶試所	173.0	54.0	83.0	137.0	布袋	2.6	T	T	T	
	湖口	80.0	48.0	42.0	90.0	白河	44.3	2.0	T	2.0	
	漣雅	32.8	35.0	11.0	46.0	柳營蔗作場	13.5	2.0	T	2.0	
	*新竹	32.8	26.2	33.1	59.3	麻豆	11.9	2.0	—	2.0	
	西峰	245.0	67.0	30.0	97.0	七股	1.4	3.0	2.0	5.0	
	五峯	1,000.0	31.0	21.0	52.0	照善	—	5.0	T	5.0	
西 部	南	50.0	1.0	13.0	14.0	二溪	12.3	3.0	2.0	5.0	
	苗栗	48.0	—	—	—	永康	2.0	—	—	2.0	
	東勢	370.0	—	4.0	4.0	井化	11.0	0.9	5.5	6.4	
	大南種苗場	470.0	—	—	—	新化	54.3	2.0	—	2.0	
	石岡	320.0	—	3.0	3.0	*臺南	23.1	3.0	1.0	4.0	
	清水	8.0	—	—	—	臺南糖試所	12.7	0.3	16.2	16.5	
	*臺中	83.8	T	T	T		13.6	3.0	15.0	18.0	
	八仙山	630.0	—	—	—	南 部	六龜	250.0	5.0	2.0	7.0
	萬斗六站	90.0	—	—	—		杉林	—	—	—	—
	彰化	15.8	—	—	—		阿連	17.0	3.0	17.0	20.0
和美	8.4	—	—	—	茂林		750.0	14.0	8.0	22.0	
西 部	萬大發電廠	890.0	28.0	15.0	43.0	南勝	100.0	8.0	22.0	30.0	
	*日月潭	1,014.8	6.0	2.0	8.0	田寮	60.0	—	27.0	27.0	
	南投	96.2	T	T	T	嘉峯	9.3	5.0	10.0	15.0	
	北溪	32.7	—	—	—	高樹	76.0	5.0	14.0	19.0	
	斗州	33.5	—	—	—	橋頭	13.0	6.0	7.0	13.0	
	萬合	18.5	—	—	—	*高雄	29.1	0.5	19.2	19.7	
	集集	208.0	2.0	1.0	3.0	屏東蔗作場	24.0	8.0	4.0	12.0	

南 部	潮 州	15.9	15.0	10.0	25.0	東 部	瑞 穗	121.0	155.0	272.0	427.0
	南 州	7.0	23.0	16.0	39.0		*新 港	36.5	74.0	405.0	479.0
	東 港	3.5	16.0	7.0	23.0		卑 南	51.0	108.0	67.0	175.0
	聖 丁 里	20.0	155.0	10.0	165.0		*臺 東	8.9	14.6	164.3	178.9
東 部	恒 春	22.3	58.8	64.4	123.0	部	太 麻 里	90.0	175.0	111.0	286.9
	龍 溪	1,265.0	154.0	133.0	287.0		*大 武	7.6	44.9	264.0	308.9
	萬 榮 站	165.0	158.0	337.0	495.0		*花 蓮	17.6	29.0	162.2	191.2
	光 復 大 農	190.0	161.0	246.0	407.0		澎湖 *澎 湖	9.4	T	3.0	3.0

宜蘭因位於蘭陽平原之上，為三面環山東面向海之三角低地，由上表可知宜蘭市17、18兩日之降水量為479公厘，近海之蘇澳鎮為947公厘，而宜蘭濁水溪上游之天埤站（海拔140公尺）竟有1,810公厘之豪雨紀錄。宜蘭地勢平坦，濁水溪流向與東北季風相反，且值農曆月中滿潮之時，山上沖下之水不能排洩，以致倒灌成一片汪洋，造成六十餘年來罕見之災害。19日解拉颱風已遠離本省，在東沙島南方海面向西進行，而宜蘭市19日降水量尚有245公厘，金六結297公厘，天埤站393公厘，蘇澳鎮438公厘，距颱風較近之恒春僅有2公厘，由此，更可證明宜蘭水災是受解拉颱風誘發之地形性集中豪雨所影響，並非解拉颱風之直接影響。

