

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
預報梅雨鋒豪雨之南針	戚啓勳	33/01	1	1987.03
國際單位系統與氣象常數	徐明同	33/01	15	1987.03
民國七十四年北太平洋西部颱風概述	劉復誠	33/01	21	1987.03
-----	-----	-----	-----	-----
利用半球淺水方程式模式研究東亞寒潮爆發與行星波之關係	廖述宏 蔡清彥	33/02	1	1987.06
台灣之季風及其對作物栽培影響之研究	黃大宏 楊之遠	33/02	19	1987.06
民國七十五年颱風調查報告——侵台颱風（8605號）南施	蔣為民	33/02	32	1987.06
民國七十五年颱風調查報告——侵台颱風（8607號）佩姬	鄭月娥	33/02	66	1987.06
-----	-----	-----	-----	-----
台灣地區春雨反常年之五百毫巴環流及海溫距平分佈特徵及其可預測性之初步探討	劉復誠 鄭月娥 蔣為民 李樹華	33/03	1	1987.09
颱風侵襲路徑與台灣區民航機場地面強風之關係	林燕淑	33/03	27	1987.09
西藏山區對亞洲冬季平均緯流地形效應的研究	劉明禮	33/03	39	1987.09
氣象客觀自動化之評介與展望	林憲男	33/03	50	1987.09
-----	-----	-----	-----	-----
南極臭氧洞——現象與成因	柳中明	33/04	217	1987.12
玉米風害機制及風害預防方法之研究	楊之遠	33/04	237	1987.12
觀測到之熱帶30-50_天週期振動簡介	李汴軍	33/04	248	1987.12
梅雨期間台灣北部豪雨天氣系統合成分析	黃中成	33/04	253	1987.12

出版者	中央氣象局氣象學報社	臺北市公園路六十四號
發行人	吳宗堯	電話：3713181
社長	吳宗堯	
編委會	喬鳳倫	
主審	王時鼎	
委	曲克恭	
	呂世宗	
	胡仲英	
	陳泰然	
	戚啓勳	
	張隆男	
	楊之遠	
幹事		
印刷者	文英印刷企業有限公司	
地址	臺北市萬大路486巷10弄40號	
電話	3016802 • 3018572	

氣象學報 季刊

# Meteorological Bulletin

中央氣象局

Central Weather Bureau

第三十三卷第一期

Vol. 33 No. 1

民國七十六年三月

March 1987

# 預報梅雨鋒豪雨之南針\*

戚 啓 勳<sup>1</sup>

## 一、前言

梅雨是長江中下游春末夏初最重要的季節性氣候特徵。由於這一帶是我國主要糧食生產地區之一。春耕以後，農作物茁長，最需要雨水。如果梅雨正常，土壤內水份充沛，能夠抵抗得住伏旱，秋季豐收可以預卜。相反來說，梅雨期延遲或「空梅」之年，多數地區就會乾旱成災，導致農作物歉收。更嚴重的是梅雨期特別持久，降水量遠超過正常，引起洪水泛濫，生命財產損失無算。所以梅雨的研究，無論從天氣學或氣候學着眼，在我國都是一個重要的課題。

作者於民國三十八年隨政府來臺後，心中就存在一個問題：臺灣有沒有梅雨期？如果有，那麼在時間上是否和長江中下游一致，抑或提前？臺灣梅雨和江南梅雨的綜觀形勢有何差別？經過初步研究，於民國五十三年發表「臺灣之梅雨期」一文（戚，1964），要點如下：臺灣確有梅雨，但逐年變差較江南為大。以綜觀形勢言，倘停留在長江中下游之梅雨鋒較為平直，鋒面波之波幅較小，連續孳生之初生氣旋迅速東移。這種情況，長江中下游雖淫雨連綿，但臺灣則為持久性晴暖天氣。另一方面，設若梅雨鋒波動較劇烈，鋒面波接二連三從長江流域推過臺灣，造成臺灣之梅雨期，時間上與江南相一致。

此後二十多年來已有許多學者研究臺灣之梅雨，成果堪稱豐碩。尤有甚者，臺灣地區因為有幾年梅雨成災，損失慘重，所以梅雨鋒豪雨的預報已經成為僅次於颱風豪雨的一個主題。本文乃就臺灣及大陸上有關研究摘其精華，加以整理，作為預報梅雨鋒豪雨的南針。

## 二、豪雨的定義和條件

想要預報梅雨鋒豪雨，先要對豪雨的定義有一個觀念，按照中央氣象局現時的定義是：

- 大雨——每小時雨量超過15公厘之連續大雨，日雨量超過50公厘，可能導致災害者。

- 豪雨——每小時雨量超過15公厘之連續大雨，日雨量超過130公厘，可能導致災害者。

顯而易見，同樣一段時間，下等量的雨，對不同地理環境（例如：窪地、丘陵、平原、向風坡、背風坡等）及不同對象（例如：水稻、菜圃、菓園、養殖池、公路、堤防等）所造成之災情大不相同。吳宗堯、陳泰然（1983）曾就水稻受災之豪雨加以研究，認為三小時雨量超過20公厘，或六小時雨量超過30公厘，或日雨量超過100公厘可以作為水稻蒙受災害之豪雨標準。話雖如此，農民所報或政府調查之災情由於人為因素參雜其間，未必可靠。

降水之定量預報，目前尚未達到差強人意之水準，可見豪雨之定義對氣候統計或事後分析研究雖屬重要，但對預報人員似毋需設定嚴格之標準，可以採取從寬之觀念。況且研究人員所謂「大雨」、「豪雨」及「暴雨」之設限也不一致，所以以下稱謂並無嚴格標準，除非另有說明。

預報人員估計未來某段時間內可能降落之最大雨量，除應參考臺灣地區以往之豪雨記錄外，全球及中國地區之雨量極值也很有用處。時間越短，單位時間內極值越大。中國地區五分鐘內最大雨量曾超過50公厘，一小時超過200公厘，六小時可達800公厘以上，二十四小時超過1600公厘。

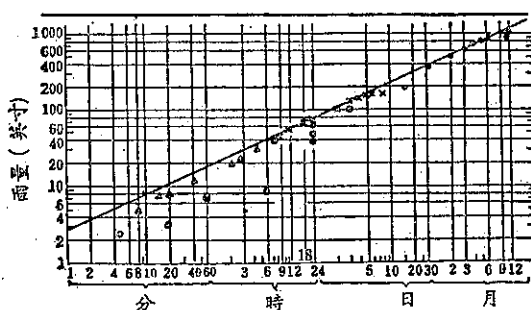
倘以R為雨量（吋），D為降水持續時間（小時），則全球暴雨極值和中國暴雨極值如圖一所示。圖中之直線滿足 $R = 16.6D^{0.475}$ 之條件，預報人員預測極大暴雨時可以參攷。（陶，1980）

導致豪雨的基本條件只有兩個：一為旺盛的上升氣流，一為源源不斷的水汽供應。然而達成這兩個條件的因素却非常複雜，正好像玩吃角子老虎一樣，必須都轉在一條線上，硬幣才會大量落下。這些因素包括：合適的大尺度環流，有利的綜觀尺度系統，孕育（或誘導）中小尺度系統（MCC），熱力性對流系統（MCS），低空噴射氣流，以及地形性抬高和輻合等等。局部性豪雨以中小尺度系

\* 收稿日期：76年1月21日 送審日期：76年1月22日

1. 中央氣象局顧問、淡江大學兼任教授。





圖一 世界暴雨極值與中國暴雨極值  
Fig 1. The world rainfall extremes and China rainfall extremes

● 乞拉朋吉 × 留尼旺島 ▲ 溫帶  
△ 亞熱帶 ○ 中國

圖中直線滿足  $R = 16.6D^{0.475}$

R 雨量 (吋), D 降水持續時間 (小時)

統較為重要，配合的綜觀尺度系統包括：鋒（梅雨鋒）、溫帶氣旋和熱帶氣旋（颱風）三種，中小尺度系統主要是指直徑從 250 公里至 2500 公里的 Meso  $\alpha$  小擾動。熱力性對流系統涉及雷雨胞及其強度之日變化，大氣層要不穩定才會產生旺盛的上升氣流，原因包括動力性和熱力性兩方面，前者不僅為地形性的抬高和輻合，還包括乾冷空氣的插入。低空噴射氣流近世之所以受到重視，以其兼具暴雨之兩項基本條件。在它的前方，氣流輻散，後方則輻合，所以在垂直方向能導發次生環流，更具充份輸送水份之功能。

以下從臺灣梅雨期、梅雨鋒再說到專家們研究所揭示的各種判據及條件。

### 三、臺灣的梅雨期及其雨量

梅雨鋒豪雨發生在臺灣的梅雨期（大約在每年五月中旬至六月中旬），亦即氣候上雨量最多時期（颱風雨除外），大多受梅雨鋒之影響。由於大氣環流逐年都有變差，所以梅雨期也大有出入。另一方面，臺灣梅雨期比長江中下游為不穩定，所以預報也更困難。

(一) 入梅及出梅日期

陳正政 (1980) 曾以下列標準統計 1968—1977 年臺灣北部之梅雨期：

1. 入梅日期——五、六月內滿足下列兩條件之一的梅雨個案第一天作為入梅日期：

(1) 臺灣受鋒面影響（地面鋒沿  $120^\circ\text{E}$  在  $20^\circ\text{N}$ ）

北部位於鋒前 400 公里至鋒後 400 公里，南部在鋒前 500 公里至鋒後 300 公里。

(2) 滿足條件 (1) 的鋒面系統必須徘徊在臺灣及其鄰近，使北部至少出現四天連續降雨（日雨量 0.1 公厘以上），而且此四天之平均日量須達 8.6 公厘（北部 5、6 月平均日雨量）以上。

2. 出梅日期——5、6 月內滿足上述兩條件最後一個梅雨個案的次日為出梅日期。

由此獲得 1968—1977 年內，入梅最早為 5 月 7 日，最晚為 6 月 1 日，相差達 25 天。出梅最早為 6 月 12 日，最晚為 6 月 28 日，相差 16 天。絕對梅雨期（入梅到出梅前一天）最長為 52 天，最短為 11 天，平均每年 35 天，見表一。

表一 臺灣北部地區梅雨期之特性 (1968—1977)  
Table 1. The characteristics of Mei-Yu season in northern portion of Taiwan

年代	入 梅	出 梅	梅雨期	雨日	不下雨數	梅雨個案	雨 量 (mm)
1968	5 月18日	6 月28日	41	32	9	5	722.5
1969	5 月16日	6 月24日	39	28	11	3	458.6
1970	5 月 7 日	6 月28日	52	41	11	7	509.4
1971	6 月 1 日	6 月12日	11	10	1	1	116.4
1972	5 月 9 日	6 月19日	41	29	12	6	514.7
1973	5 月 9 日	6 月17日	39	30	9	5	428.1
1974	5 月24日	6 月26日	33	24	9	4	683.9
1975	5 月16日	6 月20日	35	32	3	5	656.3
1976	5 月26日	6 月15日	20	16	4	3	334.1
1977	5 月15日	6 月22日	38	29	10	6	653.0
平	均		35	27	8	4.5	508

另據徐、紀 (1974) 之研究，臺灣之梅雨期如以雨日為準，約自每年 5 月 11 日起至 6 月 17 日止，共 38 天。如以雨量為準，約自 5 月 21 日至 6 月 20 日，共 31 天。其中以雨日劃分較為合適。

入梅大多在 5/11—5/20，機率占 40.3%；出梅大多在 6/15—6/19，機率為 25.9%。典型梅雨期為 25 天，長達一個月以上者占 31.2%。

以上兩種標準所得之結果相當接近。凡入梅較早，梅雨期持續較久；開始遲則歷時較短。據徐、紀之研究，二月份高空主距平中心如在該月平均位置之後方，則預期該年入梅較晚，雨期短而雨量少。

1200 + 200 + 300

(二)臺灣梅雨期之雨量

根據吳、陳 (1983) 之研究，臺灣梅雨期之雨量如下：

1.時雨量——頻率分配近似包桑 (Poisson) 型，平均時雨量為 2.7-4.6 公厘，標準差自南向北增大，散度則自北向南增加，出現時雨量達16公厘之機率為 0.5-4.1%，自東北向西南遞增。

2.日雨量——頻率分配亦近似包桑型，平均日雨量除阿里山為25公厘外，其餘均落在 10-20 公厘之間，標準差亦自南向北擴大，日雨量大於 100 公厘之機率僅 0.2-4.8%，自東北向西南遞增，但最大中心移向山區。

陳正改 (1980) 統計1968—1977年內歷次梅雨鋒影響臺灣地區之時間，以及北部測站之平均總雨量如表二。表內可以看出此10年內總共有45次梅雨鋒影響臺灣地區，平均每年梅雨期內大約有 4.5 次，梅雨鋒在臺灣及其鄰近停留時間之久暫不一，最久可達13天，最短為 4 天，其中以 4 天之次數最多

表二 梅雨鋒影響臺灣地區之時間及北部測站平均總雨量 (1968—1977)

Table 2. Duration of influence by Mei-yu front over Taiwan and its mean rainfall of Northern stations (1968-1977)

年	月	日	持續天數	總雨量 (公厘)
1968	5	18-22	5	176.8
		24-28	5	78.7
		31-6:3	4	156.1
		6: 9-14	6	166.3
1969	5	17-27	12	150.3
		16-24	9	92.2
		31-6:12	13	115.5
		6:16-23	8	205.7
1970	5	7-14	8	100.8
		19-23	5	39.3
		28-31	4	66.1
		4- 6	4	2.1
		9-17	9	133.4
		19-22	4	43.4
		24-27	4	71.6

年	月	日	持續天數	總雨量 (公厘)
1971	6	1-11	11	116.4
1972	6	9-12	4	55.7
		13-16	4	63.7
		20-23	4	126.4
		24-27	4	61.2
1973	6	4- 7	4	100.5
		15-18	4	43.3
		9-14	5	60.8
		17-24	8	136.5
		27-6:4	9	87.9
		6: 5-10	6	83.5
1974	6	12-16	5	59.1
		24-28	5	46.7
		29-6:8	11	190.7
		6:12-15	4	15.0
1975	6	22-25	4	276.0
		16-20	5	108.0
		21-27	7	127.8
		28-31	4	71.4
1976	6	5-15	11	295.7
		16-19	4	36.3
		26-31	6	166.6
		1- 6	6	25.0
1977	6	9-14	6	132.1
		15-19	5	107.6
		20-23	4	56.2
		28-31	4	82.4
		1- 4	4	160.6
		5- 8	4	140.2
	6	18-21	4	67.1

，共40次（與所下定義有關）。在梅雨期內，有時會有兩個以上梅雨鋒接踵而至，乃使臺灣北部連續陰雨之天數相對增加，平均為8.5天，最久達17天。

歷次梅雨鋒在臺灣降落之雨量相差懸殊。每一梅雨期臺灣北部平均雨量為 508 公厘，占北部地區年雨量約四分之一。每年梅雨期內平均有27天下雨

700 + 150 + 160

，降水強度為每天19公厘，最大為 131.2 公厘，表三為梅雨系統降水特性之綱要。

#### 四、梅雨期的大尺度環流

東亞的梅雨期，從大尺度環流來看，具有一定的形態，茲扼要說明如下：（陶，1980）

（一）高緯度（50-70°N）的對流層中，上部有阻塞高壓或穩定高壓脊，據其位置以兩類為主：（1）雙阻型，阻塞高壓一在烏拉山附近，另一在勒拿河、雅庫次克一帶，中間是低槽。分別在歐洲中部，貝加爾湖，以及勒拿河至雅庫次克。（2）單阻型，阻塞高壓位於貝加爾湖西北。

表三 臺灣地區梅雨期及其降水特性  
(1968—1977)

Table 3. Mei-yu period of Taiwan and its rainfall characteristics (1968-1977)

入 梅	最 早	1970年 5 月 7 日
	最 晚	1971年 6 月 1 日
出 梅	最 早	1971年 6 月 12 日
	最 晚	1968 1970年 6 月 28 日
梅 雨 期	最 長	52天 (1970年)
	最 短	11天 (1971年)
	平 均	35天 (5 月 17 日~6 月 20 日)
北部地區 連續下雨日數	最 長	17天 (1968年 5 月 18 日~ 6 月 3 日)
	平 均	8.5天
北部地區 連續不下雨日數	最 長	7 天 (1972年 5 月 28 日~ 6 月 3 日)
	平 均	3.5天
日降水強度	最 大	131.2 公厘 (1974年 6 月 23 日)
	平 均	19公厘

（二）中緯度（35-45°N）西風帶環流較平直，短波槽脊活動頻繁，引導冷空氣入侵，主要路徑有二：（1）沿新疆、甘肅至河套，由西路南下。（2）從貝加爾湖由北路南下。（見圖二）

（三）梅雨開始時原先位於130°E的大槽後退至大陸上，東北地區常有穩定的切斷低壓。

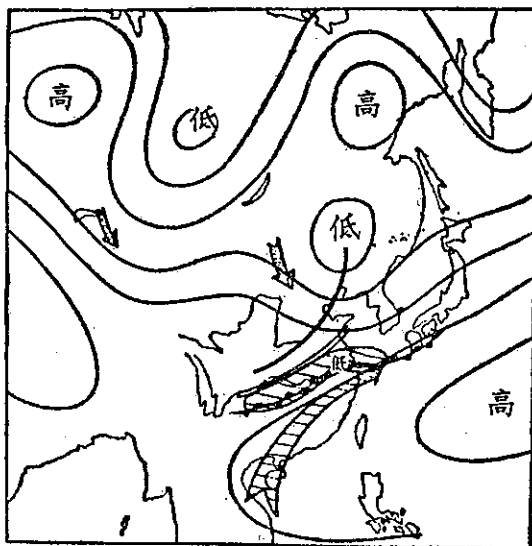
（四）對流層上部的 200mb 面上有暖性高壓自高

原東部移出，停留在江淮一帶。對流層中部，500mb 面上太平洋高壓西伸北跳，脊線在20-22°N，西南側的Tm及E氣團進入長江流域。

（四）長江流域為冷暖氣團之交綫地帶，形成準滯留鋒（梅雨鋒）。高空之西北氣流與西南氣流匯合，噴射氣流因而加強，梅雨鋒暴雨見於它軸線的南方，副熱帶高壓脊線之北。

（五）另據李真光等（1981）之研究，認為華南前汛期（4—6月）暴雨係中高緯度的環流有利於冷空氣南下，而低緯度環流則有利於水汽向華南輸送；高層有利於疏散熱量，低層有利於不穩定能量匯合積聚，相互配合，才導致一次明顯的暴雨過程。據統計以歐亞兩脊一槽型的大尺度形勢為最多，暴雨過程與冷空氣南下有關者占92.5%，副熱帶高壓以位於西太平洋者居多，偶而也會有南海高壓。當副高脊伸入南海時，西側的西南氣流就能對華南不斷輸送水汽和不穩定能量。

他們認為：對暴雨來說，對流層上部的輻散形勢不僅是維持下層輻合的補償機制，而且還可以疏散對流凝結產生的潛熱，是維持氣柱穩定度的一種機制。



圖二 簡化之梅雨型地面天氣圖

Fig. 2 A scheme surface chart of mei-yu type,

斜線粗箭頭表示暖濕西南氣流，中間有點之雙線箭頭表示冷空氣輸入之方向。

## 五、梅雨鋒暴雨的綜觀尺度系統

大尺度系統只能代表梅雨期的環境大形勢。配合有利的綜觀尺度系統對於梅雨鋒經過期間能否發生豪雨更加重要，所以這一方面的研究也特別豐碩，以下摘錄一些結論和要點提供預報人員的參考。

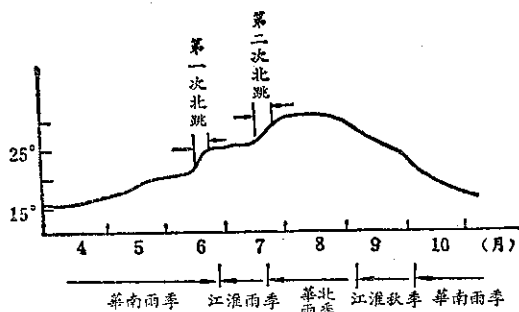
(一)根據陶詩言(1980)的研究，梅雨型的綜觀天氣形勢如下：

1.自巴爾喀什湖沿河西走廊和高原北部移入中國東部的短波槽，經河套後，使江淮流域的切變線增強，甚至有低渦生成，由此產生暴雨。

2.從西藏高原或其東側移出之氣旋性渦旋，一種是高空槽經過高原時切斷而成；另外一種是印度季風輻合線北移至高原上空所引起。此輻合線停在高原上空時，倘有高空槽自河西走廊東移，輻合線上即可形成低渦，沿江淮流域東移時，可引發梅雨鋒上的豪雨。

3.綜觀尺度的準滯留鋒或低層切變線，可以造成梅雨鋒上範圍較大的連續降水區。

4.從氣候學的觀點，春季低緯度的暖濕空氣開始活躍，雨帶移至南嶺附近 ( $25^{\circ}$ – $27^{\circ}$ N)，華南雨季開始。初夏(六月中旬至七月上旬)副熱帶高壓出現第一次北跳，脊線位於  $20^{\circ}$ – $25^{\circ}$ N，雨帶移至江淮流域，此時長江流域梅雨開始。七月中旬，副熱帶高壓出現第二次北跳，脊線在  $30^{\circ}$ N 附近，長江流域梅雨期結束，雨帶中心移至黃河流域以北(圖三)。中間有四段相當穩定的時期：(1)第一穩定



圖三 副熱帶高壓脊線平均位置和東部雨帶位置的關係

Fig. 3 The relationship between the mean location of ridge line of subtropical high and the rain belt of East China. (第一次北跳梅雨開始，第二次北跳梅雨結束。)

期在四月；(2)第二穩定期從四月底至六月中旬末，副高脊線在  $18^{\circ}$ – $20^{\circ}$ N 間稍有擺動，此時為江南之雨季；(3)第三穩定期自四月底至六月中旬末，副高脊線在  $24^{\circ}$ – $26^{\circ}$ N，此為長江中下游之梅雨季。(4)第四穩定期在七月中旬至七月底，副高脊線約在  $28^{\circ}$ – $30^{\circ}$ N，此時為黃淮雨季。(林春育等1980)

(二)梁瑞禎、馬汝安(1986)利用經驗正交函數分析臺灣地區之梅雨異常型式，取 850及500mb高度場空間分佈結構，針對乾梅、常梅和空梅三種情況，結論中指出：

1.濕梅之主要綜觀型態為：在 850mb 面上，山東、韓國、黃海、江蘇、河北、山西、遼寧、安東(我國東北)有正距平，負距平則在蒙古東北部及興安省一帶。500mb 面上，韓國、渤海、熱河、河北、山東一帶為正距平，負距平區不明顯。次要綜觀型態則為：850mb 面上，青藏高原北部及印緬一帶為正距平，負距平在興安嶺區。500mb 面上，興安嶺及巴勒克什湖以東為正距平，琉球及臺灣地區為負距平。

2.常梅(正常梅雨)之主要綜觀型態為：850mb 面上，臺灣、蒙古東北部及綏遠、青海西部及雲南北部均為正距平。500mb 面上，韓國、黃海、山東一帶為正距平，蒙古北部、西藏西部及印度為負距平，次要綜觀型態則為：850mb 面上，新疆東部及臺灣海峽、東海及琉球為正距平，韓國、黃海一帶為負距平。500mb 面上，正距平位於嫩江、黑龍江及綏遠，負距平在青藏高原西南及新疆、青海一帶。

3.乾梅之主要綜觀型態為：850mb 面上，蒙古為強正距平，臺灣為微弱正距平，韓國、東海、華南、兩廣、越南等均為微弱負距平。500mb 面上，黑龍江為強正距平，不丹有正距平，蒙古西北為負距平。次要綜觀型態為：850mb 面上，寧夏及新疆東部有強正距平，巴勒克什湖東北及松江、嫩江、黑龍江一帶為正距平，臺灣地區亦為正距平。500mb 面上，巴勒克什湖有強正距平，韓國、東海之間及東沙、四川、印度等均為正距平。

(三)陶詩言等(1982)分析1951—1974年之24年夏季(6、7、8月)長江流域月平均雨量按大小排列，取最少為旱月，最多為澇月，繪出各該月之500mb 平均高度及距平，所獲結果更為簡明：

1.多雨月之 500mb 顯示典型之梅雨型環流，

即歐亞地區之中、高緯度經向環流盛行，正負距平相間出現，平均槽脊增強，位置稍偏東，歐亞地區呈兩脊一槽型。

2. 用地轉風關係算出的沿  $110-120^{\circ}\text{E}$  範圍內平均風速剖面線看出：多雨月西風急流分南北兩支，分別位於  $35^{\circ}$  及  $65^{\circ}\text{N}$  附近。近北極的大低壓區較強，中心偏向新地島，使北來冷空氣沿巴勒克什湖低槽南下影響長江流域。

3. 多雨月西太平洋副熱帶高壓位置偏南，六月高壓脊的西端伸至華南上空，脊線一般在  $20^{\circ}$  附近，西南風帶來暖濕氣流，與北來冷空氣在長江一帶相會，形成降水天氣。

因王時鼎等 (1985) 研究五、六月間臺灣地區暴雨之環境條件也指出：

1. 五、六月間梅雨鋒暴雨的氣壓系統只有兩類：一為不穩定波的鋒面過境；另一為伴有橫槽的長江波過境或華南波發展。如以流域分，一為鋒後北來風，一為鋒後東來風，但二者鋒前均為來自南海之暖濕西南氣流。

2. 梅雨鋒經過臺灣時之暴雨與  $850\text{mb}$  槽線之配置有關，後者須呈東西方向且須橫過臺灣中部，或在北方近海南下。倘槽前西南風在  $20\text{哩/時}$  以上，大多能下暴雨。

3. 初夏臺灣暴雨大多發生在地面至  $500\text{mb}$  鋒面傾斜變急之時機，表示垂直運動增強。華南地區  $700\text{mb}$  面上出現小槽亦有助於臺灣之豪雨。

因陳景森 (1986) 比較 1981 年 5 月 28 日、1983 年 5 月 31 日及 1984 年 6 月 3 日三次北部豪雨的氣象要素分佈後，發現具有下列共同性質：

1. 風場——臺灣西部及西北方的對流層下部都有每秒  $15$  公尺以上的強風，且有合流現象；臺灣北部及中部的對流層上部則高空氣流有分流現象。

2. 平流——對流層下部 ( $850\text{mb}$ ) 的風場和溫度場相配合，使北部發生強烈暖平流，大氣之不穩定度因而加強。

3. 溫度場——分析  $850\text{mb}$  面上  $T-T_d < 3^{\circ}\text{C}$  的等值線及風場，發現北部地區低層水汽平流相當顯著。

因根據李真光等 (1981) 的研究，華南前汛期的主要暴雨，尤其是大暴雨和特大暴雨，基本上並非鋒面降水，而是暖區降水。最有利於產生暴雨是在鋒前低空急流的左側，此處相對濕度大於  $90\%$  的

高度常可達  $500\text{mb}$ ，氣柱位勢不穩定值達於最大，從多年資料分析，大約有  $75-80\%$  的暴雨和低空急流有關，相配合的低空急流有  $75\%$  在暴雨的前一天出現， $20\%$  同時出現，沒有急流出現的只占  $5\%$ 。(本研究因未分列中間尺度，故將低空急流列入綜觀尺度，彼等稱為「天氣尺度」)

他們認為對流層下部的綜觀尺度和中間尺度幅合形勢，主要是在低空急流北側的切變線和低渦，有時和南支槽前的正渦度平流相合，但多數與地面鋒相配合。

此外，像廖、徐兩氏 (1978) 從國外研究中指出：阿留申羣島之氣壓變化對預測東亞地區梅雨之開始甚有助益，利用  $500\text{mb}$  五日平均圖發現在 20 天以前，當白令海波脊逐漸發展北移，正距平到達鄂霍次克海時，梅雨期即開始。 $60^{\circ}\text{N}$  附近原先滯留在西伯利亞西部及鄂霍次克海的波脊，一旦向東抵達貝加爾湖，日本附近的波槽同時東移，該處  $500\text{mb}$  高度激升，梅雨即告終止。

作者 (1964) 亦發現在臺灣梅雨期，北太平洋副熱帶高壓的軸線呈東北～西南，環流指數偏低，梅雨鋒從長江流域折向東南，至近海再折回東北至日本，中間有淺高壓，得以源源供應冷空氣。

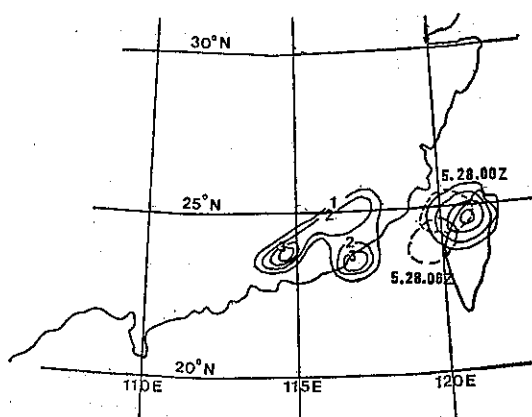
## 六、梅雨暴雨的中間尺度系統

中間尺度 (intermediate scale) ( $500-1000$  公里) 的天氣系統介乎綜觀尺度 ( $1000-3000$  公里) 與中尺度 ( $100-200$  公里) 之間 (丘、廖, 1984, 陶 1980)，關係梅雨鋒上的豪雨極為重要，包括：臺灣低壓、切變線、西南渦、及低空噴射氣流等。茲分別介紹專家們研究成果如下：

### (一) 臺灣低壓

臺灣附近中間尺度低壓與鄰近各地之降水量有顯著之相關，在臺灣西側成正比，東側則呈反比。此種低壓主要誕生在有氣旋形曲率的海岸附近，生命期平均約  $12$  小時，梅雨後期較持久，與地形有密切之關聯，且能加強風場，引發豪雨 (陳正改, 1980)。

中間尺度低壓之誕生，最初大多在梅雨鋒前方約  $100-200$  公里處。初期有疏散之小塊對流雲。俟發展成熟時，雲系已有組織，而且集中在低壓的東方，此時常有大雨或豪雨。低壓之位置及路徑與最大降雨中心相配合，雷雨胞間的下衝氣流及其與梅雨



圖四 1981年5月28日00Z—29日00Z 臺灣附近中間尺度低壓位置（虛線）及等雨量線（實線，2為20公厘，餘類推）

Fig. 4 The intermediate scale low near Taiwan during 00Z 28 May-00Z 29 May. (Solid lines shows isopluvial in 10mm)

鋒的交互作用當為此種小型低壓發展和維持的重要因素，圖四為1981年5月28日臺灣附近之中間尺度低壓及其鄰近之降水集中區（丘、洪、廖1982）。

#### (二)切變線

入梅後，西太平洋高壓脊線穩定在 $20^{\circ}$ — $22^{\circ}$ N，北方有一高空風切變線，以700 mb高度最為明顯，介於東北或西北風與西南風之間。五公里以上漸轉為西北與西南風之切變，江淮流域在梅雨季出現最多，梅雨期暴雨大多在其附近，線上每次波動伴隨一強烈之雨區。

長江流域的切變線暴雨可以劃分為三類：（陶，1980）

1.西北冷槽類——高空冷槽自西北移入河套前，長江以南已有切變線。當低槽移來，切變線北部小高壓入海，原先在長江的切變線北移，與高空槽形成三合點，暴雨即在該處發生。倘此地出現氣旋性渦旋，雨勢將更大。

2.太平洋高壓脊在 $20^{\circ}$ — $25^{\circ}$ N，河套東部有西風帶小高壓，中間有切變線，南側可有暴雨。

3.江淮流域切變線除由較大尺度系統蛻變而來外，如受中間尺度擾動之影響，也能使切變線加強、再生或新生，此時常能帶來一次暴雨。

高空氣流受西藏高原的影響，對流層中、下部形成的風切線，與梅雨型的關係很密切。此風切線

為西南季風與極地西風脊高壓胞東風相輻合，有很大的渦度和顯著的溫度梯度（王崇岳，1978）。

#### (三)西南渦

根據陶詩言（1980）的研究，此種低渦大多自西藏高原東側移入西南山地，以850及700 mb面上最為明晰，時或伸展至500 mb以上。西南渦在四川可引起廣泛之暴雨，出川後沿途帶來暴雨。

梅雨期內影響長江中下游及臺灣的西南渦，它的形成過程大致為：

1.西風槽東移至河套西部時，倘西南渦在其南方，與高空槽重疊在一條線上，形成北槽南渦的形勢，低渦當發展或新生，並隨低槽之東移而沿切變線移出，低渦南側或東南側之暴雨區隨低渦之增強而雨勢更大。由於低渦之東移，雨區亦可影響長江中下游及臺灣地區。

2.在西南低渦的倒槽內，由於高空小槽經過，槽前新生的低渦也能帶來暴雨。

#### (四)低層噴射氣流

近世氣象學者越來越認為局部性豪雨與低層噴射氣流的關係最為密切，以其不僅能源源輸入大量水汽，而且具有氣流輻合上升，造成對流性不穩定的功能，雷雨胞大多因而產生。下面首先作綜合性說明，餘者在臺灣暴雨個例分析中再予剖述。

1.梅雨季節，副熱帶高壓的西北側和切變線以南，對流層中下部常有一股穩定的西南氣流，風速在離地2—3公里處最大，一般在每秒10公尺以上，時強時弱，此即西南低空噴射氣流或低空急流（low level jet, 簡稱LLJ）。梅雨鋒上有暴雨出現時常伴有LLJ的一次顯著增強。此時風速可超過每秒20公尺，集中在一狹窄帶，水平及垂直風切都很強，暴雨區在其北側約100、200公里處，急流軸之北側強烈氣旋形切變和正渦度增強，使暴雨區和下風區之間有強烈的水平向輻合，無論水汽、能量、動量都向暴雨區集中，勢必使雨更大。相反來說，暴雨釋出的潛熱和不穩定能量，對LLJ的生成，維持和發展都有很大的貢獻。

2.低空急流具有很强的超地轉風特性，實際風速大多超過地轉風20%以上，而在最大風速區則經常超過一倍以上。此種特性與暴雨的發生關係非常密切，亦即暴雨大都發生在超地轉風最顯著之時機，一旦降至次地轉風時，暴雨即告停止，此時LLJ亦減弱，甚至消失。

3. LLJ 另一特性為具有明顯之日變化。低層風速通常在日落時開始增大，凌晨日出前最大。此時風的垂直切變也最強，急流的結構最明顯，地轉風偏差達於最大。午後，風速減弱。當結構不明顯時，風速大致和地轉風相等。

4. LLJ 常有中尺度擾動發生，並且沿軸線傳播，軸線下面近地面層大多有風切線沿軸線移動。此種擾動雖甚淺薄，却很明顯，對暴雨的是否發生為重要關鍵。

5. LLJ 內有很強的輻合上升區，在低層，氣旋性切變強，大量水汽仰賴 LLJ 向上和向北輸送，到達一定地點聚集，因而導致豪雨。有時西南低空急流的強度和位置可以作為暖濕空氣向北輸送和集中的一個指標。另以1000—500 mb之24小時厚度變化示表高空槽的移動情形，藉二者之相互關係及配置，即可預測某一特定地區是否會發生豪雨。

6. 更加進步的方法是採用有利於暴雨發生的若干物理量（例如代表位勢不穩定的 $\Delta\theta_s$ 。線，代表水汽含量的露點 Td 或比濕 q 線，表示垂直抬升的鋒面、切變線、急流軸等）的配置繪成綜合圖，以研判發生暴雨最有利的地區，其間尤以 LLJ 軸的位置，指向及移動為重要（陶，1980）。

## 七、梅雨鋒上的中尺度系統

小範圍的暴雨區主要為梅雨鋒上的中間尺度和中尺度系統所造成。想要產生大暴雨，必須使線觀尺度或中間尺度低壓附近出現一些特別有利的環境條件，觸發這種中尺度系統接二連三地生成，通過特定地區，這樣才能產生局部性的特大豪雨區。

近年來這種「中尺度」（指 meso  $\alpha$  scale）擾動日漸被重視，Maddox (1980) 稱之為「中尺度對流複合體」（簡稱 MCC），大小超過雷雨胞兩個量級，維持的時間亦較久。下面將它的特性簡單說明：

### (一) 定義

美國學者對 MCC 所下的定義如下：

1. 大小：(A) IR 溫度  $\leq -32^\circ\text{C}$  的連續雲區必須  $\geq 100,000$  平方公里。  
(B) 內部冷雲  $\leq -52^\circ\text{C}$  區域必須  $\geq 50,000$  平方公里。
2. 開始：滿足(A)、(B)條件時。
3. 持續：滿足(A)、(B)條件的時間  $\geq 6$  小時。
4. 最大範圍： $\leq -32^\circ\text{C}$  雲區範圍達最大。

5. 形狀：最大範圍的短軸和長軸比  $\geq 0.7$ 。

6. 結束：(A)、(B)條件不再滿足時。

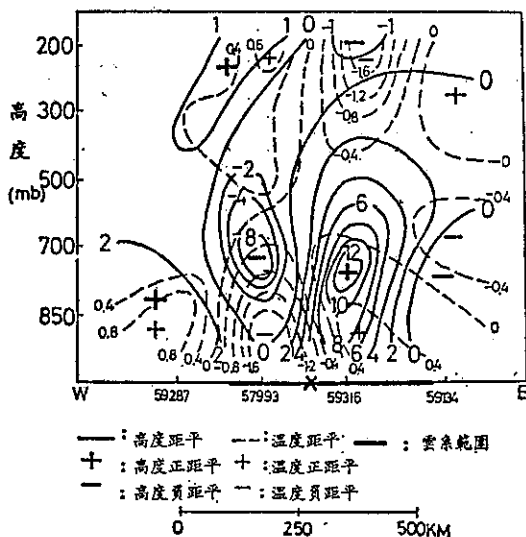
### (二) 發生及發展：

MCC發生在強烈暖平流區，而且還在偏南LLJ的頂端，大多在午夜後發展至範圍最大，一直延續到清晨。最初僅為小對流胞，隨後的發展要看對流胞的相互作用，以及對流胞和鋒面的交互作用。

### (三) 結構：

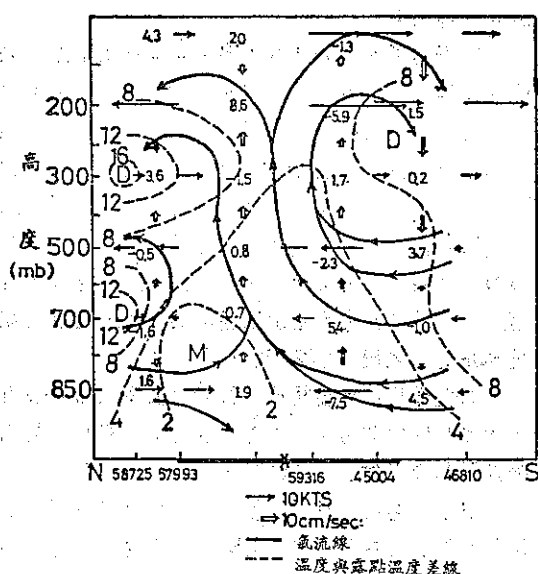
梅雨鋒上的中尺度系統可以分為移動性和滯留性兩種。當一個中尺度系統經過某地時，無論從氣壓、渦度抑或輻合場都可以看得出來。一般來說， $0.5 \times 10^{-4}$ /秒的輻合區位於中尺度低壓的西邊或後方，輻合區和氣壓距平的波長為 150 公里。對流層上部和下部各有中尺度高壓，中部則有中尺度低壓，中心的東方為高度正距平，西方為負距平，表示對流層下部有偏南風入侵，對流層上部有一槽線，前方為輻散區，後方為輻合區。

MCC 的溫度結構顯示：對流層的上部和下部為冷心，中部則為暖心，低層的溫度為負距平，高層為正距平（見圖五）。



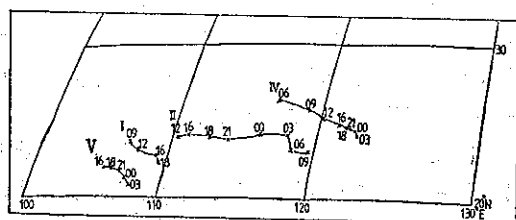
圖五 1981年5月27—28日華南地區一系列 MCC 中，個案 II 之經向高度及溫度剖面合成圖（丘、廖，1984）

Fig. 5 A composite diagram of longitudinal height and temperature profile of No. II in a series of MCC occurring over Southern China, 27-28 May, 1981.



圖六 1981年5月27—28日華南地區一系列MCC中，個案Ⅱ之緯向垂直剖面氣流圖(丘、廖，1984)。

Fig. 6 A vertical profile of zonal air current of No. II in a series of MCC occurring over Southern China, 27-28 May, 1981.



圖七 1981年5月27—28日華南地區一系列MCC中個體Ⅰ、Ⅱ、Ⅳ、Ⅴ之移動路徑圖。

Fig. 7 The track of No. I, II, IV, V in a series of MCC occurring over Southern China, 27-28 May, 1981.

根據個例分析垂直方向氣流活動，發現最大上升軸向北傾，最大升速在對流層的中部。中心以南，下層氣流向北向上。中心以北則向南向下，上層氣流有明顯的輻散現象。

#### (四)移動方向及速度：

以1981年5月27—28日發生在華南地區的一系列MCC來說，它的個體移動方向及速度大致與500 mb和200 mb之平均氣流相一致，即移向東南為主，移速約10—15浬/時，見圖七。有時為近似向

東(丘、廖，1982)。

#### (四)周期：

從中尺度雷達回波帶經過測站的時間可以估計MCC的周期。據統計一般周期為2—3小時，相連每小時60公里，波長以150公里為主(陶，1980)。

#### (四)雨帶：

中尺度雨帶主要發生在中尺度低壓的東南象限內，且與濕舌一致，LLJ為促成MCC豪雨主要因素之一，以其擾動容易發展，一旦華南雲系移至LLJ之上，只要地形有利，即可下大雷雨，雲貴及兩廣生成之MCC不到24小時即可影響到臺灣(徐等，1984)。

#### (四)氣候特徵：

陳泰然等(1986)曾利用1981—1983年五、六月梅雨期內GMS衛星雲圖資料，分析華南及西太平洋地區中尺度對流系統(MCS)之氣候特徵將MCS的生命史分為初生期、加強期、成熟期、減弱期及消散期五個階段，分別研究它的頻率日變化，海陸差異、地理分佈及移行路徑，結果發現：梅雨期內MCS的歷時與美國暖季內的MCC系統很接近，以五月論，Meso  $\alpha$  (200—2,000公里)平均約19小時，Meso  $\beta$  (20—200公里)平均約18小時，六月份則Meso  $\alpha$ 之生命平均可達25小時多，Meso  $\beta$ 則僅16小時多，二者相差甚大。MCS的生命期和它的水平尺度呈正相關，且隨季節之推進而增長，足見它是熱力推動的系統。在陸上，多走向東南，出海後轉向東或東北。陸上初生期以午後出現最頻。至於加強期和成熟期則不分海陸，都以清晨最多。

李真光等(1981)根據加密觀測資料分析，獲知每次暴雨都集中在幾個時段，由幾場降水所造成，每場降水大都從幾小時到十幾小時。暴雨過程的綜觀尺度雨區內含有幾個中尺度雨帶，暴雨中心由若干中尺度雨團造成，每次暴雨過程通常都有10個以上的中尺度雨團活動，雨團的水平尺度大多為數十公里，偶而可達100公里以上，生命史平均為5小時，強雨團可維持10小時以上。移動性雨團多受500或700mb氣流引導，自西向東，停滯性雨團多受地形影響，倘在某地經久停滯打轉，往往形成大暴雨。他們認為觸發前汛期暴雨的中尺度擾動主要有以下幾種：



### 1. 中尺度渦旋

常見的有中尺度低壓、小渦旋和輻合點。主要特點是有明顯的輻合中心，水平尺度約50公里，生命約數小時，移速較慢，且有不少屬滯留性系統，內有較強的輻合上升運動。

### 2. 中尺度輻合線

與暴雨關係最密切的是出現在地面或低層的行星邊界層輻合線，有利於水汽和熱量在低層集中。大多為西北—東北與西—西南氣流間的切變，呈東西走向，水平尺度約100公里，生命不過幾小時，通常從西北移向東南。

### 3. 中尺度擾動

在低空西南急流上，常有尺度400—600公里，時距12—24小時的強風速中心次第東傳，與一次次暴雨相配合。重力波是形成暴雨的一種重要觸發機制，李真光等發現有兩種低層重力波：一為自鋒面上激發，與鋒面暴雨團密切關聯；另一為低空西南急流上激發之重力波，在邊界層強輸送帶引起輻合上升，觸發強烈對流和暴雨的發生。

### 4. 中尺度反氣旋

包括：雷暴高壓、中尺度高壓（脊）、輻散點等，其特點為氣流輻散，一般尺度40—50公里，有的可達200公里，生命幾小時。與暴雨關係最密切為雷暴高壓，它的強烈輻散氣流有利於高壓前緣的輻合線加強。

彼等綜合華南地區暴雨的中系統觸發因素，主要有：(1)鋒面抬升，(2)低空急流輻合上升，(3)露點鋒抬升，(4)地形抬升和輻合上升，(5)海風鋒抬升，(6)重力波抬升，(7)熱力上升，(8)行星邊界層淺薄冷空氣的觸發。當然，這些還要配合有利的大尺度條件。

## 八、水汽的輻合及輸送

暴雨的發生和持續必須要有源源不斷的大量水汽輸送，上面業經指出：低空噴射氣流實為主要途徑。地區性的暴雨首先要探討水汽的來源，而後再計算其水汽收支，從個案中加以研究，則對預報暴雨自有莫大之助益。

廖學鎰、洪世家（1986）曾據1980年至1983年中國主要水災調查，計算其水汽收支，從暴雨發生的結構，劃分為：中尺度對流系統、中尺度擾動產生之暴雨，以及長期性連綿陰雨三種，各擇一例在

結論中指出：

(一)華南對流性暴雨產生時，通常有太平洋副熱帶高壓發展並西進，東北至華南則有波槽發展。此種東高西低之天氣圖形態導致南海及印度洋上暖濕氣流北上，在華南輻合，有助於中尺度對流系統的發展，由此產生暴雨。自水汽收支看，水汽輻合區即為暴雨初生地區，由於此輻合區大都向東北緩慢移動，故在雨勢最強時，雨區位於水汽輻合區的西南方，亦即向東北輸送最旺盛區域。水汽向東北輸送轉弱時，暴雨亦逐漸停止。

(二)對華南中尺度擾動所引起的暴雨來說，暴雨區大都在它的前方，水汽主要來自印度洋，和對流系統引起暴雨的水汽來源不一樣。

(三)分析連綿大雨顯示：當四月份西藏高壓開始發展，華南及蒙古各有一高壓近似滯留，中間的輻合區形成一滯留鋒，鋒面上產生的中尺度低壓大多能引起長期性降水，由此發生水災，此種大雨區和水汽的輻合區相配合，輻合區一旦消失，大雨也會停止。

## 九、地形對暴雨的功能

具備了以上提示各種尺度環流的有利形勢，而且又有水汽來源後，雖然可以產生大小範圍不同的暴雨，但地形因素却是最重要的一個決定性條件，綜合專家們的研究，其功能如下：

(一)氣流過山，高層不穩定雲層內的降水，對低層均勻降水具有「種雲」功能，促使雨滴迅速成長，對流雲發展而有冰晶者更為顯著。

(二)地形的抬升，能使雨下得更大，並且釋放出潛在性不穩度，喇叭口地形更加有效。

(三)由於地形阻擋以及摩擦不等的差異平流，加深大氣的不穩定；海陸風效應有時也重要。

(四)從丘陵、山嶺、山脈的海拔和位向，及其與盛行暖濕氣流（或擾動）的交角，可以決定輻合和抬升的程度，對雨量分佈作重大的修正。（曲，1984）（李真光等，1981）。

## 十、臺灣梅雨鋒暴雨的個案分析

臺灣近年來最顯著的梅雨鋒暴雨並且造成相當嚴重災情者計有三次，即1981年5月27—28日，1984年6月3日及6月10日，其中尤以「六三水災」最為有名，先後已有專家多人作個案分析，下面

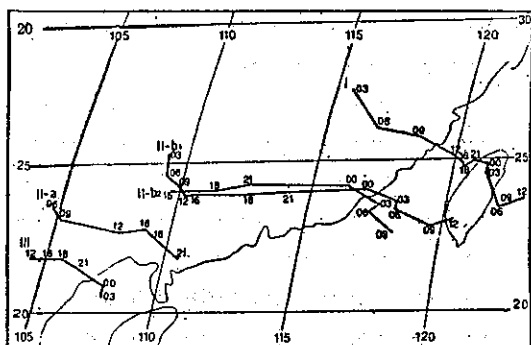
就彼等研究報告之結論摘要介紹：

(一)1981年5月27—28日

1.此次豪雨使桃園及新竹地區產生嚴重之水災。曲克恭(1984)認為：山區雨量反而不及平地之多，似可推斷環流因素重於地形因素。地面鋒正好移入因海陸摩擦效應不同而引起的氣流輻合區，加之梅雨鋒產生波型擾動，才觸發該次豪雨。

2.紀水上，陳泰然(1984)對此次豪雨之分析最為詳細，彼等獲知該次豪雨係因華南地區有三個中尺度對流系統都伴有低空波型低壓和鋒面雲系，並且還和中南半島的對流雲及鋒面雲系發生交互作用。從地面到700mb的低層鋒面和低壓擾動輻合，850及700mb都是暖平流，500mb短波槽逼近，再配合對流層上部(300—200mb)的速度輻散和分流，產生較大尺度的動力舉升，實為5月28日桃竹地區生成和發展中尺度系統的基本原因。

這些對流中心的移動軌跡見圖八，降雨中心的移速和方向都和MCC雲系中心的移動有關，平均移速為每小時37.2公里，降雨中心的移速則為每小時29.1公里，至於雨量的多少則與各該雲系的生命階段有關，發展中的雲系可降大雨，消散中則降小雨或無雨。



圖八 1981年5月27—28日引發桃竹地區豪雨之華南三個中尺度系統的對流中心移動軌跡

Fig 8 The tracks of center of MCC convective systems over South China during the period of 27-28 May, 1981

紀、陳兩氏認為：臺灣地區5月28日之降雨中心大約在雲系中心的西方20公里的迎風面，而低壓中心則在它的西邊，足見地面低壓的位置並非決定

降水分佈的關鍵，而輻合作用對維持對流十分重要，海峽內的波型低壓使西南風增強，所以海陸摩擦差異形成的局部輻合也是北部降水增強的主因之一。

3.另據丘合光(1982)之研究，發現該次豪雨範圍小而時間短，純屬局部性，由Meso- $\alpha$ 尺度之低壓造成。最初鋒前100—200公里有小塊對流雲，隨後擴大並集中在低壓東部，自此降下大雨。雷雨胞前方之下衝氣流與後方鋒系之交互作用實為系統發展之主要原因，此種小型低壓之垂直軸心向東傾斜，前方較冷而後方較暖，對流層之中部及上部有明顯的隨各該層的平均氣流東移。當對流層上部之輻散場減弱或消失時，MCC亦隨之消失。引起桃竹地區豪雨的中尺度系統源出於MCCI，並沿其西緣在新竹近海擴展之對流胞移入，二者相互作用乃造成更劇烈之降水。

2.另據丘合光等(1982)之研究，認為該次豪雨範圍小而時間短，純屬局部性，由Meso- $\alpha$ 尺度之低壓造成。最初鋒前100—200公里有小塊對流雲，隨後擴大並集中在低壓東部，自此降下大雨。雷雨胞前方之下衝氣流與後方鋒系之交互作用實為系統發展之主要原因。此種小型低壓之垂直軸心向東傾斜，前方較冷而後方較暖，對流層之中部及上部有明顯的高溫區，低層擾動顯著，南方暖濕氣流與北方冷乾氣流之輻合，實為豪雨之主要原因。

4.張儀峰等(1982)發現：該次豪雨最大降水並不在低壓中心，而偏向鄰近之中尺度高壓。根據渦度及垂直速度的分析，豪雨主要因為冷鋒加速南下，鋒前有極不穩定的暖濕氣流，且有中尺度系統參與其間，亦即臺灣西部有一小脊，兩邊各有一個中尺度擾動，雨勢最大在脊線北部。臺灣北部為正渦度區，有利於氣流輻合上升，上升區落在氣壓場之後 $\pi/2$ 處，亦即輻散場與氣壓場有 $\frac{1}{4}$ 波長的相位差。

5.梁瑞禎等(1986)認為5月28日臺灣北部之豪雨乃因內重力波所激發，當時低層大氣穩定，水汽豐沛，梅雨鋒上產生的波由外界重力波傳至桃竹地區，使水汽迅速輻合並向上輸送，由於大量凝結釋出潛熱，更增加大氣的不穩定，局部雷暴的豪雨因而發生。

(二)1984年6月3日

1.該次梅雨鋒過境所引起之豪雨，使臺灣北部

地區發生慘重之水災，事後分析以吳宗堯，王時鼎 (1985) 最為詳盡，認為係因梅雨鋒移至臺灣北方海面，海峽北上之西南氣流強盛，以致鋒面南下轉緩，在海峽北部產生不穩定波，氣流輻合因而增強，再加上地形的影響才會有這次豪雨。臺灣北部猛烈之雷雨乃由於鋒面上衍生 Meso- $\beta$  波所致，全部生命只有十多小時。臺灣北部位於波動之暖區，西南氣流之東側有東北至西南走向之山脈，加強其輻合作用，所以大雷雨大部地區持續至八小時以上。

2. 梁瑞禎等 (1986) 則認為該次豪雨下層有豐盛之水汽輸入臺灣地區，離地 2 公里以下有顯著之低層噴射氣流，在大氣本身不穩定之情況下與高層的噴射氣流產生交互作用，才引起一系列的大雷暴。

3. 陳來發 (1986) 曾診斷分析臺灣北部之「六三」豪雨，結果顯示：當梅雨鋒出現在水汽豐富的大氣狀況時，近地面之水汽輻合實為發生豪雨之主因，正渦度平流向上增加，低層噴射氣流和中層有乾空氣也占重要地位，至於溫度平流和高層輻散等則並不顯著。

(三) 1984 年 6 月 10 日

1. 吳宗堯、王時鼎 (1986) 分析 6 月 10 日臺北午後暴雨，造成之因素如下：

(1) 鋒面到達臺北盆地受地形影響而滯留。

(2) 鋒面過境正好在午後，日射產生之對流增加雷陣雨之強度。

(3) 鋒前為高溫、高濕之西南氣流，接近飽和，因而鋒面過境時全區均有雷陣雨。

2. 梁瑞禎等 (1986) 認為：「6、10」豪雨為典型之鋒前不穩定所造成，850—800mb 之逆溫層扮演重要之角色。由於此逆溫層而使低層水汽不易消散，及至午後逆溫層逐漸消散，槽前上升氣流加上午後旺盛之對流，使雷暴迅速發展，形成臺北地區之豪雨。

(四) 其他

1. 俞川心等 (1982) 分析 1982 年 6 月 26 日至 7 月 5 日之連續雷陣雨，發現由下列環流條件造成：(1) 南海擾動與西南氣流提供水汽，(2) 風切線，(3) 西藏高原東側之低壓槽向東移出。(4) 冷舌自白令海向西南一直延伸到臺灣，(5) 臺灣周圍海水溫度偏高。

2. 王崇岳 (1978) 利用氣流線圖配合雷達回波，

分析 1977 年 6 月 6 日臺南至高雄之大雷雨，發現在梅雨期內，臺灣東南方有一中尺度氣旋，中部有一中尺度反氣旋，南部沿海為一中性流場，內中伸張軸附近氣流輻合區的雷雨胞與 500mb 槽前上升氣流重疊，才造成該次大雷雨。

3. 楊正治、郭忠暉 (1984) 利用 GMS-2 紅外線雲圖、渦度及垂直速度等輔助傳統方法，事後研究 1983 年 5 月 30—31 日臺灣北部海面惡劣天氣，發現 5 月 31 日臺灣北部及中部持續大雷雨之 MCC 系統係由下列因素造成：(1) 下層鋒面輻合及暖平流。(2) 強烈西南 LLJ。(3) 對流層中部有濡濕暖平流，上層為速度輻散及分流。(4) 700mb 有上升氣流，500mb 為正渦度。

## 十一、臺灣附近梅雨鋒的特性

綜觀臺灣氣象學者的研究，梅雨鋒抵達臺灣附近時具有下列諸特性：

(一) 地面鋒

豪雨發生的最大機率，北部地區在鋒前 100 公里至鋒後 200 公里之間；南部則在鋒前 200~300 公里，鋒面為導致梅雨期降水的主要天氣系統 (陳、紀，1978)，倘以梅雨鋒與  $120^{\circ}\text{E}$  之相交點來說，則影響北部地區降水在  $28\sim 20^{\circ}\text{N}$  之間 (陳、蔡，1980)。發生在  $40\sim 50^{\circ}\text{N}$  之梅雨鋒大多由  $30^{\circ}\text{N}$  以北出海，並不影響臺灣之天氣；發生於  $35^{\circ}\text{N}$  以南之梅雨鋒，南下影響臺灣天氣之機率高達 95% (紀、陳，1980)，其移向除臺灣東、西海面外，大致和緯度平行， $25^{\circ}\text{N}$  為一天然分界，以北移速超過每天 1.5 緯度，以南則小於 1.5 度。在臺灣附近時，臺灣以西之鋒面移速大於東邊。

(二) 700 或 850mb 槽

對流層下部臺灣西方之短波槽大多認為也是觸發臺灣地區大雨的機制，但大雨發生與槽線距離不易明確劃分 (曲、任，1986)，但如槽在  $110^{\circ}\text{E}$  以東，至少 24 小時內發生大雨之機會不大。

(三) 溫度槽和溫度平流

850mb 之溫度槽 (冷舌) 自東北至西南伸向華南多數學者認為也是大雨的一種指示 (曲、任，1986)。通常臺灣上空有冷舌駕凌在低層暖平流的上面。北部大雨前，溫度槽的形態和強度變化不大，但南部大雨前則變化甚大。

#### 四、低層噴流及中高層風速之增強

大部作者認為臺灣地區的豪雨和低層噴流有密切之關聯，與梅雨鋒相伴者位於臺灣及其附近海域時，臺灣各地降雨機率高達80%以上，降大雨或豪雨之機會有 20~30%，北部豪雨區在其軸線南北 100 公里以內，南部豪雨則在其軸線之南 200 公里以南。（陳正改，1980）

影響臺灣地區之低層噴流大致可以歸納為三類（劉昭民，1984）：

1. 南移西風——發生在冷鋒前的暖區內，隨冷空气南下，大多從東南沿海移向臺灣，屬 SW 噴流，導致臺灣西北、西、南部迎風面豪雨。

2. 北移西風——一部份為中南半島和南海北部西南季風增強北上所致，有與北方梅雨鋒為伴，有與南海北部 TD 之活動有關。

3. 東風——有兩種情況：(1) 夏季 850~700mb 面上太平洋高壓呈帶狀，南側有偏東風低層噴流，中心風速 30~40 哩/時，颱風在其南側，從巴士海峽或呂宋島向西，豪雨在強風軸南側，即臺灣之東北部。(2) 秋末冬初倘有颱風自巴士海峽或呂宋島向西，或自東部近海北上，且有冷鋒南下，與颱風外圍氣流相會於臺灣東北部，也可有低空東風噴流，因而使臺灣北部及東部發生豪雨。

#### 四、中尺度對流體及垂直次環流

多數學者分析臺灣梅雨期豪雨個例，均發現與 MCC 及垂直次環流有關，以 Meso  $\alpha$  尺度之低壓為主。當梅雨鋒到達臺灣北部時，伴有兩個對稱於鋒面的熱力性直接環流；抵達南部時則有兩個大小不同的熱力性間接環流。對流運動在此環流之上升支（北部），下降支（南部）則受抑制（陳、紀，1978）。因此中間的中尺度高壓也扮演重要角色。臺灣專家分析，也獲知華南 MCC 之平均壽命為 14.8 小時，比美國的 MCC 短兩小時，移速平均為 17 哩/時，比美國慢（丘，1984）。

#### 四、散度和渦度

中尺度系統和綜觀尺度交互作用，導致動力性抬升。最明顯的現象是 500mb 面上短波槽配合地面鋒經過，最大輻合和輻散大多在最劇烈暴雨發生之前出現（曲，1984）。當梅雨鋒移向東南時，相對渦度之強度大多能保持不變，對流層下部之最大氣旋形渦度及最大輻合區位於梅雨槽的南側。梅雨區內，250mb 以下有動能垂直輸送之輻散。梅雨

槽之西北側，北平渦度移流及剩餘項（residual term）之作用為止，東南側為負。槽兩側之輻散項則相反，由此獲得補償。此種現象以梅雨槽之東段最為顯著。（陳、蔡，1980）

#### 四、水汽供應和不穩定度

梅雨鋒南方西南氣流內的水份主要來自孟加拉灣，低層以平流輸送為主，垂直輸送則隨高度而增加其重要性（陳、蔡，1977）。梅雨鋒對臺灣南部的大氣具有減低潛在不穩定度的效果；對臺灣北部則具有加溫加濕作用，而並不改變其原有的不穩定度。（陳、紀，1978）鋒面區內溫度梯度雖然很小，但水汽梯度却很大。由於低層有濕舌侵入，中層則有乾舌，此種低層暖濕平流使近地面層的相對位溫不斷增大（暴雨前 2~3 小時），才爆發對流性不穩定度（曲，1984）。

#### 四、降水

臺灣北部梅雨鋒前與梅雨鋒後總雨量之比為 55:45，南部則大部份在鋒後降落，鋒前與鋒後之比為 77:23（陳、紀，1978）。降水回波到達海峽上空時，週期約為 17 小時，波長 300 公里，大多循 850~500mb 平均風偏西 25 度移動，到達臺灣上空時，地形效應及溫度日變化對決定局地性降水強度和分佈占重要地位。統計臺灣北部中尺度對流性降水系統，獲知具有 2.6、3.5 及 7.1 小時之週期（陳泰然，1977A）。

## 十二、結 語

梅雨鋒豪雨在臺灣為僅次於颱風豪雨之最重要災變天氣，近幾年來發生幾次大水災都是因為梅雨鋒之故，因此氣象專家基於客觀需求而從事分析與研究，論文發表之多，真所謂「汗牛充棟」，想要作綜合性的綱要介紹非常困難。所以本文只能摘要提報，簡而又簡，目的在於使對此專題發生興趣者省却許多翻閱文獻之時間，而獲得一扼要而簡明的觀念，以期有助於預報及進一步之研究。臺灣之梅雨鋒豪雨與大陸上華南地區之前汛期豪雨難以劃分，因此文中特別引用一部份大陸上學者之研究成果，以收借鏡之功效。

## 參考文獻

1. 戚啟勳，臺灣之梅雨期，氣象學報 10 卷 2 期，1964。
2. 陶詩言等，中國之暴雨，1980。

3. 吳宗堯、陳泰然，臺灣地區春末至夏初之局部性豪雨研究，中央氣象局研究報告077號，1983。
4. 陳正改，臺灣北部地區梅雨型與降水特性，第二屆全國大氣科學研討會論文彙編，1980。
5. 徐明同、紀水上，臺灣梅雨之分析，氣象學報10卷4期，1974。
6. 梁瑞禎、馬汝安，經驗正交函數分析臺灣地區梅雨異常型式之個案與合成研究(-)，國科會研究報告36號，1986。
7. 陶詩言等，中國氣候新論，1982。
8. 李真光、梁必騏、包澄瀾，華南前汛期暴雨的成因與預報問題，華南前汛期暴雨文集，1981。
9. 林春育等，梅雨中期預報方法的研究，中共大氣科學，1980。
10. 王時鼎、鄭俠、徐晉淮、丘台光，五、六月間臺灣地區暴雨之環境條件，天氣分析與預報研討會論文彙編，1985。
11. 陳景森，比較1981年5月28日，1983年5月31日及1984年6月3日三次北部豪雨的氣象因素，氣象科技研究中心技術報告彙編1~2卷，1986。
12. 廖學鑑、徐明同，近年來國外梅雨研究之評介，臺灣地區災變天氣研討會論文彙編，1978。
13. 丘台光、廖學鑑，華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究，天氣分析與預報研討會論文彙編，1984。
14. 丘台光、廖學鑑、洪理強，民國70年5月28日之豪雨個案研究，中範圍天氣系統研討會論文彙編，1982。
15. 王崇岳，梅雨期臺灣地區中範圍天氣分析與預報，大氣科學5卷1期，1978。
16. 徐天佑、易成安、呂芳川，臺灣北部冬末春初低層強風與劇烈天氣的關係，航空氣象與飛安研討會論文彙編，1984。
17. Maddox, R. A. Mesoscale convective complexes, Bull. Amer. Meteor. Soc. 61, 1980。
18. 陳泰然、吳倩雯、紀水上，梅雨期東亞及西太平洋中尺度對流系統之氣候特徵，大氣科學第13期，1986。
19. 廖學鑑、洪世家，中國地區豪雨期之水汽收支研究，大氣科學第13期，1986。
20. 曲克恭，豪雨診斷分析之評介，天氣分析與預報研討會論文彙編，1984。
21. 紀水上、陳泰然，1981年5月27~28日華南及臺南地區中尺度對流複合系統之初步分析，天氣分析與預報研討會論文彙編，1984年。
22. 張儀峰、林沛練、徐天佑、劉廣英，局部暴雨特性之分析研究，第三屆全國大氣科學研討會論文彙編，1982。
23. 梁瑞禎、徐天佑、潘大綱，梅雨期間臺灣豪雨之個案分析探討，大氣科學第13期，1986。
24. 吳宗堯、王時鼎，變易季節臺灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析，天氣分析及預報研討會論文彙編，1985。
25. Lai-Fa Chen (陳來發), A Synoptic Scale Diagnostic Study of A Heavy Rain Event in Northern Taiwan of 1984, Meteor. Bulletin CWB vol. 32, No. 4 1986。
26. 俞川心、徐天佑、呂國則，春末夏初臺灣特殊天氣個案探討，第三屆全國大氣科學研討會論文彙編，1982。
27. 楊正治、郭忠暉，中尺度對流系統與飛行天氣之個案研究，航空氣象及飛安研討會論文彙編，1984。
28. 陳泰然、紀水上，臺灣梅雨鋒面之中幅度結構，大氣科學5卷1期，1978。
29. 陳正改、蔡清彥，影響臺灣北部地區之梅雨系統，大氣科學第8期，1980。
30. 紀水上、陳泰然，臺灣梅雨期華南及鄰近地區之鋒面頻率分佈及其移動速率之分析，第二屆大氣科學學術研討會論文彙編，1980。
31. 曲克恭、任立渝，梅雨季發生大雨之綜觀預報法，大氣科學14期，1986。
32. 劉昭民，低層噴射氣流與臺灣地區豪雨的關係，天氣分析與預報研討會論文彙編，1984。
33. 陳泰然，1977A Chen, G. T. J. An Analyses of Moisture Structure and Rainfall for a Mei-Yu Regime in Taiwan. Proc. Natl. Sci. Council. 1, 11, 1-21.

## A Guide for Forecasting the Heavy Rain over Taiwan during the Passage of Mei-yu Front

Chi-Hsun Chi

### ABSTRACT

The occurrence of heavy rain in the Mei-Yu Season caused lot of damages in Taiwan. Many meteorologists have discussed about the synoptic structure and environmental conditions in relation to the torrential rain during the passage of Mai-Yu front.

Those research results are reviewed in this presentation, including some meteorologists in mainland china who have studied the heavy rain over Southern China in early Summer. The purpose is to provide a guide to forecaster basing upon those consideration of climatological references, different scales of systems and its interaction, the sources of water vapor and its transportation, topographical effects, and also the characteristics of Mai-Yu front over Taiwan area.

# 國際單位系統與氣象常數\*

徐 明 同<sup>1</sup>

## 一、前 言

國際單位系統(Le Système Internationale d'Umts, 簡稱 SI, 英文為 The International System of Units) 是由 MKS 單位系統發展出來的實用度量衡單位系統。其目的為求度量衡單位國際上統一使用。

近年來, 交通和通信急速發展, 隨着人們的交流, 資訊的交換, 以及貿易量顯著增加, 因此各方面認為迫切的需要度量衡單位的統一。早期各國協議度量衡單位的統一時, 係採取尋找各國所用單位間的妥協點, 由於意見分歧而沒有成功。因此後來改為先訂國際上認同的規格, 勸導各國逐漸採用。SI 就是以這種方式訂定, 經由 1960 年第 11 屆國際度量衡總會決議通過為國際度量衡單位系統。

經過四分之一世紀至今, SI 已經相當普遍被各國所採用。日本於 1974 年, 英國於 1975 年, 俄國於 1978 年, 西德於 1980 年, 美國於 1983 年陸續採用。

在學術計算上使用 SI 的優點很多, 世界氣象組織(WMO)的氣象常用表以及美國氣象學會均已採用。我國也將普遍使用, 茲介紹 SI 及計算用 SI 表示的氣象常數以供參考。

## 二、SI 的 歷 史

十八世紀末法國學者創造現在的 MKS 單位系統, 而經國民議會所採擇。其後被各國重視, 並認為有確立世界共通的度量衡單位系統之必要性。因此於 1875 年 5 月, 18 國參加在巴黎開會議訂「國際米突條約 (International Metric Convention)」。根據此條約由加盟國代表設立國際度量衡總會 [General Conference on Weights and Measures (CGPM)], 以後每隔 4 年 (初期為 6 年) 在巴黎開會一次。

1889 年第一屆國際度量衡總會認可以白金一鈹 (Iridium) 製訂國際公尺原器及國際公斤原器。並

定義時間單位秒為平均太陽日之  $\frac{1}{24 \times 60 \times 60}$ 。在當時需要做國際統一的實用單位只有長度, 體積, 質量, 時間及角度等。後來隨着科學的實用化而需要許多單位, 例如 CGS 單位系統, 重力單位系統等。此外還有電磁單位, 如 CGS 靜電單位系統, CGS 電磁單位系統, MKSA 單位系統等, 變成很複雜的多種計量單位。

因此第二次大戰後, 於 1948 年第 9 屆國際度量衡總會開始討論度量衡單位系統之統一問題。而於 1960 年第 11 屆總會採擇 SI。此單位系統由基本單位, 補助單位及誘導單位所組成, 而一種物理量只有一種單位相對應, 且各單位具有一種記號。

關於此單位系統的基本單位之定義, 隨着計測技術之進步而有變更。例如, 長度單位公尺依公尺原器比較時, 其準確度為  $10^{-7}$  左右, 但使用光線波長時, 其準確度可提高為  $10^{-8}$  左右, 故於第 11 屆總會將公尺定義改用波長定義。至 1983 年第 17 屆總會, 再將 1 公尺的定義改為光線在真空中  $\frac{1}{299,792,458}$  秒中經過行程之長度。此乃因光速的測定技術提升之故。另時間單位秒的定義亦於 1967~1968 年第 13 屆總會時, 改為光的周期。

關於溫度的單位, 因水的三相點 (triple point) 較冰的融點, 更容易以較高準確度設定, 故訂三相點為 273.16K (Kelvin 度), 以此點為基本定點而定義熱力學溫度刻度。此係第 13 屆總會的決議。此時 Celsius 零度 (冰點) 的定義則較三相點低 0.01 度。

## 三、SI 之 定 義

前面已述, SI 由基本單位, 補助單位, 誘導單位以及這些單位之 10 的整數幕倍單位所構成。

(一) 基本單位 (base units)

SI 設長度, 質量, 時間, 電流, 熱力學溫度

\* 收稿日期: 75 年 11 月 21 日 送審日期: 75 年 11 月 21 日

<sup>1</sup> 國立臺灣海洋學院海洋學系教授

，物質及光度為基本單位，其名稱及記號如表一。  
基本單位之定義如下：

表一 基本單位

量	名 稱	記 號
長 度	meter	m
質 量	kilogram	kg
時 間	秒	S
電 流	ampere	A
熱力學溫度	kelvin	K
物 質 量	mole	mol
光 度	candle	cd

公尺 (meter)：光於真空中傳播  $\frac{1}{299,792,458}$  秒的行程長度。

公斤 (kilogram)：質量的單位和國際公斤原器之質量相等。

秒 (second)：秒為對應銻 133 (Cesium) 原子基態二超微細單位間之轉移所輻射 9,192,631,770週期的繼續時間。

安培 (ampere)：通過真空中，距離一公尺兩條無限長平行直線狀導體(具無限小圓形截面積)內，而於這些導體長度 1 公尺產生作用力量  $2 \times 10^{-7}$  Newton之一定電流。

愷敏 (Kelvin)：水的三相點熱力學溫度之  $\frac{1}{273.16}$ 。攝氏溫度(t)也可併用， $t = T - T_0$  (T為熱力溫度， $T_0 = 273.15K$ )。

摩爾 (mole)：含有與 0.012kg 碳12中所含原子數相等構成要素系統之物質 (amount of substance) 為摩爾，其構成要素為原子，分子，

離子，電子以及其他粒子或者其集合體。

燭光(candle)：在 101,325 Pa 壓力下，溫度為白金凝固點的黑體  $\frac{1}{600,000} m^2$  表面重直方向的光度(luminous intensity)為燭光。

(二)補助單位(supplementary units)

純粹幾何學的二個單位，即平面角和立體角為補助單位，其名稱和記號如表二：

表二 補助單位

量	名 稱	記 號
平 面 角	radian	rad
立 體 角	steradian	sr

其定義如下：

弧度 (radian)：於圓周上和半徑等長的弧之兩端與圓中心所構成的角為一弧度。

立體弧度 (steradian)：以球的中心為頂點，和以此球半徑為一邊的正方形相同面積的球表面，與球中心所構成的立體角為1sr。

(三)誘導單位(derived units)

誘導單位由七個基本單位和兩個補助單位所組成而成。其中17個單位在實用上具有固有名稱和記號，如表三。表四表示由基本單位和補助單位所構成的誘導單位，而表五表示包含具有固有名稱誘導單位的誘導單位例子。

(四)表示SI單位10之整數幕倍的冠首詞 (prefixes)

SI單位能保持完全的一貫性，但有些量並不適合表示常用的大小。例如氣壓的單位巴斯噶 (Pa)，所表示的大氣壓過小，而靜電容量 F 則較常用值過大。因此SI單位加上冠首詞表示此單位10的整數幕倍，以便表示極大量和極小量，表六表示這些冠首詞。

1200 + 100750

表三 具有固有名稱的誘導單位

量	名 稱	記 號	定 義
頻率(frequency)	Hertz	Hz	$s^{-1}$
力(force)	Newton	N	$kg \cdot m/s^2$
壓力, 應力(pressure, stress)	Pascal	Pa	$N/m^2$
能量, 功, 熱量 (energy, work, quantity of heat)	Joule	J	$N \cdot m$
功率, 輻射通量(power, radiant flux)	Watt	W	$J/s$
電荷(electric charge)	Coulomb	C	$A \cdot s$
電壓(electric potential)	Volt	V	$W/A$
電容量(capacitance)	Farad	F	$C/V$
電阻(electric resistance)	Ohm	$\Omega$	$V/A$
電導(Conductance)	Jeamens	S	$A/V$
磁通量(magnetic flux)	Weber	Wb	$V \cdot s$
磁通密度(magnetic flux density)	Tesla	T	$Wb/m^2$
電感(inductance)	Henry	H	$Wb/A$
光通量(luminous flux)	Lumen	$\ell m$	$cd \cdot sr$
照度(illuminance)	Lux	$\ell x$	$\ell m/m^2$
放射能(activity of radio-nuclides)	Becquerel	Bq	$S^{-1}$
吸收線量(absorbeddose)	Grey	Gy	$J/kg$

表四 由基本單位和補助單位所構成的誘導單位

量	名 稱	記 號
面積	平方公尺	$m^2$
體積	立方公尺	$m^3$
速度	每秒公尺	$m/s$
加速度	每秒每秒公尺	$m/s^2$
角速度	每秒弧度	$rad/s$
角加速度	每秒每秒弧度	$rad/s^2$
動量	每秒公斤公尺	$kg \cdot m/s$
密度	每立方公尺公斤	$kg/m^3$
比容	每公斤立方公尺	$m^3/kg$
擴散係數	每秒平方公尺	$m^2/s$
電流密度 (current density)	每平方公尺安培	$A/m^2$
物質濃度 (concentration of amount of substance)	每立方公尺摩爾	$mol/m^3$

表五 含具有固有名稱誘導單位之誘導單位例子

量	名 稱	記 號
力, 矩 (moment of force)	牛頓、公尺	$N \cdot m$
黏性係數 (dynamic viscosity)	巴斯噶、秒	$Pa \cdot s$
表面張力 (surface tension)	每公尺牛頓	$N/m$
熱傳導率(thermal conductivity)	每公尺每度瓦特	$W/(m \cdot R)$
熱容量 (heat capacity)	每度焦耳	$J/K$
比熱(specific heat capacity)	每公斤每度焦耳	$J/(kg \cdot K)$
電場強度(electric field strength)	每公尺伏特	$V/m$
輻射強度 (radiant intensity)	每立體弧度瓦特	$W/sr$



表六 表示10的整數幕倍冠首詞

倍 數	名 稱	記 號
$10^{18}$	exa	E
$10^{15}$	peta	P
$10^{12}$	tera	T
$10^9$	giga	G
$10^6$	mega	M
$10^3$	kilo	k
$10^2$	hecto	h
10	deca	da
$10^{-1}$	deci	d
$10^{-2}$	centi	c
$10^{-3}$	mili	m
$10^{-6}$	micro	$\mu$
$10^{-9}$	nano	n
$10^{-12}$	pico	p
$10^{-15}$	femto	f
$10^{-18}$	atto	a

冠首詞記號和單位記號連在一起使用。例如

$$1\text{cm}^3 = (10^{-2}\text{m})^3 = 10^{-6}\text{m}^3$$

$$1\mu\text{s}^{-1} = (10^{-6}\text{s})^{-1} = 10^{-6}\text{s}^{-1}$$

$$1\text{mm}^2/\text{s} = (10^{-3}\text{m})^2/\text{s} = 10^{-6}\text{m}^2/\text{s}$$

值得注意的是，以前使用  $\mu$ (micron) 為長度單位，但在SI必須用  $\mu\text{m}$  (micrometer)。此外例如 millimicron ( $\text{m}\mu\text{m}$ ) 者，在SI不能重複使用冠首詞，故要用 nm (nanometer)。

質量單位 kg, 已含冠首詞 kilo, 故質量單位應使用 gram 加上冠首詞。例如: microkilogram ( $\mu\text{kg}$ ) 不可用，而用 milligram (mg)。此點為 SI 的缺點。

#### (d) 非SI單位系統之處理

依照規約非 SI 單位系統應盡量避免使用，但如表七所表示，實用上重要的單位可和 SI 一起使用。此外表八表示暫時可和 SI 一起使用的單位。

#### 四、以SI表示的氣象常數數值

過去氣象界常用的數值絕大部分都使用 CGS 系統或 MKS 系統，故改為 SI, 只乘10的整數幕倍就可以。關於熱量大部分使用 cal, 故要改為SI, 必須換算為 Joule (J)。cal 必須註明是否 指定溫

表七 可和SI一起使用的單位

量	名 稱	記 號	以SI單位表示之值
時 間	分	min	60s
	時	h	3,600s
	日	d	86,400s
	度	°	$\frac{\pi}{180}\text{rad}$
平面角	分	'	$\frac{\pi}{10,800}\text{rad}$
	秒	"	$\frac{\pi}{648,000}\text{rad}$
體 積	liter	ℓ	$10^{-3}\text{m}^3$
質 量	ton	t	$10^3\text{kg}$

表八 暫時可和SI一起使用的單位

名 稱	記 號	以SI表示之值
海里(浬)(nautical mile)		1,852m
節 (knot)		0.51m/s
Ångström	Å	$10^{-10}\text{m}$
Arc	a	$10^2\text{m}^2$
Barn*	b	$10^{-28}\text{m}^2$
Bar	bar	$10^5\text{Pa}$
標準大氣壓	atm	101.325 Pa
gal	Gal	$10^{-2}\text{m/s}^2$
Curie	Ci	$3.7 \times 10^{10}\text{s}^{-1}$

(\*有效剖面積之單位，大約為原子核剖面積之大小)

度。目前cal有以下幾種定義：

(一) 1克水由14.5°C昇至15.5°C所需熱量叫做  $\text{Cal}_{15}$  等於4.1855J。

(二) 1克水由0°C昇至100°C所需熱量之  $\frac{1}{100}$ ，叫做平均 cal 或國際蒸氣表 (International Steam Table) cal 簡寫為  $\text{cal}_{\text{IT}}$  等於4.1868J。

(三) 不指定溫度的cal為1W時之  $\frac{1}{860}$ ，用 cal 表示等於4.1860J。

100 + 150 + 20 + 20

氣壓的 SI 為 Pa 等於現用 mb 的  $\frac{1}{100}$ 。WMO 於 1983 年決定氣壓單位使用 hPa

前面已述，溫度單位 K 為水三相點熱力溫度之  $1/273.16$ 。這樣定義，因水的三相點比冰點的測定準確度較高之故。即以水的三相點設定為 273.16K，以此點為定點定義熱力溫度。而冰點比三相點低 0.01K。因此攝氏溫度 ( $^{\circ}\text{C}$ ) 的數值  $t$  和熱力溫度 (K) 的數值  $T$  的關係如下：

$$t = T - 273.15$$

關於溫度差，以往使用 deg，但於 SI，即使用 K 或  $^{\circ}\text{C}$  而不使用 deg。

根據以上所述規定計算出來的常用氣象常數列在表九。

### 五、結 語

以上對於 SI 做解說，並計算各種常用氣象常數，以供參考，並盼望早日熟悉國際單位系統。

表九：各種常用氣象常數

#### (一)有關力學者：

地球半徑	$6.371 \times 10^6 \text{m}$
地球旋轉角速度	$7.292 \times 10^{-5} \text{rad/s}$
萬有引力常數	$6.673 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$
氣壓	$1 \text{mb} = 1 \text{hPa}$
	$1 \text{氣壓} = 101.325 \text{Pa} =$
	$1,013.25 \text{hPa} = 1.0133 \times 10^5 \text{N/m}^2$
光速(於真空中)	$2.9979 \times 10^8 \text{m/s}$
空中音速 (於 $0^{\circ}\text{C}$ )	$331.4 \text{m/s}$
1dm(dynamic meter)	$= 10 \text{m}^2/\text{s}^2$
1gpm(geopotential meter)	$= 9.8 \text{m}^2/\text{s}^2$
重力加速度 (於 $45^{\circ}$ ，海平面)	$: 9.80616 \text{m/s}^2$
地球質量	$: 5.977 \times 10^{24} \text{kg}$
大氣質量	$: 5.3 \times 10^{18} \text{kg}$
大氣中水汽質量	$: 1.3 \times 10^{16} \text{kg}$

#### (二)有關熱力學者：

冰點	$: 273.15 \text{K}$
通常氣體常數	$: 8.31432 \text{Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}$
乾燥空氣氣體常數	$: 287.05 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
乾燥空氣分子量	$: 28.9644$
水汽分子量	$: 18.0153$
水汽氣體常數	$: 461.51 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
乾燥空氣定壓比熱	$: 1.005 \times 10^3 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
	$(0.240 \text{cal}_{\text{IT}}\text{g}^{-1}\text{K}^{-1})$

$$\text{定容比熱} : 0.718 \times 10^3 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \\ (0.171 \text{cal}_{\text{IT}}\text{g}^{-1}\text{K}^{-1})$$

$$\text{水汽定壓比熱} : 1.85 \times 10^3 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \\ (0.441 \text{cal}_{\text{IT}}\text{g}^{-1}\text{K}^{-1})$$

$$\text{定容比熱} : 1.39 \times 10^3 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \\ (0.331 \text{cal}_{\text{IT}}\text{g}^{-1}\text{K}^{-1})$$

$$\text{水的比熱} : 4.19 \times 10^3 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \\ (1.000 \text{cal}_{\text{IT}}\text{g}^{-1}\text{K}^{-1})$$

$$\text{冰的比熱} : 2.09 \times 10^3 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1} \\ (0.5 \text{cal}_{\text{IT}}\text{g}^{-1}\text{K}^{-1})$$

$$\text{蒸發熱 (於 } 0^{\circ}\text{C)} : 2.501 \times 10^6 \text{Jkg}^{-1} \\ (597.3 \text{cal}_{\text{IT}}\text{g}^{-1})$$

$$\text{融解熱 (於 } 0^{\circ}\text{C)} : 0.334 \times 10^6 \text{Jkg}^{-1} \\ (79.7 \text{cal}_{\text{IT}}\text{g}^{-1})$$

$$\text{昇華熱 (於 } 0^{\circ}\text{C)} : 2.835 \times 10^6 \text{Jkg}^{-1} \\ (677.0 \text{cal}_{\text{IT}}\text{g}^{-1})$$

$$\text{Avogadro 常數} : 6.0225 \times 10^{23} \text{mol}^{-1}$$

$$\text{Loschmidt 常數} : 2.68719 \times 10^{25} \text{m}^{-3}$$

$$1 \text{ mol 標準狀態 (273.15K, 1013.25hPa)}$$

$$\text{下理想氣體的體積} : 2.2415 \times 10^{-2} \text{m}^3$$

#### (三)有關輻射者：

太陽常數	$: 1.94 \text{ly min}^{-1} = 1352 \text{Wm}^{-2}$
Stefan-Boltzmann 常數	$: 5.6697 \times 10^{-8} \\ \text{Jm}^{-2}\text{K}^{-4}\text{s}^{-1}$
Boltzmann 常數	$: 1.3804 \times 10^{-23} \text{JK}^{-1}$
Planck 常數	$: 6.6252 \times 10^{-34} \text{Js}$
Wien 位移常數	$: 0.2884 \times 10^{-2} \text{mK}$
電子質量	$: 9.108 \times 10^{-31} \text{kg}$

### 參 考 文 獻

- American Meteorological Society (1974): SI units to be used in AMS journals, Bul. Am. Met. Soc., 55, 926-930
- Smithsonian Institution (1958): Smithsonian Meteorological Tables, Thermodynamic Tables, 289-343.
- WMO (1966): International Meteorological Tables, WMO No 188, Table 4, Thermodynamics.
- WMO (1973): International Meteorological Tables.

WMO (1983): Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, No. 8, 1-8.

清水逸郎 (1976) : 國際單位系 (SI) について, 天氣23, 117-121.

清水逸郎 (1986) : 國際單位系 (SI) と氣象の

常數, 天氣33, 43-47.

理科年表 (1985) : 單位, 物8頁。

American Society for Testing and Materials (1977): Standard for metric practice, 38pp.

## International System of Units and Meteorological Constants

*Ming-Tung Hsu*

### ABSTRACT

The International System of units (SI) which is developed from the MKS system of units was adopted by the 11th General Conference on Weights and Measures (abbreviated CGPM from the official French name *Conférence Générale des Poids et Mesures*) in 1960, is intended as a basis for world-wide standardization of measurement units. Since then this new system of units has been adopted in many countries such as Japan (1974), United Kingdom (1975), U.S.S.R. (1978) West Germany (1980), U.S.A. (1983), successively, and also in the International Meteorological Tables published by the World Meteorological Organization

In order to be familiar with the SI, this report presents an explanation in detail and a number of useful meteorological constants are computed and shown in this new system of units by the writer. It is his pleasure that the SI will be widely accepted in our country.

200 + 200

# 民國七十四年北太平洋西部颱風概述\*

劉復誠<sup>1</sup>

## 一、引言

民國74年(1985)，自1月7日06Z(14時)出現的第一個颱風—艾爾西(Elsie)至12月18日00Z出現的最後一個颱風—歐敏(Irving)為止，總計有26個(見表1)。就發生頻率而言，與民國36至73年(1947—1984)38年之平均值(26.8個)比較，74年之颱風次數略少於近38年來之平均值26.8。

就颱風所發生之源地而言(圖1)，發生最西者在海南島東方近海的颱風溫諾娜(Winona)，發生最東者為關島東南方海面的颱風斯凱普(Skip)，最南者為本年第一個颱風艾爾西(Elsie)，最北者為發生在琉球東方海面的颱風克蒂(Kit)。如從地理區分布百分比而言(圖1)，在120°E以西者(即南海)共有5個，佔19.2%；20°N以北者有7個，佔26.9%，從關島(145°E)以西至120°E者有10個，佔38.5%，從關島(145°E)以東至180°E者僅有4個，佔15.4%。由以上統計可見今年颱風誕生地區集中在關島以西之海洋上。

本(74)年內，中央氣象局共發布了7次颱風警報，共79報(表2)。其中二次為海上颱風警報，即派特(Pat)及蒂絲(Tess)。五次海上陸上颱風警報，即海爾(Hal)、傑夫(Jeff)、尼爾森(Nelson)、衛奧(Val)及白蘭黛(Brenda)颱風。死傷及財物損失除尼爾森(Nelson)颱風曾在北部及東北部造成嚴重災害外，其餘都很輕微。

本報告就民國74年(以下概稱本年)所發生的26個颱風，按其編號、發生月份、強度、移向及綜觀天氣特徵等加以分析與討論，藉供各界參考與研究之需。

茲將本報告撰寫之依據簡述如下：

### (一)總論及侵臺颱風專論

總論係以全部26個颱風，就其發生次數、強度、發生(衍生)地點、路徑特性、或動向異狀及綜觀天氣特徵等作概略性敘述及討論。而「侵臺颱風個案報告」係就本年內中央氣象局發布颱風警報(七報)中，曾經侵臺或(指)其暴風圈通過本省(部份)地區者，給予較詳盡之描述及誤差評估，此五個颱風為海爾(Hal)、傑夫(Jeff)、尼爾森(Nelson)、衛奧(Val)及白蘭黛(Brenda)等5個(其文分刊於各期氣象學報中)。

### (二)資料依據

本報告所引用之資料，除由中央氣象局各測站，氣象雷達站及氣象衛星資料接收站取得外，尚參考美軍關島聯合颱風警報中心(JTWC)、日本JMA(即RJTD)、菲律賓之RPMM與其他飛機偵察報告(RECON)、雷達及各種衛星定位報告等。

### (三)災情

依照內政部警政署及臺灣省政府警務處，並參考省農林廳所發布之災情概況調查報告為依據。

### (四)時間

全部報告均以世界標準時(Z或GMT)為準，若用地方時，則為我國中原地方時(即Z+8=地方時)。

## 二、總論

### (一)概述

本年內共有26個颱風在北太平洋西部發生已如前述。茲分別說明發生頻率及強度分類、警報次數、侵臺颱風之災情、颱風生命期與24小時路徑向量誤差如下：

#### 1.發生頻率及強度分類

本年內共有26個(次)颱風發生，與以往38年(1947—1984)比較，相當接近平均數，各月份之

\*收稿日期：75年11月20日，送審日期：75年11月20日

1.中央氣象局預報測站課長

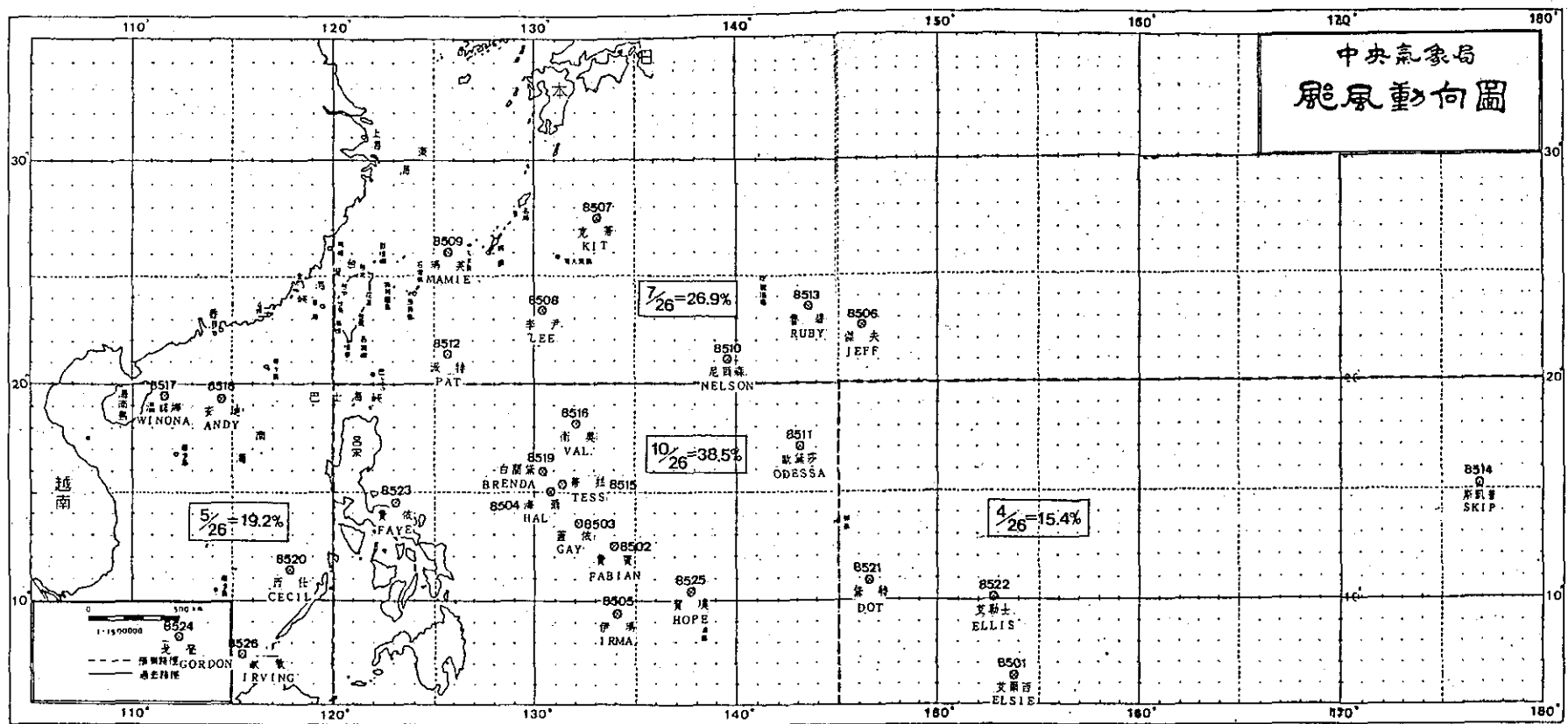


圖 1 民國74年颱風生成源地圖  
Fig. 1 First discovered position of the typhoons in 1985

200

分配發生率可由表 3 看出。

由表 3 顯示，本年 2、3、4 月均無颱風發生，其中 1、6 及 12 月各有二個，佔 7.7%；5、7、11 月僅各有一個，佔 3.8%；8 月最多，有 8 個佔 30.8%；9 月次之，有 5 個，佔 19.2%；10 月有 4 個，佔 15.4%。由上述觀之本年內 7 月只有一個颱風，比平均值之 4.1 少 3.1 實為一個少見之現象，而 8 月份多達 8 個，在過去二、三十年來也是很少有（參考圖 2a、2b）。

就強度而言，屬於輕度者有 9 個，佔 34.6%；中度者有 12 個，佔 46.2%；強烈者有 4 個，佔 15.4%；超級颱風 (Super typhoon) 僅有 1 個，佔 3.8% (表 3)。

此外，有關各月之平均值與以往 38 年 (1947—1984) 比較詳見表 3，各個颱風之最佳路徑 (best track) 中心位置，近中心最大風速、中心氣壓、強度分類、進行方向、時速、7 級及 10 級風之暴風半徑等資料，請見附錄之 74 年度颱風公報所示。

## 2. 警報次數

在 26 個颱風中，依其移動方向、路徑及暴風範圍資料，研判颱風可能侵襲臺灣陸上或附近海面，而由中央氣象局發布「海上」或「海上陸上」颱風警報者共有 7 個之多，佔 74 年颱風百分率為 26.9%；今年共七次之颱風警報中，除 8 月的派特 (Pat) 及 9 月的蒂絲 (Tess) 發布海上警報外，其餘 5 次均為海上陸上警報，依次為 6 月的海爾 (Hal)、7 月的傑夫 (Jeff)，8 月的尼爾森 (Nelson)、9 月的衛奧 (Val) 及 10 月的白蘭黛 (Brenda)，此 5 個颱風皆曾侵臺，其中除尼爾森颱風之中心最靠近基隆近海外，其餘只有暴風圈影響或掠過本省部份地區。各颱風警報之簡要發布過程如表 2 所示。

## 3. 侵臺颱風之災情

本年內，5 個侵臺颱風均曾對臺灣地區造成輕重不等之災害，除農漁業損失外，鐵公路電信等交通設施與電力之破壞亦有災情。總計本年內因颱風而引起之災害，人員方面共死亡 8 人、失蹤 15 人、輕重傷 57 人。財物方面有 28 棟房屋全倒，14 棟房屋半倒 (詳表 4)。

## 4. 主要氣象要素 (表 5)

在 5 個侵臺颱風中，以尼爾森颱風所測得之中心氣壓最低 (表 5)，8 月 22 日彭佳嶼曾出現 938.8

mb 之低壓，近中心最大持續風速為 62.7 m/s，瞬間最大陣風為 69.8 m/s，最大降雨量為阿里山的 491.8 mm。因此，在本年內以尼爾森颱風所造成之災害最大。

## 5. 生命期

本年內 26 個颱風中每個颱風生命期之長短依其發生至消滅 (變成熱帶性低氣壓或溫帶氣旋) 為止，自表 1 中可發現最長者為 7 月的傑夫 (Jeff) 颱風，共 246 小時 (10.25 天)，最短者為 1 月的艾爾西 (Elsie) 颱風，僅維持了 24 小時 (1 天)；全部生命總時數 3316 小時，平均生命期為 127.54 小時約 5.3 天。如就每 24 小時 (一天) 之間距分段，可由表 6 中表示出來。

由表 6 中，可看出本年內之颱風生命期仍以 6 天最多，佔 19.4%，其次為 4.5 天，佔 15.4%，其餘低於 10% 者有 1、2、3、8、10 及 11 天者。

## 6. 24 小時預報之向量誤差

為了解各颱風警報發布之路徑誤差，特就 5 個海上及陸上警報中 24 小時預報之向量誤差列如表 7，由表 7 中可知在 5 個颱風中以尼爾森颱風之誤差最小，僅為 95 km，〔※註：如以侵臺階段計，其誤差僅有 46 km〕，最大誤差為 230 km，平均誤差為 169.6 km (相當於 91.7 n.m.)，比較過去 14 年 (1971—1985) 來之平均誤差 186.9 km (101 n.m.) 為小。

## 三、各月颱風概述

根據地面及高空圖資料、雷達及衛星定位、飛機偵察報告 (RECON) 等研究分析，繪製本年度之颱風最佳路徑圖 (best track map)，共得 4 張 (圖 3a、3b、3c 及 3d)，以供參考。由於各月之颱風特性不同，茲依照其發生順序概述如下：

(一) 一月：共有二個颱風，一為編號 8501 的艾爾西 (Elsie)，一為編號 8502 的費賓 (Fabian)。

### 1. 艾爾西 (Elsie) 颱風：

艾爾西颱風為本年在北太平洋西部所發現的第一個颱風，亦是生命期最短的一個颱風 (圖 4) 更是最近六年內唯一出現在一月份內的颱風。艾爾西衍生於關島東南方海面，由於該區間熱帶輻合區 (ITCZ) 或赤道槽內對流之異常活躍，使她有發展機會。起初在該時期內同時有二個弱環流出現，一在關島東南方海面，另一在關島西南方海面 (即後來在 8 日形成之費賓颱風)。

艾爾西颱風於元月 7 日 06Z 形成。由於季節及地理位置之關係，艾爾西之近中心最大風速始終沒有超過 20m/s (40kt)，在維持了 24 小時後於 8 日 00Z 減弱為熱帶性低氣壓 (Tropical Depression，以後概稱為 TD)。此颱風 JTMC 曾在 1 月 6 日 17Z 發出本年第一個 TD 形成示警報 (Tropical Cyclone Formation Alert, TCFA)，第一次飛機偵察報告 (RECON) 在 062238Z 發布之中心位置為 5.8N 154.4E，近中心最大風速為 15m/s，7 日 06Z 時其中心風速增為 18m/s，並定名為艾爾西颱風 (圖 4) 繼續向西北移動 (圖 3a)，18 小時後 (即 8 日 00Z) 艾爾西減成 TD (中心位置 10.5N, 149.6E)，結束其短暫的生命期。

#### 2. 費賓 (Fabian) 颱風：

費賓颱風為本年第二個颱風，其發生之時間，幾乎與艾爾西同時。費賓於 8 日 06Z 形成，當時中心位置為 12.4N, 134.0E，中心氣壓 999mb，近中心最大風速 18m/s (35kt)，7 級風之暴風半徑 80km，向西南東移動，時速僅 3km/h (圖 3a 及圖 4)。

費賓颱風之形成與艾爾西颱風相似，除與熱帶高空對流層槽 (Tropical Upper Tropospheric Trough, 簡稱 TUTT) 有關外，另受東北季風影響助長了低層環流風場，使費賓很快在 8 日 06Z 形成，至 9 日 06Z 時，中心氣壓降至 989mb，近中心最大風速也增強至 28m/s，迨至 12 日 06Z 時減弱為 TD，結束其 102 小時之生命期，消失在關島西南方海面。

(一)五月：只有一個颱風，為編號 8503 的蓋依 (Gay)。

蓋依 (Gay) 颱風為今年所發現強度達強烈的第一個颱風，其前身 (5 月 19 日) 原為位於菲律賓東方海面的 TD，經數日之醞釀，終在 21 日 06Z 形成輕度颱風，當時之中心氣壓為 988mb，中心位置在 13.6N, 132.1E，近中心最大風速為 18m/s，7 級風之暴風半徑 80km。其形成原因乃 TUTT 從其北方的火山島向西南伸展至菲律賓東方海面，再由低層微弱氣旋式環流配合高層的反氣旋經過 5 日的發展，至 5 月 19 日由美國 DMS<sup>P</sup> (Defense Meteorological Satellite Program) 衛星的影像依據 "Dvorak" 估計法求出近中心最大風速為 15m/s，經過兩日後，因對流的加劇 (active

convection) 乃導致蓋依由 TD 變成輕度颱風 (路徑圖參考圖 3a)。

蓋依颱風原來移向為偏北，至 22 日始轉向西北西、再轉西北移動，其強度亦在 23 日 00Z 增強至中度，中心最大風速達 33m/s (65kt)，中心氣壓 980mb。並隨着太平洋副熱帶高壓脊邊緣之駛流於 24 日轉向西北東移動，其強度也再發展至強烈颱風，近中心最大風速達 51m/s (100kt)，7 級風之暴風半徑為 300km，向日本東南方海面進撲。幸好，蓋依進入中緯度西風帶後受氣流導引未登陸日本，而轉向日本東南方海面移動，直至 5 月 26 日 06Z 消失，成為溫帶氣旋 (中心位置是在 30.5N, 140.1E)，進入中緯度的鋒面系統。蓋依結束後，臺灣地區即進入梅雨季，導致在北太平洋西部近一個月沒有颱風發生。

(二)六月：有二個颱風發生，一為 8504 的海爾 (Hal)，一為 8505 的伊瑪 (Irma)。

海爾 (Hal) 颱風出現在臺灣地區進入梅雨 (Mei-Yu) 季後期。其前身為位於菲律賓東方海面的 TD，6 月 20 日 00Z 發展為海爾颱風，中心氣壓為 984mb，中心位置在 15.0N, 130.6E，以 15 km/h 速度向西北西移動，暴風半徑 180km。探討海爾形成之主因與其附近海面溫度之高暖有關之 SST (29~30°C)，加上 TUTT 與對流之活躍，使得海爾很快形成，並在 12 小時後發展為中度颱風，近中心最大風速 33m/s (見圖 5a 飛機周邊報告)。

由於海爾颱風偏向西北西進行，對臺灣東南部海面構成威脅，中央氣象局乃於 21 日上午 9 時 50 分 (地方時) 發布今年第一個海上颱風警報後於 6 月 24 日 4 時 (地方時) 解除警報，共計發布了 12 報。

海爾颱風中心雖沒有登陸本省陸地 (圖 5b 及 3a) 但引起東南部的豪雨 (新港 150mm，臺東 136 mm，大武 139mm)，其暴風範圍掠過本省東南部及南部，並在該地傳出災情，合計死亡 3 人，失蹤 7 人，26 人受傷，東港、林邊、枋寮、佳冬及高雄鹽埕區海水倒灌，海堤沖毀 250 公尺，魚塢淹沒 150 公頃。房屋全倒 9 棟，半倒 3 棟，鐵公路交通略有損失。另外，因海爾颱風之中心通過呂宋島北端近海，故在菲律賓造成 23 人死亡，9 人失蹤，損失一千萬美金。海爾最後撲向中國大陸廣東省，有 13 人因而死亡，40,000 棟房屋被吹毀，32,100 畝農田流失。

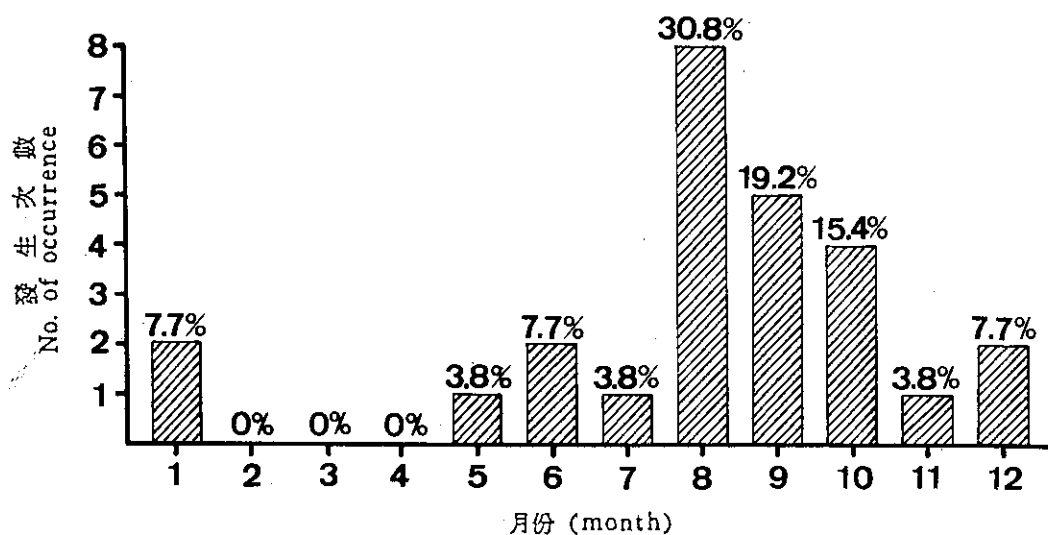


圖 2a 民國74年各月颱風發生次數及比率(%)

Fig. 2a Occurrence frequency and percentage (%) of typhoons for the western North Pacific Ocean in 1985

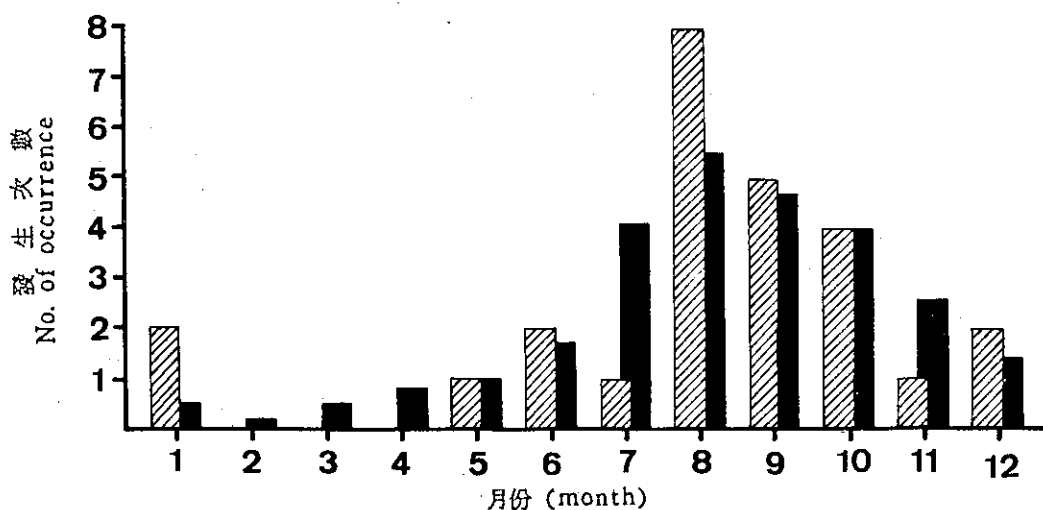


圖 2b 民國74年各月颱風發生數與最近38年平均次數之比較

Fig. 2b The monthly comparison between the numbers of typhoons occurred in 1985 with the averages since 1947.

200+200



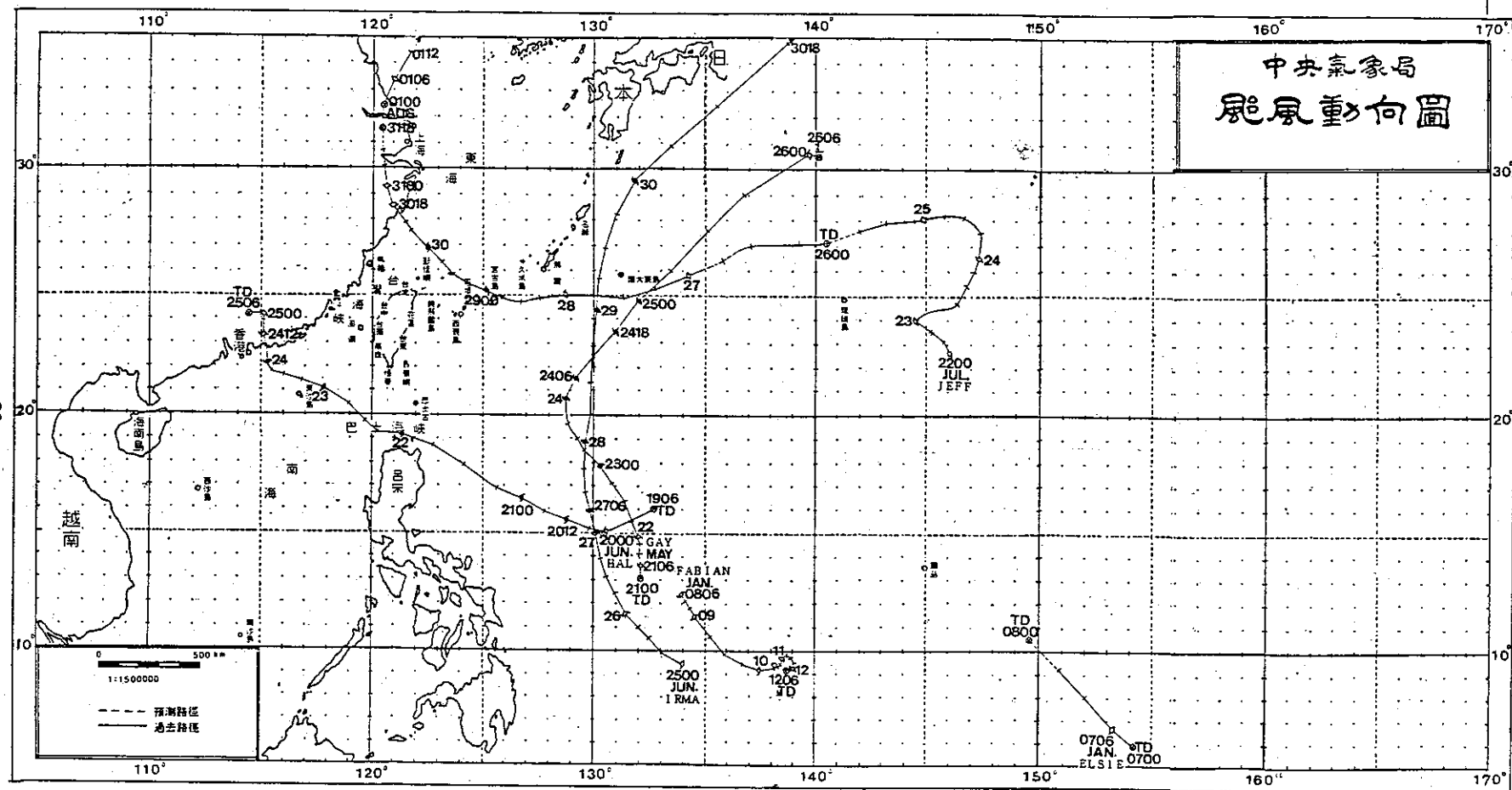


圖 3a 民國74年1~7月颱風最佳路徑圖 (每隔6小時中心位置)

Fig. 3a Best track of typhoons for the months from January to July of 1985  
(time interval 6-hour for center position)

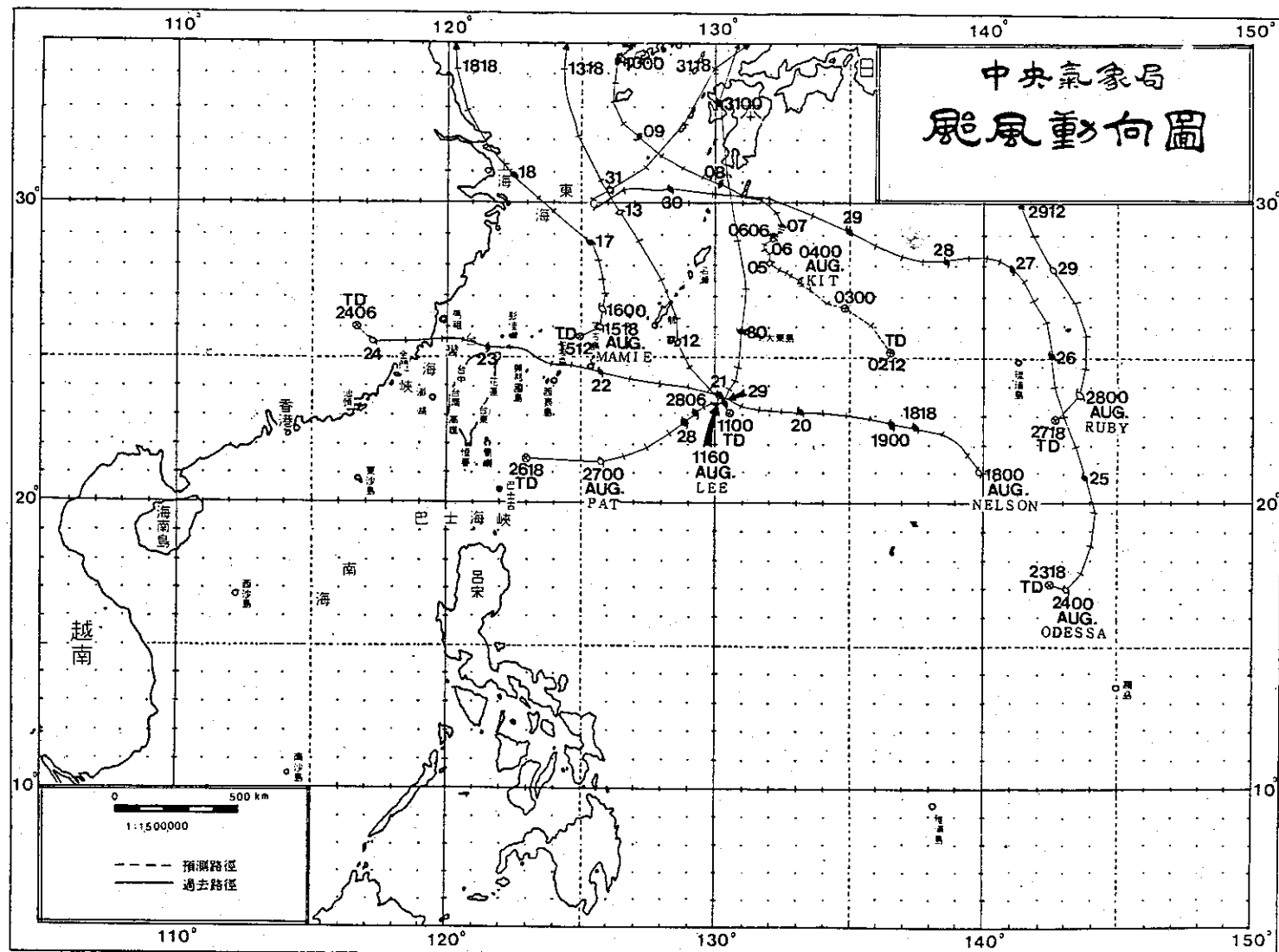


圖 3b 民國74年8月颱風最佳路徑（每隔6小時中心位置）

Fig. 3b Best track of typhoons for the month of August, 1985 (time interval 6-hour for center position)

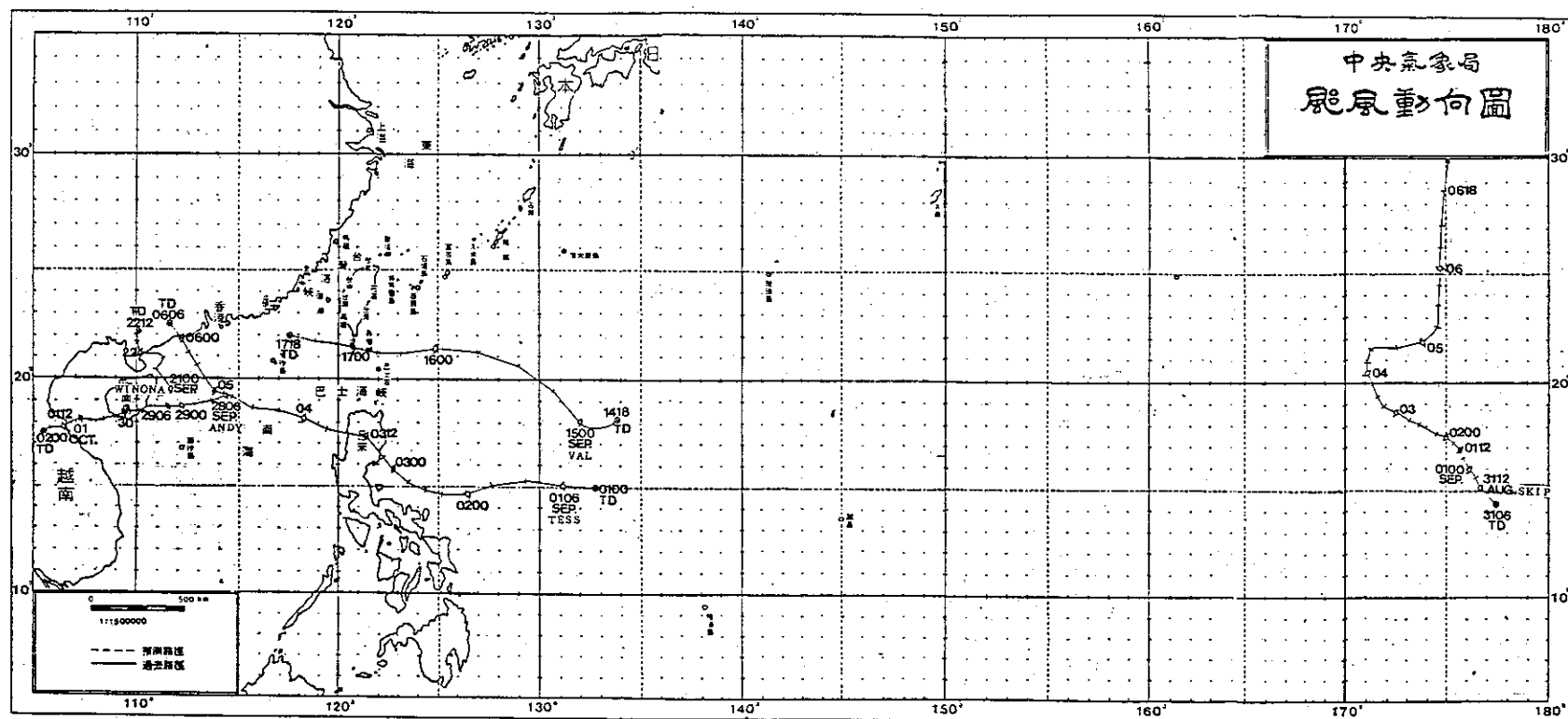


圖 3c 民國74年 9 月颱風最佳路徑 (每隔 6 小時中心位置)

Fig. 3c Best track of typhoons for the month of September, 1985 (time interval 6-hour for center position)





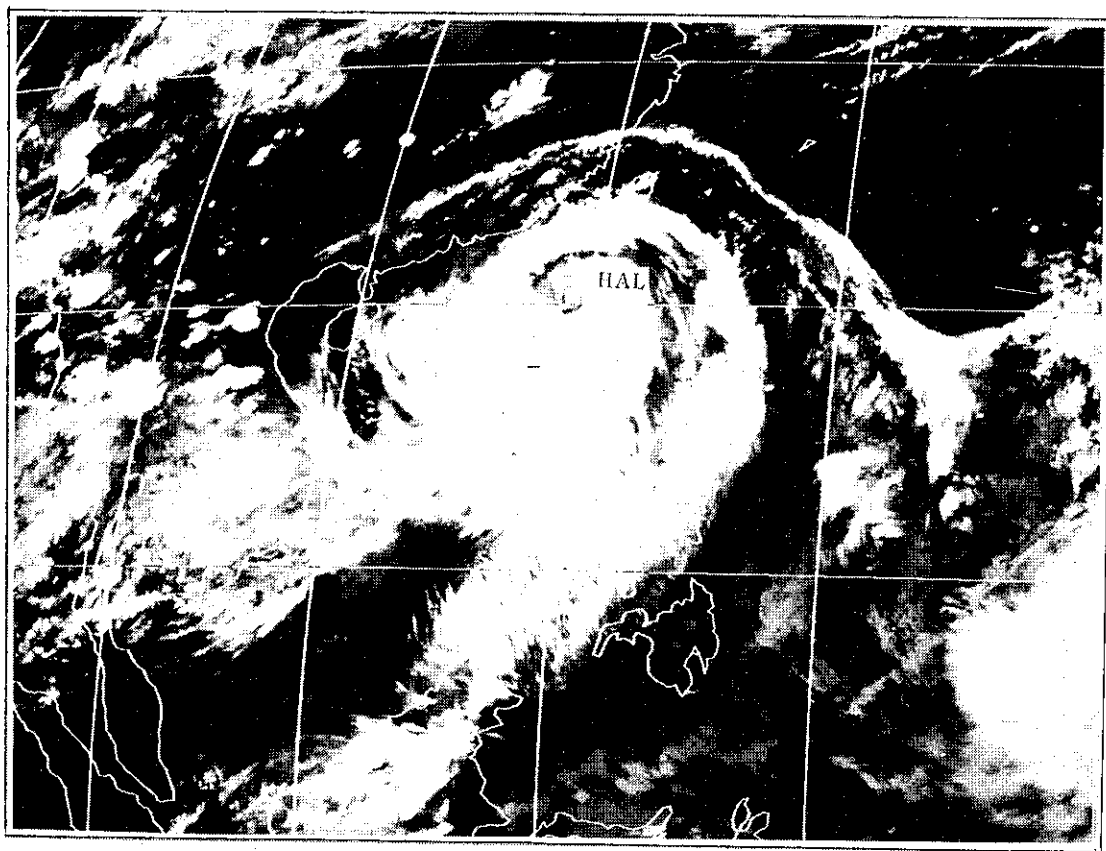


圖 5b 民國74年6月22日 16Z(24時) GMS-3 紅外線衛星雲圖

Fig. 5b A GMS-3 IR satellite picture showing typhoon Hal over Taiwan at 16Z June 22, 1985.

