

由特例看高層輻散對雷雨之觸發作用

林 翦 情

*Study on a Special Case of Divergence at Upper Level
as a Trigger Action of Thunderstorm*

Chu-ching Lin

Abstract

There were some severe thunderstorms over Taiwan island and its vicinity on 31 July, 1971. They began at 0807 a.m. and moved to the south.

It is not a normally time for the occurrence of thunderstorm at 0807 a.m. for summer in this region. The southward movement was also an unusual case, therefore this thunderstorm could not be classified as a frontal storm.

In the case under consideration, Taiwan situated near the axis of contraction of deformation field below 850 mb level, the northerly flow between 6000' to 50,000', dominated over Taiwan and its nearby areas. The significant upper level divergence induced the conditional unstable air at lower level lifting up. This might be the main reason for the severe thunderstorms.

In conclusion, when lower level air is characterized as conditional unstable and which is suppressed by upper level divergence, then the divergence at upper level would change the instability at the lower level and increase the air to be more unstable. Therefore it is possible for the occurrence of a thunderstorm under this condition.

一、概 述

民國六十年七月三十一日，臺灣區於久旱之際普遍甘霖，降水性質屬於雷陣雨，而以雷雨佔絕對優勢。降水時間自上午八時以迄於子夜。地點則北起基隆，南迄恆春，西自福建沿海，東至花蓮、臺東皆有雨。

七月末乃臺灣之盛夏，降水以熱雷雨為主，亦即暖濕之海洋氣團，午後為熱力所舉升，或兼有海風吹送之濕氣流入陸，受地形迫升之因子而發生。此種熱雷雨發生之時間，自與各地氣溫日變化之最高溫度出現時間極為接近。臺灣因地形複雜，地表性質互殊，故各地最高溫度之出現時間，容或不一，但在此季節大抵在下午一時至四時之間。而此次廣泛之雷雨，却

初起於早晨，其不屬於純粹之熱雷雨者明甚。

此次雷雨有顯著之自北向南位移，詳附表一。臺灣區過去亦有類似之向南位移雷雨，但均屬於春季之冷鋒雷雨。七月下旬，極鋒遠處北緯 40° 以上，臺灣為熱帶海洋氣團所籠罩，冷鋒既不存在，冷鋒雷雨自不可能。故本例所舉雖為由北向南位移之雷雨，但實不可能歸屬於冷鋒型之雷雨。

又以其發生地區之廣泛言，表面上頗似赤道氣團或間熱帶輻合區入侵之後果；但赤道氣團或間熱帶輻合區所致之雷雨大都有持續性；而此次雷雨之前後則均無雷雨發生。故亦難認為赤道氣團或間熱帶輻合區帶來之雷雨。按七月二十九日僅屏東午後有局部性之

表一、六十年七月三十一日台閩地區各選擇測站降水起止時間 (GMT) 及日雨量。

Table 1. The Daily Rainfall (mm) and its time (GMT) of beginning and ending of selected station in Taiwan and also Fukien coast on 31 July, 1971.

| 地點 | 雨/陣雨 開始 | 雷雨開始 | 雷雨終止 | 雨/陣雨 終止 | 日雨量 (mm) | 備註 |
|-------|------------|------|------|------------|-------------|----|
| 馬祖 | 0200 | — | — | 0400 | 7.4 | |
| 臺北 | — | 0007 | 0500 | 0625 | 30.1 | |
| 桃園 | — | 0112 | 0635 | 0725 | 44.0 | |
| 新竹 | — | 0140 | 0710 | — | 21.7 | |
| 宜蘭 | — | 0110 | 0525 | 0800 | 30.1 | |
| 花蓮 | 0100 | — | — | 0120 | 1 | |
| 清泉崗 | 0301 | 0317 | 0641 | — | 13.4 | |
| 臺中 | — | 0303 | 0600 | 0715 | 14.9 | |
| 馬公 | 0445 | 0505 | 0845 | 0935 | 18.2 | |
| 嘉義 | — | 0501 | 0805 | 1010 | 15.4 | |
| 金門 | — | 0600 | 0700 | 1100 | 2.1 | |
| 臺南 | 0625 | 0700 | 0935 | 1135 | 2.3 | |
| 岡山 | — | 0635 | 1110 | — | 3.8 | |
| 屏東(北) | — | 0701 | 1015 | 1305 | 6.1 | |
| 屏東(南) | — | 0705 | 1100 | 1400 | 20.3 | |
| 高雄 | 0725 | 0750 | 0850 | 1250 | 14.0 | |
| 佳冬 | 0800 | — | — | 0905 | 2.8 | |
| 臺東 | — | 0800 | 0900 | — | 3.0 | |
| 恆春 | 1400 | 0900 | 1000 | 1600 | 46.2 | |

雷雨，三十日全島無雷陣雨，而八月一日全島亦均無雷陣雨。

雷雨之發生為已存在之事實，故當有其特殊之原因存在。姑就所見，試予解釋，以就教於方家。

二、有關臺灣區雷雨研究之摘要

鄭邦傑氏曾就臺灣區之雷雨與天氣團類型之關係（註一），分為五型：

1. F 型：鋒面過境時所誘發之雷雨。
2. H 型：日間增溫所誘發之對流性雷雨。
3. I 型：間熱帶輻合區附近，輻合氣流所導致之雷雨。
4. T 型：颱風過境時，由於輻合氣流或強制上升氣流所導致之雷雨。
5. E 型：赤道氣團籠罩下所發生之雷雨。

依本例雷雨之性質，實不同於上述任何之一型。

俞家忠氏「臺北地區雷雨之研究」一文（註二），亦有如下之結論：

1. 除鋒面雷雨及熱帶輻合區雷雨可隨時發生外，臺北地區之氣團雷雨大都自下午開始，其

中尤以下午 3—4 時為最多，約佔 6—9 月份雷雨總數之 38.7%。

2. 臺北地區之雷雨，半數以上均具有連續性，即雷雨一經發生，翌日再度出現之謂。其中尤以七月份之連續性最大，最久者曾達六天；連續雷雨在三天及以上者，其可能性為 44.8%。
3. 高空槽線移近臺灣，尤其是對流層上部有深槽在臺灣海峽上空時，更有利於臺北雷雨之發展。
4. 自低層至 20,000 呎（約 6,000 公尺）吹西南風，或微弱之東南風，在 20,000 至 40,000 呎（約 6,000—12,000 公尺）間出現南或南南西之氣流，且風速在 20 脍時以上，則翌日將有雷雨發生。
5. 高空盛行西南風情況下，如 6,000 至 12,000 呎（約 2,000—4,000 公尺）間有顯著風切存在，且高空風向隨高度有數次順轉及逆轉，最有利於雷雨發展。

鄭、俞兩氏之大作均係根據長期資料作成之研究

，當足徵信。翁氏大作雖為臺北地區雷雨之研究，但其結論應可廣泛引用於臺灣各地。

三、地面天氣圖概況

30日1200Z之地面天氣圖見附圖一。颱風歐莉夫(Olivia)位於琉璜島，中國大陸為熱低壓所據。自日本經琉球至臺灣之島弧地帶，北為太平洋高壓脊，南為赤道氣團。臺灣位於變形場之收縮軸上。

31日0000Z雷雨初起時之地面天氣圖見附圖二。颱風繼續向西緩移，由廣東沿海北上之小型脊線繼續形成，使大陸熱低壓之福建沿海氣旋形環流有割離之勢。臺灣仍處於收縮軸上，但氣旋形環流更見眞切。

31日1200Z雷雨已近尾聲時之地面天氣圖見附圖三。臺灣以西之小型反氣旋環流形由圖二之小型脊線發展而成。臺灣東方之氣旋環流，則為圖二中福建沿海氣旋形環流割離東移者。臺灣已為反氣旋環流所據，或位於小型鞍形之輻散軸上。

