

題名	作/譯者	卷期號	頁碼	出版年
氣溫測量原理及誤差的介紹	王永壯	40/01	1	1994.03
一九九一年三月佳里地震序列的研究	辛在勤 張建興 江嘉豪	40/01	17	1994.03
明清時代的破壞性地震海嘯記錄	游明聖	40/01	37	1994.03
中央氣象局台灣西部自動雨量及氣象遙測系統簡介	第二組	40/01	47	1994.03
民國七十九年颱風調查報告——颱風(9202)芭比	林秀雯	40/01	53	1994.03
民國七十九年颱風調查報告——輕度颱風(9219)泰德	蔡甫甸	40/01	69	1994.03
-----	-----	-----	-----	-----
衛星資料估算雨量方式及氣候研究之應用	王作臺 李兆萍	40/02	87	1994.06
1992年12月13日花蓮地震及其餘震時空分佈特性和成因探討	王正松 高敏峰 吳逸民 辛在勤	40/02	108	1994.06
中央氣象局第二代全球模式之邊界層參數化及輻射參數化整合測試	汪鳳如 馮欽賜 劉其聖	40/02	121	1994.06
西北太平洋地區颱風路徑之個案分析	陳正改	40/02	135	1994.06
台灣西南部地區梅雨期間大雨發生機率空間分佈之研究	申雍 陳守泓	40/02	160	1994.06
乾旱對台灣地區水稻及玉米產量之影響	張佑芳	40/02	168	1994.06
-----	-----	-----	-----	-----
中央氣象局全球波譜模式之非線性正模初始化	陳建河 郭鴻基	40/03	185	1994.09
次網格地形重力波拖曳力之研究	蕭志惠	40/03	199	1994.09
台灣西部地區三維速度構造	辛在勤 何美儀	40/03	216	1994.09
台灣地區地震矩於近震規模關係之探討	江嘉豪 辛在勤	40/03	235	1994.09
中央氣象局第二代數值天氣預報整體控制系統發展近況	譚允中 蔡翠壁	40/03	246	1994.09
民國七十九年颱風調查報告——強烈颱風(9215)歐馬	呂國臣	40/03	258	1994.09
-----	-----	-----	-----	-----
中央氣象局數值預報系統四維資料同化之現況展望——資料性質與客觀分析	李尚武 陳雯美 黃麗玫 滕春慈	40/04	271	1994.12
太陽轉盤和竿影觀測器之研究暨設計	邱國光 羅麗容	40/04	281	1994.12
台北市之都市對氣溫變化之影響	徐森雄 唐琦	40/04	296	1994.12
在Cray_YMP_8i上增進有限區域預報模式向量化及平行處理之研究	葉天降 簡宏偉	40/04	301	1994.12
民國七十九年颱風調查報告——侵台颱風(9107)艾美	陳圭宏 蔡甫甸 蕭家森	40/04	313	1994.12
民國七十九年颱風調查報告——寶莉颱風(9216)	吳天瑞	40/04	331	1994.12

出版者 發行 編輯 社主 委 幹 售			蔡清 蔡明 丁辛 李李 余林 林柳 黃新			氣象局 氣象 氣象 氣象 氣象 氣象 氣象			學報社 彥典 存勤 軍勝 坤生 錦明 絲			台北市 公園路 六十四 號 電話：3491091			雄然 森男 田雄 典 蘭			文泰 景隆 永義 明 素			柯陳 陳張 葉葉 鄭 韓			(按姓氏筆劃排列)			150元		
--------------------------------------	--	--	--	--	--	---	--	--	--	--	--	--------------------------------------	--	--	--------------------------	--	--	--------------------------	--	--	--------------------------	--	--	-----------	--	--	------	--	--

氣溫測量原理及誤差的介紹

王 永 壯

中央氣象局台北氣象站

摘 要

溫度係定義一物質的熱力狀態，其值和分子平均動能有關，透過能量交換過程，因此溫度可以被量測。氣象工作範圍內溫度測計的種類包括地面及高空之氣溫，地表下不同深度之地溫及水表面之水溫。在穩定狀態下，溫度計會藉輻射、對流及傳導等過程和周圍達成平衡，為使氣象觀測所量測之溫度具有代表性及限制性，因此本文介紹了氣溫測量的原理及誤差來源。由於空氣是不良的熱導體，為了避免輻射熱的影響，因此溫度計必需置於適當環境，又為使所量測之氣溫有代表性，因此也需選擇適當觀測的地點。氣象上常用來測量溫度之溫度計依感應原理及構造之不同可以區分為(1)玻璃液體式溫度計(2)變形溫度計(3)金屬液體式溫度計(4)電力式溫度計。一般而言電力式溫度計之反應時間較快，所測量之溫度範圍較大且靈敏度較高，較被常用為自動觀測儀之用。本文同時也分析了各種不同原理之溫度計之誤差來源及測量原理。當然為了使所測量的溫度能準確，所使用之溫度計必需定期校驗，以保持測得之溫度能具有代表性。

一、前 言

溫度係定義一物質的熱力狀態，其值和分子平均動能有關，透過能量交換過程，因此溫度是可以被測量。氣象工作範圍內溫度測計的種類包括地面氣溫（離地表1.25-2公尺）、高空氣溫、地表下不同深度（5,10,20,50,100,500cm）之地溫及水表面之水溫。為了表示溫度，必須選擇一個衡量溫度的標準當為參考點。1990年國際溫標（International Temperature Scale of 1990；ITS-90）定義一系列的溫度參考點如表一所示。

表1：國際溫標定義之參考點

Tabel.1：The reference temperature of ITS-90

指定溫標參考點	說明
K °C	
54.3584 -218.7916	氧的三相點
273.16 0.01	水的三相點
373.15 100	標準氣壓下水之沸點*

*：沸點（T）與大氣壓力之關係式為：

$$T = [100 + 2.7655 \times 10^{-2} (P - P_0) - 1.13393 \times 10^{-5} (P - P_0)^2 + 6.82509 \times 10^{-9} (P - P_0)^3] ^\circ\text{C}$$

其中P為大氣壓力單位為 mb

$K = ^\circ\text{C} + 273.15$ （K為國際上採用之溫度單位）

另外為實用方便計 ITS也定義一些二級溫標參考點如表二所示。

表2：國際溫標定義之二級參考點

Table.2：The second reference temperature of ITS-90

指定溫標參考點	說 明
K °C	
1357.77 1084.62	標準一大氣壓下銅之凝固點
933.473 660.323	標準一大氣壓下鉛的凝固點
273.15 0.0	標準一大氣壓下冰點
234.3156 -38.8344	汞的三相點

二、溫度表的安置

在穩定狀態下，溫度計會藉輻射、對流及傳導等過程和周圍達成平衡，測量大氣之溫度必須儘量排除輻射熱及溫度計支架上所傳導之熱。由於空氣是不良的導熱體，爲了避免溫度計直接暴露於陽光下（直射及間接散射或由地面反射太陽光）而又能代表附近環境，因此溫度計必需置於一通風良好的環境，此可爲自然通風或強迫通風的環境（通風量的大小與感應元件之面積，熱交換係數等有關，一般之玻璃溫度計具有3m/s之通風即可），因此設計了百葉箱來滿足通風及避免太陽輻射的影響並採用熱傳導較低之支架。如果採用反應較快之溫度感應器而直接暴露於空氣中時則感應器應爲光亮且面積小。

(一)百葉箱 (Instrument Shelter) 的設計

百葉箱的設計通常爲一木製有百葉窗的箱子，爲適應不同的環境其外觀可以有一些不同的變化 (Sparks, 1972; Monroe, 1981)。在無雲且陽光強時百葉箱會吸熱因此比氣溫高（誤差的大小除和風速大小相關外，和太陽方位角時之風向有關）但無雲的夜晚時則百葉箱內所量的溫度比氣溫低，雖然百葉箱的設計無法達到完美（誤差可以達到1.5℃）但設計一百葉箱仍必須考慮以下的條件：

1. 太陽光（包括直射及散射）不可直接進入百葉箱。
2. 百葉箱四面爲百葉窗的型式，可以增加通風*。
3. 必需牢固以免易損壞（至少能忍受30m/s之風）並保持水平。
4. 爲增加反射陽光的能力百葉箱外觀塗成白色，箱頂可爲雙層並斜向南方以導引下雨時之水流。
5. 爲避免觀測時受太陽輻射的影響，因此百葉

箱門開向正北方。

6. 百葉箱大小需考慮置放儀器的多寡（溫度計感應器至少離百葉箱壁10公分以上）。
7. 避免雨水淋進箱內。

*：一般大型百葉箱的通風速率約爲離地面10公尺高之風速的15%(Meteorological Office(1981), Handbook, Vol.3)，如果10公尺高之風速爲6m/s，則百葉箱通風速率小於1m/s，此比WMO建議之通風乾濕球溫度計通風速率2.5m/s爲小。溫度計如果置於風速很大的地方，由於(1)空氣絕熱壓縮增溫(2)空氣摩擦加熱等兩項因素影響結果溫度會比實際氣溫高。依Bernoulli's定理 $\Delta \theta = C \cdot v^2$ 其中C爲常數視溫度計的性質而定。此種誤差在地面不顯著，在高空時較顯著（風速90m/s時電阻式溫度計誤差約3℃）。

(二)適當的觀測地點

爲了要使量測的氣溫有代表性，因此必需要選擇一適當設置百葉箱的地點（觀測坪）如果觀測所獲得的資料是綜觀氣象或氣候目的，則觀測坪需考慮下列數點條件：

1. 百葉箱需置於遠離建築物（距離至少離建築物高度四倍以上）及柏油、水泥路面（至少15公尺，最好爲30公尺）。
2. 百葉箱需置於草地上（範圍不小於7m × 7m，草的高度約10—15公分高）。
3. 觀測坪附近應較爲空曠，較少樹木 (Floyd et.al.(1952)指出林木較多處所量得之氣溫會比空曠處低)。

三、氣象用溫度計

溫度計最早是由Galileo於1584年所發明，而水銀溫度計於1721年由Fahrenheit所發明。氣象上常用來測溫度之溫度計可以依感應原理區分爲：

- (1) 受熱膨脹式

(2)水汽壓隨溫度變化

(3)熱電阻式

(4)熱電反應

(5)聲速隨溫度變化

根據構造不同而可分類如下：

(1)玻璃液體式溫度計 (Liquid-in-glass thermometer)

A. 水銀溫度計 (Mercury thermometer)

B. 酒精溫度計 (Spirit thermometer)

(2)變形溫度計 (Deformation thermometer)

A. 巴塘管式 (Bourdon)

B. 雙金屬式 (Bimetallic thermometer)

(3)金屬液體式溫度計 (Liquid-in-metal thermometer)

A. 水銀 (Mercury-in-steel)

B. 其他液體 (Other combination)

(4)電力式溫度計 (Electrical thermometer)

A. 電阻式 (Resistance thermometer)

B. 熱電式 (Thermoelectric thermometer)

C. 聲波式 (Sonic thermometer)

(一)玻璃液體式溫度計

大多數的溫度計係利用液體的膨脹原理做成，適合做為溫度計之液體最好具有沸點高，凝固點低，大的熱膨脹係數及良好的熱傳導且較低之熱容量等特性，此種玻璃液體式溫度計可以公式表示如下：

$$\Delta V = A \cdot \Delta l \quad \cdots \cdots (2.1)$$

上式中忽略感應球部之膨脹，如考慮則可以下式表示：

$$\Delta V = V_s (\gamma_l - \gamma_g) \Delta T \quad \cdots \cdots (2.2)$$

其中 A：溫度計內毛細管之截面積

Δl ：體積改變後水銀改變之長度

γ_l, γ_g ：分別為溫度計內液體及玻璃之膨脹係數

V_s ：標準溫度下之液體體積

由 (2.1) 及 (2.2) 式，

$$\Delta l = V_s \frac{(\gamma_l - \gamma_g)}{A} \Delta T \quad \cdots \cdots (2.3)$$

從 (2.3) 式可以知道，溫度計之靈敏度與採用液體的膨脹係數成正比而與溫度計玻璃毛細管之截面積成反比。

1. 水銀溫度計

利用水銀和玻璃之膨脹率不同而製成，但膨脹率在任何溫度下並非都是常數，此誤差在高溫下將較明顯（在氣象上不重要），一般玻璃毛細管中充滿氮氣或真空。

水銀溫度計之誤差來源可分為：

(1) 彈性誤差 (Elastic error)

此種誤差可以分為可回復及不可回復兩種。

可回復誤差：當溫度計在高溫突然降至 0°C 後再回復到原來之溫度時讀數會降低。此種誤差與玻璃材質有關，誤差可達 1°C，但較好之材質誤差只約 0.03°C，一般氣象上此種誤差不重要，但如做為校驗用之溫度計，因為溫度常須變化，此時才來考慮此誤差。

不可回復誤差：溫度計使用一段時間後水銀球常會收縮，因此使零點變化，通常製造時，管子先加溫或使用較好之玻璃材質可減少此種誤差，一般而言第一年此種誤差最顯著，誤差值約 0.01°C。

(2) 由於溫度計感應球部和毛細管內水銀柱

(示度處) 不在同一溫度所造成的誤差，亦即未考慮此項需訂正所造成之誤差。一般溫度計整支都在同一空氣中，所以極端例子中，此種誤差也很少大於 0.1°C，此種誤差可以下式表示：

假使 1°C 溫度的變化，可以改變長度 y，則

$$\begin{aligned} \Delta T &= l(\gamma_l - \gamma_g)(T - T_c)/y \\ &= \eta(\gamma_l - \gamma_g)(T - T_c) \end{aligned}$$

T：露出部份溫度計之平均溫度

T_e：環境的溫度

η：露出部份溫度計之度數

$$\Delta T = l(\gamma_l - \gamma_g)(T - T_e)/y \\ = \eta(\gamma_l - \gamma_g)(T - T_e)$$

(3)視差 (Parallax error)

此種誤差大小隨著溫度計玻璃管厚度及觀測時視線差而變化

(4)內部或外在壓力引起溫度計之感應球部體積的改變

氣象目的範圍內不會產生此種誤差

(5)毛細管誤差

毛細管形狀不規則造成之誤差

(6)超過溫度工作範圍外所引起之膨脹率改變

(7)刻度不良造成之誤差

2.酒精溫度計

酒精溫度計所用之液體有很多種，例如如 C₆H₅CH₃，C₂H₅OH，C₅H₁₂ 等。酒精之膨脹係數比水銀大約6倍，凝固點低，因此適合做溫度計。表三為水銀與酒精溫度計之比較。

從下表可以知道水銀溫度計之玻璃管要

表3：水銀、酒精溫度計之比較

Table 3：Comparison of the mercury-in-glass and the spirit-in-glass

項 目	水 銀	酒 精
膨脹係數（玻璃約 18×10 ⁻⁶ ～27×10 ⁻⁶ per℃）	182×10 ⁻⁶ per℃	C ₂ H ₅ OH 11×10 ⁻⁴ per℃)
沸點	356.7℃	C ₂ H ₅ OH ₁₂ 77.7～78.4℃ C ₅ H ₁₂ 36.0～36.5℃ C ₆ H ₅ CH ₃ 109.2～110.6℃
溶點	-38.87℃	C ₂ H ₅ OH -111.8～-117.3℃ C ₅ H ₁₂ -130.8～-147.5℃ C ₆ H ₅ CH ₃ -92.4～-102.0℃
純度	純	難純

細並適用於當最高溫度計，而酒精溫度計之膨脹率約為水銀之6倍，但沸點低易有蒸汽且性質較難控制，適用於當最低溫度計。

酒精溫度計之誤差來源可分為：

(1)酒精柱易斷裂。

(2)酒精易附著於玻璃管壁，當溫度急速下降易留附於管壁使讀數下降。

(3)感應器球部之溫度與酒精柱之溫度不一所造成之誤差，此種誤差比水銀溫度計大數倍。

(4)酒精變質產生之誤差。

如果酒精不純則長久在陽光曝曬下會變質（有時為使讀數方便，常加些顏色於透明之酒精內），此種效應會使液體體積減少，降低零點。液體黏滯性亦會改變，而使落後係數增大。

3.最高溫度計

為一水銀製之溫度計，但在底部之玻璃毛細管有一較窄管處，因此溫度升高時，水銀可經由此窄處過去，當溫度下降時水銀球收縮，此時留於管徑內之水銀則停留原處，因此可以記錄最高溫度。如要復度時，則需

用力將此最高溫度計用力甩使留在玻璃管內之水銀回至感應球部。最高溫度計之擺置為底部稍高但幾近水平，當溫度下降時，重力使水銀柱不會收縮。

4. 最低溫度計

為一酒精溫度計，玻璃管內置一兩端為圓形之小指標，當溫度下降時，酒精液面收縮，表面張力使此一指標後退，當溫度升高時則酒精從毛細管中細縫處經過，指標停留

原處，因此可以量測最低溫度。復度時，只需將尾端抬高，由於重力作用指標會滑至現在氣溫之度數。為防止指標受重力影響而滑動，因此最低溫度計之擺置為尾部稍低幾近水平，重力使當溫度升高時不致將指標帶動。

5. 最高最低溫度計

此種溫度計係1782年英國James Six所發明（Middleton, 1969）。

此為一U型溫度計（圖1），此種溫度

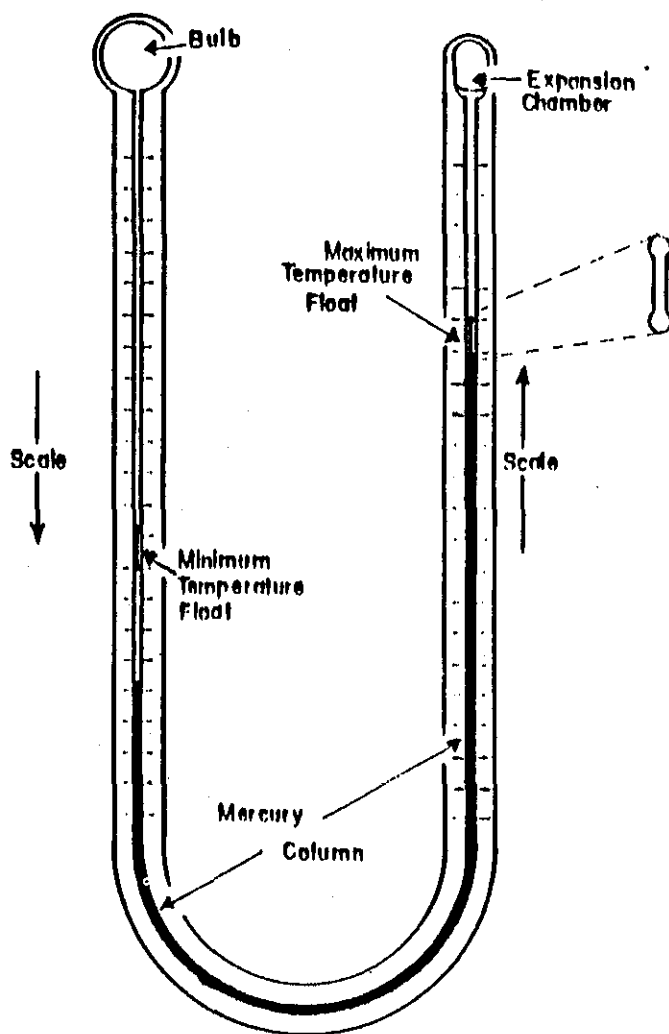


圖1：「U」型溫度計

Fig.1 : "U" type thermometer

計可以量測最高、最低溫及現在之氣溫。此種U型溫度計之左邊圓球部及管徑內為充滿較輕的油（或為酒精）且為透明，其它則為水銀，另一右邊圓柱形尾端，則一半充滿油（或酒精）另外則為空氣或酒精蒸汽。

當溫度升高時，左邊圓球部之油膨脹帶動水銀柱，同時也推動水銀管內之一小鋼針，並增加圓柱球部內之氣壓。當溫度下降時，球部之液體收縮，U型管右邊圓柱管內之氣壓迫使水銀柱後退並帶動U型管左邊之小鋼針。U型管左右兩邊之刻度值相反，因此兩端之水銀則指示現在之氣溫。如圖所示U型之右端指示最高溫，左端則為最低溫，如果要復度時則需利用一小磁鐵將管內指示最高及最低氣溫之鋼針吸回水銀柱端即可。此種溫度計最大的缺點即管內之液體常將管壁潤濕並滲入水銀柱內，溫度之指示即變不精確，因此並不被氣象單位所採用（Snow and Harley, 1987）。

6. 地溫計

如為量取地表下深度5cm, 10cm, 20cm等之溫度，一般採用曲管地溫計，此種溫度計與一般溫度相同，只是玻璃管折成直角，球部之一端按需要深度折成近似直角刻度面向上。鐵管地溫計用於50cm以上之深度，其本身之構造與一般溫度計同，按需要之深度以適當之鐵管垂直埋入地下，將溫度計以規定長度之鏈懸掛於鐵管內，溫度計球部套以橡皮或塗以白臘，使其感應較為遲鈍，以防取出觀測時，溫度變不易獲得地表不正確溫度讀數。

(二) 變形溫度計

1. 雙金屬溫度計

將兩塊膨脹率不同的金屬黏在一起，當溫度變化時因為兩種金屬膨脹率不同而會產生彎曲膨脹率小的金屬在內，大的在外，在實驗室中可以得到彎曲程度與溫度間之關係，

此種雙金屬溫度計大多用於自記式儀器，此種溫度計雖不甚精確但非常實用，設計較好之雙金屬溫度計約有1%的誤差度。一般所採用之金屬為鎳鋼合金（invar；鎳37.5%，鋼62.5%，此種合金膨脹係數小）及黃銅或鎳鋼合金及鋼。一般雙金屬如較厚則落後係數較大（一般在風速5m/s以下落後係數為30秒），薄則較不堅硬。雙金屬溫度計有彈性遲滯現象（elastic hysteresis），如果溫度變化太大或雙金屬變形太多，則零點就會偏移，所以製造時即反覆改變溫度，以減少遲滯現象。

雙金屬溫度計金屬位移與溫度間之關係可以如下表示（Simidchiev, 1986）如圖2所示，溫度變化T時，金屬位移 λ ，雙金屬厚度分為 h_1 ， h_2 ，其熱膨脹係數分別為 α_1 ， α_2 ，假設在0°C時此雙金屬塊為平直，其長度 L_0 ，當溫度變化T時，雙金屬以半徑為R之圓形向下彎曲。因此其間之關係為：

$$L_1 = (R + h_1) \varphi \quad \cdots \cdots (2.4)$$

$$L_2 = (R - h_2) \varphi \quad \cdots \cdots (2.5)$$

L_1 ， L_2 分別為溫度T時雙金屬之長度。由(2.4)、(2.5)式

$$\varphi = \frac{L_1 - L_2}{h_1 + h_2} \quad \cdots \cdots (2.6)$$

金屬膨脹長度可以表示如下：

$$L_T = L_0(1 + \alpha T)$$

$$L_1 = L_0(1 + \alpha_1 T)$$

$$L_2 = L_0(1 + \alpha_2 T) \quad \cdots \cdots (2.7)$$

(2.7)式代入(2.6)式得到

$$\varphi = \frac{L_0 (\alpha_1 - \alpha_2) T}{h_1 + h_2} \quad \cdots \cdots (2.8)$$

$$\lambda = R - R \cos \varphi \quad \cdots \cdots (2.9)$$

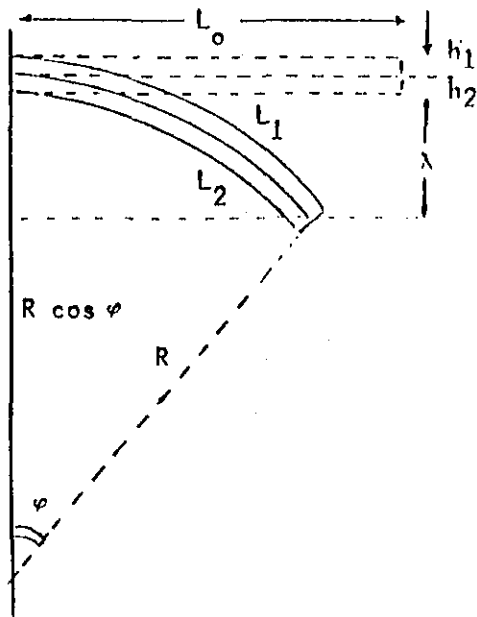


圖2：雙金屬之溫度效應示意圖（摘自 Simidchiev,1986）

Fig.2 : Tempereature effect of bimetal thermometer (After Simidchiev, 1986)

三角函數關係 $1 - \cos \varphi = 2 \sin^2 \frac{\varphi}{2}$
 因為 φ 很小， $\sin^2 \frac{\varphi}{2} = \left(\frac{\varphi}{2} \right)^2$ ， R 以 L_0 / φ
 代入，則 (2.9) 式

$$\lambda = 2R \sin^2 \frac{\varphi}{2} = 2 \left(\frac{L_0}{\varphi} \right) \left(\frac{\varphi}{2} \right)^2$$

上式以 (2.8) 式代入，得 $\lambda = \frac{L_0^3 \cdot \alpha \cdot T}{2 \cdot h}$

其中 $\alpha = (\alpha_1 - \alpha_2)$ 和 $h = (h_1 + h_2)$

因為 L_0, α, h 都是常數，所以 $\lambda = A \cdot T \cdots (2.10)$

其中 $A = \alpha \cdot L_0^3 / 2h$

從 (2.10) 式可以知道雙金屬溫度計位移只是溫度的函數且呈線性關係。

2. 巴塘管溫度計

為一橢圓橫切面的曲管，內裝液體（酒精、水銀或二甲苯），當溫度升高時，內裝液體膨脹，此管伸直產生位移。表四為雙金屬溫度計與巴塘式溫度計之比較。

表4：雙金屬溫度計與巴塘管式溫度計之比較

Table 4 : Comparison of the Bimetal and Bourdon Tube

項 目	雙 金 屬	巴 塘 管
落後係數	可大可小	比雙金屬大(相同厚度下)
工作範圍	低溫時零點會改變 (突然降低溫度時) 高溫時沒缺點	高溫時內壓過高會破壞 低溫時沒特別缺點
鏽蝕	如採用鋼則要注意防鏽	採用不鏽材質
堅固	優	較弱
安裝、維護	低	高

3. 金屬液體式溫度計

(1) 水銀鋼管溫度計

類似巴塘管，為一13吋之鋼管內裝水銀，液體的膨脹在另一端容器內，壓力的改變是

利用一很細充滿水銀的毛細鋼管傳過來，最長可至50公尺，因為此結構較為堅固常被用於野外量測遠端之溫度，此種溫度計缺點為：

(1) 落後時間超過4分鐘；(2) 管線暴露過長因此

受輻射熱影響較大；(3)不適合於溫度低於-38°F以下時使用。

(2)其它液體鋼管溫度計

一般工業用途較少。

(三)電溫度計

1.電阻式溫度計

所有金屬的電阻隨溫度變化或多或少會改變（正的溫度係數），但並非所有的金屬皆適合來做為溫度計的材料，一般以白金、鎳、銅等材料製成。白金較穩定同時溫度與電阻間之關係較線性且可維持一段時間不須校驗，銅材質電阻與溫度的關係也呈線性。

另外，一些陶製感應元件其電阻變化也

是溫度的函數在氣象用溫度範圍內最適用。對純金屬及溫度變化較小時，電阻和溫度變化成線性可以下式表示：

$$R_T = R_s(1 + \alpha(T - T_s)) \quad \dots\dots(2.11)$$

R_T ：溫度 T 時之電阻

R_s ：標準溫度 T_s 時之電阻

α ：電阻溫度係數

對合金及溫度變化範圍較大時，電阻和溫度變化可以下式表示：

$$R_T = R_s[1 + \alpha(T - T_s) + \beta(T - T_s)^2] \quad \dots\dots(2.12)$$

α, β ：材質不同其值不同，由校驗得知

表五為不同材質 0°C 之電阻及電阻溫度係數。

表5：為不同物質 0°C 之電阻及電阻溫度係數

Table 5 : The resistance and resistance temperature coefficients of various material

材質	$R_s \times 10^6 \Omega \text{cm}^{-1}$	$\alpha \times 10^4 \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$
銅	1.56	43
鐵	8.9	65
鎳	6.14	68
白金	9.81	39.2
鎢	4.9	48
銅(60%)鎳(40%)合金	4.8	± 0.2

另一類常被用來做溫度感應的電阻元件稱為熱敏電阻（thermistor;thermally sensitive resistor）。此種熱敏電阻通常是半導體金屬氧化物（電阻是負的溫度係數）且可以有不同的結構及尺寸。熱敏電阻之電阻和溫度間的關係可以下式表示：

$$R = A \cdot e^{a/T} \quad \dots\dots(2.13)$$

其中： A 和 a 為常數，依使用材料而定

T 為溫度，單位為 K

將（2.13）式取對數，則

$$\ln R = \ln A + \frac{a}{T} \quad \dots\dots(2.14)$$

如果以自然對數為座標系統，則（2.14）式可以直線表之，對校驗很方便。此種熱敏電阻溫度計反應時間與元件之面積／質量有

相關，通常為數秒，此種熱敏電阻誤差來源包括：

(1)測量電阻之電橋其電池電壓不穩定

(2)熱敏電阻係數隨使用的時間的長久慢慢變化

(3)儀器線性反應特性飄移

圖3為典型熱敏電阻和白金電阻之電阻—溫度反應關係圖。在這兩種溫度計中白金電阻溫度計提供較大之溫度測量範圍，而熱敏電阻具有較高之準確度，圖4為熱敏電阻之非線性反應值。從圖中可以知道熱敏電阻之非線性溫度反應非常低，幾乎不必考慮非線性造成的誤差值。

選擇電阻式溫度計的材料一般考慮以下因素：

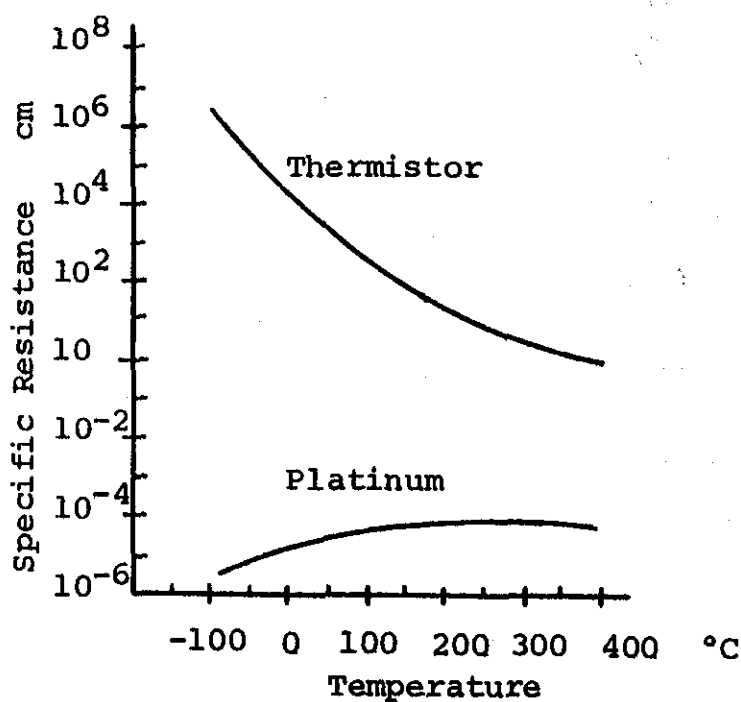


圖3：典型白金熱敏電阻之電阻—溫度反應圖 (Wang et al.,1983)

Fig.3 : Resistance-Temperature response of typical thermistor material compared with platinum
(After Wang et al. 1983)

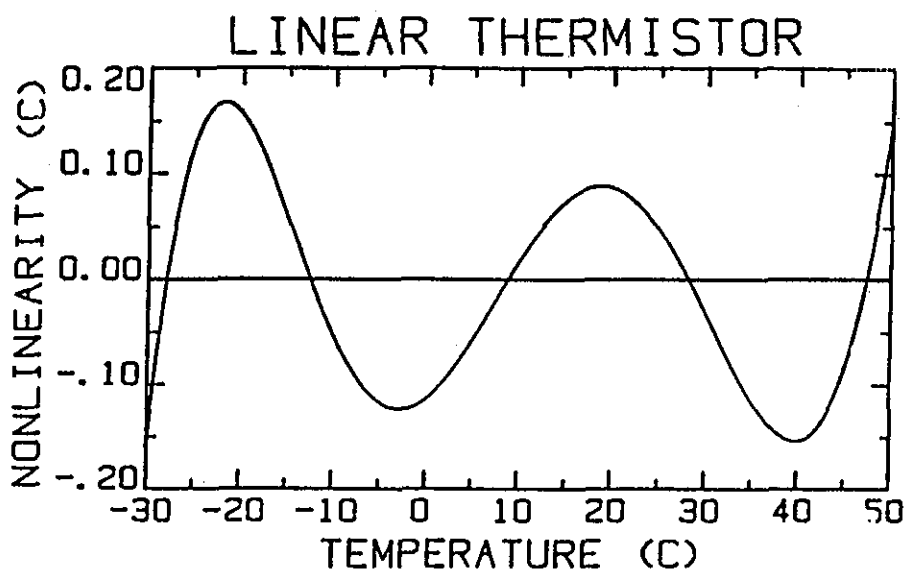


圖4：熱敏電阻之非線性反應誤差 (Brock,1990)

Fig.4 : Equivalent temperature nonlinearity error of a linear thermistor circuit vs. temperature
(After Brock, 1990)

(1)電阻具有較大的溫度係數 α

(5)經濟因素

(2)性質能維持一較長時間不會改變

(3)具抗蝕性

表六為白金、鎳電阻溫度計與熱敏式溫度計之性能比較。

(4)溫度電阻間呈線性之關係

表6：白金、鎳電阻溫度計與熱敏式溫度計性能比較*

Table 6 : Performance specifications of platinum and Nickel Resistance Thermometer versus thermistors

規 格	熱 敏 電 阻 400 probe型	熱 敏 電 阻 700 probe型	白 金	鎳
溫度範圍	-35 to 140C in 4 steps	0 to 100C	-350 to 1350F	-100 to 600F
解析度	0.1C/0.01C or 0.001C	0.1C	0.1F	0.1F
準確度	± 1% full	0.2C full	± 2F	± 5F
感應元件大小	5/32" dia 4 1/2" l	3/32" dia. 6 1/2" l.	1/4" dia. 11 1/2" l.	1/4" dia. 4" l.
輸出值	10mv full scale	10 mv full scale	1 v full scale	1 v full scale
反應時間	3.4s	3.6s	5.0s

※資料來源：Science Essentials Company, A Division of Beckman Instruments, Inc., Anaheim, California.

選擇電阻式溫度計的材料一般考慮以下因素：

(1)電阻具有較大的溫度係數 α

(2)性質能維持一較長時間不會改變

(3)具抗蝕性

(4)溫度電阻間呈線性之關係

(5)經濟因素

要利用電阻溫度計測量溫度可以惠斯登電橋（Wheatstone-Bridge）原理量測如圖5所示。T（溫度）變時G（檢流計）即改變，以此來測量電流（此種方法與電池電壓及表的靈敏度皆有關）。

2.熱電式溫度計

此種熱電式溫度計是測量因為溫度變化所引起之電流或電壓的改變量，最常被採用的熱電式溫度計為熱電偶（Thermocouples）

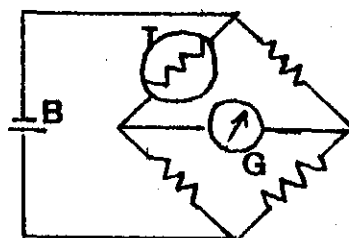


圖5：溫度測量之線路圖

Fig.5 : The circuit of temperature measurement

溫度計。如果一簡單的線路由兩個不相同的金屬做成且接觸（junction）在一起（圖6），如果兩端接觸點（一端接觸點稱測量點（measuring junction）另一端接觸點為參考點（reference junction）在相同的溫度下合成

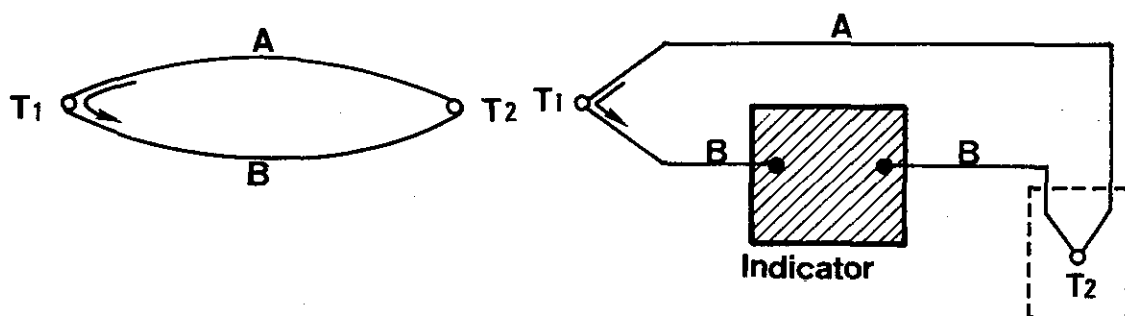


圖6：電熱偶式溫度計之測量原理示意圖。其中AB代表不同材質之金屬 T_1 及 T_2 代表不同之溫度。箭號方向代表電流之方向

Fig.6 : Elementary thermoelectric circuits T_1 and T_2 represent measuring and reference junction

的電動勢 (electromotive force; emf) 為0，但如果其中一端的接觸點溫度改變，則此二個電動勢不再平衡，會有一靜電動勢和電流產生。接觸點電動勢的大小和方向由兩端接觸點溫差及接觸線路之金屬種類而定。這種現象是1821年發現，稱之為Seebeck效應。

熱電式 (熱電偶溫度計) 具有以下之特性：

- (1) 如果採用之兩種金屬線路為均勻 (homogeneous)，則emf的大小和線路之溫度無關。
- (2) 如果有第三種金屬與線路A或B接觸，當新的兩個接觸點在同一溫度下時，則沒有新的emf產生。此即我們可以利用電壓表連接於線路(在相同的溫度下) 中來量測電壓。
- (3) 如果金屬A和C的emf為 E_{ac} ，金屬B和C的emf為 E_{bc} ，則金屬A和B的emf為 $E_{ac} + E_{bc}$ 。
- (4) 如果兩個接觸點之溫度分別在 T_1 及 T_2 ，並產生 E_1 的emf，同時在 T_2 及 T_2 中產生 E_2 的emf，則當接觸點的溫度在 T_1 及 T_2 時將產生 $E_1 + E_2$ 的emf。

熱電偶溫度計的優點為：(1)量測溫度範圍較廣(2)反應快(落後時間僅數秒)(3)堅固

且體積小(4)可靠(對輻射熱之反應低)(5)價格低廉(6)易於連接於一簡單之記錄器。然而因為產生之emf非常微弱，約 $40 \mu v/^{\circ}C$ 及溫度電壓稍為呈非線性反應，因此準確性較差。

美國儀器學會 (Instrument Society of America) 將一般常被用為熱電偶溫度計之金屬對以一些字母來代替。

Type T—銅 對 康銅

Type J—鐵 對 康銅

Type E—鎳含10%鉻 對 康銅

Type K—鎳含10%鉻 對 鎳含5%鋁及矽

Type R—白金含13%銻 對 白金

Type S—白金含10%銻 對 白金

Type B—白金含30%銻 對 白金含6%銻

由於Type T的熱電偶採用之金屬較能防鏽，因此在氣象中較常被採用。

emf和溫度的關係並非線性，可以下式表示：

$$E = a\theta + b\theta^2$$

以Type T為例， $a=38.63043$, $b=0.04132299$

在一般氣象溫度範圍內，可不考慮 $b\theta^2$ 之非線性項。

圖7為以Type T之熱電偶為例所劃之溫度—電壓反應圖。從圖中可以知道稍為具有非線性溫度—電壓之反應(非成一直線)。圖8則為

其非線性誤差之值。

如果將一些熱電偶連在一起則稱為熱電堆 (thermopile)，由特性(3)可以知道熱電堆合成之emf較大。

3. 電溫度計之比較

在電溫度計中較被常採用的為電阻式溫度計及熱電偶溫度計，以下為兩種溫度計之比較：

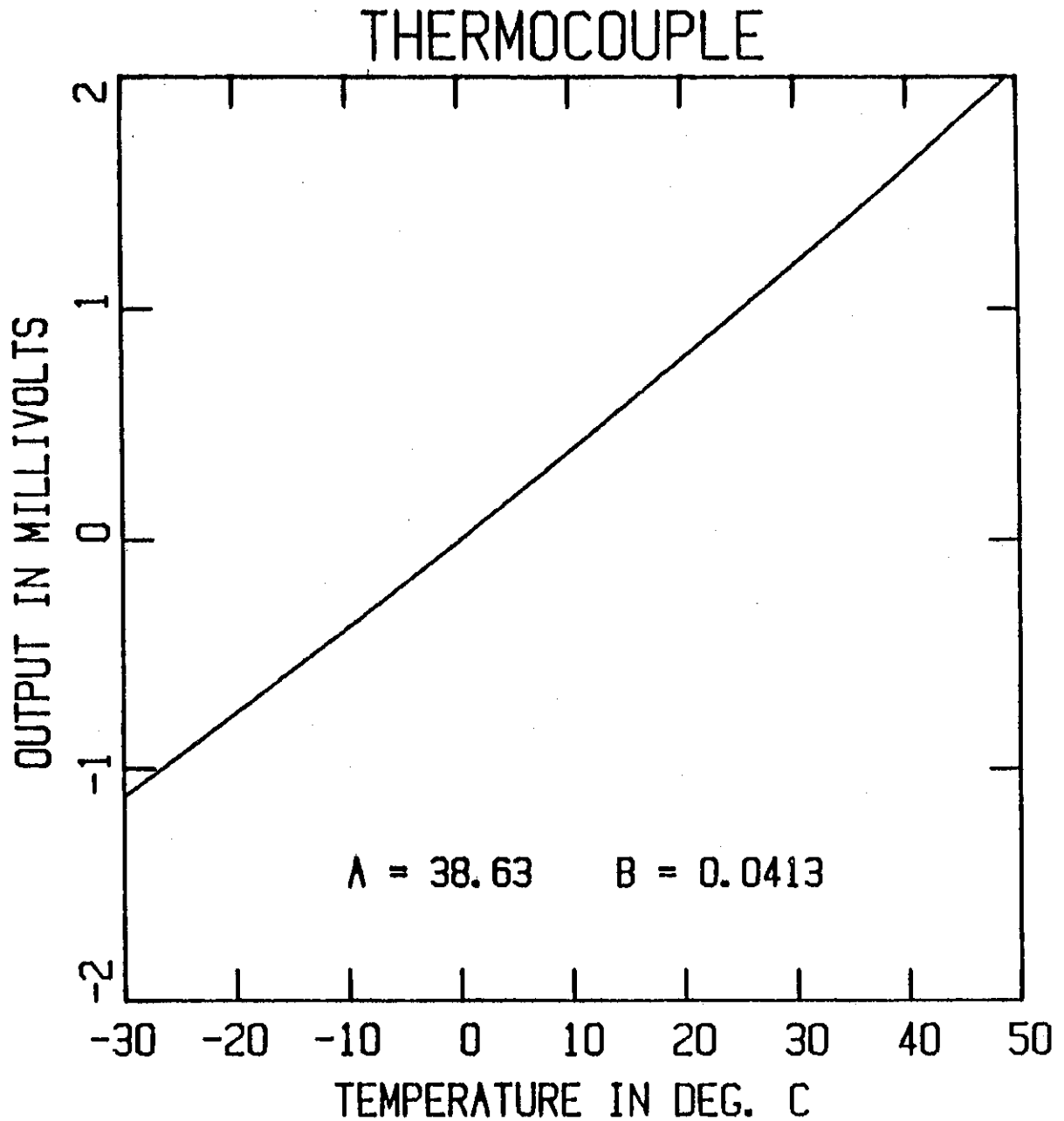


圖7：參考接觸點為0°C時銅-康銅熱電偶溫度計之溫度-電壓反應圖 (Brock,1990)

Fig.7 : Voltage output of a copper-constantan thermocouple

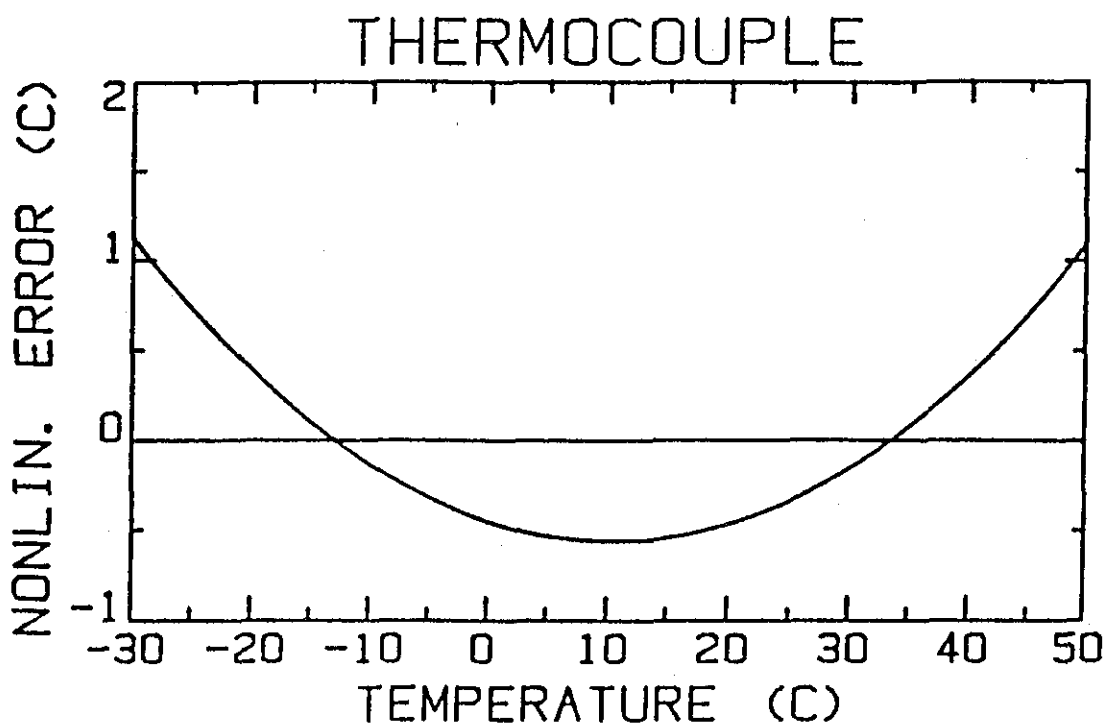


圖8：熱電偶之非線性反應誤差 (Brock,1990)

Fig.8 : Nonlinearity of a copper-constantan thermocouple

(a)測量方式

兩種電阻式溫度計（白金電阻及熱敏電阻）都直接測量溫度但熱電偶式需要一參考點，因此電路較複雜。

(b)溫度範圍

表七為白金電阻、熱敏電阻及熱電偶式溫度計之測量範圍以熱電偶最大，白金電阻次之，熱敏式最小。

(c)準確度

熱敏電阻最準確，其解析度可至 0.01°C
 白金電阻次之，其解析度可至 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$
 熱電偶式較不準確，其解析度可至 $\pm 1^{\circ}\text{C}$

(d)靈敏度

白金電阻： $0.1\ \Omega\text{F}^{-1}$
 熱敏電阻： $10\text{-}10^5\ \Omega\text{F}^{-1}$
 熱電偶式： $40\ \mu\text{V}^{\circ}\text{C}^{-1}$ (在 25°C ；Type T)

表7：白金電阻、熱敏電阻及熱電偶式溫度計測量範圍

Table 7 : Temperature range of platinum resistance thermistor and electrical thermometer

型 式	最低可量測溫度	最高可量測溫度
白金電阻	-297°F	2000°F
熱敏電阻	-475°F	600°F
熱電偶式	-475°F	6000°F

(e)應用性

熱電偶式具有較廣之應用性，常被用來當輻射計之感應元件；熱敏電阻由於形狀及大小可以變化同時可用於當風速計，用途正增加中。

(四)聲波溫度計

利用聲速在乾空氣中只是溫度的函數之原理製成。

$$C = \left(\frac{\gamma RT}{m} \right)^{1/2} \quad \dots\dots(2.15)$$

其中 γ ：比熱係數

R ：氣體常數

m ：分子量

T ：絕對溫度

C ：聲速

聲波溫度計之設計原理為利用電壓發射一高頻短波的音波傳到一固定距離，此脈波被一壓電裝置接到後產生一電壓將此電壓放大。利用計算發射到接收之時間差來求溫度。

此種聲波溫度計（通常為超音波）具有以下之優點：

- (1)沒有落後現象
- (2)不受輻射熱影響
- (3)可量測發射與接收距離間之平均溫度

四、溫度計的落後現象

當溫度突然改變後溫度計需要一段時間才能反應到真值，此種現象即為落後現象，每一種溫度計之落後時間不同，可用落後係數（時間常數；Time Constant）來表示此種現象。

溫度計和環境間的熱交換可以下式表示：

$$dQ = -\beta A(T - \theta)D\tau \quad \dots\dots(2.16)$$

其中 dQ ：在一段時間 τ 內溫度計與環境之熱交換量

β ：溫度計和空氣之熱交換係數

A ：感應元件之表面積

T ：溫度計之讀數

θ ：環境溫度

dQ ：熱量使溫度計溫度改變量為

$$dQ = mcdT \quad \dots\dots(2.17)$$

其中 m ：感應元件之質量

c ：感應元件之比熱

由（2.16）及（2.17）式得

$$\frac{dT}{d\tau} = -\left(\frac{1}{\lambda}\right)(T - \theta) \quad \dots\dots(2.18)$$

其中 $\lambda = \frac{mc}{\beta A}$ （ λ 為溫度計之落後係數；因此可知元件的熱容量愈大，散熱面積愈小則落後將愈大，熱交換係數通常為未知數與所用元件之材質有關。）

（2.18）式說明溫度計溫度的改變率

$$\text{由 (2.18) 式 } \int dT \left(\frac{1}{(T - \theta)} \right) = -\left(\frac{1}{\lambda}\right) \int d\tau$$

$$\text{上式之解為 } T - \theta = Ce^{-\left(\frac{\tau}{\lambda}\right)} \quad \dots\dots(2.19)$$

設 $\tau = 0, T = T_0$ 。並從（2.19）式得

$$\frac{(T/\theta)}{(T_0 - \theta)} = e^{-\frac{\tau}{\lambda}} \quad \dots\dots(2.20)$$

如果（2.20）式中 $\lambda = \tau$ 則

$$\frac{(T/\theta)}{(T_0 - \theta)} = \frac{1}{2.718} = 0.368$$

此即經過 λ 時間後，溫度差（ $T - \theta$ ）達到原先差值（ $T_0 - \theta$ ）的64%（即 e^{-1} ）。

假使已知 θ ，並且選一 T 。大於 θ 值，則溫度達到 T 值時的時間稱為落後係數 λ

將（2.20）式取自然對數則

$$\ln \left[\frac{(\Phi T_0 - \theta)}{(T - \theta)} \right] = \frac{\tau}{\lambda} \quad \dots\dots(2.21)$$

傳統溫度計之落後係數較大，但對綜觀氣象來說已可滿足，對高空探空觀測則需採用反應較快之電溫度感應元件。

五、溫度計的校驗

爲使所量測的溫度能準確，所使用的溫度計必需定期校驗，現場（on-site）校驗可以使用一工作標準（working-standard）之溫度計來當標準。然而實驗室之校驗則需要一些設備，例如恆溫槽。自記溫度計每日應與最高最低溫度計做比較，至少每兩年應做一次實驗室之校驗，如果大修後也應送實驗室再進行校驗。金屬電阻溫度計應與標準儀器每年做比較，半導體之電阻溫度計由於隨使用年限的增加而非十分穩定，因此建議應每月與準確之溫度計做比較，當然做比較時必須考慮各種元件之落後係數。

六、結 論

爲使氣象觀測所量測之溫度具有代表性及其限制性，因此本文介紹了氣溫測量的原理及誤差來源。由於空氣是不良的熱導體，爲了避免輻射熱的影響，因此溫度計必需置於適當的環境，又爲使所量測之氣溫有代表性，因此也需選擇適當觀測的地點。氣象上常用來測量溫度之溫度計依感應原理及構造之不同可以區分爲①玻璃液體式溫度計②變形溫度計③金屬液體式溫度計④電力式溫度計。一般而言電力式溫度計之反應時間較快，所測量之溫度範圍較大且靈敏度較高，較被常用爲自動觀測儀之用。本文同時也分析了各種不同原理之溫度計之誤差來源及測量原理。當然爲了使所測量的溫度能準確，所使用之溫度計必需定期校驗，以保持測得之溫度能具有代表性。

七、參考文獻

- Brock, F. V., 1990: Atmospheric instrumentation workshop (Surface Observing Systems), March 1990, Taipei.
- Floyd, Major P. M., Jr., 1952 : The effect of natural shading on temperature measurements, *Weatherwise*, 5, 16-17.
- Meteorological Office, 1981: Handbook of meteorological instruments, Her Majesty's Stationery Office, London.
- Middleton, W. E. K., 1969: Invention of the Meteorological Instruments, The Johns Hopkins Press, Baltimore, Md., 362 pp.
- Monroe, M., 1981: For the amateur: An efficient low-cost instrument shelter, *Weatherwise*, 37, 174-177.
- Snow, J. T., and S. B. Harley, 1987: Basic meteorological observations for schools: Temperature, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 68, 486-496.
- Sparks, W. R., 1972: The effect of thermometer screen design on the observed temperature. World Meteorological Organization, WMO, NO. 315, 106 pp.

STUDY ON PHYSICAL AIR TEMPERATURE MEASUREMENTS

Yeong-Junaq Wang
Central Weather Bureau

ABSTRACT

The measurement of air temperature near the surface of the earth is facilitated by the vast array of temperature sensors and supporting electronic modules that are readily available. Accuracy is limited not by technology but by our ability to use it and by our ability to provide adequate coupling with the atmosphere. Measurements of the thermofield in the atmosphere usually measure air temperature rather than heat. To accurately measure the true air temperature, two major problems must be solved: the time response and the radiation error of the temperature sensor.

This paper is to review errors of air temperature measurements and the physical principles of temperature measurements. We introduced some basic concepts in this paper and hope can be used as a reference for readers.

1991年3月佳里地震序列的研究

辛 在 勤 張 建 興 江 嘉 豪

中央氣象局地震測報中心

摘 要

嘉南地區自1964年白河地震後一直未有明顯的地震能量釋放，因此1991年3月的佳里地震序列雖只造成輕微的震害，而其後在1993年8月又再發生一次規模較小的地震序列，這兩次地震序列都發生在未曾發生過災害性地震的區域內，他們的地震特性確實值得深入探討。

佳里地震序列就空間分布而言在1975年曾文溪口群震的北方，如依其發生的時間分析，此序列的空間分布與該群震有相同的走向。分析1991年後的兩個地震序列，有類似的斷層面解，顯示佳里地震序列主要是東西方向的壓力造成向東北傾斜約 60° 的左向平移錯動。

利用佳里地震序列的地震分析震源模式，由地震矩和規模、截角頻率的關係中，發現規模小於3.5的地震有較大的地震矩及較小的截角頻率。

一、前 言

追溯嘉南地區地震活動，從1900年起至今可發現93年的時間期內共有15個地震造成地震災害(表1)，其中前14個災害性地震，皆發生在以梅山斷層、觸口斷層和新化斷層為範圍的區域內，這個區域就是大家熟悉的嘉南震區。而這些地震的發生與這些斷層的活動有著非常密切的關係。從1989年起地震學家分析此地區自1964年白河地震後，一直未有明顯的地震能量釋放，粗估其間所累積的能量應相當可觀(辛和呂，1990)。有鑑於此，該地震區的地震活動即為台灣地區的地震學者密切注意的事情。

圖1a為1900年至1993年間在嘉南地區所發生規模大於5.5的地震分布圖，圖中實心圓點表地震發生的位置及大小，分布成網格狀是因為歷史地震位置的準確度只到0.1度，圖中之線段上標有阿

拉伯數字是依據Hsu and Chang (1979)所定義之第四紀斷層，其各自之名稱則列於圖右。值得注意的是佳里地震(箭頭所指)在其方圓20公里內並未曾發生過其他規模大於5.5的地震。圖1b和圖1c分別為圖1a地震在時間上發生的序列和地震能量釋放累積曲線圖。綜合此二圖，從能量觀點而言，1906、1930及1941年有較大的能量釋放，雖然在1964年有10個規模大於5.5的地震發生，但與之前之地震能量釋放顯然並不顯著。從圖1c曲線的走勢非常難界定其能量釋放的上下限，但如以1906、1930及1941年的能量釋放為邊界，則此地區在1970年開始已進入了能量釋放期，至今估計已累積了足以發生規模7.0以上的地震。如仔細分析1941年以後的曲線，則50年來亦累積了相當大的地震潛能。

當地震觀測的焦點放在這個地區的時候，台南縣佳里鎮西北方約15公里處的外海，在1991年

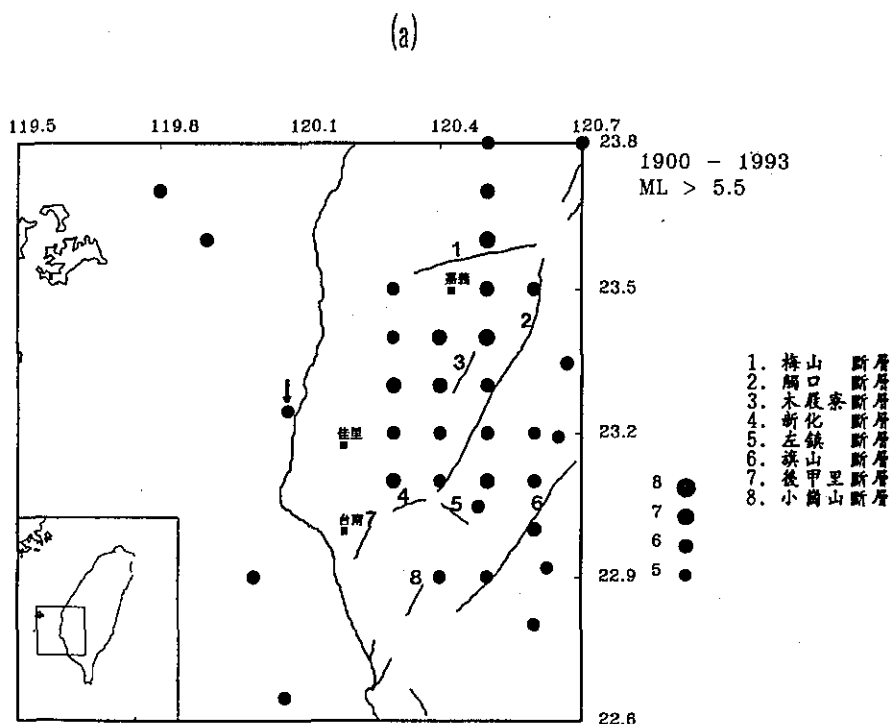
3月12日發生了規模5.7的地震，其後在10日內接連發生百次以上的餘震，而形成一個完整的地震序列。很明顯的這個地震並不是地震學者所談論及等待的地震。就位置而言，它發生在嘉南震區的西方，在過去並沒有災害地震發生過，甚至於在1991年3月以前是一個地震活動度非常低的地方，而在地表上也看不出有任何斷層走向與其相關。而在該次地震後，這個小區域（佳里西北方）的地震活動較之以前有很明顯的增加（每月平均5—10次的地震），甚至於1993年8月16日深夜發生規模4.7的地震，在此地震之前的兩小時內有6次的前震，之後的一天內有24次的餘震。綜合上述的地震觀測，此一小區域似乎形成了一新的震區。就地緣觀點而言，此一震區在嘉南震區的西緣，1975年曾文溪口群震區（許麗文和何美儀）的北方。

本研究利用中央氣象局地震觀測網所蒐集的地震資料，從地震活動度、地震分布特性以及震源特性等方面來探討佳里地震序列的地震特性。

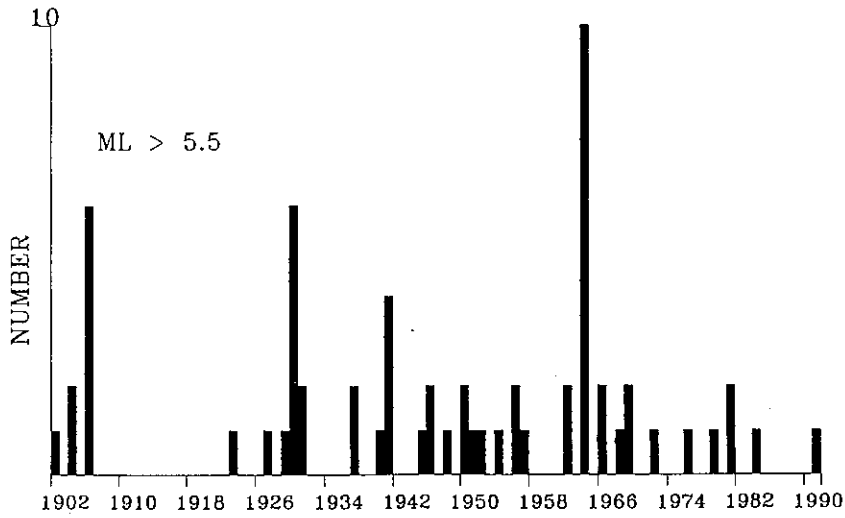
二、佳里地震的巨觀描述

佳里地震發生於1991年3月12日14時4分6.15秒，地震規模5.7，地震位置為北緯23.25°，東經120.08°，地震深度為11.85公里。此地震在台南縣佳里鎮西北的北門鄉和將軍鄉造成了輕微的震害，圖2為地理上的相關位置圖及相關之災害照片，圖中以點線圍成的圓形區為主要震害區，北門鄉一所民宅的磚牆倒塌，舊埤村一間三樓透天厝之牆壁多處龜裂，將軍鄉青山漁港防波堤多處裂開，馬沙溝鹽興橋橋頭兩邊塌陷，路面多處龜裂，長平國小之圍牆倒塌，將軍國小之禮堂屋頂塌陷，而且在將軍鄉有多人耳聞如音爆似的地鳴。

根據中央氣象局和中正大學所蒐集的強地動資料，圖3為佳里地震的等震度圖，圖中實心圓為地震位置，實心方形為有強震資料之站址（站址之位置資料見表2），阿拉伯數字則為震度級（中央氣象局震度級），有感範圍北至新竹，南至高雄，東到阿里山，有感面積（陸地上）約在1萬兩千平方公里左右。表2同時列出各觀測站在三方向之最大加速度值(PGA)。



(b)



(c)

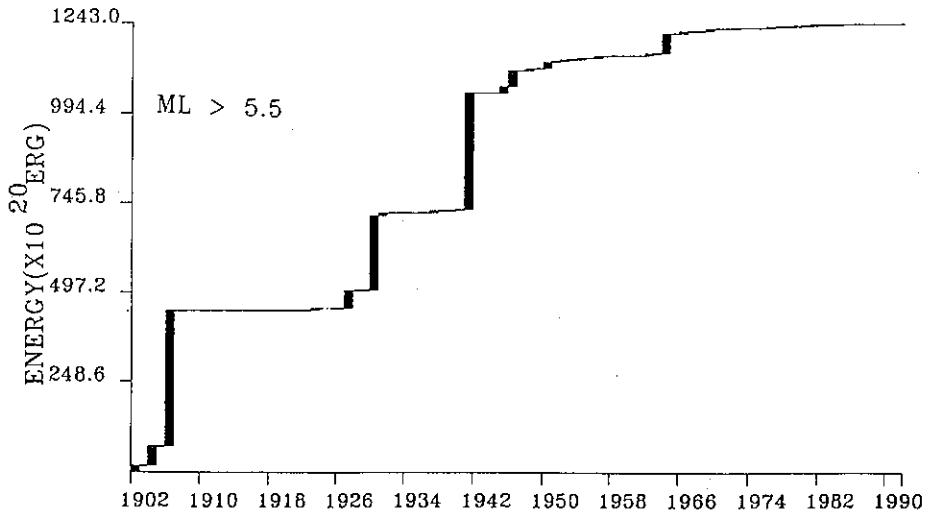
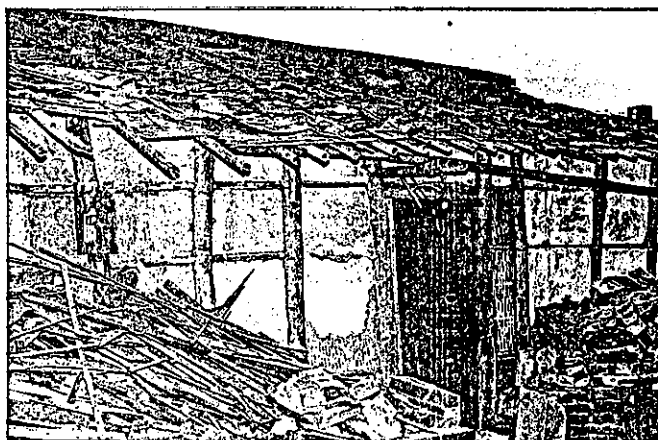
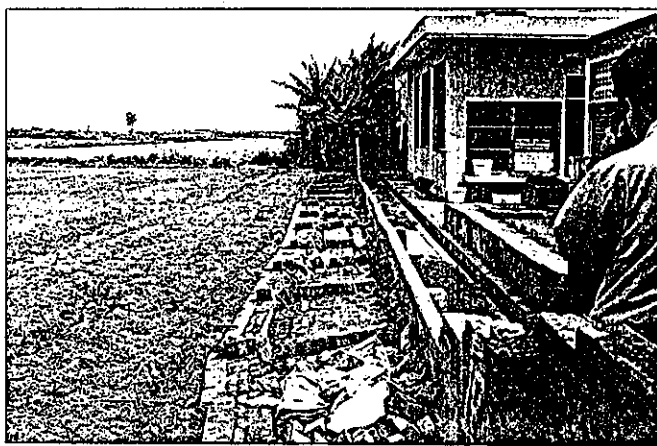


圖1. 1900-1993年嘉南地區地震規模大於5.5之特性分析,(a)空間上之分布,箭頭所指為1991年佳里地震位置,圖中阿拉伯數字標明第四紀斷層位置,(b)時間上之分布圖,(c)地震能量釋放之累積圖。

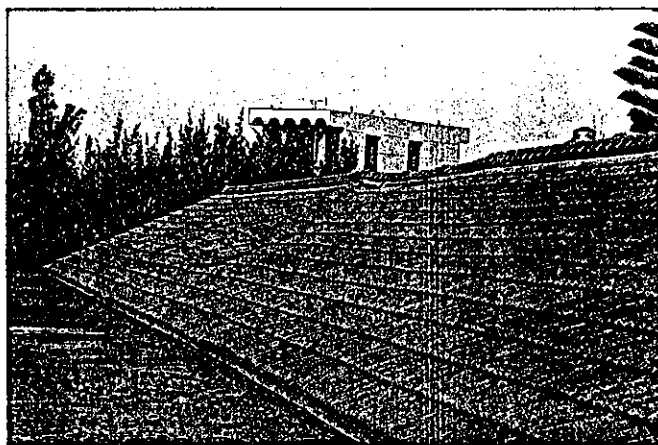
1991年佳里地震震害照片。



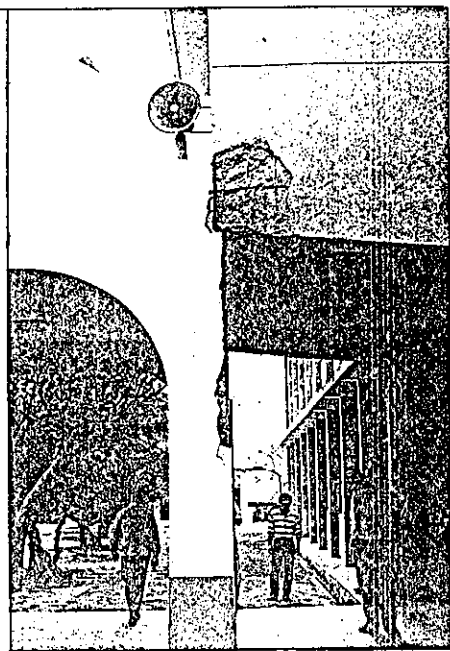
北門鄉民宅損壞



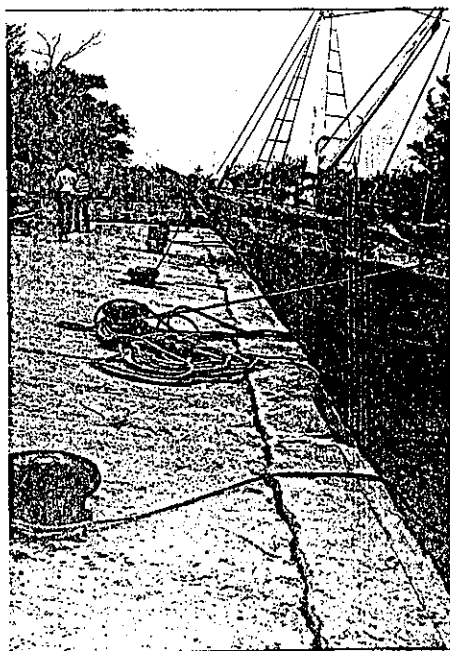
長平國小圍牆倒塌



將軍國小禮堂屋頂塌陷



將軍國小建築錯動



將軍鄉青山漁港波堤裂開



將軍鄉鹽興橋兩邊倒塌



赤坎樓文昌廟後屋頂柱下垂



舊埕村三樓房屋多處龜裂

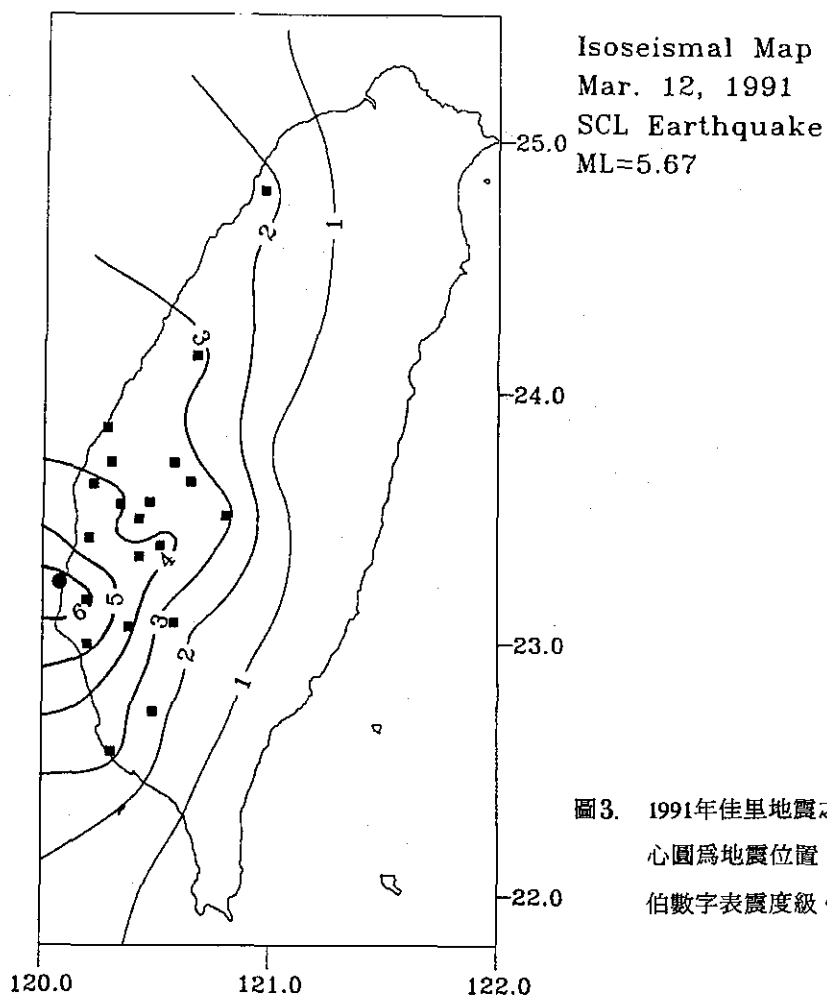
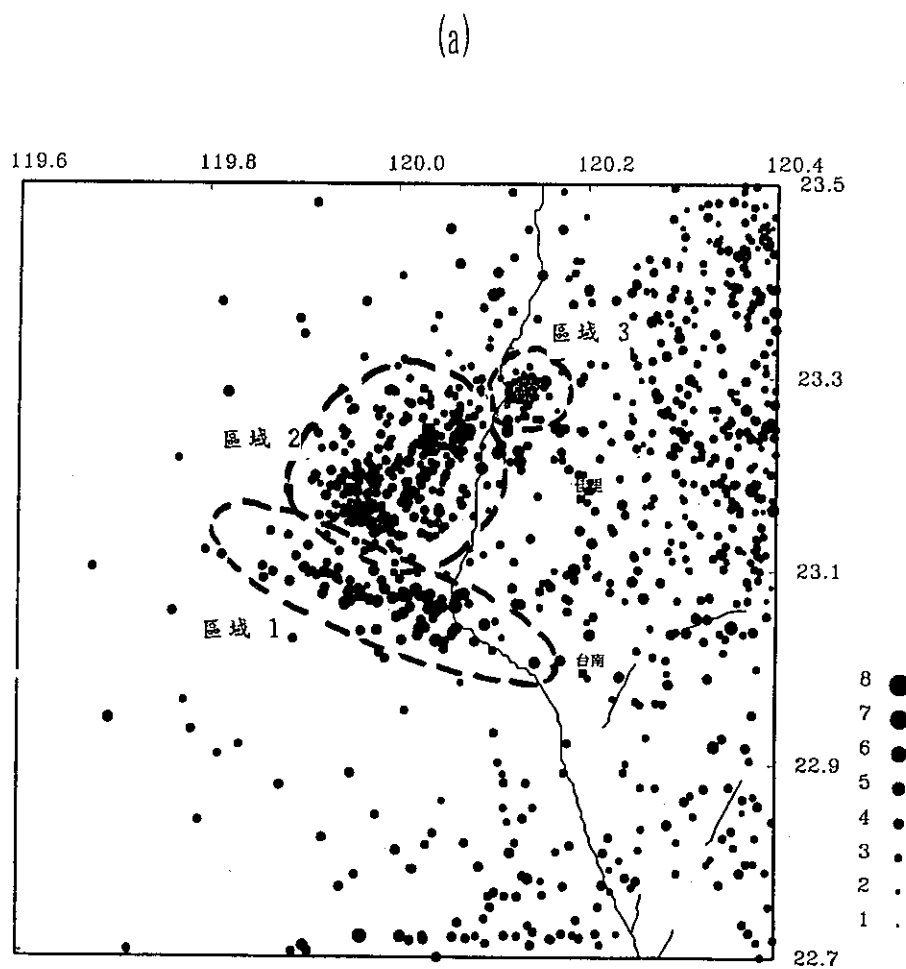


圖3. 1991年佳里地震之等震度圖，圖中實心圓為地震位置，等震度線上之阿拉伯數字表震度級。

三、地震活動分析

圖4各圖為嘉南地區自1973至1993年8月的地震活動圖(1973年是中央研究院地球科學研究所台灣遙測地震網開始運作的時間，自此台灣地區始有較完整的地震觀測)，圖4a是全部地震的空間分布圖，圖4b為在時間上的分布圖。從空間分布來看，最明顯的地震群是在佳里西方，而此地地震群又可細分為三個區如圖所示。如依時間上來看，區域1屬於1975年7月曾文溪口的群震區，該群震

區以東南—西北方向的斜線分布為主，區域2則是1991年3月的佳里地震序列區，佳里地震序似乎又可細分為兩群，其走向仍約略有如1975年群震分布的特性，區域3較小，發生於1993年8月，此地震序列則甚為集中。從圖4b地震的時間序列，可發現自1991年起地震活動趨於頻繁，是否因1991年中央氣象局地震網正式運作，提高偵測功能的結果？則需進一步探討。圖4c為嘉南地區21年來地震再現迴歸分析及規模統計圖， $\log N=5.9-0.93$ ML適用於規模2.8至5.6之間。



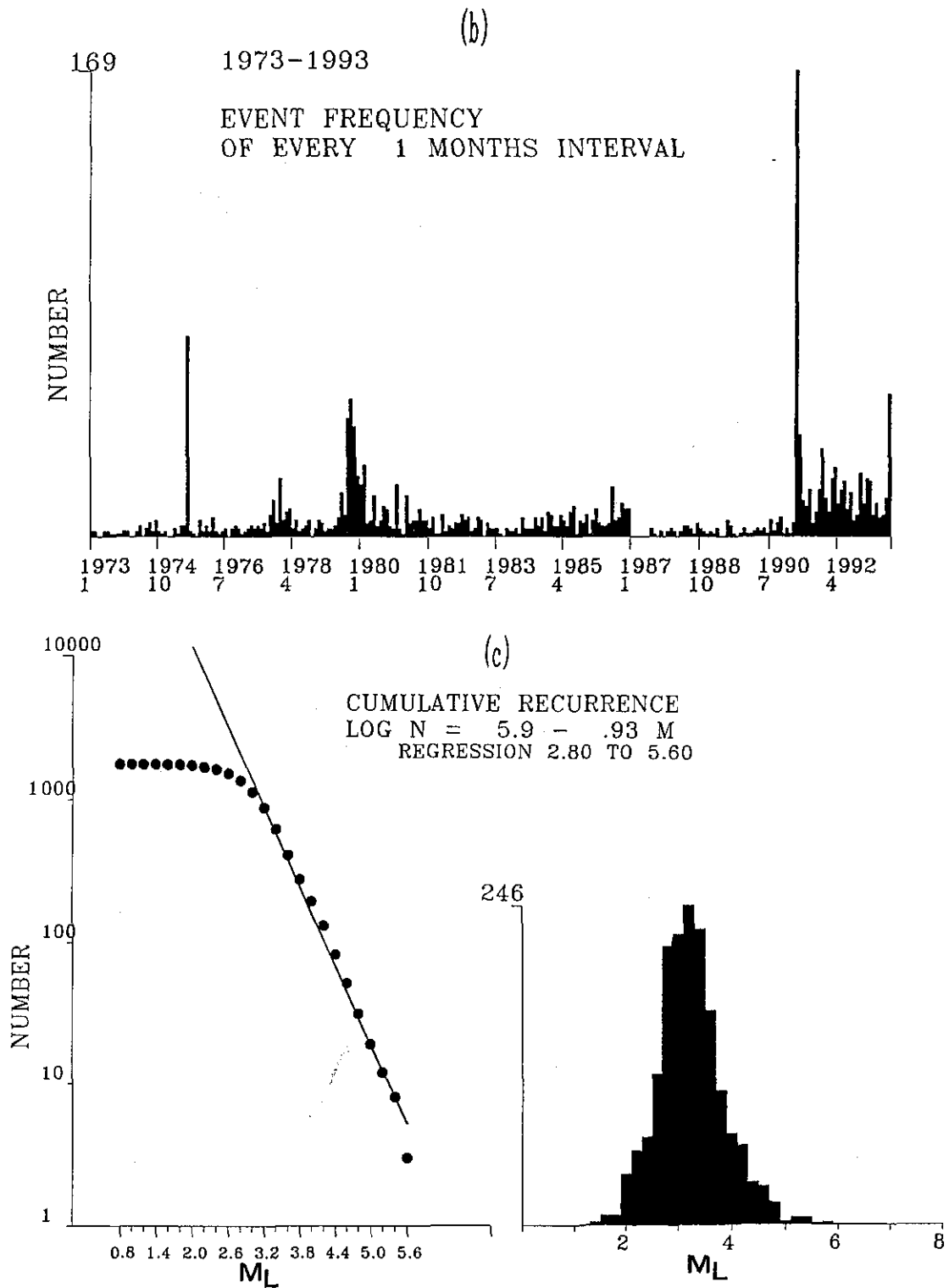
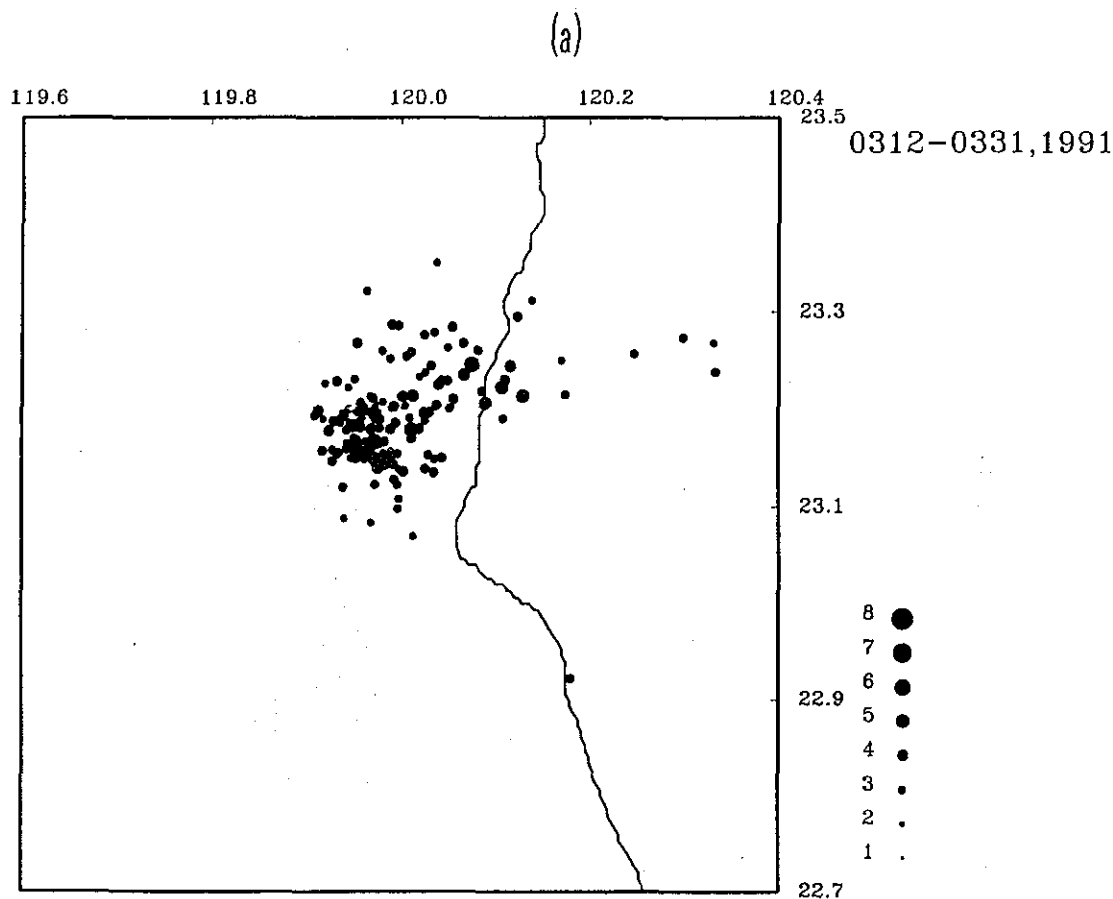


圖4. 1973-1993年嘉南地區地震活動圖(a)空間分布，大致上可有三群較集中之地震分布見圖所示，
(b)時間上分布，(c)地震再現迴歸分析及規模統計圖。

四、1991年佳里地震序列的破裂探討

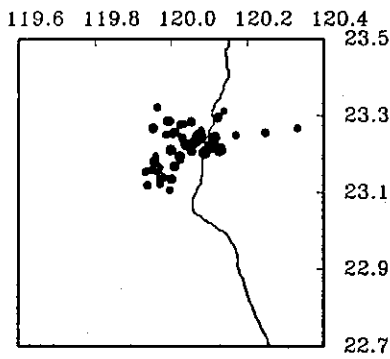
深入分析1991年3月佳里地震的分布(圖5a)，可分為兩群，第一群含主震呈明顯的東南西北走向，地震個數稍少，第二群略為零散，地震個數多，但仍可看出相同走向的分布，如依主震後不同時段看地震在空間上的分布(圖5b，各分圖上方表示不同時段之日期)，3月12日地震次數最多，東南-西北走向之分布非常明顯，這一群的地震在3月12日以後即明顯銳減，亦即地震向南方移動，形成下面的一群，而且有相似走向的分布，爲了比較地震分布的特性，取佳里地震序列主震後12小時內的地震、1975年群震和1993年8月之地震序列描繪於一起(圖5c)則佳里地震序列主震群的分布和1975年群震的分布幾乎有相同的走向。

在主震群中挑選了14個地震，每一個地震皆有15個測站數以上之地震記錄，進行聯合震源定位(JHD)分析，將主震視為標準地震，圖6爲此項分析之結果，左圖爲JHD以前和以後之地震分布比較，空心圓爲JHD以前之地震位置，實心圓則爲JHD以後之地震位置，相同的地震以直線連接，JHD以後地震更集中，東南-西北走向的分布更清楚。如從縱剖面上來看，取平行和垂直於走向的兩條剖面A和B，如左圖的表示方式，B剖面不僅在平面上成線型分布，在深度上亦呈現一條傾角約 60° 的地震分布，利用傳統求斷層面解的技巧，圖7是主震配合剖面分析所求得之斷層面機制解，圖中空心圓表下動，實心圓表上動，相對地震圖上的箭頭則爲P波讀取的位置，傾角 60° ，走向 315° ，滑動 -5° ，顯示主震爲一左向平移的

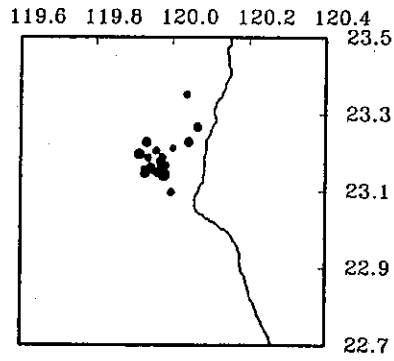


(b)

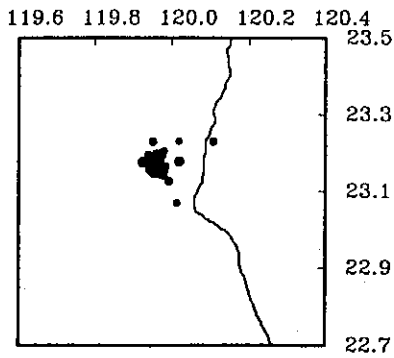
3 月 12 日



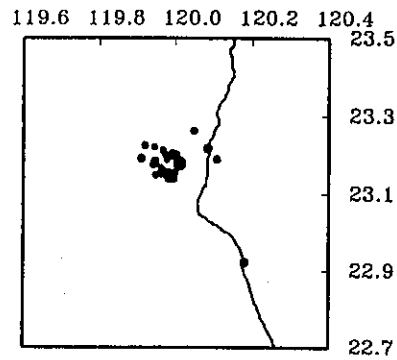
3 月 13 日



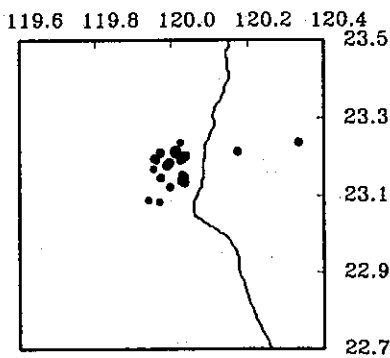
3 月 14 日 - 3 月 15 日



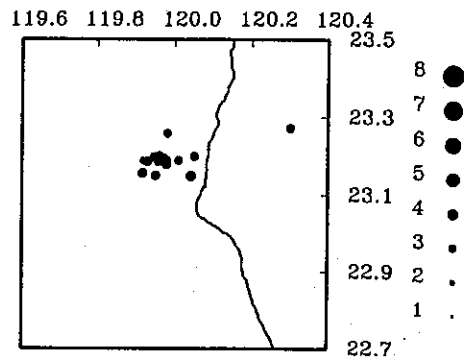
3 月 16 日 - 3 月 20 日



3 月 21 日 - 3 月 25 日



3 月 26 日 - 3 月 31 日



8 ●
7 ●
6 ●
5 ●
4 ●
3 ●
2 ●
1 ●

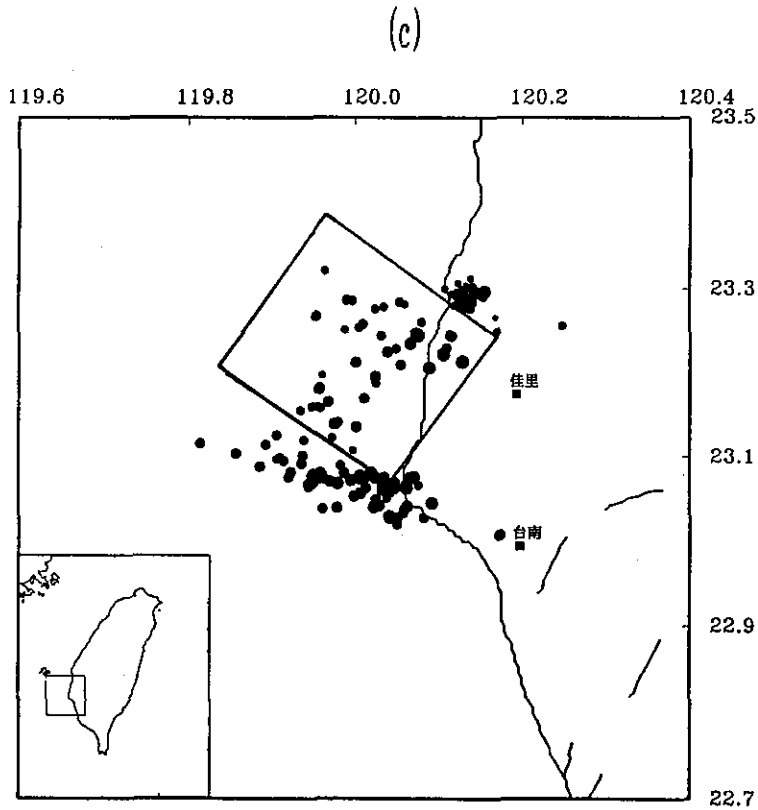


圖5. 1991年佳里地震分布分析

(a)3月12日至3月31日之所有地震分布，(b)各時段之地震分布，(c)主震後12小時餘震分布與1975年群震，1993年地震序列之分布比較。各時段之地震分布範圍如圖4，圖中正方形範圍為餘震分布，其上方為1993年地震序列之分布，其下則為1975年餘震之分布。

斷層面所引起，此結果與PDE上的分析結果（傾角 80° ，走向 307° ，滑動 -4° ）甚為吻合。如單從球形剖面上的資料而言，由於缺乏遠地的地震資料，及完整測站之方位分布，上述之解應有約 10° 的誤差範圍，如此並不影響其主要的機制。如果考慮主震的斷層面解及容許的誤差（以每 5° 為間隔），圖8為其他14個地震的組合斷層面解（Composite fault plane solutions），左右兩圖分別為JHD前和後的情形，綜合而言主要震群為一向東北傾斜的左向平移斷層錯動造成的。

利用組合斷層面解分析第二群的地震機制和1993年8月地震序列的地震機制於圖9a和圖9b，發

現類似於主震機制的解，說明了佳里震區主要是由東西走向的應力所主導。

五、1991年佳里地震序列的震源模式探討

為了探討佳里地震區震源模式之特性，利用Shin (1985) 和張等(1993)之方式分析Lg波震源頻譜，求取各地震之地震矩和截角頻率。圖10a是地震矩與地震規模之關係圖，圖中實心圓得自佳里地震序列，實線為此組地震資料的線性迴歸可表為 $\log M_0 = 0.973ML + 14.44$ ，空心圓為張等(1993)分析台灣地區372個地震之資料，忽略佳里地震序列內的較小規模之地震資料（如果可被用來計算地

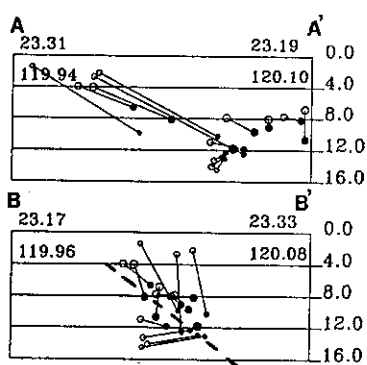
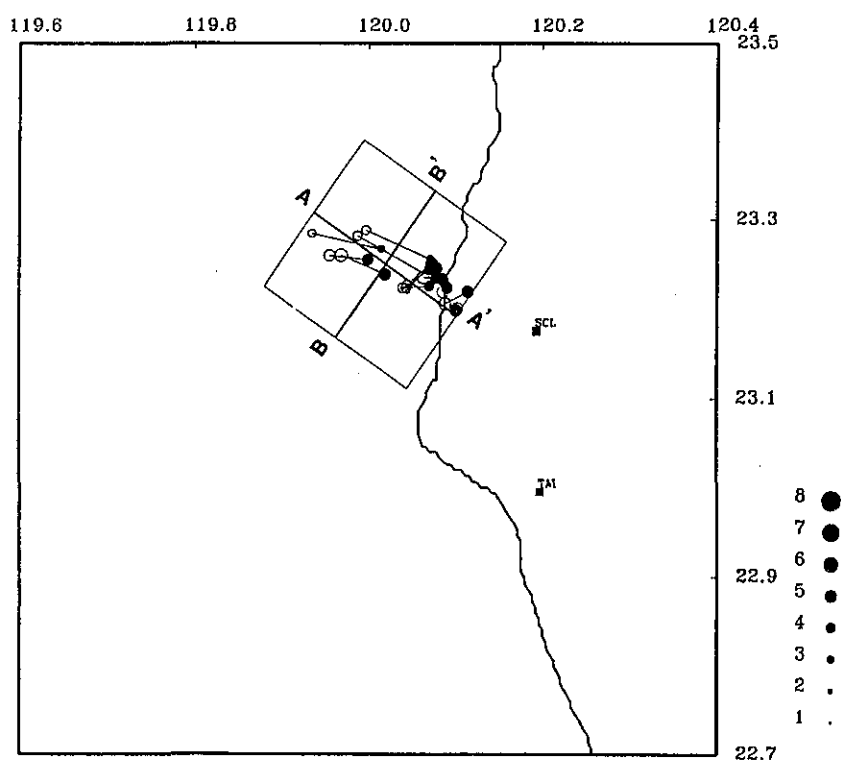


圖6. 1991年佳里地震主震後12小時內14個餘震之地震資料的JHD分析，空心和實心圓分別表示JHD之前和後之地震位置，圖右兩圖分別為A-A'和B-B'之剖面分析。B-B'剖面之斜段線為傾角 60° 。

UT : 1991 3 12 6: 4: 6.15
 Location : 23.25° N 120.08° E 11.85 (KM)
 Magnitude: 5.7 (ML)

DIP : 60.0°
 STRK: 315.0°
 RAKE: -5.0°

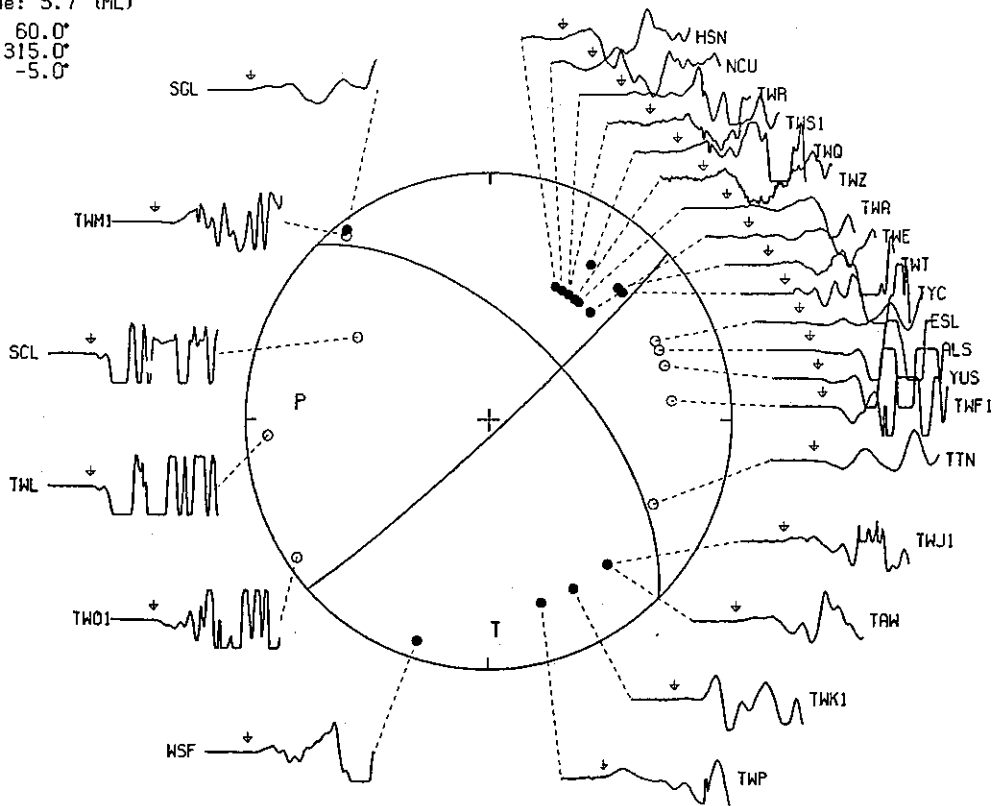


圖 7. 1991年佳里地震主震之震源機制解，圖中記錄上之箭頭標示P波之位置。

震矩測站數不足3個)，佳里地震序列之地震規模範圍較小，但仍可看出規模小於3.5地震的地震矩較之張等(1993)之結果有偏大的趨勢，顯示有較大的滑動量或破裂面積（ μ AD， μ 剪力係數，A平均滑動量，D破裂面積）。在規模大於3.5的資料則有重合的趨勢，圖10b是地震矩和截角頻率的關係圖，代表佳里地震序列的實心圓在規模2.5至5.2之間變化不大，其關係式為 $\log M_0 = -17.78 \log f_c$

