

冬季雷暴的個案分析

林沛練 徐天佑 蔣佑良

空軍氣象中心

摘 要

冷季諸月，臺灣為極地大陸冷氣團所控制，陰雨天氣常為鋒面過境所觸發，鋒前不穩定區雖然常伴有劇烈之雷雨，但在十二月份却不多見。本文針對七十年十二月二十九日零晨台灣北部雷雨個案之分析發現：雷雨發生前台灣臨近地區已具備有對流不穩定，低層出現噴射氣流，水汽供應充足以及大範圍的上升運動等極有利於雷雨發生的綜觀環境條件。

當本省東方海面新生之波動與華南移出之微弱冷鋒尾端在北部附近合併時，乃在該不穩定區域激發了本個案之雷雨，之後波動移走，北來季風系統移入給本省帶來持續性之降水。

一、緒論

雷雨、暴雨等一些局部範圍的天氣，乃大氣中的強烈對流天氣現象，由於它的水平尺度較綜觀系統之環流尺度約小一兩個數量級，因此這些系統在各種物理特性和分析方法上都有一些與大尺度系統不同的特點，然而中尺度之雷暴系統並不是孤立的，它們是在有利的大尺度綜觀系統之環境場上活動與發展，同時它們的發展反過來又能對大尺度背景產生反饋之作用，因為強烈的對流活動是能量，質量與動量垂直輸送的重要機制，因此吾人欲進一步的了解中尺度的大氣擾動現象，那麼對於適合它們生成與發展的大尺度環境場就要有所認識。

有利於局部雷暴雨發展之綜觀條件，迄今為止已有許多學者研究討論過，據 Fawbush et al (1951) 以及 Newton (1963、1967) 的研究，這些條件包括：

- ① 潛在對流不穩定。
- ② 在低層大氣之一狹窄帶內存在著充足可用之暖濕空氣。

③ 低層、高層均有強風帶出現。

④ 大氣中存在某種可以把不穩定觸發釋放出來的機制。

本文撰選 70 年 12 月 28 日至 29 日台灣北部的雷雨天氣進行大範圍的環境條件分析，包括穩定度、水汽、渦旋度、噴射氣流以及垂直速度等配置情況，以討論大範圍環境場是否也存在有上述之有利於雷暴雨活動之條件。

當然，光存在上面那些有利於中尺度雷暴雨產生之綜觀條件仍無法增進吾人對雷雨系統本身結構之了解，據林永哲先生之評介論文 (1981) 指出，雷雨活動通常被認為受到三種不同空間尺度之系統所控制：即

(一) 大範圍綜觀尺度 (Large scale or synoptic scale)

——其所擁有的大量動能及熱力變化產生基本的環境不穩定度。

(二) 對流性雷雨尺度 (Convective storm scale)。

——環境產生之不穩定度經由雷雨活動間歇地釋放出來。

(三)中氣象尺度 (Intervening mesoscale)。

——此種尺度主要產生小振幅的振動來觸發雷雨產生。

假如我們對這些不同尺度間的物理環節 (Physical link) 缺乏了解, 那麼對於雷雨活動就無法做很正確之分析, 例如雷暴雨區附近之強風, 有認為是對流活動之原因, 也有人認為是雷雨對流活動之結果。

由於雷雨之生命期與水平尺度比起傳統雷文送觀測站之分布密度以及觀測頻率 (時間間隔) 小得多, 在沒有雷達等其他適合中尺度觀測之儀器的輔助下, 要正確完整的研究雷雨本身之活動根本就不可能, 但我們仍然願意利用本中心收到之衛星雲圖來追蹤一下雷雨發生前後擾動雲系之移動概況以就教諸先進。

二、綜觀天氣系統

地面天氣圖 (圖一) 顯示: 27日 1400L 時, 極地高壓中心盤據在貝加爾湖附近, 勢力向東伸展, 主低壓系統中心在堪察加半島附近, 冷鋒由此中心向西南延伸至韓國。山東半島至湖北省境一帶勉強亦可分析出一微弱之界面, 同時位於菲島西方海面的 LEE 颱風已逐漸減弱成爲熱帶低壓。值得注意的是在宮古島 (47918) 至硫磺島 (47981) 一帶之海面上有一小波動生成, 此小波動至 2000L (圖二) 有逐漸加強之趨勢, 同時在 850 mb 亦可分析出來。28日 0800L 極地分裂高壓向東移至東北附近, 東方海面之擾動更加接近台灣, 然而此擾動在 700 mb (圖三) 圖上仍然無跡可尋。

太平洋高壓在高層頗爲明顯, 850 mb 至 300 mb 圖上均可看出, 本省位在此高壓之西側邊緣與西風帶之輻合區內 (圖三), 低層西南氣流與近地層東來氣流爲台灣區帶來豐沛之水汽而埋下潛在不穩之機。

28日 2000L 東面擾動 (新生台灣波) 已影響到本省 (圖四) 之後, 華北移下來之微弱界面與之在台灣區合併。此種合併過程有利於當地發生較大降水 (劉, 1982), 此時再配合 700 mb (圖五) 低層噴

射氣流移近本省, 乃觸發了 29日凌晨 (0000L-0800L) 之雷陣雨。29日 0800L 之後, 界面逐漸移過, 冷氣侵入本省, 台北最高氣溫從 28日的 25度降至 29日之 19度, 此後本省在北來系統影響下全省一片陰雨。

三、綜觀環境場之分析

據許多學者之研究報告 (林、張 1977 等) 指出: 大量水滴和冰晶必須被帶至溫度遠至 -20°C 以下的氣層內, 才可能產生閃電現象而下雷雨, 如此高空而能聚集大量水份, 必須有劇烈的對流存在才有可能發生, 可見形成雷雨的綜觀環境其先決條件當有條件性不穩定 (或潛在性、對流性不穩定) 的暖濕空氣, 更且要有低層充沛水汽之不斷供應, 但爲一穩定界面所隔開, 一旦此穩定界面由中尺度氣象之某種機制所破壞, 旺盛之上升氣流把凝結的水份帶到高層, 雷雨就可能發生。底下吾人即對此次雷雨個案之環境場作一綜合之分析。

(一) 穩定度

因爲相當位溫隨高度之變化情況可以顯示氣層之穩定性, 因此我們首先分析台灣臨近區域的相當位溫場, 圖六及圖七分別爲石垣島 (47918) 與板橋 (12Z)、桃園 (00Z) 兩地之相當位溫 (θ_e) 時空分佈圖, 由這兩圖可以看出 28日 00Z 至 29日 12Z 之時段內 $\frac{\partial \theta_e}{\partial Z} < 0$ 之情況到處可見 (尤以石垣島爲甚), 顯示兩地區都處在對流不穩定的條件下, 假使底層水汽充足, 原先穩定之氣層一經擾動抬升, 下面先達到飽和, 溫度遞減率變峻, 氣層一變而爲不穩定, 極有利於擾動之發展。

(二) 水汽

圖八及圖九分別爲 28日、29日 00Z 700 mb 之溫度露點差分佈圖, 28日台灣東北部至石垣島、宮古島一帶大氣近於飽和, 29日台灣全省的溫度露點差幾乎都在 3°C 以內, 顯示大氣一經擾動極易達成飽和。圖十及圖十一則分別爲石垣島與桃園板橋兩地混合比之時空剖面分佈。由該圖可以看出雷雨活動前後之時間內, 700 mb 以下之低層大氣混合比均在 10 g/kg 以上, 顯示大氣擾動之水汽供應充足。圖十二爲板橋、桃園

溫度露點差時空剖面圖，700mb 以下大氣也很接近飽和。

(三) 渦旋度

圖十三及圖十四分別為28日及29日00Z之500mb 渦度分析圖。由圖可以看出台灣區在2800Z 後就處在正渦度平流區之範圍內，至29日00Z 台灣北部地區上空之正渦度頗為明顯，此正渦度區之移進是否也有助於雷雨活動之發展仍有待進一步之研究。