綜合地面天氣圖二十四小時之變化，臺灣初位於變形場之收縮軸上，但因風場之風速微弱不定，且溫

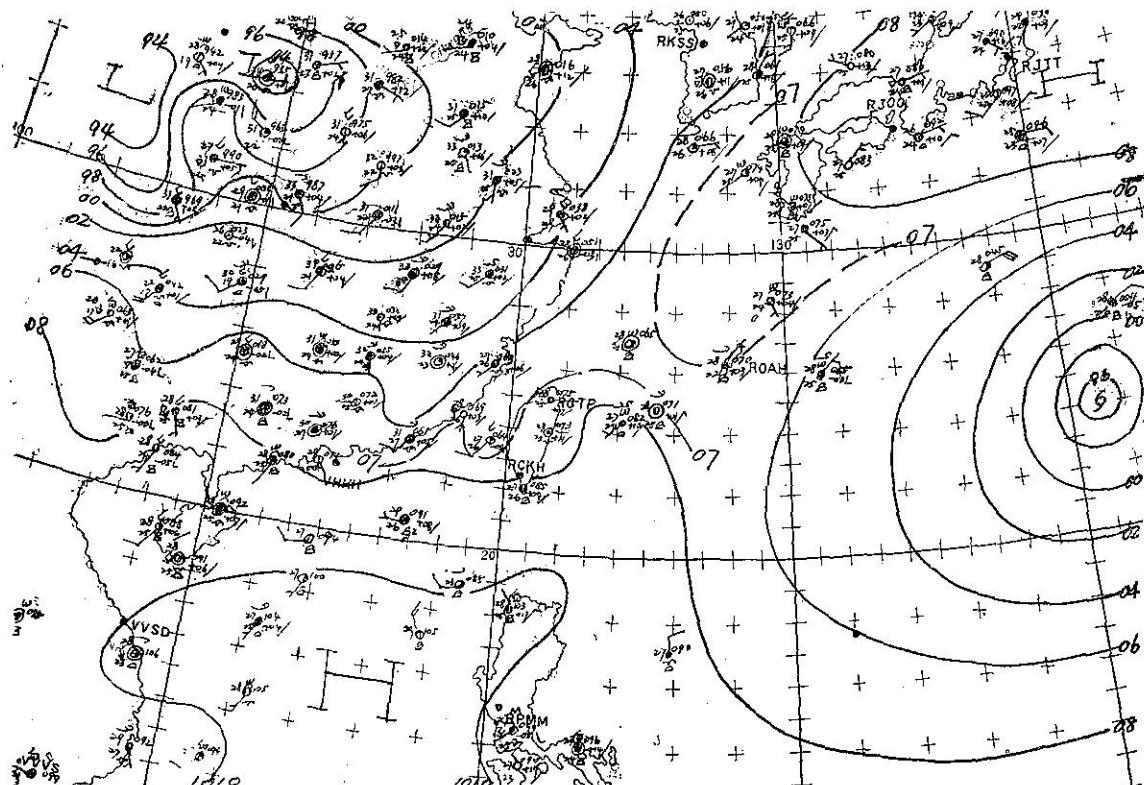
度場之溫度梯度亦極微弱，故雖位於收縮軸上，而未見有鋒面之生成。此證諸歷年之統計，臺灣區於盛夏季節雖天氣圖型式大都如附圖一至三所示，但未見有鋒面之存在或生成，即因缺乏風與溫度之適當配合。故地面天氣圖所顯示者，為位於鞍形之輻合區，而低層之空氣屬性為條件性不穩定而已。

四、垂直剖面圖

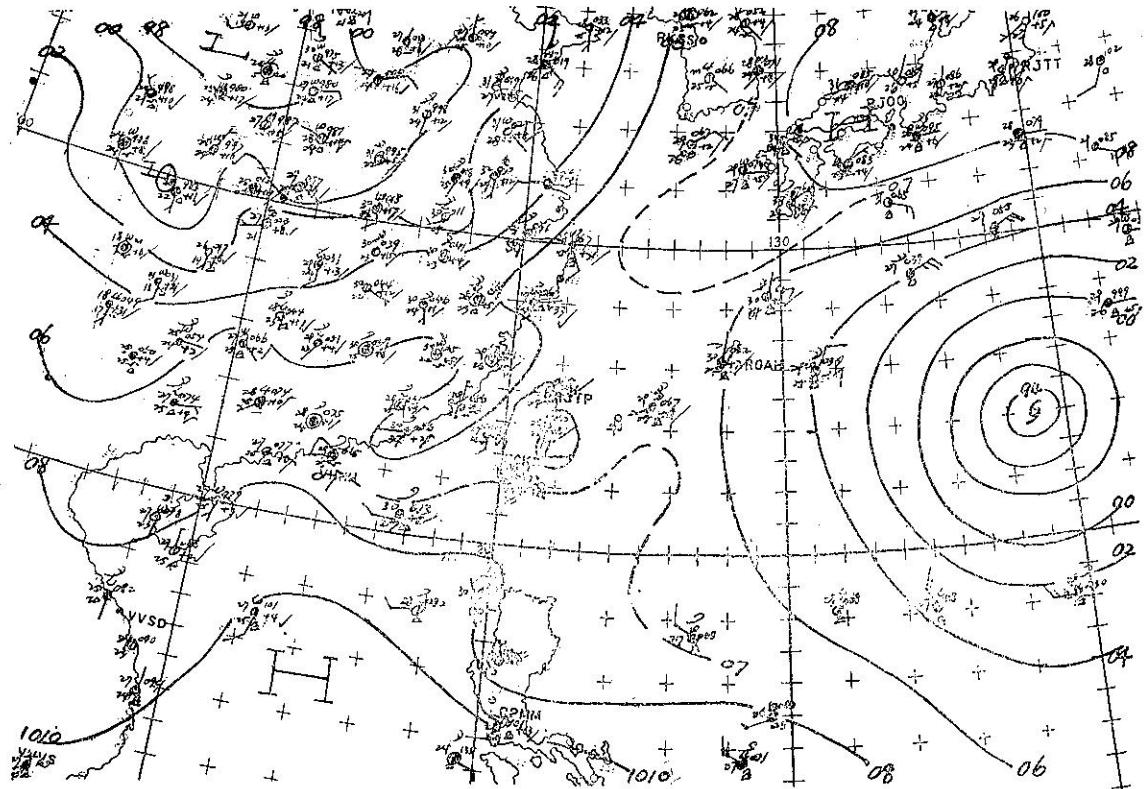
由桃園30日1200Z，31日0000Z，及31日1200Z之時間剖面圖，(附圖四左)，獲知在31日0000Z至1200Z之間，850mb等壓面及以下有氣旋自西向東通過測站。400mb等壓面及以上則有氣旋自東向西經過測站之北。而自6000呎(約2000公尺)至500mb等壓面間則為穩定之北風。

馬公時間剖面圖(附圖四中)所顯示之氣流型式，亦屬同性質，僅程度略有差異。

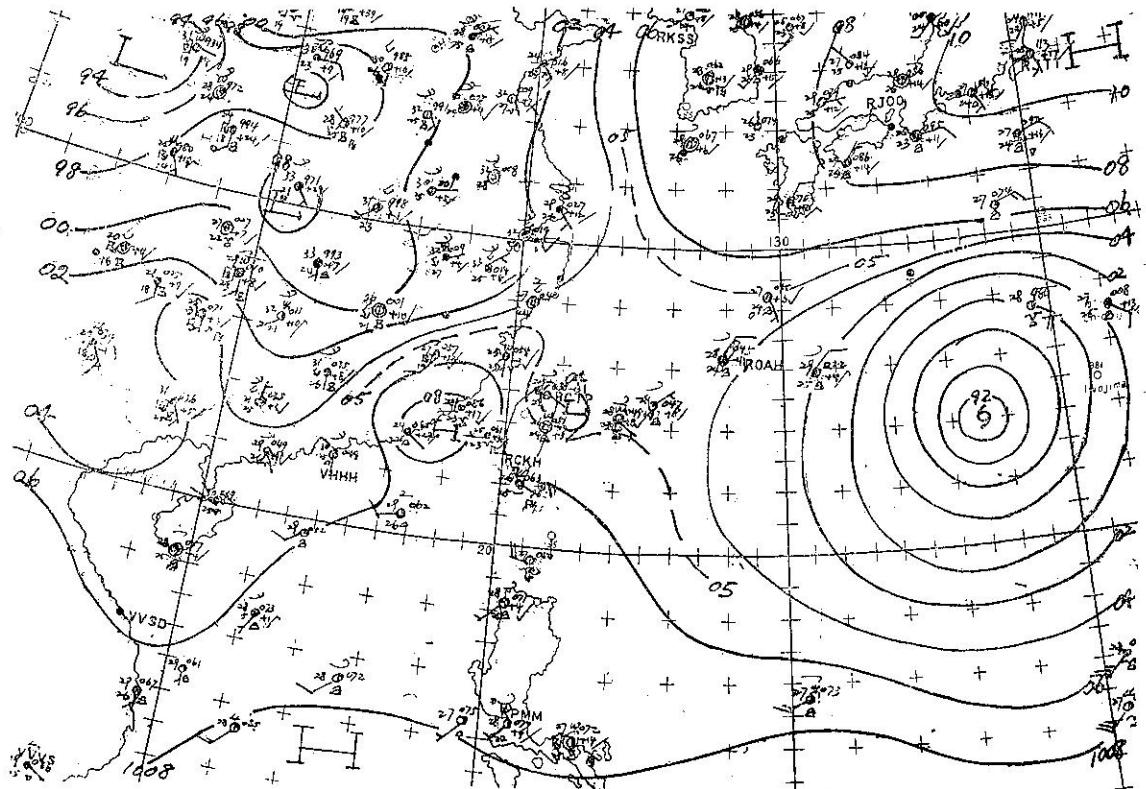
東港時間剖面圖(附圖四右)所顯示之氣流型式與桃園或馬公不同。31日0000Z至1200Z間之1,000—2,000呎(約300—600公尺)，有氣旋自東向西經過測站。十二小時後(即1日0000Z)，即呈消逝。



