

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
西北太平洋海域颱風氣候特徵之分析	陳正改	38/01	1	1992.03
台灣東部1972年瑞穗地震之板塊構造成因探討	王正松 吳逸民 張智峰 陳讚煌	38/01	14	1992.03
中央氣象局地震監測網資料對台灣地震活動的研究	辛在勤	38/01	23	1992.03
遭逢台	汪仁虎	38/01	49	1992.03
台東地區日射量估算之研究	張佑芳	38/01	73	1992.03
民國八十年颱風調查報告——侵台颱風（9014）愛麗	林秀雯	38/01	80	1992.03
-----	-----	-----	-----	-----
CWBGFS積雲參數化法的改進研究	陳靜洵 鄭明典	38/02	97	1992.06
台灣地區春夏降水型態與局部環流環境條件研究（I）雷達回波分析	許皓淳 邱台光	38/02	107	1992.06
中央氣象局自動氣象資料處理系統之現況研究	曾文斐	38/02	119	1992.06
中央氣象局原始方程颱風路徑預報模式的簡介與評估	陳得松 鄭寶鳳 彭順台 張偉正	38/02	135	1992.06
一九九二年四月十日之落雷對水稻生育影響之個案分析	李炳和 黃世利 洪金樹	38/02	146	1992.06
民國八十年颱風調查報告——侵台颱風（9120）耐特	廖志翔	38/02	153	1992.06
-----	-----	-----	-----	-----
花蓮地區地震分佈和成因探討	王正松 張智峰 辛在勤 劉玉龍	38/03	203	1992.09
一九九二年地震回顧	辛在勤 張建興	38/03	218	1992.09
SIMMETEO模式在台灣地區之評估研究	張佑芳 耿旭	38/03	233	1992.09
高空風測量誤差的介紹	王永壯	38/03	243	1992.09
台灣氣象測站間年記錄差異之比較	李隆安 周若珍 程爾觀 楊淑蘭	38/03	266	1992.09
中央氣象局區域數值模式預報青康藏高原環流系統之個案分析	許武榮 林民生 徐月娟	38/03	275	1992.09
-----	-----	-----	-----	-----
伴隨大高雄地區空氣品質劣化之天氣型態分析	李清勝 俞家忠 陳麗禾	38/04	291	1992.12
正模初始化對中央氣象局全球預報系統之影響之實驗	柯文雄 張庭槐	38/04	308	1992.12
中央氣象局與歐洲氣象中心（ECMWF）產品之比較：1992-1993年冬季熱帶分析風場	盧孟明	38/04	322	1992.12
星座盤之改良設計	邱國光 羅麗容	38/04	338	1992.12
單都卜勒氣象雷達風場特徵辨識與資料應用（I）——颱風之氣旋式旋轉風場特性分析	楊健生 周鴻祺	38/04	351	1992.12
民國八十年颱風調查報告——侵台颱風（9123）露斯	呂國臣	38/04	367	1992.12

氣象學報

季刊

第三十八卷 第一期

目次

研究論文

- 西北太平洋海域再生颱風氣候特徵之分析 陳正改 (1)
台灣東部1972年瑞穗地震之板塊構造成因探討 王正松 吳逸民 (14)
張智峰 陳讚煌
劉玉龍 簡文峰
- 中央氣象局地震監測網資料對台灣地震活動的研究 辛在勤 (23)
逍遙台 汪仁虎 (49)
台東地區日射量估算之研究 張佑芳 (73)
- 報告
- 民國八十年颱風調查報告—侵台颱風 (9111) 愛麗 林秀雯 (80)

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	蔡 清 彦	電 話：3713181
社 長	蔡 清 彦	
編輯委員會主委	林 民 生	雄 然 森 男 田 雄 典
委 員	丁 辛 有 在 存 勤 軍 勝 坤 生 錦 明	文 泰 景 隆 永 義 明
	李 李 清 貴 民 松 中 玉	柯 陳 陳 張 葉 葉 鄭
幹 事	林 柳 黃	韓 素 蘭
售 價	新台幣 150 元	(按姓氏筆劃排列)

西北太平洋海域再生颱風氣候特徵之分析

陳 正 改

中央氣象局

摘要

本文利用近四十年（1949-1989）西北太平洋地區的颱風資料，分別對登陸中國大陸減弱後轉向出海（A類）、穿越菲島後進入南海（B類）和於西北太平洋海域減弱後又再度發展（C類）的再生颱風進行氣候學統計分析。主要內容包括季節變化、頻率分析、地理分布和強度變化等氣候特徵。結果顯示：1.登陸中國大陸減弱後轉向出海再加強的颱風，主要出現於盛夏季節；2.穿越菲島進入南海後又再度增強的颱風，則出現於秋末冬初；3.於西北太平洋海域減弱後又再度發展的颱風，則集中於夏秋兩季；4.此三類再生颱風出現之頻率旗鼓相當，各占總數的30~35%左右。5.整體而言，再生颱風於減弱前，其中心附近最大風速平均為80浬／時，減弱後再重新加強，其最大風速為60浬／時，表示再生颱風之強度都較微弱。然於海上轉向之再生颱風（C類），再生後之強度竟比再生前還強（平均增強10浬／時）。6.颱風再生後達到的最大強度出現之頻率，是由弱到強逐漸遞減。

關鍵詞：再生颱風，氣候特徵。

一、前 言

颱風（或熱帶氣旋）登陸後，常因來自海面的熱源及水汽被切斷且摩擦力增加，而使颱風（或熱帶氣旋）減弱、填塞甚至消失。但當熱帶氣旋移至西風帶的斜壓區時，由於此時有一種新的能量來源，以致常使正在減弱甚至頻臨消散的熱帶氣旋之強度再度增強（reinforcement）而成為「再生颱風」（regenerating typhoon），或變性為溫帶氣旋（Palmen, 1958）。這種重新獲得能量之「熱帶」氣旋，常發展成為強烈風暴而可持續數天。

Palmen (1958) 曾對1954年侵襲美國東岸的Hazel颱風之再生過程作過研究，發現：在200~400毫巴層內經由強烈之暖空氣上升及冷空氣下沉產生之動能，而使其強度再度增強。Nishimoto (1971) 則對1969年10月沿台灣東部海岸北上並為台灣東部帶來嚴重災情之芙勞西（Flossie）颱風再

度加強之綜觀環流狀態作過詳盡的探討，發現：熱帶氣旋之中心風速是否增強，主要乃取決於大環流之綜觀形勢；當風暴中心移至500毫巴和300毫巴之西風噴流條的東南方時，則此風暴（亦即位於東面的熱帶氣旋）將易於增強。

陳與丁（1979）發現熱帶氣旋在登陸之後，雖然大部分能源被切斷，使其強度迅速減弱，但在風暴上空若有某種動力因子（如鋒面），可產生上升運動，以致當颱風（或熱帶氣旋）重新回到海洋上，由於受到熱源和低對流層之上升運動的相互作用，而使風暴中心（亦即颱風眼）重新出現；但這種再生颱風之結構則均相當的複雜。日本學者Sekioka (1956, 1957, 1959) 曾對移到日本和日本海附近的21個颱風結構作詳盡的分析研究，發現其中有18個颱風具有複合之結構，亦即具有溫帶氣旋過渡階段（即有顯著的鋒面系統）的特性。

國內對颱風再生的問題，至今尚未作比較有

系統之研究。由於颱風的突然再生（再度增強）與颱風所產生的強風、豪雨和暴潮，均將嚴重地影響著人民生命和財產的安全，尤其對在海上航行及從事漁撈、探鑿油井、輸洩油料、開闢港口和開發海埔新生地等的人員更具有威脅性，例如1986年8月份的韋恩（Wayne）颱風，穿越台灣之後，減弱成為熱帶性低氣壓，進入南海又增強為颱風。

由於再生颱風的特性、結構及再生機制，迄今仍未明確的了解，致預報的工作感到相當的困難。本研究擬針對再生颱風之氣候特性先行分析探討，以增進對此問題的認識。至於再生颱風之綜觀天氣條件、動力因素及其再生機制之分析，俟後再另行探討。

二、資料來源及處理方法

本研究計畫所採用之資料係取自美國海軍海洋及大氣研究實驗室（NOARL, Naval Oceanographic and Atmospheric Research Laboratory）之磁帶，配合關島美軍聯合颱風警報中心（JTWC, Joint Typhoon Warning Center）每年出版的颱風報告（Annual Typhoon Report）所刊載的最佳路徑（best track）資料，利用統計方法及綜觀天氣學之觀點，對其氣候特性加以分析探討。

至於再生颱風則定義為：原先的熱帶風暴或颱風不論其是在海上或經過大陸、島嶼，其中心附近最大風速已減弱到小於17.2公尺／秒的熱帶性低氣壓，再次增強到大於或等於17.2公尺／秒（34浬／時，相當於8級風）強度的颱風。

三、分析結果

(一)再生颱風的類型及季節變化和頻率分布

根據最近四十一年來（1949～1989年）西北太平洋海域的颱風資料予以統計，發現於西北太平洋海域（包含南海和中國大陸）的再生颱風共41次（詳見表一～表四）。圖1～圖3是全部再生颱風的路徑和再生地點的分布。於全年中，除一、二月外，各月均可能發生再生颱風，其中約百分之七十一，出現於八～十一月，其餘各月僅有1

～2次而已（圖4～圖5）。因為颱風的活動主要集中在夏秋兩季，所以這段時期，再生颱風出現頻率最高也是必然的結果。

依據各個再生颱風的發展過程，可將再生颱風區分為三類：

A類——是由中國大陸登陸減弱成熱帶性低氣壓，轉向後又在沿海陸地及海上，重新加強成為颱風。近四十一年來共有14次個案，其中9次是轉向出海後重新發展，另5次則是登陸減弱，轉向後又在沿海的陸地重新發展。這類再生颱風主要出現於七月～九月，占A類全年的71%〔見圖5(A)〕。此乃因夏季是颱風登陸中國大陸最頻繁且最集中的季節〔根據觀測資料顯示，於七～九月之夏季，平均每月有2個颱風登陸中國大陸，而四～六月的春季及十～十二月的秋季，平均祇有0.3次而已！（王與費，1987）〕。

分析近四十一年來（1949～1989年）登陸中國大陸後轉向出海的28個颱風之強度變化（表五），發現七至九月之三個月期間共有22次轉向出海的颱風；其中有19次，占總數的69%之登陸颱風於陸地上減弱而成為熱帶性低氣壓；祇有9次，占總數的32%之登陸颱風於陸地上，其強度仍維持八級風（即颱風）以上，直到轉向出海後方減弱。而登陸減弱後又再度增強為颱風，計有14次，占總數的50%，其中尤以在海上再生的機率最大，占32%；此顯示，當颱風登陸中國大陸減弱成為熱帶性低氣壓，於轉向出海後應特別注意其再度發展的問題。

B類——是颱風穿過菲律賓群島、台灣或海南島後，減弱成為熱帶性低氣壓，當其移入海面時再重新增強為颱風的個案。此類個案之逐月出現頻率如圖5(B)所示，共有13個颱風，其中祇有編號6609的費莉絲（Phyllis）颱風，是屬於南海颱風，且穿過海南島進入東京灣之後，又由熱帶性低氣壓再度發展成為颱風；另編號8612的韋恩（Wayne）颱風，先後穿越台灣二次、減弱成為熱帶性低氣壓，爾後於南海又發展成為颱風。

這類颱風之季節分布不均勻，主要集中於夏秋兩季，占各類全年總數的85%。若依月份分布而言，則以八月的4次最多，十一月的3次居次。

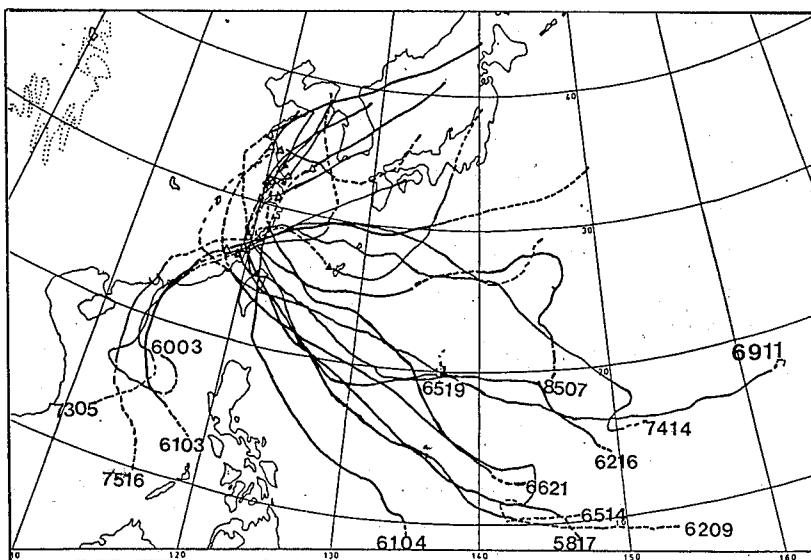


圖 1：西北太平洋海域 A 類再生颱風路徑圖(1949～1989)。

(—表示颱風強度階段，其中心附近最大風速 $\geq 17.2\text{m/s}$ ；…表示熱帶性低氣壓階段，其中心附近最大風速 $< 17.2\text{m/s}$)。

Fig 1. The best track of Pattern A regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific

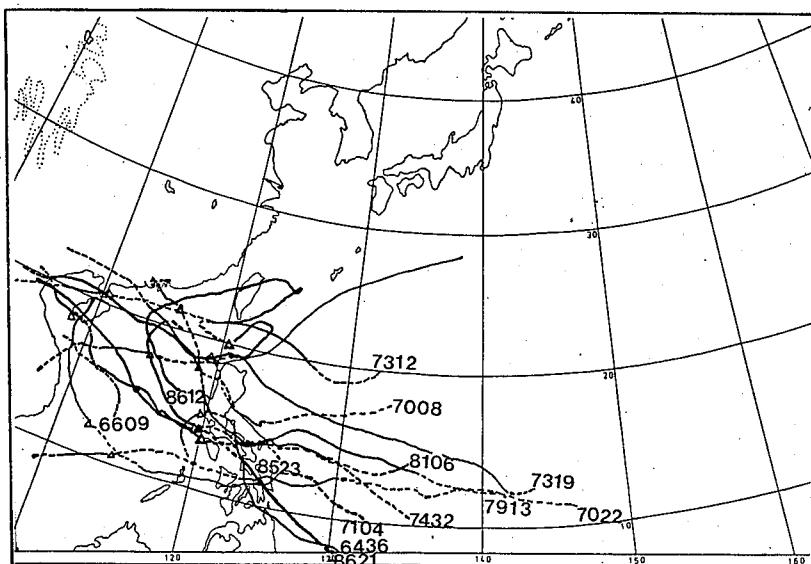


圖 2：西北太平洋海域 B 類再生颱風路徑圖(1949～1989)。

(—表示颱風強度階段，其中心附近最大風速 $\geq 17.2\text{m/s}$ ；…表示熱帶性低氣壓階段，其中心附近最大風速 $< 17.2\text{m/s}$)。

Fig 2. The best track of Pattern B regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific

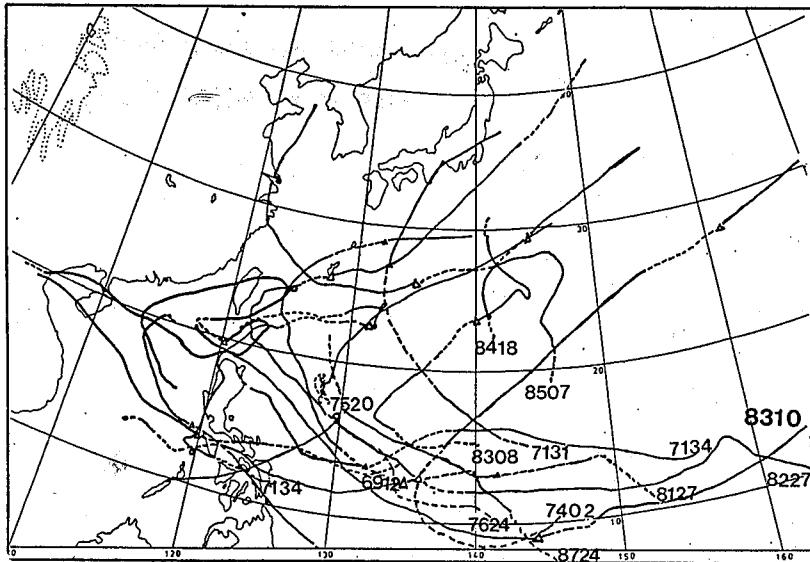


圖 3：西北太平洋海域 C 類再生颱風路徑圖(1949~1989)。
(—表示颱風強度階段，其中心附近最大風速 $\geq 17.2\text{m/s}$ ；···表示熱帶性低氣壓階段，其中心附近最大風速 $< 17.2\text{m/s}$)。

Fig. 3. The best track of Pattern C regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific

近四十一年來，穿過菲律賓群島、台灣或海南島之熱帶氣旋（包括熱帶性低氣壓及颱風）計有202次，其中多數的颱風於穿過菲島後，其強度均會減弱，但中心仍維持颱風（八級風）以上強度的計有130次，占64%；穿過菲島減弱成為熱帶性低氣壓，進入南海後，又增強成為颱風則有13個，占總數的7%；熱帶性低氣壓穿過菲島進入南海後，才發展成為颱風的計有50個，占25%；穿過菲島減弱而不再增強的只有9次，占4%（詳見表六）。

C 類——是颱風在西北太平洋海域減弱為熱帶性低氣壓之後，在海面上又重新發展成為颱風的個案。近四十一年來共有14次，其中有9次為轉向颱風〔12小時內移動方向相差 15° 以上（Chan and Gray, 1982）〕，5次屬西行路徑（詳見表三）。一般均在轉向之後才重新增強，所以再生的地點均位於東經125度以東的海面上。至於季節的分布，14次中就有13次集中於七月～十二月（詳見圖5(C)）；此類颱風最後均變性為溫帶氣旋。

由上述之分析得知：近四十一年來，於西北太平洋海域所出現的再生颱風，以由中國大陸登陸後轉向出海再度增強的A類及於西北太平洋海域減弱後又在海面上再生的C類各為14次居首，各占總數（41次）的35%；而穿過菲律賓群島後，於南海增強的B類雖最少，但祇相差1次，共有13次，亦占總數的32%；又再生颱風之發生主要是出現於夏秋兩季。

（二）再生颱風的地理分布

仔細分析颱風的再生地理位置和發生的時間（如圖1～圖3所示），並配合表一～表三之資料，我們可得到下列幾點特徵：

1. 登陸中國大陸後再轉向出海的颱風（A類），有7個（佔A類的50%）於東海和黃海的沿海附近再生，祇有2個（6104的貝蒂和7414的瑪麗）（佔總數的14%）在距離海岸較遠的海面上再增強起來；而中心雖尚未完全出海，但在沿海地區增強的有5個（佔總數的36%）（詳見表一）。這個事實，告訴我們：颱風減弱成為熱帶性低氣壓後，

一旦移近沿海地區或移入海面，將由海面獲得水汽和可感熱，此即為颱風再生的必要條件之一。

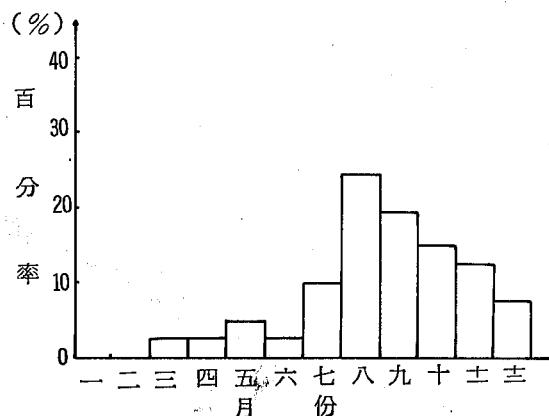


圖 4：近四十一年來西北太平洋海域再生颱風逐月出現頻率分布圖（1949~1990年）

Fig 4. Monthly frequency of the regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific

2.於黃海和東海北部再生的9個颱風，有8個發生在盛夏的八~九月，這與太平洋副熱帶高壓的位置偏北有密切的關係，此時太平洋副熱帶高氣壓脊線之平均位置可北抬至北緯30度以北；而在東海南部和其沿岸地區再生的颱風則出現於五~十月，顯示出其季節的分布並無顯著的差異性。

事實上，這兩種情形與颱風前期之路徑有密切的關係；仔細分析圖1，可發現：在黃海、東海北部及其沿岸再生的9個颱風，大部分均由台灣及福建北部登陸，祇有貝蒂（6104）及傑夫（8507）二個颱風是在浙江登陸，其平均登陸的地點為 26.3°N 。在東海南部及其沿岸再生的颱風有5次，其中有4次是自香港附近登陸，另一次（7414號之瑪麗颱風）則自浙江的大陳島登陸；其平均登陸地點為 23.8°N 。（編號7414的瑪麗（Mary）颱風，自浙江大陳島登陸後減弱，其副中心再折由東海出海，並於琉球之沖繩島附近再生）。

3.穿越菲律賓群島的颱風，減弱後在南海再生的位置則較為分散。最南的位於 10.0°N ，最北的則位於 21.1°N 。深秋季節再生颱風的平均緯度

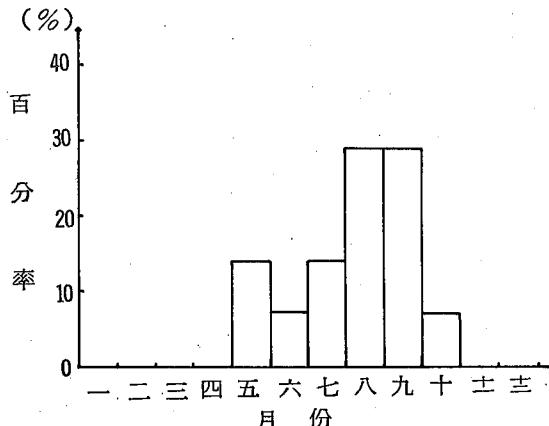


圖 5 (A)：A類再生颱風逐月出現頻率分佈圖

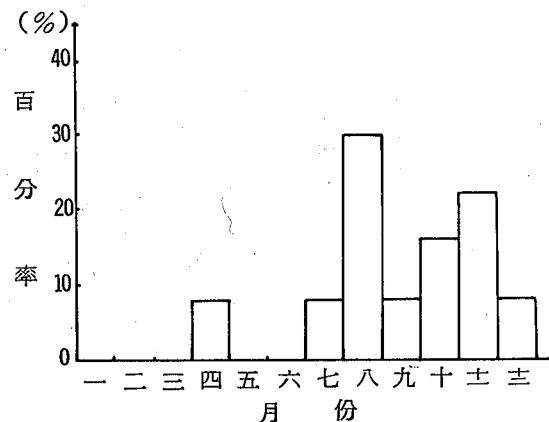


圖 5 (B)：B類再生颱風逐月出現頻率分佈圖

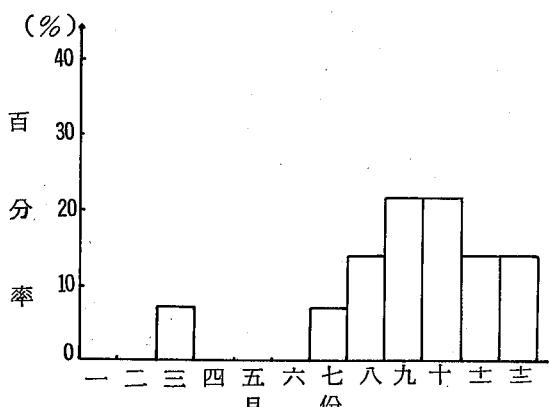


圖 5 (C)：C類再生颱風逐月出現頻率分佈圖

圖 5：近四十一年來西北太平洋海域各類再生颱風逐月出現頻率分佈圖。

Fig 5. Monthly frequency of Pattern A, B and C regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific

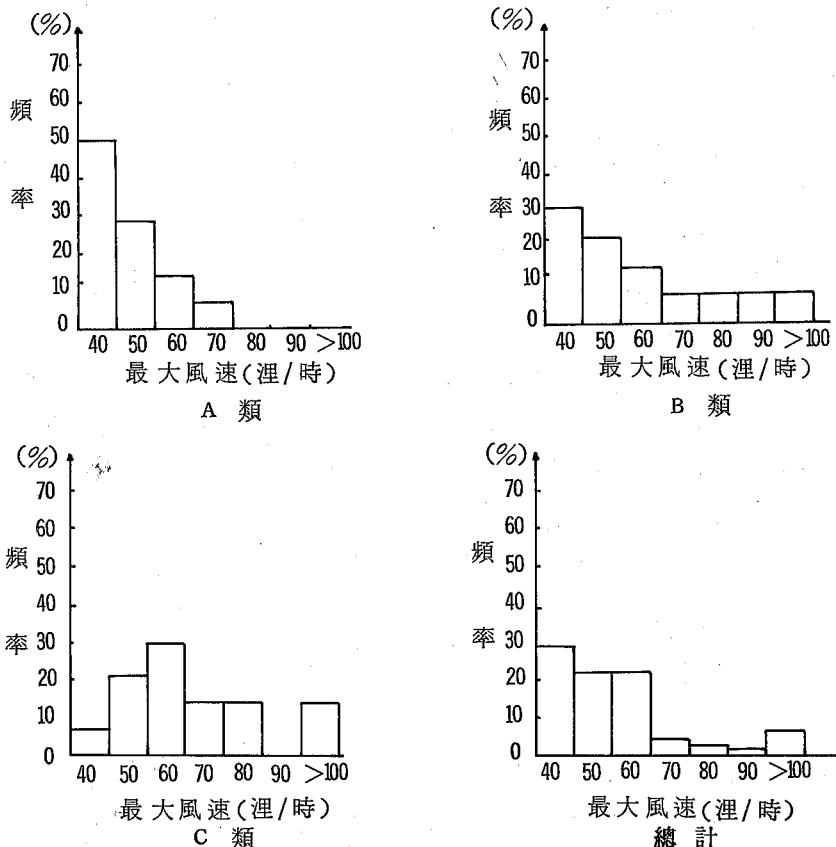


圖 6：近四十一年來西北太平洋海域的颱風於再生後，其中心最大風速出現頻率之分布。

Fig 6. Frequency of the maximum wind speed of the regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific

為 15.0°N 左右，而盛夏季節其平均位置則在 19.6°N 左右，這種位置的變動可能與氣候影響因子（如海溫）有較密切的關聯。根據日本氣象廳海洋部之統計分析（1983），於盛夏的七～九月， 28°C 平均海溫之等值線可北抬到 30°N ，而初春的四月及深秋的十一、十二月則南移到 15°N 附近。至於其再生所需之時間，平均為登陸菲島後，約2天左右，即可重新再度增強，最短為15小時，最長則為4～5天。

4.於海上減弱後又在海上再度增強的再生颱風，計有14次，其中9次是屬於轉向颱風，而其再生的位置則與颱風的轉向點有關。當中又以八～十一月，在 $125\sim145^{\circ}\text{E}$ 處轉向的次數為最多；此

與颱風發生之氣候頻率及位置大致相同。這類再生颱風出現的位置均在 125°E 以東，其平均位置則在 137.8°E 。南北之位置相差很大，最北可達 29.6°N ，最南則在 13.2°N ，平均位置則在 24.2°N ，比八～十一月颱風的平均轉向點 22°N 還偏北。至於再生與轉向點之間隔長短不同，大多數是於轉向後一天左右即重新再增強，也有的是於轉向後4～5天變性為溫帶氣旋再增強起來的。此類再生颱風之所以得於再度增強，可能與其移近西風帶低壓槽所伴隨的斜壓區有關；至於彼此間的交互作用及動力機制之分析，俟後再詳予探討。

（三）再生颱風的強度變化

表七～表九為A、B、C三類再生颱風於再

表一：近四十一年來西北太平洋海域A類再生颱風一覽表

Table 1. The data of Pattern A regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific

編號	名稱	類型	再生時間				再生地點			登陸地點		
			年	月	日	時	北緯	東經	相關位置	北緯	東經	相關位置
5817	葛瑞絲 (Grace)	A3	1958	9	5	10	30.9	121.7	東海北部	27.0	120.5	福建 霞浦
6003	瑪麗 (Mary)	A2	1960	6	10	00	26.0	118.9	陸上	22.5	114.5	香港
6103	艾麗絲 (Alice)	A2	1961	5	20	03	26.5	119.0	陸上	22.5	114.0	香港
6104	貝蒂 (Betty)	A3	1961	5	28	04	33.2	124.1	黃海	28.0	121.0	浙江 嘉永
6209	歐珀 (Opal)	A2	1962	8	7	09	35.3	118.9	陸上	26.0	120.0	福建 建長樂
6216	愛美 (Amy)	A2	1962	9	6	21	31.8	120.0	陸上	26.0	120.0	福建 建長樂
6514	哈莉 (Harriet)	A2	1965	7	27	21	33.4	118.3	陸上	24.5	118.5	福建 廈門
6519	瑪麗 (Mary)	A3	1965	8	21	15	32.6	121.0	東海北部	25.5	119.5	福建 莆田
6621	寇拉 (Cora)	A3	1966	9	8	02	32.3	121.8	東海北部	27.0	120.0	福建 霞浦
6911	艾爾西 (Elsie)	A3	1969	9	29	15	34.2	120.6	黃海	24.5	118.5	福建 廈門
7305	黛特 (Dot)	A3	1973	7	18	02	26.5	120.0	東海南部	23.0	116.0	廣東 頭
7414	瑪麗 (Mary)	A3	1974	8	24	00	26.9	127.4	東海南部	29.0	121.8	浙江 大陳島
7516	都麗絲 (Doris)	A3	1975	10	7	00	27.8	120.8	東海南部	21.8	112.5	香港
8507	傑夫 (Jeff)	A3	1985	8	1	06	33.4	121.0	黃海	28.0	121.2	浙江 溫州

註：A2—登陸中國大陸，轉向後於陸上再生。

A3—登陸中國大陸，轉向後於海上再生。

表二：近四十一年來西北太平洋海域B類再生颱風一覽表

Table 2. The data of Pattern B regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific (1949~1989)

編號	名稱	類型	再生時間				再生地點	
			年	月	日	時	北緯	東經
6436	魯依絲 (Louise)	BIP	1964	11	21	18	15.2	119.4
6609	費莉絲 (Phyllis)	BIT	1966	8	1	21	18.7	108.7
7008	衛萊特 (Violet)	BIP	1970	8	7	15	18.2	119.0
7022	瑪芝 (Marge)	BIP	1970	11	2	00	14.4	119.3
7104	萬達 (Wanda)	BIP	1971	4	29	18	12.0	112.2
7312	瓊安 (Joan)	BIP	1973	8	21	18	20.3	110.9
7319	白西 (Patsy)	BIP	1973	10	13	03	17.7	115.0
7432	克蒂 (Kit)	BIP	1974	12	23	00	10.0	113.6
7913	麥克 (Mac)	BIP	1979	9	22	18	21.1	115.4
8106	凱立 (Kelly)	BIP	1981	7	1	06	13.3	119.8
8523	費依 (Faye)	BIP	1985	10	25	00	18.6	119.0
8612	韋恩 (Wayne)	BIT	1986	8	28	00	19.7	120.2
8621	艾達 (Ida)	BIP	1986	11	13	18	13.8	119.2

註：BIP—穿過菲島後於南海再生。

BIT—穿過台灣後於南海再生。

BIT—穿過海南島後於東京灣再生。

表三：近四十一年來西北太平洋海域C類再生颱風一覽表

Table 3. The data of Pattern C regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific (1949~1989年)

編號	名稱	類型	再生時間				再生地點	
			年	月	日	時	北緯	東經
6912	美勞西 (Flossie)	C1	1962	10	6	18	25.9	127.9
7131	卡門 (Carmen)	C1	1971	9	25	15	27.0	132.8
7134	費依 (Faye)	C2	1971	10	8	03	13.3	132.8
7402	愛美 (Amy)	C2	1974	3	20	06	27.9	163.5
7520	葛瑞絲 (Grace)	C1	1975	10	30	00	18.2	128.6
7624	瑪芝 (Marge)	C1	1976	11	11	06	29.1	133.5
8127	傑夫 (Jeff)	C1	1981	11	24	00	13.2	141.7
8215	費依 (Faye)	C1	1982	8	28	00	23.5	129.2
8227	波密拉 (Pamela)	C2	1982	12	2	18	13.0	135.9
8308	唐姆 (Dom)	C1	1983	8	22	12	23.8	140.1
8310	艾倫 (Ellen)	C2	1983	9	2	00	9.0	143.4
8418	妮娜 (Nina)	C1	1984	9	30	12	29.6	144.5
8507	傑夫 (Jeff)	C2	1985	7	27	00	25.8	134.2
8724	費莉絲 (Phyllis)	C2	1987	12	14	18	11.7	132.3

註：C1—在海上轉向後再生。

C2—在海上西進且再生。

生前後，其最大強度之比較。由此可知：

1. 一般而言，再生颱風之強度都較弱；再度增強後，其中心最大風速約在40~80浬/時之間，其強度達到中度颱風（64浬/時或12級風）以上者有11次，占總次數（41次）的24%；最大風速達8~9級（35~45浬/時）者有12次，占29%；達10~11級（45~60浬/時）者，有18次，占44%。

2. 全部41次的再生颱風之平均強度，於減弱前，其中心附近最大風速為80浬/時，平均均在13級風以上；減弱後再重新加強，其中心最大風速為

60浬/時，相當於11級風。前後相比，風速減弱了20浬/時。

3. 進一步分析各類再生颱風的強度（表七~表九），得知：

A類（於中國大陸登陸轉向出海後再生的颱風），其再生前、後的平均中心最大風速分別為110及50浬/時，減弱了60浬/時。B類（穿越菲島進入南海後才再生的颱風），其中心最大風速分別為65及60浬/時，僅減弱5浬/時。而C類（在海上減弱又再生的颱風），其中心最大風速分別為60及70浬/時，增強了10浬/時。由此可知，於此三類之再生颱風中，以A類強度之變化最大，減弱前其最大風速為三類之冠，均屬中度颱風以上之強度，但減弱後再度增強的最大風速則又退居最末，平均祇有50浬/時（10級風），除編號7414瑪麗颱風達到原強度外，其他都比再生前的強度還弱；並且原先之強度愈強，減弱之程度愈多，此乃因颱風環流受到中國大陸地形之阻隔及破壞，使其威力明顯衰減所致。

B類再生颱風前後強度之變化僅相差5浬/時，由表八所列之個案中可知，此結果亦是由於兩次超級強烈颱風（6436的魯依絲及7319的白西颱風）所導致的，亦印證Brand and Bleloch (1973) 之結論：強度愈強的颱風，穿過島嶼之後，減弱的程度也愈顯著；反之，菲律賓群島對弱颱風或熱帶性低氣壓之強度並沒有多大的影響。事實上，B類的13個個案中，有8次於穿過菲島之前，其中心最大風速為8~10級。減弱前和再生後，其最大強度無變化及減弱者各占3次，增強的有7次，但其程度並不顯著。

有趣的是C類（未穿越陸地的再生颱風），因此時，已減弱為低壓的系統，位於西風帶斜壓區內，由於有效位能的釋放，並轉換為擾動動能，終使低壓再度發展為颱風，其中心最大風速平均增強了10浬/時。於四十一年中，C類共有14個個案，但並未曾有過超級強烈颱風發生，這個事實表示：深秋到初冬，於海上發生又在海上轉向且再度增強之颱風，其於低緯度地區發展所需的能量，與颱風轉向後由環境所獲得使其得於再生的能量，或許具有相同的數量級。

表四：近四十一年來西北太平洋海域再生颱風逐月出現頻率一覽表
Table 4. Monthly frequency of the regenerating typhoons from 1949 to 1990 in the North Western Pacific

月份		一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	總計	
類別															
A 類		個數	-	-	-	-	2	1	2	4	4	1	-	-	14
		百分率	-	-	-	-	14	7	14	29	29	7	-	-	100
B 類		個數	-	-	-	1	-	-	1	4	1	2	3	1	13
		百分率	-	-	-	8	-	-	8	30	8	16	22	8	100
C 類		個數	-	-	1	-	-	-	1	2	3	3	2	2	14
		百分率	-	-	7	-	-	-	7	14	22	22	14	14	100
總計		個數	-	-	1	1	2	1	4	10	8	6	5	3	41
		百分率	-	-	2.4	2.4	5.0	2.4	9.8	24.4	19.5	14.6	12.2	7.3	100

表五：近四十一年來登陸中國大陸後再轉向出海的颱風強度變化一覽表

Table 5. The intensity variation of Pattern A regenerating typhoons from 1949 to 1990

(1949~1989年)

月份		一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	合計	百分比	
類別																
A 1	在陸上仍為颱風	-	-	-	-	-	1	3	4	1	-	-	-	-	9	32
A 2	在陸上再生	-	-	-	-	1	1	1	-	1	1	-	-	-	5	18
A 3	在海上再生	-	-	-	-	1	-	1	4	3	-	-	-	-	9	32
A 4	在海上不再生	-	-	-	-	-	-	2	-	2	1	-	-	-	5	18
合計		-	-	-	-	2	2	7	8	7	2	-	-	-	28	100

表六：近四十一年來穿過菲島進入南海的颱風強度變化一覽表

Table 6. The intensity variation of Pattern B regenerating typhoons from 1949 to 1990

(1949~1989年)

月份		一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	合計	百分比
類別															
B 1	穿過島嶼後於南海再生	-	-	-	1	-	-	1	4	1	2	3	1	13	7
B 2	穿過菲島後於南海不再生	-	-	2	1	1	-	-	-	1	-	1	4	9	4
B 3	穿過菲島後於南海仍為颱風	2	-	-	4	5	10	18	12	13	29	29	8	130	64
B 4	T.D.穿過菲島後於南海新生成颱風	1	-	-	1	1	4	8	2	8	17	7	1	50	25
合計		3	-	2	7	7	14	27	18	23	48	40	13	202	100

表七：近四十一年來西北太平洋海域A類
再生颱風中心強度變化一覽表

Table 7. The maximum wind speed variation of Pattern A regenerating typhoons from 1949 to 1990
(1949~1989年)

編 號	名 稱	中心附近最大風速(浬/時)		
		再 生 前	再 生 後	相 差
5817	葛瑞絲 (Grace)	200	40	- 160
6003	瑪麗 (Mary)	90	60	- 30
6103	艾麗絲 (Alice)	80	50	- 30
6104	貝蒂 (Betty)	100	60	- 40
6209	歐珀 (Opal)	150	50	- 100
6216	愛美 (Amy)	130	40	- 90
6514	哈莉 (Harriet)	90	40	- 50
6519	瑪麗 (Mary)	150	40	- 110
6621	寇拉 (Cora)	130	40	- 90
6911	艾爾西 (Elsie)	170	40	- 130
7305	黛特 (Dot)	70	40	- 30
7414	瑪麗 (Mary)	70	70	0
7516	都麗絲 (Doris)	70	50	- 20
8507	傑夫 (Jeff)	75	50	- 25
平 均		110	50	- 60

表八：近四十一年來西北太平洋海域B類
再生颱風中心強度變化一覽表

Table 8. The maximum wind speed variation of Pattern B regenerating typhoons from 1949 to 1990
(1949~1989年)

編 號	名 稱	中心附近最大風速(浬/時)		
		再 生 前	再 生 後	相 差
6436	魯依絲 (Louise)	160	40	- 120
6609	費莉絲 (Phyllis)	40	40	0
7008	衛萊特 (Violet)	40	40	0
7022	瑪芝 (Marge)	50	60	10
7104	萬達 (Wanda)	50	70	20
7312	瓊安 (Joan)	50	60	10
7319	白西 (Patsy)	140	50	- 90
7432	克蒂 (Kit)	40	40	0
7913	麥克 (Mac)	60	50	- 10
8106	凱立 (Kelly)	35	75	40
8523	費依 (Faye)	45	100	55
8612	韋恩 (Wayne)	85	90	5
8621	艾達 (Ida)	45	55	10
平 均		65	60	- 5

一般而言，颱風再生後達到的最大強度出現之頻率，從弱到強是逐漸減小的，無論是全部41個再生颱風之綜合分析，或是各類型之分別統計都有相同的結果（詳見圖6）。

四、結論

分析近四十一年來，西北太平洋海域所發生的41個再生颱風，得到下列幾點氣候特徵：

1. A、B、C三類再生颱風發生的機率旗鼓

相當，其中A及C類之頻率比B類稍多些。

2. A類主要出現於盛夏季節，此時也是颱風登陸中國大陸後又轉向出海最多的季節。此類颱風又多在我國東海或黃海沿岸再度加強，並與其登陸地點有關。登陸前，若為較強的颱風，而登陸後減弱也最顯著；此類颱風於再生後，其中心附近最大風速約為50浬/時（相當於10級風），祇達原強度（110浬/時）之45%。

3. B類再生颱風主要出現於秋末冬初；此類

表九：近四十一年來西北太平洋海域C類
再生颱風中心強度變化一覽表

Table 9. The maximum wind speed variation of Pattern C regenerating typhoons from 1949 to 1990
(1949~1989年)

編 號	名 稱	中 心 附 近 最 大 風 速 (津 / 時)		
		再 生 前	再 生 後	相 差
6912	美勞西 (Flossie)	80	80	0
7131	卡 門 (Carmen)	40	50	10
7134	費 依 (Faye)	80	60	- 20
7402	愛 美 (Amy)	60	60	0
7520	葛瑞絲 (Grace)	50	60	10
7624	瑪 芝 (Marge)	70	50	- 20
8127	傑 夫 (Jeff)	35	35	0
8215	費 依 (Faye)	90	70	- 20
8227	波密拉 (Pamela)	100	80	- 20
8308	唐 姆 (Dom)	55	50	- 5
8310	艾 倫 (Ellen)	45	125	80
8418	妮 娜 (Nina)	45	55	10
8507	傑 夫 (Jeff)	60	75	15
8724	費莉絲 (Phyllis)	35	100	65
平 均		60	70	10

颱風於穿越島嶼後減弱為熱帶性低氣壓，移入南海後又再度發展。其再生的位置隨季節而呈南北變動；盛夏時，其平均位置在19.6°N，秋冬則位於15.0°N。此類颱風再生前，其強度較強，約為65津／時，而後其強度平均為60津／時，約為原強度的92%。

4. C類颱風主要出現於八~十一月。其再生的位置與轉向點有關，一般均出現於轉向後，故其再生的平均位置為24.2°N，略比轉向點的平均位置22°N還偏北。此類颱風再生前之平均強度較弱，約為60津／時，再生後的強度則稍強，平均為70津／時，為原強度的115%。

上述再生颱風的氣候特徵，對研究西北太平洋海域（包含南海）颱風強度的變化和相對應的綜觀天氣型態、氣象條件、動力機制及其發展過程之了解是不可忽略的，對實際預報作業亦有相當的參考價值。

致 謝

本研究所使用之颱風原始資料，係旅美學人崔立博士所提供之；計畫進行期間承蒙商俊盛、黃詠淑及魏竹鳳參與分析及協助程式設計和資料處理；兩位審查先生細心的審稿和提供許多寶貴意見，使本文更臻美好，作者特此致謝。本研究在中央氣象局八十年度科技研究發展計畫經費支援下完成，在此一併致謝。

參考文獻

- Brand S. and J. W. Bleloch, 1973 : Changes in characteristics of typhoons crossing the Philippines, J. Appl. Meteor., 12, 104-109.
- Chan, J.C.-L and W.M. Gary, 1982 : Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships. Mon. Wea. Rev., 110, 1354-1373.
- Gray W. M., 1977 : Tropical cyclone genesis in the Western North Pacific, J. Meteor. Soc. Japan, 55, 5, 465-483.
- JTWC : 1960~1989 Annual Typhoon Report.

- Nishimoto, 1971 : A case study of the reintensification of tropical storm flossie, Chinese American air forces technical meteorological workshop second session program, 13-16, April 1971.
- Palmen E., 1958 : Vertical circulation and release of kinetic energy during the development of hurricanie hazel into an extratropical strom, Tellus, 10, 1-23.
- Sekioka M., 1956: A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in the middle latitudes, J, Meteor. Soc. Japan, 34, 276-287 (Part I), 336-345 (Part II).
- Sekioka M., 1957 : A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in the middle latitudes, J, Meteor. Soc. Japan, 35, 107-173 (Part III).
- Sekioka M., 1959 : A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in the middle latitudes, J, Meteor. Soc. Japan, 37, 111-114 (Part VI).
- 日本氣象廳，海洋氣象部，1983：西北太平洋海面水溫平均分布圖（1951~1980年）。
- 王志烈、費亮，1987：颱風預報手冊，氣象出版社，360頁。
- 陳聯壽、丁一匯，1979：西北太平洋颱風概況，科學出版社，423-428.

CLIMATIC CHARACTERISTICS OF THE REINFORCED TYPHOONS IN THE NORTH WESTERN PACIFIC

Joe C. K. Chen
Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this study, we analyzed the data of the reinforced typhoons occurred from 1949 to 1989 in the North Western Pacific by the methods of climatology and statictics. The main contents include seasonal changing, frequency distribution and intensity variation.

Some different types of typhoons are further described in the study:

1. The typhoons which reduce then intensity after landing mainland China (Pattern A), and later strengthen again when turning to the sea mainly appear in mid-summer.
2. The typhoons which strengthen again when passing through the Philippines Islands to the South China Sea (Pattern B) mainly appear in late autumn and early winter.
3. The typhoons which weaken in the North Western Pacific (Pattern C) and then strengthen again. They concentrate in summer and winter.
4. Patterns A, B and C reinforced typhoons appear in an approximately equal frequency of 35% respectively.
5. In general, the maximum wind speed of the reinforced typhoons is 80 kts before decreasing, and later reduces to 60 kts even though they strengthen again. This means that the reinforced typhoons usually are weaker.
6. The frequency of the reinforced typhoons reaches the maximum intensity, which increases little by little.

Keywords: Reinforced Typhoon, Climatic Characteristics.

臺灣東部1972年瑞穗地震之板塊構造成因探討

王正松 吳逸民 張智峰 陳讚煌

國立臺灣海洋大學海洋學系

劉玉龍 簡文峰

中央氣象局地震測報中心

摘要

臺灣東部地區地震頻繁，其原因为菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊在此有劇烈且複雜之相互作用。然而，目前對此複雜之相互作用所知仍相當有限，必須分區詳細研究。1951年之玉里地震和1972年之瑞穗地震發生於臺灣東部臺東縱谷中段，其中瑞穗地震有較詳細之地震記錄和文獻。本文以地質、大地測量和地震時空分佈資料說明瑞穗地震及其餘震位於菲律賓海板塊和歐亞大陸板塊之邊界上，並提出此地表邊界附近地震發生之機制模式，以說明瑞穗地震及其餘震之成因。

關鍵詞：瑞穗地震、板塊構造、地震及地球物理數據。

引言

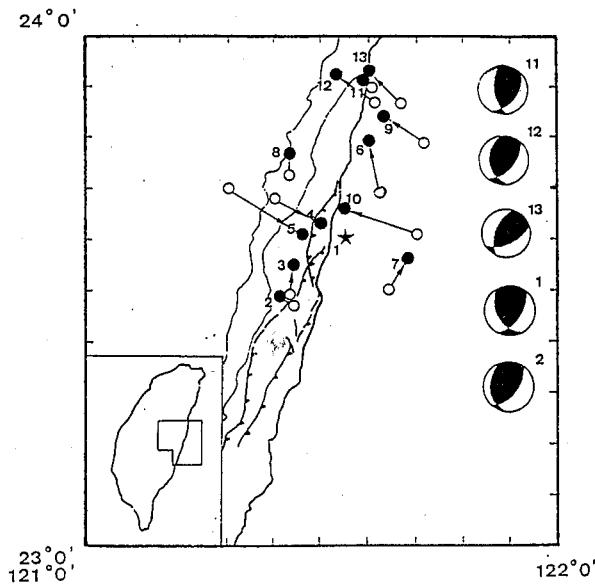
地震之成因是地震研究之重要項目之一，因為地震成因之研究有助於地震預測之研究，且對地震特性之瞭解有所助益。臺灣東部頻繁之地震，很顯然地與菲律賓海板塊和歐亞大陸板塊之相互作用有關。目前對於此兩板塊相互作用之研究較確定之結果為，在臺灣東北方菲律賓海板塊向北隱沒至歐亞大陸板塊底下，形成隱沒系統，而在花蓮以南，呂宋島弧與臺灣島碰撞而形成碰撞系統。至於此兩系統之詳細構造仍待進一步之研究。

地震有很區域性之成因，因此，可行之研究臺灣東部地震成因之方法之一是，於已發生災害性地震之地區，綜合地震、地球物理和地質學之資料，詳細探討上述兩系統之詳細構造和運動。1951年之玉里地震（規模為7.1; Hsu, 1962）和1972年之瑞穗地震（規模為6.6; 呂新民等, 1976）發生在臺灣東部碰撞系統之中段，造成區域性之災害。其

中瑞穗地震因年代較近，有較完整之地震記錄。Chiang et al. (1986) 利用世界地震觀測網之數據，以聯合震源定位法（Joint Hypocenter Determination）從事瑞穗地震及其餘震之重新定位及震源機制之研究。其研究之結果（圖一）顯示，瑞穗地震及其餘震之震央約略為位於一條東北—西南方向之直線上，而其震源機制都是逆衝型態（thrust type），主應力軸為東南—西北向。此結果與王正松和吳逸民（1991）所判定之菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊之地表邊界相吻合。因此，本文整合Chiang et al. (1986) 及王正松和吳逸民（1991）之結果，並以聯合震源定位法從事瑞穗地區1973至1986年部份地震之重新定位，以探討瑞穗地震之成因。

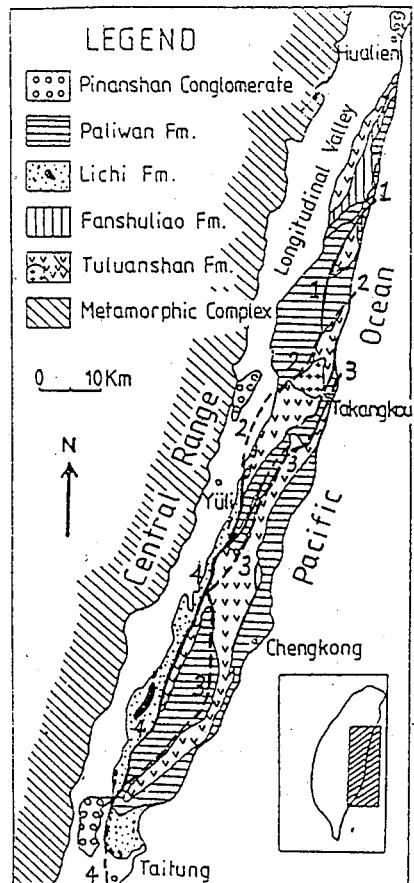
區域地質與構造

圖二顯示臺灣東部花蓮至臺東之間之地質和構造，包括海岸山脈、臺東縱谷及中央山脈之東側邊緣等地質區。



圖一 Chiang et al. (1986) 利用 ISC (International Seismological Centre) 之數據以聯合震源定位法所求得的1972年4月24日之瑞穗地震（如星號所示）及其餘震（以實心圓表示）之震央及其震源機制。空心圓所示為ISC所列之震央。

Figure 1. Epicenters of 1972 Juisui Earthquake (denoted by the star) and its aftershocks (the filled circles) determined by the Joint Hypocenter Determination (JHD) method, and their focal mechanisms (Chiang et al., 1986). These earthquakes are originally listed in Bulletin of International Seismological Centre (denoted by the open circles).



圖二 臺灣東部花蓮至臺東之間地質及構造圖。圖中標示之斷層有(1)磯崎逆斷層；(2)奇美逆斷層；(3)大港口逆斷層－花東山逆斷層－高原逆斷層；(4)安通逆層。圖中之岩層取自 Teng and Lo (1985)，斷層取自何春蓀(1982)。

Figure 2. Geology and structural lines of eastern Taiwan from Hualien to Taitung. Faults shown in this figure are: (1) Chichi Thrust Fault; (2) Chimei Thrust Fault; (3) Takangkou Thrust Fault - Huatung Shan Thrust Fault - Kaoyuan Thrust Fault; (4) Antung Thrust Fault. The lithological formation map from Teng and Lo (1985) is used as background, and the fault lines are copied from Ho (1982).

一、地質部份

海岸山脈主要的地質依岩性及時間先後，可劃分如下：

(1)奇美火成雜岩

主要的岩漿體出露在海岸山脈中段之秀姑巒溪下游奇美村附近，故稱奇美火成雜岩 (Ho,1969)。

(2)都巒山層

為海岸山脈出露地表年代最老之地層，約為中新世或更早，岩性以安山岩質之火山碎屑岩為主。一般而言，海岸山脈的地層以都巒山層較耐風化侵蝕，故都巒山層便構成了海岸山脈地形的主脊。

(3)大港口層（八里灣層及蕃薯寮層）

為覆蓋於都巒山層或港口石灰岩之上的上新世中期至更新世之間所堆積的厚層複理層沈積岩。Teng (1979,1980) 依沈積學研究，將大港口層下部稱為蕃薯寮層，其沈積物來源為火山島弧，多含火山碎屑物；上部稱為八里灣層，沈積物來自亞洲大陸的碎屑岩層。

(4)利吉層

為一複理層的混同層 (mélange)，在臺東北方沿海岸山脈南端和西端一狹長地帶出露，向北延伸至安通和樂合附近。本層以泥岩為基質，夾有各種岩石礫塊。

二、構造部份

中央山脈與海岸山脈以臺東縱谷為界。由於縱谷為沈積物所覆蓋，其接觸關係並不明顯，但有地震斷層活動的記錄 (Hsu,1962；呂新民等,1976)。由圖二可知，主要出露的斷層都分佈在海岸山脈。

海岸山脈的構造線，皆作北北東之左型雁行排列 (left-handed, en'echelon)，主要的斷層線自北而南排列如下 (圖二)：

(1)磯崎逆斷層：北自水璉南至八里灣附近，斷層東側之都巒山層向西北逆衝於大港口層之上。

(2)奇美逆斷層：北自豐濱南至玉里附近，消失於縱谷沈積物之下。亦是都巒山層逆衝至於大港口層之上。

(3)大港口逆斷層—花東山逆斷層—高原逆斷層

：本斷層基本上為北北東的走向，斷層東側為升側，岩層屬都巒山層。

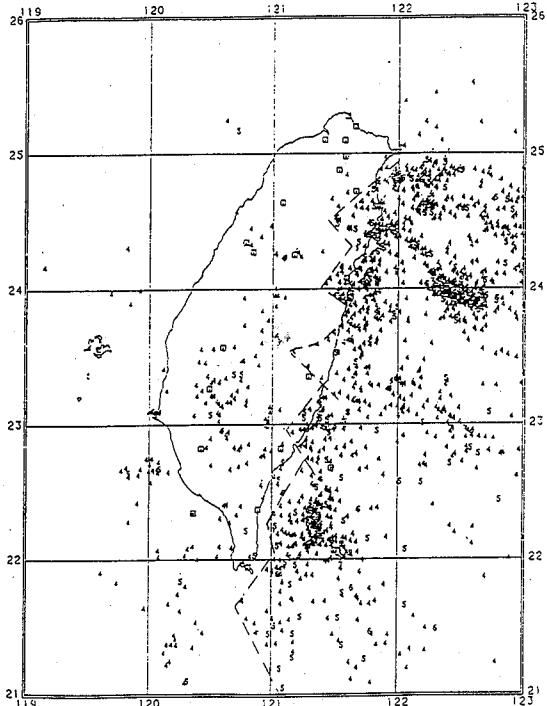
(4)安通逆斷層：北自安通南至臺東和嘉豐附近，向東轉折成弧線型，最後消失於都巒和八里之間。斷層的東側為大港口層，逆衝於利吉層之上。

與瑞穗地震有關之板塊邊界

Wang (1988) 根據1973—1985年期間發生於臺灣地區規模大於或等於 4 之地震震央分佈 (圖三) 推論，菲律賓海板塊和歐亞大陸板塊在臺灣東部之邊界因受左移錯動而呈鋸齒形狀。此錯動為東南—西北向，其機制為菲律賓海板塊之西緣受擠壓而產生水平彎曲 (圖四)。菲律賓海板塊之西北方向運動在其斜向碰向臺灣島時為臺灣島所阻，此阻礙使在臺灣附近之菲律賓海板塊西緣之向西北之運動轉為向北之運動，且此向北運動之速率變得不均勻，愈西邊愈快。此不均勻之向北運動速度造成菲律賓海板塊之西緣向北水平彎曲 (圖四)。此彎曲現象就造成沿東南—西北向之幾個左移錯動，而使菲律賓海板塊之西邊邊界成為鋸齒形狀 (圖三，圖四)。

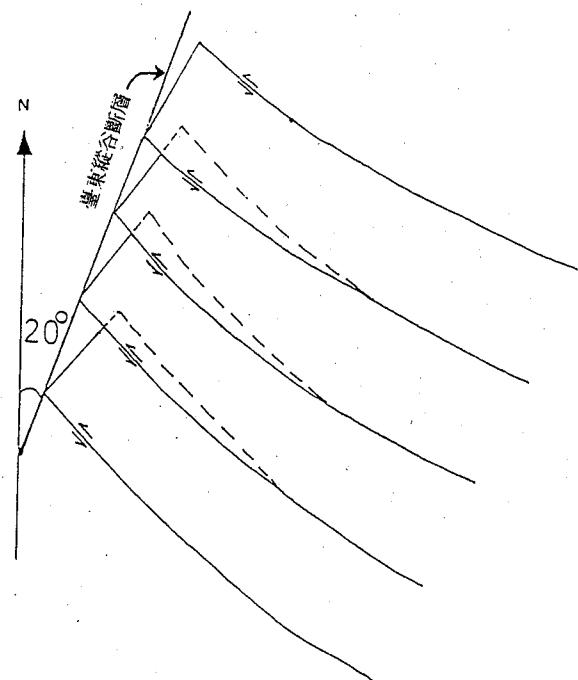
圖三所示之板塊邊界乃根據地震分佈之疏密對比而繪。到底真正之板塊邊界在那裏，仍有待逐區進一步之研究。王正松和吳逸民 (1991) 根據文獻中臺灣東部之地表垂直變動速率 (Liu and Yu,1990) 及重力數據 (Hu and Chen,1986) 研判菲律賓海板塊西邊邊界在臺灣東部花蓮至臺東間之地表位置，其研判結果與理由如下：

圖五為 Liu and Yu (1990) 根據1984年和1987年沿海岸山脈東側測線和臺東縱谷測線所從事水準測量之結果，求得地表上升量之分佈情形。圖五顯示幾個特性：(1)海岸山脈東側測線之 t 和 f 測點 (東河和水璉) 及臺東縱谷測線之 k 和 j 測點 (富里和玉里) 為四個特殊點；在這些特殊點的兩側，地表上升量若非劇烈變化就是變化型態顯然不同。因此此四點應為板塊模式之控制點；(2)臺東縱谷測線上各點之地表上升量除 k 至 j 點之線段外大部份相當一致，這可視為縱谷以西之



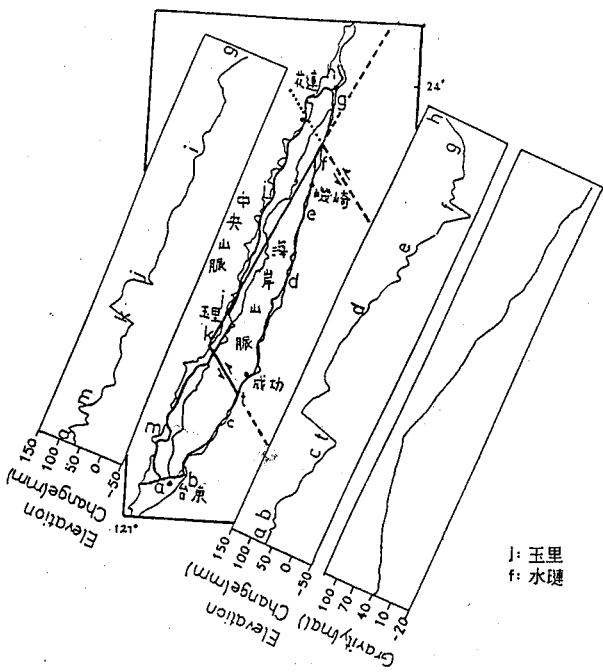
圖三 根據臺灣地區規模等於或大於 4 之地震震央分佈所繪之臺灣東部海岸線附近鋸齒形狀之菲律賓海板塊西邊邊界(Wang,1988)。

Figure 3. Seismicity for earthquakes with magnitudes equal to or greater than 4 in the Taiwan region during 1973–1985 and proposed line segments dividing areas of different densities of epicenter. These proposed line segments suggest that the boundary between the Eurasian and Philippine sea plates may be of a See-Saw form (Wang, 1988).



圖四 臺灣東部海岸線附近之菲律賓海板塊西緣因與臺灣島斜向碰撞而造成之西北向錯動和東北向俯衝之模式圖。北20度東走向之直線為菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊互相滑動之邊界。本模式可用以解釋臺灣東部海岸附近之菲律賓海板塊西邊邊界之鋸齒形狀之成因。(王正松和吳逸民, 1991)。

Figure 4. A model showing the left-lateral faulting in the NW-SE direction and underthrusting to the north at the edge of Philippine Sea plate near eastern Taiwan caused by the oblique collision of the Philippine Sea plate to the Taiwan island. The straight line in the NNE-SSW direction represents the Taitung Longitudinal Valley Fault in eastern Taiwan. This model can interpret how the See-Saw pattern of the western boundary of the Phillipine Sea plate is developed.



圖五 臺灣東部海岸山脈東側測線和臺東縱谷測線之地表上升量剖面（取自Liu and Yu, 1990）、沿海岸山脈東側測線之布蓋重力異常值剖面（自Hu and Chen, 1986, 之布蓋重力異常等值線圖讀值繪製而成）及王正松和吳逸民（1991）所判定之菲律賓海板塊西邊邊界。

Figure 5. Profiles of elevation changes along Longitudinal Valley and the eastern side of Coastal Range (from Liu and Yu, 1990), Bouguer anomaly along the eastern side of Coastal Range (based on data which are read from the contour map of Bouguer anomaly published by Hu and Chen, 1986), and the segments of western boundary of the Philippine Sea plate proposed by Wang and Wu (1991, in Chinese).

中央山脈東側地表上升速率相當均勻，而富里至玉里間之地段因上升速率高很多，應屬海岸山脈

之一部份；(3)在海岸山脈東側測線上，地表上升量變化的特殊型態，可視為菲律賓海板塊西緣之特殊構造所造成之結果，其中t點至f點間地表上升量逐漸下降之型態與重力測量之結果(Hu and Chen, 1986)相類似（圖五）。我們根據地表上升量之分佈特性可以劃兩條如圖四所示之直線，即t k線（東河—富里線）和j f線（玉里—水璣線）。此兩線代表菲律賓海板塊西邊邊界在地表之一部份，其中t k線為Wang (1988)所提出之菲律賓海板塊西北部水平彎曲模式中，在板塊西緣所造成的左移錯動位置之一。圖五中，在花蓮南方亦繪有一左移錯動，此錯動直接取自Wang (1988)，因為此錯動位置僅由地震疏密對比決定，其位置仍待進一步詳細判定或印證。

圖六顯示1972年瑞穗地震及其餘震之震央分佈與上述板塊邊界之關係。由圖六可知，瑞穗地震及其餘震主要發生於上述玉里—水璣線上，有一部份餘震發生於花蓮南方東南—西北向之左移錯動附近。換言之，瑞穗地震及其餘震與菲律賓海板塊和歐亞大陸板塊之邊界有關。

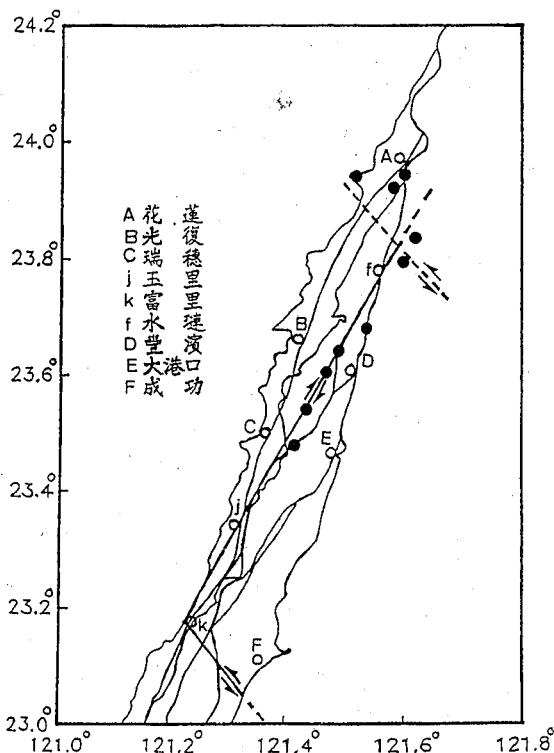
瑞穗地區之地震時空分佈

由上節之討論我們知道，1972年瑞穗地震及其餘震發生於菲律賓海板塊西邊邊界上或西邊邊界附近。在此我們所說的板塊邊界不是位置不確定之概括性邊界，而是寬度或位置不確定性在幾公里內之詳細邊界。因此，此類邊界特性之研究對於地震發生機制及地震預測之研究必有助益。

為了瞭解1972年瑞穗地震及其餘震沿板塊邊界所釋放之能量對於其後地震發生型態之影響，我們自ISC (International Seismological Centre) 發表的地震中選取1973至1986年期間發生於北緯23度15分至23度50分、東經121度15分至121度40分的範圍內之地震，以聯合震源定位法(JHD: Joint Hypocenter Determination)重新定位（定位之細節請參考1991年吳逸民之碩士論文），以求得各地震間較確定之相對位置。這些地震之近震規模M（鄭世楠和葉永田，1989）都在4以上。

經過JHD重新定位後之此二十九個地震之震央分佈如圖七。這些地震之分佈大體而言相當均勻

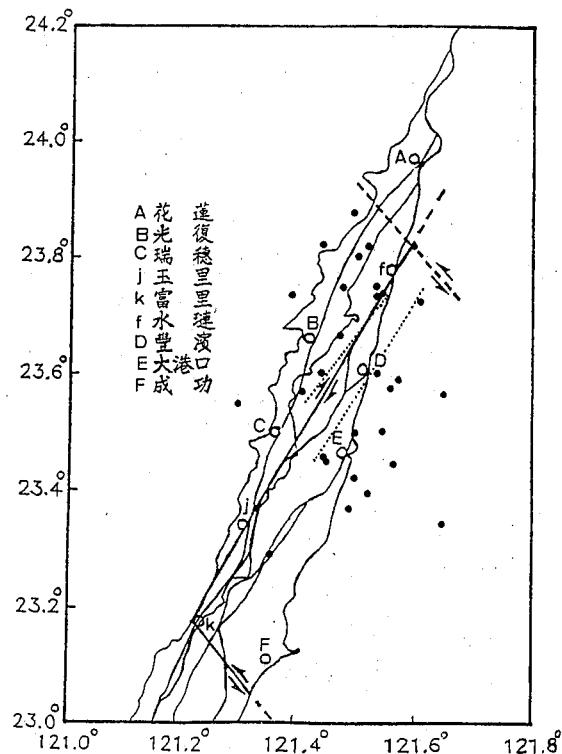
，但是沿玉里—水璉線（jf線）之板塊邊界有一明顯之地震空白帶（即無較大地震分佈之地帶，如兩點線之間所示地帶）。圖八為Chiang et al. (1986)以聯合震源定位法重新定位之1972年瑞穗地震及其餘震之震央分佈與我們重新定位之1973—1986年間二十九個地震之震央分佈比較圖。由圖八可知，1972年之瑞穗地震及其餘震發生於1973～1986年期間之地震空白區。換言之，1972年瑞穗地



圖六 Chiang et al. (1986) 以聯合震源定位法所定位之1972年瑞穗地震及其餘震之震央與王正松和吳逸民（1991）所判定之玉里—水璉線（菲律賓海板塊西邊邊界之一部份）之位置比較圖。

Figure 6. Comparison of epicenters determined by Chiang et al. (1986) using the JHD method and the segment of western boundary of the Philippine Sea plate proposed by Wang and Wu (1991, in Chinese).

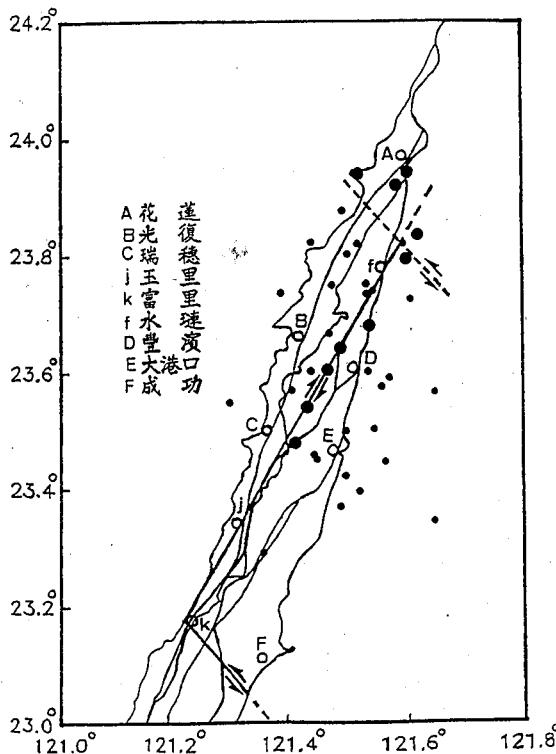
震及其餘震發生後，其發生之位置至1986年未有規模 $M \geq 4$ 之地震發生，而其周圍則仍繼續發生地震。根據此一地震之時空分佈，我們有兩個重要之結論：(1) 瑞穗地震及其餘震發生在菲律賓海板塊西邊邊界之玉里—水璉線上，其發生為菲律賓



圖七 以聯合震源定位法所定位之1973至1986年發生於玉里—水璉線附近之地震震央分佈圖。兩點線間之位置為沿玉里—水璉線之地震空白帶。

Figure 7. Comparison of the segment of western boundary of the Philippine Sea plate proposed by Wang and Wu (1991, in Chinese) and epicenters determined in this paper by the JHD method for earthquakes which occurred near this boundary in the period from 1973 to 1986. It should be noticed that in the immediate vicinity of this boundary segment earthquakes did not occur during the period from 1973 to 1986.

海板塊與歐亞大陸板塊沿玉里一水璉線相對運動之結果。(2)沿玉里一水璉線地震之發生是間歇性的，沿此線自1972年瑞穗地震及其餘震發生至今仍未有 $M \geq 4$ 之地震發生，因此未來有發生較大地震之潛能。



圖八 Chiang et al. (1986) 所定位之瑞穗地震及其餘震之震央與本研究所定位之1973至1986年發生於玉里－水璉線附近之地震震央比較圖。

Figure 8. Comparison of the segment of western boundary of the Philippine Sea plate proposed by Wang and Wu (1991, in Chinese), the epicenters of Juisui Earthquakes and its aftershocks determined by Chiang et al. (1986) using the JHD method, and the epicenters determined in this paper by the JHD method for earthquakes which occurred in the period from 1973 to 1986.

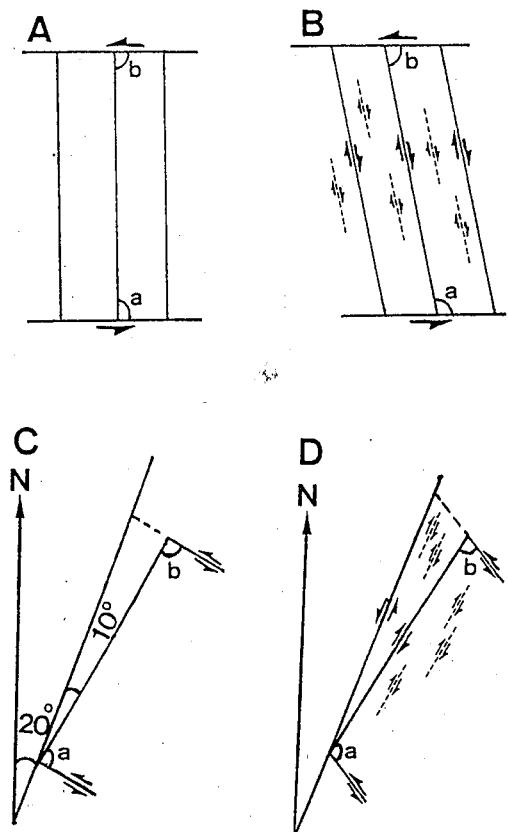
瑞穗地震之機制模式

由上節之討論可知，瑞穗地震及其餘震（圖一）與玉里一水璉線有關（圖五），因這些地震之震央主要沿玉里一水璉線分佈。玉里一水璉線代表菲律賓海板塊在地表之西邊邊界。因菲律賓海板塊向西北運動，此邊界主要受西北—東南向之壓力，與圖一中瑞穗地震及其餘震之震源機制解所得之主應力軸方向相吻合。

然而，圖一中各震源機制解中亦有一目前尚未解釋之特性。圖一之各震源機制解代表之斷層在地表都顯示有一水平移動之分量。如果我們取走NNE—SSW之斷層面為共同之斷層面解，則此斷層面向東傾斜而在地表之斷層屬右移型態。右移斷層之存在目前文獻中仍未有適當之解釋。因此，特於本節以簡單之模式說明其成因。為了容易瞭解，我們僅考慮二維空間之模式。

圖九A和B表示一個受左移剪力偶作用之地塊，北側受左向之剪應力，南側則受右向之剪應力。如果此地塊原先即存在破裂線（如圖九A中之三條南北向平行直線所表示），則在這一力偶的作用下，此地塊因受反時鐘方向之扭力發生變形而沿著原有的破裂線產生右移斷層（如圖九B所示）。破裂線附近亦會受相同機制而發生同類型之斷層。

圖九C和D將圖九A和B所闡述之地塊中存在右移斷層之機制應用於說明臺灣東部瑞穗地震及其餘震之成因。臺東縱谷（走向為N20°E）代表菲律賓海板塊和歐亞大陸板塊相互滑動之邊界，為左移斷層。根據王正松和吳逸民（1991）及Wang (1988)，左移之臺東縱谷斷層乃菲律賓海板塊斜向碰撞臺灣島而相對於臺灣島向北滑動之結果，此斜向碰撞亦造成臺東縱谷以東之菲律賓海板塊水平彎曲之現象（圖四）。由於此水平彎曲造成菲律賓海板塊西邊邊界受幾個東南—西北向之左移斷層所錯動而形成鋸齒形狀（圖三和圖四）。圖五中之玉里一水璉線（走向為N30°E）為此鋸齒形邊界之一部份，亦為一已存在之斷層（或破裂線）。此邊界受南、北兩個東南—西北向左移錯動摩擦力之影響而使角a逐漸變大而角



圖九 在左移剪力偶作用下之地塊變形之模式。本模式可用以說明為何1972年瑞穗地震及其餘之震源機制解中NNE-SSW走向之斷層面解所代表之斷層有水平之右移分量

Figure 9. A model for fracture patterns in blocks of crust deformed under the stress caused by an external left-lateral couple of forces. This model can be used to interpret the right-lateral component of the NNE-SSW striking faulting shown in the focal mechanisms of Juisui Earthquake and its aftershocks which occurred in 1972.

b逐漸變小。因此，此邊界附近地塊受反時鐘方向之扭力。就如同圖九B一樣，此扭力和地塊變形造成沿玉里一水璉線之右移斷層及其附近地區同類型破裂。

總之，由圖九C和D可知，雖然臺東縱谷斷層為左移形態，其東方地塊上之斷層卻為右移形態，此乃菲律賓海板塊與臺灣島斜向碰撞造成菲律賓海板塊西緣地帶水平彎曲現象所致。

結論

臺灣東部地區頻繁之地震，大體而言是由菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊在臺灣東部地區強烈且複雜之相互作用造成的。為了瞭解地震之詳細成因以為未來地震預測之基礎，我們有必要在有災害性地震發生之地區分區詳細研究上述海洋和大陸板塊複雜之相互作用。

Wang (1988) 曾提出菲律賓海板塊西邊邊界在臺灣東部地區呈鋸齒形狀（圖三），其原因为此邊界被菲律賓海板塊西緣部份之水平彎曲造成之東南—西北向左移斷層所錯動（圖四）。王正松和吳逸民（1991）根據Liu and Yu (1990) 在臺灣東部所測量之地表鉛垂上升速率及Hu and Chen (1986) 之重力異常分佈而判定玉里一水璉線（圖五之j f線）為菲律賓海板塊西邊邊界之一部份。本文之目的即在探討此一板塊邊界與1972年瑞穗地震及其餘震之關係。

Chiang et al. (1986) 根據ISC (International Seismological Centre) 之數據以聯合震源定位法 (Joint Hypocenter Determination, 簡稱JHD) 重新為1972年瑞穗地震及其餘震定位，並求取其震源機制解（圖一）。其所定瑞穗地震及其餘震之震央主要沿玉里一水璉線分佈（圖六），因此這些地震必與玉里一水璉線有所關連。我們以聯合震源定位法重新定1973至1986年間發生於玉里一水璉線附近且近震規模M大於或等於4之地震之震源位置，所求得之地震震央如圖七所示。這些地震之分佈大體上相當均勻，但沿玉里一水璉線有一地震空白區（即自1973年至1986年期間無規模 $M \geq 4$ 之地震發生的地帶）。而1972年之瑞穗地震及其大部份餘震即發生於此地震空白帶內。換言

之，沿玉里—水璉線之地震發生為間歇性，而自1972年瑞穗地震及其餘震發生至今仍未有規模 $M \geq 4$ 之地震發生在此線上，因此沿此線在未來仍有發生破壞性地震之潛力。

由Chiang et al. (1986) 所求得的瑞穗地震及其餘震之震源機制解（圖一）可知，所有震源機制解為逆衝型態（thrust type），其主應力軸為東南—西北向。因為菲律賓海板塊向西北衝撞臺灣島，此逆衝型態之震源機制解不難瞭解。然而，圖一中之各震源機制解所代表之斷層在地表都有水平移動之分量。其兩個斷層面解中有一個斷

層面解之走向與玉里—水璉線之方向相同。我們若取此走向為NNE—SSW之斷層面解為共同之斷層面解，則此斷層為右移型態。右移斷層之存在目前在文獻中仍未有適當之解釋，因此本文乃根據Wang (1988) 所提出之菲律賓海板塊西緣在臺灣地區之水平彎曲所造成之應力，提出一個二度空間之模式解釋瑞穗地震及其餘震之機制。根據此模式，雖然菲律賓海板塊沿左移之臺東縱谷斷層相對於歐亞大陸板塊向北滑動，臺東縱谷斷層以東之地塊中仍可存在右移之斷層。

A STUDY OF THE TECTONIC CAUSE OF 1972 JUISUI EARTHQUAKE IN EASTERN TAIWAN

Cheng-sung Wang, Yu-min Wu, Chi-fong Chang and Allen T. Chen

*Department of Oceanography
National Taiwan Ocean University*

Yue-long Liu and Wen-feng Chien
*Seismological Observation Center
Central Weather Bureau*

ABSTRACT

The frequent seismic activity in the eastern Taiwan region is attributable to the intense and complicated interaction between the Eurasian and Philippine Sea Plates near Taiwan. So far, the understanding of this complicated interaction is still rather limited, and local intensive geophysical and seismological studies in the seismologically active areas are necessary and desired for understanding details of the interaction and causes of earthquakes. In this paper, geological, geodetic and seismological data are used to elucidate the theory that 1972 Juisui Earthquake and its aftershocks which occurred in the central part of eastern Taiwan are on the boundary between the Eurasian and Philippine Sea Plates, and a model is presented for mechanism of earthquakes occurring in the vicinity of this boundary as the cause of Juisiu earthquake and its aftershocks.

Keywords: Juisui Earthquake, Tectonic Cause, Seismological and Geophysical Data.

中央氣象局地震監測網資料對台灣地震活動的研究

辛 在 勤

中央氣象局地震測報中心主任

摘要

中央氣象局地震監測網即將有40個即時地震觀測站，與中央研究院地球科學研究所地震網連線後有65個觀測站，形成一個台灣地區完整之地震監測系統，負責台灣地區地震監測與地震資料之蒐集，除了能快速發布地震消息外，並將著力提昇地震研究水準。地震網於1991年四月正式啓用至今已逾一年，由於地震測站密度較大，且採用較精密的儀器，故相對地提高了地震偵測的功能，從過去一年所蒐集的地震資料裡發現了許多有趣的現象，值得地震學者深入探討。

東北部菲律賓海板塊的隱沒帶以 $40^{\circ} - 50^{\circ}$ 向北隱沒於歐亞大陸之下，而且有向東傾斜的趨向（約 5° ），而在隱沒帶前端，即發生在較深的地震其波傳在台灣東西兩邊的效應卻有極為顯著的不同。分析較長震央距離的走時曲線可發現中央山脈東西兩方的測站呈現不同的殘餘走時量，顯示西邊構造速度確比東邊慢。另外比較1990年與1991年的地震分佈，在台南佳里地區發現了一獨立震區，該區亦是1991年三月十二日佳里地震發生的地區。

一、前 言

中央氣象局在台灣地區的地震監測作業，可追溯至1897年12月於台北安裝第一部地震儀，迄今已有95年之歷史。至1968年在中央氣象局所屬測站設立了17個地震站（鞍部、台北、新竹、台中、嘉義、阿里山、澎湖、玉山、台南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮、成功、台東、大武與蘭嶼），其中鞍部（ANP）為WWSSN測站外，其餘測站之儀器大部份為機械式之W式地震儀，小部份為電磁式之VI或VD地震儀，記錄方式皆為類比地震紀錄，再由人工判讀定位。於1982年更新儀器為半自動作業方式，測站有S-13短週期地震感應器外接MCR-600微處理機，作訊號判讀，如為可能之地震訊號則經判讀後，有關初動訊號之資料經由電話線傳回中心（台北），由電腦（VAX750和MCRVAX II）蒐集測站資料，經研判後作即時定位處理，再發布地震消息供民衆參考，在MCR-600內同時將地震紀錄數位化後，儲存於卡帶內，定

時郵寄回中心。經電腦回錄後，再作地震定位之修正作業，由於電話線路及各站之對時未能同步，造成地震定位相當大之誤差。

在1986年兩次花蓮地震後，引起民衆及政府單位對地震之重視，中央氣象局遂提出「加強地震測報建立地震觀測網計畫」於1988年奉准執行，並將原負責地震測報之地球物理科擴編為地震測報中心，更新原地震監測儀器及作業方式，增加地震觀測站，並把地震訊號傳回中心，同步處理。該網質量均大幅提昇後，足堪負責全台灣地區地震活動監測作業。

二、地震監測網概況

中央氣象局執行「加強地震測報建立地震觀測網計畫」，在台灣地區建立一完整地震監測網，採用即時自動定位系統，在增加地震測站方面為：原有18個地震站，78年度增加了10個地震監測站（獅頭山、四湖、大城、佳里、甲仙、九如、金洋、牛鬥、西林及紅葉），並與中央研究院地

球科學研究所遙記測震網連線。在79年度增加9個地震監測站（合歡山、三光、桃源、大埔、三地、龜山島、古坑、三義及名聞）以及台南、嘉義、恆春三個深井地震測站。80年度完成三個地震監測站（春日、丹大、和中）及高雄、台中、花蓮三個深井站。至80年度終了時，本局已有40個即時地震監測站及地球科學研究所之遙記式地震監測網25個站，中央大學1個站，全部納入即時定位系統（圖一）另外還有金門、馬祖2站，1個國際站（鞍部）及6個深井站。鑑於台灣嘉南地區具有甚高的災害地震發生潛能，於81年度由中央氣象局、國立中正大學和中研院地球所合作在嘉南地區規劃一個區域性地震網含八個地震測站，由國立中正大學負責觀測作業並將即時資料傳送至中央氣象局地震測報中心，屆時地震監測工作將嚴密的涵蓋台灣地區，包括了整體性和區域性。

本局40個即時監測站儀器皆為三向短週期地震儀（垂直、東西和南北，S-13），訊號在當地數位化後利用數據專線（4800BPS）傳回中心，由電腦（VAX6510）判讀相位，地震研判與地震定位，及訊號儲存，至於中央研究院地球科學研究所地震網之地震訊號採類比傳輸，訊號直接由中央研究院地球科學研究所傳至中心數位化後，再進入電腦與本局之地震訊號結合以供作業（圖二），所有即時訊號亦可顯示在多頻道類比記錄器上。

地震儀器的功能，除了儀器參數（濾波參數、放大倍率）須適時適地予以調整外，更必須定期作維修及校驗，因此中央氣象局地震網之地震站每三個月作一次巡迴定期維護，並每年作一次儀器校驗，亦即儀器響應的校驗，在第一次校驗時以單頻電流驅動感應器的重錘，由輸出訊號計算在各種頻率的反應曲線。由於測站背景雜訊的因素，在頻率大於20Hz以上時，輸出訊號內的雜訊已佔了過高的比率，因此往往高估其反應值，且在頻率大於25Hz已無法有效驅動重錘，因此用外挿方式求得其反應線（圖三，圓點為各頻率的反應值，曲線一為圓點的連接曲線）。顯而易見在高頻處，曲線斜率在對數座標上只有-1，甚為不合理，因根據儀器設計原理，在高頻處有低通濾波器（Low pass filter）和反映頻器（

anti-aliasing filter）其斜率應小於-4。有鑑於此在第二次校驗時改採重錘釋放技術（Seismometer mass release），並輔以1Hz電流驅動重錘的反應以調整反應曲線的歸一化數值，圖三之曲線二即為此技術之結果，高頻率處之反應值走勢並不滑順皆因取樣偏差所造成，但已有明顯的改進，而在低頻處（小於0.5Hz）有向上偏之走勢是因傅氏轉換及除以 $2\pi f$ 之關係。表一為中央氣象局地震站的基本資料包含其位置經緯度及儀器反應曲線之倍率值（相對於規一化曲線如圖三）。

40個即時監測站中有6處（台中、嘉義、永康、高雄、恆春和花蓮）採用深井地震儀，其儀器反應曲線與其他測站雷同，放置深度在150公尺—200公尺之間，以嘉義測站為例，比較同一時間地表儀器與深井儀器所蒐集背景雜訊之比值（圖四）發現三個方向的比值（V, EW, NS），在1Hz至15Hz之間有20dB之增益。

地震規模的計算，由於中央氣象局地震站皆有三向地震紀錄，因此以模擬伍德－安德森地震紀錄來求取區域地震規模，首先將短週期地震紀錄在頻率域內除去儀器效應，並加上伍德－安德森儀器之儀器效應，再回到時間域內求取水平向之最大向量值，利用芮氏（1935）的公式計算，雖然 $\log A_0$ 可能會有此偏差，但從歐與葉（1982）的探討中發現其誤差經平均後可能只在0.1—0.2之間，至於更合於台灣地區的區域規模計算公式，將由作者在國科會專題計畫下做更深入的探討。

除了即時地震監測網外，本局尚有一組分布全省之強震監測網，在各地震測站設置一啓動式強震儀（A800, Teledyne）可與中心以撥接方式（dial-up）連線，透過dial-up電話線，中心站亦可測試測站之強震儀加以校驗（Calibration），讀取強地動資料之最大地動加速度（PGA），與強地動資料之傳輸，綜合以上所述，中央氣象局測站之儀器設備及功能當可謂標準區域性地震測站。

三、地震分佈

為了避免大地震及其跟隨的餘震造成分析上的不平等，本研究取用1990和1991年在四月至九月間的地震分佈（分別表示於圖五(a)和(b)），比較

兩圖可發現下列有趣現象：

- (1)一般而言1991年的地震其規模較小於1990年的地震規模，顯示以往所計算之地震規模有偏大的趨勢。
- (2)1991年的地震在台東附近有一南北走向的分佈，在1990年並不明顯。
- (3)中央氣象局新地震網偵測更多在台灣南端的地震。
- (4)台中外海的地震在1990年較偏北，而在1991年則較偏南。
- (5)台南—佳里外海的地震分佈是1990年所未見，此一新發現的震區，並非意謂一新的震區，可能是新地震網在嘉南地區有較密集的地震網之故，而此震區亦正是1991年三月十二日地震發生的地方。而1975年曾文溪口的群震則在其南方。

由於地震網使用三向量地震儀器，且地震站密度增高，因此地震定位品質相對提高，值得對東北部隱沒帶型態重新探討。將1991年四月至十二月的地震繪於圖六(a)，並將東北部劃分成四個區域(A, B, C, D)，並繪出其南北走向的地震分佈剖面圖於圖的右方，明顯的可看出隱沒帶從北緯 24° 起向北隱沒至北緯 25.5° ，深度可達200公里，另一有趣現象，從A至B即西向東可發現隱沒帶有趨於更深的走勢，在區域D雖然地震較少但與A之剖面比較，則此現象更為明顯，深入探討此現象，利用同一組資料繪出南向北的剖面(圖六(b))可發現隱沒帶有從西向東傾斜的趨勢，尤其是區域B之剖面，區域C之剖面亦有相同現象，只是因隱沒的關係而較深而已。

發生在隱沒帶內的深層地震，其波傳效應在東西測站所造成的差異是另一個有趣的發現，以1992年元月九日11時06分的地震為例，該地震的震央位置為北緯 24.82° 東經 121.58° ，規模4.3，震源深度84.7公里，剛好位於隱沒帶內，圖七(a)和圖七(b)分別為以中央山脈為界線西邊測站和東邊測站所得到的地震紀錄，圖七(a)的地震紀錄顯示此地震屬一稍深的型態，有非常明顯P波初達振幅，甚至在180公里外的CHY站之地震紀錄中亦可發現，圖中曲線為走時，而圖七(b)中該明顯P波振幅

則在初達波之後。如將圖七(a)曲線繪於圖七(b)內，可發現如圖九測站的初達波在圖七(b)相同震央距離處仍有一振幅明顯的波相到達，而在其前卻有傳遞更快的波群早先到達測站，尤其在震央距離大於30公里之測站。比較東西兩邊測站的震波走時於圖八(a)和圖八(b)，圖中曲線由下至上分別為震源深度20公里、40公里、60公里、80公里的理論震波走時曲線，可見東西邊的測站走時(圖八(a))尚稱吻合，而東邊測站的震波走時則有明顯早到現象，其差距可達3秒，如此的差距不可能以海板塊較陸板塊有較快的波速構造來解釋，較合理的解釋應是東邊測站的初達波是沿著隱沒帶(海洋板塊)傳遞的波群，有異於平面速度構造的初達波。以同在震央距離為80公里的東西兩測站EHC和HSN兩地震紀錄(圖九(a)和圖九(b))，東邊測站早到的波群在垂直向較為明顯，而P波至S波間的各種波相，在垂直和水平向也呈現截然不同的現象，顯示構造所造成的效應是一有趣的問題，諸如此類的發現實值得作更深入的探討。

四、走時分析

台灣地區幅地較小，但恰位於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊之撞擊處，由於板塊運動，台灣的地體構造及地質構造異常複雜，致使地震學者在解釋地震紀錄時較為困難。但另一方面，地震紀錄中卻隱含了更多來自構造的波傳效應，這些訊息皆有助於解釋其構造特性。

本研究以發生於台灣地區四個角落的地震，分析其走時與速度構造的關係，由於探討的方針是速度構造的定性差異，選擇的地震須符合下列三條件：

- (1)地震規模較大，足以使250公里外之測站能有明顯的初達波。
- (2)至少須有20個地震站能夠挑出P波。
- (3)震源深度皆須小於10公里。

經過詳細的過濾資料，只有東北方和東南方有足夠的紀錄供使用，圖十(a)是此次分析在東北方之地震分佈，其走時曲線在圖十(b)，圓形符號為西方測站之走時，三角形為東方測站走時，直線則為震源深度五公里的理論走時，在震央距離

小於150公里之所有走時與理論值甚為吻合，大於該距離為東邊測站比西邊測站有非常明顯早到走時，分析其地震紀錄並無早到波群如上節之現象。顯示台灣地區在東南方菲律賓海板塊內有較快的速度構造，圖十一(a)和圖十一(b)則為東南方地震之走時分析圖，100公里內觀測值與理論值仍非常吻合，大於100公里後資料較零散，但在200公里以內，可看出東邊測站仍有較早的初達波，在200公里外，則圓形與三角形交雜在一起，乃因為所有測站都在歐亞大陸板塊內之故。另外選一發生在西南的地震（圖十二(a)），符合前兩項要求，唯深度在52公里，圖十二(b)為該地震之走時曲線，其觀測值與理論值甚為吻合，看不出有明顯的走時差異。

五、結論

中央氣象局地震網自1991年四月正式啓用後，為了能維持其正常的運作，定期的維護及檢驗，皆已漸漸的步上正途，本於開放的原則，也希望有興趣地震觀測研究的學者能善加利用。

蒐集了一年的地震資料，經過初步分析發現了許多有趣現象，諸如隱沒帶的傾斜、新震區的發現、東西邊速度構造的差異，在以往或許會因資料的限制無法進一步探討，但中央氣象局地震網採用三向量地震儀器，地震資料品質不但適當的提昇，也相對的更為詳實，許多台灣地震活動的探討確是開始進行的好時機。

SOME IMPLICATIONS OF TAIWAN TECTONIC FEATURES FROM THE DATA COLLECTED BY THE CENTRAL WEATHER BUREAU SEISMIC NETWORK

Tzay-Chyn Shin
Central Weather Bureau

ABSTRACT

Taiwan is located on the circum-pacific Seismic belt. From the historical records, the island was frequently struck by large earthquakes and caused catastrophes. The Central Weather Bureau is responsible for the monitoring of earthquakes. To improve the function of seismic network, the CWB has upgraded the network to be a real time system including 40 stations of CWBSN and 25 stations of TTSN. The new digital seismic network started operating in April, 1991. Based on the earthquake information collected in the past years, some interesting phenomena have been found: (1) The Phillipine sea plate is defined to be subducting down under the Eurasia continental plate from 23.5° latitude northward dipping with an angle of around $40^{\circ} - 50^{\circ}$, and, tilting eastward with an angle of around 5° . (2) The travel time residues of stations in the west and east parts of the Central Mountain Range reveal an obvious and systematical variation respectively. (3) A new seismic zone is found in westsouthern Taiwan where is considered to be a potential area of damaged earthquake. The earthquake of March 12, 1991 (ML = 5.7) was located in this area with minor damage.

表一 中央氣象局地震網測站基本資料

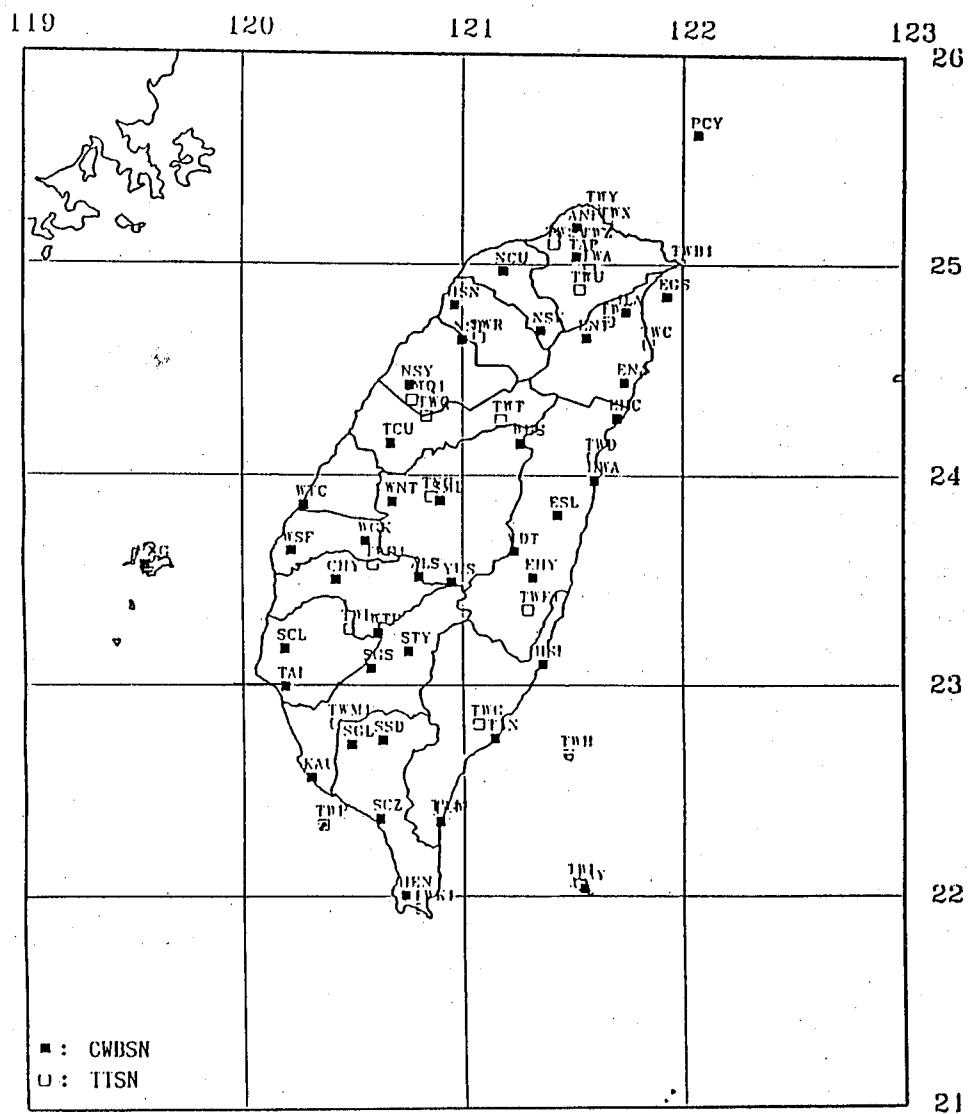
CODE	STATION	LATITUDE	LONGITUDE	ELEVA.(M)	GAIN(Count/mμ)	Instrument	Type
TAP	台 北	25.0393°	121.5060°	5.521	0.013	3	
HSN	新 竹	24.8022°	120.9696°	34.044	0.013	3	
TCU	台 中	24.1476°	120.6759°	84.040	0.044	3	
CHY	嘉 義	23.4977°	120.4245°	26.915	0.044	3	
ALS	阿 里 山	23.5104°	120.8051°	2413.312	0.208	3	
TAI	台 南	22.9952°	120.1970°	13.824	0.013	3	
PNG	澎 湖	23.5672°	119.5552°	10.678	0.052	3	
KAU	高 雄	22.5679°	120.3080°	2.264	0.022	3	
HEN	恆 春	22.0054°	120.7381°	22.111	0.089	3	
ILA	宜 蘭	24.7656°	121.7479°	7.213	0.013	3	
HWA	花 蓮	23.9770°	121.6050°	16.088	0.013	3	
CHK	成 功	23.0992°	121.3653°	33.507	0.013	3	
TTN	台 東	22.7540°	121.1466°	8.990	0.013	3	
TAW	大 武	22.3576°	120.8957°	8.053	0.013	3	
LAY	蘭 嶼	22.0387°	121.5506°	323.999	0.013	3	
NCU	中 大	24.9691°	121.1862°	133.538	0.013	3	
YUS	玉 山	23.4893°	120.9517°	3844.784	0.208	3	
PCY	彭 佳 嶼	25.6295°	122.0713°	101.655	0.013	3	
SML	日 月 潭	23.8830°	120.8999°	1014.783	0.416	3	
NST	獅 頭 山	24.6311°	121.0005°	164.312	0.013	3	
NSY	三 義	24.4162°	120.7607°	311.030	0.013	3	
NSK	三 光	24.6755°	121.3584°	682.284	0.013	3	

表一（續） 中央氣象局地震網測站基本資料

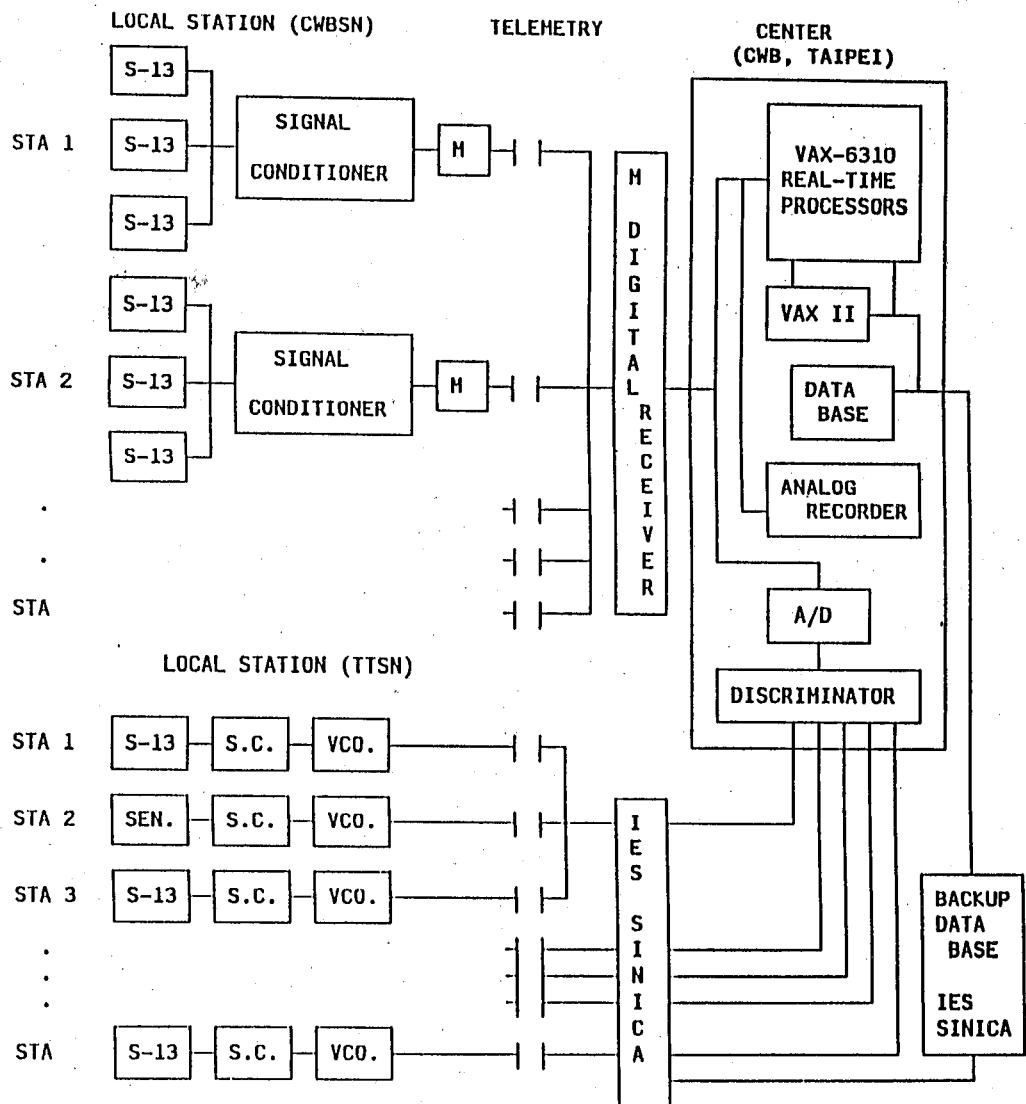
CODE	STATION	LATITUDE	LONGITUDE	ELEVA.(M)	GAIN(Count/m.μ)	Instrument	Type
WTC	大 城	23.8634°	120.2811°	4.183	0.013	3	
WSF	四 湖	23.6381°	120.2217°	5.912	0.013	3	
WTP	大 埔	23.2455°	120.6142°	560.277	0.026	3	
WHF	合 歡 山	24.1451°	121.2643°	3394.678	0.013	3	
WDT	丹 大	23.7555°	121.1328°	2549.673	0.013	3	
WNT	南 投	23.8784°	120.6843°	109.822	0.013	3	
WGK	古 坑	23.6862°	120.5622°	75.208	0.013	3	
SCL	佳 里	23.1752°	120.1936°	7.407	0.026	3	
SGS	甲 仙	23.0822°	120.5827°	277.544	0.104	3	
SGL	九 如	22.7252°	120.4908°	29.944	0.052	3	
SSD	三 地 門	22.7461°	120.6320°	148.263	0.013	3	
STY	桃 源	23.1625°	120.7574°	639.669	0.052	3	
SCZ	春 日	22.3721°	120.6202°	73.590	0.013	3	
EGS	龜 山 島	24.8448°	121.9333°	2.5	0.013	3	
ENT	牛 門	24.6395°	121.5654°	279.882	0.052	3	
ESL	西 林	23.8137°	121.4328°	177.757	0.104	3	
EHY	紅 葉	23.5056°	121.3218°	237.158	0.013	3	
ENA	南 澳	24.4279°	121.7407°	113.026	0.013	3	
EHC	和 中	24.2676°	121.7325°	10.939	0.013	3	
TWA	指 南 宮	24.9803°	121.5836°	260	0.74	1	
TWB1	三 貂 角	25.0083°	121.9883°	130	0.79	1	
TWC	蘇 澳	24.6091°	121.8488°	20	0.78	1	

表一(續) 中央氣象局地震網測站基本資料

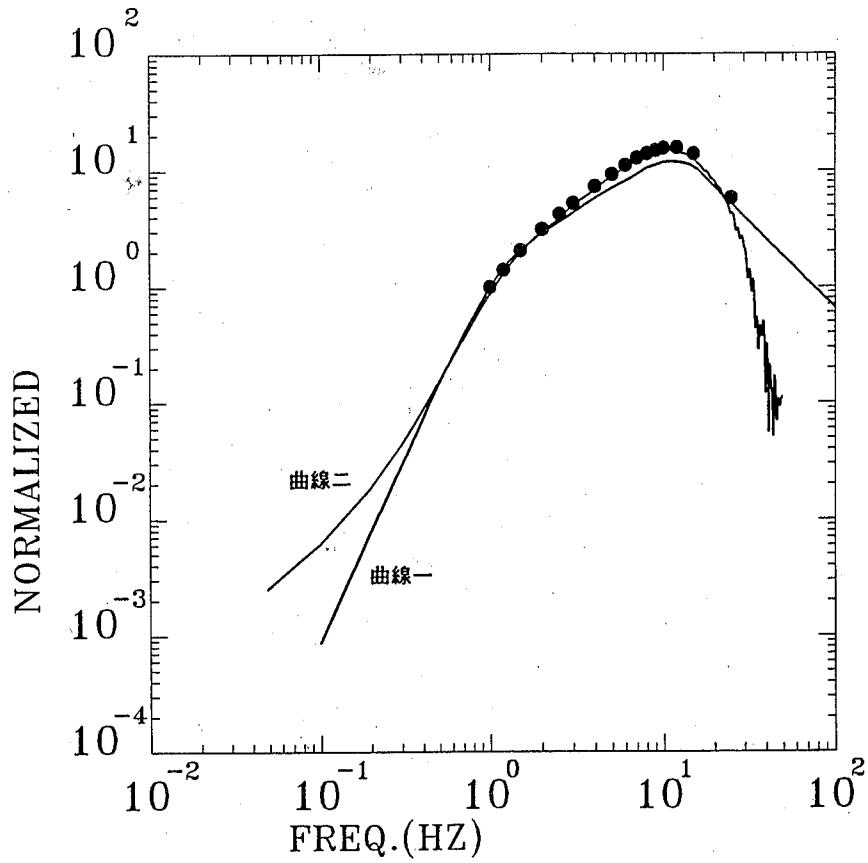
CODE	STATION	LATITUDE	LONGITUDE	ELEVA.(M)	GAIN(Count/mm μ)	Instrument	Type
TWD	花蓮	24.0800°	121.5955°	30	0.38	1	
TWE	內城	24.7211°	121.6670°	20	0.96	1	
TWF1	玉里	23.3521°	121.2970°	260	0.74	1	
TWG	台東	22.8206°	121.0716°	195	0.74	1	
TWH	綠島	22.6770°	121.4773°	50	0.48	2	
TWI	蘭嶼	22.0683°	121.5050°	20	0.23	2	
TWJ1	大武	22.3696°	120.8838°	150	0.23	2	
TWK1	恆春	21.9433°	120.8053°	90	0.47	1	
TWL	新營	23.2666	120.4880°	590	0.37	1	
TWM1	旗山	22.8233°	120.4226°	340	0.49	2	
TW01	梅山	23.5705°	120.5946°	231	0.91	2	
TWP	小琉球	22.3460°	120.3625°	80	0.23	2	
TWQ	東勢	24.2746°	120.8358°	443	0.55	1	
TWQ1	鯉魚潭	24.3482°	120.7733°	260	0.23	1	
TWR	竹東	24.6401°	121.0786°	760	0.77	1	
TWS1	觀音山	25.1008°	121.4177°	60	0.22	1	
TWT	達見	24.2533°	121.1758°	1510	0.74	1	
TWU	烏來	24.8775°	121.5336°	330	0.38	1	
TWX	國聖	25.1988°	121.6616°	40	0.45	2	
TWY	乾華	25.2758°	121.5996°	20	0.25	1	
TWZ	內湖	25.0970°	121.5790°	280	0.22	1	
TYC	魚池	23.9037°	120.8565°	635	0.74	1	



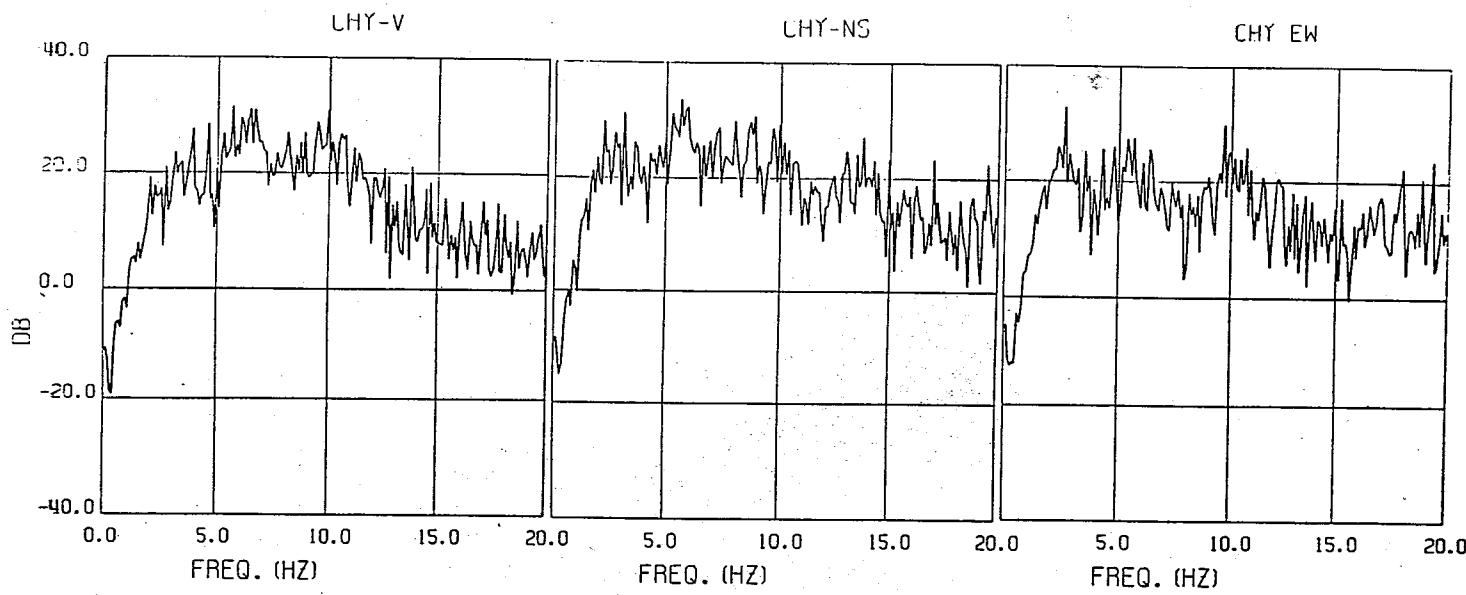
圖一、中央氣象局地震網測站分佈圖



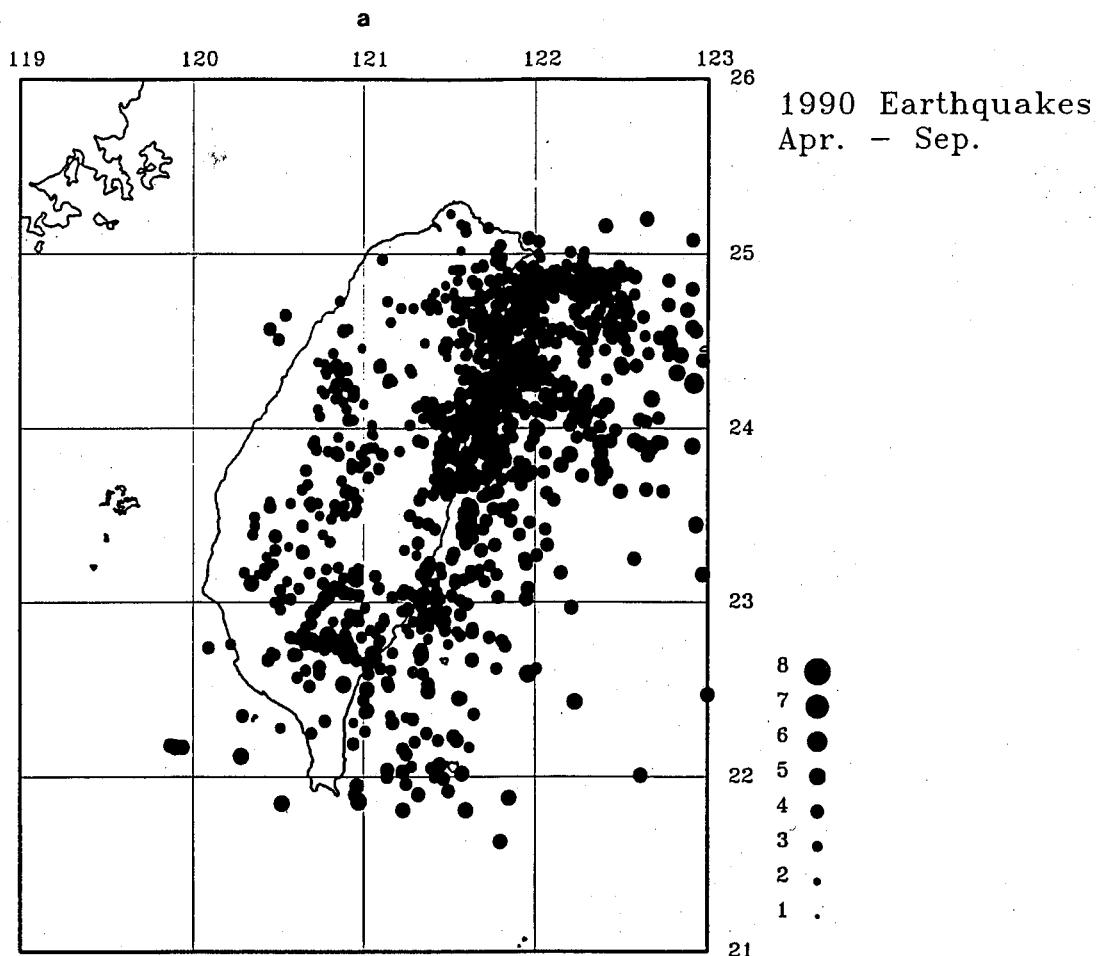
圖二、中央氣象局地震網系統圖



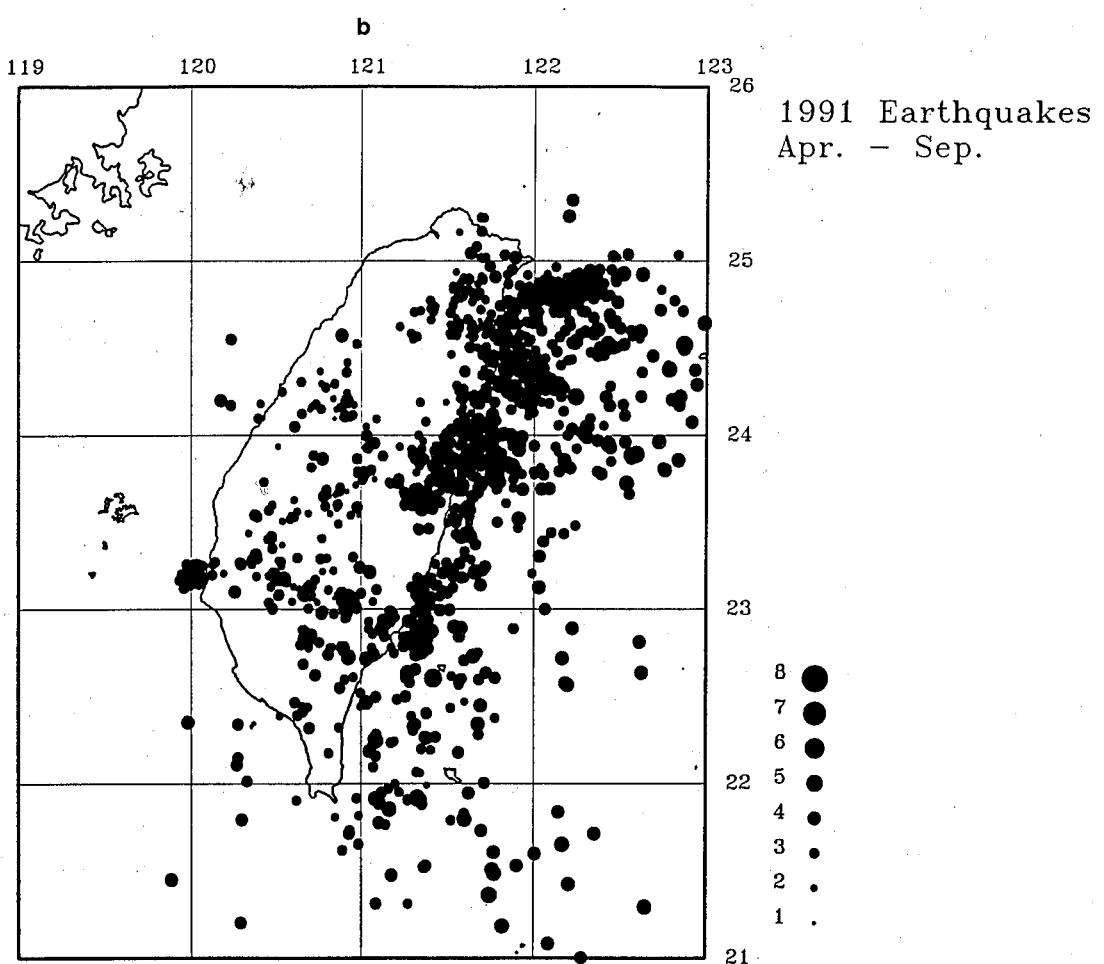
圖三、地震儀器響應曲線，圓點為電流驅動方式之反應值，曲線一為其連線，25Hz以上之反應曲線以外挿方式求得；曲線二為重錘釋放方式求得之曲線，較為合理。



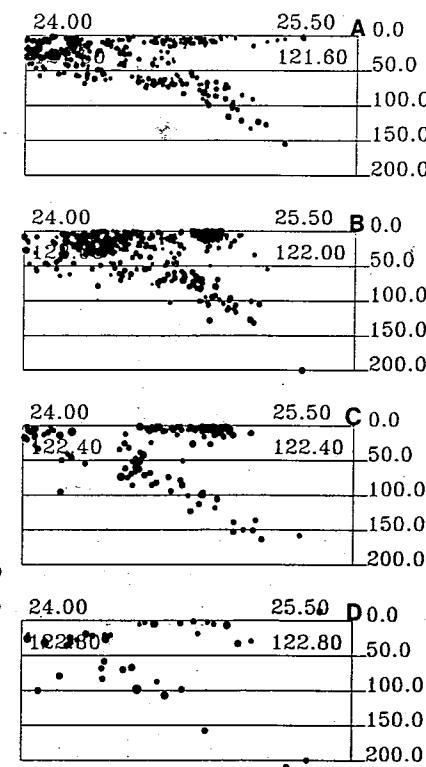
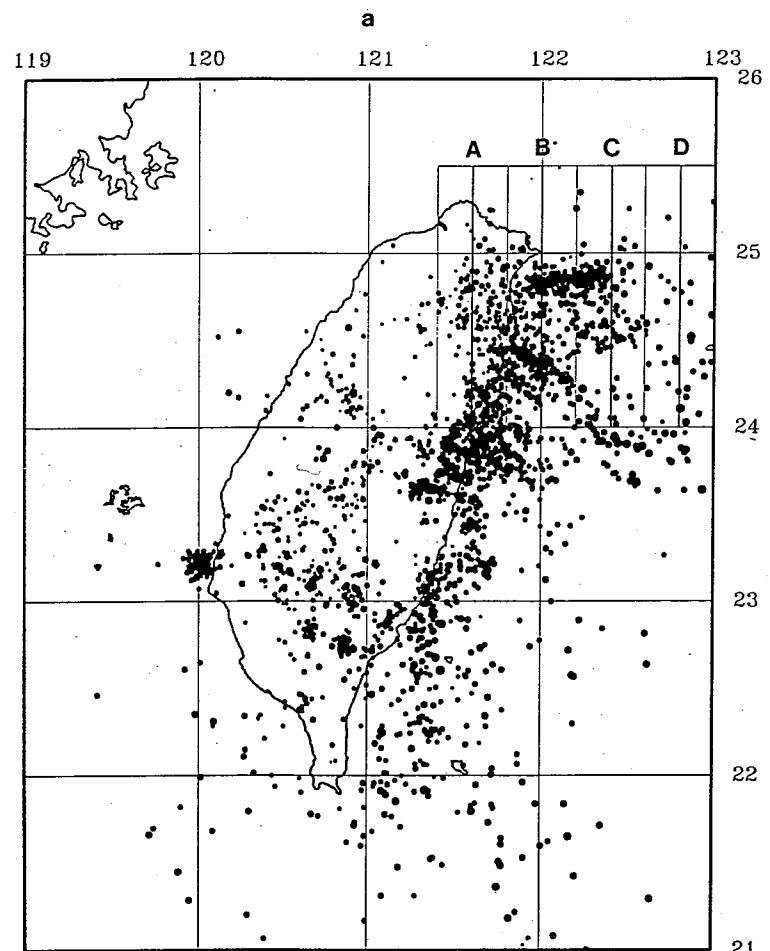
圖四、深井站，深井儀器與地表儀器相比，所得之增益曲線。



圖五(a)、1990年四月至九月之地震分佈。

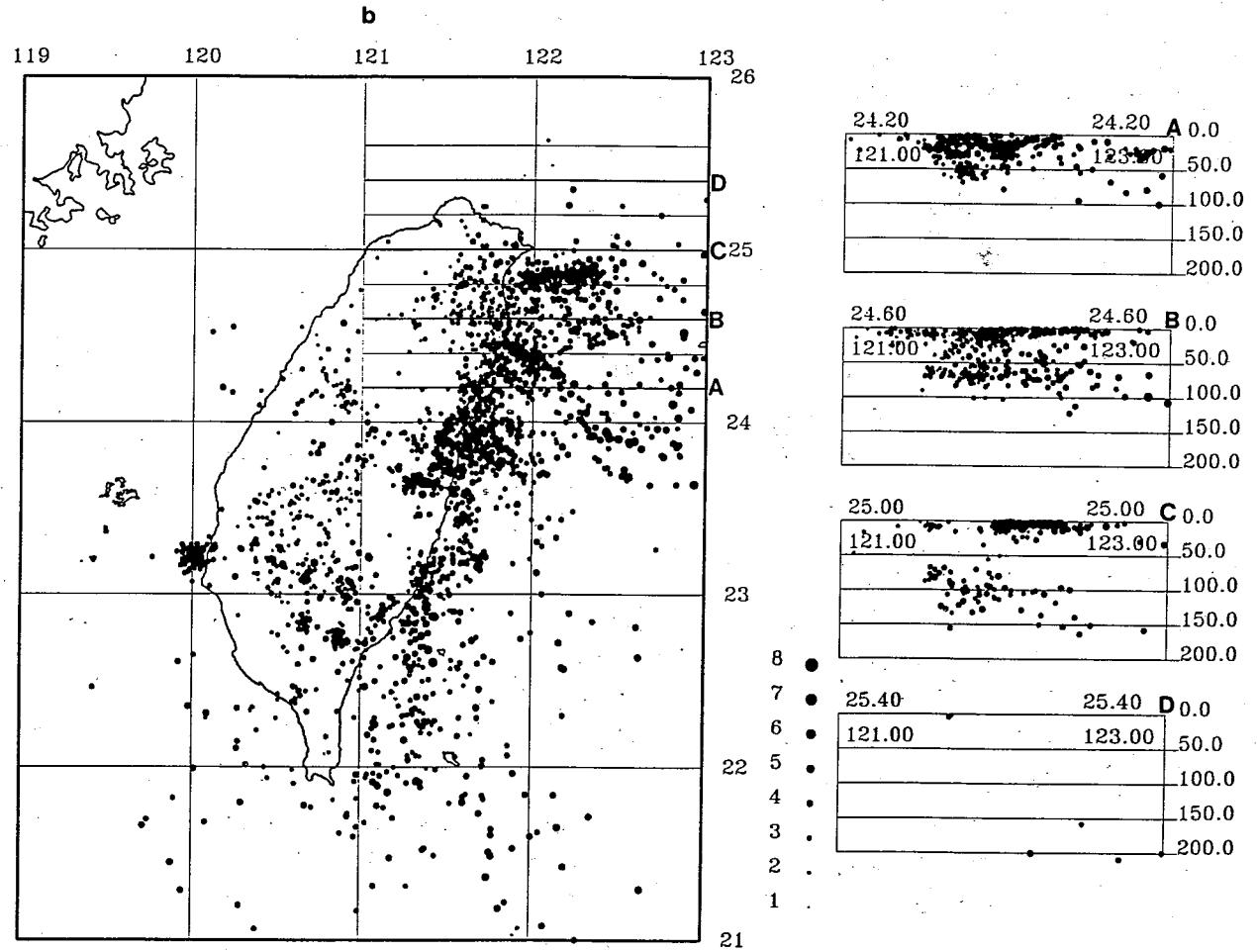


圖五(b)、1991年四月至九月之地震分佈。

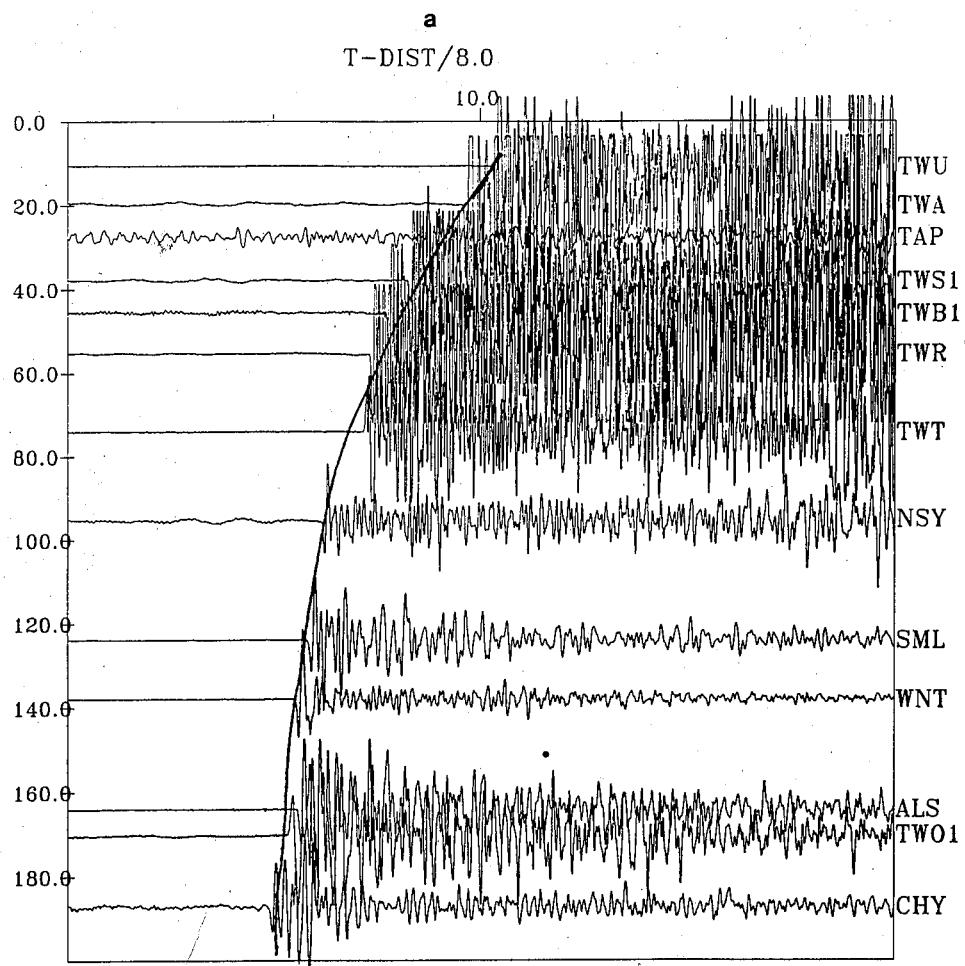


21

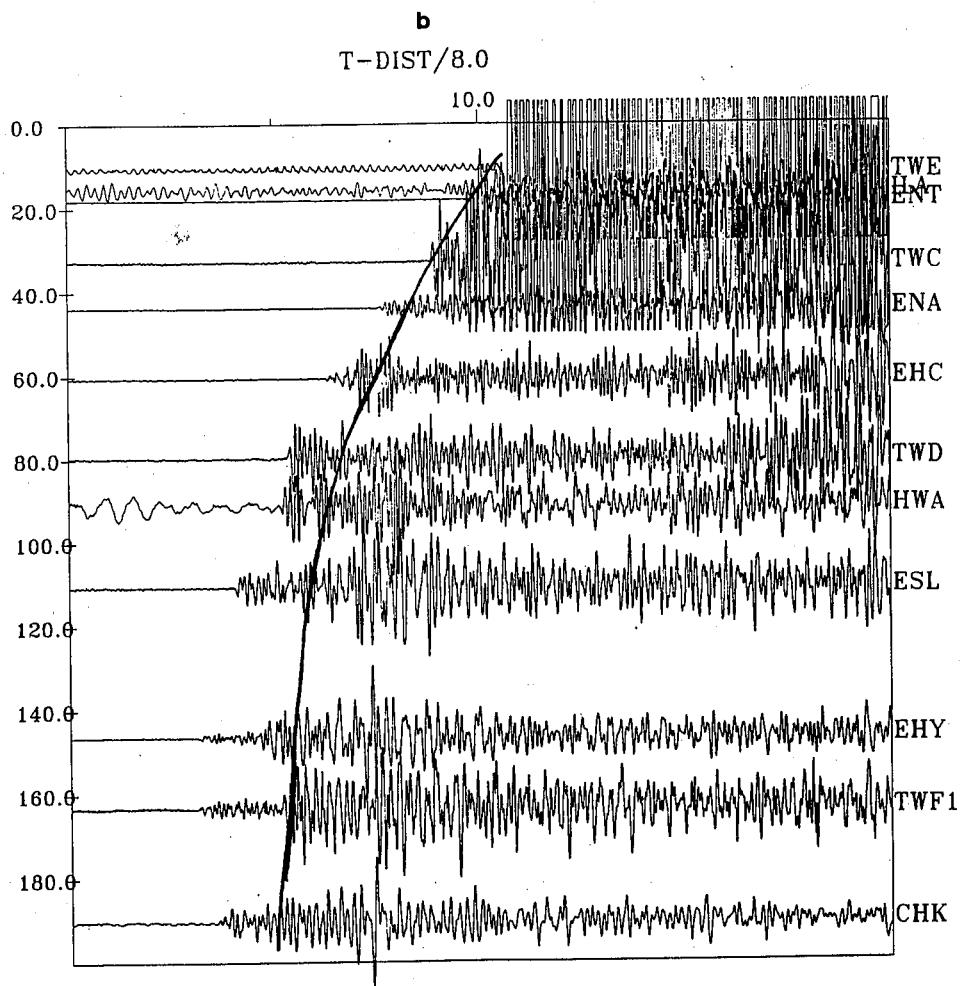
圖六(a)、東北部南北向地震剖面圖，詳見本文。



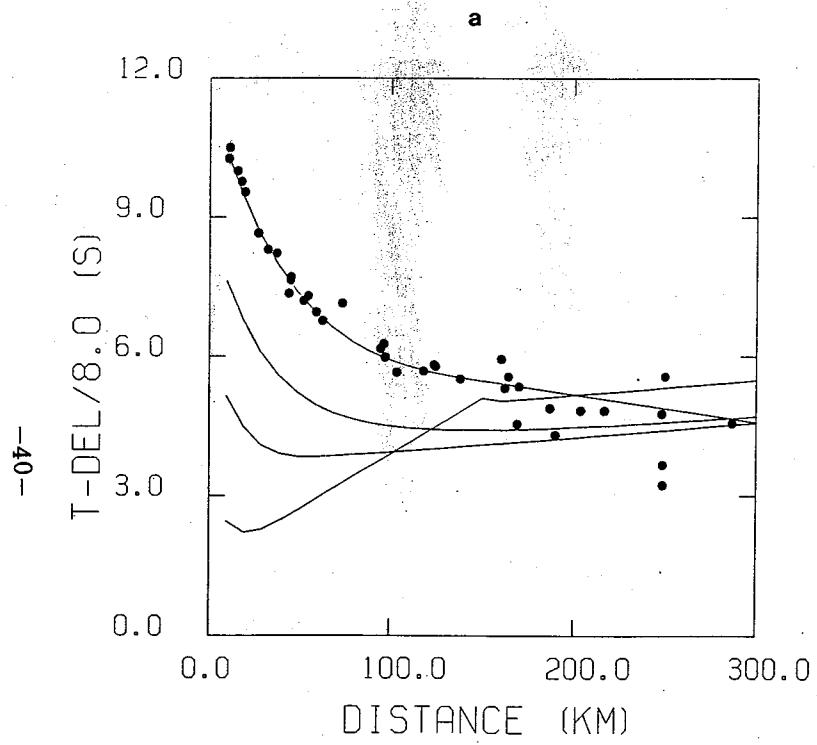
圖六(b)、東北部東西向地震剖面圖，詳見本文。



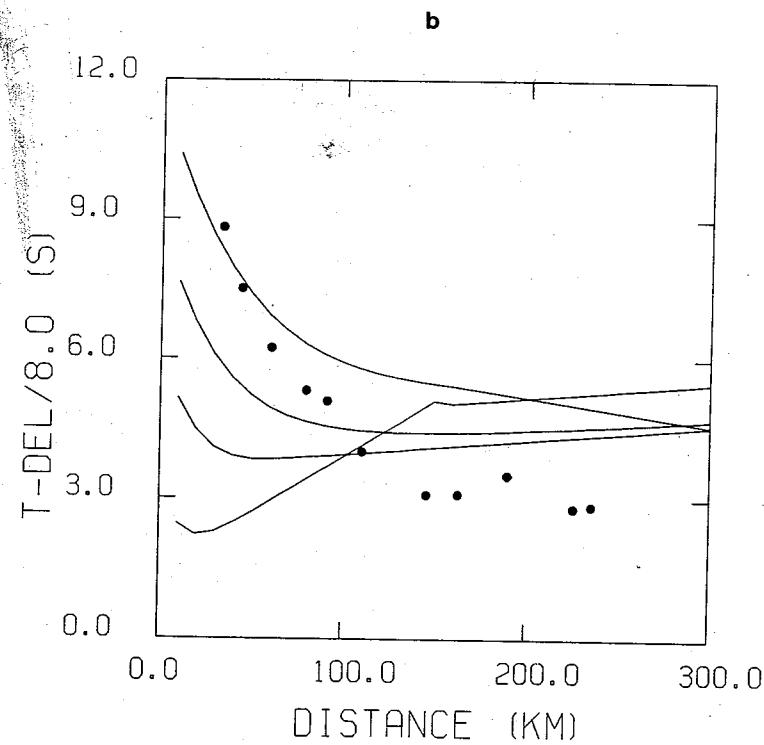
圖七(a)、隱沒帶之深層地震為中央山脈之西邊測
站所記錄之地震紀錄。



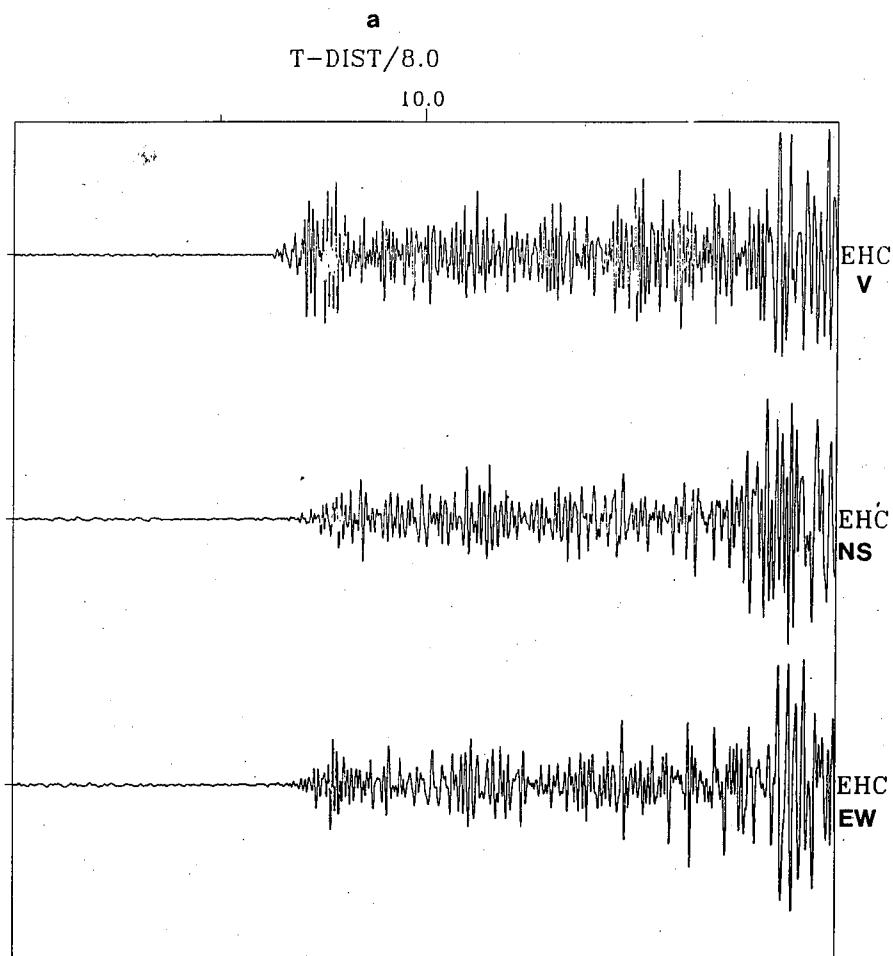
圖七(b)、隱沒帶之深層地震為中央山脈之東邊測
站所記錄之地震紀錄。



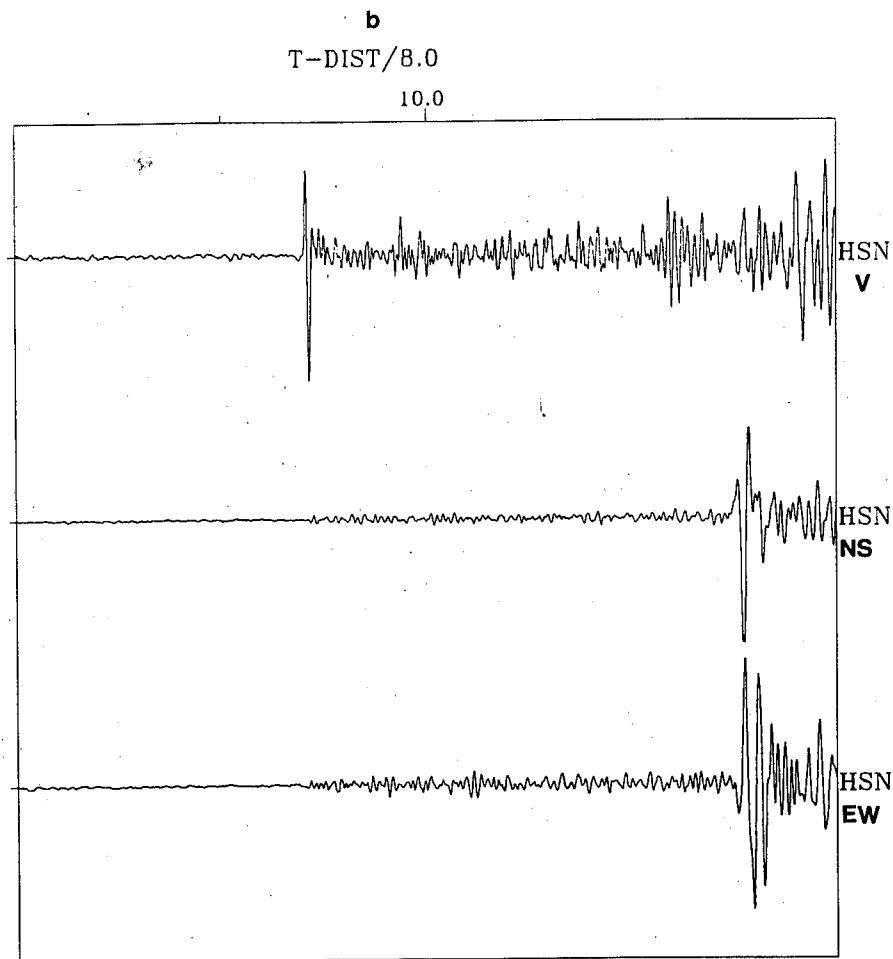
圖八(a)、圖七(a)之走時曲線，圓點為觀測值，曲
線由下至上分別為震源深度20公里、40
公里、60公里和80公里之理論曲線。



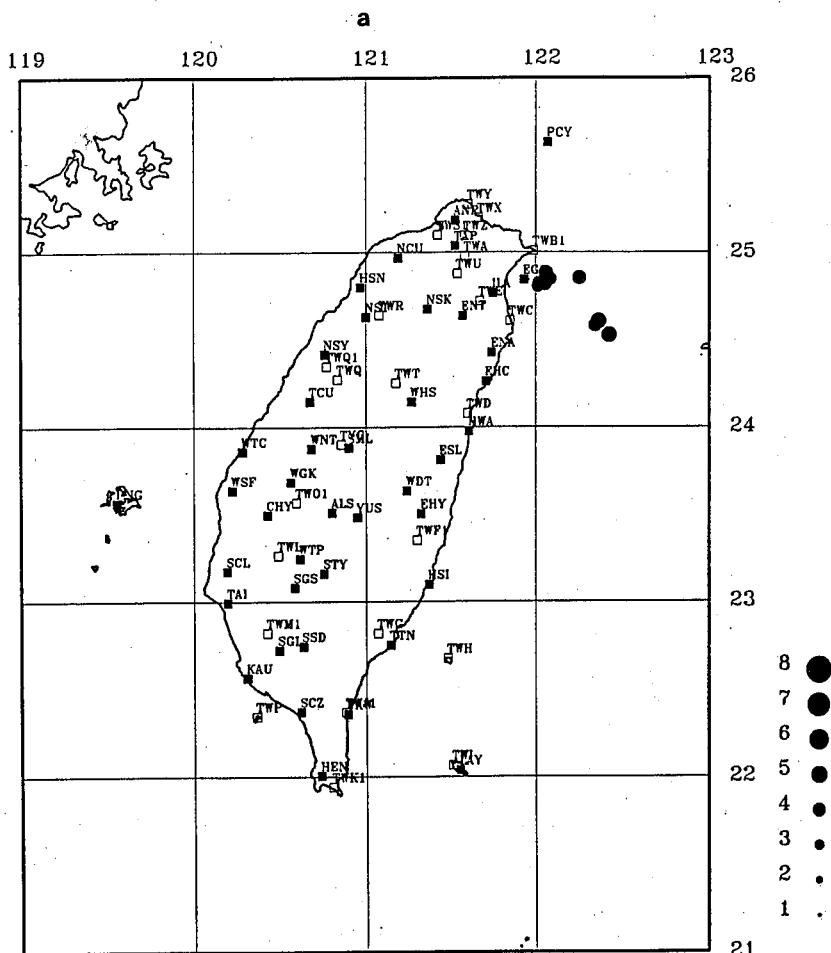
圖八(b)、圖七(b)之走時曲線，餘如圖八(a)。



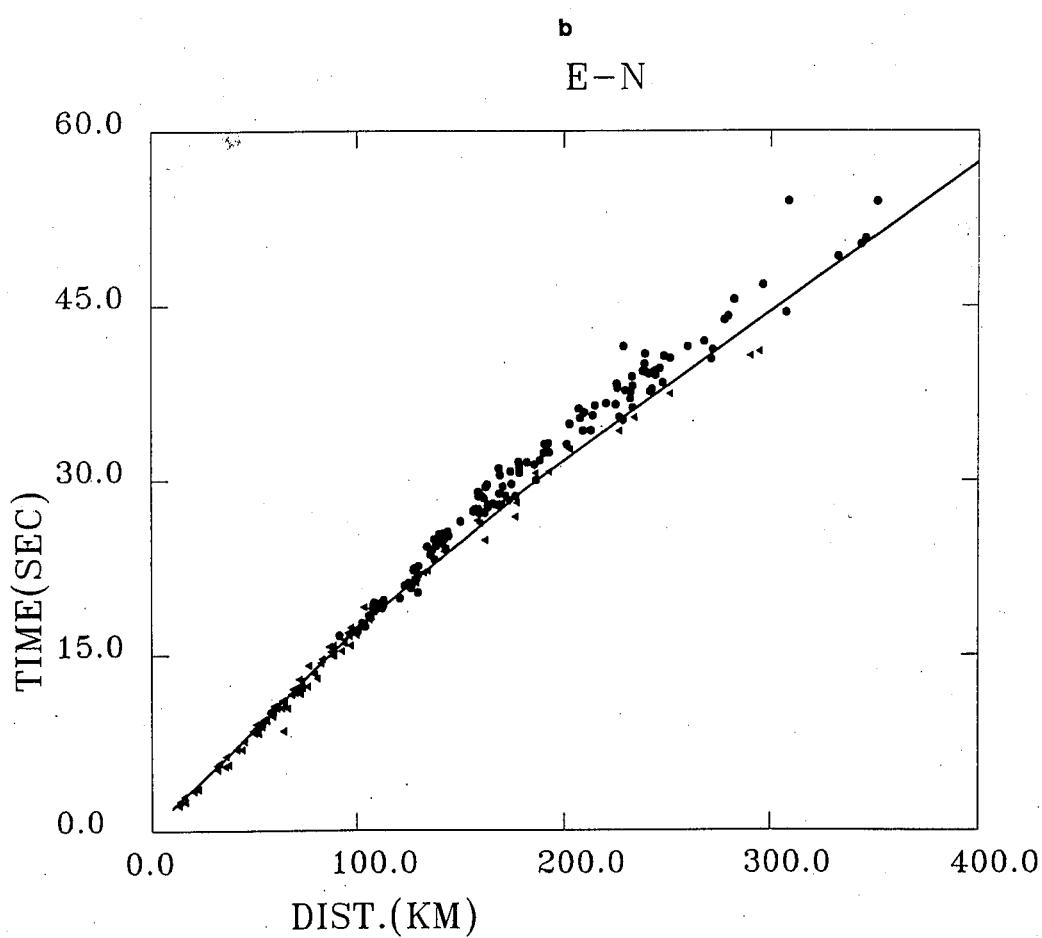
圖九(a)、隱沒帶之深層地震在EHC測站收到的地
震紀錄。



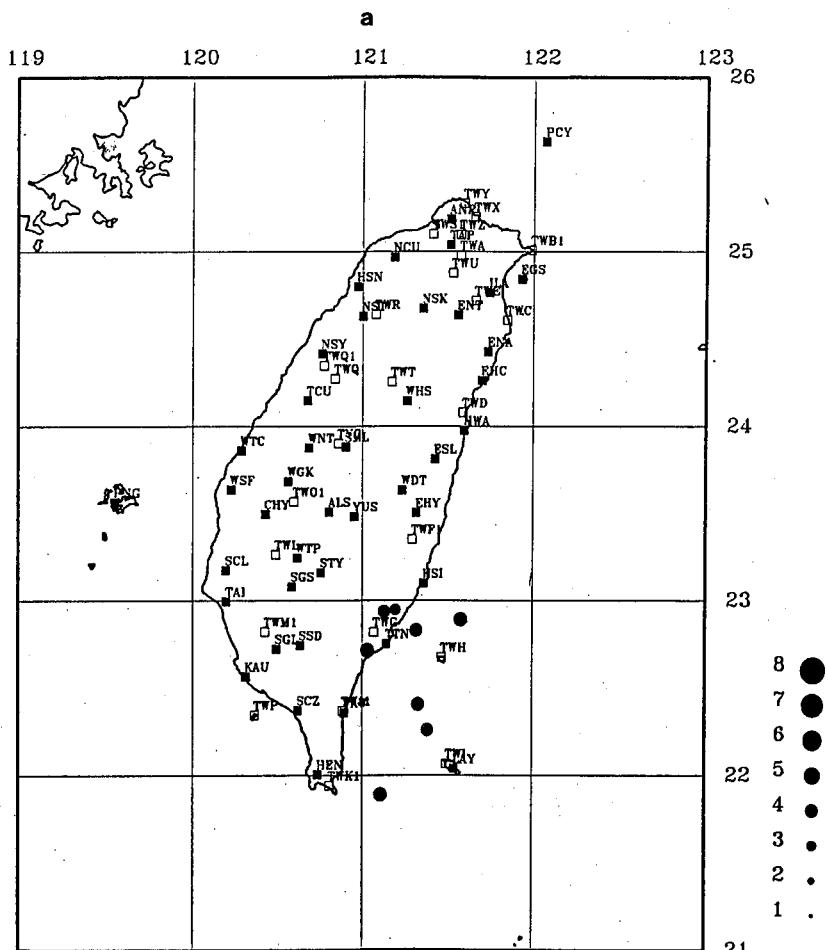
圖九(b)、隱沒帶之深層地震在HSN之地震紀錄。



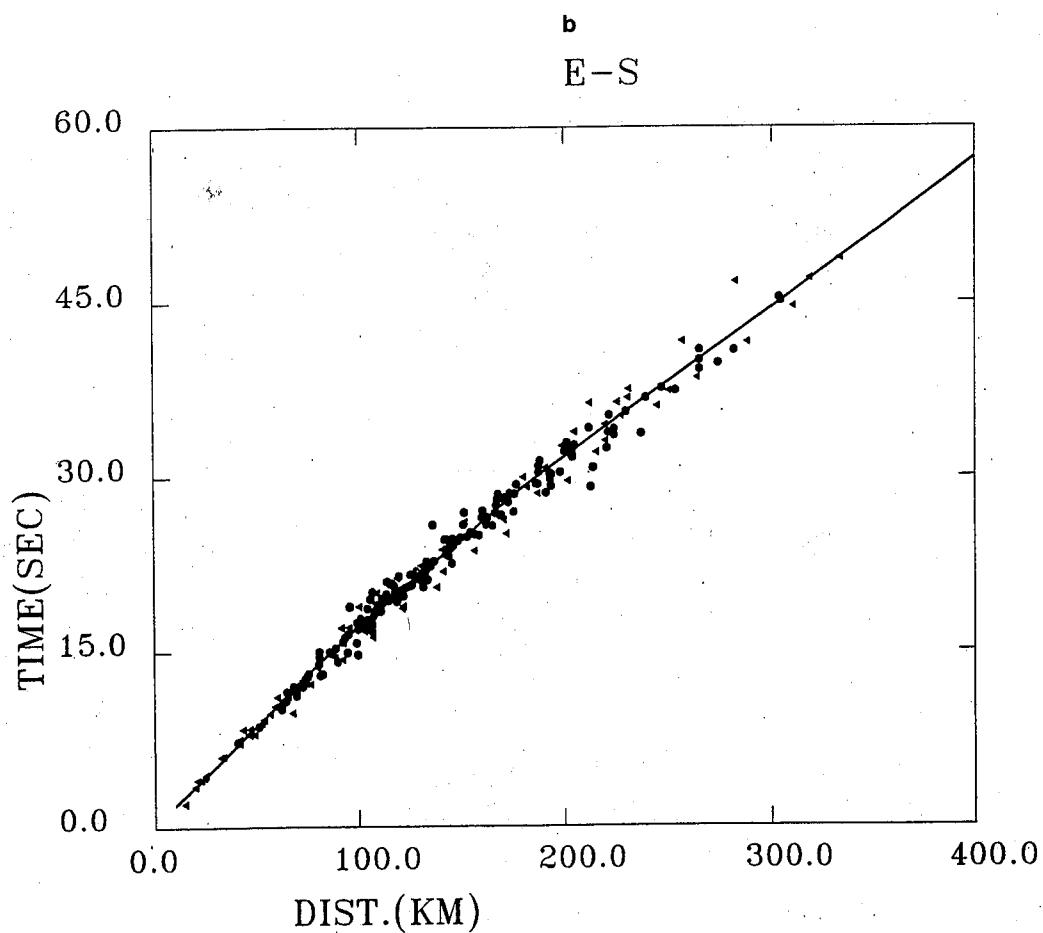
圖十(a)、東北方地震走時曲線分析中，所使用之地震。



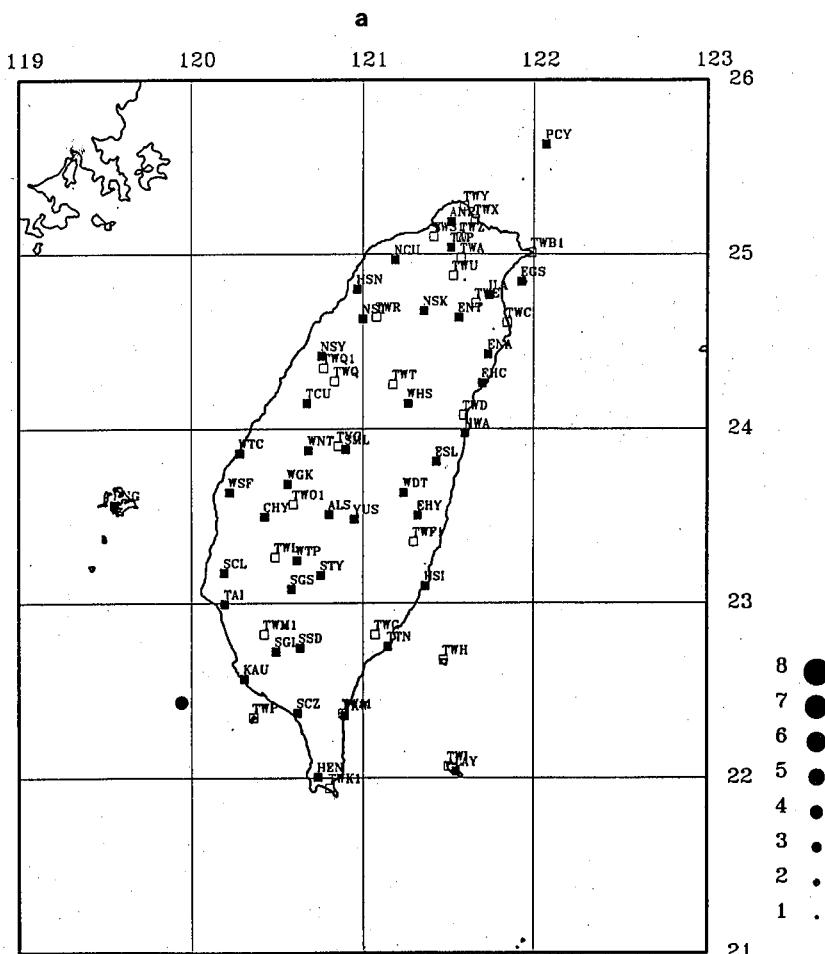
圖十(b)、圖十(a)地震之走時曲線，圓點為西邊測站之觀測值，三角形則為東邊測站之分佈圖，直線為震源深度 5 公里之理論走時曲線。



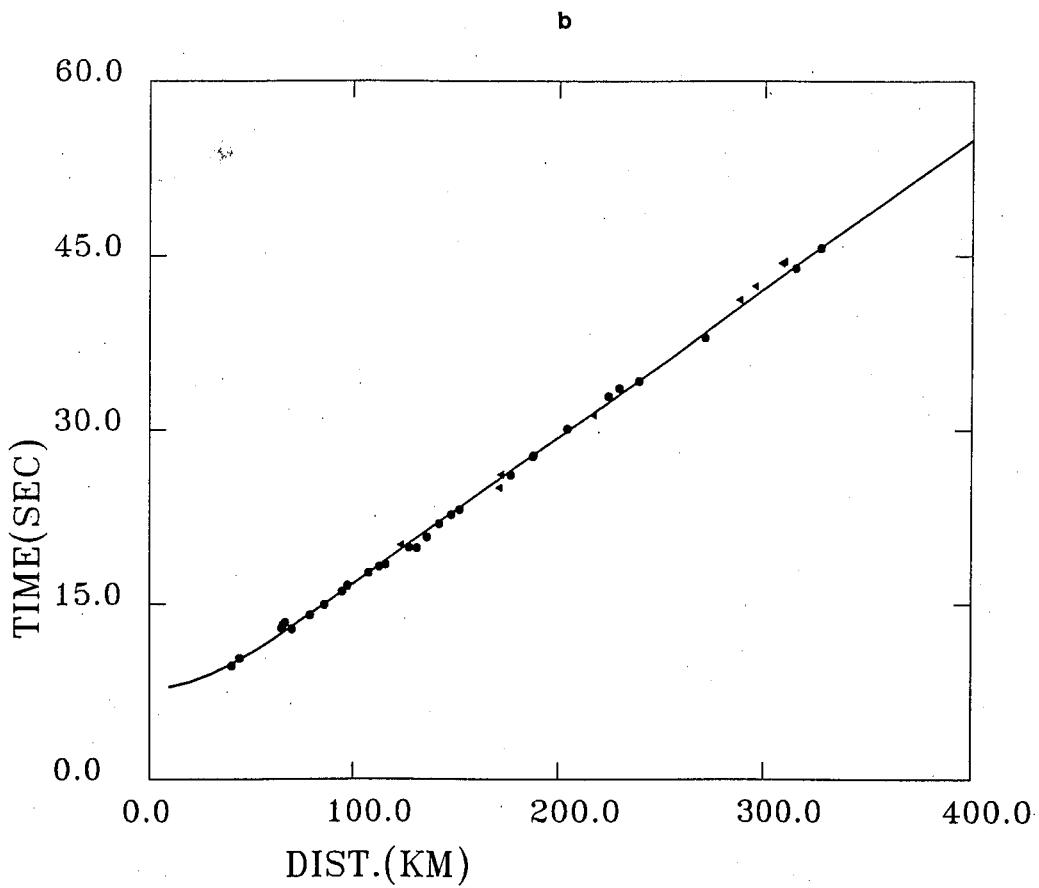
圖十一(a)、東南方地震走時曲線分析中所使用之地震。



圖十一(b)、圖十一(a)地震之走時曲線，圓點為西
邊測站之觀測值，三角形則為東邊測
站之分佈圖，直線為震源深度 5 公里
之理論走時曲線。



圖十二(a)、西南方深度52公里，最大震央距離超過300公里之地震位置圖。



圖十二(b)、圖十二(a)地震之走時曲線，圓點為西
邊測站之觀測值，三角形則為東邊測
站之分佈圖，直線為震源深度50公里
之理論走時曲線。

逍遙台

汪仁虎

空軍官校數理系

摘要

逍遙台為紀錄全天象的天文台設計，包含折光、反光及穿透三型，其創作靈感來自“莊子一逍遙遊”篇。其中折光型之透鏡組合模倣了魚、昆蟲及鳥類眼睛的結構特色，再配合機械、建築及自動控制成為一折光式複眼望遠鏡天文台，主要用以搜索天象之可見光部分。反光型由折光型變化而來，主要用以搜索天象之可見光及紅外線部分，兩型之物鏡皆固定不動，故造型上可任意加大而無操作上的障礙。穿透型由反光型變化而來，須置於太空中，或無大氣阻擋的星體上，主要用以搜索天象之X一射線及r一射線。三台的曝光部分均對應天象同步運行，獲得各部分之紀錄影像後，再拼出完整的星象圖，以便從容觀察與比對，也可為單一目標巨型天文望遠鏡，觀測前後提供參考。

關鍵詞：逍遙台、逍遙遊。

一、前言

自有人類以來便對天象十分重視，今天的天文觀測與分析儀器更日新月異，與太空發展相互帶動大步邁前。唯曾經有過首屈一指光輝文明的中國，在科技方面卻已沒落了數百年之久，世代困乏，人容易散失自信，並無心於歷史的責任。所幸前人遺下之文物遺產仍有部份凝聚作用，並為後世子孫指引一條適性的途徑。

作者才疏學淺，難有大成，僅能就細微處略盡綿力。推想古代無專利制度，古人推動文明之舉，屬義務性質，故常有人將獨到的認識單傳其子，或以間接方式隱藏於作品之一角，任令散置成為斷簡殘篇，加以戰禍綿延招致大量失傳，令文明推展受限。部分思想家且認為科技文明的過度進展，往往有害自然，最終對生態及人類自身未必是福，而未將發明公諸於世，僅告誡世人：急功近利不免夢幻一場。然而文明已成一條不歸路，無人可以自外於此。唯有存天理、盡人事，

得失可無悔恨。作者曾倣古代渾天儀及失傳已久的水運渾天儀、水運儀象台的法制，改進成較實用化的象位渾天儀、應象儀及自動應象儀，實用化後，雖仍保留了天象模擬與曆法及時間顯示的功能，但其中最重要的天文觀測與紀錄的作用，卻無法表達，深以為憾，經不斷思索，復參考現有儀器發現，雖然現今天文望遠鏡效力無比，但仍有不少之處，譬如愈是高集光、高放大倍率的望遠鏡，能觀察到的實際視角範圍卻愈小，並需配合尋星鏡，依次縮小範圍尋找目標，操作調節十分麻煩，目標區外廣大範圍所發生的狀況亦無法兼顧，可謂掛一漏萬，殊為可惜，若能有一具全時辰、全方位的望遠觀測器於使用單一目標巨型天文望遠鏡前、後，提供完整概況，做參考運用，或可彌補其不足。

「莊子（公元前369年生）一逍遙遊」第一段對此尋思有巧合性的暗示：「北冥有魚，其名為鯤，鯤之大，不知其幾千里也，化而為鳥，其名為鵬，鵬之背，不知其幾千里也，怒而飛，其翼

若垂天之雲，是鳥也，海運則將徙於南冥，南冥者，天池也。齊諧者，志怪者也，諧之言曰：「鵬之徙於南冥也，水擊三千里，搏扶搖而上者九萬里，去以六月息者也，野馬也、塵埃也，生物之以息相吹也。天之蒼蒼其正色邪？其遠而無所至極邪？其視下也亦若是則已矣。」

