

初冬中尺度氣壓系統及其對臺灣北部天氣之影響

A Study of Mesoscale Pressure Systems and Their Precipitation over the Northern Taiwan in the Early Winter

許 廣 南

Hsu Kuang-nan

摘 要

中尺度氣壓系統，其特性為範圍較小，變化較快，常為劇烈天氣之蘊藏處所。在臺灣並常涉及地形之影響，使分析時更加複雜。

本文針對民國六十九年初冬臺灣北部所發生之兩中尺度降水個案，在全力搜得資料下，作一詳盡之分析。結果發現個案一為微弱鋒面過境，配合地形抬舉之影響，引發不穩定，造成強烈對流，促使基隆一地產生局部性豪雨，最大降水時間在清晨及晚間，為時均甚短暫。另個案二為深厚寬廣東風迴流中引發擾動，造成宜蘭一帶之豪雨。此兩個案，其所以降水範圍不同，乃在前者鋒面移近基隆，鋒前之熱帶海洋不穩定空氣被地形及鋒面迫舉而使不穩定釋放，終致局部猛烈對流而生豪雨；而後者乃東風氣流中波動，伴隨有顯著暖平流，復受中央山脈影響，故發生較大區域之豪雨。

另外統計最近十年臺灣北部、東北部初冬豪雨分布，作一氣候及天氣圖型式之調查，計有39個個例，依其天氣系統，分為兩類別、八天氣型，以確認初冬期間臺灣北部區域類此中尺度系統降雨之重要性。

一、前 言

由於氣象學家 Fujita T. (1958), Magor B. W. (1959) 及 Tepper, M. (1959) 等人先後利用中尺度分析方法，解決了不少劇烈天氣預報之難題，且引起了其他學者之興趣，不斷加以研究，使中尺度天氣學內容日益充實，於是產生氣象學之一門新科學——中氣象學 (Mesometeorology)。目前世界各國氣象學家一方面致力於綜觀尺度天氣系統之研究，以預測它們的消長與運行，及所伴生之大範圍天氣現象；另一方面則致力於中尺度天氣系統之研究，以預測小規模之天氣現象。

過去由於設備及資料之不足，國內甚少見到有

關討論中尺度降水之文獻；近年來因有氣象雷達及衛星雲圖之供應，此等資料對中尺度天氣分析和預報有極大之貢獻。雖資料之密度及頻度仍嫌不足，但已可使氣象人員能着手從事中尺度天氣系統之分析與預報。故而有關此方面之研究報告，迭有發表，諸如王時鼎 (1958, 1970)、王崇岳 (1978)、陳泰然 (1978)、蔡清彥 (1978)、謝信良 (1979) 等專家學者，對中尺度天氣系統之研究，均有極良好之成果。

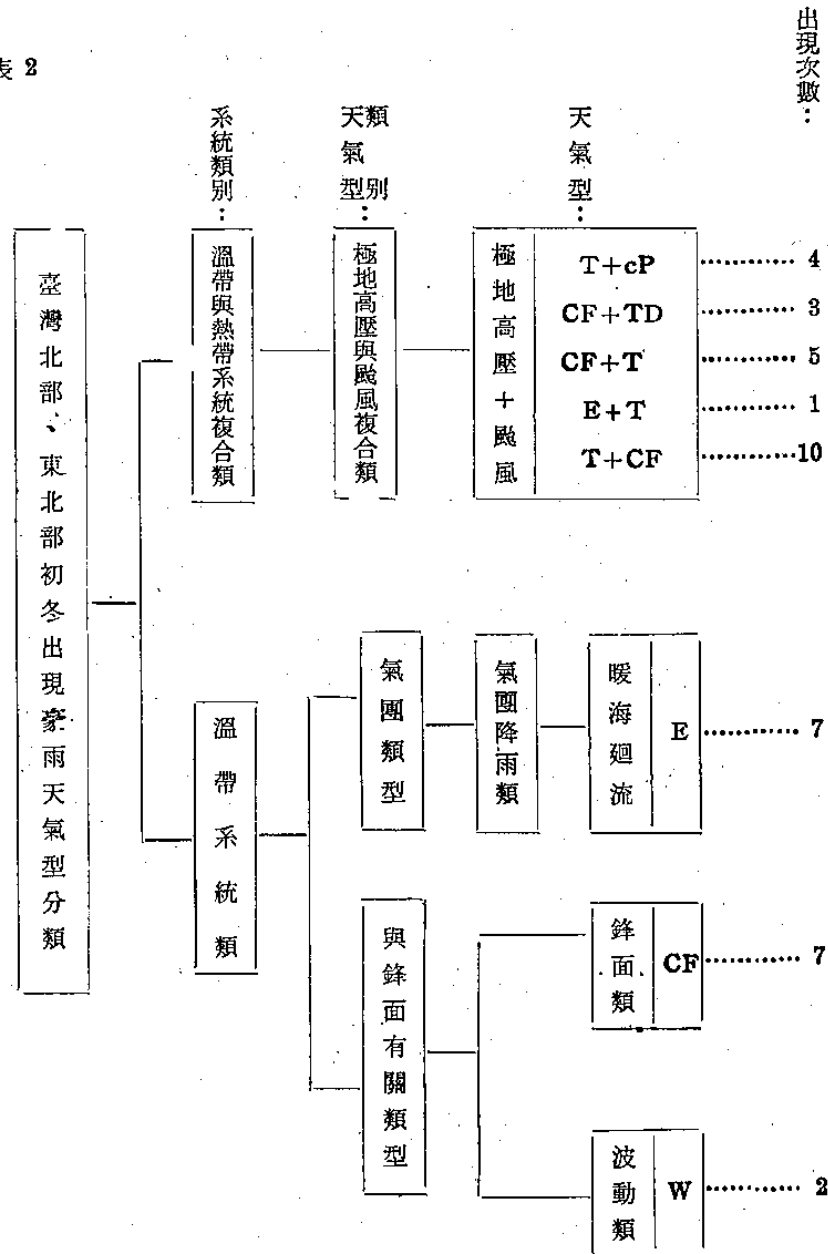
本文所稱之初冬，概指冬半年初期之十月至十二月而言，所謂中尺度氣壓系統，即為小於綜觀尺度，範圍在十至數百公里，而生存期在數小時之天氣系統。

本研究係藉自民國 60 年至 69 年計十年中，

表 1 臺灣北部、東北部初冬出現豪雨 (≥80公厘) 天氣資料表 (民 61.10.-69.12.)

編號	日期			天氣時徵	各測站日降雨量 (單位:公厘)				
	年	月	日		新竹	臺北	基隆	宜蘭	花蓮
1a	60.	10.	6	T+CF	0.8	16.4	53.7	117.3	187.6
1b	60.	10.	8	T+CF	0	5.1	1.2	23.9	270.4
2	60.	10.	24	CF	T	T	112.7	11.5	5.6
3	61.	10.	16	CF	0	0.2	13.5	185.8	0
4a	61.	11.	7	CF+T	0.7	6.2	36.5	80.8	119.8
4b	61.	11.	8	E	0	12.6	40.3	109.2	27.8
5	62.	10.	1	CF	0	1.9	85.4	26.4	0
6a	62.	10.	8	T+cP	13.8	41.8	121.3	41.0	199.0
6b	62.	10.	9	T+cP	7.4	48.5	189.4	159.6	223.4
6c	62.	10.	10	T+cP	6.7	40.4	57.1	56.2	96.6
7	62.	10.	17	CF+T	T	2.2	52.0	121.8	21.8
8a	63.	10.	12	T+CF	16.1	29.3	37.8	51.3	135.2
8b	63.	10.	14	CF+TD	11.8	2.0	28.7	16.3	96.6
8c	63.	10.	15	CF+T	16.3	93.8	61.5	110.6	42.4
8d	63.	10.	16	T+CF	7.3	4.9	30.7	9.0	82.8
8e	63.	10.	17	T+CF	2.0	12.8	38.6	83.3	105.6
8f	63.	10.	18	T+CF	3.5	10.1	30.2	44.3	169.1
8g	63.	10.	19	T+CF	1.1	7.2	168.2	68.6	8.9
9a	63.	10.	25	E	1.3	3.1	12.9	62.3	159.1
0b	63.	10.	28	CF+T	0	5.5	189.1	76.6	22.2
10	63.	11.	3	E	12.3	T	2.4	3.7	110.9
11	63.	12.	30	W	0.3	0.3	108.8	22.8	0.5
12	64.	10.	10	E+T	0	1.6	0.5	106.5	2.0
13a	64.	10.	15	CF	6.0	7.0	141.5	15.9	0
13b	64.	10.	16	CF	1.2	78.2	47.1	120.0	38.0
13c	64.	10.	19	CF+TD	T	2.0	10.0	17.5	126.4
14	64.	11.	2	E	0	3.2	16.9	93.7	2.4
15	66.	11.	15	CF+T	0	45.5	166.1	45.6	43.5
16	66.	12.	31	CF	81.9	56.8	47.5	4.4	1.9
17a	67.	10.	13	T+CF	81.0	117.0	153.4	388.9	68.5
17b	67.	10.	14	T+CF	11.8	13.4	124.7	1.0	1.8
18	68.	10.	31	W	0	77.6	83.4	21.8	0
19	68.	11.	8	CF+TD	T	48.8	46.5	131.4	1.3
20	68.	12.	16	E	0	26.5	99.9	86.7	0
21	69.	10.	19	CF	4.8	4.5	107.7	20.9	2.4
22a	69.	11.	6	T	0	3.5	68.1	146.2	93.2
22b	69.	11.	7	T	9.2	4.5	82.5	21.7	T
23a	69.	11.	19	E	T	104.5	68.3	168.8	171.1
23b	69.	11.	20	E	10.9	119.5	112.8	99.4	40.3

表 2



中央氣象局在臺灣北部及東北部所設立之新竹、臺北、基隆、宜蘭、花蓮等五個氣象測站資料，擷取其日雨量大於或等於八十公里者，審視該日之地面天氣圖型式，配合高空圖、渦旋度圖、垂直運動圖及探空報告等，研判分析，並以統計方法，分別歸納十年來臺灣北部東北部出現豪雨之天氣類型；最後以各種輔助天氣圖為工具，針對 69 年 10 月 19 日及 11 月 19 日至 20 日發生於臺灣北部、東北部之兩中尺度降水個案，作詳細分析，以期了解中尺度氣壓系統對臺灣北部初冬天氣之影響。

二、初冬中尺度氣壓系統之分析

(一)臺灣地區初冬有利於中尺度降雨天氣系統發生之基本條件

臺灣之地理位置及基本氣象條件，對臺灣區初冬中尺度天氣系統之發生具有直接影響，茲擇要簡述如下：

(1)海陸分布——臺灣附近之海陸及洋流分布，使經過臺灣區域之空氣常有着明顯之氣團特性對比，並易遭遇迅速之變性。

(2)地理位置——在冬半年臺灣區恰為中緯度與低緯度氣壓系統交綫最顯著之區域。

(3)西風槽——冬半年臺灣區恰為東亞沿海之錨

槽 (Anchor Trough) 位置所在，特別是以低指標時為最顯著。

(4) 冬半年臺灣低層屬東北季風所控制，且為顯著之斜壓區。

(5) 中央山脈縱貫全省，有阻擋季風去向之作用，及易出現多變之局部性氣流。

(二) 初冬臺灣北部、東北部出現中尺度豪雨系統之天氣類型

茲統計過去十年中 (民國 60 年至 69 年)，初冬臺灣北部新竹、臺北、基隆、宜蘭及花蓮等氣象測站，其日降雨量達八十公厘以上者，計有 39 次 (只要其中任一測站之日雨量達八十公厘，即計為一次)，按其出現先後，列如表 1，藉此表可略見影響臺灣區北部、東北部中尺度降水之實際天氣圖型式。計在 39 次之例中，大別可分為二類，即 (A) 熱帶系統與溫帶系統複合類，此類主要為颱風與極地冷高壓之複合。(B) 溫帶系統類，其中又可分為：(a) 鋒面類，(b) 東風類，(c) 波動類。以下可再細分為各種天氣型，即 39 次之例中，共可分為八種型式，該各型式名稱及其出現次數，詳列如表 2。今以表中所列產生中尺度降水之八種天氣型式特徵，舉例說明如下：

(1) 受颱風與極地高壓之聯合影響 (代號 T + cP)

因颱風來自熱帶大洋，所携水汽極豐，以其特殊之結構與氣流之運轉，所經之地必有暴雨。但臺灣叢山峻嶺，遍布全島，由颱風進行路徑之不同，暴雨分布地區多差異，惟迎風面山坡獲量最豐，此為不易之事實。據統計，初冬侵臺颱風因受西伯利亞極地大陸高壓侵入之影響，其路徑至北緯 26 度，東經 120 度附近時，有折向西南或東北象限之趨勢。本類型茲舉民國 62 年 10 月 8—10 日娜拉 (Nora) 颱風者為例 (見圖 1)，藉圖可見該次颱風到達巴士海峽時，尚屬中型強烈颱風，雖其範圍至 8 日 1200 Z (2000LST, 地方時) 始涵蓋本省南部，但寒潮早已在 7 日南下，由於峻急氣壓梯度之局部擴展，故其環流和東北季風在本省構成一強烈輻合區。因娜拉颱風移至巴士海峽後受冷空氣入侵之影響，在巴士海峽滯留達 9 小時之久，再呈西北走向，接近東南海面，使強烈輻合氣流在東北部造成水患，而在背風面之桃園、新竹，僅見日降雨量在 20 公厘以下之小雨。

(2) 受鋒面之影響 (代號 CF)

此處所稱之鋒面，於初冬期間而言，一般均指大陸高壓南下時前緣之冷鋒或滯留鋒而言，在冬季臺灣區域主要天氣之產生均與此有關。南下至此間之鋒面，一般均具顯著之氣團對比。本類型茲舉民國 64 年 10 月 15 日 1200 Z 鋒面入侵本島為例 (見圖 2)，地面天氣圖上大陸冷高壓位在東九省中韓交界一帶，勢力不強，等壓線之走向大致呈東西向，冷暖平流不強，此亦可從探空屬性中驗證之。15 日探空資料 (見圖 3)，顯示東風層維持在 700 mb 以下，惟風速不強，風向為東北東，平均在 10 哩左右。由此可見本鋒面入侵僅在基隆一地出現有效地形雨，宜蘭一帶却因東風不強未能立即反應出顯著地形雨。但 16 日當冷高壓南移到日本海時，氣壓梯度增大，東風層厚度雖略微下降，但却出現較為強勁東北風，風速達 25 哩以上。審視當日降雨量，以宜蘭居首位，高達 120 公厘，此時鋒面略微南移，基隆雨勢減弱，僅及 48 公厘，臺北則出現 82 公厘之雨量。

(3) 受颱風與鋒面之聯合影響 (代號 T + CF)

即颱風出現在臺灣東部近海，同時在臺灣北部海面有顯著滯留鋒，發生強烈輻合現象，不斷輸進潮濕氣流，因地形而急劇上升，發生豪雨。此型所受天氣系統影響，以颱風為主，而鋒面為副。茲舉民國 67 年 10 月 13 日網拉 (Ora) 颱風為例 (見圖 4)，當該次颱風掠過本島東方近海時，13 日日降雨量統計結果，宜蘭高達 388.9 公厘，而臺北 117.0 公厘、新竹 81.0 公厘、基隆 153.4 公厘，花蓮 68.5 公厘。此種顯著降水差異，實應歸因於宜蘭係屬一三角平原，氣流輻合舉升之結果，13 日當天由臺北探空分析可知，因受颱風環流影響，其東風厚度高達 10000 呎以上。

(4) 受鋒面與颱風之聯合影響 (代號 CF + T)

此類型之降水，主要係在鋒面控制之下，而受颱風之影響力次之。茲以民國 66 年 11 月 15 日 1200 Z 之天氣圖為例 (參見圖 5)，由圖可見此次颱風強度並不大，且係在呂宋島西北部向東北方移動，顯距臺灣北部甚遠，但由臺北探空曲線可知 (見圖 6)，於 770 mb 以下，由於颱風東側南來氣流進入，而有顯著暖平流現象發生，加強鋒面區之氣流輻合，基隆降雨量達 166.1 公厘，花蓮、臺北、宜蘭在 45 公厘左右。

(5) 受東風波之影響 (代號 E)

大體言之，本類型天氣圖演變程序 有一定型

式可循。通常約在寒潮過後二至四天出現最為頻繁，臺灣北部及其東方洋面有一頗大寬度之東風帶，並具顯著之水平溫度梯度及氣流之氣旋式曲度。本類型茲舉民國 68 年 12 月 16 日 1200 Z 之天氣圖為例（見圖 7），注意此時之臺北探空屬性在 730 mb 以下幾均為顯著暖平流（見圖 8）如此可使氣層較趨不穩定，造成顯著的垂直運動，而誘生不穩定波，造成北部及東北部下雨（基隆 99.9 公厘、宜蘭 86.7 公厘、臺北 26.5 公厘）。

(6) 受東風與颱風之聯合影響 (代號 E+T)

此類型之降水主要受東風之影響，颱風影響次之。茲舉民國 64 年 10 月 10 日 0000 Z 天氣圖為例（見圖 9），因臺灣區出現寬廣的東風帶時，則颱風每受其導引西行，如此東風氣流常因颱風環流之擴大而增強，宜蘭通常可引發地形雨，但背風之北部區域則雨量稀少（宜蘭 106.5 公厘）。

(7) 受鋒面與熱帶低壓之聯合影響 (代號 CF+TD)

熱帶低壓其性質與颱風相類似，惟其環流範圍較小，然若其滯留於臺灣附近或臺灣海峽一帶，亦可導致豪雨。此類型降水主要受鋒面之影響，熱帶低壓影響次之。初冬期間，熱帶低壓緯度一般仍低，當熱帶低壓位在呂宋島東方洋面時，如鋒面位在臺灣東北部一帶，則常可助長東北季風的輻合強度，而使東北部地區增加降雨量，尤以宜蘭為甚，以民國 68 年 11 月 8 日 1200 Z 之天氣圖為例（見圖 10），宜蘭日雨量達 131.4 公厘。

(8) 受波型擾動之影響 (代號 W)

此處所稱之波型擾動，係指在臺灣四周海上，新形成之溫帶氣旋小波動，其對臺灣天氣之影響，關係至為密切。本類型茲舉民國 68 年 10 月 31 日 0000 Z 地面天氣圖為例（見圖 11），北部測站降雨情況：基隆 83.4 公厘、臺北 77.6 公厘、宜蘭 21.9 公厘、新竹及花蓮均無雨跡。

三、民國 69 年 10 月 19 日基隆豪雨個案分析

(一) 資料之分析

此例係屬鋒面上中尺度降水系統，發生於民國 69 年 10 月 19 日，是日臺灣北部五測站之日降雨量是：基隆 107.7 公厘、臺北 4.5 公厘、新竹 4.8 公厘、宜蘭 20.9 公厘、花蓮 24.0 公厘。可見此次中尺度之局部強烈降水發生在基隆。今以各種輔助天氣圖作物理量之詳細分析與討論。

(1) 地面天氣圖概況

由地面天氣圖分析，顯示此降雨期間臺灣東北部正值鋒面接近區。18 日 1200 Z 鋒面自大陸移出後，由於受到附近冷暖洋流影響，勢力雖略加強，但在鋒後並非伴有顯著冷空氣南下，因此於 19 日 0000 Z（見圖 12），當鋒面抵達東北角時，所出現之東風僅在 10 哩以下，東北部溫度下降約在 1—2°C 之間，氣壓梯度小，以致東風微弱。基隆在地形分布上，位於本島北端，平地狹小，在其南方有 100—600 公尺山地，是以基隆位於迎風面山坡下，故當這種勢弱而暖濕的東風氣流，一經爬坡即冷卻達到飽和，同時因風勢不大，水氣容易集中，加之臺灣局部環流之日夜變化與東風氣流之交互作用，使局部輻合更形加強。

(2) 地面氣象要素時間變化圖之分析

對於中尺度降水分析，地面氣象要素時間變化圖的配合說明（見圖 13），仍可找出其中原因。溫度曲線 (T)、氣壓曲線 (P)、雨量分布、風向及風速 (V)，不乏有其相關性。在 19 日 0700—0800 LST 時距內，基隆雨量達 45.7 公厘，而溫度曲線由 0500 LST 開始下降至 0800 LST 達最低點，氣壓曲線亦由 0500 LST 開始作顯著上升，於 0700 LST 至 0800 LST 時距內上升趨勢較為峻急，地面風向由東北風逆轉為北北西風，有顯著風變存在，由此足見 0070—0800 LST 時距內是鋒面過境現象，此時風向對着基隆之特殊地形，正好有極為顯著之垂直分量，因此伴隨鋒面過境，由海面吹來溫濕氣流，受地形抬升所產生之垂直運動，每可預期。1900—2000 LST 時距內第二降水高峯，亦有如第一降水高峯之氣象因素存在。