圖一 六十年七月三十日 1200 Z 地面天氣圖
Fig. 1. Surface synoptic chart 1200 Z 30 July 1971



圖二 六十年七月三十一日 0000 Z 地面天氣圖
Fig. 2. Surface synoptic chart 0000 Z 31 July 1971



圖四 六十年七月三十一日 1200 Z 地面天氣圖
Fig. 3. Surface synoptic chart 1200 Z 31 July 1971

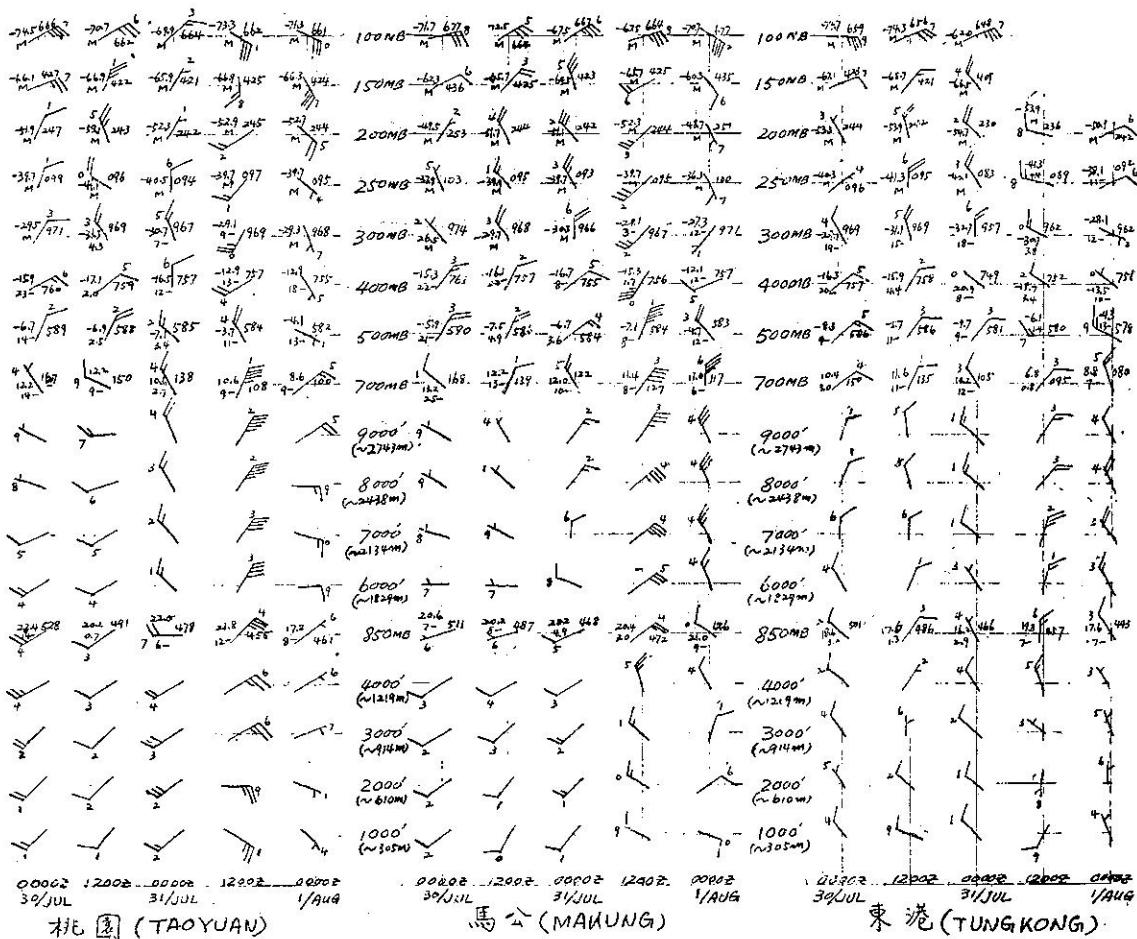
300 mb 等壓面及以上在 31 日 1200 Z 至 1 日 0000 Z 之間，有氣旋自西向東行，但風力微弱。

故由時間剖面圖，可以判定 31 日 0000 Z 至 1200 Z 之間，臺灣北部及中部有氣旋通過，但上層及低層之路徑不同。而此氣旋之環流強度，又係自北向南遞減，因氣旋之路徑在臺灣之北，較接近北部，故南部之環流亦較北部者為弱。又南部之低層環流受地形之影響，更為零亂。

附圖五之 1-3，分別為 30 日 1200 Z, 31 日 0000 Z 及 31 日 1200 Z 沿臺北東西方向數個選擇測站之垂直剖面圖。圖(2)中，59316 測站之 500 mb 風向風速之資料缺。由此三張連續之垂直剖面圖，不但可以明晰看出氣旋及反氣旋之位置，垂直結構與位移；並且可以與附圖四之時間剖面圖互相印證。

五、高 空 圖

上節所述經過臺灣北部之上層氣旋，若溯其源，可追蹤至 7 月 27 日。在 27 日 0000 Z 之 300 mb 等壓面上，(附圖六)， 36°N , 150°E 處有閉合之氣旋形環流存在。此氣旋形環流之形成，似因通過該地區略呈袋形之西風槽線，其南北兩段分受東西向不同緯流之推移所致。因氣旋形風切，使此槽線之南段與母體分離，形成閉合之環流。斷裂後之北段西風槽線，仍順沿西風帶東移。閉合氣旋環流之路徑，受制於副熱帶反氣旋，因副熱帶反氣旋之強弱、伸縮、而改變。31 日 0000 Z 此氣旋達最南之緯度，然後轉向西北，消失於江西境內。在 30 日 1200 Z 及 31 日 0000 Z，此氣旋之環流擴展達最大，故臺灣同高度處之北來風亦最强。



圖四 七月三十日 0000 Z 至八月一日 0000 Z 桃園、馬公、東港三測站各高度風向風速等壓面高度溫度露點之時間剖面圖。

Fig 4. 0000/30Jul-0000Z/01Aug time cross section chart of Taoyuan, Makung and Tungkong.