從氣象觀點分析，導致海爾偏向西北西移動之主因為太平洋副熱帶高壓脊（圖 5c 及 5d 分析）穩定，以致海爾颱風一直偏向西北西—西北移動，直至 25 日 06Z 進入中國大陸減弱成 TD。有關海爾颱風之進一步詳情請閱林燕璋（1986）報告。

## 2. 伊瑪 (Irma) 颱風：

當海爾 (Hal) 颱風消失後，伊瑪 (Irma) 颱風在東南方海域上形成。伊瑪為今年六月內第二個颱風。它的形成與 5~6 月季風槽有關。事實上，伊瑪颱風之發展遠在 6 月 17 日時即已是一個熱帶擾動，加上高空尚有一個冷心低壓配合，以及受位在關島東北方的 TUTT 影響和附近大氣層對流的旺盛，導致伊瑪颱風的形成。

伊瑪颱風於 6 月 25 日 00Z 形成，中心氣壓 998 mb，中心位置 9.4N, 134.0E，近中心最大風速 20 m/s，暴風半徑 120 km，向西北西移動。伊瑪於 27 日 06Z 增強為中度颱風，此時之行徑已呈正北移動，時速 17 km/h，7 級風暴風半徑也已擴大至 300

km。至 6 月 27、28 日，由於地面太平洋高氣壓之逐漸東退，以及中層環流（700~500 mb）南風導流之影響，伊瑪終歸偏北成拋物線於 29 日轉向北北東、東北侵襲日本（圖 3a）造成一些災情。至 7 月 1 日 06Z 變成溫帶氣旋（本文中用簡字 EC 表示），結束 150 小時之生命期。

四七月：一個颱風為編號 8506 的傑夫 (Jeff)。

傑夫 (Jeff) 颱風為本年七月內唯一的颱風。在過去 28 年中（1957~1985），七月的颱風往往都會超過 2 個以上，但今年只有一個的情況，只有在 1957 年出現過一次，這是很少見的現象，值得加以研究。傑夫同時也是本年內生命期最長的颱風 (JTWC, 1985) 從發生至消滅（包括暫時變成 TD）共 246 時（約 10 天多），且曾經二度變成 TD，一在 7 月 26 日 00Z 至 27 日 00Z，一在 7 月 31 日 18Z 至 8 月 1 日 06Z。其強度除 7 月 29 日 00Z 至 7 月 30 日 18Z 變為中度階段外，餘均為輕度或 TD 階段，且其移動路徑頗為怪異（圖 3a）。

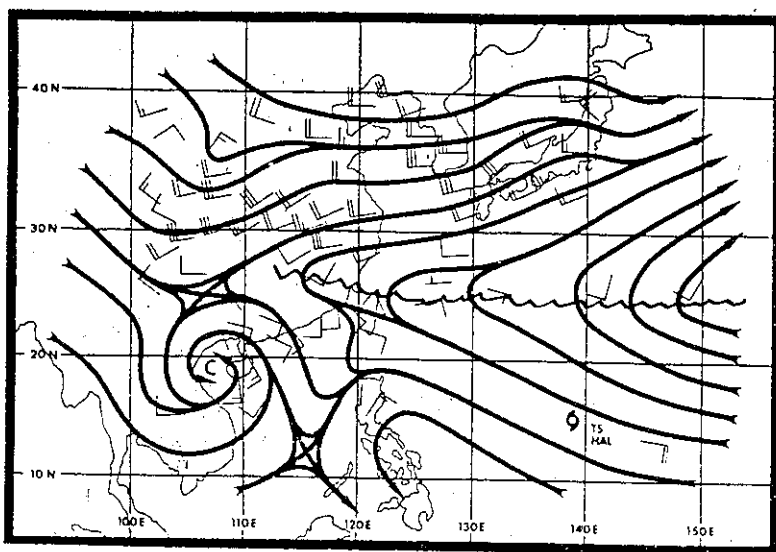


圖 5c 民國74年6月20日12Z(20時)500毫巴氣流線分析，圖中顯示太平洋副高壓脊線跨過臺灣北部，正位於海爾之北邊，導致海爾穩定偏西活動。

Fig. 5c The 201200Z June, 1985 500 mb analysis showing the narrow mid-level subtropical ridge north of Hal. This ridge kept Hal from taking a more northerly course and entering the westerlies.

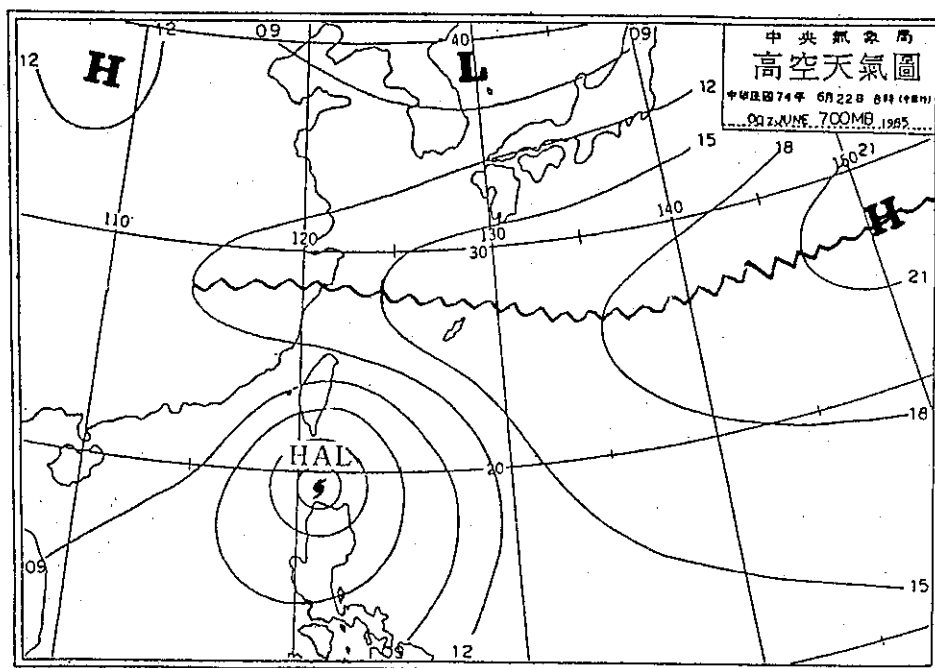


圖 5d 民國74年6月22日00Z(8時) 700 mb (毫巴)天氣圖  
Fig. 5d 700 mb chart at 00Z June 22, 1985.

傑夫於7月22日00Z形成，其前身（7月19日）為位於雅浦島東方海面的低氣壓，經3日來之醞釀，其環流中心繼續向北移動，於22日00Z形成輕度颱風，當時中心位置在22.7N 146.1E，中心氣壓999mb，近中心最大風速18m/s，以時速12km之速度向北北西移動，7級風暴風半徑80km（圖6）。

傑夫颱風在22日變成輕度颱風，至26日00Z時，因能量供應失調，減弱為TD，又受太平洋高氣壓擠壓影響，繼續向西南移動，至27日00Z又再度復活成輕度颱風，並繼續增強，29日00Z增強為中度颱風，近中心最大風速為33m/s，此時移向為西北方向，由於他的動向對本省東部海面及北部海面具有威脅性，中央氣象局乃於28日9時（地方時）發布海上颱風警報，接著於28日14時對臺灣北部及東部地區發布海上陸上颱風警報，至3日20時50分解除警報，共計發布了11次警報。

傑夫颱風於29日上午至30日清晨間最接近本省，暴風圈掠過東北部及北部陸地（圖3a），但並未造成嚴重災情。倒是他後來（30、31日）登陸大陸東南諸省，在浙江沿海江蘇南部及上海地區造成嚴重損害，計死亡180人，1,400人受傷，房屋倒塌3,500間，沖走或損毀漁船1,400多艘及400,000畝農田沖失受損。

有關傑夫颱風之詭異路徑及其他詳情見江緣貴（1986）報告。

（四）八月：共有八個颱風，依次各為8507克蒂（Kit）、8508李尹（Lee）、8509瑪美（Mamie）、8510尼爾森（Nelson）、8511歐黛莎（Odessa）、8512派特（Pat）、8513魯碧（Ruby）及8514斯凱普（Skip）颱風。

#### 1. 克蒂（Kit）颱風：

克蒂（Kit）颱風原為位於關島北方的TD，經過數日之醞釀，終在8月4日00Z區形成輕度颱風，其時中心氣壓999mb，中心位置27.5N 133.1E，近中心最大風速18m/s，7級風之暴風半徑80km，並向西北移動。

克蒂之形成，導因於8月2—3日之季風槽影響，以其在高緯度形成，加上從7月31日來其附近海域對流的加強，使克蒂颱風之近中心最大風速由8m/s增強至18m/s，克蒂開始（4—7日間）之路徑多呈扭曲形（圖3b），且移動極緩慢，至8月

8日後，始呈西北方向，速度亦由時速7km/h轉成14km/h，其強度在8日06Z時達到最強，為43m/s。克蒂之移動路徑多受限於左右兩大高壓之控制，故路徑相當穩定，至10日侵襲韓國南部造成極嚴重災害後轉向東北，進入日本海，11日00Z變成溫帶氣旋（中心位置在40.8N 132.3E），結束其174小時（7.25天）的生命期。

#### 2. 李尹（Lee）颱風：

李尹（Lee）颱風發生之位置是在前一個颱風克蒂之西南方海面，由於他發生之位置偏在高緯度，故其強度一直維持在輕度階段，8月13日達到最強，近中心最大風速30m/s，中心氣壓980mb。

自8月12日12Z的500mb氣流線分析中（圖7），李尹夾在兩個反氣旋中間，使他能夠順著鞍形場（col）低壓槽向北移動。檢討李尹颱風之發展，與克蒂（Kit）颱風北上後所殘存之對流加強有關，使李尹颱風有了發展機會。李尹颱風於11日06Z形成，14日12Z減弱為TD，其移速度頗快，達30km/h，移向始終偏北（因為長波槽滯留在我國東北，而太平洋高壓脊在其右方之故），最後（14日）進入韓國及中國交界，結束其84小時（3.5天）的生命期。

#### 3. 瑪美（Mamie）颱風：

瑪美（Mamie）颱風為繼傑夫（Jeff）、李尹（Lee）颱風之後，在琉球附近海面形成之颱風（圖1），其路徑與二者相似（圖3b）。她亦可說是李尹颱風北上後，所殘留之雲帶再度重新組合發展而成。

瑪美颱風於8月15日18Z形成，其時中心路徑是26.0N 125.7E，中心氣壓996mb，近中心最大風速18m/s（30kt），7級風之暴風半徑120km，原先向東北移動後轉向西北、北移動（圖3b），至17日00Z轉成中度颱風，約在18日中午登陸中國大陸後繼續向北移動，在18日18Z變成輕度颱風，19日18Z進入我國東北。據中央社報導大陸受瑪美侵襲，有19人死亡、146人輕重傷，並引發440mm之豪雨，導致80萬人參與洪水戰鬪，估計有120,000棟房屋被吹毀，200艘船沉沒，災情可謂不輕。

#### 4. 尼爾森（Nelson）颱風：

尼爾森（Nelson）颱風為本年內侵臺颱風（5個）中造成災害最嚴重的颱風。尼爾森颱風誕生之地點在關島北方海面，從8月14日—17日原為TD



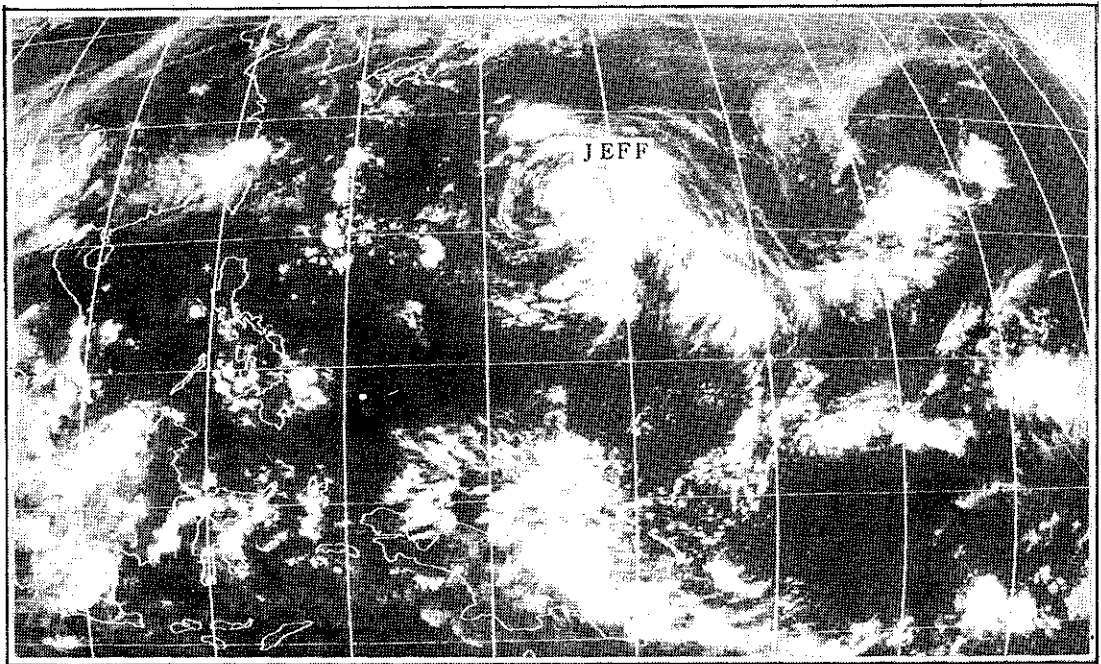


圖 6 民國74年7月22日 00Z (8時) GMS-3 紅外線衛星雲圖  
Fig. 6 A GMS-3 IR satellite picture at 00Z July 22, 1985

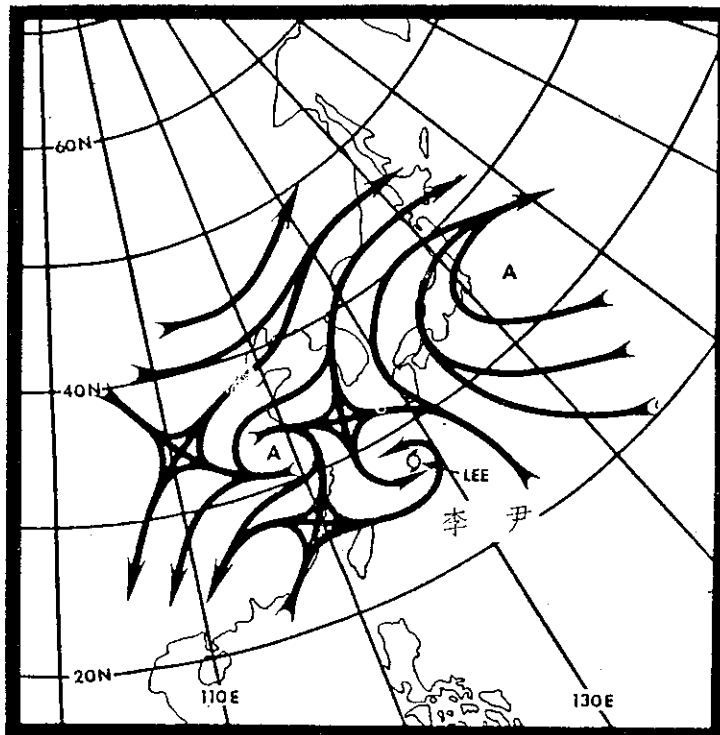


圖 7 民國74年7月12日12Z(20時) 500 毫巴氣流線分析  
Fig. 7 The 121200Z August 1985 500 mb analysis with troughing in the subtropical ridge over the East China Sea

之型態，後因會合其東北方的 TUTT 與受高層之輻散氣流發展影響，導使尼爾森前身 TD 對流活動與氣旋式環流之加強，終在 8 月 18 日 00Z 形成輕度颱風，其時中心氣壓 990mb，中心位置 21.0N 139.8E，近中心最大風速 20m/s，7 級風之暴風半徑 180km，並以 20km/h 速度向西北移動（圖 3b）。此時從氣象衛星雲圖分析，以 Dvorak 方法估計之近中心最大風速已達 18m/s(35kt)之威力。

尼爾森颱風受附近偏暖之 SST 影響（圖 8a）發展極為迅速，於 18 小時後（即 18 日 18Z）即轉成中度颱風，並繼續增強，加上受其北方太平洋副熱帶高壓槽線之影響，大部份動向偏西移動，並對準臺灣而來（圖 8b）。故中央氣象局於 20 日 15 時 30 分（地方時）對臺灣東部及北部海面發布了海上颱風警報，由於尼爾森颱風之移動速度很快（20km/h），且方向（偏西）很穩定，於 23 日 6 時正好接近基隆近海（中心位置 25.5N 121.6E），由其侵臺時，彭佳嶼、基隆及臺北之氣壓追蹤圖（郭俊巖，1986）即可窺其經過情形。尼爾森颱風於 23 日晚上即登陸福建省，於 24 日 06Z 受地形摩擦影響，消耗能量減弱成 TD，結束其生命期。

尼爾森颱風於 22 日夜至 23 日上午間侵襲本省（圖 8c）。

北部的基隆曾出現 15 級陣風，彭佳嶼 17 級以上，臺北亦有 14 級，故才會在北部地區造成嚴重災害。據警政署發布之資料計有：

(一)人員傷亡：

(1)死亡：4 人

(2)失踪：6 人

(3)輕重傷：24 人

(二)房屋倒塌（圖 8d）

(1)全倒：9 間。

(2)半倒：11 間

(三)臺北縣農（漁）業損失——估計新臺幣三億元（漁業約八百萬元）

(四)臺北市路樹（圖 8e）及市招損失慘重，估計在 35,000 棵，（約一千七百萬元），各區市招損毀不少。

(五)停電八十五萬戶，停話約十萬戶。

(六)石門水庫，淡水河水位均超過警戒線。

(七)鐵公路設施破壞甚多，尤其大甲溪橋及三鶯大橋橋墩流失，更為嚴重。

## 5. 歐黛莎(Odessa)颱風：

在八月的颱風旺季裏，同時出現 3 個颱風乃是常見的事。歐黛莎 (Odessa)，派特 (Pat) 及魯碧 (Ruby) 為同時發生在 8 月下旬的三個颱風（圖 9）。

歐黛莎颱風，形成在 8 月 24 日 00Z，其時中心位置在 17.0N 143.1E，中心氣壓 999mb，近中心最大風速 18m/s，7 級風之暴風半徑 100km，起初以時速 12km 速度向東南移動，後因東北方 500mb 槽線影響開始轉向東北至偏北方向。由於太平洋副熱帶高壓西伸，故在 26 日 12Z 又使歐黛莎向西北移動。隨後因派特 (Pat) 颱風的出現，兩者開始發生藤原效應 (Fujiwhara effect) 效應而旋轉，一向西北（向西分量），一向東北（向東分量）（圖 10a）。隨後在 30 日前後與派特交叉而過，於 30 日 06Z 轉向西南，至 18Z 始自北北西而偏向東北移動。此時派特亦急速（時速 34—56km/h）向北遠去，造成一奇特之罕見現象。見圖（3b 路徑圖及 10b）。

歐黛莎之強度以 8 月 27 日 06Z—12Z 及 8 月 28 日 06Z—18Z 最強，近中心最大風速 45m/s(90kt)，中心氣壓最低為 957mb，暴風圈為 180—200km，颱風眼看起來很堅實。歐黛莎雖兩次接近日本南部造成大雨，但並未發生嚴重災害，最後終在 9 月 1 日 06Z 進入西風帶成為溫帶氣旋而消失。

## 6. 派特(Pat)颱風：

派特 (Pat) 颱風之衍生地在臺灣東方海面，原為熱帶性擾動，經發展成 TD 後於 27 日 00Z 變為輕度颱風，中心位置 21.3N 125.8E，中心氣壓 997mb，近中心最大風速 20m/s，7 級風之暴風半徑 120km，初向東北移動，時速 10km/h，至 28 日 06Z 因受歐黛莎之牽制，速度頓趨緩慢至 29 日 12Z 又開始偏北進行，速度也加快一些，而於 9 月 1 日上午與歐黛莎交會後轉北、北北東，進入西風帶成為溫帶氣旋（中心位置 41.2N 137.1E）。

派特颱風剛形成之初，因其動向似為偏西北，中央氣象局於 8 月 27 日 15 時 30 分發布了本年第 4 次海上颱風警報，總計 12 次，終因其中心位置偏北遠離而於 30 日 9 時 40 分（地方時）解除了派特海上颱風警報。

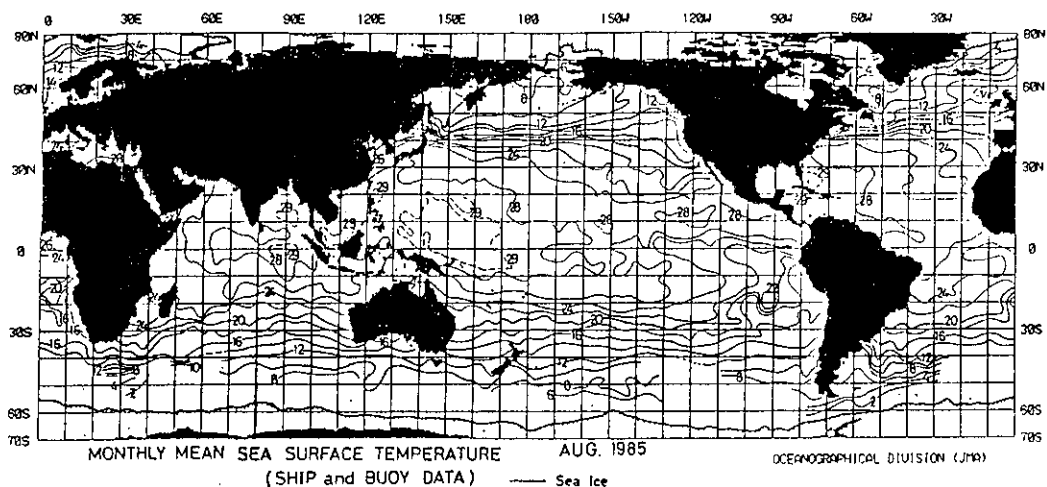


圖 8a 民國74年8月太平洋海（水）面溫度(°C)

Fig. 8a Sea surface temperature of Pacific Ocean in August, 1985.

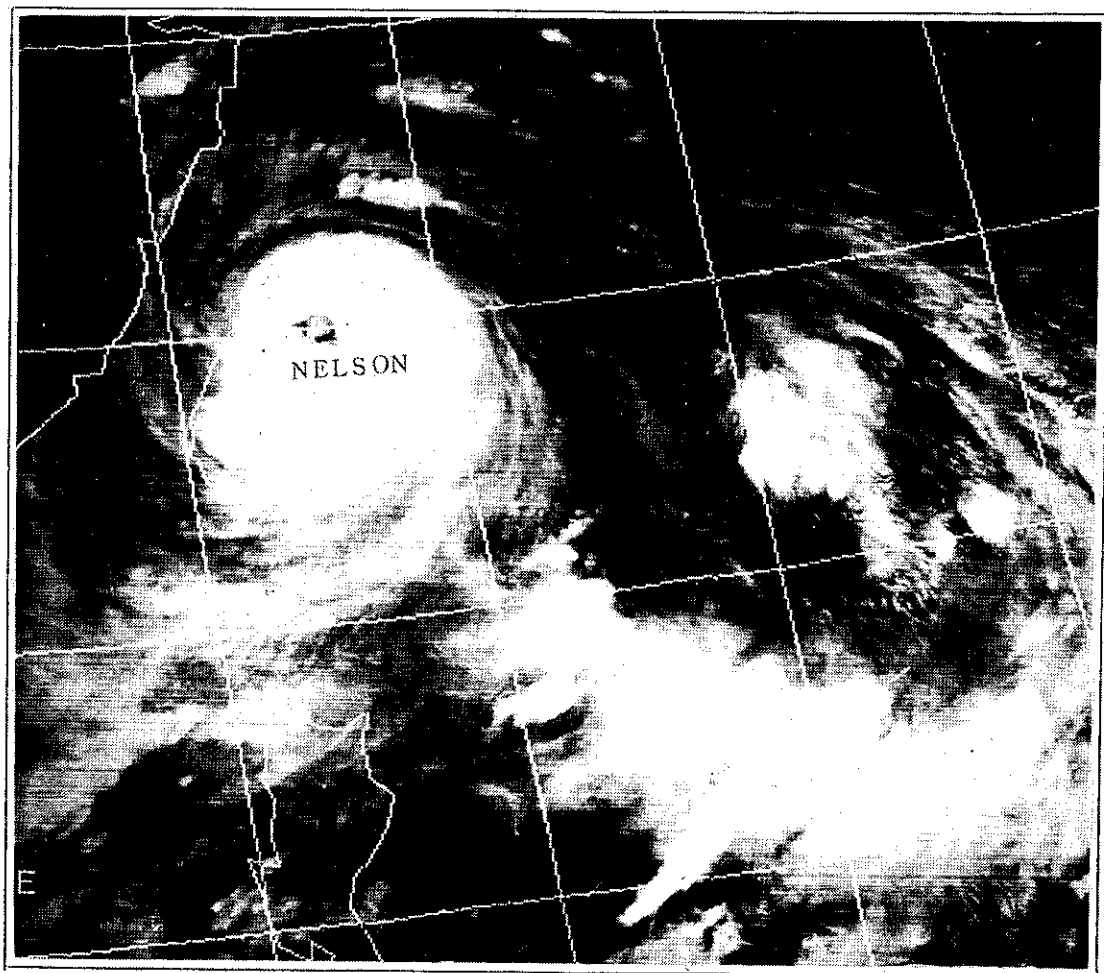


圖 8b 尼爾森颱風接近本省北部前之衛星雲圖（民國74年8月22日17:57:30Z NOAA）

Fig. 8b An IR satellite (NOAA) picture showing typhoon Nelson near northern Taiwan at 17:57:30Z August 22, 1985



圖 8c 尼爾森颱風侵臺時之花蓮站雷達降水回波照片（民國74年8月23日3時），圖中顯示因受地形遮蔽影響，颱風環流只能看到右半邊降水回波。

Fig. 8c A Hualien radar precipitation echo picture showing typhoon Nelson over northern Taiwan (19Z August 22, 1985).

### 7. 魯碧(Ruby)颱風

魯碧(Ruby)颱風之形成與前一個颱風派特只差了一天，其位置正好為歐黛莎之東方，派特之東北方，使三個颱風形成「三國鼎立」之勢，在氣象衛星雲圖上看來頗為壯觀（圖9）。

魯碧颱風形成之時間為8月28日00Z，其中心位置在23.7N 143.6E，中心氣壓995mb，近中心最大風速為20m/s，7級風之暴風半徑120km，因受500mb中層導流之影響，初始行徑為偏北，過了18小時後因中國大陸東岸的反氣旋退縮而其西北方產生了一條深槽的槽，使魯碧開始向西北移動（圖3b），終在31日12Z變成溫帶氣旋進入日本東北方海面。

從28日00Z的低層氣流線分析（圖11）顯示，魯碧與歐黛莎兩者較接近，而派特則離開較遠。總之，在八月下旬同時出現的歐黛莎（Odessa）、派特（Pat）及魯碧（Ruby）颱風，最後均未侵臺，惟三者均登陸日本（包括東京市），其中的歐黛莎且兩次侵襲，造成許多的災害（包括電力及漁船沉沒）。

### 8. 斯凱普(Skip)颱風

斯凱普(Skip)颱風為本年內發生在北太平洋西部東邊的一個颱風，其衍生地在180E以東，後來31日00Z跨過換日線(dateline)，使美國海軍對於這個颱風的警報由原位於夏威夷的海軍西方海洋中心(Naval Western Oceanography Center, NWOC)改由關島聯合颱風警報中心(JTWC)發布。

斯凱普於8月31日12Z形成，其時中心位置15.1N 176.8E中心氣壓998mb，近中心最大風速23m/s，7級風之暴風半徑150km，朝西北移動；速度為8 km/h。斯凱普颱風發展於180E以東的近赤道槽或ITCZ，於9月1日12Z增強至中度，2日00Z又減弱為輕度，但到9月6日18Z變為中度，因移向一直偏北（除了9月3—5日為彎曲形外），終在8日00Z進入西風帶成為溫帶氣旋進入中途島西北方海面，結束其186小時的生命期。

（九月：共有五個颱風發生，依次為8515蒂絲(Tess)，8516衛奧(Val)，8517溫諾娜(Winona)，8518安迪(Andy)及8519白蘭黛(Brenda)。



圖 8d 尼爾森颱風吹毀之房屋

Fig. 8d A picture showing destroyed house related to Nelson



圖 8e 尼爾森颱風吹倒之臺北市路樹

Fig. 8e A picture showing fallen trees related to Nelson

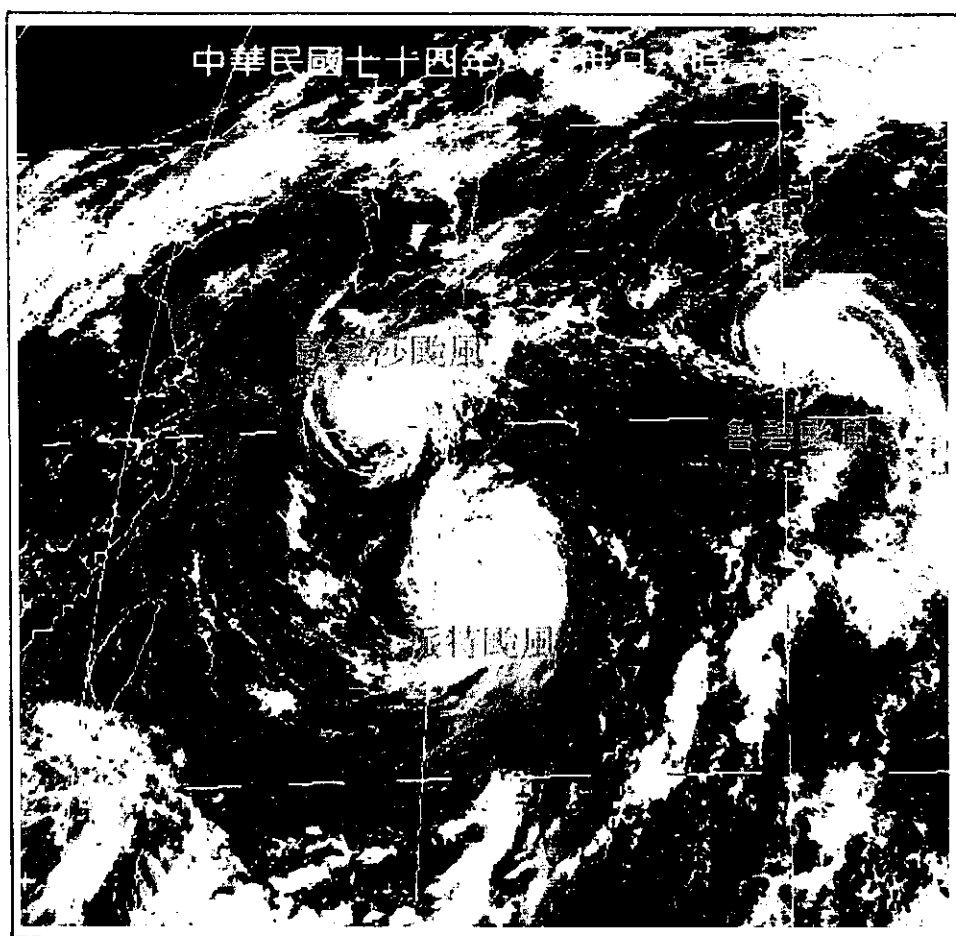


圖 9 民國74年8月30日00Z(8時)同時出現歐黛莎、魯碧、派特三個颱風之衛星雲圖  
Fig. 9 A satellite picture showing "Odessa" "Ruby" and "Pat" typhoon  
(00Z August 30 1985)

### 1. 蒂絲(Tess)颱風：

蒂絲 (Tess) 颱風之發生與前幾個颱風如派特、魯碧及歐黛莎颱風系出同門，同為 ITCZ 活躍期內的產物，其前身 (TD) 發生之位置偏在低緯度 ( $\sim 7^{\circ}\text{N}$ )，且正在關島南方海面，由圖11之低層氣流線分析顯示，關島反氣旋環流跨過關島一帶，而其東南邊正有一氣旋式環流逐步發展之跡象，加上對流活動之加劇及雲量之增多，使蒂絲終在9月1日06Z形成輕度颱風，其時中心位置 $15.1\text{N } 131.1\text{E}$ ，中心氣壓995mb，近中心最大風速 $18\text{m/s}$ ，7級風之暴風半徑 $150\text{km}$ ，並偏西進行，時速 $35\text{km/h}$ 。因鑑於其行徑對巴士海峽及東沙島海面有影響，中央氣象局乃於9月3日16時(地方時)發布了本年第5個海上颱風警報。

蒂絲颱風以平均 $21\text{km/h}$ 之速度向西北移動，在9月4日18Z(5日2時)到達東沙島西南方約250公里之海面上 ( $19.1\text{N } 114.7\text{E}$ )，對本省海面已無影響，中央氣象局乃在9月5日4時(地方時)解除海上颱風警報。蒂絲於9月3日00Z及5日00Z兩次成為中度颱風(參考圖12, 5日03Z之衛星雲圖及附錄)，最低之中心氣壓為967mb (9月5日12—18Z) 近中心最大風速 $38\text{m/s}(75\text{kt})$ ，7級風之暴風半徑 $280\text{km}$ 。蒂絲在9月6日06Z進入香港西北方後減弱為TD，並引入旺盛西南氣流給廣東帶來了200mm以上的雨水，造成洪水現象。據中央社報導，沖沒了62個村莊，有26人死亡，120人失蹤，11萬公頃農地遭洪水淹沒(請參考圖3c路徑圖)。

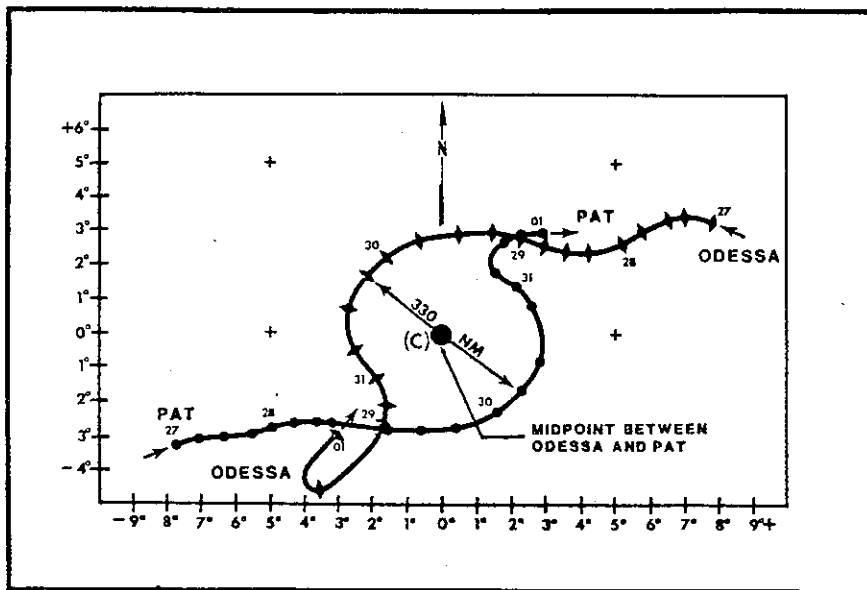


圖 10a 歐黛莎與派特颱風發生藤原效應之示意圖

Fig. 10a A diagram showing Fujiwhara effect between Odessa and Pat. The positions of both Pat and Odessa relative to the midpoint reflect the inward, spiralling interaction between the two systems with time.

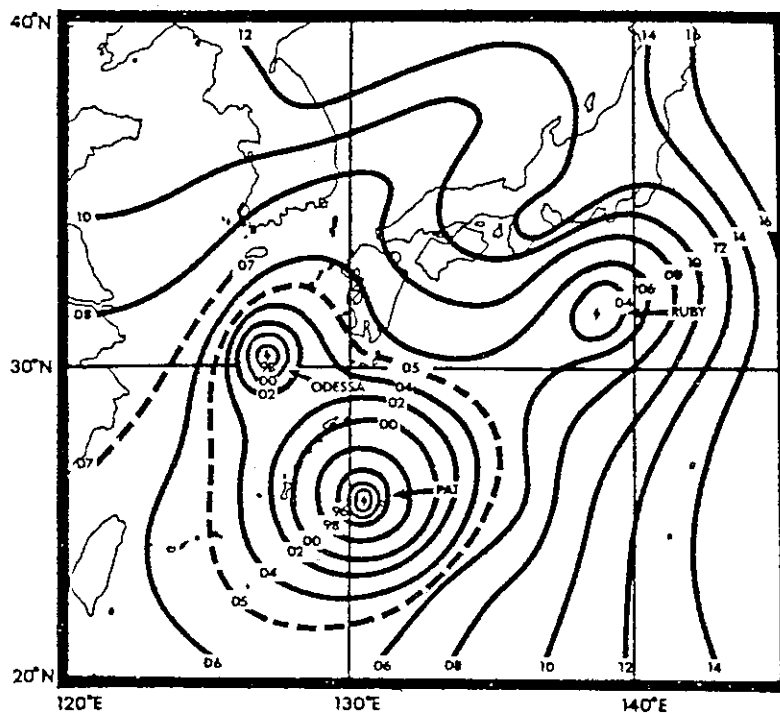


圖 10b 民國74年8月30日00Z(8時)之地面圖

Fig. 10b Surface chart showing the isobaric analysis for 300000Z August, 1985 indicate the size difference between Pat and the small compact Odessa. The weaker system to the northeast in tropical storm Ruby, which remained solitary and apparently didn't into the interaction.

## 2. 衛奧 (Val) 颱風：

衛奧 (Val) 為本年發生在北太平洋西部的第十六個颱風 (編號八五一六)，亦為侵臺的第四個颱風。其前身為位於關島西方海面的 TD，經數日之醞釀，於 9 月 15 日 00Z 形成輕度颱風，中心氣壓 999 mb，中心位置在 18.1N 132.0E，即在恒春東南東方約 1280 公里之海面上，向西北西 (280°) 移動，時速 18 km/h，中心附近最大風速 18 m/s，7 級風之暴風半徑 150 km，由於衛奧颱風移動快速，且其方向對本省東部海面及巴士海峽具有威脅性，中央氣象局乃於是日下午 4 時 (地方時) 發布海上颱風警報，接著於 16 日 12 時 55 分發布海上陸上颱風警報，至 17 日 21 時 15 分解除海上警報。

衛奧颱風中心於 17 日最接近本省南方海面 (圖 3c 及圖 13)，其最強階級在 16 日 12Z—18Z，近中心最大風速為 25 m/s，平均移速 27 km/h (算是一個很快的颱風)，最後終在 17 日 18Z 減弱成 TD，結束 72 小時的生命期。就衛奧侵臺災情而言，以花東地區災情較為嚴重，尤以鐵路為最，東北部宜蘭山區及北部桃園因受衛奧颱風間接影響引起豪雨，房屋倒塌九棟，三人輕傷，一人失蹤。惟衛奧颱風進入臺灣海峽南部後即減弱為 TD。有關衛奧颱風侵臺詳情請見吳德榮 (1986) 報告。

## 3. 溫諾娜 (Winona) 颱風：

溫諾娜 (Winona) 颱風為本年內生命期僅次於艾爾西 (Elsie) 的短命颱風，其生命期只有 42 小時，由於生成於南海 (今年第一個)，且環流受陸地破壞影響，很快消滅。

溫諾娜是 9 月 21 日 00Z 形成，其熱帶擾動雲簇 (clusters) 在 18 日即在南海出現，隨後向西北移動，其時中心位置在 19.5N 111.6E，中心氣壓 996 mb，近中心最大風速 20 m/s，向北北西移動，時速 12 km/h，於 22 日 12Z 登陸中國大陸後減弱為 TD (圖 3c)。

## 4. 安迪 (Andy) 颱風：

安迪 (Andy) 颱風為本年第二個在南海形成的颱風。他的前身為生長在呂宋島東南方海面的熱帶擾動，經數日的發展於 9 月 28 日 06Z 變成輕度颱風，中心位置 19.2N 114.4E，中心氣壓 999 mb，近中心最大風速 18 m/s，7 級風之暴風半徑 120 km，以時速 14 km/h 速度向西南西移動，可能受中間一高層東北氣流影響，之後又轉向西進行 (圖 3c)。

安迪颱風雖形成於南海，但因從 TD 發展至颱

風期間，經過廣大海面使他有時間吸收足夠 (水汽) 能量，在短短 24 小時後，轉成中度颱風 (29 日 06Z)，且一直維持到 10 月 1 日 12Z，於登陸越南後減弱為 TD (未有災情報告傳出)。

## 5. 白蘭黛 (Brenda) 颱風：

白蘭黛 (Brenda) 颱風係本年發生在北太平洋西部上的第 19 個颱風，亦為今年侵襲臺灣地區的第一個颱風。

白蘭黛颱風原為關島西方海面 (9 月 27 日中心位置約在 13N 142E) 的熱帶性擾動，初生時以時速 20-30 km/h 向西到西北西方向移行約 1500 km，於 9 月 29 日增強為熱帶性低氣壓，因正值醞釀階段，其中心位置極不穩定，至 9 月 30 日 12Z 增強為輕度颱風，中心位置在 15.9N 130.3E，近中心附近最大風速 18 m/s，相當於 8 級風，最大陣風 23 m/s，相當於 9 級風，7 級風之暴風半徑 100 km。10 月 1 日 00Z 威力增強為中度颱風，暴風半徑也擴大至 300 km。爾後，高空槽線接近日本，因而受到牽引，向北跳移約二個緯度，直到 10 月 1 日 18Z 槽線通過日本，白蘭黛脫離其導引，並於 10 月 2 日 00Z 起，向西北偏西的方向移動，此期間約有 18 小時在 18N、129E 附近打轉 (見圖 3c 白蘭黛路徑圖)，其威力繼續增強，並於 10 月 3 日 06Z 達到最強階段，近中心最大風速 45 m/s，相當於 14 級風，中心最低氣壓 964 mb。

中央氣象局鑑於白蘭黛颱風之移動方向將威脅本省附近海域，因而於 10 月 2 日 16 時 5 分 (地方時) 對臺灣東部海面及巴士海峽發布海上颱風警報，籲請航行船隻戒備。

10 月 3 日 00Z 鑑於華中高氣壓強度已有減弱的跡象，將導致白蘭黛颱風在接近臺灣東南面時有轉向偏北移動的可能，而且其暴風半徑廣達 350 km，勢必威脅臺灣陸地，因此於 9 時 20 分發布東部地區陸上警報。圖 14a 為白蘭黛颱風 (有大眼) 在 10 月 4 日 01Z 最接近臺灣東北部時之日本 GMS-3 紅外線衛星雲圖。

雖然中度颱風白蘭黛，挾其強風豪雨 (陽明山 492 mm，鞍部 378 mm，大尖山 375 mm) 侵襲臺灣地區，但幸其速度加快，減少風雨影響臺灣地區的時間，除北部、東北部山區豪雨外，臺東地區出現焚風，創下十月份臺東地區攝氏 37.2°C 的最高氣溫紀錄。



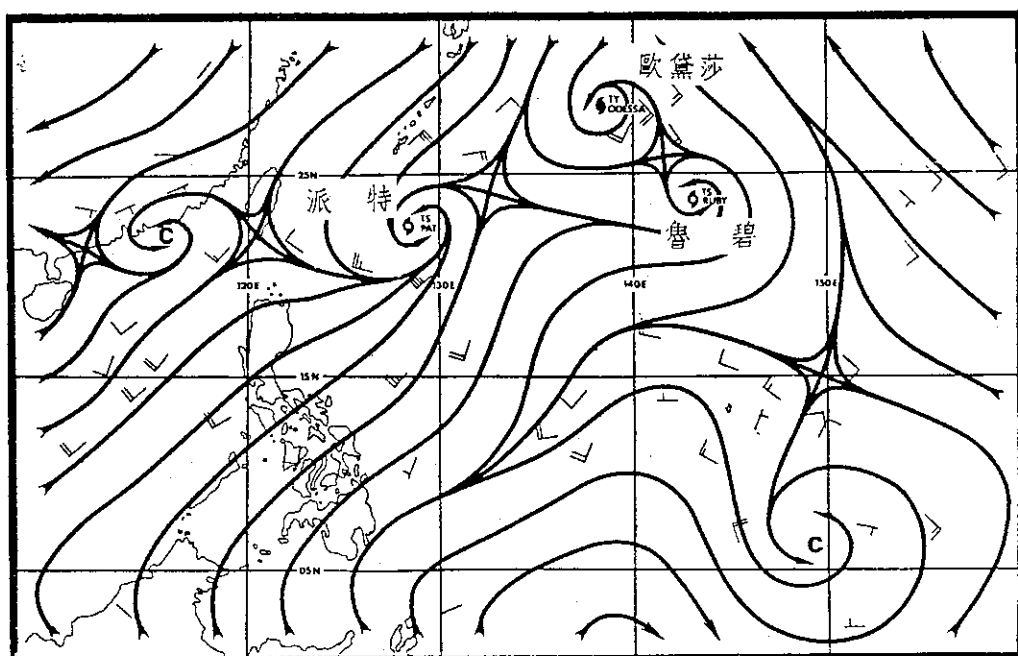


圖 11 民國74年 8 月 28 日 00Z (8 時) 地面氣流線分析

Fig. 11 A surface streamline analysis at 00Z August 28, 1985. The chart showing tropical storm Ruby located at the eastern end of the southwest monsoon flow where it converges with the southwest trades.

白蘭黛颱風在北部及東部地區造成災情 (到 4 日下午 5 時止) 全省有一人死亡，四人受傷，並造成少數公路毀壞。

蘇澳漁港內有卅幾艘漁船因相互碰撞而損壞，頭城區漁會轄區內的四處漁港，有四艘十噸的漁船在港內沉沒。此外，臺北市介壽路為慶祝雙十節所搭建的牌樓在 4 日上午因強風而吹垮，壓毀許多汽車及壓傷行人 (圖 14b)。

白蘭黛於 9 月 30 日 12Z 形成後，向西北移動，但至 10 月 1 日 18Z 突然減慢，至 2 日 12Z 止，在原地打轉呈半「8」字形，之後即以穩定西北方向迫近臺灣東方海面，其強度也迅速增強，至 10 月 3 日 06Z 中心氣壓降至 964mb，近中心最大風速 45m/s，7 級風之暴風半徑擴大至 400km，以時速 28km 向北—西北移動。白蘭黛遠離臺灣後一直偏北移行，且未登陸中國大陸，而在 10 月 5 日 12Z 進入西風帶，成為溫帶氣旋。有關白蘭黛颱風侵臺詳情請參閱王世堅 (1986) 報告。

(十)十月：有四個颱風發生，依次為 8520 西仕 (Cecil)、8521 黛特 (Dot)、8522 艾勒士 (Ellis)

及 8523 費依 (Faye) 颱風。

#### 1. 西仕 (Cecil) 颱風：

西仕為本年度第二個強烈颱風，亦為發生在南海的第三個颱風。其前身的 TD 位在菲律賓的東南方海面，經多日 (8—11 日) 的醞釀於 10 月 12 日 18Z 形成輕度颱風，中心位置在 11.4°N 117.9°E，中心氣壓 998mb，7 級風之暴風半徑 150km，以時速 18km 向西北移動，於 13 日 18Z 變成中度颱風，15 日 06Z 再變成強烈颱風，中心氣壓 945mb 中心附近最大風速 51m/s (100kt)，7 級風之暴風半徑 250km，並繼續向西北西移動，直撲中南半島，最後於 10 月 16 日減弱成 TD (圖 3d)。

西仕颱風於 15 日晚間登陸越南 (在 Hue 之北方 40 公里處)，挾其強風及豪雨，導致越南近年來最嚴重的災害。根據越南官方報導計 72 人死亡，128 人失蹤，560,000 人無家可歸，200,000 幢房子被吹毀，850 艘船沉沒，70,000 英畝農田淹沒，9,000 幢學校教室受損，電力電話損失不計其數，合計損失 6 千 5 百萬美金。堪稱近年來越南最大的一次天然災害。

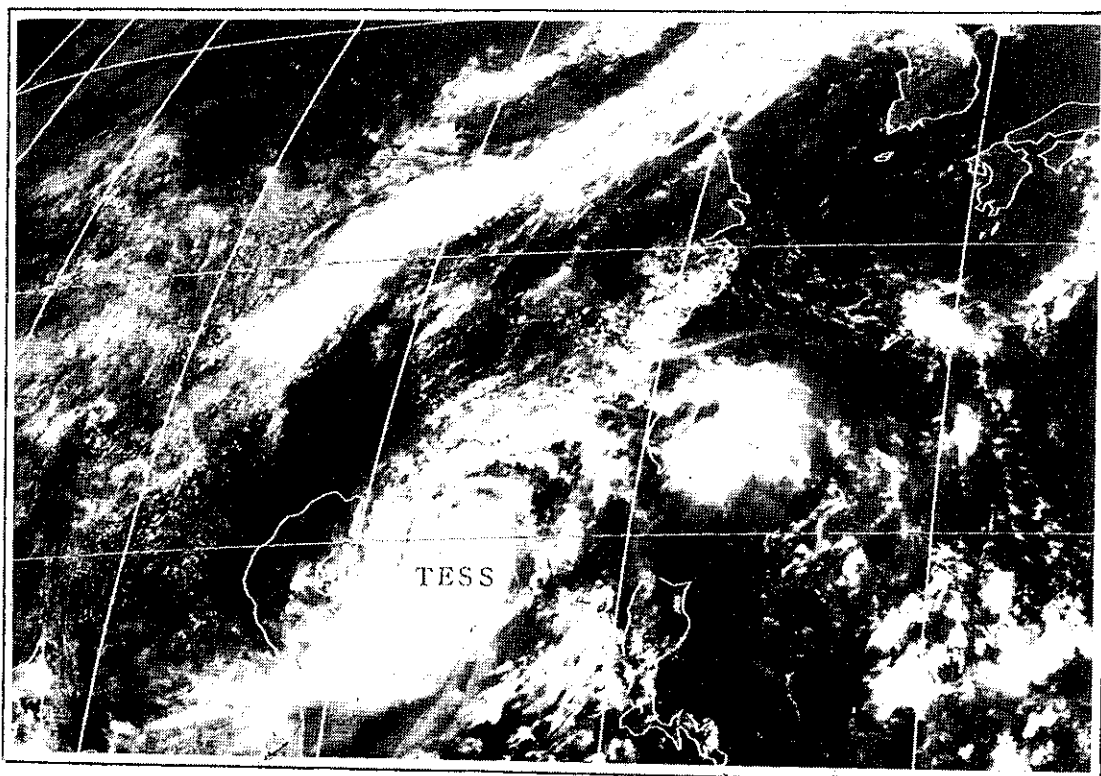


圖 12 民國74年9月5日03Z(11時) 之可見光衛星雲圖  
Fig. A GMS-3 VIS satellite picture at 03Z September 5, 1985.

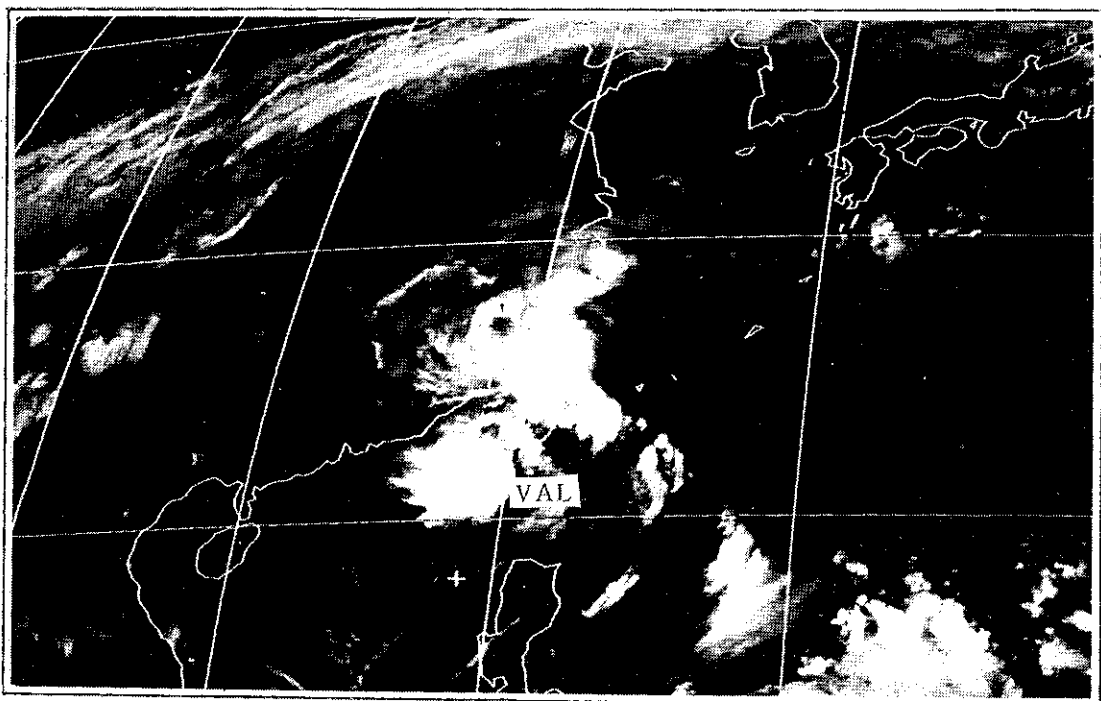


圖 13 民國74年9月17日03Z (11時) 紅外線衛星雲圖  
Fig. 13 A GMS-3 IR satellite picture at 03Z September 17, 1985.

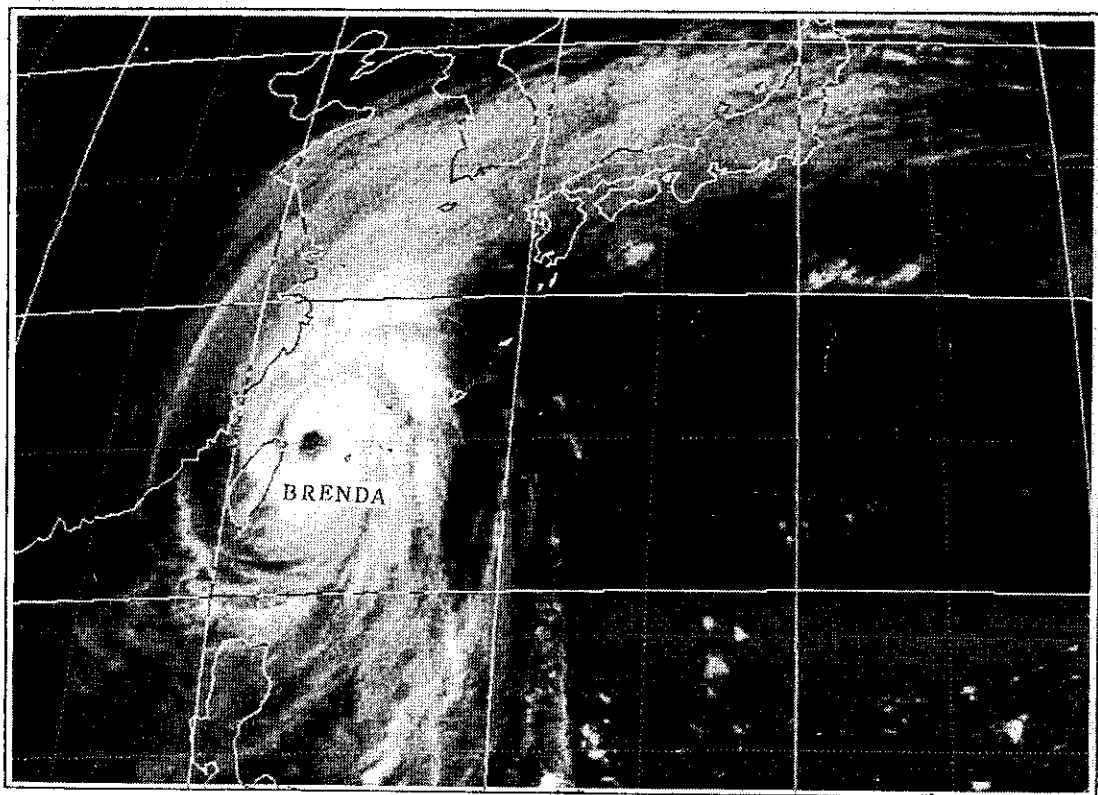


圖 14a 民國74年10月4日01Z(9時)紅外線衛星雲圖

Fig. 14a A GMS-3 IR satellite picture at 01Z October 4, 1985

## 2. 戴特 (Dot) 颱風：

戴特颱風在本年內為唯一達到超級颱風的一個颱風，其生命期亦特長，高達216小時（9天），好在她接近菲律賓時，威力已略減弱，否則造成之災害（僅有46人死亡，20萬人受影響）將不下於1984年9月的艾克 (Ike) 颱風（根據官方統計當時有1,028人死亡，2,861人受傷，446人失蹤，房屋全半倒24萬棟損失美金2億元）。

十月裏的颱風，因受太平洋副熱帶高壓之南移，故ITCZ具有向赤道移之趨勢，以致熱帶擾動或TD之發展均偏在低緯度（約10N上下），戴特之形成亦不例外。戴特原（10月10日）為關島東方海面（10N）的赤道槽內之擾動，經數日之發展終在13日06Z形成輕度颱風，中心位置為10.9N 146.6E，中心氣壓997mb，近中心最大風速18m/s，7級風之暴風半徑100km，以24km/h速度向西北西移動。於14日18Z變成中度颱風，15日12Z成為強烈颱風，暴風半徑亦繼續擴大，因廣闊海洋吸收能量快而容易，終在16日00Z發展成超級颱風，此時中心氣壓為935mb，從16日12Z至17日00Z達於巔峯，中心氣壓降至897mb，為本年內中心氣壓最低

的颱風（見圖15a）中心附近最大風速也成為77m/s，陣風高達85m/s（165kt），由圖19b中可見其颱風眼極為清晰。至10月18日06Z始減弱為強烈颱風（近中心最大風速60m/s），18日18Z成為近中心最大風速為43m/s的中度颱風（圖15b），21日12Z登陸海南島及中南半島後迅速減弱為輕度颱風，終在10月22日00Z變成TD，（請見圖3d路徑圖）結束其勇猛輝煌的生命期（共216小時）。

## 3. 艾勒士 (Ellis) 颱風：

艾勒士 (Ellis) 颱風之為十月份內發生的第三個颱風，其生成時間為10月16日00Z，中心氣壓1000mb，中心位置在10.1N 152.8E，近中心最大風速18m/s，起初向西北移動，後轉向西南，為一路徑相當怪異的颱風（圖3d）。

艾勒士颱風原為超級颱風戴特 (Dot) 遠離後之殘餘雲團（尾端），並盤據在關島東南方海面上（或為ITCZ），生成後因高低層環流不一致，高層環流趨向北方，低層環流趨向南方，導致艾勒士偏向西移動，但一直無法發展，最強的強度在18日00Z—12Z，近中心最大風速僅25m/s。艾勒士最後於20日00Z在關島南方海面減弱成TD。

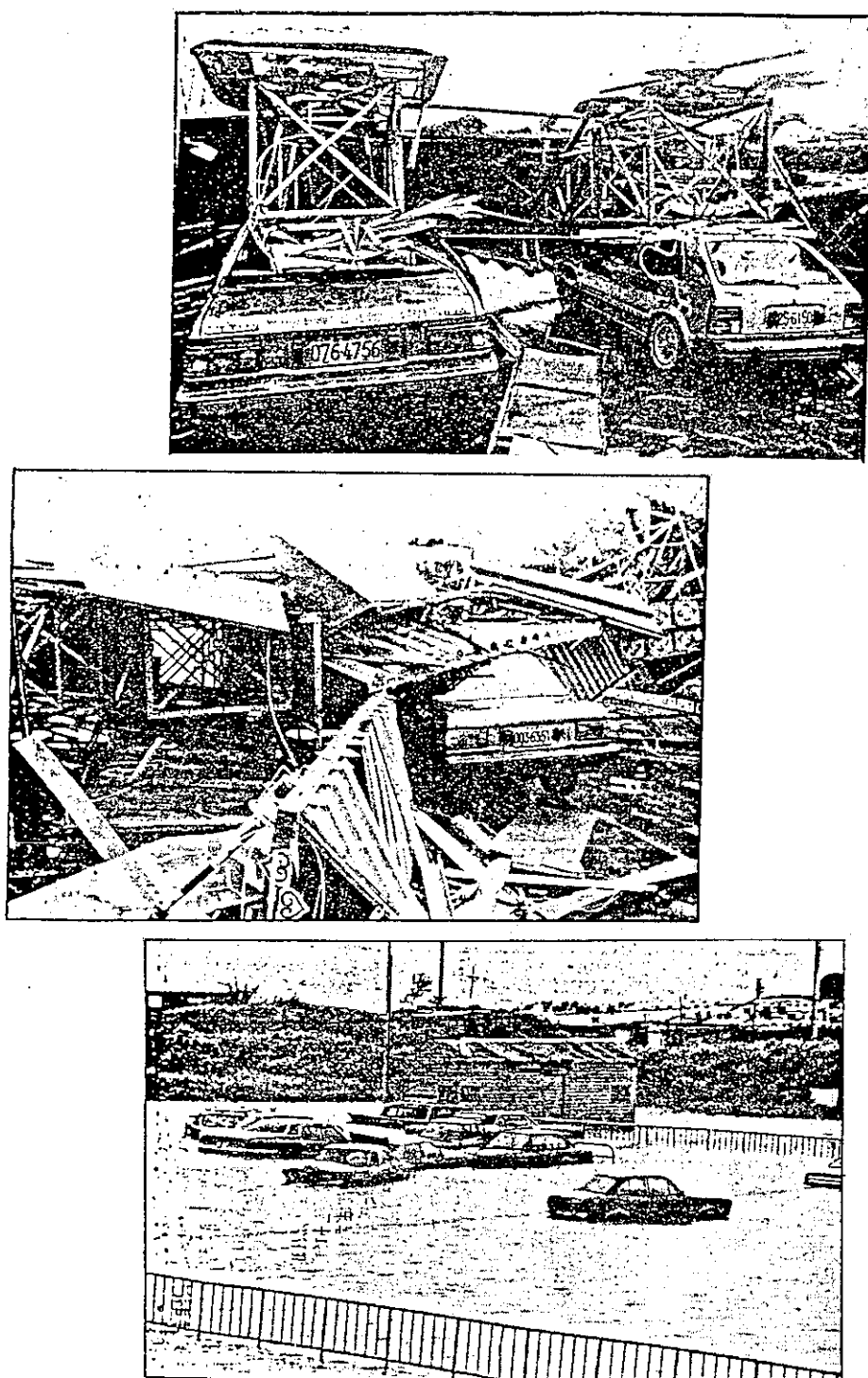


圖 14b 白蘭黛颶風引起之災情照片

Tig. 14b A picture shows the damages during typhoon Brenda's passage

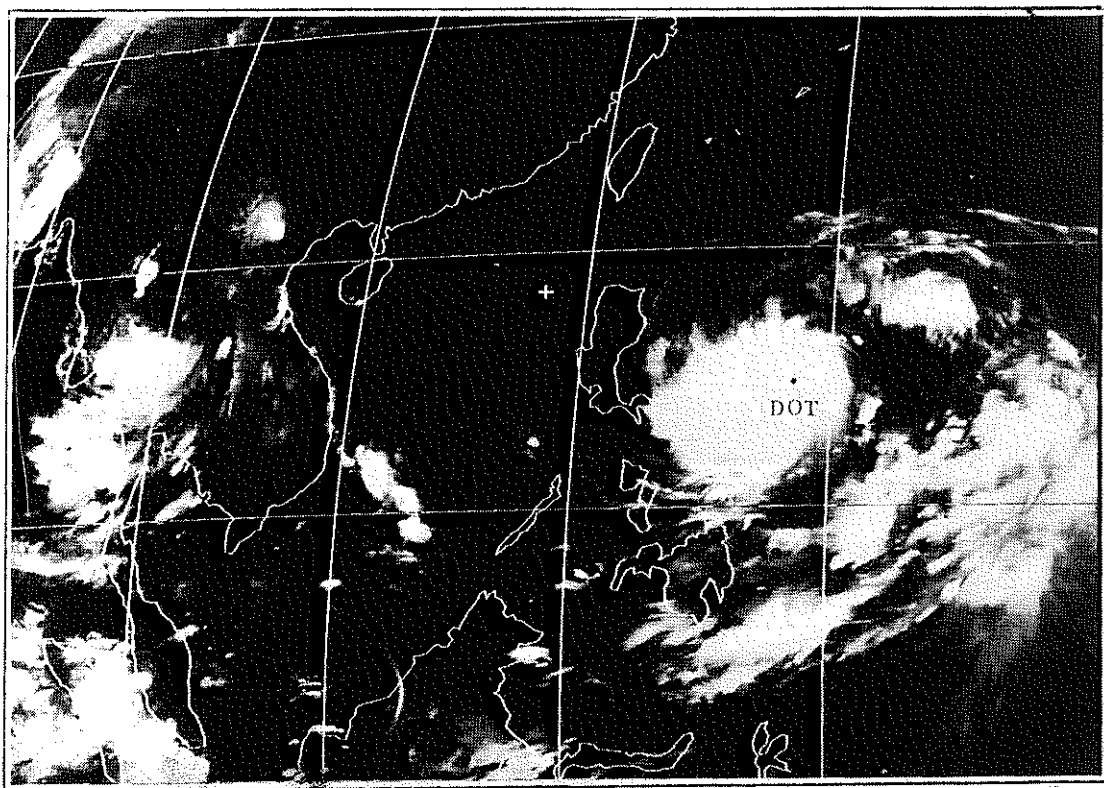


圖 15a 民國74年10月17日00Z(8時) 紅外線衛星雲圖  
Fig 15a A GMS-3 IR satellite picture at 00Z October 17, 1985.

#### 4. 費依 (Faye) 颱風：

費依颱風為本年內第四個強烈颱風，其生命期亦甚長，達 216 小時（9 天），她的行徑亦很怪異，其中有一段呈半“8”字形（25—26 日），另 27—29 日間移動速度極為緩慢，平均速度只有 6km/h，費依颱風末期移向為東北，進入日本南方海面後消失。

就綜觀氣象系統分析，費依實際上為合併艾力士颱風之雲系重新組合而成。於 23 日 18Z 正式命名為「費依」，其時之中心位置在 14.6N 123.0E，中心氣壓 998mb，近中心最大風速 18m/s，隨後費依繼續向西北移動，穿過呂宋島後威力又略增強，此時東北季風適時南下，使其行徑速度更為減緩，並作了一個半“8”字形路徑後轉向「東北」移動，於 28 日 18Z 成為中度颱風，30 日 00Z 成為強烈颱風，30 日 06Z 又再減弱為中度颱風，31 日 12Z 成為輕度颱風，至 11 月 1 日 12Z，進入日本南方海面的西風帶，減弱成溫帶氣旋，結束其漫長的生命期（圖 3d）。

(v) 十一月：只有一個颱風戈登 (Gordon)

戈登 (Gordon) 颱風為本年 11 月內唯一的颱風，亦是本年內發生在南海的第四個颱風，因其生成地能源供應之限制，故戈登始終沒有增強其威力，近中心最大風速最大僅 23m/s (25 日 00Z)，且一度減弱為 TD (11 月 21 日 18Z—23 日 00Z)。

戈登颱風於 11 月 21 日 00Z 形成，中心位置在 8.0N 112.1E，中心氣壓 999mb，近中心最大風速 18m/s，7 級風之暴風半徑 100km，初始行徑向東北移動，速度 6—7km/h 間，至 21 日 18Z 又成 TD，11 月 23 日 06Z 再增強為輕度颱風，並開始向北、西北移動，於 25 日下午登陸越南後，減弱成 TD，結束其生命期。

(vi) 十二月有二個颱風生成，一為賀璞 (Hope) 一為歐敏 (Irving)。

#### 1. 賀璞 (Hope) 颱風：

賀璞 (Hope) 為本年內發生在冬季 12 月內兩個颱風之一，亦為本年內第五個強烈颱風。她發生在低緯度 ITCZ 上，其行徑路線亦頗為詭異，起初向西北、北後轉為向東南移動（圖 3d）。

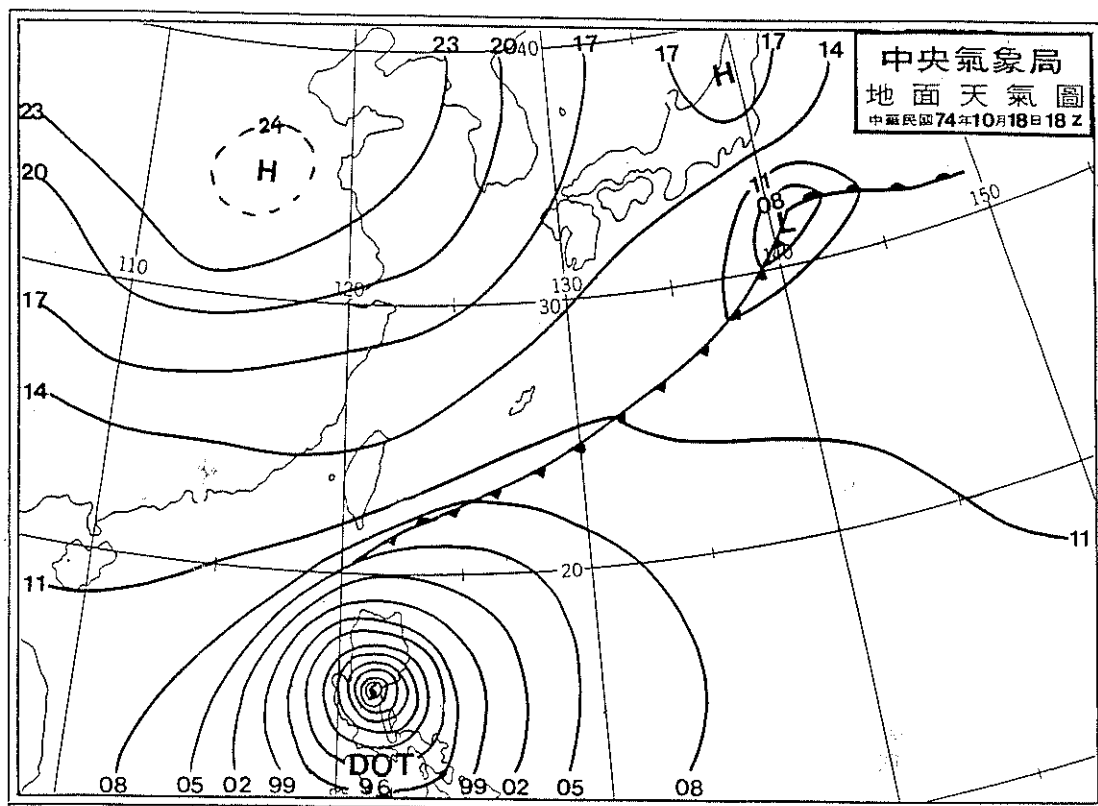


圖 15b 民國74年10月18日18Z (19日2時) 地面天氣圖  
Fig. 15b Surface chart at 18Z October 18, 1985.

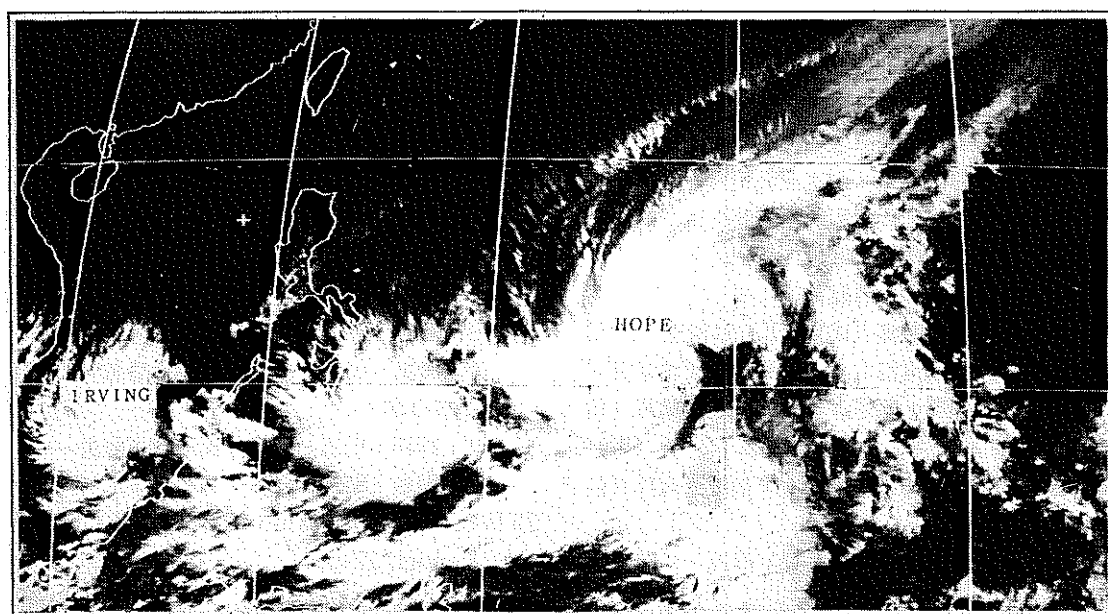


圖 16 民國74年12月18日06Z(14時)紅外線衛星雲圖  
Fig. 16. A GMS-3 IR satellite picture at 06Z December 18, 1985.

當戈登颱風在11月25日在越南消失後，東北季風控制遠東地區，ITCZ 盤據在關島、雅浦島附近對流極度活躍，低層環流加強，使得賀璞有機會在12月18日 00Z 形成(圖16)，中心位置在 10.4N 137.8E，近中心最大風速 18m/s，7 級風之暴風半徑120km，向西北移動。至19日00Z，賀璞轉變為中度颱風，20日06Z 變為強烈颱風(近中心最大風速51m/s)，惟其強烈強度維持不久，於20日18Z 又減弱為中度颱風，23日18Z 再轉成輕度強度，並偏向北北東移動，終在12月24日12Z 在生成源地附近變成TD，結束162小時(6.8天)的生命期。

#### 2. 歐敏 (Irving)

歐敏 (Irving) 為本年內最後一個發生及出現緯度最低的颱風，亦是生成在南海的第五個颱風，其行徑受冬天複雜氣流的影響，顯得頗為曲折。

歐敏於12月18日00Z 與賀璞同時誕生，惟比賀璞(Hope) 生命期為短(圖16)。其起初形成時之中心位置在 7.8N 114.6E，中心氣壓 995mb，近中心最大風速28m/s，7 級風之暴風半徑為180km，並向西南移動，時速 9km，至12月19日 00Z 轉向西北西移動，12月20日12Z 再轉向西南西，於21日12Z 減弱為TD，消失在越南東南方海面(圖3d)。

### 四、結 論

本年內颱風共有26個，接近38年之平均值，(26.0與26.8之比)。中央氣象局在這一年中共發布了五次海上陸上颱風警報(依次為海爾、傑夫、尼爾森、衛奧及白蘭黛)，兩次海上颱風警報(派特及蒂絲)，其中以尼爾森颱風對臺灣地區所造成之人員傷亡及財物損失最為嚴重。

綜觀本年內之颱風特點如下：

(1)大部衍生在關島(或145°E)以西至 120°E 內，佔38.5%。而南海有 5 個颱風發生頗為罕見。

(2)就強度而言，除了一個戴特為超級颱風(佔 3.8%) 外；其他共有 4 個強烈颱風(佔 15.4%)；12個中度颱風(佔46.2%)；9 個輕度颱風(佔 34.6%)。

(3)發生頻率以 8 月(共 8 個) 最高，佔30.8%

，9 月次之(有 5 個)，佔19.2%。而 2—4 月均無颱風出現。而 9 月後至冬天南海共出現了 5 個颱風，亦為鮮見。

(4)就颱風生命期而言，平均為 5.3 天，最長者為傑夫，有10.25天(246小時)，最短者為艾爾西，僅持續了一天(24小時)。

(5)就路徑分析，以近拋物線、多彎曲形及半“8”字形者最多，可見颱風路徑預報之困難。

(6)本年內在臺灣地區測得颱風中心最低氣壓為 8 月22日，出現在彭佳嶼的尼爾森颱風，為 938.8 mb(彭佳嶼)，近中心最大風速 62.7m/s(彭佳嶼)，測得最大雨量為阿里山的491.8mm。

(7)24 小時預報向量誤差之校核，平均誤差為 169.6km (91.7n.m)。最小之誤差為尼爾森侵臺時段，僅為46km。最大誤差為230km。

### 五、致 謝

本報告之完成，承中央氣象局衛星站提供衛星雲圖。又洪秀菊、徐麗莉小姐之幫助繪圖及繕稿始得完成，謹致十二萬分謝意。

### 六、參 考 文 獻

- 林燕璋，1986：民國七十四年颱風調查報告——侵臺颱風(8504)海爾，氣象學報，32，1，p.24-40。
- 江綠貴，1986：民國七十四年颱風調查報告——侵臺颱風(8506)傑夫，氣象學報，32，1，p.41-57。
- 郭俊巖，1986：民國七十四年颱風調查報告——侵臺颱風(8510)尼爾森，氣象學報，32，2，p.120-145。
- 王世堅，1986：民國七十四年颱風調查報告——侵臺颱風(8519)白蘭黛，氣象學報，32，3，p.127-146。
- 吳德榮，1986：民國七十四年颱風調查報告——侵臺颱風(8516)衛奧，即將出版。
- JTWC, 1986: 1985 Annual Tropical Cyclone Report, 274pp.

表1 民國七十四年北太平洋西部地區颱風網要表  
Table 1 Summary of typhoon information for the western North Pacific Ocean in 1985

月 份	當 年 次 編 號	本 公 司 元	颱 風 名 稱  (typhoon names)	起 訖 時 間			生 命 期  (時)	衍 生 地 區  (Source areas of generation)	成 經 度 颱 風 以 上 地 點  北緯 東經	平 均 移 速  km/h	消 失 或 衰 減 成  TD 或 溫 帶 氣 旋 之 地 點	觀 測 最 低 中 氣 心 壓  (mb)	近 最 大 中 風 心 速  (m/s)	出 現 之 最 大 暴 風 半 徑  (km)		強 度 分 類	中 氣 象 報 告 階 級  (號次)	路 徑 型 式  與 轉 折 點  (track types)	備 註  (remarks)	
				全 部 起 訖  (life cycle)	中 度 以 上  (moderate)	強 烈 以 上  (severe)								7 級  (30 KTS)	10 級  (50 KTS)					
1	1	8501	艾爾西(Elsie)	0706Z~0800Z	—	—	24	關島東南方海面	6.7 153.2	32	關島東南方海面	995	20	150	—	輕度	—	西北向直線	1人死亡 6人失蹤 12人輕重傷	
1	2	8502	費 賓(Fabian)	0806Z~1206Z	—	—	102	菲律賓羣島東方海面	12.4 134.0	8	關島西南方海面	989	28	150	—	"	—	半"8"字形後呈西北向路徑		
5	1	8503	蓋 依(Gay)	2106Z~2606Z	2300Z~2600Z	2406Z~2418Z	126	"	13.6 132.1	21	日本東南方海面	951	51	300	100	強烈	—	近拋物線		
6	1	8504	海 爾(Hal)	2000Z~2506Z	2012Z~2412Z	—	132	"	15.0 130.9	17	廣東省境	955	48	350	250	中度	海陸	偏西直線		
6	2	8505	伊 瑪(Irma)	2500Z~0106Z 2200Z~2600Z	2706Z~0100Z	—	156	"	9.4 134.0	22	日本千島羣島	957	45	400	200	"	—	標準拋物線		
7	1	8506	傑 夫(Jeff)	2700Z~3118Z 0106Z~0206Z	2900Z~3018Z	—	246	琉球島東南海面	22.7 146.1	17	中國大連港附近海面	967	38	230	80	"	海陸	多彎曲形		
8	1	8507	克 蒂(Kit)	0400Z~1100Z	0606Z~1006Z	—	174	琉球東方海面	27.5 133.1	16	日本海	959	43	250	100	"	—	近拋物線		
8	2	8508	李 尹(Lee)	1106Z~1412Z	—	—	84	琉球東南方海面	23.4 130.2	30	韓國與中國交界處	980	30	250	50	輕度	—	近乎偏北直線		
8	3	8509	瑪 美(Mamie)	1518Z~1918Z	1700Z~1818Z	—	102	琉球西南方海面	26.0 125.7	24	中國瀋陽附近	975	35	250	50	中度	—	近拋物線		
8	4	8510	尼爾森(Nelson)	1800Z~2406Z	1818Z~2318Z	—	156	琉球島南南西方海面	21.0 139.8	19	福建省境	961	48	350	150	"	海陸	偏西直線		
8	5	8511	歐黛莎(Odessa)	2400Z~0106Z	2500Z~3100Z	—	204	關島北北西方海面	17.0 143.1	21	日本西方近海	957	45	200	80	"	—	多彎曲形	(侵臺) 中心通過基隆近海，橫向福建省境，北部災情嚴重，4人死亡6人失蹤24人輕重傷	
8	6	8512	派 特(Pat)	2700Z~0100Z	2806Z~3118Z	—	126	臺灣東南東方海面	21.3 125.8	24	日本海	961	48	250	100	"	海上	近乎北向直線	(未侵臺)	
8	7	8513	魯 碧(Ruby)	2800Z~3112Z	—	—	90	琉球島東南方海面	23.7 143.6	25	日本東北方近海	975	28	150	30	輕度	—	"	(未侵臺)	
8	8	8514	斯凱著(Skip)	3112Z~0800Z	0112Z~0200Z 0618Z~0800Z	—	186	關島東方海面	15.1 176.8	18	中途島 (Midway) 西北方面	974	40	200	80	中度	—	多彎曲形		
9	1	8515	蒂 絲(Tess)	0106Z~0606Z	0300Z~0312Z 0500Z~0600Z	—	126	菲律賓羣島東方海面	15.1 131.1	21	香港西北方之處	967	38	280	80	"	海上	近乎偏西直線		(未侵臺)
9	2	8516	衛 奧(Val)	1500Z~1718Z	—	—	72	呂宋島東方海面	18.1 132.0	27	臺灣海峽南部海面	992	25	150	—	輕度	海陸	"		(侵臺) 東南部略有災情
9	3	8517	溫諾娜(Winona)	2100Z~2212Z	—	—	42	海南島東方近海	19.5 111.6	11	廣東省境	990	25	120	—	"	—	近乎偏北直線		
9	4	8518	安 迪(Andy)	2806Z~0200Z	2906Z~0112Z	—	96	海南島東方海面	19.2 114.4	12	越南境內	970	35	200	80	中度	—	近乎偏西直線		
9	5	8519	白蘭黛(Brenda)	3012Z~0512Z	0100Z~0512Z	—	126	呂宋島東南東方海面	15.9 130.3	28	韓國釜山附近海面	964	45	400	150	"	海陸	呈半"8"字形後呈拋物線		(侵臺) 掠過本省東北部1死4傷4漁船沉沒
10	1	8520	西 仕(Cecil)	1218Z~1612Z	1318Z~1606Z	1506Z~1518Z	96	菲律賓羣島西方近海	11.4 117.9	20	越南境內	945	51	250	150	強烈	—	偏西北直線		
10	2	8521	黛 特(Dot)	1306Z~2200Z	1418Z~2112Z	1512Z~1818Z	216	關島南南東方海面	10.9 146.6	24	寮國境內	897	77	400	200	超級	—	近乎偏西直線		
10	3	8522	艾勒士(Ellis)	1600Z~2000Z	—	—	102	關島東南方海面	10.1 152.8	12	關島南方海面	995	25	180	—	輕度	—	多彎曲形		
10	4	8523	費 依(Faye)	2312Z~0112Z	2818Z~3112Z	3000Z~3006Z	216	菲律賓羣島東北方近海	14.6 123.0	17	日本南方海面	960	51	200	80	強烈	—	半"8"字形後呈拋物線		
11	1	8524	戈 登(Gordon)	2100Z~2118Z 2306Z~2518Z	—	—	64	南沙島西南方海面	8.0 112.1	9	越南境內	997	23	120	—	輕度	—	多彎曲形		
12	1	8525	賀 璞(Hope)	1800Z~2412Z	1900Z~2318Z	2006Z~2018Z	162	雅浦島西北方海面	10.4 137.8	18	呂宋島東方海面	948	51	300	120	強烈	—	"		
12	2	8526	歐 敏(Irving)	1800Z~2112Z	—	—	90	南沙島東南方海面	7.8 114.6	12	越南東南方海面	993	30	180	30	輕度	—	半"8"字形後呈多彎曲形		



表 2 民國74年颱風警報發布統計表

Table 2 Summary of typhoon warnings issued by the Central Weather Bureau in 1985

次	警 報 種 類	颱風名稱	颱風 編號	強度 分類	發 布 時 間	解 除 時 間	警總 次 報數	紀 要
1	海上陸上	海 爾 (Hal)	8504	中度	海上 6 月 21 日 9 時 50 分 海陸 6 月 22 日 4 時 0 分	陸上 6 月 23 日 21 時 30 分 海上 6 月 24 日 4 時 0 分	12	暴風圈於 6 月 22 日上午開始 影響本省東南部 23 日上午離 開 1 人死亡 6 人失蹤 12 人輕 重傷南部及東南部災情嚴重
2	海上陸上	傑 夫 (Jeff)	8506	中度	海上 7 月 28 日 9 時 0 分 海陸 7 月 28 日 15 時 5 分	陸上 7 月 30 日 9 時 0 分 海上 7 月 30 日 20 時 50 分	11	暴風圈於 7 月 29 日深夜至 30 日清晨掠過本省東北部損失 輕微
3	海上陸上	尼 爾 森 (Nelson)	8510	中度	海上 8 月 20 日 15 時 03 分 海陸 8 月 21 日 21 時 0 分	陸上 8 月 23 日 20 時 30 分 海上 8 月 24 日 4 時 35 分	15	颱風中心於 23 日清晨接近基 隆近海北部東北部損失慘重 計 4 人死亡 6 人失蹤 24 人輕 重傷
4	海 上	派 特 (Pat)	8512	中度	海上 8 月 27 日 15 時 30 分	海上 8 月 30 日 9 時 40 分	12	向東北移動後於 9 月 1 日消 失在日本海面 (未侵臺)
5	海 上	蒂 絲 (Tess)	8515	中度	海上 9 月 3 日 16 時 0 分	海上 9 月 5 日 4 時 0 分	7	於 9 月 4 日晚上中心通過東 沙島南方海面消失在香港附 近
6	海上陸上	衛 奧 (Val)	8516	輕度	海上 9 月 15 日 16 時 0 分 海陸 9 月 16 日 12 時 55 分	陸上 9 月 17 日 9 時 45 分 海上 9 月 17 日 21 時 15 分	11	暴風圈於 9 月 17 日下午掠過 本省南端東南部略有災情
7	海上陸上	白 蘭 黛 (Brenda)	8519	中度	海上 10 月 2 日 16 時 5 分 海陸 10 月 3 日 9 時 10 分	陸上 10 月 4 日 21 時 10 分 海上 10 月 5 日 4 時 0 分	11	暴風圈於 10 月 4 日清晨侵襲 本省東北部東部北部於晚上 離開東北部災情輕微有 1 人 死亡 4 人輕重傷 4 漁船沉沒

700

表3 1947年以來北太平洋西部各月颱風次數統計表  
Table 3 Summary of typhoon occurrence in the western North Pacific since 1947

年份	1月			2月			3月			4月			5月			6月			7月			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	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	0	1	1	1	3	4	1	1	0	0	2	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	1	3	1	1	1	0	1	1	3	4	2	2	0	6	4	1	0	3	2	0	0	1	0	36	14	4
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	6	1	1	0	2	2	0	0	5	3	2	1	4	1	0	2	1	0	24	11	4
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0	18	2	0	6	5	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	3	2	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1	3	1	1	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5	
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	1	5	5	2	2	4	1	1	4	4	0	3	3	1	0	1	1	0	23	16	5
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	0	0	21	16	4	
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0	7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	5	0	1	1	0	28	19	1	
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5	5	0	1	1	0	24	20	5	
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	0	22	18	2	
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1	5	3	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	0	31	21	3	
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7	
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1	9	8	3	4	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6		
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1	3	3	2	7	5	2	4	5	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6	
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	25	24	5	
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	3	1	0	24	19	2		
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0	
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	1	3	2	1	5	4	1	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	0	34	18	3	
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	1	1	0	5	3	0	8	6	4	1	7	4	2	3	2	0	2	0	1	1	0	30	20	4	
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	35	22	4		
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	3	2	1	8	6	0	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	27	23	3		
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	4	3	1	3	3	1	3	3	1	2	1	0	1	0	0	19	15	4	
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	26	13	1		
1971	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	0	4	1	0	2	2	0	8	6	0	4	3	0	6	5	2	4	3	0	2	1	0	0	0	35	24	2		
1972	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	5	5	0	5	3	1	5	4	0	5	4	0	2	2	0	3	2	0	30	23	1	
1973	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	4	1	5	2	0	2	2	0	4	3	1	3	9	0	0	0	21	11	2		
1974	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	5	2	1	5	2	0	5	3	1	4	4	1	4	2	0	2	0	0	32	15	3	
1975	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	5	4	1	5	4	1	5	3	1	3	2	0	0	0	20	14	3		
1976	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	4	2	0	4	1	1	5	4	0	1	1	0	1	1	0	2	0	0	25	16	1	
1977	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	2	2	0	1	5	2	0	4	3	0	1	1	0	2	2	0	19	11	3	
1978	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	0	1	4	3	0	7	3	1	5	4	0	4	3	1	3	1	0	0	0	28	15	3		
1979	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	4	2	1	2	3	1	6	2	0	3	2	0	2	1	0	2	0	0	23	13	2	
1980	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	4	2	0	1	0	0	4	3	0	2	2	1	6	5	1	4	2	0	1	1	0	1	0	24	15	2		
1981	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	2	2	5	2	1	7	2	1	4	4	2	2	1	0	3	2	0	2	2	0	28	16	4		
1982	0	0	0	0	0	0	3	2	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	4	2	1	5	5	2	5	3	0	3	3	0	1	1	0	1	1	0	26	19	3	
1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	2	1	5	2	1	2	1	0	6	4	0	4	2	0	2	0	23	11	2		
1984	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	5	4	1	5	2	3	4	1	0	7	5	0	3	3	0	1	1	0	27	16	5	
總數	18	8	0	8	2	0	18	7	0	29	19	2	38	28	3	63	37	11	156	98	23	210	121	36	180	122	31	153	115	12	97	75	7	53	27	0	1020	650	123	
平均	0.5	0.2	0.0	0.2	0.1	0.0	0.5	0.2	0.0	0.8	0.5	0.1	1.0	0.7	0.1	1.7	1.0	0.3	4.1	2.6	0.6	5.5	3.2	0.9	4.7	3.2	0.8	4.0	3.0	0.3	2.6	2.0	0.2	1.4	0.7	0	26.8	17.1	3.2	
1985	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	1	1	8	6	1	5	3	2	4	3	0	1	0	0	2	1	0	26	17	5	

註：I 為輕度級及以上之颱風次數（亦即包含「熱帶風暴」在內，中心最大風速在每秒18公尺以上者）  
II 為中度級及以上之颱風次數（亦即中心最大風速在每秒33公尺級以上者）。  
III 為颱風（包括輕度）侵襲之次數（中心登陸或暴風圈掠過本省者）。

表4 民國74年颱風災情統計表（農漁業未列入）

Table 4 Total damages related to typhoons in Taiwan area in 1985

颱風名稱	日期	人員傷亡			房屋倒塌		其他	資料來源
		死亡	失蹤	輕傷	全倒	半倒		
海爾(Hal)	6月22—23日	3	7	26	9	3	高屏海水倒灌魚塭流失甚多，三分之一蕉園被摧毀	警政署
傑夫(Jeff)	7月29—30日	0	1	0	0	0	交通路受損臺北縣部份地區積水	"
尼爾森(Nelson)	8月22日	4	6	24	9	11	農漁損失超過新臺幣3億元，北部停電80萬戶停話10萬戶	"
衛奧(Val)	9月17日	0	1	3	9	0	桃園、宜蘭豪雨，道路積水嚴重	"
白蘭黛(Brenda)	10月4日	1	0	4	1	0	花東地區交通受損，28艘船沉沒	"
總計	—	8	15	57	28	14	—	

表5 民國74年侵臺颱風主要氣象要素綱要表

Table 5 Summary of absolute meteorological elements for affected Taiwan in 1985

颱風名稱	期間	本省測得之中心最低氣壓(mb)	本省測得之持續最大風速(m/s)	本省測得之瞬間最大風速(m/s)	本省測得之最大總雨量(mm)	進行方向	進速度(km/h)	登陸地點或暴風圈通過地區
海爾(Hal)	6月22—23日	991.7 (新竹)	25.3 (蘭嶼)	41.2 (蘭嶼)	158.0 (玉山) (22.03.00— 23.20.00)	NW	20	東南部、南部
傑夫(Jeff)	7月29—30日	979.7 (彭佳嶼)	29.8 (彭佳嶼)	41.9 (彭佳嶼)	247.9 (彭佳嶼) (29.02.05— 30.07.35)	NW	14	北部、東北部
尼爾森(Nelson)	8月22日	938.8 (彭佳嶼)	62.7 (彭佳嶼)	69.8 (彭佳嶼)	491.8 (阿里山) (22.13.45— 23.20.00)	WNW	18	北部、東北部 颱風中心通過基隆近海
衛奧(Val)	9月17日	1001.7 (蘭嶼)	30.5 (蘭嶼)	45.2 (蘭嶼)	193.1 (花蓮) (16.13.05— 17.22.00)	W	14	東南部略受影響
白蘭黛(Brenda)	10月4日	960.8 (彭佳嶼)	61.2 (彭佳嶼)	45.2 (彭佳嶼)	450.1 (竹子湖) (03.11.00— 04.19.40)	N	28	暴風圈通過東北部損失輕微

280-320

表 6 民國74年颱風生命期分類表  
Table 6 Classification of typhoon life period in 1985

時 數 (天)	次 數	百 分 比 (%)
1—24 (1)	1	3.8
25—48 (2)	1	3.8
49—72 (3)	2	7.7
73—96 (4)	4	15.4
97—120 (5)	4	15.4
121—144 (6)	5	19.4
145—168 (7)	3	11.5
169—192 (8)	2	7.7
193—216 (9)	3	11.5
217—240 (10)	0	0
241—264 (11)	1	3.8
合 計	26	100

表 7 民國74年侵臺颱風24小時預報平均向量誤差總表  
Table 7 List of 24-hour average vector errors for invasive typhoons in 1985

颱 風 名 稱	警 報 種 類	月 份	時 間 起 訖 (Z)	誤 差(km)	備 註
海 爾(Hal)	海陸	6	21.00—24.18	230	侵 臺
傑 夫(Jeff)	海陸	7	29.00—31.06	112	侵 臺
尼爾森(Nelson)	海陸	8	19.00—24.06 〔註：19.06—23.06〕	95 (46)	侵 臺 (近年來誤差最小的一次)
衛 奧(Val)	海陸	9	15.06—17.12	224	1.侵 臺 2.高低層中心不一致
白蘭黛(Brenda)	海陸	10	1.00—4.18	187	侵 臺
平 均				169.6	

# 七、附 錄 (Appendix)

74年(1985)各個颱風最佳路徑 (best track) 中心位置及其他資料一覽表

月	日	時 (Z)	北 緯 (度)	東 經 (度)	中 心 氣 壓 (mb)	近最大 中心風 速 (m/s)	強 度 分 類	進 行 方 向 (方位)	時 速 (Km/h)	七級 風 暴 徑 (Km)	十級 風 暴 徑 (Km)
艾爾西 (ELSIE) 8501											
1	7	00	5.9	154.1	1000	15	TD	NW	12	—	—
		06	6.7	153.2	998	18	輕度	NW	32	120	—
		12	8.0	152.0	995	20	"	NW	32	150	—
		18	9.2	150.9	998	18	"	NW	32	150	—
1	8	00	10.5	149.6	1000	15	TD	NW	32	—	—
費 賓 (FABIAN) 8502											
1	8	06	12.4	134.0	999	18	輕度	SSE	3	80	—
		12	12.1	134.2	998	20	"	SSE	3	100	—
		18	11.8	134.4	995	23	"	SSE	4	100	—
1	9	00	11.3	134.5	993	25	"	SE	18	120	—
		06	10.5	135.2	989	28	"	SE	16	120	—
		12	9.9	135.9	989	25	"	SE	16	120	—
		18	9.4	136.7	989	23	"	SE	18	120	—
1	10	00	9.2	137.5	989	23	"	E	12	120	—
		06	9.2	138.1	989	23	"	NE	8	120	—
		12	9.3	138.3	992	20	"	NE	8	120	—
		18	9.4	138.4	992	20	"	NE	6	150	—
1	11	00	9.7	138.5	992	20	"	NE	5	150	—
		06	9.9	138.8	994	20	"	NE	5	150	—
		12	9.7	139.0	994	20	"	SE	3	150	—
		18	9.5	139.1	996	20	"	SSE	2	120	—
1	12	00	9.2	139.0	999	18	"	SW	2	120	—
		06	9.2	138.8	1000	15	TD	W	sly	—	—
蓋 依 (GAY) 8503											
5	21	00	13.0	132.1	999	15	TD	N	10	—	—
		06	13.6	132.1	998	18	輕度	N	10	80	—
		12	14.1	132.1	996	20	"	N	10	90	—
		18	14.5	132.1	990	20	"	N	10	120	—
5	22	00	14.9	132.0	992	23	"	NNW	14	120	—
		06	15.5	131.7	994	25	"	NW	18	120	—
		12	16.3	131.4	994	25	"	NW	18	120	—
		18	17.1	130.8	990	28	"	NW	18	120	50
5	23	00	17.9	130.3	980	33	中度	NW	20	180	50

5	24	06	18.5	129.6	975	33	中度	NW	12	200	50
		12	19.0	129.3	970	35	"	NW	12	200	50
		18	19.7	128.9	960	40	"	NW	22	230	80
		00	20.7	128.8	955	45	"	NNW	20	230	80
		06	21.5	129.2	951	51	强烈	N	20	300	100
		12	22.4	130.0	953	51	"	NNE	22	300	100
		18	23.4	130.9	957	48	中度	NNE	34	300	80
5	25	00	24.8	132.0	957	45	"	NNE	36	300	80
		06	26.0	133.4	968	40	"	NE	40	250	50
		12	27.6	135.1	970	38	"	NE	40	250	50
		18	29.0	136.8	975	33	"	NE	40	200	50
5	26	00	30.7	139.8	985	28	輕度	NE	24	200	30
		06	30.5	140.1	980	25	EC	ENE	20	150	—
海 爾 (HAL) 8504											
6	19	06	16.0	132.8	997	15	TD	WNW	20	—	—
		12	16.0	132.8	997	15	"	WNW	20	—	—
		18	16.0	132.8	997	15	"	WNW	18	—	—
6	20	00	15.0	130.6	984	23	輕度	WNW	15	180	—
		06	15.2	129.8	979	30	"	WNW	15	250	50
		12	15.5	128.8	976	35	中度	WNW	16	250	100
6	21	18	15.9	127.8	975	38	"	WNW	18	300	100
		00	16.3	126.8	969	43	"	NW	18	300	100
		06	16.9	125.6	969	45	"	NW	20	300	180
		12	17.9	124.2	965	48	"	NW	28	300	180
6	22	18	18.7	122.8	965	48	"	NW	30	350	250
		00	19.1	121.3	965	43	"	NW	28	350	250
		06	19.3	120.3	965	40	"	WNW	22	350	200
		12	19.7	119.7	965	40	"	WNW	16	350	150
6	23	18	20.4	119.0	960	45	"	NW	16	350	200
		06	21.1	117.9	955	48	"	NW	18	350	250
		06	21.4	116.9	960	48	"	NW	18	350	250
		12	21.7	116.1	965	45	"	NW	16	350	200
6	24	18	21.8	115.4	965	43	"	NW	14	350	180
		00	22.1	115.3	970	40	"	NNW	8	350	180
		06	22.8	115.3	975	38	"	NNW	8	300	100
		12	23.3	115.1	975	25	輕度	NNW	10	300	—
6	25	18	23.9	115.1	980	20	"	N	10	250	—
		00	24.2	115.1	988	20	"	N	8	200	—
		06	24.2	114.5	998	15	TD	NNW	—	—	—

伊 瑪 (IRMA) 8505

6	25	00	9.4	134.0	998	20	輕度	WNW	20	120	—
		06	9.9	133.1	998	23	"	NW	16	150	—
		12	10.5	132.4	995	25	"	NW	16	150	—
		18	11.0	132.0	993	28	"	NW	13	200	50
6	26	00	11.5	131.5	990	30	"	NW	17	200	50
		06	12.4	131.0	988	30	"	NW	17	250	50
		12	13.1	130.6	988	30	"	NNW	17	250	80
		18	13.9	130.3	988	30	"	NNW	19	250	100
6	27	00	15.0	130.1	988	30	"	N	17	250	100
		06	15.8	129.9	985	33	中度	N	17	300	180
		12	16.7	129.7	980	38	"	N	19	300	180
		18	17.7	129.6	975	38	"	N	20	300	180
6	28	00	18.8	129.7	975	38	"	N	24	350	200
		06	20.0	129.9	965	40	"	N	25	350	200
		12	21.3	129.9	965	40	"	N	29	350	200
		18	22.9	130.0	960	43	"	N	30	380	200
6	29	00	24.3	130.2	957	45	"	N	25	400	200
		06	25.7	130.2	957	45	"	NNE	28	400	200
		12	26.9	130.5	965	43	"	NNE	28	350	150
		18	28.2	131.0	965	40	"	NNE	26	350	150
6	30	00	29.5	131.8	970	38	"	NNE	28	300	100
		06	30.9	133.4	970	38	"	NE	39	300	100
		12	32.4	135.5	970	38	"	NE	45	300	100
		18	34.8	138.7	970	33	"	NE	72	280	100
7	1	00	37.7	142.5	975	30	輕度	NE	81	250	80
		06	40.1	146.5	970	28	EC	NE	80	—	—

傑 夫 (JEFF) 8506

7	22	00	22.7	146.1	999	18	輕度	NNW	12	80	—
		06	23.1	145.8	999	18	"	NW	16	80	—
		12	23.4	145.3	998	20	"	NW	6	100	—
		18	23.5	145.2	997	20	"	NNE	6	100	—
7	23	00	24.0	145.5	995	28	"	NNE	16	150	—
		06	24.7	146.3	985	30	"	NNE	17	200	—
		12	25.5	146.7	985	30	"	NNE	18	230	—
		18	26.0	147.1	985	30	"	NNE	12	230	—
7	24	00	26.6	147.3	985	28	"	NNE	14	230	—
		06	27.6	147.4	985	28	"	NNW	18	200	—

7	25	12	28.1	146.7	985	28	輕度	WNW	16	200	—
		18	28.2	145.8	985	25	"	WSW	16	200	—
		00	28.1	144.9	988	23	"	WSW	10	200	—
		06	28.0	144.4	988	23	"	SW	20	200	—
		12	27.9	143.2	988	20	"	SW	22	200	—
7	26	18	27.6	142.0	990	18	"	SW	28	150	—
		00	27.2	140.5	992	15	TD	—	—	—	—
		06	27.1	139.3	995	13	"	—	—	—	—
		12	27.0	137.1	992	13	"	—	—	—	—
		18	26.4	135.9	992	15	"	—	—	—	—
7	27	00	25.8	134.2	992	20	輕度	WSW	28	150	—
		06	25.3	132.8	990	25	"	SW	25	150	—
		12	24.9	131.3	985	25	"	W	24	200	—
		18	25.0	130.0	985	25	"	W	22	200	—
		00	25.0	128.8	985	25	"	WSW	20	200	—
7	28	06	24.9	127.6	985	25	"	SW	16	200	—
		12	24.7	126.8	983	28	"	WSW	16	200	—
		18	24.9	125.9	983	30	"	WNW	16	200	50
	29	00	25.2	125.2	979	33	中度	NW	14	230	50
		06	25.5	124.3	975	35	"	NW	14	230	50
7	30	12	25.8	123.7	975	35	"	NW	14	230	50
		18	26.3	123.1	975	35	"	NW	14	230	50
		00	26.9	122.5	972	35	"	NW	16	230	80
		06	27.6	121.8	967	38	"	NW	16	230	80
		12	27.9	121.5	970	38	"	NW	14	230	80
7	31	18	28.5	121.0	977	30	輕度	NW	16	200	50
		00	29.3	120.6	985	23	"	NNW	14	180	—
		06	30.1	120.5	992	20	"	NNW	16	150	—
		12	30.7	120.4	994	18	"	NNW	16	150	—
		18	31.5	120.4	995	15	TD	NNW	17	—	—
8	1	00	32.4	120.5	995	15	"	NNE	18	—	—
		06	33.4	121.0	994	18	輕度	NNE	24	150	—
		12	34.4	121.7	995	23	"	NNE	30	180	—
		18	36.0	122.2	995	25	"	NNE	35	180	—
	2	00	37.5	122.9	995	23	"	N	36	150	—
		06	38.9	123.9	995	23	EC	N	38	—	—



克 蒂 (KIT) 8507

8	2	12	25.2	136.5	1000	15	T D	NW	20	—	—
		18	26.1	135.8	1000	15	"	NW	20	—	—
8	3	00	26.7	134.8	1000	15	"	NW	12	—	—
		06	26.8	134.1	999	15	"	NW	12	—	—
		12	27.3	133.5	999	15	"	NW	12	—	—
		18	27.4	133.2	999	15	"	NW	4	—	—
8	4	00	27.5	133.1	999	18	輕度	NW	sly	80	—
		06	27.7	132.8	996	20	"	NW	14	120	—
		12	27.8	132.6	994	23	"	NW	14	120	—
		18	27.9	132.3	994	23	"	NW	16	150	—
8	5	00	28.1	132.0	994	25	"	NNW	8	150	—
		06	28.4	132.0	992	28	"	NNW	8	150	50
		12	28.5	131.9	990	28	"	N	8	150	50
		18	28.7	131.9	990	28	"	NNE	10	150	50
8	6	00	28.9	132.1	983	30	"	NE	8	180	50
		06	29.0	132.1	970	33	中度	NE	6	180	50
		12	29.1	132.5	961	35	"	NE	5	180	50
		18	29.2	132.4	961	38	"	NNE	sly	200	80
8	7	00	29.3	132.4	961	40	"	NNW	6	200	80
		06	29.7	132.2	965	40	"	NW	8	200	80
		12	30.1	131.7	965	40	"	NW	12	200	80
		18	30.2	131.1	965	40	"	NW	14	200	80
8	8	00	30.6	130.2	965	40	"	NW	14	200	80
		06	30.8	129.5	959	43	"	NW	14	250	100
		12	31.1	128.8	959	43	"	NW	16	250	100
		18	31.5	128.0	959	40	"	NW	20	200	80
8	9	00	32.1	127.2	970	38	"	NW	14	200	80
		06	32.5	126.6	970	38	"	NNE	12	200	80
		12	33.2	126.2	970	38	"	N	12	200	80
		18	33.7	126.2	975	35	"	NNE	16	200	50
8	10	00	34.5	126.3	980	33	"	NNE	24	180	50
		06	35.5	126.9	994	30	輕度	NNE	38	180	50
		12	36.7	128.7	994	20	"	NNE	52	150	—
		18	39.0	130.2	994	23	"	NE	52	120	—
8	11	00	40.8	132.3	1000	23	E C	NE	60	—	—

李 尹 (LEE) 8508

8	11	00	23.1	130.5	998	15	T D	WNW	10	—	—
		06	23.4	130.2	994	18	輕度	NW	14	150	—
		12	23.9	129.8	994	20	"	NW	18	180	—
		18	24.7	129.1	991	23	"	NW	18	200	—
	12	00	25.5	128.7	990	25	"	NW	18	200	—
		06	26.3	128.6	990	25	"	NW	26	200	—
		12	27.6	128.0	985	25	"	NW	24	200	—
		18	28.8	127.1	985	28	"	NW	24	230	50
	13	00	29.7	126.3	980	30	"	NW	25	250	50
		06	30.7	125.7	980	30	"	NW	26	250	50
		12	32.1	124.9	980	30	"	NNW	40	250	50
		18	34.2	124.3	980	30	"	NNW	44	250	50
	14	00	36.3	124.5	980	28	"	N	64	200	50
		06	39.4	125.4	985	23	"	NNE	64	180	—
		12	42.0	127.6	990	13	T D	NNE	—	—	—

瑪 美 (MAMIE) 8509

8	15	12	25.7	125.0	999	13	T D	NE	10	—	—
		18	26.0	125.7	996	18	輕度	NE	12	120	—
8	16	00	26.6	125.9	994	23	"	NNE	10	150	—
		06	27.1	126.0	987	25	"	NNE	10	180	—
		12	27.6	125.9	987	25	"	NNW	12	180	—
		18	28.2	125.7	983	30	"	NNW	12	200	50
8	17	00	28.7	125.3	981	33	中度	NW	14	230	50
		06	29.7	124.0	981	33	"	NW	14	250	50
		12	29.7	124.0	975	35	"	NW	16	250	50
		18	30.2	123.4	975	35	"	NW	20	250	50
8	18	00	30.9	122.5	975	35	"	NW	24	250	50
		06	31.8	121.6	981	33	"	NW	26	250	50
		12	32.9	120.8	981	33	"	NW	26	200	50
		18	34.2	120.3	986	30	輕度	NNW	30	200	50
8	19	00	35.7	120.2	990	25	"	NNW	36	180	—
		06	37.4	120.4	992	20	"	NNE	40	180	—
		12	39.2	121.3	992	20	"	NNE	52	180	—
		18	41.5	123.0	998	15	T D	NNE	60	—	—

尼爾森 (NELSON) 8510

8	18	00	21.0	139.8	990	20	輕度	NW	20	180	—
		06	21.7	139.4	990	23	"	NW	20	200	—

		12	22.4	138.5	985	28	輕度	NW	20	230	80
		18	22.6	137.5	980	33	中度	NW	20	250	80
	19	00	22.7	136.6	979	33	"	WNW	16	250	80
		06	22.9	135.8	979	38	"	WNW	18	250	80
		12	23.0	134.9	975	38	"	WNW	18	250	80
		18	23.1	134.0	975	38	"	WNW	16	250	80
	20	00	23.1	133.1	975	38	"	WNW	14	300	100
		06	23.1	132.4	971	38	"	NW	14	300	100
		12	23.2	131.6	970	38	"	NW	12	300	100
		18	23.3	131.0	970	40	"	NW	20	300	120
	21	00	23.7	130.2	970	40	"	WNW	22	300	120
		06	24.0	129.0	966	45	"	WNW	20	300	120
		12	24.1	128.0	966	45	"	WNW	20	300	120
		18	24.2	126.9	961	48	"	WNW	20	350	150
	22	00	24.5	125.8	963	45	"	WNW	20	350	150
		06	24.7	124.7	963	43	"	WNW	20	300	120
		12	24.8	123.8	963	43	"	NW	20	300	120
		18	25.4	122.8	965	40	"	NW	20	300	100
	23	00	25.5	121.6	965	40	"	WNW	20	300	100
		06	25.6	120.6	965	35	"	WNW	20	300	100
		12	25.6	119.8	965	35	"	WNW	20	300	100
		18	25.5	118.4	980	25	輕度	WNW	20	250	—
	24	00	25.5	117.2	992	23	"	WNW	20	200	—
		06	26.0	116.7	992	15	TD	WNW	20	—	—
歐黛莎 (ODESSA) 8511											
8	23	18	17.2	142.5	1002	15	TD	SE	12	—	—
8	24	00	17.0	143.1	999	18	輕度	NE	15	100	—
		06	17.6	143.6	993	23	"	NNE	18	150	—
		12	18.5	144.0	990	25	"	NNW	24	150	—
		18	19.7	144.1	988	28	"	NNW	24	200	50
8	25	00	20.9	143.8	985	33	中度	NNW	22	200	50
		06	22.0	143.4	978	35	"	NNW	22	200	50
		12	23.0	143.0	976	38	"	NNW	22	200	50
		18	24.0	142.7	976	38	"	NNW	22	200	80
8	26	00	25.1	142.5	974	40	"	NNW	20	200	80
		06	26.1	142.3	974	40	"	NNW	20	200	80
		12	26.9	141.9	967	43	"	NW	18	200	80
		18	27.5	141.6	967	43	"	NW	14	200	80

8	27	00	27.9	141.1	965	43	中度	NW	12	200	80
		06	28.2	140.6	965	45	"	NW	10	200	80
		12	28.3	140.1	965	45	"	WNW	10	200	80
		18	28.3	139.5	965	43	"	WNW	10	200	80
8	28	00	28.2	138.7	967	43	"	WNW	14	180	80
		06	28.2	137.8	967	45	"	WNW	14	180	80
		12	28.3	137.0	961	45	"	WNW	22	180	80
		18	28.6	136.0	957	45	"	NW	26	180	80
8	29	00	29.1	135.0	957	43	"	NW	23	180	80
		06	29.6	133.6	960	43	"	NW	30	180	80
		12	30.1	132.0	960	43	"	NW	34	180	80
		18	30.3	129.9	960	43	"	NW	22	150	80
8	30	00	30.4	128.2	960	43	"	NW	23	150	80
		06	30.3	126.7	965	40	"	WSW	26	150	80
		12	29.7	125.4	970	40	"	SW	30	150	80
		18	30.1	125.4	975	35	"	NNW	34	150	80
8	31	00	30.4	126.1	975	30	輕度	NE	32	150	50
		06	31.1	127.4	980	28	"	NE	26	150	50
		12	32.5	128.9	985	25	"	NE	16	150	—
		18	34.2	130.1	985	23	"	NE	16	150	—
9	1	00	35.5	131.6	990	20	"	NE	22	150	—
		06	36.8	134.0	990	20	EC	NE	20	—	—

派 特 (PAT) 8512

8	26	18	21.5	123.0	1001	15	TD	NE	13	—	—
	27	00	21.3	125.8	997	20	輕度	NE	10	120	—
		06	21.6	126.6	987	28	"	NE	15	150	—
		12	21.9	127.4	985	28	"	NE	16	150	—
		18	22.3	128.2	985	28	"	NE	16	150	—
8	28	00	22.8	128.8	985	30	"	NE	12	200	—
		06	23.1	129.2	983	33	中度	NE	6	200	80
		12	23.3	129.6	980	35	"	NE	6	200	80
		18	23.4	129.9	978	38	"	NE	6	200	80
8	29	00	23.5	130.3	978	40	"	NE	6	250	100
		06	23.9	130.4	978	40	"	NNE	8	250	100
		12	24.2	130.7	978	40	"	N	10	250	100
		18	24.7	130.8	975	43	"	N	12	250	100
8	30	00	25.9	131.0	975	43	"	N	20	250	100
		06	27.2	131.1	975	45	"	NNW	26	250	100

8	31	12	28.8	130.8	961	48	中度	NNW	34	250	100
		18	30.9	130.4	961	48	"	NNW	44	250	100
		00	33.2	130.1	966	43	"	NNW	46	200	100
		06	35.5	130.8	978	38	"	NNE	48	200	100
		12	37.7	132.3	980	35	"	NNE	52	200	100
		18	39.8	134.7	980	30	輕度	NE	56	180	50
9	1	00	41.2	137.1	985	25	EC	NE	62	—	—

魯 碧 (RUBY) 8513

8	27	18	22.9	142.7	1002	13	TD	N	20	—	—
8	28	00	23.7	143.6	995	20	輕度	NNE	20	120	—
		06	24.7	143.9	982	25	"	NNW	20	150	—
		12	25.7	143.9	982	25	"	NNW	24	150	—
		18	26.8	143.3	980	28	"	NW	26	150	30
8	29	00	27.9	142.7	986	28	"	NW	24	150	30
		06	29.0	141.9	980	28	"	NW	22	150	30
		12	29.9	141.3	975	28	"	NW	24	150	30
		18	30.9	140.7	975	28	"	NW	24	150	30
8	30	00	32.1	140.1	985	25	"	NW	26	150	—
		06	33.5	139.8	990	25	"	NNW	28	120	—
		12	34.7	139.7	990	25	"	NNW	28	120	—
		18	36.1	140.1	996	20	"	N	26	100	—
8	31	00	37.6	141.0	996	23	"	NNE	28	100	—
		06	39.2	142.6	998	23	"	NNE	28	100	—
		12	40.0	144.0	999	20	EC	NE	34	—	—

斯凱普 (SKIP) 8514

8	31	06	14.4	177.5	1002	15	TD	NW	8	—	—
		12	15.1	176.8	998	23	輕度	NW	8	150	—
		18	15.6	176.4	994	28	"	NW	9	150	—
9	1	00	16.0	176.1	994	28	"	NW	8	150	—
		06	16.5	175.9	986	30	"	NW	10	180	50
		12	16.9	175.7	980	33	中度	NW	8	180	50
		18	17.2	175.3	978	35	"	NW	8	200	80
9	2	00	17.5	175.0	978	30	輕度	NW	12	180	50
		06	17.7	174.5	978	25	"	NW	14	180	—
		12	18.1	173.7	978	25	"	NW	14	150	—
		18	18.3	173.1	988	25	"	NW	12	150	—
9	3	00	18.6	172.5	988	25	"	NW	10	150	—