(3) 穩定度指標 (K-index) 及可降水量 (Precipitable Water)

穩定指標係 George 氏所設計，其公式如下：

$$K = (T T_{850 \text{ mb}} - T T_{500 \text{ mb}}) + T_d T_{d 850 \text{ mb}} - (T T_{700 \text{ mb}} - T_d T_{d 700 \text{ mb}})$$

T T : 溫度 T_d T_d : 露點溫度

按統計探空報告中之 850 mb 與 500 mb 兩定壓面之溫度差，可代表大氣柱內之溫度直減率，亦即穩定度；850 mb 層之露點值可代表低層大氣中之水汽含量；700 mb 層上溫度與露點差表示低空濕空氣層是否已向上發展至 700 mb 層，故上述 K 值可代表空氣中所含水汽量及其穩定度之指

標。

空氣中之水汽含量主要集中在 500 mb 以下之氣層內，300 mb 以上之水汽含量是很少，故計算空氣柱內之可降水量 W_p (Precipitable Water) 時，亦只考慮到 500 mb 下各層，其公式如下：

$$W_p = \bar{M}_{s,8} \times \Delta P_{s,8} + \bar{M}_{8,7} \times \Delta P_{8,7} + \bar{M}_{7,5} \times \Delta P_{7,5}$$

$\Delta P_{s,8}$ —地面和 850 mb 兩層間氣壓差值

$\bar{M}_{s,8}$ —地面和 850 mb 兩層間之混合比平均值
其餘說明仿此。

圖 14 係 19 日 0000 Z 之穩定度指標及可降水量分布圖，另加繪該時之 700 mb 高空風資料，圖中 W 為 Wet，表示潮濕而不穩定區；D 表 Dry，乾燥而穩定區。每一測站有二組數字，上方表 K 值（以實線表之），即穩定度指標；下方表示可降水量值（以虛線表之），單位為公厘。由圖可知，在臺灣北部近海有一明顯氣流軸合區，而該區無論 K 值及 W_p 值均屬最大，亦即無論熱力與動力條件均為有利於造成猛烈降雨之條件。

(4) 高空圖及臺北高空風之分析

分析 19 日 0000 Z 之 500 mb 及 700 mb 各層高空圖，發現其槽線均呈向西傾斜，而 850 mb 鋒面位置亦位在地面鋒面位置之後（見圖 15），由此可以看出，臺灣區北端有正渦度平流向上增加之勢，此有助於垂直上升氣流之發展。

探空屬性分析對中尺度降水至為重要，此中深為有趣的是，臺北探空報告自 18 日 1200 Z 起，底層出現微弱東風（見圖 16），迨至 19 日 0000 Z，此東風層僅略升高至 850 mb，風速仍維持在 10 哩左右。850 mb 至 600 mb 則為微弱西南風，其係為太平洋高壓楔西緣之氣流，來自低緯太平洋，風向隨高度順轉；600 mb 以上之西風氣流，即為西風帶內者，係來自大陸；二者在此次探空溫度曲線並未具溫度差異（見圖 17），逆溫不顯，有利於氣流舉升。惟此時東風勢弱，臺北一地未能出現顯著下雨，乃因位於大屯山區之背風面所致。而基隆一地之所以在此刻顯著下雨，乃因氣流受地形抬升，在底層先觸發了垂直上升氣流以配合高空有利形勢。迨至 19 日 1200 Z，臺北探空曲線中，底層已有明顯降溫現象，此時東風層已增厚至 800 mb，且勢力增強（10—15 哩），氣流之地形迫舉現象增大，且逐漸配合有利高空形勢，造成

氣流垂直上升結果，此時臺北一地方始有雨，而基隆於 1900—2000 LST 則又出現一場劇雨。

(5) 垂直運動與渦旋度圖之分析

上升運動為產生天氣之最主要動力，根據 ω (Omega) 方程

$$\left(\begin{matrix} \text{上升} \\ \text{下沉} \end{matrix} \right) \text{運動} \propto (\pm) \text{渦度平流隨高度而增大}$$

之變率 + (暖冷) 平流。

圖 18 係 19 日 0000 Z 700 mb 垂直運動實際分布圖，臺灣在垂直運動氣流上升區（負區）；圖 19 係相同時間之 500 mb 渦旋度實際分布圖，臺灣附近出現渦旋度為負值。由於中低層有上升氣流，結果在 500 mb 層附近外流，造成輻散，抵消了部分正渦度平流。如輻散外流過強，則掩蓋了正渦旋度，而使本區上空出現負渦旋度值。中高層有輻散外流，低層必有輻合上升以補充氣流之消失，此可由 700 mb 垂直運動實際分布圖看出發展良好之負 ω 值。

(6) 相當位溫 (θ_e) 之分析

分析相當位溫之垂直變化，可知大氣之潛在（或條件）穩定度情況，相當位溫向上減少為不穩定，向上增加則為穩定。圖 20 為北部地區降水前及降水期間之相當位溫分布；由該圖可知降水前（18 日 0000 Z—1200 Z），800 mb 至 900 mb 層不穩定，800 mb 至 700 mb 及 900 mb 以下皆為穩定。降水期間（19 日 0000 Z—1200 Z），不穩定層擴及地面，且地面 θ_e 出現最大值，除 850 mb—800 mb 係穩定層外，其不穩定層厚度達到 600 mb。各層 θ_e 較降水前增加約在 2—5°K，顯然降水期間近地層之水汽上傳與潛熱釋放之影響大部局限於 600 mb 以下。

(7) 衛星雲圖及降水之分析

由 19 日 0000 Z 同步氣象衛星 (GMS) 紅外線雲圖顯示，伴隨鋒面之雲系由東海向西南延伸經臺灣北部至南海（見圖 21），由該雲圖可見，此鋒面雲帶係由多個胞狀對流雲系組成。圖中在臺灣海峽北部、臺灣北部及東部兩個對流旺盛雲區，且臺灣東北部位於對流雲之迎風區，而雲頂溫度之梯度較大（愈白表溫度愈低），亦顯示對流作用較強，此時基隆之降水量達最高峯 45.7 公厘；由 19 日 1200 Z 之衛星雲圖知（見圖 22），對流雲已移至臺灣東北方海面，而臺灣東北部地區受中低雲控制，2000 LST 以後降水量急速減少，顯見

1900—2000 LST 之降水乃受已移至東北方之對流雲影響所致。

(二) 降水原因之探討

綜合以上分析，對本次基隆地區出現中尺度強烈降水之探討，可歸納其要點如下：

(1) 基隆一地地形效應再配合微弱東風氣流之影響，水汽容易集中，垂直氣流場一經建立，即容易產生凝結降雨。同時由於降雨發生在晚上及晨間之時距內，顯示由於雲頂夜間輻射冷卻，產生不穩定，此亦有助於降雨。

(2) 氣層因垂直上升絕熱冷卻，厚度必減，地面氣壓應適時下降。而基隆一地之短暫劇烈降水，地面氣壓却呈上升狀態，因之可以研判其原因必由鋒面過境及局部垂直運動所造成。

(3) 由穩定度指標及可降水量分布圖，顯示臺灣北部近海區，無論熱力與動力條件，均適合降雨。基隆一地雨量短暫而集中，可推知其主要係屬冷鋒上之中小尺度對流雲胞所造成。

(4) 由高空至地面，槽線皆呈向西傾斜，顯示臺灣附近有正渦度平流向上增加之勢，如此有助於垂直上升氣流之發展。同時藉探空屬性分析，得知 850 mb 至 600 mb 間，源自太平洋高壓楔西緣之西南風，和 600 mb 層以上偏西風，風向隨高度順轉，有利於氣流之垂直上升運動。因此基隆一地，先由氣流之地形迫舉現象增大，而逐漸配合有利之高空形勢，而造成氣流垂直上升結果而降雨。

(5) 分析相當位溫，顯示當鋒面過境降水期間，其不穩定層厚度增大，且地面 θ_e 出現最大值。

(6) 配合衛星雲圖，發現雲區係由多個胞狀對流雲系組成，臺灣東北部位於對流雲之迎風區，基隆一地之降水，係因鋒際中小尺度雲系系統之降雨。

四、民國 69 年 11 月 19—20 日，臺灣北部、東北部豪雨個案分析

(一) 資料之分析

此例發生於民國 69 年 11 月 19 日至 20 日，臺灣北部五個測站之日降雨量紀錄是：19 日，臺北 119.5 公厘、基隆 112.8 公厘、宜蘭 99.4 公厘、花蓮 40.3 公厘、新竹 10.9 公厘；20 日，臺北 104.5 公厘、基隆 68.3 公厘、宜蘭 168.8 公厘、花蓮 171.1 公厘、新竹僅有雨跡。顯然在北部、東北部有相當猛烈之中尺度降水。本節即針對造成此強降水之成因，予以詳盡分析。

(1) 地面天氣圖概況

本例為屬低層東風中類似東風波擾動之情形，此處茲藉圖 23—28 以為說明。圖 23 至 28 為 18 日至 20 日之地面天氣圖，間隔 12 小時。由圖可見極地大陸高壓中心係於 35° — 40° N 之間移出東中國海；約 32° N 以南至 20° N 緯度之間，臺灣及以東 150° E 經度以內區域，均屬寬廣之東風氣流。此東風氣流平均達 9000 呎之高度，風速平均則在 20—30 浬之間（圖 29）。在該寬廣深厚之東風氣流中，藉圖可見有兩東風波系統存在其中。並顯見於 19 及 20 日臺灣北部及東北部測站發生顯著降雨期間，其氣流具有顯著氣旋式曲度，兼之深厚東風氣流首遇中央山脈，加強對流，致有此次之猛烈降雨。圖 30 為臺灣北部、東北部豪雨期間（19 日 1200 Z）地面詳圖，藉圖顯見由於東風氣流之爬山效應，臺灣東側出現迎風「脊」，而西側則出現背風「槽」，此亦所以此東風波系統之豪雨僅出現於臺灣東側（氣流爬山增劇上升運動），而臺灣西側降雨特少（氣流越山後下沉而抵消系統性之上升運動）之原因。

(2) 地面氣象要素時間變化圖之分析

由花蓮、宜蘭、基隆、臺北等四測站之氣象要素變化圖觀之，其中諸要素幾乎都有其共同趨勢（見圖 31 及 32），例如雨量均集中在 19 日夜間至 20 日清晨期間，氣壓曲線及溫度曲線亦皆在這段時距內呈下降趨勢，可見北部及東北部被籠罩在一個共同氣團內。19 日 1200 Z 正恰值東風波移近臺灣並增強期間（見圖 26），臺灣北部及東北部均有暖平流現象（見圖 34），於是氣層虛溫增加，虛溫愈大，氣層水汽愈豐。此種水汽充沛之濕氣層，如維持原來厚度、將反應到地面顯著之降壓，而此時距內氣壓僅作微弱下降，顯係氣層受垂直運動冷卻降溫，縮短了氣層厚度；而使地面氣壓不但未見上升，反而呈微弱下降趨勢。

(3) 穩定指標及可降水量

圖 33 係 19 日 1200 Z 之穩定度 (K 值) 指標及可降水量 (W_p) 分布圖，另加繪該時之 700 mb 高空風資料。由圖中可知，臺灣東南海面有最大之可降水量值及最大之 K 值，亦即不穩定度，而此時之對流層中下層盛行風均來自東方（見圖 29），其風向恰與 K 值線及 W_p 值線垂直，有最顯著之水汽量輻合，並吹向山脈，氣流爬山不穩定度釋放，加強猛烈降水之產生。

(4) 高空圖及臺北高空風之分析

圖29為18日0000 Z至21日1200 Z觀測之高空風情況，由圖知，19日0000 Z之東風伸展達700 mb，風向向上呈順轉現象，持續至20日0000 Z；且19日1200 Z 700 mb以上，500 mb以下之太平洋高壓南緣之東南氣流亦略呈順轉現象。另由19日1200 Z之探空溫度曲線得知，700 mb以下有顯著暖平流，而使中低層整層有增溫現象（見圖34）。至20日0000 Z，比較12小時溫度曲線之差異，發現經12小時後，700 mb以上氣層已有顯著降溫，700 mb以下僅作微弱增溫，顯係垂直運動絕熱冷卻作用所致。審視地面天氣圖波形彎曲氣流型式，與850 mb圖相一致（見圖35），而700 mb及500 mb高空槽線即在臺灣之西方（位在110°E附近），顯示臺灣區一帶有正渦度平流，且由臺灣區域高空風分布可知，正渦度平流向上增加。另由700 mb高空圖及850 mb高空圖，可見臺灣區一帶之東來氣流伴隨有顯著暖平流現象。由於正渦旋度向上增加及配合顯著暖平流，由 ω 方程（Omega Equation）可知，空氣垂直運動必加劇，此之所以造成北部、東北部地區普遍降雨之現象。

(5) 垂直運動及渦旋度圖之分析

圖36為19日1200 Z 700 mb垂直運動及850 mb溫度分布圖，將其與該日同一時間500 mb高空圖及渦旋度分布圖（見圖37）加以比較，可發現700 mb圖上 ω 負區涵蓋臺灣北部一帶，而500 mb圖上，正的渦旋度值亦涵蓋臺灣北部地區，顯係垂直運動上升氣流極為旺盛，高達500 mb以上。

(6) 相當位溫之分析

圖38為北部地區降水前及降水期間之相當位溫分布，降水前（17日0000 Z至18日0000 Z），900 mb以下為不穩定，900—850 mb及800—700 mb為穩定，600—700 mb為不穩定；降水期間（19日0000 Z至20日0000 Z）不穩定厚度增大，且各層之 θ_e 平均較降水前增加，此種條件不穩定空氣之到達，並有適當之觸發因素，致帶來北部地區豐沛之降雨量。

(7) 衛星雲圖及降水之分析

19日0600 Z同步氣象衛星雲圖上顯示，在臺灣東部及東北部海面上有多個對流性雲（見圖39）；至1200 Z，此等雲層已較有組織，臺灣東部亦

有一對流雲存在（見圖40）；2100 Z，臺灣東部海面之對流雲系與大陸東南區域因槽前氣流及自太平洋東來氣流之輻合雲系聯合，形成呈近似圓形之中尺度雲系（見圖41）。此次臺灣北部、東北部之中尺度降水，其主要降水時間出現在19日之晚間至20日晨間，顯受此對流雲系之影響。

(8) 雷達回波之分析

19日1055 Z花蓮氣象雷達降雨回波圖顯示，位在臺灣東部海面169度，距離52哩處，有一強度39分貝，呈東北—西南走向之條狀回波，此回波朝西北方向，以每小時9哩之速度，於1156 Z移至花蓮及宜蘭境內（見圖42），宜蘭於此時距內降雨35公厘，花蓮於2100—2200 LST降雨52.5公厘。此回波繼續移向臺灣東北方；且另一位於花蓮雷達站184度方位，66哩處，強度30分貝之降雨回波，逐漸移入花蓮。至1504 Z，其強度增為39分貝，花蓮地區全部籠罩於強烈回波之下（見圖43），故此時出現每小時62公厘之豪雨，而宜蘭亦達27.7公厘。

19日1600 Z此籠罩宜蘭、花蓮之降雨回波以每小時16哩之速度向東北移動，其強度大約在33—45分貝，此時該二地之降雨量略顯減弱。至1659 Z，原在宜蘭呈較零散之回波，結合成塊，於原地滯留不動；直至19日1900 Z，此滯留之回波，方以每小時8哩之速度，向東逐漸離去，此次之降水，遂告減弱而終至放晴。

(二) 降水原因之探討

綜合以上對本次臺灣北部、東北部產生中尺度降水之研討，可得以下之結果：

(1) 本次中尺度強烈降水係由於極地高壓經暖海迴流之深厚寬廣東風中，產生東風波動所造成。

(2) 造成本類降水必須極地高壓在中上緯度出海時才有可能，此類模式每在冬季亞洲區域高指標環流型式下出現。

(3) 本類降水均伴有較大東風強度及厚度。

(4) 臺灣區域由極地高壓影響所造成東風，一般均不超過700 mb層，故如東風層厚度甚大時，應須參考探空曲線屬性、高空圖及地面圖分析，以決定此類中尺度降雨系統出現之可能性。

五、地形對兩個案暴雨之影響

本節擬在定量上估計地形影響對上述兩個案暴雨之影響。此處之設定為：一地之降雨可視為兩部

分之總和，一為環流雨，一為地形雨。即：
 一地降雨量 (R) = 地形雨 (Ro) + 環流雨 (Rc)
 故如能求得地形所造成降雨 (Ro) 之估計，如此，即可獲知地形對此兩個案豪雨之重要性。

(一) Fulks 推算模式

此處係採用 Fulks 推算模式。本模式曾用以推估翡翠谷水庫 (王時鼎等, 1977)，曾文水庫 (吳宗堯等, 1980) 地形影響之暴雨量。其降水量之推算係藉以下各參數求得，即：垂直運動、溫度、氣壓及飽和空氣之厚度。而降水率係以上升空氣中水汽量之減少率代表。其公式如下：

$$Ro = \rho \Delta h \frac{dq}{dh} Vz \dots \dots \dots (1)$$

$$\text{式中 } \frac{dq}{dh} = \frac{\epsilon}{P-e} \left[\frac{de}{dT} \cdot \frac{dT}{dh} + \frac{eg}{RT} \right] \dots \dots \dots (2)$$

Ro：降水率，以每小時公厘數

ρ ：乾空氣之密度， $\rho = \frac{P-e}{RT}$ ，每立方公厘之克數。

P：大氣壓力

e：飽和水汽壓力

h：高 (厚) 度

Δh ：氣層厚度

q：混和比 (乾空氣克數中之水汽克數)。

T：絕對溫度

t：時間

ϵ ：0.622，在相同溫度氣壓下，乾空氣與水汽密度之比。

R：一克乾空氣之氣體常數。

g：重力加速度

Vz：垂直運動 (米/秒)

上式用以估計地形降雨之垂直速度，係以以下之近似值表示，即

$$Vz \approx \bar{V}_H \cdot \nabla Z \dots \dots \dots (3)$$

式中： \bar{V}_H 為水平風向量， ∇Z 為山脈 (或地形) 之坡度

綜合(1)(2)(3)式得

$$Ro = \frac{\Delta h (\bar{V}_H \cdot \nabla Z) P}{100} \dots \dots \dots (4)$$

式中 $P \equiv \rho \frac{dq}{dh} \times 100$

(二) 地形雨推估之方法、步驟及其結果

以上各參數，其中

∇Z ：山脈之坡度，係根據蔡清彥、周根泉(1979) 經平滑之臺灣北部地形圖推算。

\bar{V}_H ：以當時探空之低層氣流大小之平均值表示

以上各式中之其他參數均以當時之探空報告中讀出；氣層厚度係分 850—700 mb，700—500mb 及 500—300 mb 等三層。

此處對兩個案豪雨之推算，其計算因子及推算結果各見表 3 與表 4，推算結果之比較見表 5。

表 3 民國 69 年 10 月 19 日 20 時基隆降雨中之地形性降雨估計

時 間	平均風速	平均風向	有效地形坡度	垂直速度	氣 層	Δh (重力米)	P	$\frac{Vz \Delta h}{100} P$
年 月 日 時(L)	(m/s)			(m/s)	(mb)			
69 10 19 20	6.0	080°	0.026	0.16	850-700	1620	0.70	1.81
				0.16	700-500	2690	0.47	2.02
				0.16	500-300	3760	0.165	0.99
					地形雨			4.82(公厘/時)

表 4 民國 69 年 11 月 19 日 20 時宜蘭降雨中之地形降雨估計

時 間	平均風速	平均風向	有效地形坡度	垂直速度	氣 層	Δh (重力米)	$\frac{Vz \Delta h}{100} P$
年 月 日 時(L)	(m/s)			(m/s)	(mb)		
69 11 19 20	12.5	080°	0.043	0.54	850-700	1629	6.25
				0.54	700-500	2704	4.32
				0.54	500-300	3800	3.47
					地形雨		14.04 (公厘/時)

表 5 兩個案中地形影響降雨之重要性估計

編 號	時 間 年 月 日 時(L)	時雨量(R) (公厘)	地形雨估計 (Rc) (公厘)	環流雨估計 (Ro) R-Ro (公厘)	Rc/Ro 比 值	Rc/R 比 值 (%)
基隆豪雨(個案一)	69 10 19 20	32.0	4.82	27.18	5.7	15
宜蘭豪雨(個案二)	69 11 19 20	35.0	14.04	20.96	1.5	40