+26.11，顯示小規模地震有相對於張等(1993)台灣地區之平均值有較大的破裂面積，同時也說明了為什麼小規模地震有相對較大的地震矩。圖10c是地震矩與破裂面積的關係圖，圖中四條直線分別代表1000Bar、100Bar、10Bar和1Bar等應力降線，由圖10各圖可知，佳里震區內小規模地震的震源特性似與台灣其他地區不同。

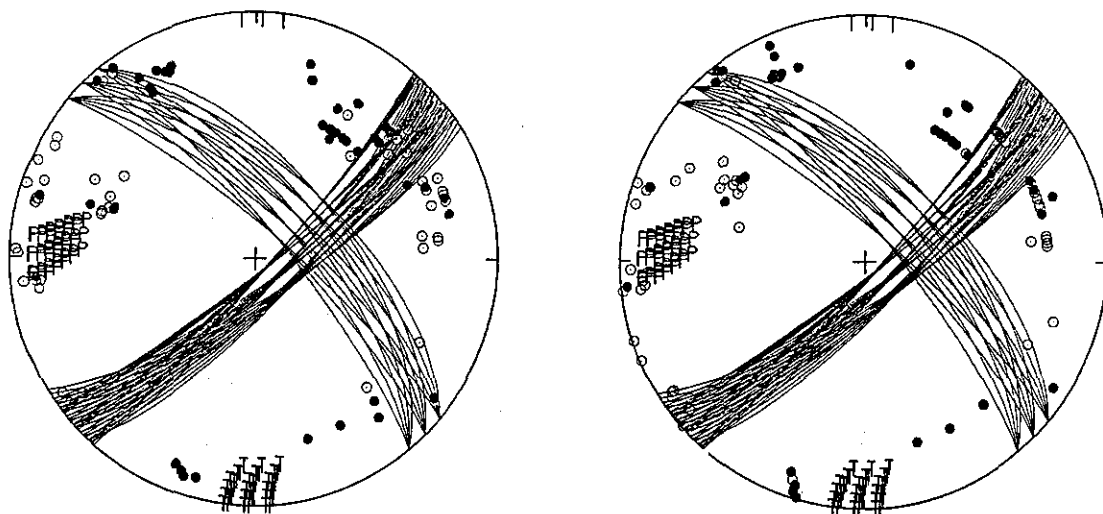


圖8. 14個經JHD分析地震之組合斷層面解，左圖和右圖分別為JHD前和後之分析結果。

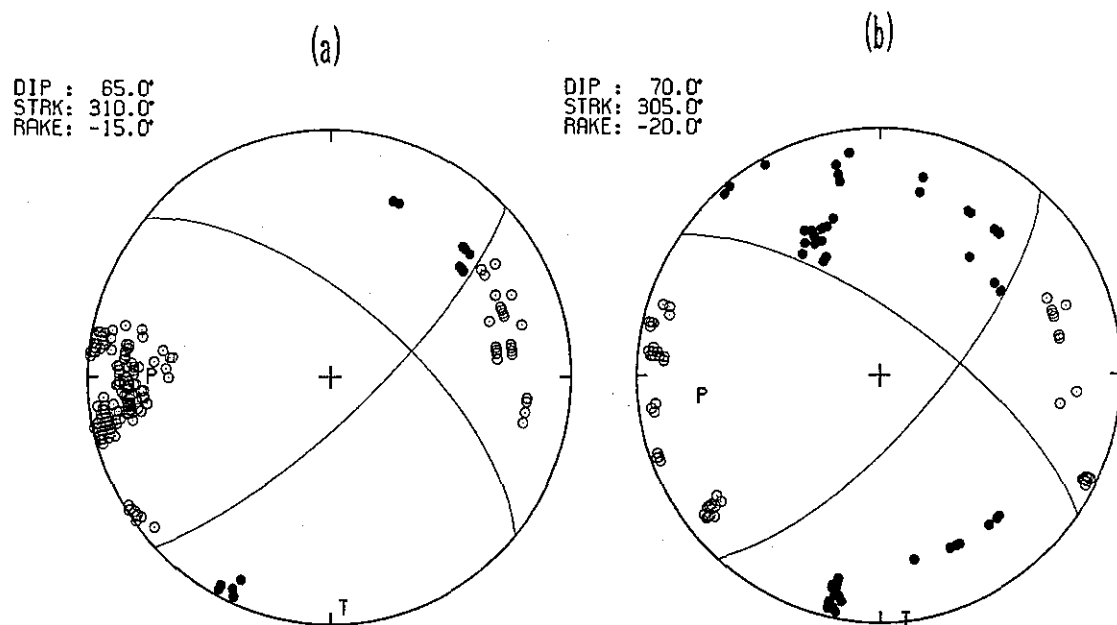


圖9. 地震之組合斷層面解(a)佳里地震主震12小時後之地震(b)1993年8月地震序列。以圖7和圖8為參考解。

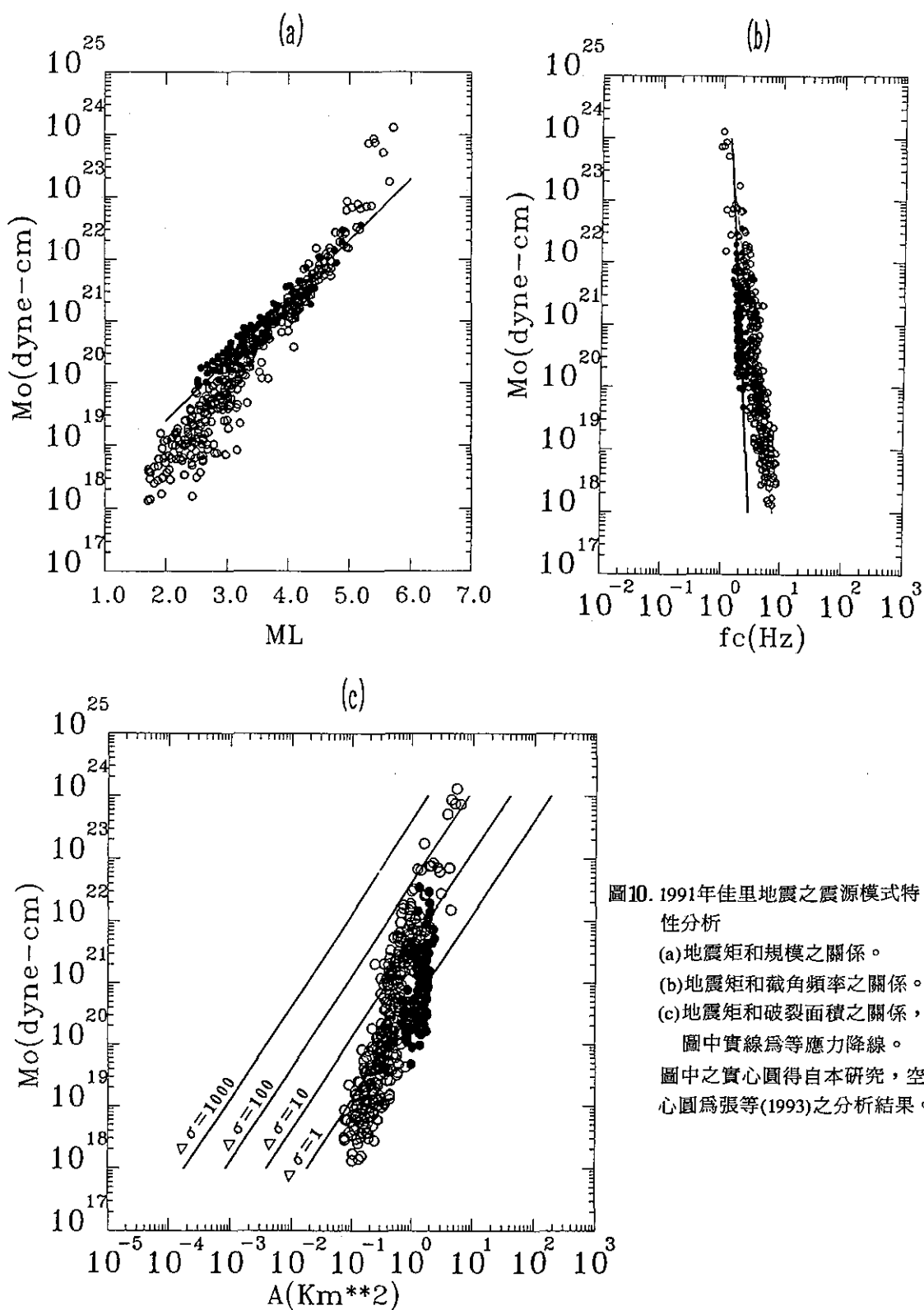


圖10. 1991年佳里地震之震源模式特性分析
 (a)地震矩和規模之關係。
 (b)地震矩和截角頻率之關係。
 (c)地震矩和破裂面積之關係，
 圖中實線為等應力降線。
 圖中之實心圓得自本研究，空心圓為張等(1993)之分析結果。

表 1 嘉南地區災害地震資料

地 震 時 間	位 置	深度	規模	災 害
	北 緯 東 經			人 房屋
年 月 日 時 分	度 分 度 分	公 里	ML	死 傷 全倒 損害
1904 4 24 14 39	23-30.00 120-30.00	.00	6.30	3 10 66 840
1904 11 6 4 25	23-30.00 120-18.00	.00	6.50	145 158 661 3179
1906 3 17 6 42	23-36.00 120-30.00	.00	7.10	1258 2358 6769 14218
1906 4 7 12 52	23-24.00 120-24.00	.00	5.80	1 6 63 263
1906 4 14 3 18	23-24.00 120-24.00	20.00	6.70	15 84 1794 10037
1923 5 4 18 41	23-18.00 120-18.00	.00	6.00	1 -
1927 8 25 2 9	23-18.00 120-18.00	.00	6.60	11 63 214 1209
1930 12 8 16 1	23-18.00 120-24.00	.00	6.60	4 25 49 614
1930 12 22 8 8	23-18.00 120-24.00	.00	6.60	14 121 2719
1931 1 24 23 2	23-24.00 120-24.00	.00	5.90	698
1941 12 16 19 19	23-24.00 120-30.00	10.00	7.10	358 733 4520 11086
1946 12 4 22 47	23-06.00 120-18.00	.00	6.50	74 482 1954 2084
1964 1 18 12 4	23-06.00 120-30.00	33.00	6.50	106 650 10502 25818
1964 2 17 5 50	23-06.00 120-36.00	33.00	5.70	3 422 4223
1991 3 12 14 4	23-14.74 120-04.47	12.26	5.67	2

註：1. 地震時間為台北時間

2. -表少許

表 2 佳里地震強震資料

站 名	位 置		PGA (cm/sec/sec)		
	北 緯	東 經	Z	NS	EW
SCL	23-10.51	120-11.62	75.0	311.0	160.0
KLI	23-25.26	120-12.34	57.0	67.0	56.0
TAI	22-59.71	120-11.82	27.0	100.0	78.0
TCH	23-03.97	120-22.87	30.0	47.0	39.0
BIH	23-20.78	120-25.79	11.0	49.0	42.0
CHY	23-29.86	120-25.47	8.6	13.0	21.0
WSF	23-38.28	120-13.30	11.0	26.0	63.0
SHK	23-33.36	120-20.56	15.0	49.0	58.0
USH	23-23.02	120-31.32	14.0	30.0	40.0
SGS	23-24.00	120-24.00	2.9	6.2	5.3
CCU	23-33.91	120-28.14	12.0	22.0	16.0
BCH	23-43.48	120-17.97	10.0	11.0	13.0
WTC	23-51.81	120-16.87	11.0	20.0	19.0
SGL	22-43.51	120-29.45	6.2	6.2	6.7
KAU	22-34.07	120-18.48	5.7	9.1	9.6
TUT	23-38.84	120-38.92	3.2	8.1	13.0
SKL	23-43.44	120-34.65	5.9	16.0	21.0
ALS	23-30.62	120-48.31	5.3	13.0	14.0
TCU	24-08.85	120-40.56	2.4	4.8	8.1
HSN	24-48.13	120-58.17	1.9	3.3	3.8

六、討論與結論

從時間、空間與震源特性等角度探討1991年3月佳里地震序列，發現許多具有意義的結論及須進一步求證的問題分述於下：

1. 就災害地震而言，佳里地震所造成的災害甚小，但其地理位置卻非地震學家注意過的地方，地表上亦未有任何可能的斷層與其有關連，而在之後地震活動頻繁，儼然是一個新的震區模式，如果此推論屬實，則後續是否有可能發生更大的地震，則有待進一步的資料佐證。
2. 就地震分佈而言，佳里地震序列（主震規模5.67）發生在佳里西北方，1975年曾文溪口群震的北方，在主震發生後12小時內之餘震，形成一條東南－西北走向的分佈，與1975年群震有相同的分布走向，在之後的餘震則移向稍南，介於主震群與1975年群震之間，亦可約略看出相同的分布走向。而1993年8月的地震序列有明顯的前震，偏向佳里地區的東邊而發生於陸上，主震規模較小只有4.7，此地震序列在空間上的分布較集中而圍成團狀。
3. 地震深度大都介於7公里至15公里間，佳里地震序列與1993年8月的地震序列皆有類似的斷層面解：傾角 60° ；走向 315° ；滑動 -5° 。由於缺少遠地資料，此解應有 $\pm 10^{\circ}$ 的誤差，但基本

上是一個由東西向壓力主導的左向平移的破裂機制，這個方向的應力分布似乎與台灣地區東邊板塊碰撞、南邊板塊隱沒及其北方北港重力高區皆有關連。

4. 分析佳里地震序列的地震震源模式特性，發現規模小於3.5的地震有較大的地震矩及較小的截角頻率，似乎顯示這些地震可能有較大的破裂面積。至於較大地震（規模小於5.2）則與台灣地區的平均值相似。

參考文獻

- Hsu, T. L. and H. C. Chang (1979). Quaternary faulting in Taiwan, Mem. Geo l. Soc. China, 3, 155-165.
- 辛在勤 (1989)。台灣地區Lg波的特性分析，氣象學報，35, 3, 171-184。
- 許麗文和何美儀 (1992) 台灣地區餘震在時間和空間分布上之分析與探討，中央氣象局研究報告第EW82-1A-06。
- 辛在勤和呂佩玲 (1990)。台灣地區地震發生潛能的探討，氣象學報，36, 2, 129-136。
- 張建興、呂佩玲和江嘉豪 (1992)。台灣地區近震規模（ML）與地震矩（Mo）關係之研究，中央氣象局研究報告第EW82-1A-07。

THE MARCH 1991 CHIA-LI EARTHQUAKE SEQUENCE

Tzay-Chyn Shin, Chin-Hsin Chang, and Chia-Hao Ching

Central Weather Bureau

ABSTRACT

A moderate magnitude earthquake occurred on March 12, 1991 in the Chia-nan area where no damaged earthquake occurred from 1964. The earthquake was located at the westnorth of Chia-li and caused minor damage near the coast area. The occurrence of the earthquake has significance in several folds especially for the Chia-nan seismic zone.

From the spatial point of view, the location of Chia-li earthquake is at the western part of the Chia-nan seismic zone. It is in the area where no damaged earthquake occurred in the historical record. Also, very low seismicity is found in that area before 1991. After that, the area become active compared to the Chia-nan seismic zone. On the other hand, the distribution of Chia-li earthquake sequence is similar to the distribution of swarm in 1975. Using the data collected by the Central Weather Bureau Seismic Net work (CWBSN), the focal mechanism of Chia-li earthquake is dominant in a left lateral rupture with west-east direction. The dipping angle of ruptural plane is about 60 degrees eastnorhtly.

The source scaling model is investigated for the Chia-li seismic zone by using data of Chia-li earthquake sequence. The relationship of seismic moment with magnitude and corner frequency reveals that a relative large seismic moment and small corner frequency is found in the study compared to those obtained for the Taiwan area.

明清時代的破壞性地震海嘯記錄

游 明 聖

經濟部中央地質調查所

摘 要

臺灣位於環太平洋地震帶西側之中心，自古以來常發生大地震，並因而導致地震性海嘯，本文重新檢討明清時代史籍中的地震海嘯記錄，發現疑似地震海嘯的記載有六次，分佈在北部的基隆及西南的臺南、高雄、屏東等地區，並整理其可能震央、地震規模、海嘯規模等。

關鍵字：歷史地震、海嘯、明朝、清朝、臺灣。

一、前 言

海水激盪上湧時形成驚濤駭浪，咆哮如巨雷、似虎嘯，謂之海嘯，亦曰海吼。按其成因可能為地形因素所造成：如錢塘江潮；可能由氣象因素所造成：如颱風豪雨造成的「海水倒灌」；也有可能因火山爆發所引起者；或由於沉積物大量衝入海中（如山崩）所引起；近年來甚至有因外來巨大能量所引起者：如核子試爆（徐明同，1981）。本文則試圖討論因海底地震所引起的海底擾動，而以長波型式傳播至海岸地區的與地震有關的海嘯。

地震海嘯是指海底發生強烈地震時海底地形急劇升降所引起的水面擾動，以長波傳遞至海岸地區，所引起的驚濤駭浪。日本人稱之為「津波」，其主要定義為「海洋自由表面，在短時間內，隨著任何大幅度的擾動，所形成之重力波系統」〔引自徐明同（1981）中之Dom（1968）〕。在此並不包括風暴海嘯或靜震（seiches）。由於海嘯在深水裏波長極大，約達100至200公里。波高則極小，僅約為30到60公分。其高長比約在百萬分之一點五至百萬分之六之間（陳靜生，1991）。而其週期極長，約五分鐘至一小時，所以在傳播中很難由波高識別，在海洋中航行的船隻不易發覺（楊春生、湯麟武、邵建林等，1983；陳

靜生，1991）。海嘯波長比最大的海深還要大，其運動路徑在海底附近也沒受多大阻滯，表現像淺水波一樣，不管海洋深度如何，波都可以傳播過去。當海嘯接近大陸海岸時，因海水深度愈來愈淺使得速度降低了，周期則保持固定不變，因此隨著波速的降低，波長逐漸減小，而波幅增大，使沿岸海水能在10到15分鐘內升高到30公尺以上。海嘯與其他波浪一樣，也受近岸海底地形和海岸輪廓的反射和折射的影響，因此同一次海嘯的破壞情形在各地也並不相同。至於海嘯的能量則大約為地震能量之十分之一（楊春生、湯麟武、邵建林等，1983），因此，雖然地震海嘯是由於海底地震所造成的，但並不是所有海底地震都能引起海嘯，據統計每一萬五千次海底地震中大約只有一百次能引起海嘯，發生機率不到百分之一，全世界每年約有二至三次之海嘯發生。其中百分之八十五分佈在環太平洋沿岸地區（楊春生、湯麟武、邵建林等，1983；李起彤，1991）。日本沿岸地區又佔最大部份，日本每六十年即發生一次嚴重海嘯（楊春生、湯麟武、邵建林等，1983）。臺灣地區與日本同屬太平洋西岸地震帶上，但被報導的災害性海嘯並不多，僅有1867年基隆海嘯的記錄罷了（徐明同，1981；楊春生、湯麟武、邵建林等，1983），有鑑於此，本文乃重新整理歷史文獻及已發表於刊物上的相關報導

(李起彤, 1991; 徐明同, 1980a, 1980b, 1981, 1983, 1988; 徐泓, 1983; 黃芳男, 1983; 楊春生、湯麟武、邵建林等, 1983; 鄭世楠、葉永田, 1989; 蔡義本, 1978, 1985), 並加入個人的看法, 將明清時代的地震海嘯重新做個較完整的歸納與檢討。

二、地震海嘯的形成機制

海嘯地震不但與地殼的升、降有關, 而且與地震規模大小、震源深度、和海水深度也有相當大的關連。一般說來: 地震規模在6.4 (徐明同, 1981) 或6.5 (李起彤, 1991) 以上, 震源深度在

25公里以內者, 較有可能發生地震海嘯; 若地震規模在7.5以上, 震源深度在40公里以內, 發生在較深海洋中的地震, 就可能形成災難性海嘯; 但震源深度超過海底表面50公里 (李起彤, 1991) 或80公里 (徐明同, 1981) 以下時, 海嘯發生的可能性就變得非常的小。破壞性海嘯震源區水深一般在200公尺左右, 而災難性海嘯的震源區水深則在一千公尺以上 (李起彤, 1991)。為了方便表示海嘯大小, 本文仍採用徐明同 (1981) 參考今村及飯田 [引自徐明同 (1981) 中之今村明恆 (1942) 及Iida (1958)] 所整理的綜合分級法 (表一)。

表一、海嘯規模之分級表 (參考徐明同, 1981)。

規 模	波 高	說 明
4	>30公尺	被害區域達到沿岸500公里以上者
3	10-20公尺	被害區域達到沿岸400公里以上者
2	4-6公尺	可使部分房屋流失人畜溺死者
1	2公尺左右	損害海濱的房屋帶走船舶的程度
0	1公尺左右	可能造成小災害者
-1	<50公分	通常無災害者

與地震有關的海嘯之發生機制主要有兩種: 一為因地震而引發的海底山崩所造成的, 稱為地震山崩海嘯 (圖一A)。另一種則為因斷層垂直落差所引起的, 其主要因素為斷層活動時, 斷層兩側的地塊一側突然上升而另一側迅速下降, 使由海底至海水面的水柱受擾動, 而由此送出一連串的波浪而形成, 此又稱地震斷層海嘯 (圖一B) (徐明同, 1981)。而地震斷層海嘯的形成機制又可分為下列兩種型式: 下降型海嘯和隆起型海嘯 (李起彤, 1991), 茲分別敘述如下:

(一) 下降型海嘯

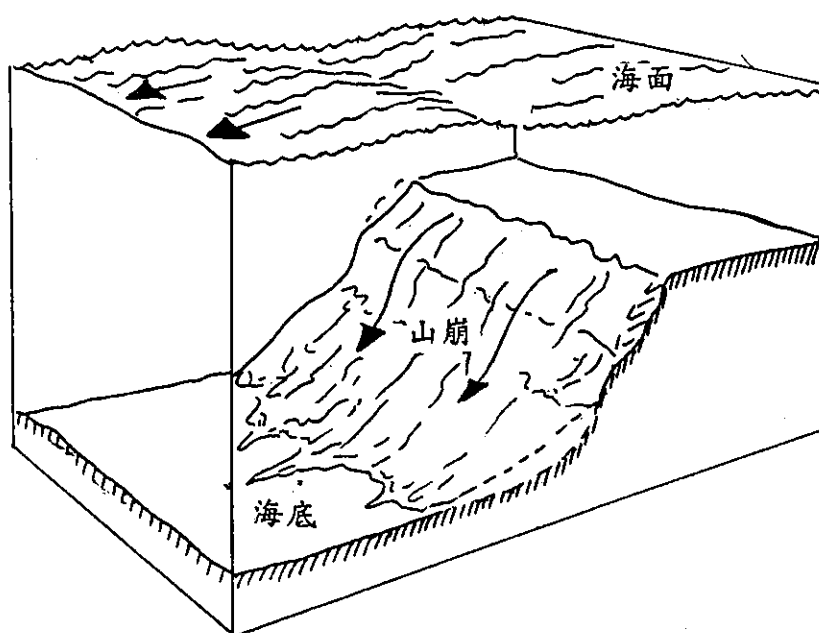
地震時由於海底突然陷落, 海水從四面八方迅速湧向陷落空間, 並在其上方形成大規模海水積聚。當湧進的海水在海底遇到阻力後又翻回海面, 產生壓縮波, 而形成長波巨浪, 猛烈向四面八方衝出。下降型海嘯的主要特色為在海底首先形成退潮現象: 1923年東京大地震和1960年智利

大地震引起的海嘯就屬於這種海嘯 (圖一C)。而1867的基隆海嘯則有上述的「海水先退後進」的現象。

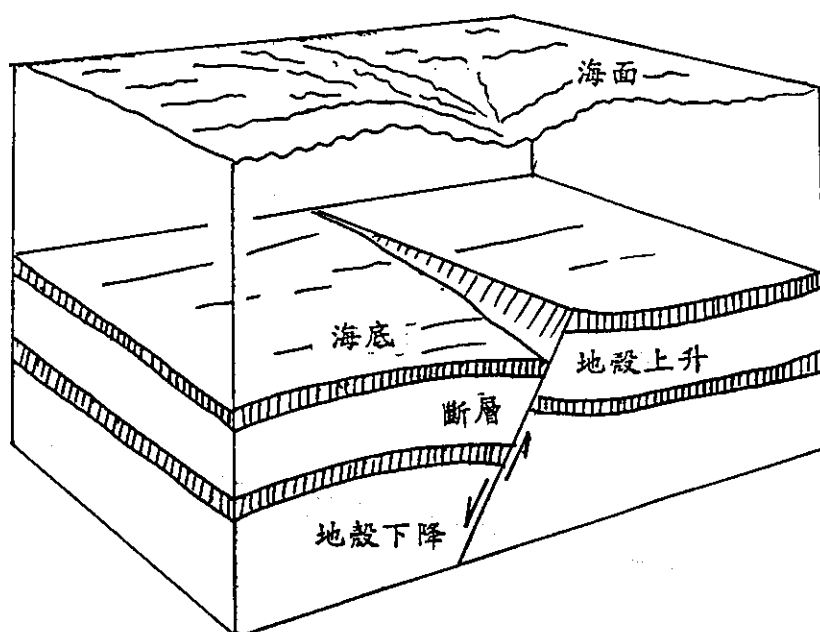
(二) 隆起型海嘯

地震時引起海底地殼大範圍急劇上升, 海水也隨著隆起區一起抬升, 並在隆起區上方出現大規模海水匯聚, 在重力作用下海水又從波緣區向四周傳播與擴散, 這樣使震央附近的海水發生了多次震盪, 從而形成洶湧巨浪。隆起型海嘯在海岸的首先表現為異常的漲潮現象: 1983年日本海規模7.7地震引起的海嘯即屬於此種類型 (圖一D)。而臺灣地區1781年的屏東海嘯不但異常漲潮, 並有「海水先進後退」的現象。

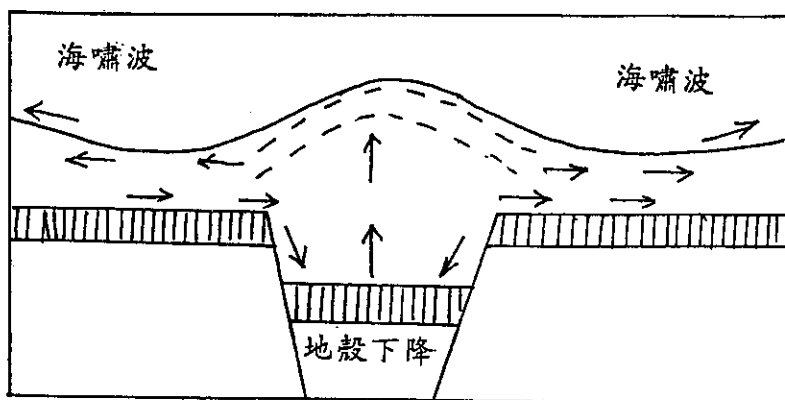
由於本文主要研究方法是歷史考證, 資料的解析度無法將地震山崩海嘯與地震斷層海嘯確實分開, 故在此不單獨分開討論, 而以地震海嘯通稱之。



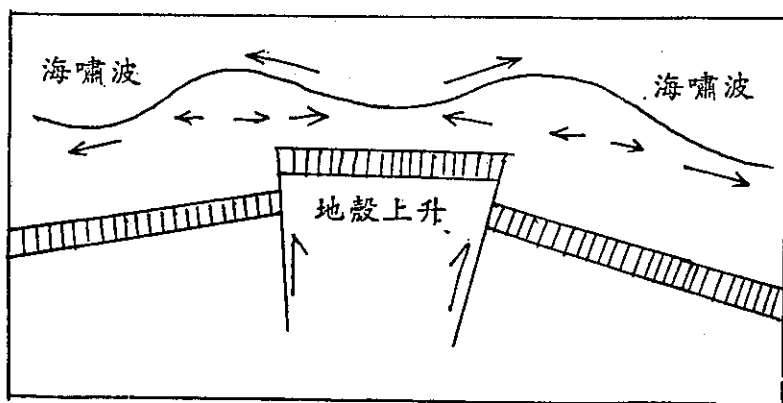
圖一A、地震山崩海嘯模式圖（參考徐明同，1981）。



圖一B、地震斷層海嘯模式圖（參考徐明同，1981）。



圖一C、地震斷層海嘯下降型模式圖（參考李起彤，1991）。



圖一D、地震斷層海嘯隆起型模式圖（參考李起彤，1991）。

三、中國大陸歷史地震海嘯記錄

由歷史記錄看來〔引自李起彤（1991）中之李善邦（1981）中國地震〕，民國以前與地震有關的海嘯僅有四次而已（表二），而此四次海嘯是否伴隨風暴或山崩，亦或地形效應在此無法深究，但其與地震有關則是清清楚楚，至於為何自公元66年以來，海岸線長達一萬八千公里的中國大陸會只有如此少的地震海嘯呢，其歸納可能原因有四：

(一) 平均海水深度較淺

以海水平均深度而言，渤海為18公尺，黃海有44公尺，杭州灣僅僅10公尺，而東海也不過340公尺，只有南海達到1200公尺之深；由一般經驗而言，除東海有破壞性海嘯，及南海有災難性海嘯之可能外，其於海域的海水深度對海嘯之形成而言均嫌太淺。

(二) 海底坡度平緩

中國大陸東方海域大陸棚以平緩寬闊著稱，外圍又有成串的島嶼，暗礁環繞，形成一道道的天然屏障，並不有利於地震海嘯的傳播。

(三) 地震斷層以橫移斷層為主

表二、中國大陸歷史地震海嘯記錄一覽表（參考李起彤，1991）。

時	間	記	事	出	處
173年6月28日至7月27日		北海地震海水溢		後漢書靈帝紀	
熹平2年6月					
1509年6月17日至7月16日		地震海水沸		嘉定縣誌	
正德4年6月		地震海水沸		寶山縣誌	
正德4年己巳夏				羅店鎮誌	
1640年9月16日至10月4日		海溢地震		揭陽縣誌	
崇禎13年秋8月		地震震海潮溢		澄海縣誌	
崇禎13年庚辰				潮陽縣誌	
1670年8月19日		地震有聲海溢		蘇州府誌	
康熙9年7月己未		濱海人多溺死			

除臺灣位於板塊碰撞點外，中國大陸東方海岸並不在板塊碰撞的海溝附近，而主要地震斷層也多屬於橫移斷層，在斷層活動時並無造成較大的垂直落差，所以較難產生地震海嘯。

四、臺灣地區歷史地震海嘯記錄

中國歷代君主大部份建都於北方，因而開發甚早，歷史記錄也較完備，至於南方及沿海或因文獻闕如，以致短缺。

四、臺灣地區歷史地震海嘯記錄

事實上，臺灣自公元1661-1867約200年之間，歷史記載的疑似海嘯記錄便有六次之多，平均不到40年即有一次，頻率比起日本的60年更高，其地震海嘯記錄於舊有文獻之中，茲分別節錄整理如下（表三）：

（一）明永曆14年（清順治18年12月中，1661年1月）

「1661年1月某日晨6時開始地震，約歷30分，居民均以爲地將裂開，安平房屋倒塌23棟，海地（安平）城破裂處處，大震之後仍不斷有輕微地震，使人如置身舟中，約3小時，無一人能站穩，其時適有三船入港，在水中亦激烈震動，一若即將覆沒者，此次地震中，有一事最可驚奇，即海水曾被捲入空中，其狀如雲，此次地震，無論海

中、在陸上，人身均能感覺，共歷6星期，事後知若干地方，皆發現裂痕，尤以山地爲甚，聞當時居民尚未經歷如此劇烈之地震」（徐泓，1983）。由上述「地震，海水曾被捲入空中，其狀如雲」看來，無疑爲地震海嘯，由建築物倒塌、山崩、海嘯等現象出現，而無明顯的地裂記載看來，其震央有可能在臺南沿海或外海，以其有長達6星期的有感餘震，可能爲淺層地震（徐明同，1979），由震度及經驗法則看來（徐明同，1981；李起彤，1991）其地震規模M初步估計至少在6.4以上，至於海嘯規模m只能以「捲入空中，其狀如雲」及並無帶走船舶及房屋流失看來，初步推估m約爲0。

（二）康熙59年12月8日（1721年1月5日）

12月庚子，又震，凡震十餘日，日震數次，房屋傾倒，壓死居民。因地震，海水冷漲，眾百姓合夥謝神唱戲（臺灣府誌等）（徐泓，1983）。由上述的「因地震，海水冷漲」看來，海水之上漲應與地震有關，而當年並無霜雪之報導（徐泓，1983），雖然資料十分有限，推測其仍有地震海嘯之可能，其震央或謂臺南附近（23.0° N，120.3° E）（李泓鑑等，1976）；或謂在嘉義（23.2° N，120.4° E）（徐明同，1983）；由「凡震十餘日，日震數次」看來，亦有餘震的記載，

表三、臺灣地區歷史疑似地震海嘯記錄一覽表。

時 間	可能震央	地震規模 (M)	海嘯 災區	海嘯分級 (m)
1661年1月 永曆十四年十二月中	臺南	6.4	臺南	0
1721年1月5日 康熙59年12月8日	嘉義、臺南	6.0 6.5	臺南	-1
1781年4月24日至6月21日 乾隆46年4、5月間	遠震	6.4	屏東	2
1792年8月9日 乾隆57年6月22日	雲林、嘉義	6.75 7.1	臺南	2
1866年12月16日 同治5年11月10日	遠震	6.4	高雄	0
1867年12月18日 同治6年11月23日	基隆	6.0 7.0	基隆	2

可能為淺層地震；至於地震規模M則有6.0（李汝鑑等，1976），6.5（徐明同，1983）兩種看法，關於海嘯規模m則受限於資料太少，僅以其並無造成災害之報導而推估為-1。

（乾隆46年4、5月間（1781年4月24日至6月21日）

「鳳港西里有加藤港（屏東佳冬附近），港有船通郡，往來潮汐無異，乾隆46年4、5月間，時甚晴霽，忽海水暴吼如雷，巨湧排空，水漲數十丈，不數刻，水暴退，間有牧地甚廣及附近田園溝壑，悉是魚蝦，撥刺跳躍，聞只淹斃一婦，嗣聞是日有漁人獲兩龜鼈，將歸，霎時間波濤暴起，二物竟去，漁者乘筏從竹上過，遠望其家已成巨浸，至水汐時，茅屋數椽，已無有矣」〔徐泓（1983）中引台灣採訪冊之「祥異，地震」〕。由於並無地區性的地震報導，有可能為

遠震，至於海嘯規模m則以其「水漲數十丈」，並使房屋流失，人畜溺死看來，至少為2或2以上。

（乾隆57年6月22日（1792年8月9日）

「乾隆壬子歲6月，郡城地震，次日，聞嘉城地大震，店屋、民房倒壞，而繼之以火，民房損毀過半，死者百餘人，時6月望，泊舟鹿耳門，船常搖蕩，不為異也，忽無風，水湧起數丈，舟人曰，地震甚，又在大洋中亦然，茫茫黑海，搖搖巨舟，亦知地震，洵可異也，被水沖失豁免田園共一百三十八甲三分」（徐泓，1983）。由「地大震，無風，水湧起數丈」看來，可能為地震海嘯無疑，其震央或謂雲林（23.7° N，120.4° E）（徐明同，1983）或謂嘉義（23.6° N，120.5° E）（李汝鑑等，1976；蔡義本，1985），本文則以其海嘯記錄認為其震央可能在雲嘉沿海或外

海；至於地震規模M則有6.75（李泮鑑等 1976），7.1（徐明同，1983；蔡義本，1985）不同說法，至於海嘯規模m則以「水湧起數丈」，且在「大洋中亦然」，此大洋應指鹿耳門外海而言，因此雖無人畜溺死或房屋流失，海嘯規模仍可能在2以上。

(四)同治5年11月10日（1866年12月16日）

「晨8點20分，發生地震，約歷一分鐘，樹林、房舍及港中船隻，無不震動，河水陡落三尺，忽又上升，似將發生水災（高雄）」〔徐泓（1983）引述Alvarez著Formosa書〕。由「地震，港中船隻無不震動，河水陡落三尺，忽又上升」看來，可能為地震海嘯的訊息，由於並無地區性的地震報導，可能為遠震，至於地震規模M則以徐明同（1981）及李起彤（1991）的研究經驗法則粗估在6.4以上，至於海嘯規模m則以其僅有的「港中船隻無不震動，河水陡落三尺」，寥寥數語，僅以其無因海嘯造成的災害報導推估為0。

(五)同治6年11月23日（1867年12月18日）

「地大震，雞籠頭（基隆）、金包里（金山）沿海，山傾地裂，海水暴漲，屋宇傾壞，溺數百人；北部地震更烈，災害亦更大，基隆城全被破壞，港水似已退落淨盡，船隻被擱于沙灘上，不久，水又復回，來勢猛烈，船被衝出，魚亦隨之而去，砂灘上一切被沖走」（徐泓，1983）；「在基隆聽到隆隆之聲，港內的水忽然退去，甚至於大小魚類在污泥中掙扎蠕動，女人和小孩們紛紛跑去拾取這意外的奇貨，而岸上的人則狂呼警告他們，說海水就會再來，海水果然像衝鋒似地回來，越過堤防，把沿岸低地上的房屋都掃去，這種狂潮的故事被當做歷史上的事變之一而傳下來；這一天基隆發生十五次有感地震，而引起災害者為第一次地震，第一次有感地震發生後十五秒內，基隆市街變成廢墟」〔蔡義本（1985）引述馬偕博士著From Far Formosa〕；近日訪問金山地區耆宿時，有兩位老者曾於三十幾年前在大屯山區，距今海水面約200公尺左右，發現木製船錨，已略見腐朽，纜繩有手腕粗，可惜確實地點已不復記憶。由以上所述可明顯的推斷出其確實為地震海嘯，地震震央則均被報導在基隆外海（

25.2° N，121.8° E）（徐明同，1983），（25.5° N，121.7° E）（李泮鑑等，1976），（25.3° N，121.7° E）（蔡義本，1985）；地震規模M則有6.0（李泮鑑等，1976），7.0（徐明同，1983；蔡義本，1985）兩種說法，至於海嘯規模m則有徐明同（1981）所推論的2。

五、討論與結論

(一)歷史地震海嘯的可信度

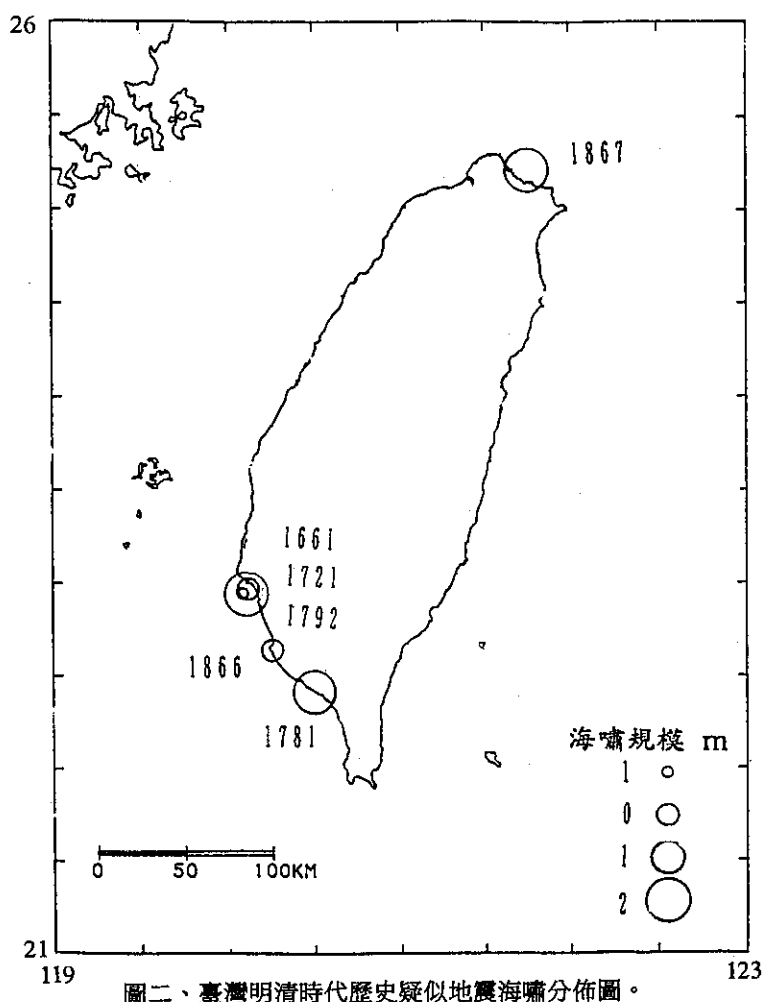
雖然上述的六次疑似地震海嘯記錄因歷史文獻記載得不夠詳盡：如1721年的海水因地震造成的冷漲，或1866年的因地震造成港中船隻無不震動，河水陡落三尺忽又上升，僅據此推斷地震或海嘯規模確實勉強，但依其記載海水變動與地震有關則是不爭的事實，因而將其列入疑似海嘯記錄；另外關於臺南附近之三次疑似地震海嘯（1661，1721，1792），已有多位專家學者依其證據定位陸上（李泮鑑等，1976；徐明同，1983；蔡義本，1985），本文並不質疑，僅提供另一方向的看法：此些海水異常變動的現象究係海底地震造成？亦或沿海地震造成近海海底震動的影響？還是活動斷層向西延伸入海？其中何者可能性較大？皆有待研究；至於高屏地區的兩次疑似地震海嘯（1781，1866）則以其並無其它區域性的地震報導而粗步推估為遠震。

(二)歷史地震海嘯的發生頻率

事實上，臺灣自公元1661-1867約200年之間，歷史記載的疑似地震海嘯記錄便有六次之多，平均不到四十年即有一次，頻率比起日本的六十年頻率，不可謂不高，其中尚未包括未被記錄者，雖然不知此項比較是否因為地震海嘯的定義不同所導致，但臺灣地震海嘯次數之多，則是不爭的事實，值得相當重視。

(三)歷史地震海嘯的發生地點

由上述六次疑似地震海嘯記錄看來 除了1867年發生於基隆外海外，其餘五次均出現在臺灣西南沿海地區，其中臺南有三次、高雄及屏東各有一次，其分佈見圖二，至於民國以來的地震海嘯記錄則主要在基隆與花蓮兩地（表四），由此推論基隆與花蓮未來仍有海嘯的可能是可以接受的



圖二、臺灣明清時代歷史疑似地震海嘯分佈圖。

表四、臺灣地區民國以來地震海嘯記錄一覽表。

時間	震央	地震規模 (M)	海嘯 災區	海嘯分級 (m)
1918年3月27日*	蘇澳	6.4	基隆	2
1951年10月22日	花蓮	7.3	花蓮	-1
1960年5月24日	智利	8.5	基隆	0
			花蓮	-1
1963年10月13日	千島列島	7.0	花蓮	-1
1964年3月28日	阿拉斯加	8.6	花蓮	-1

*此次海嘯記錄確有記載，但日期則各有不同，徐明同(1981)認為是1917年5月6日，楊春生等(1983)認為是1918年5月1日，經查鄭世楠等(1989)之臺灣地震目錄，此兩年間之較大且造成災害之地震只有1918年3月27日之6.4級地震，且其震央在蘇澳外海，所以在此暫時推測為此次地震所造成；當然也有可能是記錄不全或遠震引起，仍有爭議空間。

，而花蓮地區未在歷史記錄上表現出來則是由於其開發較晚的緣故（光緒元年—公元1875年—始設卑南廳），至於臺灣西南沿海地區何以變得不易發生地震海嘯？是週期未到？還是另有原因，亦有待更進一步的探討。

四、地震海嘯的規模

雖然現今之地震海嘯規模大部份介於0到-1左右，僅有1918年有2的規模，然而由歷史記錄看來，臺灣地震海嘯的規模有三次為2的記錄，佔了所有記錄的二分之一，此表示未來仍有發生大海嘯的可能，不能因近年來的記錄而掉以輕心。

五、地震海嘯的機制

單由歷史地震海嘯的海水進、退關係，而不考慮記錄的精確與否或缺失情形，初步判斷臺灣地震海嘯的成因，可能下降型與隆起型兼而有之：其中1866年的高雄海嘯與1867年的基隆海嘯屬於下降型；1661年、1721年及1792年等三次臺南海嘯及1781年的屏東海嘯則可能屬於隆起型。

六、其它可能為地震海嘯的記錄

除了以上所述的六次地震海嘯之外，仍有許多可能的地震海嘯隱藏在歷史記錄中而不被察覺：如同1661年4月29日「午後大艦船齊進鹿耳門，先時，此港頗淺，大船俱無出入，是日，水漲數尺，我船極大者，亦無？，意默助也」（黃芳男，1983），這段時期並無其它大風或豪雨的任何報導，另有一則記載「荷蘭為鄭成功所敗，地大震」（徐泓，1983），按鄭成功攻台始於永曆15年4月初1日（1661年4月29日），是否兩者有直接的關係？海水的突然暴漲的原因是否為地大震所造成的地震海嘯？另外，遠震造成的地震海嘯則更難判斷，舉例而言：康熙22年6月（1683年6月25日至7月23日）「澎湖潮水漲四尺」；康熙60年夏6月丙午（1721年7月10日）「鹿耳門潮水漲八尺」；乾隆12年（1747年）「臺灣、鳳山兩縣，潮溢，壞民田」；乾隆20年（1755年）「府儒學田，內被沖陷田？畝？分零」（徐泓，1983），這些的海水驟漲記錄均無颱風，大雨及其它氣象災害之任何報導，究竟是遠震或氣象因素，實難判斷，尤其如1755年的里斯本地震曾造成大規模海嘯（徐明同，1981；陳靜生 1991）

，是否會影響當時的臺灣都有待查證，但相信諸如此類的例子，仍不在少數，有待日後更多資料的研判。

六、誌謝

本文十分感謝中央氣象局辛在勤主任於審稿期間不厭其繁的給予許多寶貴的建議，謹此申謝。

七、引用文獻

- 李泓鑑（Lee, W.H.K.）、吳大銘（Wu, F.T.）、Jacobsen, C. (1976) A Catalog of historical earthquakes in China compiled from recent Chinese publications. B.S.S.A., vol. 66, no. 6, p. 2003-2016.
- 李起彤（1991）活斷層及其工程評價，地震出版社，169頁。
- 徐明同（1979）地震學，黎明文化事業公司，388頁。
- 徐明同（1980a）臺灣地震目錄（自1644年至1679年），國立臺灣大學地震工程研究中心，77頁。
- 徐明同（1980b）臺灣之大地震—1644年至現在—，氣象學報，26卷，第3期，32-48頁。
- 徐明同（1981）海嘯所引起之災害，氣象學報，27卷，第1期，1-15頁。
- 徐明同（1983）明清時代破壞性大地震規模及震度之評估，氣象學報，29卷，第4期，1-18頁。
- 徐明同（1988）地震工程，中國工程師學會，166頁。
- 徐泓（1983）清代臺灣天然災害史料彙編，行政院國家科學委員會防災科技研究報告，72-01號，114頁。
- 陳靜生（1991）環境地學，科技圖書股份有限公司，214頁。
- 黃芳男（1983）臺南市地形變遷的證據，中國地理學會會刊，第11期，29-45頁。
- 楊春生、湯麟武、邵建林（1983）臺灣東北部海岸地震海嘯數值推算之研究，行政院國家科學委員會防災科技研究報告，72-23號，57頁。

鄭世楠、葉永田（1989）西元1604年至1988年臺灣
地區地震目錄，中央研究院地球科學研究所，
255頁。
蔡義本（1978）二十世紀以前臺灣西部強烈地震之

回顧，科學月刊，第11期，31-35頁。
蔡義本（1985）清代臺灣有災害之地震研究，中央
研究院地球科學研究所集刊，第5卷，1-44
頁。（英文附中文摘要及附錄）

DESTRUCTIVE EARTHQUAKE TSUNAMIS IN THE MING AND CHING ERAS

Ming-Sheng Yü

Central Geological Survey, MOEA

ABSTRACT

Taiwan is located in the Circum-Pacific seismic zone, and has suffered great damage from a number of destructive earthquakes through out the history. Therefore, since the last stage of Ming dynasty, records of destructive earthquakes can be found in the historical documents. This paper is concerned with the historical tsunamis (seismic sea waves) in various regions in Taiwan. It states 6 large local earthquakes caused strong trunamis and invaded the Keelung, Tainan, Kaoshiung and Pintung.

Keyword : historical earthquake, tsunami, Ming dynasty, Ching dynasty, Taiwan

中央氣象局臺灣西部地區自動雨量及 氣象遙測系統簡介

第 二 組

中央氣象局

摘 要

台灣地區河川短促且水流湍急，在梅雨及颱風季節短時間內暴雨集中驟降，洪水產生，此種因中尺度及微尺度對流系統引發之豪雨不易由分佈稀疏之氣象站所監測。為加強區域豪雨之守視，中央氣象局自七十五會計年度起，在台灣各主要河川及地區籌建自動雨量及氣象資料蒐集系統，至八十二會計年度已完成台灣西部（中央山脈以西）七個子系統225站之建置，東部四個子系統則預計在民國八十五年底全部完成，全省共計334站。

此計畫完成之後，密集的自動雨量及氣象資料蒐集系統，將可大幅增加觀測資料來源及監視區域性豪雨。此外此等觀測資料能被用於洪水預報，即時對社會大眾發出預警。

本系統之測站分布如表一、圖一。

一、前 言

臺灣地區地形陡峻，河川短促，水勢急湍，每遇豪雨，常引發洪水成災。中央氣象局根據行政院「加強研究及改進區域性豪雨預報」的指示，於國科會大型防災科技研究計畫的支持下，與有關單位協同進行「台灣地區氣象與水文站網調查規劃」研究，依據其規劃報告，提出建立「台灣西部地區自動雨量及氣象遙測系統」計畫，旨在台灣地區建立密集性的自動雨量及氣象遙測站網，加強豪雨及其他氣象要素的觀測，提供豪雨及天氣預報資料，俾能適時發布警報，減少災害損失。

本自動測報系統，是以台灣西部地區為範圍，依流域及地區區分七個子系統，採取分年分區方式逐步進行建站。首期於民國七十六年五月完成淡水河流域及桃竹地區部分；迄民國八十二年三月完成最後一期之嘉南地區部分，全部歷程長達七年之久。計建立自動雨量站175站，自動氣象站50站，另有中繼站26站，區域資料處理站8站及中心站一處，耗資新台幣三億伍仟捌佰萬元。

二、系統結構

本遙測系統是一結合氣象測計、無線電通信及電腦資訊等科技技術之產品。除中心站設於局本部外，每個子系統由自動雨量站、自動氣象站、中繼站、區域資料接收站及區域資料處理站組合而成。系統結構如圖二。

(一)遙測站

遙測站依蒐集的氣象要素之不同，分為雨量站、氣象站及氣象雨量站三類。每一遙測站之基本配備有資料感應器、太陽能板、雷擊保護裝置、微處理器及發射天線等。資料感應器所蒐集的資料經微處理及編碼後，以無線電波方式自發射天線送出。

氣象資料（包括溫度、風向、風速及日照時數）是每個小時蒐集一次；雨量資料則是在降雨發生時，立即蒐集，且即時將資料傳送到區域資料處理站。若遙測站所送出的無線電波無法直接傳送到區域資料接收站，則需用中繼站做電波轉

送的工作。

(二)網路架構

遙測系統中的每一個子系統或相鄰的兩個子系統會共用一個區域資料接收站及區域資料處理站，共用情形是視地形因素或機關因素而定。

各區域資料接收站接收自中繼站或遙測站的無線電信號加以解碼後，送入區域資料處理站的電腦系統做資料處理。

淡水河流域的區域電腦因距離中心資料處理站之主要電腦較近，而直接以乙太網路相連外，其他的區域電腦則經電話數據專線及數據機等軟體連接到中心站的router上，再以乙太網路連結中心主電腦。各個區域電腦也因此可互相連絡，而不經過中心電腦，減輕中心電腦的工作負荷，各區域資料處理站與中心資料處理站之電腦網路架構如圖三所示。

(三)應用軟體與資料庫

本遙測系統所使用的應用軟體乃一蒐集及分析氣象與水文資料的資料管理系統軟體，可自動處理資料庫的建立，資料品質管制、資料壓縮及資料統計存檔等工作。此套軟體由即時、批次及交談式三類組合而成。即時軟體主要是負責即時資料的接收、解碼、分類、存檔、異常值偵測及品管等工作；批次軟體則從事每日或定時性的檔案建立、診斷訊息產生、磁碟空間的回收及某些統計值的計算等工作；交談式軟體則提供線上資料查詢、資料檔修正及磁帶檔建立等功能。

區域電腦及中心電腦皆有資料庫，區域電腦因磁碟空間有限，目前只存放該區域最近一星期內的逐時資料，而無逐日資料。中心電腦的磁碟空間較大可保存所有遙測站近一年的逐時資料，逐日資料則是從設站以來的資料皆存放在其中。超過儲存期限的資料則儲存在碟帶上。

三、系統現況

本系統自民國七十六年五月第一個子系統淡水河流域及桃竹地區部分啓用迄今，已運作六年多，其餘各子系統陸續完成啓用後，皆正常運作，

極少發生故障。由於系統的堅固可靠與穩定性，充分發揮預期的系統功能。歸納本系統有下列的特性：

(一)通信效果優異

許多遙測站是設置在山區，而本系統遙測站與區域資料處理站及中心站間之資料傳送方式經仔細設計，資料通信的整體表現很好，故障及缺報率甚低。

(二)儀器堅固可靠

山區的高溫及高溼度使得遙測站氣象儀器的折損率提高，因此本系統對氣象儀器的強固性要求甚高，本系統氣象儀器經多年使用，故障甚低，各站皆有防止雷擊設備，避免落雷而使資料中斷或異常發生。

(三)資料查詢方便

資料庫內的資料可藉終端機做線上即時查詢，並可予以列印。中心站電腦配備有個人電腦彩色終端機，可利用MAP圖形顯示子系統查詢及顯示逐時雨量及風向、風速等氣象觀測項目。

(四)具有警告系統

當降雨量或風速超過警戒值時，該系統會發出警示訊息，提醒預報或監控人員注意，以採取必要的措施。

四、系統之改進

本系統自民國七十六年啓用至今，曾做過下列各項之改進：

(一)中心站電腦設備之改善

爲了處理日益增多的資料量，且不減緩原有的執行速度，主機由原來的VAX 8200提昇至VAX 8350；主記憶體容量由8MB擴充至24MB；另增購容量爲622MB及1.5GB的磁碟機各一部：

(二)網路結構的改善

爲減輕中心站主電腦的負荷，減化資料在電腦間的通信方式及維修方式，在中心站增加DECnet router一部，專職中心電腦與區域電腦間的資料通信工作。

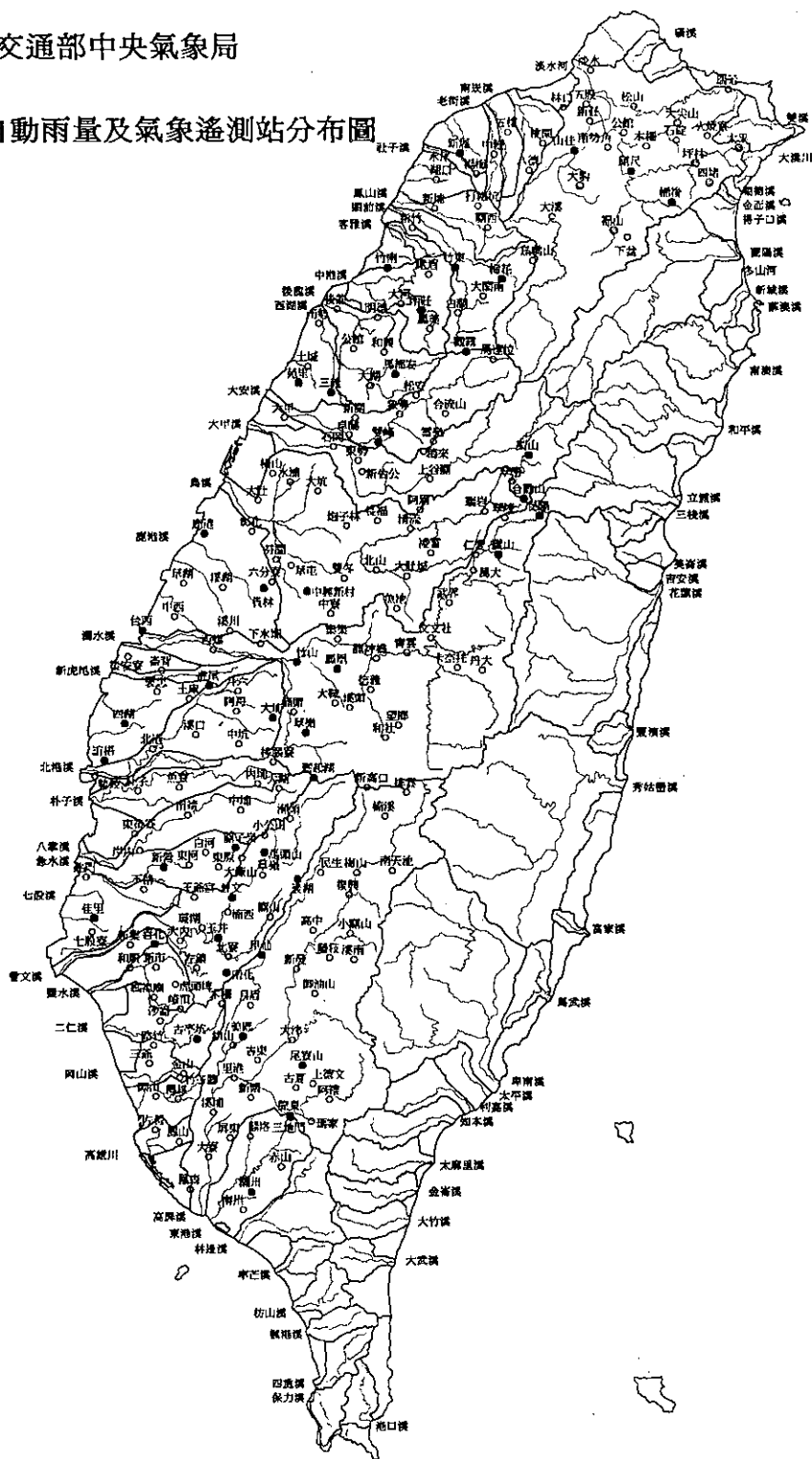


交通部中央氣象局

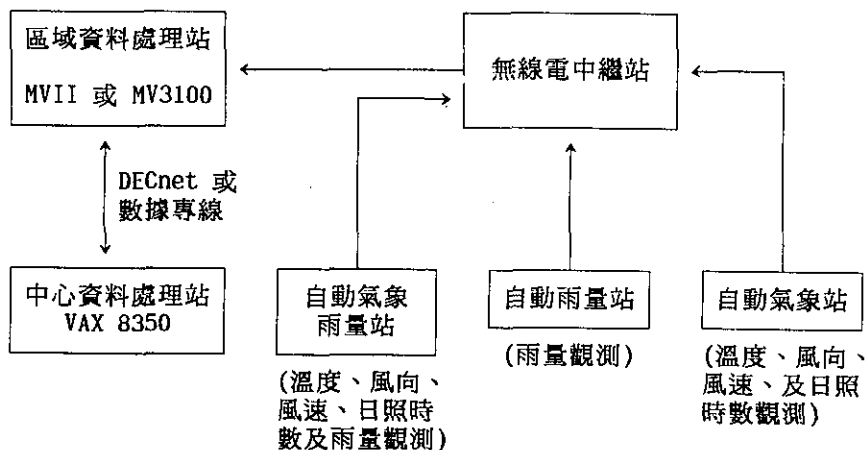
台灣西部地區自動雨量及氣象遙測站分布圖

圖 例

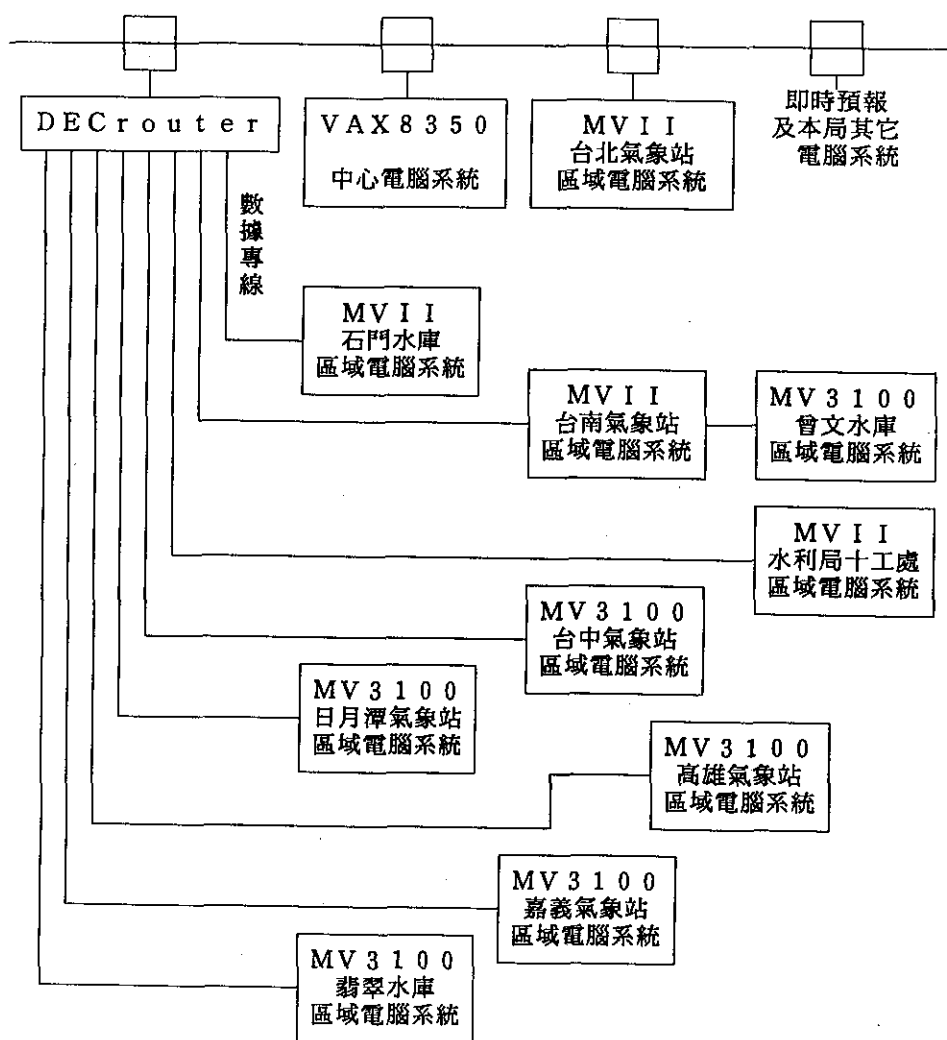
- 雨量站
- 氣象站
- 氣象雨量站
- 流域分界
- 河流



1991.12.63



圖二、系統結構



圖三、自動地面觀測系統(台灣西部地區)網路架構圖

表一 台灣西部地區自動雨量及氣象遙測系統完成站數統計表

流域、地區	雨量站	氣象站	氣象雨量站	完成日期
1.淡水河流域及桃竹地區	30站	6站	9站	76年 5月
2.曾文溪流域	10站		6站	77年12月
3.大安大甲溪及苗栗地區	21站		6站	79年 7月
4.高屏溪流域及高屏地區	47站		6站	81年 5月
5.烏溪流域	19站		1站	81年 5月
6.濁水溪流域及彰化地區	22站		8站	81年 7月
7.嘉義台南地區	26站		8站	82年 3月
總 計	175站	6站	44站	

(三)查詢方式的簡化

不論是在中心站或區域站，使用終端機做線上查詢的方式皆改為中文(或英文)的畫面驅動方式，以簡化查詢手續及增加親和性。對於圖形顯示的查詢也改為畫面驅動方式，並配合程序驅動方式，使用者可依個人需要來自行修改查詢程序內容。

(四)資料儲存方式的改善

資料庫內的資料可轉換成本局資料處理科所訂定的標準資料儲存格式，便於該資料日後之應用。

(二)本系統所蒐集的資料配合其他系統之觀測資料，有助於天氣預報人員對中尺度天氣系統及定量降水的預報與分析。

(三)本系統所蒐集的密集性雨量資料不僅能提供水文氣象之研究使用，同時本系統與農業氣象站、水位站的電腦系統亦有連線作業，對於農業氣象及水資源之有效應用甚有助益。

(四)本系統所蒐集的山區氣象資料，有助於山坡地區的開發與利用。

六、未來展望

本局於完成西部地區自動雨量及氣象遙測系統的建置後，將自本（83）年度起開始建立東部地區部分，該區區分三個子系統（蘭陽溪流域、花蓮溪流域地區與台東地區），將分二期進行，計劃建立約100站，預計於民國八十六年度全部完成，屆時台灣地區密集性的自動雨量及氣象遙測站網，

五、系統效益

本系統的建立，有下列各項效益：

(一)本系統所蒐集的即時氣象及雨量資料因電腦之連線關係，可迅速將資料提供給參與連線單位、氣象單位及水庫管理等單位，適時採取應變措施，可減低災害之發生。

即告完成。

爲使本系統發揮更高的效益，並配合各作業單位及社會的需要，本系統未來的發展是：

- (一)繼續強化本系統原有應用軟體及增加新的軟體。
- (二)投資足夠之人力在該系統軟硬體之管理及研究上，以充分發揮其經濟效益。
- (三)加強氣象儀器校驗及檢修，以確保氣象資料之

品質。

四加強並擴充與水庫、水利與農業單位之電腦連線，建立完整的雨量—氣象—水文監測網以做爲水庫管理營運、水利資源應用開發及農業資源應用規劃之參考。

本簡介遙測站分布圖係由本局技正劉文俊先生製作提供，特此致謝。

ESTABLISHING AN AUTOMATIC RAINFALL AND METEOROLOGICAL TELEMETRY SYSTEM IN THE TAIWAN AREA

Automatic Observation Division
Central Weather Bureau

ABSTRACT

Most rivers and streams on Taiwan are short and steep. During the Mei-Yu and typhoon seasons, floods rise rapidly when storm rainfall is concentrated for short time periods. Such heavy rainfall induced by meso-scale and micro-scale convective systems cannot be effectively monitored due to the sparsity of weather stations. To strengthen the regional observation of heavy rainfall, the CWB has been proceeding on a project to establish an automated rainfall and meteorological data collection system in the principle drainage basins in the Taiwan area. The installations of the system began in fiscal year 1986. Up to fiscal year 1993, 7 sub-regions of 225 stations spread over the region west of the Central Mountain Range (CMR) were completed. Another four sub-regions in eastern Taiwan will be installed by the end of 1996. A total of 334 stations is proposed.

Upon the completion of the project, the intensive automated rainfall and meteorological data collection system will be able to add greatly to the observing data sources, and to monitor localized heavy rainfall. In addition, the data collected can be used to forecast flash floods and to issue timely warnings to the public.

民國八十一年颱風調查報告

—— 颱風 (9202) 芭比

林 秀 雯

中央氣象局氣象預報中心

摘 要

芭比 (BOBBIE) 颱風, 編號9202號, 為民國81年第一個影響台灣地區的颱風。6月23日18Z從熱帶性低氣壓發展成輕度颱風, 形成先向西北走, 然後轉向北北西前進, 中心移至恆春東方約290公里附近改向北移, 12小時後再朝東北方向移動, 30日12Z在日本南方海面轉變為溫帶氣旋, 強度僅發展至中度。由於芭比沒有直接侵襲本省, 僅造成北部山區局部豪雨, 並沒有給本省帶來災情。

中央氣象局對芭比颱風路徑之預測, 各種客觀方法中, 以相當正壓模式 (EB Model) 的24小時平均誤差178公里為最佳, 而官方發布的預報24小時平均誤差, 則以日本 (RJTD) 的151公里最佳。

一、前 言

芭比 (BOBBIE) 颱風, 為今 (81) 年在西北太平洋海域生成的第二個颱風, 於6月23日18Z在菲律賓東方海面形成, 經過台灣東部海域後, 轉向東北移動, 於日本南方海面轉變為溫帶氣旋, 生命期長6天半 (6月23日18Z—6月30日06Z)。芭比颱風的行徑主要受太平洋高壓及北方槽線所控制, 由於沒有直接侵襲本省, 故未造成災害。本報告簡單討論芭比颱風的發展經過、強度及路徑變化, 並蒐集及分析颱風近台期間各地風雨情況, 另針對各種客觀預報方法的結果加以校驗。

二、芭比颱風之發生及經過

芭比颱風其每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。

6月23日18Z, 輕度颱風芭比於菲律賓東方海面生成 (北緯11.4度, 東經131.4度), 中心氣壓

998百帕, 形成後向西北移動。25日12Z增強為中度颱風, 至26日06Z已移至北緯17.5度, 東經125.4度, 此時七級風暴風半徑達200公里, 對巴士海峽及台灣東南部海面將構成威脅, 因此中央氣象局於26日15時30分 (地方時) 發布第一號海上颱風警報 (表二), 6小時後, 由於芭比颱風持續向西北移動, 預計對恆春及台東地區將構成威脅, 因此中央氣象局於26日21時10分 (地方時) 對上述地區發布海上陸上颱風警報。此後, 芭比颱風強度繼續增強, 芭比於27日00Z達到最大強度, 中心氣壓948百帕, 持續風速48m/s, 最大陣風達58m/s, 七級風暴風半徑200公里, 十級風暴風半徑100公里, 此時中心位置在北緯20.2度, 東經124.3度, 約在恆春的東南東方420公里處, 由西北轉向北北西移動, 12小時後颱風中心移至恆春東方約290公里附近轉向北移, 最後朝向東北進行, 進入琉球附近海面, 逐漸遠離本省, 對台灣本省及附近海域的威脅逐漸解除, 因此中央氣象

表一 芭比颱風最佳路徑、強度變化及動向資料表

Table 1. The data of the best track, intensity and movement for typhoon BOBBIE

時間 (Z)			中心位置		中心氣壓 (MB)	前六小時 移動方向 (DEG)	前六小時 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	
6	23	18	11.4	131.4	998	315	3	20	25	100	-	輕度
6	24	00	11.5	131.3	998	315	3	20	25	100	-	
		06	11.8	130.9	995	307	9	20	25	100	-	
		12	12.1	130.4	995	302	11	20	25	100	-	
		18	12.7	129.7	992	311	17	23	28	120	-	
6	25	00	13.5	128.8	985	312	22	28	35	150	-	中度
		06	14.2	128.3	985	325	16	28	35	150	-	
		12	15.0	127.6	980	320	19	33	40	150	-	
		18	15.8	126.9	975	320	19	33	40	200	80	
6	26	00	16.6	126.1	970	316	21	35	43	200	100	
		06	17.5	125.4	970	323	21	35	43	200	100	
		12	18.3	125.0	970	335	16	35	43	200	100	
		18	19.1	124.6	950	335	16	43	50	200	100	
6	27	00	20.2	124.3	948	346	21	48	58	200	100	
		06	21.3	123.9	948	341	22	48	58	200	100	
		12	22.1	123.7	948	347	15	48	58	200	100	
		18	22.7	123.9	950	17	12	45	55	200	100	
6	28	00	23.6	124.2	960	17	17	40	50	200	100	
		06	24.2	124.8	965	42	15	35	43	200	100	
		12	24.7	125.7	965	58	18	35	43	200	100	
		18	25.3	126.7	965	56	20	35	43	200	100	
6	29	00	25.9	127.8	965	59	21	35	43	200	100	
		06	26.5	128.9	965	58	21	33	40	200	100	
		12	27.2	130.3	970	60	27	33	40	200	100	
		18	28.1	131.7	970	54	28	33	40	200	100	
6	30	00	29.1	133.4	975	56	33	30	35	200	-	輕度
		06	30.2	135.0	975	51	33	30	35	200	-	

表二 芭比颱風警報期間發布過程表（民國81年6月）

Table 2. Warning stages issued by CWB for typhoon BOBBIE

種類	次序		發布時間			警戒地區		備註
	號	報	日	時	分	海上	陸上	
海上	1	1	26	15	30	巴士海峽、台灣東南部海面		中度
海陸	1	2	26	21	10	巴士海峽、台灣東南部海面	恆春半島及台東地區	中度
海陸	1	3	27	3	20	巴士海峽、台灣東南部及東部海面	恆春半島及台東、花蓮地區	中度
海陸	1	4	27	9	45	巴士海峽、台灣東南部及東部海面	恆春半島及台東、花蓮、宜蘭地區	中度
海陸	1	5	27	15	40	巴士海峽、台灣東南部及東部海面	恆春半島及台東、花蓮、宜蘭地區	中度
海陸	1	6	27	21	20	巴士海峽、台灣東部、北部海面及台灣海峽北部	台東、花蓮、宜蘭、基隆、台北、桃園及新竹地區	中度
海陸	1	7	28	3	10	巴士海峽、台灣東部、北部海面及台灣海峽北部	花蓮、宜蘭、基隆、台北、桃園及新竹地區	中度
海陸	1	8	28	9	30	台灣東部、北部海面	宜蘭、基隆地區	中度
海上	1	9	28	15	40	台灣東部、北部海面		中度
解除	1	10	28	21	10	解除颱風警報		中度

局於28日15時40分（地方時）解除陸上警報，28日21時10分（地方時）解除海上颱風警報。

颱風警報發布期間，本局氣象衛星中心提供颱風逐時定位資料（表三）。此外，27日起颱風

亦進入本局花蓮雷達站及日本雷達站的監視範圍（表四A～C），衛星定位及雷達定位資料皆為颱風小組定位作業之參考，亦為決定最佳路徑之依據。

表三 警報期間本局衛星中心對芭比颱風之中心定位表

Table 3. Eye-fixes for typhoon BOBBIE by the Satellite Center of CWB

時 間 (Z)				中心位置		定 位	強度估計
月	日	時	分	緯度	經度	準確度	T-N0/CI-N0
06	26	06	00	17.4	125.4	good	T5.0/5.0
06	26	09	00	17.7	125.2	good	T5.0/5.0
06	26	12	00	18.3	125.0	good	T5.5/5.5
06	26	15	00	18.8	124.2	good	T6.0/6.0
06	26	18	00	19.2	124.3	good	T6.0/6.0
06	26	21	00	19.6	124.4	good	T6.0/6.0
06	27	00	00	20.1	124.4	good	T6.0/6.0
06	27	01	00	20.2	124.2	good	T6.0-/6.0-
06	27	02	00	20.5	124.1	good	T5.5/6.0
06	27	03	00	20.6	123.9	good	T5.5/6.0
06	27	04	00	20.8	123.9	good	T5.5/6.0
06	27	05	00	21.0	123.7	good	T6.0/6.0
06	27	06	00	21.3	123.8	good	T6.0/6.0
06	27	07	00	21.4	123.7	good	T6.0/6.0
06	27	08	00	21.6	123.7	good	T6.0/6.0
06	27	09	00	21.7	123.8	good	T6.0/6.0
06	27	10	00	21.8	123.8	good	T5.5/6.0
06	27	11	00	21.9	123.6	good	T5.5/6.0
06	27	12	00	22.0	123.6	fair	T5.5/6.0
06	27	13	00	22.1	123.6	fair	T5.5/6.0
06	27	14	00	22.3	123.6	fair	T5.5/6.0
06	27	15	00	22.4	123.5	fair	T5.5/6.0
06	27	16	00	22.4	123.7	fair	T5.5/6.0
06	27	17	00	22.5	123.7	fair	T5.5/6.0
06	27	18	00	22.6	123.8	fair	T5.5/6.0
06	27	19	00	22.8	124.0	fair	T5.5/5.5
06	27	20	00	23.0	124.2	fair	T5.0/5.5
06	27	21	00	23.2	124.1	fair	T5.0/5.5
06	27	22	00	23.3	124.0	fair	T5.0/5.5
06	27	23	00	23.5	124.1	fair	T5.0/5.5
06	28	00	00	23.6	124.2	good	T5.0/5.5
06	28	01	00	23.7	124.2	good	T5.0/5.5
06	28	02	00	23.8	124.2	good	T5.0-/5.5
06	28	03	00	24.0	124.2	good	T5.0-/5.5
06	28	04	00	24.1	124.3	good	T5.0-/5.5
06	28	05	00	24.2	124.4	good	T5.0-/5.5
06	28	06	00	24.3	124.6	good	T4.5/5.0
06	28	07	00	24.3	124.9	good	T4.5/5.0
06	28	08	00	24.4	125.0	good	T4.5/5.0
06	28	09	00	24.5	125.1	good	T4.5/5.0
06	28	10	00	24.6	125.0	good	T4.5/5.0
06	28	11	00	24.7	125.5	good	T4.5/5.0
06	28	12	00	24.9	125.5	good	T4.0/4.5

三、芭比颱風路徑與強度探討

芭比颱風形成後至26日這段期間，由於太平洋上500百帕的副熱帶高壓脊向西伸展經巴士海峽至東沙島海面，脊線約在北緯20度附近（圖二a），因此發展初期的芭比颱風沿著副熱帶高壓南緣向西北移動。到了26日12Z，因颱風北面之副熱帶高壓脊線逐漸北移，再加上北方槽線接近影響（圖二b），使得芭比移動方向逐漸偏北，至28日，颱風更轉向東北移動且因逐漸進入西風帶，移速亦有加快現象。

而芭比颱風強度變化由表一可看出，颱風於27日00Z至12Z強度達到最強的階段，發展至中度，

中心氣壓948百帕，中心附近最大風速為48m/s，之後強度逐漸減弱。由十天平均海水溫度距平圖（圖三）分析，芭比颱風路徑在28日以前皆在暖水溫度區（正區）移動，28日則開始移入冷水溫度區（負區），因此28日後颱風強度無法繼續發展，甚至逐漸減弱，此可能為原因之一。

表五為本局（CWB）、日本（RJTD）及關島（PGTW）三處氣象機構芭比颱風中心定位誤差校驗表，由表知本局與日本（RJTD）相近，約22公里，關島（PGTW）則約24公里，但若以角度偏差來看，本局中心定位偏左最明顯，尤其在警報發布期間，偏左誤差亦顯著增加。

表四 芭比颱風中心雷達定位表

Table 4. The eye-fixes by radars for typhoon BOBBIE

表四A 花蓮雷達站

Table 4a. 46699 radar station

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
46699	27/13	22.1	123.7	46699	27/22	23.4	124.2
"	27/14	22.0	123.8	"	27/23	23.5	124.2
"	27/15	22.3	123.8	"	28/00	23.6	124.3
"	27/16	22.4	123.9	"	28/01	23.8	124.3
"	27/17	22.6	123.9	"	28/02	23.9	124.3
"	27/18	22.7	124.0	"	28/03	24.1	124.4
"	27/19	22.9	124.2	"	28/04	24.1	124.4
"	27/20	23.1	124.1	"	28/05	25.1	124.6
"	27/21	23.3	124.2	"	-	-	-

表四B 日本石垣島及宮古島雷達站

Table 4b. 47918 and 47927 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		站號	時間 (Z)	定位位置	
		北緯	東經			北緯	東經			北緯	東經			北緯	東經
47918	27/07	21.3	124.0	47918	28/03	24.0	124.4	47927	27/12	21.9	123.9	47927	28/07	24.2	124.8
47918	27/08	21.4	124.0	47918	28/05	24.1	124.6	47927	27/13	22.0	123.8	47927	28/08	24.3	124.8
47918	27/09	21.6	123.9	47918	28/06	24.2	124.7	47927	27/14	22.1	123.9	47927	28/09	24.4	125.3
47918	27/10	21.7	123.9	47918	28/07	24.3	124.9	47927	27/15	22.2	123.9	47927	28/10	24.5	125.4
47918	27/11	21.9	123.9	47918	28/08	24.3	125.0	47927	27/16	22.3	123.9	47927	28/11	24.6	125.5
47918	27/12	21.9	123.7	47918	28/09	24.5	125.2	47927	27/17	22.5	124.0	47927	28/12	24.8	125.7
47918	27/13	21.9	123.8	47918	28/10	24.5	125.4	47927	27/18	22.7	124.1	47927	28/13	24.9	125.8
47918	27/14	22.0	123.9	47918	28/11	24.7	125.6	47927	27/19	22.9	124.1	47927	28/14	25.0	125.9
47918	27/15	22.2	123.9	47918	28/12	24.8	125.7	47927	27/20	23.1	124.1	47927	28/15	25.1	126.1
47918	27/16	22.3	124.0	47918	28/13	24.9	125.8	47927	27/21	23.2	124.2	47927	28/16	25.1	126.3
47918	27/17	22.5	124.1	47918	28/14	24.9	126.0	47927	27/22	23.4	124.3	47927	28/17	25.3	126.5
47918	27/18	22.6	124.2	47918	28/15	25.1	126.1	47927	27/23	23.5	124.3	47927	28/18	25.4	126.7
47918	27/19	22.8	124.3	47918	28/16	25.1	126.3	47927	28/00	23.6	124.3	47927	28/19	25.5	126.8
47918	27/21	23.2	124.3	47918	28/17	25.2	126.6	47927	28/01	23.8	124.2	47927	28/20	25.6	127.1
47918	27/22	23.4	124.3	47918	28/18	25.3	126.7	47927	28/03	24.0	124.3	47927	28/21	25.6	127.2
47918	27/23	23.5	124.3	47918	28/19	25.4	126.9	47927	28/04	24.1	124.5	47927	28/22	25.7	127.4
47918	28/00	23.7	124.3					47927	28/05	24.1	124.7	47927	28/23	25.7	127.5
47918	28/01	23.8	124.3					47927	28/06	24.2	124.8	47927	29/00	25.9	127.7

表四C 日本那霸及名瀨雷達站

Table 4c. 47937 and 47909 radar stations

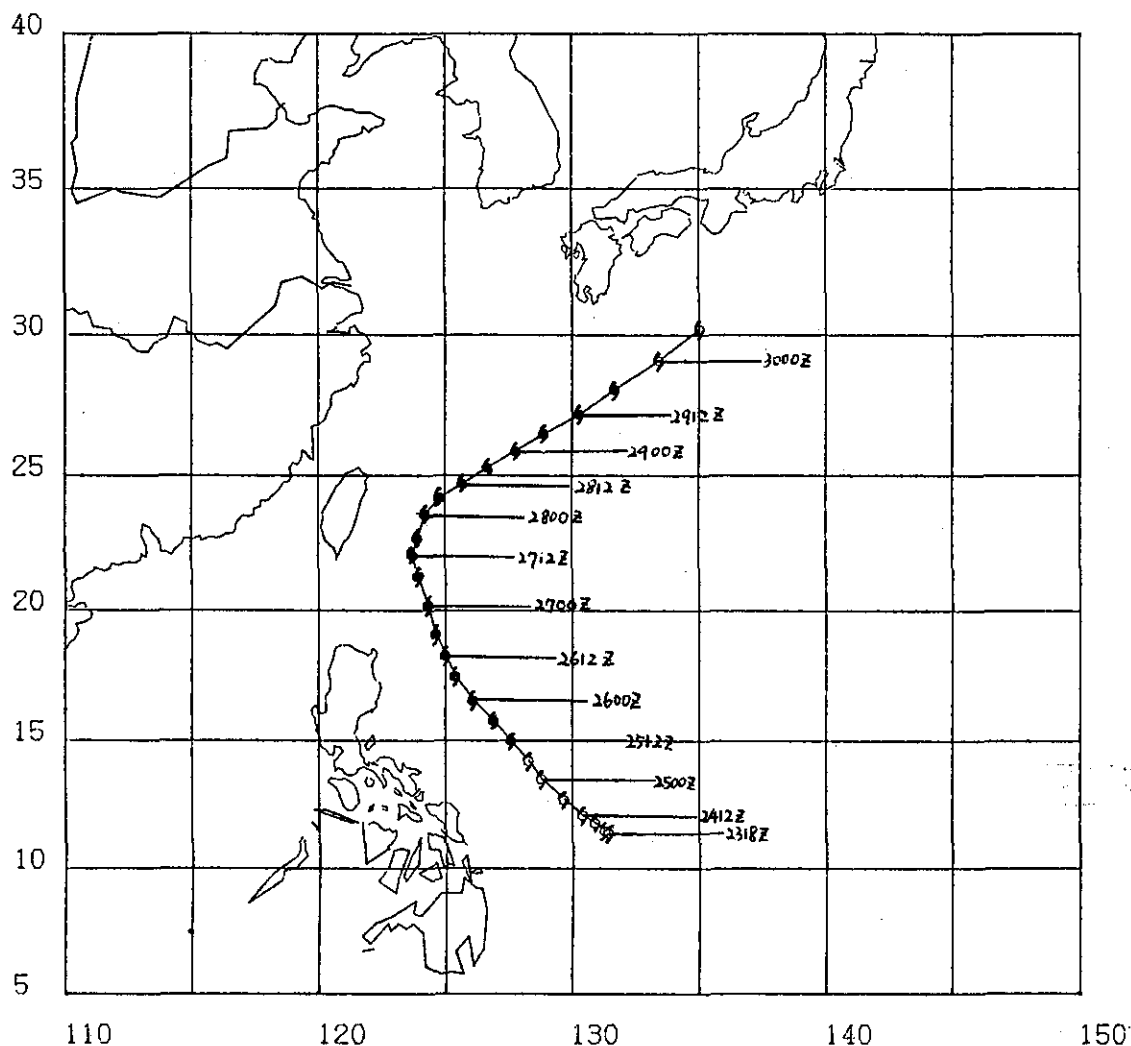
站號	時間 (Z)	定位位置		站號	時間 (Z)	定位位置		站號	時間 (Z)	定位位置		站號	時間 (Z)	定位位置	
		北緯	東經			北緯	東經			北緯	東經			北緯	東經
47937	28/06	24.2	124.8	47937	28/23	25.8	127.5	47909	28/22	25.8	127.8	47909	29/17	27.7	131.5
47937	28/07	24.1	125.0	47937	29/00	26.0	127.9	47909	28/23	25.9	128.0	47909	29/18	27.9	131.7
47937	28/08	24.3	125.1	47937	29/01	26.2	128.1	47909	29/00	26.0	128.2	47909	29/19	28.1	131.9
47937	28/09	24.5	125.3	47937	29/02	26.3	128.3	47909	29/02	26.2	128.3	47909	29/20	28.4	132.8
47937	28/10	24.5	125.4	47937	29/03	26.2	128.5	47909	29/03	26.2	128.4	47869	29/17	27.8	131.4
47937	28/11	24.7	125.6	47937	29/04	26.4	128.7	47909	29/04	26.3	128.5	47869	29/18	28.0	131.4
47937	28/12	24.8	125.7	47937	29/05	26.5	128.8	47909	29/05	26.4	128.6	47869	29/19	28.1	131.6
47937	28/13	24.8	125.8	47937	29/06	26.6	129.0	47909	29/06	26.5	128.8	47869	29/20	28.1	131.8
47937	28/14	24.9	126.0	47937	29/07	26.8	129.3	47909	29/07	26.6	129.0	47869	29/21	28.3	132.1
47937	28/15	25.0	126.1	47937	29/08	26.8	129.7	47909	29/09	26.7	129.4	47869	29/22	28.5	132.3
47937	28/16	25.0	126.2	47937	29/09	26.9	129.9	47909	29/10	26.8	129.8	47869	30/00	29.7	133.0
47937	28/17	25.2	126.4	47937	29/10	26.9	130.2	47909	29/11	27.1	130.3	47869	30/01	29.7	133.4
47937	28/18	25.3	126.6	47937	29/11	27.1	130.4	47909	29/12	27.3	130.5	47869	30/03	30.3	134.2
47937	28/19	25.5	126.8	47937	29/12	27.2	130.4	47909	29/13	27.3	130.7				
47937	28/20	25.6	127.0	47937	29/13	27.2	130.7	47909	29/14	27.4	130.8				
47937	28/21	25.6	127.1	47937	29/14	27.4	130.7	47909	29/15	27.6	131.0				
47937	28/22	25.7	127.2	47937				47909	29/16	27.7	131.1				

四、芭比颱風近台期間各地風雨情況

(一)風

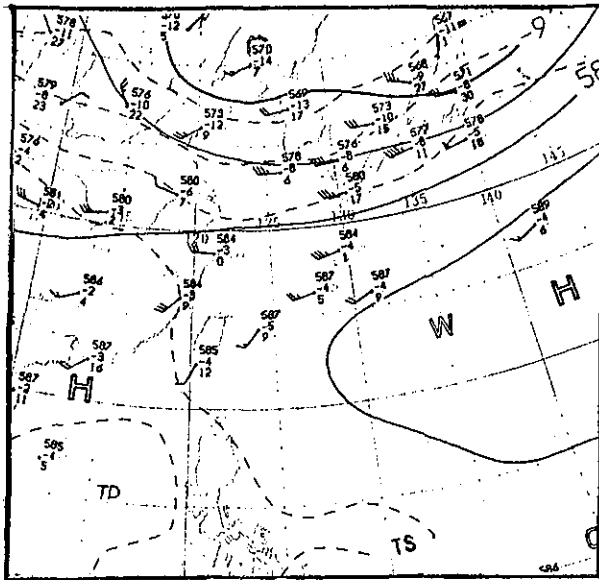
表六為芭比颱風近台期間重要氣象要素統計表，由於芭比未直接登陸本省，而從台灣東方海面通過，因此風力影響程度不大，僅在台灣東南

部的蘭嶼地區出現最大陣風 29.0m/s （十級風），另外在北部海面（彭佳嶼），台灣海峽北部（澎湖、東吉島）及台灣西北部沿海地區（新竹、梧棲），由於受到偏北風的影響，有八至九級陣風出現。

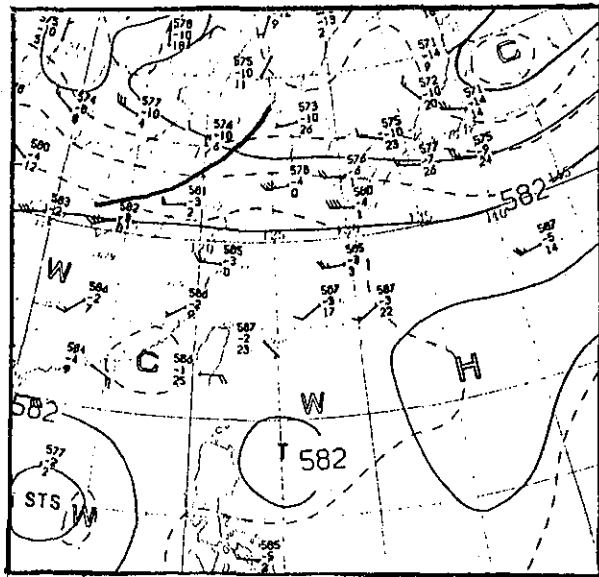


圖一 芭比颱風最佳路徑圖（6月23日18Z～6月30日06Z）

Fig 1. The best track for typhoon BOBBIE.



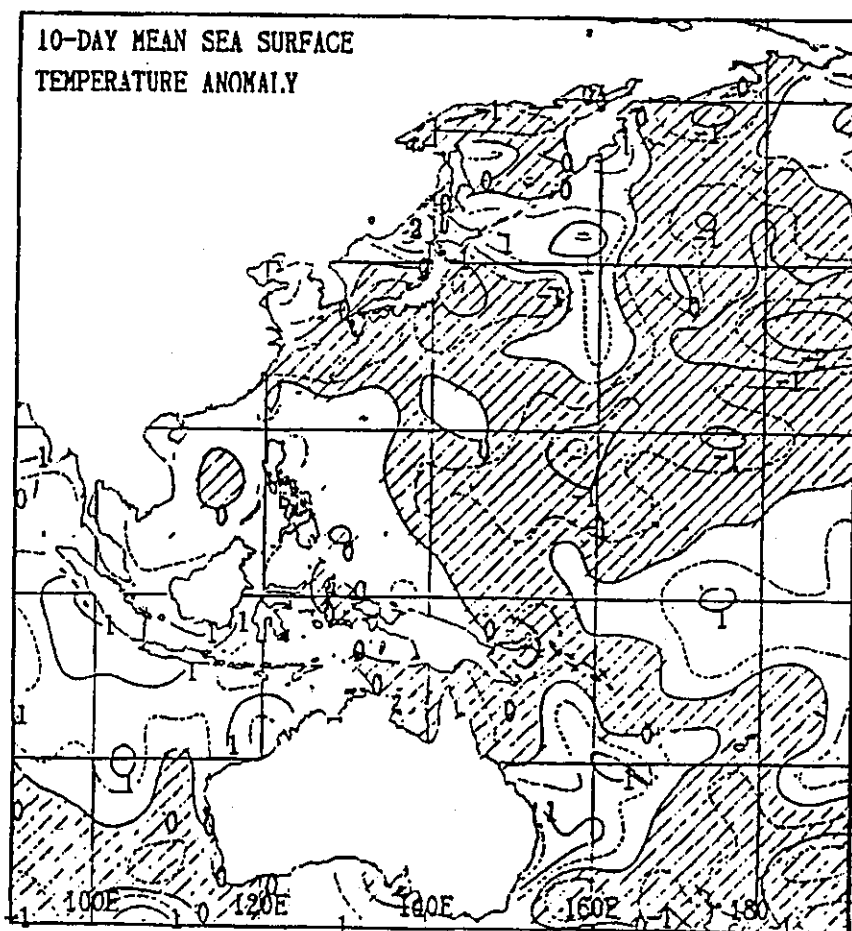
(a) 241200Z



(b) 261200Z

圖二 民國81年6月24日及26日12Z之500hPa天氣圖

Fig 2. The 500hPa charts at 241200Z(a) and 261200Z(b) Jun 1992.



圖三 81年6月21日至30日10天平均海水溫度距平圖，陰影區表示負距平。

Fig 3. The 10-day (21 to 30 Jun 1992) mean sea surface temperature anomaly, shaded area represents negative anomaly.

(二)降水量

根據本局觀測資料（表六）顯示，芭比颱風近台期間，各地總降水量分布不均，其中以鞍部146公釐最多，其次為竹子湖138公釐。平地則以蘇澳36公釐最多，蘭嶼35公釐次之，其他測站雨量均小。由以上分析大致可看出芭比颱風僅造成北部山區較大降水，初步判斷，主要是於颱風北上時外圍環流及地形抬升所致。

五、各種颱風路徑預報法校驗

表七係將本局（CWB）、關島（PGTW）及日本（RJTD）對芭比颱風所發布各次24小時預報位置之誤差予以列出，平均向量誤差以RJTD 151公里最小也最佳，PGTW 161公里次之，本局196公里誤差最大。角度誤差之絕對值平均RJTD 11.92度，PGTW 15.57度，本局 18.64 度。三處氣象機

表五 芭比颱風路徑主觀中心定位誤差表

Table 5. Forecast errors of center determination for typhoon BOBBIE by different units as compared with the best track.