Lon

9	4	06	18.9	171.9	992	25	輕度	NW	10	150	—
		12	19.4	171.6	992	25	"	NW	12	150	—
		18	19.9	171.3	994	23	"	NW	12	150	—
		00	20.4	171.1	994	23	"	NNW	12	150	—
		06	20.9	171.1	996	20	"	NNE	12	150	—
		12	21.5	171.3	996	23	"	NNE	20	150	—
9	5	18	21.6	172.5	996	23	"	NE	24	150	—
		00	21.9	173.8	996	23	"	NE	20	150	—
		06	22.5	174.6	994	23	"	N	10	150	—
		12	23.6	174.7	990	25	"	N	8	150	—
9	6	18	24.5	174.7	985	28	"	N	16	150	50
		00	25.3	174.6	985	28	"	N	14	150	50
		06	26.1	174.7	985	28	"	N	18	180	50
		12	27.2	174.8	985	30	"	N	22	200	80
9	7	18	28.6	174.9	985	33	中度	N	30	200	80
		00	30.2	175.1	974	40	"	NNE	40	200	80
		06	31.8	176.1	974	38	"	NNE	40	200	80
		12	33.4	177.4	974	35	"	NE	40	180	50
9	8	18	35.0	178.7	974	33	"	NE	46	180	50
		00	36.8	179.7	974	35	EC	NNE	50	—	—

蒂 絲 (TESS) 8515

9	1	00	15.0	132.8	1003	15	TD	WNW	30	—	—
		06	15.1	131.1	995	18	輕度	WSW	35	150	—
		12	15.3	129.2	995	20	"	WSW	30	180	—
		18	15.1	127.6	993	23	"	SW	26	200	—
9	2	00	14.7	126.4	989	25	"	SW	22	200	—
		06	14.6	125.2	989	28	"	W	20	200	50
		12	14.8	124.3	987	28	"	WNW	16	200	50
		18	15.2	123.5	987	30	"	NW	16	230	80
9	3	00	15.8	122.8	983	33	中度	NW	16	230	80
		06	16.4	122.2	980	35	"	NW	28	230	80
		12	17.3	121.2	993	18	輕度	NW	32	180	—
		18	17.7	119.4	990	20	"	NW	26	180	—
9	4	00	18.2	118.2	992	25	"	NW	24	230	—
		06	18.6	117.0	992	28	"	NW	22	230	50
		12	18.7	115.7	990	28	"	NW	22	250	50
		18	19.1	114.7	986	30	"	NW	16	250	50

9	5	00	19.4	113.9	982	33	中度	NW	10	280	80
		06	20.0	113.3	970	35	"	NW	14	280	80
		12	20.6	113.0	967	38	"	NW	14	280	80
		18	21.2	112.6	967	38	"	NW	14	280	80
9	6	00	21.8	112.2	996	25	輕度	NW	14	200	—
		06	22.6	111.7	1000	13	T D	NW	18	—	—

衛 奧 (VAL) 8516

9	14	18	18.2	133.9	1002	15	T D	WNW	35	—	—
9	15	00	18.1	132.0	999	18	輕度	NW	36	120	—
		06	19.5	130.6	996	20	"	NW	36	120	—
		12	20.6	129.0	996	20	"	NW	37	120	—
		18	21.2	127.0	995	23	"	NW	37	150	—
9	16	00	21.4	124.9	995	23	"	WSW	32	150	—
		06	21.2	123.2	995	23	"	WSW	24	150	—
		12	21.2	122.0	992	25	"	WNW	14	150	—
		18	21.3	121.2	992	25	"	WNW	14	150	—
9	17	00	21.4	120.6	994	23	"	WNW	18	150	—
		06	21.6	119.9	996	20	"	WNW	18	120	—
		12	21.7	118.9	999	18	"	WNW	28	120	—
		18	22.0	117.6	1000	15	T D	WNW	30	—	—

溫諾娜 (WINONA) 8517

9	21	00	19.5	111.6	996	20	輕度	NNW	12	100	—
		06	19.9	111.4	990	25	"	NW	11	120	—
		12	20.4	111.0	990	25	"	NW	11	120	—
		18	20.9	111.5	990	23	"	NW	11	100	—
9	22	00	21.2	110.2	990	20	"	NW	10	100	—
		06	21.7	110.0	998	18	"	NW	10	100	—
		12	22.2	110.1	1000	15	T D	NNW	10	—	—

安 迪 (ANDY) 8518

9	28	06	19.2	114.4	999	18	輕度	WSW	14	120	—
		12	19.0	113.7	998	20	"	WSW	14	150	—
		18	18.8	112.9	995	23	"	W	14	150	—
9	29	00	18.7	112.2	990	28	"	W	14	150	50
		06	18.7	111.5	985	33	中度	W	14	180	50
		12	18.7	110.7	985	33	"	W	14	180	50
		18	18.5	110.1	985	33	"	W	14	180	50
9	30	00	18.3	109.4	985	33	"	W	10	180	50
		06	18.2	108.9	985	33	"	W	12	180	50

10	1	12	18.1	108.4	985	33	中度	W	12	180	50
		18	18.1	107.8	970	35	"	W	10	200	80
		00	18.2	107.2	970	35	"	W	8	200	80
		06	18.0	106.7	985	33	"	WSW	8	200	80
		12	17.8	106.4	990	25	輕度	WSW	8	150	—
		18	17.7	105.8	995	20	"	WSW	10	120	—
10	2	00	17.5	105.4	998	13	TD	WSW	12	—	—
白蘭黛 (BRENDA) 8519											
9	30	00	16.5	131.0	999	13	TD	SW	14	—	—
		06	16.0	130.7	995	15	"	WSW	12	100	—
		12	15.9	130.3	996	18	輕度	NW	8	120	—
10	1	18	16.1	130.1	994	20	"	NNW	20	150	—
		00	16.2	129.9	991	33	中度	NNW	12	200	50
		06	17.2	129.6	989	35	"	NNW	13	300	100
		12	17.8	129.2	985	33	"	NNW	15	300	120
10	2	18	17.7	128.8	995	33	"	WSW	sly	300	150
		00	17.5	129.0	980	35	"	SSE	sly	350	150
		06	18.3	128.0	980	35	"	NNW	14	350	150
		12	18.5	127.4	980	38	"	NW	18	350	150
10	3	18	19.1	126.1	980	38	"	NW	20	350	150
		00	19.5	125.6	966	43	"	NW	25	350	150
		06	20.6	124.3	964	45	"	NW	28	400	150
		12	21.7	123.5	964	45	"	NW	30	400	150
10	4	18	22.8	123.0	964	45	"	NNW	34	400	150
		00	24.7	122.9	964	45	"	N	28	400	150
		06	26.3	122.6	964	45	"	N	36	400	150
		12	27.6	123.5	967	40	"	N	44	350	120
10	5	18	29.7	124.3	970	40	"	NNE	50	350	120
		00	31.8	126.0	970	35	"	NNE	52	350	120
		06	33.8	128.0	985	33	"	NNE	65	300	100
		12	35.6	130.5	990	25	EC	NNE	80	—	—
西仕 (CECIL) 8520											
10	12	12	11.1	119.0	1000	15	TD	WNW	18	—	—
		18	11.4	117.9	998	18	輕度	WNW	18	150	—
10	13	00	11.7	117.1	990	23	"	NW	14	150	—
		06	12.2	116.5	990	28	"	NW	14	180	30
		12	12.6	115.9	984	30	"	NW	14	200	50
		18	13.0	115.3	981	33	中度	NW	12	200	50



10	14	00	13.4	114.9	974	35	中度	NW	14	200	100
		06	13.9	114.3	968	38	"	NW	14	200	100
		12	14.4	113.5	963	40	"	NW	18	200	100
		18	14.8	112.7	963	43	"	NW	22	230	120
10	15	00	15.3	111.7	963	48	"	NW	24	250	150
		06	15.9	110.6	945	51	強烈	NW	28	250	150
		12	16.5	109.3	945	51	"	WNW	26	250	150
		18	16.8	108.0	950	48	中度	WNW	24	250	150
10	16	00	17.1	106.7	955	45	"	WNW	24	250	150
		06	17.0	105.4	970	25	輕度	WNW	25	180	—
		12	17.1	104.2	994	15	T D	W	25	—	—

黛 特 (DOT) 8521

10	13	00	10.5	148.3	1000	15	T D	WNW	24	—	—
		06	10.9	146.6	997	18	輕度	WNW	24	100	—
		12	11.2	145.1	995	20	"	WNW	24	120	—
		18	11.4	143.6	993	23	"	WNW	24	120	—
10	14	00	11.6	142.5	992	25	"	WNW	23	150	—
		06	11.8	141.3	990	28	"	WNW	23	200	50
		12	12.2	140.1	982	30	"	WNW	23	200	50
		18	12.7	139.0	982	33	中度	WNW	24	250	80
10	15	00	13.1	137.9	969	38	"	WNW	23	250	80
		06	13.4	136.7	953	45	"	WNW	19	300	100
		12	13.6	135.6	945	57	強烈	WNW	18	350	150
		18	13.8	134.7	935	64	"	WNW	20	350	150
10	16	00	14.1	133.7	935	72	超級	WNW	23	400	200
		06	14.6	132.4	930	75	"	WNW	23	400	200
		12	14.6	131.2	897	77	"	WNW	24	400	200
		18	14.7	130.0	897	77	"	WNW	24	400	200
10	17	00	14.6	128.5	897	77	"	W	23	400	200
		06	14.5	127.4	897	75	"	W	20	400	200
		12	14.3	126.3	897	72	"	W	20	400	200
		18	14.3	125.3	897	69	"	W	18	350	150
10	18	00	14.5	124.3	915	67	"	WNW	18	350	150
		06	14.6	123.4	926	60	強烈	WNW	24	350	150
		12	15.1	122.3	926	57	"	WNW	28	350	150
		18	15.5	120.9	926	43	中度	WNW	28	300	120
10	19	00	15.6	119.4	935	33	"	WNW	16	300	120
		06	15.8	118.6	940	35	"	WNW	18	300	120

10	20	12	16.2	117.7	940	38	中度	WNW	22	300	150
		18	16.6	116.7	970	40	"	WNW	24	300	150
		00	16.9	115.4	965	43	"	WNW	25	300	150
		06	17.3	114.1	965	43	"	WNW	28	300	150
		12	17.7	112.8	962	45	"	WNW	30	300	150
10	21	18	17.9	111.0	962	43	"	WNW	33	300	150
		00	18.2	109.4	962	40	"	WNW	34	300	150
		06	18.5	107.7	975	35	"	WNW	33	300	150
		12	18.8	106.0	984	30	輕度	WNW	32	250	80
		18	18.9	104.8	995	20	"	WNW	22	150	—
10	22	00	19.1	103.9	998	13	TD	NW	20	—	—
艾勒士 (ELLIS) 8522											
10	16	00	10.1	152.8	1000	18	輕度	NW	16	100	—
		06	10.6	152.1	999	18	"	NW	9	100	—
		12	10.8	151.5	999	18	"	NW	5	100	—
		18	10.8	151.2	999	18	"	WNW	8	100	—
		00	10.8	150.8	998	20	"	WSW	6	150	—
10	17	06	10.7	150.5	998	23	"	SW	5	150	—
		12	10.5	150.3	998	23	"	SW	8	150	—
		18	10.0	150.1	996	23	"	S SW	8	150	—
		00	9.3	149.9	995	25	"	S SW	13	180	—
		06	8.7	149.7	996	25	"	S SW	13	180	—
10	18	12	8.2	149.3	996	25	"	SW	14	180	—
		18	7.7	148.7	996	23	"	SW	14	150	—
		00	7.2	148.3	997	20	"	SW	14	120	—
		06	6.6	147.8	998	20	"	SW	14	120	—
		12	6.4	147.3	999	20	"	SW	15	120	—
10	19	18	6.3	146.3	1000	18	"	WSW	19	100	—
		00	6.3	145.3	1002	15	TD	W	20	—	—
費 依 (FAYE) 8523											
10	23	12	14.1	124.0	1004	15	TD	NW	23	—	—
		18	14.6	123.0	998	18	輕度	NW	24	90	—
		00	15.2	122.2	995	20	"	NW	22	90	—
		06	15.8	121.2	995	18	"	NW	22	90	—
		12	16.7	120.5	995	18	"	NW	23	90	—
10	24	18	17.6	119.9	995	18	"	NNW	28	90	—
		00	18.6	119.0	998	18	"	SW	15	90	—
		06	18.2	118.5	998	20	"	SE	12	110	—

Lon

10	26	12	18.0	118.9	998	20	輕度	ESE	8	110	—
		18	18.0	119.2	998	20	"	NE	14	110	—
		00	18.1	119.5	998	20	"	NE	15	110	—
		06	18.5	120.0	998	18	"	NE	7	100	—
10	27	12	18.8	120.8	998	18	"	NE	8	100	—
		18	19.1	121.6	998	20	"	NE	8	110	—
		00	19.3	122.2	996	23	"	NE	8	110	—
		06	19.4	122.3	992	25	"	NE	8	110	—
10	28	12	19.4	122.5	992	25	"	NE	7	110	—
		18	19.5	122.7	990	25	"	NE	7	110	—
		00	19.5	123.0	990	25	"	NE	6	110	—
		06	19.7	123.1	990	28	"	NE	6	120	—
10	29	12	19.8	123.4	985	30	"	NE	6	150	50
		18	20.2	123.8	980	33	中度	NE	7	150	50
		00	20.6	124.0	979	38	"	NE	13	150	50
		06	21.3	124.3	975	40	"	NE	14	150	50
10	30	12	21.7	124.8	970	45	"	NE	14	150	50
		18	22.3	125.4	966	49	"	NE	16	150	50
		00	22.9	126.0	960	51	強烈	NE	17	200	80
		06	23.4	126.5	967	48	中度	NE	16	200	80
10	31	12	24.1	127.4	969	45	"	NE	20	150	50
		18	24.6	128.5	973	43	"	NE	23	150	50
		00	25.4	129.6	975	40	"	NE	26	150	50
		06	25.9	130.9	975	33	"	NE	26	150	50
11	1	12	26.6	132.4	980	30	輕度	NE	26	150	30
		18	27.1	134.1	985	28	"	NE	26	150	30
		00	27.6	135.9	992	25	"	NE	30	150	—
		06	28.1	138.0	998	23	"	NE	35	150	—
		12	28.8	140.8	995	20	EC	NE	40	—	—

戈 登 (GORDON) 8524

11	21	00	8.0	112.1	999	18	輕度	NE	6	100	—
		06	8.1	112.3	999	18	"	NE	7	100	—
		12	8.3	112.6	999	18	"	NNE	7	100	—
		18	8.6	112.9	1004	15	TD	N	6	—	—
11	22	00	8.8	112.8	1004	15	"	NW	7	—	—
		06	9.0	112.5	1004	15	"	NW	7	—	—
		12	9.1	112.4	1002	15	"	NW	6	—	—

11	23	18	9.3	112.2	1002	15	TD	NNW	6	—	—
		00	9.5	112.2	1002	15	"	NNW	6	—	—
		06	9.8	112.2	999	18	輕度	N	7	100	—
		12	10.1	112.4	999	18	"	N	6	100	—
		18	10.5	112.4	998	18	"	N	6	100	—
11	24	00	10.8	112.4	998	18	"	NNW	9	100	—
		06	11.3	112.4	998	18	"	NW	9	100	—
		12	11.8	112.2	998	18	"	NW	11	100	—
		18	12.1	111.7	998	20	"	WNW	13	120	—
11	25	00	12.2	111.0	997	23	"	WNW	16	120	—
		06	12.3	110.2	998	20	"	WNW	17	120	—
		12	12.6	109.4	999	18	"	WNW	16	100	—
		18	13.0	108.8	1002	15	TD	NW	16	—	—
賀 瑛 (HOPE) 8525											
12	18	00	10.4	137.8	999	18	輕度	NW	11	120	—
		06	10.7	137.3	996	25	"	NW	11	180	—
		12	11.2	136.9	992	28	"	NW	12	200	30
		18	11.6	136.7	990	30	"	NW	12	200	30
12	19	00	12.1	136.5	984	33	中度	NW	10	250	50
		06	12.7	136.1	980	33	"	NW	16	250	50
		12	13.4	135.6	964	38	"	NW	16	280	80
		18	13.6	134.9	960	43	"	NW	15	280	80
12	20	00	13.7	133.6	958	48	"	NW	15	280	100
		06	13.6	132.4	948	51	強烈	WNW	26	300	120
		12	13.7	131.3	948	51	"	WNW	22	300	120
		18	13.7	130.2	950	45	中度	W	22	300	100
12	21	00	13.8	129.1	955	43	"	W	24	300	100
		06	13.8	128.2	960	38	"	W	20	250	100
		12	13.9	127.2	965	33	"	W	20	250	80
		18	14.4	126.3	970	33	"	W	20	250	80
12	22	00	15.1	125.8	970	33	"	W	20	250	80
		06	15.9	125.7	975	33	"	W	20	250	80
		12	16.7	125.7	975	33	"	NW	20	250	80
		18	17.4	126.1	975	33	"	NNW	20	250	80
12	23	00	18.1	126.6	978	35	"	NNW	18	250	80
		06	18.7	127.2	970	38	"	N	16	250	80
		12	19.1	128.8	972	35	"	N	16	250	80
		18	18.5	130.2	978	30	輕度	NNE	16	200	50

12	24	00	18.2	130.8	985	25	輕度	NNE	16	200	—
		06	18.4	131.3	997	20	"	NE	32	150	—
		12	18.7	132.5	999	15	TD	NE	40	—	—
歐 敏 (IRVING) 8526											
12	17	00	7.6	115.5	1000	15	TD	NNW	7	—	—
		06	7.9	115.5	998	17	"	N	6	—	—
		12	8.0	115.2	998	17	"	NW	8	—	—
		18	8.0	114.9	998	17	"	W	8	—	—
12	18	00	7.8	114.6	995	28	輕度	SW	9	180	30
		06	7.6	114.4	993	30	"	SW	9	10	30
		12	7.3	114.3	994	28	"	SSW	6	180	30
		18	7.2	113.9	994	28	"	SW	8	180	30
12	19	00	7.6	113.5	995	25	"	NW	14	180	—
		06	8.3	113.2	996	23	"	NW	15	150	—
		12	8.6	112.4	996	23	"	NW	17	150	—
		18	8.8	111.6	996	23	"	NW	16	150	—
12	20	00	9.0	110.9	996	23	"	NW	15	150	—
		06	9.2	110.1	996	23	"	NW	16	150	—
		12	9.5	109.4	996	20	"	WSW	14	150	—
		18	9.4	108.8	998	18	"	SW	12	150	—
12	21	00	9.0	108.3	998	18	"	SW	16	150	—
		06	8.3	107.9	999	18	"	SW	13	150	—
		12	7.6	107.2	1002	15	TD	SW	12	—	—

附註：(1)TD=Tropical Depression (熱帶性低氣壓)

(2)EC=Extratropical Cyclone (溫帶氣旋)

## A General Report on the Typhoons in Western North Pacific Ocean in 1985

*Henry, Fu-Cheng Liu*

### ABSTRACT

There were twenty six tropical cyclones (or named "typhoons" in Far-East Region) occurred in the western North Pacific Ocean in 1985. This was about an annual mean value as compared with the climatological mean of 26.8 for the period from 1947 to 1984. Seventeen of them reach to the typhoon intensity based upon JTWC'S classification. However, according to the typhoon grade employed by the Central Weather Bureau (CWB) of the R.O.C, five typhoons (Gay, Cecil, Dot, Faye and Hope) classified as severe, twelve (Hal, Irma, Jeff, Kit, Mamie, Nelson, Odessa, Pat, Skip, Tess, Andy and Brenda) as moderate, and the rest (Elsie, Fabian, Lee, Ruby, Val, Winona, Ellis, Gordon and Irving) as weak ones. JTWC at Guam classified Dot as the super typhoon only of this year due to the surface sustained winds has reached 67 meters per second (130 kts) or above.

In summary, CWB issued warnings on seven typhoons. There were five typhoons (Hal, Jeff, Nelson, Val and Brenda) affected Taiwan areas but no one of the typhoon eye or center hitted or landfallen this island. Total damages were 8 people died, 15 missing, 57 injured and 52 houses destroyed which related to typhoon in this year. The most serious one is Nelson slammed into northern Taiwan August 23 and caused a lot of damages.

In this general report, we only simply discuss these 26 typhoons. A more detailed synoptic analysis and explanation will be arranged in the individual report for five invasive typhoons. They are named as Hal, Jeff, Nelson, Val and Brenda. Finally, the positions of best track for each typhoon are also attached.

600

統一編號：

09085760017

ISSN 0255-5778

Volume 33, Number 1

March 1987

中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

---

## CONTENTS

### Originals

A Guide for Forecasting the Heavy Rain over Taiwan

during the Passage of Mei-yu Front ..... *Chi-Hsun Chi* ( 1 )

International System of Units and Meteorological

Constants ..... *Ming-Tung Hsu* ( 15 )

### Report

A General Report on the Typhoons in Western North Pacific

Ocean in 1985..... *Henry, Fu-Cheng Liu* ( 21 )

**CENTRAL WEATHER BUREAU**

**64 Park Road, Taipei**

**Taiwan, Republic of China**

出版者			中央氣象局氣象學報社			臺北市公園路六十四號		
發行人			吳宗堯			電話：3713181		
社長			吳宗堯					
編審委員會			喬鳳倫					
主編			王曲呂胡陳戚張楊					
委			時克世仲泰啓隆之					
			鼎恭宗英然勳男遠					
						楊廖鄭謝蔡葉		
						(按姓氏筆劃排列)		
幹事			楊			楊惠珍		
印刷者			文英印刷企業有限公司					
地址			臺北市萬大路486巷10弄40號					
電話			3016802 • 3018572					



# 利用半球淺水方程式模式研究東亞\*

## 寒潮爆發與行星波之關係

廖述宏<sup>1</sup>蔡清彥<sup>2</sup>

### 1. 前言

Tsay and Jen (1981) 曾研究冬季平均環流與冬季異常氣候之關係，發現臺灣地區冬季氣溫與500 mb之行星波振幅有密切關係。冷冬（臺北冬季平均氣溫小於或等於15.4°C）之50°N~70°N緯帶波動動能主要集中在波數3，而暖冬（臺北冬季平均氣溫大於或等於16.4°C）則集中在波數2。在冷冬500mb合成平均天氣圖中，主要的特徵是東歐槽線出現，西伯利亞及大西洋脊線隨時間加強，北美東部槽線的西移。

另外，蔡清彥及王時鼎（1981）研究波動間非線性能量交換與寒潮爆發，分析500mb天氣圖之波動動能，發現波數3在50°N~70°N之初始成長主要是先由非線性交互作用提供動能所造成，等到非線性交互作用大量損耗動能後才開始衰減。至於寒潮冷鋒通過臺灣北部前36小時至冷鋒過境後24小時之期間，波數6在30°N~50°N的消長機制亦是由非線性交互作用控制其初始成長及動能之減弱。而波動振幅變大時，則由位動能轉換作用維持相對最大動能值。

蔡清彥和王忠山（1985）曾以管狀(channel)

淺水方程式模式，在不考慮地形及地圖因子(map factor)之情況下，模擬20°N~80°N間500mb高度場及風場的變化，並將預測之風場經由富氏轉換(Fourier Transform)至波數域(wave number domain)然後代入波動動能方程式中，得到波動3動能的增加主要是透過波數2與波數5之非線性交互作用而來的。

本文之主要目的，是以一半球淺水方程式模式來模擬寒潮爆發個案，計算動能變化，並檢討模式中地形之影響，希望能較完整的描述寒潮爆發前後波動變化過程，有助於我們對寒潮的了解與預報。

### 2. 基本方程式

我們考慮地球上一層很薄的等密度流體，即水平特徵尺度遠大於垂直特徵尺度( $\frac{D}{L} \ll 1$ )。

由於密度是常數，因此不需要用到熱力方程式，並且假設大氣是靜力平衡(Hydrostatic Balance)和不可壓縮(Incompressible)，就可以得到一組淺水波的基本方程：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} \dots\dots\dots(1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} \dots\dots\dots(2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} + h \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \dots\dots\dots(3)$$

式中 $\Phi$ 為重力位(Geopotential)， $\Phi = g(h + h_s)$ ， $h$ 為自由面距地形的高度， $h_s$ 為地形高度。方程式(1)、(2)為運動方程式，(3)為連續方程式。這是一組正壓原始方程式，由於假定靜力平衡，因

此聲波不存在，但仍保存羅士培波(Rossby Wave)及慣性重力波(Inertial Gravity Wave)。為了方便數值模式的計算與討論，將方程式組轉換成通量形式(Flux Form)，運動方程

\* 收稿日期：76年5月6日

送審日期：76年5月7日

1. 中央氣象局資訊測站課長

2. 國立台灣大學大氣科學系系主任

式中出現了動能、位能及絕對渦度項，方程式組可寫成：

$$\frac{\partial u}{\partial t} - qu^* + \frac{\partial}{\partial x}(K + \Phi) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + qu^* + \frac{\partial}{\partial y}(K + \Phi) = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{v}^* = 0 \quad (6)$$

式中， $q$  為絕對位渦度， $q = \frac{\zeta + f}{h}$ 。 $\zeta$  為相對渦度， $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ 。 $u^*$  為  $x$  方向的質量通量 (mass flux)， $u^* = hu$ ， $v^*$  為  $y$  方向的質量通量， $v^* = hv$ 。動能  $K = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ 。

將(5)式對  $x$  微分減去(4)式對  $y$  微分，可以得到渦度方程式，再將(6)式代入渦度方程，得到絕對位渦度守恒 (Conservation of Absolute Potential Vorticity) 之關係式，即：

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla q = 0 \quad (7)$$

將(6)式對整個封閉區域積分，得到總質量守恒 (Conservation of Total Mass) 方程式，即：

$$\frac{d}{dt} \int_R h dx dy = 0 \quad (8)$$

將(4)式乘以  $hu$  加上(5)式乘以  $hv$ ，再利用(6)式之結果，可以得到總動能隨時間變化的方程式。由(3)式乘以  $\Phi$  可以得到位能隨時間變化方程式，兩方程式相加，並對整個區域積分可以得到總能量守恒 (Conservation of Total Energy) 方程式。即：

$$\frac{d}{dt} \int_R \left[ h \left( K + \frac{1}{2} gh + gh_s \right) \right] dx dy = 0 \quad (9)$$

將(6)式乘以  $hq$  加上(7)式乘以  $\frac{1}{2}q^2$ ，再對整個區域積分，可以得到位渦度擬能守恒 (Conservation of potential enstrophy) 方程式，即：

$$\frac{d}{dt} \int_R \left( \frac{1}{2} h q^2 \right) dx dy = 0 \quad (10)$$

### 3. 模式簡介

本文採用經緯網格點的半球淺水方程，網格點距離為  $5^\circ \times 5^\circ$ ，網格點數為  $74 \times 18$ ，沿緯向重疊兩個網格點，由於極點是單點 (Single point)，所以單獨處理。在水平空間變數採用 Arakawa C scheme，其理由是可節省程式之因次 (Dimension) 及計算機時間，更重要的理由是 Winnin-ghoff (1968)，Arakawa and Lamb (1977) 及 Schoenstadt (1978) 等證明此種網格點的配置對相速 (Phase speed) 及羣速 (Group velocity) 有比較接近解析解之優點。在南北邊界假定  $v = 0$  及南邊界  $\zeta = 0$ ，形成一封閉區域。由於考慮水平間距隨緯度變小，採用較小的時間間距 ( $\Delta t = 5$  分鐘)，時間積分第一個間距使用 Matsuno Scheme，以後均使用 Leapfrog Scheme。為了避免時間中差法所產生計算模 (Computational mode) 隨時間變大，故在每次時間積分後，使用 Robert (1966) 之時間濾波器 (Time filter)，以濾去高頻波，其式為：

$$\bar{F}_n = F_n + \nu (F_{n+1} - 2F_n + F_{n-1}) \quad (11)$$

$F_n$  為時間  $n$  時之氣象變數， $\nu$  為反應係數 (Respond coefficient)，在模式中取  $\nu = 0.1$ 。

### 4. 數值解法

#### 4.1 內部區域的處理

將(4)~(6)式的淺水方程式轉換至經緯座標上，網格點分佈如圖 1，利用  $\xi = \lambda$  ( $\lambda$  為經度)， $\eta = \varphi$  ( $\varphi$  為緯度)， $\frac{1}{m} = a \cos \varphi$ ， $\frac{1}{n} = a$ ，( $a$  為地球半徑)，淺水方程式就成為：

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{u}{m} \right) - q \frac{v^*}{m} + \frac{\partial}{\partial \xi} (K + \Phi) = 0 \quad (12)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{v}{m} \right) + q \frac{u^*}{m} + \frac{\partial}{\partial \eta} (K + \Phi) = 0 \quad (13)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{h}{mn} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( h \frac{u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( h \frac{v}{m} \right) = 0 \quad (14)$$

現在將(12)~(14)分別以差分法表示，以便於在計算機上處理。(12)式可寫成：

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \frac{\Delta \xi}{m_{j+\frac{1}{2}}} u_{i,j+\frac{1}{2}} - \alpha_{i,j+\frac{1}{2}} v_{i+\frac{1}{2},j+1}^* - \beta_{i,j+\frac{1}{2}} v_{i-\frac{1}{2},j+1}^* \\ & - \gamma_{i,j+\frac{1}{2}} v_{i-\frac{1}{2},j}^* - \delta_{i,j+\frac{1}{2}} v_{i+\frac{1}{2},j}^* + \epsilon_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} u_{i+1,j+\frac{1}{2}}^* \\ & - \epsilon_{i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} u_{i-1,j+\frac{1}{2}}^* + (K + \Phi)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} - (K \\ & + \Phi)_{i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} = 0 \dots\dots\dots (15) \end{aligned}$$

(13)式可寫成：

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \frac{\Delta \eta}{n_i} v_{i+\frac{1}{2},j} + \gamma_{i+1,j+\frac{1}{2}} u_{i+1,j+\frac{1}{2}}^* + \delta_{i,j+\frac{1}{2}} u_{i,j+\frac{1}{2}}^* \\ & + \alpha_{i,j-\frac{1}{2}} u_{i,j-\frac{1}{2}}^* + \beta_{i+1,j-\frac{1}{2}} u_{i+1,j-\frac{1}{2}}^* + \phi_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} v_{i+\frac{1}{2},j-1}^* \\ & - \phi_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2}} v_{i+\frac{1}{2},j-1}^* + (K + \Phi)_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} - (K \\ & + \Phi)_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2}} = 0 \dots\dots\dots (16) \end{aligned}$$

連續方程式 (14)式 則為：

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} H_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} + u_{i+1,j+\frac{1}{2}}^* - u_{i,j+\frac{1}{2}}^* + v_{i+\frac{1}{2},j+1}^* - \\ & v_{i+\frac{1}{2},j} = 0 \dots\dots\dots (17) \end{aligned}$$

在(15)~(17)式中，係數 $\alpha$ ， $\beta$ ， $\gamma$ ， $\delta$ ， $\epsilon$ ， $\phi$ 分別為：

$$\begin{aligned} \alpha_{i,j+\frac{1}{2}} &= \frac{1}{24} [ 2q_{i+1,j+1} + q_{i,j+1} + 2q_{i,j} + q_{i+1,j} ] \\ \beta_{i,j+\frac{1}{2}} &= \frac{1}{24} [ q_{i,j+1} + 2q_{i-1,j+1} + q_{i-1,j} + 2q_{i,j} ] \\ \gamma_{i,j+\frac{1}{2}} &= \frac{1}{24} [ 2q_{i,j+1} + q_{i-1,j+1} + 2q_{i-1,j} + q_{i,j} ] \\ \delta_{i,j+\frac{1}{2}} &= \frac{1}{24} [ q_{i+1,j+1} + 2q_{i,j+1} + q_{i,j} + 2q_{i+1,j} ] \\ \epsilon_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} &= \frac{1}{24} [ q_{i+1,j+1} + q_{i,j+1} - q_{i,j} - q_{i+1,j} ] \\ \phi_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} &= \frac{1}{24} [ -q_{i+1,j+1} + q_{i,j+1} + q_{i,j} - q_{i+1,j} ] \\ &\dots\dots\dots (18) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \xi_{i,j} = \frac{(mn)_j}{\Delta \xi \Delta \eta} \left[ \left( v \frac{\Delta \eta}{n} \right)_{i+\frac{1}{2},j} - \left( v \frac{\Delta \eta}{n} \right)_{i-\frac{1}{2},j} \right. \\ \left. + \left( u \frac{\Delta \xi}{m} \right)_{i,j+\frac{1}{2}} - \left( u \frac{\Delta \xi}{m} \right)_{i,j-\frac{1}{2}} \right] \dots\dots\dots (19) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} K_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} = \left[ \frac{1}{4} u_{i+\frac{1}{2}}^2 + \frac{1}{16} (u_{i+\frac{3}{2}} + u_{i-\frac{1}{2}})^2 \right]_{i+\frac{1}{2}} \\ + \left[ \frac{1}{4} v_{i+\frac{1}{2}}^2 + \frac{1}{16} (v_{i+\frac{3}{2}} + v_{i-\frac{1}{2}})^2 \right]_{i+\frac{1}{2}} \\ \dots\dots\dots (20) \end{aligned}$$

$$H_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} = \frac{\Delta \xi \Delta \eta}{(mn)_{i+\frac{1}{2}}} h_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (21)$$

$$\begin{aligned} q_{i,j} = \frac{\Delta \xi \Delta \eta}{(mn)_{i,j}} (\xi_{i,j} + f_{i,j}) / \frac{1}{4} (H_{i+\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} \\ + H_{i-\frac{1}{2},j+\frac{1}{2}} + H_{i+\frac{1}{2},j-\frac{1}{2}} + H_{i-\frac{1}{2},j-\frac{1}{2}}) \dots\dots\dots (22) \end{aligned}$$

#### 4·2 極區的處理

由於極點是單點，故應避免放置風場，因此特別放置  $q$  點，網格點配置如圖 2。(12)~(14)可換成：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{u \Delta \xi}{m} \right)_{i,p-\frac{1}{2}} - \gamma'_{i,p-\frac{1}{2}} v_{i-\frac{1}{2},p-1}^* - \delta'_{i,p-\frac{1}{2}} v_{i+\frac{1}{2},p-1}^* \\ + \epsilon'_{i+\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}} u_{i+1,p-\frac{1}{2}}^* - \epsilon'_{i-\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}} u_{i-1,p-\frac{1}{2}}^* + (K + \Phi \\ )_{i+\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}} - (K + \Phi)_{i-\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}} = 0 \dots\dots\dots (23) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{v \Delta \eta}{n} \right)_{i+\frac{1}{2},p-1} + (\gamma' u^*)_{i+1,p-\frac{1}{2}} + (\delta' u^*)_{i,p-\frac{1}{2}} \\ + (\alpha u^*)_{i,p-\frac{3}{2}} + (\beta u^*)_{i+1,p-\frac{3}{2}} - \phi_{i+\frac{1}{2},p-2} v_{i+\frac{1}{2},p-2}^* \\ + (K + \Phi)_{i+\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}} - (K + \Phi)_{i-\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}} = 0 \dots\dots\dots (24) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} H_{i+\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}} + u_{i+\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}}^* - u_{i-\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}}^* - v_{i+\frac{1}{2},p-1}^* = 0 \\ \dots\dots\dots (25) \end{aligned}$$

在(23)~(25)式中， $\alpha, \beta, \phi, K, \Phi$ ，如 4—1 節中所定義。而新的係數  $\gamma', \delta', \epsilon'$  如以下定義：

$$\gamma'_{i,p-\frac{1}{2}} = \frac{1}{24} [ 3q_p + 2q_{i-1,p-1} + q_{i,p-1} ]$$

$$\delta'_{i,p-\frac{1}{2}} = \frac{1}{24} [ 3q_p + q_{i,p-1} + 2q_{i+1,p-1} ] \dots\dots\dots (26)$$

$$\epsilon'_{i+\frac{1}{2},p+\frac{1}{2}} = \frac{1}{24} [ 2q_p - q_{i,p-1} - q_{i+1,p-1} ]$$

且(26)式中  $q_p$  為極點之絕對渦度，定義為：

$$q_p = \left( \frac{\xi_p + f_p}{h_p^q} \right)$$

$$\text{而 } \xi_p = \frac{1}{A_p^q} \sum_{i=1}^{IMAX} \left( \frac{u \Delta \xi}{m} \right)_{i,p-\frac{1}{2}}, \quad A_p^q = IMAX \frac{\Delta \xi \Delta \eta}{(mn)_p}$$

$$h_p^q = \sum_{i=1}^{IMAX} p_p^{(1)} h_{i+\frac{1}{2},p-\frac{1}{2}}, \quad \sum_{i=1}^{IMAX} p_p^{(1)} = 1$$

#### 4.3 邊界的處理

由於模式的邊界是固定的，極易在邊界產生重力波，因此須對邊界區做特別處理。Perkey and Kreitzrerz (1976)以下列方式處理邊界：

$$\chi_n(I) = \chi_p(I) + w(I) \frac{\partial \chi_m}{\partial t} \Big|_I \Delta t + [1 - w(I)] \frac{\partial \chi_{ls}}{\partial t} \Big|_I \Delta t \dots\dots\dots (27)$$

此處註標  $n$  及  $p$  代表變數  $x$  的新舊值，註標  $m$  及  $ls$  代表模式與大範圍(large-scale)的變數， $w(I)$  為權重係數 (weighting coefficient)，如果忽略大範圍的趨勢，則(27)式成為：

$$\chi_n(I) = \chi_p(I) + w(I) \frac{\partial \chi_m}{\partial t} \Big|_I \Delta t \quad (28)$$

這樣(28)式就和Kesel and Winninghoff (1972)所提出的 "Sponge" 邊界條件一樣，關於  $w(I)$  採用以下的定義：

$$w(I) = \begin{cases} 0.0 & \text{for } I = \text{the boundary grid points} \\ 0.4 & \text{for } I = \text{the boundary-1 grid points} \\ 0.7 & \text{for } I = \text{the boundary-2 grid points} \\ 0.9 & \text{for } I = \text{the boundary-3 grid points} \\ 1.0 & \text{for } I = \text{the other interior grid points} \end{cases}$$

#### 4.4 資料來源及初始風場

本文使用美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research, 簡稱 NCAR) 所提供之北半球八角形網格上資料，選擇 1967~1977 十個冬季強寒潮共 21 個個案，分析寒潮爆發前 72 小時至寒潮發生後 24 小時之合成天氣圖，以寒潮爆發前 72 小時的 500 mb 高度場為初始資料，然後以地轉風公式：

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{a \partial \eta},$$

$$v_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{a \cos \varphi \partial \xi}$$

求得初始風場。

地形採用實際地形高度值，如圖 3 所示。但由於模式中的地形常引起計算的不穩定，通常處理的辦法是(1)減小  $\Delta t$  (即模式的時間間距)，(2)減小

地形的高度和坡度。在此處我們選擇了減小地形的高度，將實際地形減半。同時讓地形隨時間長大，依 Tibaldi et al (1980) 的方式處理地形隨時間的增長：

$$h_s(\lambda, \phi, t) = \begin{cases} h_s(\lambda, \phi) \sin^2\left(\frac{nt}{12}\right), & t < 6 \text{ hours} \\ h_s(\lambda, \phi) & t \geq 6 \text{ hours} \end{cases}$$

這種地形隨時間漸長的過程，能夠使慣性重力波降至最小，而且在地形達到一定的高度後迅速的滿足地轉關係。

## 5. 模擬結果與分析

### 5.1 高度場

首先，分析實際觀測之合成天氣圖，圖 4 a、4 b、4 c 及 4 d 分別為寒潮爆發前 72 小時、前 48 小時、前 24 小時及寒潮爆發當時之 500 mb 高度場。天氣圖變化的特徵，可以歸納出以下幾點：

- (1) 東歐槽線（位於 10°E ~ 30°E）之振幅隨時間增加。
- (2) 西伯利亞脊線（位於 90°E ~ 110°E）亦隨時間加強。
- (3) 東亞主槽隨時間加深且由 140°E 西退至 120°E 附近。
- (4) 東太平洋脊線（位於 130°W）隨時間加強。
- (5) 北美洲東岸之槽線由 70°W 西移至 80°W 附近。
- (6) 東大西洋脊線變化不大。

由此可知，在寒潮爆發前 72 小時至寒潮爆發當時，行星波有由波數 2 變為波數 3 的趨勢。

圖 5 a、5 b、5 c 及 5 d 為不考慮地形的 500 mb 預測高度場，由圖可看出(1)東歐槽線有隨時間增強的趨勢與觀測現象一致，但預測移動速度較觀測者為快，在圖 5 d 預測圖上較圖 4 d 者超前約 10 個經度。(2)西伯利亞脊線則無法被模擬出來。(3)預測東亞主槽強度太弱且有向西倒退的現象。(4)東太平洋脊線的預測位置與觀測者一致。(5)北美洲東岸的槽線預測位置與觀測者符合，但預測強度不夠。(6)東大西洋脊線的位置和觀測者一致，但比觀測為強。

圖 6 a 至 6 d 為加入地形後的 500mb 預測高

度場。(1)預測東歐槽線與不考慮地形之模式預測者相似，其強度增加與觀測者一致，但位置仍比實際觀測超前。(2)西伯利亞脊線較無地形者稍強，但其強度仍太弱。(3)東亞主槽的振幅已有明顯的加強，即西藏高原所引發的背風波顯現出來，但高緯度的槽線反而沒有向西倒退的現象。(4)東太平洋脊線強度較無地形模式者稍強。(5)北美洲東岸的槽線不但位置而強度也與觀測者近似，顯示在模擬式中已表現出洛磯山之地形效應。(6)東大西洋脊線位置和無地形模式者相同，但強度更增強乃是格陵蘭地形效應的影響所致。

由前面討論得知，模式加入地形後能增加東歐槽線，東亞主槽，西伯利亞脊線以及北美洲東岸槽線的強度，而且北美洲東岸槽線的位置往西移，使得預測結果與觀測者更接近。

### 5.2 波動動能之時間變化

蔡清彥和王時鼎 (1981) 分析在臺灣地區寒潮爆發前 72 小時至後 24 小時期間 50°N ~ 70°N 波動動能隨時間的變化 (圖 7)。最主要的特徵是波數 3 的動能在臺灣寒潮爆發前 48 小時開始有明顯的增加，到寒潮爆發前 12 小時達到極大值，然後隨時間減小。在寒潮爆發前 72 小時至前 36 小時波數 2 有較大的波動動能，但在寒潮爆發前 24 小時到寒潮爆發後 12 小時則波數 3 有較大的波動動能。

圖 8 為不考慮地形模式所模擬之 50°N ~ 70°N 波動動能隨時間的變化。波數 2 在寒潮爆發前 48 小時有最大的波動動能；在寒潮爆發前 48 小時至爆發後 24 小時期間，動能逐漸減少。波數 3 動能從寒潮爆發前 72 小時開始遞減至寒潮爆發當時達到最小值，然後開始隨時間增加至寒潮爆發後 24 小時。由此可知，在寒潮爆發當時至爆發後 24 小時期間，波動動能有從波數 2 轉到波數 3 的趨勢。此動能變化趨勢與觀測者一致，但波數 3 之動能增加量較觀測者小甚多，且開始增加時間落後約 48 小時。時間落後的現象與蔡清彥和王忠山 (1985) 之管狀模式者相似。

圖 9 為模式中加入地形後所模擬之 50°N ~ 70°N 波動動能隨時間變化情形。波數 3 的波動動能在寒潮爆發前 48 小時開始有明顯的增加，到寒潮爆發後 24 小時為最大值。波數 3 動能開始增加的時間以及動能最大值的大小均與觀測者一致，但最大

動能發生時間仍稍落後。比較圖 8 與圖 9 得知，有地形之模式較無地形之模式更能模擬寒潮爆發期間波動動能從波數 2 轉換到波數 3 的現象。

### 5.3 波動動能方程式的計算

我們利用 Tsay and Kao (1978) 及 Tsay (1979) 之波動動能方程式，計算模式中波動動能之變化。波數  $n$  之動能方程式如下：

$$\frac{\partial K(n)}{\partial t} = L_1(n) + M_1(n) + \text{RES}(n) \dots\dots\dots (29)$$

式中  $\frac{\partial K}{\partial t}$  為動能之時間變率， $L_1$  為非線性動能交換項， $M_1$  為平均緯流與波動間動能交換項， $\text{RES}$  則為餘項。因為我們利用原始正壓模式，因此動能方程式中沒有位、動能轉換項、摩擦損耗項，以及風場的垂直微分項等，而剩餘項只剩邊界位能與動能通量，以及計算誤差等的影響，而計算誤差主要來自  $\partial K/\partial t$  之計算，在能量方程式中我們採用中差法，而時距為 12 小時，但在模式計算中則採用時距為 5 分鐘。

圖 10a、10b、10c 及 10d 分別表示無地形模式預測寒潮爆發前 60、36、12 及後 12 小時之能量變化情形。由圖得知，波數 3 之動能時間變率  $\partial K/\partial t$  在圖 10a、10b、10c 中均為負值而在圖 10d 則為正值，但是非線性交互作用項  $L_1$  在 10a 及 10b 中均為正值，10c 及 10d 者則為負值。非線性項在此四圖之總和仍為正值，可見其對波數 3 之貢獻仍是正面的。

圖 11a、11b、11c 及 11d 則表示有地形模式預測寒潮爆發前 60、36、12 及後 12 小時之能量變化情形。由圖得知，波數 3 之動能時間變率  $\partial K/\partial t$  一直是正的，而非線性項， $L_1$  則在圖 11a 及 11d 者為正， $L_1$  在四個時間之總貢獻亦為正值。 $L_1$  對波數 3 之貢獻在有地形模式中與在無地形模式中相似，但是波數 3 動能時間變率在此兩模式中顯著不同，這可能是地形影響波動動能變化的結果。

為詳細瞭解非線性交互作用，我們進一步計算非線性動能交換項各分量的時間平均值（12、36、60 及 84 小時四個預測時間平均）。圖 12a 為無地形模式波數 3 之四個時間平均動能方程式各項數值（其中符號  $1 * 2$  代表波數 1 與波數 2 非線性交互作

用對波數 3 動能之貢獻）。圖 12b 則為有地形模式波數 3 之四個時間平均動能方程式各項數值。比較圖 12a 及 12b 可知在有地形與無地形模式中波數 3 在寒潮爆發期間透過波數 1 與波數 2 獲得動能。但是在無地形模式中，波數 3 動能的增加並不顯著，而在有地形模式中波數 3 動能的增加則較接近觀測數值。

## 6 結 論

本文以寒潮爆發冷鋒通過臺北前 72 小時合成天氣圖 500mb 高度場為初始資料，並利用地轉關係求得初始風場，再利用無地形及有地形半球淺水方程式模式，預測高度場和風場隨時間的變化。並由預測的風場經由富氏轉換至波數域，然後代入波動動能方程式來探討行星波間動能之非線性交互作用等內部動力過程。

從預測的 500mb 高度場分析，在無地形模式對東歐槽線，東太平洋脊線，北美東岸槽線及東大西洋脊線似有預測能力，唯加入地形後模式對槽脊線的預測，無論在位置或強度都更接近觀測情形。

從預測的風場資料分析，無地形模式所得的動能變化與觀測者還算一致，但波數 3 動能增加量遠較觀測者為小且開始增加時間落後甚多，當加入地形後求得波數 3 的動能增加量及開始增加時間與觀測者較為一致，唯最大動能發生時間仍然落後很多，進一步的計算非線性動能交換項各分量時間平均，得到無論有無地形效應，波數 3 均透過波數 1 與波數 2 之非線性交互作用獲得動能，也就是說地形並不影響波動之非線性交互作用。但其他作用使得波數 3 動能的增加率在兩模式中有顯著不同。

由於本文模式採用正壓淺水方程式模式，因此無法考慮斜壓效應以及垂直有變化的波動結構，進一步採用多層原始方程式模式才能更合理模擬實際大氣的變化情形。

## 參 考 資 料

1. 蔡清彥、王時鼎，1981：波動間非線性能量交換與寒潮爆發。國立臺灣大學大氣科學系研究報告 WMS-03 號，28 pp。
2. 蔡清彥，1983：大尺度波動及寒潮爆發。大氣科學，11，71—84。
3. 蔡清彥、王忠山，1985：利用正壓模式研究東亞

- 寒潮爆發與行星尺度波動之關係。大氣科學，12，41—50。
4. Arakawa, A., and V. R. Lamb, 1981: A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 18-36.
5. Haltiner, G. J., and R. T. Williams, 1980: Numerical prediction and dynamic meteorology. Wiley, 477 pp.
6. Kesel, P. C., and F. J. Winninghoff, 1972: The fleet Numerical Weather Central operational primitive equation model. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 360-373.
7. Perkey, D. J., and C. W. Kreitzberg, 1976: A time-dependent lateral boundary scheme for limited-area primitive equations models. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 744-755.
8. Robert, A. J., 1966: The interaction of a low order spectral form of the primitive meteorological equations. *J. Meteor. Soc. Japan. Sec. 2* **44**, 237-245.
9. Shuman, F. G., 1957: Numerical methods in weather prediction: II smoothing and filtering. *Mon. Wea. Rev.*, **85**, 357-361.
10. Tibaldi, S., A. Buzzi, and P. Malguzzi, 1980: Orographically induced cyclogenesis: analysis of numerical experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1302-1314.
11. Tsay, C. Y., and S. K. Kao, 1978: Linear and nonlinear contribution to the growth and decay of the large scale atmospheric waves and jet stream, *Tellus*, **30**, 1-14.
12. Tsay, C. Y., 1979: Growth and decay of large scale waves in tropical upper troposphere during the northern summer. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 24-31.
13. Tsay C. Y., and Li-Yu Jen, 1981: Planetary-scale waves and winter seasonal temperature forecasting in Taiwan. *Papers Meteor Res.*, **4**, 13-20.



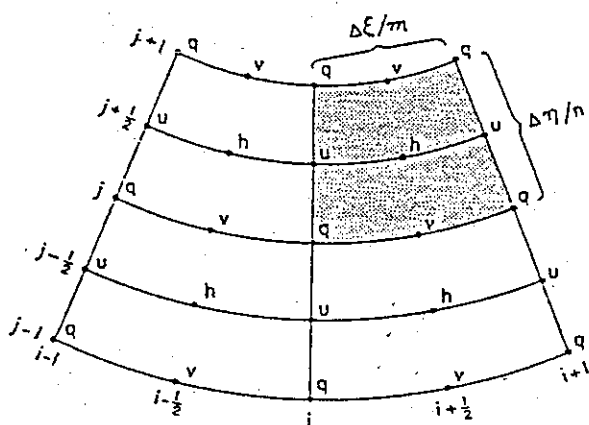


圖 1 內部區域網格點配置圖

(摘自 Arakawa and Lamb 1981)

Fig. 1 A portion of the spherical grid.

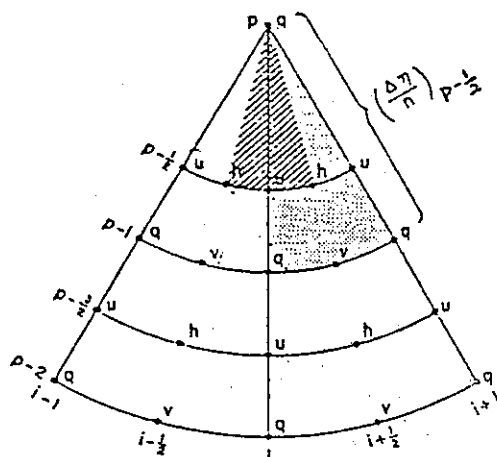


圖 2 極區網格點配置圖

Fig. 2 The spherical grid

near the North Pole.

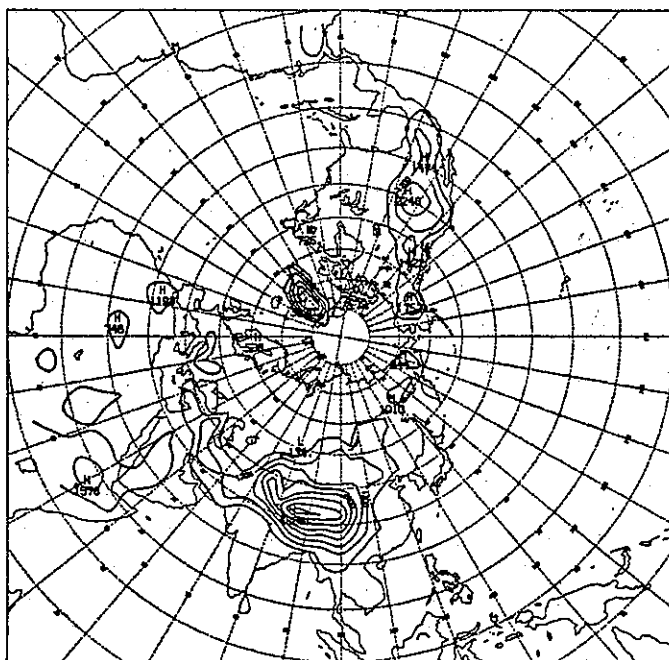


圖 3 地形高度圖

Fig. 3 Smoothed terrain height (meters)

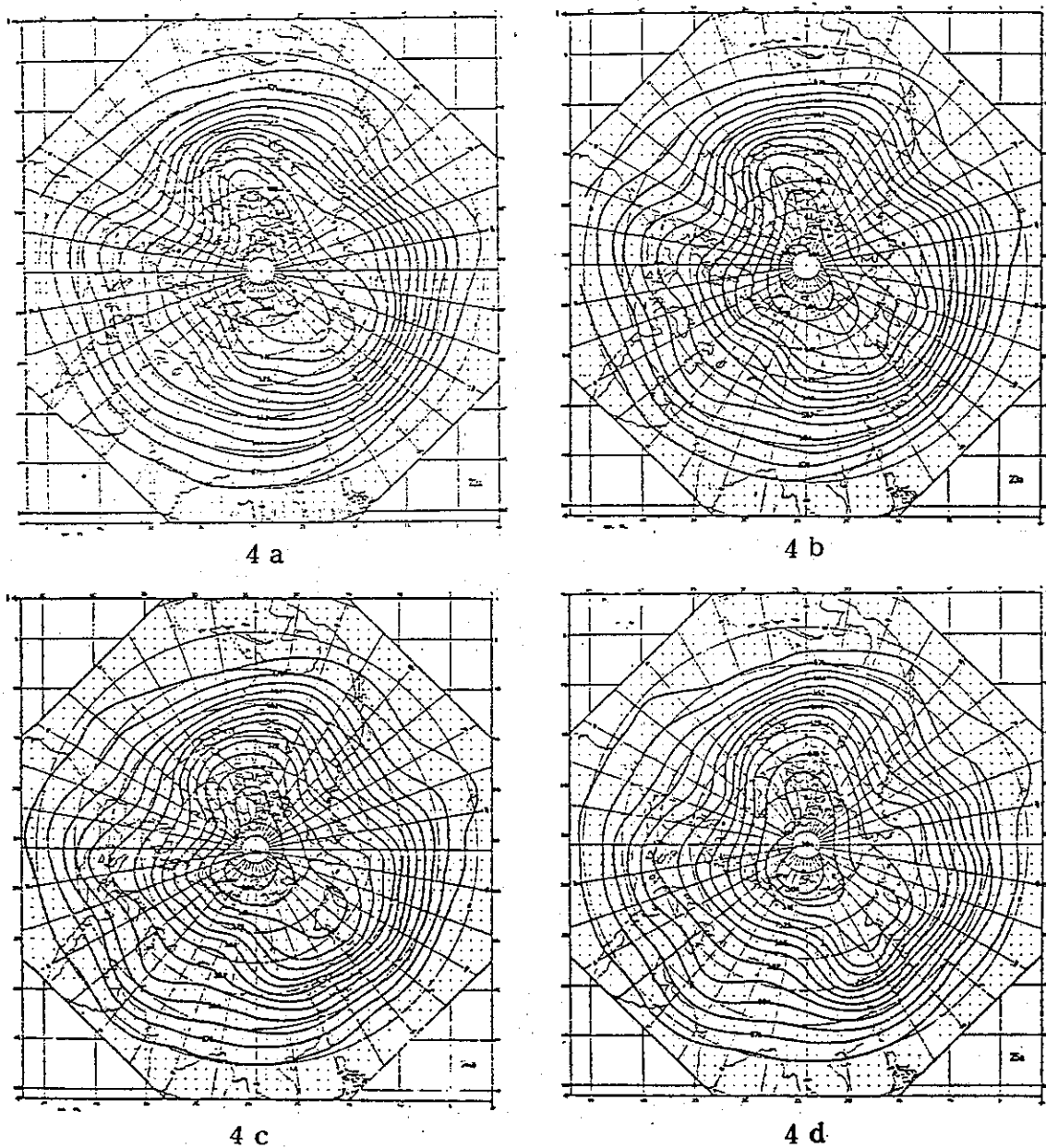


圖 4 寒潮爆發期間之北半球合成 500 mb 天氣圖  
 4 a 冷鋒通過臺灣北部地區前72小時 500 mb 高度場  
 4 b 冷鋒通過臺灣北部地區前48小時 500 mb 高度場  
 4 c 冷鋒通過臺灣北部地區前24小時 500 mb 高度場  
 4 d 冷鋒通過臺灣北部地區當時 500 mb 高度場  
 (摘自蔡清彥1983)

Fig. 4 Composite heigh field of 500 mb

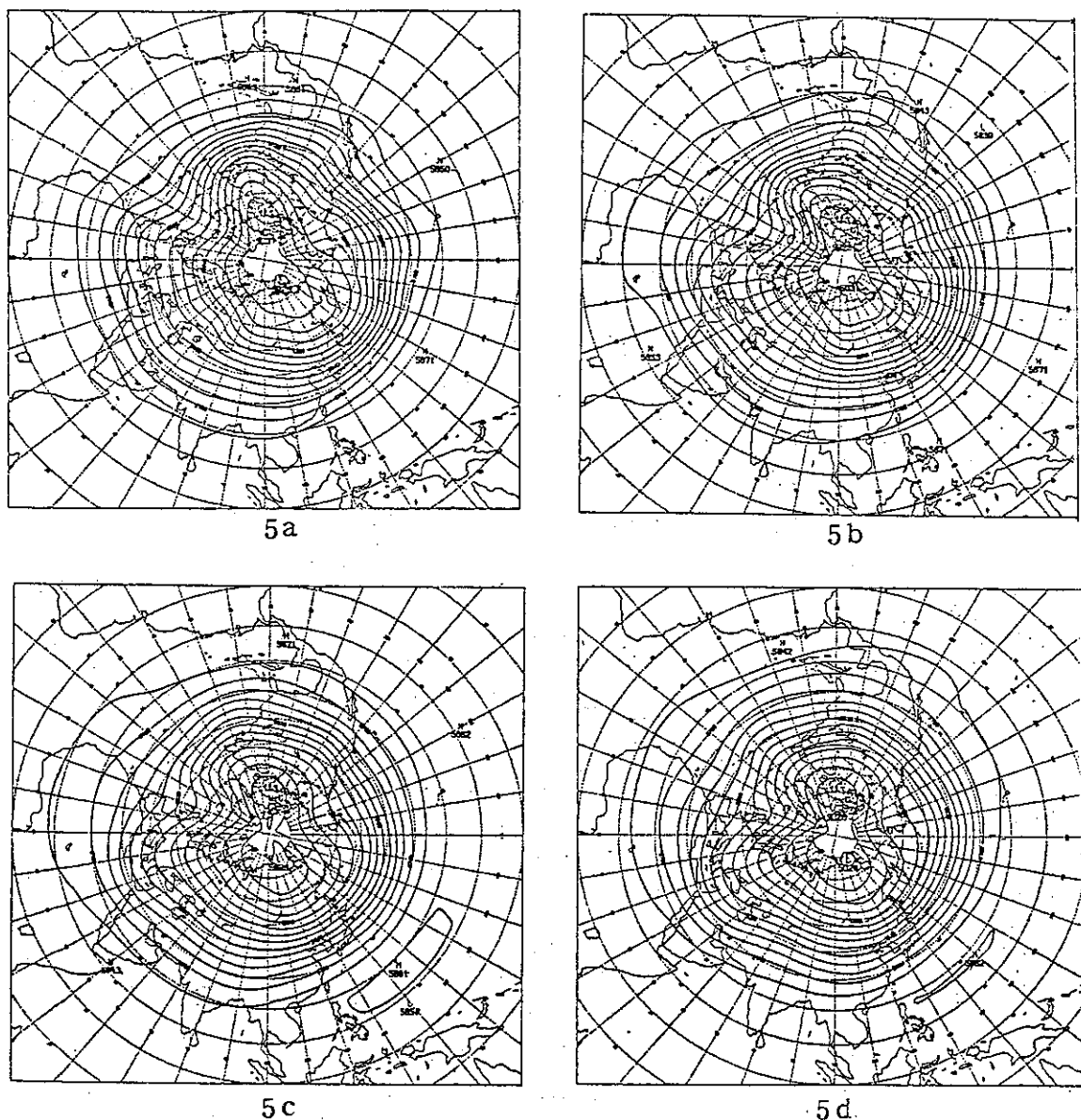


圖 5 不考慮地形之 500mb 預測高度場

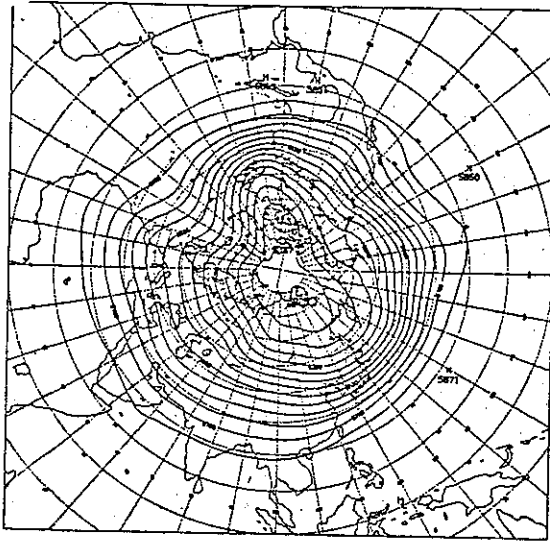
5 a 初始時間天氣圖 (同圖 4 a)

5 b 24小時預測圖 (校驗圖為圖 4 b)

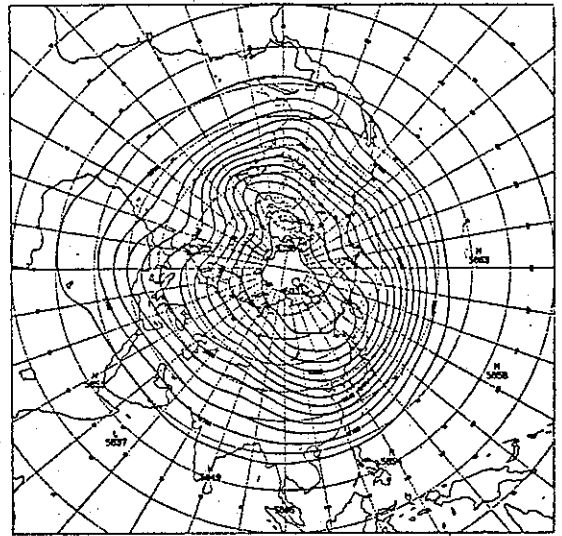
5 c 48小時預測圖 (校驗圖為圖 4 c)

5 d 72小時預測圖 (校驗圖為圖 4 d)

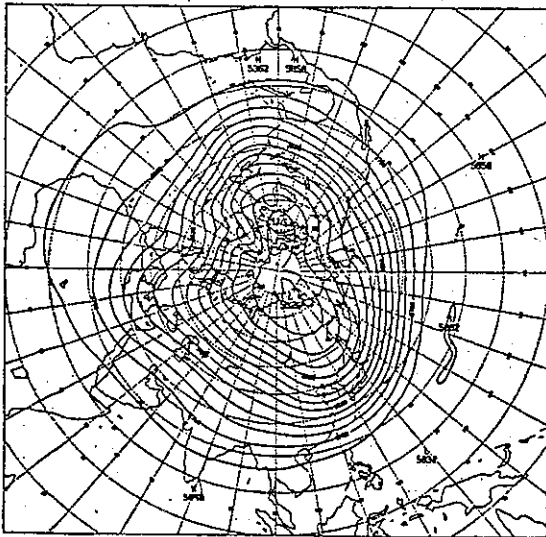
Fig. 5 Predicated heigh field of 500 mb without topographic effect.



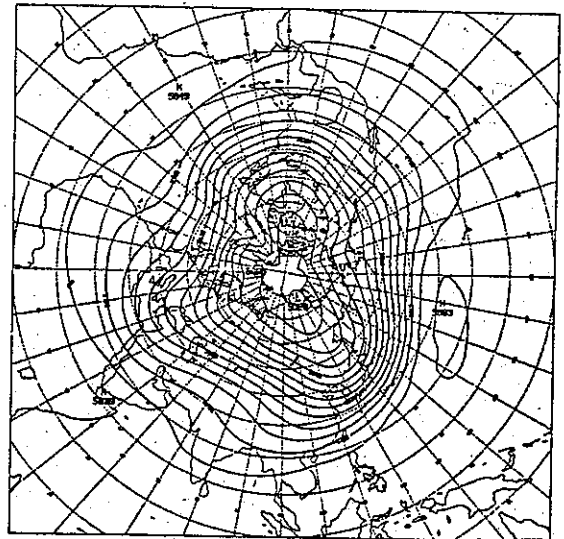
6 a



6 b



6 c



6 d

圖 6 考慮地形之 500mb 預測高度場

6 a 初始時間天氣圖 (同圖 4 a)

6 b 24小時預測圖 (校驗圖為圖 4 b)

6 c 48小時預測圖 (校驗圖為圖 4 c)

6 d 72小時預測圖 (校驗圖為圖 4 d)

Fig. 6 Predicated heigh field of 500 mb with topographic effect.

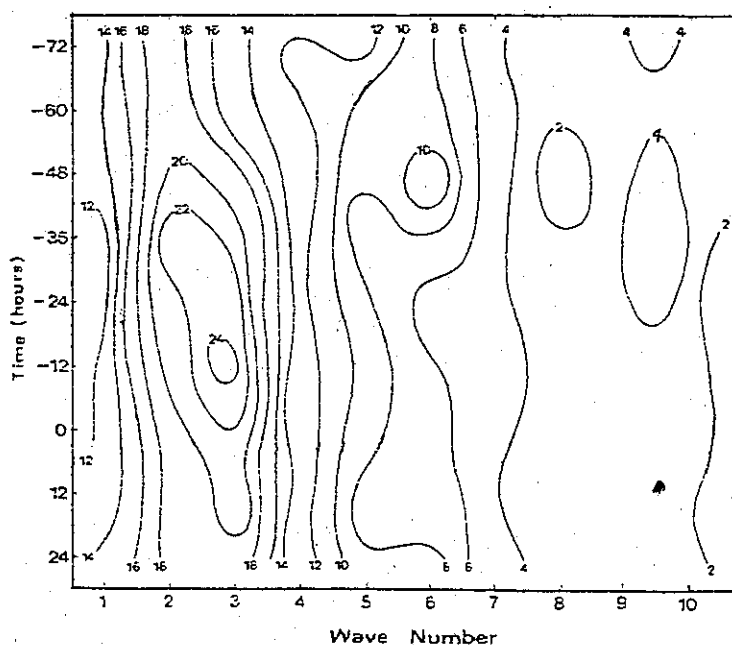


圖 7  $50^{\circ}\text{N}\sim 70^{\circ}\text{N}$  緯帶之波動動能在冷鋒通過臺灣北部前三天至後一天期間的變化情形。

等值線數字單位爲  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  (摘自蔡清彥1981)

Fig. 7 Time variations of wave kinetic energy ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) for the  $50^\circ\text{N}$ – $70^\circ\text{N}$  latitude belt from 72 hours before to 24 hours after a cold front passing northern Taiwan.

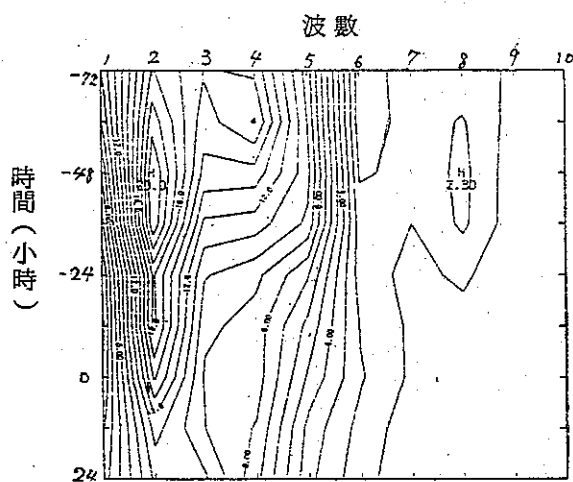


圖 8 不考慮地形，模式模擬之 $50^{\circ}\text{N}\sim 70^{\circ}\text{N}$ 緯帶波動動能隨時間變化的情形，等值線單位為 $\text{m}^2\text{s}^{-2}$

Fig. 8 Same as Fig 8. without topographic effect.

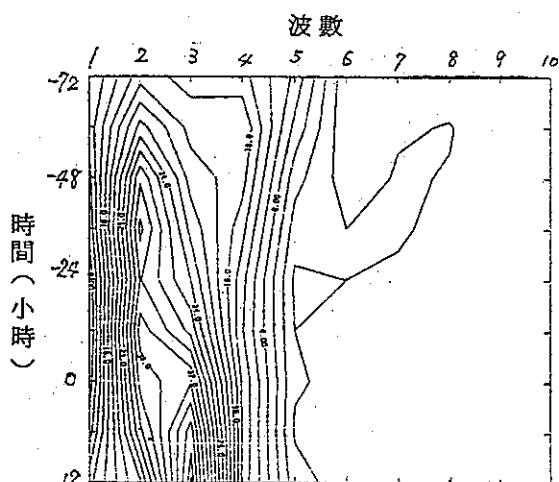


圖 9 考慮地形，模式模擬之  $50^{\circ}\text{N}\sim 70^{\circ}\text{N}$  緯帶  
波動動能隨時間變化的情形，等值線單位為  
 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$

Fig. 9 Same as Fig 8. with topographic effect.

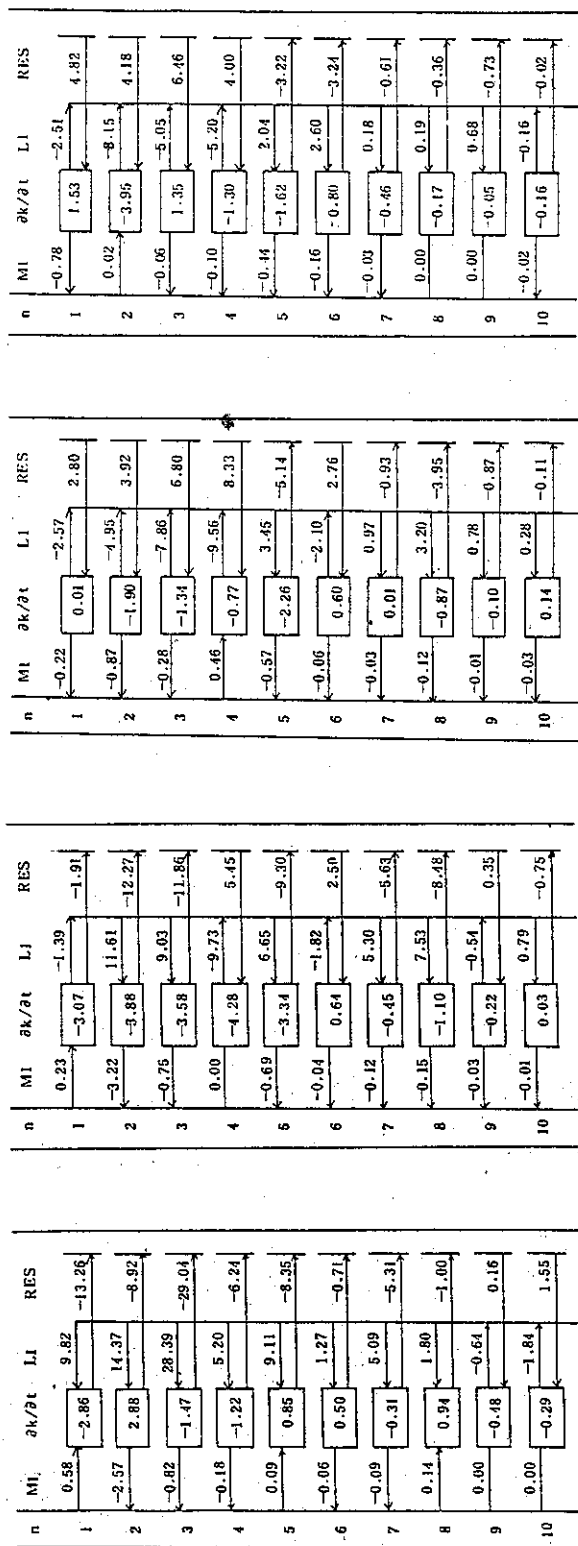


圖 10 不考慮地形，模式模擬之50°N~70°N緯帶上，波動動能方程式中各項之貢獻  
(單位為  $m^2/s^2/day$ )

a 寒潮爆發前60小時      b 寒潮爆發前36小時

c 寒潮爆發前12小時      d 寒潮爆發後12小時

Fig. 10 The contribution of wave kinetic energy equation of individual terms for the 50°N-70°N latitude belt without topographic effect.

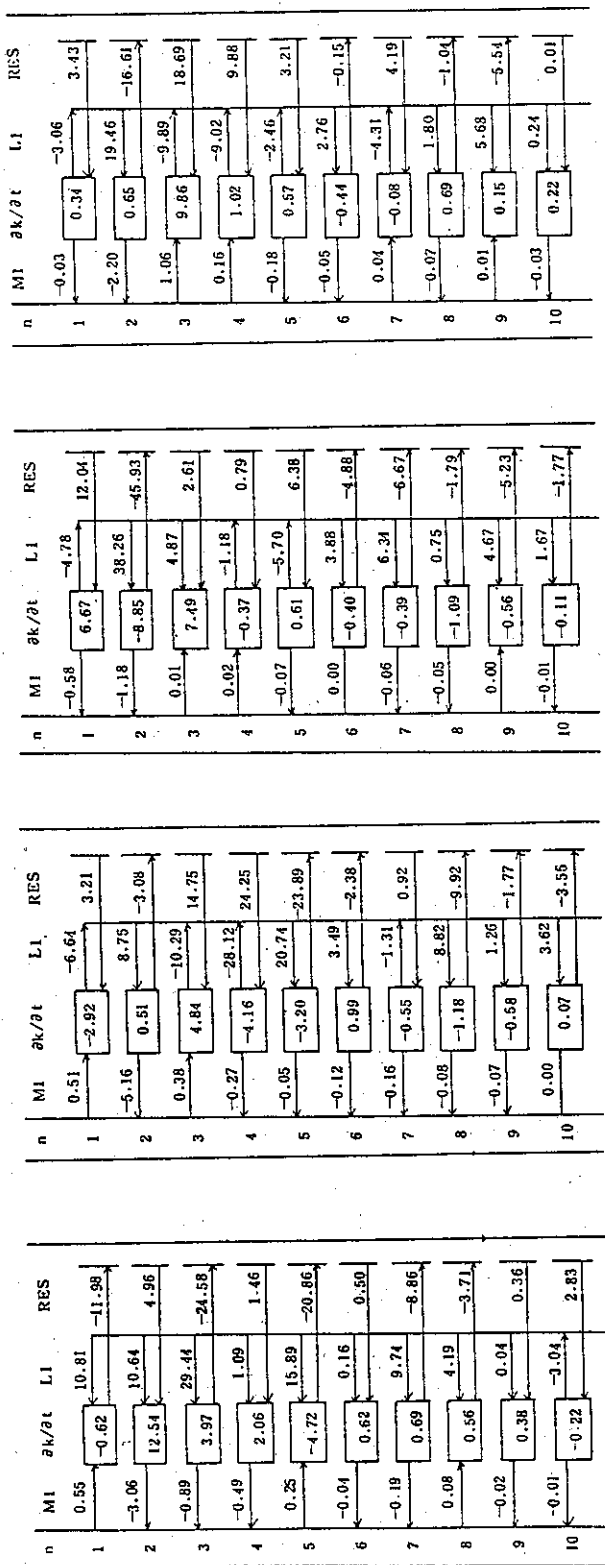


圖 11 考慮地形，模式模擬之 $50^{\circ}N \sim 70^{\circ}N$ 緯帶上，波動動能方程式中各項之貢獻

(單位為  $m^2/s^2/day$ )

- a 寒潮爆發前60小時      b 寒潮爆發前36小時  
c 寒潮爆發前12小時      d 寒潮爆發後12小時

Fig. 11 Same as Fig 11. with topographic effect.

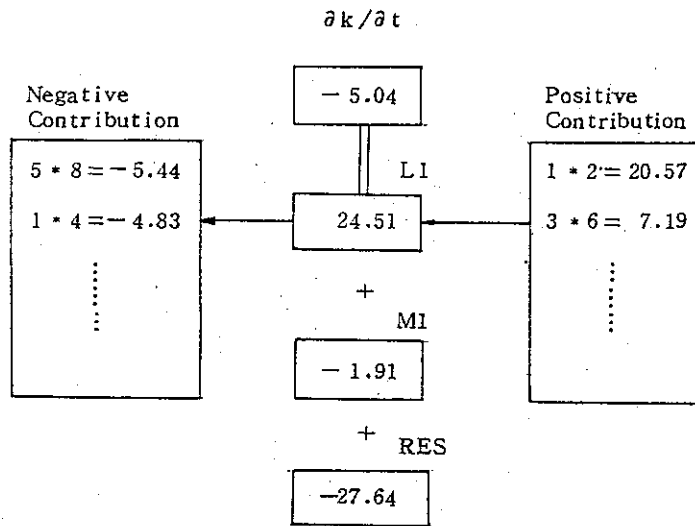


圖 12a 無地形模式模擬之波數 3，四個時間平均動能方程式各項數值  
(單位為  $m^2/s^2/day$ )

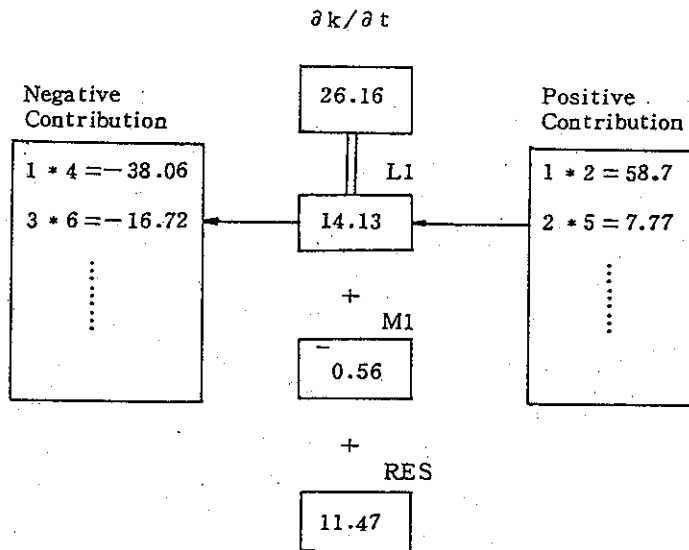


圖 12b 有地形模式模擬之波數 3，四個時間平均動能方程式各項數值  
(單位為  $m^2/s^2/day$ )

Fig. 12 The Simulated values of wave number 3 of individual terms of the averaged kinetic energy equation (a) without (b) with topographic effect.



# A Case Study of Planetary Scale Waves and Eastern Asia Cold Surges by Using Hemispheric Shallow-Water Equations

*Shuh-Haung Liaw    Ching-Yen Tsay*

## ABSTRACT

In this model study, a hemispheric shallow water equation and potential enstrophy and energy conserving scheme are employed. The variations of 500 mb geopotential fields are simulated with and without orographic effects during the cold surge is invading Taiwan area. Meanwhile, the wind field data are substituted into the wave kinetic energy equation to calculate the variations of wave kinetic energies.

The model simulated 500 mb geopotential fields are capable of predicting both the troughs in eastern Europe and east coast of North America and the ridges in Seberia and eastern Atlantic ocean. With the topography in the model, the prediction of the troughs on eastern coast of North America and the ridges in Seberia are more close to the observations. In addition, calculating both with terrain and without terrain cases from wave kinetic energy, we find the kinetic energies of wave number 3 are contributed through the nonlinear interactions between wave number 1 and 2. Nevertheless, these kinetic energies of wave number 3 have distinguished difference in the different orographic cases. This difference may be due to the topographic influences on wave kinetic energy.

# 臺灣之季風及其對作物栽培影響之研究\*

黃大宏<sup>1</sup>

楊之遠<sup>2</sup>

## 一、前言

季風之形成係由於陸地與鄰接海洋之溫差太大，產生顯著對比之結果。臺灣位於亞洲大陸與太平洋之交界地帶，季風現象因此特別顯著。影響臺灣地區之季風有兩種，一為冬季盛行之東北季風，另一種是夏季之西南季風；二者秉性不同，對臺灣地區氣候之影響亦異。一般而言，東北季風始於十月至翌年三月而終，吹襲時間較長，又因其風向與行星風系之信風重合，故風速強勁，對臺灣沿海地區作物栽培之影響較大，常對西部沿海地區二期水稻及秋裏作造成災害損失。西南季風影響時間較短，大致在六、七、八三個月。其風向與信風方向相反，故風速較東北季風弱。但因來自赤道低緯度之海洋地區，經常挾帶充沛之水汽，是夏季主要之雨量來源（蔣，1954）。

由於冬季東北季風風速強勁，歷年來對臺灣沿海地區之農作物常常造成災害損失，同時國內以往之農業氣象災害研究多偏重於寒害及雨害，鮮少有關風害之研究。本研究以農業氣候學之觀點，探討臺灣東北季風與西南季風之消長；劃分受季風影響顯著之地區；調查歷年來季風對臺灣地區農業造成之災害損失，及對主要栽培作物產量之影響。本研究亦實地調查沿海各地之防風材料與環境背景，藉以瞭解是否有地域性之差異。本文提出可能的改善方法，以減少冬季東北季風對臺灣沿海地區農作物之風害損失，延長沿海農作物之栽培時期，提供農友及有關單位參考。

## 二、研究方法

1. 定義北風指數：依照Radke和Hagstrom最早之方法（楊等，1984），利用中央氣象局所屬新竹、梧棲、臺中、嘉義、恆春、澎湖等觀測站，1957~1984年之風向資料計算之，並繪出各站全年各旬之北風指數變化，用以研判東北季風與西南季風之消長。

2. 以中央氣象局所屬各測站之風向資料，分別計算各站三種不同之季風指數，依測站之位置標定，並以50為顯著基準值，做等值線，劃分季風顯著區域。三種不同之季風指數分別是：

a.  $I_H = \text{仲冬風向頻率差最大值} + \text{仲夏風向頻率差最大值}$  (Hann, 1908)

b.  $I_S = (F_1 - F_7) + (F_7' - F_1')$  (Schick, 1953)

$F_1$  表示一月之盛行風向頻率

$F_7$  表示七月之同風向頻率

$F_7'$  表示七月之盛行風向頻率

$F_1'$  表示一月之同風向頻率

c.  $I_K = \text{一月和七月來自同一方向的頻率最大差值} + \text{來自反方向之風向頻率最大差值之和}$  (Kao et al, 1962)

3. 根據臺灣農業年報（臺灣省政府農林廳）1955~1985之資料，分析歷年農作物之季風災害。

4. 在臺灣沿海各縣，就同一緯度，分別選擇位於沿海及內陸之鄉鎮各一，根據糧食局編印之臺灣糧食統計要覽（臺灣省糧食局，1979~1984）中，該等鄉鎮之水稻單位面積產量，調查分析沿海與內陸鄉鎮之水稻單位面積平均產量是否有差異。

5. 以澎湖地區為例，根據澎湖測站1970~1984之逐日平均風速資料，將風速按 $\leq 1.0\text{m/sec}$ 、 $1.1 \sim 3.0\text{m/sec}$ 、 $3.1 \sim 6.0\text{m/sec}$ 、 $\geq 6.1\text{m/sec}$ 等四個等級劃分，以日平均風速出現 $3.1 \sim 6.0\text{m/sec}$ 及 $\geq 6.1\text{m/sec}$ 之頻率達50%，作為農作物風速安全栽培期限之劃分基準，當頻率高於50%時，即屬風害危險期，罹受季風災害之機會很大（曾等，1984）。

6. 親赴現場實地調查，瞭解各地防風設施所使用之材料。

## 三、結果

### 1. 臺灣地區東北季風與西南季風之消長

\* 收稿日期：76年4月30日

送審日期：76年5月4日

本文為第一作者之碩士論文

1. 中國文化大學地學研究所碩士

2. 中央氣象局簡任技正

由圖一顯示臺灣各地由東北季風轉變成西南季風之時間大約是在五月下旬至六月上旬之間；西南季風轉變成東北季風之時間，大致在九月上、中旬之間。各地北風指數變化趨勢一致，惟受地形影響，各地季風之主要盛行風向不同。例如嘉義係平原地區，在冬季盛行北風，指數值較高，於一月上旬可達 89.1（見表一）；新竹則受地形之影響，盛行東北風，指數值較低，於一月上旬僅為 67.5。在夏季嘉義盛行南風，新竹盛行西南風。由此可見，各地北風指數之變化略有不同，尤其恆春全年均以東北風較多，在六、七、八月之北風指數均高於其他各地。臺中地區由於北面有雪山高山脈，西南方有大肚臺地之影響，全年北風指數之變化較小。儘管有此差異，作者認為應以嘉義及澎湖測站之變化較具代表性，可明確地表示出臺灣東北季風與西南季風之消長關係。

## 2. 臺灣之季風顯著區域

(1) 由表二中發現有基隆、新竹、臺中、日月潭、嘉義、玉山、澎湖等七個測站之  $I_H$ ,  $I_S$ ,  $I_K$  值均相等。

例如澎湖之  $I_H = I_S = I_K = 84.2$ 。另外加上臺北、淡水、鞍部、臺南、大武、宜蘭、彭佳嶼、東吉島、蘭嶼、蘇澳等，計有十七個測站之  $I_H$ ,  $I_S$  值亦相等。由此可知，雖然各學者對季風指數之定義略有不同，但其結果仍具有一致性，尤其在季風顯著地區內更可見此特性。

(2) 以三種不同之季風指數所得到之 50 等值線圖，其趨勢極為吻合，可將臺灣之季風顯著地區予以劃分，包括桃園、新竹、臺中、梧棲、嘉義、彰化、臺南、恆春及澎湖等地，但不包括高雄。阿里山及日月潭因受地形之影響，一月及七月之盛行風向變化不大，因此季風指數都很小，只有 7.0 及 3.8。由於國內民用測站之風向觀測資料甚為缺乏，因此圖二季風顯著區之劃分所使用之測站不夠密集，本研究僅能以指數值達 50 時，做為季風顯著區之標定基準，未能進一步做等級之區分。

## 3. 臺灣地區歷年之季風災害損失

由表三顯示，1955~1985 年，三十一年間臺灣地區罹受季風災害之損失約三億七千三百七十五萬元，受害作物以水稻較多，其次為香蕉、甘蔗等，為害地區包括桃園、新竹、苗栗、屏東、澎湖等。

## 4. 季風對沿海地區水稻產量之影響

由表四知沿海地區之水稻產量，無論是一期或二期作皆比內陸地區小。一期作除新竹及苗栗外，其他各地區內陸之水稻產量皆比沿海高出 300 公斤/公頃以上。尤其是臺南之六甲鄉（內陸）比將軍鄉（沿海）約高出 2317 公斤/公頃。經由  $t$  值檢定 1% 顯著水準檢定後，發現彰化及臺南兩地區，其沿海與內陸之產量具極顯著之差異。而臺中、雲林、嘉義等地，經  $t$  值檢定 5% 顯著水準檢定後，其產量亦具有顯著差異。二期作沿海與內陸之產量差異較小，唯有彰化地區內陸仍比沿海高出 1000 公斤/公頃。由於此兩個比較之鄉鎮係位於同一緯度，因此日射、溫度之變化不大。但事實上，比較之結果大部分地區內陸皆比沿海高出 300 公斤/公頃以上。其原因除土壤本身沃度之差異及農民栽培技術不同外，受季風吹襲影響之成分很大。

## 5. 季風對離島（澎湖）作物安全栽培時期之影響

由表五發現，澎湖地區受風速之限制，作物之安全栽培期限甚短，自七月上旬至九月上旬，為期僅 70~75 天。但此乃以風速在 3.1~6.0 m/sec 與  $\geq 6.1$  m/sec 之頻率高於 50% 所做之限制，為一種理論性之假設，限制自屬較嚴。實際上，從四月下旬開始，東北季風之威力已逐漸轉弱，澎湖地區之農友即開始種植菜、雜糧等作物。因此在澎湖地區如有防風設施，作物之栽培即可提前至四月下旬開始。但由於九月中旬以後，東北季風之威力增強甚快，所以作物之安全栽培期限不易往後延長。

## 6. 臺灣沿海各地之防風設施

臺灣沿海各地之防風設施以種植防風林最普遍。使用之樹種以木麻黃、銀合歡、竹、相思樹、大葉合歡、榕樹、黃槿等較多，因各地之氣候適宜條件不同而異。分布情形如下。

(1) 西北部沿海地區之防風林大都以種植竹為主（見圖三），包括桃園、新竹、苗栗等地區。

(2) 南部地區以木麻黃做防風林最多，其次為黃槿、相思樹、大葉合歡等。例如恆春地區，無論是水稻田或蔗園，都可看見井然有序的木麻黃（見圖四、圖五）。

(3) 中部地區防風林之樹種種類較多，南北部的特色兼而有之。

除防風林外，各地亦有一些較具特色的防風設施，其中以澎湖地區所包含之種類最多。例如以砗磲石砌成之石牆，為封閉式結構，由上俯瞰有如蜂巢，故有蜂巢田之稱（見圖六）。此外，尚有以銀合歡及芒草混合編成之柵籬（見圖七）等。屏東恆春地區亦有以稻稈編成之矮小防風柵籬，主要是做為洋香瓜之防風設施（見圖八）。

#### 四、討 論

根據本研究分析，可瞭解東北季風吹襲時間長達八個月，影響地區包括西北部及西部沿海地區，歷年來亦常造成沿海地區栽培作物之災害損失，尤其澎湖等地之栽培時期明顯受到季風之限制。因此如何避免沿海地區栽培作物罹受季風為害，並延長栽培時期，為當前國內發展農業氣象之重要課題。作者僅就農業氣候資源應用之觀點，提出幾點改進方法，期能對沿海地區農作栽培之風害預防有所助益。

##### 1. 積極從事防風林之栽培

要減少季風對農作物之威脅，最直接而有效的方法是種植防風林。防風林不僅可以保護作物使免於受到風的機械性傷害，同時可提高產量及品質。此外亦可防止土壤因風的侵蝕而降低地力，以及改善農地之微氣象環境等。

##### 2. 農地重整

近三十年來由於科技的進步，工業發展迅速，工廠到處林立，因此使得耕地面積由於工廠的設立而逐漸在減少當中。以桃園為例，由林務局農林航空測量所所做之桃園沿海地區農林災害調查研究報告中顯示，桃園地區在民國45年間仍為一個典型的農業生產區（由航照判讀）（張、林，1986），耕地面積達 68.22%。但至民國73年耕地面積僅剩40%左右了。除了工廠的設立外，道路的修築、住宅區的成立等等亦是原因。這些土地利用的改變，使得農地分布變得零亂，破壞了農業區域的完整性。農地分布零亂，連帶亦使得防風林的規劃較為困難，同時亦無法達到最大的防風效能。因此要減少沿海地區的農地遭受季風的威脅，重新着手農地的規劃是可行的。

3. 選種耐風的作物或改變土地利用的型態。

除了積極的種植防風林及規劃農地外，亦可在沿海多風地區選種耐風的作物。譬如在沿海地區可

選種低莖作物如甘藷、落花生、洋葱等，而避免種植水稻、玉蜀黍、高粱、甘蔗等高莖作物。此外亦可以改變土地利用的型態，譬如推廣養殖及農牧事業。近年來本省養殖事業興起，而且多半集中在西部沿海及南部地區，養殖的項目以各種魚類和蝦類為主，惟養殖業抽取地下水造成地層下陷等缺點，必須在養殖技術上加以改良和補救。如此充分利用地力貧瘠的地區，不僅可以發展新的事業，並可減少季風之危害，以達地盡其用的理想。

#### 參 考 文 獻

- 臺灣省政府農林廳 (1955~1985)：臺灣農業年報  
臺灣省糧食局 (1979~1984)：臺灣糧食統計要覽  
曾文柄、朱鈞、郭文鏢、楊之遠 (1984)：臺灣地區農業氣候資源應用之研究，行政院農業發展委員會補助計劃，中央氣象局編印 p. 12  
楊之遠、曾文柄、朱鈞 (1984)：防風網對水稻生育及產量的影響，中華民國農學團體七十三年度聯合年會特刊 pp. 35~48  
楊之遠、朱鈞 (1985)：風對植物之影響，科學農業 33:51~59  
張正英、林俊錄 (1986)：桃園沿海地區農林災害調查研究，臺灣省政府農林廳編印 pp. 20~45  
蔣丙然 (1954)：臺灣氣候誌 臺灣銀行經濟研究室 pp. 109~121  
Hann, J. (1908): "Handbuch der Klimatologie", Vol. 1, Engelhorn, Stuttgart.  
Kao, Y.-H. et al. (1962): Some Problem on the Monsoon of East Asia. Collect Paper Inst. Geophys. Meteorol., Acad. Sinica 5. [Engl. Transl. Emm-66-124, Oriental Science Library, Emmanuel College, Baston.]  
Radke, J. K., and R. T. Hagstrom. (1973): Plant-water Measurements on Soybeans Sheltered by Temporary Corn Windbreak. Crop Sci. 13: 543-548.  
Schick, M. (1953): Die Geographische Verbreitung des Monsoon. Petermanns Geogr. Mitt. 101, 234-237.

表一 臺灣各地北風指數十年平均值 (1975~1984)

Table 1 The ten-year averages of northern-wind-index of monsoon dominant areas in Taiwan.

地點	月份 旬別	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
		月	月	月	月	月	月	月	月	月	月	月	月
新竹	上	67.48	66.29	53.01	39.56	23.73	-14.16	-29.13	-16.84	8.86	46.70	71.98	63.33
	中	62.44	63.04	53.71	31.47	23.61	-7.32	-26.49	-11.25	30.23	59.98	79.58	63.59
	下	65.33	48.98	42.64	22.59	22.44	-31.32	-29.43	-6.20	41.77	47.98	64.77	60.46
梧棲	上	73.92	69.29	52.76	41.38	20.73	-12.37	-24.58	-29.50	-9.57	52.21	60.08	67.87
	中	67.97	70.30	44.07	28.43	27.72	-36.67	-38.47	-17.72	23.94	70.89	72.70	74.87
	下	69.80	53.79	44.65	26.69	-5.50	-34.36	-22.22	-29.28	49.72	58.61	74.86	75.88
臺中	上	49.43	53.26	36.69	29.7	23.57	-1.71	-5.01	0.17	6.68	39.61	54.49	54.04
	中	52.17	46.83	39.13	31.86	29.50	-17.2	-20.72	-4.69	21.46	49.91	49.39	56.34
	下	49.36	41.15	36.15	26.57	3.11	-6.24	-26.65	-13.72	42.67	47.63	55.79	46.42
嘉義	上	89.11	82.41	61.12	51.13	27.39	-5.76	-20.19	-17.76	8.68	47.31	71.98	83.57
	中	87.01	82.99	67.62	36.69	27.50	-21.02	-32.71	-26.34	30.23	79.67	79.58	78.60
	下	81.90	59.26	63.41	30.18	17.72	-41.62	-26.78	-12.14	41.77	61.60	85.28	84.64
澎湖	上	87.34	80.18	70.51	51.40	35.84	0.72	-26.78	-17.06	24.04	72.60	87.33	88.12
	中	85.36	81.40	61.39	45.12	38.09	-8.52	-37.59	-11.40	50.17	86.43	87.28	87.12
	下	83.56	65.76	64.96	26.48	21.90	-24.50	-35.85	-13.03	65.51	83.70	86.39	86.97
恆春	上	62.66	53.36	38.62	35.68	17.82	17.39	5.86	17.83	21.13	50.44	63.23	64.42
	中	60.85	52.94	38.88	26.87	30.92	12.66	13.22	26.36	41.04	58.74	68.92	61.46
	下	55.16	46.23	40.52	18.88	24.18	-2.51	11.88	20.82	41.50	61.72	67.67	63.75

表二 臺灣各測站不同之季風指數

Table 2 The different monsoon indices of weather stations in Taiwan.

站 別  指 數 別	臺 北	淡 水	基 隆	竹 子 湖	鞍 部	新 竹	臺 中	梧 棲	日 月 潭	嘉 義	阿 里 山	玉 山	臺 南	高 雄	恆 春	大 武	臺 東	新 港	花 蓮	宜 蘭	澎 佳 嶼	東 吉 島	蘭 嶼	澎 湖	蘇 澳
$I_H$	29.4	46.7	21.1	56.1	33.3	56.4	54.7	59.2	3.8	58.1	7.0	38.0	55.7	37.8	54.6	68.9	35.2	48.5	26.4	19.2	39.5	82.4	77.3	84.2	40.0
$I_S$	29.4	46.7	21.1	49.7	33.3	56.4	54.7	57.6	3.8	58.1	3.8	38.0	55.7	31.0	49.8	68.9	33.5	45.8	22.1	19.2	39.5	82.4	77.3	84.2	40.0
	△	△			△								△			△				△	△	△	△		△
$I_K$	23.8	38.0	21.1	56.1	24.7	56.4	54.7	40.2	3.8	58.1	7.0	38.0	49.7	31.0	46.3	51.9	30.4	48.0	23.9	16.5	24.0	71.8	60.7	84.2	26.1
			○			○	○		○	○		○												○	

○:  $I_H = I_S = I_K$

△:  $I_H = I_S$

表三 歷年 (1955~1985) 臺灣農作物之季風災害

Table 3 The financial loss of crop caused by monsoon disaster in Taiwan during 1955-1985.

時 間	地 點	受 害 作 物	受害面積 (公頃)	損失價值 (元)
44. 10.	陽明山管理局	水 稻	7,000	1,738,800
44. 10.	花 蓮 縣	陸 稻	40	39,600
44. 11.	陽明山管理局	水 稻	210	750,658
45. 10.	臺 北 市	水 稻	1,436	484,785
45. 10.	苗 栗 縣	水稻、落花生	1,680	2,859,200
45. 11.	苗 栗 縣	甘藷、小麥、甘蔗、柑橘	991	493,963
45. 11.	澎 湖 縣	蔬 菜	115	322,000
53. 11.	新 竹 縣	水稻、柑桔	9,450	13,709,527
57. 2.	屏 東 縣	豆類、生食甘蔗、香蕉、蔬菜、蘆筍	2,447	120,285,000
57. 2.	高 雄 縣	香 蕉	5,852	75,868,000
67. 10.	桃 園 縣	水 稻	5,365	78,715,000
68. 11.	桃 園 縣	水 稻	2,624	72,625,000
69. 12.	桃 園 縣	水 稻	74	2,625,000
72. 12.	花 蓮 縣	水 稻	738	3,241,000
總 計			37,942	373,757,533

資料來源：農業年報

表四 沿海與內陸地區水稻每公頃年平均產量之比較

Table 4 The comparison of average yield of rice between inland and coastal regions.

縣別 地 點 期別	桃園		新竹		苗栗		臺中		彰化				雲林		嘉義		臺南			
	沿海	內陸	沿海	內陸	沿海	內陸	沿海	內陸	沿海	內陸	沿海	內陸	沿海	內陸	沿海	內陸	沿海	內陸	沿海	內陸
	觀音鄉	桃園市	新豐鄉	新埔鎮	通霄鎮	公館鄉	清水鎮	豐原市	大城鄉	田中鎮	芳苑鄉	員林鎮	麥寮鄉	新桐鄉	東石鄉	民雄鄉	將軍鄉	六田鄉	七股鄉	新市鄉
一期	2975.5	3414.3	3076.8	3286.3	3490.3	3641.2	4064.0	4402.0	4169.7	4892.0	4324.0	4763.7	3926.0	4865.7	4009.3	4559.3	2734.2	5051.8	3234.4	4378.5
二期	2609.7	2730.7	2423.2	2593.8	3071.5	3098.5	3540.0	3866.0	3265.0	4496.3	3312.8	4305.2	3252.2	4253.0	3629.7	3987.7	3247.5	3937.3	3030.2	3068.0

註：1.\*\*表示經 t 值檢定 1%顯著水準有極顯著差異。

2.\*表示經 t 值檢定 5%顯著水準有顯著差異。

3.水稻之產量為六年平均值 (1979~1984)。

4.單位為公斤 / 公頃。

5.資料來源：臺灣糧食統計要覽。



表五 澎湖地區風速頻率

Table 5 The frequencies of velocity of Peng Hu area.

(1970—1984)

日平均風速 m/s	月份 旬別	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
		上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下
≤1.0		0	2	0	0	0	1	0	0	2	2	0	1	1	3	0	1	2	0	0	0	0	2	2	2	0	2	2	1	0	0	0	0	1	0	0	0
1.1~3.0		3	3	15	16	16	15	34	34	39	28	48	53	63	57	66	51	59	56	80	90	80	83	71	95	101	53	34	34	21	15	9	7	6	9	5	6
3.1~6.0		49	55	49	44	52	45	53	52	76	76	80	74	68	68	89	87	85	84	65	49	68	57	58	53	40	62	61	51	34	55	44	34	26	49	39	44
≥6.1		98	90	101	90	82	63	63	64	48	44	22	22	18	22	10	11	4	10	5	11	17	8	19	15	9	33	53	64	95	95	87	109	117	92	106	115
Total		150	150	165	150	150	124	150	150	165	150	150	150	150	150	165	150	150	150	150	165	150	150	165	150	150	150	150	150	150	165	150	150	150	150	165	150

資料來源：1970~1984氣象月報

註：紅色部分表示風害危險期

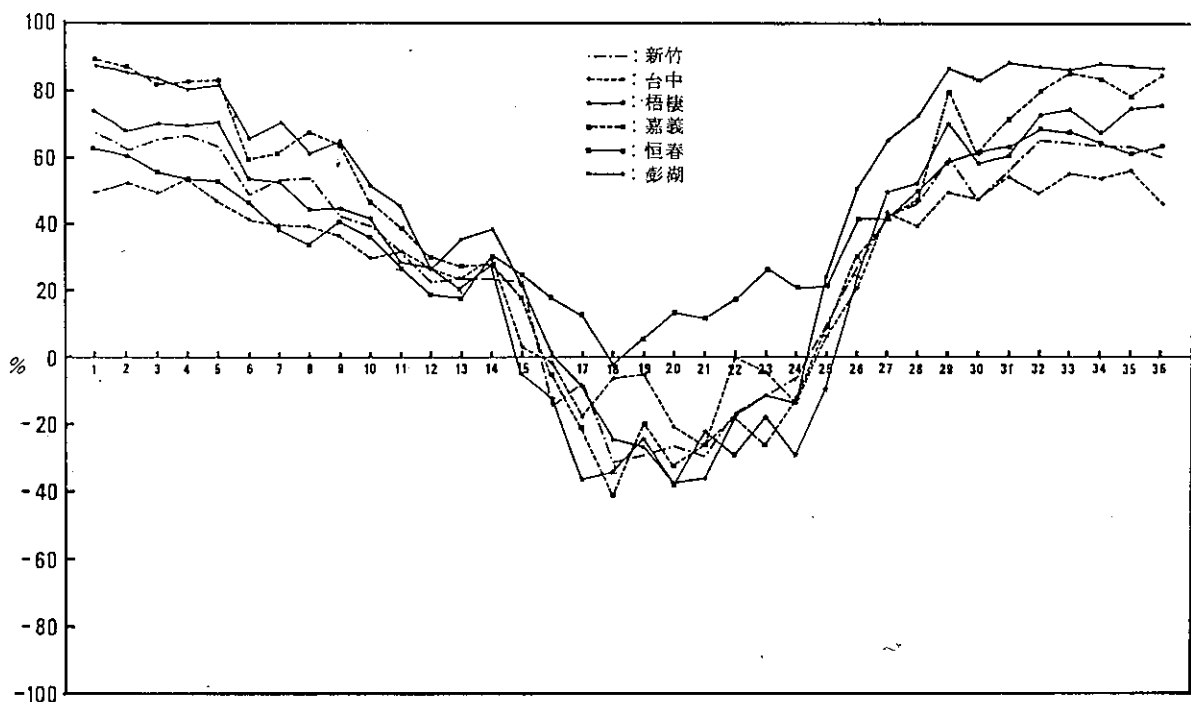


圖 一 臺灣季風顯著地區北風指數全年變化

Fig. 1 The annual variations of northern-wind-index of monsoon dominant areas in Taiwan.

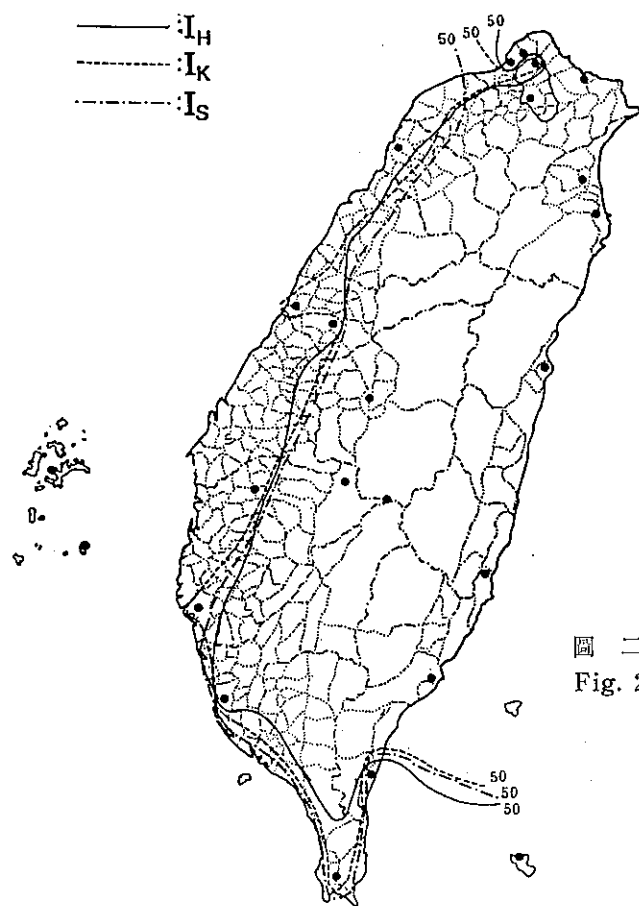


圖 二 臺灣季風顯著性之初步劃分

Fig. 2 The distribution of isolines of monsoon index in Taiwan area.



圖 三 西北部之田間防風林以竹林爲主（攝於桃園平鎮）

Fig. 3 The bamboo grove is used as windbreak  
in the field of northwestern part of Taiwan.



圖 四 臺灣南部地區之水稻田以木麻黃爲防風林（攝於屏東恆春）

Fig. 4 The *Casuarina Equisetifolia* Linn. is used as windbreak  
in the paddy field of southern part of Taiwan.



圖 五 恆春地區之甘蔗園以木麻黃爲防風林（攝於屏東恆春）  
Fig. 5 The *Casuarina Equisetifolia* Linn. is used as windbreak in the sugarcane land of Hengchun.



圖 六 以砧砧石堆砌成之蜂巢田是澎湖特有之田間景觀（攝於澎湖小門）  
Fig. 6 The beehive-like stone wall (constructed by "Ku Lao Shih") is a special scenery of Peng Hu.



圖 七 以銀合歡與芒草混合編成之防風柵籬（攝於澎湖沙港）

Fig. 7 The windbreak which is mixed with  
*Leucaena Glauca* and *Miscanthus Floridulus*.



圖 八 匍匐栽培之洋香瓜田以稻稈編成之柵籬爲防風設施（攝於屏東恆春）

Fig. 8 The straw fence is used as windbreak in the honey  
dew (cultivated with creeping method) field.

# A Study of Monsoon and Its Influence on the Crop Cultivation in Taiwan

*Da-Horng Hwang    Chea-Yuan Young*

## ABSTRACT

The monsoon is a special weather phenomenon in Taiwan which caused two different climate of Taiwan in winter and summer season. This study intends to understand the monsoon phenomenon and its influence to crop cultivation in Taiwan, and also discuss the possible pathways which can avoid or decrease the impacts of monsoon to the agricultural cultivation in the coastal region of Taiwan in the viewpoint of agroclimatology.