(四) 垂直速度

對流性不穩定之氣層，仍要有誘發不穩定釋放之機制存在，始能造成擾動之發展，雷雨之誘發機制(Trigger Mechanism) 迄今為止仍然不很清楚。Ninomiya K. (1971) 認為：大範圍(大尺度)之上升速度對暖濕氣層對流不穩定之釋放可能有其動力之強制效果。因此筆者也對雷雨發生區域之綜觀平均垂直速度場稍做分析。

擾動區平均垂直速度之計算，我們採用了 Ninomiya K. (1974) 之方法來估量。用以估計平均垂直速度之範圍如圖十五所示。00Z的估計範圍包括：桃園(46697)、石垣島(47918)、馬公(46734)、汕頭(59316)、廈門(59134)以及福州(58847)等六個測站所包圍之區域，12Z的估量範圍則將桃園站代以板橋(46692)，馬公站代以東港(46747)。

平均垂直速度之估計方法如下：

$$\bar{\omega} = \int_p^{p_0} \nabla \cdot \mathbf{V} dp$$

式中之速度輻散量 $\nabla \cdot \mathbf{V}$ 可用下式估計之，即

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{1}{S} \oint \mathbf{V}_n \cdot d\mathbf{l} = \frac{1}{S} \sum \mathbf{V}_{n,i} \cdot \mathbf{L}_i$$

其中 S ， \mathbf{L}_i 以及 $\mathbf{V}_{n,i}$ 分別是計算區域之面積，第 i 邊的長度以及垂直 \mathbf{L}_i 邊的風速分量。

我們利用 1000mb 至 250mb 的風場資料來計算，為了較合理之分析， $\bar{\omega}$ 理論上應在大氣頂上消失，那就是說在 250mb $\bar{\omega}$ 應該為零，但是利用上列式子計算得到之平均垂直速度在 250mb 並不等於零，所以我們必須修正每一標準等壓面之輻散場使 $\bar{\omega}$ 在 250mb 消失。輻散場之修正如下：

$$(\nabla \cdot \mathbf{V}_{cor})_k = -\frac{k}{4} \cdot \frac{\bar{\omega}_{250mb}}{700 \text{ mb}}$$

k 代表標準等壓面， $k = 1, 2, \dots, 6$ 代表 $p = 1000, 850, 700, 500, 400, 300$ 等。然後我們再修正風速：

$$\mathbf{V}_{cor, k, i} = A_k \cdot \mathbf{R}_i$$

其中 \mathbf{R}_i 代表觀測站 i 相對於計算區質量中心的位置向量。

$$A_k = \frac{(\Delta \cdot \mathbf{V}_{cor})_k}{\frac{1}{S} \oint (\mathbf{R}_i)_n d\mathbf{l}}$$

修正後之風速為 $\mathbf{V}_{k, i}^*$

$$\mathbf{V}_{k, i}^* = \mathbf{V}_{k, i} + \mathbf{V}_{cor, k, i}$$

算完 $\mathbf{V}_{k, i}^*$ 之後再回頭重求 $\bar{\omega}$ 。

計算結果如圖十六所示。從 28 日 00Z 開始至 29 日 12Z 之間，計算區域從底層至 500mb 幾乎均為上升運動。雷雨大約是從 29 日之零晨開始，可見雷雨開始之後，由於受外圍對流下沉影響之故，使得圖上 28 日 12Z 至 29 日 00Z 雷雨發生期間計算區域之平均上升速度反較 28 日 00Z 為小。圖十七，十八分別為 28 日 12Z 以及 29 日 00Z 計算區之底層風場分佈圖。可見 500mb 以下諸層之風場分佈均有輻合的現象，此與該區之平均上升運動恰好相配合。值得強調的是 28 日 12Z 計算區域 1000mb 之風場分佈，有很明顯的氣旋式輻合之配置，此種風場配置對底層水汽之集中相當有利。

圖十九乃 28 日 00Z 桃園探空測站的風、溫度 (T)、露點溫度 (T_d)、位溫 (θ)、相當位溫 (θ_e)、混合比 (q) 以及擾動區平均垂直速度 ($\bar{\omega}$) 的垂直分佈。顯示當時氣層存在對流不穩定、水汽充足而且底層有逆溫存在，配上綜觀級垂直上升運動，完全適合前述雷暴雨發生之條件。

四、擾動系統與雨區之移動

從地面資料報告(圖二十) 27 日 1400L 後台灣東方海面各小島如蘭嶼、與那國島(47912)、宮古島、那霸等均有持續性之降水報告，唯蘭嶼一直為陣雨天氣，而在 28 日 2000L 本省各地均未見

降水記錄，北部為裂雲天氣同時為濃霧所籠罩，新竹能見度為1哩，中正機場為1¼哩，松山為2哩，似乎前述之降水系統此時尚未波及本省，從該日之氣溫記錄松山最高溫為24.5℃，桃園22℃，中正機場與新竹均為20℃，而28日2000L之氣溫松山為20℃，桃園、中正機場、新竹均為19℃，氣溫未呈明顯之下降，至28日2312L松山之天空狀況為裂雲開始下雷雨，接著2340L新竹密雲下雷雨、桃園在2425L裂雲下雷雨，至29日0800L前後鋒面尾端始通過本省北部繼而有持續性之降水。圖(二十)為各測站之地面觀測報告，由圖中大致可以顯示降水之持續性以及擾動之降水移動情形。

五、雲圖分析

上述僅為各測站之地面觀測資料，台灣東方洋面上之測站甚為稀少，資料報告缺乏，很難達到預測及分析各種天氣現象之成效，尤其在分析本文短時雷雨效應更顯不足，因此為補足此種缺陷，繼由衛星雲圖之追蹤與判斷推論系統之移動與發展。

圖(二十一)至圖(三十)為GMS-2之衛星雲圖，時間從28日1400L至30日0500L總共10張圖片，圖二十一顯示28日1100L時宮古島附近之擾動系統尚未波及本省，而由28日1400L(圖廿二)可以看出整個雲系僅達本省東部外海，至28日2000L時(圖二十三)顯示有一層甚薄之雲層由宮古島向東伸展至本省東部之花蓮一帶，而圖二十四為28日2400L之衛星雲圖，圖中可以明顯看出在東經125度以西之台灣北部及東海一帶雲系有增強之趨勢，尤其在台北、桃園及新竹一帶可以看到一點稍亮之雲塊，此為北部下雷雨之主要徵兆，再由連續之衛星圖片顯示此雲系有繼續發展之傾向，到29日2000L(圖二十九)該雲系在雲圖已經消弱很多，僅顯現出一層甚薄之雲

六、擾動風系與濕度之變化

圖三十一至圖三十四為沿擾動擴展路徑風場與濕氣場之垂直時空剖面圖，圖中顯示整個低層均甚潮濕，圖三十二為未下雷雨之剖面圖，台北探空風速在

500mb已經到達50哩，至29日0800L北部雷雨已經停止，台北及臨近之福州500mb之風速均有減弱之趨勢，表示有上下混合作用，而整個500mb之濕度在29日0800L有明顯之增加，可以看出混合作用達到500mb之高度，圖三十五為700mb強風分佈圖，圖中顯示台灣北部恰在大風區之鄰近，而圖三十六為700mb之溫度露點差分佈圖，圖中可以看出暖濕之西南氣流在台灣北部沿海造成濕度甚為集中之區域，加之第三節所述大範圍之上升運動與台灣東部擾動之波及造成對雷雨發展有利之條件。

七、結語

雷雨活動乃比綜觀級天氣系統小一至二個數量級的中尺度大氣現象。正確完整的分析有待中尺度大氣觀測網的設立。本文僅就現有資料分析此雷雨個案的綜觀環境條件，其次再利用地面降水報告以及衛星雲圖的資料來追蹤造成此次雷雨之擾動雲系的移動與發展情形。