此句中出現魚和鳥兩種動物，但以「鯤」與「鵬」兩名字言，則出現魚、昆蟲、鳥三種動物，在演化史中各有一定的地位與關係。此篇名為「逍遙遊」，意謂超脫世物之外，順天理之運行，優游自得。遊覽要藉尾鰭滑行、展翅飛翔及目力觀光。魚、昆蟲、鳥三者正概括了自然界一切動物眼睛的結構，並善於利用流體的特性，優然自得的滑翔。「逍」與「霄」同音相通，「霄遙遊」可謂遊覽於遙遠的霄漢。而「鵬」字左方為雙拼月，非單一之象，且朋有伴隨之意。如此結合上述三者眼睛的機構，並配合尾、翼形勢，可對天象拼合成完整的景觀圖樣。發光恒星(如太陽)內部不斷進行核融合，在極高溫度下均呈流體，狀若瀚海，「海運」象徵核融合或磁爆，「不知其幾千里」表其壯大無比，並將氳爆及磁爆（如太陽黑子）以「鯤」比擬，引發的光輻射及宇宙線（如太陽風）以鵬比擬。「怒而飛，其翼若垂天之雲」表示輻射猛烈噴出，進入其它星體(如地球)磁場，部分被捕獲的帶電粒子，在南北極區，進入大氣層，撞擊空氣分子，造成兩極光，其貌彷彿垂掛天際的彩雲。「北冥……徙於南冥」表輻射（鵬）在南北極間的太空中奔馳，北冥被當做輻射的起點，南冥為其終點，另外也暗示觀測與紀錄器須循南北方向縱向排列，「南冥者，天池也」表光束若由北往南，南冥為最終歸宿，天池好比放映天象投影的螢幕，亦暗示為觀測器或紀錄底片。此意謂，星光最後投影到紀錄器上，而顯示當時的天象，如景物倒映於池塘一般。「齊諧者，志怪者也」齊諧為人名或書名，用以暗示因地球自轉造成天體沿東西橫向運動，而以南北向排列之觀測或紀錄器，須配合天體一齊諧和運動，即沿東西向同步運行，則可追蹤天文異象，並完整的紀錄下來。「諒之言曰」即由此諧運動得到的紀錄可讀出。「水擊三千里，搏扶搖

而上者九萬里」表爆震時產生的火焰波瀾之狀觀，「去以六月息者也」表輻射（鵬）在太空中須奔馳一段時間（外星之六月與地球上之六月未必相等，距離上的數字同樣只能視為數詞舉例）才逐漸被物質吸收「野馬也、塵埃也，生物之以息相吹也」表宇宙中許多如野馬般奔放的游氣與星塵，有時會聚集起來，加上吸收之輻射，進行物質交互作用，如此可能演化出綿延不絕的生命大自然(如地球)。「天之蒼蒼，其正色邪？」表來自蒼茫天際處的孕育，不正是大自然的原貌嗎？「其遠而無所至極邪？其視下也亦若是則已矣。」意謂自然界的演變，可以往上追溯至無限的早期，對嗎？那麼往下推，也同樣沒有止境啊！另一方面，暗示向輻射的起源處觀測，若能瞭解促成生命最原始的因子，則往輻射投射之目標處探索，只要持之以恒，因緣際合時，一樣可以找到類似地球般，適合生物繁衍的世界。

二、原理簡述：

生物以鳥的視力最佳，其眼睛的構造與一般哺乳動物等頗為相似，主要特色為具有雙凸透明水晶體，可以在視網膜上，尤其中央小窓處獲得聚焦後的清晰成像，其凸出曲面為球面或拋物面，以折光成像，若凸面為球面，近光軸部分的光束聚焦清晰，遠離光軸部分的光束會生球面像差，而不論凸透鏡製做如何精良，皆無法免除色散像差。適當選擇一凹透鏡合併使用，可使球面像差與色散像差同時消除大部分，故凡精密儀器的正透鏡都搭配負透鏡合併使用。

多數魚眼的水晶體為固定球形，視網膜為一半球面與水晶體約成同心圓，雖也能利用眼肌的收縮使水晶體前後移動以調節焦距，但網膜上無視覺最敏銳的中央小窓，因此網膜上成像的清晰度，各處約略相同，成像的解晰度雖比不上雙凸晶體的聚焦效果，但也有一些魚類有很好的解像力，如一種印度產的射水魚（*Toxotes jaculator*）能噴水將五呎外，空中飛翔的小蟲準確擊落，撲而食之。或許此種魚的視神經裡有某種影像處理機能。不論如何，球透鏡折射，經過修飾後，也能形成清晰的影像。

昆蟲除單眼外，通常更具備由許多小眼集合而成的複眼，小眼數目隨種類而異，少者數枚，多者數萬。光線透過各小眼的角膜鏡、晶錐體到達小網膜上，因小眼無聚焦功能，故複眼形成之拼圖影像，除非小眼數量無限增加，否則不夠細緻，唯對周圍正移動中的物體有十分敏銳的警覺。

若將昆蟲小眼的角膜鏡、角錐體，以鳥類的水晶體置換，即代以凸透鏡的組合，則每一小眼有如一具小型顯微鏡一般，再在小眼前方置一大魚眼水晶體，即以大球透鏡當物鏡。為防止球面像差及色散像差，除將各凸透鏡配置一適當之凹透鏡外，大的球透鏡後也需配置一適當之消色差負透鏡，且對每一小眼之入射光，須限制在順光軸附近，即濾掉離光軸較遠之入射光，如此可成一台聚焦清晰的複眼望遠鏡。如小型顯微鏡的諸小眼圍繞如魚眼的大型球透鏡周圍，成狀如視網膜的同心半球殼，小眼後方以感光底片代替視神經，攝下的影像，則可拼出視角廣闊又精準的景觀圖。

因為天文景象隨地球自轉而東升西落。雖然大的球透鏡集光率應很高但為了不影響鑑別率，每一小眼僅能聚集入射光中近光軸的部分，故須較長時間曝光，才能明顯紀錄，而長時間曝光，須對應天象運動，同步追蹤，此須設計一套控制電路，再配合機械機構以達目的。

天象所展現的面貌，除可見光影像之外，尚包含X射線、紅外線、無線電波……等，而以透鏡折光，只對可見光附近有效，大部分的區域仍無法觀察，若改以反射面鏡聚光，則可大大延伸觀察範圍，且不受色散現象困擾。設計一台反光式複眼天文台，可將上述折光式的造型及機構變化一番獲得。

紫外線以上的高能量光子，因其穿透力強，與物質發生作用的機率也很大，且常伴隨中子、帶電粒子等一併射來，故不能用上述折光及反光的方法來聚集，僅能以隔板及電、磁場等分離的方法加以探測，設計一台穿透式複眼天文台，可將上述反光式的造型與機構再變化一番獲得。唯不論如何變化，基本運作法，即取南北縱向排列

的偵測器，以東西橫向對應天體同步追蹤，三台皆然。

三、結構說明：

(一)各圖式簡述如下：

- 圖 1. 折光型台外觀正視圖。
- 圖 2. 折光型台外觀俯視圖。
- 圖 3. 極區折光型台小眼軌列正視圖。
- 圖 4. 極區折光型台小眼軌列仰視圖。
- 圖 5. 赤道區折光型台小眼軌列正視圖。
- 圖 6. 赤道區折光型台小眼軌列仰視圖。
- 圖 7. 鏡罩分離正視斷面圖。
- 圖 8. 鏡罩分離俯視圖。
- 圖 9. 鏡罩閉合正視斷面圖。
- 圖 10. 鏡罩分離機構正視圖。
- 圖 11. 鏡罩分離機構側視圖。
- 圖 12. 鏡罩閉合機構正視圖。
- 圖 13. 主機構仰視圖。(以北緯 40° 為例)
- 圖 14. 同步驅動部分構件圖。
- 圖 15. 小眼翻轉圖。
- 圖 16. 主機構俯視圖。(除去頂支板)
- 圖 17. 折光聚光圖。
- 圖 18. 小眼並列驅動圖。
- 圖 19. 小眼右側視圖。
- 圖 20. 小眼左側視圖。
- 圖 21. 主機構正視斷面圖。
- 圖 22. 小眼送入圖之一。
- 圖 23. 小眼送入圖之二。
- 圖 24. 小眼送出圖之一。
- 圖 25. 小眼送出圖之二。
- 圖 26. 順序控制電路圖。
- 圖 27. 反光型台外觀正視圖。
- 圖 28. 反光型台外觀開放俯視圖。
- 圖 29. 反光型台外觀閉合俯視圖。
- 圖 30. 反光型台外觀開放側視圖。
- 圖 31. 反光型台外觀閉合側視圖。
- 圖 32. 頂罩推進圖。
- 圖 33. 反光型台正視斷面圖。
- 圖 34. 反光型台側視斷面圖。
- 圖 35. 曝光機構圖。

- 圖36.底片軌架圖。
 圖37.同步驅動結構圖。
 圖38.同步驅動部分構件圖之一。
 圖39.同步驅動部分構件圖之二。
 圖40.同步驅動部分構件圖之三。
 圖41.反光聚焦正視圖。
 圖42.反光聚焦側視圖。
 圖43.穿透型台外觀正視圖。
 圖44.穿透型台外觀俯視圖。
 圖45.穿透型台外觀側視圖。
 圖46.穿透型台正視斷面圖。
 圖47.穿透型台俯視斷面圖。
 圖48.穿透型台側視斷面圖。
 圖49.放射線行徑正視圖。
 圖50.放射線行徑側視圖。

(二)圖示各元件符號名稱如下：

- 2.資料分析室。4.望遠鏡庫房。6.主機室。8.球透鏡。10.鏡罩。12.鏡罩馬達。14.蝸桿。16.軌道。18.齒條。20.鏡罩齒輪。22.鏡罩輪。24.蝸齒條。26.轉度限制柱。28.頂支板。29.地板。30.空調通氣孔。32.小眼軌列。33.軌道架。34.軌列支撐弧。36.同步馬達。38.蝸桿。40.蝸輪。42.軸。44.斜齒輪。46.斜齒輪。48.蝸桿。50.小眼傳送轉環。52.馬達。54.送入小馬達。55.送出小馬達。56.蝸桿。57.蝸桿。58.小眼傳送底轉。60.小眼。61.小眼軌槽。62.前齒環。64.後齒環。65.小眼槽。66.軸。68.齒輪。70.齒輪。72.軸。74.齒輪。76.齒輪。78.小眼翻轉齒條。80.外頂環。82.中頂環。84.內頂環。85.鬃毛。86.蝸齒輪。87.蝸齒輪。88.齒輪。89.齒輪。90.蝸齒輪。91.蝸齒輪。92.齒輪。93.齒輪。94.蝸齒輪。95.蝸齒輪。96.齒輪。97.齒輪。98.齒輪。99.齒輪。100.蝸齒輪。101.蝸齒輪。102.齒輪。103.齒輪。104.齒輪。105.齒輪。106.槽。107.槽。108.槽。109.槽。110.槽。111.槽。112.槽。113.槽。114.連桿。115.連桿。116.遙控器(開)。117.連桿。118.支撐底架。119.遙控器(關)。120.小眼軌道斷面。122.側角齒條。123.側角齒條。124.蝸齒條。126.物鏡負透鏡。128.凸透鏡。130.負透鏡。132.凸透鏡。134.負透鏡。136.感光底片。138.小眼相機。140.總開關。142.接點。146.限時器。148.限時動作接點。152.雙接點。154.開關。156.接點

- 。160.繼電器。162.雙接點。164.接點。166.限時器。168.開關。170.限時動作接點。172.接點。178.繼電器。180.限時動作接點。182.接點。184.雙接點。186.限時器。188.極限開關。192.極限開關。196.限時動作接點。198.繼電器。200.極限開關。202.限時動作接點。204.繼電器。206.接點。208.限時器。210.雙接點。214.雙接點。216.接點。218.限時器。222.極限開關。224.限時動作接點。226.繼電器。230.極限開關。232.限時動作接點。234.繼電器。236.接點。238.限時器。240.雙接點。244.雙接點。246.接點。248.限時器。250.極限開關。252.限時動作接點。254.繼電器。256.頂罩。258.側牆。260.底層。262.雙推蝸桿。264.頂罩輪。266.反光主鏡。268.反光副鏡。270.雙推馬達。272.副鏡支柱。274.蝸齒條。276.限光板。277.細縫。278.限光孔。280.底片軌道架。281.底片槽。282.底片。284.光隙控制門軌道。286.光隙控制門。288.光隙控制旋鈕。290.暗箱隔板。292.未曝光膠卷。293.曝光膠卷。294.底片軌道支柱。296.暗箱支柱。298.同步馬達。300.蝸桿。302.蝸輪。304.軸。306.斜齒輪。308.斜齒輪。310.軸。312.橡皮輪。314.蝸桿。316.蝸輪。318.軸。320.光束。322.光束。324.光束。326.防護頂板。328.太陽電池。330.半圓隔板。332.輻射入口。334.電磁鐵。336.線圈。338.防護側板。340.防護底板。342.控制電路系統。344.電極板。346.輻射偵測器。348.半球殼隔板。350.雙面負片膠卷。352.正片膠卷。354.正片膠卷。356.曝光膠片組。358.成像膠卷。360.拍立得顯像區。362.CCD。364.橡皮輪。366.中性輻射穿越槽。368.輻射束。370.輻射束。372.電磁場區。374.負電粒子射束。376.正電粒子射束。378.中性粒子射束。380.曝光軌道架。382.收發天線。384.同步馬達。386.齒輪組。388.薄片。

上列符號中，254號以前屬折光型台。256號至324號屬反光型台，326號以後屬穿透型台之標示。

(三)折光型台主要機構作用與說明：

折光型台(圖1)共分三層，底層為資料分析室(2)，工作人員將觀測所得的資料在此處整理、分析。第二層為望遠鏡庫房(4)，內部儲放各型之一般天文望遠鏡。資料分析時，如對某處星體擬多加了解，工作人員可登此層，推出一台望遠鏡至

陽台直接觀察，若仍感不足，則須尋其它天文台內之巨型望遠鏡之助了。最上層為主機室(6)，為此型台之主要機構部分。此層之頂部(圖8)中央為球透鏡(8)，一半露於外部，可見光訊息皆由此處接收，為免非觀測時間如烈日、雨、雪等之傷害，而加鏡罩(10)保護，兩片鏡罩(10)之閉合由兩邊鏡罩馬達(12)轉動蝸桿(14)推動鏡罩下緣之齒條(24)，帶動相連之鏡罩輪(22)(圖11)沿軌道(16)前進，與鏡罩輪(22)同心之鏡罩齒輪(20)則利用轉度限制柱(26)在軌道(16)上滑行，至觸及並嚙合於齒條(18)時，轉度限制柱(26)移開軌道(16)，則鏡罩齒輪(20)開始旋轉，並帶動鏡罩(10)閉合，以將球透鏡(8)封護其內，成休止狀態(圖9)。若鏡罩馬達(12)反旋轉，則成逆向作用，撐開鏡罩(10)退回兩邊，成觀測狀態(圖7)。為避免主機件與球透鏡(8)因熱應力等作用使成像扭曲，須維持主機室(6)及球透鏡(8)周圍適當且均勻的溫濕度。此宜建立空調設備，而球透鏡(8)周圍設有空調通氣孔(30)(圖8)。

除去主機室(6)之頂支板(28)俯視主機構(圖16)，近中央為軌道架(33)，其小眼軌列(32)的排列方式在極區正視相互平行(圖3)，在赤道區正視成同心圓狀(圖5)，而在極區仰視成同心圓狀，(圖4)，在赤道區仰視成相互平行(圖6)。其它地區之排列方式視緯度不同而異，唯小眼(60)均沿各小眼軌列(32)諧動，此軌列曲率中心連成之軸線則指向南北天體極，即與地球自轉軸應相平行，每列為東西走向，列與列則成南北組合。圖13與圖16為以北緯 40° 地區為準繪出。軌道架(33)由軌列支撐弧(34)及支撐底架(118)連至主機室(6)之地板(29)。軌道架(33)上緣與內頂環(84)相接並連結至頂支板(28)，各小眼軌列(32)之部分斷面示於圖18，諸小眼(60)順小眼軌槽(61)恰好填入各自的小眼軌列(32)中，並在內依次緊挨滑行。小眼(60)前端有前齒環(62)，後端有後齒環(64)，分別套在物鏡負透鏡(126)及小眼相機(138)端緣上。小眼(60)之側角中有兩處各有一側角齒條(122)，(123)，小眼(60)之側視圖(圖19)，(圖20)略成四方形，靠近後齒環(64)之一側有齒條(124)。小眼(60)內部機構(圖17)，由前往後依次為物鏡負透鏡(126)、凸透鏡(128)、負透鏡(130)、凸透鏡(132)、負透鏡(134)、小眼相機(138)，相機內應包含快門、膠

卷、紅外線接收控制開關電路及每隔約十餘分鐘自動更換感光底片(136)機構等。小眼(60)之透鏡組織，類似一小型顯微鏡，許多小眼(60)緊挨環繞球透鏡(8)周圍，成同心半圓球殼層，每一小眼(60)皆對準球透鏡(8)中心點，全部小眼(60)光軸形成以球透鏡(8)鏡心為中心的放射狀。可見光束沿各光軸通過球透鏡(8)及各小眼(60)之諸透鏡後在感光底片(136)上聚焦成像。受小眼(60)口徑大小的限制，只有接近光軸且順光軸之入射光可以被小眼諸透鏡聚焦，離光軸較遠與非順光軸之入射光均不能通過。即球透鏡(8)實際有效聚集光束的範圍被限制在鏡頂的部分區域。而在鏡頂處，球面與拋物面十分接近，加以各負透鏡的修飾，感光底片(136)處的聚焦成像可以很清晰，球透鏡(8)的大小、小眼(60)的數量、尺寸、間距、放大倍率等，須經仔細估算後決定，通常物鏡愈大，率光率，放大倍率均可提高。但複眼成像須考慮拼合的完整性，故放大倍率不能過高，否則會造成遺漏的視角範圍，使拼圖不連貫。

諸小眼(60)填滿各小眼軌列(32)，而在同一軌列內的小眼(60)依次緊挨，由蝸桿(48)位於軌列之起點附近轉動，帶動齒條(124)連結整體小眼(60)，再帶動整條小眼軌列(32)內的諸小眼(60)同步順向滑行。此作用最初由同步馬達(36)控制(圖13)，帶動蝸桿(38)旋轉，再帶動齒輪(40)旋轉，再以軸(42)連接斜齒輪(44)旋轉，帶動嚙合之另一斜齒輪(46)旋轉，使穿過中心的蝸桿(48)旋轉，同步馬達(36)及蝸桿(38)只有一套，而小眼軌列(32)及其對應之齒輪組則有許多套。因各小眼軌列(32)有不同的曲度，為配合諸小眼(60)能與天體同步對應，各蝸桿(48)之方向及轉速也相對而有所不同，此須詳細計算各相關連的元件之尺寸、角度、齒數比等值，才能獲致精確的同步運行結果。

當一小眼(60)沿其小眼軌列(32)之起點被穩定推移至終點時，齒輪(105)及齒輪(99)(圖24)穿過小眼傳送底環(58)之縫隙，相繼與此小眼(60)之側角齒條(123)嚙合推轉，將此小眼(60)退出小眼軌列(32)抵達小眼傳送底環(58)而暫停。當小眼傳送轉環(50)位於起點位置時，齒輪(93)及齒輪(89)相繼與此小眼(60)之側角齒條(123)嚙合旋轉(圖25)，而將小眼(60)退抵

小眼傳送轉環(50)而暫停。各齒輪之轉動，使小眼(60)逐步退出，乃由一送出小馬達(55)控制，當此送出小馬達(55)帶動蝸桿(57)正轉時(圖24)，蝸齒輪(87)、蝸齒輪(91)、蝸齒輪(95)、蝸齒輪(101)皆順時針旋轉，而齒輪(89)及齒輪(93)成逆時針旋轉，並被蝸齒輪(87)及蝸齒輪(91)分別沿槽(107)及槽(109)往下推，不致影響小眼(60)之進退，而齒輪(97)及齒輪(103)亦成逆時針旋轉，且分別以連桿(117)及連桿(115)與成順時針旋轉之齒輪(99)及齒輪(105)相連而被沿槽(111)及槽(113)往上推，以嚙入小眼側角齒條(123)，並將小眼(60)退出小眼軌列(32)。當此送出小馬達(55)帶動蝸桿(57)反轉時(圖25)，蝸齒輪(87)、蝸齒輪(91)、蝸齒輪(95)、蝸齒輪(101)皆逆時針旋轉，而齒輪(89)及齒輪(93)成順時針旋轉，並分別被沿槽(107)及槽(109)往上推以嚙入小眼側角齒條(123)，而將此小眼(60)退抵小眼傳送轉環(50)。同時以連桿(117)及連桿(115)連結之齒輪(97)、齒輪(99)及齒輪(103)、齒輪(105)則被沿槽(111)及槽(113)往下推，使其旋轉不致影響小眼(60)之進退。

當小眼傳送轉環(50)位於起點位置時，數枚小眼(60)陸續退抵小眼傳送轉環(50)，一段時間後馬達(52)開始運轉，(圖13)以軸(66)帶動齒輪(70)旋轉，再帶動相嚙合之小眼傳送轉環(50)旋轉，以將離開小眼軌列(32)終點之諸小眼(60)分別送返各自小眼軌列(32)之起點。在此傳送過程中，當小眼(60)經過交界點即軸(72)處，此小眼(60)須被翻轉一定角度，如以北緯40度之觀測站為例，則應翻轉100度($90^\circ - 40^\circ \times 2 = 100^\circ$)才能使小眼(60)回到小眼軌列(32)起點時完全回復原來的狀態，此因小眼(60)在下傾 50° 角($90^\circ - 40^\circ = 50^\circ$)的小眼軌列(32)中，由起點滑至終點，再沿水平面上掉轉一頭造成。翻轉可由馬達(52)帶動接於軸(66)上的齒輪(68)逆轉，再帶動齒輪(74)順轉，以軸(72)連同齒輪(74)及齒輪(76)亦順轉，並分別帶動小眼(60)之後齒環(64)及前齒環(62)逆轉，同時將小眼(60)自小眼傳送轉環(50)上舉高(圖15)，且正好使小眼(60)之前齒環(62)及後齒環(64)嚙合至上方之兩條固定的小眼翻轉齒條(78)。小眼傳送轉環(50)上成對排列有兩種傾斜角度之小眼槽(65)，一種適合退出小眼登載，另一種適合輸入小眼登載，當小眼(60)翻轉一角度時，對應之小眼

槽(65)也稍許移動，恰好換至相鄰的另一傾斜度之小眼槽(65)以利輸入登載。調整關連齒輪之齒數比，使前齒環(62)及後齒環(64)與齒輪(70)之轉速比值，可使翻轉時小眼整體向前之速度獲得控制。調整齒輪(76)與齒輪(74)之大小與舉高小眼之程度，可使小眼(60)獲得恰好之翻轉角度，且降回小眼傳送轉環(50)上適當傾斜角度之小眼槽(65)。

當一小眼(60)被小眼傳送轉環(50)移至此小眼(60)之小眼軌列(32)方位處而暫停時，送入小馬達(54)開始帶動蝸桿(56)正轉(圖22)，帶動蝸齒輪(86)、蝸齒輪(90)、蝸齒輪(94)、蝸齒輪(100)逆時針旋轉，使齒輪(88)及齒輪(92)順時針旋轉，並被沿槽(106)及槽(108)分別往上推，以嚙合於小眼(60)之側角齒條(122)，將小眼(60)由小眼傳送轉環(50)推抵小眼傳送底環(58)處而暫停。而齒輪(96)則順時針旋轉，將齒輪(98)沿槽(110)往下推，齒輪(102)及齒輪(104)以連桿(114)相連亦被沿槽(112)往下推，不致影響小眼(60)之進退。另一方面小眼傳送轉環(50)在此一小眼(60)被輸離後，再繼續往前轉移，至下一小眼(60)達其定位後再暫停，如此一一輸送至全部載運之小眼(60)均離開後，再轉抵起點位置，準備下一批之載運，並週而復始不斷如此重複運作。

當小眼軌列(32)起點處的小眼(60)完全滑入小眼軌列(32)中時，送入小馬達(54)開始帶動蝸桿(56)反轉(圖23)，再帶動蝸齒輪(86)、蝸齒輪(90)、蝸齒輪(94)、蝸齒輪(100)順時針旋轉，齒輪(88)及齒輪(92)被沿槽(106)及槽(108)分別往下推，離開嚙合之小眼側角齒條(122)，而齒輪(96)成逆時針旋轉，將齒輪(98)沿槽(110)往上推以嚙入側角齒條(122)，並成順時針旋轉推動小眼(60)往前。齒輪(102)成逆時針旋轉，帶動齒輪(104)順時針旋轉，並與其以連桿(114)相連，且同時被沿槽(112)往上推，以便與前來之小眼側角齒條(122)嚙合，而推往小眼軌列(32)之起點端。在小眼軌列之起點與終點上方設有鬃毛，可以將進來此處之小眼(60)往下適當加壓，以與下方其它之小眼(60)密合，並接受蝸桿(48)帶動同步移動，循環不息。

折射型台運作之順序控制電路如圖26所示，其流程如下：

1. 同步運動：

將總開關(140)壓緊，電接通，同步馬達(36)運轉，通過齒輪組之運作及各蝸桿(48)之轉動，使各小眼軌列(32)內之諸小眼(60)成串緊挨對應天象同步向前推移。

2.開啓鏡罩與小眼相機啓動：

按下開關(154)電接通，限時器(146)運作使限時動作接點(148)閉合，繼電器(160)通電，使接點(156)、接點(142)及雙接點(162)閉合，鏡罩馬達(12)逆旋轉，各紅外線遙控器(116)放射開啓訊號，各小眼相機(138)接收此訊號後開始曝光等運作。開關(154)放手後斷開，而鏡罩馬達(12)仍繼續通電逆旋轉，使鏡罩(10)打開，並退至牆邊。限時器(146)到達設定時間(約兩分鐘)後，使限時動作接點(148)斷開，使繼電器(160)斷電，再使接點(156)、接點(142)及雙接點(162)斷開，鏡罩馬達(12)停息，而已開始運作之各小眼相機(138)，則由各自內部之控制機構，繼續運作，如每隔十餘分鐘自動更換一張曝光底片，或小眼(60)進出小眼軌列(32)時，快門之啓、閉等。

3.進入小眼軌列：

當位於一處小眼軌列(32)起始端最上方的小眼(60)，整個滑入小眼軌列(32)內時，則極限開關(200)閉合，限時器(208)通電，使限時動作接點(202)閉合，繼電器(204)通電，使接點(206)、雙接點(210)閉合，送入小馬達(54)通電逆轉，驅動齒輪組，將小眼(60)由小眼傳送底環(58)推進至小眼軌列(32)之起始端，並觸及極限開關(200)，使其斷開，限時器(208)至設定時間後，使限時動作接點(202)斷開，繼電器(204)斷電，使接點(206)及雙接點(210)斷開，送入小馬達(54)停止旋轉，此處電路回復原狀。

4.退出小眼軌列：

當位於一處小眼軌列(32)終端的小眼(60)，整個被推出小眼軌列(32)時，則極限開關(250)閉合，使限時器(248)通電，再使限時動作接點(252)閉合，繼電器(254)通電，使接點(246)及雙接點(244)閉合，則送出小馬達(55)通電正轉，驅動齒輪組，將小眼(60)由小眼軌列(32)之終端退出，並暫停於小眼傳送底環(58)，同時極限

開關(250)斷開，限時器(248)至設定時間後，使限時動作接點(252)斷開，則繼電器(254)斷開，接點(246)及雙接點(244)隨之斷開，送出小馬達(55)停止旋轉，此處電路回復原狀。

5.登上小眼傳送轉環：

由各小眼軌列(32)退出而暫停於小眼傳送底環(58)之諸小眼(60)，分別將各該處電路之極限開關(230)閉合。待小眼傳送轉環(50)位於起點位置時，極限開關(188)閉合，限時器(186)通電，限時動作接點(180)閉合，才能使限時器(238)通電運作，使限時動作接點(232)閉合，繼電器(234)通電，接點(236)及雙接點(240)閉合，送出小馬達(55)通電反轉，驅動齒輪組，將小眼(60)由小眼傳送底環(58)退抵小眼傳送轉環(50)而暫停，同時極限開關(230)斷開，限時器(238)至設定時間後使限時動作接點(232)斷開，繼電器隨之斷電，接點(236)及雙接點(240)斷開，送出小馬達(55)停息，此處電路回復原狀。

6.小眼傳送轉環運轉：

當小眼傳送轉環(50)位於起點歸零位置時，極限開關(188)閉合，限時器(186)通電，限時動作接點(180)閉合，另一限時動作接點(196)則斷開，此時各處小眼紛紛如第5項所述登上小眼傳送轉環(50)至限時器(186)到達設定時間後，使限時動作接點(180)斷開，另一限時動作接點(196)則閉合，繼電器(198)通電，接點(182)及雙接點(184)閉合，馬達(52)通電旋轉，驅動齒輪組，使運載小眼(60)之小眼傳送轉環(50)往前轉動，極限開關(188)斷開，各小眼(60)每經軸(72)即交界點處，自動被翻轉一定角度，並錯開一格小眼槽(65)，但不影響運載轉速。

7.小眼尋址離開小眼傳送轉環：

每當一小眼(60)自靠近小眼軌列(32)終端的小眼傳送底環(58)被推上小眼傳送轉環(50)時，在靠近此小眼軌列(32)起點的小眼傳送底環(58)處便相應的向小眼傳送轉環(50)方向伸出一觸角，準備迎接此週而復始之小眼(60)。各小眼軌列(32)間依南北排列，而小眼傳送轉環(50)載運諸小眼(60)順沿同一方向旋轉，通過軸(72)即交

界點後，愈靠近此交界點處輸送之小眼(60)將愈早尋址並與相迎之觸角相遇，不致錯亂，而每當小眼(60)依址與觸角相觸時，則極限開關(192)斷開，馬達(52)斷電停息，小眼傳送轉環(50)暫停運轉，同時使此處電路之極限開關(222)閉合，限時器(218)通電，限時動作接點(224)閉合，繼電器(226)通電，接點(216)及雙接點(214)閉合，送入小馬達(54)通電正轉，驅動一齒輪組，將小眼(60)自小眼傳送轉環(50)推至小眼傳送底環(58)而暫停，待小眼軌列(32)起點端之小眼(60)若已整個滑入小眼軌列(32)，則接第3項進入小眼軌列(32)之運作。另一方面當此小眼(60)被推離小眼傳送轉環(50)時，此處相迎之觸角縮回，且極限開關(192)閉合，馬達(52)啓動，小眼傳送轉環(50)繼續向前運轉，並重複上述之各小眼(60)尋址、暫停與推送過程，直到全部被載運之小眼(60)均尋址離開。且小眼傳送轉環(50)亦運行一週，返回起始的歸零位置時，極限開關(188)閉合，限時器(186)通電，限時動作接點(196)斷開，而另一限時動作接點(180)閉合，繼電器(198)斷電，接點(182)及雙接點(184)斷開，使馬達(52)停止運轉，而可進行第5項登上小眼傳送轉環(50)的動作，再接著進行第6項等的動作，如此，週而復始，持續不斷的自動運作。

8. 運轉結束：

上述週而復始的運作，直到完成目的須結束時，則按下開關(168)使限時器(166)通電，限時動作接點(170)閉合，繼電器(178)通電、接點(172)、接點(164)及雙接點(152)閉合，開關(168)鬆手斷開後，電路仍繼續通電，鏡罩馬達(12)正轉，使鏡罩封合，另一方面各紅外線遙控器(119)放射紅外線訊號，使各小眼相機(138)接收關閉訊號後，停止曝光等運作，至限時器(166)到達設定時間後，使限時動作接點(170)斷開，繼電器(178)斷電、接點(172)、接點(164)及雙接點(152)斷開，紅外線遙控器(119)停止發射訊號，馬達(12)停止運轉，再將總開關(140)拉起斷開，使同步馬達(36)停止運轉，此時電路皆恢復原狀，一切歸於靜止。

四反光型台主要機構與說明：

反光型台(圖27)外觀下方為底層(260)，上方有兩片半圓狀之側牆(258)，各牆頂支撐可推動且狀如虹橋之頂罩(256)，內部有對應當地子午圈方位之半圓環狀反光副鏡(268)(圖28)，反光副鏡(268)與側牆(258)間有數支副鏡支柱(272)相與固定，其下為兩片反光主鏡(266)，其橫截面(圖34)狀似魚尾，又如雙翼展翅，鏡面與反光副鏡(268)反光面相互配合成光學聚焦作用，兩片反光主鏡(266)亦對應當地子午圈方位，即順南北方向以一細縫(277)對稱隔開，鏡面成拋物線，鏡身繞一圓心，即限光孔(278)圍成半圓環狀(圖33)，頂罩(256)最下緣有頂罩輪(264)支於底層(260)上方，以利推移，此推力由雙推馬達(270)發動(圖32)，帶動兩端螺旋方相恰相反之雙推蝸桿(262)正轉時，驅使頂罩(256)下緣之蝸齒條(274)向外推，而將兩片頂罩(256)打開，行曝光運作。反轉時，則驅使蝸齒條(274)向內推，將兩片頂罩(256)關閉，終止曝光運作。

底層(260)頂部為限光板(276)，中心有一限光孔(278)，亦位於反光主鏡(266)與反光副鏡(268)正投影之中心點處。由此限光孔(278)通過細縫(277)作圖，穿過反光副鏡(268)成放射狀沿伸至無窮遠處，若有訊號送來，而被反光主鏡(266)反射之光線，將被反光副鏡(268)再反射，且穿過細縫(277)及限光孔(278)聚焦(圖41及圖42)，如光束(320)，若於此聚焦處置感光底片(282)，則可感光成像，而其它方向射來之訊號如光束(322)及光束(324)，則難以通過細縫(277)，更無法通過限光孔(278)，因此不會使成像受到干擾，而每一作用瞬間，可謂一維空間之聚光針孔成像。

在底層(260)內部有曝光裝置，為恐底片(282)受外界光干擾，全部感光裝置，以半圓形暗箱隔板(290)與外界隔開，再以暗箱支柱(296)支於地上(圖33及圖34)，以限光孔(278)為圓心的半圓環狀底片軌道架(280)側面刻有等間隔之底片槽(281)(圖36)，各底片(282)依次順底片槽(281)併排於底片軌道架(280)內緣，(圖35)且恰好皆位於各自光束(320)之焦點處，底片軌道架(280)則由底片軌道支柱(294)連於暗箱支柱(296)上。

當光束(320)穿過細縫(277)及限光孔(278)時容易

造成繞射作用，為避免過份干擾底片(282)成像的清晰度，在靠近併排的底片(282)上方置放光隙控制門(286)，以限制繞射光落於底片(282)上，此光隙控制門(286)以滑行溝槽架於光隙控制門軌道(284)上，並設一光隙控制旋鈕(288)以調節曝光之間隙。每條底片(282)在曝光間隙下須由西向東對應天象之運行，緩緩移動。未曝光膠卷(292)及曝光膠卷(293)分別置於暗箱隔板(290)兩側(圖34)，使容易繞膠卷軸推轉，也容易由暗箱之外側取換。曝光膠卷(293)露於暗箱隔板(290)外側部分，由橡皮輪(312)帶動旋轉，而各橡皮輪(312)之動力及轉速由一同步馬達(298)驅動各齒輪組(圖37至圖40)控制，因各橡皮輪(312)之傾斜度及轉速各不相同，故各齒輪組之結構方式及齒數比不盡相同，獲得之各曝光膠卷(293)，取下後可拼成二維空間之完整天象圖。

此反光型台(圖27)對於能被反光主鏡(266)及反光副鏡(268)反射之一切波動都應有效，也就是波長大於紫外線且可被底片(282)感光的所有電磁波皆可使用，但若考慮便於聚集，避免過度繞射、隔絕干擾及大氣散射等方面，則對主副鏡大小的決定、精密度的要求、孔隙與波長的配合、濾片及感光底片的選擇等均須嚴加限制，觀測長波長時，須使相關機構降溫，以避免空間熱輻射的影響等都要詳加計算。

五穿透型台主要機構與說明：

星體發出的高能輻射穿透力甚強，被物質散射，造成二次射叢再逐漸被物質吸收的機率很大，故無法聚焦，也不適合在大氣層內探測，只有在太空中或無大氣干擾的星球上進行偵測工作。

穿透型台(圖43)實際上就是一具偵測高能輻射的人造衛星設計，外形如一圓柱體，周圍貼滿太陽電池(328)，若需更大功率，則應增設太陽電池板。穿透型台邊緣設有收發天線(382)，以與地面之工作站相互聯絡及傳遞資料。內部靠近一底面部分與一般人造衛星相似，為公轉、自轉、軌道姿勢等之控制電路系統(342)及訊號轉換、收、發控制之微電腦。甚餘部分則為偵測器各主要機件配置。全部外緣，包含防護頂板(326)等，以抗輻射較佳之隔板(如鉛板)防護，以免不必要的射線穿透而破壞了偵測作用。防護頂板(326)中央有一孔為輻射入口

(332)(圖46)。

此台以停留於赤道某區域上空之同步衛星設計為佳，如此其轉軸即與地軸平行，也與上、下兩底面平行，輻射入口(332)外部有兩片半圓隔板(330)，平行且相隔成一正南北向之狹縫，因此僅能容許通過天頂的子午線方向射來的輻射進入此狹縫，而進入狹縫的輻射大部分仍被隔絕，如目標區外之輻射束(368)(圖49)，僅有少許能再通過輻射入口(332)進入偵測區，如目標方向之輻射束(370)。每一作用瞬間，好比一維空間之針孔成像。

太空中的輻射包含種類繁多，除很大頻率範圍的電磁波外，還包括中子、微中子、帶電粒子……等，縱使適當選擇感光底片，也很難避免嚴重干擾，尤其是一些帶電粒子，種類多、能量範圍大，而且不能由它們來探測天象，因為由星體發射的帶電粒子在浩瀚宇宙中奔馳，會受所經路徑附近的星體磁場施力影響而一再偏折，故偵測到的帶電粒子各方向的性質大致相同，只能紀錄其強度隨時間之變化，用以了解太陽黑子等的活動狀況。

穿過輻射入口(332)的輻射，被限制在一維空間成像，其中的帶電粒子可以用電場及磁場的作用力推離此空間。在防護頂板(326)上，沿南北方向安置一具雙臂狀之電磁鐵(334)，可不致影響子午線上射來之輻射(圖46及圖48)，兩臂桿上以同方向緊密纏繞線圈(336)，通以直流電流則底部將如馬蹄形磁鐵般呈現N極及S極。另順南北方向置兩片平行之電極板(344)，其正負極電位須與磁極配合，使對帶電粒子的施力方向有相加性，如此輻射中的帶電粒子將受力作用，視電性之不同往東或往西偏離(圖50)，只要在東西方向不同的偏離角位置放置蓋格計數器之類的輻射偵測器(346)，每隔一段時間統計一次，則根據偏離角、電、磁場強度、偏離之方向、粒子的質量等，可估算太空中各種帶電粒子的帶電性質、電量、速度及強度的變化狀況。

穿過輻射入口(332)的中性粒子射束(378)，不受電、磁場的影響，直線前進，再穿過半球殼隔板(348)中沿南北方向切開之中性輻射穿越槽(366)，而到達核膠乳曝光膠片組(356)上，其中部分穿透力較

弱的粒子被薄片(388)濾去。各膠片均呈帶狀，依次沿南北方向排列於曝光軌道架(380)上。利用同步馬達(384)、各齒輪組(386)及橡皮輪(364)，可推動成像膠卷(358)，使各膠片皆由西向東對應天象緩緩移動(圖46及圖48)，此部分與反光型台(圖37)相似。在太空中，膠卷之取換困難，故須在發射前裝妥足夠一段長時間使用之膠卷，借用拍立得顯像方式顯像後，經電視攝像器即CCD(362)每隔一定時間掃瞄一周，使影像轉換成微波再由收發天線(382)傳回地面，影像還原、拼圖及分析。

拍立得膠卷分正片及負片兩種，若在負片之

兩面皆塗上感光乳劑，則可得雙面負片，而負片之底材，適當取材成輻射隔片，在此雙面負片膠卷(350)之上下方各有一附藥劑塗膠膜之正片膠卷(352)(354)，感光後正負片在拍立得顯像區(360)被壓合作用而顯像，半值層較小之輻射，主要顯像於上方，半值層較大之輻射，較能在下方顯像，顯像後逐漸被推移出來，經過CCD每隔一段時間，對所有剛顯像之膠片，沿南北方向掃瞄一周，並以微波方式經收發天線(382)傳回地面，還原及拼合出二維空間的完整天象圖。

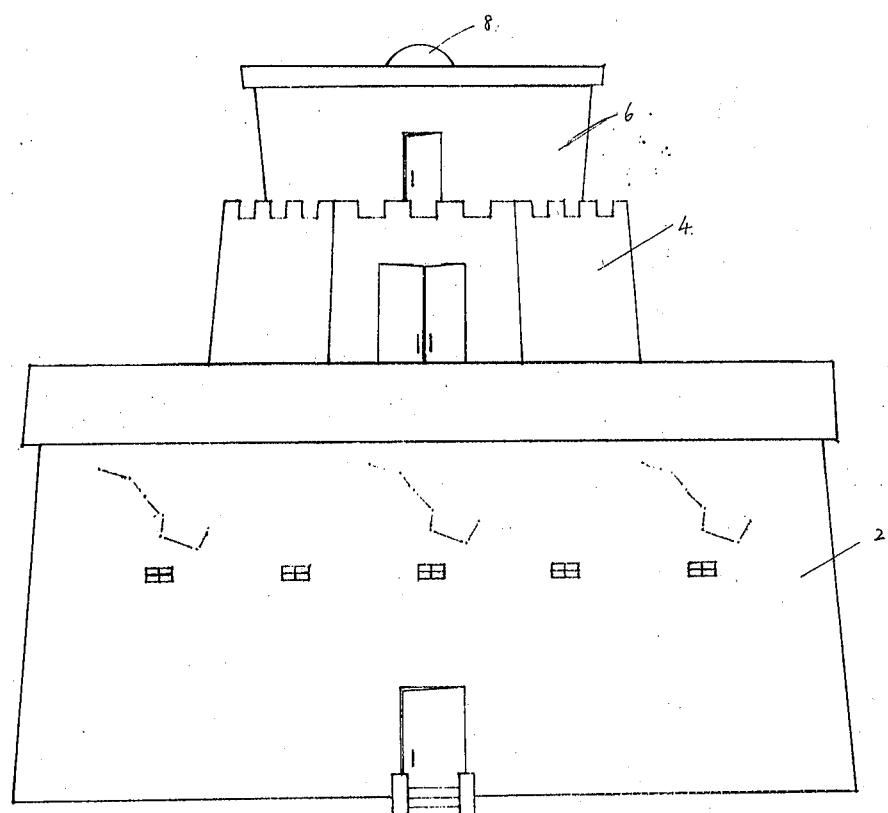


圖 1

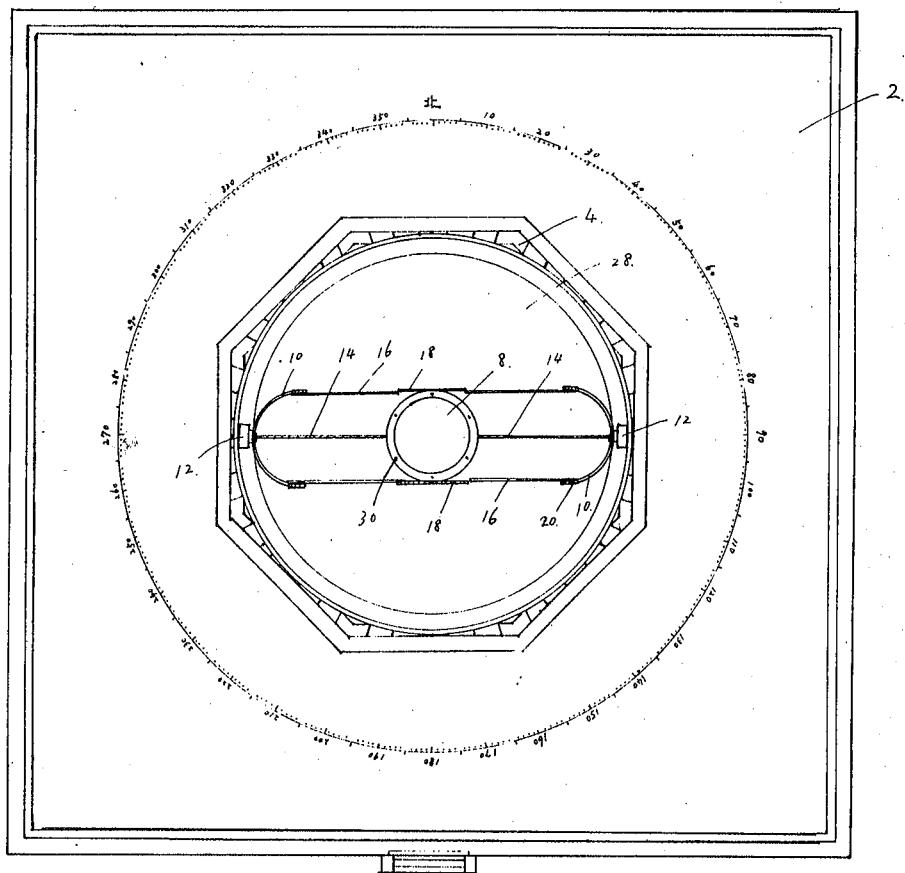


圖 2

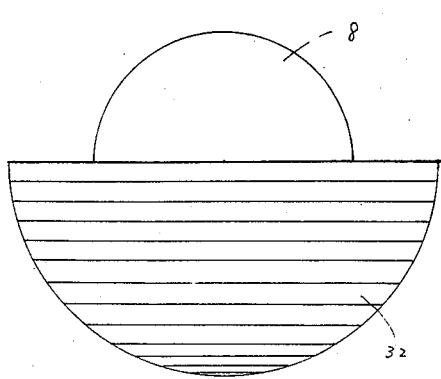


圖 3

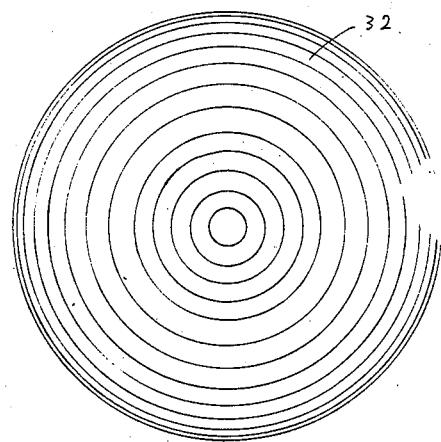


圖 4

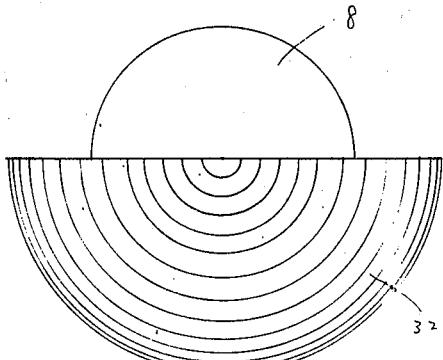


圖 5

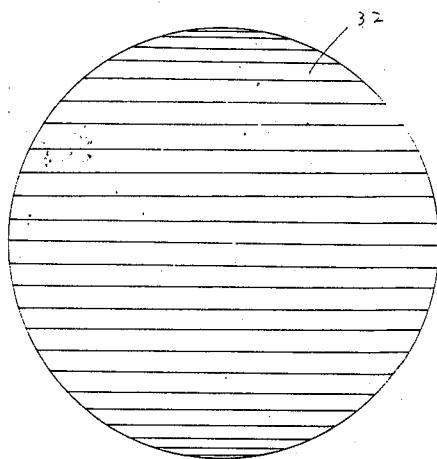


圖 6

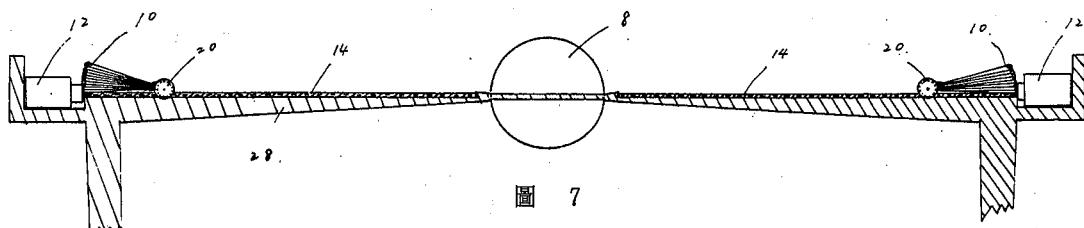


圖 7

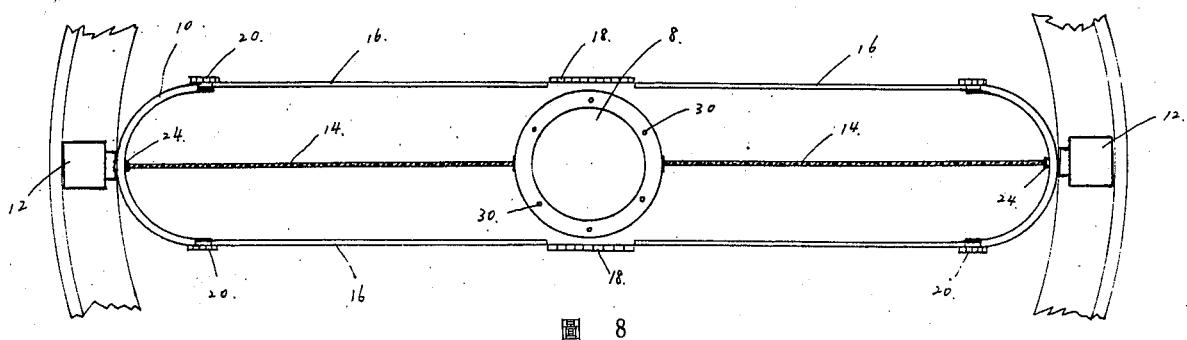


圖 8

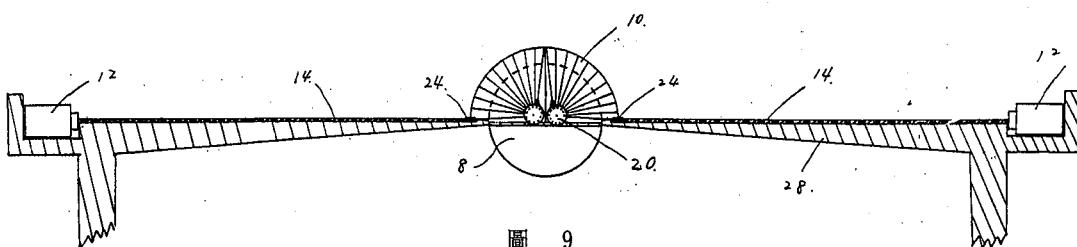


圖 9

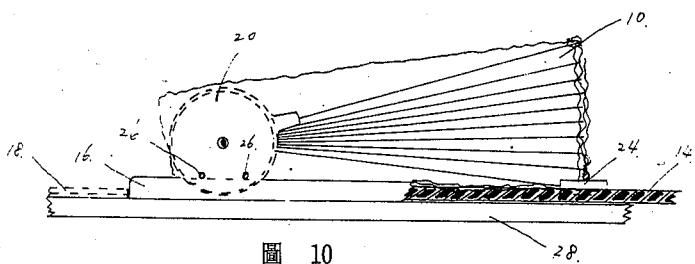


圖 10

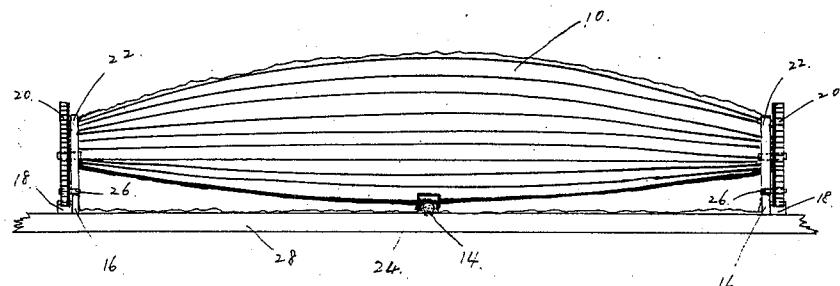


圖 11

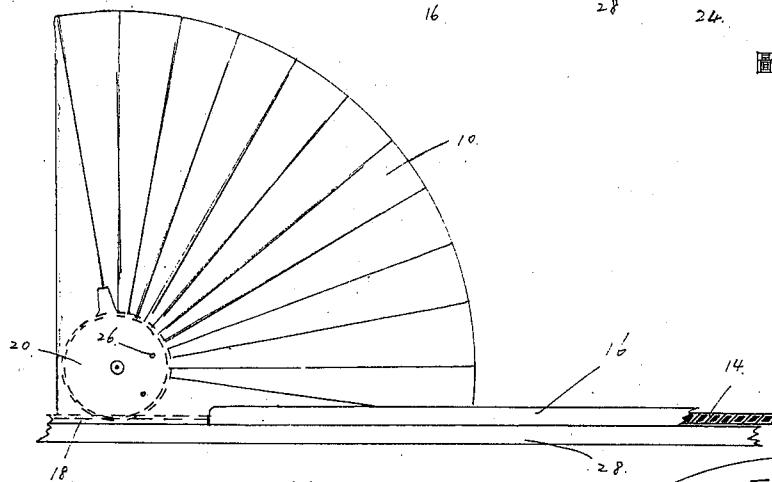


圖 12

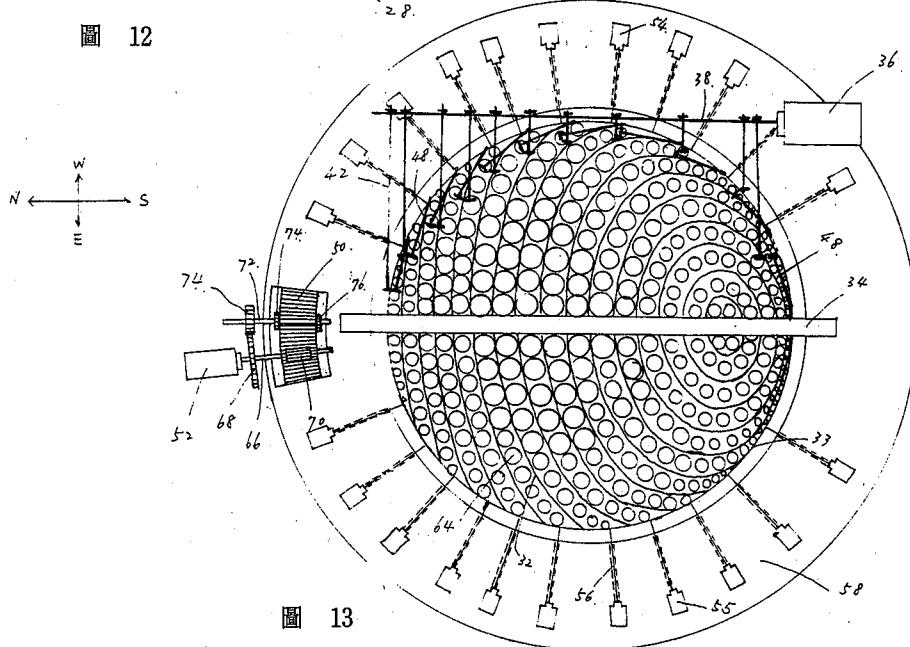


圖 13

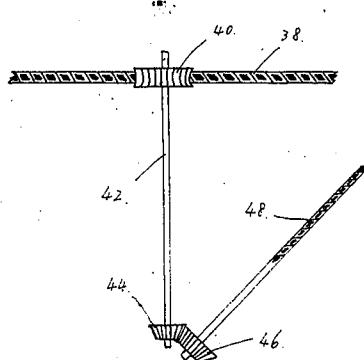


圖 14

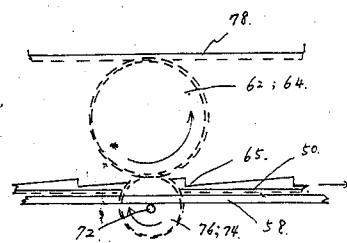


圖 15

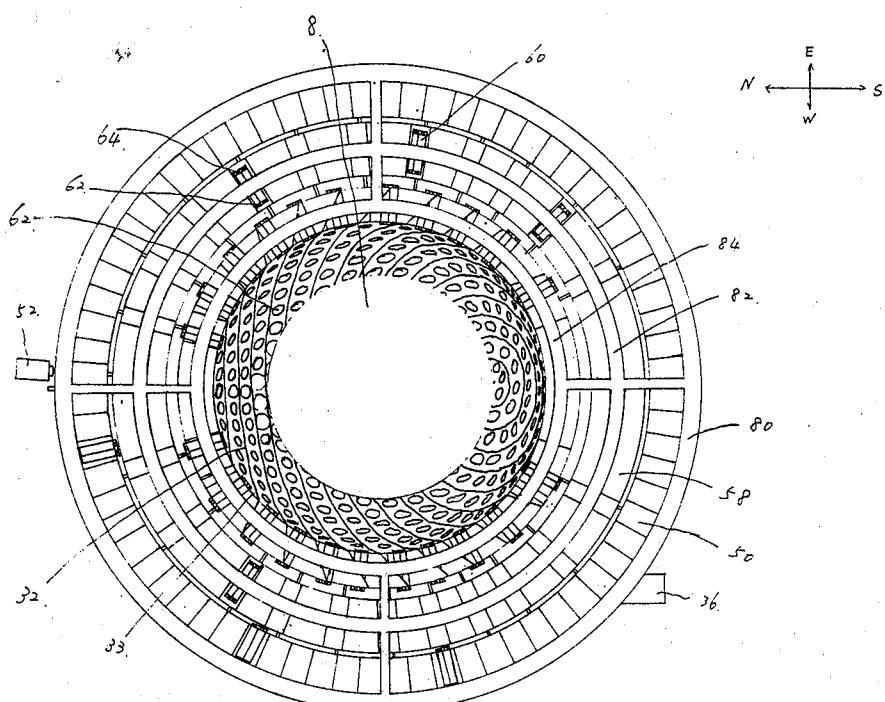


圖 16

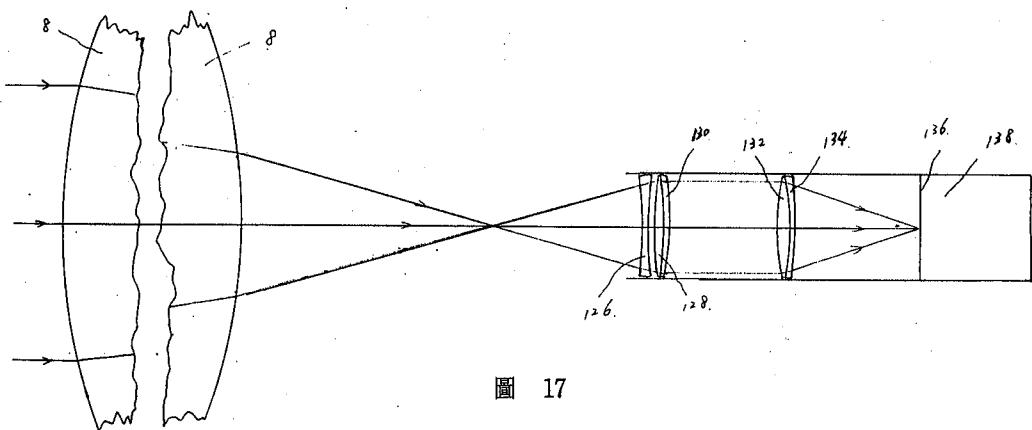


圖 17

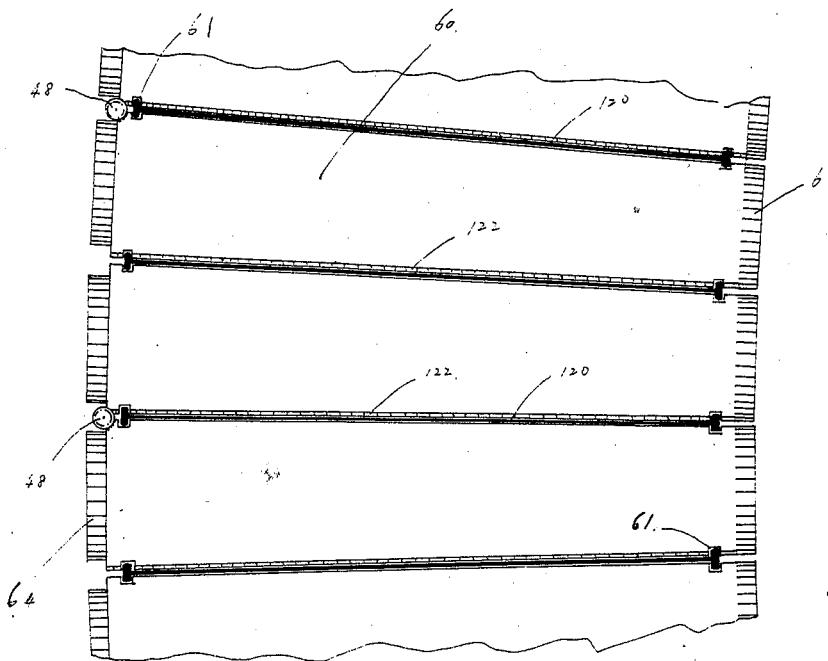


圖 18

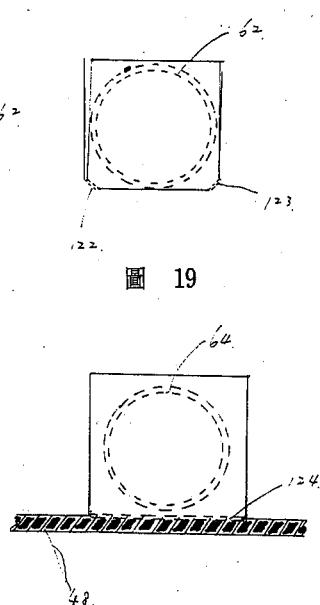


圖 19

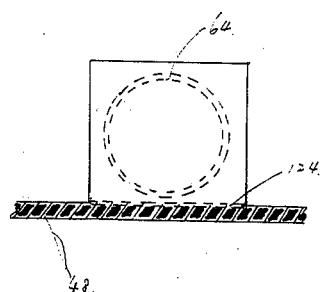


圖 20

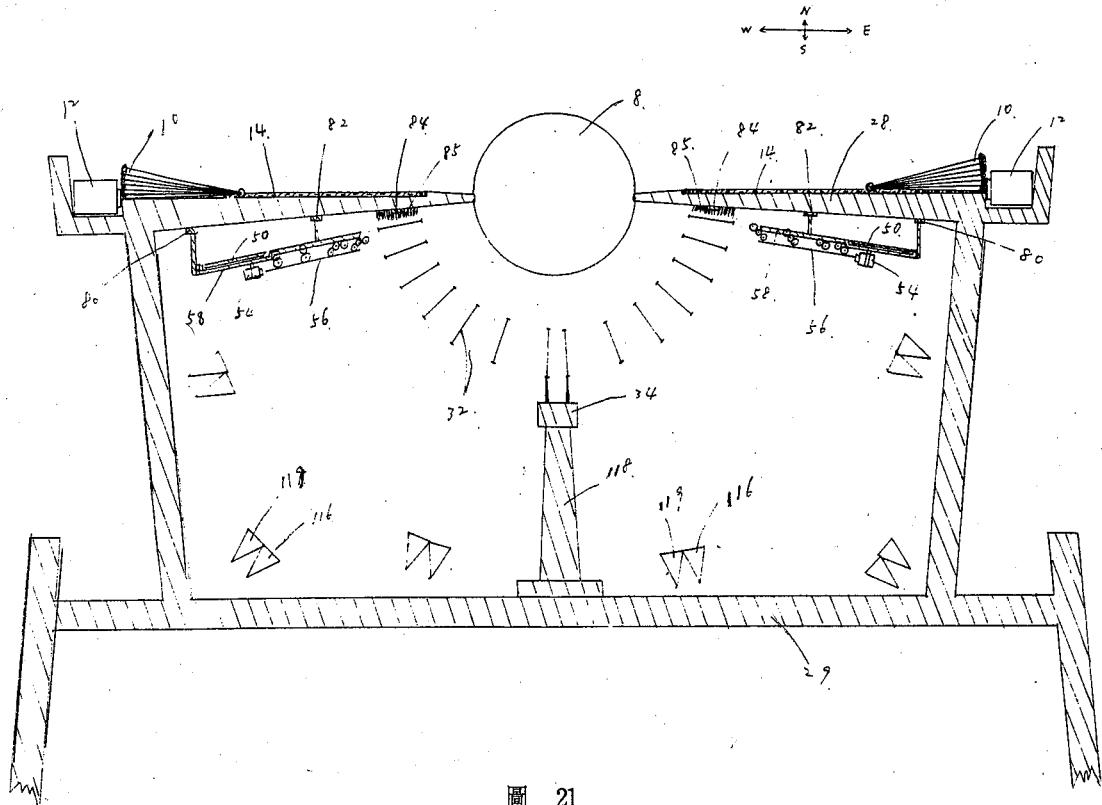


圖 21

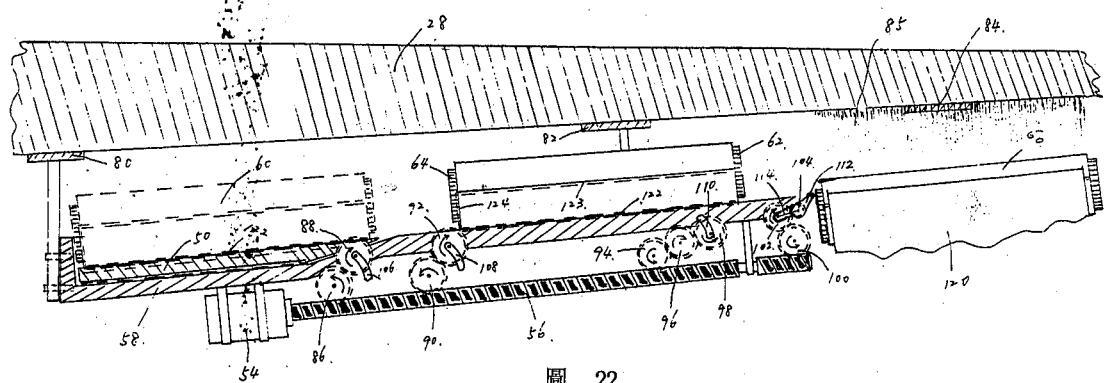


圖 22

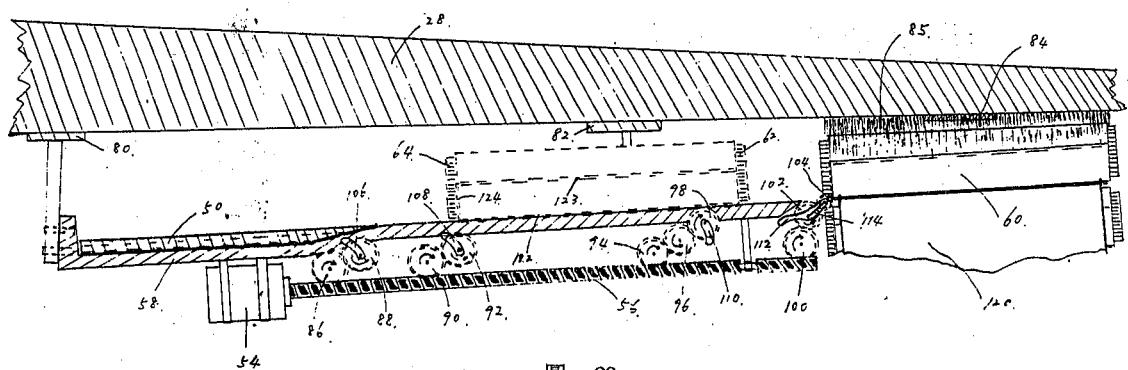


圖 23

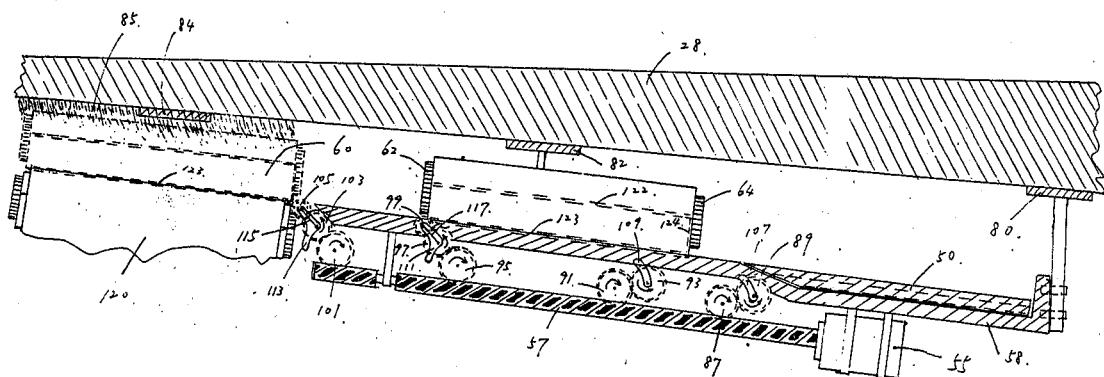


圖 24

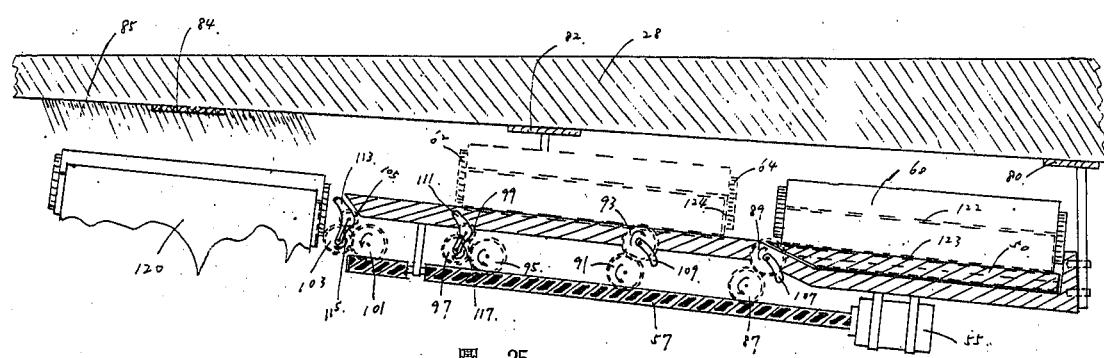


圖 25

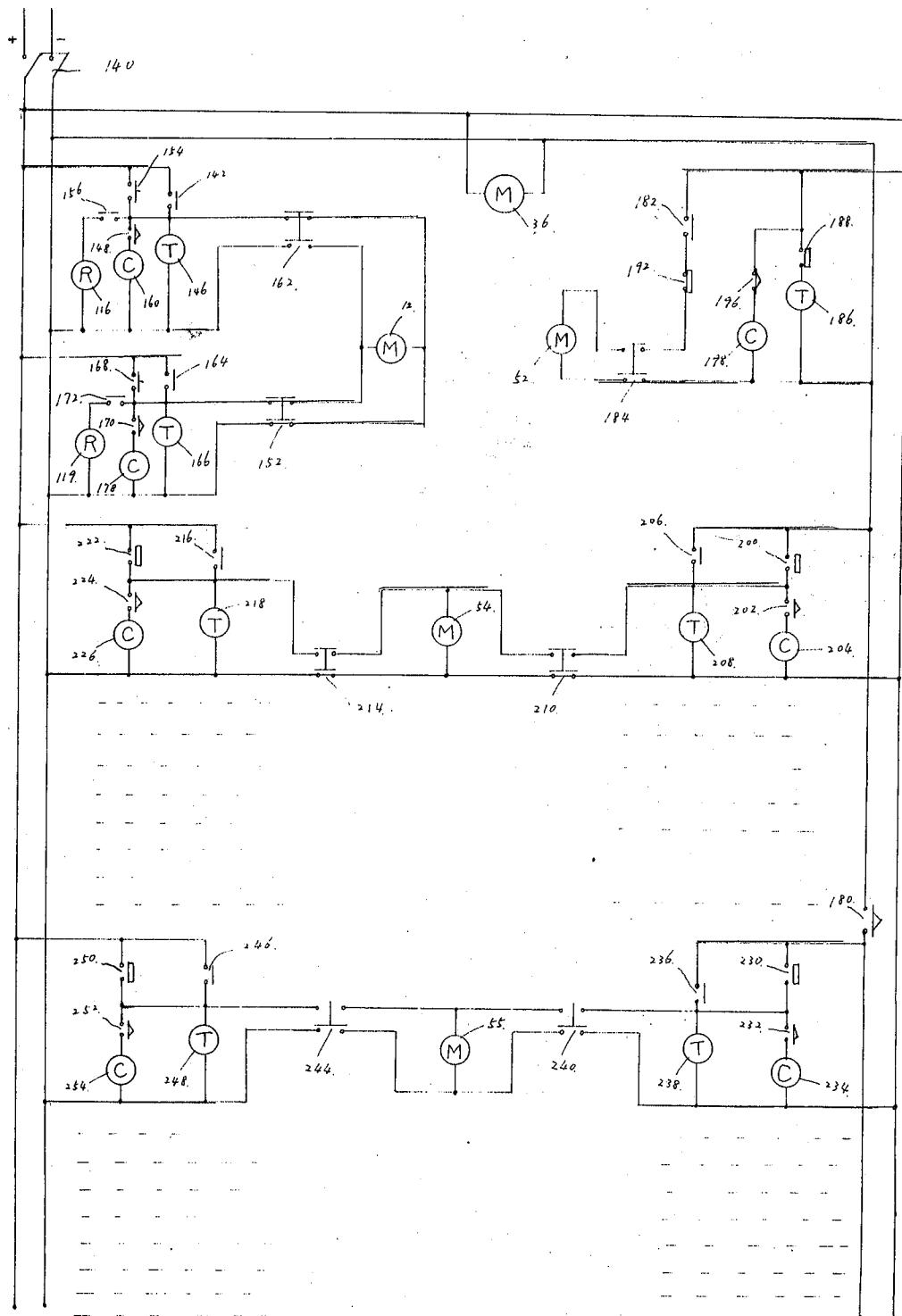


圖 26

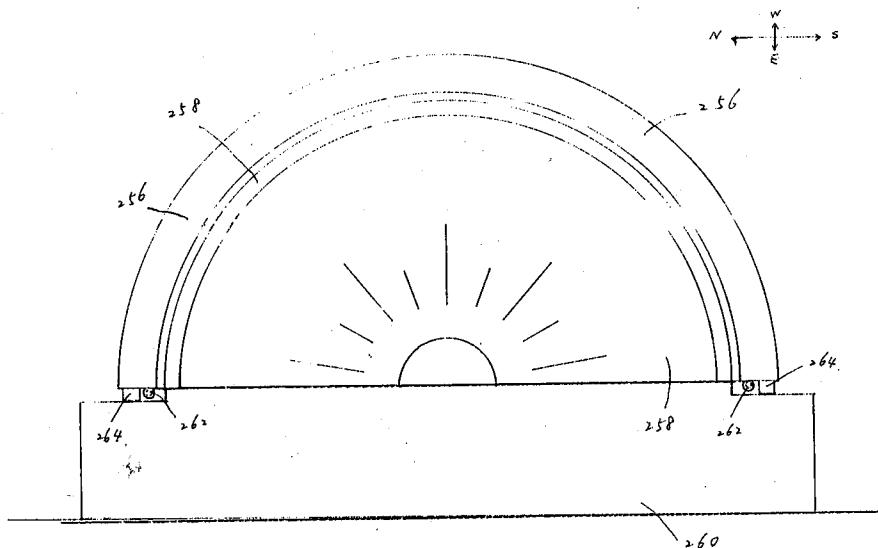


圖 27

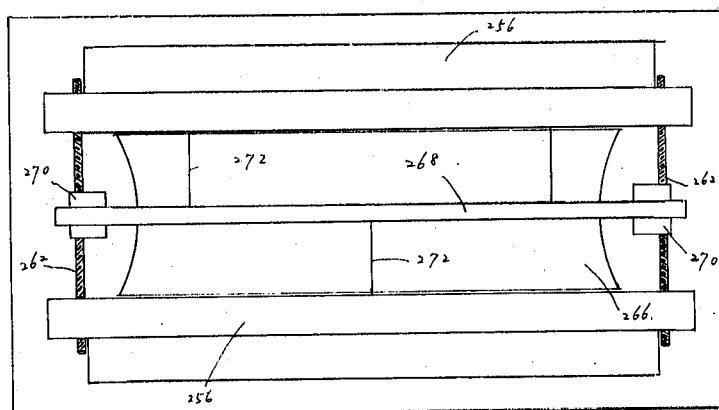


圖 28

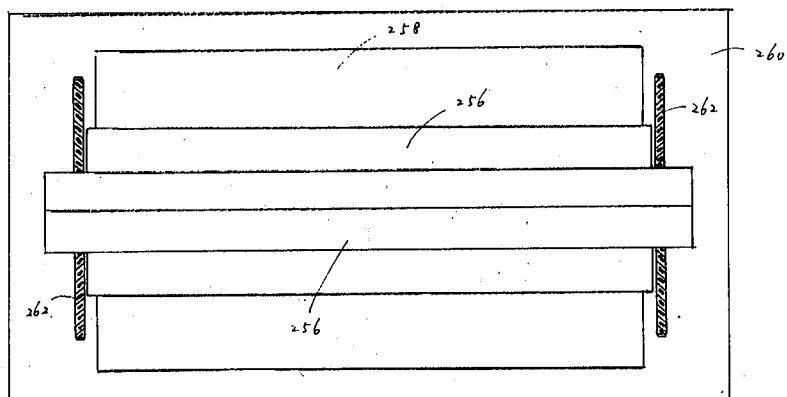


圖 29

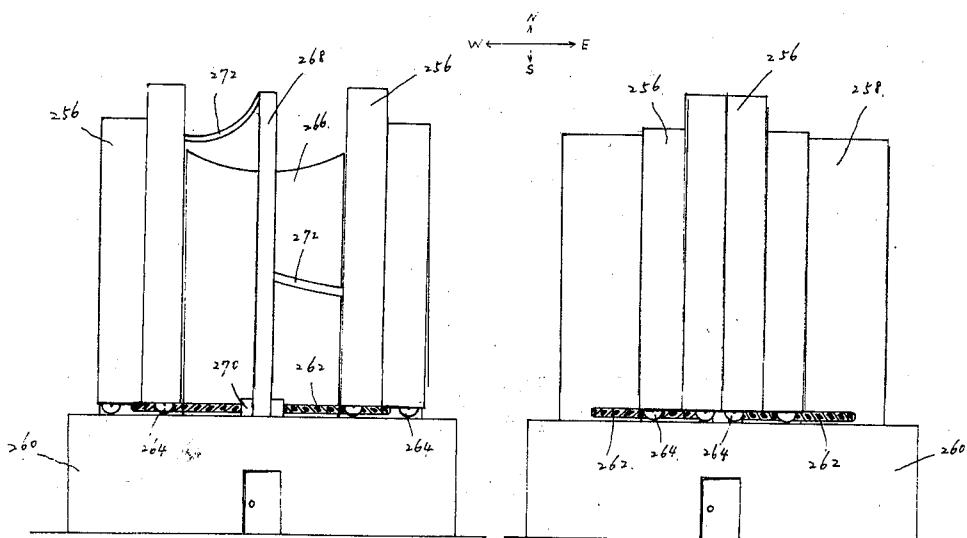


圖 30

圖 31

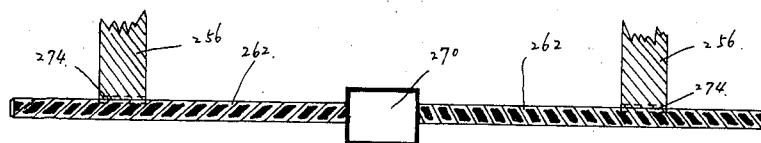


圖 32

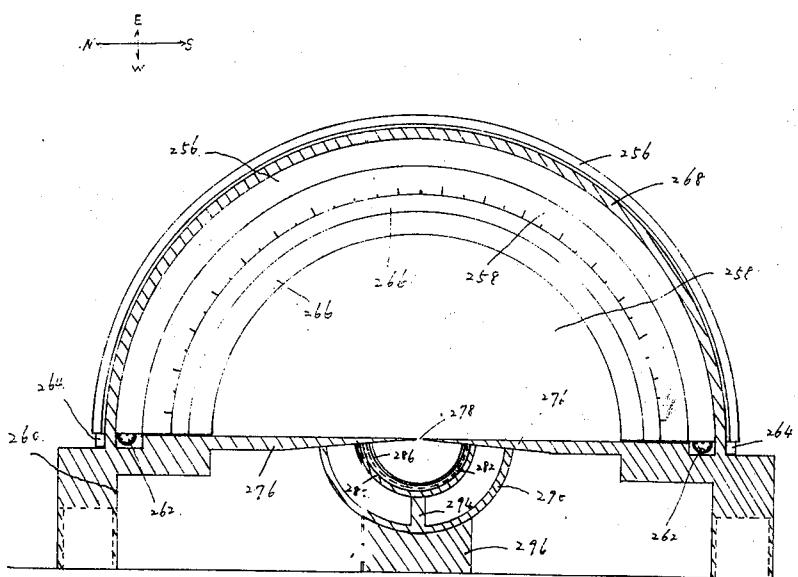


圖 33

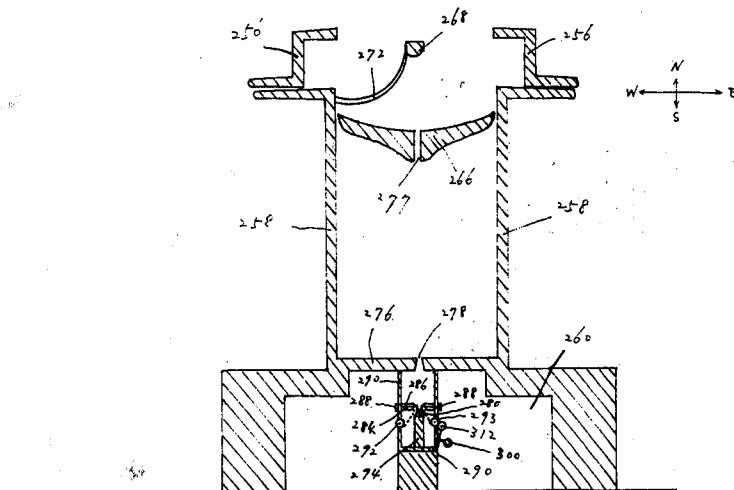


圖 34

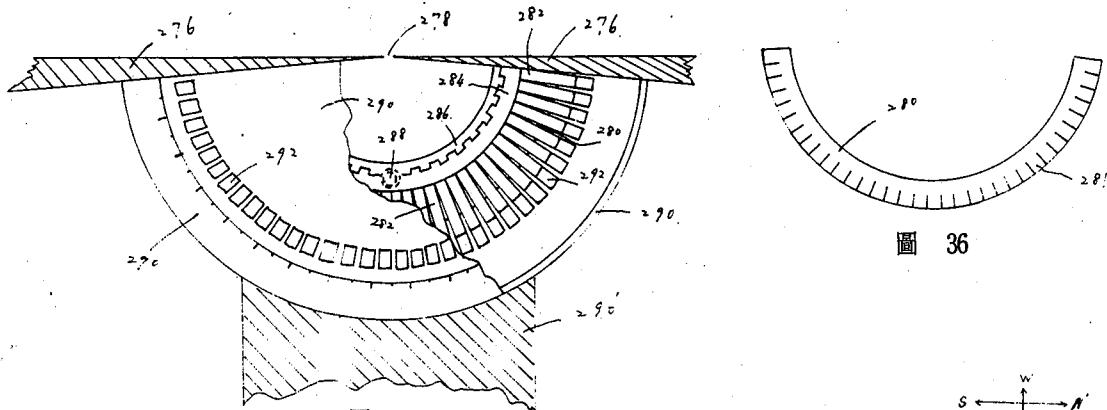


圖 36

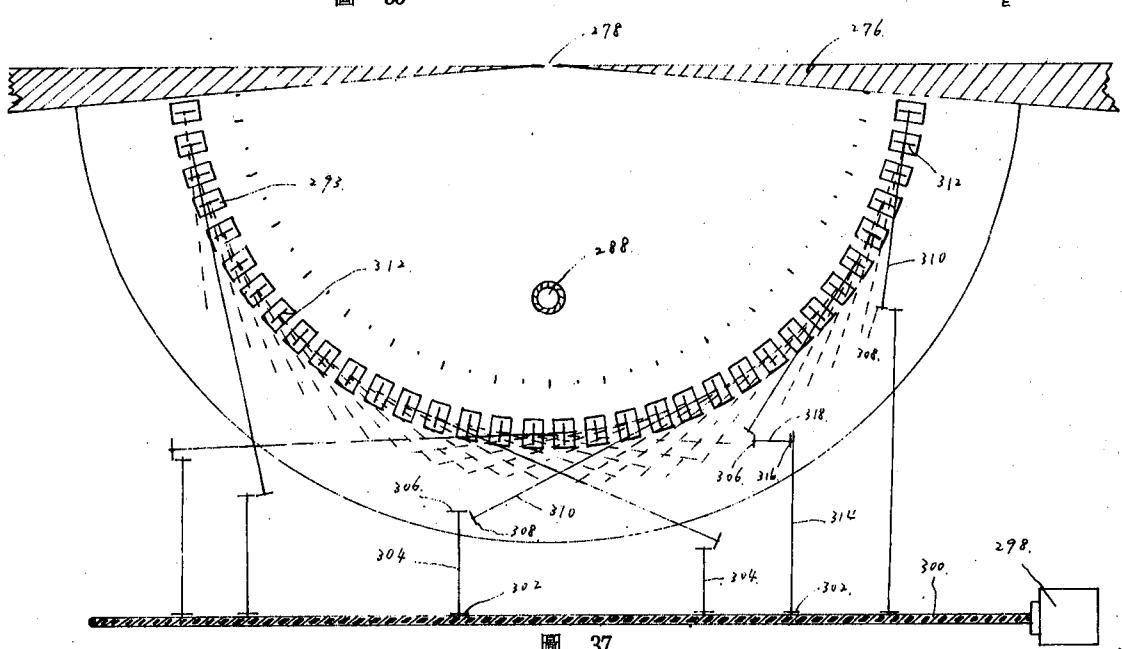


圖 37

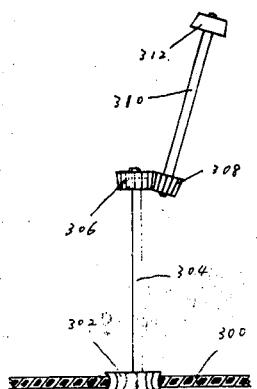


圖 38

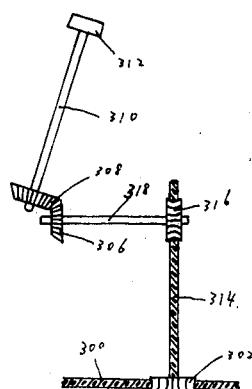


圖 39

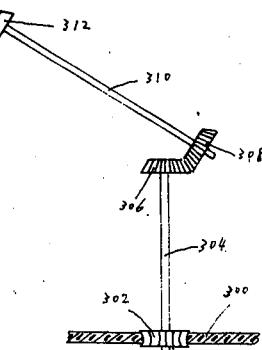


圖 40

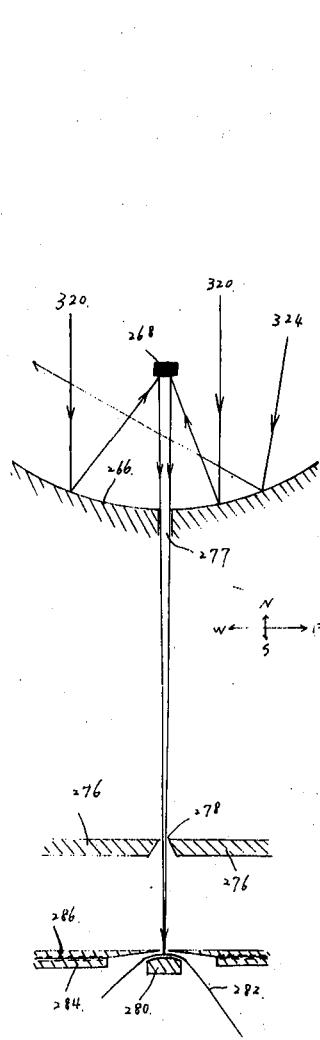


圖 42

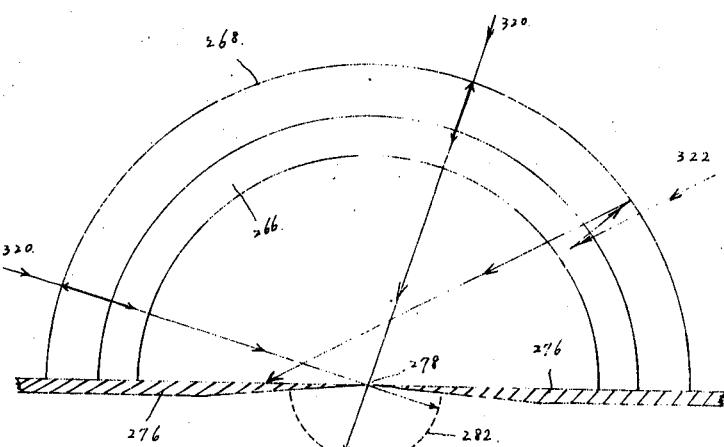


圖 41

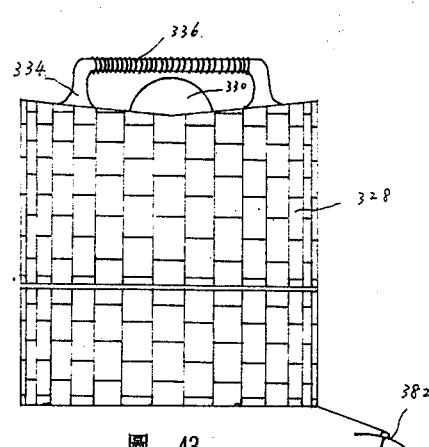


圖 43

N ← ↑ → S

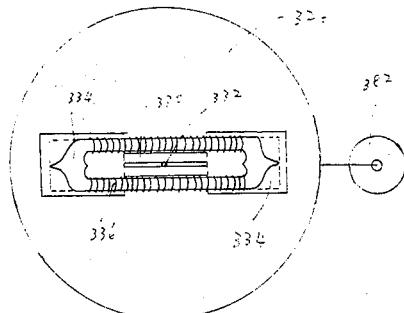


圖 44

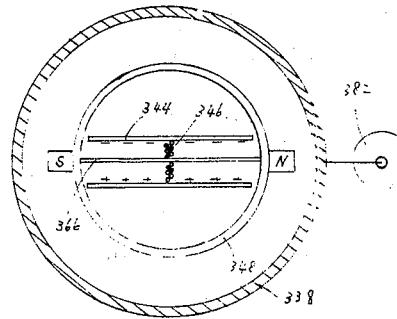


圖 47

N
W ← ↑ → E
S

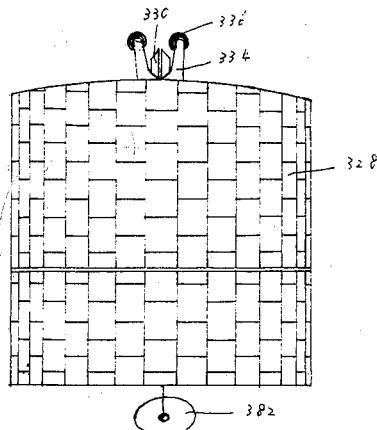


圖 45

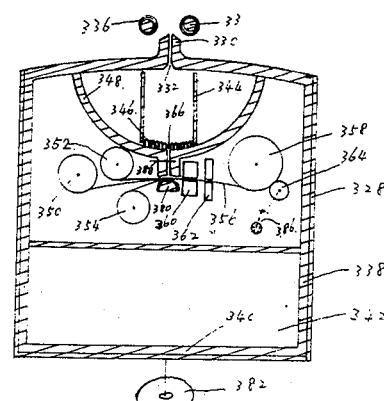


圖 48

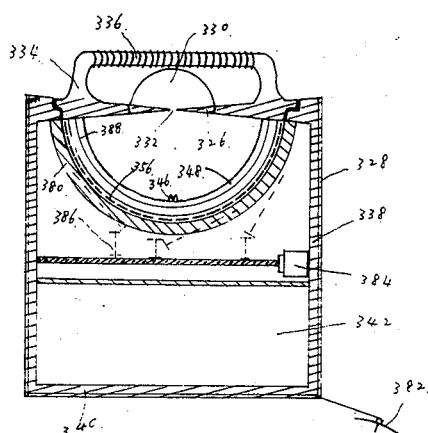


圖 46

N ← ↑ → S
E
W

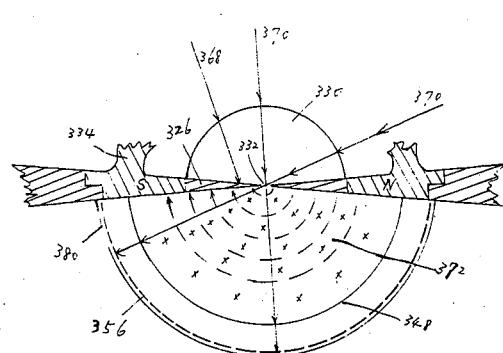


圖 49

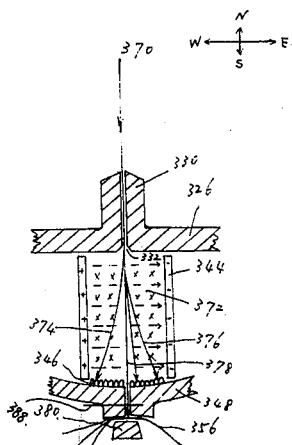


圖 50

四、結論

許多人明察秋毫，但周圍仍不時發生稍縱即逝，且不為人知的事件，因為世界太大，我們的觀察範圍卻是有限的，天際之大更非區區地球可比，縱使現代天文台能往宇宙極限處探索，遺漏之處更不知多少。一次觀看的區域畢竟太小，逍遙台的構想便在於捕捉那稍縱即逝的現象。唯不足之處仍多，例如為顧慮拼合之完整性，故放大率受限，集光率也不容易達到很大，地面觀測通常也只限在無雲的夜晚進行。瞬間以一維空間範圍曝光，同步移動掃出二維空間的天象圖。還是不能做到每一時刻都兼顧整體。

追求完美，看來只是一種無法實現的理想，正因為如此，才有機會不斷進步吧！不論如何，若能將此台製做成功，相信對天文觀測會有所貢獻。作者僥倖思尋出概略，細節部分問題仍多，絕非一人之力可以僥倖製造。

此台之初步設計，主要由古籍中獲得靈感。隱藏在古籍中類似的記載相信不少，也許古人早有預知，也許是巧合，但對於那些真實性沒有定論的推敲，與其白費精神，不如集中力量促其實現。在無垠的天地間，個人聲息微不足道，眼前成敗、得失，隨著事過境遷，也如青烟散去。唯獨生命的傳續，環環相扣，永無止息，在所屬生

命長鏈之中，自我行為必然有著深遠的影響。幾千年來，祖先遺傳後代的基因並沒有多少改變，幾千年後，推想也不致有大變更，今天我們對前人的評論，也會是後人即將對我們的評論，我們希望受到什麼樣的對待呢？我們應該如何付出自己的對待呢？千千萬萬的事情，因緣際合各不相同，但總是依循著同樣的道理啊！

五、誌謝

生我父、母給了我應有的一切，沒有特殊之處，也沒有大的殘疾，包括情、慾，我跟別人一樣，困苦、挫折、煩惱與喜悅，世上大多數人的遭遇也與我類似，大恩不言謝，逝去的父親、年老的母親，借此稟告，兒已滿意，因為經歷了許多人都有的遭遇，在人生的體驗上較少欠缺。

我們能體會別人的心境，別人自然也可以體會我們，只是有多少人常願設身處地為他人想想呢？是自我中心太強吧！劃地自分，結果只是在樹造更多敵人。「從前莊周夢為蝴蝶，醒來猶懷疑是現實置身於蝴蝶的夢境裡！」試著進入莊子的意境，發現歷代百家註疏之外，還有一片新天地。什麼時候敵我才能真正相互體諒呢？恨意消逝，或許能換來意想不到的喜悅。

六、參考資料

- 劉省齋註譯，1987：莊子讀本。魯南出版社。
- 繆端生，1974：動物生理學。國立編譯館。
- 汪仁虎、陳為立，1988：10至300千電子伏射線能譜的偵測與校驗。核子科學，25-4，284-293。
- 汪仁虎，1991：自動應象儀之研製。氣象學報，37-1，33-44。

COMPOUND EYE OBSERVATORIES

Jen-hu Wang

*Department of Mathematics and Physics
Chinese Air Force Academy*

ABSTRACT

The compound Eye Observatory (CEO) is a device to record the whole celestial body. The inspiration of its design comes from the literature "Transcendental Bliss" written by Chuang-tzu. There are three types: refractive, reflective, and transmissive CEO's. The constitution of the refractive CEO's lenses is likened to the eyes of fish, insects, and birds. Together with its mechanism, structure, and automatic control, the refractive CEO has then become a compound eye observatory of refraction, which can search the visible light in the radiogram of the whole celestial body. The reflective CEO, whose structure is derived from that of the refractive CEO, has a parabolic reflector and has mainly been used for searching the visible light and infrared rays in the radiogram of the whole celestial body. Both of the above mentioned CEO's have a fixed objective lens so that there will not be any trouble in operating the enlarged mechanisms if we are to increase its size at our will. Whereas the transmissive CEO is a modified device of the reflective CEO. However, it has to be installed in space or on a planet where there is no atmosphere. It is designed to detect the X-rays and γ -rays in the radiogram of the whole celestial body. The exposure of these three observing "eyes" should be in synchronous movements with the celestial body. Then after all the pictures have been taken, we can obtain a whole celestial map by putting them together, which in turn enables us to observe and analyse the celestial body with ease. It could also provide a reference for us to compare the observation results before and after we use a large single-object telescope to observe the celestial body.

Keywords: Compound Eye Observatory (CEO), Transcendental Bliss.

台東地區日射量估算之研究

張佑芳
中央氣象局

摘要

台東地區全天日射量與日照時數、日照率和平均總雲量之相關係數，不論統計年數之長短，普遍達1%或5%顯著水準。其相關係數以1983年至1989年為最大，約在0.76至0.99。

以日照時數、日照率和平均總雲量為自變數，分別建立直線迴歸方程式。亦無論統計年數之多寡，各年期各月份之方程式普遍達F檢定1%或5%顯著水準。其誤差均方根，各月份皆以1983年至1989年為最小，其中尤以全天/理論日射量與日照率之方程式(式④)為最小。本文選擇此式為台東地區全天日射量之較佳模式。各月份之較佳迴歸模式的 R^2 ，約為0.58至0.97。其估算誤差之變異，因月份而異。以一月、二月、四月、七月、八月、九月和十一月之迴歸方程式最為理想，未超過5%，其他月份則約在5%至10%。

關鍵詞：全天日射量，理論日射量，日照率

一、前言

日射量(solar radiation)在空間和時間上之變異對長期氣候要素而言，扮演一決定性之角色，亦為影響氣候變遷與作物生育之一重要因素。以後者而言，有三種反應得藉助日射量誘導，始有作用。一是光合作用(photosynthesis)，須在可見光之波長下，方能有反應。二是光週感應(photoperiodism)，其臨界光譜約為 $0.7\mu\text{m}$ 至 $1\mu\text{m}$ ，並且不同作物對日照長短反應，因作物種類而異。三是趨光性(phototropism)，所需波長約為 $0.43\mu\text{m}$ 至 $0.48\mu\text{m}$ (Griffiths and Driscoll, 1982)。

國內曾有多位學者專家(顏, 1974；唐, 1979；黃和徐, 1982；張等, 1986；柳和歐, 1988；馮等, 1989)進行日射量之研究。顏(1974)以國外學者發展之方程式，評估台北等四個地區日射量與雲量之關係。並以Ångström提出之線性方程式 $Q/Q_0 = a + b(n/N)$ ，評估日射量與日照率之關

係。唐(1979)亦以此方程式探討台南地區日射量與日照率之關係。黃和徐(1982)仍採用該方程式，探討台北等八個地區日射量與日照之關係。張等(1986)採用Prescott所修正之方程式，探討台北等八個地區日射量之分布。柳和歐(1988)採用三層雲模式，分析其對輻射加熱和冷卻率等之影響。馮等(1989)探討大氣中懸浮微粒對全天太陽輻射量之影響。

日射量之重要性在國內已日漸受重視，除農業氣象觀測網一級農業氣象站及部份二級農業氣象站有全天日射量觀測外，氣象局所屬氣象站亦約有半數有該項觀測，惟專用氣象站有此項觀測之比率則甚低，未超過30%。但日照時數之觀測卻十分普遍化，因此，現階段探討日射量之估算，有其實質意義。而國內學者所建立方程式中之截距(intercept)及斜率(slope)，受時間、空間與氣候變遷的影響，有修正之必要。因此，本文先選擇台東地區之日射量資料進行分析，期望藉由該地區之探討，能獲得一簡易之方法，以應用

於日射量之估算。

二、材料與方法

利用統計方法分析氣象資料，須有長期且一致性之氣候值。因此，本文初步選取台東地區之日射量資料為探討對象。

(一) 氣候

本文利用之氣候資料包括全天日射量、日照時數、日照率和平均總雲量等四項，其來源為交通部中央氣象局所屬台東氣象站，1955年至1990年間之氣候值。

(二) 模式之評估

以直線迴歸分別建立全天日射量與日照時數、日照率和平均總雲量之方程式。另因受大氣衰減影響，改採用 Prescott 所修正之方程式(張等，1986)，建立全天／理論日射量(Q/Q_A)之方程式。其式子如下：

$$Y=a+bx \quad Y: \text{全天日射量} (\text{MJ/m}^2/\text{日}), X: \text{日照時數} (\text{HR}/\text{日}) \quad (1)$$

$$Y=a+bx \quad Y: \text{全天日射量} (\text{MJ/m}^2/\text{日}), X(n/N): \text{日照率} \quad (2)$$

$$Y=a+bx \quad Y: \text{全天日射量} (\text{MJ/m}^2/\text{日}), X: \text{平均總雲量} \quad (3)$$

$$Q/Q_A=a+b(n/N) \quad (4)$$

式(4)中， Q 為全天日射量($\text{MJ/m}^2/\text{日}$)， Q_A 為Angot 值，即理論日射量($\text{MJ/m}^2/\text{日}$)， n 為實測日照時數， N 為理論日照時數。 Q_A 值(張，1986)及 N 值(日本新編農業氣象手冊，1974)均以內插法求得。

測定全天日射量之儀器，於1983年由魯卑式(Robitzsch)更新為熱電偶式(Thermocouple)，而日照時數之觀測歷年均採用康培司托克式日照計(Campbell stokes sunshine recorder)。因此，以1983年為分界點，分別統計1955至1981年、1983至1989年及1955至1989年之模式，評估其彼此間之差異。於F檢定(F test)達5%或1%顯著水準下，以誤差均方根(Root MSE)為選擇較佳日射量模式之依據。

上述之統計均利用SAS套裝軟體運算之(SAS, 1985)。

三、結果

由台東地區全天日射量1955年至1981年、19

83年至1989年及1955年至1989年之氣候平均值獲知，無論統計年數之多寡，皆以夏天為多，冬天為最少(統計資料未列出)。而全天日射量與日照時數、日照率和平均總雲量之相關係數，不論統計年數之長短，除平均總雲量之一月和三月未達顯著水準外，其他均普遍達1%顯著水準，僅少數達5%顯著水準。同時，除平均總雲量為負相關外，日照時數與日照率均為正相關。在全天日射量與日照時數方面，1955年至1981年間之相關係數，約在0.61至0.83；1983年至1989年間之相關係數，約在0.76至0.99；1955年至1989年間之相關係數，約在0.53至0.79。在全天日射量與日照率方面，1955年至1981年間之相關係數，約在0.59至0.81；1983年至1989年間之相關係數，約在0.76至0.98；1955年至1989年間之相關係數，約在0.52至0.81。在全天日射量與平均總雲量方面，1955年至1981年間之相關係數，約在-0.43至-0.77；1983年至1989年間之相關係數，約在-0.76至-0.99；1955年至1989年間之相關係數，約在-0.53至-0.78(表1至表3)。

以全天日射量為隨變數(dependent variable)，日照時數、日照率和平均總雲量為自變數(independent variable)，分別建立直線迴歸方程式。並以全天／理論日射量為隨變數，日照率為自變數建立直線迴歸方程式。由其統計結果顯示(統計資料未完全列出)，除式(3)和(4)之1955年至1981年及1955年至1989年一月份未達顯著水準外，其他各月份之方程式均達F檢定1%或5%顯著水準。其誤差均方根，各月份皆以1983年至1989年者為最小，其中尤以全天／理論日射量與日照率之方程式(式4)者為最小(表4)。在 Adj R² 方面，各式均以1983年至1989年者為最大。

因此，本文選擇式(4)，1983年至1989年之直線迴歸方程式為台東地區全天日射量之較佳模式。該模式以全天／理論日射量為隨變數，日照率為自變數。此些較佳迴歸模式之R²、截距(a值)和迴歸係數(b值)，以及其標準機差(standard error)詳列於表5。另以1990年之觀測值為獨立庫之資料，評估上述各月份之較佳全天日射量迴歸模式。將所得估算值與實測值之差值，除以其實測值，即為其誤差(%)。由此些資料發現，各

表1 台東地區全天日射量與日照時數之相關係數
Table 1 The correlation coefficient between global solar radiation and duration of sunshine at Taitung.

月份 Month	氣候資料 Climatic data		
	1955—1981	1983—1989	1955—1989
Jan.	0.63662**	0.93955**	0.65806**
Feb.	0.60630**	0.92257**	0.68263**
Mar.	0.77292**	0.90959*	0.77751**
Apr.	0.60111**	0.88062**	0.66411**
May	0.83138**	0.91489**	0.76001**
Jun.	0.82413**	0.98623**	0.78632**
Jul.	0.63056**	0.75793*	0.52650**
Aug.	0.66767**	0.96651**	0.60595**
Sep.	0.71916**	0.94355**	0.63549**
Oct.	0.67281**	0.86775*	0.63910**
Nov.	0.72691**	0.93737**	0.74412**
Dec.	0.75221**	0.84837*	0.77065**

* and ** Significant at 5% and 1% level, respectively.

表2 台東地區全天日射量與日照率之相關係數

Table 2 The correlation coefficient between global solar radiation and sunshine rate at Taitung.

月份 Month	氣候資料 Climatic data		
	1955—1981	1983—1989	1955—1989
Jan.	0.66312**	0.95682**	0.67672**
Feb.	0.59425**	0.92455**	0.67381**
Mar.	0.77555**	0.91185*	0.77986**
Apr.	0.60053**	0.88363**	0.66275**
May	0.80757**	0.91397**	0.74308**
Jun.	0.81395**	0.98487**	0.77386*
Jul.	0.60218**	0.76254*	0.51695**
Aug.	0.66982**	0.96691**	0.60282**
Sep.	0.68511**	0.94511**	0.61904**
Oct.	0.61736**	0.86849*	0.62886**
Nov.	0.79874**	0.93723**	0.81064**
Dec.	0.76342**	0.84796*	0.78087**

* and ** Significant at 5% and 1% level, respectively.

表3 台東地區日射量與平均總雲量之相關係數

Table 3 The correlation coefficient between global solar radiation and cloud cover at Taitung.

月份 Month	氣候資料 Climatic data		
	1955—1981	1983—1989	1955—1989
Jan.	-0.18010	-0.89893**	-0.21868
Feb.	-0.48804*	-0.93781**	-0.54900**
Mar.	-0.53311**	-0.80685	-0.54639**
Apr.	-0.49270**	-0.84235*	-0.57939**
May	-0.52759**	-0.76450*	-0.57101**
Jun.	-0.43391**	-0.98588**	-0.55522**
Jul.	-0.48699*	-0.80044*	-0.54520**
Aug.	-0.51846**	-0.89013**	-0.53050**
Sep.	-0.60763**	-0.92212**	-0.58462**
Oct.	-0.62641**	-0.90973**	-0.65345**
Nov.	-0.76822**	-0.91815**	-0.77635**
Dec.	-0.69724**	-0.83424*	-0.64819**

* and ** Significant at 5% and 1% level, respectively.

月份之估算誤差因月份而異。一月份者，約有2.3%；二月份者，約有0.02%；三月份者，約有5.1%；四月份者，約有0.3%；五月份者，約有9.9%；六月份者，約有6.9%；七月份者，約有1.7%；八月份者，約有0.8%；九月份者，約有1.8%；十月份者，約有7.5%；十一月份者，約有3.3%；十二月份者，約有9.7%（表6）。

四、討論

當日射量輻射至作物時，約有70%至85%之日射量為作物所吸收，其餘則被反射（reflection）和傳輸（transmission）。本文所探討之全天日射量係指一水平面之短波輻射總量，包括直達與漫射。惟目前國內缺少一致性且長期之全天與直達日射量的氣候資料，因此，本文僅先進行台東地區全天日射量估算之研究。該地區測定全天日射量之儀器，於1983年由魯卑支式更新為熱電偶式，而日照時數之觀測歷年均採用康培司托克式日照計。乃以1983年為分界點，分別統計1955至1981年、1983至1989年及1955至1989年之

表4 台東地區全天日射量直線迴歸分析^a

Table 4 The statistic analysis of linear regression for global solar radiation at Taitung.

月份 Month	Equation(1)			Equation(2)			Equation(3)			Equation(4)		
	adj R ²	Root MSE	F Value									
Jan.	0.86	0.552	37.65	0.90	0.469	54.17	0.77	0.708	20.92	0.90	0.018	54.17
		**				**			**			**
Feb.	0.81	1.167	22.87	0.82	1.153	23.55	0.85	1.050	29.19	0.82	0.039	23.55
		**				**			**			**
Mar.	0.78	1.214	19.17	0.79	1.199	19.73	0.56	1.726	7.46	0.79	0.035	19.73
		**				*			*			*
Apr.	0.73	1.404	17.27	0.74	1.388	17.81	0.65	1.597	12.22	0.74	0.036	17.81
		**				**			*			**
May	0.80	0.948	25.68	0.80	0.953	25.37	0.50	1.514	7.03	0.80	0.024	25.37
		**				**			*			**
Jun.	0.97	0.522	177.76	0.96	0.547	161.44	0.97	0.528	173.33	0.96	0.013	161.44
		**				**			**			**
Jul.	0.49	1.086	6.75	0.50	1.077	6.95	0.57	0.998	8.92	0.50	0.027	6.95
		*				*			*			*
Aug.	0.92	0.659	70.93	0.92	0.655	71.83	0.75	1.170	19.08	0.92	0.017	71.83
		**				**			**			**
Sep.	0.87	0.841	40.57	0.87	0.830	41.83	0.82	0.982	28.40	0.87	0.023	41.83
		**				**			**			**
Oct.	0.70	0.995	15.24	0.71	0.992	15.35	0.79	0.831	24.00	0.71	0.032	15.35
		*				*			**			*
Nov.	0.85	0.525	36.21	0.85	0.526	36.12	0.81	0.597	26.85	0.85	0.020	36.12
		**				**			**			**
Dec.	0.66	0.634	12.84	0.66	0.635	12.80	0.64	0.661	11.45	0.66	0.026	12.80
		*				*			*			*

^a:Statistical period:1983—1989.

Equation (1) $\hat{Y} = a + bx + \epsilon$ Y :全天日射量($MJ/m^2/日$) X :日照時數($HR/日$)

Equation (2) $\hat{Y} = a + bx + \epsilon$ Y :全天日射量($MJ/m^2/日$) $X(n/N)$:日照率

Equation (3) $\hat{Y} = a + bx + \epsilon$ Y :全天日射量($MJ/m^2/日$) X :平均總雲量

Equation (4) $\hat{Q}/Q_A = a + b(n/N) + \epsilon$ Q/Q_A :全天/理論日射量($MJ/m^2/日$) n/N :日照率

* and ** Significant at 5% and 1% level, respectively.

表5 台東地區較佳全天日射量之迴歸模式^A

Table 5 The better regression model for global solar radiation at Taitung.

Month	截距(a值)	SE	迴歸係數(b值)	SE	R ²
Jan.	0.235712**	0.0281	0.685010**	0.0931	0.92
Feb.	0.159941*	0.0481	0.867459**	0.1788	0.85
Mar.	0.040770	0.0797	1.310968*	0.2951	0.83
Apr.	0.220411**	0.0489	0.648951**	0.1538	0.78
May	0.211049**	0.0432	0.712043**	0.1414	0.84
Jun.	0.274174**	0.0191	0.556554**	0.0438	0.97
Jul.	0.321796*	0.1143	0.498422*	0.1891	0.58
Aug.	0.283753**	0.0344	0.554823**	0.0655	0.93
Sep.	0.274904**	0.0437	0.604698**	0.0935	0.89
Oct.	0.287054**	0.0585	0.590891*	0.1508	0.75
Nov.	0.182829*	0.0540	0.905609**	0.1507	0.88
Dec.	0.281232**	0.0527	0.569864*	0.1593	0.72

^A:Equation (4) $Q/Q_A = a + b(n/N)$ statistical period:1983—1989

SE : Standard Error

* and ** Significant at 5% and 1% level, respectively.

表6 台東地區較佳全天日射量迴歸模式1990年之估算誤差(%)

Table 6 The estimated error of better regression model for global solar radiation at Taitung in 1990.

月份	估算值	實測值	理論日射量	誤差
Month(MJ/m ² /日)	(MJ/m ² /日)	(MJ/m ² /日)	(%)	
Jan.	10.26286	10.50670	25.5623	2.32
Feb.	13.12008	13.12278	29.6925	0.02
Mar.	13.97756	13.30113	34.2721	5.09
Apr.	12.63365	12.67736	38.1990	0.34
May	18.34891	20.35899	40.1143	9.87
Jun.	17.30296	18.58233	40.6065	6.88
Jul.	24.08204	23.68082	40.2427	1.69
Aug.	21.13804	20.96371	38.8196	0.83
Sep.	16.12259	16.41665	35.6631	1.79
Oct.	15.13588	16.36616	31.0942	7.52
Nov.	14.01310	14.49350	26.5467	3.31
Dec.	10.54971	11.68025	24.3746	9.68

^A 理論日射量：Angot值(張，1986)

模式。惟因欠缺魯卑支式日射計之儀器係數校正資料，故未進行修正。

Ångström於1924年即提出日射量與日照率為一直線關係(Chang, 1986)，而由本文之統計資料獲知，不論統計年數之長短，台東地區全天日射量與日照時數、日照率和平均總雲量之相關係數，普遍達1%顯著水準，僅少數達5%顯著水準或未達顯著水準。除平均總雲量為負相關，日照時數與日照率均為正相關。其彼此間之相關係數以1983年至1989年為最大，約在0.76至0.99，並有許多月份高達0.9以上，由此可證實日射量與日照、平均總雲量之關係密切。

本文所探討之四種直線迴歸統計結果顯示，除式(3)和(4)之1955年至1981年及1955年至1989年一月份未達顯著水準外，其他各月份之方程式均達F檢定1%或5%顯著水準。各模式之誤差均方根，皆以1983年至1989年者為最小，其中尤以全天理論日射量與日照率之模式為最小。各式之Adj R²，均以1983年至1989年者為最大。因此，本文採此方程式(式4)為台東地區之較佳全天日射量模式。該式係由Ångström所提之方程式，將受大氣衰減影響之Q₀修正後而得(張等，1986)。各模式之截距(a值)約為0.04至0.32，迴歸係數(b值)約為0.50至1.31，與世界各地及國內學者(黃和徐，1982)所提之值稍有差異，此可能是所使用之統計單位不同之故。因本文為配合 Geng et al. (1986, 1987, 1988)所發展之氣象模擬模式，SIMMETEO電腦程式之輸入資料，而採用月平均之日資料，分別建立各月份之模式，且其積算值單位為MJ/m²/日。

以1990年觀測值之估算誤差發現，其各月份模式之誤差因月份而異。其中以三月、五月、六月、十月和十二月之誤差稍大，約為5%至10%；其他七個月份則均未超過5%(表6)。以農業的觀點而言，此誤差為可接受之範圍，且該些模式之應用潛力可稱得上甚為理想。

五、結 論

配合全天日射量儀器之汰舊更新，本文以1983年為分界點，將氣候值區分為1955至1981年、1983至1989年及1955至1989年等三種。由統計結

果顯示，不論統計年數之長短，台東地區全天日射量與日照時數、日照率和平均總雲量之相關係數，普遍達1%或5%顯著水準。其彼此間之相關係數以1983年至1989年為最大，並有許多月份高達0.9以上。

在達顯著水準前提下，本文選擇由Ångström方程式修正而得之直線迴歸式(式④)，且統計年期由1983年至1989年者，為台東地區較佳全天日射量模式。此些較佳迴歸模式的截距約為0.04至0.32，迴歸係數約為0.50至1.31。與國內外學者之研究略有差異，此可能是因本文採用月平均之日資料，建立各月份模式，且其積算值之單位為MJ/m²/日所致。

各式之估算誤差亦因月份而異，其中以一月、二月、四月、七月、八月、九月和十一月之迴歸方程式最為理想，未超過5%；其他月份則約在5%至10%。因此，利用該些模式以估算台東地區之日射量，在農業上之應用，有其實質之意義與參考之價值。同時，在缺少日射量觀測值之地區，亦可依當地氣候值，建立適於其利用之方程式。

致謝

衷心感激審查先生的細心斧正與建議，作者將銘諸肺腑，並特此獻上最誠摯之謝意。

參考文獻

- 日本養賢堂，1974，新編農業氣象手冊，第一版，P.837.
- 柳中明、歐思真，1988，雲對大氣輻射場之數值模擬，大氣科學第16卷第4號：409—434。
- 唐榮澤，1979，台南地區日射量之分析，氣象學報第25卷第2期：15—20。
- 張鏡湖，1986，台灣地區全年太陽輻射之分布，行政院國科會補助計畫，NSC-74-0202-M002-07，P.3。
- 張鏡湖、鄭師中、劉明揚、1986，台灣地區全年太陽輻射之分布，中國地理學會會刊，第14期：5—16。

- 黃國偵、徐森雄，1982，台灣地區日射與日照關係之初步探討，氣象學報第28卷第1期：22—29。
- 馮欽賜、柳中明、沈秀蓉，1989，懸浮微粒衰減全天空太陽輻射之研究，大氣科學第17期第4號：287—302。
- 顏俊士，1974，台灣各地之日射量估計問題，大氣科學第1期：72—80。
- Chang, Jen-Hu. 1968. Climate and Agriculture Aldine, Chicago.
- Geng, S. and J. S. Auburn. 1987. Weather simulation models based on summaries of long-term data. Weather and Rice: 237-254.
- Geng, S., J. S. Auburn, E. Brandstetter, and B. Li. 1988. A program to simulate meteorological variables: Documentaion for SIMMETEO. Agronomy Progress Report No. 204, University of California, Davis.
- Geng, S., W. T. F. Penning de Vries and I. Supit. 1986. A simple method for generation daily rainfall data. Agric. For. Meteorol., 36:363-376.
- Griffiths, J. F. and D. M. Driscoll. 1982. Survey of Climatology. Charles E. Merrill Publishing Company.
- SAS Institute. 1985. SAS user's guide: statistics Version 5 ed SAS Institute Inc., Cary, NC.

STUDY ON THE ESTIMATION OF SOLAR RADIATION AT TAITUNG

Yu-fang Chang
Central Weather Bureau

ABSTRACT

No matter how long the three statistical periods of the climatic data collected in Taitung was defined, the correlation coefficients of the global solar radiation and duration of sunshine as well as the sunshine rate and cloud cover were commonly significant at 1% level; only a few of which were at 5% level. Their correlation coefficients of 1983 through 1989 were between 0.76 and 0.99, which were the largest.

The linear regression models were formulated by taking the duration of sunshine, sunshine rate, and cloud cover as independent variables. It showed that, regardless of which period of statistical years, the monthly model per year was almost significant at 1% or 5% level under an F test. The root MSE's of 1983 to 1989 were the smallest in comparsion with the three periods, in which the one of the model for the global over extra-terrestrial solar radiation and sunshine rate was the smallest. Such equation was chosen as a better model for estimating the global solar radiation in Taitung. The R^2 's of monthly better regression models were between 0.58 and 0.97. But the error of estimation varied with months. The idealer models were the ones of January, February, April, July, August, September and November because their errors were below 5% and others were around 5% and 10%.

Key words: Global solar radiation, extra-terrestrial solar radiation, Sunshine rate.

民國八十年颱風調查報告 ——侵台颱風(9111)愛麗

林秀雯

中央氣象局預報中心

摘要

愛麗(ELLIE)颱風，編號9111號，為民國80年第3個影響台灣地區的颱風。8月11日00Z從熱帶性低氣壓發展成輕度颱風，生命期維持有7天半，強度僅發展至中度，其移動路徑主要受副熱帶高壓導引，以偏西移動為主。愛麗颱風於8月18日凌晨1時30分(地方時)在鼻頭角附近登陸後，掠過台灣北端進入台灣海峽北部，並於當日傍晚在福建湄州灣附近登陸，強度迅速減弱成熱帶低壓。

愛麗颱風雖直接侵襲本省北部及東北部，但由於颱風本身強度較弱且雲系範圍較小，故未造成嚴重災害，損失輕微。

中央氣象局對愛麗颱風路徑之預測，各種客觀預報預報方法中，以PE Model的24小時平均誤差121公里為最佳，而官方發布的預報24小時平均誤差，則以本局135公里最佳，美軍(PGTW)的150公里居次。

一、前言

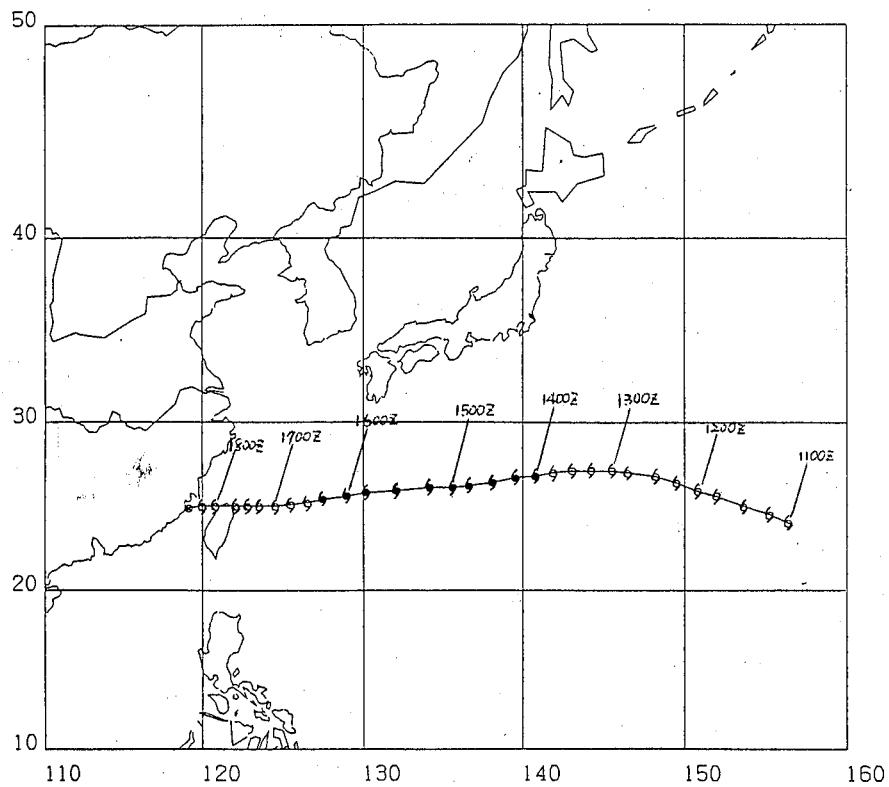
愛麗(ELLIE)颱風，為今(80)年在西北太平洋海域生成的第11個颱風，亦為侵襲台灣地區的第3個颱風，於8月11日00Z在硫磺島東方海面形成，18日登陸台灣東北角，而後登陸大陸，強度迅速減弱成熱帶低壓，生命期維持7天半(8月11日00Z—8月18日12Z)。愛麗颱風的行徑與副熱帶高壓勢力的強弱有密切關係，雖然愛麗颱風直接侵襲本島，但對本省造成的損失輕微。本報告簡單討論愛麗颱風的特性、發展經過、強度及路徑變化，各種颱風路徑預報方法校驗，以及侵台時各項氣象因素變化。

二、愛麗颱風之發生及經過

愛麗颱風為民國80年8月份之第2個颱風，其每6小時之位置、中心氣壓、最大風速及暴風半徑等資料見表一，最佳路徑見圖一。

8月11日00Z，輕度颱風愛麗於硫磺島東方海

面形成(北緯24.1度，東經156.4度)，中心氣壓998毫巴。生成之初緯度較高，形成後向西北西移動，強度亦逐漸增強，13日雖有中緯度槽線系統移近，但由於強度較弱，未有足夠力量導引愛麗北轉，同時颱風北邊副熱帶高壓勢力增強(圖二)，使得颱風路徑偏西，並於13日晚起偏向西南西移動。14日00Z愛麗颱風強度增強至中度，15日移速增快，至15日18Z已移至北緯25.9度，東經130.2度，對台灣北部及東北部海面構成威脅，中央氣象局於16日3時30分(地方時)發布第3號海上颱風警報(表二)，12小時後，由於愛麗颱風繼續偏西移動，因此中央氣象局於16日15時15分(地方時)對台灣北部及東北部發布陸上颱風警報。16日09Z愛麗颱風減弱成輕度颱風，繼續以時速17公里的速度向西移動，中央氣象局預估颱風影響的時間約於17日傍晚開始，而17日06Z後颱風進行速度減慢，致使颱風實際影響台灣地區的時間比預估侵襲時間約晚6小時左右，是何原因造成颱風速度減慢，仍待研究。



圖一 愛麗颱風最佳路徑圖（8月11日00Z~8月18日12Z）

Fig 1. The best track for typhoon ELLIE

18日1時30分(地方時)愛麗中心在鼻頭角附近登陸(如圖三)，後掠過台灣北端進入台灣海峽北部，由於受到地形破壞，強度減弱，暴風範圍縮小，因此於18日中午12時(地方時)解除陸上颱風警報，當日傍晚颱風在福建湄州灣附近登陸後，強度迅速減弱成熱帶低壓，故在18日20時10分(地方時)解除海上颱風警報。颱風警報發布期間，本局衛星中心提供颱風逐時定位資料(表三)，此外15日下午起愛麗颱風進入日本雷達站的監視範圍，17日亦進入本省花蓮雷達站，中正及大陸雷達站的監視範圍(表四A~D)，皆為颱風小組定位之參考，亦為此颱風最佳路徑中心定位依據。

三、愛麗颱風強度變化探討

圖四為愛麗颱風強度隨時間變化曲線，由圖可知愛麗僅發展至中度颱風，從14日00Z持續至16日09Z。愛麗颱風增強至中度後，並未繼續發展之

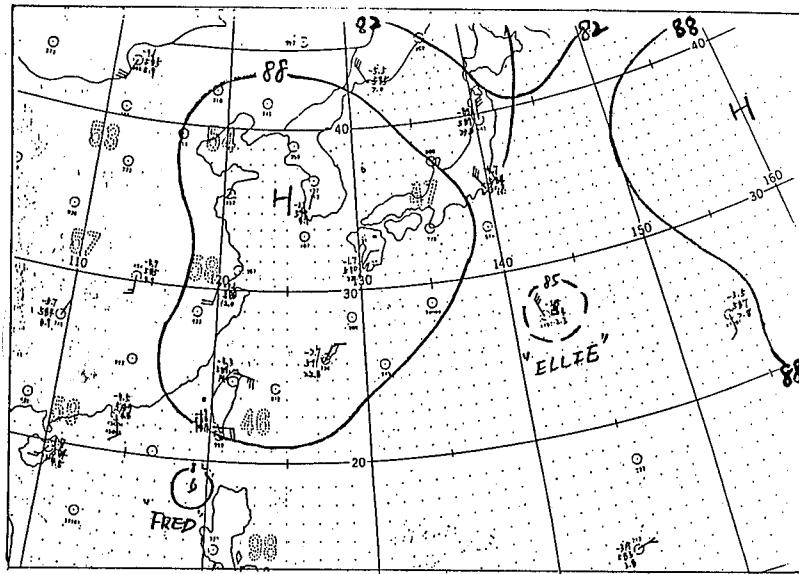
原因，可能與高層環流有關(如圖五)，由圖中可看出在颱風之高層反而有氣旋式環流出現，不利於颱風的發展。至16日09Z愛麗已減弱為輕度颱風，18日清晨登陸台灣東北角，環流受地形破壞，當日傍晚登陸大陸，強度更迅速減弱成熱帶性低氣壓，而結束該颱風之生命史。

四、愛麗颱風侵台期間各地氣象因 素變化分析

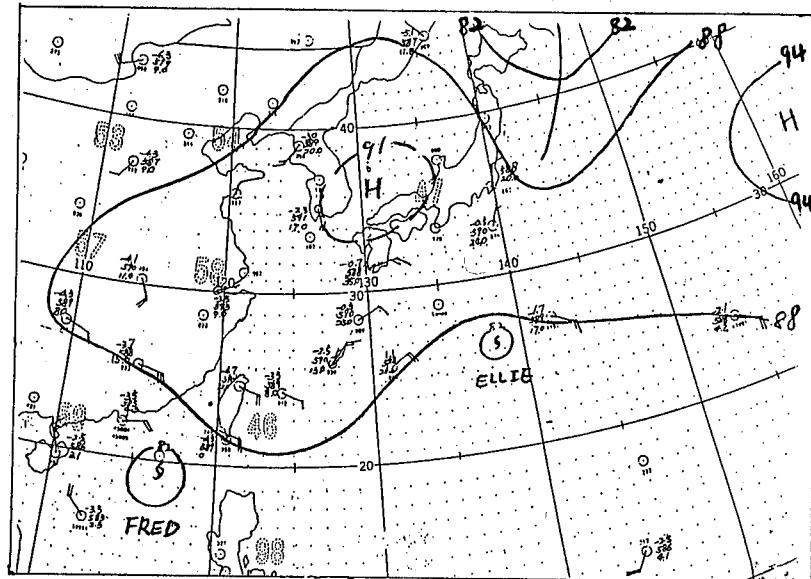
愛麗颱風由於本身雲系範圍較小，且在其登陸前強度已逐漸減弱，登陸後環流結構再受到地形破壞，因此對台灣地區的影響程度較小。表五為愛麗颱風侵台期間各地氣象要素資料，簡單分析如下：

(一)氣壓

愛麗颱風中心移近台灣期間，台灣北部各測站出現最底氣壓的時間，大多集中在18日凌晨(圖



(a) 131200Z

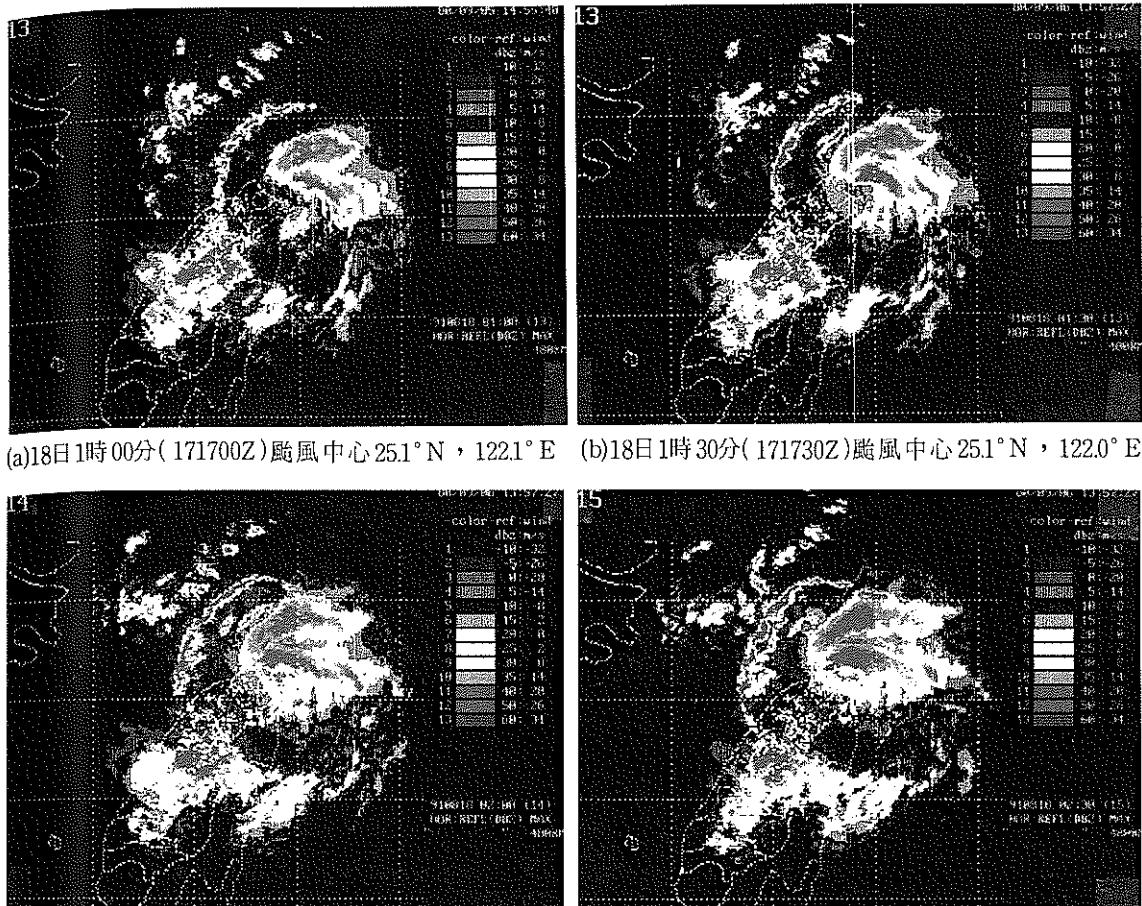


(b) 141200Z

圖二 民國80年8月13日及14日12Z之500mb天氣圖

: (a) 13日 (b) 14日

Fig 2. The 500mb charts at 131200 (a) and
141200Z (b) AUG 1991



(c)18日2時00分(171800Z)颱風中心 25.1°N , 122.0°E (d)18日2時30分(171830Z)颱風中心 25.2°N , 121.8°E

圖三 民國80年8月18日1時至2時（地方時）中正雷達所拍攝愛麗颱風降水回波圖。

圖序(a) 1時 (b) 1時30分 (c) 2時 (d) 2時30分

Fig 3. The chart of echoe of 46686 radar at 171700Z~171830Z, AUG 1991

六），由於愛麗在台灣東北角登陸，離登陸點最近之基隆站測到之最低氣壓為986.1毫巴，時間為8月18日2時24分（地方時）。

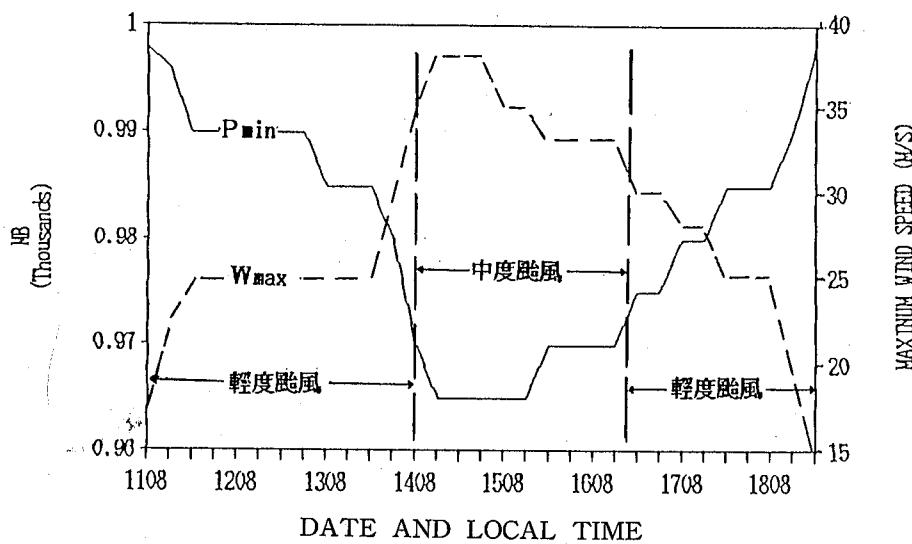
二風速

愛麗颱風侵台期間，因強度較弱，暴風半徑亦小，因此在其侵襲時風力影響程度不大。彭佳嶼地區出現最大陣風48.2M/S（15級風），平均風力有34.2M/S（12級風），鞍部最大陣風31.0M/S（11級風），平均風力19.9M/S（8級風），基隆地區則出現26.0M/S（10級風）之陣風，台北亦有19.4M/S（8級風）之陣風，此皆受到颱風環流直接影響。但未在暴風範圍內之蘭嶼地區，亦有

26.8M/S（10級風）之陣風，由圖七可見，愛麗在登陸前後，地面等壓線因受到山脈影響而呈不對稱分布，在台灣東南方海面有一副低壓產生，蘭嶼地區相對有較密集之等壓線，因此亦有強風出現。

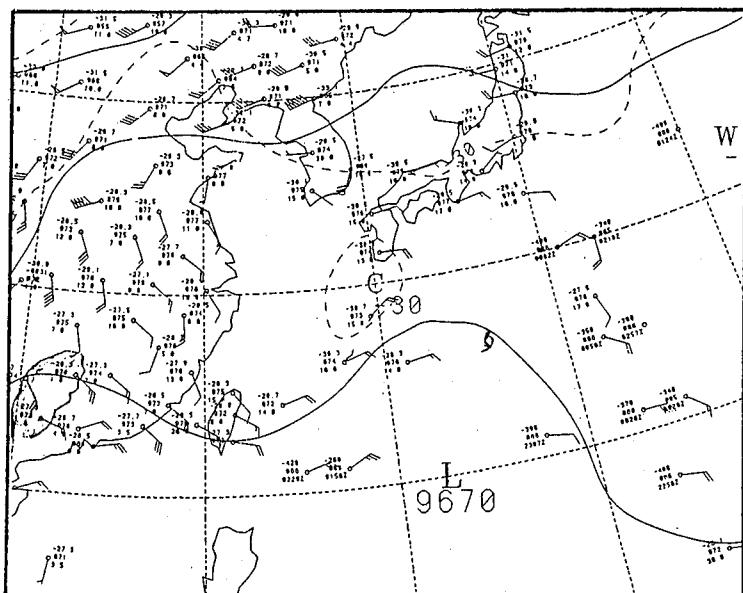
三雨量

愛麗侵台期間各地的雨量分布情況不均，降雨最多出現在北部山區，竹子湖最多209.8公厘，鞍部183.4公厘次之，而台北亦有91公厘出現，而在台灣的東北角地區，雖受愛麗颱風直接影響，但雨量皆少於50公厘，造成此種降雨分布主要是愛麗颱風在登陸後環流受到地形破壞，颱風雲雨帶分



圖四 愛麗颱風中心最大風速 (M/S) 及最低氣壓 (MB) 隨時間變化圖

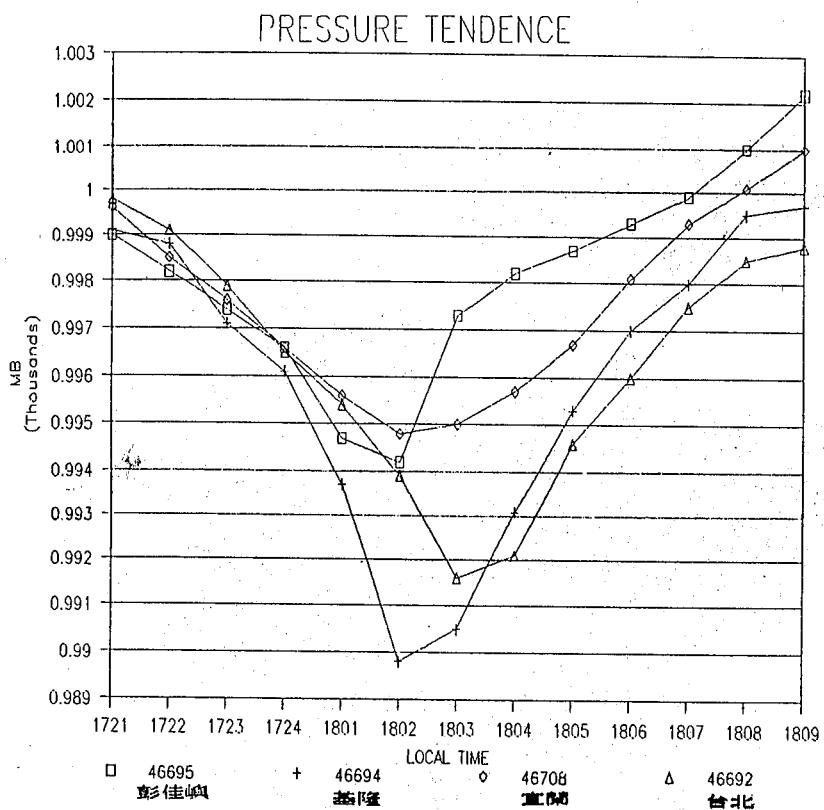
Fig 4. The time series of maximum wind speed and minimum pressure near typhoon center of Typhoon ELLIE



圖五 民國80年8月15日00Z 300毫巴高空天氣圖

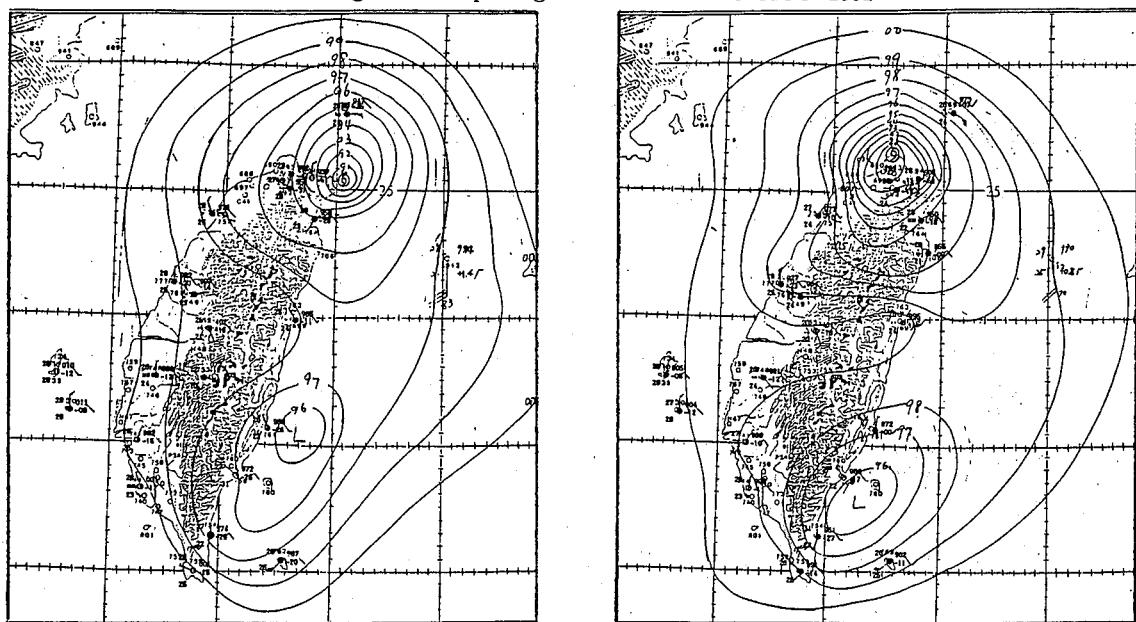
Fig 5. 300mb weather chart at 150000Z, AUG

1991



圖六 民國80年8月17日21時至18日09時(地方時)愛麗颱風過境期間，基隆，宜蘭，彭佳嶼及台北測站逐時氣壓變化圖

Fig 6. The variations of pressure at 46675, 46694, 46708 and 46692 four stations during ELLIE passage from 17 to 18 AUG 1991



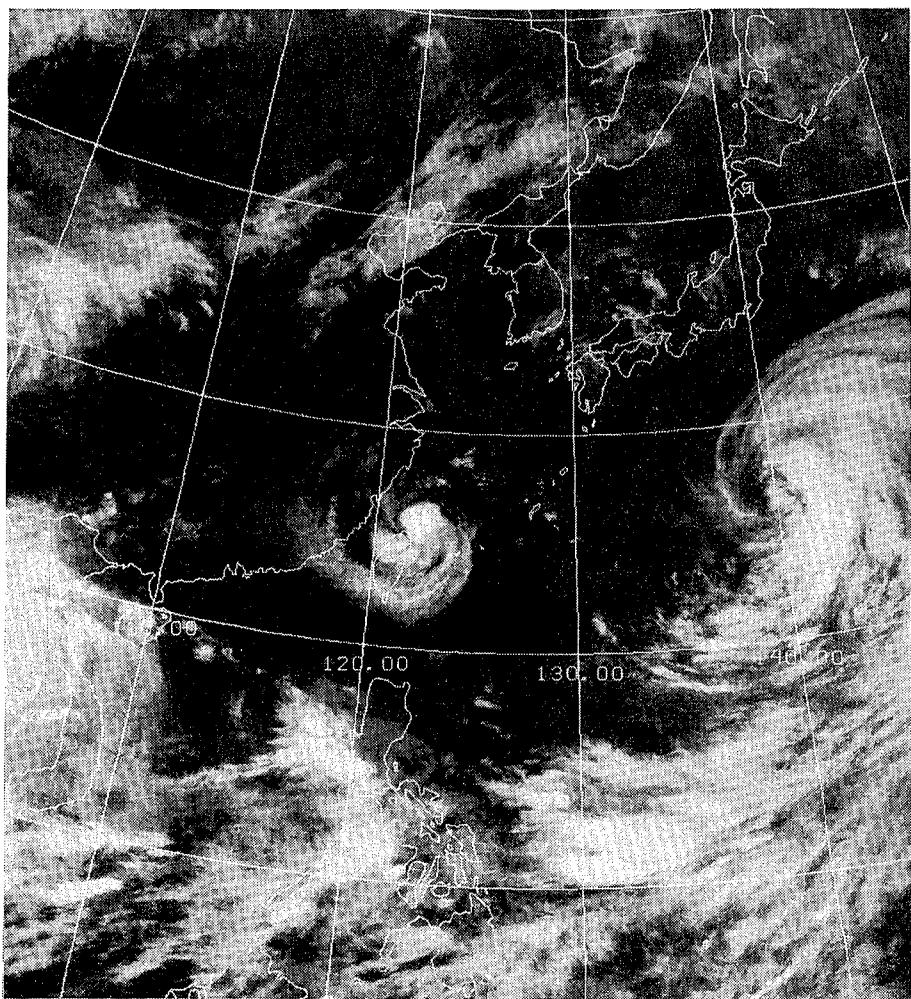
(a) 18日1時(171700Z)

(b) 18日3時(171900Z)

圖七 民國80年8月18日1時及3時(地方時)台灣地區地面天氣圖。圖序(a)1時(b)3時

Fig 7. Surface chart in Taiwan area for 17 Aug 1991 (a) 1700Z (b) 1900Z

1991-08-17 17:31Z IR LCC



圖八 民國80年8月17日1800Z日本GMS衛星紅外線雲圖
Fig. 8. The GMS IR image at 171800Z, AUG 1991

裂成二部分（如圖八），集中在北部海面及台灣北部山區，致使東北部地區降雨較少。

五、各種颱風路徑預報法校驗

表六為本局（CWB），關島（PGTW），及日本（RJTD）對愛麗颱風24小時預報位置校驗誤差之比較，平均向量誤差分別為本局135.36公里，PGTW 149.65公里，RJTD 154.66公里，但角度誤差之絕對值平均PGTW為6.75度，本局7.06度，

RJTD為9.36度。三氣象機構皆預測較實際路線偏右，其中以RJTD偏右的角度較少，愛麗在13日至14日移動方向由西北西轉偏西時，由角度誤差來看，以RJTD掌握較好。此外因颱風在15日增速度移動，故16日誤差增大。

分析檢討ARAKAWA，HURRAN和CLIPER三種統計預測模式（表七），向量誤差以HURRAN 140.90公里最佳，而角度誤差的絕對值平均以CLIPER 5.73度最佳，ARAKAWA在向量及角度

表一：愛麗颱風最佳路徑，強度變化及動向資料表

Table 1 The data of best track, intensity and movement for typhoon ELLIE

時間(Z)			中心位置		中心氣壓 (MB)	移動方向 (DEG)	移動速度 (KM/HR)	最大風速(M/S)		暴風半徑(KM)		備註
月	日	時	北緯	東經				持續風	陣風	30 KTS	50 KTS	
8	11	00	24.1	156.4	998	302	14	18	23	80	-	輕度
		06	24.6	155.3	996	297	21	23	28	80	-	
		12	25.1	153.7	990	289	28	25	33	100	-	
		18	25.7	152.0	990	292	31	25	33	100	-	
8	12	00	26.0	150.8	990	286	21	25	33	100	-	
		06	26.5	149.5	990	294	24	25	33	100	-	
		12	26.9	148.2	990	289	23	25	33	100	-	
		18	27.1	146.5	990	278	28	25	33	100	-	
8	13	00	27.2	145.5	985	277	17	25	33	100	-	
		06	27.2	144.2	985	270	21	25	33	100	-	
		12	27.2	143.0	985	270	20	25	33	100	-	
		18	27.1	141.9	980	264	18	30	38	120	-	
8	14	00	26.9	140.8	970	259	19	35	43	120	50	中度
		06	26.8	139.6	965	265	20	38	48	120	50	
		12	26.5	138.2	965	257	24	38	48	120	50	
		18	26.3	136.7	965	262	25	38	43	120	50	
8	15	00	26.2	135.7	965	264	17	35	43	150	50	
		06	26.2	134.2	965	270	25	35	43	150	50	
		12	26.0	132.1	970	264	35	33	40	150	50	
		18	25.9	130.2	970	267	32	33	40	150	50	
8	16	00	25.7	129.0	970	260	20	33	40	150	50	
		06	25.5	127.5	970	262	25	33	40	150	50	
		12	25.3	126.5	975	258	17	30	38	150	50	輕度
		18	25.2	125.5	975	264	17	30	38	150	50	
8	17	00	25.1	124.5	980	264	17	28	35	150	50	
		06	25.1	123.5	980	270	17	28	35	150	50	
		12	25.1	122.8	985	270	12	25	33	150	-	
		18	25.1	122.0	985	270	13	25	33	150	-	
8	18	00	25.1	120.8	985	270	20	25	33	100	-	
		06	25.1	120.0	990	270	13	20	25	80	-	
		12	25.0	119.2	998	262	14	15	23	-	-	T D

表二：愛麗颱風警報發布階段過程表（民國80年8月）

Table 2 Warning stages issued by CWB for typhoon ELLIE

種類	次序		發布時間			警戒		地點	區	備註
	號	報	日	時	分	海	上	陸		
海上	3	1	16	3	30	台灣北部海面、東北部海面				中度
海上	3	2	16	9	25	台灣北部海面、東北部海面				
海陸	3	3	16	15	15	台灣北部海面、東北部海面	台灣北部、東北部			
海陸	3	4	16	21	15	台灣北部海面、東北部海面及台灣海峽北部	台灣北部、東北部			輕度
海陸	3	5	17	4	00	台灣北部海面、東北部海面及台灣海峽北部	基隆、台北、桃園、新竹、苗栗、宜蘭、台中、彰化、南投及花蓮			
海陸	3	6	17	9	50	台灣北部海面、東北部海面及台灣海峽北部	基隆、台北、桃園、新竹、苗栗、宜蘭、台中、彰化、南投、花蓮、金門及馬祖			
海陸	3	7	17	15	15	台灣北部海面、東北部海面及台灣海峽北部	基隆、台北、桃園、新竹、苗栗、宜蘭、台中、彰化、南投、花蓮、金門及馬祖			
海陸	3	8	17	21	30	台灣北部海面、東北部海面及台灣海峽北部	基隆、台北、桃園、新竹、苗栗、宜蘭、台中、彰化、南投、花蓮、金門及馬祖			
海陸	3	9	18	4	15	台灣北部海面、東北部海面及台灣海峽北部	基隆、台北、桃園、新竹、苗栗、宜蘭、台中、彰化、南投、花蓮、金門及馬祖			
海陸	3	10	18	9	30	台灣北部海面、台灣海峽北部、金門海面及馬祖海面	基隆、台北、桃園、新竹、苗栗、台中、金門及馬祖			
海上	3	11	18	15	45	台灣北部海面、台灣海峽北部、金門海面及馬祖海面	金門及馬祖地區，於12時00分對台灣陸地解除陸上警報。			
解除	3	12	18	20	10	愛麗颱風減弱成熱帶性低氣壓，各海域解除。				T.D.