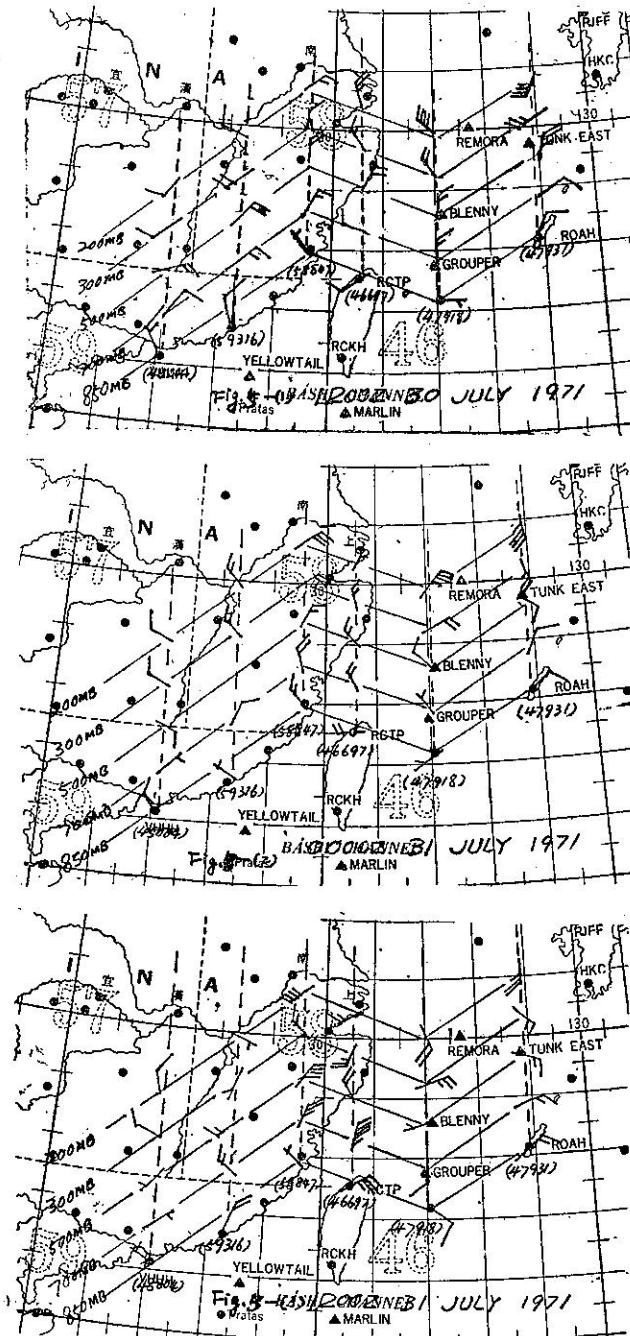
勁。

850 mb 定壓面圖所示者，為地面天氣圖之具體化。

如附圖七（為避免圖面之複雜難於辨認，故附圖

7-9 之等溫線省略），斯時馬祖上空為一氣旋，其槽線位於臺灣海峽，槽線之西為脊線，東為小型反氣旋環流。臺灣位於鞍形地帶。

31日0000 Z，如附圖八，颱風歐莉夫 (Olive) 之



圖五之 (1-3) 沿臺北東西方向選擇測沿 850, 700, 500, 300, 200mb 等壓面上之風向及風速
Fig. 5. (1-3) Selected wind reports at 850, 700, 500, 300 and 200mb levels along E-W direction near Taipei.

環流加劇，且向西移。原位於馬祖上空之氣旋環流，因高層北風加劇，故低層之環流因誘發而增強。12小時前，位於此兩系統間之反氣旋環流消失。臺灣東部因低層西風增強所誘生之動力效應，有氣旋環流出現。同時間地面天氣圖同位置之低氣壓應歸同樣性質。

31日 1200Z，如附圖九，臺灣東方之氣旋形環流發展更為完整，此實乃日本上空之反氣旋增強，壓迫原位於杭州灣東方之氣旋南移，併入臺灣東方之動力低壓。

30日 1200Z 之 700 mb 等壓面圖上，環流系統與 850 mb 者（見附圖七）相較呈汰弱留強之勢，即 850 mb 等壓面上臺灣北方之反氣旋及臺灣西方之槽線均消失於 700 mb 等壓面圖上。

31日 0000Z，（見附圖十），環流系統與十二小時前相若。僅華南之反氣旋更見加強耳。

500 mb 等壓面圖，（見附圖十一），顯然受 700 mb 及 300mb 兩等壓面圖上系統之交互影響。臺灣東方之氣旋形環流乃 300mb 等壓面上氣旋形環流所誘生，而為 700 mb 等壓面上所未見者。長江下游之反氣

旋亦隨其上下層所無，故臺灣上空之輻散作用甚劇。

30日 1200 Z 之 300 mb 等壓面圖，（如附圖十二上）臺灣東方之氣旋環流極為顯著。夏季臺灣上空，因位於副熱帶高壓帶之南緣，幾悉受東來風之控制。七月底，氣旋西來，故桃園、馬公兩地之上層自 30 日 0000 Z 即轉為北來風，（參看附圖四）。30日 1200 Z 此種態勢仍持續。

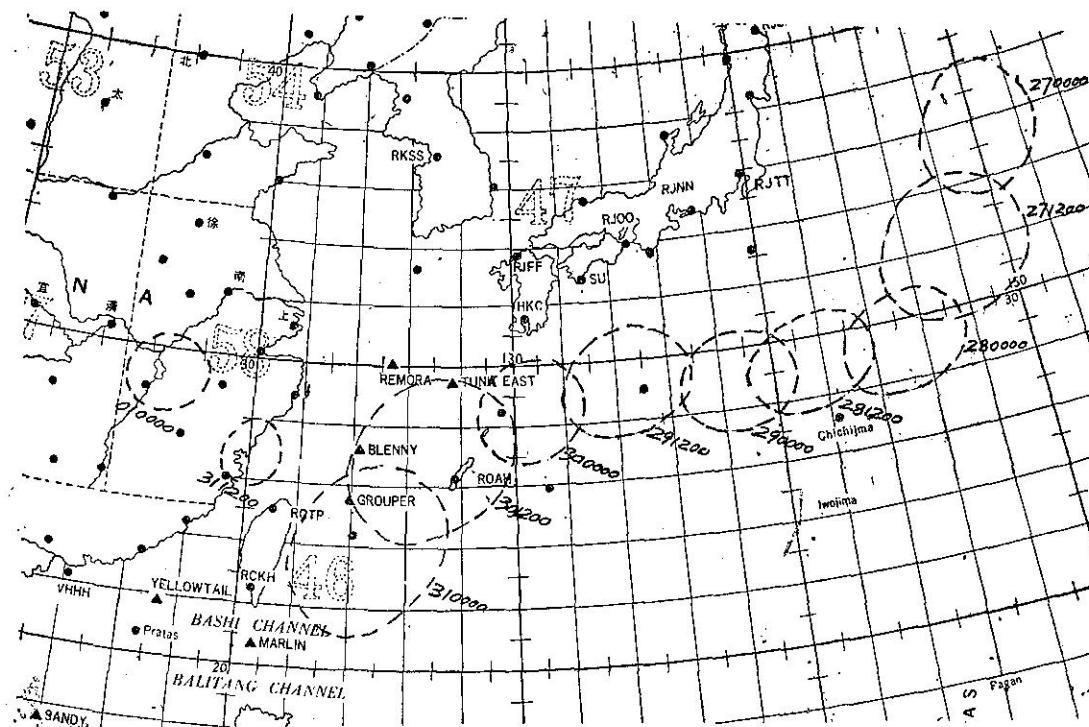
31日 0000 Z，氣旋接近臺灣，故北來風向低層伸展，且風力增強，見附圖十三。