從本文之初步分析，我們可以發現此次冬季雷雨個案發生前後的綜觀環境場完全符合前述Newton(1963, 1967)等人的研究結果。那也就是說，存在有一深層之對流性不穩定之暖濕空氣，底層之水汽供應充足，700mb也有低層噴射氣流之存在。至於雲圖之追蹤顯示：此次雷雨之觸發似乎與東面擴展過來之擾動系統(新生台灣波)與北來界面尾端之合併過程有著密切之關係。

致謝

本文之完成要特別感謝主任劉廣英教授之督促與賀克強、張儀峰、謝維權諸位先生之協助繪圖。

參 考 文 獻

1. 林永哲, 1981: 近代強烈雷雨研究趨勢。紀念馮融華博士——氣象評介論文集, 167-190。國立台灣大學大氣科學系系友會編。
2. 林政宏, 張泉湧, 1976: 台北機場氣團雷雨客觀預報法, 交通部民用航空局航管組研究報告 PP. 43。
3. 劉廣英, 陶家瑞 1982: 華南似包圍鋒及其與台灣降水之關係。1982年中央氣象局中範圍天氣研討會論文彙編。
4. Fawbush, E.J. & L.G. Starrett, 1951: An empirical method of forecasting tornado development. Bull. Amer. Meteor. Soc. 32, 1-9.
5. Newton, C.W., 1963: Dynamic of Severe convective storm. Meteor. Monogr., 5, NO. 27, 33-58.
6. _____, 1967: Severe convective Storms. Advances in Geophysics, Vol. 12, New York, Academic Press, 257-308.
7. Ninomiya K., 1971: Mesoscale Modification of synoptic situations from thunderstorm development as revealed by ATS III and aerological data. Jour. Appl. Meteor. Vol. 10, 1103-1121.
8. Ninomiya K., 1974: Bulk Properties of cumulus convections in the small area over Kuroshio region in February 1968. Jour. Meteor. Soc. Japan, Vol. 52, NO. 2, 188-202.

A Case Study of Severe Thunderstorm in Winter

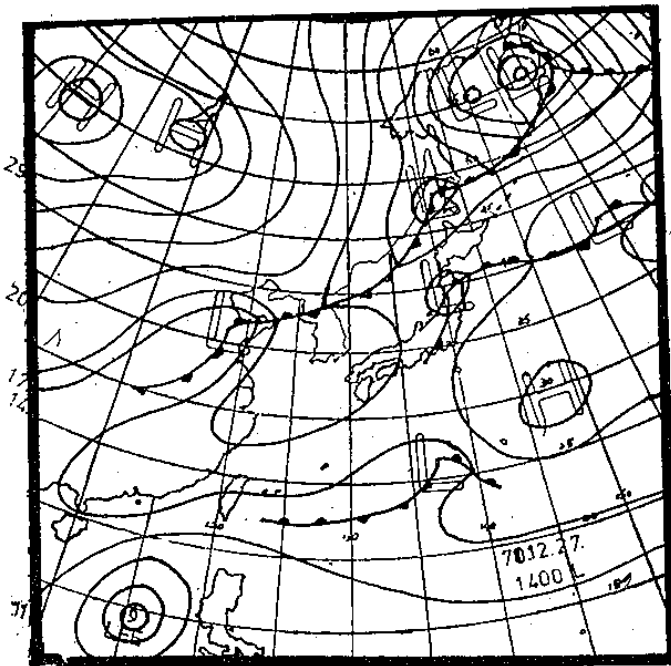
Pay-Liam Lin Tian-Yu Shi

Yow-Liang Chiang

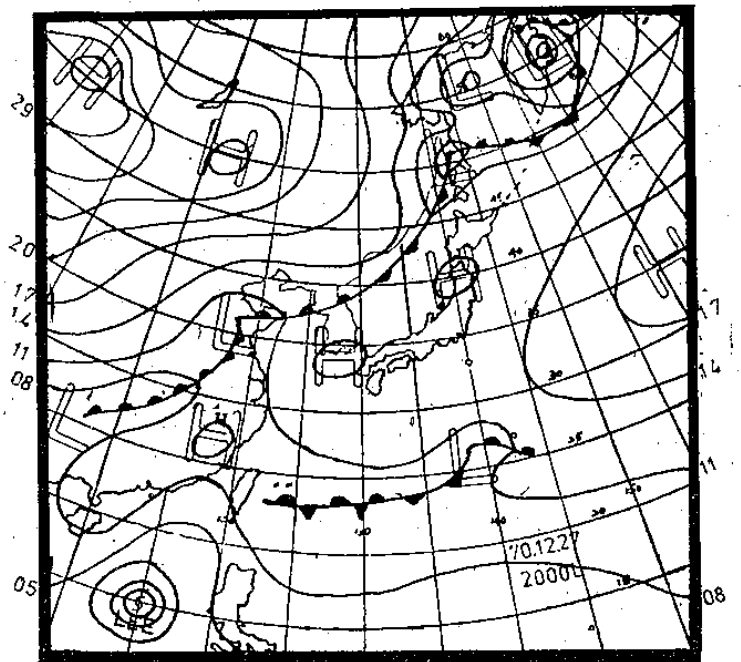
Weather Central, CAF

Abstract

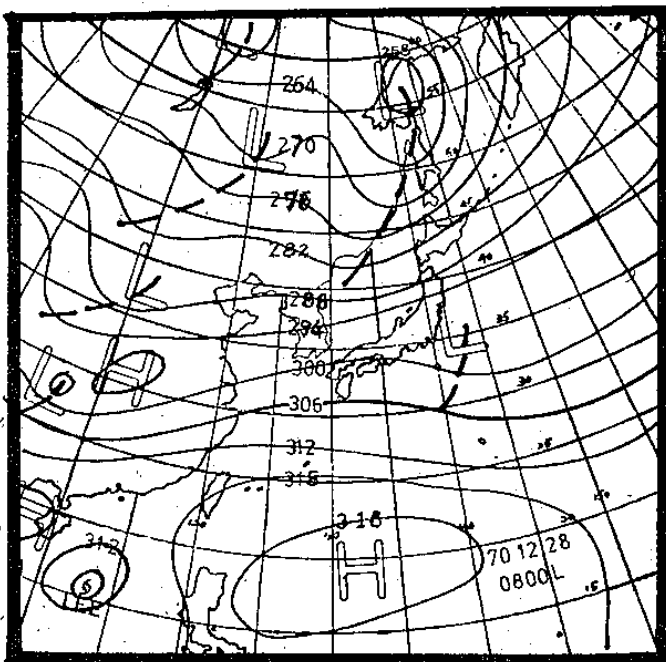
In winter season, front pass through Taiwan with high frequency. Sometime it could be accompanied with severe thunderstorm. Last (1981) Dec. We had such a thunderstorm case in north Taiwan area. From the primitive data analysis we found that the synoptic environment had existed some favorably unstable conditions of thunderstorm. Furthermore, the successive satellite pictures show that the disturbance came from the eastern sea surface of Taiwan have some trigger effects on this thunderstorm case.