# 民國七十五年颱風調查報告

## —侵臺颱風 (8605號) 南施\*

蔣 爲 民<sup>1</sup>

### 一、前 言

6月21日20時(註)在呂宋島東方海面有一熱帶性低氣壓存在,由於大氣環境十分適合此一系統之發展,故祇經過12小時的醞釀,此熱帶性低氣壓迅速增強而於22日8時成為輕度颱風,命名為南施(NANCY),編號8605,為民國75年在北太平洋發生的第五個颱風,同時也是該年內第一個侵襲臺灣的颱風。由於南施颱風幾乎沿著東部海岸迅速北上,較大風雨大都出現在東部地區,對臺灣地區未造成重大的災害。本文針對南施颱風的特性,發展經過、強度及路徑作一分析,並校驗颱風路徑預報所用方法,以供日後有類似路徑之颱風作預報參考及研究之用。

### 二、南施颱風之發生及經過

原在菲律賓東方海面之熱帶性低氣壓於6月22日上午8時增強為輕度颱風(圖一),命名為南施(NANCY),編號8605號,至22日下午2時其中心位置在北緯16.7度,東經126.3度,即在恒春東南方約820公里之海面上,中心氣壓985毫巴,以每小時28公里的速度向西北進行,因其強度有繼續的趨勢,而且進行速度也相當快,對臺灣東部海面及巴士海峽將構成威脅,故中央氣象局於22日15時25分發佈了75年度第一號第一報的海上颱風警報。至23日2時南施颱風中心位置在北緯18.9度,東經124度,即在恒春東南方約470公里的海面上,中心氣壓980毫巴,近中心最大風速已達每秒33公尺,亦即南施颱風的威力已增強至中度颱風,繼續向西北進行。23日13時30分花蓮雷達站首度觀測到南施颱風的颱風眼,23日14時南施颱風中心位置在北緯

21.3度,東經122.0度,即在恒春東南方約150公里的海面上,此時臺灣東南部已進入南施颱風的暴風範圍,蘭嶼已出現13級的陣風,23日17時高雄雷達站亦觀測到南施颱風之颱風眼。23日20時南施颱風中心位置在北緯22.4度,東經121.8度,即在蘭嶼附近海面,向北北西進行,逐漸向臺東、花蓮海岸接近。24日2時南施颱風中心位置在北緯23.8度,東經121.7度,即在花蓮附近,中心氣壓985毫巴,近中心附近最大風速每秒30公尺,暴風半徑180公里,即其暴風圈略見縮小而強度亦略減弱或輕度颱風。24日8時南施颱風中心位置在北緯25.7度,東經121.8度,即在彭佳嶼附近,中心氣壓990毫巴,近中心附近最大風速每秒28公尺,暴風半徑150公里,其強度及暴風範圍均又見減小。至24日上午8時為止出現最大風雨情況為:陣風蘭嶼13級,雨量新港181公厘。24日14時南施位在臺北北方320公里之海面上繼續向北北東轉東北快速前進,完全脫離臺灣地區而結束了她對本區域的威脅。

中央氣象局對南施颱風發佈警報之整個過程,參見表一,南施颱風中心最佳路徑資料表,參見表二,而南施颱風眼飛機偵察資料定位表,參見表三,此外本局氣象衛星資料接收站根據所接收的衛星圖片亦做了颱風中心定位,一併列如表四,至於南施颱風中心各雷達站雷達觀測資料列如表五,圖二及圖三則分別為南施颱風期間之衛星雲圖及高雄,花蓮雷達回波合成圖。

### 三、南施颱風強度與路徑之探討

6月21日20時在菲律賓呂宋島東方海面形成一熱帶性低氣壓,當時位置大約在北緯13度,東經130度左右,此時在這附近的海水溫度為29度(圖

\* 收稿日期:76年3月16日 送審日期:76年3月17日

1. 中央氣象局預報測站技士

註:除非特別聲明,本文時間採用120°E地方標準時

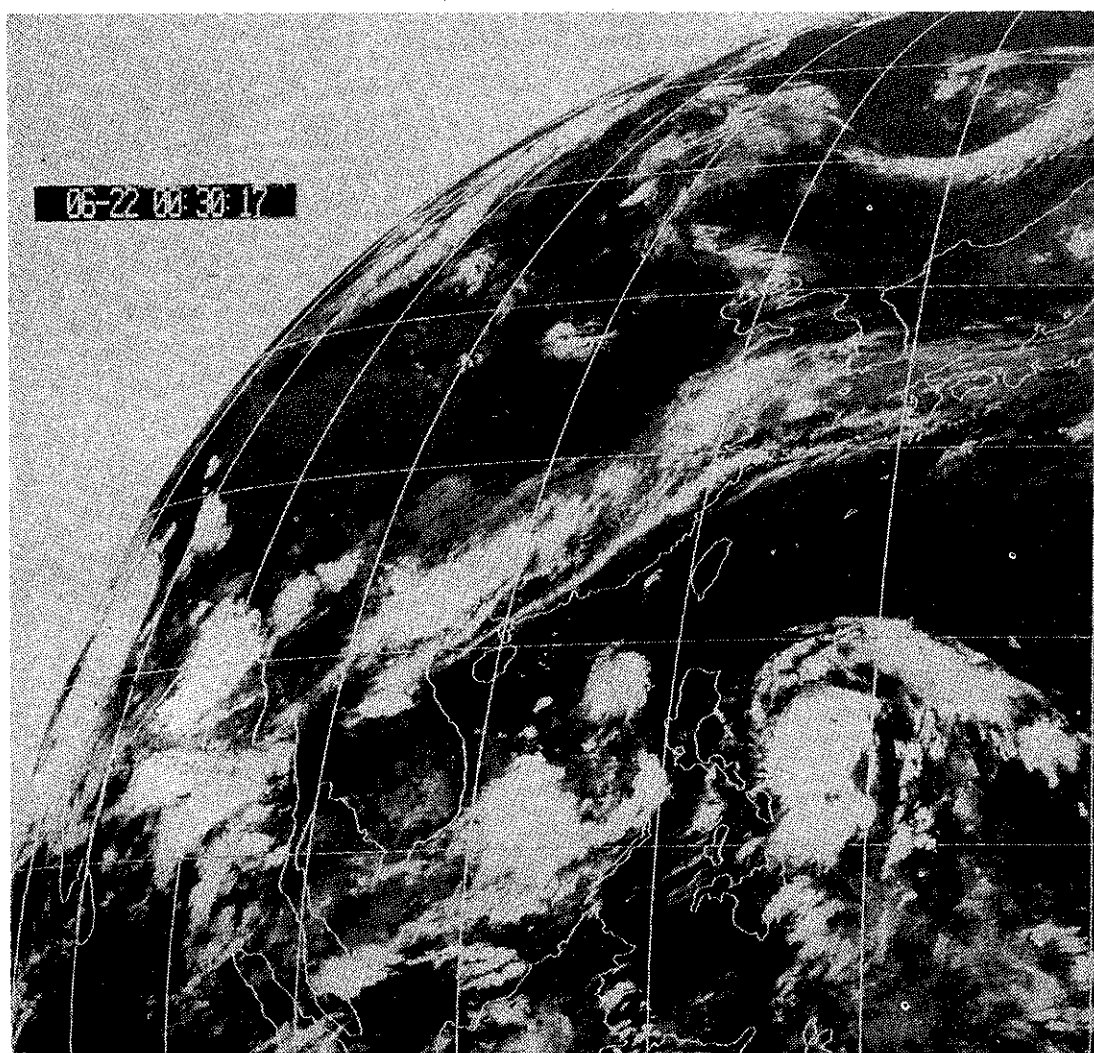


圖 一 民國75年6月22日8時衛星雲圖

Fig. 1 GMS-3 imagery at 220000Z June 1986

四)，而高層300毫巴及200毫巴天氣圖（圖五及圖六）亦顯示有輻散氣流在熱帶性低氣壓之上空，十分有利於此一系統之發展，故祇經過12小時的醞釀，到了22日8時已增強為輕度颱風，命名為南施（NANCY），編號8605號，中心附近最大風速每秒25公尺，中心氣壓985毫巴，此一強度繼續到22日20時，由周邊資料（圖七及圖八）可看出，其地面最強風集中在第一及第二象限。到了23日2時中心附近最大風速已達每秒33公尺，增強為中度颱風，中心氣壓為980毫巴，23日8時其中心氣壓為968毫巴，而中心附近最大風速更增強為每秒38公尺，其

強度一直維持到23日20時，此一時期即為南施颱風生命史中強度最強的一段時期。（圖九至圖十一），24日2時南施颱風已抵達花蓮附近，因受到陸地的破壞，中心附近最大風速很快的降到每秒30公尺（圖十二），中心氣壓也上升到985毫巴。南施颱風飛機觀測700毫巴上高度變化情形見圖十三，而南施颱風強度變化情形參見圖十四。

南施颱風移速變化情形見圖十五，由圖中可知，南施颱風移行速率一直相當的快，以其整個生命史而言，平均速率為每小時39公里，而在警報期間為每小時31公里，至於侵臺期間則為每小時25公里。



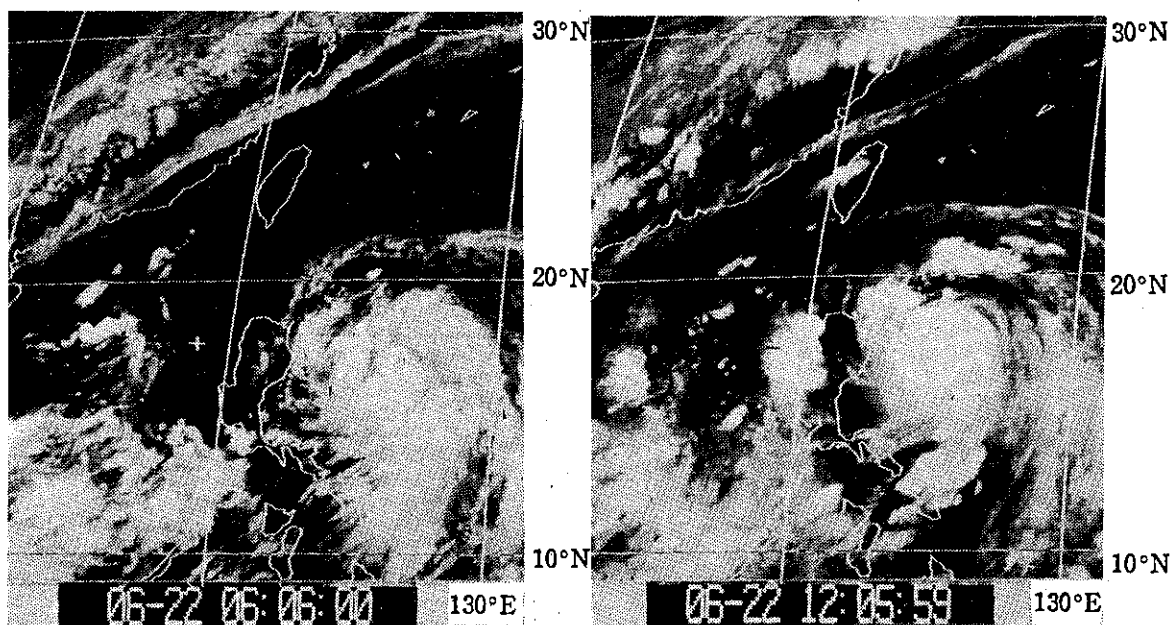


圖 二 南施颱風警報期間衛星雲圖 (220600Z-240600Z)

Fig. 2 GMS-3 imagery from 220600Z to 240600Z June 1986

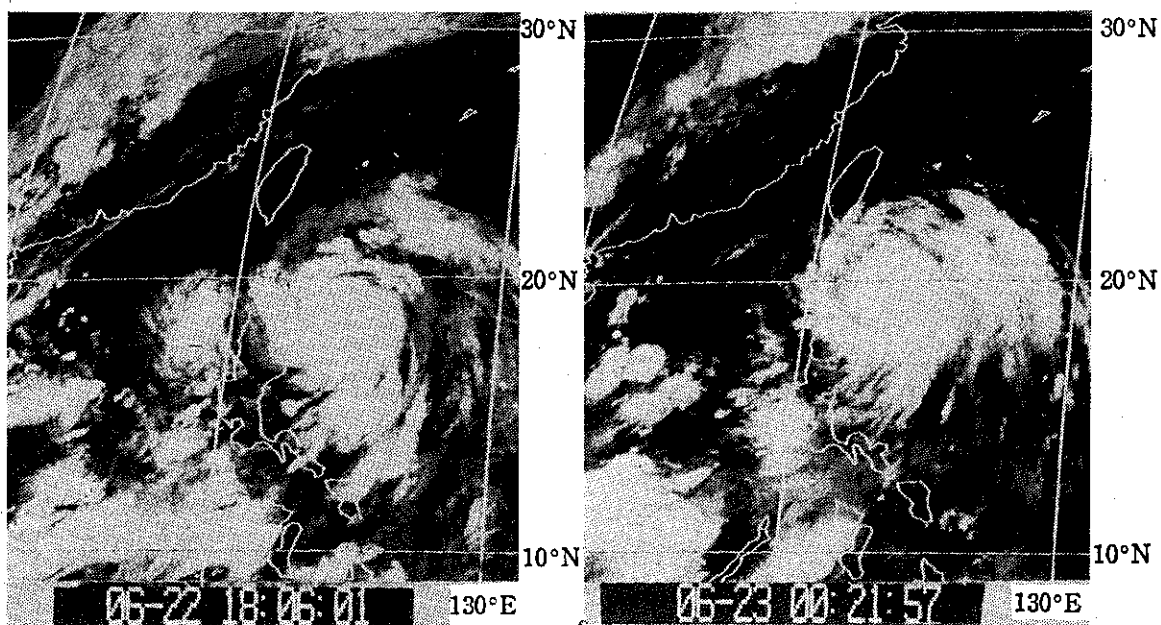


圖 二 續(1)

Fig. 2 Continued

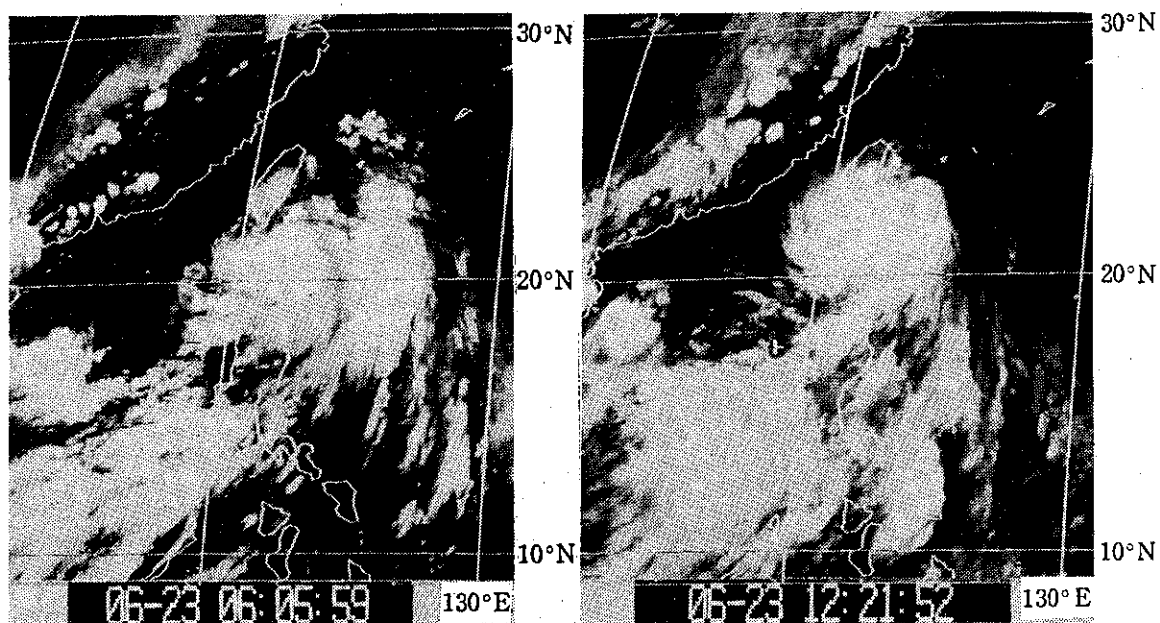


圖 二 續(2)

Fig. 2 Continued

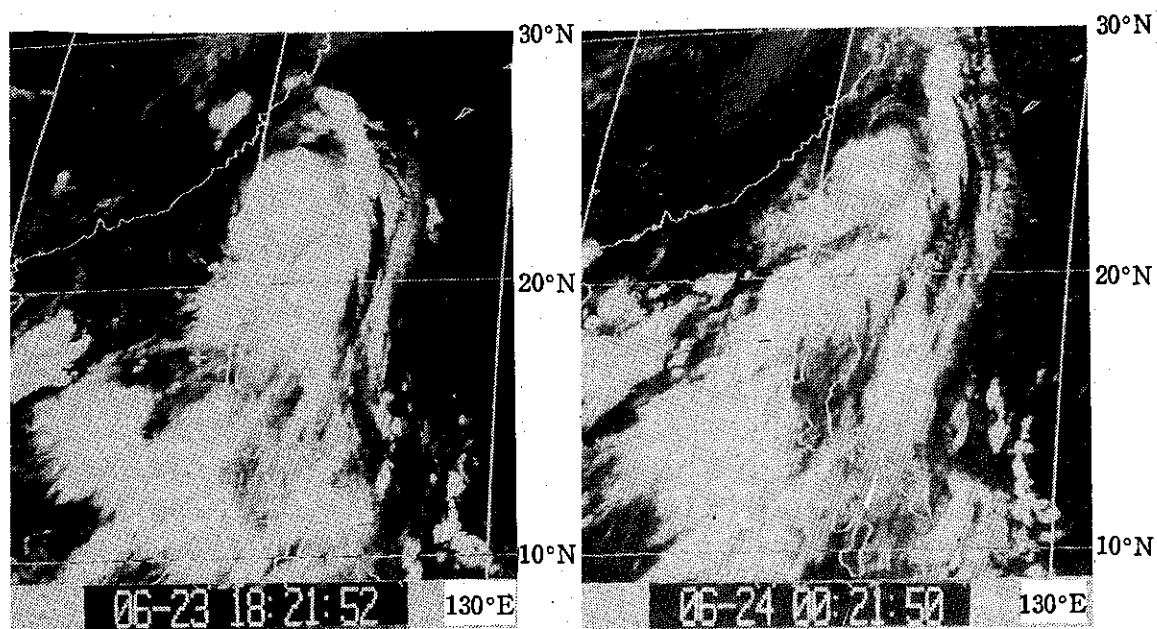
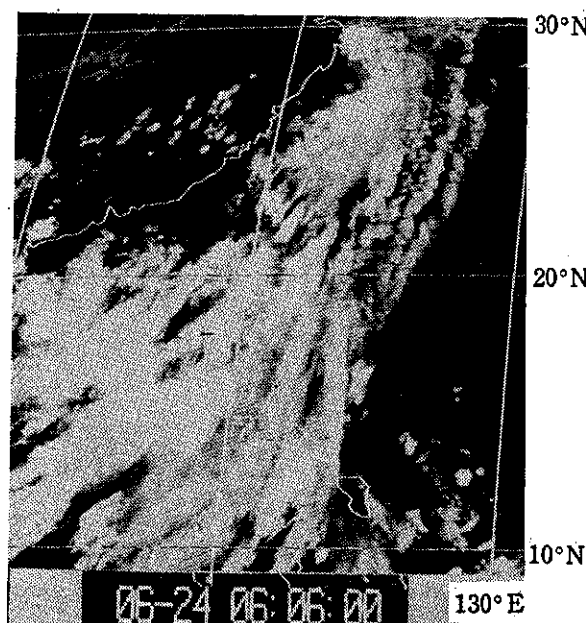


圖 二 續(3)

Fig. 2 Continued



圖二 續(4)  
Fig. 2 Continued

南施颱風發展初期沿著副熱帶高壓脊南緣穩定的向西北進行(見圖十六及圖十七)，到了23日8時天氣圖上可看到副熱帶高壓有減弱東退的現象(圖十八)，此意味著南施颱風將有偏北北西進行的可能。23日20時天氣圖上(圖十九及圖二十)副熱帶高壓東退的跡象更為明顯，而比較22日20時與23日20時之500毫巴天氣圖(圖二十一及圖二十二)，在臺灣附近5880gpm等高線東退現象亦清晰可見，故而南施颱風繼續以北北西轉偏北的方向迅速前進。在23日14時南施颱風暴風圈已進入臺灣東南部陸地，因受地形影響，其進行速率稍減弱現象(圖十五)，此後24小時內，南施颱風幾乎沿著臺灣東方海岸線穩定的向北進行，而我們查考23日20時及24日8時700/500/300平均氣流圖(圖二十三及圖二十四)也可發現臺灣附近氣流已成南北走向。

由風及氣壓的逐時變化也可看出南施颱風在接近臺灣地區時之移動情況，在恒春、蘭嶼、花蓮、蘇澳及彭佳嶼等測站之逐時氣壓追蹤圖可看出(圖二十五)，23日16時從恒春及蘭嶼氣壓均在下降，

但蘭嶼的氣壓為987.7毫巴，遠低於恒春之998.8毫巴，顯示南施颱風可能偏蘭嶼向西北進行，至23日18時後恒春氣壓已開始上升，南施颱風已無可能穿過恒春半島進行了。花蓮的氣壓由24日0時開始下降，而在24日2時至3時之間，由998.1毫巴急降至990.2毫巴，風向亦由北北東轉為西北，表示南施颱風在2時至3時之間通過花蓮地區，此後南施颱風沿著東部海岸線北行，由蘇澳及彭佳嶼之氣壓及風之變化亦可得到印證。

#### 四、南施颱風侵臺期間各地氣象要素情況：

##### (一)氣壓：

由於南施颱風自23日14時後行進方向由西北轉為北北西再轉偏北，也就是說沿著東部海岸線向北進行，本局東部各測站所得最低氣壓出現時刻，十分規律的由南向北遞變(表六)，大致而言，南施颱風於23日16時50分通過蘭嶼附近，於24日2時47分登陸花蓮，24日5時左右通過蘇澳、宜蘭附近，而於24日7時以後越過彭佳嶼向北轉東北迅速遠離，本局各站最低氣壓及出現時刻見表七。

##### (二)風：

南施颱風侵臺期間，各地出現風速情形，平均風速以蘭嶼每秒34.4公尺(12級)最大，次為彭佳嶼的每秒31.3公尺(11級)，再次為新港的每秒22.5公尺(9級)，蘇澳每秒21.6公尺(9級)，其他各地均在8級以下，北部為4—6級，中部3—4級，南部5—6級，各地最大風速分佈情形見圖二十六，瞬間最大陣風亦以蘭嶼之每秒51.7公尺(16級)最大，次為彭佳嶼每秒39.6公尺(13級)，蘇澳每秒36.0公尺(12級)、新港每秒33.6公尺(12級)，鞍部每秒31.0公尺(11級)，花蓮每秒29.0公尺(11級)，日月潭每秒23.0公尺(9級)。其他北部地區7—8級，中部地區6—8級，南部地區8級。由以上分析可見，最大風速均出現在南施颱風經過之東部地區，且有二個最大值區：一在新港附近。另一則在蘇澳附近，值得注意的是，與蘇澳相距不遠之宜蘭二者之間最大風速有極為明顯之差異，原因不甚了解，可能與蘇澳地區之地形有關，值得更進一步的探討。全省其他各地出現最大風速情形見表七。

##### (三)降水量：

南施颱風期間各地雨量分佈情形見圖二十七，

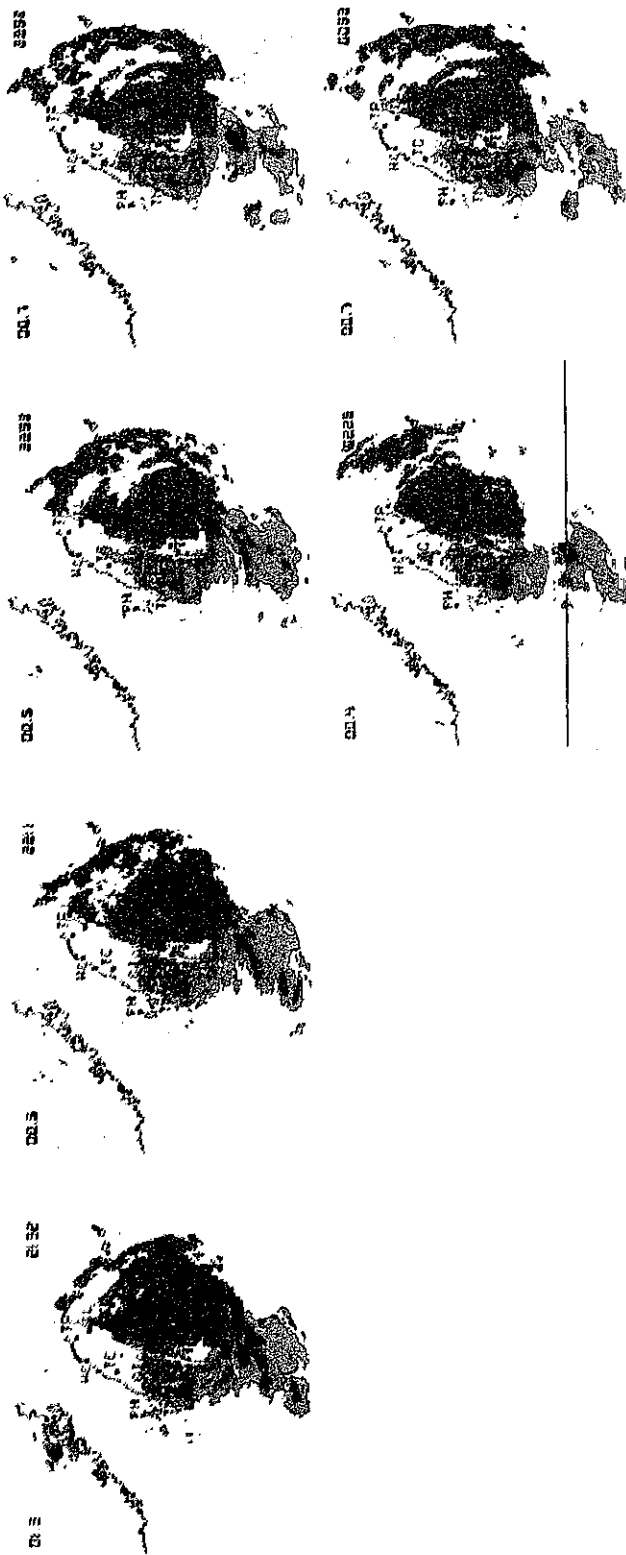


圖 三 南施颱風侵台期間高雄、花蓮雷達站回波合成圖 (232132L-240226L)  
Fig. 3 Composite chart of echoes of Kaohsiung and Hualien radar on  
23-24 June, 1986

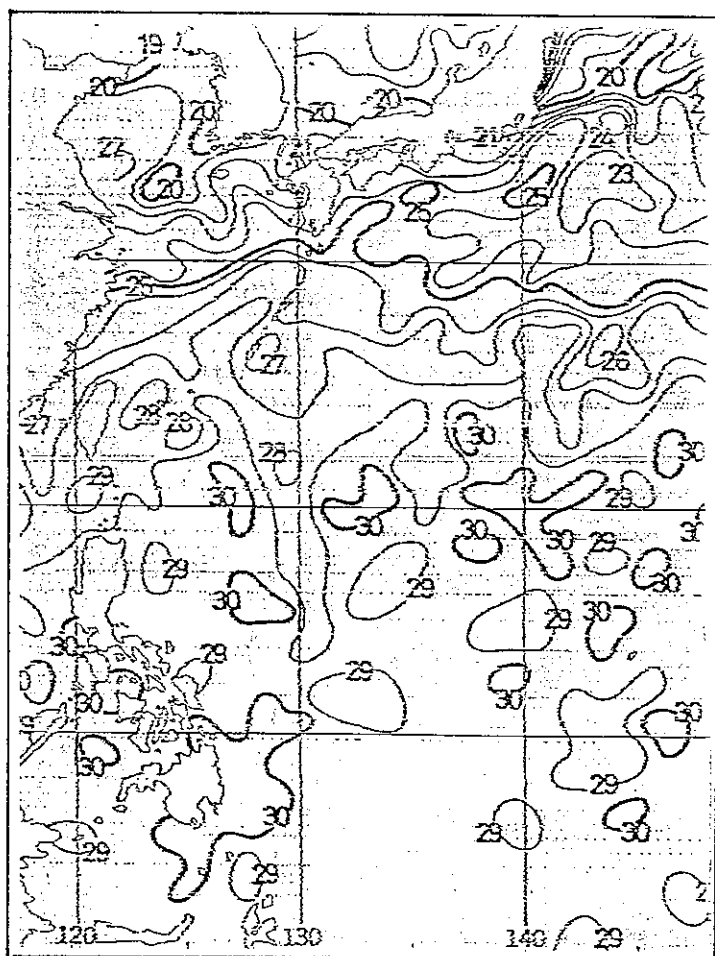


圖 四 民國75年6月21日至30日  
十天平均海水溫度圖

Fig. 4 Mean sea surface  
temperature chart  
of ten days during  
the period of June  
21 to June 30, 1986

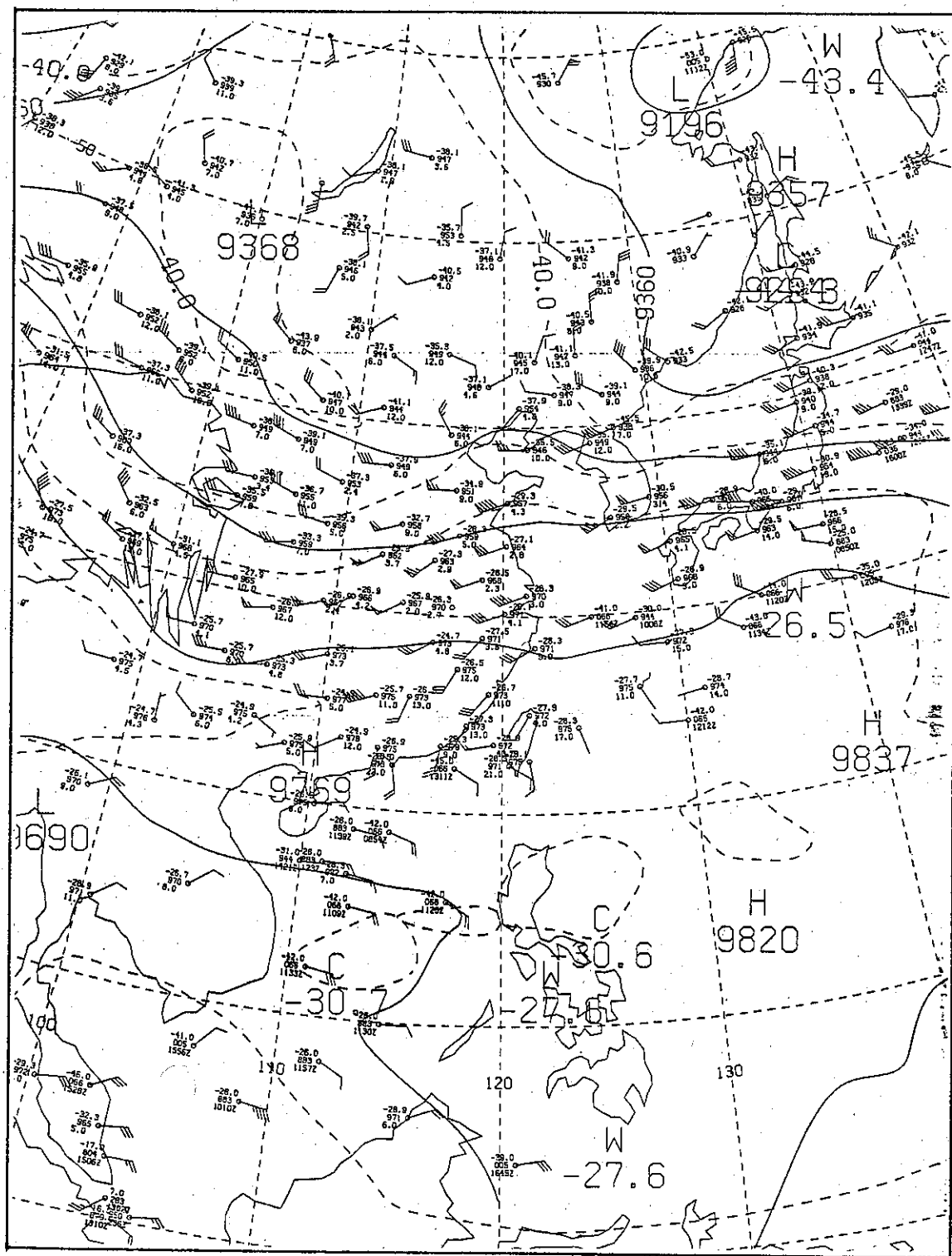


圖 五 民國75年6月21日20時300毫巴高空圖  
Fig. 5 300 mb chart at 211200Z June 1986

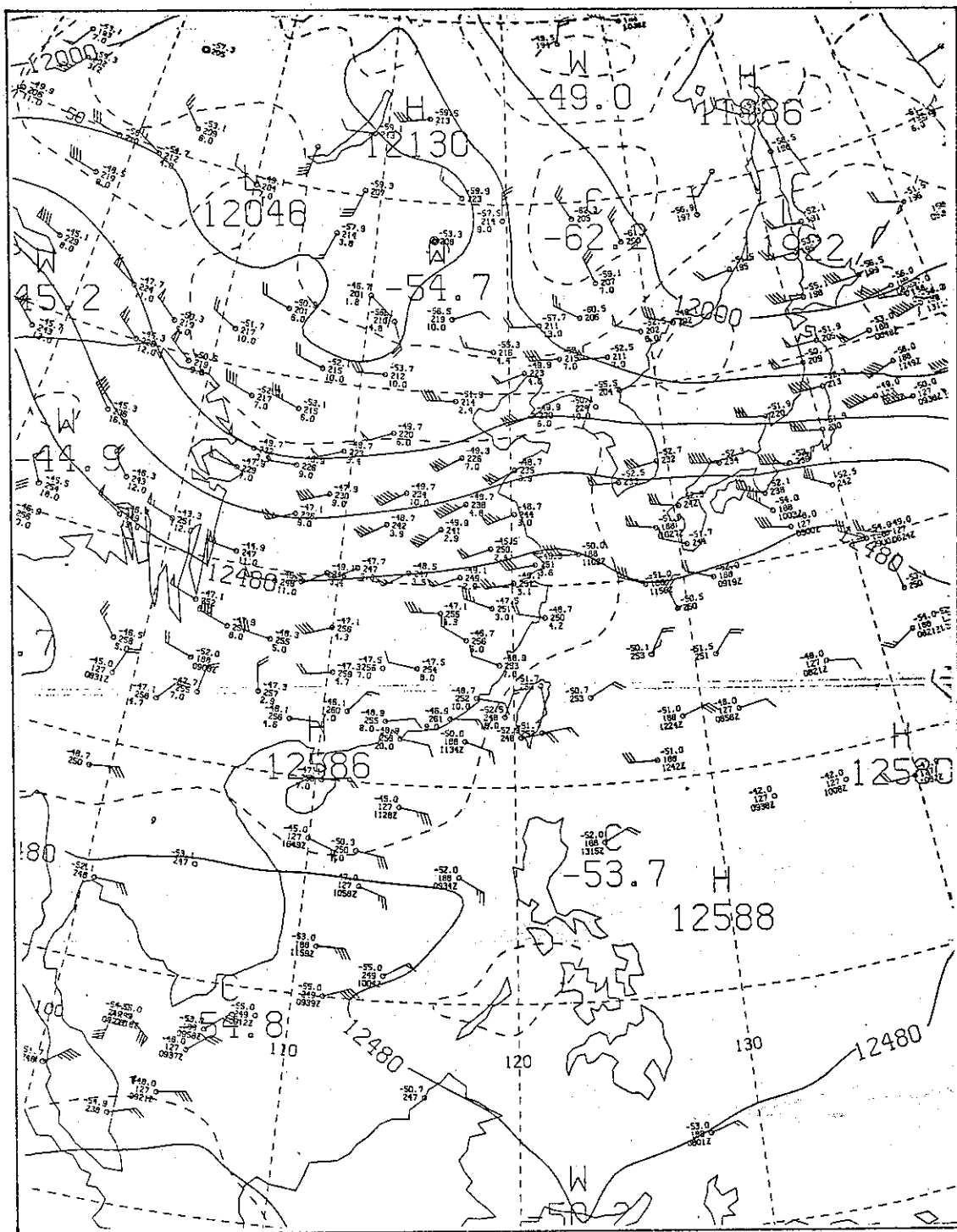


圖 六 民國75年6月21日20時200毫巴高空圖

Fig. 6 200mb chart at 211200Z June 1986

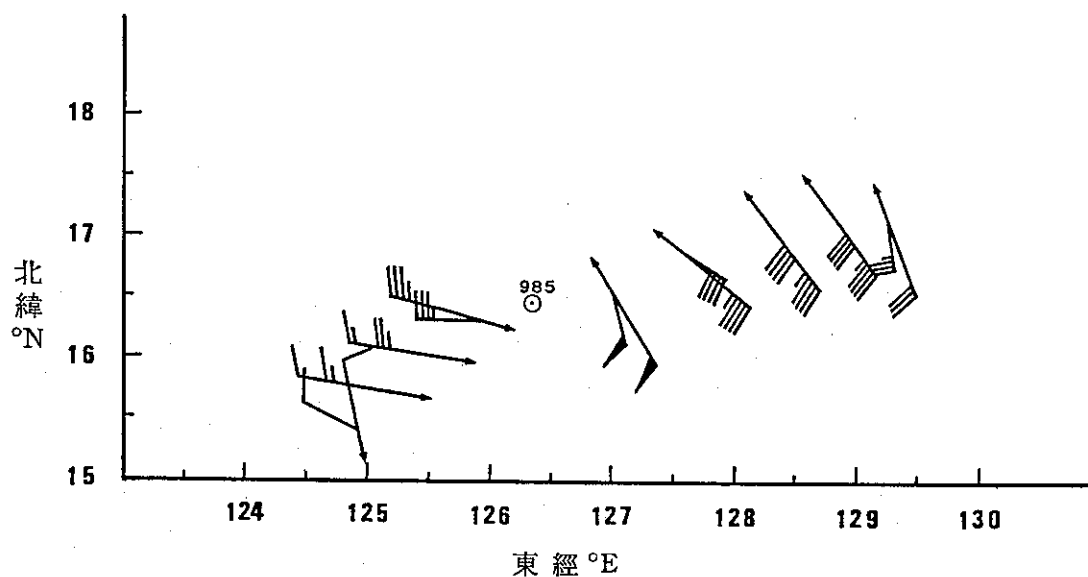


圖 七 6月22日0610Z飛機偵察南施颱風周邊資料圖 (長羽表地面風場，短羽表700mb風場)  
Fig. 7 The NANCY'S peripheral data by aircraft at 220610Z June 1986

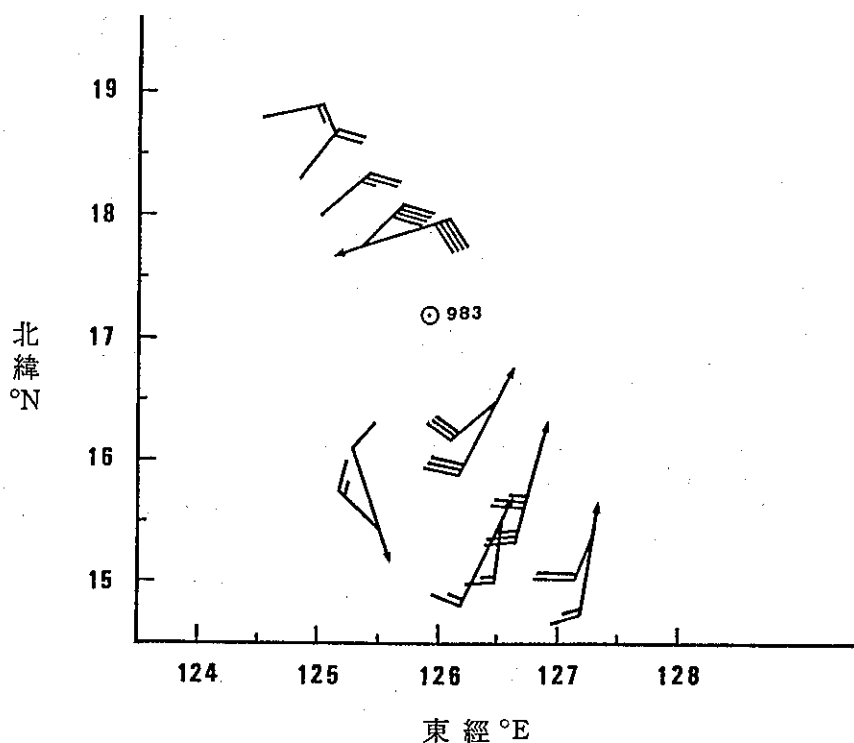


圖 八 6月22日1054Z飛機偵察南施颱風周邊資料圖  
Fig. 8 The NANCY'S peripheral data by aircraft at 221054Z June 1986



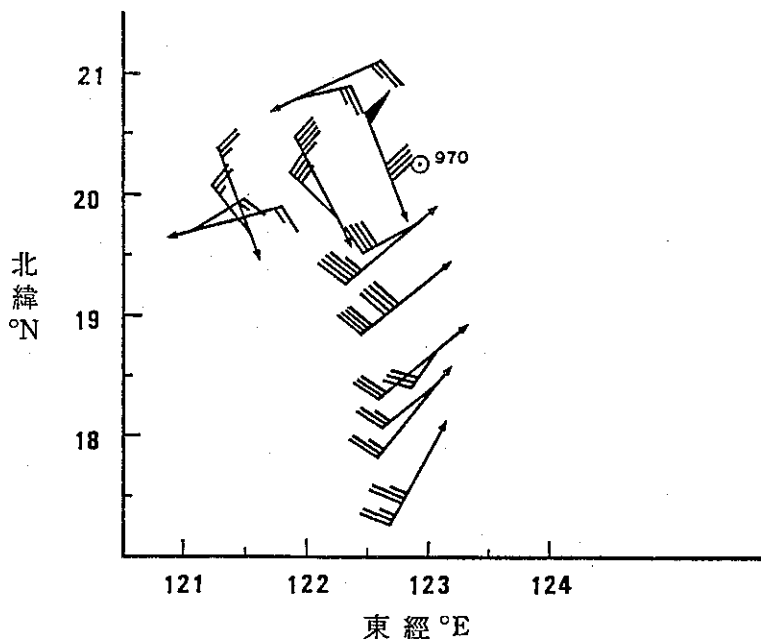


圖 九 6月23日0046Z 飛機偵察南施颱風周邊資料圖  
Fig. 9 The NANCY'S peripheral data by aircraft  
at 230046Z June 1986

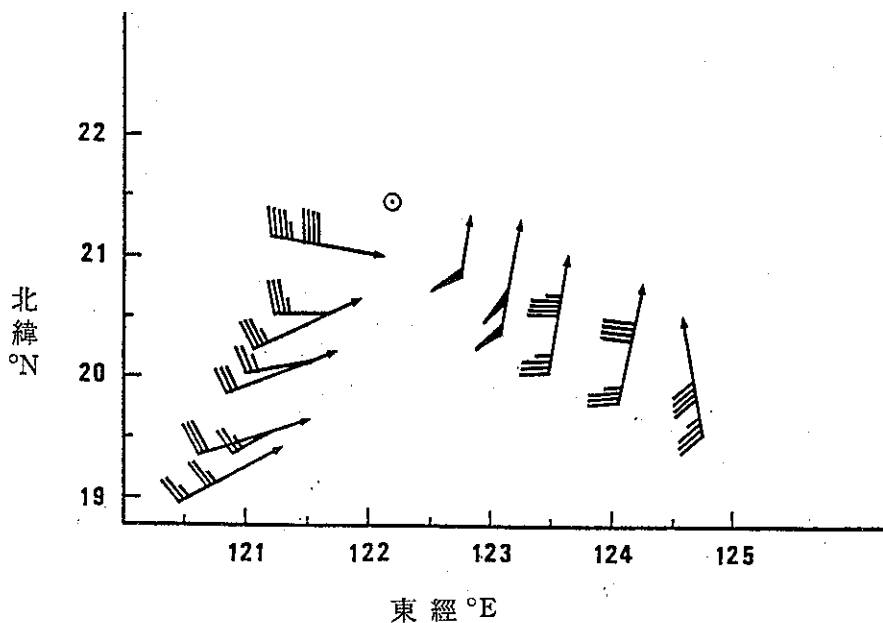
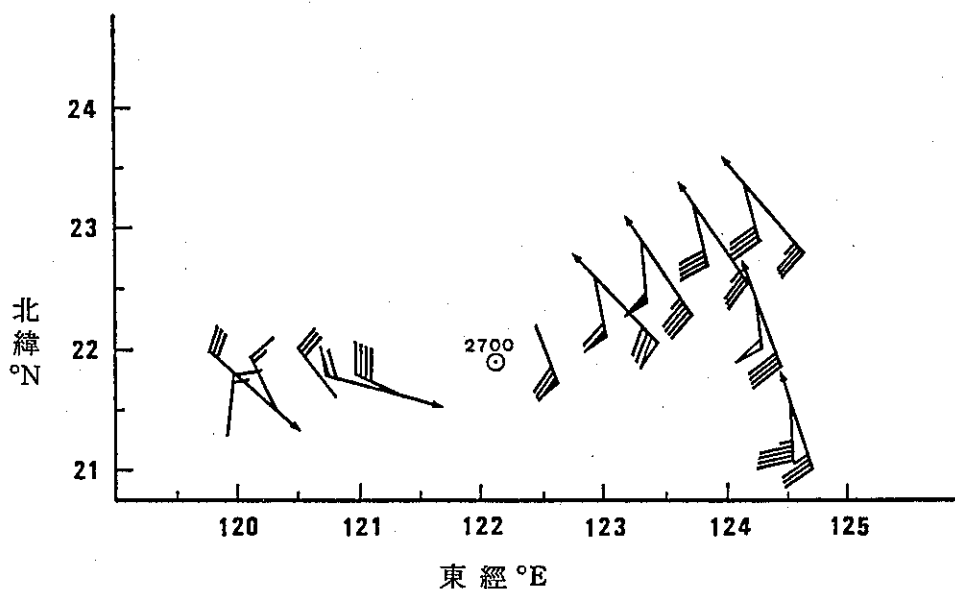
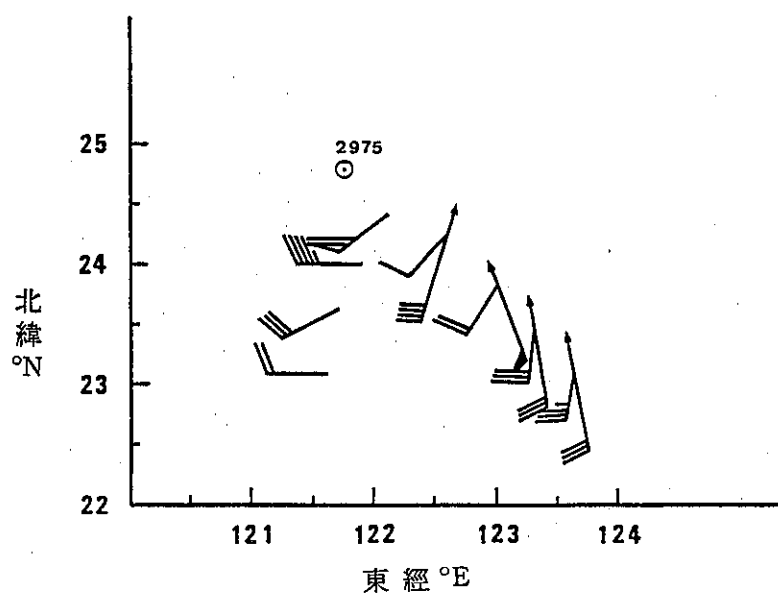


圖 十 6月23日0622Z 飛機偵察南施颱風周邊資料圖  
Fig. 10 The NANCY'S peripheral data by aircraft  
at 230622Z June 1986



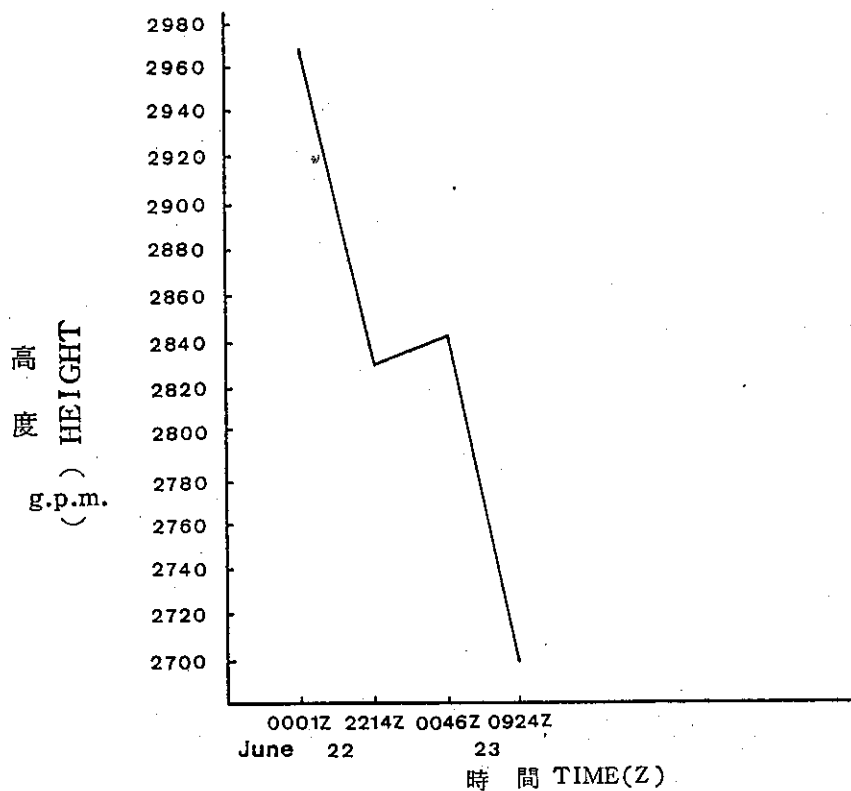
圖十一 6月23日0924Z 飛機偵察南施颱風周邊資料圖

Fig. 11 The NANCY'S peripheral data by aircraft at 230924Z June 1986



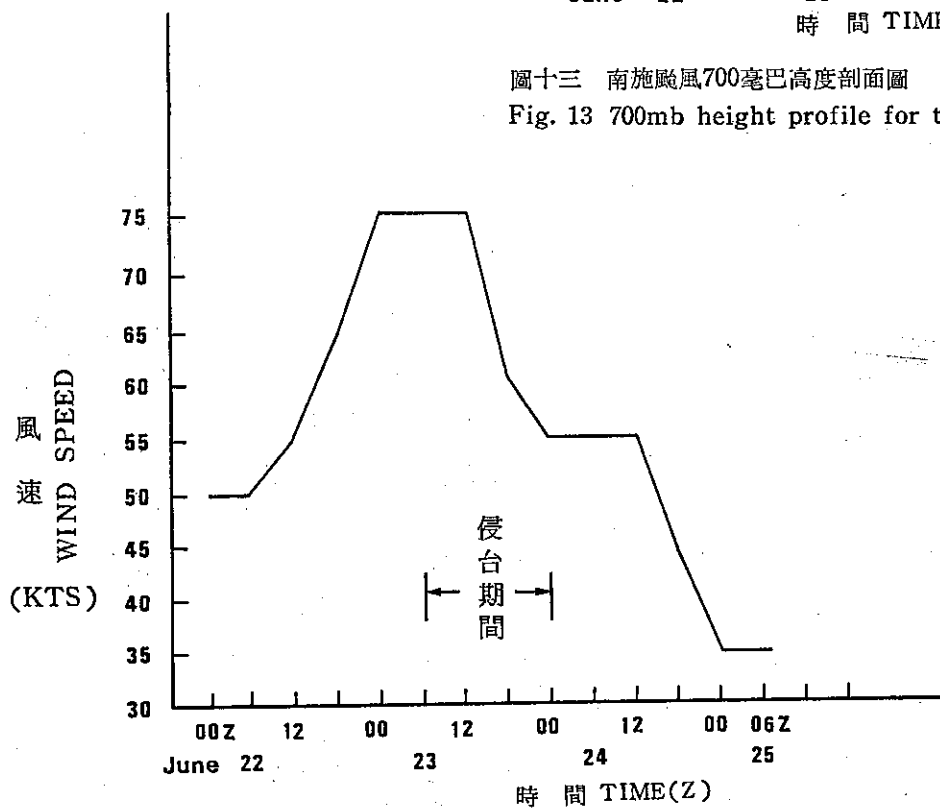
圖十二 6月23日2127Z 飛機偵察南施颱風周邊資料圖

Fig. 12 The NANCY'S peripheral data by aircraft at 232127Z June 1986



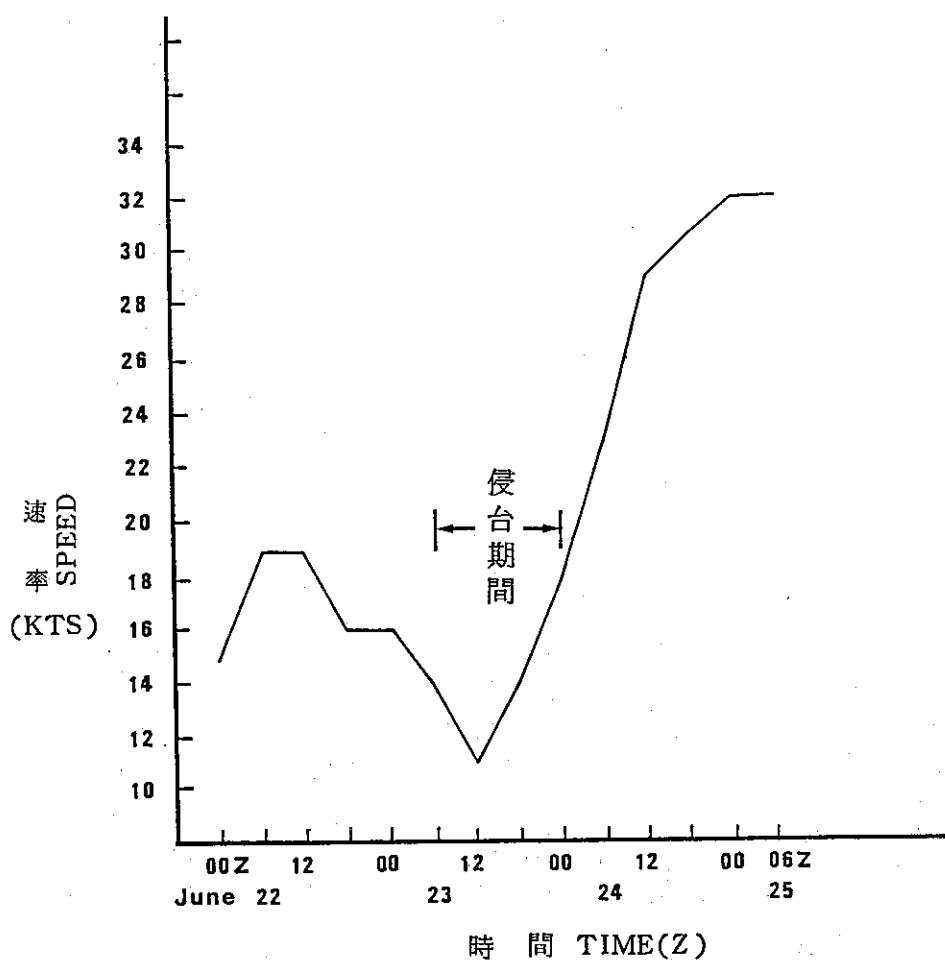
圖十三 南施颱風700毫巴高度剖面圖

Fig. 13 700mb height profile for typhoon NANCY



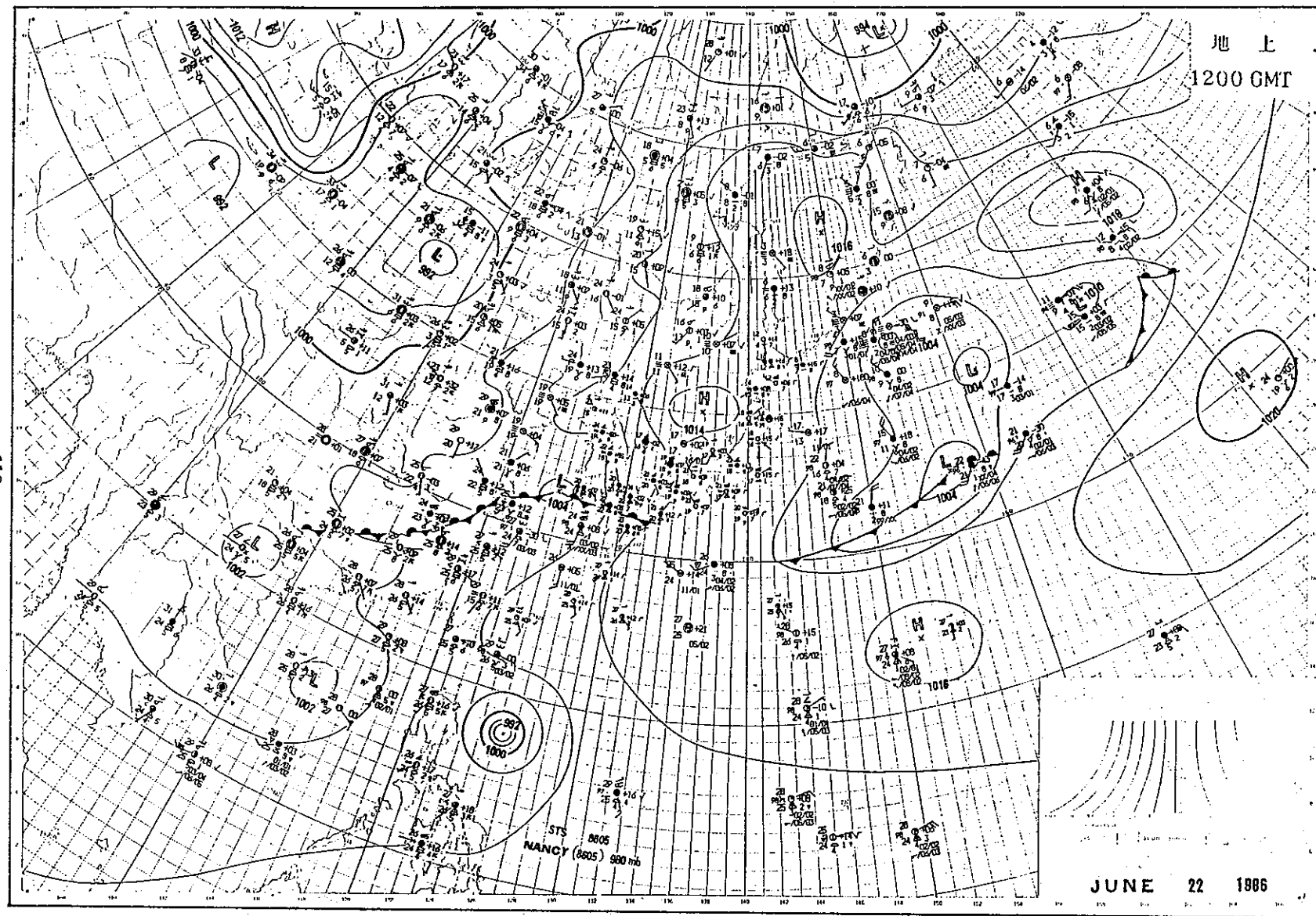
圖十四 南施颱風強度變化圖

Fig. 14 The time series of variation of intensity for typhoon NANCY



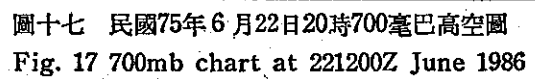
圖十五 南施颱風移行速率變化圖

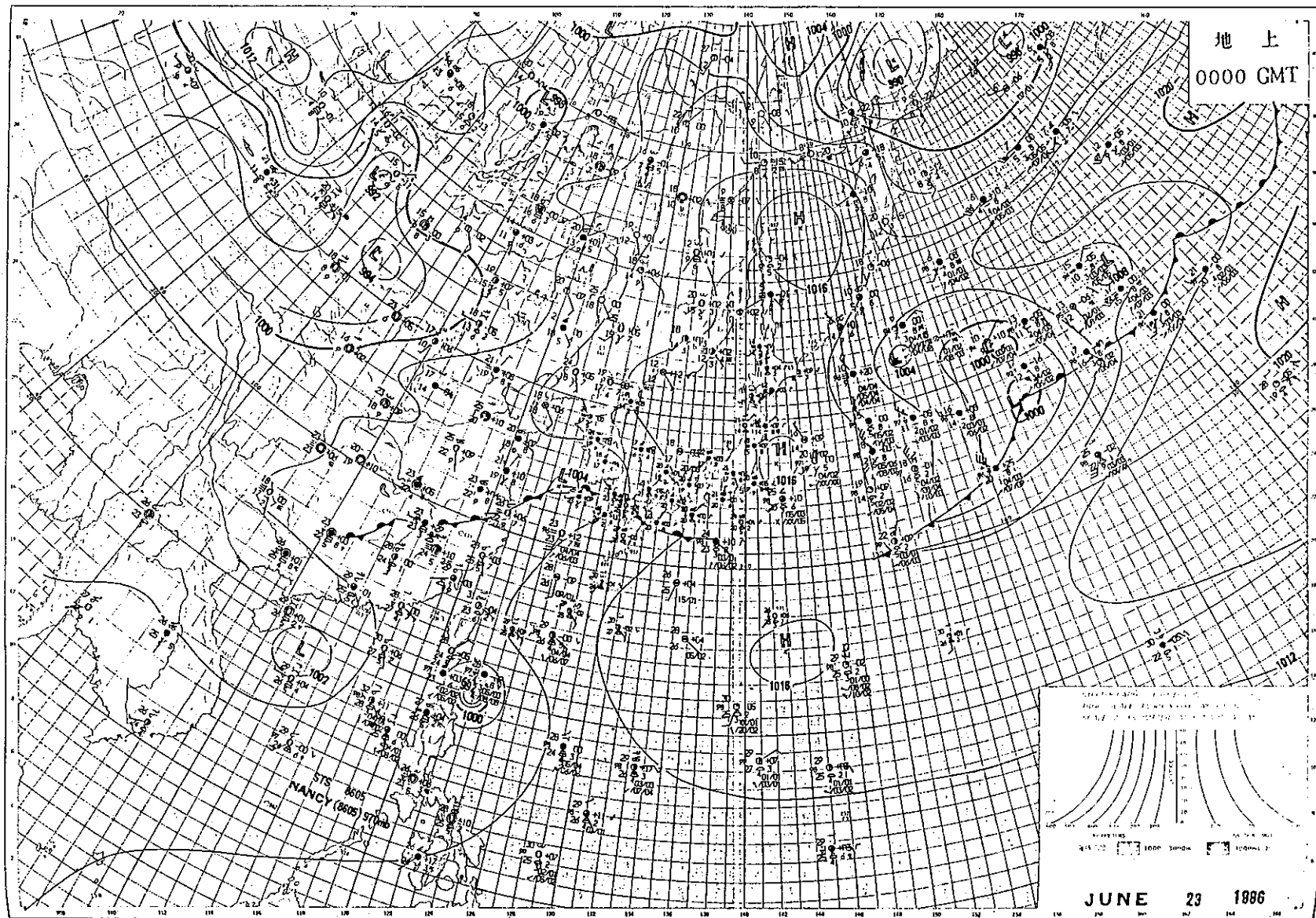
Fig. 15 The speed variation of typhoon NANCY as invading Taiwan



圖十六 民國75年6月22日20時地面天氣圖

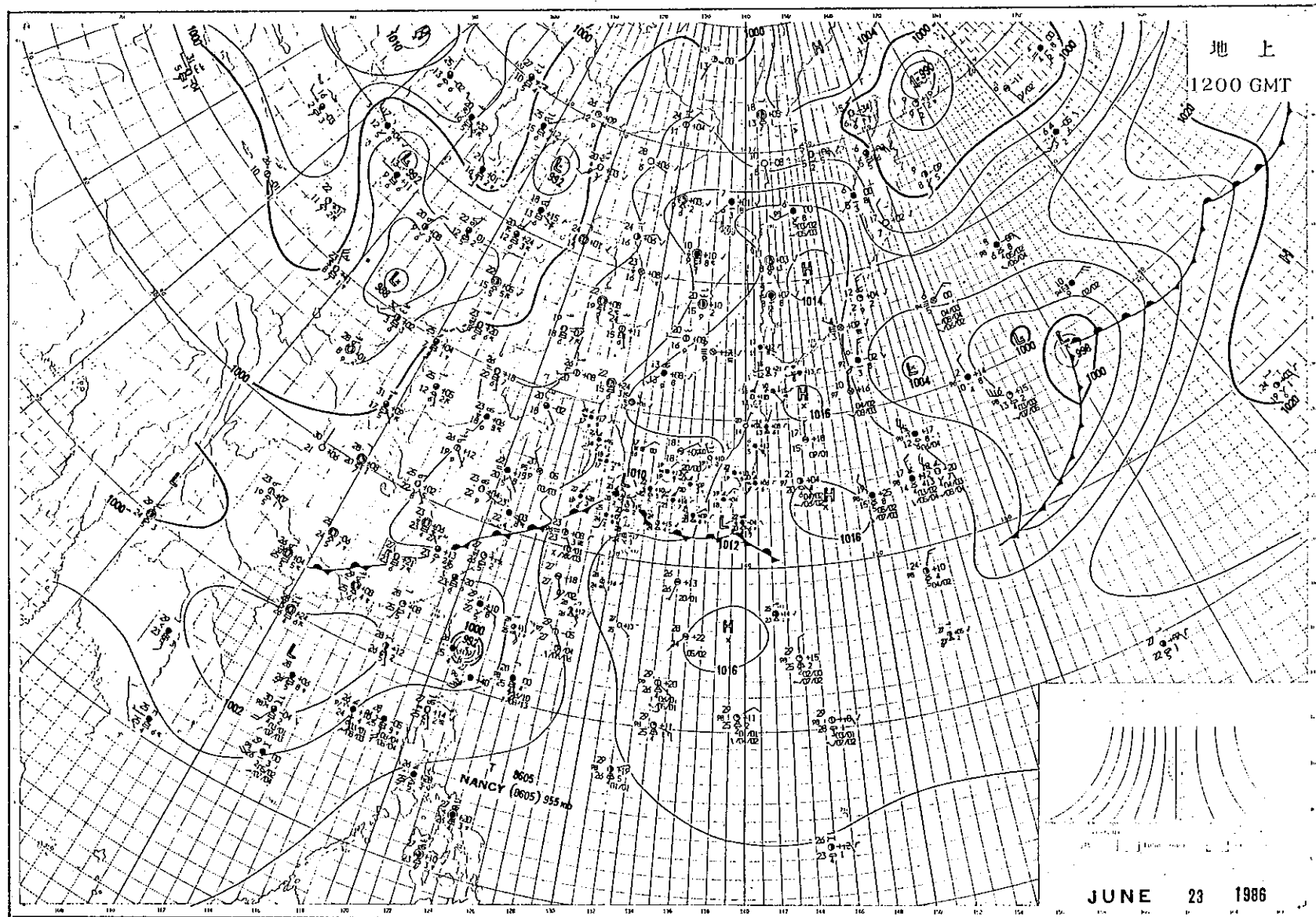
Fig. 16 Surface synoptic chart at 221200Z June 1986





圖十八 民國75年6月23日8時地面天氣圖

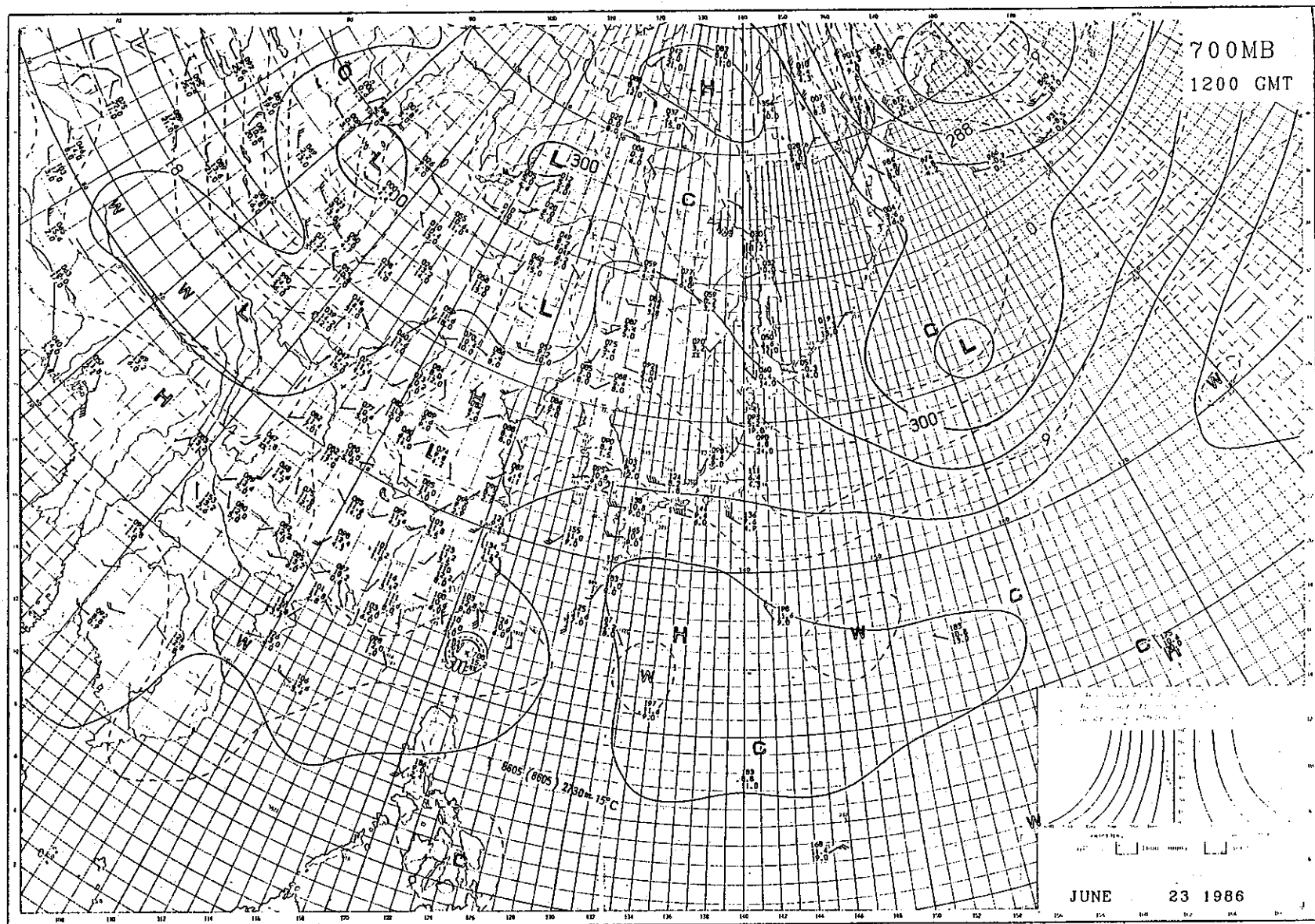
Fig. 18 Surface synoptic chart at 230000Z June 1986



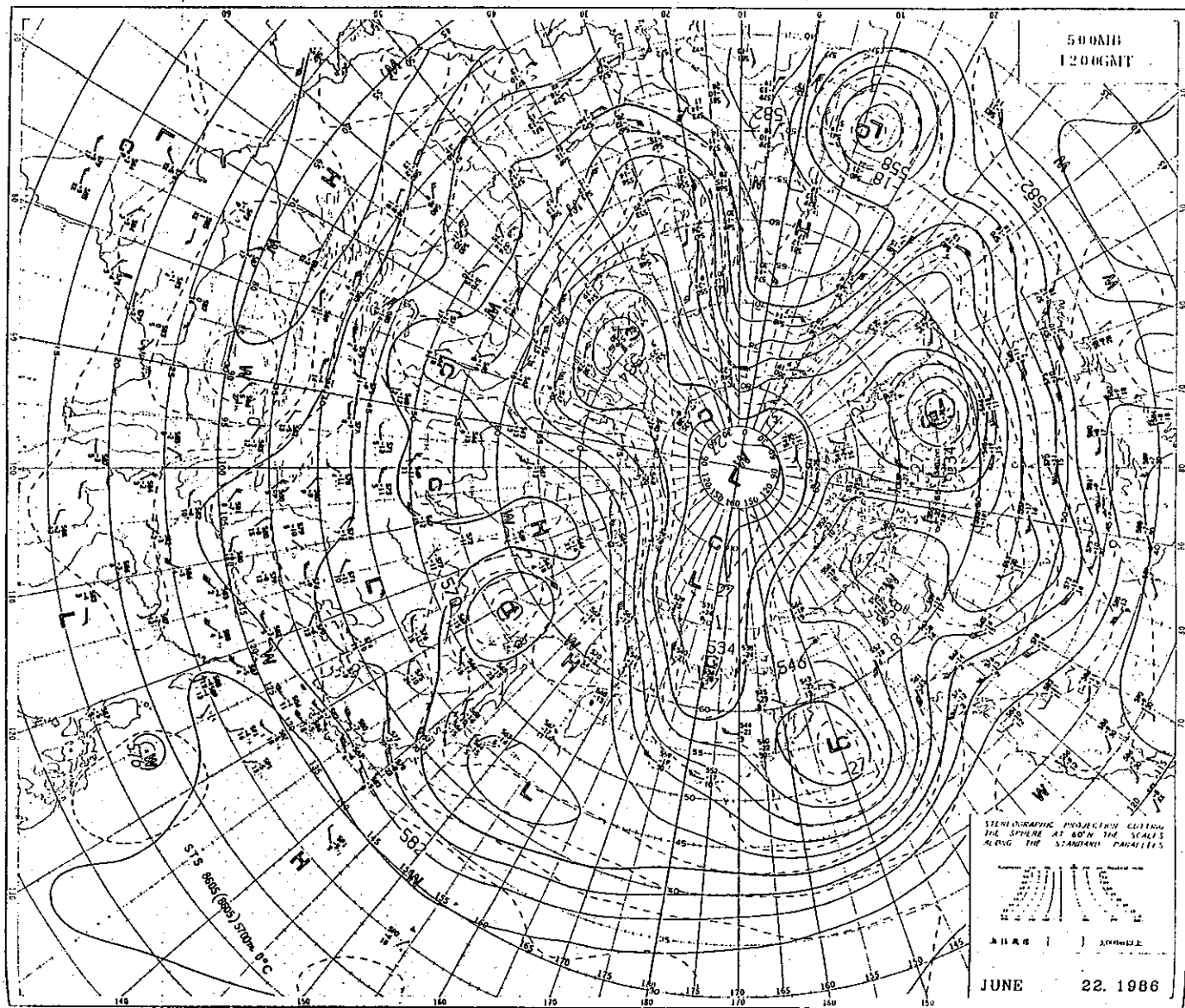
圖十九 民國75年6月23日20時地面天氣圖

Fig. 19 Surface synoptic chart at 231200Z June 1986

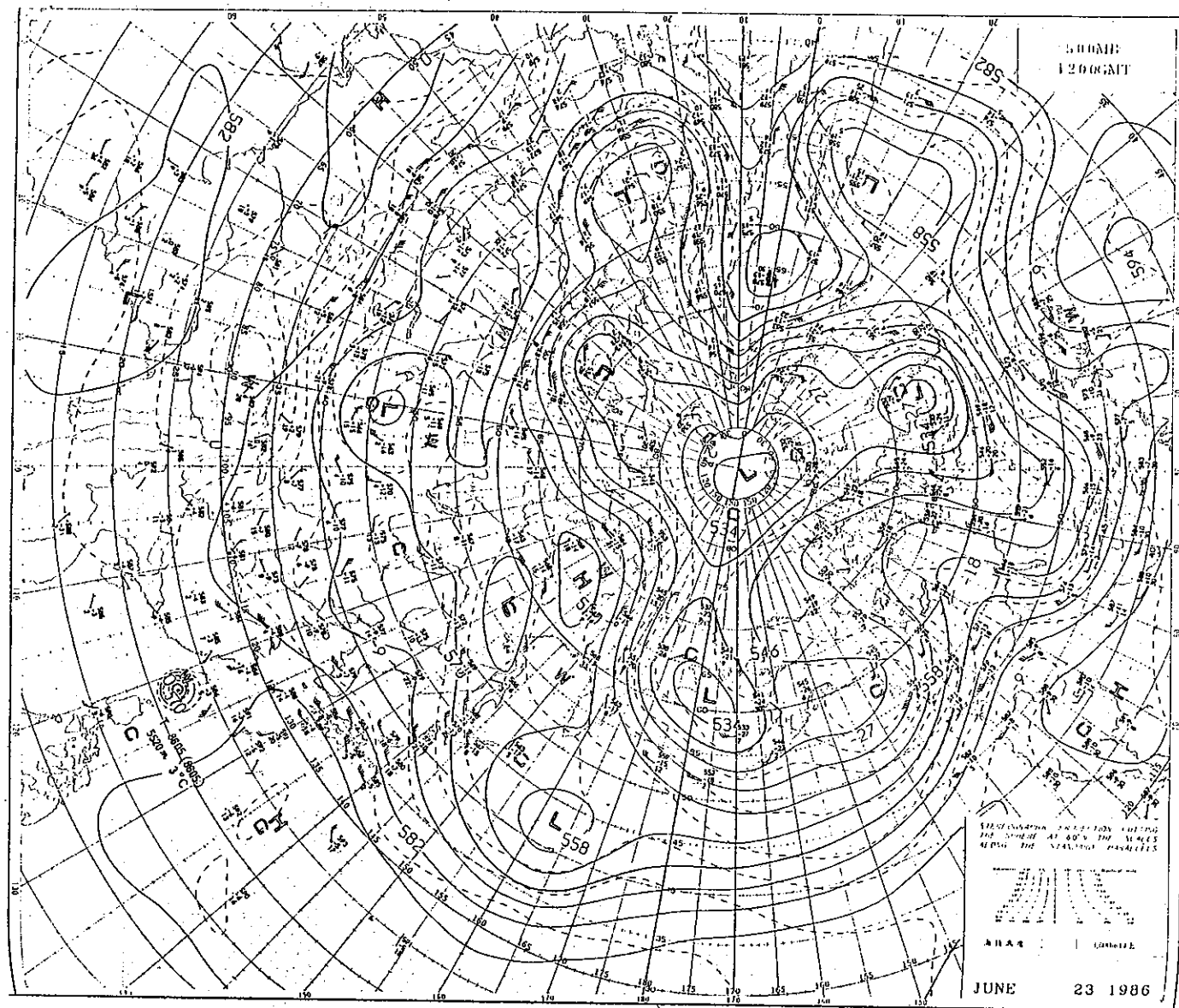


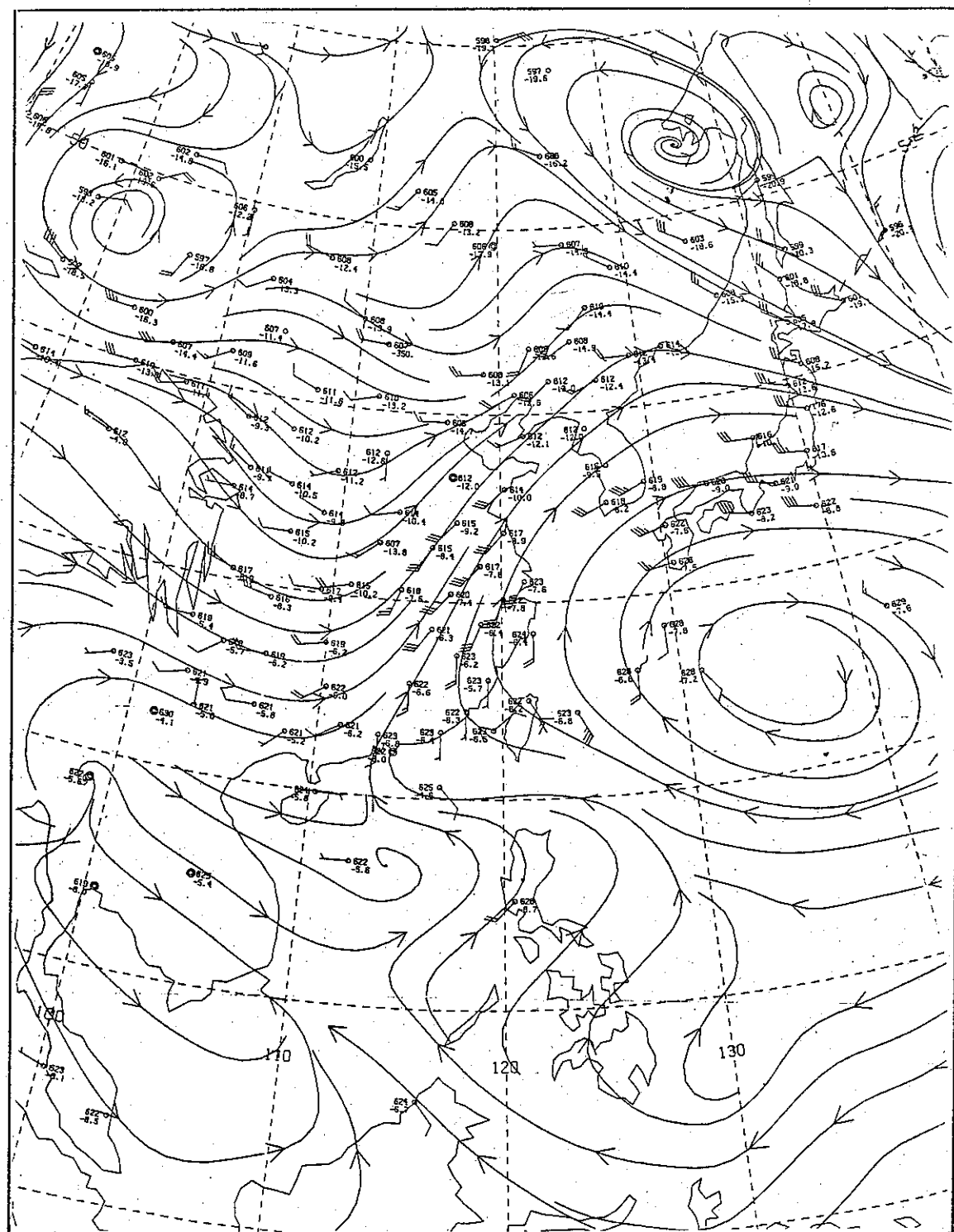


圖二十 民國75年6月23日20時700mb高空圖  
Fig 20 700mb chart at 231200Z June 1986



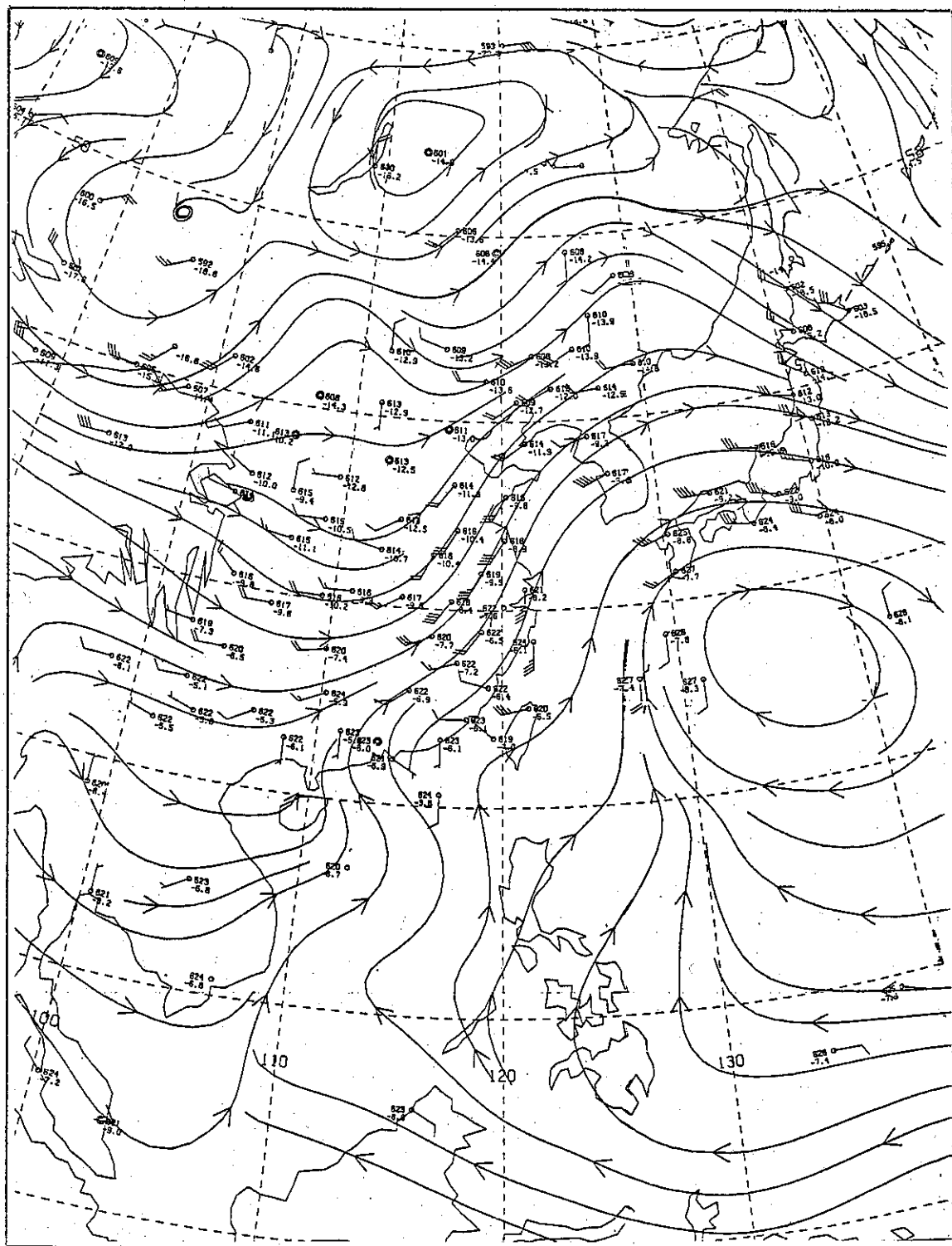
圖二十一 民國75年6月22日20時500毫巴高空圖  
Fig. 21 500mb chart at 221200Z June 1986





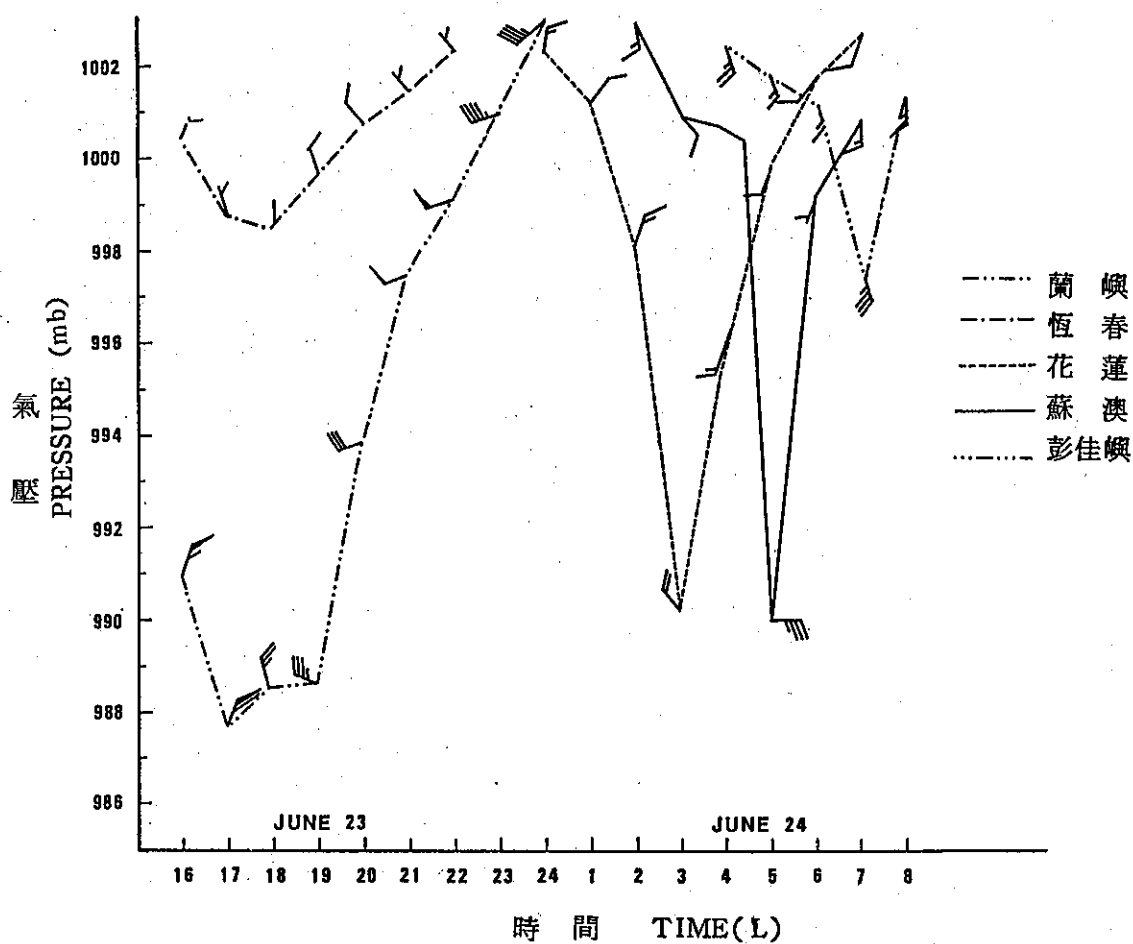
圖二十三 民國75年6月23日20時700/500/300平均氣流圖

Fig. 23 700/500/300mb mean flow chart at 231200Z June 1986

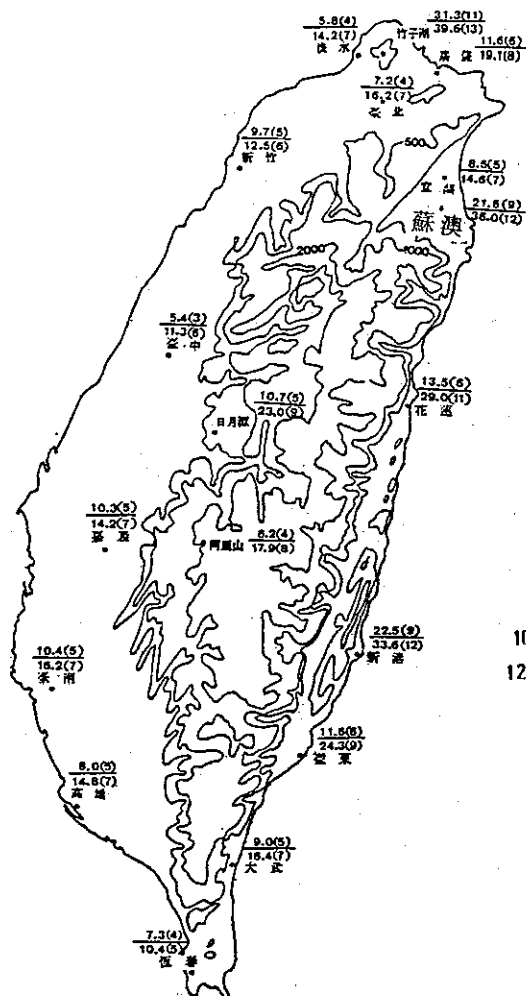


圖二十四 民國75年6月24日20時700/500/300平均氣流圖

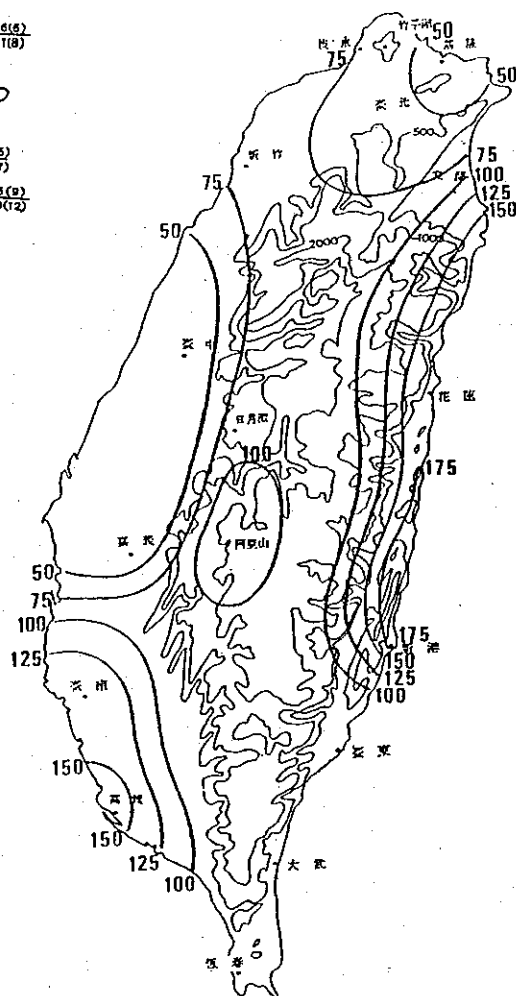
Fig. 24 700/500/300mb mean flow chart at 241200Z June 1986



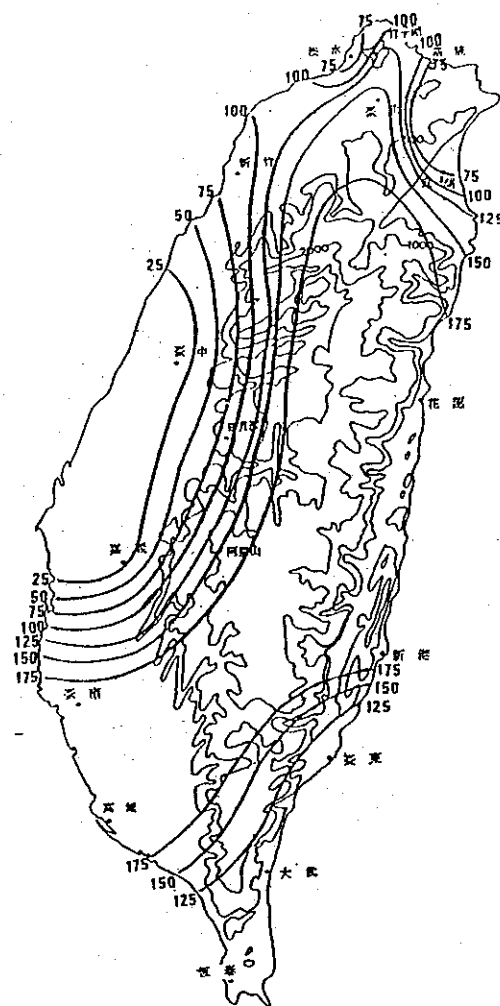
圖二十五 南施颱風侵臺期間，蘭嶼、恆春、花蓮、蘇澳、彭佳嶼測站逐時氣壓與風變化圖  
Fig. 25 The variation of the pressure and wind at Lanyu, Hengchun, Hualien, Suao, Pengchaiyu during NANCY passage



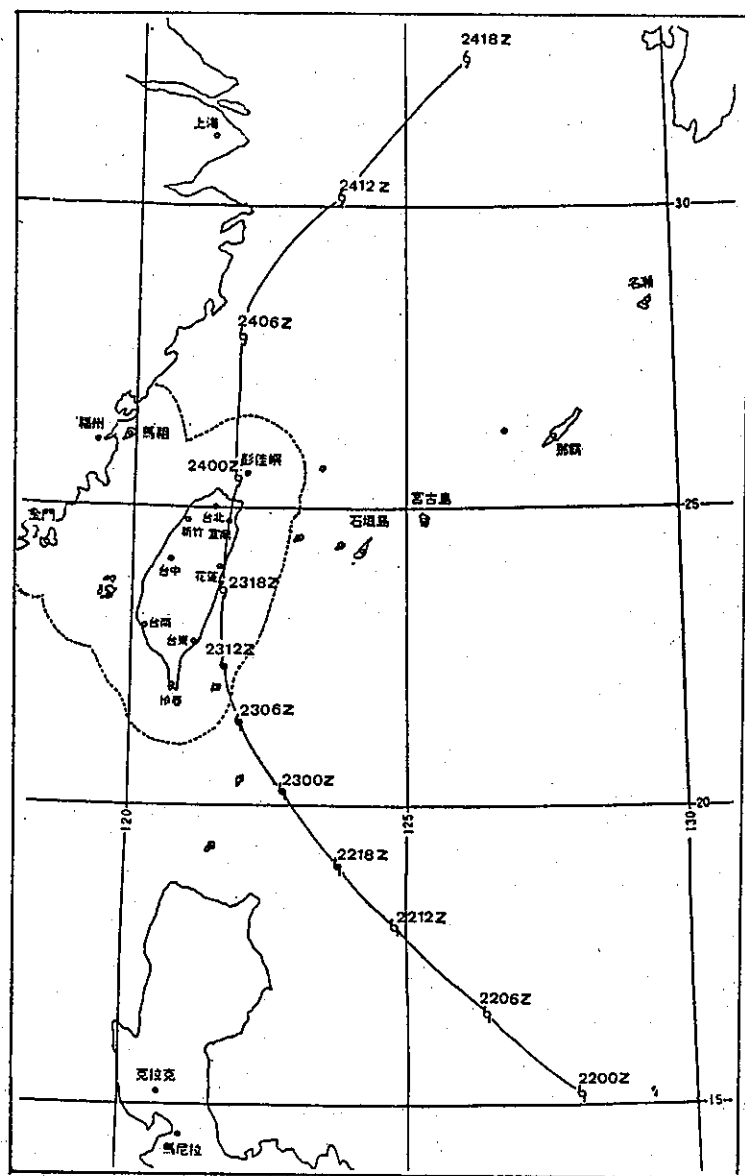
圖二十六 南施颱風侵台期間各地最大風速 (m/s) (平均及瞬間) 分布圖  
Fig. 26 The maximum sustained wind and gust during the period of NANCY affecting



圖二十七 南施颱風侵台期間各地雨量圖  
Fig. 27 The distribution of rainfall during NANCY passage



圖二十八 民國75年6月23日0時至25日24時各地總雨量圖  
Fig. 28 The distribution of total rainfall during the period from June 23 to June 25 1986



圖二十九 南施颱風最佳路徑圖  
Fig 29 The best track of typhoon NANCY



圖中可見降水大都集中在颱風經過之東部地區，以新港之182公厘最多，次為花蓮之170公厘。至於南部地區及中部山區之較大降水區則為南施颱風所引進之西南氣流造成，而在這種路徑之下，中部的降水十分稀少，僅有10到20公厘左右。若考慮西南氣流之持續影響，圖二十八為23日0時至25日24時各地之總降水量，圖中可見中部地區雨量仍然甚少，而其他各地在西南氣流影響下，均有更多的降水出現。

### 五、最佳路徑及颱風路徑預報之校驗

圖二十九為南施颱風之最佳路徑圖，其中心位置，移動方向及強度等資料可參見表二。

以中央氣象局、日本氣象廳與關島美軍、主觀定位及24小時路徑預報與最佳路徑作比較，得到下列結果：(1)以主觀中心定位誤差而言（如表八），中央氣象局為21公里，日本氣象廳為27公里，關島美軍則為31公里。(2)以24小時中心位置預報誤差而言：中央氣象局為153公里，日本氣象廳為96公里，關島美軍則為81公里（如表九）。

### 六、災情報告

(一)死亡：一人（因山崩落石擊中頭部當場死亡）。

(二)失蹤：一人（因漁船翻覆）。

(三)輕傷：二人。

(四)房屋：全倒一間。

損壞五間。

(五)鐵路：

1.北迴鐵路和仁站六輛貨車被風吹倒。

2.北迴鐵路39.90公里及41.25公里處鐵軌被落石掩埋。

3.阿里山鐵路48公里處坍方，交通中斷。

(六)公路：

1.蘇花公路139公里、140.25公里及180公里處坍方，交通中斷。

2.中部橫貫公路180公里處坍方，交通中斷。

3.花東海岸公路9公里及20.3公里處坍方，交通中斷。

4.阿里山公路22.3公里及30.2公里處坍方，交通中斷。

5.花蓮縣光復鄉至豐濱鄉公路3公里及9.4公里處坍方，交通中斷。

另在南投縣養鱒漁場因被土石埋沒，鱒魚死亡112,500尾，損失2,020,000元，另在宜蘭縣因漁筏、漁具損毀，其損失103,100元。

### 七、結 論

(一)由於海水溫度高，提供南施颱風充沛的能量及水汽，同時上層有輻散氣流存在，故其發展甚為迅速，最大風速曾達每秒38公尺，但在接近臺灣東部陸地後，受地形的破壞，其威力也很快的減弱下去。

(二)南施颱風的移動路徑，大致受中下對流層氣流所導引，其移速則相當的快，在整個生命史中平均速率為每小時39公里，而在侵臺期間亦有每小時25公里。

(三)南施颱風沿著東部海岸迅速北上，由23日16時50分進入蘭嶼海域，24日2時47分通過花蓮海岸，而於24日7時15分通過彰化海面後遠離臺灣地區，較大風雨均出現在東部地區。南部及中部山區受到南施颱風引進之旺盛西南氣流影響，也有較多的降水。

(四)24小時後中心位置預報誤差，中央氣象局為153公里，日本氣象廳為96公里，而關島美軍則為81公里。

# Report on the Typhoon "NANCY" in 1986

Wei-Min Chiang

NANCY, the 5th typhoon in the western north pacific, was the first one that attacked Taiwan in 1986. The structure and development were discussed.

It is quite obvious that NANCY was under the control of steering flow below mid-level troposphere, and the moving speed was fast.

NANCY was heading north along the seashore of eastern part of Taiwan and caused stronger wind force in that area, for the same reason, the eastern Taiwan got much rainfall. Southern Taiwan and Central mountain areas also got much rainfall due to induced south western airflow. Twenty-four hours forecasting errors for typhoon NANCY were also discussed.

表一 南施颱風警報發布一覽表

Table 1 Warnings issued by CWB for typhoon NANCY

警 報 種 類	次 序		資 料 時 間			發 布 時 間				警 戒 地 區			備 註
	號	報	月	日	時	月	日	時	分	海	上	陸	上
海 上	1	1	6	22	14	6	22	15	25	東部海面 巴士海峽	—	—	東南部及中南部應防豪雨
海 上 陸 上	1	2	6	22	20	6	22	20	55	東部海面 巴士海峽	臺灣東部 (花蓮、臺東)	—	
"	1	3	6	23	2	6	23	4	10	東部海面、巴士 海峽、臺灣海峽 南部	臺灣東部及南部	—	
"	1	4	6	23	8	6	23	8	45	臺灣附近各海面	全省、金門、馬 祖	—	
"	1	5	6	23	14	6	23	15	15	臺灣附近各海面	全省、金門、馬 祖	—	
"	1	6	6	23	20	6	23	21	50	臺灣附近各海面	全省、金門、馬 祖	—	
"	1	7	6	24	2	6	24	4	35	北部海面 東部海面 臺灣海峽北部	東北部、北部、 東部	—	
"	1	8	6	24	8	6	24	9	40	北部海面 東部海面 臺灣海峽北部	北部及東北部	—	
解 除	1	9	6	24	14	6	24	15	0	—	—	—	

表二 南施 NANCY (8605) 颱風最佳路徑資料  
Table 2 The best track positions of typhoon NANCY

月	日	時	北 緯	東 經	中 心 氣 壓 (mb)	最 大 風 速 (m/s)	颱 風 進 行 方 向	時 速 (km/h)	七 級 風 暴 風 半 徑 (km)	十 級 風 暴 風 半 徑 (km)
6	22	8	15.2	128.0	985	25	NW	28	150	—
		14	16.6	126.4	985	25	NW	36	150	20
		20	18.0	124.8	985	28	NW	36	200	50
	23	2	19.1	123.8	980	33	NW	30	200	50
		8	20.3	122.8	968	38	NW	30	200	50
		14	21.5	122.0	968	38	NNW	25	200	50
		20	22.4	121.7	960	38	NNW	20	200	50
	24	2	23.7	121.7	985	30	N	25	180	20
		8	25.5	121.9	990	28	NNW	33	150	—
		14	27.9	121.9	990	28	NNE	42	150	—
		20	30.1	123.8	990	28	NE	53	150	—
	25	2	32.5	126.2	990	23	NE	58	150	—
		8	35.0	128.8	995	18	NE	60	150	—
		14	36.0	133.0	995	18	NE	60	100	—

表三 南施颱風眼飛機偵察資料定位表  
Table 3 Eye-fixes for typhoon NANCY by aircraft

月	日	時(Z)	分	北 緯	東 經	海平面氣壓 mb	700mb高度gpm	地面最大風kts
6	22	00	01	15°21'	128°02'	985	2966	60
	22	06	10	16°41'	126°19'	985	—	60
	22	08	44	17°14'	125°54'	983	—	65
	22	22	14	19°44'	123°12'	968	2830	65
	23	00	46	20°17'	122°53'	970	2842	70
	23	06	22	21°25'	122°12'	—	—	45
	23	09	24	21°53'	121°56'	955	2700	75

表四 南施颱風中心衛星資料定位及強度表 (中央氣象局)  
Table 4 Eye-fixes for typhoon NANCY by satellite

時 間 (Z)				北 緯	東 經	強 度	時 間 (Z)				北 緯	東 經	強 度
月	日	時	分				月	日	時	分			
6	21	09	00	12.6	131.5	T2.0	6	23	03	00	20.6	122.6	T4.5+
		12	00	12.9	130.6	T2.5-			06	00	21.2	121.9	T4.5+
		18	00	13.9	128.7	T3.0-			09	00	21.8	121.8	T4.5+
		21	00	14.3	128.4	T3.0-			12	00	22.3	121.6	T4.5+
22	00	00		15.0	128.3	T3.0-			16	00	23.2	121.6	T4.5+
		03	00	15.4	127.4	T2.5			18	00	23.8	121.6	T4.0
		06	00	16.6	126.5	T3.0			21	00	24.6	121.9	T3.5
		09	00	17.4	126.2	T3.5		24	00	00	25.5	121.8	T3.5
		12	00	18.1	125.2	T3.5			03	00	27.1	121.6	T3.0
		16	00	18.5	124.4	T3.5+			06	00	27.9	121.9	T2.5
		18	00	19.0	123.9	T3.5+			09	00	29.6	122.7	T2.5
		21	00	19.6	123.2	T4.0			12	00	30.2	123.7	T2.5-
		23	00	20.3	122.6	T4.5			16	00	31.7	125.0	T2.0
									18	00	32.4	126.2	T2.0-

表五 南施颱風中心雷達觀測資料表

Table 5 Eye-fixes of typhoon NANCY by different RADAR stations

時 間 (Z)				46780	46699	46744	47918	58760
月	日	時	分	北緯 東經	北緯 東經	北緯 東經	北緯 東經	北緯 東經
6	23	04	50	21 1 122.48	— —	— —	— —	— —
		05	30	— —	21.2 122.3	— —	— —	— —
		06	00	21.3 122.3	21.4 122.3	— —	— —	— —
		07	00	21.5 122.2	21.8 122.1	— —	— —	— —
		08	00	21.6 122.1	21.8 122.9	— —	— —	— —
		09	00	— —	21.9 122.1	21.9 122.1	— —	— —
		10	00	21.7 121.9	22.0 122.1	22.1 122.0	— —	— —
		11	00	22.3 121.8	22.2 122.0	22.2 121.9	22.2 121.8	— —
		12	00	22.4 121.8	22.5 122.0	22.1 121.7	22.4 121.7	— —
		13	00	22.6 121.7	22.7 122.0	— —	22.7 121.7	— —
		14	00	— —	22.9 121.9	— —	22.9 121.7	— —
		15	00	— —	23.1 121.8	— —	23.1 121.6	— —
		16	00	— —	23.2 121.8	— —	23.3 121.6	— —
		17	00	— —	23.4 121.8	— —	23.5 121.7	— —
		18	00	— —	23.6 121.8	— —	23.8 121.7	— —
		19	00	— —	— —	— —	23.8 121.8	— —
		20	00	— —	— —	— —	24.4 122.1	— —
		21	00	— —	— —	— —	24.4 121.8	— —
		22	00	— —	— —	— —	— —	— —
		23	00	— —	— —	— —	25.3 121.7	25.1 122.1
	24	00	00	— —	— —	— —	25.8 122.1	— —
		01	00	— —	— —	— —	— —	25.7 121.9
		02	00	— —	— —	— —	— —	26.7 121.7
		03	00	— —	— —	— —	— —	27.4 121.7
		04	00	— —	— —	— —	— —	27.7 121.7

表六 南施颱風期間東部各測站最低氣壓出現時間及最低氣壓值

Table 6 The time of lowest pressure appeared at east coast weather stations during typhoon NANCY passage

測 站	最 低 氣 壓 mb	出 現 時 間 (L) 日 時 分
蘭 嶼	986.6	23 16 50
大 武	996.7	23 21 36
臺 東	993.0	23 23 25
新 港	987.6	23 22 45
花 蓮	989.7	24 02 47
蘇 澳	987.4	24 04 55
宜 蘭	995.9	24 05 20
彭 佳 嶼	997.1	24 7 15

表七 南施颱風氣象統計表

南施颱風 (NANCY)編號8605民國75年(1986年) Table 7 The meteorological summary of CWB stations during Typhoon NANCY's Passage

測 站	最低氣壓 (mb)		瞬 間 最 大 風 速 (m/s)						最 大 風 速 (m/s)			強 風 (10m/s) 以 上	最 大 降 水 量 (mm)						降 水 總 量 (mm)	
	數值	日 時 分	風向	風速	日 時 分	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	日 時 分		一小時 內	日 時 分至日 時 分	十分鐘 內	日 時 分至日 時 分	數量	日 時 分至日 時 分		
彭佳嶼	997.1	24. 07. 15	SSE	39.6	24. 07. 15	997.1	25.1	95%	SSE	31.3	24. 07. 15	23. 20. 00—24. 17. 00	21.2	24. 09. 30—24. 10. 30	7.5	24. 09. 40—24. 09. 50	81.0	23. 13. 25—24. 13. 57		
基隆	998.2	24. 06. 00	SSE	19.1	23. 20. 27	1003.9	28.4	71%	SSE	11.6	23. 20. 30	23. 19. 19—24. 07. 19	13.4	24. 01. 55—24. 02. 55	3.2	24. 02. 45—24. 02. 55	45.9	23. 16. 40—24. 12. 40		
鞍部	909.1	24. 06. 10	S	31.0	23. 20. 20	911.1	21.1	86%	S	17.7	23. 20. 17	23. 09. 32—24. 04. 05	25.8	24. 08. 30—24. 09. 30	8.3	24. 08. 38—24. 08. 48	61.8	24. 02. 07—24. 11. 10		
竹子湖	999.9	24. 06. 25	SSW	14.2	23. 23. 32	1004.0	23.1	85%	SW	5.8	24. 05. 10	—	23.0	24. 08. 00—24. 09. 00	6.0	24. 08. 00—24. 08. 10	72.0	24. 01. 48—24. 11. 30		
臺北	999.0	24. 06. 00	ESE	16.2	23. 19. 38	1001.2	29.0	67%	SSE	7.2	23. 18. 00	—	24.5	24. 07. 50—24. 08. 50	7.0	24. 08. 20—24. 08. 30	59.5	23. 21. 05—24. 11. 45		
新竹	1000.1	24. 05. 00	WSW	12.5	24. 06. 50	1001.6	25.7	96%	WSW	9.7	24. 07. 50	—	33.3	24. 06. 45—24. 07. 45	23.8	24. 06. 50—24. 07. 00	79.4	24. 02. 20—24. 10. 45		
臺中	1001.3	23. 18. 10	N	11.3	23. 12. 59	1004.0	32.1	61%	N	5.4	23. 13. 10	—	7.4	23. 23. 37—24. 00. 37	5.7	24. 00. 10—24. 00. 20	12.8	23. 23. 37—24. 08. 05		
梧棲	1001.4	23. 17. 48	SW	18.3	24. 05. 10	1001.8	27.5	95%	SW	14.3	24. 05. 16	24. 03. 55—24. 06. 00	0.3	24. 07. 00—24. 08. 00	0.3	24. 07. 35—24. 07. 45	0.3	23. 23. 50—24. 08. 40		
日月潭*	893.2	24. 04. 00	SSW	23.0	24. 05. 13	893.6	19.5	97%	SSW	10.7	24. 05. 20	24. 03. 00—24. 08. 00	26.5	24. 03. 00—24. 04. 00	13.3	24. 03. 10—24. 03. 20	81.4	23. 12. 15—24. 06. 50		
澎湖	1001.6	23. 18. 00	S	11.0	24. 08. 55	1005.0	29.1	86%	SSE	8.0	24. 10. 20	—	2.1	24. 08. 45—24. 09. 45	1.9	24. 08. 55—24. 09. 05	2.6	24. 08. 45—24. 10. 45		
嘉義	1001.2	23. 17. 13	S	14.2	24. 14. 37	1001.8	30.4	69%	S	10.3	24. 14. 05	24. 10. 41—24. 18. 10	7.1	24. 06. 00—24. 07. 00	3.6	24. 06. 20—24. 06. 30	9.0	23. 19. 30—24. 07. 10		
阿里山*	758.2	23. 19. 00	WNW	17.9	24. 01. 27	758.5	12.6	99%	W	6.2	24. 03. 00	—	29.1	24. 01. 40—24. 02. 40	14.0	24. 01. 50—24. 02. 00	146.4	23. 11. 30—24. 09. 05		
玉山*	3047.2	24. 01. 00	—	—	—	—	—	—	SSE	16.0	22. 21. 30	22. 21. 30—24. 03. 00	22.7	24. 01. 00—24. 02. 00	4.9	24. 01. 40—24. 01. 50	141.5	23. 10. 45—24. 17. 00		
臺南	1000.2	23. 17. 20	SSW	16.2	24. 14. 55	1005.9	25.9	95%	N	10.4	23. 13. 55	23. 13. 43—23. 13. 45	52.8	24. 14. 55—24. 15. 55	20.0	24. 15. 10—24. 15. 20	99.5	23. 20. 05—24. 16. 50		
高雄	1000.1	23. 17. 13	N	14.8	23. 15. 51	1000.4	31.3	66%	N	8.0	23. 15. 50	—	62.0	24. 02. 30—24. 03. 30	21.0	24. 02. 40—24. 02. 50	151.7	24. 00. 40—24. 14. 05		
東吉島	1001.8	23. 17. 20	SSE	17.2	24. 09. 05	1005.0	26.7	92%	SSE	14.1	24. 09. 10	24. 09. 00—24. 16. 00	1.5	24. 12. 00—24. 13. 00	1.0	24. 12. 10—24. 12. 20	3.3	24. 07. 48—24. 12. 24		
恒春	999.4	23. 17. 50	NE	10.4	23. 07. 40	1005.0	27.9	76%	NE	7.3	23. 07. 50	—	25.7	23. 23. 15—24. 00. 15	8.5	24. 00. 05—24. 00. 15	64.9	22. 22. 30—24. 10. 00		
蘭嶼	986.6	23. 16. 50	NNE	51.7	23. 16. 55	987.3	24.2	100%	NNE	34.4	23. 16. 35	23. 03. 12—24. 12. 00	17.9	23. 12. 52—23. 13. 52	11.2	23. 13. 08—23. 13. 18	81.5	23. 04. 37—24. 12. 52		
大武	996.7	23. 21. 36	NNE	16.4	23. 11. 28	1005.3	28.0	90%	NNE	9.0	23. 11. 28	—	38.5	24. 02. 54—24. 03. 54	13.0	24. 03. 30—24. 03. 40	83.9	23. 07. 45—24. 14. 48		
臺東	993.0	23. 23. 25	S	24.3	24. 01. 30	998.8	26.3	87%	S	11.6	24. 01. 30	24. 01. 10—24. 01. 50	21.0	23. 16. 00—23. 17. 00	6.0	23. 16. 10—23. 16. 20	84.1	23. 08. 20—24. 13. 50		
新港	987.6	23. 22. 45	N	33.6	23. 22. 13	990.8	24.5	100%	N	22.5	23. 22. 15	23. 19. 00—24. 06. 30	58.0	23. 22. 40—23. 23. 40	18.5	23. 23. 10—23. 23. 20	181.8	23. 10. 25—24. 10. 00		
花蓮	989.7	24. 02. 47	NNW	29.0	24. 02. 55	990.2	25.1	90%	NNW	13.5	24. 02. 50	24. 02. 20—24. 03. 40	52.0	24. 02. 00—24. 03. 00	14.0	24. 02. 30—24. 02. 40	169.8	23. 11. 35—24. 09. 25		
宜蘭	995.9	24. 05. 20	NE	14.6	24. 05. 20	995.9	24.2	98%	NE	8.5	24. 05. 20	23. 09. 10—24. 06. 45	21.6	24. 04. 00—24. 05. 00	6.0	24. 04. 30—24. 04. 40	73.7	23. 18. 40—24. 10. 40		
蘇澳	987.4	24. 04. 55	E	36.0	24. 04. 56	990.6	24.2	97%	E	21.6	24. 05. 04	24. 03. 45—24. 05. 20	68.3	24. 03. 45—24. 04. 45	26.2	24. 04. 30—24. 04. 40	141.6	23. 12. 10—24. 10. 20		

\* 高山測候所用最接近標準氣壓面上之動位高度 (動力公尺 G. P. M.)