東部水災則以花蓮最為嚴重，臺東次之。17、18兩日花蓮市之降水量只有191.2公厘，臺東亦只有179公厘。據測候所氣象紀錄，花蓮17、18兩日盛吹東北（NE）風，其極端風速17日每秒20公尺，18日每秒17.5公尺；臺東亦為東北風，其極端風速17日每秒17.7公尺，18日每秒17.2公尺。花蓮溪及卑南溪之流向適與風向相反，以致山上沖來之山洪排洩困難而氾濫為害。設該兩溪流之上游山地不降豪雨（因山區無自記雨量站知發生山洪而不明其降水量），溪流疏濬，河床不淤積，水能暢其流，必不至造成水災，可見東部水災，人謀之不臧及地勢之陡急，實為主要之原因。

三、西北部及西部風災之檢討

西北部此次災害發生，是因為水稻適值開花期，風雨交加，以致花粉墜落，水稻稔實受阻，其他作物則少受災害（參考表1）。

西部平原在背風面，如上所述，東北季風所挾帶潮濕之空氣，已在本島東部山地被迫上升，下降為雨

，氣流越過山峰後沿山坡下降，空氣轉為乾燥，故西部只有強烈之猛風而少雨。西部雨量分佈，自湖口鄉起向南逐漸減少，且自苗栗鎮南向一直至永康鄉之降水量，少有超過5公厘者（山地除外），尤其沿海地區降水量幾乎等於零。再由該兩日之風信觀之，自苗栗鎮起吹乾燥之北（N）風。例如在內地之臺中市，17、18兩日盛吹北風，極端風速17日每秒19.5公尺，18日稍遜每秒16.1公尺，無降水，則在其西部沿海地區風力之強，空氣之乾燥，更可想而知。且西部平原為大安溪、大肚溪、濁水溪、北港溪、朴子溪、八掌溪及曾文溪之沖積平原，皆為沙粒淤泥，土質疏鬆，平常每日午後即風沙時起，尤其東北季風當令之時，更是飛沙滿天，咫尺莫辨。此次解拉颱風誘發之東北季風，風力比平常之季風更為強猛。強風挾帶之鹽份粘沙，附着於農作物之上，因無雨水沖洗，使農作物不能起同化作用，莖葉全部枯萎，尤以晚植水稻為甚。因西部沿海地區缺水，所有水稻均賴嘉南農田水利會水圳灌溉，該水圳進水口堤岸於7月間為萊拉（Clara）颱風過境時損壞，以致延遲三星期放水灌溉，此次解拉颱風誘發之東北季風進襲時，適值晚植水稻開花期，故損害程度嚴重，如依往年時間放水灌溉，稻作早已結實，縱使猛風來襲，決不致受到如此嚴重之災害。據中央日報民國56年10月25日雲林通訊：此次解拉風災損害之嚴重情形，較諸「八七」、「八一」兩次水災，有過之而無不及。實非言之過甚，茲將雲林縣政府所提供之「雲林縣解拉颱風農業災害報告」列表於下，以資佐證。

由下表，可知受災最嚴重者為水稻，被害面積達二萬三千七百餘公頃，估計損害金額達新臺幣一億九千八百餘萬元。以麥寮、臺西、四湖、口湖等沿海欠水之鄉鎮為最甚，其被害程度均超過73%以上。

表 3：雲林縣解拉颱風農業災害報告

作物別	災害發生日期	被害面積 公頃	損害程度 %	損害數量 公斤	估計損害金額 元
水稻	56.10.17-18	23,724.00	48.64	49,613,400	198,453,600
落花生	56.10.17-18	6,046.30	55.89	4,393,324	30,753,268
甘藷	56.10.17-18	6,763.00	35.90	41,276,000	41,276,000
甘蔗	56.10.17-18	11,211.21	37.60	89,884,280	32,598,790
香蕉	56.10.17-18	186.00	30.00	1,116,000	1,674,000
蔬菜	56.10.17-18	744.00	25.00	1,860,000	2,046,000
柑桔	56.10.17-18	127.00	13.00	231,140	1,155,700
合計					307,957,358