表三：警報期間本局衛星中心對愛麗颱風之中心定位表

Table 3 Eye-fixed for typhoon ELLIE by the Satellite Center of CWB

時 間 (Z)	中 心 位 置			定位 準 確 度	移動速度	
	月	日	時	分	緯 度	經 度
08 15 17 31	26.3	131.0	poor	T3.5/4.0		
08 15 18 34	26.2	131.0	poor	T3.5/4.0		
08 15 19 34	26.2	131.0	poor	T3.0/3.5		
08 15 20 33	26.3	130.4	poor	T3.0/3.5		
08 15 21 33	26.1	130.3	poor	T3.0/3.5		
08 15 22 26	26.1	130.3	poor	T3.0/3.5		
08 15 23 32	26.4	130.3	poor	T3.0/3.5		
08 16 00 34	26.4	129.5	poor	T3.0/3.5		
08 16 01 34	26.4	129.3	poor	T3.0/3.5		
08 16 02 33	26.4	129.0	poor	T3.0/3.5		
08 16 03 34	26.2	128.4	poor	T3.0/3.5		
08 16 04 26	26.1	128.2	poor	T3.0/3.5		
08 16 05 33	25.9	127.8	poor	T3.0/3.5		
08 16 06 33	25.7	127.4	poor	T3.0/3.5		
08 16 07 33	25.7	127.2	poor	T3.0/3.5		
08 16 08 34	25.7	127.1	poor	T3.0/3.0		
08 16 09 34	25.8	126.8	poor	T3.0/3.0		
08 16 10 36	25.8	126.5	poor	T3.0/3.0		
08 16 11 32	25.7	126.2	poor	T3.0/3.0		
08 16 12 34	25.7	125.8	poor	T3.0/3.0		
08 16 13 34	25.7	125.6	poor	T3.0/3.0		
08 16 14 33	25.5	125.5	poor	T3.0/3.0		
08 16 15 33	25.5	125.2	poor	T3.0/3.0		
08 16 16 34	25.6	124.9	poor	T3.0/3.0		
08 16 17 32	25.6	124.6	poor	T3.0/3.0		
08 16 18 34	25.6	124.4	poor	T3.0/3.0		
08 16 19 34	25.5	124.2	poor	T2.5/3.0		
08 16 20 32	25.5	124.0	poor	T2.5/3.0		
08 16 21 33	25.5	123.9	poor	T2.5/3.0		
08 16 22 26	25.5	123.7	poor	T2.5/3.0		
08 17 01 34	25.4	123.7	poor	T2.5/3.0		
08 17 02 33	25.3	123.7	poor	T2.5/3.0		
08 17 03 33	25.3	123.6	poor	T3.0/3.0		

時 間 (Z)	中 心 位 置			定位 準 確 度	移動速度	
	月	日	時	分	緯 度	經 度
08 17 04 26	25.3	123.4	poor	T3.0/3.0		
08 17 05 32	25.2	123.2	poor	T3.0/3.0		
08 17 06 34	25.2	123.1	poor	T3.0/3.0		
08 17 07 34	25.2	122.9	poor	T3.0/3.0		
08 17 08 33	25.2	122.7	poor	T3.0/3.0		
08 17 09 33	25.1	122.5	poor	T3.0/3.0		
08 17 10 26	25.0	122.3	poor	T3.0/3.0		
08 17 11 32	25.0	122.2	poor	T2.5/3.0		
08 17 12 33	25.0	122.2	poor	T2.5/3.0		
08 17 13 33	24.9	122.1	poor	T2.5/3.0		
08 17 14 33	24.9	122.1	poor	T2.5/3.0		
08 17 15 33	25.0	122.0	poor	T2.5/3.0		
08 17 16 33	25.1	121.9	poor	T2.5/3.0		
08 17 17 33	25.3	121.6	poor	T2.5/3.0		
08 17 18 33	25.4	121.4	poor	T2.5/3.0		
08 17 19 33	25.5	121.2	poor	T2.5/3.0		
08 17 20 33	25.5	121.1	poor	T2.5/2.5		
08 17 21 33	25.4	121.0	poor	T2.5/2.5		
08 17 22 33	25.4	120.9	poor	T2.5/2.5		
08 17 23 32	25.3	120.9	poor	T2.5/2.5		
08 18 00 34	25.2	120.8	poor	T2.5/2.5		
08 18 01 34	25.2	120.5	poor	T2.0/2.5		
08 18 02 33	25.1	120.2	poor	T2.0/2.5		
08 18 03 33	25.2	120.1	poor	T2.0/2.5		
08 18 04 26	25.2	120.0	poor	T2.0/2.5		
08 18 05 32	25.4	120.0	poor	T2.0/2.5		
08 18 06 34	25.4	120.0	poor	T2.0/2.5		
08 18 07 34	25.4	119.8	poor	T2.0/2.5		
08 18 08 33	25.6	119.6	poor	T2.0/2.5		
08 18 09 33	25.6	119.5	poor	T2.0/2.5		
08 18 10 26	25.8	119.4	poor	T1.5/2.0		
08 18 11 32	25.9	119.5	poor	T1.5/2.0		

表四：愛麗颱風中心雷達定位表

Table 4 The eye-fixed by radar for typhoon ELLIE

表四B 日本宮古島及那霸雷達站

Table 4B 47927 and 47937 radar stations

表四A 日本名瀨及石垣島雷達站

Table 4A 47909 and 47918 radar stations

站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置		站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置	
		北 緯	東 經			北 緯	東 經
47909	15/09	263	1331	47918	16/12	248	1268
·	15/10	262	1328	·	16/14	251	1261
·	15/11	260	1324	·	16/15	250	1260
·	15/12	259	1319	·	16/16	250	1258
·	15/13	259	1315	·	16/17	250	1256
·	15/14	259	1313	·	16/18	249	1255
·	15/15	260	1311	·	17/08	250	1233
·	15/16	258	1308	·	17/09	250	1233
·	15/17	257	1306	·	17/10	250	1231
·	15/18	257	1302	·	17/11	250	1230
·	15/19	257	1301	·	17/12	249	1228
·	15/20	256	1300	·	17/13	249	1228
·	15/21	256	1298	·	17/14	249	1225
·	15/22	256	1296	·	17/15	249	1224
·	15/23	256	1292	·	17/16	249	1223
·	16/00	256	1290	·	17/17	252	1222
·	16/01	257	1286	·	17/18	252	1220
·	16/02	255	1285				
·	16/03	254	1282				
·	16/04	255	1278				

站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置		站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置	
		北 緯	東 經			北 緯	東 經
47927	16/03	255	1284	47937	15/15	258	1314
·	16/04	255	1280	·	15/16	256	1308
·	16/05	255	1278	·	15/17	258	1307
·	16/06	257	1277	·	15/18	257	1303
·	16/07	257	1275	·	15/19	257	1302
·	16/08	256	1272	·	15/20	257	1300
·	16/09	254	1271	·	15/21	257	1297
·	16/10	253	1268	·	15/22	257	1294
·	16/11	252	1267	·	15/23	257	1292
·	16/12	251	1266	·	16/00	255	1290
·	16/13	249	1264	·	16/01	257	1287
·	16/14	251	1262	·	16/02	255	1284
·	16/15	250	1261	·	16/03	254	1282
·	16/16	249	1257	·	16/04	253	1280
·	16/17	250	1256	·	16/05	254	1279
·	16/18	251	1255	·	16/06	253	1277
·	16/19	251	1250	·	16/07	254	1275
·	16/20	250	1248	·	16/08	253	1272
·	16/21	249	1246	·	16/09	252	1272
·	16/22	249	1247	·	16/10	252	1269
·	16/23	249	1246	·	16/11	252	1267
·	17/01	249	1240	·	16/12	250	1265
·	17/02	249	1239	·	16/13	249	1262
·	17/03	249	1238	·	16/14	249	1261
·	17/04	248	1239	·	16/15	249	1260
·	17/05	251	1235	·	16/16	249	1257
·	17/06	250	1234	·	16/17	249	1255
·	17/07	248	1235	·	16/18	249	1253

表四C 花蓮及中正雷達站

Table 4C 46699 and 46686 radar stations

站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置		站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置		站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置	
		北 緯	東 經			北 緯	東 經			北 緯	東 經
46699	17/00	250	1245	46699	17/09	250	1233	46686	17/17	251	1221
·	17/01	248	1244	·	17/10	250	1231	·	17/18	252	1219
·	17/02	249	1245	·	17/11	250	1230	·	17/19	252	1214
·	17/03	250	1243	·	17/12	250	1230	·	17/20	252	1213
·	17/04	248	1241	·	17/13	249	1228	·	17/21	253	1213
·	17/05	248	1239	·	17/14	249	1228	·	17/22	253	1212
·	17/06	247	1236	·	17/15	249	1225	·	17/23	253	1209
·	17/07	246	1235	·	17/16	250	1223	·	18/00	252	1207
·	17/08	246	1235	·	17/17	252	1221	·	-	-	-

表四D 大陸長樂及廈門雷達站
Table 4D 58941 and 59134 radar stations

站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置		站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置		站 號	時 間 (Z)	定 位 位 置	
		北 緯	東 經			北 緯	東 經			北 緯	東 經
58941	17/12	250	1230	58941	17/22	254	1210	59134	18/00	252	1204
·	17/13	251	1228	·	17/23	254	1209	·	18/01	251	1204
·	17/14	251	1226	·	18/01	253	1204	·	18/02	252	1202
·	17/15	251	1225	·	18/03	252	1202	·	18/03	251	1202
·	17/16	252	1224	·	18/04	252	1201	·	18/04	250	1201
·	17/17	253	1221	·	18/06	251	1199	·	18/05	248	1199
·	17/18	253	1219	·	18/08	251	1198	·	18/06	248	1197
·	17/19	254	1217	·	·	·	·	·	18/07	247	1196
·	17/20	254	1214	·	·	·	·	·	18/08	249	1197
·	17/21	254	1213	·	·	·	·	·	18/09	249	1196

誤差值最大。三種模式預測颱風16日之路徑誤差值均有增大，顯示在颱風移動速度變化時無法確切掌握。

比較PE和EB兩種數值模式（表八），PE模式向量誤差121公里，角度誤差及絕對值平均亦祇有7度，皆較EB模式為佳。

上述各種客觀預報方法，對愛麗颱風路徑之預測皆有偏右之系統性誤差。

六、愛麗颱風災情

由於愛麗颱風強度較弱，暴風半徑亦小，因此對台灣北部及東北部地區僅帶來輕微災害。而發生之災情主要為：

- 1.迴龍三龍橋受洪水暴漲沖斷橋墩，致使板橋通往桃園的交通嚴重受阻。
- 2.新竹縣關西鎮，因暴雨導致鳳山溪支流氾濫，使關西三屯橋附近約50公頃農田及30餘戶之工廠和民宅受到淹沒及流失，淹水最高約達一公尺半，損失逾億元。
- 3.基隆一艘海關緝私艦「和星號」在中船5號碼頭遭強風吹襲而翻覆。
- 4.台北縣、桃園縣及新竹縣四千用戶停電。

七、結 論

(一)愛麗颱風的活動區域，均在北緯20度以北一帶，僅發展至中度颱風強度，其生命期有七天半。

(二)愛麗颱風的行徑主要是受副熱帶高壓勢力強弱所控制。其中心在鼻頭角附近登陸，而後中心掠過台灣北端進入海峽北部，但因強度較弱，且暴風範圍亦小，未導致嚴重災害。

(三)由於地形的影響造成風場分布至為明顯，彭佳嶼與蘭嶼地區有較強的風出現。而地形對降雨分布之影響，亦相當顯著，此次雨量集中在北部山區，東北部地區雨量卻較少。

(四)愛麗颱風的路徑預測，客觀預報法中，數值預報以PE model較好，為121公里，統計模式中則以HURRAN 140.9公里最佳。而主觀定位誤差，以本局135.36公里最佳，其次為PGTW 149.65公里，但角度誤差則以RJTD最小。

(五)本次颱風在接近台灣時，在17日06Z至18Z，移動速度忽有減慢的現象，致使預估侵襲時間比實際影響時間約早6時。由於颱風的行進主要是受副熱帶高壓的導引，是何因素造成其速度減慢，有待進一步的研究。

表五 民國80年8月16日至18日

Table 5 The meteorological elements summary of CWB stations

測站	最低氣壓 (mb)		瞬間最大風速 (m/s)					最大風速 (m/s)			
	數值	時間	風速	風向	時間	氣壓	氣溫	溼度	風速	風向	時間
彭佳嶼	991.4	18/01:23	48.2	SE	18/01:40	992.9	25.6	89%	34.2	SE	18/01:42
基隆	986.1	18/02:24	26.0	NNE	17/23:02	997.1	27.4	93%	16.0	N	17/22:29
鞍部	989.5	18/03:00	31.0	S	18/04:04	989.6	21.0	98%	19.9	N	18/02:09
竹子湖	988.9	18/03:05	21.7	S	18/04:05	990.5	22.2	98%	7.3	S	18/04:20
台北	991.2	18/03:29	19.4	SSW	18/03:27	991.6	25.5	91%	11.7	SSW	18/03:35
新竹	996.7	18/06:00	15.0	NNW	18/01:50	997.2	27.8	91%	10.3	NNW	18/01:00
梧棲	997.4	18/03:23	18.3	N	18/03:56	995.0	28.3	78%	12.7	N	18/03:41
台中	998.3	18/03:02	8.2	NE	17/18:03	1000.4	29.3	68%	3.7	N	17/18:01
日月潭	-	18/03:52	19.8	SW	18/02:36	-	19.1	97%	7.0	SW	18/02:30
澎湖	1000.5	18/03:00	14.3	N	18/06:40	1000.7	27.7	82%	7.3	NE	17/02:11
嘉義	998.9	18/04:38	10.7	N	17/16:56	999.9	29.5	79%	6.7	N	17/17:02
阿里山	756.7	18/04:52	4.3	NNW	17/21:14	759.1	11.2	86%	3.0	NW	17/21:10
玉山	-	18/03:00	-	-	-	-	-	-	10.7	NNE	17/20:10
台南	997.7	17/17:26	12.7	NNW	18/07:23	1000.4	27.2	90%	8.4	N	18/07:29
高雄	999.4	18/03:26	8.2	NW	17/03:26	1000.3	29.7	75%	4.7	NW	17/16:48
東吉島	995.1	18/03:05	17.0	N	18/07:30	996.1	27.7	87%	12.8	N	18/07:30
恆春	996.3	18/03:41	10.6	NW	18/04:41	996.4	27.6	88%	6.2	NW	18/11:08
蘭嶼	998.0	18/03:23	26.8	SW	18/02:00	998.2	25.8	95%	20.0	WSW	18/10:08
大武	996.1	18/02:39	7.5	SW	18/02:30	995.0	30.0	58%	3.7	NE	17/09:10
台東	996.5	18/02:44	6.2	ENE	16/15:07	1004.4	29.9	69%	3.3	ENE	16/15:09
成功	996.7	18/00:52	16.9	NE	18/11:20	998.7	32.5	65%	9.3	NNE	18/14:07
花蓮	995.9	17/23:59	7.9	NE	16/13:11	1005.4	31.1	61%	3.7	NE	16/14:36
宜蘭	993.8	18/01:58	10.5	SSW	18/02:49	994.9	27.4	71%	5.9	SSW	18/02:54
蘇澳	995.2	18/02:28	19.4	NE	17/10:58	1002.9	26.4	84%	8.5	S	18/05:15

愛麗颱風侵台期間氣象要素統計表

during the period (16 to 18 AUG 1991) of ELLIE passage

強風(10 M/S以上)	最大降水量(mm)				降水量總量(mm)	
時間(開始-終止)	一小時	時間(開始-終止)	十分鐘	時間(開始-終止)	數量	時間(開始-終止)
17/08:45-18/12:22	29.5	18/02:00-18/03:00	9.0	18/02:10-18/02:20	68.2	17/12:40-18/08:05
17/21:30-17/23:50	5.5	17/17:28-17/18:28	2.0	17/22:29-17/22:39	22.0	16/19:55-18/11:55
17/19:00-18/10:30	22.0	17/23:00-17/24:00	7.0	17/23:12-17/23:22	183.4	16/16:40-18/08:10
17/13:10-18/05:05	23.3	17/10:00-17/11:00	12.0	17/10:46-17/10:56	209.8	17/02:10-18/05:40
-	18.5	17/06:10-17/07:10	8.5	17/08:00-17/08:10	91.0	17/04:20-18/04:40
-	21.2	17/05:35-17/06:35	9.1	17/05:40-17/05:50	77.3	17/05:35-18/10:35
17/15:03-18/04:21	43.8	17/22:09-17/23:09	29.0	17/22:09-17/22:19	58.0	17/09:35-18/11:10
-	18.1	18/00:00-18/01:00	6.5	18/01:17-18/01:27	59.8	17/21:40-18/12:55
-	25.2	18/02:50-18/03:50	6.7	18/03:00-18/03:10	42.9	18/00:30-18/09:10
-	2.5	16/15:46-16/16:08	1.8	16/15:50-16/16:00	2.5	16/15:46-16/16:08
-	23.0	18/02:32-18/03:32	7.0	18/02:45-18/02:55	28.9	16/17:53-18/10:10
-	33.0	18/04:38-18/05:38	7.5	18/04:50-18/05:00	42.5	16/23:53-18/06:20
17/20:00-17/20:30	8.3	18/05:00-18/06:00	2.6	18/05:00-18/05:10	18.5	17/18:54-18/09:42
-	9.0	18/03:58-18/04:35	5.3	18/04:20-18/04:30	16.5	16/22:15-18/04:35
-	17.5	16/18:40-16/19:40	6.0	16/18:50-16/19:50	43.2	16/17:50-16/22:10
17/15:12-18/13:00	31.1	17/02:10-17/03:10	18.0	17/02:12-17/02:22	31.1	17/02:05-17/03:20
-	-	-	-	-	-	-
17/11:20-18/14:20	5.3	16/14:29-16/15:12	4.9	16/14:54-16/15:04	8.2	16/12:15-16/15:12
-	12.8	16/17:40-16/18:40	6.6	16/18:00-16/18:10	12.8	16/17:40-16/18:40
-	-	-	-	-	-	-
-	6.5	18/02:59-18/03:59	2.5	18/03:01-18/03:11	20.5	17/21:50-18/06:30
-	9.7	17/21:00-17/22:00	4.4	17/10:58-17/11:08	47.0	17/05:45-18/16:40
-	7.9	17/20:50-17/21:50	5.8	17/11:09-17/11:19	36.6	17/10:57-18/02:10

表六：愛麗颱風路徑主觀定位24小時預報誤差校驗表

Table 6 24 hours subjective forecasting position errors by different units for typhoon ELLIE

時 間	C W B			P G T W			R J T D		
	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)
1200Z	245.77	203.45	23.68	119.95	96.34	10.29	274.85	231.16	-27.03
06Z	185.91	-70.15	-8.92	129.79	52.62	6.00	159.60	-3.81	-.48
12Z	126.30	-41.23	-5.06	194.18	-94.31	-12.80	249.90	-18.77	-3.20
18Z	29.76	-16.51	-1.74	38.80	-27.28	-2.88	277.14	-52.88	-10.08
1300Z	121.81	-97.10	-11.68	159.23	-43.74	-6.39	316.49	-269.49	-35.55
06Z	89.66	22.54	2.90	226.14	136.57	21.25	185.78	-115.46	-16.66
12Z	192.96	150.77	20.87	177.11	117.97	17.08	126.11	-73.05	-10.03
18Z	222.95	202.55	20.26	147.58	102.65	10.36	14.92	-11.30	-1.45
1400Z	183.65	61.68	5.51	155.42	121.11	12.12	22.65	9.31	1.20
06Z	63.53	29.11	3.24	29.76	19.84	2.61	118.28	67.44	10.59
12Z	91.13	91.17	10.63	139.20	124.33	16.50	184.60	150.28	21.83
18Z	121.77	99.99	12.41	151.44	103.63	14.07	228.65	162.12	24.08
1500Z	82.93	-35.39	-4.62	30.00	-5.10	-.60	37.33	-27.04	-3.17
06Z	70.71	1.14	.14	102.15	8.06	1.05	111.65	-88.43	-10.59
12Z	179.90	-19.36	-2.57	191.04	1.79	.24	189.90	-20.36	-2.76
18Z	210.45	-29.01	-3.75	180.33	-4.46	-.54	80.74	3.87	.39
1600Z	81.99	-61.76	-5.71	250.50	-24.74	-3.35	153.77	17.83	1.97
06Z	254.42	11.25	1.53	284.07	7.62	1.12	260.01	138.90	16.98
12Z	231.02	140.60	20.15	230.50	32.88	5.55	195.52	194.87	18.41
18Z	109.86	62.28	6.25	202.03	101.41	8.83	246.39	179.84	15.53
1700Z	100.84	58.94	6.24	132.82	75.05	7.55	253.63	187.74	16.65
06Z	100.84	55.75	6.51	201.63	37.66	3.58	51.59	-4.66	-.59
12Z	112.90	30.77	3.66	71.39	-5.74	-.74	81.34	-4.94	-.62
18Z	130.91	6.46	.77	222.83	-10.55	-1.05	151.52	-3.55	-.40
1800Z	120.85	2.19	.25	145.04	-30.72	-3.42	131.43	-8.70	-.99
06Z	131.43	-8.80	-1.04	75.12	-43.59	-6.02	51.59	-10.38	-1.48
12Z	60.45	-2.52	-.48	52.38	-35.06	-6.18	20.94	.90	.13
平 均	135.36	31.42	3.68	149.65	30.16	3.49	154.66	23.39	2.10
絕對平均	135.36	59.72	7.06	149.65	54.25	6.75	154.66	76.19	9.36

表七：愛麗颱風路徑統計預報法24小時預報誤差校驗表

Table 7 24 hours objective forecasting position errors by statistic model for typhoon ELLIE

時 間	A R A K A W A			H U R R A N			C L I P E R		
	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)
1500Z	100.09	28.83	3.95	128.20	-112.23	-13.97	155.14	-89.08	-12.99
06Z	202.21	86.97	13.62	156.33	134.79	16.26	140.07	-8.35	-1.19
12Z	201.40	180.31	19.10	161.59	-39.47	-4.97	219.88	-23.32	-3.40
18Z	309.52	87.14	13.85	170.05	-14.76	-1.76	250.43	-32.04	-4.55
1600Z	261.61	52.85	7.24	141.87	-68.86	-7.16	152.07	-37.58	-4.10
06Z	335.16	12.79	2.15	367.06	65.75	11.83	496.48	17.37	5.55
12Z	290.56	178.87	27.92	201.16	194.74	20.70	428.14	62.40	23.56
18Z	131.48	122.29	13.08	293.06	-22.68	-1.69	37.46	27.37	3.11
1700Z	104.44	79.19	8.58	59.15	58.19	7.09	66.72	65.89	8.40
06Z	209.77	143.77	14.46	67.12	50.53	6.42	56.56	53.95	7.92
12Z	215.37	93.92	9.41	87.28	-27.13	-3.41	52.29	36.30	5.05
18Z	96.95	70.01	9.47	73.29	-65.31	-9.61	61.40	13.94	1.94
1800Z	45.62	44.64	6.67	46.04	-21.64	-3.00	40.32	.61	.08
06Z	107.44	89.93	12.33	60.37	34.12	4.85	60.45	.92	.13
12Z	125.97	123.63	17.70	100.88	40.78	8.57	112.97	17.81	4.05
平 均	187.59	93.01	11.97	140.90	13.79	2.01	155.36	7.08	2.24
絕對平均	187.59	93.01	11.97	140.90	63.40	8.09	155.36	35.10	5.73

表八：愛麗颱風路徑數值預報法24小時預報誤差校驗表

Table 8 24hours objective forecasting position errors by numerical model
for typhoon ELLIE

時 間	P E			E B		
	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)
1400Z	206	73	19	251	94	26
1412Z	103	52	10	165	69	11
1500Z	128	5	1	89	14	2
1512Z	181	44	10	61	19	3
1600Z	115	0	0	231	38	6
1612Z	63	4	1	451	-31	-4
1700Z	90	-33	-11	--	--	--
1712Z	79	9	3	--	--	--
平 均	121	19	4	208	34	7
絕對平均	121	28	7	208	44	9

REPORT ON TYPHOON ELLIE OF 1991

Show-wen Lin
Forecasting Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

Ellie, the 11th typhoon occurred in the northwestern Pacific, was the third typhoon that influenced Taiwan in 1991. It originated over the east sea of Iwojima at 0000Z, 11th Aug. 1991, and upgraded to a middle intensity with 38m/s at 0600Z, 14th Aug.. Its life span was seven and half days.

Ellie was a standard westward typhoon whose track was affected by the subtropical high of the northern Pacific. At 1730Z, 17th Aug., it landed over the northeast tip of Taiwan, then passed along the north coast of Taiwan, and dissipated rapidly to tropical depression after it landed over the east part of mainland China.

Typhoon Ellie directly struck the northern part of Taiwan because of its weak intensity and circulation so that no severe damage reported.

Currently CWB uses several different typhoon objective predicting methods to predict the typhoon tracks. Compared them with the mean errors of 24 hours, we found the PE model was the best one applied in this case. With respect to the subjective 24 hours forecasting errors of Ellie, we found the CWB's method was the best one and PGTW's method was the second one in this case.

氣象學報補充稿約

- 一、來稿須用稿紙（以25×24之稿紙為原則）。
- 二、來稿字數以不超過15,000字，即連同圖、表、英文稿要以不超過15印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之 $\frac{1}{2}$ 為原則。
- 四、文字敘述之號次以下列為序。
 - 中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)
 - 英文用：I. 1. A. a.
- 五、文字敘述之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。
- 六、單位須用公制。凡常用SI、CGS、或MKS制之符號及物理、數學、流力、氣象、海洋、水文常用字可不必用中文。
- 七、插圖，請以墨筆描繪，文句必須清晰，以便製版縮小時仍可辨認。
- 八、關於表格之注意要點：
 - (一) 表格須另用白紙繪製。
 - (二) 表格上方須有標題，並加表1表2等冠號。
 - (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
 - (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
 - (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
 - (六) 統計分析表中顯著處，以*號（顯著）及**號（極顯著）表之。
 - (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過13.5cm）。
 - (八) 表之標題應能表示內容。
- 九、關於照片之規定：
 - (一) 照片紙宜採用黑白片光面紙。

- (二) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小時尚能清楚之程度。
- (三) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。
- 十、關於參考文獻之規定：
 - (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。
 - (二) 中文參考資料依姓名筆劃，英文參考資料依姓名之英文字母為前後排列次序，不標號碼，在文章引用時，應包括作者之姓名和發表之年份。例如根據王氏（1987）或根據以前之研究王氏（1987）。
 - (三) 在列參考資料時，必須依照下列形式 1.論文：作者、發表年份、題目、刊登之雜誌名稱（名稱下劃直線，外文雜誌應用縮寫名稱）、券數、頁數。2.書籍：作者、出版年份、書名（名稱下劃直線）、出版公司、頁數。
- 十一、英文題目中重要之字第一字母大寫，介繫詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一存母均小寫。參考文獻中作者姓名第一字母大寫，論文名第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。
- 十二、作者可加註該文之資助單位（如國科會）及服務單位，本文之關鍵詞（key words）列在文章摘要之後。
- 十三、太長之數學分析或資料表等，一般均列於附錄中。
- 十四、其他未盡事宜，得隨時修正之。

中央氣象局氣象學報出版辦法

(七十七年九月十五日氣象學報編輯委員會議通過)

- 一、中央氣象局氣象學報社為推動氣象學術之應用研究及技術發展特出版「氣象學報」期刊一種。
- 二、本刊暫定每年出版四次，分別在三、六、九、十二月發行。
- 三、本刊之收稿、交審、複審、退稿、修正、交排、送校等，均由編輯人員備專冊登記，審查人及審查意見不對外公開。審查委員由主編視稿件性質商請各該學科之學者專家擔任。倘兩位委員之審查意見有較大之出入，主編得另請第三者評審之。
- 四、審查通過之稿件、編輯人員應與原作者取得連繫，商討有關付印等事宜。
- 五、論文一經由本刊發表、贈送作者該期氣象學報五本及抽印本五十本，如需增加抽印本，應另付工本費。
- 六、本刊之出版費暫由中央氣象局編列預算支付之。
- 七、本辦法經氣象學報編輯委員會通過後實施，其修改亦同。

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以推動氣象學術之應用研究及技術發展為目的，凡有關(一)氣象業務之技術發展(二)氣象作業方法之改進(三)天氣分析，預報及氣象理論之應用研究論文，均所歡迎。
- 二、本刊稿件分為三類：(一)研究論文(二)綜評(三)報告。
- 三、本刊文字務求簡明，文體以中文為主，每篇以不超過十五印刷頁為原則。
- 四、稿件須以中英文註明作者之真實姓名、服務機關及職稱。
- 五、稿件在參考文獻之後，應附英文五百字以內之摘要。
- 六、稿件之圖表名稱，須以中英文對照說明。
- 七、稿件內容過長或內容、文字、圖表有修改之必要時，得商請投稿人修正之。本刊亦得予以必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
- 八、來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。
- 九、稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印或轉載。
- 十、來稿請逕寄中華民國臺北市公園路六十四號，中央氣象局學報社收。

統一編號：
009083810066

ISSN 0225-57785

Volume 38, Number 1

Mar. 1992

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號
中華郵政臺字第十八九三號登記爲第一類新聞紙類

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

Climatic Characteristics of the Reinforced
Typhoons in the North Western Pacific.....Joe C.K. Chen (1)

A Study of the Tectonic Cause of 1972 Juisui
Earthquake in Eastern Taiwan.....Cheng-sung Wang, Yu-min Wu,
Chi-fong Chang, Allen T. Chen
Yue-long Liu, Wen-feng Chien (14)

Some Implications of Taiwan Tectonic Features
from the Data Collected by the Central Weather
Bureau Seismic NetworkTzay-Chyn Shin (23)

Compound Eye ObservatoriesJen-hu Wang (49)

Study on the Estimation of Solar Radiation at
TaitungYu-fang Chang (73)

Report

Report on Typhoon Ellie of 1991Show-wen Lin (80)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan

Republic of China

氣象學報

季刊

第三十八卷 第二期

目次

研究論文

- CWBGFS積雲參數法的改進研究 陳靜洵 鄭明典 (97)
台灣地區春夏降水型態與局部環境條件研究
——(I)雷達回波分析 許皓淳 丘台光 (107)
中央氣象局自動氣象資料處理系統之現況研究 曾文雯 (119)
中央氣象局原始方程颱風路徑預報模式的簡介與評估 陳得松 鄭寶鳳 (135)
..... 彭順台 張偉正
1992年4月10日之落雷對水稻生育影響之個案分析 李炳和 黃世利 (146)
..... 洪金樹

報告

- 民國80年颱風調查報告——侵台颱風(9120)耐特 廖志翔 (153)

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	蔡 清 彦	電 話：3713181
社 長	蔡 清 彦	
編輯委員會主任委員	林 民 生	雄 然 森 男 田 雄 典
委 員	丁 辛 有 在 勤 軍 勝 坤 生 錦 明	文 泰 景 隆 永 義 明
	李 李 李 余 林 林 柳 黃 玉	柯 陳 陳 張 葉 葉 鄭
	余 林 林 柳 黃 玉	素 蘭
幹 事		(按姓氏筆劃排列)
售 價	新 台 幣 150 元	

CWBGFS積雲參數法的改進研究

陳 靜 洵 鄭 明 典

中央氣象局

摘要

為了增加 Arakawa-Schubert 積雲參數法的計算時效性，我們選用 Moorthi & Suarez(1991) 的 Relaxed A-S 參數法，簡化 A-S 參數法的物理考慮，達到減少電腦計算時間的目的。（此版修正我們稱之 UPCUP）為了配合第二代全球預報模式的發展，我們修改原有 A-S 積雲參數法，使其具有多層邊界層的結構。（此修訂版我們稱之為 PBL CUP）。

本文利用 GATE phase III 之資料做各修訂版的半預報測試（semi-prognostic test）。初步結果顯示，UPCUP 的預報結果與未修訂版相近。但，UPCUP 可減少 40% 的計算時間（cpu time）；PBL CUP 之結果則顯示，發展之程式已大致完成，須待全球預報模式之多層邊界層參數法建立完成後，再進行更進一步的測試與分析。

一、前 言

為了增加數值預報模式的預報準確度及時效性並配合電腦軟硬體的日新月異，已作業化的數值預報模式仍需不間斷地改進與更新。

中央氣象局在數值預報系統的第二期計畫中，全球預報模式的物理參數化部分即做了相當程度的更新，其中，積雲參數化部分雖然仍採用 Arakawa-Schubert 積雲參數法，但，為了考慮程式的可攜性及配合第二代全球預報模式的發展，積雲參數化程式部分仍做了許多的修改。本文第二節即在描述積雲參數化所做的修改項目及內容，第三節則為各修訂版測試結果的比較與分析。第四節為結語。

二、第二代積雲參數法的改進 項目與過程

目前中央氣象局已作業化的全球預報模式，採用 Arakawa-Schubert(A-S) 積雲參數法 (Arakawa and Schubert, 1974) 描述深積雲對流的熱力效應。A-S 參數法主要包含一個積雲雲譜模式及雲功函數準平衡的假設，為目前物理考慮最仔細的積雲參數法。圖一為 A-S 積雲參數基本架構的示意圖。基本上，A-S 積雲參數法可區分為兩部分：一、雲譜模式 (cloud ensemble model)——利用大尺度環境的熱力變數診斷積雲的特性及每單位雲底質量通量的積雲加熱率及乾燥率。二、雲功函數與準平衡假設——Arakawa and Schubert (1974) 定義雲功函數為由浮力引起的每單位雲底質量通量的動能生成率，透過雲功函數準平衡的假設，即可求得每個次積雲體的雲底質量通量。

A-S 積雲參數法的主要運算步驟如下：

1. 利用大尺度熱力變數場及雲頂浮力為零的條件決定可能的雲頂高度。

2. 計算各個次積雲體的逸入率及經過雲底質量通量標準化 (normalize) 後的積雲質量通量。
3. 計算每單位雲底質量通量的積雲加熱率及加濕率。
4. 計算雲功函數。
5. 利用雲功函數與雲功函數標準值計算大尺度強迫作用 (large scale forcing)。
6. 計算各種雲間做功函數的改變率——質量通量矩陣 (kernel matrix)。
7. 透過雲功函數準平衡的假設，求解每個次積雲體的雲底質量通量。
8. 計算大尺度環境的加溫率及加濕率。

在積雲參數法的更新研究中，除了在程式設計時，多考慮了程式的可攜性外，在物理考慮方面亦做了多項改進，此改進版本我們稱為 NEWCUP；為了增加 Arakawa-Schubert 積雲參數法的計算時效性，我們以 NEWCUP 為藍本，再選用 Moorthi & Suarez (1991) 的 Relaxed A-S 參數法，簡化 A-S 參數法的物理考慮，以進行 A-S 積雲參數法的 speed-up 測試，此修正版我們稱之 UPCUP；為了要配合第二代全球預報模式中多層次邊界層參數法的發展，我們亦針對 NEWCUP 的版本，進行修改，使其具有多層邊界層的結構，以利新邊界層參數法與 A-S 積雲參數法的偶合測試，此修正版我們稱之 PBL CUP。以下即針對這些修訂版，分別加以詳述修改之目的與方法。

(一) NEWCUP 與作業版積雲參數法的主要差別

表一所列為作業版與 NEWCUP 的主要差異項。一般而言，NEWCUP 含有較多的物理考慮，例如：在計算熱力浮力項時，NEWCUP 增加了雲內水滴的拖曳效應；於雲譜模式 (cloud ensemble model) 內計算上沖流的溫度時，則針對上沖流空氣是否為飽和而分別處理之；計算大尺度強迫作用 (large scale forcing) 時，所使用雲功函數 (cloud work function) 標準值的垂直解析度較作業版高；求解質量通量矩陣

(kernel matrix) 時，採用 over-adjustment method 及 direct method (Lord, 1978) 等兩種方法。不過，NEWCUP 所考慮的積雲種類較作業版少一種，作業版中多考慮了邊界層頂附近的淺積雲。

(二) A-S 積雲參數法的 speed-up 測試——UPCUP

由於 A-S 積雲參數法所花費的電腦計算時間較其它各種積雲參數法多出許多。減少 A-S 參數法所花的電腦計算時間即為第二期計畫中全球預報模式有關積雲數法的改進重點之一。關於 speed-up A-S 參數法的問題，我們分兩個方向進行改進測試：其一為重寫程式，使其更具程式的可攜性及結構性，並將程式內原有的一度空間資料結構改為兩度空間的資料結構，以利程式向量化的執行。另外，我們亦從簡化 A-S 參數法的物理考慮著手，試圖達到減少電腦計算時間的目的。目前我們選用 Moorthi & Suarez (1991) 的 Relaxed A-S 積雲參數法，測試分析減少 A-S 參數法計算時間的可行性。Relaxed A-S 參數法主要將 A-S 參數法做了兩種簡化：(1) 假設每個次積雲體的質量通量為高度的線性函數，以簡化逸入率 (entrainment rate) 的求解步驟。(2) 以緩和 (relaxed) 的方法達到 A-S 參數法中的準平衡假設，而非每次計算之雲功函數與大尺度強迫作用皆達準平衡狀態，此種假設可簡化雲底質量通量的求解步驟。

上述的簡化方法(一)主要是更改 A-S 參數中，有關雲與環境大氣間逸入率的計算假設。A-S 參數法中，每個次積雲體的質量收支方程為：

$$\frac{\partial \eta(Z, \lambda)}{\partial Z} = \lambda(Z) \eta(Z, \lambda) \quad (1)$$

Arakawa & Schubert 假設不同的次積雲體具有不同的逸入率，但對同一個次積雲體而言，逸入率則不隨高度有所變化，在此假設下，每個積雲體的質量為高度及逸入率的函數，需以反覆求解法 (iterative method) 求解每個次積雲體的逸入率，為了能求得一個收斂數值解，此部分

求解過程常需花費相當多的電腦計算時間，此法所得的每個次積雲體的質量通量在高度上呈現指數函數的變化曲線。Moorthi & Suarez (1991) 則假設每個次積雲體的質量通量僅為高度的線性函數，亦即

$$\frac{\partial \eta(Z)}{\partial Z} = \lambda \eta = E = \text{const} \quad (2)$$

在此假設及忽略虛溫與水滴拖曳效應的情況下，逸入參數 E_i 可表示成下式：

$$E_i = \frac{h_{LM} - h_i^*}{\sum_{j=LM-1}^{i-1} \beta_j (\theta_j (h_j^* - h_j))} \quad (3)$$

此處， E_i 為每個次積雲體的逸入參數， h_{LM} 為雲底濕靜能； h_i^* 為雲頂飽和濕靜能； θ 與 h 分別為環境大氣的位溫與濕靜能。 β_j 之定義如下：

雲頂處， β_i 為：

$$\beta_i = \frac{C_p}{g} [P_i^k + \frac{1}{2} - P_i^k]$$

$$\beta_j = \frac{C_p}{g} [P_{j+\frac{1}{2}}^k - P_{j-\frac{1}{2}}^k]$$

上兩式中， C_p 為定壓比熱； g 為重力加速度； P 為壓力； $k = 0.286$

方法二則真正的簡化了 A-S 積雲參數法的物理考慮。A-S 參數法與其他各種積雲參數法的主要不同點之一即為它考慮了在同一個計算時步 (time step) 內，網格上可有特性不同的積雲體同時存在，並且考慮了各個次積雲體間的交互作用。Moorthi & Suarez 的簡化方法則未考慮計算時步當時的次積雲體間的交互作用，每個積雲體間的交互影響效應須至下一個計算時步才顯現出來。此種簡化方法，在計算時步間距很小時，兩者之結果差異即不大。此種方法雖可簡化雲底質量通量的求解過程，但已失去了 A-S 參數法的原有特性，故我們只針對方法一進行 speed-up 的測試。

(三) 多層邊界層結構的 A-S 參數法——

PBL CUP

目前被使用的 A-S 積雲參數法多是針對

Bulk-PBL 所撰寫，雲底多設於模式之最底層頂（亦即邊界層頂），邊界層的平均特性即為雲底大氣的特性。當預報模式內，邊界層的結構增加至多層次時，現有 A-S 積雲參數法即需加以修改，使其具有多層的邊界層結構，以利與預報模式內的邊界層參數法產生關聯，使得兩參數法間能有合理的偶合 (coupling) 處理。

在本部分的更新研究中，我們所需面臨的主要問題有二：

(1) 如何決定雲底高度及雲底特性？

(2) 積雲對流的效應如何回饋 (feed back) 至雲底以下之自由大氣。

1. 雲底高度與雲底特性的定義

基本上，我們將雲底於舉升凝結層 (LCL)，為了維持雲底以下，能量與質量保守的定則，我們定義一個廣義的舉升凝結層——空氣塊透過混合率為 ($W(P)$) 的混合過程上升至飽和的高度。在此種定義下，積雲底以下之質量通量的差分型式為

$$\eta_K = \sum_{j=K}^{LM} W_j \Delta P_j \quad (4)$$

當空氣塊被舉升至第 K 層時，空氣塊特性的差分型式為：

$$(q_c)_{K-\frac{1}{2}} = \sum_{j=K}^{LM} W_j \bar{q}_j \Delta P_j \quad (5)$$

$$(h_c)_{K-\frac{1}{2}} = \sum_{j=K}^{LM} W_j \bar{h}_j \Delta P_j \quad (6)$$

$$(q_c^*)_{K-\frac{1}{2}} = \bar{q}_{K-\frac{1}{2}}^* + \frac{\gamma_{K-\frac{1}{2}}}{(1+\gamma_{K-\frac{1}{2}})_L} \\ [(h_c)_{K-\frac{1}{2}} - \bar{h}_{K-\frac{1}{2}}^*] \quad (7)$$

上列各式中， q_c, q_c^*, h_c 分別為空氣塊的混合比、飽和混合比及濕靜能； $\bar{q}, \bar{q}^*, \bar{h}, \bar{h}^*$ 分別代表環境大氣的混合比、飽和混合比、濕靜能及飽和濕靜能； ΔP 為每層之壓力差值； W_j 為第 j 層之混合率；

$$\gamma_{K-\frac{1}{2}} = \frac{L}{C_p} (\partial q^*/\partial T), L \text{ 為水蒸氣之凝結熱}$$

; LM 為模式之垂直層數。當 $(q_c)_{k-\frac{1}{2}} \geq (q_c^*)_{k-\frac{1}{2}}$ 時，我們定義雲底在第 k 層頂。

當 $W_j = 0$ ($j = 1 \sim LM - 1$)；且 $W_{LM} = 1/\Delta P_{LM}$ 時，雲底的高度即為傳統定義下的 LCL，此時的雲底條件為

$$q_c = \bar{q}_{LM}$$

$$h_c = \bar{h}_{LM}$$

$$q_c^* = \bar{q}_{LM}^* + \frac{\gamma_{LM}}{(1+\gamma_{LM})_L} [h_c - \bar{h}_{LM}^*]$$

於目前的測試中，我們假設 $W(k) = 1$, $k = 1 \sim LM$

2. 積雲對流於多層邊界層內之反饋作用（上沖流部分）

A-S 積雲參數化裏，積雲對流影響大氣之主要過程有二。一個是雲內飽和的空氣及凝結的雲滴透出雲塊而進入大氣；另一個是積雲引起之下沈氣流所產生的加熱效應。關於積雲對流雲底以下大氣之影響過程，若僅考慮積雲引起之下沈氣流所產生的加熱效應，則其通量可表示如下：

(Lord & Arakawa ; 1982)

$$\frac{1}{m_B} \left(\frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right) = \frac{\partial \eta (\hat{h} - \bar{h})}{\Delta P} \quad (8)$$

此處， m_B 為積雲雲底的質量通量； \hat{h} 為積雲的濕靜能。 \bar{h} 為環境空氣的濕靜能。

積雲的濕靜能收支方程中，僅考慮逸入效應時，積雲之濕靜能保守方程可寫為 (Lord & Arakawa, 1982)

$$\frac{\partial \eta h}{\partial p} = \bar{h} \frac{\partial \eta}{\partial p} \quad (9)$$

將第 9 式代入第 8 式可得

$$\frac{1}{m_B} \left(\frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_u = -\eta \frac{\partial \bar{h}}{\partial p} \quad (10)$$

第 10 式即為傳統下沈氣流所引起的增溫效應表示法。需注意的是利用此式表示積雲下沈增溫效應時，積雲之濕靜能保守方程需滿足第 9 式。若積雲之濕靜能保守方程考慮更多種物理過程或是逸入效應之表示式與第 9 式右邊項不同，則利用第 10 式求積雲之下沈增溫效應時，就有能量及質量不保守的問題出現。為了便於未來積雲之濕靜能

方程的修改，我們以通量式（方程式 8）表示積雲之下沈增溫效應，其差分表示如下：

$$\int_{P_{i-\frac{1}{2}}}^{P_{i+\frac{1}{2}}} \frac{1}{m_B} \left(\frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right) dp \\ = \eta_{i-\frac{1}{2}} \left[\hat{h}_{i-\frac{1}{2}} - \bar{h}_{i-\frac{1}{2}} \right] \\ + \eta_{i+\frac{1}{2}} \left[\bar{h}_{i+\frac{1}{2}} - \bar{h}_{i-\frac{1}{2}} \right]$$

三、半預報測試的結果分析與討論

為了驗證各項改進所採行的理論和假設是否合理，以及程式撰寫是否正確，本文以 GATE phase III 時間指標 9 至 152 的觀測資料進行各版本的半預報測試（semi-prognostic test）。

(一) NEWCUP v.s OBS

由於作業版積雲參數法程式的可攜性不高，不易獨立抽出作半預報測試，本文將 NEWCUP 之測試結果與觀測資料相較，以分析其預報誤差。圖一與圖二分別為 GATE phase III 觀測資料診斷所得的 Q1 與 Q2。圖三與圖四則為 NEWCUP 半預報測試所得的 Q1 與 Q2。

在整個 GATE 實驗期間，共有 7 個颱線降雨的個案發生，其時間指標分別為 31、47、54、64、104、110、120。針對這些颱線個案而言 NEWCUP 對於 Q1 的預報，不管是加熱率的強度或是加熱率的垂直分布情形皆有不錯的預報結果。

根據圖二與圖四的分析顯示：NEWCUP 對於 Q2 變化情形的預報較不理想，基本上 NEWCUP 於低對流層有預報過乾的誤差存在。圖五為觀測與 NEWCUP 預報之 Q1 及 Q2 的時間平均垂直剖面圖。由此圖我們可很明顯的看出：NEWCUP 對於高層大氣有預報過冷及過濕的趨勢，對於低對流層則有預報過乾的問題存在。

(二) UPCUP v.s. NEWCUP

圖六與圖七分別為 UPCUP 半預報測試所得

的Q1與Q2時間序列圖，與圖三、圖四相較可知，UPCUP對於極值的預報明顯的較NEWCUP小，另外，NEWCUP中有較多的副極值中心，UPCUP無法掌握到。由圖八UPCUP所預報之Q1及Q2時間平均垂直剖面圖，我們更可看出UPCUP對於中下層大氣積雲加熱率(Q1)及加濕率(Q2)的預報皆較NEWCUP小。另外，在電腦計算時間方面，UPCUP較NEWCUP減少40%。

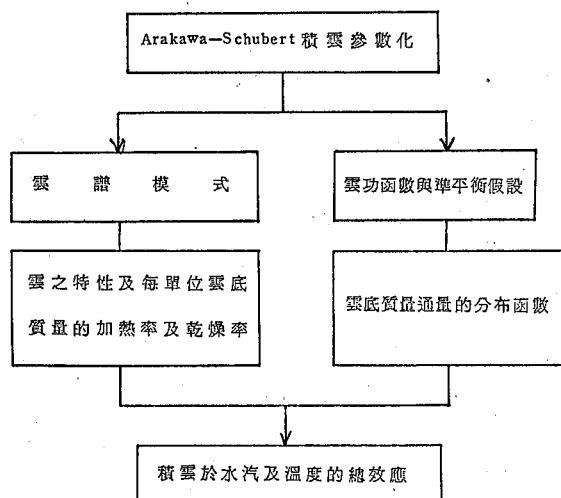
根據積雲種類數目及積雲底質量通量等A-S積雲參數法的診斷分析顯示(圖與表格未列)，使用Moorthi & Suarez有關逸入率的計算方式，所獲得的次積雲體存在個數較NEWCUP少，尤其對於低對流層淺積雲的個數UPCUP較NEWCUP明顯的減少，因而積雲的總加熱率及加濕率的減少即為一合理的現象。目前積雲參數法程式中具有兩個計算逸入率的副程式，副程式CEM1即為UPCUP所使用的Moorthi & Suarez之逸入率計算法，副程式CEM2則為

NEWCUP所使用的反覆計算法求解逸入率。在未來預報模式的整合測試時，即可針對精確度或時效性的需求有所調整。

(三) PBLCUP v.s. NEWCUP

圖九與圖十為PBLCUP所預報之Q1與Q2時間序列圖。與圖三及圖四相較可知，PBLCUP所預報之Q1及Q2較NEWCUP增加許多。

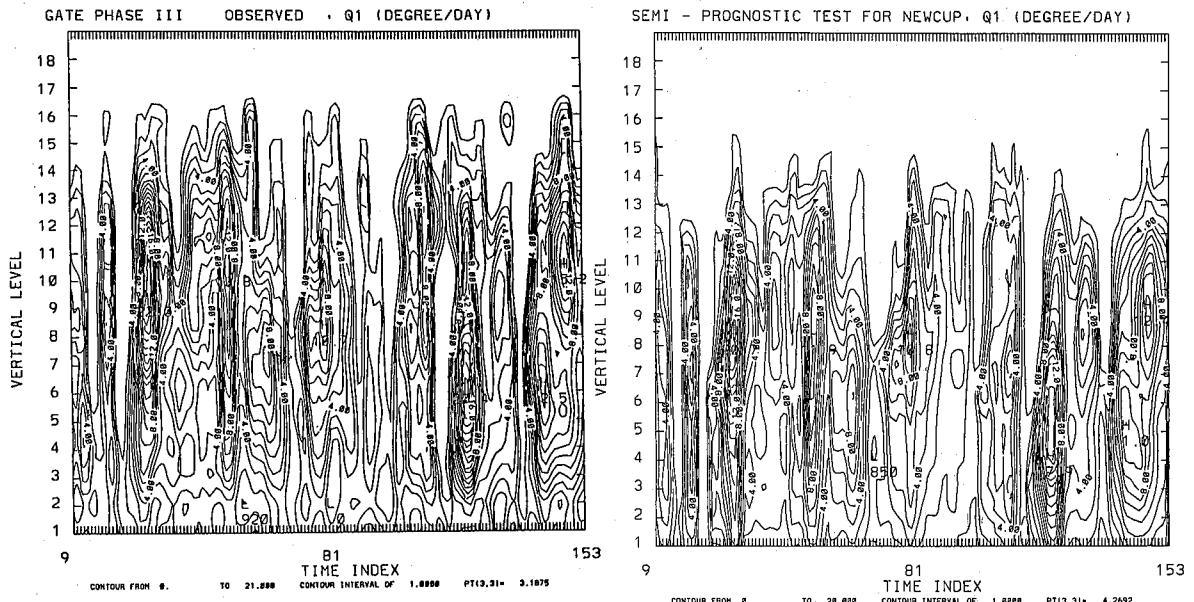
此修訂版主要為A-S積雲參數法與多層次邊界層參數法之偶合測試的先驅研究工作。在滿足能量及質量守恒的定則下，我們完成積雲底條件的設定。目前初步的研究顯示：依照2.2所述之雲底決定條件及反饋作用之模擬方法加入現行A-S參數法中，程式撰寫已告完成，須待進一步分析為何有預報過暖的情形存在。目前，氣象界有關積雲和邊界層交互作用的理論研究，幾乎沒有，我們的測試工作仍在尋求答案之階段，希望透過模式的漸漸改善與建立，能進行各種敏感測試(Sensitivity test)及半預報測試，以深入探討積雲和邊界層交互作用的理論研究。



圖一：A-S積雲參數法的基本架構

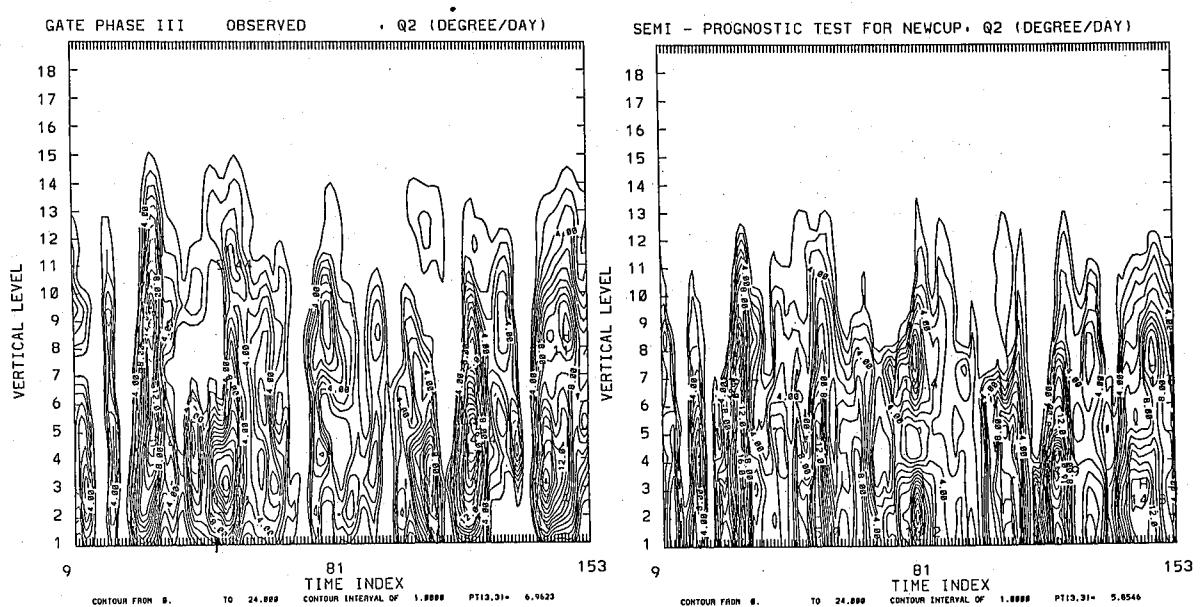
表一：NEWCUP 與 OPS CUP 的主要差異項

	OPSCUP	NEWCUP
thermal buoyancy	$g \left(\frac{T_{vu} - \bar{T}_v}{\bar{T}_{vu}} \right)$	$g \left(\frac{T_{vu} - \bar{T}_v}{\bar{T}_v} - \ell \right)$
temperature of updraft	$T_u = \bar{T} + \left(\frac{h_u - Lg_{vu} - \bar{S}}{C_p} \right)$	non-saturated $\bar{T} + \left(\frac{h_u - Lq_u - \bar{S}}{C_p} \right)$ saturated $\bar{T} + \frac{(h_u - \bar{h}^*)}{C_p (1+r)}$ $\bar{q}^* + \frac{r (h_u - \bar{h}^*)}{L (1+r)}$
reference state	6 levels 75, 150, 300, 500, 700, 900	9 levels 6, 75, 150, 275, 437.5, 617.5, 775, 900, 975
cloud type	LM-1 (E-type cloud)	LM-2
kernel matrix	overadjustment	overadjustment direct method (Lord 1978)



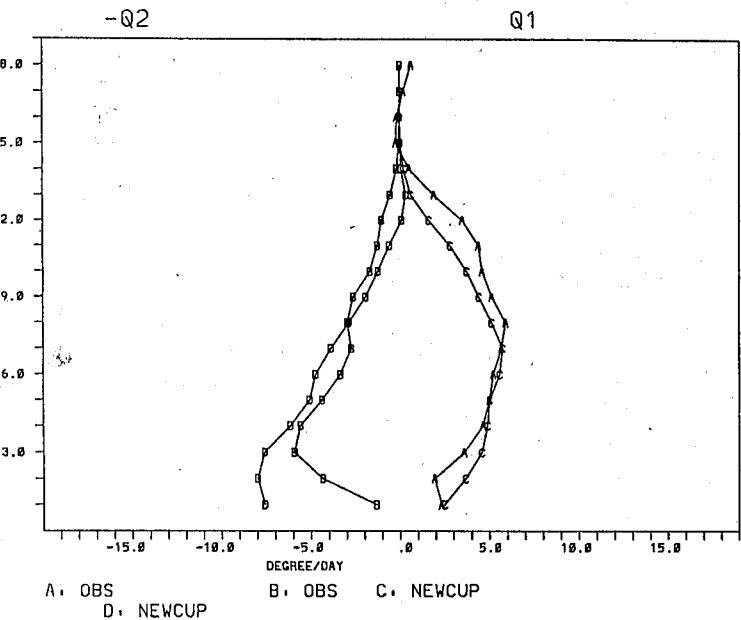
圖二：GATE phase III 資料—Q1

圖四：Q1 時間序列圖—NEWCUP

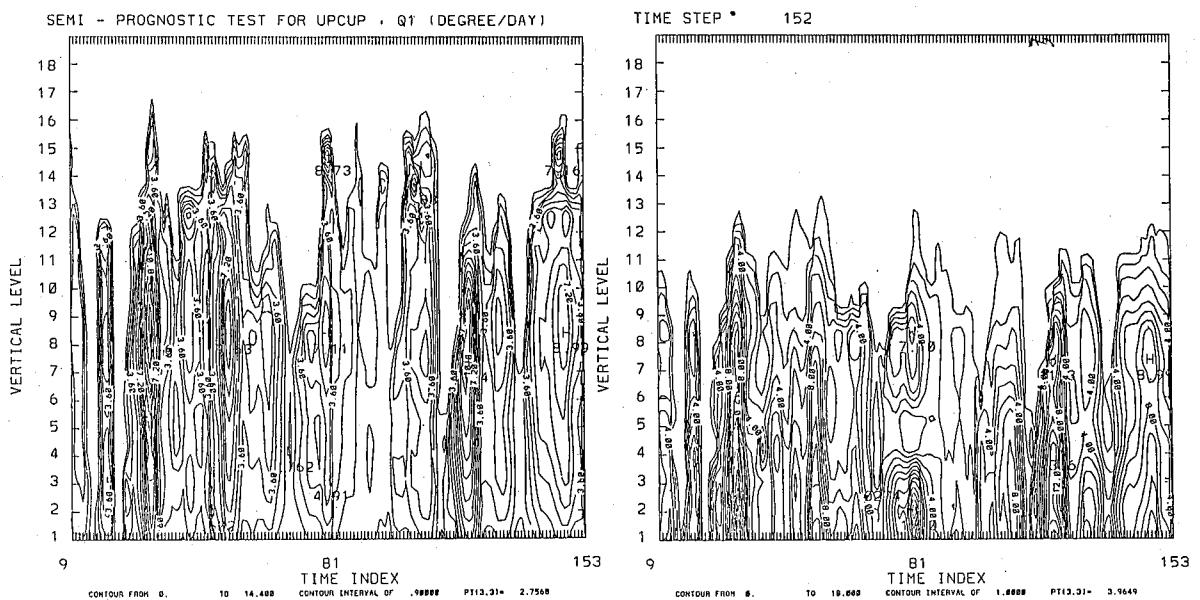


圖三：GATE phase III 資料—Q2

圖五：Q2 時間序列圖—NEWCUP

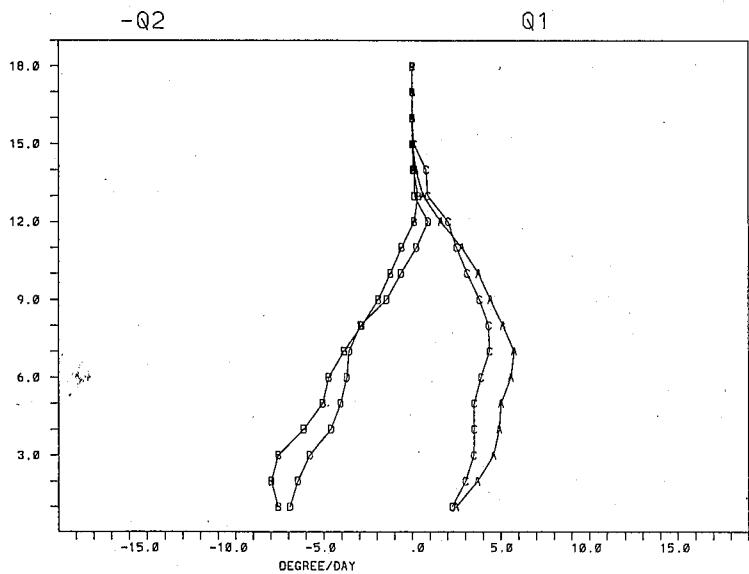


圖六：Q1, Q2時間平均剖面圖



圖七：Q1時間序列圖—UPCUP

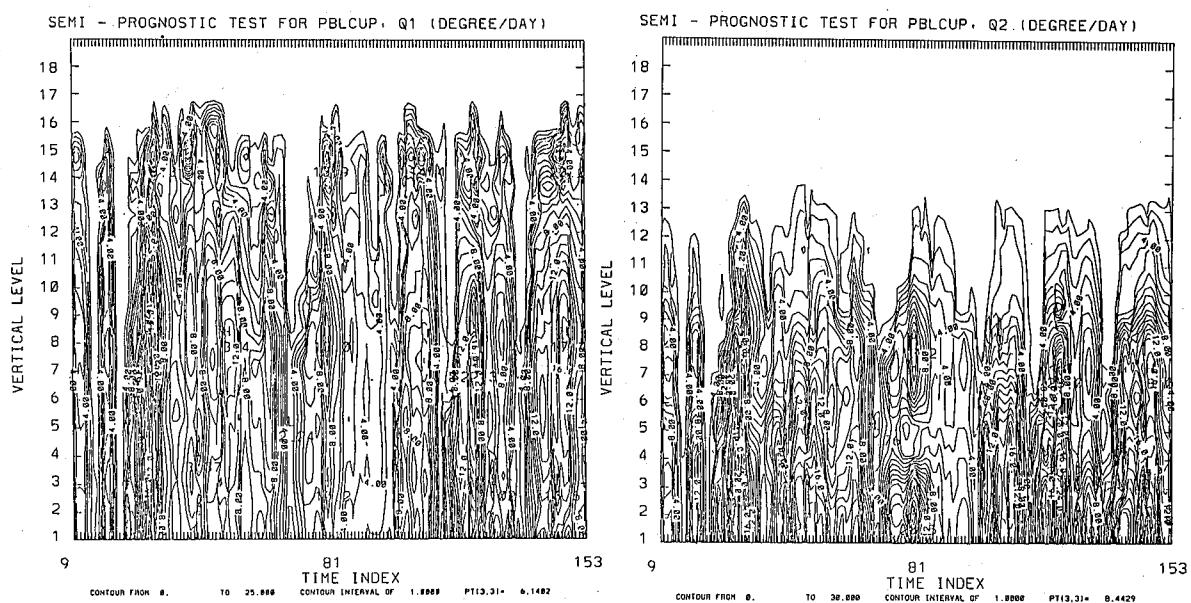
圖八：Q2時間序列圖—UPCUP



圖九：Q1 , Q2 時間平均剖面圖

A , B 分別代表 NEWCUP 所得之 Q1 , Q2

C , D 則為 UPCUP 所得之 Q1 , Q2



圖十：Q1 時間序列圖—PBLCUP

圖十一：Q2 時間序列圖—PBLCUP

四、結 語

中央氣象局第二代的全球預報系統目前正在積極的發展建立中，為了提高模式預報的準確性及配合天氣預報作業的時效性。作業模式中，所有的數值預報計算軟體皆需具有高精確度及高效率性的要求。第二代全球預報模式中的積雲參數法，我們仍採用預報自由度較高的A-S參數法，不過為了配合各個預報模組的發展，我們針對此積雲參數法進行數項修改，主要改進研究重點有二：(1)如何減少A-S參數法所花的電腦計算時間；(2)A-S參數法與高解析度邊界層參數法的偶合研究。

本文之研究顯示，減少A-S參數法所花的電腦計算時間的可行性很高。而具有多層邊界結構之A-S參數法完成後，我們即可進行A-S參數法與多層次邊界層參數法的偶合研究。

五、參考文獻

Arakawa, A., and W.H. Schubert, 1974 :

Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. J. Atmos. Sci., 31, 671-701.

Arakawa, A., and M.J. Suarez, 1983 :

Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. Mon. Wea. Rev., 111, 34-45.

Lord, S.J. 1982 : Interaction of a cumulus cloud ensemble with large-scale environment, Part III : Semi-prognostic test of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. J. Atmos. Sci., 39, 88-103.

Lord, S.J., W.C. Chao, and A. Arakawa, 1982 : Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part IV : The discrete model. J. Atmos. Sci., 39, 104-113.

Moorthi, S. and M.J. Suarez, 1991 : Relaxed Arakawa-Schubert: a parameterization of moist convection for general circulation models. Ninth Conference on Numerical Weather Prediction, 87-90.

Yanai M., S.K. Esbensen, and J.H. Chu, 1973 : Determination of bulk properties of tropical cloud clusters

MODIFICATION FOR CUMULUS PARAMETERIZATION IN THE CENTRAL WEATHER BUREAU GLOBAL FORECAST SYSTEMS (CWBGFS)

Ching-hsuan Chen and Ming-dean Cheng

Central Weather Bureau

ABSTRACT

A relaxed Arakawa-Schubert parameterization is constructed based on the method presented by Moorthi and Suarez (1991). A semi-prognostic test of the relaxed A-S scheme shows a 40% decrease of CPU time compared to a similar testing with the standard A-S scheme.

To apply the parameterization in a vertical coordinate system with multiple-layer structure in the planetary boundary layer, we also present a scheme. This generalized sub-cloud layer formulation satisfies the conservation of mass, moisture and moist static energy.

台灣地區春夏降水型態與局部環境條件研究— (I)雷達回波分析

許皓淳

丘台光

交通部中央氣象局
五分山氣象雷達站

交通部中央氣象局
氣象科技研究中心

摘要

本文主要在分析民國70～78年(1981～1989)春夏季(4～9月)的雷達回波。利用高雄雷達站所記錄的248個個案資料，以主觀方式對回波特性加以分類，每一個個案均分別就：回波形狀、排列情形、回波移動方向、系統移動速度、層狀回波所佔面積及對流回波所佔面積等六項來分別加以分類統計。

經過分類、統計後，發現春夏兩季的降水回波型態可以歸納出以下的特徵：在春季的降水型態中，主要的回波型態為寬度大於50公里的長條狀回波以及碎塊狀回波，其排列情形則呈現為東北—西南走向，並約以每小時6～10公里的速度移向東方，層狀回波面積大部份約在10000Km²以上。而在夏季的降水型態中，則以碎塊狀及塊狀回波為主要的降水型態。同時在夏季的降水裡，小區域的短暫對流性降水佔有很重要的地位，這些對流性降水可能包括不少午後熱雷雨。

至於五、六月份梅雨季較易發生降水回波的特定天氣型態分別有(一)鋒前型、(二)鋒上型、(三)鋒後型、(四)熱帶擾動型、(五)冷心低壓型以及(六)低壓帶型等六種。

關鍵詞：雷達觀測，降水回波

一、前 言

台灣位處中低緯度的亞熱帶，又介於歐亞大陸及太平洋的交界處；且台灣本身是一個多山的海島，地形效應所產生的中小尺度天氣現象，常佔有相當重要的角色。因此近年來國內外的氣象學家發現：台灣地區的中尺度天氣系統是我們最陌生亦是最值得深入研究的課題之一。同時也發現，中尺度天氣系統中的強對流或風暴常會伴隨著強風、豪雨、冰雹或雷電的發生，對農業、養殖漁業常造成措手不及的損害，影響整個國家的民生經濟甚鉅。

在春夏季中影響台灣地區的中尺度天氣系統主要有冷鋒、梅雨鋒、颱風、氣團性熱雷雨、海

陸風鋒面以及局部風暴等。這些天氣系統是否會伴隨有劇烈的降水則是預報人員所必須面對的最大挑戰。因為劇烈天氣是可能發生在任何類型的對流風暴中，但只有某些特定的風暴比較可能引起激烈的降水。就如在美國的相關研究中，Barnes(1987), Scofield(1987, 1989) 均曾指出產生豪雨的環境條件與產生帶有對流風暴的MCS (Mesoscale Convective System)的環境條件相類似。超級雷雨胞 (Supercell) 最可能引發雷暴、強風以及龍捲風，但是多胞型 (Multicell) 的風暴，卻比較容易引起嚴重的降水。因此探討不同的環境條件下所可能發展的風暴類型，以及不同的物理機制所可能引起的風暴發展及移動方向，可能對預報人員較具有參考價

值。

國內學者對中尺度氣象的大量投入，肇始於民國七十六年中美合作的“台灣地區中尺度實驗計畫”（TAMEX）。這次實驗計畫的進行，除了收集了大量的傳統及非傳統資料以供分析研究外，更使大家體會到“氣象雷達”是研究中尺度天氣系統最直接、可靠的觀測工具之一。因為氣象雷達可以對所觀測範圍內的降水系統，提供近似瞬間定性及定量的訊息，能即時展現（Real Time Display）解析度相當高的降水胞結構圖，得知降水胞內的三度空間結構。而且雷達觀測比較不會受到時間及空間間隔的限制，可以彌補傳統觀測網在時間及空間解析度不足的缺點。

國外方面利用雷達資料來研究風暴類型的報告很多，如短生命單胞型風暴（Byers and Braham, 1949）與多胞型風暴（Marwitz, 1972；Newton and Fankhauser, 1975）以及超級雷雨胞方面的研究（Browning, 1964；Lemon and Doswell, 1979）等。至於國內方面利用雷達資料來進行研究的報告近年來頗多，但利用雷達資料針對各種不同降水類型的特徵做進一步分析的學者較少，僅廖等（1983, 1984, 1985, 1986）曾利用台中清泉崙以及綠島雷達的資料配合地面資料、探空資料、衛星資料，對發生於台灣地區的中尺度天氣系統作研究並分類。陳與林（1986）則分析了鋒面與夏季組織性之雷達回波的特性。

雷達資料的應用，最初僅能由回波形狀與天氣狀況的關連，配合其他資料，主觀分析而建立觀念模式（Conceptual model），揣測降水系統內部的可能運動結構。近年來氣象局的傳統氣象雷達均已配有數值化的回波資料記錄設備，可以對降水系統的回波結構，提供解析度更好的研究資料。如許（1991）即是利用高雄及花蓮的傳統雷達回波資料，對四個接近台灣的颱風，分析其環流結構及作降水估計。

二、研究方法及步驟

中尺度系統的降水程度會受到不同的動力及熱力過程影響而有不同的結果，而降水的類型、降水時間的長短又與雷達回波所顯現的特徵有關。台灣地區春夏兩季的降水系統除了颱風大部份是由東方或東南方前來外，其餘的冷鋒、梅雨鋒均自西方或西南方而來，夏季的一些區域性對流性降水也幾乎發生在西部。因此在回波分析上，我們使用的是高雄雷達站所記錄的資料。高雄雷達站早期所使用的氣象雷達為WSR/64M型，此型雷達為真空管式，未配備電腦，無法將回波轉成數據化資料儲存，僅保存平面監視器（Plan Position Indicator, PPI）透明回波描影圖。1985年換裝成WSR/81S型雷達，除具有電腦處理能力外，並可藉由數據視頻積分處理器（Digital Video Integrator and Processor, DVIP）將回波影像彩色化，以便拍照保存或經由遙地顯示。因而本文所收集的1981～1989年四月～九月的回波資料，也橫跨了兩種不同型態的雷達資料。

首先，我們先考慮如何濾除颱風的個案資料：若整個台灣地區的降水是由颱風環流引起而沒有其它的天氣系統，則加以濾除；但若還有其它天氣系統影響時，例如在梅雨鋒中另外出現颱風環流而引起降水，則仍選取此一個案。在此原則下，第一步先檢視1981～1989年四月～九月間各氣象測站的日雨量報告：若有兩個以上的測站日雨量超過50釐米，則選取此一個案並調出該段時間的雷達回波資料進行分類統計。1981～1984年的回波個案是由逐時描繪的透明回波覆蓋描影圖直接去判讀。覆蓋描影圖如圖1所示，回波強度是以dB方式來標示，對特定回波點則另加標示其方位、高度及移速、移向。至於1985～1989年的回波個案則先由雷達站代為拍攝經由DVIP處理過的柱形向量顯示最大強度回波（Column Vector, CV）彩色照片，然後再加以描繪色層1、色層2及色層3以上等三種不同強度的回波圖，如圖2。因為統計表所使用的色層1（Level-1）及色層3（Level-3）是對應

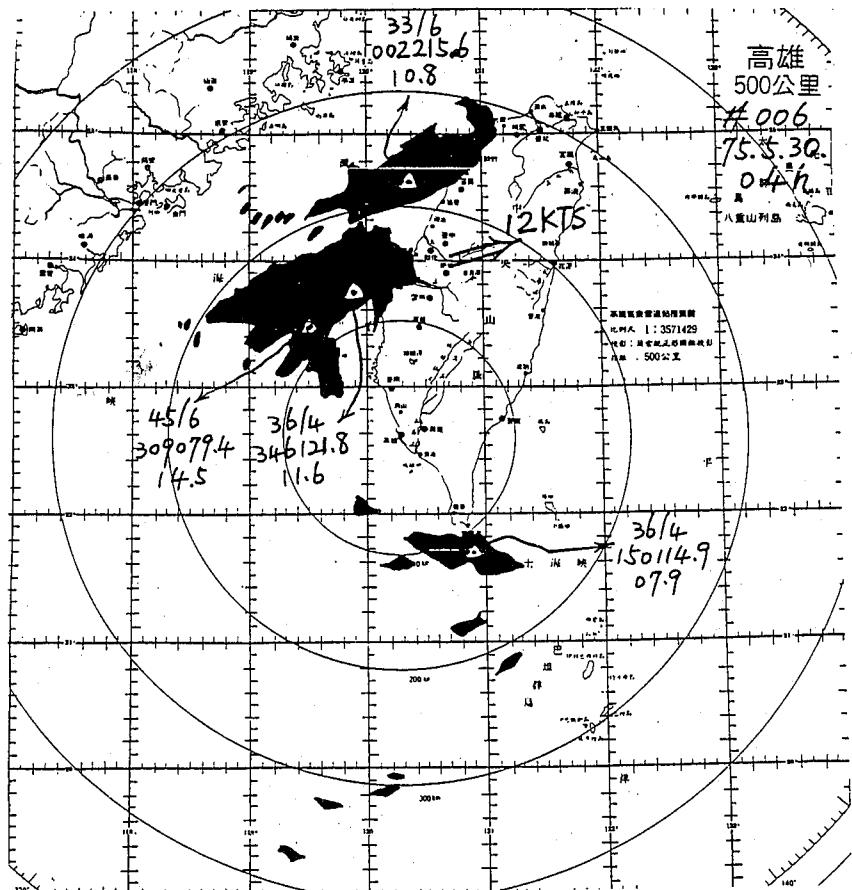


圖 1：高雄雷達站回波覆蓋描影圖。

Fig 1 : The sample of PPI - scan echo image at Kaoshung radar station.

2300L 7/28/1990

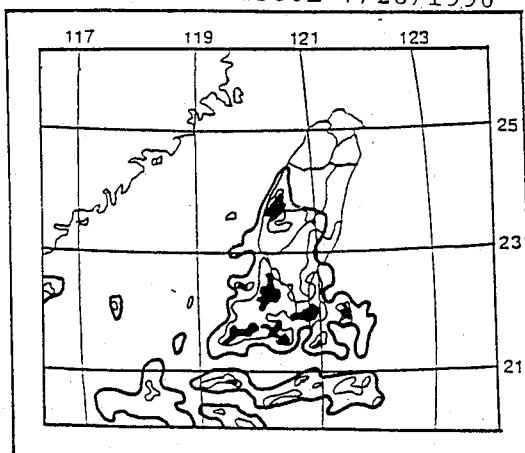


圖 2：高雄雷達站回波照片描影圖。

Fig 2 : The sample of DVIP picture echo image at Kaoshung radar station.

dBz 的回波強度值，因此對 1984 年以前的個案，只好先去計算 dB 的衰減強度，換算對應的 dBz 值，以便兩種不同型態的回波記錄資料，可以互相比對，以利完整的統計與分類。

將九年所蒐集的回波個案加以整理後，我們以主觀方式對回波特性加以分類，每一個個案均分別就：回波形狀（Ec）、排列情形（Ar）、回波移動方向（Mv）、系統移動速度（Ms）、層狀回波所佔面積（Level-1 Area : L1-A）、對流回波所佔面積（Level-3 Area : L3-A）等六項來分別加以分類統計（表 1）。由於在台灣地區的春夏季裡，較常見的回波系統主要為冷鋒、梅雨鋒、組織性大範圍降水及局部性對流胞降水。因此在回波形狀（Ec）的分類方面，考慮了較規則性的圓狀、線狀、長條狀及塊狀，並為了兼顧受到外力或地形擠壓所產生的變形，我們另外考慮了不規則的形狀，一共分為七類。而回波的排列情形（Ar）則儘可能依其系統的走向或長短軸的分佈，亦歸納為七類。並視完整回波系統在整個主要發展過程中的移動，將其移動方向（Mv）及移動速度（Ms）均歸納為六類。同時為了表現出所選取的個案整個系統發展的範圍及對流胞發展的強烈程度，另以層狀回波面積（L1-A）與對流回波面積（L3-A）所佔的大小分為六種類型來表示。

根據以上的分類原則，自 1981 ~ 1989 年共蒐集了 248 個降水回波個案，其中四月份有 25 個（如表 2a），五月份有 58 個（如表 2b），六月份有 41 個（如表 2c），七月份有 39 個（如表 2d），八月份有 55 個（如表 2e），九月份有 30 個（如表 2f）。由於原始統計資料量非常的龐大，我們不在此列註。

三、春季(四、五、六月)的降水回波特性

春季所發生的回波個案一共有 124 個，恰為全部統計個案之半（表 3）。但五、六月梅雨季所發生的個案則佔了四分之三強（表 2b 及表 2c

），顯示春季的降水還是集中在梅雨季發生。在春季的降水型態中，很明顯的偏重在寬度大於 50 公里的長條狀回波（43 個個案）以及碎塊狀回波（53 個個案），其排列情形有高達一半的個案呈現為東北—西南走向。並約以每小時 6 ~ 10 公里的速度移向東方，層狀回波面積大部份在 10000 Km^2 以上。各月份的特色如下：

四月份的降水回波主要以長條狀為主（表 2a），這與許與林（1989）分析春季降水的第一主成份為冷鋒系統相當融合。在春季的冷鋒系統中，層狀降水面積佔有主要的部份，而對流降水面積則明顯較少。同時由移速及移向中，依稀可見是由大陸高壓所推動的冷鋒系統。

五、六月份為台灣地區的梅雨季，是春夏交替間較單純且持續性的降水。在統計上，個案數明顯增加，兩個月的個案合計佔了春夏兩季的百分之四十。由表 2b 及表 2c 的回波類型統計中，我們可以看出五月的系統主要為長條狀的鋒面降水，而六月的降水除了鋒面系統造成的外，另有較高比例的降水為 MCS 所造成的。梅雨季降水系統的移動速度通常較為緩慢，同時在外在環境系統的牽引下，其移向幾乎均由華南地區指向台灣地區。而在梅雨鋒的降水中，層狀降水一直佔有較大的比例，但在不穩定熱力條件的驅使下，對流性降水也很容易在五、六月份的降水中發現，我們可以由（L3-A）出現 3000 Km^2 以下的對流回波面積個案數獲得印證。

針對五、六月份的梅雨季，我們由綜觀天氣型態及豪雨發生與否等方面來進一步做歸納統計。根據我們所蒐集降水個案的綜觀天氣圖顯示，五、六月份梅雨季較易發生降水回波的特定天氣型態分別有（一）鋒前型降水、（二）鋒上型降水、（三）鋒後型降水、（四）熱帶擾動型降水、（五）冷心低壓型降水以及（六）低壓帶型降水等六種（如圖 3）。而六種天氣型態的降水中，又以前三項的鋒面型降水為主。在九年的梅雨季裡所發生的 99 個個案中，屬於前三項類型的降水個案即佔了 64 個之多。因此在表 4a ~ 表 4c 中，我們特別對此三類的鋒面

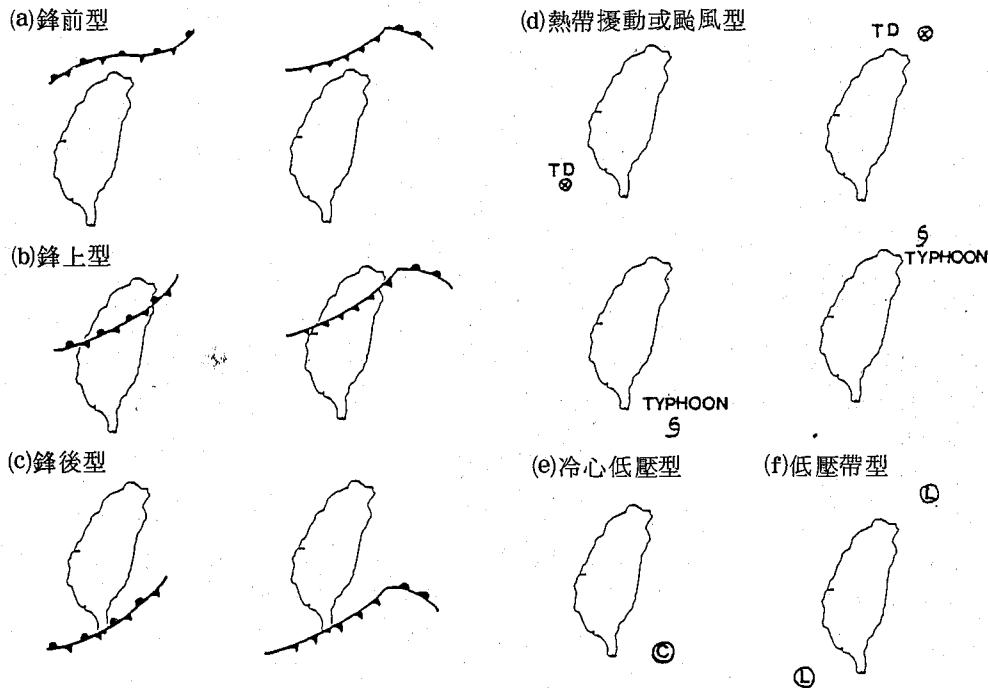


圖 3：梅雨季中產生降水回波的天氣類型。

Fig 3 : The weather pattern associated with heavy rainfall during the Mei-Yu period.

型降水做回波特性分析。

表 4a 及表 4b 顯示發生在梅雨鋒前緣或伴隨梅雨鋒所產生的降水，主要的回波形狀是長條狀或碎塊狀，且呈現東北—西南走向的回波。移向趨向往東北或東方，移速則呈現緩進而非滯留，大約在 $5 \sim 10 \text{ km/hr}$ 之間。較一致的是在廣闊的層狀回波中均含有個別發展激烈的對流胞。至於鋒面後的降水特性（表 4c），由於個案數僅 11 個，較難據以說明其回波特性的趨勢。

再檢視五、六月份所發生的降水個案與實測雨量的比較後發現，日雨量超過 100 公釐的豪雨個案共有 20 個，其降水回波類型統計如表 5 所示。其雷達回波顯示受鋒面影響的有 12 個個案，其排列情形較偏向東—西走向，移動方向朝向東南或東方；移速則趨向兩極：呈現緩進或 $11 \sim 15 \text{ km/hr}$ 的現象。至於層狀回波及對流性回波的

範圍，則大小均有，無顯著的一致性。在 1987 年 TAMEX 實驗期中所觀測到的 IOP-13，就是屬於較典型緩進的豪雨個案。

由綜觀天氣分析統計，顯示梅雨季產生豪雨的降水回波類型偏重在鋒面系統及中尺度對流複合體 (MCS)。而由表 5 的特性分析也顯示偏重在線狀、長條狀與碎塊狀回波所引起的。因此底下我們特別再對此三種類型所引起的回波降水做進一步的統計歸類，如表 6a～表 6c。此三種降水回波類型則有以下的共通性：排列走向為東北—西南為主；移動方向向東，其次偏向東北；移速則約在 $6 \sim 10 \text{ km/hr}$ 之間。至於層狀回波面積大小，囿於此三類型原本屬性就不同，我們認為不宜做硬性解釋。但若比較對流性降水在整個降水回波面積中的範圍而言，均確屬為較大範圍且更激烈。

四、夏季(七、八、九月)的降水回波特性

夏季的降水型態中，碎塊狀及塊狀回波一變而成為主要的降水型態（表 7）。而由層狀降水面積的縮小及對流回波面積的增加的兩項訊息中，很顯然可以告訴我們：在夏季的降水裡，小區域的短暫對流性降水佔有很重要的地位。這些對流性降水可能包括不少午後熱雷雨，所以在表 7 中有將近68個個案屬於滯留或緩進的狀態。至於各月份的特色如下：

七月份台灣地區處在由春季轉入夏季的階段，所以降水的型態（表 2d）則在鋒面降水中參雜不少典型的夏季對流性短暫降水，故線狀及長條狀的鋒面降水與碎塊狀的對流性降水個案的個數相差不大，且對流回波面積有28個個案小於1000

Km^2 以下。惟七月份的西南季風仍不甚明顯，這可由往東北方移動的個案不多看出。

八月份則是屬於較典型的夏季降水（表 2e），除了碎塊狀的小區域對流性降水的比例大增外，由移動方向的統計中，出現21個個案的移向為東北方，顯然有近一半的個案伴隨有西南氣流的出現。另外其對流回波面積有31個個案小於1000 Km^2 以下，再經檢視原始資料中這些降水個案出現的區域，發現對流性降水主要出現的地區偏重在中南部沿海地區。

九月份的降水個案較少與鋒面系統有關，因此線狀及條狀回波的個案較少，塊狀及碎塊狀所代表的對流性降水個案雖有增加，對流回波面積亦有21個個案小於1000 Km^2 以下，但原始資料指出並不全然出現在中南部沿海地區或靠近山區。因此比較難據以解釋影響其降水的天氣型態。

表 1：降水型態回波分類特性說明表
Table 1 : The character of precipitation pattern.

特性說明

<u>Ec (回波形狀)</u>	<u>Ar (排列情形)</u>	<u>Mv (移動方向)</u>
0 圓形，橢圓形	0 對稱形	0 滯留
1 線狀，寬度小於 50km	1 南—北走向	1 北方
2 長條狀，寬度大 50km	2 東北—西南走向	2 東北方
3 碎塊狀，塊狀	3 東—西走向	3 東方
4 不規則線狀	4 東南—西北走向	4 東南方
5 不規則長條狀	5 八字型走向	5 南方
6 不規則碎塊狀	6 不規則走向	
<u>Ms (移動速度)</u>	<u>L1 - A (回波面積)</u>	<u>L3 - A (回波面積)</u>
0 滯留	0 1000km^2 以下	0 500km^2 以下
1 小於 5km/hr	1 $1000\text{km}^2 - 5000\text{km}^2$	1 $500\text{km}^2 - 1000\text{km}^2$
2 6km/hr-10km/hr	2 $5000\text{km}^2 - 10000\text{km}^2$	2 $1000\text{km}^2 - 3000\text{km}^2$
3 11km/hr-15km/hr	3 $10000\text{km}^2 - 30000\text{km}^2$	3 $3000\text{km}^2 - 5000\text{km}^2$
4 16km/hr-20km/hr	4 $30000\text{km}^2 - 50000\text{km}^2$	4 $5000\text{km}^2 - 10000\text{km}^2$
5 21km/hr 以上	5 50000km^2 以上	5 10000km^2 以上

表 2：民國 70～78 年四月至九月的降水回波類型統計表

Table 2 : The precipitation character of April to September.

表 2a 民國 70～78 年四月降水回波類型統計表

個案 : 25		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	0	0	1	3	0	10
	1	1	2	0	3	2	6
	2	7	16	5	12	1	8
	3	5	2	10	5	6	1
	4	0	0	9	2	12	0
	5	5	3	0	0	4	0
	6	7	2	—	—	—	—

表 2b 民國 70～78 年五月降水回波類型統計表

個案 : 58		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	7	5	3	3	0	20
	1	11	5	0	15	3	24
	2	15	28	18	27	7	12
	3	9	14	25	13	14	2
	4	1	2	11	0	14	0
	5	5	1	1	0	20	0
	6	10	3	—	—	—	—

表 2c 民國 70～78 年六月降水回波類型統計表

個案 : 41		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	1	5	2	2	0	8
	1	6	4	2	13	1	17
	2	9	18	13	15	8	12
	3	13	6	20	7	18	2
	4	1	2	4	4	4	2
	5	2	3	0	0	10	0
	6	9	3	—	—	—	—

表 2d 民國 70～78 年七月降水回波類型統計表

個案 : 39		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	1	0	10	9	0	17
	1	9	5	1	16	0	11
	2	6	12	13	11	8	7
	3	13	6	8	2	22	1
	4	1	13	3	1	1	2
	5	4	2	4	0	8	1
	6	5	1	—	—	—	—

表 2e 民國 70～78 年八月降水回波類型統計表

個案 : 55		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	2	2	10	9	0	11
	1	8	6	5	17	2	20
	2	10	15	21	19	22	15
	3	18	13	12	7	13	8
	4	8	10	5	3	15	1
	5	3	3	2	0	3	0
	6	6	6	—	—	—	—

表 2f 民國 70～78 年九月降水回波類型統計表

個案 : 30		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	2	2	9	9	0	11
	1	2	7	2	8	2	10
	2	6	10	9	11	8	6
	3	6	5	7	2	10	3
	4	2	4	3	0	7	0
	5	3	0	0	0	3	0
	6	9	2	—	—	—	—

表 3 : 民國 70~78 年春季降水回波類型統計表

Table 3 : The precipitation character of Spring session.

個案：124		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	8	10	6	8	0	38
	1	18	11	2	31	6	47
	2	31	62	36	54	16	32
	3	27	22	55	25	38	5
	4	2	4	24	6	30	2
	5	12	7	1	0	34	0
	6	26	8	-	-	-	-

表 4 : 民國 70~78 年梅雨季中鋒面型之降水回波統計表

Table 4 : The front-type character of Mai-Yu session.

表 4a 民國 70~78 年五、六月鋒面前降水回波類型統計表

個案：20		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	0	0	1	1	0	5
	1	2	2	0	4	0	5
	2	6	13	6	7	3	9
	3	7	1	13	7	7	1
	4	0	2	0	1	5	0
	5	1	0	0	0	5	0
	6	4	2	-	-	-	-

表 4b 民國 70~78 年五、六月鋒面上降水回波類型統計表

個案：33		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	5	4	0	0	0	11
	1	6	2	0	16	1	14
	2	10	20	8	12	5	6
	3	5	4	15	4	9	2
	4	2	0	9	1	6	0
	5	3	1	1	0	12	0
	6	2	2	-	-	-	-

表 4c 民國 70~78 年五、六月鋒面後降水回波類型統計表

個案：11		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	0	1	1	1	0	4
	1	2	0	0	4	0	4
	2	2	4	2	6	1	3
	3	3	4	6	0	5	0
	4	0	0	2	0	2	0
	5	2	0	0	0	3	0
	6	2	2	-	-	-	-

表 5 民國70~78年五、六月豪雨($\geq 100\text{mm/day}$)降水回波類型統計表

Table 5 : The heavy rain-fall character of Mai-Yu session.

個案：20		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	2	1	2	3	0	8
	1	5	0	0	7	2	5
	2	5	8	3	4	4	7
	3	6	9	8	6	5	0
	4	2	0	7	0	6	0
	5	0	0	0	0	3	0
	6	0	2	-	-	-	-

表 6：民國70~78年梅雨季中鋒面型及碎塊狀回波統計表

Table 6 : The front-type and MCS-type character of Mai-Yu session.

表 6a 民國70~78年五、六月線狀(寬度小於50km) 表 6b 民國70~78年五、六月長條狀(寬度大於50km)降水回波類型統計表

個案：17		Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	-	1	1	-	9
	1	2	1	5	1	6
	2	7	5	8	7	2
	3	6	6	3	6	-
	4	2	4	-	2	-
	5	-	-	-	1	-
	6	-	-	-	-	-

個案：24		Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	-	-	-	-	1
	1	1	-	4	-	12
	2	17	8	10	1	8
	3	3	11	7	6	2
	4	1	5	3	5	1
	5	2	-	-	12	-
	6	-	-	-	-	-

表 6c 民國70~78年五、六月碎塊狀(或塊狀)
降水回波類型統計表

個案：22		Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	4	2	2	-	5
	1	1	1	6	-	7
	2	10	7	7	2	8
	3	3	10	7	7	2
	4	-	2	-	6	-
	5	-	-	-	7	-
	6	4	-	-	-	-

表 7 民國70~78年夏季降水回波類型統計表
Table 7 : The precipitation character of Summer session.

個案：124		Ec	Ar	Mv	Ms	L1-A	L3-A
特 性 分 析	0	5	4	29	27	0	39
	1	19	18	8	41	4	41
	2	22	37	43	41	38	28
	3	37	24	27	11	45	12
	4	11	27	11	4	23	3
	5	10	5	6	0	14	1
	6	20	9	-	-	-	-

附錄 A：台灣地區中尺度預報實驗的傳統雷達觀測回波記錄表

Appendix A: The conventional radar S2 table by Post-TAMEX.

普通雷達 S 2 表

雷達站： 日期： 年 月 日 時 觀測員：

回波特性	鋒面雨帶	大面積回波系統	小面積雷雨
形狀	1.連續線型 2.斷續線型 3.波型線狀回波 4.向後生長 5.多重雨帶 6.手指狀	1.橢圓形 2.三角形 3.螺旋狀	1.單一胞狀回波 2.多胞狀回波
最大回波值 (取1.5度PPI圖)	dBz 東經 北緯	dBz 東經 北緯	dBz 東經 北緯
面積	10 dBz 30 dBz	10 dBz 30 dBz	10 dBz 30 dBz
系統移速 (填16方位／去向)	M/Sec 方向	M/Sec 方向	M/Sec 方向
胞狀結構移速 (填16方位／去向)	M/Sec 方向	M/Sec 方向	M/Sec 方向
位置	1.鋒前 2.鋒區雨帶 3.鋒後	1.鋒前 2.鋒面帶 3.鋒後 4.其它	1.山前傾斜 2.山後傾斜 3.靠近海岸
方位	1.平行鋒面 2.與鋒面夾角 度	系統走向 / 度	系統走向 / 度
回波梯度 最大值位置	1.靠近前沿 2.靠近後沿	1.靠近中心 2.靠近邊緣	
生命週期	1.發展期 2.成熟期 3.消散期	1.發展期 2.成熟期 3.消散期	1.發展期 2.成熟期 3.消散期

(Z - R 關係 : a = , b =)

說明：最大回波值及面積請另於透明膠片上描繪。

若系統移速呈現滯留，則該次不描圖、移速並請註明“滯留”

系統走向請填兩端度數（如東北—西南請填 45/225）

五、結論

本文主要的目的是希望由所蒐集的248個雷達回波降水個案中，經由簡單的統計與歸納而得到一些季節性降水特徵。而經過我們的分類、統計後，確實發現春夏兩季的降水回波型態是可以歸納出一些特徵。如在春季的降水型態中，主要的回波型態為寬度大於50公里的長條狀回波以及碎塊狀回波，其排列情形則呈現為東北—西南走向。並約以每小時6~10公里的速度移向東方，層狀回波面積大部份約在10000Km²以上。至於夏季的降水型態，則以碎塊狀及塊狀回波為主要的降水型態。同時在夏季的降水裡，小區域的短暫對流性降水佔有很重要的地位。這些對流性降水可能包括不少午後熱雷雨。

至於梅雨季所發生降水的天氣型態，則以鋒面型的三種型態居多，少部份則伴隨熱帶擾動型、冷心低壓型以及低壓帶型發生。而產生豪雨的回波型態主要以長條狀及塊狀回波為主，排列為東—西走向，移速則呈現兩極化。這種兩極化統計值的出現，顯示發生豪雨與否是無法由雷達回波的單一歸納統計中獲得結果，必須要進一步的去探討發生豪雨個案的動力及熱力結構，才能更清楚瞭解各項氣象因子所扮演的角色。因此在下一篇文章中，我們將更進一步討論可能引發豪雨的各項天氣參數，包括潛浮能(Potential Buoyant Energy)、各種穩定指數、垂直風切的變化，看看是否與本文所討論的結果有更深一層的相關性。

最後，我們附錄今年(1992)梅雨季所進行的“台灣地區中尺度預報實驗”傳統雷達觀測的回波記錄表於附錄A，以供作比較參照。

致謝

本文承蒙中央氣象局高雄氣象雷達站王少華主任及全體同仁多年來協助雷達回波的蒐集及氣象預報中心陳家明先生的綜觀天氣資料整理，謹致作者最深謝忱。

參考文獻

- Barnes, S. L., 1987 : Analysis of quasi-geostrophic forcing during the AIMCS project. NOAA TECH MEMO ERL ESG-27, Vol 1, Boulder.
- Browning, K. A., 1964 : Airflow and precipitation trajectories within severe local storm which travel to the right of winds. J. Atmos. Sci., 21, 634-639.
- Byers, H. R. and R. R. Braham, Jr., 1949 : The Thunderstorm U. S. Gov't Printing Office, 287pps.
- Lemon L. R. and C. A. Doswell III, 1979 : Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. Mon. Wea. Rev., 107, 1184-1197.
- Marwitz, J. D., 1972 : The structure and motion of severe hailstorms. Parts I-III. J. Appl. Meteor., 11, 166-201.
- Newton, C. W. and J. C. Fankhauser, 1975 : Movement and propagation of multicellular convective storms. Pageoph., 133, 336-352.
- Scofield, R. A., 1987 : Ingredients for a short range forecasting heavy precipitation index. Preprints, 7th Conf. on Hydrometeor., Indianapolis, IN. Amer. Meteor. Soc., 42-51.
-, 1989 : Using satellite imagery to analyze and forecast heavy precipitation. Part III, R38-R44. Oct. 16-27. Taipei, Taiwan.
- 許皓淳、林民生，1989：台灣地區春季降雨之年際變化與成雨系統特性分析。氣象學報，

- 35卷，111-122頁。
- 許皓淳，1991：雷達資料應用於颱風結構分析與降水之研究。氣象學報，37卷，128-146頁。
- 陳景森、林雨我，1986：夏天台灣地區發生組織性對流回波的案例研究。大氣科學，13卷，63-70頁。
- 廖學鎰、俞家忠、洪秀雄、陳景森、江火明、孔令誠，1983：中尺度天氣系統之雷達分析（一）初步探討。國科會專題研究報告，74頁。NSC-72-0202-M008-05。
- 廖學鎰、羅季康、洪秀雄、陳景森、江火明、孔令誠、蕭志惠、鐘永明、劉建忠、劉建新，
- 1984：中尺度天氣系統之雷達分析（二）進一步探討。國科會專題研究報告，56頁。NSC-73-0202-M008-10。
- 廖學鎰、羅季康、洪秀雄、陳景森、江火明、孔令誠、鐘永明、郭兆憲、陳維銘，1985：中尺度天氣系統之雷達分析（三）密集觀測及分析。國科會專題研究報告，80頁。NSC-74-0202-M008-02。
- 廖學鎰、羅季康、洪秀雄、陳景森、江火明、劉建忠、鐘永明、劉東明、洪天助、郭兆憲、陳維銘，1986：中尺度天氣系統之雷達分析（四）擴大觀測與分析。國科會專題研究報告，102頁。NSC-75-0202-M008-02。

STUDY ON PRECIPITATION TYPES AND THEIR ASSOCIATED LOCAL ENVIRONMENTAL CONDITIONS DURING THE SPRING-SUMMER PERIOD IN THE TAIWAN AREA — (I) RADAR ANALYSIS

Hao-chun Hsu, Tai-kuang Chiou
Central Weather Bureau

ABSTRACT

The purpose of this paper is to analyze radar echoes for the spring-summer period from 1981 to 1989. We are trying to classify the precipitation system types by using the characteristics (type, area size, orientation, moving direction and speed) of the radar echoes, and attempting to find out the relationship between the synoptic weather pattern and the precipitation type.

The results show that a few different precipitation types exist from spring to summer. The long band and scattered types are the major parts of the echo types during the spring period. They oriented in a NE-SW direction and moved eastward at speed of 6-10 km/hr. During the Summer period, the broken-scattered and scattered echo types are dominated and local convective shower associated with the heating effect is more important.

There are six synoptic weather patterns (the pre-front, front, post-front, tropical disturbance, cold-core low, low pressure) which are associated with the precipitation type during the Mei-Yu period.

Key Words: Radar Observation, Precipitation Echo.

中央氣象局自動氣象資料處理系統之現況研究

曾文雯

中央氣象局氣象資訊中心

摘要

中央氣象局的自動氣象資料處理系統 (Automatic Meteorological Data Processing System, 以下簡稱 AMDP) 是一個全天候自動化系統，負責將每日接收到的全球即時氣象資料經過分類、解碼及檢定等處理，以 FGGE (First GARP Global Experiment) 格式儲存。透過資料的先處理 (pre-processing) 過程，可以提供 NWP 各作業模式客觀分析時所需的觀測資料檔，並且供應下游填繪圖系統、歐洲氣象中心網格點系統和即時預報系統各式資料檔，以製成各種分析圖和預報圖，成為預報人員預報作業時不可或缺的重要參考工具。本系統自民國76年7月在 CDC CYBER 840 上正式作業，至今已近五年。本研究試對該系統在資料接收、解譯處理、品管檢驗、資源利用，乃至整個系統之運作效益和其與其他下游系統輸出入介面能力等方面作一現況評估，並對系統未來轉置 HP750 工工作站後的相關情形作一簡介和展望。最後，對一個理想化的作業性資料處理系統提出一些個人的看法和建議，希望能作為本局日後改進的參考。

一、前言

熟知過去和掌握現在是預測未來的先決條件，在大氣科學的領域裡更是如此。能清楚了解過去較具影響性的種種天氣系統，並且擁有可以詳細描述目前天氣現象的完整觀測資料網，才算是有了作好天氣預報的基本裝備，事實上要清楚完整地描述整個地球約11公里厚的對流層大氣連續現象誠屬不易，雖然目前科技精進，觀測儀器日新月異，除了傳統的觀測系統外，藉著飛機觀測、雷達觀測、衛星觀測、自動測報系統和全球網路通訊已經幫我們克服了許多以往時空上的限制，使我們幾乎可以取得全面性的氣象觀測資料，但這些資料如何精確地使用於實際天氣預報作業上，目前仍有困難，這也是現今許多從事大氣科學研究者迫切努力的方向之一。

中央氣象局為了作好數值天氣預報，第一步

就是決定發展一套氣象資料接收處理系統。它主要可分為兩部份，一是在 DATA GENERAL MV 7800 機器上建置一氣象資料接收系統 (Unified Message Switch System 以下簡稱 UMS)，負責接收來自美國及日本 (GTS-MRY 和 GTS-JWA) 兩條線路的全球氣象資料及 12 條區域線路 (LOCAL 1~LOCAL 12) 資料，另一部份就是在 CDC CYBER 840 機器上發展一套自動氣象資料處理系統 (AMDP)，負責從 UMS 系統上取得即時氣象資料加以分類、解碼、檢定後產生各種不同格式的資料檔，以提供 NWP 作業系統、填繪圖系統、歐洲氣象中心網格點系統及下游其他有關單位使用。

AMDP 系統自民國76年7月在 CDC CYBER 840 機器上正式作業至今已有五年，大體而言，本系統可以滿足本局作業中心的基本需求，包括：

(一)依世界氣象組織 (World Meteorological Organization, 以下簡稱 WMO) 的電碼格式規定處理全球每日約 17MB 的即時觀測資料。

(二)採用歐洲氣象中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 以下簡稱 ECMWF) 的錯誤檢定理論檢驗所有資料以提高資料品質。

(三)提供 NWP 各模式每日兩次 00Z 與 12Z 客觀分析所需觀測資料檔，並負責啟動 NWP 作業模式開始運作。

(四)依本局預報作業時效需求產生各類繪製天氣分析圖表所需資料輸入檔，以供預報人員 24 小時預報天氣之參考。

(五)當系統運作有異常狀況發生時，提供維護與操作人員易於啟動各種控制程序的操作介面，以便迅速復原 (recover) 本系統。

(六)每日固定作 FGGE 格式的磁帶資料存檔 (archives) 可以提供國內外學術界和作業單位交換使用。

然而隨著外在資訊環境的一日千里和使用者需求的大量遞增，本系統已漸漸呈現許多作業上的弊端和不勝負荷之虞，因此在第二期的 NWP 計劃中我們決定將它移到 CPU 處理能力更強的個人工作站上，並在系統軟體部份作了許多改進，目前新的 AMDP 系統已大致完成轉移和更新階段，並進入作業平行測試期間，預定將於 81 年底前取代舊系統在 HP 750 工作站上正式作業。

本文第二段將針對舊有 AMDP 系統在資料接收、分類處理、解譯電碼、品管檢驗、資源利用、介面能力及系統運作效益多方面作一現況評估，在第三段對新系統的改進和更新部份作一簡介，在第四段對資料處理系統本身提出一些問題和討論，最後作一簡單總結。

二、AMDP 系統的現況評估

AMDP 系統是一個全天候自動化作業系統，主要是由一主控程序 (main procedure) 於設定時段內啟動各相關子系統，依序完成取報、分類

、解碼、檢定、FGGE 檔拷貝、先處理客觀分析及傳送各式資料檔等工作後，進入等待狀態到下個設定時間主控程序再起來工作，本系統的作業時序表可參考表一，系統整體架構可參考圖一所示。茲將本系統分為以下七部份作一現況探討：

(一) 資料接收

AMDP 系統每日需處理 UMS 傳來的數百萬計資料 (約 17MB/天)，資料來源主要是取自美國 (GTS-MRY) 和日本 (GTS-JWA) 兩條衛星通訊線路的全球氣象資料和 12 條區域線路 (Local 1~Local 12) 的區域性氣象資料。美國和日本線路所傳送來的資料有很多是重複的，但為了減少偶而傳輸狀況不穩定所引起的資料漏失之風險，兩線路的資料互相備份仍屬必要。區域線路的資料大都以歐亞、蘇聯、中國大陸地區的觀測資料為主，由於線路通訊品質較不穩定，報文內常易摻有雜訊而增加處理上的困擾。目前負責資料接收 (UMS) 和負責處理 (AMDP) 的系統分別建置在兩台不同的電腦上 (即 MV 7800 和 CDC CYBER 840)，資料之間的傳輸走 RS232 線，約以 9600 bps 速率傳送，所有的資料都經過 UMS 系統上 MDT (Message Descriptor Table) 表的篩選，並非照單全收，這是因為考慮現行 CYBER 840 機器的負荷量和必須滿足作業時效需求的緣故。MDT 表上建有許多電報報頭，凡是作業中心認為有需要的資料才將相關報頭建於其上，因此 AMDP 系統資料量的多寡和是否完整就與 UMS 系統上 MDT 表的妥善維護和隨時更新密切相關。我國因不屬於世界氣象組織 (WMO) 會員國，相關資訊的取得較不易，因此有時資料的收集不夠完整也是在所難免。

(二) 分類處理

目前本系統處理的電報種類約 18 種，但較常用的為 11 種，可參考表二，各報資料量的統計可參考表三。對於錯誤或不明的報頭電碼資料就歸入錯誤累積檔，但限於目前人力不足，我們並未進一步加以處理。

(三) 解譯電碼

表一：AMDP 系統作業時序表。
fig 1: Operational time table of AMDP system.

```

BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0005,OBJ=SUR,OBJ=REG.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0125,OBJ=SUR,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0200,OBJ=UP,OBJ=UP1.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0240,OBJ=SUR,OBJ=REG.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0330,OBJ=SUR,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0410,OBJ=ALL,OBJ=UP1.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0520,OBJ=SUR,OBJ=SUR.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0600,OBJ=SUR,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0700,OBJ=ALL,OBJ=REG.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0800,OBJ=DEL,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0845,OBJ=SUR,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=0935,OBJ=UP,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1030,OBJ=SURUP,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1115,OBJ=UP,OBJ=UP.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1205,OBJ=SUR,OBJ=SUR.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1300,OBJ=SUR,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1440,OBJ=SUR,OBJ=REG.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1530,OBJ=SUR,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1610,OBJ=ALL,OBJ=UP1.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1720,OBJ=ALL,OBJ=SUR.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1805,OBJ=SUR,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=1900,OBJ=ALL,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=2000,OBJ=SUR,OBJ=REG.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=2045,OBJ=SUR,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=2135,OBJ=UP,OBJ=UP.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=2220,OBJ=ALL,OBJ=NO.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=2325,OBJ=UP,OBJ=UP.
BEGIN,AMDP,DASYS02,JOBTIME=2400,OBJ=DUMMY,OBJ=NO.

```

表二：AMDP 系統目前所處理的電報狀況。
fig 2: Report type of AMDP system.

報別	名稱	解報狀況	模式使用
SYNOP	地表綜觀天氣報告	正常	有
SHIP	船舶綜觀天氣報告	正常	有
TEMP	地面探空觀測報告	正常	有
TEMPSHIP	船舶探空觀測報告	正常	有
TEMPPDROP	DROPSONDES探空觀測報告	正常	有
PILOT	地面高空風觀測報告	正常	有
PIOTSHIP	船舶高空風觀測報告	正常	有
AIREP	民航飛機觀測報告	正常	有
METAR	機場例行天氣觀測報告	正常	沒有
SPECI	機場特殊天氣觀測報告	正常	沒有
SATEM	衛星探空觀測報告	正常	沒有
SATOB	衛星風觀測報告	正常	有
CLIMAT	地表綜觀天氣月平均報告	正常	沒有
CLIMATEMP	地面探空觀測月平均報告	正常	沒有
GRID	歐洲氣象中心網格點資料	正常	沒有
RADOB	雷達颱風定位觀測報告	沒有	沒有
TPPA	衛星颱風定位觀測報告	沒有	沒有
TAF	機場未來三小時天氣預測報告	沒有	沒有

根據WMO 電碼格式的規定，解譯程式將一封封複雜難讀的電碼解譯為有意義的氣象資料後，我們才能進一步加以利用。因為報別格式不同，各報有自己的解碼程式。在解碼過程中，常會有相同的觀測電碼資料因為重覆發送造成報文內容有少許出入，比如台南的觀測資料送至台北集中對外廣播，這筆同樣的資料由北京線收到再轉發出來卻已改了測站站號（由 46741 變為 59358）或報文本身的不完整性，比如一封探空資料分段觀測、分批傳送；或電碼編碼時的不規格化，比如將測站站號和觀測時間位置互換，而增加解碼程式本身的複雜性。甚且有些地區根本不按照WMO 對電碼格式的規定編發電報，若解碼程式未將此種例外情況納入考慮，就會漏失這些寶貴的資料。另外因為考慮作業時效和解碼程式設計上的問題，在現行的作業系統裡我們並不能直接保留那些因報文內容錯誤而被解碼程式剔除的資料，這使得想進一步探討觀測資料的品質問題時會有錯誤樣本資料取得的困擾。

(四)品管檢驗

氣象資料經由觀測、編碼、通訊傳遞而後接收解碼，匯集於使用者手中。在這段複雜的過程中，由於人為疏忽或者儀器與通訊設備的誤失，都可能造成部份資料的錯誤或漏失，以致影響使用者對天氣系統演變的判斷，因此氣象資料品質控制（quality control）的作業，在提供資料應用之前就成了必需謹慎處理的一環。目前本系統的檢定方法是以歐洲氣象中心（ECMWF）的檢定理論為基礎，再配合本局現有的作業環境條件所制定。大體而言，所有資料都經過時效檢定（date check）和氣候值檢定（range check），而其中探空資料（比如TEMP、PILOT）再經過垂直檢定（vertical consistent check），它包括儀器結冰檢定、靜力穩定度檢定、流體靜力平衡檢定與垂直風切檢定等，各檢定方法內容的簡單說明和檢定項目如表四所示，有關檢定方法較詳細的內容可參考本局專題研究報告第

159 號。

為了瞭解現行檢定方法的效益，我們曾經對1990年11月到1991年2月的地面資料（SYNOP）和高空資料（TEMP）作過品管的統計分析，並將全球分做七大區來比較（可參考江等，1991），平均而言，地面資料大約有78~80%的資料是正確的（以站為單位來計算）；有18~20%是部份觀測電碼不全，尤其是在非洲及大洋洲有相當大比例的地面測站不依WMO 規定作完整的地面觀測編碼；只有2%是部份觀測有錯誤（比如某一站的某一氣象要素）而無法通過我們的檢定標準。在此要強調的是，這些未通過檢定標準的測站之其餘大部份正確資料仍被本系統採用，我們只是捨棄其中那些錯誤或失誤的項目。（詳見表五所示）。高空資料方面有大約77%的資料是正確的，有23%因部份氣象要素觀測錯誤而無法完全通過我們的檢定標準，其中偵錯率又以流體靜力平衡檢定和垂直風切檢定為最高。（詳見表六所示）

由於現行電腦環境資源所限，目前的檢定方法只作單點（測站）的檢定，而未有水平面上的檢定，且檢定程式中所用錯誤指標值，各報並不統一徒增下游使用者的困擾。況且被檢定方法判定為錯誤或失誤的值以-9999取代而不保留原值的作法也有待商確。另外在檢定程式中還需將重覆的資料剔除或作報文內容的比對、重組，統一各輸出資料的物理單位，並轉成FGGE格式檔案輸出等，以減少系統資源的浪費和使用者的混淆。

(五)資料使用情形

AMDP系統處理所有全球和區域性氣象觀測資料，可說是一切從事氣象應用系統的源頭，它所提供的對象計有數值天氣預報系統（NWP）、填繪圖系統（GRAPHER）、歐洲氣象中心網格點系統（EC）、PC 上區域即時解報系統（REAL）、PC 上颱風資料查詢作業系統和長期預報課等，各系統使用資料的情形如下：

1. NWP 系統

AMDP提供 NWP 每日（00Z 與 12Z）兩次兩

表三：各報資料量的統計。

fig 3: The statistical analysis of each report data volume.

電報種類	觀測時間			
	00Z	06Z	12Z	18Z
SYNOP	3597	3668	3506	3607
SHIP	522	550	518	520
TEMP	638	5	624	2
PILOT	172	84	152	106
AIREP	1567	1217	966	730
METAR	435	394	277	224
SATEM	483	494	435	378
SATOB	843	963	1045	998

表五：平均每日地面資料檢驗結果。

fig 5: The quality control result of daily SYNOP report.

區域	項目	00Z			12Z			
		錯誤數	缺失數	正確數	總數	錯誤數	缺失數	正確數
I、歐洲	25 (4.1)	47 (7.7)	536 (88.2)	606	25 (3.9)	24 (3.7)	593 (92.4)	642
II、亞洲	41 (2.8)	135 (9.1)	1314 (88.2)	1490	34 (2.5)	106 (7.7)	1231 (89.8)	1371
III、非洲	6 (1.3)	258 (57.1)	188 (41.6)	452	5 (0.9)	234 (39.9)	347 (59.2)	586
IV、北美洲	9 (1.8)	101 (20.7)	378 (77.5)	488	13 (2.7)	118 (24.1)	358 (73.2)	489
V、南美洲	2 (1.9)	26 (25.0)	76 (73.1)	104	2 (1.8)	33 (29.5)	77 (68.8)	112
VI、南極	1 (3.7)	6 (22.2)	20 (74.1)	27	1 (3.8)	6 (23.1)	19 (73.1)	26
VII、大洋洲	6 (2.2)	97 (35.0)	174 (62.8)	277	5 (1.9)	110 (41.7)	149 (56.4)	264
全球	90 (2.6)	670 (19.5)	2686 (77.9)	3446	85 (2.4)	631 (18.1)	2774 (79.5)	3490

表四：各檢定方法的名稱、主要內容和檢定對象。

fig 4: The simple instructions of each error checking method.

名稱	主要內容	檢定對象
(1) 時效檢定	超過時效的資料予以剔除	所有電報
(2) 範圍檢定	依氣候值定出一合理範圍作為檢定標準	所有氣象要素
(3) 儀器結冰檢定	檢查儀器溫度感應部份是否受積冰影響	探空報標準層上的溫度值
(4) 靜力穩定度檢定	要求大氣的垂直溫度遞減率小於或等於乾絕熱遞減率	探空報標準層上的溫度值
(5) 靜力平衡檢定	要求溫度與厚度滿足大氣靜力平衡的假設	探空報標準層上溫度值與高度值
(6) 濕溼特性層檢定	假設特性層溫度隨 $\ln P$ 呈線性變化。露點溫度與鄰近標準層所求出的平均露點不可相差太大($<20^{\circ}\text{C}$)	僅對探空報特性層上的溫度值與露點值作檢定。(主要用途是便於斜溫圖的繪製)
(7) 垂直風切檢定	可分兩部份(1)上下兩層風速風切檢定(2)上下兩層風間之夾角與最大風速和的檢定	探空報(TEMP)與高空風報(PILOT)上相鄰兩標準層的風向值、風速值。
(8) 漏失或錯誤資料補充與更正	利用流體靜力方程或線性內插方法求取鄰近層相關資料取代	探空報標準層上的溫度值和高度值

個（高空和地面）客觀分析所需觀測資料輸入檔，第一次（first cut）提供資料的時間是在觀測正點（比如 00Z）過後 3 小時 15 分鐘，此時資料量約佔所有資料量的 90%（就 TEMP 報而言），目的是即早啟動 NWP 模式運作，以順利產生預報圖供每日下午 2 點的預報作業參考。而第二次（second-run）提供資料的時間是在正點過後 8 小時 10 分鐘，目的是將所有晚到地區的資料和衛星資料輸入模式作四維資料同化（4-D data assimilation）以修正模式預報場和實際大氣觀測場的差距。前後兩次高空資料量分布圖可參考圖二(a)(b)。高空資料檔包括 TEMP、PILOT、AIREP 和 SATOB 四種報，地面資料檔包括 SYNOP、SHIP 兩種，而模式作客觀分析時真正參考到的氣象要素則如表七所示。當然這些資料並未全數進入模式內部，必須再通過模式客觀分析中的 gross check 和 buddy check 的檢定才算數。

2. GRAPHER 系統

大量的觀測資料要繪製成天氣圖才易於應用在天氣分析和系統診斷上，因此填繪圖系統就成了 AMDP 最基本且最重要的客戶之一，反之，藉著填繪圖系統的表現也能校驗 AMDP 系統處理資料的正確性。目前 GRAPHER 系統每日需用 66 張各式分析圖以供預報作業之參考，主要為地面和高空資料的填圖和繪圖，參考到的資料種類有 TEMP、PILOT、AIREP、SYNOP、SHIP。

3. EC 系統

AMDP 所處理的網格點資料主要是由美國線（GTS-MRY）傳送進來的歐洲氣象中心模式預報資料，包括地面氣壓、850mb 溫度場和 500mb 高度場的 00、24、48、72、96、120 和 144 小時預報資料，及 850mb、200mb 風場的 00、24、48、72 小時預報資料。因為歐洲氣象中心每日僅作一次（12Z）的預報，所以所有前一天 12Z 預報資料約在中午前可以接收處理完畢，並提供 EC 繪圖系統，由於 ECMWF 的長期預報準確度在國際上極受肯定，因此 EC 預報圖對提供本局預報

作業參考上和事後天氣系統的校驗上都有很大的幫助。

4. 預報中心其他作業系統

AMDP 系統為配合預報中心的多項業務也接受許多定期的其他任務，比如每月兩次（10 日與 25 日）提供長期預報課月平均地面氣候資料（CLIMAT）和月平均高空氣候資料（CLIMAT TEMP）作為長期預報之參考；另外為配合預報中心每日繪製大陸、東亞、國際各大都市天氣一覽圖的需求，隨時提供每 3 小時最新 SYNOP 資料並切出相關範圍輸出；為了預報作業上即早取得台灣本島區域性氣象資料在 PC 上建一類似 AMDP 的即時解報系統（簡稱 REAL），專門處理台灣區 20 幾個測站氣象資料，由於資料量少所以能每 10 分鐘解報一次，並在此系統上加入解每小時機場天氣報告（METAR）和颱風定位查詢資料系統，以期儘早掌握突變天氣發揮劇烈天氣預警的功能。

不過綜合上述各系統對 AMDP 的資料需求不難發現，資料的使用仍較限於傳統性的觀測資料上，對於像衛星（SATEM）觀測輻射場、溫溼場和漂浮站（DRIFTER）觀測海洋資料等較冷門的資料則乏人問津，因此我們仍需花相當心力研討其效益並進一步善加利用，相信這也是本局資料處理方面未來應努力的方向之一。

(六) 與下游系統的介面能力

由於本系統在發展初期時下游系統主要是填繪圖系統，因此在提供下游系統所需資料的介面（interface）設計上是採時間驅動（time driven）的方式，即按時出圖，AMDP 事先準備好所需資料檔再由填繪圖系統的主控程序根據出圖時序表向 AMDP 要求相關資料。目前這種方式在作業時效上已不如事件驅動（event driven）的方式來得機動，後者是指當某一特定條件被滿足時系統即開始運作，比如在氣象預報作業上常需要求時效性，往往不能等到所有資料都到齊了才完整提供出去，因此我們可以將資料初次供應（first cut）的條件設定在 80%，即總資料

量只要到達 80%，AMDP 就準備好資料輸出檔主動傳出去並啓動下游系統即刻進行後續動作，以爭取時效縮短生產者與使用者之間的時間差距，讓使用者可以儘早參考到最新的氣象資訊。目前本系統對 NWP 提供資料的方式已由被動改為主動，但仍採 time driven 方式應可改進。另外本系統因作業環境限制，當初在資料檔的設計上大都採用可以指標 (index) 直接擷取筆錄 (record) 的 binary 檔，例如原始電碼輸入檔為 relative file，經處理後的 FGGE 格式輸出檔為 DMS 檔，這都是與機器相依 (machine dependent) 的檔案結構，不僅一般使用者不能直接看懂檔案內容，(通常需透過相關程式轉為 sequential 檔)，且在現今講求資訊互通和各電腦網路相連的環境下，真是有難以見人之苦 (data unportable)。總之目前 AMDP 系統對外提供的資料都需經過特定程式轉換為一般 sequential 檔後才能利用，至於對一般使用者臨時所提的資料供應或查詢等需求，並未提供很便利的使用介面，即 user unfriendly，這也是本系統的缺點之一。

(七) 運作效益

AMDP 系統在整體運作的表現上已呈現多處作業瓶頸，以下將舉出幾點以為說明：

1. 由於現行 CYBER 840 作業環境資源限制，目前 AMDP 每日只作 26 次解報，且為了減少因解報時間過長造成預報時效的延誤，每日只作兩次所有報的解報，其餘時段都是因應預報中心在不同時段對各種資料需求的輕重緩急作部份報別的解報。平均約每小時解報一次，每次費時 10 到 25 分鐘不等，需視 CYBER 840 作業系統當時忙碌情形和報務量多寡而定，因此在現行 AMDP 系統上要想隨時迅速取得所有種類的最新觀測資料似乎不可能。

2. 負責資料接收的 UMS 系統和負責資料處理的 AMDP 系統之間原始電碼檔的傳輸靠 RS232 線以 9600 bps 速率傳送，每次檔案傳輸時間約費時 5 到 10 分鐘，一直是本系統作業的瓶頸。在現

今講求高速率的光纖網路環境下，此部份的更新已是刻不容緩的當務之急。

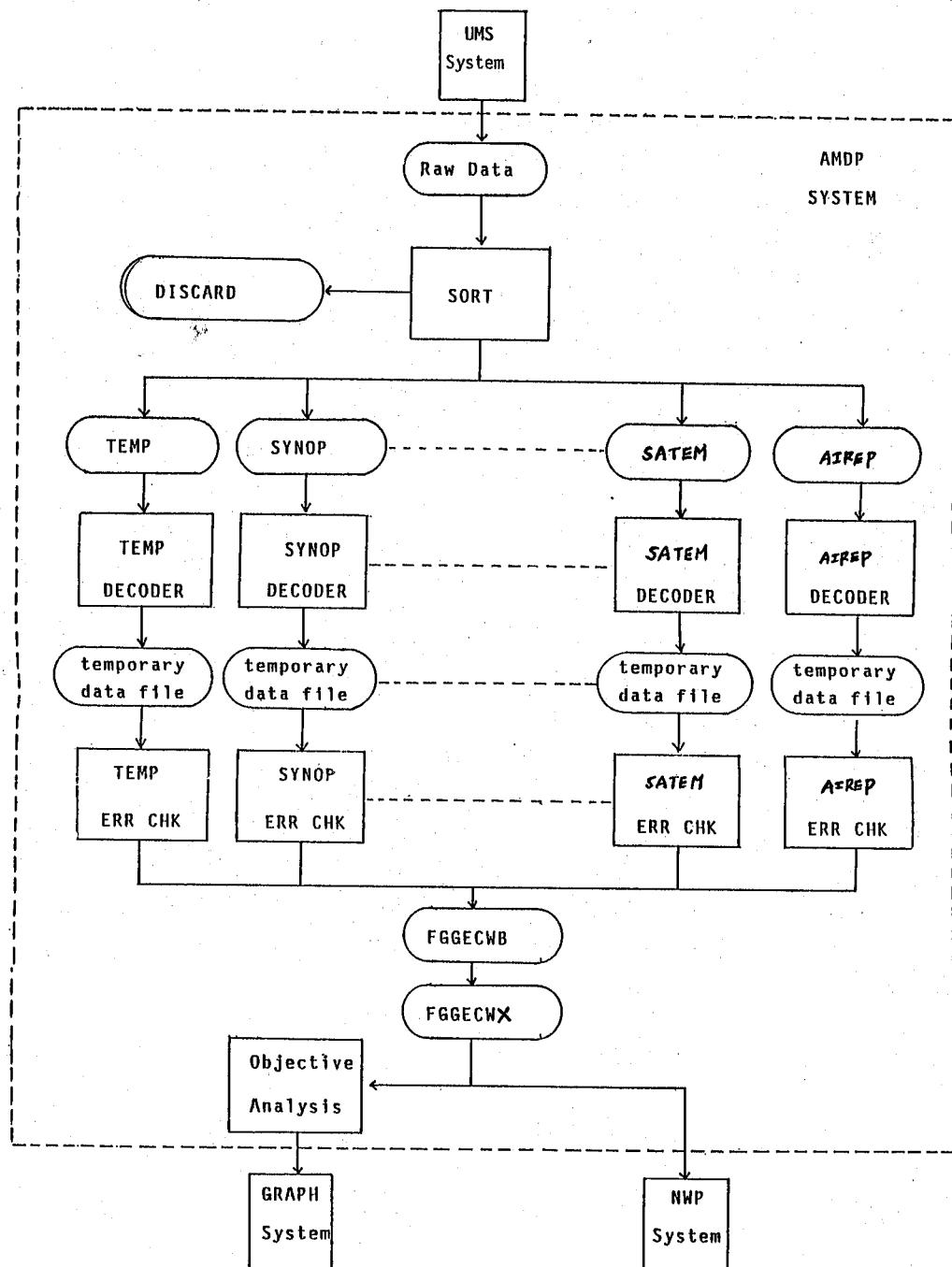
3. 解碼程式在進行解碼的過程中常會因原始電碼報文內容的嚴重錯誤比如出現亂碼使程式無法作判定而必須中止執行 (down)。當有此狀態發生，維護人員首先須印出 (dump) 相關原始電碼內容，並找出造成程式中止執行的錯誤所在，再進行該解碼程式的修改與測試，使程式能繼續運作下去。但目前原始電碼檔的檔案結構為 CYBER 上 relative 檔，無法直接編譯，不但不易偵錯 (debug) 也不易重作 (rerun) 過去資料，而增加此部份維護上的困難和成本。

4. 本系統為了配合國際間以 FGGE 格式交換氣象資料的要求，當初在輸出資料檔的設計上即採用 CYBER 840 上 FGGE 格式的 DMS 檔，它透過系統所提供的 CRM (Cyber Record Manager)，將所有報的輸出資料都放進一個很大的 DMS 檔內，可依 DMS key 直接擷取所需筆錄 (record) 進行讀寫動作，並有一些 CRM 提供的公用程式 (utility) 可利用。但 CRM 本身對我們而言是個黑盒子 (black box)，使用至今出錯率高，為解決多項 job 同時擷取 (concurrent access) DMS 檔而造成系統運作效益明顯降低，有時甚至使 DMS 檔被毀 (ruin) 致流失部份寶貴資料的危機，權宜之計乃在每次解完報後再作 FGGE 檔的拷貝，以增加資料檔的安全性，但如此作法既浪費系統磁帶空間又增長作業時間，並非長久解決之道。

三、新系統的簡介和展望

鑑於舊有 AMDP 系統的種種缺失，我們在進行第二期 NWP 發展計劃時決定將其轉置於 CPU 處理能力極強的工作站上，並因應世界潮流使用 UNIX 的作業系統環境。新系統已於民國 79 年 7 月到 80 年 6 月順利完成應用系統和主要程式的轉移，包括：

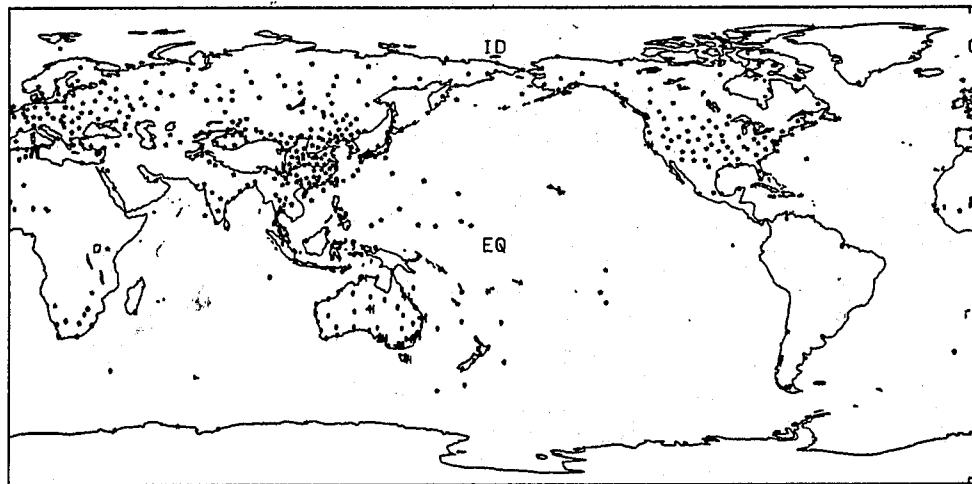
→ 作業系統架構的重新考慮 (redefine)，新系統的作業流程可參考圖三。



圖一：AMDP 系統整體架構。
fig 1: The overview of current AMDP system.

92070700

850 mb wind field

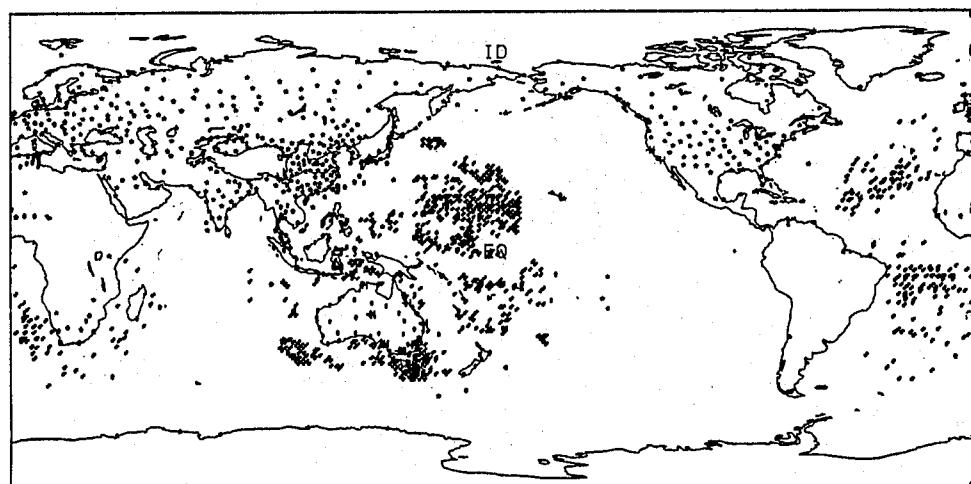


stations

US
★
756UP
♀
247UA
⊕
94TS
♂
0

92070700

850 mb wind field



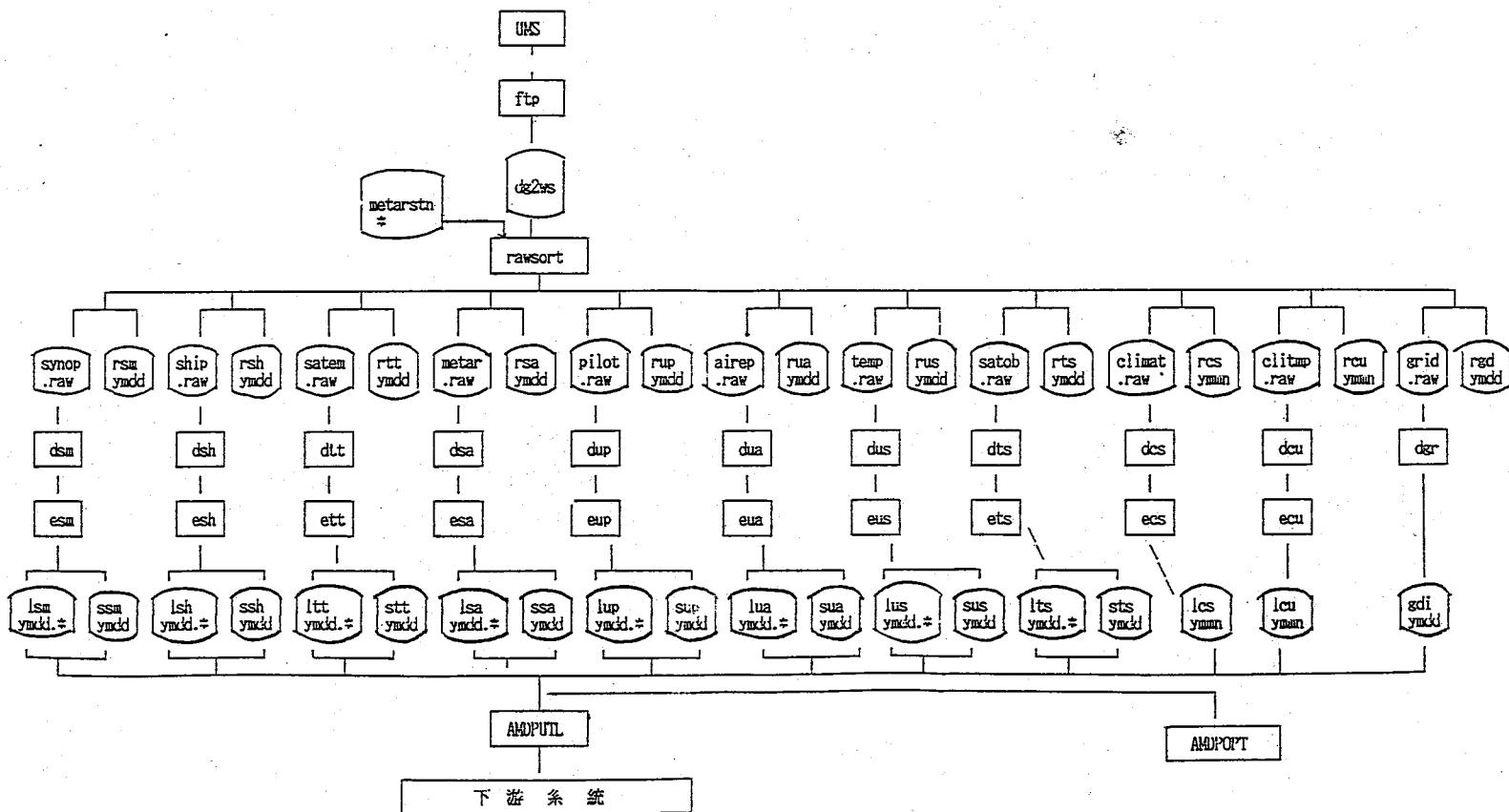
stations

US
★
813UP
♀
352UA
⊕
171TS
♂
1047

圖二：NWP 客觀分析所需高空資料分布圖(a) 初次提供 (b) 第二次提供。

fig 2: The upper air data chart for NWP objective analysis

(a) first time supply. (b) 2nd time supply.



圖三：第二代AMD P 系統的作業流程圖。

fig 3: Operational flow chart for new AMDP system.

(二)主控程序 (main procedure) 和各資料輸出入檔案結構的重新設計。

(三)各報解碼、檢定程式 I/O 部份的修改 (先轉移常用的 11 種電報)。

(四)建立簡單操作員使用介面，供維護人員和操作人員操作本系統之參考。

於民國 80 年 7 月到 81 年 6 月進行系統的更新與相關程式及輔助系統的建置，包括：

(一)加入主控程序與各解報程式的日誌暫存檔 (log file) 功能以利追蹤。

(二)修正原解碼程式錯誤部份，並配合 1991 年 11 月 1 日 WMO 電碼格式所作的部份更改而更新相關程式。(主要是 TEMP、SYNOP、SHIP、GRID 四種報)

(三)修正檢定程式的邏輯，統一各報錯誤指標 (error flag) 設定值如表八對於原先觀測失誤 (missing) 或被檢定程式判定為錯誤的值不再以 -9999 取代，而採保留原值的策略。但對於探空報 (TEMP) 中部份溫度值或高度值原先因觀測錯誤或失誤，但後來符合檢定程式中的修正條件而以理論修訂值取代者，則採增加檔案欄位的輸出以保留原觀測值。

(四)大幅修改原先解碼和檢定軟體，使各程式更模組化，比如相同功能的模組 (副程式) 儘可能獨立出來共用，減少變數共用區 (common block) 的使用，統一 I/O 部份的撰寫，以增加程式的易讀性和日後維護、更新的軟體成本。

綜合上述，新 AMDP 系統的改進約可分成軟體和硬體兩大部份來看，就硬體而言：

(一)建置於 CPU 處理能力極強 (76mips) 的 HP 750 工作站上，解報速度驚人，目前解一小時的報務量僅需 1 分鐘左右，以後可望每 10 分鐘或更短時間內就解所有報一次，如此就可以大大提高作業成效。

(二)有兩部 HP 750 工作站專門只作 AMDP 系統，如此才能達到系統與磁碟資料真正備份 (back up) 的目的，且僅允許單一系統作業，也易於維護和管理，對未來研發工作亦保留了電腦資源的

較大空間。

(三)新系統是架在各機器以網路相連的大環境下，不論是走光纖網路 (FDDI) 或乙太網路 (Ethernet) 都能提高資料傳輸的速率，縮短資料處理者和產品使用者之間的時間差距。

就軟體而言：

(一)新系統主控程序之設計乃採用 UNIX 作業系統所提供的 cron table 的功能，將原先的 time table (工作時序表) 交由系統本身來控制，只要機器照常運轉就保證應用系統可以正常運作，如此不但簡化了原先控制程序設計上的複雜性，並可提高應用系統之存活率和減少操作員人為介入之可能錯誤。

(二)資料輸出入檔案結構的改進，如將原始電碼輸入檔改為一般的 sequential 檔，資料輸出檔改為 UNIX 環境下可以 portable 的 C-I ASM 檔，另外在解碼和檢定程式部份要求更模組化，統一程式 I/O 部份的撰寫，以利日後 Data Base 更新時可直接抽換，這些都能提高程式 debug 的效率和降低日後的維護成本。

(三)檢定方法在策略上保留觀測原始值的作法，也為研究發展人員留下，日後可取回 (retrieve) 原始值的空間，而統一錯誤指標設定值，才能真正提供下游應用系統有關資料品質的參考標準。

(四)將提供資料給下游各作業系統的公用程式 (utility) 集中管理，並且建立一般使用者的資料查詢介面，包括可自動由 C-I SAM 檔轉為 FGGE 格式的循序 (sequential) 檔，增加了 AMDP 系統對外的親和力 (user friendly)。

(五)在兩台工作站上建立自動備份容錯 (back up) 系統，要求應用系統和所有資料檔隨時互相備份，以提高系統的安全性，儘可能迅速復原 (recover) 任何造成系統異常之狀況，進而確保 AMDP 和下游系統的正常運作。

(六)建立 24 小時自動監視系統以發揮示警功能。當作業系統有異常狀況時，會自動傳送錯誤訊息於機房主控台 (console) 螢幕上通知有關人員

作系統復原的迅速處理。

以上有關新系統的改進或更新都是在我們累積了多年的作業經驗和參考目前電腦資訊環境所能提供的各項科技產品後所提出的種種意見，並經由一群氣象和資訊人員齊心合作下努力的成果，我們都付予其很高的期望，本系統將於81年7月到12月進入平行測試階段，測試期間除了為配合其他作業系統的需求變更而略作調整，並且補齊部份未完成的相關程式，其他將不再作大幅度的更動，若一切順利，預定於81年底和新的填繪圖系統同時正式上線，相信可使本局的氣象資料處理業務邁入另一快速便捷的新里程碑。

四、問題和討論

一個理想化 (idealized) 的作業性資料接收處理系統，依個人之淺見至少應具備以下條件：

(一) 可信的資料來源——資料的來源必須可信，最好能直接取得 WMO 對外廣播的完整 GTS 資料，並能經常得到有關 GTS 資料的最新資訊，比如測站個數的刪增，測站位置的更動，各報觀測項目的增減或編碼格式的新修訂等消息，以掌握最佳的初始資料狀態，才能與其他作業中心，比如歐洲氣象中心 (ECMWF)、美國氣象局國家氣象中心 (NMC) 立於相似的起跑點上。

(二) 正確完整的接收——資料的接收必須正確完整，已觀測編碼好的氣象資料可透過最先進的資料傳輸媒介（比如高速衛星通訊線路）立即傳到處理中心，並保證傳送過程安全無誤。若為了資料接收的完整性著想，應考慮利用備份容錯 (back up) 系統，或使用兩個可以同時接收和寫入磁碟資料的系統互為備份，以減少因硬體當機或磁碟損壞所造成原始資料永遠遺漏 (lost) 的風險。

(三) 迅速即時的處理——最好資料隨到隨解，資料接收系統和處理系統之間好比有一隨時資料流通的管道 (channel of stream)，前者可不間斷地將所接收的資料直接傳送給後者，而後者可

不間斷地立即處理，兩者之間並無明顯的時間落後 (time lag) 現象，經處理完後的資料檔再透過網路送到下游不同的系統上應用，以縮短生產者和使用者之間的距離。

(四) 清楚的解譯檢定——負責解碼、檢定的各模組應功能清楚完備，解碼程式除能正確解譯正常的電碼，同時應可以處理其他絕大部份疑難雜症，也就是能應付某些已慣性發送的不規格電碼和極明顯錯誤且可以更正的電報；而檢定程式則可以作到仔細偵錯或進一步加以修正，並設資料錯誤指標 (error flag) 清楚標示資料品質，作為下游使用者之參考。

(五) 易於線上校正——在資料處理的各階段中，應建立人機交談介面 (man and machine interactive)，利於作線上資料修正和再處理，使能充分使用每一個寶貴的資料。當然所有資料在處理前應先保留一版原始值，便於日後重作 (rerun) 或資料研發單位的使用。

(六) 資料的統計分析——建立資料統計系統，對每日所接收處理的資料種類、數量和分布趨勢有自動統計分析的記錄，比如統計各測站每月正確發報的出勤率，觀測資料品管的分析，各報各時段解報的總數量統計等，以確實掌握資料的最佳狀況。

(七) 易於存檔查詢——資料檔案的結構設計應易於管理和維護，以利作業程式執行時之偵錯 (debug)、修改 (modify) 和重作 (rerun)。每日資料的存檔 (archives) 應完整而連續，對外界供應的格式應標準化，比如採用 FGGE 格式，且提供一般使用者容易操作的查詢界面以便利本系統資料之取得。

(八) 自動示警系統——系統整體運應具最高效益，且維持系統的穩定性和安全性於可接收之水準。比如應建立監視系統 (system monitor)，當系統有異常狀況時能產生自動示警訊號，通知相關人員迅速復原 (recover)；建立容錯備份系統，藉由兩機自動互相備份，維持系統之通暢運作。

表六：平均日高空資料檢驗結果。

fig 6: The quality control result of daily TEMP report.

(a) 00z

區域	檢驗項目		總定度 錯誤數	解力平衡 錯誤數	垂直風切 錯誤數	正確數	總數
	氣候值 錯誤數	儀器結冰 錯誤數					
I、歐洲	3 (3.4)	0 (0.0)	1 (1.1)	24 (27.5)	4 (4.6)	59 (67.9)	87
II、亞洲	10 (2.5)	1 (0.0)	8 (2.0)	73 (18.3)	22 (5.5)	303 (76.3)	397
III、非洲	1 (4.0)	0 (0.0)	0 (0.0)	3 (12.0)	2 (8.0)	20 (80.0)	25
IV、北美洲	3 (2.3)	0 (0.0)	1 (0.7)	5 (3.8)	12 (9.2)	113 (86.9)	130
V、南美洲	0 (0.0)	0 (0.0)	0 (0.0)	0 (0.0)	1 (100.0)	1	
VI、南極	1 (7.7)	0 (0.0)	0 (0.0)	2 (15.3)	2 (15.3)	8 (61.5)	13
VII、大洋洲	1 (3.0)	0 (0.0)	1 (3.0)	3 (9.1)	4 (12.1)	26 (78.8)	33
全球	19 (2.9)	1 (0.0)	11 (1.6)	110 (16.0)	46 (6.7)	530 (77.3)	686

(b) 12z

區域	檢驗項目		總定度 錯誤數	解力平衡 錯誤數	垂直風切 錯誤數	正確數	總數
	氣候值 錯誤數	儀器結冰 錯誤數					
I、歐洲	2 (2.3)	0 (0.0)	1 (1.1)	30 (34.5)	5 (5.7)	55 (63.2)	87
II、亞洲	8 (2.1)	1 (0.2)	7 (1.8)	72 (18.7)	20 (5.2)	293 (76.1)	385
III、非洲	1 (2.9)	0 (0.0)	1 (2.9)	4 (11.4)	3 (8.6)	28 (80.0)	35
IV、北美洲	3 (2.1)	0 (0.0)	1 (0.7)	6 (4.1)	14 (9.6)	125 (85.6)	146
V、南美洲	0 (0.0)	0 (0.0)	0 (0.0)	1 (12.5)	2 (25.0)	5 (62.5)	8
VI、南極	1 (10.0)	0 (0.0)	0 (0.0)	2 (20.0)	2 (20.0)	6 (60.0)	10
VII、大洋洲	1 (5.2)	0 (0.0)	0 (0.0)	1 (5.2)	1 (5.2)	16 (84.2)	19
全球	16 (2.3)	1 (0.0)	10 (1.4)	116 (16.8)	47 (6.8)	528 (76.3)	692

表七：NWP 模式所用各報氣象要素說明表。

fig 7: The useful elements of each report for NWP model.

模 式	垂 直 面	地 表 面
全 球 模 式	HH, TT, DD, FF (TEMP/PILOT/AIREP/SATOB)	SLP, DD, FF (SYNOP/SHIP)
區 域 模 式	HH, TT, TD, DD, FF (TEMP/PILOT/AIREP/SATOB)	SST, DD, FF (SHIP)

表八：新AMDP系統的錯誤指標設定值。

fig 8: The meaning of error flag of new AMDP system.

錯誤指標值	代 表 意 義
0	未經檢定者
1	經檢定判斷為正確者
2	經檢定判斷為可疑者
4	經檢定判斷為錯誤而由理論值取代者
6	原為資料缺失而由理論值取代者
9	資料缺失者

(九)資源的開發利用——成立資料研究發展部門，從事有關資料品管(quality control)的研究和使用效益的評估，以提高現有資料資源的充分利用，並參考其他先進國家作業中心的資料處理現況，以促進科技交流和資料互通。

由以上的討論得知，一個理想化的作業性資料處理系統至少應同時滿足對資料的可信度、正確性、完整性、時效性、穩定性和好用性等多項要求。本局現階段所發展的第二代資料處理系統(AMDP)也大部份朝著此方向在改進和努力，尤其是為了提高系統作業成效，在改善硬體環境和增強軟體功能方面的成績更是有目共睹，相信這可由不久新的AMDP系統正式上線作業後得到驗證。

但我們認為若想藉由現行新系統對資料本身的特性有深入廣泛的了解恐嫌不足，比如我們不清楚每日接收的報務量有何差異，本月和上個月又有何不同；所接收的資料是否具完整性，若與其作業中心比較是多或少，各資料的品質如何；資料的觀測誤差是否因季節不同或地理環境差異而有不同的變化，其變化的幅度如何，可否加以修正和再利用；在NWP系統的使用上是否因不同種類的觀測資料(比如探空觀測和衛星觀測)而付予不同程度的使用權重等等問題，相信這些都是我們極想深入探討的層面，也是現今本局在發展資料處理技術方面刻不容緩的課題。建議本局發展一套可以平行作業的自動資料統計系統和線上人機交談校正系統，以隨時掌握本系統資料的特性並便利資料修正後的再利用，另外因氣象資料是屬於全球性每日重要資訊，資料處理又是每一作業中心的基本業務，我們更應時常注意世界其他先進國家在這方面的處理技術和最新資訊，透過適當管道加以引進以提昇本局的科技水準和國際視野。

五、結論

一個作業化的數值預報模式要進展的順利必須要有多方面的配合，比如迅速完整的觀測資料

輸入，適當的客觀分析方法，初始化和合理的預報方程乃至最後的繪圖輸出等，每一環節均緊密相扣，缺一不可，所以數值預報產品的好壞呈現出的是整體工作效益和團隊精神。而其中資料處理是NWP作業的第一站，強調的是資料的完整、正確和即時，我們更不能掉以輕心。歐洲氣象中心的數值預報成果備受國際肯定，其中又以擅長作資料處理世界聞名，據聞他們延攬世界氣象與電腦精英長期作資料研究發展的投入，方能有今日之成果，因為沒有正確的初始場輸入就絕對沒有高準確度的數值預報產品輸出。當然要作好數值預報需要多方面的配合和努力，但NWP本身即屬於深奧氣象理論和精進電腦技術結合下的科技產品，複雜艱深，雖投入大量人力長期在數值方法的研究或物理預報方程的改進上，對預報結果而言並不見得能收到立竿見影的顯著成果，相形之下，若在資料處理方面多下功夫，操作業和研發並進互饋的原則，朝積極提高作業效率和注重資料品管的目標努力，相信能在較短的時間內就可收到相當成效。

一個理想化的作業性資料處理系統如上節所言，至少應俱備可信的資料來源，完整正確的接收，迅速即時的處理，清楚的解譯檢定，長期的統計分析，易於線上校正和存檔查詢，且作業系統應具自動示警和備份容錯等功能。中央氣象局的資料處理系統(AMDP)自最早期於GA機器上發展一簡單功能的自動資料處理雛型系統，並經由VAX電腦、Cyber電腦演進到現今的HP工作站電腦，短短的十年內由於外界整個電腦資訊發展的日新月異，本局在電腦硬體環境(比如CPU速度、記憶體空間、網路傳輸等)和軟體功能(比如檔案管理、輸出入效率、網路上資源共用等)方面也跟著有很大的改進，對於系統本身也一直朝著建立一理想化的資料處理系統來發展，比如採用CPU處理速度極快的HP750工作站(76mips)當主機來提高作業效益，並有兩台互相備份，將各工作站串連在高速網路的大環境下工作，啓用網路檔案系統(network file

system) 縮短檔案傳輸時間和增加系統資源共用，並使用 UNIX 作業系統的特性簡化系統主控程序的複雜度，改進檔案系統和修正檢定方法，提供下游系統使用界面等等，已經績效卓越，倘能再加強對資料本身的研討和了解，以維持初始資料於最佳狀態，定能使本系統發揮更大的功效。

在現今講求多元化經營的社會型態下，AMDP系統下游使用單位也不再僅限於以往的數值預報系統和填繪圖系統，更增加了對即時預報系統 (WINS)，電腦輔助颱風決策系統 (CATDS) 及服務系統 (Service system) 等作業系統的資料提供，甚至外界學術單位 (如台大熱帶資料庫) 和一般使用民衆也都是本系統服務的對象，因此 AMDP 系統與其他系統之間的介面功能日益重要，而作業系統本身的監控和維護工作也更顯繁複難當，我們寄望新的 AMDP 系統能不負衆望發揮所長，以達到高效率和高水準的作業需求，也希望有關資料研發的工作迎頭趕上，使研究發展的成果可以馬上應用到作業系統上，同時更盼望有更多氣象界新血輪參與此一繁複卻日益重要的資料處理工作行列。

參考文獻

- 一、曾文斐，1990：中央氣象局 NWP 的資料處理。天氣分析與預報研討會論文彙編。545-553。
- 二、江火明、曾文斐、陳雯美，1991：中央氣象局的氣象資料檢驗系統。天氣分析與預報研討會論文彙編。111-119。
- 三、曾文斐、陳雯美，1992：中央氣象局資料自動處理系統之評估與展望。天氣分析與預報研討會論文彙編。291-299。
- 四、交通部中央氣象局氣象業務全面電腦化計畫評估報告書。資訊中心印製，268 頁。
- 五、80年度AMDPU/UNIX 系統手册。
- 六、方力脩、曾文斐，1987：標準層氣象資料檢定方法之估研。氣象局專題研究報告第 159 號。
一、ECMWF Error Check Theory. ECMWF Meteoro. Op. Sys., 26pp.
二、Gandin, L. S., 1988 : Complex quality control of meteorological observations. Mon. Wea. Rev., 116, 1138-1156.

THE AUTOMATIC METEOROLOGICAL DATA PROCESSING SYSTEM OF CENTRAL WEATHER BUREAU

Wen-Wen Tzeng
Computer Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

The Automatic Meteorological Data Processing (AMDP) system of the Central Weather Bureau has been in operation since July 1987. The function of this system include GTS (Global Telecommunication System) data collection, sorting, decoding, and error checking those data. And then put these data into storages in FGGE formats. The AMDP system executes its duty in consecutive manners and is able to provide the NWP system with pre-processing data for the purpose of further objective analysis. Evaluations on the AMDP system are carried out in respect of data quality control, performance check, and interfaces with other operational systems.

We have introduced the 2nd generation AMDP system and planned to put it in operation in December 1992. It will run on the UNIX system. We have enhanced the system by improving its capability of running on network environment, modifying error checking method, and redesigning its control procedure for the sake of efficiency and expandability. Finally, we draw an idealized picture of the operational AMDP system and expect that it will be fulfilled in the future.

中央氣象局原始方程颱風路徑預報模式的簡介與評估

陳得松 鄭寶鳳

交通部中央氣象局
資訊中心

彭順台 張偉正

美國海軍
研究學院 美國海軍
研究院

摘要

中央氣象局原始方程颱風路徑預報模式 (Typhoon Track Forecast System, 簡稱 TFS) 是一個有限區域模式，發展此模式的主要目的是為了提供颱風未來兩天的動向當做預報指引，同時亟望藉以奠定日後研究颱風預報之基礎。系統建置以來，1989 年為測試期，從 12 個颱風個案測試顯示，TFS 之預報能力 (預報誤差 24 小時為 250 km、48 小時為 415 公里) 足以和美國海軍動力颱風路徑預報模式 OTCM 相比 (24 小時誤差 237 公里、48 小時 435 公里)。此模式在 1990 年開始正式作業，該年之表現請參考鄭等 (1991)，在此不再重複。而於 1990 年至 1991 年間，我們進行了一些有關初始場改進的實驗，並將實驗結果應用於 1991 年颱風預報，有不錯之成績。今年初，我們針對 TFS 的幾個缺點進行改進測試，有了一些初步結論，將於本文中討論。

一、前言

西太平洋平均每年約有 31 個熱帶擾動產生，其中 26 個會發展成熱帶風暴。熱帶風暴中有三分之二可加強為成熟的熱帶氣旋，具有每小時 75 海浬以上的強風，這也就是我們所熟悉的「颱風」。菲律賓、台灣及中國大陸西南正處於颱風的經常運動路徑上，平均每年約有 5 個颱風侵襲台灣，造成嚴重的生命與財物損失。因此做好颱風路徑預報，適時採取因應措施以減少損害是很重要的工作。

1983 年氣象局開始數值天氣預報的發展計畫，幾年來引進了超級電腦 cyber 205，也建置了完整的數值天氣預報系統，並開始預報作業。其中颱風路徑預報系統完成建置後，經 1989 年測試一年，而於 1990 年正式開始作業。每當有颱風可能威脅台灣及台灣附近海面，就啓動預報颱風路徑，提供對外發布警報的客觀指引。

本文主要介紹 TFS 之架構、歷年表現及一些研究結果。由於 TFS 之基本架構與其他有限區域模式 (區域、中尺度預報系統) 相同，詳細內容可以參考林淑卿等 (1990) 及 Jeng et al (1991) 的文章，在此只簡單描述於第二節。第三節將討論 TFS 三年來之預報表現及改進措施。第四節則著眼於 TFS 的一些缺點並嘗試解決。第五節為簡單總結我們對此模式的幾點心得。

二、模式介紹

TFS 是一個原始方程有限區域模式，內容如下：

(一) 範圍與網格安排

本系統涵蓋西太平洋及南海，約是由赤道到北緯 50°N，東經 80°E 到 180°E，如圖 1。水平格點間距是 70 公里，垂直方向採用 σ - 坐標共分九層。

(二) 輸入資料

初始場及邊界資料由全球天氣預報系統提供，另有觀測資料供應做客觀分析之用，及預先準備好的幾個渦旋結構提供系統植入虛擬資料所需。

(三)客觀分析

用 Barnes 的逐次修正法，分別對高空質量場及風場進行客觀分析。

四資料初始化

目前使用非線性垂直正模初始化。

五地形處理

使用美國海軍每10分一個值的地形資料為基底，並加上0.5倍的包絡狀標準差值來代表各網格點的地形高度。

六預報模式

1.時間積分使用跳蛙式差分法及 split-explicit scheme。與重力波無關的項每兩分鐘計算一次，與重力波有關的項則在兩分鐘內計算四次或八次(不同垂直模，vertical mode)。

2.空間有限差分是採用四階保守差分法。水平擴散也是用四階擴散方法。

3.積雲參數化使用修正過的郭氏法(1965)。

4.邊界層參數化採用Dearborn(1972)的均勻混合法。

5.輻射參數化對長波用Sasamori(1969)，短波用Katayama(1974)的方法。

6.地表溫度預測採用Blackadar(1977)的收支方程式來計算。並且包括大尺度降水及乾對流調整的處理。

此外，預報開始前我們也根據觀測之颱風位置、強度及動向，植入適當的渦旋結構。在隨後的預報中，我們並有人工加熱項的處理，以維持植入渦旋的結構。

三、模式校驗及改進

由1989年至1991年，TFS之向量預報誤差如表一。從表中可看出此模式逐年改進的趨勢。

1989年到1990年間，主要修改項目為水平解析度由60Km換成70Km，使模式涵蓋面可向

太平洋方向擴展，如此加強模式對太平洋高壓消長之預報能力。由1990年11個颱風個案的預報結果顯示，此項修改提高TFS對太平洋高壓之掌握，並減少颱風路徑預報誤差。

在1990年至1991年颱風季節間，我們對TFS初始場進行下列兩種測試：

(一)虛擬 β -gyre之加入

虛擬 β -gyre之加入，主要為了模擬因南北緯度變化而引起的不對稱次環流。此種次環流之形成原因如下：對一颱風渦旋而言，其北邊有相對較大行星渦度，南邊有相對較小行星渦度，當對稱性環流平流行星渦度時，在颱風渦旋西邊將有正渦度次中心，東邊則有負渦度次中心產生，因而產生了一個波數為一的次環流；而又因對稱渦旋和不對稱環流之非線性平流，使得此種次環流旋轉其方向為氣旋運動之方向，也是 β -drift運輸向量的方向(Fiorino & Elsberry, 1989、Chen & Williams, 1987)。

根據以上理論，我們初步設計了一種三角函數方程式來簡單地代表不對稱次環流，而其形式屬於波數1，流線函數方程如下：

$$\varphi(I, J) = \sin(\theta) \times \sin\left(\frac{R(I, J)}{R_{max}} \times \pi\right) \times 10^6 \quad (3-1)$$

θ ：渦旋過去六小時之平均運動方向

$R(I, J)$ ：網格點(I, J)至颱風中心之距離

R_{max} ：不對稱次環流之半波長

由上述流線函數可求得次環流中心風速U，再以渦旋移速修正，

$$r = U' / U \quad (3-2)$$

U' ：渦旋過去六小時之平均移速

U：由(2,1)求得之次環流中心風速
可得

$$\varphi' = \varphi \times r \quad (3-3)$$

經過如此修正後，即可得到中心風向，風速與渦旋過去6小時平均移向、移速相近之虛擬不對稱次環流，如圖2。

類似做法已在蔡和陳(1990)的相當正壓颱風路徑預報模式中被採用，並且得到不錯的

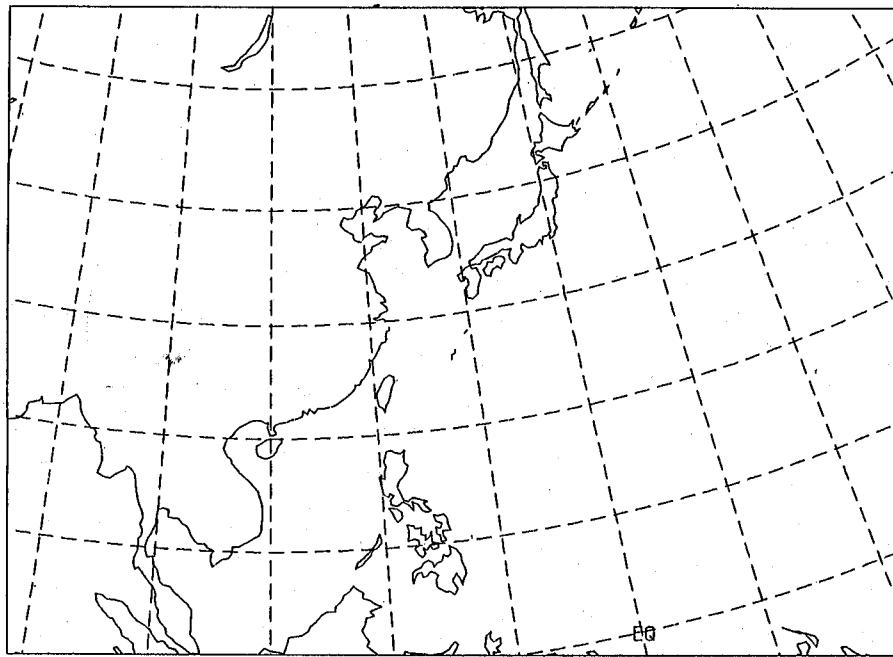


圖1：TFS 所涵蓋範圍

Figure 1: Covering domain of TFS

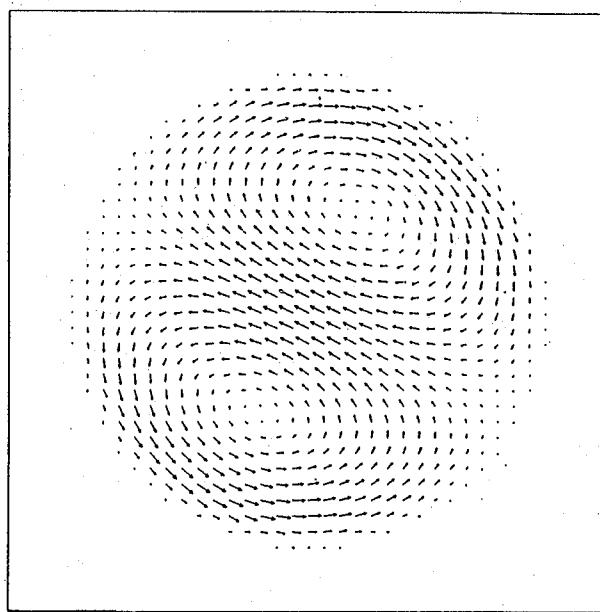


圖2：虛擬不對稱次環流之一例

Figure 2: An example for asymmetric second order circulation to bogus.

結果。唯一問題是如此產生的 β -gyre，使用之 β -drift 的運輸向量太大同時其波長也應小心調整，以和對稱環流部份相合。

(二) DeMaria(1987) 的初始流場修正法

颱風路徑預報中之統計模式 CLIPER 法，將颱風過去運動特性視為一項預報因子，對 12 小時之路徑預報的準確度，幾乎仍無任何動力模式足以比擬，有鑑於此，DeMaria 設計了初始流場修正法，將颱風過去運動特性放入模式中，其方法如下：

$$V_m = (1 - w) V_a + w V_s \quad (3-4)$$

$$w = \exp[-(R/R_e)^2] \quad (3-5)$$

V_m : 修正過後之初始流場風

V_a : 颱風流場修正前之風

V_s : 颱風過去運動之移速

R : 距颱風中心之距離

R_e : V_s 影響區域之指數衰減半徑 (e-folding radius)

圖 3 是幾種颱風過去移速影響區域之指數衰減半徑的平均誤差圖，可知 R_e 為 1000 公里或 1500 公里時，所得之平均預報誤差最小。

根據 DeMaria 之初始流場修正法，我們將此一觀念放入原始方程颱風路徑預報模式中，此法除了可以保留颱風過去運動之部份特性外，尚有二種作用：1. 調整大範圍環流和駛流之關係；2. 修正錯誤資料導致客觀分析不佳之情形。

為了解這兩種處理對 TFS 路徑預報之效應，我們針對 1990 年 9 個颱風 32 個個案做校驗如表二，共設計了四種實驗以為比較：

A 模式：作業用之原始方程颱風模式

B 模式：在 A 模式之初始場中加入 β -gyre

C 模式：在 A 模式之初始場中引進 DeMaria 初始場修正法

D 模式：在 A 模式之初始場同時加入 β -gyre 及 DeMaria 初始場修正法

使用表二之 9 個颱風 32 個個案，分別對上述四種模式進行向量誤差、直角誤差、方向誤差、和速度誤差的校驗，各種誤差的定義如（蔡等，

1988）所述。

表三所示為各模式誤差校驗的實際數值。對 A 模式而言，預報路徑較颱風最佳路徑（best track）明顯有偏左偏慢之情形。B 模式在初始場中加了虛擬的不對稱次環流 (β -gyres)，速度變得太快，方向也掌握不好，此乃因駛流太難確認，以至無法求得真正 β -gyre 的結構之故，這也是我們需進一步研究的課題。而在初始場以 DeMaria 法修正大範圍環流之 C 模式，方向誤差較 A、B 模式佳，偏右個案數稍多於偏左個案數，此點不同於 A、B 模式，但速度方面仍然偏慢。將同時加入兩種效應之 D 模式而言，預報結果頗令人滿意，12~48 小時之向量誤差各為 102、160、243、351 公里較作業版 A 模式之 143、241、346、474 公里大約改進了 30%，由此見得，模式初始場之正確分析，對颱風路徑之準確與否，有密切關係。

四、模式缺失及解決之道

TFS 仍存在有一些問題，如預報初期之預報路徑常有扭結 (kink) 之情形，此種現象將導致預報路徑速度偏慢及方向偏差。另當模式範圍內同時出現多個颱風時，TFS 只能植入相同強度、大小之虛擬渦旋，而無法根據實際颱風狀況而分別植入適當之虛擬渦旋，這些問題都將影響預報正確性，91092500 UTC 之雙颱風個案是個很典型的例子。圖 4 中粗黑綫為最佳路徑 (best track)，細黑綫則是當時 TFS 作業預報結果，可看到模式對密瑞兒颱風之預報路徑在前 6 小時有扭結現象，而對耐特颱風則錯誤預報其未來將登陸大陸。

為解決這些問題，我們進行兩項測試。第一在 spin-up 虛擬渦旋時，垂直溫度分布改採熱帶地區平均探空資料如圖 5，以求得與實際大氣較平衡之虛擬渦旋，從而改進預報初期路徑扭結之情形。經應用新虛擬渦旋於一些個案中，發現扭結現象已獲得改善。

第二項測試及當模式範圍內同時出現多個颱

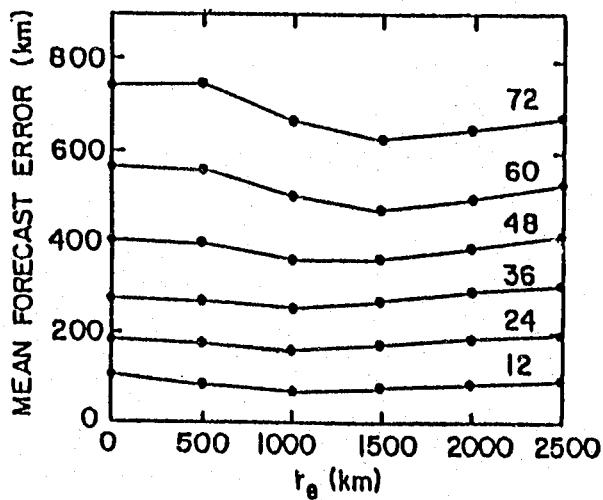


圖 3：幾種颱風過去移速影響區域之指數衰減半徑的平均誤差圖

Figure 3: The mean forecast error as a function of the e-folding of the area of the initial analyses influenced by the previous storm motion. (DeMaria, 1987)

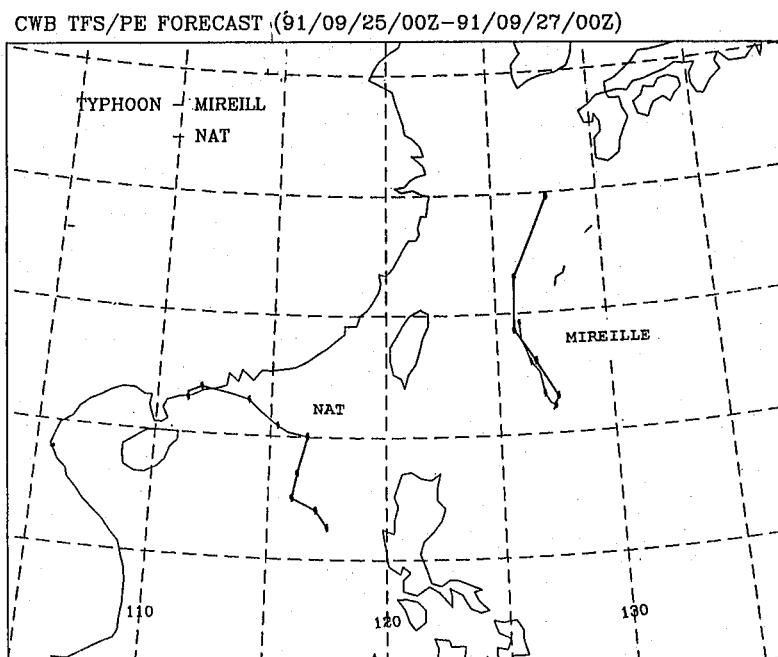


圖 4：舊 TFS 對密瑞兒及耐特颱風之預報情形，粗黑線為 best track，細黑線為預報路徑

Figure 4: The best tracks (coarse line) and the forecast tracks (thin line) by the old TFS of Typhoon MIREILLE and NAT

表一：TFS 從 1989 至 1991 年之預報誤差

Table 1 : The forecast error of TFS from 1989 to 1991.