由以上各表可見

(1)上述兩個案所受地形之影響均不相同，就基隆豪雨之例言，地形雨之分量僅佔時雨量之 15%，而宜蘭豪雨却達 40%。顯見以中尺度之降雨系統觀之，宜蘭區之地形降雨仍佔極重要之地位，此吾人均知在東風氣流中，宜蘭較臺灣東部任何一地均易致雨。

(2)由以上之設定，除地形雨之分量外，其餘部分均屬中尺度系統之環流雨。如此可見，就基隆豪雨之例，環流雨之分量為地形雨之 5.7 倍；宜蘭者為 1.5 倍。而實際可知，於基隆豪雨兩個小時，降雨僅局限於基隆區域，顯係就鋒面上中尺度對流系統影響所致，而基隆附近之地形僅為引發 (Trigger)，鋒面區氣流不穩定度之釋放，並加強 (Enhance) 局部對流之控制而已。

(3)必須說明，Fulks 之公式對垂直速度 (Vz) 之影響非常敏感，其值增加一倍，雨量值亦增加一倍，其餘各因子之值，即使略有誤差，影響並不大。垂直速度迄今均未有直接觀測，而僅賴公式推算。

以上兩例係僅對地形坡度所造成垂直運動之計算，故可作地形影響降雨之估計。由於當時均有探空資料藉作對各因子值之測定，故其可有某種程度之可信度。

六、結 論

綜合上述各節討論，可得以下之結論：

1.造成個案一基隆豪雨之鋒面強度並非最強，但因鋒面前方屬溫濕均高之熱帶海洋氣團，存在着顯著之潛在不穩定度，故由衛星雲圖則可略見中尺度之對流雲系。至於其豪雨僅出現於基隆，且兩次豪雨時間均甚短暫，乃因基隆恰屬氣流迎風面，附近山區恰使氣流被迫抬升而使不穩定度釋放，亦即地形為引發並加強對流的機制。且 700 mb 層以下，風力均小於 15 哩，有利於局地性之對流。故不但豪雨之區域範圍小，且時間亦短。另外，類似鋒面豪雨位於冬季期間，僅能初冬時出現，故此

時中緯高空西風未向南充分移至臺灣之緯度帶，且非初冬之時，臺灣區難出現熱帶海洋氣團。

2.個案二豪雨中心在宜蘭，其因乃係暖海迴流之季風氣團中出現東風波動，向西移入本區，氣流復受中央山脈地形迫舉所致。本類降雨無論就雨區及雨時言，均較個案一為大。類此暖海變性，冬季季風氣流中出現東風波動及出現豪雨之例，過去甚少見有研究，而本次提供一甚佳之例（按東風波一般係出現於副高之南信風氣流中）。

3.兩個案豪雨之例，基隆豪雨（個案一）出現於低層冷平流情形下，宜蘭豪雨（個案二）則在暖平流下出現。當豪雨出現之前，相當位溫兩例均為增加，表示均有水汽之輻合。

4.兩次豪雨之個例，臺灣北部一帶均有 K（穩定度指標）及 Wp（可降水量）之最大值，且 700 mb 層之氣流均與該兩等值線（K 值及 Wp 值）相交，自高值吹向低值，並由氣流分布顯有輻合現象，以滿足豪雨所需之熱力與動力條件，故該合成圖頗可作豪雨預報之參考。

5.兩個案豪雨之例經初步藉 Fulks 公式估計地形影響對此中尺度降雨之重要性，發現：個案二宜蘭豪雨地形影響約佔環流影響之 40%，而個案一基隆降雨則僅 15%。故宜蘭豪雨，地形影響充演甚重要角色。而基隆者受地形影響如上述 1. 所述，僅屬「偶發」降雨之一項引發機制。

6.為了解初冬期間中尺度系統降雨對臺灣北部天氣變化之重要性，此處曾對民國 60 年至 69 年冬半年初期 10—12 月間豪雨（日雨量達 80 公厘以上者）作出統計及天氣圖形勢之調查，發現以下八種天氣圖型式中，均可出現中尺度系統之強降水，即：

- (1)受颱風與極地高壓之聯合影響 (T+cP)。
- (2)受鋒面之影響 (CF)。
- (3)受颱風與鋒面之聯合影響 (T+CF)。
- (4)受鋒面與颱風之聯合影響 (CF+T)。
- (5)受東風波之影響 (E)。
- (6)受東風與颱風之聯合影響 (E+T)。

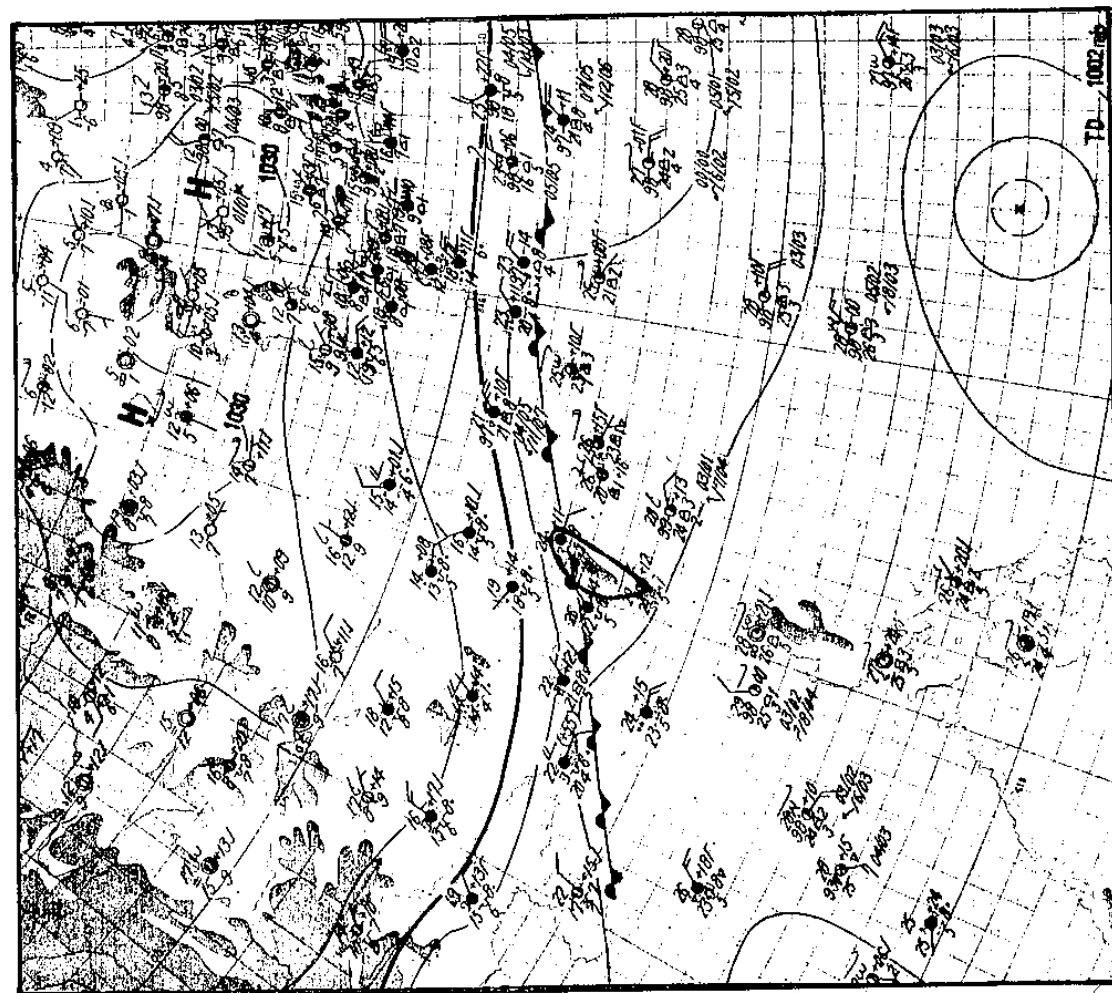


圖 2 受鋒面影響之豪雨天氣型 (民國64年10月15日 1200Z 地面天氣圖)

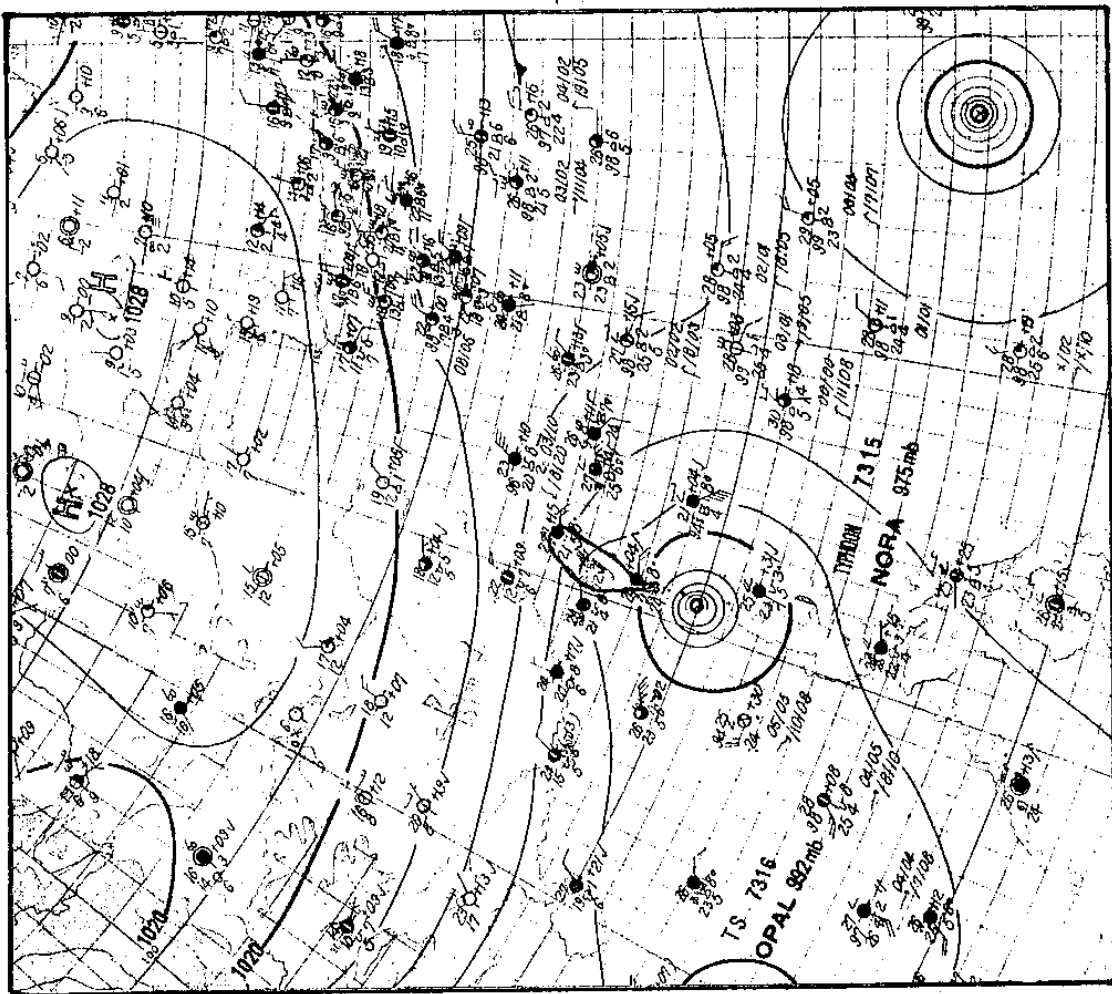


圖 1 受颱風與極地高壓聯合影響之豪雨天氣型 (民國62年10月8日 1200Z 地面天氣圖)

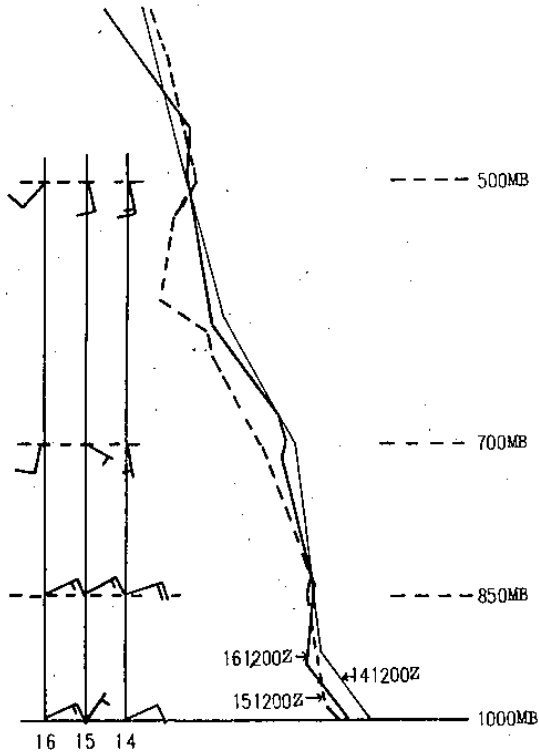


圖3 民國64年10月14-16日
台北探空屬性變化

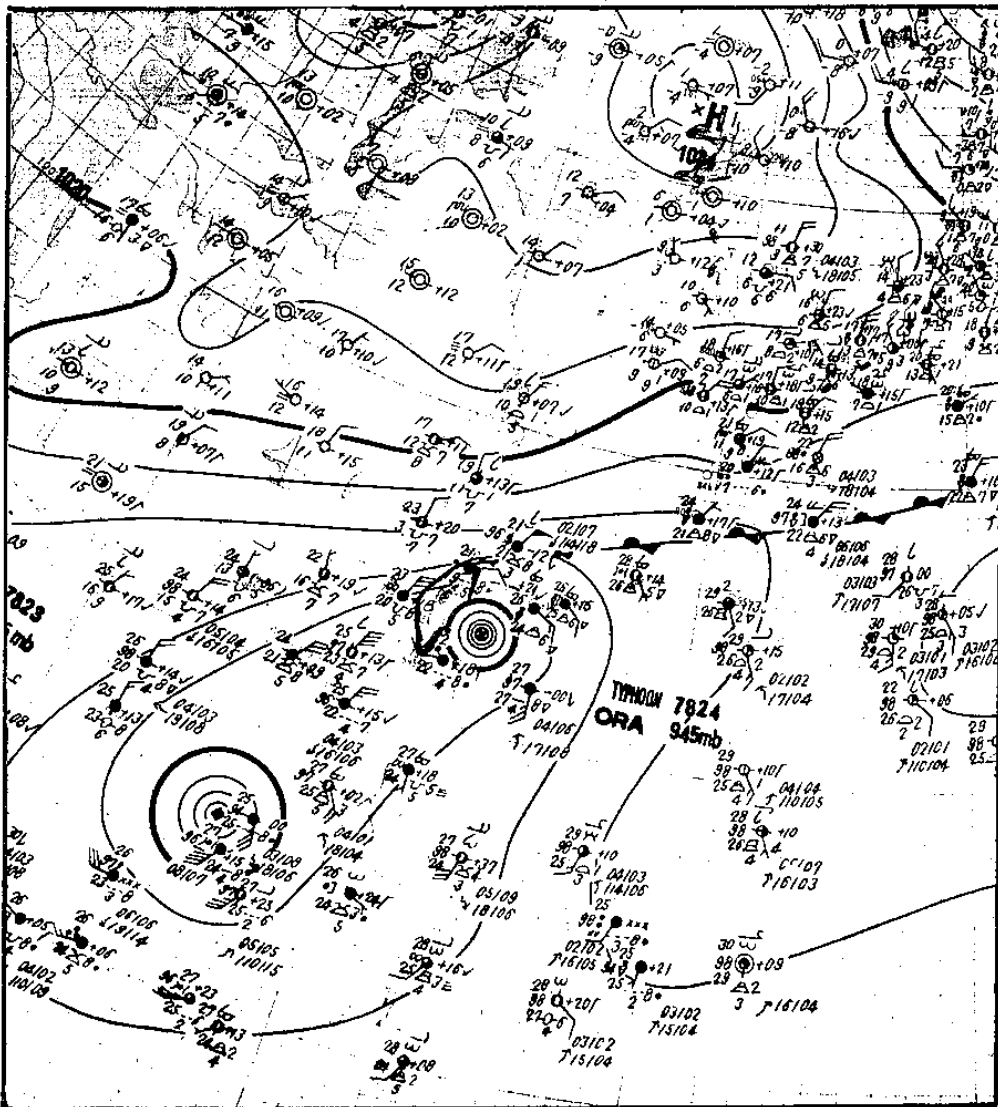


圖4 受颱風與鋒面聯合影響之豪雨天氣型(民國67年10月13日0000Z 地面天氣圖)

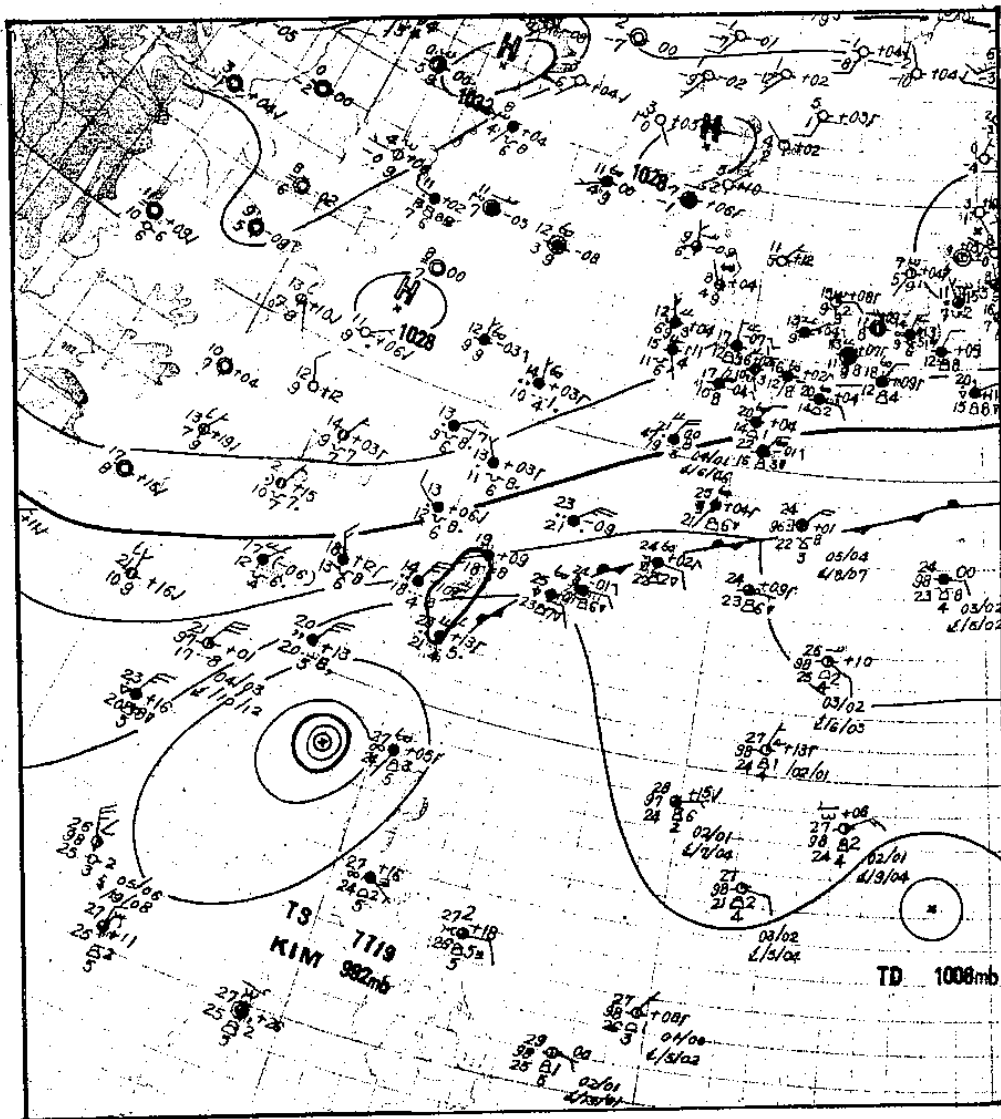


圖5 受鋒面與颱風聯合影響之豪雨天氣型(民國66年11月15日1200Z地面天氣圖)

