

# 台灣地區颶線之環境分析

鄧仁星 陳景森

中央大學大氣物理研究所

## 摘要

本篇選取1973年至1989年在台灣附近，春末夏初間所產生的颶線個案，探討颶線生成的大尺度環境條件。研究結果顯示，有利其生成及發展之大尺度環境條件包括地面鋒前、低層噴流、低層溫度脊、500mb短波槽，200mb輻散區等的配置。另外，由熱力分析可知環境為對流不穩定，其對流可用位能均很大 ( $> 1000\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )，而Bulk Richardson number 約在10-40左右，這些結果與Wyss and Emanuel (1988) 非常一致。

## 一、前言

所謂颶線，根據作業上的定義，是指一線狀或窄狀的強對流，且其通常可持續數小時。而在研究學上則是指非鋒面性，線性之強對流線，並有其特殊之結構。由於其持續時間久，形狀特殊，及其對氣候之衝擊，故引起一些氣象學者之興趣，Newton (1950) 起便有很多學者研究中緯度及熱帶颶線之結構，移速等。雖然有很多中緯度及熱帶颶線個案被廣泛研究。但對於其發生之大尺度環境分析卻較少去研究，除了Bluestein and Jain (1985) 及Wyss and Emanuel (1988) 研究外，在Bluestein and Jain (1985) 中研究Oklahoma 春天 11 年期間 NSSL 觀測網中所發生之颶線個案環境分析。Wyss and Emanuel (1988) 則將其擴展至全美國任何季節內所發生之颶線環境。但是這兩篇之中，大部分在探討環境探空資料之特性，風切形式等，對於綜觀天氣分析較為缺乏。

在台灣地區，颶線亦經常發生且造成許多之災害，如1989年5月2日侵襲本省之颶線，各地帶來暴風驟雨，造成程度不等之災害，計有人員一死二重傷二輕傷，並有部分地區電力電訊一度中斷，西部沿海發生海水倒灌，馬公機場被迫暫時關閉40分鐘，澎湖有四艘漁船翻覆，各地災害損失慘重，尤以嘉義地區最為嚴重。

基於以上所言，本篇就台灣地區所發生之颶線的環境資料，分析綜觀天氣及颶線前探空之特性，試圖了解副熱帶台灣附近地區颶線發生及傳播之大氣環境之有利條件。

## 二、資料來源與分析

選取1973年至1989年在台灣附近，春末夏初間所產生的10個颶線個案的中央氣象局天氣圖、雷達圖及探空資料及空軍氣象中心探空資料作為分析。除了1987年5月16日之颶線個案的探空資料為每三小時釋放一次外，其餘均為一天兩次(00Z, 12Z)，在這10個個案中，1979年3月22日之個案發生時間在21日23Z左右，因距前一時間之探空氣球釋放時間(12Z)較久，故此個案被刪掉，其餘之颶線個案發生均在探空氣球釋放三小時之內或左右(表(1))，另外在1984年以前之雷達資料不足(僅有一張)、故其移速無法估計得知。圖(1)中為此9個個案的高雄雷達回波圖。

### (1) 天氣圖分析

雖說以往學者對颶線之綜觀天氣分析，缺乏較整合性的探討。但是有許多個案分析中仍訴說了一些綜觀天氣形勢，其提到了一些諸如高層槽線及噴流，低層噴流以及地面鋒位置，與颶線發生地之關

係。(Leary,1987, Ogura,1980, Kessinger,1986), 在此, 對於天氣圖之分析吾人包括了高, 低層噴流, 500 mb 槽線, 其中各層噴流之風速在本研究中定義如下:

850 mb	噴流	風速	> 20 kt.
700 mb			> 40 kt.
500 mb			> 50 kt.
200 mb			> 100 kt.