31日 1200 Z，有通盤之改變，即氣旋移經臺灣向西北行。臺灣上空易北來風為西南氣流。見附圖十四。

200 mb 之等壓面圖與 300 mb 者大致相仿。見附圖十五。

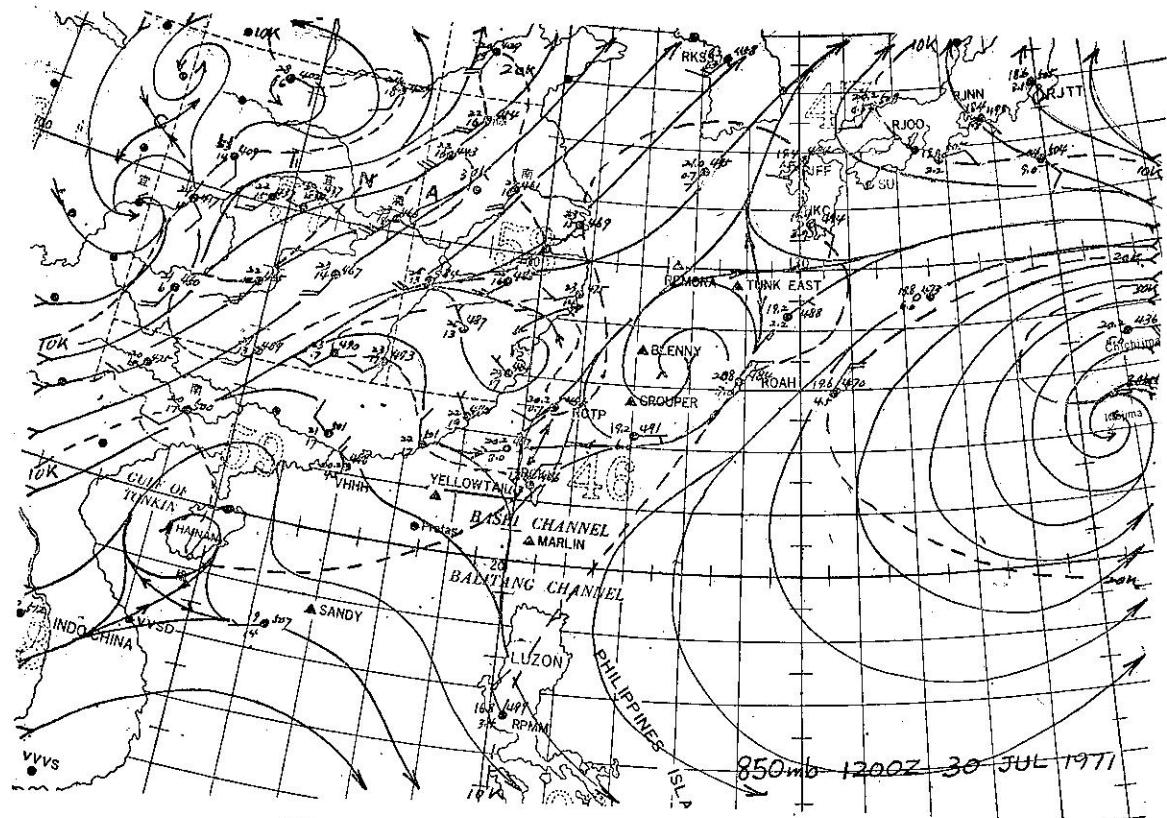
故高空圖在時間與空間言，均有合理之連續，即與垂直剖面圖之間亦有一致之表現。

氣流場乃由流線及等風速線兩者所組成。氣流場上幅合或輻散之決定亦唯此兩者是賴。而附圖上之等，在此幅合輻散與暴風速線之關連及密切情形下，其風速線，稀疏且乏完整之系統，亦即風力之梯度微弱為幅合或輻散，得藉氣流線之助，予以評估。

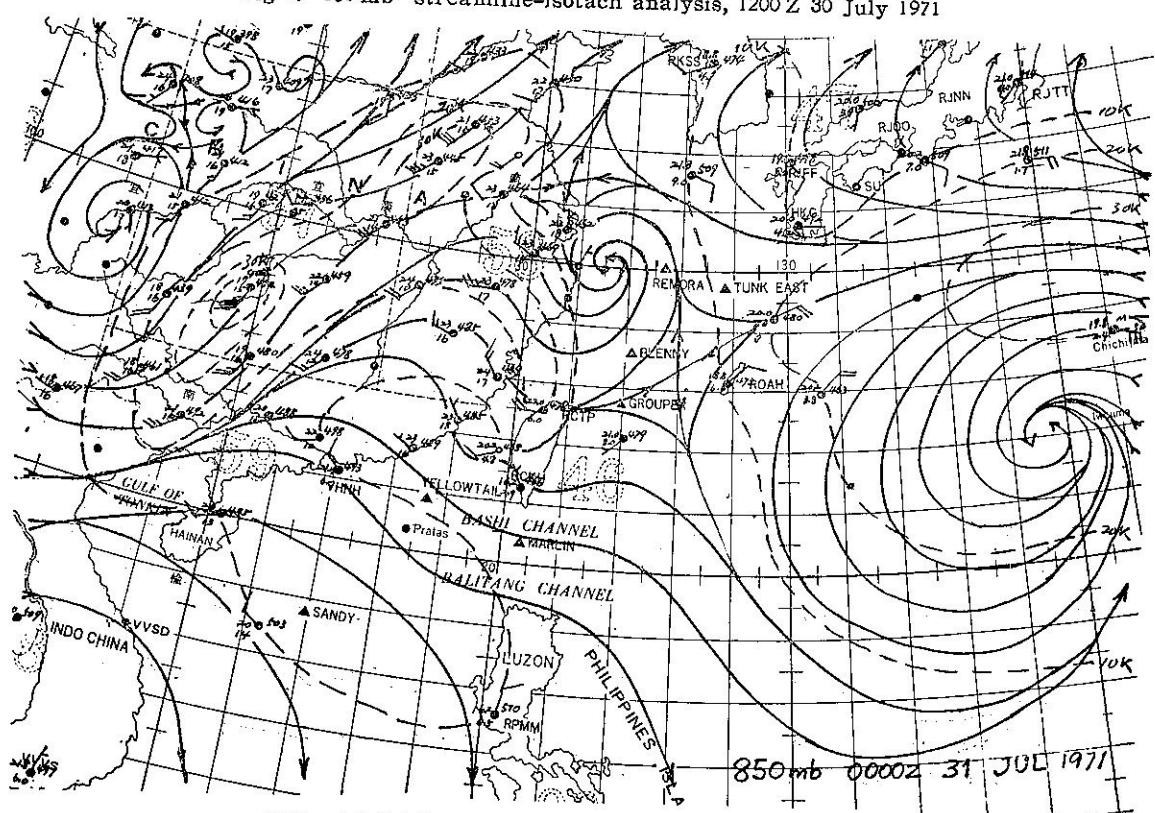


圖六 民國六十年七月二十七日 0000Z 至八月一日 0000Z 300mb 氣壓面上氣旋之行徑，虛線為 9660 動力公尺之等高線。

Fig. 6. The track of cyclone on 300mb from 0000Z July 27 to 0000Z August 1, 1971. Dashed line 9660 (dynamic meter) contour line.



圖七 六十年七月三十日 1200 Z 850 mb 氣流線與等風速線圖
Fig 7. 850 mb streamline-isotach analysis, 1200 Z 30 July 1971



圖八 六十年七月三十一日 0000 Z 850 mb 氣流線與等風速線圖
Fig 8. 850 mb streamline-isotach analysis, 0000Z 31 July 1971

就溫度場言，有不顯著之低溫區與氣旋偕行，但僅見於 300 mb 及 200 mb 等壓面圖上，其下則難辨認。

六、桃園低層大氣之穩定度

桃園之雷雨發生於 31 日上午九時十二分，則 31 日 0000Z 該測站之探空資料應具有高度之代表性。試分析比較桃園 30 日 1200 Z, 31 日 0000 Z 及 31 日 1200 Z 等三次探空之低層 (400 mb 及以下) 資料，以明瞭雷雨發生前後各十二小時之間距內，低層大氣之穩定度及有關對流高度等。

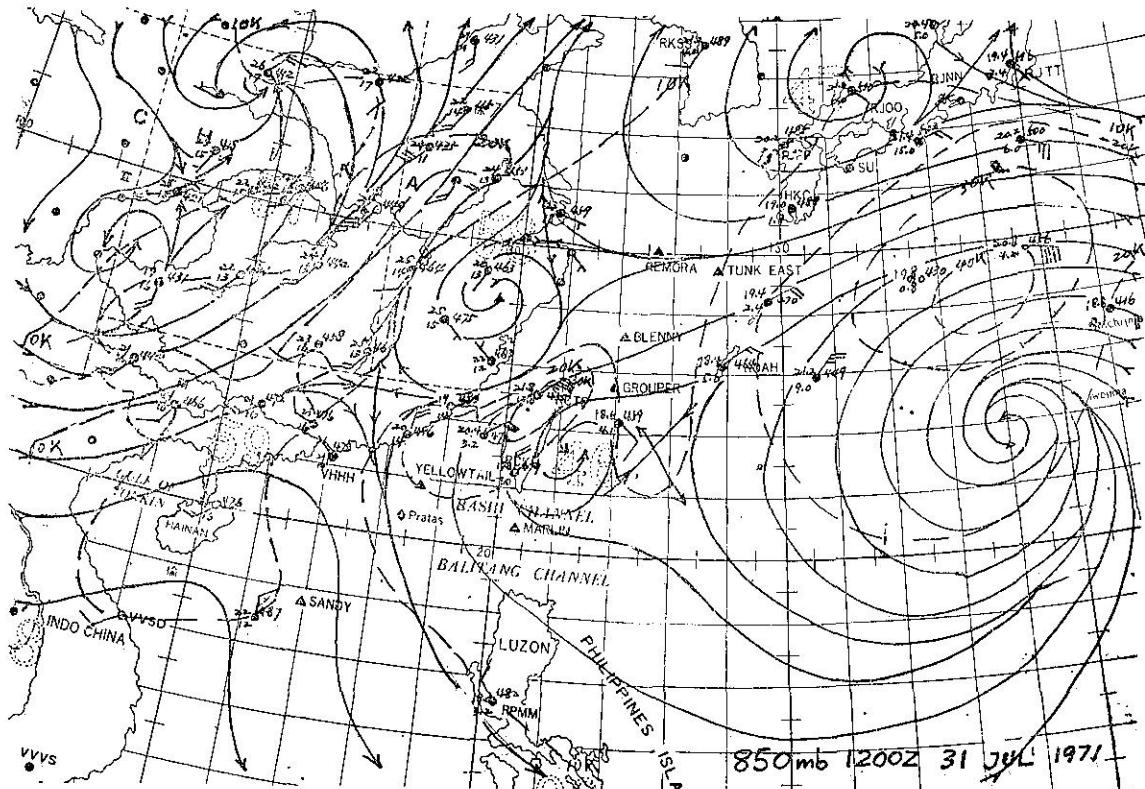
| | 30日1200Z | 31日0000Z | 31日1200Z |
|---------------------------|----------|----------|----------|
| LCL (mb) 混合凝結面 | 920 | 957 | 945 |
| LFC (mb) 自由對流面 | 850 | 768 | 750 |
| CCL (mb) 對流凝結面 | 870 | 856 | 807 |
| 蕭氏指數 (Showalter Index) | -6.6 | -4.4 | +4.4 |
| 舉升指數 (Lifted Index) | -4.8 | -4.2 | +6.2 |