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)
2418Z	15.56	-2.12	- .55	21.67	13.32	3.50	82.99	20.37	7.52
2500Z	15.56	15.45	2.53	11.00	-6.82	-1.09	43.33	27.28	4.91
06Z	11.00	7.38	1.11	24.79	-23.62	-3.55	34.22	30.26	4.65
12Z	21.44	15.60	2.09	30.88	.29	.04	15.56	.14	.02
18Z	24.79	-6.75	- .89	15.56	.64	.08	10.78	-8.02	- .99
2600Z	15.40	.91	.12	15.40	15.33	1.94	15.40	15.33	1.94
06Z	24.69	-6.42	- .81	10.78	8.06	.97	.00	.00	.00
12Z	11.12	-6.76	- .86	11.12	-6.76	- .86	11.12	-6.76	- .86
18Z	31.50	-26.15	-3.27	23.80	-23.67	-3.06	31.50	-26.15	-3.27
2700Z	24.60	-19.06	-2.55	10.55	-9.41	-1.20	15.40	4.61	.62
06Z	33.07	-33.04	-4.19	33.07	25.19	3.36	11.12	-3.92	- .51
12Z	20.64	-19.61	-2.49	23.49	16.18	2.17	22.24	-6.89	- .93
18Z	42.54	-42.43	-6.00	.00	.00	.00	10.08	-10.09	-1.41
2800Z	20.40	-20.36	-3.08	.00	.00	.00	11.12	.31	.04
06Z	10.32	-9.74	-1.68	15.08	-12.86	-2.14	15.08	-12.86	-2.14
12Z	15.08	-14.69	-2.36	24.40	-21.17	-3.31	11.12	-6.48	-1.02
18Z	11.12	-7.88	-1.09	22.24	-15.77	-2.14	15.08	-14.98	-2.11
2900Z	22.86	-2.14	- .29	.00	.00	.00	11.12	-9.19	-1.17
06Z	11.12	-9.55	-1.12	51.03	35.10	3.85	10.32	-5.13	- .62
12Z	38.73	-19.00	-1.90	74.24	68.33	6.88	22.24	19.26	2.10
18Z	24.30	24.16	2.37	77.47	77.57	7.54	36.88	3.89	.41
3000Z	44.33	13.18	1.23	29.51	29.17	2.52	44.33	13.18	1.23
平 均	22.28	-7.68	-1.08	23.91	7.69	-0.70	21.87	1.10	-0.38
絕對平均	22.28	14.65	1.94	23.91	18.60	2.28	21.87	11.14	1.75

表六 民國81年6月27日至28日中央氣象局各測站氣象要素摘要表
Table 6. The meteorological elements summary of CWB stations during the period of 27 to 28 Jun 1992.

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	1002.1	28/03:00	21.7	N	28/13:02	1002.9	26.1	89%	15.9	N	28/12:50	27/11:32 - 28/14:00	1.4	28/10:00 - 28/11:00	0.3	28/10:18 - 28/10:28	2.3	28/07:45 - 28/11:30
基 隆	1002.1	28/02:12	16.4	NE	28/06:55	1003.5	25.8	87%	10.2	NE	28/07:57	28/07:47 - 28/14:00	13.0	27/06:00 - 27/07:00	7.0	27/06:35 - 27/06:45	18.0	27/03:30 - 28/13:05
鞍 部	1003.2	28/02:23	20.0	N	28/03:09	1003.5	21.3	99%	10.9	N	28/10:00	28/08:00 - 28/12:00	11.5	27/06:59 - 27/07:59	4.5	27/04:50 - 27/05:00	146.0	27/02:40 - 18/14:00
竹子湖	1001.7	27/16:41	12.9	N	28/17:17	1003.7	21.9	94%	5.7	N	28/17:27	28/16:15 - 28/18:05	10.5	27/21:14 - 27/22:14	2.6	27/22:02 - 27/22:12	138.3	27/03:40 - 28/17:30
台 北	999.1	27/01:30	13.0	ENE	27/10:55	1004.6	26.2	83%	6.9	ENE	27/11:00	-	4.0	28/04:00 - 28/05:00	1.6	28/04:20 - 28/04:30	11.9	27/09:22 - 28/08:50
新 竹	996.2	27/13:43	21.6	NNE	27/13:14	996.4	29.9	75%	12.3	NE	27/12:53	27/12:00 - 27/16:30	0.5	27/23:02 - 28/00:02	0.4	27/23:50 - 28/00:00	2.0	27/18:05 - 28/10:10
梧 棲	998.4	27/16:55	20.1	NNE	27/14:55	998.8	29.8	75%	12.8	N	27/14:45	27/12:00 - 28/14:20	0.5	28/09:25 - 28/10:10	0.5	28/09:43 - 28/09:53	1.0	28/04:30 - 28/10:10
台 中	998.3	27/16:42	9.0	NNE	28/13:44	1002.8	31.2	66%	4.5	N	28/16:13	-	0.7	28/07:00 - 28/08:00	0.3	28/07:50 - 28/08:00	1.5	27/04:40 - 28/09:15
日月潭	891.0	27/16:12	5.0	NW	28/00:27	892.9	22.3	90%	2.7	N	28/05:05	-	7.6	28/00:07 - 28/01:07	3.0	28/00:27 - 28/00:37	9.5	27/19:20 - 28/01:10
澎 湖	985.0	27/16:54	21.0	NNE	27/16:52	987.0	27.0	85%	9.3	NNE	27/16:52	-	T	-	T	-	T	27/02:10 - 27/08:20
嘉 義	998.2	27/14:57	9.6	NNW	27/15:43	998.6	31.1	70%	6.2	N	27/16:58	-	T	-	T	-	T	27/20:05 - 27/20:20
阿里山	759.2	27/15:18	6.6	SSE	28/20:01	762.2	14.5	91%	2.9	SSE	28/02:00	-	4.2	27/19:40 - 27/20:40	2.0	27/19:40 - 27/19:50	8.6	27/19:02 - 28/03:30
玉 山	-	28/03:00	-	-	-	-	-	-	9.2	NNW	28/08:00	-	4.0	28/02:00 - 28/03:00	2.0	28/02:40 - 28/02:50	6.0	28/01:30 - 28/03:30
台 南	997.9	27/16:00	9.2	NNW	27/17:35	998.6	31.3	72%	6.0	N	27/16:55	-	T	-	T	-	T	27/19:05 - 27/19:50
高 雄	999.1	27/14:21	7.3	NW	27/14:05	999.5	32.8	72%	5.2	NW	27/14:12	-	0	-	0	-	0	-
東吉島	999.4	27/17:00	20.5	NNE	27/17:07	999.4	27.0	88%	15.3	NNE	27/10:10	27/05:00 - 持續中	0	-	0	-	0	-
恆 春	999.8	27/14:36	10.0	NW	27/08:25	1000.0	29.9	68%	6.5	WNW	28/12:55	-	7.5	27/16:13 - 27/17:12	5.0	27/16:21 - 27/16:31	10.0	27/15:32 - 27/17:12
蘭 嶼	996.0	27/15:03	29.0	NE	27/15:05	996.0	26.7	88%	23.0	NE	27/15:00	27/06:12 - 持續中	14.6	27/22:30 - 27/23:30	6.4	27/23:00 - 27/23:10	35.1	27/07:00 - 28/02:10
大 武	998.2	27/15:06	11.7	NNE	27/14:37	998.8	30.5	80%	6.7	N	27/14:46	-	10.6	27/18:20 - 17/19:20	3.8	27/18:50 - 27/19:00	13.8	27/16:30 - 27/19:20
台 東	997.6	27/15:18	14.8	NNE	27/13:59	999.7	30.7	73%	6.1	NNE	27/14:14	-	0	-	0	-	0	-
成 功	998.2	27/16:00	14.9	NNE	27/19:58	1000.4	28.0	81%	9.2	NNE	27/20:04	-	2.5	27/13:15 - 27/13:50	2.0	27/13:37 - 27/13:47	8.0	27/13:15 - 28/21:20
花 蓮	998.0	28/02:10	13.8	NE	28/00:44	1001.3	27.5	79%	9.5	NE	28/00:47	-	0.3	28/18:02 - 28/18:40	T	28/18:02 - 28/18:12	0.3	28/18:02 - 28/18:40
宜 蘭	1001.0	28/02:35	13.3	NNW	28/13:31	1001.5	29.6	70%	7.2	NNW	28/13:40	-	2.4	27/22:25 - 27/23:10	1.1	27/22:50 - 27/23:00	5.7	27/05:05 - 28/05:10
蘇 澳	1001.5	28/02:33	14.4	E	28/09:00	1003.5	26.2	81%	7.4	E	27/13:26	-	16.0	27/14:50 - 27/15:50	7.0	27/14:50 - 27/15:00	35.9	27/06:05 - 28/08:30

表七 芭比颱風路徑24小時主觀預報誤差表

Table 7. 24-hour subjective forecast position errors by different units for typhoon BOBBIE

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)
2418Z	321.46	-48.00	-4.96	259.39	175.74	22.44	116.89	23.91	3.92
2500Z	126.95	-15.99	-1.92	139.88	137.21	22.99	21.67	13.63	2.34
06Z	148.43	16.68	3.97	266.47	35.42	15.95	80.80	-42.01	-7.50
12Z	226.49	-20.28	-5.35	180.29	-21.04	-4.57	119.26	-45.27	-7.77
18Z	135.15	-72.43	-11.89	129.65	-48.93	-8.24	232.46	-43.74	-10.78
2600Z	91.47	-41.41	-6.41	94.39	-91.22	-12.09	67.59	-51.45	-7.21
06Z	128.22	-23.78	-3.84	122.80	-71.57	-10.65	111.72	-64.33	-9.39
12Z	122.32	-74.38	-11.59	88.60	-13.61	-2.09	153.96	-130.12	-19.03
18Z	147.98	-107.16	-17.57	54.51	-51.08	-6.91	188.86	-152.21	-24.85
2700Z	182.24	-138.70	-23.13	94.70	-94.69	-12.16	137.10	-86.27	-14.38
06Z	197.98	-178.04	-26.06	123.41	-120.85	-15.86	99.14	-99.18	-12.35
12Z	159.20	-158.30	-20.40	136.34	-126.04	-17.84	49.04	-5.78	-.67
18Z	232.84	-232.70	-30.53	163.68	-156.03	-23.61	52.84	-34.28	-4.38
2800Z	154.36	-151.97	-20.55	195.26	-148.17	-16.34	92.76	82.58	11.11
06Z	253.09	-251.00	-34.24	113.03	-11.62	-1.49	165.57	-117.30	-14.54
12Z	276.52	-265.47	-43.88	196.91	-188.52	-24.64	160.78	-141.30	-18.16
18Z	322.04	-222.01	-52.20	238.05	-238.21	-30.51	301.72	-192.22	-16.76
2900Z	245.94	-204.13	-33.62	243.62	-231.98	-24.07	297.30	-200.53	-16.80
06Z	233.74	-195.57	-17.69	222.30	-216.85	-22.07	225.88	-211.19	-20.48
12Z	208.26	39.75	3.07	157.00	-155.46	-16.82	354.21	-53.81	-16.03
平 均	195.73	-117.24	-17.94	161.01	-81.87	-9.43	151.48	-77.54	-10.19
絕對平均	195.73	122.89	18.64	161.01	116.71	15.57	151.48	89.56	11.92

表八 芭比颱風路徑統計預報法24小時預報誤差表

Table 8. 24-hour objective forecast position errors of various statistic models for typhoon BOBBIE.

	ARAKAWA			HURRAN			CLIPER			CWB-81			PC			NEW ARAKAWA		
時間	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)	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)
2700Z	80.59	-52.64	-7.85	133.05	-132.34	-16.13	158.84	-95.94	-16.87	104.97	-98.89	-11.68	113.16	-67.12	-10.80	175.75	-171.11	-23.04
06Z	98.65	-91.69	-12.48	183.15	-175.76	-23.78	191.33	-146.96	-24.12	108.71	-107.15	-13.93	126.24	-72.50	-11.78	191.52	-185.50	-24.73
12Z	131.26	-103.43	-11.15	91.18	-86.04	-11.76	129.33	-122.52	-16.95	46.87	-46.15	-6.05	111.20	-34.43	-5.82	169.82	-165.37	-22.23
18Z	266.72	-262.14	-29.83	230.36	-230.54	-29.62	235.82	-234.86	-31.47	175.68	-167.24	-19.93	90.86	-72.89	-11.68	260.66	-260.82	-32.37
2800Z	228.89	-226.02	-33.49	15.08	-9.75	-1.43	238.91	-236.23	-34.63	52.66	-39.73	-5.50	191.52	75.48	7.75	255.91	-255.67	-35.00
06Z	313.27	-313.36	-43.61	349.50	-347.13	-42.60	248.99	-248.08	-34.71	336.35	-309.16	-33.43	278.20	-67.87	-6.40	367.27	-363.41	-52.28
12Z	373.27	-348.34	-57.81	252.82	-251.41	-37.61	289.97	-269.41	-47.56	306.12	-305.87	-39.60	319.11	-237.90	-22.77	439.76	-416.87	-62.91
18Z	-	-	-	-	-	-	-	-	-	262.12	-201.80	-40.30	251.83	-215.44	-21.89	434.96	-348.02	-67.47
2900Z	362.24	-243.31	-54.13	310.60	-307.74	-32.22	324.72	-259.32	-46.18	276.65	-275.58	-33.40	301.71	-264.77	-24.19	430.31	-323.38	-63.63
平均	231.86	-205.12	-31.29	195.72	-192.59	-24.39	222.24	-201.67	-31.56	185.57	-172.40	-22.65	198.20	-106.38	-11.95	302.88	-276.68	-42.63
絕對平均	231.86	205.12	31.29	195.72	192.59	24.39	222.24	201.67	31.56	185.57	172.40	22.65	198.20	123.16	13.68	302.88	276.68	42.63

表九 芭比颱風路徑數值預報法24小時預報誤差表

Table 9. 24-hour objective forecast position errors of numerical models for typhoon BOBBIE.

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)
2500Z	166.56	20.05	6.17	-	-	-
2512Z	257.37	-19.70	-6.06	-	-	-
2600Z	67.73	-63.15	-7.57	201.64	43.41	9.72
2612Z	49.24	-10.23	-1.42	149.56	104.39	16.49
2700Z	67.55	-19.46	-2.94	167.79	65.61	12.81
2712Z	15.24	-13.26	-1.74	157.35	14.60	2.91
2800Z	343.58	-339.48	-46.30	188.26	-66.73	-18.26
2812Z	316.28	-309.17	-47.18	226.55	-129.11	-37.61
2900Z	440.13	-254.36	-71.49	156.75	-48.97	-9.41
平 均	191.52	-112.08	-19.84	178.27	-2.40	-3.34
絕對平均	191.52	116.54	21.21	178.27	67.55	15.32

註：PE：primitive equation model

EB：equivalent barotropical model

構之預測皆較實際路線偏左，其中以本局偏左角度較大。且在27日至28日間颱風移動方向變化時，此階段誤差明顯增加。由於芭比颱風轉向時間較預測為早，且轉向角度亦較預測為大，因此，此次預報對於颱風轉向階段之掌握，預測較實際路徑有落後現象。

比較六種統計預測方法，向量誤差以CWB-81 186公里最小也最佳，HURRAN 196公里次之。角度誤差以PC 11.95度最小也最佳，CWB-81 22.65度次之，詳細資料請參考表八。

表九為PE和EB兩種數值模式預報誤差表，相當正壓模式（EB）之平均向量誤差178公里及平均角度誤差3.34度，皆較PE模式為佳。上述各種客觀預報法，對芭比颱風路徑之預測亦皆有偏左之系統性誤差。

六、結 論

(一)芭比颱風為民國82年第一個發布警報的颱風，由於沒有直接侵襲本省，僅造成台灣北部山區局部豪雨，並未給本省帶來災情。

(二)芭比颱風的移動主要受太平洋高壓變化及北方槽線所控制。

(三)芭比颱風路徑預測，不論係主觀或客觀預報結果，角度皆有偏左的現象。主觀預報以RJTD最佳，PGTW次之，本局誤差最大。客觀預報方法中，數值模式以EB較好，統計方法中則以CWB-81最佳。

(四)芭比颱風對本省北部山區所造成降水分布，可能係於颱風北上時受外圍環流及地形抬升所致。

REPORT ON TYPHOON BOBBIE OF 1992

Show-wen Lin
Weather Forecast Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

BOBBIE, the second typhoon occurred in the northwestern Pacific in 1992, was the first one that influenced the Taiwan area. She originated over the eastern sea of the Philippines at 1800Z, 23rd June 1992. As she moved northward, her intensity increased and developed into typhoon (33m/s) at 1200Z, 25th June 1992. With growing strength, she reached her maximum intensity with winds of 48m/s near the center at 0000Z, 27th June 1992. After then, she started recurving from north to northeast toward the southern sea of Japan, and at 1200Z, 30th June 1992, degraded to an extratropical cyclone.

Without direct hitting Taiwan, BOBBIE caused only heavy rain over the mountain area of north Taiwan with no damage reports.

Among various objective typhoon track forecasts, the Equivalent barotropical (EB) model produced the best result in terms of 24hr mean position error in this case.

As for the official 24hr position forecasts, the RJTD's forecasts was the most prominent one in the case of BOBBIE.

民國81年颱風調查報告—輕度颱風(9219)泰德

蔡甫甸

中央氣象局氣象預報中心

摘要

本文針對泰德颱風發生的經過、路徑、侵台時風雨及氣壓變化的情形和各種主、客觀路徑預報的校驗作分析探討。

泰德颱風是在菲律賓東方海面形成，它形成後向西北西移動，在接近菲律賓呂宋島時轉而向北登陸台灣地區，從台灣出海後再登陸大陸地區，並以拋物線方式轉向朝鮮半島而逐漸變性為溫帶氣旋。

從泰德颱風侵台時的風雨情形分析顯示：由於颱風從台灣東部登陸，所以東部一帶有較大雨量，並以花蓮地區雨量584.5公厘最多，在風速與氣壓方面也有明顯的變化。另外，北部、東北部在初期就受到東北季風的影響，再加上泰德颱風的北上，使得較強的風速以及降雨時間都持續較久，幸而颱風結構不紮實，並沒有造成嚴重的災害。

從路徑預測情形分析顯示：各預報單位的預測與歷年平均值相較，都有較大的誤差。在24小時預測的距離誤差分面，以中央氣象局（CWB）最小，平均誤差約為227公里，日本（RJTD）次之，另外統計模式（CLIP）及相當正壓模式（EBM）都有偏大之誤差。

一、前言

泰德（TED）颱風為民國81年西北太平洋發生的第19個颱風，也是9月份的第3個颱風，它在9月18日18Z於菲律賓呂宋島東方海面形成後，受明顯的太平洋高壓駛流場的導引，迅速往西北西移動，但在接近菲律賓呂宋島時，卻轉而北上登陸台灣地區，中央氣象局曾對其發布海上陸上颱風警報。此颱風從台灣地區出海後，先登陸大陸地區，再以拋物線形式轉向朝鮮半島而逐漸變性為溫帶氣旋。由於其雲系結構並不完整，其中並有許多小渦旋中心（vortex）出現，所以在定位上一直備感困擾。而從其生成發展至消散，也都只有維持著輕度颱風的強度而已，其最佳路徑如圖1及表1所示。

本文針對泰德颱風發生的經過、路徑、侵台時風雨及氣壓變化的情形以及各種主、客觀路徑預報校驗作分析探討。

二、資料與分析過程

本文所採用的資料包括：

（一）泰德颱風的動向：

1. 有中央氣象局衛星中心每三小時的定位，在發布海上警報後，有每小時的定位及PGTW、RJTD、KGWC、RODN等之衛星定位，中央氣象局的衛星定位如表2。

2. 在雷達觀測有效距離內，高雄雷達站和花蓮雷達站有每小時的定位，另有綠島雷達站和中正雷達站的定位，如表3。

（二）風雨資料和氣壓變化的分析：有中央氣象局所屬各測站於颱風警報期間的逐時天氣觀測報告。

（三）在主客觀路徑預報之校驗：有中央氣象局新引進之CATDS系統，可對各預報單位每次所作的預測及誤差作詳細的比較分析。

三、泰德颱風的發生與經過

泰德颱風在18日00Z於菲律賓東方海面發展為熱帶性低氣壓（TD），其時在南海一帶另有一個低氣壓，後來也發展為熱帶性低氣壓，圖2為18日12Z之衛星雲圖，圖3、圖4為18日12Z之地面圖及500hpa層高空圖，當時在泰德附近海水平均溫度約攝氏29度左右。由低層之綜觀環境條件而言，台灣附近地區在北緯20度以南是屬於低壓帶，熱帶系統非常活躍；在北緯20度以北則為分裂的大陸高壓剛出海，在黃海附近向東緩慢移動，主高壓則在北緯47度、東經120度，約在我國東北，並持續向東南東伸展，所以台灣地區一直維持著較強的東北季風。另由18日12z500hpa層的觀測資料配合衛星雲圖（圖2），可約略看出太平洋高壓向西伸展到東經110度左右，高壓脊線在北緯29度附

近，泰德颱風受駛流之導引，在18日18z發展為輕度颱風後就很快朝西北西進行。但在21日00z左右卻北轉往台灣地區而來，我們可以注意此時在東經125度的北方槽線未來的發展使整個綜觀型態產生變化，此槽線向東移出後加深，由21日00z 500hpa層（圖5）可看出副熱帶高壓分裂成兩個部份；一個位於太平洋，一個位於中國大陸，由20日12z300/500/700hpa層的平均氣流場亦可印證（圖6）。而泰德颱風到底會順著東邊太平洋高壓的駛流轉北或是西邊大陸高壓的駛流偏西，當時在中央氣象局颱風預報討論會曾有爭議，但參考各種模式及實際環境場的變化作出轉北的決定。因泰德颱風的結構不好，一直在21日18z經由高雄雷達站和花蓮雷達站兩者在即時預報系統的降水回波合成才確定其已轉北，而泰德颱風一直沒有完整的雲系結構，甚至高低層雲系有分離現象，

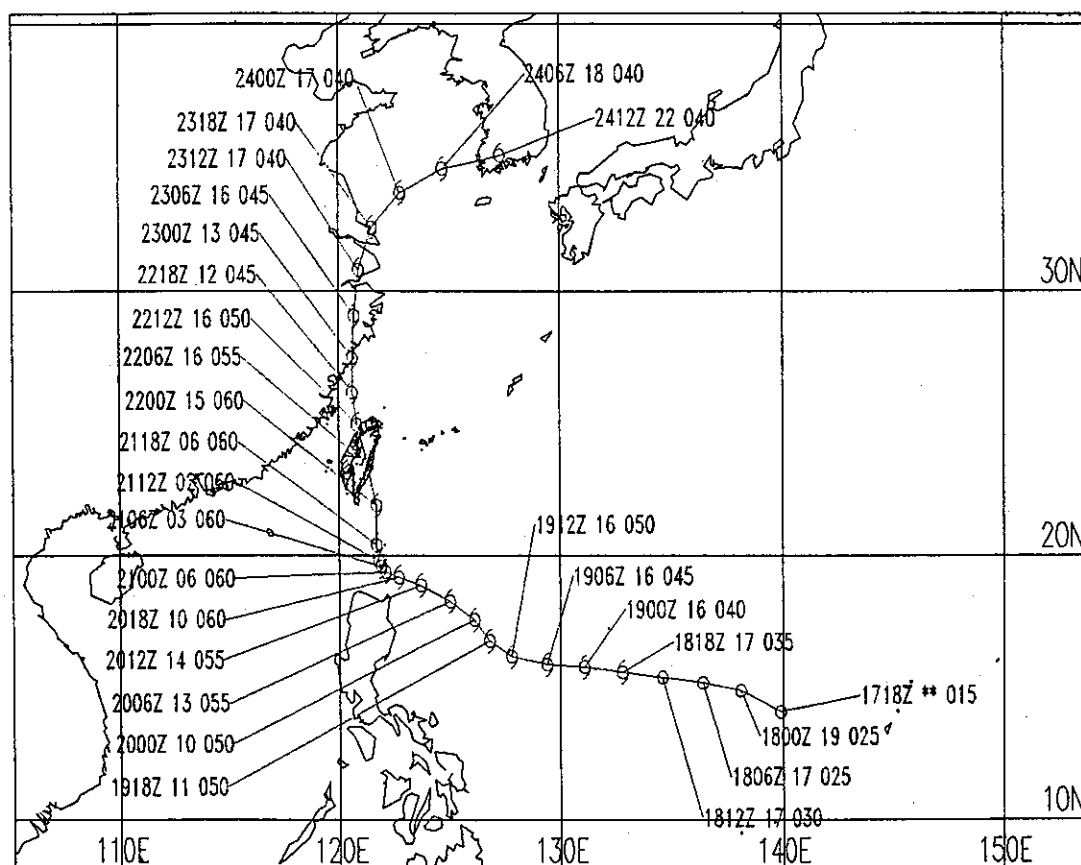


Fig.1 : The best track of TED (9219)

1992-09-18 11:31Z IR FULL DISK

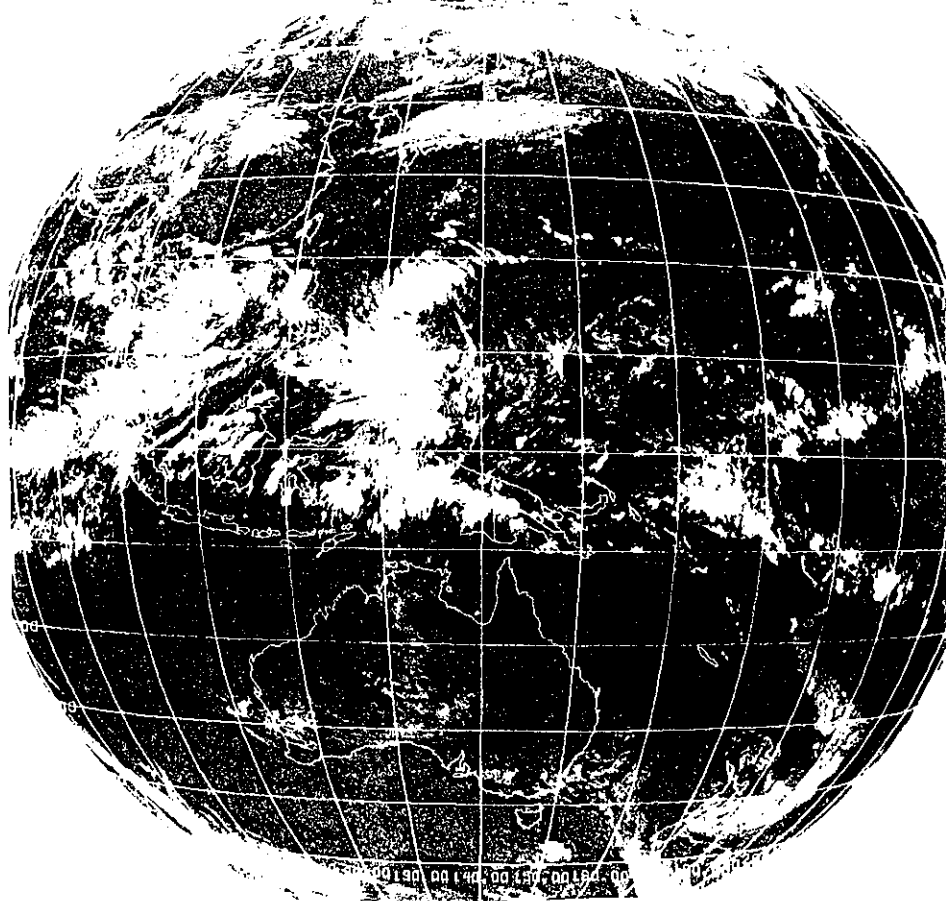


圖2 81年9月18日20時紅外線雲圖

Fig.2 : GMS IR imagery at 12z 18 SEP 1992.

此時明顯的對流雲系在西南象限（如圖7）。21日00z泰德颱風轉北往台灣地區而來，中央氣象局在20日10時15分發布了海上颱風警報，20日15時20分發布海上陸上颱風警報。而22日12時左右泰德颱風在花蓮秀姑巒溪以南至成功以北之間登陸了台灣地區，詳如圖8，在晚上20時左右由新竹至台北一帶出海，中央氣象局也在23日14時55分解除了颱風警報，詳細警報發布經過參見表4。23日00z泰德颱風登陸大陸地區，逐漸以拋物線方式轉向朝鮮半島，強度也逐漸減弱，在25日00z變性為溫帶氣旋。

四、泰德颱風侵台時各種氣象要素分析

（一）氣壓：以平地測站而言，台灣各地最低氣壓出現時間如下：以東部的成功在22日10時57分測得之986.5百帕最低，花蓮之987.0百帕次之，北部的台北在22日16時03分出現987.2百帕的最低氣壓（表5）。再由逐時的氣壓趨勢圖（圖9）可看出成功測站在22日11時左右氣壓最低，隨後就上升，證驗颱風由其附近登陸，而北部的台北、新竹附近在22日16時左右氣壓最低（圖10），因為颱風通過當地出海。

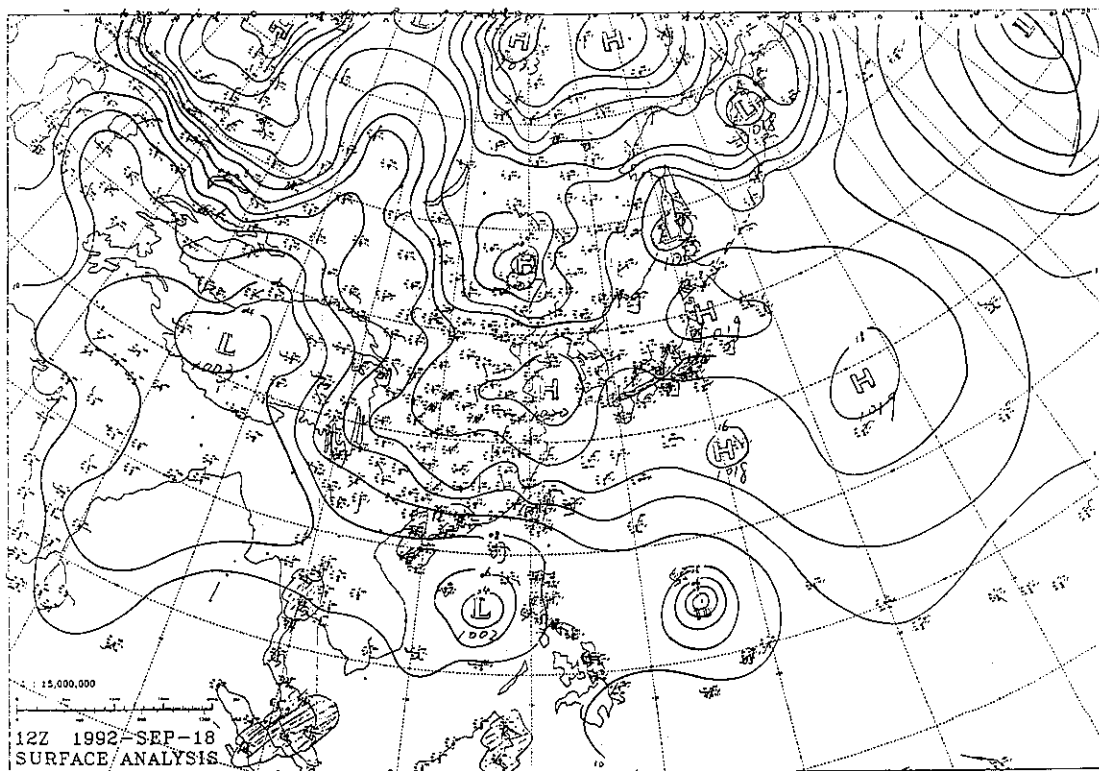


圖3 81年9月18日20時地面天氣圖
Fig. 3 : The surface chart at 12z 18 SEP 1992.

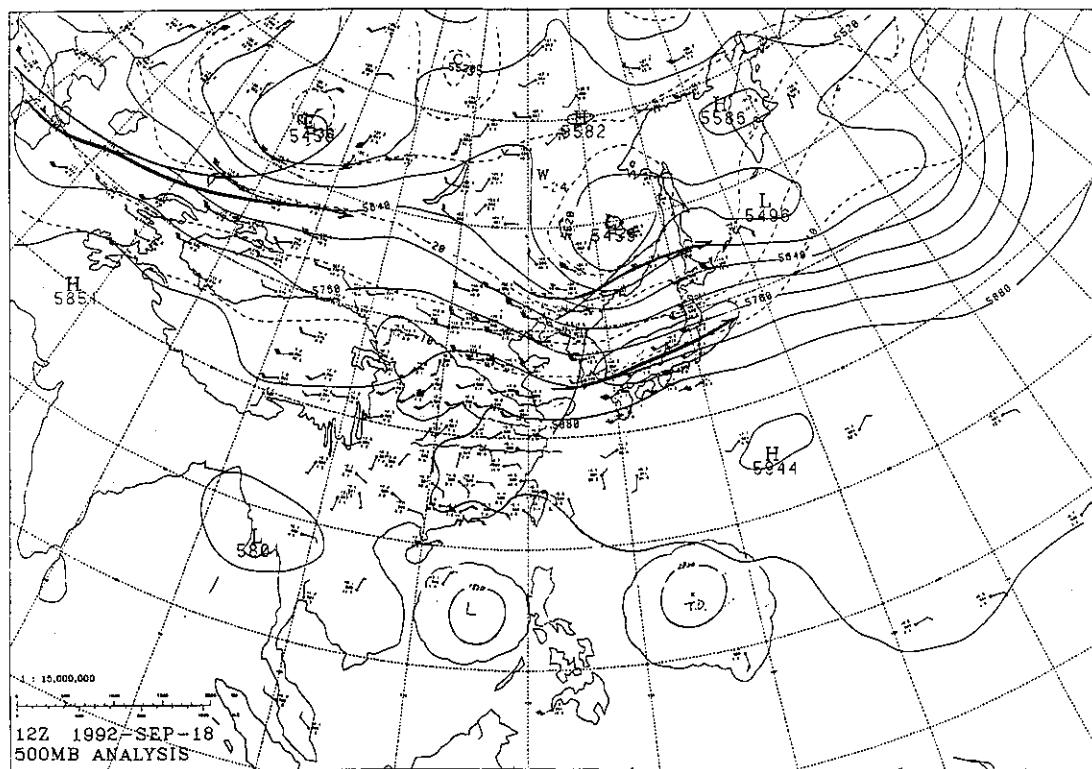


圖4 81年9月18日20時500HPA天氣圖
Fig.4 : The 500 HPA chart at 12z 18 SEP 1992.

表1 泰德颱風之最佳路徑

Tab.1 : Best track for tropical storm 「TED」.

時間(Z)	緯度	經度	中心最大風速	移動方向	移動速度
TIME(Z)	LAT	LONG	VMAX	DIR	SPD
92091718	14.1N	139.9E	15		
92091800	14.9N	138.1E	25	295	19
92091806	15.2N	136.4E	25	280	17
92091812	15.4N	134.6E	30	275	17
92091818	15.6N	132.8E	35	275	17
92091900	15.8N	131.1E	40	275	16
92091906	15.9N	129.4E	45	275	16
92091912	16.2N	127.8E	50	280	16
92091918	16.8N	126.8E	50	300	11
92092000	17.6N	126.1E	50	320	10
92092006	18.3N	125.0E	55	305	13
92092012	18.9N	123.7E	55	295	14
92092018	19.2N	122.7E	60	290	10
92092100	19.4N	122.1E	60	290	6
92092106	19.6N	121.9E	60	315	3
92092112	19.8N	121.8E	60	335	2
92092118	20.4N	121.7E	60	350	6
92092200	21.9N	121.7E	60	000	15
92092206	23.5N	121.3E	55	345	16
92092212	25.0N	120.8E	50	345	16
92092218	26.2N	120.6E	45	350	12
92092300	27.5N	120.6E	45	000	13
92092306	29.1N	120.7E	45	005	16
92092312	30.8N	120.9E	40	005	17
92092318	32.4N	121.5E	40	020	17
92092400	33.7N	122.8E	40	040	17
92092406	34.6N	124.7E	40	060	18
92092412	35.1N	127.3E	40	075	22

註：中心最大風速及移動速度之單位為KTS，移動方面以度數為單位。

表2 中央氣象局泰德颱風中心之衛星定位

Tab.2 : SATELLITE FIXES for tropical storm 「TED」.

時間(Z)	緯度	經度	準確度
1	180000	14.6N 138.2E	PCN 5
2	180600	15.4N 136.2E	PCN 5
3	181200	15.2N 134.0E	PCN 5
4	181800	15.5N 132.8E	PCN 5
5	190000	15.8N 131.7E	PCN 5
6	190600	15.7N 130.2E	PCN 5
7	191200	16.1N 127.2E	PCN 5
8	191730	16.1N 125.8E	PCN 5
9	200000	17.8N 126.5E	PCN 5
10	200533	18.5N 124.6E	PCN 5
11	201200	18.8N 123.7E	PCN 5
12	201800	19.3N 122.8E	PCN 4
13	210000	19.6N 121.8E	PCN 5
14	210600	19.8N 120.8E	PCN 5
15	211200	19.5N 120.0E	PCN 5
16	211800	20.2N 121.9E	PCN 5
17	220000	20.8N 122.3E	PCN 5
18	220600	23.8N 121.3E	PCN 5
19	221200	25.3N 120.5E	PCN 4
20	221800	25.6N 120.8E	PCN 3
21	230000	26.8N 120.6E	PCN 5
22	230600	29.5N 120.6E	PCN 5
23	231200	31.4N 121.7E	PCN 5

(二)風速：圖11為四個離島測站，彭佳嶼、澎湖、東吉島及蘭嶼的逐時風速變化圖，蘭嶼測站因位置偏高（323.3公尺），所以有較強的風速，而其風速隨時間忽強忽弱，可能因颱風環流結構之不完整所致。而彭佳嶼、澎湖、及東吉島三個測站在20日颱風尚未靠近時風速就一直在 20kts以上，因為低層有東北季風，不過由其趨勢可看出彭佳嶼測站在23日2時有一最大風速，因颱風由北部出海，所以有較強風速。圖12為台東、成功、花蓮和宜蘭的風速變化圖，由圖可知成功在22日15時02分有一最大風速16.3m/s，花蓮在22日15時48分有最大風速15.7m/s，此因颱風中心最大風速區在其附近通過，隨之可由時間序列看出風速迅速

變小，但在23日7時成功測站在颱風中心過後吹偏南風的情況下另有一次高點，風速達 14.5m/s，其他測站則無，可能因地形關係而有這樣的表現。圖13為基隆、台北、新竹和台中的風速變化圖，新竹、基隆因先有東北季風影響，風速一直蠻強的，一直到颱風出海後，風速才小下來。台中則始終維持較小風速。

(三)雨量：從20日陸上颱風警報發布後，至23日陸上颱風警報解除止，總雨量分布如（圖14），以台灣東半部及北部的雨量較多，其中以花蓮（699）之584.5公厘最多，中南部則較少，其中嘉義、澎湖只有20公厘以下的雨量。由台北及成功的降雨時間序列來比較（圖15、圖16），台

表3 泰德颱風之雷達定位

Tab.3 : RADAR FIXES for tropical storm 「TED」.

時間(Z)	緯度	經度	準確度	雷達站代號
210600	20.2N	121.0E	5 / /	46744
210700	20.3N	120.9E	5 / /	46744
210800	20.3N	120.8E	5 / /	46744
210900	20.4N	120.6E	5 / /	46744
211000	20.5N	120.4E	5 / /	46744
211100	20.5N	120.3E	1 / /	46744
211300	20.4N	120.3E	1 / /	46744
211400	20.4N	120.3E	1 / /	46744
211500	20.4N	120.2E	1 / /	46744
211600	20.3N	120.1E	2 / /	46744
220000	22.2N	122.0E	3 5 8	46699
220100	22.4N	121.9E	3 5 8	46699
220200	22.7N	121.8E	3 5 9	46699
220300	22.9N	121.7E	2 1 7	46699
220300	21.4N	120.9E	5 5 /	46780
220400	23.3N	121.6E	1 0 2	46699
220602	22.0N	121.8E	6 0 2	46780
220700	24.4N	121.3E	1 / /	46744
220800	24.0N	121.2E	1 / /	46686
220900	24.2N	120.5E	1 / /	46686
221100	24.9N	120.9E	2 / /	46744
221200	24.9N	120.6E	1 / /	46744
221203	25.0N	120.6E	1 5 1	46686
221300	25.1N	120.6E	1 5 1	46686
221300	25.1N	120.6E	2 / /	46744
221500	25.3N	120.2E	5 / /	46686
221700	25.4N	119.8E	5 / /	46686

高雄雷達站 (46744)

花蓮雷達站 (46699)

綠島雷達站 (46780)

中正雷達站 (46686)

北在20日20時至21日5時，因東北季風及颱風外圍環流雙重影響下，雨量較多，但颱風登陸後，雨量並未特別多；而成功則有被其較強的對流雲系掃過，所以在22日凌晨雨量仍比較多。圖17是台

中測站的降雨時間序列，颱風警報開始時並無太多的雨量，一直到颱風走後，引進西南氣流才有明顯降水。

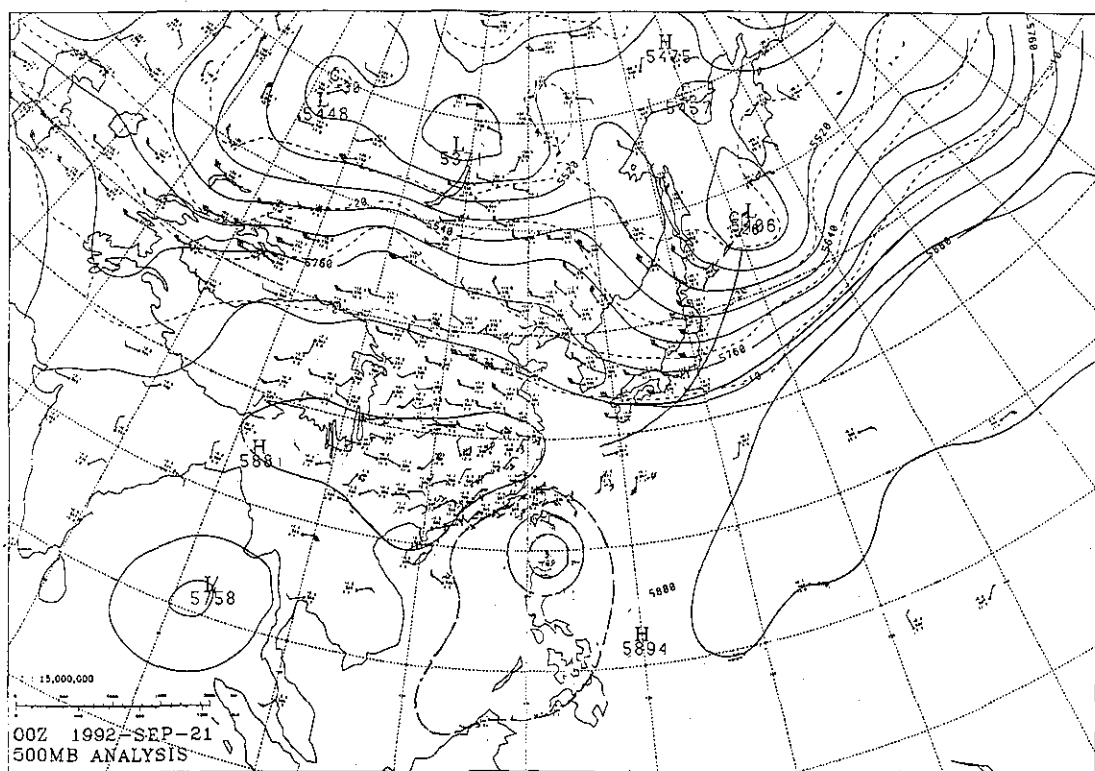


圖5 81年9月21日8時500HPA天氣圖
Fig.5 : The 500 HPA chart at 00z 21 SEP 1992.

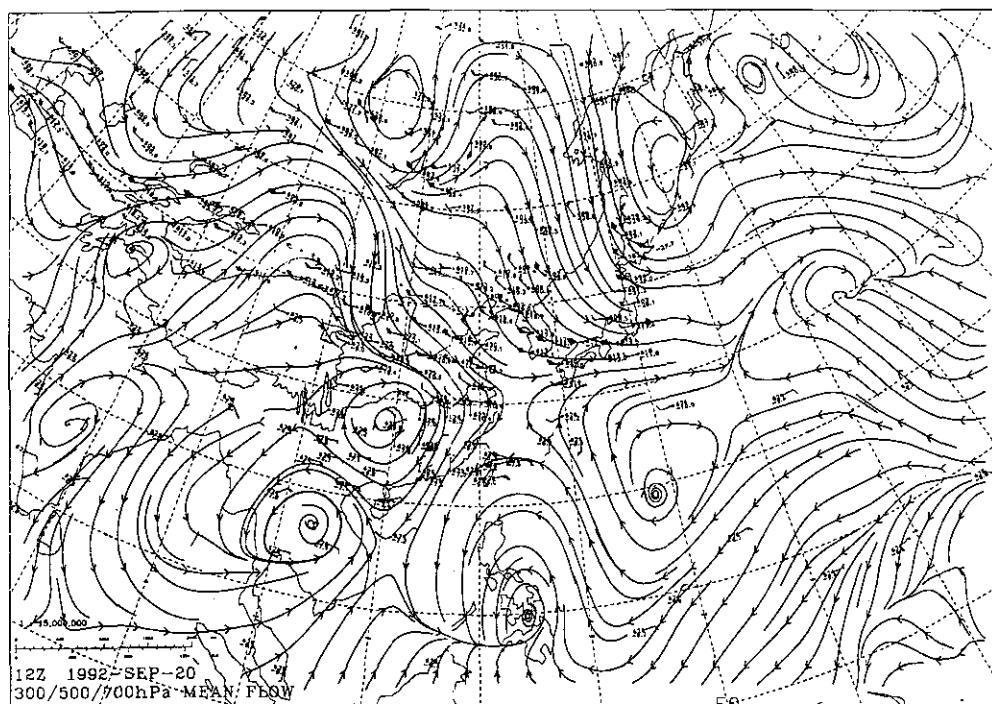


圖6 81年9月20日20時300/500/700HPA平均氣流圖
Fig.6 : The 300/500/700 HPA mean flow chart at 12z 20 SEP 1992.

1992-09-19 23:32Z IR LCC

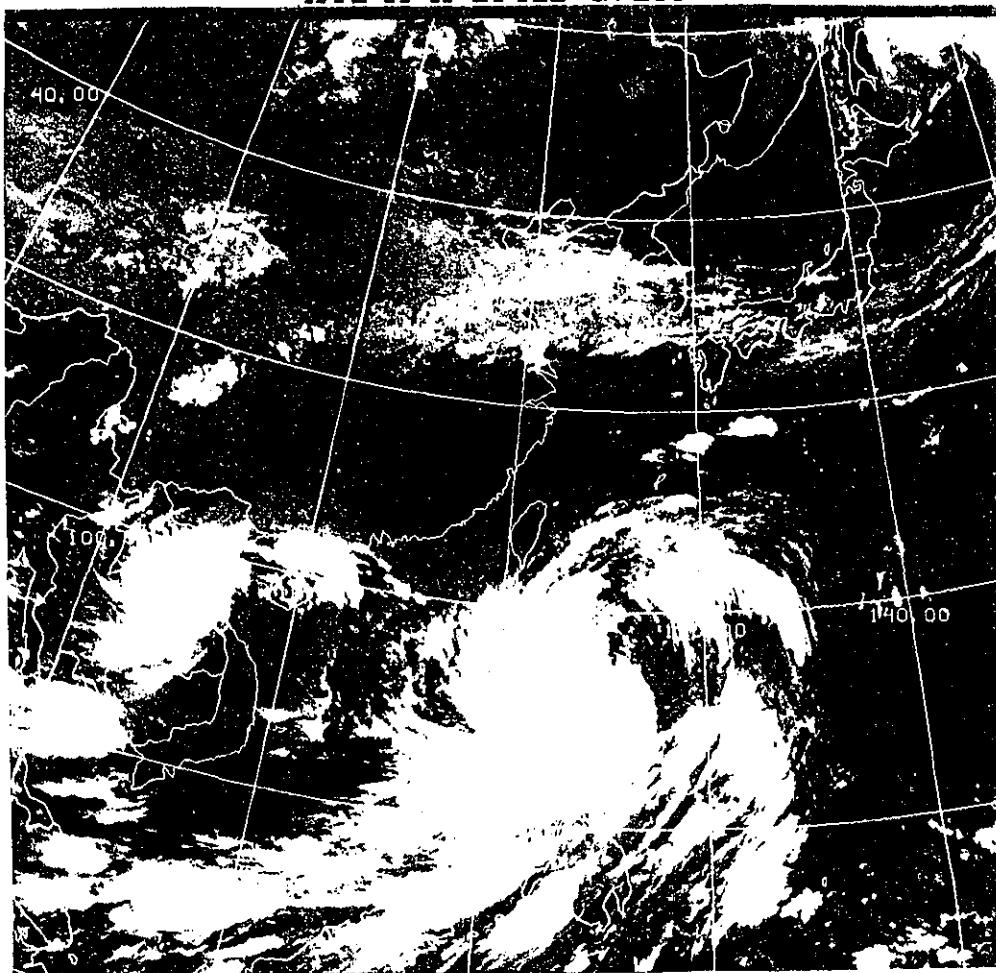


圖7 81年9月20日8時紅外線雲圖

Fig.7 : GMS IR imagery at 00z 19 SEP 1992.

表4 泰德颱風警報發布經過一覽表

Tab.4 : Warning schedules issued by CWB for tropical storm 「TED」.

種類	次 序		發布時間		警 戒	地 區		備註
	號	報	日	時 分		上	上	
海上	5	1	20	10 15	台灣東南部海面、巴士海峽			輕度
海陸	5	2	20	15 20	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽南部	台東地區及恆春半島		
海陸	5	3	20	21 30	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽南部	台東、花蓮地區及恆春半島		
海陸	5	4	21	3 20	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽南部	台東、花蓮地區及恆春半島		
海陸	5	5	21	9 40	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽	台東、花蓮地區、恆春半島、屏東、高雄及台南地區		
海陸	5	6	21	15 40	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽	台東、花蓮地區、恆春半島、屏東、高雄、台南及澎湖地區		
海陸	5	7	21	21 30	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽	台東、花蓮地區、恆春半島、屏東、高雄、台南及澎湖地區		
海陸	5	8	22	3 10	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽	台東、花蓮地區、恆春半島、屏東、高雄、台南及澎湖地區		
海陸	5	9	22	9 40	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽、台灣北部海面	台灣各地、澎湖及金門地區		
海陸	5	10	22	15 30	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽、台灣北部海面	台灣各地、澎湖、金門及馬祖地區		
海陸	5	11	22	21 50	台灣東部海面、台灣海峽、台灣北部海面	桃竹苗地區、台北地區、基隆北海岸地區、宜蘭地區及花蓮地區		
海陸	5	12	23	3 05	台灣東部海面、台灣北部海面、台灣海峽北部	桃竹苗地區、台北地區、基隆北海岸地區及宜蘭地區		
海上	5	13	23	9 30	台灣北部海面			
解除	5	14	23	14 55	泰德颱風登陸浙江溫州灣附近，對台灣陸地及海面威脅解除。			

表5 泰德颱風氣象統計表 (民國81年9月)

Tab.5 : The meteorological summary of CWB'S station during tropical storm TED passage (SEP. 1992).

站 名	最低氣壓 (mb)		時 間		最大風速 (m/s)			最大風速 (m/s)			狂風 (10 W/S以上)		最 大 降 水 量 (mm)		降 水 總 量 (mm)				
	數值	時 間	風速	風向	時 間	風速	風向	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)		
基隆	991.5	23/01:03	23.9	E	22/02:11	1001.2	24.3	99E	20.7	S	23/03:05	20/17:30 - 23/09:10	11.6	22/15:01 - 22/16:01	6.3	22/15:41 - 22/15:51	96.7	20/17:22 - 23/08:30	
蘇 澳	990.1	22/18:36	24.6	E	21/23:20	1002.2	25.4	90E	11.5	E	21/23:27	21/18:18 - 22/11:55	17.5	21/23:40 - 22/00:40	8.2	21/23:55 - 22/00:05	121.0	20/09:10 - 23/08:45	
板 橋	991.1	22/18:21	30.1	S	21/18:49	1004.0	20.2	100E	15.0	S	21/18:29	21/18:40 - 23/03:10	29.5	22/07:47 - 22/08:47	9.0	22/06:11 - 22/06:21	263.7	20/20:00 - 23/08:00	
竹子湖	990.2	22/18:30	13.1	SE	22/04:30	998.1	21.5	97E	4.6	SSW	23/02:00	-	21.0	22/11:39 - 22/12:39	7.0	22/08:31 - 22/08:41	183.5	21/07:20 - 23/06:30	
台 北	997.2	22/16:03	18.1	V	22/20:18	991.3	24.3	95E	10.2	ENE	22/10:53	-	32.5	20/17:22 - 20/18:22	12.0	20/17:41 - 20/17:51	156.5	20/10:02 - 23/06:10	
新 竹	989.5	22/17:03	22.8	NE	20/14:16	1005.9	31.3	65E	14.1	NE	20/14:25	21/10:10 - 22/11:50	7.0	23/00:53 - 23/01:53	2.5	23/00:59 - 23/01:09	49.5	21/07:03 - 23/07:05	
新 埔	989.5	22/15:00	25.6	NE	21/14:51	995.0	27.6	71E	14.0	NNE	21/14:53	20/13:30 - 22/02:30	10.0	22/19:30 - 22/20:30	4.0	22/20:20 - 22/20:30	46.0	22/04:40 - 23/06:30	
台 中	990.4	22/15:00	10.0	WSW	23/00:31	996.5	24.2	94E	9.5	WSW	23/00:38	-	12.8	22/23:00 - 22/24:00	6.4	22/23:36 - 22/23:46	65.6	21/07:50 - 23/05:40	
日月潭	991.2	22/15:45	18.9	SV	23/04:33	990.7	16.5	99E	8.0	WSW	23/04:48	-	11.5	22/22:40 - 22/23:40	4.0	22/22:40 - 22/22:50	76.8	20/17:35 - 23/06:30	
鹿 港	991.1	22/15:48	28.1	NNE	21/21:21	995.2	27.0	92E	13.1	NNE	21/13:30	21/04:20 - 22/07:50	6.5	22/17:10 - 22/18:10	3.7	22/17:40 - 22/17:50	15.1	22/10:50 - 22/22:30	
阿 里 山	985.8	22/15:20	12.5	WNW	22/22:05	995.0	24.5	95E	7.2	V	22/22:43	-	2.8	22/21:00 - 22/22:00	0.9	22/21:30 - 22/21:40	18.6	20/22:25 - 23/04:10	
阿里山	749.7	22/14:55	18.2	ESE	21/07:04	757.2	14.5	83E	8.5	ESE	21/09:22	-	18.0	22/22:36 - 22/23:36	6.0	22/22:36 - 22/22:46	221.0	22/04:00 - 23/15:55	
玉 山	-	22/14:00	-	-	-	-	-	-	-	14.5	WSW	23/03:00	23/02:10 - 23/04:30	18.0	22/23:00 - 22/24:00	4.5	22/23:10 - 22/23:20	201.4	21/01:10 - 23/08:00
台 南	989.1	22/04:22	19.3	NW	22/21:19	994.6	25.6	97E	11.2	NW	22/20:57	22/21:00 - 22/22:30	15.0	23/10:25 - 23/11:25	8.0	23/11:15 - 23/11:25	45.4	21/03:46 - 23/13:40	
高 雄	990.3	22/14:43	18.2	WNW	22/20:12	995.0	26.5	87E	10.1	V	22/22:43	-	6.5	22/20:40 - 22/21:40	3.5	22/21:00 - 22/21:10	28.9	21/12:30 - 23/06:00	
東 港	990.2	22/05:05	30.8	NW	22/19:21	991.7	24.5	96E	23.5	NW	22/18:38	19/19:30 - 持續中	27.0	22/18:40 - 22/19:40	9.5	22/18:40 - 22/18:50	44.6	22/12:30 - 23/01:50	
恆 春	987.7	22/03:41	16.7	V	22/20:13	997.3	25.6	98E	11.2	V	22/20:18	20/19:02 - 23/06:45	18.0	22/22:10 - 22/23:10	5.5	21/22:14 - 21/22:24	100.0	21/03:55 - 23/06:50	
枋 寮	988.1	22/07:33	41.9	NNE	21/01:22	999.2	24.2	100E	20.7	NNE	21/01:27	20/05:41 - 23/10:47	24.8	21/08:18 - 21/09:18	12.3	21/08:50 - 21/09:00	136.5	20/08:14 - 22/23:13	
大 武	998.9	22/14:59	22.5	NNE	21/21:43	994.9	25.0	97E	11.0	NNE	21/19:20	20/19:53 - 22/01:00	17.9	21/14:38 - 21/15:38	6.8	21/15:15 - 21/15:25	116.9	21/01:00 - 23/08:00	
台 南	989.2	22/14:03	18.4	N	22/00:13	995.7	24.4	94E	7.6	S	23/07:30	-	18.5	22/02:20 - 22/03:20	7.5	21/18:40 - 21/18:50	145.1	20/19:35 - 22/20:20	
鹿 港	986.5	22/10:57	25.1	SSW	23/07:31	996.4	27.9	84E	16.3	S	22/15:02	21/19:30 - 23/14:00	30.8	21/22:37 - 21/23:37	14.5	21/23:00 - 21/23:10	277.3	20/18:38 - 22/23:50	
花 蓮	997.0	22/15:21	22.5	SSE	22/15:32	997.2	25.5	91E	15.7	SSE	22/15:48	21/20:50 - 22/16:30	49.5	22/18:10 - 22/19:10	15.0	22/18:25 - 22/18:35	584.5	20/14:05 - 23/01:05	
蘇 門	989.3	22/18:52	15.6	ESE	22/17:44	990.8	26.4	92E	8.9	E	21/19:50	-	45.5	21/12:10 - 21/13:10	13.5	21/12:20 - 21/12:30	243.5	20/21:10 - 23/06:10	
蘇 門	990.2	22/17:00	24.2	SE	22/15:09	990.3	25.1	95E	13.5	SSE	21/22:35	21/13:30 - 22/21:30	38.8	23/10:20 - 23/11:20	12.5	23/10:20 - 23/10:30	276.8	20/15:20 - 23/04:05	

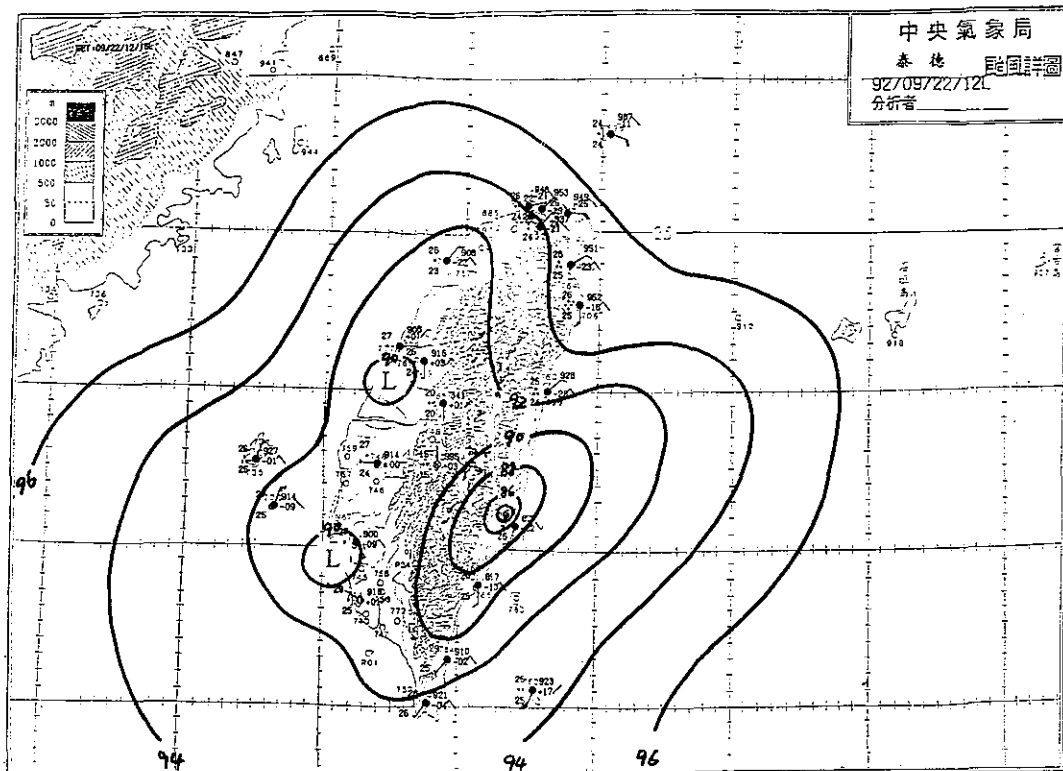


圖8 泰德颱風地面詳圖分析 (登陸時)

Fig.8 : Mesoanalysis surface chart of tropical storm 「TED」.

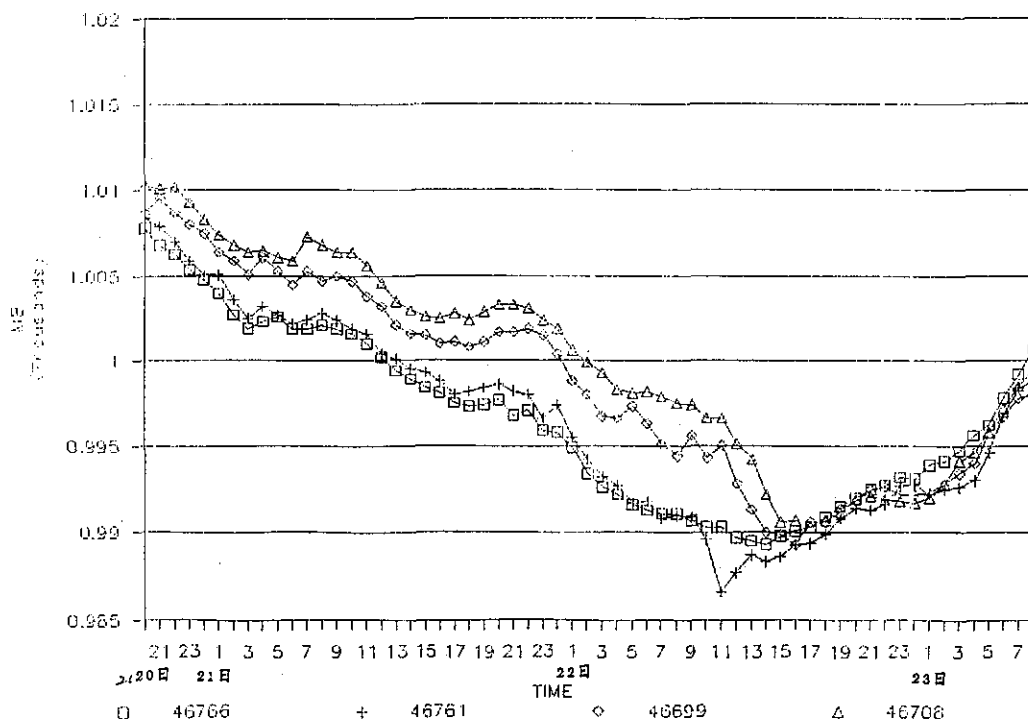


圖9 台東46766、成功46761、花蓮46699、宜蘭46708逐時氣壓趨勢圖

Fig.9 : The pressure tendency of 46766, 46761, 46699 and 46708.

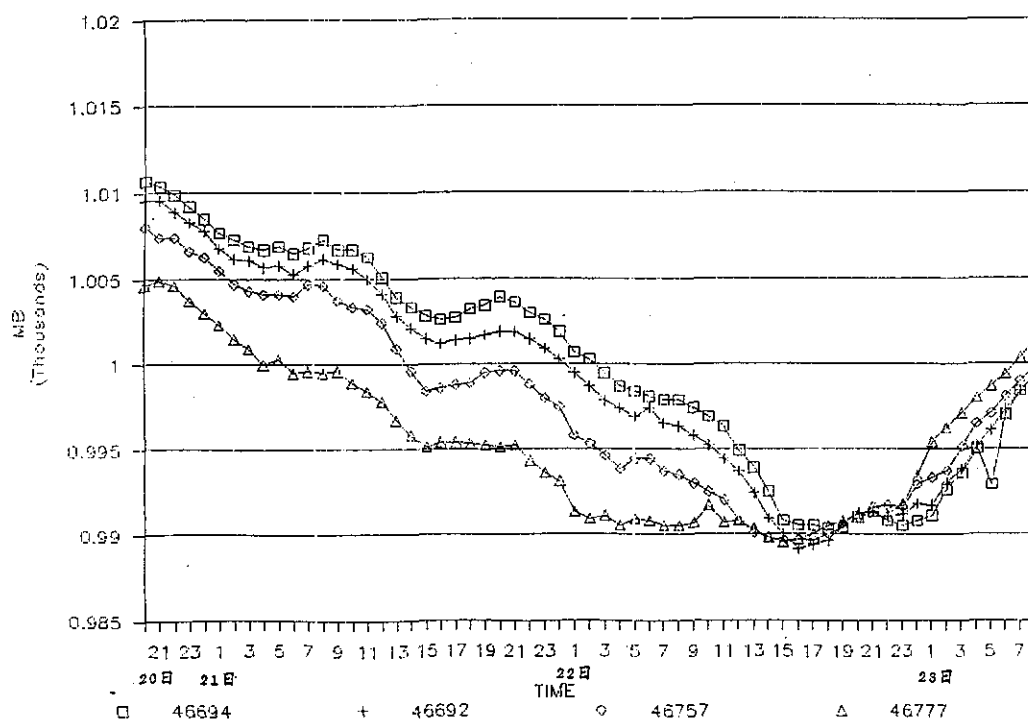


圖10 基隆46694、台北46692、新竹46757、梧棲46777逐時氣壓趨勢圖

Fig.10 : The pressure tendency of 46694, 46692, 46757 and 46777.

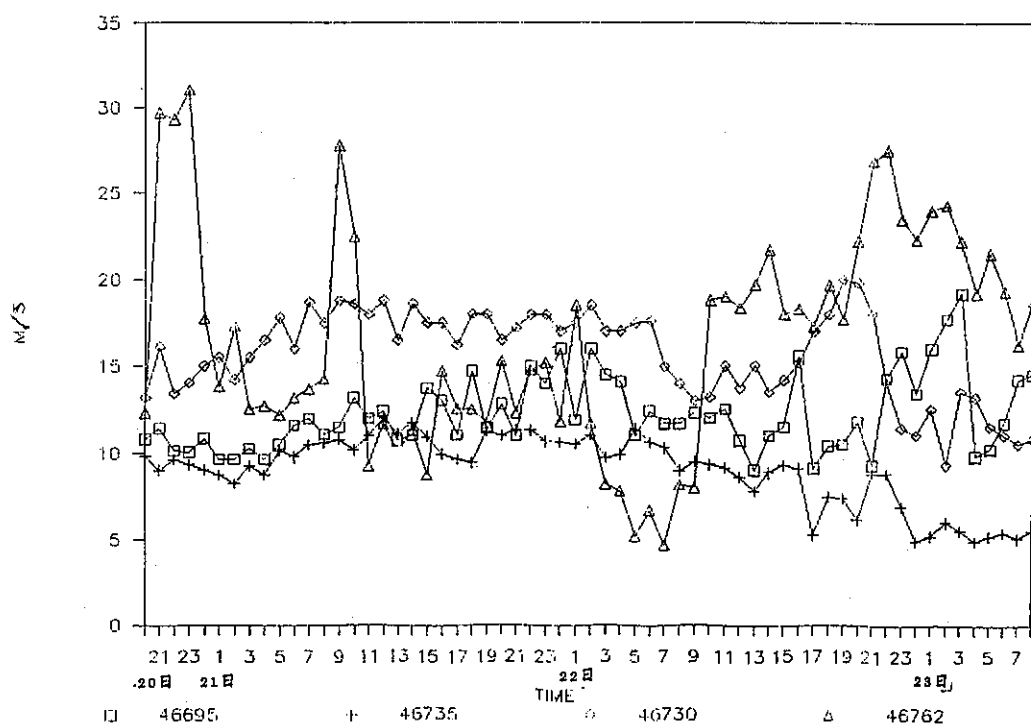


圖11 彭佳嶼46695、澎湖46735、東吉島46730、蘭嶼46762逐時風速圖

Fig.11 : The wind speed of island stations around Taiwan (46695,46735, 46730 and 46762).

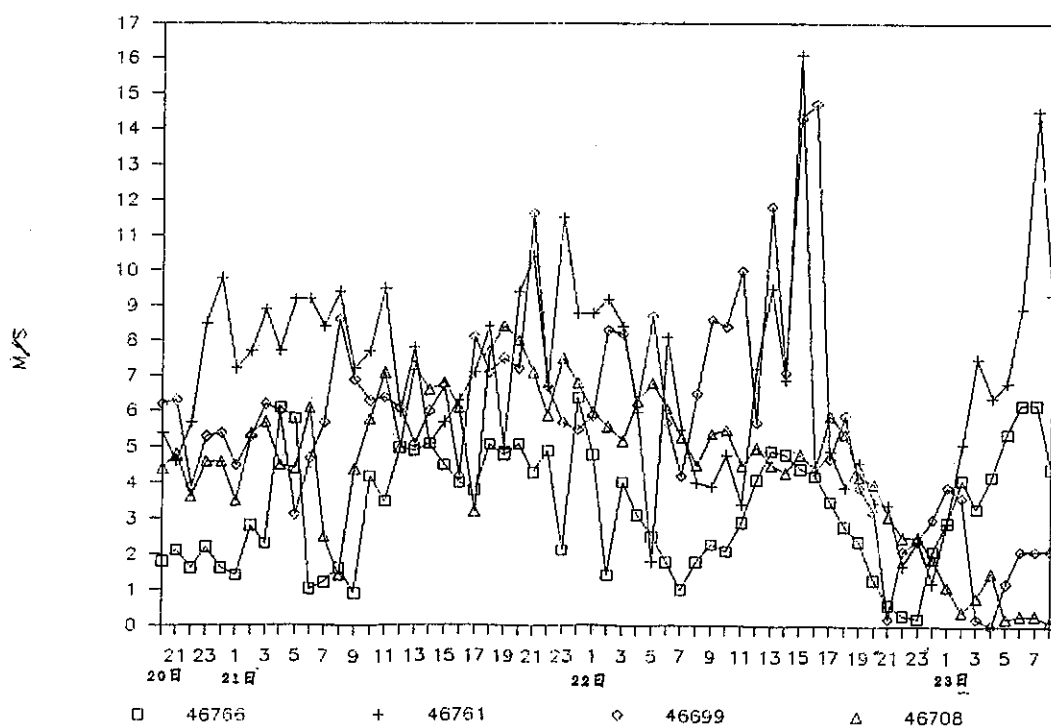


圖12 台東46766、成功46761、花蓮46699、宜蘭46708逐時風速圖

Fig.12 : The wind speed of 46766, 46761,46699 and 46708.

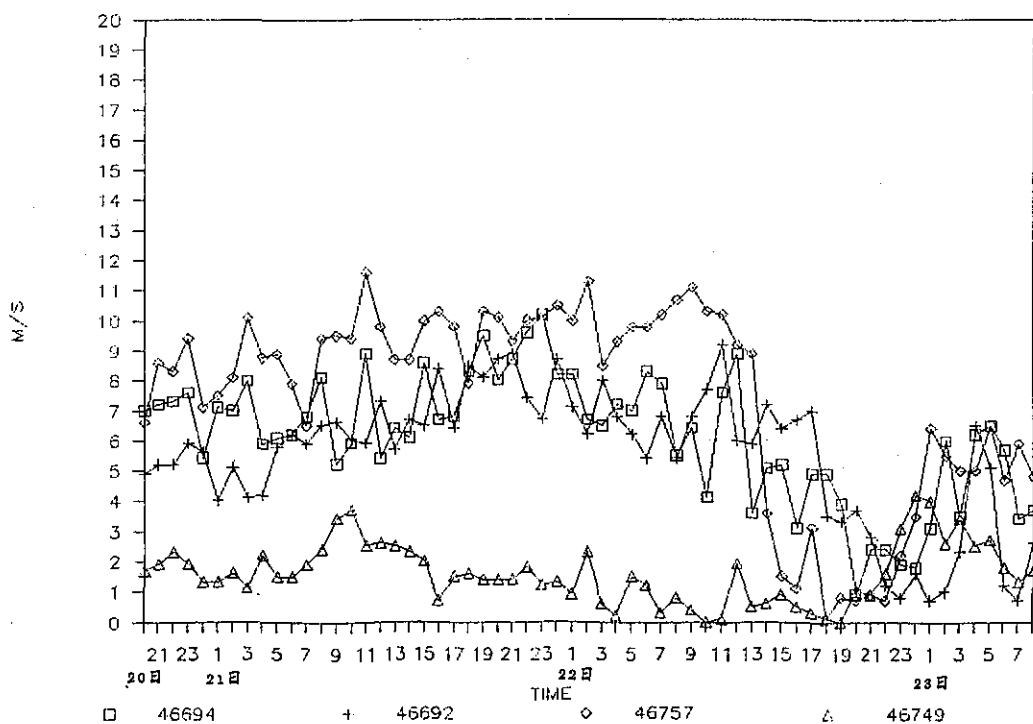


圖13 基隆46694、台北46692、新竹46757、台中46749逐時風速圖

Fig.13 : The wind speed of 46694, 46692, 46757 and 46749.

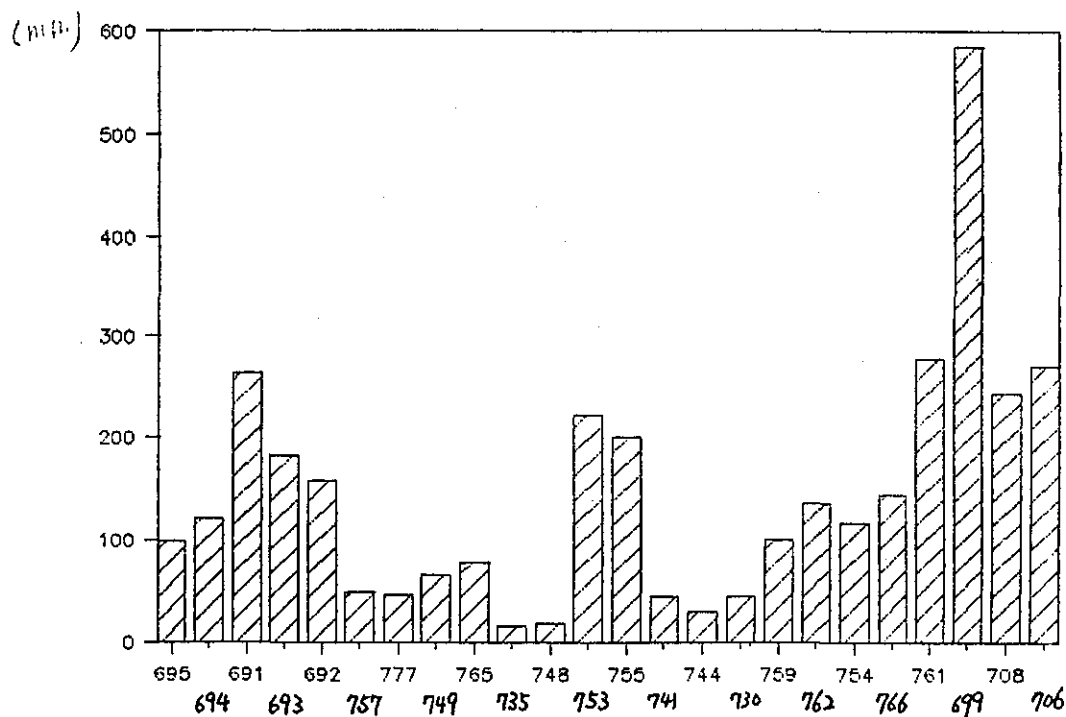


圖14 中央氣象局各測站的總雨量圖

Fig.14 : The total rain amount of all CWB'S stations.

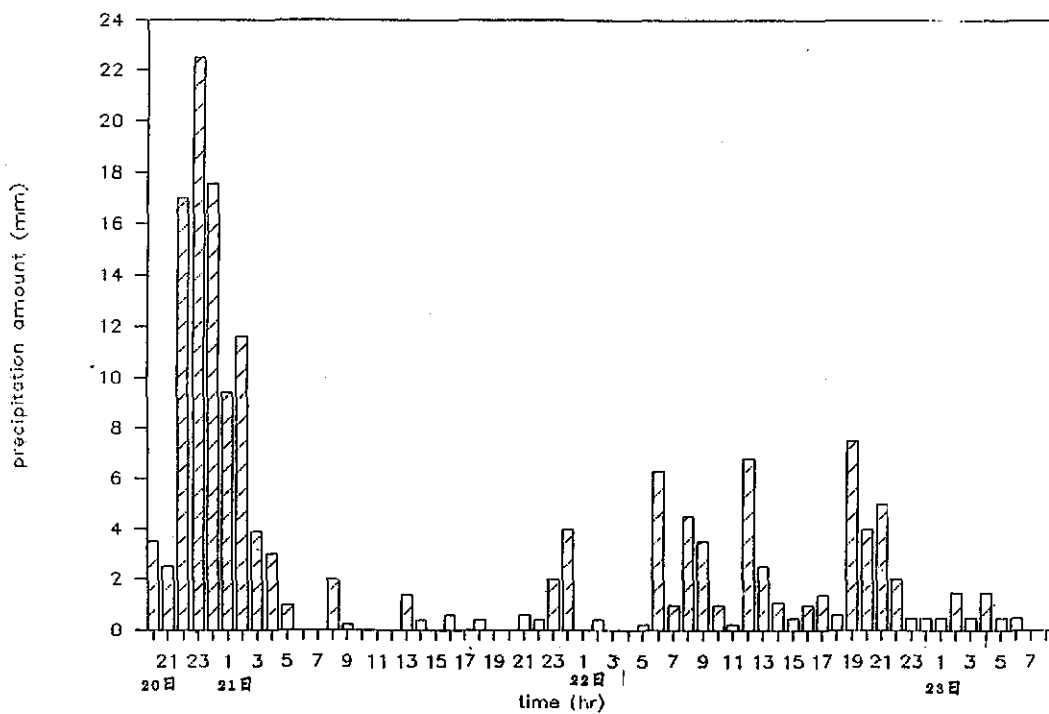


圖15 台北46692逐時雨量圖

Fig.15 : The rain amount 46692 from 09/20 20:00 to 09/23 08:00.

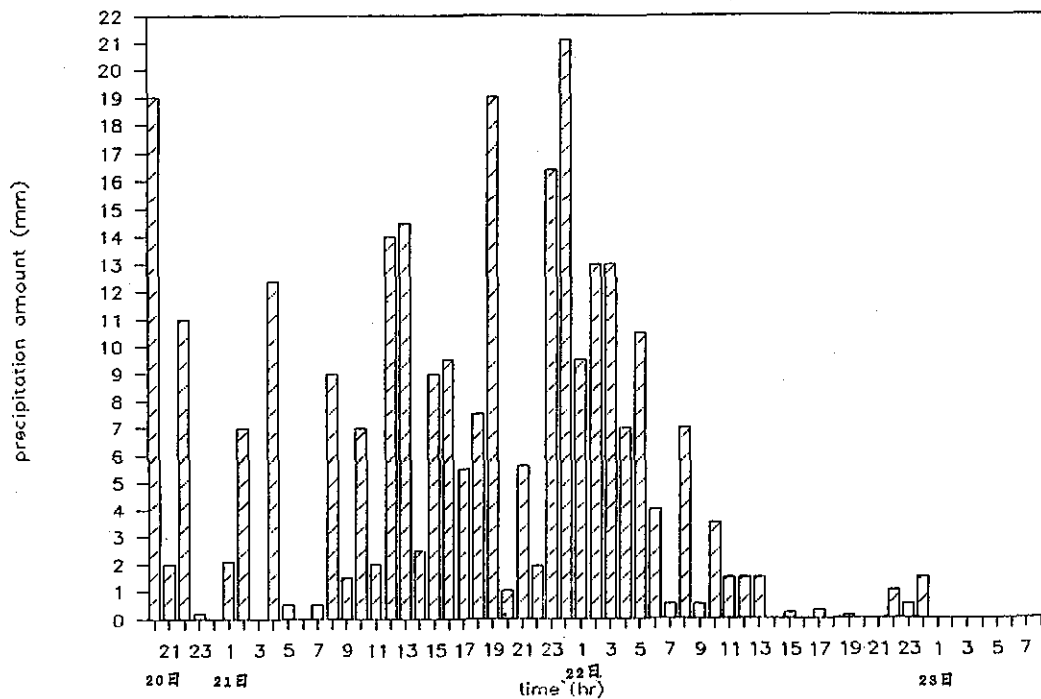


圖16 成功46761逐時雨量圖

Fig.16 : The Precipitation amount of 46761 from 09/20 20:00 to 09/23 08:00.

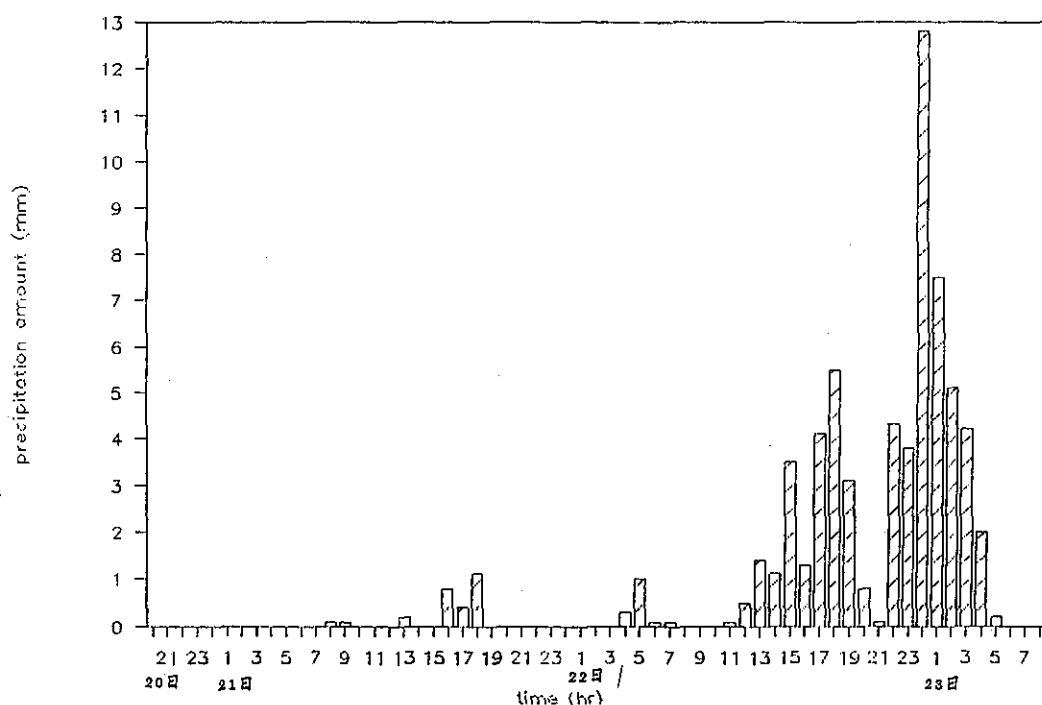


圖17 台中46749逐時雨量圖

Fig.17 : The precipitation amount of 46749 from 09/20 20:00 to 09/23 08:00.

五、災 情

泰德颱風並未造成人員傷亡情形，但其挾帶豪雨從台灣東部登陸，使花蓮地區的雨量超過五百公厘，導致北迴鐵路中斷，航空交通停擺，部分公路堤防出現坍方，不過所幸無重大傷亡及災情。另外根據農委會統計：包括農田損失、農作物損失、防山防洪工程損失及水利工程損失，估計達一億八千餘萬元。

六、泰德颱風路徑的探討

泰德颱風之最佳路徑如圖一，由於泰德颱風結構不佳的關係，所以其中心位置不太容易正確掌握，導致在預測時有時會有較大的誤差，預測與過去平均狀況比較，誤差有較大的情形，在24小時預測的誤差方面仍以中央氣象局（CWB）最

小，平均在227公里左右，日本（RJTD）次之，在統計模式之CLIP及相當正壓（EBM）方面都有較大之誤差，也許是因為初始位置給的不好而導致的，誤差之比較如表6。

分析CWB在各個時段之預測誤差（計算到2300z，如表7），在19日12Z～18Z因夜間只能以紅外線的雲圖作分析，而此颱風高低層雲系有分離的現象，所以有較大的誤差，在00z用可貝光雲圖參考後再做調整，其他各預報單位亦同時重新對泰德颱風定位。而在21日06z～22日00z颱風其實已在轉向往台灣陸地而來，而CWB雖一直認為會轉北，但定位上一直抓不穩，直到21日18z以後，經由高雄雷達站和花蓮雷達站兩者在即時預報系統（WINS）的降水回波合成後，才掌握到真正的中心，而做出此颱風往台灣東部陸地登陸的正確判斷。

表6 各預報單位對泰德颱風24小時預測誤差比較

Tab.6 : ERROR STATISTIC FOR SELEC TED OBJECTIVE TECHNIQUES FOR TROPICAL STORM 「TED」 .

STATISTICS FOR STORMS:
WPI992

24-HOUR MEAN FORECAST ERROR (KM)

	CLIP		CWB		TFS		EBM		PGTW		RJTD		BCGZ		VHHH		RPMH	
CLIP	20	300																
	300	0																
CWB	17	314	17	227														
	227	-87	227	0														
TFS	8	290	8	218	8	279												
	279	-11	279	61	279	0												
EBM	6	312	6	225	6	296	6	429										
	429	116	429	203	429	133	429	0										
PGTW	17	314	17	227	8	279	6	429	18	279								
	292	-22	292	64	300	20	309	-120	279	0								
RJTD	17	314	17	227	8	279	6	429	18	279	18	225						
	233	-81	233	5	237	-42	264	-164	225	-53	225	0						
BCGZ	13	296	13	220	6	274	5	429	13	318	13	251	13	300				
	300	3	300	79	296	22	300	-129	300	-18	300	48	300	0				
VHHH	8	344	8	251	4	275	4	477	8	266	8	268	6	364	8	329		
	329	-14	329	77	318	42	318	-159	329	62	329	61	370	5	329	0		
RPMH	5	244	5	185	3	237	3	400	6	207	6	229	3	274	4	283	6	348
	383	138	383	198	400	162	400	0	348	140	348	118	383	109	383	100	348	0

NUMBER OF CASES	X-AXIS TECHNIQUE ERROR
Y-AXIS TECHNIQUE ERROR	ERROR DIFFERENCE Y-X

表7 中央氣象局 (CWB) 對泰德颱風預報誤差校驗

Tab.7 : ERRORS STATISTICS FOR CWB ON TROPICAL STORM 「TED」.

DTG	WRN NO.	BEST TRACK			POSITION ERRORS	
		LAT	LONG	WIND	24	48
92091812	1	15.4N	134.6E	30		
92091900	2	15.8N	131.1E	40	78	99
92091906	3	15.9N	129.4E	45	138	314
92091912	4	16.2N	127.8E	50	314	716
92091918	5	16.8N	126.8E	50	321	654
92092000	6	17.6N	126.1E	50	94	45
92092006	7	18.3N	125.0E	55	161	126
92092012	8	18.9N	123.7E	55	177	110
92092018	9	19.2N	122.7E	60	175	
92092100	10	19.4N	122.1E	60	198	889
92092106	11	19.6N	121.9E	60	292	427
92092112	12	19.8N	121.8E	60	409	804
92092118	13	20.4N	121.7E	60	501	912
92092200	14	21.9N	121.7E	60	426	747
92092206	15	23.5N	121.3E	55	29	158
92092212	16	25.0N	120.8E	50	58	227
92092218	17	26.2N	120.6E	45	211	
92092300	18	27.5N	120.6E	45	290	
92092306	19	29.1N	120.7E	45		
92092312	20	30.8N	120.9E	40		
92092318	21	32.4N	121.5E	40		
92092400	22	33.7N	122.8E	40		
92092406	23	34.6N	124.7E	40		
AVERAGE					227	445
# CASES					17	14

七、結 論

由上述分析可歸納數點結論如下：

(一)泰德颱風為一多中心之颱風，由即時預報系統對其雲圖作連續追蹤，時常會出現渦旋中心，但在數小時後又消失，所以在定位上有較大的挑戰。

(二)台灣北部及東半部地區受到東北季風與颱風環流雙重影響，有較大之雨量，強風亦持續較久，但因颱風發展不強，風速並沒有特別大。

(三)此颱風大致上仍順著太平洋高壓駛流行進，但因其結構上的關係，中心位置不容易把握，導致預測誤差比平均值稍大。

(四)由各預測單位預測情形比較，在24小時預測方面，仍以CWB較佳，筆者認為在中心位置不容易定的情況下，CWB因考慮到整體預報的持續性，而較少作雨刷式 (wind shieldwiper) 的預報，不隨著新的渦旋中心出現作較大幅度之預報修正，因而有較佳之結果。

七、致 謝

本文承蒙中央氣象局預報中心吳德榮課長之提供意見及衛星中心之支援資料，特此一併致謝。

八、參考文獻

王時鼎、趙友夔、沈秀蓉，1982，台灣颱風降雨

之特性。

吳宗堯、謝信良，1988，現有颱風預報研究成果作業化之研究(一)、(二)、(三)。

Holton, J.R., 1979 : An Introduction to Dynamic Meteorology, Second Edition.

1991 Annual Tropical Cyclone Report, Joint Typhoon Warning Center GUAM, MARIANA ISLANDS.

A CASE STUDY OF TROPICAL STORM TED OF 1992

Fred Fu-Dien Tsai

Weather Forecast Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

This study is aiming at analyzing and discussing the verifications on all kinds of subjective and objective track predictions of the evolution, the track, the precipitation and the pressure variation for Tropical Storm Ted.

After forming over the east of the Phillippine Sea area ON 181800UTC, Sept, 1992, Ted moved westnorth westward; upon approaching 120° east longitude, it turned northward and landed Taiwan. After hitting mainland China, Ted moved parabollically to korea and then became a extratropical cyclone.

According to the precipitation analysis, the results show that there was a large amount of precipitation to the east of the Taiwan island; especially, the rainfall amounted to 584.5mm in the Hualien area; also there was a significant variation on the wind speed and pressure. All the above mentioned characteristics confirmed well with the fact that Tropical Storm Ted landed from eastern Taiwan. In northern and northeastern Taiwan, due to the influence of northeaster, previously accompanied by the northward movement of the Tropical Storm Ted, the duration of precipitation and much stronger winds last for a longer period. But there was no severe damage caused due to intense precipitation and wind speeds; it was due to the weak structure of the Tropical Storm Ted itself.

On the aspect of the track analysis, there existed larger errors for all forecasting units. For 24-hour forecast errors, tracks predicted by the Central Weather Bureau (CWB) with a forecast error of about 227km, provided the best performance than any other units. Japan (RJTD) is the second. Besides this, CLIP (the statistical model) and the equivalence barotropic model (EBM) still remained in a larger error field.