## (2) 探空資料分析

對於探空資料分析項目, 大致與 Bluestein 相似。其中, 對流禁制 (CIN; Colby, 1983) 為單位質量氣塊從地面至自由舉升層 (LFC) 所需克服之負浮揚力的淨功, 即 " 負面積 ", 定義為:

$$CIN = - \int_{z_0}^{z_1} g \left( \frac{\theta_c - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dz,$$

其中  $\theta_c$  為地面 ( $z_0$ ) 以上 50mb 平均之氣塊舉升至 LFC 高度 ( $z_1$ ) 之位溫,  $\theta_{env}$  為未飽和環境之位溫。

對流可用位能 (CAPE; Moncrieff and Miller, 1976; Weisman and Klemp, 1982) 為單位質量氣塊自 LFC 至平衡層 (ETL) 環境對其所作的淨功, 即 " 正面積 ", 定義為:

$$CAPE = \int_{z_1}^{z_2} g \left( \frac{\theta_c - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dz,$$

其中  $z_2$  為 ETL 之高度。

Bulk Richardson number (RICH; Moncrieff and Green, 1972; Weisman and Klemp, 1982) 為浮揚力造成之總能與垂直風切所造成總能之比, 定義為:

$$RICH = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}[(\bar{U}_6 - \bar{U}_{0.5})^2 + (\bar{V}_6 - \bar{V}_{0.5})^2]}$$

其中  $(\bar{\quad})_6$ ,  $(\bar{\quad})_{0.5}$  為 6 km 內及 0.5 km 內之壓力權重平均。

## 三、結果

### (1) 天氣圖分析結果

圖 (2) 為 9 個個案的天氣圖分析平均示意圖,

其各量位置是利用各個案各量經緯度之平均, 颶線的生成及發展位置大概在台灣海峽西側之鋒前位置。850 mb 及 700 mb 噴流均通過該區, 且 850 mb 噴流有較大的南風分量, 使得該處低層有較強之暖濕空氣進入, 另外, 850 mb 至 700 mb 風之順轉, 可知該層有暖平流之存在。500 mb 短波槽位置約距颶線發生地 700-800 KM 的西方, 槽前之上升氣流有利於對流之發生。在 200 mb 高度場及風場分析中, 在台灣海峽附近有風場分流或等高線變寬的現象, 此現象說明在此區高層有輻散效應, 其上升運動亦有利於對流產生。這些特徵與中緯度颶線甚或強烈風暴之大尺度有利條件均非常相似, 除了高層噴流, 因緯度之不同, 在台灣附近並未扮演重要角色。

另外, 由 850 mb 天氣圖之溫度分析 (圖 (3)), 可知在台灣海峽西側有溫度脊的存在, 選取個案為 1980 年 3 月 4 日, 乃因此個案溫度脊最為明顯, 其他個案雖均有, 但較弱, 而此區正是颶線生成之區域, 溫暖空氣的向北延伸, 使得大氣更加不穩定。

### (2) 探空資料特性分析

圖 (4) 為等壓面平均位溫、相當位溫及飽和相當位溫之垂直剖面圖, 顯示對於一低於 800mb 之氣塊舉升均為對流不穩定 (

$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$ ), 在地面附近的空氣塊被抬升至約 850mb 後, 而可繼續上升至 250mb 以上。相當位溫地面與其上極小值之差距約 17.5° K (表 (2)), 平均 CAPE 及 CIN 為 1176 m<sup>2</sup>/s 及 60 m<sup>2</sup>/s, 此與 Wyss and Emanuel (1988) 非常一致, 在其論文中 CAPE 與 CIN 分別為 1208 及 76, 壓力權重垂直風切之大小, 大致低層較強 (平均而言), 其值地面 ~ 850mb 為 7.8 × 10<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>, 地面 ~ 500mb 為 5.8 × 10<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>, 此種低層風切較強之現象亦與 Bluestein and Jain (1985) 相似, 且其大小差不多。平均的 RICH 為 23.27, 此值雖較 Bluestein and Jain (1985) 之值小了許多 (64), 但是其 CAPE 值平均約為 2260, 大了台灣地區約二倍, 且在其中一種分類 (Embedded areal), 其 CAPE 及 RICH 與台灣地區非常接近 (1340, 26), 值得注意的是, 此類是說颶線之生成在一層雲區中間, 可見其本身環境便是非常潮濕的。而在台灣地區之颶線, 大都發生在 3 ~ 5 月間, 且 9 個個案中有 5 個發生在梅雨期, 而在此時, 大氣環境整體均是非常潮濕的, 因為水氣的充沛, 使得 CAPE 不需很大, 對流仍能發展得很強。

另外，表(2)中亦列出各個案之全指數(T.T)及K指數(KI)，其值均落在林則銘先生利用台灣地區在1971~1974年6月~9月雷陣雨日計348天之穩定止數區內。