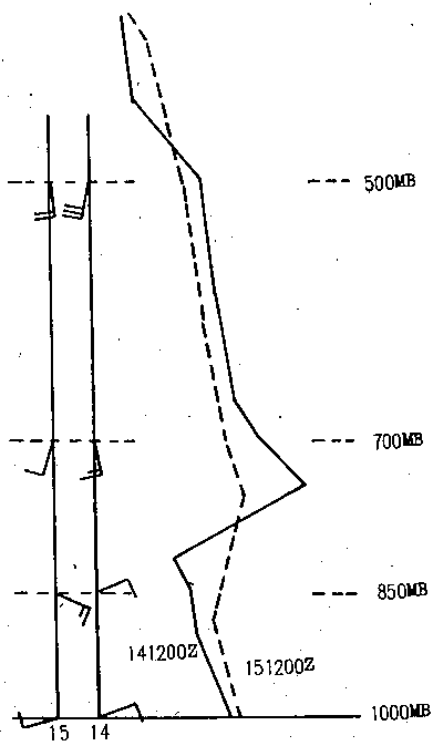


圖6 民國66年11月14~15日台北探空屬性變化

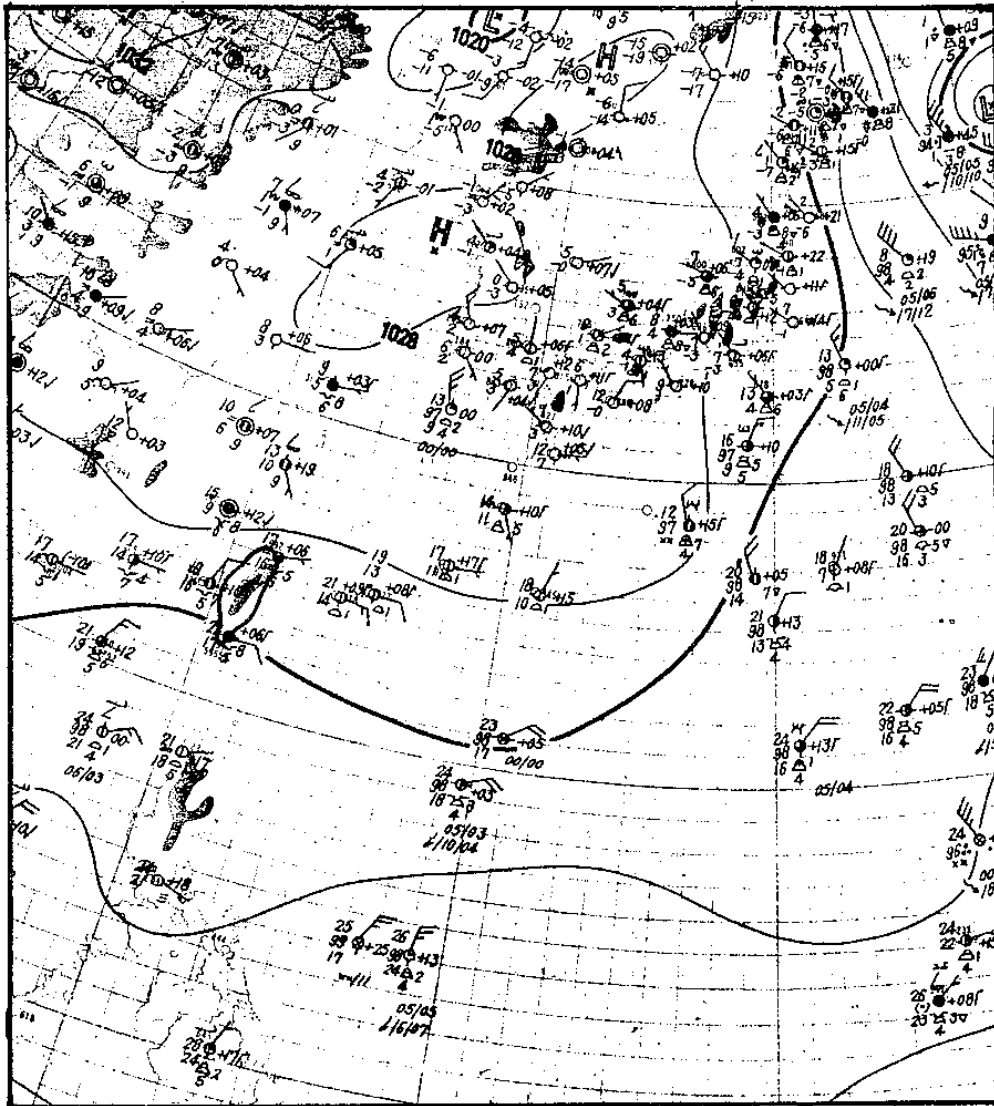


圖 7 受東風波影響之豪雨天氣型 (民國 68年 12月 16日 1200 Z 地面天氣圖)

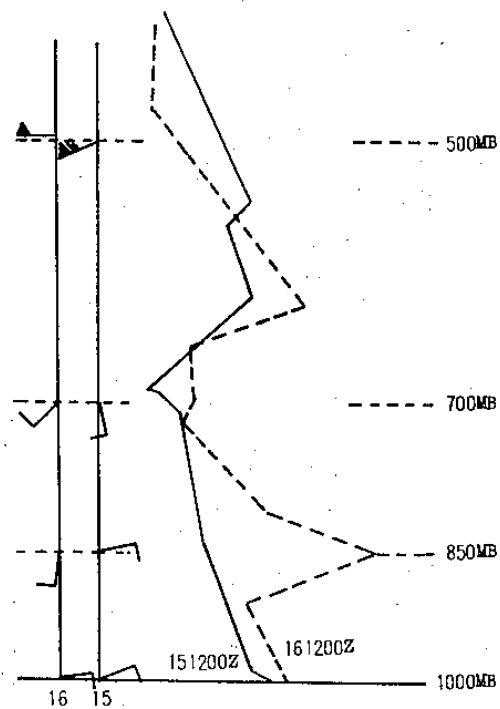


圖 8 民國 68年 12月 15~16日 台北探空屬性變化

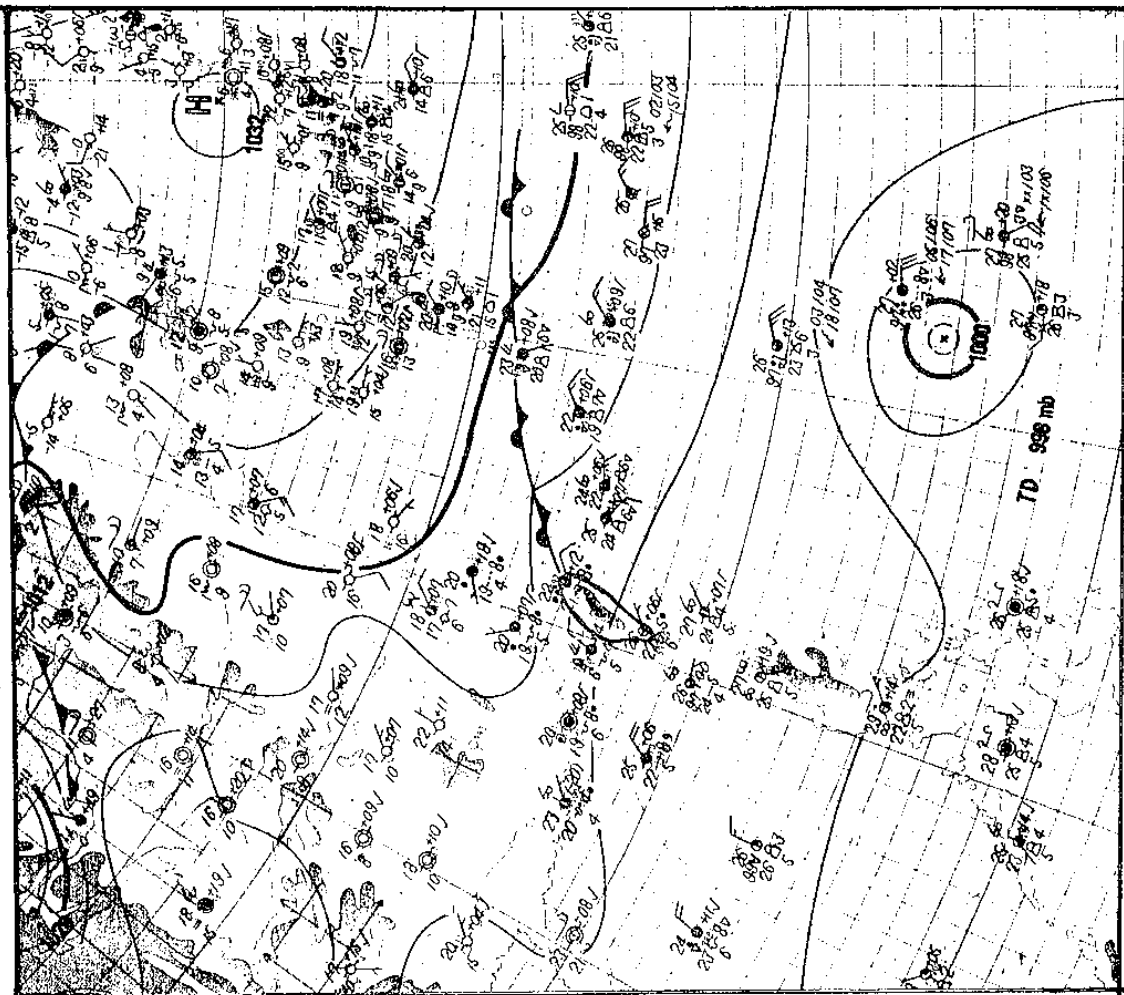


圖10 受鋒面與熱帶低壓聯合影響之豪雨天氣型(民國68年11月8日1200Z 地面天氣圖)

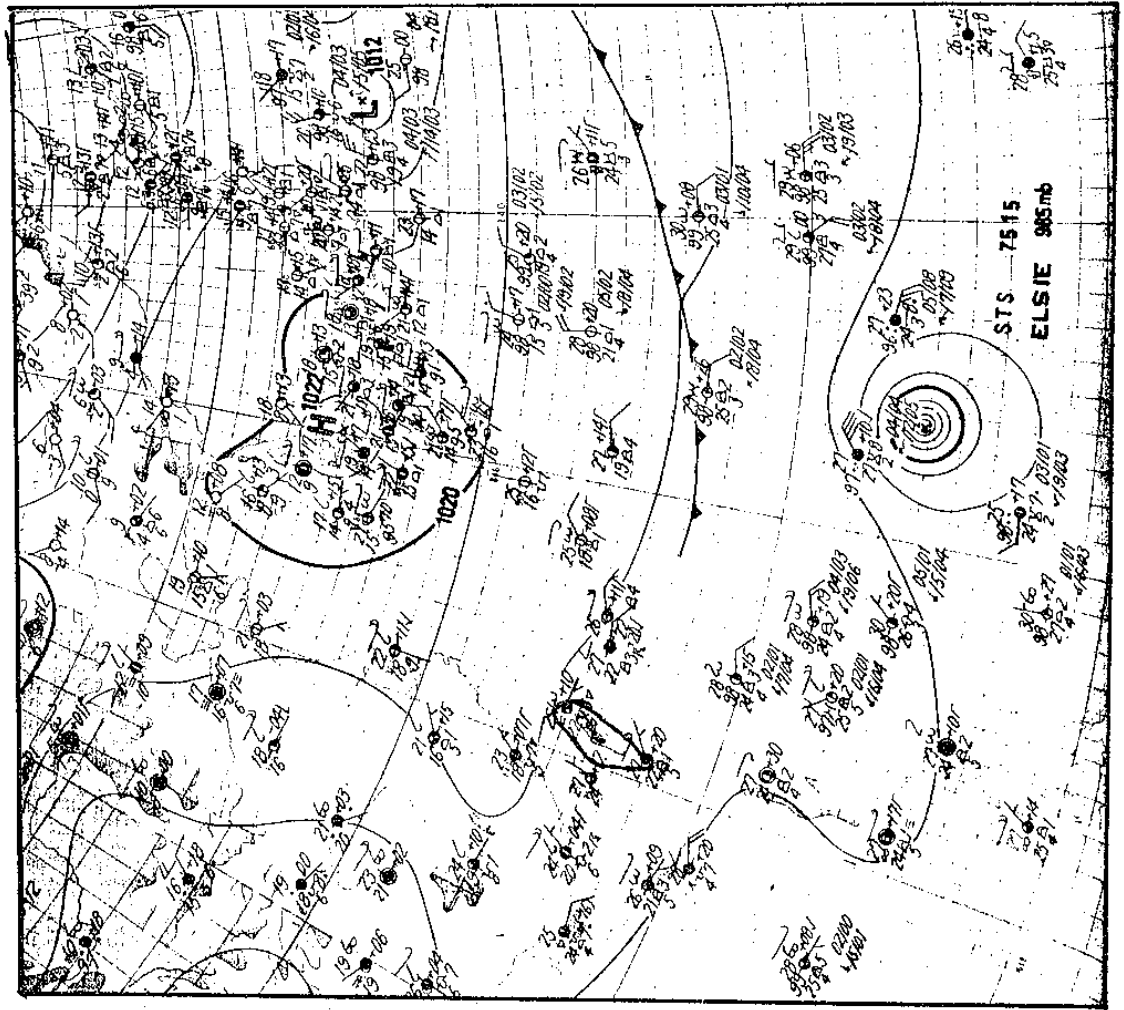


圖9 受東風與颱風聯合影響之豪雨天氣型(民國64年10月10日0000Z 地面天氣圖)

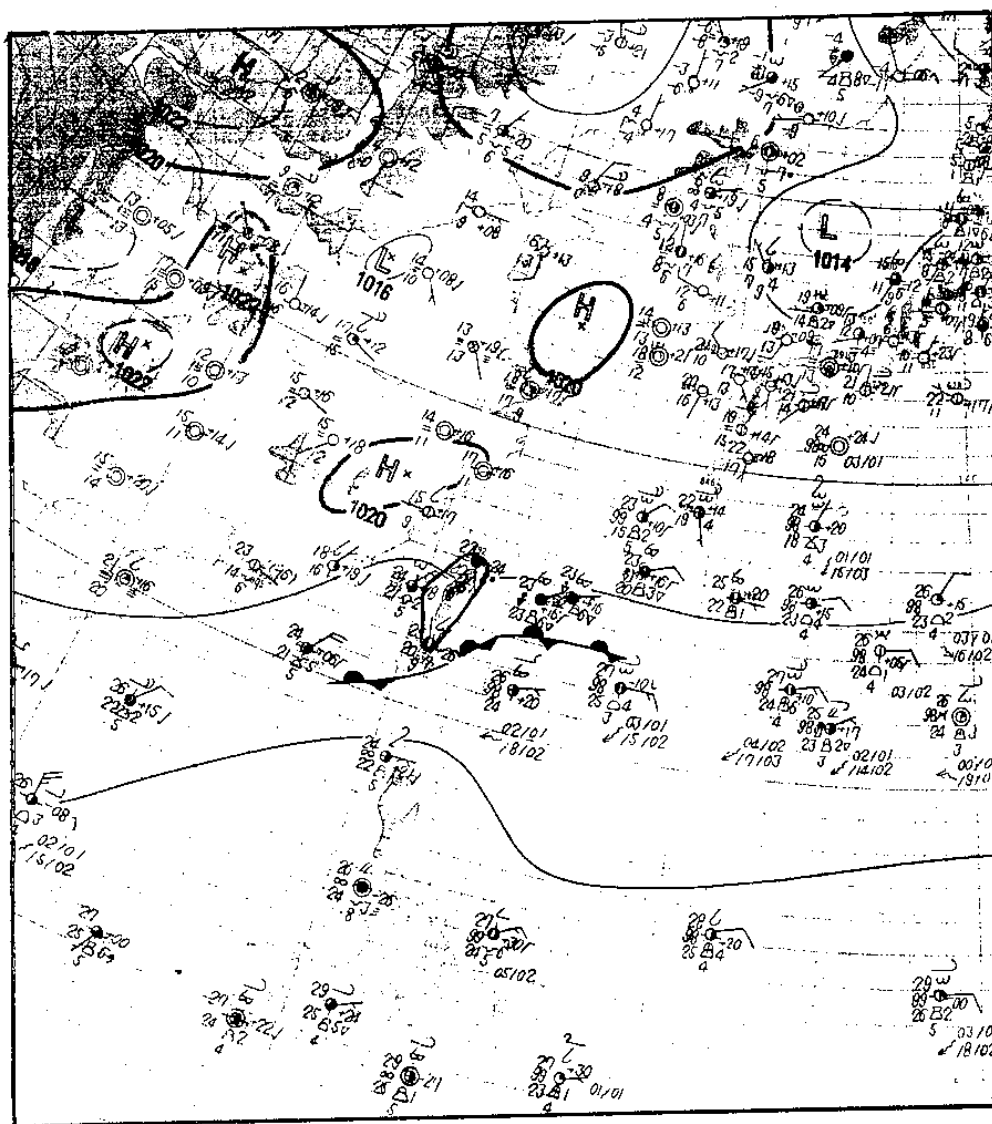


圖11 受波型擾動影響之豪雨天氣圖型 (民國68年10月31日 0000 Z 地面天氣圖)