Volume 40 Number 1

March 1994

Meteorological Bulletin

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

Study on Physical Air Temperature Measurements Yeong-Junaq Wang (1)

The March 1991 Chia-Li Earthquake Sequence
..... Tzay-Chyn Shin, Chin-Hsin Chang and Chia-Hao Ching (17)

Destructive Earthquake Tsunamis in the Ming
and Ching Eras Ming-Sheng Yü (37)

An Introduction to the Automatic Rainfall and
Meteorological Telemetry System in the Taiwan Area
..... Automatic Observation Division (47)

Reports

Report on Typhoon BOVBIE of 1992 Show-Wen Lin (53)

A Case Study of Tropical Storm TED of 1992 Fred Fu-Dien Tsai (69)

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

統 一 編 號
〇〇九〇八九八三〇〇七三

ISSN 0225-57785



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China

臺北市公園路六十四號 電話：3491091					
（按姓氏筆劃排列）					
雄然森男田雄典蘭		文泰景隆永義明素		柯陳陳張葉葉鄭韓	
		象彥彥典存勤軍勝坤生錦明絲		局氣清清明有在汴清貴民松中玉	
		中央蔡鄭丁辛李余林林柳黃新		幣150元	
者人長會員員 事價		版行委員委 幹售		出發社編輯主編委	

衛星資料估算雨量方式及在氣候研究之應用

王作臺 李兆萍

國立中央大學大氣物理研究所

摘要

在氣候系統中，海洋與大氣間的交互作用是影響氣候變遷的重要因素之一。而此二者交互作用最劇烈的熱帶地區，主要能量來源為旺盛的對流雲伴隨凝結降水而來的潛熱釋放。因此，若能建立一組可信度高的熱帶（海洋）降水資料，將有助於了解熱帶降水、能量傳送特性及大尺度大氣環流型態與氣候變化的影響。由於降水在時間及空間的變化均相當大，傳統降水觀測無法提供完整的分析資料，而透過氣象衛星資料來估算降水正可彌補傳統觀測資料分析上不足的缺失。

台灣位處西北太平洋邊緣間熱帶地區，且在亞洲季風環流區內，梅雨期的異常降水當與熱帶地區的氣候變異有密切的關係。因此本文研究利用衛星 OLR 估算降水的方法，來估算台灣及鄰近地區的降水，並與地面觀測資料比較來探討此法應用於此地的可行性，以及了解台灣與附近地區梅雨期異常降水大尺度時空分布的特性。經改變不同參數作敏感度測試，發現不同參數估算結果與觀測值比較皆呈正相關，而計算偏差量時則發現吾人主要採用之參數值（臨界值=10公里，斜率=20.5）所估算結果偏差量較小，顯示衛星估算降水方法應用於台灣及鄰近地區之結果具合理性。本研究同時以此衛星資料計算的雨量，來分析不同年降水分布之時空特性。

一、前言

吾人瞭解，中緯度地區擾動的能量來源，大都是透過可用位能的提供，使其能轉化成動能，小的擾動因而能夠成長，但對熱帶地區的擾動來說，因為該地區的溫度梯度低，可用位能很低，大部分擾動的能量，則是來自於伴隨降水系統而來的潛熱的提供。

以這種能量來源來說，熱帶地區擾動的特性和中緯度擾動的特性，是有明顯的不同的。因為降水伴隨的潛熱釋放是熱帶區域的主要作用力之一，瞭解此潛熱的時空分布，就是個重要的問題了。但由於熱帶地區，大都是處於寬廣的海洋，資料取得不易，要研究熱帶區域的各種尺度的干擾及各不同作用力對其之貢獻，有較大的困難。

1974年有名的大西洋熱帶實驗計畫（GATE）（Houze and Betts, 1981）就是第一次大規模地、有

系統地以船舶、雷達、探空等儀器去探討熱帶區域對流系統之熱力與動力上之結構，以及其可能對環境風場之影響研究計畫。此計畫相當地成功，但對熱帶擾動的瞭解，只局限於中小尺度及較小的區域。

這些年來，有許多研究顯示，熱帶海洋的擾動，及其對大氣的影響，被認為是造成有些地區短期氣候變化的主要原因之一，聖嬰及南方擾動（ENSO）的事件，就是個最有名的例子，為了更進一步研究海洋（尤其是熱帶區域）及其與大氣擾動的關係，世界氣象組織（WMO）在1985年開始熱帶海洋全球大氣（TOGA, Tropical Ocean Global Atmosphere）國際整合研究計畫，集合了國際間許多國家，有系統地探討海氣交互作用的問題。並研究熱帶暖區（140° E - 160° E, 10° S - 10° N）內深對流的變化及其潛熱之傳輸（Lukas and Webster, 1988），瞭解此能量傳輸和季內振盪及西風暴潮之

關係，同時探討此區域和其他地區（中緯度）交互作用的情形。

瞭解到熱帶海洋對全球大氣的影響，也體認到了熱帶潛熱之釋放是提供給熱帶擾動的巨大能量來源後，爲了進一步探討此潛熱在時間/空間上之變化，幫助吾人研究海氣交互作用的問題，但因海洋面上的降水資料有限，以雨量計或雷達來量測降水，有其局限性，如以遙測的方式（將儀器放在衛星上）來推算熱帶地區的雨量，進而來分析此雨量下所含潛熱之時空變化，也是有效的研究海氣交互作用及短期氣候變化的方法之一（Simpson et al., 1988）。

過去以遙測技術估算降水應用最廣的莫過於利用可見光（VIS）及紅外線（IR）衛星資料。此方面的研究可參考 Martin and Scherer (1973) 及 Barrett and Martin (1981) 的回顧，此外，Griffith et al. (1978)，Negri et al. (1984)，以同步衛星雲圖亮度溫度與同一時間同一地區之雷達降水回波間的關係，估算特定面積之目標雲的降雨量（雲生命史法），然此法須考慮不同雲類的權重及雲體（cloud entity）改變量，需花費大量的計算時間，同時降雨量與雲生命史中發展之最大面積有關，此點可能會造成爭議及產生相當的誤差。Adler and Negri (1988) 以美國海洋及大氣總署（NOAA）的 GOES 衛星紅外線雲圖對熱帶地區對流性降雨與層雲降雨作實驗而發展出 CST 法，頗能掌握最大降水時刻，但有高估最大值的現象，且對劇烈之中尺度現象代表性不足。Arkin (1979)，Richards and Arkin (1981) 利用 SMS-1 衛星紅外線資料，以大西洋熱帶實驗計畫（GATE）目標區作實驗，結果顯示在降雨區域內 50%~75% 的降水量可由該區域小於某一臨界值（threshold）的雲頂溫度與雷達觀測降水量之間的某種迴歸關係來解釋，同時此法不需追蹤雲塊的生命史且與雲體面積無關，可減少許多計算時間，可說是最簡單、最直接的方法。由於本研究是著重於選擇一具代表性的衛星估算雨量的方法，來了解及研究本地區降水變化的時空特性，而並非發展一新的衛星估算降水技術。因此吾人將採 Arkin (1979) 的衛星估算降水方法作分析，對於此技術應用的可行性，與地面

觀測資料作比較，之後並作敏感度的分析來評估估算降水結果的合理性。

了解氣象衛星資料扮演的重要角色後，回顧過去利用衛星資料分析氣候變化的研究也可發現遙測技術應用的可行性，而近年來在氣候分析的研究中較廣爲人利用的衛星資料來源可追溯到 1974 年 NOAA 繞極軌道衛星的運作，此衛星所測量到的射出長波輻射資料（OLR）對雲頂溫度具高度的敏感性，在描述熱帶地區大尺度對流時空方面，比起其他傳統測量或分析資料較具可用性。因此，OLR 已成為研究熱帶地區大尺度對流最廣爲應用的指標。Lau et al. (1988) 探討在東亞地區夏季季風降雨的氣候特徵，統計中國大陸 38 個測站十年（1961 至 1970 年）的 10 日平均降雨資料發現，沿 100° E-115° E 的降水場在 6 月從 25° N 北傳至 40° N 附近，7 月至 9 月也有三波北傳現象發生。Yasunari (1979) 利用 NOAA-2 衛星資料發現 1973 年亞洲季風區對流雲由赤道往北傳送，而在非洲及中太平洋區則往南傳播的現象；Chen and Murakami (1988) 利用 IR 衛星資料研究 1979 年西北太平洋深對流現象，也發現一 30 - 50 天的擾動由赤道往北傳送至 20° N 附近，且深對流於此分裂爲往南及往北兩支；Nitta (1987) 利用 GMS 同步衛星資料證明，在西太平洋活躍對流雲對北半球夏季環流影響相當大，顯示低頻擾動在熱帶與副熱帶之間交互作用情形。Lau and Chan (1983) 在對熱帶地區短期氣候變化及遙相關的研究中，首先將 OLR 轉換成定量的降水值，他們以一個月中 OLR 值小於 240 W/m² 的天數比對微波估算降水資料而得到月降水量迴歸關係，此法與 Arkin (1979)，Richards and Arkin (1981) 定雲高（雲頂溫度）臨界值得到的降水迴歸關係類似。Janowiak and Arkin (1991) 以同步衛星的 GPI (GOES Precipitation Index) 估算降水的方法 (Arkin and Meisner, 1987) 與繞極軌道衛星 OLR 資料以 255.15 W/m² 爲臨界值的迴歸關係估算降水法作比較，結果二種方法有極大的相關性，而由此方法決定的降水場，明確的反應了 ENSO 年中降水場的極大區域確有東移的現象，說明了此種衛星資料轉成降水量之方式，已可初步的被用來作大尺度系統變化的定性研究。

在國內，以衛星資料估算降水之技術正逐步發展，但應用衛星估算降水技術來作為研究氣候分析，相對的更少。而由前述提及的研究方向及結果顯示，衛星估算降水量的可行性及 OLR 資料應用在大尺度對流時空變化的特性。因此，本研究嘗試利用衛星 OLR 資料以 Arkin (1979)，Richards and Arkin (1981) 降水量與雲高迴歸關係法反推台灣及鄰近地區熱帶降水量，比對地面觀測資料來探討其可行性，再以此法估算月、季降水量之距平，作為判斷乾、溼梅雨年之依據，探討梅雨正、負異常年及準正常年雨帶及最大降水場的傳播特性，來了解台灣及附近梅雨期異常降水大尺度時空分布的特性，及其與其他地區降水分布之相關性，且同時為了了解由衛星資料轉換成降水中運算法則 (Algorithms) 內各變數之特性，吾人也將做一連串之不同測試，來分析地區雨量分布特性和運算法則變數之相關，並探討此變數對地區相關型態之可能影響。

二、資料來源

使用資料為 NOAA 繞極軌道衛星每日兩次(白天與晚上)的全球射出長波輻射資料(OLR)，起迄日期為 1974 年 6 月至 1988 年 5 月，其中 1978 年 3 月至 12 月的資料遺失，1982 年 6 月資料錯誤。此資料網格解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

另引用廖等人 (1991) 統計 1951 至 1988 年，5 至 10 月，北部、中部、南部及東部四區域月雨量地面觀測值之算術平均代表台灣地區月降水量，以作為驗證本文衛星估算降水量方法之“地面真實資料”(衛星輻射計接收到的訊號為輻射值 OLR，估算的降水量屬於間接估算(Indirect Estimation)，故需以地面真實資料來驗證)，又由於我們參考的衛星降水量方法為 Arkin 在 1979 年所發展，當初實驗地區為大西洋熱帶地區及中南美洲，對於台灣地區則尚未測試過，因此，吾人將藉由比較此觀測資料，來探討以衛星中的 OLR 轉換成雨量的方法，應用於台灣及鄰近地區之物理性與敏感度。同時，以劉(1988)台灣地區梅雨期雨量之統計為另一參考依據(如表 1)。

三、運算法則 (Algorithms) 之建立

(一) 衛星降水運算法則之建立

長久以來的觀測結果使我們了解，在衛星雲圖中較高較厚的對流雲通常都伴隨著較大的降水，基於此種經驗關係，本文衛星估算降水量的運算法則參考 Arkin (1979)，Richards and Arkin (1981) 的降水量—雲高迴歸關係法，Arkin 方法簡述如下：

1. 選取雷達觀測降水量作為“地面真實資料”。

2. 以雲高臨界值從 1 至 16 公里和雷達 6 小時累積雨量的相關發現臨界值為 10 公里處相關係數最大，因此選定雲高 10 公里為臨界值，當雲高大於 10 公里為降水雲，否則降水量為零。

3. 由雷達 6 小時累積雨量與雲高大於 10 公里的關係散佈圖(Scatter Diagram)，即可找出降水量—雲高線性迴歸關係。

本研究中由於吾人使用的資料為 OLR，因此須先將其以 Stefan-Boltzmann's Law：

$$F = \sigma T^4 \quad (1)$$

轉換成等效黑體溫度 T ，其中 σ 為 Stefan-Boltzmann 常數，其值為 $5.67 \times 10^{-8} \text{ Watt/m}^2 \text{K}^2$ ，其次，利用劉等人 (1986) 之台灣地區平均大氣曲線，地面平均氣溫 22.5°C (295.5°K)，對流層溫度遞減率 $-6.02^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$ ，得雲高與溫度的關係：

$$H = (295.5 - T)/6.02 \quad (2)$$

(2) 式具有代表台灣地區溫度在氣候分布特性上之重要意義，這是與 Arkin 方法中較大的不同點。再參考 Arkin (1979)，Richards and Arkin (1981) 之降水量—雲高關係則得降水量：

$$R = \text{Slope}(H - H_t) + \text{Intercept} \quad (3)$$

其中斜率(Slope)為線性迴歸關係的斜率 20.5，截距(Intercept)為 1.04 (Richards and Arkin, 1981)， H_t 為吾人選擇的高度臨界值(threshold)， H 則為由黑體溫度經 (2) 式計算得到的觀測雲高。(3) 式的意義為：當衛星測得雲高度大於臨界值時，將其當作是降水雲，降水量包含暖雲降水(Intercept) 並與雲高和臨界值的差值成正比。在本研究中我們選擇 10 公里為雲高臨界值，並考慮較

表 1. 台灣地區 1946-1985 年梅雨期分類表(取自劉, 1988)

西元年代	北 部		中 部		南 部		東 部		分 類
	PR(%)	NDI	PR(%)	NDI	PR(%)	NDI	PR(%)	NDI	
1946	101	0.04	43	-0.97	77	-0.40	72	-0.51	N
47	201	2.56	302	3.44	216	2.00	279	3.29	MA
48	68	-0.80	66	-0.58	43	-0.99	113	0.24	B
49	106	0.16	162	1.06	135	0.61	47	-0.97	
50	130	0.76	164	1.10	97	-0.05	132	0.59	A
1951	101	0.01	182	1.41	195	1.64	202	1.87	MA
52	80	-0.51	57	-0.74	112	0.22	88	-0.21	N
53	117	0.44	146	0.79	160	1.04	108	0.15	A
54	20	-2.02	13	-1.48	28	-1.24	101	0.02	MB
55	77	-0.59	58	-0.72	112	0.20	47	-0.98	N
56	124	0.61	49	-0.87	63	-0.64	79	-0.38	
57	135	0.88	148	0.82	211	1.93	134	0.62	MA
58	77	-0.57	53	-0.81	52	-0.84	118	0.32	B
59	122	0.55	113	0.23	57	-0.74	32	-1.24	
60	121	0.53	84	-0.27	77	-0.39	150	0.91	
1961	19	-2.05	17	-1.42	14	-1.49	46	-0.99	MB
62	86	-0.35	56	-0.75	48	-0.91	86	-0.26	B
63	34	-1.68	47	-0.91	29	-1.23	48	-0.95	MB
64	105	0.12	87	-0.22	79	-0.36	116	0.29	N
65	107	0.16	89	-0.19	97	-0.05	198	1.79	
66	143	1.10	150	0.85	96	-0.07	84	-0.29	N
67	91	-0.23	83	-0.29	151	0.88	138	0.70	
68	138	0.95	184	1.43	126	0.45	92	-0.14	A
69	71	-0.74	120	0.34	114	0.24	146	0.17	N
70	93	-0.19	55	-0.77	77	-0.40	115	0.27	N
1971	27	-1.86	72	-0.48	27	-1.27	17	-1.51	MB
72	97	-0.08	218	2.00	175	1.30	130	0.55	MA
73	94	-0.15	87	-0.23	77	-0.40	77	-0.42	N
74	124	0.60	110	0.17	127	0.47	153	0.96	A
75	153	1.35	139	0.67	108	0.13	77	-0.42	
76	62	-0.97	86	-0.24	54	-0.79	16	-1.54	B
77	139	0.98	154	0.92	272	2.99	81	-0.35	MA
78	78	-0.55	56	-0.75	49	-0.89	56	-0.80	B
79	140	1.00	77	-0.40	93	-0.12	102	0.04	N
80	66	-0.87	19	-1.38	9	-1.57	25	-1.38	MB
1981	190	2.27	142	0.72	101	0.02	183	1.53	A
82	79	-0.53	78	-0.37	88	-0.21	21	-1.44	N
83	79	-0.53	84	-0.27	160	1.04	57	-0.79	
84	140	1.01	63	-0.64	94	-0.10	108	0.15	
85	66	-0.86	89	-0.19	100	0.00	122	0.41	

註: MN=Much Above (極顯梅) A=Above (顯梅) MB=Much Below (極空梅) B=Below (空梅) N=Normal (近正常年)

高(溫度較低)的雲可能伴隨更大的降水,因此,在溫度小於 230°K ($H=10.88\text{Km}$)時,為了將此時降水量較大的現象顯現出來,我們把降水量調整為原來之1.17倍(參考Richards and Arkin, 1981:經由Slope與溫度臨界值之關係計算而得之),即:

$$R_1=0. \quad H < 10\text{Km} \quad (4)$$

$$R_1=20.5(H-10.)+1.04 \quad 10\text{Km} \leq H \leq 10.88\text{Km} \quad (5)$$

$$R_2=1.17R_1 \quad H > 10.88\text{Km} \quad (6)$$

此外,吾人另以Janowiak and Arkin (1991)利用OLR通量(五日平均OLR)估算降水的關係式在下一節中與Arkin (1979)方法估算結果作驗證比較,並對照地面觀測資料(廖等人,1991),來了解其間的相關性。

Janowiak and Arkin (1991) 估算降水方法如下:

$$FR=(\text{OLR通量}-255.15)/(-0.684)$$

$$\text{當OLR通量}<255.15\text{W/m}^2\text{時} \quad (7)$$

$$FR=0$$

$$\text{當OLR通量}\geq 255.15\text{W/m}^2\text{時} \quad (8)$$

其中OLR通量為五日平均OLR, FR為五日之總降水量,單位為 $\text{mm}/5\text{days}$ 。

(一) 敏感度測試

利用衛星OLR資料來反推降水為一種間接估算技術(Indirect Estimate Technique),其衛星降水參數(Satellite-derived parameter)是經由比較某地區地面真實資料關係而得到的經驗值,由於降水在時空變化的複雜性,因此藉由統計關係推導而來的這種經驗值存在該區域降水的基本特性,亦即其能應用的範圍(時間及空間)有所限制,除了初始建立其經驗關係值的地區以外,其他地區將因氣象條件的不同而有所差異。本研究參考的Arkin 衛星估算降水法,影響其估算值最大的為(3)式中臨界值及Slope的選擇,這兩個不確定性參數值直接影響估算降水值變動的程度。之前,吾人已初步分析此法應用於台灣地區之可用性,為進一步了解不同參數值所估算結果之變動情形及其穩定性,我們選取幾組不同參數,分析對估算之月降水量及降水場時空演變作敏感度之測試。

(二) 個案選取

對衛星定性的估算降水的結果,有了初步的

信心之後,吾人就進一步以此資料來做下一步的研究,來選取梅雨顯著及不顯著年,以Arkin方法分別對4P及16P兩不同區域反推1975年至1988年5月、6月,5月與6月兩月平均及3、4、5、6月之季平均降水量的距平時問序列分布,來了解以台灣之雨量為地面真實資料所建立的運算法則在空間之分布是否可解釋大尺度之現象。

四、結果與討論

(一) 衛星估算降水量與地面觀測資料之比較

本研究實際上並沒有真正以衛星資料與“地面真實資料”比較後才推得降水量-雲高關係,而僅以台灣平均大氣曲線的高度-溫度關係直接代入Arkin的估算方法,因本文目的一方面來探討此衛星估算降水的運算法則是否可應用於台灣地區,同時也要將此推算的結果應用在氣候分析上。所以期望估算所得降水量具物理代表性,且在定性上之特性分布能滿足吾人的要求。

為了了解吾人估算之降水量是否具有合理之意義,選取 $120^{\circ}-122.5^{\circ}\text{E}$, $22.5^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$ 四點平均(4P)及 $117.5^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}-27.5^{\circ}\text{N}$ 十六點平均(16P)代表台灣地區的OLR值點,選取此二不同區域的理由是為了做類似敏感度的試驗,藉以了解是否會因為區域的改變而使得降水量分布改變很大,吾人以這二區域OLR估算之降水量來與廖等人(1991)以地面雨量站分析台灣地區的月降水量作比較,因其資料僅有5-10月之統計,吾人也僅就這些月份的降水量時序變化作驗證分析,圖1為1979-1984年5-10月的月雨量時問序列分布圖。從圖中可發現除了80年7月,81年8月及83年9月的值相差較大外,4P與16P的計算結果呈明顯正相關,對照散佈圖(圖2a)可發現Arkin (1979)(AK)方法計算出的4P與16P相關係數為0.868,而Janowiak and Arkin (1991)(FR)的結果更達0.96(圖2b),顯示4P(台灣地區)及16P(台灣及附近包圍海域)估算之月平均降水量在海陸分布上有些許差異,但型態趨於一致性,而AK方法與地面真實值(廖等人,1991)比較,除了81年5、6月外,估算之降水量隨時間序列分布也與地面真實資料的接近,由圖2c及圖2d可發現4P及16P與其對

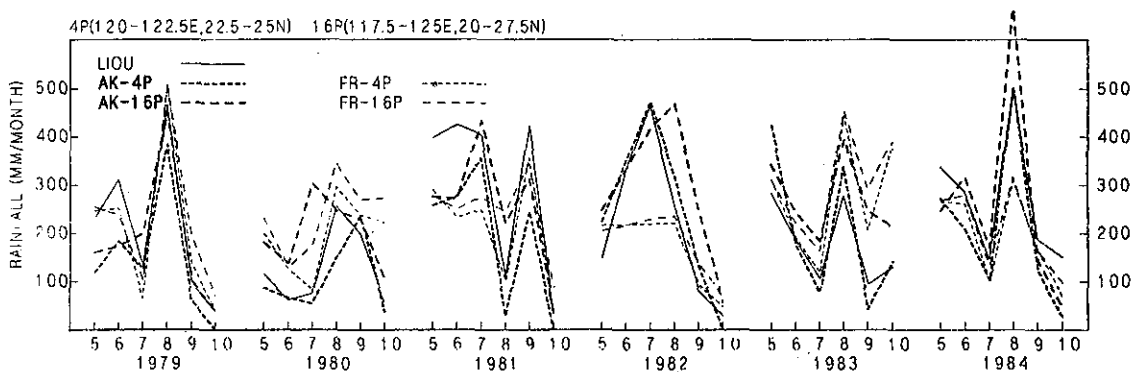


圖 1. 1976年—1984年5月—10月之月總降水量。其中實線為作為Ground truth之觀測資料，虛線為對16P之估算值，點虛線為對4P之估算值。(1982年6月衛星資料錯誤，無估算值)

應之相關係數分別達於0.877及0.758，顯示AK估算結果與地面真實資料Ground Truth的相關性。

至於以FR的方法則除了81年5、6月及82年7月外，估算結果也接近吾人所有的地面真實資料，只是相關性較AK方法小(圖2e, 2f)，顯示以此簡單的AK方法能掌握了地區降水總量特性，而吾人對此法推算到其他地區的降水量則具有信心，認為此方法求得之降水資料可來做有關氣候的研究。此外，兩種方法的4P與觀測資料的相關性皆較16P來的高，顯示此種以臨界值界定降水與否的運算法則，頗能掌握區域性降水特質。另外吾人發現在7、8兩個月以衛星估算之降水量有高估之趨勢，尤其是16P，我們推測這兩個月的大降水與此季節強對流雲有關，使得在層狀降水之部份也被以積雲之降水率去估算，而產生高估的現象。另外有幾個低估的情形(尤其是4P)，可能是臨界值的限制，使溫度較高的暖雲降水被忽略掉了(Adler et al., 1993)。以上兩種情形是以臨界值界定是否為降水雲來估算降水量必然會產生的誤差現象(Adler and Negri, 1988)。由以上比較及分析顯示 Arkin 臨界值估算降水技術應用於台灣地區具有物理性及可用性，但因暖雲降水所引起之低估如為本地區之特性，值得進一步研究。

同時，我們以改變臨界值及Slope兩參數估算降水量結果與地面觀測資料比較，來探討吾人應用Arkin方法估算衛星降水量的穩定性及敏感度，測試不同參數組對降水型態變動程度的影響。為

了解改變參數所得不同之估算結果的變動程度，吾人計算各結果與觀測值間的偏差量(Bias)及MAD(mean absolute difference)如下：

$$\text{Bias} = E[(F_i - O_i)] \quad (9)$$

$$\text{MAD} = E[|F_i - O_i|] \quad (10)$$

其中 F_i 為估算值， O_i 為觀測值(地面真實資料)， $E[\quad]$ 為平均。表2及表3分別為改變 H_i 及Slope之比較結果。圖3(a-e)為改變高度臨界值 H_i 的一系列結果，雖然 H_i 有所不同，但4P、16P及廖等人(1991)的地面觀測資料皆呈正相關(表2)，只是估算值隨 H_i 改變而變動，當 H_i 為9公里時，估算值皆有過高情形，(表2：4P偏差量=71.943，16P偏差量=163.363)，很明顯的是因為 H_i 值定的太低，加上前述中提及的把卷雲當作降水雲的先入誤差，而導致幾乎所有的雲都成為降水雲的結果，相反地， H_i 定的太高(圖3e)將使得降水雲的比率很小，且未達 H_i 但可能降水的雲(雲高比臨界值低，但可能降水的雲)之降水率截距未作調整，造成估算降水值普遍偏低情形。

如表2 $H_i=11$ Km 時 4P 偏差量為-132.828，16P 估算的偏差量為-92.048，尤其4P的MAD為132.828=(一偏差量)顯示估算值完全低估的情形。

圖4(a-e)為改變Slope的一系列結果，同前述分析，估算值與地面觀測值也皆為正相關(表3)，只是估算值的差別而已。如圖4a，降水值低估(表3：4P偏差量=-132.03，16P偏差量=-102.158)

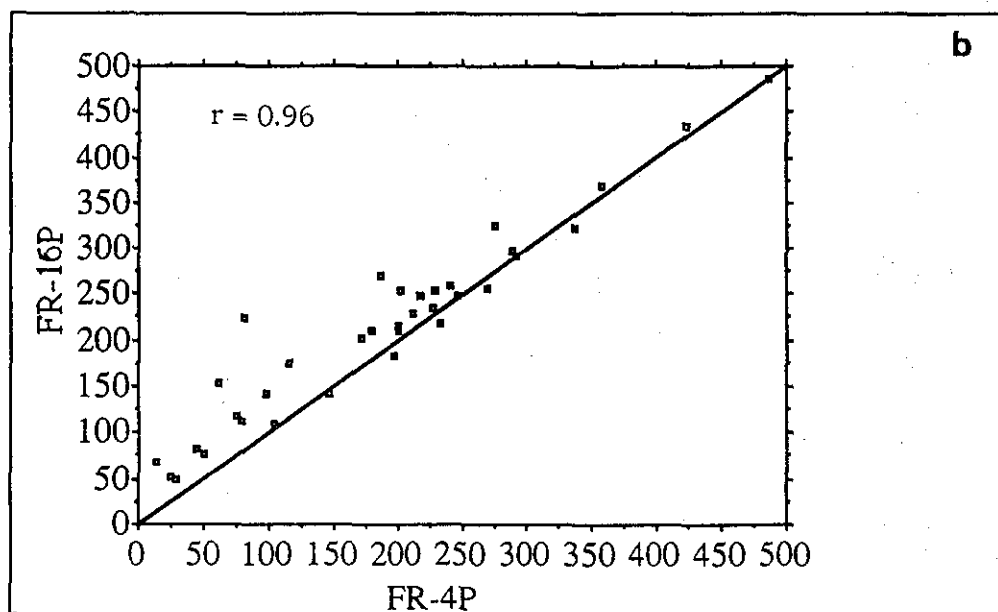
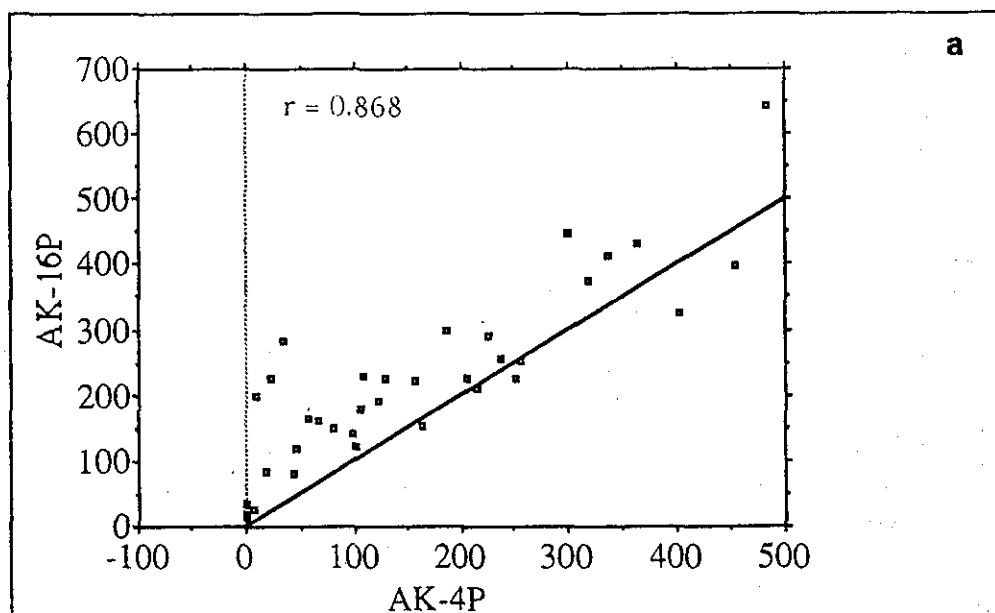


圖 2. 1979年—1984年5月—10月之月總降水量散佈圖。

- | | |
|--------------------|-------------------|
| a. AK-4P vs AK-16P | d. AK-16P vs LIOU |
| b. FR-4P vs FR-16P | e. FR-4P vs LIOU |
| c. AK-4P vs LIOU | f. FR-16P vs LIOU |

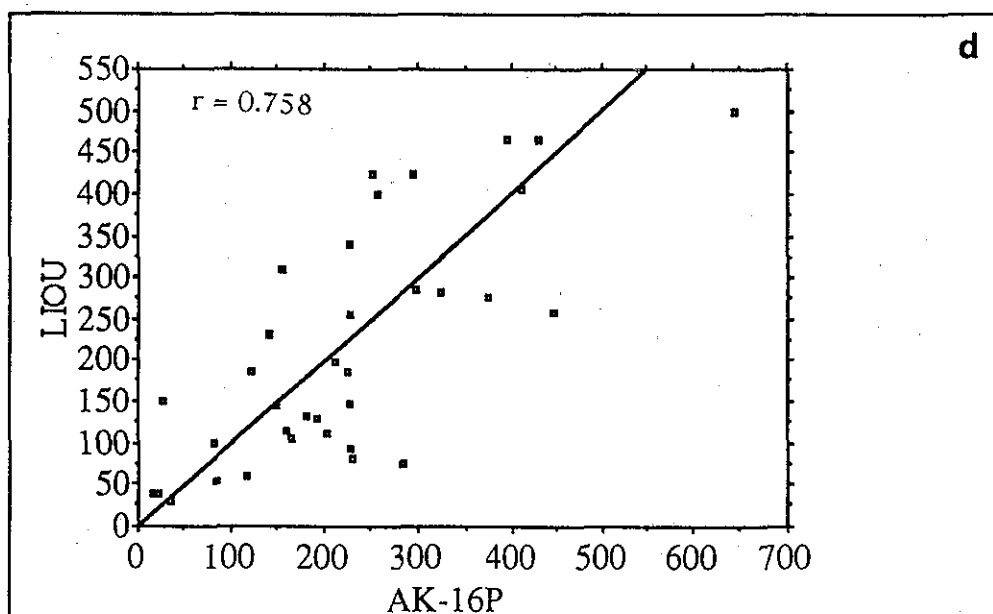
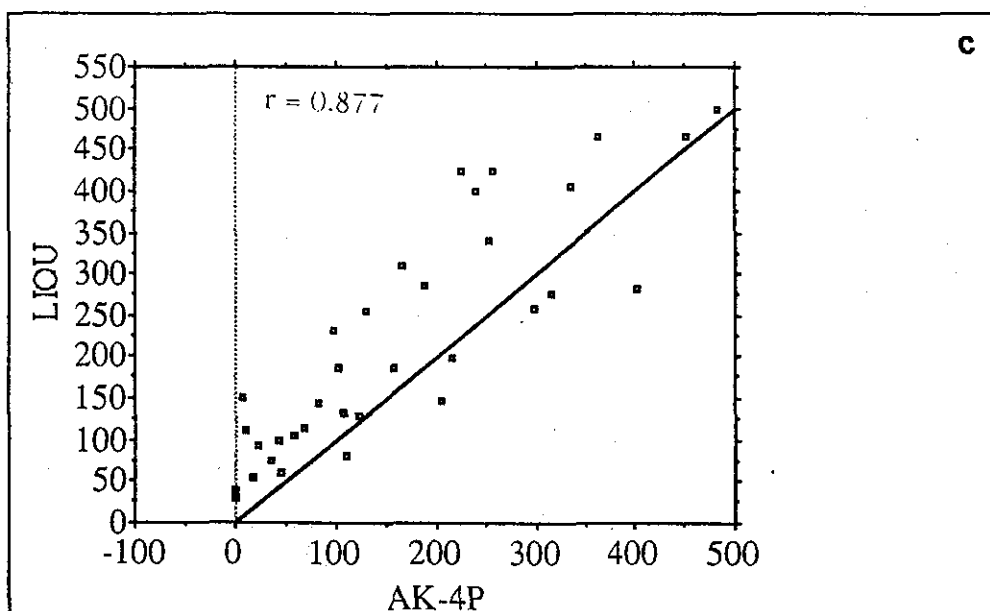


圖 2. (續)

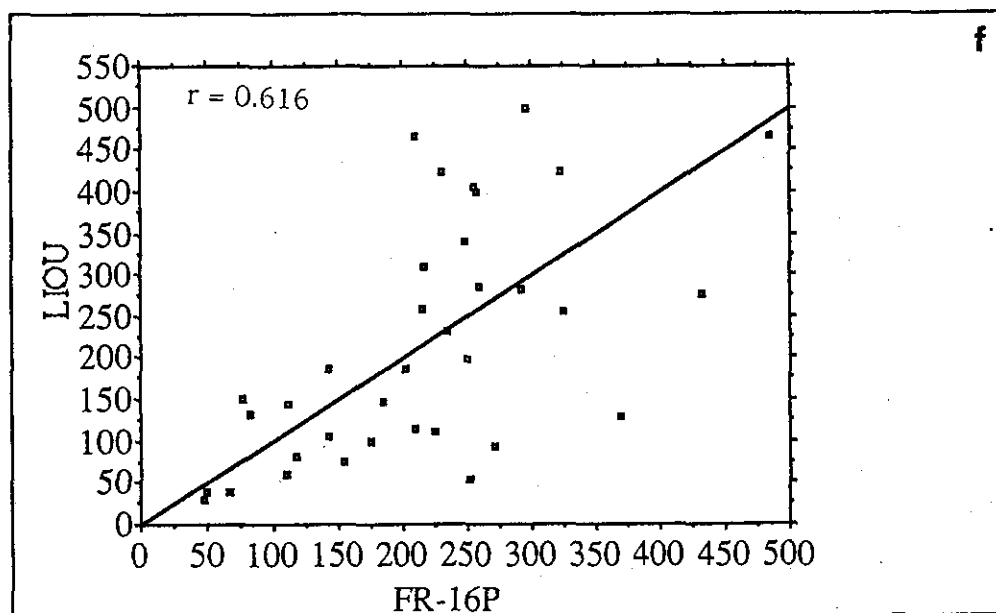
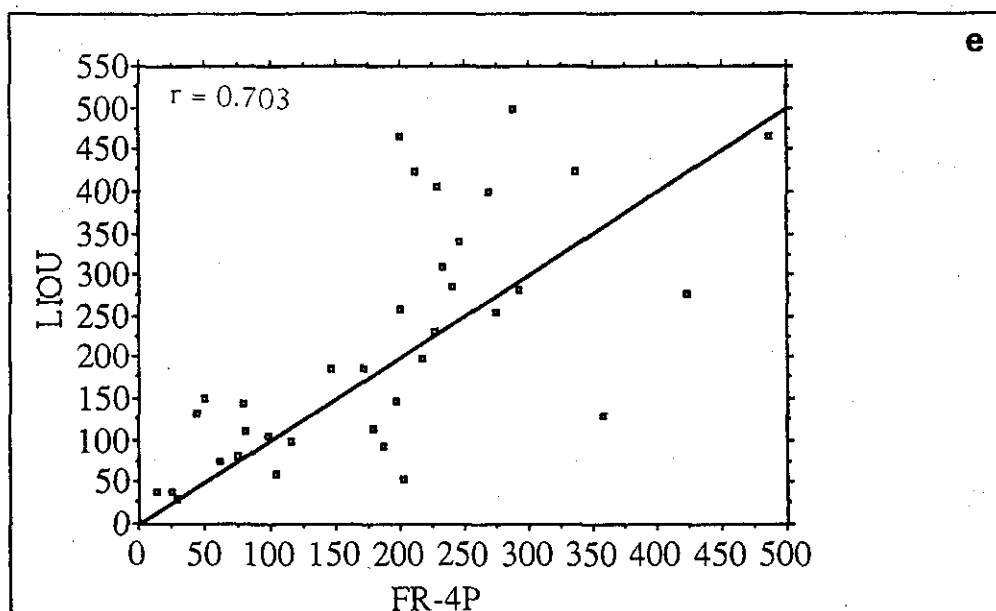


圖 2. (續)

乃由於屬於降水雲(雲高大於臨界值10 公里)的降水率選擇太小 (Slope=10) 的緣故, 尤其4P的MAD為132.03 (= -偏差量) 顯示估算值完全低估的情形。

以上參數改變並藉與地面觀測資料比較結果顯示, 估算之降水值僅大小改變, 型態則與觀測呈正相關, 即當觀測值相對較大(小)時, 則估算

值亦相對為大(小), 亦即其傾向是相同的, 造成即使偏差量很大時 (如 $H_c = 11$ 及Slope = 10)相關係數仍很大, 由這樣的結果指出估算值與觀測值間雖有大相觀值, 未必證明是好的運算法則, 此點是吾人以臨界值選擇技術(thresholding technique)估算降水時須特別留意的。

(二)運算法則中參數選擇的進一步探討：

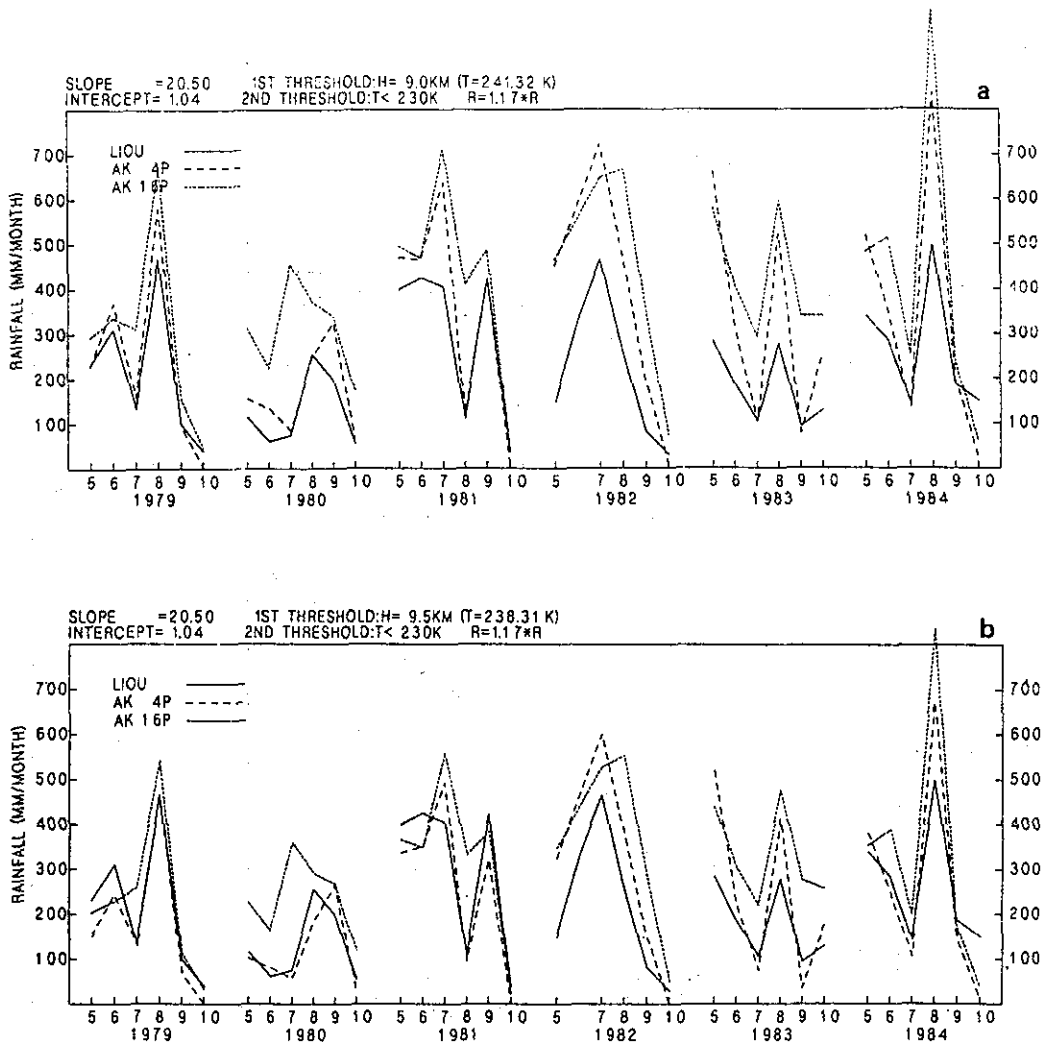


圖 3. 1979年—1984年5月—10月之月總降水量。其中實線為作為Ground truth之觀測資料, 虛線為對4P之估算值, 點虛線為對16P之估算值。(1982年6月衛星資料錯誤, 無估算值)

- a. threshold為9.0公里
- b. threshold為9.5公里
- c. threshold為10.0公里
- d. threshold為10.5公里
- e. threshold為11.0公里

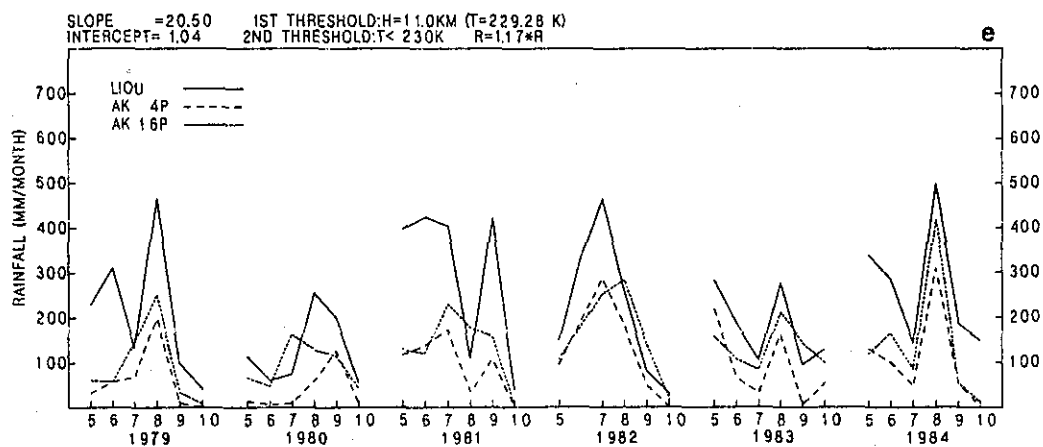
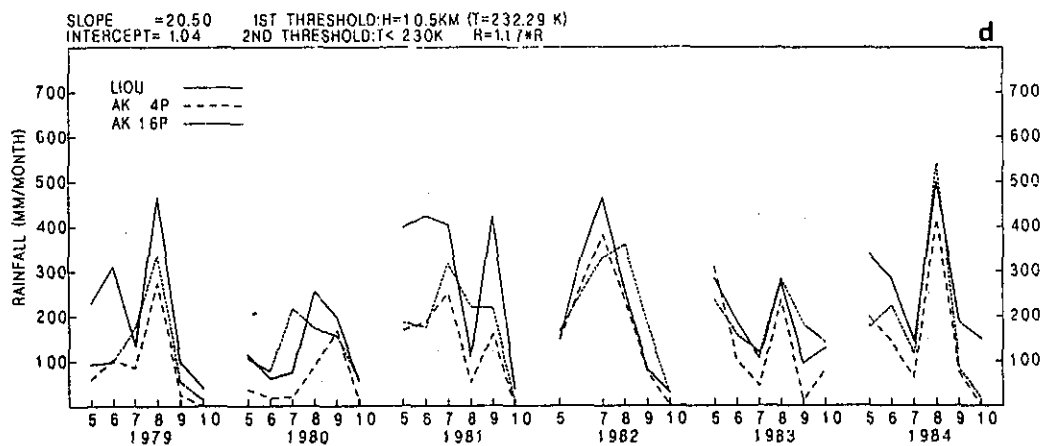
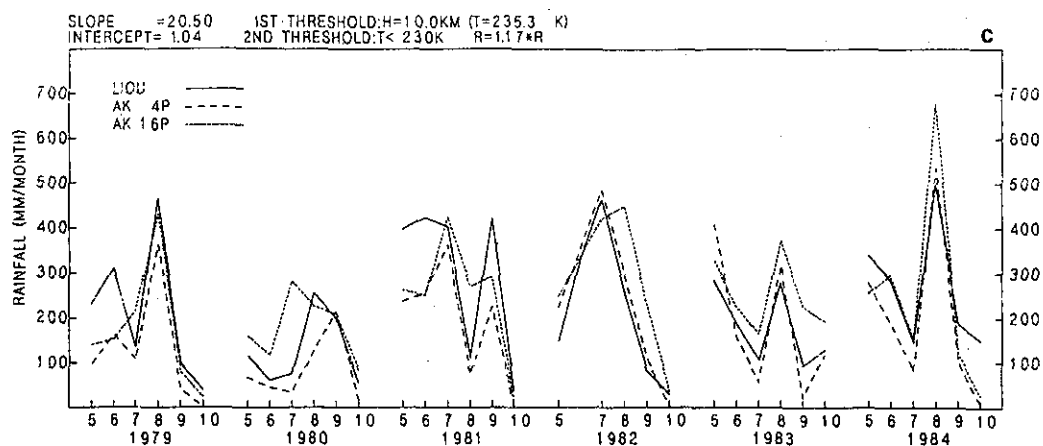


圖 3. (續)

表 2. 改變參數 H_t 之估算值與觀測值之關係。加線之數值為各結果中偏差量(絕對值)最小者，粗體字則為本研究採用之主要參數的結果。(樣本數皆為35)

H_t	9	9.5	10	10.5	11
a) 4P vs LIOU					
Bias	71.943	<u>1.054</u>	-54.524	-98.066	-132.828
MAD	91.646	<u>63.411</u>	71.587	99.367	132.828
Corr.	0.897	0.891	0.877	0.863	0.848
b) 16P vs LIOU					
Bias	163.363	77.889	8.856	-47.051	-92.048
MAD	168.929	103.266	76.684	79.742	106.195
Corr.	0.803	0.783	0.758	0.728	0.695

表 3. 同表2，但為改變參數Slope.

Slope	10	13.4	16.6	19.3	20.5
a) 4P vs LIOU					
Bias	-132.030	-106.537	-83.904	-69.846	-54.524
MAD	132.030	106.537	87.935	81.892	71.587
Corr.	0.857	0.871	0.877	0.799	0.877
b) 16P vs LIOU					
Bias	-102.158	-66.183	-32.328	<u>-3.954</u>	8.856
MAD	108.842	84.382	<u>73.765</u>	73.925	76.684
Corr.	0.760	0.759	0.758	0.758	0.758

表 4. 改變參數 H_t 之值算值為2mm/day與Chen and Murakami(1988)定義深對流所對應之等效溫度 $T_i(234.4^\circ \text{ K})$ 之關係。 T_2 ， T_{20} ， T_{30} 分別為估算降水量2mm，20mm，30mm對應之等效溫度。

H_t	T_2	$\Delta T(T_2 - T_i)$	T_{20}	T_{30}
9.0	241.03	6.63	235.75	232.82
9.5	238.03	3.63	232.74	230.01
10.0	235.02	0.62	230.01	228.08
10.5	232.00	-2.40	227.58	225.07
11.0	229.08	-5.32	224.57	222.06

表 5. 同表4，但為改變參數Slope.

Slope	T_2	$\Delta T(T_2 - T_i)$	T_{20}	T_{30}
10.0	234.72	0.32	225.64	220.50
13.4	234.87	0.47	228.09	224.25
16.6	234.95	0.55	229.48	226.38
19.3	234.99	0.59	230.00	227.56
20.5	235.02	0.62	230.00	228.08

在本研究中運算法則的參數一直以Slope = 20.5, $H_t=10$ 為主, 今就與其他參數對廖等人(1991)之觀測值作進一步之比較, 表2及表3分別為改變 H_t 及Slope之比較結果, 我們可發現不同參數估算結果皆呈明顯正相關, 顯示吾人採用之運算法則的穩定性, 而由偏差量的值則顯現4P普遍偏低及16P高估現象。在改變斜率的比較中, 吾人採Slope=20.5的偏差量及MAD均屬較小者, 尤其是4P的估算結果是在所有參數中偏差最小的; 至於吾人選擇 $H_t=10$ 與其他 H_t 比較結果發現4P中 $H_t=9.5$ 具最小偏差量及MAD值, $H_t=10$ 的偏差量 =

- 54.524, 而MAD = 71.587與 $H_t=9.5$ (MAD = 63.411) 比較相差並不大, 顯現 $H_t=10$ 稍為低估情形, 另16P中 $H_t=10$ 具最小偏差量, 而 $H_t=9.5$ 的偏差量及MAD則比 $H_t=10$ 高出甚多, 綜合以上比較顯示本研究中以Slope=20.5, $H_t=10$ 為主的運算法則估算結果之合理性。另吾人以此參數對4P區域估算結果[4P]與觀測值[LIOU]比較得其關係為:

$$[LIOU] = 0.898 [4P] + 70.8 \quad (11)$$

由上式斜率0.898及截距70.8可了解本文選擇Slope=20.5, $H_t=10$ 為參數的運算法則對4P低估的情形似可由調高(4)式中的截距來改善。(大約可解

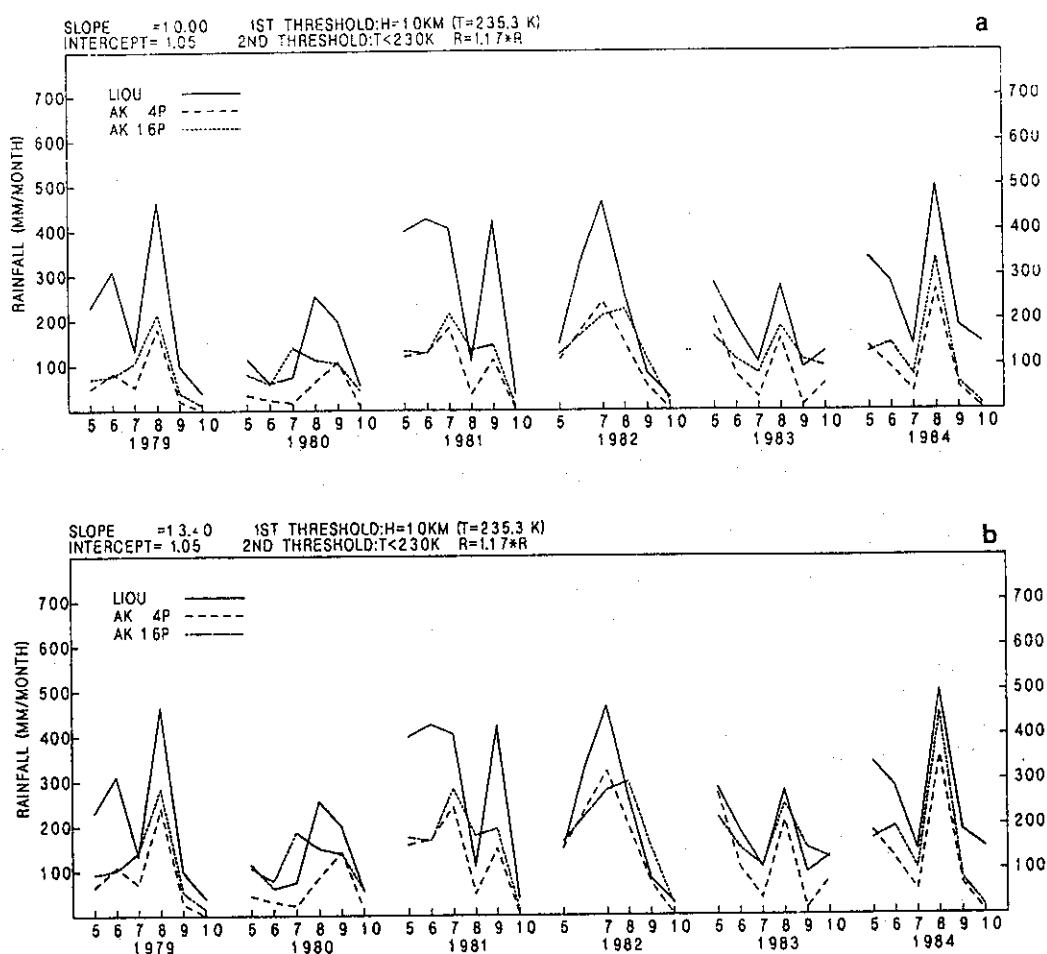


圖 4. 同圖3, 但改變slope。

- a. slope=10.0 d. slope=19.3
- b. slope=13.4 e. slope=20.5
- c. slope=16.6

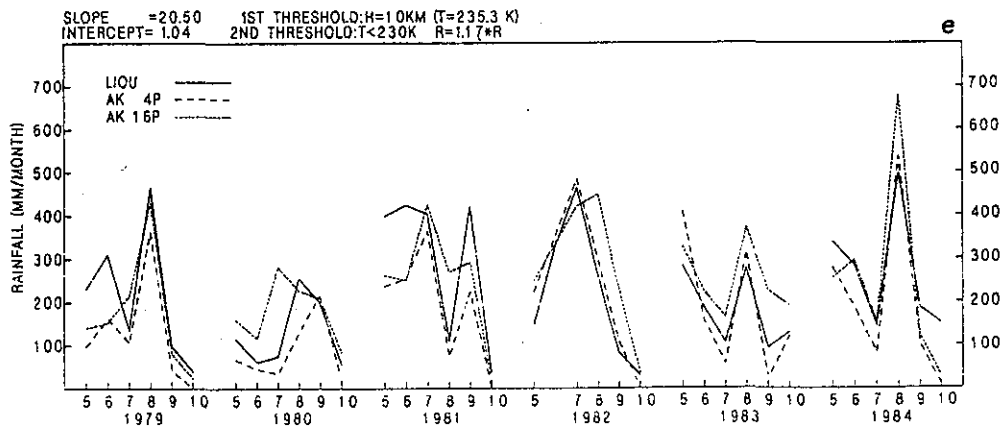
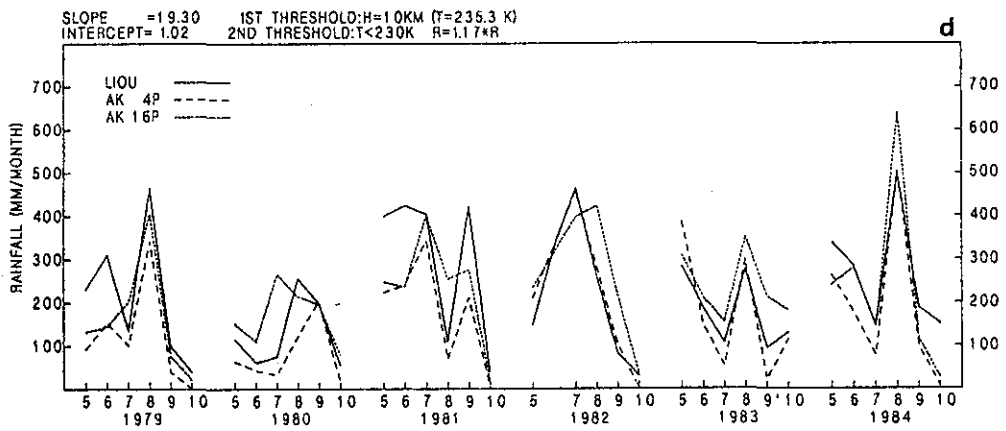
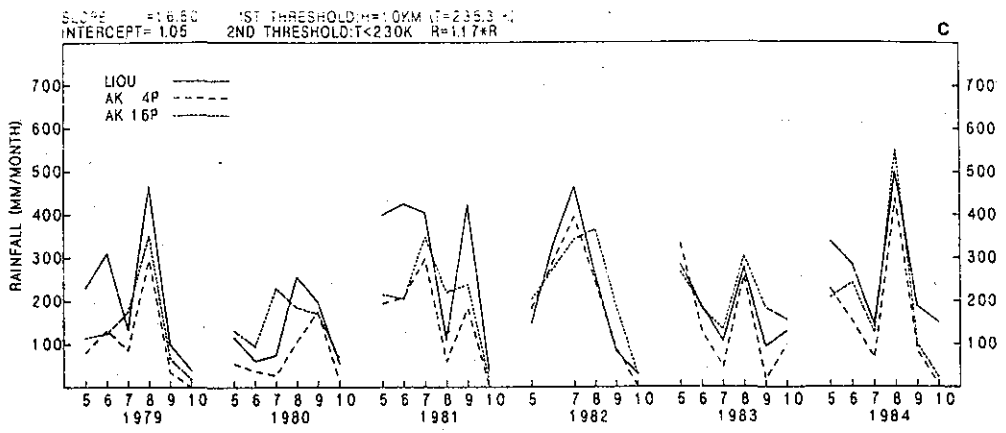


圖 4. (續)

釋81%的變異)

(三) 降水場在南北方向的演變圖

由上述敏感度的分析，吾人了解改變不同的參數來估算降水時，原則上其定性特性沒有大改變，因此吾人仍以方程式 (3)，(4) 中 $Slope=20.5$ ， $H_1=10$ 公里來做以下的討論，並會另對此變數改變時造成的傳送特性做更進一步的分析。

以 Arkin 方法分別對 4P 及 16P 兩不同區域反推 1975 年至 1988 年 5 月、6 月，5 月與 6 月兩月平均及 3、4、5、6 月之季平均降水量的距平時間序列分

布。圖 5a、b、c、d 分別為其對應之逐年降水量距平圖。由圖 5c 可發現較大之負距平為 1975 年，1976 年及 1980 年，圖 5d 持續為負距平年者亦在 1975 年，1976 年及 1980 年，而由圖 5a 及圖 5b 發現 1975 年 6 月降水量為正距平，而 1976 年及 1980 年 5、6 月則持續負距平，因此選擇 1976 年及 1980 年為乾年個案。對於較大的正距平年從圖 5c 中可看出是在 1981 年，1983 年及 1984 年 (1982 年因 6 月資料錯誤故未列入)，再參考圖 5d 發現 1981 年及 1983 年有較大正距平，所以選擇此二年為濕年個案。

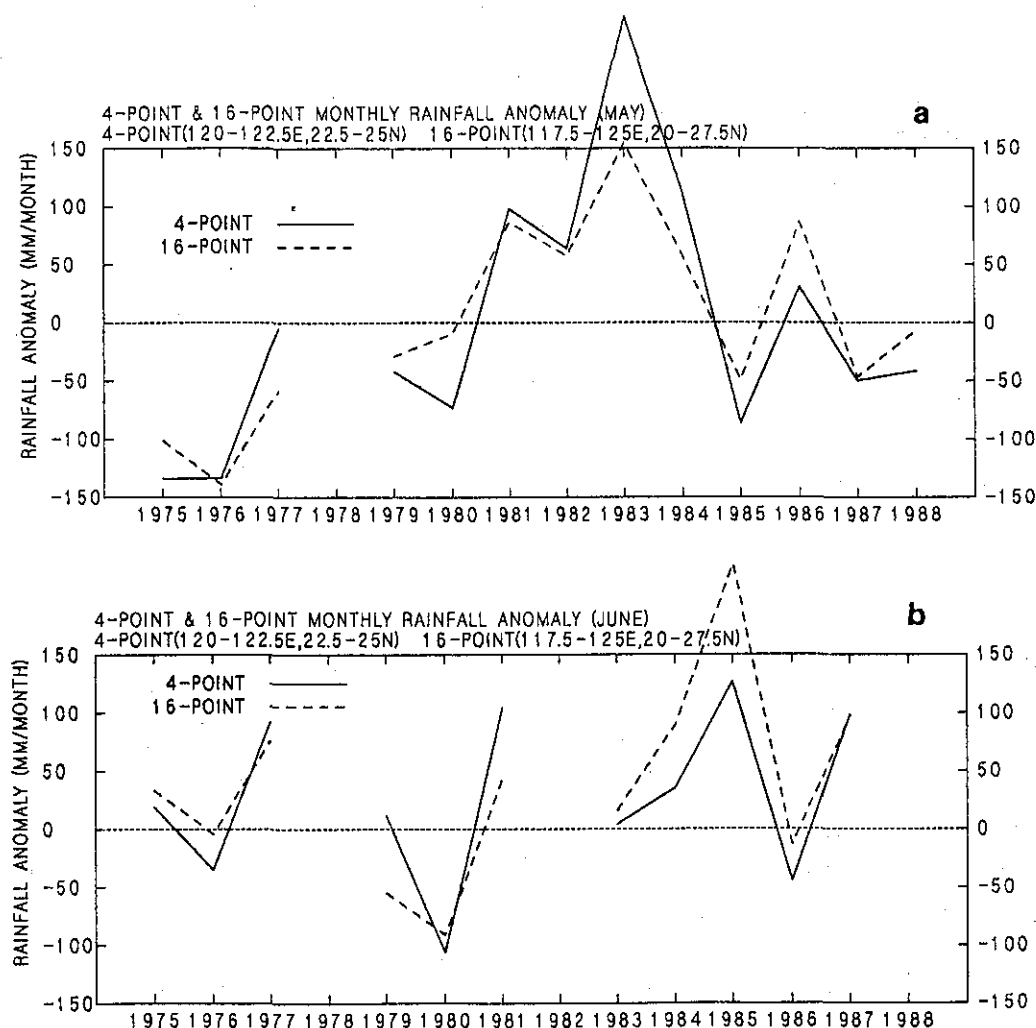


圖 5. 以衛星方法估算 1975 年—1988 年 4P 及 16P 之月降水量距平。

- a. 5 月
- b. 6 月
- c. 5 月與 6 月平均
- d. 3 月與 6 月平均

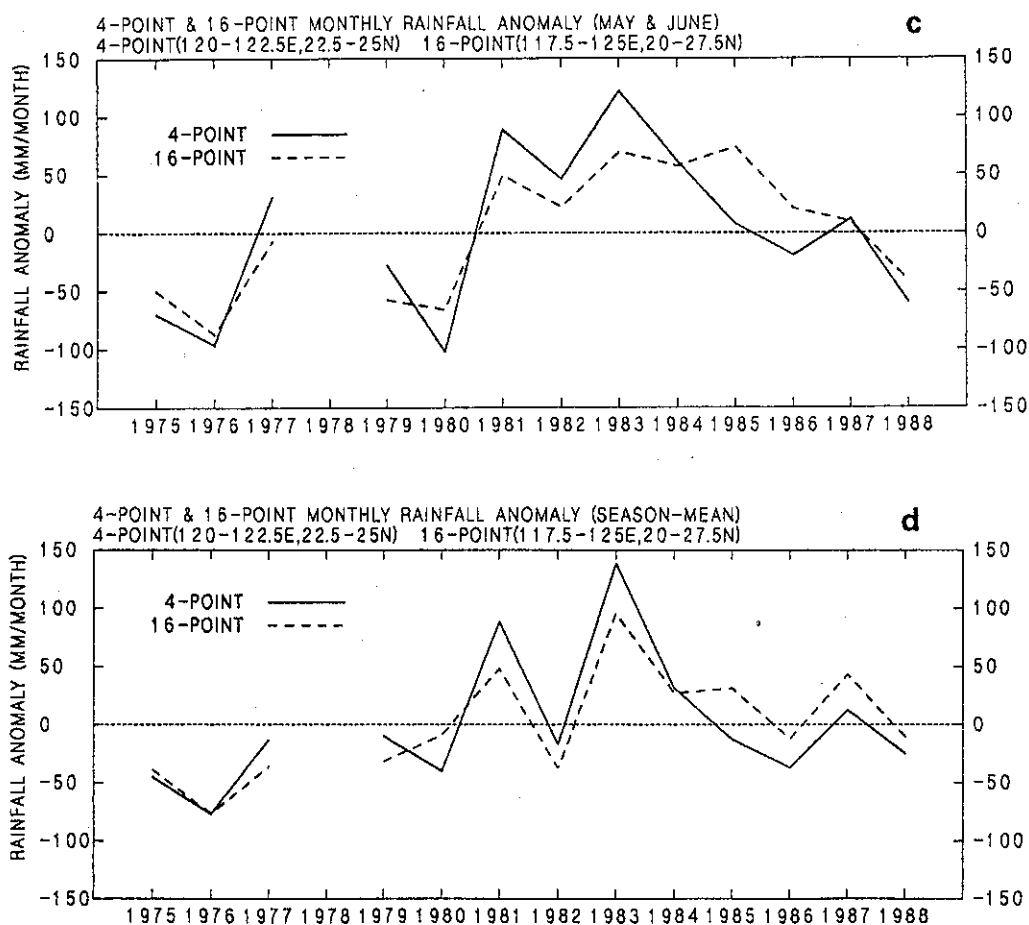


圖 5. (續)

另選擇較小負距平且變化較小的1979年為準正常年。另外，16P與4P的降水場分布大致相同，顯示如果系統是以大尺度大區域的干擾為主的話，則台灣和其鄰近地區是在同一作用力範圍之下，而其差別則是歸屬於較小尺度之擾動，此地吾人著重大尺度作用力之探討。

綜合上述，吾人選擇1976，1980年為乾梅個案代表，而1981，1983年為溼年個案代表，1979年則為準正常年。王等人(1992)根據Chiang (1988)台灣北部(台北，新竹)測站梅雨期資料選定之梅雨顯著及不顯著年分別為1981年及1980年，皆包含在吾人選取的個案裡；另比較劉 (1988) 以台北、基隆(北部)，台中(中部)，台南、高雄(南部)及花蓮、台東(東部)等站，統計 1946 - 1985 年梅

雨期雨量資料分級(表1)顯示1976年及1980年分別為空梅與極空梅，1979年為近正常年，1981年為顯梅年，而1983年近似近正常年，對照吾人選取之個案年發現僅1983年不符合。

圖6是以 120°E 為中心($115^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$ 平均)的降水場在南北方向隨時間變化的情形，圖6a到圖6e分別對應1976年，1980年，1981年，1983年及1979年的時空分布情形。

a. 乾年個案一(1976，圖6a)

從圖中發現在1976年5月，6月及7月，雨帶有明顯的由南半球赤道附近向北傳播現象，尤其5，6兩月皆傳至 30°N 附近，週期大約30天左右，而最大降水場傳播情形則較不顯著，在6月有一波隨雨帶從 10°N 傳至 20°N 附近。5月的最大降水場

則近乎滯留在 20° N以南。

對照劉(1988)表1b之梅雨期(梅雨期定義參考陳與蔡, 1980), 吾人發現1976年梅雨期間(5/26 - 6/16)台灣地區似呈較乾的情形, 而在梅雨期後則有較大的降水系統自南邊北傳而來。

b. 乾年個案二(1980, 圖6b)

雨帶及最大降水場在5月及7月皆有北傳的現象, 但不若1976年明顯, 雨帶大約由 5° N傳至 25° N, 最大降水場則從 10° N至 25° N附近, 而6月雨帶及最大降水場明顯分布且滯留於赤道及

20° N之間。至於梅雨期間(4/20 - 5/12)台灣地區則仍是較乾的情況。

c. 溼年個案一(1981, 圖6c)

從5月中旬至6月中旬雨帶似有緩慢北傳之跡象, 但中間夾雜些許較高緯度傳來之降水系統(C最大降水場北傳情形發生在7月份, 大約由 10° - 15° N之間傳至 20° - 25° N左右, 高緯度則出現南傳現象。另外, 5月及6月中各有一大降水場, 傳播系統不顯著, 但發生時間恰在此年台灣定義的梅雨期(5/10 - 6/14)。

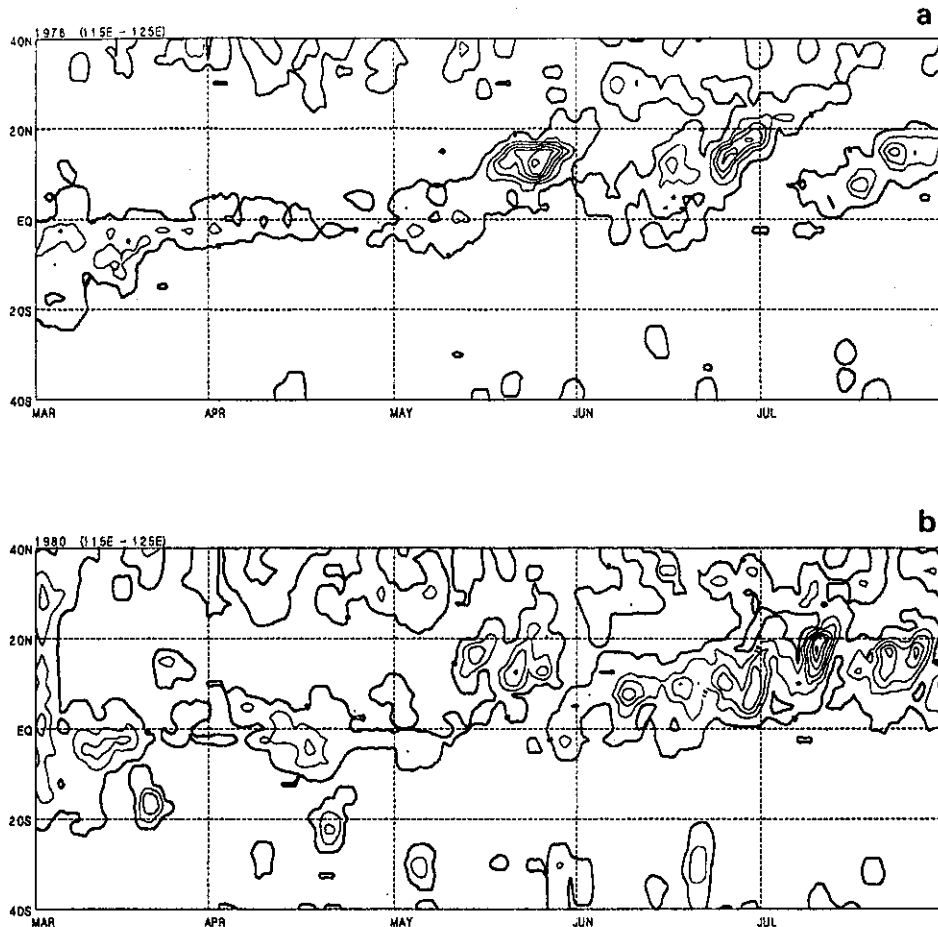


圖 6. 以 120° E為中心(115° E— 125° E平均)的降水場在南北向隨時間變化情形。(3-day running mean, 粗黑線為等值線最小值 2mm/day , 間隔為 10mm/day)

- a. 1976年 d. 1983年
- b. 1980年 e. 1979年
- c. 1981年

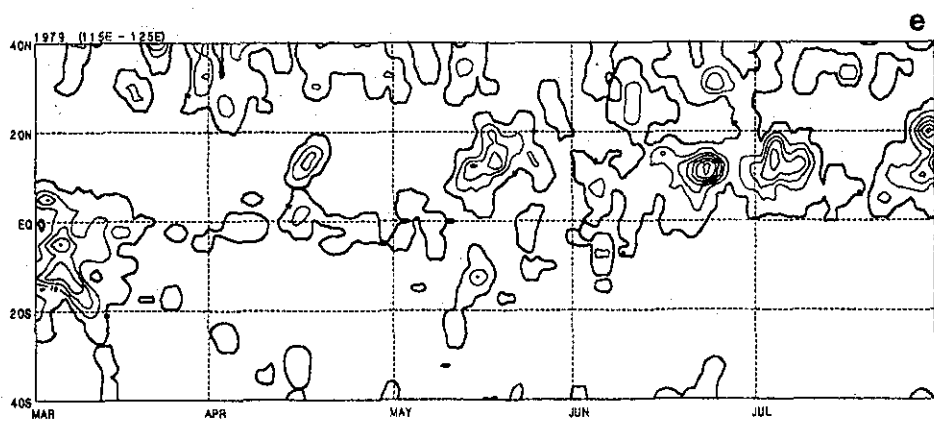
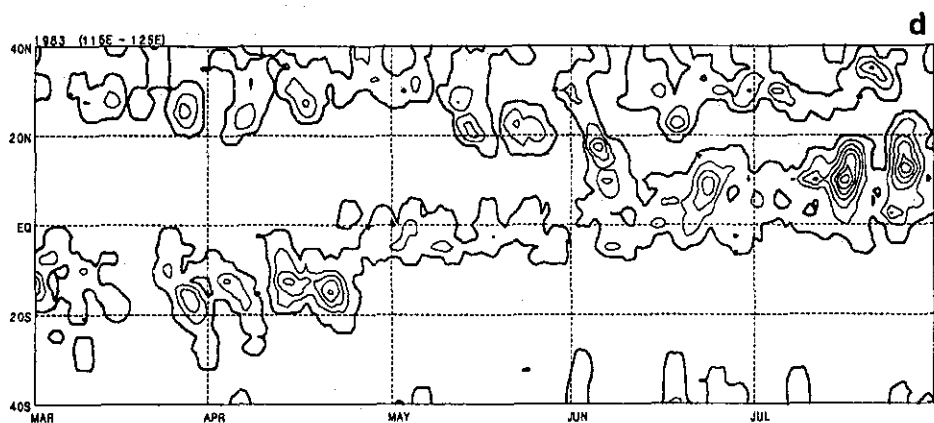
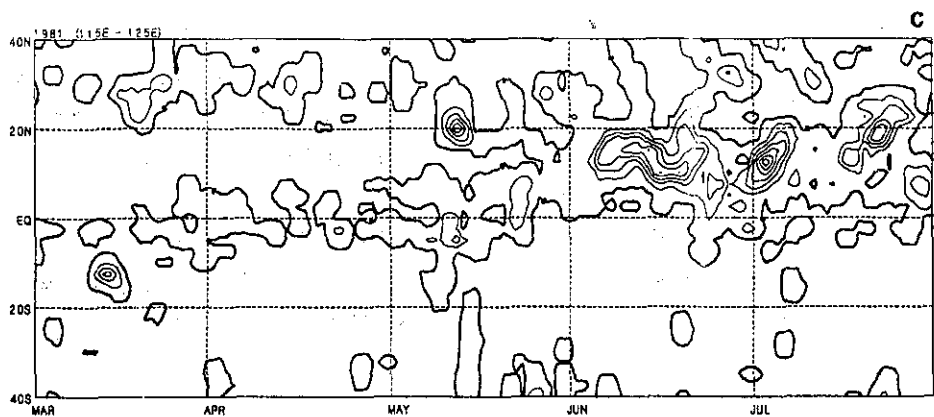


圖 6. (續)

d. 溼年個案二 (1983, 圖6d)

最大降水場北傳出現在6月下旬,大約在赤道與 15° - 20° N之間,與1981年類似的較高緯度在5, 6, 7月皆有雨帶及大降水場南傳至 20° N,甚至 10° N附近。由圖6d可發現台灣地區在5月及6月有四次大雨量發生,恰與此年台灣定義的梅雨期(5/9 - 6/19)互相配合。

e. 準正常年個案 (1979, 圖6e)

此個案年雨帶北傳情形似較平均,4月及5月皆有北傳現象,而最大降水場則在4月中及5月中各有一從赤道至 20° N附近的北傳情形發生,6月以後的大降水場則呈現滯留狀態。由以上降水場傳播特性分析中,我們發現溼年個案除了北傳現象之外,沿 120° E在 20° N以北的區域存在數個由高緯度南傳而來的降水系統。

五、結論與展望

(一) 結論

本次研究利用 OLR 資料轉換成降雨量來分析台灣及鄰近地區之降水場與梅雨異常現象之關係,比較國內對梅雨氣候特徵之研究有些許差異,例如使用的資料方面,傳統的研究大都以小區域測站雨量計之觀測資料為主,缺乏較大區域之分析,而吾人使用之 OLR 資料範圍涵蓋全球且為良好之深對流指標,以此資料作分析所得之結果當更能顯現出梅雨期異常降水在大尺度上的特性。所以本研究利用衛星 OLR 資料,參考 Arkin 衛星估算降水方法,分析梅雨期台灣與鄰近地區降水場的分布情形及傳播特性,得到以下的初步結論:

以 Arkin 方法配合降水參數之選擇(臨界值=10公里,斜率=20.5)估算之降水量,經由與地面真實資料(Ground Truth)比較,發現二者呈明顯正相關,並具較小之偏差量,顯示以此簡單的臨界值選擇(thresholding techniques)把 OLR 衛星資料轉換為降水量之方式頗能掌握本地區降水總量。藉由改變參數及斜率等敏感度的測試,分析估算之降水值與觀測值呈明顯正相關,差別只在於參數改變時絕對值大小改變而已,顯示不同參數對降水型態變動程度的影響具合理之物理性,

此點反映出 Arkin 方法除了當初實驗的大西洋熱帶地區及中南美洲外,應用於台灣及其鄰近地區也存在其穩定性。但在本地區暖雲降水發生時,此運算法則會低估降水總量,如何克服這類問題,值得進一步研究。

關於降水場傳播特性上的分析,我們發現沿 120° E的乾年個案雨帶往北傳的現象較溼年明顯,且其傳播範圍大概從赤道至 35° N左右,但分析大降水場的北傳現象時,發現乾年梅雨季北傳範圍侷限在 20° N以南且現象不顯著,近似滯留或傳至 20° N以北時強度減弱,台灣地區雖有雨帶通過,但強度及範圍均不大,同時配合觀測資料統計的梅期也無大雨帶出現,因此,造成1976年及1980年梅雨季降水不顯著的現象。在溼年個案裡,雖然雨帶向北傳播特性不顯著,但在台灣地區雨帶持續時間較長,且大降水場出現數次,配合高緯度南傳而來的雨帶均出現在梅雨期,造成1981年及1983年台灣地區梅雨季異常顯著降水的現象。

(二) 展望

在降水場傳播特性上的分析,對於 Lau et al. (1988)利用中國大陸測站十年平均降雨資料,發現沿 100° E- 115° E的降水場在6月,7月,8月有明顯北傳的現象,吾人以台灣地區(沿 115° E- 125° E)之衛星降水場傳播圖分析,並沒有發現類似的結果。造成以上以衛星降水法與實際降水資料分析結果不符合情形的原因可能是 OLR 資料與降水具有本質上的差別,也或許 OLR 對不同類型的降水有不同的敏感度,因此對於各類型降水衛星參數的選擇將對分析結果有所影響。況且吾人就五個個案年作分析,結果顯現的或僅為五個個案年之特性。選取更多個案年及更多區域,並參考該區域平均大氣曲線溫度-高度分布資料,來分析不同降水型態及敏感度測試的研究或可得較完整之推論。

本研究初步的結果推論長週期擾動發生的時間如果和梅雨鋒面在台灣及其鄰近地區有同相位之情形時,溼梅較易發生;而如為不同相位時,則易造成乾梅,而大雨量則發生在較晚之時段,這一點也值得吾人再進一步的去分析不同時間尺

度上相位之關係，來深入的了解，對於這一點之了解，可增進吾人在長期預報上的掌握。

吾人曾就4P低估現象探討原因，似可藉由調高運算法則中參數的值來修正，不過這樣的調整並不具特殊的意義，究其實，以紅外線遙測技術的發展已獲某種程度的成功，但由於輻射信號來自雲頂，雲下的降水和輻射在物理上的意義仍待進一步探討 (Adler et al., 1993)。相對的，由於來自雲下微波的輻射特性使衛星輻射計上直接測量到與降水有關的雨滴。因此近年來，被動微波輻射計也成為氣象衛星上的主要儀器之一。為了使遙測到的即時降水更準確，Adler et al. (1993) 結合低軌道微波與衛星IR觀測的優點而發展出一簡單的方法來估算降水，這樣結合不同衛星遙測技術優點的方法來應用於氣候上的分析，可作為吾人未來研究重點之一。

六、誌謝

感謝國科會計劃 NSC81-0202-M008-20 及 NSC82-0202-M008-37 之資助，本研究才得以順利完成。

七、參考文獻

- 王作臺，黃志銘與胡志文，1992: 乾溼梅雨季東亞環流特性之研究。大氣科學，20, 267-294。
- 陳正改與蔡清彥，1980: 影響台灣北部地區之梅雨系統。大氣科學，7, 49-58。
- 廖學鑑，劉復誠，徐辛欽與廖志翔，1991: 台灣地區夏季乾旱之研究(II)---長期客觀預報技術之應用。氣象科技研究中心技術報告編彙，第5-1卷，185-204。
- 劉廣英，葉文欽，呂國財與張儀峰，1986: 台灣地區垂直向氣象因子量之合成分析與探討。大氣科學，13, 47-61。
- 劉復誠，1988: 台灣地區顯梅空梅年 500 mb 高度及海面溫度距平特徵之研究。氣象學報，中央氣象局，第34卷第2期，125-141。
- Adler, R.F., and A.J. Negri, 1988: A Satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. J. Appl. Meteor., 27, 30-51。
- _____, A.J. Negri, P.R. Keehn and I.M. Hakkarinen, 1993: Estimation of monthly rainfall over Japan low-orbit microwave and geosynchronous IR data. J. Appl. Meteor., 32, 335-356。
- Arkin, P.A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. Mon. Wea. Rev., 107, 1382-1387。
- _____, and B.N. Meisner, 1987: The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. Mon. Wea. Rev., 115, 51-74。
- Barrett, E.C., and D.W. Martin, 1981: The use of satellite data in rainfall monitoring. 340 pp, Academic Press。
- Chiang, S.H., 1988: The climate of Taiwan's Mei-Yu (Plum-rain). Science Report, 13, Dept. Geography, Nat. Taiwan Univ., 93-107。
- Griffith, C.G., W.L. Woodley, P.G. Grube, D.W. Martin, J. Stout and D.N. Skidar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery: visible and infrared studies. Mon. Wea. Rev., 106, 1153-1171。
- Houze, R.A., and A.K. Betts, 1981: Convection in GATE. Rev. Geophys. Space Phys., 19, 541-576。
- Janowiak, J.E., and P.A. Arkin, 1991: Rainfall variations in the tropics during 1986-1989, as estimated from observations of cloud top temperature. J. Geophys. Res., 96, Supplement, 3359-3373。
- Lukas, R., and P. J. Webster, 1988: Proceedings of the US TOGA Western Pacific air-sea interaction workshop, Honolulu, Hawaii, US TOGA rept., USTOGA-8, 207pp。
- Lau, K.M., and P.H. Chan, 1983: Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. I: Simultaneous relationships. J. Atmos. Sci., 40, 2735-2750。
- _____, G.J. Yang and S.H. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon

- rainfall over east Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 18-37.
- Martin, D.W., and W.D. Scherer, 1973: A review of satellite rainfall estimation methods. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 54, 661-674.
- Nagri, A.J., R.F. Adler and P.J. Wetzel, 1984: Rainfall estimation from satellites: an examination of the Griffith-Woodley technique. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 102-116.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc., Japan*, 65, 373-390.
- Richards, F., and P. Arkin, 1981: On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1081-1093.
- Simpson, J., R.F. Adler and G.R. North, 1988: A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69, 278-295.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc., Japan*, 57, 227-242.

SATELLITE RETRIVED RAINFALL DATA AND ITS APPLICATION IN THE CLIMATE STUDY

Jough-Tai Wang and Chau-Ping Lee

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

ABSTRACT

The importance of the tropical rainfall to the atmospheric circulation and the atmosphere-ocean interactions are well recognized. However, the estimation of precipitation over the tropics is a difficult problem. Unlike many meteorological parameters, rainfall is discontinuous in space and time and exhibits large natural variability. Current observing systems, such as rain gauges and radars, are generally limited to the measurement of precipitation over land. The oceanic rainfall is more frequently extrapolated from other data than measured. Satellites have the ability to access remote areas of the world on a regular basis and this is a great advantage.

Present study will thus use the satellite OLR data in the Taiwan area to establish a reasonable algorithms for retrieval. Observed rainfall data will be adopted as the ground truth for tuning the algorithms. The well tuned algorithm is also used to construct the regional rainfall pattern and its characteristics in different years.

1990年12月13日花蓮地震及其餘震 時空分佈特性和成因探討

王正松 高敏峰 吳逸民

國立台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

台灣東部地震頻繁，常造成地震災害。1990年12月13日之花蓮地震發生於花蓮南方，其餘震很多。本研究從事此次花蓮地震之主震及其餘震之聯合震源定位工作，以瞭解這些地震之時空分佈特性與區域板塊構造之關係。

1990年12月13日之花蓮地震之主震及其餘震共二千多個，根據其空間分佈可分為壽豐和光復兩個地震群。壽豐地震群之大部分地震分佈於走向為 $N30^{\circ}E$ 之地帶上。光復地震群以走向 $N55^{\circ}W$ 分佈在近地表處。此兩群地震間有一地震稀少之狹長地帶。壽豐地震群又可分為東西兩群，東群之頻率（即單位時間內發生之地震次數）比西群高得多。壽豐地震群有很明顯之地表邊界，此現象表示台灣東部地區可能因板塊應力而由斷層或弱帶形成相當數目之方塊岩石圈，而壽豐地震群即在其中一方塊內發生。光復地震群可能因中央山脈之應變所累積之能量受壽豐地震群誘發而釋放所造成。

自1990年1月至1990年11月止壽豐地震群所在位置只有少數地震發生，其中10月和11月地震發生在此次花蓮地震震源區周圍。從12月1日至12日止有零星地震發生於此次花蓮地震之震源區內，應為13日花蓮地震發生之前兆。此次花蓮地震發生兩個較大地震，規模 $M_b 5.26$ 之地震先發生，約隔十七個小時後又發生規模 $M_b 5.30$ 之地震。根據地震在時間上分佈可知，第二個地震以後之餘震頻率比第一個大得多，且分佈地區亦廣得多。因此我們可以將第二個（ $M_b 5.30$ ）地震及其餘震視為第一個地震（ $M_b 5.26$ ）及其餘震之誘發地震。

菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊之斜向碰撞在花蓮地區造成複雜之構造和應力分佈。1990年12月13日之地震及其餘震應與此板塊之斜向碰撞有關。

一、緒 言

台灣位於環太平洋地震帶上，菲律賓海板塊和歐亞大陸板塊在此交衝。菲律賓海板塊向西北運動，在台灣東部與歐亞大陸板塊之前緣發生碰撞而使海岸山脈附加於台灣之東部。花蓮—台東間的台東縱谷被認為是歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊之縫合線。在台灣東北海域菲律賓板塊則沿

著琉球海溝向北隱沒。台灣東部在此隱沒和碰撞之作用下，構造很複雜。花蓮地區正好位於此一複雜構造區域之樞紐位置上，因此在此發生地震之時空分佈特性及其成因特別值得注意。

在世界標準時間(UT)1990年12月13日3時1分48.38秒於東經121度32.89分北緯23度52.77分（即花蓮市西南方約二十公里之台東縱谷內），發生規模 $M_b 5.26$ 之地震。約隔十七個小時後（即UT13日1

9時50分19.23秒)在東經121度37.64分北緯23度45.93分(即壽豐鄉鹽寮村東邊海域上)發生規模 $M_D 5.30$ 之地震。此二個地震及其餘震之震央位置分別見圖1和圖2。

本研究以聯合震源定位法從事這些地震之定位工作，並以之分析地震之時空分佈。此外本文亦根據台灣北部地區之地震震源剖面從事模式研究，以瞭解1990年12月13日花蓮地震及其餘震之成因。

二、聯合震源定位

聯合震源定位法(JHD)是整組地震的走時剩餘值極小化，以使得整組地震的相對位置獲得改善。

本研究所使用之程式為沈顯全等(1988)將適

合於球狀速度模型的聯合震源定位程式(DEWEY, 1972)，修改成適用於水平層速度模型(命名為JHDFL88)。本文所使用之地層速度模型為Yeh and Tsai (1981)利用台灣遙記式震測網所記錄的地震資料所推求出的台灣中部地區P波速度構造模型。

為了使整組地震彼此有良好的相關性，以聯合震源定位法重新作地震定位時所使用之測站，必須記錄到要一起再定位之地震群之一半以上地震。由於此次花蓮地震，大部份分佈在測震網的邊緣和網外，因此測站方位角分佈不是很好。最後選定TTSN 25個測站中之13個測站(圖3)，做為再定位之用。

通常整組地震以聯合震源定位法重新再定位後，其分佈會較具某種型態，因此應選相關之地

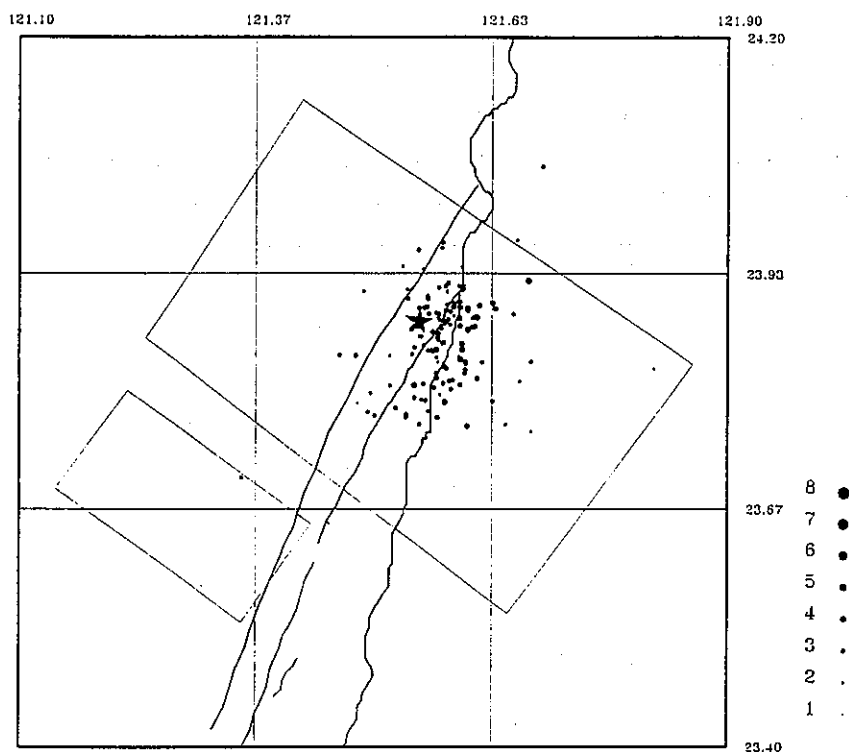


圖1 1990年12月13日世界標準時(UT)3時1分第一個花蓮地震($M_D 5.26$;以星號表示)發生至12月13日19時50分第二個花蓮地震($M_D 5.30$)發生之間之餘震震央分佈圖。

Figure1 Epicenters of earthquakes which occurred in the period from UT 1990Y 12M 13D 3h 1m to 1990Y 12M 13D 19h 50m when the first and second main Hualien earthquakes occurred, respectively. The star designates the first main Hualien earthquake.

震做為再定位之用。為了儘可能使再定位之地震有相關性，在時間上整組地震前後的延續不可太長，在空間上，分佈範圍不可太廣。本研究使用之1990年12月13日花蓮地震及其餘震之地震資料取自中央氣象局地震測報中心。資料主要由中央氣象局地震測報中心之地震觀測網（簡稱CWBSN）和中央研究院地球科學研究所之台灣遙記式測震網（簡稱TTSN）所觀測記錄經單一地震定位程式HYPO71（Lee and Lahr, 1972）定位而得。本研究之地震見圖1和圖2，本研究使用進行再定位之地震依下列條件選取：a.時間上，從1990年12月13日起到1991年2月28日。b.空間上，此次地震分成如圖1和2中方格所示大小二群；本研究將按照方格所標示之地震分佈範圍分成兩組地震進行再定位。c.去除TTSN定位之地震記錄品質為D的地震，以免因地震記錄不良而影響再定

位之結果。d.本研究去除P波走時剩餘值大於和等於1的測站資料。e.為了使整組地震彼此有較好的相關性，每個地震記錄的測站資料不可太少。因此去除測站資料少於十個的地震記錄。根據上列條件選出之地震約一千個（見圖4）

校準地震是在整組地震進行聯合定位後用以調整整組地震的絕對位置，因此其絕對位置必須為最準確的。通常是以主震為校準地震，因為收到主震的測站數最多，P波初動最為清楚，定位誤差可能最小。本研究將圖四之地震分成壽豐地震群和光復地震群。壽豐地震群內有規模 $M_b 5.26$ 和 $M_b 5.3$ 二個大的地震，不過規模 $M_b 5.3$ 之地震發生於東部海域，為網外地震，因此以規模 $M_b 5.26$ 為校準地震，光復地震群則以規模 $M_b 4.53$ （UT1990年12月19日0時8分14.23秒）之地震為校準地震。

以HYPO71程式定位壽豐地震群之個別地震之

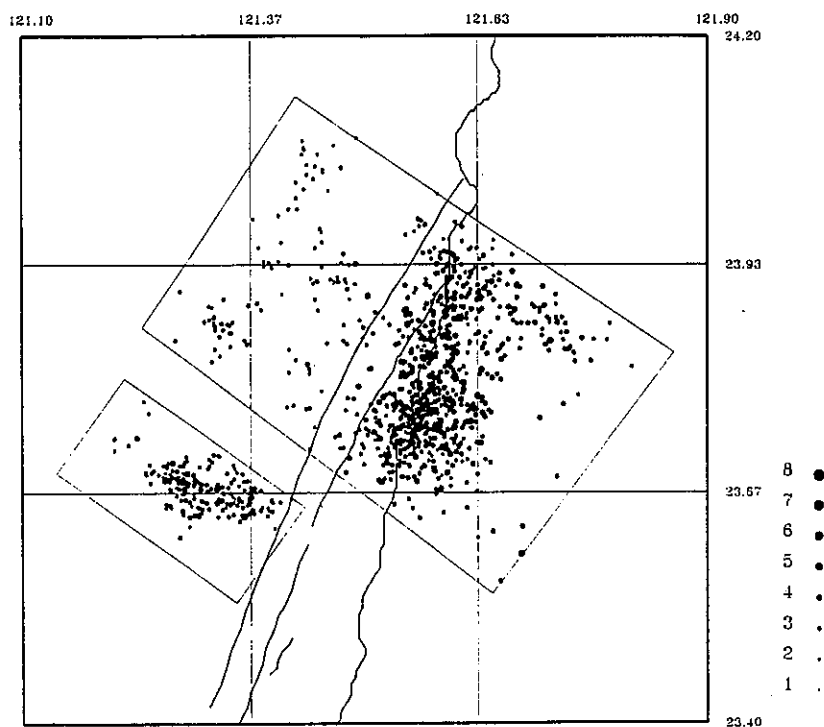


圖4 依文中條件選出之用於地震聯合震源定位(JHD)之由TTSN數據以HYPO71程式所定地震約一千個。

大方格內為壽豐地震群；小方格內為光復地震群。

Figure 4 Earthquakes selected according to conditions stated in the text of the paper by parameters determined with the HYPO71 program from data collected by the Telemetered Taiwan Seismological Network(TTSN).

RMS（殘差均方根值）分佈於0.07~0.34秒之間，其平均值為0.25秒。以JHDFL88程式重新定位但未依校準地震位置位置位移整群地震時RMS平均為0.21秒。以JHDFL88程式重新定位後並依校準地震位置位置位移整群地震後RMS平均為0.30秒。

以HYPO71程式定位光復地震群之個別地震之RMS（殘差均方根值）大都分佈於0.06~0.34秒之間，其平均值為0.16秒。以JHDFL88程式重新定位但未依校準地震位置位置位移整群地震時RMS平均為0.16秒。以JHDFL88程式重新定位後並依校準地震位置位置位移整群地震後RMS平均為0.17秒。

若以RMS之變化來推測，可能以JHDFL88程式重新定位但未依校準地震位置位置位移整群地震之定位結果較可信。因此本文討論地震空間分佈時，以此類地震位置為依據。

參、地震之時空分佈

我們先根據HYPO71程式所定之地震位置討論

1990年12月13日花蓮地震發生前後之地震時空分佈。圖五為1990年12月1日至12日在本研究區域（121.10° —121.90° E；23.40° —24.20° N）發生之地震之震央分佈。從圖5之震央位置看來，在1990年12月9日規模 M_b 3.92的地震A和12日規模 M_b 4.39的地震B可能為此次花蓮地震的前兆。再往前看，從1990年10月至11月在本研究範圍所發生地震之震央分佈（圖6）發現，此次花蓮地震之震源區在此次花蓮地震發生前為地震較稀疏區。從1990年12月13日到1991年2月28日在此區域內發生了許多大小地震，這些地震大部分發生在圖1和2中兩個地震群內。本文將範圍大的稱為壽豐地震群，範圍小的稱為光復地震群。從圖1和圖2可見，這兩群地震間有一狹長且較少地震發生的區域存在。壽豐地震群的地震大部分發生在台東縱谷及其以東的海岸山脈和海域上。大體而言，這些地震大部份分佈於東部海岸線附近。光復地震群則發生在光復附近的中央山脈，以 $N55^\circ W$ 之

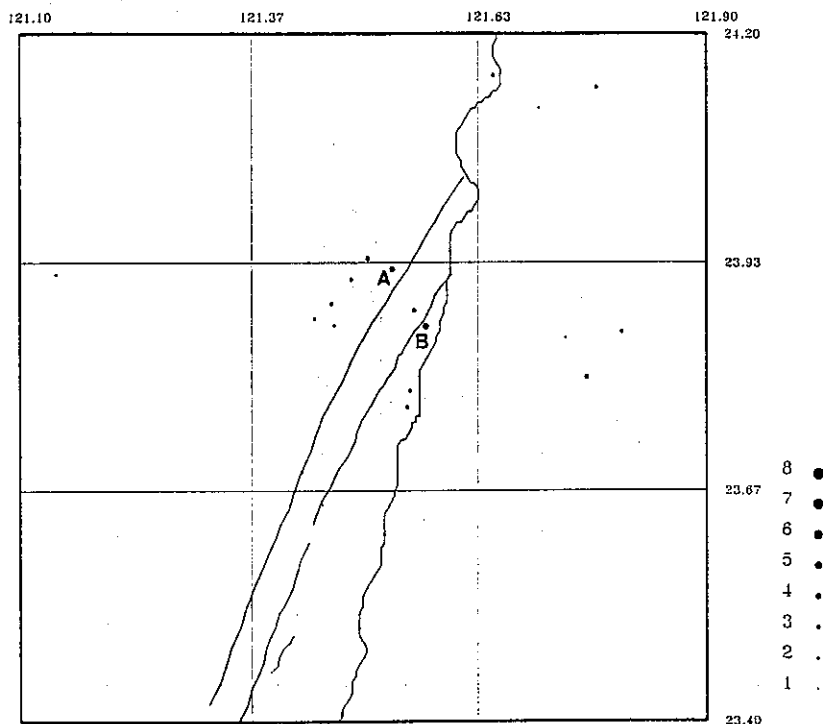


圖5 1990年12月1日—12月12日在研究區之震央分佈圖。圖中A和B為二個規模較大之地震。

Figure 5 Epicenters of earthquakes which occurred in the study area in the period December 1-12, 1990. Among them, A and B are two main earthquakes.

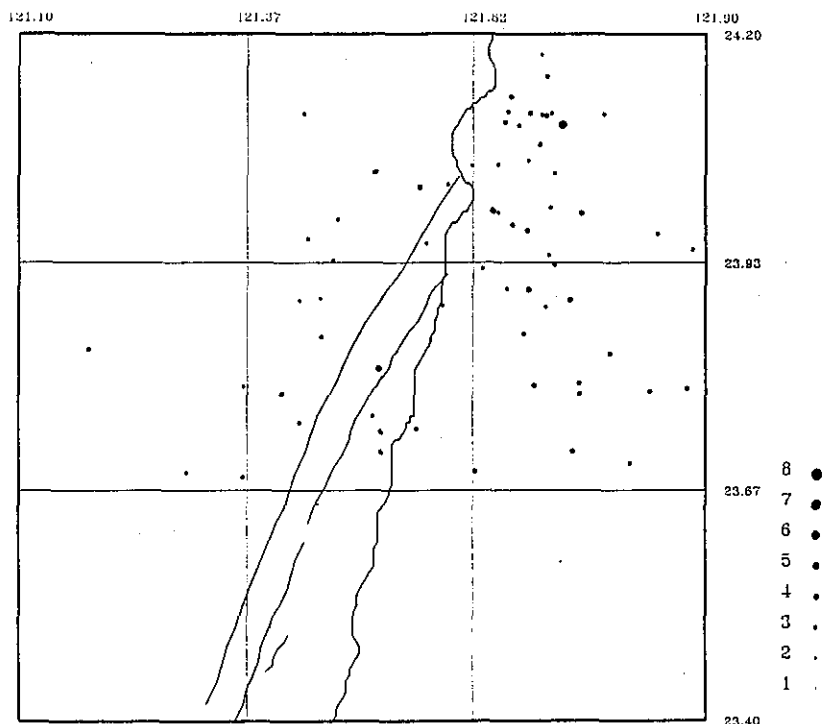


圖6 1990年10月—11月在研究區之震央分佈圖。由地震分佈可見一個地震稀疏區。

Figure 6 Epicenters of earthquakes which occurred in the study area in October and November 1990. From the seismicity, a seismic gap can be recognized.