	24hr	48hr	typhoon no.
1989	250Km	415Km	12
1990	225Km	385Km	11
1991	187Km	316Km	18

表二：本文所採用之 32 個颱風個案

Table 2 : The 32 cases adopted by the report

颱 風 名 稱	時 間	颱 風 名 稱	時 間
MARIN	1990/05/16/12	ED	1990/09/15/00
OFELIA	1990/06/20/12	FLO	1990/09/14/00
OFELIA	1990/06/21/00	FLO	1990/09/14/12
OFELIA	1990/06/21/12	FLO	1990/09/15/00
OFELIA	1990/06/22/00	FLO	1990/09/15/12
OFELIA	1990/06/22/12	FLO	1990/09/16/00
OFELIA	1990/06/23/00	GENE	1990/09/25/12
YANCY	1990/08/15/00	GENE	1990/09/26/00
YANCY	1990/08/15/12	GENE	1990/09/26/12
YANCY	1990/08/17/12	GENE	1990/09/27/00
DOT	1990/09/06/00	HATTIE	1990/10/04/00
DOT	1990/09/06/12	HATTIE	1990/10/04/12
DOT	1990/09/07/00	HATTIE	1990/10/05/00
ED	1990/09/13/12	PAGE	1990/11/27/12
ED	1990/09/14/00	PAGE	1990/11/28/00
ED	1990/09/14/12	PAGE	1990/11/28/12

表三：各預報模式對最佳路徑的誤差校驗

Table 3: Error check to the besk track for model A、B、C、D

預報方法	預報時間(時)	向量誤差(公里)	直角誤差(公里)	方向誤差(度)	方向誤差的絕對值平均	右偏個案數	左偏個案數	速度誤差(公里/時)	速度誤差的絕對值平均	快速個案數	慢速個案數
A 模 式	12	143	42	-7	30	11	20	-6	7	8	22
	24	241	88	-6	24	10	21	-2	5	13	16
	36	346	125	-9	23	11	21	-1	5	18	14
	48	474	174	-10	25	13	19	-1	5	17	14
B 模 式	12	145	55	-17	24	3	28	-3	7	23	9
	24	266	106	-19	23	4	27	-3	7	20	9
	36	393	142	-20	22	4	28	-3	7	21	7
	48	507	177	-19	22	6	25	-2	7	20	12
C 模 式	12	173	23	-3	30	20	12	-12	12	0	32
	24	231	54	-3	20	18	13	-7	7	1	30
	36	305	79	-1	19	16	14	-6	6	1	26
	48	412	118	3	21	18	13	-5	5	7	22
D 模 式	12	102	29	-9	19	8	24	-4	5	5	25
	24	160	56	-9	15	10	22	-2	4	11	17
	36	243	79	-11	16	8	23	-1	4	12	16
	48	351	113	-12	17	12	20	-1	4	13	18

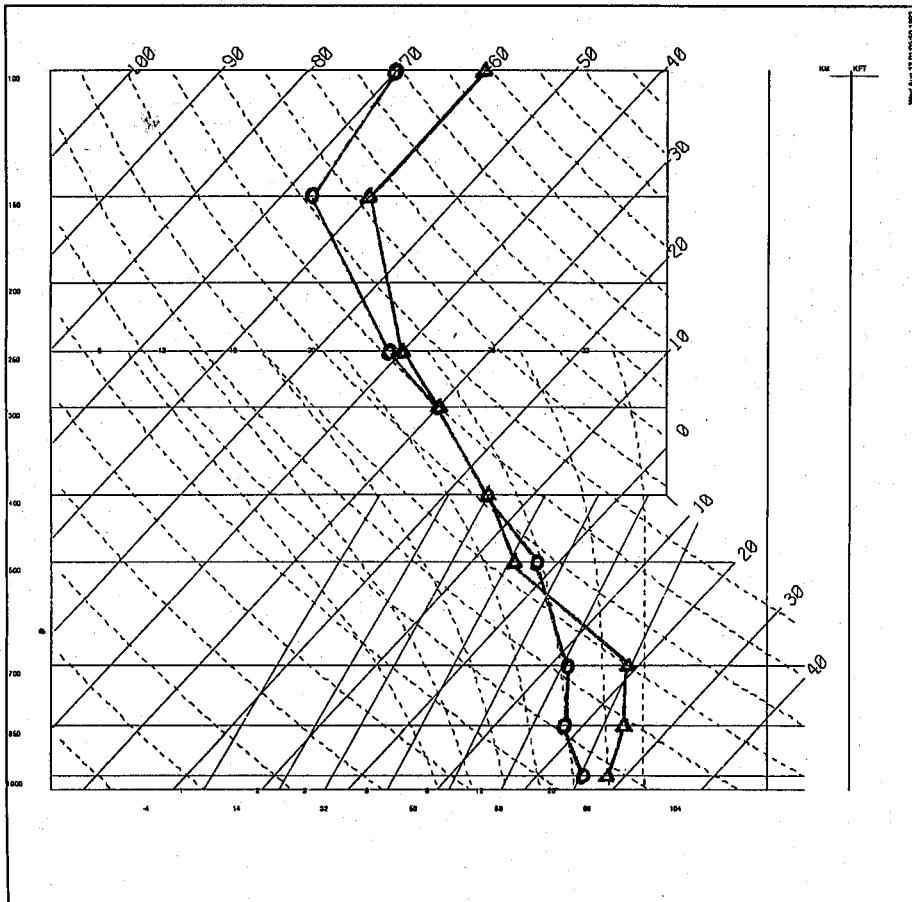


圖 5 : spin-up 虛擬渦旋時之垂直溫度分佈

舊： $\triangle-\triangle-\triangle$ 新： $\circ-\circ-\circ$

Figure 5: The vertical temperature profile to spin-up bogussing vortex

old: $\triangle-\triangle-\triangle$ new: $\circ-\circ-\circ$

CWB TFS/PE FORECAST (91/09/25/00Z-91/09/27/00Z)

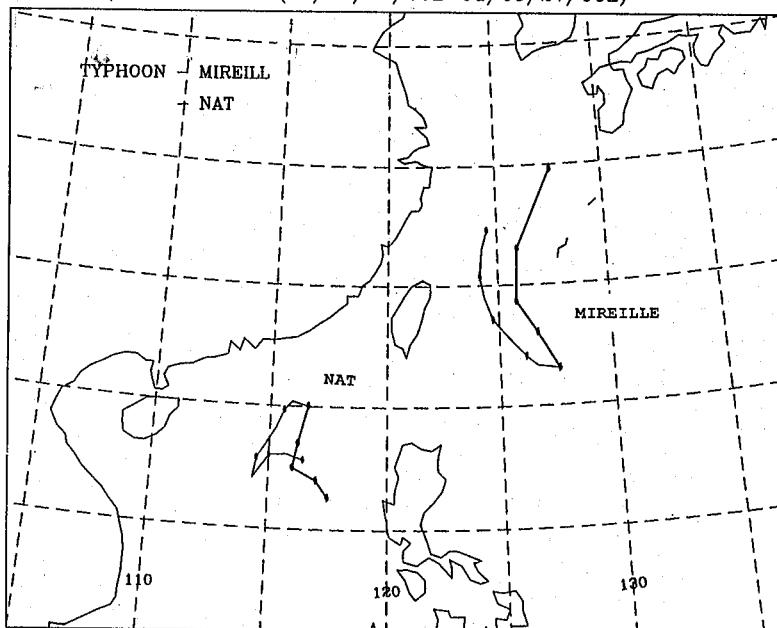


圖 6：新TFS對密瑞兒及耐特颱風之預報情形，粗黑線為 best track，細黑線為預報路徑

Figure 6: The best tracks (coarse line) and the forecast tracks (thin line) by the new TFS of Typhoon MIREILLE and NAT

風，則以各種適當強度、大小之虛擬渦旋代表各個不同颱風，希望藉由這樣的處理，進一步掌握雙颱風互動之效應。

將上述兩種技術同時加入TFS中，圖6是新版模式對91092500UTC個案之預報結果，密瑞兒颱風早期預報路徑之扭結現象不再出現，而由於採用適當虛擬渦旋表示密瑞兒及耐特颱風，能產生較接近實際之藤原效應，故可成功地預報出耐特颱風往南之移向。

五、結論

由TFS過去三年來之預報顯示，此模式的預報路徑可成為中央氣象局預報人員在預測颱風未來動向時的一項良好參考資料。根據一些個案研究，得到下列三點結論：

1. TFS對太平洋高壓消長預報之優劣，直接影響模式對颱風預報路徑之正確與否。然而由於受限於電腦資源，TFS無法採用即時之全球預報模式的產品以為邊界條件，另外模式之範圍亦嫌太小，但這些問題在未來都將因新超級電腦(CRAY Y-MP)之引進而獲得解決。

2. 初始場改進處理，如加入虛擬不對稱次環流(β -gyres)及以颱風過去移動速度修正颱風附近環流(DeMaria法)，可減少TFS之路徑預報誤差。

3. 置入TFS中之虛擬渦旋越接近實際颱風狀況，模式可提供較佳之預報路徑。

六、參考文獻

林淑卿、陳建河及柳再明，1990：中央氣象局區域預報系統概況。天氣分析與預報研討會論文彙編(79)565-574。

蔡清彥、謝信良、陳熙揚、鄭寶鳳、程家平、盛修慧，1988：颱風路徑相當正壓預報方法之校驗。中央氣象局科技中心技術報告彙編，第2-2卷，319-340。

蔡清彥、陳得松，1990：相當正壓颱風路徑預報模式之改進研究，氣象學報，第36卷第一

期。

鄭寶鳳、蔡清彥，1990：中央氣象局颱風路徑預報系統。天氣分析與預報研討會論文彙編(79)589-599。

鄭寶鳳、彭順台、張智北、陳得松，1991：中央氣象局原始方程颱風路徑預報系統的評估，天氣分析與預報研討會論文彙編(80)，163-175。

Chen, D.-S., B.-F. Jeng, M. S. Peng, C.-P. Chang, and S. W. Chang, 1991: Forecasts of typhoon tracks in the vicinity of Taiwan in 1991 using a dynamic model., International Conference on Mesoscale Meteorology and TAMEX, Taipei, 359-363.

Chan, J. C., and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion Part I: Zero mean flow. J. Atmos. Sci., 44, 1257-1265.

DeMaria, M., 1987: Tropical cyclone track prediction with a barotropic spectral model. Mon Wea. Rev. 115, 2345-2357.

Fiorino M., and R. L. Elsberry, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. J. Atmos. Sci., 46, 975-990.

Jeng, B.-F., H.-J. Chen, S.-C. Lin, T.-M. Leou, M.-S. Peng, S.W. Chang, W.-R. Hsu, and C.-P. Chang, 1991: The limited-area forecast systems at the Central Weather Bureau in Taiwan. Weather and Forecasting, 6, 155-178.

Peng M. S. and R. T. Williams, 1990: Dynamics of vortex asymmetries and their influence on vortex motion on a β -plane. J. Atmos. Sci., 47, 1987-2003.

THE PRIMITIVE EQUATION TYPHOON TRACK FORECAST MODEL OF THE CENTRAL WEATHER BUREAU

D. S. Chen, B. F. Jeng

Central Weather Bureau

Taipei, Taiwan, R.O.C.

Melinda S. Peng

Naval Postgraduate School
Monterey, CA USA

Simon W. Chang

Naval Research Laboratory
Washington, DC USA

ABSTRACT

The typhoon track forecast system (TFS) of the Central Weather Bureau (CWB) is a limited-area primitive equation model developed for the track forecast of typhoon. The system was used to test typhoon cases occurred in 1989 and became operational in 1990. The TFS performance in these two years is compared to that of the One-Way Interative Tropical Cyclone Model (OTCM) of the U.S. Navy (Peng, 1991). Between the typhoon season of 1990 and 1991, experiments were made to test some pre-processing procedures. Based on the results of these experiments, the operational TFS has been modified to include these pre-processing procedures prior to the typhoon season of 1991. In early 1992, the relationship between the bogus vortex and environmental flow were examined. We have found that if the initial structure and the intensity of the bogus vortex are close to the real situations of the typhoon, the TFS will provide better results.

1992年4月10日之落雷對水稻生育影響之個案分析

李炳和 黃世利 洪金樹

中央氣象局嘉義氣象站

摘要

落雷發生時所產生之瞬間高溫，造成植物局部性之高溫傷害，稱之為熱擊（Heat shock），如葉片捲曲、生長受抑制等。本調查中對照區之株高為 108.4 cm，落雷區僅 97.0 cm。高溫同時引起水稻高度不穩定性，即空穎數增多，落雷區水稻單株空穎數為 128 粒，較對照區 91.9 粒高出 39%。而且高溫會促進葉片老化，降低光合、呼吸作用和生理代謝作用受阻礙，因而影響穀粒充實，降低水稻產量。

關鍵詞：落雷、高溫傷害、株高、空穎。

一、前言

積雨雲又稱雷雨雲，通常會發生閃電和雷聲，也就是氣象學上所稱的雷暴（Thunderstorm）。雲內旺盛的對流、氣流發產生電荷，然後將正、負電荷分開，正電集中在雲之上部，下部則以負電為主，事實證明雲內和雲與地面之間確有很大的電位差(3)，所以產生放電現象。放電現象分為雲內放電、雲間放電及對地放電（圖 1），對地放電俗稱落雷(2)。據徐氏（1991）引述日本名古屋大學堀井教授之落雷實驗證明，落雷時係雲底先行放電，接著於地面附近產生迎接放電，而完成對地放電。閃電放電（Lightning discharge）實際上含有許多個閃擊（Strokes），每一閃擊時間維持約 0.002 秒，閃電通過時空氣迅速加熱，溫度高達 $10000^{\circ}\text{C} \sim 30000^{\circ}\text{C}$ 。而閃電通過處空氣迅速膨脹，所產生的爆裂聲，即稱為雷（Thunder）(3)。根據嘉義氣象站觀測資料，民國 81 年 4 月 10 日凌晨發生之強烈雷雨，雷鳴時刻為 1 時 25 分，最後雷鳴時刻為 3 時 50 分，方位為南方。而落雷發生處即位在本站南方約

200 公尺處水稻田，該區水稻除中心點植株（一株）枯死外，餘皆發生葉片灼傷、嚴重捲曲現象，受害面積估算約 50 平方公尺（圖 2）。

台灣地區歷年平均之雷雨天數（表 1），以嘉義地區最多，1970—1989 年年平均為 60.6 天，以季節性來說，大多發生在春夏季（6～9 月），約佔全年之 80%，而今年春季氣候型態與往年有所差異，即雷雨發生頻率較高，又水稻田當時適值湛水時期，地面容易產生迎接放電，而發生落雷現象。而落雷係偶發性且範圍小，因此農作物受雷擊之災害亦不大，經查國內外文獻尚未發現此類之報告，本文僅以落雷當時所產生之高溫對水稻造成之影響（災害）作一調查分析。

二、調查與分析方法

本調查之一期作水稻（*Oryza sativa L.*）為蓬萊種，於 1 月 12 日移植本田，行株距 = $30 * 18\text{cm}$ ，發生落雷之當日（4 月 10 日），以落雷區中心點向外擴張，逢機取 10 株水稻植株掛標籤，觀察其生育情形，並於植株成熟之後（6 月 15 日）齊地面割取收穫，調查其植株高度、千

粒重、空穎數（不稔實粒）、稻稈重等性狀。落雷區附近（同一區水稻田）劃定同樣範圍為對照區，亦取樣10株調查分析性狀。

調查資料以非駢對t測驗（Non-paired t-test）分析(4)，首先推測兩個處理之變異數是否相同，然後再作t-test，其公式如下：

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2} \quad S^2 = \frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n - 1}$$

(a)若兩個處理變異數相同時，t-test的公式如下：

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{S_0^2 \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}} \quad S_0^2 = \frac{s_1^2}{n_1 - 1} + \frac{s_2^2}{n_2 - 1}$$

$$df (\text{degrees of freedom}) = n_1 + n_2 - 2$$

(b)若兩個處理變異數不相同時，t-test的公式如下：

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\left(\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \right)}} \quad df = \frac{\left(\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \right)}{\frac{(s_1^2/n_1)^2}{n_1 - 1} + \frac{(s_2^2/n_2)^2}{n_2 - 1}}$$

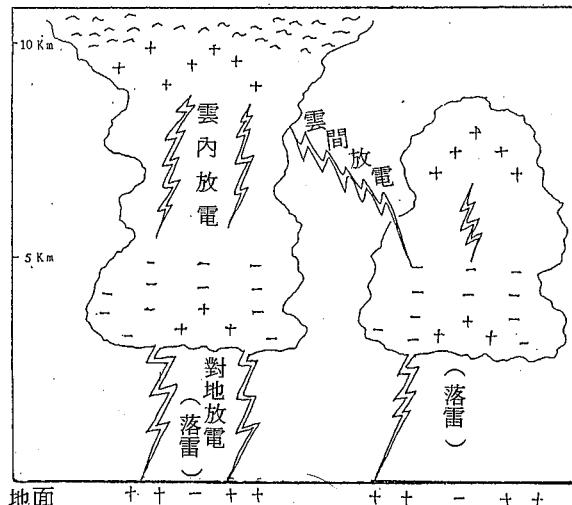


圖1：雷雨雲放電情形
Fig1: The condition of discharge on cumulonimbus.



圖2:水稻田遭受落雷後高溫傷害情形
Fig2:The condition of high temperature injury after the thunderstorm in rice field.

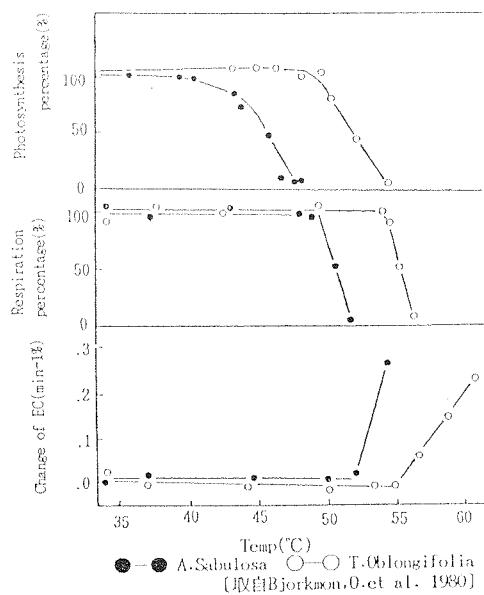


圖3:二種耐熱性不同植物在不同溫度下光合作用、呼吸作用及離子滲漏變化
Fig 3:The variation of photosynthesis, respiration and osmose of ion in different temperature of A. Sabulosa & T. Oblongifolia.

表1：台灣各地之雷雨日數(1970年~1989年)

Tab1: Thunderstorm days difference in Taiwan area.(1970~1989)

Month Area	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	Total
Keelung	0.1	0.5	2.1	2.1	3.5	4.8	3.2	2.2	3.4	0.7	0.2	0.2	23.0
Taipei	0.2	0.4	2.6	2.9	3.6	7.2	6.7	5.5	5.2	0.7	0.1	0.2	35.3
Hsinchu	0.3	0.4	3.3	2.9	2.3	4.1	5.0	5.5	4.0	0.5	0.1	0.3	28.7
Taichung	0.3	0.9	2.6	2.7	3.7	8.4	8.8	9.2	6.3	0.8	0.2	0.4	44.3
Chiayi	0.3	0.2	1.6	1.8	5.7	10.1	11.9	13.7	12.6	2.3	0.2	0.2	60.6
Tainan	0.2	0.3	0.7	1.4	3.1	5.7	6.6	8.5	5.4	0.7	0.4	0.1	33.1
Kaohsiung	0.3	0.2	0.4	1.1	2.8	4.4	6.4	7.6	5.3	0.7	0.2	0.1	29.5
Hengchun	0.2	0.2	0.6	1.0	2.6	3.2	3.2	4.5	3.6	0.8	0.2	0.3	20.4
Yilan	0.2	0.4	2.4	3.5	6.2	8.4	5.8	5.2	7.2	2.1	0.2	0.2	41.8
Hualien	0.1	0.3	1.4	2.2	3.2	3.4	3.3	2.8	3.5	1.4	0.1	0.1	21.8

*資料來源：中央氣象局嘉義氣象站

*Data from: Chiayi Weather Station, C.W.B.

三、結果與討論

根據此次個案所統計出來之水稻性狀及產量之比較（表2），顯示瞬間高溫能抑制水稻植株生長，對照區平均株高為108.4 cm，落雷區為97.0 cm，經t測驗結果，實測t值=7.791大於理論t值(1%)=2.878，因此呈極顯著差異。在禾穀類作物(Cereals crops)中，高溫可以引起高度不稔實性，資料顯示，落雷區水稻單株平均空穎數達128粒，而對照區只有91.9粒，其實測t值=-2.537大於理論t值(5%)=-2.101，兩者呈顯著差異，朱氏(1990)指出(1)，高溫除造成高度不稔實外，同時顯著減少穗重，即穗重的減少與結實率降低有關。亦即由於高溫造成之不稔實粒增加，因而水稻千粒重減少，落雷區為28.4g，對照區為30.7g，分析結果其實測t值=4.207達1%之顯著水準，理論上會顯著減少產量，但因水稻種植本田採機械作業，每叢秧苗支數不一，且落雷時水稻為分蘖終止期，亦即有效分蘖(穗數)已確定，因此落雷區與對照區之產量不能作比較分析。在稻稈鮮

重方面，CK區單株平均重62g；而落雷區僅49g，兩者分析結果t值=4.921亦達1%之顯著水準，即處理間有極顯著之差異，其原因可能是急速之高溫，植株生長受抑制及加速葉片老化的關係。

高溫傷害對植物之反應不一，各種植物對溫度之容忍度亦不一樣，朱氏(1990)轉載Brock(1967)之報告指出，除一些極端耐熱的細菌可以生長在92-100°C外，一般植物幾乎無法生存，但對所有植物而言都有其生長溫度的最高限制，一般都以高溫致死溫度(Heat killing temperature)為其生長最高的極限，即50%植株被殺死為該植物之致死溫度。表3為Levitt(1980)分析不同植物之高溫致死溫度(8)，雖然每一植物都有高溫致死溫度，但是時間因子(Timefactor)必須考慮在內，致死溫度常因時間的改變而改變。根據Collander(1924)研究(6)，甘藍(*Brassica oleracea*)在40°C時，致死時間為1100min，50°C時為45min，在60°C時其致死時間只0.8min，而豌豆(*Pisum sativum*)之致死時間較甘藍快得多，他指出，豌豆在40

℃時之致死時間為 3.2min，50 ℃是 0.27min，55 ℃則只要 0.095min 就足以致死。二者之間關係可由 $T = a - b \log Z$ 公式表示，其中 T 為致死溫度，Z 為時間，a 和 b 為常數。由於水稻對高溫之容忍能力較高，又因落雷當時為分蘖結束之後，孕穗期之前，而且落雷為偶發性，且產生高

溫之時間極為短暫（0.002秒），只造成水稻外部器官之傷害，但未達致死程度。通常植物遭受高溫傷害時，最常見為葉片灼傷、葉片捲曲、植株凋萎等。根據調查，受害植株葉片捲曲數約佔全株葉數之90%，傷害後之植株葉片隨時間之增長而漸漸恢復原狀。

表2:水稻性狀及產量之比較
Tab2:Comparison of character and yield of rice plants.

處理 Treatment	株高 Plant Height (cm)	空穎粒 Unfilled grains (no/plant)	千粒重 1000-grain weight (g)	稈鮮重 Fresh weight of stock (g/plant)
對照區 (Check field)	108.4	91.9	30.7	62
落雷區 (Thunder-storm field)	97.0	128.0	28.4	49
t-value	7.791	** -2.537	* 4.207	** 4.921

*,**表示5%(2.101)和1%(2.878)顯著差異
*,**:Significant at 5%(2.101) and 1%(2.878) level, respectively.

表3:不同植物的致死溫度
Tab.3:The heat-killing temperature of the different plants.

植物 Plant	致死溫度(℃) Heat-killing temperature	處理時間 Treatment time
玉米 Corn	49-51	10 min
馬鈴薯葉片 Leaf of potato	42.5	60 min
小麥穀粒(9%H ₂ O) Grain of wheat	90.8	8 min
蕃茄果實 Fruit of tomato	45.0	—

[取材自Levitt,J. 1980]

四、結論

雷暴發生時的空氣溫度雖可達 10000~30000 ℃，但其閃擊時間極為短暫，維持約 0.002 秒，因此當植物遭受這瞬間的高溫時，通常是造成葉片灼傷（中心點植株除外），本調查中，水稻落

雷區即因葉片灼傷而發生捲曲現象，所以葉面積減少，又高溫會破壞葉綠膜層構造，因此降低植物光合作用，部份學者則認為高溫可以引起一些光合酵素失去活性。圖 3 中，當植物遇到極高溫時，呼吸作用驟然下降，所以高溫除影響光合、呼吸作用外，同時會減少植物之碳水化合物，造

成植物體的飢餓(7)，且高溫亦會影響蛋白質之代謝和植物荷爾蒙之變化(1)。許多試驗指出，在高溫下細胞分裂素(Cytokinins)含量減少，同時離層酸(ABA)增加。本調查結果顯示，高溫能抑制植株生長，促進葉片老化，進而影響產量；而影響產量之因素為不稔實粒較多(即千粒重減少)的關係，在CK區之空穎粒每株91.9粒，而落雷區每株高達128粒，較CK區高出39%，此與前人利用高溫處理水稻可以引起高度不

稔實性的結果相同，而引起不稔實之時期，以花粉母細胞減數分裂時影響最大。

由以上種種推測，落雷產生之急速高溫如發生在水稻營養生長期(Vegetative growth period)，水稻植株尚能恢復生育，影響產量較小。但如發生於生殖生長期(Reproduction growth period)，則會顯著造成花粉母細胞的分裂不正常(5)，嚴重影響結實率和產量。

參考文獻

- (1)朱德民編著,1990:植物與環境逆境。國立編譯館主編,P122~136。
- (2)徐森雄編著,1991:氣象學教材。國立屏東技術學院資源保育技術系,P184~189。
- (3)戚啓勳編著,1977:大氣科學。大中國圖書公司,P306~311。
- (4)葉樹藩著,1977:試驗設計學(第一部份 生物統計學)國立台灣大學農學院生物統計研究室發行,P133。
- (5)潘士釗、劉賢祥,1989:作物栽培學。維新書局印行,P58。
- (6)Collander,R.1924.Commentat,Biol,Soc.Sic.Fenn.1:1-12.
- (7)Bjorkmon,O.et al 1980,Adaptation of plant to water and high temperature stress.(N.C.Turner and P.J.Kramer,eds,John Wiley Son.N.Y.pp237).
- (8)Levitt,J.1980,Responses of Plants to Environmental Stress, Academic Press.N.Y.pp.349.

**AN ANALYSIS OF THE INFLUENCE OF THE THUNDERSTORM
OCCURRED ON APRIL 10, 1992 OVER THE
GROWTH OF RICE PLANTS**

Biing-her Lee, Shih-li Huang and Ching-sou Hong

Chiayi Weather Station

Central Weather Bureau

ABSTRACT

The twinkling high temperature produced by the thunderstorm makes plants suffer partial high temperature injuries, such as curled leaves and repressive growth. We called it heat shock. In this investigation, the plant height in the CK field is 108.4cm, but in the thunderstorm field is 97.0cm.

The high temperature cause rice plants in low ripeness and unfilled grains to be increased. The unfilled grains of a single rice in the thunderstorm field are 128.0 grains. It is 39% higher than in the CK field whose unfilled grains are 91.9 grains. And high temperature will cause the oldness of leaves increase the hindrance of photosynthesis, respiration and metabolism, decrease the fullness of grains, and reduce the yield of rice.

Key Words: Thunderstorm, Heated Injury , Plant Height, Unfilled.

民國八十年颱風調查報告 ——侵台颱風(9120)耐特

廖志翔

中央氣象局預報中心

摘要

耐特(Nat)颱風是民國80年第三個侵襲台灣的颱風，也是西北太平洋上第20個颱風。耐特形成於巴士海峽，其生命期特長，曾發展至強烈颱風，一度減弱為熱帶性低氣壓，而後再度增強為颱風，曾二度威脅台灣陸地及鄰近海域，中心登陸恒春半島，造成台灣東南部及蘭嶼地區嚴重的災情。

耐特颱風進行路徑十分詭異，受到周圍複雜大氣環流因素的影響，並與魯克、密瑞兒兩個颱風先後發生牽制作用，西進、東行、南下、北上作了四次大角度的轉向，兩次滯留打轉，路徑變化甚大。

颱風預報路徑校驗結果，統計預報法的24小時平均中心預測誤差以 CLIPER 166.9 公里最佳，動力模式以 PE 140.4 公里最佳。而官方發布的24小時中心預報位置，平均誤差以日本 175.4 公里較佳，本局 182.2 公里居次，關島 187.9 公里再次之。

一、前言

耐特(Nat)颱風形成於巴士海峽，是一個在較高緯度發展的颱風，為本(80)年西北太平洋上發生的第20個颱風，也是今年侵襲台灣的第三個颱風，由於其行徑十分詭異，是繼民國75年韋恩(Wayne)颱風以來，路徑最怪異的颱風，生命期長達16天之久，一度死而復活，恰如他的名字「耐特」—耐得特別久。而且在台灣附近西行、東進、南下、北上等作大調頭轉向，接二連三威脅台灣地區，因此中央氣象局對耐特颱風發布了二次颱風警報，究其如此詭異的路徑及陰魂不散的原因，由於夏秋之交，各種大氣環流型態並存，導致耐特無法自主行動，隨着周圍環境場的變化，使得耐特的路徑也隨之改變。

由於耐特颱風直接登陸恒春半島，帶來強風豪雨，使得蘭嶼、屏東及東部地區造成重大損失

，本文將針對耐特颱風的特性，發展經過，強度變化及路徑作詳細的分析，並校驗了各個氣象單位對耐特路徑預報方法的誤差，以供作業單位研判與預報之參考。

二、耐特颱風之發生與經過

9月16日在恒春東南方近海有一熱帶性低氣壓雲系醞釀着，向西南西移動，於16日12Z移到恒春西南方約230公里的海面時增強為輕度颱風，經命名耐特(Nat)，編號9120號，是本(80)年度形成於巴士海峽的颱風，其中心位置在北緯20.4度，東經119.4度，中心氣壓998毫巴，以每小時9公里的速度向西進行，朝着東沙島方向前進，當到了東沙島東南方海面時，速度減緩，此時在琉球東南方海面有一中度颱風魯克

(Luke)北上，受到魯克颱風的牽引，耐特於18日00Z開始轉向東移動，穿越巴士海峽，經過2天忽快忽慢的脚步，由東轉東北東方向進行，於20日18Z移到恒春東方約470公里之海面時，此時牽引他的魯克颱風已快速往東北方向朝日本而去，耐特頓時失去依靠，而在原地呈現滯留狀態，在此期間強度則繼續增強，於21日06Z已為中度颱風，到了21日12Z耐特颱風的路徑起了變化，由滯留開始轉向西進行，在22日00Z耐特到了北緯21.6度，東經124.1度，即在恒春東方約360公里的海面，朝着台灣東南方海面直撲而來，對台灣東部海面及巴士海峽將構成威脅，因此中央氣象局於22日10時45分（地方時）發佈了耐特颱風第一報海上颱風警報（表一），6小時後，由於耐特繼續向西進行且移動速度加快，對台灣東南部及南部地區亦將構成威脅，中央氣象局於22日15時10分（地方時）發佈了耐特颱風的陸上警報，提請台灣東南部（花蓮以南）及南部地區的民衆應嚴防強風豪雨，沿海低窪地區應防海水倒灌。由於當日正值中秋節假期，民衆大多出外旅遊，因此除透過166及167的氣象錄音和電話傳真機傳至各地，且以電話即時連絡各電視台、電台及傳播媒體作最迅速的報導，以提請大家注意並防範耐特颱風的侵襲。

當耐特颱風在22日12Z西行至北緯21.9度，東經122.5度，即在蘭嶼東方約100公里之海面上時，強度增強為強烈颱風，中心氣壓940毫巴，中心附近最大風速每秒51公尺，七級風暴風半徑200公里，十級風暴風半徑80公里，此時台灣東南部陸地已進入他的暴風圈，移動速度也略加快，繼續向西行，颱風中心於22日18Z左右通過蘭嶼附近，直撲恒春半島而來，於23日清晨7點（地方時）登陸恒春半島，強度受到地形影響，減弱為中度颱風，暴風範圍也縮小，23日00Z中心進入台灣海峽，向西北西移動，強度繼續減弱，於23日12Z移到恒春西北西方約160公里海面時減弱為輕度颱風，暴風半徑再縮小至80公里，移動速度也減慢為每小時9公里，對台灣陸地威脅解除，因此中央氣象局於9月23日21時10分

（地方時）解除了陸上颱風警報，但台灣海峽南部航行及作業船隻仍應戒備。而後耐特颱風繼續以緩慢的速度向西移動，於24日09Z移動到北緯22.5度，東經117.8度，由於暴風圈已脫離台灣海峽南部，對海峽南部的威脅解除，因此於24日18時30分（地方時）解除了耐特海上颱風警報。

耐特颱風的行徑在24日06Z起開始由原來的西行轉向西南進行，於25日00Z進行到北緯20.1度，東經116.7度，即東沙島南方海面時，路徑則偏南移動，強度也減弱至輕度颱風邊緣，中心附近最大風速為每秒18公尺。耐特後來繼續偏南進行，於26日00Z減弱為熱帶性低氣壓。往後此熱帶性低氣壓（原耐特，以下仍稱耐特）移動速度減慢，於26日12Z移到北緯16.5度，東經115.6度，此時在台灣東方海面的強烈颱風密瑞兒正由北轉北北東的方向遠離台灣，加速朝琉球而去，耐特受到密瑞兒的影響，由南開始轉向東南方向移動而後再轉為偏東進行，由於密瑞兒移動速度極快，與耐特的距離越離越遠，對耐特的牽引作用消失，耐特頓時在沒有明顯駛流場的導引下，於27日06Z起開始在原地附近打轉直到28日12Z，也由於耐特在此期間的養精蓄銳，於28日12Z再度增強為輕度颱風，行徑也開始向西北西進行，到了29日06Z時耐特轉向偏北進行，而後於29日12Z由偏北轉向北北東移動，30日00Z時中心移到北緯18.8度，東經117.0度，即在恒春西南方約530公里的海面上，以每小時16公里的速度向東沙島海面接近，對東沙島海面，台灣海峽南部及巴士海峽構成威脅，因此中央氣象局於30日10時45分（地方時）再度發佈耐特颱風的第二次海上警報，警告台灣海峽南部，巴士海峽及東沙島海面航行及作業船隻應嚴加戒備。由於耐特繼續向北北東進行，朝着台灣海峽南部接近中，移動速度也加快，於30日06Z移動到北緯19.9度，東經117.3度，在恒春西南西方約440公里的海面上，對澎湖及金門將構成威脅，因此中央氣象局於30日15時50分（地方時）發佈了陸上颱風警報（表二），提請澎湖及金門地區

表一 耐特颱風第一次警報發布一覽表

Table 1 The first warning issued by CWB for typhoon NAT

警報種類	次序		資料時間(L)			發布時間(L)				警戒地區	備註
	號	報	月	日	時	月	日	時	分		
海上	4	1	9	22	8	9	22	10	45	台灣東部海面及巴士海峽	
海上	4	2	9	22	14	9	22	15	10	陸上：台灣東南部（花蓮以南）及南部地區。 海上：台灣東部海面、巴士海峽及台灣海峽南部。	1.南部地區強風出現時間將延後至明上午。 2.台灣北部及東北部地區，雨勢較大。
"	4	3	9	22	20	9	22	21	15	"	1.南部地區風雨將於明晨上午間開始增強。 2.台灣北部及東北部地區，局部地區將有豪雨發生。
"	4	4	9	23	2	9	23	4	00	陸上：台灣東南部（花蓮以南）、南部（雲林縣以南）及澎湖地區。 海上：台灣東部海面、巴士海峽及台灣海峽。	1.南部地區風雨將於今上午開始增強。 2.台灣北部、東北部地區，局部地區將有豪雨發生。
"	4	5	9	23	8	9	23	9	10	"	台灣北部、東北部局部地區將有豪雨發生。
"	4	6	9	23	14	9	23	15	35	陸上：台灣南部（台南以南）、澎湖地區、恒春半島及台東地區。 海上：台灣海峽、巴士海峽及台灣東南部海面。	
海上	4	7	9	23	20	9	23	21	10	海上：台灣海峽南部	
"	4	8	9	24	2	9	24	3	15	"	
"	4	9	9	24	8	9	24	10	00	"	
"	4	10	9	24	14	9	24	16	20	"	
解除	4	11	9	24	17	9	24	18	30	—	台灣附近各海面、巴士海峽及東沙島海面，風浪仍大。

表二 耐特颱風第二次警報發布一覽表

Table 2 The second warning issued by CWB for typhoon NAT

警報種類	次序		資料時間(L)			發佈時間(L)			警戒地區	備註
	號	報	月	日	時	月	日	時		
海上	4	12	9	30	8	9	30	10	45	台灣海峽南部、巴士海峽及東沙島海面。
海上	4	13	9	30	14	9	30	15	50	陸上：澎湖及金門地區 海上：台灣海峽、巴士海峽、東沙島海面及金門海面。
"	4	14	9	30	20	9	30	21	45	陸上：台中以南地區、澎湖及金門地區。 海上：台灣海峽、台灣北部海面、巴士海峽、東沙島海面、金門海面及馬祖海面。
"	4	15	10	1	2	10	1	4	00	"
"	4	16	10	1	8	10	1	9	30	"
"	4	17	10	1	14	10	1	16	00	陸上：金門及澎湖地區 海上：台灣海峽、金門海面、台灣北部海面、巴士海峽、東沙島海面及馬祖海面。
"	4	18	10	1	20	10	1	21	20	陸上：金門及澎湖地區 海上：台灣海峽、金門海面及台灣北部海面。
"	4	19	10	2	2	10	2	3	10	陸上：金門地區。 海上：台灣海峽及金門海面。
解除	4	20	10	2	5	10	2	6	30	—
										台灣海峽風浪仍大。

民衆應防強風豪雨。當耐特移到東沙島東方近海時，他的暴風圈擴大，由 120 公里擴大至 150 公里，繼續向台灣海峽南部接近中，對台灣中南部地區也將構成威脅，因此在 30 日 21 時 45 分（地方時）所發佈的海上、陸上颱風警報，台中以南地區也列入警報區域，海上警戒區域也加入了台灣北部海面及海峽北部。隨後耐特的路徑起了變化，於 30 日 12Z 後由原來北北東的方向轉向偏北進行，移動速度也略為減慢。當耐特於 1 日 06Z 進行到北緯 22.7 度，東經 117.6 度，即在金門南南西方約 210 公里海面上，此時對台灣中南部陸地已不具威脅，中央氣象局於是在 10 月 1 日 16 時（地方時）解除了台中以南的陸上警報，此時耐特颱風已不會直接來襲，但是由於受到他的外圍環流及東北季風雙風影響，東北部、東南部地區及北部山區已有豪雨發生，中央氣象局特別提請這些地區的民衆防範山洪暴發。耐特後來繼續向北朝着大陸方向進行，於 2 日零點左右在福建詔安附近登陸，登陸後受到地形破壞，強度減弱，暴風範圍縮小，對澎湖威脅解除，因此於 3 時 10 分（地方時）解除澎湖的陸上警報。耐特進入大陸後強度繼續減弱，對金門及台灣海峽已不具威脅，中央氣象局於是在 2 日 6 時 30 分（地方時）解除了耐特颱風的警報，同時耐特也結束了他漫長且路徑詭異的生命過程。耐特颱風整個最佳路徑如圖(一)，係參考中央氣象局與關島的衛星定位（表三），日本石桓島、本局花蓮、高雄及大陸汕頭等雷達定位（表四，a、b 及 C），各國的官方颱風定位及其他氣象資料等分析而得，其中心位置、移動方向與速度及強度等資料可參見表（五）。

三、耐特颱風之強度與路徑探討

耐特颱風生命期甚長且其行徑詭異，是今年西北太平洋上所發生颱風中路徑最變化多端的一個，也是繼民國七十五年的韋恩颱風後，路徑最怪異，強度也富變化，死而再復活的颱風，本節所要探討的就是在他生命期中強度與路徑的變化。耐特颱風的路徑大致可分為四個階段，現在就

此四個階段分別探討其路徑、強度與周圍大氣環境的關係。

(一) 第一階段（9 月 16 日 12Z ~ 9 月 21 日 12Z），此期間是耐特颱風的發展期，也是耐特的第一次轉向折返，由向西進行再轉向東移動。當耐特颱風於 16 日 12Z 形成於恒春西南方的巴士海峽時，這一帶的海水溫度大約是 28~29 度之間（圖二），而高層 200 毫巴又是反氣旋環流（圖三），有利於其發展，此時在耐特的東方有一輕度颱風魯克（Luke）正向西北西移動，由圖（四）可看出耐特與魯克颱風兩者已包在封閉的等壓線裡，在颱風北方有一強大的東西走向高壓帶阻擋，而副熱帶高壓的勢力此時仍很強（圖五），使得耐特颱風以偏西到西南西的路徑進行，但移動速度並不快，每小時為 9 公里。當耐特於 17 日 12Z 進行到東沙島東方海面時，周圍的大氣環境發生了變化，地面的高壓與太平洋高壓的勢力減弱東退（圖六），而在 500 毫巴 30°N 以北正有一高空槽向東移動（圖七），使得耐特向西的速度減緩，但是中心強度則由原來的每秒 18 公尺增強至每秒 20 公尺。而後由於太平洋高壓的迅速東退，並且北方的槽線加深繼續東移，使得魯克颱風由原來西北西方向轉向偏北進行，由於魯克的北上，耐特颱風受到他的牽引，路徑也產生變化，於 17 日 18Z 開始加速向東移動，到 18 日 00Z 耐特東移至北緯 19.9 度，東經 118.7 度，此時由衛星雲圖（圖八）可見台灣西南方是耐特颱風，東方海面則是魯克颱風，兩個颱風中心連線成東北東走向，且颱風南方西到西南氣流很旺盛，因此耐特受到上述因素的影響，繼續向東進行，到了 19 日 00Z 時，因魯克颱風加速向東北移動，而北方的大陸高壓也正南下中（圖九），圖中可見耐特位在魯克颱風的西南方且耐特西北方有一大陸高壓南下，使得耐特由原先向東進行轉成向東北東移動。耐特隨後繼續向東北東進行，於 19 日 12Z 移到北緯 20.6 度，東經 122.5 度時，耐特的移動速度稍有減緩，這是因為此時魯克颱風向東北快速移到日本本州東方海面，對耐特的牽引作用減弱，而北方正有一低壓槽加深向東移，

表三 耐特颱風本局與關島衛星定位表

Table 3 Eye-Fixes for NAT by the sattelite at CWB and GUAM

中央氣象局(CWB)				關島(PGTW)				備註	
時間(Z)		中心位置		強度	中心位置		強度		
月	日	時	緯度	經度	緯度	經度	強度		
09	16	12	20.7	119.4	T2.5	20.1	119.4	T2.5	
09	16	18	20.5	118.9	T2.5	20.5	117.7	T2.5	
09	17	00	20.2	118.6	T2.5	20.3	118.0	T2.5	
09	17	06	19.8	117.5	T2.5	19.9	117.9	T2.0	
09	17	12	20.0	116.7	T2.0	20.3	117.5	T2.0	
09	17	18	20.0	117.3	T2.5	20.0	116.9	T2.5	
09	18	00	19.8	118.5	T2.5	19.9	118.9	T2.5	
09	18	06	18.9	119.5	T2.5	—	—	—	
09	18	12	19.7	119.8	T2.5	—	—	—	
09	18	18	19.3	119.4	T2.5	—	—	—	
09	19	00	20.0	120.7	T2.5	—	—	—	
09	19	06	20.0	121.9	T2.5	21.7	122.3	T2.0	
09	19	12	20.6	122.6	T2.0	21.9	123.3	T1.5	
09	19	18	20.6	123.0	T2.0	21.4	124.0	T1.5	
09	20	00	21.1	123.5	T2.0	21.3	123.4	T2.5	
09	20	06	21.4	123.8	T2.0	21.5	124.3	T2.5	
09	20	12	21.2	124.8	T2.0	—	—	—	
09	20	18	21.5	125.5	T2.5	21.5	125.7	T2.5	
09	21	00	21.3	125.5	T3.0	21.0	125.6	T3.0	
09	21	06	21.6	125.4	T3.5	—	—	—	
09	21	12	21.5	125.4	T4.0	21.5	125.3	T5.0	
09	21	18	21.8	124.7	T4.5	21.8	124.6	T5.0	
09	22	00	21.6	123.9	T5.0	21.7	124.0	T5.5	
09	22	06	21.9	123.3	T5.5	21.9	123.3	T6.0	
09	22	12	21.9	122.5	T6.0	21.9	122.5	T6.0	
09	22	18	22.1	121.6	T5.5	22.1	121.5	T6.0	
09	23	00	22.1	120.7	T5.0	22.1	120.8	T5.0	
09	23	06	22.3	120.3	T4.0	—	—	—	
09	23	12	22.4	119.7	T3.5	23.1	120.1	T4.5	
09	23	18	22.4	119.2	T2.5	22.5	118.9	T3.5	
09	24	00	22.7	118.4	T2.0	22.3	118.0	T3.0	
09	24	06	22.6	117.8	T2.0	22.5	118.3	—	

中央氣象局(CWB)				關島(PGTW)				備註	
時間(Z)		中心位置		強度	中心位置		強度		
月	日	時	緯度	經度	緯度	經度	強度		
09	24	12	—	—	—	—	—	—	
09	24	18	—	—	—	—	—	—	
09	25	00	20.0	116.6	T1.0	20.4	117.0	—	
09	25	06	19.8	116.4	T1.0	19.4	116.5	T2.5	
09	25	12	17.8	115.6	T1.0	—	—	—	
09	25	18	17.5	115.7	T1.0	—	—	—	
09	26	00	17.1	115.6	T1.0	15.9	116.7	T2.0	
09	26	06	16.8	115.2	T1.0	16.8	115.7	T.D	
09	26	12	16.5	115.5	T1.5	16.6	115.5	T1.5	
09	26	18	15.9	116.2	T1.5	15.6	116.6	T1.5	
09	27	00	15.9	116.9	T1.5	15.8	117.3	T.D	
09	27	06	16.0	116.5	T1.5	15.8	117.2	T1.0	
09	27	12	15.7	116.4	T1.5	15.4	116.7	T1.5	
09	27	18	16.0	116.5	T1.5	16.0	116.4	T2.0	
09	28	00	15.6	117.1	T1.5	16.3	117.3	T2.5	
09	28	06	16.0	116.8	T1.5	16.4	117.6	T3.0	
09	28	12	16.0	117.4	T2.0	16.4	117.5	T3.0	
09	28	18	16.1	116.8	T2.0	15.6	116.5	T3.0	
09	29	00	16.3	116.4	T2.5	16.3	116.1	T3.5	
09	29	06	16.5	116.2	T3.0	16.5	116.0	T3.5	
09	29	12	17.3	116.4	T3.0	17.3	116.1	T3.5	
09	29	18	18.0	116.7	T3.5	18.3	116.8	T3.5	
09	30	00	18.8	117.0	T3.5	18.8	117.0	T2.5	
09	30	06	19.9	117.2	T3.5	19.9	116.9	T3.0	
09	30	12	20.9	118.0	T4.0	20.9	117.6	T3.5	
09	30	18	21.8	117.7	T3.5	21.6	117.8	T3.5	
10	01	00	22.3	117.5	T3.5	22.2	117.7	—	
10	01	06	22.8	117.5	T3.5	22.9	117.7	—	
10	01	12	23.3	117.4	T3.5	23.2	117.4	—	
10	01	18	23.8	116.7	N	24.4	117.0	—	
10	02	00	24.6	116.6	N	—	—	—	
10	02	06	25.2	116.0	N	—	—	T.D	

表四(a) 耐特颱風石垣島雷達中心定位表

Table 4(a). Eye-Fixes for NAT by the radar at Isigaki Jima

時間 (Z)			石垣島 (47918)		時間 (Z)			石垣島 (47918)	
月	日	時	緯度	經度	月	日	時	緯度	經度
09	20	02	21.2	123.8	09	21	17	21.6	124.8
09	20	03	21.2	123.9	09	21	18	21.6	124.7
09	20	04	—	—	09	21	19	21.7	124.6
09	20	05	21.3	124.0	09	21	20	21.7	124.5
09	20	06	21.2	124.3	09	21	21	21.6	124.4
09	20	07	21.4	124.4	09	21	22	21.6	124.2
09	20	08	21.3	124.5	09	21	23	21.7	124.2
09	20	09	21.1	124.6	09	22	00	21.6	124.1
09	20	10	21.3	124.7	09	22	01	21.6	123.9
09	20	11	21.1	124.8	09	22	02	21.7	123.7
09	20	12	21.4	125.0	09	22	03	21.7	123.7
09	20	13	21.6	125.2	09	22	04	21.8	123.6
09	20	14	—	—	09	22	05	21.7	123.4
09	20	15	21.2	125.2	09	22	06	21.9	123.2
09	20	16	21.1	125.4	09	22	07	21.8	123.1
09	20	17	21.5	125.2	09	22	08	21.8	123.0
09	20	18	21.5	125.3	09	22	09	21.8	122.9
09	20	19	21.4	125.4	09	22	10	21.8	122.7
09	20	20	—	—	09	22	11	21.9	122.7
09	20	21	21.3	125.4	09	22	12	21.8	122.6
09	20	22	21.3	125.5	09	22	13	21.9	122.4
09	20	23	21.4	125.5	09	22	14	21.9	122.3
09	21	00	21.3	125.5	09	22	15	21.9	121.1
09	21	01	21.3	125.6	09	22	16	22.0	121.9
09	21	02	21.3	125.6	09	22	17	22.1	121.8
09	21	03	21.4	125.6	09	22	18	22.1	121.7
09	21	04	21.5	125.6					
09	21	05	21.4	125.6					
09	21	06	21.4	125.6					
09	21	07	21.5	125.5					
09	21	08	21.5	125.6					
09	21	09	21.5	125.5					
09	21	10	21.6	125.4					
09	21	11	21.5	125.4					
09	21	12	21.5	125.4					
09	21	13	21.5	125.2					
09	21	14	21.5	125.1					
09	21	15	21.5	125.0					
09	21	16	21.6	124.9					

表四(b) 耐特颱風高雄與汕頭雷達中心定位表

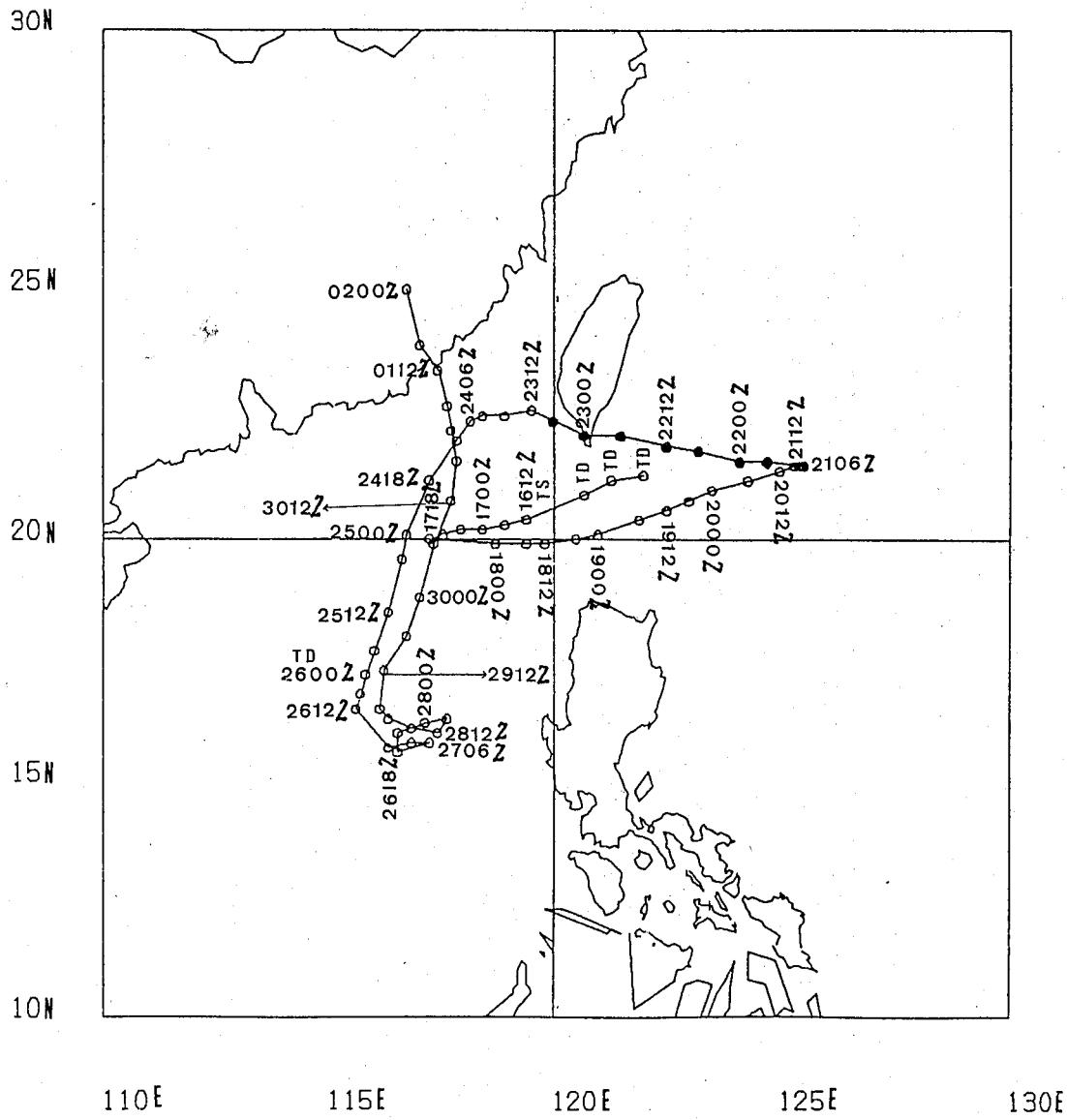
Table 4(b) Eye-Fixes for NAT by the radar at Kaohsiung and santo

時 間 (Z)			高 雄 (46744)		時 間 (Z)			高 雄 (46744)		汕 頭 (59316)	
月	日	時	緯 度	經 度	月	日	時	緯 度	經 度	緯 度	經 度
09	22	03	21.7	123.3	09	23	17	22.4	119.1	22.7	119.0
09	22	04	—	—	09	23	18	22.4	118.9	22.7	118.9
09	22	05	—	—	09	23	19	22.4	118.8	22.7	118.8
09	22	06	21.9	123.2	09	23	20	22.5	118.6	22.7	118.8
09	22	07	21.9	123.1	09	23	21	22.5	118.5	22.6	118.7
09	22	08	21.8	123.0	09	23	22	22.5	118.5	22.5	118.7
09	22	09	21.9	122.9	09	23	23	22.4	118.4	22.4	118.6
09	22	10	21.9	122.7	09	24	00	22.3	118.3	22.6	118.5
09	22	11	21.8	122.7	09	24	01	22.2	118.3	22.7	118.5
09	22	12	21.9	122.6	09	24	02	—	—	22.6	118.4
09	22	13	21.9	122.4	09	24	03	—	—	22.5	118.4
09	22	14	21.9	122.2	09	24	04	—	—	22.5	118.3
09	22	15	21.9	122.1	09	24	05	—	—	22.5	118.3
09	22	16	22.1	122.0	09	24	06	—	—	—	—
09	22	17	22.1	121.6	09	24	07	—	—	22.1	118.1
09	22	18	22.0	121.4	09	24	08	—	—	22.1	117.9
09	22	19	22.1	121.3	備 1. 46744 在 22 日 03Z 到 15Z 為 46699 的資料。						
09	22	20	22.1	121.2	註 2. 59316 在 24 日 00Z 到 01Z 為 59134 的資料。						
09	22	21	22.0	121.1							
09	22	22	22.1	121.0							
09	22	23	22.1	120.8							
09	23	00	22.2	120.6							
09	23	01	22.2	120.6							
09	23	02	22.3	120.5							
09	23	03	22.3	120.4							
09	23	04	22.4	120.3							
09	23	05	22.4	120.2							
09	23	06	22.4	120.0							
09	23	07	22.5	119.8							
09	23	08	22.5	119.6							
09	23	09	22.5	119.6							
09	23	10	22.5	119.6							
09	23	11	22.6	119.6							
09	23	12	22.6	119.4							
09	23	13	22.6	119.3							
09	23	14	22.5	119.3							
09	23	15	22.4	119.2							
09	23	16	22.4	119.2							

表四(c) 耐特颱風高雄與汕頭雷達中心定位表
 Table 4(c) Eye-Fixes for NAT by the radar at
 Kaohsiung and Santo

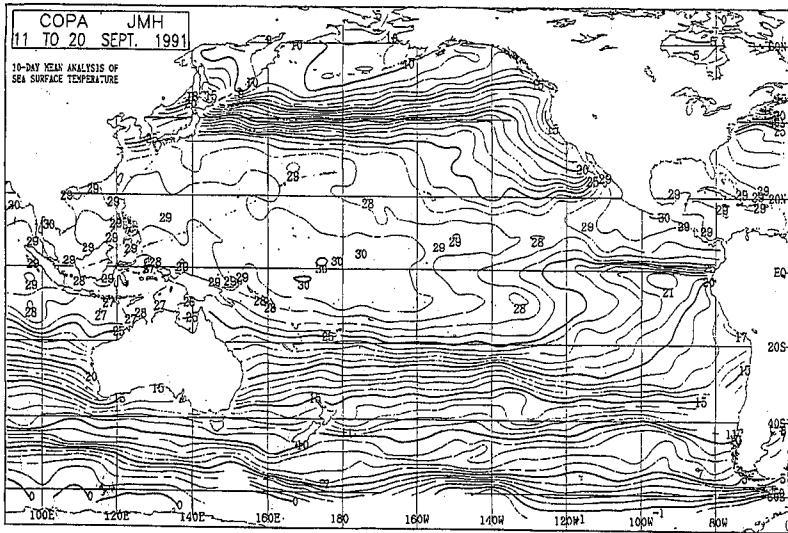
時 間 (Z)			高 雄 (46744)		汕 頭 (59316)	
月	日	時	緯 度	經 度	緯 度	經 度
09	30	11	—	—	20.4	117.8
09	30	12	—	—	20.6	117.9
09	30	13	21.0	117.8	20.8	117.9
09	30	14	21.1	117.8	20.9	117.9
09	30	15	21.3	117.9	21.0	117.9
09	30	16	21.3	117.9	21.1	117.9
09	30	17	21.6	117.9	21.3	117.9
09	30	18	21.7	117.9	21.5	117.9
09	30	19	21.8	117.9	21.7	117.8
09	30	20	22.0	117.9	21.8	117.7
09	30	21	22.0	117.6	21.9	117.5
09	30	22	22.1	117.6	22.0	117.5
09	30	23	22.2	117.6	22.1	117.5
10	01	00	22.2	117.6	22.2	117.5
10	01	01	22.2	117.6	22.3	117.6
10	01	02	22.2	117.5	22.3	117.7
10	01	03	22.3	117.5	22.4	117.6
10	01	04	22.5	117.5	22.5	117.6
10	01	05	22.6	117.5	22.6	117.6
10	01	06	22.7	117.4	22.7	117.5
10	01	07	22.8	117.4	22.9	117.5
10	01	08	22.9	117.5	23.0	117.4
10	01	09	23.0	117.5	23.1	117.4
10	01	10	23.1	117.5	23.2	117.4
10	01	11	23.2	117.5	23.4	117.4
10	01	12	23.5	117.3	23.5	117.3
10	01	13	23.7	117.2	23.6	117.0
10	01	14	23.7	117.2	23.6	117.0

備註：1. 59316 在 30 日 21Z 為 59134 的資料。



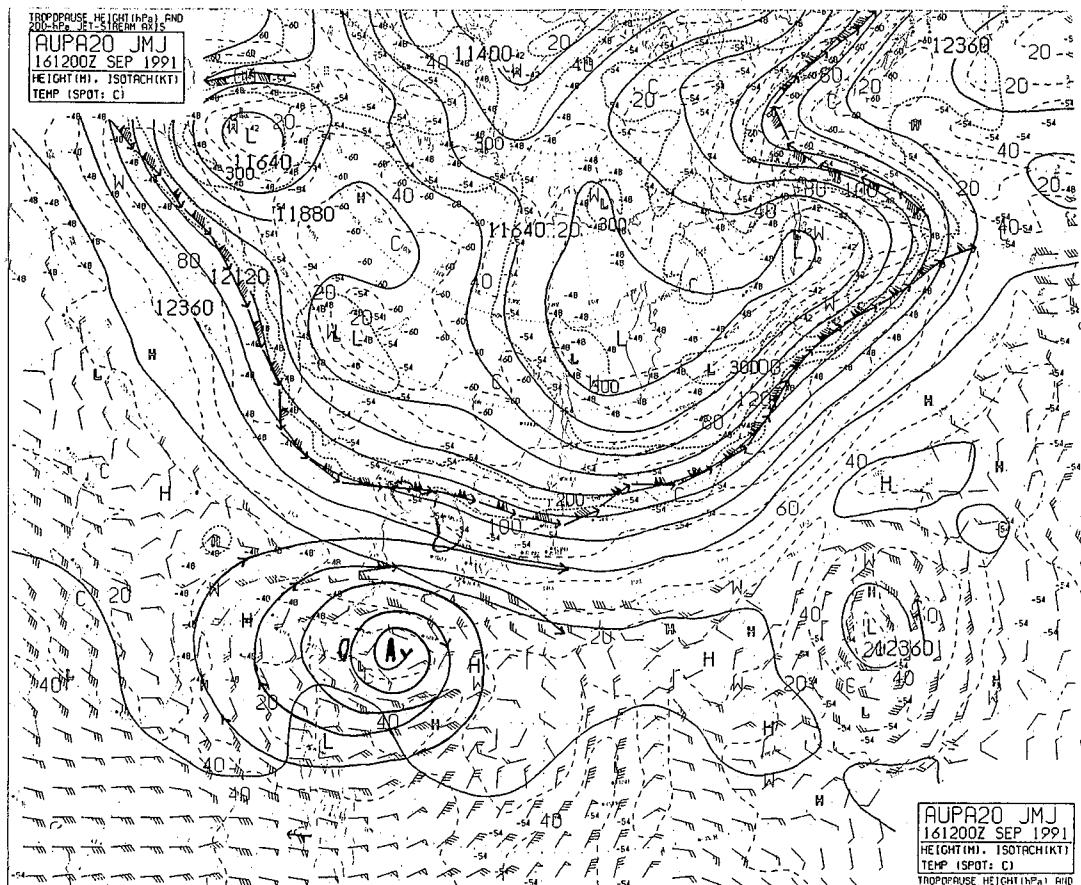
圖一：耐特颱風最佳路徑圖（1991年9月16日12Z至10月2日00Z）

Fig 1 : The best track of typhoon NAT from 161200Z SEP to 020000Z OCT in 1991.



圖二：9月11～20日10日平均海水溫度

Fig 2 : 10 day mean sea surface temperature, 11~20 Sep. 1991.



圖三：民國 80 年 9 月 16 日 12Z 200 毫巴高空圖

Fig 3 : 200mb chart at 161200Z SEP. 1991.

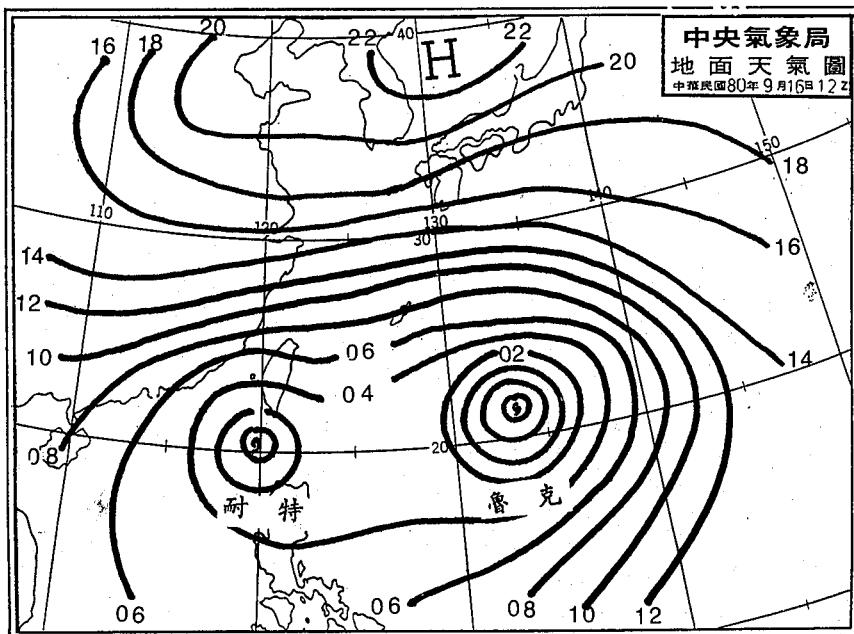


圖 四：民國 80 年 9 月 16 日 12Z 地面天氣圖

Fig 4 : Surface chart at 161200Z SEP. 1991.

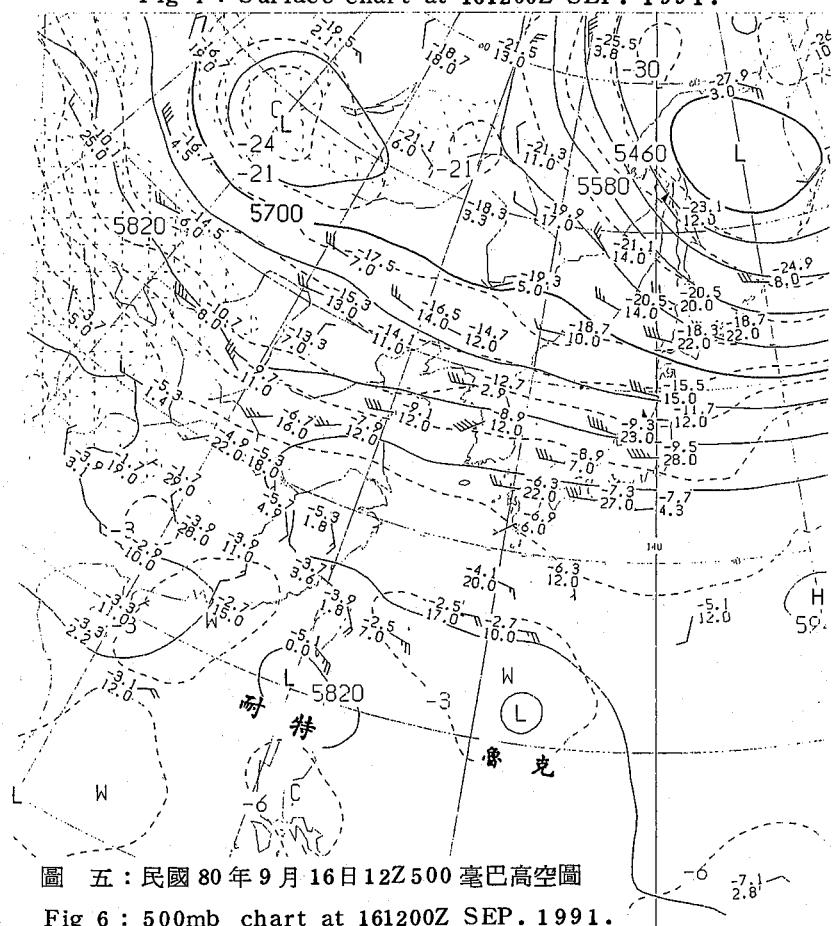


圖 五：民國 80 年 9 月 16 日 12Z 500 毫巴高空圖

Fig 6 : 500mb chart at 161200Z SEP. 1991.

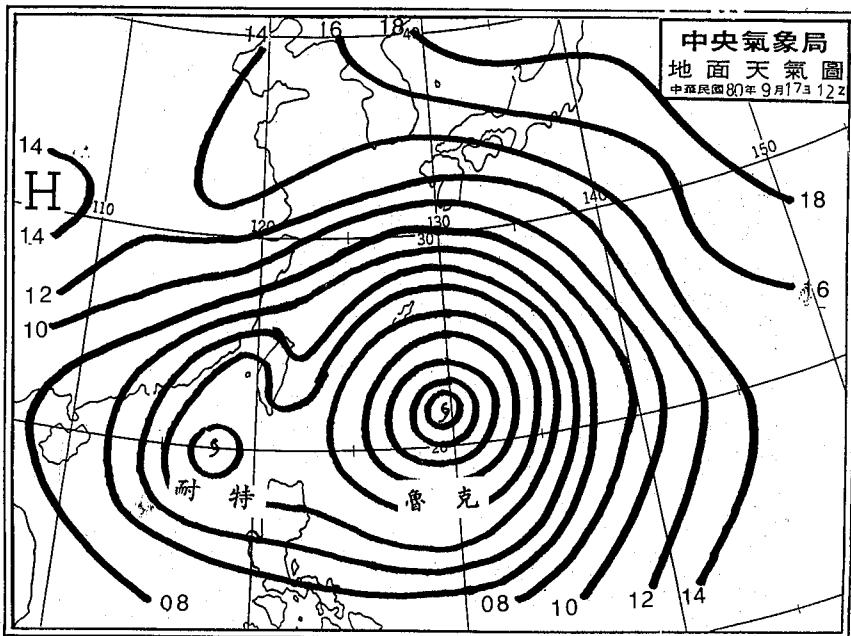


圖 六：民國 80 年 9 月 17 日 12Z 地面天氣圖

Fig 6 : Surface chart at 171200Z SEP. 1991.

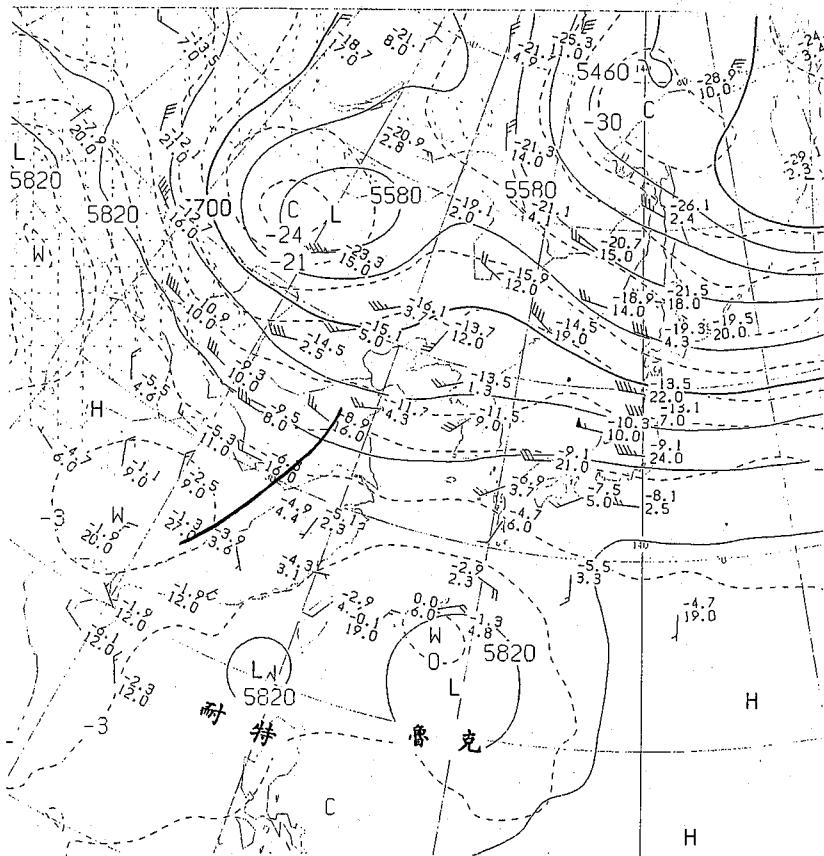


圖 七：民國 80 年 9 月 17 日 12Z 500 毫巴高空圖

Fig 7 : 500mb chart at 171200Z SEP. 1991.

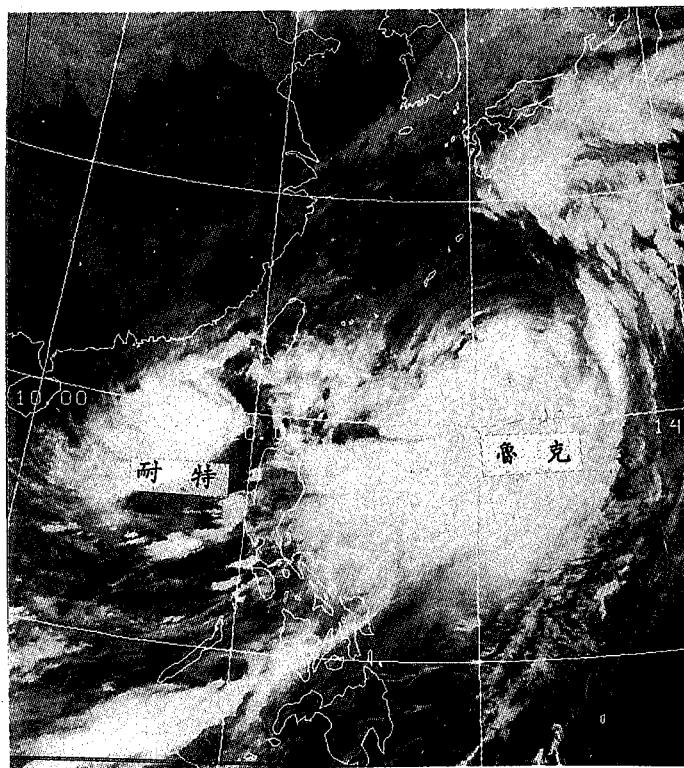


圖 八：民國 80 年 9 月 17 日 23Z 日本 GMS 衛星紅外線雲圖

Fig 8 : GMS - 4 IR imagery at 172300Z SEP. 1991.

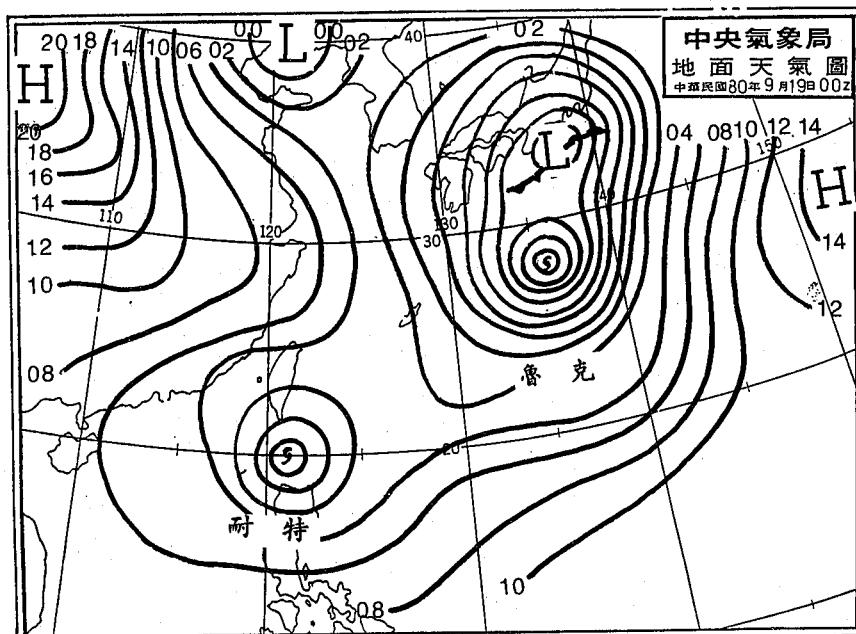
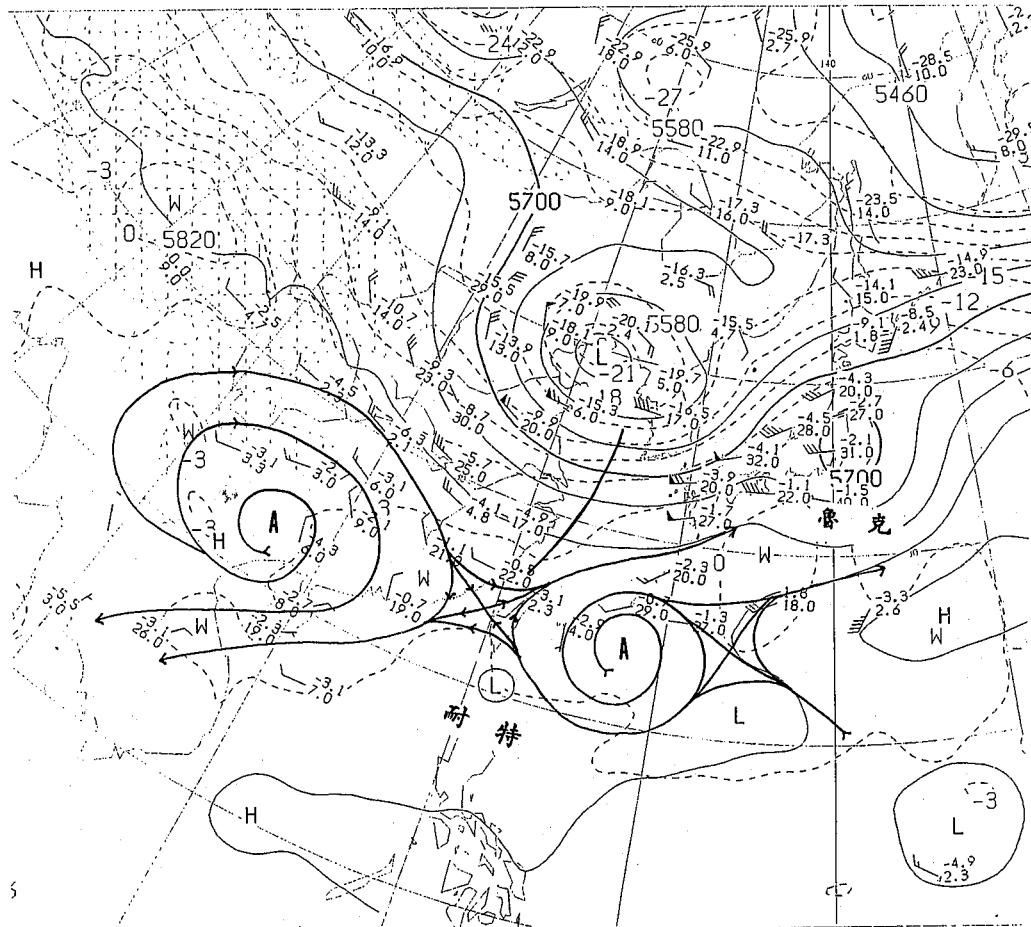


圖 九：民國 80 年 9 月 19 日 00Z 地面天氣圖

Fig 9 : Surface chart at 190000Z SEP. 1991.



圖十：民國 80 年 9 月 19 日 12Z 500 毫巴高空圖

Fig 10: 500mb chart at 191200Z SEP. 1991.

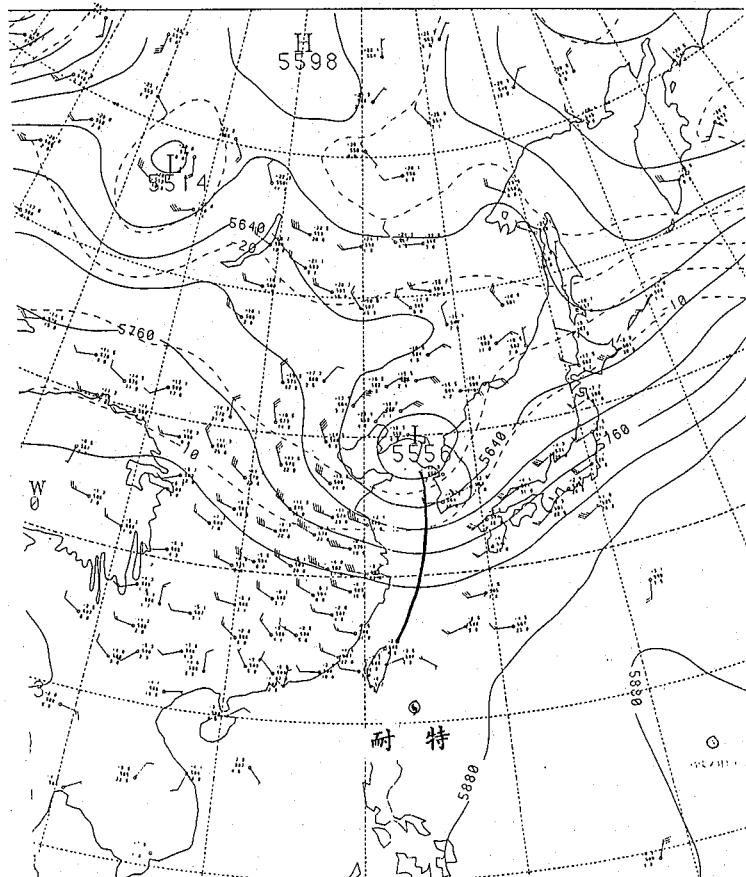
耐特恰處在鞍形場南邊（圖十）。魯克於 19 日 18Z 變成溫帶氣旋，加速移到北海道東方海面對耐特的影響業已式微，但是由於北方的高空槽的迅速東移於 20 日 00Z 移到東經 125 度附近（圖十一），槽前西南風增強，槽後西北風盛行，因此耐特颱風受到此槽線牽引的影響，速度又加快起來向東北東移動，當耐特於 20 日 18Z 行進至北緯 21.5 度，東經 125.3 度時，移動速度突然減慢下來，到 21 日 12Z 這段期間幾乎呈滯留狀態，究其原因是由於這時周圍的大氣環境又起了變化，原先導引耐特向東北東移動的槽線迅速東移偏北通過，而且強度也減弱，太平洋高壓向西伸展過來，耐特的行徑受阻，導引氣流減弱，圖（十二）可見耐特夾在太平洋高壓與大陸高壓中間進退

不得。而此時中度颱風密瑞兒正向西北西移動，逐漸向耐特靠近，由圖（十三）與圖（十四）兩張衛星圖看出耐特東北方的雲帶在減弱東移而脫離耐特的環流，而密瑞兒與耐特颱風的距離也很近，兩者互相發生作用，耐特受到上述因素的影響，在 20 日 18Z 至 21 日 12Z 間幾乎近似滯留，也由於速度的減緩，使他得以養精蓄銳補充了水汽與能量，於 21 日 06Z 增強為中度颱風，而後耐特邁入了第二階段。

(二)第二階段 (9 月 21 日 18Z~24 日 06Z)，此期間是耐特第二次的轉向折回，由滯留後轉向西進行侵襲了台灣，而耐特的強度在此期間也由中度增強至強烈颱風的最盛期減弱至輕度颱風的衰減期。由於太平洋高壓的西伸與大陸高壓的東

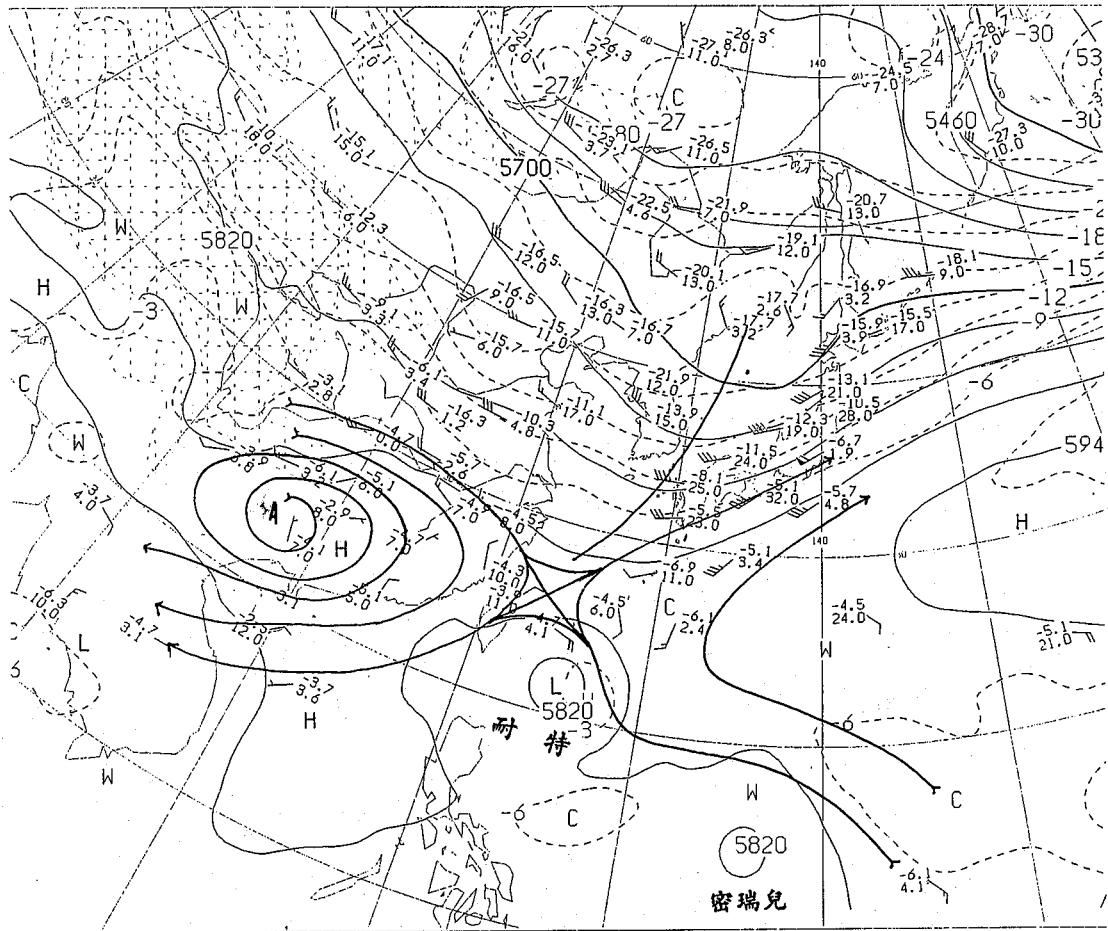
移兩者合併形成了東西走向的高壓帶（圖十五），使得耐特北方的東風增強，低層至高層300毫巴的導引氣流顯著（圖十六），因此耐特隨之沿着高壓的南緣向西進行，速度也加快至時速16公里，強度也繼續增強中，在22日12Z增強為強烈颱風，中心附近最大風速每秒51公尺，此時耐特距離恒春東方大約190公里海面上，繼續快速的向西進行，朝着台灣東南部而來，這時中央氣象局花蓮雷達很清楚的看到耐特的雨帶與颱風眼（圖十七），暴風圈也進入了台灣東南部陸地，這段期間由於周圍的大氣型態並沒多大改變，耐特北方的高壓勢力仍很強，因此耐特進行方向一直向西且移動速度也很快，向恒春半島接近，於23日7時（地方時）登陸恒春半島（圖十八），我們由耐特登陸前後逐時地面詳圖分析（圖十九，

a, b, c, d），當耐特接近台灣東南部時，其北方的高壓明顯地向西南伸展過來，而在南部所形成的副低壓隨着颱風的靠近向南移，因此耐特較偏西進行，當耐特登陸出海後，副低壓往北移，使得耐特進入台灣海峽南部後，由向西轉成西北西移動。耐特在登陸後，由於受到地形的破壞於23日00Z減弱為中度颱風。而後其強度繼續減弱，在23日12Z再減弱為輕度颱風，移動速度也逐漸減慢，由衛星雲圖（圖廿）看出耐特環流所伴隨的雲雨帶消散大半了。當耐特向西北西進行至澎湖南方海面時，此時大陸高壓正好往南移，阻擋了他往北偏的分量，於23日12Z再度轉向偏西進行，24日06Z當耐特到了北緯22.4度，東經118.1度，即在汕頭東南方約180公里海面時，路徑又起了變化，耐特進入了第三階段。



圖十一：民國80年9月20日00Z 500毫巴高空圖

Fig 11: 500mb chart at 200000Z SEP. 1991.



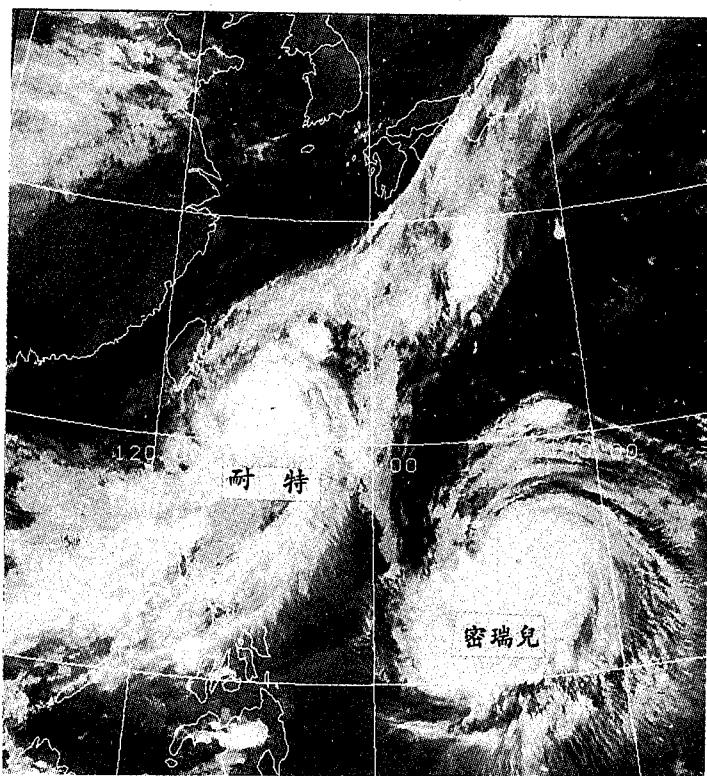
圖十二：民國 80 年 9 月 21 日 12Z 500 毫巴高空圖

Fig 12: 500mb chart at 211200Z SEP. 1991.

(三)第三階段（24日 12Z～28日 06Z），此期間耐特強度繼續減弱，於26日 00Z減弱為熱帶性低氣壓。路徑也由原來偏西進行於26日 12Z轉成西南到南南西的方向移動。耐特的路徑會有如此的改變，是由於大陸高壓繼續往南壓，低層東北風盛行，而在 500 毫巴圖上（圖廿一）華南至南海一帶盛行北風，導致耐特偏南進行，也因冷空氣的侵入，耐特的強度持續的減弱成熱帶性低氣壓。隨後繼續向南進行，速度則減慢，在27日 00Z時由於台灣東方海面的強烈颱風密瑞兒轉向北北東進行，受到密瑞兒的影響，耐特路徑轉向偏東進行（圖廿二）。由於密瑞兒快速的向東北移動，太平洋高壓則迅速的向西伸展過來（圖廿三），阻止了耐特往東移動，耐特頓時失去導引

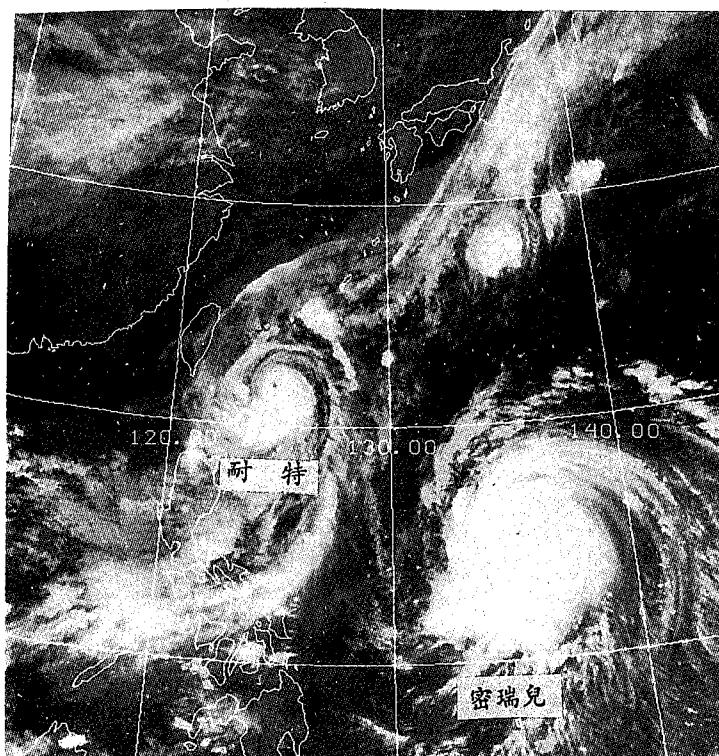
氣流而處在鞍形場上（圖廿四），開始打轉，隨波逐流至28日 12Z。而後周圍的大氣環境又有了變化，耐特的路徑及強度也隨之改變，進入第四階段。

四第四階段（9月28日 12Z～10月2日 00Z），由於耐特在南海滯留了一段期間，再次吸收了水汽與能量，於28日 12Z由熱帶性低氣壓再度增強為輕度颱風，不但如此，耐特的路徑也起了變化。由於北方的大陸高壓中心向東移，高壓南緣東風梯度增強，使得耐特由原先滯留狀態開始轉向西北西進行，速度也加快起來，於29日 06Z移到北緯 16.5 度，東經 116.1 度時，路徑轉向偏北進行；於29日 12Z又轉向北北東移動。由 500 毫巴高空圖（圖廿五）可看出，在東經 115



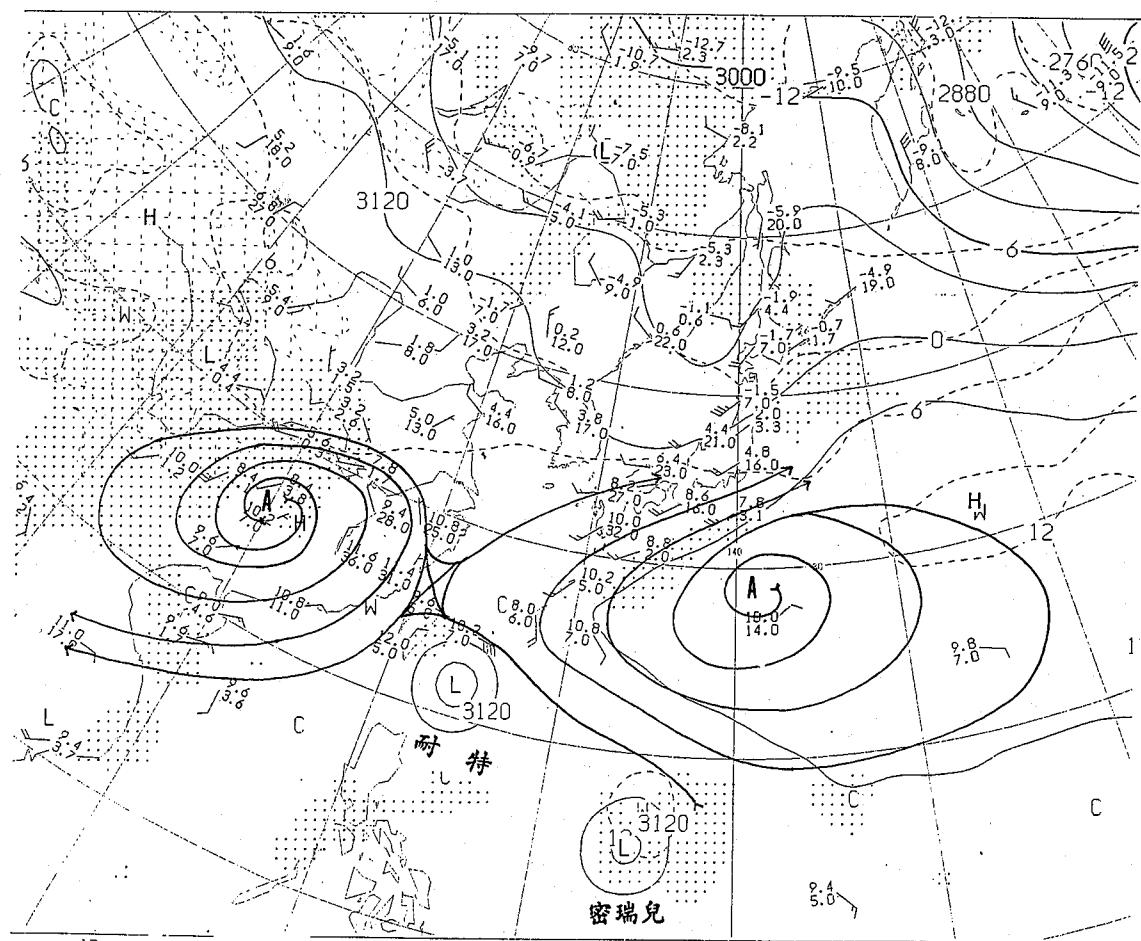
圖十三：民國 80 年 9 月 21 日 12Z 日本 GMS 衛星紅外線雲圖

Fig 13: GMS - 4 IR imagery at 211200Z SEP. 1991.



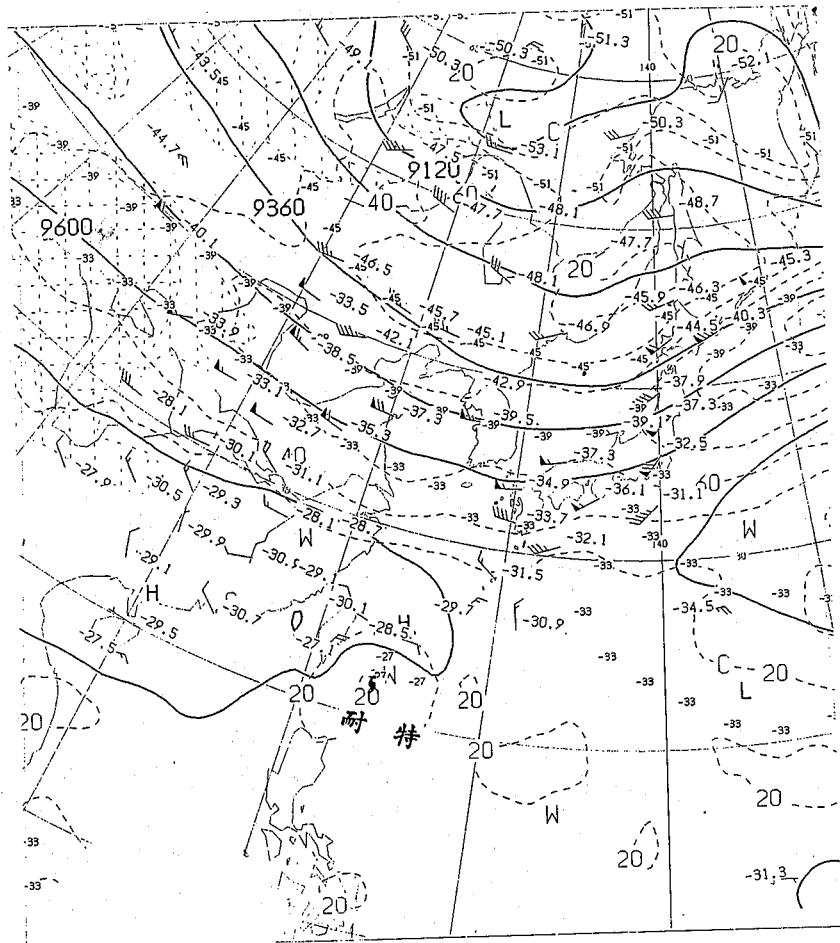
圖十四：民國 80 年 9 月 21 日 18Z 日本 GMS 衛星紅外線雲圖

Fig 14: GMS - 4 IR imagery at 211800Z SEP. 1991.



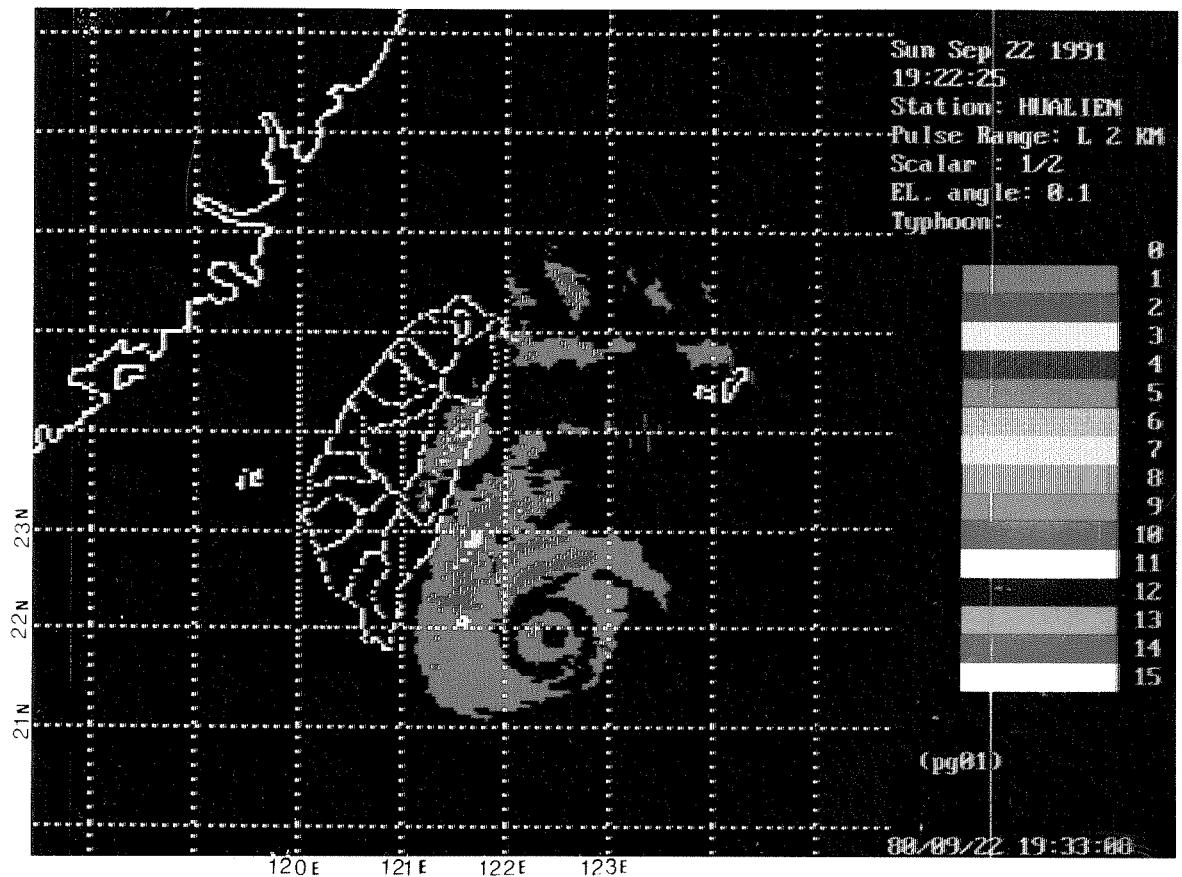
圖十五：民國 80 年 9 月 22 日 00Z 700 毫巴高空圖

Fig 15: 700mb chart at 220000Z SEP. 1991.



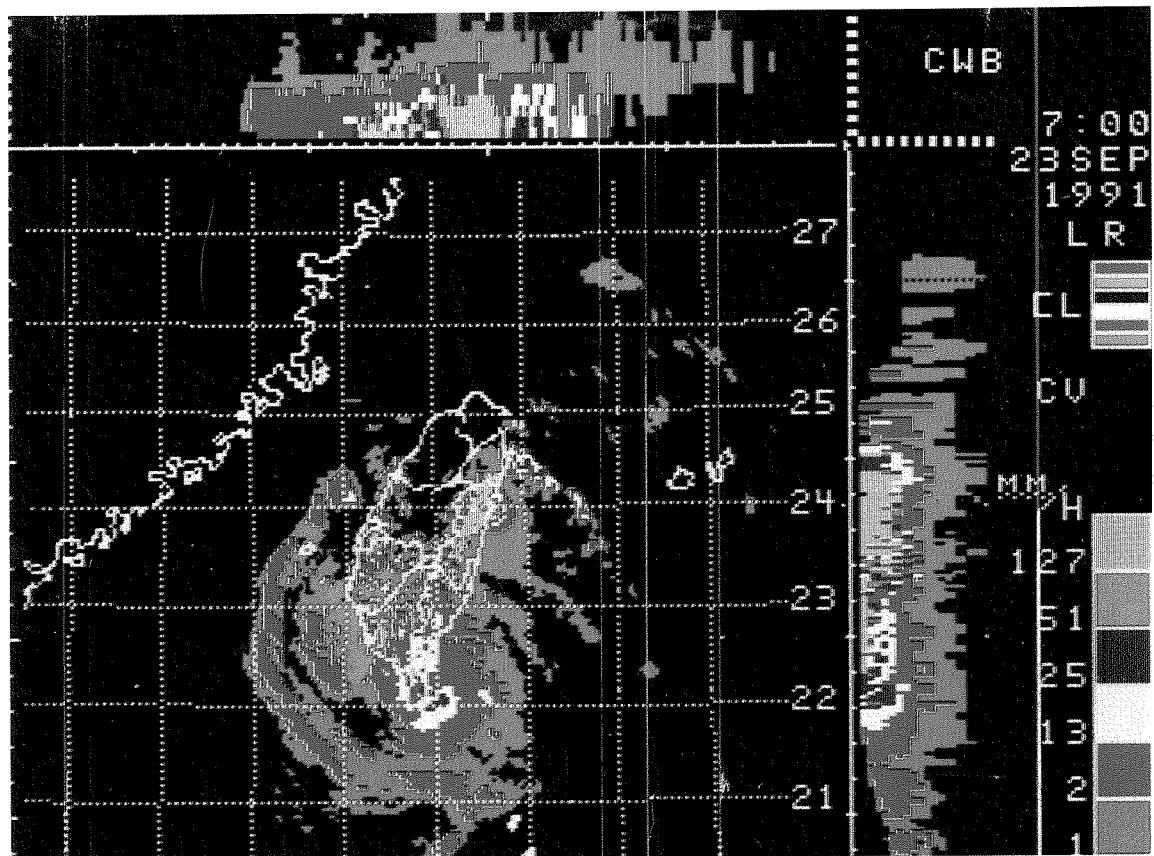
圖十六：民國 80 年 9 月 22 日 00Z 300 毫巴高空圖

Fig 16: 300mb chart at 220000Z SEP. 1991.



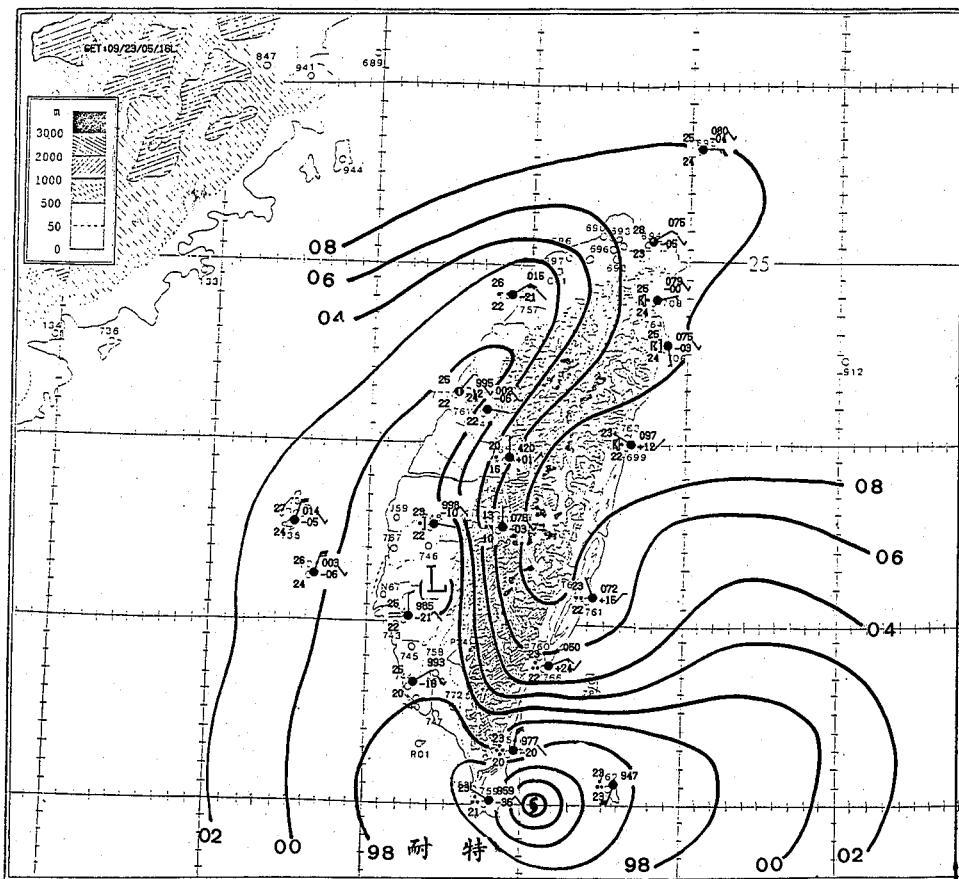
圖十七：民國 80 年 9 月 22 日 192225 L 花蓮雷達觀測耐特颱風回波圖，圖中颱風眼中心位置在北緯 21.9 度，東經 122.6 度。

Fig 17: NAT radar echoes observed by HUALIEN station at 22192225 L SEP. 1991.
 The eye was fixed at 21.9 N, 122.6 E.



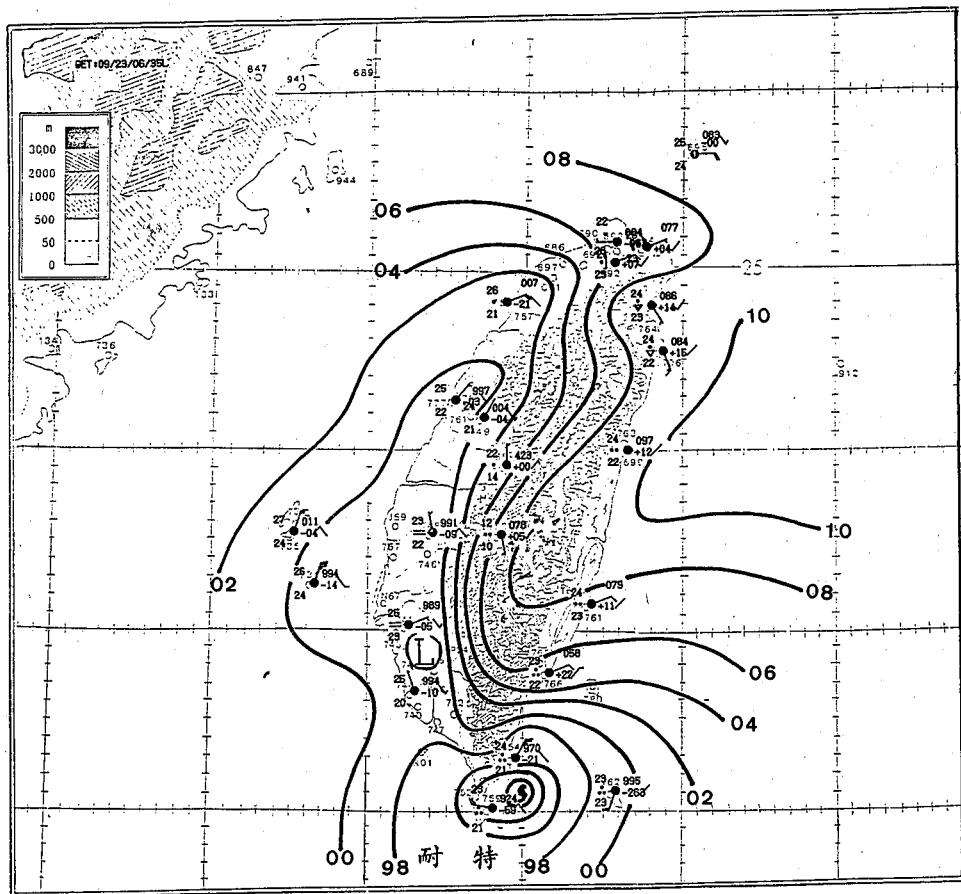
圖十八：民國 80 年 9 月 23 日 070000L 高雄雷達觀測耐特颱風回波圖

Fig 18: NAT radar echoes observed by kaohsiung at 23070000L SEP.1991.



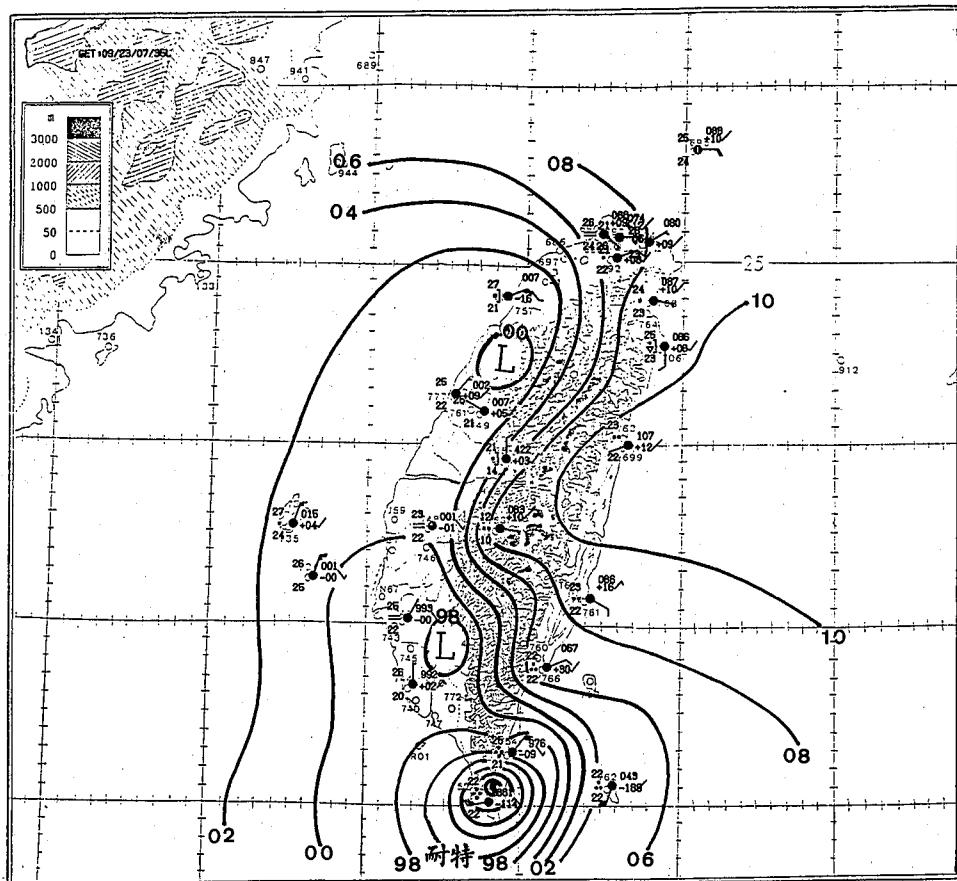
圖十九(a)：

Fig 19(a) :



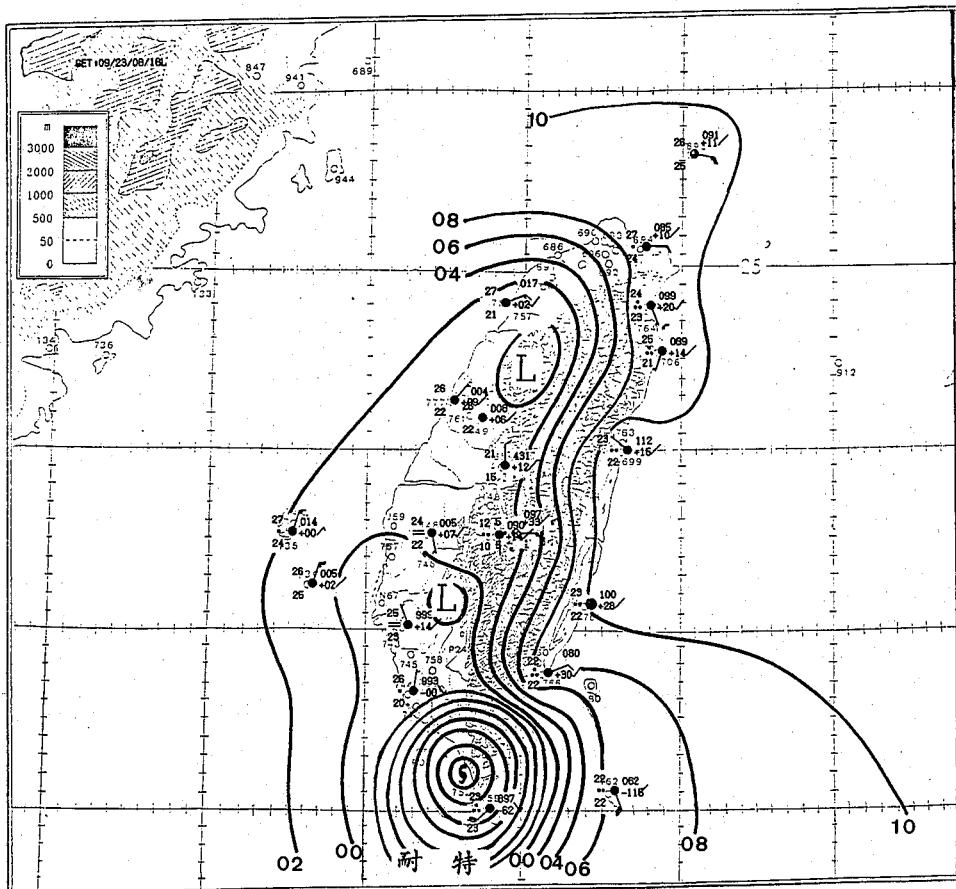
圖十九(b)：

Fig 19(b) :



圖十九(c)：

Fig 19(c):

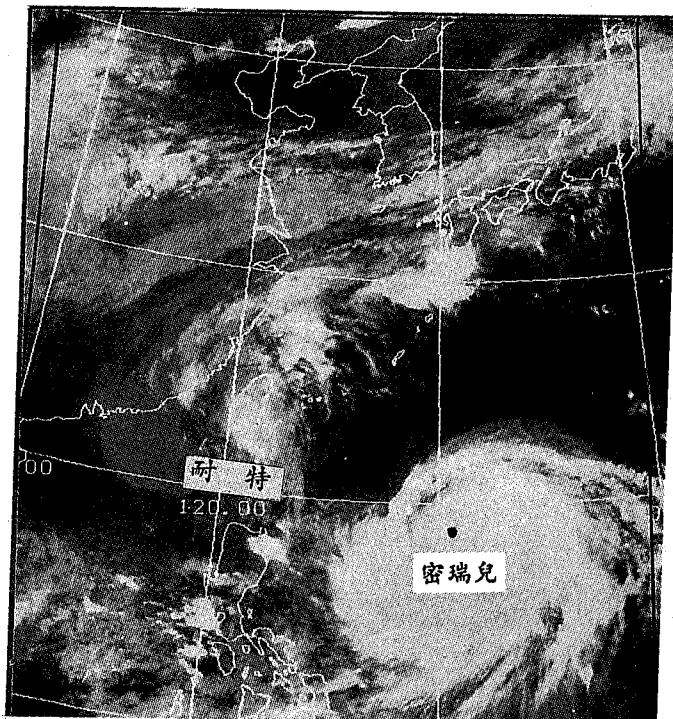


圖十九(d) :

Fig 19(d) :

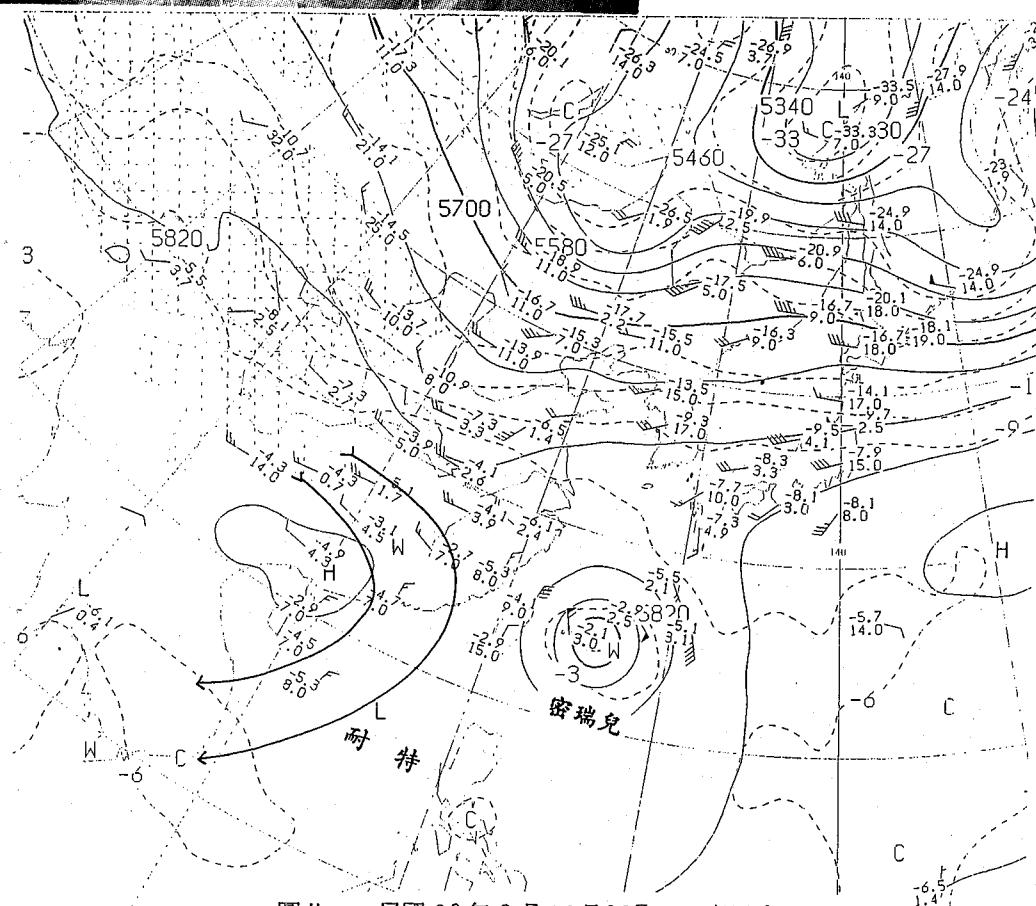
圖十九：耐特颱風登陸前後地面詳圖分析（80年9月23日5時至8時）(a)(b)登陸前(c)登陸時(d)出海進入
海峽南部

Fig 19: Mesoanalysis surface chart of typhoon NAT approaching and landing southeastern Taiwan (a)(b) coming near southeastern Taiwan (c) landing (d) going out off southern Taiwan strait.



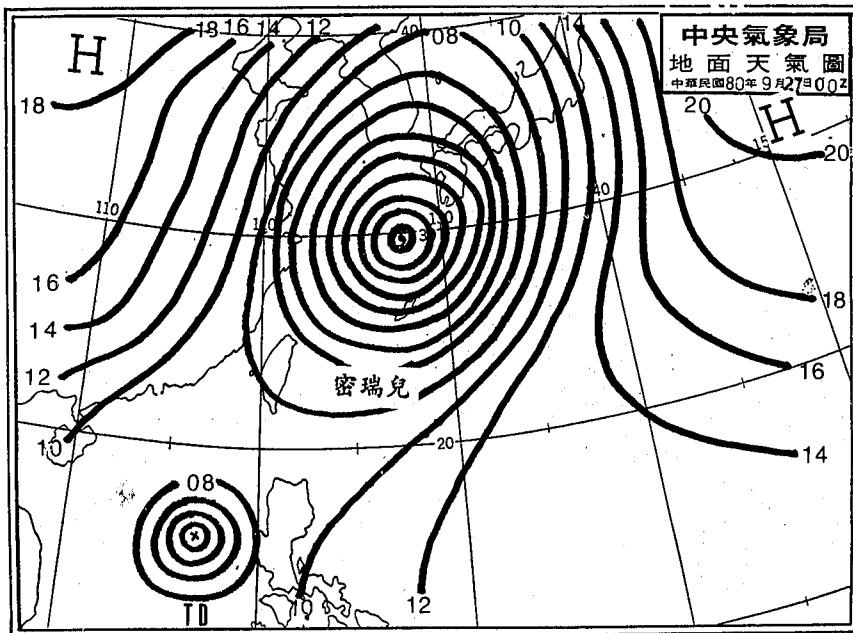
圖二十：民國 80 年 9 月 23 日 13Z
日本 GMS 衛星紅外線雲圖

Fig 20: GMS - 4 IR imagery at
231300Z SEP. 1991.



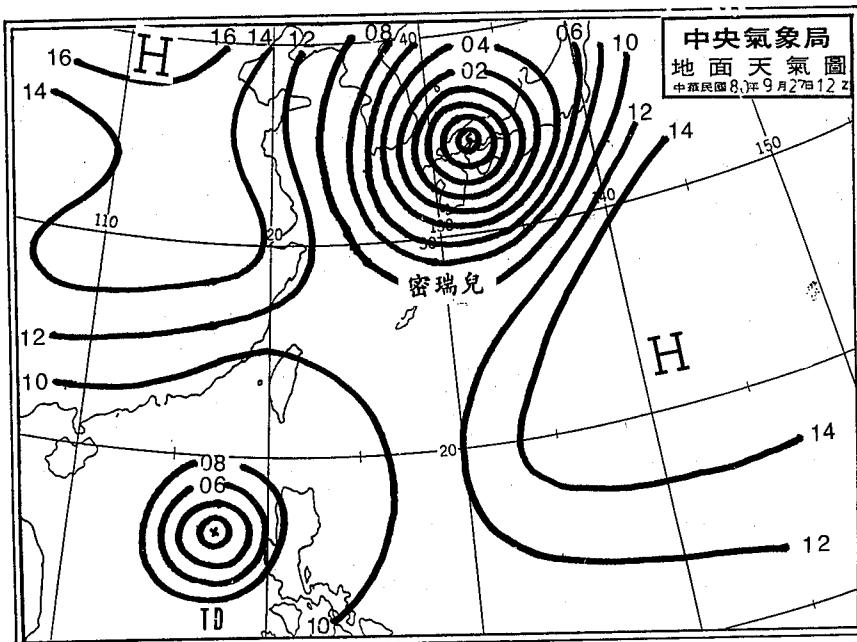
圖廿一：民國 80 年 9 月 26 日 00Z 500 毫巴高空圖

Fig 21: 500mb chart at 260000Z SEP. 1991.



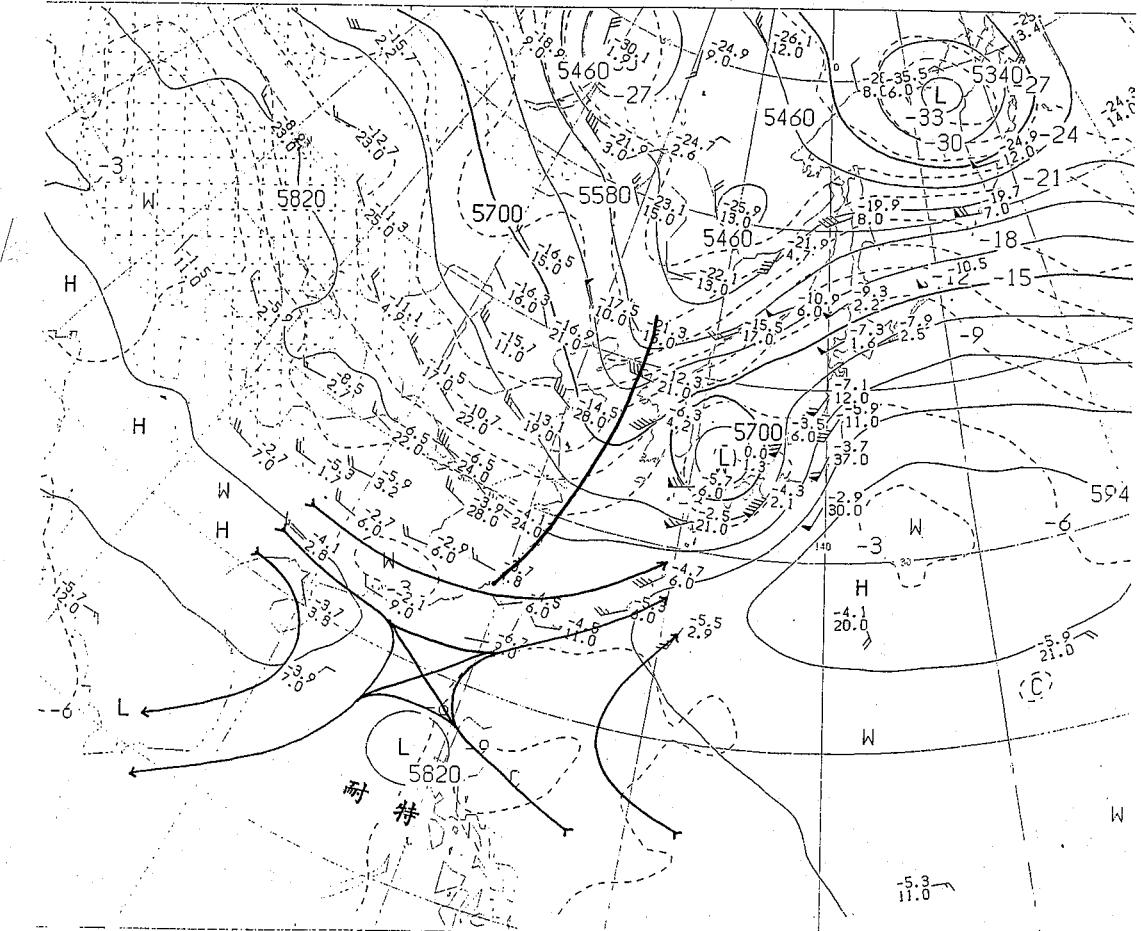
圖廿二：民國 80 年 9 月 27 日 00Z 地面天氣圖

Fig 22: Surface chart at 270000Z SEP. 1991.



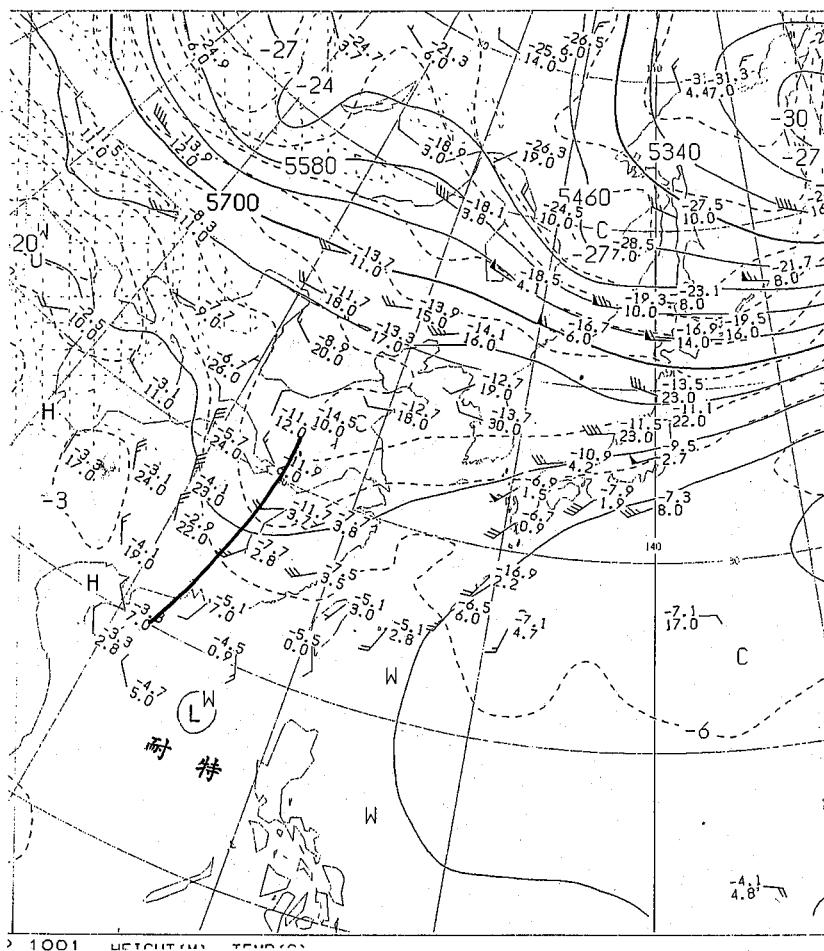
圖廿三：民國 80 年 9 月 27 日 12Z 地面天氣圖

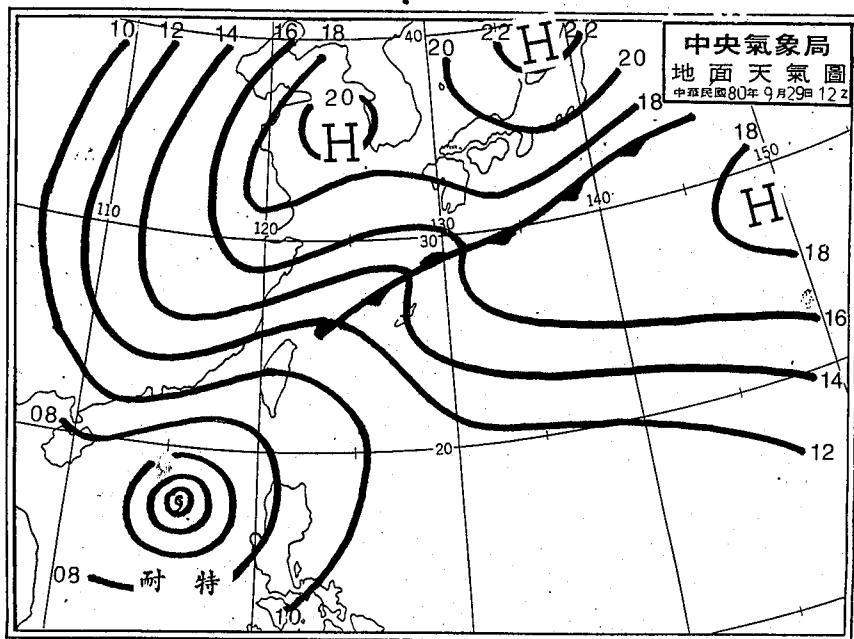
Fig 23: Surface chart at 271200Z SEP. 1991.



圖廿四：民國 80 年 9 月 27 日 12 Z 500 毫巴高空圖

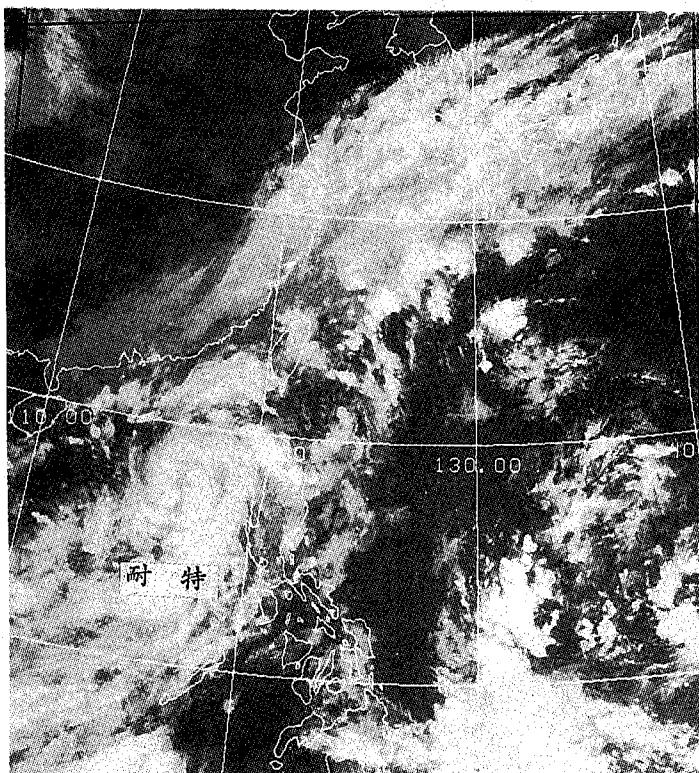
Fig 24: 500mb chart at 271200Z SEP. 1991.





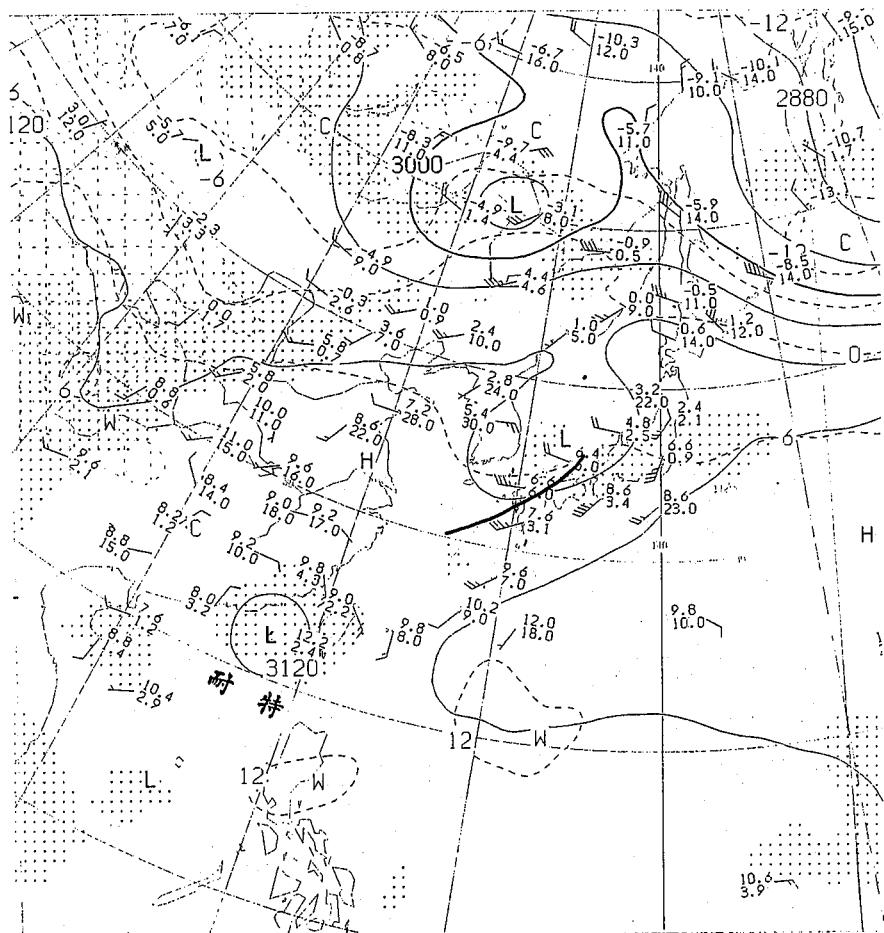
圖廿六：民國 80 年 9 月 29 日 12Z 地面天氣圖

Fig 26: Surface chart at 291200Z SEP. 1991.



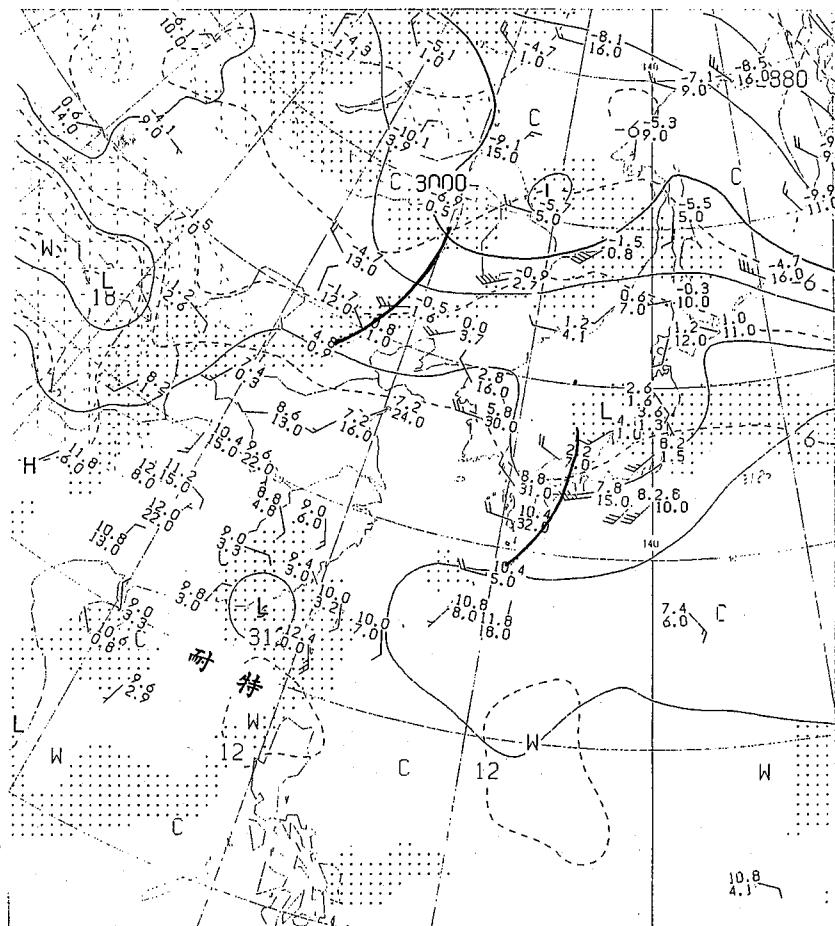
圖廿七：民國 80 年 9 月 29 日 12Z 日本 GMS 衛星紅外線雲圖

Fig 27: GMS - 4 IR imagery at 291200Z SEP. 1991.



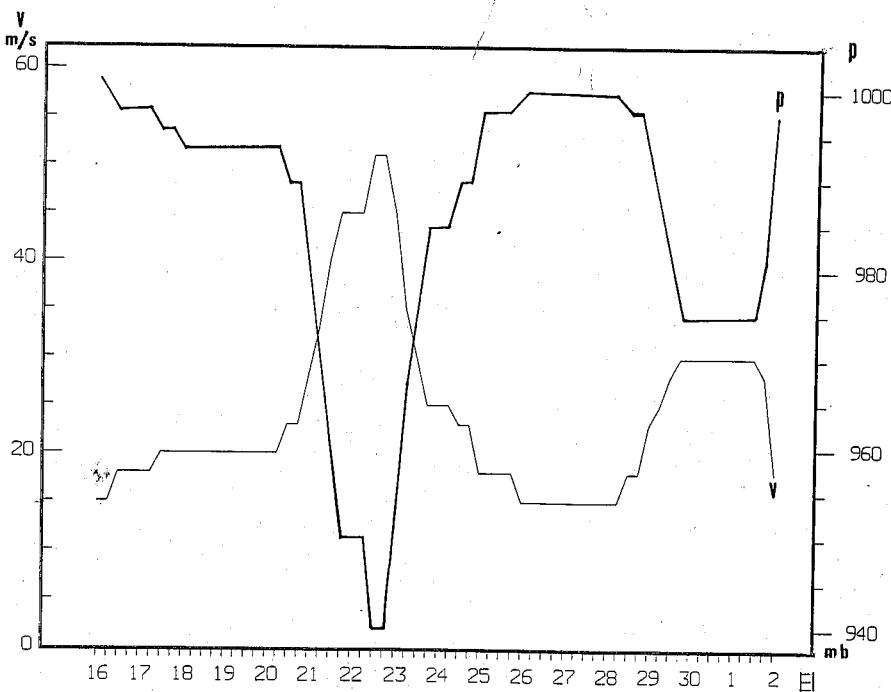
圖廿八：民國 80 年 10 月 1 日 00Z 700 毫巴高空圖

Fig 28: 700mb chart at 010000Z OCT. 1991.



圖廿九：民國 80 年 10 月 1 日 12Z 700 毫巴高空圖

Fig 29: 700mb chart at 011200Z OCT. 1991.



圖三十：耐特颱風之中心氣壓及最大風速變化圖

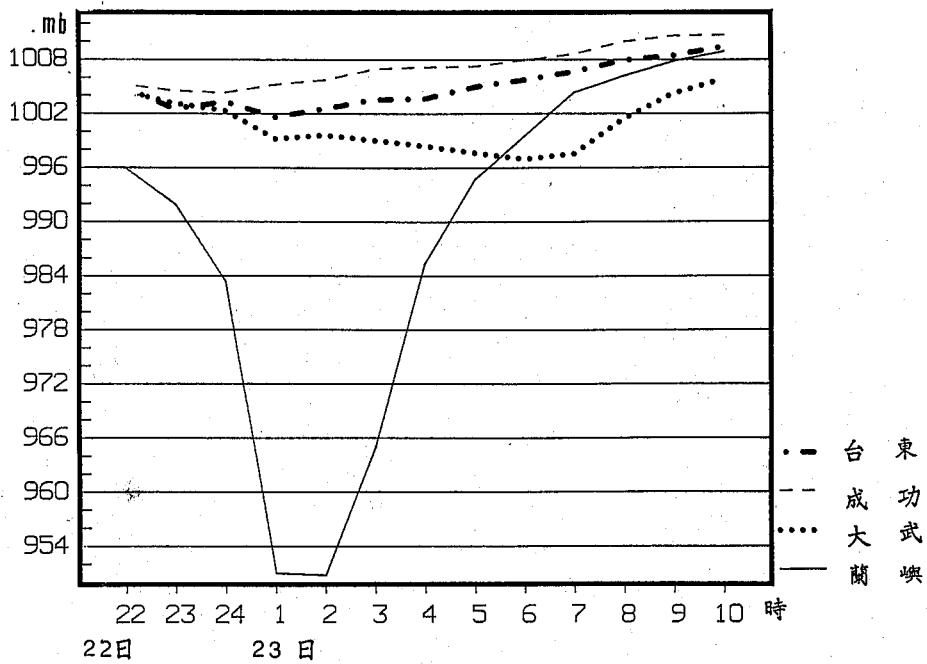
Fig 30: The variation of the pressure value at center and the maximum wind speed near center of typhoon NAT.

1. 氣壓

耐特颱風第一次侵台期間是由台灣東南方海面直撲本省，中心首先通過蘭嶼附近，因此蘭嶼測站於23日1時8分測得最低氣壓948.8毫巴，而當時耐特為強烈颱風，中心氣壓940毫巴，蘭嶼於22日22時開始氣壓急速下降，23日1時測得氣壓為951.0毫巴，2時為950.8毫巴，而後氣壓急速上升，因此可知颱風中心於1點多的時候通過蘭嶼，而在東部的其他各站（圖卅一），在這段期間氣壓變化趨勢很平穩，只有大武測站氣壓有緩降，而台東、成功測站氣壓不降反升，故由氣壓趨勢可知，耐特颱風是偏西進行，向恒春半島前進，由逐時氣壓趨勢（圖卅二）看出，恒春測站在23日1時後氣壓快速下降，23日7時測得氣壓為986.1毫巴，在7時20分測得最低氣壓985.9毫巴，而後氣壓很快上升，颱風中心於7

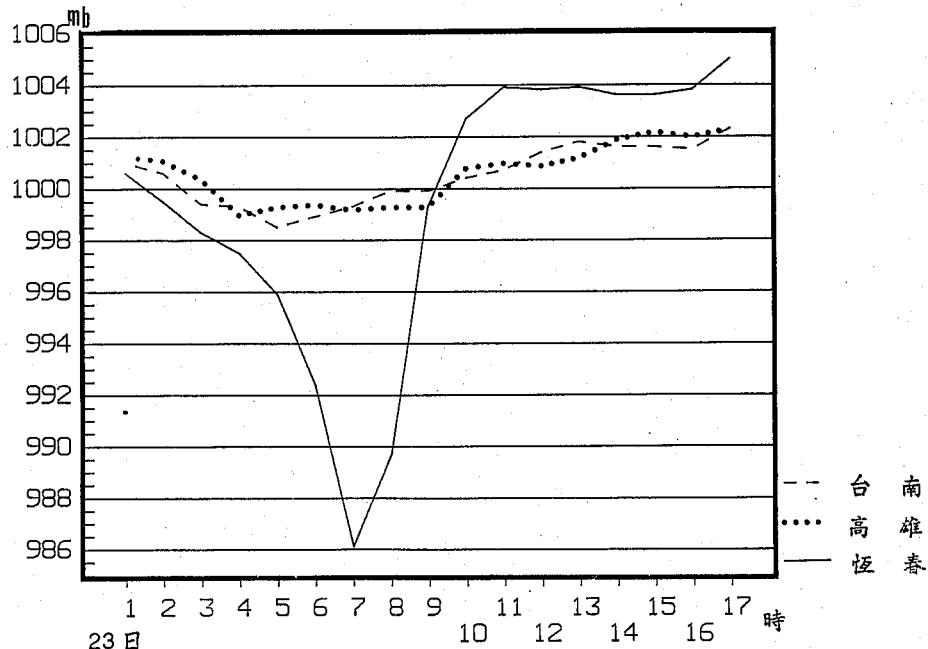
時登陸恒春半島，而後出海，由於受到地形破壞，強度迅速減弱，從高雄與台南的氣壓趨勢（圖卅三）可看出，高雄是在23日4時04分測得最低氣壓998.7毫巴，台南測得最低氣壓996.4毫巴是在23日5時20分，在耐特颱風登陸後，此二站的氣壓不降反而平緩上升，可看出耐特颱風強度減弱得很快。其他各測站第一次侵台期間之最低氣壓見表（六，a）。

當耐特颱風由南海北上在30日06Z移到東沙島東南方海面對台灣西部地區構成威脅，中央氣象局再度發佈耐特颱風警報，由於此次耐特並未直接侵襲台灣地區，中心離台灣有段距離，因此各地測得的最低氣壓皆在1000毫巴以上，南部地區大致在1日3時至4時間，中部及北部地區為1日12時至14時之間（表六，b），氣壓的變化由恒春、高雄、臺南及澎湖等四測站逐時氣壓



圖卅一：民國 80 年 9 月 22 日 22 時至 23 日 10 時（地方時）耐特颱風侵襲期間蘭嶼、大武、成功、台東測站逐時氣壓變化圖。

Fig 31: The variations of pressure value at the stations of southeastern Taiwan during NAT passage from 22 to 23 SEP. 1991.



圖卅二：民國 80 年 9 月 23 日 1 時至 17 時（地方時）耐特颱風侵襲期間恒春、高雄、台南測站逐時氣壓變化圖。

Fig 32: The variations of pressure value at Hengchun, Kaohsiung, Tainan during NAT passage on 23 SEP. 1991.

表五 耐特颱風最佳路徑資料表

Table 5 The best track positions of NAT

時 間			中 心 位 置		中 心 氣 壓	最 大 風 速	進 行 方 向	速 度	備 註
月	日	時(Z)	北 緯	東 經	(mb)	(m/s)	(度)	(km/hr)	
9	16	00	21.2	121.3	1002	15	261	12	熱帶性低氣壓
9	16	06	20.9	120.7	1000	15	242	12	"
9	16	12	20.4	119.4	998	18	248	24	輕度颱風
9	16	18	20.3	118.9	998	18	258	9	"
9	17	00	20.2	118.4	998	18	258	9	"
9	17	06	20.2	117.9	998	18	270	9	"
9	17	12	20.1	117.5	996	20	255	7	"
9	17	18	20.0	117.2	996	20	251	6	"
9	18	00	19.9	118.7	994	20	94	26	"
9	18	06	19.9	119.4	994	20	90	12	"
9	18	12	19.9	119.8	994	20	90	7	"
9	18	18	20.0	120.5	994	20	81	12	"
9	19	00	20.1	121.0	994	20	78	9	"
9	19	06	20.4	121.9	994	20	70	17	"
9	19	12	20.6	122.5	994	20	70	11	"
9	19	18	20.8	123.0	994	20	67	9	"
9	20	00	21.0	123.5	994	20	67	9	"
9	20	06	21.2	124.3	994	20	75	14	"
9	20	12	21.4	125.0	990	23	73	13	"
9	20	18	21.5	125.3	990	23	70	5	"
9	21	00	21.5	125.5	980	28	90	3	"
9	21	06	21.5	125.5	970	33	360	0	中度颱風
9	21	12	21.5	125.4	960	40	270	2	"
9	21	18	21.6	124.7	950	45	279	12	"
9	22	00	21.6	124.1	950	45	270	10	"
9	22	06	21.8	123.2	950	45	284	16	"
9	22	12	21.9	122.5	940	51	279	12	強烈颱風
9	22	18	22.1	121.5	940	51	282	18	"
9	23	00	22.1	120.7	950	45	270	14	中度颱風
9	23	06	22.4	120.0	965	35	295	13	"
9	23	12	22.6	119.5	975	30	294	9	輕度颱風
9	23	18	22.5	118.9	985	25	260	10	"

時 間			中 心 位 置		中 心 氣 壓	最 大 風 速	進 行 方 向	速 度	備 註
月	日	時(Z)	北 緯	東 經	(mb)	(m/s)	(度)	(km/hr)	
9	24	00	22.5	118.4	985	25	270	9	輕 度 颱 風
9	24	06	22.4	118.1	985	25	250	5	"
9	24	12	22.0	117.8	990	23	215	9	"
9	24	18	21.2	117.2	990	23	215	18	"
9	25	00	20.1	116.7	998	18	213	22	"
9	25	06	19.6	116.6	998	18	191	9	"
9	25	12	18.5	116.3	998	18	195	21	"
9	25	18	17.7	116.0	998	18	200	15	"
9	26	00	17.2	115.8	1000	15	201	10	熱 帶 性 低 氣 壓
9	26	06	16.8	115.7	1000	15	194	8	"
9	26	12	16.5	115.6	1000	15	198	6	"
9	26	18	15.7	116.3	1000	15	140	19	"
9	27	00	15.8	116.8	1000	15	78	9	"
9	27	06	15.8	117.2	1000	15	90	7	"
9	27	12	15.6	116.5	1000	15	254	13	"
9	27	18	16.0	116.5	1000	15	360	7	"
9	28	00	16.2	117.1	1000	15	71	11	"
9	28	06	16.3	117.6	1000	15	78	9	"
9	28	12	16.0	117.4	998	18	213	7	輕 度 颱 風
9	28	18	16.1	116.8	998	18	280	11	"
9	29	00	16.3	116.3	990	23	293	10	"
9	29	06	16.5	116.1	985	25	316	5	"
9	29	12	17.3	116.2	980	28	7	15	"
9	29	18	18.0	116.7	975	30	34	16	"
9	30	00	18.8	117.0	975	30	20	16	"
9	30	06	19.9	117.3	975	30	14	21	"
9	30	12	20.8	117.7	975	30	23	18	"
9	30	18	21.6	117.8	975	30	7	15	"
10	1	00	22.2	117.7	975	30	351	11	"
10	1	06	22.7	117.6	975	30	350	9	"
10	1	12	23.4	117.4	975	30	345	13	"
10	1	18	23.9	117.0	980	28	324	11	"
10	2	00	25.0	116.7	998	18	346	21	"

表六(a) 耐特颱風第一次侵臺期間氣象要素統計表

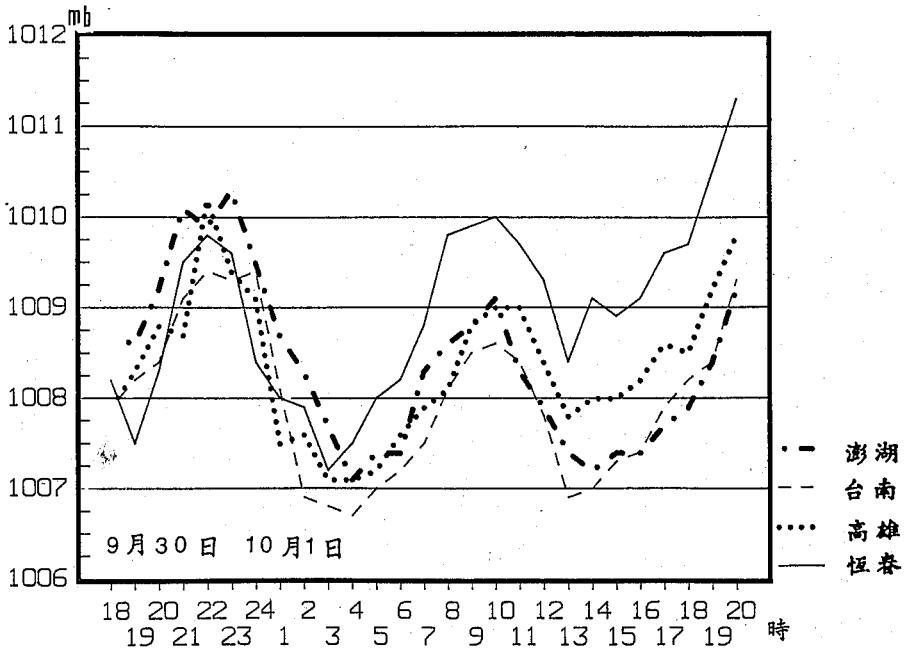
Table 6(a) The meteorological elements summary of CWB stations during the period of first passage of NAT

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)				降水量(mm)			
	數值	時間	風速	風向	時間	氣壓	氣溫	濕度	風速	風向	時間	時間(開始-終止)	一小時	時間(開始-終止)	十分鐘	時間(開始-終止)	數量	時間(開始-終止)
彭佳嶼	1007.1	23/03:18	21.6	E	23/02:12	1008.7	25.0	95%	16.2	ENE	22/22:47	22/06:16-23/09:12	8.2	22/21:00-22/22:00	3.8	22/21:00-22/21:10	31.7	22/17:47-23/21:42
基隆	1006.7	23/14:20	18.7	NE	22/18:33	1010.0	25.2	90%	10.0	NE	22/21:30	22/21:30-22/22:10	14.5	22/09:16-22/10:16	4.0	22/09:26-22/09:36	57.3	22/04:45-23/08:55
鞍部	913.9	23/14:35	24.9	S	23/05:02	914.9	20.5	98%	13.4	S	23/04:48	23/04:05-23/13:10	18.0	22/22:28-22/23:28	8.0	22/23:11-22/23:21	120.6	22/14:00-23/09:10
竹子湖	937.9	23/04:00	12.4	NE	23/01:45	938.3	24.6	75%	8.8	ENE	23/12:50	-	19.2	22/20:00-22/21:00	6.2	22/20:46-22/20:56	147.3	22/04:50-23/08:13
台北	1004.5	23/03:15	16.5	NE	23/10:28	1007.1	28.4	68%	7.7	ENE	23/10:32	-	16.5	22/20:55-22/21:55	7.0	22/21:11-22/21:21	49.5	22/14:00-23/09:30
新竹	1000.0	23/13:30	23.1	ENE	23/06:20	1000.9	26.0	78%	16.7	ENE	23/06:29	22/04:34-23/13:50	0.5	23/20:00-23/21:00	0.2	23/18:20-23/18:30	2.6	22/12:30-23/23:30
台中	999.8	23/03:31	10.9	NNE	22/14:50	1004.9	29.1	62%	5.0	N	22/15:30	-	0.2	23/21:00-23/22:00	0.1	23/21:30-23/21:42	0.3	23/14:55-23/22:18
梧棲	996.1	23/03:49	22.6	NE	22/12:38	1006.7	28.6	70%	14.9	NE	22/13:05	-	0.5	-	0.5	-	0.5	23/19:50-24/03:40
日月潭	891.2	23/03:28	11.0	N	23/08:16	893.5	21.8	59%	5.5	N	23/08:00	-	0.8	23/21:20-23/22:20	0.5	23/04:30-23/04:40	3.1	22/16:30-24/00:40
澎湖	1001.1	23/04:00	23.6	NNE	22/22:55	1005.5	26.3	80%	11.2	NE	22/14:51	22/14:25-23/03:45	T	-	T	-	T	23/06:30-23/19:30
嘉義	995.9	23/05:56	6.3	SW	23/14:13	1001.4	27.0	83%	4.0	SW	23/14:05	-	1.5	23/22:00-23/23:00	0.5	23/22:04-23/22:14	4.5	23/03:50-23/23:00
阿里山	757.8	23/03:03	16.2	SE	22/21:10	761.2	13.2	68%	6.3	ESE	22/18:35	-	4.8	23/02:16-23/03:16	1.3	23/02:40-23/02:50	21.1	23/02:16-24/03:10
玉山	3047.0	23/03:00	-	-	-	-	-	-	26.5	SE	23/23:50	23/05:00-24/14:00	6.0	23/08:00-23/09:00	2.5	23/04:00-23/04:10	58.2	22/18:00-24/04:30
台南	996.4	23/05:20	9.0	SSE	23/15:01	999.9	23.2	98%	6.6	N	22/16:55	-	4.0	23/13:05-23/14:05	1.5	23/13:25-23/13:35	19.4	23/10:15-24/03:30
高雄	998.7	23/04:04	17.0	ESE	23/12:29	1000.5	23.3	76%	7.7	E	23/12:16	-	20.0	23/12:00-23/13:00	6.0	23/11:57-23/12:07	80.7	23/02:25-23/20:55
東吉島	999.4	23/05:40	25.0	NNE	22/22:48	1004.4	25.8	85%	17.9	ENE	22/15:03	18/08:00-23/11:00	0.6	23/14:38-23/15:38	0.2	23/14:50-23/15:00	2.5	23/14:20-
恆春	985.9	23/07:20	38.6	WSW	23/07:16	986.0	23.3	100%	20.7	WSW	23/07:23	23/04:30-23/08:40	49.0	23/08:05-23/09:05	13.5	23/08:48-23/08:58	181.2	22/21:20-23/22:00
蘭嶼	948.8	23/01:08	84.5	S	23/02:30	955.7	21.7	100%	43.4	S	23/02:42	19/18:20-	34.8	23/19:28-23/20:28	17.7	23/20:35-23/20:45	342.1	21/23:54-23/23:30
大武	994.4	23/06:38	35.5	NNE	23/06:40	994.5	20.8	100%	17.4	NE	23/06:38	23/01:30-23/11:25	95.4	23/12:50-23/13:50	37.5	23/13:20-23/13:30	456.0	22/19:50-23/21:10
台東	1001.6	23/01:18	23.0	NNE	23/00:53	1002.1	24.1	93%	9.5	NNE	23/01:28	-	38.9	23/00:00-23/01:00	8.0	23/00:15-23/00:25	283.5	22/11:20-24/04:30
成功	1003.4	23/00:03	25.8	N	22/22:28	1004.6	25.0	94%	14.5	N	22/23:52	22/16:00-23/02:05	88.5	22/23:55-23/00:55	23.0	23/00:34-23/00:44	230.8	22/19:45-24/01:20
花蓮	1005.2	23/02:20	5.4	NNE	22/19:53	1006.4	25.6	82%	10.9	N	22/20:49	-	22.5	23/03:52-23/04:52	19.0	23/03:52-23/04:02	72.0	22/10:57-23/23:20
宜蘭	1005.8	23/14:11	12.2	NE	22/19:13	1010.3	23.3	88%	7.6	ENE	22/19:17	-	23.9	23/05:40-23/06:40	8.4	23/05:40-23/05:50	92.8	22/06:05-23/09:20
蘇澳	1006.5	23/16:00	22.0	SSE	23/03:25	1009.0	26.0	87%	12.0	SSE	23/03:30	22/15:14-23/15:52	18.9	23/03:20-23/04:20	12.0	23/03:22-23/03:32	86.3	22/07:35-23/08:40

表六(b) 耐特颱風第二次侵臺期間氣象要素統計表

Table 6(b) The meteorological elements summary of CWB stations during the period of the second passage of NAT

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	時間	風速	風向	時間	氣壓	氣溫	濕度	風速	風向	時間	時間(開始—終止)	一小時	時間(開始—終止)	十分鐘	時間(開始—終止)	數量	時間(開始—終止)
彭佳嶼	1010.4	01/13:30	19.0	ESE	01/13:20	1011.0	24.0	99%	12.4	ENE	01/06:17	01/05:13-01/16:32	6.0	01/07:48-01/08:48	3.1	01/08:18-01/08:28	27.9	30/14:35-01/16:40
基隆	1006.8	01/02:56	11.7	NE	01/02:31	1010.2	24.1	96%	6.3	N	30/02:05	-	10.0	30/15:45-30/16:45	2.5	30/15:50-30/16:09	97.1	30/09:20-01/19:30
鞍部	1010.1	01/14:35	23.0	S	01/20:58	1011.6	20.2	90%	14.7	S	01/21:35	01/18:25-01/23:00	7.3	01/03:30-01/04:30	3.2	01/06:45-01/06:55	50.8	30/17:00-01/13:10
竹子湖	1010.1	30/17:00	7.5	SSW	01/22:18	1010.6	21.6	90%	3.3	SSW	01/18:10	-	4.0	01/01:00-01/02:00	1.8	01/01:50-01/02:00	20.1	30/17:00-01/12:05
台北	1008.8	01/13:16	13.9	E	01/12:46	1008.9	26.5	82%	8.4	ENE	01/13:00	-	7.0	30/15:21-30/16:21	1.5	30/15:52-30/16:02	16.5	30/17:00-01/17:25
新竹	1007.6	01/12:00	13.4	NE	30/22:35	1008.7	24.1	89%	7.5	NE	30/21:50	30/21:10-30/23:50	0.9	01/09:00-01/10:00	0.3	01/09:20-01/09:30	3.4	01/09:45-01/16:40
台中	1007.5	01/14:09	5.5	N	30/15:50	1008.0	26.0	81%	2.8	N	30/11:59	-	0.7	30/22:45-30/23:45	0.4	30/22:47-30/22:57	2.7	30/22:45-01/12:40
梧棲	1007.4	01/14:19	11.6	NE	30/18:25	1008.4	24.7	88%	7.9	NE	30/18:28	-	0.5	01/07:45-01/08:45	0.5	01/08:03-01/08:13	1.0	30/22:30-01/17:25
日月潭	897.2	01/03:57	5.2	S	01/10:23	898.9	20.0	91%	4.0	S	01/10:30	-	5.3	01/07:20-01/08:20	1.6	01/07:43-01/07:53	23.8	30/23:50-01/18:20
澎湖	1006.8	01/04:15	16.5	SSE	01/17:54	1007.9	25.9	89%	8.3	SSE	01/17:57	-	7.8	01/08:50-01/09:50	4.5	01/09:40-01/09:50	58.7	30/02:00-01/19:10
嘉義	1006.3	01/03:12	7.6	N	30/17:15	1007.7	25.2	90%	3.5	N	30/17:30	-	1.4	01/00:50-01/01:50	0.4	30/23:40-30/23:50	7.0	30/17:15-01/19:10
阿里山	761.9	01/03:20	6.7	SE	01/07:18	763.4	13.0	98%	2.4	ESE	01/07:24	-	9.6	01/15:00-01/16:00	5.5	01/15:40-01/15:50	54.4	30/19:00-01/18:10
玉山	3120.1	01/04:00	-	-	-	-	-	-	12.8	SSE	01/23:00	30/18:00-01/24:00	8.0	01/05:00-01/06:00	3.0	01/05:00-01/05:10	79.5	30/16:00-01/24:00
台南	1004.8	01/03:42	15.7	SSE	01/14:12	1006.0	26.3	89%	9.1	S	01/14:21	-	6.5	30/23:00-30/24:00	2.0	30/23:35-30/23:45	31.0	29/17:50-02/00:25
高雄	1006.8	01/04:08	14.6	SSW	01/08:50	1008.5	27.4	73%	6.8	S	01/08:31	-	12.5	30/21:35-30/22:35	4.5	30/22:25-30/22:35	40.5	30/16:45-01/13:45
東吉島	1005.8	01/04:01	17.0	SSE	01/14:50	1006.3	24.4	95%	13.0	NNE	01/02:30	30/02:30-	7.4	01/09:01-01/10:01	4.0	01/17:48-01/17:58	49.8	29/23:30-01/18:10
恆春	1007.1	01/02:59	10.5	ESE	01/04:44	1008.0	24.3	98%	7.5	N	30/20:29	-	34.5	30/21:38-30/22:38	13.5	30/22:28-30/22:38	103.5	30/19:15-01/15:08
蘭嶼	1008.5	01/03:18	19.6	SE	01/02:55	1009.2	25.2	97%	12.2	SE	01/03:15	30/21:30-01/10:40	5.3	30/17:13-30/18:13	3.7	30/17:13-30/17:23	19.5	30/14:23-01/17:48
大武	1006.4	30/20:57	17.3	N	30/20:43	1007.5	23.6	100%	8.3	N	30/20:52	-	37.5	30/23:00-30/24:00	24.6	30/23:50-30/24:00	323.0	30/13:10-02/08:10
台東	1007.5	01/03:58	10.7	WNW	01/04:11	1008.0	23.2	91%	4.8	WNW	01/04:15	-	68.5	01/06:14-01/07:14	20.0	01/06:14-01/06:24	259.5	30/14:50-02/05:50
成功	1008.2	01/03:05	13.2	ESE	01/07:00	1010.1	27.6	86%	6.5	SE	01/06:02	-	55.6	01/07:00-01/08:00	14.5	01/07:24-01/07:34	176.8	30/17:50-02/04:50
花蓮	1008.0	01/02:00	8.9	N	01/10:05	1013.0	23.4	96%	4.7	N	01/14:41	-	43.0	01/00:50-01/01:50	17.0	01/01:05-01/01:15	336.4	30/06:50-01/21:30
宜蘭	1010.0	01/03:47	6.4	ENE	30/17:57	1011.0	24.2	94%	4.1	ENE	30/17:43	-	21.4	30/22:48-30/23:48	9.8	30/23:38-30/23:48	103.2	30/20:05-01/21:20
蘇澳	1009.7	01/03:57	9.4	SSW	02/00:06	1011.7	26.8	76%	5.9	ENE	30/17:09	-	34.5	01/07:04-01/08:04	21.0	01/06:13-01/06:23	150.3	30/18:05-01/20:22



圖卅三：民國 80 年 9 月 30 日 18 時至 10 月 1 日 20 時（地方時）耐特颱風靠近期間恒春、高雄、台南、澎湖測站逐時氣壓變化圖。

Fig 33: The variations of pressure value at Hengchun, Kaohsiung, Tainan, peng Hu during NAT approaching from 30 SEP. to 1 OCT. 1991.