#### 四、結論

經由以上對台灣地區颶線發生前之環境分析中可得知有利其生成及發展之大尺度條件，這些包括著地面鋒前、低層噴流、低層溫度脊、500 mb 短波槽、200mb 輻散區；另外，在對探空資料的分析，可知環境為對流不穩定的，其對流可用位能均很大( $>1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )，在這些條件下，原本大氣即為不穩定，再加上低層暖濕空氣平流、槽前上升氣流，使得大氣更加不穩定，而容易產生強對流之發展。

對於颶線而言，風切效應是非常重要的，經分析可知環境風切很大，尤以低層最強，此強風切對於颶線之發展及持續佔非常重要之角色。

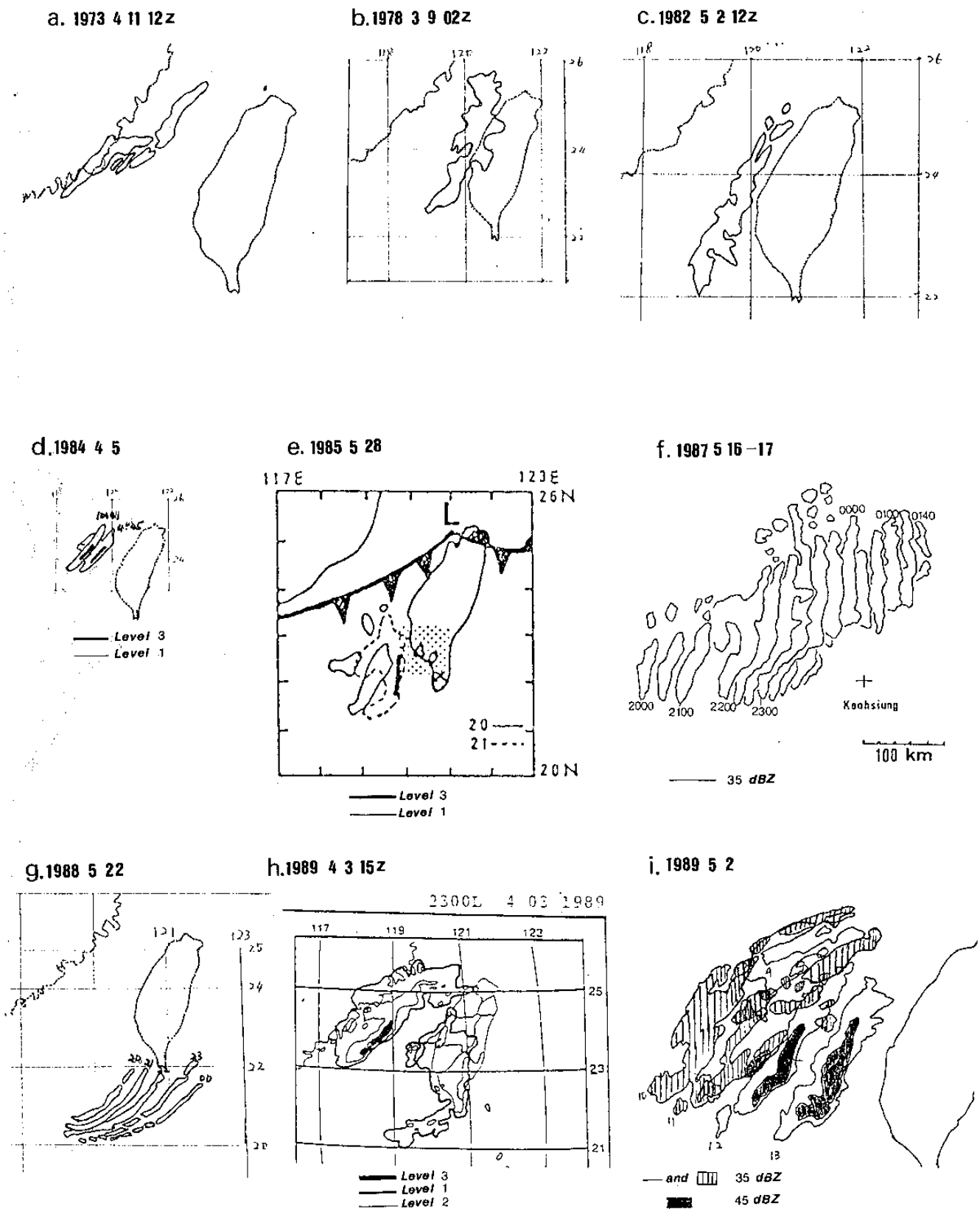
另外，值得遺憾的是因雷達資料之不足，無法將颶線依其結構而分類，然後再探討其環境之差別。