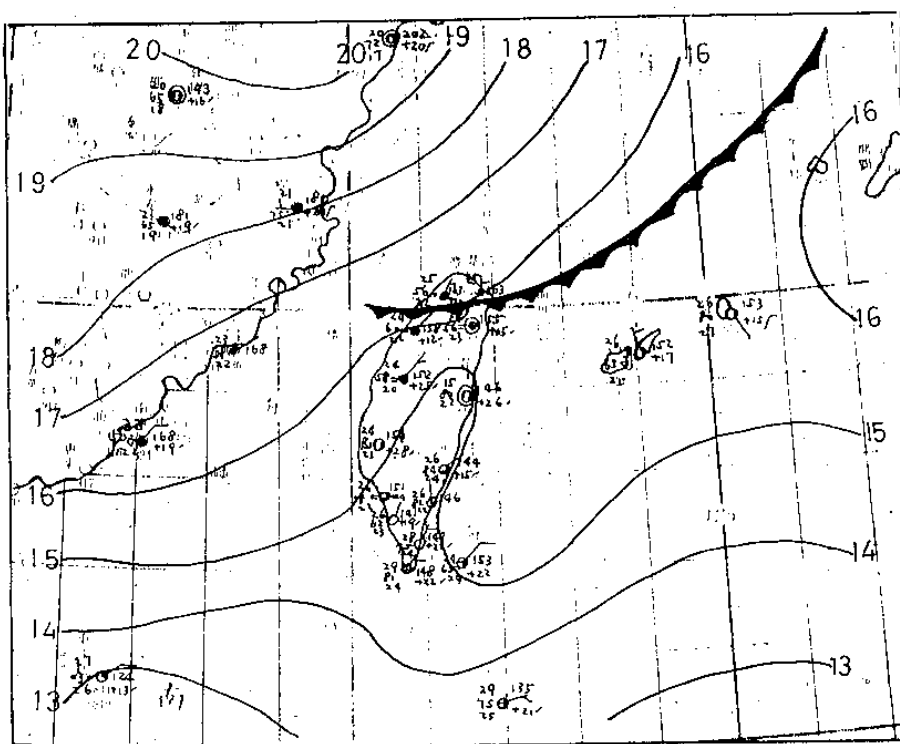


圖12 民國69年10月19日 0000 Z 地面天氣圖

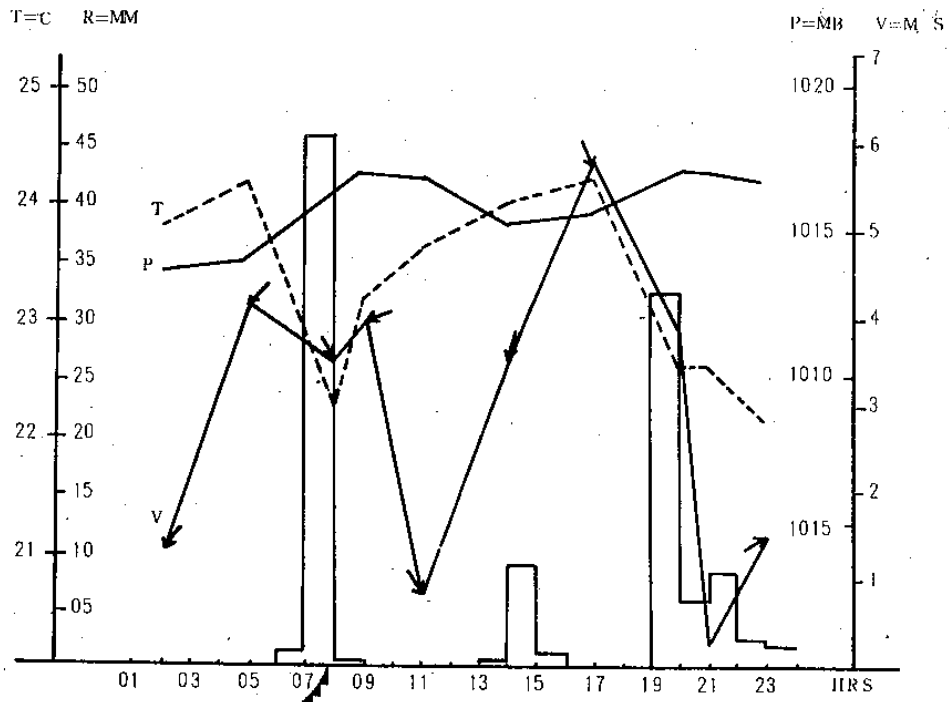


圖13 民國69年10月9日基隆測站地面氣象要素時間變化圖。T示溫度(°C)，R示雨量(MM)，P示氣壓(MB)，V示風速(M/S)，箭頭示風向

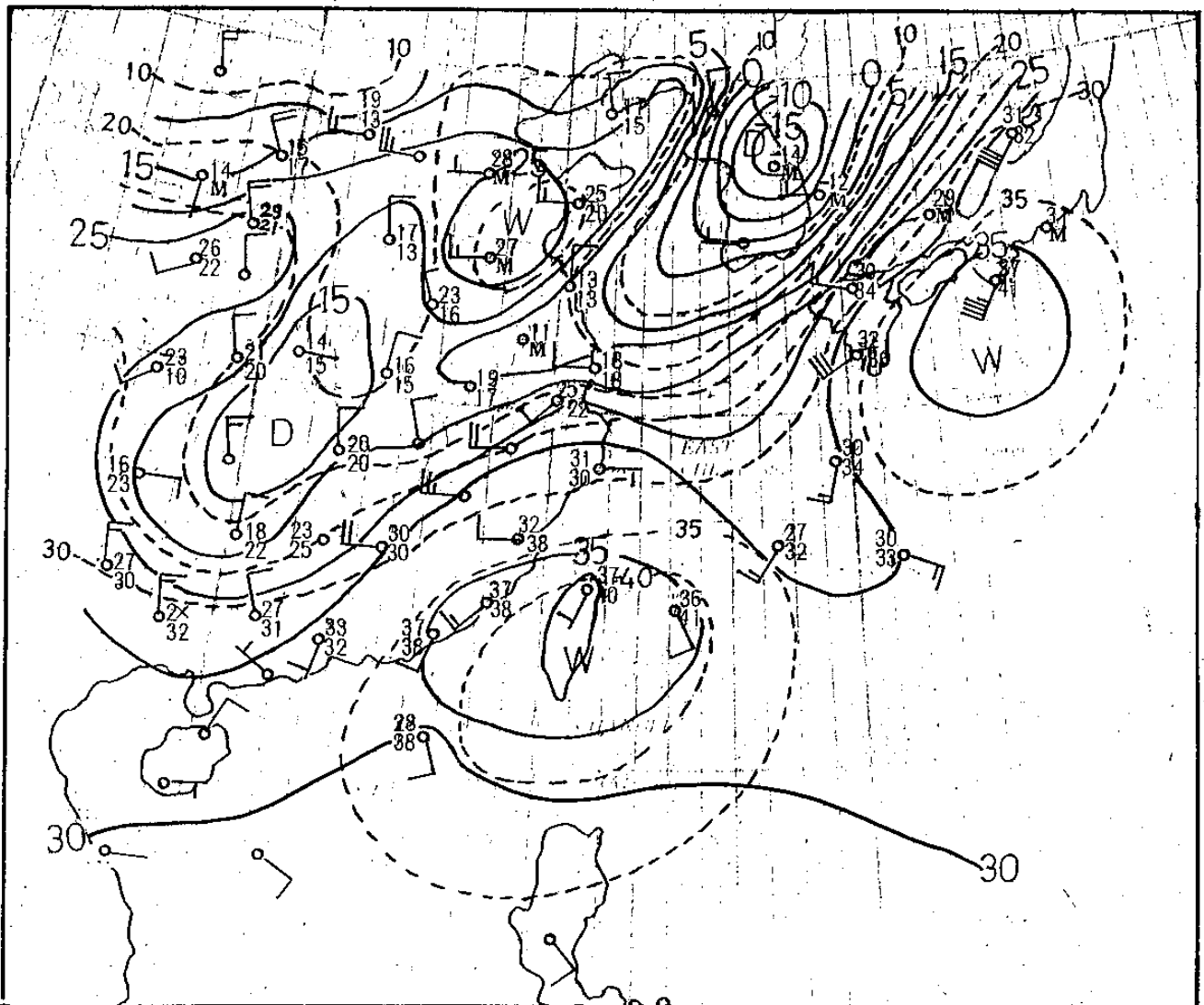


圖14 民國69年10月19日0000Z穩定度(k)值，可降水量(W_p)及700MB(0000Z)流場之合成圖；實線示k值等值線，點線示W_p等值線，W表潮濕而不穩定區，D表乾燥而穩定區

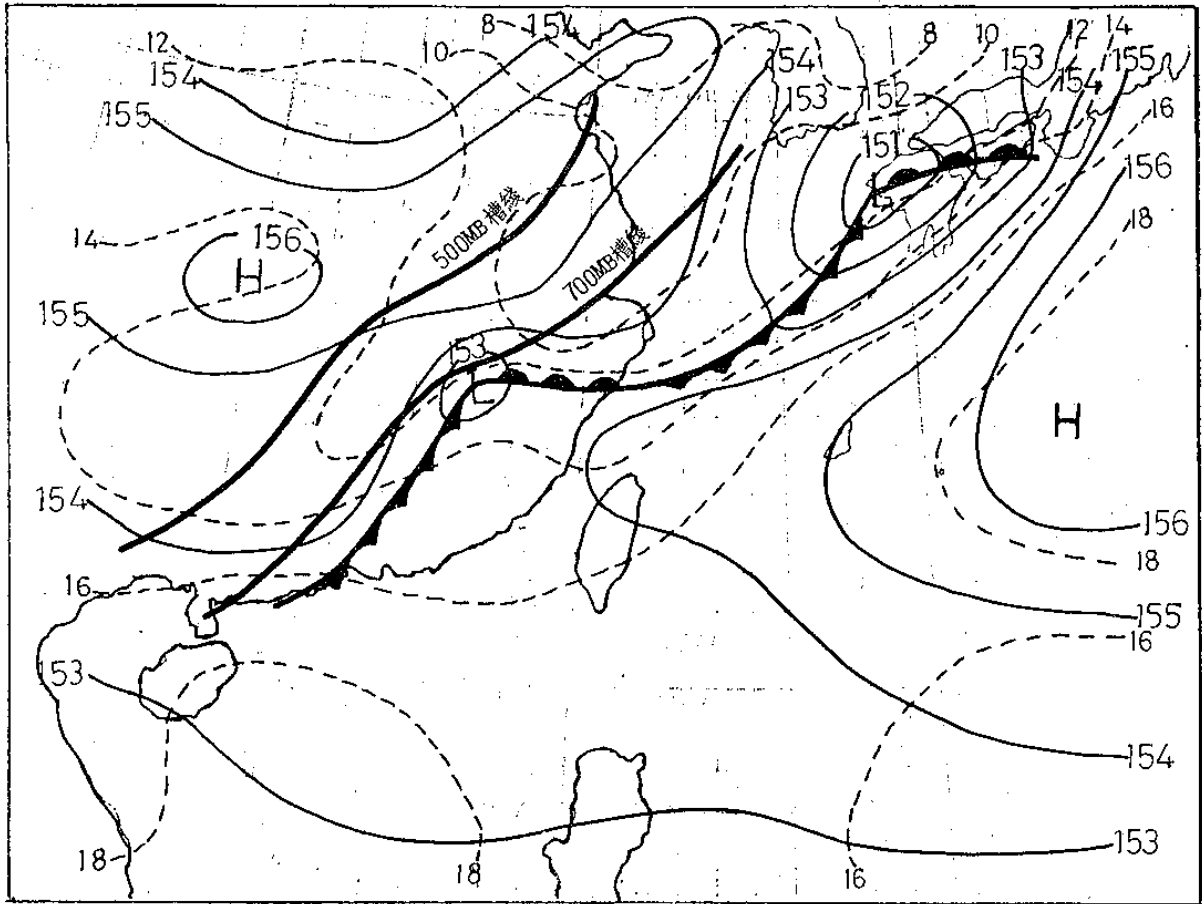
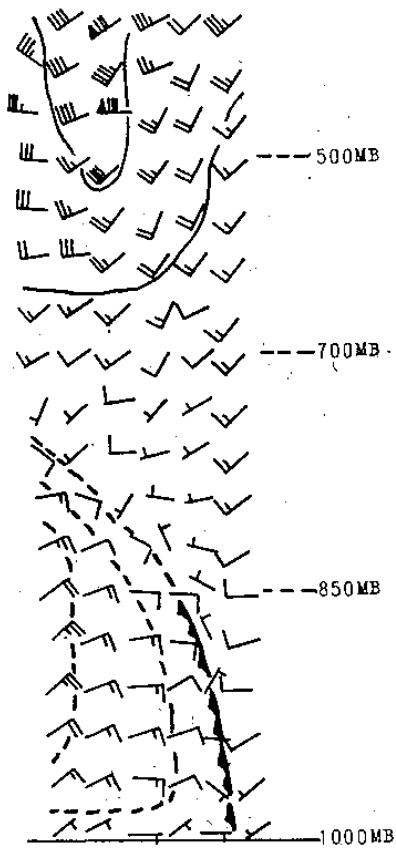


圖15 民國69年10月19日 0000Z 850MB 高空天氣圖，另加繪同時間 500 MB 高空圖及 700 MB 高空圖之槽線位置



12 00	12 00	12 00	時(Z)間
20	19	18	日期

圖16 民國69年10月19-20日台北高空風垂直變化剖面圖；斷線表等風速線，間隔為20浬。

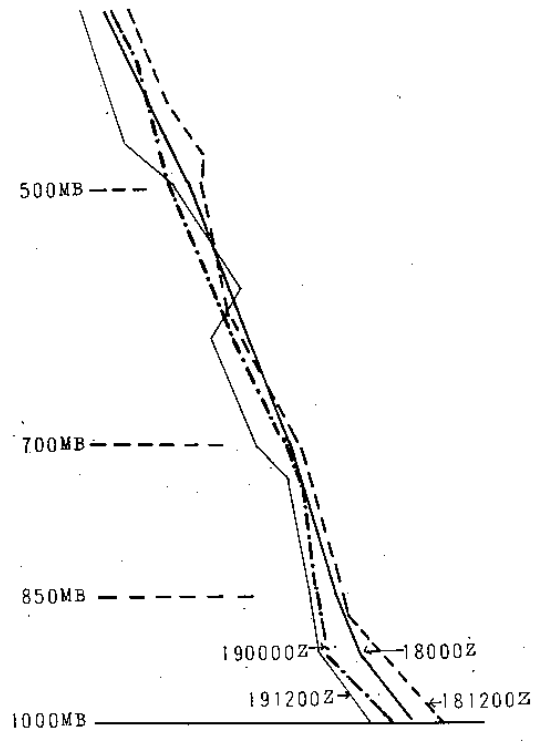


圖17 民國69年10月18~19日台北上空之溫度分布

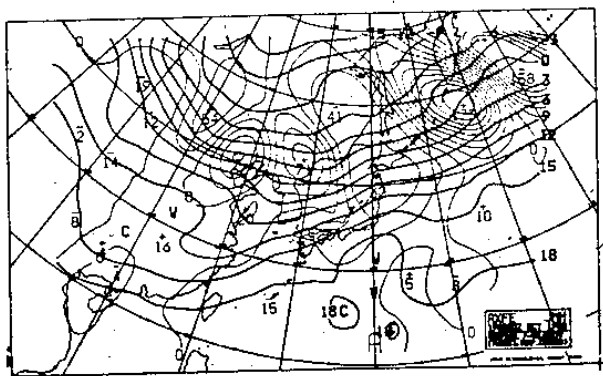


圖18 民國69年10月19日 0000Z 700MB 垂直運動 (ω) 及 850MB 之溫度 ($^{\circ}\text{C}$) 分布圖 (單位 $\mu\text{b sec}^{-1}$, “-”區表上升運動, “+”區表下沉運動)。

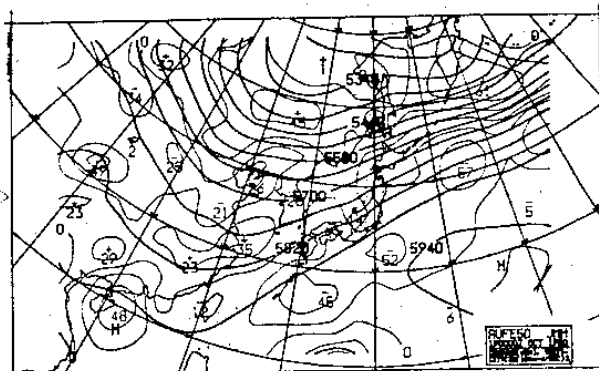


圖19 民國69年10月19日 0000Z 500MB 高空圖及渦旋度分布圖 (單位 10^{-6} sec^{-1})

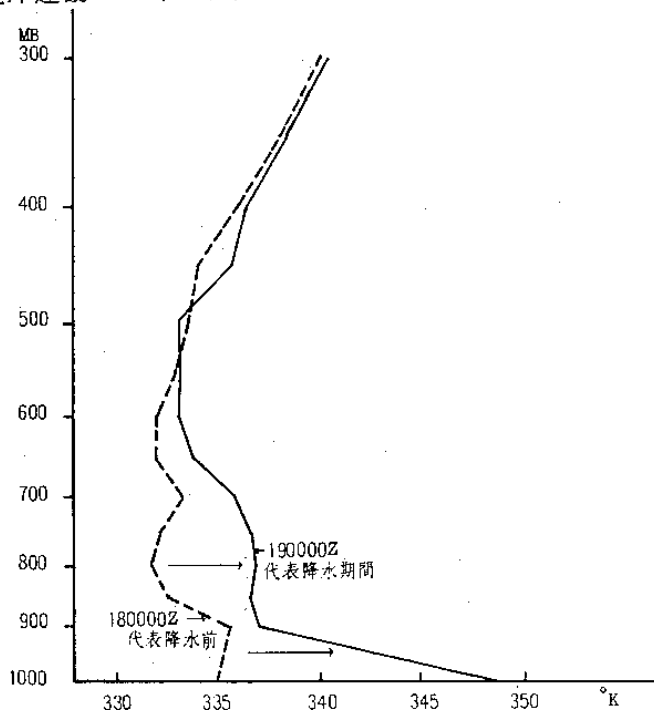


圖20 民國69年10月18日 0000Z~1200Z (降水前, 虛線) 與19日 0000Z~20日 0000Z (降水期間, 實線) 之台北相當位溫分布



圖21 民國69年10月19日 0000Z 同步衛星雲圖



圖22 民國69年10月19日 1200Z 同步衛星雲圖

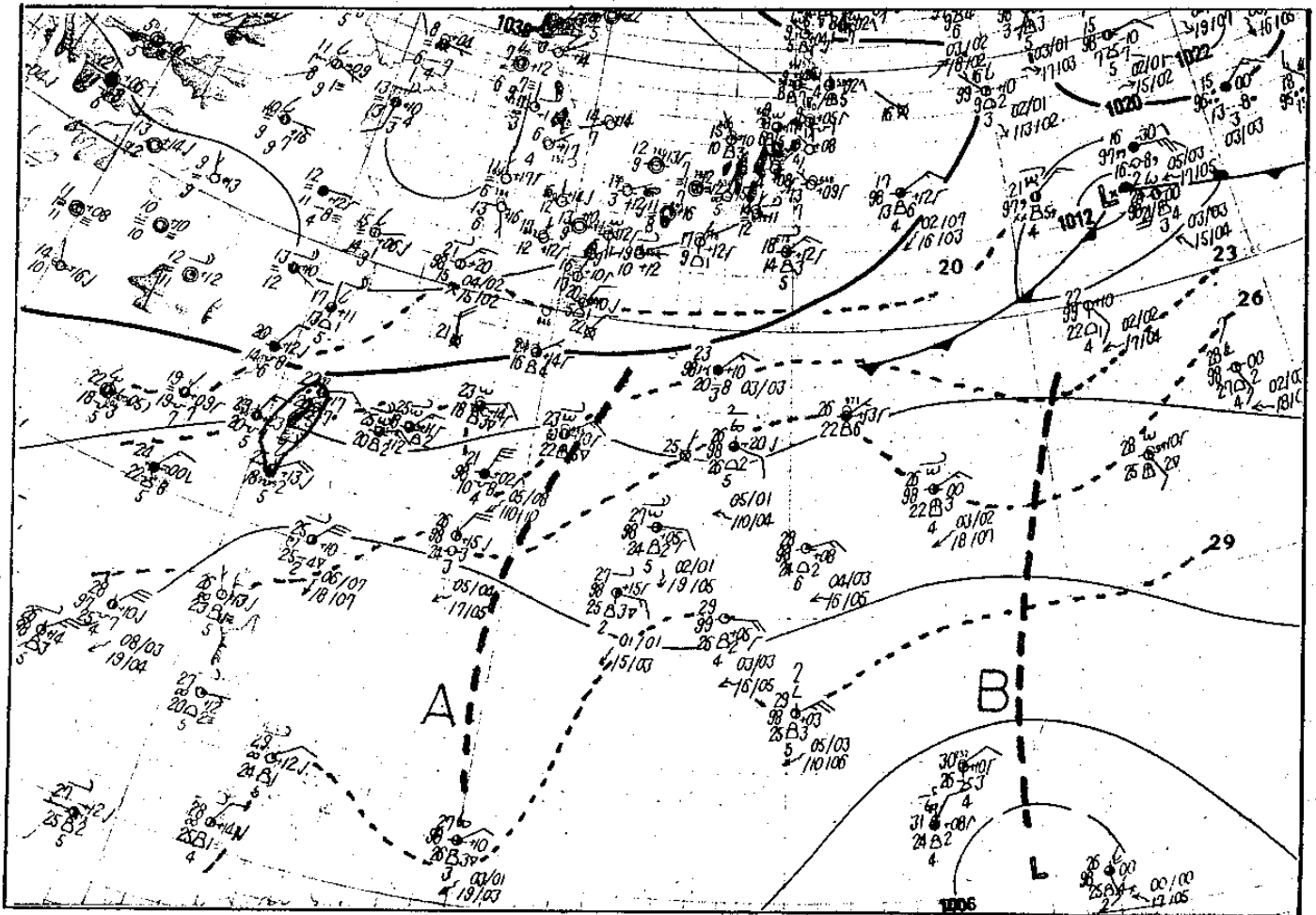


圖23 民國69年11月18日 0000Z 地面天氣圖，……示暖海迴流之東風氣流中之波動(A與B二處)