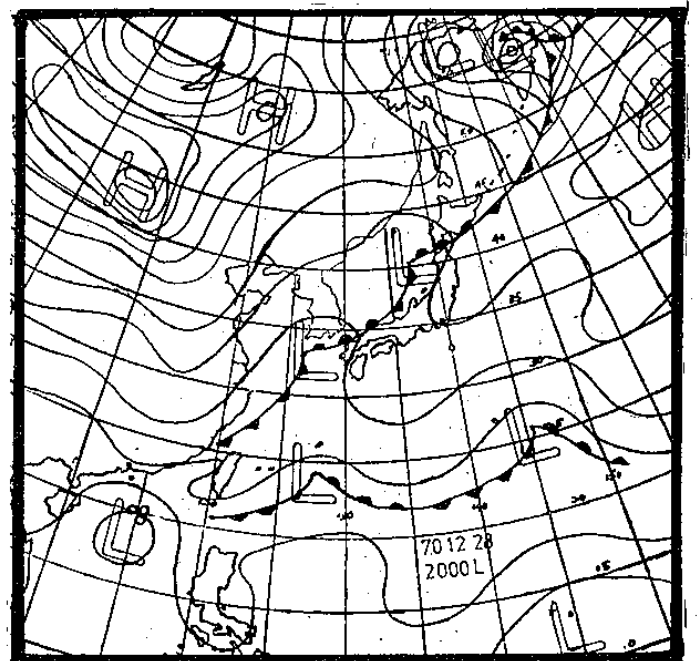
圖一：27日 1400L 地面天氣圖



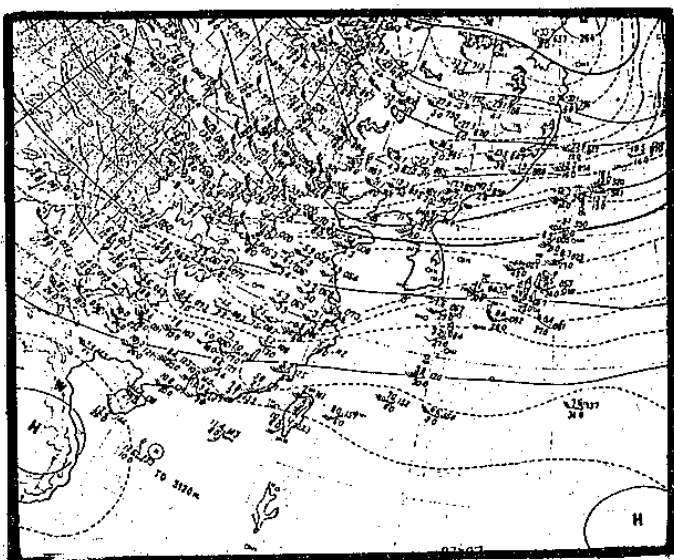
圖二：27日 2000L 地面天氣圖



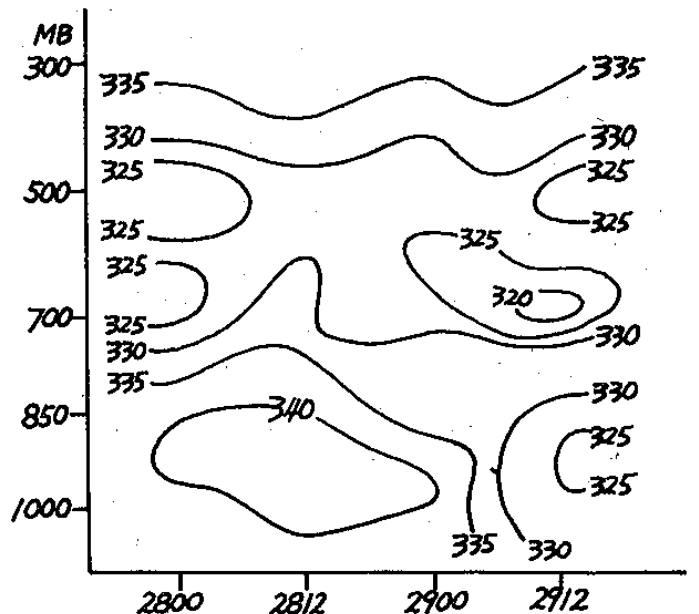
圖三：28日 0800L 700mb 高空圖



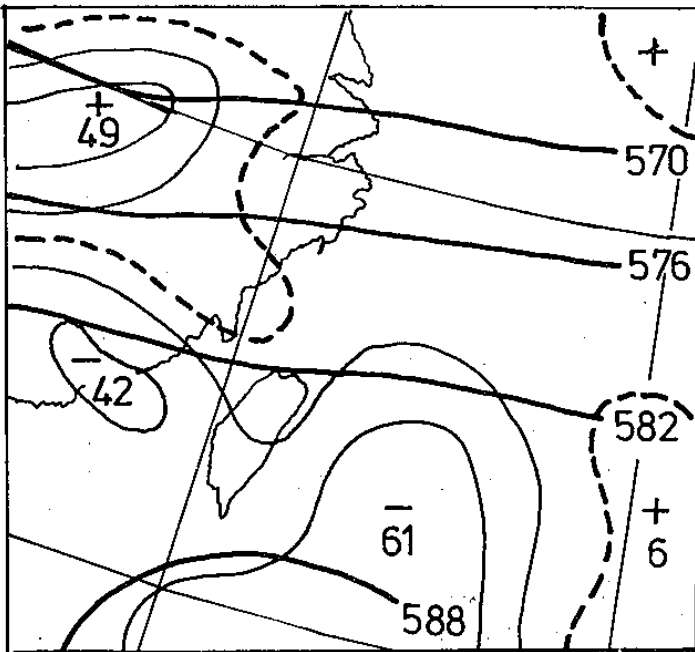
圖四：28日 2000L 地面天氣圖



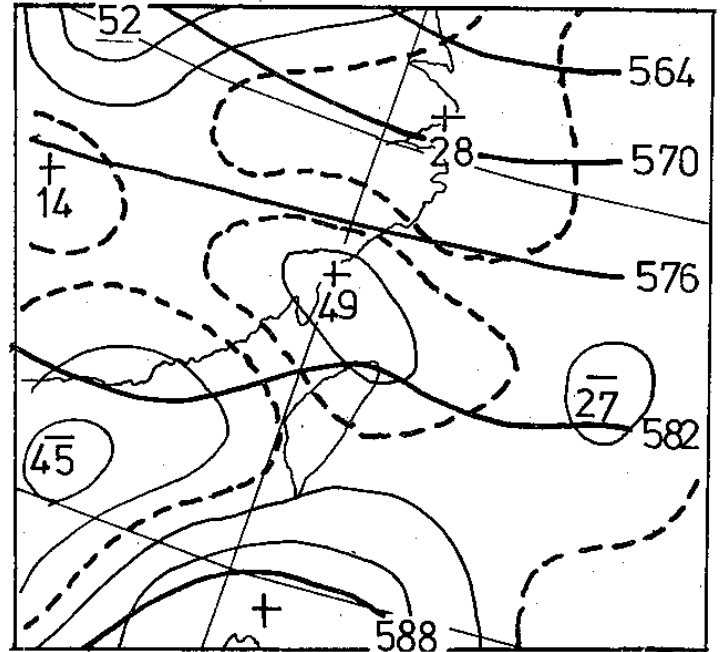
圖五：28日 2000L 700mb 高空圖



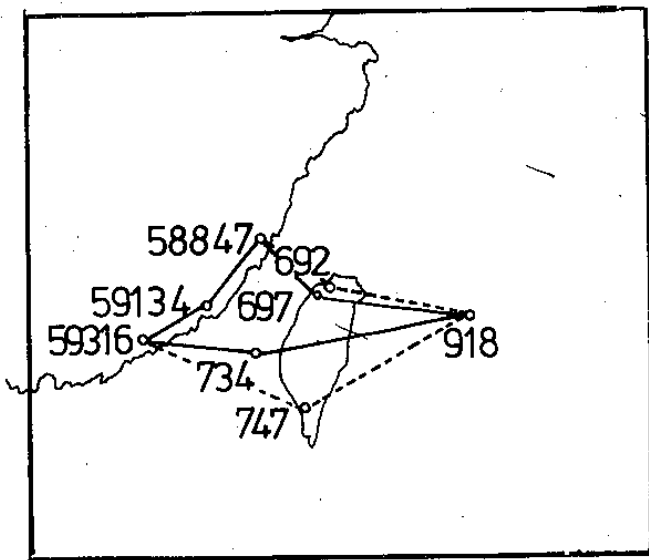
圖六：石垣島(47918)相當位溫(°K)的時空剖面分佈圖



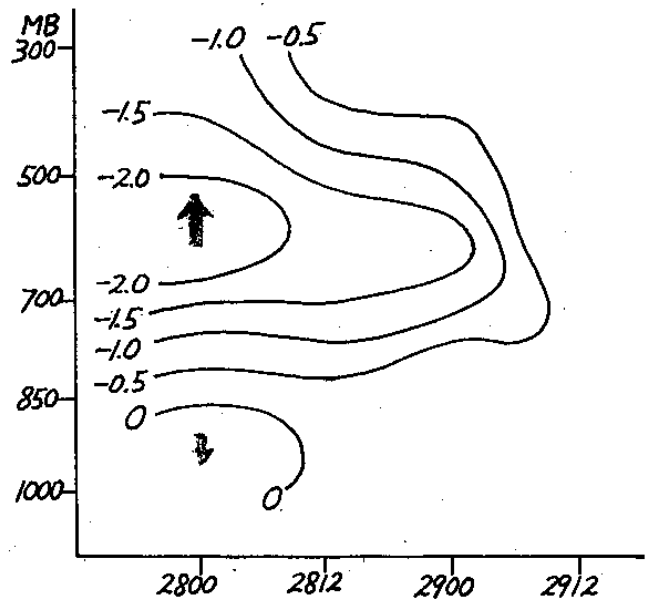
圖十三：28日 00Z 500mb 渦度分析圖 ($10^{-6} 1/sec$)