#### 參考文獻

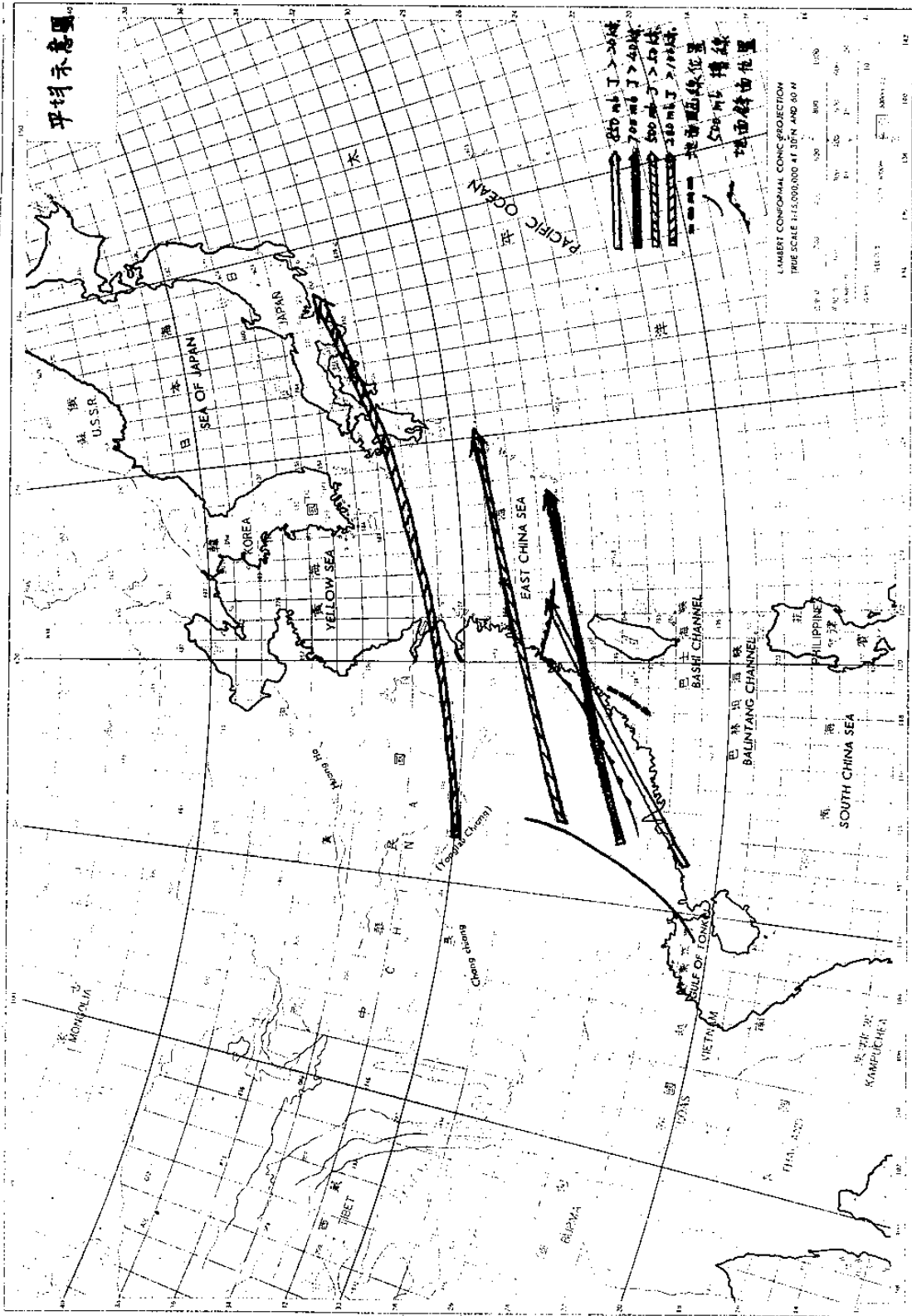
- Bluestein, H.B. and M.H. Jain, 1985: Formation of mesoscale line of precipitation: Severe squall line in Oklahoma during the spring., J. Atmos. Sci., 42, 1711-1732.
- Colby, F.P., Jr., 1983: Convective inhibition as a predictor of the outbreak of convection in AVE-SESAME II., 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, Amer. Meteor. Soc., 324-327.
- Kessinger, C.J., 1987: The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part I: A multiple doppler analysis of convective and stratiform structure., J. Atmos. Sci., 44, 2840-2864.
- Leary, C.A. and E.N. Rappaport, 1987: The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex., M.W.R., 115, 1503-1527.
- Moncrieff, M.W. and J.S.A. Green, 1972: The propagation and transfer properties of steady convective overturning in shear., Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 98, 336-352.
- Moncrieff, M.W. and M.J. Miller, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall line., Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102, 373-394.
- Newton, C.W., 1950: structure and mechanism of the prefrontal squall line., J. Meteor., 7, 210-222.
- Ogura, Y. and M. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line: A case study., J. Atmos. Sci., 37, 553-567.
- Weisman, M.L. and J.B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy., M.W.R., 110, 504-520.
- Wyss, J. and K.A. Emanuel, 1988: The prestorm environment of midlatitude prefrontal squall lines., M.W.R., 116, 790-794.