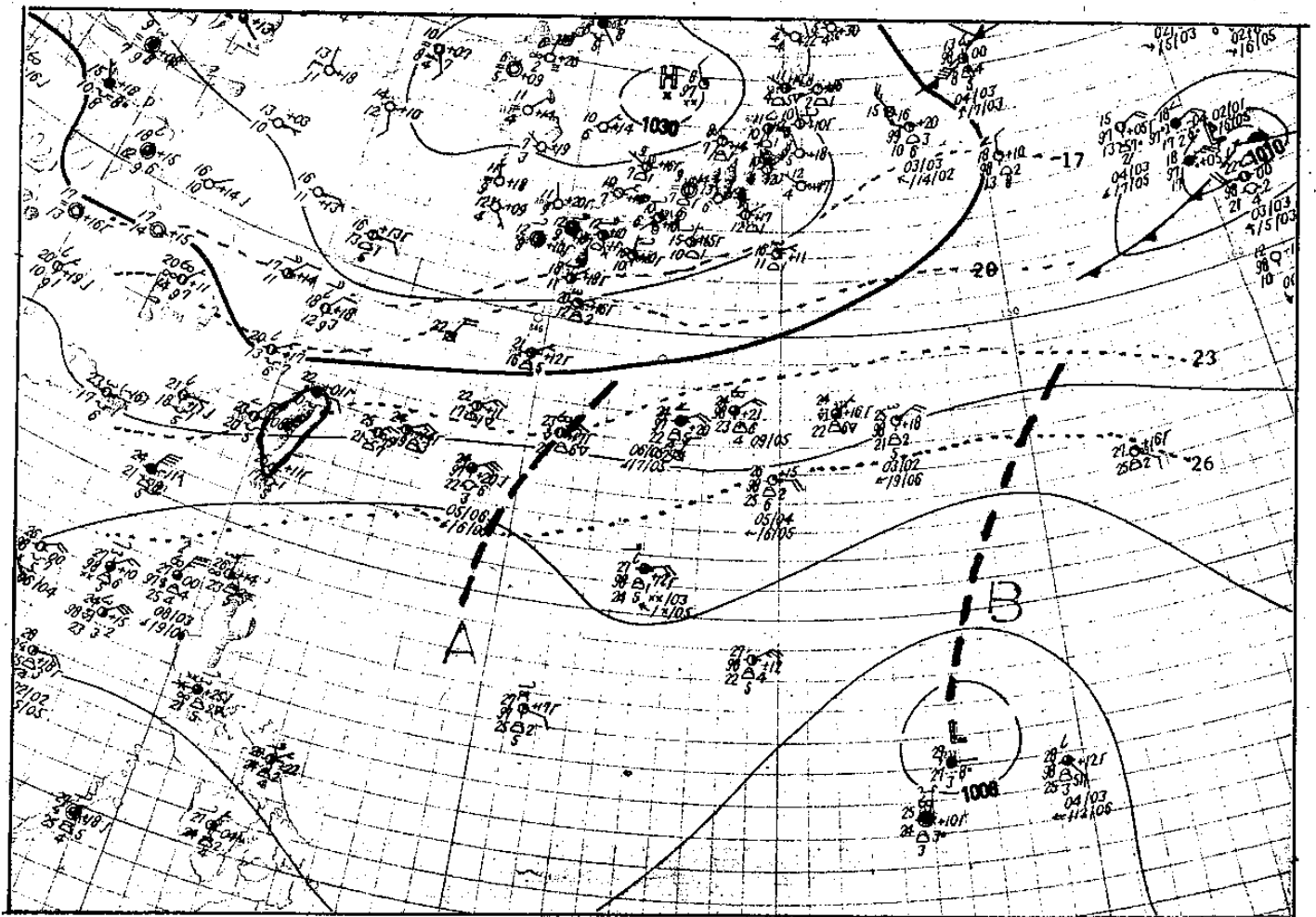


圖24 民國69年11月18日 1200Z 地面天氣圖，示兩東風波動(A與B)均向西移。

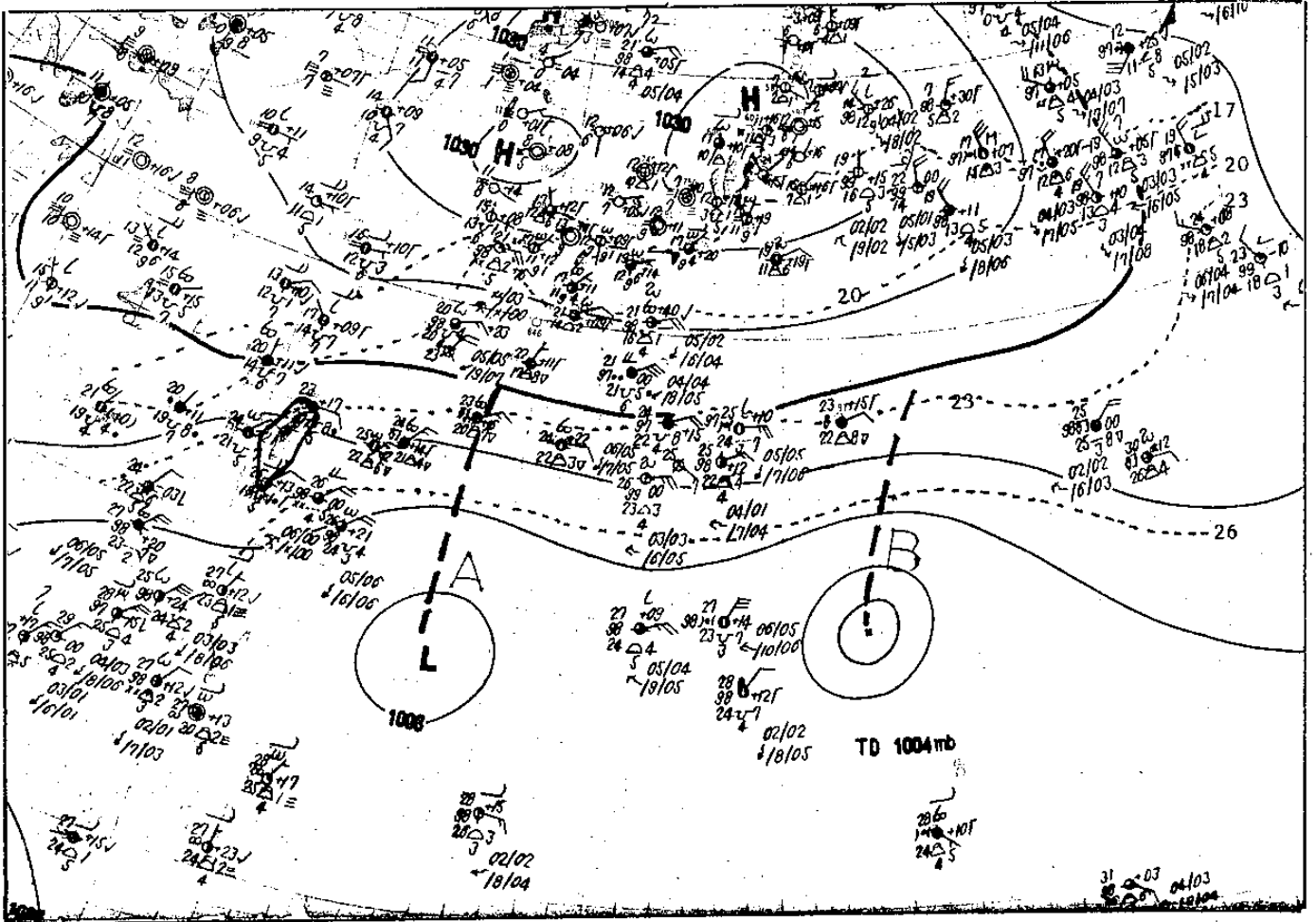


圖25 民國69年11月19日 0000Z地面天氣圖，示兩東風波動（A與B）續向西移動

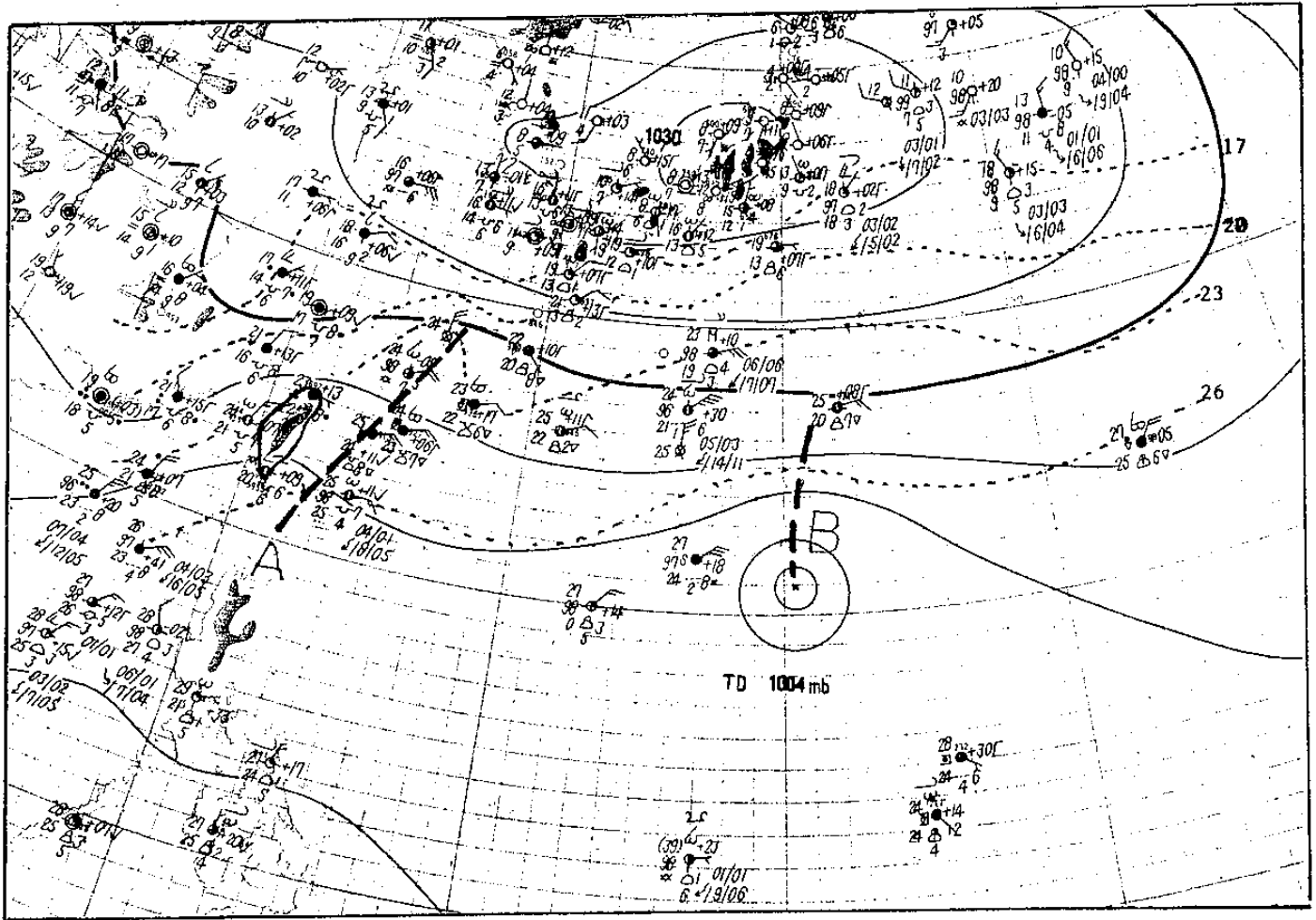


圖26 民國69年11月19日 1200Z地面天氣圖示東風波A已移近台灣東方海面，台灣東北部有豪雨

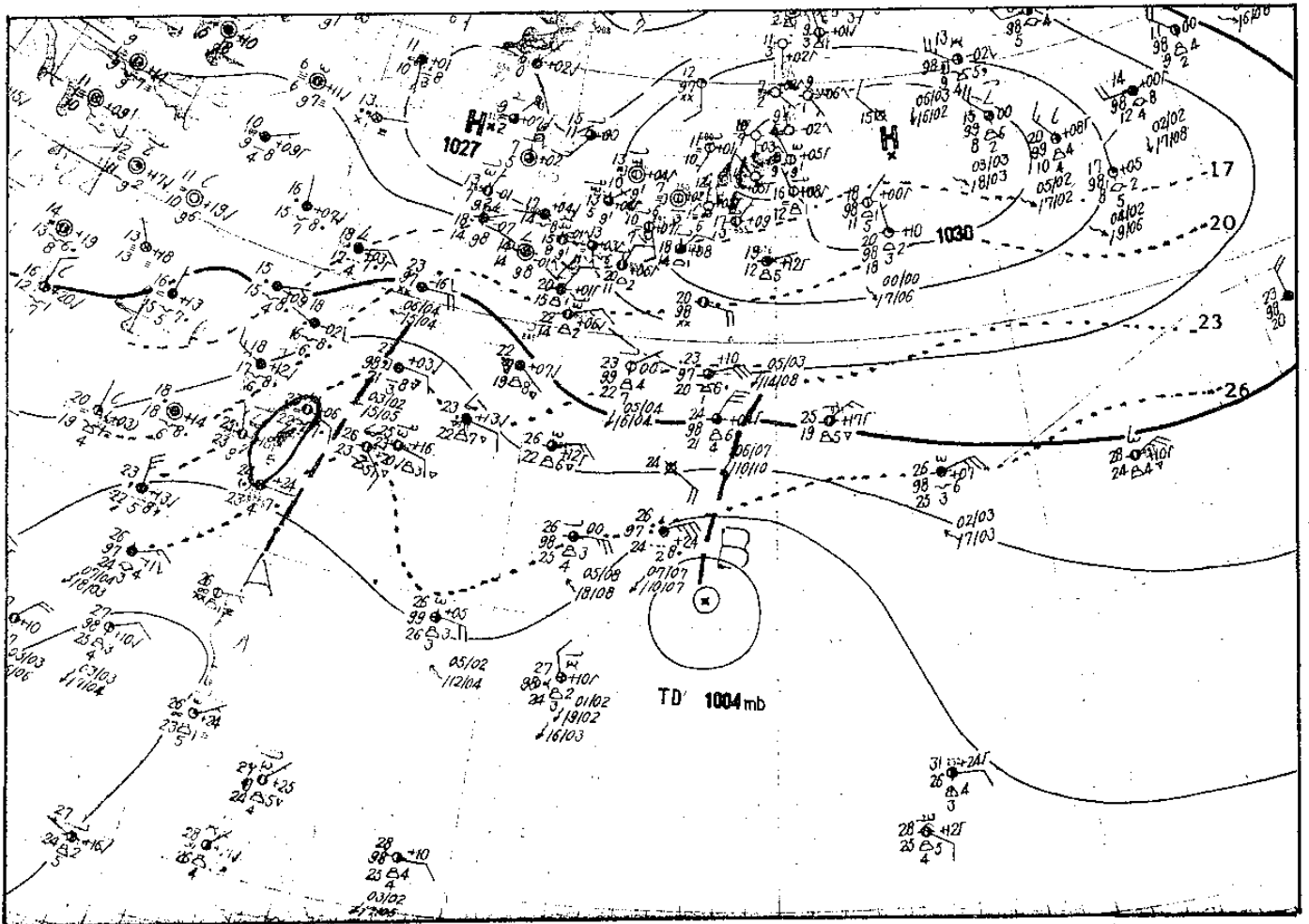


圖27 民國69年11月20日0000Z地面天氣圖，示東風波(A)續滯留於台灣東方近海，波幅增大。

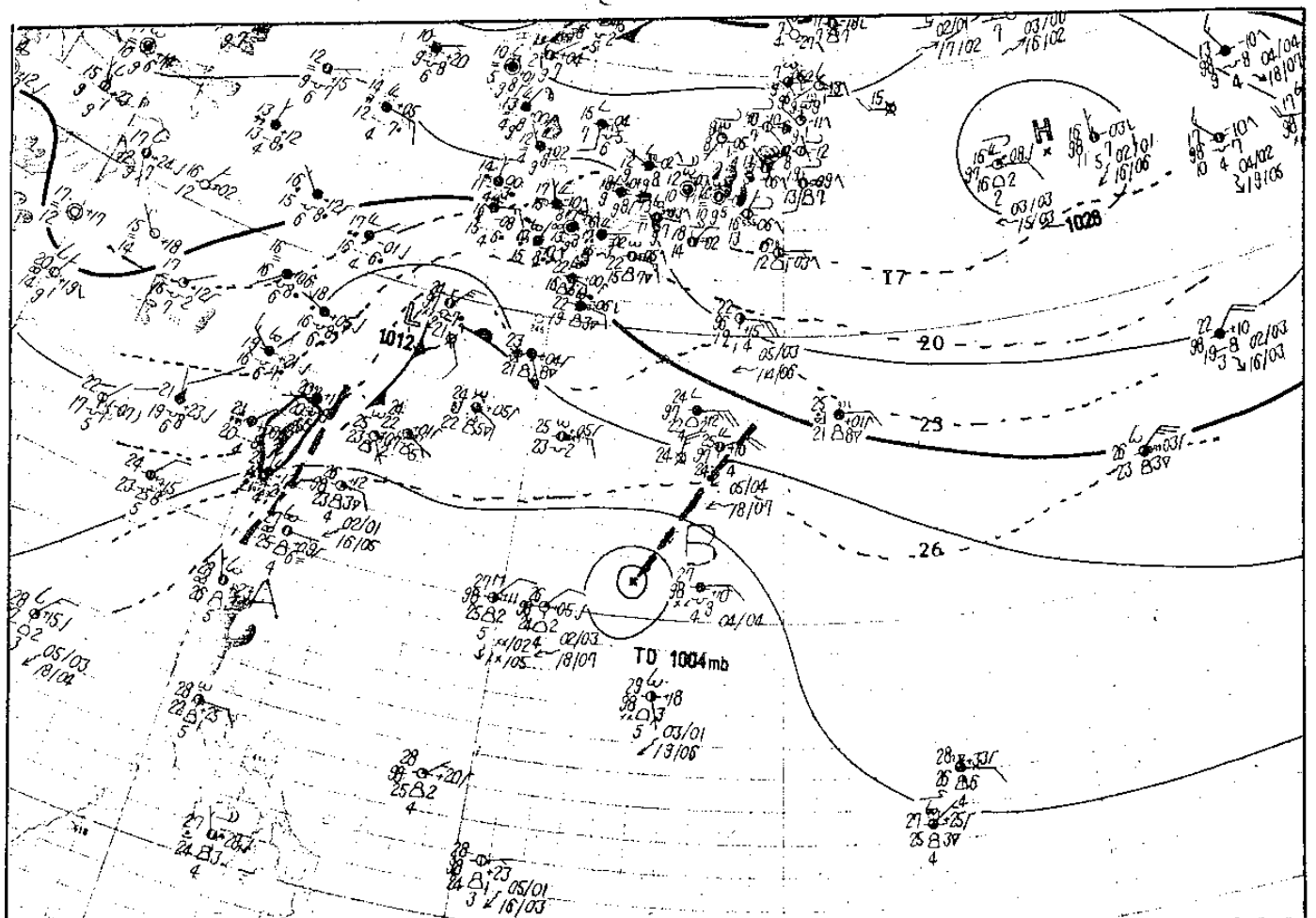


圖28 民國69年11月20日1200Z地面天氣圖，示高空西風槽趨近東風波區域，因高空正渦度平流造成在東海部分東風加深，成為溫帶波動。

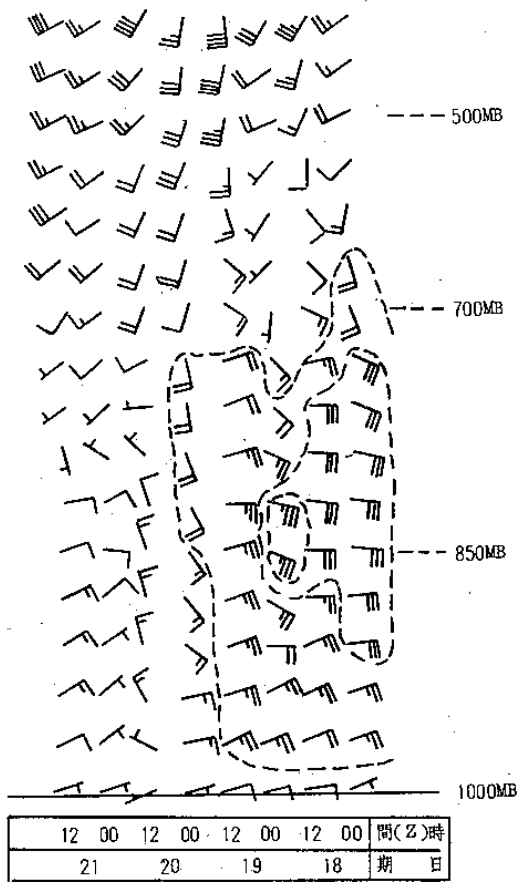


圖29 民國69年11月18~21日台北高空風垂直變化剖面圖

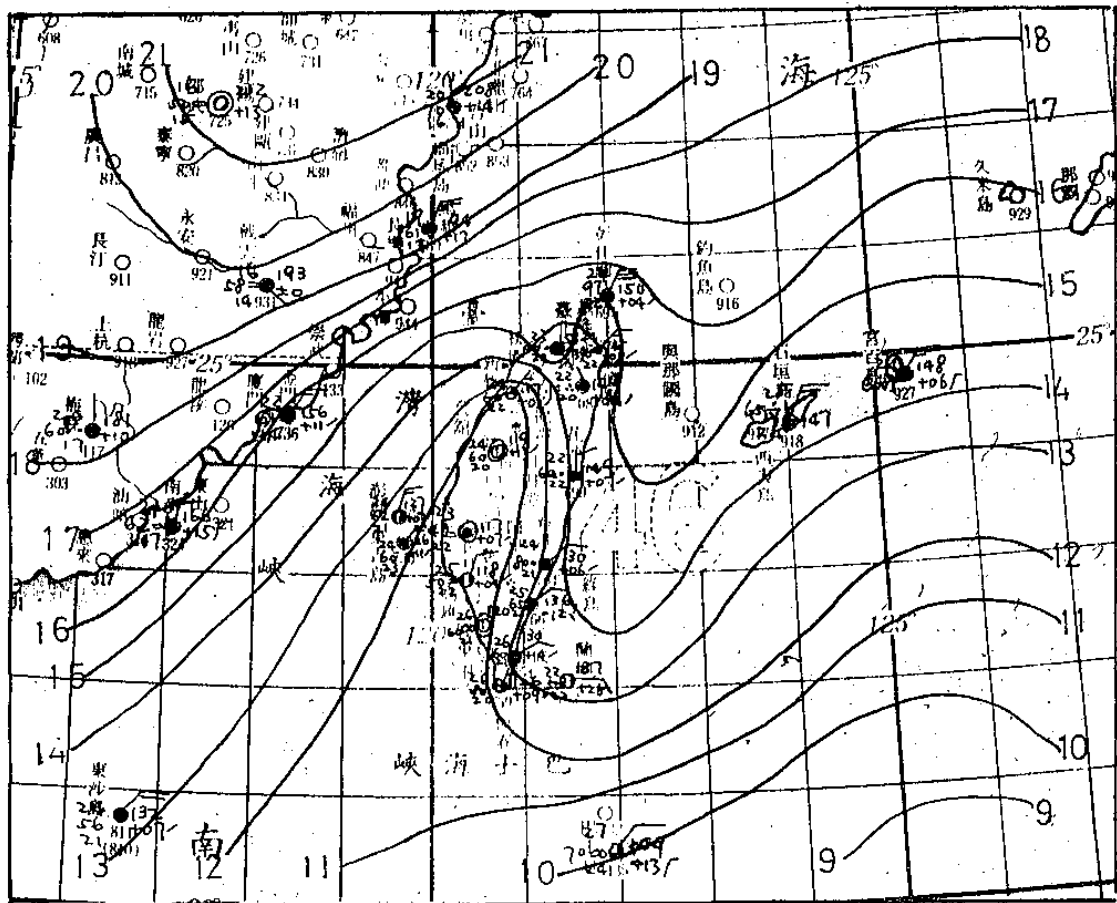