表八 南施颱風路徑主觀定位誤差表

Table 8: Subjective forecasting errors for typhoon NANCY Unit:km

時 間 (Z)			最佳路徑		中 央 氣 象 局			日 本 氣 象 廳			關 島 美 軍		
月	日	時	北緯	東經	北緯	東經	誤差	北緯	東經	誤差	北 緯	東 經	誤差
6	22	06	16.6	126.4	16.7	126.3	15	16.7	126.3	15	16.6	126.3	11
		12	18.0	124.8	17.9	125.3	54	17.8	125.3	47	18.1	125.1	33
		18	19.1	123.8	18.9	124.0	30	18.8	124.2	53	18.7	124.0	49
	23	00	20.3	122.8	20.1	122.8	22	20.0	123.2	53	20.0	122.9	35
		06	21.5	122.0	21.3	122.0	22	21.3	122.2	30	21.3	122.2	30
		12	22.4	121.7	22.4	121.8	10	22.4	121.7	10	22.6	121.9	30
	24	18	23.7	121.7	23.8	121.7	11	23.6	121.6	15	23.6	121.7	11
		00	25.5	121.9	25.7	121.8	24	25.5	121.9	0	25.7	122.0	24
		06	27.9	121.9	27.9	121.9	0	28.1	121.8	24	28.3	122.2	53
總 計							188			247			276
平 均							21			27			31

表九 南施颱風二十四小時路徑預報誤差表

Table 9: 24 hours forecasting errors for typhoon NANCY Uint:km

時 間 (Z)			最 佳 路 徑		中 央 氣 象 局			日 本 氣 象 廳			關 島 美 軍		
月	日	時	北 緯	東 經	北緯	東經	誤 差	北緯	東經	誤 差	北緯	東經	誤 差
6	23	06	21.5	122.0	21.0	121.7	63	21.5	121.0	105	21.8	122.1	35
		12	22.4	121.7	22.0	121.5	49	22.0	122.0	54	23.5	121.9	123
		18	23.7	121.7	22.2	121.2	173	24.0	122.0	45	23.1	121.3	77
	14	00	25.5	121.9	24.6	119.9	223	25.2	122.5	68	25.3	122.0	24
		06	27.9	121.9	26.0	120.4	256	27.7	124.0	206	27.0	123.0	146
總 計							764			498			405
平 均							153			96			81

# 民國七十五年颱風調查報告

## —侵臺颱風 (8607號) 佩姬\*

鄭 月 娥<sup>1</sup>

### 一、前 言

佩姬 (PEGGY) 颱風是民國七十五年發生在西太平洋上的第七個颱風，編號 (8607)，同時也是本年度侵襲臺灣地區的第二個颱風。此颱風醞釀於關島東方海域，於7月3日18Z在北緯14.5度，東經147.9度發展為輕度颱風，由於其所在之西太平洋海域海水溫度均在攝氏29度~30度(圖一)，相當適合颱風之發展，因此，佩姬颱風在形成後七十二小時內(6日12Z)即迅速增強至超級強烈颱風，其中心附近最大風速達每秒67公尺，七級風之暴風半徑有400公里，強度維持了24小時，至7日18Z才變成強烈颱風。佩姬颱風在9日登陸呂宋島北端，由於受到地形破壞，其威力始減弱為中度颱風。於9日晚間佩姬颱風通過呂宋島北端出海之後，因東亞主槽加深之誘導作用；其路徑由西北西轉向西北至北北西進行，於11日下午從汕頭和香港之間登陸。佩姬颱風在其八天的生命期中，其中心附近最大風速曾高達每秒70公尺，中心最低氣壓曾降低至894毫巴，為本年西太平洋上威力最強的颱風。

本文將針對佩姬颱風的發生經過，強度與路徑變化，以及天氣圖形勢作分析；並對颱風路徑各種客觀預報方法，加以校驗以供作業參考。

### 二、佩姬颱風之發生與經過

6月30日00Z當奧文 (OWEN) 颱風在呂宋島東方海面的同時，位於關島東方海域的熱帶性擾動形成熱帶性低氣壓，經過醞釀、組織、發展，於7月3日18Z增強為輕度颱風(圖二)，經命名為佩姬 (PEGGY)，編號8607號，此時其位置在北緯14.5度，東經147.9度，中心氣壓995毫巴，七級風暴風半徑100公里；4日15Z佩姬再增強為中度颱風，其中心氣壓降至985毫巴，位置在北緯14.9

度，東經141.3度；5日06Z已達強烈颱風的強度，七級風暴風半徑亦增大為300公里；6日12Z繼續增強為超級強烈颱風，其中心位置在北緯16.1度，東經131.1度，中心氣壓加深至917毫巴，七級風暴風半徑擴大至350公里，中心附近最大風速達每秒67公尺。6日18Z颱風眼由衛星雲圖清晰可見(圖三)。9日03Z佩姬颱風抵達呂宋島北端因受菲律賓地形阻擋，環流遭破壞，強度減弱為中度颱風。9日12Z佩姬颱風當通過呂宋島北端，開始由偏西的路徑轉向西北進行，此時臺灣東南部及恒春半島受佩姬颱風暴風圈邊緣影響，風雨逐漸加大，從高雄雷達螢幕，亦可清楚看到颱風降水回波(圖四)。10日06Z佩姬颱風路徑偏向北北西，通過東沙島近海，11日00Z又恢復向西北行進。11日06Z由汕頭、香港之間登陸，隨後迅速減弱而結束其生命期。

中央氣象局對佩姬颱風整個警報發布過程參見表一，佩姬颱風中心最佳路徑資料如表二。佩姬颱風飛機偵察定位資料及中央氣象局衛星資料中心定位詳列如表三及表四。

### 三、佩姬颱風之路徑、強度、移速等變化與天氣圖形勢

#### 3.1 路 徑

佩姬颱風自生成至消滅，歷時約8日，路徑尚穩定，並無顯著之彎曲或轉變，概略言之，可分為三個階段：

(一)自最初之熱帶性低氣壓至形成輕度颱風(7月3日18Z)乃至增強到強烈颱風(5日06Z)，其路徑始終維持西進。

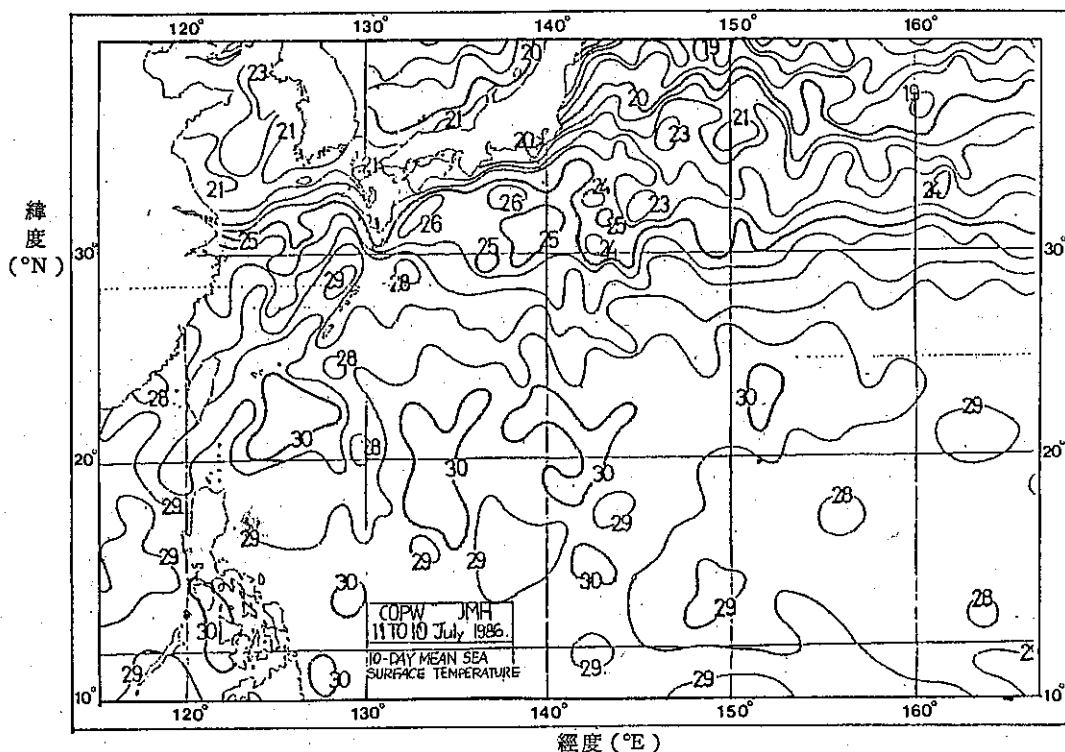
(二)自5日12Z開始，以迄於中心登陸呂宋島，大致為西北西走向。

(三)自9日12Z颱風中心移出呂宋島北端終至消滅，大抵是西北向行進。

\*收稿日期：75年9月22日，送審日期：75年9月23日

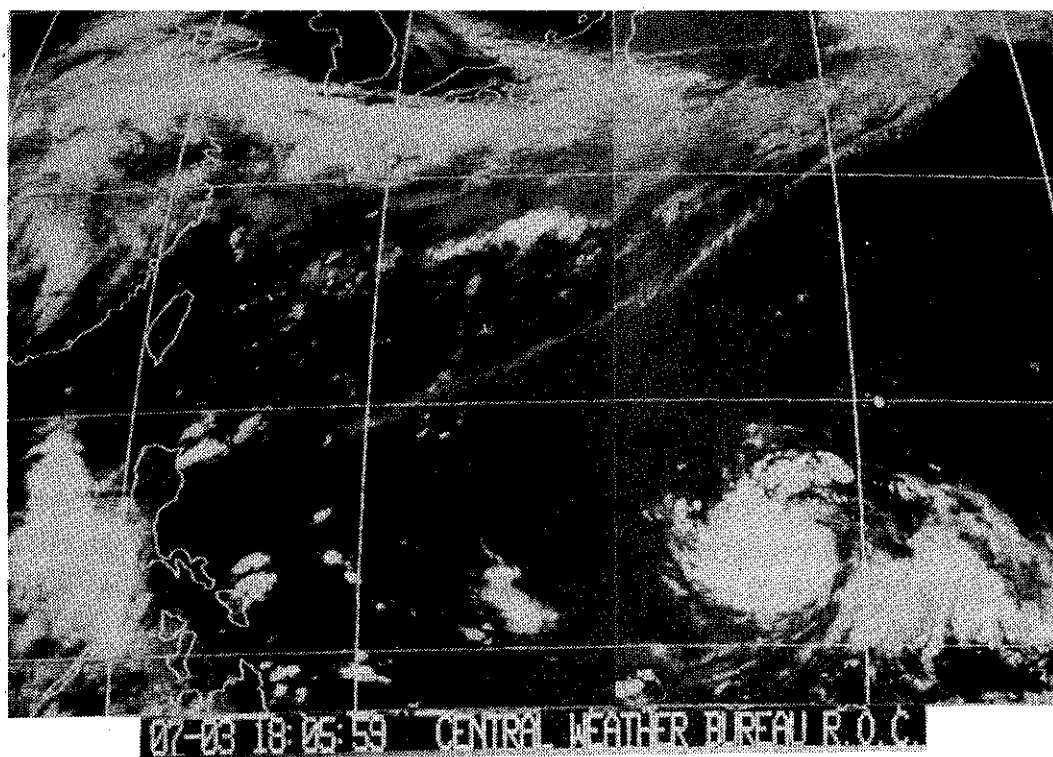
<sup>1</sup>中央氣象局預報測站主任預報員(技佐)





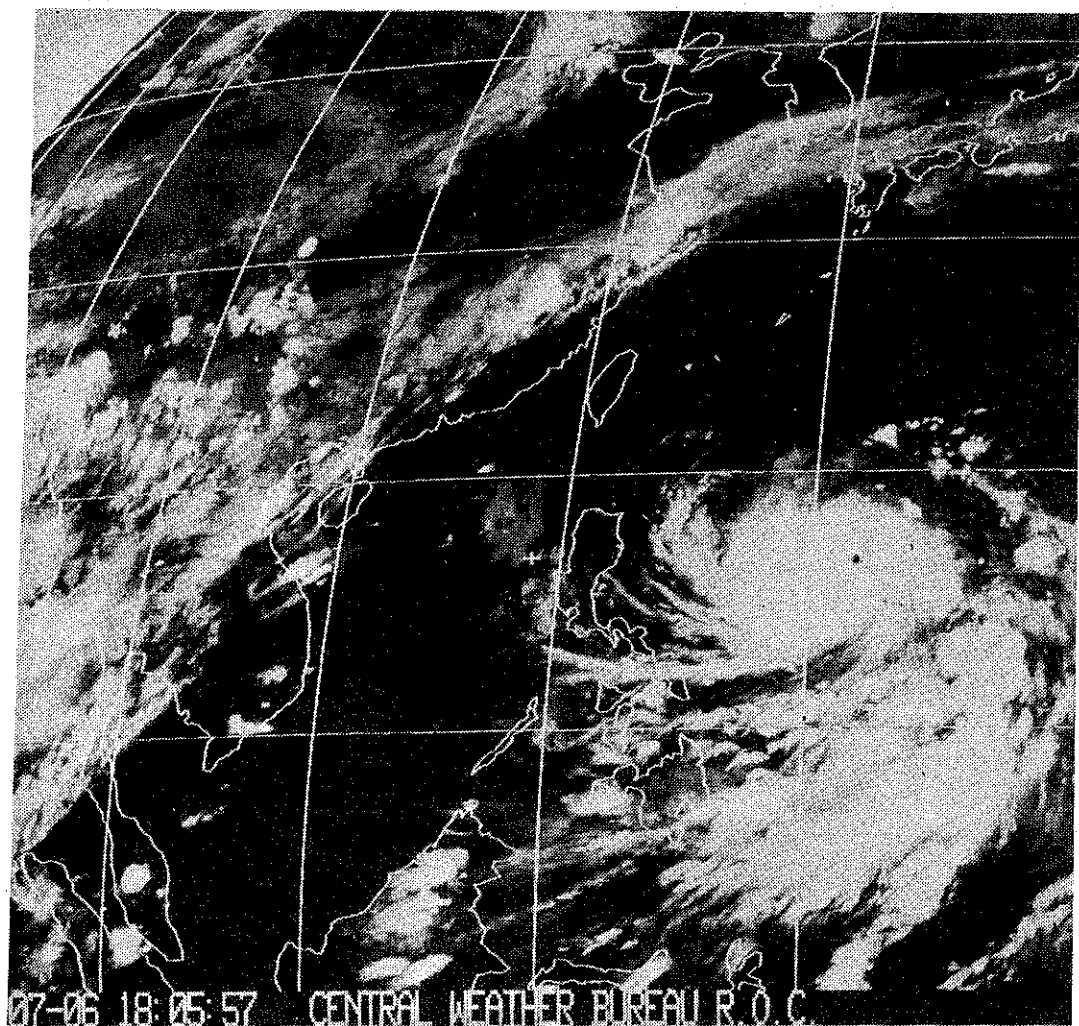
圖一 民國75年7月1日~10日平均海面水溫

Fig. 1 10-day mean sea surface temperature from 1 to 10 July 1986



圖二 民國75年7月3日18Z紅外線衛星雲圖

Fig. 2 GMS-3 IR imagery at 031800Z, July 1986



圖三 民國75年7月6日18Z紅外線衛星雲圖  
Fig. 3 GMS-3 IR imagery at 061800Z, July 1986

佩姬颱風之最佳路徑如圖五所示。就佩姬颱風之行徑而言，由7月3日至4日500毫巴高空天氣圖（圖六a～b）顯示太平洋高氣壓顯著增強西伸，故在第一階段佩姬大致偏西行進。

5日12Z起至9日12Z由500毫巴高空天氣圖（見圖六c～d）顯示太平洋高氣壓脊軸線北移，使佩姬行進路徑偏向西北西行進。

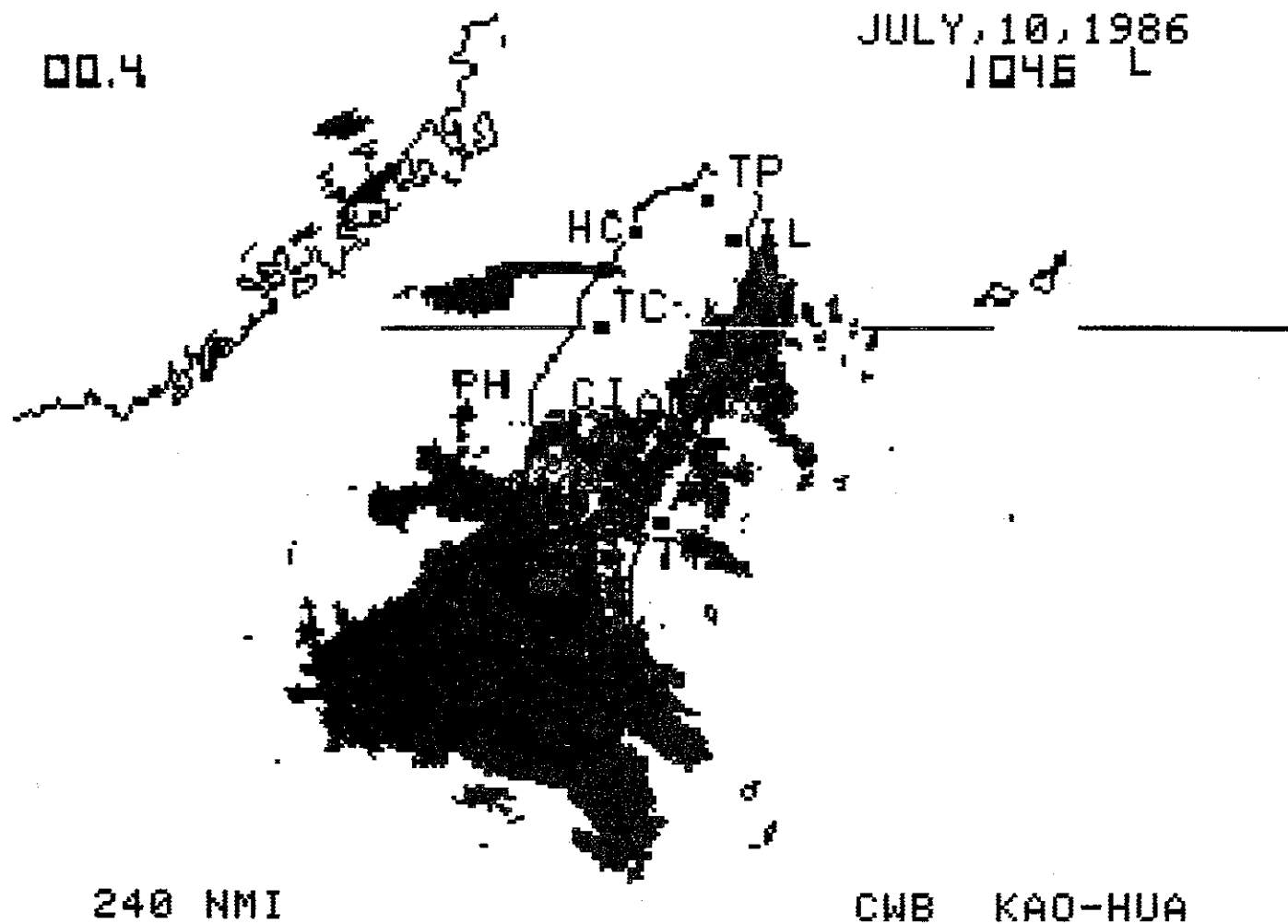
9日12Z以後，500毫巴高空天氣圖顯示，太平洋高氣壓開始東退且脊線北移至30°N附近，加上東亞主槽加深之誘導作用（圖六d～f），所以佩姬偏向西北進行，直至登陸廣東為止。

### 3.2 強度變化

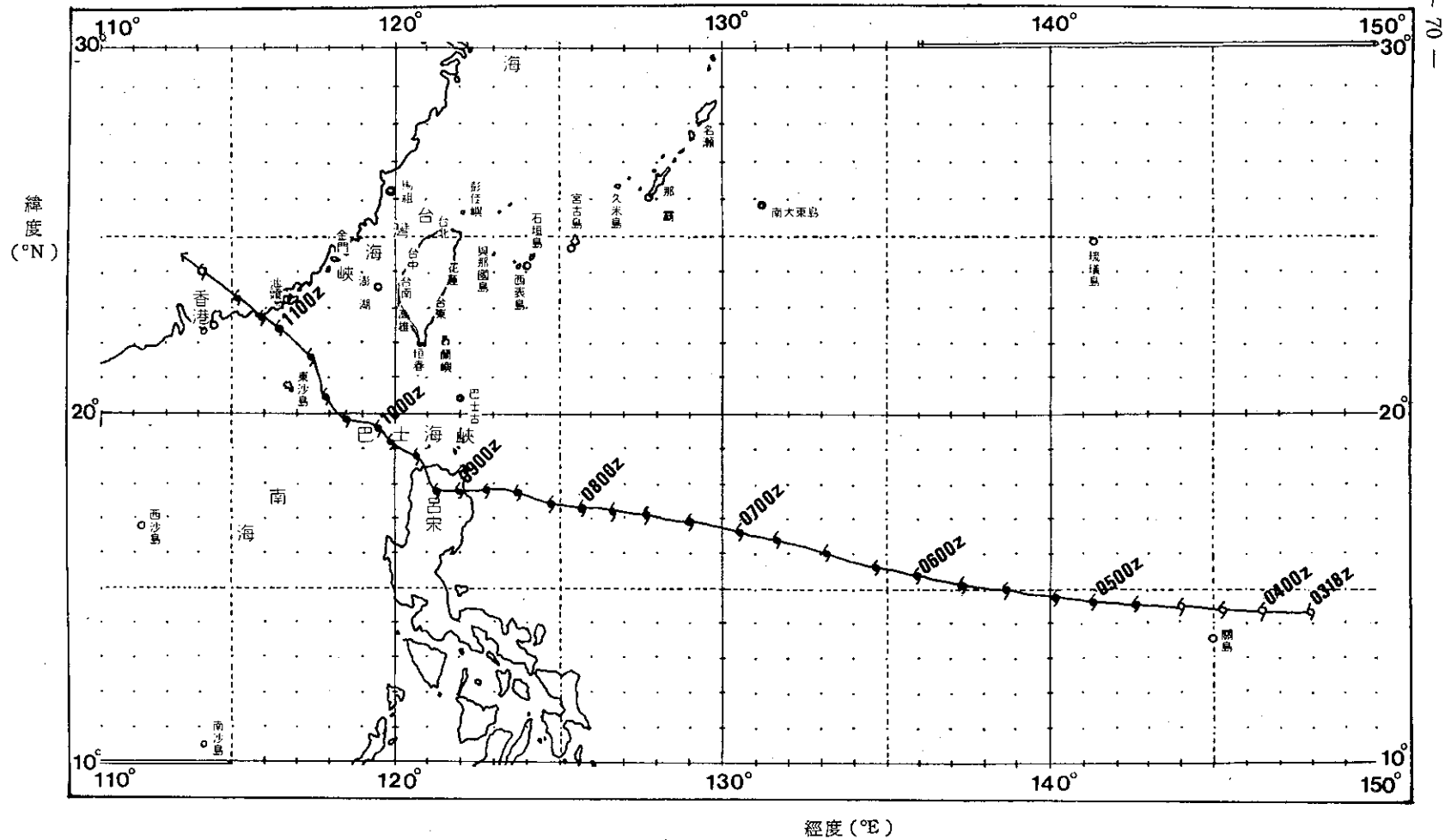
7月3日18Z佩姬颱風初生之期，其所處海域的海水溫度相當高，約在攝氏29度～30度，有利於颱風之增強發展。由飛機偵察所得佩姬颱風周邊風場資料顯示，颱風眼牆附近風速在短短3小時中，增強了一倍（見圖七a及b）。6日12Z地面中心附近最大風速每秒67公尺，6日18Z續增強至每秒70公尺，威力達最強階段，成為一超級強烈颱風（圖八）。又由颱風中心氣壓變化曲線（圖八）可發現，自3日18Z的995毫巴開始加深至7日00Z降低至894毫巴，在78小時內下降幅度達101毫巴，實為少見的例子（圖八）。又颱風中心700mb高度變化如圖九所示。

00.4

JULY, 10, 1986  
1046 L



圖四 民國75年7月10日1046L高雄雷達回波圖  
Fig. 4 Radar echo observed by KAOHSIUNG at 101046LST, July 1986



圖五 佩姬颱風最佳路徑圖  
Fig. 5 The best track for typhoon PEGGY in July 1986

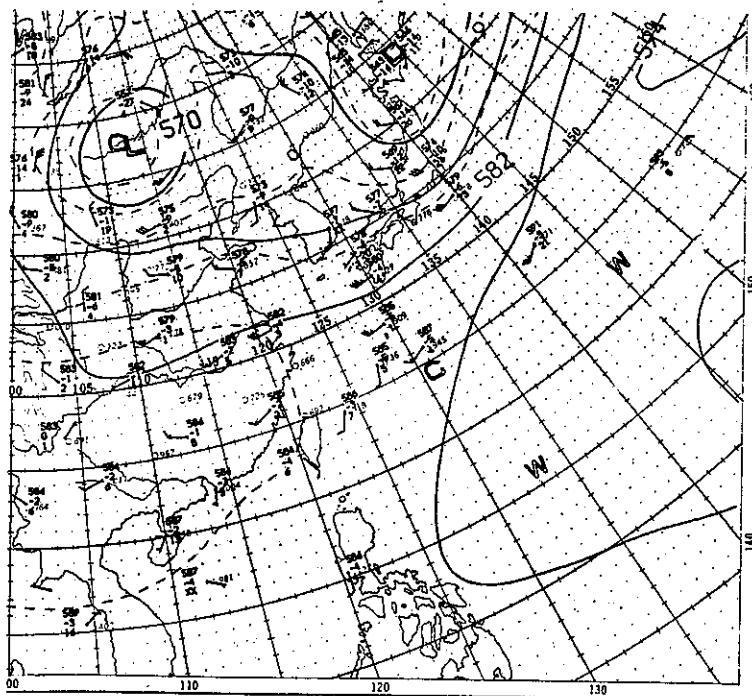


圖 六a 民國75年7月3日12Z 500毫巴高空天氣圖  
Fig. 6a 500mb chart at 031200Z, July 1986

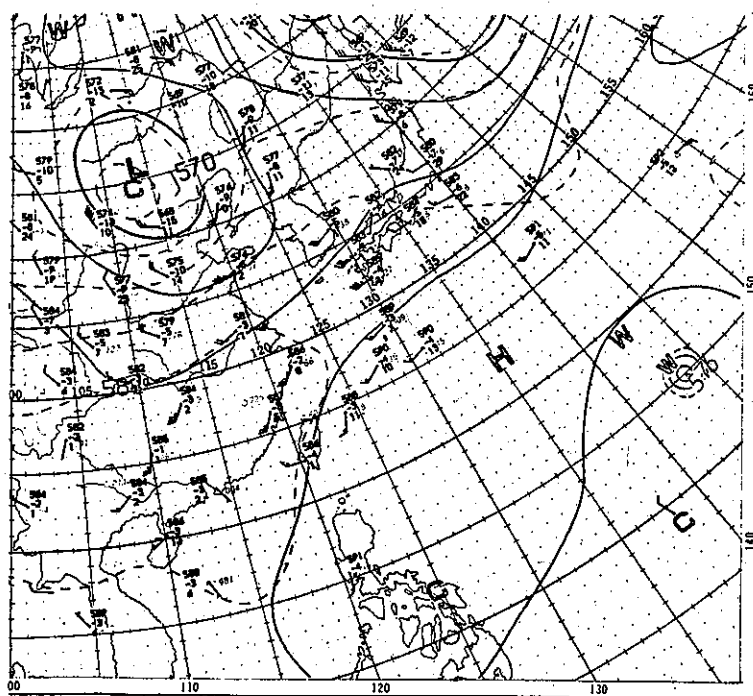


圖 六b 民國75年7月4日12Z 500毫巴高空天氣圖  
Fig. 6b 500mb chart at 041200Z, July 1986

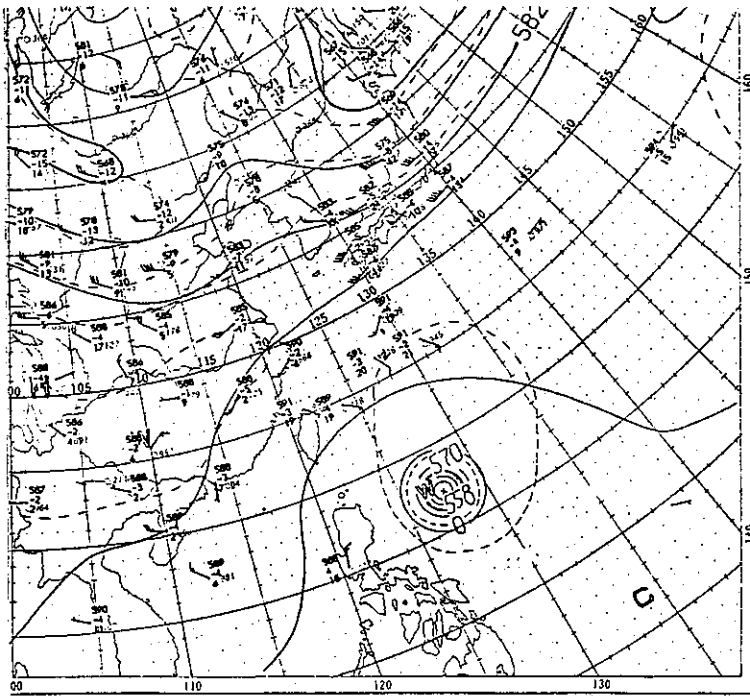


圖 六c 民國75年7月7日12Z 500毫巴高空天氣圖  
Fig. 6c 500mb chart at 071200Z, July 1986

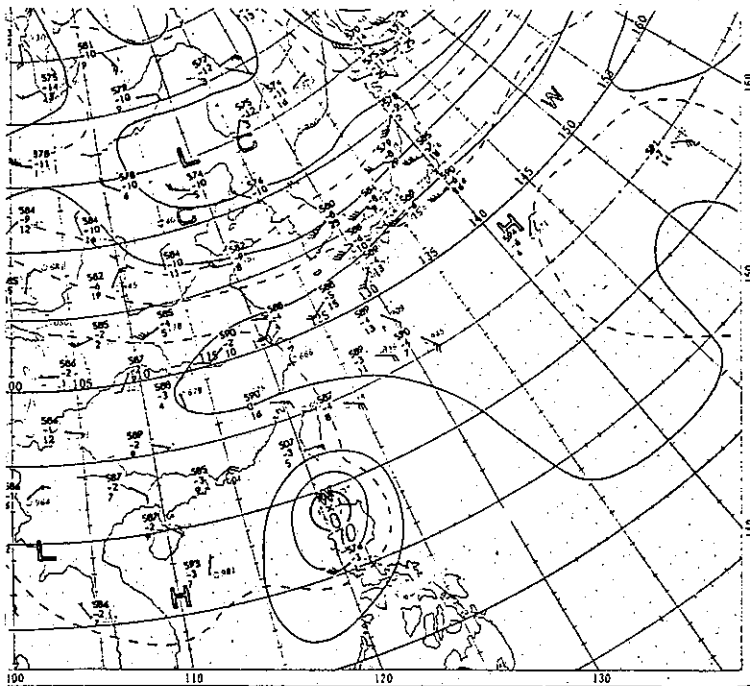


圖 六d 民國75年7月9日12Z 500毫巴高空天氣圖  
Fig. 6d 500mb chart at 091200Z, July 1986

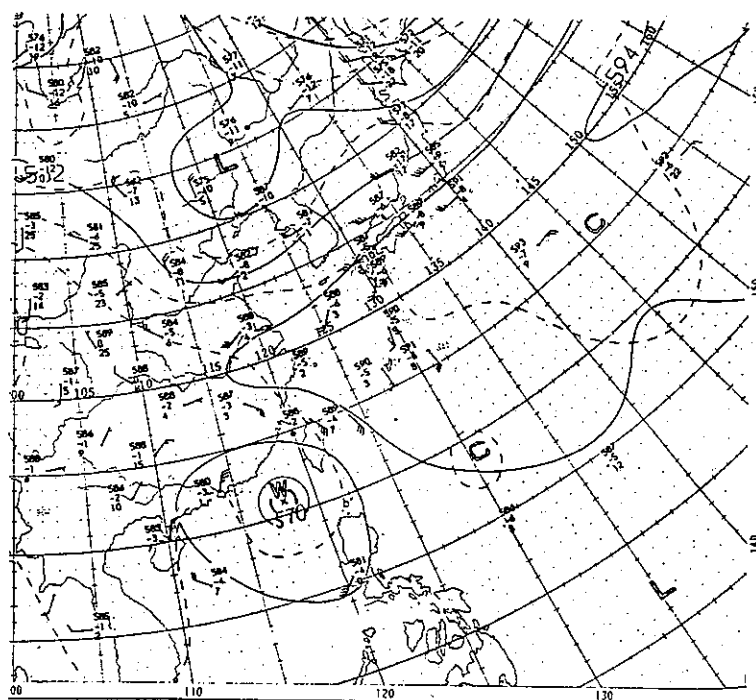


圖 六 e 民國75年7月10日12Z 500毫巴高空天氣圖  
Fig. 6e 500mb chart at 101200Z, July 1986

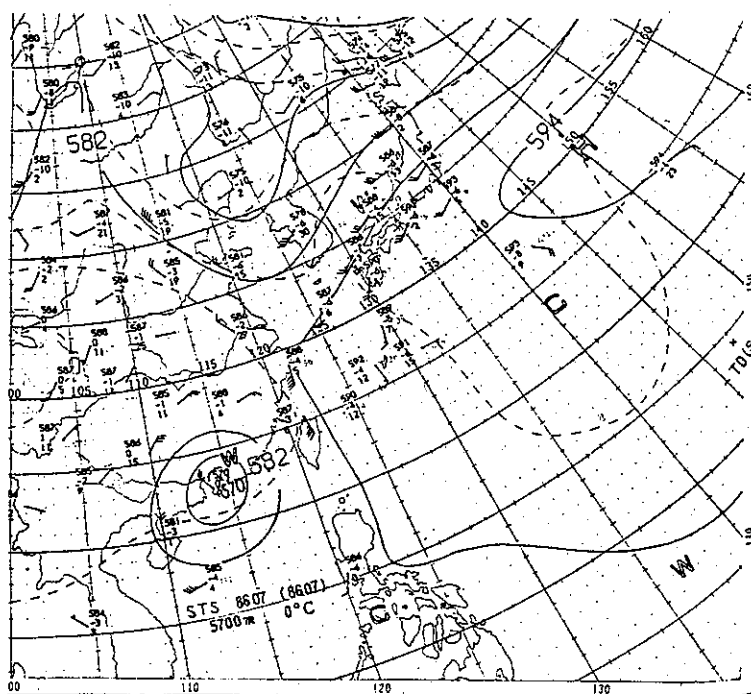


圖 六 f 民國75年7月11日12Z 500毫巴高空天氣圖  
Fig. 6f 500mb chart at 111200Z, July 1986

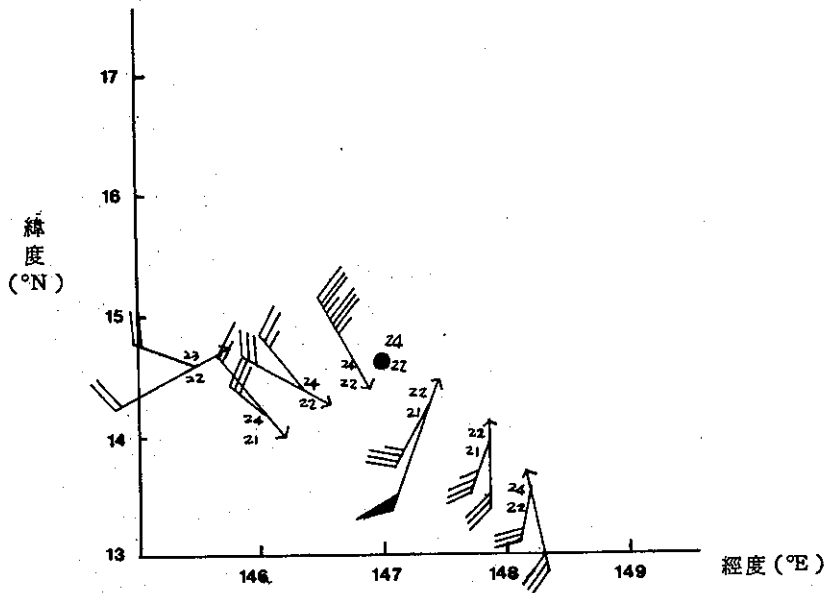


圖 七 a 7 月 3 日 2214Z 飛機偵察佩姬颱風 (PEGGY) 周邊資料 (箭頭表地面資料，  
無箭頭表 700mb 資料)。  
Fig. 7a The PEGGY'S Peripheral data by aircraft at 032214Z, July

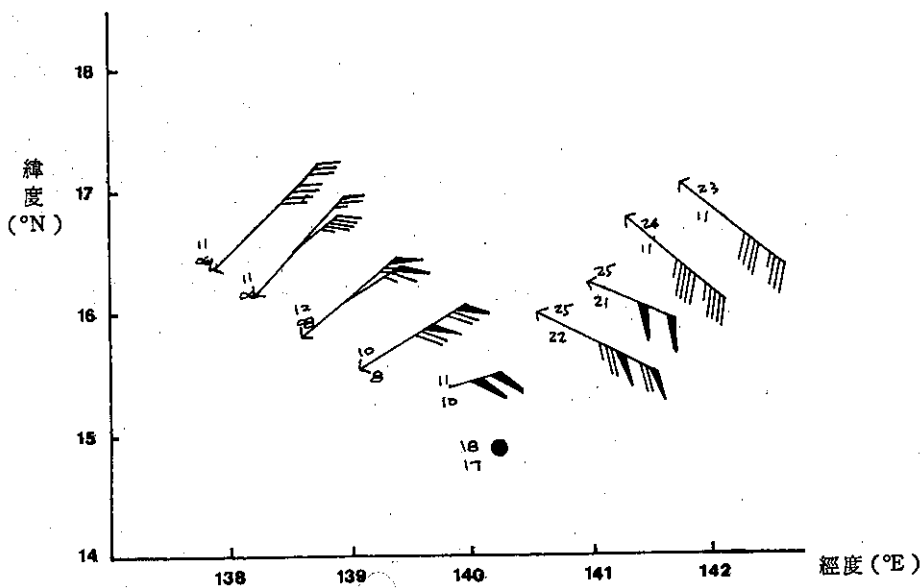
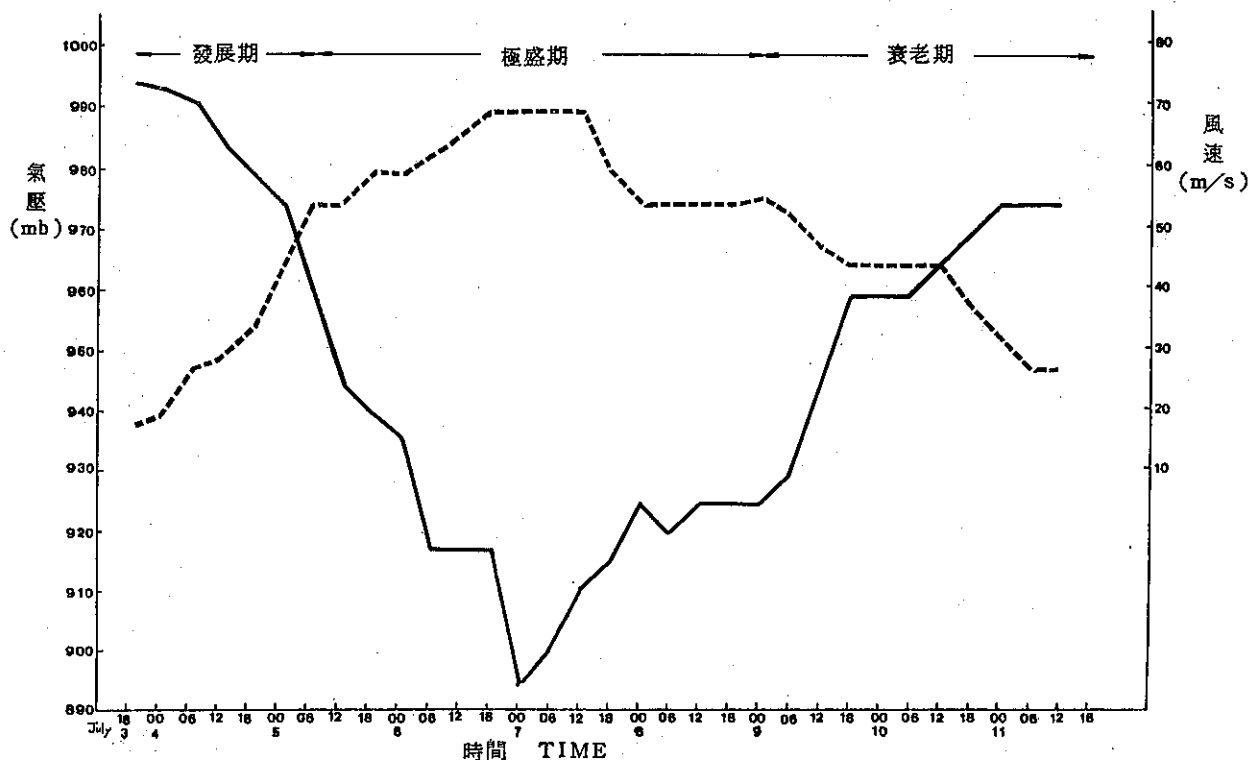


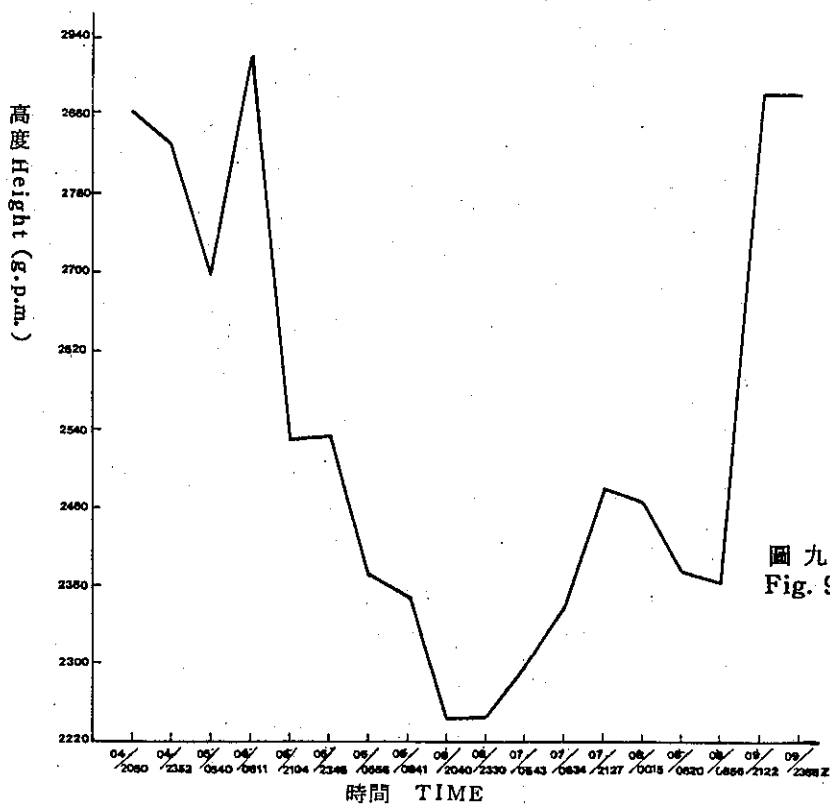
圖 七 b 7 月 5 日 0540Z 飛機偵察佩姬颱風 (PEGGY) 周邊資料 (箭頭表地面資料，  
無箭頭表 700mb 資料)。  
Fig. 7b The PEGGY'S Peripheral data by aircraft at 050540Z, July



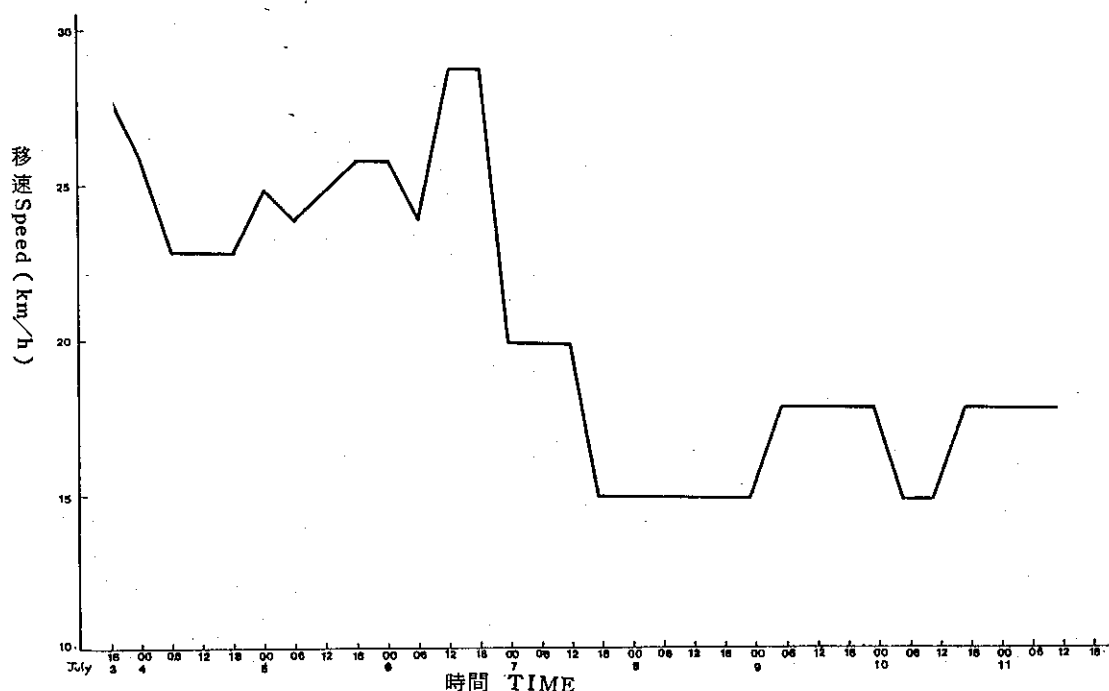


圖八 佩姬颱風中心氣壓及中心最大風速變化圖 (實線氣壓, 虛線風速)

Fig. 8 The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon PEGGY (Solid line-pressure) (broken line-wind velocity)



圖九 佩姬颱風700毫巴高度剖面圖  
Fig. 9 700mb geopotential height profile for typhoon PEGGY



圖十 佩姬颱風移行速率變化圖

Fig. 10 The time series of variation of moving speed for typhoon PEGGY

### 3.3 移速變化

從佩姬颱風移速變化顯示(圖十)，6日18Z之前移速較快而不穩定；7日00Z開始則移速較緩且趨於穩定。佩姬颱風在其極盛期前(3日18日~6日12Z)，高空500毫巴太平洋高氣壓導引氣流較強，佩姬受其影響，故於發展過程中，移速較快。而其強度達巔峯後，一者導引氣流太平洋高氣壓減弱，再者登陸受阻減弱且東亞主槽加深，因此移速較慢。

### 四、佩姬颱風侵襲期間各地氣象情況

佩姬颱風之暴風圈在臺灣本島南端掠過，中心雖遠在呂宋島北端通過，但侵襲期間，蘭嶼、鞍部、東吉島都出現12級陣風，而花蓮、臺東、新港、恒春亦都有200公厘以上的累積雨量(表五)。佩姬掠過臺灣南端期間，各種氣象要素詳見中央氣象局所屬各測站氣象紀錄綱要(表六)。

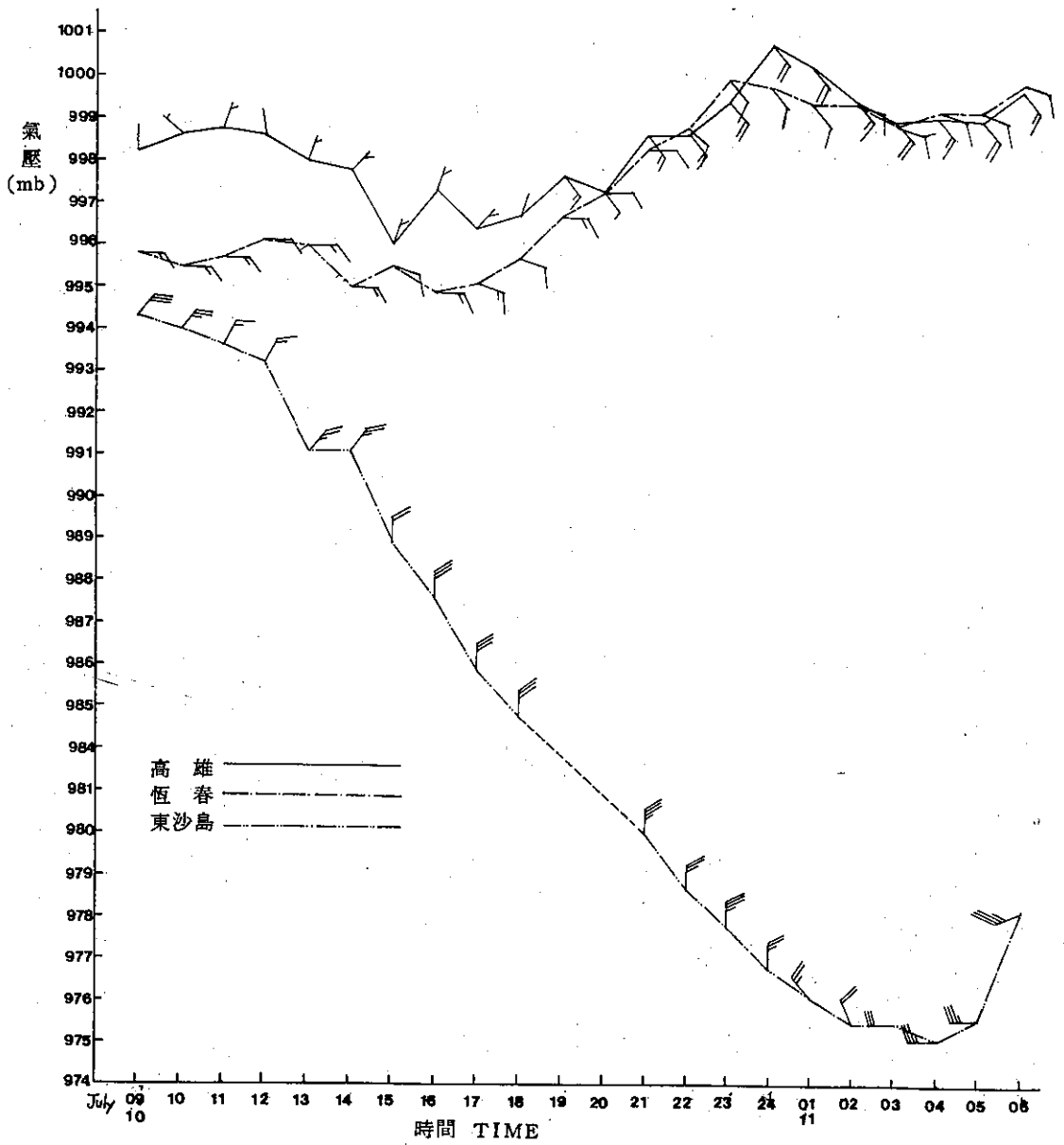
茲將各要素演變情形分析如下：

#### (一)氣 壓

臺灣南端恒春測站，自10日起開始低降至10日16時測得最低氣壓為994.7毫巴(圖十一)，而高雄測站亦於同日17時測得最低氣壓996.4毫巴，臺灣各地最低氣壓數值及其出現時刻參閱表六，佩姬朝向東沙島海面接近時，東沙島11日4時出現最低氣壓977.8毫巴(圖十一)。

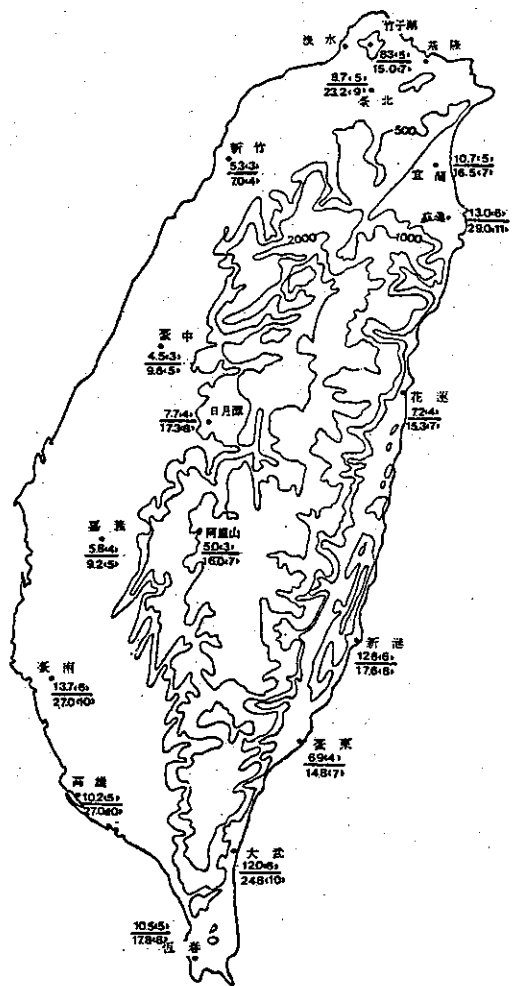
#### (二)風

佩姬颱風侵襲期間，各地出現風速情形，平均風速以東吉島最大10級，其次為蘭嶼9級，彭佳嶼9級，鞍部8級，玉山8級，其他地區都在6級以下(圖十二a)，瞬間最大陣風以東吉島、鞍部12級最大，其次彭佳嶼11級，蘇澳11級，基隆10級，臺南10級，大武10級，臺北9級，澎湖9級，整體而言，東南部及南部因受暴風圈接近影響，風力較強，而北部地區雖在暴風圈之外，但仍有強風出現，主要是當佩姬接近臺灣時，臺北地區因受地形影響，偏東風較強的緣故。

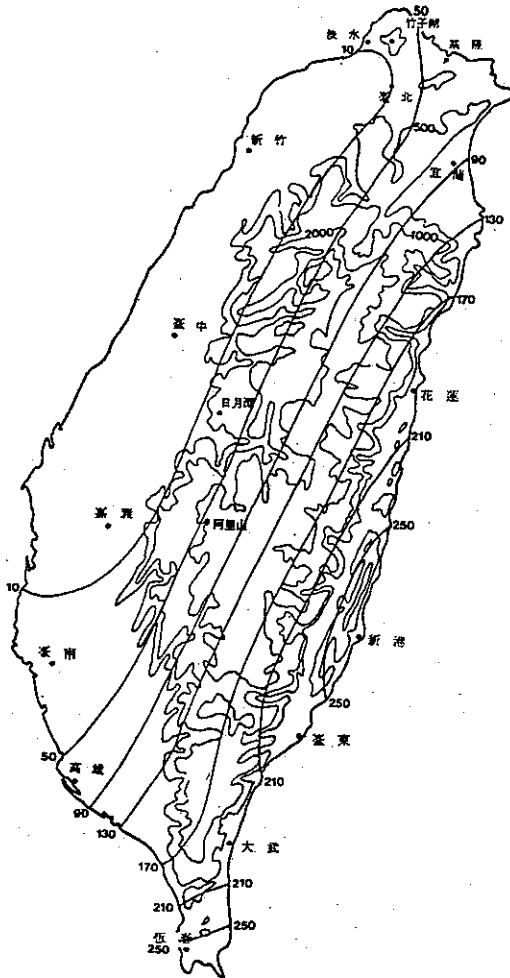


圖十一 佩姬颱風中心接近高雄、恒春、東沙島時該站測得之氣壓、風向、風速變化圖。  
Fig. 11 The variation of pressure, wind direction and speed observed at KAOHSIUNG, HENGCHUN, PRATAS during typhoon PEGGY passage.

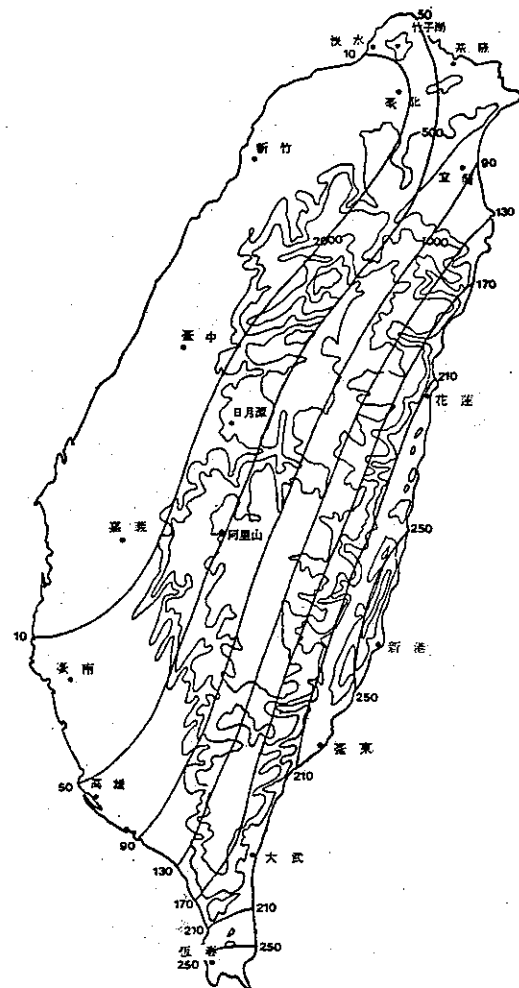
• 150 •



圖十二 a 佩姬颱風期間各地最大風速 (m/s) (平均及瞬間) 分布圖  
Fig. 12a The maximum sustained wind and gust during the period of PEGGY affecting



圖十二 b 佩姬颱風侵臺期間各地雨量圖  
Fig. 12b The distribution of rainfall during PEGGY'S passage



圖十二 c 民國75年7月8日6時至7月11日9時各地雨量圖  
Fig. 12c The distribution of total rainfall during the period from July 8 to July 11, 1986

表一、佩姬颱風警報發布一覽表

— 79 —

Table 1. Warnings issued by CWB for typhoon PEGGY

警報種類	次 序		資料時間			中心位置	發布時間			警 戒 地 區		備 註
	號	報	月	日	時		日	時	分	海 上	陸 上	
海 上	2	1	7	7	8	16.7°N 130.4°E	7	9	0	臺灣東部海面 巴士海峽	—	
"	2	1-1	7	7	11	16.8°N 129.7°E	7	11	35	"	—	
"	2	2	7	7	14	16.9°N 129.0°E	7	15	15	臺灣東部海面 巴士海峽	—	
"	2	2-1	7	7	17	17.0°N 128.3°E	7	17	40	臺灣海峽南部	—	
海上陸上	2	3	7	7	20	17.1°N 127.6°E	7	21	10	臺灣東部海面 巴士海峽	臺灣東南部及南部	
"	2	3-1	7	8	0	17.2°N 127.0°E	8	1	0	臺灣海峽南部 東沙島海面	"	
"	2	4	7	8	2	17.3°N 126.6°E	8	3	45	"	"	
"	2	4-1	7	8	5	17.3°N 125.9°E	8	5	30	"	"	
"	2	5	7	8	8	17.3°N 125.6°E	8	9	30	"	"	
"	2	5-1	7	8	11	17.4°N 125.1°E	8	11	40	"	"	
"	2	6	7	8	14	17.5°N 124.6°E	8	15	25	"	"	
"	2	6-1	7	8	17	17.5°N 124.3°E	8	17	25	"	"	
"	2	7	7	8	20	17.7°N 123.7°E	8	21	15	"	臺灣東南部，臺灣 南部及澎湖地區	西南部沿海低窪地 區應防海水倒灌
"	2	7-1	7	9	0	18.0°N 122.9°E	9	0	30	"	"	
"	2	8	7	9	2	18.0°N 122.6°E	9	3	35	"	臺灣東南部及南部 澎湖及金門地區	
"	2	8-1	7	9	5	18.1°N 122.2°E	9	6	0	臺灣東部海面 巴士海峽	"	
"	2	9	7	9	8	18.1°N 121.9°E	9	9	50	臺灣海峽	"	
"	2	9-1	7	9	11	18.0°N 121.4°E	9	11	45	東沙島海面 金門海面	"	
"	2	10	7	9	14	18.0°N 121.2°E	9	15	10	"	"	
"	2	10-1	7	9	17	18.0°N 120.8°E	9	17	45	"	"	
"	2	11	7	9	20	18.5°N 120.5°E	9	21	10	"	"	
"	2	11-1	7	10	0	18.7°N 120.3°E	10	1	0	"	"	
"	2	12	7	10	2	19.0°N 120.0°E	10	4	30	"	"	
"	2	12-1	7	10	5	19.3°N 119.6°E	10	6	10	"	"	
"	2	13	7	10	8	19.7°N 119.4°E	10	9	10	"	"	
"	2	13-1	7	10	11	19.4°E 20.0°N	10	11	50	"	"	
"	2	14	7	10	14	119.0°E 20.1°N	10	15	10	"	"	
"	2	14-1	7	10	17	118.5°E 20.3°N	10	17	55	"	"	
"	2	15	7	10	20	118.3°E 20 6°N	10	21	20	"	"	
"	2	15-1	7	10	23	118.2°E 21.1°N	10	22	15	"	"	
"	2	15-2	7	10	23	118.0°E 21.3°N	10	23	25	"	"	
"	2	15-3	7	11	0	117.9°E 21.4°N	11	0	25	"	"	
"	2	16	7	11	2	117.8°E 21.5°N	11	4	20	"	臺灣南部 澎湖及金門地區	
"	2	16-1	7	11	5	117.5°E 21.9°N	11	6	15	臺灣海峽南部 東沙島海面	"	
海 上	2	17	7	11	8	117.2°E 22.2°N	11	8	50	巴士海峽	—	
解 除	2	18	7	11	14	116.7°E 22.7°N 115.8°E	11	15	15	金門海面 —	—	

表二、佩姬颱風最佳路徑資料表

Table 2. The best track positions of typhoon PEGGY

時 間			中心位置		中心氣壓(毫巴)	最大風速公尺/秒	進行方向	時速公尺/秒	30 K TS 暴風半徑(公里)		時 間			中心位置		中心氣壓(毫巴)	最大風速公尺/秒	進行方向	時速公尺/秒	30 K TS 暴風半徑(公里)	50 K TS 暴風半徑(公里)
月	日	時(Z)	北緯	東經							月	日	時(Z)	北緯	東經						
7	3	18	14.5	147.9	995	18	275	28	100	—	7	8	00	17.3	125.6	925	55	275	15	400	200
	4	00	14.6	146.4	994	20	275	26	150	—			06	17.4	124.7	920	55	280	15	400	200
		06	14.6	145.2	992	28	275	23	180	—			12	17.7	123.6	925	55	280	15	400	200
		12	14.7	144.0	985	30	275	23	180	—			18	17.9	122.7	925	55	280	15	400	200
	5	18	14.7	142.7	980	35	275	23	180	—		9	00	17.9	122.0	925	51	275	15	400	200
		00	14.8	141.3	975	45	275	25	250	100			06	17.9	121.2	930	48	270	18	400	200
		06	14.9	140.1	960	55	275	24	300	150			12	18.8	120.5	945	43	300	18	400	200
		12	15.1	138.8	945	55	275	25	300	150			18	19.2	119.9	960	40	310	18	400	200
	6	18	15.2	137.4	940	60	275	26	350	180		10	00	19.6	119.4	960	40	310	18	400	200
		00	15.5	136.0	936	60	275	26	350	180			06	19.9	118.7	960	40	310	15	400	200
		06	15.7	134.7	917	63	280	24	350	180			12	20.6	117.9	965	40	310	15	400	200
		12	16.1	133.1	917	67	280	29	350	180			18	21.7	117.3	970	38	310	18	350	180
	7	18	16.4	131.6	917	70	280	29	350	180		11	00	22.5	116.4	975	33	310	18	300	100
		00	16.7	130.6	894	70	280	20	400	180			06	22.9	115.9	975	28	310	18	200	—
		06	16.9	129.0	900	70	285	20	400	200			12	23.3	115.0	975	28	310	18	200	—
		12	17.1	127.6	910	70	275	20	400	200			18	24.0	114.0						
	18	17.2	126.6	915	60	275	15	400	200												

表 三、佩姬颱風飛機偵察資料定位表  
Table 3. Eye-Fixes for Typhoon PEGGY by aircraft

時 間				中 心 位 置		海平面氣壓 (mb)	時 間				中 心 位 置		海平面氣壓 (mb)
月	日	時 (Z)	分	北 緯	東 經		月	日	時 (Z)	分	北 緯	東 經	
7	03	08	20	14.17	150.33	1001	7	06	20	40	16.35	130.45	894
	03	22	14	14.36	147.00	997		06	23	30	16.35	130.33	905
	04	00	17	14.38	146.20	995		07	05	43	16.55	129.03	910
	04	05	43	14.29	145.21	988		07	08	34	17.05	128.21	917
	04	08	30	14.40	144.39	985		07	21	27	17.10	125.55	NOT OBS
	04	20	50	14.47	142.01	973		08	00	15	17.06	125.42	NOT OBS
	04	23	52	14.48	141.29	973		08	06	20	17.25	124.39	920
	05	05	40	14.55	140.10	953		08	08	56	17.27	124.15	919
	05	08	11	14.59	139.42	942		09	11	28	18.35	120.50	NOT OBS
	05	21	04	15.15	136.42	936		09	21	22	19.22	119.40	977
	05	23	46	15.23	136.06	934		09	23	58	19.32	119.26	974
	06	05	56	15.47	134.41	917		10	03	16	19.44	118.41	977
	06	08	41	15.54	133.58	917		10	06	17	19.48	118.38	976

### (二) 降水量

從佩姬侵襲期間，各地雨量分布情況（圖十二 b），大致可看出雨量集中區域為東部及恒春半島，其他地區雨量稀少，造成此種分布主要是東部及恒春半島一度曾處於暴風圈內，所以有較大的降水，8日6時至11日9時各地的累積雨量分布情形（圖十二 c），可見雨量的分布相當集中，即佩姬侵襲期間除了其環流範圍內，予東部及恒春半島帶來較多的雨量外，並沒有給其他地區帶來豐沛的雨量，且佩姬登陸廣東後，所導引的偏南氣流，並未給南部地區帶來明顯的降水。

### 五、最佳路徑及颱風各種路徑預報方法之校驗

中央氣象局目前已採用之颱風路徑客觀預報方

法有 HURRAN, CLIPER, ARAKAWA, PC, CWB-81 及 500 毫巴相當正壓模式颱風路徑預報等六種。將此六種方法對佩姬颱風所作路徑24小時預報位置24小時向量誤差作校驗（見表七），其結果顯示以 HURRAN 的107公里最佳，而PC的119公里次之。其中雖然相當正壓模式預報誤差最大，為182公里但其所預測之颱風動向趨勢甚佳，主要誤差在於預測速度太慢。另將中央氣象局（CWB），關島美軍（PGTW）及日本氣象行（RJTD）等氣象機構24小時預報位置誤差作校驗（表八），其結果日本氣象廳（RJTD）為109公里，關島美軍（PGTW）為118公里，而中央氣象局（CWB）為131公里。

表四、佩姬颱風衛星資料定位表（中央氣象衛星接收站）  
Table 4. Eye-Fixes for Typhoon PEGGY by Satellite

時 間 (Z)				中 心 位 置		時 間 (Z)				中 心 位 置	
月	日	時	分	北 緯	東 經	月	日	時	分	北 緯	東 經
7	03	18	00	14.2	147.8	7	08	00	00	17.3	125.6
		21		14.1	147.2			03		17.4	125.1
	04	00		14.5	147.1			06		17.5	124.6
		03		14.6	146.1			09		17.5	124.3
		06		14.6	145.6			12		17.8	123.7
		09		14.8	145.0			16		17.9	123.0
		12		14.8	144.6			18		18.0	122.6
		18		15.8	142.6			21		17.9	122.1
		21		15.7	143.2		09	00		17.9	121.9
	05	00		15.0	141.3			03		17.7	121.4
		03		15.0	140.6			06		17.9	121.2
		06		15.0	140.0			09		17.9	120.8
		09		15.0	139.4			12		18.0	120.7
		12		15.1	138.7			16		18.4	120.6
		16		15.3	137.9			18		18.7	120.4
		18		15.4	137.4			21		19.0	120.0
		21		15.6	136.7		10	00		19.7	119.4
	06	00		15.6	135.9			03		20.1	118.8
		03		15.7	135.2			06		20.2	118.4
		06		15.9	134.5			09		20.2	118.0
		09		16.1	133.9			12		20.5	117.9
		12		16.1	133.1			16		21.1	117.4
		16		16.3	132.2			18		21.6	116.8
		18		16.5	131.6			21		22.1	117.0
		21		16.7	131.0		11	00		22.5	116.5
	07	00		16.8	130.4			03		22.7	116.0
		03		16.9	129.7			06		22.9	115.7
		06		16.8	128.9			09		23.2	115.6
		09		17.1	128.2			12		23.2	114.9
		12		17.1	127.6			18		24.0	114.0
		16		17.2	127.0						
		18		17.3	126.6						
		21		17.3	125.9						



表六 民國七十五年七月八日6時至七月十一日9時各地風雨統計表  
Table 6. The statistics of total rainfall and maximum gust during the period from July 8 to July 11, 1986.

站名	累積雨量(公厘)	最大陣風(級)	站名	累積雨量(公厘)	最大陣風(級)
彭佳嶼	1.2	11	嘉義	6	—
基隆	65.1	10	臺南	25	10
宜蘭	81	7	高雄	50.5	10
蘇澳	158	11	花蓮	212	7
鞍部	8	12	新港	255	8
陽明山	13	7	臺東	236	7
臺北	6	9	大武	185	10
新竹	0.8	—	恒春	256	8
臺中	3	—	蘭嶼	54	12
梧棲	3	—	澎湖	3	9
阿里山	50	7	東吉島	4	12

#### 六、災情

佩姬颱風因未直接襲擊臺灣地區，故損失輕微，根據警務處交通處漁業局及水利局之災情概況報告，計有三人死亡，另有一人輕傷。交通方面，北橫公路桃園縣大壠附近、中橫公路關原附近、復興山附近、汶山附近、溪畔附近、蘇花公路南澳附近、和仁附近、觀音附近及花東海岸公路水璉、巖崎之間，皆均有塌方。南橫公路梅山附近路基下陷，大關山至新武呂之間塌方暨路基下陷。宜蘭縣有一

艘動力漁船於港內沉沒，造成新臺幣一百二十萬元金額損失；澎湖縣南塭礁漁業導航標識燈倒塌，造成新臺幣六百八十萬元金額損失。壽豐溪西林護岸被沖毀四十公尺，受損九十七公尺，估計搶修經費新臺幣十萬元。高雄縣中門海堤及澎湖縣烏坎海堤沖毀35公尺，雲林縣下崙海堤、臺南市四草海堤、高雄縣彌陀海堤及澎湖縣尖山海堤、龍門海堤、馬寮海堤等受損一千六百四十五公尺，修復經費需花費新臺幣一千八百萬元。

## Report on the Typhoon "PEGGY" in 1986

Yueh-Er Cheng

### ABSTRACT

Peggy, the 7th typhoon of the western North Pacific in 1986, was the second one that attacked Taiwan during the year. Peggy initiated over the sea east of Guam, and it reached the intensity of tropical storm at 1800Z, July 3. Associated with very favourable sea surface temperature of 29-30°C between 15°N and 20°N in the western North Pacific, Peggy developed explosively to be a super typhoon and expanded its radius of over 30kts winds from 100km to 400km with in 72 hours.

Fortunately, owing to Peggy's center did not pass through the Island, there was only a few damage reported when its northern semicircle swept over the southern and southeastern Taiwan.

Comparing the six objective methods: ARAKAWA, HURRAN, CWB-81, CLIPER, PC, and equivalent barotropic model of 500mb to evaluate the accuracy of typhoon track prediction, we found that the HURRAN was the best one applied in this case.

表五 佩姬颱風氣象統計表

颱風佩姬 (DEGGY) 編號8607 民國75年 (1986年)

Table 5. The meteorological summary of CWB stations during Typhoon PEGGY's Passage

測 站	最低氣壓(mb)		瞬 間 最 大 風 速 (m/s)						最 大 風 速 (m/s)			强 風(10m/s) 以 上		最 大 降 水 量 (mm)				降 水 總 量 (mm)	
	數值	日、時、分	風向	風速	日、時、分	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	日、時、分	日、時、分至日、時、分	一小時 內	日、時、分至日、時、分	十分鐘 內	日、時、分至日、時、分	數量	日、時、分至日、時、分	
彭佳嶼	1002.3	11. 03. 26	SSE	29.8	11. 06. 00	1004.0	25.4	91%	SSE	23.3	11. 05. 58	09. 00 × —11. 20. 00	1.0	11. 05. 09—11. 06. 09	0.3	11. 05. 44—11. 05. 54	1.5	08. 04. 02—11. 06. 20	
基 隆	997.7	11. 03. 00	SSE	26.1	11. 02. 33	997.9	29.2	79%	S	14.8	11. 09. 09	09. 22. 10—11. 14. 10	14.4	10. 05. 05—10. 06. 50	5.4	10. 06. 00—10. 06. 10	65.3	09. 12. 48—11. 07. 10	
鞍 部	907.5	10. 17. 00	S	35.5	11. 00. 55	908.2	22.4	90%	S	19.2	10. 17. 12	08. 18. 50—繼 續 中	5.2	10. 05. 36—10. 06. 36	3.4	10. 05. 15—01. 06. 01	8.2	10. 02. 37—10. 14. 50	
竹 子 湖	1000.3	10. 17. 00	SW	15.0	10. 02. 13	1003.6	23.4	94%	SW	8.3	10. 17. 30	—	8.1	10. 05. 45—10. 06. 40	4.0	01. 05. 50—10. 06. 00	12.8	10. 02. 35—10. 10. 50	
臺 北	999.6	11. 02. 00	ESE	23.2	10. 14. 27	1001.2	30.0	70%	ESE	8.7	09. 13. 10	—	2.0	10. 05. 30—10. 06. 30	1.0	10. 05. 30—10. 05. 40	6.4	09. 19. 15—10. 21. 45	
新 竹	996.5	10. 16. 00	NNE	7.0	08. 13. 10	1005.0	32.8	69%	NNE	5.3	08. 13. 00	—	0.7	10. 11. 30—10. 12. 30	0.3	10. 11. 30—10. 11. 40	0.8	10. 10. 35—10. 12. 40	
臺 中	997.1	10. 16. 00	NNW	9.6	08. 16. 01	1002.7	31.2	74%	NNW	4.5	08. 12. 50	—	1.0	10. 08. 30—10. 09. 30	0.4	10. 08. 30—10. 08. 40	3.2	10. 03. 48—11. 03. 35	
梧 棲	994.0	10. 16. 02	SSE	7.3	11. 01. 10	1000.8	26.8	95%	NE	5.1	11. 09. 00	—	1.9	10. 08. 50—10. 09. 50	0.6	10. 09. 00—10. 09. 10	2.9	10. 08. 20—10. 18. 45	
日 月 潭	890.0	10. 17. 00	ESE	17.3	09. 22. 15	893.2	25.7	63%	ESE	7.7	09. 22. 40	09. 19. 00—09. 24. 00	3.1	11. 02. 00—11. 03. 00	1.3	11. 02. 30—11. 02. 40	10.8	10. 02. 00—11. 09. 00	
澎 湖	997.2	10. 18. 40	SE	23.3	11. 08. 20	1000.7	29.1	68%	SE	13.5	11. 08. 20	11. 02. 40—11. 09. 00	1.4	10. 22. 50—10. 23. 25	0.7	10. 23. 05—10. 23. 15	4.0	10. 07. 45—11. 09. 00	
嘉 義	996.8	10. 17. 00	NW	9.2	11. 01. 08	1000.4	26.7	94%	NNW	5.8	08. 16. 00	—	1.8	10. 07. 00—10. 08. 00	0.4	10. 07. 15—10. 07. 25	6.1	10. 02. 50—11. 09. 00	
阿 里 山	755.4	10. 17. 55	SSW	16.0	10. 10. 18	756.7	15.8	90%	SSW	5.0	10. 10. 50	—	5.1	10. 07. 00—10. 08. 00	1.4	10. 10. 10—10. 10. 20	50.7	09. 13. 05—11. 10. 00	
玉 山	302.9	10. 18. 00	—	—	—	—	—	—	SE	18.3	10. 19. 00	09. 21. 00—11. 05. 00	12.0	10. 12. 00—10. 13. 00	2.6	10. 10. 10—10. 10. 20	206.0	09. 05. 00—11. 11. 00	
臺 南	997.2	10. 17. 23	SSE	27.0	11. 08. 35	1002.0	30.2	60%	SSE	13.7	11. 08. 52	11. 08. 08—	2.5	10. 15. 00—10. 16. 00	1.0	10. 11. 32—10. 11. 42	23.5	09. 20. 40—11. 01. 15	
高 雄	996.4	10. 17. 00	SE	27.0	10. 23. 30	999.5	24.6	86%	SE	10.2	11. 05. 00	10. 19. 00—11. 10. 00	7.5	10. 06. 00—10. 07. 00	4.5	10. 06. 10—10. 06. 20	50.2	08. 15. 10—11. 08. 30	
東 吉 島	996.0	11. 04. 02	SE	35.6	11. 07. 30	996.4	29.4	72%	SE	25.0	11. 08. 20	10. 22. 40—繼 續 中	0.7	10. 15. 20—10. 16. 20	0.5	10. 13. 38—10. 13. 48	2.6	10. 06. 50—11. 01. 20	
恒 春	994.7	10. 16. 00	NE	17.8	09. 20. 42	995.2	26.0	89%	ENE	10.5	10. 02. 50	08. 20. 00—10. 20. 00	19.0	09. 18. 17—09. 19. 17	13.2	09. 17. 02—09. 17. 12	251.1	08. 07. 10—11. 07. 56	
蘭 嶼	997.8	10. 04. 15	ENE	32.5	10. 04. 15	997.8	25.5	96%	ENE	24.0	10. 04. 14	08. 17. 10—繼 續 中	13.9	09. 20. 10—09. 21. 10	7.1	09. 16. 40—09. 16. 50	54.5	09. 03. 00—10. 18. 53	
大 武	998.9	10. 04. 46	NNE	24.8	09. 22. 20	1001.5	26.1	92%	NNE	12.0	09. 21. 28	09. 21. 10—09. 22. 30	26.8	09. 21. 19—09. 22. 19	9.0	09. 21. 40—09. 21. 50	184.2	08. 23. 20—11. 08. 50	
臺 東	1001.5	10. 04. 50	NE	14.8	09. 05. 40	1002.6	26.9	80%	NE	6.9	09. 05. 41	—	37.8	09. 18. 23—09. 19. 23	15.0	09. 18. 30—09. 18. 40	235.5	09. 00. 30—11. 05. 50	
新 港	1002.1	10. 05. 03	SE	17.6	10. 23. 30	1005.0	26.3	95%	SSW	12.0	11. 01. 40	10. 20. 30—11. 08. 30	39.4	10. 05. 00—10. 06. 00	18.6	10. 05. 43—10. 05. 53	254.5	09. 00. 01—11. 06. 50	
花 蓮	1004.2	11. 02. 10	S	15.3	11. 03. 09	1004.4	27.4	88%	S	7.2	11. 02. 20	10. 23. 22—11. 11. 50	28.0	10. 08. 20—10. 09. 20	15.5	10. 08. 20—10. 08. 30	191.0	09. 01. 35—11. 08. 20	
宜 蘭	1001.2	10. 16. 05	SE	16.5	10. 16. 00	1001.2	28.9	87%	SE	10.7	10. 18. 00	10. 09. 50—10. 18. 05	24.5	10. 05. 02—10. 06. 02	9.0	00. 05. 07—10. 05. 17	80.3	10. 15. 00—11. 07. 45	
蘇 澳	1002.6	10. 16. 10	S	29.0	11. 01. 28	1003.2	25.9	95%	SSE	13.0	11. 04. 18	10. 02. 03—11. 13. 30	36.0	10. 10. 10—10. 11. 10	9.8	10. 10. 50—10. 11. 00	157.6	09. 01. 42—11. 14. 35	

表七 各種客觀颱風路徑預報法對佩姬颱風24小時預報之位置誤差校驗

Table 7. 24 hours objective forecast position error verification for typhoon PEGGY

日 期			BEST TRACK			ARAKAWA			HURRAN			CLIPER			CWB-81			PC			相當正壓模式		
月	日	時 (Z)	N	E		N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差
7	5	18	15.2	137.4		15.9	137.7	83	15.4	138.0	67	15.3	138.0	64	14.3	136.2	162	15.7	138.1	92			
	6	00	15.5	136.0		16.5	137.6	201	16.0	135.7	64	15.5	136.8	84	14.9	134.9	134	15.9	136.5	69			
		06	15.7	134.7		16.2	135.3	84	15.5	134.8	24	15.4	134.7	33	15.1	135.2	85	15.9	135.3	67			
		12	16.1	131.1		16.4	133.8	287	16.1	133.2	222	15.7	134.2	331	15.8	133.5	256	16.3	134.1	318			
		18	16.4	131.6		16.8	132.6	114	16.4	132.3	74	16.9	133.1	167	15.9	131.9	63	16.6	132.7	118			
	7	00	16.7	130.6		17.1	131.5	104	16.6	130.8	24	16.5	130.7	24	11.4	130.7	34	11.8	131.3	75			
		06	16.9	121.0		17.8	129.5	112	17.4	129.2	59	16.8	129.6	64	17.4	128.6	69	17.6	129.7	106			
		12	17.1	127.6		17.8	128.0	88	17.1	128.2	63	—	—	—	17.1	127.4	21	17.6	128.4	100			
		18	17.2	126.6		18.2	126.6	110	18.1	126.4	101	—	—	—	18.0	125.7	129	18.0	127.0	97			
	8	00	17.3	125.6		18.7	125.9	157	17.8	125.9	63	18.0	125.6	77	17.7	125.5	45	18.2	126.3	123			
		06	17.4	124.7		19.1	123.5	222	18.5	120.8	426	—	—	—	18.6	119.6	550	18.6	123.1	213	16.0	130.6	640
		12	17.7	123.6		19.1	122.0	227	18.3	122.6	124	—	—	—	18.2	121.1	267	18.6	121.8	213	17.0	123.3	83
18		17.9	122.7		19.4	121.9	185	18.5	122.5	69	—	—	—	18.2	122.5	39	18.6	121.9	113				
9	00	17.9	122.0		19.2	122.1	143	18.2	121.4	70	17.5	121.3	85	17.8	121.8	23	18.3	122.2	49	17.6	122.4	53	
	06	17.9	121.2		19.7	121.8	208	18.7	120.4	121	18.7	120.2	136	18.3	121.0	48	18.6	121.0	80				
	12	18.8	120.5		20.1	121.2	160	18.9	119.8	74	19.2	119.8	85	18.8	120.4	10	19.0	120.7	30	18.2	122.2	189	
	18	19.2	119.9		20.9	120.5	197	19.5	118.1	190	19.4	118.7	127	19.3	118.7	125	19.4	119.2	75				
10	00	19.6	119.4		20.4	119.4	88	19.0	118.6	106	19.2	117.9	162	18.9	119.0	87	19.2	117.4	212	18.8	119.2	90	
	06	19.9	118.7		20.0	119.3	63	18.6	118.2	152	19.7	118.5	30	17.9	118.8	220	18.9	119.3	126				
	12	20.6	118.9		20.6	118.2	72	21.6	117.8	158	21.6	117.9	150	20.5	118.1	83	20.1	118.6	63	20.2	119.6	85	
	18	21.7	117.3		21.4	118.0	79	21.0	117.9	99	21.1	117.6	73	20.9	118.2	127	20.9	118.5	151				
11	00	22.5	116.4		21.9	117.4	121	22.3	117.0	65	22.9	117.5	120	22.4	117.5	112	22.1	117.8	149	21.4	117.3	152	
	06	22.9	115.9		23.1	116.3	46	21.9	114.8	157	22.0	115.9	99	22.1	115.4	102	22.4	116.1	59				
	12	23.3	115.0		23.2	116.2	122	22.5	116.0	134	27.4	114.7	452	22.9	116.4	148	22.8	116.1	124	21.9	114.4	166	
	18	24.0	114.0		25.1	115.6	201	24.7	114.2	79	26.6	112.5	323	25.0	115.2	163	24.0	115.6	161				
12	00				25.1	114.3	—	24.7	113.5	—	26.8	112.3	—	25.5	114.1	—	24.7	114.7	—				
平 均 差						134			107			134			124			119			182		
備 註																							

表八 各氣象機構對佩姬颱風24小時預報位置誤差校驗  
Table 8. 24 hours CWB PGTW RJTD forecast position verification  
for typhoon PEGGY

日 期			BEST TRACK			CWB			PGTW			RJTD		
月	日	時 (Z)	N	E		N	E	誤 差	N	E	誤 差	N	E	誤 差
7	4	12	14.7	144.0	—				14.3	145.2	135	14.5	145.5	161
		18	14.7	142.7	—	14.6	143.7	107	14.7	142.4	32	14.5	144.0	140
	5	00	14.8	141.3	—	15.4	141.0	73	15.2	141.3	44	15.5	141.0	83
		06	14.9	140.1	—	15.5	139.9	69	15.4	139.8	64	15.7	138.7	172
		12	15.1	135.8	—	15.9	138.5	93	16.0	138.9	100	15.5	138.0	96
		18	15.2	137.4	—	16.4	137.8	138	16.2	137.8	118	16.0	137.0	98
	6	00	15.5	136.0	—	15.9	135.8	48	16.2	136.6	99	16.0	137.0	110
		06	15.7	134.7	—	15.9	135.1	48	16.4	135.3	100	16.0	135.0	46
		12	16.1	133.1	—	16.2	133.9	85	16.9	134.2	146	16.0	133.0	15
		18	16.4	131.6	—	16.8	133.0	154	17.6	133.0	198	16.5	132.0	44
	7	00	16.7	130.6	—	17.0	130.1	62	16.4	130.7	35	16.5	130.5	24
		06	16.9	129.0	—	17.3	129.2	48	17.2	128.8	39	—	—	—
		12	17.1	127.6	—	17.6	127.6	0	18.1	127.7	110	17.0	127.5	15
		18	17.2	126.1	—	18.3	126.3	125	19.5	127.2	261	17.5	126.5	35
	8	00	17.3	125.6	—	19.0	125.5	187	—	—	—	18.0	125.0	99
		06	17.4	124.7	—	19.0	123.7	205	19.8	125.0	265	18.5	123.5	174
		12	17.7	123.7	—	19.5	122.5	229	19.7	122.9	231	19.0	122.0	220
		18	17.9	122.7	—	19.5	121.9	250	19.4	122.0	180	20.0	122.0	242
	9	00	17.9	122.0	—	19.4	121.0	195	18.2	122.0	33	19.0	121.5	132
		06	17.9	121.2	—	19.8	120.0	243	18.7	121.2	88	19.0	121.0	122
		12	18.8	120.5	—	20.0	119.6	162	19.6	119.9	108	19.0	120.5	22
		18	19.2	119.9	—	20.7	118.7	206	20.6	118.9	186	19.0	119.1	96
	10	00	19.6	119.9	—	21.0	118.2	198	19.7	119.2	23	20.0	120.0	76
		06	19.9	118.7	—	19.8	118.0	73	19.9	118.2	52	20.0	118.5	23
		12	20.6	116.9	—	20.1	117.6	145	20.5	117.5	145	20.5	118.0	93
		18	21.7	117.3	—	21.5	117.5	30	21.7	116.4	92	21.0	117.5	80
	11	00	22.5	116.4	—	23.4	117.8	173	21.7	117.2	120	24.0	119.0	310
		06	22.9	115.9	—	23.0	117.2	132	22.1	116.3	97	23.0	117.0	112
		12	23.3	115.0	—	23.5	116.6	163	22.7	115.7	97	23.5	116.5	153
		18	24.0	114.0	—	25.0	115.1	156	24.3	116.2	223	24.5	115.5	160
	12	00	—	—	—	25.5	114.3	—	24.8	114.7	—	24.1	115.0	—
		06	—	—	—	24.0	114.2	—	—	—	—	25.5	114.5	—
		12	—	—	—	24.7	113.2	—	—	—	—	27.0	114.0	—
		18	—	—	—	25.3	112.2	—	—	—	—	—	—	—
平 誤		均 差				131			118			109		
備 註														

統一編號：  
09085760037

ISSN 0255-5778

Volume 33, Number 2

June 1987

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Originals

A Case Study of Planetary Scale Waves and Eastern Asia

Cold Surges by Using Hemispheric Shallow-

Water Equations.....*Shuh-Huang Liaw and Ching-Yen Tsay* ( 1 )

A Study of Monsoon and Its Influence on the Crop

Cultivation in Taiwan..... *Da-Horng Hwang and Chea-Yuan Young* ( 19 )

### Reports

Report on the Typhoon "NANCY" in 1986.....*Wei-Min Chiang* ( 32 )

Report on the Typhoon "PEGGY" in 1986.....*Yueh-Er Cheng* ( 66 )

*CENTRAL WEATHER BUREAU*

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第一八九三號  
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

出版者			氣象學報社			臺北市公園路六十四號		
發行人			吳宗堯			電話：3713181		
編輯委員			吳宗堯					
審任委員			喬鳳倫					
委			王曲呂胡陳戚張楊					
			時克世仲泰啓隆之					
			鼎恭宗英然勳男遠					
幹事			楊之遠					
印刷者			文英印刷企業有限公司					
地址			臺北市萬大路486巷10弄40號					
電話			3016802 • 3018572					
						楊廖鄭謝蔡葉		
						之學邦信清永		
						遠鑑傑良彥田		
						(按姓氏筆劃排列)		
						劉安平		

# 臺灣地區春雨反常年之500毫巴環流及海溫距平分佈特徵及其可預測性之初步探討\*

劉復誠<sup>1</sup> 鄭月娥<sup>2</sup> 蔣爲民<sup>3</sup> 李樹華<sup>4</sup>

## 一、前言

「長期天氣預報」(尤其雨量及溫度)對於國家經濟及國防建設、工業生產、農田灌溉、水庫運轉、水力發電、民衆飲水與交通設施等之關係均甚密切,其預報之準確與否,除可影響大眾生活外,對各界之工作規劃與災害之防止亦為重要性之關鍵。例如民國72年春季(劉復誠,1984),臺灣地區發生近八十多年來罕見之霪雨,使各行各業深受影響,其中北部石門水庫因持續下雨,導致七次洩洪,陽明山與烏來觀光遊樂區因連日降雨,使門票營收減少了近70%,臺灣製鹽總廠也因連續的雨水使該年鹽產量減少50%,其他鐵公路也因雨而出現到處積水、坍方情形;但電力公司則因雨量豐沛而增加發電量,減少許多其他能源(如石油、煤炭等)之消耗。然而,反觀民國66年入春後,臺灣地區發生近年來普遍缺雨現象,尤以中南部最為嚴重,大部分地區二期稻作均無法插秧,臺北市也因缺水嚴重,居民叫苦連天,可謂旱象空前。就國外而言,非洲衣索匹亞的持久性乾旱,更造成嚴重經濟及政治社會問題,近六百萬人受其影響。南非在1982~1983年也因乾旱導致玉米停止向我國供應一年。因此,目前各國皆在注意這些氣候異常事件,並致力於長期天氣預報(如雨量、氣溫)之研究。世界氣象組織(WMO)於1982年在美國 Princeton 召開長期預報討論會,1984年更完成一份有關「長期預報研究計畫 (Programme on long-range forecasting research)」報告,就長期預報之物理基礎及近代研究方法加以以評述,其中對於可預

測性(predictability)、海面溫度(Sea Surface Temperature, 簡稱 SST)、艾尼紐/南方振盪(El Niño/Southern Oscillation, 簡稱 ENSO)、類似法 (Analogues method)、迴歸法 (Regression method)、主環流或大氣環流模式 (GCM) 等之闡釋尤其值得我們參考 (WMO, 1984)。

關於春雨之研究,過去國內學者如戚啓勳(1968, 1971)、劉昭民(1970)、萬寶康(1975)及林民生(1981)等均曾對它的降雨特性及氣候異常加以分析探討。近年,蔡清彥(1985)亦曾以「遙地相關與臺灣地區月雨量年際變化」一文來討論臺灣地區北、中、南三區之月雨量年際變化,蔡氏主要以 500mb 合成圖 (composite chart) 方法為分析基礎,並試圖發現春季雨量變化是否與 ENSO 有關,另外 Wallace and Gutzler (1981) 亦曾分析北半球的各種遙地相關 (teleconnection) 型式,以發現大尺度環流現象與降雨量關係。

本文之主要目的為探討臺灣地區春季反常年(指多雨年或少雨年)之可預測性(Predictability)及其相關氣候異常之素因。首先我們引用 1951~1984年共34年之雨量記錄,並以臺北、臺中、臺南及恆春與花蓮(取平均)等五測站之雨量資料依次代表臺灣地區北部、中部、南部及東部之雨量,進而就該五站之雨量資料找出多雨年及少雨年之代表年份。再分析 500mb 高度及距年易與北太平洋 SST 季合成距年圖之特徵,以探求多雨年及少雨年之大氣環流特徵(含與正常年比較)及可預測性,並追

收稿日期:76年4月30日 送審日期:76年5月20日(經四次修改)

1. 中央氣象局預報測站課長
2. 中央氣象局預報測站技士
3. 中央氣象局預報測站技士
4. 中央氣象局資訊測站技士

表 1a. 1951-1984臺灣地區冬季 (10~1月) 之PR值 (%) 及平均值 (%)  
Table 1a. List of monthly PR(%) and average PR(%) during winter  
time from 1951 to 1984

地區 月份 西元	北 部				平均 值 (%)	中 部				平均 值 (%)	南 部				平均 值 (%)	東 部				平均 值 (%)
	十 月 (%)	十一 月 (%)	十二 月 (%)	一 月 (%)		十 月 (%)	十一 月 (%)	十二 月 (%)	一 月 (%)		十 月 (%)	十一 月 (%)	十二 月 (%)	一 月 (%)		十 月 (%)	十一 月 (%)	十二 月 (%)	一 月 (%)	
1951	161	106	71	279	154.3	6	107	103	191	101.8	40	27	138	37	60.5	55	33	194	156	109.5
52	67	130	205	58	115.0	60	139	314	11	131.0	12	757	99	2	217.5	15	259	89	51	103.5
53	109	221	162	131	155.8	308	157	28	117	152.5	616	400	23	12	262.8	125	293	559	49	256.5
54	149	233	187	143	178.0	17	127	7	79	57.5	63	655	18	86	205.5	115	316	77	96	151.0
55	81	146	16	115	89.5	2	64	16	26	27.0	1	17	139	94	62.8	40	111	34	97	70.5
56	74	152	292	158	169.0	28	102	191	308	157.3	46	13	132	239	107.5	19	15	174	178	96.8
57	77	118	154	85	108.5	73	0	23	4	25.0	54	0	104	84	60.5	43	112	88	67	77.5
58	164	159	110	126	139.8	273	16	207	133	157.3	56	0	36	65	39.3	77	73	155	67	93.0
59	96	188	71	64	104.8	1	146	21	28	49.0	81	202	36	57	94.0	26	267	156	272	180.3
60	52	87	78	109	81.5	0	50	35	50	33.8	18	24	24	13	19.8	69	29	45	142	71.3
61	49	81	105	64	74.8	8	59	112	14	48.3	0	349	19	25	98.3	31	100	88	64	70.8
62	76	150	65	135	106.3	82	260	7	36	96.3	55	12	17	35	29.8	66	71	35	194	91.5
63	19	95	108	20	60.5	1	113	125	25	66.0	11	41	26	1	19.8	21	71	151	66	77.3
64	166	51	146	209	143.0	82	1	17	327	106.8	63	5	21	160	62.3	288	33	70	216	151.8
65	56	121	105	164	111.5	27	194	18	86	81.3	109	488	2	10	152.3	31	225	21	129	101.5
66	49	43	175	72	84.8	1	101	6	14	30.5	1	77	2	10	22.5	18	49	86	67	55.0
67	182	139	121	121	140.5	4	25	88	45	40.5	70	84	25	8	46.8	116	339	93	101	162.3
68	16	14	26	52	27.0	295	0	0	26	80.3	612	0	8	23	160.8	157	26	37	138	89.5
69	216	88	81	111	124.0	49	67	3	72	47.8	107	12	1	16	34.0	113	32	28	38	52.8
70	270	120	208	187	196.3	97	7	90	110	76.0	182	93	51	73	99.8	258	28	145	127	139.5
71	90	92	104	161	111.8	226	45	188	131	147.5	52	33	164	66	78.8	202	43	154	486	221.3
72	34	82	60	137	78.3	435	273	227	252	296.8	11	19	211	393	158.5	28	141	97	158	106.0
73	236	128	83	107	138.5	206	223	0	119	137.0	680	19	33	132	216.0	307	32	41	103	120.8
74	303	169	212	78	190.5	74	36	90	43	60.8	306	69	56	7	109.5	454	303	281	130	292.0
75	156	112	147	75	122.5	285	19	268	165	184.3	422	1	140	147	177.5	162	66	117	106	112.8
76	69	81	68	60	69.5	170	16	1	99	71.5	51	0	72	81	51.0	25	7	85	144	65.3
77	45	124	87	188	111.0	196	47	85	114	110.5	33	178	1	125	84.3	37	95	110	106	87.0
78	195	77	91	91	113.5	279	42	142	162	156.3	178	78	25	68	87.3	110	97	76	59	85.5
79	55	135	85	59	83.5	207	245	3	120	143.8	3	145	31	52	57.8	21	76	73	109	69.8
80	81	196	75	102	113.5	420	232	7	243	225.5	57	243	3	53	89.0	17	215	24	60	79.0
81	55	202	96	52	101.3	5	285	328	13	157.8	6	322	12	31	90.0	18	119	37	85	64.8
82	52	83	111	44	72.5	0	417	52	32	125.3	1	628	43	5	169.3	6	153	39	100	74.5
83	130	23	73	124	87.5	164	0	53	172	97.3	34	10	24	151	54.8	98	11	49	137	73.8
84	111	150	104	171	134.0	38	11	26	31	26.5	79	0	4	8	22.8	158	30	20	12	55.0



表 1b. 1951-1984年臺灣地區春季各月之PR值(%)及平均值(%)  
 Table 1b. List of monthly PR(%) and average PR(%)  
 during spring time from 1951 to 1984

地區	北 部				中 部				南 部				東 部			
月份 西 元	二月 (%)	三月 (%)	四月 (%)	平均 (%)	二月 (%)	三月 (%)	四月 (%)	平均 (%)	二月 (%)	三月 (%)	四月 (%)	平均 (%)	二月 (%)	三月 (%)	四月 (%)	平均 (%)
1951	77	143	102	107.3	25	88	169	94.0	35	5	187	75.7	50	59	243	117.3
52	109	94	79	94.0	54	47	80	60.3	39	54	126	73.0	40	64	106	70.0
53	172	109	248	176.3	105	119	257	160.3	49	126	175	116.7	62	80	142	94.7
54	94	117	92	101.0	58	52	197	102.3	26	96	127	83.0	97	71	210	126.0
55	34	36	48	39.3	5	3	81	29.6	0	6	98	34.7	15	59	44	39.3
56	128	100	119	115.6	147	25	69	80.3	68	16	62	48.7	110	154	185	149.7
57	207	162	78	149.0	88	109	63	86.6	90	43	9	47.3	134	110	40	94.6
58	143	71	41	85.0	148	86	5	79.6	48	170	6	74.7	120	137	40	99.0
59	170	87	186	147.6	299	29	169	165.0	133	3	297	144.3	135	102	162	133.0
60	23	82	151	85.3	7	138	94	79.6	7	234	77	106.0	57	67	105	76.3
61	126	147	66	113.0	100	148	96	114.7	48	77	54	59.7	169	108	42	106.3
62	74	137	70	93.7	92	149	60	100.3	18	46	58	40.7	119	78	64	87.0
63	39	56	34	43.0	20	46	28	31.3	10	56	1	22.3	60	41	39	46.7
64	131	39	34	68.0	41	15	0	18.7	5	17	0	7.3	81	101	130	104.0
65	73	100	91	88.0	18	14	119	50.3	1	3	24	9.3	75	57	99	77.0
66	85	78	148	103.6	88	78	81	82.3	80	182	52	104.7	75	81	98	84.7
67	116	45	107	89.3	54	25	54	44.3	23	10	160	64.3	98	128	316	180.7
68	297	101	55	151.0	254	207	42	167.7	258	161	10	143.0	370	189	62	207.0
69	110	129	23	87.3	112	118	27	85.7	61	67	124	84.0	83	74	149	102.0
70	68	189	82	113.0	18	148	20	62.0	2	15	4	7.0	30	90	199	106.3
71	87	105	42	78.0	51	9	15	25.0	8	3	14	8.3	226	134	53	137.7
72	89	26	53	56.0	107	3	34	48.0	69	15	40	41.3	134	59	44	79.0
73	60	46	126	77.3	45	41	155	80.3	27	4	210	80.3	128	76	110	104.9
74	92	82	155	109.6	98	27	135	86.7	73	12	64	49.7	87	56	154	99.0
75	74	127	77	92.6	47	129	156	110.7	118	47	132	99.0	36	99	141	92.0
76	51	94	95	80.0	55	35	63	51.0	49	5	15	23.0	92	27	36	51.7
77	95	45	33	57.6	24	9	7	13.3	3	0	9	4.0	52	29	42	41.0
78	58	220	90	122.6	38	199	103	113.3	31	126	171	109.3	97	135	171	134.3
79	46	135	109	96.6	41	67	117	75.0	55	70	50	58.3	65	95	47	69.0
80	193	67	139	133.0	125	31	107	87.7	51	2	103	52.0	66	37	66	56.3
81	111	72	65	82.6	68	124	28	73.3	9	167	57	77.6	51	94	49	64.7
82	122	105	113	113.3	144	72	58	91.3	56	10	80	48.6	106	70	72	82.7
83	301	233	57	197.0	583	361	76	34.0	270	246	43	186.3	322	233	70	208.3
84	102	142	185	143.0	33	62	221	205.3	0	7	206	71.0	57	84	151	97.3

尋這些特徵是否對臺灣地區氣候異常（特別是春雨）有所影響，以及它們與 ENSO 是否有關？由於國外許多研究結果皆認為世界各地長期天氣之異常與 ENSO（吳明進，1986；劉復誠，1984，1986）有相當的關連性，例如 Troup (1965), Quinn (1974), Kidson (1975), Trenberth (1976), Horel and Wallace (1981), Wright (1977, 1980, 1984 a, b)。(註：本文使用之海溫資料因限於取得困難，引用年份可能稍嫌不夠統計可信度，另濕年之個案可能太少，將在以後補充資料後，再詳加分析)。

實言之，本研究對春雨之是否可以（長期）預測研究，係基於 Lorenz(1984)之論點，他認為因大氣具有不同體制或型式，且具有超乎尋常的持續性，以及受外力影響的特性，故可以利用這些特性來作長期預測。例如一些存在非線性的短期誤差在長時間平均後，可能成為氣候預報；另外許多因素，如海面溫度、海冰、大陸積雪、太陽輻射、太陽黑子週期等的變化較緩慢。何況大氣系統（如氣旋鋒面）、大尺度或行星尺度大氣環流變化及 ENSO 現象是有週期性的。

## 二、資料來源及處理

### 1. 雨量的資料

本研究收集中央氣象局所屬臺北（代表北部）、臺中（代表中部）、臺南及恆春（取兩站算術平均，代表南部），及花蓮（代表東部）等五個測站 1951~1984 共 34 年之月雨量資料，用以決定多雨年（或稱濕年，用 “Wet” 表示）與少雨年（或稱乾年，用 “Dry” 表示），以作為本文分析之依據〔註：本文之春季係指二、三、四月〕。

### 2. 降水量百分比 (Precipitation Ratio, PR)

一般氣象學者（如林民生等，1981），在表示降雨量與平均雨量之偏差或乾濕程度時，常以百分比（%）來判斷〔此方式與使用常態化偏差指數（normalized departure index）表示相似〕。本文以）表示之，即：

$$PR(\%) = R/\bar{R} \times 100\% \dots\dots\dots (1)$$

上式，R 為月雨量（mm）， $\bar{R}$  為月雨量之氣候平均值（mm）。PR 值愈大表示雨水愈多或正偏差愈大，自然也就愈潮濕了，反之亦然。

經利用(1)計算，其結果多季（10~1月）列於

表 1a，春季列於表 1b。

### 3. 決定多雨年 (Wet Year) 及少雨年 (Dry Year)

為本研究之分析需要，將 PR（%）大小依輕度 (Light, L)、中度 (Medium, M)、及嚴重 (Heavy, H)，按多雨年（濕，用 “W” 表示）及少雨年（乾，用 “D” 表示），可以把降雨量再分成六級如表 2 所示。

表 2. 依據 PR 值（%）之降雨量分級表  
Table 2. Classification of precipitation based on PR(%)

PR(%)	Dry	PR(%)	Wet
≤75	LD	≥125	LW
≤50	MD	≥150	MW
≤25	HD	≥175	HW

為決定多雨年及少雨年，本研究再參考春季前四個月（10，11，12，1月）之降雨（冬水）情況（表1a），選出 1952，1955，1963，1964，1965，1970，1971，1972，1976，1977 及 1979 年為代表少雨年或乾年（共11年）。1953，1959，1968及1983 年代表多雨年或濕年（共4年）。以上所選之多雨、少雨代表年份將作為本文之研究基礎（表3）。

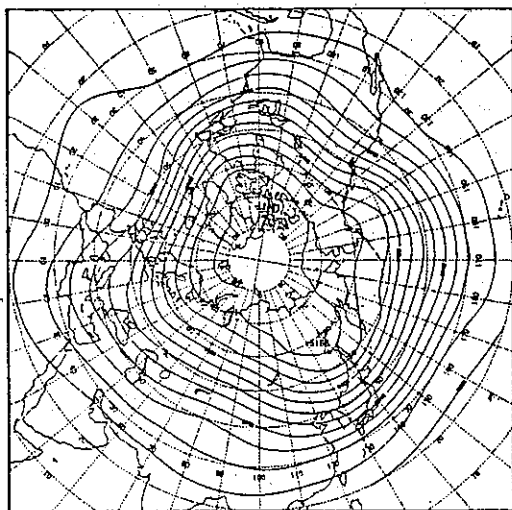
### 4. 500mb 高度及距年資料與合成圖之種類

所有採用之 500mb 高度及距年值均取自日本氣象廳 (Japan Meteorological Agency, JMA) 之北半球網格點資料 (10°-80°N, 0°-180°W-10°W)，其時間為 1951~1984 年。

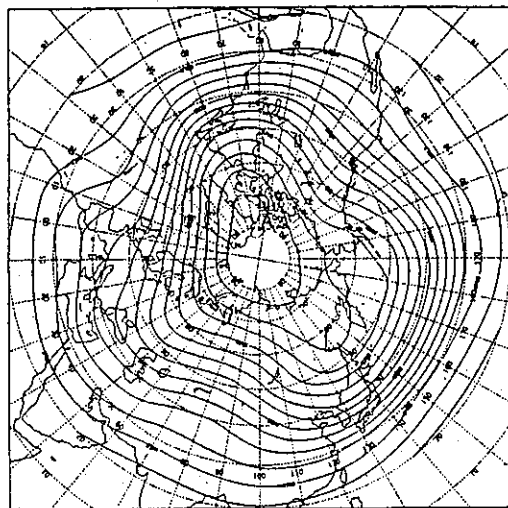
為了探討春季雨量之可預測性，本研究以所選取之多雨年及少雨年為依據，利用合成分析法 (composite analysis method，即多雨年為 1953+1959+1968+1983/4（註：資料之過少，限於年代之選擇過嚴及過短，爾後當進一步改進），少雨年為 1952+1955+1963+1964+1965+1970+1971+1972+1976+1977+1979/11）。求得春季前三個月（11,12,1）及春季三個月（2,3,4）之高度及距年合成圖及冬春季合成圖共 32 張。高度場之代表圖依次為多雨年由圖 1a（11月）、1b（12

表 3. 依據各區降雨量分級選擇出之多雨年及少雨年代表年  
Table 3. Selected wet and dry year based upon the classification  
of precipitation amonut (i. e. Table 2)

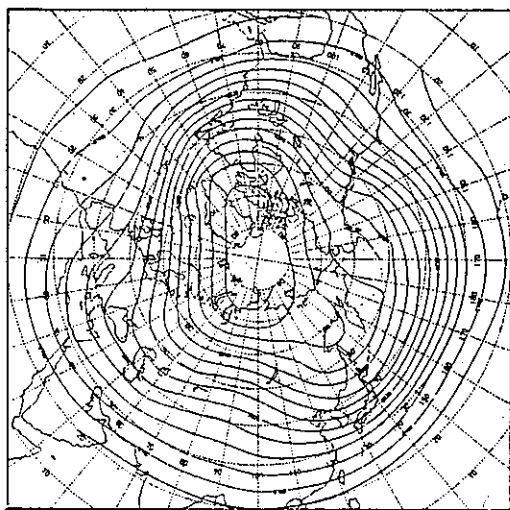
年 代 (西元)	北 部	中 部	南 部	東 部	總 評	多雨年/少雨年	El Niño or Non El Niño
1951	—	—	—	—	—		El Niño
1952	—	LD	LD	LD	LD	少雨年	
1953	HW	MW	—	—	HW	多雨年	El Niño
1954	—	—	—	LW	—		
1955	MD	HD	MD	MD	MD	少雨年	
1956	—	—	MD	LW	—		
1957	MW	—	MD	—	—		El Niño
1958	—	—	LD	—	—		
1959	MW	MW	LW	LW	MW	多雨年	
1960	—	—	—	—	—		
1961	—	—	LD	—	—		
1962	—	—	MD	—	—		
1963	MD	MD	HD	MD	MD	少雨年	
1964	LD	HD	HD	—	HD	少雨年	
1965	—	MD	HD	—	HD	少雨年	El Niño
1966	—	—	—	—	—		
1967	—	MD	LD	HW	—		
1968	MW	MW	MW	HW	MW	多雨年	
1969	—	—	—	—	—		
1970	—	LD	HD	—	HD	少雨年	
1971	—	HD	HD	LW	HD	少雨年	
1972	MD	MD	MD	—	MD	少雨年	El Niño
1973	—	—	—	—	—		El Niño
1974	—	—	MD	—	—		
1975	—	—	—	—	—		
1976	—	LD	HD	LD	HD	少雨年	El Niño
1977	MD	HD	HD	MD	HD	少雨年	
1978	—	—	—	LW	—		
1979	—	LD	LD	LD	LD	少雨年	
1980	MW	—	MD	LD	—		
1981	—	LD	—	LD	—		
1982	—	—	MD	—	—		El Niño
1983	HW	HW	HW	HW	HW	多雨年	El Niño
1984	MW	—	LD	—	—		



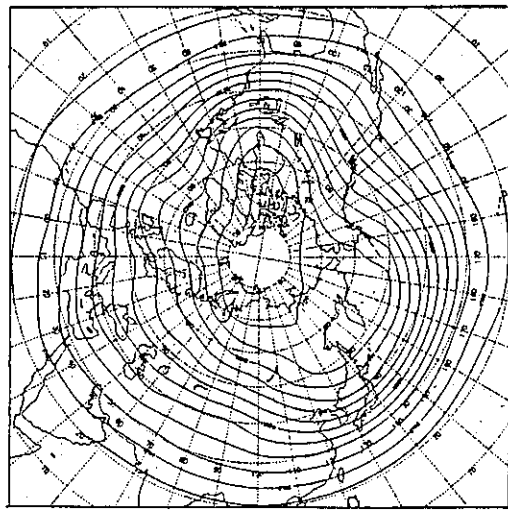
(a) 11 月



(b) 12 月



(c) 1 月

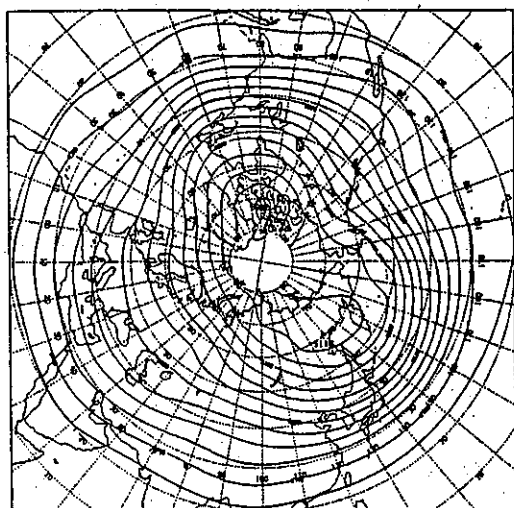


(d) 2 月

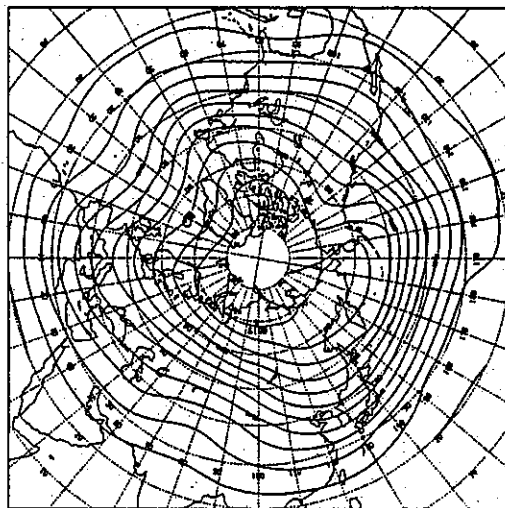
圖 1 多雨年 500mb高度合成圖

Fig. 1 500 mb composite charts for wet years

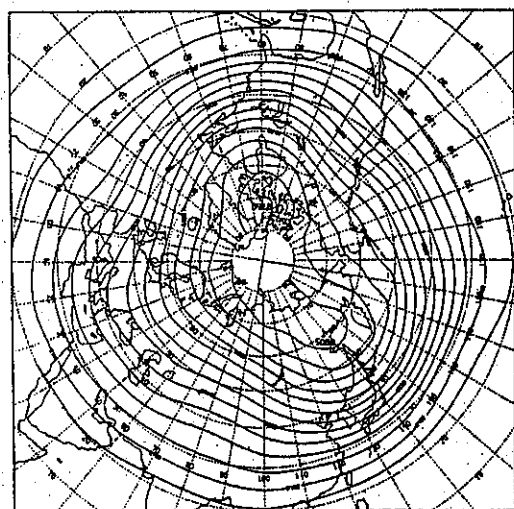
(a) November; (b) December; (c) January; (d) February;  
(e) March; (f) April; (g) winter; (h) spring



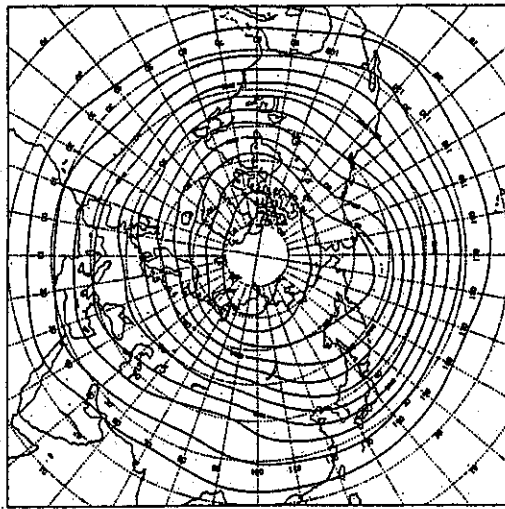
(e) 3 月



(f) 4 月



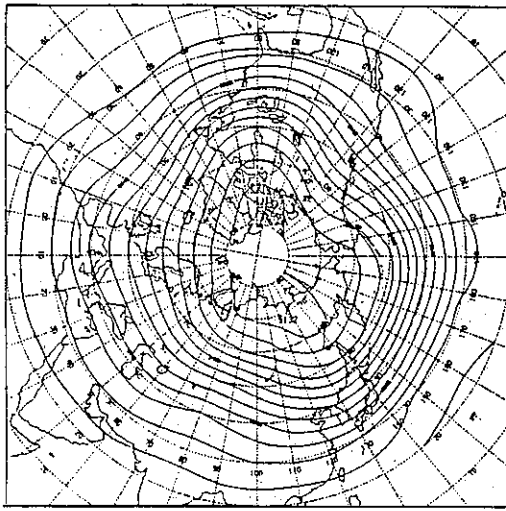
(g) 冬季



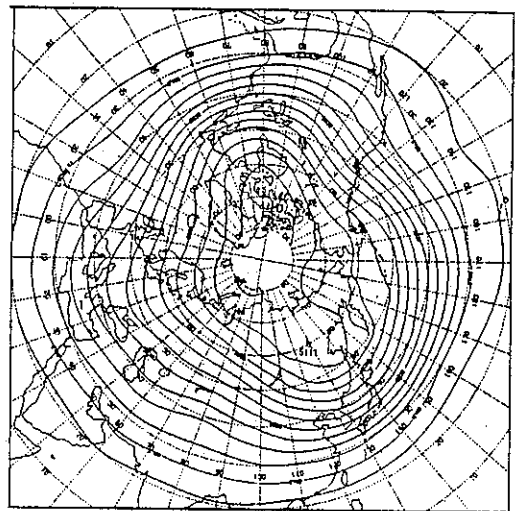
(h) 春季

圖 1 (續)

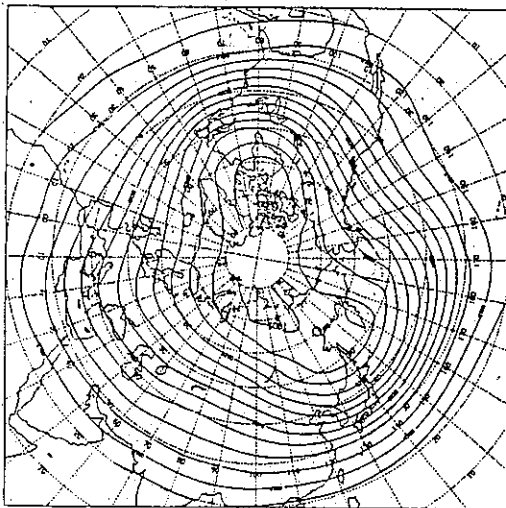
Fig. 1 (continued)



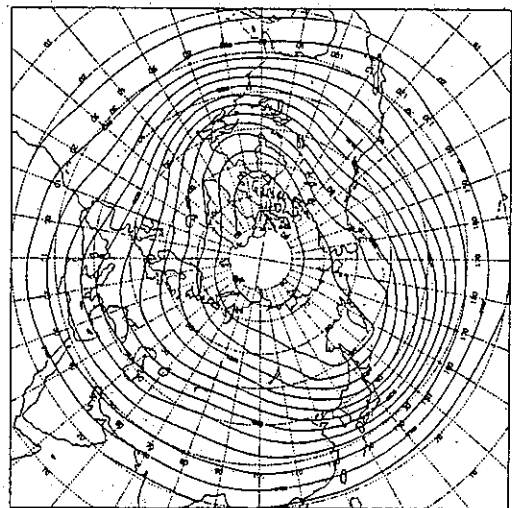
(a) 11月



(b) 12月



(c) 1月

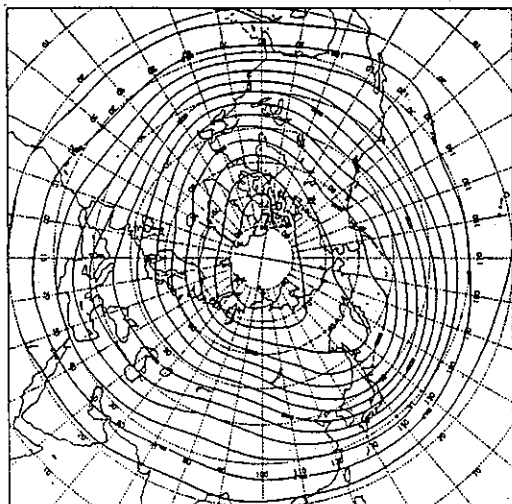


(d) 2月

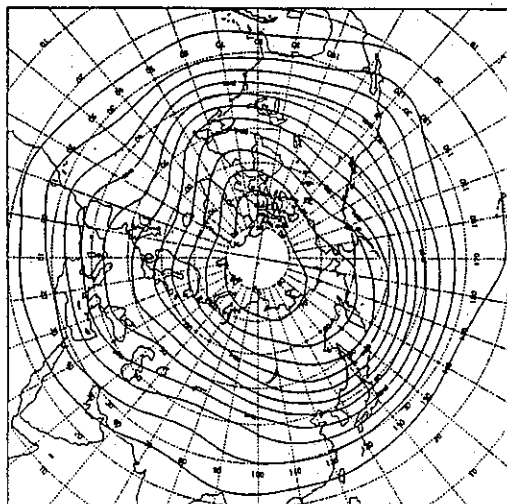
圖 2 少雨年 500 mb高度合成圖

Fig. 2 500 mb composite charts for dry years

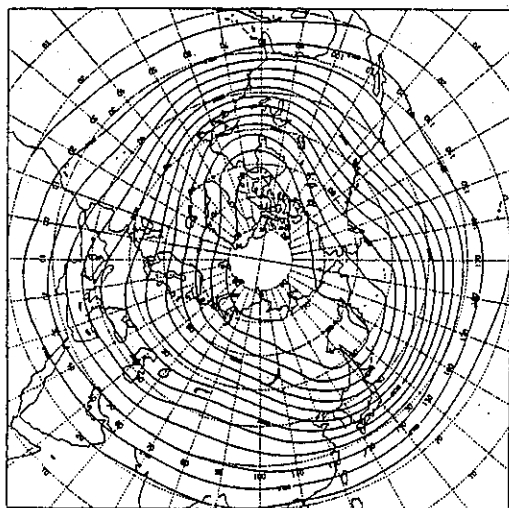
(a) November; (b) December; (c) January; (d) February;  
(e) March; (f) April; (g) winter; (h) spring



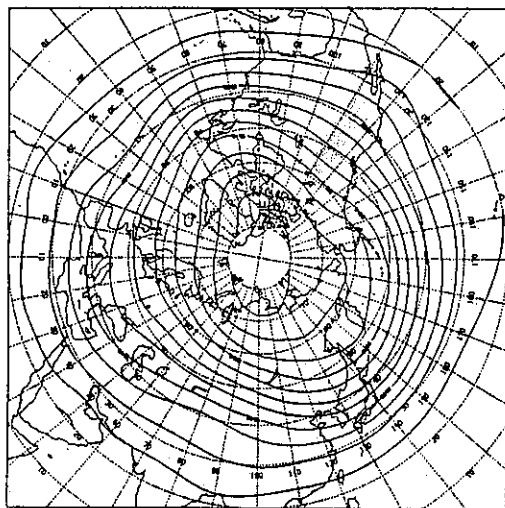
(e) 3 月



(f) 4 月



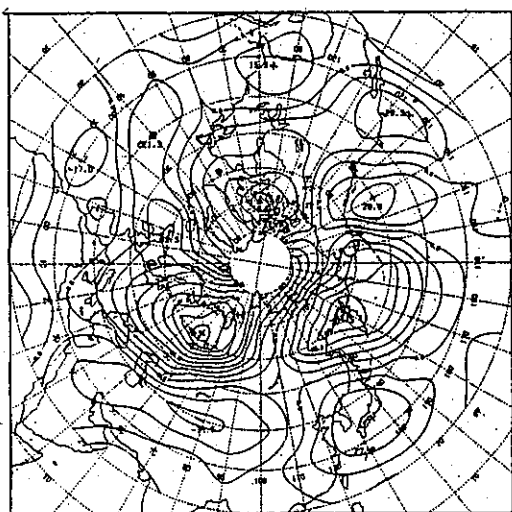
(g) 冬季



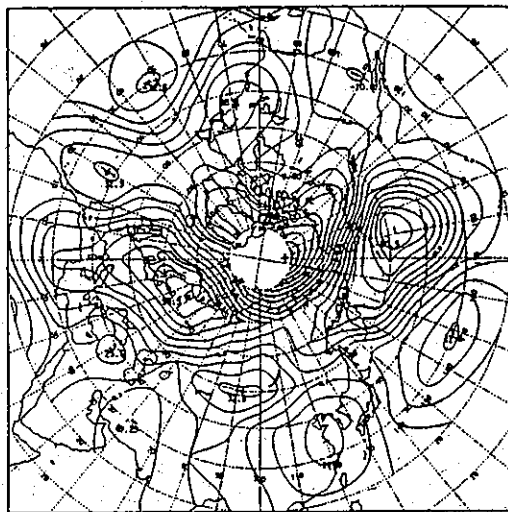
(h) 春季

圖 2 (續)

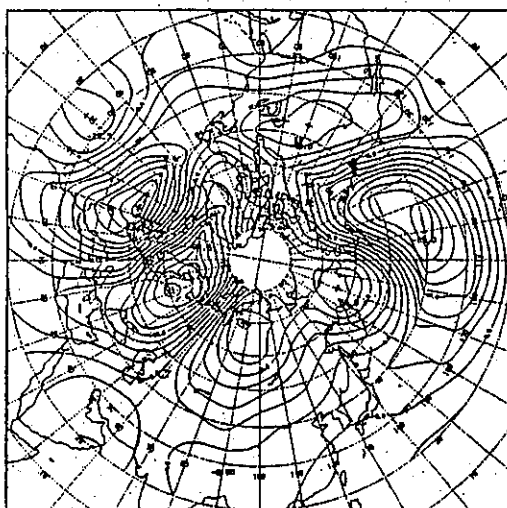
Fig. 2 (continued)



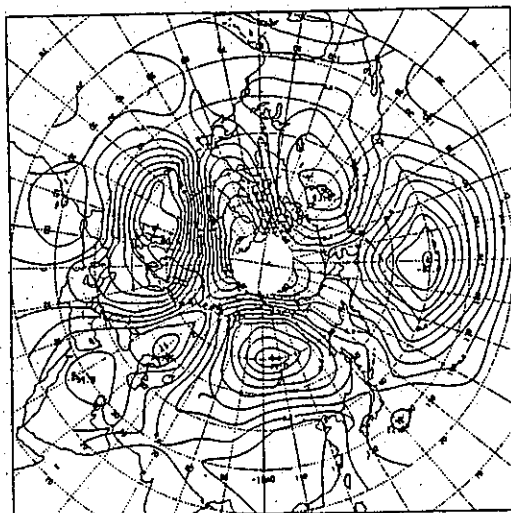
(a) 11月



(b) 12月



(c) 1月



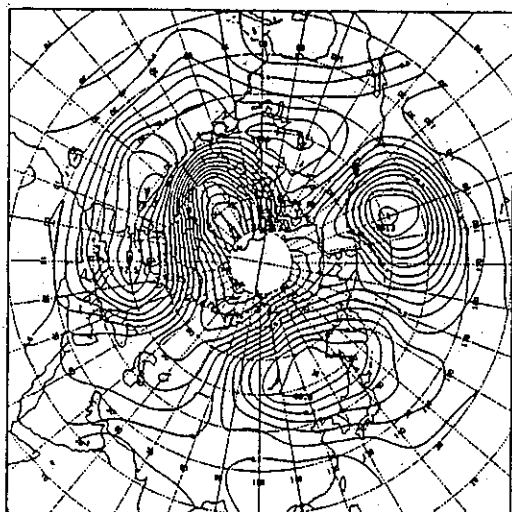
(d) 2月

圖 3 多雨年500 mb高度距平合成圖

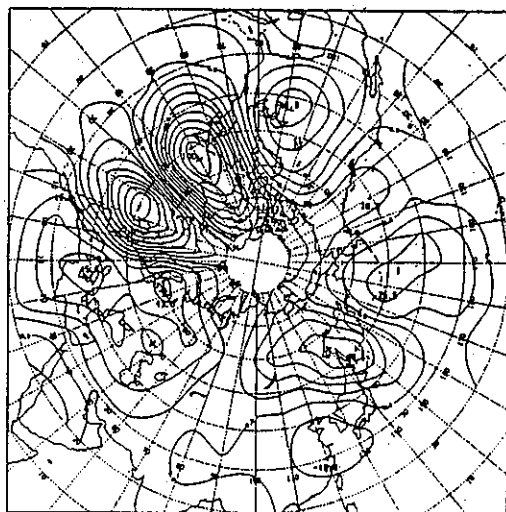
Fig. 3 500 mb anomalous composite charts for wet years

(a) November; (b) December; (c) January; (d) February;  
(e) March; (f) April; (g) winter; (h) spring

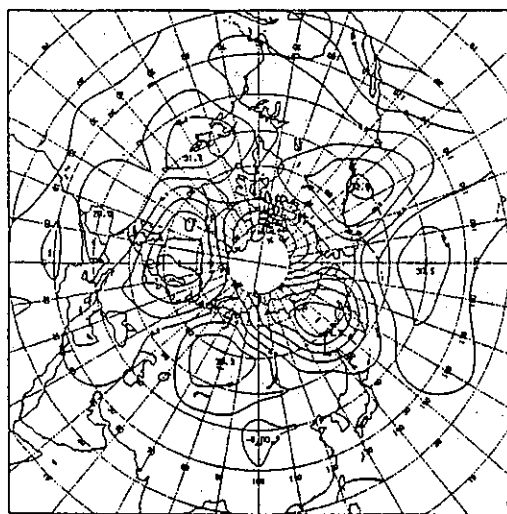




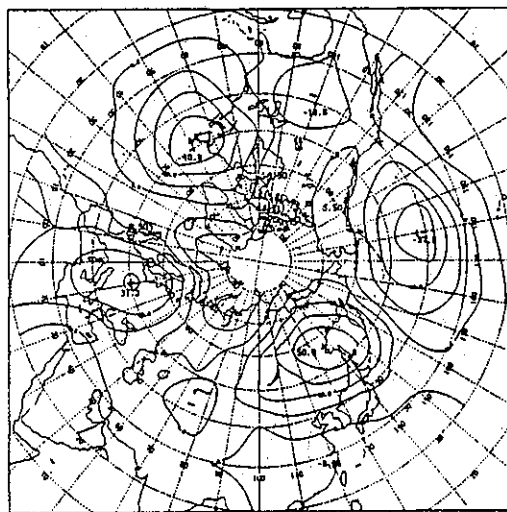
(e) 3 月



(f) 4 月



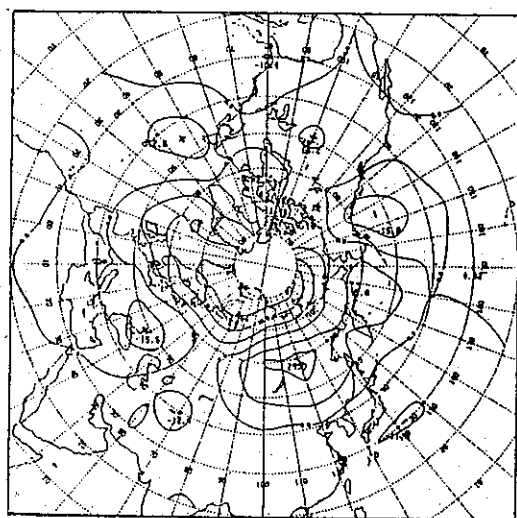
(g) 冬季



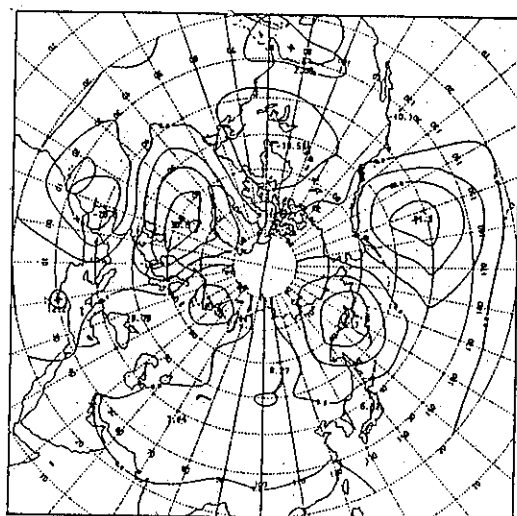
(h) 春季

圖 3 (續)

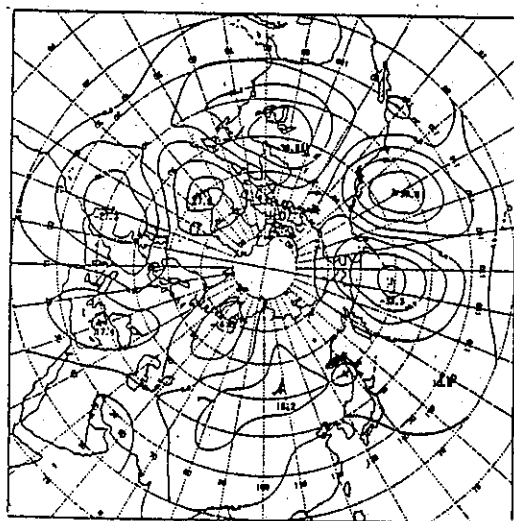
Fig 3 (continued)



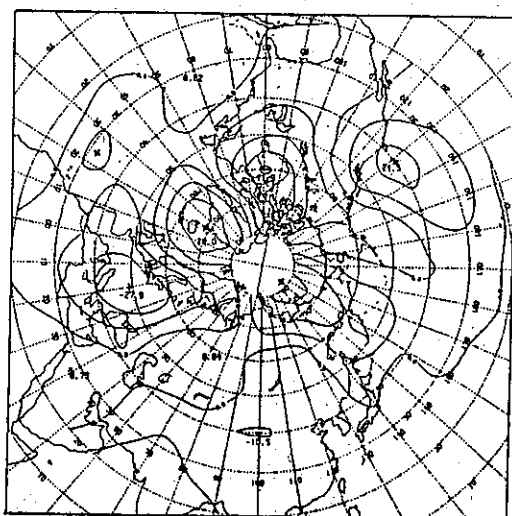
(a) 11 月



(b) 12 月



(c) 1 月

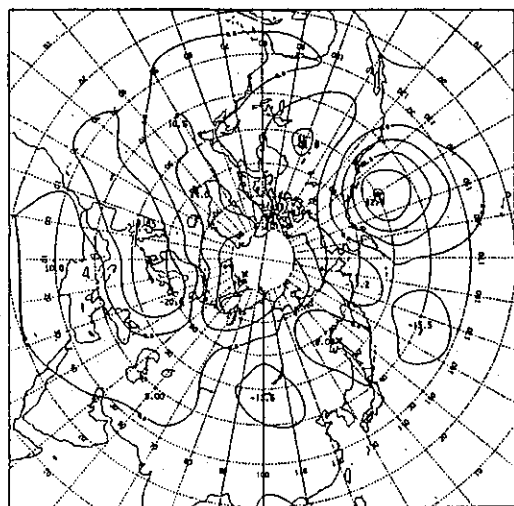


(d) 2 月

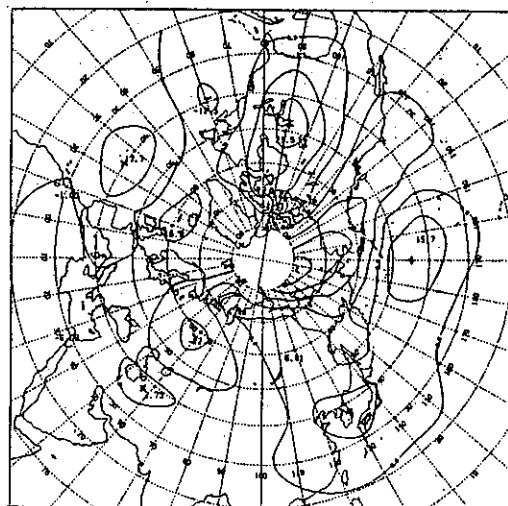
圖 4 少雨年500 mb高度距平合成圖

Fig. 4 500 mb anomalous composite charts for dry years

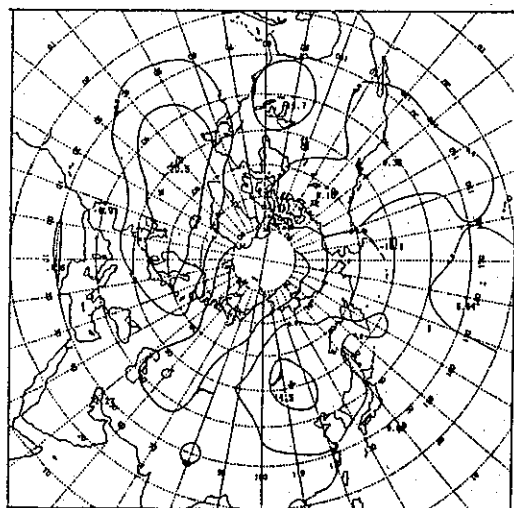
(a) November; (b) December; (c) January; (d) February;  
(e) March; (f) April; (g) winter; (h) spring



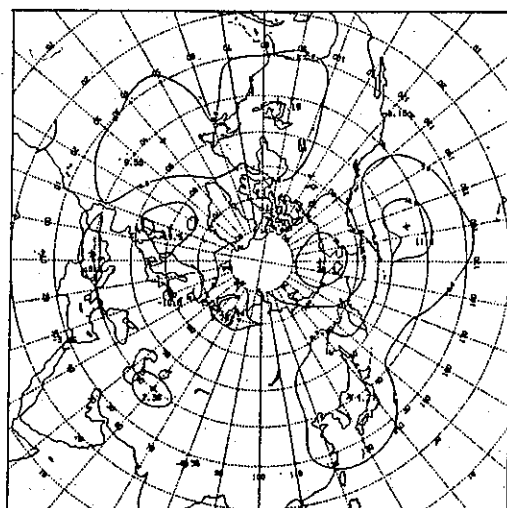
(e) 3 月



(f) 4 月



(g) 冬季



(h) 春季

圖 4 (續)

Fig. 4 (continued)

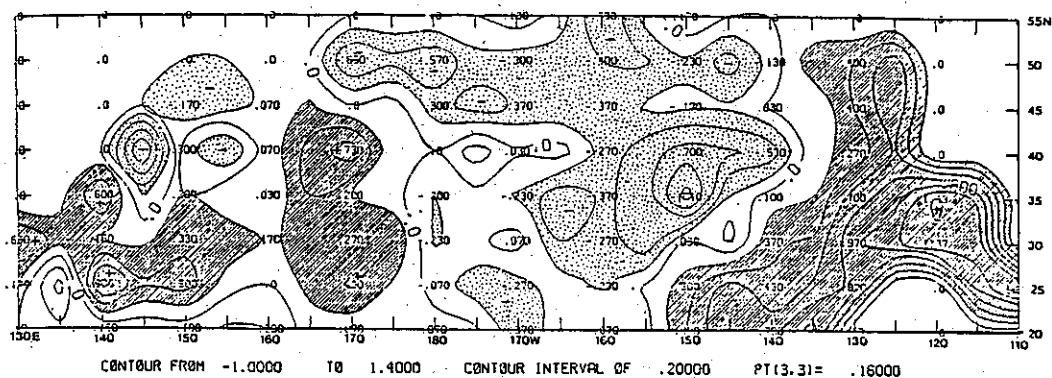


圖 5a 冬季多雨年之北太平洋 SST 合成距平圖 (等值線間隔 $0.2^{\circ}\text{F}$ )  
 Fig. 5a SST anomalous composite charts for wet years during winter (isopleth internal  $0.2^{\circ}\text{F}$ )

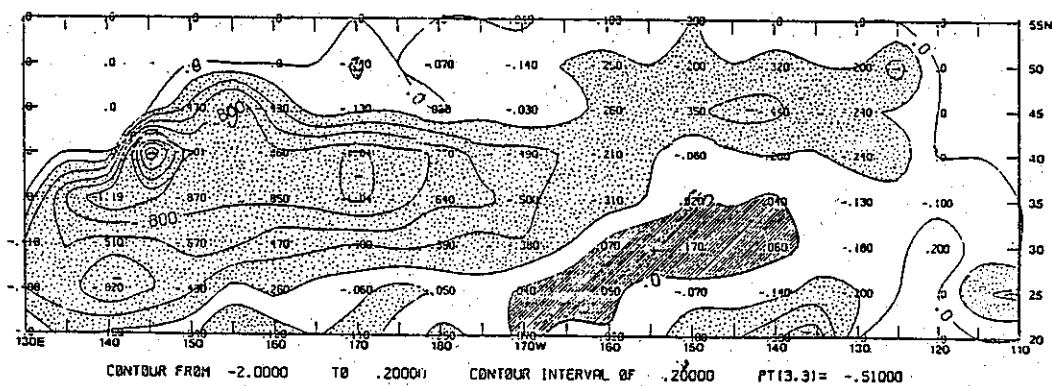


圖 5b 冬季少雨年之北太平洋 SST 合成距平圖 (等值線間隔 $0.2^{\circ}\text{F}$ )  
 Fig. 5b The same as Fig. 5a except for dry years

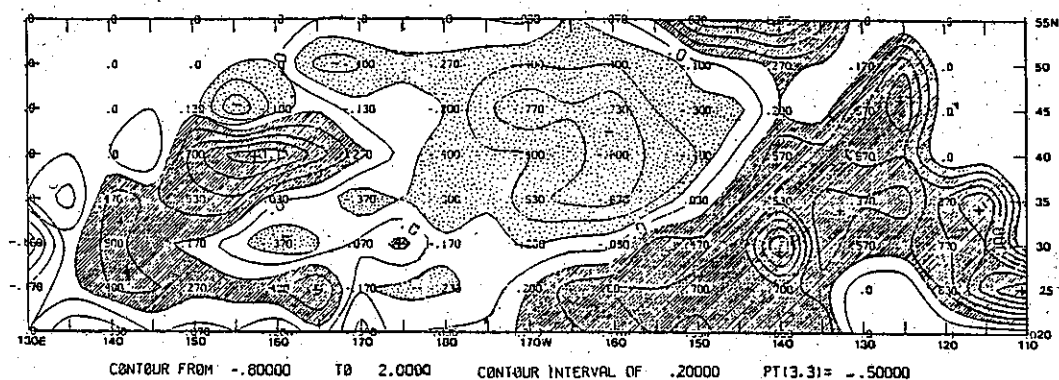


圖 6a 春季多雨年之北太平洋 SST 合成距平圖 (等值線間隔  $0.2^{\circ}\text{F}$ )  
 Fig. 6a SST anomalous composite chart for wet years during spring (isopleth internal  $0.2^{\circ}\text{F}$ )

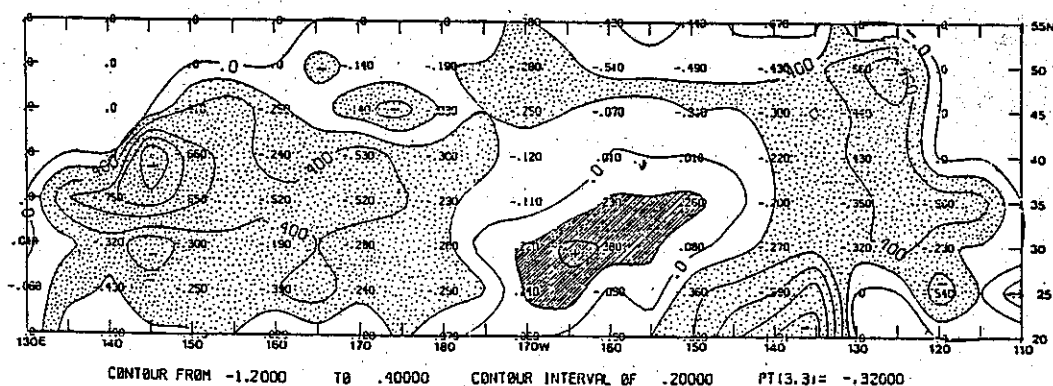


圖 6b 春季少雨年之北太平洋 SST 合成距平圖 (等值線間隔  $0.2^{\circ}\text{F}$ )  
 Fig. 6b The same as Fig. 6a except for dry years

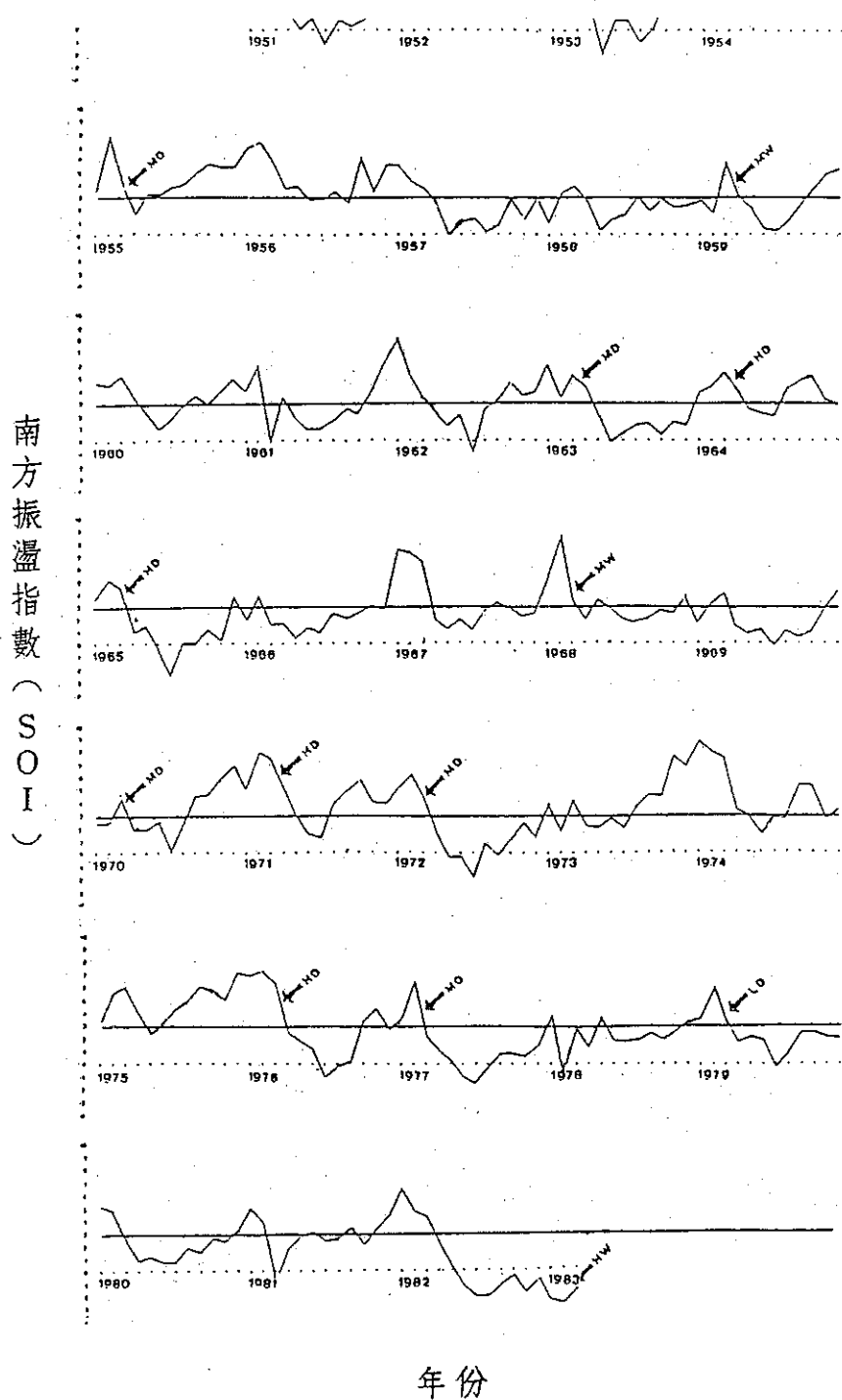


圖 7 1951-1983年之SOI連續追蹤曲線，圖中箭頭所指者為發生春雨太多或太少之期間  
 Fig. 7 Trace of SOI from 1951 to 1983. Arrow showing the points of wet/dry year of spring rain.