蕭氏指數及舉升指數兩者，足以代表大氣之穩定度，已為舉世所公認。當然，其發生雷雨之臨界值為何，則因時地而有不同。是則，由上表可知，31 日 0000Z 之蕭氏指數及舉升指數兩者均較十二小時前為低。它如 LFC, CCL 亦較十二小時前者為高。故純就此而言，31 日 0000 Z 並非桃園發生雷雨之最有利時間。

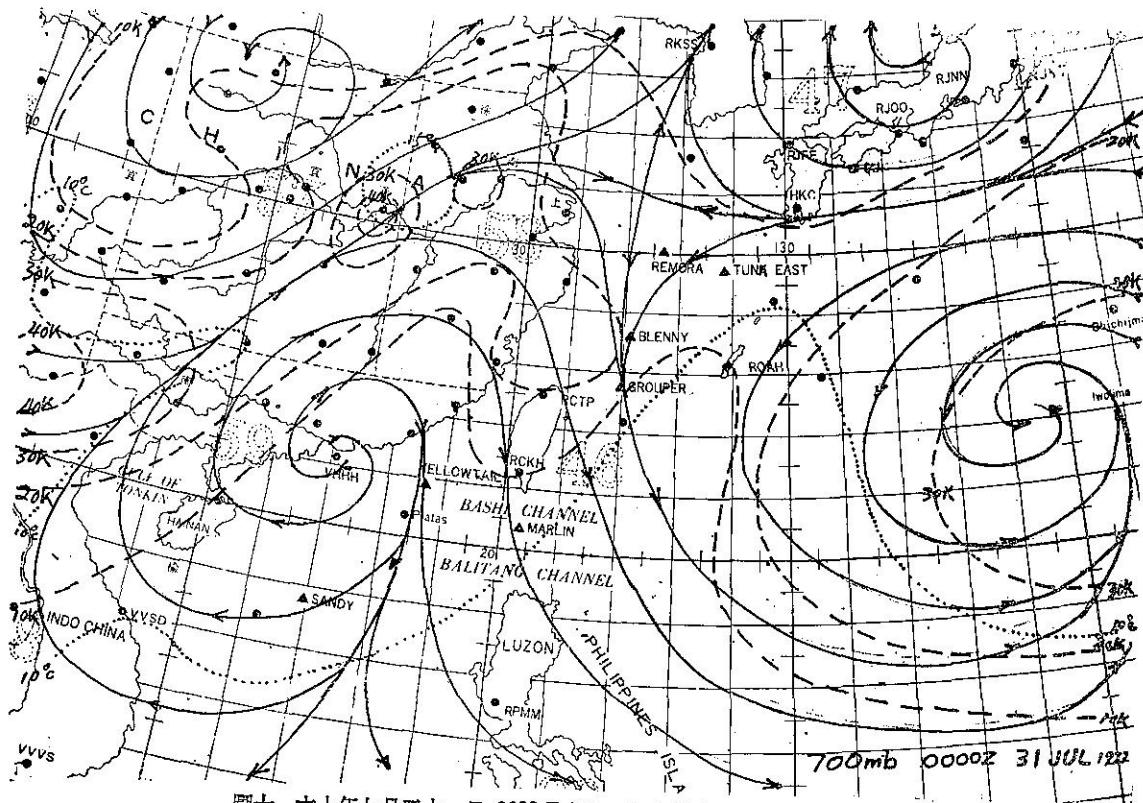
再分析其溫度遞減率，除低層有逆溫外，幾悉處於條件性不穩定性之中；但桃園 31 日 12 Z 並無潛在不穩定度，30 日及 31 日 00 均屬於真潛在性不穩定度（註三）。31 日 00 Z 者雖有較大之正區，但其底層亦有較大之負區留待機械作用之舉升以克服之。

七、研 判

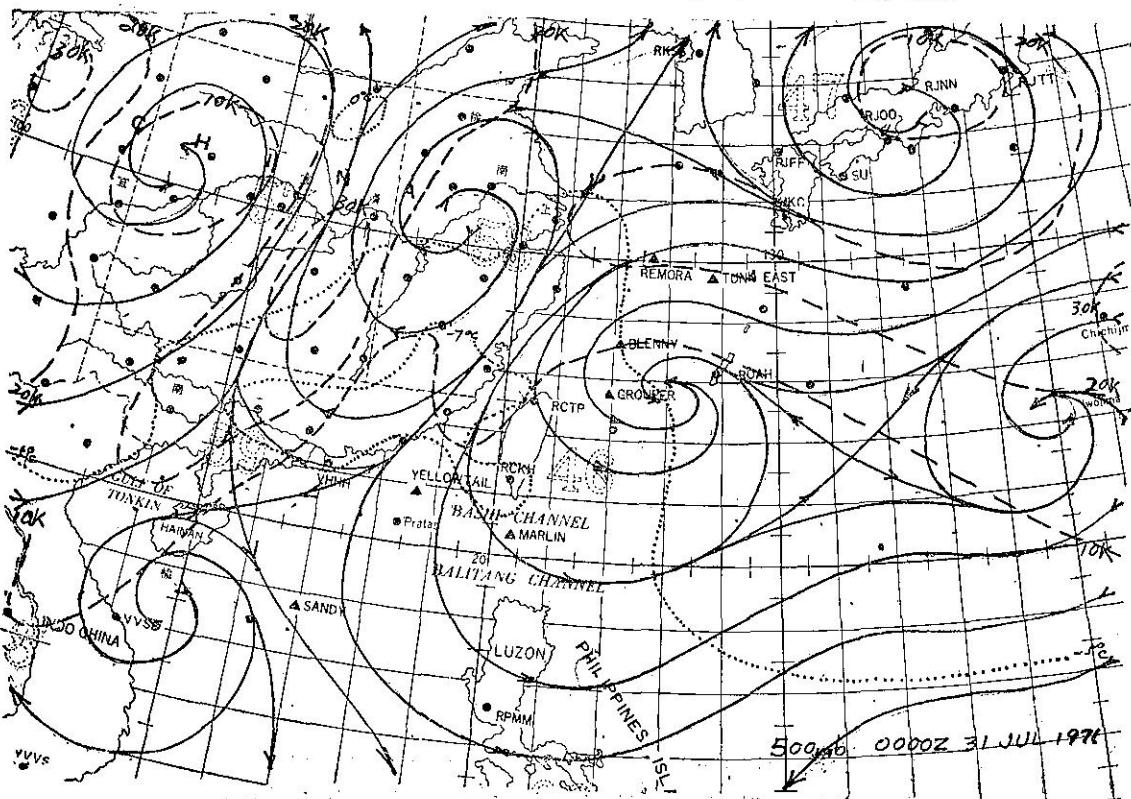
綜上各節所述，斯時臺灣適位於鞍形之間。低層大氣屬條件性不穩定。此種條件性不穩定之氣流，能否發展為雷雨，則需視其他條件為如何而定。如：地面加熱，高層冷平流，或機械作用等。而此時，地面加熱既未開始，高層亦未覺察到大規模之冷平流，又乏鋒面之舉升，故並無其他之外力為之助。