個案日期	取用探空資料時間	取用探空資料地點
1973,04,11	2000LST	馬公
1978,03,09	0800LST	馬公
1982,05,02	0800LST	馬公
1984,04,05	0800LST	福州
1985,05,28	2000LST	東港
1987,05,16	1400LST	馬公
1988,05,22	0800LST	台北
1989,04,04	2000LST	台北
1989,05,02	0800LST	台北

表(1):1973年至1989年台灣附近產生之颱風系統時間，及探空資料時間地點表。



圖(1) 1973年至1989年台灣地區附近產生之颱風系統高雄雷達圖，其中除(f),(i)外均從雷達照片所描的回波形狀圖。



圖(2): 9個個案天氣圖分析平均示意圖。

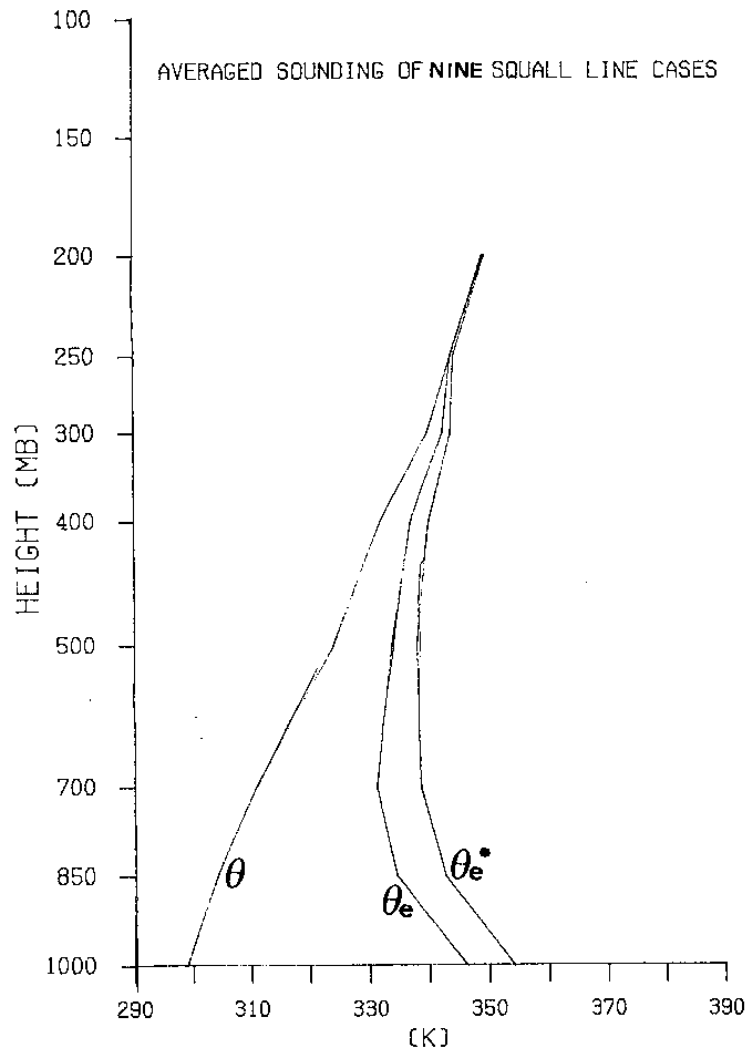


圖(3):1980年 3月 4日 12Z 天氣圖分析結果。

個案日期	1973年	1978年	1982年	1984年	1985年	1987年	1988年	1989年	1989年	平均
參數	4月11日	3月9日	5月2日	4月5日	5月28日	5月16日	5月22日	4月4日	5月2日	
LCL(m)	471	677	418	607	163.5	693	314	436	923	522.5
LFC(m)	1871	1027	1318	2607	663.5	1543	2014	1386	1323	1528
FTL(m)	12521	11127	12918	11407	9713	12843	14764	11486	11523	12033
CAPE( $m^2s^{-1}$ )	1029	1152	1168	1175	1051	1037	1672	1269	1031	1176
CIN ( $m^2s^{-1}$ )	43	14.4	20	155	11.5	53	136	22	49	60
RICH	26.88	13	17	10.5	34.1	32	43	22	11	23.27
T.T.	49	48.6	56.7	54.5	45.6	46.7	45.1	54.3	47.5	49.8
K.I.	28	30.6	24.4	37.7	38	30.9	37.1	36.4	32.9	32.9
移速				$\sim 17ms^{-1}$	$\sim 18ms^{-1}$	$\sim 16.5ms^{-1}$	$\sim 12ms^{-1}$	$\sim 28ms^{-1}$	$\sim 20ms^{-1}$	$\sim 18ms^{-1}$
輻線排列	$40^{\circ}-220^{\circ}$	$35^{\circ}-215^{\circ}$	$28^{\circ}-208^{\circ}$	$30^{\circ}-210^{\circ}$	$0^{\circ}-180^{\circ}$	$0^{\circ}-180^{\circ}$	$42.5^{\circ}-222.5^{\circ}$	$43.4^{\circ}-223.4^{\circ}$	$26^{\circ}-206^{\circ}$	$27^{\circ}-207^{\circ}$
風切S-850mb	$6.7 \times 10^3$	$1.0 \times 10^3$	$3.6 \times 10^3$	$1.3 \times 10^3$	$3.8 \times 10^3$	$4.7 \times 10^3$	$1.4 \times 10^3$	$6.7 \times 10^3$	$3.3 \times 10^3$	$7.8 \times 10^3$