圖30 民國69年11月19日1200Z台灣東北部豪雨時地面天氣詳圖

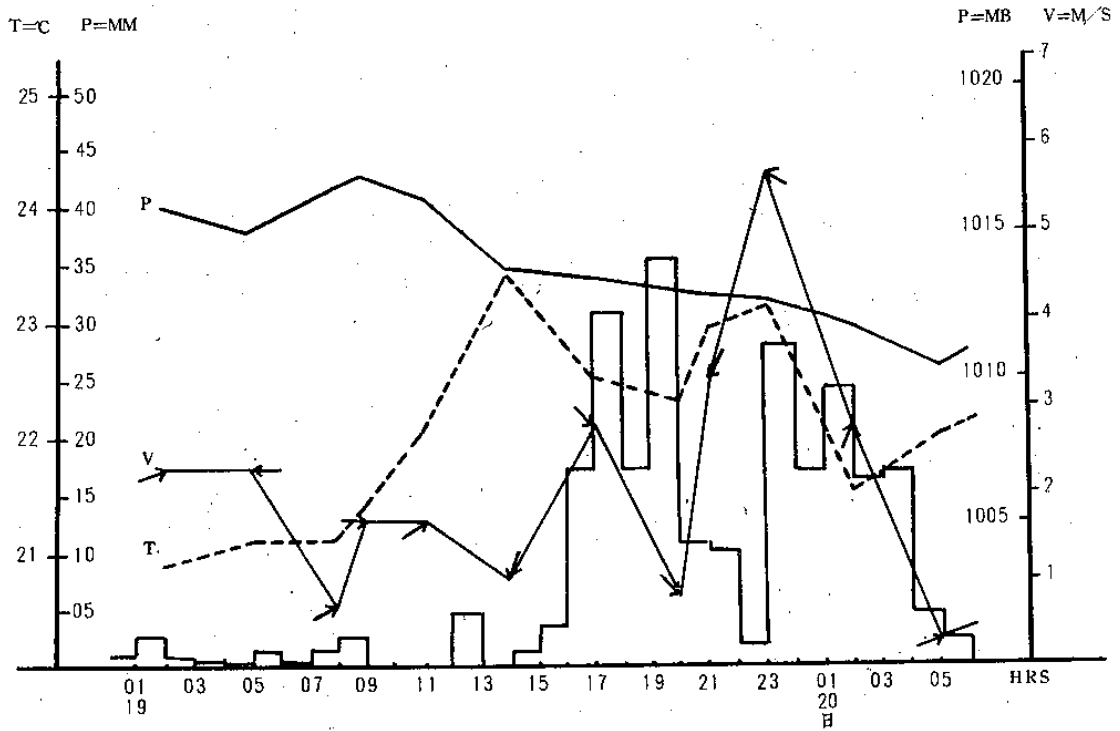


圖31 民國69年11月19~20日宜蘭測站地面氣象要素時間變化圖

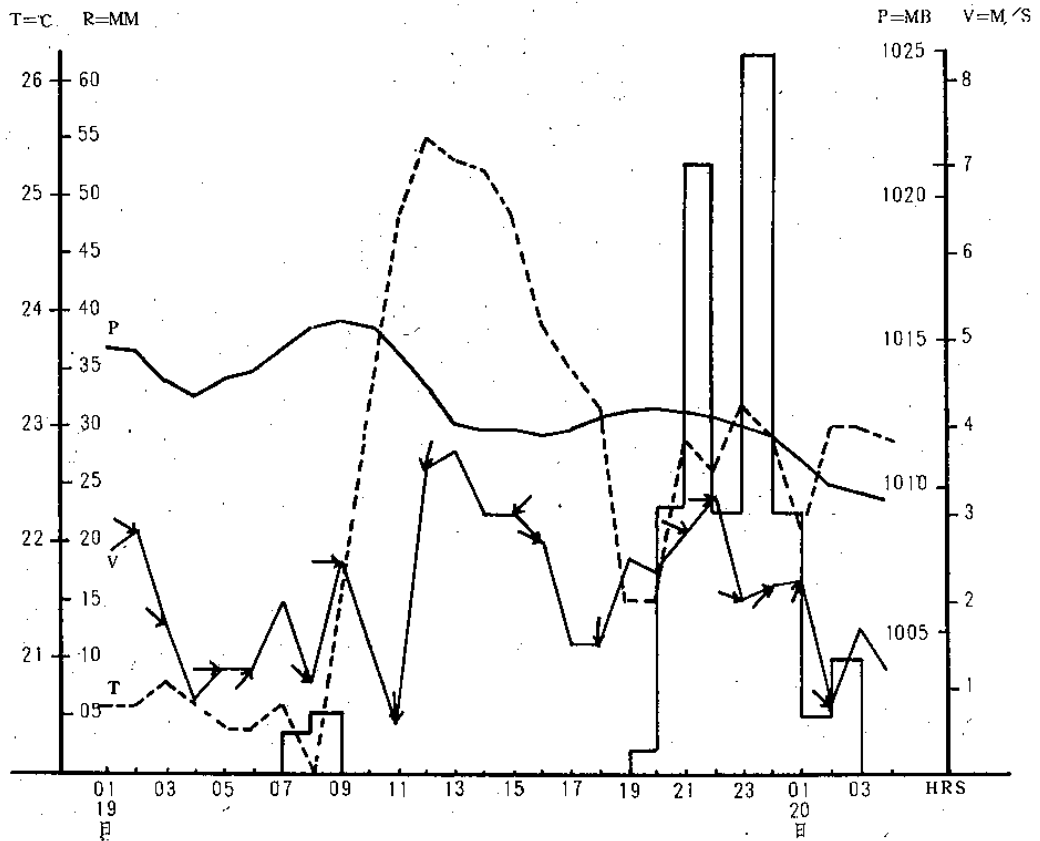


圖32 民國69年11月19~20日台北測站地面氣象要素時間變化圖

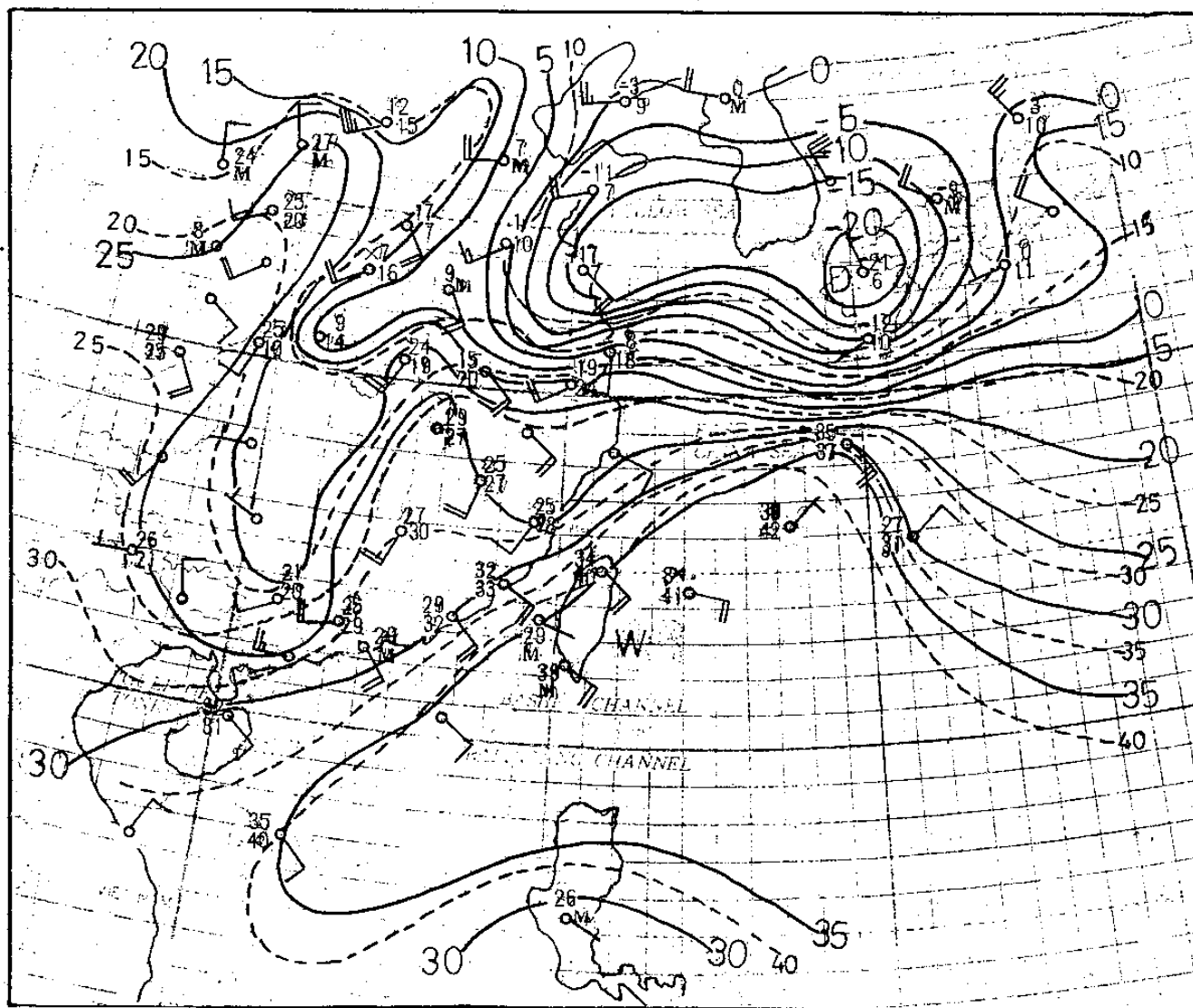


圖33 民國69年11月19日 1200Z 穩定度(k)值, 可降水量(W_p)及 700 MB 流場 (1200Z) 之合成圖

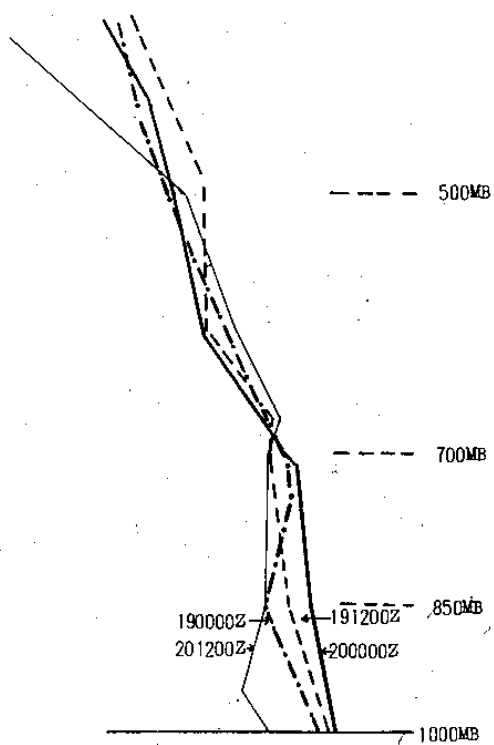


圖34 民國69年11月19~20日台北探空屬性變化

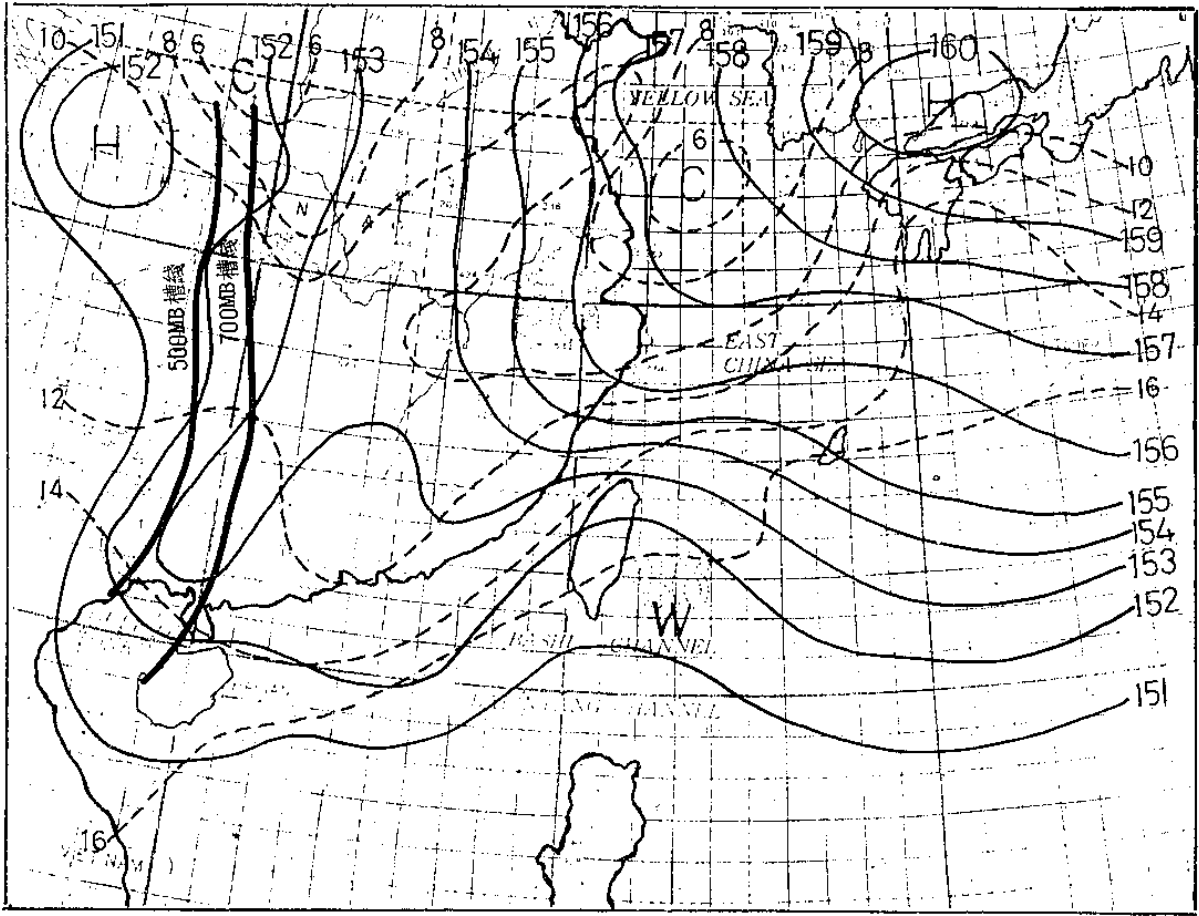


圖35 民國69年11月19日 1200Z 850 MB 高空天氣圖，另加繪同時間 500 MB 高空圖及 700 MB 高空圖之槽線位置

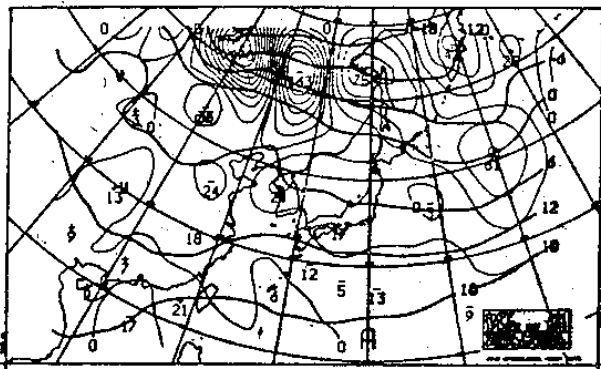
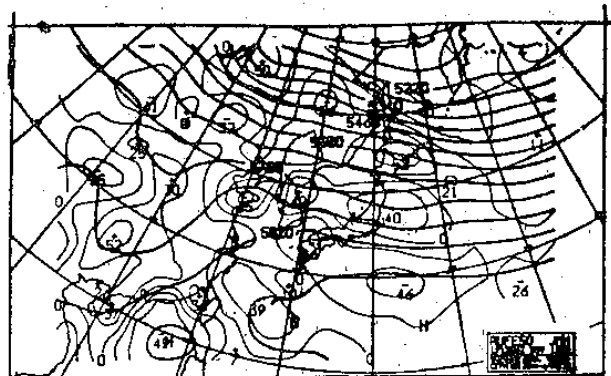