四、南部解拉颱風災害之檢討

由高雄與恒春兩測候所之氣象紀錄，更可證明解拉颱風之位置與本局颱風警報相吻合。查高雄市17日盛吹西北北（NNW）風，極端風速每秒24公尺，18日為西北（NW）風，極端風速每秒25公尺，降水量17日只有0.5公厘，18日19.2公厘；恒春17、18兩日均為東北北（NNE）風，其極端風速17日每秒27.6公尺，18日每秒23.7公尺，降水量17日58.8公厘，18日64.4公厘，兩地之風速均較本省其他地區為大。因其被籠罩於解拉颱風北部之範圍內。通常颱風北部之風向為北偏西，風力雖大而雨量較少。至於災害，因屏東之水稻適值成熟收穫期，故發生風雨災害，而高雄則因雨量減少（19.7公厘），農作物無損失。

五、結 論

綜上檢討與分析，此次解拉颱風災害，除本島南部直接受颱風邊緣影響，略有風雨災害外，其他東北部、東部之雨災及西部之風災，均間接受解拉颱風誘發之東北季風所影響。東北季風，風向固定，較易防禦。茲舉一例，殊可為吾臺開墾海埔新生地之借鏡，既可減少風災（鹽風），又可增加耕種面積。緣民國26年夏，余曾參加柏林大學地理研究院之「荷蘭地理考察團」，往考察荷蘭之「人造地」（Polder）亞摩

斯德爾登（Amsterdam）區開墾方法。該區位於須德灣（Zuidee Zee）內，係填灣旁浮土而成，防波堤高而寬大，兩輛汽車可以並駛其上。堤外海水洶湧澎湃，無砂丘連綿海岸之現象；堤內運河溝洫，四通八達，田園樹木，住宅農舍，悉皆修整，乳牛成群，花園如錦，實富裕之區。其開墾方法，首築堅固之防波堤，因陸地比海面為低，利用「風車」取得堤內之海水，開設運河溝圳，導入淡水沖洗鹽質土地，使其變為可耕地，如是由內地向海岸次第開墾，由住宅農舍而花木田園，由牧場而魚塢、荒地，悉皆規劃有序。荷蘭（Niederland）為世界有名之低窪國家，素以上帝造海荷蘭造陸以自豪，其與海爭地之豪舉，實值吾人參考。為消除災害，積極方面，與海爭地，建築海埔新生地外圍之堤岸，開溝築圳，使現成之砂灘變為良田，可獲一勞永逸之利。消極方面，1. 廣植防風林，以減風能而阻飛沙鹽份之內侵，以保護農作物。2. 建築攔水壩，以調節流水量。3. 開鑿深水井，以補淡水之不足而維農時。4. 濬深各溪河床，以暢水流，不致氾濫成災。5. 加強造林保林工作，以減少山洪暴發與流量。6. 建築防波堤，以防海水倒灌。故欲建設民生主義繁榮康樂之臺灣，除增加天氣預報準確率外，實有待於農林、水利、建設有關機關之共同合作。

氣象學報補充稿約

- 一、來稿須用稿紙（以 25×24 之稿紙為原則）。
- 二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。
- 四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字為原則。
- 五、關於表格之注意點：

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。
- (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處，以 * 號（顯著）及 ** 號（極顯著）表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過 13.5cm）。
- (八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在 80cm 左右，以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至 $1/8$ 之程度，但不能超過縮小 $1/2$ 之程度。
- (八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至 $1/8$ 之程度。
- (九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。
- (二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。
- (三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮少至 $1/2$ 時尚能清楚之程度。
- (四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。
- (三) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿刺伯字，加以括號，如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號 1, 2, 3, 等阿刺伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿刺伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、 m^2 (平方公尺)、 m^3 (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、 $^{\circ}C$ (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介系詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- A Study of the Winter Precipitation in Taiwan and
its Relation with Cold Polar Air Out-break
.....YUAN-HENG WEI.....(1)
- A Study on the Far-East Mean Circulation Pattern
during the Significant Anomaly of Monthly
Weather in Taiwan.....KE-HSUN CHI.....(20)
- Rainfall over Taipei Area due to Typhoons Passing
through the Sea North of Taiwan.....P. C. HSU.....(43)
- A Study of Severe Agricultural Damage during the
Passage of Typhoon "Carla".....YEUCH-NGO CHANG.....(52)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei,

Taiwan, China.