月)、1c (1月)、1d (2月)、1e (3月)、1f (4月)、1g (冬季)、1h (春季)。少雨年由圖 2a (11月)、2b (12月)、2c (1月)、2d (2月)、2e (3月)、2f (4月)、2g (冬季)、2h (春季) 表示。距平場之代表圖式依次為多雨年由 3a (11月)、3b (12月)、3c (1月)、3d (2月)、3e (3月)、3f (4月)、3g (冬季)、3h (春季)。少雨年由圖 4a (11月)、4b (12月)、4c (1月)、4d (2月)、4e (3月)、4f (4月)、4g (冬季)、4h (春季) 表示。正常年以 1951~1980 年之北半球月平均高度及距平圖為準, 以作為比較之用 (圖略)。

### 5. 海面溫度 (SST) 及海面溫度距平 (SST anomaly)

本文為探尋海洋對於臺灣地區春季雨量之影響, 收集日本氣象廳之海面溫度 (SST) 及 Namias (1979) 之 "CALCOFI ATLAS No. 27" 自 1951~1978 北太平洋冬春季 SST 距年資料 (因缺乏各月之網格點數位資料), 作為分析或發現其特徵之基本資料。〔註: 此圖之冬天月份指前一年之 12 月及當年之 1, 2 月, 春天月份指當年之 3, 4, 5 月, 單位為 °F)。

## 三、研究結果

### (一) 多雨年及少雨年 500mb 環流之差異特徵

#### (1) 前三個月 (11月)

就圖 1a 及 2a 分析, 500mb 合成圖之環流特徵為: 多雨年, 在中高緯度 (40°N 以北) 呈 4 波型, 波槽在遠東、歐洲、東太平洋、北美洲東岸; 少雨年則中高緯度屬 2 波型, 主槽或極槽分別在美洲大陸東岸及歐亞大陸東岸, 2 波顯著時遠東區為高指數環流, 天氣形勢之持久性較短, 大陸高氣壓多呈移動性, 而中緯度之低氣壓常伴隨此移動性高氣壓向東移。正常年時, 高緯度為 2 波型, 中低緯度之波幅較小。

#### (2) 前二個月 (12月)

分析圖 1b 及 2b, 顯見在多雨年時, 中高緯度呈 3 波型, 少雨年為 2 波型, 正常年時與 11 月相似。

#### (3) 前一個月 (1月)

分析圖 1c 及 2c, 多雨年在中高緯度呈 3 波型, 但在中亞 (50°E) 之波槽弱, 而以美東及東亞之超長波振幅較大。少雨年在中高緯度呈 2 波型,

位於中亞一帶 (40°N, 30°E) 之波槽極淺, 幾乎不存在。正常年在美東主槽各相差了 30 個經度。

#### (4) 春季 (2月)

分析圖 1d 及 2d, 多雨年在中高緯度均呈 2 波型, 主槽分據美國中部及東亞, 臺灣位於槽前。低緯度槽線甚淺, 兩者均呈 3 波型。惟多雨年時東亞之極地渦旋範圍似乎比少雨年擴展一些, 且在美國中部的主槽位置 (正常年在加拿大北部), 多雨年比少雨年偏西 10 度, 另外少雨年時歐洲東岸附近 (10°E~20°E) 為一脊, 而在多雨年時則為一槽。

#### (5) 春季 (3月)

分析圖 1e 及 2e, 多雨年及少雨年在中高緯度均呈 2 波型, 僅中亞 (10°E~30°E) 附近之低緯度另有一短槽, 兩者最大不同點為 5760gpm 等高線, 多雨年在 28°N (120°E), 而少雨年則偏南些, 即在 25°N (120°E), 正常年在 27°N (120°E)。此外, 位於 180°E~140°W 之脊場亦有不同, 多雨年較明顯, 少雨年則較不突出。

#### (6) 春季 (4月)

由圖 1f 及 2f 分析, 在中高緯度多雨年呈 3 波型而少雨年呈 2 波型, 在低緯度多雨年及少雨年均呈 4 波型, 正常年僅為 3 波型。不同點在於 5760gpm 等高線前者位於 28°N (120°E), 後者略偏北, 在 30°N (120°E)。另多雨年在 160°W~110°W 有明顯之脊出現, 此為少雨年沒有之現象。

#### (7) 冬季 500mb 合成平均圖

按圖 1g 及 2g 分析, 多雨年及少雨年頗相似, 中高緯度呈 3 波型, 波槽位置也相近, 深槽極槽一在美國大陸東岸, 另一在歐亞大陸東岸。歐洲中部 (30°E) 之短槽極淺, 因此, 很難從冬季的 500mb 平均圖上研判春雨之多寡。

#### (8) 春季 500mb 合成平均圖

分析圖 1h 及 2h, 中高緯度均呈 2 波型, 但多雨年位於東亞主槽之極渦偏向鄂霍次克海一帶, 少雨年則偏在 75°N (110°E)。低緯度兩者均呈 3 波型。以 5760gpm 等高線而言, 多雨年偏在 28°N (120°E)。少雨年稍偏北, 即位在 29°N (120°E)。

(二) 多雨年及少雨年 500mb 合成距平圖之差圖特徵 (註: 本文中之距平圖以 10gpm 為間隔線)

#### (1) 前三個月 (11月)

圖 3a 及 4a, 代表春季前三個月 (11月), 多雨年與少雨年之距平特徵有顯著之不同點, 即多雨

年正距平區（表示高溫）位於  $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$  及  $110^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ，而少雨年在  $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$  及  $110^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$  區域內則成為負距平區（表示低溫），正常年時正距平區有兩處中心，一在中亞北部，二在太平洋中部（ $30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ）。而位於中國大陸的負距平區範圍亦有不同，多雨年所佔負距平區範圍很大（呈長方形），幾乎涵蓋了整個中國大陸，而少雨年則沒有。此外，少雨年在極區（ $50^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{N}$ ， $10^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ ）為一負距平區，多雨年則相反，為一正距平區。

#### (2) 前二個月（12月）

由圖 3b 及 4b 研判，多雨年之負距平區位於華東，其東邊為一正距平區（中心在  $170^{\circ}\text{E}$  附近）。而少雨年之負距平區中心則移到鄂霍次克海，太平洋上之正距平區則偏在  $150^{\circ}\text{W}$ 。此情況在正常年時均無此現象。另多雨年在美洲之正距平區則為少雨年負距平區所涵蓋。此外，從北半球觀之，多雨年與少雨年之正負距平區所佔面積截然不同，前者大都為正距平區所控制，後者則為負距平區所控制。兩者之距平梯度（anomaly gradients）亦不同，多雨年梯度較大。

#### (3) 前一個月（1月）

比較圖 3c 及 4c，多雨年與少雨年之最大不同點在於從美洲至西歐之距平區大小，多雨年幾乎都為正距平區所控制，而少雨年則為負距平區所盤踞。此外，位於太平洋的負距平區，多雨年之中心較深，達  $-89.0\text{gpm}$ ，少雨年則只有一  $38.5\text{gpm}$ 。多雨年之負距平區中心在  $40^{\circ}\text{N}$ ， $163^{\circ}\text{W}$ ，而少雨年之負距平中心在  $50^{\circ}\text{N}$ ， $175^{\circ}\text{W}$ 。正常年之負距平區在北歐及鄂霍次克海一帶（佔限小範圍）。

#### (4) 春季（2月）

比較圖 3d 及 4d，多雨年與少雨年之正負距平區幾乎成為相反之型態；以多雨年言，強大正距平區中心位於貝加爾湖北方，且其涵蓋範圍幾乎籠罩整個西伯利亞，並向東南延伸至日本東南方海面（正常年則無此種分佈型態），此為少雨年所無之特徵，亦即表示春雨多時，因正距平區所反映之高溫帶必有阻塞高壓存在（徐晉淮，1969）。此外，多雨年之  $40^{\circ}\text{N}$ ， $170^{\circ}\text{W}$  處深潛負距平中心（ $-92.9\text{gpm}$ ）亦為少雨年所無，顯示多雨年時，緯流指數偏低，降雨機會自然增加。

#### (5) 春季（3月）

比較圖 3e 及 4e，顯示多雨年與少雨年之正負

距平區與 2 月相似，亦呈相反之型態。以多雨年言，位於貝加爾湖東方之正距平區向東南擴展至日本東南方海面，而且太平洋（ $50^{\circ}\text{N}$ ， $150^{\circ}\text{W}$ ）為深潛負距平中心（ $-96.3\text{gpm}$ ）；少雨年則轉變為正距平區所控制（中心位置  $50^{\circ}\text{N}$ ， $140^{\circ}\text{W}$ ），正常年之分佈與多雨年或少雨年不相同，在貝爾湖東北方有小範圍之負距平區。此外，位於北美及西歐的正距平區中心，在少雨年則一變而為負距平中心。

#### (6) 春季（4月）

比較圖 3f 及 4f，可見正負距平區之分佈型態亦屬相反。其中最大之特徵在於多雨年時，華東至東海間有一負距平區（正常年時不明顯），在少雨年則為正距平區，顯示在多雨年時，容易生成極鋒，且南下到臺灣造成大量春雨，在少雨時則反是，北方鋒面不容易南下，臺灣為變性大陸冷氣團或太平洋高氣壓所控制，氣流多屬下沉，自然會減少降雨機會。此外，多雨年位於美國中部之負距平區，以及位於美國東岸與歐洲至中亞之正距平區在少雨年為近似相反之距平型態。

#### (7) 冬季之合成距平圖

就春季前三個月（冬季）之合成距平圖（3g 及 4g）看，多雨年在中、高緯度大都為負距平區所涵蓋，且距平梯度亦很大，而少雨年則趨緩和。另在少雨年時，貝加爾湖為正距平區，在多雨年時，此正距平區則偏在貝爾湖北方。倒是在太平洋（ $40^{\circ}\text{N}$ ， $170^{\circ}\text{N}$ ）出現一個正距平中心，似乎顯示南方的暖氣團勢力較強，可帶來較多的水汽，以便形成較多的春雨（比較下節 SST 距平特徵）的有利條件。

#### (8) 春季之合成距平圖

分析春季本身之合成距平圖（圖 3h 及 4h），多雨年及少雨年具有奇特之不同型態。以多雨年言，貝加爾湖至鄂霍次克海為一正距平區，且在  $160^{\circ}\text{E}$  被阻斷，而在太平洋（ $40^{\circ}\text{N}$ ， $160^{\circ}\text{W}$ ）成為一負距平區中心（ $-37.8\text{gpm}$ ）。臺灣至華中一帶亦為一梯度緩和的負距平區，此一現象為少雨年所無。此外多雨年時，位於美東及西歐的正距平區與少雨年相似，但前者梯度較大，後者極弱。另在多雨年時，位於極區的負距平可向南或低緯度的西亞或外蒙古延伸，但在少雨年，則很難看到。

由以上比較各種距平圖之差異型態，顯示多雨年及少雨年之正負距平位置常相反，且距平梯度顯著不同，即多雨年梯度大，少雨年梯度小，此點可



表 4a. 1951-1983年各月南方振盪指數 (TAHITI-DARWIN) 資料  
 Table 4a. List of SOI (TAHITI-DARWIN) data from  
 1951 to 1983 (Parker, 1983)

西 元 \ 月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1951	7.2	5.9	3.0	1.4	0.0	1.0	-1.1	0.8	0.4	0.9	1.6	2.1
1952	2.7	3.1	4.2	1.5	2.6	2.1	1.7	1.3	2.0	3.4	3.0	1.2
1953	4.9	3.3	2.9	2.3	-1.9	0.9	0.8	-1.0	0.1	2.8	2.5	2.6
1954	5.6	3.7	3.7	3.1	2.1	0.9	1.5	3.2	2.7	3.2	3.3	6.0
1955	3.4	7.7	4.4	1.7	3.1	3.1	3.7	3.9	4.8	5.5	5.3	5.3
1956	6.8	7.2	5.7	3.6	3.8	2.7	2.8	3.4	2.5	6.0	3.3	5.4
1957	5.5	4.1	3.6	2.4	0.0	1.0	1.2	0.3	0.7	2.8	1.2	2.9
1958	0.9	3.3	3.7	2.6	0.3	1.2	1.5	2.9	1.8	2.8	2.2	2.3
1959	2.7	1.7	5.6	3.0	2.1	0.5	0.3	1.0	2.4	3.6	4.7	5.1
1960	4.6	4.4	5.1	3.4	2.2	0.9	1.7	2.7	3.6	2.9	4.0	4.9
1961	3.9	5.9	-0.1	3.5	1.8	0.9	0.9	1.6	2.5	2.1	4.0	6.2
1962	8.0	5.4	3.5	2.3	1.2	2.0	-1.0	2.4	3.2	4.5	3.6	3.8
1963	6.0	3.3	5.1	3.1	1.9	-0.2	0.6	1.2	1.3	0.5	1.5	1.2
1964	3.7	4.3	5.3	4.0	2.5	2.1	1.8	4.0	4.7	5.1	3.3	2.9
1965	3.6	5.1	4.6	1.0	1.5	-0.3	-2.5	0.0	0.0	1.1	0.3	3.8
1966	1.9	3.8	1.5	1.6	0.5	1.3	0.9	2.4	2.0	2.5	3.0	2.8
1967	7.5	7.3	5.5	1.9	1.2	1.9	1.1	2.6	3.3	2.8	2.2	2.4
1968	5.3	6.6	3.4	2.0	3.5	2.7	2.0	1.7	1.9	2.6	2.4	3.8
1969	1.6	3.2	4.0	1.3	0.8	1.1	-0.1	1.0	0.6	1.0	2.9	4.2
1970	2.3	2.3	4.3	1.8	1.9	2.5	0.1	2.3	4.5	4.6	5.9	6.9
1971	5.0	7.9	7.5	5.1	2.8	1.5	1.2	4.0	5.0	5.8	4.0	3.9
1972	5.2	6.2	4.4	1.7	-0.3	-0.3	-1.9	0.8	-0.1	1.1	2.4	1.1
1973	3.8	1.7	4.1	2.1	2.0	2.7	1.9	3.6	4.6	4.5	7.7	6.8
1974	8.8	8.0	7.7	3.7	3.0	1.5	2.8	2.7	4.4	4.3	2.7	3.4
1975	3.3	5.7	6.1	4.1	2.4	3.1	4.2	4.9	6.1	5.8	5.0	7.2
1976	6.9	7.3	6.4	2.5	1.9	1.3	-1.0	-0.2	0.2	3.4	4.4	2.8
1977	3.6	6.5	2.2	1.2	0.3	-1.0	-1.5	-0.2	0.8	0.8	0.7	1.5
1978	3.8	-0.7	2.9	1.4	3.7	1.9	1.8	2.0	2.5	2.0	2.6	3.3
1979	3.6	6.0	3.4	1.7	2.1	1.9	-0.3	0.9	2.6	2.5	2.2	2.1
1980	5.1	4.8	2.4	0.8	1.2	0.7	0.7	1.9	1.5	2.7	2.4	3.3
1981	5.0	3.9	0.9	1.7	2.7	3.0	2.3	2.5	3.4	2.0	3.3	4.4
1982	6.4	4.7	4.3	2.1	0.6	-1.2	-2.0	-2.0	-1.1	-0.4	-1.8	-0.7
1983	-2.0	-2.5	-1.2									

表 4b. 1951-1982年SPI (SOI-PACSST) 資料  
Table 4b. List of SPI (SOI-APSST) data from 1951 to 1983

西 元	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1951	- 66	- 27	- 33	25	41	- 9	82	77	54	72	111	106
1952	62	64	8	61	30	- 16	- 35	1	20	11	- 25	- 28
1953	47	50	21	85	66	47	43	37	71	26	55	27
1954	32	26	8	- 89	- 74	- 80	- 95	- 98	- 84	- 65	- 32	- 83
1955	- 59	- 47	- 82	- 73	-102	- 65	- 87	- 70	-113	-174	-184	-146
1956	-126	- 65	- 75	- 71	- 47	- 71	- 66	- 77	- 72	- 54	- 65	- 54
1957	- 49	- 28	31	55	63	72	93	90	87	84	141	149
1958	155	125	105	62	55	62	25	42	0	14	31	60
1959	52	47	38	40	38	- 2	- 39	- 43	- 25	21	0	- 1
1960	0	- 14	19	11	20	- 19	- 3	6	35	5	- 37	- 6
1961	- 13	41	0	19	0	55	- 22	- 36	- 52	- 67	- 4	- 11
1962	- 35	- 24	- 17	- 68	- 29	- 33	- 17	12	- 36	- 49	- 73	- 55
1963	- 42	- 23	2	7	23	39	80	75	89	86	103	104
1964	72	32	- 12	- 35	- 76	-104	- 62	- 91	-690	- 76	- 88	- 89
1965	- 51	- 15	16	28	87	93	86	140	135	168	153	151
1966	131	91	103	35	7	51	28	- 10	- 7	- 14	- 12	- 26
1967	- 42	- 28	- 29	- 52	19	2	- 1	- 42	- 59	- 42	- 43	- 50
1968	- 59	-102	- 61	- 48	- 54	26	38	25	54	51	73	96
1969	103	86	62	71	104	64	24	13	58	98	107	104
1970	112	42	- 17	11	- 12	- 41	-112	-125	-103	- 55	-130	-147
1971	-139	-135	-100	- 64	- 45	- 68	- 33	- 92	- 87	- 85	-133	-131
1972	-105	- 68	- 44	- 24	94	33	124	185	157	174	170	189
1973	165	101	9	- 65	- 78	- 53	-112	-135	-132	- 95	-184	-153
1974	-153	- 71	- 79	- 55	- 31	- 46	- 48	- 78	- 21	- 77	- 89	- 85
1975	- 46	- 84	-110	- 35	- 60	-145	-157	-107	-130	-139	- 82	-183
1976	-163	-118	- 58	-164	- 44	3	6	- 65	39	135	120	72
1977	96	58	3	- 44	- 66	5	4	- 21	- 35	0	46	- 88
1978	89	19	- 11	- 55	- 48	- 10	- 23	- 65	- 3	20	- 7	4
1979	12	4	- 3	27	74	65	14	62	120	74	91	79
1980	83	19	22	22	69	58	23	- 42	- 8	22	29	82
1981	- 31	- 28	- 24	4	- 9	- 9	- 17	- 41	10	42	- 14	20
1982	77	14	10	45	108	86	30	116	201	254	194	176

作為春雨定性長期預報之參考。

(三)多雨年及少雨年 SST 季節距平之差異特徵

(1)冬季多雨年及少雨年之 SST 距平差異特徵

以冬季之多雨年而言(圖5a),從 $130^{\circ}\text{E}\sim 11^{\circ}\text{W}$ 之北太平洋範圍內看,主要之正距平區佔據在西太平洋及東太平洋,中太平洋為一範圍很大(約 $40\times 35^{\circ}$ )之負距平區。少雨年(圖5b)則正好趨向兩種極端(以 $170^{\circ}\text{N}$ 為界),靠西太平洋邊及東太平洋北邊四分之一為負距平區(中心最小值 $-2.00^{\circ}\text{F}$ ),而東太平洋邊為正距平區中心(最大值 $+0.17^{\circ}\text{F}$ ),比較兩圖可見多雨年與少雨年之SST距平很明顯呈現相反現象,而多雨年時範圍廣大的正區可能反映較多水汽供應至大氣中,所以帶來較多春雨機會。

(2)春季多雨年及少雨年之 SST 距平差異特徵

圖6a顯示多雨年時靠西太平洋及東太平洋為正距平所據,且比冬天擴展,最大正距平值為 $+1.13^{\circ}\text{F}$ (西)及 $+1.67^{\circ}\text{F}$ (東),負距平區偏在 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 及 $170^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{W}$ 間,就比例言,約佔 $1/3$ 面積,其範圍比冬天略縮小。圖6b顯示少雨年時,靠西太平洋及東太平洋為負距平區所佔,而靠西太平洋之負距平區範圍較大(最大中心值 $-0.90^{\circ}\text{F}$ ),東太平洋區範圍較小(最大中心值 $-0.60^{\circ}\text{F}$ ),此顯示少雨年之造成,可能因太平洋水汽之供應量減少所致。

#### 四、艾尼紐及南方振盪 (ENSO)

由於 ENSO (特別是利用其指數)已被許多學者用來預測印度季風之開始時間及雨量多寡,例如:Wright (1977), Kung and Sharif (1982), Bhalme and Jadhav (1984), Wu (1984, 1985)。此外,Gray (1984)利用艾尼紐現象及830mb準兩年一次的振盪(Quasi-biennial Oscillation, QBO)來預測大西洋地區的颶風,發現(對長期預報)效果很好。

Bhalme and Jadhav (1984)認為,南方振盪可由主要的顯著氣象變數即氣壓、氣溫、風、濕度、雲量及雨量來表示東西向環流之強弱變化。此後,亦有許多研究學者利用不同測站之氣壓或氣溫來計算南方振盪指數(Southern Oscillation Index, 簡稱 SOI), 1924年 Walker 綜合以氣壓、氣溫及雨量計算 SOI, Troup (1965)則僅以氣

壓為計算 SOI之依據(Walker, 1924)。Berlage (1957)僅以 Jakarta 之氣壓為計算 SOI 標準, Kidson (1975), Wright (1975)及 Trenberth (1976)從廣泛地區的測站氣壓分析求出 SOI。Pant and Parthasarthy (1981)認為Wright 的 SOI 與印度季風雨量有極密切的關係。

由上述觀之,表示東西兩地之大尺度環流或氣壓之遙地相關可以 SOI 作為大氣環流變數或預測因子。本研究為探求春季雨量之多寡,經利用北、中、南及東部四區之月雨量(PR值),再與Parker (1983)之 SOI (見表4a,利用 Tahiti 之地面氣壓減去 Darwin之地面氣壓)求出單相關係數及迴歸方程,其結果如表5a。

表 5a. 南方振盪指數對臺灣地區月雨量(PR值)之常數及相關係數表

Table 5a. Calculated constants and correlation coefficients between monthly PR values and SOI

地區	月份	數值	a	b	r
北 部	2		0.004	10.462	0.001
	3		-0.470	11.760	-0.179
	4		-0.067	9.380	-0.014
中 部	2		0.220	9.308	-0.070
	3		-1.456	13.444	-0.428
	4		0.038	8.313	0.006
南 部	2		0.194	3.911	0.079
	3		-1.571	12.221	-0.411
	4		-1.686	12.105	-0.238
東 部	2		0.582	6.956	0.182
	3		0.029	8.510	0.003
	4		0.074	10.640	0.011

(註:本表  $y = ax + b$  中,  $x = \text{SOI}$ ,  $y = \text{PR值}$ )

由表5a可知, Parker 之 SOI 與臺灣地區月雨量(PR值)之相關係數(95%可信基準),最大為中部3月的-0.428(相當好),其次為南部3月的-0.411,最低為北部2月的0.001。

另根據Parker之SOI資料,再進一步計算另一指數(暫以SPI表示,即  $\text{SPI} = \text{SOI} - \text{太平洋海}$

表 5b. SPI 對臺灣地區月雨量 (PR值) 之常數及相關係數表

Table 5b. Calculated constants and correlation coefficients between monthly PR values and SPI

地區	月份	數值	a	b	r
北 部	2		0.019	10.485	0.022
	3		0.009	9.839	0.010
	4		0.183	9.413	0.211
中 部	2		0.043	8.058	0.042
	3		0.149	7.920	0.127
	4		0.054	8.772	0.051
南 部	2		-0.167	4.668	-0.209
	3		0.522	6.229	0.408
	4		0.160	8.279	0.125
東 部	2		-0.308	9.696	-0.302
	3		0.086	8.548	-0.118
	4		-0.062	10.743	-0.050

(註：本表  $y = ax + b$  中， $x = \text{SOI-PACSST}$ ， $y = \text{PR值}$ )

面溫度 PACSST，見表4b)。本研究也以 SPI 與北、中、南及東部月雨量 (PR 值) 計算單相關係數，其結果如表 5b。由表 5b 顯示，相關係數以南部 3 月的 0.403 最高 (相當好)，其次為東部 2 月的 -0.302 (次好)；最低為北部 3 月的 0.001。

若就 1951~1983 年之 SOI 每月連續追蹤曲線 (圖 7) 去分析，可發現一個非常有趣的問題，即春季雨量出現異常偏差 (多、少) 時 (除 1955 年出現在正 SOI 的高峯位置外)，幾乎都落在 SOI 正要下降的地點，這可反映 SOI 的年際變化或所出現的 (高) 波峯與 (低) 波各型態，與大氣環流存在著某些異乎尋常的關係或具有如 Shukla and Paolino (1983) 所指出的趨勢關係，值得吾人再進一步研究。此外，經過本文利用 SOI 值對春雨去計算落後交叉相關係數 (Lag-cross correlation coefficients) 得表 6。表內顯示 SOI 對春雨之落後交叉相關係數以北部 10 月之 0.786、中部 8 月之 0.755、南部 3 月之 0.939 及東部 7 月 0.999 最高，顯示以上各月 SOI 與春雨之關係是由某些物理原因或主成分 (principal component) 來支持

(Park and Kung, 1987)，才有如此高的落後相關存在。

表 6. 春雨對各月南方振盪之落後交叉相關係數

Table 6. Calculated lag-cross correlation coefficients between spring rain and monthly SOI

月份	地區	北 部	中 部	南 部	東 部
1		0.715	0.449	0.239	0.650
2		0.600	0.308	0.162	0.620
3		0.016	-0.065	0.939	0.286
4		0.678	0.467	0.335	0.729
5		-0.003	0.667	0.337	0.641
6		0.720	0.543	0.061	0.424
7		-0.293	-0.054	0.469	0.999
8		0.911	0.755	0.285	0.747
9		0.275	0.334	-0.062	0.232
10		0.865	0.671	0.307	0.678
11		0.786	0.629	0.189	0.654
12		0.362	0.345	-0.008	0.288

由以上分析，可見 SOI 及 SPI 值很難單獨被選為預報因子，必須與其他預報因子配合，才可使預報更準確。

此外，本研究就「有艾尼紐」及「無艾尼紐」現象來總計多雨年及少雨年所佔之百分比 (表 3)，在多雨年 (4 年) 內有艾尼紐現象者有 1953 及 1983，佔 50.0%。在少雨年 (11 年) 內有艾尼紐現象者有 1965、1972 及 1976 年，僅佔 27.2%，由此低比率 (<50%) 顯示，臺灣地區之春雨多寡與艾尼紐現象之關連性並不很密切，顯見無法從艾尼紐現象中去推測春雨之多寡。不過，就某些事實來看，ENSO 確與氣候異常有密切關連。1983 年 2、3 月之多雨及 1972~1973 年之少雨 (乾旱) 情況，不就都出現在 ENSO 年內嗎？

## 五、結 論

本研究利用 1951~1984 年臺北、臺中、臺南、恆春及花蓮之月雨量資料，決定臺灣地區春季雨量之多雨年或少雨年 (反常年)，取用 JMA 之 500mb 網格點資料求出合成高度圖及距平圖，並利用

Namias (1979) 之 SST 季節距平資料, 以研究春季多雨及少雨年時之各大氣體制或型式特徵, 和其涉及相關氣候或大氣異常現象 (例如, ENSO), 以提供長期 (雨量) 預報之參考依據, 經過綜合分析與研判, 結果可歸納為以下數點:

(一) 利用 500mb 北半球冬春季之合成高度圖, 可自其出現之波數及槽脊型態或位置作定性研判春雨之多寡。

(二) 比較 500mb 多雨年、少雨年及正常年合成距平圖, 在前三、二、一個月 (11、12、1) 之特徵, 以東亞地區而言 (約  $120^{\circ}\text{E}$  附近), 多雨年呈北正 (高緯度) 南負 (中低緯度) 之距平型態, 而負距平中心之位置亦自西逐步向東移, 11 月在  $80^{\circ}\text{E}$ , 12 月在  $120^{\circ}\text{E}$ , 元月則不明顯。而此負距平中心在冬季時, 則停留在鄂霍次克海, 臺灣地區為一極弱小之負距平中心。

(三) 由 2、3、4 月之 500mb 合成距平圖看, 在東亞地區, 正距平區中心位於貝加爾湖附近, 並由西向東南東移動, 負距平中心由  $108^{\circ}\text{E}$  (2 月) 向東北移動, 3 月在  $25^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}$ ; 4 月在  $31^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}$ 。以春季而言, 正距平區中心在貝加爾湖東方 ( $58^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\text{E}$ ), 負距平區範圍在  $20^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$  間, 呈東西向排列。至於少雨年, 則正距平區之分佈及配置與多雨年截然不同, 2 月負距平中心在貝加爾湖南方, 3 月在貝加爾湖西南方, 及至 4 月已向後退至貝加爾湖西北方或消失而為正距平區所佔據, 與春季相似。

(四) 比較 500mb 合成距平梯度 (以 10gpm 為等值線), 多雨年之梯度比少雨年強很多, 顯示大氣系統 (如波型氣旋發生次數) 之變化頻繁 (亦即南北氣流交換頻繁), 可能造成多雨之原因。

(五) 由於受到大氣體制 (atmospheric regimes), 槽脊配置、內力作用、外力作用、大氣物理特性、海面溫度變化及東西風振盪或 Walker's 環流之影響, 500mb 各月或各季之距平場位置或配置並非呈現出有規則之類型或可稱為大氣之「無移性」(intransitivity) (Lorenz, 1984)。

(六) 根據多雨年之 SST 季節距平分析, 顯示其正距平區在冬春季均呈相似之分佈, 即正距平區在西方, 而東太平洋、中太平洋區幾全為負距平區之範圍。少雨年, 則為東西向呈極端化分佈, 即西太平洋為大範圍之負距平區, 近東太平洋 ( $180^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{W}$ ) 為正距平區。

(七) 艾尼紐及南方振盪與全球各地氣候異常現象 (嚴重乾旱、豪雨、酷寒、酷熱等) 有關, 已為多數學者所公認。另外從艾尼紐現象, 以及從 SOI、SOI-PACSST 與臺灣地區春雨之單相關係數計算結果來看, 其直接關連性並不高 (最高  $r = -0.428$ ), 但可能會出現某些較高的落後交叉相關係數, 因而影響臺灣地區的春雨, 例如 1953、1983 年造成多雨 (潮濕) 年, 而 1965、1972、1976, 則造成少雨 (乾旱) 年。由以上七點之論證可以提供預報員作為定性長期天氣預報之參考。

關鍵詞	可預測性、合成圖、距平、降水量百分比、艾尼紐/南方振盪
Key words	Predictability, Composite Chart, Anomaly Precipitation Ratio, El Niño/Southern Oscillation

### 參 考 文 獻

- 戚啓勳, 1968: 臺灣春季異常氣候之環流型研究, 氣象學報, 14, 4, 20-42。
- 徐晉淮, 1969: 阻塞高壓對臺灣天氣影響之研究, 氣象學報, 15, 6-19。
- 劉昭民, 1970: 民國五十七、五十八年冬季春季臺灣氣候異常之研究, 臺灣省氣象局研究發展成果報告, 115-129。
- 戚啓勳, 1971: 臺灣春雨期內東亞環流型特徵之分析, 氣象學報, 17, 3, 18-31。
- 萬寶康, 1975: 臺灣分區雨量之頻率分佈及其變率 (一) 及 (二), 氣象學報, 21, 1 及 2, 1-14 及 1-12。
- 林民生、吳德榮及華文達, 1981: 臺灣地區春季乾旱之分析, 異常氣候研討會論文彙編, 中央氣象局, 73-88。
- 劉復誠, 1984: 1983 年反常天候之回顧與探討, 科學月刊, 10 月號, 775-777。
- 蔡清彥, 1985: 遙地相關與臺灣地區月雨量年際變化, 國科會防災報告 73-58 號, 40pp。
- 吳明進, 1986: 大塊噁氣的奇景, 聖嬰/南方振盪現象, 科學月刊 2 月號, 107-112。
- 劉復誠, 1986: 全球氣候變異與長期預報, 交通建設 415, 22-34。
- Berlage, H. P., 1957: Fluctuations of the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value. Mededelingen en Verhandelingen No. 69 Roy Neth Meteor Inst., Netherlands 152 pp.

- Bhalme, H. N., and S. K. Jadhav, 1984: The Southern Oscillation and its relation to the monsoon rainfall. *JOC, Roy. Meteor. Soc.*, 4, 509-520.
- Gray, W. M., 1984: Atlantic seasonal hurricane frequency: Part I: El Niño and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *MWR*, 12, 1649-1668.
- Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the southern oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 813-829.
- Kidson, J. W., 1975: Tropical eigenvector analyses and the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 187-196.
- Kung, E. C., and T. A., Sharif, 1982: Long-range forecasting of the Indian summer monsoon onset and rainfall with upper-air patterns and sea surface temperature. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 672-681.
- Lorenz, E. N., 1984: Some aspects of atmospheric predictability problems and prospects in Long and Medium Range Weather Forecasting, 1-20.
- Namias, J., 1976: Negative ocean-air feedback systems over the North Pacific in the transition from warm to cold season. *MWR.*, 104, 1107-1121.
- Namias, J., 1979: Northern Hemisphere Seasonal 700 mb Height and Anomaly Charts, 1947-1978, and Associated North Pacific Sea Surface Temperature Anomalies. 275 pp.
- Newell, R. E., R. Selkirk, and W., Ebisuzaki, 1982: The Southern Oscillation: Sea surface temperature and wind relationships in a 100-year data set. *J. climatol*, 2, 357.
- Pant, G. B. and B. Parthasarthy, 1981: Some aspects of an association between the Southern Oscillation and Indian summer monsoon. *Arch, Meteor, Geodhys, Bioklim.*, B29, 245.
- Park, C. K., and E. C. Kung, 1987: Principal components of the North American summer temperature field and the antecedent oceanic and atmospheric conditions of the Northern Hemisphere. Contribution from the Missouri Agricultural Experiment Station Journal Series.
- Parker, D. E., 1983: Documentation of a Southern Oscillation Index. *Meteo. Mag.*, 112, 184-188.
- Rowntree, P. R., 1972: The influence of tropical east Pacific ocean temperature on the atmosphere. *QJRMS*, 98, 298-321.
- Shukla, J., and D. A. Paolino, 1983: The Southern Oscillation and long-range forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *MWR.*, 3, 1831-1837.
- Trenberth, K. E., 1976: Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. *Quart. J. Roy Meteor Soc.*, 102, 639-653.
- Troup, A. J., 1965: The "Southern Oscillation". *Quart J. Roy Meteor Soc.*, 91, 490-506.
- Walker, G. T., 1924: Correlation in seasonal variations of Weather, IX., A further study world weather, *Mem India Meteor Dept.* 24, 275.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812.
- Wright, P. B., 1975: An index of the Southern Oscillation Climatic Research Unit, Report CRU RP4, Norwich, U. K. 22 pp.
- Wright, P. B., 1977: The Southern Oscillation Patterns and Mechanisms of the Teleconnections and the Persistence. *HIG-77-13*, Hawaii Institute of Geophysics, Honolulu, Hawaii, 107 pp.
- Wright, P. B., 1980: An approach to mode-

- ling climate based on feedback relationships. *climatic change*, 2, 283-298.
- Wright, P. B., 1984 a: The possible role of cloudiness in the Southern Oscillation persistence. *Nature*. 310 128-130.
- Wright, P. B., 1984 b: Relationships between indices of the Southern Oscillation. *Mon Wea. Rev.*, 112, 1913-1919.
- Wu, M. C., 1984: On the prediction of the Indian Summer monsoon, *PMR*, 8, 1, 34-44.
- Wu, M. C., 1985: On the international of the Indian monsoon and the Southern Oscillation, in press.
- W. M. O., 1984: Programme on Long-Range Forecasting Research. 58 pp.

## Preliminary Study on the Characteristics of 500 mb Circulation and SST Anomaly Distribution and Its Predictability of Abnormal Spring Rain

*Henry Fu-Cheng Lu, Yueh Er-Cheng, Wei-Min Chiang and Shu-Hwa Lee*

Weather Forecasting Center & Computer Center, C. W. B.

### ABSTRACT

The main purpose of this paper is to study the characteristics of 500mb circulation and SST anomaly distribution and its predictability of abnormal spring rain. The monthly rainfall data that we used is collected from Taipei, Taichung, Tainan, Hengchun and Hualien stations from 1951 to 1984. The other data employed are the 500 mb height and anomaly fields in the northern hemisphere from JMA, sea surface temperature anomalies (1951-1978) from Namias (1979) and the Southern Oscillation Index (SOI) from Parker (1983).

Results showed that the causes of high or low predictability due to the flow patterns or atmospheric regimes related to stationary or strong fluctuation and poor correlation. The common characteristics of 500 mb flow composite charts are 2-4 wavenumbers in middle and higher latitudes and that the polar trough is located over the north of American and Eurasian continents in pre-spring and spring time. Nevertheless, the anomaly charts of 500 mb level height indicate a significant different feature, that is, the gradients of the wet year is greater than the dry year while the positive anomaly area of the wet year is extending toward southeast from the northeast China to the Japan and Ryukyu islands. According to the analyses of pre-spring SST anomaly charts, there were mostly positive areas in wet year and negative areas in dry year. The El Niño/Southern Oscillation (refer to SOI and SPI) is found to be the low predictability due to poor correlation, but it is a very important factor for forming wetter or rainy season of 1953 and 1983 and significant deficient rains of 1965, 1972 and 1976 during spring in Taiwan area.

## 氣象學報徵稿簡則

1. 本刊以促進氣象學術研究為目的，凡有關氣象理論之分析與應用之論文，均為歡迎。
2. 本刊稿件分為四類：(1)研究論文(2)報告(3)綜評(4)最新重要論著綱要。
3. 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。
4. 稿件之題名、作者真實姓名、服務機關及職稱均須以中、英文註明。
5. 中文稿件在參考文獻之後，應附英文摘要。
6. 研究論文之圖表名稱及各欄細目，均須以中英文對照說明。
7. 惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版，如圖表不夠清晰，本刊得徵得作者同意後，僱員代為另行重繪，所需費用由作者負擔或由稿費中扣出。
8. 稿件內容過長或內容、文字、圖片有修改之必要時，得請投稿人修正之。本刊亦得做必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
9. 來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。
10. 稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印轉載。
11. 來稿請逕寄中華民國臺北市公園路64號，中央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 。



# 颱風侵襲路徑與臺灣區民航機場 地面強風之關係\*

林 燕 淑<sup>1</sup>

## 摘 要

本文選用1979~1985年之34個颱風侵襲個案，分析颱風侵襲下松山、中正與高雄三民航機場之地面強風風速與距颱風中心距離之關係，利用 $V_0 r^n = \text{const}$ 之經驗式分別求取各機場適用之 $n$ 值。

研究結果顯示， $n$ 值隨颱風路徑而不同，有三種颱風路徑之 $n$ 值獲得確定：(1)向西進侵襲臺灣北部之颱風， $n$ 值為0.37（松山）和0.32（中正）；(2)向西進侵襲臺灣南部之颱風， $n$ 值為0.60（松山與中正）；(3)向東進侵襲臺灣南部之颱風， $n$ 值為0.40（松山與中正）和0.60（高雄）。最後將這些結果應用於實際預報作業上，利用預報模式 $V(r) = V(r_0)(\frac{r_0}{r})^n$ ，配合適當之 $n$ 值，來求取機場風速之預測值。

## 一、前 言

臺灣地處亞熱帶，且位於西太平洋及南海颱風行徑之要衝，每年四月至十一月間，均有颱風侵襲，其間尤以七、八、九月為最盛。颱風為威脅臺灣最嚴重之自然災害，歷年來因颱風而損失之生命財產，誠屬不可勝計。欲圖減少颱風侵襲之損失，政府與民衆均應視防颱為要務。當颱風侵襲或接近臺灣時，民航局飛航服務總台氣象中心依據蒐集到的各種颱風資料，配合天氣圖及衛星雲圖，除報導與預測颱風之動態外，並就其風力影響各民用機場之程度發布颱風警報，以確保民用航空器之飛航安全。

颱風災害的發生原因主要有強風、豪雨及暴雨。其中強風，特別是陣風，足以使建築物倒塌、船隻及飛機翻覆，並導致人員傷亡。例如民國66年的賽洛瑪（THELMA）颱風及薇拉（VERA）颱風，均曾造成高雄及基隆港碼頭的貨櫃吊桿因強風而折斷慘重。

正由於颱風風力之危害人類活動是如此之巨，因此國內氣象有關單位及學者，對於颱風風力預報

之研究更不遺餘力。林則銘（1972，1973）及俞家忠（1974）曾應用1949~1971年侵襲臺灣颱風的全部資料，計算各測站出現風速與颱風中心最大風速之比值，並製成客觀預報圖，俾供颱風風力客觀預報之用。王時鼎（1980）所發展之平均風速客觀預報圖亦可提供預報參考。蔡清彥及周根泉（1982）則將颱風路徑分成六類，並求取各類路徑合成平均風速之分布。

因颱風侵襲而引起之地面強風，對於飛機之起降及地面場站設施均有重大之影響，而國內現今有關颱風風力預報之研究又無法直接滿足航空上之需求，為改進颱風風力之預報，本文乃對颱風侵襲下松山、中正、高雄三民航機場出現之地面強風作一分析研究，企求建立客觀預報模式，以供實際預報作業上應用。

## 二、研究背景

### (一) 颱風風速估算法

有關颱風風速之估算，可分為以下兩類：

1. 經驗法：經由統計而得出，如前言所提林則

\* 收稿日期：76年5月8日 送審日期：76年5月11日

1. 民航局氣象中心預報員

銘、俞家忠、王時鼎等所採用的。

## 2.運動學法：

(1)由氣壓、溫度、濕度之分佈求風速。

先求出氣壓與颱風中心距離之關係式，如藤田公式（富高四郎，1985）：

$$P(r) = P_{\infty} - \frac{\Delta P}{\sqrt{1+x^2}}$$

$P_{\infty}$ ：颱風外圍環境之海平面氣壓值。

$\Delta P = P_{\infty} - P_0$ ， $P_0$ 為颱風中心氣壓。

$r$ ：為距中心之距離。

$x = \frac{r}{r_0}$ ， $r_0$ 為 $P_{\infty}$ 處之距離。

次由梯度風方程式

$$V_g = 1/2 \left[ -fr + \sqrt{f^2 r^2 + 4r/\rho \cdot \partial P / \partial r} \right]$$

即可推算半徑  $r$  處之風速。

此法之優點為有理論依據，如有良好之觀測網，可利用公式求得各地之風速值。其缺點為氣壓變化常受其他因素如局部雷雨、過山氣流等之影響，而不能代表颱風環流之氣壓分佈。

(2)由理論經驗公式  $V_g r^n = \text{const}$  求得  $V_g$  值。

此法之優點為可由經驗公式直接求得風速與距離之關係，使用簡單。如有可靠之颱風最大風速及暴風半徑情報，其可靠性頗佳。其缺點為  $n$  值隨颱風之結構、路徑及地面狀況而有所變化，需事先廣為調查。一般而言，在海面上， $n$  值平均為 0.5。各文獻中所得出之  $n$  值詳見表一。

表一 各文獻中得出之  $n$  值

Table 1 The empirical values of  $n$  [ $V(r) = V(r_0) \left( \frac{r_0}{r} \right)^n$ ] derived from the different references.

作	者	$n$	備	註
Riehl	(1979)	0.4 ~ 0.6		
Anthes	(1982)	0.5 ~ 0.7		
Miller	(1967)	0.5 ~ 0.7		
Gray	(1982)	0.47 ( $\pm 0.3$ )	900-500MB 層平均值	
Sheets	(1982)	0.5	成熟期	
		0.2	發展期	

## (二)颱風之風速分佈

最簡單的颱風風速分佈模式是把它當成一個 Rankine 渦旋，在颱風中心至最大風速半徑間之風速以  $V_g/r = \text{const}$  代表之，而最大風速半徑以外則以  $V_g r = \text{const}$  表之，如圖 1 所示。

如果我們假想一個氣塊由颱風之外圍移向颱風中心，假設沒有摩擦作用且氣塊能保持原來之絕對角動量，則氣塊之切線速度與半徑之關係必沿著  $rV_g + \frac{fr^2}{2} = \text{const}$  之曲線，風速隨著半徑之漸小而逐漸增加至最大值。實際上，由於摩擦的作用，風速隨半徑之增加要緩慢的多，如圖 2 所示。由實際觀測，圖 2 之曲線(2)可用經驗式表示如下：

$$V_g r^n = \text{const}$$

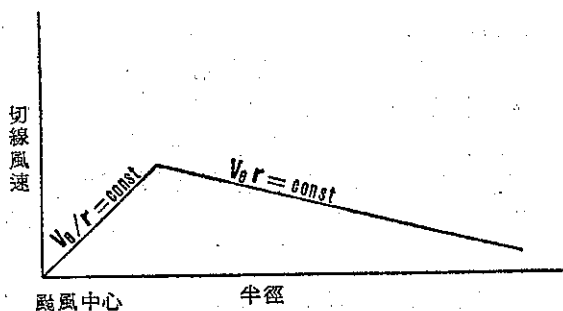


圖 1 Rankine 渦旋風速分佈圖。

Fig. 1 Distribution chart of wind speed for the Rankine Vortex.

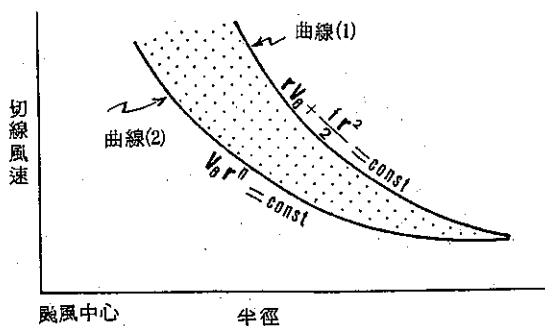


圖 2 考慮及摩擦作用之颱風風速分佈圖。曲線(1)表未考慮摩擦作用，曲線(2)表實際觀測，兩曲線間之網點區表因摩擦作用而損耗之動量。

Fig. 2 The wind speed distribution chart of typhoon when consider the influence of friction. The friction effect is not considered in curve (1), and the curve (2) shows the actual observation. The net-dot area between these two curves is represented the lost kinematic energy due to the friction.

假如我們知道一個颱風之最大風速  $V_0(r_0)$  及最大風速之半徑  $r_0$ ，則我們可以推估颱風之風速分佈：

$$V_0 = V_0(r_0) \left( \frac{r_0}{r} \right)^n$$

簡單的說，在颱風影響的範圍內，風速之大小決定於：

- (1) 颱風之強度 (因為  $V_0(r_0)$  通常與颱風強度成正比)；
- (2) 暴風半徑  $r_0$ ；
- (3) 地面之粗糙狀況 (或地形)。

### 三、分析資料與方法

#### (一) 資料：

本文旨在研究颱風侵襲下松山、中正及高雄三民航機場之地面強風，故首先需定義本文之颱風侵襲。按民航局飛航服務總臺氣象中心之熱帶氣旋作業程序及颱風警報發佈須知，所謂颱風侵襲某機場

，係指該機場已進入颱風暴風圈 (34KT)，且機場平均風速已達到或超過 34KT。又，預測某機場將於若干小時內受颱風侵襲，即對該機場發佈若干小時之颱風警報，警報分為五個階段 ( $W_{36}$ 、 $W_{24}$ 、 $W_{12}$ 、 $W_{06}$ 、 $W_{00}$ )。故當有颱風移近臺灣地區，預測將有侵襲之虞，且民航局飛航服務總臺氣象中心對松山、中正及高雄三民航機場中之任何一機場發佈任一階段之颱風警報時，均為本文研究資料所選取之颱風侵襲個案。

由於中正機場係於民國68年2月26日才開航啓用，故本文研究資料係選自民國68年(1979年)起；亦即1979~1985年之七年期間，共選取34個颱風侵襲個案加以分析研究，颱風資料來源係依據民航局飛航服務總臺氣象中心所蒐集且對外發布者。本文研究資料尚包括颱風侵襲期間，松山、中正及高雄三氣象臺之地面天氣觀測記錄 (801C表)。

#### (二) 研究方法：

為了確定松山、中正及高雄機場之風速與颱風中心距離之關係，我們首先由34個侵襲颱風之最佳路徑求得每六小時各機場與颱風中心之距離，並記錄當時之機場風速值；其次將各機場之風速與距颱風中心之距離做成風速——半徑分佈圖。其中圖3為各機場出現之風速與距颱風中心距離之分佈圖；圖4同圖3，唯座標改取對數值，(本文僅列後文提到可做分析之颱風)。並利用  $V_0 r^n = \text{Const}$  的關係式求取  $n$  值。為了確定機場風速主要係受颱風環流之影響，在求  $n$  值時我們祇採用  $r_m < r \leq 350\text{NM}$ ， $r_m$  為各機場所記錄之最大風速出現時該機場距颱風中心之距離。

### 四、結果與討論

1979~1985年由西太平洋或南海侵襲臺灣之34個颱風，依其路徑大致可分成下列六類：

#### 1. 向西北進行侵襲臺灣北部之颱風：

包括：NORRIS (8012)、JUNE (8105)、MAURY (8108)、FREDA (8408)、NELSON (8510)。

註：颱風英文名字後面之數字表示編號，前二位數字表西元年，後二位數為該年度之序號。

2.向西北進行侵襲臺灣南部之颱風：包括 GORDON (7907)、HOPE (7908)、IDA(8007)、PERCY(8014)、ANDY (8210)、DOT(8213)、WAYNE (8304)、WYNNE (8402)、VAL (8516)。

3.向東北進行侵襲臺灣南部之颱風：  
包括：IKE (8104)、TESS(8207)。

4.向西北進行通過巴士海峽之颱風：  
包括：ELLIS (7905)、CLARA (8119)、ELLEN(8309)、JUNE (8414)、HAL (8504)。

5.向西北進行在臺灣東部海面轉向未侵襲臺灣之颱風：

包括：JUDY (7910)、WYNNE (8019)、AGNES (8117)、KEN (8220)、HOLLY(8410)、JEFF (8506)、BRENDA (8519)、BETTY (8021)、IRMA (8125)、FAYE (8215)。

6.向北進行之颱風：

包括：IRVING (7909)、CECIL (8212)、ALEX (8403)。

表二 第一類颱風之  $n$  值  
Table 2 The values of  $n$  for the first type typhoon track.

第一類颱風	$n$ 值		
	松山機場	中正機場	高雄機場
NORRIS (8012)	0.35	0.30	—
JUNE (8105)	0.26	0.31	—
MAURY (8108)	0.37	0.28	—
FREDA (8408)	0.43	0.29	—
NELSON (8 10)	0.46	0.41	—
平 均 值	0.37	0.32	—

上述六類中之四、五、六類颱風因離三民航機場較遠，風速或未達20KT以上，或強風持續時間極短，無法做有系統之分析。在一、二、三類中，我們也將幾個相關性不佳的颱風資料剔除。

第一類颱風之  $n$  值經求出如表二所列。如所遇

知，這一類路徑的颱風，高雄機場不起風，故  $n$  值從缺。一般而言，松山機場的  $n$  值比中正機場略大。同時由風速——半徑分佈圖也可看出中正機場的風速普遍比松山機場大些。

$$\text{由 } V(r) = V(r_0) \left( \frac{r_0}{r} \right)^n$$

因  $0 < n < 1$ ，故  $n$  值愈大， $V(r)$  愈小，因摩擦或地形減弱風速的效應愈強。由此可看出松山機場附近的地形對風速分佈的影響。

第二類颱風之  $n$  值如表三所列。由於中央山脈的影響，無論松山機場或中正機場的  $n$  值都比第一類颱風大，而該兩機場的  $n$  值並無顯著的差異。對於高雄機場而言，由於中央山脈的擋風效應，在颱

表三 第二類颱風之  $n$  值  
Table 3 The values of  $n$  for the second type typhoon track.

第二類颱風	$n$ 值		
	松山機場	中正機場	高雄機場
GORDON (7907)	0.47	0.58	—
HOPE (7908)	0.55	0.63	—
PERCY (8014)	0.45	0.46	—
ANDY (8210)	0.61	0.63	—
WAYNE (8304)	0.81	0.81	—
VAL (8516)	0.72	0.60	—
平 均 值	0.60	0.62	—

颱風中心尚在機場東方時，機場風力甚小，但一旦颱風中心接近機場時，風速在短時間內迅速增加，此種風速分佈特性為高雄機場之獨特現象，不適合  $V_0 r^n = \text{Const}$  之模式。

表四為第三類颱風——IKE颱風之個案。此颱風由南海向東北進行侵襲臺灣南部，對於高雄機場而言，山脈之阻擋效應已不如第二類颱風明顯， $V_0 r^n = \text{Const}$  之模式可以適用，但與松山或中正機場相比，高雄機場之  $n$  值仍較高。松山機場與中正機場之  $n$  值無多大區別。

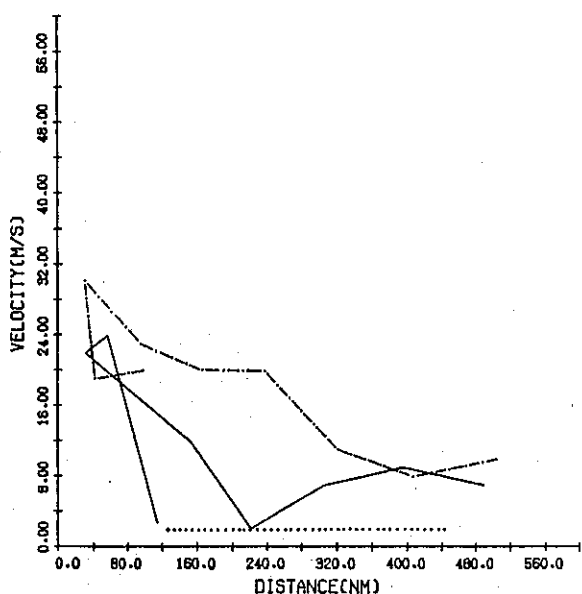


圖 3 各機場出現之風速與距颱風中心距離之分佈圖。實線表松山機場，點斷線表中正機場，點線表高雄機場。以下各圖說明同此

Fig. 3 The distribution chart of wind speed and the distance to the typhoon center of each airport. The Sungshan, CKS and Kaohsiung airport are represented respectively by solid line, dash-dot line and dot line.

圖 3-1 本圖為NORRIS(8012)個案。

Fig.3-1 The case of typhoon NORRIS (8012).

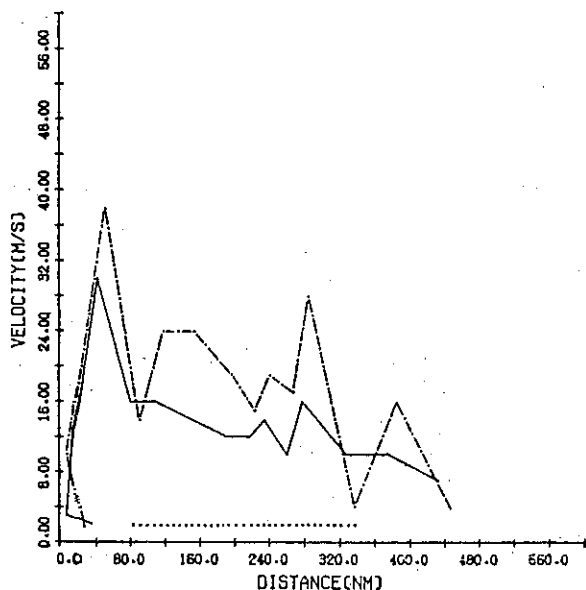


圖 3-2 本圖為JUNE(8105)個案。

Fig.3-2 The case of typhoon JUNE(8105)

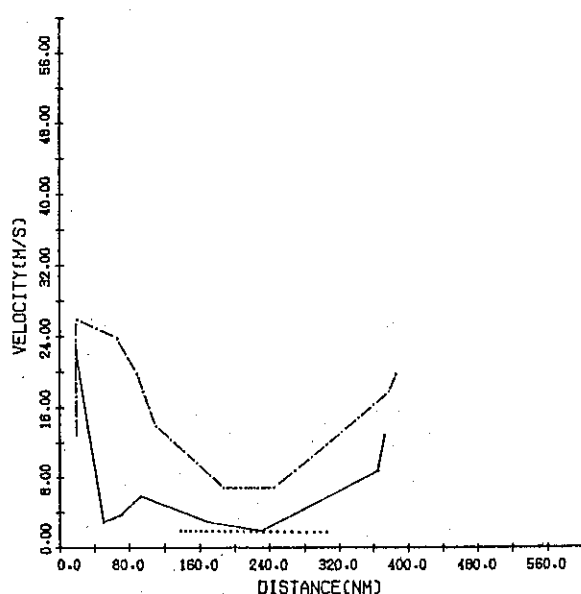


圖 3-3 本圖為MAURY(8108)個案。

Fig.3-3 The case of typhoon MAURY(8108)

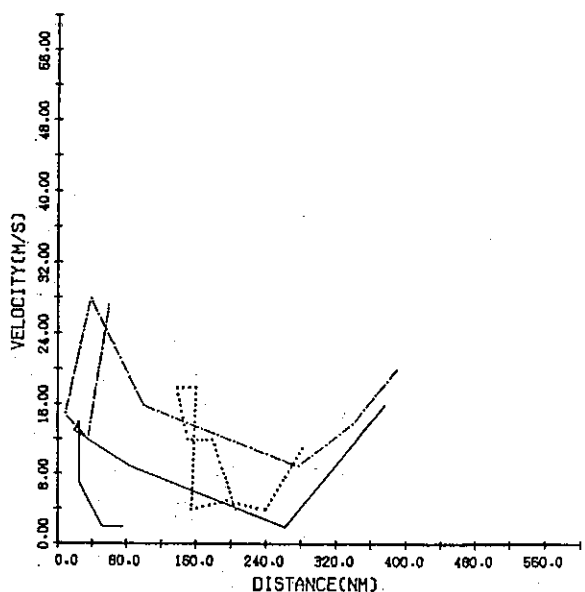


圖 3-4 本圖為FREDA(8408)個案。

Fig.3-4 The case of typhoon FREDA(8408)

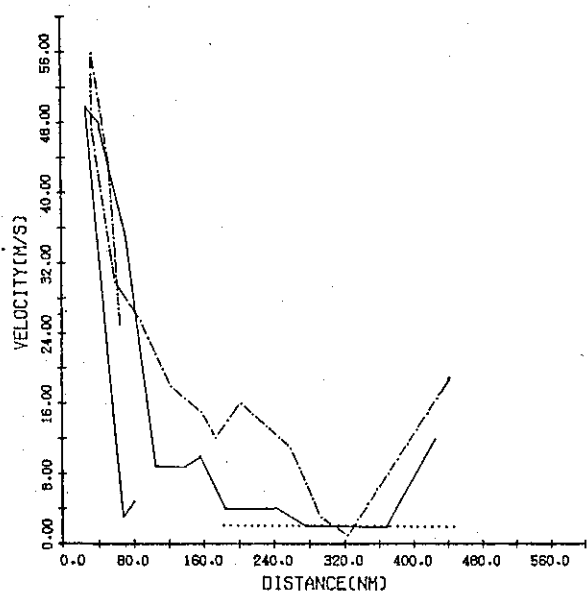


圖 3-5 本圖為NELSON(8510)個案。

Fig.3-5 The case of typhoon NELSON(8510)

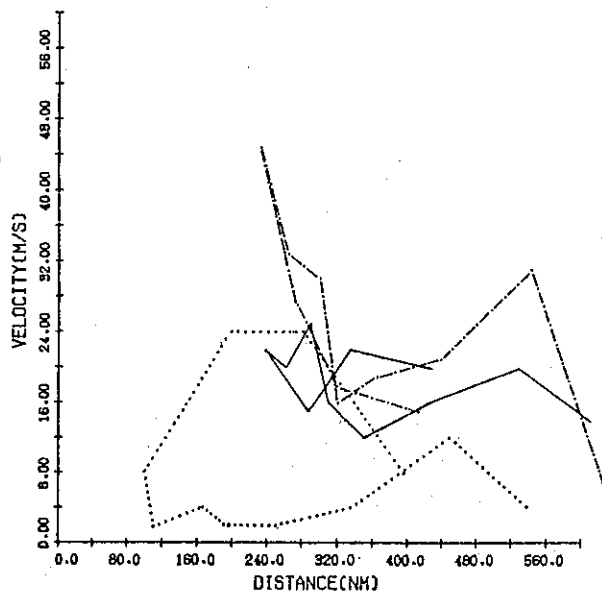


圖 3-7 本圖為HOPE(7908)個案。

Fig.3-7 The case of typhoon HOPE(7908)

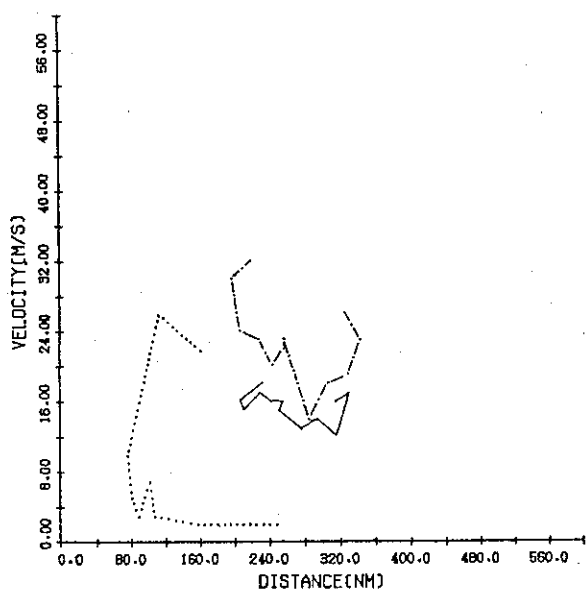


圖 3-6 本圖為GORDON(7907)個案。

Fig.3-6 The case of typhoon GORDON(7907)

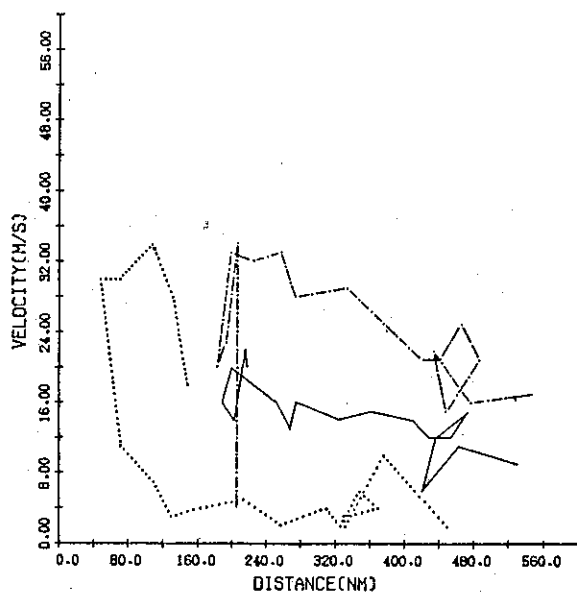


圖 3-8 本圖為PERCY(8014)個案。

Fig.3-8 The case of typhoon PERCY(8014)

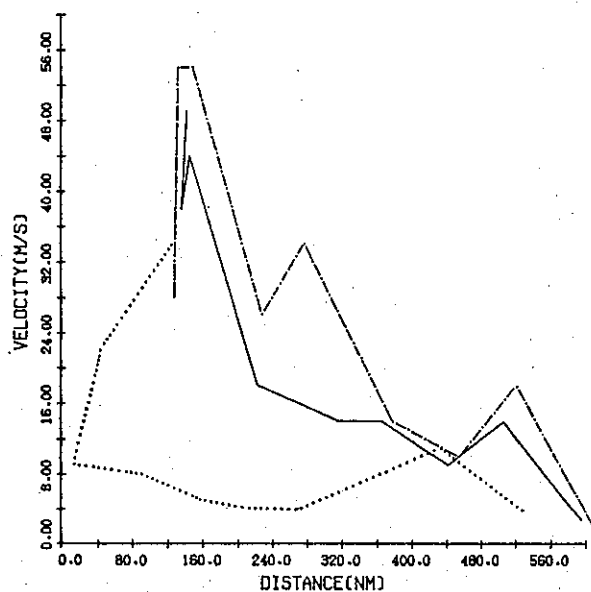


圖 3-9 本圖為ANDY(8210)個案。  
Fig.3-9 The case of typhoon ANDY(8210)

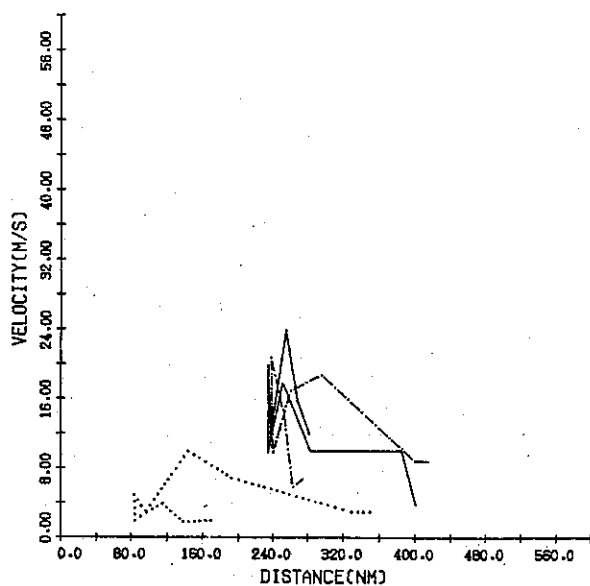


圖 3-11 本圖為VAL(8516)個案。  
Fig.3-11 The case of typhoon VAL(8516)

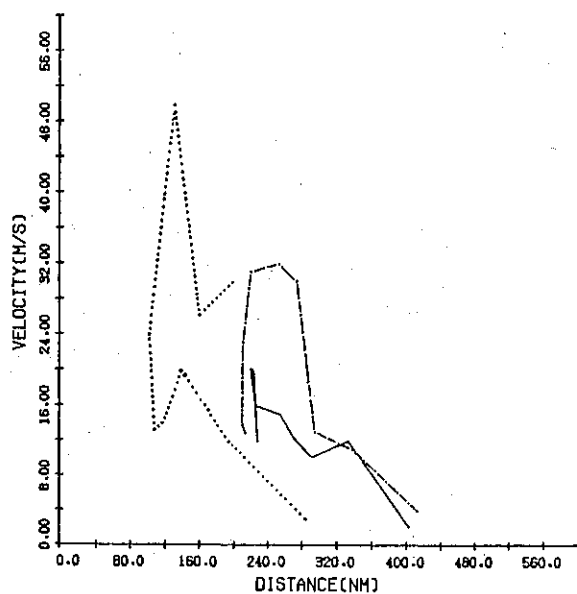


圖 3-10 本圖為WAYNE(8304)個案。  
Fig.3-10 The case of typhoon WAYNE(8304)

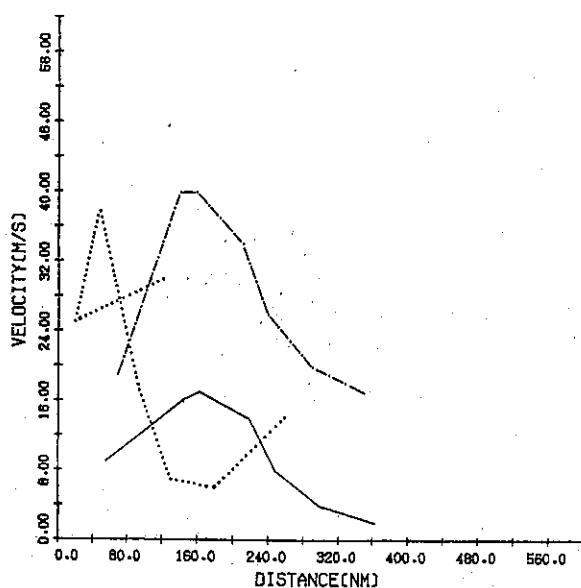


圖 3-12 本圖為IKE(8104)個案。  
Fig.3-12 The case of typhoon IKE(8104)

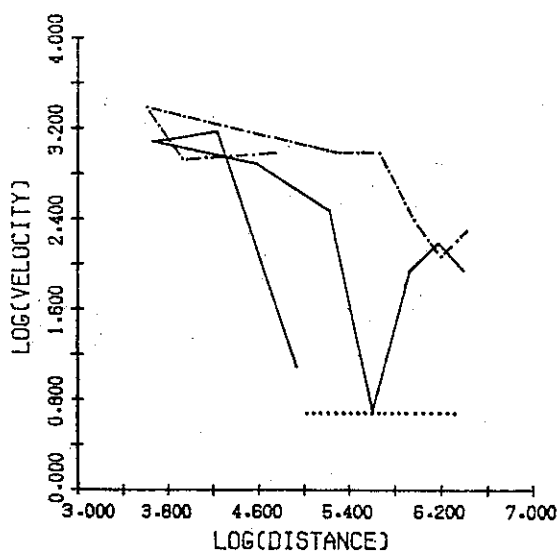


圖 4 同圖 3 座標改取對數值。以下各圖說明同此。

Fig. 4 Same as the Fig. 3, except the cross axes are insteaded by logarithm.

圖 4-1 本圖為 NORRIS(8012)個案。

Fig.4-1 The case of typhoon NORRIS(8012)

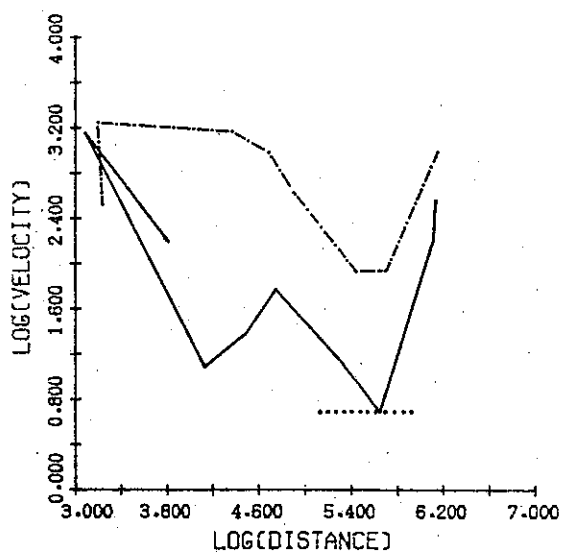


圖 4-3 本圖為MAURY(8108)個案。

Fig.4-3 The case of typhoon MAURY(8108)

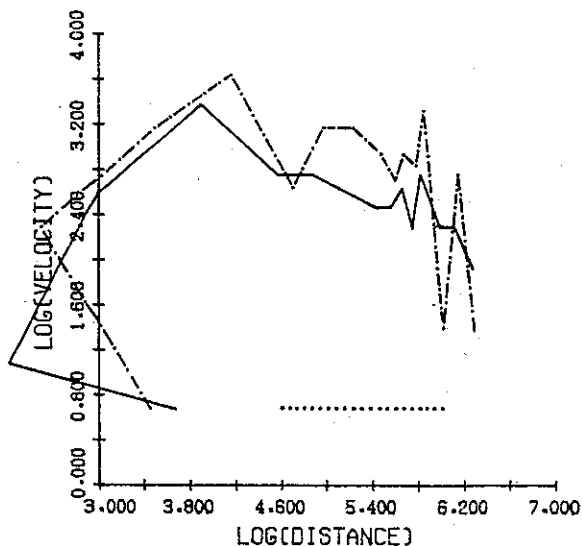


圖 4-2 本圖為JUNE(8105)個案。

Fig.4-2 The case of typhoon JUNE(8105)

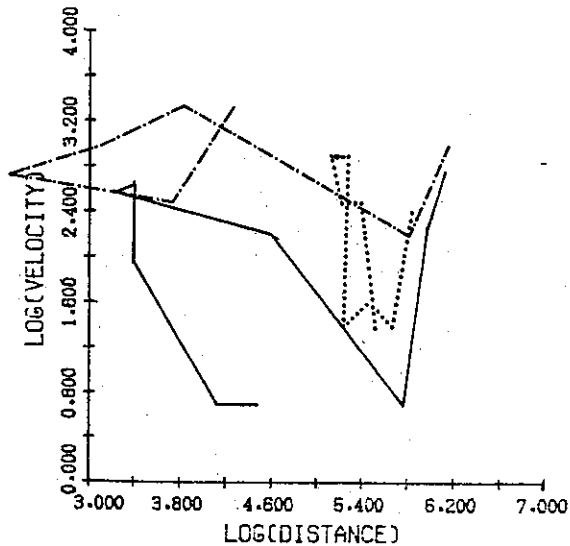


圖 4-4 本圖為FREDA(8408)個案。

Fig.4-4 The case of typhoon FREDA(8408)



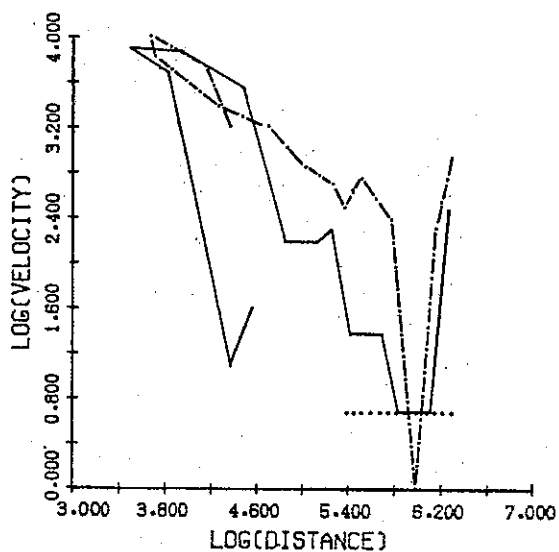


圖 4-5 本圖為NELSON(8510)個案。

Fig.4-5 The case of typhoon NELSON(8510)

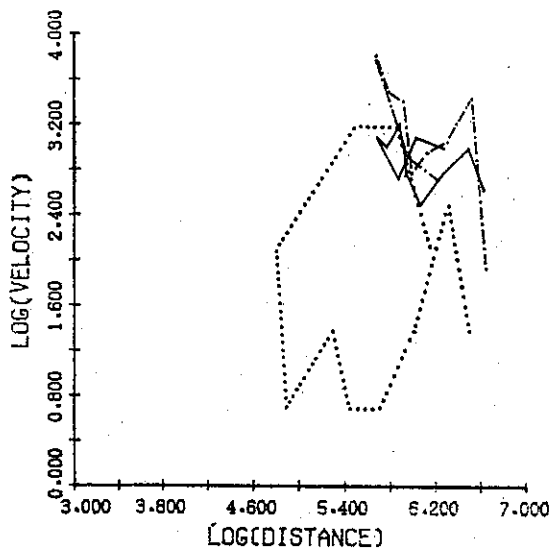


圖 4-7 本圖為HOPE(7908)個案。

Fig.4-7 The case of typhoon HOPE(7908)

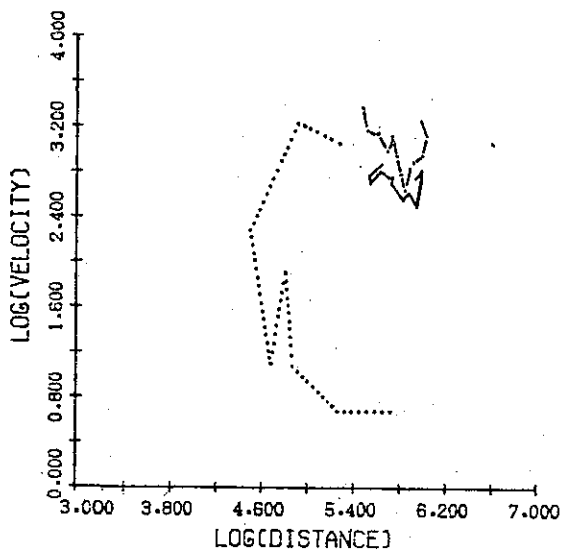


圖 4-6 本圖為GORDON(7907)個案。

Fig.4-6 The case of typhoon GORDON(7907)

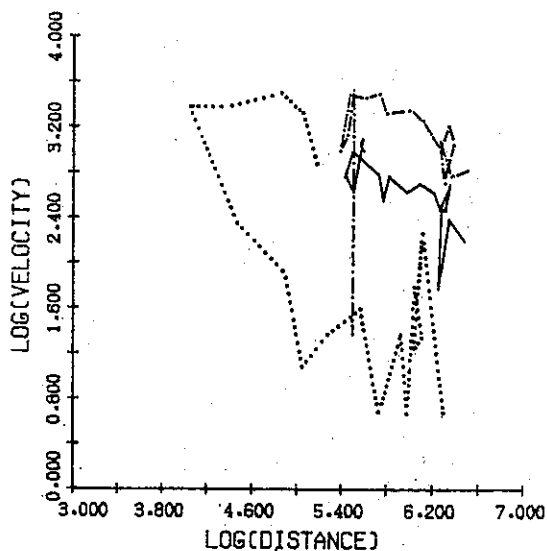


圖 4-8 本圖為PERCY(8014)個案。

Fig.4-8 The case of typhoon PERCY(8014)

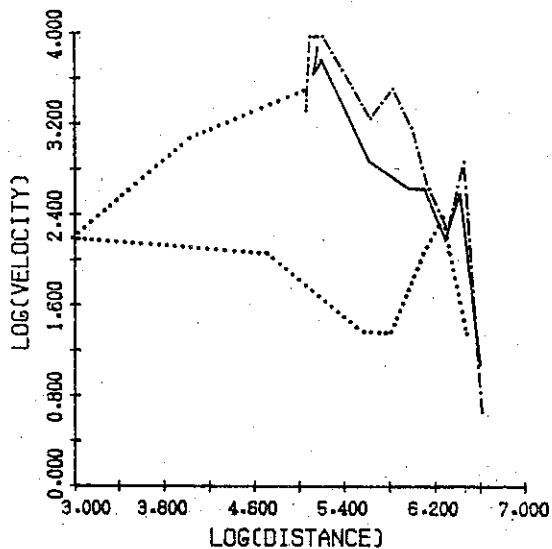


圖 4-9 本圖為ANDY(8210)個案。  
Fig.4-9 The case of typhoon ANDY(8210)

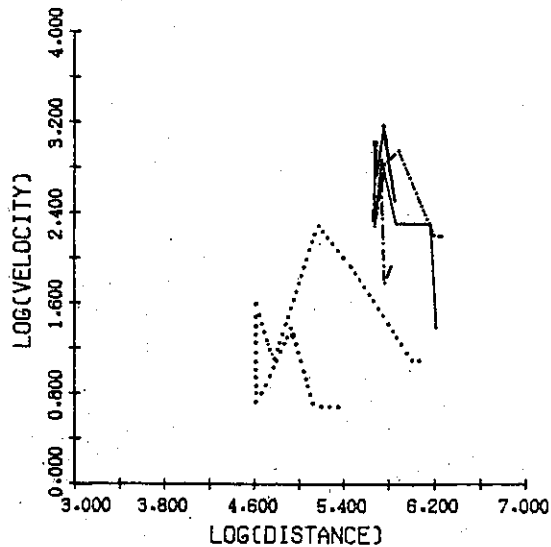


圖 4-11 本圖為VAL(8516)個案。  
Fig.4-11 The case of typhoon VAL(8516)

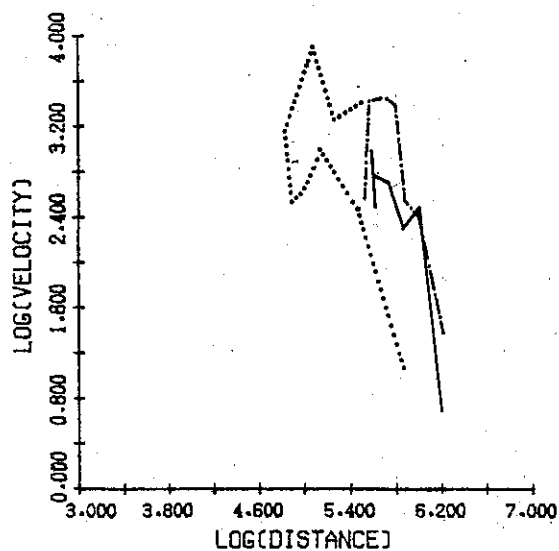


圖 4-10 本圖為WAYNE(8304)個案。  
Fig.4-10 The case of typhoon WAYNE(8r04)

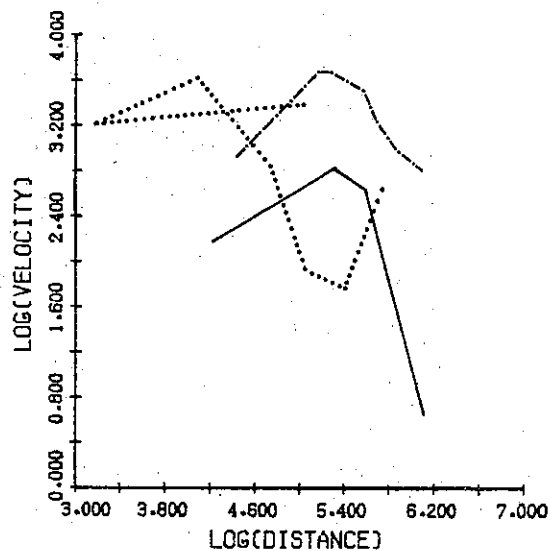


圖 4-12 本圖為IKE(8104)個案。  
Fig.4-12 The case of typhoon IKE(8104)

表四 第三類颱風之  $n$  值  
Table 4 The values of  $n$  for the third type typhoon track.

第三類颱風		$n$ 值		
颱風名稱		松山機場	中正機場	高雄機場
IKE	(8104)	0.40	0.41	0.60

如果將表二至表四所有颱風之  $n$  值平均，其平均值為 0.49 與表一所列的平均值 0.5 甚為接近。

## 五、結 論

本研究初步確定了松山與中正機場三種颱風路徑及高雄機場一種颱風路徑之  $n$  值，我們可將此結果應用於實際預報作業上。其法為先由颱風之路徑判斷應採用  $n$  值之大小，例如向西進侵襲臺灣北部之颱風可用 0.37（松山）或 0.32（中正）；向西進侵襲臺灣南部之颱風可用 0.60（松山與中正）；向東進侵襲臺灣南部之颱風可用 0.40（松山與中正）和 0.60（高雄）。次由颱風報告得知颱風之最大風速  $V(r_0)$ ，暴風半徑  $r_0$  及其趨勢。最後我們可以用公式：

$$V(r) = V(r_0) \left( \frac{r_0}{r} \right)^n \dots \dots \dots (1)$$

來求取機場風速之預測值。

由松山機場與中正機場颱風時期之最大風速相比較，我們發現中正機場之風速平均約比松山機場大 8m/sec，此值約相當於松山機場地形之擋風效應。故以(1)式求松山機場之風速時，可以預期實際風速可能較預測平均值小 8m/sec。

## 致 謝

本文承中央大學大氣物理系張隆男教授之指導及民航局飛航服務總臺氣象中心郭忠暉先生、蔡永智先生鼎力幫忙，特此致謝。

## 參 考 文 獻

1. 林則銘 (1972)：侵襲臺灣颱風風力之研究。空軍氣象聯隊研究報告 004，114 頁。
2. 林則銘 (1973)：侵襲臺灣颱風風力之研究（續一）。空軍氣象聯隊研究報告 005，151 頁。
3. 俞家忠 (1974)：臺灣破壞性風力之研究。空軍氣象聯隊研究報告 006，160 頁。
4. 中央氣象局 (1978)：臺灣八十年來之颱風。中央氣象局編行，106 頁。
5. 王時鼎 (1980)：臺灣近海颱風風運動及強度預報法。空軍氣象聯隊，中央氣象局，100 頁。
6. 蔡清彥、周根泉 (1982)：颱風路徑與臺灣地區之風速及雨量分佈。中央氣象局中範圍天氣系統研討會論文彙編，209-221。
7. 富高四郎 (1985)：台風圈内における氣壓・風・渦度の分布。天氣，32.2，15-24。
8. Anthes, R. A., 1982: Tropical Cyclones Their Evolution, Structure and Effects. Meteorological Monographs, Vol. 19. No. 41. American Meteorological Society, 208pp.
9. Gray, W.M., 1982: Recent Advances in Tropical Cyclone Research from Rawinsonde Composite Analysis. WMO Report, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado 80523, 407 pp.
10. Miller, B.I., 1967: Characteristics of Hurricanes. Science, 157, 1389-1399.
11. Riehl, H., 1979: Climate and Weather in the Tropics, Academic Press, 611pp.
12. Sheets, R. C., 1982: On the Structure of Hurricanes as Revealed by Research Aircraft Data. Intense Atmospheric Vortices, Springer-Verlag, 35-49.

關鍵詞	藤田公式，渦旋
Key words	Fujita equation, Rankine vortex

# On Strong Surface Winds at Civil Airports in Taiwan under the Influence of Typhoon

*Yen-Shu Lin*

Taipei Meteorological Center, ANWS, C. C. A. A.

## ABSTRACT

The relationships between the distance from the typhoon center and the strong surface winds measurements from Sungshan, CKS and Kaohsiung civil airports are analyzed by using the 34 cases of typhoons affecting Taiwan during 1979-1985. The values of parameter  $n$  for each case are also calculated individually by using the empirical equation

$$V_0 r^n = \text{const.}$$

The results show that the values of  $n$  are varied with different typhoon tracks. The values of  $n$  for three typhoon tracks are determined, these are: (1) moving westward and affecting the northern part of Taiwan, its  $n$  value is 0.37 for Sungshan and 0.32 for CKS. (2) moving westward and affecting the southern part of Taiwan, its  $n$  value is 0.60 for Sungshan and CKS, (3) moving eastward and affecting the southern part of Taiwan, its  $n$  value is 0.40 for Sungshan and CKS, and 0.60 for Kaohsiung. These empirical  $n$  values then are applied in our forecasting operations. We use the  $n$  values in the tangential wind forecasting model  $V(r) = V(r_0) \left( \frac{r_0}{r} \right)^n$  to obtain the wind speed of three airports.

# 西藏山區對亞洲冬季平均緯流地形\*

## 效應的研究

劉 明 禮<sup>1</sup>

### 摘 要

以大規模的觀點來研究亞洲地區中緯度地形對緯流的效應，則以西藏山區的強制作用為主。理論上，將地形效應置於渦度方程式，設定地球渦度場為一餘弦波，強制效應（即山的效應）為一正弦波，而得強制波變方程式為：

$$\zeta_a = -\frac{\eta_{ao}}{u_o} \times \frac{1}{K_{ax} - K_y} \times \sin [(\bar{K}_a - \bar{K}_y) \cdot \bar{x}_x]$$

即強制波變與緯流風的強度成反比，與兩相互作用系統的波數差成反正，與強制系統的強度成正比。共振現象則與強制系統的尺度與強度成正比，與緯流風場的強度成反比。

取以日本氣象廳500毫巴氣壓高度場（1968~1981），東經50~130度，依西藏山區劃分為向風面區，山區及背風面區，南北區間則以北緯20~50度、北緯30~40度以了解地形的效應。氣壓面上的高度值或謂重力波長，取以5,000公尺為基準高度，計算各區域間平均高度值的比率，以討論各區域間年平均波長的變化。結果顯示在本研究期限裏，重力波長於向風面區與山區趨於相同的高度，向風面與背風面的重力波長比值為1.15:1.00。理論上的計算，此一數值顯示中緯度大氣的緯流波盛行於波數四，又背風面近山區盛行的緯流波為波數十，或謂屬綜觀系統尺度。本研究中，理論上設定西藏山區尺度為六十度經度，而波數三的系统則造成地形與重力波場同相，又在超長波尺度（ $K_a \leq 3$ ），波長愈長則地形的效應減弱，或謂地球渦度場愈趨穩定，則地形的強制效應愈弱，1972~1973年盛行的緯流系統偏於波數三即屬此一現象。總而言之，由本研究期限的計算結果顯示：亞洲地區中緯度冬季的緯流波盛行的波數為三至四波，背風面則以綜觀尺度的波數十為盛行波，而向風面波數為三左右的緯流則地形效應較不顯著，近於或等於波數四的緯流波，則地形效應顯著。

### 一、前 言

亞洲地區地形上的特色，大規模的觀點，乃是西藏山區寬廣且高聳的山脈，其橫亙於中緯度，對緯流而言，形成障礙。而且大尺度的山區對緯流的影響，應屬大尺度的擾流系統。取以較穩定，較不具擾動的系統，乃是本研究取以冬季平均緯流以了解西藏山區對緯流的影響。

均勻的流體通過障礙，相對於地球行星大氣的特性——地轉風近似，也就是風沿着等壓線而運行；使得吾人可將流體的運動反應於等壓面上。而定

壓面上的高度場，可定義為重力弦場；因此山對緯流的強制效應，可考慮為重力波通過相異介質所造成的波變，此一現象乃是本研究的主題。

### 二、基 本 理 論

#### 1. 固定波

山乃是一固定的系統，大氣運行過及大尺度山區的強制作用，對大規模的大氣運動而言，將使得地球的渦度場變形，產生一固定波，此種現象在考慮更廣泛的現象時，應可見及海陸分佈對地球渦度

\* 收稿日期：76年5月14日。送審日期：76年5月15日

1. 中央氣象局科技中心技士

場所造成的變形。以流體力學的觀點來討論大規模且均勻的流體運動通過近似均勻的障礙，吾人可見及流體在障礙及其鄰近區將產生擾動。猶若脈動波通過不同介質造成波變，此種發生於障礙及其鄰近區域的擾動，將為折射波動或反射波動的組合，即

脈動波 → 折射波動（反射波動）

因為平均緯流是不具脈動波的，因此擾動波應屬折射波動或反射波動的平均值。

## 2. 能量守恒定律

以能量守恒原理來論述大氣運動，在本研究中，取以柏努立方程（Bernoulli's Equation）最為適當：

$$P + \rho gh + \frac{1}{2} \rho v^2 = \text{常數} \quad (1)$$

$P$ : 大氣壓力

$\rho gh$ : 重力位能

$\frac{1}{2} \rho v^2$ : 大氣動能

在本研究中，採用 500 毫巴氣壓面，所以  $P = P_{500}$  為一定值。而得：

$$\rho gh + \frac{1}{2} \rho v^2 = \text{常數} \quad (2)$$

方程式(2)表示在定壓面上的流體運動，將與動能與位能的轉換有關。又將方程式(2)取其微分

$$D(\rho gh + \frac{1}{2} \rho v^2) = 0, \text{ 得:}$$

$$\Delta h / \Delta v^2 = \text{常數} \quad (3)$$

$\Delta h$  為高度場的變化值， $\Delta v^2$  為動能的變化值，因此緯流在地形效應的作用下，所造成的擾動，將導致位能的變化，此種強制的轉換，可見大尺度的山脈為產生鋒面的根源之一。又由方程式(3)得知高度場的變化與動能的變化異相，或謂位能增加，則動能減少；位能減少則動能增加。或謂重力波脊的產生有利於大氣的穩定，重力波槽的產生則有利於大氣的擾動。又重力波或謂氣壓面在山脈地形的強制作用下，其波長的消滅或增長，得取波通過不同介質的折射率來定義，本研究採用的折射指數，可定義為山對緯流重力波強制作用所導致的變形率。即：

$$m_1 \lambda_1 = m_2 \lambda_2 \quad (4)$$

$m_{1,2}$ : 折射指數

$\lambda_{1,2}$ : 重力波長

方程式(4)若取  $m_1 = 1$ ，則

$$m_2 = \lambda_1 / \lambda_2 \quad (5)$$

上式即表介質 2 相對於介質 1 的折射指數，由方程式(5)而知，較大的介質指數，則重力波長較短。

## 3. 緯流在強制系統作用下的機制

設定地球大氣的渦度場  $\zeta$ ，在地球上某些固定的強制系統：如山嶽、河川、湖泊、海陸分佈……等作用下而變形，吾人可將渦度方程式寫成下列式子：

$$\frac{d(\zeta + f)}{dt} = - \sum_k \eta_k(x) \delta(x - x_k) \quad (6)$$

$k = 1, 2, 3, \dots$ 。函數  $\eta_k(x)$  表強制系統，又函數  $\delta$  具下列性質：

$$\delta(x - x_k) = 0, \quad x \neq x_k \quad (7)$$

$$\delta(x - x_k) = 1, \quad x = x_k \quad (8)$$

其中  $x_k$  表強制系統所在的位置， $f$  表柯次力。對於大氣或流體而言，方程式(6)可寫成：

$$\frac{\partial(\zeta + f)}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f) = - \sum_k \eta_k(x) \delta(x - x_k) \quad (9)$$

又根據紛擾理論，去除(9)式中的基態值，取其紛擾值：

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} + \vec{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x} + \beta v' = - \sum_k \eta_k(x) \delta(x - x_k) \quad (10)$$

$$\vec{V} = \vec{u} \vec{i} + \vec{v} \vec{j} \quad (11)$$

方程式(9)(10)(11)中， $\vec{i}$  表緯向的單位向量， $\vec{j}$  表經向的單位向量。 $\vec{v}$  表大氣的流速， $\vec{u}$  表緯流流速， $\vec{v}'$  表經向的流速。(10)式中的  $\zeta'$  相對於(9)式中的  $\zeta$  乃是其紛擾值，又  $\vec{\zeta}' = \nabla \times \vec{v}'$ 。

$$\beta = \partial f / \partial y \quad (12)$$

$x$  表緯向， $y$  表經向。方程式(10)若取時間的平均值：

$\frac{1}{T} \int_T ( ) dt = ( )$ , 設定經向的擾動為瞬時擾流, 取時間T的平均值, 則趨近於零。

$$\frac{1}{T} \int v' dt \approx 0 \quad (14)$$

$$\frac{\Delta \bar{\zeta}}{T} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial x} = - \sum_k \bar{\eta}_k(x) \delta(x - x_k) \quad (15)$$

方程式(15)可分成線性部份與非線性部份, 或

$$\frac{\Delta \bar{\zeta}_1}{T} = - \sum_k \bar{\eta}_{k1}(x) \delta(x - x_k) \quad (16)$$

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{\zeta}_n}{\partial x} = - \sum_k \bar{\eta}_{kn}(x) \delta(x - x_k) \quad (17)$$

(16)(17)式中的  $\bar{\zeta}_1$ 、 $\bar{\eta}_{k1}$  各表緯流系統與強制系統的線性部份,  $\bar{\zeta}_n$ 、 $\bar{\eta}_{kn}$  則表非線性作用部份。令方程式(16)中的  $\Delta \bar{\zeta}_1/T = \Delta \bar{\zeta}_1$ , 即

$$\Delta \bar{\zeta}_1 = - \sum_k \bar{\eta}_{k1}(x_k) \quad (18)$$

又由(17)式, 吾人可求得非線性作用之值, 設定為  $\Delta \bar{\zeta}_n$ , 則緯流在強制系統作用下的渦度場為:

$$F = \zeta_0 + \Delta \bar{\zeta}_1 + \Delta \bar{\zeta}_n \quad (19)$$

$\zeta_0$  表在不具山脈、海陸分布等強制系統作用下的大氣流渦度場。

#### 4. 線性與非線性作用

本節將單就山脈對緯流的強制效應, 論述其線性與非線性作用如下:

##### (1) 線性作用

緯流波取以重力波表示, 則定義緯流系統的重力波場H為一餘弦波, 即:

$$H = H_0 \sin(\vec{K}_I \cdot \vec{x}_k) \quad (20)$$

(20)式中,  $H_0$  表重力波的最大振幅,  $\vec{K}_I$  表重力波的波數及方向。強制系統的線性作用  $\eta_1$ , 則定義為:

$$\eta_1 = \eta_0 \sin(\vec{K}_{II} \cdot \vec{x}_k) \quad (21)$$

(21)式中,  $\eta_0$  表強制系統的最大振幅,  $\vec{K}_{II}$  表強制系統的波數及方向。今討論線性作用中的反射、折射與共振現象。

##### (a) 反射現象

反射則入射波與反射波的方向相反, 亦即:

$$\vec{K}_{II} = -\vec{K}_I \quad (22)$$

$$\text{令 } |\vec{K}_I| = |\vec{K}_{II}| = |\vec{K}_{III}| \quad (23)$$

由(19)(20)(21)(22)(23)式, 而得緯流在山的強制作用影響下的合成系統為:

$$F = \zeta + \eta_1 \quad (24)$$

$$F = (H_0 - \eta_0) \sin(\vec{K} \cdot \vec{x}_k) \quad (25)$$

$$\text{令 } \nu = \eta_0/H_0 < 1 \quad (26)$$

$$\text{而得 } F/H = 1 - \nu \quad (27)$$

方程式(27)式表示  $F < H$ , 即反射效應將使得緯流重力波長減短, 地球射度場增強。

##### (b) 共振現象

共振即表示兩相互作用系統的波數相同且同相, 而得:

$$\vec{K}_I = \vec{K}_{II} = \vec{K} \quad (28)$$

將(20)(21)(26)(28)式代入(24)式中:

$$F = (H_0 + \eta_0) \sin(\vec{K} \cdot \vec{x}_k) \quad (29)$$

$$\text{或 } \frac{F}{H} = 1 + \nu \quad (30)$$

方程式(30)表示  $F > H$ ; 共振現象將增長重力波長, 減弱地球渦度場。

##### (c) 折射現象

大氣重力波在地形效應作用下而變形, 乃是折射現象。令

$$\begin{aligned} F &= H + \eta_1 \\ &= H_0 \sin(\vec{K}_I \cdot \vec{x}_k) + \eta_0 \sin(\vec{K}_{II} \cdot \vec{x}_k) \end{aligned} \quad (31)$$

$$\text{或 } \frac{F}{H} = 1 + \frac{\eta_0}{H_0} \frac{\sin(\vec{K}_{II} \cdot \vec{x}_k)}{\sin(\vec{K}_I \cdot \vec{x}_k)} \quad (32)$$

根據斯涅爾定律 (Snell's Law):

$$m_1 \sin \theta_1 = m_2 \sin \theta_2 \quad (33)$$

$m_1, m_2$  各為介質 1, 2 的折射率,  $\theta_1, \theta_2$  則為入射角、反射角。(33)式代入(32)式:

$$\frac{F}{H} = 1 + \nu \frac{m_1}{m_2} \quad (34)$$

(34)表示折射現象將使得重力波長減短於背風面 ( $\frac{m_1}{m_2} < 1$ ), 減短的大小又與兩強制系統或流體通過的兩相異性質介質的介質指數比有關。

由以上的討論, 予以歸納結果如下:

①線性效應與緯流波的強度  $H$  有關, 強的緯流波場, 都將減弱線性的強制效應, 弱的緯流波則反之。

②共振現象與折射現象都將增長重力波長於強制系統所在的向風面, 反射現象與背風面的折射現象則減短重力波長。

③線性作用與強制系統的強度有關, 強制系統愈強則線性作用愈強, 愈弱則反之。

④總結而言: 反射現象的波變量為  $-\eta_0/H_0$ , 共振現象的波變量為  $\eta_0/H_0$ , 折射現象的波變量為  $\eta_0/H_0 \cdot m_1/m_2$ 。

#### (2)非線性作用

方程式(17)中的  $\bar{u}, \bar{\zeta}_n, \bar{\eta}_n$ , 在考慮平均緯流  $u$ , 平均重力波長的分佈  $\zeta$ , 以及固定的強制系統  $\eta$ , 是相同的, 所以

$$u(x) \frac{\partial \bar{\zeta}_n}{\partial x} = -\eta_n(x) \delta(x - x_k) \quad (35)$$

取(35)式的積分方程式:

$$\bar{\zeta}_n = - \int_x \frac{\eta_n(x)}{u(x)} \delta(x - x_k) dx \quad (36)$$

$$\text{令 } \eta_n(x) = \eta_{n0} e^{-i \bar{K}_y \cdot \bar{x}} \quad (37)$$

$$u(x) = u_0 e^{-i \bar{K}_u \cdot \bar{x}} \quad (38)$$

其中  $\eta_{n0}, u_0$  各為非線性強制場及緯流場  $u$  的最大振幅。 $\bar{K}_y, \bar{K}_u$  各為其波數及方向。將(37)(38)式代入(36)式中:

$$\bar{\zeta}_n = - \frac{\eta_{n0}}{u_0} \times \frac{1}{K_{yx} - K_{ux}} \times \sin [(K_{yx} - K_{ux})x_k] \quad (39)$$

(39)式中,  $K_{yx}, K_{ux}$  各表  $\bar{K}_y, \bar{K}_u$  在緯向上的分量。

$$\text{令 } K = K_{yx} - K_{ux} \quad (40)$$

將(40)式代入(39)式:

$$\bar{\zeta}_n = - \frac{\eta_{n0}}{u_0} \frac{1}{K} \sin (Kx_k) \quad (41)$$

又考慮共振現象, 即當  $K_{yx} = K_{ux}$ , 則由 L'Hospital 定理:

$$\bar{\zeta}_{nk} = - \frac{\eta_{n0} L_k}{u_0} \quad (42)$$

根據方程式(41)(42)及表一, 論述非線性效應的物理意義如下:

①非線性效應與地形強制場的強度成正比, 與緯流的強度成反比; 強的地形強制場與弱的緯流場, 都將增強非線性作用, 反之則減弱。

②非線性作用與兩相互作用系統的波數差成反比, 小尺度的地形相對於大尺度的緯流波場, 其效應減低。

③由表一中得知  $K = 1 \sim 5$ , 則  $\bar{\zeta}_n < 0$ ,  $K < 6$  則  $\bar{\zeta}_n > 0$ ; 相對於大尺度山區, 其意義為, 長波系統在大尺度的地形效應作用下, 則產生增長重力波長的非線性效應, 短波系統則減短重力波長。

④共振現象將造成重力波場與地形強制場同相, 其強度與強制系統的緯向尺度  $L_k$  及強制系統的強度成正比。

⑤共振現象與緯流強度成反比, 強的地球渦度場, 減弱共振強度。

表一 設定  $L_k = 60^\circ$  經度, 函數  $\sin (KL_k/2)/K$  相對於  $K$  的值。

Table 1 The value of the function  $\sin (KL_k/2)/K$  w.r.t. the value of  $K$ , while the scale of  $L_k$  is  $60^\circ$  longitude.

K	$\frac{1}{K} \sin (K \frac{L_k}{2})$
1	0.5
2	0.433
3	0.333
4	0.217
5	0.1
6	0
7	-0.071
8	-0.108
9	-0.111
10	-0.087
11	-0.045
12	0
K = 0	+0.524



### 三、計算方法與結果

#### 1. 計算方法

(1) 取以日本氣象廳 500 毫巴元月份平均厚度值做計算；計算方法是取以北緯 20°, 30°, 40°, 50°, 東經 50°, 60°, 70°, 80°, 90°, 100°, 110°, 120°, 130°, 依西藏山區劃分為向風面區、山區、背風面區三個區域（如表二），又取北緯 30°、40° 的平均值劃分為三個區域（如表三）。

表二 北緯 20 度到 50 度區間的分區

Table 2 The divided area of the area covering from 20°N to 50°N and from 50°E to 130°E.

(I) 向風面區	(II) 山區	(III) 背風面區
20°N~50°N 50°E~70°E	20°N~50°N 80°E~100°E	20°N~50°N 110°E~130°E

表三 北緯 30 度到 40 度區間的分區

Table 3 The divided area of the area covering from 20°N to 50°N and from 50°E to 130°E.

(I') 向風面區	(II') 山區	(III') 背風面區
30°N~40°N 50°E~70°E	30°N~40°N 80°E~100°E	30°N~40°N 110°E~130°E

表四  $n_1, n_2, n_3, n_1', n_2', n_3'$  之值；又  $\bar{n}_1, \bar{n}_1' \approx 1.00, \bar{n}_2 \sim 1.15, \bar{n}_2' \sim 1.16, \bar{n}_3, \bar{n}_3' \approx 1.15$  (1968~1981)

Tabel 4 The value of  $n_1, n_2, n_3, n_1', n_2', n_3'$ ; also  $\bar{n}_1, \bar{n}_1' \approx 1.00, \bar{n}_2 \sim 1.15, \bar{n}_2' \sim 1.16, \bar{n}_3, \bar{n}_3' \approx 1.15$  (1968~1981).