趨勢（圖卅三）可看出，上述測站在 30 日 22 時至 24 時後氣壓開始下降，到 1 日 3 至 4 時降至最低而後上升，雖然耐特颱風在 30 日 12Z 至 1 日 00Z 是較接近台灣的時刻，但離台灣仍遠，因此這四個測站的氣壓趨勢有點類似氣壓波的日變化，受耐特颱風的影響程度不大，轉向台灣的機會也小。其他各測站之最低氣壓及出現時刻請參閱表（六， b ）。

2. 風

耐特颱風第一次侵台期間，因中心通過蘭嶼附近而後登陸恒春半島，因此風力出現最大的也是這兩地方。各地所出現的風速分布情形見（圖卅四）所示。在離島地區以蘭嶼最大，為 43.4 m/s ，相當於 14 級風，東吉島為 17.9 m/s （8 級），澎佳嶼 16.2 m/s （7 級），澎湖為 6 級風 (11.2 m/s)。在台灣本島以恒春的 20.7

m/s (8 級) 最大，大武 17.4 m/s (8 級) 居次，其他有 7 級風出現的地方依次為新竹 16.7 m/s 、梧棲 14.9 m/s 及成功 14.5 m/s 。就瞬間最大陣風而言，蘭嶼出現了 84.5 m/s ，17 級以上的強風，在本島以恒春 38.6 m/s (13 級) 最強，大武也有 12 級 (35.5 m/s)，顯見耐特颱風中心所通過地區附近遭受強風破壞的程度最為嚴重。然而在中南部地區因颱風受地形破壞，強度銳減，故在中南部地區出現的風力較東南部微弱，見（圖卅四）。

耐特颱風第二次影響台灣期間，因沒有直接侵襲且為輕度颱風，因此各地出現的風力較弱。平均風力而言，除了離島測站出現 6 級風外，台灣本島平地的平均風皆在 6 級以下。瞬間陣風也以離島的 8 級風最大，而在南部的高雄、台南有 7 級的陣風出現，發生時間分別在 1 日 8 點 50 分

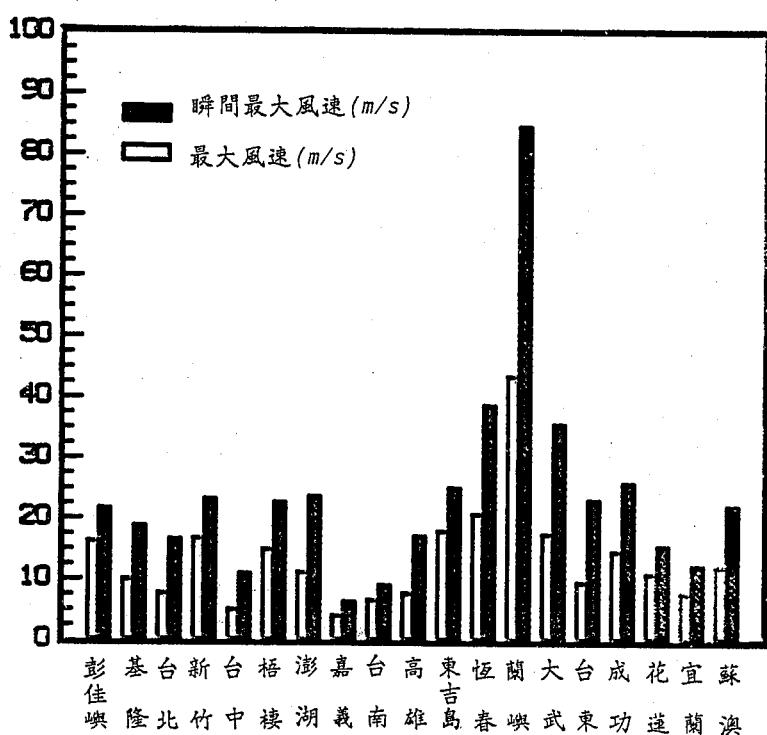
及 1 日 14 時 12 分，風向則為南南西風與南南東風，因此南部地區較強風力出現在耐特北上後，吹起偏南風時，其他各地之風力情形見（圖卅五）。

3. 降水量

耐特颱風第一次侵台期間各地雨量分佈情況如（圖卅六），圖中有二個豪雨中心，最大豪雨地區為台灣東南部，大武雨量高達 456 公厘，台東 283.5 公厘，蘭嶼 342.1 公厘，新港 230.8 公厘，恒春也有 181.2 公厘。另一豪雨地區出現於北部山區，竹子湖有 147.3 公厘，鞍部有 120.6 公厘，東北部地區的雨量也不少，而西部地區除了高雄有 80.7 公厘外，其他地方雨量非常少。造成此種降雨分佈是由於耐特颱風侵襲台灣東南

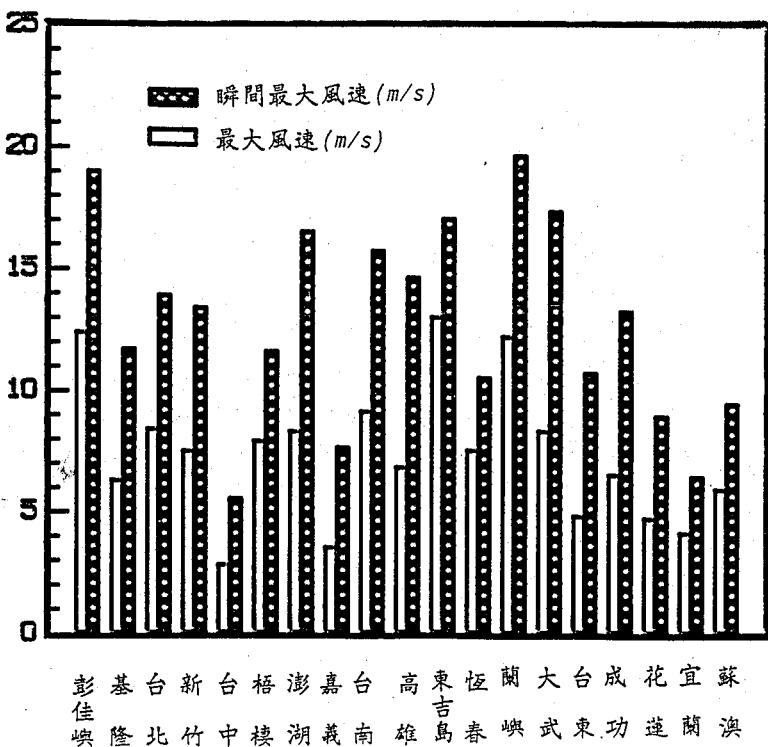
部，造成東南部地區的豪雨，而北部山區則是耐特颱風外圍環流與東北季風雙重影響所致。耐特登陸後強度迅速減弱，暴風圈也縮小，因此耐特在離開陸地進入台灣海峽後，並未帶給西部地區雨量。

當耐特颱風由南海北上第二次威脅台灣西部地區，雖然此次耐特並未侵襲台灣，但是由於受到他外圍環流所引進暖溼的東南氣流，在迎風面東部地區造成很強對流雲的發展，帶給台灣東部地區很豐沛的雨量，造成花東地區的山洪暴發，（圖卅七）就是此期間各地雨量分佈情況，兩個主要的豪雨中心，一在花蓮地區雨量高達 336.4 公厘，另一中心在大武達 323 公厘，台東也有 259.5 公厘，而台灣西半邊的雨量則是非常少。



圖卅四：耐特颱風第一次侵台期間各地出現的平均與瞬間最大風速

Fig 34: The maximum sustained wind and gust during the first period of NAT affecting



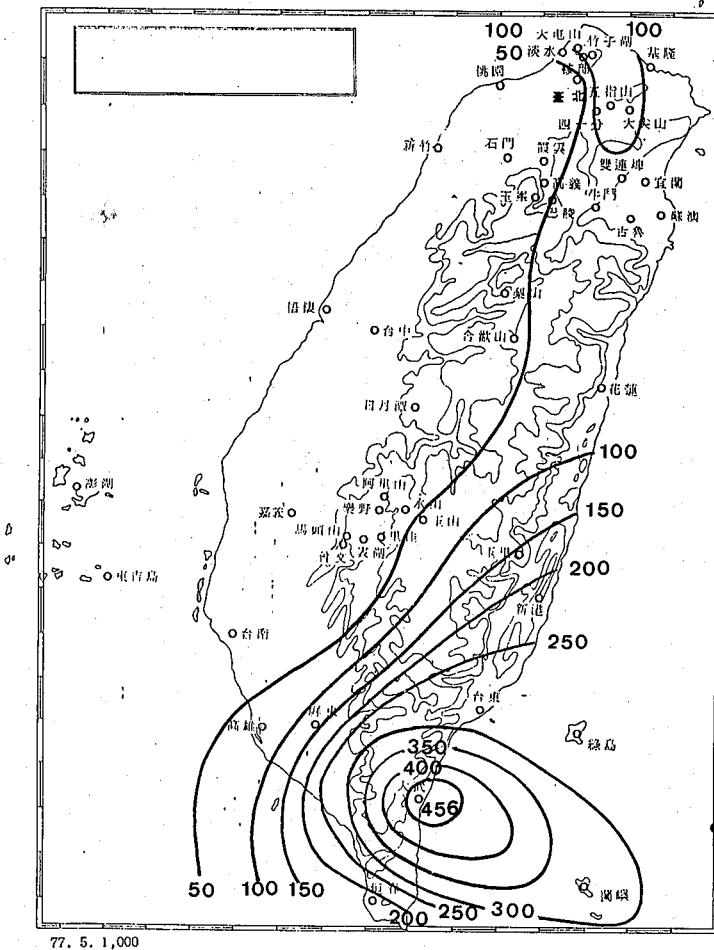
圖卅五：耐特颱風第二次影響期間各地出現的平均與瞬間最大風速

Fig 35: The maximum sustained wind and gust during the second period of NAT affecting Taiwan

五、各種路徑預報方法的校驗

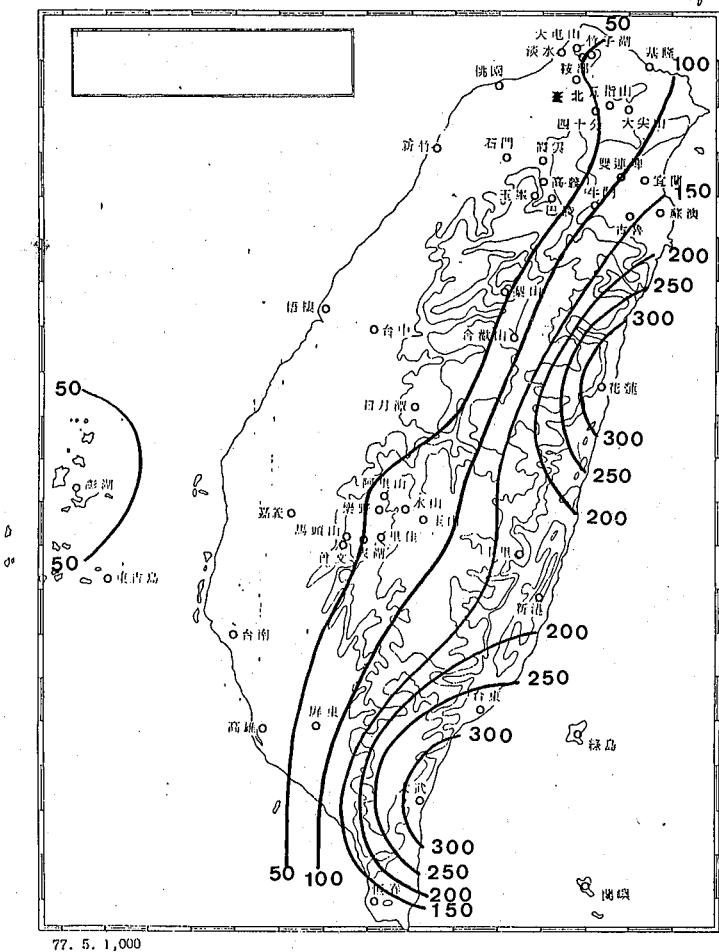
表(t)為警報期間中央氣象局與各鄰近氣象機構或國家對耐特颱風官方發佈的24小時預報位置誤差之比較，第一次警報期間24小時預報之平均向量誤差（表七，a）以中央氣象局（CWB）的141.5公里最佳，其次為關島（PGTW）的171.6公里，日本（RJTD）的195.7公里殿後。而第二次警報期間24小時預報之平均向量誤差（表七，b），則以日本（RJTD）的155.1公里最好，關島（PGTW）的204.3公里居次，而中央氣象局（CWB）的222.8公里再次之，主要是角度偏差太右，也就是颱風的預測路徑太偏右靠向台灣所致。綜合兩次的平均誤差，以日本的175.4公里較佳，本局的182.2公里居次，關島的187.9公里殿後。

目前中央氣象局所採用的颱風路徑客觀預報方法有ARAKAWA, HURRAN與CLIPER等統計法，另外有原始方程颱風模式（PE）及相當正壓模式（EBM）等動力模式法。表（八）為三種統計法24小時的平均向量誤差、直角誤差與角度誤差等之校驗。第一次警報期間統計法（如表八，a），平均向量誤差以CLIPER的149.7公里最佳，其次為HURRAN的185.4公里，ARAKAWA的250.1公里殿後。第二次警報期間的校驗（表八，b），平均向量誤差以HURRAN的153.5公里最好，CLIPER的184公里居次，ARAKAWA的193.7公里殿後。綜合兩次的平均向量誤差以CLIPER的166.9公里最佳，HURRAN的169.5公里居次，ARAKAWA的221.9公里較差。而動力模式方面（表九），兩次的平均向量誤差皆以PE最佳。



圖卅六：耐特颱風第一次侵台期間各地總雨量（公厘）分布圖

Fig 36: The distribution of total rainfall(mm) during the first period of NAT affecting



圖卅七：耐特颱風第二次影響期間各地總雨量（公厘）分布圖

Fig 37: The distribution of total rainfall (mm) during the second period of NAT affecting

表七 耐特颱風警報期間各國官方發佈的 24 小時路徑預報誤差校驗表

Table 7 The verification of 24 hours forecast errors at different units for NAT during the warning stage.

(a)

時 間	CWB			PGTW			R J T D		
	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)
2300Z	234.51	-54.88	-23.32	149.89	-45.88	-12.18	106.17	-53.77	-11.52
06Z	114.23	47.80	-11.61	118.02	-11.06	-2.89	576.00	18.74	175.52
12Z	66.72	-64.88	-12.10	169.38	-51.88	-18.27	103.30	13.65	3.61
18Z	23.39	-14.17	-2.80	91.02	-43.54	-12.83	61.68	9.71	2.64
2400Z	11.12	-10.95	-2.62	106.01	-50.83	-18.96	113.03	20.43	8.96
06Z	121.35	45.62	8.43	99.14	55.30	26.07	78.34	66.52	23.37
12Z	91.32	90.38	27.43	222.31	118.51	90.41	132.43	77.91	44.21
18Z	147.85	91.37	39.43	144.41	-3.91	-2.70	206.28	-49.81	-61.64
2500Z	268.70	120.00	56.53	288.61	-77.56	-61.71	285.30	-113.32	-62.94
06Z	335.75	60.07	73.50	326.77	-113.85	-69.82	294.76	-153.53	-57.85
平 均	141.49	21.48	15.29	171.56	-22.47	-8.29	195.73	-16.34	6.44
絕對平均	141.49	60.01	25.79	171.56	57.23	31.59	195.73	57.74	45.23

(b)

時 間	CWB			PGTW			R J T D		
	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)
0100Z	56.13	54.90	8.37	122.86	-88.79	-16.48	30.32	-15.95	-2.54
06Z	181.19	108.08	13.27	229.71	-228.62	-34.22	171.28	76.53	9.32
12Z	283.36	256.95	32.05	176.65	160.97	23.88	277.53	229.84	27.24
18Z	337.23	329.64	44.10	272.33	271.71	43.33	111.11	83.44	23.15
0200Z	256.25	226.70	47.46	219.90	-8.12	-4.31	185.48	25.09	9.89
平 均	222.83	195.25	29.05	204.29	21.43	2.44	155.14	79.79	13.41
絕對平均	222.83	195.25	29.05	204.29	151.64	24.44	155.14	86.17	14.43

表八 耐特颱風路徑統計預報法 24 小時預報位置誤差校驗表

Table 8 The verification of 24 hours forecast errors in statistical model for NAT

(a)

時 間	ARAKAWA			HURRAN			CLIPER		
	向量誤差	直角誤差	角度誤差	向量誤差	直角誤差	角度誤差	向量誤差	直角誤差	角度誤差
2000Z	85.29	67.15	11.45	281.52	166.32	18.19	33.36	31.24	6.67
12Z	153.57	-87.04	-12.25	100.62	-98.23	-18.34	33.36	-31.66	-6.34
18Z	129.27	-43.29	-6.62	129.27	-105.73	-30.92	56.56	-49.87	-10.19
2100Z	151.28	-68.64	-11.11	122.76	-120.97	-27.18	66.72	-64.57	-15.59
06Z	228.26	-202.11	-40.72	230.64	-228.02	-67.62	115.43	-99.68	-28.07
12Z	313.41	-70.47	-11.44	408.16	34.51	4.39	219.60	22.40	4.90
2200Z	372.22	31.12	172.15	271.81	151.84	117.85	125.97	31.59	53.64
06Z	518.03	257.74	129.08	217.82	52.00	61.24	221.63	-14.00	-36.77
12Z	423.02	74.70	146.64	289.01	53.31	70.48	289.21	31.35	63.84
18Z	413.03	102.27	122.53	115.43	40.00	10.01	340.97	34.66	97.03
2300Z	383.27	103.87	97.51	61.44	-25.42	-4.85	231.30	-9.31	-4.29
06Z	210.08	83.57	30.19	30.24	-25.71	-4.17	135.52	-30.86	-8.58
12Z	115.03	48.51	12.76	52.98	-42.06	-6.84	55.91	33.75	7.03
18Z	75.95	53.63	13.86	98.21	18.90	2.94	23.39	14.20	3.22
2400Z	112.43	107.65	27.33	145.44	-2.90	-0.43	30.24	18.27	3.99
06Z	157.01	155.85	35.98	186.27	156.72	27.89	60.53	44.80	10.75
12Z	146.98	146.73	36.81	195.81	192.75	40.99	122.76	110.36	39.60
18Z	234.44	166.35	69.52	137.14	133.61	34.23	182.65	110.49	53.45
2500Z	314.37	86.86	78.53	244.55	188.05	49.03	292.08	123.59	65.98
06Z	464.67	78.43	144.48	389.35	163.23	91.89	367.12	171.73	82.17
平 均	250.08	54.64	52.33	185.42	35.11	18.44	149.71	23.92	19.12

(b)

時 間	ARAKAWA			HURRAN			CLIPER		
	向量誤差	直角誤差	角度誤差	向量誤差	直角誤差	角度誤差	向量誤差	直角誤差	角度誤差
3012Z	205.58	-81.00	-19.32	121.89	-57.53	-10.43	236.12	-106.19	-26.93
18Z	91.37	-54.22	-8.98	91.34	4.90	0.86	191.27	-119.08	-24.05
0100Z	68.09	59.21	9.57	171.71	101.24	22.34	39.17	26.67	4.28
06Z	186.36	166.09	22.67	151.03	90.21	11.74	128.01	82.45	11.35
12Z	195.03	195.07	33.63	163.55	163.55	29.83	226.37	195.49	25.77
18Z	336.30	336.20	52.61	342.77	332.84	43.49	282.53	275.05	39.51
0200Z	272.80	265.77	45.00	32.18	32.16	5.59	184.68	162.54	34.12
平 均	193.65	126.73	19.31	153.50	95.34	14.77	184.02	73.85	9.15

表九 耐特颱風路徑動力模式預報法 24 小時預報位置誤差校驗表

Table 9 The verification of 24 hours forecast errors in dynamic model for NAT

(a)

時 間	PE			EBM		
	向量誤差	直角誤差	角度誤差	向量誤差	直角誤差	角度誤差
2212Z	240.57	-91.23	-48.64	925.12	430.41	140.17
2300Z	135.68	42.04	10.52	182.54	-130.62	-15.14
2312Z	181.43	-86.76	-28.61	93.49	-62.40	-9.13
2400Z	113.89	82.26	26.91	289.91	-81.34	-8.91
2412Z	161.00	130.43	54.57	352.87	171.63	19.10
2500Z	315.64	127.22	76.36	497.98	343.66	96.77
平 均	191.37	33.99	15.19	390.32	111.89	37.14
絕對平均	191.37	93.32	40.94	390.32	203.34	48.20

(b)

時 間	PE			EBM		
	向量誤差	直角誤差	角度誤差	向量誤差	直角誤差	角度誤差
0100Z	167.01	-88.75	-20.02	210.29	-126.28	-12.86
12Z	11.12	-1.24	-0.25	197.68	-103.82	-12.74
0200Z	89.93	-84.71	-15.91	32.18	-25.20	-4.15
平 均	89.35	-58.23	-12.06	146.72	-85.10	-9.92
絕對平均	89.35	58.23	12.06	146.72	85.10	9.92

，平均誤差 P E 為 140.4 公里，E B M 為 268.5 公里，因此本局的 P E 模式對於耐特颱風在影響台灣期間路徑的預報掌握得還不錯。

六、災 情

耐特颱風在第一次警報期間是直接侵襲台灣東南部，以強烈颱風之勢在恒春半島登陸，造成部份縣市發生了生命財物的損失，而颱風中心也通過蘭嶼附近，造成該地區嚴重的損失與災害，

各地災情如下：

(一)人員傷亡：

台灣本島：1.死亡三人（台東縣二人，屏東縣一人）。

2.失蹤二人（台東縣）。

3.重傷一人（屏東縣）。

4.輕傷八人（花蓮縣三人，台東縣五人）。

蘭嶼：五人重傷，十餘人輕傷。

(二)房屋倒塌情形：

台灣本島：1.全倒九間（屏東縣三間，台東縣六間）。

2.半倒十三間（屏東縣六間，台東縣七間）。

蘭嶼：房屋四十八間全倒半倒，全部建築物玻璃無一倖存。

(三)交通災害：

1.航空與海上交通：國內航線一度僅花東線正常，其他航線停飛。海上交通全部停駛。

2.公路：(1)南橫、中橫、海岸、南迴、台九線及台七甲線等公路，道路坍方，交通中斷。

(2)台東縣大武鄉金龍橋、大武橋橋墩下陷，濱茂橋、安朔橋斷裂，交通受阻。

(3)屏東縣里德橋、萬里橋、九棚橋等橋樑斷裂，交通受阻。

(4)蘭嶼環島公路不通。

4.漁業損失：蘭嶼有漁船四艘沉沒，四艘受損，竹筏八艘損壞，獨木舟損失不貲。

(五)堤防損壞情形：

1.台東縣朝陽橋南側、金崙富山堤防各沖毀約 50 公尺。

2.台東縣北里村北里鄉堤防冲毀約 100 公尺。

(六)電力損害情形：

1.屏東、台東兩縣一度計約二萬七千五十七戶電力中斷。

2.蘭嶼電桿全倒十五支，傾斜八十支，750 戶電力全部中斷。

(七)電訊損壞情形：

1.台東縣、屏東縣一度計一萬五千四百九十六戶電訊中斷。

2.蘭嶼因電訊站雷達吹毀，全島電訊中斷。
耐特颱風在第二次警報期間，雖然沒有直接侵襲台灣地區，但其外圍環流所導致的豪雨，造

成花東地區的山洪暴發，損失慘重，災情如下：

(一)人員傷亡：輕重傷二人（台東縣）。

(二)房屋倒塌情形：房屋卅一間全倒或半倒。

(三)交通災害：

1.海上及航空：澎湖地區海上交通停駛，花蓮、蘭嶼、台東、綠島機場關閉，班機停飛。

2.鐵公路：鐵路東部幹線因許多路基或被沖失或淹沒、土石埋沒，交通中斷。中橫、南迴、南橫及海岸公路、花東公路因坍方嚴重，交通中斷。

(四)電力、電信方面：損害不大。

(五)農業損失：台東農業損失估計達一億四仟餘萬元，高雄縣大樹鄉溪埔、大坑、台廿一路附近稻田倒伏情形嚴重，溪埔一帶倒伏面積達百分之八十以上。花蓮玉里鎮阿眉溪暴漲溢堤，農田嚴重淹水，農作物損失約二千萬元。

七、結論

1.耐特颱風形成於巴士海峽，是一個較高緯度發展的颱風，其生命期特長，一度減弱為熱帶性低氣壓而後死而復活再增強為颱風，二度威脅台灣陸地及鄰近海域，直接登陸恒春半島，造成台灣東南部及蘭嶼地區嚴重災情。

2.耐特颱風進行路徑十分詭異，是繼民國75年韋恩颱風以來路徑最怪異的颱風，受到周圍複雜大氣環境因素的影響，而與魯克、密瑞兒兩個颱風先後發生藤原效應之牽制作用，西進、東行、南下、北上作了四次大角度的轉向，二次滯留打轉，路徑變化甚大。

3.在各種颱風路徑預報校驗結果顯示，官方發佈的24小時中心位置預報，平均誤差以日本較好（175.4 公里），本局次之（182.2 公里），關島再次之（187.9 公里）。統計預報方面，以 CLIPER 最佳（166.9 公里）。在動力預報模式則以 P E（140.4 公里）最佳。此次耐特颱風侵台期間本局對他的預報頗能掌握。

REPORT ON TYPHOON NAT OF 1991

Chich-shiang Liao
Forecasting Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

Nat was the third typhoon of 1991 to hit Taiwan and the 20th one in the north-western Pacific Ocean. Nat formed around the Bashi Channel. Its life span was rather long and its intensity also attained to the intense level. It once decayed to the tropical depression, then reattained to a tropical storm. Nat twice threatened Taiwan and its adjacent waters and finally made landfall in the Hung-chun Peninsula. It caused serious damage over the southeastern Taiwan area and Lanyu.

Due to the influence of the surrounding environment and the interactions with typhoons Luke and Mirrellie, Nat's moving track was very fickle. It made four major changes in its moving directions, including westward and eastward, southward and northward, by a large turning angle. In addition, Nat even stayed stationary and wobble twice. The variation of the moving track was very large.

From the verification of position forecast track, we found that the CLIPPER was the best method compared with the others. Its average 24-hour forecast error was 166.9 km. And the PE model performed best (140.4 km) among the overall dynamic models. As for the official performance of 24-hour forecast errors, the JMA was the best (175.4 km) and the CWB the next (187.9 km).



ISSN 0225-57785

Volume 38, Number 2

June 1992

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號
中華郵政臺字第壹八九三號登記為第一類新聞紙類

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- Modification for Cumulus Parameterization in the Central Weather Bureau Global Forecast Systems (CWBGFS) Ching-hsuan Chen, Ming-dean Cheng (97)
- Study on Precipitation Types and Their Associated Local Environmental Conditions During the Spring-Summer Period in the Taiwan Area
—(I) Radar Analysis Hao-chun Hsu, Tai-kuang Chiou (107)
- The Automatic Meteorological Data Processing System of Central Weather Bureau Wen-Wen Tzeng (119)
- The Primitive Equation Typhoon Track Forecast Model of the Central Weather Bureau D.S. Chen, B.F. Jeng, Melinda S. Peng, Simon W. Chang (135)
- An Analysis of the Influence of the Thunderstorm Occurred on April 10, 1992 Over the Growth of Rice Plants Biing-her Lee, Shin-li Huang, Ching-sou Hong (146)

Report

- Report on Typhoon Nat of 1991 Chich-shiang Liao (153)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan

Republic of China

氣象學報

季刊

第三十八卷 第三期

目次

研究論文

花蓮地區地震分佈和成因探討

王正松 張智峰 辛在勤 劉玉龍 江嘉豪(203)

1992年地震回顧

辛在勤 張建興(218)

SIMMETEO 模式在台灣地區之評估研究

張佑芳 耿 壢(233)

高空風測量誤差的介紹

王永壯(243)

台灣氣象測站間年記錄差異之比較

李隆安 周若珍 程爾觀 楊淑蘭(266)

中央氣象局區域數值模式預報青康藏高原

環流系統之個案分析 許武榮 林民生 徐月娟(275)

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	蔡 清 彦	電 話：3713181
社 長	蔡 清 彦	
編輯委員會主任委員	林 民 生	雄 然 森 男 田 雄 典
委 員	丁 有 存 勤 軍 勝 坤 生 錦 明 紳	文 泰 景 隆 永 義 明
	辛 在 廉 清 貴 民 松 中 玉	柯 陳 陳 張 葉 葉 鄭
幹 售	李 余 林 林 柳 黃	素 蘭
事 價	新台幣 150 元	(按姓氏筆劃排列)

花蓮地區地震分布和成因探討

王正松 張智峰

國立臺灣海洋大學海洋科學研究所

辛在勤 劉玉龍 江嘉豪

中央氣象局地震測報中心

摘要

臺灣東部之花蓮地區常發生災害性地震。本研究之目的為分析此地區地震之分布型態和成因，以作為未來地震預測研究之參考。

本研究根據中央研究院地球科學研究所和中央氣象局地震測報中心目前所能取得之地震數據資料，分別從事花蓮地區1986年5月20日之地震主震及其餘震及1990年12月13日之地震主震和其餘震之聯合震源定位，並製作震源機制解。根據震源機制解，以聯合震源定位法所定地震之震源分布及中央研究院地球科學研究所和中央氣象局地震測報中心所定位之1986年5月20日、1986年11月15日和1990年12月13日花蓮地震主震和餘震之震央分布，本研究分析此三次花蓮地震之分布和應力型態，並據以研判可能造成這些地震之板塊構造。本研究之結果顯示，造成這三次花蓮地震之應力主要來自菲律賓海板塊在花蓮地區與歐亞大陸板塊之斜向碰撞。這些地震主要分為兩個地震帶，其中一個地震帶約以N30° E走向沿東部海岸線分布，另一個地震帶則在花蓮市北方，其走向約為N45° W。根據Wang (1982, 1988) 及王正松和吳逸民 (1991) 在臺灣東部之板塊碰撞模式，菲律賓海板塊之最西緣部分因與臺灣島斜向碰撞而造成水平彎曲。此水平彎曲會造成在菲律賓海板塊邊界之左移錯動斷層，而使此邊界形成鋸齒形狀。本研究之結果支持此一模式。N30° E走向之地震帶代表菲律賓海板塊之原邊界，而N45° W之地震帶則代表在花蓮北方此板塊邊界產生NW-SE走向左移錯動之斷層線。

一、前言

臺灣地區的頻繁地震，大體而言，是歐亞大陸板塊和菲律賓海板塊劇烈的相互作用之結果。此板塊間劇烈的相互作用包含菲律賓海板塊沿琉球海溝之隱沒及呂宋島弧和臺灣島之碰撞。花蓮地區位於琉球海溝西端和臺東縱谷北端，是隱沒和碰撞系統之交會處，板塊構造很複雜，板塊活動很活躍，為臺灣地區地震最頻繁的地區之一。自1897年臺灣地區設有地震儀起至1990年為止，花蓮地區曾發生不少造成區域性災害之地震，其

中1986年5月20日、1986年11月15日及1990年12月13日之三次顯著之災害性地震因臺灣地區已有現代化之地震網而有較完整之紀錄，因此成為地震學者研究之主要對象。

每一次花蓮地區規模較大地震發生後，都會引發一連串的餘震。這些主震和餘震之規模和時空分布以及地震斷層面解應隱含區域性大地應力和應變變化型態之訊息。如果能找出大地應力和應變變化之某些規則，則應可以進一步求得造成這些應力和應變之來源，亦即求得此地區板塊構造和板塊運動之詳細情形，以瞭解區域性之地

震成因。

上述三次地震之主震和餘震分布見圖一。有關這三次地震之研究文獻中已有少（例如：Chen and Wang, 1986, 1988; Liaw et al., 1986; Shin et al., 1989; Wu et al., 1989; Hwang and Kanamori, 1989; Pezzopane and Wesnousky, 1989）。然而，這些文獻未曾仔細探討過這些地震之區域性成因（即區域性之細部板塊構造與這些地震之關係）。由圖一可知，此三次地震之主震和其餘震之震央大體上沿東部海岸線分布，但花蓮市北方卻出現一個NW-SE走向之地震帶。為了研究此三次地震之區域性成因，本文利用由中央研究院地球科學研究所及中央氣象局地震測報中心目前可取得之數據資料，以聯合震源定位法（Joint Hypocenter Determination, JHD）重新定位1986年5月20日和1990年12月13日之主震和其部分餘震，並製作幾個震源機制解，以研判應力和應變之型態，並以適當之模式作解釋。

二、區域地質和構造

本研究區位於臺灣東部花蓮地區，包括了中央山脈東部、臺東縱谷北段及海岸山脈北段（圖二）。

根據何春蓀(1986)，先第三紀變質雜岩系出露於中央山脈東部，主要由各種片岩和變質石灰岩所組成，其中夾有少量的片麻岩、混合岩、角閃岩、變質基性火成岩和蛇綠岩等。在這個變質雜岩中，有兩個主要的岩相構造帶，Yen(1963)將其分成太魯閣帶和玉里帶。西邊的太魯閣帶由黑色片岩、片麻岩、混合岩、變質石灰岩、綠色片岩、矽質片岩和角閃岩構成；東邊的玉里帶由泥質黑色片岩所組成，其中夾有少量的綠色片岩。這兩個變質帶可能代表西太平洋島弧構造中常見的成雙變質帶（Miyashiro, 1961），構成亞洲大陸邊緣的中生代溝弧系統，其中玉里帶被認為是中生代古臺灣之下的隱沒帶，太魯閣帶被認為是大陸一側的岩漿弧（Biq, 1971）。

海岸山脈位於中央山脈東側，可能代表菲律賓海板塊前緣面向西的新第三紀島弧，為呂宋火山島弧北延的部分（例如：Biq, 1972; 1972; Bowin

et al., 1978; Chi et al., 1981）。其中新第三紀的岩層褶皺成一系列雁行排列的構造，主要褶皺的走向為北北東（例如：何春蓀，1986）。有劇烈的構造活動、地震活動及分布廣泛的火山岩為海岸山脈的特徵。

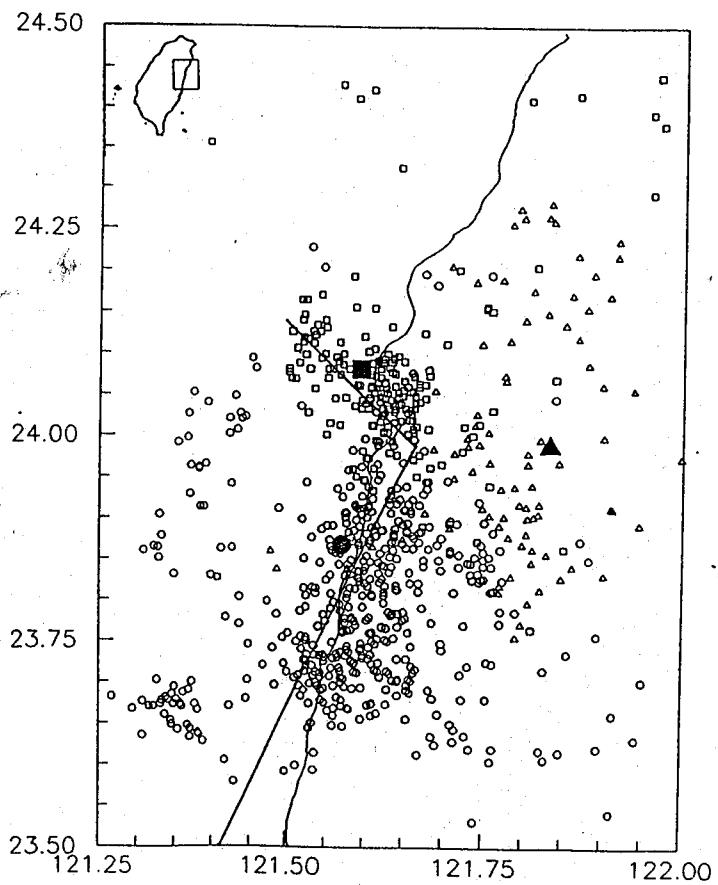
臺東縱谷位於中央山脈和海岸山脈之間，為一狹長谷地，縱谷內並含有相當厚的沈積物。一般認為臺東縱谷為歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊碰撞後的縫合線。從頻繁的地震活動及切過谷地沖積物的斷層崖等證據證明臺東縱谷是由斷層所造成的（Allen, 1962）。

根據雷達影像（SLAR imagery）的構造解釋（MRSO, 1982）和地質測量（Hsu, 1955, 1962），花蓮地區存在許多破裂帶。花蓮地區有三條主要的斷層（圖二），即UU'斷層、VV'斷層和WW'斷層（即米崙斷層）。花蓮地區現今的地殼活動非常活躍，密集的淺源地震和急速上升的米崙臺地為此地區地塊衝撞之有力證據（Biq, 1981）。1951年10月22日之花蓮地震（ML = 7.3），沿米崙臺地西側之米崙斷層發生錯位，東側垂直上升1.2公尺，左移2.0公尺（Hsu, 1954），為臺東縱谷斷層發生活動之有力證據。

三、聯合震源定位

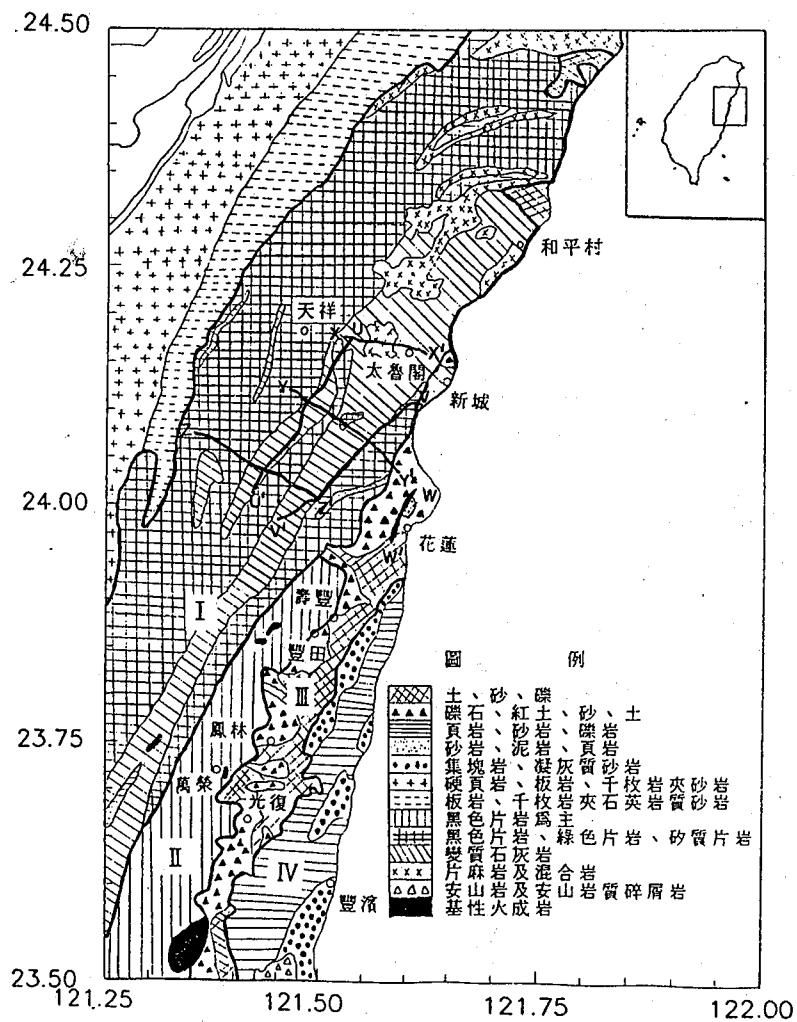
Geiger(1912)首先提出單一之地震定位法。此法係利用Gauss-Newton法解地震的發震時間與震央位置，理論上可直接計算震源參數，得到精確的位置。但是直到1950年後期計算機廣泛使用後，此法才得以實際應用。以單一地震定位法從事地震定位時，每一地震單獨定位，並不考慮與其他地震之關係，因此由於每一地震有獨立之誤差，地震間之相對位置不易確定。Douglas(1967)提出聯合震央定位法（Joint Epicenter Determination, JED），Dewey (1972)根據JED法提出聯合震源定位法（Joint Hypocenter Determination, JHD），主要目的在藉著整群地震一起定位，使整群地震震源之相對位置更為精確。

本文利用聯合震源定位法對1986年5月20日及1990年12月13日花蓮地震及其部分餘震重新定位，以求取較精確之相對位置。所使用之定位電



圖一 1986年5月20日、1986年11月15日及1990年12月13日三次花蓮地震之主震和其餘震之震央分布圖，'■'代表1986年5月20日主震之震央位置，'□'代表餘震(TTSN, 5/20-6/2, $M \geq 3$)；'▲'代表1986年11月15日主震之震央位置，'△'代表部分餘震(TTSN)；'●'代表1990年12月13日主震之震央位置，'○'代表餘震(CWB, 12/13-12/19)。

Figure 1. Distribution of destructive earthquakes which occurred in the Hualien area on 1986 May 20, 1986 November 15 and 1990 December 13 and their aftershocks. '■' represents the main shock of the 1986 May 20 earthquake, and '□' its aftershocks (TTSN, May 20-July 2, $M \geq 3$); '▲' represents the main shock of the 1986 November 15 earthquake, and '△' its aftershocks (TTSN); '●' represents the main shock of the 1990 December 13 earthquake, and '○' its aftershocks (CWB, Dec. 13-19).



圖二 本研究區之地質圖（自何春蓀1986年之圖重繪）。(UU', VV', WW', XX', YY', ZZ'為MRSO, 1982, 所繪之構造線理)。I為太魯閣帶, II為玉里帶(Yen, 1963), III為臺東縱谷, IV為海岸山脈。

Figure 2. Geological map of the study area (redrawn from Ho, 1986). UU', VV', WW', XX', YY' and ZZ' are structure lines (MRSO, 1982). I : Tailuko metamorphic belt, II : Yuli metamorphic belt (Yen, 1963), III: East-Taiwan Longitudinal Valley, IV: Coastal Range.

腦程式為沈顯全等（1988）根據Dewey（1972）之全球性聯合震源定位程式改良以適用於水平層之程式，程式名稱為JHDPL88。為了便於與中央氣象局地震測報中心及中央研究院地球科學研究所以HYPO71程式所定地震位置做比較，本文於從事聯合震源定位時仍使用Yeh and Tsai（1981）之臺灣中部地區的P波速度模型。

根據臺灣遙記式測震網（Taiwan Telemetered Seismographic Network, TTSN）所記錄之1986年5月20日花蓮地震及其餘震資料，從中挑選出5月20日至6月2日之20個地震，以聯合震源定位法JHDPL88程式重新定位。挑選之條件為總振動規模MD ≥ 4.0 ，且有P波剩餘值（測站P波到達時間之觀測值減理論值）的絕對值小於1秒之測站超過十個。重新定位時，以5月20日13時25分（臺北時間）所發生之主震為校準地震。此地震之規模最大，在各地震站紀錄上有明顯的初動。重新定位後之地震震央分布如圖三所示，其震源剖面如圖四所示。由圖三和圖四可知，聯合震源定位後之地震震央比較集中，大體上這些地震震央形成一個NW-SE走向之地震帶。由圖四可知，這些地震分為兩群。東群之地震分布於東部海岸線外，震源深度淺於十公里；西群之地震震源深度約介於10至30公里之間，形成狹窄且向東南傾斜約60度之地震帶。若此地震帶延伸至地表，應在圖二中之UU'斷層線出露。為了確定此一向東南傾斜之地震帶，我們僅以此地震帶之七個地震從事聯合震源定位，所定位之七個地震之位置與原以二十個地震一起定位之位置幾乎不變。此一向東南傾斜之狹窄地震帶，Chen and Wang（1986）和Liaw et al.（1986）都曾討論過。

本文所使用之1990年12月13日花蓮地震之數據資料是由中央氣象局地震測報中心所提供之。由於此地震之餘震數目龐大，該中心僅能陸續從事地震之定位工作。本文僅取12月13日至12月19日之地震，挑出P波剩餘值的絕對值小於1秒的測站超過10個之地震使用，本文共挑158個地震。這些地震以HYPO71程式所定位之震央分布如圖五中之圓點所示。我們以HYPO71程式所定位之主震為校準地震，以聯合震源定位法JHDPL88程式重

新定位，所定位之地震震央分布如圖五中之星號所示。圖六(a)和圖六(b)分別為經HYPO71及JHDPL88程式定位後之震源深度剖面。由圖五和圖六可知，以聯合震源定位法所定位之地震震央比以HYPO71程式所定地震震央更集中於一個沿海岸線分布之狹長地震帶，但大體上前者之震源深度較深。由圖六可知，此地震帶約沿海岸線向東南傾斜。

四、震源機制解

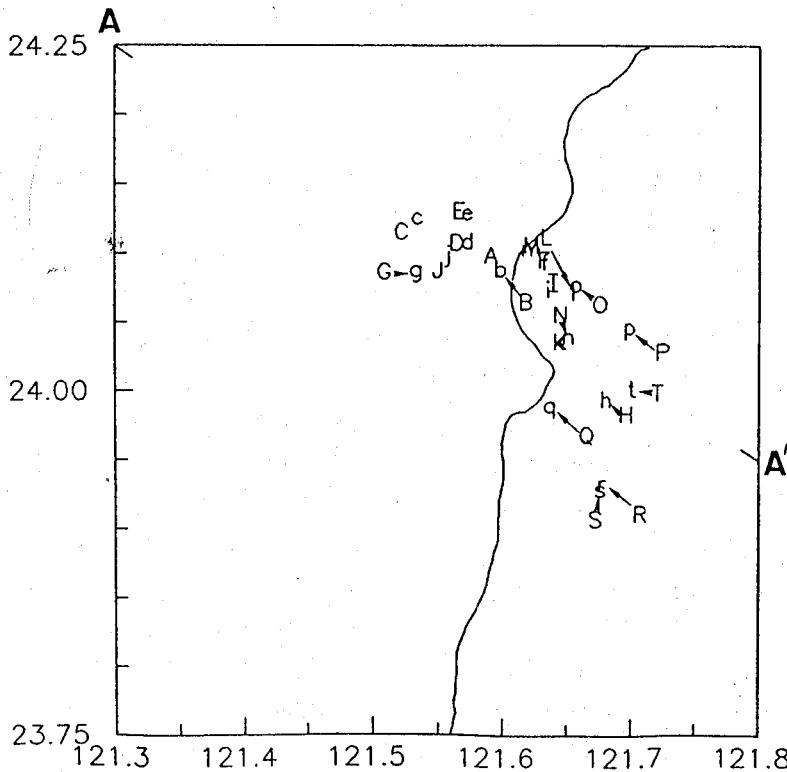
震源機制解之製作方法係將震波初動方向按震源至測站之方位角（azimuth）及震波出射角（take-off angle），藉由下半球等面積投射於以震源為中心，且平行於地面之單位圓上，再由初動極相（polarity）之分布情形決定震源機制。

本文從圖三中以JHDPL88程式定位之20個地震中挑出9個地震，依據TTSN所記錄的P波資料，求其震源機制解。這9個地震在地震記錄上有明顯P波初動的測站數在10個以上，且衝突率（衝突率指斷層面解決定之後，測站所記錄的P波初動極相，依震源機制解應是上動而紀錄上是下動者，或依震源機制解應是下動而紀錄上是上動者，占全部數據資料的比率）小於二成。

所得的結果見圖七，圖中小寫英文字母表示圖三中之地震編號和震央位置。這些震源機制解的最大壓應力軸方向大都為東南方向。造成這種地震之震源機制之分布型態原因仍不清楚，有待更進一步之研究。

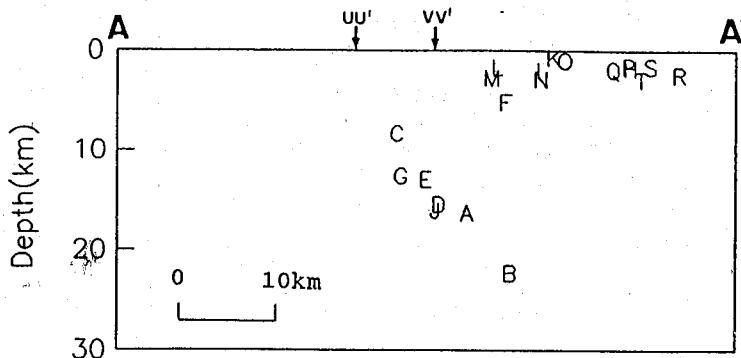
圖七中之九個震源機制解可分為四類。第一類為地震d和h，是純逆斷層型態；第二類為地震p，是正斷層型態；第三類為地震A、b和g，第四類為地震f、i和k，此兩類都屬於平移和逆衝之結合型態。根據地震分布位置，我們若取接近於東西走向的節面為地震A、b和g共同之斷層面解，取西北—東南的節面為地震i、f和k共同之斷層面解，則這些斷層面在地表之斷層屬右移型態。

我們根據中央氣象局所提供之1990年12月13日花蓮地震之主震資料，分別以HYPO71程式定位後和以JHDPL88程式定位之後震源參數製作震源機制解，此兩種結果分別示於圖八(a)和(b)。由

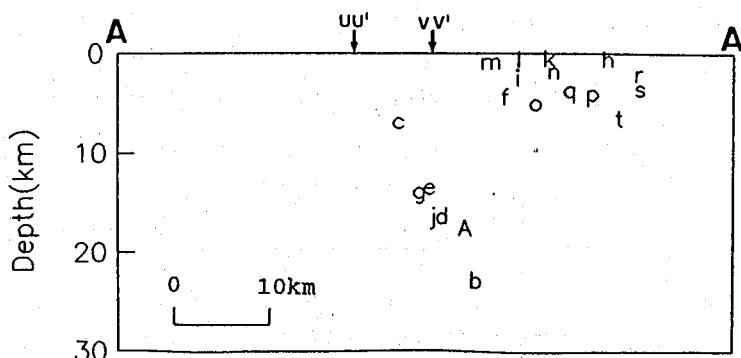


圖三 TTSN所記錄之1986年5月20日花蓮地震主震及其餘震分別以HYPO71和JHDFL88程式定位後之震央比較，大寫英文字母表示以HYPO71程式定位之震央位置，小寫英文字母表示以JHDFL88程式定位之震央位置，小寫英文字母表示以JHDFL88程式定位之震央位置，'A'表示校準地震，定位前後震央位置不改變。AA'線走向為N55° W。

Figure 3. Comparison of epicenters of the 1986 May 20 Hualien earthquakes and its aftershocks determined by computer program HYPO71 with those by JHDFL88. Capital letters denote epicenters determined by HYPO71 and small letters by JHDFL88. 'A' indicates the epicenter of the calibration earthquake (the main shock) which is not changed in the hypocenter determination process using Joint Hypocenter Determination method. Line AA' strikes N55° W.



(a)

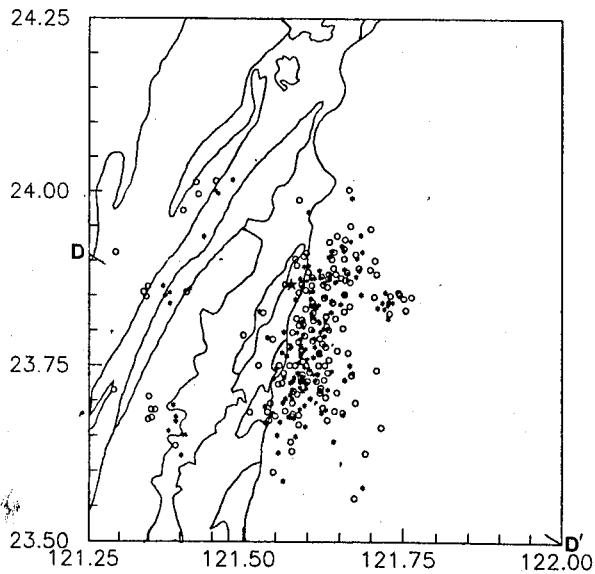


(b)

圖四 (a)以HYPO71程式定位之1986年5月20日花蓮地震主震及其餘震沿圖三中AA'線之震源剖面圖。

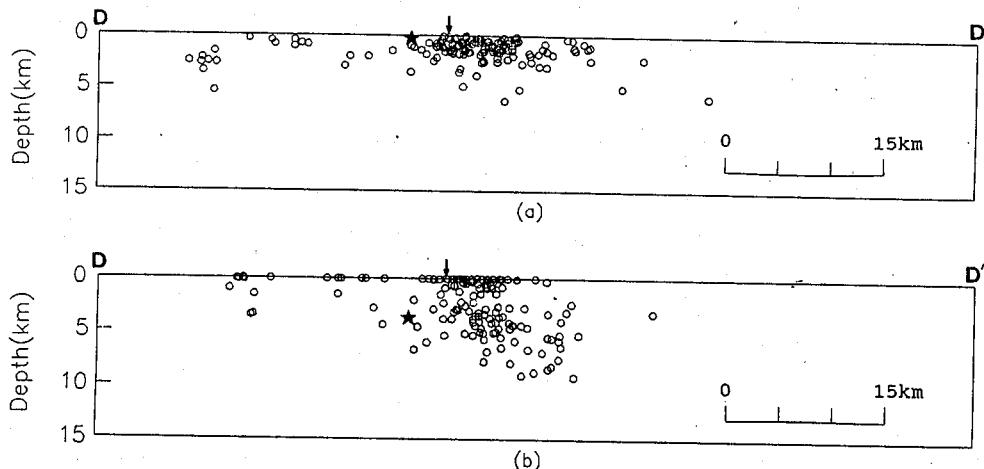
(b)以JHDFL88程式定位之1986年5月20日花蓮地震主震及其餘震沿圖三中AA'線之震源剖面圖。

Figure 4. Profiles along line AA' in figure 3 of hypocenters of the main shock of the 1986 May 20 Hualien earthquake and its aftershocks determined by the computer program HYPO71 (a) and by JHDFL88 (b).



圖五 1990年12月13日花蓮地震及其餘震之震央分布圖，大星號代表主震，圓點代表以HYPO71程式所定位之震央，小星號代表以JHDFL88程式所定位之震央，DD'線走向為N60° W。

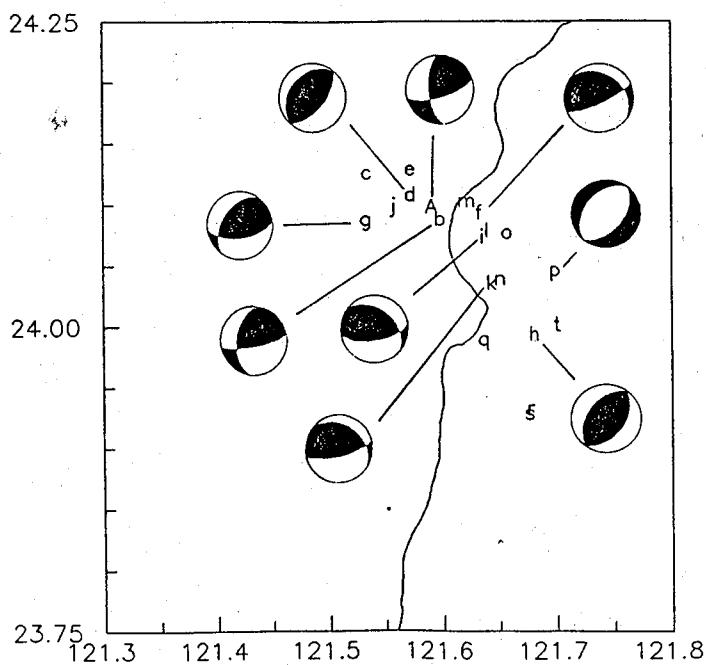
Figure 5. Distribution of epicenters of the 1990 December 13 Hualien earthquake and its aftershocks determined by HYPO71 (open circles) and by JHDFL88 (small stars). The big star denotes the main shock. Line DD' strikes N60° W.



圖六 (a)1990年12月13日花蓮地震主震及其餘震以HYPO71程式定位之震源沿圖五中DD'線之剖面，震源深度大都淺於5公里，'★'代表主震。

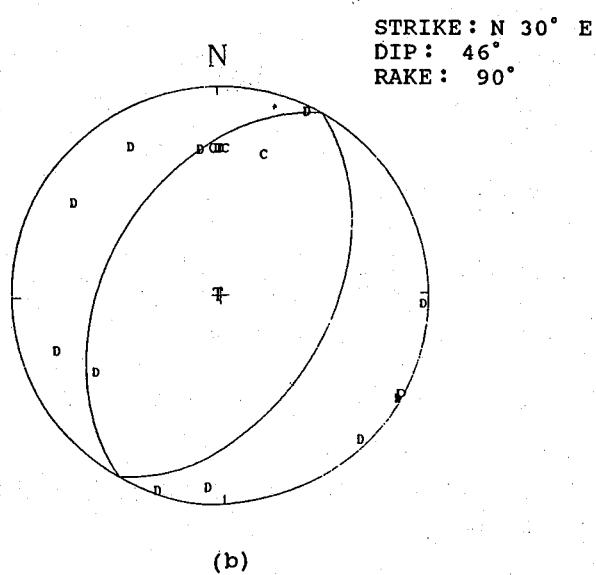
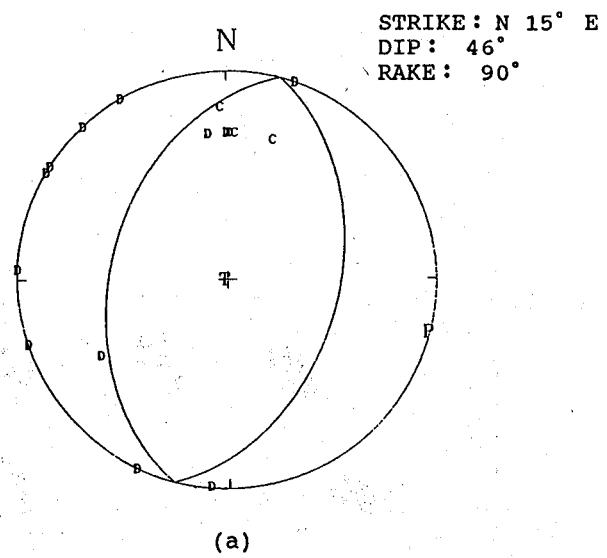
(b)JHDFL88定位之震源沿圖六中DD'線之剖面，'★'代表校準地震（主震）。箭頭處指海岸線位置。

Figure 6. Profiles along line DD' in figures 5 and 6 of hypocenters of the 1990 December 13 earthquake and its aftershocks determined by HYPO71 (a) and by JHDFL88 (b). The star denotes the main shock(calibration earthquake). The arrow denotes the location of the eastern coastal line.



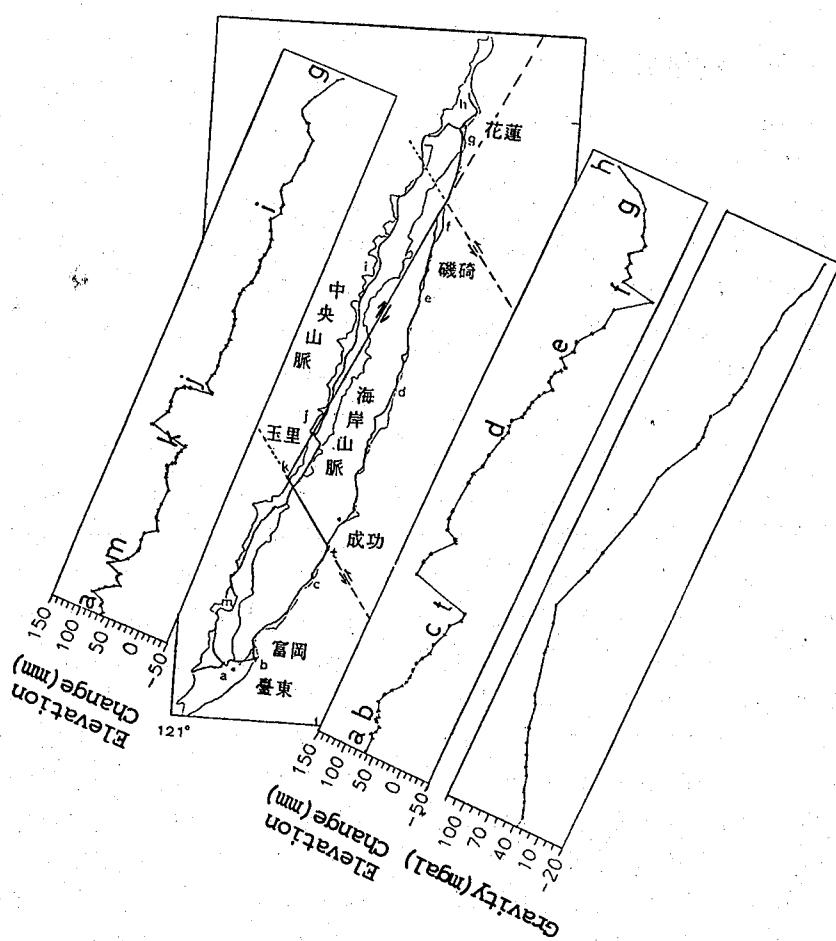
圖七 TTSN所記錄之1986年5月20日花蓮地震主震及其餘震以JHDFL88程式定位後之數據所製做之源機制解。

Figure 7. Focal mechanisms of the 1986 May 20 Hualien earthquake and some of its aftershakes constructed from the motions of first P arrivals and parameters obtained in the hypocenter determination using JHDFL88.



圖八 (a)以HYPO71程式定位後之數據所做之1990年12月13日花蓮地震主震之震源機制解。
 (b)以JHDFL88程式定位後之數據所做之1990年12月13日花蓮地震主震（校準地震）之震源機制解。

Figure 8. Focal mechanisms of the 1990 December 13 Hualien earthquake from the motions of first P arrivals and parameters obtained in the hypocenter determination using HYPO71 (a) and using JHDFL88 (b).



圖九 臺灣東部海岸山脈東側測線和臺東縱谷測線之地表上升量剖面圖（取自Liu and Yu, 1990）及沿海岸山脈東側測線之布蓋重力值剖面圖（取自Hu and Chen, 1986，之布蓋重力值異常等值線圖讀值繪製而成）（王正松和吳逸民，1991）。

Figure 9. The model (Wang and Wu, 1991) showing the tectonic status of the boundary between the Eurasian and Philippine Sea plates in the Taiwan area and the supporting profiles of geodetic uplifting (redrawn from Liu and Yu, 1990) along the eastern coastal line and the Longitudinal Valley and of Bouguer anomaly of gravity (redrawn from Hu and Chen, 1986) along the eastern coast line.

圖八可知，1990年12月13日花蓮地震主震之震源機制解為逆斷層型態。根據圖六(b)之震源剖面和圖五之震央分布，我們取走向N30° E，向東南傾斜46°的節面為其斷層面解。此結果顯示有一來自東南方向之壓應力，此應力應為菲律賓海板塊向西北移動所造成。

五、構造解釋

菲律賓海板塊之西北方向運動在其斜向碰撞臺灣島時為臺灣島所阻，此阻擋使在臺灣附近之菲律賓海板塊西緣西北向之運動轉為向北之運動，且此向北運動之速率變得不均勻，愈西邊愈快。因向北運動之速率不均勻，造成菲律賓海板塊之西緣向北水平彎曲(Wang, 1982, 1988；王正松和吳逸民，1991)。此彎曲現象造成沿東南—西北向幾個左移錯動，而使菲律賓海板塊之西邊邊界成為鋸齒形狀。

根據Liu and Yu (1990) 1984年和1987年沿海岸山脈東側測線和臺東縱谷測線所從事水準測量之結果及Hu and Chen (1986) 之臺灣東部重力異常，王正松和吳逸民(1991)研判臺灣東部之菲律賓海板塊邊界(圖九)為tk線(東河—富里線)和jf線(玉里—水璉線)，其中jf線為菲律賓海板塊原邊界之一部分，而tk線則為板塊邊界造成之左移錯動位置之一。圖九花蓮南方亦繪有一左移錯動，此錯動位置是由地震密度分布初步決定的(Wang, 1988)，其詳細位置已由本文判定。

本文之研究結果支持上述菲律賓海板塊西緣部分水平彎曲之模式。圖一中之1990年12月13日花蓮地震主震和其餘震形成一個沿東部海岸線分布之地震帶。此地震帶代表王正松和吳逸民(1991)所言之菲律賓海板塊原邊界在花蓮地區之位置(即圖九中所繪之玉里—水璉線之北段，其走向約為N30° E)。1986年5月20日花蓮地震主震和其餘震形成NW-SE走向之地震帶(其走向約為N45° W)。此地震帶代表因菲律賓海板塊西緣部分水平彎曲而造成之其邊界在花蓮市北方左移錯動的位置。

由於本文所繪之震源機制解大多數屬於NW-SE方向壓力所造成之逆斷層型態，因此，我們推

論花蓮地區這三次地震是由於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊斜向碰撞所造成，其震源分布與板塊邊界之形狀和板塊運動之型態息息相關。

六、結論

1986年5月20日、1986年11月15日及1990年12月13日之花蓮地震是最近幾年在花蓮地區造成災害之主要地震。為了研究此三個地震之成因，本文除了分析中央研究院地球科學研究所和中央氣象局地震測報中心所定位之此三個地震之主震和餘震之時空分布外，並利用由此兩單位目前所能提供之地震數據，以聯合震源定位法從事1986年5月20日和1990年12月13日之地震主震及其部分餘震之再定位工作，並製作震源機制解，以瞭解地震相關位置及應力型態，並據以研判在花蓮地區詳細之板塊構造。

茲將所得結果簡述如下：

(1) 1986年5月20日、1986年11月15日、1990年12月13日三次花蓮地震之主震的震源機制解及大部分本文所製作1986年5月20日之餘震震源機制解之最大壓應力軸(P軸)皆為東南方向，因此這三次地震之應力應來自菲律賓海板塊在花蓮地區與歐亞大陸板塊之碰撞。

(2) 1986年5月20日之花蓮地震之主震和其餘震主要在花蓮市北方，形成一個走向約為N45° W之地震帶。1990年12月13日花蓮地震之主震和其餘震主要形成一個沿臺灣東部花蓮南方之海岸線分布的地震帶，其走向約為N30° E。1986年1月15日花蓮地震之主震和其餘震主要分布於花蓮東方海域，為兩個地震帶向東及向北延續的位置。

(3) 本研究之結果支持Wang (1982, 1988) 及王正松和吳逸民(1991)所提之在臺灣東部之板塊碰撞模式。根據此模式菲律賓海板塊之西邊邊界因產生左移錯動斷層而使此邊界形成鋸齒形狀。N30° E走向之地震帶代表菲律賓海板塊原邊界，而N45° W之地震帶則代表在花蓮北方此板塊邊界產生NW-SE走向左移錯動之斷層線。

七、致謝

本研究由交通部中央氣象局之委託研究計畫

資助（計畫編號為CWB81-2E-07），地震數據資料則由中央氣象局地震測報中心和中央研究院地球科學研究所提供，特此致謝。

八、參考文獻

- Allen, C.R., 1962. Circum-Pacific faulting in the Philippine-Taiwan region, *J. Geophys. Res.*, 67, 4 796-4812.
- Biq, C., 1971. A fossil subduction zone in Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, 14, 146-154.
- Biq, C., 1972. Western Taiwan thrusts, active or inactive? *Acta Geol. Taiwan*, 15, 69-81.
- Biq, C., 1981. Collision, Taiwan-style, *Mem. Geol. Soc. China*, 4, 91-102.
- Bowin, Carl, Lu, R.S., Lee, C.S. and Schouten, Hans, 1978. Plate convergence and accretion in Taiwan-Luzon region, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 62, 9, 1645-1672.
- Chen, K.C. and Wang, J.H., 1986. The May 20, 1986 Hualien, Taiwan earthquake and its aftershocks, *Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica*, 6, 1-13.
- Chen, K.C. and Wang, J.H., 1988. A study on aftershocks and focal mechanisms of two 1986 earthquakes in Hualien, Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, 31, 2, 65-72.
- Chi, W.R., Namson, Jay and Suppe, John, 1981. Stratigraphic record of plate interactions in the Coastal Range of eastern Taiwan, *Mem. Geo. Soc. China*, 4, 155-194.
- Dewey, J.W., 1972. Seismicity studies in Venezuela with the method of joint hypocenter determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1711-1757.
- Douglas, A., 1967. Joint epicenter determination, *Nature*, 215, 47-48.
- Geiger, L., 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, (translated from Geiger's 1910 German article) *Bulletin of St. Louis University*, 8(1), 56-71.
- Hsu, T.L., 1954. On the geomorphic features and the recent uplifting movement of the coastal range, eastern Taiwan, *Bull. Geol. Surv. Taiwan*, 7, 9-18.
- Hsu, T.L., 1955. The earthquakes of Taiwan, *Quart. Jour.*, *Bank of Taiwan*, 7, 148-164. (in Chinese)
- Hsu, T.L., 1962. Recent faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan, *Mem. Geo. Soc. China*, 1, 95-102.
- Hu, C.C. and Chen, W.S., 1986. Gravity and magnetic anomalies of Eastern Taiwan, *Mem. Geo. Soc. China*, 7, 341-352.
- Hwang, Lorraine J. and Hiroo Kanamori, 1989. Teleseismic and strong-motion source spectra from two earthquakes in eastern Taiwan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 4, 935-944.
- Lee, W.H.K. and I.C. Lahr, 1972. HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and motion pattern of local earthquakes, *Open-File Report, USGS*, 113pp.
- Liaw, Z.S., Wang, C. and Yeh, Y.T., 1986. A study of aftershocks of the 20 May 1986 Hualien earthquake, *Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica*, 6, 15-27.
- Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts, *Jour. Petro.*, 2, 277-311.
- MRSO, 1982. Structure interpretation of Radar Imagery, *Mining Res. Service Organ., Indus. Tech. Res. Inst., Taipei, Taiwan, R.O.C.*
- Pezzopane, Silvio K. and Steven G. Wesnousky, 1989. Large earthquakes and crustal near Taiwan, *J. Geophys. Res.*, 94, B6, 7250-7264.
- Shin, T.C., Chang, Z.S. and Yu, G.K., 1989. The complex rupture of the 20th May, 1986 Taiwan earthquake, *Proc. Geol. Soc. China*, 233-253.
- Wang, C., 1982. Earthquake caused by horizontal bending of the Philippine Sea Plate near Taiwan, *Tectonophysics*, 88, T1-T6.
- Wang, C., Liaw, T.L. and Lin, M.T., 1986. Subducted lithosphere between the northern region, *Proc. Geol. Soc. China*, 29, 23-34.
- Wang, C., 1988. Horizontal lithospheric bending in

the eastern Taiwan region, Proceeding of the Second Taiwan Symposium on Geophysics, 343-349.

Wu, F., Chen, K.C., Wang, J.H., Robert McCaffrey and David Salzberg, 1989. Focal mechanisms of recent large earthquakes and the nature of faulting in the Longitudinal Valley of earthern Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, 32, 2, 157-177.

Yeh, Y.H. and Tsai, Y.B., 1981. Crustal structure of central Taiwan from inversion of P wave arrival times, Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica, 1, 82-102.

Yen, T.P., 1963. The metamorphic belts within the Tananao Schist Terrain of Taiwan, Proc. Geol. Soc. China, 6, 72-74.

王正松、吳逸民（1991）。琉球隱沒帶在臺灣東部海岸線附近之構造模式，第三屆臺灣地區地球物理研討會論文集，447-457頁。

何春蓀（1986）。臺灣地質概論（臺灣地質圖說明書），經濟部中央地質調查所，共163頁。

沈顯全、蔡義本、王錦華（1988）。JHDFL88—應用於水平層速度模型之聯合震源定位計算機程式，中央研究院地球科學研究所研究報告，共42頁。

A STUDY OF DISTRIBUTION AND CAUSE OF EARTHQUAKES IN THE HUALIEN AREA

Cheng-sung Wang, Chi-fong Chang

Institute of Oceanography

National Taiwan Ocean University

Tzay-chyn Shin, Yue-long Liu and Chia-hao Chiang

Seismological Observation Center

Central Weather Bureau

ABSTRACT

The Hualien area is seismologically very active. In this paper we study the tectonic cause of earthquakes in the area by examining the stress pattern deduced from the distribution of the destructive earthquakes, which occurred in the Hualien area on 20 May 1986, 15 November 1986, and 13 December 1990 respectively and their aftershocks and focal mechanisms of some of these earthquakes. Data collected by the Seismological Observation Center, Central Weather Bureau, and the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica for these earthquakes are used to determine the hypocenters by the Joint Hypocenter Determination method and to construct the focal mechanisms. According to the distribution and focal mechanisms of earthquakes, we confirm that the main stress, which results in the earthquakes in the Hualien area, is attributable to the oblique collision between the Eurasian and Philippine Sea plates. There are two seismic zones : one, which is striking N30° E, is situated along the eastern coastal line of Taiwan, and the other, which is striking N45° W, is located to the north of the Hualien city. According to the model of oblique plate collision in the eastern Taiwan area (Wang, 1982, 1988; Wang and Wu, 1991), the westernmost part of the Philippine Sea plate has phenomenon of horizontal bending due to its oblique collision against the Taiwan island . The horizontal bending results in left-handed lateral faulting in the NW-SE direction across the western boundary of the Philippine Sea plate in the Taiwan area, and causes the see-saw form of the boundary. This study supports the horizontal bending model. The seismic zone striking N30° E along the eastern coastal line of Taiwan represents the original boundary of the Philippine Sea plate, while the seismic zone striking N45° W represents a left-handed lateral fault line across the boundary.

Key words: hypocentral distribution, focal mechanisms, tectonic cause of earthquakes

1992 年 地 震 回 顧

辛 在 勤 張 建 興

中央氣象局地震測報中心

摘要

本研究利用中央氣象局地震網在1992年偵測及處理的4518個地震，探討其分布特性，並求得32個地震的斷層面解（包含4個地震序列），以此配合地震在空間上分布的特性剖析地震破裂過程和大地應力分布的關係。

一、前 言

1992年，中央氣象局地震網（CENTRAL WEATHER BUREAU SEISMIC NETWORK, CWBSN）收集及處理了4518個發生於台灣地區的地震，區域地震規模介於1.1至5.7之間，圖1a和1b分別為所有地震在空間和時間上（以每月為單位）所分布圖，單月份中以4月的485次地震為最多，主要係因於該月份19日和20日分別在西林和三義發生有感地震，並有明顯的餘震序列。

本文的目的在剖析1992年台灣地區地震活動的特性，選出其中32個地震，求取各個地震的斷層面解，並深入探討4個有明顯餘震的地震序列，以瞭解其震源破裂與地震活動的關係。

二、地震活動特性分析

從圖1a地震的分布可發現數個有趣的現象，首先在東北部的隱沒區，沿著經度以 0.2° 為寬度從西向東畫出地震分布的剖面圖（圖2）可明顯看出菲律賓海板塊下插於歐亞大陸板塊所形成的隱沒帶，且向東有呈現稍微偏陡削的趨勢，另外從C和D的剖面圖可知在 $24.5^{\circ} N$ 處，隱沒帶至約70公里處則略為平緩。其次從整體的地震分佈顯示數條線性的分布，例如在新竹、苗栗地區地震呈東南—西北走向，而在其南方的嘉南地區則有西南—東北的地震分布，使彰化地區形成一個低地震活動度的地區，這種特性與重力分析的北港高區似乎有密切的關係。

圖3a為淺層地震的分布圖（震源深度小於17公里），圖3b則為深層地震的分布圖（震源深度大於35公里）比較兩圖可知沖繩海槽作用引發的地震皆屬淺層地震，形成一東西走向的地震分布（圖3a），而在該地區的深層地震則呈均勻的分佈應屬於隱沒作用所引發的地震，此現象亦可從圖2的地震剖面圖中看出。另外在蘭陽平原南方東南外海延伸也有一條淺層地震的分布，其與板塊運動間的關係是一值得探討的問題。

圖4是1992年地震發生頻率與地震規模之關係圖，圖中直線為以 $\log N = a - b M$ 公式之迴歸結果，N為累積地震數，M為地震規模，a和b為兩常數，迴歸分析中是以0.2個規模單位為差距，規模的迴歸起始值為2.8，因在此值以上有較好的線性趨勢，迴歸後a和b值分別為6.2和0.99。

1992年2月18日在台灣西北部即中國大陸泉州外海發生兩次區域規模大於4.0的地震，對CWBSN來說該兩次地震皆屬網外地震，但仍有相當數目的測站記錄（多於40站），經定位震源深度分別收斂在70公里和20公里，為了探討網外地震震源深度的準確性，以固定深度方式重新定位，分析震源深度和RMS (Root-mean square of Travel time)的關係，圖5為此項分析之結果，圖中並以台灣東北部兩個隱沒帶的地震（深度70公里）作為比較，非常明顯泉州外海的兩個地震（實心方形）在震源深度20公里至80公里間其RMS幾乎無太大差別（ ± 0.15 秒），相反的隱沒帶的地震在深度約70公里處有極小的RMS值。此結果表示泉州外海地震

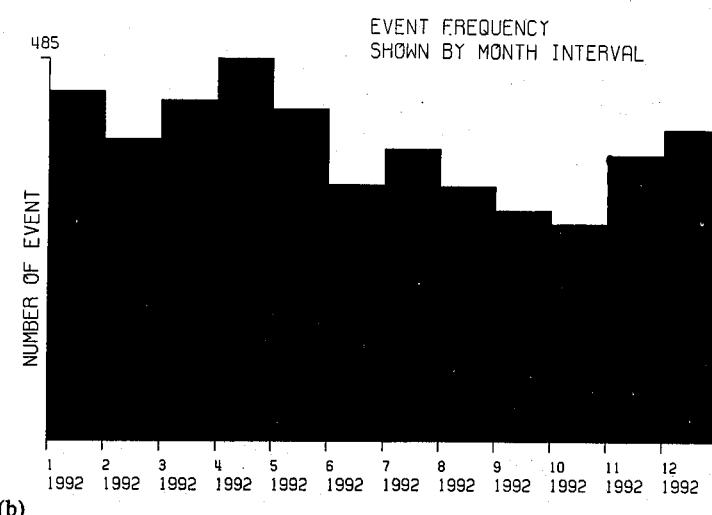
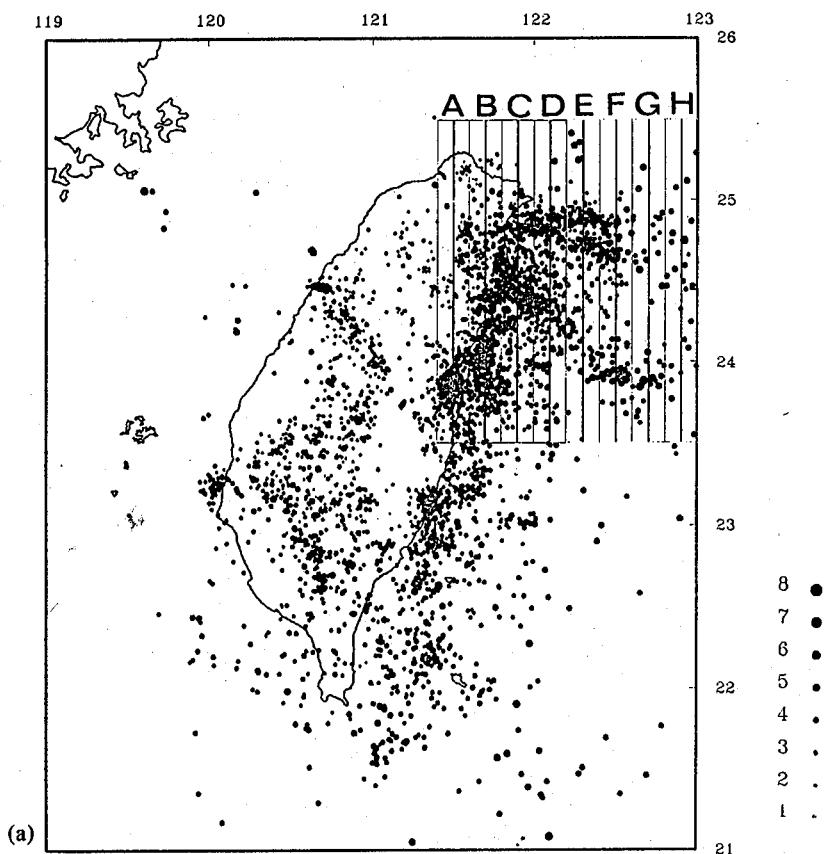


圖 1 (a)1992年4518個地震的空間分布圖

(b)地震的月發生次數分布圖

Figure 1 (a) Map of epicentral distribution of 4518 earthquakes in 1992.

(b) Monthly histograms of earthquakes in 1992.

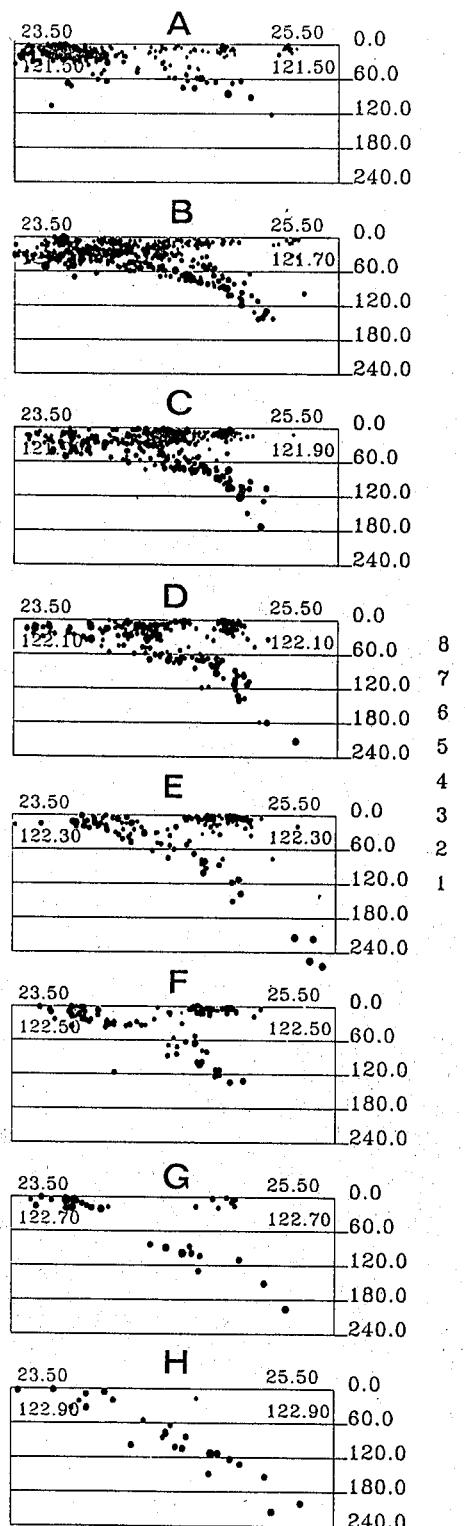
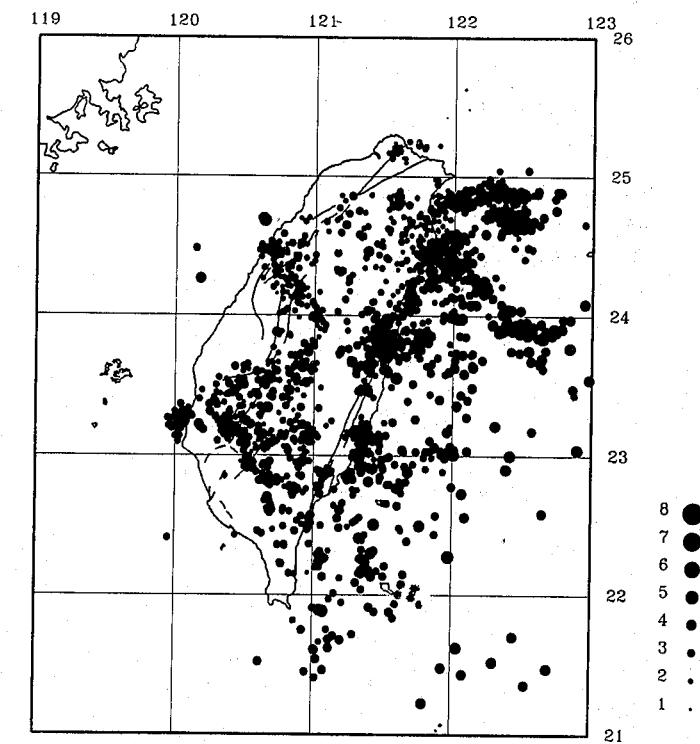
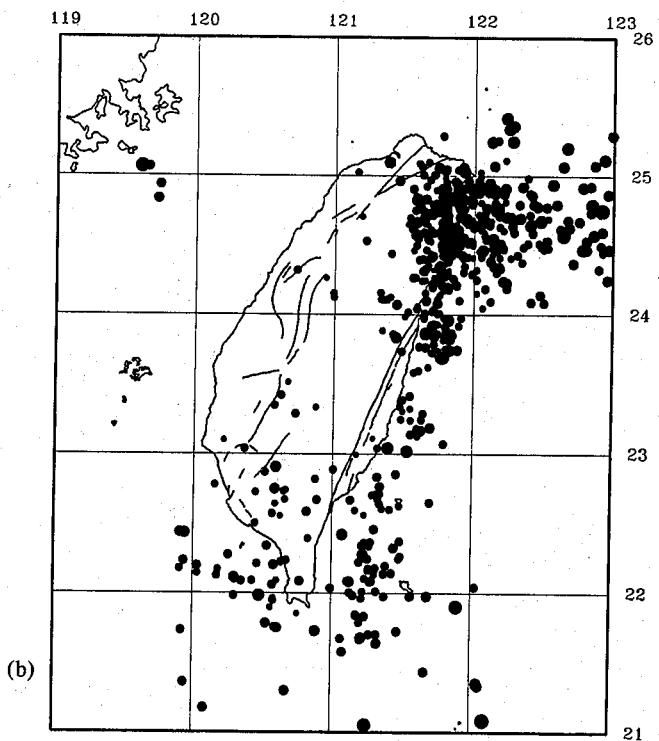


圖 2 圖 1a 中右上角（即台灣東北部）地震剖面圖

Figure 2 Cross sections of hypocentral distribution of northeast part of Taiwan.
The alphabets show the projection lines as in Figure 1a.



(a)



(b)

圖 3 (a)淺層地震（震源深度小於17公里）分布圖

(b)深層地震（震源深度大於35公里）分布圖

Figure 3 (a) Map of epicentral distribution for shallow earthquakes (focal depth less than 17 km).

(b) Map of epicentral distribution for deep earthquakes (focal depth large than 35 km).

CUMULATIVE RECURRENCE
 $\log N = 6.2 - .99 M$
 REGRESSION 2.80 TO 5.60

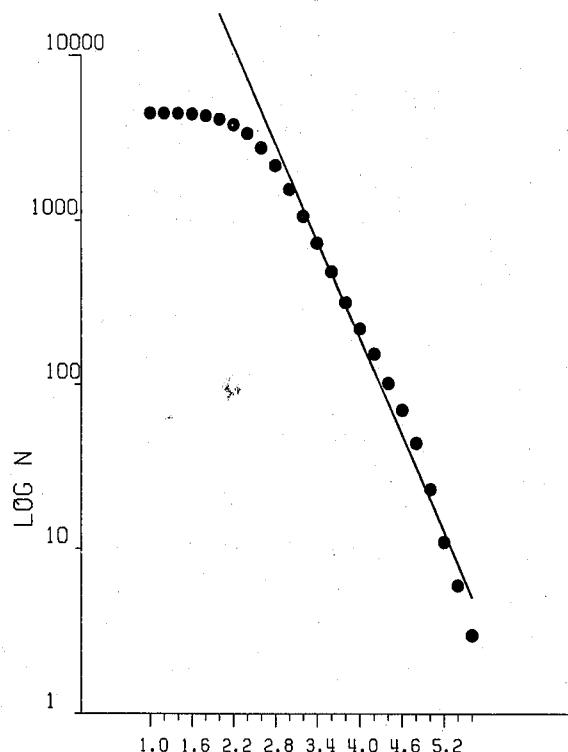


圖 4 1992年地震發生頻率與地震規模之關係，圖中直線為迴歸分析的結果
 Figure 4 Plot of earthquakes frequency vs local magnitude. The regression line is shown as straight line.

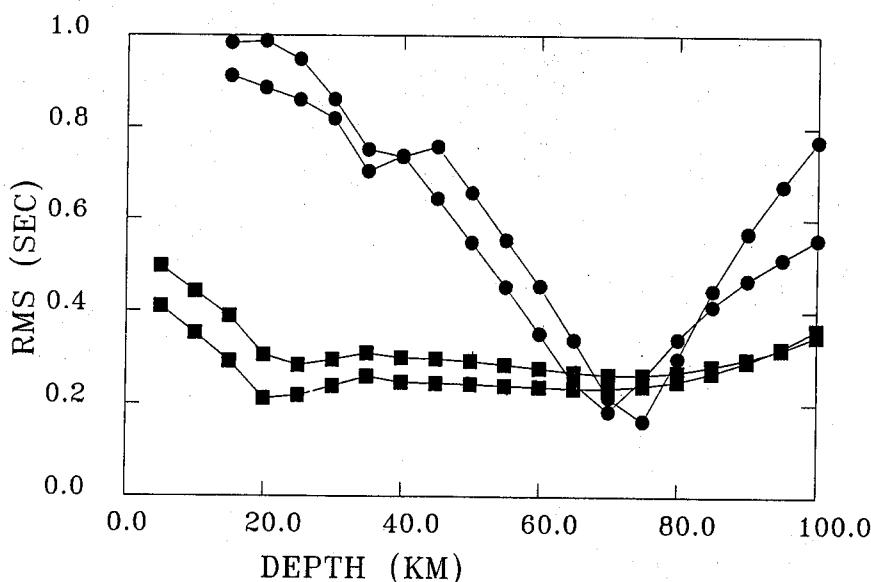


圖 5 震源深度和定位時之RMS的比較圖，依定位原理地震位置收斂於RMS極小值處，圖中實心方形為2月發生在泉州外海的地震，圓形則為台灣東北部隱沒帶的地震

Figure 5 Map of focal depth vs RMS of earthquake location.

震源深度的決定仍需依賴其他的資料作參考。

三、聯合震源定位及震源機制分析

1992年內計4次地震(區域地震規模大於5.0)有明顯的餘震序列，該4次地震之震源參數見表一(有星號者)，圖6為地震位置及其相關餘震(自動定位之結果)之分布圖。

利用聯合震源定位法(JHD, Joint Hypocentral Determination)將相同地震序列之地震重新定位，以主震為標準地震(Master event)，重新定位後，可使各地震的相對位置更為準確，藉此從地震序列在三度空間的分布，能更容易去分析該地震序列的震源破裂機制，以主震的測站初動訊息配合JHD後的餘震分布，則可提供選擇斷層面解的重要參考。

4月19日西林地震

地震規模5.6，發生在西林東方約20公里處，圖7a為該地震經JHD重新定位後之相關結果，左圖是經過JHD定位後的主震和餘震序列的震央分布圖，右上圖則為左圖小框內沿粗實線的地震分布剖面圖，右下圖是配合右上圖所求得主震的斷層面解，由右邊兩圖的結果可知，該地震序列的主要壓力來源是東南方向，顯示菲律賓海板塊的運動是該地震序列發生的主要應力來源。

4月20日三義地震

地震規模5.2，發生在三義西北約5公里處，位置在1935年新竹一台中烈震震源區北方約15公里的地方，此處在過去未曾發生規模大於5.0之地震。圖7b為JHD重新定位後之結果，其剖面圖及斷層面之析，皆與圖7a相同。此地震序列的震源深度大多介於5.0-10.0公里之間，震央分布是以東西走向為主，但從剖面圖可看出震源有向北傾斜的趨勢，因此選擇走向角度為 280° 的斷層面解為破裂面，則為帶右旋平移的正斷層型態。此結果與1935年新竹一台中烈震之逆斷層和平移斷層(顏，1985，葉等，1985)並不一致，但在該地區亦求得類似的斷層面解(本文後段)，顯示三義東北方地震破裂應為正斷層型態，並與1935年新竹一台中烈震中之數條斷層如獅潭斷層和屯子腳斷層並無關連，似可歸屬於新的局部斷裂。

5月28日成功地震

地震規模5.4，是台灣東部海岸山脈內的地震，在成功西北方約5公里處，亦是1992年所有地震中，在主震前短期內有前震現象的地震，主震發生前二天即出現明顯的前震，雖然次數並不密集，但最大的前震發生在主震前約3小時，規模達4.9。圖7c為JHD和破裂分析圖，從該圖可選取北偏東 20° 為破裂面，其傾斜角度為 60° 的逆斷層，略帶左旋平移成分，在剖面圖上沿此破裂面向地表延伸，其位置則在玉里斷層上，根據震後的調查，在沿海處有相同方向的地表破裂，雖非震源破裂面在地表上的證據，卻也可作為選擇斷層解的參考。

7月7日南澳地震

地震規模5.2，在南澳南方約3公里處，此地區在過去10年內僅在1986年4月8日發生過一次規模大於5.0的地震，在宜蘭的震度是3級，圖7d是該地震序列的分析結果，破裂面為北 20° 東，傾斜角度 75° 的逆斷層型態，主壓力軸是約東 50° 南的方向。

另外選取28個地震規模大於4.0的地震，震源參數列表於表1，以傳統下半平面投影的方式求取各個地震的斷層面解，圖8為此項分析結果，圖中實心圓、空心圓、T和P分別代表初上動、初下動、張力軸和壓力軸，寫於圖中的斷層面解為根據震央分布(圖1)特性來選取以供參考。圖9是將所有32個地震的震源機制繪於相關位置，圖中較大的4個震源機制圖是經地震序列分析後的結果，並將為分析地震和大地應力關係的主要依據。

四、討論與結論

本文以1992年發生於台灣地區的4518個地震為基礎，從時間和空間的角度分析地震活動特性及從震源機制探討地震的震源破裂與台灣地區大地應力分布的關係。

就地震的空間分布而言，有下列六點現象：

- (一)台灣東北地區的板塊隱沒帶，除了隱沒並略帶向東方稍傾斜外(辛，1992)，在北緯 24.5° 處其隱沒帶在深度約70公里處有一平緩地帶。
- (二)蘭陽平原東方外海，地震分布是東西向分

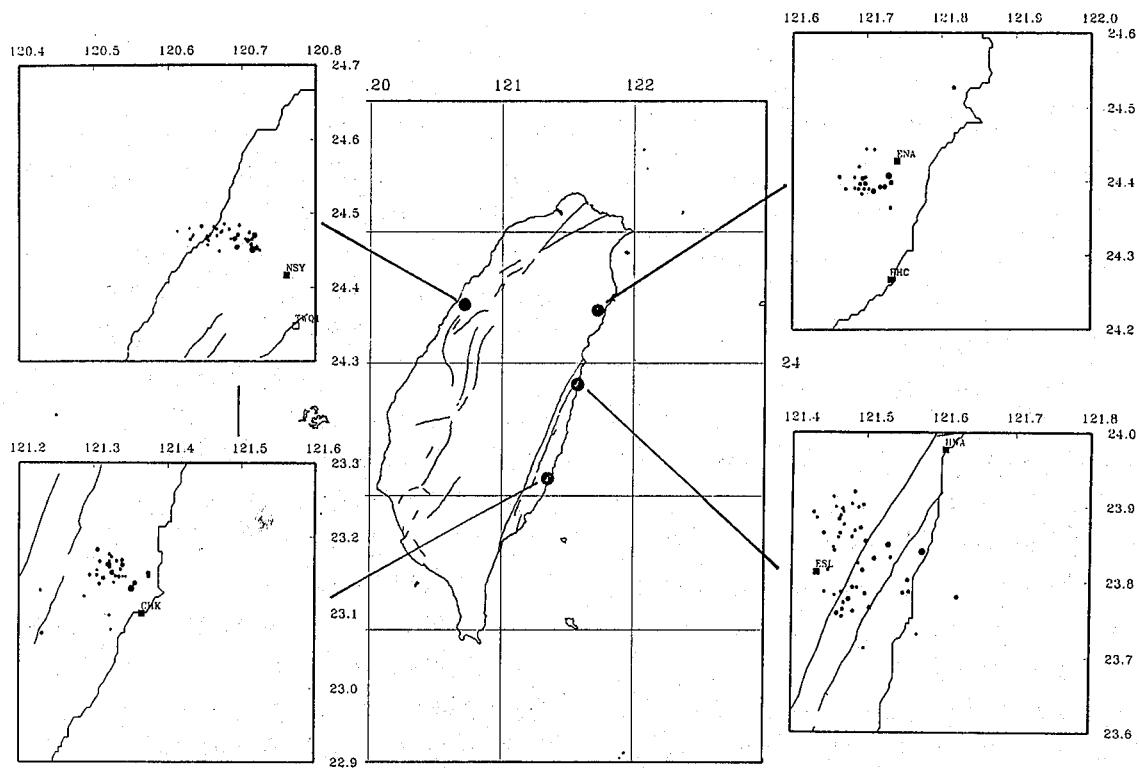


圖 6 4個地震序列的分布圖，各小圖則為主震和餘震的分布圖

Figure 6 Four earthquake sequences. Small figures are the epicentral distribution of each sequence.

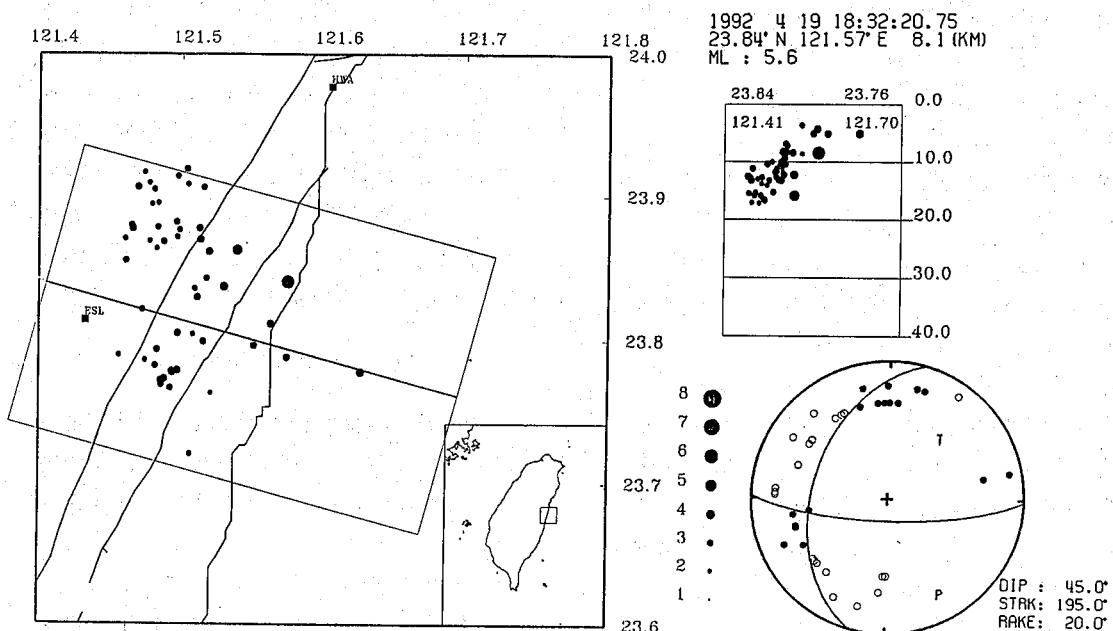


圖 7 (a)西村地震，JHD後地震分布，地震剖面，及斷層面圖

Figure 7 JHD results, cross section and focal mechanism.

(a) ESL earthquake sequence.

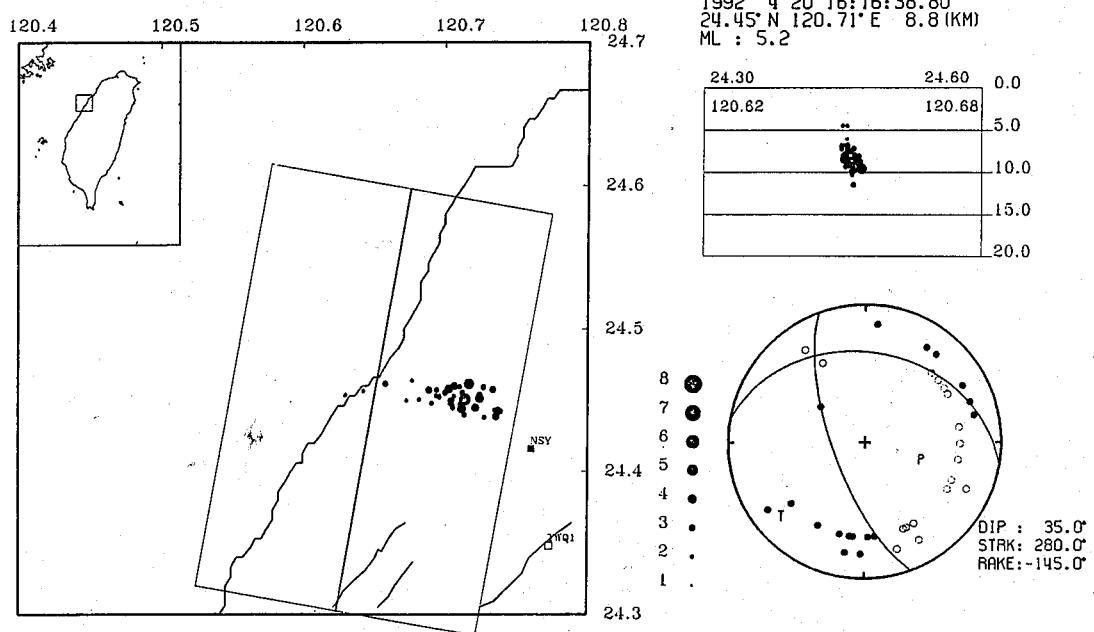


圖 7 (b)三義地震，JHD後地震分布，地震剖面，及斷層面圖

Figure 7 (b) NSY earthquake sequence.

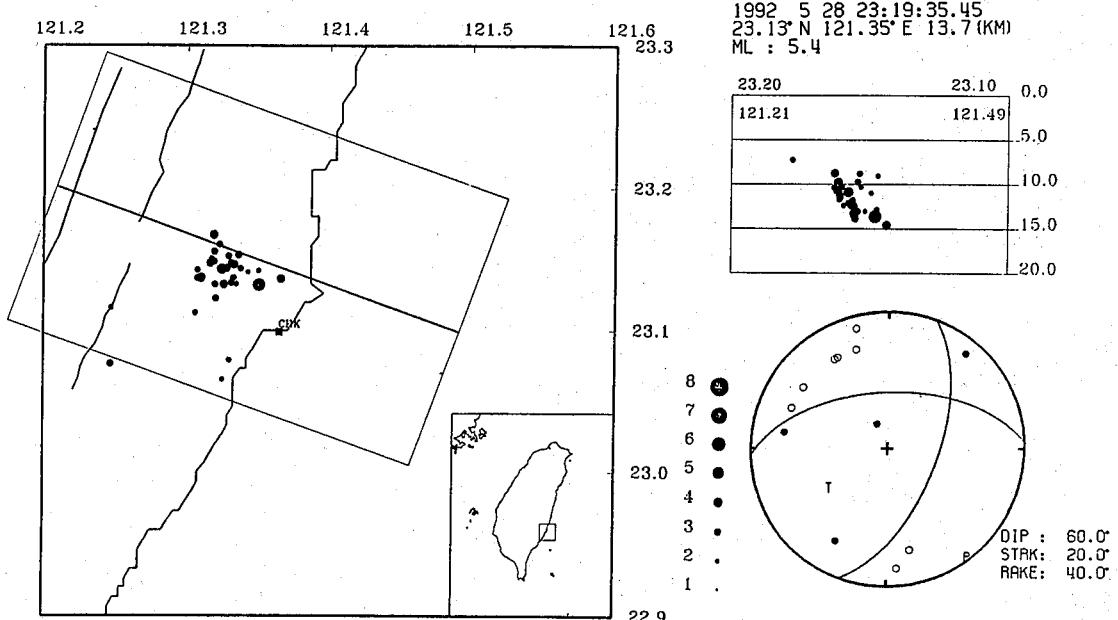


圖 7 (c)成功地震，JHD後地震分布，地震剖面，及斷層面圖

Figure 7 (c) CHK earthquake sequence.

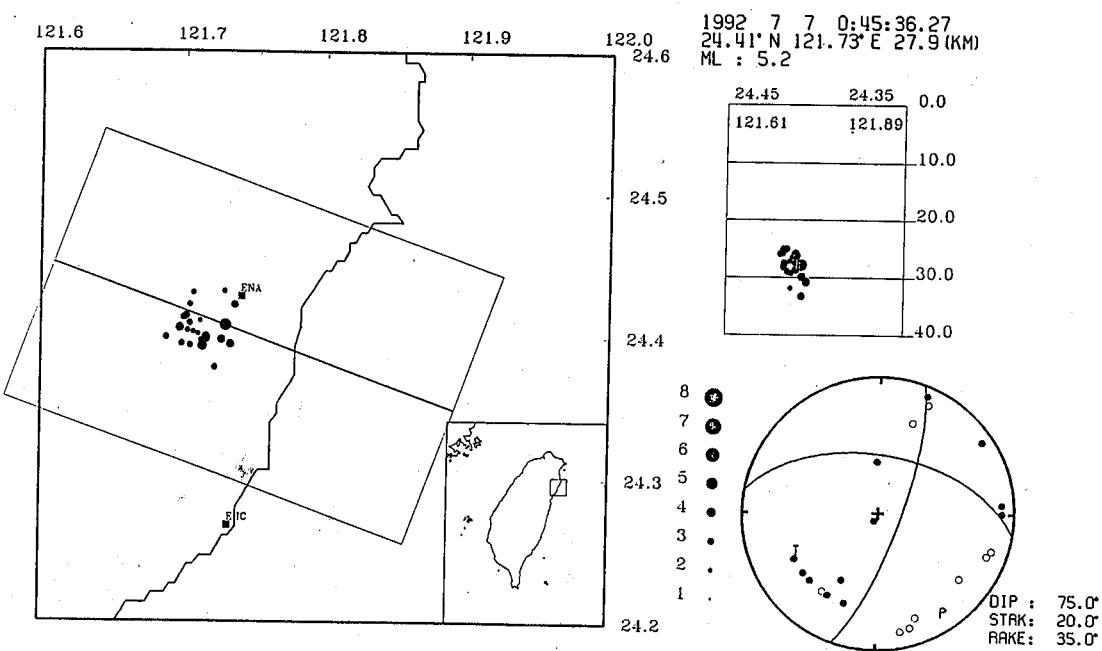
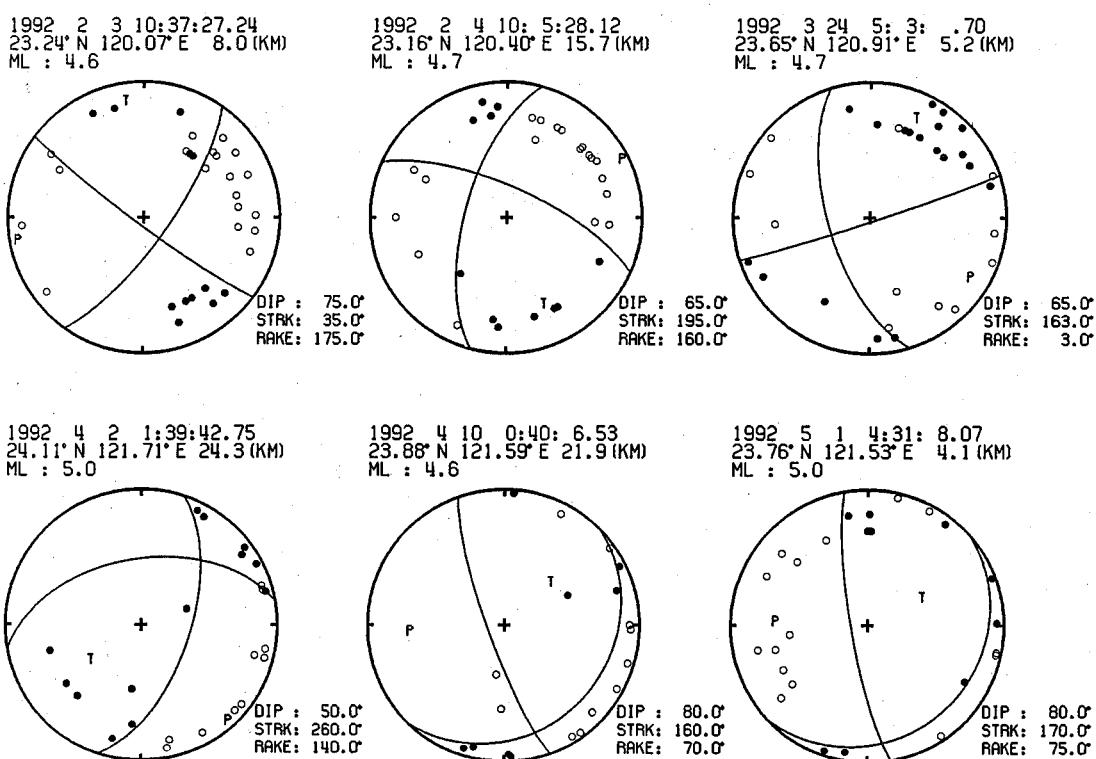
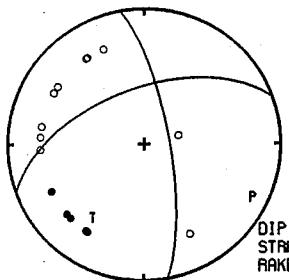


圖 7 (d) 南澳地震，JHD後地震分布，地震剖面，及斷層面圖

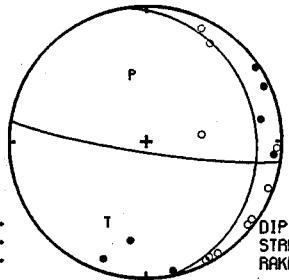
Figure 7 (d) ENA earthquake sequence.



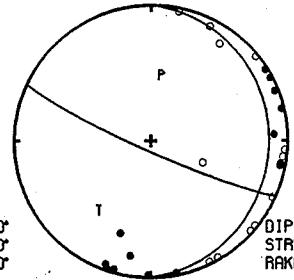
1992 5 26 21:47:15.48
23.11° N 121.43° E 16.7 (KM)
ML : 4.7



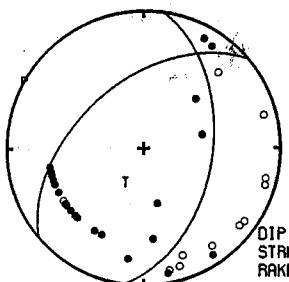
1992 5 31 13:16:47.94
23.83° N 121.55° E 20.8 (KM)
ML : 4.6



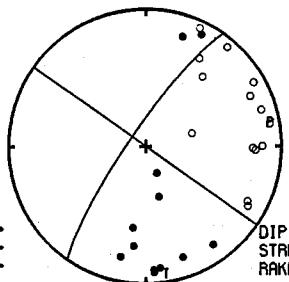
1992 6 14 4:31:47.05
23.77° N 121.53° E 19.1 (KM)
ML : 4.7



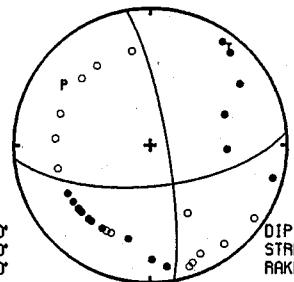
1992 6 30 13: 7:40.51
24.12° N 121.77° E 27.8 (KM)
ML : 4.9



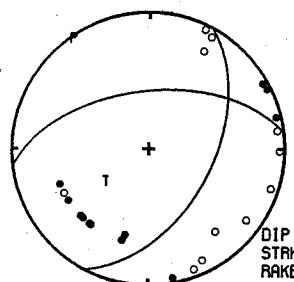
1992 7 7 10:24:35.80
23.87° N 121.66° E 50.0 (KM)
ML : 4.6



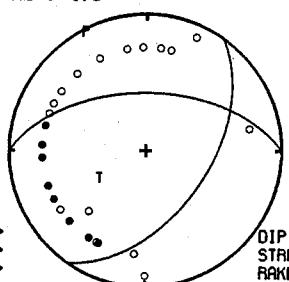
1992 7 24 5:26:55.84
24.07° N 121.85° E 27.4 (KM)
ML : 5.1



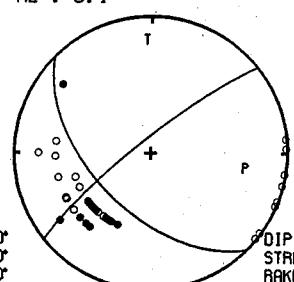
1992 7 27 15:33: 7.45
24.39° N 121.78° E 21.7 (KM)
ML : 4.9



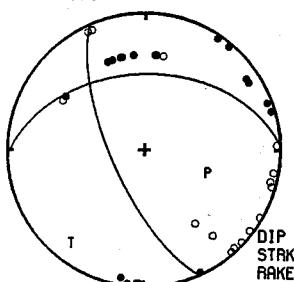
1992 7 30 14:41:31.38
23.56° N 121.59° E 14.0 (KM)
ML : 4.5



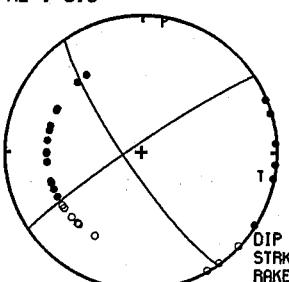
1992 8 6 21:29:15.06
24.66° N 122.46° E .9 (KM)
ML : 5.4



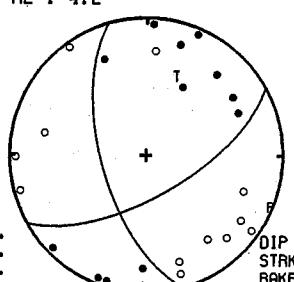
1992 8 8 13:34:22.91
22.59° N 121.26° E 19.7 (KM)
ML : 4.8



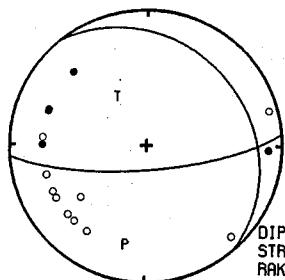
1992 9 28 14: 6: 2.85
23.88° N 122.67° E 17.6 (KM)
ML : 5.8



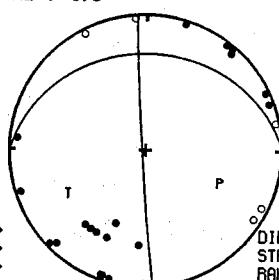
1992 11 22 14:25:22.30
23.34° N 120.67° E 12.1 (KM)
ML : 4.2



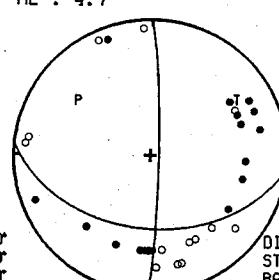
1992 12 7 6:14:42.31
24.24° N 122.22° E 13.6 (KM)
ML : 4.5



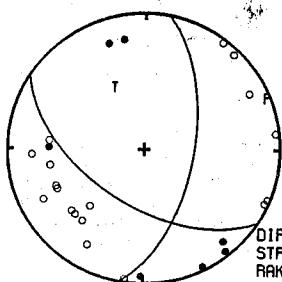
1992 12 8 14: 6:23.74
24.46° N 121.38° E 3.2 (KM)
ML : 4.0



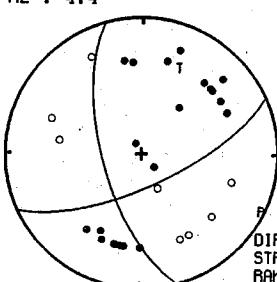
1992 12 10 19: 4:24.71
24.68° N 120.64° E 6.7 (KM)
ML : 4.7



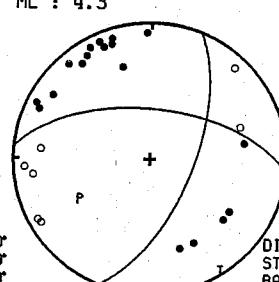
1992 12 12 2:27:15.88
24.32° N 121.84° E 3.0 (KM)
ML : 4.7



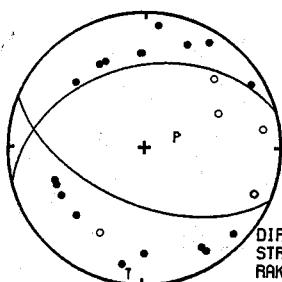
1992 12 16 12:29: 5.78
24.31° N 120.82° E 33.5 (KM)
ML : 4.4



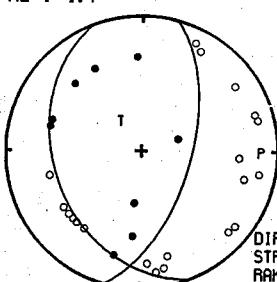
1992 12 23 18:43:50.57
24.19° N 120.17° E 27.1 (KM)
ML : 4.3



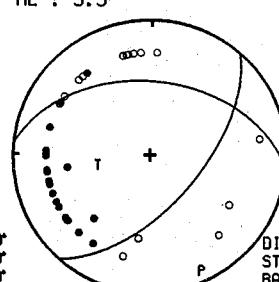
1992 12 24 14:32:44.12
23.62° N 121.60° E 29.1 (KM)
ML : 4.1



1992 12 25 5:37:47.24
24.11° N 121.71° E 30.8 (KM)
ML : 4.7



1992 12 28 5:23:25.34
23.86° N 121.80° E 15.9 (KM)
ML : 5.3



1992 12 29 12:13:28.51
23.90° N 122.73° E 5.0 (KM)
ML : 5.4

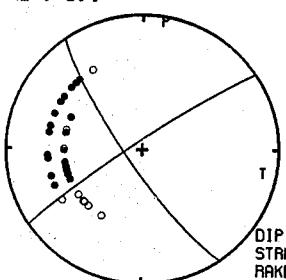


圖 8 28個地震的斷層面圖,所有地震的震源參數列於表1,
斷層面解則列於圖內。

Figure 8 Fault plane solutions of 28 earthquakes.

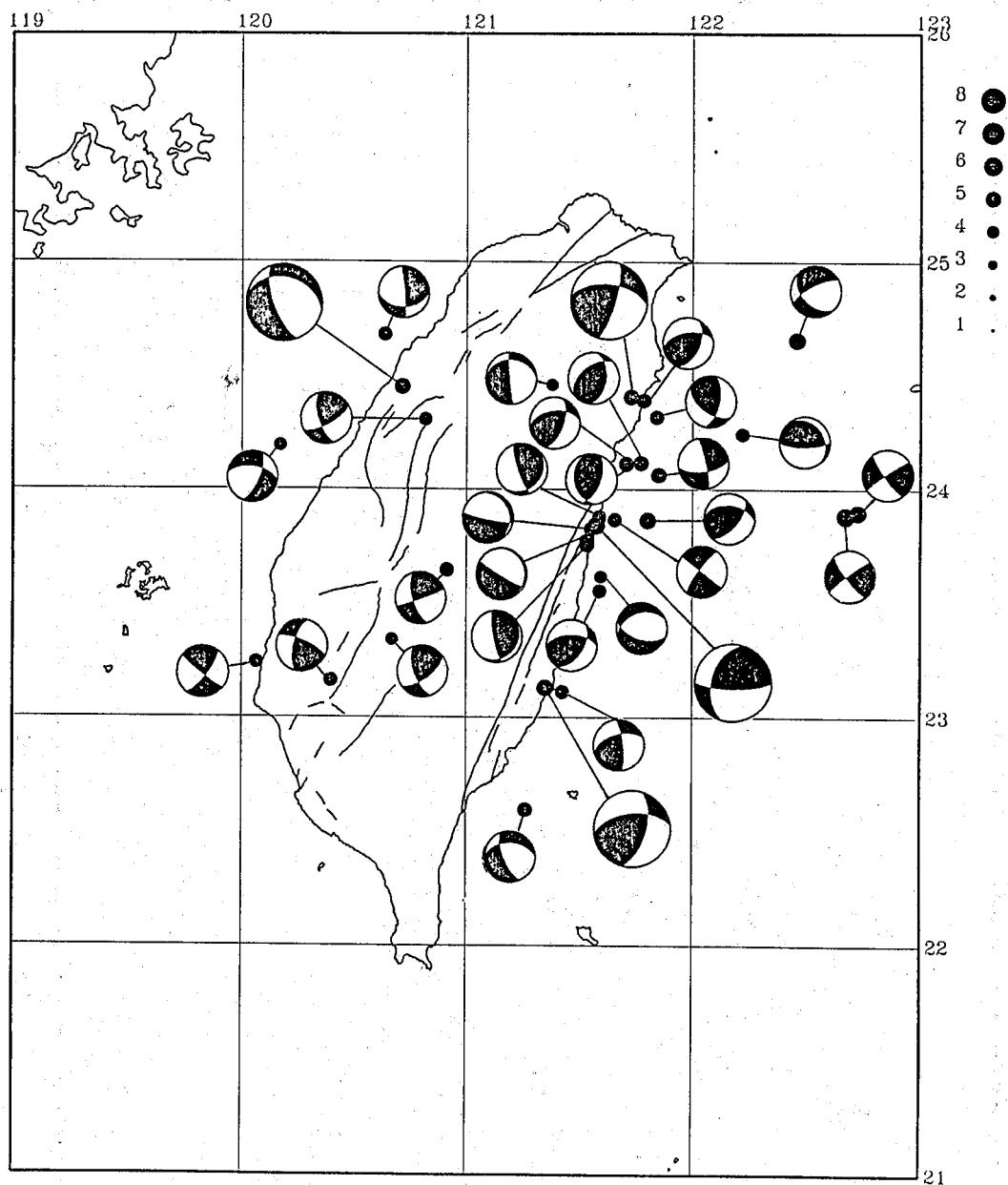


圖 9 圖7和圖8所得32組斷層面解之分布圖

Figure 9 Fault mechanisms of all 32 earthquakes.

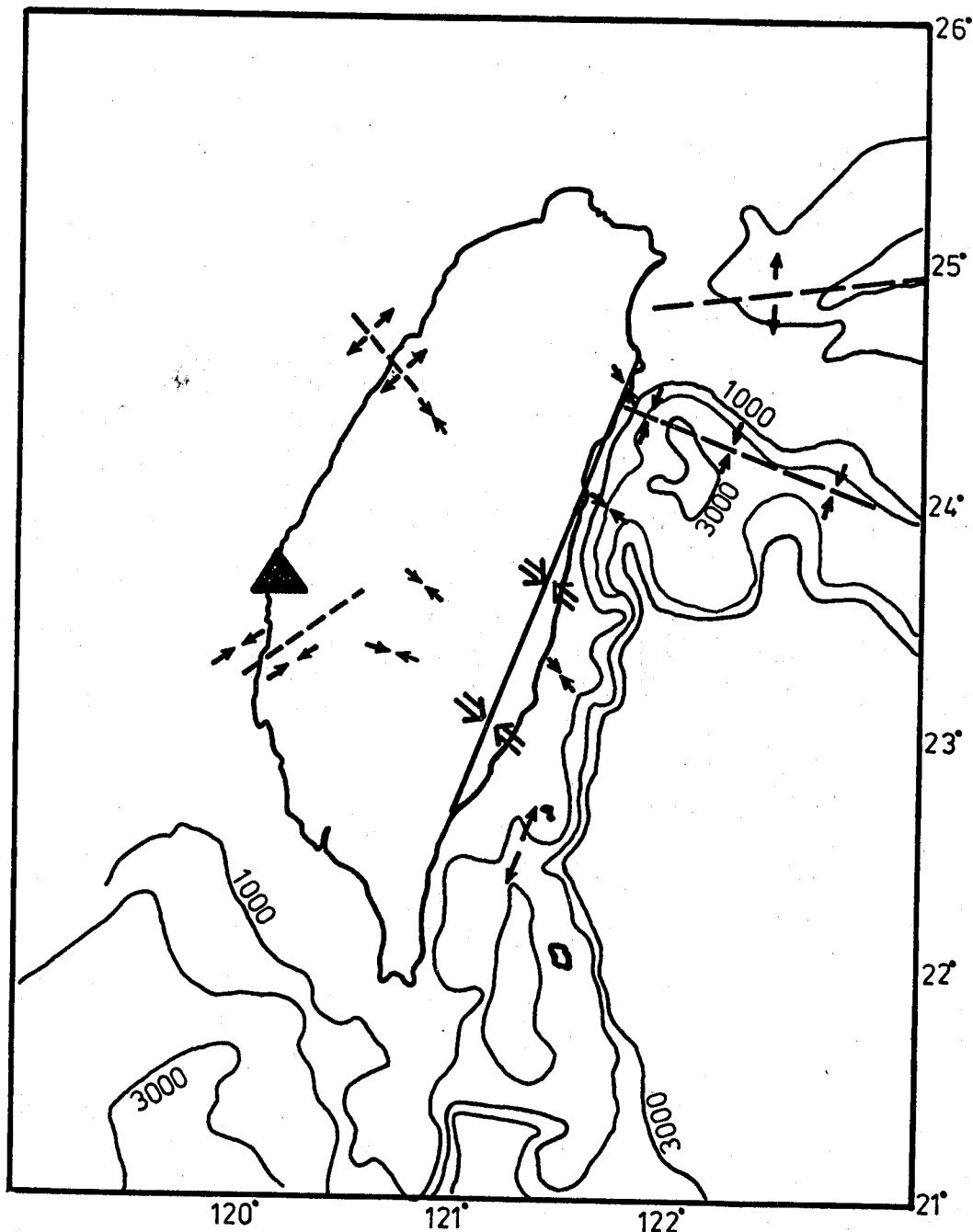


圖10 本文依圖9所提出台灣地區大地應力的分布圖，圖三角形為北港高區的位置，虛線為淺層地震的線性分布，海中的等值線為海底等高線，餘詳見本文。

Figure 10. Regional stress pattern of Taiwan area from Figure 9 detailed in text.

布且屬淺層地震，其深度大多小於17公里，而在該地區因隱沒作用所引發的地震，其震源深度則大於35公里。

(乙)蘭陽平原與方向東南外海沿伸的地震分布亦屬淺層地震（深度小於17公里）。

(丙)三義北方向西北延伸的地震分布，其震源深度則小於10公里。

(戊)嘉南平原的地震分布呈東北—西南走向，震源深度範圍較大，但大多屬地殼內地震。

(丙)大屯山附近的地震屬淺層的群狀分布，似與該地區的斷層無太多的關連，應為該火山活動所造成。

圖10為綜合圖9中32個地震的震源機制配合地震分布特性（圖1），而繪製的台灣地區大地應力分布圖，以箭頭相對表示主應力為壓型態，箭頭相反則為正斷層型態的張力軸，圖10的繪製以震源位置為基準，將有關連地震的震源機制一齊考慮，以平均方式重新組合其應力軸，如為逆

Table I Earthquake parameters
Earthquakes used for analysis of fault plane solution

YEAR	MO	DY	HR	MN	SEC	TIME	LOCATION		MAG.	
							LATITUDE N	LONGITUDE E	DEPTH KM	ML
1992	2	3	10	37	27.24	23 14.52	120 4.03	8.03	4.55	
1992	2	4	10	5	28.12	23 9.84	120 23.82	15.72	4.67	
1992	3	24	5	3	.70	23 38.77	120 54.86	5.19	4.69	
1992	4	2	1	39	42.75	24 6.84	121 42.45	24.29	4.98	
1992	4	10	0	40	6.53	23 52.63	121 35.26	21.94	4.58	
*	1992	4	19	18	32	20.75	23 50.43	121 34.47	8.07	5.57
*	1992	4	20	16	16	38.80	24 27.05	120 42.86	8.80	5.19
1992	5	1	4	31	8.07	23 45.53	121 31.98	4.06	4.96	
1992	5	26	21	47	15.48	23 6.79	121 25.58	16.68	4.69	
*	1992	5	28	23	19	35.45	23 7.93	121 21.05	13.68	5.44
1992	5	31	13	16	47.94	23 49.56	121 33.08	20.83	4.61	
1992	6	14	4	31	47.05	23 46.43	121 31.96	19.06	4.67	
1992	6	30	13	7	40.51	24 7.05	121 46.33	27.79	4.94	
*	1992	7	7	0	45	36.27	24 24.47	121 43.75	27.86	5.16
1992	7	7	10	24	35.80	23 51.95	121 39.32	49.98	4.60	
1992	7	24	5	26	55.84	24 3.96	121 51.06	27.36	5.07	
1992	7	27	15	33	7.45	24 23.51	121 47.04	21.68	4.87	
1992	7	30	14	41	31.38	23 33.37	121 35.46	14.03	4.51	
1992	8	6	21	29	15.06	24 39.60	122 27.41	.88	5.40	
1992	8	8	13	34	22.91	22 35.63	121 15.80	19.66	4.81	
1992	9	28	14	6	2.85	23 52.97	122 40.35	17.58	5.83	
1992	11	22	14	25	22.30	23 20.61	120 40.22	12.06	4.17	
1992	12	7	6	14	42.31	24 14.66	122 13.23	13.62	4.47	
1992	12	8	14	6	23.74	24 27.69	121 22.78	3.22	4.03	
1992	12	10	19	4	24.71	24 40.89	120 38.22	6.74	4.67	
1992	12	12	2	27	15.88	24 19.20	121 50.50	3.00	4.67	
1992	12	16	12	29	5.78	24 18.43	120 49.04	33.50	4.42	
1992	12	23	18	43	50.57	24 11.59	120 10.34	27.14	4.28	
1992	12	24	14	32	44.12	23 37.16	121 35.73	29.09	4.11	
1992	12	25	5	37	47.24	24 6.82	121 42.58	30.80	4.67	
1992	12	28	5	23	25.34	23 51.83	121 48.15	15.89	5.31	
1992	12	29	12	13	28.51	23 53.79	122 43.57	5.01	5.42	

* Used for JHD

斷層則以壓力軸來平均，反之如為正斷層則用張力軸來平均，將此方式所得的壓力軸繪於相對的位置上，圖中台灣外海的等值曲線代表海底地形狀況，以每1000公尺為單位間隔，作為地震分布特性、大地應力與海底地形之間相關性解釋時之參考，實心三角形為北港高區的地理位置，台灣東部的斜線則為台東縱谷的位置。

整體而言，台灣東南部份呈現東南—西北的壓力分布與菲律賓海板塊的運動方向吻合，此結果亦與林等（1985）的結果一致，唯似乎此方向之應力可沿伸至南澳附近，而從南澳附近（蘭陽平原南方）向東南外海的地震卻表現出約南北方向的壓力型態，兩種型態的應力使南澳地區的破裂機制非常複雜，須更多的資料並從不同深度分別方能有進一步的釐清。至於蘭陽平原外海因沖繩海槽作用所引發的地震為正斷層，顯然是因南北方向張力所造成。此兩條張力型態的地震分佈，似與該地區的海底地形有非常密切的關係。

三義西北方的地震有東北—西南張力型態的

應力分布，而嘉南平原則東北—西南壓力的應力分布，這兩條線性分布的地震帶交叉，其中為高震非常少的北港高區，顯然就區域性而言，北港高區是造成台灣西部應力特殊分布的原因之一。

五、參考資料

- Lill, C. H., Y. H. Yeh and Y. B. Tsai (1985) Determination of regional principal stress determination from fault plane Solutions. Bull, Znst. Earth Sciences, Academia Sinica, 5, 67-86.
- 辛在勤，（1992），中央氣象局地震監測網資料對台灣地震活動的研究，氣象學報，38, 1, 23-48。
- 顏滄波，（1985）1935年新竹—台中大地震調查之回顧，1935年新竹—台中大地震五十週年紀念研討會論文集，11-17。
- 葉義雄，顏宏元和蔡義本，（1985）利用地震與重力資料分析1935年地震斷層，1935年新竹—台中大地震五十週年紀念研討會論文集，68-82。

EARTHQUAKES IN 1992

Shin Tzay-chyn Chang Zein-shen

Seismological Observation Center Central Weather Bureau

ABSTRACT

In 1992, a total of 4518 earthquakes in the Taiwan area were detected by the Central Weather Bureau Seismic Network. All earthquakes were well located. The hypocenters of all events reveal some interesting distribution which can be related to the tectonic features of the Taiwan area. The study analyzes the regional stress pattern based on the fault plane solutions of 32 earthquakes which include four earthquake sequences. The pattern shows a good relationships between the hypocentral distribution and the tectonic features of the area.

SIMMETEO模式在台灣地區之評估研究

張佑芳

中央氣象局

耿旭

加州大學Davis分校教授

摘要

利用SIMMETEO模式，模擬台灣地區台中、花蓮和台東等三地區之雨日、雨量、最高氣溫、最低氣溫及風速等五項氣象觀測值。所產生之模擬值與實際值極接近，惟台東地區的模擬成效不及其他二個地區。由本文獲知，在台灣的氣候條件下，此SIMMETEO模式不失為一適用且具研究性之工具，可用來評估氣象衝擊對台灣農業之影響。

關鍵詞：SIMMETEO模式，氣象衝擊。

一、前言

降雨之總量與分布為重要之氣象特徵，且對農業的影響至深。其除了對土壤中之水份平衡有直接影響外，亦與溫度、濕度和日射量有密切關係。因此，近年來，許多農藝專家及學者致力於發展雨量模式和模擬方法，以分析降雨資料，並評估其對農業之影響。其中有一簡易且有效的方法，係結合馬可夫鏈（Markov chain）和 r 分布方程式（gamma distribution function）開發而成，惟其需要長期之逐日氣象資料（Richardson and Wright, 1984）。其次，由於雨量分布為正偏態（positive skewness），因此， r 分布方程式中之 β 參數與每一雨日總雨量之關係極密切。

近數年來，亦有許多氣象模擬模式被陸續發展出來(Bruhn et al., 1980; Larsen and Pense, 1982; Nicks and Harp, 1980)，該些氣象模擬模式與作物或病蟲害模式結合使用，能用來評估氣象對作物生產或農業系統之衝擊（impact）。但大多數可採用之氣象模擬因子仍須長期之逐日氣候資料，以定出模式參數。因此，在缺少長期逐日氣候資料之地區，則無法利用此些模式。有鑑於此，Geng et al. (1986)首先發展出雨量模擬模式，以月資料代替日資料。該法主要是基於變遷機率（transitional probabilities）與每月雨日比值之線

性關係。Geng和Auburn (1987)將此雨量模擬模式擴展為氣象模擬模式，仍採用月資料代替日資料。經由菲律賓Los Baños、加州Davis和荷蘭Wageningen三地區之資料測試，發現其誤差甚小。

此SIMMETEO模式（Geng et al., 1988）的主要功能乃在於評估氣象之影響力。並可用來評估氣象對農業衝擊（impact）之影響（Barry and Geng, 1990），更可用來評估大氣中二氧化碳加倍後對農作物和自然界族群的衝擊（Rosenzweig and Dickinson, 1986；Geng and Cady, 1991）。氣候模擬法亦可用在工程設計上，以決定工程或建築物對於某種氣候條件下的承受力。甚至於在決定各地區能源消耗量上，氣候模型亦有一定之應用價值（United Nations, 1991）。

本文中，我們採用SIMMETEO模式，評估其在台灣地區之模擬成效，並瞭解其在台灣地區應用之可行性。初步選擇台中、花蓮和台東等三地區之長期氣候資料，進行氣象之模擬。

二、方法

(一) 氣候

本文僅選用台中、花蓮和台東等三站進行模擬驗證。一般而言，台灣東部地區的氣候變化波度較北部、南部為大。倘若SIMMETEO能正確的模擬台灣東部地區的氣候，相信亦能圓滿模擬北

部、南部的氣候特徵。

初步選取交通部中央氣象局所屬氣象站，台中、花蓮和台東等三站33年之氣候資料（西元1958年至1990年），包括雨日、雨量、最高氣溫、最低氣溫及風速等五項氣象觀測值。

(二) 氣象模擬模式

本文採用Geng et al. (1988) 所發展之電腦軟體SIMMETEO進行氣候模擬分析。該軟體係結合降雨模擬模式 (Geng et al., 1986) 及溫度和日射量模式 (Geng and Auburn, 1987) 而成。根據該模式之要求，輸入有關月氣候平均資料，即可產生逐年之月氣象模擬參數與日模擬值。並利用SAS套裝軟體中之PROC MEANS運算月氣候資料之標準偏差 (standard deviation) (SAS, 1985)。

SIMMETEO電腦程式中之降雨模擬模式分兩部份，一是馬可夫鏈 (Markov chain)，一是 γ 方程式 (gamma function)。該些公式早已普遍被用來敘述降雨的統計規律 (Berman, 1971；Caskey, 1963)。Geng et al. (1986) 建立一些參數間經驗關係模型，因而大量減少所需估計參數的觀測數據。將過去需要日雨量值方能進行模擬的方法簡化為僅需要月平均值即可進行模擬。同理， γ 方程式亦可用來模擬風速的變化。

氣溫模擬模式的原理簡述於下：

$$X_{ij} = \bar{X}_{ij} (1 + d_{ij} C_{ij})$$

X_{ij} ：代表第 j 日溫度 ($i = 1$ ，為日高溫； $i = 2$ ，為日低溫)。

\bar{X}_{ij} ：代表第 j 日的長期平均值。

d_{ij} ：代表背景噪音值。

C_{ij} ：代表每日變異係數。

$$\bar{X}_{ij} = a_{0i} + a_{1i} \cos [2(j-q)/365]$$

a_{0i} ：指年平均值

a_{1i} ：指振幅係數

j ：日數， $j = 1, 2, \dots, 365$ 。

q ：最高值發生的日期。

同時， $\underline{d}_{ij}' = (d_{1j}, d_{2j})$

$$\underline{d}_{ij} = B_0 d_{1j-1} + B_1 e_j$$

而且， $B_0 = R_1 R_0^{-1}$ ；

$$B_1 B_1' = R_0 - R_1 R_0^{-1} R_1'$$

其中 R_0 是相關係數矩陣 (cross correlation matrix)。 R_1 為差一日之變數間相關矩陣 (serial correlation matrix)。 e_j 是隨機向量，假設為多元正態分布，其平均值為0，變方為1，協變方 (covariance) 為0。而變異係數為

$$C_{1j} = (0.536 - 0.00573 a_{0j})$$

$$- \exp(-4.63 + 0.0952 a_{1j}) \cos [2(j-q)/365]$$

$$C_{2j} = \exp(-0.0466 a_{0j})$$

$$- \exp(-4.64 + 0.146 a_{1j}) \cos [2(j-q)/365]$$

a_{0j} ， a_{1j} 及 q 係由平均模式中得出之係數。

三、結果

以Geng et al. (1986, 1988) 及Geng和Auburn (1987) 發展之氣象模擬模式SIMMETEO電腦程式，模擬台灣地區台中、花蓮和台東等三個地區之雨日、雨量、最高氣溫、最低氣溫及風速等五項月氣象資料，其模擬值、實際值和標準偏差均列於表1、2和3。由該模式所獲得之模擬值和實際值之差值，與實際值比較，其百分率因氣象要素、地區和月份而異。

以雨日而言，台中、花蓮和台東等三個地區最大月誤差均未超過1天 (圖1)。年均誤差方面，台中和花蓮地區為0，台東地區誤差較大，約為3天。雨量方面，平均年雨量誤差分別是台中約為3%，花蓮約為1%，台東約為6%。月雨量方面，以台東地區的變異較大，最大誤差約為24% (6月)，最小誤差為0% (7月)；台中地區最大誤差約為11% (8月)，最小誤差約為1% (7月)；花蓮地區最大誤差約為13% (7月)，最小誤差約為2% (1月) (圖2)。平均最高氣溫方面，模擬值與實際值之差異不大 (圖3)。一般而言，模擬結果以冬季偏高，春季略低，夏秋二季與實際高溫十分接近。年平均最高氣溫的差異皆低於0.2°C。月平均最高氣溫方面，台中地區最大月誤差約為1.3°C (2月)，最小月誤差約為0.1°C (6月、7月)；花蓮地區最大月誤差約為0.9°C (4月)，最小月誤差為0 (8月)；台東地區最大月誤差約為1.3°C (4月)，最小誤差為0 (8月)。最低氣溫的模擬結果和最高氣溫的結果類

表 1. 台中地區主要氣象要素之氣候與模擬值

Table 1. The climatic and simulated data of main weather elements in Taichung.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	AV/Total
雨 日 Wet days (day)													
實際值 Real data													
Mean	4	6	8	7	9	12	9	11	7	2	2	3	81
SD	2.2	4.8	4.8	4.3	3.7	4.2	3.4	4.4	3.3	1.8	1.8	2.3	12.4
模擬值 Simulation data													
Mean	4	6	8	7	9	12	9	11	7	2	2	3	81
SD	1.9	2.6	3.9	3.5	3.4	2.7	3.2	3.5	2.7	1.4	1.7	2.1	9.6
總雨量 Rainfall (mm)													
實際值 Real data													
Mean	33.1	69.8	88.2	109.5	219.1	358.3	222.7	333.7	134.6	12.8	19.6	21.9	1623.4
SD	25.2	85.1	73.2	96.2	118.8	227.0	150.4	212.0	148.0	15.8	21.3	23.9	368.7
模擬值 Simulation data													
Mean	34.4	75.3	83.1	101.8	234.5	326.7	221.1	297.7	148.3	12.4	17.8	20.7	1573.8
SD	25.4	47.8	49.8	71.1	144.7	151.8	126.9	181.8	83.1	17.1	22.9	19.6	352.1
最高氣溫 High temperature (°C)													
實際值 Real data													
Mean	21.8	22.2	24.6	27.9	30.3	31.7	33.1	32.6	32.0	30.3	27.2	23.6	28.1
SD	1.3	1.9	1.6	1.3	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.7	1.1	1.4	0.4
模擬值 Simulation data													
Mean	22.9	23.5	24.2	26.9	29.2	31.6	33.2	33.0	31.8	29.9	26.8	24.1	28.1
SD	1.9	1.8	2.0	1.3	1.3	0.9	0.7	1.0	0.9	1.4	1.7	1.6	0.6
最低氣溫 Low temperature (°C)													
實際值 Real data													
Mean	11.4	12.7	15.1	18.9	22.2	23.8	24.7	24.5	23.4	20.6	17.1	13.1	19.0
SD	1.8	1.4	1.2	1.0	0.6	0.6	0.5	0.5	0.7	1.2	1.2	1.4	0.4
模擬值 Simulation data													
Mean	12.4	13.2	14.4	17.3	20.7	23.8	25.4	25.2	23.3	20.4	16.8	13.9	18.9
SD	1.6	1.5	1.5	0.9	0.7	0.4	0.9	1.2	0.2	0.7	1.3	1.2	0.4
風速 Wind speed (m/s)													
實際值 Real data													
Mean	2.0	2.0	1.8	1.5	1.4	1.5	1.6	1.5	1.6	1.8	1.9	1.9	1.7
SD	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
模擬值 Simulation data													
Mean	1.9	2.0	1.7	1.6	1.4	1.5	1.6	1.5	1.7	1.7	1.9	1.8	1.7
SD	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.1

SD : Standard deviation

表 2. 花蓮地區主要氣象要素之氣候與模擬值

Table 2. The climatic and simulated data of main weather elements in Taichung.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	AV/Total
雨 日 Wet days (day)													
實際值 Real data													
Mean	11	13	13	12	15	12	7	10	11	11	11	9	133
SD	3.9	4.0	3.7	3.7	3.6	3.8	2.8	5.4	4.0	4.4	3.1	3.1	14.2
模擬值 Simulation data													
Mean	11	13	13	12	15	12	7	10	11	11	11	9	133
SD	3.6	3.7	3.6	3.6	3.2	3.4	2.8	3.1	3.9	3.6	3.6	3.4	12.4
總雨量 Rainfall (mm)													
實際值 Real data													
Mean	82.9	100.7	97.1	115.2	206.1	242.6	192.2	236.3	376.8	300.0	155.0	62.8	2167.8
SD	64.7	78.6	50.7	81.4	120.0	166.3	162.0	189.4	234.2	321.6	146.8	37.9	448.9
模擬值 Simulation data													
Mean	81.3	105.6	92.1	122.4	216.0	248.4	167.9	239.4	348.3	287.2	168.1	71.0	2147.8
SD	40.5	58.2	39.0	54.4	79.1	110.5	112.2	143.1	180.8	138.0	84.2	40.1	393.4
最高氣溫 High temperature (°C)													
實際值 Real data													
Mean	20.6	21.2	23.1	25.9	28.3	30.0	31.6	31.5	30.4	28.0	25.1	22.3	26.5
SD	1.3	1.6	1.1	1.0	0.8	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.8	1.3	0.4
模擬值 Simulation data													
Mean	21.9	21.8	22.7	25.0	28.2	30.2	31.9	31.5	29.8	27.4	24.6	22.2	26.4
SD	1.8	2.3	2.5	1.7	1.8	1.6	1.4	1.6	1.8	2.0	1.9	2.2	0.7
最低氣溫 Low temperature (°C)													
實際值 Real data													
Mean	14.4	15.1	16.9	19.5	22.0	23.7	24.9	24.6	23.5	21.3	18.9	15.9	20.1
SD	1.2	1.3	1.1	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.9	0.9	1.1	0.5
模擬值 Simulation data													
Mean	14.8	15.6	16.4	18.8	21.6	23.8	25.0	24.9	23.4	21.0	18.5	16.2	20.0
SD	1.1	1.4	1.1	0.7	0.5	0.2	0.93	0.1	0.3	0.6	0.8	1.1	0.3
風速 Wind speed (m/s)													
實際值 Real data													
Mean	2.8	2.7	2.5	2.4	2.1	2.1	2.2	2.1	2.3	2.7	2.9	2.9	2.5
SD	0.5	0.5	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.5	0.7	0.5	0.3
模擬值 Simulation data													
Mean	2.8	2.7	2.40	2.3	2.1	2.1	2.1	2.0	2.3	2.7	2.9	3.0	2.5
SD	0.5	0.4	0.5	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.5	0.5	0.5	0.1

SD : Standard deviation

表 3. 台東地區主要氣象要素之氣候與模擬值

Table 3. The Climatic and simulated data of main weather elements in Taitung.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	AV/Total
雨 日 Wet days (day)													
實際值 Real data													
Mean	6	7	8	8	11	11	9	10	12	8	6	5	102
SD	3.0	3.3	3.1	2.9	3.9	4.1	4.0	4.8	3.4	4.0	2.9	2.4	14.5
模擬值 Simulation data													
Mean	6	7	8	9	10	12	10	9	11	8	7	5	105
SD	3.3	2.4	3.4	3.3	3.2	4.1	2.8	3.3	3.4	2.9	3.0	2.7	9.2
總雨量 Rainfall (mm)													
實際值 Real data													
Mean	49.0	43.9	50.0	79.3	167.6	252.6	282.9	284.8	307.2	196.1	82.7	37.2	1833.3
SD	44.9	31.9	31.3	57.8	121.9	181.9	197.7	221.5	241.3	212.1	83.4	36.1	533.8
模擬值 Simulation data													
Mean	49.6	39.4	62.0	94.7	162.2	313.3	301.7	284.7	275.5	227.6	85.8	42.8	1939.3
SD	34.7	23.1	36.9	51.6	79.3	160.5	138.5	165.8	128.6	137.8	50.4	29.3	338.5
最高氣溫 High temperature (°C)													
實際值 Real data													
Mean	22.6	23.2	25.1	27.6	29.8	31.0	32.1	31.9	30.9	29.0	26.4	23.8	27.8
SD	1.1	1.5	1.0	1.0	1.0	0.8	0.8	0.8	0.9	0.7	0.8	1.0	0.4
模擬值 Simulation data													
Mean	23.3	24.1	24.8	26.3	28.7	30.9	31.9	31.9	30.3	28.4	26.2	24.4	24.6
SD	2.1	2.0	1.5	1.8	1.3	1.4	1.3	1.6	1.7	1.5	1.4	2.3	0.7
最低氣溫 Low temperature (°C)													
實際值 Real data													
Mean	15.9	16.7	18.4	20.8	23.2	24.5	25.4	25.3	24.3	22.5	20.1	17.3	21.2
SD	1.2	1.3	0.9	0.8	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	0.8	0.8	1.0	0.4
模擬值 Simulation data													
Mean	16.6	17.2	18.2	20.2	22.6	24.8	25.8	25.5	24.1	21.9	19.4	17.5	21.2
SD	1.1	1.2	0.7	0.8	0.6	0.4	0.2	0.3	0.5	0.6	0.9	1.3	0.3
風速 Wind speed (m/s)													
實際值 Real data													
Mean	2.8	2.7	2.6	2.4	2.1	2.1	2.2	2.2	2.4	2.9	3.0	2.9	2.5
SD	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.7	0.7	0.7	0.5
模擬值 Simulation data													
Mean	2.7	2.7	2.5	2.4	2.0	2.1	2.1	2.1	2.4	2.9	3.2	2.9	2.5
SD	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.4	0.5	0.5	0.1

SD : Standard deviation

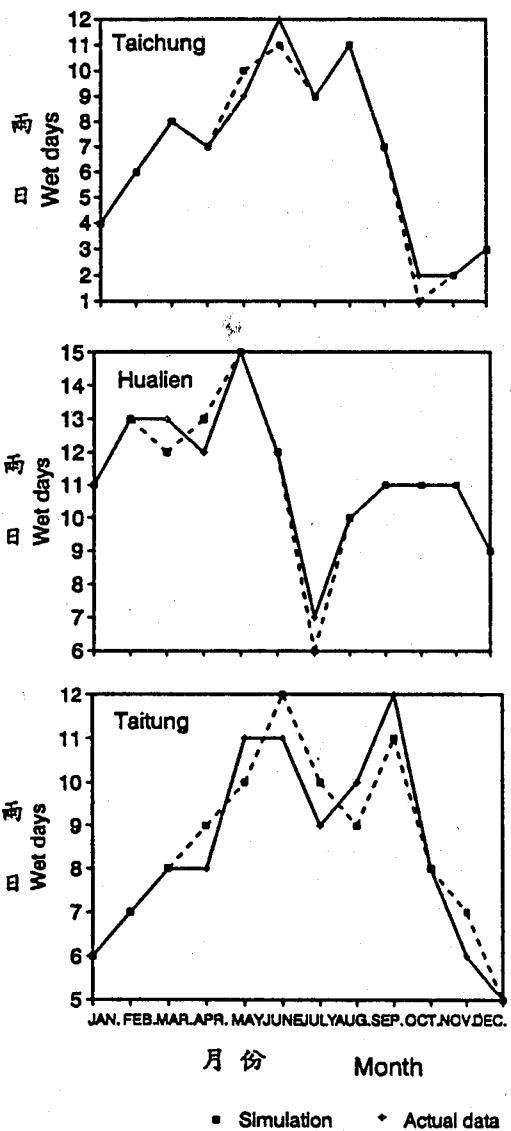


圖1：台灣地區雨日實際值與模擬值之月變化趨勢
Fig.1: The monthly fluctuation of wet days for actual and simulated data in Taiwan.

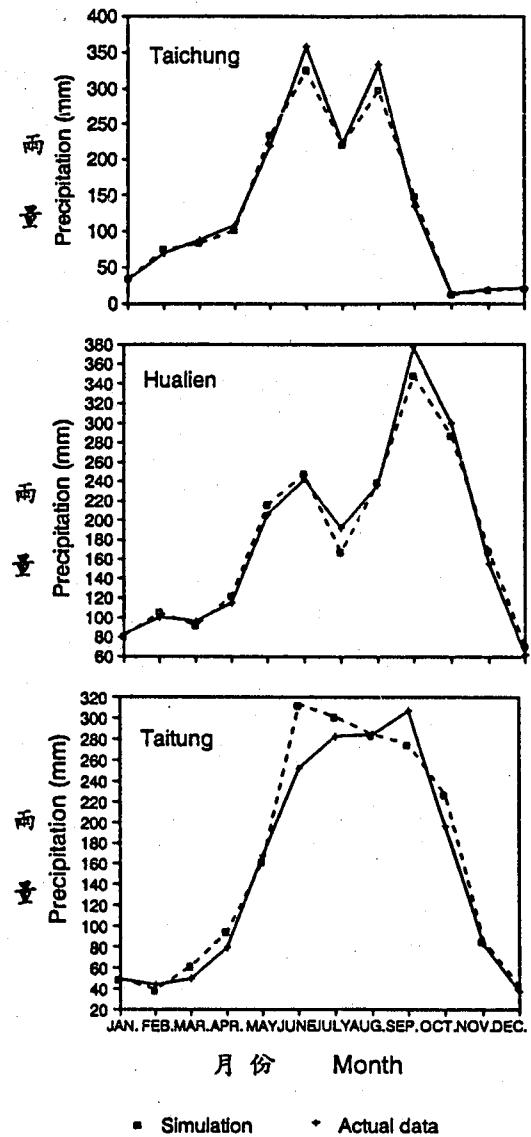


圖2：台灣地區雨量實際值與模擬值之月變化趨勢
Fig.2: The monthly fluctuation of amount rainfall for actual and simulated data in Taiwan.

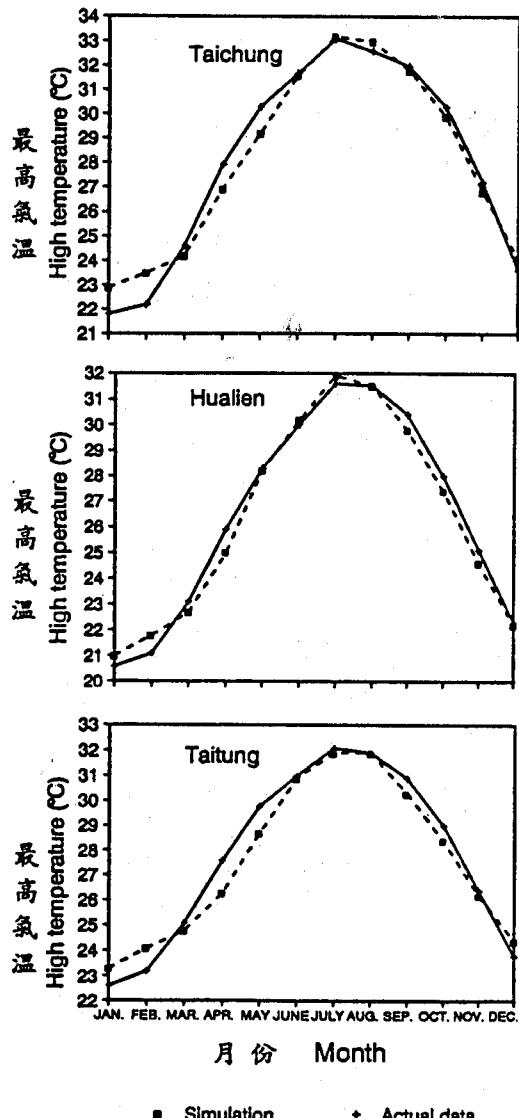


圖3：台灣地區平均最高氣溫實際值與模擬值之月變化趨勢

Fig.3: The monthly fluctuation of average maximum temperature for actual and simulated data in Taiwan.

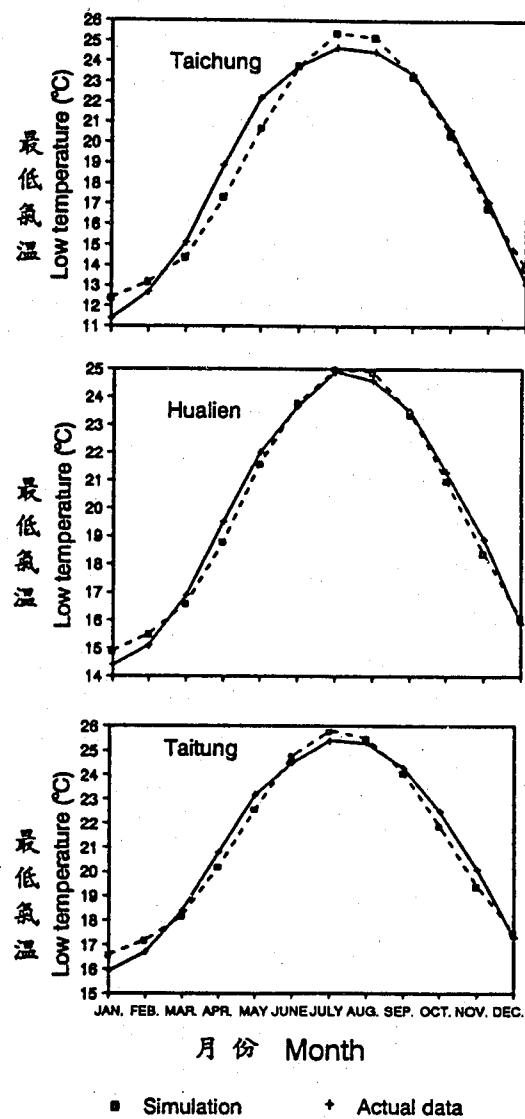


圖4：台灣地區平均最低氣溫實際值與模擬值之月變化趨勢

Fig.4: The monthly fluctuation of average minimum temperature for actual and simulated data in Taiwan.