走向分佈。

爲了能更清楚瞭解各地震彼此間的相關性，本研究使用聯合震源定位法（JHDFL88程式），將1990年12月13日之花蓮地震及其餘震重新定位，並與單一震源定位法（HYPO71程式）所定位之地震位置分佈作比較。圖7爲圖4之地震經JHDFL88程式定位後所得之震央圖。比較圖4和圖7之地震群之地震位置可知，以JHDFL88程式所定地震位置在以HYPO71程式所定地震位置之西。換言之，整個地震群向西移動約5公里。由圖7可看出，經過聯合震源定位法定位後，大部份地震移至陸地上。Liaw et al. (1987)發現利用臺灣東部臨時地震網(ETTN)所獲地震資料以HYPO71程式所定地震位置大部份在以TTSN所獲地震資料所定位之同一地震的位置之西。換言之，ETTN常把TTSN定位於海域之地震定位於陸地上。此次聯合震源定位有類似之結果。

由圖7可知，壽豐地震群可分爲東西兩種分佈

型態。在東邊的地震很密集，在西邊的地震疏得多，分佈亦較零散。此震央分佈型態可能是花蓮地區地質構造不同所致。壽豐地震東群爲一個走向爲 $N45^{\circ}W$ 之地震帶和南北走向之地震帶所組成，但大體而言，可視爲一個以 $N30^{\circ}E$ 走向分佈之地震帶。走向爲 $N45^{\circ}W$ 之地震帶可以王和吳(1991)和Wang(1988)之菲律賓海板塊西緣水平彎曲模式中之左移錯動來解釋。由圖7之震源剖面可知，在東群的地震大部分集中於地表以下八公里之內，但亦有零星地震分佈於深度八至五十公里之範圍。

比較圖4和圖7之光復地震群之地震位置可知，以JHDFL88程式所定地震位置在以HYPO71程式所定地震位置之西。經過JHDFL88程式定位後，地震位置更密集，但分佈形態不變，仍以 $N55^{\circ}W$ 之走向分佈。由圖7可見，光復地震群震源深度很淺，大致成水平分佈於地表下五公里之範圍內。光復地震群可能是中央山脈所累積之應

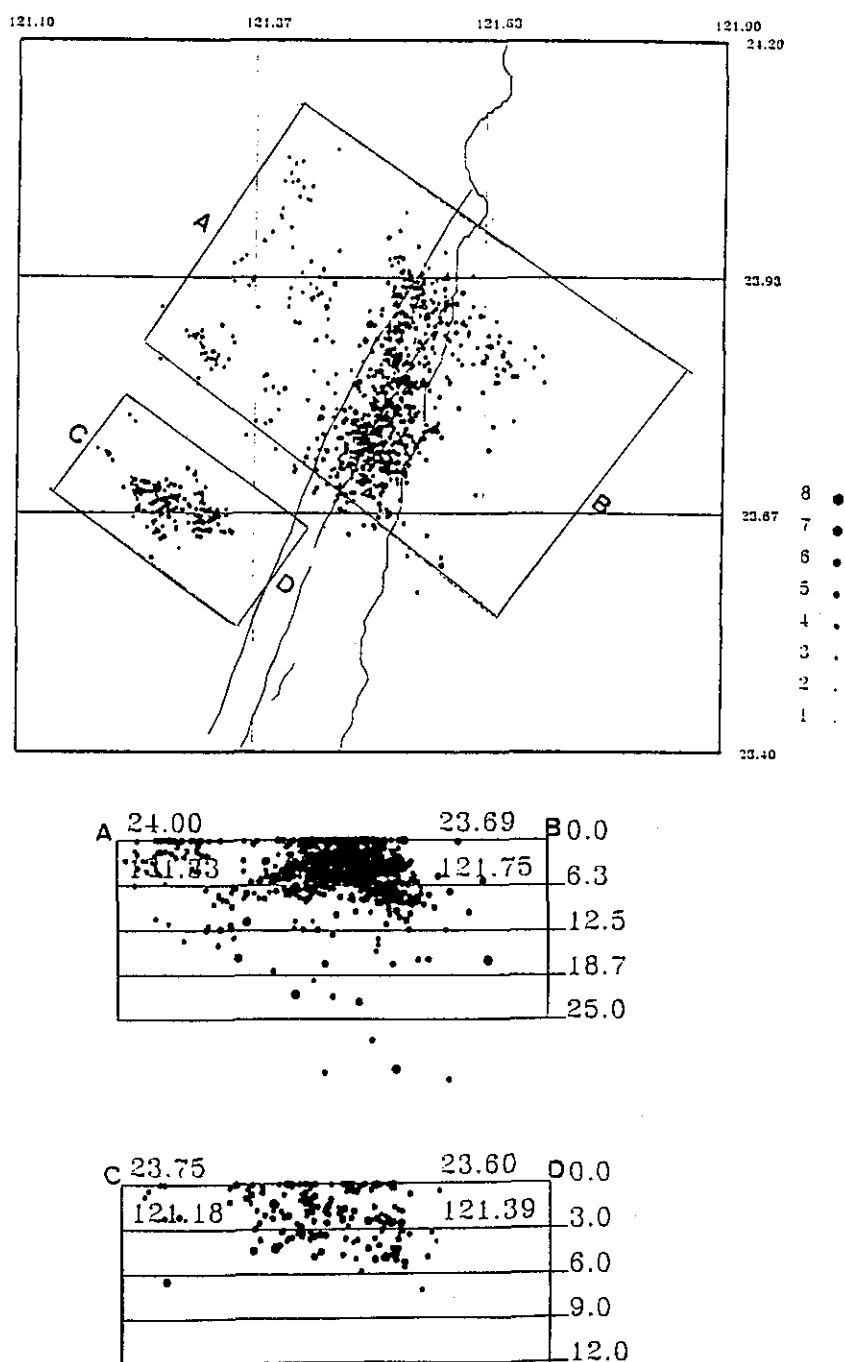


圖7 圖四中之地震以JHDFL88程式再定位後所得之震央分佈及震源剖面圖。圖中大方格為壽豐地震群。小方格為光復地震群。

Figure 7 Epicenters and hypocentral profiles of earthquakes whose hypocenters are relocated by the Joint Hypocenter Determination method from those shown in Figure 4. Earthquakes in the large block are the Shoufung group; those in the smaller block are the Kuangfu group.

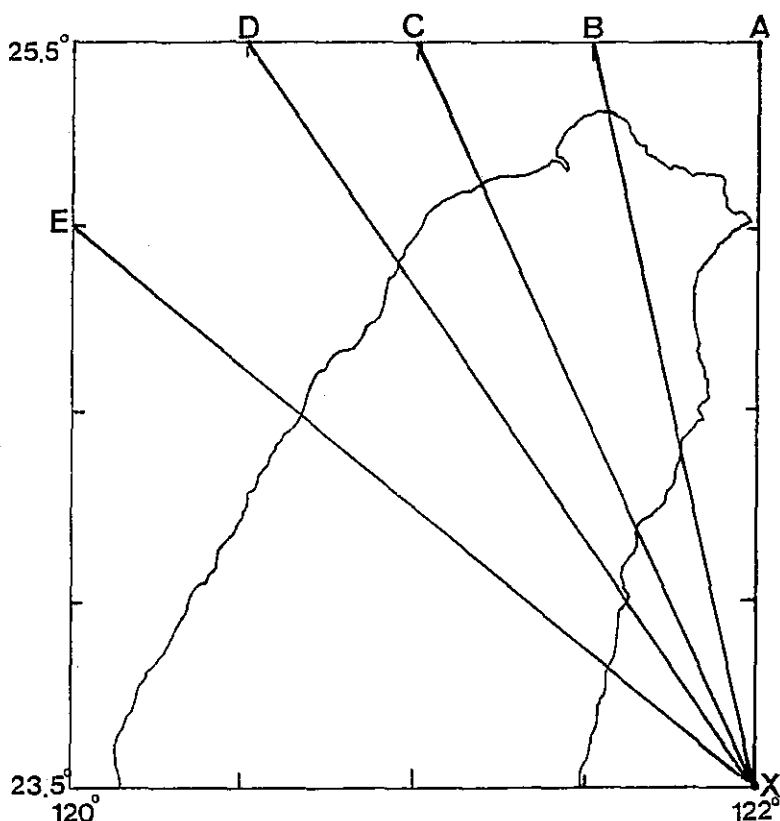


圖8 用以標示震源剖面圖之線段AX, BX, CX, DX和EX。震源剖面由這些線段為中心之二十公里寬之地帶內的地震震源繪成(見圖九)。

Figure 8 Line segments AX, BX, CX, DX and EX to show the positions of hypocentral profiles in Figures 9. The width of the zone for the hypocentral profiles is 20 km centered by the line segment.

變能量經壽豐地震群誘發而造成的。

由圖2之壽豐地震群之分佈可知，壽豐地震群有很明顯之邊界，使此地震群之位置約成長方型。若將壽豐地震東群和西群分開來看。東群和西群亦各成一個長方形。我們據此推測，台灣東部花蓮地區之岩石圈因受應力而形成數個方塊。壽豐地震之東群和西群即可能各發生於一個方塊內。此一現象，很值得地震時空分佈研究之參考。

肆、地震成因探討

為了瞭解花蓮地震之成因，我們研究中央氣象局地震測報中心所定位之1990—1992年台灣北部地區之地震震央剖面，以建立在台灣北部地區

菲律賓海板塊隱沒之模式，並以此隱沒模式解釋此次花蓮地震之成因。

圖9為1990-1992年之地震分別沿圖8所示的五個地震震源分佈剖面圖。比較這些剖面之地震分佈特性可知，剖面AX, BX和CX很明顯地有一個與菲律賓海板塊相關之班氏帶。此班氏帶之特性有(1)震源分佈較其上之地區均勻；(2)班氏帶在地表之起始位置前方有一楔形之無震區；(3)班氏帶在淡水河以東之剖面AX和BX可達150公里，但在淡水河以西變淺，在剖面CX其深度不及100公里。剖面DX和EX（其中剖面EX經過1990年12月13日花蓮地震及其餘震發生的地方）之特性相似。此兩剖面有上述剖面AX, BX和CX所示班氏帶之第(1)和第(2)個特性，但沒有明顯之班氏帶存

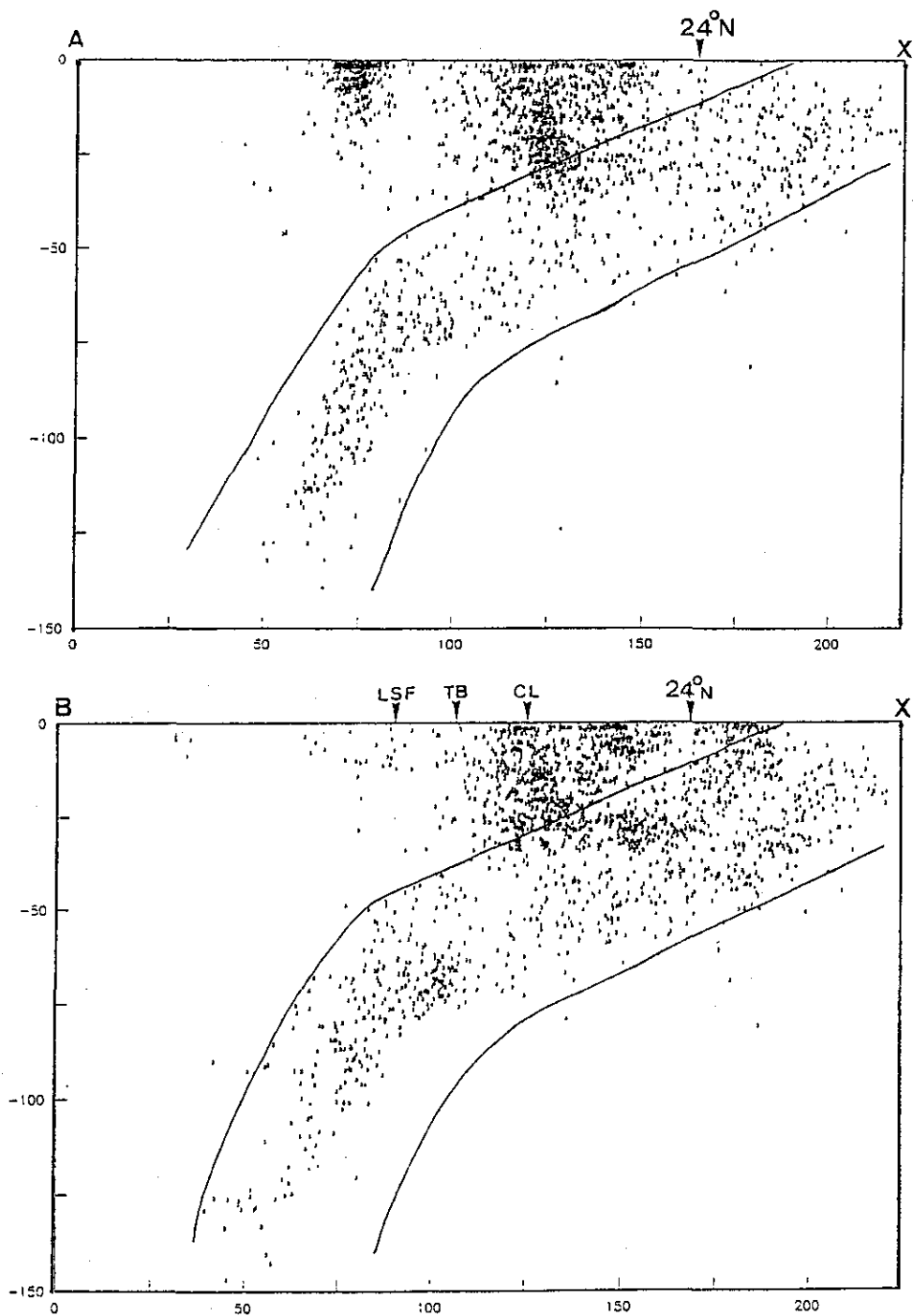


圖9 沿圖八中AX和BX線段所繪成之震源剖面圖。圖中CL代表臺灣東部海岸線，TB代表太魯閣變質帶西界，LSF代表梨山斷層。

Figure 9 Hypocentral profiles along line segments AX and BX in the northern Taiwan region shown in Figure 8. on the profiles, CL designates the coastal line of eastern Taiwan; TB the western boundary of the Taluko metamorphic belt; LSF Lishan Fault.

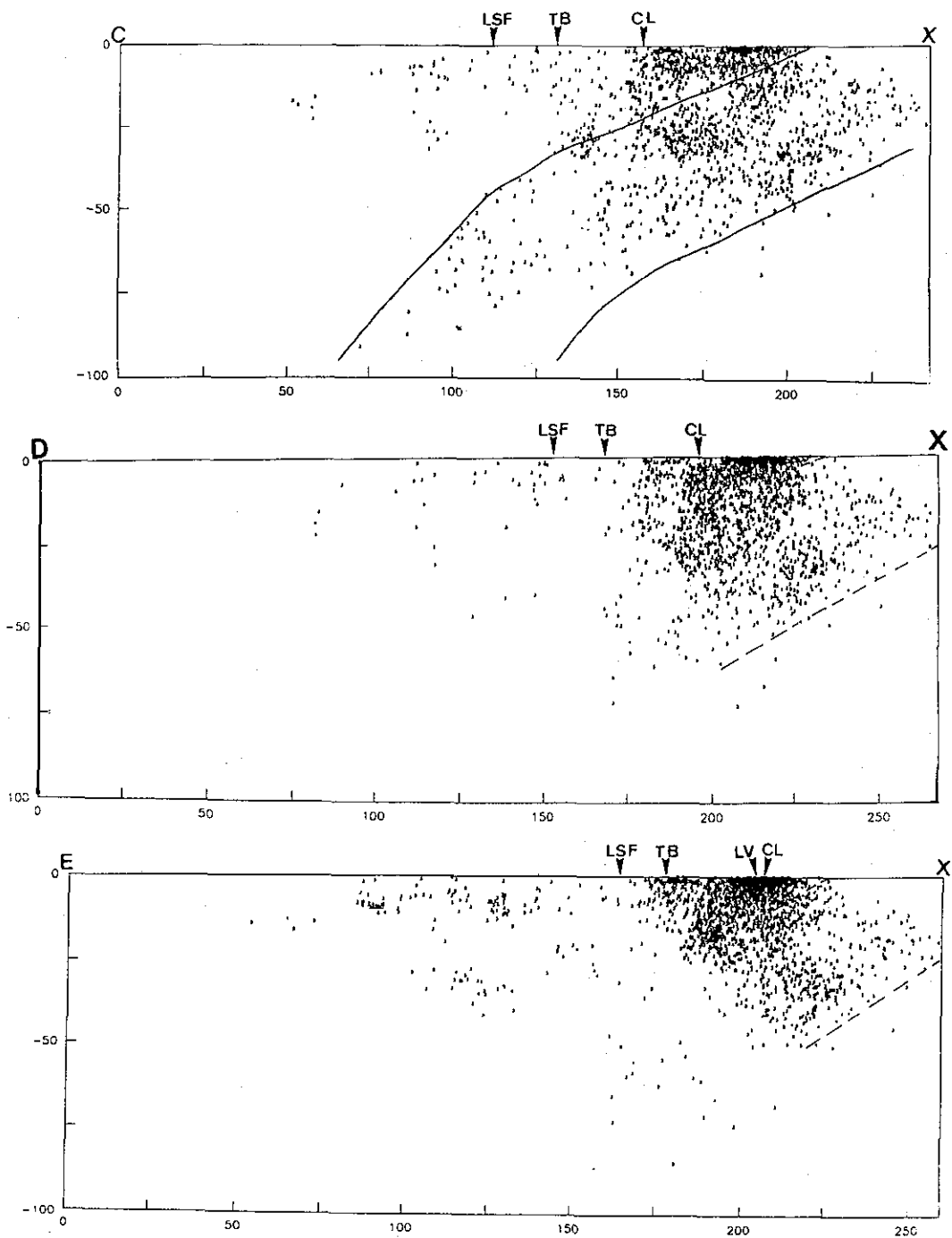


圖9 (續) 沿圖八中CX, DX和EX線段所繪成之震源剖面圖。圖中CL代表臺灣東部海岸線, TB代表太魯閣變質帶西界, LSF代表梨山斷層, LV代表臺東縱谷。

Figure 9 (continued) Hypocentral profiles along line segments CX, DX and EX in the northern Taiwan region shown in Figure 8. on the profiles, CL designates the coastal line of eastern Taiwan; TB the western boundary of the Taluko metamorphic belt; LSF Lishan Fault; LV Longitudinal Valley in eastern Taiwan.

在。

菲律賓海板塊現今在臺灣東部向北隱沒(例如 Wang et al., 1986; Wang, 1982), 其西邊邊界為臺灣東部海岸線(王和吳 1991; Wang et al., 1986)。然而, 在稍早之時期, 菲律賓板塊向西北隱沒而在臺灣北部底下造成一個現今仍在之隱沒板塊。圖9中剖面BX和CX之班氏帶即說明此一臺灣北部底下之隱沒板塊之存在。菲律賓海板塊在臺灣東北部地區運動方向之轉變及圖9中各剖面之地震分佈特性之變化應與菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊之斜向碰撞有關, 其機制仍待進一步研究。1990年12月13日之花蓮地震及其餘震應由上述複雜之碰撞作用造成。

伍、結 論

(1)1990年12月13日花蓮南方發生兩個較大的地震。第一個地震發生在花蓮市南方之台東縱谷內, 約隔十七個小時後, 第二個地震發生在其東南海域上, 主震和餘震有二千多個。第二個地震之餘震數目比第一個大得多, 且分佈地區亦廣得多。因此本文認為第二個地震及其餘震為第一個地震及其餘震所誘發而造成的。

(2)在1990年12月13日花蓮地震發生之前二個月, 地震在研究區域外圍發生而造成地震稀疏區, 而12月13日之花蓮地震即發生於此地震稀疏區內。

(3)1990年12月13日之花蓮地震及其餘震依空間分佈可分為壽豐地震群和光復地震群。壽豐地震群又可分為東群和西群, 東群主要位於台東縱谷及其以東位置, 其密度比西群大得多。東西兩地震群之密度差異可能是地質構造不同所致。壽豐地震群有明顯之邊界, 這可能是花蓮地區岩石圈受應力而由弱帶或斷層形成方塊所致。光復地震群分佈於N55° W走向之地表附近, 可能是在中央山脈累積之應變能量受壽豐地震群誘發而成。

(4)比較臺灣東北部地區之五個地震震源分佈剖面我們知道, 菲律賓海板塊在臺灣東北部隱沒造成之班氏帶之深度隨由北向西之方向改變而變淺, 而在花蓮地區東西向之震源分佈剖面上沒有

明顯的班氏帶存在。菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊在花蓮地區之碰撞應是造成此震源分佈剖面之特性變化和1990年12月13日花蓮地震及其餘震之主要原因。

六、致 謝

中央研究院地球科學研究所及中央氣象局地震測報中心提供本研究所需之地震數據, 臺大海洋研究所徐春田教授、中央研究院地球科學研究所葉義雄教授和海洋大學海洋科學研究所陳讀煌博士對研究提供許多寶貴意見, 特此致謝。

本研究由中央氣象局委託研究計畫(編號CWB82-2E-06)支助。

七、參考文獻

- Dewey, J. W., 1972. Seismicity studies in Venezuela with the method of joint hypocenter determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1711-1757.
- Lee, W. H. K. and Lahr, I. C., 1972. HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and motion pattern of local earthquakes, Open-file Report, USGS, 113pp.
- Liaw, Z. Z., Wang, C.C. and Liaw, T. L., 1987. A Microearthquake Study of the eastern Taiwan area, *Proceedings of the National Science Council*, Vol.11, No.2, pp.135-141.
- Wang, C., 1982. Earthquake caused by horizontal bending of the philippine Sea plate near Taiwan, *Tectonophysics*, 88, T1-T6.
- Wang, C., 1988. Horizontal lithospheric bending in the eastern Taiwan region, *Proceeding of the Second Taiwan Symposium on Geophysics*, 343-349.
- Wang, C., Liaw, T. L. and Lin, M. T., 1986. Subducted lithosphere beneath the northern Taiwan region, *Procs. of Geological Soc. of China*, 29, 23-34.
- Yeh, Y.H. and Tsai, Y.B., 1981. Crustal structure of central Taiwan from inversion of P wave arrival time, *Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica*, 1, 82-102.

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，447-457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。

TEMPORAL-SPACIAL DISTRIBUTION AND TECTONIC CAUSE OF THE 13 DECEMBER 1990 HUALIEN EARTHQUAKE AND ITS AFTERSHOCKS

Chengsung Wang, Min-fung Kao, and Yi-min Wu

Institute of Oceanography
National Taiwan Ocean University

Tzay-chyn Shin, Yu-lung Liu, and Chia-how Chiang

Seismology Center
Central Weather Bureau
Taipei, Taiwan, ROC

ABSTRACT

The Hualien area is seismologically active and disastrous earthquakes often occurred here. On 13 December 1990, a large earthquake occurred to south of the Hualien city in eastern Taiwan, which had a large number of aftershocks. In this paper, the characteristics and causes of these earthquakes are studied based on the temporal-spacial distribution of their locations determined by the Joint Hypocenter Determination method.

The Hualien Earthquake of 13 December 1990 had more than two thousand aftershocks. According to their spacial distribution, these earthquakes can be divided into two groups: the Shoufung group and the Kuangfu group. Most earthquakes in the Shoufung group are of a belt striking $N30^{\circ}$ E along the eastern coastline and in the Longitudinal Valley. The Kuangfu group lie in a shallow belt striking $N55^{\circ}$ W beneath Central Range.

There is a quiet zone between these groups. The shoufung group has clear boundaries on the surface. This hints that, because of the compressing stress, the lithosphere in the Hualien area is divided into several blocks by fractural zones or faults. The Shoufung group might occur in one of lithospheric blocks. The Kuangfu group might occur as the result of release of strain energy accumulated in the Central Range, which is induced by the Shoufung group.

In October and November 1990, earthquakes occurred around the site of the Shoufung group of earthquakes, to make the site a "seismic gap". The 13 December 1990 Hualien Earthquake and most of its aftershocks occurred on the site to bridge this seismic gap. During the period from December 1 to December 12, only a few earthquakes occurred in the seismic gap. Therefore, they might be the precursors of the Hualien Earthquake. Seventeen hours after the Hualien Earthquake (the first main earthquake) with magnitude $M_b 5.26$, the second main earthquake with magnitude $M_b 5.30$ occurred to its southeast. Its frequency of aftershocks is much higher than that of the first, and their distribution is also much wider. We regard the second main earthquake and its aftershocks as induced earthquakes of the first main earthquake and its aftershocks.

The oblique collision between the Philippine Sea and Eurasian plates makes the structure and stress distribution in the Hualien region very complicated. The occurrence of the Hualien Earthquake of 13 December 1990 and its aftershocks should be associated with this oblique collision between plates in the Hualien region.

Key words: temporal-spacial distribution, the Joint Hypocenter Determination method, Shoufung group, kuanghu group, lithospheric blocks, oblique collision.

中央氣象局第二代全球模式 之邊界層參數化及輻射參數化整合測試

汪鳳如

馮欽賜

劉其聖

中央氣象局資訊中心

中央氣象局資訊中心

美國海軍研究學院

摘要

為測試氣象局第二代全球模式之邊界層參數化及輻射參數化整合效應，選定Wangara實驗(Clarke et al., 1971)第33, 34天個案，作邊界層日夜變化之模擬測試。

測試模式中包含了TKE- ϵ 紊流閉合的一階半邊界層參數法(Detering and Etling, 1985)及Harshvardhan et al. (1987)發展的輻射參數化模式，模式中除考慮輻射對大氣的加熱(冷卻)率外，同時長波及短波對地表能量收支的貢獻，將直接影響到地表土壤溫度的預報進而影響邊界層的發展。在此晴天個案中將不考慮雲的產生。

測試分二部分進行，第一部分在較高垂直解析度的模式環境下進行，模擬結果顯示其對觀測的掌握可和Wu and Sun(1990)及其他作者相比擬。至於第二部分配合未來氣象局第二代全球作業模式之較低解析度環境，測試結果偏弱，但其偏弱的程度較海上邊界層模擬(汪，1992)要小，顯示本測試模式使用的邊界層參數化方法和輻射參數化方法經由地表溫度之預報為橋樑，呈現良好整合效果。

關鍵詞：邊界層參數化，輻射參數化，地表能量收支

一、前言

第二代全球模式自1990年開始發展，目前已邁入平行測試階段，在整體的整合之前，已對每個物理部分分別做研究測試(汪，1992及馮，1992)。而不同物理參數化的整合(coupling)效果，同樣需要進一步測試確認，本文以Wangara實驗(Clarke et al., 1971)第33及34天之觀測為校驗參考，作邊界層日夜化之模擬實驗，測試邊界層參數化及輻射參數化的整合效果。測試模式除了包含E- ϵ 紊流閉合邊界層參數方法(Detering and Etling, 1985)並加入Harshvardhan et al. (1987)發展的輻射參數化模式，模式中考慮輻射對大氣的加熱(冷卻)率，另外輻射的效應將透過長波及短

波對地表能量收支的貢獻，直接影響到地表土壤溫度的預報而影響邊界層的發展。為了釐清參數方法與數值環境的影響，測試分二階段進行，一為近似其他學者測試之高解析度環境，另一階段才為未來作業之較低解析度環境。文章第二部分將對模式作概略描述，第三部分則首先做垂直高解析度的測試，並和觀測及其他作者(Wu and Sun, 1990)結果相比較，接著進行較低垂直解析度的測試，最後為結論。

二、模式描述

測試模式的控制方程組包括四個一維的平均場預報式，分別為：

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial U}{\partial z}) + f(V - V_g) \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial V}{\partial z}) - f(U - U_g) \quad (1.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial \theta}{\partial z}) + \frac{f\theta_0}{g} (V \frac{\partial U_g}{\partial z} - U \frac{\partial V_g}{\partial z}) \\ & - W \frac{\partial \theta}{\partial z} - \sigma, \end{aligned} \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial Q}{\partial z}) - W \frac{\partial Q}{\partial z} \quad (1.4)$$

其中U,V,W分別為東西方向,南北方向及垂直方向的風場分量, θ 為位溫, Q為混合比。另外f為科氏參數, 在此實驗個案的位置Hay, Australia (34° 30'S, 144° 56'E)上, 其值為 $-0.826 \times 10^{-4} \text{S}^{-1}$ 。 σ , 表示輻射通量之輻合(輻散)對大氣的加熱(冷卻)率。模式中的氣壓梯度力以地轉風表示, 同時動量, 熱量及水汽的紊流通量, 都分別以K理論假設作了簡化; 以傳遞係數和垂直下梯度(down gradient)表示, 其中傳遞係數又區分為動量傳遞係數(K_m)和熱量傳遞係數(K_h)。

另外要特別強調的是, 在此測試系統中溫度場及水汽場的變化(1.3及1.4式)均考慮了垂直平流($-W \frac{\partial \theta}{\partial z}$, $-W \frac{\partial Q}{\partial z}$), Wangara實驗提供了每小時一次的垂直速度(W)觀測資料, 其餘預報時間資料則直接由線性內插得到。在溫度場方面還考慮了水平溫度平流, 其中水平溫度梯度透過熱力風關係以地轉風垂直梯度表示(1.3式等號右邊第二項), (1.3)式中 θ_0 為273° K, Wangara實驗提供了每12小時一次的2000公尺與1000公尺的地轉風差值($\Delta U_{20}, \Delta V_{20}$)及1000公尺與地面地轉風的差值($\Delta U_{10}, \Delta V_{10}$), 另外每3小時可得到經由地面氣壓推算而得的地面地轉風(U_{g0}, V_{g0}), 並參考Ardre等人(1978)以 $\Delta U_{21}, \Delta U_{22}, U_{g0}$ 用多項式內插的方法求出任意高度的 $U_g(Z)$ ($U_g(Z) = (\Delta U_{22} - \Delta U_{21}) / (2 \times 10^6) \times Z^2 + (3\Delta U_{21} - \Delta U_{22}) / (2 \times 10^3) \times Z + U_{g0}$)。

在紊流場方面, 模式使用E- ϵ 方法, 亦即以紊流平均動能(E)及紊流平均動能消散率(ϵ)的預報值來表示紊流傳遞係數, 因此更能描述紊流的特性。經由Prandtl-Kolmogorov假設(Monin and Yaglom, 1971) $K_m = C_1 E^{1/2}$ 和Kolmogorov提出的

關係式(Detering and Etling, 1985) $\epsilon = C_2 E^{3/2} / l$ 可得到動量紊流傳遞係數和E, ϵ 關係式:

$$K_m = C_2 E^2 / \epsilon, \quad C_2 = 0.026 \quad (2)$$

其中l為紊流長度尺度, C_1 及 C_2 均為常數。經由(2)式求得動量傳遞係數(K_m)後, 由eddy Prandtl number $\phi_h / \phi_m = K_m / K_h$ (Businger, 1978), 則其熱量傳遞係數(K_h)也可得到。

紊流平均動能(E)預報式可經由運動方程式導出(Monin and Yaglom, 1971)。E被定義為 $(\overline{U^2} + \overline{V^2} + \overline{W^2}) / 2$,

$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial t} = & K_m [(\frac{\partial U}{\partial z})^2 + (\frac{\partial V}{\partial z})^2] - \frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \\ & + C_3 \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial E}{\partial z}) - \epsilon \end{aligned} \quad (3)$$

等號右邊第一項為風切產生項, 第二項為浮力產生項, 其貢獻為正或負是由熱力環境決定, 第三項為紊流傳遞項, 其中C為常數2, 第四項為消耗項。動能消散率的預報式(Wyngaard, 1975)如下:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \epsilon}{\partial t} = & C_3 \frac{\epsilon}{E} [K_m (\frac{\partial U}{\partial z})^2 + K_m (\frac{\partial V}{\partial z})^2] - \frac{g}{\theta} K_m \frac{\partial \theta}{\partial z} \\ & - C_4 \frac{\epsilon^2}{E} + C_5 \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial \epsilon}{\partial z}) \end{aligned} \quad (4)$$

等號右邊三項分別表示, ϵ 的產生項, ϵ 的破壞項及 ϵ 的傳遞項。而(4)式中的係數(Detering and Etling, 1985)分別為

$$C_3 = 1.38, \quad C_4 = 1.9, \quad C_5 = 0.77$$

邊界層效應的處理除了較外層(the outer layer)部分, 另外在靠近地表的地面層(surface layer)視為定通量層是以相似理論(Monin and Obukhov, 1954)處理, 為模式大氣中的最底層。

輻射參數化是採用Harshvardhan等人(1987)發展的模式, 長波部份包含 H_2O, O_3, CO_2 與e-type continuum吸收氣體, 短波部份則考慮 H_2O 與 O_3 兩種吸收氣體與分子雷氏散射效應。馮(1992)曾將此模式與較精確的輻射模式作一系列測試比較, 詳細地分析此一輻射參數化模式的特性。另外, 輻射模式中有關雲量的判斷是大尺度變數的經驗式診斷, 但在本整合測試過程中, 強迫雲量為零, 亦即雲將不在測試的過程中產生, 大氣環境都視為晴天。

三、測試結果與討論

a. 初始條件與邊界條件

本測試初始資料為Wangara實驗第33天(1967年8月16日)早上9點之2000公尺以下風場(U, V)溫度場(T)溼度場(Q)的垂直分布。資料解析度在1000公尺以下為50公尺, 1000至2000公尺則降為100公尺。另外地表土壤初始溫度設定為278.5° K, 此溫度為當時離地面1.2公尺高處的觀測溫度(Wu and Sun, 1990)。

地表土壤溫度在此測試中是以地表能量收支的觀念, 假設地表溫度是近地表一層土壤的平均溫度, 參考Deardorff(1978)的強迫恢復法做預報, 預報式如下:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{R_i - R_l - HFX - QFX}{CZH} + \frac{1}{\beta}(T_{g,lim} - T_g) \quad (5)$$

(A) (B)

等號右邊為能量平衡項(A)及恢復調整項(B), A項中 R_i 及 R_l 為到達地面短波輻射淨通量及地表向上長波輻射淨通量, HFX及QFX為地表傳至大氣的可感熱通量及潛熱通量。CZH為土壤總熱容(bulk heat capacity), 此量受土壤日夜變化可及厚度及土壤特性(土壤含水量)的影響。B項中的 $T_{g,lim}$ 應為一氣候平均值, 本測試參考Wu and Sun(1990)給定284.6° K, 而 β 則為強迫調整的時間尺度, 值越大則調整越慢, 測試中設定為24小時(Wu and Sun, 1990)。土壤溼度(土壤水含量/土壤飽和水含量)在本測試沒有做預報, Wangara實驗中也沒有對此量做觀測, 但根據Clarke(1970)對當時環境的目測, 判斷土壤相當乾燥, 因此參考Wu and Sun(1990)設定為0.01/0.3。另外地表粗糙長度設定為1公分(Yamada and Mellor, 1975)。

b. 高解析度模式測試

第一部分測試將以觀測及其他學者的模擬結果為比較對象, 如Wu and Sun(1990), Yamada and Mellor(1975)和Andre et al.(1978)均曾做過相同個案測試, 由於他們均採用相當高的垂直解析度, 為了將數值環境的差異降至最低, 這部分測試模

式採取較高的垂直解析度, 1000公尺以下每50公尺一層, 1000至2000公尺則每100公尺一層, 總共30層。此解析度與觀測資料相同, 尚可避免內插造成的誤差。另外, 模式於擴散項及平流項採取向後積分格式, 積分間距為100秒。由於本測試系統和Wu and Sun(1990)較近似, 二者邊界層參數化均為 $1\frac{1}{2}$ 階封閉; 地表溫度均為預報, 且均有考慮長, 短波輻射的加熱率, 所以Wu and Sun(1990)的結果將為主要的參考。二者的測試系統均為一維單點模式, 動力方程式大致相同除了溫度預報式有位溫(本測試)和相當位溫的差別; 而邊界層參數化於本模式為TKE- ϵ 方法, Wu and Sun(1990)則使用TKE-1方法; 至於輻射參數化, 本模式採用Harsh Vardhan(1987)scheme, Wu and Sun(1990)於無雲狀況則使用較簡化的Rodger(1967)長波處理及Yamamoto(1962)的短波處理方法。另外, Wu and Sun(1990)有做土壤含水量的預報。

溫度場

圖1a為模擬之大氣虛位溫場於白天的發展情形, 近地層大氣於12點及15點時為超絕熱結構, 其上則為微弱不穩定的混合層(mixing layer), 15點時此層發展至1200公尺左右, 其溫度為286° K, 較Wu and Sun(1990)大, 與觀測(圖1-b)較為接近, 另外混合層頂則覆蓋了一層相當穩定的逆溫層(inversion layer), 這些在觀測中顯示的邊界層結構特性於本模擬均有很好的掌握。若仔細比較可發現, 18點時模擬的混合層高度約1100公尺較觀測的1200公尺低, Wu and Sun(1990)及Yamada and Mellor(1975)的結果也發現同樣低估的現象, 可能是垂直速度描述不當所造成的結果(Yamada and Mellor, 1975)。

圖2a為Wangara實驗第33天至第34天夜間的虛位溫變化, 18點以後, 太陽短波停止, 地表受到長波輻射冷卻作用, 溫度逐漸下降(圖3)從下午二點的預報最高溫298.5° K降至272.5° K左右, 使得近地層大氣由超絕熱轉穩定, 在此層之上的混合層雖然混合結構依稀維持, 但已逐漸偏穩定, 此時紊流活動非常微弱(圖4)和白天有很顯著的差異。另外觀測(圖2b)顯示逆溫層高度隨

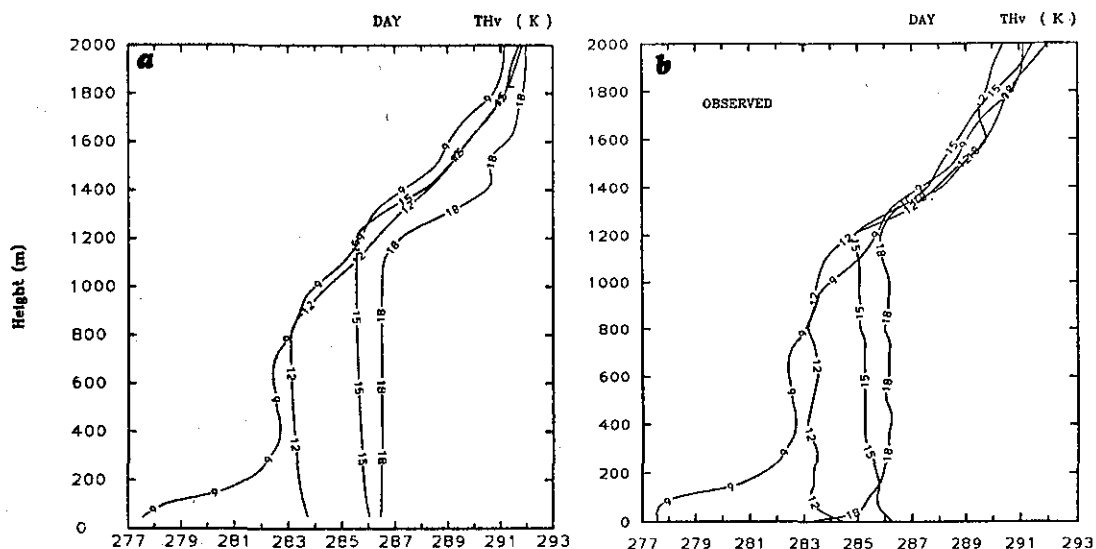


圖 1. Wangara Day 33 9點至18點的虛位溫垂直分布(a)為高解析度模式測試版(b)為觀測。

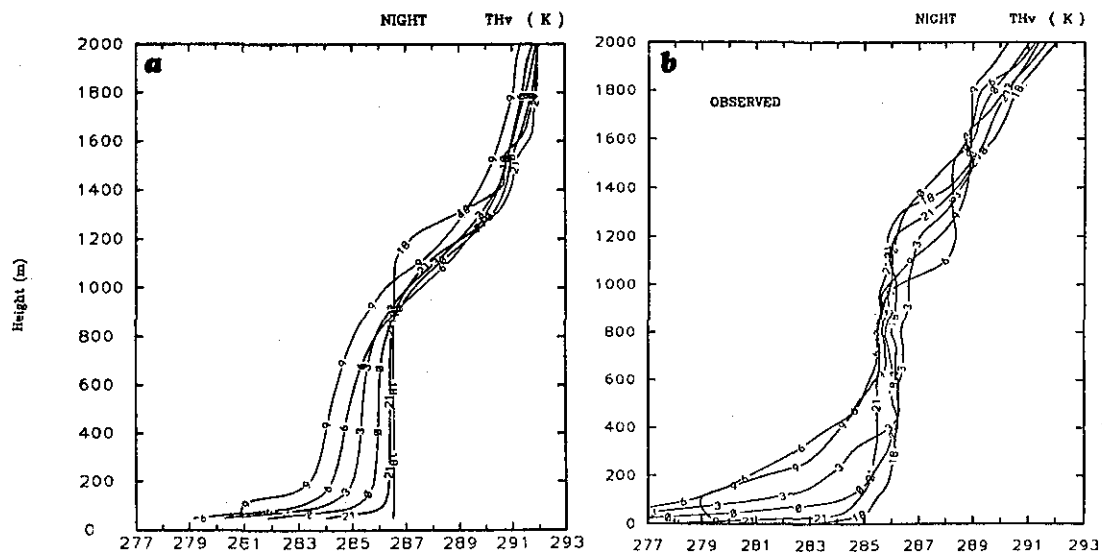


圖 2. 同圖一，但為Wangara Day 33 18點至Day 34 9點

時間逐漸降低，模式亦掌握到此現象，但是高度偏低，此處亦可能是受垂直速度描述過強的影響 (Wu and Sun, 1990)。

在本模式中雖然是以簡單的K-理論假設計算各種紊流通量，但是從圖5a可看到，在熱力對流

旺盛的混合層裡，熱通量的垂直分布與高度成良好線性關係，同時在邊界層頂由於逸入效應造成向下的熱通量，而此段期間的向下熱通量大約是地表向上可感熱通量的11%到20%，較Wu and Sun (1990)的4%—13%稍大，但與其他人的模擬結果

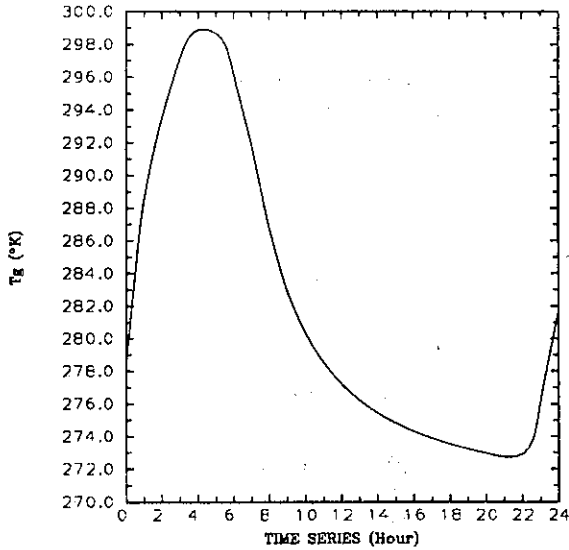
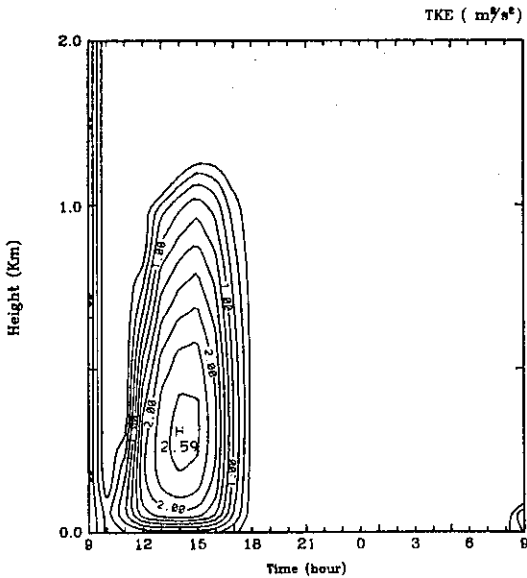


圖 3. 高解析度測試版所預報的24小時地表溫度變化。



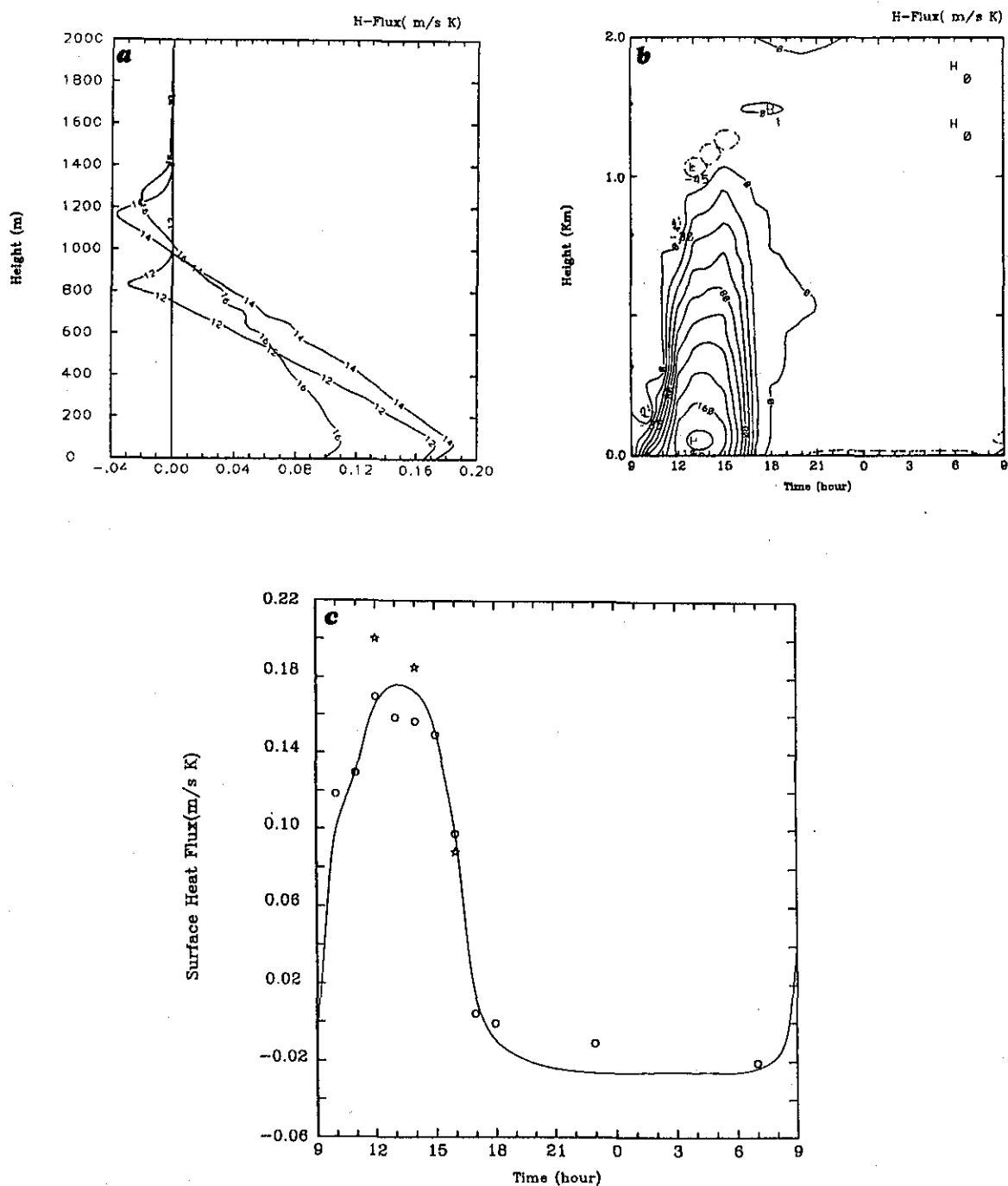


圖 5. 高解析度測試版的熱通量(a)為Wangara Day 33 12,14,16點的垂直分布。(b)為24小時垂直分布。(c)為地表可感熱24小時變化，實線為本測試結果，星標記為Wu and Sun(1990)結果，圈標記為觀測(Yamada et al., 1975)

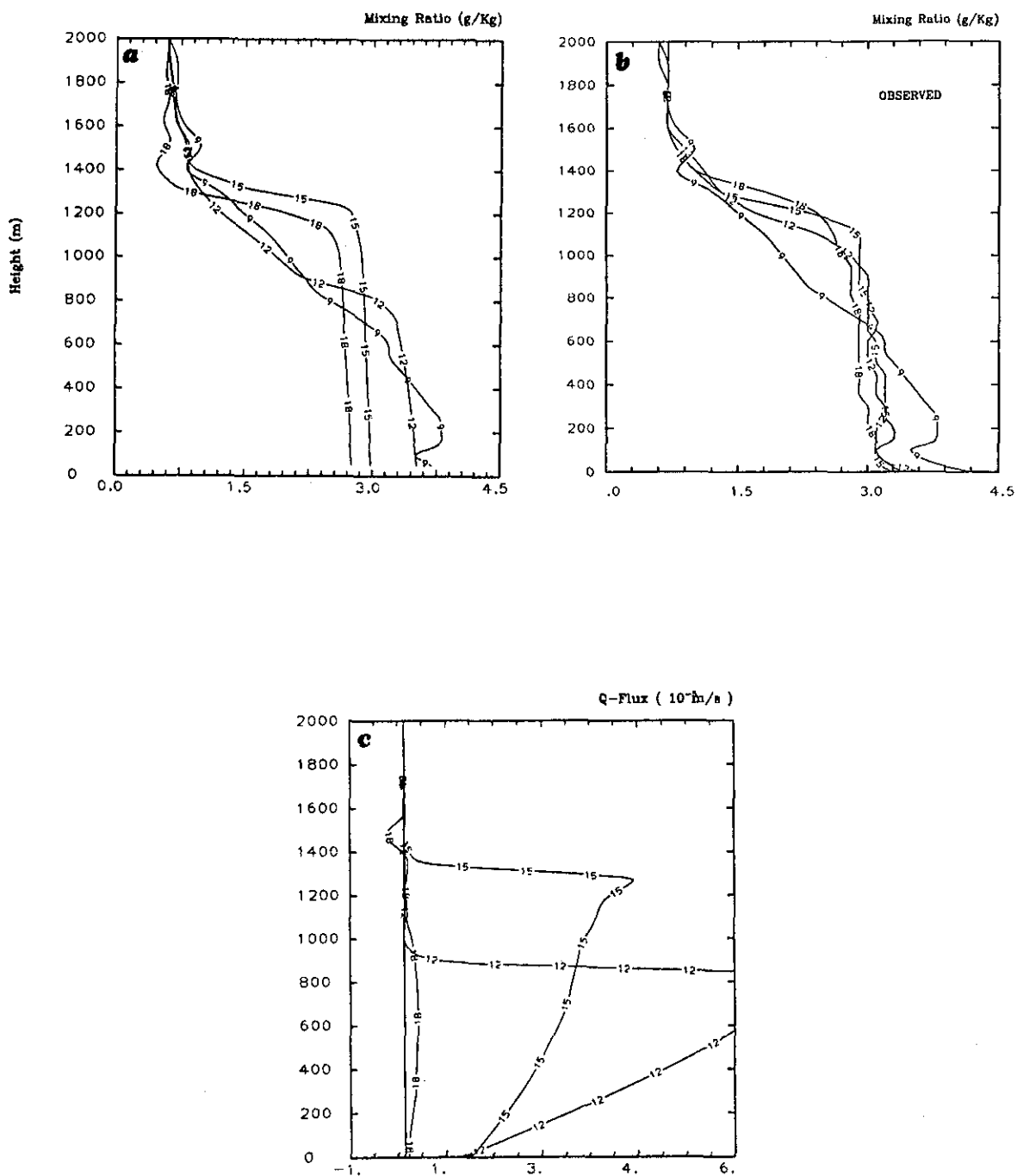


圖 6. (a)(b) 同圖1，但為混合比。(c)為高解析度測試版12,15,18點的水汽通量。

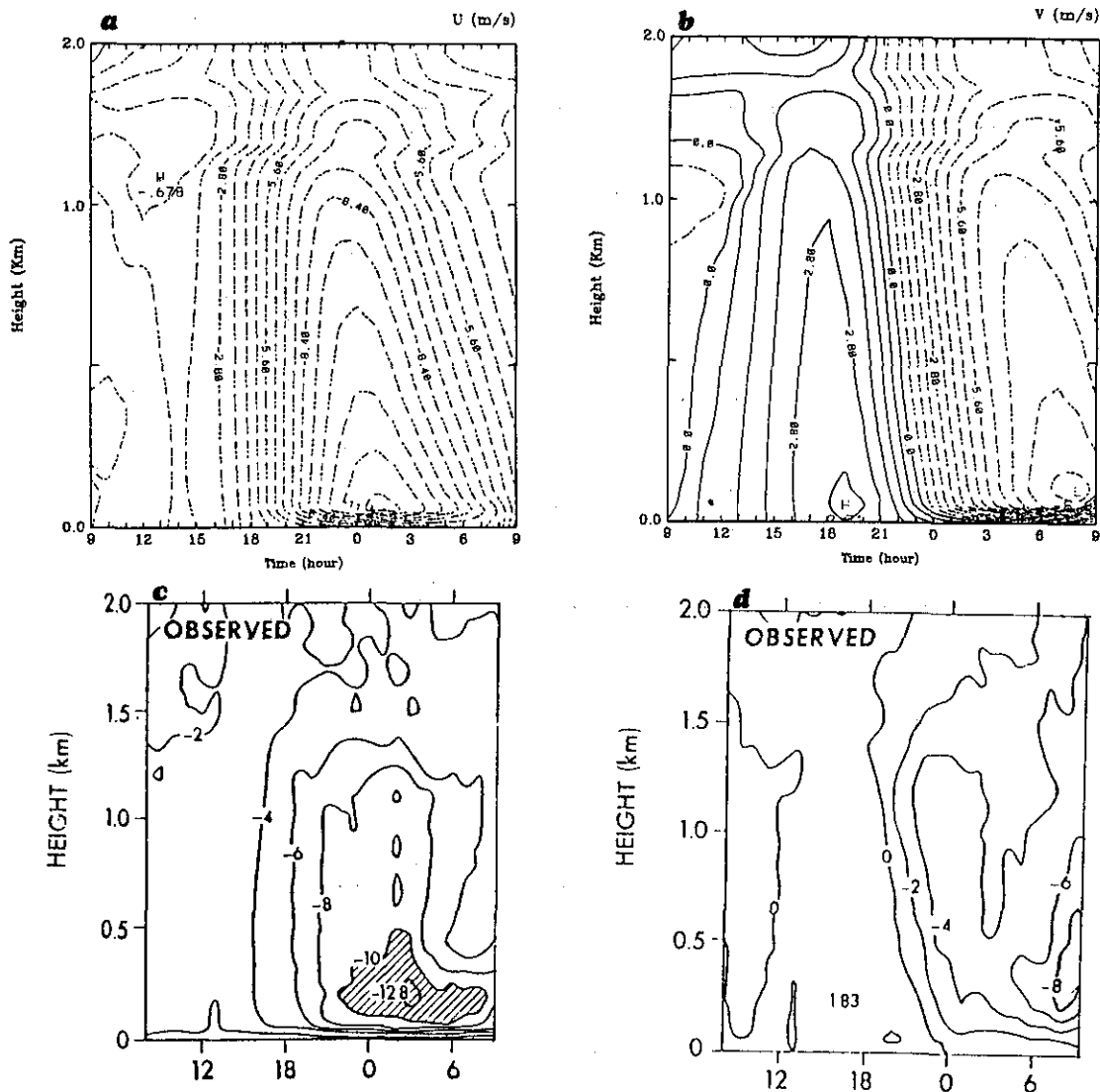


圖 7. 同圖5(b), 但(a)為東西方向風場, (b)為南北方向風場, (c)為觀測東西方向風場, (d)為觀測南北方向風場 (觀測風場圖摘自Yamada, 1975)。

擬(Wu and Sun, 1990, Andre et al., 1978, Sun and Chang, 1986)結果中亦可看到。另外對於晚上噴流的中心風速模擬偏弱, 影響的原因除了沒有考慮水平平流, 地轉風的給定也是誤差來源之一。

圖8為12點, 15點及18點動量通量的垂直分布, 如Andre et al. (1978)的分析, 當南北地轉風(V_g)很小而可從方程式(1-1)忽略時, 則混合層中因為 U 及 $\partial U/\partial t$ 都不是高度的函數, 可以導出東西

方向動量通量為高度的線性函數, 如圖8a。而地轉風東西方向分量(U_g), 在此個案為高度的函數 (隨高度遞減), 因此可導出南北方向的動量通量近似高度拋物線函數 (如圖8b)。

紊流動能

圖9a為15點的紊流動能各項收支, 在混合層內, 浮力項為主要正貢獻, 消耗項則為主要負貢獻, 風切項在此熱力主導的個案中貢獻相當小。

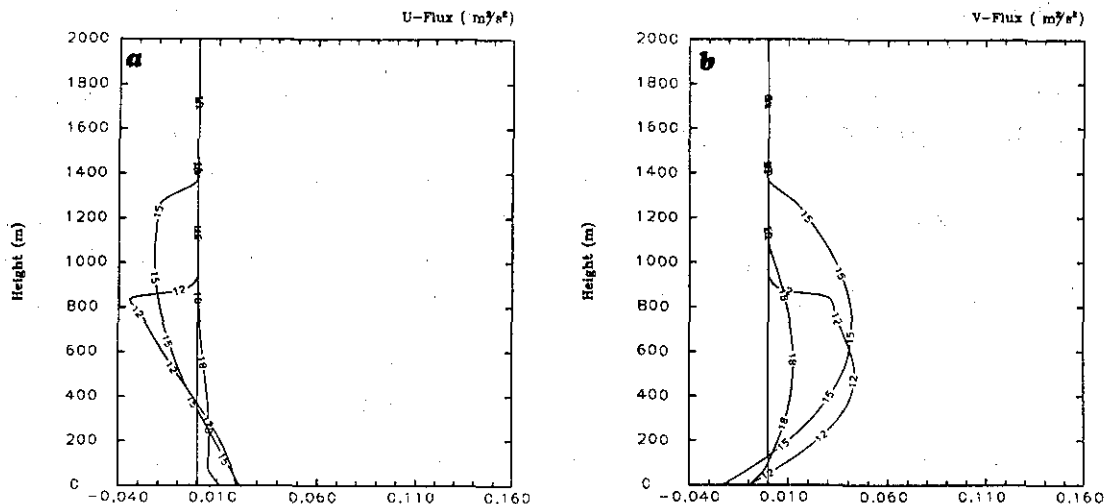


圖 8. 同圖6(c)，但(a)為東西動量通量，(b)為南北動量通量。

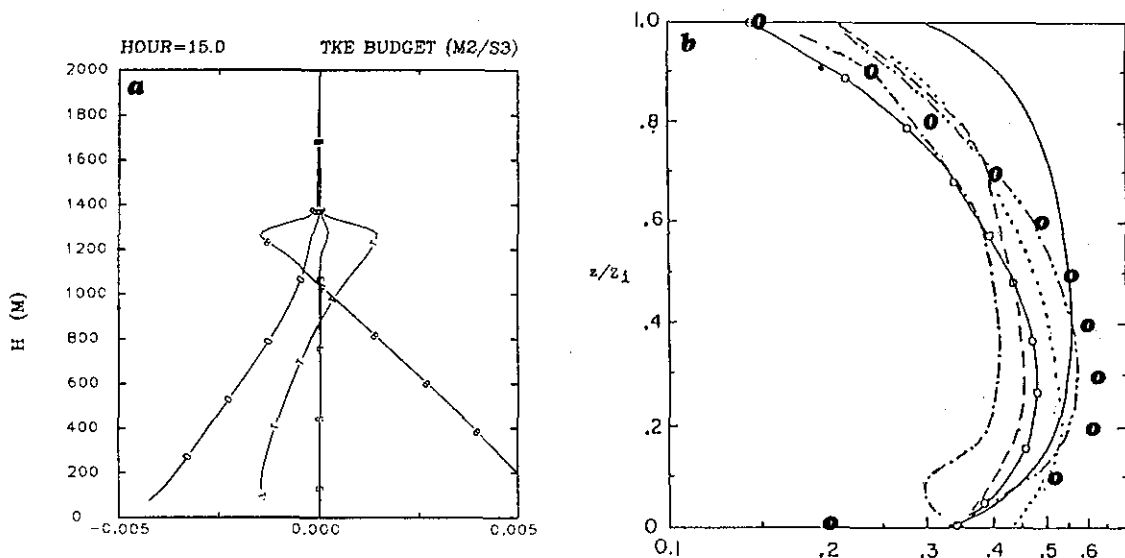


圖 9. (a)15點的紊流動能收支垂直分布，其中B為浮力項、S為風切項、T為傳遞項、D為消散項。(b)經過對流速度之平方尺度化的紊流動能，垂直坐標1代表邊界層頂。實線為Enger(1983)方程式結果，虛線為Wills and Deardorff(1974)的結果，虛點線為Andre et al.(1978)的結果，點線為Enger(1983)的結果，虛點點虛線為Sun and Chang(1986a)的結果，圈實線為Wu and Sun(1990)的結果，圈為本測試的結果。

而邊界層頂主要的能量來源是傳遞項，與消耗項和逸入作用所造成的負熱力效果相平衡。這些特性與Wu and Sun(1990),Sun and Chang(1986)和Andre

et al.(1978)得到的相近，但本模式造靠近底層的消耗項較弱，所以相對的底層傳遞項偏向較大的負值，這是本模式和別人差異較大的地方。目前模

式在地面層的消耗項診斷式(U_*^3/kz)是參考Detering and Eiling(1985)，其中 U_* 為地表摩擦速度， k 為 von Karman常數， z 為地面層高度。測試顯示此項對其他場沒有明顯影響，所以目前維持此表示式。

圖9b為經過對流速度($W_* = [g(-U_* \theta_*)Z_i / \theta]^{1/3}$)平方(W_*^2)尺度化(scaling)的紊流動能分布，其中 g 為重力加速度， θ_* 為溫度尺度， Z_i 表

示邊界層高度。Deardorff(1970)提出紊流動能經過尺度化將會得到對流邊界層裡的一般分布(universal profile)，圖中圓圈標記為本模式得到之結果，和觀測(Enger, 1983)，實驗室(Willis and Deardorff, 1974)以及其他模擬結果(Andre et al., 1978, Enger, 1983, Sun and Chang, 1986, Wu and Sun, 1990)相比較，發現本模式在邊界層高度(Z_i)的1/2以下值普遍比觀測大，發生在 $0.3Z_i$ 高度上

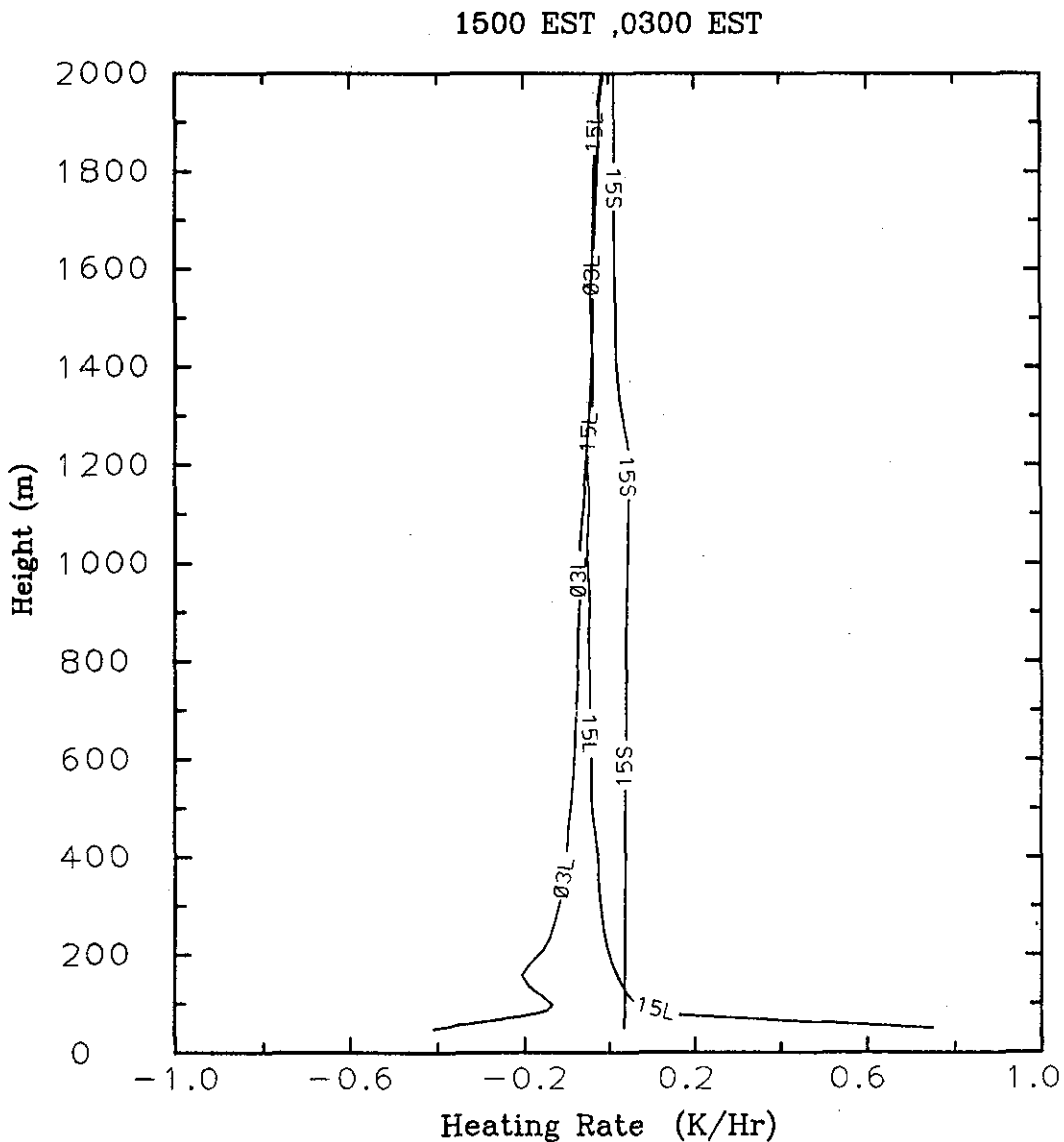


圖 10. 為15點之長波，短波輻射加熱（冷卻）率及晚上3點之長波輻射冷卻率的垂直分布。

的最大值為0.6，較觀測最大值0.55大一些，而在1/2Z_i高度以上的計算值則比觀測小，但較趨近實驗室及 Sun and Chang(1986)和Enger(1983)的結果，整體而言，分布曲線在合理範圍之內。

輻射加熱冷卻率

圖10為長短波在15點及晚上3點的加熱冷卻率。15點時短波加熱率在 $0.012^{\circ}\text{Khr}^{-1}$ 至 0.048hr^{-1} 之間，由於短波吸收率和水汽直接相關，而逆溫

層之下水汽顯著增加，因此可看見其最大值發生在逆溫層附近，與Wu and Sun(1990)的結果相似。至於長波輻射，除了靠近地表的大氣受地表高溫的影響，有正的加熱率達 $0.74^{\circ}\text{Khr}^{-1}$ ，較Wu and Sun(1990)的 $0.45^{\circ}\text{hr}^{-1}$ 要大，其餘高層大氣長波輻射造成的冷卻率約 $-0.03^{\circ}\text{Khr}^{-1}$ 比Wu and Sun(1990)的 $-0.078^{\circ}\text{Khr}^{-1}$ 之絕對值要小很多，這是本模擬在白天邊界層溫度較Wu and Sun(1990)高

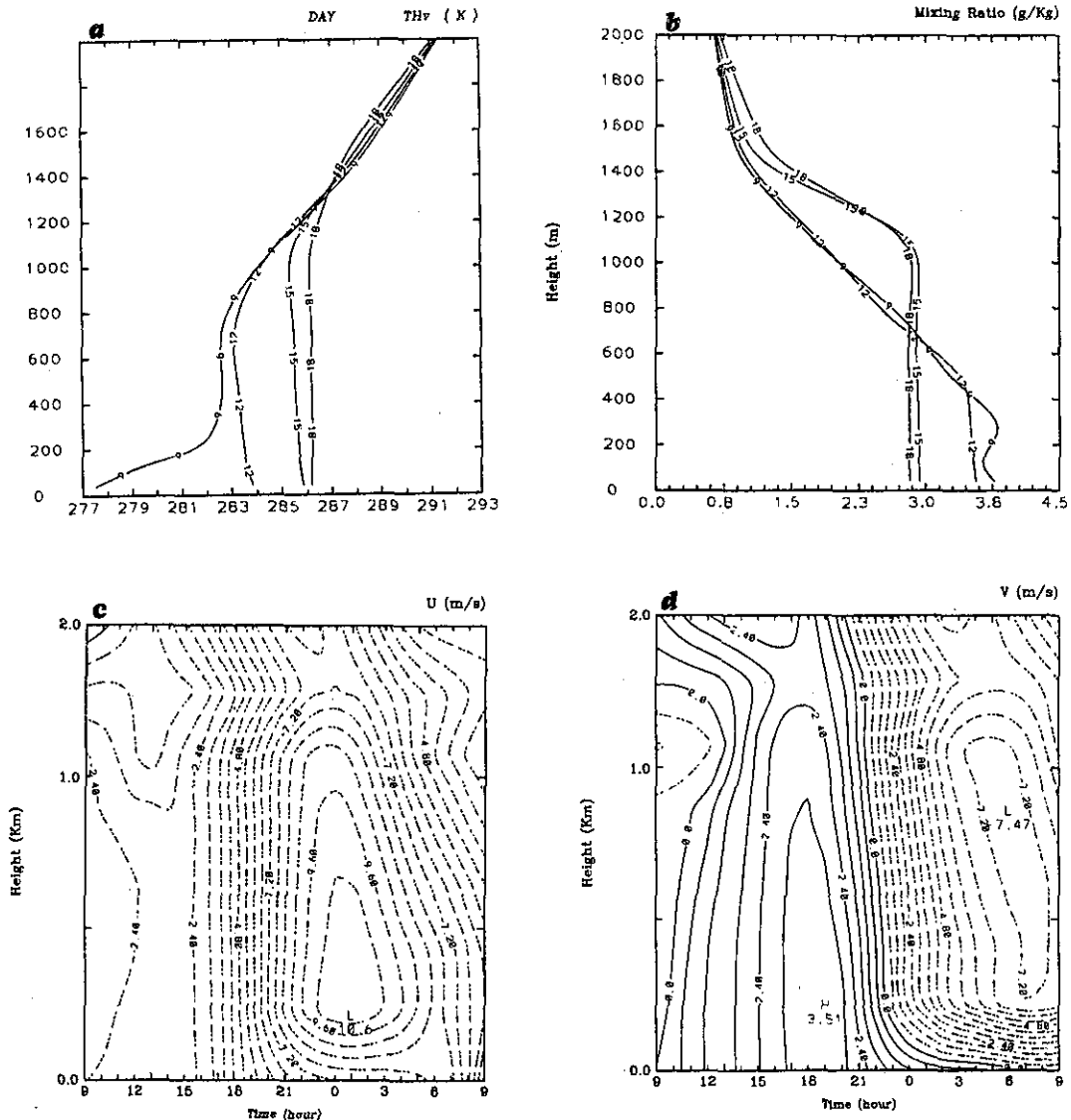


圖 11.(a) 同圖1(a)，但為低解析度模式測試版。(b)同圖6(a)，但為低解析度模式測試版。(c)，(d)同圖7(a)(b)，但為低解析度模式測試版。

且較接近觀測的原因之一。至於晚上，因為地表溫度特別低，所以靠近地表有長波冷卻的極大值 (Wu and Sun, 1990)，約 $-0.4^{\circ} \text{ K hr}^{-1}$ 。

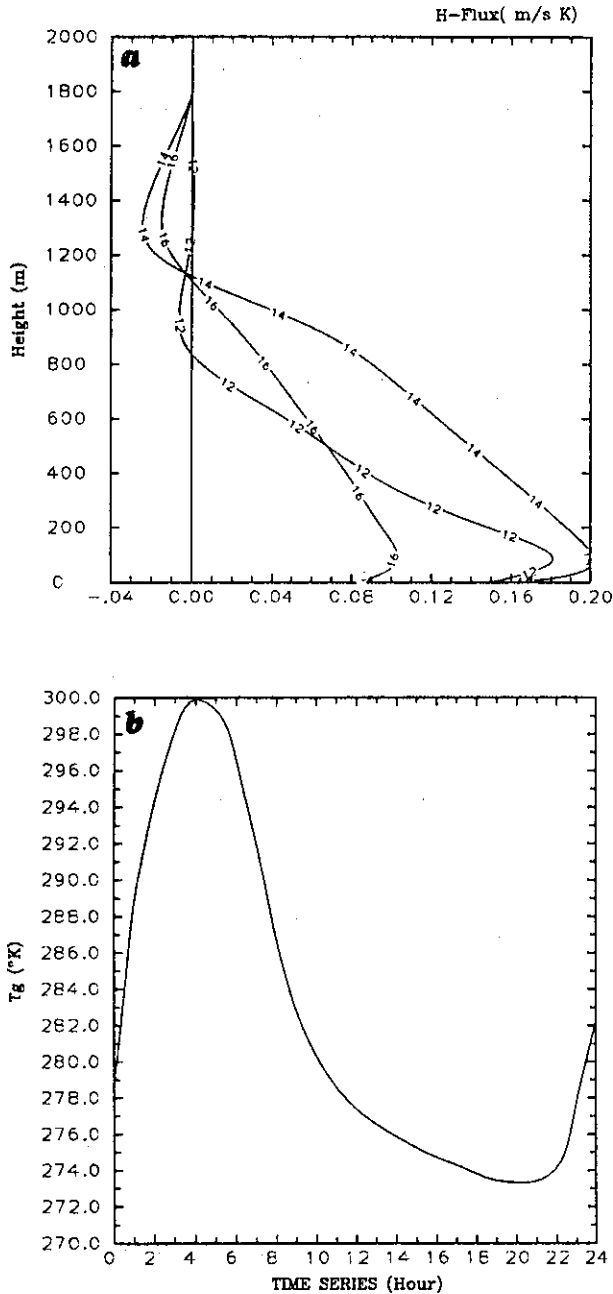


圖 12.(a) 同圖5(a)，但為低解析度模式測試版。

(b)同圖3，但為低解析度模式測試版。

c.低解析度模式測試

接下來的測試中，模式垂直方向的解析度仿造將來中央氣象局第二代作業模式環境，在800 mb以下只有7層 (汪，1992)，積分間距增為600秒，初始資料以1np內插至模式大氣層，其餘條件均保持相同。

熱力場方面可以看到15點時混合層厚度降為1000公尺 (圖11a)，較原來高解析度測試 (圖1a) 低了200公尺左右，溫度也降了約 0.3° K 。水汽場的差異 (圖11b)，在12點時相當明顯，原來此時水汽場的混合高度將近800公尺，但現在只有500公尺左右，這主要除了受垂直解析度的影響，另一方面因積分間距增加，使向後積分格式的衰減效應加強 (汪，1992)。而其差異較溫度場大乃是因為水汽初始場向上遞減率較大，發展不易。15點時邊界層發展漸趨成熟，與高解析度水汽場差異減小，和溫度場類似，混合高度從1200公尺 (圖2a) 降為1000公尺。至於風場情況也類似，混合高度降低，同時風速減弱 (圖11c,d)。

另外在通量場方面以熱通量的分布為代表 (圖12a) 說明，大致而言，其曲線分布雖然沒有高解析度的結果標準，但熱通量與高度的線性關係依然保持。通量的大小除了地表通量稍微減弱，在高層處，尤其是12點以後通量值並沒有較弱，影響的一可能因素是在熱力相當不穩定的環境裡，向後積分格式之準確度對積分間距的敏感性降低 (汪和，1992)，同時地表溫度的變化在此模式系統中與大氣是一體的，即大氣與地表會有交互作用，會互相調整，可以看到在此測試中地表溫度的振幅比較大 (圖12b)，所以開始地表至大氣通量值較弱，但地表溫度將因而增加，這會促使更多的熱量往上傳，數值的影響因而得到舒緩。

四、結語

以Wangara實驗資料進行了二部分測試後，我們得到幾點訊息。在第一部分的測試比較中，以高解析度數值環境進行模擬，其對觀測的掌握可與Wu and Sun(1990)甚至其他高階模式 (Andre et al., 1978)相比擬，這顯示E-ε紊流閉合方法在良好

數值環境配合下，其對邊界層的掌握是可信賴的，另外一方面輻射在晴天的個案中，除了靠近地面層處其對大氣的加熱（冷卻）率影響不是很大，但是其對地表溫度預報的貢獻，直接影響了邊界層的發展。所以本測試所表現的良好模擬，實際上是因邊界層參數化方法和輻射參數模式經由地表為橋樑所呈現的良好整合。

在第二部分的測試中，因為垂直解析度降低，積分間距增加，所以模擬的結果比較差，一般而言是偏弱。但是，此個案測試的結果較另一個海上邊界層的模擬（汪，1992）要好，減弱的程度較低。從測試得知大氣初始場及地表供應能量的強弱，均會影響結果對數值條件的敏感性。此外，在此測試中邊界層模式配合輻射模式並預報地表溫度時，數值條件的影響因大氣—地表互相回饋及調整而減小。

經由此測試，我們了解到所使用之物理參數方法的潛在能力及其在實際作業應用時所受到的限制，這將幫助我們診斷未來的預報結果，並能因應作業環境的提昇隨時將模式作有效的改進。不過，這僅是晴天個案的結果，全面性的評估尚待其他測試。

五、參考文獻

- 汪鳳如，劉其聖，1992：CWBGFS多層邊界層參數方法之初步研究。天氣分析與預報研討會論文彙編⑧，425-433。
- 汪鳳如，1992：E- ϵ 紊流閉合的多層邊界層參數化之數值研究。大氣科學，第20期，第3號。
- 馮欽賜，1992：輻射參數化模式的測試比較。大氣科學，第20期，第4號。
- Andre, J. C., G. DeMoor, P. Lacarrere, G. Therre and R. duVachat, 1978: Modeling the 24 hour evolution of the mean and turbulent structures of the planetary boundary layer. J. Atmos. Sci., 35, 1861-1883.
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion. Bull. Amer. Meteor. Soc., 67-98.
- Clarke, R. H., D. G. Reid and A. J. Troup, 1971: The Wangara experiment: Boundary layer data. Tech. Pap. 19. Div. Meteor. Phys., CSIRO, Australia.
- Deardorff, J. W., 1970: Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary and for Rayleigh convection. J. Atmos. Sci., 27, 1211-1223.
- 1974: Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. Bound.-Layer Meteor., 7, 81-106.
- Detering, H. W., and D. Etling, 1985: Application of the E- ϵ turbulence model to the atmospheric boundary layer. Bound.-Layer Meteor., 33, 113-133.
- Enger, L., 1983: Numerical boundary layer modeling with application to diffusion. Part I: A two dimensional higher order closure model. Dept. of Meteor., University of Uppsala, Sweden, Report No. 70, 54pp.
- Harshvardhan, R. Davies, D. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. J. Geophys. Res., 92, 1009-1016.
- Monin, A. S. and A. M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in ground layer of the atmosphere. Trans. Geophys. Inst. Akad., Nauk Ussr 151, 163-187.
- Monin, A. S. and A. M. Yaglom, 1971: Statistical Fluid Mechanics, Vol. 1, MIT Press, 468-504.
- Sun, W. Y. and C. Z. Chang, 1986: Diffusion model for a convective layer: Part I Numerical simulation of a convective boundary layer. J. Climate and Appl. Meteor., 25, 1445-1453.
- Willis, G. E., and J. W. Deardorff, 1974: A laboratory model of the unstable planetary boundary layer. J. Atmos. Sci., 30, 558-567.
- Wu, C. C., and W. Y. Sun, 1990: Diurnal oscillation of convective boundary layer, Part 1: Cloud-free atmosphere, TAO, 1, 23-43.
- Wyngaard, J. C., and O. R. Cote, 1974: The evolution of the convective planetary boundary layer—a higher order closure model study. Bound.-Layer Meteor., 7, 289-308.

- Wyngaard, J. C., 1975: Modeling the planetary boundary layer-extension to the stable case. *Bound. - Layer Meteor.*, 9, 441-461.
- Yamada, T., and G. L. Mellor, 1975: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. *J. Atmos. Sci.*, 32, 2309-2329.
- Zeman, O., and J. L. Lumley, 1976: Modeling buoyancy driven mixed layers. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1974-1988.

A COUPLING TEST OF PBL AND RAD PARAMETERIZATIONS

Feng-Ju Wang

Central Weather Bureau

Chin-Tzu Feng

Central Weather Bureau

Chi-Sann Liou

Monterey Atmospheric Science Laboratory

ABSTRACT

The coupling effect between the planetary boundary layer(PBL) and radiation(RAD) parameterization schemes that will be used in the second version of CWB global model was studied by simulating the Wangara data of Day 33,34(Clarke et al., 1971).

The one-dimensional testing model includes the $E-\varepsilon$ turbulent closure PBL scheme (Detering and Etling, 1985) and the radiation scheme developed by Harshvardhan et al. (1987). In this model, the radiative flux divergence will warm or cool the atmosphere, while the net flux of long wave and short wave at the surface will contribute to the surface energy budget that determines the diurnal variation of soil surface temperature. Therefore, the radiation directly affects on the development of PBL. On the other hand, the PBL development changes the moisture and temperature distribution at low levels that influence the radiative flux, especially through cloud effects.

The first result shows that our simulation is in good agreement with observation and other studies using higher vertical resolution. In the second test with lower vertical resolution, the fluxes are weaker than those in the first experiment. However, the difference is not as serious as the simulation with fixed soil temperature (Wang,1992). The numerical inaccuracy is partly compensated by the positive coupling effects of PBL and RAD through soil surface temperature adjustment.

Key words: Planetary boundary layer parameterization, Radiation parameterization, surface energy budget.

西北太平洋地區颱風路徑之個案分析

陳 正 改

中央氣象局

摘 要

本文利用歐洲中期預報中心 (ECMWF) 之網格點資料，探討西北太平洋地區颱風之運動過程；重點在於瞭解導致颱風轉向之物理機制。針對1985年的JEFF颱風及1990年的YANCY颱風，分析其轉向期間之渦度收支情形。結果顯示：當颱風呈穩定西進時，基本流場的平流作用最顯著，地轉渦度 (β) 效應次之；在颱風轉向前一~二天，渦流項 (颱風本身的地轉渦度效應及不對稱基本流場的渦度和輻散效應) 之作用顯著增加；當颱風轉向時，渦流項明顯減小，而基本流場的平流作用仍屬主導地位。

關鍵字：颱風路徑、轉向、渦度收支、基本流場、平流作用、渦度效應。

一、前 言

颱風的運動是颱風預報作業中最關鍵的問題。近十年來，觀測技術及數值預報模式雖有突破性的發展，但颱風路徑預報之準確率並未相對地提高 (Neumann and Pelissier, 1981; Neumann, 1985)，尤其對異常路徑之預報能力更低，此乃因受制於觀測資料的不足及對影響其運動的作用力和理論不甚了解所致。

控制颱風運動的因素相當多，作用力且相當的複雜，其中以駛流 (Steering flow) 之作用為最基本之物理機制，因此大尺度氣壓場的分布及與此相對應的基本氣流 (basic current) 是否調整，就成為決定颱風行徑的要件 (Elsberry, 1987)。但對颱風的異常路徑 (如突然轉向、擺動、爬梯 (stepping)、打轉 (looping) ...) 無法僅以駛流作完整的詮釋；於是，近年來，地球渦度效應 (β -effect) (Holland, 1983、1984)，渦旋與環流間的線性和非線性 (Chan and Williams, 1987)，對稱和不對稱環流 (Fiorino, 1987; Fiorino and Elsberry, 1989) 之交互作用影響颱風運動論點就陸

續被提出；但其正確性如何？則有待觀測研究之驗證。

本研究即利用渦度方程對導致颱風運動之機制及其與大尺度環流系統之間的交互作用，作深入之探討；本文另對1985年的JEFF颱風 (右偏) 及1990年的YANCY颱風 (左折) 之路徑作初步的診斷分析，並探討其轉向前後的動力機制、演變過程和其所代表之物理意義及對路徑變化所作之貢獻。

二、颱風運動之診斷分析

由於颱風是一個快速轉動的渦旋系統，中心具有最大的相對渦度值，所以探討颱風的運動時，可假設颱風將往切線方向上具有最大相對渦度變率的地方運動 (Holland, 1983、1984; Chan, 1985; Elsberry, 1987)，因此可用渦度方程式予以討論。

本文利用圓柱座標上包含水平輻合項之渦度方式

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -U \frac{\partial \xi}{\partial R} - \frac{V}{R} \frac{\partial \xi}{\partial \theta} - V_n \beta - \frac{\xi + f}{R} \left(\frac{\partial R U}{\partial R} + \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) \quad (2-1)$$

及應用Holland(1983)方程為基本公式，針對基本流場之各種情形詳於討論，並選取異常路徑的颱風個案予以診斷分析。

(一)無基本流場 (即 $V_0=0$)

1.基本方程式

此時颱風切線方向最大的相對渦度變率為

$$\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)' = \beta V_0 [\sin \theta + \gamma (2-x) \cos \theta] \quad (2-2)$$

而渦旋有向最大相對渦度變率之處運動的特性

$$\text{則 } \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right)' = 0 \quad (2-3)$$

於是颱風瞬間的移動方向為

$$\theta_m = \tan^{-1} \left[\frac{1}{\gamma (2-x)} \right] \quad (2-4)$$

瞬間的移動速度為

$$V_c = \frac{\beta R^2}{1-x^2} [\sin \theta_m + \gamma (2-x) \cos \theta_m] \quad (2-5)$$

2.討論

由(2-4)及(2-5)式，得知

$$\left. \begin{matrix} \theta_m \\ V_c \end{matrix} \right\} \neq f(c)$$

$$\text{但 } \left. \begin{matrix} \theta_m \\ V_c \end{matrix} \right\} = f(\beta, x, \gamma)$$

表示基本流場 (或不明顯) 時，颱風瞬間之移向(θ_m)和移速(V_c)與其強度(c)無關，但受到輻合度(γ)、渦旋風場之徑向分布(x)及地轉渦度(β)所影響。

(1)無輻散效應 (即 $\gamma=0$)

由(2-4)及(2-5)式，得 $\theta_m=90^\circ$ (表示向西移動)

$$V_c = \frac{\beta R^2}{1-x^2}$$

此時颱風若為軸對稱，則(2-1)或可簡化為

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -V_n \beta = -V_n \frac{\partial f}{\partial y}$$

表示渦旋本身因受到Rossby-drift之作用將向西移 [圖2-1(a)]，但因同時受到 β -drift (即 β -gyre)之作用而又有北移之趨勢 [(圖2-1(b))]；由於此兩效應之共同作用，終使颱風往西偏北移動 [(圖2-1(c))]，此即為 β 效應 (β -effect)。

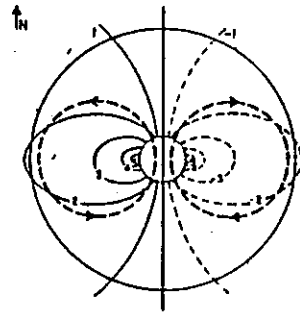
(2)考慮輻散效應 (即 $\gamma \neq 0$)

①輻合時，即 $\gamma > 0$

(a) Rossby-drift → 西移

$$\oplus \frac{\partial \xi}{\partial t} \quad \left(\begin{matrix} \curvearrowright \\ \leftarrow \end{matrix} \right) \quad \ominus \frac{\partial \xi}{\partial t}$$

(b) 因受 β -drift (β -gyre)之作用而扭曲渦度場之分布，導致非線性水平方向平流作用之調整，進而產生次環流；由於受到非線性之平流作用，終使颱風向北移動(Holland, 1983)。



(c) β -effect → 往西偏北移

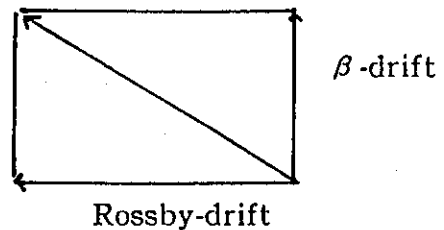


圖2-1. Rossby-drift和 β -drift對颱風動向之作用

$$\text{則 } \nabla \cdot V = \frac{\partial RU}{\partial R} + \frac{\partial V}{\partial \theta} < 0$$

於是(2-1)式中之

$$-\frac{\xi + f}{R} \left(\frac{\partial RU}{\partial R} + \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) > 0$$

$$\text{表示 } \frac{\partial \xi}{\partial t} > 0$$

但颱風北邊之科氏力(f_N)比南邊之科氏力(f_S)為大，即 $\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)_N > \left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)_S$ 有利於颱風的偏北移動。

②輻散時，即 $\gamma < 0$

$$\text{則 } \nabla \cdot V = \frac{\partial RU}{\partial R} + \frac{\partial V}{\partial \theta} > 0$$

於是(2-1)式中之

$$-\frac{\xi}{R} + f \left(\frac{\partial R U}{\partial R} + \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) < 0$$

表示 $\frac{\partial \xi}{\partial t} < 0$ ，即 $(\frac{\partial \xi}{\partial t})_N > (\frac{\partial \xi}{\partial t})_S$ 有利於

颱風往南移動。

(二)有基本流場且分布均勻 (即 $V_B = \text{const}$)

1. 基本方程式

當基本流場之分布均勻時

$$\text{則 } V_N = V_E$$

則基本流場的相對渦度

$$\xi = \frac{\partial V_N}{\partial X} - \frac{\partial V_E}{\partial y} = 0 \quad (2-6)$$

假設颱風為軸對稱，則其相對渦度

$$\xi_s = \frac{1-x}{R} V_s \quad (2-7)$$

此時流場的切向風速為

$$V = V_s - V_B \sin x \quad (2-8)$$

流場的徑向風速為

$$\begin{aligned} U &= U_s + V_B \cos x \\ &= -\gamma V_s + V_B \cos x \end{aligned} \quad (2-9)$$

$$\text{但 } x = \theta - \alpha$$

將(2-7)(2-8)(2-9)式代入(2-1)式，則颱風切向相對渦度的最大變率為

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right)' &= \frac{1-x^2}{R^2} V_s V_B \cos(\theta - \alpha) \\ &\quad + V_s \beta [\sin \theta + \gamma (2-x) \cos \theta] \end{aligned} \quad (2-10)$$

$$\text{因 } \left(\frac{\partial \xi}{\partial \theta} \right) \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right)' = 0 \quad (2-3)$$

所以颱風瞬間的移動方向為

$$\theta_m = \tan^{-1} \frac{[(1-x^2)/R^2] V_B \sin \alpha + \beta}{[(1-x^2)/R^2] V_B \cos \alpha + \gamma (2-x) \beta} \quad (2-11)$$

瞬間的移動速度為

$$\begin{aligned} V_c &= V_B \cos(\theta_m - \alpha) \\ &\quad + \frac{\beta R^2}{1-x^2} [\sin \theta_m + \gamma (2-x) \cos \theta_m] \end{aligned} \quad (2-12)$$

2. 討論

由(2-11)及(2-12)式，得知

$$\left. \begin{matrix} \theta_m \\ V_c \end{matrix} \right\} = f(\beta, V_B, \gamma, x, R)$$

表示考慮基本流場且其分布均勻時，颱風瞬間的移向 (θ_m) 和移速 (V_c) 主要是受到地轉渦度 (β)、駛流 (V_B) 和輻合度 (γ)、渦旋風場之徑向分布 (x) 及颱風之有效半徑 (R) 之影響。

(1) 當 $\beta = 0$ ，即於 f -plane 上，亦即無地轉渦度效應，此時颱風呈東西向運動；由(2-11)及(2-12)式得

$$\theta_m = \tan^{-1}(\tan \alpha) = \alpha \quad (2-13)$$

$$V_c = V_B \cos(\theta_m - \alpha) = V_B \cos 0^\circ = V_B \quad (2-14)$$

表示：於 f -plane 上，颱風之移動完全由基本流場 (V_B) 所控制 (亦即(2-10)式之(A)項)。

(2) 當 $\beta \neq 0$ ，即於 β -plane 上，若 $V_B = 0$ ，由(2-11)及(2-12)式，可得

$$\theta_m = \tan^{-1} \left[\frac{1}{\gamma (2-x)} \right] \quad (2-15)$$

$$V_c = \frac{\beta R^2}{1-x^2} [\sin \theta_m + \gamma (2-x) \cos \theta_m] \quad (2-16)$$

表示：於 β -plane 上，颱風之移動主要是受到 β (地轉渦度效應) 之作用。

由上述之討論，可知：颱風之移動，基本上是由駛流 (V_B) 和地轉渦度效應 (β) 所控制，亦即颱風之運動乃是由駛流作用 (V_B) 和 β 作用 (V_β) 之總和 (V_c) (如圖2-2所示)

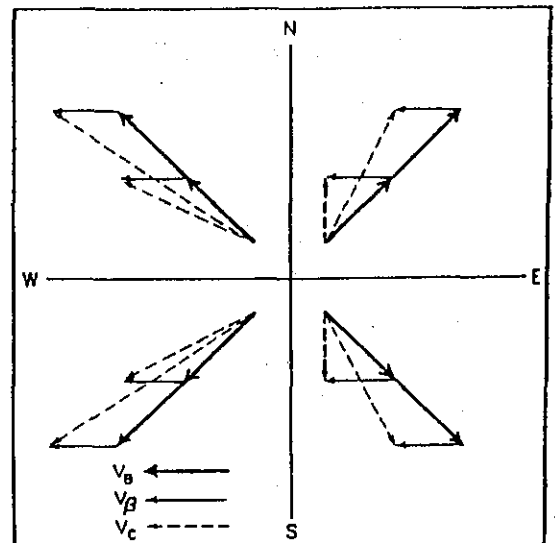


圖2-2. 颱風動向與駛流和地轉渦度之關係(Holland, 1983b)

$$\text{則 } \vec{V}_c = \vec{V}_B + \vec{V}_\beta \quad (2-17)$$

由圖2-2可知，當颱風往西北移動時，因受到 β 作用，於是颱風偏向駛流場（ V_B ）之左側，且加速移動。而當颱風往東北移動時，因受到 β 效應，颱風仍偏向駛流場（ V_B ）之左側，但減速移動。同理，當颱風往西南（東南）移動時，偏向駛流場之右側，亦加速（減速）移動。

(二) 基本流場分布不均勻且不對稱

(即 $V_B \neq \text{Const}$)

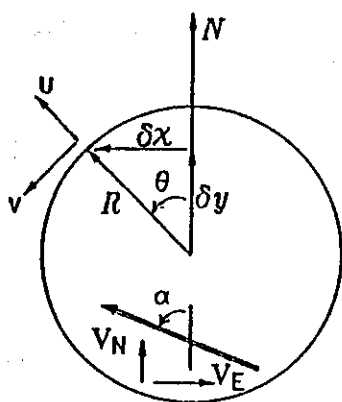


圖2-3. 颱風環流圈內相關風場之分布圖

$$\begin{aligned} (1) U &= U_0 + \left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)_0 \delta x + \left(\frac{\partial U}{\partial y}\right)_0 \delta y \\ &= U_0 + \left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)_0 (-R \sin \theta) + \left(\frac{\partial U}{\partial y}\right)_0 (R \cos \theta) \end{aligned}$$

基本流場的渦度

$$\xi = \xi_0 + \xi_1 = \left(-\frac{\partial V_E}{\partial y}\right) + \left(-\frac{\partial V_N}{\partial x}\right)$$

$$\text{輻散 } D = \delta_0 + \delta_1 = \frac{\partial V_N}{\partial y} + \frac{\partial V_E}{\partial x}$$

近颱風中心之平均風場為 \vec{V}_E , \vec{V}_N 。

$$\therefore U = U_0 - \delta_1 (R \sin \theta) - \xi_0 (R \cos \theta)$$

$$\text{則 } V_E = \bar{V}_E - \xi_0 (R \cos \theta) - \delta_1 (R \sin \theta) \quad (2-18)$$

此即是由不對稱的基本流場之渦度和輻散所產生的東西向風速。

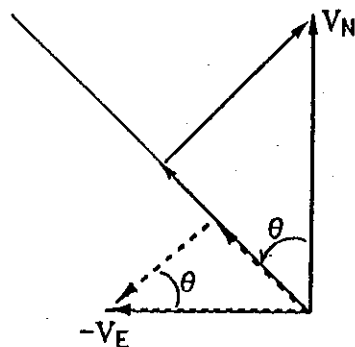
$$\begin{aligned} (2) V &= V_0 + \left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)_0 \delta x + \left(\frac{\partial V}{\partial y}\right)_0 \delta y \\ &= V_0 + \left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)_0 (-R \sin \theta) + \left(\frac{\partial V}{\partial y}\right)_0 (R \cos \theta) \end{aligned}$$