指年 數	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81
$n_1$	0.975	1.035	0.999	1.043	0.921	0.945	0.995	0.980	0.960	0.980	1.034	1.037	0.991	1.034
$n_2$	1.166	1.113	1.171	1.143	1.076	1.089	1.109	1.143	1.224	1.185	1.201	1.159	1.192	1.139
$n_3$	1.137	1.152	1.172	1.192	0.992	1.029	1.104	1.120	1.175	1.161	1.242	1.202	1.182	1.177
$n_1'$	0.966	0.996	0.991	1.034	0.906	0.954	0.962	0.988	0.979	0.946	1.033	1.001	0.980	1.012
$n_2'$	1.201	1.114	1.205	1.178	1.091	1.105	1.129	1.155	1.230	1.198	1.193	1.151	1.189	1.175
$n_3'$	1.159	1.109	1.194	1.217	0.989	1.055	1.086	1.141	1.204	1.134	1.232	1.152	1.165	1.189

(2) 取以 500 毫巴高度值為重力波長  $\lambda$ ，各區域的平均波長為  $\bar{\lambda}_I (\bar{\lambda}_I')$ ,  $\bar{\lambda}_{II} (\bar{\lambda}_{II}')$ ,  $\bar{\lambda}_{III} (\bar{\lambda}_{III}')$ ，計算緯流波在山脈地形強制作用下的波變指數：

$$n_1 = (\bar{\lambda}_I - 5000) / (\bar{\lambda}_{II} - 5000) \dots\dots\dots (43)$$

$$n_2 = (\bar{\lambda}_{II} - 5000) / (\bar{\lambda}_{III} - 5000) \dots\dots\dots (44)$$

$$n_3 = (\bar{\lambda}_I - 5000) / (\bar{\lambda}_{III} - 5000) \dots\dots\dots (45)$$

$$n_1' = (\bar{\lambda}_I' - 5000) / (\bar{\lambda}_{II}' - 5000) \dots\dots\dots (46)$$

$$n_2' = (\bar{\lambda}_{II}' - 5000) / (\bar{\lambda}_{III}' - 5000) \dots\dots\dots (47)$$

$$n_3' = (\bar{\lambda}_I' - 5000) / (\bar{\lambda}_{III}' - 5000) \dots\dots\dots (48)$$

本研究所使用的資料為 1968~1981 年共十四年，波變指數的年變化值則可依向風面區相對於山區、背風面區相對於背風面區的緯流波偏折指數  $n_1(n_1')$ ，山區相對於背風面區的緯流波偏折指數  $n_2(n_2')$ ，向風面區相對於背風面區的緯流波偏折指數  $n_3(n_3')$  而割裝。

#### 2. 計算結果

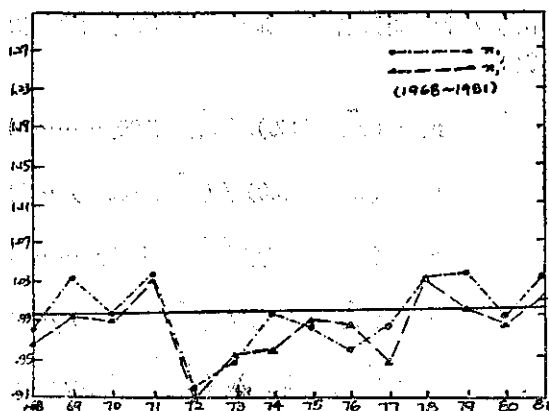
根據方程式 (43)(44)(45)(46)(47)(48) 計算而得  $n_1, n_2, n_3, n_1', n_2', n_3'$  的值列於表四，而表四的年變化值則割於：

圖一： $n_1, n_1'$  的年變化

圖二： $n_2, n_2'$  的年變化

圖三： $n_3, n_3'$  的年變化

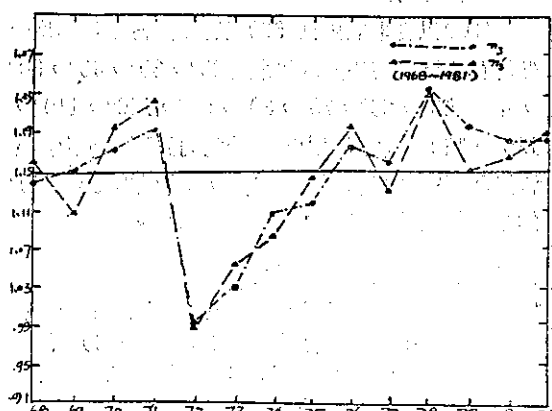
圖四： $n_1, n_2, n_3$  的合成



圖一 向風面區與山區重力波的比值。

$n_1$  ( $20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ),  $n_1'$  ( $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ )

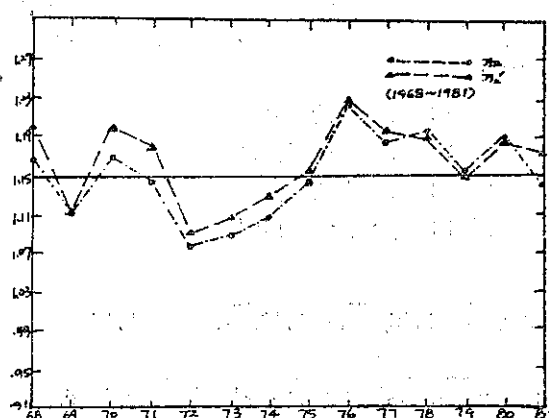
Figure 1 The ratio of the geopotential height between the upslope area and the mountain area.  $n_1$  ( $20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ),  $n_1'$  ( $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ )



圖三 向風面區與背風面區重力波的比值。

$n_3$  ( $20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ),  $n_3'$  ( $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ )

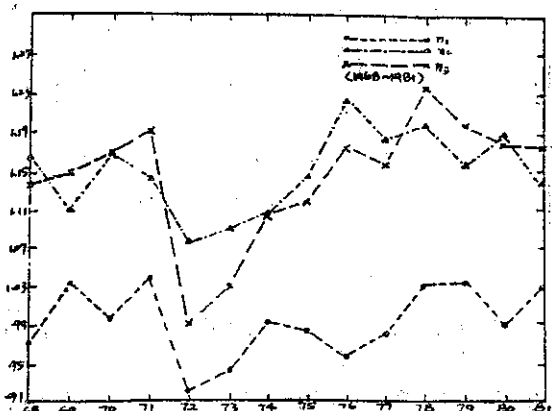
Figure 3 The ratio of the geopotential height between the area and the downslope area.  $n_3$  ( $20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ),  $n_3'$  ( $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ )



圖二 山區與背風面區重力波的比值。

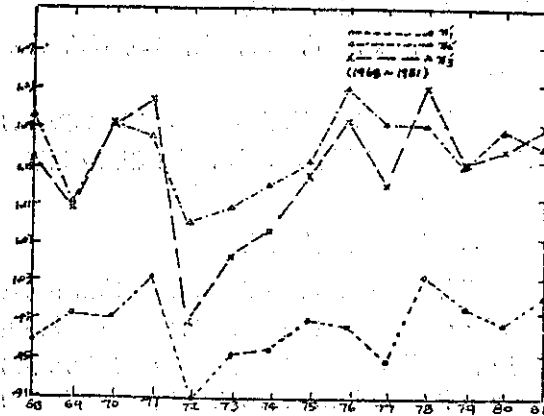
$n_2$  ( $20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ),  $n_2'$  ( $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ )

Figure 2 The ratio of the geopotential height between the mountain area and the downslope area.  $n_2$  ( $20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ),  $n_2'$  ( $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ )



圖四  $n_1$ ,  $n_2$ ,  $n_3$  的合成圖。(1968~1981)

Figure 4 The combined figure of  $n_1$ ,  $n_2$ ,  $n_3$ . (1968~1981)



圖五  $n_1'$ ,  $n_2'$ ,  $n_3'$  的合成圖。(1968~1981)

Figure 5 The combined figure of  $n_1'$ ,  $n_2'$ ,  $n_3'$ . (1968~1981)

#### 四、討 論

##### 1. 向風面的重力波介質性質

由  $(\bar{n}_1, \bar{n}_1') = 1.00$  得知向風面區與山區對重力波而言，具有近似的介質性質。吾人可由方程式(4)式及表一中了解此一現象：非線性的強制波變量與  $1/K \sin(K x_k)$  成正比；而  $K = K_v - K_u$ ，當  $|K| < |K_v|$ ，則相對於大尺度的西藏山區而言，緯流波亦屬大尺度系統，表一顯示強制波變將增長緯流重力波的波幅，又當  $K$  值愈小，則近似共振的現象愈顯著，如此則此一增強的波幅將向西延伸，或謂由山區向着向風面區延伸，而造成山區與向風面區具有近似的波變量，此為兩區域間具有相同的介質性質的原因；因此吾人可以認定：大尺度或謂近似西藏山區尺度的緯流系統盛行於亞洲冬季的中緯度平均緯流。

##### 2. 背風面的介質性質

由  $(\bar{n}_2, \bar{n}_2') \approx 1.15 \sim 1.16$ ,  $(\bar{n}_3, \bar{n}_3') \approx 1.15$  顯示背風面的擾動活躍；表一顯示背風面盛行的緯流波系統相對於向風面而言，應屬較短的波系統（ $K$  值較大）；由此吾人可以認定：西藏山區的地形效應將造成背風面擾動的活躍，緯流重力波的介質性質為由向風面的波疏進入背風面的波密。

##### 3. 緯流波與地形強制場的相位關係

在本研究中，1972~1973年的重力波介質指數為：

$$[n_1]_{1972} = 0.921, [n_2] = 1.076,$$

$$[n_3] = 0.992$$

$$[n_1']_{1972} = 0.906, [n_2'] = 1.091,$$

$$[n_3'] = 0.989$$

$$[n_1]_{1973} = 0.945, [n_2] = 1.089,$$

$$[n_3] = 1.029$$

$$[n_1']_{1973} = 0.954, [n_2'] = 1.105,$$

$$[n_3'] = 1.055$$

上述的介質指數顯示重力波的分佈與地形分佈同相。基本理論中設定強制系統屬正弦波，即  $\eta \propto \cos(K_v x_k)$ ，而非線性變形波屬餘弦波，即  $\Phi_n \propto \sin(K x_k)$ 。今考慮同相狀況：

$$\begin{aligned} \sin(K x_k) &= \sin\left(\frac{\pi}{2} - K_v x_k\right) \\ &= \cos(K_v x_k) \end{aligned} \quad (49)$$

$$\text{而得} \quad \frac{K_u L_k}{2} = \frac{\pi}{2} \quad (50)$$

設定  $L_k = \frac{\pi}{3}$ ，代入(50)式

$$K = 3, K_u = 3 \quad (51)$$

此一尺度為兩倍於西藏山區的尺度。由表一及上述的討論，吾人可以認定：地球渦度場愈趨於穩定，則地形強制效應作用下的緯流波變與地形的分佈同相，或謂波數小於3的大規模緯流系統，將導致地形強制波變與地形的分佈同相。

##### 4. 盛行的亞洲中緯度緯流波

###### (1) 向風面盛行的緯流波

由方程式(4)式，以及  $n_2, n_3$  值可得下列式子：

$$\begin{aligned} &\frac{\sin(3/4 K_1 L_k) - \sin(1/4 K_1 L_k)}{\sin(-\frac{1}{4} K_1 L_k)} \\ &= \frac{\Delta n_3}{\Delta n_2} = N \end{aligned} \quad (52)$$

(52)式中， $\Delta n_3 = n_3^{-1}$ ,  $\Delta n_2 = n_2^{-1}$ ,  $K_1$  則表向風面盛行的緯流波。

$$\text{令} \quad \frac{1}{4} K_1 L_k = \theta_1 \quad (53)$$

(53)式代入(52)式

$$\cos 2\theta_1 = \frac{N}{2} \quad (54)$$

考慮下列狀況

①設定  $N=1$  (1970)

$$\cos 2\theta_1=0.5, \triangle K_1=2, K_{u1}=4$$

②設定  $N=0$  (1972)

$$\cos 2\theta_1=0, K_1=3, K_{u1}=3$$

今依據方程式(53)(54)計算各年的  $K_1$  與  $K_u$  之值，列於表五中，其中  $K_{u1}$  表向風面盛行的緯流波， $K_{u1}=K_u-K_1$ 。

(2)背風面盛行的緯流波

由方程式(4)式，令：

$$\theta_2 = \frac{1}{4} K_2 L_k \dots\dots\dots (55)$$

吾人可得下列式子：

$$\frac{1 + \sin(\theta_1/K_1)}{1 + [(\sin 3\theta_2 - \sin \theta_2)/K_2]} = n_2 \dots\dots (56)$$

又由(52)式，設定  $\frac{\sin \theta_2}{K_2} \rightarrow 0$ ，則(55)式可寫成：

$$\frac{1 + (\sin \theta_1/K_1)}{1 + [\sin(3\theta_2/K_2)]} = n_2 \dots\dots (57)$$

$K_2$  則表背風面區盛行的緯流變形波。由(56)式可求得各年的  $K_2$  值，又  $K_{u2}$  的值可由  $K_{u2}=K_2+K_u$  求得。(52)(55)式中的  $n_2, n_3$  值代以  $n_2', n_3'$  值，則得北緯30~40度間盛行的緯流波。上述計算結果列於表五中。

今考慮平均狀況，即  $\bar{n}_2=1.15, \bar{N}=1$  而得  $K_1=2, K_{u1}=4.0, K_2=3.96, K_{u2}=9.96$ ，平均緯流的向風面則以波數四為主，背風面盛行的波數

為十波，或謂屬綜觀的尺度系統。

(3)  $K_1, K_2, K_1', K_2', K_u, K_{u2}, K_{u1}', K_{u2}'$  各年的值。

$K_1', K_2', K_{u1}', K_{u2}'$  各表北緯30~40盛行的波數，其意義與  $K_1, K_2, K_{u1}, K_{u2}$  相同，此等值列於表五。

### 5.重力波的年變化特性

(1)由圖一、圖二中得知考慮較狹窄的南北寬度(30°~40°N)則地形對重力波的強制效應較為顯著，背風面的沉降現象亦較為顯著，尤以1976年為甚。其中1969、1972、1973、1974年則呈現較弱的地形效應，尤以1972、1973年為甚。

(2)由圖三可知地形效應導致重力波變形，於1972、1973年的向風面區與背風面區具有近相同的高度場，考慮較為狹窄的南北寬度，顯示地形效應對近山區處的緯流波作用必然存在。考慮向風面與背風面的沉降現象，則以1978年為甚。

(3)由圖四、圖五中得知，弱的地形效應，則重力波偏於與地形同相，強的地形效應，則偏於造成重力波場的介質特性以向風面進入背風面為由波疏入波密，前者同相現象顯現於1972、1973年，後者則幾乎呈現於其他各年。

(4)由上述的結果以及理論上的計算，可得下列的認定：亞洲中緯度冬季平均緯流波盛行於波數三或近於波數三，則地形效應減弱，與地形同相的重力波分佈呈現，近於波數四以上的盛行緯流，則背風面的重力波沉降現象顯著。

表五  $K_1, K_2, K_1', K_2', K_{u1}, K_{u2}, K_{u1}', K_{u2}'$  之值 (1968~1981)

Table 5 The value of  $K_1, K_2, K_1', K_2', K_{u1}, K_{u2}, K_{u1}', K_{u2}'$ . (1968~1981)

年 波數	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81
$K_1$	2.20	1.57	2.00	1.57	3.00	2.67	2.03	2.17	2.23	2.13	1.77	1.67	2.07	1.67
$K_2$	3.91	3.83	3.91	3.87	3.81	3.82	3.83	3.88	3.98	3.93	3.97	4.04	3.94	3.87
$K_{u1}$	3.80	4.43	4.00	4.43	3.00	3.33	3.97	3.83	3.77	3.87	4.23	4.33	3.93	4.33
$K_{u2}$	9.91	9.83	9.91	9.87	9.81	9.82	9.83	9.88	9.98	9.93	9.97	10.04	9.94	9.87
$K_1'$	2.22	2.05	2.06	1.75	3.12	2.50	2.35	2.10	2.12	2.34	1.77	1.99	2.13	1.91
$K_2'$	3.95	3.84	3.96	3.91	3.83	3.83	3.87	3.91	3.98	3.96	3.94	3.89	3.93	3.92
$K_{u1}'$	3.78	3.95	3.94	4.25	2.88	3.50	3.65	3.90	3.88	3.66	4.23	4.01	3.87	4.09
$K_{u2}'$	9.95	9.84	9.96	9.91	9.83	9.83	9.87	9.91	9.98	9.96	9.94	9.89	9.93	9.92

## 五、結 論

1. 取用波動理論應用於渦度方程式，推導地形的強制效應，以應用於大規模的山脈地形強制效應。本研究獲致的結果爲此一強制作用與緯流風的強度成反比，與強制系統的強度成正比，又與兩相互作用系統波數差成反比。由此吾人可知：兩相比擬的作用系統，將有利於地形效應的增長，而較大差距尺度的兩相互作用系統則效應減弱。數值上設定西藏山區爲60度經度，則以波數三爲界，緯流波小於波數三或尺度大於兩倍西藏山區尺度者，則重力波偏於與地形分佈同相，地形的效應減弱，而大於波數三的緯流系統，則地形效應顯著，背風面重力波沉降現象愈形顯著。

2. 取以日本氣象廳 500毫巴重力於值及變差（1968~1981）十四年的資料，依西藏山區劃分爲向風面區、山區、背風面區計算各區域的重力波，顯示1972、1973年的重力波偏於與地形同相，而地形效應相對於其他各年則較弱，理論上的推導則屬波數三或近於波數三盛行的緯流系統，且地球大氣渦度場較爲穩定。

3. 經由數值代入理論式中，而知亞洲中緯度地區冬季緯流系統以西藏山區爲界，盛行的緯流系統爲三至四波，而背風面近山的緯區流則盛行於波數十的綜觀尺度。三波盛行的緯流系統，則重力波偏於與地形同相，地形效應減弱，偏於四波盛行的緯流則地形效應增強，背風面的重力波沉降顯著。

4. 在本研究期限裏，向風面區與山區的重力波趨於相同，而背風面與山區的重力波比值在1.15~1.16:1.00，顯示波數四盛行於亞洲冬季的中緯度的平均緯流，又且波數十盛行於背風面近山區の緯流，考慮較狹窄的南北寬度，則地形效應的形態相同，但較顯著。

5. 本研究偏於兩相互作用系統尺度的相互作用所產生的地形效應，於緯流風的強度並未做探討，又且西藏山區的分佈，譬若南方系統涉及繞山作用爲影響背風面天氣的重要系統之一，值得探討，又本研究設定西藏山區的尺度爲60度經度寬度，其東西走向尺度的大小影響整個大氣緯流的波動，適度的取捨，做爲理論與實際觀測資料的印證爲一值得探討的方向。

6. 本研究的重力波波變現象，在考慮北緯 20°~50°與北緯 30°~40° 區，可見當考慮的緯度範圍較寬，則地形的效應將減弱，但吾人了解在偏北緯度區的冷氣團年變化，以及偏南副熱帶地區的海洋氣團年變化，都將影響緯流的波變，所以太平洋高壓的發展，以及極地氣團的年變化，亦將影響緯流波動。

## 六、誌 謝

本研究取自作者所做中央氣象局七十三年度研究發展專題研究報告第 092號，對於這些年來，家人及親朋好友所給予的關切及友誼，於此深致謝意。

關鍵詞	波變方程式
Key words	The Wave Deformation Equation

## 七、參 考 文 獻

劉明禮：西藏山區對亞洲冬季平均緯流之效應，中央氣象局七十三年度研究發展專題研究報告第 092號。

日本氣象廳：500毫巴月平均重力位值及變差 1968~1981。

# The Effect of the Topographic Forcing of the Himalaya Mountain on the Zonal Mean Current in the Asian Area in the Winter

*Ming-Lee Liu*

Atmospheric Research & Development Center, C. W. B.

## ABSTRACT

With large scale viewpoint to look into the topographic forcing on the zonal mean current in the Asian area, it would belong to the forcing effect of the Himalaya mountain. Theoretically, the effect of the topographic forcing was put in the vorticity equation, the vorticity field of the earth was assumed to be sinusoidal, the wave deformation equation of the topographic forcing was derived:

$$\zeta_n = -\frac{\eta_{no}}{u_o} \frac{1}{K_{ux} - K_{rx}} \sin [(\vec{K}_u - \vec{K}_r) \cdot \vec{x}_k]$$

i. e., the deformation of the wave would be inverse with the strength of the velocity of the zonal mean flow, and would be inverse with the difference of the wave numbers of those two interacting systems, and would be proportional to the intensity of the forcing field.

By using 500mb mean geopotential height in January from 1968 to 1981 from Japan Meteorological Agency, the area covering 50°E~130°E, 20°N~50°N was taken. it was divided into three subsections: the upslope area, the mountain area and the downslope area according to the Himalaya mountain. the 500mb mean geopotential height was taken as the wave-length of the gravity wave, also 5000m was taken as the zero point of the gravity-wave-length scale in order to compute the ratio of the wave length of either two subsections. the results showed that there were almost of equal wave length between the upslope area and the mountain area, and the ratio of the wave length between the upslope area and the downslope area was 1.15: 1.00 in the mean. A theoretical computation showed that the wave number 4 had been prevailing in the zonal mean current in the upslope area of the mountain except in 1972 and 1973., and the wave number 10 or those of the synoptic scale systems had been prevailing in the downslope area.

The horizontal scale of the Himalaya mountain was assumed to be

of 60 degree longitude and theoretically the wave disturbance of the wave number 3 would be forced to be in phase with the distribution of the mountain; if the wavelength of the zonal mean current was longer (e. g., in the scale of the ultralong wave  $K_n \leq 3$ ), the forcing effect of the mountain would be weaker. In other words, if the vortex field of the atmosphere of our planet was more stable, then the effect of the forcing of the mountain would be weaker. And a computation showed that those of the prevailing wind field in 1972 and 1973 were of the wave number 3.

Above all, the computation through the period being taken, showed the following results: The wave number 3 and 4 had been prevailing in the upslope area of the Himalaya mountain in the middle latitude in the winter, the wave number 4 would result in a significant subsidence in the downslope area due to the forcing of the mountain while those of the wave number 3 would not.

# 氣象觀測自動化之評介與展望\*

林 憲 男<sup>1</sup>

## 摘 要

本文主要係分析氣象自動觀測系統輸出之觀測資料，與傳統人工觀測資料不一致的原因。作者除舉例分析之外，說明改善的方法，並認為氣象觀測自動化的目的，原是要取代傳統人工觀測，因此進行氣象觀測自動化時的觀念，應視氣象自動觀測系統為氣象觀測業務的一貫延續，設計方向應以能切合長久以來氣象觀測所遵循的程序及結為目的，但亦須配合潮流趨勢，將氣象自動觀測系統的領域擴大至與氣象資訊服務網路結合，進行整體規劃，才能獲致事半功倍的成果。

## 一、前 言

氣象觀測自動化研究，在許多氣象研究機構已進行許多年。一九七八年美國 NWS (National Weather Service)，將遙控氣象觀測系統 (Remote Automatic Meteorological Observing System) 簡稱 RAMOS，與一傳統觀測站，平行作業四個月，用以評估氣象觀測，全面自動化可行性及可靠性。結果發現；此自動觀測系統幾乎可完全取代傳統氣象觀測站人工觀測項目，及觀測作業程序。在當時；僅於美國一地，分屬於三個政府機構；National Weather Service(Department of Commerce—DOC)，Air Weather Service (Department of Defense—DOD) 及 Federal Aviation Administration (Department of Transportation—DOT)，約有一千二百個氣象觀測站，根據評估認為；氣象觀測自動化確實可行之後，即計劃逐次予以更新為自動觀測系統，期望以此減少人工成本負荷，避免人為觀測誤差，提供更迅速準確的氣象報告，來增進飛航安全及大幅提昇氣象預報，與突變天氣預警能力，此項決定；遂使研究觀測系統自動化風氣，風起雲湧，許多研究機構及氣象儀器廠商，都投入衆多人力物力，積極從事研究開發，並推出多種不同類型的氣象自動觀測系統行銷於市場。

我國中央氣象局，自民國七十年開始進行地面氣象自動觀測自動化工作，至目前為止，共有十七

個所屬氣象測站，納入地面氣象自動觀測系統之中，在推動氣象觀測自動化過程，以及實際運轉所得到的經驗，均發現許多值得深入探討的問題，本文主要係換對氣象自動觀測系統輸出資料，與傳統氣象儀器觀測資料的差異情形進行分析，並舉例說明合理的資料處理程序，以消除或減少此種資料差異，提供有關單位及學者參考。

## 二、氣象自動觀測系統輸出資料與傳統氣象儀器觀測資料差異的原因分析

氣象儀器指示或輸出數值，很難與真實值完全一致，依據目前的科技水準，只可能將氣象儀器指示或輸出值，儘量接近真實值，因為由氣象儀器，所獲得的指示或輸出資料數值，與下列三個因素有關：

1. 氣象儀器特性：指製造氣象儀器材料，氣象儀器結構，氣象儀器精密程度，設計氣象儀器所運用原理，以及氣象儀器的時間常數。
2. 架設氣象儀器環境：指氣象儀器所在處所週圍環境，與真實環境的差異程度。
3. 觀測方法或資料處理轉換程序：指由氣象儀器取得，計算，轉換或傳遞資料程序及方法。

觀察以上所述；可以理解二個不同的氣象儀器，要獲得絕對相同指示或輸出數值並不可能。例如：影響氣象儀器時間常數的因素非常之多，而儀器時間常數不相同，將很困難使二個氣象儀器有一致指示或輸出數值。

當氣象儀器周圍環境由一穩定狀態變化至另一

\* 收稿日期：76年8月24日，送審日期：76年8月25日

1. 中央氣象局測政組儀器檢修科長



狀態時，氣象儀器的指示或輸出，由前一狀態改變至後一狀態之時間；必落後於真實時間，而指示或輸出滯後的時間長短，依儀器性質及結構而異，此滯後情形稱為氣象儀器的惰性。而其時間常數，可利用下式檢驗氣象儀器求得；

$$\lambda = \frac{0.4343t}{\log_{10} \left( \frac{X_1 - X_0}{X_2 - X_0} \right)} \quad (1)$$

$X_0$ ：校驗開始前，氣象儀器周圍，穩定的真實氣象要素數值。

（此真實值，以極精密型氣象標準儀器的指示值或輸出值為準）

$X_1$ ：校驗開始前，受校檢氣象儀器的指示或輸出數值。

$X_2$ ：校驗終了，受校驗氣象儀器的最終指示或輸出數值。

$t$ ：受校驗氣象儀器，由  $X_1$  變化至  $X_2$  所需要的時間。

氣象自動觀測系統所使用的氣象感應器，因需將周圍環境的物理量轉變為電的信號輸出，故與傳統氣象儀器並不完全相同，例如氣溫觀測，傳統氣象儀器多採用玻璃水銀溫度計，而氣象自動觀測系統則多採用電阻式白金溫度計（Platinum RTD），兩者無論在製造材料，設計原理，以及外觀形狀都不相同，因此；其儀器時間常數也不相同。根據實驗；以空氣為熱導介質，玻璃水銀溫度計在氣溫變化時，其指示值要達到與周圍環境對應值的時間約在一至二分鐘，而電阻式白金溫度計在相同測試所需的時間約在十至十五秒間，因此；氣象自動觀測系統，在氣溫觀測項目應比傳統氣象觀測，具有較快速反應能力。如果氣溫變化高峰或低峰數值的持續時間，短於玻璃水銀溫度計的滯後時間，則高峰或低峰氣溫數值必然在儀器真正指示或輸出前消失，無法在玻璃水銀溫度計的指示值中出現。類似於此；具有較大時間常數的雙金屬式溫度記錄儀，亦可能將短暫的氣溫峰值平緩化，而無法在紀錄曲線看出。

一般而言；氣象自動觀測系統所使用的氣象感應器，其時間常數值，比傳統氣象儀器小，此差異；將導致氣象自動觀測系統輸出資料，有較高或較低極端值出現，而出現時間也可能與傳統氣象儀器所指示或紀錄的時間不一致。

傳統氣象儀器氣溫及濕度觀測儀器，按規定需安裝在百葉箱內，雖然百葉箱有一定的製造及安裝規格要求，但顯然地面風速將影響其內部通風狀況，而輻射熱量對百葉箱內儀器的干擾程度，將隨太陽輻射的強弱而變，而氣溫感測部份，由輻射所產生的額外熱轉移，將產生誤差，因為；

$$T = R / [Ka(Re)^n / d] \quad (2)$$

$R$ ：由氣溫感測部份吸收的淨輻量。

$K$ ：乾燥空氣中的熱傳導係數。

$d$ ：氣溫計感測部份直徑。

$Re$ ：氣溫感測部份的 Reynolds number =  $vd/r$ 。

$V$ ：通風速度。

由額外輻射熱量，所引起的氣溫觀測資料誤差在晴空無風狀況，百葉箱內氣溫計及氣溫儀的氣溫資料，日間可能有高於氣象自動觀測系統氣溫輸出資料，達攝氏一度以上的情形。而因氣象自動觀測系統氣溫及濕度感測部份，係安裝在較標準的測量環境中，通常均裝設於具有恆定通風速度的通風裝置中，其溫度及濕度感測部份亦有較佳輻射屏蔽。因此；如僅考慮感應器特性，通風輻射熱量等因素，氣象自動觀測系統的氣溫及濕度，應有較接近於真實環境，合理與穩定的輸出資料。

風之產生係因不同氣壓間所發生的氣流流動現象，因此風速可用下列表示；

$$V = \sqrt{\frac{2}{\rho} \cdot \frac{P - P_0}{K_p}} \quad (3)$$

$P$ ：氣壓值。

$\rho$ ：空氣密度。

$K_p$ ：轉換係數。

又不同的風速計，其距離常數亦異，風速計距離常數如下式；

$$K = 0.63VS \quad (4)$$

$V$  = 風速值，以  $M/S$  計算。

$S$ ：風速由零至  $V$  急變時，風速計由零至  $V$  輸出時，所需的時間，以秒計算。

風的觀測；於傳統方式係由電接回數計的紀錄，計算十分鐘平均風速，或由風向風速儀的紀錄求得十分鐘平均風速及瞬間最大風速。由於風是變動最頻繁，隨時可能有鉅大變化的氣象觀測項目，連續不斷的累計或記錄十分必要，否則可能漏失瞬間

峰值風速。於氣象自動觀測系統，對各觀測項目輸出信號，係用掃描取樣 (Sampling) 方式取得，其漏失瞬變信號的機率，與取樣頻率相關。因此風的觀測至少需要每秒鐘取樣一次，否則將發生與傳統觀測方式的風速資料不一致

由前述舉例說明；不難瞭解氣象自動觀測系統與傳統氣象觀測之間，確有甚多不同處，但並不表示氣象自動觀測系統所輸出的資料，一定比傳統觀測所得到的資料正確。因為傳統氣象觀測的資料誤差原因，通常除儀器特性限制所發生的誤差及環境因素誤差較難更正外，大部份為可避免的人為錯誤，而氣象自動觀測系統，則尚有許多因素會使最終資料輸出值發生錯誤，例如：取樣頻率的適當與否，電子信號轉換為觀測資料的轉換係數，運算處理與觀測程序及觀測定義的互相配合問題，以至電子組件的穩定及可靠程度，電源問題，電磁波干擾問題，儀器校驗問題……等等，都可能使最終輸出值發生錯誤，因此不適當的氣象自動系統硬體或軟體，將使其比傳統氣象觀測更不可靠。

### 三、如何得到合理的氣象自動觀測系統輸出資料

由前述；可瞭解氣象自動觀測系統，要得到合理輸出資料，所牽涉的問題很多，每一問題都必須仔細考慮及以合理方法解決，否則會衍生許多困擾。而且必須體認；長久以來，吾人使用玻璃水銀溫度計，水銀氣壓計……等傳統氣象儀器，進行天氣觀測，如僅就儀器及使用目的而言，應是十分適切妥當，而氣象自動觀測系統，雖然有較佳的靈敏度，但建立氣象自動觀測資料，假如以前；因為玻璃水銀溫度計或雙金屬式溫度儀，因儀器時間常數較大，忽略了一些暫態的氣溫變動資料，新建立的地面氣象自動觀測系統，並無需刻意去觀測這些原本被忽略的暫態現象，或許這些暫態現象，長久以來就被認為不代表普遍的環境狀況。因此；以下的敘述都本於此種觀念，探討如何使氣象自動觀測系統輸出資料成為傳統氣象觀測資料的延續。但是如果氣象觀測系統不做為天氣觀測，當然可以依據需要加以修改以資配合特定需求目的。

#### (一)系統規劃

氣象自動觀測系統的規劃，須依據需求擬定功能要求項目，繪製系統結構圖。系統構成應以組件

方式 (Modular) 構成，硬體及軟體必須互相配合考慮，使達到容易組合 (Simply configured)，彈性 (Flexibility) 擴充能力，高度可靠性 (Highly reliable)，維護容易，及多功能的特性，其自動處理及傳遞氣象資料的功能要求至少為：

1. 依據設定時距 (Preslected time intervals)，自動執行氣象觀測。
2. 於特別天氣時，自動進行特別天氣觀測。(Make special observations when appropriate)
3. 依據適當的觀測定義程序 (Applicable algorithms)，處理及傳遞氣象資料
4. 具備氣象觀測資料品質監測 (Monitor quality)，及系統自我監測能力。
5. 具備多通路氣象資料分送 (Disseminate) 傳遞能力。
6. 氣象資料及系統狀況儲存能力。
7. 具備人工鍵入及修改氣象觀測資料能力
8. 可查詢先前氣象資料或系統狀況功能。
9. 可當地或遠地遙控系統運作。

氣象自動系統所需的電源，必須分配備不斷電系統 (Uninterrupted power system)，以免因電源的瞬間中斷，或不穩定，造成資料中斷，錯誤，甚至損壞氣象自動觀測系統儀器設備。

必須要求；所有用於氣象自動觀測系統的半導體，積體電路等零件，以及電子組件，都必須經過動態崩應試驗 (Dynamic burn in test)，以確保氣象自動觀測系統的可信賴度 (Reliability)。在臺灣地區由於雷雨機會很多，雷擊經常對儀器造成損壞，因此必須考慮避雷裝置。

#### (二)觀測資料蒐集

觀測資料蒐集，首先要決定各觀測項目適當的取樣頻率，此係依據各觀測項目感應器特性，及觀測項目性質來決定，下面列出各主要觀測項目的最低取樣頻率要求；

1. 風速及風向：每秒一次。
2. 氣壓：每十秒一次。
3. 溫度及露點溫度：每十秒一次。
4. 降水開始 (Precipitation occurrence)：降水發生時觸發。
5. 降水累積 (Precipitation accumulation)：

：每分鐘累計一次。

6.雲層高度 (Cloud layer height)：每十二至三十秒一次。

7.能見度 (Visibility)：每三十秒一次。

8.雷雨 (Thunderstorm)：於發生時觸發。

9.太陽輻射：每秒一次。

10.日照時數：每秒一次。

#### (二)觀測資料初步處理

由各觀測項目所得到的取樣資料，必須處理為每分鐘觀測資料，此為儲存於系統儲存設備中最基本的觀測資料，可進一步處理為相關氣象資料，各觀測項目每分鐘資料值，及各觀測項目平均值，累積值的舉例如下：

1.風速及風向：由取樣資料計算五秒鐘平均風速或風向值，每秒鐘更新 (Update) 一次，由五秒鐘平均風速或風向值計算一分鐘平均風速或風向值，取二分鐘平均風速或風向值，每分鐘更新一次。

2.氣壓：由取樣資料計算一分鐘平均氣壓值，每分鐘更新一次。

3.溫度及露點溫度：由取樣資料計算一分鐘平均溫度或露點溫度值，取五分鐘平均溫度或露點溫度值，每分鐘更新一次。

4.降水開始：記錄降水發生當時的時間。

5.降水累積：計算每分鐘累積值，及一，三，六及二十四小時累積值。

6.雲層高度：每次取樣雲層高度值，及三十分鐘累積雲量，每分鐘更新一次。

7.能見度：由取樣資料計算每分鐘日或夜視程值，每分鐘更新一次。

8.雷雨：記錄發生當時的時間。

9.太陽輻射：由取樣資料計算每分鐘累積值。

10.日照時數：由取樣資料計算累積值，以分鐘累進。

#### 四.觀測資料品質檢查及進一步處理

氣象自動觀測系統因為有許多原因，會使其發生輸出資料錯誤，例如經由空中或其他用電設備，所產生的電磁波干擾，以及因零件缺陷所發生的軟性錯誤 (Soft error，所謂軟性錯誤，係指時好時壞的情形，等都時難於防範，但却可能使觀測資料進一步處理程序較繁複，僅舉溫度及風觀測的資料品質檢查與進一步處理程序說明如下：

#### A.溫度觀測資料品質檢查及進一步處理程序

1.讀取溫度取樣觀測資料，每十秒鐘一次。

2.檢查溫度觀測值，應在設定的高限與低限範圍內，如若否，則記錄此次溫度觀測資料缺。

3.與前一分鐘溫度觀測值比較，如下一分鐘溫度觀測值變化超過攝氏 3.3 度，記錄此次溫度觀測資料缺。

4.如溫度觀測資料通過 2 及 3 的檢查，儲存此資料，並計算一分鐘平均溫度值，如一分鐘內僅缺一次，以五次平均求一分鐘平均溫度值，否則記錄此分鐘溫度資料。由一分鐘平均溫度值求五分鐘平均溫度值。輸出此平均溫度值，每分鐘平均，否則記錄此五分鐘平均溫度值缺。

5.每小時定時觀測前的最後五分鐘平均溫度值，做為該小時溫度資料輸出。

6.由儲存的五分鐘平均溫度值，求每小時最高及最低溫度值，如該小時內有缺五分鐘平均溫度值時，記錄該小時最高及最低溫度值缺。儲存每小時最高及最低溫度值。

7.每六小時自動由每小時最高及最低溫度值。

8.在下列 GMT 時間求出最高及最低溫度值：

2350 12小時最高溫度/18小時最低溫度。

0550 24小時最高溫度/24小時最低溫度。

1150 前一天最高溫度/12小時最低溫度。

1750 12小時最高溫度/24小時最低溫度。

9.以 4TxTxTnTn 格式輸出

TxTx=最高溫度

TnTn=最低溫度

(溫度值-100後填入)

10.由每小時最高及最低溫度值求 LST 2350 至 LST 2350 之最高及最低溫度值。

#### B.風觀測資料品質檢查及進一步處理程序：

風的觀測：於傳統氣象觀測中，無論平均風速或瞬間風速，均是以十分鐘區間的平均值或出現的瞬間為準，但於氣象自動觀測系統，許多研究文獻均認為平均風向或風速取二分鐘平均值較適宜，例如美國 ASOS 系統 (Automated Surface Observing System)，其風觀測資料係取二分鐘平均值，其程序舉例如下：

1.讀取風向或風速取樣資料，至少每秒鐘一次。

2.檢查風向或風速資料，應在設定高限及低限範圍內，如若則記錄此次風向或風速觀測資料缺。

3. 計算五秒鐘平均風向或風速值，每秒鐘更新一次，儲存此資料。（儲存二分鐘）
4. 以五秒鐘平均風向或風速值計算一分鐘平均風向或風速值，以一分鐘平均風向或風速值計算二分鐘平均風向或風速值，儲存並輸出此資料，每分鐘更新一次。風向以36方位輸出，如風向為0度時輸出36，如平均風速小於1m/s時風向輸出為「0000」。
5. 每分鐘檢查並儲存五秒鐘平均風向或風速的最大值。（儲存10分鐘）
6. 如二分鐘平均風速值大於1.5m/s時，由5所儲存的最高風速資料，求最近十分鐘最大瞬間風速值。
7. 將二分鐘平均風速值與最近十分鐘瞬間最大風速比較，如瞬間最大風速大於平均風速2.5m/s以上時，以 WdwsGgg 格式輸出瞬間風速值。

Wd=風向

Ws=平均風速

G=瞬間風

gg=瞬間風速值

以上所舉例子僅是觀測資料品質檢查及處理程序的大要，實際上要考慮的細節，可能遠比舉出者多，但可以看出，觀測資料值是以動態時間平均法求得，輸出資料將具有較平緩與合理的變化曲線，可切合真實的環境變化，如果；一氣象自動觀測系統觀測資料處理程序，僅採用簡單的定時距平均法，且又欠缺觀測資料品質檢查程序，將很難避免觀測資料錯誤，亦難與傳統儀器的觀測資料值，有良好一致性。故如何為氣象自動觀測系統，設計一適當的觀測資料品質檢查與資料處理程序，是非常重要的工作。

#### 四、結 構

隨著氣象觀測自動化的推動，一種期望以現代化科技技術，建立一個具有多功能與高效率的氣象資料傳遞及分送系統觀念，逐漸形成，此為一先進的整體運作觀念與構想，為將此構想付諸實行；1984年三月，麥克唐納公司 (McDonald Dett-

wiler) 與哈瑞森公司 (Harris Corporation) 合作，為美國空軍設計自動天氣資料分送系統 (Automated Weather Distribution System 簡稱 AWDS)，而 National Weather Service 計畫於1990年代啓用 Advanced Weather Interactive Processing System 簡稱 AWIPS-90，以取代目前的 AFOS (Automatic of Field Operations and Services)，以及 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) 所積極推動的 Data Access System 等等都顯示了這種發展趨勢。建系統的目的；是希望能有效運用，由氣象自動觀測系統所蒐集之氣象觀測資料之外，並考慮如何使有關機構以及社會大眾，分享迅速確實的氣象資訊情報。因而；此系統必須能依據最新天氣資料，迅速得到氣象預報分析資料，此包含圖形顯示的電腦資訊產品，立即傳遞到有關的單位，為要配合此系統高效率整體作業需求，必須將各相關單位設計為一系列特殊的電腦工作站，將其觀測，圖表及通信作業都結為一體。

此整體作業觀念的潮流，迫使氣象自動觀測系統不得不重新調整其結構與功能要求，而不能僅侷限在滿足觀測要求的範圍，故今日；要建立一氣象自動觀測系統，其所要考慮的，將不僅是資料的蒐集與傳遞而已，而是需要考慮許多與整體作業有關的配合問題。我國中央氣象局目前所面臨的，正是這種觀念的轉捩點，預料將繼續以團隊合作的精神，共同為如何使氣象服務觀測系統結為一體而努力，預期不久將來，即可獲得完美的結果。

關鍵詞	地面氣象觀測，自動系統掃描取樣。
Key words	Automatic Meteorological Surface Observation System Scanning Sampling

#### 參 考 文 獻

1. 日本氣象廳氣象測器檢定指針。
2. Request of propose for the acquisition automatic observing system.

# Development Direction and Prospect of Automatically Meteorological Surface Observation

*Hsien-Nan Lin*

Weather Equipment Section, C. W. B.

## ABSTRACT

This paper intends to analyze the reasons which caused the difference between output data of Automated Meteorological Surface Observing Systems and the data of traditional observation instruments. The author gives some suggestion about system design, data validation and data processing, which can improve the data quality obtain by the Automated Meteorological Surface Observing Systems.

統一編號：

09085760047

ISSN 0255-5778

Volume 33, Number 3

Sept. 1987

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Originals

- Preliminary Study on the Characteristics of 500 mb Circulation  
and SST Anomaly Distribution and Its Predictability of  
abnormal Spring Rain ..... *Henry Fu-Cheng Liu,*  
*Yueh-Er Cheng, Wei-Min Chiang and Shu-Hwa Lee ( 1 )*
- On Strong Surface Winds at Civil Airports in Taiwan under  
the Influence of Typhoon..... *Yen-Shu Lin ( 27 )*
- The Effect of the Topographic Forcing of the  
Himalaya Mountain on the Zonal Mean Current  
in the Asia Area in the Winter ..... *Ming-Lee Liu ( 39 )*

### Review

- Development Direction and Prospect of Automatically  
Meteorological Observation..... *Hsien-Nan Lin ( 50 )*

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei  
Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號  
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

## 季刊

# 目次

南極臭氧洞——現象與成因.....	柳中明 (217)
玉米風害機制及風害預防方法之研究.....	楊之遠 (237)
觀測到之熱帶30—50天週期振動簡介.....	李汴軍 (248)
梅雨期間臺灣北部豪雨天氣系統合成分析.....	黃中成 (253)

出版者 中央氣象局氣象學報社 臺北市公園路六十四號  
 發行 吳宗堯 電話：3713181  
 社長 吳宗堯  
 編審委員 林民生  
 主編 王方曲 鼎脩 恭光 宗軍 英然 軍  
 委 朱呂李胡陳 時力克 曙世 汴仲 泰汴  
 任 李 文英 印刷企業有限公司  
 委 李 臺北市萬大路534巷6號  
 3016802 • 3018572  
 幹印地電 事者址話

# 南極臭氧洞——現象與成因

柳 中 明

國立臺灣大學大氣科學系副教授

(收稿日期：76年9月25日；完稿日期76年10月20日)

## 摘 要

本文首先詳細介紹南極臭氧洞的現象，並討論為何至今科學界仍無法確定它的成因。是否人為污染足以造成臭氧洞？或僅是氣候變化造成環流改變，大氣傳送臭氧的能力逐年減弱之故？

最後本文將指出全球臭氧在 1980~1985 年間已減少 3%，同期，東亞區臭氧亦約減少 3.8%。

關 鍵 詞：臭氧，南極臭氧洞，全球大氣污染

Key words: Ozone, Antarctic Ozone Hole, Global Atmospheric Pollution

## 一、引 言

1985年英國人 Farman et al. (1985) 指出南極 Halley Bay 上空總臭氧自1979年，每年春天10月含量不斷減少。次年，NASA Stolarski et al. (1986) 採用 NIMBUS-7 衛星上 TOMS 資料，證實南緯 45°至南極間，總臭氧逐年減少。即是「臭氧洞」的被發現。爾後，科學性論文如雨後春筍，一篇接着一篇，不斷企圖更了解臭氧洞，並提出富創意之成因可能。

為何人類要研究臭氧？為何「臭氧洞」的發現造成如此大的震撼？是否真如輿論界所宣稱的，是因為人類污染造成「臭氧洞」？若不是，還有其他解釋的方法嗎？

「臭氧洞」的發現為大氣科學界，自1970年以來最為重要的發現，誰能最先提出最完善與富創意的解釋，必將在科學研究歷史上，永為世人所崇拜。

本文將臭氧洞的現象與可能成因，分別討論。最後並分析東亞總臭氧的變化。

## 二、現 象

### 2.1 大氣臭氧

為何1920年起人類對大氣臭氧研究開始發生興趣？(Dütsch, 1981)。太陽光譜中約10%的能量屬紫外射線 (UV)，80%為可見光，10%為紅外

射線 (Liou, 1980)。大氣臭氧能吸收大部份 UV (0.3  $\mu\text{m}$  波長附近)，避免 UV 抵達地面，傷害人體，破壞生態環境。因此長期監測臭氧，了解大氣變化，極為重要。

大氣中臭氧的垂直剖面如圖 1，最高濃度區約在 10~100 mb 之間。總臭氧的季節與緯度變化如圖 2，(單位 1 D. U. =  $10^{-8}$  atm cm，代表單位面積垂直氣柱中臭氧量聚合後之高度。) 顯然南、北極在春天時均會出現高濃度臭氧，南極高值區偏 60°S；秋季時兩極均出現低值；赤道區在緯向上臭氧量最少。

總臭氧的長期變化，與 10~100 mb 間低平流層臭氧含量的變化有極大的相關 (圖 3)。但 10 mb (30 km) 以上才是臭氧吸收 UV，進行光化學反應的主要區域 (Dütsch, 1971)，那麼 10 mb 以下臭氧高濃度區的季節性變化，就應是與大氣環流運動有極大的相關才是。肇因於此，中氣層 (middle atmosphere) 動力研究者對長期臭氧垂直剖面的變化，非常有興趣，因為此資料可作為研究對流層視以上環流的結構與長期變化的依據。

### 2.2 南極臭氧洞

Farman et al. (1985) 首先提出南極 Halley Bay (76°S, 27°E) 總臭氧自 1970 年起每年春天逐漸減少的現象。圖 4 顯示 1979 年以來已減少約 40% 的量。Stolarski et al. (1986) 採用 TOMS 資料，分辨出 45°S~南極間臭氧均有減少，也即是「臭氧洞」的首次被發現。圖 5 中 270



D.U. 的等值線，自1979年以來不斷向赤道擴張，1985年時極區已降至180 D.U. 以下。若分析緯向總臭氧平均，則圖 6 明白指出1979年以來至1985年，臭氧含量在 40°S~南極間，不斷減少。不過 1986 年却略有回升 (Krueger et al., 1987)。

在 Farman et al. (1985) 之前，日本人 Chubachi (1984) 早已注意到 Syowa 站 (69°S, 39°35'E) 上空總臭氧自 1970 年以來逐年減少的現象，可惜未為國際間所重視。因此，時至今日，只要提到臭氧洞，首要提及 Farman et al. (1985)。

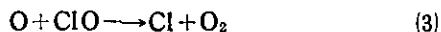
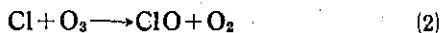
Iwasaka and Kondoh (1987) 應用 Syowa 站的臭氧剖面資料，分析出垂直上臭氧減少最多是在10~25公里間 (圖 7)，並注意到同一地區的大氣溫度，有長期冷卻的現象 (圖 8)。臭氧遞減與溫度降低的正相關係數達0.96 (11月)。Angell (1986) 取南極附近臭氧剖面與垂直探空資料，分析春季 (9、10、11月) 的平均變化，亦注意到臭氧與大氣溫度在10~25公里高度間正逐年遞減。

### 2.3 問題：

南極臭氧洞的發現，到底隱含着那些值得深思的問題？Molina and Rowland (1971) 首先提出噴霧器、冷媒、與發泡材料等需要之氯氟碳氫化合物 (chlorofluorocarbon, CFC)，在對流層中不會受到破壞，而能傳送入平流層內，吸收 UV 而至光解。譬如：(CFC-12 ( $\text{CCl}_2\text{F}_2$ )) 為主要之 CFC 物質)



所釋放之氯 (Cl) 能催化臭氧還原為氧，但本身絲毫不受損傷



因此，臭氧遭受破壞，但氯氣却仍存在，繼續反應。同時，CFC 的生命期約為100年，因此即使今日停止生產 CFC，100年內仍具潛力破壞臭氧。(此為立法者主要考慮之處。)

因此臭氧洞的被發現，可能暗示 Molina and Rowland 的理論是正確的；而臭氧被破壞，UV 大量抵達地面，皮膚癌患者必將逐年增加

，漁農產品的生態可能亦達到相當傷害。但，是否 CFC 真的正在破壞臭氧？若是，為何臭氧減少的現象在南極最為明顯？又為何只發生在春天？

事實上，依據化學模式分析，即若 CFC 每年增加 3%，60年後全球臭氧應才減少10% (圖 9)。那麼為何南極臭氧洞在 5、6 年間減少40%？若再分析臭氧減少最明顯的地區，Cicerone (1987) 指出依據理論，模式應是在40公里附近 (CFC 光解最重要地區)，那麼為何觀測所得最大減少區在10~25公里高度間？又且，為何平流層臭氧具有逐年冷卻的現象，是否因為臭氧減少，吸收 UV 減少之故？

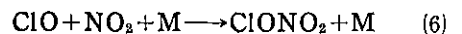
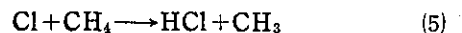
如果化學反應的理論不能完全解釋臭氧洞的發生，那麼尚有其他可能答案嗎？2.1 節分析圖 3，指出總臭氧的明顯變化應與大氣環流影響有相當大之相關，因此，是否平流層內環流正在逐年改變？

## 三、成因

### 3.1 光化學理論

鹟素 (halogen family) 中 Cl, Br 或氧化物 ClO, BrO 若存在大氣中，表 1 中 4 個催化過程將能有效地破壞臭氧。但若一定需光解 CFC 才能產生 Cl，則不可能在 10~25公里間，強烈破壞臭氧。為解釋如何在10~25公里間產生大量 Cl, ClO，許多理論乃被提出。

Solomon et al. (1986) 以為大氣中不斷增加的  $\text{CH}_4$  與  $\text{NO}_2$  (人為污染)，有助於將 Cl 轉換成 HCl, ClONO<sub>2</sub> 等氯貯藏物 (chlorine reservoir)。即



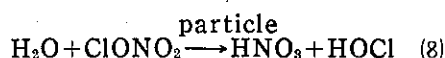
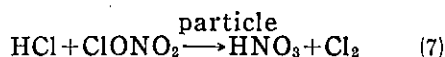
以阻止 Cl 去還原臭氧為氧。再假設 HCl 與 ClONO<sub>2</sub> 在10~25公里間含量大，則若存在某種機制，能將 Cl 自 HCl 與 ClONO<sub>2</sub> 中釋放，即可能解釋10~25公里處臭氧被大量破壞的現象。

在極區低平流層高度處，由於溫度極低 (-70°C以下) 冬季極夜 (Polarnight) 時可以發現極區平流層雲 (PSC; Polar stratospheric cloud)。Austin et al. (1986) 指出1979年當低平流層區溫度高時，並無 PSC 被觀測到。此外，1982年春墨西哥 El Chichon 火山爆發，大量

塵粒 (aerosol) 被送入平流層內，並逐漸聚集於極區。是否 1979 年後臭氧減少與 PSC 的出現，El Chichon 火山輸出大量塵粒等有關呢？是否有助於化學反應過程呢？

純氣體的反應，一般稱為同質反應 (Homogeneous Reaction)，若加入異質如塵粒、雲粒子等即是異質反應 (Heterogeneous Reaction)。

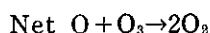
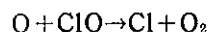
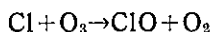
Solomon et al. (1986) 提出異質反應能有助於自氯貯藏物中釋放 Cl。也即 PSC 或火山塵粒能加速下二反應：



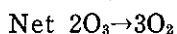
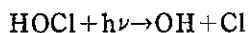
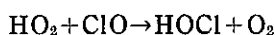
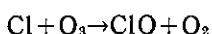
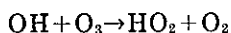
表一：Cl 催化臭氧循環

Table 1: The chlorine-ozone catalytic cycles

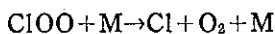
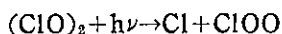
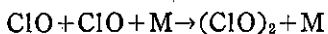
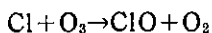
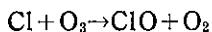
催化循環一：



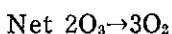
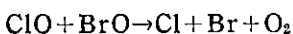
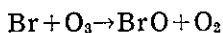
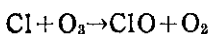
催化循環二：



催化循環三：

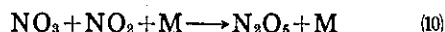
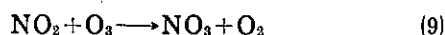


催化循環四：

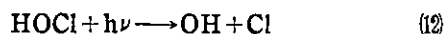


但必需大氣中  $\text{NO}_2$  含量少，以避免消耗 Cl，又再度形成  $\text{ClONO}_2$ 。Solomon et al. 並以 1978 年南極  $\text{HNO}_3$  氣體測量資料，無法以正常氣體同質反應說明，而需以異質反應理論求證的看法，強證其理論的價值。

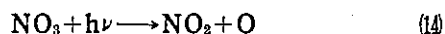
McElroy et al. (1986) 亦同意異質反應重要，但以爲  $\text{OClO}$  亦爲重要之氯貯藏物。並提出  $\text{NO}_2$  將依以下反應而減少：



並以爲(7)、(8)二式中還原  $\text{ClONO}_2$  較爲重要，所產生之  $\text{HOCl}$ ，將光解產生 Cl：

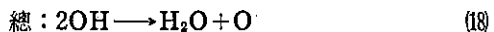
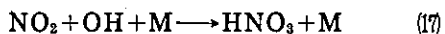
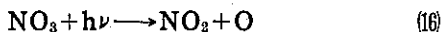
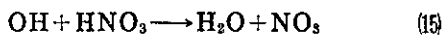


OH 氧化物 (radical) 再與(8)、(11)產生之  $\text{HNO}_3$  反應：

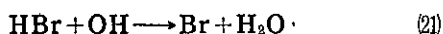
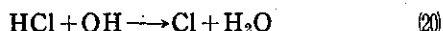
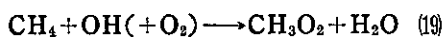


產生之  $\text{NO}_2$  主要進行(6)的反應，產生  $\text{ClONO}_2$ ，然後又回到(8)、(12)、(13)、(14)、(6)的循環反應之中，不斷釋放 Cl。

Crtuzen and Arnold (1986) 以爲  $\text{NO}_x$  ( $\text{NO}_2 + \text{NO}_3$ ) 在冬季黑夜時，依(9)、(10)式生成  $\text{N}_2\text{O}_5$ ，在溫度極低 ( $215 \sim 210^\circ\text{K}$ ) 的 PSC 表面或層粒表面，依(11)式生成  $\text{HNO}_3$ ，同時  $\text{ClONO}_2$  依(8)式生成  $\text{HNO}_3$ 。然後  $\text{HNO}_3$  在  $205^\circ\text{K}$  之低溫下，成爲 PSC 的凝結後，依異質結核過程 (Heterogeneous Nucleation) 形成冰晶。如此  $\text{NO}_x$  與  $\text{HNO}_3$  均被大量移出大氣中，以避免可能依以下反應，消滅重要之 OH 氧化物 (radical)：



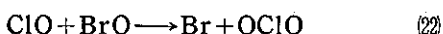
而，OH 主要自電離反應中產生，生成後能與  $\text{CH}_4$  反應，以消除  $\text{CH}_4$  進行(5)式生成  $\text{HCl}$  的可能。但若生成  $\text{HCl}$  (或  $\text{HBr}$ )，亦可與之反應，放出 Cl (或 Br)：



所以 Crutzen and Arnold 主要強調 OH 的重要性，以及 Cl, Br 是由 HCl 或 HBr 中釋放出來。

Krüger et al. (1987) 則以為 CFC 的光解由於異質物（火山塵粒，或 PSC）的介入，所需吸收的 UV 波段波長可以加長（偏移  $7500 \text{ cm}^{-1}$ ），而較長波段含較強能量。因此光解速率加大，同時在較低層（10~25公里間）即可吸收到 UV，而不需至高層（40公里）吸收波長較短，能量較少，穿透大氣量寡的 UV。圖10顯示吸收波段偏移後，CFC 的光解速度在 25km 以下增快至少100倍。

Tung et al. (1986) 亦認為異質反應有助於將 Cl, Br 自貯藏物 (reservoir) 中釋放，因此  $\text{NO}_x$  含量需少，以避免再恢復形成  $\text{ClONO}_2$ ，同時以為 ClO 與 BrO 能反應形成 OCIO。



所以 OCIO 在冬天極夜時大量形成，為最佳之氯貯藏物，因為春天太陽光一出現就會立刻光解出 ClO，然後立刻進行還原臭氧為氧的工作。

綜結而言，異質反應理論，以為① PSC 與火山塵粒在近幾年大量生成（或增加），有助於加速 Cl 或 Br 自貯藏物中加速被釋放。②空氣中  $\text{NO}_x$  ( $\text{NO}_2 + \text{NO}$ ) 含量必需極低，才能避免與 Cl, Br 再反應形成貯藏物。③ Crutzen and Arnold 以為反應過程中形成的  $\text{HNO}_3$  將成為 PSC 的異質凝結核，而大量自空氣中消失。④ Tung et al 以為極夜時大量 OCIO 形成，春天初期迅速光解，放出 ClO。⑤當春天  $\text{NO}_x$  含量恢復正常時，臭氧減少現象將結束。

1986年南極春季（8、9、10月），美國派出 NOZE (National Ozone Expedition) 研究隊，遠赴南極 McMurdo 站 ( $78^\circ\text{S}$ ,  $167^\circ\text{E}$ ) 測量臭氧，大氣溫度……等有關資料，而發現：

(1)垂直氣柱中  $\text{NO}_2$  分子數在春季初約在  $1 \times 10^{16} \text{ cm}^{-2}$  間，且不具日夜變化，至9月中不斷增加，10月中即逐漸回復到模式所預期之  $3 \times 10^{15} \text{ cm}^{-2}$  分子數 (Mount et al., 1987) (圖11)。

此資料強烈支持異質反應理論。

(2)垂直氣柱中 OCIO 分子數在初春時約為  $2 \times 10^{13} \text{ cm}^{-2}$ ，而後逐漸減少，至10月中降至  $5 \times 10^{12} \text{ cm}^{-2}$  分子數以下 (Solomon et al., 1987) (圖12)。若與美國 Boulder、加拿大 Gimli 資料相比，顯示初春時 OCIO 含量約為其他地區 5~10倍以上。此資料強烈支持 Tung et al. 的看法。

雖然至今光化學異質反應理論，尚無法完全置入模式中，以充份模擬1979~1986年間之長期年際變化，但 NOZE 研究隊，1986年的成果強烈支持此理論。不過，仍有二點缺憾：

①為何臭氧洞包括  $45^\circ \sim$  南極間區域？PSC目前僅在南極被發現，並未在較低緯度區出現，即若異質反應理論能解釋南極臭氧減少的現象，將仍無法解釋較低緯度臭氧減少的事實。

②低平流層溫度降低，是否因為臭氧減少，而致吸收之 UV 量減少之故？此點尚待詳細分析證實。

### 3.2 動力傳送理論

Tung et al. (1986), Mahlman and Fels (1986), Newman and Schoeberl (1986) 等以為總臭氧的長期變化，應與10~25km 高度間大氣環流傳送臭氧有關（參考圖2）。

以下分二部份解釋動力傳送理論：

(一)行星尺度波動 (PSW; Planetary-Scale Wave) 與臭氧。

表二：1979~1985 年間 FSSW 日期  
Table 2: The date of FSSW from 1979 to 1985

年	FSSW 發生日期
1 9 7 9	10 月 14 日
1 9 8 0	11 月 10 日
1 9 8 1	11 月 5 日
1 9 8 2	10 月 19 日
1 9 8 3	10 月 31 日
1 9 8 4	10 月 30 日
1 9 8 5	11 月 2 日

冬季時，對流層內大氣向上（平流層）傳送 PSW，波數為 1 或 2 (McInturff, 1978)。波動傳送熱與臭氧，由低緯源區輸送至高緯冷區（低臭氧含量區）。為平衡高緯區增加的熱量，緯向平均環流逐漸發展形成  $45^{\circ}\text{S}$  以南之直接環流 (direct cell) 與  $45^{\circ}\text{S}$  以北之非直接環流 (Indirect-cell) (圖 13) (Eliassen and Palm, 1961; Holton, 1974)。因科氏力作用，高緯區之非直接環流加強極區西風噴射氣流 (Polar Night Jet)。但當約 10mb 處西風風速加強到與 PSW 的位移速 (Phase Speed) 相當時，波動無法再向上傳送 (Critical-level theory, Mastuno (1971))。因此在極短時間內，極區聚集大量熱 (7 日內可增溫  $30\sim 50^{\circ}\text{K}$ )，非直接環流也因此迅速瓦解，極區西風噴射氣流迅速減速，此即為平流層突然增溫現象 (SSW; Stratospheric Sudden Warming) (Holton, 1975)。SSW 的現象每年冬天兩極均會發生，次數多寡不一。若是發生在冬末春初之際，且為最後一個，稱為 FSSW (Final SSW)。冬季裏，SSW 的發生即為主要自低緯熱區傳送熱量至高緯極夜區 (Polar Night Area) 的過程。(McIntyre, 1982; Holton and Matsuno, 1984)

由於 PSW 在輸送熱時，亦同時輸送臭氧 (Hartmann and Garcia, 1979; Wu and Geller, 1987)，且 SSW 發生時，大量臭氧經不可逆混合過程 (irreversible mixing process) (又稱波動破裂理論，wave breaking theory)，由低緯源區輸送至高緯低濃度區。(McIntyre and Palmer, 1983, 1984; Leovy et al., 1985; Butchart and Remsberg, 1986) 因此，當極區低平流層突然增溫時，總臭氧在極區亦迅速增加 (McInturff, 1978; Wang et al., 1983)。Rood and Schoebel (1983) 並以爲 FSSW 發生後，極區附近累積的臭氧，即達到圖 2 中兩極春天的最高值 (Spring maximum)。

以上討論，明白指出 3 點：①平流層內臭氧主要經由 PSW 自赤道源區傳送至高緯，冬季時尤其明顯 (Wu and Geller, 1987)。②SSW 的發生顯示 PSW 的活躍性，若 PSW 愈強，SSW 愈明顯，FSSW (也即是最後一個 SSW

發生過後，大氣即由冬季狀態進入春季狀態)，也應愈早發生 (Newman and Schoeberl, 1986)。③冬季時極區低平流層 ( $10\sim 25$  公里高度間) 內溫度增溫，應伴隨臭氧增加。若溫度降低，即表示 PSW 不活躍，臭氧輸送量減少 (Mahlman and Fels, 1986)。

### (二) 動力傳送理論

動力傳送造成臭氧量在春天逐年減少的想法，基本上源自前節討論 PSW 與臭氧之概念中。主要包含：

(1) 1979 年以來 FSSW 發生的日期逐年延後 (表 2)，顯示 PSW 的活躍性逐年衰退，因此冬季延長，極區氣旋區 (Polar Vortex，請參考圖 5 中極區臭氧低濃度區，即相當於重力高度場內之氣旋區位置與大小) 內溫度不斷下降。Nagatani and Miller (1987) 分析 1979 年以來  $20^{\circ}\text{S}\sim 90^{\circ}\text{S}$  間 9 月 100mb 高度處 EP 通量 (Eliassen-Palm flux，參考周、李 (1986)) 輻合，發現其所導致的緯向西風減速率逐年迅速減少。因此，依據 Andrew et al. (1983) 估計，波動所促發的剩餘環流 (residual circulation，請參考周、鄧 (1987)) 應明顯減弱，所以熱量傳送入極區亦減少，極區氣旋區溫度應不斷下降。(可能 PSC 的發生也因此逐年增加。)

(2) 剩餘環流減弱後，臭氧自赤道傳送入極區的效率降低 (周、鄧, 1987)，赤道——極區間梯度加劇，因此冬季時極區臭氧量增加緩慢 (Mahlman et al., 1986)。但是否赤道區臭氧增加呢？目前並無資料顯示此可能，事實上 Angell (1987) 分析地面總臭氧資料，顯示赤道區臭氧亦正逐年減少。不過減少速率較南極區為緩。

(3) 冬末時，南極低平流層氣溫已達到輻射平衡，即大氣環流傳送的熱，與長波輻射冷却的能量相平衡。但當春初太陽光抵達地面，地面迅速加熱，空氣柱中輻射熱增加，而長波輻射冷却量却無法迅速調整。因此低層含低臭氧濃度空氣泡受熱時流舉升，取代高層高濃度區的空氣泡，所以導致觀測之春初 (9、10 月) 臭氧迅速減少的現象。(Tung et al. 1986)

以上(1)、(2)的想法由於 FSSW 確實每年延後，且低平流層氣溫冷却與臭氧減少之正相關存在，所以說服力極大。但(3)的觀點仍待商榷。Mahl-

man and Fels (1986)曾計算輻射導致的垂直上升速度，在  $80^{\circ}\text{S}$ ，15公里處，10月時，約為  $5\sim 10\text{m}\cdot\text{day}^{-1}$ ，與所預期之  $30\text{m}\cdot\text{day}^{-1}$  相差太遠。

(若上升速度為  $30\text{m}\cdot\text{day}^{-1}$  2星期內才足以降低10%之總臭氧量。)<sup>2</sup>Mahlman and Fels 以為PSC的存在可能加強地表面受熱強度，但NOZE研究隊1986年並未測量到期望中的上升氣流速度。

### 3.3 結語：

化學理論與動力理論顯然各有合理解釋部份臭氧洞形成的可能，因此目前的想法趨向二者相互作用(Austin et al., 1987)，但問題是如何定量分辨人為污染的影響與大氣傳送的比重(NOAA, 1987)？

1987年南極春天臭氧洞是否更形嚴重？此將為相當重要的資料。美國已派AAOE (Airborne Antarctic Ozone Experiment) 研究隊與NOZE-2研究隊，共百餘位科學家與DC-8, ER-2 二架飛機，進行至少37種以上不同實驗測量(AAOE, 1987)。希望更了解 $\text{NO}_x$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{OCIO}$ ,  $\text{HNO}_3$ , PSC, 極區氣流...等在冬、春季時的情形。或許屆時吾人將更了解(或更迷惑)。

## 4. 全球臭氧與東亞臭氧

Angell (1987) 分析全球總臭氧資料(1960~1985)。指出全球臭氧在1960~1970年間緩慢增加，1970~1980年趨於一常值，但1980年以後，至1985年間已減少3% (圖14與表3) (較化學模式預測CFC一年增加3%，60年後全球臭氧減少10%的速率為快)。此文送出後，科學界大受震盪，

NASA, NOAA等已有組織地進行分析臭氧地面測站資料、衛星遙測資料、數值模擬研究，等工作，希望確切判斷是否全球臭氧已因人為污染而大為減少？

那麼臺灣附近東亞區臭氧是否在近5年內正逐年下降呢？

圖15a、b、c、d、e、f與g分別為東亞臺北 ( $25^{\circ}02'\text{N}$ ,  $121^{\circ}31'\text{E}$ ), Kagoshima ( $31^{\circ}38'\text{N}$ ,  $130^{\circ}36'\text{E}$ )，上海，昆明 ( $25^{\circ}01'\text{N}$ ,  $102^{\circ}41'\text{E}$ )，馬尼拉 ( $14^{\circ}38'\text{N}$ ,  $121^{\circ}05'\text{E}$ )，曼谷 ( $13^{\circ}44'\text{N}$ ,  $100^{\circ}34'\text{E}$ )，與新加坡 ( $11^{\circ}20'\text{N}$ ,  $103^{\circ}53'\text{E}$ )等測站，自開始測量起之總臭氧月平均變化圖，圖中“+”符號代表每年之年平均臭氧量(或有資料期間內平均臭氧量)。明顯地東亞各站1980~1985年間臭氧均有減少趨向。若將各站1980年臭氧減去1985年臭氧，臺北約少17DU (忽略1981與1982年之高臭氧量)；Kogashma約少18DU；上海約少12DU；昆明約少2DU；馬尼拉約增加3DU；曼谷約少24DU；新加坡約少7DU。故東亞區在1980~1985年間平均約減少11DU，而平均總臭氧約為285DU，故相當1980~1985年間減少3.8%的總臭氧。

當然若仔細分析圖15a與b，目前臭氧量曾在過去出現，因此1980~1985年的臭氧減少趨向不應對人類生態環境立刻造成影響。但吾人仍建議開始進行UV長期測量監視，並分析近年來皮膚癌患者人數。同時吾人應進行更詳細的分析，確定東亞臭氧的減少趨向。譬如長期在臺灣設立垂直臭氧剖面觀測站等。

表三：1980至1985年間，總臭氧偏離長期平均的百分比  
(DJF-12,1,2月平均)，(MAM-3,4,5月平均)，(JJA-6,7,8月平均)，(SON-9,10,11月平均)

Table 3: Percentage change in seasonal total ozone between 1980 and 1985 (DJF is December-January-February, etc.). (Angell, 1987)

	Season			
	DJF	MAM	JJA	SON
North polar	- 1.0	- 2.0	- 1.7	- 2.8
North temperate	- 1.3	- 3.4	- 2.2	- 1.1
Tropics	- 3.0	- 2.0	- 2.3	- 3.4
South temperate	- 3.8	- 2.7	- 0.8	- 3.2
South polar	- 4.3	- 1.0	- 1.9	-15.0
World	- 2.8	- 2.5	- 2.0	- 3.8

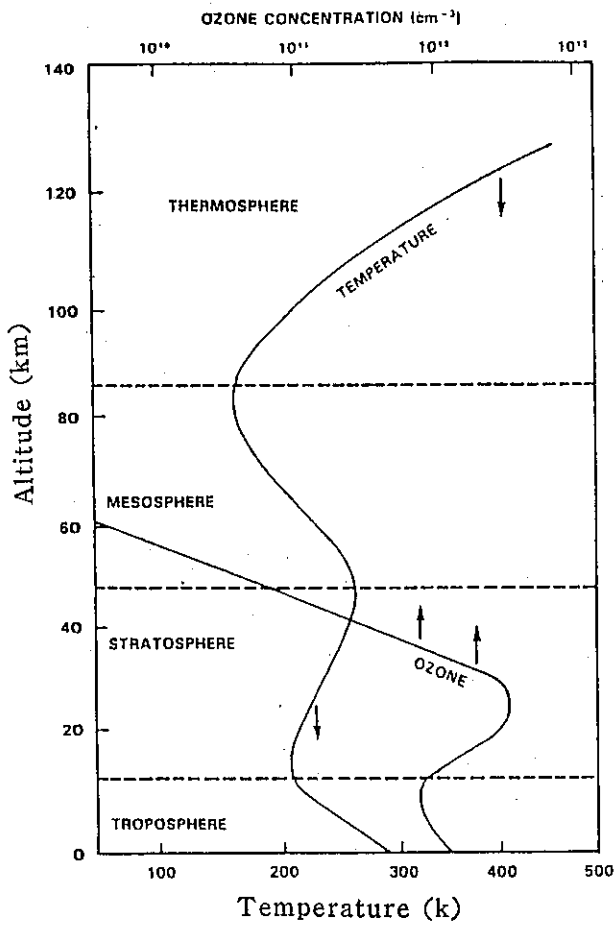


圖 1. 大氣溫度與臭氧剖面  
Fig. 1. Temperature profile and ozone distribution in the atmosphere.

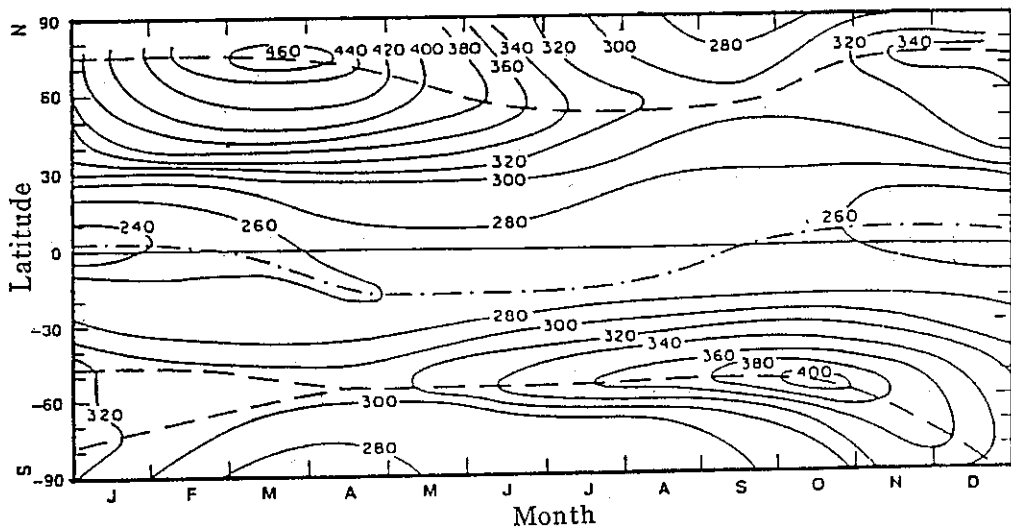


圖 2. 月平均總臭氧之時間與緯度變化圖

Fig. 2. Long-term average of the total amount of ozone (m-atm cm) as a function of latitude and season from ground-based data (1958-1980). The dashed lines show the maximum  $O_3$  amount, and the dashed-dot line shows the maximum  $O_3$  amount.

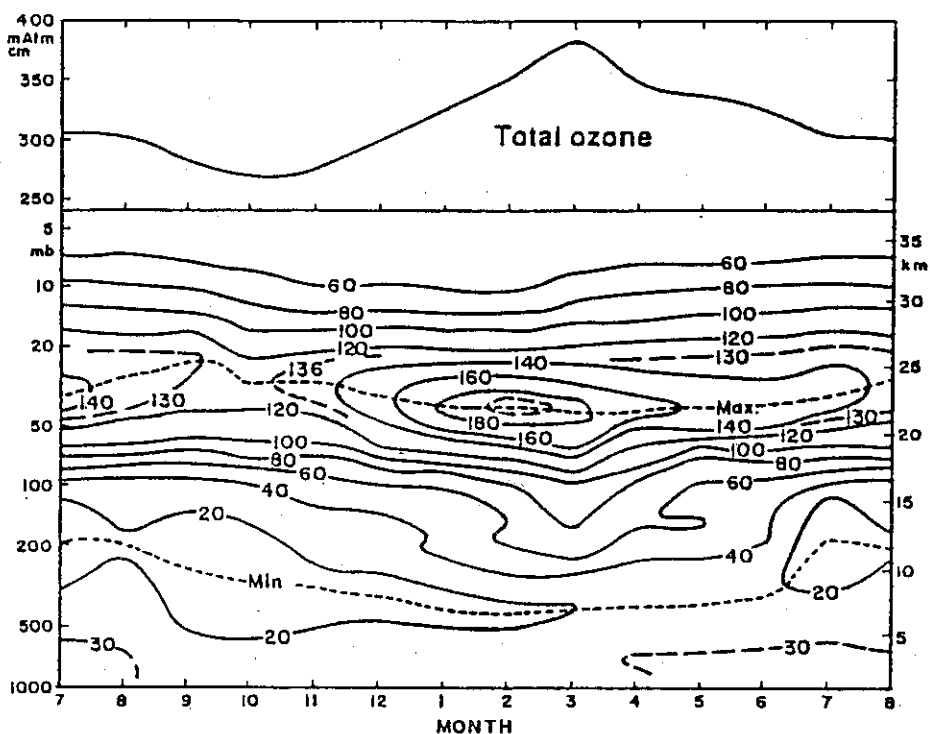


圖 3. 總臭氧與臭氧剖面之時間變化圖

Fig. 3. Time cross section of atmospheric ozone concentration over Boulder, Colo, 40°N

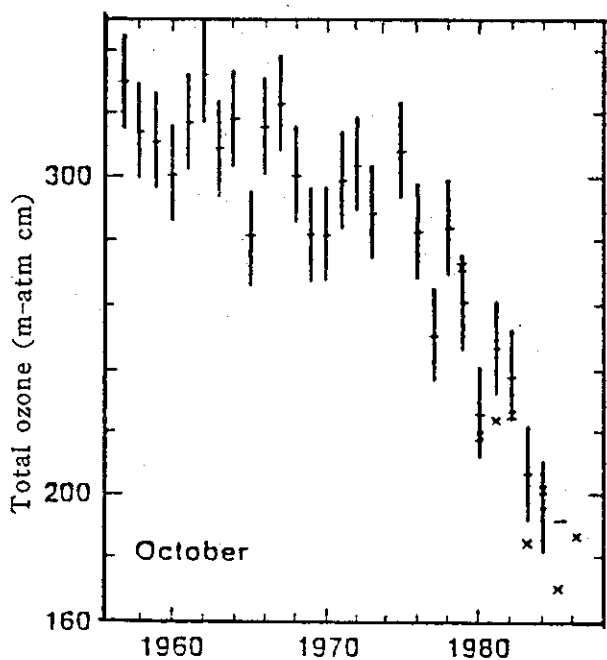


圖 4. 南極 Halley Bay 1957—1986 年間 10 月平均總臭氧變化圖 (Gceone, 1987)

Fig. 4. Mean values of the total  $O_3$  measured over Antarctica for the month of October for the years 1957 through 1986, at Halley Bay (76°S) are shown as horizontal lines (mean values) through vertical bars ( $\pm 1$  standard deviation).

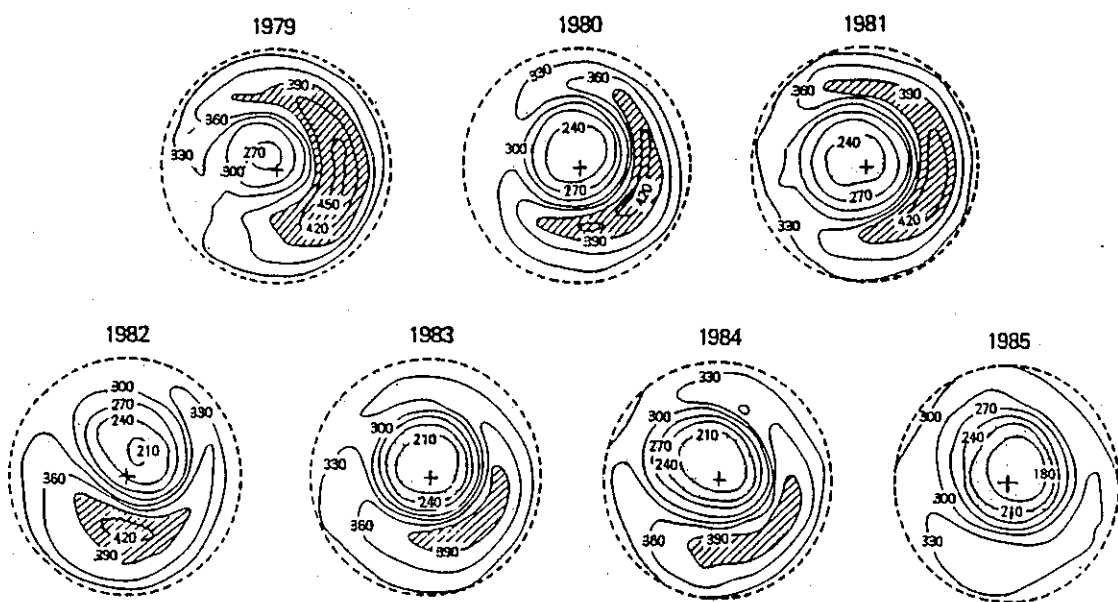


圖 5. 1979~1985年 TOMS 南半球10月平均總臭氧等值線圖  
圖中 270 DU. 等值線由 1979 年起不斷向赤道擴張，此即是臭氧洞。  
(Stolarski et al., 1986)

Fig. 5. Six-year sequence of October monthly means of total ozone. South polar projections, with the pole indicated by a cross and 30°S latitude by a dashed circle. The Greenwich meridian is towards the top of each panel. Contours are every 30 DU. The shaded regions indicate monthly mean total ozone amounts of <240 DU and >390 DU.

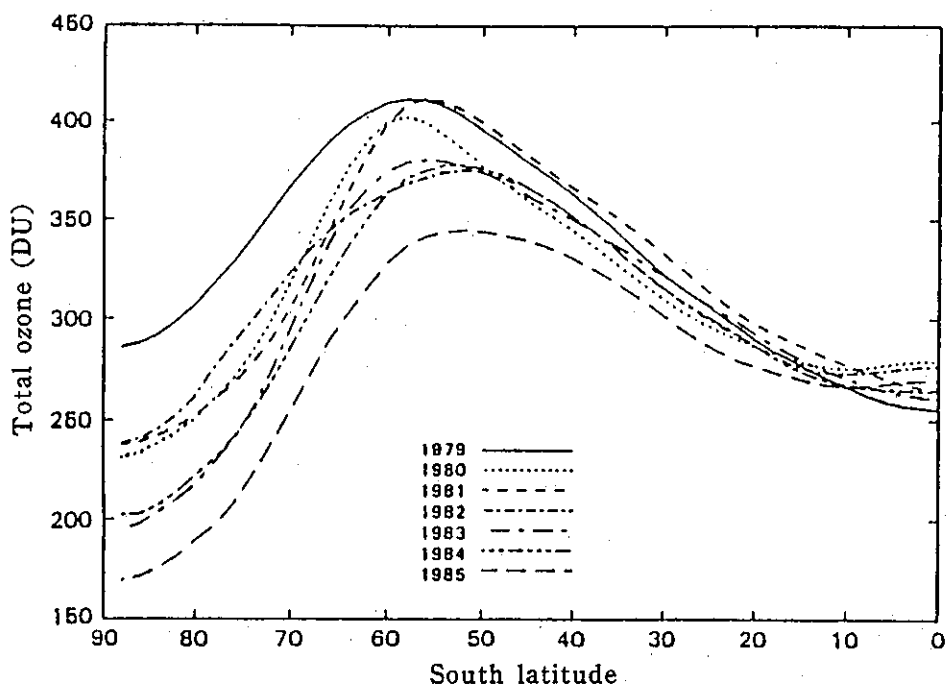


圖 6. TOMS 1979~1985年10月份平均，緯向平均總臭氧變化圖。(Angell, 1986)

Fig. 6. The zonal mean, monthly mean total ozone for seven Octobers.



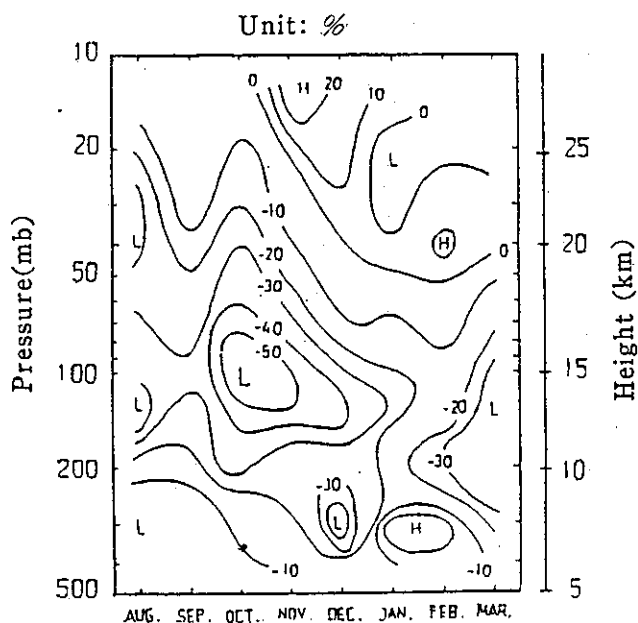


圖 7. 南極 Syowa 站時間~垂直剖面上  
1981—1984 臭氧量偏離1971—1980  
臭氧量的百分比等值圖 (Iwasaka  
and Kondoh, 1987)

Fig. 7. Distribution of ozone depletion  
ratio (%) from the period of  
1971-1980 to that of 1981-1984.

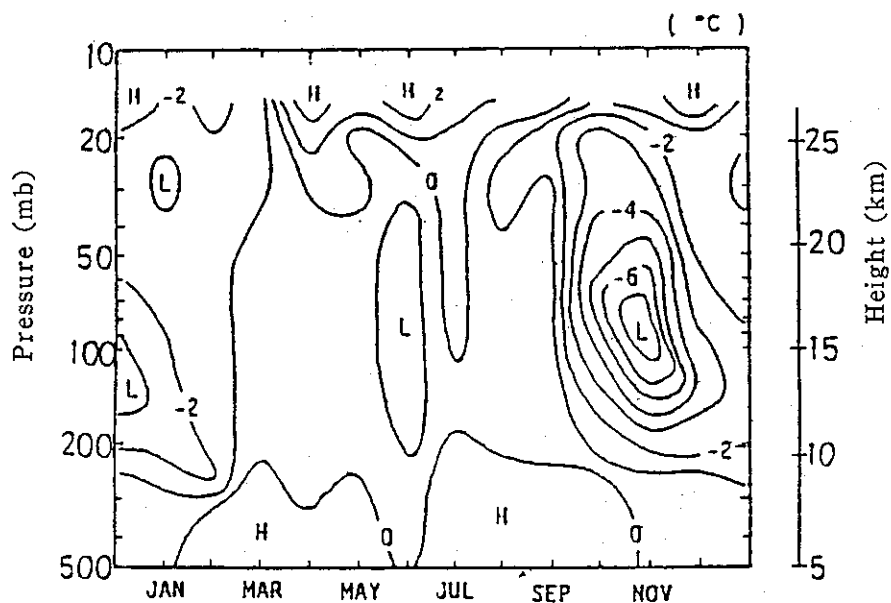


圖 8. 同圖7.，但為溫度偏離分析。(Iwasaka and Kondoh, 1987)

Fig. 8. Difference of temperatures between averaged measurements  
in 1981-1985 and those in 1971-1980.

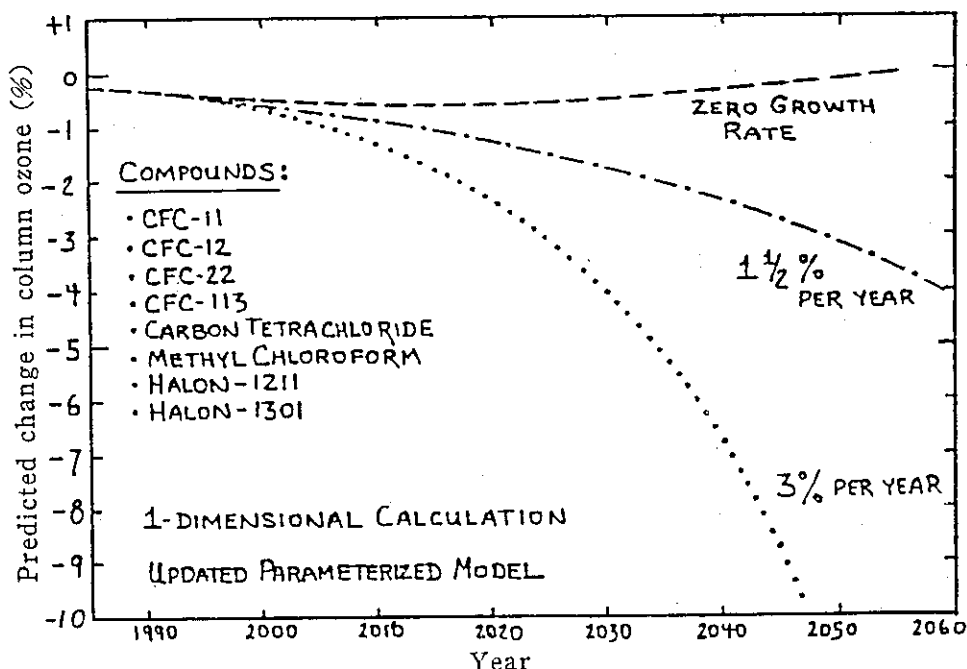


圖 9. 一維模式預測大氣中 CFC 由1985年起分別依不增加，每年1.5%增加與每年3%增加下，全球總臭氧年受損比率圖。(UNEP, 1987)

Fig. 9. Predicted global average column ozone changes for three growth-rate scenarios of chlorinated and brominated compounds and continued increases of  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , and  $\text{N}_2\text{O}$  emissions. (Source: UNEP, 1987).

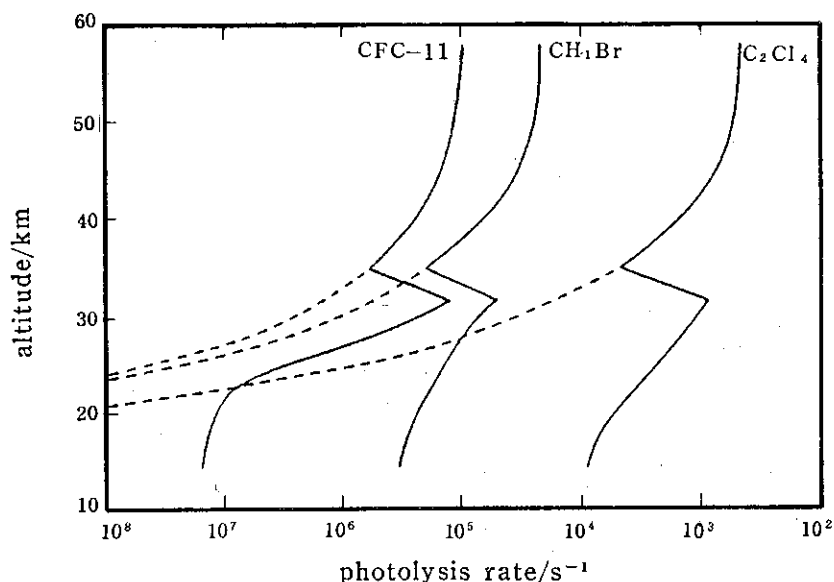


圖 10.  $\text{CCl}_3\text{F}$ ,  $\text{CH}_3\text{Br}$  與  $\text{C}_2\text{Cl}_4$  等光解速率在正常時(——)，與吸收波段偏移  $7500\text{ cm}^{-1}$  時(— · —)，垂直分佈圖。(Krüger et al., 1987)

Fig. 10. Photolysis rates of  $\text{CCl}_3\text{F}$ (CFC-11),  $\text{CH}_3\text{Br}$  and  $\text{C}_2\text{Cl}_4$  versus altitude, calculated with normal homogeneous absorption spectra (below and—above 31.2 km) and with a shift by  $7500\text{ cm}^{-1}$  to higher wavelengths between 14.3 km and 31.2 km(— · —).

圖 11. 1986年NOZE 研究隊在南極 McMurdo 站所測  $\text{NO}_2$  分子數與 50 mb 氣溫由 9 月初起之變化圖。(Hount et al., 1987)

Fig. 11. Evening twilight observations of  $\text{NO}_2$  along with 50-mbar temperatures at McMurdo.

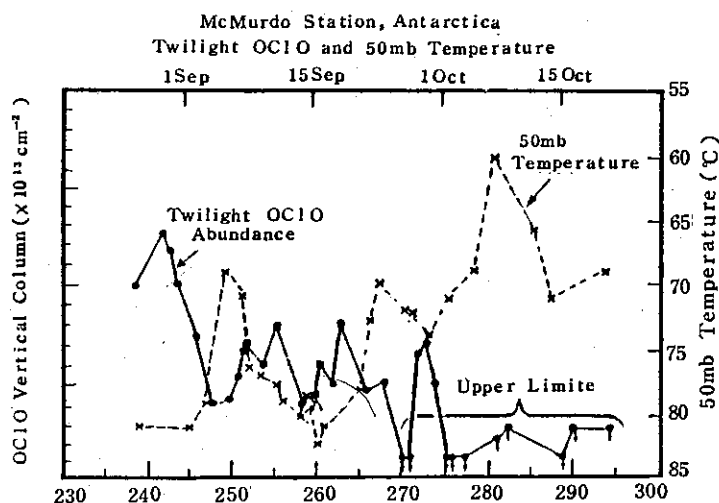
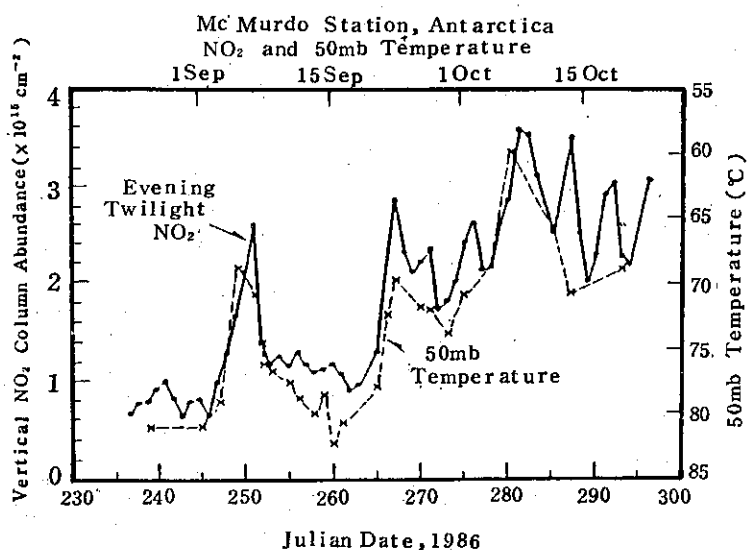


圖 12. 同圖11，但為  $\text{OCIO}$  分子數變化圖。(Solomen et al., 1987)

Fig. 12. Temporal variation of  $\text{OCIO}$  abundances, observed at twilight, along with 50-mbar temperatures from U.S. Navy radiosonde observations at McMurdo station from August 26 to October 21, 1986. Triangles indicate observations obtained with a second independent spectrometer on a few days near day 259.

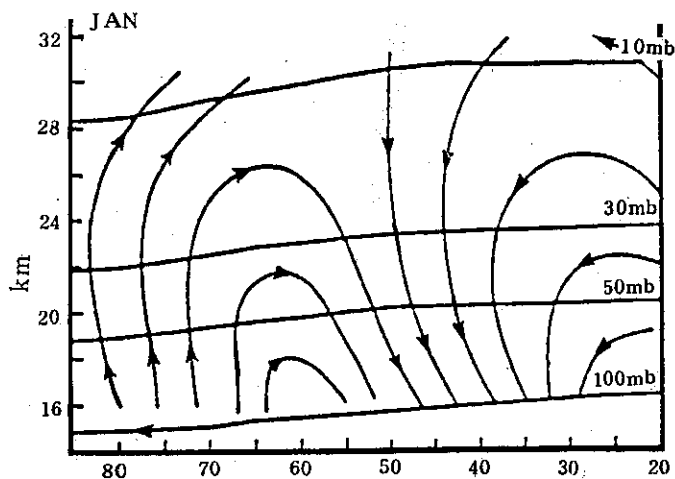


圖 13. 北半球低平流層，元月份平均緯向環流

Fig. 13. January mean meridional circulations in the Northern Hemisphere lower stratosphere.

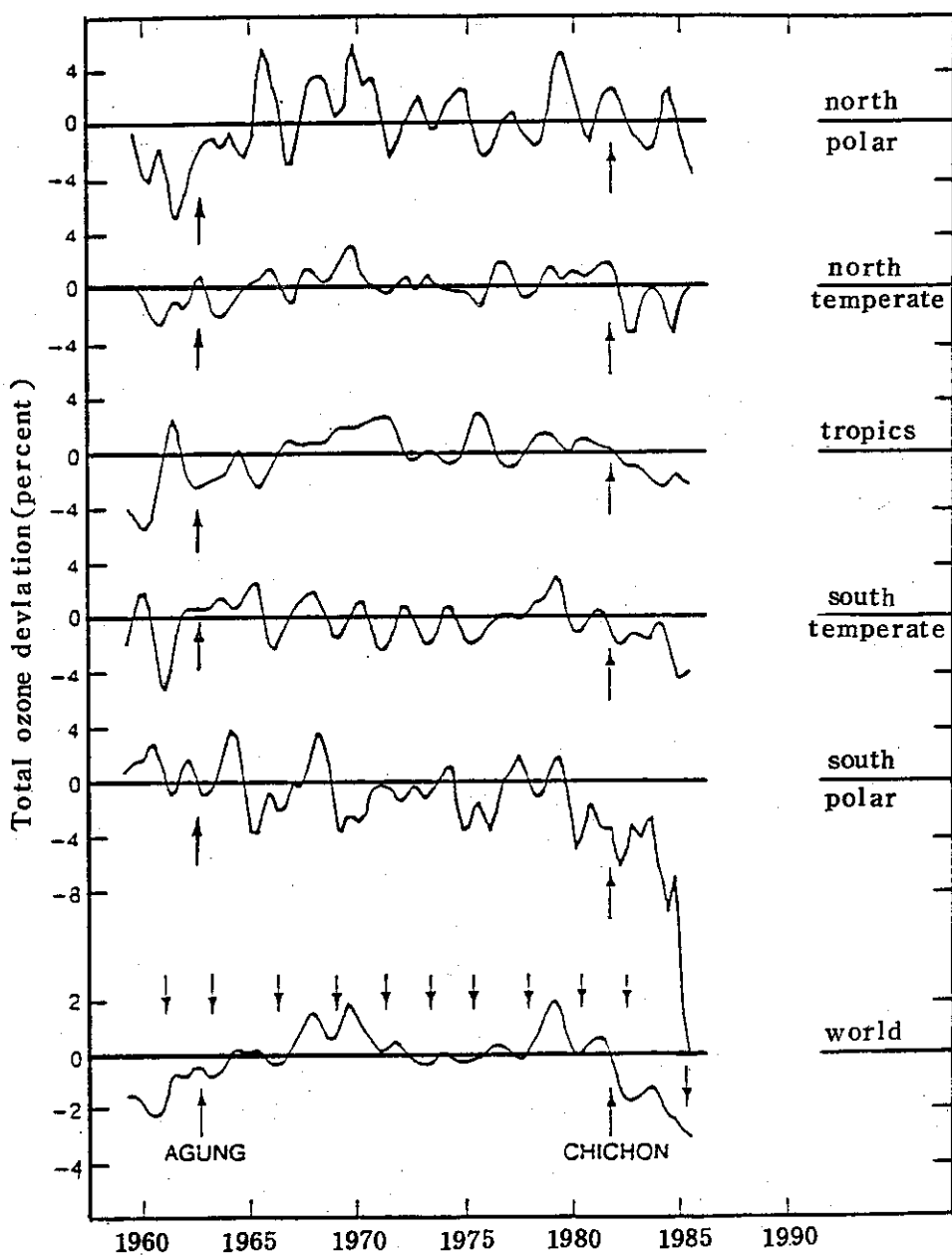


Fig. 14. The time variation of total ozone deviation from the long-term mean Since 1960 to 1985, of North polar, North Temperate, Tropics, South Temperate, South Polar and World.

圖 14. 1960~1985年間，北極區 ( $60^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$ )，北半球中緯度地帶 ( $30^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ )，赤道 ( $30^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{S}$ )，南半球中緯度地帶 ( $30^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{S}$ )，南極區 ( $60^{\circ}\text{S}\sim 90^{\circ}\text{S}$ ) 與全球，總臭氧偏離長期平均的百分比變化圖。(Angell, 1987)

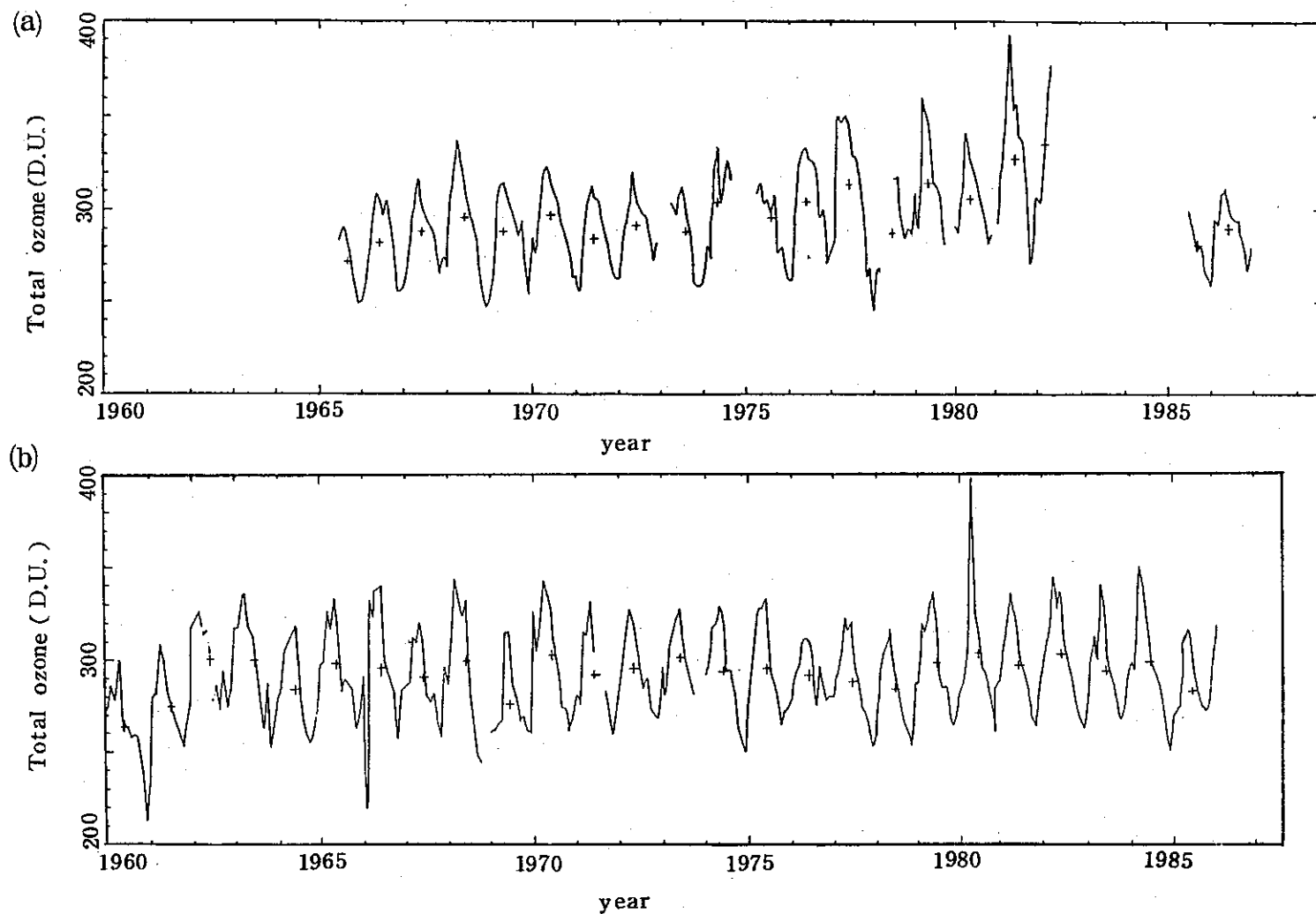
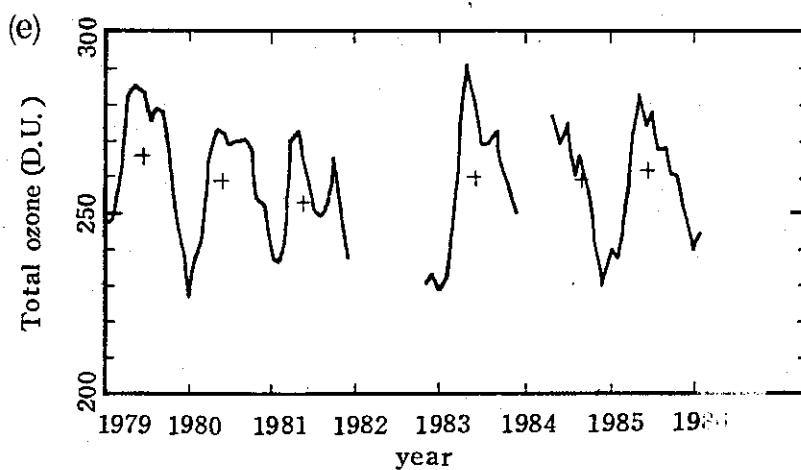
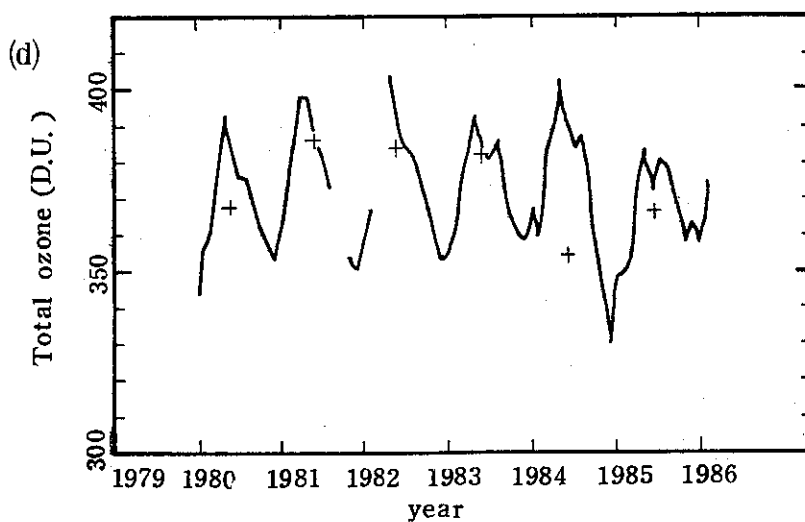
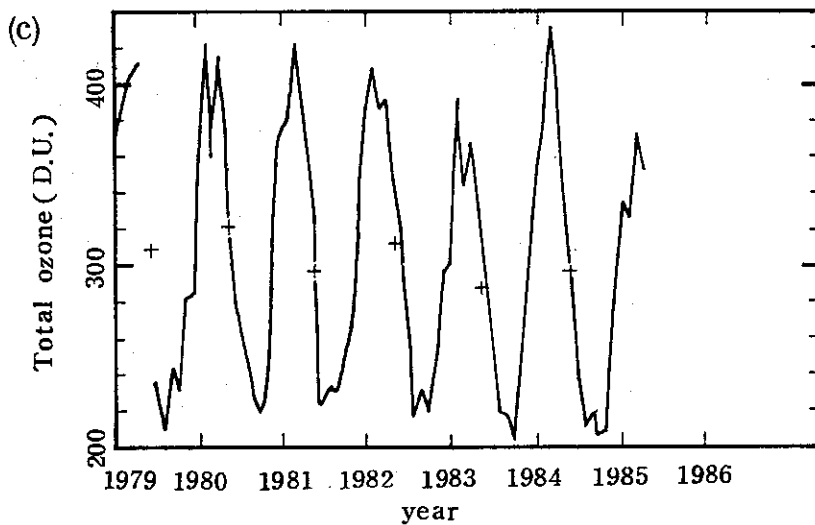
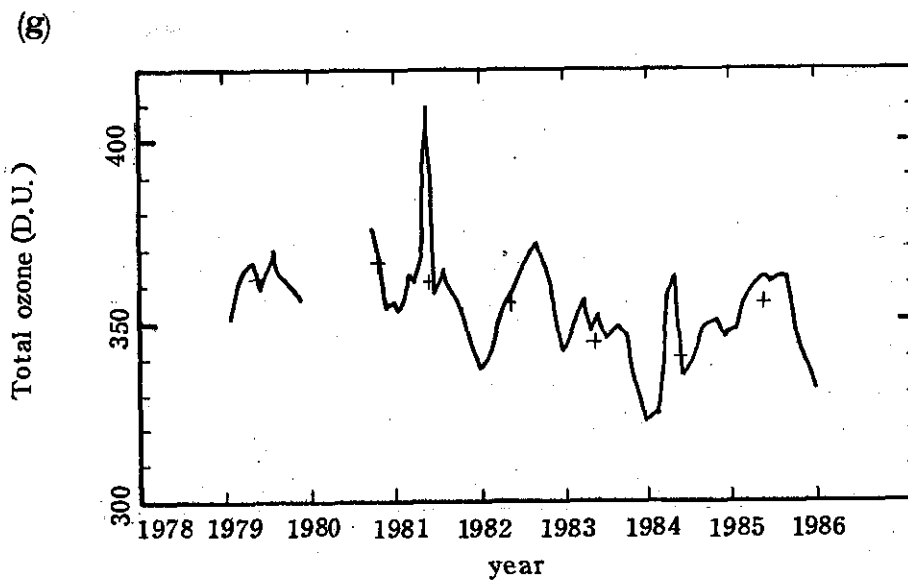
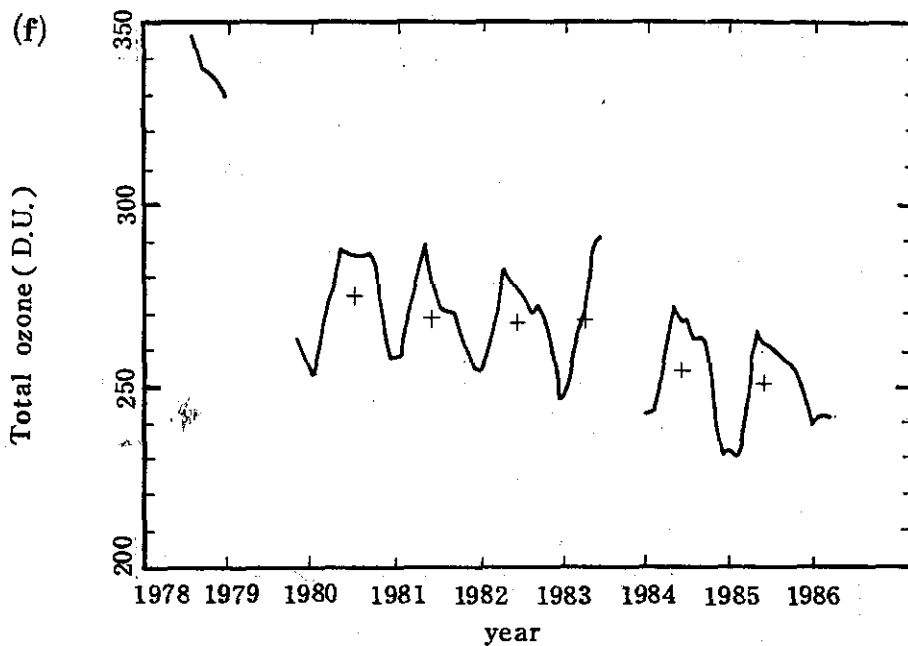


圖 15 (a)臺北、(b)Kagoshima、(c)上海、(d)昆明、(e)馬尼拉、(f)曼谷與(g)新加坡等地月平均總臭氧之時間變化圖。

Fig. 15 The time variation of monthly mean total ozone of (a) Taipei, (b) Kagoshima, (c) Shanghai, (d) Kunming, (e) Manila, (f) Bangkok and (g) Singapore.





## 誌 謝

作者在此感謝美國 NOAA Aeronomy Lab 劉紹臣博士提供大量資料，以及中央研究院資助1987年8月9~22日參加 IUGG 會議發表論文。同時感謝周仲島博士的許多寶貴意見。並感謝中央氣象局陳福來科長提供東亞區總臭氧資料。最後感謝楊之遠博士鼓勵投稿「氣象學報」。

## 參 考 文 獻

- 周仲島、李淑貞，1986 渦流運動與季節平均緯向平均環流的診斷研究—E—P剖面圖的應用，大氣科學，13，33—52。
- 周仲島、鄧秀明，1987 全球二維模式在長生命期大氣追蹤劑分析的研究，大氣科學，15，199—214。
- AAOE 1987: Airborne Antarctic Ozone Experiment. 49 pp.
- Andrews, D.G., J.D. Mahlman, and R.W. Sinclair, 1983: Eliassen-Palm diagnostics of wave-mean flow interaction in the GFDL "SKYHI" general circulation model, J. Atmos. Sci., 40, 2768-2784.
- Angell, J.K., 1986: The close relation between antarctic total-ozone depletion and cooling of the antarctic low stratosphere, Geophys. Res. Lett., 13, 1240-1243.
- Angell, J.K., 1987: An update through 1985 of the variations in global total ozone and north temperate layer-mean ozone, (Submitted to M.W.R.)
- Austin, J., R.L. Jones, T.N. Palmer and A. F. Tuck, 1987: Circulation changes and chemistry: Implications for the destruction of ozone in antarctica. (Submitted to Nature).
- Austin, J., E.E. Remsberg, R.L. Jones, and A.F. Tucks 1986: Polar stratospheric clouds inferred from satellite data, Geophys. Res. Lett., 13, 1256-1259.
- Butchart, N., and E.E. Remsberg, 1986: The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface. J. Atmos. Sci., 43, 1319-1339.
- Chubachi, S., 1984: Preliminary result of ozone observations at Syowa station from February, 1982 to January, 1983, Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue Jpn., 34, 13.
- Cicerone, R. J., 1987: changes in stratospheric ozone, Science, 237, 35-42.
- Crutzen, A. J., and F. Arnold, 1986: Nitric acid clod formation in the cold antarctic stratosphere: a major cause for the springtime ozone hole, Nature, 324, 651-555.
- Dütsch, H.U., 1971: Photochemistry of atmospheric ozone. Advances in Geophys., 15, 219-322.
- Dütsch, H.U., 1981: Ozone research-past-present-future. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62, 213-217.
- Eliassen, A., and E. Palm, 1961: On the transfer of energy instationary mountain waves. Geofysiske Publikasjoner, 12, 3, 1-23.
- Farman, J.C., B.G. Gardiner, and J.D. Shanklin, 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal  $\text{ClO}_x/\text{NO}_x$  interaction, Nature, 315, 207-210.
- Hartman, D.L., and P.R. Garcia, 1979: A Mechanistic model of ozone transport by planetary waves in the stratosphere. J. Atmos. Sci., 36, 350-364.
- Holton, J.R., 1974: Forcing of mean flows by stationary waves. J. Atmos. Sci., 31, 942-945.
- Holton, J.R., 1975: The dynamic meteorology of the stratosphere and mesosphere. Meteor. Mon., 37, 218, pp.
- Holton, J.R., and J. Matsuno, 1984: Dynamics of the Middle Atmosphere. Terra Scientific.
- Iwasaka, Y., and K. Kondoh, 1987: Depletion of antarctic ozone: Height of ozone loss region and its temporal changes. Geophys. Res. Lett., 14, 87-90.
- Krueger, A.J., M.R. Schoeberl, and R.S. Stolarski, 1987: TOMS observations of total ozone in the 1986 Antarctic Spring. (Submitted to Geophys. Research letters).
- Krueger, B.C., G.Q. Wang and P. Fabian, 1987: The antarctic ozone depletion caused by heterogeneous photolysis of halogenated hydrocarbons. Geophys. Res. Lett., 14, 523-526.
- Leovy, C.B., C.-R. Sun, M.H. Hitchman, E.H. Remsberg, J.M. Russell, L. Gordley, J.C. Gille and L.V. Lyjak, 1985: Transport of ozone in the middle stratosphere: Evidence for planetary wave breaking. J. Atmos. Sci., 42, 230-244.
- Liou, K.N. 1980: An introduction to atmospheric radiation. Academic Press, 392 pp.



- Mahlman, J.D., and S.B. Fels., 1986: Antarctic ozone decreases: A dynamical cause? *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1316-1319.
- Mahlman, J.D., H. Leovy II, and W. J. Moxim, 1986: Three-dimensional simulations of stratospheric  $N_2O$ : Predictions for other trace constituents, *J. Geophys. Res.*, 91, D2, 2683-2707.
- Matsuno, J. 1971: A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1479-1494.
- McElroy, M.B., R.J. Salawitch, S.C. Wofsy and J.A. Logan, 1986: Reductions of antarctic ozone due to synergistic interactions of chlorine and bromine, *Nature*, 321, 759-762.
- McInturff, R.M., 1978: stratospheric Warmings: Synoptic, Dynamic and General-circulation Aspects. NASA RP 1017.
- McIntyre, M.E., 1982: How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings? *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 37-65.
- McIntyre, M.E., and J.N. Palmer, 1983: Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, 305, 593-600.
- McIntyre, M.E., and J.N. Palmer, 1984: The "Surf-zone" in the stratosphere. *J. Atmos. Terres. Phys.*, 46, 825-850.
- Molina, M., and F.S. Rowland, 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom-catalysed destruction of ozone, *Nature*, 249, 810-812.
- Mount, G.H., R.W. Sanders, A.L. Schmeltekopf and S. Solomon, 1987: Visible spectroscopy at McMurdo station, Antarctica. I. Overview and daily variation of  $NO_2$  and  $O_3$ , *Austrial Spring*, 1986. *J. Geophys. Res.*, 92, 8320-8328.
- Nagatani, R.M., and A.J. Miller, 1987: The influence of lower stratospheric forcing on the October antarctic ozone decrease: (in preparation).
- Newman, P., and M.R. Schoeberl, 1986: October antarctic temperature and total ozone trends from 1979-1985. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1206-1209.
- NOAA, 1987: Stratospheric ozone: The state of the science and NOAA's current and future research. 39 pp.
- Rood, R.B., and M.R. Schoeberl, 1983: Ozone transport by diabatic and planetary wave circulations in a  $\beta$  plane. *J. Geophys. Res.*, 88, 8491-8504.
- Solomon, S., R.G. Garcia, F.S. Rowland, and D.J. Wuebbles, 1986: On the depletion of antarctic ozone, *Nature*, 321, 755-758.
- Solomon, S., G.H. Mount, R.W. Sanders, and A.L. Schmeltekopf, 1987: Visible spectroscopy at McMurdo Station, Antarctica. 2. Observations of  $OCIO$  *J. Geophys. Res.*, 92, 8329-8338.
- Stolarski, R.S., A.J. Krüger, M.R. Schoeberl, R.D. McPeters, P.A. Newman and J.C. Alpert, 1986: Nimbus 7 satellite measurements of the spring time Antarctic ozone decrease, *Nature*, 322, 808-811.
- Tung, K.K., M.K.W. Ko, J.M. Rodriguez and N.D. Sze, 1986: Are antarctic ozone variations a manifestation of dynamics or chemistry? *Nature*, 322, 811-814.
- United Nations Environmental Programme, 1987: Ad hoc scientific meeting to compare model generated assessments of ozone layer change for various strategies for CFC control (Würzburg, FRG, 9-10 April 1987), UNEP/NG. 167/2NF. 1, 31 pp.
- Wang, P.H., M.P. McCormick and W.P. Chu, 1983: A study on the planetary wave transport of ozone during the late February 1979 stratospheric warming using the SAGE ozone observation and meteorological information. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2419-2431.
- Wu, M.-F., and M.A. Geller, 1987: A study of global ozone transport and the role of planetary waves using satellite data. *J. Geophys. Res.*, 92, 3081-3097.

# Antarctic Ozone Hole.—Fact and Cause

*C. M. Liu*

## **ABSTRACT**

The phenomena of Antarctic ozone hole is detailedly presented in the beginning of this paper. Followings are to discuss the possible causes of the ozone hole, even though none of them are well proved to be correct,

Does human pollution cause the ozone hole? Or just the climatic change of the Atmospheric circulation?

In the end the trend of ozone decreasing in East Asia between 1980 and 1985 is presented, in along with the discussion of the world trend.