似。在該三個地區的年平均最低氣溫的模擬差異亦均低於 0.2°C 。月平均最低氣溫方面，以台中地區誤差較大，其最大月誤差約為 1.6°C （4月），最小誤差為0；花蓮和台東地區其最大月誤差約為 0.7°C （4月、1月），最小月誤差分別約為 0.1°C 、 0.2°C （7月和9月、8月）（圖4）。平均風速方面，亦以台中地區誤差較大，其最大月誤差約為9%（4月），最小月誤差為0%（8月）；花蓮地區最大月誤差約為5%（8月），最小月誤差約為0.3%（11月）；台東地區最大月誤差約為7%（11月），最小月誤差為0%（2月）（圖5）。

各氣象要素之標準偏差，雨日方面，台中、花蓮和台東等三個地區普遍以實際值較模擬值大。雨量方面，三個地區亦普遍以實際值較模擬值大。平均最高氣溫方面，三地區則以模擬值較實際值大。平均最低氣溫方面，除台中地區外，花蓮和台東地區以實際值較模擬值大。平均風速方面，台中地區普遍以模擬值較實際值大，花蓮地區實際值與模擬值相差無幾，台東地區普遍以實際值較模擬值大。

四、討論與結論

由Geng et al. (1986, 1988) 及Geng和Auburn (1987) 發展之氣象模擬模式SIMMETEO，所產生之模擬結果顯示，以雨日而言，台中、花蓮和台東等三個地區最大月誤差均僅有1天。雨量方面，以台東地區的變異較大，最大誤差約為24%。台中和花蓮地區的差異較小，最大誤差分別約為11%、13%。平均最高氣溫方面，台中、花蓮和台東等三個地區之最大誤差未超過6%。平均最低氣溫方面，以台中地區變異較大，最大誤差約為9%，花蓮和台東地區的最大誤差未超過5%。平均風速方面，台中地區誤差較大，最大誤差約為9%，花蓮地區最大誤差約為5%，台東地區最大誤差約為7%。

由本文發現，以氣象要素而言，除台東地區的雨日和雨量之模擬誤差較大外，其餘地區之雨日和雨量，以及最高氣溫、最低氣溫和平均風速的模擬成效均極為理想。若以地區而言，以台中和花蓮地區之模擬成效較佳，台東地區的模擬成

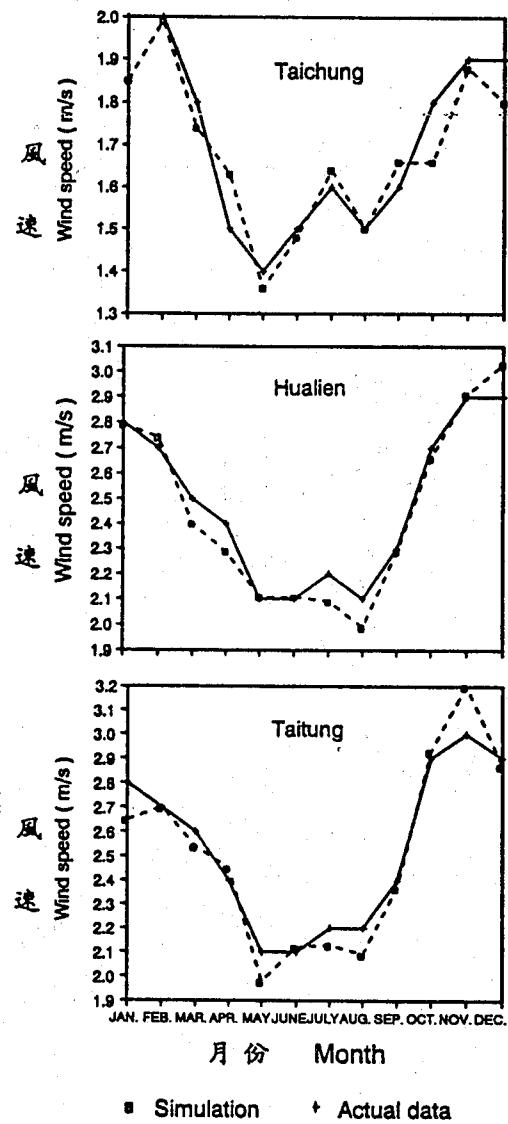


圖5：台灣地區平均風速實際值與模擬值之月變化趨勢

Fig.5: The monthly fluctuation of average wind speed for actual and simulated data in Taiwan.

效變異轉大。然將台灣東部地區之特殊氣候條件（如颱風）列入考慮的話，此SIMMETEO氣象模擬模式應用於台灣地區之成效，可稱得上甚佳。該模式主要根據美國大陸性氣候而設計。台灣地區位處亞熱帶，高溫多雨且颱風發生頻仍，一旦

颱風侵襲台灣，常會挾帶大量雨水；另5月至6月間的梅雨雨量變異亦大，以致氣象模擬工作十分困難。由氣候資料紀錄發現，台中地區於西元1974年10月份之總雨量高達1147.7mm，於1988年10月份之總雨量更高達1314.8mm，台東地區於西元1990年9月之總雨量為1065.2mm。如此異常之雨量與颱風侵台有密不可分之關係。因此，SIMMETEO模式之模擬結果與實際資料能如此接近，堪稱難得。

氣象是自然環境整體系統中不可或缺之一部份，亦是一切物理化學現象和生命活動的最終依據。近世代以來，由於人類活動頻繁和領域的不斷擴張，已在不知不覺中嚴重地影響到自然環境，包括氣象因子的運動規律。相對地，這些改變也緩慢的但不可避免的影響著自然界的生態環境，包括人類可能的生活空間和型態。在這巨大環境轉變的時代裏，我們迫切地需要發展一些適用的研判工具，以正確的且量性化的檢定氣象因子和人類活動間之相互關聯，以及對農業生產之衝擊。Geng和Barry (1989) 即整合氣象與作物模擬模式之動力和機率方法進行預測，而獲得滿意的結果。在本文中我們檢定了SIMMETEO模式在台灣的氣候條件下，仍有應用之潛力，亦得知在台灣東部地區尚須繼續改進的方向。日後若能加以結合氣象與作物模擬模式，以評估其對農作物生產的影響、病蟲害的發病率、或遺傳與環境交感效應 (Barry and Geng, 1990)，也可用來評估大氣中二氧化碳加倍後對農作物和自然界族群的衝擊 (Rosenzweig and Dickinson, 1986; Geng and Cady, 1991)，深信其對台灣的農業發展應有參考及利用之價值。

致謝

第一作者感激中央氣象局諸位長官的提拔，使我有機會於1991年秋天赴美國加州大學Davis分校進行短期考察進修。在美期間，加州大學農藝系與大氣、土地及水資源系的熱誠提供進修工作環境，使我獲益非淺，在此一併獻上誠摯之謝意。

參考文獻

- Barry, T. A. and S. Geng, 1990. A simulation approach to analyze and interpret genetic-environmental interaction. p.94-107. In: M. S. Kang(ed.) *Genotype-By-Environment Interaction and Plant Breeding*. Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana.
- Berman, M. B. 1971. Generating gamma distribution varieties for computer simulation models. Rand Corp. Pub. R-641-PR Santa Monica, CA.
- Bruhn, J. A., W. E. Fry, and G. W. Fick. 1980. Simulation of daily weather data using theoretical probability distribution. *J. Appl. Meteorol.* Boston 19:1020-1036.
- Caskey, J. G., Jr., 1963. A Markov Chain model for the probability of precipitation occurrence in intervals of various length. *Mon. Weather Rev.*, 91:298-301.
- Geng, S. and J. S. Auburn. 1987. Weather simulation models based on summaries of long-term data. In: *International Symposium on Impact of Weather Parameters on the Growth and Yield of Rice*. April 7-10, 1986. IRRI Manila, Philippines. p.237-254.
- Geng, S., J. S. Auburn, E. Brandstetter, and B. Li. 1988. A program to simulate meteorological variables: Documentation for SIMMETEO. *Agronomy Progress Report No.204*, University of California, Davis.
- Geng, S. and T. A. Barry. 1989. Weather simulation and its application to crop yield forecasting. p. 217-240. In: *Proceedings of a Conference on Agrometeorological Resource Applications in Taiwan Area*. April 25-26, 1989. Central Weather Bureau, Taipei, R.O.C.
- Geng, S. and C. W. Cady (Eds). 1991. *Climatic variation and change: implications for agriculture in the Pacific Rim*. Public Service Research

- and Dissemination Program, the University of California, Davis.
- Geng, S., W. T. F. Penning de Vries and I. Supit. 1986. A simple method for generation daily rainfall data. *Agric. For. Meteorol.*, 36: 363-376.
- Larsen, G. A. and R. B. Pense. 1982. Stochastic simulation of daily climate data for agronomic models. *Agron. J.* 74: 510-541.
- Nicks, A. D. and J. F. Harp. 1980. Stochastic generation of temperature and solar radiation data. *J. Hydrol.* 48: 1-17.
- Richardson, C. W. and Wright D.A. 1984. WGEN: A model for generating daily weather variables.
- U. S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-8, 83 pp.
- Rosenzweig, C. and R. Dickinson (Eds) 1986. Climate -vegetation Interactions. Proceedings of Workshop held at NASA, Greenbelt, Maryland. OIES /UCAR Boulder, Colorado.
- SAS Institute. 1985. SAS user's guide: statistics. Version 5 ed. SAS Institute Inc., Cary, NC.
- United Nations. 1991. Energy policy implications of the climatic effects of fossil fuel use in the Asia Pacific region. Economic and social commission for Asia and the Pacific. Bangkok, Thailand.

A VALIDATION STUDY OF SIMMETEO MODEL IN TAIWAN

Yu-fang Chang

Central Weather Bureau

Shu Geng

Professor, University of California, Davis

ABSTRACT

SIMMETEO (Simulator for Meteorological Variables) model was used to simulate weather variables for Taichung, Hualien and Taitung regions in Taiwan. The weather variables simulated include wet days, rainfall, daily maximum and minimum temperatures, and wind speed. Results of the simulation showed a close approximation to the real observations for all weather variables. However, simulation for Taitung (located on east Taiwan), was less satisfactory than for the other locations. This study validates that SIMMETEO model offers a realistic and analytical tool which can be used to assess weather impact on agriculture in Taiwan.

Key words: SIMMETEO Model, Weather impact.

高空風測量誤差的介紹

王 永 壯

中央氣象局台北氣象站

摘要

大氣中各種物理過程和天氣變化都是在三度空間進行的，因此必須進行高空的觀測，以得到各高度的氣象要素值。高空風是其中一項重要的氣象要素，因為軌跡法是較常用來測量高空風的一種方法，因此本研究係討論利用氣球軌跡測風法來測量高空風的原理，並分析高空風測量誤差的原因及誤差大小及可能發生誤差的原因，其結果為①單經緯儀法：此種方法非常簡單，但有時誤差可能達到不能使用的程度。尤其在仰角很小時，誤差變得很敏感，此時角度的觀測精確度非常重要。②無線電經緯儀法：準確度較單經緯儀高，本局板橋探空站之探空原理即屬於此類。由於在氣球初始釋放時，仰角、方位角變化很大，因此較不易測得準確之角度，所以邊界層內之測風誤差度將較大。③雷達測風儀法：其缺點為基座較大，氣球遠離雷達超過100公里後，信號即較微弱，此時得不到較佳之風場結果，邊界層內之測風誤差度也較大。④雙經緯儀測風法：同時利用兩個經緯儀觀測氣球仰角方位角，因此如果時間觀測有誤差或角度測量有誤差，所測得高度之誤差是無法避免，利用此種方法風速測量誤差約為 2.5m/s 。⑤Loran-C導航測風法：由於台灣附近並沒足夠的Loran-C信號站，因此在台灣地區如果使用此種方法測風誤差將很大，雖然在各種測風方法中，如果有足夠的信號站則以此種方法所得之測風結果最佳（誤差小於 1.0m/s ），但除非中國大陸南海、黃海、東海地區之信號站建好並發射信號後始能改善於台灣地區利用此法所測風之誤差。⑥Omega導航測風法：雖然此種導航測風法理論上誤差度大於Loran-C導航法，但本研究曾利用Omega導航測風法與板橋探空站做比較，結果發現風場垂直剖面兩者所得結果相當一致。因此可以知道在台灣地區利用Omega導航測風法結果在目前之探空作業中是可以被接受的。

一、前 言

大氣中各種物理過程和天氣變化都是在三度空間中進行的，不同高度的大氣性質是不同的，地面及高空氣流的方向及速度就有很大的分別。因此必須進行高空的觀測，以得到各高度的氣象要素值。

大氣在空間的運動基本上是水平的，因此高空風的測量一般是指由地面至高空三十公里之各高度層上氣流運動的方向與速度之測量，高空風的測量方法由於升空觀測條件的限制，與地面觀測風的方法不同。一般是利用氣球、飛機等載具

來載儀器，再配合通訊裝備（包括接收系統、處理系統）等組成。高空觀測最早從1749年在英國利用風箏載溫度計觀測後至今的發展已很久，但近二、三十年來進步很快。一般高空測風法可分成兩大類（趙和張，1990）：

(一)根據氣流對測風儀器的動力作用（壓力的方向和大小）來測定各高度上的風向、風速。

這類方法就如同測量地面風般，因此必須將測風儀器，如風杯、風速計、風壓管等裝置在繫留氣球或飛機等載具上，帶至各個高度上去觀測，此類儀器在觀測高度（如繫留氣球）及觀測時間（如飛機等）受到很大的限制。此種繫留氣球一

般量測由地面至1.5公里高度之邊界層風向及風速。由於考慮影響飛航安全，因此此種繫留氣球的直徑必須小於6英呎，所裝的氣體須小於115立方英呎。一般較常用之AIR公司生產的繫留氣球依美國FAA的規定是可以使用的。繫留氣球風速直接由三杯風速計得之，風向則是利用一指南針（羅盤）裝置於上，由繫留氣球之指向而指示風向。在風場方面，飛機並不直接測量風速，首先是利用氣壓值（飛機上的氣壓計除了標準的空盒氣壓計外，還會裝置皮氏管（PITOT TUBE）氣壓計），飛機的仰角等來計算飛機相對空氣的速度。然後利用飛機的導航設備來計算飛機相對地面速度。最後就是計算兩個速度的向量差成為風速。計算方法請參考附錄A。

(c) 觀測隨氣流飄動的物體在空中運動的軌跡從而測定風向、風速—軌跡法

這類方法較常被採用來測高空風。用來測風的飄浮物體，必須沒有相對於空氣的水平運動，這樣它才可以用來作為氣流水平方向運動軌跡的追蹤物。

由於種種原因會使高空風的測量產生誤差，軌跡測風法測風時，氣球座標測量的誤差、記錄處理和計算誤差等，都將導致風向、風速的誤差。有些誤差是可以儘量予以消除，亦即人為的誤差，有些則無法避免，因此對於儀器的精度或觀測方法上的限制而產生的誤差情況進行估計是十分必要的。因為軌跡法是常用來測量高空風，因此本研究即針對此種方法來說明其觀測原理及可能產生的誤差來討論。

二、高空風測量的原理

一般選擇用氣球來做高空風測量的載具。氣球作為一種升空器具是目前高空觀測中最常使用的工具，此種器具由於花費少、方便，因此被廣泛使用。氣象氣球有膨脹型與非膨脹型兩種。膨脹型氣球的球皮是由具有伸縮性較大的橡膠製成。球內充氫氣或氦氣，球內外壓力差很小，氣球隨大氣壓力的減小，而膨脹直到破裂為止。為了保持氣球的伸縮性，橡膠內要加入適當的耐寒、耐光、耐臭氧的助劑。

利用氣球軌跡測風法來量測高空風的原理一般可分為三類：

(1) 單點測風。例如：單經緯儀、無線電經緯儀、雷達測風等。

(2) 基線測風。例如：雙經緯儀。

(3) 導航測風。例如：Loran法，Omega法等。

(a) 單點測風法 (Direction Finder)

(1) 單經緯儀法

此種利用單經緯儀測量氣球的仰角、方位角來決定風向風速必須假設氣球的上升速度是固定以便決定氣球的高度。此種單經緯儀也稱為光學經緯儀，儀器小而輕便，角度可以測量精確，但其測量之高度小而且受到天氣條件限制，氣球被雲等遮蔽就無法觀測。一般利用此種單經緯儀測風所使用的氣球重量從10g到100g不等。

在單經緯儀法中，我們一般採用氣球上升速度的公式為：

$$v = 72L^{0.63} / (L + W)^{0.42} \text{ m/min} \quad (1)$$

依據上述公式（導的過程如附錄B所示）則可以得到氣球在任何時刻之高度，利用單經緯儀每30秒測量氣球的仰角、方位角而可得到高層的風向與風速，其計算方法如下：

假設氣球由P點移動到Q點（圖1、圖2）

H_1 ：仰角

H_2 ：新的仰角

A_1 ：方位角

A_2 ：新的方位角

Z_1 ：氣球高度

Z_2 ：下一個時間氣球高度

P'為P的投影

Q'為Q的投影

$Q'P'$ 的方向即代表 Z_1 ， Z_2 層間的平均風向

$Q'P'$ 的數值即代表兩個時間間距氣球移動的距離，除以時間亦即風速

$$V_E = OE_2 - OE_1$$

$$V_E = Z_2 \cot H_2 \sin A_2 - Z_1 \cot H_1 \sin A_1$$

同時沿ON之分量即

$$V_N = Z_2 \cot H_2 \cos A_2 - Z_1 \cot H_1 \cos A_1$$

因此 $P'Q'$ 的方向可由下式表示

$$\tan \theta = V_E / V_N$$

$$\text{距離 } P'Q' = V_E / \sin \theta$$

$$\text{風速} = P'Q' / \text{時間間距}$$

此種利用單經緯儀測風的方法，最大的缺點即假設氣球上升速率為固定。

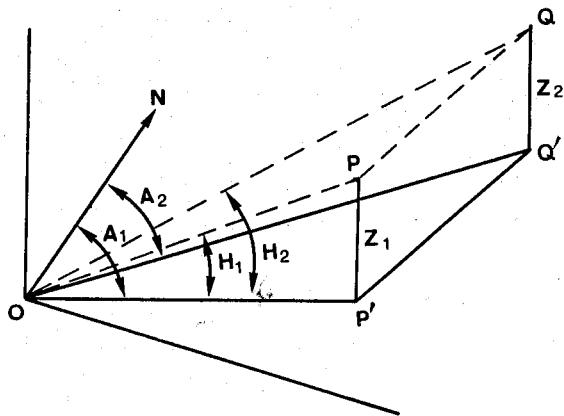


圖1：單經緯儀測風圖示法

Figure 1: Geometry of the single Theodolite

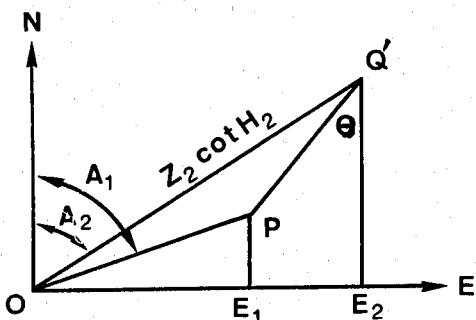


圖2：單經緯儀測風風向量投影於N-E之平面
圖示法

Figure 2: Overhead of Single Theodolite wind in
N-E Surface

(2) 無線電經緯儀

此種無線電經緯儀原理基本上和單經緯儀類似，亦都是測量氣球的仰角和方位角、時間，唯一不同的是，氣球的高度並不是假定氣球上升速率為固定，而是由探空儀上攜帶的空盒氣壓計來

得到高度，因此準確度較單經緯儀準確，同時由於利用一自動的天線追蹤探空儀所發射之無線電信號，因此較不像單經緯儀受天氣影響及高度的限制。中央氣象局板橋、花蓮探空系統及機動探空車等所使用的測風原理即屬於此種。此種系統缺點包括基座較大較重不易移動，價格較昂貴，在氣球初始釋放時，仰角、方位角變化很大，自動追蹤天線不易準確追蹤氣球，因而得不到精確之仰角及方位角，需要人工輔助作業，因此邊界層內所測得的風較不準確。除此之外，在氣球仰角很低時，些許角度量測的誤差將造成所測得風速有大的誤差，此將在下節中詳述。

(3) 雷達測風儀

此種利用雷達追蹤一氣球，此氣球內裝有能反射雷達波之反射板來決定風向、風速之儀器較少使用。其主要係測量氣球的仰角、方位角還有斜距（slant range）。斜距的測量係根據雷達脈波發射出去被反射板折回發射機處的往復時間及雷達波的傳播速度而得到 ($r = \frac{1}{2}C \cdot \Delta t$)。利用三角函數的關係來計算氣球的高度，因此並不需要載空盒氣壓計來計算氣球高度或假定氣球上升速率。其缺點和無線電經緯儀差不多，所測的距離一般只達100公里內，亦即氣球飄離釋放點超過一百公里受地球曲率的影響或信號的微弱，即得不到信號。

(4) 基線測風—雙經緯儀測風 (Double-Theodolite Pibal Measurement)

單經緯儀在計算風向、風速時，要根據按公式(1)所得之氣球等速上升的假定計算高度，當所假設之氣球高度與實際高度偏差大時，就會使所求得的風向、風速產生較大的誤差，有時甚至達到不能使用的程度。為了準確測得高空風向、風速，就需要準確直接測量氣球所在的高度。雙經緯儀測風法就是利用兩架經緯儀同時觀測氣球，並依三角函數的關係來確定氣球高度，這種方法需要一已知距離的觀測基線，所以又簡稱基線測風。雙經緯儀測風的方法如附錄C所示。

由於利用雙經緯儀測風必須兩經緯儀同時觀測氣球的仰角及方位角，因此如果時間觀測有誤差或角度量測有誤差的情形，所得高度之誤差是

無法避免，但此種方法並沒假設氣球上升速率是固定所以精確度比單經緯儀高，特別是在山區及強對流情形時。利用雙經緯儀測風時除讀取時間需一致外，基線長度需夠長（氣球愈高，基線最好愈長），且其方向最好與盛行風向成垂直，兩基線的高度如相同時，其計算較簡單。依Schaefer and Doswell (1978) 研究指出，利用雙經緯儀風速測量的誤差約為 2.5m/s 。

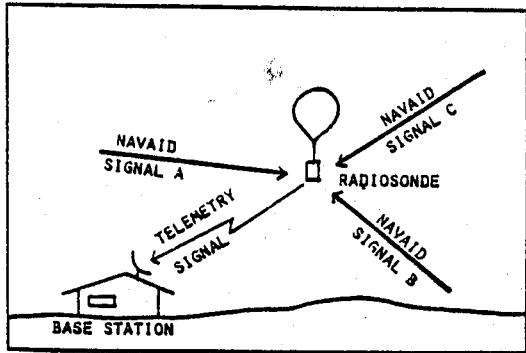


圖3：探空站接收氣球攜帶探空儀之無線電信號圖示（摘自Lange, 1985）

Figure 3: Synoptic Sounding Station Receiving Telemetry from a balloon-borne radiosonde
(After Lange, 1985)

（三）導航測風法（Navigation Aid System）

無線電導航系統，主要是應用於航空、航海的需要而發展的，近年來，定位的精度和作用距離都大幅度提高。導航站的增加，以及技術上的不斷改進，使得無線電導航的作用範圍幾乎覆蓋全球，因此除航空航天外，一些部門紛紛利用這些導航系統來測定風、測洋流。基本上利用導航來測量風的原理非常簡單，係利用氣球攜帶一導航信號接收器接收位於固定（已知）的一些地點發射的導航信號，並將此接收到的信號傳送到探空站之接收機（基地站）。利用各個地點發射不同信號到達的時間先後（time of arrival, TOA）來計算氣球的位置（圖3）。因為探空儀接到不同

站的信號後傳到基地站的路徑對每一訊號站而言是相同的，因此基地站是可以移動亦即探空站可以置於船上或可為移動式探空站。1964年John M. Beuker是最先提出利用Loran-C導航法的觀念來測量風。其後1965年Omega導航法測量風的可行性也被提出。並分別於1967及1968年實驗成功。在1974年GARP/GATE實驗中成功利用Omega測風法來得到赤道洋面上高空風場。1978年Beukers則將Loran-C測風結果發展（Beukers, 1978）。在此種導航測風法中，Loran-C最適合用於測風，它的精度最高，一般 1m/s 的精度是不難達到的。

（1）LORAN-C法

LORAN-C是英文 LONG RANGE Navigation Chain的縮寫。Loran-C使用的發射頻率在100KHZ（波長約3km），此頻率屬於低頻（LF），由於這個頻率的電波主要是以地波（ground wave）傳送，因此可以很精確的測量電波到達的時間，但在較遠的地方此地波會受天波干擾，因此在陸地上衰減較快，此接收站超過2400km則無法分辨LORAN的信號，所以除非發射站的密度較密否則利用Loran-C導航便受到一定的限制。據估計，如果Loran-C的信號要覆蓋全球，大約需200個發射台，而且必須均勻分布在地表上，由於種種原因，目前還存在著很大的困難。Loran發射台不在同一時間發射脈波，而是有一台先發射，經過一段時間另一台才發射，先發射的台稱為主台，後發射的稱為副台，為了使所發出的電波被接收時能量較大（信噪比高）而又不必增加發射機的功率，因此LORAN發射台一次發射一群脈波，主台一次發出9個脈波，其中8個脈波的間隔為 1ms （千分之一秒），最後一個為 0.5 或 1.5ms 。副台則只有8個脈波。為了使主副台發射的電波不互相干擾，因此發射台以一定的周期（主台 10ms ，副台 8ms ）不斷重複發射脈波。發射的脈波根據幾何原理可以知道是雙曲線，為了要確定接收位置，雙曲線必須相交且交角必須愈大，因此一般Loran-C發射台往往是一個主台帶兩個（或數個）副台（圖4）組成一個鏈（chain）。這些發射台的分布除考慮所需要涵蓋的面積外並儘量使得兩組雙曲線的交角大些，以便保證有一定的定位精度（圖5）。

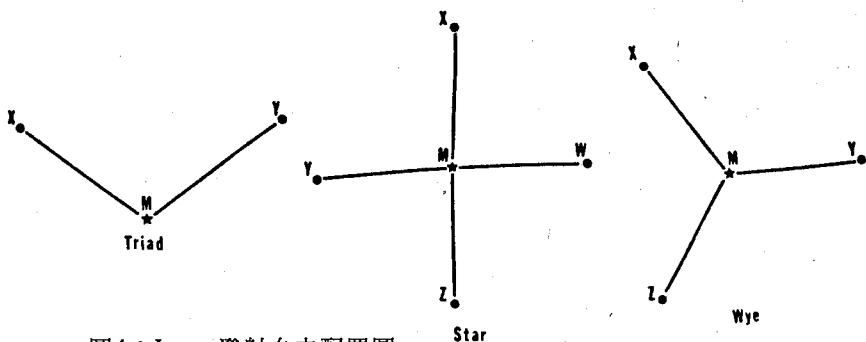


圖4：Loran發射台之配置圖

M：主台 X, Y, W皆為副台

Figure 4: Station configurations of Loran Chain

M: master station

X, Y, W: secondary station

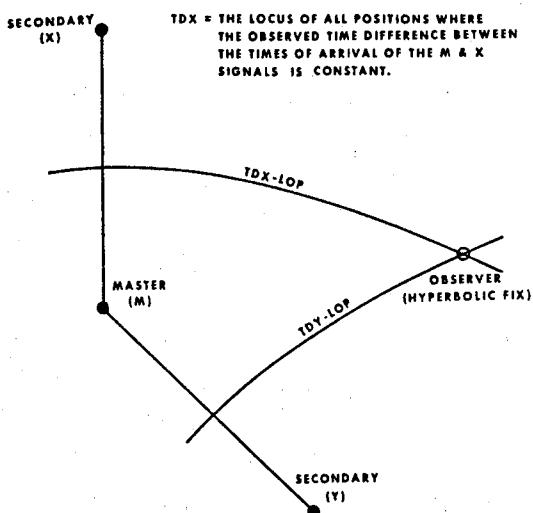


圖5：雙曲線交角示意圖

Fig 5: Hyperbolic Fix Geometry

利用Loran進行測風時，需在氣球上攜帶轉發器。轉發器接收Loran發射台的信號，並對這信號加以必要的處理後，調到它自己的載波，把Loran信號轉送到地面上，測風站接收到這個信號後利用信號到達的時間差從中解出所需的Loran定位信號。從連續不斷的主台雙曲信號及副台雙曲線信號之交角定出氣球位置，根據氣球的軌跡算出風向及風速。Loran定位的基本方程式如附錄D所示。

許多因素皆會影響Loran-C的定位精度。第一類是電波傳播過程中各種因素對定位精度的影響，這些包括：

①信噪比：接收站要精確測出不同站傳來的信號時差必須脈波輪廓清楚。信噪比又受許多因子影響，如接收機與發射機的距離，發射機的功率，發射大氣噪音的大小，環境干擾的大小等。

②電波傳播的速度：電波在大氣中的傳播速度受到大氣導電率的影響，傳播速度並非常數，陸地或海洋等地表性質也影響傳播速度。

③電離層的影響：Loran-C波的傳播可分為地波（ground wave）和天波（sky wave）。地波是沿地球表面傳播的，因此在較遠的距離地波被衰減很多，信號較弱。天波是經過電離層反射到達接收地點的，兩種波傳播的路徑不同，需要的時間也不同。由於電離層的高度等參數不斷變化，例如日出與日落電離層的變化，因此必須進行天波的訂正，利用天波定位時，不如利用地波時準確。

影響精度的第二類因素為接收地點對發射台的相對位置。由雙曲線定位原理知，在雙曲線之間交角較大的區域，精度高，在基線附近，位置線的密度大因此交角大，定位的精度高誤差約50m。在遠離基線地區，定位精度低。利用地波時在2500km處誤差約500m，利用天波時在5000km處約為5km。

(2)Omega導航法

由於Omega導航系統使用的頻率為10KHZ-14KHZ的甚低頻(VLF)，它的作用距離很遠，只要在地球上合理分布8個發射台，Omega導航系統的信號就可以覆蓋全球，而且在任何天氣條件下，

全球都能以幾乎同樣的精度進行定位(位置誤差從三公里到十公里)(Lange, 1985)，這8個站從1976年起開始運作，每站相距約9000公里，其站名及經緯度如下，分布如圖6所示。

站名	位 置	緯 度	經 度
A	Aldra, Norway挪威	66° 25'12.55"N	13° 08'12.52"E
B	Monrovia, Liberia利比亞	06° 18'19.39"N	10° 39'44.21"E
C	Haiku, Hawaii, USA夏威夷	21° 24'16.90"N	157° 49'52.70"W
D	Lamoure , North Daksts, U.S.A北達科他	46° 21'57.20"N	98° 20'08.77"W
E	La Reunion, Reunion Is留尼旺島	20° 58'26.98"S	55° 17'22.81"E
F	Golfo Nuevo, Argentina阿根廷	43° 03'12.53"S	65° 11'27.69"W
G	Woodside, Australia澳洲	38° 28'53"S	146° 56'07"E
H	Tsushima Is, Japan日本	34° 36'53.26"N	129° 27'12.49"E

Omega與Loran都是雙曲線導航系統，原理相當，Omega信號之頻率範圍為10-14KHZ(波長約為25KM)，主頻率為10.2KHZ(但11.05, 11.33, 13.6KHZ的頻率也為導航頻率)。由於在Omega信號之頻率中以13.6KHZ信號的衰減最低，同時亦是頻率最高的，亦即相位改變時距離變化最容易解析(波長較長的緣故)，因此13.6KHZ的信號最常被用來做求風場時使用。Omega的測時完全靠相位的比較，因此也就沒有主台與副台之別，每個電波發射相位差都是固定。每一個發射台依序發射0.9-1.2秒10.2KHZ等的連續波，沒有任何兩個發射站在同一時間會發射相同的頻率，也沒有任何一站在相同時間發射不同的頻率(圖7)。每一完整的信號發射時間約共10秒。

由於Omega風向量的求法係根據探空儀移動後信號相位的改變而得到，因此必須很精確的測量信號到達的時間，同時為了保持精確也利用軟、硬體來接收清晰的相位信號。相位改變的速率和探空儀對發射站之移動及探空儀與地面接收站之距離有關。至少需要接收三個站的信號才可以解出雙曲線解，相位信號的改變可以以下式矩陣式來表示(Vaisala, 1989)：

$$P = FW$$

上式方程式的解 $W = (F^T H^{-1} DF)^{-1} F^T H^{-1} DP$

其中 W = 風向量

F = 幾何係數(包括一些地理資訊)

H = 權重矩陣

P = 相位差的矩陣

D = 運算子 (operator of matrix)

(上述數值解可利用karhunen-method解出)

甚低頻電磁波在遠距離傳播時，可以認為它的大部分能量是在以大地和電離層形成的波長中傳播，亦即主要是以天波形式傳播，因此信號的衰減很少而且穩定，只是日出日落時由於電離層的變化，電波的傳播速度稍有變化，但是這種變化是有規律的，因此是可以訂正的。由於甚低頻電磁波的這些性質，Omega系統有如下幾個優點：

兩個發射台之間的基線可以取得很長，可達10000km，因此這八個發射台就能覆蓋全球。

由於基線長，雙曲線的發散少，而且位置線的交角也能保持足夠大的角度，因此隨距離的增加，定位精度並沒出現明顯的下降現象。在Loran中隨著距離的增大定位誤差由1km增大到幾公里，在Omega系統中，只由1km左右增到2km左右。

不論在地球上的任何一點都能收到5-6個Omega發射台的信號，因此在某一點同時可以得4-5條位

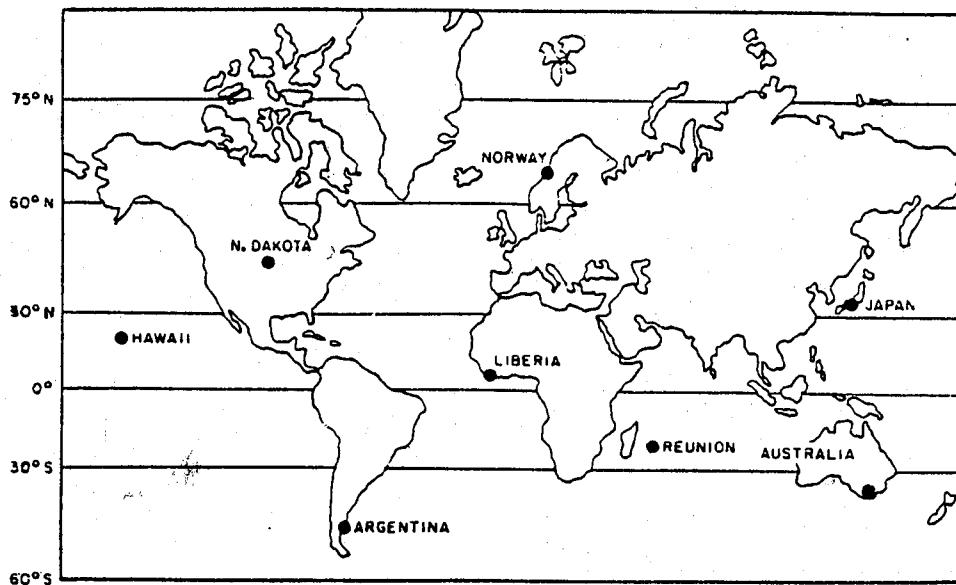


圖6：全球Omega信號發射站地理位置圖（摘自Lange, 1985）

Figure 6: International Omega network (After Lange, 1985)

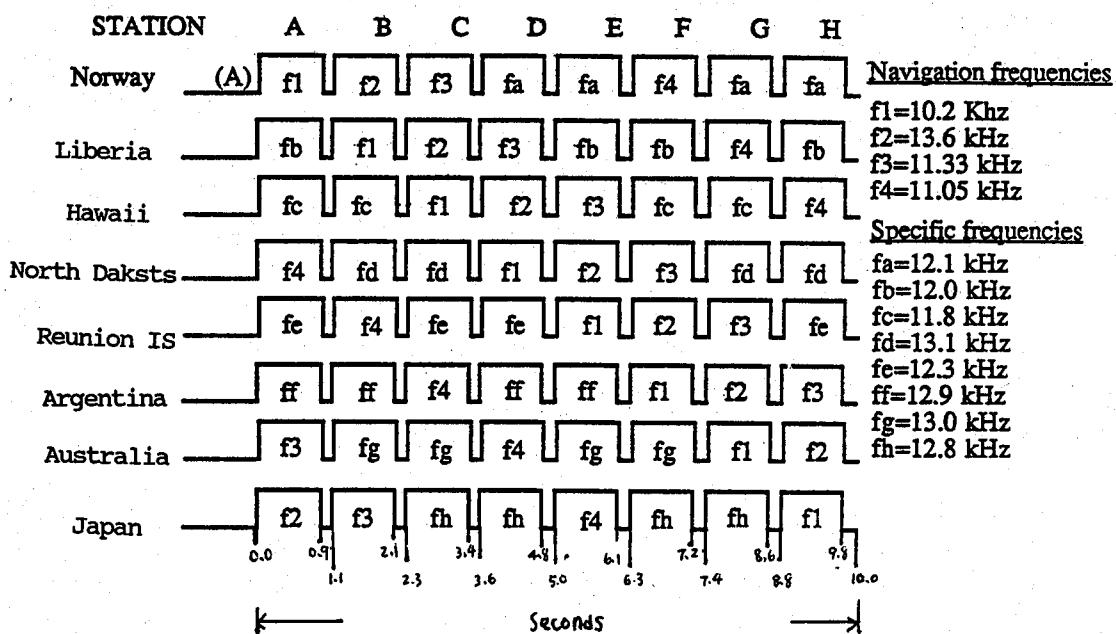


圖7：Omega信號發送型式（摘自Lange 1985）

Figure 7: Transmission Format of Time-Sharing

Omega Station (After Lange 1985)

置線，其中可以選用精度最高的位置線。另外當某個發射台停發時也不會影響Omega的使用，只是定位精度稍差一點。

Omega 系統的精度低於 Loran-C 系統，由於雜訊及路徑等之因素造成相位角之測量誤差約為 1 至 5 度，如此相位角誤差導致之距離誤差約為 60-300m。但在大多數的條件下，如所求的風速是兩分鐘的平均，這時精度也能達到 1-2m/s。很多研究利用 Omega 信號可以得到不錯的風場 (Passi, 1974)。有時為了增加一些信號較強的站在 VLF 頻率範圍中一些通訊或對時的信號站如蘇聯的 Alpha 站也被用來加入 Omega 信號站。

三、高空風測量誤差的分析

由於種種原因會使高空風的測量產生誤差。利用軌跡法測風時，氣球座標測量的誤差，記錄處理與計算誤差等，都將導致風向、風速的誤差。有些誤差是可以消除的，因此對於儀器及觀測方法限制而產生誤差情況進行估計是十分必要的。

氣球位置的測量誤差不僅與觀測方法有關，而且與測風誤差之間的關係隨氣球的位置而不同。只有導航測風法的測風誤差幾乎不隨氣球距施放點距離和高度而變。

真正誤差大小的估計並不容易，以下將根據風速計算公式及文獻上之說明來估計高空風測量誤差。

(一) 單經緯儀測風之誤差

利用單經緯儀測風需先決定氣球高度、仰角、方位角，並由此計算斜距 (slant range)、水平距離。利用氣球在不同時間、空間的軌跡來得到風向與風速。依據附錄 C 之圖 1(a) 所示，

$$R = Z \cot \theta \cdots (2), R = \text{水平距離}$$

依上述公式，距離之誤差包括高度及仰角所造成。而引起高度誤差 (ΔZ) 的原因如下：

(1) 氣球不正常的膨脹。如果淨浮力增加 2 倍，則氣球上升速度將增加 40%，但由於氣球會變形，因此上升速度實際增加沒那麼多。

(2) 出現強的垂直運動。因為利用單經緯儀測

風並沒考慮大氣之垂直運動。

(3) 時間的誤差。由於高度是假設氣球上升速度是固定，依釋放時間的長短來計算氣球上升高度，因此如果時間計算有誤，也將造成高度的誤差。

如果只由於仰角 $\Delta \theta$ 而造成水平距離的誤差 ΔR ，則

$$\Delta R_\theta = \left(\frac{\partial R}{\partial \theta} \right)_z \Delta \theta \quad \cdots \cdots (3)$$

對(2)式微分，並代入(3)式，則

$$\left(\frac{\partial R}{\partial Z} \right)_z = -Z \csc^2 \theta \quad \cdots \cdots (4)$$

和

$$\Delta R_\theta = -Z \csc^2 \theta \Delta \theta \quad \cdots \cdots (5)$$

由(5)式， ΔR 是正比於 Z ，但和仰角 θ 成反比，當 $\theta \rightarrow 0$ ，則 ΔR 增加很大。因此當風很微弱，而風向隨高度變化很小，則仰角 θ 隨高度增加而減小，在此情形下則高層風的誤差變得很大。例如：

$$Z = 10 \text{ km} \quad \theta = 5 \text{ deg} \quad \Delta \theta = \pm 0.05^\circ$$

$$\text{則 } \Delta R_\theta = \pm 1.15 \text{ km}$$

所以在高度 10 公里，仰角 5 度的情況下，如果仰角觀測僅誤差 0.05° 即會造成水平風向非常大的錯誤（不合理現象）。如果只由於高度 Z 而造成的水平距離誤差 ΔR_z ，則

$$\Delta R_z = \left(\frac{\partial R}{\partial Z} \right)_\theta \Delta Z \quad \cdots \cdots (6)$$

$$\Delta R_z = \cot \theta \Delta Z \quad \cdots \cdots (7)$$

因此 ΔR_z 亦是和仰角 θ 成反比，亦即在仰角很低時，誤差變得很敏感。 ΔZ 一般由於浮力或空氣密度關係，隨 Z 增大而變大，但此時 θ 又較小，因此因為高度因素而造成水平距離的誤差，在高層也就較明顯。

如果同時考慮 $\Delta \theta$ 和 ΔZ 則方程式(2)變為

$$\Delta R = \left[\left(\frac{e_R}{e_\theta} \right)_\theta^2 (\Delta \theta)^2 + \left(\frac{e_R}{e_Z} \right)_\theta^2 (\Delta Z)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

$$\Delta R = \csc(Z^2) (\csc \theta)^2 (\Delta \theta)^2 + (\cos \theta)^2 (\Delta Z)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad \dots \dots \dots (8)$$

所以如果在高度3KM，仰角30°情況下，如果高度誤差 $\Delta Z = \pm 5m$ ，仰角誤差 $\Delta \theta = \pm 0.05^\circ$ ，則水平距離之誤差為 $87.2m$ 。

由於風是一種向量，因此考慮風測量誤差必須考慮向量的關係，在離地數百公尺時，隨機誤差（random error）所造成風向量誤差是比系統性誤差（systematic error）重要。但在高度測量的誤差方面，系統性誤差比隨機誤差重要。風速向量的均方根（rms）誤差可表示如下：

$$\delta \vec{V} = [(8S)^2 + \vec{V}^2 (\delta D)^2]^{1/2} \quad \dots \dots \dots \quad (9)$$

當高度誤差也考慮時，平均高度的隨機誤差為 $\frac{\delta Z}{\sqrt{Z}}$ 因此上式可表示為

$$\delta \vec{V} = \left\{ \frac{1}{2} \left(\frac{\delta \vec{V}}{\delta Z} \right)^2 (Z)^2 \right\}^{1/2}$$

因此單經緯儀之平均風向量誤差及平均高度隨機誤差可表示如下 (Wang and Felton, 1983) :

$$(\delta \vec{V})^2 = (\delta \mathbb{W})^2 Q^2 + \frac{2\mathbb{W}^2 T^2}{t^2} [(\delta \phi)^2 (Q^2 + 1)^2 + (\delta \alpha)^2 Q^2] \quad \dots \quad (10)$$

$$(\delta Z)^2 = (\delta W)^2 t^2 / 2 \quad \dots \dots \dots \quad (11)$$

其中：

t = 觀測時距

w = 觀測時距內之平均上升速率的變化。

v = 速度變化量

Q = 風速與上升速度比 = v/w

σZ = 高度誤差

$\delta \Phi$ = 仰角誤差

$\delta \alpha$ = 方位角誤差

(二)無線電經緯儀測風之誤差

無線電經緯儀風向量誤差之表示同(10)式。(WMO, 1981)

(三)雷達測風儀測風之誤差

雷達測風儀之平均風向量誤差及平均高度隨機誤差可表示如下(Wang and Felton, 1983)：

$$(\delta \vec{V})^2 = \frac{1}{t^2} [\frac{(\delta r)^2 Q^2}{Q^2 + 1} + (\delta \theta)^2 Z^2 + (\delta \alpha)^2 Z^2 Q^2] \quad \dots \dots \dots (12)$$

$$(\delta Z)^2 = \frac{(\delta r)^2}{Q^2 + 1} + (\delta \theta)^2 Z^2 Q^2 \quad \dots \dots \dots (13)$$

其中： δr ：斜距誤差

四雙經緯儀測風之誤差

雙經緯儀之平均風向量誤差及平均高度隨機誤差可表示如下(Wang and Felton, 1983)：

$$(\delta \vec{V})^2 = \frac{2(\delta \alpha)^2 (Ro^2 - 2RoZQ \cos \alpha_1 + Z^2 Q^2) (Ro^2 - 2RoZQ \cos \alpha_1 + Z^2 Q^2)}{Ro^2 t^2 \sin^2 \alpha_1} \quad \dots \dots (14)$$

$$(\delta Z)^2 = \left[\frac{Z^4 Q^4 + (Ro^2 + Z^2 Q^2)^2}{Ro^2 Q^2} \right] (\delta \alpha)^2 + \frac{Z^2 (Q^2 + 1)^2 (\delta \theta)^2}{Q^2} \quad \dots \dots (15)$$

如果 $\delta r = 20m$ $\delta W = 1m/s$ $Ro = 10km$

$$\alpha_1 = 90\text{deg} \quad t = 1\text{min} \quad \delta \theta = 0.1\text{deg} \quad \delta \alpha = 0.1\text{deg}$$

則雷達，雙經緯儀，單經緯儀或無線電經緯儀之風向量隨高度誤差之分布如表一，而高度均方根誤差隨高度之分布如表二所示 (Wang and Felton, 1983)。

由上述公式及表一之數值可知，三種方法的誤差都隨t的加大而減小，Z值高時，方位及仰角的誤差對風速誤差的影響加大，水平風速(Q值大)氣球仰角低時，誤差加大。比較三種方法可見經緯儀測風誤差比雷達測風誤差大。

(五)Loran-C導航測風之誤差

傳統上Loran-C信號所涵蓋的範圍僅限於海洋及海岸附近，只有一些站可被用來測風，因此美國氣象局(NWS)雖在十幾年前已於某些地區以Loran-C信號計算風，但並未被廣用。但此種情形在過去數年中已改善很多，在亞洲、歐美及沙烏地阿拉伯，新增加的一些Loran-C信號站，使得內陸地區信號可用率增加。同時信號接收技術的改進也使得信號較微弱時感度也增加，而可收到數個鏈(chain)的信號。圖8表示亞洲地區利用Loran-C信號測風之誤差預期圖，此圖係由此區可以收到的信號站及信號強度，並利用最小平方法的解而得出(Passi and Morel, 1973)。其中網格內有點(dotted area)的地區代表利用Loran探空所得測風結果優於利用無線電經緯儀求得之風。網格內「X」(Cross-hatched area)代表利用Loran探空所得之結果和其它種測風儀器結果相當，而網格內為空格者代表Loran信號太少而無法解出風場。因此由圖中可以知道在沿海及太平洋地區風的精度幾乎小於1m/s，同時在中國大陸內陸地區並無法利用Loran-C信號來測量風。在中東及蘇聯地區縱使包括蘇聯的Loran網，誤差亦達到不能使用之狀況。表三為目前全球之Loran-C信號站，從

表中可以發現中國大陸有3個Loran站。從1965年起在中國大陸沿海地區建立了數個Loran-C站，這些站可提供黃海、東海及南海附近地區的導航信號，其中南海的站，功率為1000KW，在1988年完成，可提供之準確度為50至2200m，在東海及黃海地區之Loran站預期1992年完成，屆時將可提供沿海地區之導航服務，而內陸地區估計將建10個站後，才能提供Loran之導航信號。圖9為1991年5月28日，29日1400LST之板橋探空圖，其中線「1」，「2」為5月28日之探空，線「3」，「4」為5月29日之探空。由線「3」(Loran導航測風法)與線「4」(目前板橋氣象站之8065型探空系統)之比較可以發現，兩種探空系統所求之風向垂直剖面相差甚大(尤其8000公尺以下)，因此在台灣地區Loran-C導航測風法目前並不能適用，此可能因大陸南海地區之Loran信號站雖據信於1988年完成，但尚未正式公開，在台灣地區並無法收到足夠之Loran信號以致測風結果誤差如此大。因此Loran導航測風法之1分鐘平均標準誤差雖然利用地波誤差將小於0.3m/s，而利用天波誤差小於0.6~1.3m/s之情況下，但目前在台灣地區似乎並不能使用Loran-C導航測風法。

(六)Omega導航測風之誤差

在白天及適當的地方，如果仔細的選擇Omega站並利用較複雜的風計算程式則兩分鐘平均Omega風的準確度將為1-2m/s。Omega信號在夜晚並經較長距離之傳播時，依據探空儀和所選Omega站的幾何關係，典型誤差範圍一般約在1-4m/s間(Lange, 1985)。因此利用Omega測風時必須慎選Omega站，以免因長距離傳播或相位移動干擾(phase-shifting modal interference)的影響而使測風效果較差。一般而言在日出日落由於電離層高

LORAN-C WIND ERROR PREDICTION FOR ASIA

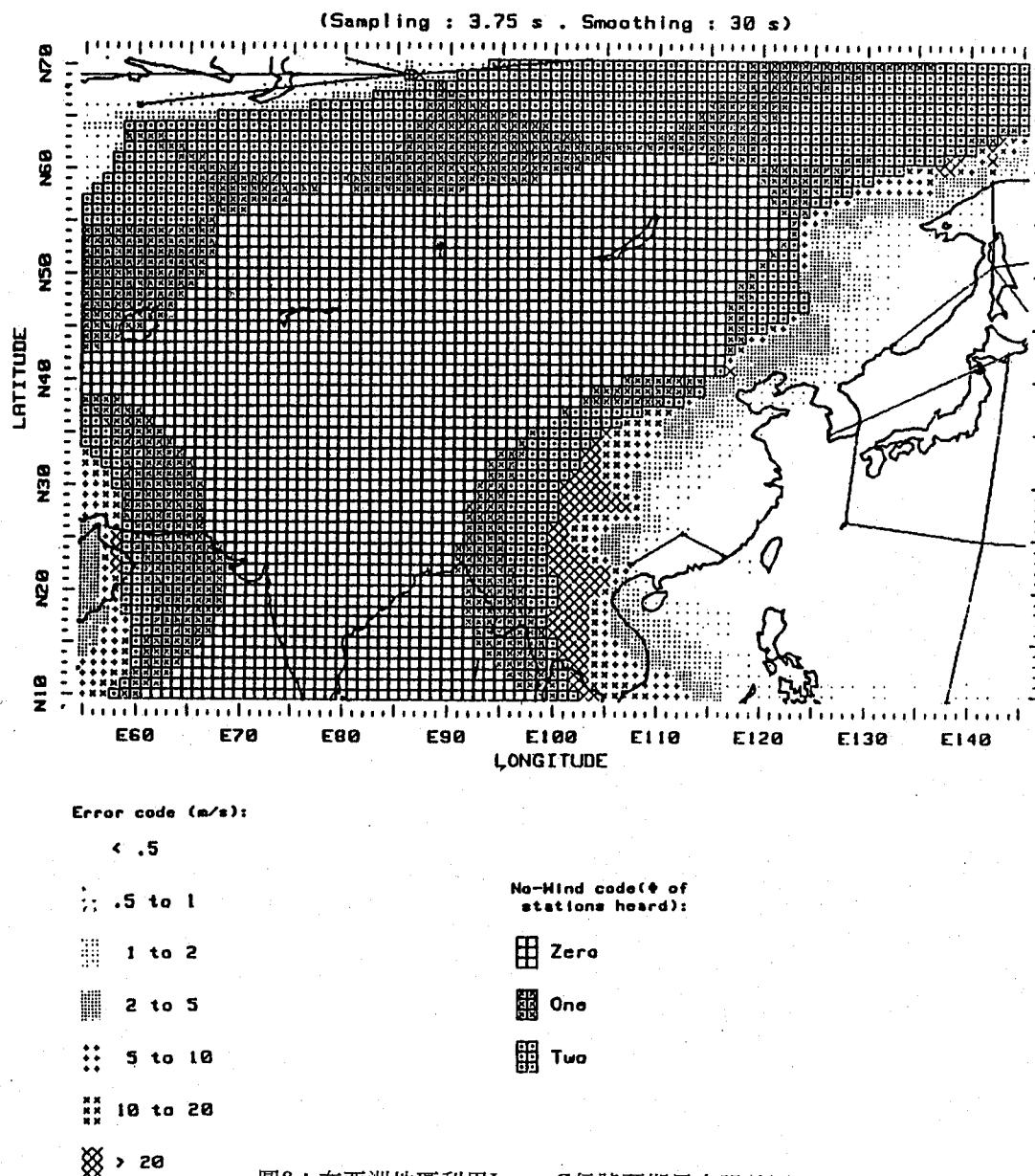


圖8：在亞洲地區利用Loran-C信號預期風之誤差圖

(取樣時距3.75秒，平滑時距30秒)

(摘自Passi and Morel, 1973)

Figure 8: Loran-C Wind Error Prediction for Asia (After Passi and Morel, 1973)

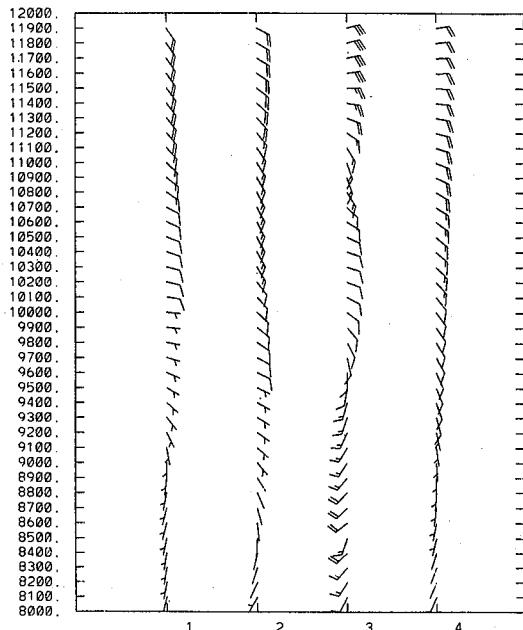
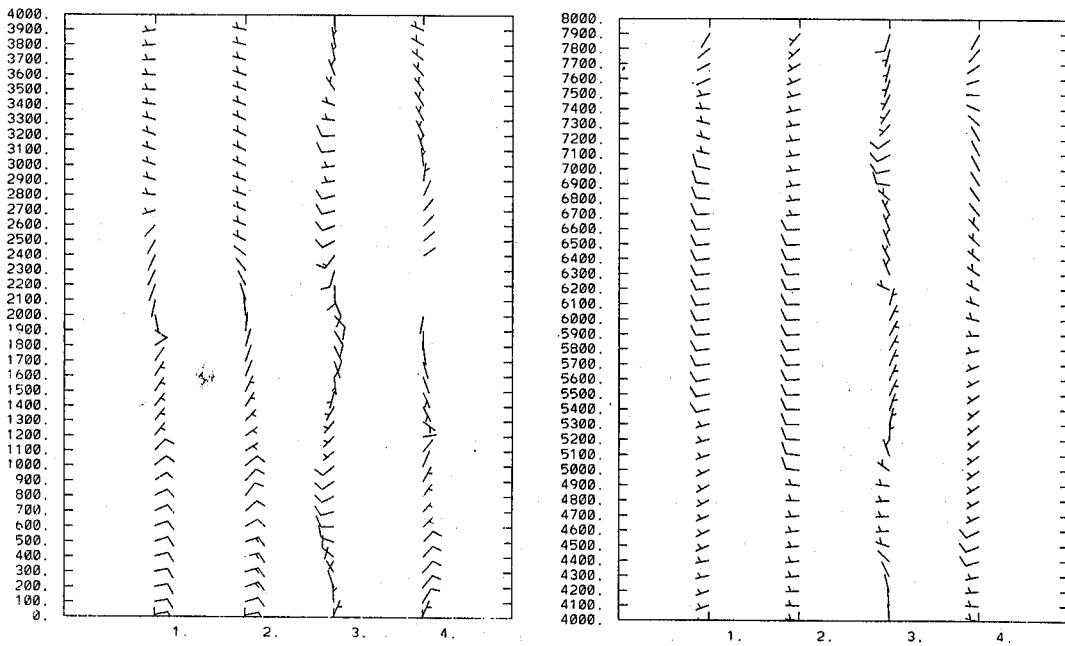


圖9：1991年5月28及29日1400LST板橋探空站之探空（風速單位：knot）。線「1」，「2」為5月28日之探空，其中線「1」為Omega信號，線「2」為無線電經緯儀信號。線「3」，「4」為5月29日之探空，其中線「3」為Loran信號，線「4」為無線電經緯儀信號，縱座標代表高度單位為公尺。

Figure 9: Sounding Profile of May 28 1991 (Line 1 and 2) and May 29 1991 (Line 3 and 4). Whereas Line 「1」 is Omega Wind, Line 「3」 is Loran-C wind and Line 「2」, 「4」 are Radio Theodolite wind.

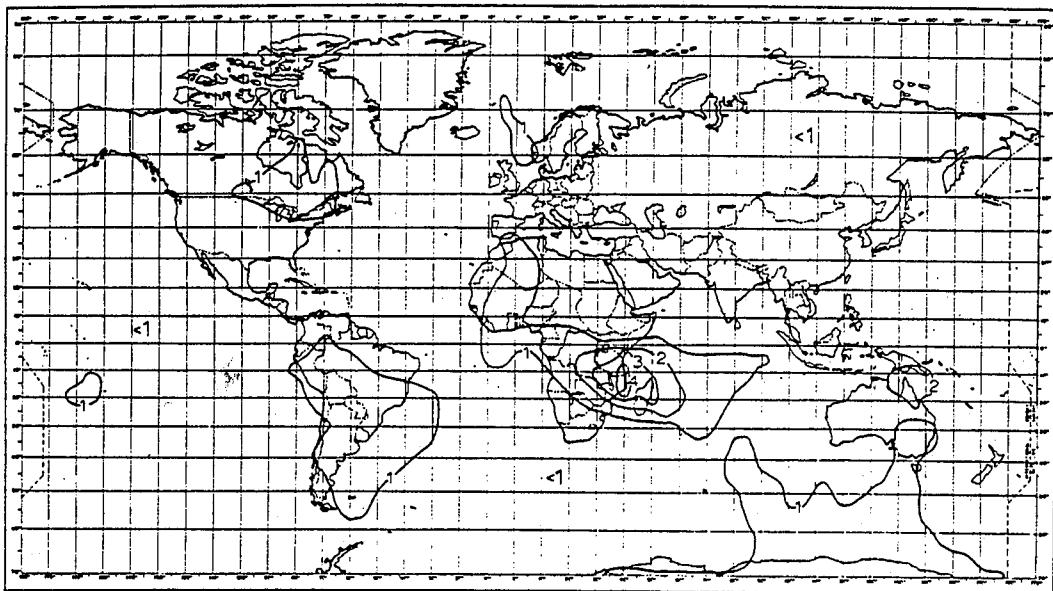


圖10：利用Omega測風全球各地預期風之誤差圖。（單位：m/s，為4分鐘的平均）（摘自Olson, 1978）

Figure 10: Expected r.m.s. four-minute average wind errors at local noon. The contours are given m/s.

(After Olson, 1978)

表一：風向量隨高度誤差之分布（摘自Wang and Felton, 1983）

Table 1: Vector Error of Wind as a Function of Height and of Ratio, θ , of Mean Wind to Rate of Ascent
 (After Wang and Felton, 1983)

Q	Height (km)												
	5				10			15			20		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	
kts													
1	1	1	2	1	2	3	2	3	3	2	5	4	
2	1	2	4	2	5	6	3	13	7	4	18	9	
3	1	3	7	3	11	10	4	23	13	5	40	17	
4	2	5	10	3	18	16	5	40	22	6	71	28	
5	2	7	14	4	28	23	6	61	32	8	110	42	

a, radar

b, double theodolite or direction finder

c, optical or radio-theodolite and assumed rate of ascent

表二：測風氣球高度均方根誤差隨高度之分布（摘自 Wang and Felton, 1983）

Table 2: Root Mean Square Height Error as a Function of Height and of Ratio Q (After Wang and Felton, 1983)

Q	Height (km)											
	5			10			15			20		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c
meters												
1	17	27	43	22	51	43	29	85	43	37	130	43
2	19	29	43	35	69	43	52	136	43	69	216	43
3	26	34	43	51	92	43	77	187	43	102	314	43
4	34	45	43	68	123	43	102	244	43	136	415	43
5	43	55	43	85	163	43	128	310	43	170	515	43

a, radar

b, double theodolite or direction finder

c, optical or radio-theodolite and assumed rate of ascent

表三：全球之Loran-C站名稱及經緯度

Table 3: Currently Available Loran-C Stations

Loran-C stations network.												
No.	Location	Latitude	Longitude	Kw	No.	Location	Latitude	Longitude	Kw			
Currently available stations												
1	Kure Is	HI 28°24'N	178°18'W	275	38	Kargabarun	TURK 40°58'N	27°52'E	165			
2	Saint Paul	AK 57°15'N	170°15'W	275	39	Ash Shaykh	ARAB 28°9'N	34°46'E	400			
3	Johnston Is	HI 16°45'N	169°31'W	275	40	Al Lith	ARAB 20°14'N	40°13'E	200			
4	Port Clarence	AK 65°15'N	166°53'W	1000	41	Al Muzzawam	ARAB 16°26'N	42°48'E	800			
5	Upolu Pt	HI 20°15'N	155°53'W	275	42	Asif	ARAB 23°49'N	42°51'E	800			
6	Narrow Cape	AK 57°26'N	152°22'W	400	44	Al Khamasin	ARAB 20°28'N	44°34'E	800			
7	Tok	AK 63°20'N	142°49'W	540	45	Ar Ruqi	ARAB 29°1'N	46°37'E	200			
8	Shoal Cove	AK 55°26'N	131°15'W	540	46	Sawla	ARAB 24°50'N	50°34'E	800			
9	Port Hardy	BC 50°36'N	127°21'W	400	47	Kwong Ju	KORE 35°2'N	126°32'E	175			
10	Middletown	CA 38°47'N	122°30'W	400	48	Gesashi	JAPN 26°36'N	128°9'E	1000			
11	Williams Lake	BC 51°58'N	122°22'W	400	49	Pohang	KORE 36°11'N	129°20'E	175			
12	George	WA 47°4'N	119°45'W	1600	50	Yap Island	USA 9°33'N	138°10'E	1000			
13	Fallon	NV 39°33'N	118°50'W	400	51	Iwo Jima	JAPN 24°48'N	141°20'E	1800			
14	Searchlight	NV 35°19'N	114°48'W	540	52	Hokkaido	JAPN 42°45'N	143°43'E	1000			
15	Raymondville	TX 26°32'N	97°50'W	400	53	Marcus Island	JAPN 24°17'N	153°59'E	1800			
16	Baudette	MN 48°37'N	94°33'W	500		Attu Port	AK 52°50'N	173°11'E	275			
17	Grangeville	LA 30°44'N	90°50'W	800								
18	Dana	IN 39°51'N	87°29'W	400	31	Lessay	FRAN 49°9'N	1°30'W	500			
19	Malone	FL 31°0'N	85°10'W	800	32	Souston	FRAN 43°44'N	1°23'W	500			
20	Jupiter	FL 27°2'N	80°9'W	275	54	Mizen Head	IRLD 52°N	10°W	250			
21	Carolina Beach	NC 34°4'N	77°55'W	550	55	Slonim	USSR 53°3'N	25°20'E	1150			
22	Seneca	NY 42°43'N	76°50'W	800	56	Simferopol	USSR 44°57'N	33°46'E	1150			
23	Nantucket	MA 41°15'N	69°59'W	275	57	Petrozavodsk	USSR 61°48'N	34°19'E	1150			
24	Caribou	ME 46°48'N	67°56'W	350	58	Briansk	USSR 53°13'N	34°24'E	1150			
25	Fox Harbour	CAND 52°23'N	55°42'W	800	59	Syzran	USSR 53°11'N	49°46'E	1150			
26	Cape Race	NFLD 46°47'N	53°10'W	1500	60	Ussuriisk	USSR 43°48'N	131°58'E	1000			
27	Angissaq	GNLD 59°59'N	45°10'W	760	61	Aleksandrov	USSR 50°56'N	142°38'E	1000			
28	Sandur	ICLD 64°54'N	23°55'W	1500	62	Petrovlovsk	USSR 53°0'N	158°7'E	1000			
29	Jan Mayen	NORW 70°55'N	8°44'W	165	63	Okhoisk	USSR 59°23'N	143°12'E	250			
30	Ejde	DNMK 62°18'N	7°4'W	325	64	Kuriisk	USSR 45°11'N	147°56'E	250			
31	Lessay	FRAN 49°9'N	1°30'W	250	65	Xinhe	CHIN 22°25'N	107°21'E	1000			
32	Souston	FRAN 43°44'N	1°23'W	250	66	Kindu	CHIN 23°58'N	111°43'E	1000			
33	Estartit	SPN 42°4'N	3°12'E	165	67	Zhangxi	CHIN 23°44'N	116°54'E	1000			
34	Sylt	GERM 54°48'N	8°18'E	325	68	Montana	USA 49°N	111°W	400			
35	Lampedusa	ITAL 35°31'N	12°32'E	325	69	Wyoming	USA 43°N	106°W	400			
36	Bo	NORW 68°38'N	14°28'E	165	70	Colorado	USA 37°N	102°W	400			
37	Sellia Marina	ITAL 38°52'N	16°43'E	165	71	Texas	USA 32°N	106°W	400			

高度迅速變化，將會引起Omega信號不正常的相位改變，這些都將造成利用Omega測風存在較大的誤差。

要改進Omega測風的結果，可以將資料經過較長時間（數分鐘）之平均，如此準確度將維持一定值，不會因風速大小而影響準確度，但此時將造成風場垂直解析度較差，同時也將造成邊界層內之風場資料較差。

圖10為Olson (1978) 利用FGGE實驗時收集的Omega資料所預測全球Omega測風誤差分布圖，由此圖可以知道台灣地區位於誤差較小的區域，四分鐘平均誤差小於1m/s。由圖9，1991年5月28日板橋之探空圖可以發現線「1」（Omega導航測風法）與線「2」（板橋目前使用之探空系統）測風結果，除2000至2600公尺非常微弱之風時兩者稍有不同外，其它高度兩種不同方法所得之結果非常相似，因此可以知道目前在台灣地區利用Omega導航測風法結果是可以被接受的。

四、結論

本研究係討論利用氣球軌跡測風法來測量高空風的原理，並分析高空風測量誤差的原因及誤差大小及可能發生誤差的原因，其結果如下：

(一)單經緯儀法：此種方法非常簡單，但由於高度之求法係假設氣球上升速率為固定而得出，因此有時誤差可能達到不能使用的程度。尤其在仰角很小時，誤差變得很敏感，此時角度的觀測精確度非常重要。

(二)無線電經緯儀法：此種無線電經緯儀基本原理和單經緯儀類似，但其高度之決定並無需假設氣球上升速率固定，而是利用氣球攜帶氣壓計去求得，因此準確度較單經緯儀高，本局板橋探空站之探空原理即屬於此類。由於在氣球初始釋放時，仰角、方位角變化很大，因此較不易測得準確之角度，所以邊界層內之測風誤差度將較大。

(三)雷達測風儀法：此種雷達測風儀其測風原理和無線電經緯儀相似，但係測量斜距並利用三角函數關係求高度，亦即不需攜帶氣壓儀即可求取高度，風準度可以達到1m/s (1分鐘的平均)，其缺點為基座較大，且安裝及保養費亦較貴，氣

球遠離雷達超過100公里後，信號即較微弱，此時得不到較佳之風場結果，邊界層內之測風誤差度也較大。

(四)雙經緯測風法：此法並不需要假設氣球上升速率，但必須同時利用兩個經緯儀觀測氣球仰角方位角，因此如果時間觀測有誤差或角度測量有誤差，所測得高度之誤差是無法避免，利用此種方法風速測量誤差約為2.5m/s。

(五)Loran-C導航測風法：由於台灣附近並沒足夠的Loran-C信號站，因此在台灣地區如果使用此種方法測風誤差將很大，雖然在各種測風方法中，如果有足夠的信號站則以此種方法所得之測風結果最佳（誤差小於1.0m/s），但除非中國大陸南海、黃海、東海地區之信號站建好並發射信號後始能改善於台灣地區利用此法所測風之誤差。

(六)Omega導航測風法：雖然此種導航測風法理論上誤差度大於Loran-C導航法，但於台灣地區利用導航測風法之誤差，理論上應小於1m/s (四分鐘的平均)。本研究曾利用Omega導航測風法與板橋探空站做比較，結果發現風場垂直剖面兩者所得結果相當一致。因此可以知道在台灣地區利用Omega導航測風法結果在目前之探空作業中是可以被接受的。

五、參考文獻

- 趙柏林和張靄琛，1990：大氣探測原理，氣象出版社，583p.p.
- Beukers, J. M. 1978: The use of VLF navaids for windfinding. Atmospheric Technology, National Center for Atmospheric Research, No. 10, 3-13.
- Karhunen, P., 1988: The Vaisala Cross-Chain Loran-C Receiver, Vaisala News, 115, 6-8.
- Lange, A. A., 1985: Meteorological observations using navaid method, WMO Technical note No. 185, 44pp.
- Middleton, W. E. K., and A. F. Spilhaus, 1953: Meteorological Instruments. University of

- Toronto Press., Toronto, Ontario, Canada.
- Olson, M. L., 1978: Global accuracy of Omega-derived winds. Atmospheric Technology No. 10, NCAR, Boulder Colorado. Winter 1978-1979.
- Passi, R. M., 1974: Wind determination using Omega signals J. Appl. Meteor., 13, 934-939.
- Passi, R. M., and C. Morel, 1987: Wind errors using the worldwide Loran Network, J. of Atmospheric and oceanic technology, 4, 690-700.
- Schaefer, J. T. and C. A. Doswell, 1978: The inherent position errors in double-theodolite Pibal measurements, J. Appl. Meteor. 17, 911-915.
- Vaisala, 1989: Upper Air System-OWIND Wind-finding Program, Vaisala Company Ref. R0409, 11pp.
- Wang, J. Y., and C. M. M. Felton, 1983: Instruments for Physical environmental measurements, Kendall Hung Publishing Co., 378pp.(Chapter 7)
- WMO 1981: Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices Chapter 12 (5th editions).

附錄A：飛機計算風向、風速圖示法 (Wang and Felton, 1983)

$$W = [v^2 + g^2 - 2vg \cos \alpha]^{1/2}$$

$$\cos \phi = \frac{1}{W} [g \cos(\theta + \alpha) - v \cos \theta]$$

W : 風速

ϕ : 風向

θ : 航向，由飛機的羅盤得知

v : 航速，飛機相對空氣的速度，由皮氏管壓力計、溫度及飛機速度得知

g : 地速，由導航系統得知飛機對地速度

α : 航差，飛機航向與投影在地面之路徑的角度差

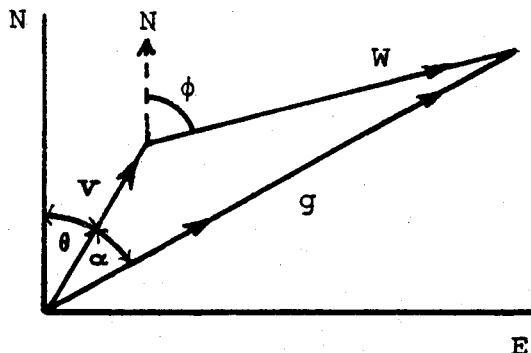


圖1：飛機測風之向量圖示

Figure 1: Vector Diagram Illustrating
Aircraft wind determination

附錄B：氣球上升速度計算法 (Middleton and Spilhaus, 1953)

Hesselberg and Birkeland (1912) 證明氣球的總浮力 ($L + W$) 等於排開空氣的重 ($\rho \times V$)

$$V \sim RT/P \quad (B.1)$$

$$\text{但是 } \rho = P/RT \quad (B.2)$$

因此在任何高度下 $L + W = \text{常數}$

氣球被釋放出去上升幾秒後當浮力L和空氣阻力D相等時，會達到某一上升速率 v 。

空氣阻力D是 v 、 ρ 和A的函數。

其中 A：氣球的截面積

W：氣球重（包括一些氣球的附件重）

F：總浮力

L：淨浮力 ($L = F - W$)

ρ ：空氣密度

V：氣球體積

R：氣體常數 (Specific gas const.)

v：氣球上升速率

從風洞實驗得之

$$D = b_1 \rho v^2 A = [L = \text{Const.}] \quad (\text{B.3})$$

$$\text{因此 } (v/v_0)^2 = \rho_0 A_0 / \rho A \quad (\text{B.4})$$

ρ_0 、 v_0 、 A_0 是近地面時的 ρ 、 v 、A

$$\text{但 } A_0/A = (V_0/V)^{\frac{2}{3}} = (\rho_0/\rho)^{-\frac{2}{3}}$$

$$\text{因此 } v/v_0 = (\rho_0/\rho)^{\frac{1}{6}} \quad (\text{B.5})$$

所以 v 不是常數而是高度（空氣密度）的函數。但空氣密度隨高度的變化如下：

高度 (KM)	0	2	4	6	8	10
$(\rho/\rho_0)^{\frac{1}{6}}$	1.00	1.04	1.08	1.11	1.15	1.19

因此 $(\rho/\rho_0)^{\frac{1}{6}}$ 的值隨高度的變化非常小，在10公里的高度氣球上升速度約比在地面時之速度增加20%。所以在此氣球上升速度可視為一常數，而理論上淨浮力如果增加一倍，氣球上升速度約增加40%，但因為氣球變形，實際上沒增加那麼多，由於氣球在上升時內外的壓力及溫度存在一定的差值，加上球皮滲漏氣體，氣球也沒保持球狀，因此上述的討論只是一種近似。

因為 $A \sim V^{\frac{2}{3}}$ 但在 $\rho = \rho_0$ 則 $V \sim L + W$

$$\text{所以由 (B.3) 式得之, } L = b_2 \cdot v^2 (L + W)^{\frac{2}{3}} \quad (\text{B.6})$$

$$v = b \cdot L^{\frac{1}{2}} / (L + W)^{\frac{1}{3}}$$

b值和阻力係數有關

附錄C：雙經緯儀測風法 (Wang and Felton, 1983)

$$\text{LACB} = 180^\circ - [(360^\circ - \theta_1) + (\theta_2 - 180^\circ)] = \theta_1 - \theta_2$$

如果 $R_1 = AC$ $R_2 = BC$ 依正弦定律

$$\frac{R_1}{\sin(\theta_2 - 180^\circ)} = \frac{R_1}{-\sin\theta_2} = \frac{R_0}{\sin(\theta_1 - \theta_2)}$$

同理

$$\frac{R_2}{\sin(360^\circ - \theta_1)} = \frac{R_2}{\sin\theta_1} = \frac{R_0}{\sin(\theta_1 - \theta_2)} \quad (C.1)$$

因此

$$R_1 = \frac{-R_0 \sin\theta_2}{\sin(\theta_1 - \theta_2)}, \text{ 且 } R_2 = \frac{-R_0 \sin\theta_1}{\sin(\theta_1 - \theta_2)} \quad (C.2)$$

氣球高度Z，如下：

$$Z_1 = R_1 \tan\phi_1 = \frac{-R_0 \sin\theta_2 \tan\phi_1}{\sin(\theta_1 - \theta_2)} \quad (C.3)$$

或

$$Z_2 = R_2 \tan\phi_2 = \frac{R_0 \sin\theta_1 \tan\phi_2}{\sin(\theta_1 - \theta_2)} \quad (C.4)$$

其中兩站AB的距離為 R_0 ，而 ϕ_1 及 θ_1 分別為A經緯儀量得的仰角及方位角。 ϕ_2 及 θ_2 則為B經緯儀量得的仰角及方位角。當 $(\theta_1 - \theta_2)$ 接近於0或180度，或大於177度則在方程式(C.2)中 $\sin(\theta_1 - \theta_2)$ 接近於零，因此方程式(C.2)至(C.4)變成分母除以零，亦即計算氣球高度變得非常敏感，相對誤差迅速加大。這種情況的發生是因為氣球正好位於兩觀測點連線間之垂直面附近，因此如果發生此種情形時，計算方法如圖1 b2及圖1 b3所示。

在圖1 b₂，氣球位於基線上方 (C在AB間)

$$\frac{R_0}{\sin(\phi_1 + \phi_2)} = \frac{R_1 / \cos\phi_1}{\sin\phi_2} = \frac{R_2 / \cos\phi_2}{\sin\phi_1}$$

$$\text{因此 } R_1 = \frac{R_0 \cos\phi_1 \sin\phi_2}{\sin(\phi_1 + \phi_2)} \text{ 且 } R_2 = \frac{R_0 \cos\phi_2 \sin\phi_1}{\sin(\phi_1 + \phi_2)}$$

在圖1 b₃，氣球位於基線外 (C在AB外)

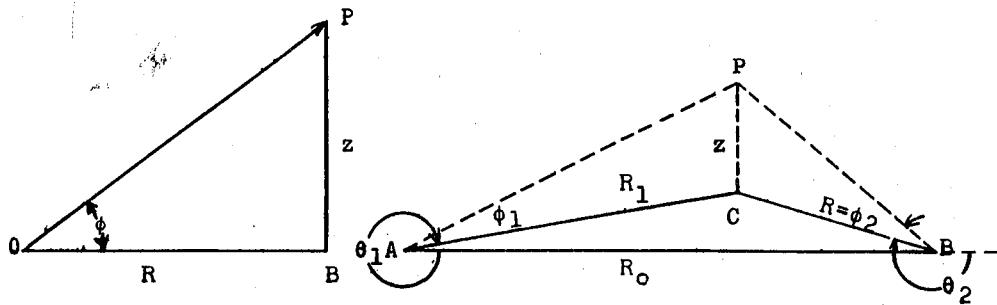
$$\angle APB = 180^\circ - [\phi_1 + 180^\circ - \phi_2] = (\phi_1 - \phi_2)$$

$$R_1 = \frac{R_0 \cos \phi_1 \sin \phi_2}{\sin(\phi_2 - \phi_1)} \quad R_2 = \frac{R_0 \cos \phi_2 \sin \phi_1}{\sin(\phi_2 - \phi_1)}$$

假如C在另外一邊則上式分母為 $\sin(\phi_1 - \phi_2)$

當C在AB間 $Z = \frac{R_0 \sin \phi_2 \sin \phi_1}{\sin(\phi_1 + \phi_2)}$

當C在AB外 $Z = \frac{R_0 \sin \phi_2 \sin \phi_1}{\sin(|\phi_1 - \phi_2|)}$



(a)

(b₁)

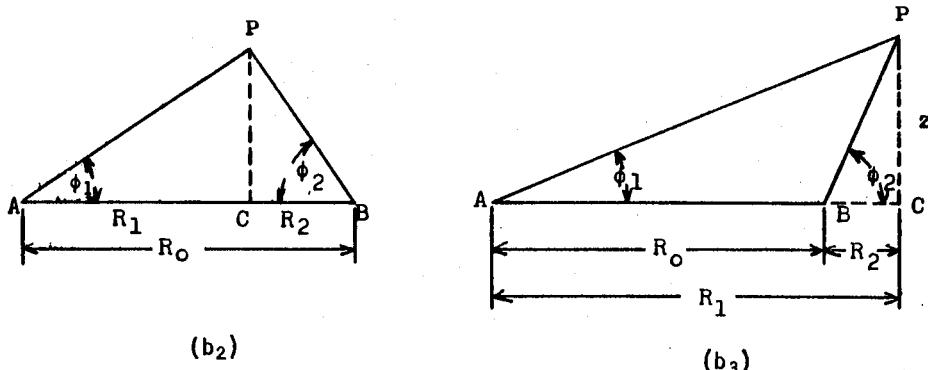


圖1：雙經緯儀測風之幾何圖示

R_0 兩經緯儀A、B之間距

Figure 1: Geometry of the Pilot Balloon in Flight

附錄D：Loran定位方程式（Karhunen, 1988）

考慮K個Loran-C站L, $j=1, K$ ，其位置的經緯度分別為 (a, b) ，假如探空儀所在的經緯度為 (X, Y) ，則探空儀和Loran站j所夾之地球中心角 f_j （圖1），可以下式表示：

$$f_j = \cos^{-1} \{ \cos(a_j - x) \cos(y) \cos(b_j) + \sin(y) \sin(b_j) \} \quad (D.1)$$

而站j與探空儀之距離為 Rf_j ，R是地球半徑。Loran-C之脈波從Loran-C之發射器至探空儀之時間為 $T_j = R f_j / C$ ，C是光速。假使我們將 T_j 對 (X, Y) 微分，則可表示如下：

$$\frac{\partial f_j}{\partial X} \Delta X + \frac{\partial f_j}{\partial Y} \Delta Y = \Delta T_j, \quad j=1, K \quad (D.2)$$

$(\Delta X, \Delta Y)$ 及 ΔT 都是以距離為單位，如我們將(D.2)式對時間再微分並定義：

$$W \equiv \begin{bmatrix} \frac{d(\Delta X)}{dt} \\ \frac{d(\Delta Y)}{dt} \end{bmatrix} \quad (D.3)$$

$$T \equiv \begin{bmatrix} \frac{d(\Delta T_1)}{dt} \\ \frac{d(\Delta T_2)}{dt} \\ \vdots \\ \frac{d(\Delta T_k)}{dt} \end{bmatrix} \quad (D.4)$$

$$F \equiv \begin{bmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial X} & \frac{\partial f_1}{\partial Y} \\ \frac{\partial f_2}{\partial X} & \frac{\partial f_2}{\partial Y} \\ \vdots & \vdots \\ \frac{\partial f_k}{\partial X} & \frac{\partial f_k}{\partial Y} \end{bmatrix} \quad (D.5)$$

我們可以得到風的方程式

$$FW = T \quad (D.6)$$

假如 (D.6) 式除以一個因子Q (此因子是和第j個Loran-C站的信號品質成正比) 則 (D.6) 式的解如下：

$$W = (F^T Q^{-1} F)^{-1} F^T Q^{-1} T \quad (D.7)$$

其中Q是權重因子 (Weighting factor) 的矩陣。

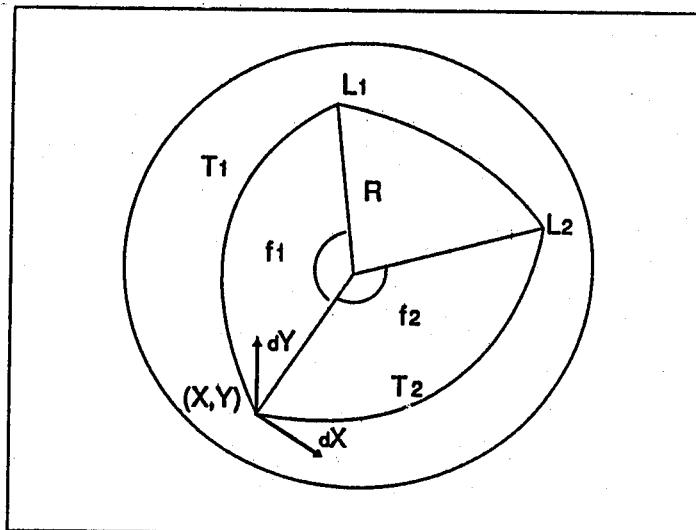


圖1：Loran-C站地球中心角之幾何圖示（摘自Vaisala, 1989）

Figure 1: Loran-C geometry (After Vaisala, 1989)

A REVIEW OF ERRORS OF UPPER-WIND MEASUREMENTS

Yeong-junag Wang
Central Weather Bureau

ABSTRACT

Upper-Wind measurements are important to the studies of synoptic meteorology, and aeronautical meteorology. Upper winds are usually measured by tracking a free-flying balloon. This paper is to review errors of upper-wind measurements, although it is difficult to determine accurately. Some conclusions are described as follows:

1. Single Theodolite: It is very simple to use this method to measure upper winds. The main drawback of the single theodolite technique depends on the assumed constant rate of ascent for the determination of the Z (height) value.
2. Radio Theodolite: The height (Z) is obtained through pressure measurements. It is difficult to have accurate elevation and azimuth angle in the first minute of releasing.
3. Tracking Radar: The wind error in boundary is relatively large.
4. Double Theodolite: Geometric considerations in the double theodolite method introduce errors, particularly those which are associated with deriving the balloon's position from the three-angle method. Another inherent errors arise from measurement inaccuracies including errors in time.
5. Loran-C Navigation Method: Loran-C offers the best wind-finding accuracy of any general purpose navaid transmission system, and allows the fine-scale wind structure to be accurately determined. Typical accuracy is better than 0.5m/s for a one-minute average. However, the use of Loran-C chains is limited to their coverage areas. In the Taiwan area, until now, can't have good Loran-C chains coverage.
6. Omega Navigation Method: If the stations to be used are carefully selected and if editing and sophisticated statistical computing techniques are employed, the Omega system is capable of providing wind accuracies of 1-2m/s for two-minute average. In the Taiwan area, can have good Omega wind.

Key Words: Upper-Wind; Theodolite; Navigation; Loran-C Navigation Method; Omega Navigation Method

臺灣氣象測站間年記錄差異之比較

李隆安

周若珍

程爾觀

楊淑蘭

中央研究院統計所

清華大學統計所

中央研究院統計所

國科會專任研究助理

摘要

氣候變化可分為自然因素與人為因素兩方面的影響，從相同氣候區內不同測站間記錄差異的比較，可幫助分辨出人為因素影響的時機。本文針對臺灣北、中、南三個氣候區內各選兩個測站（臺北與基隆、阿里山與玉山、恆春與大武）進行探討，了解氣溫及降水變化可能受到的人為因素影響時機。

關鍵詞：年雨量，年均溫，記錄差異

一、前言

研究氣候化變化的專家們（Bryson, 1974; Lamb, 1969）從各種自然因素的分析，顯示從1980年代起，全球性氣溫將下降，可能會進入相當於西歐17世紀的小冰期。除了這些自然因素在影響氣象外，晚近人類活動，例如石化燃料之燃燒所釋放出之額外二氧化碳，其中有一半加入大氣中，藉溫室效應而使地球增暖，足以反制自然因素之轉冷趨勢。地表大氣溫度之改變，固然與自然本身之變動有關，其亦和人類活動所帶來之影響有關。

目前有關臺灣氣候之研究，均以各區單一測站之氣象記錄為分析對象，若想進一步瞭解臺灣全島長期變化之趨勢，尚需將各觀測站彼此間之差異性考慮進去。臺灣氣候分區的研究，早期有萬寶康（1973）與最近的吳明進和陳幼麟（1993）等報告，由於彼此研究的年代不盡相同，萬寶康是1951-1970年，而吳明進和陳幼麟是1941-1991年，故結論也不會完全一致。此外中央氣象局是採用北、中、南、東、東南五區的分區法，這個分類法和水利單位對水資源的分區法略有不同（吳明進，陳幼麟，1993）。

本文研究的年代有追溯至1903年的，測站選擇上在北部地區選取臺北及基隆兩測站，南部地區是恆春與大武兩測站，中部則選擇阿里山與玉山兩測站。本文作者對氣象測站的選擇有本身研

究動機的考慮，本文作者係「古全球變遷」的研究者，有興趣了解臺灣古代氣候的變化，中部山區是樹輪採樣的重要地點，故在中部地區沒有選擇臺中、澎湖等測站，而是選擇了山區的測站。本文是採樣前的先驅研究，希望藉由上述六個測站之氣象記錄，了解臺灣地區北、中、南三區兩兩測站間氣溫及降水變化之趨勢，由此能初步探討人為因素對臺灣氣候之影響。

二、資料來源

本文為一初步探討，所選擇之氣象測站為臺北、基隆、恆春、大武、阿里山及玉山六處，此六處最少也有近40年之完整觀測記錄，尚可符合氣候資料最低年限之要求（萬寶康，1973, pp3），各測站之地理位置、海拔高度及記錄年限分列如下：

測站	北緯	東經	高度(公尺)	記錄年限
臺北	25°02'	121°31'	8.0	1903 - 1990
基隆	25°08'	121°45'	3.4	1903 - 1990
阿里山	23°31'	120°48'	2406.1	1951 - 1990
玉山	23°29'	125°57'	3850.0	1951 - 1990
恆春	22°00'	120°45'	23.3	1951 - 1990
大武	22°21'	120°54'	7.6	1951 - 1990

所用之資料中在1980年前的是依據臺灣省氣象所出版之臺灣累年氣象報告（1897-1980），而

1981-1990年者，由中央氣象局出版之每年氣候資料年報得到。

三、氣候要素之分析

一個地方氣候的變化，可從各種氣候要素長時期的記錄中分析得到。本文在探討人類活動所造成之溫室效應是否顯著存在於氣象測站間時，是採用各個地區的年雨量及年均溫作為分析對象。

3.1 雨量

Kohler (1949) 採用Double-mass的方法分析屬於相同氣候區內測站的雨量記錄是否有不一致 (Inhomogeneity) 的現象產生。若分別以Y和X表示在相同氣候區內兩測站的雨量記錄，Kohler指出如果測站間所得之氣象記錄Y與X具有一致性的情況下時，則累積雨量 ΣY 和 ΣX 之關係應呈一條通過原點之直線，其關係式可以 $\Sigma Y = m \Sigma X$ 描述，其中m為斜率。若其中的一個測站已受人為因素影響時，則此直線關係將被破壞，取而代之的為折線模式。

北、中、南三地區兩兩測站間雨量關係，若用直線配適，其關係如下表所示：

地區	測站(Y)	測站(X)	兩者雨量關係式	R^2
北	臺北	基隆	$Y' = -3705.8 + 0.644X'$	99.6%
中	阿里山	玉山	$Y' = -1126.6 + 1.286X'$	100.0%
南	恆春	大武	$Y' = 1301.1 + 0.846X'$	99.9%

表中 $Y'_i = \sum_{j=1}^i Y_j$ 、 $X'_i = \sum_{j=1}^i X_j$ 、 R^2 為迴歸變異解釋的百分比。從上表中可以看出三個地區兩兩測站間累積雨量的關係式，均非為一條通過原點之直線，又由圖1、2、3中仍難以精確的判斷北、中、南三地區各測站間是否有轉折點的存在。為進一步尋求各個地區兩兩測站累積雨量的最佳關係，可先假設此兩變量關係的一般形式，再用最小平方法判別此模式是否合適。研究中，假設兩變量為折線關係，其數學式的表示為：

$$Y'_i = \begin{cases} \alpha_1 + \beta_1 X'_i & \text{if } X'_i < X_0 \\ \alpha_2 + \beta_2 X'_i & \text{if } X'_i > X_0 \end{cases} \quad (1)$$

其中 α_1 、 α_2 、 β_1 、 β_2 為係數， X_0 為轉折點所在之相對雨量。如果轉折點 X_0 存在時， $\alpha_1 + \beta_1 X'_i$ 和 $\alpha_2 + \beta_2 X'_i$ 分別代表兩條不同的直線，

於是 $\alpha_1 \neq \alpha_2$ 且 $\beta_1 \neq \beta_2$ 。

式子(1)經整理後，可以式子(2)表示
(附錄一)：

$$Y'_i = \alpha_1 + \beta_1 X'_i + (\alpha_2 - \alpha_1)I_0 + (\beta_2 - \beta_1)X'_i I_0 \quad (2)$$

$$I_0 = \begin{cases} 0 & \text{if } X'_i < X_0 \\ 1 & \text{otherwise} \end{cases}$$

然後將 Y'_i 迴歸至變數 X'_i ，變數 I_0 ，及由前面兩變數乘積形成的新變數 $X'_i I_0$ ，求出係數 α_1 、 β_1 、($\alpha_2 - \alpha_1$) 及 ($\beta_2 - \beta_1$) 來。在模式(2)中若係數 ($\alpha_2 - \alpha_1$) 與 ($\beta_2 - \beta_1$) 顯著存在時，表示轉折點存在。為準確估計發生轉折之時間點，本文採逐點分析，利用最小平方法決定係數，找出係數顯著存在的迴歸式子，並查驗所對應的轉折點。相關的繁瑣細節，歡迎讀者來函詢問作者。

由於各測站可使用的資料記錄長短不同，根據現有之資料發現：北部地區的臺北測站於1943年後，在雨量方面就已與基隆測站之記錄有差異，此差異來源可能是由於臺北地區在近二、三十年來雨量方面的增加，而南部地區的恆春測站概略在1979年後，才與大武測站的雨量記錄有顯著的差異存在，唯此差異性並不同於北部地區，主要是導源於恆春附近近年來降雨的減少，至於中部山地在雨量方面兩測站並沒有顯著的偏差存在。下表所列的為採用模式(2)分析的結果，比較詳細的逐點分析之結果，請參考附錄二。

地區	發生變異年代	α_1 (stdev)	β_1 (stdev)	$\alpha_2 - \alpha_1$ (stdev)	$\beta_2 - \beta_1$ (stdev)	R^2
北	1943	1352 (286.9)	0.583 (0.003)	-28205 (1072.0)	0.164 (0.005)	100%
南	1979	-768 (404.0)	0.961 (0.027)	3692 (521.1)	-0.141 (0.027)	99.9%

3.2 溫度

溫度長期變化之分析類似雨量之分析，LaMarche (Fritts, 1976, pp254)指出兩測站之年均溫若分別以X及Y表示，在測站間之溫度未發生變異下，兩測站累積之年溫差 $\Sigma (Y - X)$ 與年份(T)應成直線關係，可表示為 $\Sigma (Y - X) = mT + b$ 之形式，其中m為斜率，b為一常數，若所得之結果為折線關係，則顯示測站間之記錄已有差異存在。三個地區兩兩測站歷年來之溫度記錄與年份之關係，若以直線迴歸模式來配適，其關係式可表示如下：

地區	測站(Y)	測站(X)	$\sum(Y - X)$ 與年份(T)之關係	R^2
北	臺北	基隆	$Y'_i = -2.06 + 0.042T_i$	41.1%
中	阿里山	玉山	$Y'_i = -0.297 + 6.77T_i$	100.0%
南	恆春	大武	$Y'_i = 4.51 + 0.293T_i$	96.5%

上表中 $Y'_i = \sum_{j=1}^i (Y_j - X_j)$, 由表中可明顯看出北部地區兩測站間之累積溫度差與年份之關係，不適合用線性關係來描述。圖4、5、6顯示的為各地區兩兩測站間累積溫度差與年份之關係圖，線性關係是否合適，需再作進一步之檢驗。首先，假設兩變量存在如同模型(1)中之關係，採逐點檢驗，分析結果發現，溫度長期之變化，三地區均發生於1970年代以後，其中北部的臺北測站與基隆測站於1973年後產生變異，此差異來源為臺北近幾十年來溫度上升的結果，中部的阿里山測站大約在1971年後與玉山測站產生差異，而南部的恆春測站發生轉變於1975年與1976年間。此說明了臺灣全島只要是都市化較盛的區域，在氣溫方面都有顯著的差異產生。三地區兩兩測站間溫度之變遷匯總於下表，各區逐點分析之結果請參考附錄三。

地區	變異年代	α_1 (stddev)	β_1 (stddev)	$\alpha_2 - \alpha_1$ (stddev)	$\beta_2 - \beta_1$ (stddev)	R^2
北	1973	-0.991 (0.108)	0.0020 (0.003)	-23.7 (1.563)	0.347 (0.020)	93.0%
中	1971	-0.258 (0.131)	6.82 (0.010)	2.53 (0.403)	-0.116 (0.015)	100.0%
南	1975	3.68 (0.088)	0.363 (0.006)	6.05 (0.435)	-0.234 (0.014)	99.7%

四、結論與進一步的研究

本文的研究結果顯示，位於臺灣北、中、南三個地區內的氣象測站，在年均溫與年雨量方面，彼此間有顯著的差異，表示臺灣各地區之氣候除了自然的演變外，亦包含了人為因素的影響，因此若我們想要獲知臺灣氣候的自然演變趨勢及受人為因素影響之程度，勢必要將測站彼此間之差異性考慮進去，之後再找出一個未受人類活動影響之測站資料，利用與其它測站間之變化趨勢進行校正，以瞭解臺灣氣候自然變化之特徵，以及都市化效應對臺灣氣候影響的程度。

誌謝詞

作者感謝編委主任、審查者與吳明進教授的寶貴意見，增加了本文的可讀性與完整性，也感謝國科會之支助。

參考文獻

- Bryson, R.A. (1974). A Perspective on Climatic Change. Scince, Vo1. 184, No.4138, 753-760.
- Fritts, H.C.(1976). Tree Rings and Climate. Academic Press, London.
- Kohler, M.A. (1949).On the Use of Double-Mass Analysis for Testing the Consistency of Meteorological Records and for Making Required Adjustments.Bulletin American Meteorological Society, Vol.30, No.5,188-189.
- Lamb, H.H. (1969). The New Look of Climatology. Nature, Vol.223,No.20,1209-1215.
- 萬寶康，(1973)臺灣分區氣候與天氣之研究(一)氣象學報第19卷第4期，1-19。
- 吳明進，陳幼麟，(1993)臺灣的氣候分區，大氣科學，即將出刊。
- 臺灣省氣象所，臺灣累年氣象報告(1897-1980)
- 中央氣象局，氣候資料年報(1981-1990)

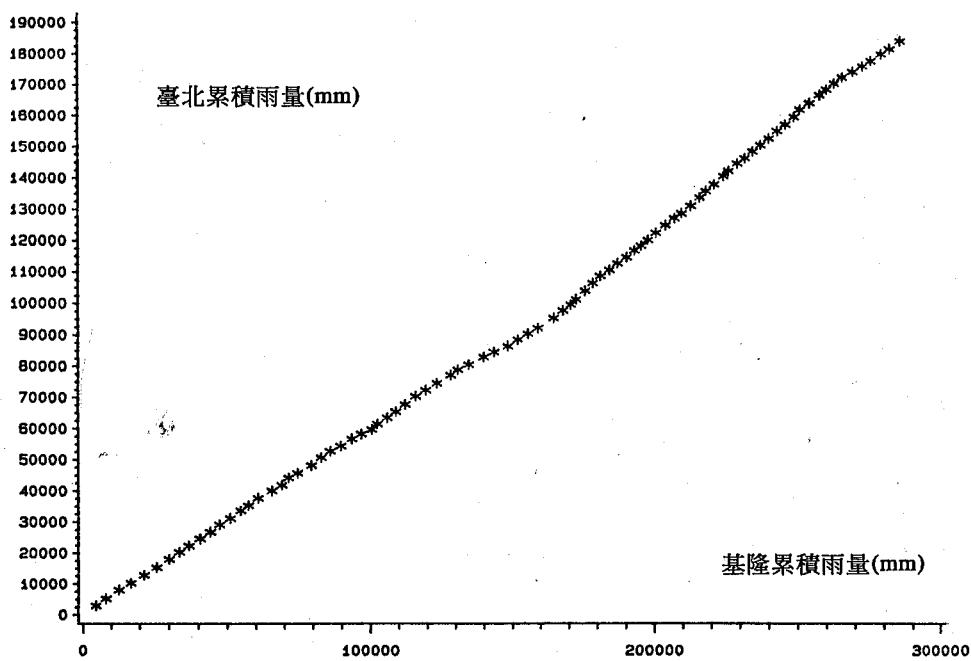


圖1：臺北、基隆兩測站累積雨量的關係圖

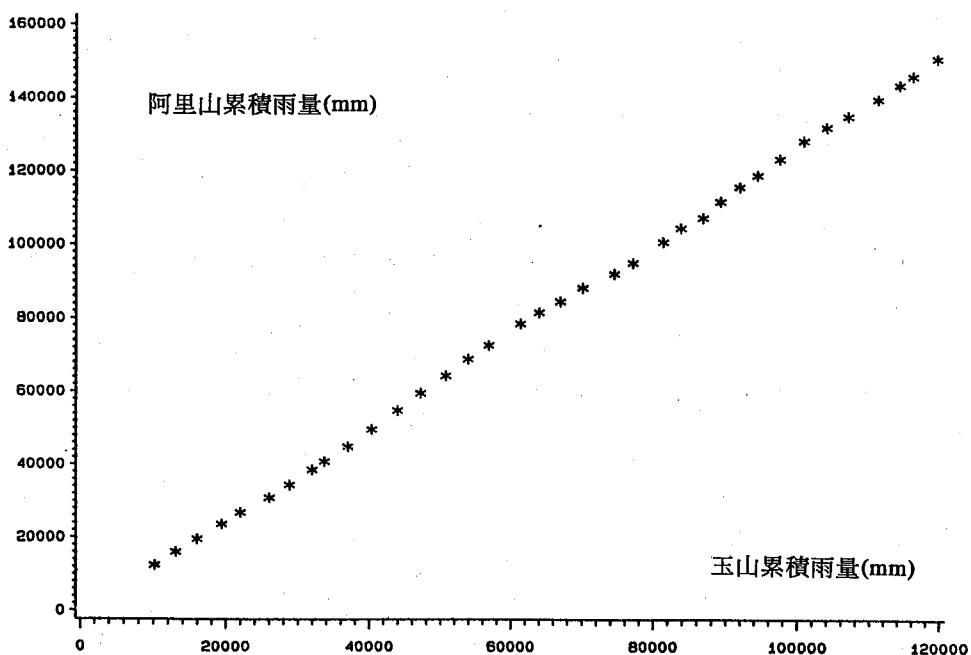


圖2：阿里山、玉山兩測站累積雨量的關係圖

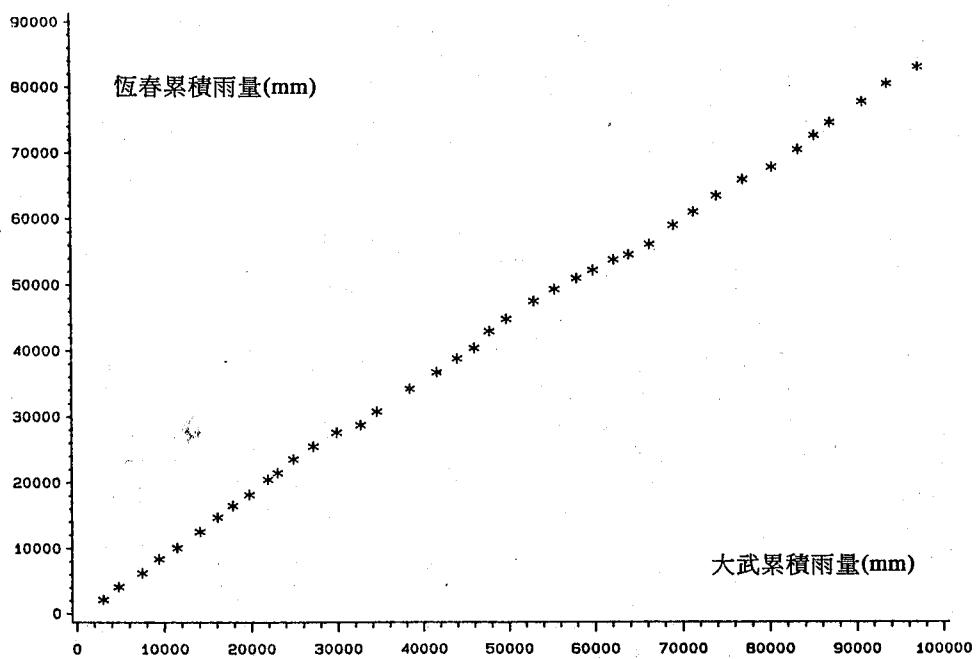


圖3：恆春、大武兩測站累積雨量的關係圖

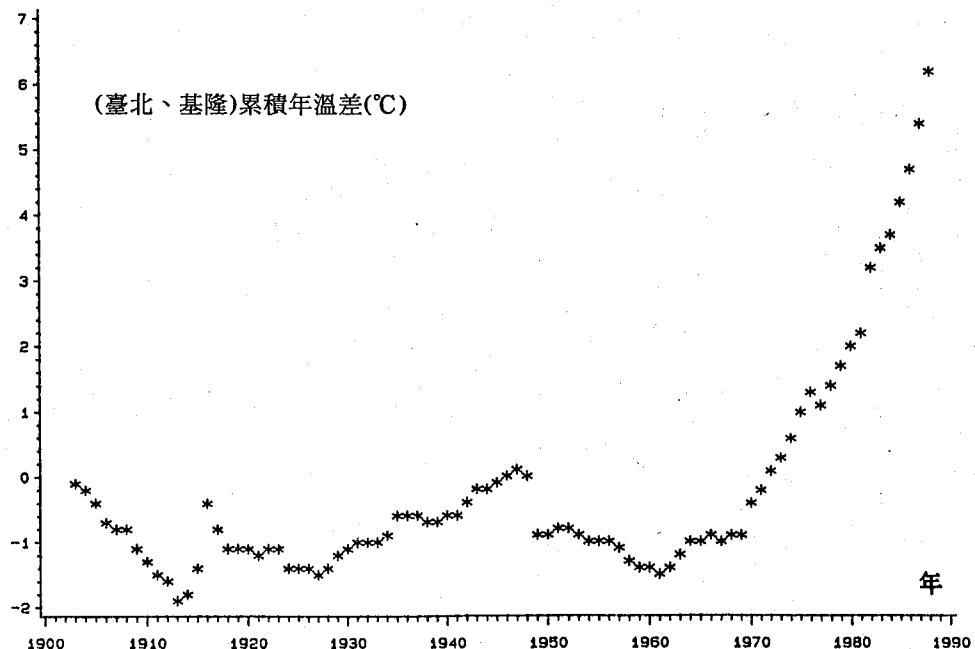


圖4：臺北、基隆兩測站累積年溫差與年份的關係圖

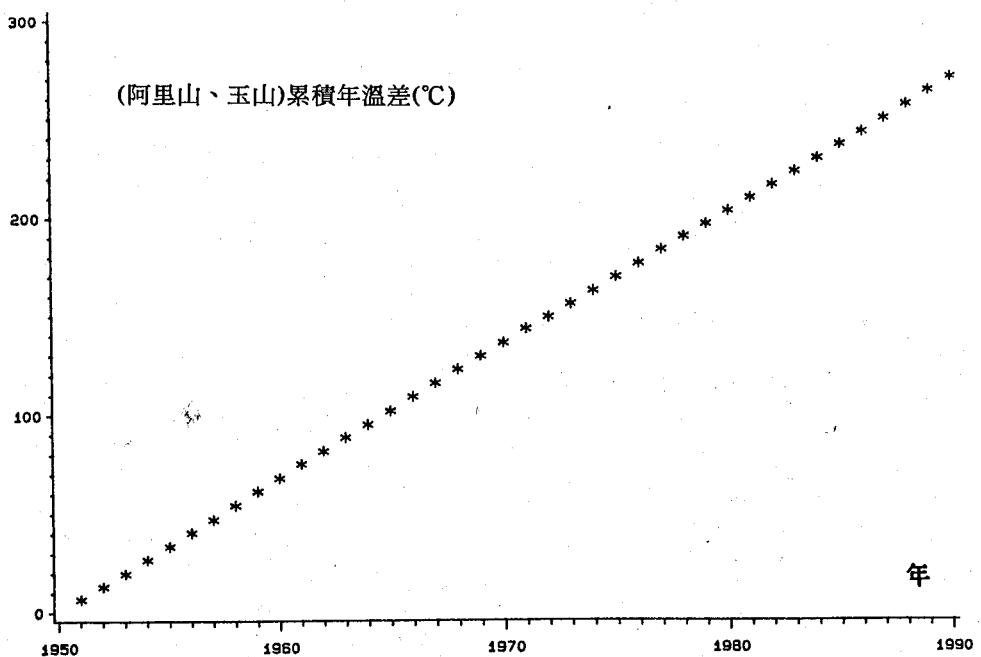


圖5：阿里山、玉山兩測站累積年溫差與年份關係圖

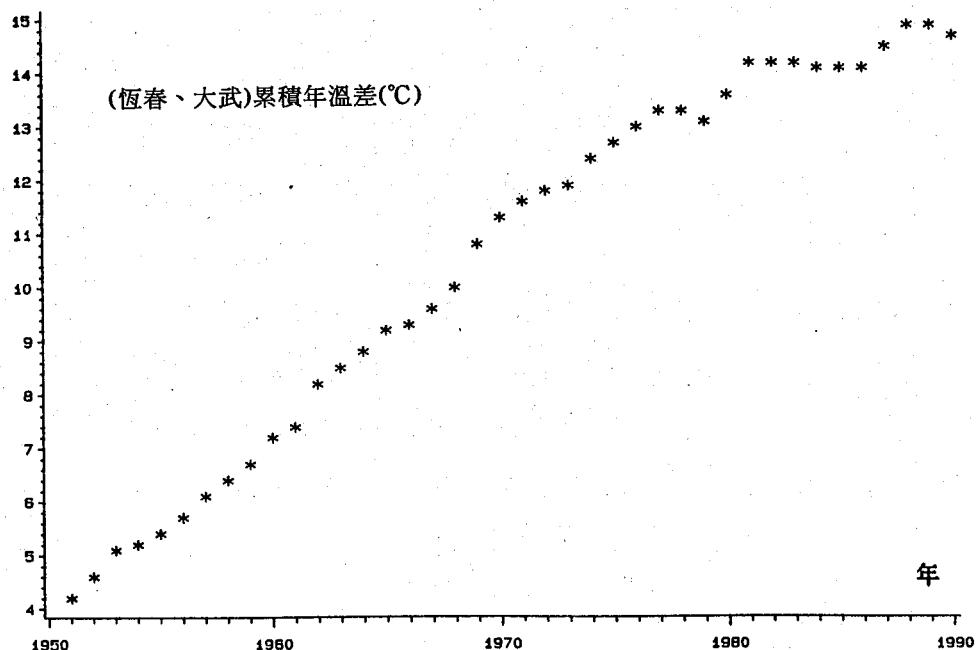


圖6：恆春、大武兩測站累積年溫差與年份關係圖

附錄一：

假設：

$$Y'_i = \alpha_1 + \beta_1 X'_i + (\alpha_2 - \alpha_1) I_0 + (\beta_2 - \beta_1) X'_i I_0$$

因 X_0 是 $Y'_i = \alpha_1 + \beta_1 X'_i$ 與 $Y'_i = \alpha_2 + \beta_2 X'_i$ 的交點故 $X_0 = -\frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\beta_2 - \beta_1}$

Case(1) 當 $X'_i < X_0$ ($I_0 = 0$)

$$\begin{aligned} \text{則 } Y'_i &= \alpha_1 + \beta_1 X'_i + 0 + 0 \\ &= \alpha_1 + \beta_1 X'_i \end{aligned}$$

Case(2) 當 $X'_i > X_0$ ($I_0 = 1$)

$$\begin{aligned} \text{則 } Y'_i &= \alpha_1 + \beta_1 X'_i + (\alpha_2 - \alpha_1) + (\beta_2 - \beta_1) X'_i \\ &= \alpha_2 + \beta_2 X'_i \end{aligned}$$

從 Case(1)、(2) 可得：

$$Y'_i = \begin{cases} \alpha_1 + \beta_1 X'_i & \text{if } X'_i < X_0 \\ \alpha_2 + \beta_2 X'_i & \text{if } X'_i > X_0 \end{cases}$$

附錄二：

地區	變異年代	α_1 (stdev)	β_1 (stdev)	$\alpha_2 - \alpha_1$ (stdev)	$\beta_2 - \beta_1$ (stdev)	R^2	MSE	$P - value$	
北	1941	1357 (280.0)	0.582 (0.003)	-27853 (1160)	0.163 (0.006)	100%	865326	< 0.001	
	1942	1375 (283.1)	0.582 (0.003)	-28002 (1114)	0.164 (0.005)	100%	865180	< 0.001	
	1943	1352 (286.9)	0.583 (0.003)	-28205 (1072)	0.164 (0.005)	100%	867762	< 0.001	*
	1944	1296 (289.4)	0.584 (0.003)	-28414 (1029)	0.164 (0.005)	100%	861007	< 0.001	
	1945	1218 (289.4)	0.585 (0.003)	-28509 (978)	0.164 (0.005)	100%	837585	< 0.001	
南	1976	-736 (353.9)	0.959 (0.019)	3509 (528.1)	-0.137 (0.020)	99.9%	345172	< 0.001	
	1977	-826 (368.8)	0.967 (0.022)	3644 (528.1)	-0.146 (0.022)	99.9%	340001	< 0.001	
	1978	-829 (387.3)	0.967 (0.024)	3713 (524.2)	-0.147 (0.025)	99.9%	342171	< 0.001	
	1979	-768 (404.0)	0.961 (0.027)	3692 (521.1)	-0.141 (0.027)	99.9%	340595	< 0.001	*
	1980	-754 (425.3)	0.959 (0.030)	3608 (526.5)	-0.139 (0.031)	99.9%	344098	< 0.001	

R^2 :迴歸變異解釋百分比

MSE : 平均迴歸誤差平方和

P-value : 迴歸式子顯著機率

*轉折點估計值 $-\frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\beta_2 - \beta_1}$ 最接近理論「變異年代」

附錄三：

地區	變異年代	α_1 (stdev)	β_1 (stdev)	$\alpha_2 - \alpha_1$ (stdev)	$\beta_2 - \beta_1$ (stdev)	R^2	MSE	$P-value$	
北	1970	-0.978 (0.112)	0.00143 (0.003)	-22.1 (1.233)	0.327 (0.016)	92.8%	0.200	< 0.001	
	1971	-0.977 (0.110)	0.00141 (0.003)	-22.7 (1.323)	0.334 (0.017)	92.9%	0.196	< 0.001	*
	1972	-0.977 (0.109)	0.00138 (0.003)	-23.0 (1.434)	0.339 (0.019)	93.0%	0.196	< 0.001	*
	1973	-0.991 (0.108)	0.00200 (0.003)	-23.7 (1.563)	0.347 (0.020)	93.0%	0.195	< 0.001	*
	1974	-1.010 (0.108)	0.00281 (0.003)	-24.4 (1.723)	0.355 (0.022)	92.9%	0.198	< 0.001	
中	1969	-0.181 (0.135)	6.81 (0.108)	2.72 (0.359)	-0.114 (0.015)	100.0%	0.083	< 0.001	
	1970	-0.187 (0.129)	6.81 (0.010)	2.53 (0.403)	-0.116 (0.015)	100.0%	0.083	< 0.001	
	1971	-0.258 (0.131)	6.82 (0.010)	2.53 (0.403)	-0.116 (0.015)	100.0%	0.083	< 0.001	*
	1972	-0.257 (0.128)	6.82 (0.010)	2.52 (0.439)	-0.116 (0.016)	100.0%	0.083	< 0.001	
	1973	-0.246 (0.125)	6.82 (0.009)	2.49 (0.481)	-0.114 (0.017)	100.0%	0.083	< 0.001	
南	1973	3.67 (0.097)	0.364 (0.007)	5.59 (0.373)	-0.221 (0.014)	99.6%	0.050	< 0.001	
	1974	3.67 (0.092)	0.364 (0.006)	5.84 (0.398)	-0.228 (0.013)	99.6%	0.050	< 0.001	*
	1975	3.68 (0.088)	0.363 (0.006)	6.05 (0.435)	-0.234 (0.014)	99.7%	0.050	< 0.001	*
	1976	3.69 (0.086)	0.362 (0.006)	6.17 (0.487)	-0.236 (0.015)	99.7%	0.050	< 0.001	*
	1977	3.70 (0.085)	0.361 (0.005)	6.11 (0.553)	-0.233 (0.017)	99.6%	0.050	< 0.001	

R^2 ：迴歸變異解釋百分比

MSE：平均迴歸誤差平方和

P-value：迴歸式子顯著機率

*轉折點估計值 $-\frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\beta_2 - \beta_1}$ 最接近理論「變異年代」

A COMPARISON OF THE CONSISTENCY AMONG ANNUAL RECORDS OF WEATHER STATIONS IN TAIWAN

Lung-an Li¹ R. J. Chou² Philip E. Cheng¹ Shwu-Ian Yang³

ABSTRACT

Both natural causes and man's activities affect the climate. Historical weather records from different stations on the same climatic zone are compared in order to determine whether any man's activities affect the change of the climate. Stations considered in this paper include Taipei and Keelung for northern Taiwan, Alishan and Yushan for central Taiwan, Hengchun and Tawu for southern Taiwan. Meteorological elements considered are temperature and precipitation.

Key words: Historical weather records, meteorological elements, precipitation

*

1. Institute of Statistical Science, Academia Sinica.
2. Institute of Statistics, National Tsing Hua University.
3. National Science Council.

中央氣象局區域數值模式預報青康藏高原 環流系統之個案分析

許 武 榮
國立台灣大學

林 民 生 徐 月 娟
中央氣象局 中央氣象局

摘 要

青康藏高原地勢很高，而且幅員廣大，對整個東亞地區的大氣環流扮演著重大角色。一般相信台灣的天氣受到青康藏高原地形效應的影響很大。本計劃嘗試以個案分析的方式，了解中央氣象局區域預報數值模式（Regional Forecast System,RFS），對青康藏高原及其附近區域大氣環流的預報能力，並希望能透過一些對不同數值方法的敏感度分析，找出對預報青康藏高原環流數值預報，影響其正確性的一些重要因素，作為日後改進預報的參考。

寒潮暴發並非西伯利亞冷氣團向南移動的單純事件。雖然一般來說其時間尺度是5—7天，但是在短短兩天之內，天氣圖的型態仍會有相當大的轉變。而仔細分析天氣圖後，也發現不僅只槽脊線的移動影響到天氣的改變，冷空氣如何向南擴散開來，海面上低壓的發展，青康藏高原的阻隔效應等都扮演著重要角色。對於數值預報而言是很困難的問題。

氣象局RFS預報在天氣的基本型態上比如高低壓的位置、範圍……等等，都與實際結果相接近，但對於冷高壓的強度，則有著相當大的誤差。普渡模式部份則因為垂直解析度較高，壓力預報較為正確，對冷空氣在近地面擴散情形較能表現出來。除了提高垂直解析度可增進對寒潮預報能力外，對於冷氣團受青康藏高原阻隔的效應，則可能需要較高的水平解析度，以及提高模式對地形的解析度，才能夠模擬高原東側非常小尺度的高壓脊線以及溫度槽線。比較模式結果發現，積雲參數化與平流項的精確性，對於寒流的預報並不是很重要，地表狀況以及邊界層的處理是否對預報冷高壓強度的維持扮演重要的角色，是日後值得研究的問題。

一、目的

青康藏高原地勢很高，而且幅員廣大，對整個東亞地區的大氣環流扮演著重大角色。一般相信台灣的天氣受到青康藏高原地形效應的影響很大。因此不管是主觀預報或是客觀數值預報，我

們都應該重視與它的相關問題。

但是很不幸的是從數值預報技術處理的眼光來看，由於青康藏高原地形起伏很大（特別是在四川盆地西側，在短短的一百公里距離以內，海拔高度向西突起兩千公尺以上），數值方法的穩定性與精確度都受到挑戰，另一方面該區域人口

稀少，觀測資料缺乏，數值模式初始化（initialization）以及模式校驗上都缺乏依據，因此對青康藏高原在數值模式上的處理是極端困難的問題。

本計劃嘗試以個案分析的方式，了解中央氣象局區域預報數值模式（Regional Forecast System, RFS），對青康藏高原及其附近區域大氣環流的預報能力，並希望能透過一些對不同數值方法的敏感度分析，找出對預報青康藏高原環流數值預報，影響其正確性的一些重要因素，作為日後改進預報的參考。

二、個案天氣系統之描述

a. 地面天氣概況

本研究模擬個案為發生於台灣1991年12月28日前後的寒潮暴發個案。由於以下各節所討論之數值模擬皆以26日12Z為初始時間進行48小時積分，因此本節之天氣系統描述也是針對這兩個時間討論。圖一為26日12Z地面天氣圖，大陸性冷高壓幾乎涵蓋整個中國，該氣團極為寒冷，廣大區域地面溫度都在攝氏0°C以下，中心位於中國西北與蒙古一帶，氣壓值高達1056mb。高壓前緣鋒面帶（圖一粗虛線）位於華南，鋒面以北為北風，鋒面以南（包括台灣）是微弱的東風與南風，此時冷氣團尚未影響及台灣。本島地面氣壓約為1015mb，溫度約在20°C左右。另外，在日本南方與東南方的海面上有幾個微弱的低壓系統。

48小時後，也就是在28日12Z，冷高壓的中心位置雖然並沒有改變（圖二），但是由地面氣壓與溫度的分佈，我們可以很明顯地看出，冷空氣已快速向東南延伸，在華中華南地區出現一由冷高壓分裂出的另一高壓。氣壓值由48小時前的1020mb驟增為1037mb。地面冷鋒已通過台灣，進入巴士海峽與南海，海面上東北季風強度達10 m/s。本島地面氣壓值由北到南為1027到1021mb，較48小時前平均增加了9mb，氣溫下降約10°C。對台灣而言，這是個相當強烈的寒潮暴發案例。在次日凌晨，即數小時後（28日12Z相當於台北時間當日晚上8點），中南部出現6°C以下的低溫，

養殖業蒙受重大損失。

原位於日本南方及東南方海面上的微弱低壓，在冷氣團漸出海之際急速加深。這是一相當典型的海洋暴發旋生（explosive cyclogenesis）的個案。在48小時內氣壓由1004mb降至980mb，相信在這段期間內的某一時刻，其降壓率接近於"bomb"的定義，也就是一天下降24mb（Sanders and Gyakum, 1980）。一方面冷氣團移動至暖海面，海洋表面熱通量（可感熱與潛熱）提供了低壓成長所需的條件。一方面低壓加深，渦旋度（vorticity）增加，其西側的西北氣流又導引冷氣團加速向東南伸展，而成了正回饋（positive feedback）的效果。再一天後（未圖示），該低壓向東北移動，成為一典型之阿留申低壓。

b. 850mb天氣圖

在26日12Z的時候，850mb天氣圖（圖三）上，冷高壓位置與地面圖上的高壓位置相當一致，冷氣團愈向南，其散佈的區域愈廣而厚度愈淺。我們可由位渦度， $(f + \zeta) \partial \theta / \partial p$ ，保守的觀念加以解釋。當冷氣團向南移動，科氏參數，f，變小，因此 $\partial \theta / \partial p$ 變大，等熵面距離變小，即厚度變淺。850mb（約1.5km高）上鋒面位置（粗虛線）較地面鋒面（圖一）偏北約300公里，鋒面隨高度的斜度約為1:200，冷空氣的確非常淺，因此鋒面後雲層（圖三中點線包圍區域）覆蓋很廣，一直向北延伸至華北。台灣東方的帶狀雲層則是與日本南方海面的微弱低壓有關。上一小節所討論的這些微弱低壓系統則因發展深度不夠並未在圖三中顯示出來。

28日的850mb天氣圖（圖四）則發生了很大的變化。爆發性氣旋發生於日本北海道，其西側的強烈西北氣流明顯地導引冷空氣向南方移動。由於鋒面已通過台灣，南北溫度（細虛線）梯度很強。此一溫度梯度很強的區域一直向西延伸至廣西（約東經105度，北緯25度）以及中南半島一帶，該地區高度值上升也非常明顯（從26日的1470公尺到28日的1560公尺），溫度下降約15°C。事實上，整個青康藏高原東側區域在這兩天都發生了極為顯著的改變。冷高壓因為高原的阻隔，

沿著山邊迅速向南推進，等壓面高度值增加，產生一明顯的溫度槽（粗虛線點線），在四川一帶（東經 105 度，北緯 30 度）高度線與溫度線由 48 小時前的東西向轉為南北走向。在這個案例所觀測到擾動沿山邊移動的情形，應該是相當典型的型態。根據 Hsu (1987) 以 22 年冬季 (1957/58 至 1978/79) 的地面氣壓值，做單點相關係數 (correlation coefficient) 分析，以青康藏高原北側做為此單點時，它與兩天之後其它各點的延遲相關係數 (lag correlation coefficient) 最大值已移動至高原的西南側（廣西一帶）（圖五）。本研究個案情形與此氣候分析的結果相近。Johnson (1984) 與 Huppert and Bryan (1976) 提出在北半球高原旁邊的羅士貝波動 (topographic Rossby waves) 沿著地形順時鐘旋轉。本個案亦在位於青康藏高原南側的孟加拉，發生強烈寒流，造成多人凍死的事件，可能也與波動沿高原移動的情形相關。

c. 500mb

圖六是 26 日 12Z，500mb 天氣圖，由於寒潮暴發時低層的南北溫度梯度很大，中國上空主要是吹西風。值得注意的是，鋒面隨著高度向北傾斜的角度很小，500mb 上空風速最強的地方並非與地面鋒面相吻合，而是位於華中一帶。噴流強度達到 45m/s，此時高空槽線（粗虛線）在蒙古一帶呈東北—西南走向。48 小時後（圖七）向東移至日本海與東海呈南北走向。

綜合以上所述，寒潮暴發並非西伯利亞冷氣團向南移動的單純事件。雖然一般來說其時間尺度是 5 – 7 天，但是在短短兩天之內，天氣圖的型態仍會有相當大的轉變。而仔細分析天氣圖後，也發現不僅只槽脊線的移動影響到天氣的改變，冷空氣如何向南擴散開來，海面上低壓的發展，青康藏高原的阻隔效應等都扮演著重要角色。數值模式要能夠順利地將這些天氣轉變模擬出來，是相當大的挑戰。

三、氣象局區域預報模式的模擬結果

本節先針對氣象局區域預報模式 (RFS) 的預報結果加以檢討，以下預報圖皆是以 1991 年 12

月 26 日 12Z，RFS 的分析場為初始條件。並由全球模式 (GFS) 先行積分，內插後，提供 RFS 預報所需的側邊界條件來作 48 小時預報，此外，分析場的獲得是依據前一日 RFS 的預報結果為第一猜測值，再輔助以當日 12Z 之觀測（探空）資料修正得到。

圖八為預報之海平面壓力分佈，初看之下，壓力場之基本型態與圖二相當接近。爆發性氣旋的中心略偏東，氣壓值 (971 mb) 比實際值 (981 mb) 略低。大陸性高壓亦在華中一帶分裂出一副中心，主中心仍在青康藏高原東北角，但強度 (1044 mb) 比實際值 (1053 mb) 弱。寒流侵襲的主要特徵之一：壓力升高的趨勢，在華中華南一帶並不明顯，溫度下降情形（圖九）也沒有實際狀況激烈。上一節所討論冷空氣沿著青康藏高原東側向南移動在東經 105 度出現明顯溫度槽線的現象，並未能在預報圖上顯示得很清楚。圖九中微弱的溫度槽線較靠東邊（東經 110 度）。

為了要詳細了解 RFS 預報寒潮南侵的情形，選取點 A (台北；東經 121 度，北緯 25 度) 以及點 B (廣西桂林；東經 110 度，北緯 25 度) 比較模式預報與觀測天氣。這兩點都是位於圖九溫度槽線上，也就是說這兩點選取在模式預報降溫較明顯的地方。

表一、RFS 模式預報以及觀測台北（點 A）天氣情形。

	海平面 氣壓 (mb)	850 mb 溫度 (°C)	850 mb 風 (m/s)
26 日 12 Z 觀測值	1015	12	西南 7
模式初始值		8	
28 日 12 Z 觀測值	1027	0	西北 7
RFS 模式預報值	1017	4	東北 1

由表一，台北上空 850mb 高空風由 26 日鋒面前之西南風轉為鋒後的西北風，強風有助於溫度的下降，實際溫度下降了 12°C 之多，但是由於 RFS 預報海面上低壓系統過強也過快，雖然長時間 48 小時積分 850mb 槽線位置誤差僅約 400 公里，

但風向已轉為微弱的東風，漸脫離了該系統的影響，部份因為這個因素溫度僅下降4°C。

從海平面氣壓值的上升情形則更無法判斷寒流強度甚至是否南侵，這項預報結果應該是可以理解的。寒流在南下至北緯25度附近已相當淺薄，冷空氣也許只集中在近地面2公里的高度內，而RFS模式的垂直層數為12 (Jeng et al., 1991)，也就是說平均約垂直上每一公里才一個網格，因此根本無法適切表現出寒流的垂直結構。先天上就無法在較低緯度區域，預報出較為正確的海平面氣壓值。（註：海平面氣壓是經由靜力平衡公式垂直積分得到）

表二、RFS模式預報以及觀測廣西桂林（點B）
(東經110度，北緯25度)天氣情形。

	海平面 氣壓 (mb)	850 mb 溫度 (°C)	850 mb 風 (m/s)
26日12 Z觀測值	1020	9	0 (恰在 鋒面上)
模式初始值	1023		
28日12 Z觀測值	1032	-6	東北12.5
RFS模式預報值	1023	3	東 6

對廣西的預報（表二）也有類似特徵，即是海平面氣壓變化平緩，溫度變化不夠劇烈。由於數值模式的水平網路距離是90公里，因此模式所採用的地形高度資料難免要經過平滑處理，造成模擬結果冷空氣無法較集中地繞著高原周圍移動，而分散開來，溫度槽線由實際發生的東經105度被推到110度。從圖四我們可以看出，溫度槽線與其西側的高壓脊線，水平尺度不超過1000公里，是屬於中- α 尺度(meso- α)現象，而且又是預報時間才發展出來，對於使用90公里網格的RFS模式是相當困難的預報。另外由風場看（表二）桂林位於高壓脊以東，因此吹著很強的東北風，而RFS模式無法掌握壓力場的變化，風速自然也較弱。

四、普渡模式簡介，資料處理

a. 模式簡介

本研究也引用了美國普渡大學中尺度數值模

式 (Sun and Hsu, 1988)。該模式為一原始方程模式，科氏力，水氣的蒸發與凝結，模式中加以計算。垂直使用 σ 座標， σ 定義為 $(p - p_t)/(p_s - p_t)$ ，其中 p_t 為模式頂氣壓， p_s 為模式底層氣壓。在本研究中，摩擦項目並未考慮。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = Adv(u) + fv - \left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right) \right]$$

$$+ Diff(u)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = Adv(v) - fu - \left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} + \frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \right] \\ + Diff(v)$$

其中

$$Adv(\) = u \frac{\partial(\)}{\partial x_\sigma} + v \frac{\partial(\)}{\partial y_\sigma} + \dot{\sigma} \frac{\partial(\)}{\partial \sigma}$$

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial t} = Adv(\theta_e) + \frac{L q_v}{c_p} \frac{d}{dt} \left(\frac{p_0}{p} \right)^k + Diff(\theta_e)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial (ln p)} = -R_d T (1 + 0.61 q_v - q_l)$$

$$\frac{\partial q_w}{\partial t} = Adv(q_w) + Diff(q_w)$$

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = - \int_0^1 \nabla_\sigma \cdot (p^* V) d\sigma$$

$$\nabla_\sigma \cdot (p^* V) = \left[\frac{\partial (u p^*)}{\partial x} + \frac{\partial (v p^*)}{\partial y} \right]_\sigma$$

$$\dot{\sigma} = - \frac{1}{p^*} \int_0^\sigma \nabla_\sigma \cdot (p^* V) d\sigma + \frac{\sigma}{p^*} \int_0^\sigma \nabla_\sigma \cdot (p^* V) d\sigma$$

$$p^* = p_s - p_t$$

$$\theta_e = \theta + (L/c_p)(\theta/T)q_v$$

$$\phi = gz$$

Diff() : diffusion operator

v : x 方向之風速

v : y 方向之風速

σ : 垂直運動

f : 柯氏參數

p : 氣壓

ϕ : 重力位

θ_e : 相當位溫
 q_w : 總水量 (含水汽與液態水)
 q_l : 液態水量
 q_v : 比濕
 l_v : 凝結潛熱
 c_p : 定壓比熱
 c_v : 定容比熱
 g : 重力加速度
 z : 高度
 R_d : 乾空氣氣體常數

b. 比較氣象局RFS模式與Purdue模式所使用之數值方法

表三：比較兩模式數值方法。

(參考Jeng et al, 1991, and Sun and Hsu, 1988)

數值方法 處理對象	CWB RFS Model	Purdue Model
客觀分析	Barnes scheme	Barnes scheme
初始化方法	vertical normal mode	none
垂直座標	σ	σ
時間差分	leap-frog scheme	forward- backward scheme
long gravity wave	semi-implicit	semi-implicit
平流項	flux form	advection form
空間差分	4th order	2nd order
邊界層(PBL)	Bulk formula	多層
積雲參數化	Kuo	*none
輻射參數化	地表輻射	*none
垂直層數	12	25

註※：本研究未使用普渡模式中的兩參數化方法，也未加入任何積雲與輻射過程。

c. 初始化步驟

以氣象局全球模式 (GFS) 26日12Z的分析場資料內插至X與Y方向網路間距皆為90公里的網格系統內，作為初始場。並使用第三節所述與RFS相同的側邊界條件。為了節省計算機時間起見，水平範圍只有取4500公里×4500公里的區域加以計算，網格數為 50×50 ，只有RFS網格數11

1×81 的28%，由於側邊界處理得當，並沒有因側邊界引起不良效應。海溫以及地形高度則都是採用與氣象局RFS相同的資料。

五、普渡模式的模擬結果

普渡模式輸出的熱力變數是以虛位溫為主。因為虛位溫能適當的表現空間上的大氣密度分佈，它的垂直分佈是穩定度的指標。圖十表示在1500公尺等高面（約略相當於850mb等壓面）上的模式初始虛位溫分佈。等值線間距是1K，我們可以很明顯看出，鋒面位於華中一帶，溫度梯度很強。因為青康藏高原以及雲貴高原海拔高於1500公尺，圖中並沒有顯示該地區的溫度分佈。

圖十一為普渡模式對此個案預報之虛位溫場(1500公尺等高面)，與圖九氣象局區域模式的預報結果甚為接近。鋒面帶由圖十中初始場的華中一帶，南移至台灣一帶，鋒面走向由原來的東北東—西南西方向轉為東西方向。以台北附近的溫度梯度而言，兩個模式的預報結果都與觀測值（參考圖四）頗為一致（皆約 12°C /南北5緯度）。但是對於鋒面的位置，兩個模式的預報都較偏北，因此台北（點A）上空的降溫並不如觀測明顯。在點A上面，虛位溫由 296K 降至 292K ，比濕由0.008降至0.007（未圖示）因此溫度約由初始的 8°C 降至 4°C 與RFS約略相同（參考表一）。

對於B點附近而言，雖然普渡模式所預報之高原東側溫度槽線較接近高原，但強度甚弱，B點的降溫率也不明顯。比較實際數字，虛位溫由 297K 降至 292K ，比濕由0.010降至0.005，換算為溫度則為由 9°C 降至 4°C ，和RFS情形（表二）也差不多。可以說預報冷空氣沿著高原東側南移的情形，不太理想。高空風的預報（圖十二）點A為無風，點B是東南東風 11m/s ，也與RFS相似。

海平面氣壓是否南侵的重要指標。但是由於中國地形起伏甚大，特別是青康藏高原一帶，海拔很高，海平面氣壓值的求取要藉著某些外插公式或經驗公式為地去計算。如果要以海平面氣壓值本身去比較實際測站報告與兩模式的預報結果，勢必要討論與比較各模式所使用不同經驗式之優劣。為了避免這繁瑣又不是很重要的

問題，我們可使用氣壓的變化趨勢表示冷氣團的移動與強度的改變。雖然850mb上兩模式預報結果相接近，但是模式底層氣壓趨勢有著相當大的差異。圖十三是普渡模式沿地形($\sigma=1$ 的表面)之氣壓在48小時期間的改變量，圖中數字的單位是pascal，等值線距離為200 pascal，也就是2mb。氣象局區域模式雖然在氣壓型態(pattern)上發生變化，但由於冷氣團強度減弱，幾乎無法看出華中華南氣壓上升趨勢，普渡模式則掌握部份的趨勢。華中一帶壓力上升較明顯，點A與點B上升了6mb是觀測值(表一與表二)的一半。青康藏高原北側的降壓情形則相當嚴重，冷氣團的強度在這48小時內減弱很多是這兩模式對此個案預報的共同缺點。

造成850mb兩模式預報結果接近，但沿地面結果卻不同的原因，應該是與兩模式所使用的垂直解析度有關，普渡模式使用25個垂直層，是RFS的一倍。由於冷空氣相當淺薄且貼近於地面，因此就地面氣壓值而言，普渡模式效果較佳。然而總體來說，比較兩模式的數值方法(表三)，本研究所使用之普渡模式版本，較為簡單，既沒有積雲參數化，也沒有考慮輻射，空間差分精確度(二階)也較低，但是卻得到了與RFS類似的結果，很可能積雲、輻射、平流過程的精確度對寒潮的大氣型態是不重要的。而冷氣團如何能維持其強度的原因，有待進一步研究。

要了解冷空氣移動情形，與寒流強度的改變，最佳的方式應該是垂直剖面的分析。圖十四是虛位溫在通過台灣以及青康藏高原東北角的垂直剖面分佈，剖面位置示於圖十二(粗實線)，圖左邊是高緯度地區，圖右邊在海面上，a圖為初始場，b圖是普渡模式預報結果。圖中粗實線表示294K等值線，初始場的鋒面結構非常清楚，粗實線附近垂直溫度梯度很強，約略可代表鋒面帶，分隔開右上角的暖空氣與低層的冷空氣。值得注意的是在靠近高原東北角(海平面高壓中心)冷空氣相當深厚(圖十四垂直座標是非線性的，低於3公里的近地面被拉長)，愈向東南冷空氣愈淺薄，在約1500公尺等高面處鋒面位於華中，但近地面處鋒面已接近台灣。圖b則顯示出冷氣團

減弱的嚴重問題，鋒面已無法從圖中定義出來，雖然294K線向東南移動，但靠近高原東北角處的溫度升高許多。

從圖十五也可看出冷乾空氣南移情形，粗實線(比濕值為0.004)在華中地區這兩天期間內向東南方彎曲，也就是說空氣變得較為乾燥，由於氣象局的例行預報作業未提供垂直剖面分析，無法比對這些結果，如果日後執行類似的分析工作，對了解模式會有很大的幫助。

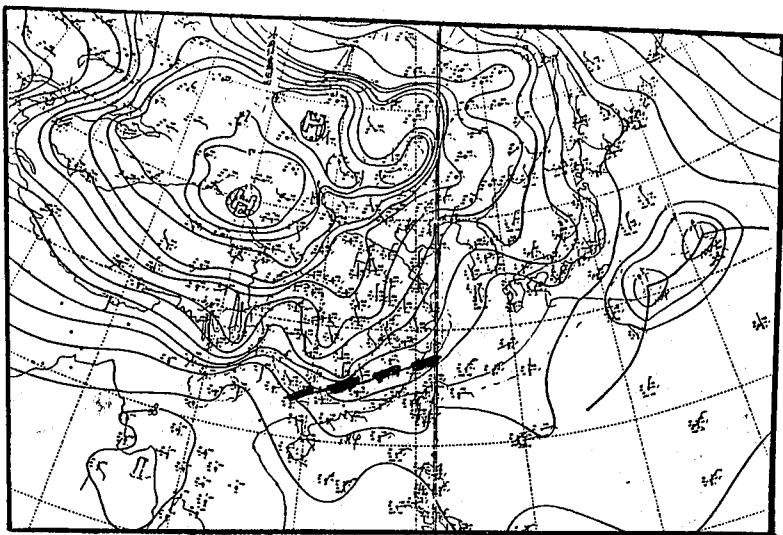
六、總 結

寒潮暴發並非西伯利亞冷氣團向南移動的單純事件。雖然一般來說其時間尺度是5-7天，但是在短短兩天之內，天氣圖的型態仍會有相當大的轉變。而仔細分析天氣圖後，也發現不僅只槽脊線的移動影響到天氣的改變，冷空氣如何向南擴散開來，海面上低壓的發展，青康藏高原的阻隔效應等都扮演著重要角色。對於數值預報而言是很困難的問題。

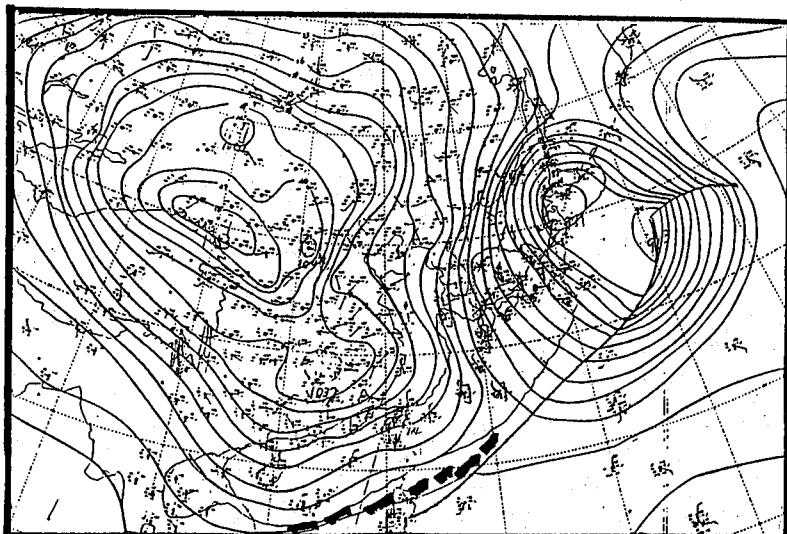
氣象局RFS預報在天氣的基本型態上比如高低壓的位置、範圍....等等，都與實際結果相接近，但對於冷高壓的強度，則有著相當大的誤差。比較鋒面通過後的台北與桂林兩地，預報溫度下降約僅實際值的一半，甚至海平面壓力值幾乎沒有上升。普渡模式部份則因為垂直解析度較高，壓力預報較為正確，對冷空氣在近地面擴散情形較能表現出來。除了提高垂直解析度可增進對寒潮預報能力外，對於冷氣團受青康藏高原阻隔的效應，則可能需要較高的水平解析度，以及提高模式對地形的解析度，才能夠模擬高原東側非常小尺度的高壓脊線以及溫度槽線。比較模式結果發現，積雲參數化與平流項的精確性，對於寒流的預報並不是很重要，地表狀況以及邊界層的處理是否對預報冷高壓強度的維持扮演重要的角色，是日後值得研究的問題。

七、誌 謝

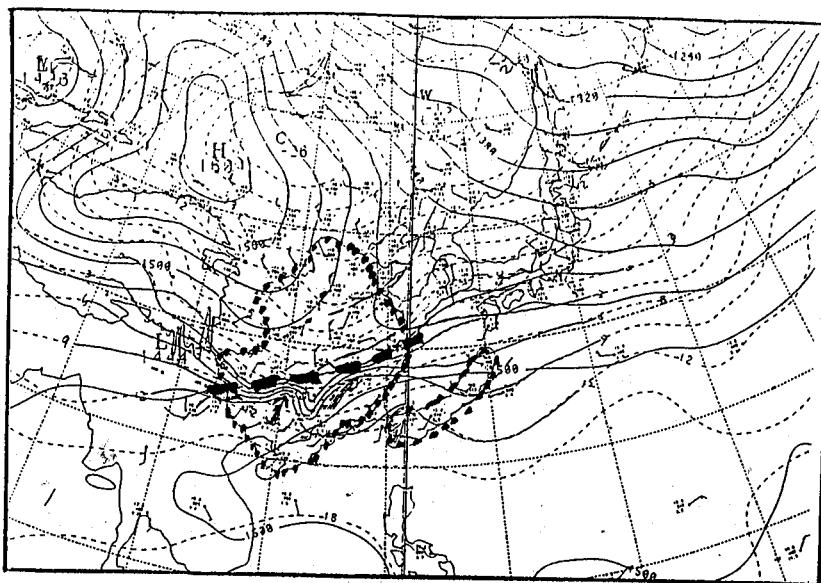
本研究個案的選取以及RFS資料分析是在黃麗珍小姐與盛修慧小姐的協助下完成。同時也感謝林新蓉小姐幫忙對研究報告的整理工作。



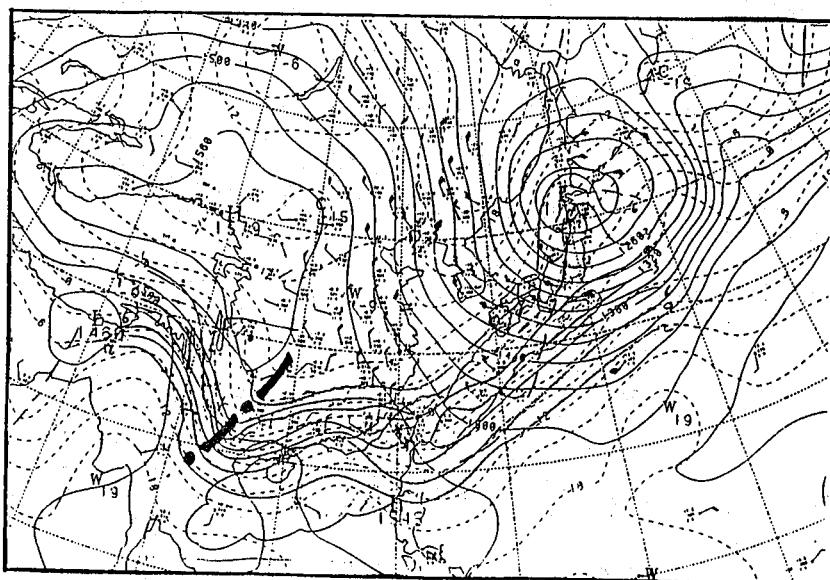
圖一、1991年12月26日12Z 地面天氣圖。等壓線間距為3mb。
粗虛線代表鋒面。



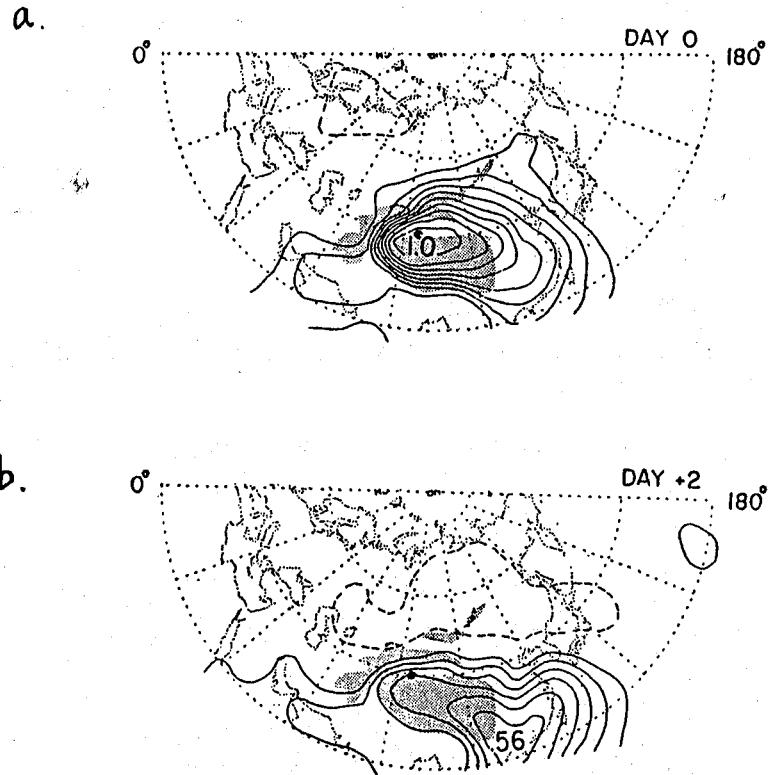
圖二、同圖一，但時間為28日12Z。



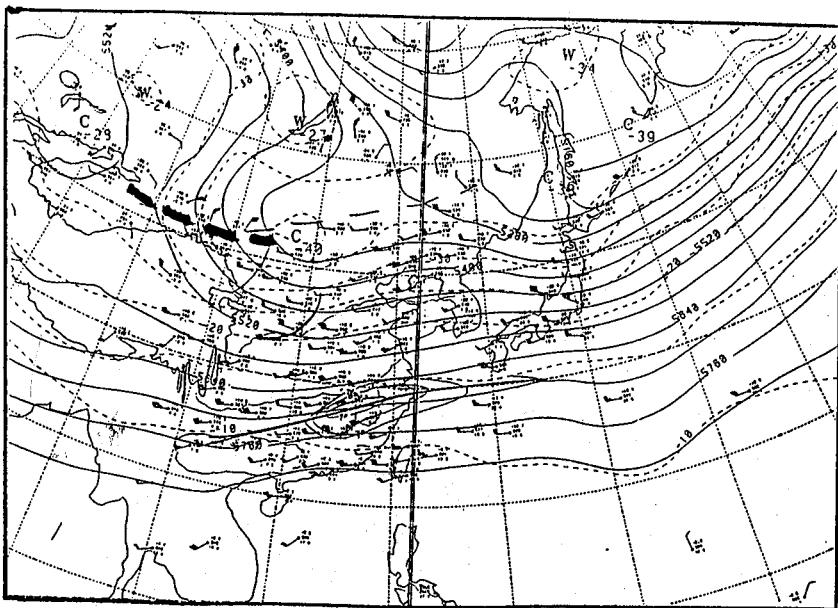
圖三、1991年12月26日12Z 850mb 天氣圖。等高線（實線）間距為30公尺。
等溫線（虛線）間距為 3°C 。粗虛線代表鋒面。點線包圍區域代表雲區。



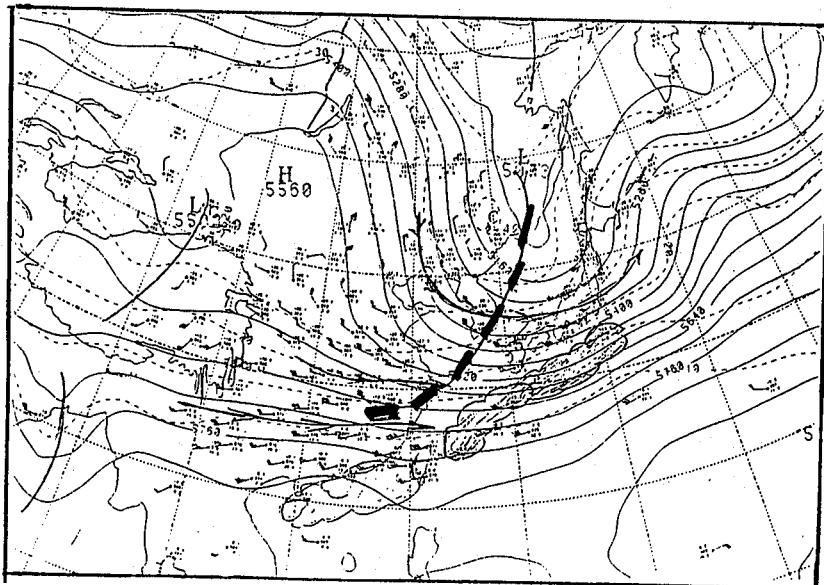
圖四、同圖三，但時間為28日12Z。粗虛線點線為溫度槽線。



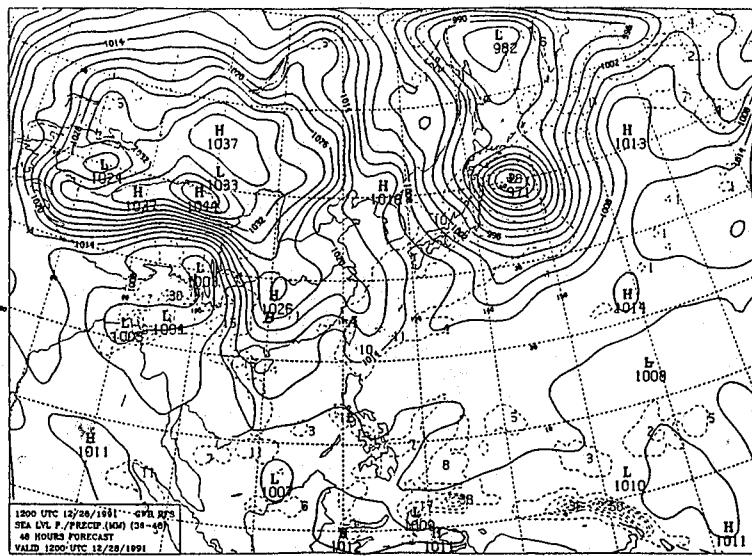
圖五、冬季時， 40° N， 85° E 位置上海平面氣壓值與各地區海平面氣壓值
相關係數，a)無時間落後。b)時間差為兩天。灰色區域為青康藏高原。
(摘自 Hsu, 1987)。



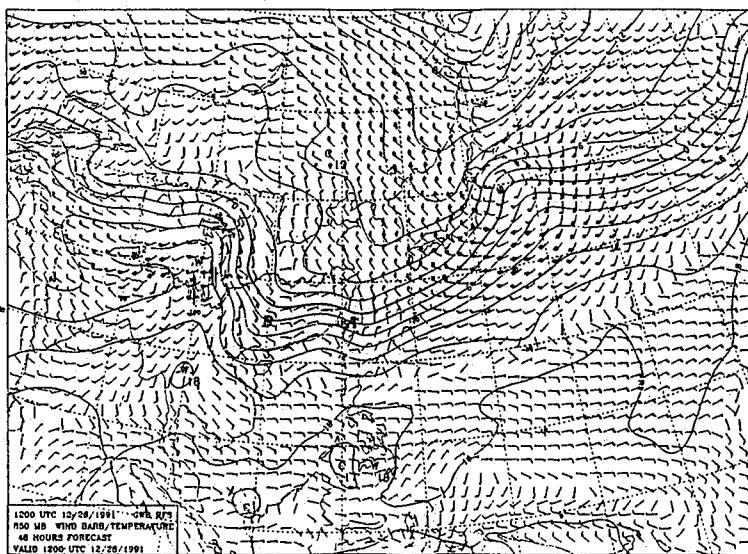
圖六、1991年12月26日12Z 500mb 天氣圖。粗虛線為槽線。



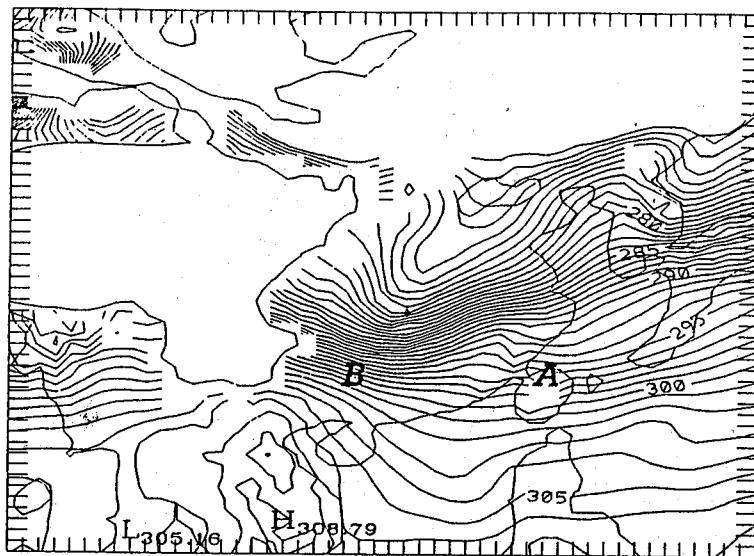
圖七、同圖六，但時間為28日12Z。



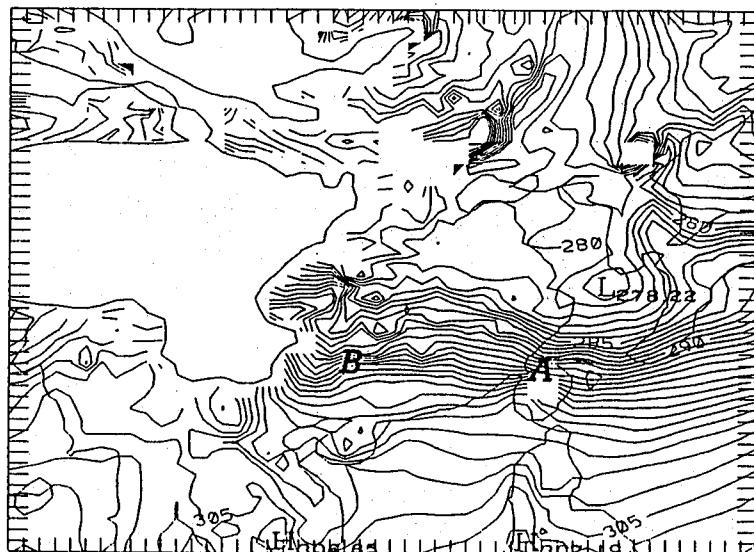
圖八、RFS 預報之海平面氣壓分佈。等值線間距為 3mb。點A 與點B 分別為
台北與桂林。

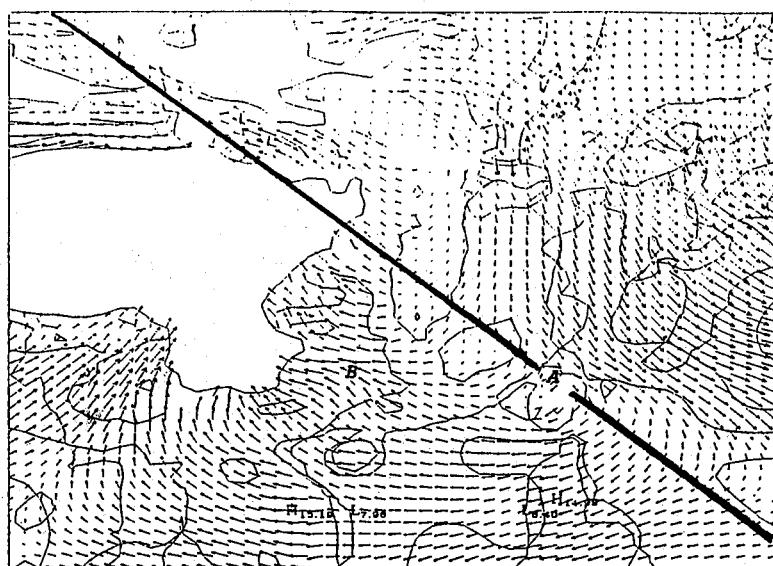


圖九、RFS 預報之 850mb 溫度與風。等值線間距為 3 °C。點A 與點B 分別為
台北與桂林。

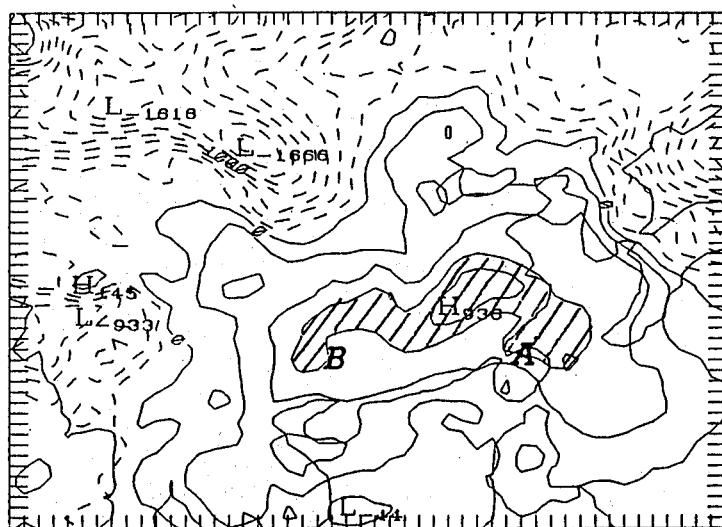


圖十、普渡模式初始之1500公尺等高面上虛位溫分佈。等值線間距為 1°C 。
點A與點B分別為台北與桂林。

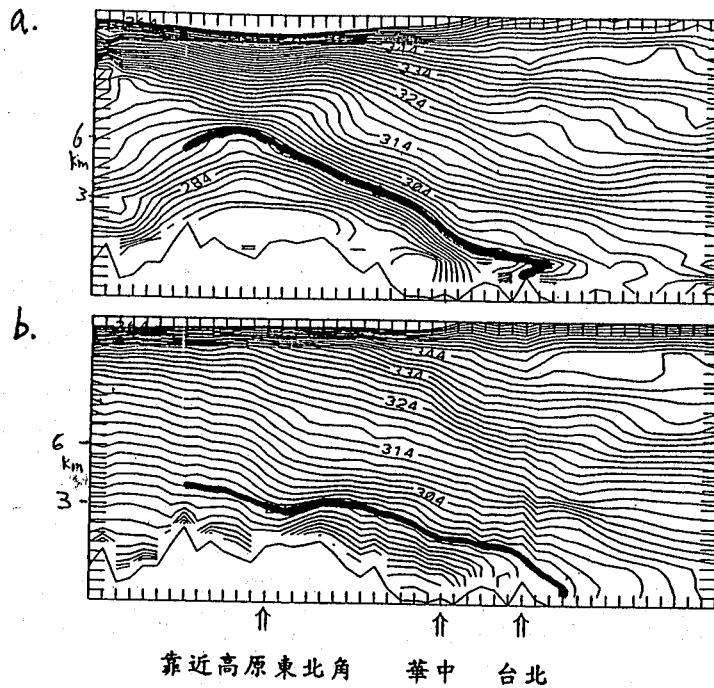




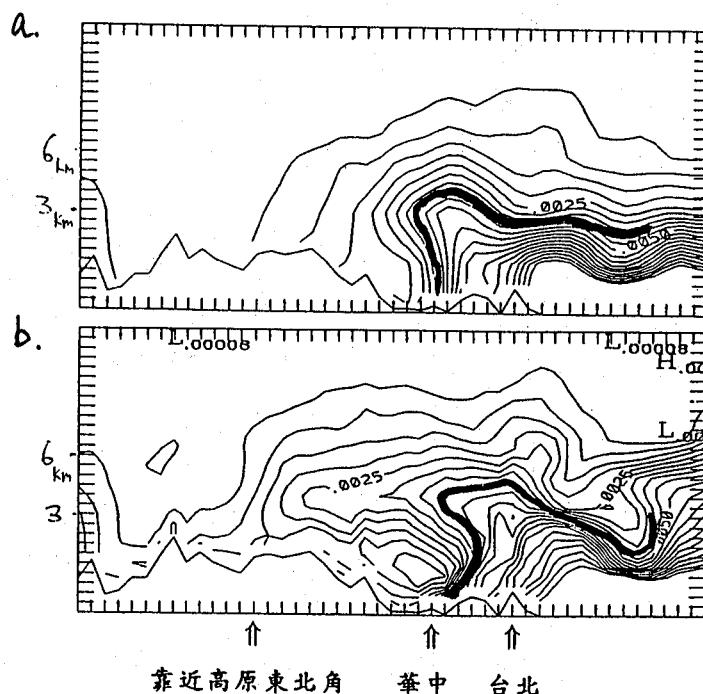
圖十二、普渡模式預報1500公尺等高面上之風場。粗實線表示本研究所分析
垂直剖面位置。點A與點B分別為台北與桂林。



圖十三、普渡模式預報48小時期間內，地表氣壓改變量。等值線間距為2mb
。斜線區域氣壓變量大於6mb。點A與點B分別為台北與桂林。



圖十四、普渡模式虛位溫垂直剖面圖（剖面位置示於圖十二）。等值線間距為 $2K$ 。粗實線為 $294K$ 虛位溫線。a) 出始場。b) 預報場。



圖十五、同圖十四，但為每 0.0005 一條線的比濕分佈。粗實線為 0.004 之比濕線。

八、參考文獻

- Hsu, H.H., 1987 : Propagation of low-level circulation features in the vicinity of mountain ranges. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1864-1892.
- Hsu, W.R., and W.Y.Sun, 1991 : Numerical study of mesoscale cellular convection. *Boundary-layer Meteorol.*, 57, 167-186.
- Huppert, H. E., and K. Byran, 1976 : Topographically generated eddies. *Deep-Sea Res.*, 23, 655-679.
- Jeng, B.-F., H.-J. Chen, S.-C. Lin, T.-M. Leou, M.S. Peng, S.W. Chang, W.R. Hsu, and C.-P. Chang, 1991 : The limited-area forecast systems at the Central Weather Bureau in Taiwan. *Weather and Forecasting*, 6, 155-178.
- Johnson, E. R., 1984 : Starting flow for an obstacle moving transversely in a rapidly rotating fluid. *J. Fluid Mech.*, 149, 71-88.
- Sanders, F., and J. R. Gyakum, 1980 : Synoptic-dynamic climatology of the "Bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Sun, W.Y., and W.R.Hsu, 1988 : Numerical study of cold air outbreak over the warm ocean. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1205-1227.