1. 基本方程式

當颱風附近基本流場的分布不均勻且不對稱時，則颱風渦旋與基本流場將發生交互作用，此時非線性渦度平流效應將影響颱風的動態。

至於基本方程式討論如下：

設 $U = U(x, y)$, $V = V(x, y)$ 則非對稱基本流場任一點之風場（ U , V ）可利用 Taylor Series 展開（其相互關係詳見圖2-3）。



$$= V_0 - \xi_1 (R \sin \theta) + \delta_0 R \cos \theta$$

$$\text{即 } V_N = \bar{V}_N - \xi_1 (R \sin \theta) + \delta_0 (R \cos \theta) \quad (2-19)$$

此即是由不對稱的基本流場之渦度和輻散所產生的南北向風速。

至於整個系統之風場的徑向速度（ U ）為颱風徑向速度（ U_s ）及非對稱基本流場徑向速度 $[V_N \cos \theta + (-V_E \sin \theta)]$ 的和（詳見圖2-3）

$$\text{即 } U = U_s + (V_N \cos \theta - V_E \sin \theta) \quad (2-20)$$

$$= -\gamma V_s + (V_N \cos \theta - V_E \sin \theta)$$

而切向速度（ V ）為颱風切向速度（ V_s ）及非對稱基本流場切向速度 $[(-V_N \sin \theta) + (-V_E \cos \theta)]$ 之和

$$\text{即 } V = V_s + [(-V_N \sin \theta) + (-V_E \cos \theta)]$$

$$= V_s - V_N \sin \theta - V_E \cos \theta \quad (2-21)$$

至於系統之渦度（ ξ ）則為颱風渦度 $\left[\frac{V_s}{R}(1-x)\right]$

及非對稱基本流場渦度（ ξ_0 及 ξ_1 ）之和

$$\text{則 } \xi = \frac{V_s}{R}(1-x) + (\xi_0 + \xi_1) \quad (2-22)$$

將(2-18)~(2-22)式代入(2-1)式並簡化之，則切線方向最大相對渦度的變率為

$$\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)' = \frac{V_s \cos(\theta - \alpha)}{R^2} \frac{V_s}{R^2} (1-x)^2 \quad (A)$$

$$+ \frac{\beta}{V_s} [r(2-x) \cos \theta + \sin \theta] \quad (B)$$

$$+ \frac{\beta R}{V_s} [\xi_1 \sin \theta - (2\delta_0 + \delta_1) \cos \theta] \quad (2-23) \quad (C)$$

(2-23) 式表示由於颱風之存在，而使基本流場的渦度改變，並促使颱風向相對渦度變率最大之處移動；而A項表示基本流場 (V_s) 對颱風之平流效應；B項為颱風本身之環流所產生的地轉渦度平流 (Rossby drift 及 β drift) 效應和輻散效應對颱風移動之影響；C項則表示颱風與基本流場之交互作用而產生非線性的渦度平流，進而對颱風移動之影響。

將(2-23)式代入 $\frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)' = 0$ 化簡之，則

可得颱風移向 (θ_m) 之關係式：

$$\begin{aligned} & R^3 \beta [\xi_1 \cos \theta_m + (2\delta_0 + \delta_1) \sin \theta_m] \\ & + R^2 \beta V_s [\cos \theta_m - \gamma(2-x) \sin \theta_m] \\ & + R(1-x^2) V_s [(\xi_0 - \xi_1) \cos 2\theta_m \\ & + (\delta_1 - \delta_0) \sin 2\theta_m] \\ & - V_s(1-x^2) V_s \sin(\theta_m - \alpha) = 0 \end{aligned} \quad (2-24)$$

及颱風移速 (V_c) 之關係式：

$$\begin{aligned} V_c &= V_s \cos(\theta_m - \alpha) \\ &+ \frac{\beta R^2}{(1-x^2)} [\gamma(2-x) \cos \theta_m + \sin \theta_m] \\ &+ \frac{\beta R^3}{V_s(1-x^2)} [\xi_1 \sin \theta_m - (2\delta_0 + \delta_1) \cos \theta_m] \end{aligned} \quad (2-25)$$

三、颱風運動之動力機制分析

(一) 資料來源及處理方法

本研究主要是利用歐洲中期天氣預報中心 (ECMWF, European Center for Mediumrange Weather Forecast) 經初始化之網格點 ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$)

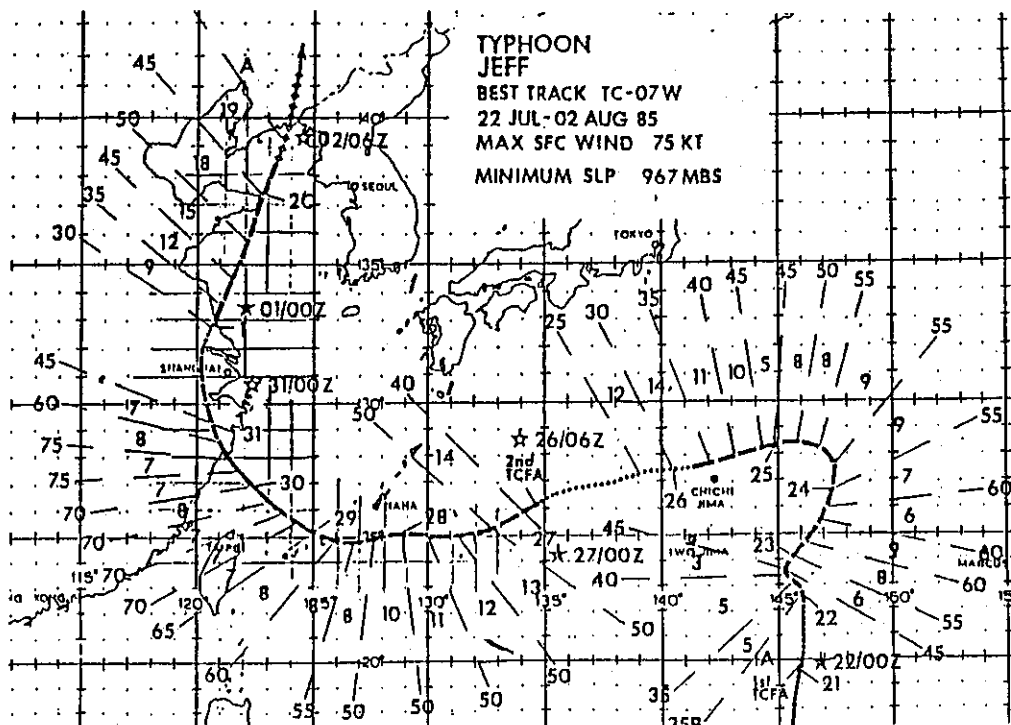
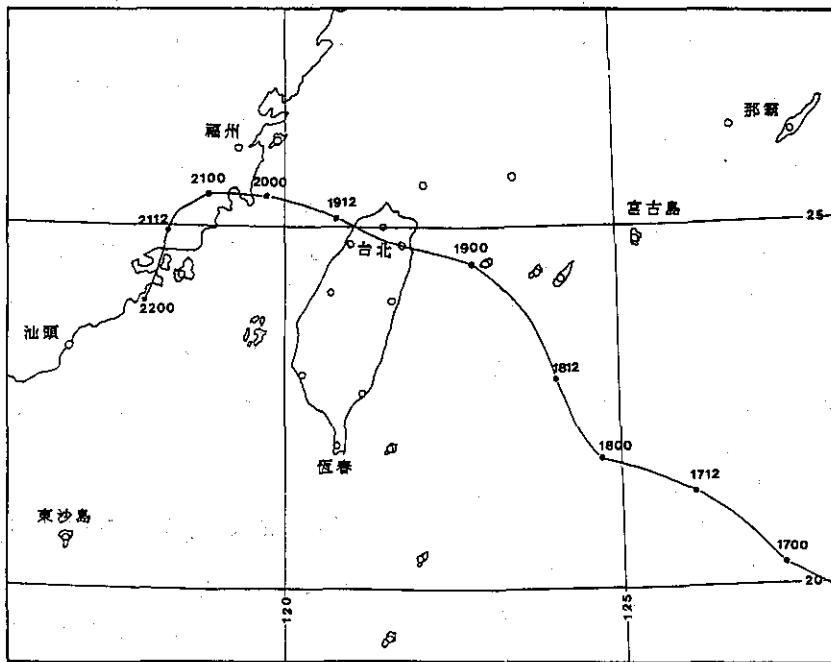
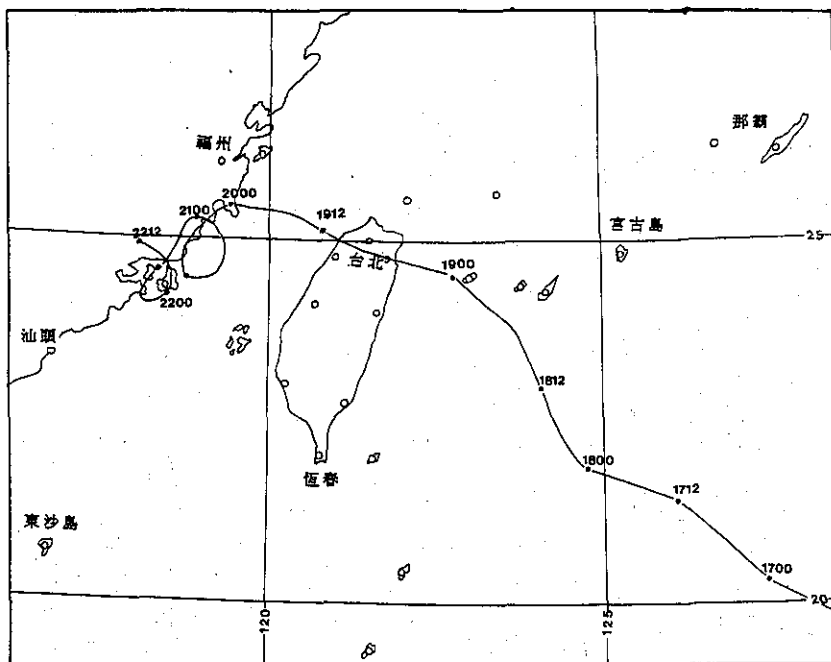


圖3-1. JEEF颱風路徑圖



(A) 依據JTWC定位資料



(B) 依據福建長樂氣象雷達站觀測資料

圖3-2. YANCY颱風路徑圖

資料，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（Typhoon Report）所登載的最佳路徑（best track）資料，透過渦度方程收支平衡之演算，對1985年JEFF颱風（圖3-1）及1990年YANCY颱風（圖3-2）異常路徑之個案，於轉向前、轉向時和轉向後階段，分析各動力機制之演變和其對颱風運動所作之貢獻，並予以量化及深入之探討，同時討論個案之差異性。

至於各參數之定義，說明如下：

1. 颱風移向（ θ_m ）和移速（ V_e ）：是依據颱風每6小時的中心位置，計算其逐日24小時（0000 UTC~0000 UTC及1200 UTC~1200 UTC）的平均移向和平均移速，而移向和移速之變化則是與前一日之比較。

2. 基本氣流（ V_B ）：取自距颱風中心5~7.5緯距環形帶內700百帕的平均風向量。

3. 切向風分量（ V_s ）及徑向風分量（ U_s ）：取自距颱風中心5~7.5緯距環形帶內，700百帕的平均切向風分量及平均徑向風分量。

4. 形態指數（shape index, x ）：是按修正的Ranking Vortex在700百帕（因為在這層次上測風資料最多，而且一般而論，其風速分布與地面或低層之分布相差無幾）上的風速分布計算的。但為簡化起見，本研究設 $x=0.5$ 。

5. 穩定平均內流角之正切（tangent of the constant inflow angle）（ γ ）：依公式

$$\frac{\text{徑向風}(U_s)}{\text{切向風}(V_s)} = -\gamma$$

求取700百帕距颱風中心5~7.5緯距環形帶內的 γ 值。

6. 有效半徑（ R ）：即颱風七級風之暴風半徑。

表3-1為JEFF颱風於1985年7月25日~8月1日

表3-1. JEFF颱風平均移向及移速一覽表

(1985年7月25日~8月1日)

時 間	移 向 (θ_m) (度)	移 速 (V_e) (m/s)	移向變化($\Delta\theta$) (度/24hr)	移速變化(ΔV) (ms^{-1} /24hr)
2512~2612	255	6.7	-	-
2612~2712	250	8.6	- 5	+1.9
2712~2812	270	5.6	+20	-3.0
2812~2912	280	4.2	+10	-1.4
2912~3012	320	3.8	+40	-0.4
3012~3112	330	3.8	+10	0
3112~0112	360	4.7	+30	+0.9
0112~0212	25	8.3	+25	+3.6
附註： $\Delta\theta$ 為(+)表示右偏；(-)表示左偏。 ΔV 為(+)表示加快；(-)表示減速。				

之平均移向及移速。

表3-2為YANCY颱風於1990年 8月16日~22日之平均移向及移速。

表3-3為JEFF颱風轉向前後各參數一覽表。

表3-4則為YANCY颱風轉向前後各參數一覽表。

(二)JEFF颱風個案探討

表3-5為依據JEFF颱風轉向前後之各參數(表3-3)和颱風移動產生的水平渦度趨勢($\frac{\partial \xi}{\partial t}$)之理論,推算各項動力因素對JEFF颱風運動所作之貢獻。

A.當JEFF颱風穩定偏西移動時(1985年7月25日~28日)

1.由分布均勻的對稱基本流場所導致的相對渦度平流作用項(A項)占絕對優勢,其權重在55~70%之間,所以求得JEFF颱風之移向(280~290°)與700百帕基本流場之方向(250~290°)相當一致(詳見表3-6)。

2.對稱的颱風環流所產生的地轉渦度(β)平流(西進稍偏北)和輻散作用(B項),所占之權重在35%左右(但25~26日,JEFF颱風向西南西移動時,B項之比重則低於15%),若與A項合計,其權重則超過90%。

3.由此可知,當JEFF颱風於轉向之前偏西到西北西移動,主要是受到分布均勻的基本流場所導致的渦度平流和颱風環流本身所產生的地轉渦度平流二機制相互作用之結果。於澳洲亦有同樣的結論(Holland, 1984)。

4.表3-7為JEFF颱風之移向和移速之計算值與實際值之比較。其中之(二)即為JEFF颱風受到分布均勻和對稱基本流場和 β 效應之作用,依據第二種模式[詳見(2-11)及(2-12)式]求其移向和移速之計算值和實際值之比較。於25~26日,當JEFF颱風偏西南西移動時,其移向及移速之偏差較大;但於27~28日穩定西進時,移向之偏差最大祇有-13°(計算值偏在颱風實際移向之右側),最小為-6°;而移速之偏差最大為+2.8m/s(計算值比實際值慢),最小為+0.5m/s。但若

考慮颱風受到不對稱的基本流場和 β 效應的作用[即表3-7之(三)],則其移向和移速之偏差反而更大,27日移向之偏差為-34°,移速為4.1m/s,28日分別為-26°及1.0m/s。由此可推論,颱風於轉向前,亦即穩定西進時,主要是受到分布均勻的對稱基本流場所產生的相對渦度和地轉渦度之平流作用的影響。

B.當基本流場(700百帕)之方向從28日的西北西驟轉為西北(29日)至北北西(30日)時,JEFF之移向亦隨著轉變,而其移速亦稍減慢,但變化不大,顯示颱風正處於轉向前之醞釀階段。

1.此時,渦度趨勢之總和與28日近似,此和基本流場之速度並未有顯著減慢相吻合。

2.各項動力因素所占之比重亦顯著改變,A項由28日的60%降為50%,雖仍居主導之地位,但其權重已明顯下降;B項則由30%增加為40%;原本相當微小的C項亦由10%以下增加為接近15%,亦顯得相當的重要。

由此分析,得知:當颱風於醞釀轉向之階段(即轉向前24~48小時),分布不均勻、不對稱的基本流場之分量(C項)和 β 效應(B項)的相互作用,是不容忽視的(此二者之權重與A項是旗鼓相當的)。

3.比較表(3-7),當基本流場為對稱而求得颱風之移向和移速之偏差(二),和當基本流場為不對稱所求得之偏差的絕對值(三),相當接近,前者甚至更小,尤其在移速方面。但從性質上看,第三種模式(2-24及2-25式)更符合轉向之趨勢,因於29~30日第二種模式(2-11及2-12式)所計算之颱風移向是偏在實際移向之左側5~7°,而第三種模式所計算之颱風移向則祇左偏2°,甚至右偏20°(29日時),與31日颱風實際移向(正北)更為接近。

4.當然第三種模式所計算之移速偏差比第二種模式為大(雖然其差值不大),這是由於計算移速之偏差值並未考慮颱風移向之變化,但由於方向角之變化亦會產生切線速度($V_\theta = \frac{\partial \Psi}{R \partial P} = R \frac{d\theta}{dt}$)

表3-2. YANCY颱風平均移向及移速一覽表

(1990年8月16日~22日)

時 間	移 向 (θ_m) (度)	移 速 (V_c) (m/s)	移向變化($\Delta\theta$) (度/24hr)	移速變化(ΔV) (ms^{-1} /24hr)
1600~1700	289	4.9	-	-
1612~1712	303	4.2	-	-
1700~1800	299	3.9	+10	-1.0
1712~1812	311	3.3	+8	-0.9
1800~1900	330	3.8	+31	-0.1
1812~1912	306	5.0	-5	+1.7
1900~2000	286	4.0	-44	+0.2
1912~2012	278	2.3	-28	-2.7
2000~2100	270	0.8	-16	-3.2
2012~2112	246	1.4	-32	-0.9
2100~2200	210	2.0	-60	-1.2
附註： $\Delta\theta$ 為(+)表示右偏；(-)表示左偏。 ΔV 為(+)表示加快；(-)表示減速。				

表3-3. JEFF颱風轉向前後各參數一覽表

YYMMDDHH	N°	α	ξ_0	ξ_1	δ_0	δ_1	α	V_a	R	C	θ	I A
85072512	27.9	0.5	0.27E-5	-0.89E-5	-0.49E-5	0.45E-5	276.	3.8	2.0E5	20.	255.	6.
85072612	27.0	0.5	0.18E-5	1.06E-5	-0.36E-5	0.34E-5	247.	3.0	1.5E5	13.	250.	-23.
85072712	24.9	0.5	-0.42E-5	0.23E-5	-0.01E-5	0.02E-5	237.	2.0	2.0E5	25.	270.	-33.
85072812	24.7	0.5	-0.52E-5	0.28E-5	0.09E-5	-0.03E-5	287.	2.4	2.0E5	28.	280.	17.
85072912	25.8	0.5	-0.05E-5	0.38E-5	-0.21E-5	0.23E-5	321.	2.5	2.3E5	35.	320.	51.
85073012	27.9	0.5	0.29E-5	0.30E-5	-0.41E-5	0.46E-5	334.	2.3	2.3E5	38.	330.	64.
85073112	30.7	0.5	0.27E-5	0.32E-5	-0.49E-5	0.48E-5	7.	3.5	1.5E5	18.	360.	-83.
85080112	34.4	0.5	-0.19E-5	-0.31E-5	-0.29E-5	0.28E-5	34.	4.0	1.8E5	23.	25.	-56.

表3-4. YANCY颱風轉向前後各參數一覽表

YYMMDDHH	N°	χ	ξ_0	ξ_1	δ_0	δ_1	α	V_B	R	C	θ	I A
90081700	20.3	0.5	-0.26E-5	0.57E-5	0.11E-5	-0.37E-5	262.	4.8	2.0E5	35.	299.	-8.
90081712	21.4	0.5	0.45E-5	0.77E-5	0.58E-5	-0.80E-5	291.	4.0	2.0E5	38.	311.	21.
90081800	21.8	0.5	0.24E-5	0.46E-5	0.45E-5	-0.59E-5	300.	4.4	2.0E5	45.	330.	30.
90081812	22.9	0.5	0.40E-5	0.48E-5	0.44E-5	-0.43E-5	302.	5.3	2.0E5	45.	306.	32.
90081900	24.5	0.5	0.63E-5	0.77E-5	0.34E-5	-0.40E-5	316.	3.5	2.0E5	45.	286.	46.
90081912	25.1	0.5	0.58E-5	0.54E-5	0.88E-5	-0.83E-5	298.	4.7	1.5E5	40.	278.	28.
90082000	25.4	0.5	0.63E-5	-0.06E-5	0.93E-5	-0.88E-5	306.	2.2	1.5E5	30.	270.	36.
90082012	25.4	0.5	0.55E-5	0.38E-5	0.77E-5	-0.60E-5	259.	2.0	1.5E5	25.	246.	-17.
90082100	25.4	0.5	0.75E-5	0.36E-5	0.52E-5	-0.59E-5	241.	3.1	1.5E5	18.	210.	-29.

表3-5. JEFF颱風運動時各項動力因素所作之貢獻

(單位: $10^{10}S^{-2}$)

時間 \ 動力因素	A 項		B 項		C 項		Total
	數 值	百分比	數 值	百分比	數 值	百分比	數 值
7.25	0.941	60	0.218	14	0.403	26	1.562
7.26	1.060	72	0.147	10	0.265	18	1.472
7.27	0.556	55	0.367	36	0.096	9	1.018
7.28	0.884	61	0.455	32	0.104	7	1.443
7.29	0.818	52	0.570	36	0.185	12	1.573
7.30	0.815	50	0.602	37	0.215	13	1.632
7.31	1.701	81	0.258	12	0.148	7	2.107
8.1	1.567	84	0.165	9	0.137	7	1.869

附註：

$$\text{Total} = \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right) = A + B + C$$

$$A = V_B \cos(\theta - \alpha) \frac{V_B}{R^2} (1 - \chi^2)$$

$$B = \beta |V_B \{ r(2 - \chi) \cos \theta + \sin \theta \}|$$

$$C = \beta R | \{ \xi_1 \sin \theta - (2\delta_0 + \delta_1) \cos \theta \}|$$

表3-6. JEFF颱風移向和移速之計算值與基本流場(α , V_B)之比較

計算式 參數 時間	(一)		(二)		(三)		基本流場	
	θ $\theta - \alpha$	V $V - V_B$	θ $\theta - \alpha$	V $V - V_B$	θ $\theta - \alpha$	V $V - V_B$	α	V_B
7.25	308 32	1.4 -2.4	284 8	5.0 1.2	255 -21	1.1 -2.7	276	3.8
7.26	307 60	0.8 -2.2	282 35	3.5 0.5	293 46	1.3 -1.7	247	3.0
7.27	305 68	1.4 -0.6	276 39	2.8 0.8	304 67	1.5 -0.5	237	2.0
7.28	305 18	1.4 -1.0	293 6	3.7 1.3	306 19	3.2 0.8	287	2.4
7.29	306 -15	1.8 -0.7	315 -6	4.3 1.8	340 19	4.5 2.0	321	2.5
7.30	308 -26	1.8 -0.5	323 -11	4.0 1.7	328 -6	4.2 1.9	334	2.3
7.31	312 -55	0.8 -2.7	358 -9	4.0 0.5	321 -46	4.3 0.8	7	3.5
8.1	316 -78	1.2 -2.8	19 -15	4.4 0.4	346 -48	3.9 -0.1	34	4.0
偏差的絕對平均值	44°	1.6m/s	16°	0.9m/s	34°	1.3m/s	-	-

說明：

$$\Delta \theta = \theta_m - \alpha \quad \oplus$$

即計算值偏在基本流場之右側

$$\Delta V = V_c - V_B \quad \oplus$$

即計算值比基本流場快

(一) $V_B = 0$ ，(2-4)及(2-5)式

(二) $V_B = \text{const}$ 對稱，(2-11)及(2-12)式

(三) $V_B \neq \text{const}$ 不對稱，(2-24)及(2-25)式

(Holland, 1983)；而切線速度和颱風實際移速的向量和，才是颱風移向變化時之真正移速。此真正的移速與計算的移速之偏差應比第三種模式直接計算的偏差還小。

5.由上述分析，得知：在颱風醞釀轉向之階段，三項之動力機制均很重要，尤其B項（颱風本

身環流所產生的地轉渦度平流和輻散效應）及C項（當基本流場分布不均勻、不對稱時，由於基本流場之渦度和輻散之相互作用而產生的地轉渦度平流和輻散效應，亦即颱風和周圍環境之交互作用）比重之顯著增加，更引人注意，此與颱風穩定偏西移動時絕然不同。

6.表3-7之(一)即是假設無基本流場 ($V_B=0$) 時 (即無渦度平流作用)，而颱風在其本身之輻合效應和 β 效應之相互作用下所產生的移動，其主要的的作用乃是促使颱風向西偏北移動 (Holland, 1983)，29~30日即顯示此結果。雖然此時，基本流已轉為西北—北北西，但若不考慮基本流場對颱風之影響，而祇考慮颱風本身之輻散(輻合)

效應和 β 效應之作用時，其移動仍朝西北(320°) 並沒有太大的轉向，此原因即如此。

C.轉向及轉向後 (7月31日及8月1日) 之情況，有其特殊性：

1.由表3-5，得知於7月31日~8月1日時，A項的比重又躍升為80%以上，再居最重要的地位，於是當基本流場由30日的西北 (334°) 順轉為31

表3-7. JEFF颱風之移向和移速之計算值與實際 (平均) 值之比較

計算式 參數 時間	(一)		(二)		(三)		實際 (平均)	
	θ_1 $\theta - \alpha$	V_1 $V - V_1$	θ_1 $\theta - \alpha$	V_1 $V - V_1$	θ_1 $\theta - \alpha$	V_1 $V - V_1$	θ	V
7.25	308 - 53	1.4 5.3	284 - 29	5.0 1.7	255 - 0	1.1 5.6	255	6.7
7.26	307 - 57	0.8 7.8	282 - 32	3.5 5.1	293 - 43	1.3 7.3	250	8.6
7.27	305 - 35	1.4 4.2	276 - 6	2.8 2.8	304 - 34	1.5 4.1	270	5.6
7.28	305 - 25	1.4 2.8	293 - 13	3.7 0.5	306 - 26	3.2 1.0	280	4.2
7.29	306 14	1.8 2.0	315 5	4.3 - 0.5	340 - 20	4.5 - 0.7	320	3.8
7.30	308 22	1.8 2.0	323 7	4.0 - 0.2	328 2	4.2 - 0.4	330	3.8
7.31	312 48	0.8 3.9	358 2	4.0 0.7	321 39	4.3 0.4	360	4.7
8.1	316 69	1.2 7.1	19 6	4.4 3.9	346 39	3.9 4.4	25	8.3
偏差的絕對平均值	40°	4.4m/s	13°	1.9m/s	25°	3.0m/s	—	—

說明：

$\Delta \theta_1 = \theta - \theta_1$ ⊕ 右偏
(即實際偏在計算之右側)

$\Delta V_1 = V - V_1$ ⊕ 快
(即實際比計算快)

(一) $V_B = 0$ ，(2-4) 及 (2-5) 式

(二) $V_B = \text{const}$ 對稱，(2-11) 及 (2-12) 式

(三) $V_B \neq \text{const}$ 不對稱，(2-24) 及 (2-25) 式

日的偏北(7°)時, JEFF颱風實際的移向亦由西北(330°)急轉為正北(360°), 完成了大轉向。

2. 但C項卻顯著的減小, 表示此項之機制, 於此時刻是阻擾颱風之轉向, 亦即促使颱風繼續偏西移動。茲詳述如下:

(1) C項之作用與颱風醞釀轉向階段時的作用恰好相反。

(2) 為證實此論點, 則在計算颱風移向時, 不考慮非對稱基本流場之作用〔即表3-6之(ㄅ)〕, 而祇考慮分布均勻的基本流場〔即表3-6之(ㄆ)此時, 基本流場為對稱, 故無渦度和輻散作用〕, 則颱風移向的計算值為 358° , 與基本流場的方向(7°)甚為接近; 而與颱風實際的移向(360°)亦祇左偏 2° 而已; 移速亦比實際速度慢 0.7m/s 。

(3) 相反, 如考慮非對稱基本流場之作用〔即表3-6之(ㄆ)〕, 則颱風移向的計算值為 321° , 更偏西, 和偏北的基本流場相差達 40° 以上, 和颱風實際移向之偏差亦達 40° , 但移速之偏差則較小, 祇慢 0.4m/s 。

3. 8月1日轉向後, JEFF颱風已進入西風帶, 此時基本流場的平流效應(表3-5之A項)仍居最大趨勢, 且此時受到西風槽東移之影響, 故颱風得於加速向東北東移動。

D. 小結

1. JEFF颱風從穩定西移(7月28日)至轉向進入西風帶(8月1日)這段期間, 其移向與基本流場(依據700百帕之地轉駛流理論所求得的)之偏差最小(祇偏左 10°), 且其移速亦較基本流場快了 3m/s 左右, 此與Holland(1983)依據理論所推演之結果及Chan(1985)和George and Gray(1976)經由合成方法求得之結果是一致的。

2. 根據Holland(1983、1984)之理論, 由於颱風之存在及移動, 將使其周圍環境的渦度產生變化, 且颱風有向非對稱渦度 $\left[\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)'\right]$ 最大值

區移動之趨勢; 而導致颱風運動的動力機制可分為三項, 即A項為颱風受到對稱基本流場之平流作用; B項為颱風環流本身所產生的 β 效應, 包括(1) Rossby drift使颱風向西移動, (2) β drift使颱風稍向北移動; C項為颱風與基本流場產生交互作用, 以致使基本流場呈現非對稱、非均勻分布, 故必須考慮颱風附近(即有效半徑之範圍)的基本流場所產生的渦度和輻散作用, 對颱風移動之影響。

3. 當JEFF颱風穩定偏西移動時(27~28日), A項(基本流場之平流作用)占絕對優勢, 而B項(β 效應)亦居相當之作用, 故此時, 颱風之移速亦較轉向前及轉向時為快。

4. 當颱風處於醞釀轉向時(29~30日), A、B、C三項機制同等重要, 但由於B項比重顯著之增加, 顯示將阻擾颱風之轉向〔因 β 效應是包括Rossby drift(向西移)及 β drift(向北移)〕, 致使颱風實際之移速減慢。

5. 當颱風轉向時(31日), C項顯著減小, 表示其對阻擾颱風轉向的作用為最明顯; 但此時, 因A項躍升為居主導的地位, 故颱風仍受基本流場的導引作用而加速向北轉北北東移動。

(ㄟ) YANCY颱風個案探討

表3-8為依據YANCY颱風轉向前後之各參數(表3-4)和颱風移動產生的水平渦度趨勢 $\left(\frac{\partial \xi}{\partial t}\right)'$ 之理論, 推算各項動力因素對YANCY颱風運動所作之貢獻。

於1990年8月17日至21日期間, 由分布均勻的對稱基本流場所導致的相對渦度平流作用項(即A項)亦占絕對優勢, 其權重均在60%以上, 顯示YANCY颱風之移動主要是受到基本流場(駛流場)所導致的相對渦度平流作用之影響, 所以求得YANCY颱風之移向與700百帕基本流場之方向(表3-9)之偏差相當小(祇有 11°); 而對稱的颱風環流所產生的地轉渦度(β)平流和輻散作用(即B項)之權重, 一般約在25%左右, 特別於轉向階段(18日1200UTC~19日0000UTC)則有顯著的變化; 至於颱風與周圍環境的基本流場

表3-8. YANCY颱風運動時各項動力因素所作之貢獻

(單位: 10^{10}S^2)

時間 \ 動力因素	A 項		B 項		C 項		Total
	數 值	百分比	數 值	百分比	數 值	百分比	數 值
8.17.00	1.779	70	0.519	20	0.245	10	2.543
8.17.12	1.893	70	0.649	24	0.147	6	2.689
8.18.00	2.274	72	0.845	27	0.016	1	3.135
8.18.12	3.155	77	0.912	22	0.052	1	4.119
8.19.00	1.808	60	0.921	31	0.276	9	3.005
8.19.12	4.808	85	0.746	13	0.126	2	5.680
8.20.00	1.453	73	0.506	26	0.019	1	1.978
8.20.12	1.336	72	0.422	22	0.118	6	1.876
8.21.00	1.328	76	0.304	18	0.112	6	1.744

附註：

$$\text{Total} = \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right)' = A + B + C$$

$$A = V_B \cos(\theta - \alpha) \frac{V_s}{R^2} (1 - x^2)$$

$$B = \beta |V_s \{ r(2 - x) \cos \theta + \sin \theta \} |$$

$$C = \beta R \{ [\xi_1 \sin \theta - (2\delta q + \delta_1) \cos \theta] \}$$

之交互作用項(即C項)之權數則均低於10%，與A、B項相比，似乎相當微小，但於轉向階段之前後(18日~19日)則有明顯的突變跡象。

以下就各項機制對其動態所扮演的角色作一說明。

1. 醞釀轉向階段(17日0000UTC~18日0000UTC)：

17日1200UTC時，B項之權重由原先17日0000UTC的20%躍升為24%，並繼續攀升到18日0000UTC的27%，顯示地轉渦度(B)平流效應對颱風之移動具有舉足之作用；此時，C項之權重亦一路下降，均有利於颱風偏西之移動；但A項之權重竟一路躍升為72%，顯示YANCY颱風之移動

仍以受到周圍環境氣流場之導引為主。然此時，因受到北方槽線東移之影響，太平洋副熱帶高氣壓有東退減弱之趨勢，於是YANCY受到大尺度環流場之導引，而由西行變為北上，再由北上轉為西行(表3-10)之移動。(至於太平洋副熱帶高氣壓振盪對颱風移動之影響，有待進一步深入之探討。)

2. 轉向階段(18日1200UTC~19日0000UTC)：

於19日0000UTC時，A項之權重銳減為60%，但仍居首位，B項則由18日1200UTC的22%躍升為31%，C項則由1%突增為9%，顯示颱風環流本身所產生的 β 效應及颱風與周圍環境交互作用產生的渦度和輻散效應，對颱風移動之影響，

表3-9. YANCY颱風移向和移速之計算值與基本流場之比較

計算式 參數 時間	(一)		(二)		(三)		基本流場	
	θ_1 $\theta_1 - \alpha$	V_1 $V_1 - V_b$	θ_1 $\theta_1 - \alpha$	V_1 $V_1 - V_b$	θ_1 $\theta_1 - \alpha$	V_1 $V_1 - V_b$	α	V_b
8.17.00	282 20	1.1 -3.7	286 24	5.9 1.1	360 98	0.3 -4.5	262	4.8
8.17.12	300 9	0.7 -3.3	293 2	3.7 -0.3	354 63	1.6 -2.4	291	4.0
8.18.00	311 11	0.2 -4.2	303 3	2.4 -2.0	354 54	2.8 -1.6	300	4.4
8.18.12	313 11	0.1 -5.2	305 3	2.4 -2.9	353 51	3.4 -1.9	302	5.3
8.19.00	327 11	0.9 -2.6	320 4	1.0 -2.5	351 35	3.8 0.3	316	3.5
8.19.12	309 11	0.2 -4.5	300 2	2.8 -1.9	356 58	2.4 -2.3	298	4.7
8.20.00	318 12	0.1 -2.1	309 3	0.6 -1.6	349 43	1.5 -0.7	306	2.2
8.20.12	295 36	0.5 1.5	288 29	2.6 0.6	351 92	0.7 -1.3	259	2.0
8.21.00	310 69	0.2 -2.9	274 33	2.9 -0.2	349 108	1.5 -1.6	241	3.1
偏差的絕對平均值	21°	3.3m/s	11°	1.5m/s	67°	1.8m/s	—	—

說明：

$$\Delta \theta = \theta_m - \alpha \quad \oplus$$

即計算值偏在基本流場之右側

$$\Delta V = V_c - V_b \quad \oplus$$

即計算值比基本流場快

(一) $V_b = 0$ ，(2-4)及(2-5)式

(二) $V_b = \text{const}$ 對稱，(2-11)及(2-12)式

(三) $V_b \neq \text{const}$ 不對稱，(2-24)及(2-25)式

自18日午夜過後又再度突顯，而使YANCY颱風自19日上午起得於轉向西北西移動(表3-10)。

3. 轉向後(19日1200UTC之後)：

由於大尺度環流系統發生變化(詳見下節之討論)，基本流場(以大陸高氣壓為主)之平流作用(A項)再度躍升為85%，致使YANCY颱風

自19日晚至20日晚的24小時內一直受到大尺度環流之導引而偏西移動。

但依據福建長樂氣象雷達站之觀測資料顯示：當YANCY颱風穿越台灣北部陸地，通過台灣海峽而於20日上午登陸福建後至22日之間，其行徑竟呈現連續逆時針打轉兩周，並三次登陸福建

沿海之詭異且複雜的現象（圖3-2），與1986年WAYNE颱風頗為相似。本文將於下節對其打轉之成因作更進一步之分析。

四、颱風異常路徑之分析

YANCY颱風之路徑不僅屬詭異且複雜（詳見圖3-2），尤其當其於1990年8月19日穿過台灣北

部進入台灣海峽後，於8月20日～22日竟連續呈逆時針方向打轉兩周，並三次登陸福建沿海。本章擬由大尺度之環流系統及中低緯氣流間之交互作用對其打轉之成因作初步之分析。

(一)大尺度之環流系統

綜觀分析1990年8月中旬至下旬的天氣圖，發現於8月17日以前，東亞上空屬西風氣流，且太平

表3-10. YANCY颱風移向和移速之計算值與實際（平均）值之比較

計算式 參數 時間	(一)		(二)		(三)		實際（平均）	
	θ_1 $\theta - \theta_1$	V_1 $V - V_1$	θ_1 $\theta - \theta_1$	V_1 $V - V_1$	θ_1 $\theta - \theta_1$	V_1 $V - V_1$	θ	V
8.17.00	282 17	1.1 2.8	286 13	5.9 -2.0	360 -61	0.3 3.6	299	3.9
8.17.12	300 11	0.7 2.6	293 18	3.7 -0.4	354 -43	1.6 1.7	311	3.3
8.18.00	311 19	0.2 3.6	303 27	2.4 1.4	354 -24	2.8 1.0	300	3.8
8.18.12	313 -7	0.1 4.9	305 1	2.4 2.6	353 -47	3.4 1.6	306	5.0
8.19.00	327 -41	0.9 3.1	320 -34	1.0 3.0	351 -65	3.8 0.2	286	4.0
8.19.12	309 -31	0.2 2.1	300 -22	2.8 -0.5	356 -78	2.4 0.1	278	2.3
8.20.00	318 -48	0.1 0.7	309 -39	0.6 0.2	349 -79	1.5 -0.7	270	0.8
8.20.12	295 -49	0.5 0.9	288 -42	2.6 -1.2	351 -105	0.7 0.7	246	1.4
8.21.00	310 -100	0.2 1.8	274 -64	2.9 -0.9	349 -139	1.5 0.5	210	2.0
偏差的絕對平均值	36°	2.5m/s	29°	1.4m/s	71°	1.1m/s	—	—

說明：

$$\Delta \theta_1 = \theta - \theta_1 \quad \oplus \text{右偏}$$

（即實際偏在計算之右側）

$$\Delta V_1 = V - V_1 \quad \oplus \text{快}$$

（即實際比計算快）

(一) $V_b = 0$ ，（2-4）及（2-5）式

(二) $V_b = \text{const}$ 對稱，（2-11）及（2-12）式

(三) $V_b \neq \text{const}$ 不對稱，（2-24）及（2-25）式

洋副熱帶高氣壓相當穩定，於是YANCY颱風受到北側太平洋副熱帶高氣壓偏東氣流之導引而穩定的向西北移動。到17~18日，當颱風移到台灣東方海面時，正逢北方槽線東移且迅速減弱，而使YANCY由西進變為偏北再由偏北轉為西進之短暫轉折過程，致使該颱風於19日穿過台灣北部陸地，並導致嚴重災情。

當YANCY於20日上午由福建平潭登陸之後，東亞地區之大尺度環流系統竟發生明顯的變化，首先河西走廊附近有低壓槽形成（圖4-1）並迅速東移而與18日之後一直滯留於華北的弱低壓槽相合併，使東亞主槽於21日再度迅速加深（圖4-2）。

由於東亞主槽和YANCY颱風之共同作用，致使副熱帶高氣壓斷裂成兩環（圖4-2），於是偏東氣流逐漸減弱。因大陸高壓脊加強，於是脊前的西北氣流亦相對的增強，而迫使冷空氣移入到北緯30度以南。

此時，在關島西北方另有一ZOLA颱風，並正往西北移動，致使太平洋副熱帶高氣壓繼續東退到ZOLA颱風之東側。

另外，來自南半球的赤道反氣旋，於此刻亦迅速北涌，而於YANCY颱風之東南側出現明顯的反氣旋環流。

由於上述大尺度環流的迅速變化，東亞沿海（尤其華東至華南一帶）的氣流型態於短短的二十四小時之內（即8月20日1200UTC~21日1200UTC），由緯向型轉變為經向型（詳見圖4-1及圖4-2）。尤其於21日YANCY颱風正處於大陸高壓、太平洋副熱帶高壓和赤道反氣旋之中；另因ZOLA颱風、華北低壓槽和西南季風槽之存在，使YANCY颱風附近的大尺度環流場呈現複雜狀，於是基本場的駛流作用從原先偏東的單方向轉變為多方向甚或不明顯，而有利於颱風的滯留和打轉，終使YANCY颱風出現異常路徑。

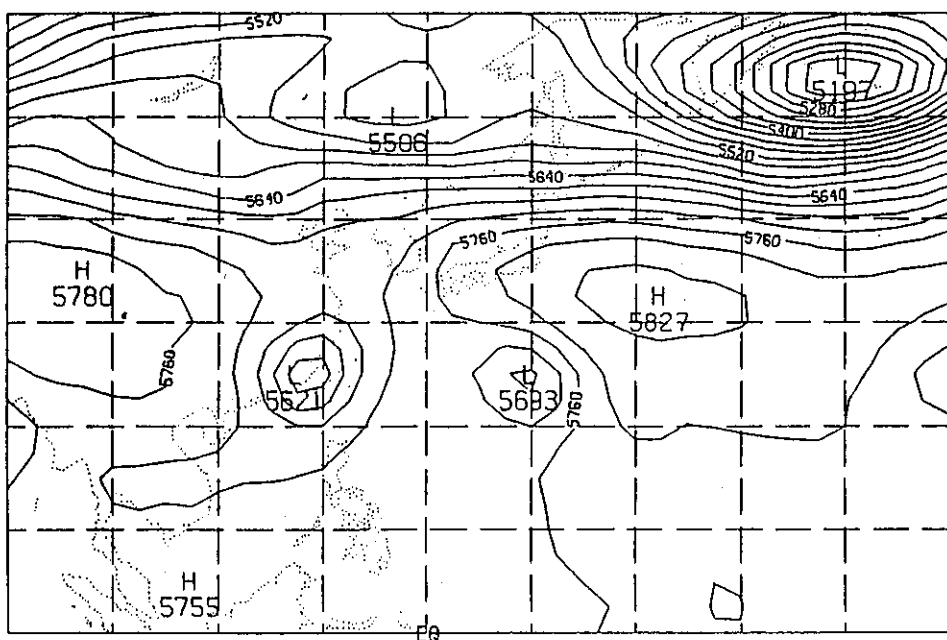


圖4-1. 1990年8月20日1200UTC500百帕天氣圖

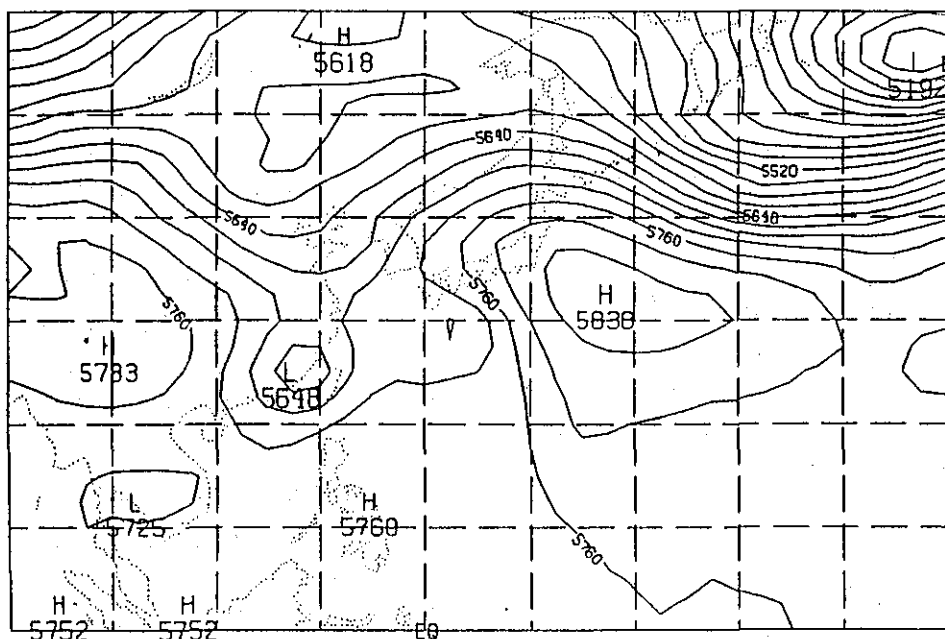


圖4-2. 1990年8月21日1200UTC500百帕天氣圖

(二) 中低緯氣流的交互作用

仔細分析8月20日~22日各層之溫度平流圖，發現：於中高緯度有明顯的冷空氣南下，並侵入颱風環流內。圖4-3為8月20日1200UTC及21日1200UTC溫度平流的垂直剖面圖。20日1200UTC時，於颱風西側5個緯距內700~200百帕都為冷平流；到21日1200UTC時，冷平流之範圍繼續擴大，由颱風之西側擴展到颱風之東側，且500百帕冷平流中心之強度亦顯著加強，顯示華北低壓槽加深後槽後西北或偏北氣流是加強的。由於這支來自中緯度偏北氣流的加強，而使冷平流得於迅速擴展。

另來自赤道反氣旋西北側的低緯西南氣流亦明顯加強，此可由8月20日~21日500百帕等壓面上的溫度平流演變圖（圖4-4）顯示出來；而位於台灣東部的暖平流區之加強與擴展正是受到此低緯西南氣流之影響。在一般情況下，因赤道反氣旋之向北涌而誘發的低緯西南氣流易被人所忽視，但從溫度平流的演變情形則可明顯的診斷出西南氣流之效應。

表4-1為8月20日至22日期間距YANCY颱風中心5個緯距半徑內700百帕最大的南北風分量和颱風的實際移向之比較。

分析表4-1，可發現8月20日0000UTC，21日0000UTC及21日1200UTC時，颱風西北側之北風分量比東南側之南風分量大5~10m/s，此時YANCY颱風受到北來氣流之導引，於是有利於颱風中心偏南移動之趨勢；20日1200UTC及22日0000UTC時，颱風東南側之南風分量比西北側之北風分量約大5~10m/s，YANCY颱風受到南涌氣流之導引，而使颱風中心有偏東和偏北移動之傾向。顯示北來和南涌氣流相互交替作用，有利於颱風移動出現異常行徑；而且由於北來和南涌氣流的共存和發展，終使YANCY颱風之環流結構亦呈現非對稱性。

(三) 颱風結構之非對稱性

颱風路徑的突變往往會使各種預報模式失敗，進而造成很大的預報誤差，甚至導致嚴重的災害。根據Chen（1985）之研究，西北太平洋和南海颱風之異常路徑可概略分為十類（圖4-5）；而

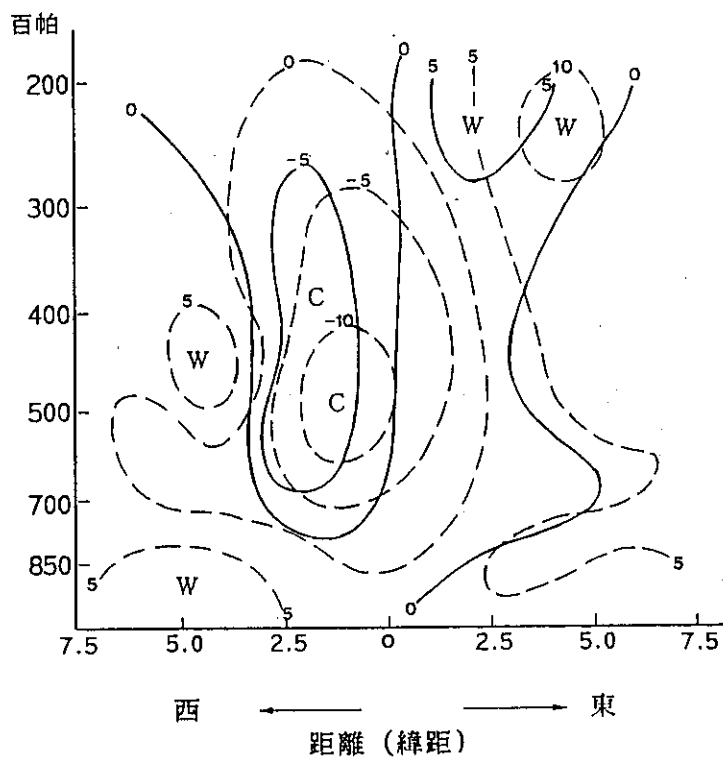


圖4-3. 1990年8月20日1200UTC及8月21日1200UTC溫度平流垂直剖面圖（單位： $10^{-5}^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ ）

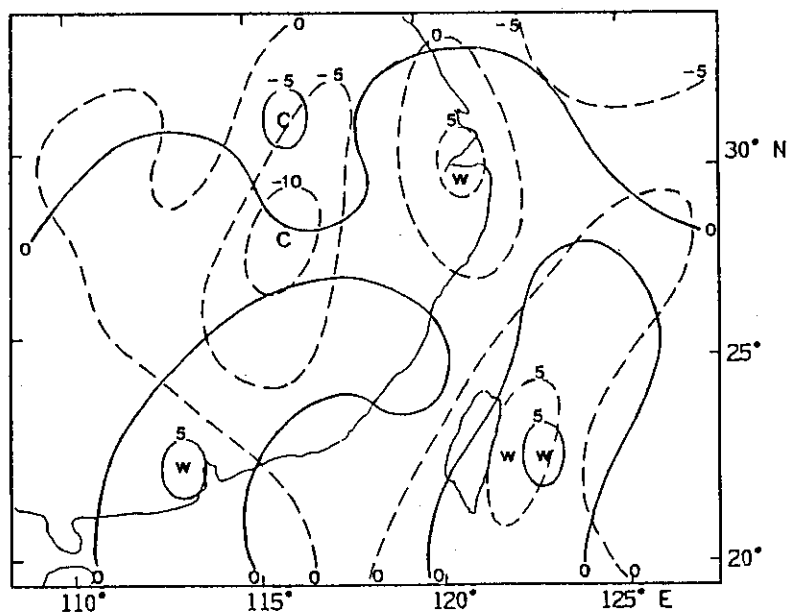


圖4-4. 1990年8月20日0000UTC及21日0000UTC500百帕溫度平流分布圖（單位： $10^{-5}^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ ）

表4-1. 距YANCY颱風中心5個緯距半徑內700百帕之南北風分量(m/s)和颱風實際移向

時 間 (UTC)	西北象限	東南象限	實 際 移 向
08200000	-15	+ 5	西南 (225°)
08201200	-15	+20	東北 (45°)
08210000	-15	+10	西南 (225°)
08211200	-20	+10	西南 (215°)
08220000	-15	+20	偏北 (15°)

(\oplus 爲南風分量, \ominus 爲北風分量)

(實際移向表示颱風未來6小時內之移向)

導致颱風路徑出現異常的原因(蔡, 1992、1993 ;

江、陳, 1992 ; Chang, Yeh and Chen, 1993)有 :

1. 環流系統之調整

(1)大尺度環流系統之調整。

(2)中低緯度環流的相互作用。

(3)赤道兩側環流的相互作用。

2. 颱風與周圍環流系統的交互作用。

3. 颱風環流的非對稱性結構。

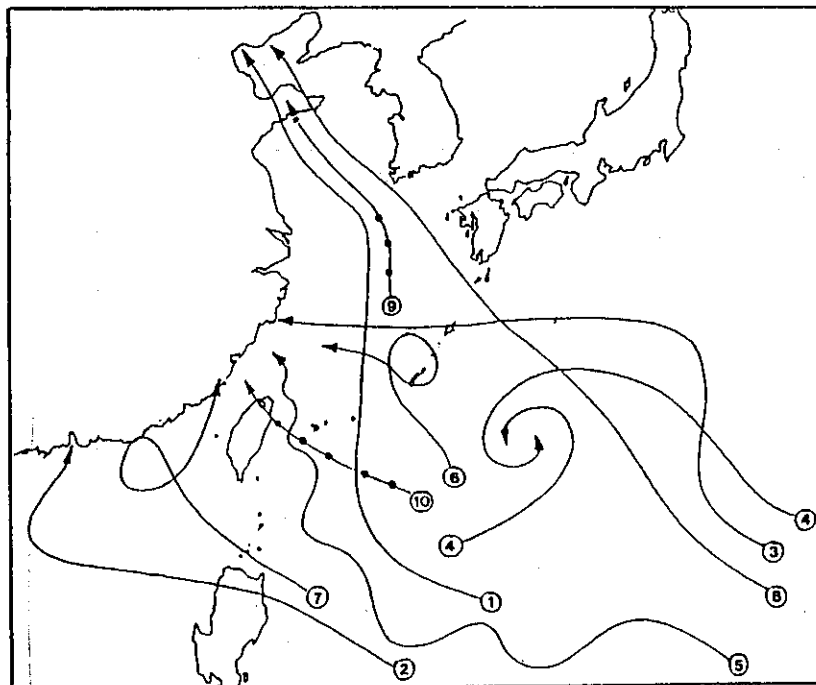


圖4-5. 西北太平洋和南海颱風之異常路徑 (取自Chen, 1985)

(①西折②北迴③倒拋物線④互旋(雙颱風)⑤擺動⑥順時針打轉⑦逆時針打轉⑧高緯登陸
⑨突然加速或跳躍⑩突然減速或停滯)

4. 地形及島嶼之作用。

本節利用EC/TOGA經初始化之細網格點 ($1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$) 之資料, 針對YANCY颱風風場和輻散場之演變過程加以詳細分析, 以探討颱風結構的非對稱性, 進而剖析此非對稱性結構對颱風路徑之影響。

(一) 水平風場

圖4-6為8月20日0000UTC~22日1200UTC700百帕距颱風中心5個緯距半徑範圍內切向風速(V_{θ})的分布。

仔細分析圖4-6, 發現8月20日至22日700百帕的切向風速(V_{θ})之分布是不均勻的, 而且並不是圓對稱或軸對稱之現象; 且此三天切向風速之最大值的方位存在逆時針轉動之跡象, 與YANCY颱風打轉之方向同向; 但其轉動之角度不能與颱風打轉之角度相比。

(二) 垂直風場

圖4-7為8月21日1200UTC通過颱風中心東西向各7.5個緯距範圍內切向風速(V_{θ})的垂直分布。由此圖可得知:

於颱風環流的2-5個緯距內, 東西方向之切向風速(V_{θ})之分布不均勻, 尤其於700~500百帕之中對流層, 西側之切向風速比東側為大; 而在5~7個緯距範圍內之850百帕低對流層處, 東側之切向風速則大於西側。此顯示: YANCY颱風的非對稱結構是相當的深厚。

(三) 高空輻散場

根據Anthes (1982) 之研究指出: 於均勻穩定的環境氣流場中, 風暴之所以呈現打轉現象乃是由於高空外流層 (outflow) 不對稱所造成的; 而發展成熟的颱風之外流層, 一般位於250~150百帕 (李, 1988) 之間, 故本文祇取200百帕等壓面代表高空外流層。

圖4-8為8月20日0000UTC至22日1200UTC距YANCY颱風中心五個緯距範圍內之200百帕的輻散場和流線圖。由此, 亦可得到下列特性:

1. 於8月20日~22日三天之間, 氣流場和輻散場之配置彼此均存在著不對稱。

2. 8月20日0000UTC至8月21日1200UTC, 200百帕氣流之外流方向呈現順時針變化, 8月

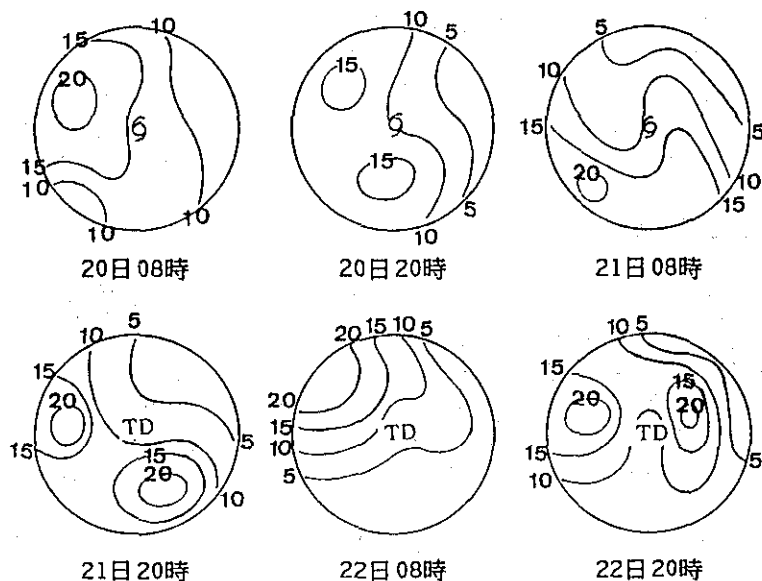


圖4-6. 1990年8月20日0000UTC~22日1200UTC YANCY颱風暴風範圍內700百帕切向風速($m \cdot s^{-1}$)分布圖

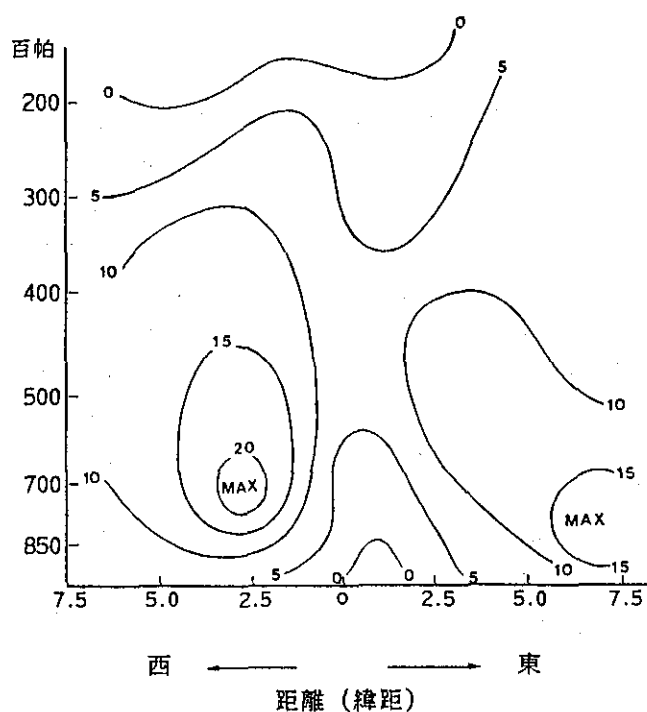


圖4-7. 1990年8月21日1200UTC YANCY颱風暴風範圍內切向風速
($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)之垂直剖面圖

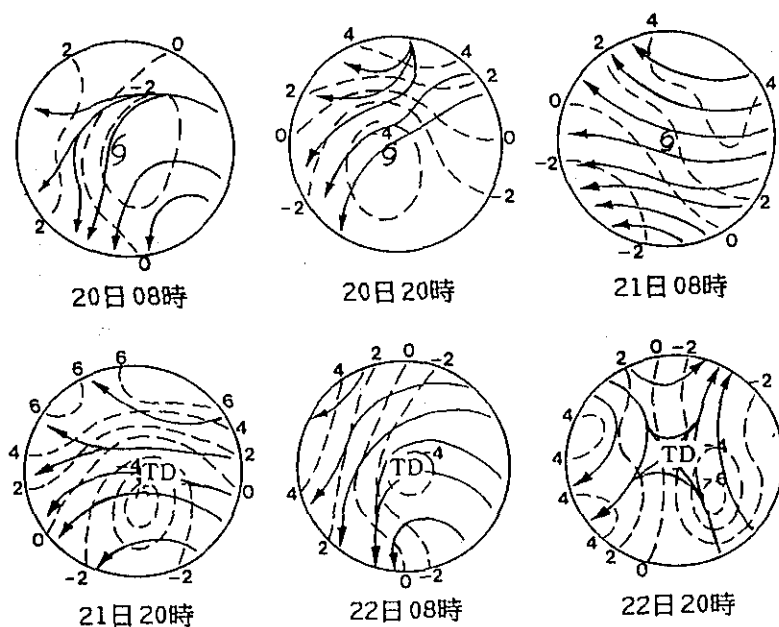


圖4-8. 1990年8月20日0000UTC~22日1200UTC YANCY颱風暴風範圍內200百帕
之輻散場($10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$)(虛線)和氣流線(實線)圖

22日0000UTC至22日1200UTC則為逆時針變化。

3. 氣流的輻散區主要集中於颱風中心之西側及北側；而在其東側及南側則為輻合區。

4. 颱風中心位於輻散值零線附近，靠近輻合區一側。

5. 當YANCY颱風於8月22日1200UTC將消失時，高空外流氣流(outflow)已不明顯了。

經由上述對YANCY颱風風場和輻散場演變過程之分析，得知：由於颱風的非對稱結構，導致徑向輻合氣流、切向氣流及平均上升氣流之速度不均勻的非線性變化，以致使颱風中心（颱風眼）與颱風的幾何中心常常並不重合，而呈現偏心結構或不對稱結構，致使颱風內力的作用方向及強度發生變化（鈕，1983；Chen, 1985），此即是YANCY颱風於8月20日至22日發生打轉之主要原因。

五、結 論

本文利用渦度方程對導致異常颱風（路徑突變）之機制及其與大尺度環流系統之間的交互作用，作深入之探討。針對1985年的JEFF颱風（右偏）及1990年的YANCY颱風（左折）之路徑作初步的診斷分析，並探討其轉向前後的動力機制、演變過程和其所代表之物理意義及對路徑變化所作之貢獻。獲得下列初步結果：

(一) 颱風從穩定西移至轉向進入西風帶的期間，其實際動態與基本氣流（依據700百帕地轉駛流理論求得）相當近似。

(二) 由於颱風的存在及移動，使得周圍環境之渦度產生變化，且颱風有向相對渦度變化最大區移動的趨勢。而導致颱風運動的機制有三：

1. 對稱基本氣流的相對渦度之平流作用。

2. 颱風環流本身的地轉渦度（ β ）之平流效應。

3. 不對稱基本氣流的渦度和輻散作用。

(三) 當颱風穩定偏西移動時，A項（基本氣流的平流作用）占絕對優勢，B項（ β 效應）亦居相當的作用，故其移速較轉向前及轉向時為快。於

轉向前之一～二天的醞釀轉向階段，B項和C項之作用不容忽視（尤其C項之比重顯著增加），顯示地轉渦度效應及不對稱基本氣流的渦度輻散作用，對颱風是否轉向扮演舉足輕重之地位。當颱風轉向時，C項顯著減小，表示其對阻擾颱風轉向的作用為最明顯；但此時，因A項躍升為主導地位，故颱風仍受基本氣流的導引而加速移動。

(四) 當大尺度基本氣流場急劇調整，將使颱風失去優勢的平流效應，此乃颱風路徑產生突變的基本（必要）條件。

(五) 透過水平風場、垂直風場、氣流場和輻散場之診斷分析，顯示YANCY颱風於1990年8月20～22日其環流結構屬非對稱性，此乃是該颱風路徑於福建沿海呈現詭異且複雜的主要原因（充分條件）。

六、誌 謝

本文之完成承蒙中央氣象局蔡清彥局長和台大大氣科學研究所李清勝教授之指導，又承台大大氣科學研究所颱風實驗室陳清政助理、陳紹廣同學、林慧娟同學、范育華助教及陳賢達助教協助程式設計和資料處理，謹此誌謝。本研究在國科會專案計畫NSC81-0414-9-002-01-B經費支援下方克完成，在此一併誌謝。

七、參考文獻

- Chan, J. C.-L., 1985: Identification of the steering flow for tropical cyclone motion from objectively analyzed wind fields. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 106–116.
- Chan, J. C.-L. and W. M. Gray, 1982: Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1354–1374.
- Chan, J. C.-L. 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, 1257–1264.
- Chang C. P., T.C. Yeh and J. M. Chen: 1993: Effects of terrain on the surface structure of typhoons

- over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 734-752.
- Chen, L., 1985: Tropical Cyclone Motion, Topic Chairman and rapporteur reports of WMO International Workshop on Tropical Cyclones (IWTC), BANGKOK, 25 Nov. ~ 5 Dec. 1985, Vol. 11, Topics 5.0.
- Elsberry, R.L., 1987: Tropical Cyclone Motion, A Global View of Tropical Cyclone, 91-131.
- Fiorino, M., 1987: The role of vortex structure in tropical cyclone motion. Ph.D. dissertation., Naval Postgraduate School, Monterey, CA. 93943, 370 pp.
- Fiorino, M., and R. L. Elsberry, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, 46, 975-990.
- George, J. E., and W. M. Gray, 1976: Tropical cyclone motion and surrounding parameter relationships. *J. Appl. Meteor.*, 15, 1252-1264.
- Holland, G. J., 1983a: Tropical cyclones in the Australian/Southwest Pacific region. *Atmos. Sci. paper* 363. Dept. of Atmos. Sci., Colorado State University, Fort Collins, CO. 264 pp.
- Holland, G. J., 1983b: Tropical cyclone motion: Environmental interaction plus a beta effect. *J. Atmos. Sci.*, 40, 328-342.
- Holland, G. J., 1984: Tropical cyclone motion: A comparison of theory and observation. *J. Atmos. Sci.*, 41, 68-75.
- Neumann, C. J., and J. M. Pelissier, 1981a: Models for the prediction of tropical cyclone motion over the North Atlantic: An operational evaluation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 522-538.
- Neumann, C. J., and J. M. Pelissier, 1981b: An analysis of Atlantic tropical cyclone forecast error, 1970-1979. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1248-1266.
- 江吉喜、陳美珍, 1992: 颱風雲系的非對稱結構和特定的OLR場與颱風的異常移動研究, 熱帶氣象, 8, 3, 237-244。
- 李清勝, 1988: 颱風之生成和發展, 大氣科學, 16, 3, 237-252。
- 鈕學新, 1983: 颱風的內力, 大氣科學 (Scientia Atmospherica SINICA), 7, 1, 42-49.
- 蔡清彥, 1992: 台灣地形對颱風運動、結構及強度影響診斷研究 (I) - 侵台重要颱風電腦資料庫建立及分裂過山颱風研究, 國科會專題研究計畫 NSC80-0202-M052-06。
- 蔡清彥, 1993: 台灣地形對颱風運動、結構及強度影響診斷研究 (II) - 侵台重要颱風電腦資料庫建立及分裂過山颱風之進一步研究, 國科會專題研究計畫 NSC81-0202-M052-06。

A CASE STUDY OF THE TYPHOON TRACK IN THE NORTHWESTERN PACIFIC

Joe C. K. Chen

Central Weather Bureau

ABSTRACT

This study discusses the motion of typhoons occurring in the northwestern Pacific by using the grid point data of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts(ECMWF). Focus is placed on the understanding of the mechanism leading to the recurvature of typhoon movements.

The vorticity budgets associated with typhoons JEFF(1985) and YANCY(1990), during the recurvature period, are preliminarily analyzed. The analysis showed that the vorticity advection of basic currents was dominated when the typhoon moved westward steadily. Within one to two days before the recurvature motion, the eddy effect became more apparent. However, during the recurvature period, a decrease in the eddy effect was observed and the advection effect of the basic current was still dominated.

Keywords : typhoon track, recurvature, vorticity budget, basic current, advection effect, eddy effect.

台灣西南部地區梅雨期間大雨發生 機率空間分佈之研究

申 雍

國立中興大學土壤學系

陳 守 泓

國立中興大學土壤學研究所

摘 要

台灣西南部地區之農業生產，常因梅雨期的大雨造成重大損失。本研究選用區內雨量記錄年數大於三十年的111個測站資料，將連續三天總降雨量達150公釐以上之降雨定義為大雨，利用普松(Poisson)分布函數估算各測站的大雨發生機率，再以Kriging方法估算各地大雨發生機率之空間分佈。估算結果顯示，本省西南部地區梅雨期間發生大雨的機率介於0.4至0.7之間，其空間分佈與中央山脈地形有密切的關係，基本上係隨著中央山脈的地形走勢，由山邊往海岸方向呈現平行遞減的變化，而於新虎尾河流域與北港流域間近海岸處發生大雨的機率最低。

關鍵詞：梅雨、大雨發生機率、空間分佈。

一、前 言

春夏之交籠罩於台灣地區的梅雨滯留鋒，時常導致地區性的大型降水（戚，1964；徐與紀，1974），此時若有過量的異常降水往往造成嚴重的農業損失（郭，1980；楊與鄭，1980；謝，1986）。就農業生產而言，若能知道長期之大雨發生機率，將有助於管理和改良措施之投資規劃（申與陳，1994）。但是目前常見的降雨資料多為年平均雨量或月平均雨量之等雨量線圖，對於造成作物生長障礙的大雨發生情形則無從獲知，因此無法進行大雨對農作生產的風險評估。

就造成農業生產受影響的大雨定義而言，可因作物系不同、作物生育期差異及各地互異的土壤環境而異。吳等(1984)研究春至初夏間台灣各縣市一期稻作的平均受災情形，發現當持續累積雨量每三小時大於20公釐或每六小時大於30公釐以上時，即發生水稻植株倒伏並造成浸水受害。

鄭與朱(1988)對玉米種子進行浸水處理之研究以及朱(1990)對於開花期玉米的淹水處理研究，皆發現浸（淹）水連續達四十八小時，種子發芽情況及玉米產量明顯的降低。唐與張(1990)將大豆在110%田間容水量情況下浸水三天後，其發芽率則減少為正常水份供給時的百分之三十，且所需之發芽日數亦較長。郭(1980)依據現有的氣象災害調查資料，發現梅雨期間若發生持續約三至五天、日平均雨量達50公釐以上之降雨，即會對甘藷、蔬菜和落花生等作物造成災害損失。綜合上述研究，可知當降雨持續三天且累積雨量達150公釐以上時，即有可能對大多數作物的生長造成影響。

由於每一雨量測站的降雨資料所能涵蓋的空間範圍有限，因此對於未設雨量測站地區之降雨情形，就必需利用已有測站之資料進行推估。關於空間分佈之估算理論，Journel and Huijbregts (1978)、Ripley(1981)、Agterberg(1974)、Upton and Fingleton(1985)、Webster(1985)等人都曾有詳細的

討論，其中已有許多方法被應用於估算降雨之空間分佈問題。其中在台灣有梁與江(1974)取用地形因子以迴歸法推算淡水河流域中任一點之降雨總量，徐與謝(1993)以迴歸法計算台灣西南部地區氣溫與降雨量之網目氣候值，易與葉(1991)以主成份分析法及群集分析法分別研究台灣中部地區雨量之空間分佈。但是就各種估算降雨分佈的模式而言，Tabios 與Salas(1985)指出目前還是以Kriging之方法可獲得較佳之空間分佈估測值。Kriging法是地理統計(geostatistics)方法之一，其計算理論係由待估測點(X_0)鄰近的實際觀測值 $[Z(X_i)]$ ，分別乘上加權係數(A_i)後，總加而得其估測值 $[Z(X_0)]$ ，如式(1)。

$$Z(X_0) = \sum_{i=1}^n A_i Z(X_i) \quad (1)$$

依區域變數統計理論(Regionalized Variable Theory)，式(1)中之加權係數 A_i 可由式(2)求出。

$$\sum_{i=1}^n A_i \tau(X_m, X_i) + \mu = \tau(X_0, X_m), m=1, n \quad (2)$$

其中 μ 為Lagrange數，而 $\tau(X_m, X_i)$ 為描述觀測點間資料與距離(h)的半變方數(semivariance)，可用式(3)求得。

$$\tau(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(X_i) - Z(X_i + h)]^2 \quad (3)$$

其中 $N(h)$ 代表在距離為h時，有N對觀測值。有關Kriging方法之詳細說明可見Agterberg(1974)、Tabios and Salas(1985)與Webster(1985)等人之研究。

本研究之目的即以本省主要之農業生產地區—西南部平原為研究範圍，探討梅雨期內大雨發生的機率以及在該區域內空間分佈的情形，以供作土地利用管理及農業生產風險評估的依據(申與陳，1994)。

二、資料及分析方法

按林(1957)對台灣地區地形所作的劃分，本研究區域東繼阿里山山脈西緣之低海拔丘陵地區，西濱台灣海峽，北銜大肚台地，南至嘉南隆起海岸平原南端，橫跨彰化縣局部地區、雲林縣、嘉義縣、台南縣以及小部份之高雄縣，全部面積約為六十二萬九千餘公頃。區內的地理地型

於靠近阿里山山脈西端，約十餘公里寬的狹長帶上有斗六、嘉義、新化等丘陵地型，以及北端濁水溪扇形平原東緣有大肚、八卦兩高起之台地地型，其餘盡為平均海拔高度不超過五十公尺，由東南方向往西漸傾，且沒有特殊起伏地形的平原地型。

雨量測站之選取則以中央氣象局或台灣省水利局的自計式雨量站為主，輔以地方農會或農林工作站之普通式雨量站，依照行政院農業委員會與台灣省水利局合編之台灣地區水文雨量測站分布圖，以平均約5公里之間距選取適當之雨量站，共計165站。再自經濟部水資源統一規劃委員會取得所選各雨量站自設站訖1989年的長期日雨量記錄。

研究中依徐與紀(1974)對本省梅雨期所作的分析，選定入梅日為五月十八日，出梅日為六月十九日，共計三十三天為梅雨期，並以持續三天累積雨量達150公釐以上者，計為一次大雨。利用自撰的Basic語言電腦程式，依上述定義解讀取自水資會的日雨量資料，分別計算每年梅雨期間大雨發生次數。關於大雨發生機率空間分佈之估算與驗證分析，均以套裝軟體(GS⁺, professional Version 2.11, Gamma Design Software)之Block-Kriging分析方法執行之。計算時也一併考慮不同方向各雨量測站資料之關聯性，和機率估測最適半徑等問題。

三、結果與討論

本研究區域內各雨量測站歷年的大雨發生頻率以零次為最多，最大發生次數為五次。自研究區域的測站中，依地理位置選取四個有較長記錄年數的自計式雨量站(即彰化水利會大城測站，台糖南靖糖廠鹿寮溪測站，台灣製鹽總廠舊田測站，和中央氣象局台南測站，其編號依序為R279003, R370033, R391039, R430022)，分析每年大雨發生次數與發生頻率之關係，由5%顯著水準的卡方分佈試驗(Chi-square test)，得知每年梅雨期間的大雨發生次數能由普松分佈(Poisson Distribution)的機率模式來描述(圖1)，此與戴等(1975)、Linsey *et al* (1988)所得的研究結果相同。

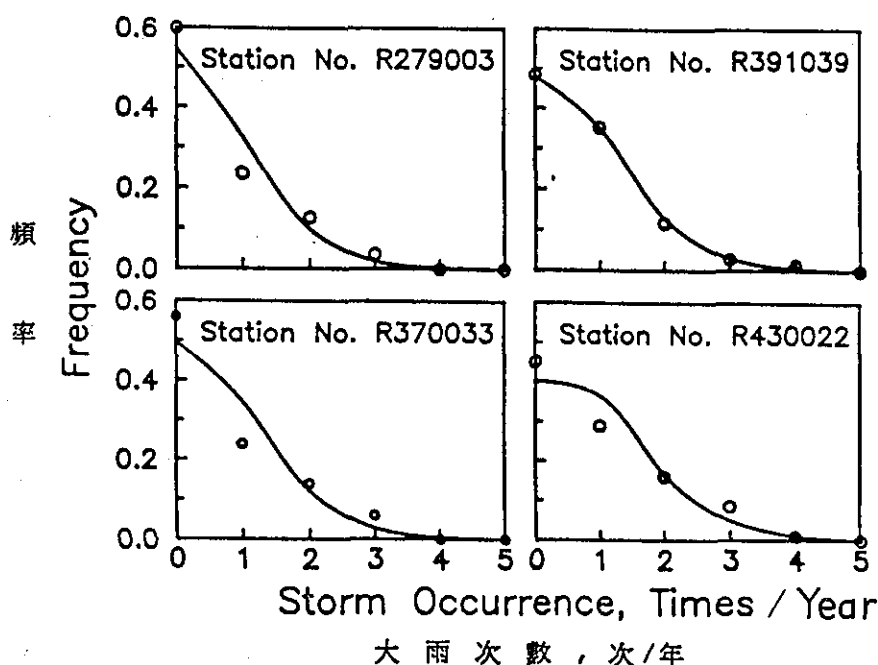


圖1. 大雨發生頻率之普松分佈圖。

Figure 1: Poisson distribution of rainstorm occurrence.

普松分佈之函數式為，

$$p(k) = \frac{e^{-\alpha} \alpha^k}{k!}, \quad k=0, 1, \dots \quad (4)$$

式中變數 k 為大雨發生次數，參數 α 為平均每年大雨發生次數。由於大多數作物的栽培期均大於或接近一個月，所以就農業生產的觀點而言，只要在梅雨期間遭逢一次大雨作物即可能受損。因此，需重視者應為大雨發生與否的機率，而非大雨發生次數的問題。由式(4)可知，就某一雨量站而言，發生大雨的機率為 $[1-P(0)]$ 。

計算(1)式時所需各雨量站大雨發生次數的累年期望值，會因所取年數不同而異（圖2），但隨著所用年數的增加，平均每年發生大雨次數值的變異會愈來愈小。當取用的資料年數達三十年以上時，平均值的變異即較不明顯。由水資會取得之165個雨量測站中，連續資料年數至少有三十年的現存測站總計有111站，其分佈位置如圖3。研究中即對此111站，分別取其全部記錄資料，計算平均每年發生大雨之次數，並代入式(4)中，計算在梅雨期中發生大雨的機率。

根據時間序列分析的觀念(Chatfield, 1984)，以前述四個有較長記錄年限的測站，計算每年大雨發生次數與其前後各年大雨發生次數相關性的變化。計算結果顯示（圖4），各年梅雨期間產生的大雨次數並沒有明顯的相關性，意即大雨產生不受年際變化的影響。吳等(1984)亦指出梅雨季的年際週期性並不明顯。因此，進行普松分布運算時，並不需考慮大雨發生機率是否有週期性的問題。

圖5顯示前述之111個雨量站於不同軸線方向時，各雨量測站間發生大雨機率半變方數(semivariance, τ)的變化。當軸線為東北—西南方向時，各雨量站間發生大雨機率的差異較小。而循西北—東南軸線方向的各測站，距離愈遠發生大雨機率的差異愈大。此表示在西南部平原發生大雨機率的變化主要是沿著西北—東南方向而改變，與縱貫本島的中央山脈走向呈垂直線之關係。由於以Kriging法進行發生大雨機率空間分佈的計算時，必需有一適合描述各方向發生大雨機率隨距離而變化的迴歸方程式 $[\tau(h)]$ 。利用GS+

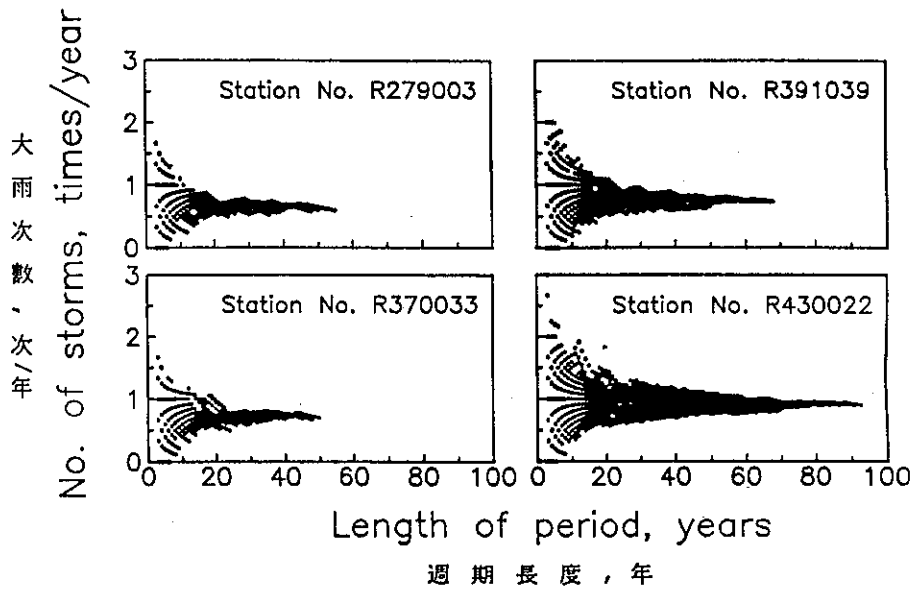


圖2. 大雨發生次數累年期望值與計算使用年數之關係。

Fig. 2: Relations between expected number of rainstorm occurrence per year and length of years used in computation.

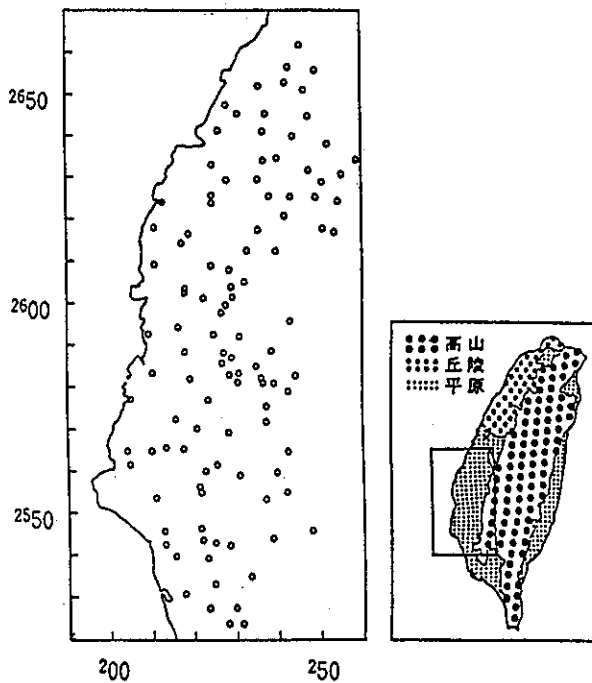


圖3. 選用雨量測站之空間分佈圖（地圖投影為UTM座標系統）。

Fig. 3: Spatial distribution of rainstations selected. (Map projection follows that of Universal Transverse Mercator Grid System).

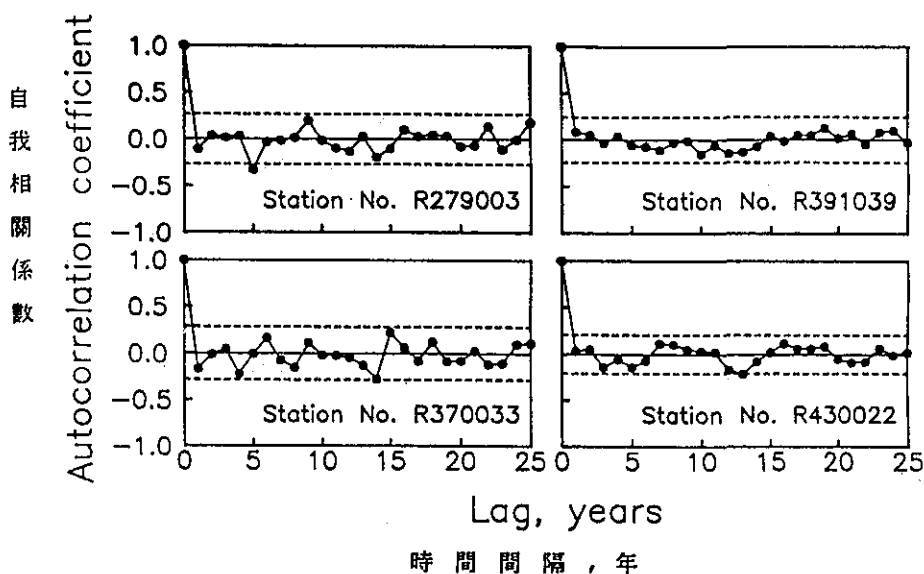


圖4. 大雨發生次數之時間序列分析圖。

Fig. 4: Time series analysis of rainstorm occurrence.

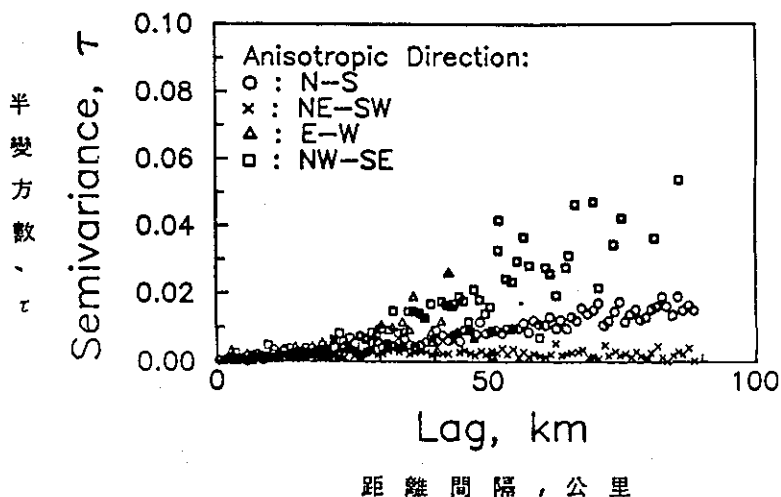


圖5. 梅雨期間台灣西南部地區在不同軸線方向發生大雨機率的半變方數。

Fig. 5: Semivariance of probabilities of rainstorms occurred during Mei-Yu season along different directions in southwest region of Taiwan.

以不同區域半徑計算後，發現以20公里為運算範圍，使用線性模式可得到所需的迴歸方程式。

$$\tau(h) = 0.00001 + h(0.00689/A)$$

$$A = 1127.6164(\cos^2 \theta) + 1128.2881(\sin^2 \theta)$$

θ 為估計點與測站點之角度

(5)

對於整個研究區域而言，利用GS⁺可得到以1

公里網格間距所做的發生大雨機率之空間分佈圖（圖6）。就全區的大雨機率面化結果觀之，發生大雨的機率明顯呈現與中央山脈平行的帶狀遞減分佈。最低的大雨發生機率則出現於新虎尾溪與北港溪之間的近海岸處，此或許與當地特殊之砂丘微域地形有關，但仍有待深入之分析才能確

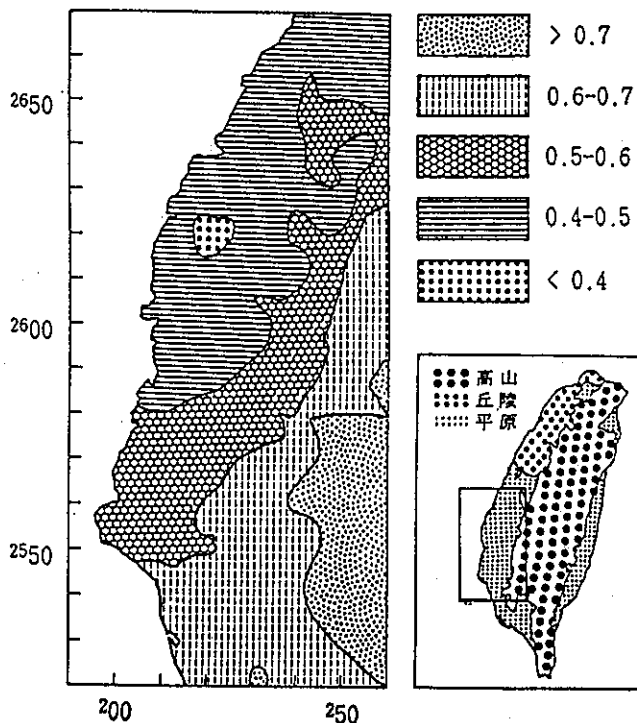


圖6. 梅雨期間台灣西南部地區發生大雨機率之空間分佈圖（地圖投影為UTM座標系統。）。

Fig. 6: Spatial distribution of rainstorms occurred during Mei-Yu season in southwest region of Taiwan (Map projection follows that of Universal Transverse Mercator Grid System).

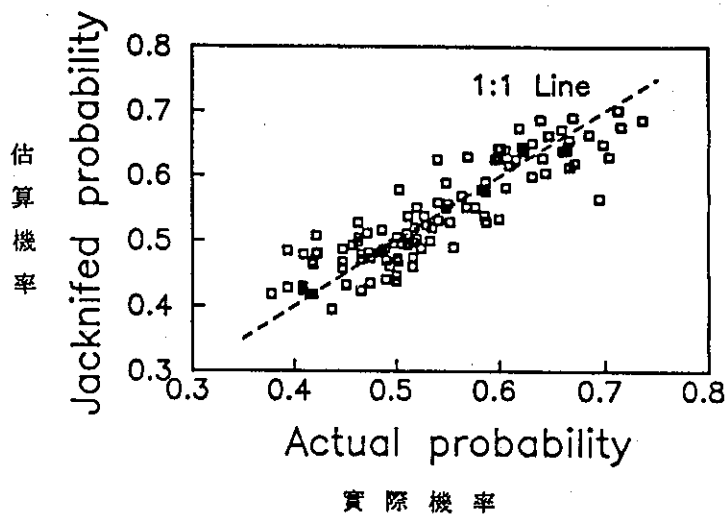


圖7. 各雨量站發生大雨機率實測值與估算值的關係。

Fig. 7: Relations between actual and estimated probabilities of rainstorm occurrence.

定。

關於發生大雨機率空間分佈圖的準確性，圖7為以Cross-validation法得各測站估算值與實際值之比較。推算的估測值與實際值間差值的標準偏差為0.039，而本區內各測站發生大雨機率的平均值為0.54，可知由Block-Kriging程序計算所得的機率空間分佈，足可供未設雨量站地區推斷發生大雨機率之用。

四、結 論

研究中指出，將各雨量測站以往的降雨資料予以整理後，可算出在各測站發生大雨的機率，若再利用地理統計的方法（如Kriging法），則可以相當準確的將原本屬於點分佈的個別測站資料予以面化，使能清楚瞭解大雨發生機率在平面空間上的分佈情形。這種資料處理方式，不僅可將以往累積的大量降雨記錄進行系統化的整理，整理的結果還可供作土地利用管理、和計算有關作物大雨風險成本的依據（申與陳，1994）。這對於農業生產地區之規畫，以及保險補償之評估等方面工作的推行，都有非常大的助益。本省以往的氣象記錄資料量非常龐大，但是農業生產上真正應用到的部份卻不多。因此，如何將既有之氣象資料重新整理，使能在農業生產上發揮最大的效用，是值得繼續深入研討的課題。

五、參考文獻

- 申雍、陳守泓。1994。梅雨期間作物承受豪雨風險機率之估算。中華農學會報（已投稿）
- 朱德民。1990。植物與環境逆境。國立編譯館出版。
- 吳宗堯、陳泰然、謝信良、喬鳳倫、陳正改。1984。台灣地區春至初夏之局部性豪雨及其對水稻災害之初步分析。大氣科學 11:29-44。
- 林朝榮。1957。台灣地形。台灣省通志稿卷一。土地志地理篇第一冊。台灣省文獻委員會出版。
- 易任、葉惠中。1991。台灣中部地區降雨量空間分佈之研究。台灣水利 39(4):1-15。
- 徐明同、紀水上。1974。台灣梅雨之分析。氣象學報 20(4):25-44。
- 唐士禮、張新雄。1990。大豆種子發芽期間耐濕性之研究(1)種子物理特性耐濕性。中華農學會報新 150:1-20。
- 戚啓勳。1964。台灣之梅雨期。氣象學報10(2):1-12。
- 梁昇、江永哲。1974。應用地文數量因子推算淡水河流域之降水量。中華水土保持學報 5(1):57-81。
- 郭文鏢。1980。台灣農業氣候區域規劃。中央氣象局。
- 楊之遠、鄭淑賢。1980。梅雨期間本省農業氣象災害之檢討。氣象學報 26(3):49-53。
- 鄭淑美、朱德民。1988。水害對玉米生長和產量的影響(1)水害對玉米種子發芽的影響。中華農學會報新 141:7-18。
- 戴治台、徐錯、馬汝安。1975。普松分布及負二項分布在颱風降水頻率上之應用。氣象預報與分析 65:27-32。
- 謝信良。1986。台灣地區氣象災害之探討。大氣科學 13:89-108。
- 徐森雄、謝杉舟。1993。台灣西南部地區氣溫與降雨量之網目氣候值。中日農業氣象研討會論文集。pp.159-178。中華農業氣象學會出版。
- Agterberg, F.P. 1974. Geomathematics: Mathematical background and geo-science applications. Elsevier Scientific Pub., Amsterdam.
- Chatfield, C. 1984. The analysis of time series: An introduction. 3rd ed. Chapman and Hall, New York.
- Journel, A.G., and CH.J. Huijbregts. 1978. Mining geostatistics. Academic Press, New York.
- Linsey, R.K. Jr., M.A. Kohler, and J.L.H Paulhus. 1988. Hydrology for engineers. SI Metric Edition. McGraw-Hill, Singapore.
- Ripley, B. D. 1981. Spatial statistics. Jonh Wiley & Sons, New York.
- Tabios, G.Q. III., and J.D. Salas. 1985. A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. Water Resour.Bull. 21(3):365-380.
- Upton, G.J.G., and B. Fingleton. 1985. Spatial data

analysis by example. Volume 1. Point pattern and quantitative data. John Wiley & Sons, Chichester.

Webster, R.. 1985. Quantitative spatial analysis of soil in the field. Adv. Soil Sci. 3:1-70.

SPATIAL DISTRIBUTION OF PROBABILITIES OF RAINSTORM OCCURRED DURING THE MEI-YU SEASON IN THE SOUTHWEST REGION OF TAIWAN

Yuan Shen and Shouu Hong Chen

Department of Soil Science

National Chung-Hsing University Taichung, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

Agricultural production in the southwest region of Taiwan could be severely damaged by rainstorms occurred during the Mei-Yu season. Risk assessments could be made if probabilities of rainstorm occurrence were known. This research is to study spatial distribution of the probabilities of rainstorms using historical rainfall data from 111 rain stations in this region. A rainstorm was defined as there was more than 150 mm precipitation within three days. Probability of rainstorm occurrence for each station was estimated by the long-term average of occurrence and Poisson distribution. The spatial distribution of probabilities was computed by the Kriging method. Results showed that the probabilities ranged from 0.4 to 0.7 in this region. The spatial distributions were significantly affected by topography of Central Mountain Ranges. Basically, the probabilities decreased from hillside to seashore. Regions between the New Hu-Wei Stream and the Pei-Kung Stream had the lowest probability of rainstorm occurrence.