風切S-700mb	$6.8 \times 10^3$	$9.6 \times 10^3$	$3.4 \times 10^3$	$7.4 \times 10^3$	$4.0 \times 10^3$	$3.7 \times 10^3$	$1.0 \times 10^3$	$6.7 \times 10^3$	$4.8 \times 10^3$	$6.6 \times 10^3$
風切S-500mb	$5.6 \times 10^3$	$8.6 \times 10^3$	$3.7 \times 10^3$	$5.5 \times 10^3$	$3.7 \times 10^3$	$3.4 \times 10^3$	$8.9 \times 10^3$	$6.2 \times 10^3$	$5.0 \times 10^3$	$5.8 \times 10^3$
$Ue_{max-min}$	14.6	12.0	25.0	15.8	19.2	19.8	13.5	20.1	17.2	17.5

表(2): 9個個案環境分析之所得一些參數值表





圖(4):平均位溫( $\theta$ )、相當位溫( $\theta_e$ )及飽和相當位溫( $\theta_e^*$ )之垂直剖面圖。

# THE ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF SQUALL LINES IN TAIWAN AREA

**Zensing Deng and Ching-Sen Chen**

Institute of Atmospheric Physics

National Central University

## **Abstract**

This paper discussed the synoptic environmental conditions of squall line system occurring in Taiwan area during the spring and summer from 1973 through 1989. The results indicate that the favorable synoptic conditions for the development of squall lines are: low level jet, low level thermal ridge, the short wave trough at 500mb and the divergent area at 200mb. The characteristics of soundings are: conditionally unstable layer below 800mb and high convective available potential energy ( $>1000\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). The Bulk Richardson number is about 10 to 40. Those results were similar to those in Wyss and Emanuel (1988)