## 氣象學報徵稿簡則

1. 本刊以促進氣象學術研究爲目的，凡有關氣象理論之分析與應用之論文，均爲歡迎。
2. 本刊稿件分爲四類：(1)研究論文(2)報告(3)綜評(4)最新重要論著綱要。
3. 本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以壹萬伍仟字爲原則。
4. 稿件之題名、作者真實姓名、服務機關及職稱均須以中、英文註明。
5. 中文稿件在參考文獻之後，應附英文五百字以內之摘要。
6. 研究論文之圖表名稱及各欄細目，均須以中英文對照說明。
7. 惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版，如圖表不夠清晰，本刊得徵得作者同意後，僱員代爲另行重繪，所需費用由作者負擔或由稿費中扣出。
8. 稿件內容過長或內容、文字、圖片有修改之必要時，得商請投稿人修正之。本刊亦得做必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
9. 來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。
10. 稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印轉載。
11. 來稿請逕寄中華民國臺北市公園路64號，中央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 。

# 玉米風害機制及風害預防方法之研究

(國科會專題研究 NSC-75-0409-B052-01)

楊 之 遠                      楊 慧 玉

中央氣象局測政組組長

中央氣象局農業氣象科技士

(收稿：76年11月20日；完稿：76年12月1日)

## 摘 要

本研究以玉米為材料，在風洞內以3公尺/秒風速處理4葉齡幼苗，發現吹風處理導致玉米幼苗植株生長停滯，抑制新葉展開，並導致葉幅、葉厚、地上部乾重、根長、根重減少，葉綠素( $A_{665}$ )、葉片相對水分含量降低，而蒸散速率及光合作用( $O_2$ 釋出量)較高。噴施蒸散抑制劑之植株在吹風後，除葉幅、葉厚稍大外，其餘性狀變化不大，葉綠素( $A_{665}$ )、相對水分含量較高，但蒸散作用、光合作用也稍高於不噴 Abion-C 植株。

不吹風之對照處理，噴 Abion-C 植株根部較長，乾重較重，然葉厚、地上部乾重却低於不噴 Abion-C 植株，而葉片相對水分含量、蒸散作用則噴與不噴 Abion-C 差異不大，葉綠素( $A_{665}$ )及光合作用( $O_2$ 釋出量)以噴 Abion-C 植株較高。

**關 鍵 詞：**玉米、吹風處理、蒸散抑制劑

**Key words:** Corn, wind treatment, antitranspirant

## 一、前 言

本省栽培農作物最常見的風害有二種：(1)為冬季的季節風。(2)為夏季的颱風。冬季之季節風使沿海地區之栽培作物發生枯萎、倒伏，而其挾帶之鹽份更加重受害的程度。夏季之颱風雖然侵襲時間較短，但其往往引進豪雨，致使作物遭受鉅大之損失。

近年來本省水稻轉作雜糧作物，玉米為主要轉作作物之一，然而在臺灣北部及東部沿海地區之秋、裡作玉米經常受到東北季風吹襲之影響，發生風害，無法收穫。因此玉米等雜糧作物之風害預防亦為當前轉作栽培必須考慮及解決之問題。本試驗即在利用風洞裝置對玉米植株進行吹風處理，調查吹風對其生理及生育之影響，探究其風害機制，並利用蒸散抑制劑噴施玉米葉表，調查是否有助於減低玉米植株罹受風害之程度，尋求解決或預防玉米風害之方法，減少風害損失，期或能提供轉作玉米栽培之參考。

## 二、試驗材料與方法

- 1.試驗材料：臺農 351 號玉米。
- 2.栽培方法：玉米種子經清洗篩選再移置培養皿。萌芽後，播種於打洞之塑膠盆(23.5cm×14cm×7.5cm)，每盆點播八粒。盆內裝經過消毒之壤土3公斤，施肥量為硫酸銨0.7克、過磷酸石灰0.6克、氯化鉀0.2克，播種後置於20℃~25℃之人工氣候室中，待第四葉完全展開後，噴施葉面蒸散抑制劑 Abion-C (協養旺—C) 稀釋液(500倍)，對照處理不噴施，並移入風洞試驗室，準備進行吹風處理。  
※Abion-C 為無毒白色粘稠乳濁液，主要成分為石蠟(36.0%)、乳化劑及其他(64.0%)。使用時取1cc加蒸餾水稀釋至500cc。
- 3.風洞裝置係採用臺大大氣科學系之富士 R95-06 型風洞，R.P.M. 1145、H.P.7.5，工作空間為45cm×45cm×45cm。將噴藥及未噴藥處理之玉米植株同時做吹風處理。處理風速3公尺/秒

，吹風時間每日上午9~11時，下午2~4時，合計4小時，光照強度10Klux，連續12天。對照處理不吹風（亦包括噴藥及不噴藥），光照相同。

#### 4. 生育調查及生理測定

(1) 玉米植株生育調查：自吹風處理零天起，每隔4天測量各處理植株之株高、根長、葉幅、葉厚（以指針式厚度計測量0.01~10mm）、地上部乾重、根部乾重等，每處理取樣8株。

(2) 葉綠素含量測定：自吹風處理零天起，每隔4天自每處理取4株，每株取第4葉以打孔器鑽取直徑0.5公分12圓片混合後，分置4個含10毫升80% ethanol之三角瓶中，於55°C黑暗中搖盪20小時取2毫升於試管再加3毫升80% ethanol 均勻混合，以光電比色計（Spectro-photometer）665nm 波長測量吸光度（A）。

(3) 相對水份含量測定：自吹風處理零天起，每隔4天自每處理取4株，每株取第4葉中段切取0.5公分寬之葉片5片秤重（鮮重），再將葉片以正面向上浸入盛水之培養皿，置22°C黑暗中4小時後取出葉片以棉紙拭乾秤重（膨脹重），再置於80°C烘乾24小時秤重（乾重）。藉下式計算第4葉之相對水分含量（R. W. C.）。

$$R. W. C. = \frac{\text{鮮重} - \text{乾重}}{\text{膨脹重} - \text{乾重}} \times 100\%$$

(4) 蒸散作用測定：

① 採用秤重式方法測定。玉米種子萌芽後播於附盒蓋之圓形塑膠盒中（高15公分，直徑7公分）。每一圓盒裝含水飽和之沙質壤土1.5公斤，施肥量為硫酸銨0.5克、過磷酸石灰0.4克、氯化鉀0.2克。每盒播一粒，並於盒蓋鑽一直徑1.5公分之圓孔，以便玉米植株伸出。播種後置於20°C~25°C人工氣候室中，待第四葉完全展開後，進行吹風處理。

② 吹風處理前一日，噴施 Abion-C 稀釋液，不噴 Abion-C 為對照組。

③ 吹風處理前將盒蓋中央圓孔與玉米莖部間之空隙用化學黏土封住以阻絕通氣。

④ 吹風處理採用二種方式①以3公尺/秒固定風速處理3小時②以不同風速處理：3公尺

/秒、0公尺/秒、4公尺/秒、0公尺/秒各處理1小時，在吹風處理開始及吹風期間每隔30分鐘，利用 Sartorius 枱式電子天秤秤重，每處理重複三次。

⑤ 吹風處理完畢，剪下地上部葉片，利用 LI • COR-3000 攜帶型葉面積儀測量葉面積。對照處理（不吹風）做相同之定時秤重及葉面積測量程序。

⑥ 風洞及對照處理之光強為10Klux，試驗期間之氣溫、相對濕度均觀測記錄。

(5) 光合作用之測定：自吹風處理零天起，每隔4天藉氧電極式裝置（Hansatech Leaf Disc O<sub>2</sub>-electrode）測定各處理玉米植株第四葉片之光合作用速率，測定至8天為止。

(6) 葉片表面掃描式電子顯微鏡觀察：自吹風處理零天起，每隔四天，於各處理玉米植株第四葉片中間取0.5公分片段，每處理取四株，以 FAA 溶液固定備用。將固定於 FAA 溶液中之玉米葉片材料，用0.1M 磷酸緩衝液清洗15分鐘，連續兩次，再依序用30%、50%、70%、80%、90%、95%、100%、100%、100%之 Acetone 脫水，每種濃度10分鐘。脫水完畢後再以 Hitachi HCP-1 Critical Point Dryer（臨界點乾燥器）處理2小時，使材料達到100%無水狀態後，取出黏於鋁枱上編號，再以 Hitachi IB-2 Ion Coater（離子覆膜器）覆金離子膜5分鐘。最後以 Hitachi S-550 Scanning Electron Micro-scope（掃描式電子顯微鏡）觀察並攝影。

### 三、結 果

#### 1. 吹風對玉米幼苗生長的影響

(1) 株高：由圖1可看出，自吹風處理開始，吹風的植株即不再伸長，噴 Abion-C 的植株比不噴者稍高，但仍低於對照處理。而對照處理中，噴 Abion-C 與不噴之間差異不大，至第12天調查，噴 Abion-C 之株高略高於不噴之植株。

(2) 根長：由圖2可知，在第4天時，以不吹風噴 Abion-C 植株之根長稍長，吹風噴 Abion-C 植株之根長較短，但第8天以後，只有對照噴

Abion-C 之根長維持增長的趨勢，其他處理植株之根長均不再增加。

(3)葉幅：吹風處理植株之葉片因受傷害，致葉幅變窄，而噴 Abion-C 之植株葉幅稍大於不噴之植株。對照處理植株之葉幅變化不大，噴 Abion-C 與不噴之間差異不明顯。見圖 3。

(4)葉厚：吹風處理植株葉片明顯的變薄，見圖 4，但噴 Abion-C 之葉片厚度大於不噴者。而對照處理中，不噴 Abion-C 之葉片反而較厚。

(5)地上部乾重：吹風處理植株因生長受抑制，所以地上部乾重不再增加，但噴 Abion-C 植株從第 8 天起，地上部乾重較不噴 Abion-C 者重。對照處理乾物重增加至第 8 天達最高，至第 12 天時因下位葉片開始枯萎，所以乾重降低，但是噴 Abion-C 之植株乾重稍高於不噴者，見圖 5。

(6)根乾重：吹風處理植株根乾重以不噴 Abion-C 之植株高於噴 Abion-C，在 12 天調查期間，大致維持這趨勢，但與零天調查比較，則噴 Abion-C 之根乾重有降低的現象。對照處理中，則以噴 Abion-C 植株之根乾重較大，見圖 6。

## 2. 吹風對玉米幼苗葉片葉綠素含量之影響

吹風第 4 天時，包括吹風處理及對照處理，葉綠素含量 ( $A_{665}$ ) 均急速降低，見圖 7，可能由於從人工氣候室搬到風洞實驗室後，溫度、光照改變，植株生理作用暫時受影響所致。第 8 天時，對照處理恢復 60~70% 左右，但吹風處理植株只稍提高。到第 12 天，對照處理下位葉片開始黃化枯萎，故葉綠素含量降低，而吹風處理植株葉片已受損嚴重，所以葉綠素含量甚低。在 12 天期間，由圖 7 顯示，吹風處理植株之葉綠素含量 ( $A_{665}$ ) 均低於對照處理，而在兩種處理中，噴 Abion-C 之葉片葉綠素含量高於不噴者。

## 3. 吹風對玉米幼苗葉片相對水分含量 (R. W. C.) 之影響

吹風植株其葉片之 R. W. C. 隨吹風日數之增加而降低，見圖 8。吹風第 4 天，噴 Abion-C 之葉片與不噴者之 R. W. C. 約在 88%~90% 左右，相差不大。到吹風第 8 天，噴 Abion-C 之葉片達 85%，而不噴之葉片降到 80%。到吹風第

12 天，噴 Abion-C 之葉片降至 79% 左右，而不噴之葉片僅有 65% 左右。對照處理在 12 天期間，噴 Abion-C 與不噴之植株均保持在 95% 上下，兩者差異不大。

## 4. 吹風對玉米幼苗葉片蒸散作用之影響

(1) 固定風速處理 (3 公尺/秒)，見圖 9。

吹風處理植株蒸散速率較對照處理快，約  $3 \times 10^{-5} \text{g/cm}^2 \text{min}$  ~  $6 \times 10^{-5} \text{g/cm}^2 \text{min}$  之間，而對照處理僅維持在  $2 \times 10^{-5} \text{g/cm}^2 \text{min}$  左右。噴施 Abion-C 植株在吹風處理 1.5 小時後，其蒸散速率反而高於不噴者。而對照處理中噴 Abion-C 與不噴之植株，蒸散速率差異小，僅在  $0.5 \times 10^{-5} \text{g/cm}^2 \text{min}$  內。

(2) 不同風速處理 (3 公尺/秒，4 公尺/秒)，見圖 10。

第一個小時以 3 公尺/秒之風速處理，吹風且噴 Abion-C 植株蒸散速率達  $15.0 \times 10^{-5} \text{g/cm}^2 \text{min}$  左右，不噴之植株約  $12.5 \times 10^{-5} \text{g/cm}^2 \text{min}$  左右。第二個小時靜止不吹風，蒸散速率則下降，但仍高於對照處理。第三個小時以 4 公尺/秒風速處理，吹風植株蒸散速率再升高，且較 3 公尺/秒風速處理時高  $1 \text{g/cm}^2 \text{min}$  左右。第 4 個小時仍為靜止不吹風，蒸散速率再次降低。吹風處理中，噴 Abion-C 植株蒸散速率稍高於不噴 Abion-C。對照處理之蒸散速率維持在  $4 \sim 8 \times 10^{-5} \text{g/cm}^2 \text{min}$  之間，噴 Abion-C 植株蒸散速率仍稍高於不噴者，但差異不大。

## 5. 吹風對玉米幼苗葉片光合作用 ( $\text{O}_2$ 釋出量) 之影響

由圖 11 看出，吹風處理植株之光合作用大。吹風處理 4 天， $\text{O}_2$  釋出量約  $22 \text{n mole/min cm}^2$ ，吹風 8 天達  $27 \text{n mole/min cm}^2$ ，而吹風處理中，噴 Abion-C 植株  $\text{O}_2$  釋出量與不噴者差異不大。對照處理噴 Abion-C 植株在第 4 天釋  $\text{O}_2$  量約  $16 \text{n mole/min cm}^2$ ，第 8 天則達  $24 \text{n mole/min cm}^2$  左右；不噴 Abion-C 植株之釋  $\text{O}_2$  量在第 8 天最高約  $19 \text{n mole/min cm}^2$ 。

## 6. 吹風對玉米幼苗葉片表面構造之影響

利用掃描式電子顯微鏡 (SEM) 觀察吹風處理後，葉片表面構造受損的情況。吹風 4 天時，不噴

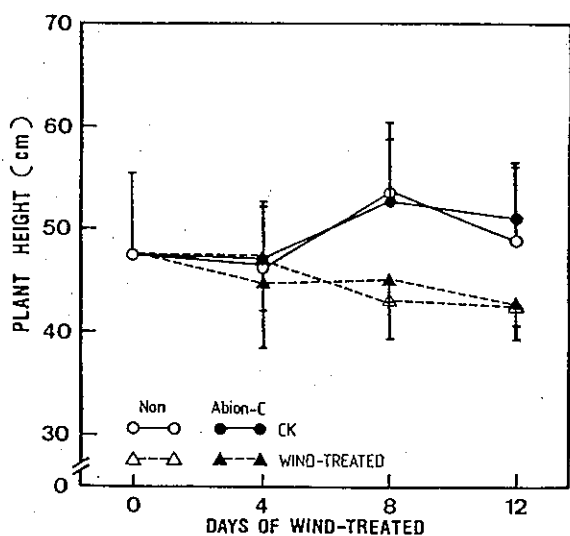


圖 1. 吹風處理 (3 公尺/秒) 對玉米幼苗株高之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion - C  
○、△：不噴施

Fig. 1 The effect of wind (3 m/s) on the plant height of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion - C.  
○、△：non sprayed.

(Vertical bars indicate standard deviation)

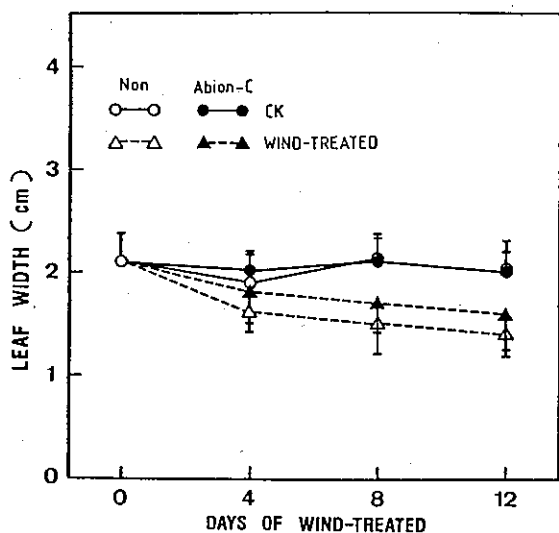


圖 3. 吹風處理 (3 公尺/秒) 對玉米幼苗葉幅之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion - C  
○、△：不噴施

Fig. 3 The effect of wind (3 m/s) on the leaf width of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion - C.  
○、△：non sprayed.

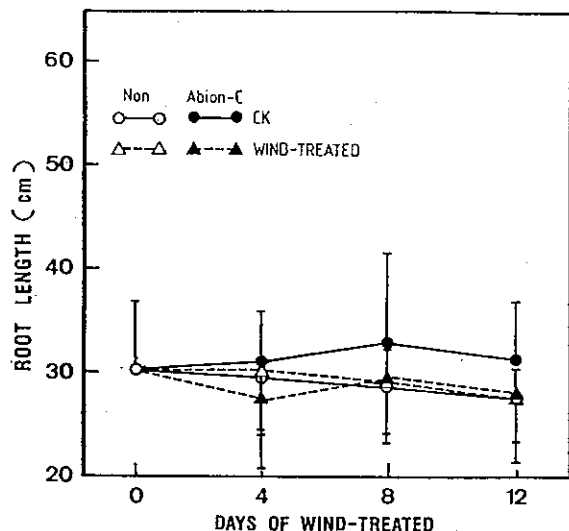


圖 2 吹風處理 (3 公尺/秒) 對玉米幼苗根長之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion - C  
○、△：不噴施

Fig. 2 The effect of wind (3 m/s) on the root length of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion - C.  
○、△：non sprayed.

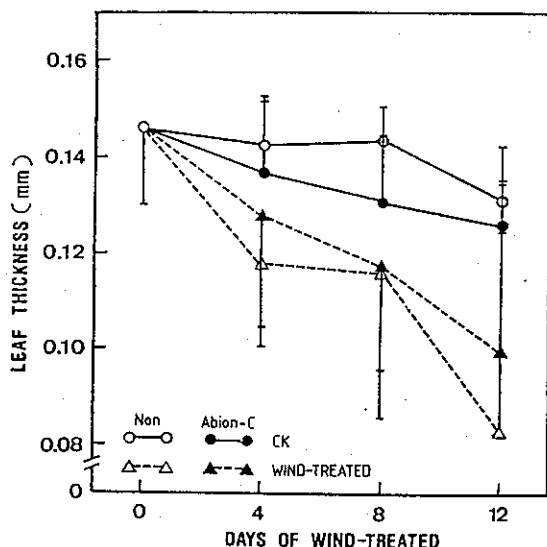


圖 4. 吹風處理 (3 公尺/秒) 對玉米幼苗葉厚之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion - C  
○、△：不噴施

Fig. 4 The effect of wind (3 m/s) on the leaf thickness of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion - C.  
○、△：non sprayed.

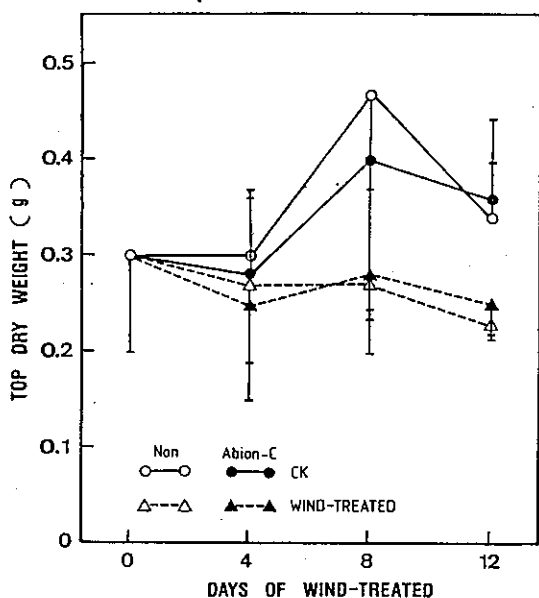


圖 5. 吹風處理 (3 公尺/秒) 對玉米幼苗地上部乾重之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion-C  
○、△：不噴施

Fig. 5 The effect of wind (3 m/s) on the top dry weight of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion-C.  
○、△：non sprayed.

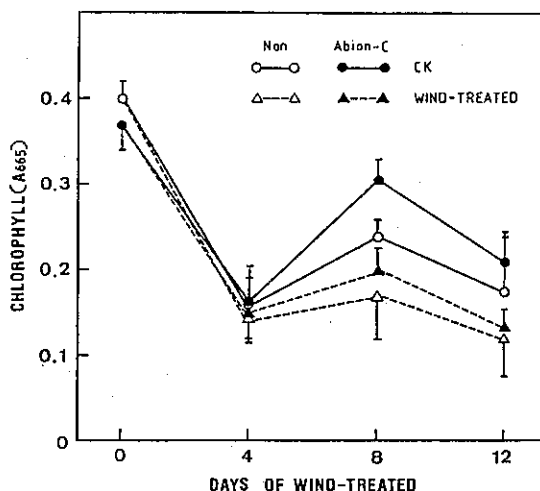


圖 7. 吹風處理 (3 公尺/秒) 對玉米幼苗葉片葉綠素含量之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion-C  
○、△：不噴施

Fig. 7 The effect of wind (3 m/s) on the leaf chlorophyll content of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion-C.  
○、△：non sprayed.

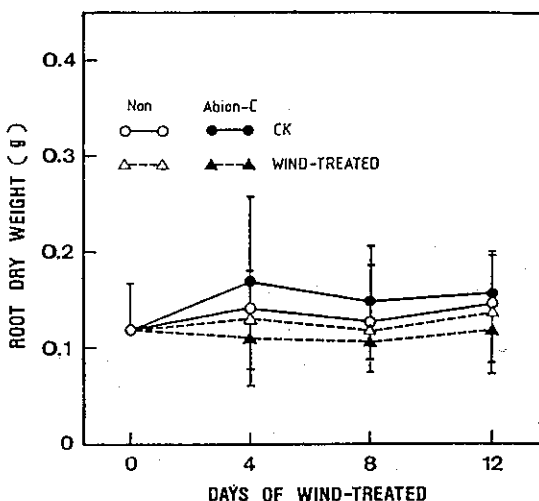


圖 6. 吹風處理 (3 公尺/秒) 對玉米幼苗根部乾重之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion-C  
○、△：不噴施

Fig. 6 The effect of wind (3 m/s) on the root dry weight of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion-C.  
○、△：non sprayed.

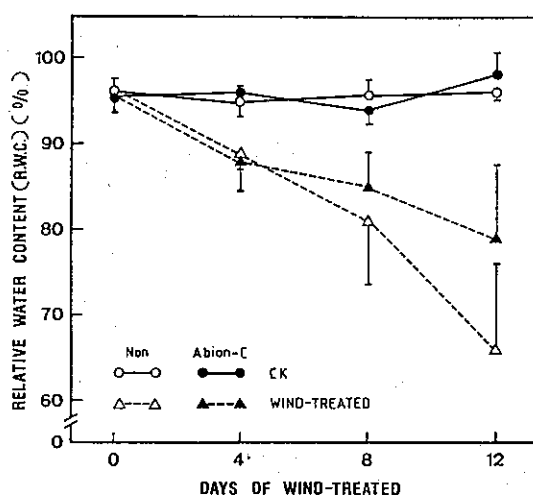


圖 8. 吹風處理 (3 公尺/秒) 對玉米幼苗葉片相對水分含量之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion-C  
○、△：不噴施

Fig. 8 The effect of wind (3 m/s) on the relative water content of leaves of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion-C.  
○、△：non sprayed.



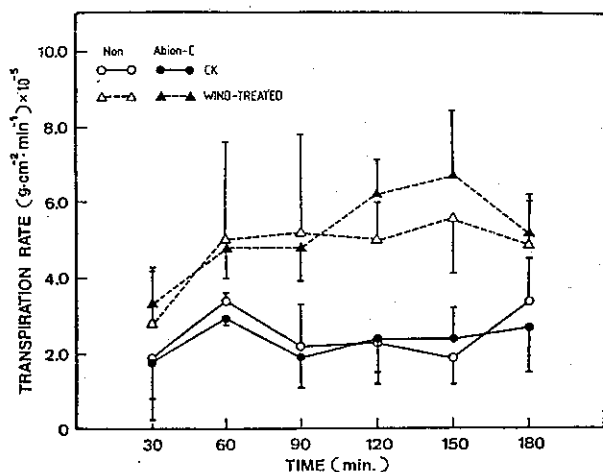


圖 9. 吹風處理 ( 3 公尺 / 秒 ) 對玉米幼苗蒸散作用速率之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion - C

○、△：不噴施。

( 光強 10 Klux , 氣溫 22.2 °C , 相對濕度 91% )

Fig. 9 The effect of wind ( 3 m/s ) on the transpiration rate of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion - C.

○、△：non sprayed

(light intensity 10 Klux, air temperature 22.2 °C, relative humidity 91%).

圖 10. 不同風速處理對玉米幼苗蒸散作用速率之影響

●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion - C

○、△：不噴施

( 光強 10 Klux , 氣溫 21.0 °C , 相對濕度 72% )

Fig. 10 The effect of wind with various speed on of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion - C.

○、△：non sprayed

(light intensity 10 Klux, air temperature 21.0 °C, relative humidity 72%).

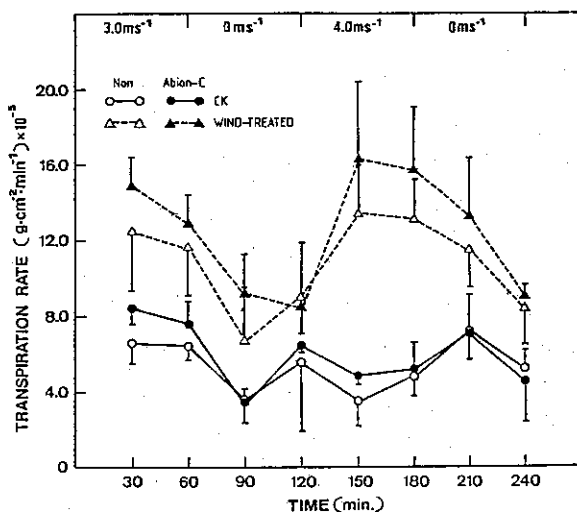


圖 11. 吹風處理 ( 3 公尺 / 秒 ) 對玉米幼苗葉片光合作用 ( O<sub>2</sub> 釋出量 ) 之影響

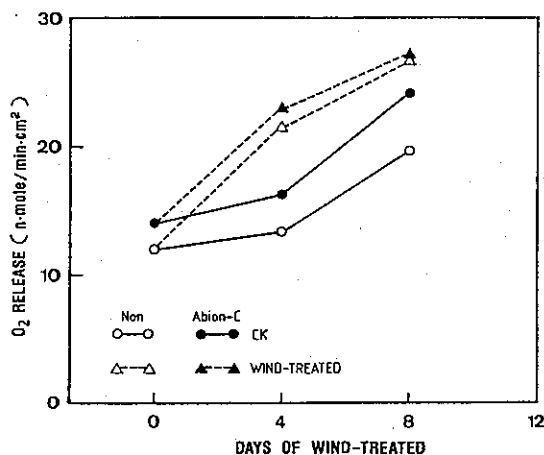
●、▲：噴施蒸散抑制劑 Abion - C

○、△：不噴施

Fig. 11 The effect of wind ( 3 m/s ) on the photosynthesis ( O<sub>2</sub> release ) of leaves of corn seedlings.

●、▲：sprayed antitranspirant Abion - C.

○、△：non sprayed.



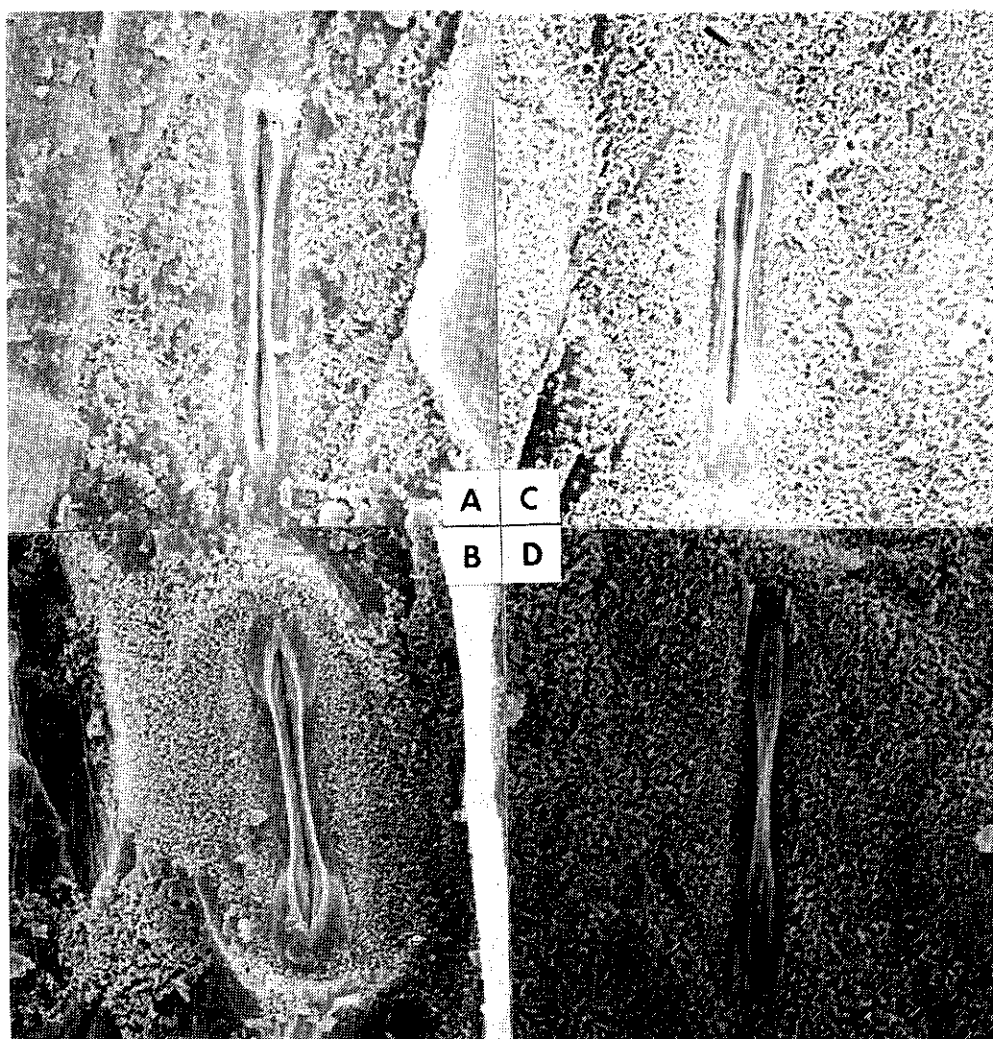


圖 12 玉米幼苗葉片掃描式電子顯微鏡觀察(A)吹風處理 4 天不噴Abion-C(B)吹風處理 4 天噴Abion-C  
(C)對照處理不噴 Abion-C (D)對照處理噴 Abion-C

Fig. 12 Scanning electron micrographs of leaf surface of corn seedlings (A) 4-days wind treatment, without Abion-C( $\times 4000$ ) (B) 4-days wind treatment, sprayed with Abion-C( $\times 2500$ ) (C) control, without Abion-C( $\times 3500$ ) (D) control, sprayed with Abion-C ( $\times 3000$ )

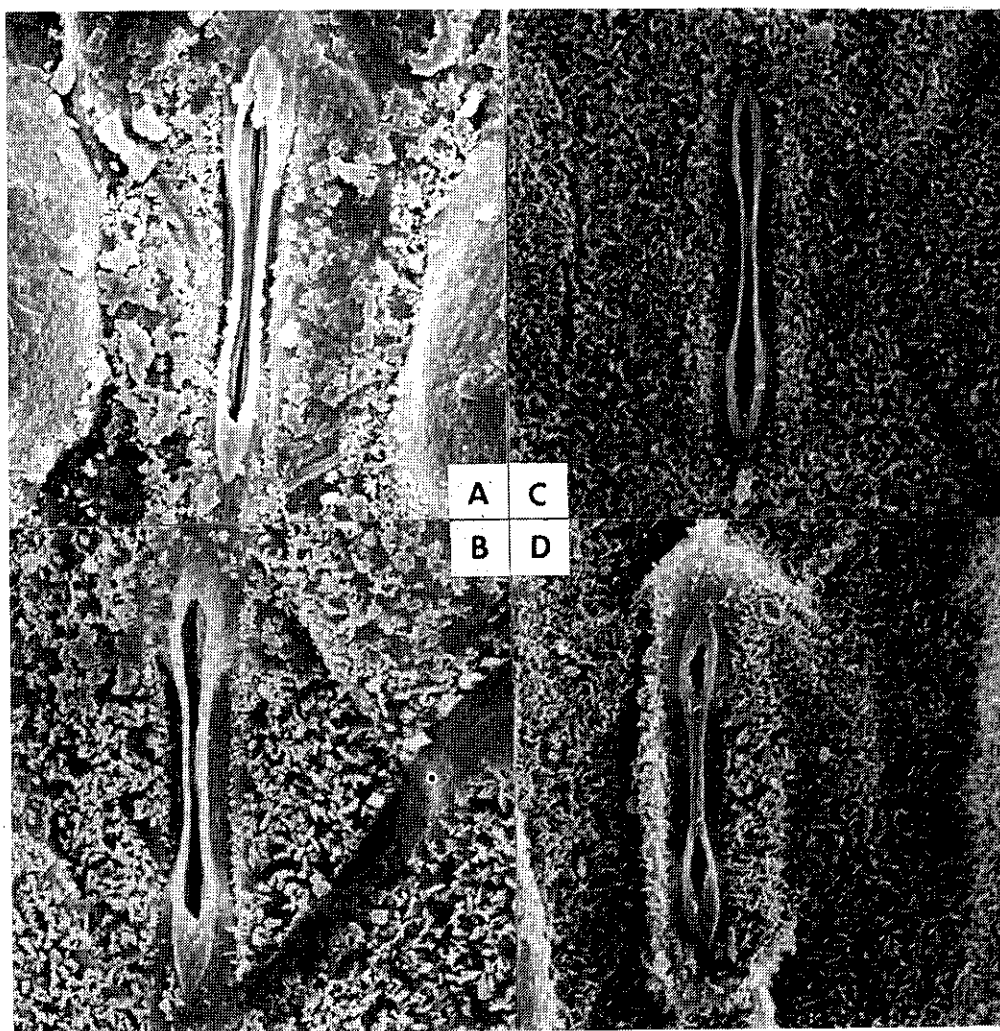


圖 13 玉米幼苗葉片掃描式電子顯微鏡觀察(A)吹風處理 8 天，不噴 Abion-C (B) 吹風處理 8 天噴 Abion-C (C)對照處理不噴 Abion-C (D)對照處理噴 Abion-C

Fig. 13 Scanning electron micrographs of leaf surface of corn seedlings (A) 8-days wind treatment, without Abion-C (×5000) (B) 8-days wind treatment, sprayed with Abion-C (×4500) (C) control, without Abion-C (3000) (D) control, sprayed with Abion-C (×3200).

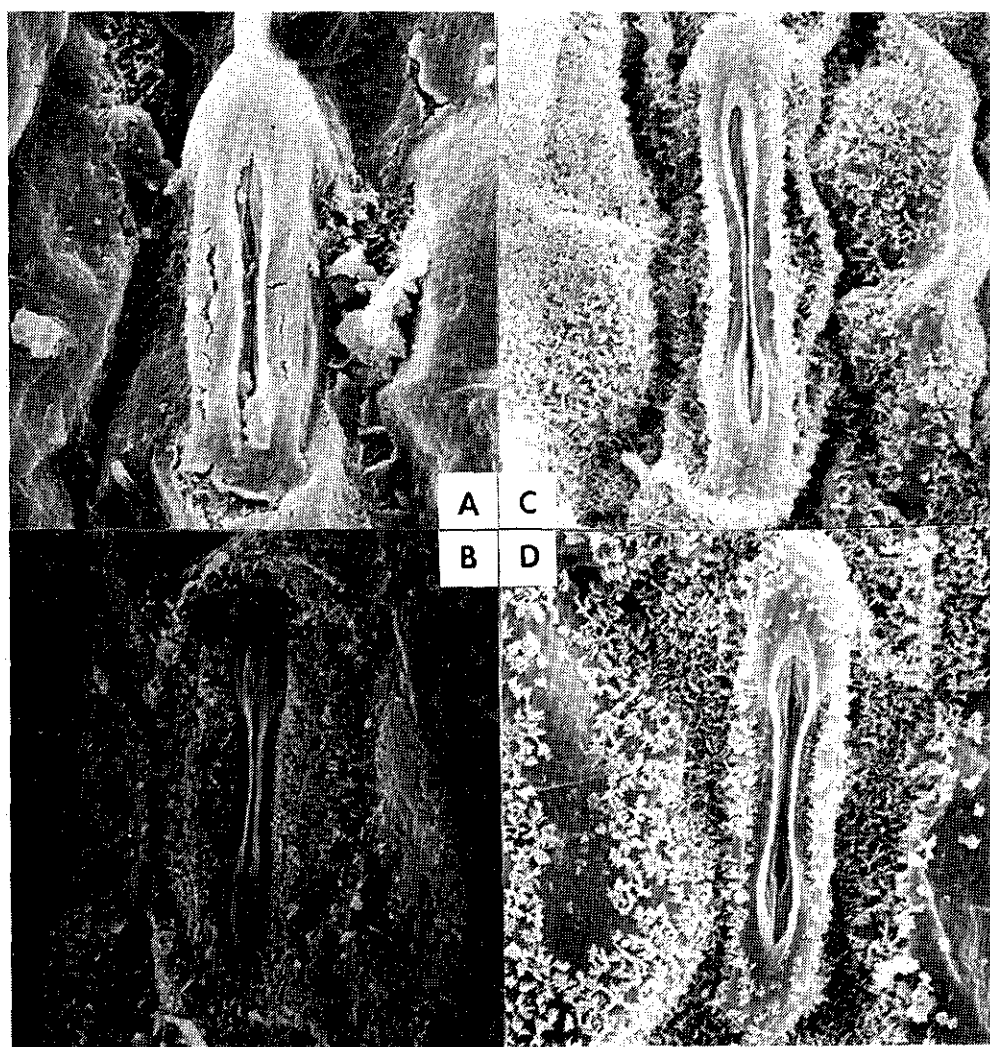


圖 14 玉米幼苗葉片掃描式電子顯微鏡觀察 (A) 吹風處理 12 天不噴 Abion-C (B) 吹風處理 12 天噴 Abion-C (C) 對照處理不噴 Abion-C (D) 對照處理噴 Abion-C

Fig. 14 Scanning electron micrographs of leaf surface of corn seedlings (A) 12-days windt reatment, without Abion-C( $\times 3500$ ) (B) 12-days wind treatment, sprayed with Abion-C( $\times 3000$ ) (C) control, without Abion-C( $\times 4000$ ) (D) control, sprayed with Abion-C ( $\times 4000$ ).

Abion-C 葉片 (圖 13—A,  $\times 4000$ ) 表面臘質已有磨損的現象, 而噴 Abion-C 者 (圖 13—B,  $\times 2500$ ), 氣孔周圍副細胞上之臘質仍均勻分佈着; 至於對照處理, 不噴 Abion-C 或噴 Abion-C (圖 13—C,  $\times 3500$ ) (圖 13—D,  $\times 3000$ ), 葉片表面均保持完整, 副細胞飽滿。吹風 8 天時, 不噴 Abion-C 之葉表磨損情況更嚴重, 臘質已呈支離破碎狀, 氣孔微開 (圖 14—A,  $\times 5000$ ) 而噴 Abion-C 之葉片, 表面受損較輕, 氣孔亦呈微開狀 (圖 14—B,  $\times 4500$ ); 對照處理之葉片, 氣孔周圍葉表臘質仍密佈, 但副細胞稍有失水現象而呈縮縮狀在氣孔兩邊造成脊狀突起, 氣孔微開, 不噴 Abion-C 與噴 Abion-C 情況類似 (圖 14—C, D,  $\times 3000$ ,  $\times 3200$ )。至吹風第 12 天, 不噴 Abion-C 葉表臘質幾乎已全被吹淨, 副細胞失水縮成長條狀且有裂開的痕跡 (圖 15—A,  $\times 3500$ ), 噴 Abion-C 之葉片表面仍保有部份臘質, 副細胞保持完整, 稍有失水現象 (圖 15—B,  $\times 3000$ )。對照處理葉片表面臘質仍然保存, 氣孔周圍之副細胞縮縮, 氣孔仍稍微打開, 不噴 Abion-C 與噴 Abion-C 情況相似 (圖 15—C, D,  $\times 4000$ ,  $\times 4000$ )。

#### 四、討 論

風會影響作物之呼吸、光合及蒸散作用<sup>(3, 6)</sup>。水稻幼苗在吹風處理後生長滯滯, 光合、呼吸作用降低, 蒸散作用提高<sup>(4)</sup>。本試驗以玉米幼株為材料, 生育狀況與水稻類似, 吹風處理後停止生長, 新葉不再展開, 葉綠素減少, 葉片相對水分含量降低, 蒸散速率加快, 但光合作用 ( $O_2$  釋出量) 增高。由於植物受到外界之機械壓迫, 會激發乙烯之產生, 導致生長受阻<sup>(3)</sup>, 玉米受到風壓, 生長滯滯, 可能為乙烯之作用。又植株吹風時, 葉面境界層變薄, 界層阻力 ( $r_a$ ) 降低, 隨吹風日數之增加, 葉片角質層受到磨損, 表皮阻力 ( $r_e$ ) 減少<sup>(7, 8)</sup>; 玉米為  $C_4$  植物, 光飽和點高, 補償點低, 細胞阻力 ( $r_m$ ) 應較低, 加以連續吹風, 氣孔保衛細胞之代謝、生理作用可能受干擾而無法正常運作, 導致氣孔開關的機制失控, 即使在吹風失水的情況下, 氣孔仍無法關閉 (圖 13、14、15), 氣孔阻力 ( $r_s$ ) 隨而下降。綜合在吹風處理之下, 水分、氣體進出

葉片與大氣間通道之各項阻力:  $r_a$ 、 $r_e$ 、 $r_m$ 、 $r_s$  均受風的影響而降低, 所以玉米植株吹風處理後, 蒸散速率加快, 葉片相對水分含量減少, 光合作用 ( $O_2$  釋出量) 因玉米光合效率高且氣體進出阻力小而高於對照處理。

本試驗中吹風對植株之影響顯著, 但 Abion-C 之噴施則沒有明顯的效果。Abion-C 為一種蒸散抑制劑, 在乾旱或缺水的情況下, 可降低植物蒸散作用, 並短暫的抑制植物的生長<sup>(1)</sup>。但於本實驗中, 吹風處理部分, 噴 Abion-C 植株之蒸散作用、光合作用則未見降低; 對照處理部分, 噴 Abion-C 植株葉片較薄, 地上部乾重較輕, 蒸散作用、光合作用亦未較不噴 Abion-C 植株低。可能因本實驗進行中, 盆栽土壤均澆水保持濕潤, 缺乏近似乾旱或缺水的壓力, 致 Abion-C 的功用表現不彰。雖然 Abion-C 有類似角質層的功能<sup>(2)</sup>, 但在吹風處理下, 葉表仍然遭受磨損, 可能在風壓下, Abion-C 覆膜被吹損失却保護功能。至於 Abion-C 是否會引起玉米之生理反應, 或在吹風下, 玉米之生理機制如何受到影響, 均有待進一步之探討。

#### 誌 謝

1. 本試驗承行政院國科會經費補助 (NSC-75-0409-B052-01), 謹致謝忱。
2. 本試驗承蒙臺灣大學大氣科學系提供風洞實驗室, 臺灣大學農藝系提供人工氣候室及有關生理測定儀器, 中央研究院植物所提供氧電極式裝置, 國科會臺北貴重儀器使用中心提供掃描式電子顯微鏡等, 於此一併致謝。

#### 參 考 文 獻

1. 陳榮五 1983 談蒸發抑制劑在農業上的利用 豐年 33(15): 39-40。
2. 張育森 1985 角質層在植物體上之功能與應用 科學農業 33 (5~6): 197~200。
3. 楊之遠、朱鈞 1985 風對植物之影響 科學農業 33 (1~2): 51~59。
4. 楊之遠、朱鈞 1985 風對水稻生長及生理特性影響之研究(1) 風對水稻幼苗生長及光合作用、呼吸作用、蒸散作用之影響 中華農學會報新 132 期 PP. 45~56。

5. Glenn, W. Todd et al., 1972 Effect of Wind on Plant Respiration, *Physiol. Plant.* 27: 342-346.
6. Grace, J. and J. R. Thompson 1973 The Aftereffect of Wind on the Photosynthesis and Transpiration of *Festuca arundinacea*. *Physiol. Plant.* 28: 541-547.
7. Grace, J. 1974 The Effect of Wind on Grassess. *J. Exp. Bot.* 25: 542-551.
8. Thompson, J. R. 1974 The Effect of Wind on Grassess. II. Mechanical Damage in *Festuca arundinacea*. Schreb. *J. Exp. Bot.* 25: 965-972.

## The Study of the Mechanisms and the Protection Method of Wind Damaged Corp (*Zea may*)

Chea-Yuan Young    Hui-Yu Yang

### ABSTRACT

The corn seedlings at 4th leaf stage when exposed in wind tunnel under 3 m/s wind speed for 4 to 12 days, the vegetative growth was inhibited, leaf width, leaf thickness, top dry weight and root length, root dry weight were decreased, chlorophyll ( $A_{665}$ ), relative water content (R. W. C.) were reduced, but transpiration rate (T. R.) and photosynthesis (P. H.) ( $O_2$  release) were increased. The plants sprayed with Abion-C were larger in leaf width, leaf thickness after wind treatment, and the other growth characters had little variance with control, while chlorophyll ( $A_{665}$ ), R.W.C., T.R., and P.H. also higher than those without sprayed Abion-C.

In the control treatment, plants sprayed with Abion-C had longer root length and higher root dry weight, but leaf thickness and top dry weight were decreased, the R.W.C., T.R. had little variance with non-sprayed plants, whereas the chlorophyll ( $A_{665}$ ) and P.H. were still higher than those of non-sprayed plants.

# 觀測到之熱帶30~50天週期振動簡介

李 汴 軍

中央氣象局預報測站技士

(收稿日期：76年11月5日；完稿日期：76年11月30日。)

## 摘 要

本文主要以觀測到之熱帶 30~50 天週期振動現象作敘述性之介紹。Madden and Julian (1972) 提出這種振動之結構：緯向波數一之全球性之振動，此現象經 FGGE 資料和 Outgoing Longwave Radiation 予以證實，但其本質仍需進一步理論上之研究。

關 鍵 詞：赤道凱爾文，羅斯貝波

Key words: 30-50 day, Equatorial Kelvin, Rossby, Wave

## 前 言

熱帶地區30~50天之週期波動，是目前相當熱門的研究主題之一。而目前大部份之理論只能定性窺其輪廓，故有待進一步研究。另外這種熱帶波動對副熱帶地區有某種程序之影響，又由於這麼長週期（季節內）及空間尺度相當大之振動，因而在長期天氣預報所扮演之角色，可想而知。因此本篇之介紹，着重於全球性熱帶地區所觀測到東西向之環流為主，作概括性之敘述，並不涉及理論上探討，因為到目前為止，氣象學家並不十分了解這種波動。

首先發現熱帶30~50天週期振動是 Madden and Julian (1971)。他們是利用 Canton Island (3°S, 172°W) 近 10 年之每天探空資料，分析其緯向風之波譜及交互波譜。在這些波譜中有一非常顯著之頻率帶其值在41~53天之週期範圍內如圖1所示。在圖中我們看到850 mb/150 mb 之緯向風之交互波譜為負，地面氣壓和850 mb 緯向風其值為正，表示地面為高壓時，低對流層和上對流層之風場其相位差為180°。同時緯向風之變異波譜 (Variance Spectra) 其最大值亦在這二層面上，但在中對流層其值微小或是不存在，同時沒有證據顯示 80 mb 以上，其緯向風之波譜值在41~53天頻率內有最大值。而經向風方面其41~53天頻率波譜不甚明顯。另外在 Kwajalein (9°N, 168°E) 亦分析到這種波動之現象。於是他們推測，這種

波動是和 Kelvin 波很相似，但不盡全是，因資料顯示為一駐波之特性，其環流存在於緯向平面上，振源中心在中太平洋附近。Madden and Julian (1972) 更進一步利用 Canton Island 地面氣壓和熱帶地區將近24個測站之資料，藉由交互波譜計算其氣壓波譜值，得到 30~50 天週期振動之平面結構如圖2所示。圖中所標示之數值均在95%顯著水準以上，從氣壓波譜等相位線可看出這種週期振動局限於熱帶地區之印度洋和太平洋之海域，而最大振幅在西太平洋。從此圖中可估計從 Singapore (1°N, 103°E) 移到 Canton Island 需時 3 天，再 3 天後到達 Balboa (9°N, 79°W)。這顯示快速之擾動必需疊加在駐波上，才能在單站紀錄上顯示出這種長週期之振動。再分析各測站高空風和 700 mb 混合比，提出熱帶低頻平振動 2 度空間之環流圖 (圖3)。地面氣壓負距平在 East Africa 及 Indian Ocean 地區 (F, G) 伴隨大範圍之熱對流，在此對流區之東邊緯向環流胞可達到換日線附近。在 H 時，氣壓負距率所伴隨旺盛之對流胞位於 Indonesia 附近，這種對流胞所產生緯向環流是對稱。在 B 時，對流胞開始減弱，愈往東方愈不明顯。從整個環流結構來看，這種低頻率振動在空間尺度方面為波數一之東西向之環流。雖然當時他們並沒有分析到副熱帶區域有無這種低頻率週期振動，但指出由於熱帶地區質量場之改變會導致其他地區質量之變化。

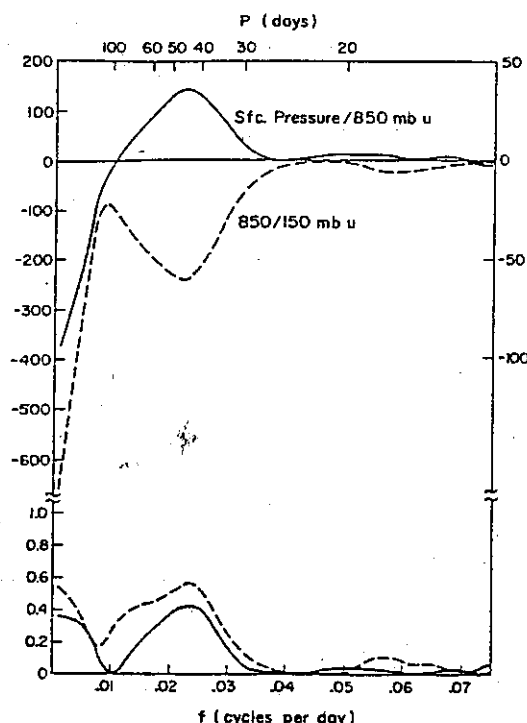


圖 1. Canton Island 850mb 和 150mb 緯向風之協波譜 (圖上, 段綫, 其值為左邊縱坐標) 及地面氣壓和 850mb 緯向風之協波譜 (圖上, 實綫, 其值為右邊縱坐標)。資料時間從 1957 年 6 月到 1967 年 3 月。縱坐標為標準化協波譜密度, 圖下表示 850mb 和 150mb 緯向風及地面氣壓之相參平方值。

Fig. 1. (Top) The co-spectrum of the 850- and 150-mb zonal wind ( $u$ ) (dashed, and left ordinate values) together with the co-spectrum of the station (sfc) pressure and the 850-mb zonal wind (solid, and right ordinate values) for Canton Island, June 1957 through March 1967. The ordinate is co-spectral density normalized to unit bandwidth ( $m^2 \text{ sec}^{-2} \text{ day}$ ). (Bottom) The coherence-squared statistic for the 850- and 150-mb zonal wind and the station pressure and 850-mb  $u$ -series.

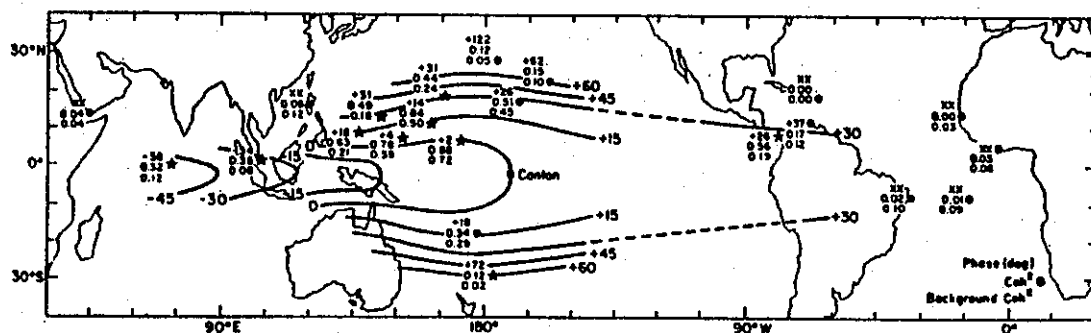


圖 2. Canton Island 和其他測站在 30—50 天週期協波譜之統計值: 平均相位、相參平方、背景相參平方, 圖之右下角說明某站統計值意義, 即正相位表 Canton 資料序列領先該站, 若測站有星號表示相參平方值大於背景相參平方 95% 顯著水準 (摘自 Madden and Julian, 1972)。

Fig. 2. Mean phase angles, coherence-squares, and background coherence-squares for approximately the 36-50 day period range of cross spectra between all stations and Canton. The plotting model is given in lower right-hand corner. Positive phase angles at a station means the Canton series leads that of the station. Stations indicated by a star have coherence-squares above the background at the 95% level. (from Madden and Julian, 1972).



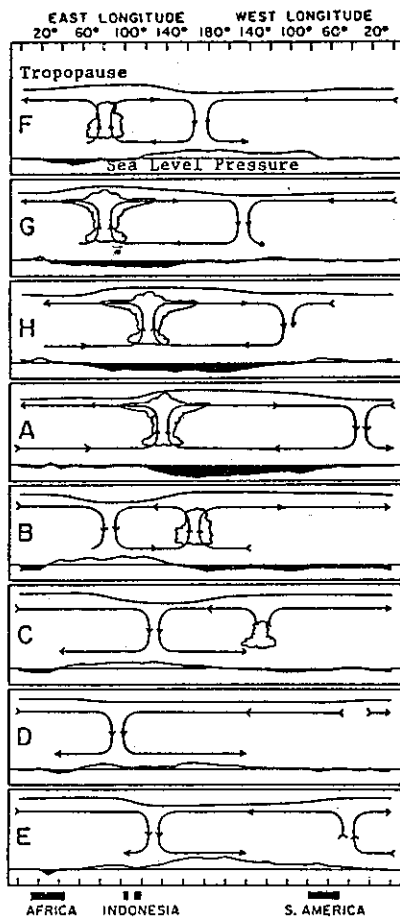


圖 3. 30-50天週期振動之時間、空間環流變化圖，圖中陰影部份表示海平面氣壓負距平，對流層頂繪在每一圖上方，上升氣流所伴隨之雲為積雲及積雨雲（摘自Madden and Julian, 1972）。

Fig. 3. Schematic depiction of the time and space (zonal plane variations) of the circulation cells associated with the 30-50 day oscillation. The mean pressure disturbance is plotted at the bottom of each chart with negative anomalies shaded. Regions of enhanced large-scale convection are indicated schematically by the cumulus and cumulonimbus clouds. The relative tropopause height is indicated at the top of each chart (from Madden and Julian, 1972).

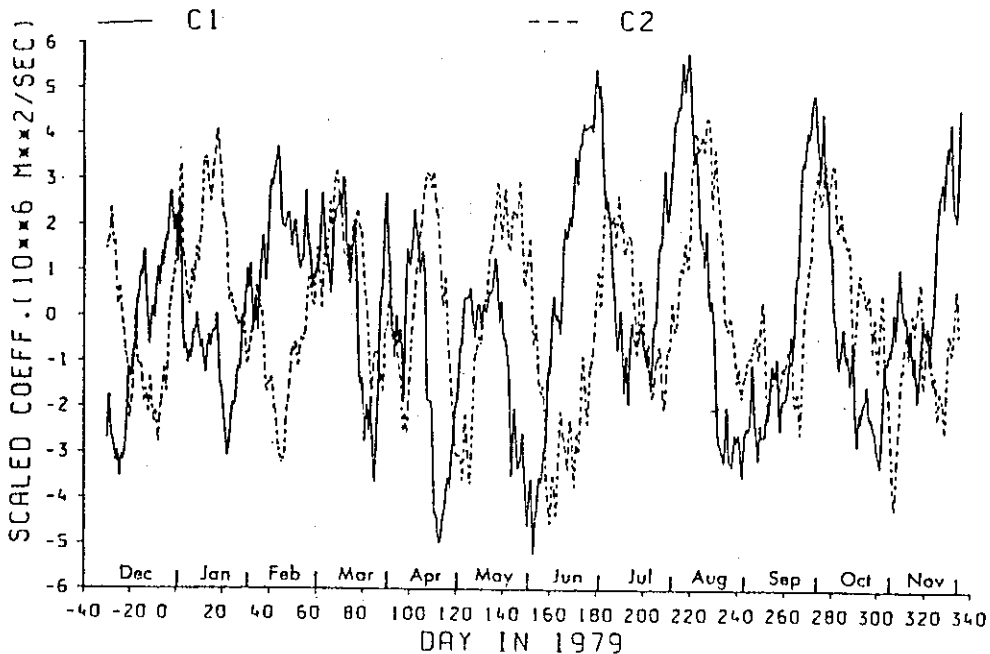


圖 4. 200mb EOFs之係數  $c_1$  和  $c_2$  之時間序列（摘自 Lorence, 1984）

Fig. 4. Time series of coefficients  $c_1$  and  $c_2$  for the 200 mb EOFs 1 and 2.

(from Lorence, 1984)

類似 Madden and Julian 這種低頻率熱帶波動, Parker (1973) 分析  $10^{\circ}\text{N}$ - $10^{\circ}\text{S}$  之間 100 mb 風場提出這種長週期的波動是一種駐波之型態, 其相位變化在 120E 到換日線比較明顯, 他認為是一種 Equatorial Kelvin Wave。可惜他發表此篇時並不知道 Madden and Julian 已經做過這種研究。這也是為何一提到熱帶地區低頻率振動則想到 Madden and Julian, 甚少提到 Parker。

Madden and Julian (1971, 1972) 提出這種熱帶低頻率振動假說時, 並未十分受到氣象學家之重視。直到 Chang (1977) 提出 Equatorial Kelvin Wave Theory 來解釋這種低頻率波動特性, 才慢慢被人注意。後來雖有衛星資料來證實這種低頻率之波動, 但偏重區域性如 Indian Monsoon, Asia Monsoon……待以後再討論。

自從 1978 年 12 月開始, 世界氣象組織作第一次全球大氣觀測實驗 (First Global Atmospheric-Research-Program Global Experiment, (FGGE)), 提供相當準確而資料豐富之全球性觀測值後, 這種低頻率之波動才陸續被氣象學家重視, 進而證實除了 El Niño 外, 這是最長週期之熱帶波動。利用 FGGE 資料來研究這種低頻率振動之氣象學家相當多, 本文僅介紹 Lorenc (1984) 和 Krishnamurti et al., (1985) 所作之研究結果, 因這二篇文獻偏重全球性之研究。

Lorenc (1984) 選用 ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) 所製作 200 mb 之全球資料, 計算其 Velocity potential, 再利用 EOFs (Empirical Orthogonal Functions) 將其展開, 由其係數上 ( $C_1$ ,  $C_2$ ) 時間變化 (圖 4) 很清楚看到  $C_1$ ,  $C_2$  之週期為 40~50 天左右, 而空間尺度為波數一之結構 (圖略), 雖然整年 (1978 年 12 月~1979 年 11 月)  $C_1$ ,  $C_2$  都俱有長週期之振動, 但以 5 月~8 月最顯著, 但這並不意味着這種波動在北半球夏天較強。

Krishnamurti et al., (1985) 選用 FGGE year ECMWF 和 GFDL (Geophysical Fluid Dynamic Laboratory) 二組全球性資料, 分析 200 mb 上 Velocity Potential 及 Divergent 環流, 確定這種低頻率波動為一行星尺度之波動,

其向東移動速率每天 8 個經度。

雖然還有許多研究者利用 OLR (Outgoing Longwave Radiation) 來分析這種低頻率之振動, 但主要之結論和圖 1 類似, 此處不多介紹。又由以上之討論, 我們可以了解為什麼遠當 Madden and Julian (1971, 1972) 提出這低頻率振動之假說, 會沉寂 10 年左右, 才被人重視。我們猜測可能是資料分析時, 這種訊息是一種統計上之結果。另外一個原因是沒有完整全球之資料來診斷其正確性。直到 FGGE 資料問世後, 才被確認大氣中的確有這種波動, 這些結論也只是證實 Madden and Julian 之假說而已, 但不可否認在改進長期預報方面有更進一步的認識, 因這種波動時間和空間尺度相當大而持續性很長。然而留下來之問題相當基本但也相當重要, 就是這種低頻率之波動是怎麼樣之波動, 例如是純粹之 Kelvin wave 或是 Rossby wave 或是 Kelvin 和 Rossby wave 之合成波, 並未明確說明。彌補此一診斷方法之缺失可採用 Normal Mode 來分析, 這方面尚未有文獻發表。但是大家有一共識的是這個波動是熱帶熱源所激發出來之波動。至於中、高緯度之這種波動不在本文討論。

## 參 考 文 獻

- Chang, C.-P., 1977: Viscous internal gravity waves and low frequency oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 901-910.
- Krishnamurti, T. N., P. K. Jayakumar, J. Sheng, N. Surgi and A. Kumar 1985: Divergent circulations on the 30-50 day time scale. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 364-375.
- Krishnamurti, T. N., and S. Gadgil 1985: On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE. *Tellus*, **37A**, 336-360.
- Lorenc, A. C., 1984: The evolution of planetary scale 200 mb divergences during the FGGE year. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 427-441.
- Madden R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden R. A. and P. R. Julian, 1972:

Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.

Parker, D. E., 1973: Equatorial kelvin waves at 100 millibars. *Quart. J. Roy. Meteor. Sci.*, **99**, 116-129.

## Review of the Observed Tropical 30-50 Day Oscillation

*Beng-Chung Lee*

### **ABSTRACT**

This review emphasizes the observed 30-50 day oscillation in the tropics. Madden and Julian (1972) first proposed the hypothesis on this phenomenon having a global scale with a zonal wavenumber 1. This structure is, now well defined based on the results of GWE (Global Weather Experiment) data but the nature of this oscillation is still poorly known.

# 梅雨期間臺灣北部豪雨天氣系統合成分析

黃 中 成

中央氣象局專任助理

(收稿日期：76年10月16日；完稿日期：76年11月9日。)

## 摘 要

本文將1965~1984年5~6月間臺灣北部豪雨(颱風除外)28次個案，在豪雨期間製作天氣系統合成圖(圖1—6)，並予以分類及研究其致雨因素，其結果如下：

- 一、28次個案之天氣系統合成圖經對比及分析後分為六大類型；1.鋒面坡陡型(F)7次，2.低層噴流鋒面坡陡型(JF)7次，3.低層噴流北部鋒面型(JN)6次，4.低層噴流型(J)4次，5.中尺度低壓型(L)2次，6.中尺度高壓型(H)2次，各類型特徵及致雨氣象因素文內已述及(詳見本文三)。
- 二、全部豪雨個案中，完全不受低層噴流(有20個案)影響者僅8個案，其中7次個案屬鋒面坡陡型，此外另有7次個案伴有低層噴流經臺灣區者，以上與鋒面坡陡有關者達14次個案，佔全部個案的50%，由此可見其重要性。這7次鋒面坡陡型中有6次均伴隨氣旋波，生波位置介於本區至福建省境內。本類型在豪雨前短期(12小時內)各層天氣系統動向為，其接近本區的速度在高層者較低層快速，此為促使鋒面坡陡之主因，也可能為觸發豪雨之機制。
- 三、如僅以單項氣象因子做統計，則以低層噴流(20個案)佔全部28次個案的71%為首，依次為中尺度低壓(17個案)佔61%，鋒面坡陡(14個案)佔50%。
- 四、綜合全部28個案分析，摒除特殊及少數個案，歸納其特性，找出較常導致本區豪雨之合成圖形勢有四大類(如本文，四、二)。
- 五、比較低層噴流對臺灣北部及南部之影響發現；如以此單一氣象因子之影響尚無導致北部豪雨之案例，然對南部(1971~1975年，5~6月)五年間已導致3次普遍性豪雨。
- 六、導致豪雨之中尺度低壓所在位置而言；在臺灣北部20年來有15次個案最具影響力，其位置分布於臺灣北部、臺灣海峽北部及福建沿海，而在臺灣南部10年間有6次個案最具影響力，其位置在臺灣海峽南部。
- 七、梅雨鋒過境後再北退時常在鋒上生波，如適逢中高層短槽趨近本區或其他致雨氣象因子同時影響本區時，常導致本區豪雨如編號2、4、30、34號個案，梅雨鋒北退常發生於5月下旬至6月底之間，宜多提高警覺。

關 鍵 詞：鋒面坡陡，低層噴流

Key words: Steep front, Low-Level Jet (LLJ)

## 一、前 言

吾人對可能導致豪雨之氣象因子如：梅雨鋒、中尺度低壓、低層噴流、中低層短波槽、溫度平流

、渦度平流、水汽分布及輸送、高層輻散、穩定度等，經由許多學者專家研究分析，已有概括認識，此外對於可能導致梅雨期多雨之綜觀天氣特徵如：鄂霍次克海阻高之建立、印度季風低壓之發展、大

陸東北低壓之加深、太平洋高壓橫脊經非島北部、低層華南季風槽之加深、華中至東海間冷性弱高壓穩定存在、中南半島至廣東間熱低壓之發展、中層南支短槽活躍、黃海附近低壓生成及其所伴槽線之趨近等，均散見於各研究著作中，然而豪雨當時，地面至高空各層主要致雨氣象因子如何配置？以及豪雨前後各層致雨氣象因子短期內動向如何？如能對此加以研究，在天氣預報上，或許就可以從陰雨天氣中分辨出，何者為一般性降水，何者可能導致豪雨。

## 二、所用資料與進行步驟

採用近20年（1965年至1984年）5、6月份臺灣北部各站（基隆、鞍部、竹子湖、淡水、臺北、新竹6站）逐日及逐時降水資料，以及中央氣象局所繪地面至300 mb 各層天氣圖為依據，由各站逐日降水量中選出至少有一站之日雨量達 100 mm 或以上者，再由天氣圖查知當日未受颱風影響，如此成立 35 次豪雨個案。再依逐時降水資料找出各個案各站雨量首次達每時 10 mm 之時刻，定為該個案豪雨開始之時刻，另將連續降水其時雨量達 10 mm 或以上之降水期間定為豪雨期間。此35個案之降水等基本資料如表 1 所示。

臺灣北部豪雨天氣系統合成圖之製作，因考慮地面及各層高空圖時間上配合（地面圖每天 8 次，高空圖每天 2 次），及各個案豪雨期間久暫及發生時刻不同，同時合成圖選擇之時刻尚須充分代表導致當時豪雨之綜觀天氣特性，鑑於以上種種考量，合成圖選擇之時刻依以下二原則來決定：（一）豪雨期間內包含有 0000 Z 或 1200 Z 時間者，選擇最接近豪雨開始時刻為準；（二）豪雨期間未包含 0000 Z 或 1200 Z 時間者，以豪雨開始前 3 小時內包含之 0000 Z 或 1200 Z 時間為選用時刻，除合於上述二原則外，部份豪雨個案因不能適時配合高空圖資料時間而只好放棄，如編號 8、10、12、14、15、24、25 個案。其他 28 次豪雨個案合成圖所選用之資料時間已依上述二原則定出（如表 1）。

臺灣北部豪雨天氣系統合成圖所選用資料時間既已確定，繼之則將當時地面圖鋒面系統，中尺度高低壓位置，各層高空圖槽線位置，850 mb 面鋒面（輻合帶）、中尺度高低壓位置，以及 850 及 700 mb 面低層噴流軸經分析後繪入，如此完成

28 個案逐案天氣系統合成圖（如圖 1 至圖 6）。

然臺灣北部豪雨致雨之氣象因子除上述已納入合成圖之外，至少尚需包括低層溫度平流及水汽輸送，以及高層輻散場分析，但這些分析結果均無法在合成圖中標示出來，故僅配合其他致雨氣象因子一併列表（如表 2）表示。表中“850 mb 面本區上游（5 緯度距離內）之平均氣流”一項所示風向風速(KT)，係配合本區附近地理環境如海陸分布、緯度、地形用以代表低層水汽輸送情況。此外各個案豪雨減弱時天氣系統之主要變化，也在表中列出。

豪雨時影響本區之各層天氣系統相關位置之配置，已由各個案合成圖中得知，如進一步得知豪雨前 12 小時內各層天氣系統之短期變化，則不僅具有天氣預報之參考價值，且因短期變化往往為觸發豪雨之重要機制，因此將各個案各層天氣系統在豪雨前短期變化加以追蹤彙整（如表 3），本表配合各相關豪雨時天氣系統合成圖，彼此對照，即可知各層天氣系統在豪雨前之短期趨向，如此不難獲知導致豪雨之成因。另於各個案合成圖（如圖 1 至圖 6）之左上角備註欄內也說明各層天氣系統在豪雨前之短期趨向，以利對照運用。

最後將 28 個案加以對比及分類，並予以說明及綜合討論。

## 三、臺灣北部豪雨類型及其特徵

此 28 次豪雨個案之合成圖經多次比對彼此間之差異，最後將可能對豪雨有重大影響之氣象因子，如鋒面坡度甚陡（容後說明）、低層噴流、中尺度低壓為主要依據，分別成立六種類型；1. 鋒面坡陡型（F）——有 7 個案。2. 低層噴流鋒面坡陡型（JF）——有 7 個案。3. 低層噴流北部鋒面型（JN）——有 6 個案。4. 低層噴流型（J）——有 4 個案。5. 中尺度低壓型（L）——有 2 個案。6. 中尺度高壓型（H）——有 2 個案。茲將以上各類型之特徵分述於後。

### （一）鋒面坡陡型（F）

從 28 次個案中發現受低層噴流影響者達 20 次之多，由此可見低層噴流對豪雨發生有重大影響，然而其餘 8 次未受低層噴流影響之個案，經分析發現除 1 次主要受中尺度低壓影響外，有 7 次均有其共同特徵；即影響本區天氣之各層槽或鋒面系統（也

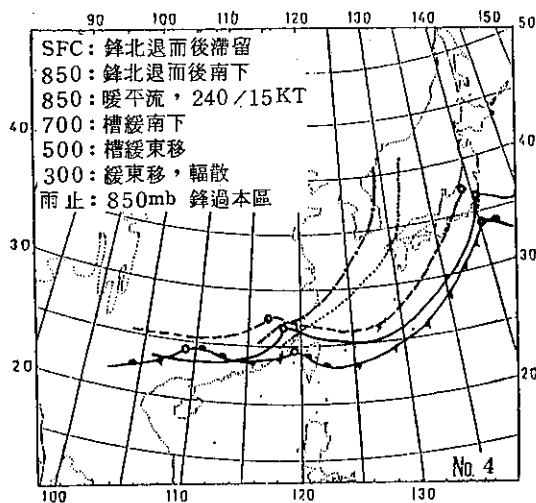


圖 1a. 1966. 6. 10. 0000Z

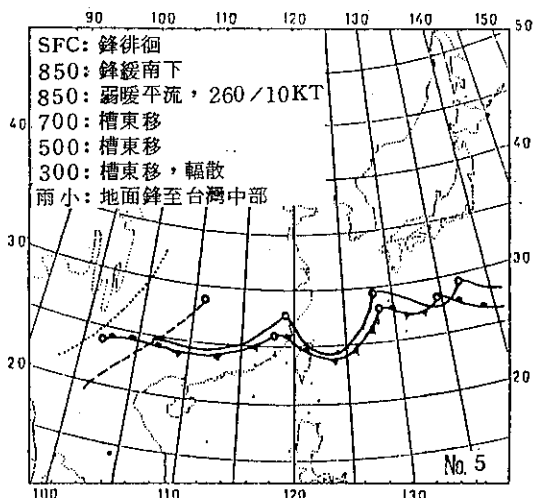


圖 1b. 1967. 5. 22. 0000Z

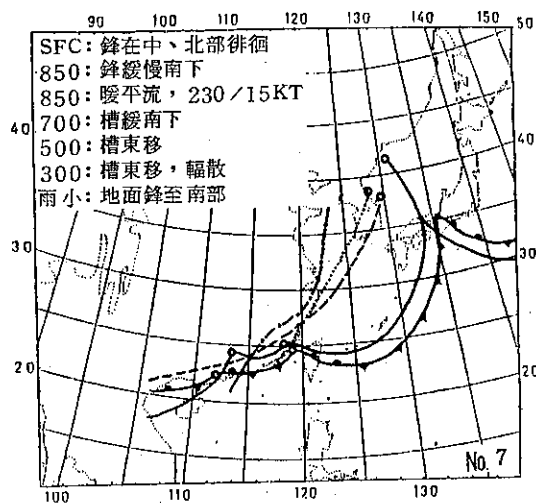


圖 1c. 1968. 6. 10. 0000Z

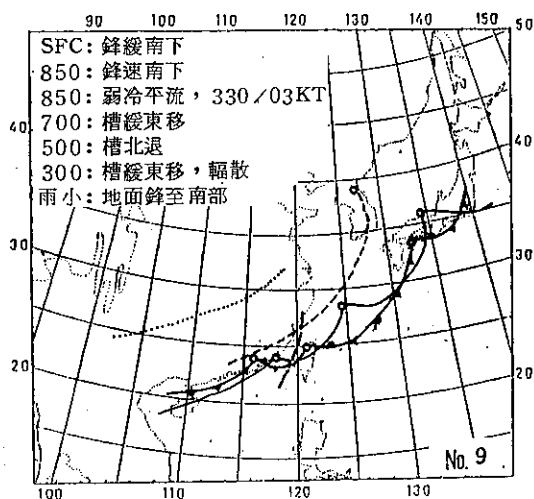


圖 1d. 1970. 6. 11. 1200Z

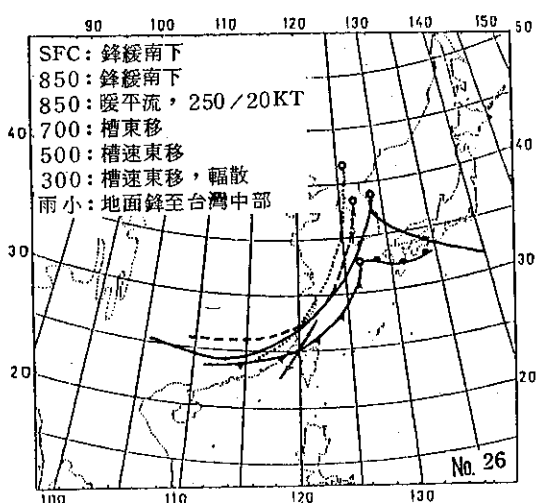


圖 1e. 1981. 5. 28. 0000Z

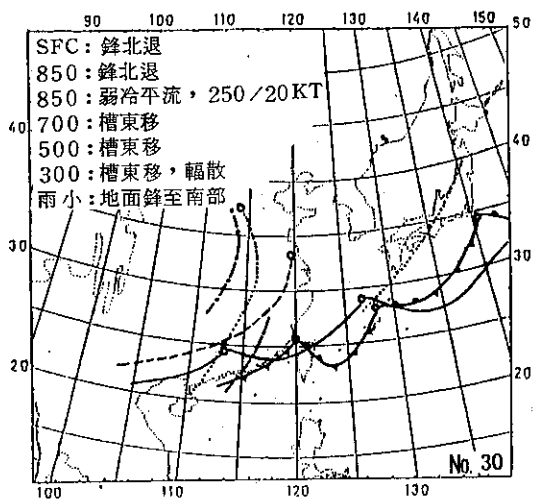


圖 1f. 1982. 6. 9. 0000Z

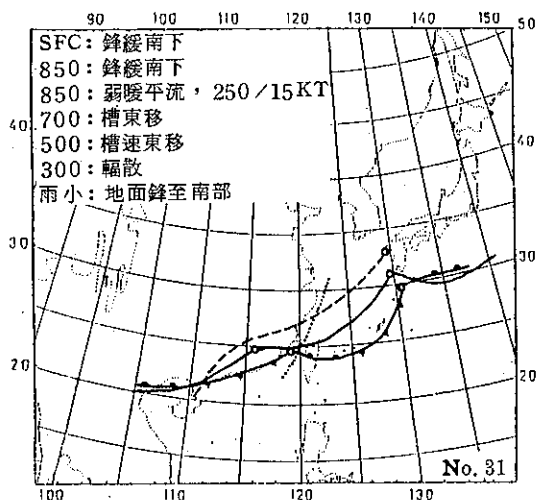
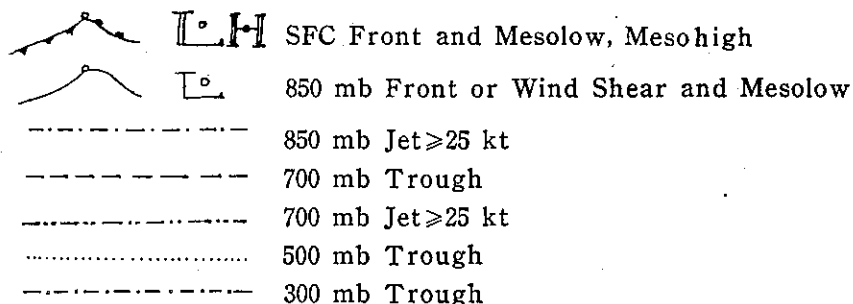


圖 1g. 1982. 6. 23. 0000Z

圖 1. (a—g) 豪雨類型屬「鋒面坡陡 (F) 型」之各個案在臺灣北部豪雨期間天氣系統合成圖說明：



2. 各合成圖左上角係備註各層天氣系統在豪雨前之短期 ( $\leq 12$  小時) 動向。系統之速度表示如下；滯留 = 0—0.5 (單位採緯度距離/12 小時)，徘徊 = 0.5—1，緩 (慢) = 1—2，南下，東移 = 2—3，(快) 速  $> 3$ 。
3. 各合成圖左上角備註欄亦標示 850 mb 面溫度平流，及本區上游平均氣流 (5 緯度距離)，300 mb 輻散場分析結果。最後標示雨勢減小時天氣圖形勢。
4. 各合成圖右下角標示豪雨個案編號 (參見表 1)。

表1. 1965年~1984年5~6月臺灣北部豪雨日各地降雨量(陳, 1985)及豪雨期間(任一站 $\geq 10 \text{ mmh}^{-1}$ 之起止期間)各層天氣系統合成圖選用時間及豪雨類型

編號	年	月	日	日雨量(0000-2400 LST)						豪雨期間 $\geq 10 \text{ mmh}^{-1}$ (UTC)	合成圖選用時間 (UTC)	類型	備註
				基隆	鞍部	竹子湖	淡水	臺北	新竹				
1	1966	6	4		121		125		163	032000 040700	040000	JF	
2	1966	6	7		98	101	107			071200 071500	071200	JF	
3	1966	6	9						176	090100 090900	090000	JN	中南部豪雨
4	1966	6	10		115			97	125	091800 100200	100000	F	
5	1967	5	22	119	186	109	62	101	57	220000 220500	220000	F	
6	1968	5	20						142	201200 201500	201200	JF	
7	1968	6	10						109	100500 100700	100000	F	中南部豪雨
8	1970	6	11		40				120	102000 102100			未選
9	1970	6	11	111	46	36	40			111300 111500	111200	F	
10	1970	6	26			32		102		260700 261000			未選
11	1972	5	7			37		175		070800 071300	071200	H	
12	1972	5	20						126	191800 192200			未選
13	1973	5	18		58	51		42	126	172300 180700	180000	JN	
14	1974	5	1			53		48	103	010600 011100			未選
15	1974	5	30	47				106		300500 300900			未選
16	1974	6	18	144	135	125	95	125	125	171500 180000	171200	JF	
17	1974	6	23		95	78		85	178	230100 230900	230000	JF	中南部豪雨
18	1974	6	24	47	65				137	232000 240100	240000	JN	
19	1975	6	11	186	206	155			147	102300 111500	110000	JN	中南部豪雨
20	1976	5	29		97	78	73		132	290100 290600	290000	J	
21	1977	6	2		100	98	106	109	143	012000 020100	020000	JN	中南部豪雨
22	1979	6	8	68	101	95	91	78	58	072100 080500	080000	J	
23	1979	6	13					107	118	122200 130700	130000	H	
24	1980	5	9	94	73	103		108	85	081700 081800			未選
25	1981	5	22	67				76	100	211800 212200			未選
26	1981	5	28		62				246	271900 280300	280000	F	
27	1981	5	30		70	66			178	300900 301400	300000	L	
28	1981	6	5	118						050200 050800	050000	J	
29	1982	5	2		115	73	90	37	110	011900 021400	020000	J	
30	1982	6	9	85	96	85		49	103	082300 090800	090000	F	
31	1982	6	23		48	66	62		161	222100 230200	230000	F	
32	1982	6	28	126	180	164	123	75		280800 281600	281200	L	
33	1983	5	31	61	116	105	114	86	258	302100 310300	310000	JF	
34	1984	5	29		116	103	96		85	281900 290100	290000	JN	
35	1984	6	3	100	152	128	97	245		021200 030000	021200	JF	



表2. 豪雨時影響本區氣象因子統計表

編號	地面鋒面位置 (經臺灣)			LLJ 700mb 850mb			其他影響因子 其本區	850 mb 溫度平流			850 mb 本區上游(5 緯度距離內) 平均氣流 (KT)	300 mb 輻散場 析		雨 地面鋒至南部	勢 地面鋒至中部	減 850 mb 鋒至中部	弱 鋒系北退遠離	時 700 mb 槽東移過境	機 其 他					
	北 部 近 海	北 部	中 部	北 部 近 海	北 部	中 部		鋒 面 坡 陡	中 尺 度	低 尺 度		高 尺 度	暖 平 流							弱 平 流	不 顯 著	輻 散	不 顯 著	
1		✓					✓	✓	✓		✓			✓										
2							✓	✓			✓						✓							
3		✓					✓	✓			✓			✓		✓								
4			✓				✓	✓			✓			✓		✓								
5		✓					✓	✓			✓		✓	✓										
6	✓					✓	✓	✓			✓			✓										
7			✓				✓	✓			✓			✓										
9		✓					✓	✓				✓		✓										
11				✓					✓		✓			✓					✓					
13		✓			✓			✓			✓			✓										
16	✓				✓		✓	✓			✓			✓			✓							
17			✓			✓	✓	✓			✓			✓										
18		✓			✓		✓	✓			✓			✓										
19		✓			✓		✓	✓			✓			✓										
20	✓				✓		✓	✓			✓					✓								
21		✓			✓			✓			✓			✓										
22			✓		✓	✓					✓			✓			✓							
23			✓			✓			✓				✓	✓					✓					
26	✓						✓				✓			✓										
27				✓	✓			✓			✓			✓		✓								
28			✓		✓							✓		✓					✓					
29	✓				✓						✓			✓										
30		✓					✓	✓			✓			✓										
31			✓				✓	✓			✓			✓										
32							✓	✓			✓			✓					✓					
33	✓				✓		✓				✓				✓									
34		✓			✓			✓			✓			✓			✓							
35	✓				✓		✓	✓			✓			✓										
合計	7	10	4	3	4	10	5	4	14	17	2	19	5	2	1		26	2	10	6	4	2	2	4

表3. 豪雨前各層天氣系統短期 ( $\leq 12$ 小時) 動向表

編號	地面鋒面動向						850 mb 鋒面動向						高空槽接近本區速度											
													700 mb				500 mb				300 mb			
	滯留	徘徊	緩慢南移	南移	快速南移	北退	滯留	徘徊	緩慢南移	南移	快速南移	北退	緩慢	正常	快速	北退	緩慢	正常	快速	北退	緩慢	正常	快速	
1	✓								✓				✓				✓					✓		
2						✓						✓					✓						✓	
3	✓									✓				✓				✓					✓	
4						✓						✓	✓				✓					✓		
5		✓							✓					✓				✓					✓	
6		✓									✓		✓						✓					✓
7		✓							✓				✓					✓					✓	
9			✓								✓		✓							✓		✓		
11	✓						✓						✓				✓					✓		
13				✓			✓								✓			✓					✓	
16		✓							✓				✓				✓					✓		
17		✓							✓					✓				✓					✓	
18	✓						✓								✓					✓				
19			✓						✓				✓					✓					✓	
20					✓						✓				✓				✓				✓	
21	✓								✓				✓				✓					✓		
22	✓						✓							✓				✓					✓	
23	✓						✓								✓		✓					✓		
26			✓						✓					✓					✓					✓
27					✓						✓		✓						✓					✓
28	✓								✓				✓						✓				✓	
29			✓						✓							✓		✓					✓	
30						✓						✓		✓				✓					✓	
31			✓						✓					✓					✓				✓	
32														✓				✓					✓	
33					✓						✓				✓				✓				✓	
34						✓			✓				✓				✓					✓		
35			✓				✓							✓				✓					✓	
合計	8	5	6	1	3	4	6	0	12	1	5	3	12	9	3	4	7	12	7	2	9	16	3	

說明：1. 表列速度如：滯留 = 0—0.5 (單位採緯度距離/12小時)，徘徊 = 0.5—1，緩慢 = 1—2，南移或正常 = 2—3，快速 > 3。

2. 本表須對照相關各個案之天氣系統合成圖 (圖1—6圖之左上方亦備註本表資料) 運用。

就是本區附近或西方、或西北方)自地面梅雨鋒至各等壓面,或各等壓面間之問隔遠較正常(700 mb 面以下各層間距正常約 60 哩及以上,700 mb 以上各層間距約 90 哩及以上)為小,或甚至有較高層槽(或鋒面系統)略為超前較低層者。故將這 7 次影響本區之梅雨鋒上有地面至各層間或僅某二層間坡度甚陡之現象歸屬為鋒面坡陡型。現將其主要特徵分述於下:

1.本類型包括編號 4、5、7、9、26、30、31 共七次個案。

2.鋒面至其對應之各層槽線系統,從低層至高層之坡度甚陡,甚至於有較高層天氣系統略超前低層者,就鋒面坡陡之厚度而言;多從地面至 500 mb 或以上,但仍有從地面至 850 mb 面者一次(編號 30 個案),自 850 mb 面至 300 mb 者一次(編號 4 個案)。

3.本類型常造成鋒際及鋒前旺盛之對流性雲帶,亦常伴生鋒前飆線,而鋒後雲帶窄小或雨量稀少。

4.豪雨開始時,地面鋒系位置多在本省北部或其近海 50 公里內,亦有 3 個案在臺灣中部。豪雨發生前地面鋒系向南移之分速度甚緩(1—2 緯度/12 時),如編號 9、26、31 個案,亦有呈滯留或徘徊(0—1 緯度/12 時)者,如編號 5、7 個案,甚至有鋒系由臺灣南部北退至本區者,如編號 30、4 個案。

5.本類型在豪雨前短期(12 小時)天氣系統之動向為高層槽線移近本區之速度較低層梅雨鋒為速,這種高層天氣系統快速接近本區之現象,在 850 mb 面者有編號 5、9 個案,在 700 及 500 mb 面者有編號 26 個案,在 500 mb 面者有編號 4、7、31 個案,這是促使鋒面坡度變陡之主因,也可能為觸發豪雨之機制。

6.各個案致雨氣象因子除具鋒面坡陡之特性外,也與氣旋波生成之位置相關;有 6 次個案均伴隨氣旋波,氣旋波中心所在位置介於本區至福建省境內,由於氣旋波之存在而大幅增強本區或上游低層輻合,對觸發豪雨甚具貢獻,另有一次(編號 26 個案)雖無氣旋波之助,然自地面至 300 mb 各層天氣系統均呈東北——西南走向,且 850 mb 以上各層天氣系統均甚接近本區。

7.本類型因高層天氣系統移速較低層者為快速

,故多出現短暫豪雨,如編號 7、9、31 個案豪雨期間僅 2 至 3 小時而已,但亦有低層天氣系統南下近本區後呈滯留狀態,隨後中高層槽線持續接近本區,導致較長豪雨期,如編號 10 個案可達 10 小時之久。

8.各個案雨勢轉小之時機多在梅雨鋒南移至臺灣中南部時或 850 mb 鋒已過境。

#### (二)低層噴流鋒面坡陡型(JF)

1.本類型包括編號 1、2、6、16、17、33、35 共七次個案。

2.除具備上述鋒面坡陡型之特徵外並配合有低層噴流經過臺灣區。

3.除編號 1 個案本區地面受到氣旋波影響外,其他個案均無,如此顯示本類型兩項氣象因子(低層噴流及鋒面坡陡)已足可導致本區豪雨。

4.本類型以地面鋒經臺灣北部近海佔多數,但仍有鋒面經臺灣北部、臺灣中部、巴士海峽者各有一個案。鋒面之動向而言;鋒面呈滯留或徘徊者有 4 個案,緩慢南下、北退、及快速南下者各有一個案。

5.豪雨發生前各層天氣系統短期動向如同鋒面坡陡型;多因高層之天氣系統較低層快速接近本區所致,或低層鋒系北退,適逢中高層槽線移近本區,造成鋒面坡陡,再配合低層噴流經過臺灣區而觸發豪雨。

6.豪雨期間略較鋒面坡陡型為長,除有 2 次個案為 4 小時外,一般均在 7 至 15 小時之久,且多造成普遍性降水。

7.本類型雨勢減弱之時機多在鋒面南移至中南部時,或 700 mb 槽過境時。

#### (三)低層噴流北部鋒面型(JN)

1.本類型計有編號 3、13、18、19、21、34 共 6 次個案。

2.主要特徵為地面鋒至臺灣北部時,適逢低層噴流軸經過臺灣區,與前者不同之處主要在鋒面坡度正常,或雖在高層有坡陡現象但因距離尚遠,未能影響本區者。

3.本類型有氣旋波出現在本區至福建沿海者有 5 次個案,另有 1 次出現在本區東北近海。由此可見氣旋波所造成局部強烈輻合對發生豪雨亦頗有貢獻。

4.本類型地面鋒呈滯留者有 3 次個案,緩慢南

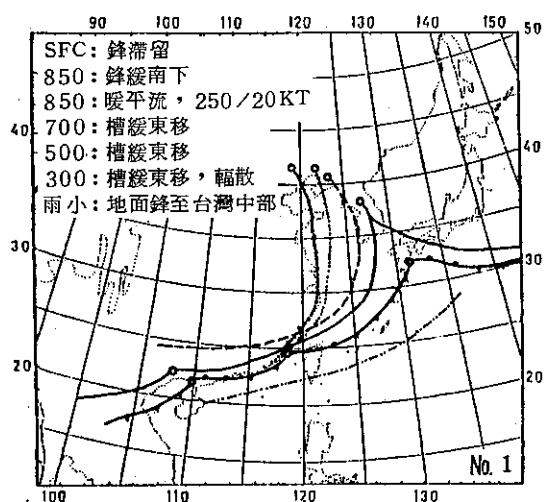


圖 2a. 1966. 6. 4. 0000Z

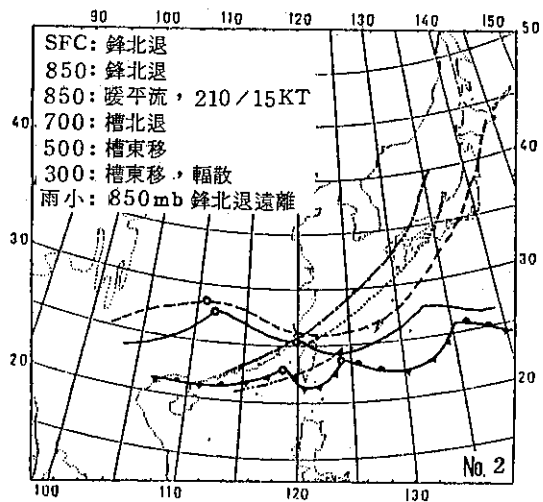


圖 2b. 1966. 6. 7. 1200Z

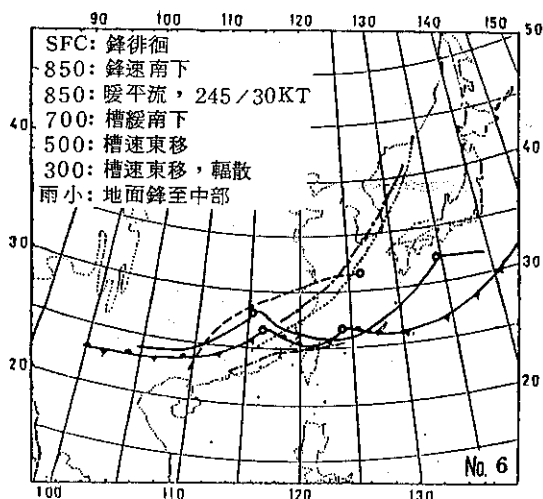


圖 2c. 1968. 5. 20. 1200Z

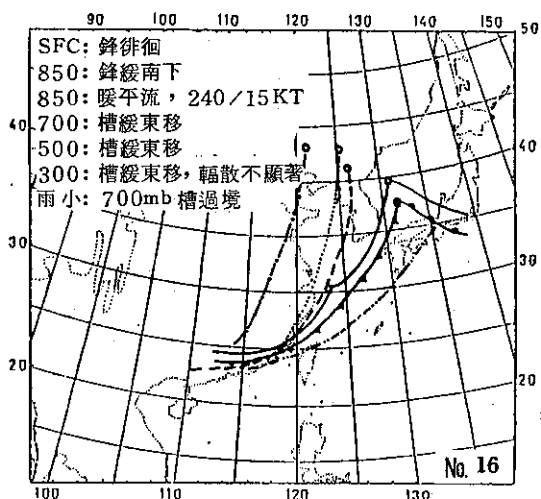


圖 2d. 1974. 6. 17. 1200Z

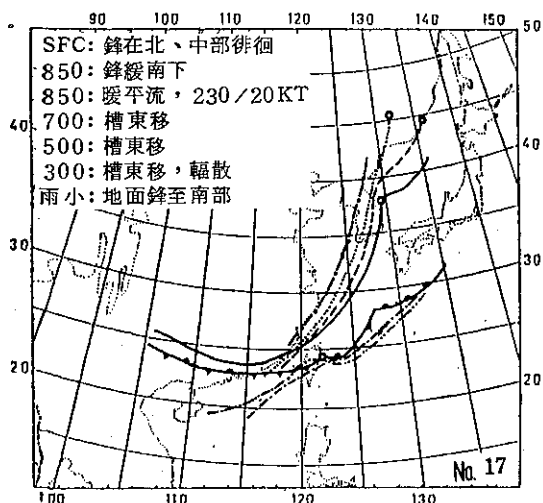


圖 2e. 1974. 6. 23. 0000Z

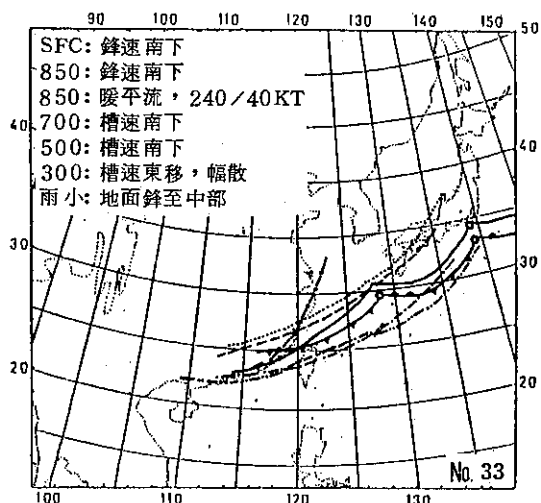


圖 2f. 1983. 5. 31. 0000Z

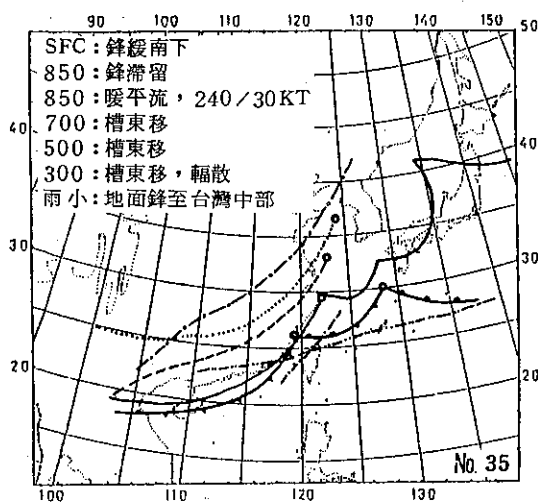


圖 2g. 1984. 6. 2. 1200Z

圖 2. (a—g) 豪雨類型屬「低層噴流鋒面坡陡 (JF) 型」之各個案在臺灣北部豪雨期間天氣系統合成圖。

說明：如圖 1

移者有 1 個案，另有鋒面北退及南下各 1 個案。

5. 造成本類型豪雨之原因，主要係有低層噴流經過臺灣區時，梅雨鋒在本區，滯留或緩慢南移，且多在本區至福建沿海生波時觸發豪雨。

6. 本類型豪雨期間以 6 至 9 小時佔多數（4 次個案），2 小時者有 1 個，17 小時者亦有一個案。

7. 本類型雨勢減弱之時機多在地面鋒南移至臺灣南部時。

#### 四低層噴流型 (J)

1. 本類型計有編號 20、22、28、29 共 4 次個案。

2. 本類型主要共同特徵為低層噴流經過臺灣區，其中 3 次個案在 850 及 700 mb 面均有低層噴流軸存在，而地面鋒位置在臺灣北部近海者有 2 個案，在臺灣南部者亦有 2 個案。

3. 此 4 個案中，編號 20 個案，鋒前有弱脊及雨帶，似有鋒前鰲線影響本區天氣。編號 22 個案 700 mb 面槽超前 850 mb 面者，增強臺灣海峽北部不穩定性。編號 28 個案者有快速東移之 500 mb 短槽在槽前伴隨華南沿海生成之對流雲系侵入本區。編號 29 個案，豪雨期分前後兩段，前段為鋒前豪雨，後段為鋒後降水，且因鋒面坡陡而致雨。

4. 地面鋒短期內在臺灣南部滯留者有 2 個案，北部近海者二次個案，其一快速南下，另一呈緩慢南下。

5. 豪雨期長度自 2 小時至 6 小時之間，而局部性短暫降水者有 1 個案。

6. 綜觀全部 28 次豪雨個案，本區受低層噴流影響者 20 個案，佔全部個案 71%，是以低層噴流帶上強勁之水汽輸送及暖平流，以及氣流輻合，為促成豪雨主要原因。

#### 五中尺度低壓 (L)

1. 本類型包括編號 27、32 共 2 次個案。

2. 本類型影響本區最顯著者為中尺度低壓，這 2 次個案均屬熱帶低壓，位置在本區者有 1 個案，在臺灣海峽者亦有 1 個案。

3. 本類型仍多伴隨他項氣象因子，如編號 27 個案有低層噴流經本區。編號 32 個案較為突出，在臺灣東南及西南遠方海面各有一大型熱帶低壓，其外圍環流在臺灣受地形影響於新竹形成副低壓，此副低壓垂直發展達 850 mb 面，另外中高層較強之輻散，也可能為導致豪雨主因之一。

4. 綜觀全部 28 次豪雨個案，本區受氣旋波中心影響者計有 15 次個案，連同本類型 2 次熱帶低壓個案共有 17 個案，佔全部個案的 61%，是以中尺度低壓加強氣流輻合上升亦為導致本區豪雨主要原因。

#### 六中尺度高壓型 (H)

1. 本類型包括編號 11、23 共 2 次個案。

2. 本類型主要特徵為地面中尺度冷性高壓位於本區西方福建沿海，當它趨近本區時，可抬升暖濕空氣，此 2 個案均有低層噴流經臺灣中部及北部近海對導致豪雨頗有貢獻。

### 四、綜合討論

(一) 本文對豪雨類型之分類，係以可能觸發豪雨之氣象因子為基礎，其間多屬複合氣象因子之組合，然而若僅以單項氣象因子予以統計，則發現在 28 個案中，以低層噴流 (20 個案) 佔全部個案的 71% 為首，其次為中尺度低壓 (17 個案) 佔 61%，鋒面坡陡 (14 個案) 佔 50%，中尺度高壓 (2 個案) 佔 7%。

(二) 經以上統計發現低層噴流、鋒面坡陡、中尺度低壓以及梅雨鋒位置對本區致雨最具影響力，如以上全部氣象因子適當配合且影響於本區，則豪雨可

能性大為增加，但為了預報上之實用性，綜合前述各類型，剔除特殊及少數個案，經整理找出較常導致臺灣北部豪雨之綜觀天氣形勢如下：

1.以鋒面坡陡為主體者，其地面鋒面位置在臺灣北部近海50公里內至臺灣中部之間，鋒面波位置在本區及以西至福建省境內，如編號4、5、7、9、30、31等6個案（屬F類型）。

2.仍以鋒面坡陡為主體者，其地面鋒面位置在臺灣北部近海150公里以內至臺灣中部，配合有低層噴流（850或700 mb）軸經臺灣區，如編號1、6、16、17、33、35等6個案（屬JF類型）。

3.以低層噴流為主體者，低層噴流軸（850或700 mb）經臺灣區時，配合梅雨鋒經臺灣北部近海50公里內至臺灣北部之間，且此鋒面波位置在本區或以西至福建沿海之間，如編號3、13、18、19、34等5個案（屬JN類型）。

4.以低層噴流為主體者，噴流軸（850或700 mb）經臺灣區時，配合高空（700或500 mb）短槽經福建省或臺灣海峽時，或配合有中尺度低壓在臺灣海峽北部活動，或配合有冷性中尺度小高壓在本區以西至福建沿海間活動。如編號11、20、22、23、27、32等6個案（屬J、L、H類型）。

（三）以低層噴流軸所經位置及影響而言；經臺灣北部者有10次，北部近海者有4次，臺灣中部者5次，臺灣南部者4次（20次個案中850及700 mb噴流軸經同一地區者計為一次，經不同地區者各計一次）。由以上統計得知以經臺灣北部者佔多數，對本區影響也較顯著。但以此單一氣象因子影響本區導致豪雨者尚無案例可尋。是以觸發本區豪雨仍需配合其他氣象因子始竟其功。然而黃中成曾分析1971年至1975年5年間，臺灣南部一天中有二次低層噴流軸經該區時（亦屬單一氣象因子）曾導致南部3次普遍性豪雨（黃，1976年），經比較發現低層噴流對臺灣南部之影響遠較北部為大，其差別原因可能在於地形、氣溫、以及氣流所經海域大小之不同，其中應以地形差別之影響最大。

（四）具有鋒面坡陡特徵者共有14個案，佔全部豪雨個案的50%，而在全部28個案中，無低層噴流影響的8個案中，有7次屬鋒面坡陡者，是以本項氣象因子對導致本區豪雨至為重要。

（五）28個案中，梅雨鋒面位置，經本區者有10個案，經臺灣北部近海者有7個案，臺灣中部者有4個

案，臺灣南部者有3個案，臺灣南部近海者華南、華中及無鋒面各有1個案。其中對本區降水有顯著影響者包括梅雨鋒經臺灣北部近海100公里以內至臺灣中部者共有21個案，佔全部個案的75%。

（六）以中尺度地面低壓中心位置及對臺灣天氣影響而言；在臺灣北部者有5個案，臺灣海峽北部者有5個案，福建沿海者有5個案，臺灣海峽南部者有1個案，臺灣東北近海者有2個案，共有18個案。其中以在臺灣北部、臺灣海峽北部及福建沿海共15個案對本區致雨最具影響。俞川心及黃中成曾分析1966至1975年5、6月間，臺灣南部10次豪雨中有5次為臺灣海峽南部鋒面生波所致，並有一次為熱帶低壓經臺灣海峽南部時所致（俞、黃，1975）。

（七）梅雨鋒北退，常因南來暖濕氣流增強，且常在鋒上發生波動，如適逢中高層短槽接近本區或其他致雨氣象因子影響常導致本區豪雨，如編號2、4、30、34等4個案，是以在5月下旬至6月底期間常因太平洋高壓西伸及西南氣流增強時，可能迫使已過境之梅雨鋒北退，宜提高警覺。

（八）有關低層（850 mb）暖平流及高層（300 mb）輻散場分析，因需配合天氣圖做風場、溫度場、高度場分析，故僅附註供參考而已。統計28次個案本區是否有低層暖平流，發現除編號9、23、28三個案暖平流不顯外，其餘均有顯著之低層暖平流。而統計高層輻散情形發現除編號11、16二個案無顯著輻散外，其餘均明顯表示有高層輻散存在。

（九）本文豪雨分析較著重於來自西北方之天氣系統如：鋒槽等之動向，然而太平洋高壓的西伸或東退，在梅雨季亦扮演很重要角色，5月下旬起其重要性更逐漸增加，編號2、4、30、34個案梅雨鋒北退，即為太平洋高壓西伸所致。此外太平洋西伸、東退、分裂等均可改變對流層內各層輻散場的輻散、輻合，而且經常影響華南地區中尺度對流系統（MCS）的發展或消散有關此點尚有進一步研究之必要。

## 五、結 論

本文將最近20年梅雨期（5、6月）臺灣北部28次個案豪雨逐案作各層天氣系統之合成分析，並追蹤各層天氣系統在豪雨開始前後之短期動向，藉以製作豪雨類型之分類，分析各類型特徵及豪雨之成因與終止，獲得以下結論：

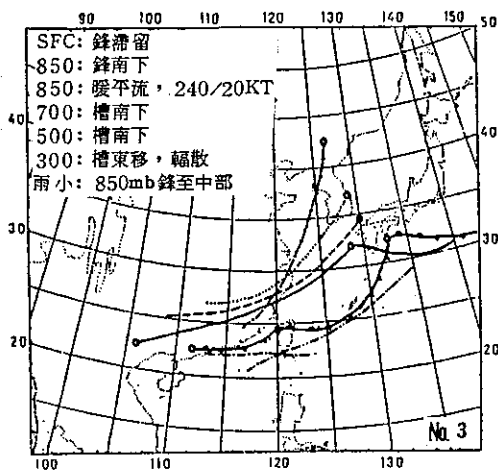


圖 3a. 1966. 6. 9. 0000Z

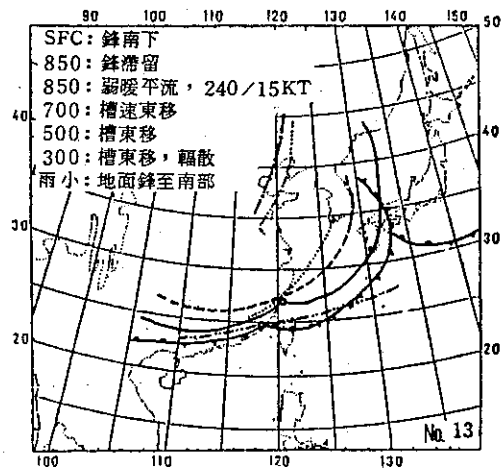


圖 3b. 1973. 5. 18. 0000Z

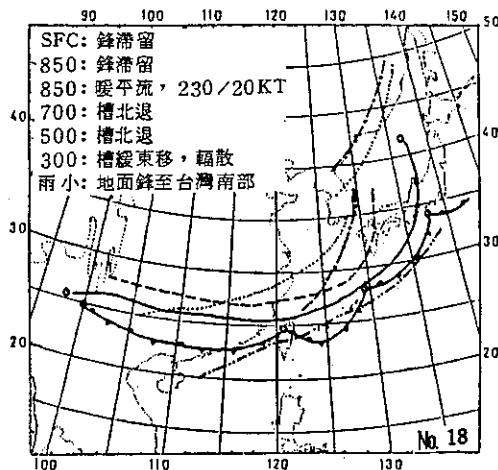


圖 3c. 1974. 6. 24. 0000Z

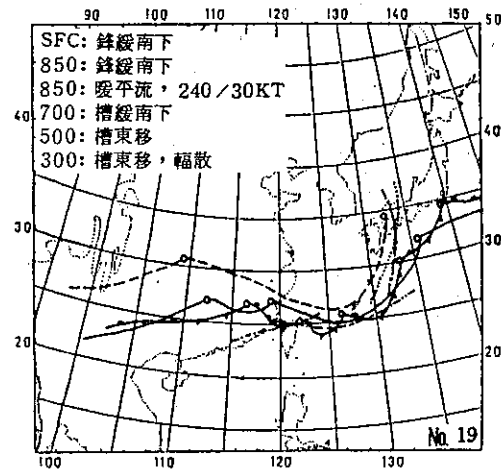


圖 3d. 1975. 6. 11. 0000Z

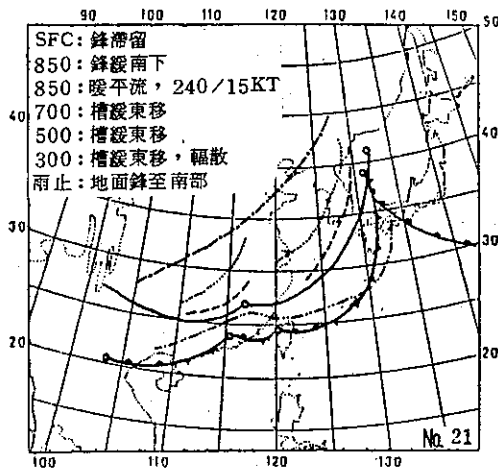


圖 3e. 1977. 6. 2. 0000Z

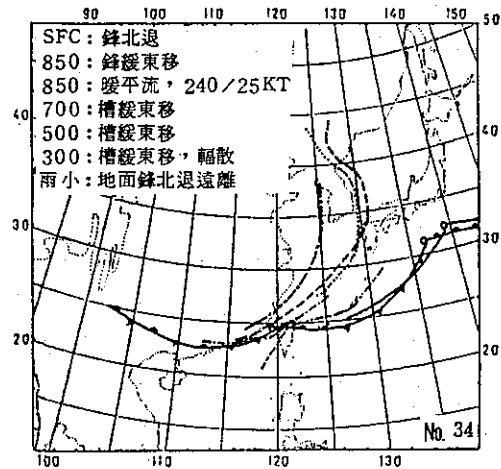


圖 3f. 1984. 5. 29. 0000Z

圖 3. (a—f) 豪雨類型屬「低層噴流北部鋒面 (JF) 型」之各個案，臺灣北部豪雨期間天氣系統合成圖

說明：如圖 1

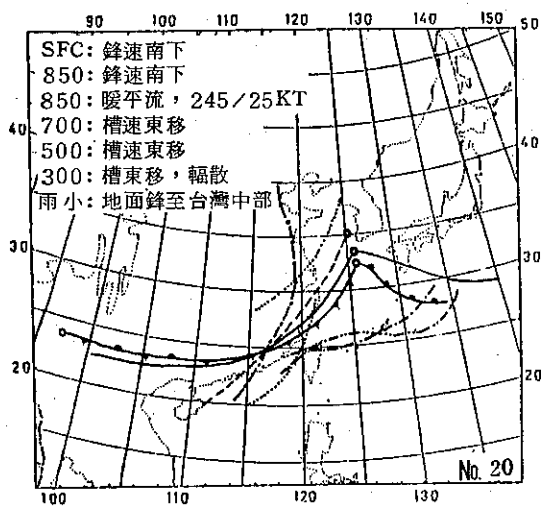


圖 4a. 1976. 5. 29. 0000Z

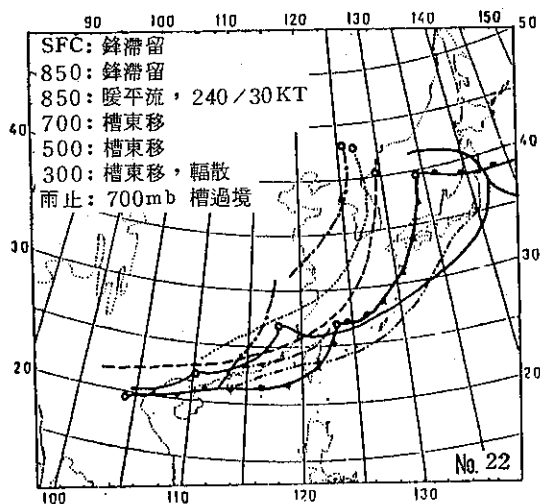


圖 4b. 1979. 6. 8. 0000Z

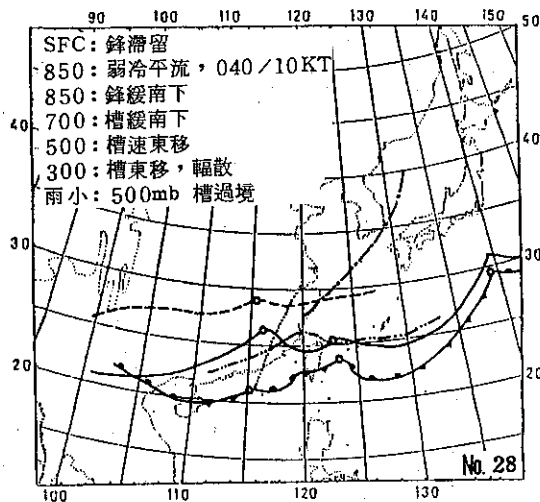


圖 4c. 1981. 6. 5. 0000Z

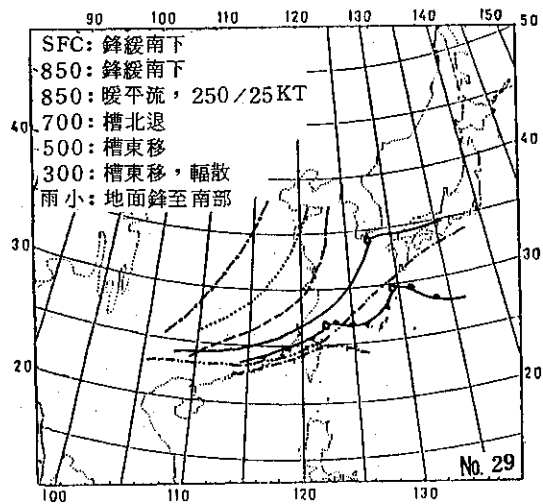


圖 4d. 1982. 5. 2. 0000Z

圖 4. (a—d) 豪雨類型屬「低層噴流 (J) 型」之各個案在臺灣北部豪雨期間天氣系統合成圖。  
說明: 如圖 1



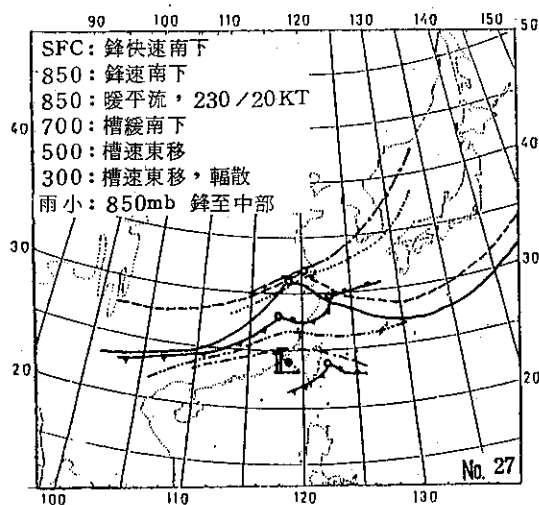


圖 5a. 1981. 5. 30. 0000Z

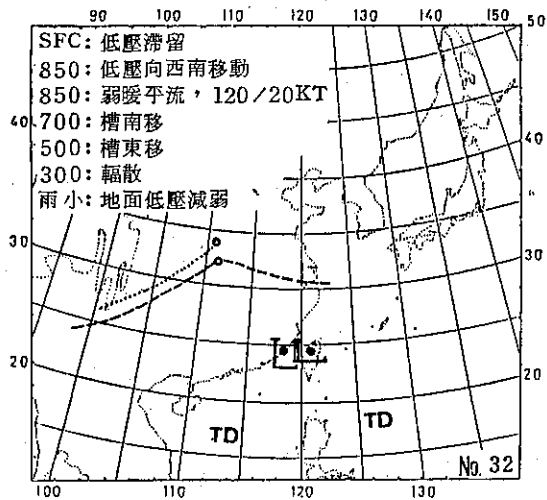


圖 5b. 1982. 6. 28. 1200Z

圖 5. (a—b) 豪雨類型屬「中尺度低壓 (L) 型」之各個案在臺灣北部豪雨期間天氣系統合成圖。  
說明：如圖 1

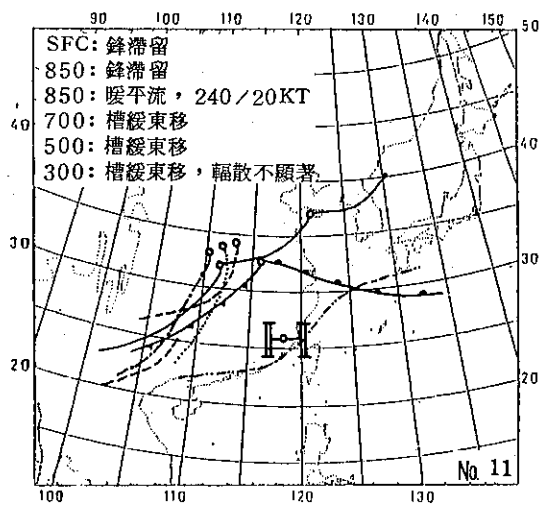


圖 6a. 1972. 5. 7. 1200Z

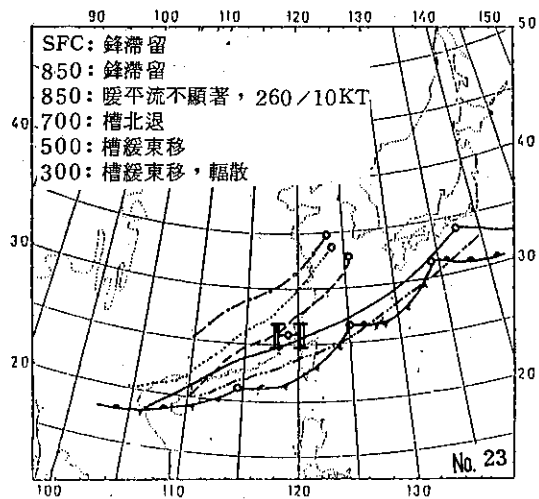


圖 6b. 1979. 6. 13. 0000Z

圖 6. (a—b) 豪雨類型屬「中尺度高壓 (H) 型」之各個案在臺灣北部豪雨期間天氣系統合成圖。  
說明：如圖 1

(一)以可能對本區豪雨有重大影響之氣象因子(包括鋒面坡度、低層噴流、中尺度低壓、梅雨鋒位置)為分類依據,將全部28次豪雨個案分為六種類型;1.鋒面坡度型(F)——有7個案。2.低層噴流鋒面坡度型(JF)——有7個案。3.低層噴流北部鋒面型(JN)——有6個案。4.低層噴流型(J)——有4個案。5.中尺度低壓型(L)——有2個案。6.中尺度高壓型(H)——有2個案。

(二)全部豪雨個案中,完全不受低層噴流影響者僅8個案,其中7個案屬鋒面坡度型。此類型雖無需借重低層噴流,但絕大多數(6個案)伴隨氣旋波;生波位置出現於臺灣北部至福建省境內。

(三)鋒面坡度型常導致鋒際及鋒前旺盛之對流性雲帶,亦常伴生鋒前飢線,而鋒後雲帶窄小或雲量稀少。豪雨開始時,地面鋒系位置多在臺灣北部或其近海50公里內,但也有3個案在臺灣中部。豪雨開始之前,地面鋒系南移分速較其他各類型為緩慢,亦有呈滯留或徘徊者,甚至有北退至本區者,但其上各層天氣系統移速較地面快速。此乃促使鋒面坡度之主因,也可能為觸發豪雨之機制。

(四)純以單項氣象因子來統計,則發現在28個案中,以低層噴流20個案佔全部個案71%為首,依次為中尺度低壓17個案佔61%,鋒面坡度14個案佔50%,中尺度高壓2個案佔7%。

(五)綜合全部28個案分析,剔除特殊及少數個案,找出較常導致臺灣北部豪雨之天氣圖形勢如下:

1.以鋒面坡度為主體,地面鋒位置,在臺灣北部近海50公里內至臺灣中部之間,而鋒面生波位置在本區及以西至福建省境內者有編號4、5、7、9、30、31等6個案(屬F類型)。

2.鋒面坡度為主體而地面鋒面位置在臺灣北部近海150公里以內至臺灣中部,另配合有低層噴流(850或700 mb)軸經臺灣區者計有編號1、6、16、17、33、35等6個案(屬JF類型)。

3.以低層噴流為主體,其軸(850或700 mb)經臺灣區時,配合梅雨鋒經臺灣北部近海50公里內至臺灣北部之間,且此鋒面波位置在本區或以西至福建沿海之間者計有編號3、13、18、19、34等5個案(屬JN類型)。

4.以低層噴流為主體者,其軸線(850或700 mb)經臺灣區時,配合高空(700或500 mb)短槽經福建省或臺灣海峽;或配合中尺度低壓在臺灣

海峽北部至本區內活動;或配合冷性中尺度小高壓在本區以西至福建沿海間活動者,計有編號11、20、22、23、27、32等6個案(分屬J、L、H類型)。

(六)統計28個案是否本區受低層暖平流影響,結果發現除編號9、23、28三個案暖平流不顯外,餘均有顯著低層暖平流。另統計高層輻散情形(含質量、速度輻散及分流)發現除編號11、16二個案無顯著高層(300 mb)輻散外,餘均有明顯之輻散存在。

(七)太平洋高壓西伸、東退、分裂等均可改變對流層內各層輻散場的輻散、輻合,經常影響華南地區中尺度對流系統(MCS)的發展或消散。此外,編號2、4、30、34個案梅雨鋒之北退,即為太平洋高壓西伸所致,有關太平洋高壓動態尚有進一步研究之必要。

## 六、致 謝

本文承蒙陳教授泰然與吳局長宗堯共同主持之「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」之先驅研究計畫中提供部份原始資料。以及本刊編審委員提供寶貴意見,於此深表謝意。

## 七、參 考 文 獻

1. 俞川心、黃中成, 1975: 臺灣南部豪雨成因之分析。氣象預報與分析65期, 33~39頁。
2. 黃中成, 1976: 低層西風噴射氣流對臺灣天氣之影響。氣象預報與分析68期, 37~45頁。
3. 吳宗堯、陳泰然、謝信良、喬鳳倫、陳正改、蕭長庚、朱曙光, 1984: 臺灣地區春至初夏之局部性豪雨及其對水稻災害之初步分析。大氣科學11期, 29~44頁。
4. 徐晉淮, 1971: 臺北地區豪雨之研究。氣象學報17卷第3期49~71頁。
5. 劉廣英, 1982: 民國70年5月28日豪雨與中範圍天氣系統之關係。氣象預報與分析91期1~10頁。
6. 陳泰然、吳宗堯, 1985: 「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」之先驅研究。國科會防災科技研究報告74-25號, 108頁。
7. 陳泰然, 1986: 臺灣梅雨期不同尺度系統之診斷分析。臺大大氣所研究報告 NTUATM-1986-01, 187頁。

# A Composite Analysis for Heavy Rainfall Systems during Mei-Yu Season in Northern Taiwan

*Chung-Cheng Huang*

## ABSTRACT

A composite analysis was based on weather systems which occurred as much as 28 cases of heavy rain during Mei-Yu season (May, June) from 1965 to 1984 in Northern Taiwan. Accordingly, the causes of heavy rain were analysed and differentiated onto six types as follows: (1) Steep front (F). (2) Steep front with LLJ (JF). (3) Front over Northern Taiwan with LLJ (JN). (4) LLJ (J). (5) Meso-Low (L). (6) Meso-High(H).

After analyzed the characteristics and the meteorological factors of above types of heavy rain, the major conclusions had been drawn as fellows; 20 out of 28 cases contributed to influence by LLJ, for the rest of 8 cases, there are 7 cases belonged to the type of steep front, these two meteorological factors made greatest contribution to the causes of heavy rainfall in Northern Taiwan.

統一編號：

09085760057

ISSN 0255-5778

Volume 33, Number 4

Dec. 1987

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Originals

Antarctic Ozone Hole—Fact and Cause .....C. M. Liu (217)

The Study of the Mechanisms and the Protection Method  
of Wind Damaged Corn (*Zea mays*) .....  
..... Chea-Yuan Young and Hui-Yu Yang (237)

Review of the Observed Tropical 30~50 Day Oscillation .....  
.....Beng-Chung Lee (248)

A Composite Analysis for Heavy Rainfall Systems during  
Mei-Yu Season in Northern Taiwan .....Chung-Cheng Huang (253)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號  
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類