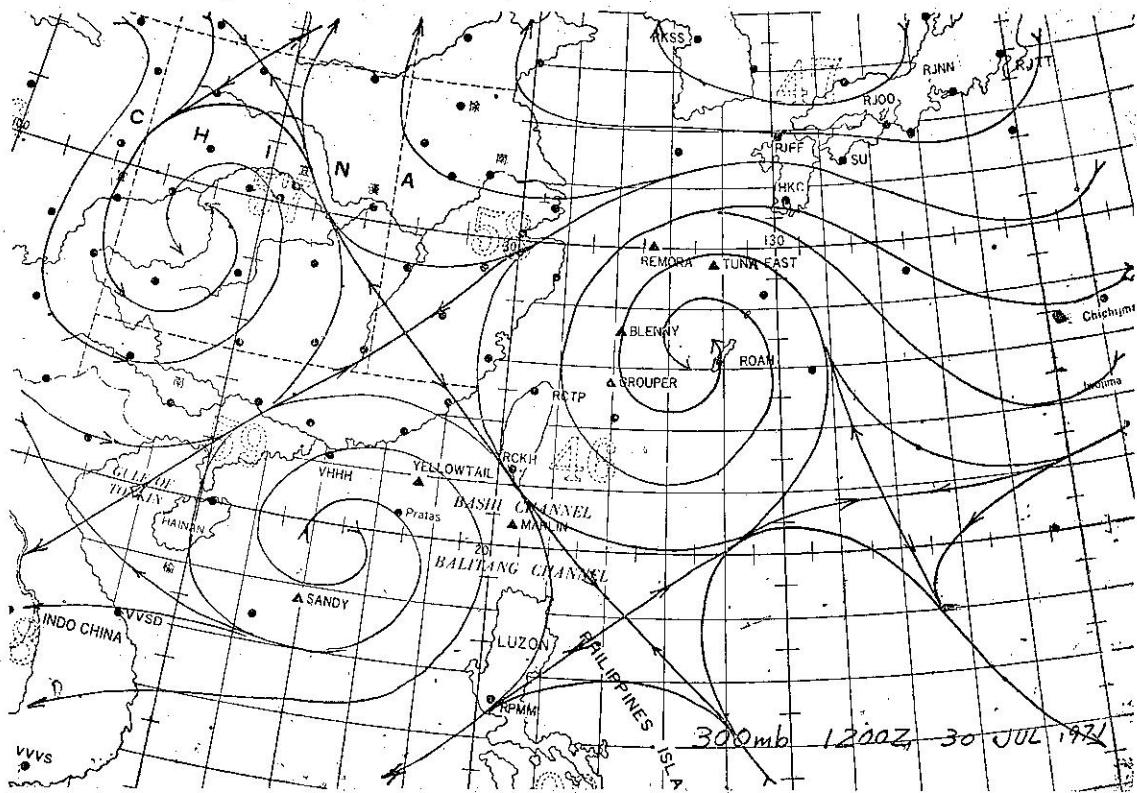
圖九 六十年七月三十一日 1200 Z 850 mb 氣流線與等風速線圖
Fig 9. 850 mb Streamline-isotach analysis, 1200Z 31 July 1971.



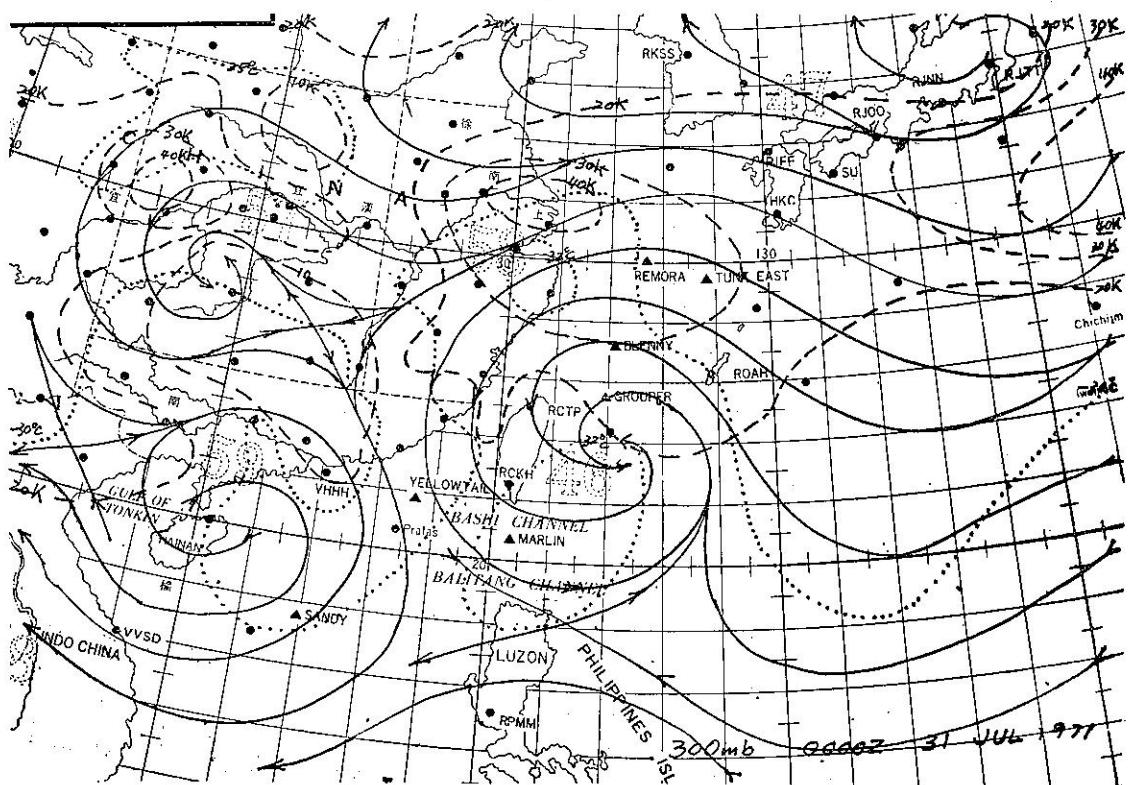
圖十 六十年七月三十一日 0000 Z 700 mb 氣流線，等風速線及等溫線圖
Fig. 10. 700 mb streamline-isotherm analysis, 0000Z 31 July 1971.