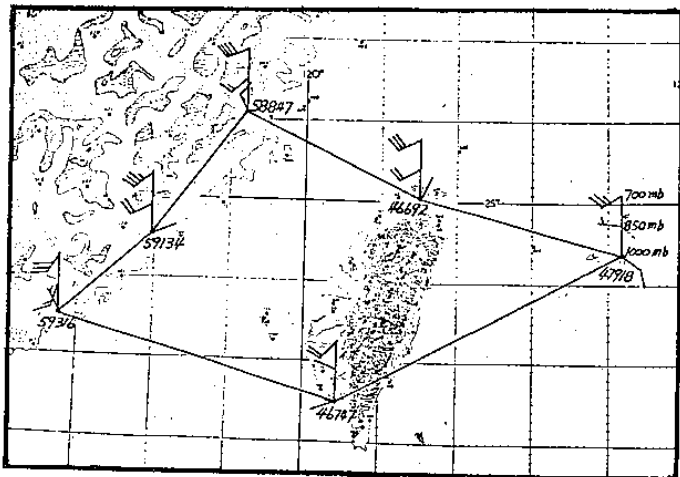
圖十四：29日 00Z 500mb 渦度分析圖 ($10^{-6} 1/sec$)



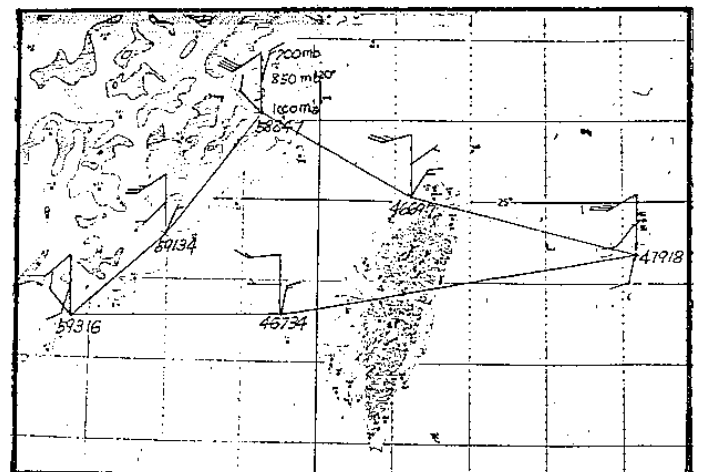
圖十五：估計平均垂直速度之地區



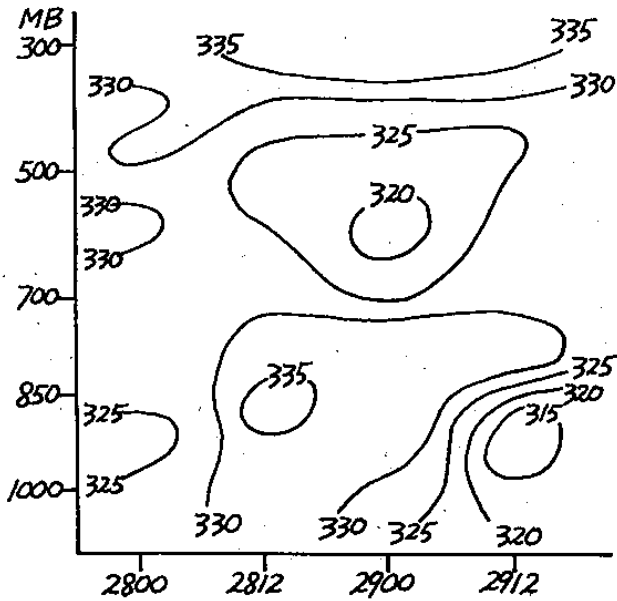
圖十六：估計區平均垂直速度之時空剖面分佈
單位 (mb/hr)。



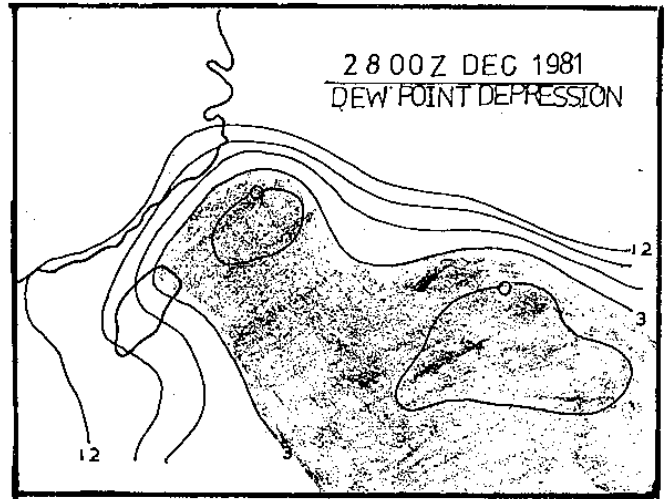
圖十七：28日 12Z 平均垂直速度計算區底層風之分佈



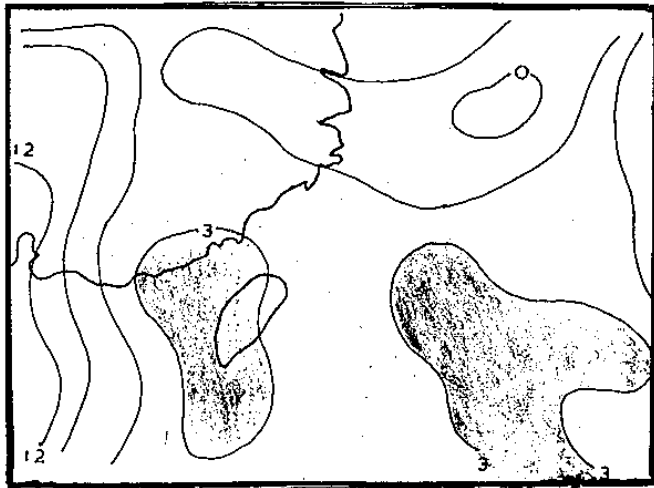
圖十八：29日 00Z 平均垂直速度計算區底層風之分佈



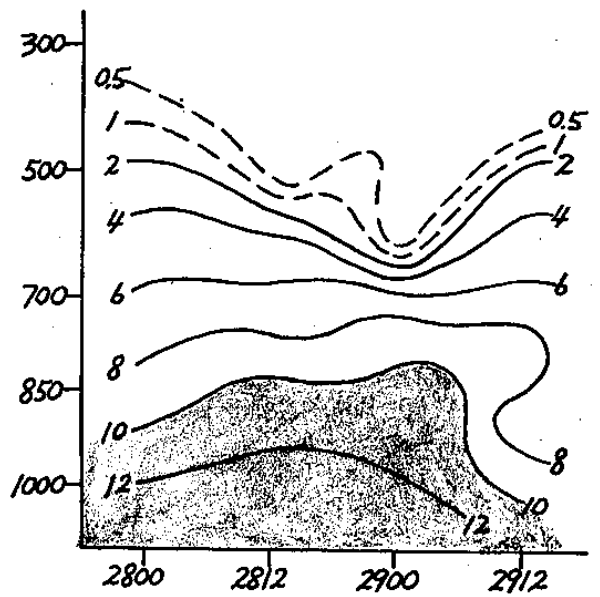
圖七：板橋（46692：12Z）及桃園（46697：00Z）相當位溫的時空剖面分佈圖