乾旱對台灣地區水稻及玉米產量之影響

張 佑 芳

中央氣象局

摘 要

在新竹、嘉義、台南、高雄、宜蘭及花蓮等六個地區，無論水稻或玉米，其產量與各月份、春雨期、梅雨期、夏季和冬季乾旱之關係，均因地區和期作的不同而異。同時，部分地區乾旱的發生與產量無相關性，其實際原因仍待研究。由Chi-square測驗獲知，春雨期及梅雨期乾旱的發生與一期水稻產量，以及夏季及冬季乾旱的發生與二期水稻產量，其彼此間之獨立性測驗，新竹等六個地區均未達5%顯著水準。

在達5%或1%顯著水準前提下：

1. 一期水稻：新竹地區三月份和四月份的乾旱，以及台南地區五月份的乾旱，會造成一期水稻產量的減產。
2. 二期水稻：新竹地區二月份的乾旱、台南地區十月份的乾旱及高雄地區九月份和春雨期的乾旱，均使二期水稻產量減產。
3. 春作玉米：新竹地區四月份的乾旱、台南地區春雨期的乾旱、高雄地區四月份和春雨期的乾旱，以及花蓮地區五月份的乾旱，會造成春作玉米產量的減產。

關鍵詞：乾旱，Chi-square 測驗

一、前 言

台灣各地的年雨量約有2000mm至3000mm，理論上，可稱得上雨量豐沛，應無「缺水」之憂才是。實際上，因受限於時間與空間的分布不均，以及河川短促之故，致使台灣空有「多雨」之氣候特徵，但水資源卻極貧乏。由近年來，國內「乾旱」的問題漸顯嚴重，即可得知。其除直接影響到農業用水，甚至影響到社會大眾的民生用水。例如：去(民國82)年有雨港之稱的基隆，因少雨且連續20日未下雨，加以無颱風侵臺，而產生水荒，造成當地居民多日無水可用之不便。間接地，乾旱亦會波及工商業等，而影響經濟的發展。由此可知，水資源對國家整體經濟之重要性。

以農業而言，一旦發生乾旱，常使農作物的

生產面積減少，農民亦將面對生產成本增加，農業收入減少之困境(Gleick and Nash, 1991)。更甚者像非洲地區，由於長期的乾旱，使當地人民面臨饑餓之慘境，國家的經濟亦十分蕭條。而乾旱對台灣農業的影響，雖由1950年代占農業災害總額之23%，至1980年代占農業災害總額之1%。長期下降之趨勢極為明顯，此非氣象乾旱之減少，實因灌溉面積增加及防旱措施之改進的緣故(楊之遠及張鏡湖，1989)。因為作物生長和發育須有適當的水分供應，水分不足或過多都會不利於作物的生長和發育(鄭美淑及朱德民，1988)。就長遠來看，缺水對作物生長與產量所造成的傷害甚於其他環境逆境(stress)所產生的傷害(朱德民，1985)。

國內外雖有許多專家與學者陸續從事乾旱方面的研究，然大多偏重於氣候上或氣象乾旱的研究(亢玉瑾等，1980；吳宗堯及王時鼎，1981；林

民生等，1981；林民生及趙世騰，1981；徐森雄，1977；徐森雄及黃國禎，1985；廖學鎰，1960；廖學鎰等，1991；劉復誠等，1987)；或者重於作物生理上之研究(朱德民，1985；張新雄及劉清雲，1984；Koehler et al.，1982；Mcintyre，1987)，甚少對整體農業生產進行分析與評估。因此，本研究利用統計方法，擬探討「乾旱」對台灣地區農業生產之影響，期望能有拋磚引玉之效，並獲知乾旱對水稻及玉米作物生產量之衝擊程度。

二、方 法

(一)氣候資料之來源及處理

本文選用中央氣象局所屬之新竹、嘉義、台南、高雄、宜蘭和花蓮等六個氣象站，1960年至1993年月總雨量。其中嘉義站因設站較晚，僅有1968年至1993年之資料。將每年之月總雨量依Tabony(1977)所提之氣象乾旱量度(Dm)，求算乾旱量度，其計算公式如下：

$$Dm = (R - \bar{R}) / \bar{R}$$

R：月總雨量(mm)

\bar{R} ：歷年平均月總雨量(mm)

Dm值有正負值，其正值愈大，表示雨量愈多；反之，則雨量愈少。當Dm小於或等於-0.6時，即表示降雨量小於氣候平均值的40%，該月份定義為乾旱月。

另將二月至四月之總雨量定義為春雨，五月及六月之總雨量定義為梅雨，七月至九月之總雨量定義為夏季雨量，十一月至翌年一月之總雨量定義為冬季雨量。因此，春雨期之Dm值為二月至四月各月Dm值之和，夏季雨量之Dm值為七月至九月各月Dm值之和，冬季雨量之Dm值為十一月至翌年一月各月Dm值之和，當其Dm值之和小於或等於-1.8時，定義為乾旱季。而梅雨期之Dm值為五月及六月兩月Dm值之和，當其Dm值之和小於或等於-1.2時，定義為乾旱季。

(二)產量資料

挑選台灣主要之糧食作物—水稻及玉米為研究的對象，另因玉米的栽培，北部及東北部以春作為主，中南部以秋作居多(林安秋，1980)，而

選用春作及秋作的產量來分析。一期及二期水稻產量資料(圖1)，摘自臺灣省政府糧食局編印臺灣糧食統計要覽1962年版至1993年版，春作及秋作玉米產量(圖2)摘自臺灣省政府農林廳編印之農業年報1964年版至1993年版。

(三)統計方法

大致而言，一期水稻插秧期由南至北，依序延後，高屏地區約在12月下旬即陸續進行插秧；新竹及宜蘭地區約在2月下旬開始插秧作業。各地收穫期約在6月上旬至7月下旬。二期水稻亦類似，於6月上旬至8月下旬，由南至北各地陸續進行插秧作業，並於10月下旬至12月中旬完成收穫工作。各地春作玉米的播種期亦有所不同，約在1月上旬至4月上旬，收穫期約在3月上旬至8月中旬。整體而言，以北部地區較延遲。各地秋作玉米的播種期約在6月上旬至10月下旬，收穫期約在8月下旬至翌年2月上旬。

本研究係模擬Handler and Handler(1983)以 χ^2 檢定El Nino的發生與玉米產量之關係而來。採用 χ^2 統計方法，探討一期和二期水稻及春作和秋作玉米產量與其生育期間各月份及季節乾旱之關連性。利用SAS套裝軟體(SAS，1985)，運算各站各月份及各季節之氣象乾旱量度(Dm)，並統計乾旱及非乾旱之發生，一期、二期水稻產量及玉米春作、秋作產量高於或低於歷年平均產量之年別。再利用 χ^2 統計方法進行其彼此間之獨立性測驗。

三、資料分析

(一)水 稻

1.一期水稻

經 χ^2 測驗得知，一期水稻產量與生育期間一月份、二月份、三月份、四月份、五月份、六月份、春雨期及梅雨期乾旱之關連性；以新竹地區而言，三月份之 $\chi^2(1) = 7.298$ 及 $P = 0.007$ 、四月份之 $\chi^2(1) = 6.131$ 及 $P = 0.013$ ，分別達1%、5%顯著水準。嘉義地區五月份之 $\chi^2(1) = 5.217$ 及 $P = 0.022$ 、台南地區五月份之 $\chi^2(1) = 4.802$ 及 $P = 0.028$ 皆達5%顯著水準。高雄及宜蘭地區均未達5%顯著水準。花蓮地區之春雨期無乾旱的現象發

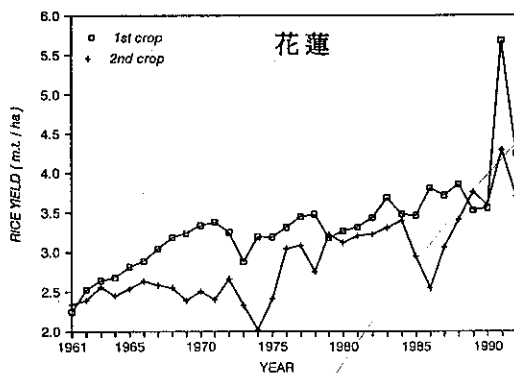
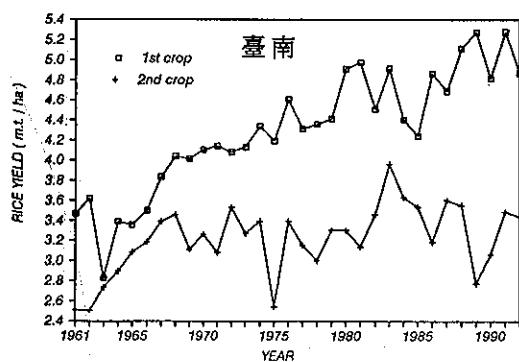
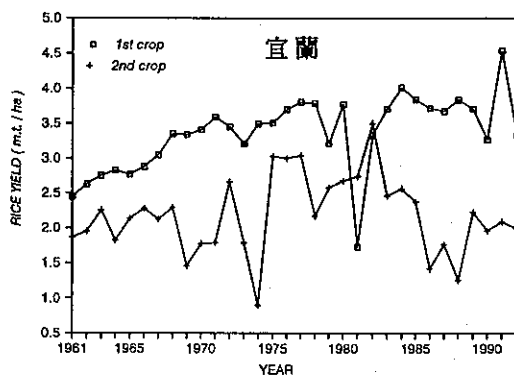
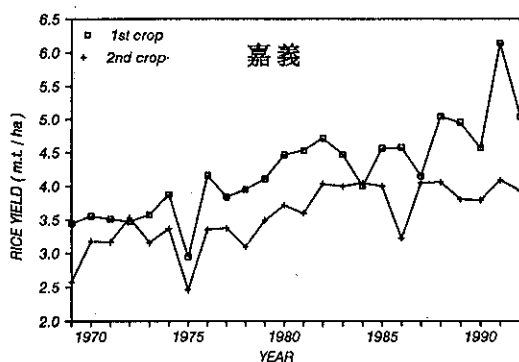
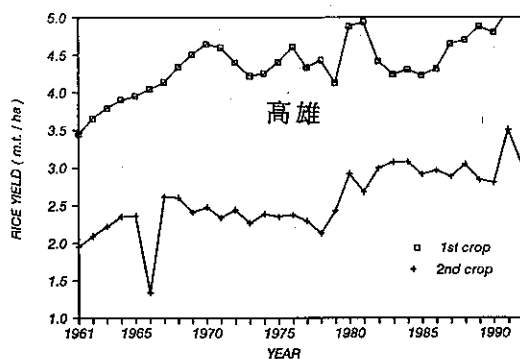
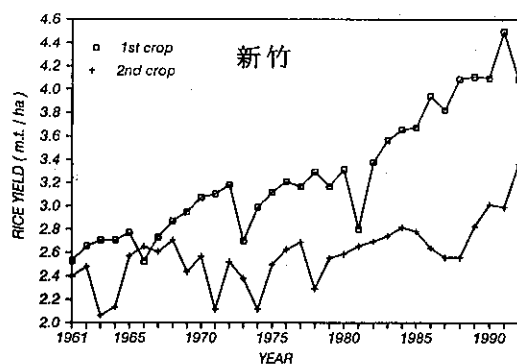


圖 1. 臺灣地區近三十年來一期及二期水稻產量趨勢

Figure 1. The average yield of the first and second crop rice for the past 30 years in Taiwan.

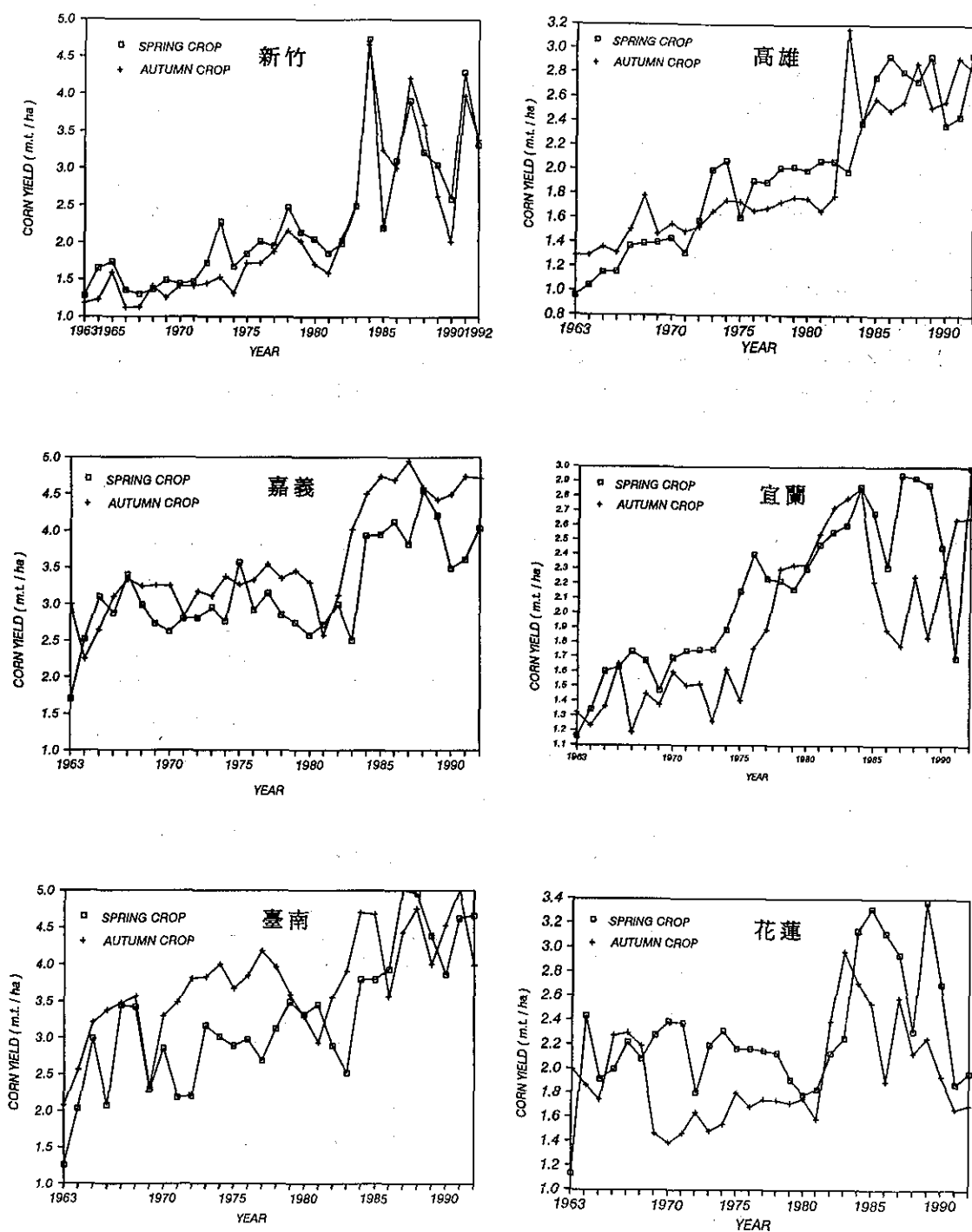


圖 2. 臺灣地區近三十年來春作及秋作玉米產量趨勢

Figure 2. The average yield of the spring and autumn crop corn for the past 30 years in Taiwan.

生，同時一月至六月之各月份及梅雨期亦均未達5%顯著水準(表1)。

χ^2 測驗之 2×2 關連表，因資料過多而未全部列出。僅將統計資料於達到顯著水準者，概述於後：

新竹地區在三月份發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有0個、8個。未發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有13個、11個(表2A)。四月份發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有0個、7個。未發生乾旱之年數中，一

期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有13個、12個(表2B)。由表2A和2B得知，發生乾旱之年數中，乾旱均使一期水稻產量較歷年平均產量偏低。顯見該地區三月和四月份的乾旱會造成一期水稻產量的減產。

嘉義地區在五月份發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有3個、1個。未發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有20個、0個。

台南地區在五月份發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分

表 1. 台灣地區一期水稻產量與乾旱關連性之統計資料

Table 1. The statistical data of the relationship between the first crop rice and drought in Taiwan.

統計值	月份及季節							
	1月	2月	3月	4月	5月	6月	春雨期	梅雨期
新竹								
$\chi^2(1)$	2.577	0.019	7.298	6.131	0.163	2.076	3.128	0.073
P	0.108	0.892	0.007	0.013	0.687	0.150	0.077	0.787
			**	*				
嘉義								
$\chi^2(1)$	0.275	0.626	0.430	0.626	5.217	0.209	0.275	0.095
P	0.600	0.429	0.512	0.429	0.022	0.648	0.600	0.758
					*			
台南								
$\chi^2(1)$	1.054	0.075	0.125	1.891	4.802	0.544	2.169	2.611
P	0.305	0.784	0.723	0.169	0.028	0.461	0.141	0.109
					*			
高雄								
$\chi^2(1)$	3.137	1.166	0.533	2.133	0.155	3.282	0.667	1.143
P	0.077	0.280	0.465	0.144	0.694	0.070	0.414	0.285
宜蘭								
$\chi^2(1)$	0.029	0.544	0.244	0.008	0.410	0.878	0.170	1.170
P	0.865	0.461	0.621	0.927	0.522	0.349	0.279	0.279
花蓮(1)								
χ^2	0.034	0.034	0.653	0.169	1.524	1.576	—	2.743
P	0.854	0.854	0.419	0.681	0.217	0.209	—	0.098

$\chi^2(1)$:括號內為自由度。

P: Probability

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

—: None statistical data.

表 2A. 新竹地區一期水稻產量與三月份乾旱 2×2 關連表

Table 2A. The 2×2 contingency table of first crop rice yield and the March-drought in Hsinchu area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	0	13	13
低於歷年平均產量年數	8	11	19
總 計	8	24	32

Chi-square(1)=7.298, P=0.007, 達1%顯著水準。

表 2B. 新竹地區一期水稻產量與四月份乾旱 2×2 關連表

Table 2B. The 2×2 contingency table of first crop rice yield and the April-drought in Hsinchu area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	0	13	13
低於歷年平均產量年數	7	12	19
總 計	7	25	32

Chi-square(1)=6.131, P=0.013, 達5%顯著水準。

表 3. 台南地區一期水稻產量與五月份乾旱 2×2 關連表

Table 3. The 2×2 contingency table of first crop rice yield and the May-drought in Tainan area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	2	15	17
低於歷年平均產量年數	7	8	15
總 計	9	23	32

Chi-square(1)=4.802, P=0.028, 達5%顯著水準。

別有2個、7個。未發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有15個、8個(表3)。由表中發現，該地區五月份發生乾旱之年數中，乾旱使一期水稻產量較歷年平均產量偏低之年數較多，而未發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多之年數較多，因此可知乾旱會造成一期水稻產量的減產。

另以前一年七月至十二月各月份、夏季和冬季的乾旱進行分析(資料未全部列出)，高雄地區九月份發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有1個、8個。

未發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有15個、8個(表4)。由表中獲知，高雄地區九月份的乾旱會使一期水稻產量減產，其 $\chi^2(1) = 7.575$ 及 $P = 0.006$ ，達1%顯著水準。

2. 二期水稻

經 χ^2 測驗得知，二期水稻產量與生育期間七月份、八月份、九月份、十月份、十一月份、十二月份、春雨期、梅雨期、夏季及冬季乾旱之關連性；新竹地區之冬季、嘉義地區之夏季與冬季及花蓮地區之春雨期無乾旱的現象發生，其他

則均未達5%顯著水準。台南地區十月份之 $\chi^2(1)=4.979$ 及 $P=0.026$ 、高雄地區九月份及春雨期之 $\chi^2(1)=5.061$ 及 $P=0.024$ ，二者皆達5%顯著水準，宜蘭地區十月份之 $\chi^2(1)=4.499$ 及 $P=0.034$ ，達5%顯著

水準(表5)。

χ^2 測驗之 2×2 關連表，因資料過多而未全部列出。僅將統計資料於達到顯著水準者，概述於後：

表 4. 高雄地區一期水稻產量與前一年九月份乾旱 2×2 關連表

Table 4. The 2×2 contingency table of first crop rice yield and the September-drought in the last year in Kaoshiung area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	1	15	16
低於歷年平均產量年數	8	8	16
總 計	9	23	32

Chi-square(1)=7.575, $P=0.006$, 達1%顯著水準。

表 5. 台灣地區二期水稻產量與乾旱關連性之統計資料

Table 5. The statistical data of the relationship between the second crop rice and drought in Taiwan.

統計值	月份及季節									
	7月	8月	9月	10月	11月	12月	春雨期	梅雨期	夏季	冬季
新竹										
$\chi^2(1)$	0.533	0.667	0.139	1.247	2.327	0.000	1.143	0.368	0.032	—
P	0.465	0.414	0.710	0.264	0.127	1.000	0.285	0.544	0.310	—
嘉義										
$\chi^2(1)$	0.727	0.312	0.727	0.015	1.846	0.273	0.574	0.198	—	—
P	0.394	0.577	0.394	0.902	0.174	0.602	0.449	0.656	—	—
台南										
$\chi^2(1)$	0.544	1.452	0.209	4.979	0.427	1.129	2.169	2.611	0.911	0.042
P	0.461	0.228	0.647	0.026	0.513	0.288	0.141	0.106	0.340	0.838
高雄										
$\chi^2(1)$	1.046	1.719	5.061	1.953	1.245	0.536	5.061	0.018	0.911	0.396
P	0.306	0.190	0.024	0.162	0.265	0.464	0.024	0.893	0.340	0.529
宜蘭										
$\chi^2(1)$	0.379	0.276	1.205	4.499	1.162	2.418	1.170	1.170	1.170	1.170
P	0.538	0.599	0.272	0.034	0.281	0.120	0.279	0.279	0.279	0.279
花蓮										
$\chi^2(1)$	0.057	0.075	0.376	1.012	0.005	0.058	—	2.418	0.008	0.008
P	0.811	0.784	0.539	0.314	0.946	0.810	—	0.120	0.927	0.927

$\chi^2(1)$:括號內為自由度。

P: Probability

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

—: None statistical data.

台南地區在十月份發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有 7 個、12 個。未發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有 10 個、3 個(表 6)。由表中數據顯示，發生乾旱之年數中，乾旱使一期水稻產量較歷年平均產量偏低之年數較多；而未發生乾旱之年數中，一期水稻產量較歷年平均產量偏多之年數較多，得知該地區十月份的乾旱會造成一期水稻產量的減產。

高雄地區於九月份及春雨期發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數相同，分別有 1 個、7 個。未發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數亦相同，分別有 14 個、10 個(表 7)。由表中可知，該地區九月份及春雨期的乾旱會造成一期水稻產量的減產。

宜蘭地區在十月份發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分

別有 8 個、3 個。未發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有 7 個、14 個(表 8)。該地區十月份的乾旱，雖與二期水稻產量有相關性，其確實關係有待深入的研究。

由二期水稻產量與一月至六月各月份之統計資料顯示(資料未全部列出)，新竹地區二月份發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有 1 個、6 個。未發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有 15 個、10 個(表 9)。由此可知，該地區二月份的乾旱會造成二期水稻產量的減產。台南地區三月份發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有 12 個、4 個。未發生乾旱之年數中，二期水稻產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有 5 個、11 個(表 10)。該地區三月份的乾旱，雖與二期水稻產量有相關性，其確實關係尚待深入的研究。

表 6. 台南地區二期水稻產量與十月份乾旱 2×2 關連表

Table 6. The 2×2 contingency table of second crop rice yield and the October-drought in Tainan area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	7	10	17
低於歷年平均產量年數	12	3	15
總 計	19	13	32

Chi-square(1)=4.979, P=0.026, 達5%顯著水準。

表 7. 高雄地區二期水稻產量與九月份及春雨期乾旱 2×2 關連表

Table 7. The 2×2 contingency table of second crop rice yield and the September and spring-drought in Kaoshiung area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	1	14	15
低於歷年平均產量年數	7	10	17
總 計	8	24	32

Chi-square(1)=5.061, P=0.024, 達5%顯著水準。

表 8. 宜蘭地區二期水稻產量與十月份乾旱 2×2 關連表

Table 8. The 2×2 contingency table of second crop rice yield and the October-drought in Ilan area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	8	7	15
低於歷年平均產量年數	3	14	17
總 計	11	21	32

Chi-square(1)=4.499, P=0.034, 達5%顯著水準。

表 9. 新竹地區二期水稻產量與二月份乾旱 2×2 關連表

Table 9. The 2×2 contingency table of second crop rice yield and the February-drought in Hsinchu area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	1	15	16
低於歷年平均產量年數	6	10	16
總 計	7	25	32

Chi-square(1)=4.571, P=0.033, 達5%顯著水準。

表 10. 台南地區二期水稻產量與三月份乾旱 2×2 關連表

Table 10. The 2×2 contingency table of second crop rice yield and the March-drought in Tainan area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	12	5	17
低於歷年平均產量年數	4	11	15
總 計	16	16	32

Chi-square(1)=6.149, P=0.013, 達5%顯著水準。

(二) 玉 米

1. 春作玉米

經 χ^2 測驗獲知，春作玉米產量與生育期間二月份、三月份、四月份、五月份、六月份、春雨期及梅雨期之關連性；以新竹地區而言，僅四月份之 $\chi^2(1)=5.286$ 及 $P=0.021$ ，達5%顯著水準。台南地區春雨期之 $\chi^2(1)=7.989$ 及 $P=0.005$ ，達1%顯著水準。高雄地區四月份之 $\chi^2(1)=6.111$ 及 $P=0.013$ 、春雨期之 $\chi^2(1)=6.679$ 及 $P=0.010$ ，達1%顯著水準。花蓮地區之春雨期無乾旱發生，五月份之 $\chi^2(1)=6.679$ 及 $P=0.010$ 、六月份之 $\chi^2(1)=4.588$

及 $P=0.032$ ，皆達5%顯著水準。嘉義及宜蘭地區均未達5%顯著水準(表11)。

χ^2 測驗之 2×2 關連表，因資料過多而未全部列出。僅將統計資料於達到顯著水準者，概述於後：

新竹地區而言，於四月份發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有0個、7個。未發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有11個、12個(表12)。由表中數據顯示，發生乾旱之年數中，乾旱均使春作玉米產量

表 11. 台灣地區春作玉米產量與乾旱關連性之統計資料

Table 11. The statistical data of the relationship between the spring crop corn and drought in Taiwan.

統計值	月份及季節						
	2月	3月	4月	5月	6月	春雨期	梅雨期
新竹							
$\chi^2(1)$	0.151	2.744	5.286	0.718	1.407	2.672	1.241
P	0.698	0.098	0.021	0.397	0.236	0.102	0.265
			*				
嘉義							
$\chi^2(1)$	0.046	3.048	2.240	0.137	0.549	1.220	0.062
P	0.831	0.081	0.134	0.711	0.459	0.269	0.803
台南							
$\chi^2(1)$	0.201	1.158	2.825	1.201	0.429	7.989	0.238
P	0.654	0.282	0.105	0.273	0.513	0.005	0.626
						**	
高雄							
$\chi^2(1)$	1.833	0.344	6.111	0.197	0.027	6.679	0.084
P	0.176	0.558	0.013	0.657	0.869	0.010	0.773
			*			*	
宜蘭							
$\chi^2(1)$	0.036	1.930	1.241	0.718	0.016	0.599	0.599
P	0.850	0.165	0.265	0.397	0.900	0.439	0.439
花蓮							
$\chi^2(1)$	1.330	0.632	1.493	6.679	4.588	—	0.039
P	0.249	0.427	0.222	0.010	0.032	—	0.844
				*	*		

$\chi^2(1)$:括號內為自由度。

P: Probability

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

—: None statistical data.

表 12. 新竹地區春作玉米產量與四月份乾旱 2×2 關連表

Table 12. The 2×2 contingency table of spring crop corn yield and the April-drought in Hsinchu area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總計
高於歷年平均產量年數	0	11	11
低於歷年平均產量年數	7	12	19
總計	7	23	30

Chi-square(1)=5.286, P=0.021, 達5%顯著水準。

較歷年平均產量偏低；得知該地區四月份的乾旱會造成春作玉米產量的減產。

台南地區於春雨期發生乾旱之年數中，春作

玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有0個、7個。未發生乾旱之年數中，春作玉米

產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有

14個、9個(表13)。由表中得知，發生乾旱之年數中，乾旱均使春作玉米產量較歷年平均產量偏低；而知該地區春雨期的乾旱會造成春作玉米產量的減產。

高雄地區於四月份發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有3個、8個。未發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有14個、5個(表14A)。在春雨期發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有1個、6個。未發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有16個、7個(表14B)。由表14A和14B顯示，發生乾旱之年數中，乾旱均使春作玉米產量較歷年平均產量偏低之年數較多，而未發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多之年數較多。顯見該地區四月份和春雨期的乾旱會造成春作玉米產量的減產。

花蓮地區於五月份發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分

別有1個、6個。未發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有16個、7個(表15A)。由此可知，該地區二月份的乾旱會造成春作玉米產量的減產。在六月份發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有5個、0個。未發生乾旱之年數中，春作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有12個、13個(表15B)。該地區六月份的乾旱，雖與春作玉米產量有相關性，其確實關係尚待深入的研究。

2.秋作玉米

經 χ^2 測驗獲知，秋作玉米產量與生育期間八月份、九月份、十月份及十一月份之關連性；新竹、嘉義及花蓮地區均未達5%顯著水準，台南地區十月份之 $\chi^2(1)=4.359$ 及 $P=0.037$ ，達5%顯著水準。高雄地區十一月份之 $\chi^2(1)=6.787$ 及 $P=0.009$ 、宜蘭地區十一月份之 $\chi^2(1)=7.033$ 及 $P=0.008$ 皆達1%顯著水準(表16)。

χ^2 測驗之 2×2 關連表，因資料過多而未全部列出。僅將統計資料於達到顯著水準者，概述於

表 13. 台南地區春作玉米產量與春雨期乾旱 2×2 關連表

Table 13. The 2×2 contingency table of spring crop corn yield and the spring-drought in Tainan area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	0	14	14
低於歷年平均產量年數	7	9	16
總 計	7	23	30

Chi-square(1)=7.989, $P=0.005$, 達1%顯著水準。

表 14A. 高雄地區春作玉米產量與四月份乾旱 2×2 關連表

Table 14A. The 2×2 contingency table of spring crop corn yield and the April-drought in Kaoshiung area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	3	14	17
低於歷年平均產量年數	8	5	13
總 計	11	19	30

Chi-square(1)=6.111, $P=0.013$, 達5%顯著水準。

表 14B. 高雄地區春作玉米產量與春雨期乾旱 2×2 關連表

Table 14B. The 2×2 contingency table of spring crop corn yield and the spring-drought in Kaoshiung area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	1	16	17
低於歷年平均產量年數	6	7	13
總 計	7	23	30

Chi-square(1)=6.679, P=0.010, 達5%顯著水準。

表 15A. 花蓮地區春作玉米產量與五月份乾旱 2×2 關連表

Table 15A. The 2×2 contingency table of spring crop corn yield and the May-drought in Hwalian area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	1	16	17
低於歷年平均產量年數	6	7	13
總 計	7	23	30

Chi-square(1)=6.679, P=0.010, 達5%顯著水準。

表 15B. 花蓮地區春作玉米產量與六月份乾旱 2×2 關連表

Table 15B. The 2×2 contingency table of spring crop corn yield and the June-drought in Hwalian area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	5	12	17
低於歷年平均產量年數	0	13	13
總 計	5	25	30

Chi-square(1)=4.588, P=0.032, 達5%顯著水準。

後：

台南地區在十月份發生乾旱之年數中，秋作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有 0個、17個。未發生乾旱之年數中，秋作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有 3個、10個(表17A)。高雄地區於十一月份發生乾旱之年數中，秋作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有9個、8個。未發生乾旱之年數中，秋作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有1個、12個(表17B)。宜蘭地區於十一月份發生乾旱之年數中，秋作玉米產量

較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有5個、1個。未發生乾旱之年數中，秋作玉米產量較歷年平均產量偏多、偏低之年數，分別有6個、18個(表17C)。由表17A、17B及17C獲知，台南地區十月份、高雄及宜蘭二地區十一月份的乾旱，雖與秋作玉米產量有相關性，其確實關係仍待深入的研究。

四、討 論

(一)水 稻

經 χ^2 測驗得知，新竹地區三月份的乾旱(P=

0.007**)和四月份的乾旱($P=0.013^*$)，以及台南地區五月份的乾旱($P=0.028^*$)會造成一期水稻產量的減產。嘉義地區五月份乾旱的發生($P=0.022^*$)與一期水稻產量有相關性。高雄、宜蘭及花蓮等地區生育期間各月份的乾旱，與一期水稻的產量無相關性。另以前一年七月至十二月各月份、夏季和冬季的乾旱進行分析(資料未全部列出)，高雄地區九月份的乾旱($P=0.006^{**}$)，使一期水稻產量減產。嘉義地區八月份乾旱的發生($P=0.008^{**}$)與一期水稻產量有相關性。新竹、臺南、宜蘭及花蓮等地區乾旱的發生與一期水稻產量均無相關性存在。

由二期水稻產量與一月至十二月各月份及各季乾旱之統計資料顯示(一月至六月份的資料未全部列出)，新竹地區二月份的乾旱($P=0.033^*$)會造成二期水稻產量的減產。台南地區三月份乾旱的發生($P=0.013^*$)與二期水稻產量有相關性，十月份的乾旱($P=0.026^*$)會造成二期水稻產量的減產。高雄地區九月份($P=0.024^*$)及春雨期的乾旱($P=0.024^*$)均造成二期水稻產量的減產。宜蘭地區十月份乾旱的發生($P=0.034^*$)與二期水稻產量有相關性。嘉義及花蓮地區乾旱的發生與二期水稻產量均無相關性存在。

表 16. 台灣地區秋作玉米產量與乾旱關連性之統計資料

Table 16. The statistical data of the relationship between the autumn crop corn and drought in Taiwan.

統計值	月 份			
	8月	9月	10月	11月
新竹				
$\chi^2(1)$	2.329	1.794	0.300	0.300
P	0.127	0.180	0.584	0.587
嘉義				
$\chi^2(1)$	0.882	0.229	0.120	0.235
P	0.348	0.633	0.729	0.628
台南				
$\chi^2(1)$	2.016	2.222	4.359	0.062
P	0.156	0.136	0.037	0.804
			*	
高雄				
$\chi^2(1)$	2.308	2.131	1.071	6.787
P	0.129	0.144	0.301	0.009
				**
宜蘭				
$\chi^2(1)$	1.148	1.969	0.660	7.033
P	0.284	0.161	0.417	0.008
				**
花蓮				
$\chi^2(1)$	0.370	0.455	0.215	0.023
P	0.543	0.500	0.643	0.880

$\chi^2(1)$:括號內為自由度。

P: Probability

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

—: None statistical data.

表 17A. 台南地區秋作玉米產量與十月份乾旱 2×2 關連表

Table 17A. The 2×2 contingency table of spring crop corn yield and the October-drought in Tainan area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	0	3	3
低於歷年平均產量年數	17	10	27
總 計	17	13	30

Chi-square(1)=4.359, P=0.037, 達5%顯著水準。

表 17B. 高雄地區秋作玉米產量與十一月份乾旱 2×2 關連表

Table 17B. The 2×2 contingency table of spring crop corn yield and the November-drought in Kaoshiung area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	9	1	10
低於歷年平均產量年數	8	12	20
總 計	17	13	30

Chi-square(1)=6.787, P=0.009, 達1%顯著水準。

表 17C. 宜蘭地區秋作玉米產量與十一月份乾旱 2×2 關連表

Table 17C. The 2×2 contingency table of spring crop corn yield and the November-drought in Ilan area.

一期水稻產量	乾旱年數	非乾旱年數	總 計
高於歷年平均產量年數	5	6	11
低於歷年平均產量年數	1	18	19
總 計	6	24	30

Chi-square(1)=7.033, P=0.008, 達1%顯著水準。

(二) 玉 米

由春作玉米產量與其生育期乾旱之統計資料發現，新竹地區四月份的乾旱(P=0.021*)、台南地區春雨期的乾旱(P=0.005**)、高雄地區四月份(P=0.013*)和春雨期的乾旱(P=0.01*)，以及花蓮地區五月份乾旱的發生(P=0.01*)，會造成春作玉米產量的減產。而花蓮地區六月乾旱的發生與春作玉米產量有相關性存在。嘉義及宜蘭地區乾旱的發生與春作玉米產量均無相關性存在。

秋作玉米產量與其生育期乾旱之統計資料顯示，台南地區十月份乾旱的發生(P=0.037*)、高雄

及宜蘭地區十一月份乾旱的發生(P=0.009**)，與秋作玉米產量有相關性。新竹、嘉義及花蓮等地區乾旱的發生與秋作玉米產量均無相關性存在。

由於缺乏蒸發散的資料，本研究無法以農業乾旱來分析水稻與玉米生長期是否有乾旱發生，僅以氣象乾旱判別之(Tabony, 1977);亦未區分乾旱的程度。另由於無法預先取得去(82)年的產量資料，故未將之納入探討。限於時間之因素，分析產量資料時，未將農業生產技術的改進加以考慮。同時，地區的天氣型態亦未加以考慮。此有待進一步地研究。臺灣降雨多仰賴春雨、梅雨及

颱風帶來的雨量，在冬季，北部及東北部受東北季風影響有雨，中南部則多為乾旱的天氣。在此天氣特性下，政府有關部會實應即早做好水資源之規劃、開發、管理及利用。因此，本研究單以乾旱的角度，探討其對水稻及玉米產量之衝擊性。實際上，溫度、日照及平均風速等氣象因子對水稻產量影響亦大(楊肇鋒及孫雄，1971)。

據研究得知，10°C以下的低溫、夜溫、光期及日射量等與玉米產量關係密切(陳成等，1985；楊之遠等，1987；蔡承良、鐘華月，1984；Denmead and Shaw，1960；Coligado and Brown，1975；Neild et al.，1987；Peter et al.，1971；Runge，1968)。此外，探討作物與水分之關係時，尚須考慮(1)水分和土壤狀況之測定，例如：地勢和土壤性質與乾旱的發生密不可分(廖學鎰，1960)。(2)灌溉措施，(3)適栽作物之種類和品種，例如：乾旱地區選用耐旱品種，並瞭解種植期和收穫期與水分之相關性(Jackson，1982；向為民，1993；Mussell and Staples，1979)。惟受限於上述資料之取得不便或付之闕如，因此，本研究無法將之加以納入。事實上，缺水對作物生長及產量影響之研究，已有百年之久；因植物對缺水的反應相當複雜，且研究方法的標準不一，以致迄今吾人對缺水如何影響作物生育及產量的瞭解仍相當有限(朱德民，1985)。

五、結 論

本研究利用 χ^2 統計方法探討新竹、嘉義、台南、高雄、宜蘭及花蓮等六個地區乾旱的發生，與水稻及玉米產量之相關性。經分析後，發現無論水稻或玉米，其產量與乾旱之關係，均因地區和期作的不同而異。同時，部份地區乾旱的發生與產量無相關性，其實際原因仍待研究。而近些年來，農業生產技術的進步，諸如：灌溉措施、耐旱品種等的利用，使乾旱對農業生產體系的影響降低，其功不可沒。本研究之結論歸納如下：

(一)一期水稻：新竹地區三月和四月份的乾旱，以及台南地區五月份的乾旱，會造成一期水稻產量的減產。而嘉義地區五月份乾旱的發生與

一期水稻產量有相關性，惟其關係尚待進一步地探討。另高雄地區一期水稻產量會受前一年九月份乾旱的影響而減產。宜蘭及花蓮地區乾旱的發生與一期水稻產量無相關性。春雨期及梅雨期乾旱的發生與一期水稻產量之關係，六個地區均未達5%顯著水準。

(二)二期水稻：新竹地區二月份的乾旱、台南地區十月份的乾旱及高雄地區九月份和春雨期的乾旱，均使二期水稻產量減產。台南地區三月份的乾旱與宜蘭地區十月份的乾旱，雖與二期水稻產量有相關性，其確實關係有待深入的研究。嘉義及花蓮地區乾旱的發生與二期水稻產量均無相關性存在。夏季及冬季乾旱的發生與二期水稻產量之關係，六個地區均未達5%顯著水準。

(三)春作玉米：新竹地區四月份的乾旱、台南地區春雨期的乾旱、高雄地區四月份和春雨期的乾旱，以及花蓮地區五月份的乾旱，會造成春作玉米產量的減產。而花蓮地區六月份乾旱的發生與春作玉米產量雖有相關性存在，然其關係有待研究。嘉義及宜蘭地區乾旱的發生與春作玉米產量均無相關性存在。

(四)秋作玉米：台南地區十月份乾旱的發生、高雄及宜蘭地區十一月份乾旱的發生，與秋作玉米產量有相關性，惟其關係有必要詳加探討。新竹、嘉義及花蓮等地區乾旱的發生與秋作玉米產量均無相關性存在。

六、致 謝

本文係本局83年度研究發展專題之研究報告。於研究期間，承蒙國立台灣大學公衛研修中心陳英勇先生、安泰人壽研發處周向波先生，不厭其煩地指導SAS程式之撰寫及給與統計上的寶貴建議；以及本局林民生組長、劉復誠科長和廖志翔課長提供珍貴之意見；使本研究得以如期完成，特此獻上最誠摯之謝忱。

七、參考文獻

亢玉瑾、蔡清彥、蔡錫祺，1980：客觀長期預報方法適用於台灣春季乾旱之研究。大氣科學，第七期，3-12。

- 向爲民，1993：乾早年談農業用水。農藥世界，123:32-37。
- 朱德民、鄭美淑，1988：水害對玉米生長和產量的影響，I．水害對玉米種子發芽的影響。中華農學會報新第141期:7-17。
- 朱德民，1985：缺水與作物關係。科學農業，33(1-2):37-43。
- 吳宗堯、王時鼎，1981：民國69(1980)年台灣乾旱研討。大氣科學，第八期，95-104。
- 林安秋，1980：氣候及生長季節與臺灣雜糧增產。科學農業，28(1-2):13-24。
- 林民生、吳德榮、華文遠，1981：臺灣地區春季乾旱之分析。異常氣候研討會論文彙編，pp. 73-86。
- 林民生、趙世騰，1981：臺灣地區春季乾旱之綜觀氣候分析。科學發展月刊，第九卷，215-231。
- 徐森雄，1977：民國六十五年夏至六十六年春本省之乾旱。中華水土保持學報，第八卷第二期，30-38。
- 徐森雄、黃國禎，1985：臺灣之乾旱特性。行政院國科會研究報告74-13號。
- 陳成、陳耀煌、李成章、周微茂，1985：玉米在不同地域及周年栽培環境下之穩定性。中華農學會報新第130期:24-35。
- 張新雄、劉清雲，1984：乾旱狀態下大豆植株脯氨酸之累積。科學發展月刊，11(12):1623-1640。
- 楊肇鋒、孫雄，1971：臺灣沿海地區氣候因素對稻作產量之影響。台灣銀行季刊，22(1):253-295。
- 楊之遠、曾文柄、李炳和、梁仁有、張佑芳、楊慧玉，1987：遮蔭處理對玉米田微氣象及玉米產量之影響。中華農學會報新第138期:16-30。
- 楊之遠、張鏡湖，1989：台灣地區農業氣象災害之探討。台灣地區農業氣象資源應用研討會專輯，pp. 349-365。中央氣象局編印。
- 廖學銓，1960：台灣之氣象災害。氣象學報，6(2):1-29。
- 廖學銓、劉復誠、徐辛欽、廖志翔，1991：台灣地區夏季乾旱之研究(II)－長期客觀預報技術之應用。中央氣象局研究報告第437號，185-240。
- 臺灣農業年報，1964年版至1993年版。台灣省政府農林廳編印。
- 臺灣糧食統計要覽，1962至1993年版。台灣省政府糧食局編印。
- 劉復誠、鄭月娥、蔣爲民、李樹華，1987：台灣地區春雨反常年之500毫巴環流及海溫距平分佈特徵及其可預測性之初步探討。氣象學報，33(3):161-185。
- 蔡承良、鍾華月，1984：不同播種期對玉米生育及產量的影響。中華農學會報新第127期:52-56。
- Coligado, M. C. and Brown, D. M., 1975: Response of corn in the pre-tassel initiation period to temperature and photoperiod. *Agric. Meteorol.*, 14:357-367.
- Denmead, O. T. and Shaw, R. H., 1960: The effects of soil moisture stress at different stages of growth on the development and yield of corn. *Agron. J.* 52:272-274.
- Gleick, P. H. and Nash, L., 1991: The societal and environmental costs of the continuing California drought. Research Report of Pacific Institute, Berkeley, CA, USA.
- Handler, P. and Handler, E., 1983: Climatic anomalies in the tropical Pacific Ocean and corn yields in the United States. *Science*, 220:1155-1156.
- Jackson, I. J., 1982: Climate, water and agriculture in the tropics. pp. 165-193。
- Koehler, P. H., P. H. Moore, C. A. Jones, A. Dela and Maretzki A., 1982: Response of drip-irrigated sugarcane to drought stress. *Agron. J.* 74:906-911.
- Mcintyre, G. I., 1987: The role of water in the regulation of plant development. *Can. J. Bot.* 65:1287-1298.
- Mussell, H. and Staples, R. C., eds., 1979: Stress physiology in crop plants. pp. 263-464, John Wiley & Sons, Inc.

- Neild, R. E., D. A. Wilhite and Hubbard, K. G., 1987: Preseason precipitation probabilities as an aid to corn planting decisions. *Agric. Meteorol.* 41:2 59-266.
- Peter, D. B., J. W. Pendleton, R. H. Hageman and Brown C. M. 1971: Effect of night air temperature on grain yield of corn, wheat, and soybeans. *Agron. J.* 63:809.
- Runge, E. C. A., 1968: Effect of rainfall and temperature interactions during the growing season on corn yield. *Agron. J.* 60:503-507.
- SAS Institute. 1985. SAS user's guide: statistics Version 5ed. SAS Institute Inc., Cary, NC. U. S. A.
- Tabony, R. C., 1977: Drought classifications and a study of drought at kew, *Meteor. Mag.*, 106, 1-10.

THE EFFECT OF DROUGHT ON THE PRODUCTIONS OF RICE AND CORN IN THE TAIWAN AREA

Yu-fang Chang

Central Weather Bureau

ABSTRACT

Among six areas of Hsinchu, Chiayi, Tainan, Kaoshiung, Ilan and Hwalian, no matter whether it is rice or corn, the relationships among their productions and the droughts of different planting months, April-rain spell, Mei-yu season, summer and winter spells differ according to farming areas and croppings. Also, drought occurrence for portions of the above-mentioned areas has no relation with productions, and the real causes inherited in it demand further investigations.

According to the statistics, six areas including Hsinchu, Chi-square tests among them were not significant ($p > 0.05$) for the droughts of spring-rain spell and Mei-yu season and the first crop rice production, and for the occurrence of summer-and winter-drought spells and the second crop rice production.

On the significant level at 5% or 1%, there exists the following phenomena:

1. The first crop rice: The decrease of the first crop rice production will arise when the March-and April-droughts in Hsinchu, and May drought in Tainan occur.
2. The second crop rice: The second crop rice production will decrease when droughts of February in Hsinchu, October in Tainan, and September in Kaoshiung occur.
3. Spring crop corn: Droughts of April in Hsinchu, Spring-rain spell in Tainan, April and the Spring-rain spell in Kaoshiung, and May in Hwalian will cause a decrease in the production of the spring crop corn.

Key words: Drought, Chi-square tests

Volume 40 Number 2

June 1994

Meteorological Bulletin

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- Satellite Retrived Rainfall Data and its Application in the Climate Study
..... Jough-Tai Wang and Chau-Ping Lee (87)
- Temporal -- Spacial Distribution and Tectonic Cause of
the 13 December 1990 Hualien Earthquake and its Aftershocks
..... Cheng-sung Wang, Min-fung Kao, and Yi-Min Wu
Tzay-chyn Shin, Yu-lung Liu, and Chia-how Chiang (108)
- A Coupling Test of PBL and RAD Parameterizations
..... Feng-Ju Wang, Chin-Tzu Feng, and Chi-Sann Liou (121)
- A Case Study of the Typhoon Track in the
Northwestern Pacific Joe C. K. Chen (135)
- Spatial Distribution of Probabilities of Rainstorm Occurred during
the Mei-yu Season in the Southwest Region of Taiwan
..... Yuan Shen and Shooou Hong Chen (160)
- The Effect of Drought on the Productions of
Rice and Corn in the Taiwan Area Yu-Fang Chang (168)



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

統 一 編 號
〇〇九〇八九八三〇〇七三

ISSN 0225-57785

氣象學報

第四十卷

第二期

Meteorological Bulletin Vol. 40 No. 2 1994

中央氣象局氣象學報社

主編

氣象學報

季刊

第四十卷 第三期

目次

研究論文

- 中央氣象局全球波譜模式之非線性正模
初始化 陳建河 郭鴻基 (185)
- 次網格地形重力波拖曳力之研究 蕭志惠 (199)
- 台灣西部地區三維速度構造 辛在勤 何美儀 (216)
- 台灣地區地震矩與近震規模關係之探討 江嘉豪 辛在勤 (235)
- 中央氣象局第二代數值天氣預報整體控
制系統發展近況 譚允中 蔡翠璧 黎兆濱 (246)

報 告

- 民國八十一年颱風報告——強烈颱風(9215)歐馬 呂國臣 (258)

出版者 發行所 編輯委員會 社長 委員 幹事 售價	中央氣象局氣象學報社 謝信良 謝信良 鄭明典 丁有存 辛勤軍 李勝坤 余貴生 林松錦 林松明 柳中絲 黃玉 新台幣150元	臺北市公園路六十四號 電話：3491091 柯陳陳張葉葉鄭 韓 文泰景隆永義明 素 雄然森男田雄典 蘭 (按姓氏筆劃排列)
---	---	---

中央氣象局全球波譜模式之非線性正模初始化

陳建河

中央氣象局氣象資訊中心

郭鴻基

國立台灣大學大氣科學研究所

摘要

考慮靜止且靜力穩定的大氣，對原始方程組做線性化，由連續方程及熱力方程得到一垂直結構方程，則此垂直結構方程的解，就是所謂的相當厚度。另外，由連續方程與動量方程配合一個相當厚度會得到一組水平結構方程，即所謂的淺水方程，此方程組的解（正模）含有三種形態的波動，即向西傳播的羅士培波，向東與向西傳播的重力波。線性正模初始化就是直接將欲過濾的重力波之振幅設為零，而非線性正模初始化(NNMI)則是令高頻率的重力波之振幅隨時間的變化為零(Machenhauer, 1977)，兩者最大的差別在於NNMI可以讓重力波存在於初始場中。本文重點在於詳細描述 NNMI完整的製作過程，例如，怎樣從分割(discrete)的原始線性方程求垂直結構矩陣，以及在水平結構方程中如何求對稱與反對稱矩陣，這是整個NNMI處理過程最重要的地方，即由對稱與反對稱矩陣的固有值(eigen value)可以知道各波動的頻率，進而設定所欲過濾掉的波動。另外，也描述程式中重要的資料結構，即利用Legendre函數在球面上的南北的對稱性，可在處理波譜與物理空間的轉換時，有較高的計算效率。

使用中央氣象局第二代，以T79、垂直18層的解析度的波譜模式，用1994年3月21日12Z的個案測試所發展完成的NNMI，本文將經過NNMI處理與未經NNMI處理的24小時地面氣壓預報做為NNMI模組正確與否的比對，很明顯地經過NNMI的處理可以減少地面氣壓的振盪。此外，經過NNMI處理之後，對於客觀分析場的修正量，在海平面氣壓分析場方面大致不超過3mb，500mb高度場則不超過30gpm。另外，也比較在垂直上取2個（外模、第一內模）、3個、4個垂直模的測試結果，三者之間由24小時的地面氣壓預報及對分析場的修正等均沒有很顯著的差別。

關鍵詞：非線性正模初始化(NNMI)、垂直模、水平模、波譜轉換。

一、前言

數值天氣預報(NWP)自1950年化開始發展，在電腦硬體設備不斷地更新之下，在技術上也有非常顯著的進步，以目前發展最好的歐洲氣象中心(ECMWF)為例，對天氣的可預報度已可達七天左右。基本上，構成NWP作業有四個要素，即：觀測資料(observation data)、客觀分析(objective analy-

sis)、初始化(initialization)及預報模式(forecast model)。

對於全球模式而言，預報模式可說是一個初始值問題，而觀測資料、客觀分析是在製造初始場，初始化是在修飾初始場讓預報模式能夠正常地預報。另外，也可以透過修飾模式方程組的方式來達到預報的目的，像準地轉模式即是。然而目前多數NWP以原始方程組為預報模式的情況下，初始化的

方法就希望跟預報模式結合一起，例如非線性正模初始化(nonlinear normal mode initialization)及動力初始化(dynamic initialization)。

一般而言，觀測資料在經過客觀分析之後，由於質量場與風場之間的不平衡，在進入預報模式之後會激發重力波的產生，雖然目前使用最佳客觀分析方法，在中高緯度可以滿足地轉平衡的限制(geostrophic constraint)，然而在低緯度此種地轉平衡限制並不存在。儘管如此，此種地轉平衡的初始場也不一定能被模式的原始方程組所接受，因此模式的初始化就顯得相當重要，它可以縮短預報模式在預報初期自我調整的時間。有關模式初始化的發展，在早期有以診斷方程如非線性平衡方程為限制條件讓風場與質量達到平衡，此種方式稱之為靜態(static)方法，例如中央氣象局(CWB)第一代全球系統所使用的方法，此法最嚴重的問題是初始化之後的場不含有輻散分量，如此過濾掉重力波會造成地轉調節(geostrophic adjustment)上的問題，對於已發展完成的天氣系統在預報上會產生嚴重的誤差(Williamson, Daley and Schlatter, 1981)。另一種初始化方法稱之為動力初始化(dynamic initialization)，最初是由Miyakoda and Moyer (1968)，Nitta and Hovermal (1969)等所發展出來的，方法的主要精神是將模式往回積分一段時間(例如六小時)然後再往前積分至初始預報時間。此法的主要缺點是實際應用在NWP作業上並不十分經濟，同時此法也會使得環流系統有過弱的現象。

至於線性正模初始化的發展則是Dickinson與Williamson (1972)在NCAR的大氣環流模式中首先應用，但是並不十分成功，原因是線性正模初始化並沒有考慮重力波會因為模式方程組的非線作用而再度產生。Machenhauer (1977)與Bear (1977)同時發展出非線性正模初始化(NNMI)，而Anderson (1977)將NNMI應用到全球波譜模式上，隨後NNMI就被廣泛的使用。雖然NNMI可以改進線性正模初始化的缺點，但是它也有一些缺點存在，Daley (1979)的研究認為NNMI對於降水的預報並沒有很大的改進；Bengtsson (1981)認為使用NNMI會減弱熱帶地區的環流。這些缺點的主要原因被認為是NNMI所使用的是乾絕熱的方程組；因此很多研究

都嘗試加入濕絕熱的效應(Tidade, 1983; Errico and Rasch, 1988; Harms et al, 1993)，其結果普遍都認為有助於降水的預報。NNMI使用Machenhauer方法的另一個缺點是在使用疊代(iteration)法時缺乏一般的收斂條件，Williamson and Temperton (1981)將NNMI應用於ECMWF模式時，在考慮對流加熱及大尺度降水時Machenhauer的方法並不收斂。另外，即使是在乾絕熱的情況下，如果也將那些較淺的重力波(即相當厚度較小者)過濾掉，也會造成疊代法的不收斂。Errico(1983)對於Machenhauer的方法其收斂的性質有詳細的討論。

本文的重點在於詳細介紹CWB全球波譜模式所使用的非線性正模初始化方法的處理程序及一些物理空間與波譜空間的轉換公式，有助於增加對波譜模式的了解。本文共分四節，第一節為簡介，第二節介紹非線性正模初始化方法及正模分析方法，第三節敘述NNMI結合波譜模式的預報結果，最後一節為結論。

二、非線性正模初始化

考慮在一個靜止的大氣，並給定一垂直穩定的溫度剖面，對乾絕熱的原始方程式做線性化，得到

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -2\Omega \mu \underline{D} - 2\Omega \underline{V} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \underline{D}}{\partial t} = 2\Omega \mu \underline{U} - \nabla^2 \underline{\Phi} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -A \underline{D} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -q^T \underline{D} \quad (4)$$

方程式中物理變數有下面的形成

$$\underline{x}(\lambda, \mu) = [x(\lambda, \mu, \sigma_1), x(\lambda, \mu, \sigma_2), \dots, x(\lambda, \mu, \sigma_\tau)]^T \quad (5)$$

L表示模式的垂直層數，各變數的放置如圖1所示，而各變數的定義如下：

ζ = 垂直渦度

\underline{D} = 水平輻散

θ = 位溫

$\pi = P - P_{i, \sigma_p}$, P: 地面氣壓, P_{i, σ_p} : 模式頂層之氣壓

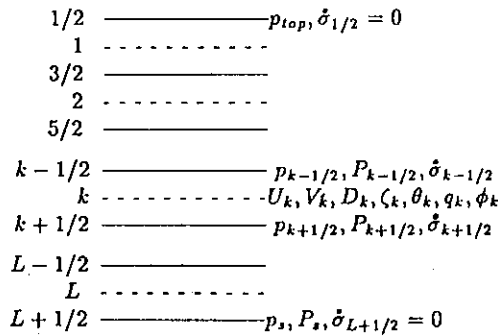


圖 1. 模式垂直分層及各變數排放位置示意圖。

$\underline{U} = u \cos \varphi / a$: 東西向水平風向量

$\underline{V} = v \cos \varphi / a$: 南北向水平風向量

a = 地球半徑

φ = 緯度

$\underline{\Omega}$ = 地球旋轉角速度

λ = 經度

Φ = 重力位，具有下式的關係

$\Phi = \phi_s + B \theta + c \pi$

ϕ_s = 地形高度上的重力位

$B = c^{-1} b$

$$e_{kl} = \begin{cases} 1 & \text{if } k=l \\ -1 & \text{if } k=l+1, k \neq L \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$$

$$b_{kl} = \begin{cases} c_p(p_{k+1/2} - p_k) & \text{if } k=l \\ c_p(p_{k+1} - p_{k+1/2}) & \text{if } k=l+1, k \neq L \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$$

因此 B 是一個 $L \times L$ 的矩陣。

c = L 個元素的 column 的矩陣，以下式表示

$$c_k = c_p \theta_k \left(\frac{\partial p_{k+1/2}}{\partial \pi} - \frac{\partial p_k}{\partial \pi} \right) + c_p \theta_{k+1} \left(\frac{\partial p_{k+1}}{\partial \pi} - \frac{\partial p_{k+1/2}}{\partial \pi} \right)$$

$$c_L = c_p \theta_L \left(\frac{\partial p_{L+1/2}}{\partial \pi} - \frac{\partial p_L}{\partial \pi} \right)$$

$P = \left(\frac{P}{P_0} \right)^k$ ，其中 $P_0 = 1000 \text{ mb}$

A = $L \times L$ 矩陣，以下式表示

$$A_{kl} = \left(\frac{\theta_{k+1/2} - \theta_k}{\Delta p_k} \right) \sigma_{k+1/2} \Delta p_l$$

$$+ \left(\frac{\theta_k - \theta_{k-1/2}}{\Delta p_k} \right) \sigma_{k-1/2} \Delta p_k$$

$$- h_{k1} \left(\frac{\theta_{k+1/2} - \theta_k}{\Delta p_k} \right)$$

$$- h_{k1} \left(\frac{\theta_k - \theta_{k-1/2}}{\Delta p_k} \right) \Delta p_l$$

$$h_{k1} = \begin{cases} 1 & \text{if } k \geq l \\ 0 & \text{if } k < l \end{cases}$$

(6)

其中 σ 的定義是 $\sigma = \frac{p - p_{top}}{p_s - p_{top}}$

$q = \Delta p_k$ 是一個 L 個元素的 column 的矩陣

Δp 是各層間的等壓面厚度

將(6)式對時間 t 微分得到

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = B \frac{\partial \theta}{\partial t} + c \frac{\partial \pi}{\partial t} \quad (7)$$

由(3)，(4)式得到

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = -SD \quad (8)$$

其中

$$S = (BA + cq)^T \quad (9)$$

將物理變數在波譜空間以三角形截斷方式展開（詳見附錄）

$$X(\lambda, \phi) = \sum_{n=-M}^M \sum_{m=1}^M X_n^m Y_n^m(\lambda, \mu) \quad (10)$$

M 為三角形截斷的波數， X_n^m 表示波譜係數，

$Y_n^m(\lambda, \mu)$ 為球面諧函數

$$X_n^m = \frac{1}{2\pi} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} X(\lambda, \mu) P_n^m(\mu) e^{-im\lambda} d\lambda d\mu \quad (11)$$

$$Y_n^m(\lambda, \mu) = P_n^m(\mu) e^{im\lambda}$$

其中 $P_n^m(\mu)$ 為 n 階 m 次方的連帶 Legendre 函數

將(1), (2), (8)式轉換到波譜空間得到

$$\frac{d}{dt} \zeta_n^m = -2\Omega \mu D_n^m - 2\Omega V_n^m \quad (12)$$

$$\frac{d}{dt} D_n^m = -2\Omega \mu \zeta_n^m - 2\Omega U_n^m + \frac{n(n+1)}{a^2} \Phi_n^m \quad (13)$$

$$\frac{d}{dt} \Phi_n^m = -SD_n^m \quad (14)$$

(一)垂直結構

基本上, 垂直結構是S來決定, 因此是一個固有值問題(eigen-value problem), 即

$$SZ = gHZ \quad (15)$$

g 是重力, Z 是矩陣S的固有向量就是垂直模(vertical normal mode), H 表示每一個垂直正模的相當厚度(equivalent depth), 圖2是用表1的垂直分層及溫度剖面所計算出來的垂直結構(僅列出前9個模)。表1中模式共有18個分層($L=18$), 相對應有18個相當厚度, 對接近10km的相當厚度而言($l=1$)稱之為外模(external mode), 而第二個相當厚度約3 km稱為第一內模(first internal mode), 以下類推

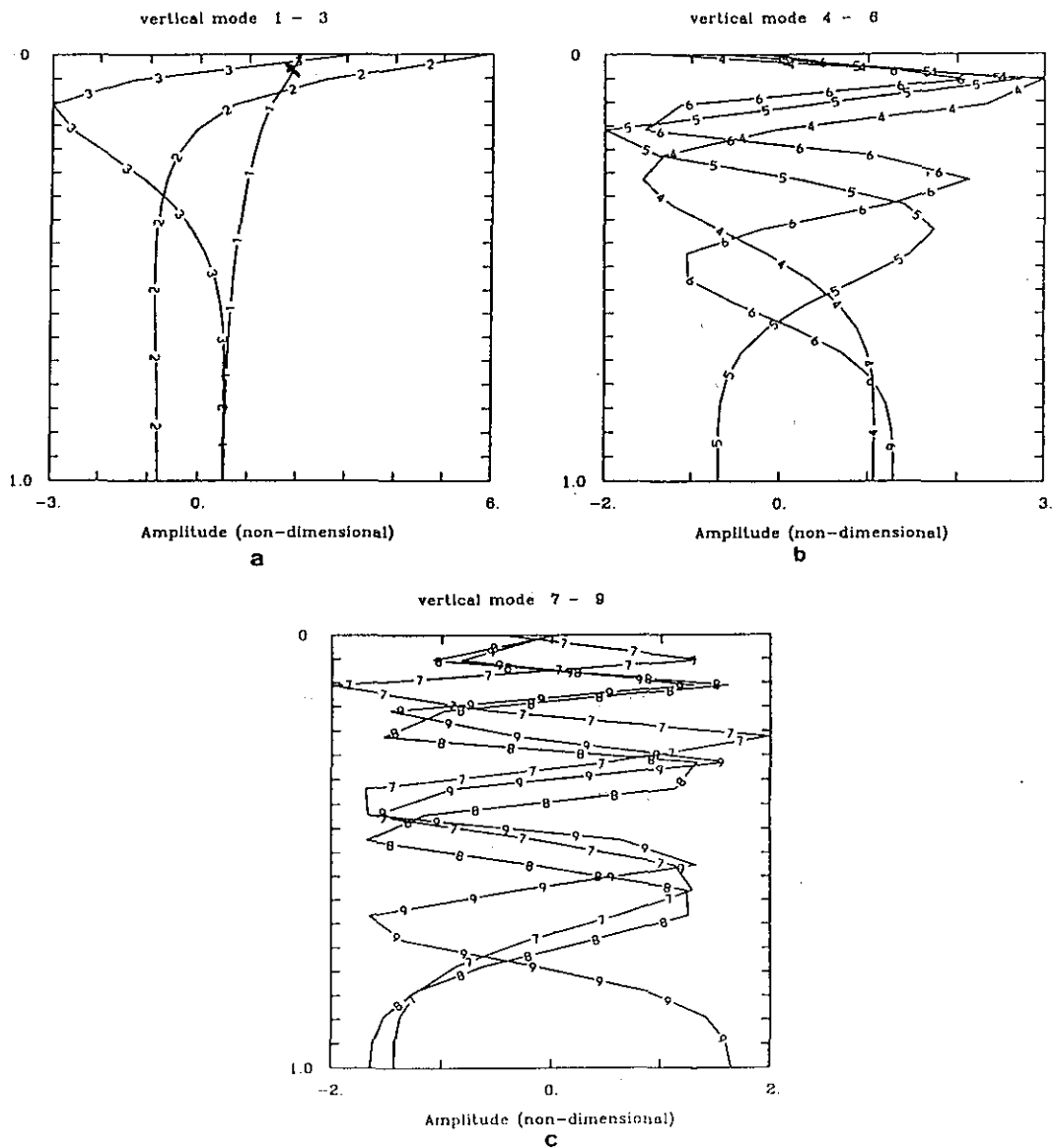


圖 2. 模式之垂直正模。(a)1-3,(b)4-6,(c)7-9。橫座標為振幅, 縱座標為垂直 σ 座標。

表 1. 垂直層數、 σ 座標、各層平均溫度
與相當厚度

l	σ	T	H(m)
1	0.008	229.25	9718.67
2	0.028	209.14	3393.61
3	0.049	198.15	794.71
4	0.092	199.12	303.92
5	0.136	214.05	134.07
6	0.187	217.82	64.43
7	0.247	227.33	39.68
8	0.315	236.96	20.98
9	0.393	247.70	11.39
10	0.482	258.23	6.55
11	0.575	266.92	3.94
12	0.669	273.94	2.36
13	0.757	279.79	1.44
14	0.839	283.94	0.76
15	0.904	287.66	0.40
16	0.950	290.40	0.18
17	0.978	291.83	0.10
18	0.995	292.08	0.03

至最淺的內模 (l=18) 其相當厚度約只有幾公尺而已。從圖-2(a)看，外模從底層至高層並沒有變化，因此具有相當正壓 (equivalent barotropic) 的性質，而從第一內模隨高度顯示有一個變號，第二個內模則有兩個變號。

這些固有向量 (即垂直正模) 於是形成一組基底 (base) 以矩陣 Z 表示，將物理變數 x_n^m 投影到這組基底上，得到

$$\hat{x}_n^m = Z^{-1} x_n^m \quad (16)$$

將此式應用到(12)，(13)，(14)式，得到

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \hat{\zeta}_{n,1}^m = 2\Omega \left[\frac{im}{n(n+1)} \hat{\zeta}_{n,1}^m - \epsilon_n^m \left(\frac{n+1}{n} \right) \hat{D}_{n-1,1}^m \right. \\ \left. - \epsilon_{n+1}^m \left(\frac{n}{n+1} \right) \hat{D}_{n+1,1}^m \right] \quad (17) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \hat{D}_{n,1}^m = 2\Omega \left[\frac{im}{n(n+1)} \hat{D}_{n,1}^m - \epsilon_n^m \left(\frac{n+1}{n} \right) \hat{\zeta}_{n-1,1}^m \right. \\ \left. + \epsilon_{n+1}^m \left(\frac{n}{n+1} \right) \hat{\zeta}_{n+1,1}^m \right] \quad (18) \end{aligned}$$

$$\frac{d}{dt} \hat{\Phi}_{n,1}^m = -gH_1 \hat{D}_{n,1}^m \quad (19)$$

這組方程組就是一個淺水方程式系統 (shallow water equation system)。

(二) 水平結構

從上段的敘述知道每一個相當厚度 (H_l) 就對應一組淺水方程系統，而每個淺水系統基本上有三組解，一組是向東的重力波，包括凱文波 (Kelvin wave)，另一組是向西的重力波及一組向西的羅士培波 (Rossby wave)。在許多文獻上均有這些波動的詳細描述 (Longuet-Higgins, 1968; Matsuno, 1966; Holton and Lindzen, 1998)。將各物理變數對時間 (Ω) 做無因次化 (non-dimensionalizing)，各物理變數的轉換如下：

$$\tilde{\zeta}_n^m = -h_{n,1} \hat{\zeta}_n^m \quad (20)$$

$$\tilde{D}_n^m = ih_{n,1} \hat{D}_n^m \quad (21)$$

$$\tilde{\Phi}_n^m = \hat{\Phi}_n^m \quad (22)$$

其中

$$\tilde{\zeta}_n^m = \hat{\zeta}_n^m / \Omega \quad (23)$$

$$\tilde{D}_n^m = \hat{D}_n^m / \Omega \quad (24)$$

$$\tilde{\Phi}_n^m = \hat{\Phi}_n^m / \Omega^2 a^2 \quad (25)$$

因此(17)，(18)，(19)可以寫成

$$\frac{d}{dt} \tilde{\zeta}_n^m = \mathbf{u} (c_n^m \tilde{\zeta}_n^m + a_n^m \tilde{D}_n^m + a_{n+1}^m \tilde{D}_{n+1}^m) \quad (26)$$

$$\frac{d}{dt} \tilde{D}_n^m = \mathbf{v} (b_n^m \tilde{\zeta}_n^m + c_n^m \tilde{D}_n^m + a_{n+1}^m \tilde{\zeta}_{n+1}^m) \quad (27)$$

$$\frac{d}{dt} \tilde{\Phi}_n^m = \mathbf{w} b_n^m \tilde{D}_n^m \quad (28)$$

其中且 $a_0^m = b_0^m = c_0^m$ 且

$$a_n^m = -\frac{2\epsilon_n^m}{n} ((n+1)(n-1))^{1/2}$$

$$b_n^m = \left[\frac{gH}{\Omega^2 a^2} n(n+1) \right]^{1/2}$$

$$c_n^m = \frac{2m}{n(n+1)}$$

$$e_n^m = \left[\frac{n^2 - m^2}{4n^2 - 1} \right]^{1/2}$$

而(26), (27), (28)式可依n-m的值來區分對稱 (symmetric) 與反對稱 (anti-symmetric) 兩組, 對稱組可以寫成

$$\frac{d\tilde{x}_s}{dt} = iM_s \tilde{x}_s \quad (29)$$

$$M_s = \begin{pmatrix} 0 & b_0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ b_0 & c_0 & a_1 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & a_1 & c_1 & 0 & a_2 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & b_2 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & a_2 & b_2 & c_2 & a_3 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & a_3 & c_3 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \vdots & 0 & b_{N-2} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \vdots & b_{N-2} & c_{N-2} & a_{N-1} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \vdots & 0 & a_{N-1} & c_{N-1} \end{pmatrix}$$

而反對稱組則寫成

$$\frac{d\tilde{x}_a}{dt} = iM_a \tilde{x}_a \quad (30)$$

$$M_a = \begin{pmatrix} c_0 & 0 & a_1 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & b_1 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ a_1 & b_1 & c_1 & 0 & a_2 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & a_2 & c_2 & 0 & a_3 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & b_3 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & a_3 & b_3 & c_3 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \vdots & c_{N-2} & 0 & a_{N-1} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \vdots & 0 & 0 & b_{N-1} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \vdots & a_{N-1} & b_{N-1} & c_{N-1} \end{pmatrix}$$

其中 $i = \sqrt{-1}$

在上面兩組中 $N = M - |m| + 1$ 。從上面方程組的分解, 知道水平模 (horizontal mode) 的水平結構 (horizontal structure) 由矩陣M的固有向量來決定, 所以也是固有值問題, 即

$$ME = EW \quad (31)$$

其中E是M的固有向量所形成的矩陣, W是M的固

有值所形成對角矩陣 (diagonal matrix), 也就是所謂的頻率 (frequency), 因此, (31)式的解 (即normal mode) 為

$$\tilde{x} = \alpha_j e_j \exp(i\omega_j t) \quad (32)$$

其中 α_j 表示振幅係數

同樣地, 將物理變數投影到水平結構上得到振幅為

$$\alpha = E^T \tilde{x} \quad (33)$$

其中 $E^T = E^{-1}$

(3) 非線性正模初始化

初始化主要的目的在於消除初始資料中的一些不平衡現象, 以免這些不平衡現象在預報的初期產生高頻的重力波而影響預報的品質。從上面的討論

中已求得振幅 $\alpha = E^T \tilde{x}$, 同時可以將方程式寫成

$$\frac{d\tilde{x}}{dt} = iM\tilde{x} + N$$

N表示預報方程組的非線性項, 將此式乘以 E^T 得到振幅隨時間的變化方程

$$\frac{d\alpha}{dt} = iW\alpha + R \quad (35)$$

其中 $R = E^T N$ 。對於第j的模, 方程式可以寫成

$$\frac{d\alpha_j}{dt} = i\omega_j \alpha_j + R_j \quad (36)$$

ω_j 是頻率, 就是矩陣M的固有值。所謂線性正模初始化就是在 $R=0$ 的情況下, 直接令 $\alpha_j=0$, 也就是將不必要的高頻重力波的振幅設為零。然而此種做法並沒有考慮方程組中因非線性項的作用會在預報的時候再產生高頻的重力波。因此Machenhauer (1977) 提出讓

$$\frac{d\alpha_j}{dt} = 0 \quad (37)$$

也就是讓開始預報時重力波的振幅隨時間的變化為零。因此(36)式變成

$$\alpha_j = -R_j / i\omega_j \quad (38)$$

在此, 並不直接計算非線性項而是用疊代法計算, 即將

$$\alpha_j^{n+1} = -R_j^{(n)} / i\omega_j \quad (39)$$

代入(36)式得到

$$\Delta \alpha_j^{(n)} = \alpha_j^{(n+1)} - \alpha_j^{(n)} = \frac{1}{i\omega_j} \frac{d\alpha_j^{(n)}}{dt} \quad (40)$$

其中

$$\frac{d\alpha_j^{(n)}}{dt} \approx \frac{\alpha_j^{(n)}(t_0 + \Delta t) - \alpha_j^{(n)}(t_0)}{\Delta t} \quad (41)$$

也就是預報模式的第一個預報的物理量隨時間的變化量，至於疊代的次數僅需要2到3次就可以達到收斂的條件

$$BAL_1 = \sum_{j=0}^G \frac{d\alpha_j}{dt} \frac{d\alpha_j^*}{dt} = 0 \quad (42)$$

1表示垂直模，目前僅就外模與第一內模（1=1,2）來做初始化， G_1 表示過濾掉的高頻重力波，*表示共軛數。在CWB模式中以24小時為切斷頻率，即過濾掉小於24小時的重力波。

三、NNMI結合預報模式之預報結果

上節中我們描述NNMI的製作過程，可見NNMI與預報模式是結合在一起的，本研究嘗試對不同垂直模做切初始化的結果比較，對水平模的切斷頻率均採24小時，同時疊代法只需做3次即可達到收斂效果。在此我們再綜合NNMI的步驟如下：

1. 設 $n=0$ ，從初始網格點資料 $x^{(0)}(t_0)$ 開始
2. 以 $x^{(0)}(t_0)$ 為資料用預報模式計算第一個時距（time step）網格點上的 $\frac{dx^{(n)}}{dt}$
3. 利用(33)式由 $\frac{dx^{(n)}}{dt}$ 計算得到 $\frac{d\alpha^{(n)}}{dt}$ ，同時以(40)式檢查收斂的程度
4. 將 $\frac{d\alpha^{(n)}}{dt}$ 以(40)式去計算得到 $\Delta\alpha^{(n)}$
5. 將 $\Delta\alpha^{(n)}$ 轉換成網格點空間上的 $\Delta x^{(n)}$ 修正量
6. 將修正量加回到 $x^{(n)}(t_0)$ 得到 $x_c^{(n)}(t_0)$ ，即 $x_c^{(n)} = x^{(n)}(t_0) + \Delta x^{(n)}$
7. 令 $x^{(n)}(t_0) = x_c^{(n)}(t_0)$ ， $n=n+1$ ，重複第2-7步驟直到 $n \leq 3$ 為止

使用中央氣象局的第二代波譜模式，以水平T79、垂直18層的解析度，任選一1994年3月21日12Z的個案來測試所發展完成的NNMI，初始場是最佳內插客觀分析（OI）的結果，經過NNMI處理之後，對於此初始場的修正並不大。為了解NNMI對預報模式的影響，本文著重於看單點地面氣壓預報的結果，另外也比較對不同垂直模的初始化結果。圖3(a)-(f)是不同點上的地面氣壓（terrain pressure）的24小時預報變化，圖3(a)是青康藏高原上的一點，實線是沒有做NNMI的結果，氣壓振盪的

現象相當地明顯，而細點線（1=2）是取前2個垂直模（即外模與第一內模）做初始化的結果，點線（1=3）與長短點線（1=4）分別是取前3個模及前4個模的結果，與未經NNMI處理結果相較之下，很顯然地經NNMI處理後，此種振盪現象減少很多。而比較1=2, 1=3, 1=4的結果，基本上對此點而言，前5小時1=3與1=4較接近，6-10小時是1=2與1=3較接近，但是10小時之後則三者相差不多，不過值得注意的是初始化前後的氣壓差並不大，因此不同垂直模做初始化的結果差異並不顯著。圖3(b)是西伯利亞冷高壓範圍內的一點，圖3(c)是選南半球上的一點，圖3(d)-(e)分別是美洲東岸與中緯度海洋的低壓系統內的點，而圖3(f)是熱帶海洋上的點，這些點的結果均與圖3(a)的結果類似，即NNMI可以減少地面氣壓初始預報的振盪，只不過有些點像圖3(d), 3(e)的1=2, 1=3, 1=4更接近。

從圖3的結果可以相信NNMI的確可以降低初始風場與質量場不平衡，而減少預報初期模式的調整時間，再者選取不同垂直模的初始化結果並沒有很明顯的差異。圖4(a)-(d)分別是1=2, 1=3, 1=4初始化後減去分析場的海平面氣壓差值，除了少數幾個區域有2-4mb的差值外其它均很小，可見在配合最佳客觀分析情況下，初始化並沒有對客觀分析場有很大的修正。高空500mb的情況如圖5所示，大致上與地面氣壓類似，即NNMI的修正量除了南美洲有超過30gpm的量之外，其它地方均低於30gpm。但是，一個值得注意的現象是，大部分的大值區都集中在南北緯20度之內，即使是在700mb或300mb（圖略）也一樣，這可能是熱帶地區的風場與質量存在著不平衡所致，這是我們需要進一步求證的地方。

四、結 論

非線性正模初始化基本上是利用線性化之後的預報方程組的解，將不必要的重力波過濾掉，本文詳細地介紹NNMI的製作過程，從原始預報方程組的線性化開始，接著將此方程組根據模式的解析度做分割（discrete），由連續方程與熱力方程得到垂直結構方程，此方程的固有值就是所謂的相當厚度，而其相對應的固有向量即為方程組的垂直結構。又

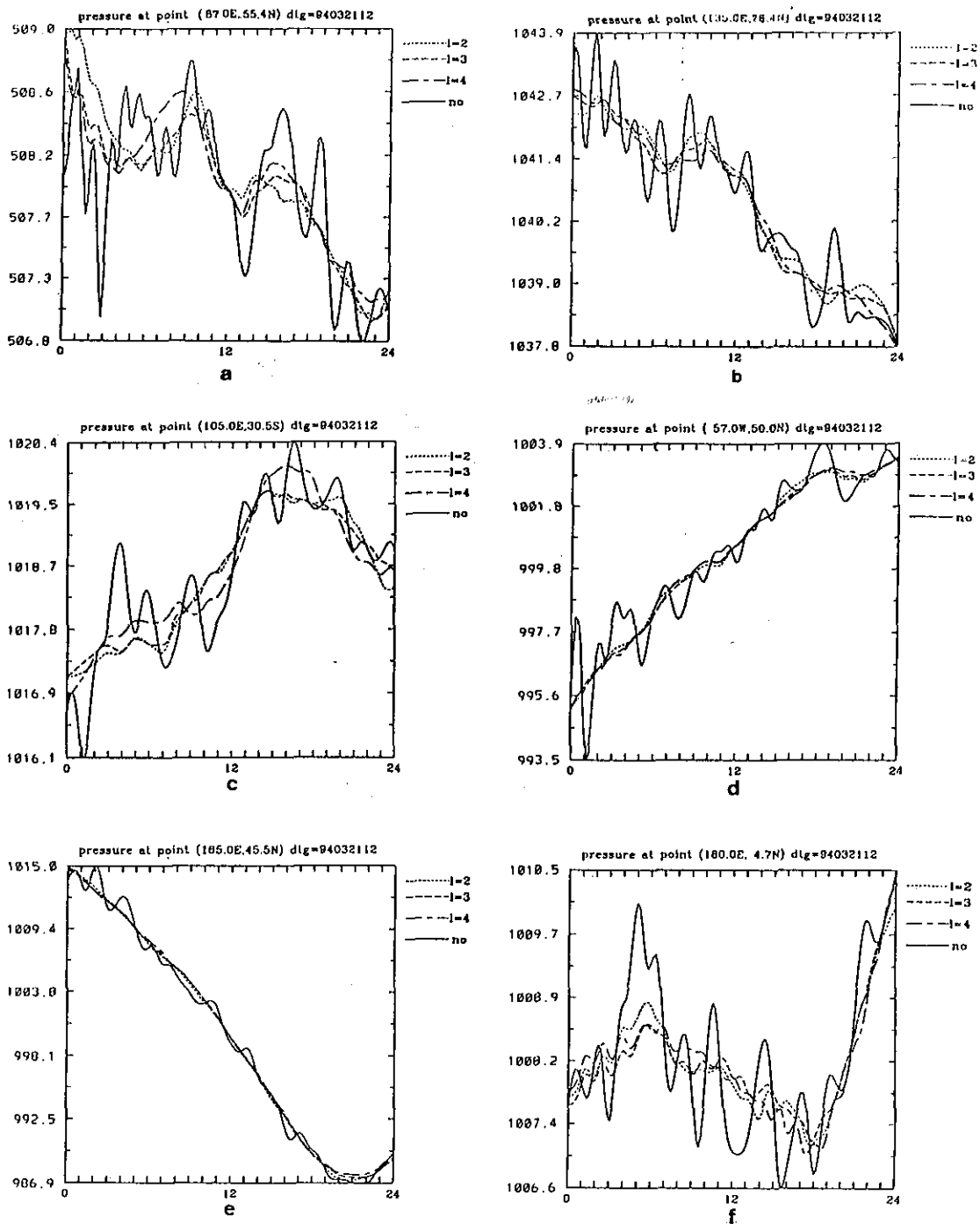
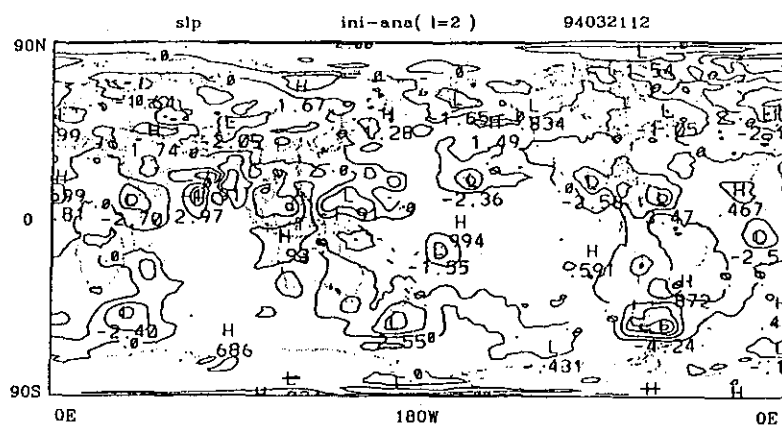
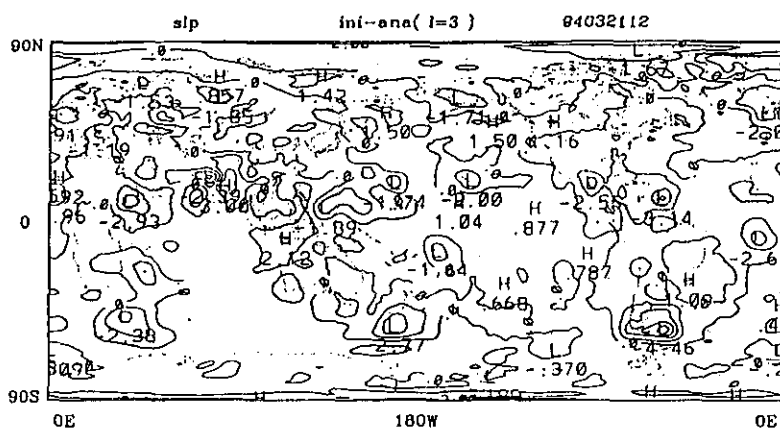


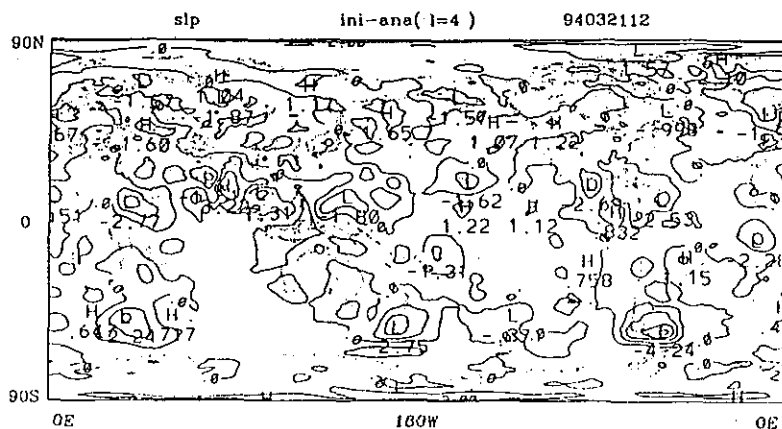
圖 3. 每隔1小時地面氣壓預報的時間序列。(a)青康藏高原上一點(87.5E,33.4N)，(b)西伯利亞冷高壓中的一點(135.0E,76.4N)，(c)南半球的一點(105.0E,30.5S)，(d)美洲東岸的一點(57.0E,50.0N)，(e)中緯度海洋低壓系統中的一點(165.0E,45.5N)，(f)熱帶海洋上的一點(180E,4.7N)。($1=no$)為沒有NNMI，(--- $1=2$)為垂取直取2個模，(--- $1=3$)為取3個模，(--- $1=4$)為取4個模的結果。橫座標為時間(單位：小時)，縱座標為氣壓值(單位：mb)。



a



b



c

圖 4. NNMI之後的地面氣壓減分析之地面氣壓差值。(a)取2個垂直模，(b)取3個垂直模，(c)取4個垂直模。
等值線間隔為1mb。

依據每一個相當厚度經由動量方程與連續方程可以得到一組淺水方程，此方程組含有三種型態的波動解 (normal mode)，即向西傳播的羅士培波與向東及向西傳播的重力波。線性正模初始化就是將不必要的重力波的振幅設為零，此種方式的缺點是初始場中所含的重力波減少會影響到地轉調節作用，另一方面也會因模式預報方程的非線性項再度激發重力波。然而NNMI則是將重力波的振幅隨時間的變化設為零，採Machanhauer (1977)的方法用疊代的方法計算非線性項，此法的優點是仍可保留重力波而只是讓它在預報的初期不隨時間而增長。不過NNMI的過程卻是乾絕熱的大氣情況下，因此對於實際的濕大氣仍有出入，對於降水的預報出入尤其大，這也是下一步準備要進行的工作，就是在NNMI中加入濕絕熱效應。

本文的重點在於詳細說明發展NNMI的過程，從如何由分割 (discrete) 的線性原始方程求垂直結構方程矩陣，以及如何由水平結構方程中求對稱與反對稱矩陣，而該矩陣的固有值 (eigen value) 即為波動的頻率，進而可以設定所欲過濾掉的波動，這是發展NNMI最重要的地方。另外一個重點是詳細介紹物理空間與波譜空間的轉換，經由連帶Legendre函數的南北對稱性及其資料結構的特性，可以用較有效率的計算方式達到轉換的目的，並且透過這些轉換公式的幫助也有助於對波譜模式的了解。另外，在NNMI的製作過程中特別要注意的是系數矩陣的排列方式，有對稱與反對稱兩種，在應用上只要配合系數矩陣將變數矩陣以分析場取代就可以做正模分析，對診斷分析工作有很大的幫助。

以中央氣象局的第二代波譜模式，用水平解析度T79、垂直18層，並以1994年3月21日12Z的個案來測試所發展的NNMI模組，由單點的24小時氣壓預報比較經NNMI處理與未經NNMI處理的結果，很明顯地NNMI可以減小地面氣壓預報的振盪。同時，本研究也比較各不同垂直模的初始化結果，基本上取1=2、1=3、1=4並沒有很顯著的差別。另外，NNMI也並沒有對客觀分析初始場有很大的修正，這也是我們所期望的結果。不過，也顯示生另一個現象，即在熱帶地區風場與質量場似乎並不十分平衡，需要進一步加以求證。

五、附 錄

全球波譜的展開以三角形截斷 (簡稱T) 而言，以 $X(\lambda, \mu)$ 表示空間經緯網的點上的函數，則 X 的波譜展開式如下：

$$X(\lambda, \phi) = \sum_{n=-M}^M \sum_{m=-|n|}^{|n|} X_n^m Y_n^m(\lambda, \mu) \quad (A1)$$

其中 λ 表示經度， μ 是緯度的函數即 $\mu = \sin \theta$ ， θ 為緯度， M 為三角形截斷的波數， X_n^m 表示波譜係數，球面諧函數 $Y_n^m(\lambda, \mu)$ 則為

$$Y_n^m(\lambda, \mu) = P_n^m(\mu) e^{im\lambda} \quad (A2)$$

其中 $P_n^m(\mu)$ 為 n 階 m 次方的連帶Legendre函數

$$P_n^m(\mu) = \left[\frac{2n+1(n-m)!}{2(n+m)!} \right] \cos(\theta) \frac{dP_n(\mu)}{d(\mu)^m} \quad (A3)$$

其中 P_n 為一般的Legendre多項式

$$P_n(x) = \frac{1}{2^n n!} \frac{d^n (x^2 - 1)^n}{dx^n} \quad (A4)$$

同時當 m 以 $-m$ 取代時會有 $P_n^{-m}(\mu) = (-1)^m P_n^m(\mu)$ 的特性；同時 $(n-m)$ 的值若為偶數則具有南北對稱的性質，為奇數時則為反對稱。依據上述 $P_n^m(\mu)$ 的定義， $P_n^m(\mu)$ 具有正交的特性，即

$$\int_{-1}^1 P_n^m(\mu) P_l^m(\mu) d\mu = \frac{2(k+l)!}{(2k+1)(k-l)!} \delta_{kl} \quad (A5)$$

此外，因為全球的場必需是實數，因此球面諧函數 $Y_n^m(\lambda, \mu)$ 有如下的特性：

$$Y_n^m(\lambda, \mu) = Y_n^{m*}(\lambda, \mu) \quad (A6)$$

*表示共軛複數，因此波譜數 X_n^m 也有下列特性，即

$$X_n^m = X_n^{m*}$$

所以在電腦程式的設計上只要儲存 $m \geq 0$ 的值即可，以三角截斷而言，可如圖-1 (以T4為例) 所示。

從球面諧函數的正交性，波譜係數可由下式求得

$$X_n^m = \frac{1}{2\pi} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} X(\lambda, \mu) P_n^m(\mu) e^{-im\lambda} d\lambda d\mu \quad (A7)$$

對經向 (λ) 的積分可以快速傅立葉轉換(FFT)處理

$$F^n(\mu) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} X(\lambda, \mu) e^{-im\lambda} d\lambda \quad (A8)$$

而緯向 (μ) 的積分可用Gaussian quadrature處理，其基本的原理是：假設一個多項式 $g(\mu)$ 是小於或等於 $2k-1$ 次，其從-1至1的積分可以完成等於

$$\int_{-1}^1 g(\mu) d\mu = \sum_{j=1}^k W_j g(\mu_j) \quad (A9)$$

其中 W_j 稱為Gaussing權重，

$$W_j = \frac{1}{P'(\mu_j)} \int_{-1}^1 \frac{P_n(\mu)}{\mu - \mu_j} d\mu \quad (A10)$$

μ_j 則是此多項式的根；在球面上坐標上我們稱 μ_j 為Gaussian latitude。為了減少轉換時產生aliasing error多項式的階數必須小於或等於 $3M$ （ M 是三角形截斷波數）。綜合上述，波譜係數 X_n^m 可由下式算得

$$X_n^m = \sum_{j=1}^{(3M+1)/2} W_j F^m(\mu_j) P_n^m(\mu_j) \quad (A11)$$

而在Gaussian網格上的值可以由(A1)式得到即：

$$X_{l,j} = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M X_n^m P_n^m(\mu_j) e^{im\lambda_j} \quad (A12)$$

從物理上來解釋 m 是東西方向的波數（由FFT處理）， n 是總波數（東西波數+南北波數）。在此必須提的一點是在執行波譜與物理空間的轉換計算時，可以利用連帶Legendre函數的南北對稱性，參照圖-6所示，可以一次做完奇數與偶數項，最後再單獨做 P_4^0, P_4^2, P_4^4 等這些項，這樣的計算方式在向量化的電腦上具有較高的效率。

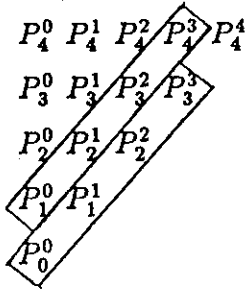


圖 6. associate Legendre函數之排列方式。 P_n^m ，當 $n-m$ 為奇數是反對稱項，為偶數時為對稱項。

使用球面諧函數為基函數（basis function）除了球面諧函具有正交性之外（必要條件），另外一個優點是它是球面座標上 Laplacian算子（ ∇^2 ）的 eigen function，其 eigen value 是 $-\frac{n(n+1)}{a^2}$ 即

$$\nabla^2(P_n^m(\mu)e^{im\lambda}) = -\frac{n(n+1)}{a^2}P_n^m(\mu)e^{im\lambda} \quad (A13)$$

其中 a 是地球半徑，利用這種關係，我們就可以很方便地處理風場與渦度場及輻散場之間的波譜轉換；將速度場以速度位（ X ）（velocity potential）與

流函數 ψ （stream function）表示：

$$\vec{U} = \nabla X - \nabla \times (\vec{k}\psi) \quad (A14)$$

\vec{k} 表垂直方向的單位向量，而渦度（ ζ ）及輻散（ D ）與流函數及速度位的關係分別是

$$\zeta = \nabla^2 \psi \quad (A15)$$

$$D = \nabla^2 X \quad (A16)$$

將(A14)式的風場以 \cos 權重分開，得到

$$U = \frac{1}{a^2} \frac{\partial X}{\partial \lambda} - \frac{\cos^2 \phi}{a^2} \frac{\partial \psi}{\partial \mu} \quad (A17)$$

$$V = \frac{\cos^2 \phi}{a^2} \frac{\partial X}{\partial \mu} + \frac{1}{a^2} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \quad (A18)$$

其中

$$U = \frac{ucos\phi}{a}$$

$$V = \frac{vcos\phi}{a}$$

由(A15)與(A16)式的關係便可得到

$$\zeta_n^m = -\frac{n(n+1)}{a^2} \psi_n^m \quad (A19)$$

$$D_n^m = -\frac{n(n+1)}{a^2} X_n^m \quad (A20)$$

因此由(A11)及(A17)，(A18)式及(A19)(A20)式得到

$$U(\lambda, \mu) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M \frac{-im}{n(n+1)} D_n^m P_n^m(\mu) e^{im\lambda} + \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M \frac{\cos^2 \phi}{n(n+1)} \zeta_n^m \frac{dP_n^m(\mu)}{d\mu} e^{im\lambda} \quad (A21)$$

$$V(\lambda, \mu) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M \frac{-im}{n(n+1)} \zeta_n^m P_n^m(\mu) e^{im\lambda} - \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M \frac{\cos^2 \phi}{n(n+1)} D_n^m \frac{dP_n^m(\mu)}{d\mu} e^{im\lambda} \quad (A22)$$

渦度與輻散的波譜係數可由下二式得到

$$\zeta_n^m = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 \frac{im}{\cos^2 \phi} V(\lambda, \mu) P_n^m(\mu) e^{-im\lambda} d\mu d\lambda + \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 U(\lambda, \mu) \frac{dP_n^m(\mu)}{d\mu} e^{-im\lambda} d\mu d\lambda \quad (A23)$$

$$D_n^m = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 \frac{im}{\cos^2 \phi} U(\lambda, \mu) P_n^m(\mu) e^{-im\lambda} d\mu d\lambda + \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 V(\lambda, \mu) \frac{dP_n^m(\mu)}{d\mu} e^{-im\lambda} d\mu d\lambda \quad (A24)$$

六、參考文獻

Andersen, J. H., 1977: A routine for normal mode initialization with non-linear correction for multi-level spectral model with triangular truncation.

ECMWF Internal Report No. 15, 41pp.

Bear, F., 1977: Adjustments of initial conditions required to suppress gravity oscillations in nonlinear flow. *Contrib. Atmos. Phys.*, 50, 350-366.

Bengtsson, L., 1981: Current problem in four-dimensional data assimilation. *Data Assimilation Method*, ECMWF Seminar 1980, 195-217.

Daley, R., 1979: The application of non-linear normal mode initialization to an operational forecast model. *Atmos Ocean*, 17, 97-124.

Dickinson, R., and D. L. Williamson, 1972: Free oscillations of a discrete stratified fluid with application to numerical weather prediction. *J. A. S.*, 29, 623-640.

Errico, R. M., 1983: Convergence properties of Machenhauer's initialization scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2214-2223.

Errico, R. M., and P. J. Rasch, 1988: A comparison of various normal mode initialization schemes and the inclusion of diabatic processes. *Tellus*, 40A, 1-25.

Harms, E. D., R. V. Madala, S. Raman, and K. D. Sashegi, 1993: Diabatic initialization tests using the

Naval Research Laboratory limited-area numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 3184-3190.

Kitade, T., 1983: Nonlinear normal mode initialization with physics. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2194-2213.

Miyakoda, K., and R. W. Moyer, 1968: A method of initialization for dynamical weather forecasting. *Tellus*, 20, 115-128.

Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with applications to normal mode initialization. *Contrib Atmos. Phys.*, 50, 253-271.

Nitta, T., and J. B. Hovermale, 1969: A technique of objective analysis and initialization for the primitive forecast. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 652-658.

Williamson, D. L., R. Daley, T. Schlatter, 1981: The balance between mass and wind field resulting multi-variate optimal interpolation. *Mon. Wea. Rev.* 109, 2357-2376.

Williamson, D. L., and C. Temperton, 1981: Normal mode initialization for a multi-level grid-point model, Part II: Nonlinear aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 744-757.