THE EVALUATION OF THE CWB RFS's FORECAST FOR A COLD SURGE EVENT

Wu-ron Hsu
National Taiwan University

Ming-seng Lin and Yueh-Jiuan Hsu,
Central Weather Bureau

ABSTRACT

The Tibet Plateau exerts a huge impact on the atmospheric circulation over East Asia. It is generally believed that the local weather systems in Taiwan are more or less affected by the Tibet Plateau as well. It is a very important task for the operational numerical weather prediction models in Central Weather Bureau to properly simulate the air flow surrounding the Tibetan Plateau in order to make successful forecasts. The purpose of this study is to evaluate the performance of the Regional Forecast System in the CWB on this subject. Sensitivity tests of different numerical methods were made for this objective. The forecast system is evaluated only for a single cold-air-outbreak event at the end of 1991.

A cold surge is not a simple matter of moving cold air mass. Although the time scale of such an event is around 5 to 7 days, the weather pattern can have a drastic different outlook in a short 2-day period. It is demonstrated in the present case study. The manner of the south-eastward expansion of the cold air is affected by many factors, such as the presence of a high-level trough, the blocking of the Tibet Plateau, and the development of a marine cyclone. It is really quite a challenge for the NWP team in the CWB to resolve the phenomenon.

Although the basic pattern of the forecasted high and low pressure systems appears to be about the same as the pattern observed, the intensity of each system suffers huge errors for the case studied. It is found that with higher resolution in the vertical direction, the situation can be drastically improved. In addition, it is possibly important to better represent the Tibet Plateau in the first place for a successful forecast. The forecast results, on the other hand, are not sensitive to the use of a higher-order advection scheme and to the exclusion of a cumulus parameterization scheme.

統一編號：

009083810066

ISSN 0225-57785

Volume 38, Number 3

Sept. 1992

中華郵政臺字第1893號登記為第一類新聞紙類

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- A Study of Distribution and Cause of Earthquakes in
the Hualien Area Cheng-sung Wang, Chi-fong Chang
Tzay-chyn Shin, Yue-long Liu and Chia-hao Chiang(203)
- Earthquakes in 1992 Tzay-chyn Shin and Zein-shen Chang (218)
- A Validation Study of SIMMETEO Model in Taiwan
..... Yu-fang Chang and Shu Geng(233)
- A Review of Errors of Upper-Wind Measurements
..... Yeong-junag Wang (243)
- A Comparison of the consistency among Annual Records
of Weather Stations in Taiwan Lung-an Li, R.J. Chou
Philip E.Cheng, and Shwu-lan Yang (266)
- The Evaluation of the CWB RFS's Forecast for a Cold Surge Event
..... Wu-ron Hsu, Ming-seng Lin and Yueh-Jiuan Hsu (275)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan

Republic of China

氣象學報

季刊

第三十八卷 第四期

目次

研究論文

伴隨太高雄地區空氣品質劣化之天氣

型態分析 李清勝 俞家忠 陳麗禾 (291)

正模初始化對中央氣象局全球預報

系統影響之實驗 柯文雄 張庭槐 (308)

中央氣象局與歐洲中心(ECMWF)產品之比較：

1992—1993年冬季熱帶分析風場 蘆孟明 (322)

星座盤之改良設計 邱國光 羅麗容 (338)

單都卜勒氣象雷達風場特徵辨識與資料應用(I)

一颱風之氣旋式旋轉風場特性分析 楊健生 周鴻祺 (351)

報告

民國八十年颱風調查報告——侵台颱風(9123)露斯 呂國臣 (367)

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 彥 蔡 清 典 電 話：3491091

社 長 蔡 清 典 雄 然 森 男 田 雄 典 蘭

編 輯 委 員 會 景 隆 永 義 明 素

主 任 委 員 有 在 汗 清 貴 民 松 中 鄭

委 員 存 勤 軍 勝 坤 生 錦 明 紳

委 員 陳 陳 張 葉 葉 鄭

委 員 文 泰 景 隆 永 義 明 素

委 員 雄 然 森 男 田 雄 典 蘭

委 員 雷 紹 華 余 林 柳 黃 新 台 幣 150 元

(按姓氏筆劃排列)

幹 售 事 價

伴隨大高雄地區空氣品質劣化 之天氣型態分析

李清勝 俞家忠 陳麗禾

國立台灣大學大氣科學系

摘要

本文從綜觀天氣型態觀點，探討影響大高雄地區空氣品質劣化之氣象因素；分析時以大高雄地區環保署五個空氣品質監測站所觀測之日平均PM10（直徑小於10微米之懸浮微粒）濃度值，代表大高雄地區之空氣品質。資料統計結果顯示，因受季風環流和台灣地形影響，大高雄地區之空氣品質以10月至翌年3、4月較差，恰與大台北地區者（李，1992）相反。而日夜濃度變化與大台北地區相似，均與人類活動關係密切，只不過大高雄地區日最低時平均PM10濃度值出現於午後，大台北地區則在凌晨。

大高雄地區之空氣污染季節僅出現在冬半季，劣化天氣型態共可分成四類，此四種劣化天氣型態可解釋約85%之污染情況。至於利用劣化天氣型態判斷出現空氣污染情況之技術得分（以Threat Score代表）平均為76%；此結果與大台北地區者頗為接近。在秋季前估和後符值分別為0.78和0.90，有低預報情形，而冬、春兩季則前估和後符值很接近，在0.85至0.90間。本文分析結果顯示，利用數值天氣預報圖掌握綜觀天氣型態之變化，以進行大高雄地區空氣污染潛勢預報，頗具有實際應用之價值。

一、前言

當污染源排放速率固定時，局部地區空氣中污染物之含量，主要受邊界層氣象狀況影響，若水平風速較強且無近地面逆溫層時，空氣中污染物較不易累積，局部地區之空氣品質較佳；反之，則空氣品質較差。然而，局部地區邊界層氣象狀況除受綜觀天氣型態所控制外，其變化亦常較綜觀天氣型態快速，而目前氣象觀測或預報資料，在邊界層氣象參數之時空解析度上，常無法反應局部地區空氣品質之變化；因此，在分析因氣象因子所造成之逐日空氣品質變化時，常探討伴隨局部地區空氣品質劣化之綜觀天氣型態（例如：李，1992；柯等，1991）。

台灣地區由於地形複雜，在相同綜觀天氣型態下，各地局部環流特徵常頗不同，尤其是大台北和

大高雄兩大都會區；這兩大都會區亦是國內空氣品質較為不良之地區，而且空氣品質監測站亦較多。柯等（1991）和李（1992）已針對大台北地區，探討邊界層氣象條件以及綜觀天氣型態對日平均PM10（直徑在 $10 \mu m$ 以下之懸浮微粒）濃度變化之影響。本文則針對大高雄地區，探討日平均PM10濃度值較高時所伴隨之天氣型態，至於邊界層氣象條件之分析，因最近之探空測站位於東港，利用其資料分析大高雄地區邊界層特徵之代表性值得商榷，故本文中並不考慮（參見李等，1992）。

在天網計畫空氣品質監測站啓用前，行政院環境保護署（環保署）在大高雄地區有5個空氣品質監測站，分別是楠梓、三民、復興、七賢及鳳山。雖然上述測站自1986年起即開始觀測，但1989年1月前之資料常有缺失，因此本研究採用之資料以1989、1990兩年為主，但統計分析部分採用至1991年。

根據李等（1990）之分析，大高雄地區的空氣品質監測站，除了楠梓測站以PM10為主要污染物外，其餘四測站的指標污染物（Critical pollutant，參見李，1992）分佈較廣，PM10、SO₂、O₃ 均有一定的比例，但是導致此四測站PSI高於100之污染物則幾乎均以PM10為主。PSI為空氣污染指標（Pollutant Standards Index）之簡寫，其定義參見李（1992）或Ott and Hunt（1976），PSI值超過100表示空氣品質不良。本文以楠梓、三民、復興、七賢及鳳山五監測站平均之日平均PM10濃度值代表大高雄地區之空氣品質，歸納和分析較高之PM10/PSI值出現時之綜觀天氣型態（在本文中以PM10/PSI表示由日平均PM10濃度值所求得之PSI值）；在取五測站平均PM10濃度值時，至少需有三測站有資料才進行平均，不然當日即定為缺資料。需注意的是本文以綜觀天氣型態之分析，故較無法反應局部環流之

逐時變化，因此僅取區域平均之污染物濃度；再者，單站之PM10濃度值之變化可能為局部污染源變化之影響，而取區域平均可將此影響減低。

二、大高雄地區懸浮微粒變化特徵

根據環保署五個監測站之資料顯示，由1989至1991年，年平均PM10濃度值分別為114.3、105.1和108.2 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ，似乎並無太明顯之變化趨勢，此結果有別於大台北地區由1987至1991逐年上升之趨勢（李，1992）。此外，由於季風環流和台灣地形的影響，大台北和大高雄地區PM10濃度值之季節變化，呈現相當明顯的差異；圖1為兩地區各月平均PM10濃度值分佈圖，圖中顯示大高雄地區空氣污染情形以10~4月較為嚴重，夏季則為大高雄地區空氣品質最好的季節；大台北地區則以3~8月的污染情形較為嚴重，秋季空氣品質最好。

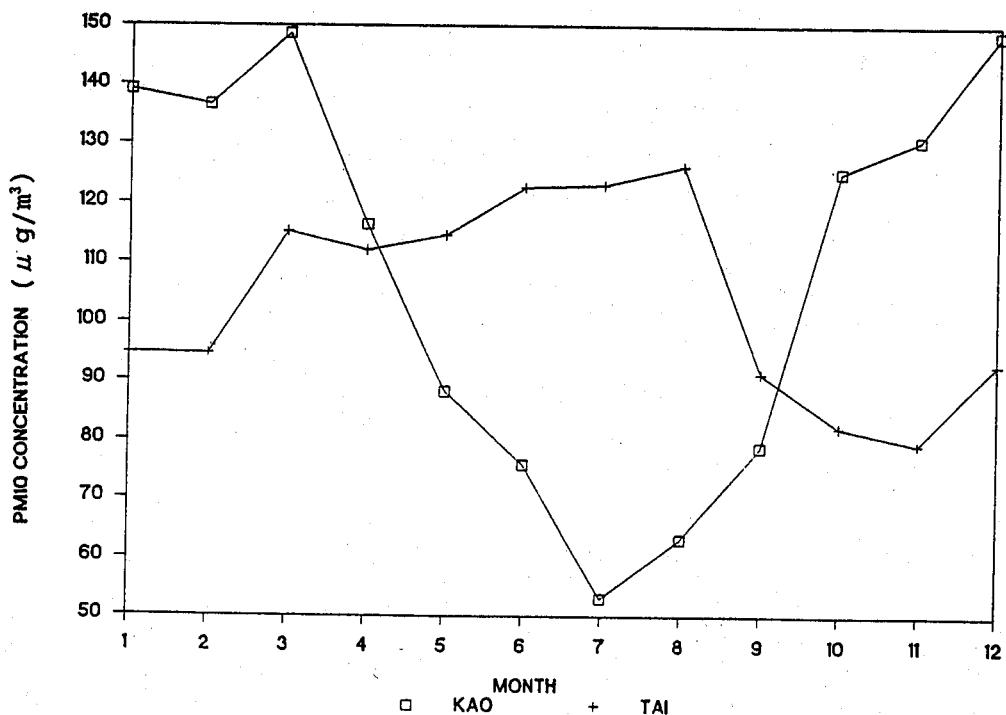


圖1. 大高雄（正方形）和大台北（十號）月平均PM10濃度分佈圖

上述PM10濃度之季節變化特徵，乃是明顯且可預期的，每年10月至翌年3、4月盛行東北季風（或偏東風）時，大高雄地區因位於背風區，空氣乾燥而穩定，下雨機會稀少；同時，沿台灣海峽南下之北來氣流，通過台南外海後即有沿大高雄一帶呈逆時針方向彎曲之分流，而來自台灣東方海面氣流沿

台灣南端經過巴士海峽後，即有呈順時針方向朝大高雄外海彎曲之反旋式風場（參見Sun et al., 1991；和Lin et al., 1992；之數值模擬結果），使得大高雄地區成為一個氣流移動緩慢的弱風區或稱尾流區（Wake Area），導致空氣中污染物迅速累積，使冬半季時大高雄地區空氣品質一般較差。在夏季，大

高雄地區位於西南季風的迎風面，空氣遠較冬季為不穩定，午後對流旺盛，空氣在水平向及垂直向置換相當迅速，且雷陣雨頻繁（根據中央氣象局統計資料顯示，高雄測站6至8月之月平均降水日為15天左右），因此，大高雄地區夏季之空氣品質較佳。相對來說，大台北地區之情況恰和大高雄地區相反。

PM10之來源主要為人類活動所造成，此種影響充份反應在每日PM10濃度值逐時變化曲線中；圖2為大高雄（正方形線）和大台北（加號線）地區PM10濃度值逐時變化圖，圖中因考慮平均PM10濃度值之逐日變化，因此每小時之值為相對於該日日平均值之比值。結果顯示，大高雄地區PM10濃度值有明顯的日夜變化，最大之時平均PM10濃度值出現在上午交通尖峰時段，其後濃度值陡降，在14~16時出現一天中的極小值，至16時濃度漸漸回升，19~20時存在次大值，凌晨4~6時，則出現另一次極小值。大台北地區污染物濃度的日夜變化（李，1992）與大高雄者類似，但最小值出現在凌晨（大高雄

地區則出現於午後）；推測大高雄地區在14~16時出現最低PM10濃度值的原因可能有二：一為高雄位於較低緯，因太陽照射，午後極易出現強烈的對流或亂流，而清晨則混合層一般較低；此外，由於高雄地區濱海，白天午後之海風環流易引入海上較新鮮之空氣，使午後PM10濃度值明顯降低，大台北地區由於此兩種因素均相對較不明顯，因此午後並未出現比凌晨更低的濃度值。

在考慮季節變化影響時，因大高雄地區無明顯的梅雨季，因此我們根據傳統之季節劃分法，將1、2、1、2月劃分為冬季，3、4、5月劃分為春季，6、7、8月劃分為夏季，9、10、11月為秋季。各季PM10濃度值之日夜變化如圖3所示，基本上，不論何季節PM10濃度最大值均在9~11時，且於19~24時存在另一次高大值，但此次大值不如大台北地區者明顯；此外，夏季PM10濃度值明顯低於其他三季，而且每日之最低值出現在清晨，其他三季節之每日最低值則出現在午後，此種季節上的差異值得深入探討其原因。

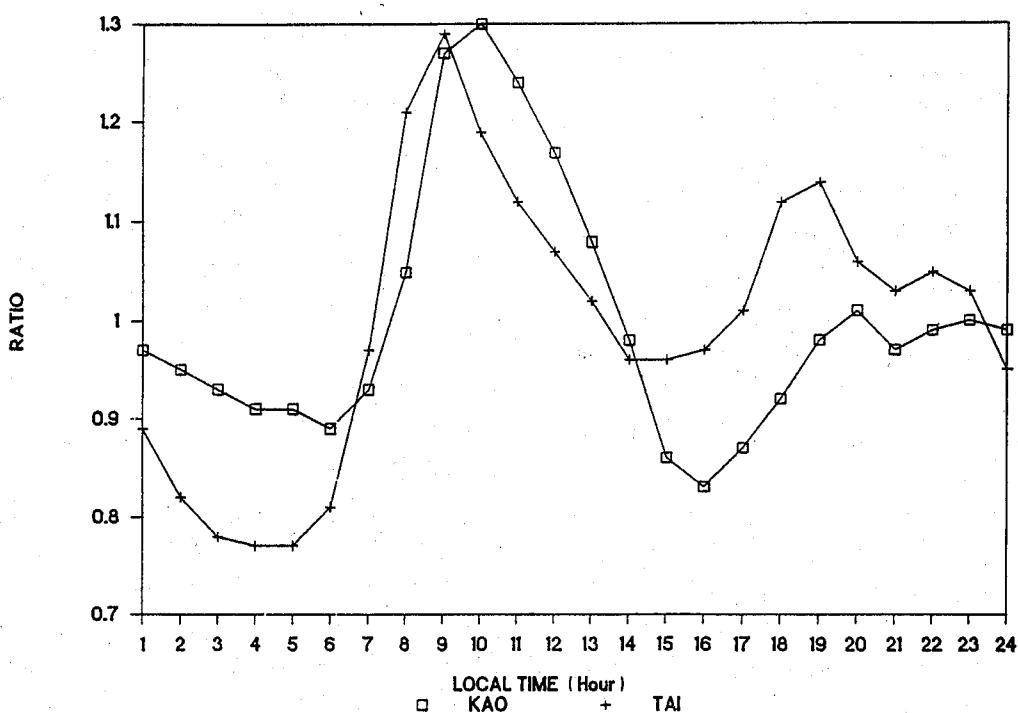


圖2. 大高雄（正方形）和大台北（十號）地區逐時PM10濃度值 $\mu \text{ g/m}^3$

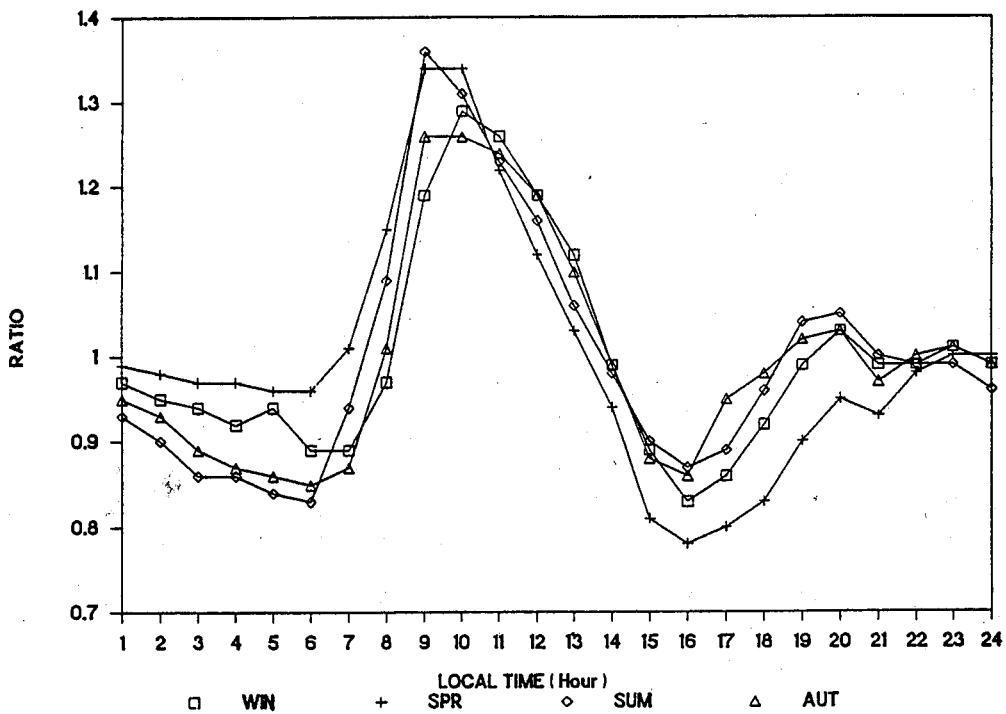


圖3. 大高雄地區不同季節逐時PM10濃度值 $\mu \text{ g}/\text{m}^3$

三、大高雄地區空氣品質劣化時所伴隨的綜觀天氣型態特徵

由於局部區域的穩定度、風向、風速之大小及是否有降水，係由控制該地的綜觀天氣系統所分配；因此，在不考慮污染源之變化下，局部地區逐日平均懸浮微粒（或空氣中污染物）濃度之變化，與綜觀天氣型態變化之關係將非常密切，國內外探討此方面的研究有李（1992），柯等（1991），張（1990），Niemeyer（1960），Boettger（1961），Miller and Niemeyer（1962）和 Mccutchan and Schroeder（1973）等。

本研究在歸納伴隨大高雄地區空氣品質劣化之天氣類型時，首先定義污染天氣類型為當大高雄地區平均PM10濃度達 $110 \mu \text{ g}/\text{m}^3$ （或PSI值達80）時之綜觀天氣型態（同李，1992），同時並統計各劣化天氣型態出現時之PM10濃度分佈特徵，需注意的是雖然平均PM10/PSI僅達80，但應已有單獨測站之PM10/PSI已達100以上。

根據環保署大高雄地區監測站之資料，1990年7月份五監測站之平均PM10濃度為 $48.8 \mu \text{ g}/\text{m}^3$ ，此

數值僅為1990年12月份濃度值（ $159.5 \mu \text{ g}/\text{m}^3$ ）的三分之一。此外，在1989及1990年兩年間，6至9月份平均PM10濃度高於 $110 \mu \text{ g}/\text{m}^3$ （即 $\text{PM10/PSI} \geq 80$ ）的出現機率依次為11.7%、0%、0%及3.3%。很明顯地，大高雄地區空氣污染問題在夏季並不嚴重。而且，夏季出現高污染的個案大多持續不長且天氣型態不一，故本文僅歸納、分析冬半季高污染之綜觀天氣型態，大台北地區則冬、夏均可能出現高污染天氣型態（李，1992）。

3.1 劣化綜觀天氣型態特徵或演變過程

經分析後，發現引起大高雄地區較高PM10濃度值之氣流方向變化範圍答 90° （風向 $70^\circ \sim 160^\circ$ ）。將此等天氣型態歸納後，得到四種大高雄地區空氣品質劣化之天氣類型，稱之C1~C4類型，其綜觀特徵如圖4~7所示；以下分別敘述各天氣類型之重要特徵或天氣型態之演變過程。

①類型C1—東海低壓波動型（圖4）

在華南或華中地區生成之低壓向東北東移入東海地區，形成低壓波的情況下，當伴隨低壓之鋒面移至台灣北方海上時，台灣位於暖區且盛行偏東—東南風，氣壓梯度一般均微弱，利於大高雄地區空

氣中污染物之累積，其持續時間則視低壓動態及鋒後高壓強度、高壓主軸走向及高壓動態而定。一般說來，凡是鋒後能形成台灣及東部海上盛行偏東氣流者，均可能造成大高雄地區之空氣污染。

另外，需特別說明的是，此類東海低壓波之所在位置，必須在台灣以北之海上，最好在北緯 28° 以北，而不能位於台灣東方近海上；因為當台灣東方海上有低壓環流時，台灣地區即成西高東低的氣壓場分佈，使台灣附近地區盛行具有相當多北來分量之東北風，不利於大高雄地區污染物之累積。

(2) 類型C2—大陸高壓出海型（圖5）

冬半季極地大陸高壓活動頻繁，分裂高壓出海時有發生；當大陸高壓中心移至東經 121° 時，即高壓中心已位於台灣所在的相同經度上，台灣地區的盛行氣流為偏東方向，有利於大高雄地區污染物之累積。若高壓繼續東移入海，台灣地區位於該出海高壓的西南象限，盛行東南風，台灣海峽之氣流則因地形阻擋作用而吹偏北風，常造成大高雄地區較高之PM10濃度值，並維持一段時間。

(3) 類型C3—大陸高壓主軸伸向台灣東方海上型（圖6）

冬半季極地（蒙古）大陸高壓呈週期性南下，當高壓前緣冷鋒越過台灣後，高壓環流隨即影響台灣地區；如大陸高壓主軸呈西北至東南走向，且脊線伸向東海南部及台灣東部海上，將導致台灣南部盛行偏東風。在此種高壓環流下，台灣海峽盛行東北風，馬公及其南部海域風速不強，有助於大高雄地區污染物之累積，使空氣品質劣化。

在此，需進一步說明者為，此類型之高壓中心，以位於河套附近及河北一帶者為最多，主軸自此中心向東南延伸。此外，如有小股脊線伸向台灣海峽，亦屬不利污染物擴散；而穿越台灣中、南部等壓線呈東南東至西北西者，污染情形最為嚴重。至於馬公及其南部海域盛行之東北風，風速不能太強或太弱，以 10 至 15kt 所伴隨之污染情形較為嚴重。此種天氣圖類型之持續時間，視季節及高壓移動快慢而不同，少則一天，多則 $2\sim 3$ 天。

(4) 類型C4—江浙一帶分裂高壓駐留型（圖7）

當分裂高壓位於江蘇、浙江一帶時，台灣及其東方海域之氣流呈東北東至西南西走向（有時為東西走向），台灣海峽南部及馬公一帶盛行東北風，而台灣南部多東北東風，有助於大高雄地區空氣污

染物之累積，導致空氣品質劣化。

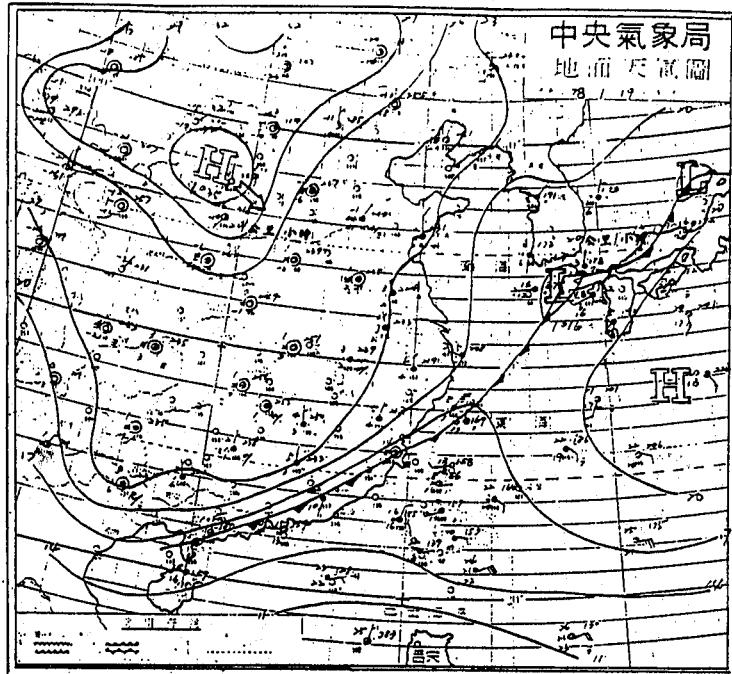
3.2 劣化天氣類型伴隨之PM10濃度分佈特徵

比較上述天氣類型特徵與李（1992）之分析顯示，導致大高雄地區空氣品質劣化之綜觀天氣型態及污染季節分佈情形與大台北地區有很大的差異。在分析伴隨各劣化天氣類型之PM10濃度分佈特徵時，必需對大高雄地區季節劃分做重新的定義；由於大高雄地區梅雨較不明顯，如前所提及，我們乃根據傳統，將 $3\sim 5$ 月劃分為春季， $6\sim 8$ 月劃分為夏季， $9\sim 11$ 月依舊是秋季， $12\sim 2$ 月為冬季。由於PM10濃度自 6 月後出現高污染機率明顯遞降，以下之分析中，秋季僅包含 10 和 11 月，而夏季則未列入考慮。

在進行統計分析時，乃根據1989年1月至1990年12月每日上午0800LST（0000Z）中央氣象局發佈的區域地面天氣圖，研判該日天氣型態是否可歸類為上述四種劣化的天氣型態，然後配合同期大高雄地區五測站（楠梓、三民、復興、七賢及鳳山）每日平均PM10濃度，進行各項的統計分析（詳細結果請參閱李等，1992）。當然0800LST天氣型態並無法完全代表全日的天氣型態演變，但本文之劣化天氣型態其演變一般較緩慢（因而才易造成高污染情況），且為求客觀，以每日0800LST天氣圖（和日平均PM10濃度）代表一個資料個數。

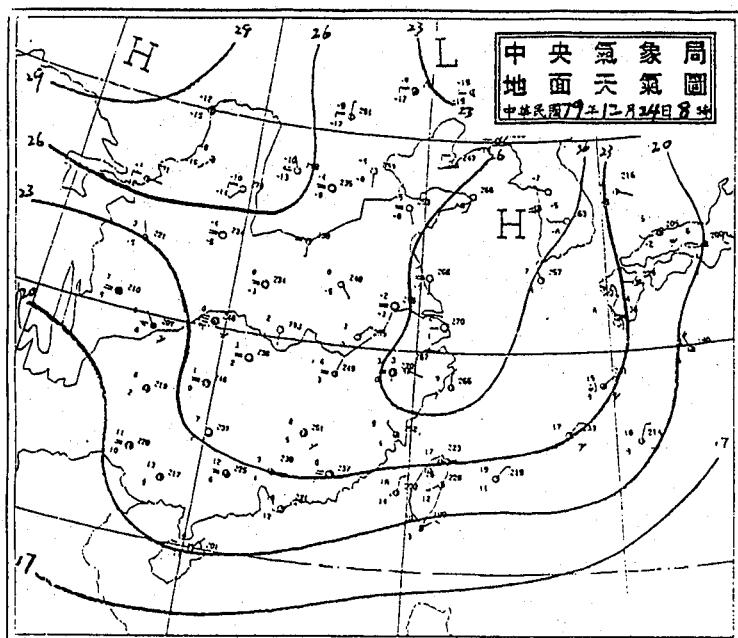
表一為四種天氣類型於不同季節之出現次數、出現時PM10濃度達 $110 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 和 $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 之次數和百分比。由表中可見，C1類型最常出現在冬季和春季，C3和C4出現次數較少，主要在冬季，C2類型出現的季節分佈較平均。四類型中以C2出現的總次數最多達113次，C1次之達105次，C4最少僅35次；當出現該天氣類型時，PM10/PSI達80之比例四類型相近，但以C1類型略高，達90%，其餘類型亦86%以上；至於PM10/PSI達100之比例四類型亦相近，而以C3類型較高，為50%，其餘類型亦均在45%以上。

表二為不同季節下大高雄地區日平均PM10濃度大於 $110 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 之所有日數中，出現各污染天氣類型之頻率；表中括號內為該天氣類型出現時之平均PM10濃度（各類型之出現日數可參考表七）。最下面一欄為該季出現污染時，四種天氣類型出現所佔之總頻率，亦即在秋季，當大高雄地區空氣品質劣化時，78%之日數，其天氣類型可歸納為四種污染



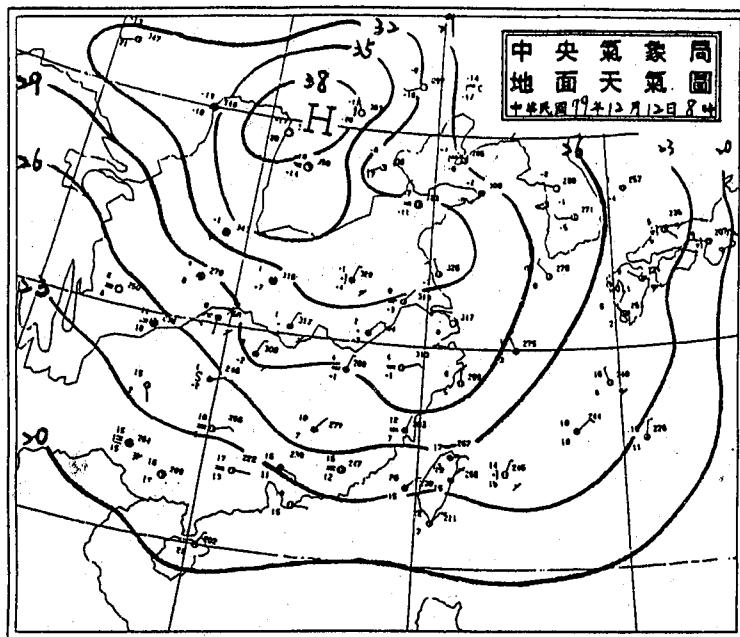
78年1月19日大高雄地區PM10濃度 $257 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (PM10/PSI=154)

圖4. 東海低壓波動型 (C1)



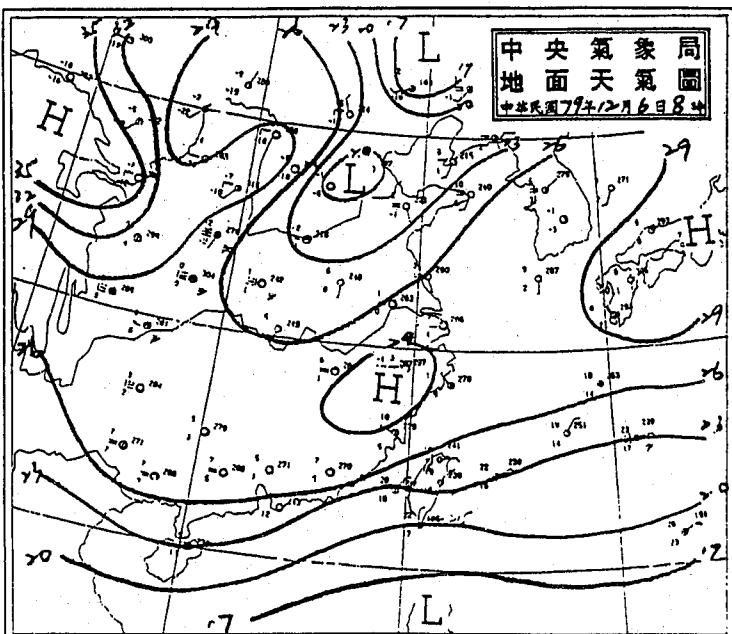
79年12月24日大高雄地區PM10濃度 $160 \mu\text{g/m}^3$ (PM10/PSI=105)

圖5. 大陸高壓出海型 (C2)



79年12月12日大高雄地區PM10濃度 $194 \mu \text{g}/\text{m}^3$ (PM10/PSI=122)

圖6. 大陸高壓主軸伸向台灣東方海上型 (C3)



79年12月6日大高雄地區PM10濃度 $170 \mu \text{g}/\text{m}^3$ (PM10/PSI=110)

圖7. 江浙一帶分裂高壓駐留型 (C4)

表一 四種污染天氣於各季出現之總日數（左列），出現時PM10濃度 $\geq 110 \mu \text{ g/m}^3$ （中列）和 $150 \mu \text{ g/m}^3$ （右列）之日數。右邊三欄則為上述三種情形出現之總日數（括弧內為所占百分比）。

出現季節 天氣類型	冬 (12,1,2月)	春 (3,4,5月)	秋 (10,11月)	出現總日數	PM10 /PSI ≥ 80 日數 (%)	PM10 之PSI ≥ 100 日數 (%)
C1	43,39,27	48,43,18	14,13, 2	105	95(90)	47(45)
C2	35,31,19	46,39,29	32,29, 6	113	99(88)	54(48)
C3	32,29,19	6, 5, 3	12,10, 3	50	44(88)	25(50)
C4	16,12, 8	7, 7, 6	12,11, 2	35	30(86)	16(46)

表二 不同季節下大高雄地區日平均PM10濃度大於 $110 \mu \text{ g/m}^3$ 之所有日數中，實際發生高污染天氣類型之出現頻率；括號內為該天氣類型出現時之平均PM10濃度（單位為 $\mu \text{ g/m}^3$ ）

季 天 氣 類 率 型	冬 (12,1,2月)	春 (3,4,5月)	秋 (10,11月)
C1	0.30 (162)	0.41 (154)	0.16 (128)
C2	0.24 (163)	0.38 (165)	0.36 (130)
C3	0.22 (154)	0.05 (159)	0.12 (131)
C4	0.09 (145)	0.07 (174)	0.14 (131)
四種類型 之總頻率	0.85	0.91	0.78

天氣類型之一，春季則高達91%；至於其餘9%（1.0~0.91）至22%（1.0~0.78）之天氣型態，並不能歸納於上述四種綜觀天氣型態中。

由表一和表二中可見，在冬、春兩季，C1及C2兩類型出現相當頻繁，兩季中此兩類型占總污染次數之百分比分別為0.30、0.24及0.41、0.38，而且在

冬、春兩季出現C1或C2時的PM10平均濃度均在 $150 \mu \text{ g/m}^3$ 以上。秋季因屬轉變季節，天氣型態較多變，出現高污染之天氣型態除C2最多（達36%）外，其餘亦皆在10%以上；不過四種天氣型態僅占總污染天數之78%，而且PM10濃度值一般亦較低。

值得注意的是，大高雄地區秋、冬、春三季的

空氣品質非常不良，在1989、1990兩年500個天數中，PM10濃度高於 $110 \mu \text{ g}/\text{m}^3$ 的總天數高達315天（佔63%），而PM10濃度高於 $150 \mu \text{ g}/\text{m}^3$ (PM10/PSI ≥ 100) 的總天數達142天（佔28%），亦即大高雄地區在10~5月長達八個月中有近三成的時間是處在對人體有不良影響的空氣品質狀態中。

最後，我們利用Threat-Score (TS) 來校驗各季中污染天氣類型所能反應實際污染狀況之技術得分，TS定義為：

$$TS = \frac{A}{B+C}$$

其中A為預報污染正確的天數，即出現四種天氣類型時，PM10濃度大於 $110 \mu \text{ g}/\text{m}^3$ 之天數，B為實際發生污染 (PM10濃度高於 $110 \mu \text{ g}/\text{m}^3$) 之天數，C為預報污染錯誤或污染天氣類型出現時、日平均PM10濃度低於 $110 \mu \text{ g}/\text{m}^3$ 的天數。此外，前估和後符分別定義為A/B和A/(A+C)，前估表示實際出現污染狀況的次數中，出現污染天氣類型之百分比，亦即四種污染天氣類型能掌握之污染個案百分比；而後符表示，出現污染天氣類型的總次數中，實際出現污染次數之百分比。

結果顯示（表三），冬、春、秋三季所得的 Threat-Score分別為0.77、0.80和0.72，平均為0.76，此值和李（1992）對大台北地區分析所得之值頗接近（三季之值分別為0.67、0.83和0.79），造成TS值小於1之一主要原因為，此四種天氣類型並無法涵蓋所有的空氣污染事件，有些污染的發生是由小尺度的局部環流或污染源排放所引起，當然無法在綜觀型態之分析中反應出來。此外，我們統計在各季實際發生污染的天氣中，污染天氣類型出現的比例（即表三中之前估一欄或表二中之最下一欄），其值在冬、春、秋三季依次為0.85、0.91、0.78；而各季之後符值分別為0.88、0.88、0.90，此結果表示當污染天氣類型出現時，當日出現污染狀況之比例非常高。然而在秋季，前估和後符值分別為0.78和0.90，即有低預報（under-forecast）之情形；冬、春兩季則前估和後符頗為接近，且均在0.85至0.9左右；此結果顯示，大高雄地區四種高污染天氣類型在掌握空氣污染事件上，具有相當不錯的能力。由於目前數值天氣預報圖在36~48小時內，對綜觀天氣型態之掌握能力頗高，因此在配合數值天氣預報圖之應用後，本研究成果在空氣污染潛勢預報上應有相當高之參考價值。

表三 各之 Threat-Score (TS) 前估、後符以及計算TS之各參數值 (A, B和C參數之定義見本文)

		冬	春	秋	10~5月
TS	A / (B+C)	0.77	0.80	0.72	0.77
前估	A / B	0.85	0.91	0.78	0.85
後符	A / (A+C)	0.88	0.88	0.90	0.88
	A	111	94	63	268
	B	130	104	81	315
	C	15	13	7	35

表四 各季出現極端高污染個案時所伴隨之天氣類型出現次數（括弧內為出現該型態時之平均PM10/PSI值）

天氣季節類型	冬季 12, 1, 2月	春季 3, 4, 5月	秋季 10, 11月
C1	10 (138)	8 (144)	---
C2	11 (132)	15 (130)	---
C3	5 (127)	1 (140)	---
C4	1 (134)	2 (130)	---
無天氣類型	1	0	1
總計	28	26	1

四、大高雄地區極端與持續高污染個案統計

在第三章之分析中，為求取足夠個案以進行統計，我們定義區域平均之PM10濃度值達 $110 \mu g/m^3$ （或PSI值達80）即稱之為污染個案。在此情況下，已有單獨測站之PM10/PSI值超過100，但部份個案之污染情況可能頗為輕微，而以空氣污染潛勢預報之觀點看，較高之PM10/PSI值以及污染持續較久之個案，方為關注之焦點。因此，在本章中，我們針對此兩種情況進行初步之統計，以供參考。

4.1 極端高污染個案分析

首先，我們定義極端高污染個案為區域日平均PM10濃度高於 $190 \mu g/m^3$ 或PM10/PSI值大於120者（較上述一般污染個案大50%），統計結果顯示，冬、春、秋三季出現極端高污染的天數分別為28、26、1天，出現時之平均PM10/PSI值各季分別為133、135、128；而6至9月並無極端高污染個案出現。冬、春、秋三季出現極端高污染的天數在各季出現污染天數（平均PM10/PSI值>80之天數）中所佔的

比例，分別為0.22、0.25、0.01；可見大高雄地區嚴重劣化的空氣品質集中出現在冬、春兩季。

此外，各極端高污染個案出現時，除了冬季1990年2月15日及秋季1990年11月14日兩個案外，均伴隨有所歸納的高污染天氣類型（詳細資料參見李等，1992）；表四中統計了伴隨極端高污染出現之天氣類型。結果顯示，冬季以C1、C2型態為主，其出現時之平均PM10/PSI值分別為138及132；在該季所有出現C1天氣類型的天數中，極端高污染個案佔23%，C2則為31%。春季所出現的高污染天氣類型仍以C1、C2型為主，其出現時之平均PM10/PSI值分別為144及130，所占比例分別為17%及33%。

值得注意的是大高雄地區與大台北地區同時出現極端高污染的機會不大。以1989年為例，大台北與大高雄地區之PM10/PSI值同時大於80的日數有45天，同時大於100的日數有16天，同時大於120的日數僅有3天。主要原因為，當極地分裂高壓中心移至東121°時，台灣地區盛行氣流偏東，有利大高雄地區污染之累積（C2類型），此時大台北地區污染物濃度並無累積現象。必需當分裂高壓中心移至東經

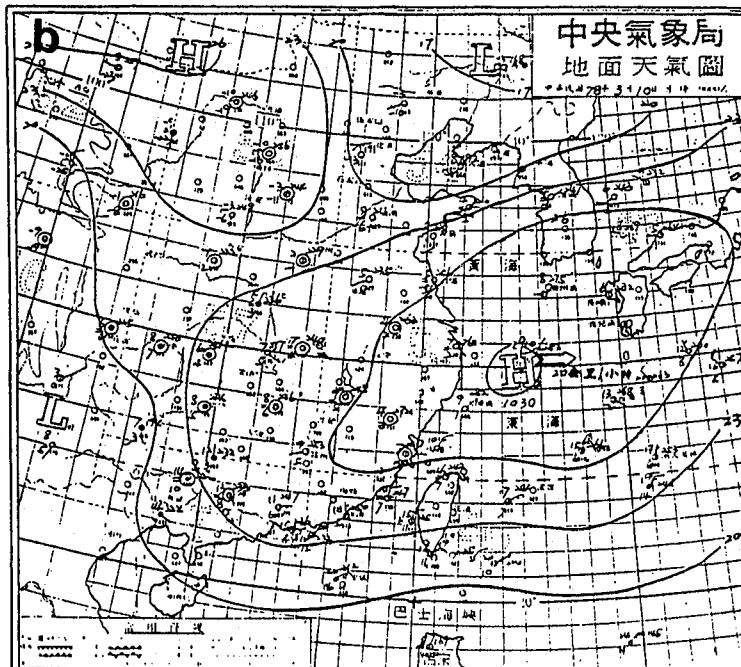
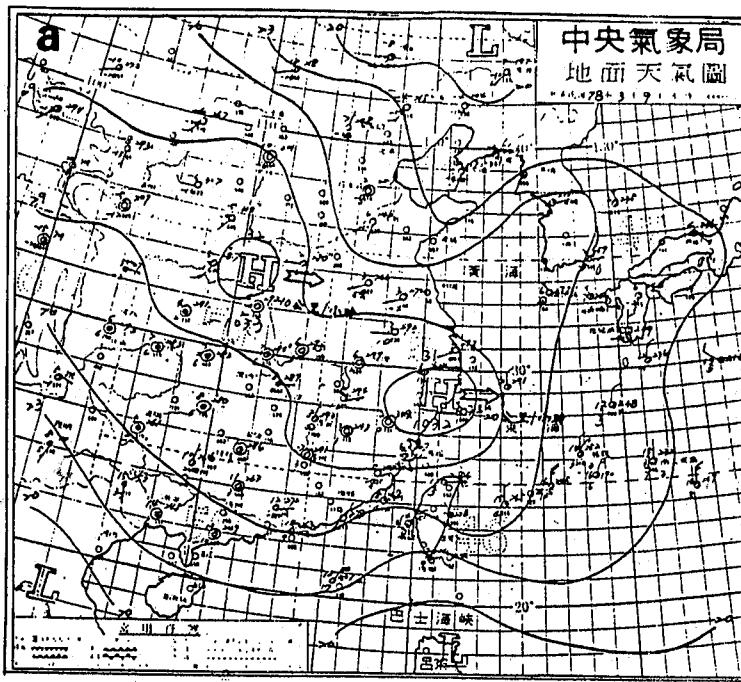


圖8. 民國78年3月9日至12日之地面天氣圖

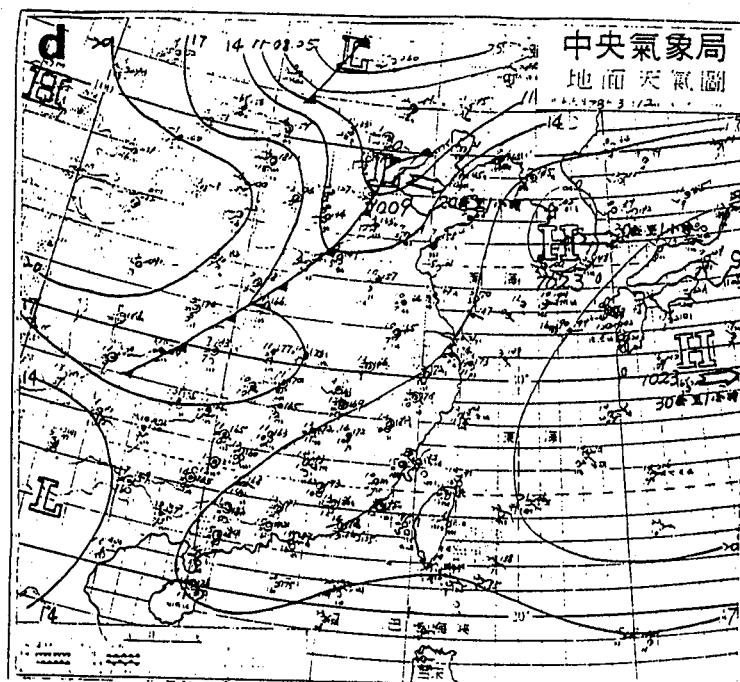
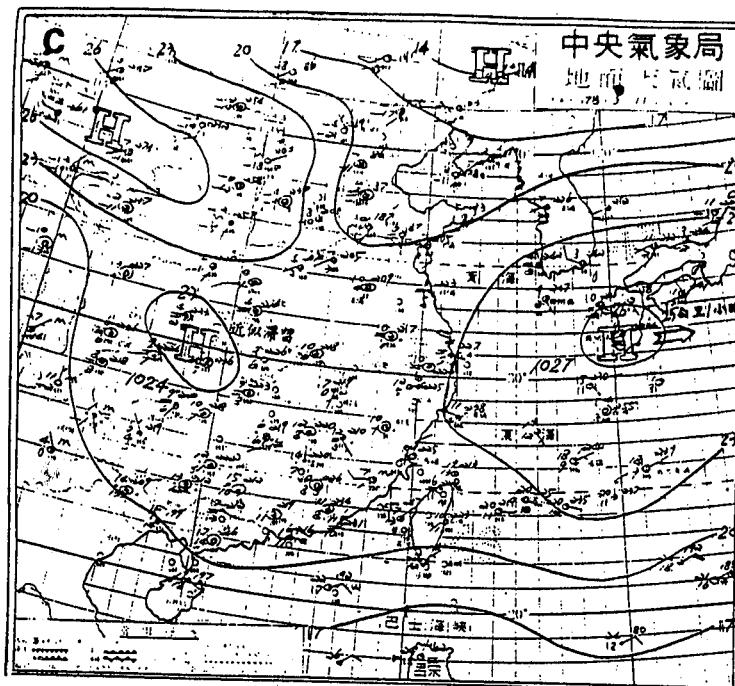


圖8. 民國78年3月9日至12日之地面天氣圖（續）

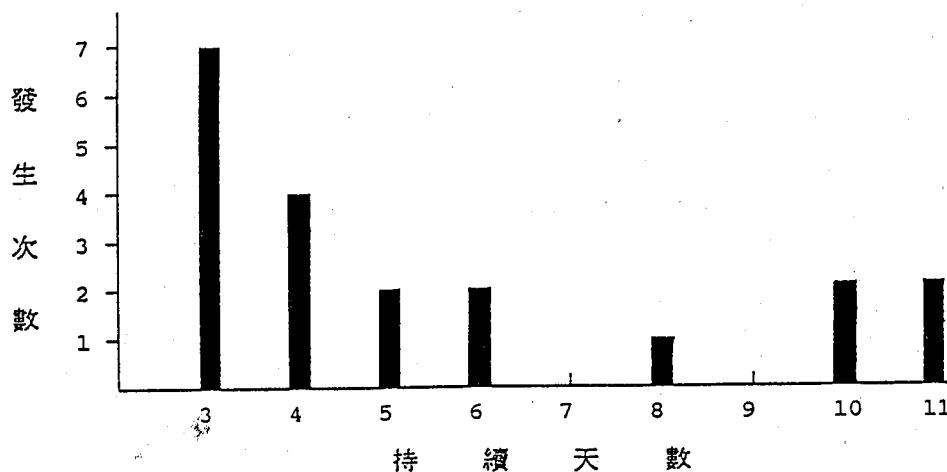


圖9. 大高雄地區於1989和1990兩年中各種持續高污染天數的發生次數

130°以東後，台灣地區盛行東南風且風速微弱，大台北地區之PM10/PSI值才明顯增大（A1類型，李，1992）；此時台灣海峽之氣流若因地形阻擋而吹北來風時，方有利於大高雄地區PM10濃度值之升高與維持；圖8為一明顯之案例，在1989年3月9日和10日時，大台北地區之PM10/PSI值在60~70間，而大高雄地區則均在110左右，至11日和12日，兩地區之值均大於100。

大台北和大高雄兩地區空氣品質均出現不良的另一個案為，在華南形成之低壓波向東北方向移動時，台灣位於冷鋒前方之暖區中，因氣壓梯度很小，風速微弱；此期間大台北地區平均PM10/PSI值多在100以上（A2華南波動型，李，1992），若低壓出海形成東海低壓波動型（C1），則大高雄地區的PM10濃度亦會明顯增加。待鋒面通過台灣北部後，大台北地區盛行明顯之東北風，PSI值迅速降低；但鋒面通過對大高雄地區的污染物擴散較無影響。

當大陸高壓主軸伸向台灣東方海上型（C3）及江浙一帶分裂高壓駐留型（C4）發生時，大高雄地區PM10濃度值明顯升高，但大台北地區則未發生高污染現象。夏季大台北地區會發生之極端高污染個案，大高雄地區則無此類個案發生。因此，兩都會區雖然在相同的綜觀天氣系統影響下，由於局部地形的不同，出現極端高污染之情況頗有差異。

4.2 持續高污染個案分析

在此，我們定義持續高污染個案為區域平均PM10濃度高於 $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (PM10/PSI值大於100) 的情形持續三天或三天以上者。經統計後，顯示大高雄地區持續高污染情形相當嚴重，其中冬季有11次（共56天），持續最長時間為10天；春季有7次（共47天），持續最長時間為11天；秋季佔2次（共7天），持續最長時間為4天；6至9月則無持續污染個案發生；圖9為1989及1990年各種持續高污染天數發生次數之統計圖，詳細資料請見李等（1992）。

各持續高污染個案出現時幾乎均伴隨有高污染天氣類型的出現，無高污染天氣類型者只佔總天數4.5%。冬季為出現持續性高污染個案最頻繁的季節，出現時所伴隨之天氣類型以C1，C2為主，且多為兩種或兩種以上污染類型之結合型，亦即常由極地大陸高壓出海後之C2類型，逐漸演變為C1東海低壓波動型或C3大陸高壓主軸伸向台灣東方海面的類型，C4出現的頻率最低。

春季大高雄地區持續高污染的情形亦相當嚴重，多種天氣類型的連續出現亦是造成1989年3月15日~25日及1990年3月6日~16日，兩次空氣污染持續時間達11天的原因，表五為此兩持續污染個案之測站PM10濃度值以及伴隨之劣化天氣型態。秋季為夏、冬兩季節交替的過渡時期，天氣系統移動較快，伴隨之天氣系統多為C2或C3，持續時間僅為3至4天。

表五 兩個持續高污染個案出現時，楠梓、三民、復興、七賢和鳳山五監測站各別之日平均PM10濃度 ($\mu\text{ g/m}^3$)與平均PM10濃度 ($\mu\text{ g/m}^3$)，以及根據 0800 LST 地面天氣圖所研判之高污染天氣類型

個案一 1989年3月15～25日

年月日	楠梓	三民	復興	七賢	鳳山	平均 PM10濃度	平均 PM10/PSI	天氣類型
780315	283	254	238	74	153	200	125	C2
780316	277	269	269	108	—	230	140	C3
780317	297	295	281	189	—	265	158	C2
780318	221	195	268	171	—	214	132	C2
780319	192	275	210	141	—	205	127	C1
780320	157	224	146	83	—	152	101	C1
780321	222	143	239	138	111	171	110	C3
780322		169	240	120	126	164	107	C2
780323		143	380	213	139	219	134	C2
780324	175	165	459	173	136	222	136	C1
780325	205	170	342	182	151	210	130	C1

個案二 1990年3月6～16日

年月日	楠梓	三民	復興	七賢	鳳山	平均 PM10濃度	平均 PM10/PSI	天氣類型
790306	141	220	212	342	189	221	136	C4
790307	123	204	162	320	177	197	124	C4
790308	123	189	100	284	184	176	113	C2
790309	133	177	139	248	212	182	116	C2
790310	143	205	152	279	203	196	123	C2
790311	128	149	92	267	151	157	104	C2
790312	122	175	133	278	209	183	117	C2
790313	120	185	162	285	281	206	128	C2
790314	124	169	141	307	145	177	114	C1
790315	105	269	172	292	188	205	127	C1
790316	123	208	137	316	225	202	126	C2

五、討論與結論

本文主要在探討影響大高雄地區懸浮微粒含量變化之氣象因素和綜觀天氣型態，重點則在導致大高雄地區空氣品質劣化之天氣型態分析和統計；結果顯示綜觀天氣之變異，為導致大高雄地區空氣品質劣化之重要因素。由於強調綜觀天氣型態之影響，而且目前數值天氣預報圖在綜觀天氣型態之預報上，具一定之預報能力，因此本研究成果除了具有學術意義外，在空氣污染潛勢預報上，亦有極高之應用價值。本研究主要考慮綜觀天氣型態之影響（無法完全反映局部地區特性），因此，我們將大高雄地區環保署五監測站之PM10濃度值取平均，以代表空氣品質（或PM10濃度），此項考慮雖然忽略了個別測站之區域特性和污染源變化，但卻能進行定量之統計分析（同李，1992）。

由於PM10之污染源和一般大眾活動有關，因此PM10濃度之日夜變化和一般大眾作息關係密切，PM10濃度高峰值出現在上午和傍晚交通和商業活動繁忙時段，李（1992）以及劉和鄭（1988）針對大台北地區之分析亦顯示相同之結果。但是大高雄地區傍晚之次高值並不如大台北地區者明顯，且每日之最低值，大台北地區出現在清晨，但大高雄地區則出現在午後，此可能與局部（海陸風）環流和邊界層穩定度之變化有關，然而因其具季節性變化，此現象尚待進一步分析。

由於冬、夏季風環流以及台灣山脈地形之影響，大高雄和大台北地區PM10濃度之季節性變化，呈現明顯之負相關，且月平均PM10濃度值之變化和大尺寸季風環流之變化關係密切。冬季東北季風明顯之月份，大高雄地區因位於背風面之下沉氣流區，天氣穩定且風速較弱（Sun et al.,1991；Lin et al.,1992），污染物較不易擴散，因此PM10濃度值較高（大台北地區則空氣品質較佳）。而在夏季，西南季風盛行，溫暖潮濕之氣流加上地形和日照作用，易產生降水，因此污染物不易累積（6~9月幾乎少有污染情況出現）。雖然大尺度季風環流主宰著月平均PM10濃度值之變化，但逐日PM10濃度值之變化，則受移動性天氣系統之影響；當系統移速較慢時，空氣常較遲滯（水平風弱）且持續時間較久，導致污染物擴散不易（李，1992）；本文和其他之研究（如柯等，1991；Boettger,1961；Niemeyer,1960等）皆得到相似之結果。

本文在劣化綜觀天氣型態分析上採用與李（1992）相同之觀點，著重在天氣系統之演變，在應用上頗有價值。由於，目前48~72小時內之數值天氣預報圖（不論中央氣象局或日本氣象廳），在綜觀型態演化之掌握上，有相當高之參考價值，而且造成空氣品質劣化之綜觀型態皆屬變化較緩慢者，數值天氣預報圖之掌握能力應更佳；因此可由數值天氣預報圖，判斷天氣型態之演變，以掌握劣化天氣型態出現之時段，提高空氣污染潛勢預報之意義。

本文在歸納伴隨大高雄地區空氣品質劣化之綜觀天氣型態時，僅考慮10~5月，而由於南部地區梅雨季特徵較不顯著，因此季節之月份畫分法採用傳統畫分方式，不過秋季僅含10、11月。在分析時，共得到四種劣化之綜觀天氣型態，但基本上，大高雄地區空氣品質劣化時之綜觀尺度盛行風向為東至東南；若有高壓脊通過，劣化情形則較嚴重。值得注意的是，大台北地區在空氣品質劣化時，地面風速常在1m/sec以下，但大高雄地區則風速常介於2~3m/sec之間（詳見李等，1992；表3.2）。此差異可能為大高雄地區具有較強之海陸風環流所導致，但詳細原因仍待進一步探討。

統計分析結果同時顯示，出現空氣品質劣化之個案中（以平均PSI ≥ 80 代表），有百分之八十五之個案，其綜觀天氣型態可歸為上述四種天氣型態之一（春季較高達91%，秋季僅78%），亦即利用綜觀天氣型態預估空氣品質劣化之前估值為0.85；反過來說，具有污染天氣型態之個案中，亦有百分之八十八的個案，實際上出現了污染之情形（後符值亦為0.88）；而技術得分（Threat-Score），則為0.77左右，此值較李（1992）針對大台北地區所得之技術得分稍低；此外，本研究成果與李（1992）相似，皆有低預報（under-forecast）之情形（即前估小於後符），尤以秋季為甚（前估、後符分別為0.78和0.90）。至於其他特殊的情形（有污染天氣型態但無污染出現，或相反情形），則可能為局部污染源變化或局部環流、邊界層特性之影響所造成。

六、誌謝

本研究承蒙中央氣象局和環境保護署提供寶貴資料，謹此誌謝。此外，特別感謝陳泰然教授之指導，而雷孟岳先生、林慧娟小姐以及劉韶郁小姐在資料整理以及文稿準備上皆付出極大心力，在此謹致最誠摯的謝意，本研究乃在行政院環境保護署支

助下完成；計畫編號EPA-80-L201-09-07、EPA-81-E3L1-09-02和EPA-82-007-03-04。

七、參考資料

- 李清勝，陳泰然和俞家忠，1990：即時氣象資訊應用在空氣品質分析之研究與實驗（I）。環保署研究報告EPA-79-007-11-162，210頁。
- 李清勝，陳泰然和俞家忠，1992：即時氣象資訊應用在空氣品質分析之研究與實驗（III）。環保署研究報告EPA-81-E3L1-09-02，241頁。
- 李清勝，1992：影響大台北地區懸浮微粒濃度變化之氣象分析。大氣科學（即將出刊）
- 柯文雄，蔡清彥和王永壯，1991：台北盆地空氣品質劣化期間之天氣類型分析。氣象學報，37，1，22-32。
- 張能復，1990：台灣地區空氣污染預警系統建置之研究專案研究計畫(二)。環保署研究報告，254頁。
- 劉志堅和鄭福田，1988：台北市地區空氣品質監測資料之一氧化碳、二氧化碳及粒狀物濃度之變化特性研究。第五屆空氣污染控制技術研討會，162-191。
- 環保署，1990：都會地區空氣品質改善。全國第四次科學技術會議第四中心議題：環境保護科技，105-144。

- Boettger,1961:Air pollution potential east of the Rocky Mountains. Bull. Amer. Meteor. Soc., 42, 615-620.
- Lin, Y.-L., N.-H. Lin and R. P. Weglarz, 1992: Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices and mesocycloclones. Meteorol. Atmos. And Phys. 49, 43-67.
- McCutchan, M. H. and M. J. Schroeder, 1973:Classification of meteorological patterns in southern California by discriminant analysis, J. Appl. Meteor., 12, 571.
- Miller, M. E. and L. E. Niemeyer, 1962: Air pollution potential forecasts -A year's experience. Paper presented at the 55th annual meeting of Air Pollution Control Association (APCA), 22-27.
- Niemeyer, 1960: Forecasting air pollution potential. Mon. Wea. Rev., 88, 88-96.
- Ott, W. R. and W. F. Hunt, Jr., 1976: A quantitative evaluation of the pollutant Standards Index. J. Air Pollut. Control Ass., 26, 11, 1050-1054.
- Sun, W.-Y., J.-D. Chern, C.-C. Wu and W.-R. Hsu, 1991: Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding areas. Mon. Wea. Rev. 119, 2558-2573.

THE SYNOPTIC CONDITIONS ASSOCIATED WITH AIR POLLUTION EPISODES IN THE GREAT KAOHSIUNG AREA

Cheng-shang Lee, Chia-chung Yu and Lih-ho Chen

Department of Atmospheric Sciences

National Taiwan University

Taipei, Taiwan 107 R.O.C.

ABSTRACT

This paper discusses the meteorological influences on the air quality of the Great Kaohsiung area. Focus is placed on the synoptic patterns associated with the air pollution episode. In the analysis, the air quality was represented by the mean value of the daily average PM10 concentrations observed at five EPA air quality monitoring stations in the Great Kaohsiung area. (PM10 is the suspended particulate matter with diameter less than 10 micrometers.) Results show that the Great Kaohsiung area experienced poor air quality from October to March/April due to the influences of monsoon circulations and Taiwan topography. This seasonal variation pattern of air quality in the Great Kaohsiung area is opposite from that of the Great Taipei area. In addition, both Kaohsiung and Taipei areas have similar diurnal variation pattern of the PM10 concentration that is closely related to human activities. However, the minimum PM10 concentration occurred in the afternoon for the Great Kaohsiung area but in the early morning for the Great Taipei area.

The Great Kaohsiung area generally experienced air pollution episode only during the cold season. The synoptic conditions associated with 85% of all air pollution episodes were classified into four patterns. Analysis also showed that the threat score of these four synoptic patterns in predicting the air pollution event reaches 0.76. This score is comparable to that of the Great Taipei area. However, the pre-figurance and post-agreement are 0.78 and 0.90, respectively during the fall season. In other words, using synoptic patterns to predict the air pollution episode in fall will lead to an under-forecast. In winter and spring, the pre-figurance and the post-agreement are comparable or between 0.85 and 0.90. Results from this analysis seem to suggest that it is practical to utilize the numerical weather prediction charts to analysis the evolution of the synoptic pattern in the air pollution potential forecast.

正模初始化對中央氣象局全球預報系統影響之實驗

柯文雄 張庭槐

國立臺灣大學大氣科學研究所

摘要

原始方程式容許重力波的存在，此高頻振盪的氣象雜波在數值積分過程往往會造成計算不穩定，而破壞氣象場，發生扭曲的現象，因此在模式調適過程完成前，對處理模式者造成很大困擾，而初始化目的之一就是在進行數值積分前先對初始資料加以調整，使其日後積分時所產生之高頻雜波愈小愈好，至於在初始化方法的發展方面，古典準地轉理論的平衡方程已廣泛的應用於初始化問題，而近年來一種較嚴密完整及有效的正模法成為初始化熱門的研究主題，其中非線性正模初始化法目前已經使用於數值天氣預報作業的初始化程序。本報告即針對著 Machenhauer (1979) 所提出的非線性正模初始化法，配合高解析度的全球波譜模式（水平截斷波數為42，垂直為12層），利用中央氣象局1992年4月13日00Z之分析資料及其同時間經其初始化程式修訂後之資料，探討其分析資料在經過及不經過非線性正模初始化24小時預報之異同，同時並與利用其初始化後之資料為初始值所作之24小時預報比對，其間所分析之區域著重於華南台灣區域，而所分析的變數包括850mb溫度場及500mb之高度場。發現氣象局分析資料經其初始化程式修訂後的資料，預報時台灣上空有偏冷的現象，但若用非線性正模初始化則可避免，而地面氣壓之變化在分析和經其初始化修訂後的資料均有顯著的振盪，而經非線性正模初始化後的資料，預報時地面之變化則振盪較小，至於垂直模上的個數不同，對預報結果差異不大，但垂直模個數較多則局部地區地面氣壓之變化更平緩。

關鍵詞：非線性正模初始化 (NNMI)，垂直模，全球波譜模式，原始方程式。

一、前 言

在數值預報模式中，原始方程模式不但描述了慢速移動的羅士培波同時亦包含了高頻的重力波。雖然大氣中允許有重力波存在，但原始方程模式中常因初始場中風場及質量場的不平衡產生虛假之重力波。此不平衡原因可能是由於觀測或分析之質量場與風場包含了誤差，也可能是數值模式之方程式不能正確的描述所欲了解的大氣狀態。模式中之重力波可以藉由消散項作些許的控制，然而根本之計在於使用初始化法使初始場之質量場與風場能保持某種平衡而去除那些不存在

之重力波。1970年代以後，一種名之為正模初始化的新方法已逐漸發展起來，Dickinson and Williamson (1972) 首先計算了線性化原始方程模式的正模，Machenhauer(1977)及Bear(1977)分別提出了一種非線性正模初始化法，保留一部份振幅的慣性重力波，以便能和非線性項產生的振幅平衡。此種方法繼而被廣泛應用於全球或半球數值預報模式中作為初始化法之依據。雖然非線性正模初始化非常具有彈性，能處理熱帶區域超長波及各種物理過程的效應，可是其必須建立預報模式的正模，這對全球或半球模式而言倒不成什麼問題，因其具有東西向的週期性邊界條件，但

對有限區域模式而言就不太容易了，因有限區域側邊界給定問題及不可分離的水平結構方程，使得無法將全球或半球模式的方法直接應用於區域模式，但其仍可建議我們修正的方法，既然水平結構方程不可再加以分離，那麼不要求得明顯地水平結構函數，而只要求得僅含重力波的線性化模式垂直結構方程的特徵函數及等效深度，使每一氣象變數對此特徵函數展開，再代回原方程模式，而得僅含水平運算符的方程，此時再令其滿足足濾除重力波的條件，在疊代互除法及適當的邊界條件下，即可解得調整後的初始場。Briere (1982) 提出了有限區域模式非線性正模初始化的方法，而Bourke and McGregor (1983) 及Errico (1986) 亦提出了有限區域模式非線性垂直初始化法。此外，Browning (1980) 曾利用Kreiss (1978) 所提出的有界導數理論應用於淺水方程的初始化問題，而Kasahara (1982) 亦曾將此原理應用斜壓模式，這種新初始化法，亦可應用於初始邊界值問題。Errico and Rasch (1988) 更嘗試於模式中加入非絕熱過程。雖然有限區域垂直模初始化已被大家探討，亦有初步之結果，但其中有關邊界條件之如何給定仍然是研究的目標，再者由於電腦科技之發展，全球或半球模式之空間解析度，已漸能符合有限區域模式之要求，因而本報告乃朝著發展高解析度的全球非線性正模初始化法為目標，如此一方面可避免有限區域正模初始化因無法分離水平結構函數而所採用的假設及邊界條件給定的問題，另一方面，配合資料了解此非線性正模初始化之效果，以其做為將來改進初始化法之依據。本文中第二章將描述非線性正模初始化法，第三章為執行步驟，而第四章為結果與討論。

二、非線性正模初始化法

本節中我們將以氣壓為垂直座標之斜壓原始方程模式來探討。有關運動方程式，熱力方程式及連續方程式可寫成

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \underline{k} \times f \underline{v} + \nabla \Phi = R_v \quad (2-1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \Phi}{\partial P} + \frac{R \gamma^* \omega}{P} = R_\Phi \quad (2-2)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial P} + \nabla \cdot \underline{v} = 0 \quad (2-3)$$

其中

$$R_v = -\underline{k} \times \zeta \underline{v} - 1/2 \nabla \underline{v} \cdot \underline{v} - \omega \frac{\partial \underline{v}}{\partial P},$$

$$R_\Phi = -\underline{v} \cdot \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial P} - \frac{R \gamma^* \omega}{P}$$

$$\zeta = \underline{k} \cdot \nabla \times \underline{v},$$

$$\gamma = -\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial P} = \frac{RT}{C_P P} - \frac{\partial T}{\partial P},$$

γ^* = γ 的水平平均 (horizontal average of γ)

γ' = γ 的微分 (deviation)

R = 氣體常數 (gas constant)

C_P = 定壓下的比熱 (specific heat at constant pressure)

P = 氣壓 (pressure)

Φ = 重力位 (geopotential)

$$\omega = \frac{dp}{dt}$$

\underline{v} = 風場 (wind field)

\underline{k} = 垂直方向的單位向量 (vertical unit vector)

而垂直邊界條件在模式中為 $W=0$ ($P=0$) 及 $W = \frac{dz}{dt} = 0$ ($Z=0$)。

(a) 線性化

有了上述之方程後我們將定義一基本的大氣狀態，然後依此大氣狀態對此方程組進行線性化。在此所採取的基本大氣狀態為一靜止且垂直之靜力穩定度只為P的函數。將此方程組改寫成球面極座標方式並把已線性化的項寫在等號左邊，而把非線性項寫到右邊，則可變成

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega \sin \phi + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = R_u \quad (2-4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\Omega u \sin \phi + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} = R_v \quad (2-5)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \Phi}{\partial P} + \frac{R \gamma^* \omega}{P} = R_\Phi \quad (2-6)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial P} + \frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} v \cos \phi \right] = 0 \quad (2-7)$$

其中

a = 地球半徑

Ω = 地球轉動之角速度

λ , ϕ = 經度和緯度

u, v = 水平速度分量

若把非線性項設定為 0，則 $R_u = R_v = R\Phi = 0$ 即可得線性化方程組由 (2-6) 及 (2-7) 消去 ω 則可得

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{\partial P} \frac{P}{R\gamma^*} \frac{\partial \Phi}{\partial P} - \frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} v \cos \phi \right] = 0 \quad (2-8)$$

(b) 垂直結構方程

方程組 (2-4)、(2-5) 及 (2-8) (其中 $R_u = R_v = R\Phi = 0$) 中之變數 u 、 v 及 Φ 若假設可寫成

$$\begin{bmatrix} u \\ v \\ \Phi \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \hat{u}(\lambda, \phi, t) \\ \hat{v}(\lambda, \phi, t) \\ \hat{\Phi}(\lambda, \phi, t) \end{bmatrix} Z(P) \quad (2-9)$$

其中 $Z(P)$ 只與垂直結構有關而 \hat{u} 、 \hat{v} 、 $\hat{\Phi}$ 僅為水平及時間的函數。將 (2-9) 代入 (2-4)、(2-5)、(2-8) 則可得三個與水平有關之水平方程式

$$\frac{\partial \hat{u}}{\partial t} - 2\Omega \hat{v} \sin \phi + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \hat{\Phi}}{\partial \lambda} = 0 \quad (2-10)$$

$$\frac{\partial \hat{v}}{\partial t} + 2\Omega \hat{u} \sin \phi + \frac{1}{a} \frac{\partial \hat{\Phi}}{\partial \phi} = 0 \quad (2-11)$$

$$\frac{\partial \hat{\Phi}}{\partial t} + \frac{g \tilde{H}}{a \cos \phi} \left(\frac{\partial \hat{u}}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} \hat{v} \cos \phi \right) = 0 \quad (2-12)$$

及只與垂直變數有關之垂直結構方程式

$$\frac{\partial}{\partial P} \frac{P}{R\gamma^*} \frac{\partial Z}{\partial P} + \frac{Z}{g \tilde{H}} = 0 \quad (2-13)$$

其中

g = 重力常數 (gravitational constant)

\tilde{H} = 等效深度 (equivalent depth)

$(g \tilde{H})$ = 分離常數 (separation constant)

(c) 水平結構方程

若設定

$$\begin{bmatrix} \hat{u} \\ \hat{v} \\ \hat{\Phi} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \hat{u}^m \\ i\hat{v}^m \\ 2\Omega \hat{\Phi}^m \end{bmatrix} \exp(im\lambda - 2\Omega i\sigma t) \quad (2-14)$$

將 (2-14) 代入方程組 (2-10) - (2-12) 則

$$\sigma \hat{u}^m = -\sin \phi \hat{v}^m + \frac{m \hat{\Phi}^m}{a \cos \phi} \quad (2-15)$$

$$\sigma \hat{v}^m = -\sin \phi \hat{u}^m - \frac{1}{a} \frac{\partial \hat{\Phi}^m}{\partial \phi} \quad (2-16)$$

$$\sigma \hat{\Phi}^m = \frac{g \tilde{H}}{4\Omega^2 a \cos \phi} \left[m \hat{u}^m + \frac{\partial}{\partial \phi} \hat{v}^m \cos \phi \right] \quad (2-17)$$

在 (2-15)、(2-16)、(2-17) 中若消去 \hat{u}^m 及 \hat{v}^m 則得所謂的水平結構方程式

$$H(\hat{\Phi}^m) + \frac{4\Omega^2 a^2}{g \tilde{H}} \hat{\Phi}^m = 0 \quad (2-18)$$

其中運算子

$$H = \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left[\frac{\cos \phi}{(\sigma^2 - \sin^2 \phi)} \frac{\partial}{\partial \phi} \right] + \frac{1}{(\sigma^2 - \sin^2 \phi)} \left[\frac{m (\sigma^2 + \sin^2 \phi)}{\sigma (\sigma^2 - \sin^2 \phi)} - \frac{m^2}{\cos^2 \phi} \right]$$

(2-13) 及 (2-18) 組成了特徵值問題。其中 $(g \tilde{H})$ 之倒數為垂直結構方程的特徵值而 σ 為水平結構方程特徵值。對自由正模的個案而言我們必須先求解垂直結構方程，求出其每一特徵值 \tilde{H} 及其相對應特徵向量，然後對每一 \tilde{H} ，我們由水平結構方程可得出其特徵頻率 σ 及其相對應之水平特徵向量。

(d) 邊界條件

在求解垂直及水平結構方程組我們必須先決定其邊界條件，在水平方面若考慮全球或半球區域則無水平邊界問題，但對一有限區域之模式則對方程組 (2-15) - (2-17) 必須設定邊界條件。對垂直方面而言在模式最上層可從熱力方程 (2-6) 得

$$\frac{\partial Z}{\partial P} = 0 \quad \text{at } P = 0 \quad (2-19)$$

而在地面上亦可得

$$W = \frac{dZ}{dt} = 0 \quad (\text{不考慮地形變化})$$

由線性化及靜力方程之使用則可得

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} - \frac{\omega R T^*}{P_0} = 0$$

由此我們可進一步得到

$$\frac{\partial Z}{\partial P} + \frac{\gamma^* Z}{T^*} = 0 \quad (2-20)$$

其中

T^* = 地面水平平均溫度

P_0 = 地面平均氣壓

(e) 正模化之模式方程式

設定 Π 為任一風向量或高度場其表示為

$$\Pi = \begin{bmatrix} u(\lambda, \phi, P) \\ v(\lambda, \phi, P) \\ \Phi(\lambda, \phi, P) \end{bmatrix} \quad (2-21)$$

若將其按波譜方法展開則可得

$$\Pi = \sum_n \sum_k x_n^k \hat{\Pi}_n^k(\lambda, \phi, P) \quad (2-22)$$

其中

$$x_n^k = \langle \Pi \cdot \hat{\Pi}_n^k \rangle \quad (2-23)$$

x_n^k 即所謂的正模展開係數，而 n 與 k 分別為水平模數及垂直模數。利用 (2-23) 則方程組 (2-4) - (2-7) 線性化之正模方程可寫成

$$\dot{x}_n^k + 2\Omega i \sigma_n^k x_n^k = 0, \quad (2-24)$$

(\cdot) 表示 (\cdot) 的時間微分

對非線性方程而言 (若令 $R_u, R_v, R_\phi \neq 0$) 則令 R_Π 為

$$R_\Pi = \begin{bmatrix} R_u(\lambda, \phi, P) \\ R_v(\lambda, \phi, P) \\ R_\phi(\lambda, \phi, P) \end{bmatrix} \quad (2-25)$$

對 R_Π 按 (2-22) 及 (2-23) 之展開方式，則方程組 (2-4) - (2-7) 之非線性正模展開方程可寫成

$$\dot{x}_n^k = -2\Omega i \sigma_n^k x_n^k + R_n^k(x) \quad (2-26)$$

其中

$$R_n^k(x) = \langle R_\Pi \cdot \hat{\Pi}_n^k \rangle \quad (2-27)$$

(2-26) 亦可寫為

$$X = -2\Omega i \Lambda_z X + R_x(X) \quad (2-28)$$

其中 Λ_z 為一矩陣其對角元素為 σ_n^k ，而 $R_x(x)$ 為 R_n^k 之行向量。現若再把 X 區分成 $X = Z + Y$ 其

中 Z 為快速模而 Y 代表慢速模，則 (2-28) 可改寫成

$$\dot{Z} = -2\Omega i \Lambda_z Z + R_z(Z, Y) \quad (2-29)$$

$$\dot{Y} = -2\Omega i \Lambda_y Y + R_y(Z, Y) \quad (2-30)$$

在方程組 (2-29) 與 (2-30) 中若我們只考慮線性初始化時，則因 $R_u = R_v = R_\phi = 0$ 而使 $R_z = R_y = 0$ ，故快速模方程 (2-29) 可改寫成

$$\dot{Z} = -2\Omega i \Lambda_z Z$$

若令 $Z = 0$ 則可消除所有時間變化之快速振盪此即所謂的線性正模初始化。然而實際上對一非線性方程而言 $R_u, R_v, R_\phi \neq 0$ 即使令在初始狀態 $t = 0$ 時 $Z = 0$ 並不能抑制使 $\dot{Z} = 0$ ，Williamson(1976) 應用線性正模初始化於非線性方程式中亦發覺快速之振盪並不能因正模初始法而消除。

Machenauer (1977) 分別提出了非線性正模初始化法解決了上述問題，在本段中我們以 Machenhauer 之方法為主，其作法為：

(1) 使用線性初始化法使， $Z_0 = 0$ 與 $Y_0 = Y$ (其中註標為疊代的時步)

(2) 在 (2-29) 中令 $\dot{Z} = 0$ 則可得

$$Z_1 = \frac{R_z(Z_0, Y_0)}{2\Omega i \Lambda_z} \quad (2-31)$$

(3) 重複(2)但 Z_1 取代原來之 Z_0 因而可得

$$Z_2 = \frac{R_z(Z_1, Y_0)}{2\Omega i \Lambda_z} \quad (2-32)$$

此步驟一直重複至 Z 在等號之左邊及右邊收斂至相同值，此最後之 Z 值則以 Z_B 表示 (B 表平衡狀態) 則

$$Z_B = \frac{R_z(Z_B, Y_0)}{2\Omega i \Lambda_z} \quad (2-33)$$

三、執行方法及步驟

(a) 全球波譜模式

由於在作正模初始化時我們需要求得渦度、輻散、重力位及地面氣壓隨時間之變化，因而必須配合預報模式作計算。模式所用的方程式包含了絕對渦度、輻散、水汽之趨勢方程及連續方程、

熱力方程和靜力方程。

數值方法於水平部份是將變數以長斜型切斷數列 (rhomboidal truncation) 作球面上的表示方式，即

$$(T, Q, q) = \sum_{m=-J}^{+J} \sum_{l=|m|}^{|m|+J} (T_l^m, Q_l^m, q_l^m) Y_l^m$$

$$U = \frac{1}{a} \sum_{m=-J}^{+J} \sum_{l=|m|}^{|m|+J+1} U_l^m Y_l^m$$

$$V = \frac{1}{a} \sum_{m=-J}^{+J} \sum_{l=|m|}^{|m|+J+1} V_l^m Y_l^m$$

$$(\psi, \chi, \Phi) = a^2 \sum_{m=-J}^{+J} \sum_{l=|m|}^{|m|+J} (\psi_l^m, \chi_l^m, \Phi_l^m) Y_l^m$$

其中

ψ = 流函數 (stream function)

χ = 速度位 (velocity potential)

T = 溫度 (temperature)

Q = 水汽 (moisture)

Φ = 重力位 (geopotential)

q = 地面氣壓的自然對數值

$$Y_l^m(\lambda, \sin \phi) = P_l^m(\sin \phi) e^{im\lambda}$$

$P_l^m(\sin \phi)$ = 類勒根得方程 (normalized associated Legendre function)

$$(\)_l^m = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} (\) P_l^m(\sin \phi) \cos \phi e^{-im\lambda} d\phi d\lambda$$

垂直的部份包含了 12 個不連續層 (layers)，在 12 個不連續層之間的介面設了 13 個面 (levels)，在層上考慮每個物理變數，而在面上計算，(~) 表在面上之物理量，故在層上物理量的取法是依照 Sela (1980)，如下式所示：

$$\sigma_k^\kappa = \frac{\tilde{\sigma}_{k+1}^{1+\kappa} - \tilde{\sigma}_k^{1+\kappa}}{(1+\kappa)(\tilde{\sigma}_{k+1} - \tilde{\sigma}_k)} \cong \frac{1}{1+\kappa} \frac{d(\tilde{\sigma}^{1+\kappa})}{d\sigma}$$

(b) 非線性正模初始化

利用 Machenhauer (1977) 之非線性正模初始化法於現有之全球波譜模式。對正模而言是要求取預報模式之線性化方程之渦度、輻散、溫度及

地面氣壓對數值之解，而預報模式之空間解析度為波模數之函數，所以為了決定所有可能之波模振盪，就必須先求得線性預報方程之波譜形式。我們所選取之基本大氣為一靜止之大氣且其垂直溫度分佈為美國標準大氣。

把 Machenhauer 之非線性正模初始化放入全球波譜預報模式之具體執行步驟如下：

(1) 將初始資料由 P 座標轉換至 σ 座標。

(2) 利用預報模式計算所欲預測變數之時間趨勢。

(3) 把這些趨勢項作垂直分離及尺度化之整合。

(4) 再把(3)所得之每個項利用預先配合預報模式所算的正模對其展開。

(5) 利用波譜模式之運算則可求得因欲濾除低於二天頻率的重力波模所產生的變化量，而後將這些變化量調回預報模式之空間對初始場作調整。

(6) 重複(3)，(4)及(5)直至低於二天之重力波模之隨時間變化趨於 0 。

(c) 模式解析度及初始資料

由於本報告所用預報模式之水平部份之數值方法採用長斜方型切斷數列作球面上的表示，為避免由非線性項等所產生的種種誤差，依據 Orszeg (1970)，Eliassen et al. (1970) 所提若模式之波數為 J ，則南北緯度上高斯緯度圈數 (N) 必須滿足 $N \geq (5J + 1)/2$ ，每一緯度圈之經度網格數 (LN)，必須要 $LN \geq 3J + 1$ 。

在此報告中我們將測試三種不同初始狀況但其空間解析度皆同，即波數為 $J = 42$ ，故全球之高斯緯度圈數為 $N = 108$ 而同一緯度之網格數 $LN = 128$ ，因而其經向及緯向之解析度分別為 2.8° 及 1.7° 。

四、結果與討論

中央氣象局 (CWB) 之全球數值天氣預報系統於民國 77 年 7 月 1 日正式作業。針對現行全球預報模式在 850mb 溫度場於青康藏高原東側易有冷舌加深的問題，我們將利用 CWB 分析完後之全球網格點資料，透過 NNMI 與 CWB 之初始化後，

再利用全球波譜模式預報24小時比較其異同。

初始場之資料來源有二，其一為CWB，1992年4月13日00Z之分析資料，水平解析度為 2.5° * 2.5° ，垂直分別為1000mb, 925mb, 850mb, 700mb, 500mb, 400mb, 300mb, 250mb, 200mb, 150mb, 100mb共11層之H及925mb, 850mb, 700mb, 500mb, 400mb, 300mb, 250mb, 200mb, 150mb, 100mb, 50mb共11層之U及V之資料。其二為經過CWB之初始化程式處理過之資料，水平解析度同前。垂直分別為925mb, 800mb, 700mb, 600mb, 500mb, 400mb, 300mb, 200mb, 100mb共9層之H、U、V之資料。

我們以CWB的分析資料之24小時預報為基準，經由不同的基本場共做了三個測試。

下表為不同代號表示之說明：

個案	初 始 場	垂直模
A	CWB分析資料	
I	CWB初始化處理後之資料	
AI2	CWB分析資料經 NNMI處理後之資料	2
AI4	同上	4

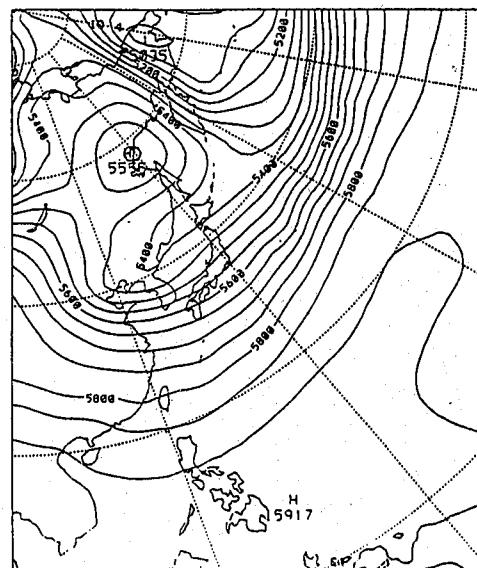
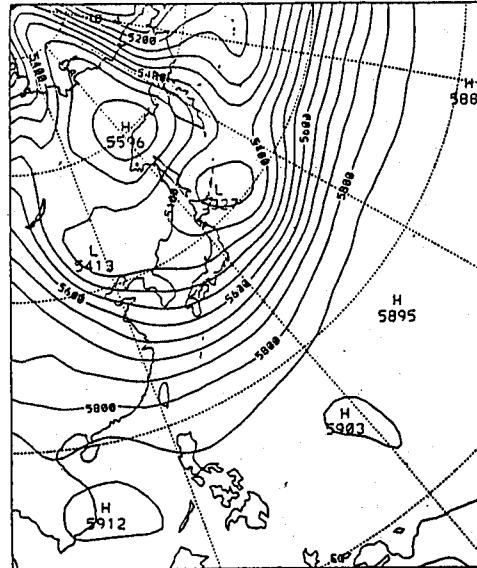
因分析著重於東經 100° 以東，故圖之截取亦以此區為主。分析之變數包含500mb之高度場及850mb之溫度場。

CASE A：

500mb高度場：經分析資料顯示5800m之等值線跨越台灣南部，在(140° E, 60° N)附近有高壓存在，而於(145° E, 45° N)附近有低壓存在，24小時後5800m之等值線北移至台灣中部，(140° E, 60° N)之高壓稍往西南移，強度減弱，(145° E, 45° N)附近低壓則消退不見(圖一)。

850mb溫度場：分析資料顯示 0°C 之等值線橫跨日本及朝鮮半島中部，而 12°C 之等值線橫跨台灣中部，24小時後變化不大，但 0°C 之等值線稍往北移， 12°C 之等值線稍往南移，明顯看出台灣及華東華南地區之溫度梯度變小(圖二)。

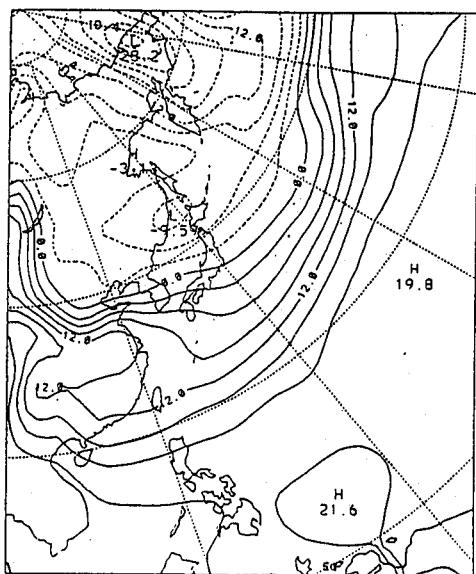
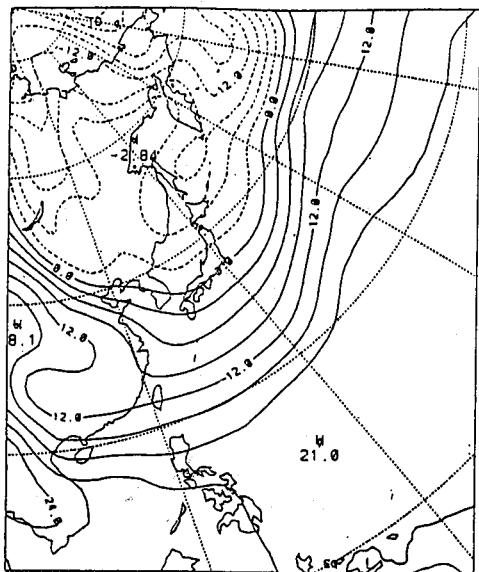
CASE I：



圖一：上：CWB 500mb高度分析場。下：上圖之預報場。

500mb高度場：經CWB初始化資料和分析資料比對可明顯看出除了數值稍有差異外，型式幾乎完全相同，24小時後，5800m之等值線比CASE A偏南，型式也極相似(圖三)。

850mb溫度場：初始化後之溫度場明顯偏低， 0°C 及 12°C 之等值線均較CASE A南移，24小時後差量更大， 12°C 之等值線南移到北緯 20° 附近，台灣上空已全部降到 12°C 以下了，預報已有明顯



圖二：上：CWB 850mb溫度分析場。下：上圖之預報場。

偏冷的現象（圖四）。

CASE AI4：

500mb高度場：CWB之分析資料經垂直模取2個模之NNMI後，等值線更平滑，型式和CASE A差不多，5800m之等高線稍北移，24小時之預報，除了5800m之等值線偏南外，型式幾乎一樣（圖五）。

850mb溫度場：經NNMI後之結果幾乎和CASE A完全一樣，24小時後之預報亦極為接近（圖六）。

CASE AI4：

500mb高度場：CWB之分析資料經垂直模取4個模之NNMI後，結果和CASE A差不多，5800m之等值線雖亦北移，但北移的距離比CASE AI2小，24小時後之預報，除了高、低壓中心之數值外，也幾乎是和CASE A完全一樣（圖七）。

850mb溫度場：經NNMI後之結果和CASE A極其相同，24小時後之預報亦和CASE A幾乎完全一樣（圖八）。

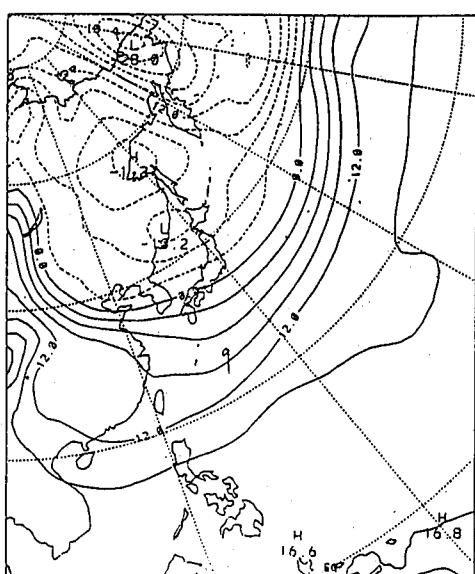
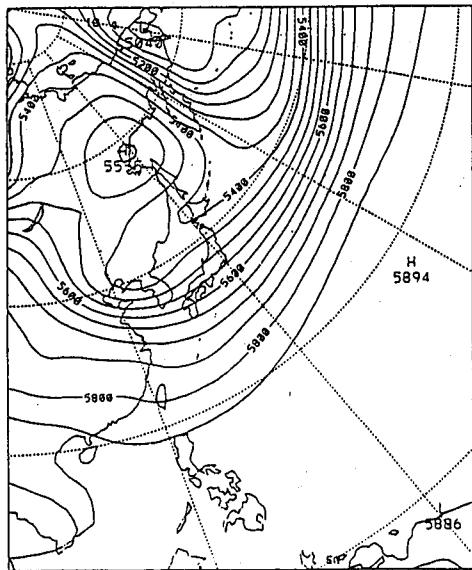
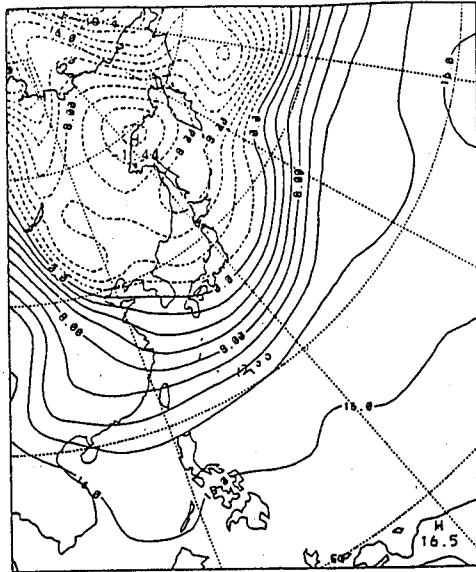
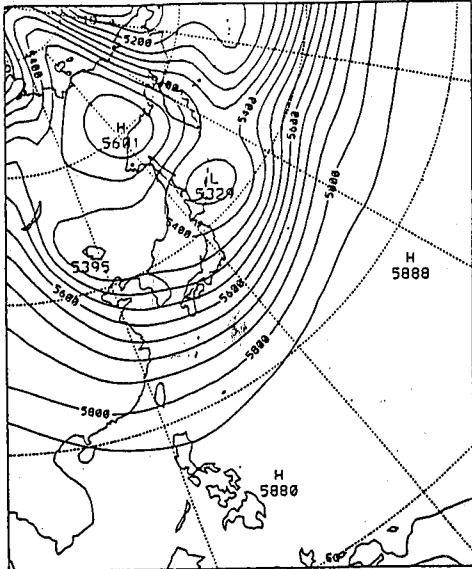
由以上之模式預報測試可發現，分析資料經CWB之初始化法初使化後的預報明顯看出華東華南及台灣地區上空偏冷，而經由NNMI後所作的預報，不論垂直模取2或4，均和分析資料的預報極為接近。

其次就特定點分析四個預報個案地面之氣壓變化，我們選取6個點比對，位置分佈如下（圖九）：

代號	經度	緯度
a	101° E	60° N
b	180° E	60° N
c	101° E	30° N
d	180° E	30° N
e	101° E	5° N
f	180° E	5° N

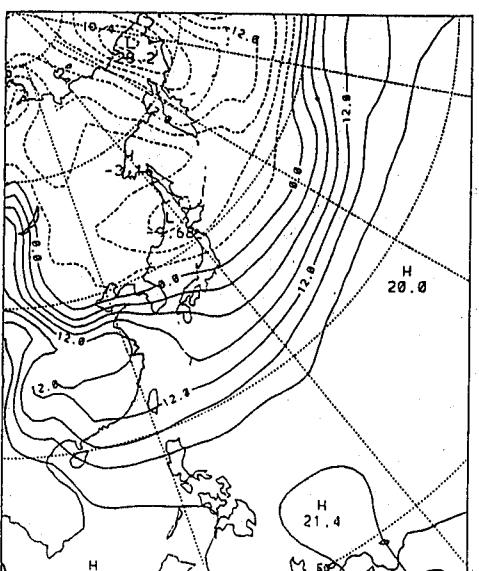
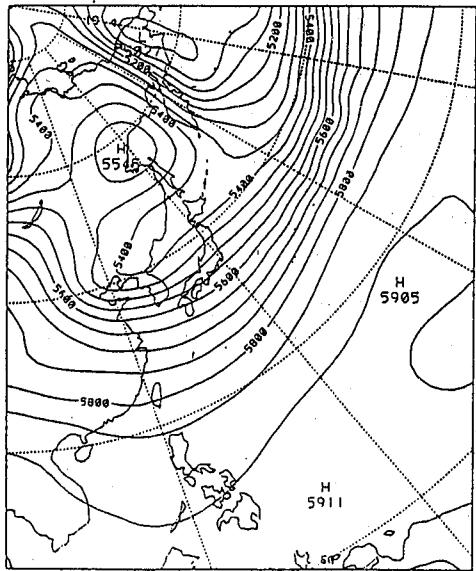
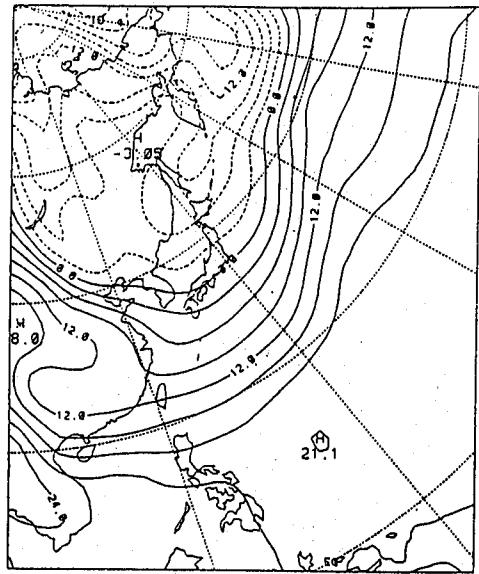
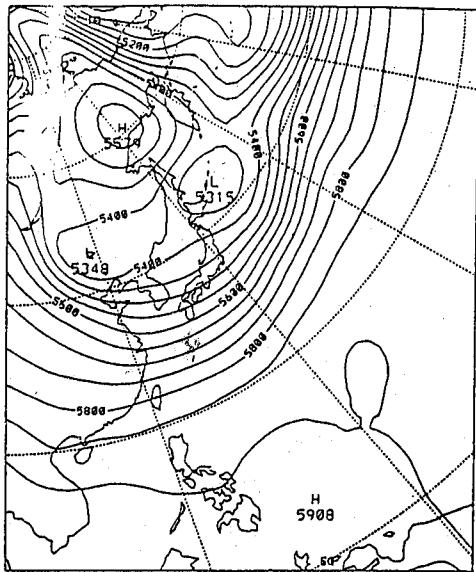
所選取的點在地理位置上有底下兩個特性之一，一為地形起伏很大的地區，如沿101° E的點，一為測站稀少的地區，如沿180° E的點，而(101° E, 30° N)位於青康藏高原上之點實際上就含括了兩個特性。如此對初始化後之地面氣壓較能分辨初始化法之特性。

對於(101° E, 60° N)之a點而言，其地面氣壓隨預報時間之變化從圖十可見。除CASE I外地面初始氣壓差距並不大，明顯看出CASE A之預報初期會有較明顯之振盪，而經初始化後的初期預報，振盪則明顯減小，而約經過12小時（時間



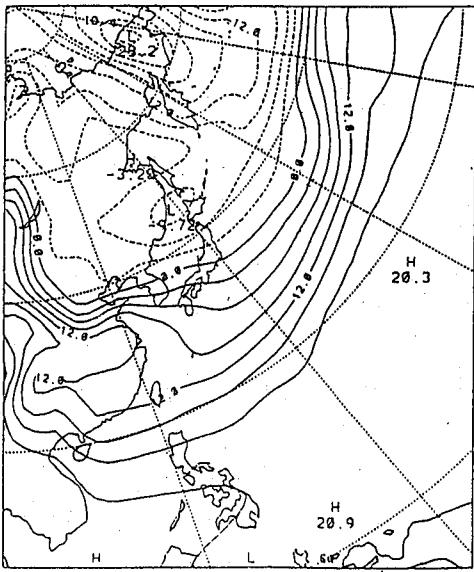
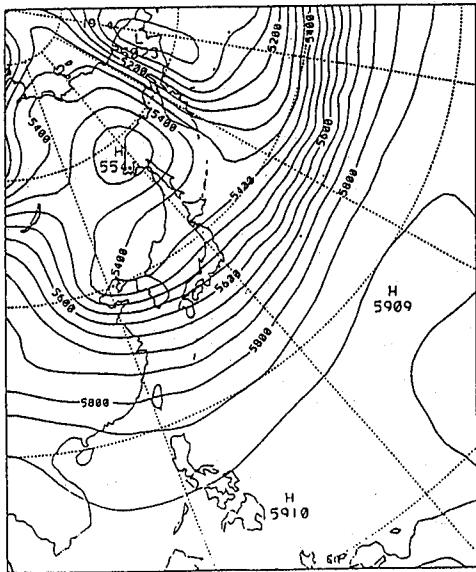
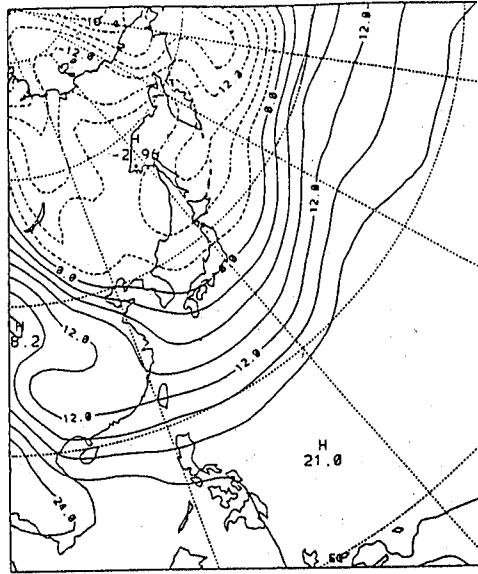
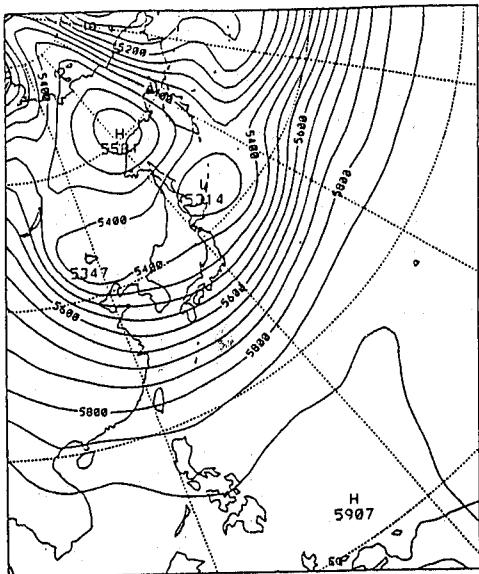
圖三：上：經CWB初始化後500mb之高度場。下：
上圖之預報場。

圖四：上：經CWB初始化後850mb之溫度場。下：
上圖之預報場。



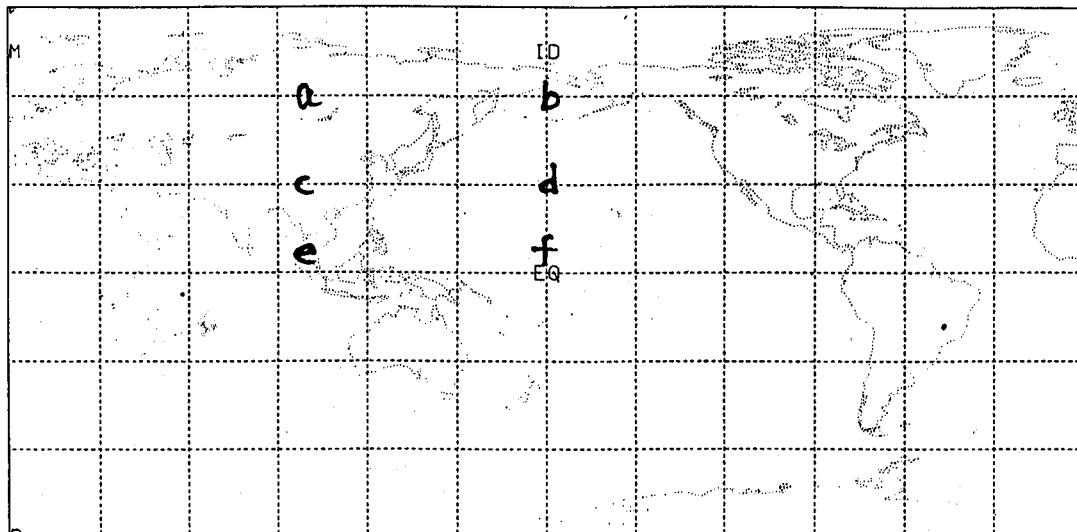
圖五：上：經NNMI後取2個垂直模之500mb高度場。下：上圖之預報場。

圖六：上：經NNMI後取2個垂直模之850mb溫度場。下：上圖之預報場。

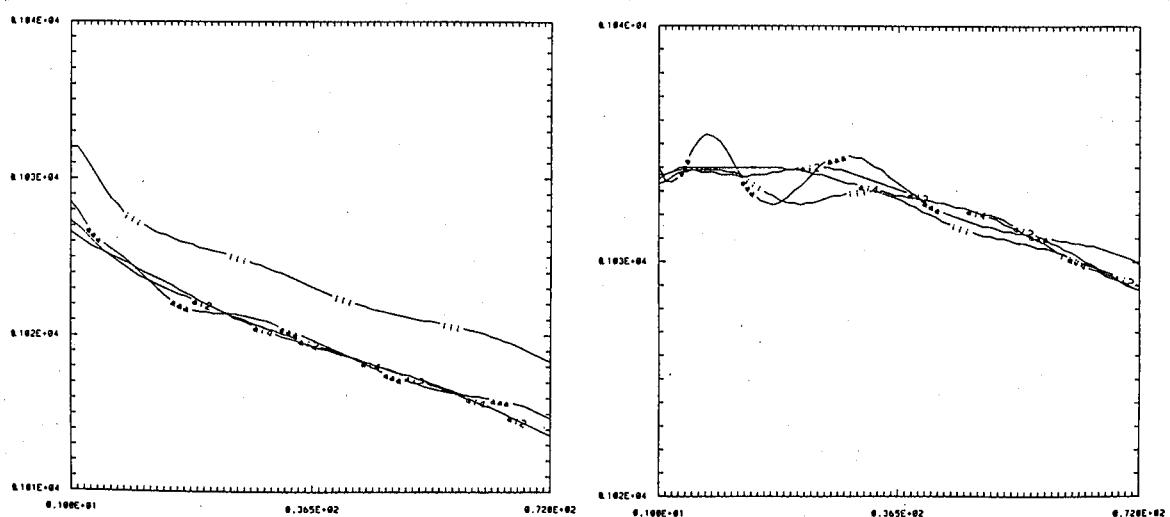


圖七：上：經NNMI後取4個垂直模之500mb高度場。下：上圖之預報場。

圖八：上：經NNMI後取4個垂直模之850mb溫度場。下：上圖之預報場。

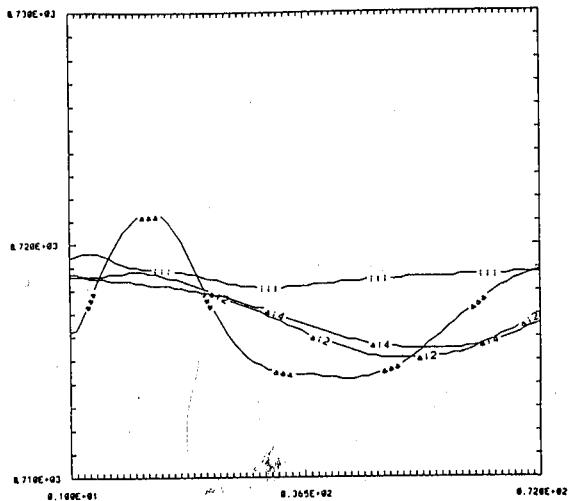


圖九：地面氣壓比對之位置。

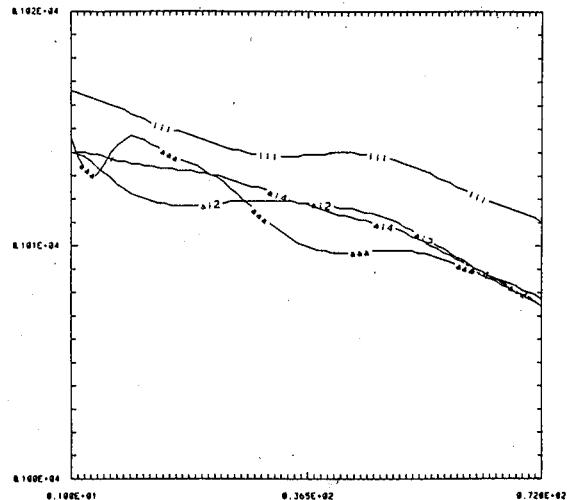


圖十：點A (101° E, 60° N) 之地面氣壓變化，
縱座標為氣壓值，橫座標為時間，單位間
隔為20分鐘。

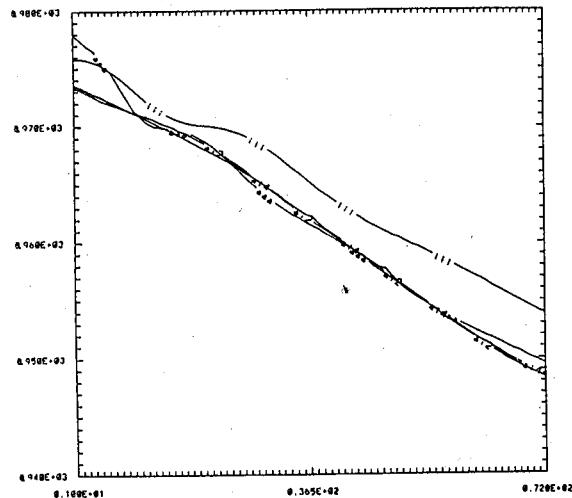
圖十一：同圖十，但為點b (180° E, 60° N)。



圖十二：同圖十，但為點c (101° E, 30° N)。



圖十三：同圖十，但為點d (180° E, 30° N)。

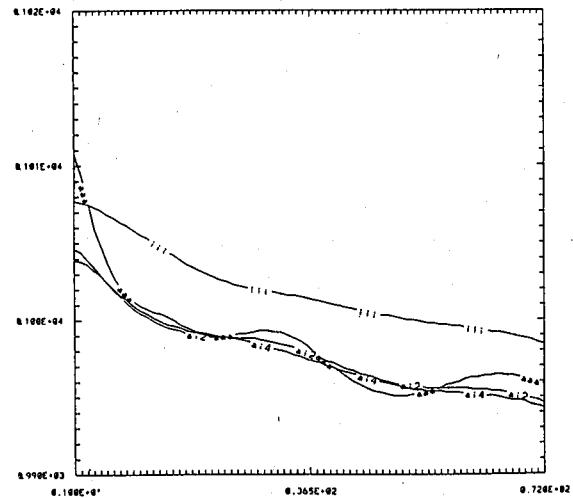


圖十四：同圖十，但為點e (101° E, 5° N)。

時步為36)後，預報值就已趨向一致。CASE I在預報的24小時內數值明顯偏高，而且振盪較大並未有明顯的收斂現象。

對於(180° E, 60° N)之b點而言，由圖十一可見其變化，初始地面氣壓差距不大，但CASE A預報振盪明顯且激烈，並沒有漸漸趨向平衡值的趨勢，而CASE I之預報，亦有振盪之現象，而經NNMI後之預報則舒緩地趨向平衡值。

對於(101° E, 30° N)之c點而言，從圖十二可見，此點位於青康藏高原上，初始氣壓因內



圖十五：同圖十，但為點f (180° E, 5° N)。

挿之關係而有明顯之差距，而預報過程均有明顯之振盪，CASE A振盪最大，CASE I振盪最小。

對於(180° E, 30° N)之d點，由圖十三可見除了CASE I之初始地面氣壓外均相差不多，預報則以CASE A振盪最大，CASE AI2振盪之振幅亦比CASE AI4大許多，約在預報18小時後趨向平衡值，而CASE I無論是初始氣壓或是預報過程數值均明顯偏高。

對於(101° E, 5° N)之e點而言，由圖十四可見其變化，初始地面氣壓有明顯之差距，

CASE A於預報初期即急速收斂到NNMI的預報值，爾後成舒緩之振盪，NNMI的預報振盪極小，而CASE I雖然預報振盪不大，但數值則明顯偏高。

對於(0° E, 5° N)之f點而言，則由圖十五可見其變化，初始地面氣壓差距最大，預報之結果和a點之情況極為類似，CASE A之預報值快速向NNMI之值逼近，爾後振盪舒緩，NNMI的預報振盪較小，而CASE I不僅振盪較大，且數值亦較高。

由以上之分析可得以下之結論：

- 1.CWB之分析資料經其初始化法初始化後在850mb之溫度場和分析資料比對即有偏冷之現象，而經24小時後之預報發現其值之偏差程度更大，尤其在華南、及台灣上空，而500mb之高度場變化並不大。
- 2.經過NNMI後之資料無論垂直模取2個或4個均和CWB之分析資料無明顯差別，24小時後之預報亦極相類似。
- 3.在24小時預報期間地面氣壓之變化，一般分析資料之預報會有較大的振盪，經NNMI之資料較小，而且垂直模取4個比2個的振盪更小。經由CWB初始化後的預報地面氣壓之振盪均介於分析資料和NNMI之間，但其數值除(101° E, 6° N)之點外均有偏高之現象。
- 4.預報值的收斂，除了(101° E, 30° N)之點外，NNMI的預報和分析資料的預報值均有收斂到共同數值之趨勢，而經CWB初始化後的預報表現均在高數值振盪，雖亦有收斂之現象，但收斂的值和其它三個預報均有差距。
- 5.就(101° E, 30° N)的預報而言，NNMI預報時地面氣壓之振盪明顯比CWB初始化後之預報明顯，此乃因在NNMI的處理過程，對局部的影響有集中化之趨勢，此點位於青康藏高原上，地面氣壓因內挿而得，所以在預報調適過程中產生了較大的振盪。

參考資料：

Bear,F.,1977: Adjustment of initial conditions required to suppress gravity oscillations in non-lin-

ear flow. Beitr. Phys. Atmos., 50, 350-366.

Bourke, W., and J.L. McGregor, 1983: A non-linear vertical mode initialization scheme for a limited area prediction model, Mon. Wea. Rev., 111, 2285-2297.

Briere, S., 1982: Nonlinear normal mode initialization of a limited area model, Mon. Wea. Rev., 110, 1749-1771.

Browning, G., A. Kasahara, and H. O. Kreiss, 1980: Initialization of primitive equations by the bounded derivative method. J. Atmos. Sci., 37, 1424-1436.

Dickinson, R. E., and D.L. Williamson, 1972: Free oscillation of a discrete starified fluid with application to numerical weather prediction. J. Atmos. Sci., 29, 623-640.

Eliasen, E., B. Machenhauer, and E. Rasmussen, 1970: On a numerical method for integration of the hydro-dynamical equations with a spectral representation of the horizontal field, Rept. No. 2, Institut for Teoretisk Meteorologi, Kobenhavns Universitetm Denmark, 35pp.

Errico, R. M., 1986: Initialization of the PSU/NCAR Mesoscale Model., NCAR Technical Note.

Errico, R.M., and P.J. Rasch, 1988: A comparison of various normal mode initialization scheme and the inclusion of diabatic processes. Tellus, 40A, 1-25.

Kasahara, A., 1982: Non-linear normal mode initialization and the bounded derivative method. Rev. Geophys. Space Phys., 20, 385-397.

Kreiss, H.O., 1978: Problems with different time scales. In "Recent Advances in Numerical Analysis", edited by C. de Boor and G.H.Golub, Academic Press, New York, pp. 95-106.

Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity

- oscillations in a shallow water model, with applications to normal mode initialization. *Beit. Phys. Atmos.*, 50, 253-271.
- Orszag, S.A., 1970: Transform method for the calculation of vector-coupled sums: Application to the spectral form of the vorticity equation. *J. Atmos. Sci.*, 27, 890-895.
- Sela, J.G., 1980: Spectral modeling at the National Meteorological Center. *Mon. Wea. Rev.* 108, 1279-1292.
- Williamsón, D.L., 1976: Normal mode initialization procedure applied to forecasts with the global shallow water equations. *Mon. Wea. Rev.* 104, 195-206.

A STUDY OF THE INFLUENCE OF THE CWB GLOBAL FORECAST SYSTEM BY USING NNMI

Wen-shung Kau and Ting-huai Chang

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

Primitive equation models admit the existence of gravity waves. These high frequency oscillations could create the computational instability and then wreck the predictive atmosphere fields. Therefore, the initialization process is essential for P.E. model. One of primitive purposes of the initialization procedure is to adjust the initial fields in order to remove those oscillations. As to the development of the initialization methods, the balance equation of classical quasi-geostrophic theory has generally been applied. Recently, the normal mode method of more strict, complete and efficient scheme has become very popular. It has been widely used in the initialization procedure of operational numerical weather prediction. In this report we will concentrate on the difference between the predictions after 24 hours from two different kinds of data sets. One is the CWB initialization data, the other is the CWB analysis data after applying nonlinear normal mode initialization (NNMI) schemes as developed by Machenhauer(1979). In association with NNMI schemes, we use a high resolution global spectral model with Rhomboidal 42 and 12 vertical layers. Using the former data set, the temperature of 850mb was colder than the other, especially above the south part of China and the Taiwan area. Using the later data set, we got very accurate prediction. The number of vertical mode does not influence much. Generally, the surface pressure of NNMI data set in the prediction time is closed to the balance value with time and 4 modes in vertical is better than 2.

The variation of analysis data set is larger than the other. The value of the initialization data set in the prediction time is larger than all data sets; the variation is between in the analysis data set and NNMI data set.

Keywords : Nonlinear normal mode intialization (NNMI) , vertical mode, global spectral model,P.E. equations.

中央氣象局與歐洲中心（ECMWF）產品之比較： 1992—1993年冬季熱帶分析風場

盧 孟 明

中央氣象局

摘要

中央氣象局每日接收歐洲中期天氣預報中心（ECMWF）的200hpa和850hpa熱帶（ 30° S- 30° N）風場資料，並此資料自1992年12月起歸檔儲存。我們比較了在1992年12月1日至1993年3月30日這段期間ECMWF與中央氣象局分析的熱帶風場間之差異。將資料分為時間平均和擾動量之後，我們發現在平均量方面兩組資料的850hpa風場有較明顯的差異。其中最重要的是氣象局資料顯示於新幾內亞島北方有一明顯的氣流輻合區，ECMWF的資料則顯示主要輻合區在澳洲以東近換日線的海面上，並在200hpa風場可以看到相對應的輻散區。在擾動量方面，兩組資料於數值大小上明顯的不同，並由氣象局資料所求得的值要比由ECMWF資料所得者為大。除了數值大小的差異以外，兩組資料對於熱帶地區大尺度波動於時空變化上的描述差別並不大。我們的結果顯示氣象局的200hpa熱帶風場資料所具代表性與ECMWF資料相似。在850hpa風場方面，我們認為氣象局資料可以用於了解熱帶地區大尺度波動的一般性質。至於在探討波動的區域特性時，也許要以其他分析或觀測資料加以核對後方可做結論。

關鍵詞：數值天氣預報產品，全球分析資料

一、前 言

(ECMWF : European Center for Medium-Range Forecasts) 的分析資料之差異。

中央氣象局利用全球模式分析全球性觀測資料已有三餘年歷史。此全球資料不僅可提供給模式作為預報初值，更是表明我們當前大氣狀態之重要的資訊。因此在天氣預報及天氣現象之分析與了解上，這一套資料有其極珍貴的價值。然而，就作者所知，目前使用過這些資料的人並不多，對此資料做系統性評估的文獻也不多見。為彌補此一缺憾，作者在本篇研究報告中嘗試較有系統的比較中央氣象局之全球分析資料與歐洲中心

嚴格地說，評估分析資料之好壞，應以直接觀測到的資料為依據，而這是項費時費力的工作。目前中央氣象局正積極發展第二代數值模式，新模式可望於1993年下半旬開始運作。此時此刻不容也不宜投入大量精力直接校驗第一代模式的分析資料；待第二代模式穩定運作時，此工作絕對不能避免。在第二代模式尚未穩定運作之前，以ECMWF的分析資料為指標來衡量中央氣象局分析資料之良弊，不失為一亡羊補牢之計。ECMWF的分析資料被廣泛接受為一套品質最好的分析資

料，並被應用於多種研究工作中。現在中央氣象局每日接受一次ECMWF的部分分析資料，我們就是利用這些資料進行這項校驗工作。

二、資料

中央氣象局全球預報系統中所接收及使用的全球觀測資料，其資料種類和處理過程在 Liou et.al (1989) 及曾文雯 (1992) 兩文中均有詳細的描述。另外，陳雯美 (1993) 對於全球觀測資料的陸地、船舶及探空觀測的數量和分布情況，也整理得非常詳盡。由陳雯美報告中，我們發現在熱帶地區資料最為缺乏的為東太平洋、西太平洋及印度洋上空。在南半球的部分，澳洲及西太平洋上仍有相當可觀的探空及飛機資料。有關預報系統所用的衛星資料，目前還沒有報告發表。於上述資料較缺乏的洋面上，據陳雯美指出，在風場方面常有衛星資料可以彌補。

除了觀測資料以外，中央氣象局每日還接收 ECMWF 分析的熱帶 (30° S – 30° N) 850hpa 及 200hpa 風場資料，及北半球 (20° N 以北) 的 500hpa 高度場及 850hpa 溫度場資料。ECMWF 資料每日一比 (12Z) 並分布於 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 的網格點上，而中央氣象局的相對應資料是分布於 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的網格點上。我們所取的時段為 1992 年 12 月 1 日至 1993 年 3 月 30 日。其中各組資料分別有四天缺資料。中央氣象局缺資料的日期為：12 月 7 日，12 月 8 日，3 月 7 日，3 月 10 日；ECMWF 則為 12 月 22 日，1 月 12 日，2 月 1 日及 3 月 11 日。

三、資料分析步驟及方法

在本研究報告中，我們循序漸進地比較了兩組資料的平均及擾動場。我們將風場 (u, v) 依下列公式分為平均量和擾動量：

$$\begin{aligned} u &= \bar{u} + v' \\ v &= \bar{v} + v' \end{aligned} \quad (1)$$

其中 “ $\bar{}$ ” 符號代表四個月 (120 天) 平均值而 “ $'$ ” 符號代表瞬變 (transient) 量，即原始資料與時間平均值之差量。對於時間平均量我們可以直接相互比較，對於瞬變量我們採用了以下的幾

種方式去比較：

(一) 比較不同緯度資料所畫出經向和時間向變化圖 (Hovmöller Diagram)，

(二) 比較下列各量的緯向平均值，

$$PKEu = 1/2 u'^2$$

$$PEKv = 1/2 v'^2$$

$$PKE = 1/2(u'^2 + v'^2)$$

(三) 比較 PKEu, PEKv 及 PKE 的 Hovmöller Diagram

(此結果在本文中不討論)

(四) 比較時空波譜分析的結果。

在時空波譜分析方面我們採用的方法完全是依據 Hayashi 於 1971 年所發表的方法，此方法可以很容易地將擾動特性在頻率和波數的座標上表示出來，並可以顯示出擾動向西或是向東移動的特性。有關此方法的計算步驟，在 Hayashi (1971) 中文有詳細的說明。

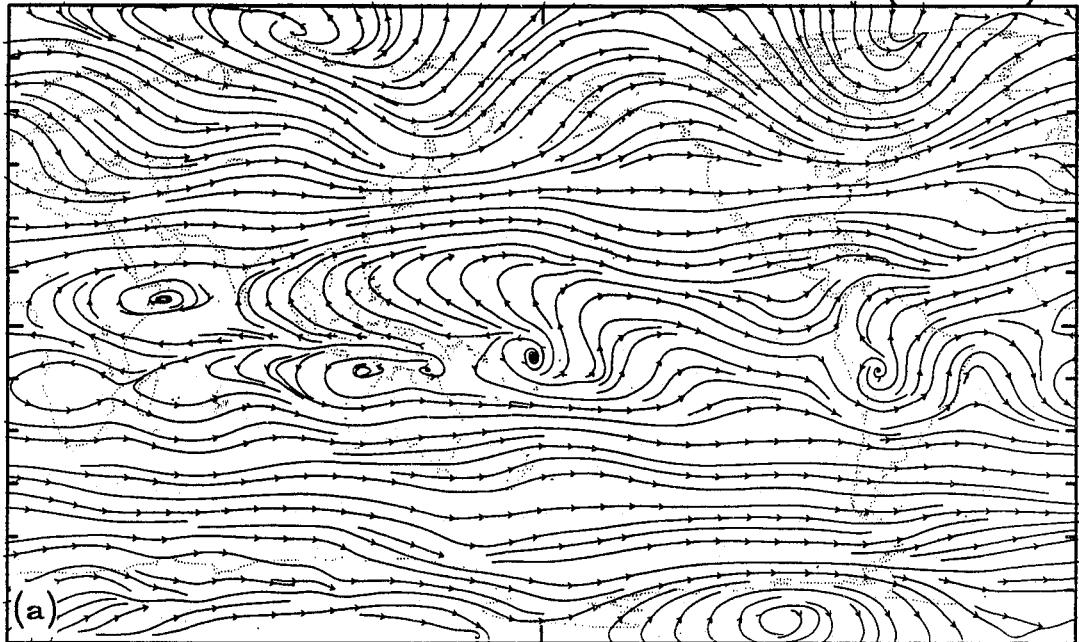
四、結果

(一) 平均場

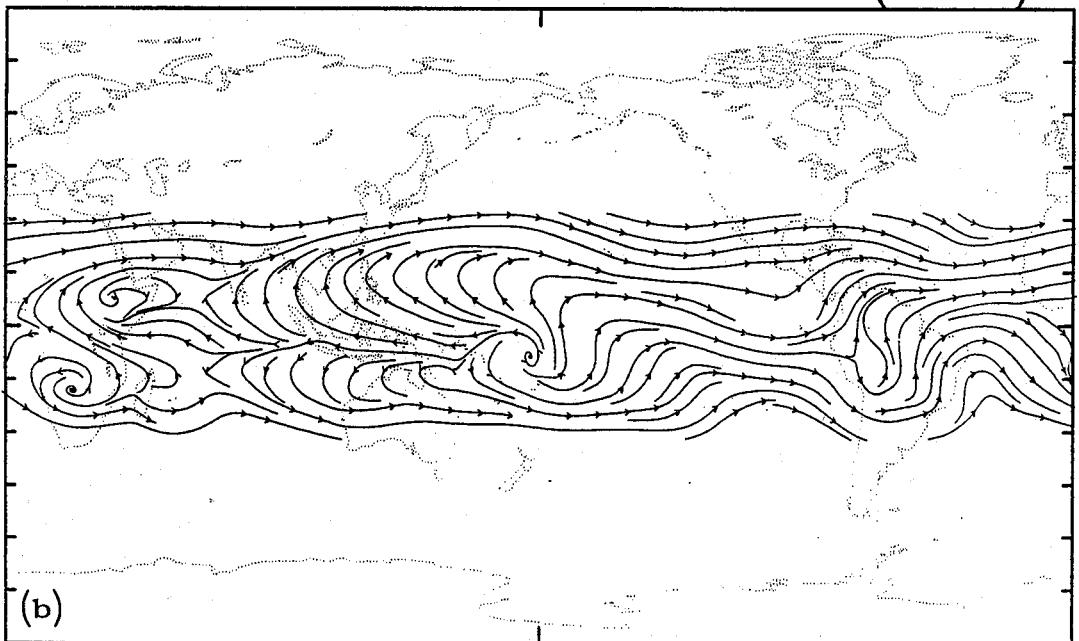
圖一(a), (b) 分別為以氣象局和 ECMWF 200hpa 風場資料所畫出的流線場。在熱帶地區二圖極為相似。由於兩組資料解析度不同，根本上會有一些差異。而在相似處方面，我們發現於西太平洋 (180° E, 10° S) 上兩圖中都有一非常清楚的輻散中心。此外，在南美洲 (70° W, 150° S)，非洲的東西岸及澳洲北端部分也有清楚的輻散中心。於不同處方面，大致說來，二圖的差異在東半球 (非洲南部及澳洲北部) 要比西半球為大。

850hpa 的流線場示於圖二(a) 和 (b)。與 200hpa 的流線場相比，兩組資料在 850hpa 流線場上差異比較大。例如在非洲南部，ECMWF 資料清楚顯示出一幅合區，而這幅合現象在氣象局資料中完全沒有顯出。另外，在西太平洋沿岸部分，兩組資料也有顯著的差異。氣象局資料顯示在新幾內亞島北部有一清楚的輻合中心，而 ECMWF 資料顯示在南太平洋靠近換日線處有一清楚的氣旋式 (順時針方向) 環流。此二環流中心的差異造成了兩組資料在南太平洋換日線以西部有極大的差別。由於這個區域是冬季對流系統比較活躍的區域，

200hPa CWB Streamlines Win(DJFM)



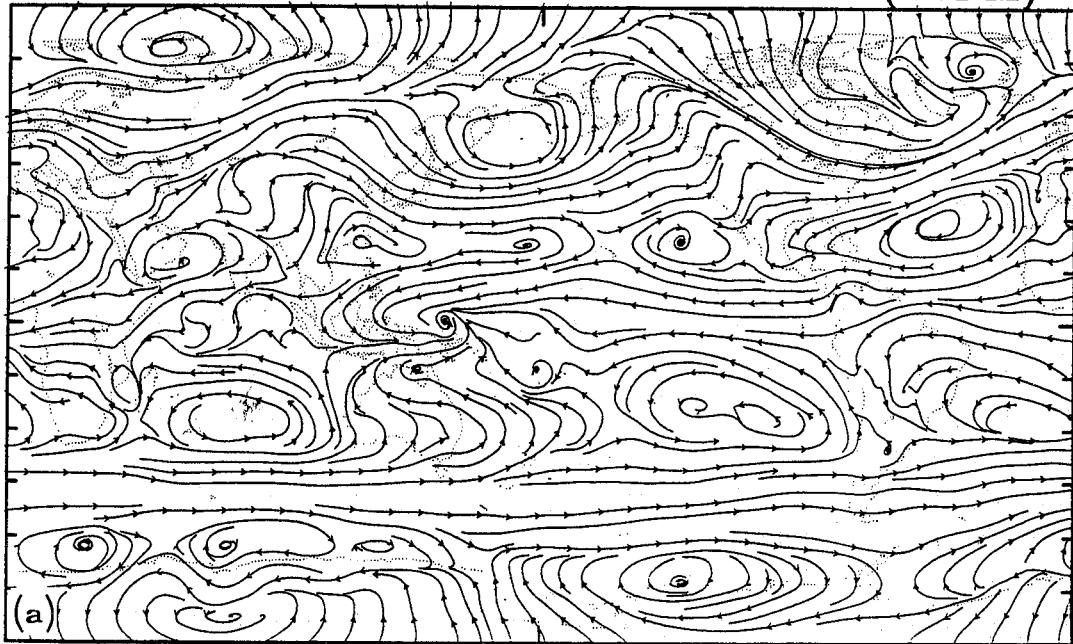
200hPa EC Streamlines Win(DJFM)



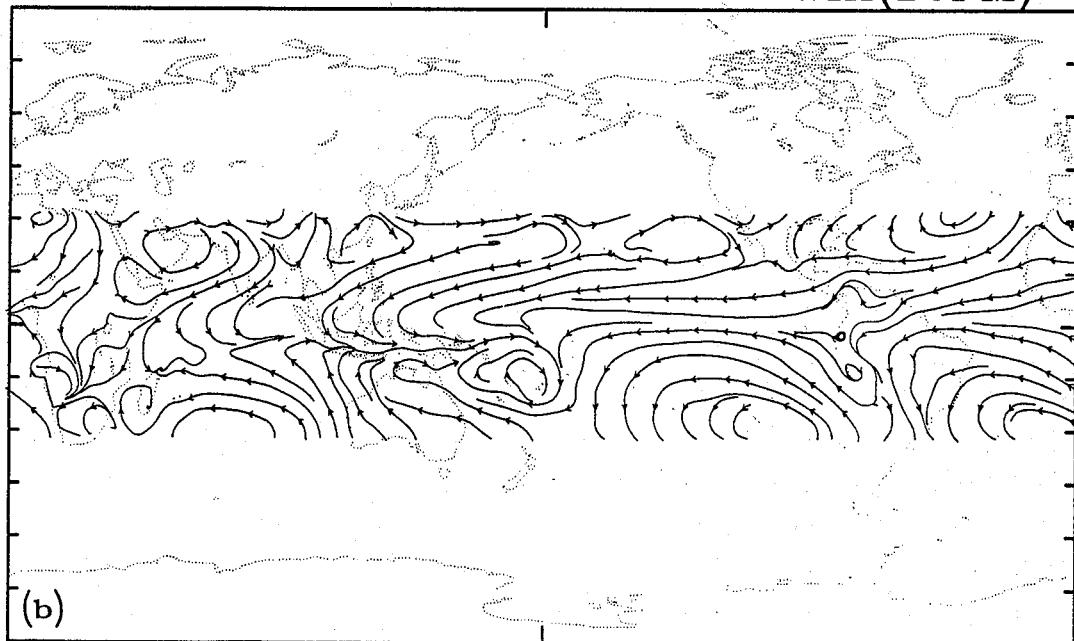
圖一 200hpa平均（1992年12月至1993年3月）流線場。

(a)中央氣象局資料，(b)ECMWF資料。

850hPa CWB Streamlines Win(DJFM)



850hPa EC Streamlines Win(DJFM)



圖二 如圖一，但為850hpa流線場。

，因而這種差異對預報結果可能會有不能忽視的影響。

(二)擾動部分

1.Hovmoller圖

比較兩組資料在風場擾動部分的差異最直接的方式之一即為比較Hovmoller圖。圖三(a)與(b)中所見的200hpa赤道上 u' 是經過5天滑動平均以後的結果，這兩圖極為相似。以值的大小而言，氣象局資料所得的瞬變量稍大於ECMWF的資料所得。圖四(a)與(b)和圖三(a)與(b)型式相同，但是變數為於850hpa赤道上的 u' 。比較圖四(a)與(b)，我們發現二者除了因解析度不同而造成的一些差異外，最明顯的差別在中南美(75° W附近)。ECMWF資料顯示在 90° W與 75° W之間有一持續性的正值區，而氣象局資料顯示此正值區不但非持續存在的，並且在這個區域有非常清楚的規律性振盪。據ECMWF的Bernard Strauss指出ECMWF資料顯示的持續性正值區乃由資料是為外挿風場所導致。在ECMWF的T213模式中，於赤道上有三處地形高度超過1800m(850hpa)，這三處分別是 29° E(1960m)， 37° E(290m)及 78° W(3820m)。因而在這三處的850hpa風場，是由上一層風場外挿求得。

2.擾動動能

(1)緯向平均量

圖五(a)和(b)為赤道上緯向平均200hpaPKE之時間序列圖。圖中顯示由氣象局資料算出的PKE隨時間的變化比由ECMWF資料算出的結果要大。圖五(a)中我們大致可定出十一個極大值點分別在日期為12月2日，12月23日，1月3日，1月16日，2月3日，2月23日，3月2日，3月10日，3月14日，3月18日及3月28日；與圖三(b)相比，除了3月14日以外，其餘在圖五(a)中出現的極值在圖五(b)中均可找到相對應之極值。另一方面利用兩組資料所導出赤道上緯向平均850hpa的PKE則顯著不同(圖六(a)與(b))。氣象局的結果擾動較為顯著，並與ECMWF資料的所得結果沒有明顯的相關性。但如果我們比較在 25° N緯向平均的PKE，兩組資料結果的差異就沒有那麼大。圖七(a)與(b)分別

為由氣象局和ECMWF200hpa風場資料所得的結果，PKE的變化仍以氣象局的結果為大，但兩組資料顯示出的變化趨勢大致是相同的。由850hpa風場所得結果示於圖八(a)與(b)；圖八(b)的ECMWF結果顯示在一，二，三月明顯地有低頻振盪，極高值出現於1月8日，2月3日及3月12日附近。在圖八(a)中我們也可以看到類似的變化。

(2)平均圖

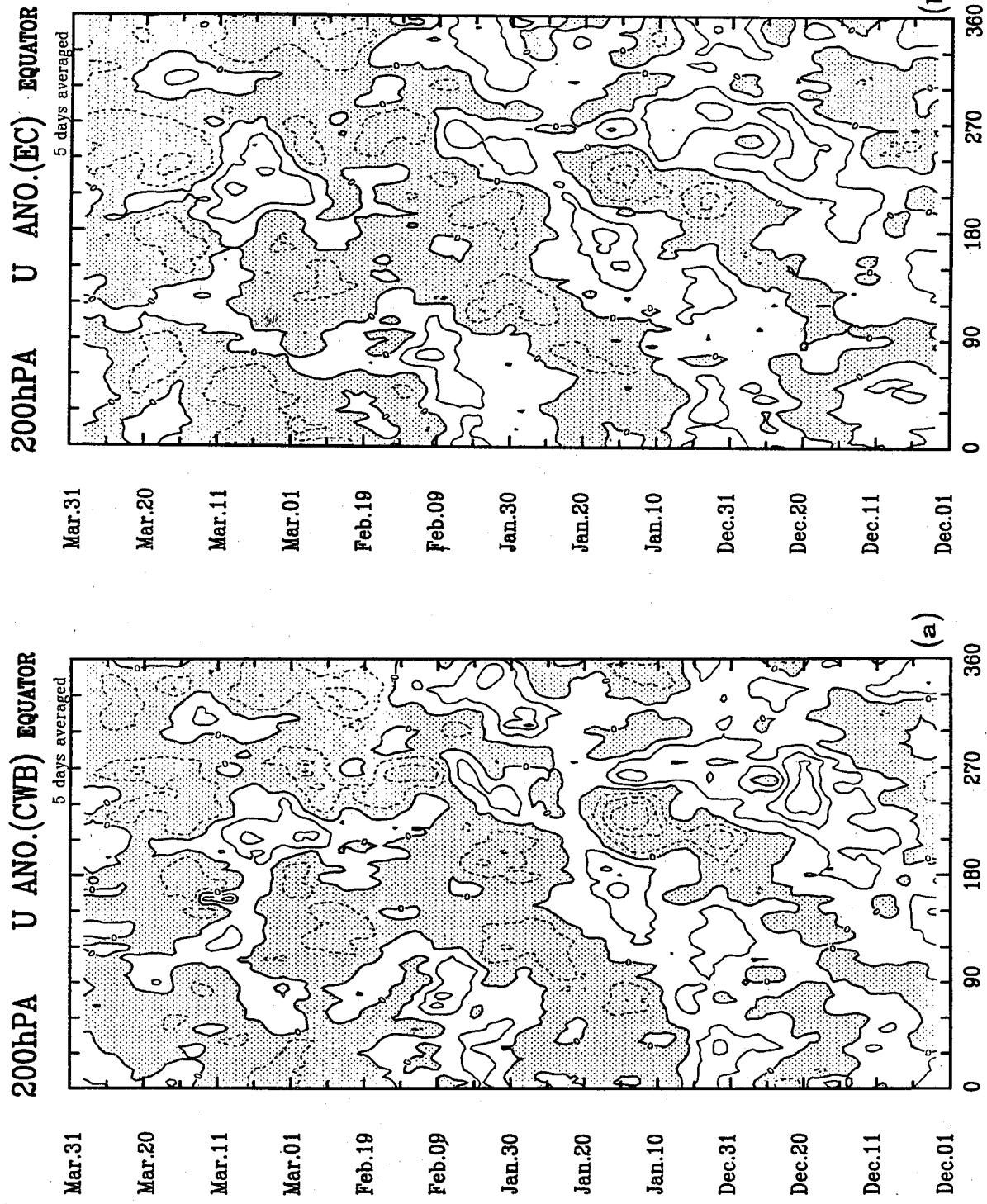
我們接下來比較200hpaPKE的四個月平均圖，藉以得知兩組風場資料擾動部分在空間上的分布是否一致。比較圖九(a)與(b)，我們發現除了數值的大小差異以外，兩組資料所得結果極為相似。PKE的高值區偏在東太平洋，而低值區則偏於西太平洋群島和印度洋區域。在南美大陸上有一極低值，並在它兩側(祕魯兩岸外海及南大西洋與巴西東岸外海)有偏高的PKE值出現，由兩組資料所得的850hpa的四個月平均PKE(圖十(a)與(b))主要的差別仍是在數值的大小。圖十(a)和(b)均顯示在赤道附近地區於澳洲北方，澳洲與印尼群島之間，有一明顯的極大值，另外在南太平洋近換日線處(15° S, 180° E)，南美洲中部及非洲西岸外海處均有極大值出現。以台灣緯度(25° N)而言，極大值分布於太平洋及西大西洋上。

(3)時空波譜分析

利用Hayashi(1971)時空波譜分析分析法，我們可以迅速地取得兩組資料在擾動部分異同之主要訊息。由於在200hpa風場擾動部分以長波為主，因而在本文中我們僅討論由兩組資料的200hpa風場的東西分量算出波數為1至3波動的結果。至於這個季節中的熱帶波動特性我們將於別文中詳細討論。

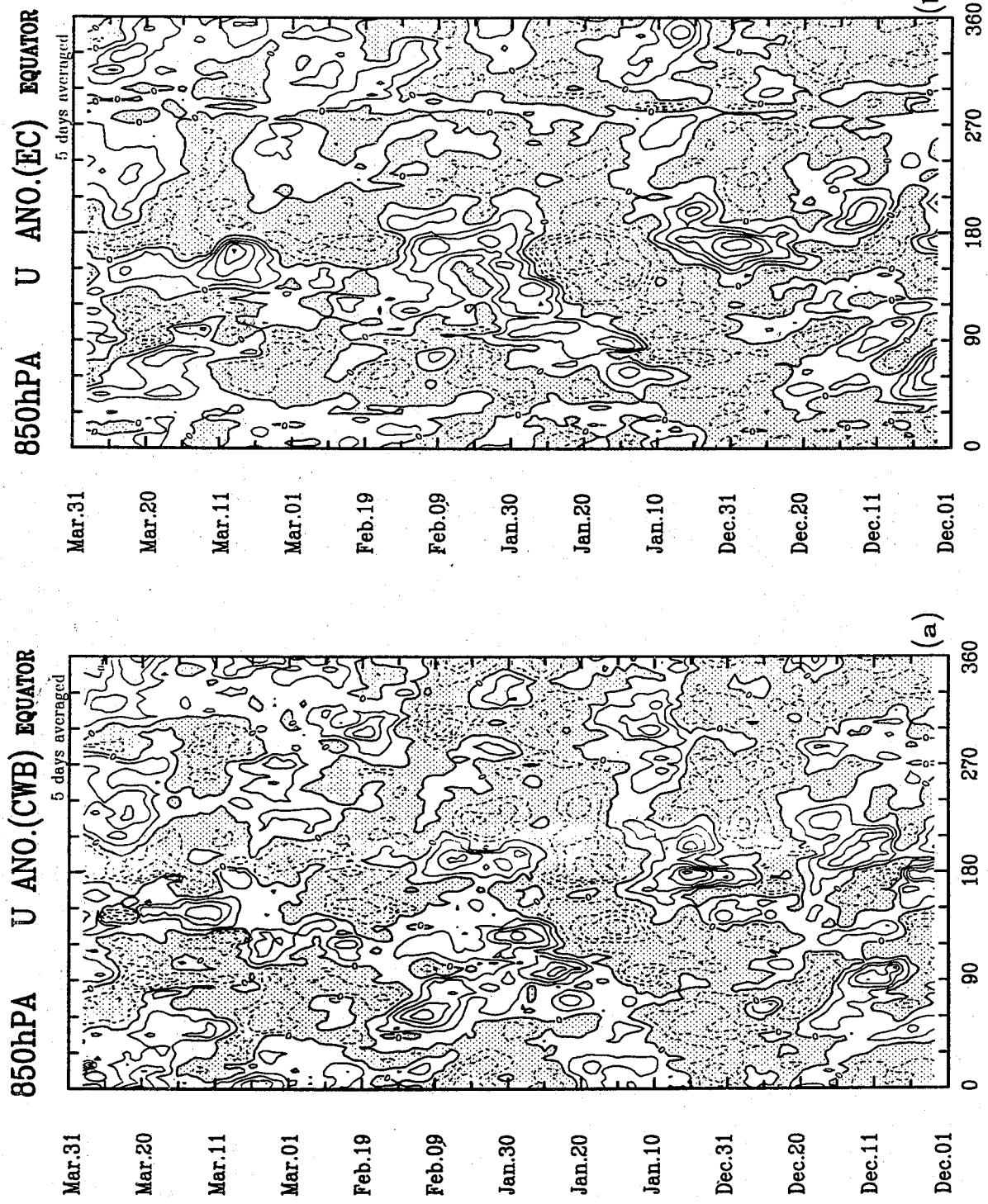
圖十一(a)及(b)為波數1， u 分量的波譜密度(power spectral density)在緯度及頻率座標上的分布圖，波譜密度大值主要集中於低頻(週期長於24天)部分，並(a)，(b)兩圖非常相似。主要的不同點有下列三點：

第一點，從氣象局資料所得的波譜密度值在北半球及赤道附近比從歐洲中心所得者為大。

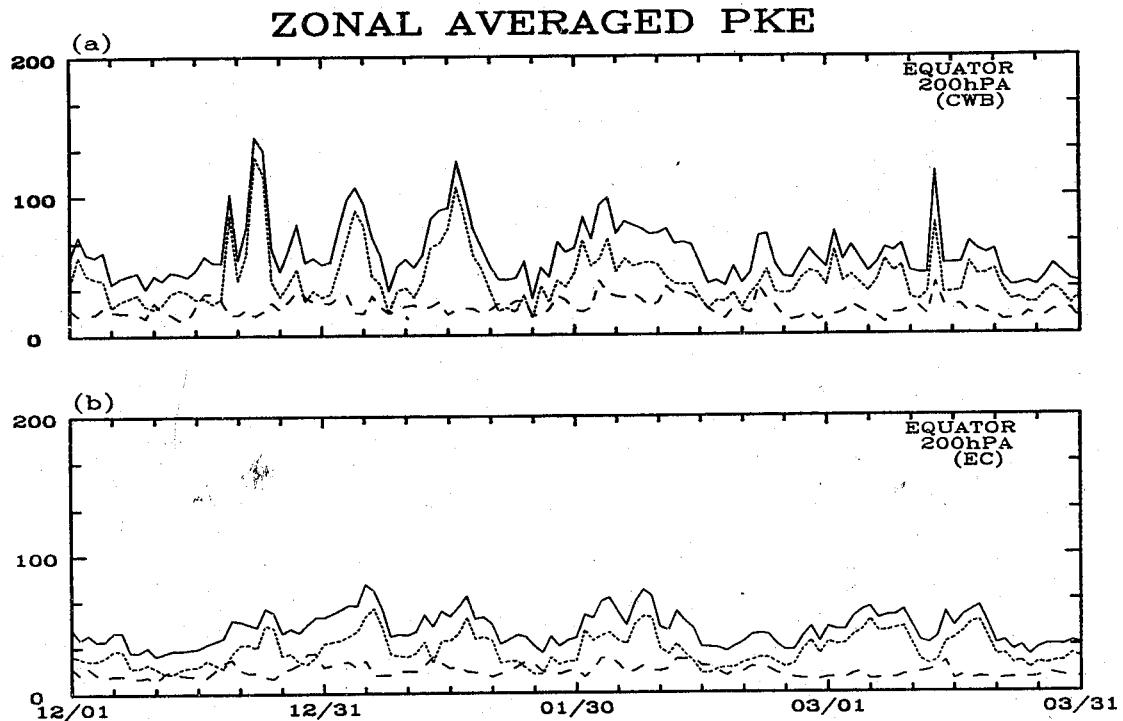


(a) 中央氣象局資料，(b) ECMWF資料。圖中等值線之間隔為 8ms^{-1} 。

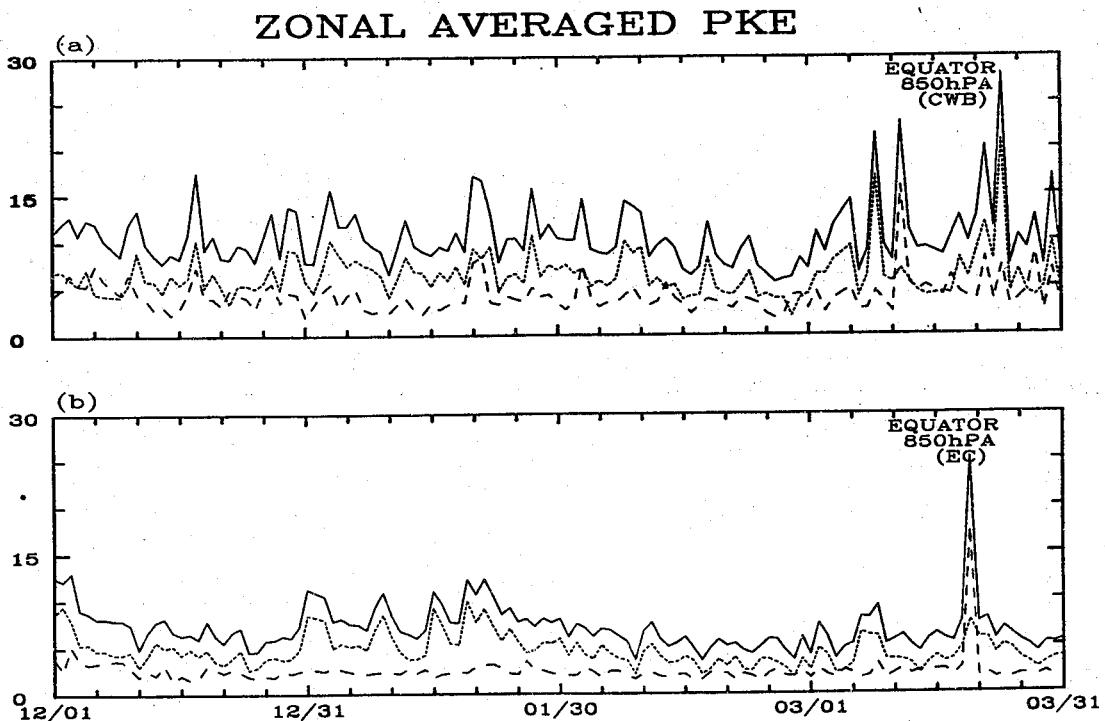
圖三 200hPa赤道上u'在經度與時間座標上的等值圖 (Hovmöller圖)。



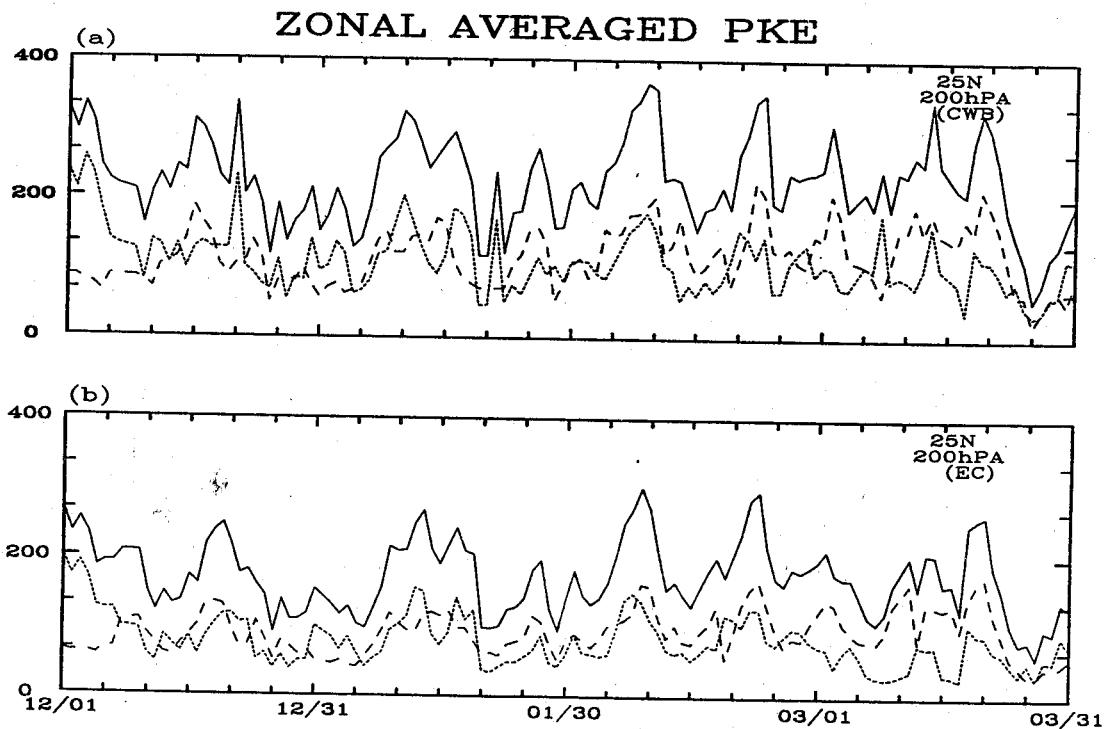
圖四 如圖三，但為850hpa的u'。等值線之間隔為 2ms^{-1} 。



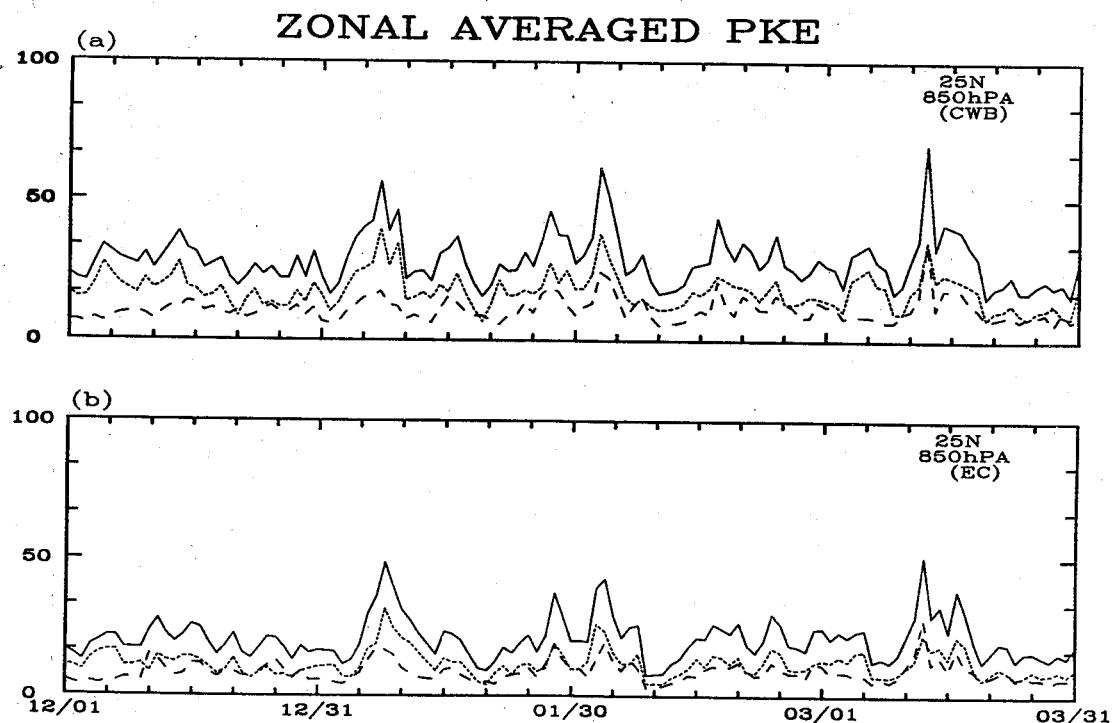
圖五 200hpa赤道上緯向平均PKE隨時間的變化。圖中橫軸為時間，縱軸為PKE大小，單位為 ms^{-1} 。實線代表總PKE，虛線代表u分量部分的PKE（即PKEu），點線代表v分量部分的PKE。（a）中央氣象局資料，（b）ECMWF資料。



圖六 如圖五，但為850hpa。

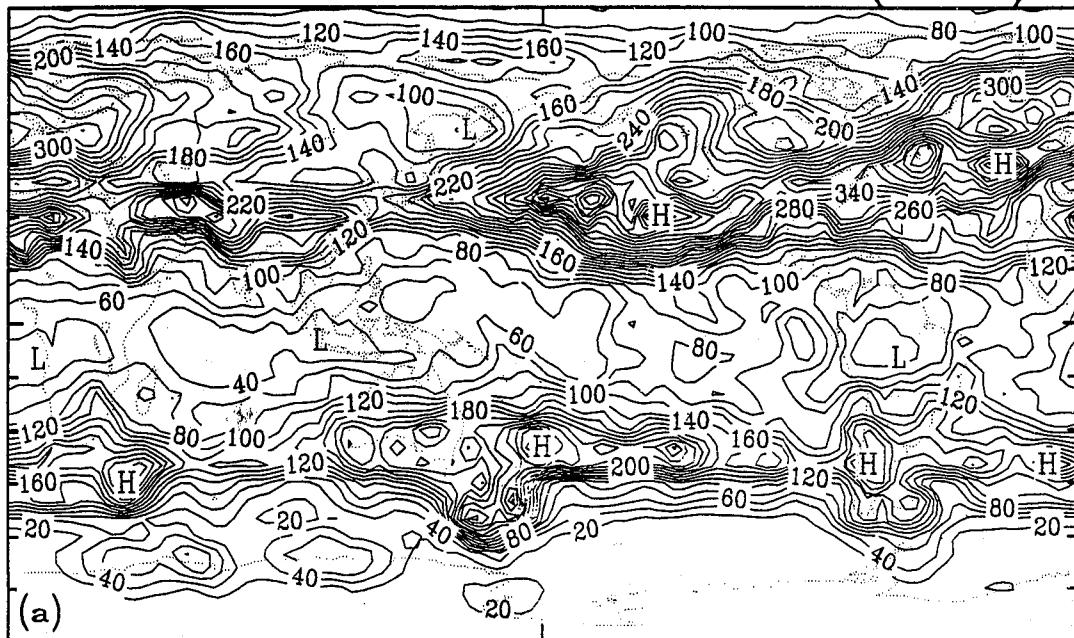


圖七 如圖五，但為 25° N上的緯向平均值。



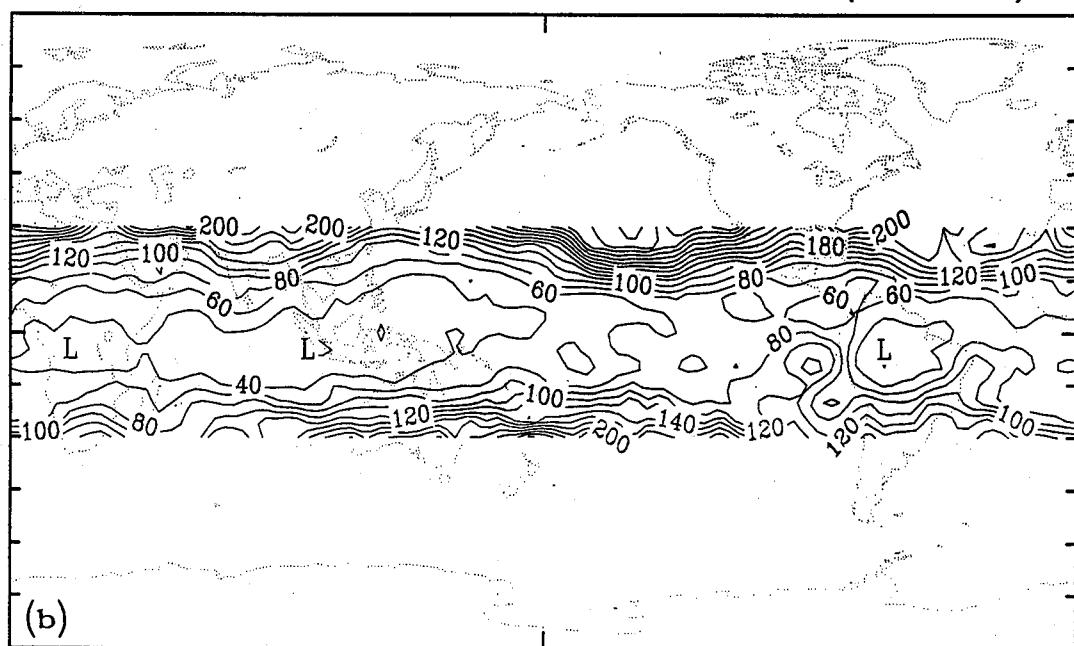
圖八 如圖七，但為850hpa。

200hPa Purterbation K.E. Win(DJFM)



(a)

200hPa Purterbation K.E. Win(92-93)



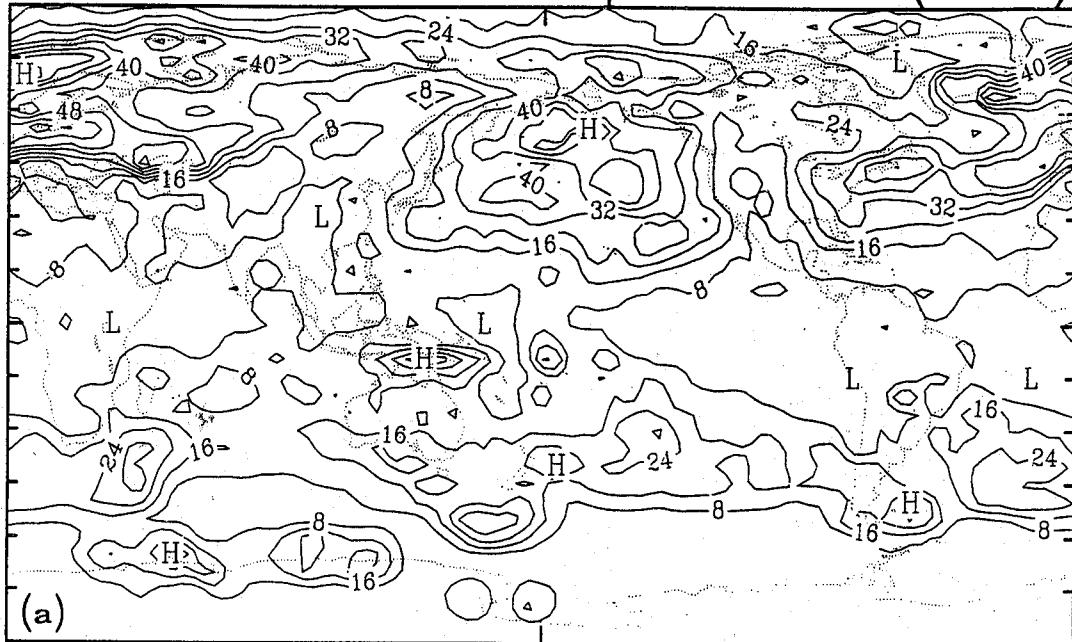
(b)

圖九 1992年12月至1993年3月平均200hpa PKE。

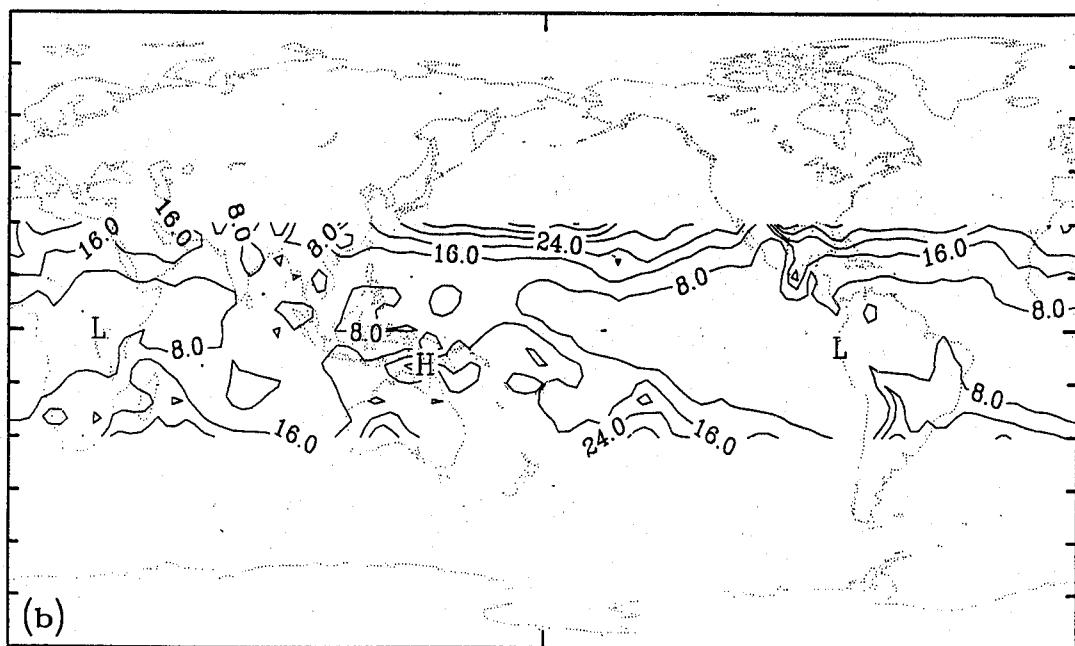
(a)中央氣象局資料，(b)ECMWF資料。

圖中等值線的間隔為20ms °。

850hPa PKE U-Component Win(DJFM)

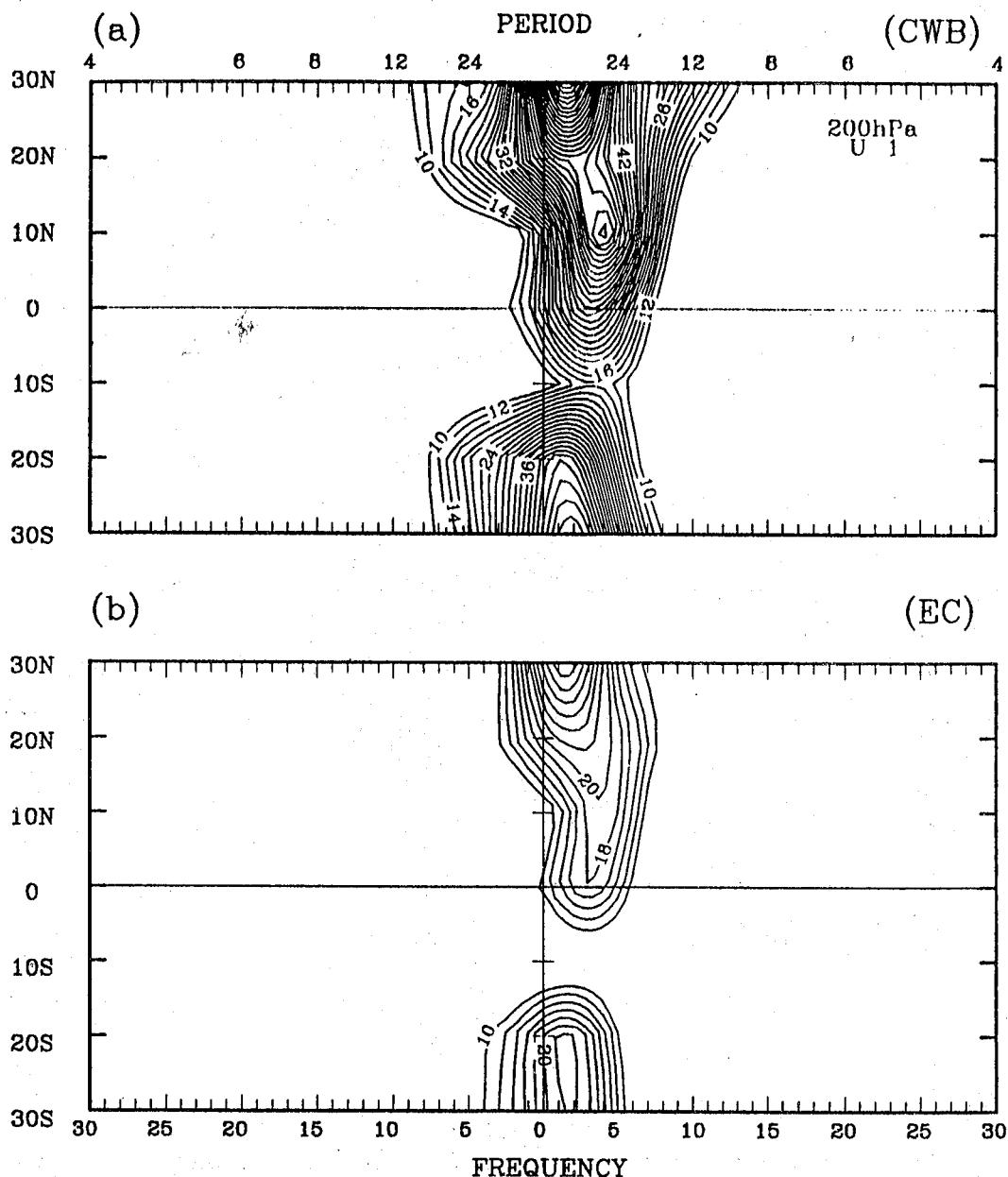


850hPa Purterbation K.E. Win(92-93)



圖十. 如圖九，但為850hpa。

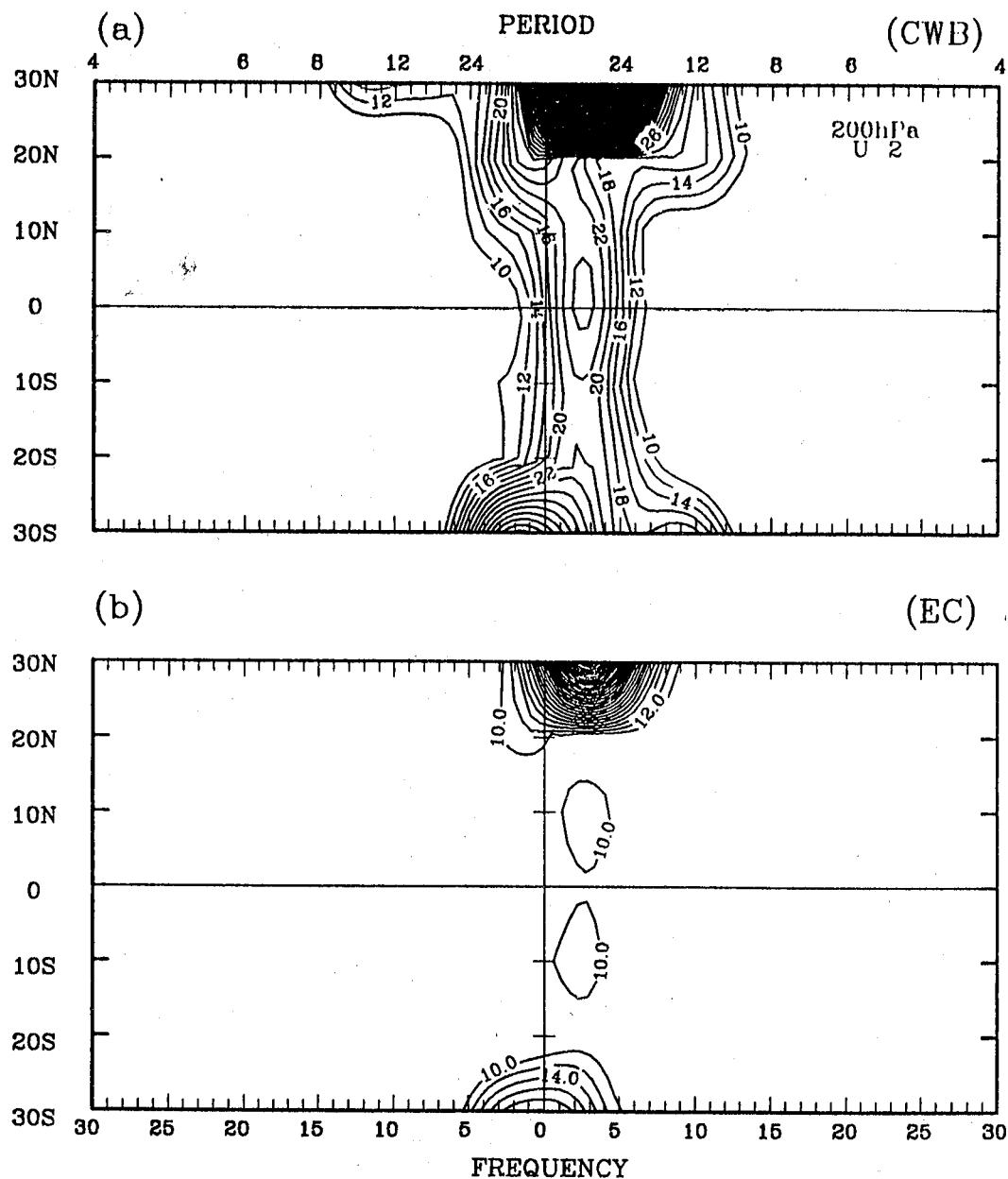
POWER SPECTRAL DENSITY



圖十一 緯向波數1之200hpa風場東西向分量(u)的波譜密度圖。(a)中央氣象局資料，(b) ECMWF資料。圖中等值線單位(a)為 $2 \times 10\text{ms}^{-1}$ (b)為 10ms^{-1} 。等值線之間隔為兩個單位。

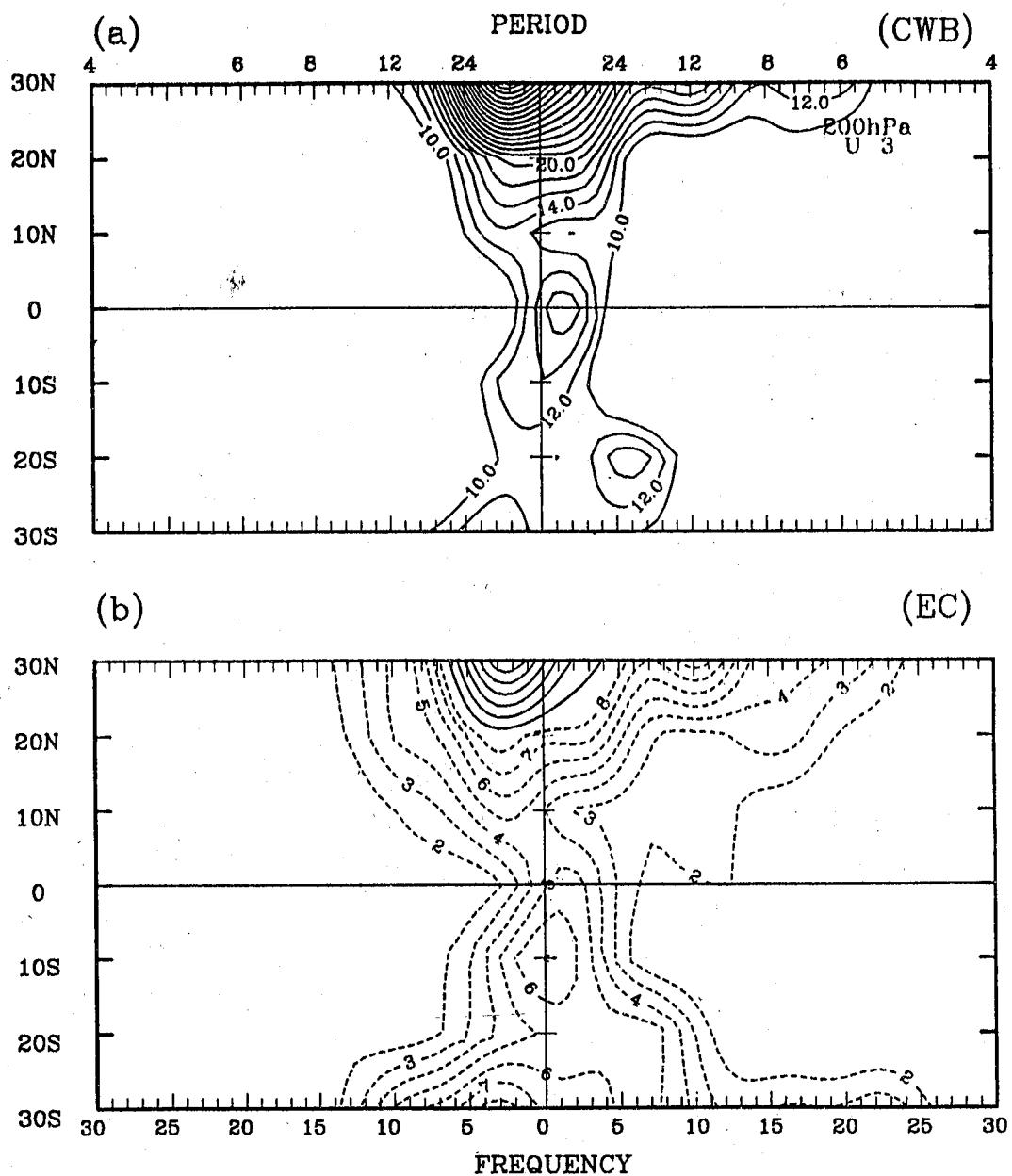
圖中橫座標為頻率（單位： $1/120\text{day}^{-1}$ ）或週期（單位： day ）。在頻率為0之軸的右半圖為向東的波動，而左半圖為向西行進的波動。

POWER SPECTRAL DENSITY



圖十二 如圖十一，但波數為2。

POWER SPECTRAL DENSITY



圖十三 如圖十一，但波數為3，(b)中虛線部分表示等值線小於10大於等於2，並且間隔為1。單位與圖十一同。

第二點，圖十一(a)顯示在 10° N，週期30天處有獨立的極大值，但圖十一(b)中沒有；

第三點，圖十一(b)中顯示在 20° S，週期120天處有一獨立極大值。但圖十一(a)中沒有。

圖十二(a)及(b)為波數2，u分量的波譜密度圖。兩圖中最顯著的現象為在 30° N，週期60天處有一極大值。從氣象局資料所求得的極值比從歐洲中心資料所得者要大許多。此外，兩圖中最明顯的差異處仍在熱帶地區與南半球。圖十二(b)中顯示在 10° N及 10° S處有一週期為60天的極值，而在圖十二(a)中沒有。

圖十三(a)及(b)為波數3，u分量的波譜密度，其中在圖十三(b)數值大於等於2且小於10者以虛線畫出以便比較。兩圖於北半球大致相似，於赤道與南半球差異較為明顯。圖十三(a)中在赤道上，週期120天處有一極大值；另外在 20° S，週期為20天處也有一極值，這些極大值均沒有出現於圖十三(b)中。圖十三(b)中在 10° S有一相對應於滯波(stationary wave)的極值，在圖十三(a)中沒有。

五、結論與討論

本文中我們比較了1992年12月1日至1993年3月31日ECMWF和氣象局所分析的熱帶風場。將風場分為時間平均量和相對於平均場的擾動量之後，我們發現在200hpa兩組資料的平均場非常接近，但在850hpa兩組資料在西太平洋近赤道的海洋地區(maritime area)有相當明顯的差異。由ECMWF資料所求得高層輻散中心(10° S, 180° E)位於低層輻合中心的正上方，而氣象局資料求得的高層輻散中心(位置與ECMWF結果一致)在低層輻合中心的東方。

在風場的擾動量方面，由氣象局資料所得的

擾動能量顯著地大於由ECMWF資料所得結果。Hovmoller圖和波譜分析結果均顯示，兩組資料對移動性波動的描述在北半球非常類似，而在南半球的差別較大，這可能部分歸因於氣象局用到較少南半球觀測資料。由波譜分析的結果顯示，對於一些主要的超長波，氣象局資料所求得的擾動動能比ECMWF所得結果要大兩倍以上，造成這種差異的原因仍需要進一步研究之。

利用氣象局第一代數值模式分析資料而作的研究還不多見，原因之一也許是對這一套資料的可信度有所懷疑。根據以上的分析，作者認為對於研究大氣大尺度現象而言，這套資料的代表性與ECMWF資料相似。同仁們不妨儘量利用這套寶貴的資料，也許還會發現新的疑點供給氣象局數值預報小組修正資料分析方法之用。

參考文獻

- 陳雯美，1993：CWB地面與探空資料現況及數值預報成效的客觀評估。中央氣象局數值預報小組技術報告第82003號，46頁。
- 曾文雯，1992：中央氣象局自動氣象資料處理系統之現況研究。氣象學報，38卷，119-133頁。
- Hayashi, Y., 1971 : A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time cross-spectral analyses. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 125-128.
- Liou, C-S, C-T Terng, W-s Kau, T.E. Rosmond, C-S Chen, J-H Chen and C-Y Tsay, 1989 : Global forecast system at Central Weather Bureau, Papers in Met.Res. 12, 205-228.