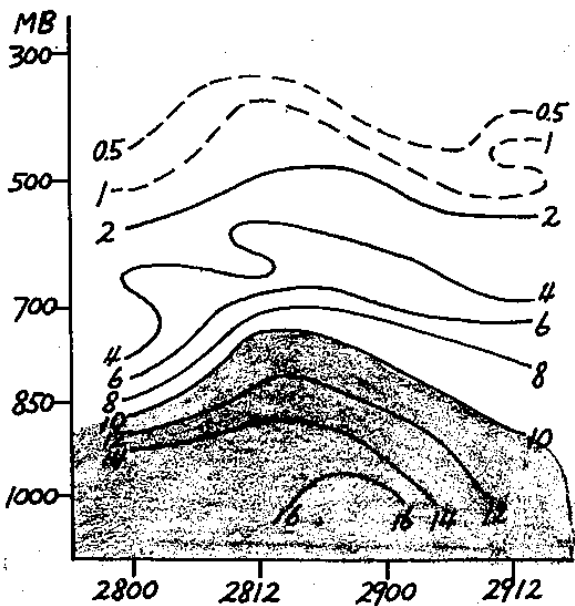
圖八：28日00Z 700mb的溫度露點差分佈圖（陰影區代表溫度露點差在3℃以內）



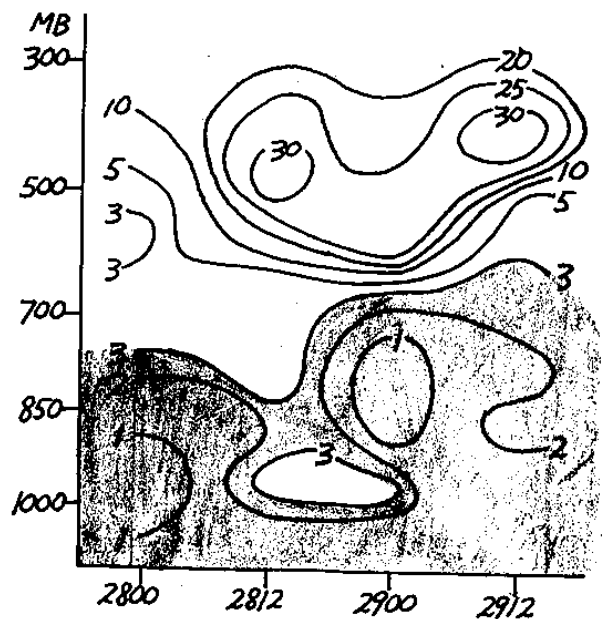
圖九：29日00Z 700mb的溫度露點差分佈圖（陰影區代表溫度露點差在3℃以內）



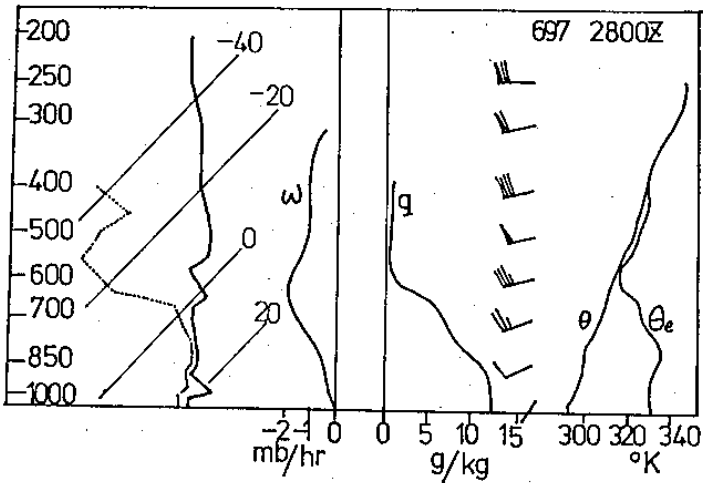
圖十：石垣島（47918）混合比（g/kg）之時空剖面圖（陰影區代表混合比在10 g/kg以上）



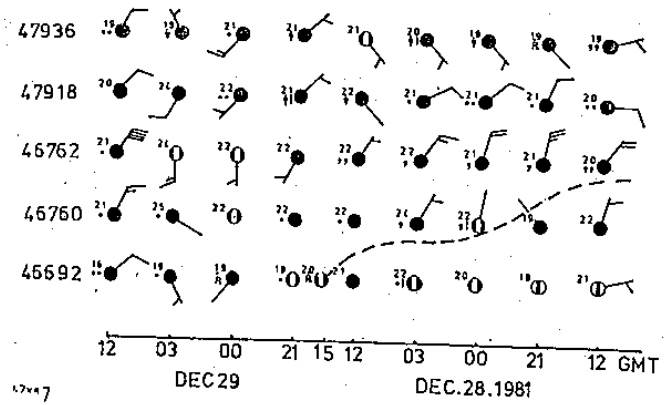
圖十一：桃園（00Z）及板橋（12Z）混合比（g/kg）之時空剖面圖（陰影區代表混合比在10 g/kg以上）



圖十二：桃園（00Z）及板橋（12Z）溫度露點差（℃）之時空剖面圖（陰影區代表溫度露點差在3℃以內）

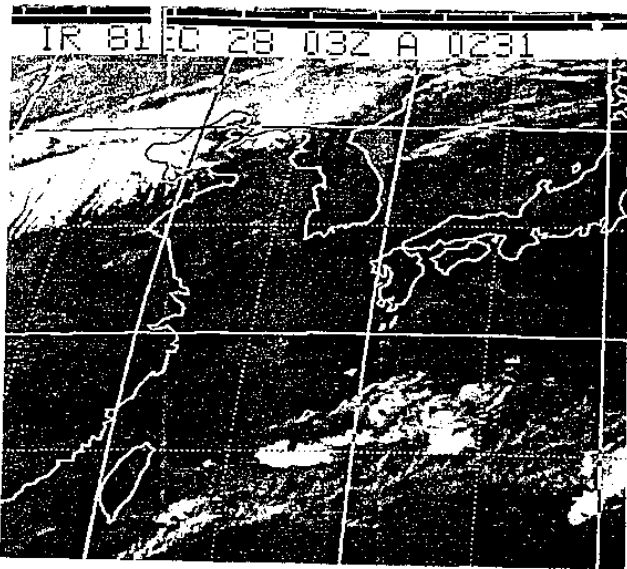


圖十九：28日00Z 桃園探空測站的風、溫度 (T)、露點溫度 (Td)、位溫 (θ)、相當位溫 (θ_e)、混合比 (q)，以及擾動區平均垂直速度 (ω) 的垂直分佈。