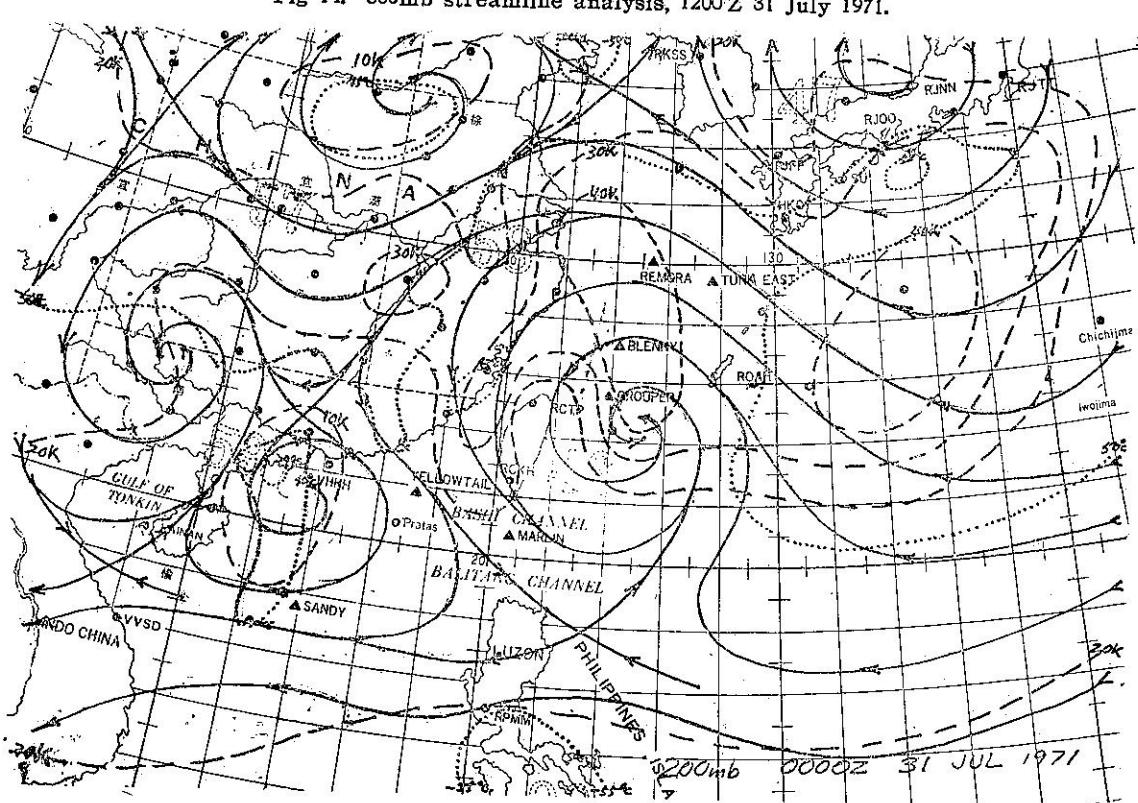
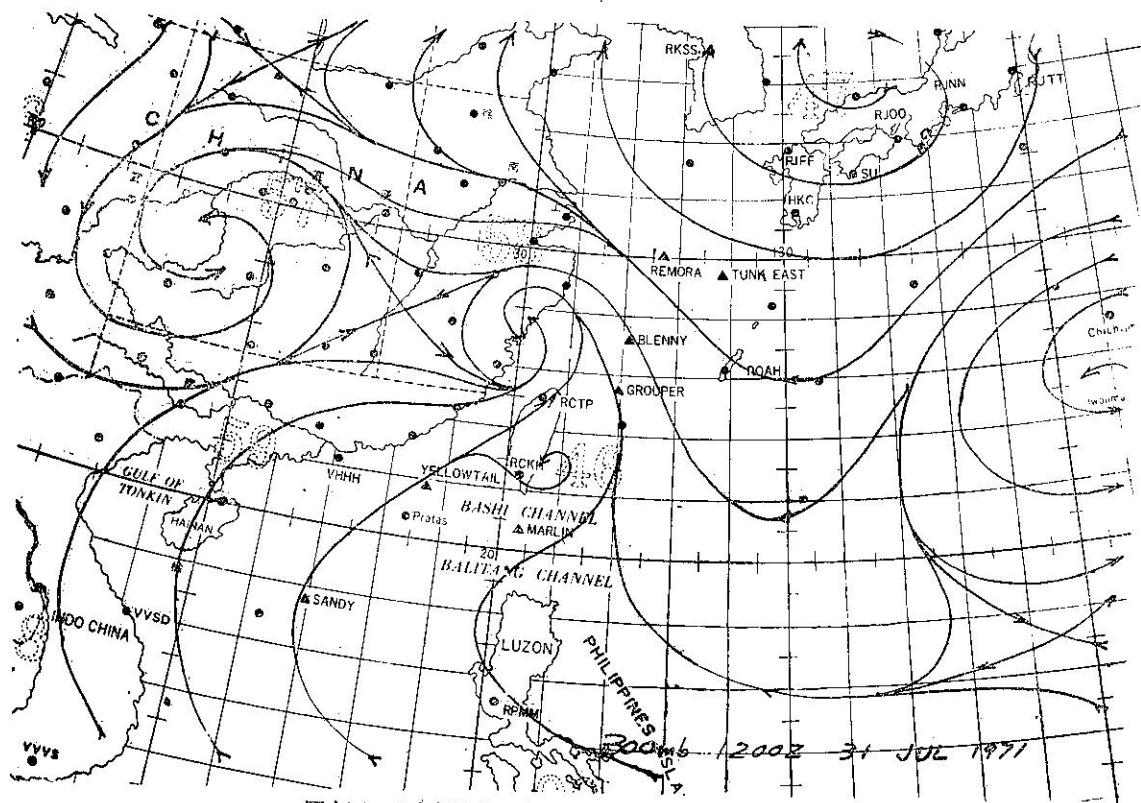
圖十一 六十年七月三十日 0000 Z 500 mb 氣流線，等風速線及等溫線圖
Fig. 11. 500 mb streamline-isotach-isotherm analysis, 0000Z 31 July 1971.



圖十二 六十年七月三十日 1200 Z 300 mb 氣流線圖
Fig 12. 300 mb streamline analysis, 1200Z 30 July 1971.



圖十三 六十年七月三十一日 0000 Z 300 mb 氣流線等風速線及等溫線圖
Fig 13. 300 mb streamline-isotach-isotherm analysis, 0000Z 31 July 1971.



桃園之高空風由30日開始，由東北逆轉為北，如附圖四。30日 1200 Z 逐漸加強，31日 0000 Z 因高層氣旋之迫近，北來風向低層伸展。北來風之加厚增強，使近地面層（地面至 850 mb 等壓面之高度）之西南風增強。即高層輻散作用之加劇，誘發低層之同量輻合作用以補償之。低層西南風之加強兼有舉升及輻合兩作用，故條件性不穩定之氣流乃能在其迫擊之下克服負區而上騰。是以西南氣流增強是發生雷雨之直接原因，而引發西南氣流增強者，則應歸因於高層輻散作用之觸發。

凡此均為雷雨初起於晨間之主要原因。其後，因高層北來氣流之導引，雷雨區向南移，加上南部上午雲量少，地面輻射增熱之推波助瀾，使雷雨聲勢益見浩大。

據 C. W. Newton 等之研究，大型對流暴風雨之移向常與 850–500 mb 間之平均風向近似，但略偏右。本例中雷雨之向南位移與其結論吻合，蓋平均風為 $330^\circ/15 \text{ NTS}$ 也。（註四）

臺北之雷雨止於日下午一時，此時雖為通常熱力作用最盛之際，但因高層之氣旋中心已移至臺北之西，即臺灣北部已位於高層之輻合氣流下。高層輻合所誘生之低層輻散，足以抑遏雷雨，而罔顧力之作用。此亦足以說明誘生之輻散或輻合並非微不足道。南部離氣旋環流較遠，所受影響不若北部，故雷雨之終止與日射之減弱相符合。

琉球附近 500 mb 等壓面及以上之氣旋環流未見於 700 mb 等壓面及以下者，乃因近中心處之低溫不顯，熱力結構未臻完善，故未能伸展至低層。此亦為 7 月 27 日有氣旋環流開始，但沿其路徑，吾人均無法在 500 mb 等壓面及以下各層分析得出。故熱力結構關係環流系統之存在與否極為重要，無適當之熱力分佈與環流相呼應，則很難有自高層直抵低層之理想型式出現。但是高層有環流存在時，則應注意其對低層所誘生之變化。

按理論之推算，咸稱無輻散層最接近 600 mb 之等壓面高度。圖四所示，桃園之高定風其北來風之

層底為 6,000 呎（約 2,000 公尺）遠較 600 mb 等壓面層之平均高度 14,000 呎（約 4,000 公尺）為低，是為輻散作用過剩，需賴低層更多之輻合作用以補償之，故低層之輻合作用增劇至速。（註五）

31 日 1200 Z 後，高層氣旋西移，高層之北來風為南來風所取代，故高達 500 mb（相當 18,000 呎約 5,500 公尺）之北來風層亦衰竭甚速，乃因 18,000 呎（或 5,500 公尺）高過 14,000 呎（約 4,000 公尺），既乏高層對等之輻合作用予以支持，亦只有低層輻散作用減少之一途。故 8 月 1 日 0000 Z 低層之北風銳減。

或謂本例之雷雨，應為間熱帶輻合區型者，僅就地面圖視之，似為間熱帶輻合區之接近臺灣，但間熱帶輻合區之識別，主要在上層，一來自東及東南，一來自南及西南，而此時臺灣及鄰近上層之風向均無此種之輻合存在也。（註六）

八、結論

高層之輻散作用可以觸發低層之輻合作用或增強之；故高層北來風並不一定不利於雷雨之發生。其發生與否，需視其他條件為何而定。若低層之空氣屬性為條件性不穩定，又位於有利之氣壓系統下，如鞍形中心等，則高層輻散作用之誘發，將不僅轉不可能生成為可能生成，並且可使雷雨之存在持久且強度倍增。

（註一）鄭邦傑：臺灣地區雷雨預報之研究

氣象學報 17 卷 1 期 民國 60 年 3 月

（註二）俞家忠：臺北雷雨之研究

中美空軍第二屆氣象學術研討會專論彙編

民國 60 年 4 月

（註三）林則銘譯：美軍斜溫圖分析及預報之應用第五章

空軍總部印 民國 55 年 10 月

（註四）林鞠情摘譯：大型對流性暴風雨之運動與高空風之關係，氣象分析與預報 3 期 民國 49 年 4 月

（註五）嚴夢輝著：高空預報學教程第二章

空軍訓部印 民國 44 年 9 月

（註六）徐賓箴著：天氣學與天氣預報第 97 節

空軍訓部印 民國 43 年 7 月