THE COMPARISON OF THE CWB AND ECMWF PRODUCTS : 1992-1993 WINTER TROPICAL WIND ANALYSIS

Mong-ming Lu
Central Weather Bureau

ABSTRACT

The Central Weather Bureau (CWB) receives wind data at 200 hPa and 850 hPa., in the tropical region (30°S – 30°N), broadcasted by ECMWF on a daily basis. Since the December of 1992, we have systematically archived the data. The data from December 1, 1992 to March 30, 1993 have been compared with the same type of data but analyzed by the global analysis and forecast system of the CWB. We separate the data into the time mean and perturbation components. The time mean components computed from both data sets, respectively, are very similar for the 200 hPa wind data. For the 850 hPa wind data, there are some noticeable differences. In particular, the CWB data clearly show a convergence center of air flow around the north of New Guinea, while the ECMWF data show a major convergence center at the east of Australia near the date line. In the later data set, we find a divergence center, at the 200 hPa, almost exactly over the convergence center at the 850 hPa. The perturbation components computed from two data sets are quite different in their magnitudes, though they are similar in how they vary with space and time. The perturbation component computed from the CWB data is much larger than its ECMWF counterpart. Our results suggest that the CWB 200 hPa wind data can be used interchangeably with the ECMWF data for studying the dynamics of tropical large scale disturbances. However, particular caution is demanded when one uses the CWB 850 hPa wind data. If one is interested in studying localized phenomena, we feel that it is necessary to double check the results with the ECMWF data before making conclusions.

Key words : NWP product, GCM analysis data

星座盤之改良設計

邱國光

羅麗容

中央氣象局天文站

三玉國小教師

摘要

本設計綜合各種星座（圖……）盤，考量其優缺點，研製適合教學、初學者及進階者可共用之星座盤，並以載有等高度圈、方位角線的透明膠片，覆蓋在地平圈上，其內盤分為兩面，一面星點較多，為進階者用。一面星點較少，並配合20多個星座圖形，以增進記憶及趣味化，另外將著名星座上的亮星給予穿孔，使其具透光性，形成星點狀，此面為教學者或初學者用。再於星座盤封面設計一組「星體測高器」，以便使用者可立刻測量出星體高度，確認其所觀察的星體，使設計的「抽換式星座轉盤」能成為實用的天文教具。

關鍵詞：星座盤，等高度圈，方位角線，星體測高器。

一、前言

我國在高中、國中、小學的地球科學或自然科學的課程中，分別有介紹太空、天文的科目或單元，其中在國中之地球科學的下冊，於「有秩序的宇宙」第一節裏，以及國小之自然科第十冊第二單元中，有認識星星的課程。這些課程，在教與學上都碰到很大的困擾，原因在於，天上的星星在晚上才能清楚的看見，白天上課時，老師無法以實景講解，只能口頭說明，學生也只能用想像的方式學習。因此為了方便星象的教學，教師和學生，就得用平面式的教具——「星座盤」來輔助。筆者從事天文推廣工作已逾十載，今年榮聘擔任81學年度台北市國小自然科輔導團之團員，每週定期至台北市各校擔任輔導天文及氣象的工作，深深體會到大部份老師對天文星象的教學，倍感吃力，雖採用了目前已有的星座盤做補充教材，但反應都認為目前的星座盤的設計都是同一個式樣，使得使用上都有一些共同的盲點存在。另外筆者在實際教導時也有同樣的感覺，經

長期教學及推廣經驗的累積，以及自己所具備的天文常識，想試圖創作設計一個較新穎實用的星座轉盤，於今年初，經萬興國小前教務主任徐喜美老師提供新的設計方向，及與三玉國小羅麗容老師共同研究設計及試驗，創作出適合教學、初學、進階者使用之「星座轉盤」。

二、研究方法

- 1.研究分析現有的各種星座盤教具，（丁等七人之星座盤），進行比對其優缺點及使用上的盲點。
- 2.依據美國海軍天文台出版之星表(U.S GPO,1993)，挑選出適合星座轉盤所用的，其亮度4等星以內的星星及其座標以及星光顏色，共計約633顆(Astronomic Almarac 1993)。
- 3.依球面三角公式（丁有存，1992），用個人電腦精算出（行政院，LOTUS 1,2,3,1992）北緯25度所見之地平方位圈及等高度圈和等方位線，以便製作出星空觀察視窗及覆蓋於星座轉盤的星空觀察視窗上的透明膠片，俾能正確觀察並估算出恆星在天空中的地平座標位置。

4. 改變星座轉盤的旋轉固定點；月份日期觀察視窗，以方便操作及提高教學效果。
 5. 內盤雙面設計，一面星點較多，為進階者用、一面星點少，並配合星座圖形，為初學者教學者用。
 6. 於星座轉盤的底部設計星體測高器，便於實際測量天空中星體的高度（仰角）。

三、研究過程

(一) 資料整理分析

1. 分析比對現有之星座盤教具。

俗話說：「工欲善其事、必先利其器」在天文星象教學中所使用的教具，就是星座盤；全世界各國都有，其發源於何國已不可考，各國形式大同小異，筆者就手邊已收集的國內的星座盤七種，做一比較。（如表一）其使用上的盲點分析如下：

- ①無初學、進階或教學之分，星點有的多，有的少，學習效果不彰。
 - ②北極星有些被鉚釘固定，無法看見，誤導學習者認為北極星不會移動。
 - ③日期以雙日為單位，無箭頭指示，無從對應時間。
 - ④月份日期觀察視窗，有的不連續，會有遮蔽現象，無法對應到時間。
 - ⑤星座圖形以線條描繪，形成雜亂現象影響視覺。
 - ⑥有等高線的，其線條以虛點表示，易和星點混淆一起，不易觀察。
 - ⑦橢圓形的星空觀察視窗，大小不一，不知何種正確。
 - ⑧星光顏色未能表現出來，使學習者誤以為星星的顏色都一樣。
 - ⑨沒有星體測高器，使用者無法立即測出星星的高度。

2. 依據美國海軍天文台所出版之星表 (U.S.GPO,

1993），其中所載1993.5年的星亮總表，將適合星座轉盤所用之4等星以內的星名、所在位置、型態……等相關數據整理出來（節錄部份如表二）

(二) 數據計算

1. 計算北緯25度「所見地平方位圈」

依球面天文學中的球面三角學原理知有下列公式

$$\sin \delta = \sin h \sin \phi - \cos h \cos \phi \cos A \dots \dots (1)$$

$$\cos \delta \cos t = \cos \phi \sin h + \sin \phi \cos h \cos A \quad \dots (2)$$

(丁有存, 講義, 1992)

其中 δ ：赤緯， t ：赤經（赤道座標）

h ：高度角， A ：方位角（地平座標）

ϕ ：緯度（地理座標）

以地理緯度25度，地平高度角0度代入上式(1)、(2)、(3)式，經個人電腦，應用LOTUS1-2-3套裝軟體（行政院，LOIUS 1,2,3 1992），編寫出計算程式，依次精算出每間隔5度的赤經和赤緯數值。（如表三）

2. 計算不同高度、不同方位角所在的赤經、赤緯數值。

以緯度25度高度角依次以10度、20度、30度……至80度、85度，依次用電腦精算出各高度上，間隔每5度之方位角所在的赤經、赤緯之數值，茲節錄高度30度的方位角所在之赤經、赤緯數值。（如表四）

(三)研究設計

1. 設計構想及特徵

本研究所設計之天文教具一星座轉盤，主要構造分①封面②封底③內盤（可轉動部份）④等方位角線及等高度圈透明片⑤星體測高器。

①封面：為求看到內盤，在封面上必須要有
星空和月份、日期的「觀察視窗」，其中
星空觀察視窗則依據表三中的數值，把各
點做連線，即可成為一個橢圓形的視窗，

也就是地平風景線；另外月份日期的觀察視窗，為求能和時刻連續對應，設計成一個半圓形的槽狀視窗。並在視窗內緣，刻劃有時刻，由傍晚5時至清晨7時，於6、9、12、及凌晨3、6時刻旁邊以時鐘圖形表示時刻。星座轉盤名稱及內盤星點圖例標於封面。在右、左兩下角，以文字說明此盤之簡易操作方法。

②封底：為了與封面所見的星空一樣，其星空觀察視窗與封面的位置、大小一致對應。並於右下方繪製一個0度至90度的 $\frac{1}{4}$ 圓的分角器，以備測高器用。其測高器之使用說明標於旁邊。

③內盤：兩面設計，甲面星點較少，有星座圖形（小學館の學習百科圖鑑，1980）及月份日期刻度，為初學者用。乙面星點、星名較多為進階者用。繪製時，以北緯25度基準，（Cambridge Willman-Bell 邱國光；1982, 1989, 1987）採方位等距極地投影法繪製經緯線。各星點位置依表二，依次標出，其星等的亮暗以星點大小表示，星光顏色依藍白（藍）、白、黃白、黃、橙、紅等6色標明（王惠明1990；張大衛1988）

類型及顏色	表面溫度(°C)	產生的譜線
O, B藍藍白	12000~40000	明、暗線及氫線
A 白	7700~11500	氫線
F 黃白	6100~ 7600	鈣線
G 黃	5000~ 6000	有些金屬線
K 橙	3700~ 4900	金屬線較強
M 紅	2600~ 3600	複雜光譜

重要的天文座標線一黃道、赤道及星雲、星團、星系也一併標出，其中月份日期的安排，依春分點為基準起算。另外支撑內盤的固定點在封面底及封面的右上角及左上角的反折處共三點支撑，使內盤居封面、封底中央，以便旋轉。

④等方位角線及等高度圈透明片：依據表三的數據資料，把各點以平滑線連接，可劃出以高度90度為中心的同心橢圓，此為等高度圈。再以16方位為基準，把各方位的高度點做連線，可繪出等方位角線，俟繪製完成再轉印成透明膠片上，即告完成。然後貼於封面的星空觀察視窗上。

⑤星體測高器：以直徑約0.8公分大小的圓管做為窺管，長度和封面底邊的寬度一樣。把圓管沿著封底的邊緣貼牢，即為實用的窺管。另外用細繩子，一端綁住小重物當重錘，一端固定於星座轉盤封底右下角的分角器頂端，利用重錘永遠垂直地平面的原理，配合窺管的傾斜，即可成為星體測高器。

2.繪製設計草圖：任何設計構想後，再經繪圖、完稿、美編、打樣直至設計成品須一段過程，其中設計者把設計草圖交由專業單位完成成品，如交由設計公司或製版廠等。本研究之草圖設計如下：

①封面：依據構想繪製如圖1。

②封底：依據構想繪製如圖2。

③內盤：依據構想繪製，其中須注意星點位置，乃先繪出赤經、赤緯之放射狀座標線（如圖3），把星星、星雲、星團、星系、黃道、赤道等相關之赤經、赤緯座標描繪完成後（如圖4）再把星座連線、星名、星座名等標於星點旁，並把放射狀座標線取消（如圖5）以美化星座轉盤內盤。其中內盤甲面為初學、教學者用；乙面為進階者用。

④等方位角線和等高度圈透明膠片：依據構想繪製（如圖8），其上標示高度刻度及北極點位置。

⑤星體測高器：依據構想把分角器繪製於封底（如圖2）其中細繩及重錘由實物中可

見。

3. 實物製作：

根據所繪製之草圖之圖1、圖2、圖6、圖7，影印後貼於厚紙板上，其中圖1，圖2，之底邊是相連的，依圖樣把觀察視窗切割出來，然後封面與封底對折，將內盤夾住後，把封面左上角和右上角反折，以固定內盤，並活貼在封底內側，使內盤不致移動，但可轉動（如圖9）。然後將內盤甲面的少部份亮星，如北斗七星、牛郎星、織女星、天津四、天蝎座、獵戶座、仙后座等用小針，刺穿成小洞，使光能透過，形成小星點狀，如同迷你星象儀放射星點一樣，增加學習效果，最後把透明片貼於封底的觀察視窗上，並把線及重錘固定於分角器頂端，窺管貼於封底的底邊（如圖10）即可完成樣品實物。

四、操作說明

天空中的星體，為立體空間，以星座轉盤表示其立體的位置，已把立體轉為二維平面，失真率自然產生，本研究所採用的方位等距極地投影法，是要求各星點對極點的距離比例不變，但是其東西寬度，離極點愈遠則會變寬，影響其形狀，此乃使用各種教具所應注意的。

使用本星座轉盤的方法步驟如下：

- (1)首先旋轉內盤，在封面上的月份日期觀察窗中，找出所要觀察的月份及日期。
- (2)將日期前的小箭頭對準要觀察的時刻，從下午五時至上午七時的時段中，任您去對應之。
- (3)對應好時刻後，在星空觀察視窗中所見的星空，就是當時的星空。
- (4)再判定您所朝的方位，一般以北方或南方為準，如果朝北方，就把星空觀察視窗邊緣地平風景上所標示的北方靠近胸口，再把星空轉盤豎起，這樣就可對應出您所朝北方天空的星空。同理，只要您朝何方看，就把地平風景上所標示的方位靠近胸口，豎起星座轉盤就可以了。初學或教學者可

用內盤甲面，星點較少，容易進入星星世界。如果想多看點星星，把封面的左右兩角拉開把內盤翻面後，再黏回去即可。

- (5)星空視窗上有等方位角線及等高度線，指示出星星的方位及高度，使您了解那一顆星在那一個方位，距離地平線多高。
- (6)再用附在其上的星體測高器，依使用方法，可測量任何星星的實際高度。
- (7)如果拿著封面朝光源處看，可看見光透過小針孔成星點狀，如同迷你星象儀一樣，然後慢慢轉動內盤，就可感覺出星星漸漸的移動，對教學非常實用。

五、結論

本研究設計之雙面雙用星座盤，乃是一種新的概念，直到成品的誕生，必須經過美編製版到印刷，才可製成美觀實用的成品，如星光顏色、星座圖形、地平風景等以及星點的穿孔，都有待各方面的配合，筆者與羅麗容老師曾手製實物樣品，經學校學生試用，效果很好，其所得結論如下：

- 1.北極星顯而易見，使學習者了解其存在的重要性。
- 2.內盤甲面有透光小孔，形成有趣的星點，增加學習興趣，更能了解星星的移動情形，更能配合課本教學。
- 3.月份日期觀察視窗，和時刻對應有一貫性，易於操作。
- 4.星空視窗上有等方位線，等高度線之精細刻度線之透明膠片，容易觀察出星星所在天空位置。
- 5.內盤甲面星點少及配合星座圖形，適合初學入門及教學用。另一面星點多，適合進階者用，各取所需，達到學習認星效果。
- 6.中心點無固定的鉚釘，使用時不會快速轉動，較切合實際星空慢慢移動現象。
- 7.星空觀察視窗之橢圓率為0.23，為依球面天文學公式所算得。

表一、各種星座盤之比較分析

名稱 分析項目	旋轉星圖 丁氏	簡易星座盤 蔡氏	新星象盤 陳氏	旋轉星座盤 張氏	座標雙面星圖盤 黃氏	星月盤 陳氏	星座月相兩用盤 蔣氏
材質	厚紙板	厚紙板	厚紙板	厚紙板	塑膠板	厚紙板	厚紙板
星空觀察 窗(長軸 ／短軸)	13.2cm/ 9.3cm =1.41	12.7cm/ 9.2cm =1.38	10.9cm/ 8.3cm =1.31	11cm/ 8.3cm =1.30	11.5cm/ 8.4cm =1.37	11.1cm/ 8.4cm =1.32	9.8cm 7.4cm =1.32
旋轉 固定點	封閉且 封底托住式	上開 底盤托住式	中間鉤釘	中間鉤釘	中間鉤釘	中間鉤釘	中間鉤釘
星點顆數	300多	200多	500多	300多	400多	300多	200多
星座圖形	無	無	無	無	有(零亂)	有(零亂)	無
北極星	可見	可見	不可見	不可見	不可見	不可見	不可見
月份、日期、觀察	間隔分收式	間隔分收式	顯露式	間隔分散式	間隔分收式	顯露式	間隔分散式
星等亮暗 表示方法	大小	大小	大小	顏色大小	顏色大小	大小	大小
星光顏色	無	無	一些	無	無	無	無
方位角線 等高度圈 透明片	無	無	無	無	粗線粗刻度	無	無
簡易 六分儀	無	無	無	無	無	無	無

表二、星點的相關數據

號次	中名	西名	星座中名	赤經 h m	赤緯 ° '	視星等	光譜型	星光顏色	距離(光年)
1	壁宿二	21 α And	仙女	0 08	+29 03	2.06	B9P	藍白	80
2	王良一	11 β Cas	仙后	0 09	+59 07	2.27	F2	黃白	45
3		ε Phe		0 09	-45 47	3.38	K0	橙	
4	壁宿一	88 γ Peg	飛馬	0 13	+15 09	2.83	B2	藍白	500
5		8 ν Cet		0 19	-8 52	3.56	K1	橙	
6		δ Tuc		0 20	-64 55	4.23	F9	黃白	
7	火鳥六	α Phe	鳳凰	0 26	-42 20	2.39	K0	橙	70
630		19 K And		23 40	+44 18	4.14	B9	藍白	
631		18 λ Pse		23 42	+ 1 45	4.50	A7	白	
632		105 ω² Aqr		23 42	-14 35	4.49	B9.5	藍白	
633		28 ω Pse		23 59	+ 6 50	4.01	F3	黃白	

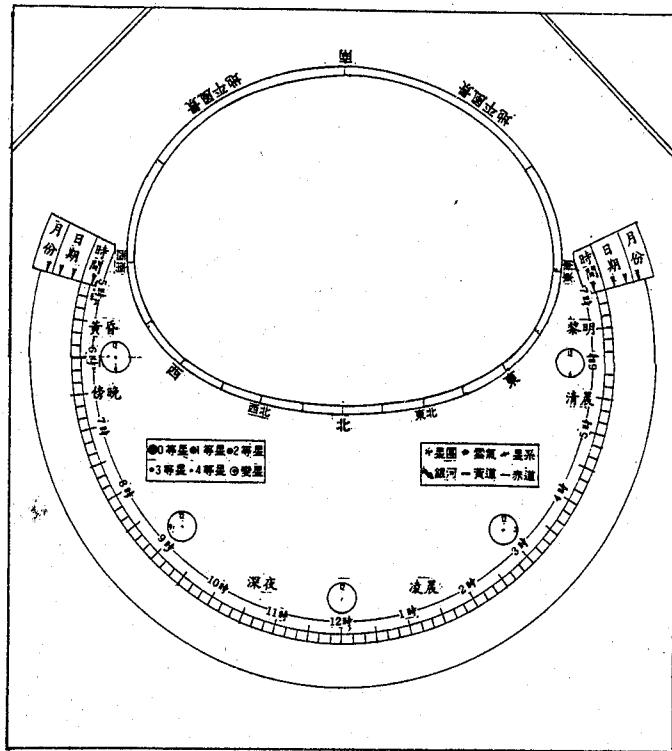
表三、地平方位圈之數據

單位(度)

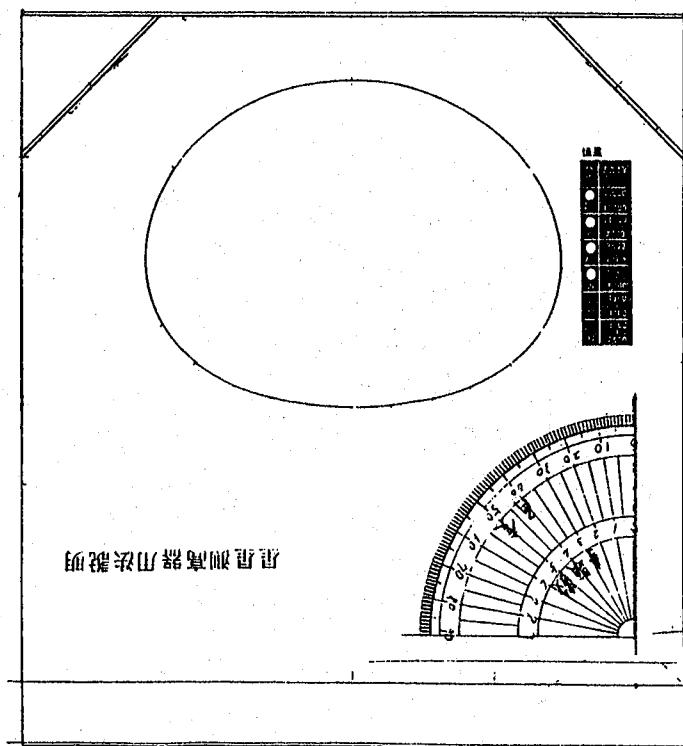
高度 (H) 0° (方 位 角 正 南 爲 0° , 正 東 90°)	方位角(A)	0	5	10	15	20	22.5	25	30	35	40	45
	赤 經(t)	0	11.7	22.75	32.4	40.7	44.4	47.8	53.8	58.9	63.3	67.1
	赤 緯(δ)	-65	-64.5	-63.2	-61.1	-58.4	-56.9	-55.2	-51.7	-47.9	-44.0	39.9
方位角正南爲0°，正東90°	方位角(A)	50	55	60	65	67.5	70	75	80	85	90	95
	赤 經(t)	70.5	73.5	76.3	78.9	80.1	81.3	83.5	85.7	87.9	90	92.1
	赤 緯(δ)	-35.6	-31.3	-26.9	-22.5	-20.3	-18.1	-13.6	-9.1	-4.5	0	4.5
方位角正南爲0°，正東90°	方位角(A)	100	105	110	112.5	115	120	125	130	135	140	145
	赤 經(t)	94.3	96.5	98.7	99.9	101.1	103.5	106.5	109.9	112.9	116.7	121.1
	赤 緯(δ)	9.1	13.6	18.1	20.3	22.5	26.9	31.3	35.6	39.9	44.0	47.9
方位角正南爲0°，正東90°	方位角(A)	150	155	157.5	160	165	170	175	180	185	190	195
	赤 經(t)	126.2	132.2	135.6	139.3	147.6	157.4	168.3	180	191.7	202.6	212.4
	赤 緯(δ)	51.7	55.2	56.9	58.4	61.1	63.2	64.5	65.0	64.5	63.2	61.1
方位角正南爲0°，正東90°	方位角(A)	200	202.5	205	210	215	220	225	230	235	240	245
	赤 經(t)	220.7	224.4	227.8	233.8	238.9	243.3	247.1	250.5	253.5	256.3	258.9
	赤 緯(δ)	58.4	56.9	55.2	51.7	47.9	44.0	39.9	35.6	31.3	26.9	22.5
方位角正南爲0°，正東90°	方位角(A)	247.5	250	255	260	265	270	275	280	285	290	292.5
	赤 經(t)	260.1	261.3	263.5	265.7	267.9	270.1	272.1	274.3	276.5	278.7	279.9
	赤 緯(δ)	20.3	18.1	13.6	9.1	4.5	0.0	-4.5	-9.1	-13.6	-18.1	-20.3
方位角正南爲0°，正東90°	方位角(A)	295	300	305	310	315	320	325	325	330	337.5	340
	赤 經(t)	281.1	283.7	286.5	289.5	292.9	296.7	301.1	306.2	312.2	315.6	319.3
	赤 緯(δ)	-22.5	-26.9	-31.3	-35.6	-39.9	-44.0	-47.9	-51.7	-55.2	-56.9	-58.4
方位角正南爲0°，正東90°	方位角(A)	345	350	355	360							
	赤 經(t)	327.6	337.4	348.3	360							
	赤 緯(δ)	-61.1	-63.2	-64.5	-65.0							

表四、高度30度方位圈之數據

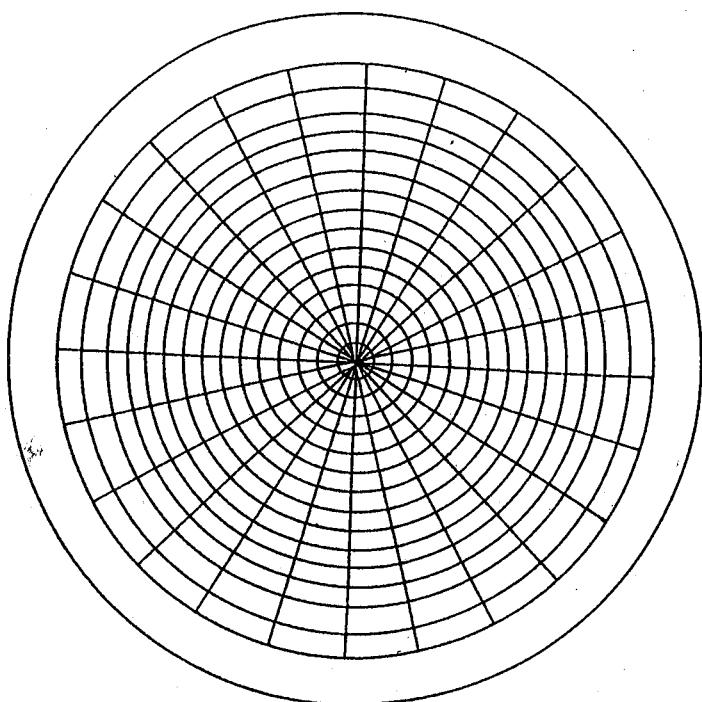
高度 (H) 30°	方位角(A)	0	5	10	15	20	22.5	25	30	35	40	45
	赤 經(t)	0.0	5.3	10.5	15.5	20.4	22.7	25.0	29.3	33.4	37.2	40.7
	赤 緯(δ)	-35.0	-34.8	-34.2	-33.1	-31.8	-30.9	-30.9	-27.9	-25.6	-23.0	-20.1
	方位角(A)	50	55	60	65	67.5	70	75	80	85	90	95
	赤 經(t)	43.9	46.9	49.7	52.2	53.4	54.6	56.8	58.8	60.7	62.4	64.0
	赤 緯(δ)	-17.0	-13.8	-10.4	-6.9	-5.1	-3.3	0.5	4.3	8.2	12.2	16.2
	方位角(A)	100	105	110	112.5	115	120	125	130	135	140	145
	赤 經(t)	65.4	66.8	68.0	68.6	69.2	70.2	71.1	71.8	72.4	72.8	72.8
	赤 緯(δ)	20.3	24.5	28.7	30.8	32.9	37.1	41.4	45.7	50.0	54.3	58.7
	方位角(A)	150	155	157.5	160	165	170	175	180	185	190	195
	赤 經(t)	72.5	71.6	70.9	69.8	66.0	58.3	40.4	0.0	319.6	301.7	294.0
	赤 緯(δ)	60.3	67.3	69.5	71.6	75.8	79.0	83.3	85.0	83.3	79.8	75.8
	方位角(A)	200	202.5	205	210	215	220	225	230	235	240	245
	赤 經(t)	290.2	289.1	288.4	287.5	287.2	287.2	287.6	288.2	288.9	289.8	290.8
	赤 緯(δ)	71.6	69.5	67.3	63.0	58.7	54.3	50.0	45.7	41.4	37.1	32.9
	方位角(A)	247.5	250	255	260	265	270	275	280	285	290	292.5
	赤 經(t)	291.4	292.0	293.2	294.6	296.0	297.6	299.3	301.2	303.2	305.4	306.6
	赤 緯(δ)	30.9	28.7	24.5	20.3	16.2	12.2	8.2	4.3	0.5	-3.3	-5.1
	方位角(A)	295	300	305	310	315	320	325	330	335	337.5	340
	赤 經(t)	307.8	310.3	313.1	316.1	319.3	322.8	326.6	330.7	335.0	337.3	339.6
	赤 緯(δ)	-6.9	-10.4	-13.8	-17.1	-20.1	-23.0	-25.6	-27.9	-30.0	-30.9	-31.8
	方位角(A)	345	350	355	360							
	赤 經(t)	344.5	349.5	354.7	360.0							
	赤 緯(δ)	-33.1	-34.2	-34.8	-35.0							



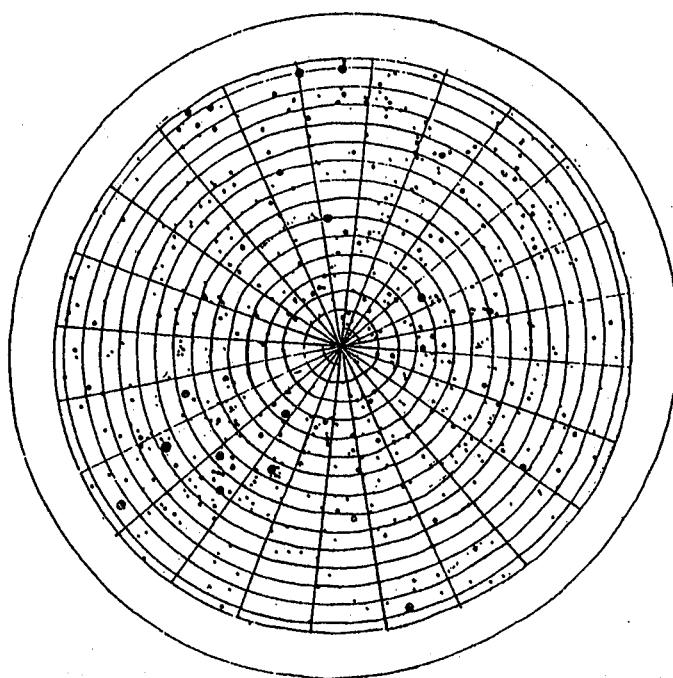
圖一 封 面



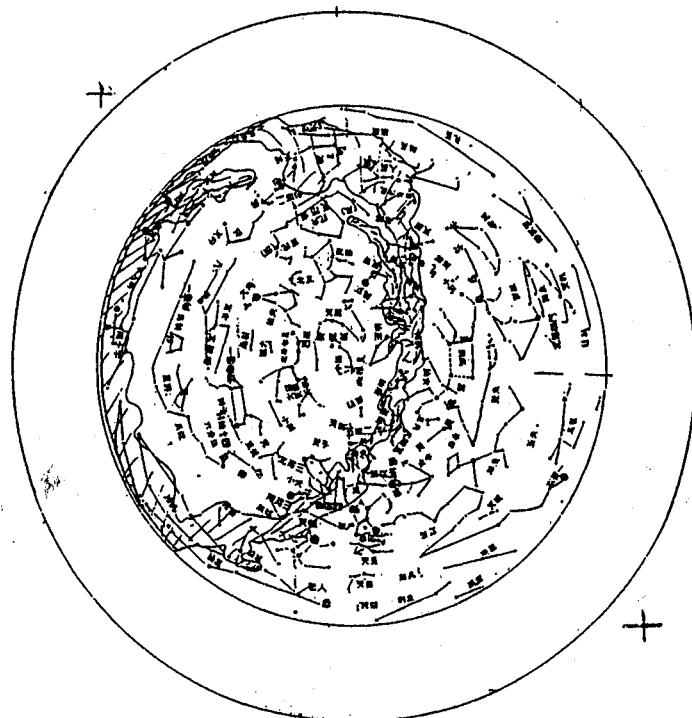
圖二 封 底



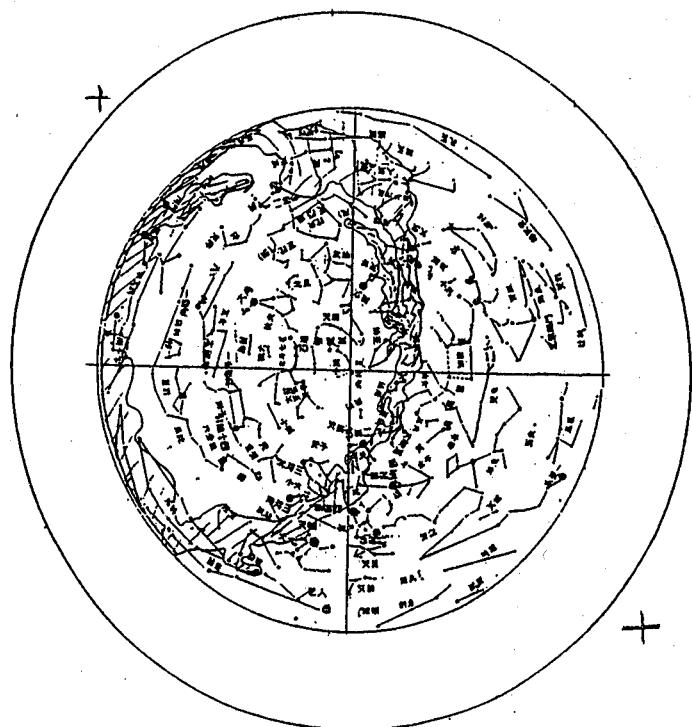
圖三 座標線



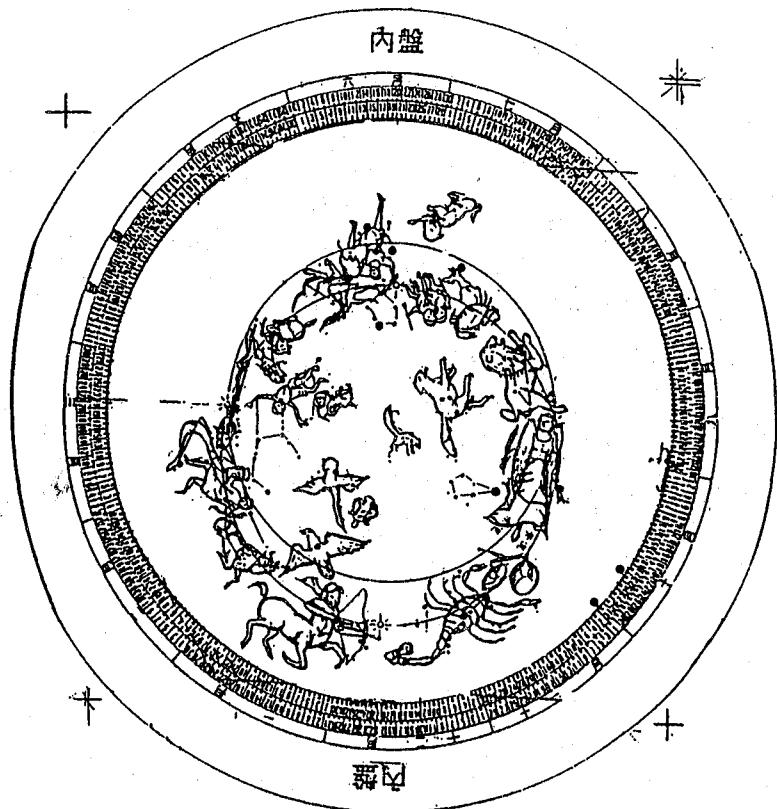
圖四 座標線上描星點



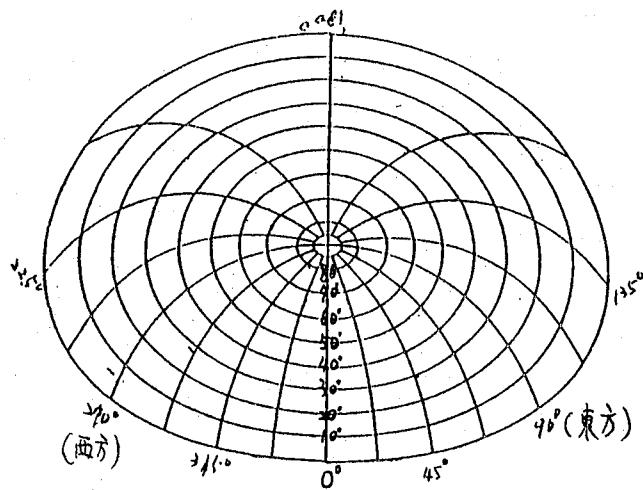
圖五 星點加文字



圖六 星點加經緯十字線（內盤乙面）



圖七 初學者用星點較少（內盤甲面）



圖八 透明片用之方位線及等高度圈

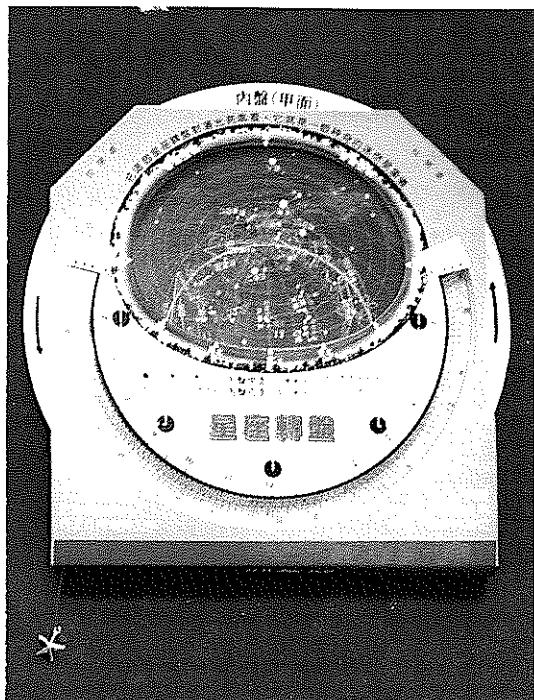
六、誌 謝

本研究承萬興國小前教務主任徐喜美老師的鼓勵及提出新的設計方向，並獲得多位教師提供寶貴意見、和氣象局天文站的同仁協助，以及台北市美術審查委員郭掌從先生於美編方面的指導，在此一併致謝。

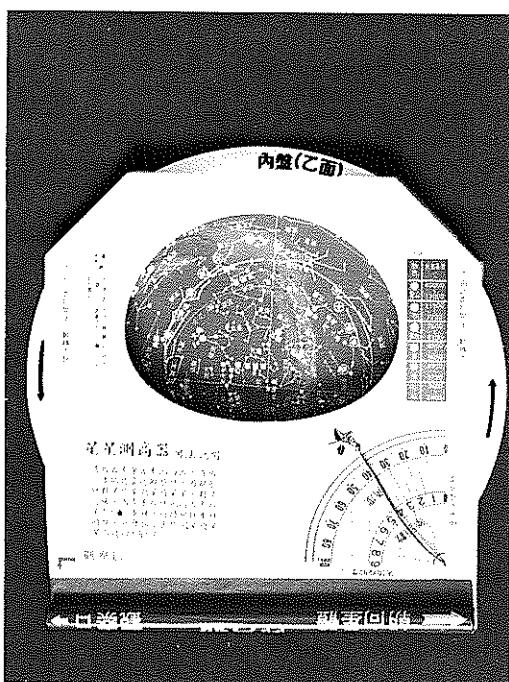
作者註：本設計成品參加全國第四屆發明創新展覽會榮獲教具類教師組佳作獎，獎金伍仟元、獎狀乙面。

七、參考文獻

- 1.丁有存（1992）：旋轉星座圖之製作講義
- 2.小學館の學習百科圖鑑（1980）：星座（日文）
- 3.王惠明（1990）：地球科學概論明文書面
- 4.中央氣象局（1993）：天文日曆
- 5.行政院電子處理資料中心（1992）：LOTUS 1-2-3
- 6.邱國光（1987）：天文星圖光前圖書公司
- 7.張大衛（1988）：天文史話科學出版社
- 8.Combridye University (1982) : Sky Catalogue 2000
- 9.Willmanu-Bell, Inc (1989) : Unanometria 2000
- 10.U.S Government Printing Office (1993) :
Asteconomical Almanac 1993
- 11.各類星座盤一天文星象教具
 - ①丁有存—旋轉星圖，中華科學研習會
 - ②蔡章獻—簡易星座盤，台北市立天文台
 - ③陳俊榕—新星象盤，嘉義天文協會
 - ④張淑卿—旋轉星座盤，台北市天文同好會
 - ⑤黃智略—一座標式雙面星圖（座）盤
 - ⑥陳思陸—星月盤
 - ⑦蔣德勉—星座月相兩用盤



圖九 成品之樣式（封面）



圖十 成品封底

IMPROVEMENT AND IMPLEMENTATION OF THE CONSTELLATION DISK

Kuo-kuang Chiu
Astronomical Observatory
Central Weather Bureau

Li-lung Lo
Taipei Municipal San-wei
Primary School

ABSTRACT

This research is based on varieties of the constellation disk, and carefully evaluated as a teaching material for novices and advanced users. A transparency with the equal-altitude circle and azimuth angle covers on the horizontal circle of constellation disk. The inner disk has two sides. One is consisted of more stars than the other side; it is good for advanced users. The other side which has less stars is specially made of twenty one star figures to facilitate memorization and to obtain a better entertainment. Moreover, these well-known stars which have higher density have been digged holes in order to let the beam pass through to form star spots. This design is made for both teachers and novices. Furthermore, a set of "star-altitude probe" is installed on the star in a quickest way to ensure the observed phenomena in order to make this candsom astrolabe becoming a practical teaching material.

Key words : Constellation disk, equal-altitude circle, azimuth angle, star-altitude probe.

單都卜勒氣象雷達風場特徵辨識與資料應用(I) — 颱風之氣旋式旋轉風場特性分析

楊健生 周鴻祺

民用航空局飛航服務總台
氣象中心中正氣象台

摘要

單都卜勒氣象雷達所偵測之颱風氣旋式旋轉風場為三維氣流沿雷達觀測波束方向上的速度分量，因此造成都卜勒速度型態在辨認和解釋上的困難，利用基本氣流模式分析颱風水平氣流場分布，而模擬產生之單都卜勒速度型態可闡明所觀測之颱風環流重要特徵。引用颱風核心直徑與環流中心至雷達距離比值 α ，及其最大徑向速度與最大切線速度比值 V_r/V_t ，可說明軸對稱幅合、旋轉之合成氣流場及颱風中心距雷達之遠近與環流本身核心直徑大小對其所伴隨都卜勒速度型態變化之影響。而於颱風主環流區域內利用理想軸對稱旋轉幅合氣流模式，並考慮環境均勻氣流場與颱風環流本身移動等影響因素，可模擬出與實際觀測極為近似之都卜勒速度型態。

關鍵詞：都卜勒速度型態、軸對稱旋轉、切線速度、徑向速度、核心半徑

一、前言

都卜勒氣象雷達近年來被廣泛應用於偵測各類型之中尺度天氣現象，諸如颱風、雷雨、鋒面、中尺度對流系統等，尤其對颱風登陸前後之環流特徵更提供一嶄新的觀測研究領域；由於颱風形成及發展均發生於廣大海洋上，雖有衛星雲圖資料彌補海洋上觀測網之不足，但仍受限於時空性資料解析度之限制，故而增加了都卜勒氣象雷達在偵測近陸地颱風之重要性，因此透過都卜勒雷達監控颱風之移行路徑、眼牆降水與暴風強度、中心位置及垂直風切分布等之結構變化，可對颱風登陸前後之即時預報提供潛在性的改進功能。

颱風氣旋式旋轉風場特性不僅可由單都卜勒速度型態特徵之辨識作定性分析，如 Bayton (1979)

利用 21 個大西洋颶風之平均風場，以模擬方式推論颱風環流之單都卜勒速度場分布，Wood and Brown (1992) 則利用幾何和數學關係式，說明理想軸對稱旋轉和輻散區之單都卜勒速度型態隨雷達距離遠近的變化關係；此外並可利用單都卜勒氣象雷達數值資料導出風場運動特性參數作定量分析諸如 Danaldson and Harris (1989) 和 Donaldson (1991) 引用 VAD 技術 (Browning and Wexler, 1968) 討論氣旋式氣流之曲率 (curvature)、分流 (diffuence) 以及 down-wind shear、cross-wind shear 等運動參數，並利用徑向合流 (radial confluence) 和 PVF (Potential Vortex Fit) 兩種指數，分析理想軸對稱氣旋式渦旋之颱風外圍環流區域風場資料運動特性，而用以估計遠距離颱風之結構，和 Lee et al (1993) 發展之 GBVTD (Ground-Base Velocity Track Display)

技術，對颱風內部環流結構之切線（tangential）速度及平均徑向（mean radial）速度加以分析，而應用於颱風即時預報等等。

由於都卜勒雷達祇是偵測三維氣流沿雷達觀測波束方向上的速度分量，因此造成都卜勒速度型態在辨認和解釋上之困難，雖然目前已有一些單都卜勒雷達觀測颱風環流之實例探討（李,1991；李等,1988），但均屬天氣分析之研究範疇，因此對於如何辨識颱風環流之單都卜勒速度型態以及如何正確應用於颱風之即時預報等課題，實值得進一步分析和探討，以利於實際作業上之應用與研究發展。

利用兩個基本之軸對稱旋轉和輻合所產生之都卜勒速度型態，可以表示颱風環流之氣旋式旋轉渦旋特徵（Bayton, 1979），以及伴隨對流區域內之強烈旋轉上沖流，因此本文中第二節首先說明分析模式的軸對稱旋轉與輻合之基本都卜勒速度型態；第三節則利用數種不同之旋轉、輻合之合成氣流分析模式模擬颱風環流內之氣流場變化，分析模式是由軸對稱輻散、輻合與均勻氣流所組成，並視颱風環流為近似軸對稱，模擬理想氣流的變化所產生之氣流場與單都卜勒速度型態特徵，並探討颱風移動、颱風中心距離雷達之遠近與最大風速核心半徑大小等因素對單都卜勒速度型態之影響；第四節中將以兩個實際颱風個案，考慮軸對稱旋轉和輻合、均勻環境風場與颱風移動等影響因子之合成氣流場，重新產生颱風環流內之模擬都卜勒速度型態。

二、軸對稱旋轉與軸對稱輻合

單都卜勒氣象雷達所偵測之颱風氣旋式旋轉風場為三維氣流沿雷達觀測波束方向上的速度分量，故真實環流之氣流分布較不易直接解釋，因此可藉由模擬單都卜勒速度型態特徵之辨識來闡明所觀測颱風風場資料（Bayton, 1979；Wood and Brown, 1992）。由於颱風具有二維水平面旋轉之特性，且氣流場分布極近似於軸對稱旋轉，因此可利用簡單基本氣流模式分析颱風水平渦旋氣流場分布，進而模擬出單都卜勒氣象雷達所觀

測之颱風特徵，以便對颱風環流之單都卜勒速度型態做合理且明確之辨識。

(一) 軸對稱氣流模式

Rankine(1901)發展之合成速度剖析概念模式（Rankine combine velocity profile）可用來描述軸對稱旋轉與軸對稱輻合兩基本氣流場之速度分析。假定颱風渦旋氣流場之切線分量（旋轉）與徑向分量（輻合）之核心半徑（core radius）相同，且垂直於相同之垂直軸，則氣流場之切線速度與徑向速度由氣流中心，速度分量為零處，向最大風速核心半徑呈線性遞增；而核心半徑以外，速度則隨距氣流中心之距離呈反比遞減。在 Rankine 軸對稱模式中，氣流場之切線速度 $V_t(r)$ 與徑向速度 $V_r(r)$ 分布與距氣流中心之距離 r 的關係式如（1）式所示，

$$\begin{aligned} V_r(r) &= V_r (r/R_c)^\lambda \\ V_t(r) &= V_t (r/R_c)^\lambda \end{aligned} \quad (1)$$

其中 V_r 、 V_t 分別為核心半徑 R_c 之最大徑向速度與最大切線速度（即 $r=R_c$ 時），當 $R_c > r$ 時 $\lambda = 1$ ， $R_c < r$ 時 $\lambda = -1$ 。

單都卜勒氣象雷達觀測一個渦旋環流之幾何示意圖如圖一所示，利用 Rankine 合成速度剖析模式與圖一之幾何關係，可導出於某方位角 θd 及該方位角上距雷達之距離 R_d 位置上的都卜勒徑向速度值 V_d 之數學關係式（Wood and Brown, 1992）

$$V_d = (r/R_c)^{\lambda-1} \times \{ V_r [(R_d - R_t \cos(\theta d - \theta t)) / R_c] + V_t \times R_t / R_c \times \sin(\theta d - \theta t) \} \quad (2)$$

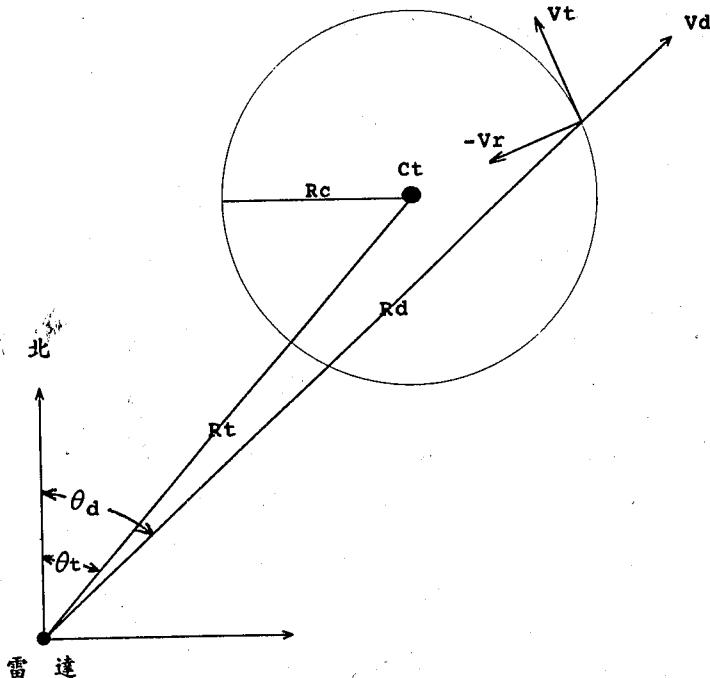
(2) 式中 R_t 與 θt 分別為實際渦旋中心位置距雷達之距離和雷達觀測之方位角，然而在笛卡爾水平座標上，則可利用 (2) 式求得模擬之軸對稱旋轉和輻合區域之單都卜勒徑向速度型態特徵。而氣流場之最大徑向速度與最大切線速度則可由下式決定

$$\begin{aligned} V_r &= V_m \sin \theta \\ V_t &= -V_m \cos \theta \end{aligned} \quad (3)$$

於(3)式中 V_m 為兩個正、負都卜勒速度極值之平均值，即 $V_m = (V_d(\max) - V_d(\min)) / 2$ ， θ 為

爲都卜勒速度型態由軸對稱的反氣旋渦旋位置逆時鐘旋轉之角度量；因此當 $\theta = 0^\circ$ 時反氣旋環流達最大 ($V_t < 0, V_r = 0$)， $\theta = 180^\circ$ 時氣

旋環流達最大 ($V_t > 0, V_r = 0$)；而當 $\theta = 90^\circ$ 時輻合達最大 ($V_r < 0, V_t = 0$)， $\theta = 270^\circ$ 時則輻散達最大 ($V_r > 0, V_t = 0$)。



圖一、單都卜勒氣象雷達於座標 (R_d, θ_d) 處所偵測之徑向風速 V_d 與實際渦旋氣流幾何示意圖，實際渦旋中心 C_t 位於座標 (R_t, θ_t)， V_t 正值爲氣旋式旋轉、 V_r 負值爲輻合、 V_d 負值示渦旋氣流吹向雷達之風分量。

(二) 軸對稱旋轉和軸對稱輻合之基本都卜勒速度型態

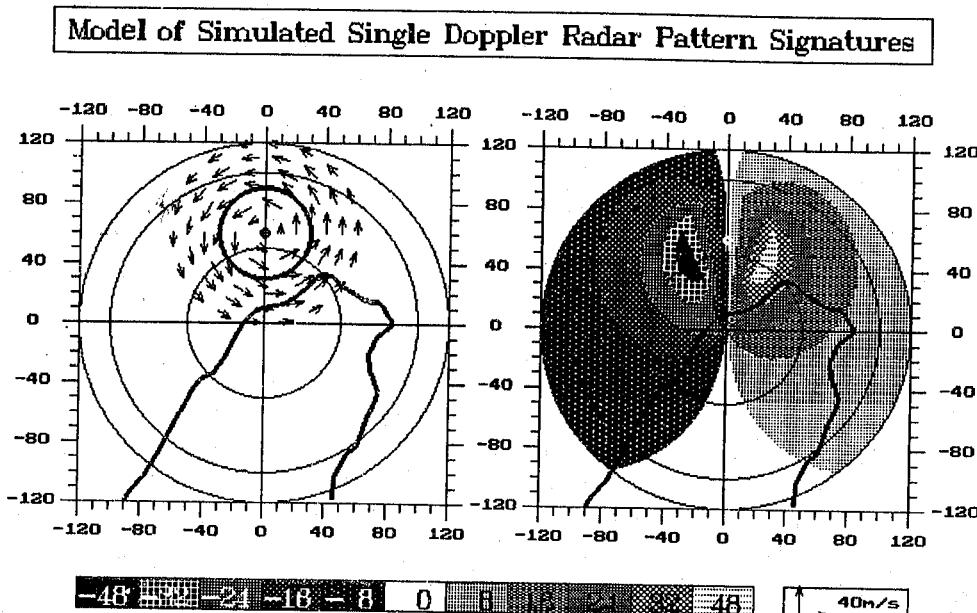
利用前一小節中(2)式之雷達觀測徑向速度值 V_d 數學式，並以中正國際機場都卜勒氣象雷達站爲座標原點，模擬兩個基本軸對稱氣流場所產生之重要都卜勒速度型態如圖二、圖三所示。圖二中左圖爲於水平面上所模擬之實際軸對稱氣旋式旋轉環流，即 $V_t > 0, V_r = 0$ ($\theta = 180^\circ$)，右圖則爲伴隨之標準單都卜勒速度型態分布，環流中心位於雷達站正北方 60 公里處，左圖中之氣流場與 Rankine 合成速度剖析一致（參考(1)式），最大風速半徑（黑色粗圈）爲 30 公里，最大風速爲 40M/S。由於單都卜勒雷達祇能觀測到沿雷達觀測波束 (radar beam) 方向上之氣流分量，右圖之

白色線代表零等速度線，此乃因沿白色線上任何一點氣流均垂直於雷達波束，使雷達觀測之徑向分量爲零；在白色線右方之氣流爲遠離雷達（正值，暖色系），左方氣流則是吹向雷達（負值，冷色系），由圖中都卜勒速度型態顯示具有對稱性之速度型態配置，在環流中心兩側之核心半徑上，具有一對符號相反之最大速度極值，正、負等速度線則以零速度線爲軸且呈對稱性分布，而此對稱但風速值相反之最大核心值，乃實際環流最大風氣流方向適與雷達波束平行時所偵測到之極值。然而雷達觀測靜態旋轉環流時，環流中心之都卜勒速度爲零，但當環流中心位於均勻氣流場內時，環流中心之都卜勒速度並不是零值，此

時中心已非落於零等速度線上。

Rankine 速度模式亦可利用於模擬軸對稱輻合氣流場，圖三為一個模擬之輻合氣流場和相對應之單都卜勒速度型態配置，與圖二相似，但 $V_t = 0$ 、 $V_r < 0$ ($\theta = 90^\circ$)。圖三中輻合氣流場顯示所有氣流向中心輻合，於核心半徑具有最大速度值，

模擬之都卜勒速度型態（右圖）顯示，正值區範圍顯著縮小，且零等速度線通過氣流中心和雷達站而呈圓形狀，零等速度線內為正速度區，最大速度值正好是零等速度圓之圓心，與正區相對應者為呈彎月形之負速度等值線，正、負極值中心正好位於沿通過輻合中心之雷達波束方向上。



圖二、利用中正國際機場都卜勒氣象雷達於水平面上所模擬之靜態軸對稱純氣旋式旋轉氣流，雷達位於座標(0,0)處，以雷達站為中心之同心圓由內外分別表示距離雷達50、100和120公里，X、Y座標軸單位為km；左圖為一假設之實際颱風純氣旋式旋轉氣流風場，即 $-V_r/V_t = 0$ ($\theta = 180^\circ$)，中心位於雷達站正北方60公里(0,60)處，最大風速40M/S，最大風直徑（黑色粗圈）為60公里，即 $\alpha=1$ ，右圖則為模擬雷達所觀測到左圖氣流分佈之都卜勒速度型態配置圖，顏色標尺單位為M/S，負值（冷色系）示氣流吹向雷達之風分量，正值（暖色系）則示風吹離雷達，白色為零等速度線。

三、都卜勒速度型態之模擬

前一節所介紹為軸對稱旋轉與輻合之基本都卜勒速度型態，由於實際大氣中之天氣現象並不是這兩種標準型態即可解釋，因此本節將進一步模擬探討軸對稱輻合與軸對稱旋轉之合成氣流場及其所伴隨都卜勒速度型態的變化，以及環境均

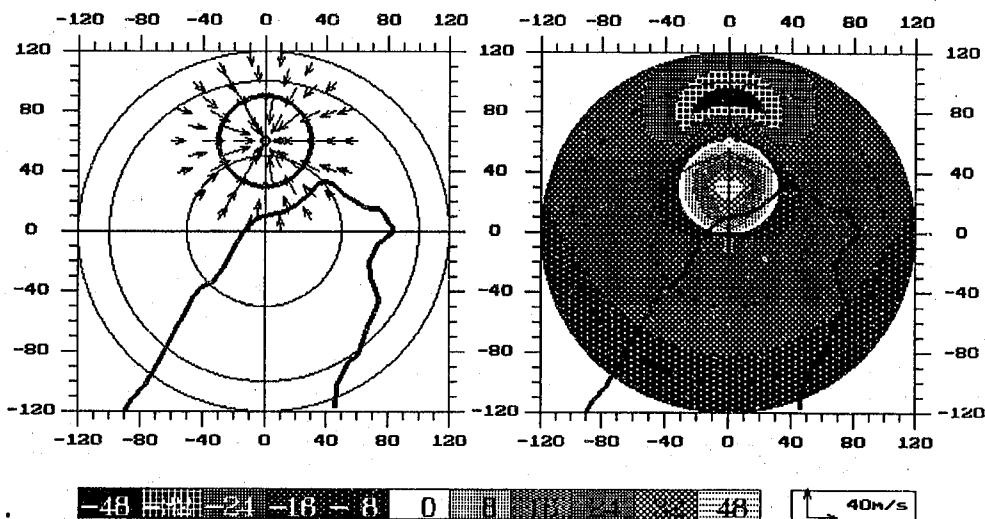
勻氣流場與系統本身移動對型態之影響，而旋轉氣流中心距雷達之遠近和氣流本身核心直徑大小對型態之影響亦是本節討論之重點。

(→)核心半徑相同的軸對稱旋轉與輻合之合成氣流場
颱風環流並非如圖二所示為單純軸對稱旋轉之都卜勒速度型態，由(3)式中可知當 $V_t > 0$ 為氣旋式旋轉， $V_r < 0$ 為輻合氣流，最簡單之旋轉輻合

為當旋轉與輻合之核心半徑相同時，輻合極值與旋轉極值之比值 ($-V_r / V_t$) 於不同情況下，則可組合成多種不同之旋轉輻合都卜勒速度型態，因此將輻合氣流加入旋轉環流內模擬所產生之合成都卜勒速度型態如圖四、圖五及圖六所示。圖四為當 $-V_r / V_t = 0.5$ 時 ($\theta = 150^\circ$) 旋轉輻合之都卜勒速度型態，與圖二比較可看出正負極值中心呈順時鐘方向之移轉，且速度型態由純旋轉之對稱狀而扭曲成不對稱狀，然零等速度線仍通過雷達站和旋轉輻合中心。而正、負極值中心之旋轉量可視為徑向速度極值與切線速度極值比值之函數，因此當軸對稱旋轉與軸對稱輻合強度相

同之旋轉輻合時 ($-V_r / V_t = 1, \theta = 135^\circ$)，如圖五所示其正、負極值中心旋轉 45° ，速度型態更具不對稱性，且正值區範圍縮小，通過雷達站和環流中心之零等速度線呈近似圓形，因此隨 $-V_r / V_t$ 的比值增加則正、負極值弦 NP 之旋轉角度亦隨之逐漸增加。圖六所示為當輻合強度為旋轉之兩倍時 ($-V_r / V_t = 2, \theta = 120^\circ$)，正值區則更進一步縮小，等速度線呈近似圓形，而近似圓形之零等速度線逐漸縮小，且順轉至雷達與環流中心之間區域內。至純輻合時 (圖三)，雷達至環流中心之距離正好是圓形零等值線之直徑。

Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures



圖三、同圖二，但為純輻合氣流，其中 $-V_r/V_t=0$ ($\theta = 90^\circ$)、 $\alpha=1$ 。

圖七示意圖說明核心直徑與中心至雷達之距離的比值固定下，隨 $-V_r / V_t$ 比值之變動正、負極值中心的旋轉變化關係。正、負極值中心連線 NP 隨 $-V_r / V_t$ 比值的增加逐漸呈順轉，當 $-V_r / V_t$ 趋近於無限大 (純輻合) 時，則弦 NP 順轉 90° ，且正、負極值中心 (N, P)、輻合中心 (C_t) 適與雷達站位於同一直線上。

(2) 距雷達之距離與核心直徑對型態之影響

當軸對稱旋轉中心向雷達站接近時，將造成都卜勒速度型態的扭曲，故而對於一個逐漸向雷達站逼近之颱風環流，此種情況特別重要，因此時颱風之中心與核心半徑變得更難辨識，研判之環流中心距雷達距離與真實距離有很大誤差存在。

由於颱風氣旋式氣流場之都卜勒速度型態可

視為是核心直徑與氣旋中心距雷達之距離的函數變化關係，為便於歸類說明對都卜勒速度型態的影響，而引用一無因次比值 α ，定義如下

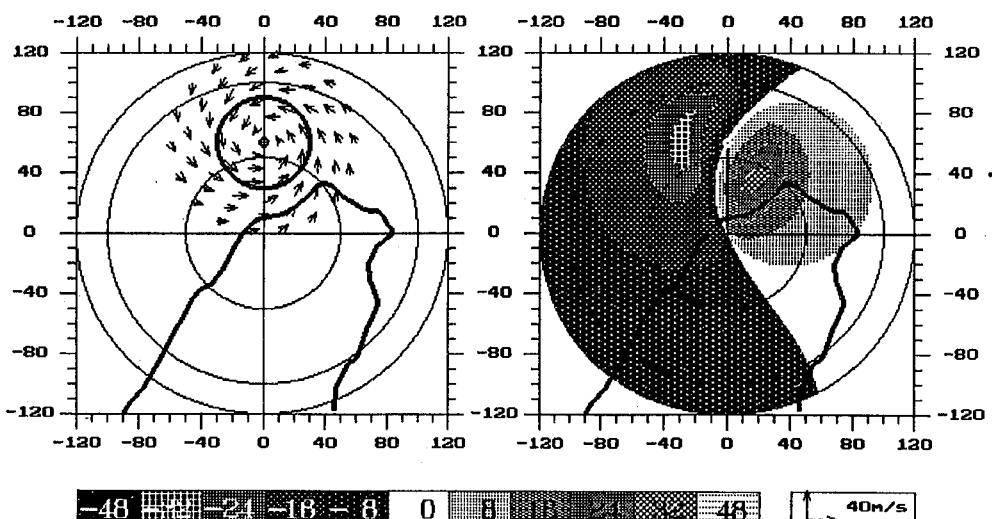
$\alpha = \text{最大風速核心直徑} / \text{中心至雷達之距離}$ (4)
 前述之都卜勒速度型態圖（圖二～圖六）均為 $\alpha = 1$ 之情況下模擬所產生，圖八則為模擬氣旋式旋轉中心離雷達遠近對都卜勒速度型態所產生之影響。當核心直徑 ($2R_c$) 相同時，環流中心距雷達 80 公里 ($\alpha = 0.75$) 與 40 公里 ($\alpha = 1.5$) 模擬雷達觀測得之都卜勒速度型態分別圖示於圖左和圖右，與圖二 ($\alpha = 1$) 之型態比較顯示，若其環流中心離雷達愈遠，則正、負極值核心內之等速度線愈趨於平行，且呈對稱之正、負極值中心與雷達連線間之夾角越小；反之，若環流中心向雷達接近時則夾角越大且等速度線逐漸變扭曲，旋轉環流靠雷達區之等速度線逐漸向雷達輻合（圖右）。在輻合與旋轉速度比值 $-V_r / V_t$ 固定情況下，隨 α 比值變動下之都卜勒速度型態的變化

可由圖九之示意圖說明，當環流中心遠離雷達時，即 α 趨近於零時，正、負極值中心之連線 NP 通過環流中心，且其長度為核心直徑，隨環流中心的逐漸接近雷達，弦NP逐漸遠離真實環流中心且弦的長度減小。

圖十則為環流中心位於相同距離但不同核心直徑情況下都卜勒速度型態之變化，其 α 值分別為 0.5 (圖左) 和 1.5 (圖右)，當核心直徑變大或變小時對都卜勒速度型態之影響與圖八之結果相類似，而隨 α 比值變動下之都卜勒速度型態變化示意圖如圖十一所示。

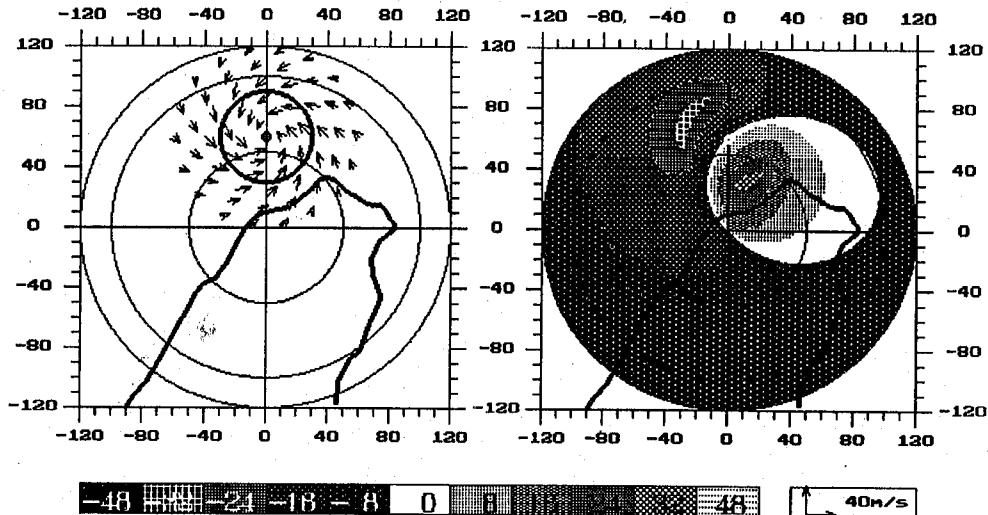
圖十二為當 $-V_r / V_t = 1$ 時，不同 α 比值對旋轉輻合氣流之都卜勒速度型態的影響，當 α 值逐漸增加時，即旋轉輻合中心逼近雷達，正區範圍縮小，但零等值線仍通過雷達站和環流中心，正、負極值中心逐漸向雷達站輻合，主環流之等速度輪闊線逐漸向雷達輻合。當 α 趨近於 0 時，正、負極值中心之連線逐漸趨近於旋轉輻合中心。

Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures



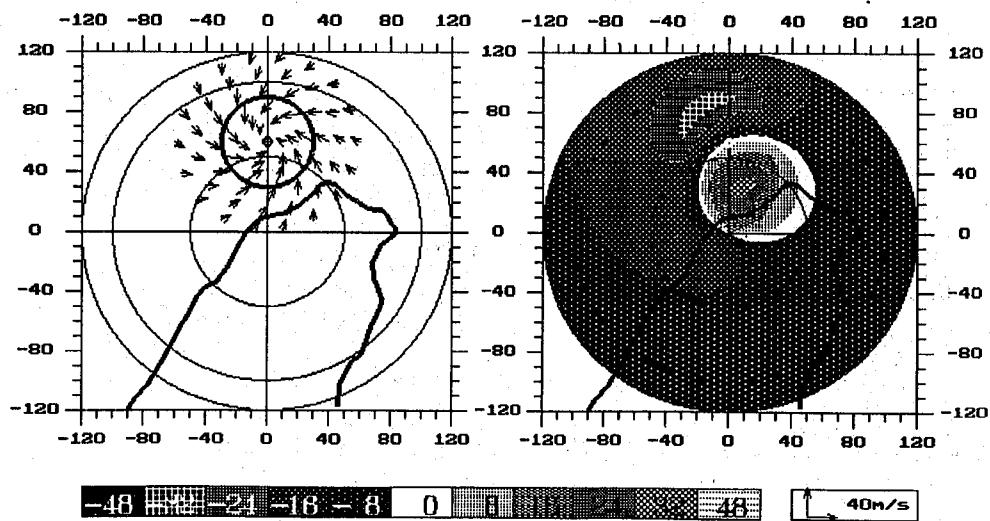
圖四、同圖二，但為輻合旋轉合成氣流， $-V_r/V_t=0.5$ ($\theta=150^\circ$)、 $\alpha=1$ 。

Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures

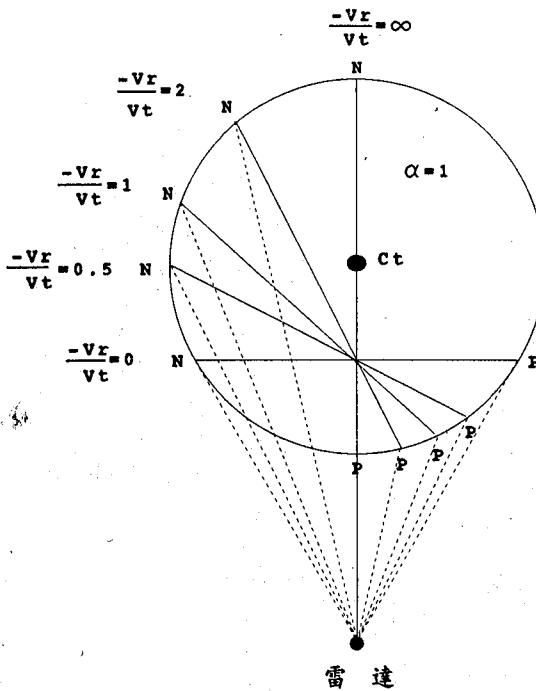


圖五、同圖二，但為輻合旋轉合成氣流， $-V_r/V_t=1$ ($\theta = 135^\circ$) 、 $\alpha = 1^\circ$ 。

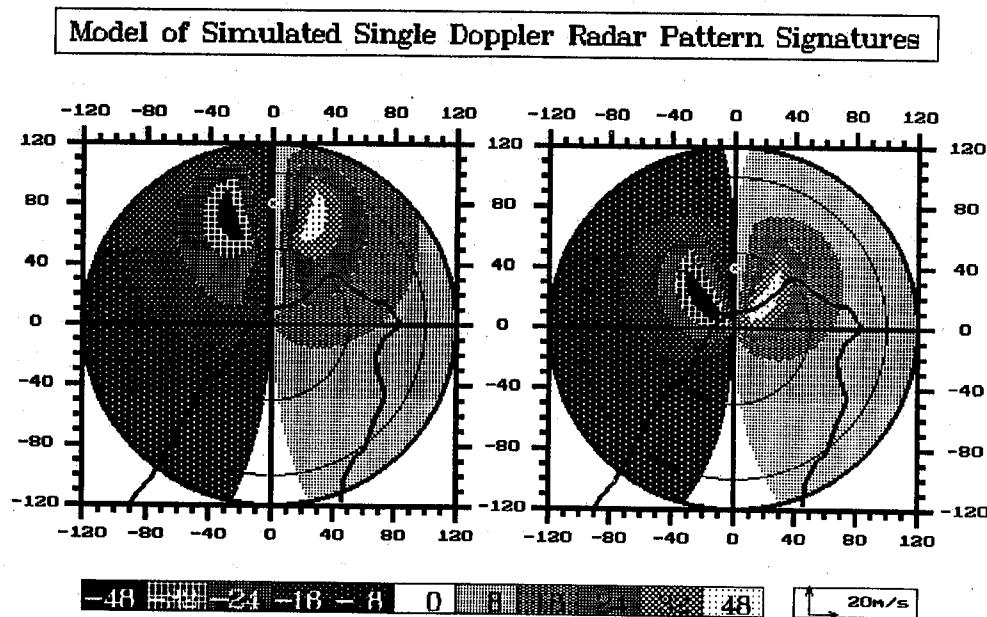
Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures



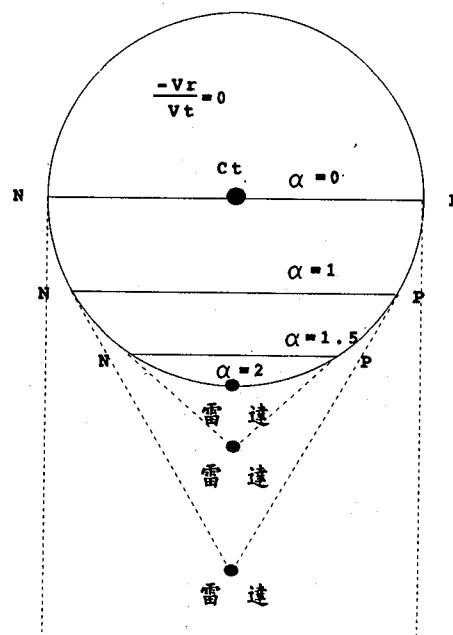
圖六、同圖二，但為輻合旋轉合成氣流， $-V_r/V_t=2$ ($\theta = 120^\circ$) 、 $\alpha = 1^\circ$ 。



圖七、於氣旋核心直徑與環流中心（ C_t ）至雷達距離之比值固定下（ $\alpha=1$ ），都卜勒速度型態隨 $-V_r/V_t$ 比值變動產生旋轉變化之示意圖，N、P分別為負、正極值中心。

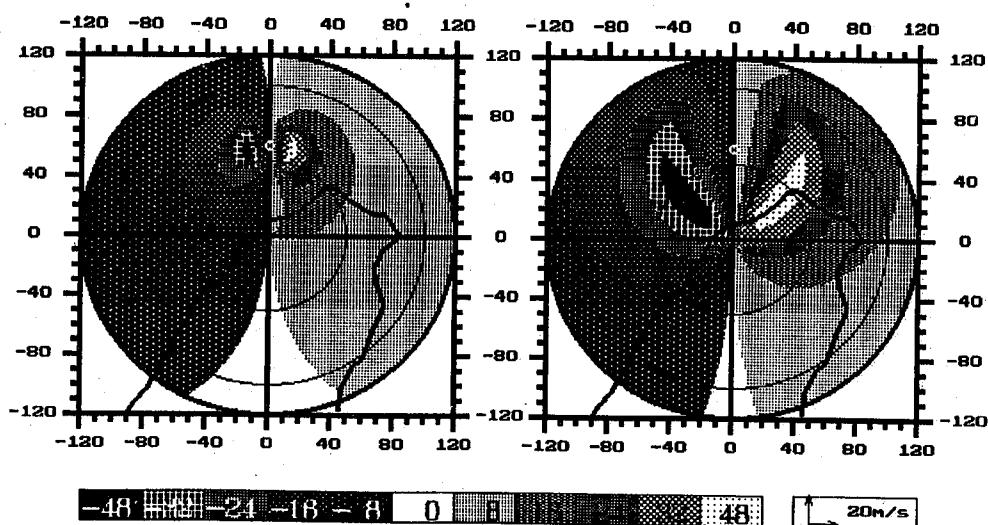


圖八、同圖二， $-V_r/V_t=0$ （ $\theta=180^\circ$ ）；但氣旋環流中心距離不同，左圖中心距離雷達正北方80公里（ $\alpha=0.75$ ），右圖則為40公里（ $\alpha=1.5$ ）。

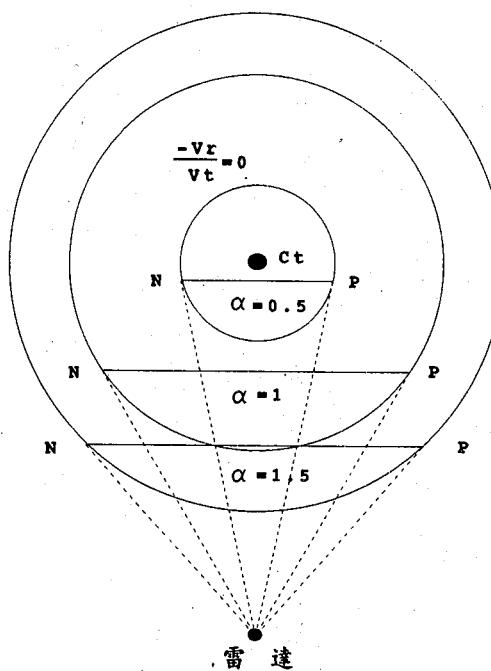


圖九、於輻合與旋轉速度比值固定下($-V_r/V_t=0$)，都卜勒速度型態隨環流中心距雷達之距離遠近不同(核心直徑相同)的變化關係示意圖，N、P分別為負、正極值中心。

Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures

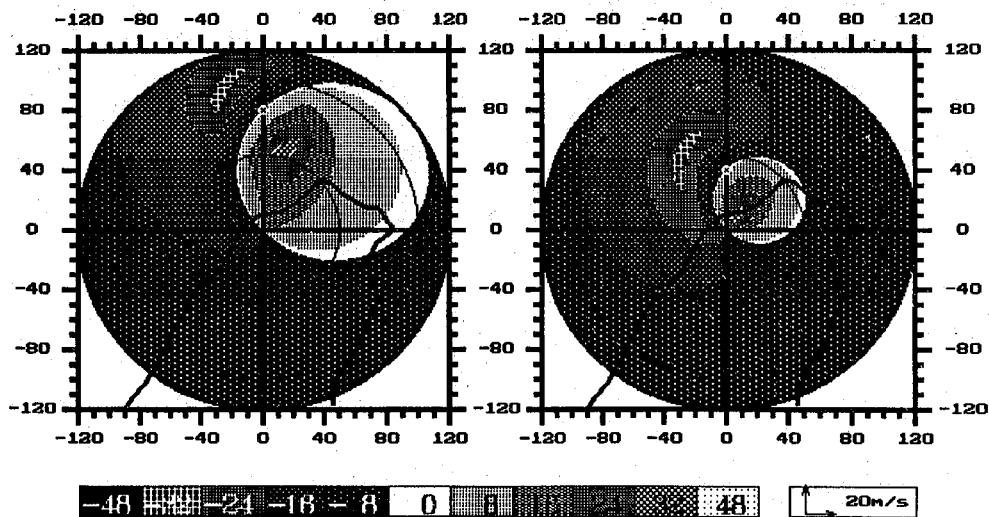


圖十、同圖二， $-V_r/V_t=0$ ($\theta=180^\circ$)；但氣旋環流直徑不同，左圖直徑為30公里($\alpha=0.5$)，右圖90公里($\alpha=1.5$)。



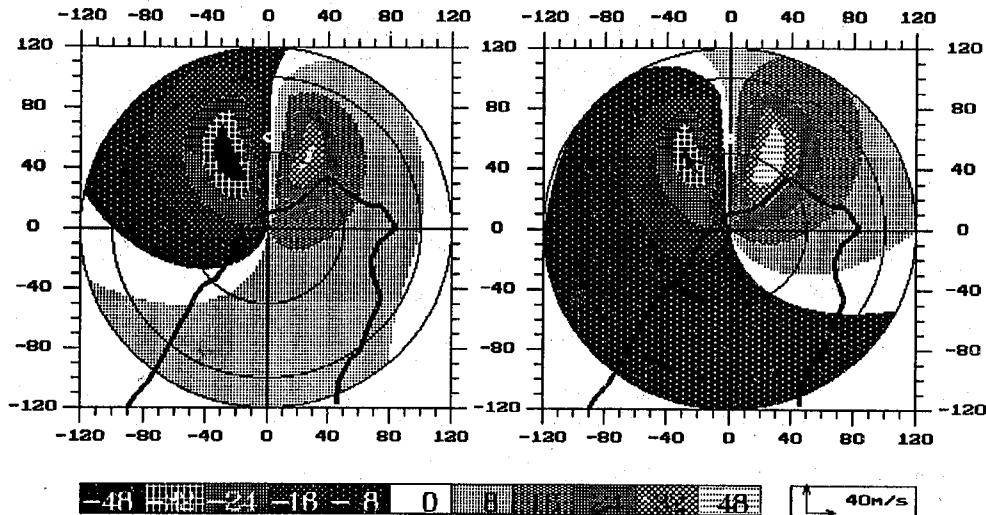
圖十一、同圖九，但為環流中心距雷達之距離相同時，速度型態隨 α 比值變動（核心直徑不同）之變化關係示意圖，N、P分別為負、正極值中心。

Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures



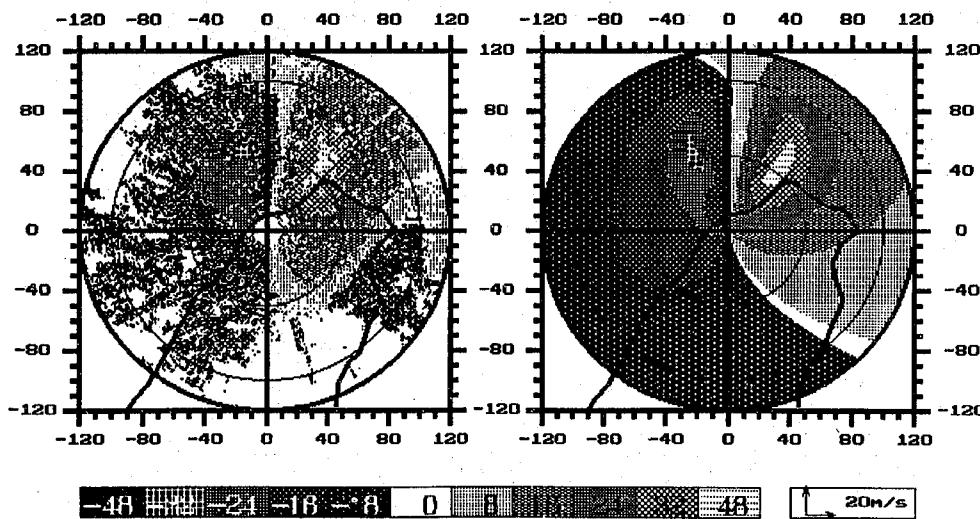
圖十二、同圖五， $-V_r/V_t=1$ ($\theta=135^\circ$)；但氣旋環流中心距離不同，左圖中心距離雷達正北方80公里 ($\alpha=0.75$)，右圖則為40公里 ($\alpha=1.5$)。

Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures



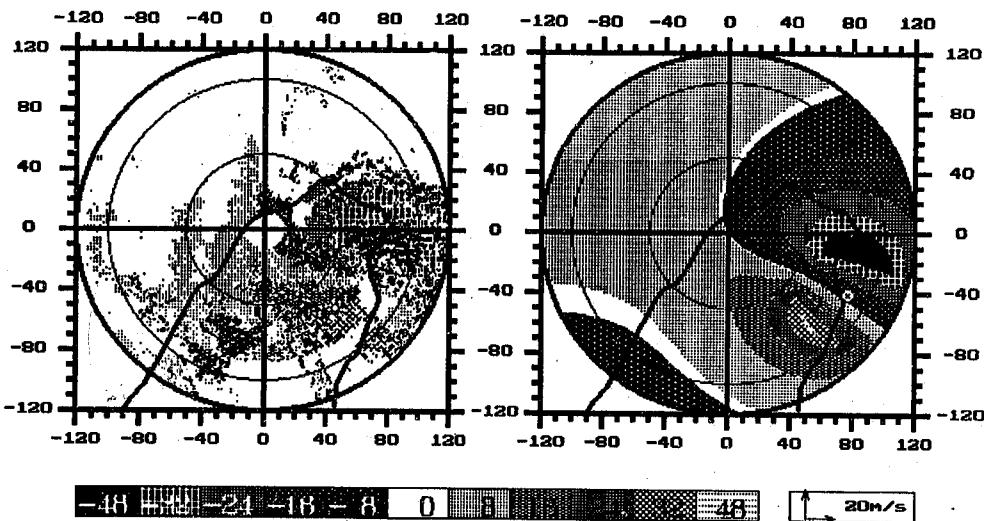
圖十三、同圖二， $\Delta r/V_t=0$ ($\theta = 180^\circ$)、 $\alpha=1$ ；但左圖加入環境風場，風向 050° 、風速 5M/S ，右圖加入系統移動，移動方向 330° 、移速 5M/S 。

Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures



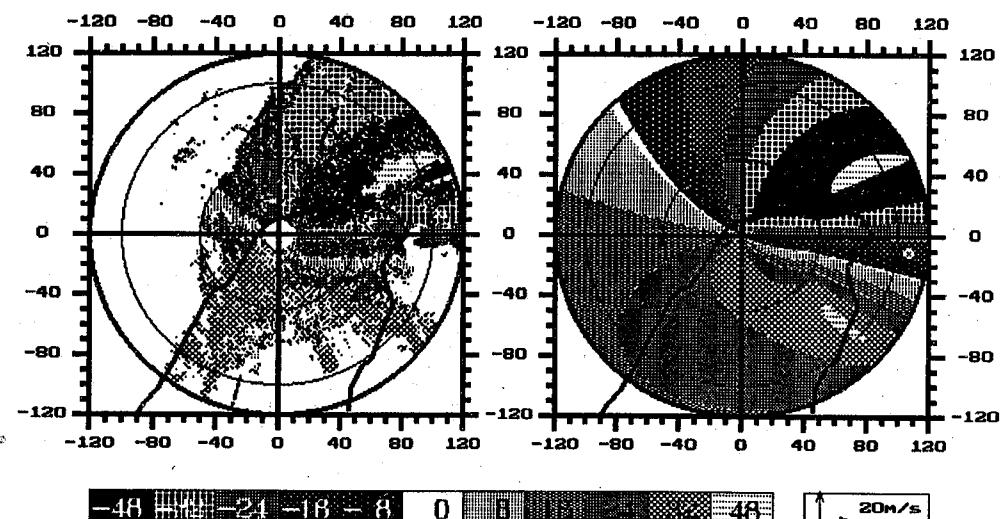
圖十四、左圖為中正機場都卜勒氣象雷達實際觀測亞力士颱風，於高度 1.5公里 之定高面都卜勒速度型態，時間為 1987 年 7 月 27 日 0917LST ；右圖則為模擬圖。

Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures



圖十五、左圖為中正機場都卜勒氣象雷達實際觀測亞力士颶風，於高度3.5公里之定高面都卜勒速度型態，時間為1987年7月27日0447LST；右圖則為模擬圖。

Model of Simulated Single Doppler Radar Pattern Signatures



圖十六、左圖為中正機場都卜勒氣象雷達實際觀測之楊希颶風，於高度3.5公里之定高面都卜勒速度型態，時間為1990年8月19日0905LST；右圖則為模擬圖。

(三)環境均勻氣流與系統移動對型態之影響

由於實際颱風是位於綜觀尺度環境中，且颱風並非靜態之氣旋式環流，因此模擬旋轉颱風之特徵時，需考慮環境均勻風場和颱風移動兩項變數。圖十三之左圖與右圖分別為利用圖二之模擬氣旋式旋轉環流在加入環境均勻氣流場和颱風移動後所產生之都卜勒速度型態，當均勻東北風，風向050°、風速5M/S加入氣旋式環流內時（圖左），氣流場受到修正且速度值改變，負值（吹向雷達分量）增加，正值（吹離雷達分量）減小，但都卜勒速度型態基本上並沒有改變。值得注意的是環流中心如第二節所述並非落於零等速度線上，而是偏向負值區（速度增加區），若環境風場增強時，正值區逐漸縮小至被負值區取代，真實中心逐漸遠離零等速度線而進入負區內。圖右所示為環流中心移動對型態之影響與圖左相類似，當環流中心以5M/S之速度向330°方向移動時，負值區縮小而正值區增加，環流中心偏向正速度區內（速度增加區）。

四、實際颱風環流之觀測都卜勒速度型態的模擬

本節將綜合前一節所描述之各理想氣流模式，及考慮系統本身大小強度和系統移動與環境均勻氣流場影響等因素，合成模擬產生一個與真實都卜勒速度觀測相似之合理型態，且說明應用此種簡單之合成模式模擬近似颱風環流之可行性。

(一)亞力士颱風

中正國際機場都卜勒氣象雷達於1987年7月27日實際觀測得亞力士颱風登陸前後之完整資料，李等（1988）曾對亞力士颱風做個案之分析研究。亞力士颱風從台灣東北部登陸後，約於0730LST從台灣北部出海，且持續向北移動；在颱風未移出都卜勒觀測範圍（120公里）之期間內，颱風正好位於雷達北方之海面上，因此颱風環流結構類似於軸對稱旋轉氣流。

圖十四之左圖為27日0917LST中正機場都卜勒雷達實際觀測到亞力士颱風環流產生之單都卜

勒速度型態，高度為1.5公里；中心位於雷達方位角007°，距離63公里處，正、負最大徑向速度極值分別為+37M/S和-27M/S，最大速度半徑約33公里。

由於亞力士颱風實際觀測之都卜勒速度型態與圖二之右圖相類似，因此颱風環流可視為近似軸對稱旋轉。實際觀測都卜勒速度極值之平均值Vm為32M/S，現假定速度極值為±32M/S，則都卜勒速度差值±5M/S代表颱風移動和環境風場在1.5公里高度之分量，因此將此分量加入軸對稱旋轉速度特徵內時，產生+37M/S和-27M/S之正負極值。為了使模擬單都卜勒旋轉速度型態與實際觀測相似（圖十四左圖），必需決定最具代表性之核心半徑、最大都卜勒速度極值、輻合特徵、颱風移動和環境均勻風場等參數；最佳模擬亞力士颱風之都卜勒速度型態顯示於圖十四之右圖，模擬參數分別為旋轉型態θ=180°（Vt>0，Vr=0）、颱風中心位於方位007°，距離63KM處、最大風速32M/S（Vm=32M/S）、核心半徑33公里、颱風移動為方向350°和速度5M/S及環境風場為風向260°和風速3M/S。

實際觀測與模擬之速度特徵比較顯示，在颱風主環流區域內利用簡單之軸對稱旋轉理想模式可以模擬出與實際觀測極為近似之都卜勒速度型態，但在颱風環流之南台灣陸地之觀測速度特徵與模擬結果則有顯著差異，主要原因是台灣山脈地形之影響使颱外圍之西南氣流受海峽水道（channel）效應之作用而增強，使得雷達西南方觀測之都卜勒徑向速度較模擬速度來得強，且西南氣流通過中央山脈後在背風區產生背風波（低壓），亦造成台灣東北方觀測與模擬之速度型態差異。

但當颱風位於台灣東北部海面上時，雷達受地形之影響造成東南方至南方在3.5公里高度層以下缺乏觀測資料，因此0447LST雷達觀測得未登陸前亞力士颱風於高度3.5公里之都卜勒速度型態如圖十五之左圖所示。中心位於雷達東南東方87公里處，正、負極值分別為+34M/S和-46M/S，

平均值為40 M/S，最大速度核心半徑32公里，與圖十四左圖比較顯示，主要差異為正、負極值中心間之夾角減小且極值中心連線（弦NP）更接近颱風中心。在旋轉型態 $\theta = 175^\circ$ 情況下，最大風速40 M/S，且颱風以7 M/S速度向320°方向移動時，模擬產生之都卜勒速度型態圖示於圖十五之右圖，與實際觀測之左圖比較顯示，除雷達東南方至西南方之地形效應區外，模擬與實際觀測之速度型態大致相似。

(二)楊希颱風

楊希颱風約於1990年8月19日1030LST從台灣東北部登陸，當颱風位於東北部近海時，中正機場都卜勒雷達於0905LST實際觀測得楊希颱風在高度3.5公里之都卜勒速度型態如圖十六之左圖所示，楊希颱風之環流結構相當完整，颱風中心位於雷達西方108公里之海面上，正、負最大速度值分別為+30 M/S和-52 M/S，平均值為41 M/S，其中負最大速度區出現摺返（folding）現象，最大速度核心半徑約63公里。

圖十六之右圖為相同時間模擬產生之最佳都卜勒速度型態，輸入之旋轉型態為具有微弱輻合之旋轉輻合（ $\theta = 178^\circ$ ），颱風中心位於方位角096°，距離雷達108公里處，最大風速41 M/S，核心半徑63公里，颱風移動方向250°且移速5 M/S。與實際觀測之左圖比較顯示，颱風移動方向之右方速度型態相似，但移動方向左方則有顯著差異，乃因台灣之山脈地形效應所造成。

五、討 論

應用速度合成分析模式可以模擬颱風環流內之軸對稱旋轉與輻合基本氣流特徵，而於這些基本氣流之合成模式下，並考慮環境均勻風場與颱風移動等影響因素，重新模擬產生颱風環流之單都卜勒速度型態相當近似於實際都卜勒氣象雷達觀測的速度特徵。而利用核心直徑與環流中心至雷達距離比值 α ，以及最大徑向速度與最大切線速度比值-Vr/Vt，可顯示出颱風環流之都卜勒速度型態隨颱風中心距雷達遠近、核心直徑大小、以及旋轉、輻合加權量不同，而產生都卜勒速度

型態上之差異性。

當 α 值增加或-Vr/Vt速度比趨近於零時，最大和最小都卜勒速度極值之中心連線逐漸遠離實際颱風環流中心，且連線長度減小；在 α 值固定下，隨-Vr/Vt速度比值變動，正、負極值中心將產生旋轉，即輻合（輻散）氣流加入純氣旋式旋轉環流中，造成都卜勒速度極值的順時鐘（逆時鐘）方向位移，且都卜勒速度型態產生扭曲變形（相對純旋轉環流而言）。當純旋轉環流逐漸變為純輻合時，正、負速度極值連線，將由垂直雷達觀測方向逐漸旋轉至平行雷達觀測方向，同時連線之中點（假中心位置）逐漸移向實際環流中心。

環境均勻風場加入軸對稱旋轉環流內時，將使都卜勒速度值改變，但並不改變都卜勒速度型態，同樣地將颱風移動加入軸對稱旋轉環流內亦產生相同的結果。當颱風環流靜止不動時，颱風中心位於零等速度線上，但當颱風位於均勻氣流場內且颱風移動時，則颱風中心並非落於零等速度線上，而是往都卜勒速度值增加區域位移。

因此透過軸對稱颱風環流之模擬結果相信可以適切地辨認和解釋單都卜勒雷達觀測颱風環流之重要特徵，如颱風中心、最大風速核心半徑和風速大小，其結果將有助於預報員使用單都卜勒氣象雷達掌握一個移近雷達站之颱風環流，並對颱風環流特徵能作更準確之即時預報。然由於單都卜勒雷達祇能偵測沿雷達觀測波束方向上之速度分量，不能完全決定真實風場特性，並且於實際大氣中大部份颱風環流即非呈軸對稱分布（Shea and Gray, 1973），尤其當颱風逼近海岸線時，氣流場受臺灣山脈地形摩擦及造成之海峽水道效應，與氣流通過山脈後之背風波使氣流產生扭曲變形等因素影響下，造成颱風於靠近陸地時之都卜勒速度型態較在空曠海面上更加不對稱，使得都卜勒雷達降水回波定義之颱風中心與風速中心有所差異。由於颱風本身不均勻對流分布及地形因素造成單都卜勒氣象雷達在觀測颱風環流時，產生較複雜的都卜勒速度型態，並增加颱風環流

特徵辨識上之困難，因此如何解決這些問題將是未來的研究課題。

致謝

感謝中正氣象台提供雷達觀測資料，以及審查委員提供寶貴意見，謹此致謝。

參考文獻

- 李金萬、楊健生、林國平，1988：利用單一都卜勒氣象雷達觀測亞力士颱風之初步分析研究。氣象學報，34卷，216-226頁。
- 李金萬，1991：單都卜勒氣象雷達分析楊希颱風結構。天氣分析與預報研討會論文彙編，227-238。
- Baynton, H.W., 1979: The case for Doppler radars along our hurricane affected coasts. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 1014-1023.
- Browning, K.A., and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. J. Appl. Meteor., 7, 105-113.
- Brown, R.A., and V.T. Wood, 1991: On the interpretation of single-Doppler velocity patterns within severe thunderstorms. Wea. Forecasting, 6, 32-48.
- Donaldson, R.J., Jr. and F.I. Harris, 1989: Estimation by Doppler radar of curvature, diffluence, and shear in cyclonic flow. J. Atmos. Oceanic Technol., 6, 26-35.
- Donaldson, R.J., Jr., 1991: A proposed technique for diagnosis by radar of hurricane structure. J. Appl. Meteor., 30, 105-113.
- Lee, W.C., and J.D. Jou, and B.L. Chang, 1993: Nowcasting typhoon circulation using doppler radar the ground-base VTD (GBVTD) technique. Preprints, 26th Conf. on Radar Meteorology, Oklahoma, Amer. Meteor. Soc., 179-183.
- Rankine, W.J.M., 1901: A Manual of Applied Mechanics. 16th ed., Charles Griff and Company, 574-578.
- Shea, D. J. and W. M. Gray, 1973: The hurricanes inner core reagin. I. symmetric and asymmetric structure. J. Atmos. Sci., 30, 1544-1564.
- Wood, V.T.Brown, R.A., 1992: Effects of radar proximity on single-Doppler velocity signatures of axisymmetric rotation and divergence. Mon. Wea. Rev., 120, 2798-2807.

SINGLE DOPPLER VELOCITY SIGNATURES RECOGNITION AND OPERATIONAL APPLICATIONS: PART 1

Interpretation of Hurricane Circulation Patterns

Chien-sheng Yang and Hung-chi Chou
CKS Weather Station, ANWS, CAA

ABSTRACT

Single doppler radar measures only the one-dimensional radial component of three-dimensional hurricane flows; therefore, doppler velocities are difficult to interpret straightforwardly. One resorts to use the doppler velocity pattern recognition to interpret the measurements of hurricane signatures, and to simulate basic flow features by using simple analytical flow models. Two indices, the ratio of core diameter to the range of typhoon center from radar and the ratio of radial velocity to the tangential velocity, explain the variation and distortion in the doppler velocity pattern of the axisymmetric rotation and convergence region as a function of radar range and core diameter. Flow fields were constructed by using various combinations of the axisymmetric rotation, convergence, and uniform winds. The simulations reproduced the approximation feature of the actually observed single doppler velocity pattern cation of single doppler radar signatures within hurricane.

Keywords: Doppler velocity pattern, Axisymmetric rotation, tangential velocity, radial velocity, core radius.

民國八十年颱風調查報告——侵台颱風（9123）露斯

呂 國 臣

中央氣象局預報中心

摘要

發生於十月份的露斯（RUTH）颱風為民國八十年西北太平洋地區發生的第廿三個颱風，在關島北方形成後，便快速地增強為強烈颱風，並以穩定的速度向西北西方向移動，在接近呂宋島時適逢大陸高壓南下，間接地影響颱風的路徑和強度。在颱風環流和東北季風雙重影響之下，台灣迎風面的東部地區有較明顯的降雨情形，而較強的風力主要發生於台灣海峽及台灣東南部地區。

一、前 言

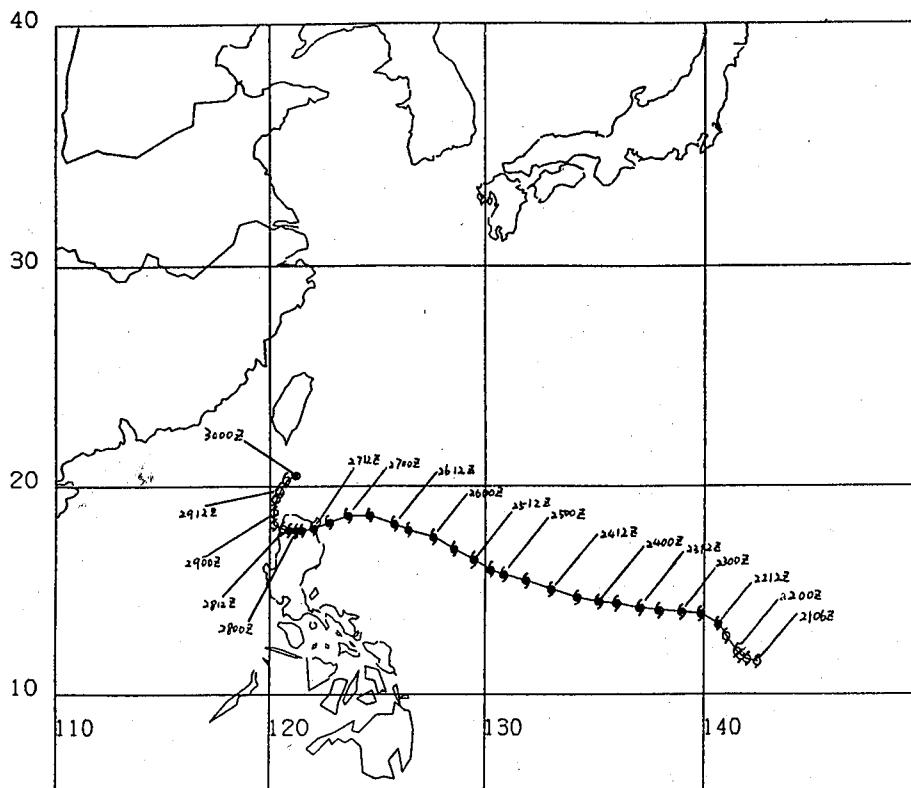
發生於十月的強烈颱風露斯是民國八十年在西北太平洋地區發生的第廿三個颱風，也是本局第六個發布警報的颱風。露斯颱風自形成後便一直以穩定的西北西的方向朝著台灣接近，在到呂宋島東北東方海面時突然轉向西南登陸呂宋島，俟其出海後又以偏北行徑接近台灣南方海面，雖然其強度在偏北期間減弱，但是由於當時位於華中之大陸高壓仍強，在颱風環流與東北季風雙重影響下，容易使得台灣地區發生強風豪雨（如民國七十七年琳恩颱風個案），所以本局曾對此颱風兩度發布陸上颱風警報。露斯颱風的路徑一直在本局的掌握之中，雖然台灣地區沒有明顯之強風豪雨發生，但局部地區仍有災情。

本文主要目的在描述露斯颱風的生命過程，以及其對台灣地區陸地及附近海面的影響。以下第二部分先描述露斯颱風的生命史及其路徑，第三部分主要分析此颱風對台灣地區的天氣影響以及本局對此颱風處理情形，對於主觀預報及客觀預報模式校驗結果將在第四部分討論，第五部分將報告受露斯颱風影響台灣各地區的災情，最後一部分則對此颱風做一綜合討論。

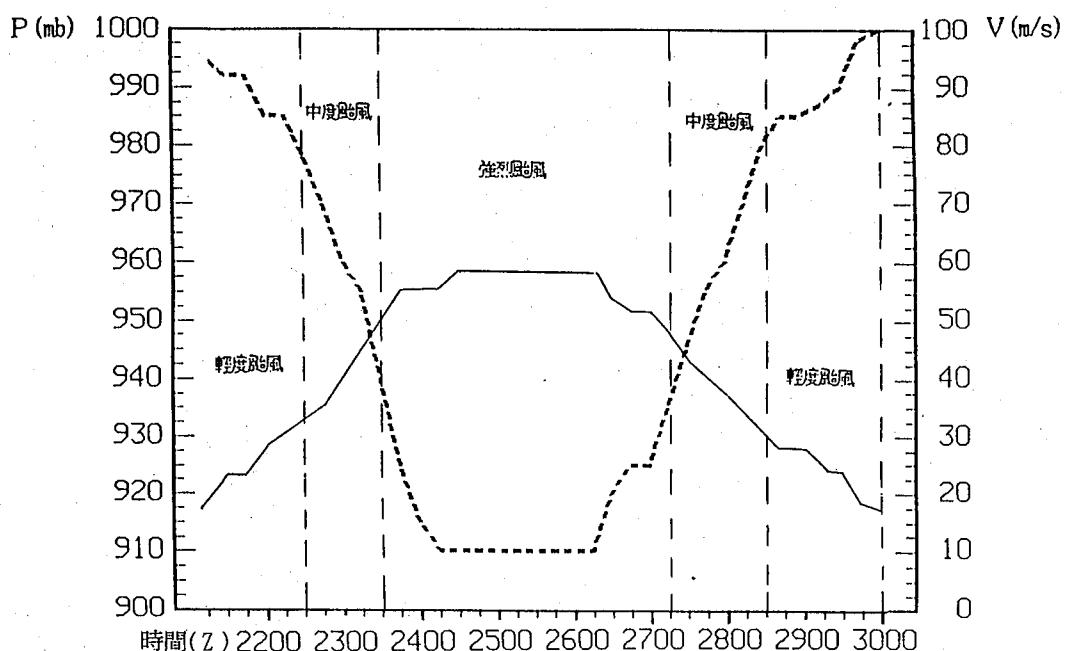
二、露斯颱風之生命史與路徑變化

露斯颱風自從在200300UTC在關島北北西方形成熱帶性低氣壓後，便開始增強，並且在15個小時後變成輕度颱風（如圖一），更以每隔12小時強度增強17 KTS的速度，在221200UTC增強為中度颱風，231200 UTC成為強烈颱風，241200UTC到達成熟期。依據本局衛星及高雄雷達定位資料（如表一、二），並綜合其他主客觀定位資料，對露斯颱風的中心位置、強度、移動方向速度及暴風半徑資料詳如表三。以熱帶氣旋強度發展速度而言，露斯颱風可算是一個發展快速的颱風。而在減弱期而言，露斯颱風的減弱也相當快速，在261200UTC之後颱風眼消失，更在接近呂宋島之後迅速減弱，270600UTC減弱為中度颱風，280600 UTC減弱為輕度颱風，300000UTC變成熱帶性低氣壓，並消失於巴士海峽。以露斯颱風之強度時間序列曲線（如圖二）發現此颱風發展期與消散期頗為對稱。

在暴風半徑變化方面，由本局對露斯颱風暴風半徑及強度的主觀分析結果（如表三）得知，此颱風的暴風半徑大小和其強度強弱有很好的正相關，達最大強度時其七級風暴半徑350 KM。



圖一 露斯颱風最佳路徑圖（1991年10月21日06 UTC至10月30日00 UTC）
Fig. 1. The best track of typhoon RUTH from 210600 UTC OCT. to 300000UTC OCT. in 1991.



圖二 露斯颱風之中心氣壓及中心最大風速變化圖（實線代表風速，虛線代表氣壓）
Fig. 2. The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon RUTH.
(Solid lines represent wind velocity, dash lines denote pressure)

表一 露斯颱風衛星定位及強度估計表

Table 1. Fixes for RUTH by CWB Satellite Center

時間 (Z)				中心位置		強度估計		時間 (Z)				中心位置		強度估計		時間 (Z)				中心位置		強度估計					
月	日	時	分	緯度	經度	T-X0/CI-X0	月	日	時	分	緯度	經度	T-X0/CI-X0	月	日	時	分	緯度	經度	T-X0/CI-X0	月	日	時	分	緯度	經度	T-X0/CI-X0
10	25	23	32	17.6	127.6	T6.5/7.0	10	26	23	33	18.7	123.6	T5.0/5.5	10	27	23	32	17.8	121.2	T4.0/4.5	10	28	23	32	18.9	120.4	T2.5/3.0
10	26	00	34	17.6	127.2	T6.5/7.0	10	27	00	32	18.7	123.4	T5.0/5.5	10	28	00	32	17.8	121.2	N/A	10	29	00	34	19.1	120.5	T2.5/3.0
10	26	01	34	17.7	127.1	T6.5/7.0	10	27	01	33	18.6	123.2	T5.0/5.5	10	28	01	32	17.8	121.2	N/A	10	29	01	34	19.1	120.4	T2.5/3.0
10	26	02	34	17.7	126.9	T6.0/6.5	10	27	02	33	18.6	122.9	T5.0/5.5	10	28	02	32	17.8	121.2	N/A	10	29	02	33	19.1	120.4	T2.5/3.0
10	26	03	33	17.7	126.7	T6.0/6.5	10	27	03	33	18.5	122.8	T5.0/5.5	10	28	03	33	17.9	121.2	N/A	10	29	04	26	19.4	120.3	T2.5/3.0
10	26	04	26	17.9	126.5	T6.0/6.5	10	27	04	26	18.3	122.6	T5.0/5.5	10	28	04	26	18.0	121.1	N/A	10	29	05	31	19.5	120.4	T2.5/3.0
10	26	05	31	17.9	126.3	T6.0/6.5	10	27	05	32	18.2	122.5	T5.0/5.5	10	28	05	33	18.0	121.2	N/A	10	29	06	33	19.5	120.3	T2.5/3.0
10	26	06	33	17.9	126.3	T6.0/6.5	10	27	06	33	18.2	122.5	T5.0/5.5	10	28	06	33	18.0	120.9	N/A	10	29	07	33	19.5	120.3	T2.5/3.0
10	26	07	34	17.9	126.2	T6.0/6.5	10	27	07	33	18.2	122.3	T5.0/5.5	10	28	07	33	18.0	120.8	N/A	10	29	08	33	19.5	120.3	T2.5/3.0
10	26	08	33	17.9	126.0	T6.0/6.5	10	27	08	33	18.1	122.2	T5.0/5.5	10	28	08	33	18.1	120.7	N/A	10	29	09	33	19.5	120.3	T2.5/3.0
10	26	09	33	18.0	125.9	T6.0/6.5	10	27	09	33	18.1	122.1	T5.0/5.5	10	28	09	33	18.0	120.7	N/A	10	29	10	26	19.7	120.3	T2.5/3.0
10	26	10	26	18.1	125.8	T6.0/6.5	10	27	11	02	18.0	122.1	T5.0/5.5	10	28	10	26	17.9	120.7	N/A	10	29	11	31	19.8	120.5	T2.5/3.0
10	26	11	33	18.1	125.7	T6.0/6.5	10	27	11	31	18.0	122.1	T5.0/5.5	10	28	11	32	18.0	120.5	N/A	10	29	12	34	19.9	120.7	T2.5/3.0
10	26	12	33	18.2	125.6	T6.0/6.5	10	27	12	34	18.0	122.0	T5.0/5.5	10	28	12	34	18.0	120.5	N/A	10	29	13	34	19.9	120.7	T2.5/3.0
10	26	13	33	18.3	125.5	T5.5/6.0	10	27	13	34	18.0	122.0	T5.0/5.5	10	28	13	34	17.9	120.3	T2.5/3.0	10	29	14	33	19.9	120.7	T2.5/3.0
10	26	14	33	18.4	125.3	T5.5/6.0	10	27	14	33	17.9	121.9	T4.5/5.0	10	28	14	33	17.9	120.1	T2.5/3.0	10	29	15	33	20.0	120.7	T2.0/2.5
10	26	15	33	18.5	125.0	T5.5/6.0	10	27	15	33	18.0	121.7	T4.5/5.0	10	28	15	33	18.0	120.0	T2.5/3.0	10	29	16	26	20.0	120.6	T2.0/2.5
10	26	16	26	18.7	124.7	T5.5/6.0	10	27	16	26	18.0	121.6	T4.5/5.0	10	28	16	26	18.0	120.0	T2.5/3.0	10	29	17	32	20.1	120.7	T2.0/2.5
10	26	17	32	18.7	124.5	T5.5/6.0	10	27	17	32	18.0	121.5	T4.5/5.0	10	28	17	32	18.1	120.0	T2.5/3.0	10	29	19	34	20.3	120.7	T2.0/2.5
10	26	18	33	18.7	124.4	T5.5/6.0	10	27	18	34	17.9	121.5	T4.5/5.0	10	28	18	34	18.2	120.0	T2.5/3.0	10	29	20	34	20.4	120.6	T1.5/2.0
10	26	19	33	18.7	124.2	T5.5/6.0	10	27	19	33	17.9	121.2	T4.5/5.0	10	28	19	34	18.4	120.3	T2.5/3.0	10	29	21	33	20.4	120.6	T1.5/2.0
10	26	20	33	18.7	124.1	T5.5/6.0	10	27	20	33	17.9	120.9	T4.0/5.0	10	28	20	33	18.5	120.4	T2.5/3.0	10	29	22	26	20.4	120.7	T1.5/2.0
10	26	21	33	18.7	123.9	T5.0/5.5	10	27	21	34	17.9	121.3	T4.0/5.0	10	28	21	34	18.4	120.3	T2.5/3.0	10	29	23	32	20.6	120.7	T1.5/2.0
10	26	22	26	18.7	123.8	T5.0/5.5	10	27	22	26	17.9	121.2	T4.0/4.5	10	28	22	26	18.4	120.3	T2.5/3.0							

表二 露斯颱風高雄（46744）雷達中心定位表
Table 2. Eye-Fixes for RUTH by radar at Kaohsiung

站 號	時 間 (Z) 日 / 時 / 分	定 位 位 置	
		北 緯	東 經
46744	29/09/00	19.7	120.3
"	29/12/00	19.8	120.3
"	29/14/00	20.0	120.3
"	29/15/00	20.1	120.4
"	29/16/00	20.2	120.4
"	29/17/00	20.2	120.4
"	29/18/00	20.3	120.4
"	29/19/00	20.3	120.4
"	29/20/00	20.4	120.4
"	29/21/00	20.4	120.4

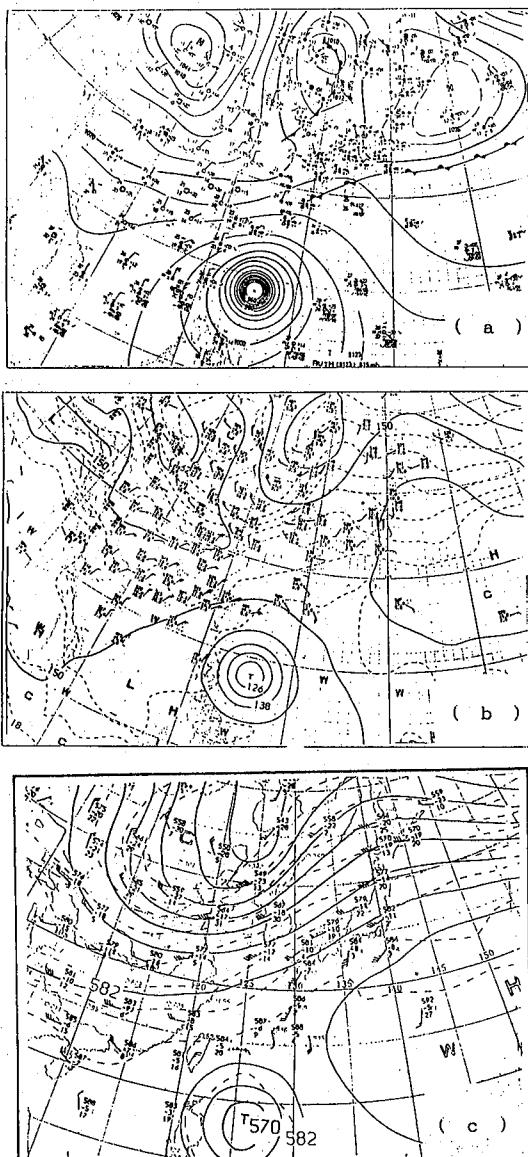
以路徑變化而言，露斯颱風自形成為中度颱風之後，就沿著太平洋高壓南緣，以平均時速約十八公里穩定的速度向西北西方向移動，直到27 0000UTC接近呂宋島時才轉為西南西方向移動，移速並開始減慢，登陸該島後，在290000UTC出海之後便由偏北方向轉為北北東往巴士海峽移動，而移速仍然緩慢，並減弱消失。

三、露斯颱風對台灣地區天氣影響之分析

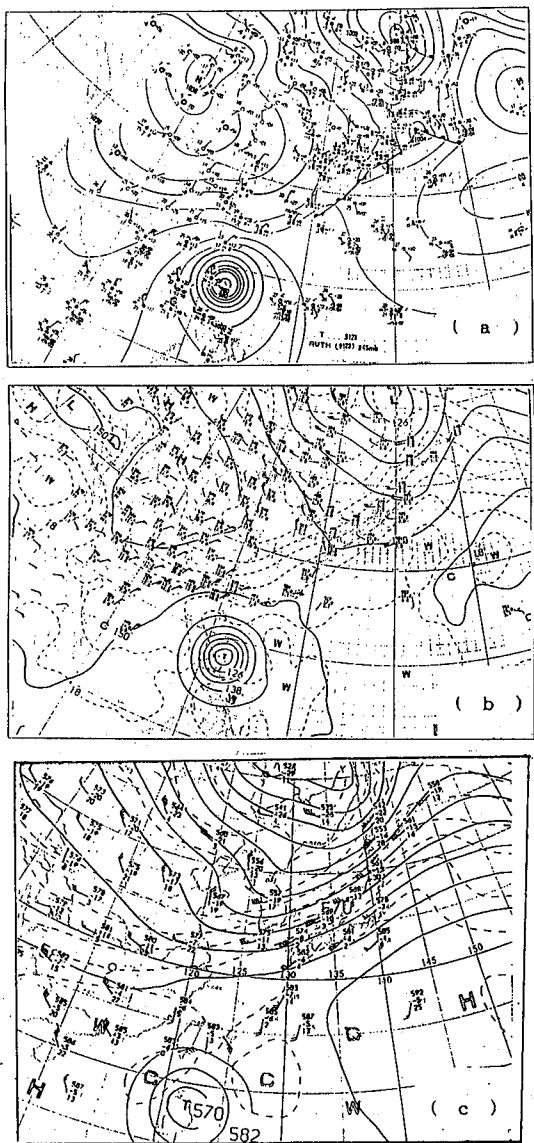
在260000UTC當露斯颱風持續向西北西移動時，本局在十月廿六日上午九時五十分（260150 UTC）發布海上颱風警報，並在次日凌晨三時四十分（261940UTC）發布陸上颱風警報。當露斯颱風登陸呂宋島時，本局一度解除陸上颱風警報，俟其脫離呂宋島往北移動時，本局二度發布陸上颱風警報，詳細警報發布情形，請參考表四。為瞭解露斯颱風對台灣地區天氣的影響，首先分析當時之綜觀天氣條件，在此僅描述東亞地區主要天氣系統之消長情形，再來探討此颱風對台灣地區影響的個天氣要素。

高氣壓1046百帕於261200UTC在北緯41度，東經107度（如圖三a），此時850百帕高空圖（如圖三b）上華南地區尚無明顯冷平流，溫度梯度

較大地區仍位於北緯30度，然而華南至台灣上空皆有30KTS強風出現。而在500百帕高空圖（如圖三c）中有深槽移近東經120度配合地面高壓的位置上有一高壓脊場，華南地區則為較東西向的緯流，由500百帕風場可分析出太平洋副熱帶高壓脊的位置約在北緯25度，當時露斯颱風位於太平洋高壓脊場西南方。廿四小時後（271200 UTC），



圖三 民國八十年10月26日20時(a)地面圖及(b)
850百帕、(c)500百帕高空圖
Fig. 3. Synoptic charts (a) surface (b)850 hPa (c)500
hPa at 261200 UTC OCT. 1991



圖四 民國八十年10月27日20時(a)地面圖及(b)
850百帕(c)500百帕高空圖

Fig. 4. Synoptic charts (a) surface (b) 850 hPa (c)
500 hPa at 271200 UTC OCT. 1991

500百帕槽線通過東經120度（如圖四c），比較前廿四小時5880GPM等高線也有稍微東退情形。而此時華南地區850百帕溫度梯度已逐漸增強（如圖四b），六度等溫線也南下到東海南部，同時華南地區上空已有50KTS強風出現，冷平流增強。此時颱風逐漸登陸呂宋島，其強度已減弱為中度颱風。

在北方大陸高壓南下配合颱風環流的雙重影響之下，在迎風面的台灣東北部及東部地區造成較大降雨，在颱風侵台期間，以宜蘭313.2公厘最大，東半部地區都有100公厘以上的降雨量，而西半部地區降雨則較不明顯（如表五）。分析露斯颱風侵台期間台灣地區降雨時空分布情形，可歸納以下幾點特性：(一)主要降水地區集中於東半部地區，北部地區較不明顯，中南部地區更不明顯。(二)隨著露斯颱風登陸呂宋島及大陸高壓東移，台灣地區迎風面降雨量亦增加。(三)日降雨量最大發生於露斯颱風由呂宋島出海北進期間。

台灣地區雖然未進入露斯颱風暴風圈，但由於處於大陸強烈高壓及颱風外圍共伴環流影響下，台灣地區氣壓梯度很大（例如10月27日12時新竹與台中之氣壓差為10.1百帕），除台灣東北部及東南部外風速均相當大（詳如表五所示），其中以台灣海峽及靠近海峽台灣南端及台灣東南端海面之島嶼為然。例如梧棲平均風速每秒22.9公尺（相當於九級風）、最大陣風每秒37.7公尺（相當於十三級風），恆春平均風速每秒19.2公尺（相當於八級風）、最大陣風每秒37.9公尺（相當於十三級風），蘭嶼平均風速每秒47.8公尺（相當於十五級風）、最大陣風每秒68.2公尺（相當於十七級風以上）。台灣各地平均最大風速達七級以上（合於放假條件）者有新竹（每秒14.4公尺）、梧棲、澎湖（每秒16.8公尺）、東吉島（每秒19.8公尺）、恆春、蘭嶼、大武（每秒14.1公尺）、成功（每秒15.9公尺）等地區，大風可說相當普遍。

四、預報校驗

在校驗各主觀及客觀路徑預報誤差方面，主要依據本局主觀定位位置（如表三）估計最佳路徑，再依個別作業單位（如本局、關島及日本）發布之廿四小時預報位置計算主觀預報誤差；客觀預報模式方面則包括統計預報模式及動力預報模式二種，其中統計模式方面有ARAKAWA模式、HURRAN模式、CLIPPER模式、CWB-81模式、PC模式及NEWARAKAWA模式，動力模式方面包

表三 露斯颱風最佳路徑資料表

Table 3. The best track positions of RUTH

時間(Z)			中心位置		中心氣壓 (HB)	移動方向 (DEG)	移動速度 (KM/HR)	最大風速(M/S)		暴風半徑(KM)		備註
月	日	時	北緯	東經				持續風	陣風	30 KTS	50 KTS	
10	21	06	11.6	142.6	995	275	20	18	23	100	-	輕度
		12	11.7	142.1	992	282	9	23	28	100	-	
		18	11.9	141.8	992	304	7	23	28	100	-	
10	22	00	12.1	141.6	985	316	5	28	33	150	-	中度
		06	12.8	141.1	985	325	16	30	35	150	50	
		12	13.4	140.7	978	327	13	33	38	200	100	
		18	13.9	139.9	970	303	17	35	40	200	100	
10	23	00	14.0	139.0	960	277	16	40	48	200	100	強烈
		06	14.1	138.0	955	276	18	45	55	250	100	
		12	14.2	137.2	940	277	15	51	60	300	150	
		18	14.2	136.2	925	282	18	55	65	300	150	
10	24	00	14.5	135.4	915	277	14	55	67	350	150	
		06	14.7	134.4	910	282	18	55	67	350	150	
		12	15.1	133.2	910	289	23	58	70	350	150	
		18	15.5	132.0	910	289	23	58	70	350	150	
10	25	00	15.8	130.9	910	286	20	58	70	350	150	
		06	16.0	130.3	910	289	11	58	70	350	150	
		12	16.5	129.5	910	303	17	58	70	350	150	
		18	17.0	128.6	910	300	18	58	70	350	150	
10	26	00	17.6	127.6	910	302	21	58	70	350	150	
		06	17.9	126.4	910	285	22	58	70	350	150	
		12	18.2	125.7	920	294	14	53	65	350	150	
		18	18.6	124.5	925	290	22	51	63	350	150	
10	27	00	18.6	123.5	925	270	18	51	63	350	150	中度
		06	18.3	122.7	935	249	15	48	60	350	150	
		12	18.0	122.0	945	246	14	43	55	350	150	
		18	17.9	121.5	955	258	9	40	53	350	150	
10	28	00	17.9	121.5	960	270	5	38	51	300	120	輕度
		06	17.9	120.9	970	270	5	33	45	300	120	
		12	18.0	120.6	980	289	6	30	40	300	50	
		18	18.2	120.2	985	298	8	28	35	300	-	
10	29	00	18.8	120.2	985	360	11	28	35	250	-	
		06	19.4	120.3	987	9	11	25	33	200	-	
		12	19.8	120.5	990	25	8	23	30	150	-	
		18	20.3	120.8	998	29	11	18	25	150	-	
10	30	00	20.5	121.2	1000	62	8	17	23	-	-	T.D.

表四 露斯颱風警報發布一覽表

Table 4. Warnings issued by CWB for typhoon RUTH

種類	次序			發布時間			警戒地點			備註
	號	報	日	時	分	海	上	陸	區	
海上	6	1	26	9	50	台灣東部海面、巴士海峽				
海上	6	2	26	16	00	台灣東部海面、巴士海峽				
海上	6	3	26	21	05	台灣東部海面、巴士海峽				
海陸	6	4	27	3	45	台灣東部海面、巴士海峽		台灣東部地區及恆春半島		
海陸	6	5	27	9	20	台灣東部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部		台灣東部地區及恆春半島		
海陸	6	6	27	15	30	台灣東部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部		台灣東部地區(台東以南)及恆春半島		
海陸	6	7	27	21	20	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部		台東縣及恆春半島		中度
海陸	6	8	28	3	30	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部		台東縣及恆春半島		
海上	6	9	28	9	20	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部				
海上	6	10	28	15	30	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部				
海上	6	11	28	21	10	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部				
海上	6	12	29	3	20	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部				
海陸	6	13	29	9	35	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部		屏東縣、台東縣、高雄縣及高雄市		
海陸	6	14	29	15	40	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽		屏東縣、台東縣、高雄縣、高雄市、台南縣及臺南市		
海陸	6	15	29	21	10	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽		台南以南及台東以南地區		
海陸	6	16	30	3	30	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及台灣海峽南部		台南以南及台東以南地區		
解除	6	17	30	9	30	露絲颱風減弱成熱帶性低氣壓，對陸地及海面威脅解除。				T.D.

表五 民國八十年10月27日至10月30日露斯颱風侵台期間氣象要素統計表

Table 5. The meterological elements summary of CWB stations during the period (27th to 30th COT, 1991) of RUTH'S passage

測 站	最低氣壓	最大平均風	最大陣風	總雨量
基 隆	1007.1	10.1	19.3	156.5
鞍 部	1006.2	9.4	15.2	301.6
竹 子 湖	1007.0	8.3	26.4	190.3
台 北	1006.2	10.8	19.5	12.5
新 竹	1004.3	14.4	26.6	1.6
梧 棲	1003.6	22.9	37.7	0.0
台 中	1002.5	6.7	15.8	0.3
日 月 潭	-	8.2	17.9	0.2
澎 湖	1004.6	16.8	38.7	0.0
嘉 義	1002.3	8.2	14.9	0.0
阿 里 山	-	3.5	7.3	0.4
玉 山	-	29.0	-	26.8
台 南	999.2	9.3	18.0	0.0
高 雄	1001.9	4.3	8.4	0.0
東 吉 島	1003.5	19.8	28.0	0.0
恆 春	999.7	19.2	37.9	54.6
蘭 嶼	993.9	47.8	68.2	96.4
大 武	1003.2	14.1	26.3	187.9
台 東	1003.5	8.4	20.4	186.0
成 功	1004.2	15.9	32.0	148.0
花 蓮	1006.3	6.4	20.9	240.0
宜 蘭	1006.2	9.4	15.2	313.2
蘇 澳	1006.9	6.5	15.9	145.1

括原始方程式（PE）及相當正壓模式（EBM）。校驗方法則分別計算各路徑預報之向量誤差、直角誤差及角度誤差。

首先比較主觀預報方面，以對露斯颱風整個生命史之路徑預報而言，本局對颱風路徑預報在三種校驗總平均方面皆較日本和關島佳（如表六）。尤其是在接近呂宋島時，颱風由西北西方轉為西南西，當時以271200UTC而言，本局預報之角度誤差僅為26.75度，而日本及關島則分別為63.19及62.55度，顯然為預報偏北轉向太大，向量誤差方面皆較本局差100KM以上。在離開呂宋島後偏北轉向時期，以290000UTC而言，則以日本的角度誤差1.46度最佳，本局次之，關島則一直預報偏左。

客觀路徑預報在動力模式方面（如表七），以原始方程動力預報模式表現最佳，而且優於本局主觀路徑預報，而正壓模式則表現不佳。統計模式方面（如表八）以CLIPPER模式表現較好，其次為PC、HURRAN，但是統計預報模式仍比主觀預報有更大誤差。

總的來說，對於露斯颱風在十月廿七日後的轉向西南及移出呂宋島以後的偏北轉向階段，各預報模式皆未能確切掌握。

五、露斯颱風之災情

由於露斯颱風接近台灣附近海域時已減弱為熱帶性低氣壓，同時也沒有登陸台灣，其所造成的災害相對較少。惟其接近台灣時正有高壓南下，在颱風與東北季風共伴環流影響之下，所造成的降雨與強風主要發生於迎風面之台灣東北部、東部及較無地形屏障之離島地區，尤其是東部的花蓮地區的豪雨及蘭嶼、綠島和澎湖的強風。茲將露斯颱風所造成之災情略述如下：

(一)死亡人數：十九人，其中包括陸上之彰化鹿港鎮一老婦人遭廢磚牆壓死；海上方面在澎湖附近海域一巴拿馬籍商船東龍號遭強風吹翻，十八名船員落水失蹤及死亡。

(二)農業損失方面，根據農委會表示，農作物損失達新台幣六億五千四百萬元。

表六 露斯颱風24小時主觀預報路徑誤差校驗表

Table 6. 24 hours subjective forecasting errors verification for RUTH

時 間	CWB			P G T W			R J T D		
	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)
2206Z	163.00	-93.69	-15.23	117.11	-33.69	-5.96	123.92	-101.10	-19.70
12Z	206.06	-193.38	-31.64	151.54	-150.03	-29.60	164.11	-164.09	-33.62
18Z	233.69	-226.02	-31.92	157.18	-122.09	-30.89	183.67	-177.58	-34.75
2300Z	144.98	-122.59	-24.06	133.44	-107.19	-21.47	175.38	-101.57	-28.91
06Z	92.55	3.12	.66	92.55	3.12	.66	85.85	-40.31	-7.93
18Z	146.87	113.47	20.14	223.99	175.83	-33.67	124.21	-118.60	-15.09
2400Z	59.64	52.27	7.08	86.83	-.38	-.05	11.00	1.45	.22
06Z	24.20	-7.49	-1.16	-	-	-	-	-	-
12Z	116.07	95.17	16.48	119.12	112.02	17.86	123.80	106.01	18.10
12Z	88.76	-2.83	-.46	30.96	17.06	2.09	74.11	-58.10	-8.35
18Z	78.30	-2.45	-.36	75.02	19.06	2.76	806.54	162.64	153.24
2500Z	46.35	-23.16	-2.86	75.76	10.18	1.36	365.60	-130.39	-8.76
06Z	24.79	-24.46	-3.00	64.25	-43.24	-5.94	59.60	-46.51	-6.24
12Z	44.05	-25.63	-3.18	45.72	-37.74	-5.40	55.60	-51.96	-7.30
18Z	67.55	-65.27	-9.70	101.72	-15.60	-2.99	42.49	17.48	2.78
2600Z	54.64	-23.30	-3.75	30.72	-9.07	-1.39	43.83	11.01	1.74
06Z	76.81	-73.40	-8.55	57.45	3.71	.52	87.55	-57.52	-6.17
12Z	124.31	88.97	13.94	85.23	45.38	6.93	90.78	65.59	9.73
18Z	176.13	154.16	21.89	177.32	114.46	18.94	215.19	120.05	22.45
2700Z	178.29	177.16	22.58	313.68	277.54	42.70	297.59	255.98	40.92
06Z	118.92	106.42	13.40	366.08	321.25	55.87	343.57	269.57	56.21
12Z	177.01	149.97	26.75	417.87	366.34	62.55	394.00	320.14	63.19
18Z	223.40	210.45	39.97	204.55	204.44	32.79	360.32	308.76	65.57
2800Z	206.76	202.06	34.04	213.30	213.23	39.11	290.84	265.08	62.97
06Z	211.52	112.51	16.72	161.53	143.73	28.10	122.80	116.54	36.64
12Z	74.83	11.54	2.98	137.95	100.69	22.56	167.14	166.86	46.58
18Z	85.26	-30.30	-7.80	130.85	78.00	17.56	146.09	135.77	34.79
2900Z	162.02	-149.60	-35.77	207.65	-207.57	-56.13	107.10	6.41	1.46
06Z	115.45	-100.55	-39.58	299.42	-267.22	-80.81	84.60	-74.35	-18.77
12Z	198.86	-144.47	-66.14	316.07	-213.98	-98.53	180.74	-162.08	-53.33
18Z	251.80	-139.42	-77.01	100.14	-94.93	-19.12	237.56	-145.02	-69.69
3000Z	251.80	-92.29	-19.98	135.40	-118.57	-38.22	255.37	-147.95	-86.93
平 均	127.27	-1.97	-4.55	155.82	25.31	-0.34	187.77	31.92	7.88
絕對平均	127.27	94.30	19.34	155.82	117.01	25.24	187.77	126.02	32.88

表七 露斯颱風24小時動力預報模式預報路徑誤差校驗表

Table 7. 24 hours dynamic model forecasting errors verification for RUTH

時 間	P E			E B M		
	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)
2300Z	26.00	15.00	4.00	185.00	91.00	29.00
12Z	53.00	8.00	2.00	391.00	55.00	47.00
2400Z	115.00	18.00	5.00	321.00	120.00	41.00
12Z	45.00	26.00	7.00	163.00	85.00	24.00
2500Z	54.00	-14.00	-4.00	-	-	-
12Z	166.00	53.00	17.00	324.00	127.00	40.00
2600Z	52.00	-11.00	-3.00	631.00	235.00	92.00
12Z	171.00	35.00	16.00	344.00	122.00	62.00
2700Z	17.00	3.00	1.00	342.00	58.00	110.00
12Z	167.00	-79.00	-31.00	123.00	47.00	47.00
2800Z	163.00	-82.00	-68.00	82.00	-6.00	-3.00
12Z	153.00	-45.00	-49.00	202.00	78.00	23.00
平 均	120.00	3.00	-3.00	289.00	97.00	46.00
絕對平均	120.00	36.00	17.00	289.00	98.00	47.00

表八 露斯颱風24小時統計預報模式預報路徑誤差校驗表

Table 8. 24 hours statistic model forecasting errors verification for RUTH

時間	ARAKAWA			HURRAN			CLIPPER			CWB-81			PC			NEW ARAKAWA		
	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)															
2306Z	164.89	120.63	25.53	155.04	138.56	25.13	108.53	-42.05	-9.01	196.87	107.04	28.18	154.54	89.98	20.60	116.74	1.40	.32
12Z	-	-	-	-	-	-	-	-	-	340.28	275.09	55.68	244.54	218.08	37.50	241.53	184.54	38.46
18Z	375.96	251.74	63.88	140.55	121.63	20.11	180.73	119.26	24.07	231.83	177.29	34.99	226.10	194.96	34.09	289.11	197.16	45.87
2400Z	247.18	150.91	37.57	65.56	2.45	.31	59.64	58.03	8.72	30.96	24.95	3.82	77.84	77.19	10.86	169.44	97.77	21.09
06Z	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12Z	156.63	76.58	14.09	78.43	-38.01	-4.26	107.97	12.79	2.19	46.41	-25.53	-3.62	87.28	59.90	9.00	133.02	60.95	10.67
18Z	190.25	100.40	18.17	24.20	-5.34	-.69	92.05	-10.47	-1.59	68.09	-5.19	-.74	42.94	10.87	1.46	115.91	-53.49	-8.34
2500Z	275.08	168.37	30.44	153.59	9.94	1.62	82.05	-11.19	-1.52	-	-	-	145.89	81.62	12.02	210.52	110.47	18.78
06Z	145.78	84.89	13.85	138.21	-136.16	-15.62	122.82	-113.38	-15.27	1015.53	-505.68	-20.62	44.22	2.42	.33	96.90	18.80	2.93
12Z	67.77	2.23	.36	76.96	33.00	3.81	70.05	-70.00	-9.43	54.73	30.18	3.66	33.87	-1.03	-.13	11.12	-10.39	-1.41
18Z	146.75	129.24	21.40	80.68	-62.27	-10.14	102.31	-82.56	-13.69	61.56	-23.07	-3.86	24.60	24.66	3.54	99.85	91.45	14.28
2600Z	77.50	16.92	2.95	124.89	-95.61	-11.15	86.55	-2.47	-.44	124.89	-95.61	-11.15	86.55	-2.47	-.44	77.50	16.92	2.95
06Z	131.20	86.68	13.29	78.55	-65.03	-8.77	56.64	-45.11	-5.97	61.44	-20.94	-2.94	33.65	4.20	.56	74.08	33.09	4.74
12Z	159.93	86.58	15.56	164.41	106.75	18.43	126.80	53.04	9.12	184.81	115.66	21.01	147.97	107.94	17.42	169.02	70.88	13.65
18Z	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2700Z	284.78	218.07	39.55	133.85	127.26	14.58	202.84	189.79	26.82	172.00	172.14	21.09	183.55	159.96	24.13	223.38	145.62	27.65
06Z	209.14	179.32	32.10	169.58	86.08	9.06	146.09	120.62	21.19	148.49	113.32	13.03	158.85	158.21	22.69	206.63	188.11	31.43
12Z	240.89	203.53	37.77	133.47	106.22	18.87	200.54	147.38	29.97	191.69	112.81	25.48	197.26	159.76	30.08	309.90	256.53	49.69
18Z	350.43	318.85	60.48	348.90	341.10	40.43	239.38	213.54	44.42	337.71	336.32	48.84	295.92	264.92	53.76	330.75	294.75	59.17
2800Z	317.19	283.00	67.29	214.50	194.30	29.32	202.91	202.68	37.32	234.29	234.35	42.55	268.75	263.45	52.57	281.17	251.28	62.86
06Z	193.68	193.68	45.23	253.97	60.64	7.81	172.51	121.38	20.89	169.31	40.07	6.35	154.86	141.23	28.61	168.12	167.14	43.36
12Z	69.11	-44.22	-12.39	172.51	-155.29	-34.82	77.43	44.83	11.98	150.66	-144.38	-37.06	63.45	.34	.09	38.73	22.39	7.10
18Z	33.58	18.20	9.13	95.59	-62.78	-16.38	74.76	-6.23	-1.65	91.45	-91.45	-32.89	10.78	-2.45	-.93	77.50	-28.40	-22.27
2900Z	59.48	-54.94	-24.12	232.31	-227.33	-49.62	152.48	-142.42	-35.46	168.71	-168.70	-49.02	119.20	-112.68	-31.44	104.97	-51.02	-43.52
06Z	59.40	-10	-.05	68.83	-64.94	-22.65	103.33	-80.90	35.34	113.18	-59.31	-35.88	137.72	-130.05	-44.35	137.12	-17.88	-22.85
12Z	126.32	-37.93	-25.37	244.86	-178.11	-79.65	202.96	-124.74	72.04	192.54	-83.19	-72.11	175.60	-132.58	-57.20	168.12	-29.89	-40.49
18Z	133.14	-41.85	-19.93	257.19	-178.33	-72.41	236.51	-119.03	-72.52	198.22	-107.16	-54.97	267.85	-159.78	-80.46	231.43	-36.38	69.91
3000Z	45.72	-12.58	-2.77	67.55	-23.44	-4.80	91.34	-86.89	-19.59	76.14	-72.47	-16.84	139.59	-102.53	-40.20	33.36	16.25	4.97
平均	170.35	99.93	18.56	146.97	1.41	-5.66	131.99	13.84	-2.27	218.48	13.46	-1.48	140.81	55.04	4.17	164.64	79.92	10.05
絕對平均	170.35	115.26	25.33	146.97	104.82	20.82	131.99	88.83	21.21	218.48	85.22	27.34	140.81	106.89	24.58	164.64	98.12	26.75

(三)離島蘭嶼、綠島及澎湖海空交通中斷一到四天，
電力中斷。

(四)澎湖鎖港地區港內二艘漁船沉沒。

六、結論

以過去侵台颱風研究報告研判，露斯颱風應屬東北季風與颱風環流共伴型颱風，此類颱風大多發生在秋季，也就是九月下旬至十一月間，當北方大陸冷高壓南下，適逢有颱風接近台灣，颱

風外圍環流在靠近大陸一側氣壓梯度增大，兩系統愈接近台灣，造成強風暴雨則愈強（如民國七十七年琳恩颱風），所幸露斯颱風並未對台灣地區造成重大災情。

露斯颱風接近呂宋島時，其移向由西北西轉為西南西，減少對台威脅，加上其登陸呂宋島後環流強度迅速減弱，俟其出海後雖然其轉向偏北接近台灣地區，但是當時的環境已不適合颱風再度發展，因而其對台灣地區之影響也相對減少。

REPORT ON TYPHOON "RUTH" OF 1991

Kuo-chern Lu
Weather Forecast Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

Ruth was the 23rd typhoon occurred in the northwest Pacific Ocean in 1991. It initiated over the north of Guam and intensified very fast. Since Ruth deepened to typhoon intensity, it tracked west-northwestward with steady speed. When Ruth approached Luzon, a high pressure area moved southward from northern Mainland. The track and intensity of Ruth was affected indirectly. Ruth brought heavy rainfall in eastern Taiwan, and strong winds in the Taiwan Strait and southeast of Taiwan.

中央氣象局氣象學報出版辦法

(七十七年九月十五日氣象學報編輯委員會議通過)

一、中央氣象局氣象學報社為推動氣象學術之應用研究及技術發展特出版「氣象學報」期刊一種。

二、本刊暫定每年出版四次，分別在三、六、九、十二月發行。

三、本刊之收稿、交審、複審、退稿、修正、交排、送校等，均由編輯人員備專冊登記，審查人及審查意見不對外公開。審查委員由主編視稿件性質商請各該學科之學者專家擔任。倘兩位委員之審查意見有較

大之出入，主編得另請第三者評審之。

四、審查通過之稿件、編輯人員應與原作者取得連繫，商討有關付印等事宜。

五、論文一經由本刊發表、贈送作者該期氣象學報五本及抽印本五十本，如需增加抽印本，應另付工本費。

六、本刊之出版費暫由中央氣象局編列預算支付之。

七、本辦法經氣象學報編輯委員會通過後實施，其修改亦同。

氣象學報徵稿簡則

一、本刊以推動氣象學術之應用研究及技術發展為目的，凡有關(一)氣象業務之技術發展(二)氣象作業方法之改進(三)天氣分析，預報及氣象理論之應用研究論文，均所歡迎。

二、本刊稿件分為三大類：(一)研究論文(二)綜評(三)報告。

三、本刊文字務求簡明，文體以中文為主，每篇以不超過十五印刷頁為原則。

四、稿件須以中英文註明作者之真實姓名、服務機關及職稱。

五、稿件在參考文獻之後，應附英文五百字以內之摘要。

六、稿件之圖表名稱，須以中英文對照說明。

七、稿件內容過長或內容、文字、圖表有修改之必要時，得商請投稿人修正之。本刊亦得予以必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。

八、來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。

九、稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印或轉載。

十、來稿請逕寄中華民國臺北市公園路六十四號，中央氣象局學報社收。

氣象學報補充稿約

- 一、來稿須用稿紙（以 25×24 之稿紙為原則）。
- 二、來稿字數以不超過15,000字，即連同圖、表、英文摘要以不超過15印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之 $\frac{1}{2}$ 為原則。
- 四、文字敘述之號次以下列為序。
 - 中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)
 - 英文用：I. 1. A. a.
- 五、文字敘述之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。
- 六、單位須用公制。凡常用SI、CGS、或MKS制之符號及物理、數學、流力、氣象、海洋、水文常用字可不必用中文。
- 七、插圖，請以墨筆描繪，文句必須清晰，以便製版縮小時仍可辨認。
- 八、關於表格之注意要點：
 - (一) 表格須另用白紙繪製。
 - (二) 表格上方須有標題，並加表1表2等冠號。
 - (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
 - (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
 - (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
 - (六) 統計分析表中顯著處，以*號（顯著）及**號（極顯著）表之。
 - (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過13.5cm）。
 - (八) 表之標題應能表示內容。
- 九、關於照片之規定：
 - (一) 照片紙宜採用黑白片光面紙。

- (二) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小時尚能清楚之程度。
- (三) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。
- 十、關於參考文獻之規定：
 - (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。
 - (二) 中文參考資料依姓名筆劃，英文參考資料依姓名之英文字母為前後排列次序，不標號碼，在文章引用時，應包括作者之姓名和發表之年份。例如根據王氏（1987）或根據以前之研究王氏（1987）。
 - (三) 在列參考資料時，必須依照下列形式 1.論文：作者、發表年份、題目、刊登之雜誌名稱（名稱下劃直線，外文雜誌應用縮寫名稱）、券數、頁數。2.書籍：作者、出版年份、書名（名稱下劃直線）、出版公司、頁數。
- 十一、英文題目中重要之字第一字母大寫，介繫詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一存母均小寫。參考文獻中作者姓名第一字母大寫，論文名第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。
- 十二、作者可加註該文之資助單位（如國科會）及服務單位，本文之關鍵詞（key words）列在文章摘要之後。
- 十三、太長之數學分析或資料表等，一般均列於附錄中。
- 十四、其他未盡事宜，得隨時修正之。

統一編號：
009083810066

ISSN 0225-57785

Volume 38, Number 4

Dec. 1992

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爲第一類新聞紙類

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- The Synoptic Conditions Associated with Air Pollution Episodes
in the Great Kaohsiung Area Cheng-shang Lee, Chia-chung Yu and Lih-ho Chen (291)
- A Study of the Influence of the CWB Global Forecast System
by Using NNMI Wen-shung Kau and Ting-huai Chang (308)
- The Comparison of the CWB and ECMWF Products:
1992-1993 Winter Tropical Wind Analysis Mong-ming Lu (322)
- Improvement and Implementation of the Constellation
Disk Kuo-kuang Chiu and Li-lung Lo (338)
- Single Doppler Velocity Signatures Recognition and Operational Applications:
Part 1. Interpretation of Hurricane Circulation Patterns
..... Chien-sheng Yang and Hung-chi chou (351)

Report

- Report on Typhoon "RUTH" of 1991 Kuo-chern Lu (367)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan

Republic of China