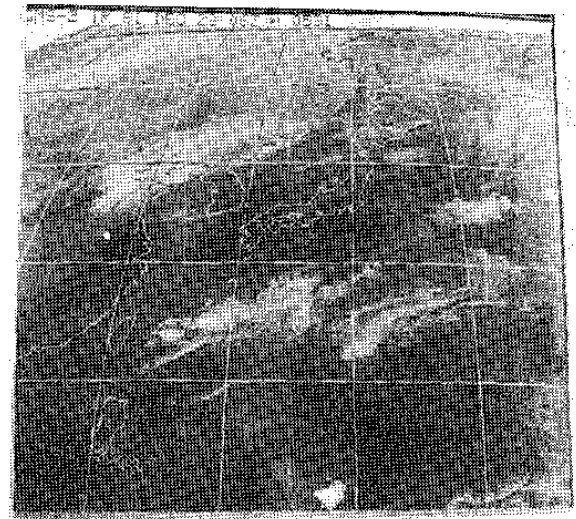


圖二十：沿擾動擴展路徑之地面天氣報告時間剖面圖

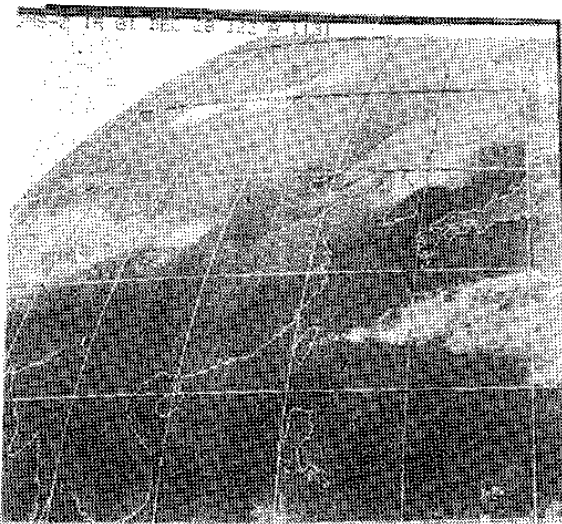
46936：那霸 47918：石垣島 46762：蘭嶼
46760：台東 46692：台北