圖36 民國69年11月19日 1200Z 700 MB 垂直運動 (ω) 及 850 MB 溫度 ($^{\circ}\text{C}$) 分布圖

圖37 民國69年11月19日 1200Z 500 MB 高空圖及渦旋度分布圖



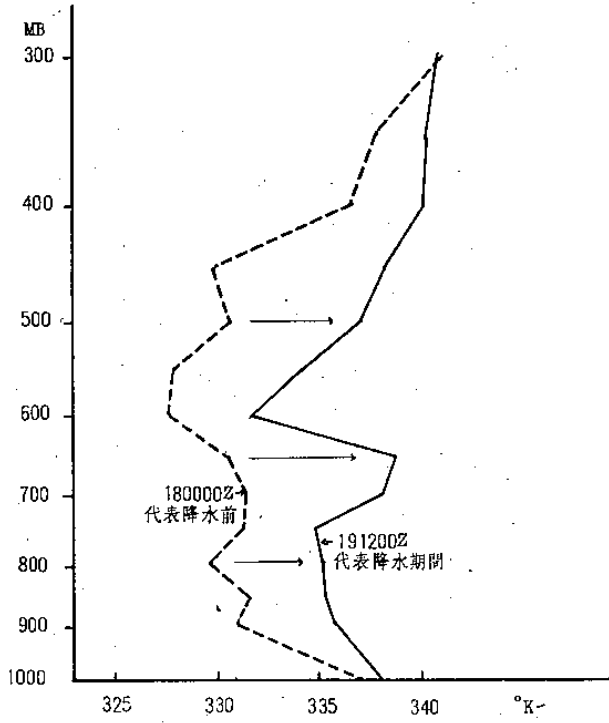


圖38 民國69年11月17日 0000Z~18日 0000Z (降水前, 虛線) 與19日 0000Z~20日 0000Z (降水期間實線) 之台北相當位溫

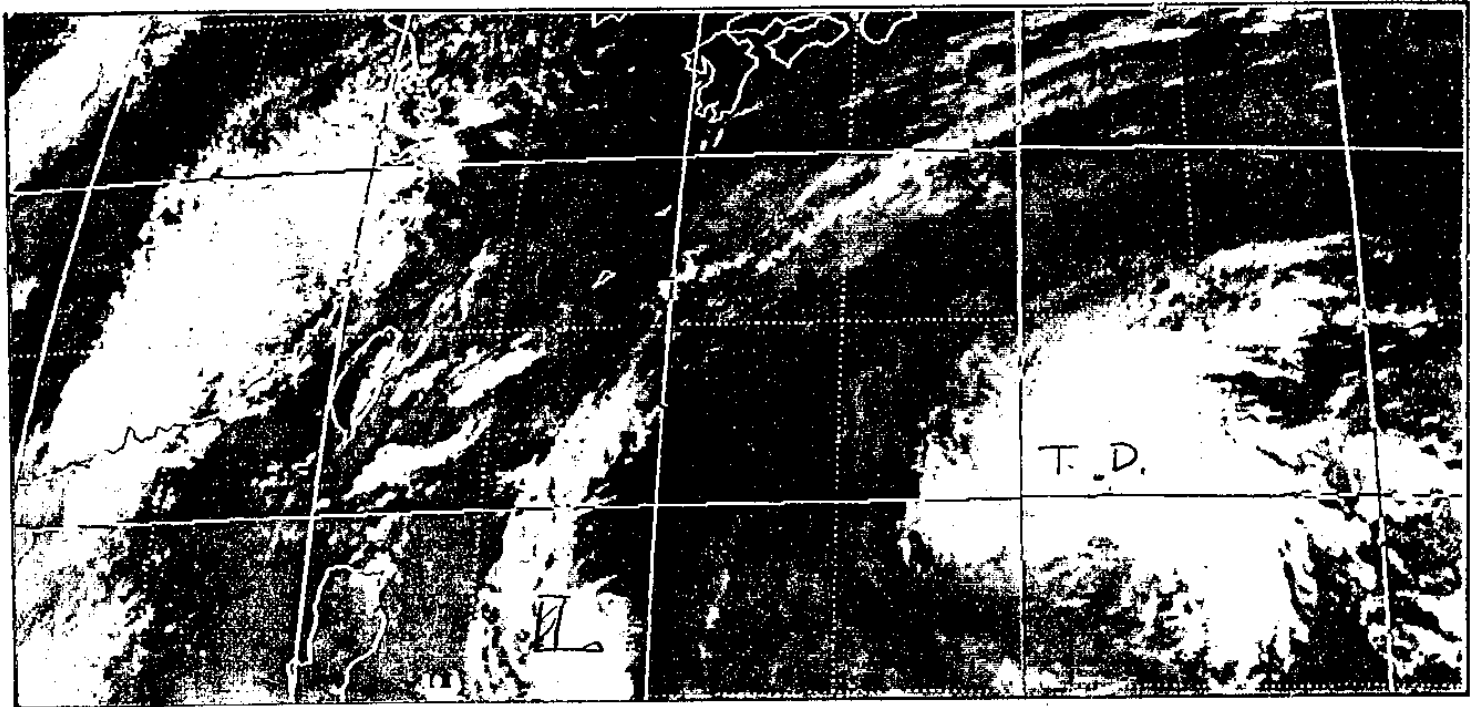


圖39 民國69年11月19日 0600Z 同步衛星雲圖

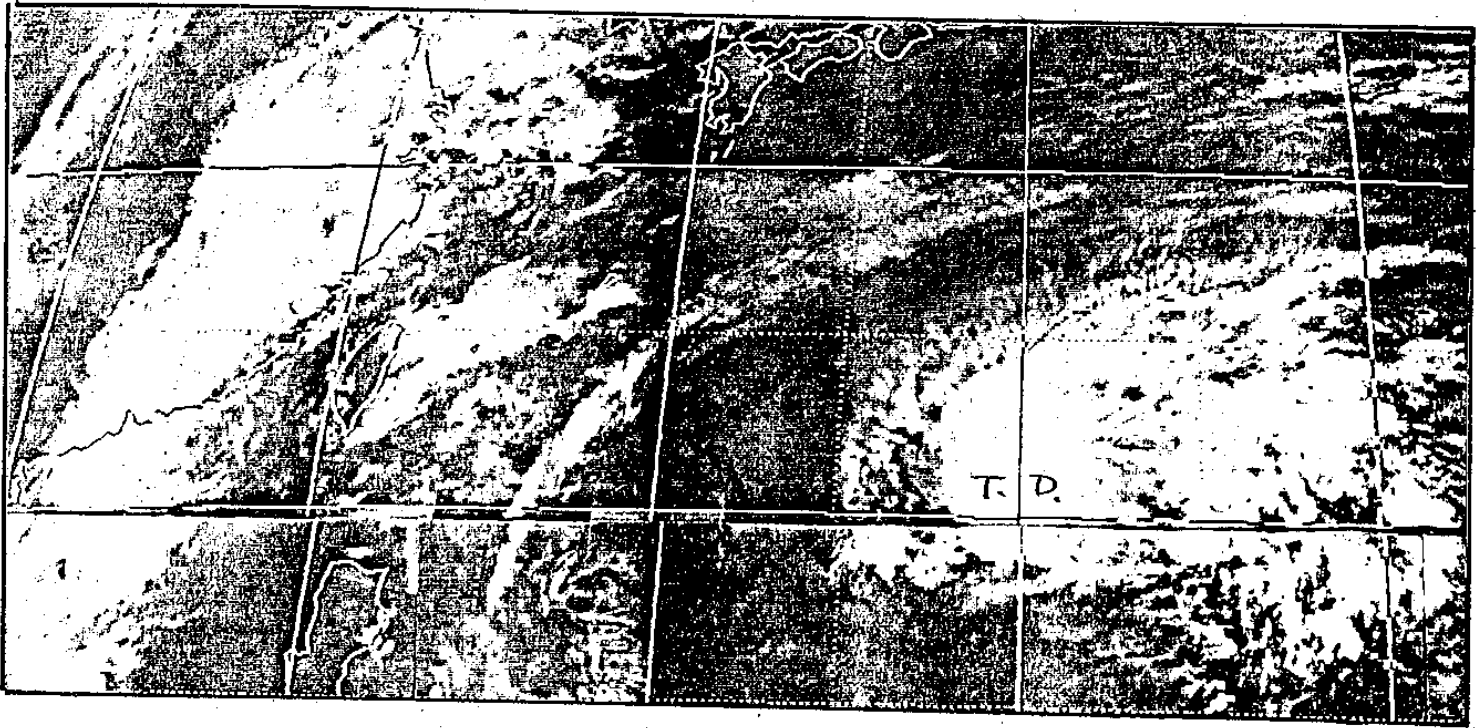


圖40 民國69年11月19日 1200Z 同步衛星雲圖

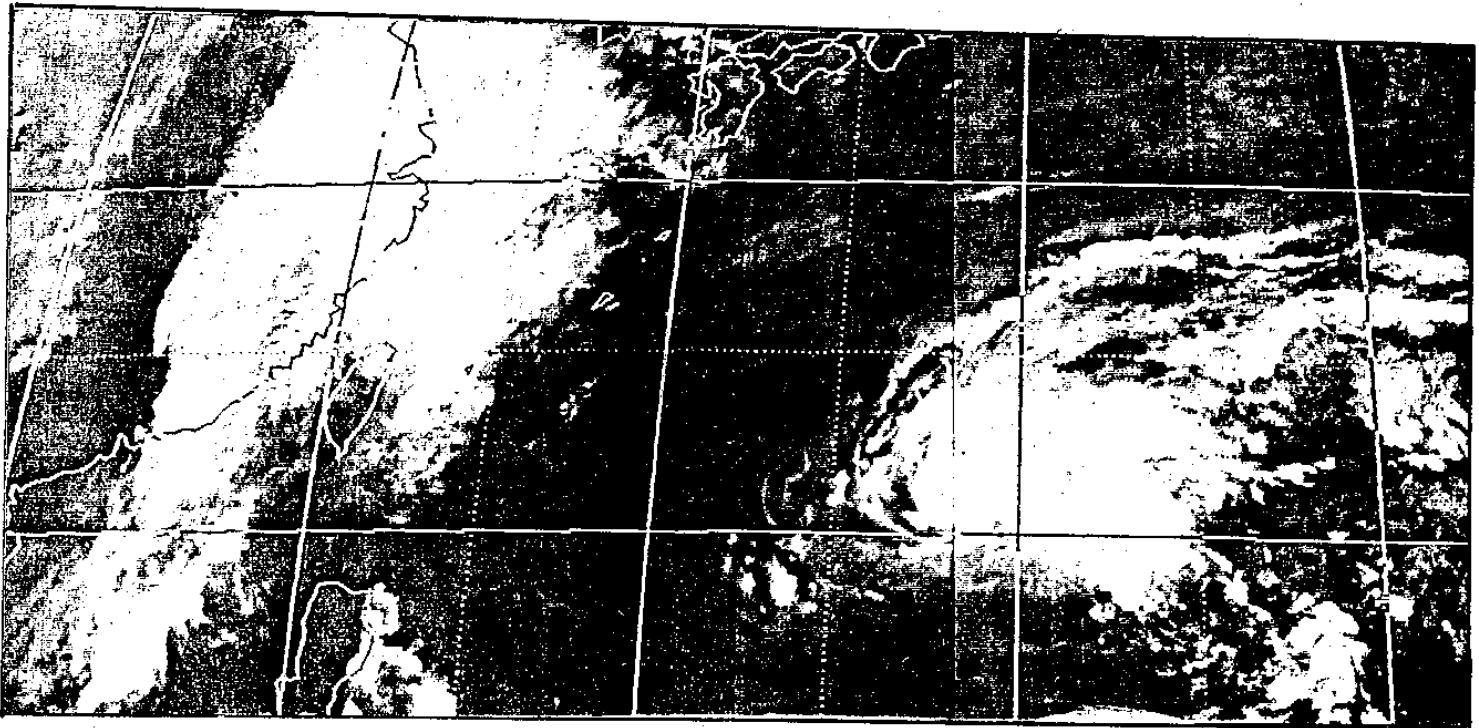


圖41 民國69年11月19日 2100Z 同步衛星雲圖

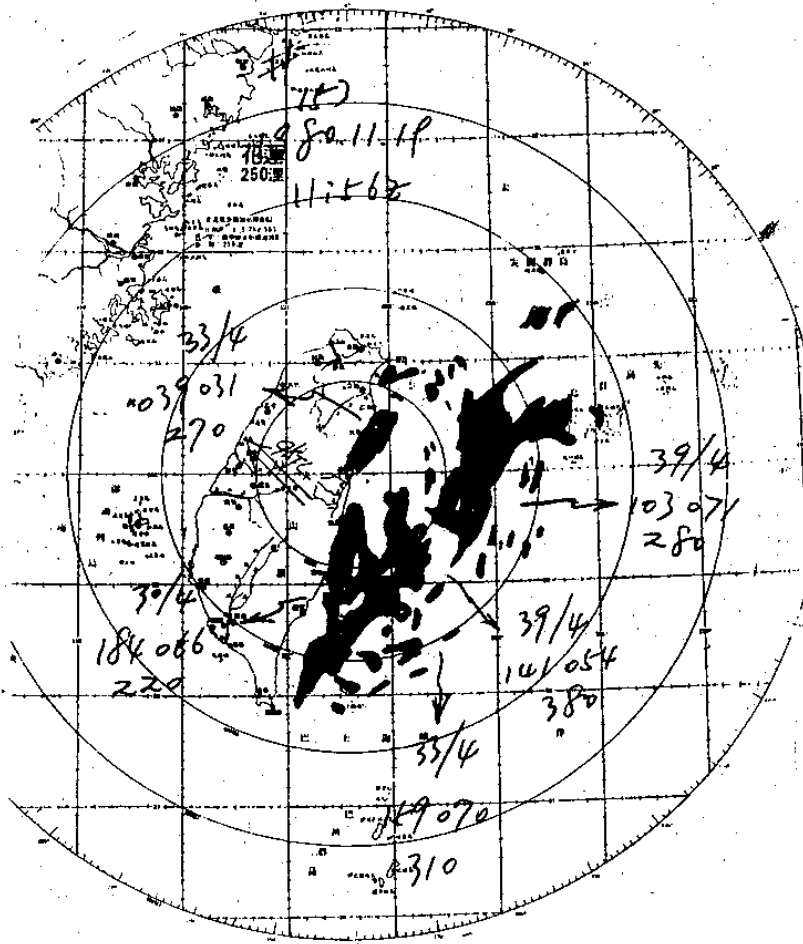


圖42 民國69年11月19日 1156Z
花蓮雷達降雨回波

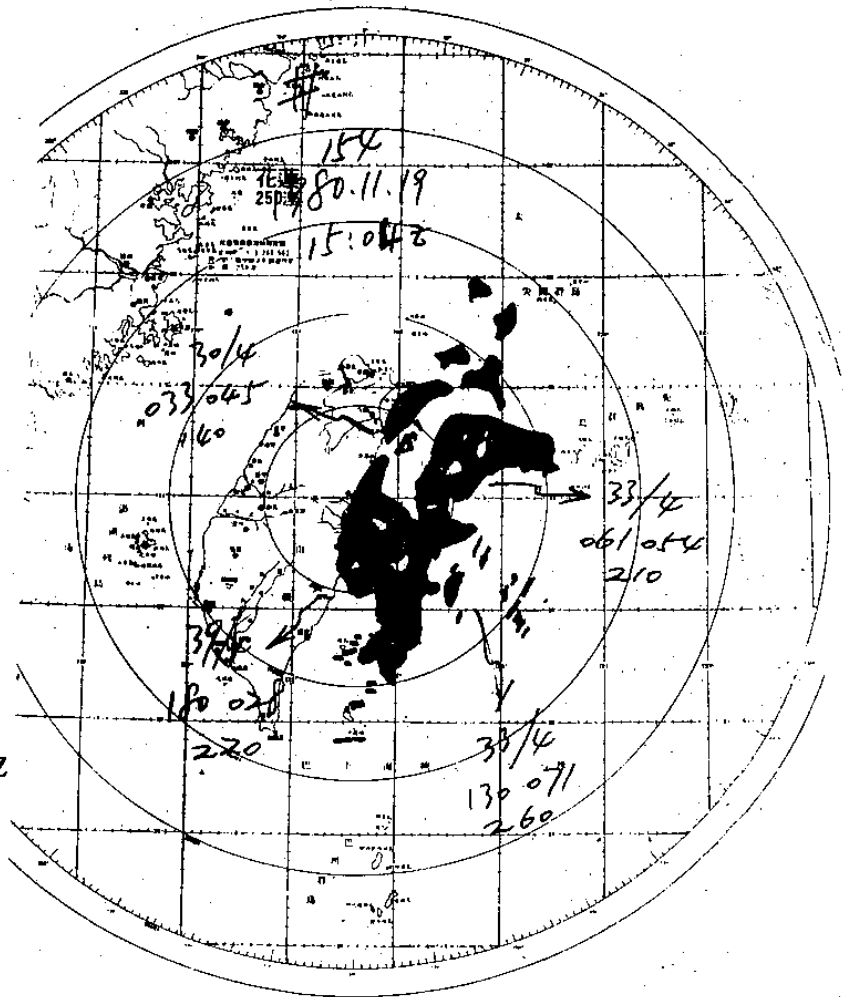


圖43 民國69年11月19日 1504Z
花蓮雷達降雨回波

(7)受鋒面與熱帶低壓之聯合影響(CF+TD)。

(8)受波型擾動之影響(W)。

誌 謝

本文得以完成，承蒙中央氣象局簡任技正王時鼎先生之悉心指導，由衷感激；並蒙氣象預報測站主任謝信良先生之核閱，謹致最高敬意。撰寫期間，技正喬鳳倫先生、空軍通校陳正利先生、氣象預報測站、衛星站及電算中心諸位同仁所提供之資料與協助，於此一併致謝。

參 考 文 獻

1. 王時鼎，(1958)：民國四十七年十一月份臺灣區域二次非鋒面性質降雨，空軍「氣象統計與分析」，47年11月號，P1-11。
2. 王時鼎，(1970)：臺灣區域冬半年長期惡劣與良好天氣型研究，氣象預報與分析，第42期，P9-17。
3. 王時鼎，(1970)：臺灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣型研究、氣象學報，第16卷第2期，P18-31。
4. 王崇岳，(1978)：梅雨期臺灣地區中範圍天氣之分析與預報、大氣科學，第5卷，第1期，P15-27。
5. 王崇岳，(1978)：天氣學(下冊)，P358-360。
6. 吳宗堯，(1972)：冬季大陸移動性高壓與臺北天氣之關係，中國文化大學氣象系刊，創刊號，P8-22。
7. 吳宗堯、王時鼎(1979)：1978-1979年冬季季風實驗(Winter MONEX)期間重要大氣現象分析，大氣科學，第6卷第1期，P55-65。
8. 吳宗堯等，(1980)：曾文水庫集水區降水特性分析及颱風降水之預報研究，中央氣象局研究報告53號。
9. 吳宗堯、陳正改，(1978)：臺灣北部地區豪雨特性之分析，氣象預報與分析，第77期，P15-30。
10. 車儒仕，(1960)：中範圍氣象學介紹，氣象預報與分析，第3期，P14-18。
11. 俞家忠，(1969)：民國五十七年二月份臺灣地區降水異常問題之檢討。氣象預報與分析。
12. 俞家忠，(1973)：臺灣冷季鋒面及其相伴天氣預報之研究，中國文化大學氣象系列，第2期，P10-17。
13. 陳泰然、紀水上，(1978)：臺灣梅雨鋒面之中幅度結構，大氣科學，第5卷第1期，P35-47。
14. 陳泰然、李金萬、劉廣英，(1980)：冬季東北季風影響下之臺灣北部異常降水之初步研究，大氣科學，第7期，P73-84。
15. 陳泰然、蔡清彥，(1987)：臺灣地區梅雨個案之中幅度系統，觀測誤差，與平衡 ω 值之分析，臺灣大學大氣科學系研究報告 MEI-YU-002。
16. 陳泰然，(1981)：大氣之物理量——與熱力有關者，中央氣象局講義，P1-26。
17. 劉衍淮，(1961)：臺灣氣團之特質，氣象學報，第7卷第4期，P1-6。
18. 劉鴻喜，(1966)：臺灣區天氣預報之研究，師範大學地理學研究，第1期，P4。
19. 劉昭民，(1973)：中範圍天氣分析之方法，中國文化大學氣象系列，第2期，P90-92。
20. 劉廣英、陳泰然，(1981)：臺灣北部冬半年異常降水之氣候分析與研究，異常氣候研討會論文彙編，P229-239。
21. 劉廣英、陶家瑞，(1969)：鋒面雷雨之個案分析，氣象預報與分析，第84期，P21-29。
22. 謝信良，(1969)：囚固鋒面系統之中範圍降水型態，中央氣象局。
23. 謝信良，(1981)：華南地區天氣系統與臺灣天氣關係之研究。中央氣象局研究報告059號。
24. 蔡清彥、周根泉，(1979)：臺灣北部地區局部環流及其對北部核能電廠廢氣擴散之影響，臺大大氣科學研究報告 LU-CIR-OI, P35。
25. Fujita T., (1958) : Mesoanalysis of the Illinois Tornadoes of April 9, 1953, J. Meteor. 15, 288-296
26. Holmboe J., (1945) : Dynamic Meteorology 141-144
27. Holton J. R., (1979) : An Introdu-

- ction to Dynamic Meteorology 89-91, 122-143
28. Humphreys W. J., (1935) :Monthly Weather Review. Vol, 63, No. 10, 291-294
29. Magor B. W., (1958): Some Operational Analysis Techniques Utilized in Tornado Forecasting. Bull. Amer. Meteor. Soc., 40, 499-511
30. Saucier W. J., (1953) :Principles of Meteorology Analysis.
31. Tepper M., (1959): Meteorology-The Line between Macroscale Atmospheric motions and Local Weather Bull. Amer. Meteor. Sec. 40, 50-72

A Study of Mesoscale Pressure Systems and Their Precipitation over the Northern Taiwan in the Early Winter

許 廣 南

Hsu Kuang-nan

Abstract

Mesoscale pressure systems which often induce severe weather exhibit rapid changes in intensity. In Taiwan, the analysis of mesoscale pressure systems is complicated by topographical influences.

Two different cases of mesoscale precipitation in the early winter of 1980 have been analyzed in detail. In the first case, the very local and short period precipitation in Keelung area resulted from the topographical lifting of the unstable tropical air ahead of an approaching cold front. In the second case, the widespread and heavy precipitation in the Yeelan area resulted from an easterly wave disturbance accompanied by the topographical lifting of warm moist air advected inland from the northwestern Pacific Ocean.

In order to determine the importance of mesoscale precipitation, weather maps are analyzed to classify the types of precipitation which occurred in the northern Taiwan during the early winter of the past ten years (1971-1980). A total of 39 cases can be classified into two major weather categories with eight subcategories of weather type.