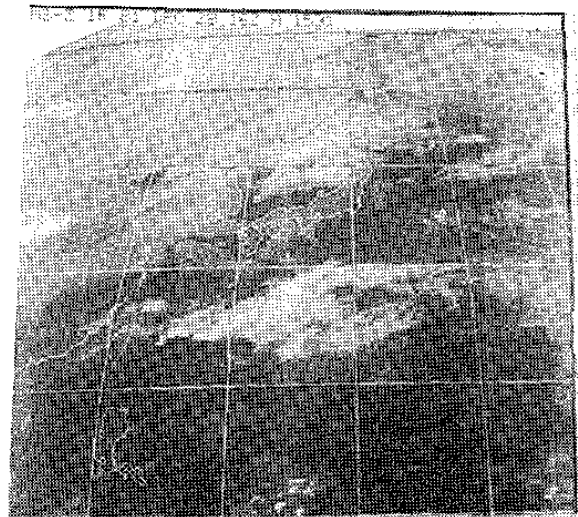
圖廿一：1981年十二月廿八日03Z(1100L) 衛星雲圖



圖廿二：1981年十二月廿八日06Z(1400L) 衛星雲圖



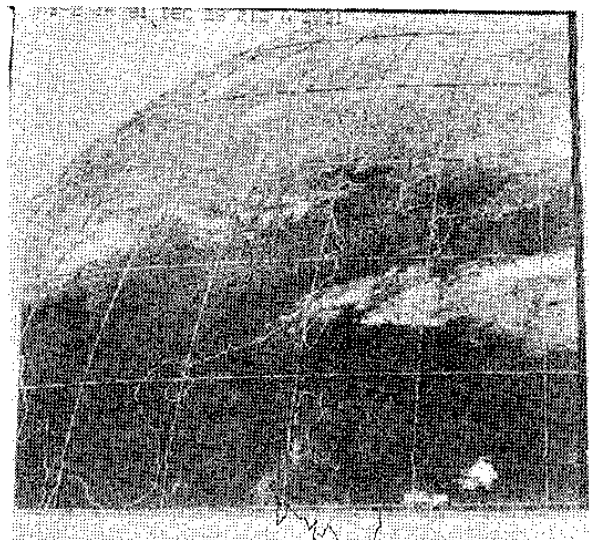
圖廿三：1981年十二月廿八日12Z(2000L) 衛星雲圖



圖廿四：1981年十二月廿八日16Z(2400L) 衛星雲圖



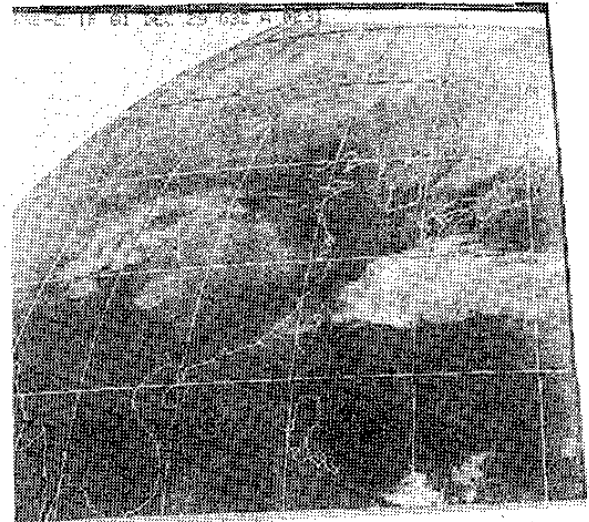
圖廿五：1981年十二月廿八日18Z(0200L)
衛星雲圖



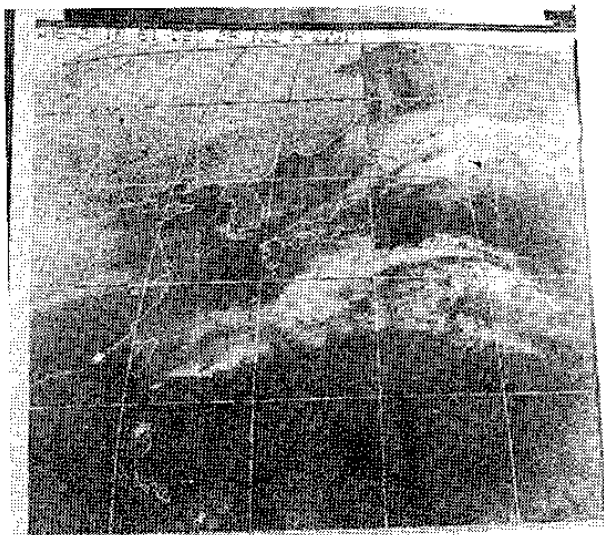
圖廿六：1981年十二月廿八日21Z(0500L)
衛星雲圖



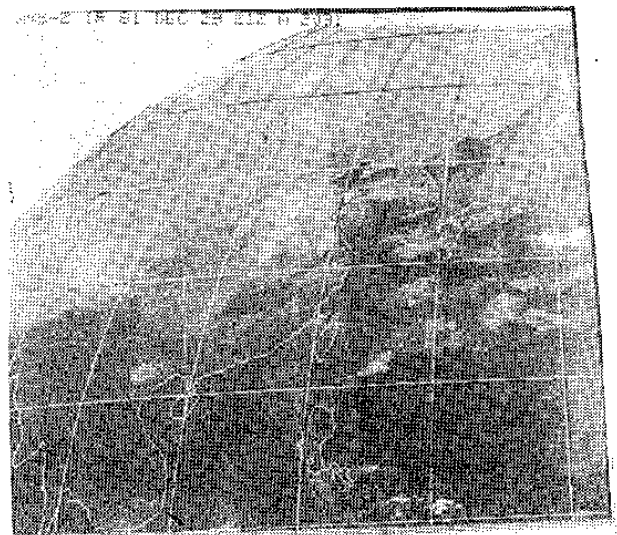
圖廿七：1981年十二月廿九日00Z(0800L)
衛星雲圖



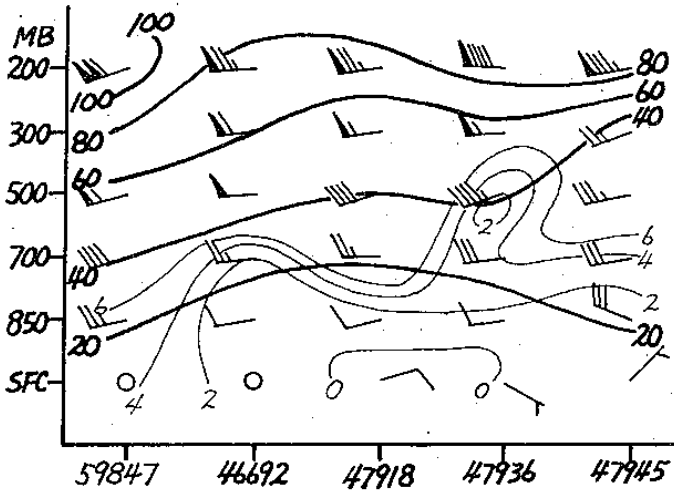
圖廿八：1981年十二月廿九日03Z(1100L)
衛星雲圖



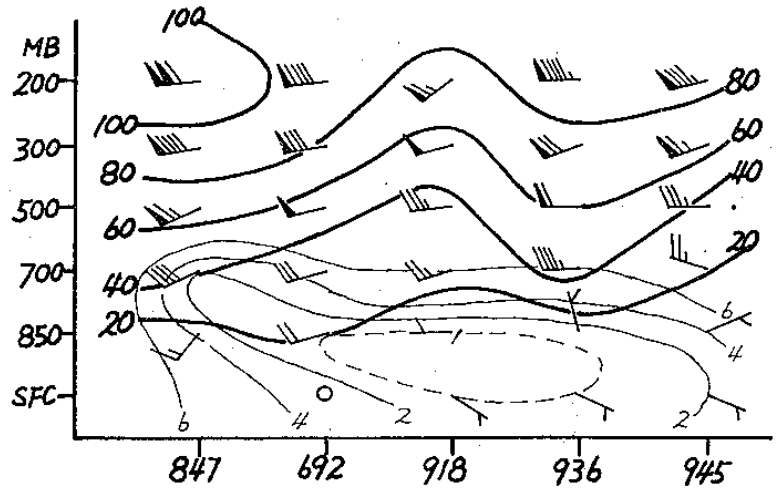
圖廿九：1981年十二月廿九日12Z(2000L)
衛星雲圖



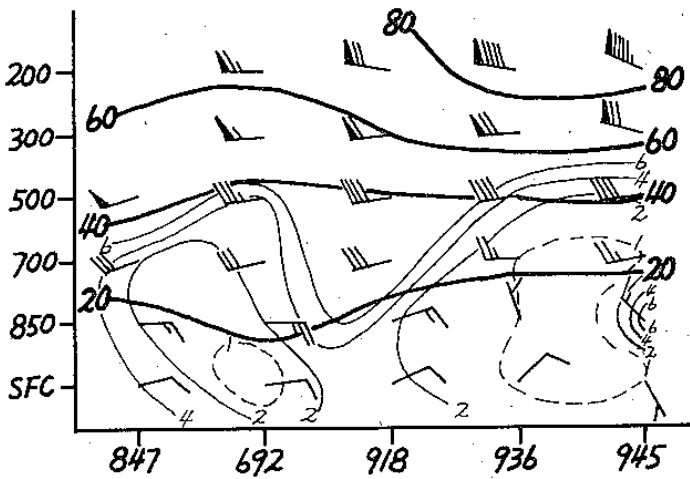
圖三十：1981年十二月廿九日 21Z (0500L)
衛星雲圖



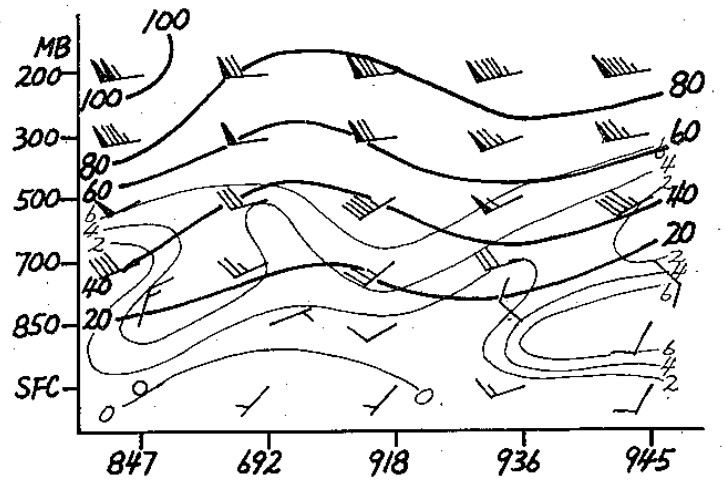
圖三十一：28日 00Z 沿擾動擴展路徑風場與濕氣場之時空垂直剖面圖



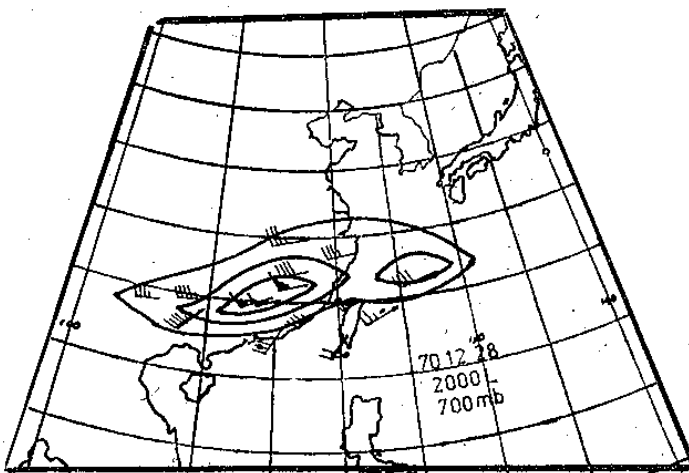
圖三十二：28日 12Z 沿擾動擴展路徑風場與濕氣場之時空垂直剖面圖



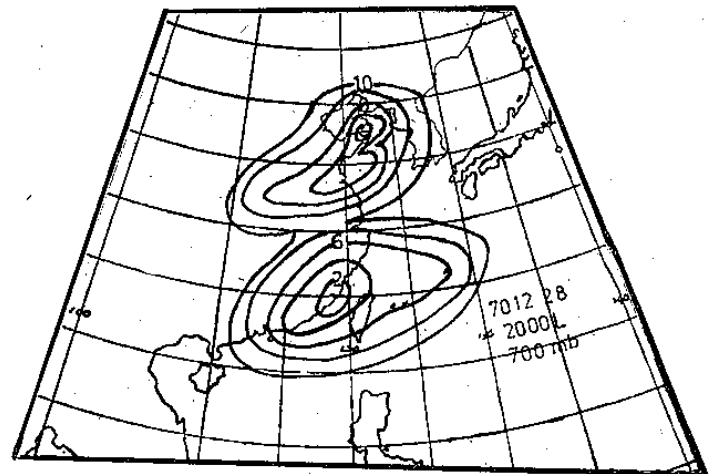
圖三十三：29日 00Z 沿擾動擴展路徑風場與濕氣場之時空垂直剖面圖



圖三十四：29日 12Z 沿擾動擴展路徑風場與濕氣場之時空垂直剖面圖



圖三十五：28日 1200Z 700mb 強風分佈圖



圖三十六：28日 1200Z 700m b 溫度露點差分佈圖