NONLINEAR NORMAL MODE INITIALIZATION OF THE CWB GLOBAL SPECTRUM MODEL

Jen-Her Chen

Central Weather Bureau

Hung-Chi Kuo

Department of Atmospheric Sciences

National Taiwan University

ABSTRACT

For a rest and statically-stable atmosphere, a vertical structure equation can be obtained from the continuity and thermodynamic equations through the linearization of the primitive equation. By solving this vertical structure equation, we can get a set of equivalent depths, and, for each of the equivalent depths, there is a shallow water system. The solutions of this shallow water system are westward-propagating Rossby and gravity waves and eastward-propagating gravity waves. The linear normal mode initialization is to set the amplitude of the removed gravity wave to zero, whereas the nonlinear normal mode initialization (NNMI) is to set the tendency of the amplitude of the removed gravity to zero. The major difference of these two methods is that the NNMI can have the gravity wave in the initial fields. In this paper, we would describe the procedure of NNMI in detail. The most important part of NNMI is how to construct the matrix of vertical structure equation and the matrix of horizontal structure equation. We also depict the data structure of the program which enables a more efficient computation on spectrum coefficients.

We used CWB's second generation global spectrum model with 18-level and T79 resolution to test the NNMI and found that NNMI can reduce the pressure oscillation notably by the time series of 24-hour surface pressure forecast. In addition, the differences between the initialized fields and the analysis ones are small, which means NNMI does not change analysis very much. At the same time, we also compare the initialized fields with different vertical mode and found there is of no obvious difference.

Keywords: Nonlinear normal mode initialization (NNMI), vertical mode, horizontal mode, spectrum transform.

次網格地形重力波拖曳力之研究

蕭 志 惠

中央氣象局科技中心

摘 要

本研究之目的在於增進對次網格地形重力波效應之了解，並探討在參數化時所須考慮的因素，以作為未來發展次網格地形參數化之參考。所用方法是以一細網格、二維、非線性、靜力平衡之模式作為參考的次網格大氣，探討在不同的大氣狀態及地形特徵下，次網格地形重力波總動量通量的改變情形。

結果顯示：較強之平均風場及垂直風切對低層大氣波碎(wave breaking)之發生有抑制的作用。若以山頂高度之平均風如數(Froude number, $Fr=Nh/U$)來看，當大於1.0時低層波碎會發生。上層波碎發生與否及高度與平均風場、垂直風切及大氣穩定度有關。在較強之平均風、或較大之垂直風切、或較不穩定大氣時，上層波碎發生之位置也就較高。

次網格地形特徵，除標準偏差值已在現行參數化法中被考慮外，其它如非對稱度、凹凸度、山脈個數及次網格地形在網格點內之相對位置等均同樣會改變次網格重力波拖曳力之大小。

關鍵詞：次網格地形、重力波拖曳力

一、前 言

隨著全球環流模式(GCM)及數值天氣預報模式(NWP)解析度的不斷提高，突顯出大部分的模式對於冬季北半球中緯度之西風帶都有明顯的預報過強的系統性誤差(systematic biases)。而北半球西風帶所對應的地理位置，正好是全球陸地最多、地勢最高的區域，因此認為此系統性誤差應與模式中地形之處理方式有關。一個已被證實的重要影響因素，就是次網格地形產生之重力波的作用。

在全球模式中次網格地形產生之重力波，由地面面向上傳送水平動量通量(momentum flux)。若在傳送的過程均為穩定的大氣中，則動量通量保持常數。若在傳送的過程中遭遇到不穩定大氣，如：風切不穩定、對流不穩定所造成之波碎(wave breaking)區，則水平動量被擾動所吸收。水平動量通量大小在垂直方向上之減少，對大尺度流場造成拖曳

力(drag force)，減弱大尺度風場之強度。因此次網格地形引起的重力波拖曳力(gravity wave drag)的作用被普遍認為可減少西風系統性誤差。

資料(Gates, 1992)顯示，目前各國幾個主要的全球模式均加入了次網格地形重力波拖曳力的參數化。如：英國氣象中心(UKMO)、美國海軍研究院(NRL)及美國加州大學洛杉磯分校(UCLA)等的全球環流模式中採用Palmer et al. (1986)的參數化方法。歐洲氣象中心(ECMWF)則是採用Miller et al. (1989)的方法，日本氣象廳(JMA)採用的是Iwasaki et al. (1988)的方法。在加拿大氣候中心(CCC)及美國國家大氣研究中心(NCAR)的全球環流模式採用了McFarlane (1987)的方法。美國海洋及大氣署之地球物理流體動力學實驗所(NOAA/GFDL)的全球環流模式所採用的是Pierrehumbert (1986)的參數化法，以及美國國家氣象中心(NOAA/NMC)使用Alpert et al. (1988)的參數化於中長期預報模式中

即是。

Palmer et al. (1986)最早有系統地提出次網格地形重力波拖曳力的參數化法。他以近地面之風速、大氣穩定度及次網格地形之方差(variance)來假設為地面之應力(surface stress)，並以"波修正的里察遜數(wave modified Richardson number)為判斷波破碎發生之標準。Miller et al. (1989)則在下層多加考慮次網格地形標準偏差值之多方向性。Iwasaki et al. (1988)為了減少下層誤差，增加了下層非耗力短波之參數化，假設動量通量隨 σ 座標作拋物線函數減少。McFarlane (1987)約與Palmer et al.同時提出他的參數化法，主要的不同點在於是以夫如數(Froude number, $Fr=Nh/U$)為判斷波破碎區域及應力大小之標準。Pierrehumbert (1986)認為次網格地形之重力波在大部分地區是非線性的，非線性波下層之應力無法用解析解求出，只能計算剩餘應力(residual flux)之變化。Alpert et al. (1988)基本上融合了Pierrehumbert (1986)及Palmer et al. (1986)的方法，但允許風切造成之波碎。

Kim and Arakawa (1991)以一中尺度重力波模式比較在不同山脈形狀及尺度時，Stern and Pierrehumbert (1988)之參數化結果與模式結果之差別；並測試在參數化之底層應力乘上一係數，此係數表現了地形之非對稱度(asymmetry)及凹凸度(convexity)等因子。結果顯示修改後的參數化法，會使下層之應力(stress)有較好的表現。

根據許多模式之預報結果顯示，次網格地形重力波拖曳力參數化的確可以解決一些模式的系統性誤差，尤其對中長期及季天氣預報之均方根誤差有明顯的改進。然而地形引發之重力波，尤其是在三維地形，在特定條件下會變得非常複雜。正因如此我們認為次網格地形重力波拖曳力參數化仍有極大的發展空間。

本研究與Kim and Arakawa (1991)之研究方式相似，但主要目的在了解次網格地形重力波之現象，並進一步探討大氣條件對次網格地形引發重力波拖曳力之影響、更多次網格地形特徵之影響，以及提出一些目前參數化法中仍未被解決的問題，以

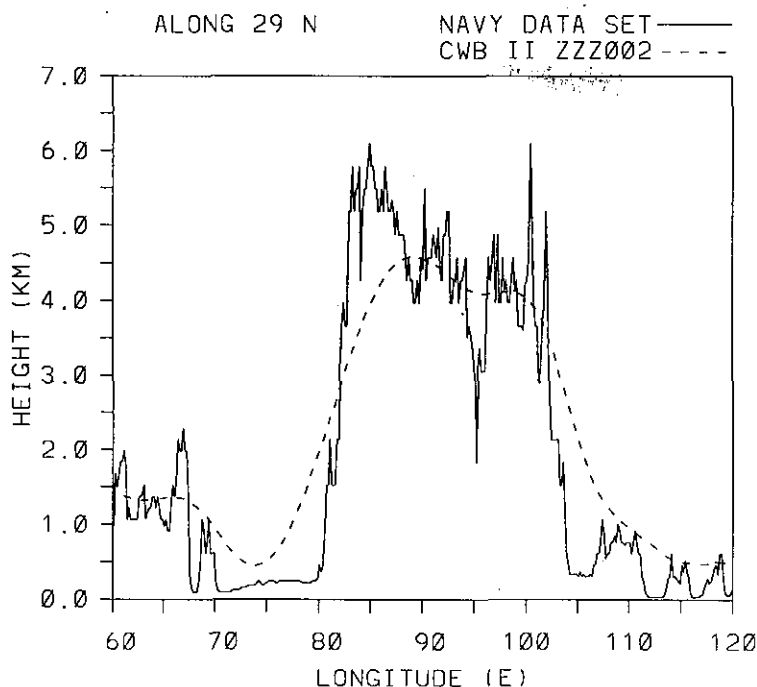


圖 1. 沿24°N，60°E至120°E間之地形剖面。其中實線為美國海軍10"×10"地形，虛線為中央氣象局第二代模式1.5°×1.5°地形。

為日後研究發展新參數化方法時之參考。在第二節中將簡單介紹本研究之研究方法。第三節將探討次網格地形引發之重力波的一些特性及拖曳力。第四節中將討論大氣條件對次網格地形之動量垂直輸送的影響。第五節為討論次網格地形之一些特徵對動量垂直輸送的影響。最後在第六節中為結論及討論。

二、研究方法

本研究是由次網格地形引發之重力波的特性來探討在參數化時可能遭遇的困難，以及一些影響動量通量垂直傳遞的因子。由於在非線性條件下，求解解析非常困難，因此數值模式的實驗是個可行的方式。

所謂次網格地形(sub-grid scale topography)，係指小於模式水平網格距所能解析的地形。以圖1為例，中央氣象局第二代全球模式之水平網格距約 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 經緯度，模式所使用的地形(Silhouette方法加二次Lanczos filter)遠較真實地形(美國海軍 $10'' \times 10''$)平滑。水平尺度在模式網格距以下的山脈在模式中均無法解析出，即所謂的次網格地形。為了充分了解這些次網格地形對模式會有什麼作用，我們用一高解析度、水平範圍僅佔3至5個全球模式網格點的模式，來探討次網格尺度重力波的運動及對網格點尺度大氣所產生的淨作用力。

本研究所使用的高解析度數值模式，是由蕭(1992)的模式加以簡化，是二維、非線性、靜力平衡、 σ 座標之乾大氣模式。模式之計算範圍，在水平方向為1200公里，在垂直方向為20公里。在水平方向之解析度為5公里，共241個點。垂直方向有40層，解析度約0.5公里。在模式的最上面10層為吸收層，採用之吸收函數為 \sin^2 ，側邊界用的是海綿邊界條件。一般個案之積分時間為24小時，每10秒為一積分時間間距(time step)。

實驗所用之初始條件相當簡單。以參考實驗為例，假設環境風場為西風，從地面至模式頂風速均為10M/S；地面之溫度為 15°C ，垂直方向之溫度遞減率為 $-0.0065^\circ\text{C}/\text{M}$ ，無水平方向之變化。地形為二維之鐘形地形(bell shape)，山高(h_m)為1000公尺，半山寬(a)為10公里，則在水平方向上任一點

(x)之地形高度為

$$h(x) = \frac{h_m a^2}{(x^2 + a^2)} \quad (1)$$

首先定義本文中所指之水平動量通量或動量通量為

$$\rho u w \quad (2)$$

，而總動量通量就是在某一水平範圍內(譬如說1000公里)各點動量通量之總和

$$\sum_{j=1}^M \rho_j u_j w_j \quad (3)$$

其中 ρ 、 u 、 w 分別為該格點之密度、 x 方向風分量及垂直向上之運動分量， M 表示所取之水平點數。

三、次網格地形重力波

本節將探討在無波碎及有波碎發生之大氣中，次網格重力波之特性。

在環境風為30M/S，無垂直風切，溫度遞減率為 $-0.0065^\circ\text{C}/\text{M}$ 的大氣中(實驗 U-30)，氣流通過山高1公里、半山寬10公里之地形，產生的波為垂直向上傳遞之重力波。在積分12小時之後，達到近乎穩定狀態。此時波動的範圍侷限在地形的附近，大氣在離地形較遠的上游(upstream)及下游(downstream)幾乎不受影響(圖2a)。地形造成的動量通量也侷限在地形附近(圖2b)。以地形為中心，總動量通量之大小在400公里範圍以外就不再改變，顯示此地形在水平方向之影響僅約400公里。由於重力波在傳遞的過程中並沒有發生不穩定現象，因此地形所造成的動量通量由地面完全帶往上層，總動量通量的大小幾乎呈直線分布，直到上層受模式頂吸收層之影響才減少。

當大氣之條件配合重力波之擾動後會在某個高度層有等位溫線反轉(overturning)的現象時，則波的垂直傳遞受到阻礙，波動產生破碎(breaking)，波動之能量被擾動(turbulence)所吸收。以參考實驗(圖2c)為例，波碎約在積分12小時後即發生於地形之背風面，為一深厚的混合大氣(等溫線梯度小)，隨後並向下游擴展。積分24小時時，波碎發生之高度範圍約在1至3公里及6.5至9公里。波動之動量通量主要在地形附近約500公里之內。地面之動量通量在通過波碎的區域時，隨高度而減少。地面之總動量通量在通過下層的波碎區後，維持剩餘之動量

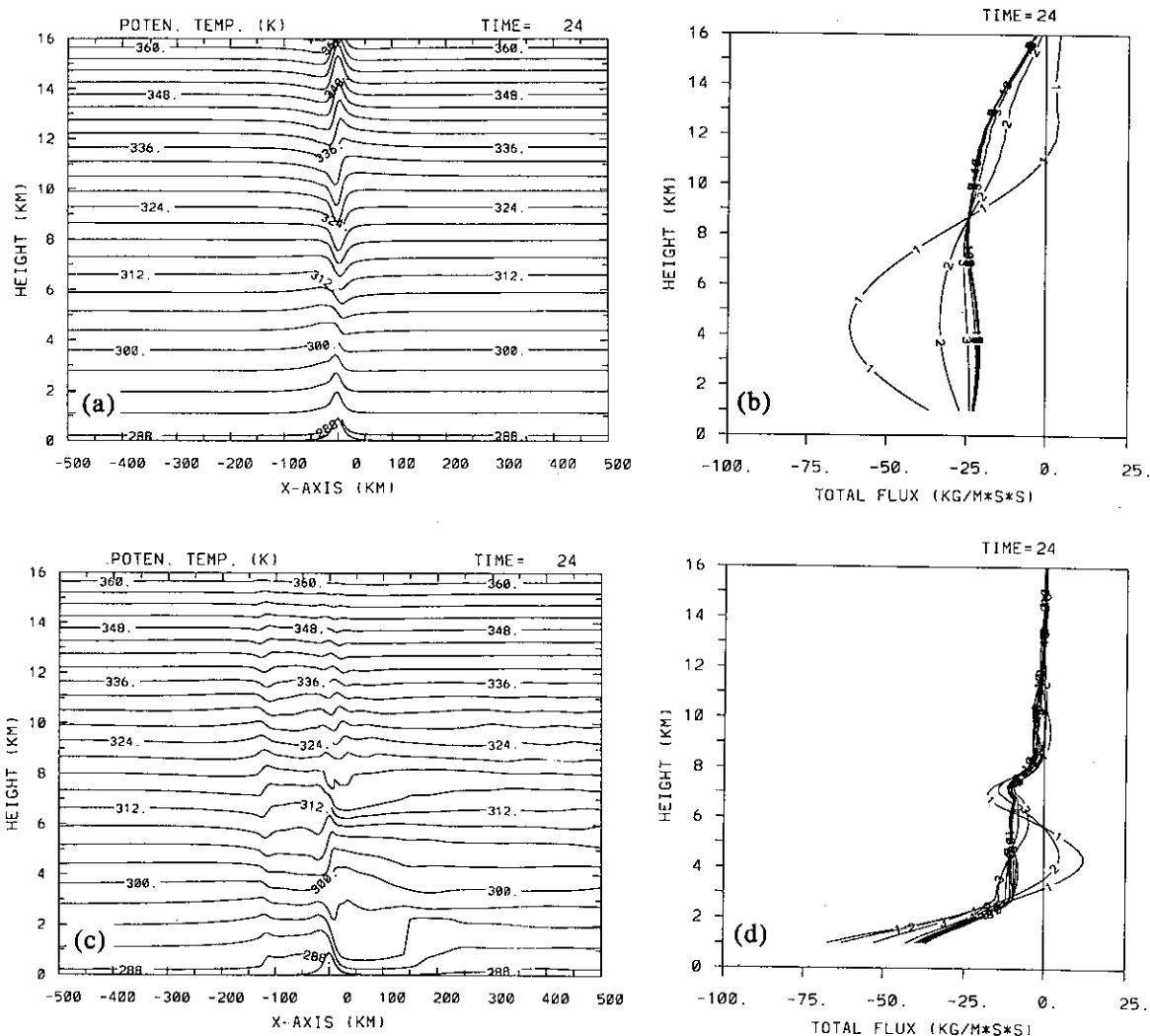


圖 2. 次網格地形重力波積分24小時之(a)、(c)位溫, (b)、(d)總動量通量垂直分布。(a)、(b)為U-30實驗, (c)、(d)為參考實驗。其中"1"、"2"、"3"……表100、200、300、……公里內之總和。

通量繼續往上传, 到達第二層波破碎區後又再度被吸收, 最後可達高層之動量通量幾乎為零(圖2d)。

在本實驗的例子中, 次網格地形之半山寬僅10公里, 遠小於全球模式之水平網格間距(約100至200公里), 但其動量通量傳遞之影響範圍可達400至500公里。以參數化的觀點來看, 若是以相當於模式網格點距大小區域的總動量通量來代表次網格之動量通量, 則往往只是次網格地形之部分通量, 如圖2b及圖2d, 100或200公里之總通量僅是波動之

一部分不能代表完整的波動, 所以所要參數化的動量通量應為相當大的範圍, 至少需包括整個波動之總通量。從另一個角度來看, 一座半山寬僅10公里的次網格地形波動之範圍可涵蓋數個網格點, 因此參數化是否僅對一個格點或需對多個格點進行是值得探討的。

由運動方程式

$$\frac{du}{dt} = f v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (p u w)}{\partial z} \quad (4)$$

可知，當動量通量在垂直方向有隨高度呈負值減小（即 $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial(puw)}{\partial z} < 0$ ）之現象時，將對大氣有減速的作用。以1000公里範圍內之總動量通量來表示次網格地形之動量通量。圖3為無波碎大氣(U-30實驗)及有波碎大氣(參考實驗)時之淨加速度垂直分布。無波碎大氣時之加速度很小對模式之影響不大；在有波碎發生的地方，最大加速度達 -0.018M/S ，其對可解析網格點上的流體運動速度的影響是不容忽視的。由此可知，無波碎大氣儘管仍有次網格地形重力波的運動存在，但其對可解析格點並無淨作用力。因此必需參數化的是對可解析格點有淨加速度作用之波碎發生時之次網格地形重力波。

定義次網格地形流場各點上之夫如數及里察遜數分別為

$$Fr = \frac{Nh_m}{U} \quad (5)$$

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\Delta U}{\Delta z}\right)^2} \quad (6)$$

其中 N 、 U 、 ΔZ 分別為在高度 Z 處之大氣穩定度、風速及厚度， h_m 為山高。先求1000公里內格點上所有之夫如數及里察遜數之總合，再加以平均，即得範圍之平均夫如數(\overline{Fr})及平均里察遜數(\overline{Ri})。

以圖4為例(參考實驗)，波碎發生之高度具有較大之平均夫如數($\overline{Fr} > 1.2$)及較小之平均里察遜數($\overline{Ri} < 100$)，因此夫如數及里察遜數可作為判斷波碎發生區域之良好指標。

但如前言中所述，許多文獻中對判斷波碎發生之夫如數及里察遜數多有所修正。如Palmer et al. (1986)定義之“波修正的里察遜數”(wave modified Richardson number, Ri^*)，係將里察遜數乘上波動振幅之修正。當 Ri^* 小於等於 $1/4$ 時，表示對流不穩

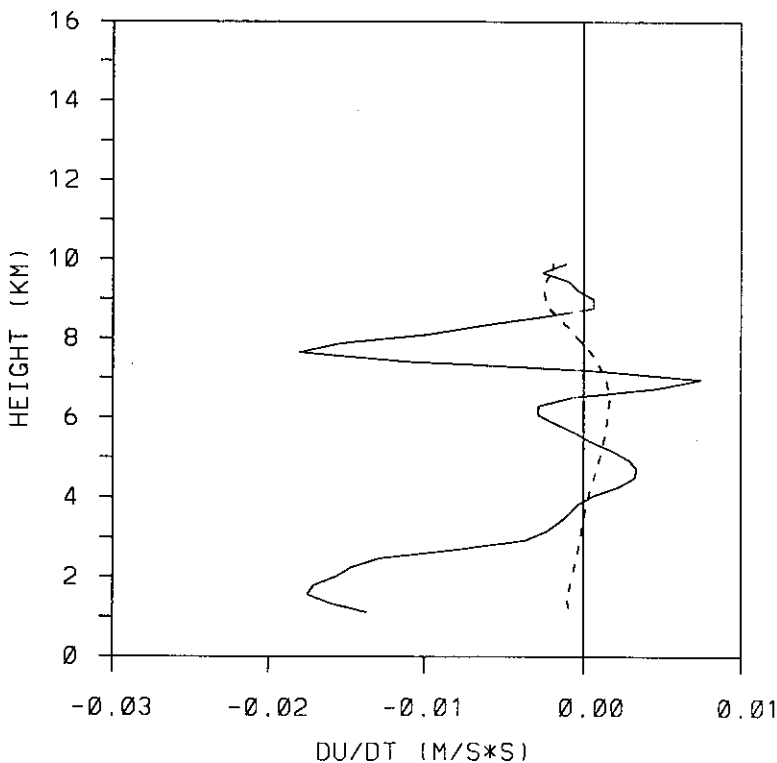


圖 3. 次網格地形重力波產生之淨加速度。其中實線表參考實驗，虛線表U-30實驗，二者均為積分24小時之結果。

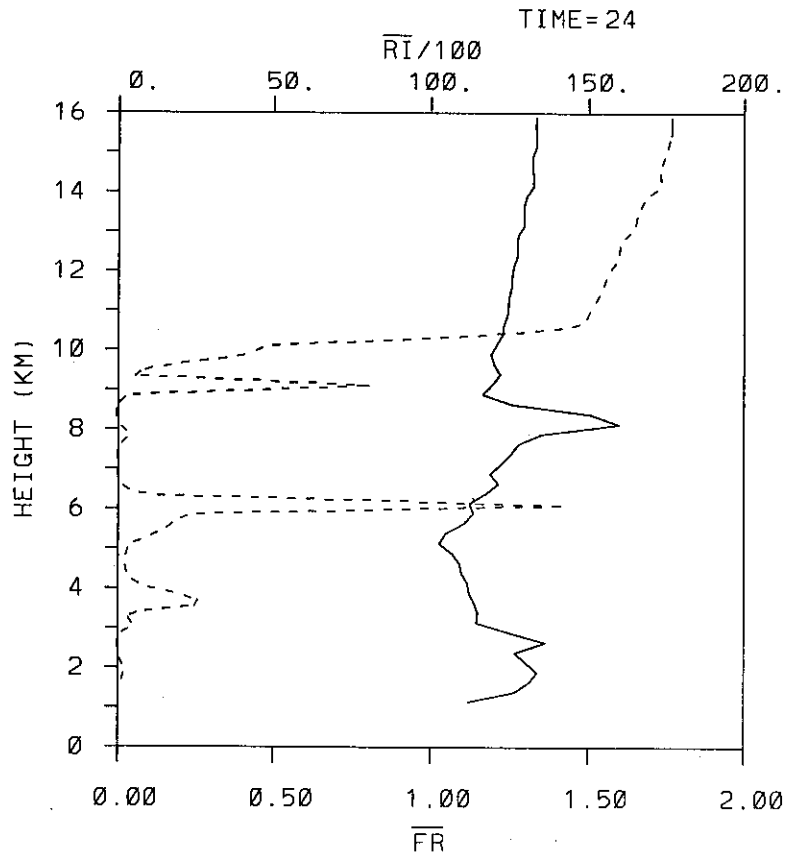


圖 4. 參考實驗積分24小時之平均里察遜數(\overline{Ri} , 虛線)及平均夫如數(\overline{Fr} , 實線)之垂直分布。

定造成的波碎發生。Pierrehumbert (1986)認為在非線性、準靜、對稱之平滑山脈，夫如數0.8是對流波碎發生之臨界值。在McFarlane (1987)之文獻中指出，當夫如數(加入地面之密度、大氣穩定度及風速之修正)超過1時，對流不穩定造成之波碎會發生。Alpert et al. (1988)是以夫如數 $Fr=1-1/(4Ri^*)$ 為臨界值，其中 Ri^* 為波修正後的里察遜數。判斷波碎發生之方法及所定之臨界值各家並不一致，本研究中之值則與所計算的範圍大小有關。

究竟在全球數值模式中該如何判斷波碎發生的位置，以及如何估計波碎區上下之次網格地形重力波之動量通量大小，為次網格地形重力波拖曳力參數化之重要關鍵。

另外值得一提的是，波碎的發生是一種不穩定

的現象，是暫時的而非持續的。以垂直風切為 $0.001/S^{-1}$ ，地面風速10M/S，垂直溫度梯度為 $-0.0065^{\circ}C/M$ 之實驗為例(S-001實驗)，圖5為波碎之發展過程。波碎於積分12小時後發生於地形之背風面，隨時間增加而向下游傳出，在積分24小時波碎區達最大。而後經由擾動之混合而逐漸恢復穩定。在波碎的發展及消散過程，重力波之動量通量垂直變化也跟著改變(圖6)，也就是說對格點有不同之加速度作用。因此參數化是否應考慮波碎的發展過程，或是應考慮以何時之大小為代表也是個值得探討的問題。

四、大氣條件對次網格重力波之影響

在什麼大氣條件下波碎會產生及在何處產生？

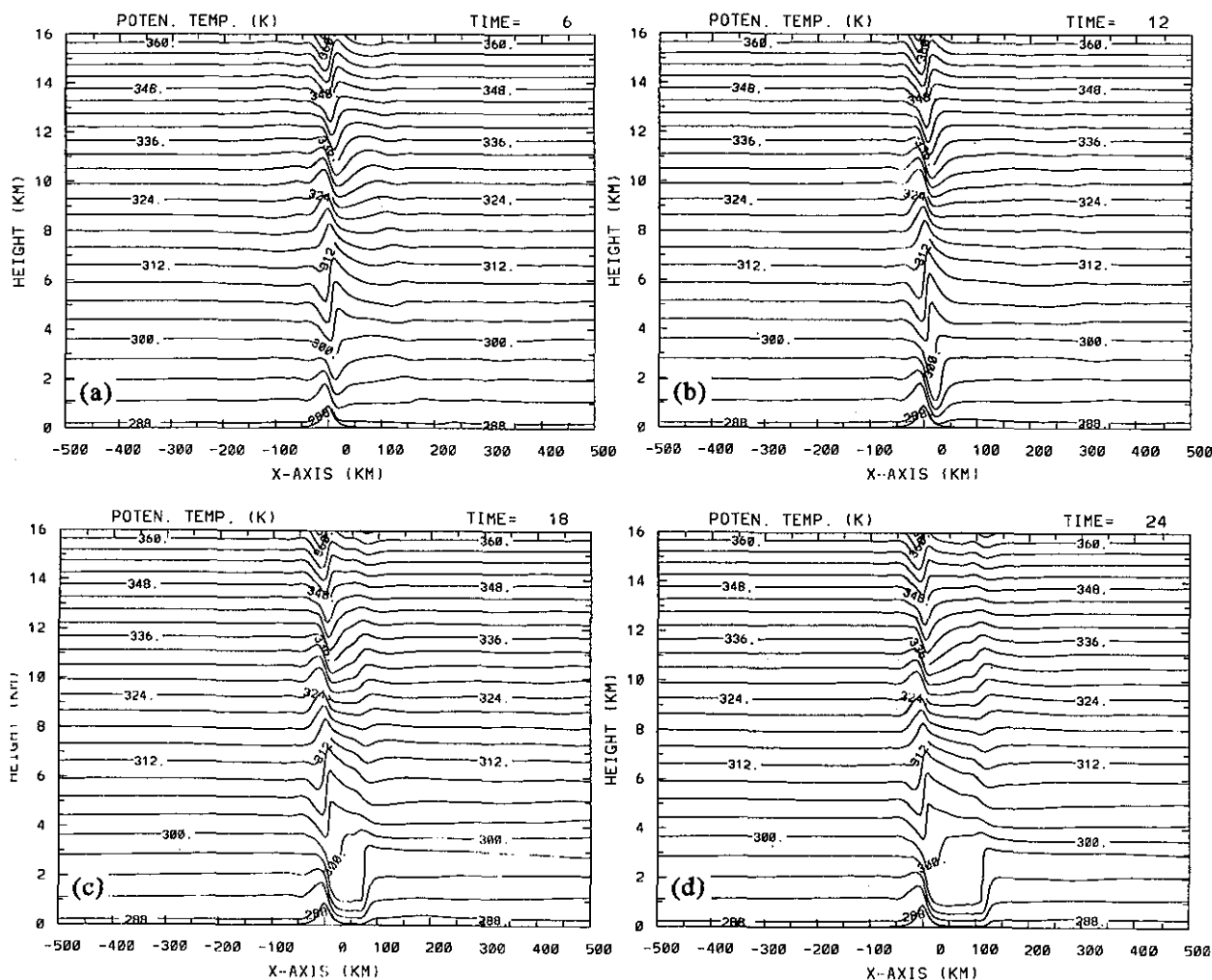


圖 5. S-001實驗次網格地形重力波之發展過程，分別為積分(a)6小時，(b)12小時，(c)18小時，(d)24小時。

這是個有趣的問題。在本節中所用的仍為(I)式之鐘形地形，表1為實驗所用之大氣條件。圖7、圖8、圖9分別為不同平均風場、不同的垂直風切及不同大氣穩定度時總動量通量之垂直分布情形。積分之時間，若有波碎發生則取總動量通量最強的時間，若無波碎發生則取模式達穩定(steady state)時之值。

就波碎之發生與否來看：在沒有垂直風切的情況下，大氣之平均風場為5M/S及10M/S時地形之背風面附近及上層有波碎產生，風速超過20M/S時波碎現象就不發生。垂直風切大小之影響也很明顯，

在垂直風切較小時(風切為0及 0.001S^{-1})，有明顯的波碎現象；風切再大時則波碎不會發生。在三個不同大氣穩定度的實驗中均有波碎的發生。由此可知，較強的平均風場及較大的垂直風切都具有使大氣穩定而抑制波碎發生的作用。

若以山脈頂之高度作為參考層，計算該高度之平均夫如數，結果列於表1，可看出在有波碎發生之實驗其平均夫如數都大於1.0。

由水平範圍1000公里內總動量通量之垂直變化來看，在前一節中已提過，總動量通量發生改變的高度即是波碎發生之高度。最大的總動量通量變化

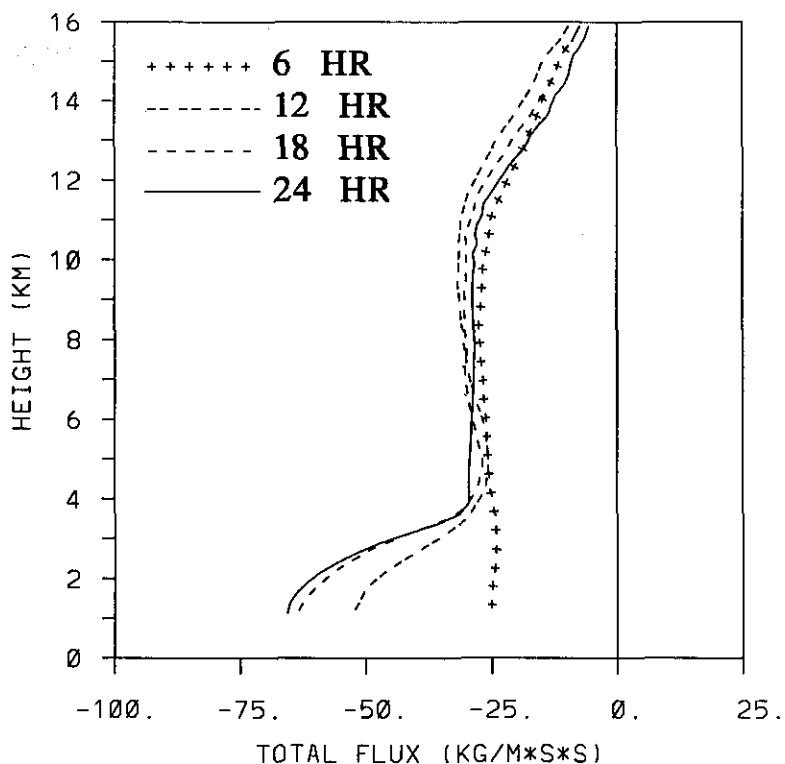


圖 6. S-001實驗重力波發展過程之總動量通量隨時間之變化。

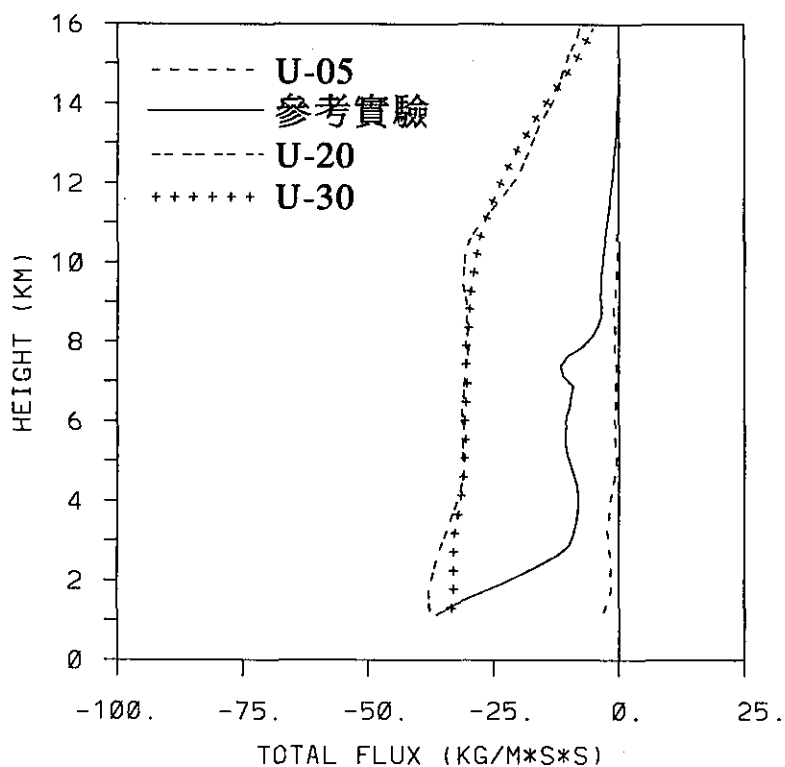


圖 7. 不同平均風場之總動量通量垂直分布。對應於表1中之U-05、U-20、U-30及參考實驗。

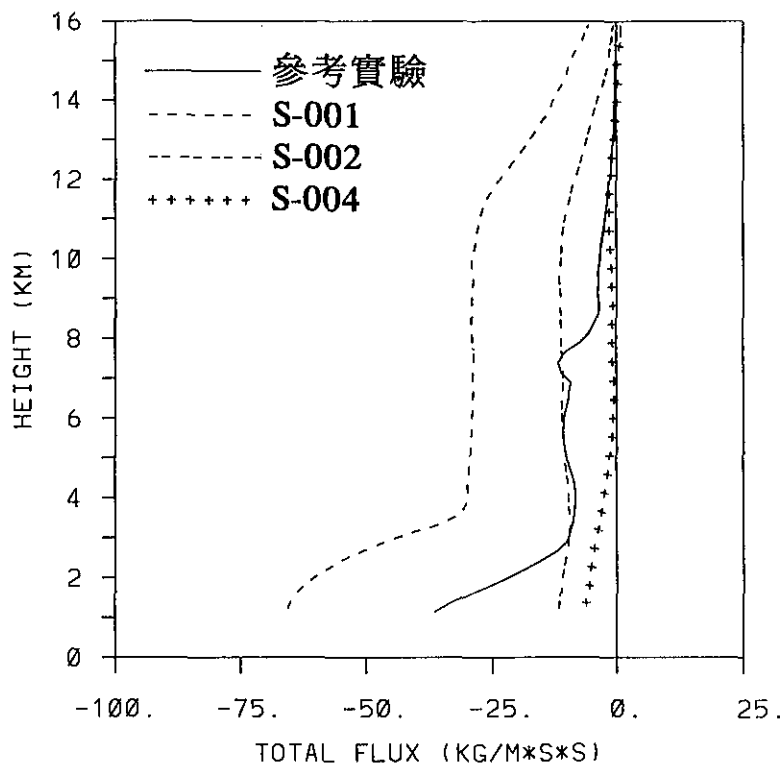


圖 8. 不同垂直風切之總動量通量垂直分布。對應於表1中之S-001、S-002、S-003及參考實驗。

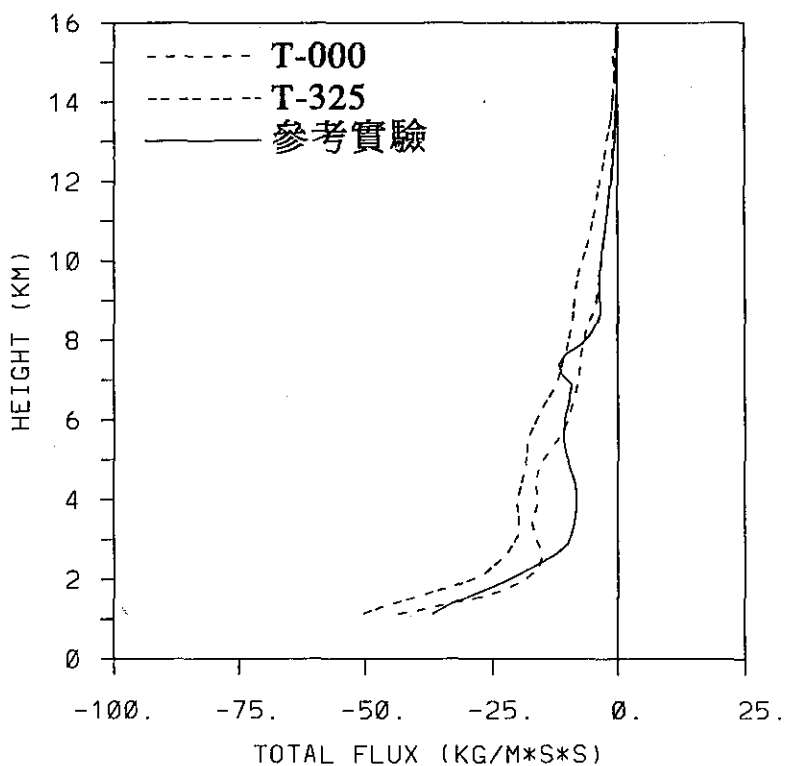


圖 9. 不同大氣穩定度之總動量通量垂直分布。對應於表1中之T-000、T-325及參考實驗。

表 1. 不同大氣條件之實驗。其中地形之半山寬為10公里，山高為1公里。

編號	平均風場 (M/S)	垂直風切 (1/S)	大氣穩定度 (°C/M)	波碎	夫如數
參考	10	0.	-0.0065	有	1.20
U-05	5	0.	-0.0065	有	2.40
U-20	20	0.	-0.0065	無	0.60
U-30	30	0.	-0.0065	無	0.40
S-001	10	0.001	-0.0065	有	1.09
S-002	10	0.002	-0.0065	無	1.00
S-004	10	0.004	-0.0065	無	0.86
T-000	10	0.	0.	有	1.30
T-325	10	0.	-0.00325	有	1.25

在本節的實驗中均發生在約在山脈頂之高度，其次是在較高之上層。山脈頂高度附近的總動量通量隨高度增加而負值減少，因此對大氣有很強的拖曳力存在。重力波之動量通量經過山頂高度附近波碎區之吸收後，其大小明顯地減小，並在到達下一個波碎區前保持著同樣的動量通量(稱剩餘通量，residual flux)繼續往上傳。當波碎僅發生於下層而上層沒有波碎層時，剩餘之總動量通量受到模式上層之吸收層的作用而緩慢減少。當上層亦有波碎發生時，剩餘通量在通過上層波碎層時，同時受到波碎層吸收及模式頂吸收之雙重作用，會隨高度快速遞減。

事實上，在此並無法明確的定義出上層波碎的發生與否及其高度，但由實驗可知當大氣之平均風場較強、或垂直風切較強、或較不穩定大氣時，上層對動量通量的吸收層發生之高度就較高。

五、次網格地形特徵對重力波之影響

次網格地形的特徵，模式本身完全無法預知，必需由外界給與資料。在現行的參數化法中唯一考慮到的次網格地形特徵僅有地形之標準偏差值

(standard deviation)，其它特徵如山脈斜率、非對稱度(asymmetry)、凹凸度(convexity)、多重山脈等則均未加以考慮。在本節中將分別探討這幾項特徵對次網格地形重力波之影響。表2為實驗名稱及相關條件，在此均採用與參考實驗相同之大氣條件，圖10為對應之次網格地形。

首先，參考Kim and Arakawa (1991)的定義，令次網格地形之標準偏差(σ_z)、非對稱度(OA)、凹凸度(OC)分別為

$$\sigma_z = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M (Z_i - \bar{Z})^2}{M}} \quad (7)$$

$$OA = \frac{\bar{X} - \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M X_j Z_j}{\sigma_z} \quad (8)$$

$$OC = \frac{\sum_{i=1}^M (Z_i - \bar{Z})^4}{\sigma_z} \quad (9)$$

其中

$$\bar{Z} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M Z_i \quad (10a)$$

$$\bar{X} = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M X_j \quad (10b)$$

表 2. 次網格地形特徵之實驗。其中水平風為10M/S，無垂直風切，大氣溫度遞減率為-0.0065°C/M。

編號	半山寬 (KM)	山高 (M)	標準偏差值 (DEVZ)	非對稱度 (OA)	凹凸度 (OC)
地形-1 M1	10.000	1000.	125.02	0.	40.03
地形-2 M2	30.000 10.000	1000.	176.79	0.12	20.00
地形-3 M3	10.000 30.000	1000.	176.79	-0.12	20.00
地形-4 M4	15.627	800.	125.02	0.	25.59
地形-5 M5	6.923	1200.	125.02	0.	58.99
地形-6 M6	10.000	500.	62.51	0.	40.03
地形-7 M7	10.000	2000.	250.04	0.	40.03
地形-8 M8	10.000	704.	125.03	0.	19.86
地形-9 M9	10.000	570.	125.04	0.	13.08

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M (X_i - \bar{X})^2}{M}} \quad (11)$$

而各式中 X_i 及 Z_i 分別為格點之位置及地形高度。

地形-2與地形-3具有相同的標準偏差值及地形凹凸度，但非對稱度相反，較陡的一面與地形-1具有相同的斜率。比較此三種次網格地形在1000公里內之總動量通量垂直分布(圖11)可發現，地形-1與地形-2約具有相同之動量通量垂直曲線。雖然在山頂高度之動量通量地形-2大於地形-1，但垂直方向之遞減量非常接近。地形-3雖與地形-1具有相同的迎風面山脈斜率，但動量通量垂直方向之改變明顯較小。由此可知，影響次網格地形重力波拖曳力的重要因素為地形背風面之斜率而與迎風面斜率無

關。

地形-4、地形-5與地形-1具有相同之標準偏差量，但地形凹凸度分別為25.59、58.99及40.03。比較三種不同之凹凸度可發現(圖12)：三者在山頂高度之動量通量很接近，但通過波碎區後的剩餘通量則反比於地形凹凸度。也就是說，次網格地形重力波拖曳力之大小正比於次網格地形凹凸度，在凹凸度大之地形(山窄而高)時尤其明顯。

比較地形-6、地形-7及地形-1，三種地形都是左右對稱地形、凹凸度相同之地形。改變其標準偏差值(圖13)可明顯的看出，山頂處之次網格地形重力波拖曳力正比於標準偏差值之平方，偏差值大者拖曳力明顯增大。此動量通量大小正比於標準偏差

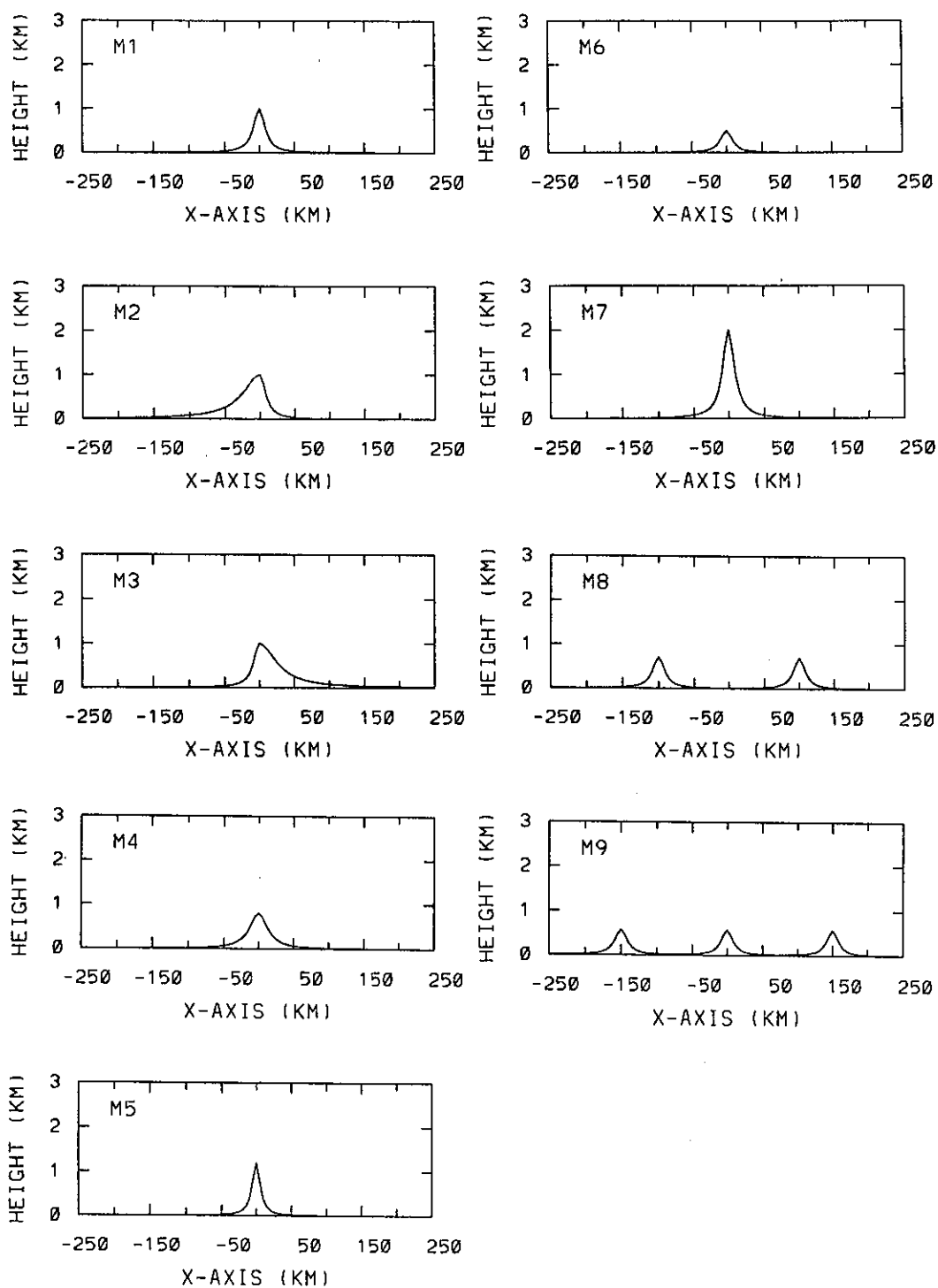


圖 10. 次網格地形特徵實驗所用地形之剖面。

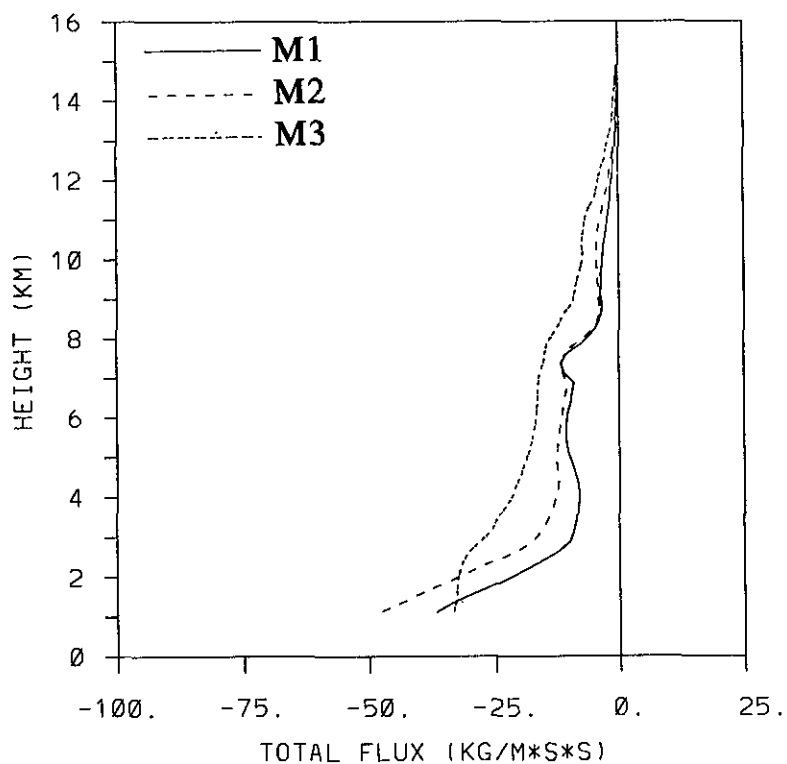


圖 11. 不同次網格地形非對稱度(OA)時之總動量通量垂直分布。大氣條件相同於參考實驗。

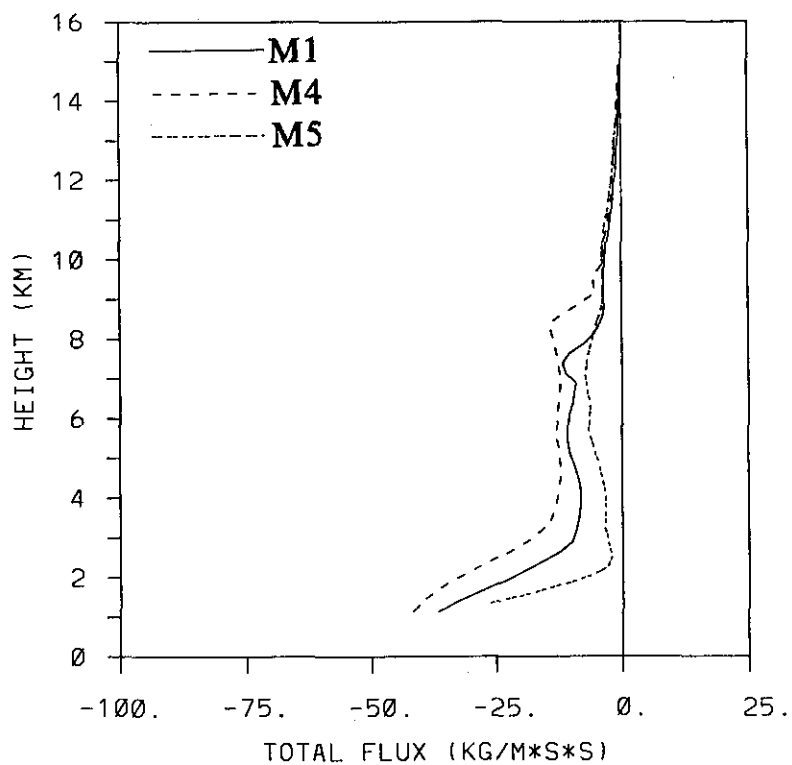


圖 12. 不同次網格地形凹凸度(OC)時之總動量通量垂直分布。大氣條件相同於參考實驗。

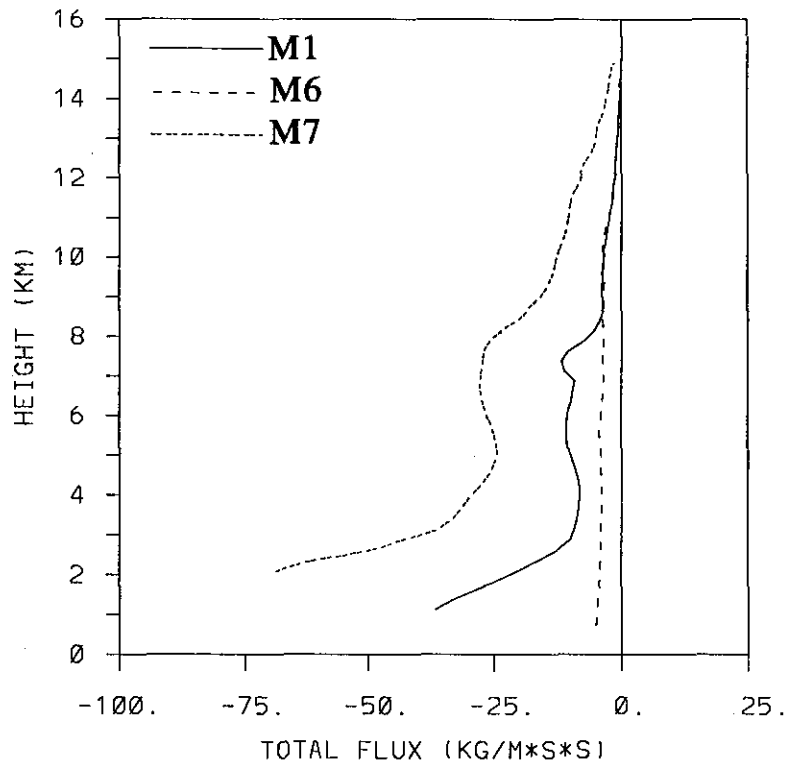


圖 13. 不同次網格地形標準偏差值(σ_z)時之總動量通量垂直分布。大氣條件相同於參考實驗。

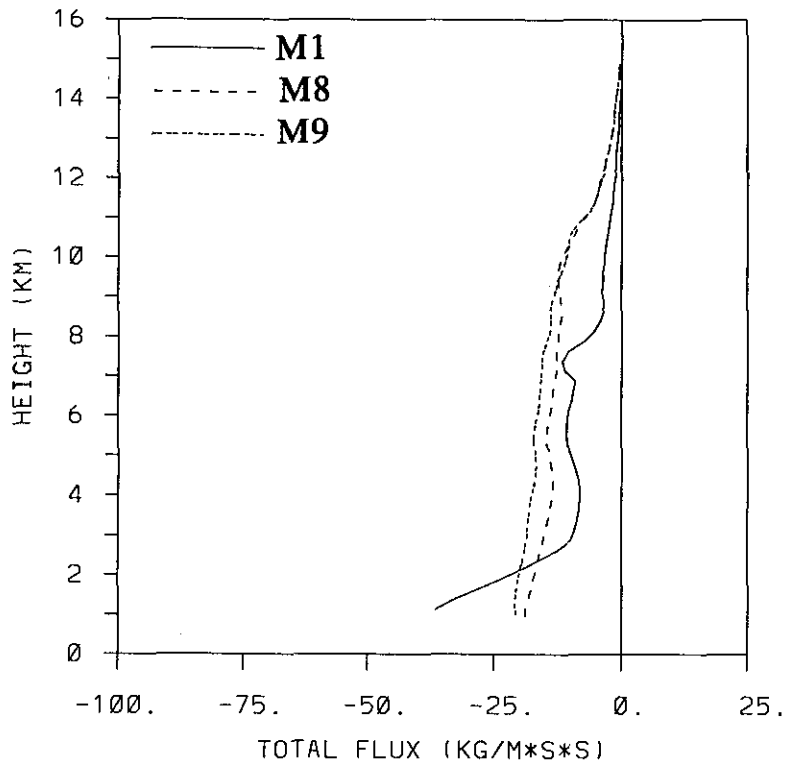


圖 14. 多重山脈次網格地形時之總動量通量垂直分布。大氣條件相同於參考實驗。

值平方之關係式，正是現行參數化法中所廣泛採用的。

但是，標準偏差相同之次網格地形並不一定具有相同之動量通量。前面已提過，在相同標準偏差但凹凸度不同時動量通量大小會有不同；還有其它情況：如多重山脈時也有類似的情形。地形-8、地形-9與地形-1有相同之標準偏差，但地形-8是由二個獨立山脈，地形-9是由三個獨立山脈所組成。由圖14可見，由於地形-8及地形-9對同樣大氣條件而言是產生穩定重力波之地形，因此根本不會有波碎情形發生，也就是次網格地形重力波之拖曳力為零，與地形-1完全不同。

若是有多個會引發波碎之地形同時存在於次網格內時，則次網格動量通量之大小並不只是單純地將單獨一個地形之動量通量乘以山脈數 (Pierrehumbert, 1986)，還必須考慮到多重山脈彼此間之距離。當山脈間距離超過單一山脈重力波之水平影響範圍時，則多重山脈之作用可用線性相加來表示；但若山脈間距離較近，則重力波間彼此產生複雜的非線性交互作用，則總動通量就很難估計了。

此外，即使是單一地形，次網格地形在網格中的相對位置也是很重要的。如 Kim and Arakawa (1991)之實驗，當次網格地形之總動量通量僅包括地形上游或下游時，換言之，即次網格地形位於網格之尾端或前端時，存在於次網格內之總動量通量往往是高於整座地形之總動量通量。因此，次網格地形之相對位置也是需要考慮的。但若要知道次網格地形在網格點內之相對位置，首先必須要有完整的山脈地理位置資料，這項資料在目前仍是缺乏的。

六、結論與討論

次網格地形重力波在特定大氣條件下會有波碎之現象發生，造成動量通量在垂直方向傳送時部分被擾動所吸收，這是產生模式格點上未能解析的次網格重力波拖曳力的主要原因。此拖曳力之忽略，往往造成地勢較複雜處之運動速度預報過強。因此，次網格地形重力波拖曳力參數化被認為是減少北半球西風預報過強誤差的最好方法。本研究之目的，一方面是為了增進對重力波動量通量傳輸現象

的了解，另一方面也同時發掘問題，找出一些尚未被考慮的影響因子，以作為進一步研究及發展次網格地形重力波參數化法之參考。

大氣中波碎之發生，與大氣條件及地形特徵有密切的關係。在次網格點上之大氣條件可得自模式格點資料，並由之可判斷在次網格點內波碎是否發生及發生之位置等。本研究中指出，當大氣具有較強之平均風場或垂直風切時，對重力波有穩定作用，並對波碎的發生產生抑制作用。波碎最易發生的高度為山脈頂部附近，對重力波能量的消散也是以近山脈頂處為最大，至於高層波碎層之消散則較小。高層的波碎層並不一定會發生，但由實驗知，當大氣之平均風場較強、或垂直風切較強、或較不穩定大氣時，上層對動量通量的吸收層發生之高度就較高。

如何定義次網格地形激發之"真正的"近地表處動量通量之大小，是個仍未解決的問題。至目前為止，各現行之參數化法亦未能明確定義出，而多以模式最下面幾層之平均風場、大氣穩定度及次網格地形標準偏差量之積來表示。在本研究中指出，影響地形最下層之總動量通量的因素除標準偏差值外，地形之非對稱度、凹凸度、山脈個數及次網格地形在網格點中之相對位置等，都是相當重要的。在真實的全球大氣中，地形的複雜程度遠超過本研究之理想地形，因此如何將次網格地形特徵作完整的考量，將是次網格地形重力波拖曳力參數化中相當困難的一部分。

事實上，真實大氣中最易發生波碎的高度除對流層外，其次就是低平流層。由於地表面動量通量之估計困難，現行之參數化法多僅能消除部分低平流層及對流層頂之預報誤差，對於對流層內之誤差僅有 Iwasaka et al. (1988) 之簡單的拋物線遞減方法。因此現行之參數化法對於預報誤差之消除，尤其是對流層，仍需有相當大的改進。

此外，次網格地形重力波之影響範圍、時間變化情形，也是難以處理的問題。現行之參數化法是以解析解為依據，考慮次網格點重力波之總作用力及最大作用力於一個網格點內，因此往往有高估的情形，對模式會有過強的修正。

下一步的研究方向將實際測試現行幾種參數化

法，比較其在本局模式中之表現，並將測試結果較好之方法植入中央氣象局第二代全球數值預報模式之中。在這同時，我們將繼續研究與發展，參考本研究之結果，建立更有效率之新參數化方法。

七、致 謝

本研究承蒙鄭明典博士提供寶貴意見及文章寫作上之幫助，在此致上萬分的謝意。同時感謝二位審稿者細心的指正。

八、參考文獻

- 蕭志惠，1992：華南旋生與青藏高原之關係。中央大學博士論文，158頁。
- Alpert, J. C., M. Kanamitsu, P. M. Caplan, J. G. Sela, G. H. White and E. Kalnay, 1988: Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium-range forecast model. Preprints of the Eighth Conference on NWP, February 22-26, Baltimore, Maryland. 726-733.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The atmospheric model intercomparison project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 73, 1962-1970.
- McFarlane, N. A., 1987: The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. J. Atmos. Sci., 44, 1775-1800.
- Iwasaki, T., S. Yamada and K. Tada, 1988: Impacts of a parameterization scheme for orographic gravity-wave drag with two different vertical partitionings on medium-range forecasts. Preprints of the Eighth Conference on NWP, February 22-26, Baltimore, Maryland. 734-740.
- Kim, Y.-J., and A. Arakawa, 1991: Assessment of gravity wave parameterization scheme using a mesoscale gravity-wave model. Preprints of the Ninth Conference on NWP, October 14-18, Denver, Colorado. 380-383.
- Miller, M. J., T. N. Palmer and R. Swinbank, 1989: Parameterization and influence of subgrid-scale orography in general circulation and numerical weather prediction models. Meteorol. Atmos. Phys., 40, 84-109.
- Palmer, T. N., G. J. Shutts and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. Q. J. R. Meteorol. Soc., 112, 1001-1039.
- Pierrehumbert, R. T., 1986: An essay on the parameterization of orographic gravity wave drag. Proceedings of the Seminar/Workshop on observation theory and modeling of orographic effects. ECMWF Shinfield Park, Reading, U. K., Vol. 1, 251-282.
- Stern, W. F., and R. T. Pierrehumbert, 1988: The impact of an orographic gravity-wave drag parameterization on extended range prediction with a GCM. Preprints of the Eighth Conference on NWP, February 22-26, Baltimore, Maryland. 745-750.

A STUDY OF THE SUBGRID-SCALE OROGRAPHIC GRAVITY WAVE DRAG

Chih-Hui Shiao

Research and Development Center

Central Weather Bureau

ABSTRACT

A mesoscale two-dimensional numerical model is used to study the characteristics of vertical momentum transports associated with orographic gravity wave under various atmospheric and orographic conditions.

The results show that the stronger winds and/or vertical wind shear may prevent waves from breaking at the lower troposphere. The level of gravity wave breaking at higher troposphere depends on wind speed, vertical wind shear and atmospheric stability.

For a given atmospheric condition, the overall intensity of gravity waves depends not only on the standard deviation of subgrid-scale orography but also on the asymmetry, convexity and the number of ridges.

Key words: Subgrid-scale Orography, Gravity Wave Drag

台灣西部地區三維速度構造

辛在勤 何美儀

中央氣象局地震測報中心

摘要

本研究選用中央氣象局地震網在1992年至1994年台灣西部地區所收錄到625個地震，總計10210個P波、6133個S波之走時資料推算台灣西部地區三維速度構造，並將該地區內3800個地震重新以三維速度模式再定位以分析地震活動特性及其與速度構造、地體構造活動的關係。

所得之三維速度構造顯示，P波、S波速度分佈的大趨勢一致。西部地區在不同深度所見之速度高與低區與此區布蓋重力異常之高與低區有很好的相關性。在淺層所見之速度低區與西部盆地中沉積的新第三紀碎屑岩層有關。隨著深度的增加，速度低區東移至中央山脈下，反應中央山脈下的巨厚岩體。西部地區之主要構造線分佈在地震活動上扮演極重要之角色。大部份的地震皆發生在西部褶皺衝斷帶與中央山脈上衝板岩帶內。唯一例外是佳里新震區之出現。由數個東西向的深度剖面，皆可發現在主要構造線下之速度構造皆有向東傾斜的現象，而地震分佈卻與速度構造略成垂直（即向西傾斜）。

關鍵字：三維速度構造。

一、前言

地震定位是利用地震波傳播的原理，極小化各觀測值的差異，以求取最佳地震發生參數，可見地震定位是架構在一已認定的速度模式上，因此速度構造的選用，對地震定位影響極大。單純的一維速度模型雖可滿足一般的地震定位作業，但對地質複雜或側向速度變化極大的地區，則可能造成地震位置的偏差，嚴重者足可誤導地震活動及地震分布的解釋。可見速度模式的採用，在地震定位上實在扮演一個非常重要的角色。

台灣地區不管由地形或地質來看，都是一個側向變化極大的地區，而地震定位作業至今仍沿用Yeh and Tsai (1981)的台灣中部地區一維速度構造模式，但自1991年開始中央氣象局結合TTSN並提昇觀測設備為三向數位紀錄，形成一完整的台灣地區地震網(Taiwan Seismic Network, Tai-

SciN)，測站數目增加，地震網密度也跟著相對提高，歷經2年餘也蒐集了相當多的地震資料，原先單純的一維速度模型已無法滿足所觀測到的現象，只能提供初步的地震位置分佈及活動，因此如何進一步利用其資料仔細推算台灣地區速度構造及再定位後分析地震活動特性及其與速度構造、地體構造活動的關係，實為非常重要之課題。而環顧今日潮流，利用地震波走時逆推三維速度構造已是潮流所趨，甚至在不久的將來用三維速度構造來作例行定位也極有實現的可能。

由於要建立一個適合全台灣的三維速度模型並非易事，因此本文嚐試先選擇建立區域性的速度模型，希望能建立一套逆推程序，以作為台灣地區三維速度模型探討的先趨。臺灣西部地區由於地質環境相對於東部較為單純，加上中央氣象局自擴大地震網以來，無論在測站數目與密度皆已足夠，因此較適合用來做三維速度構造之測試

及研究，此亦是本研究之選擇西部地區的主要原因。

二、區域地質和構造

本研究區在地理上自東而西可分為中央山脈、西部麓山帶、海岸平原及臺地。根據何春蔭(1986)，先第三紀的變質基盤出露在中央山脈東坡。在基盤岩層上，西部褶皺衝斷帶以厚度相當大的第三紀至更新世碎屑沉積物所組成。層序很厚的古第三紀海相泥質沉積岩直接覆蓋在這基盤上，分佈在中央山脈的脊部和其西坡及東南坡。這些泥質岩層現已變為一個顯著的硬頁岩及板岩帶，其中夾有變質砂岩互層。未變質的新第三紀岩層分佈在板岩帶以西的西部麓山帶內，兩者間以一條縱貫全島的上衝斷層相隔。板岩帶中另一條重要的構造線是分開雪山山脈與中央山脈中脊的梨山斷層，由於梨山斷層的地理位置居於台灣島的中間地帶，故又稱為中軸斷層；在地震資料上證明此斷層目前仍在活動(Wu, 1978)。

中央山脈西邊的麓山帶由漸新世晚期或中新世至更新世早期的淺海至陸臺相碎屑沉積物所構成。主要沉積物為砂岩、頁岩互層，石灰岩的分佈有限。全部岩層由北向南頁岩或泥岩逐漸增加，厚度也隨同加大。在西部盆地中沉積的碎屑岩層的總厚度有由東邊的八千公尺左右向西遞減變薄的現象。

台灣西部新生代的主要造山運動是上新、更新世的蓬萊運動，在上新世末開始時有大量更新世礫岩堆積在盆地中，及其達到高潮，西部盆地崩潰，褶皺斷裂形成的山脈也逐漸上升。在這運動期中，並未發生變質作用，也沒有大規模火成岩的侵入。地殼變動的結果產生顯著的覆瓦狀斷層體系，以緊密和不對稱的褶皺及東南傾斜的低角度逆斷層為主。所有褶皺都以曲滑褶皺為主，軸面都向東或東南傾斜。有一個表層滑動面位在這個覆瓦狀斷層帶底部，一切變形作用僅限於這個滑動面以上的第三紀岩層，其下較老的基盤岩層則未參加。在若干地點，常見兩組相配合的橫移斷層切割這位於淺部的褶皺衝斷帶。

蓬萊運動不但影響西部麓山帶，也波及中央

山脈中的板岩帶和變質岩系。就板塊構造運動而論，此運動代表更新世時亞洲大陸和其東面呂宋弧的碰撞結果。這第四紀的運動目前仍在活動，尤其是台灣的中南部。Suppe (1981)認為歐亞大陸與菲律賓海板塊的邊界是馬尼拉海溝，並向北延伸到西部麓山帶下，但確切位置並不知道。

三、原理

本研究以取得Thurber (1983)研究的程式，須略作修改增加網格點數、測站數、地震數及其他相關參數，使其能在VAX機器上運算，因此將以它為主體從事臺灣西部地區三維速度構造及地震定位的探討。

走時 t 的殘餘值 r （真正走時與利用初始值所計算之理論值之差異）可表為

$$r = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta t_0 + \sum_{n=1}^N \frac{\partial T}{\partial \alpha_n} \Delta \alpha_n$$

式中 Δt_0 ， Δx_k ， $\Delta \alpha_n$ ，是地震發生參數和速度構造的微擾項（perturbation）， $\frac{\partial T}{\partial x_k}$ ， $\frac{\partial T}{\partial \alpha_n}$ 則為走時相對於地震位置和速度的偏微分項（partial derivative）。其中速度參數模式是設定在兩組互相垂直平面分割水平多層次的一維空間為許多格點上而構成，波徑的計算則採用Thurber於1983年及Um and Thurber於1987年所提出兩種波線追蹤之計算方法，一為近似波線追蹤法（Approximate Ray Tracing, ART），另一則為Pseudo-bending。逆推方法則使用Iterative Damped Least Square來求解。在每一次迭代過程中，均會決定新的波徑、加入震源解並利用參數分離的技巧將速度與震源二類參數分段計算。在逆推過程中會根據殘餘值大小及震源—測站距離給予權重。此外也將同時計算解析度矩陣。

四、資料選取

本研究所選用之地震資料，以中央氣象局地震網在1992年至1994年所收錄到的地震為主，選取範圍在東經119.5度至121.3度、北緯22度至25度、規模大於二以上、深度小於四十公里、至少有十個測站收到，共計625個地震，詳細震央分佈及地震深度分佈統計見圖一(a)、(b)；又所選用西

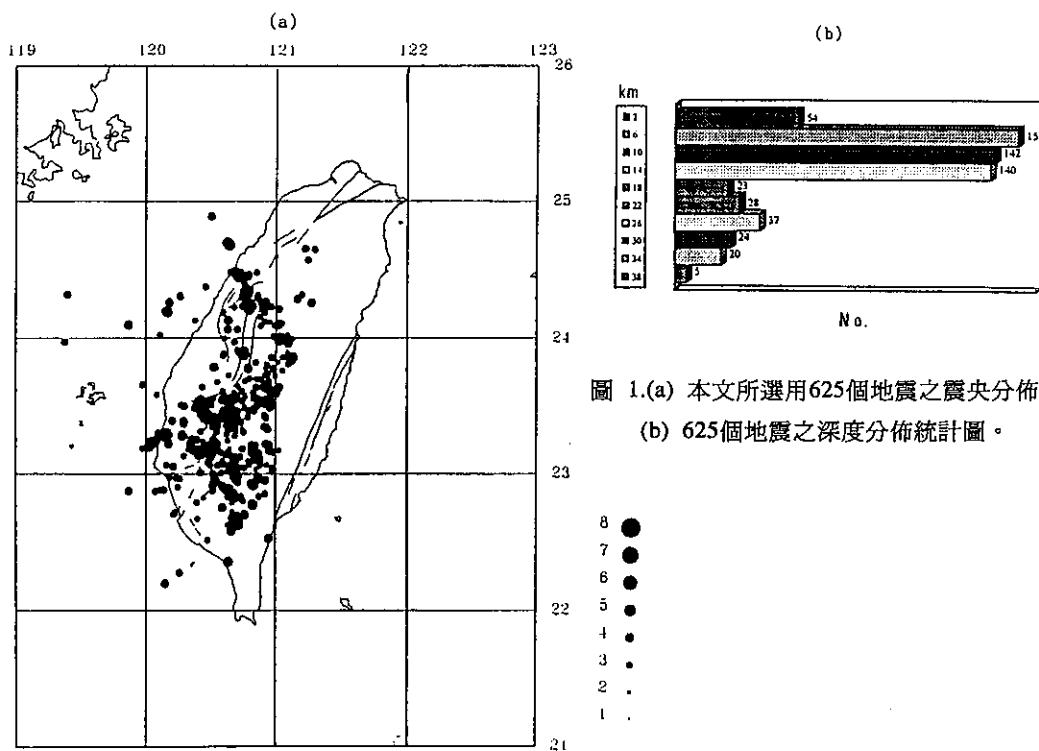


圖 1.(a) 本文所選用625個地震之震央分佈，
(b) 625個地震之深度分佈統計圖。

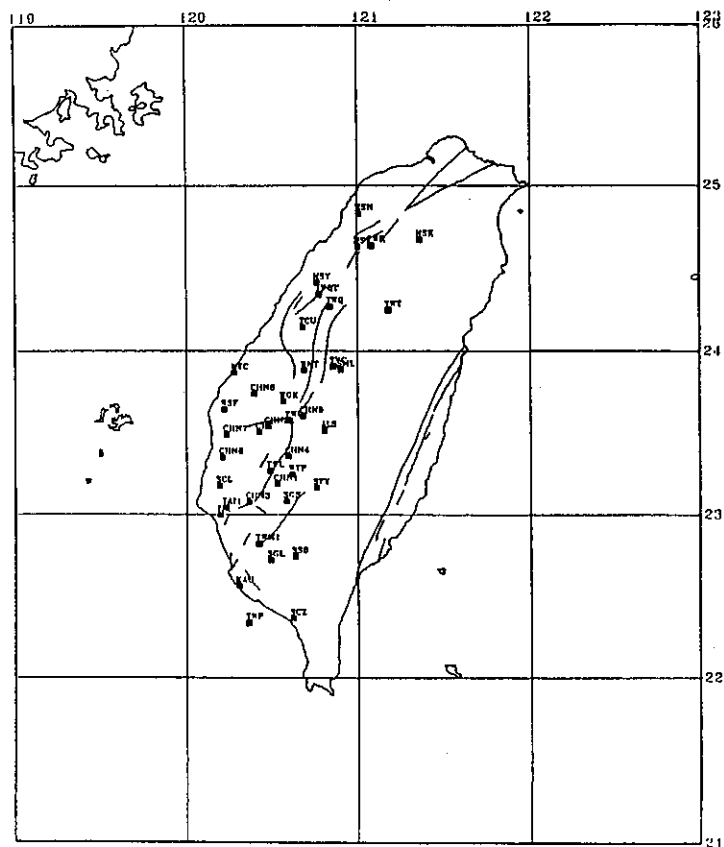


圖 2. 本文所選用39個地震測站之空間分佈。

部地區的測站計39個，其空間分佈見圖二。

在資料篩選過程中，每個地震均需重新再檢視過，選用品質良好之P、S相位，總計10210個P波、6133個S波。至於在S波的檢視過程中，由於S波的波相較不清楚，不確定性也較P波大，且怕會誤挑到P-S的轉換波，因此吾人在檢取S相位時，特將其質點運動(particle motion)也繪出，以做為檢取時的依據，同時也增加在逆推S波時的可信度。

五、三維速度模型逆演與分析

本研究用來做為三維速度構造起始模式之一維速度模式（見表一），乃依據何（1994）所得台灣西部地區之一維速度模式。

表一、本研究所用之一維速度模式（何，1994）

深度 (公里)	P波速度 (km/sec)	S波速度 (km/sec)	V_p/V_s
0	3.50	2.00	1.74
1	3.78	2.20	1.72
4	5.04	3.03	1.66
9	5.71	3.26	1.75
13	6.05	3.47	1.74
17	6.44	3.72	1.73
25	6.83	3.99	1.73
30	7.28	4.21	1.75

三維速度構造模式的設定，參考已有的地球物理及地質資料來決定兩組互相垂直之垂直平面的方向。根據現有資料顯示，台灣的主要地質構造是呈東北-西南走向，因此本文選用兩種垂直平面之方向；第一種為一組垂直平面沿南北方向，另一組沿東西方向。第二種亦為二組互相垂直的平面，但由正北向東旋轉12度，大致與中央山脈的走向一致。

二種三維空間速度模式之格點設定皆一樣，先設定一原點，由原點算起，以公里計，水平面上在經度方向是以每十公里取一點，共十點；在緯度方向，第一點距原點十五公里，第二點距原點五十公里，第三點距原點六十五公里，之後每

點相距十公里，直到175公里後，每點相距廿五公里，最後一點距原點二百五十公里，共17點。二種速度格點的平面位置圖見圖三(a)，(b)。二者的起始速度模型皆採用上述之一維速度模式，不同處主在起始原點不同及有無旋轉。第一種模型之原點設在北緯22.4度，東經120度。第二種模型之原點設在北緯22.5度，東經119.9度，由北向東旋轉12度。此兩種模式的逆演計算同時考慮是否加入測站修正值，因此共有四種逆演處理。

每種模式均經過三次重複運算，比較這四種不同逆演方式的結果發現有無旋轉之趨勢不論在淺層（4公里）或較深層（13公里）均類似，但有旋轉者之方向與地質走向較相符；且由於吾人在深度小於一公里之速度層缺少人工作測作為控制點，因此在深度小於一公里的解析度相對較差，只好利用測站修正來彌補深度小於一公里之走時誤差及作為測站高程修正之參考，因此本文將採用有旋轉且經測站修正之結果來作為本文結果討論之依據。圖四為第二種模式暨加入測站修正值的逆推結果依一維之水平層繪成速度等值線。其中P波、S波速度及 V_p/V_s 的等值線間隔分別為0.2、0.15公里每秒及0.05。

為探討地震活動與速度構造間之關係，吾人由中央氣象局地震資料庫中選取1992年至1994年四月，不分規模、深度，範圍在東經119度至121.3度、北緯22度至25度，共3800個地震，用本研究所得三維速度模式重新定位後，再依一維水平層的深度選取發生在該層上下四至八公里內之震央分佈與P波、S波速度及 V_p/V_s 的等值線同繪於圖四。

由於 V_p/V_s 反應的是岩層的孔隙率、破碎程度、液壓等等，並受很多因素影響，如沉積岩的成份、孔隙壓力，溫度、裂隙的排列方向、液體的飽和度等。而這些影響最明顯處在淺層，深度加深後由於壓力的增加使大多數的裂隙閉合，因此對 V_p/V_s 的影響就沒那麼大了。此外 V_p/V_s 還必須與其他資料如重力等綜合解釋才能成為一有力的診斷證據。

由速度等值線圖（圖四）來看，P波、S波速度分佈的大趨勢是相當一致的。在第一層（深度

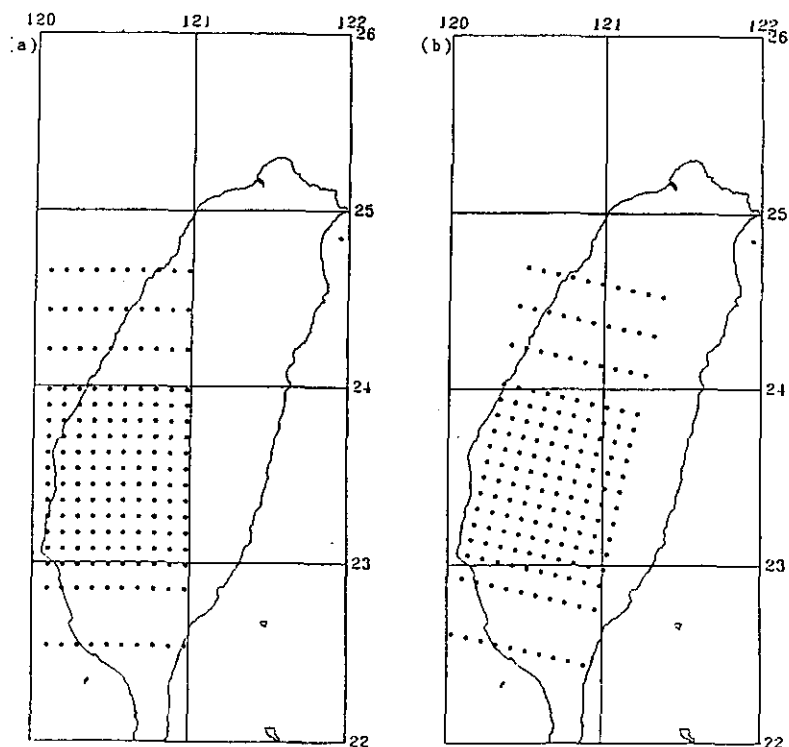


圖 3. 本研究所用二種不同速度格點的平面位置圖。(a)為兩組沿南北向及東西向之垂直平面切割一維水平層。(b)則為(a)之速度格點由北順時針旋轉12度，與中央山脈走向一致。

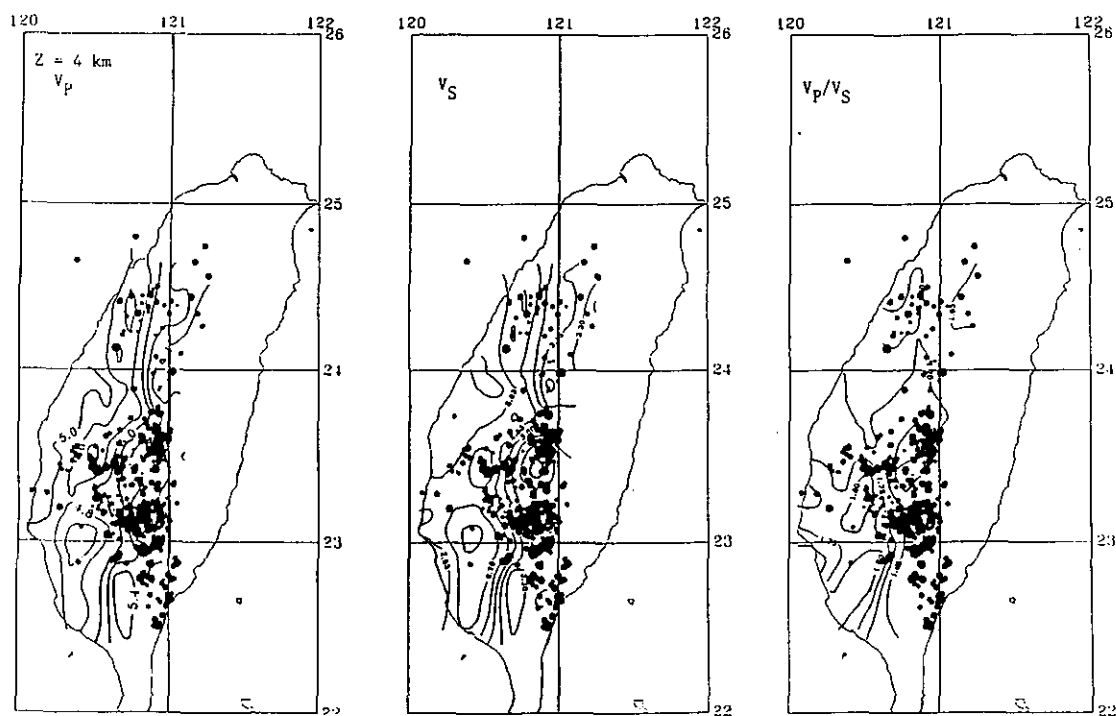


圖 4. 三維速度模式依每一層所繪成之P波、S波速度及 V_p/V_s 等值線圖，與發生在該層上下四至八公里內之震央分佈。

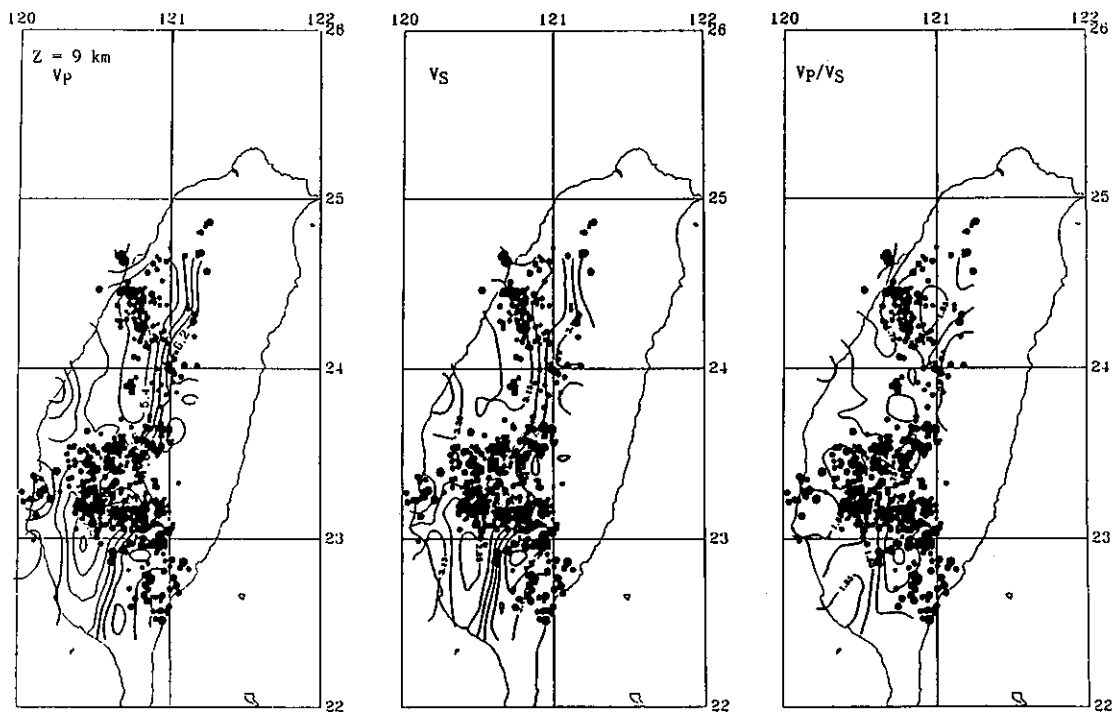


圖 4. (續)

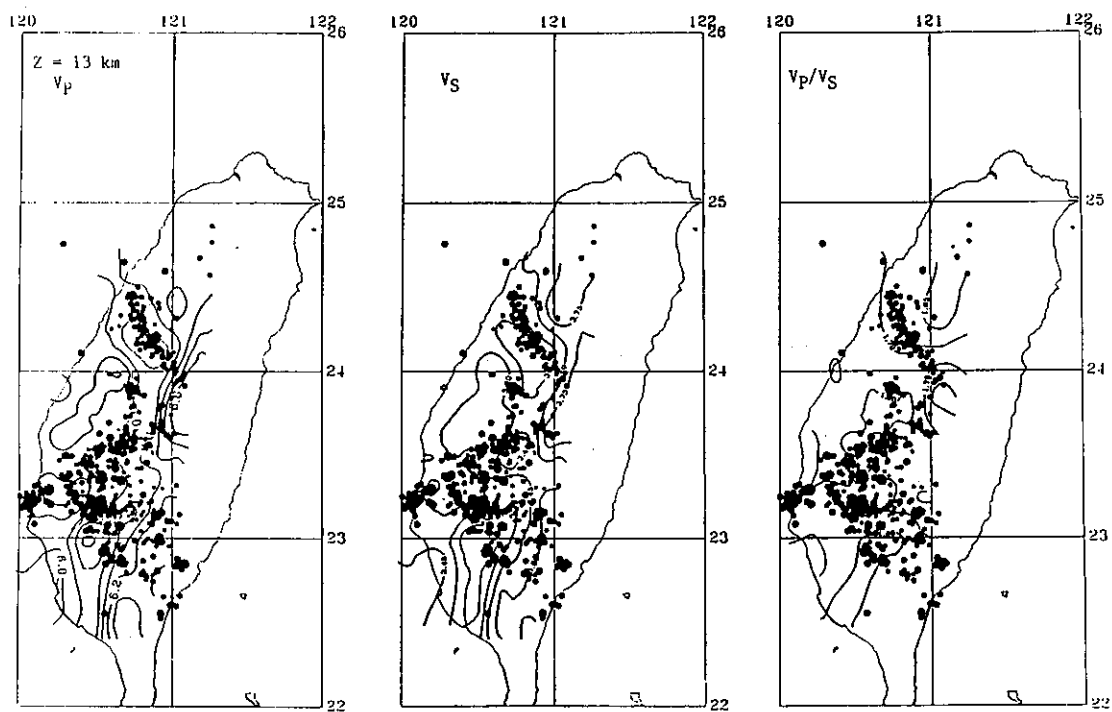


圖 4. (續)

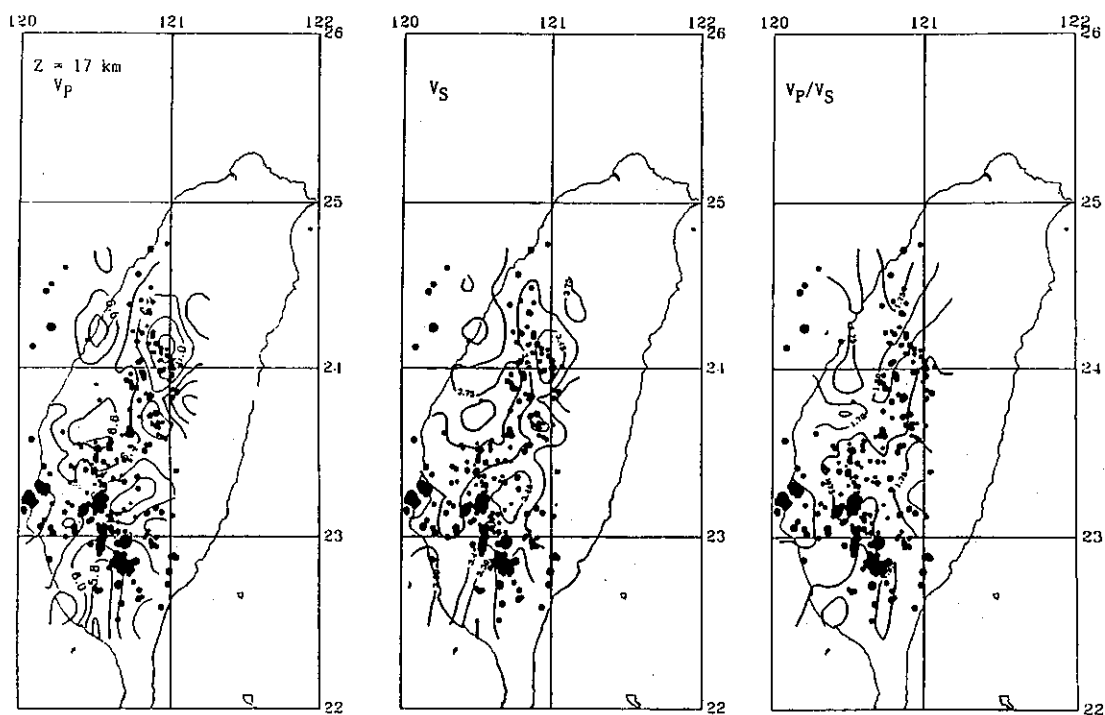


圖 4. (續)

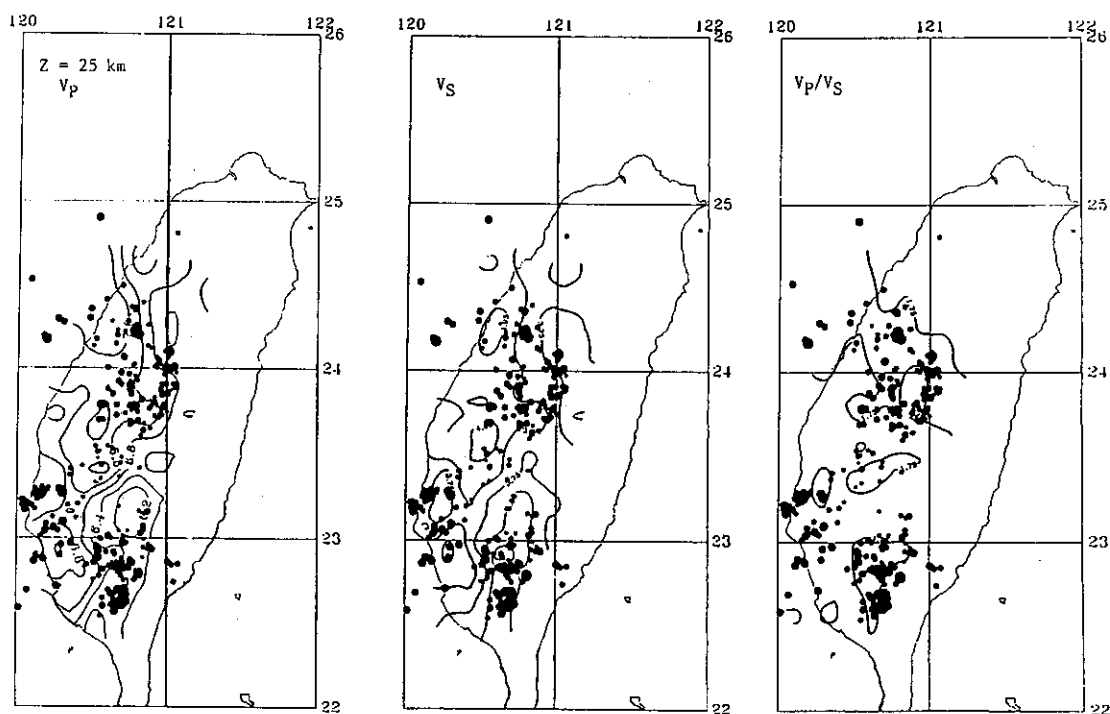


圖 4. (續)

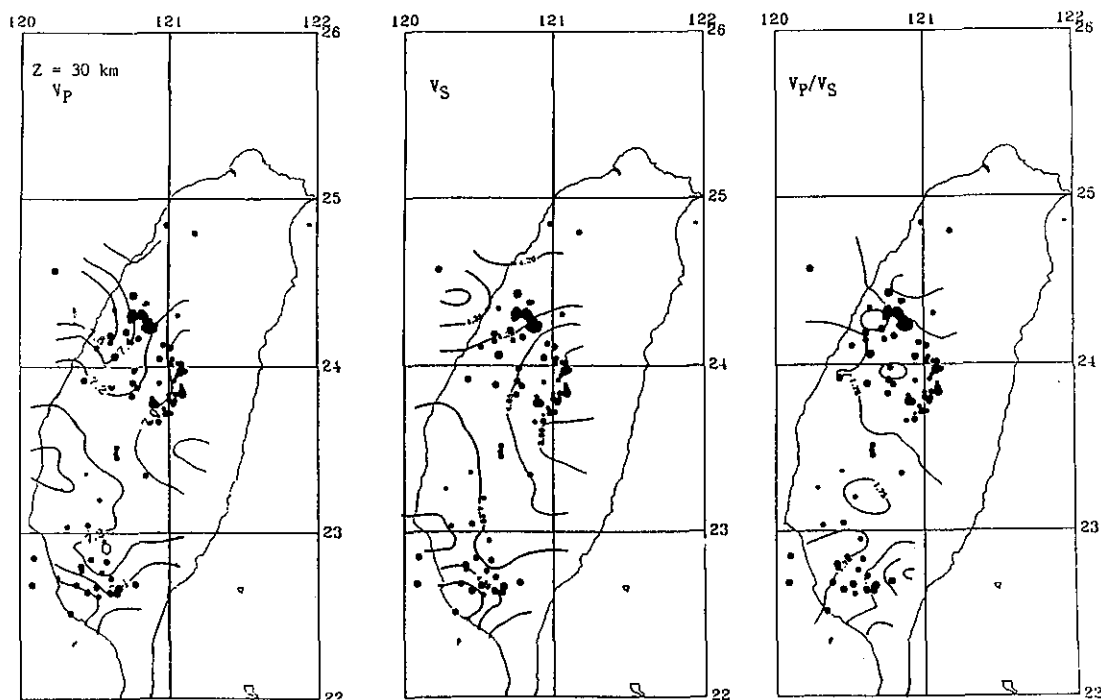


圖 4. (續)

四公里)，基本上等值線有東北—西南方向的趨勢，東西兩邊的速度顯然比中間高，南北各有一速度低區，北部在台中地區，而南部在台南、高雄、屏東地區的速度又似乎更低，此類的低區反應出有較厚或鬆弛的沉積物存在。至於震央分佈則似乎與東邊靠中央山脈一帶的速度高區有關，且集中在其南北二端，另有少數地震分佈在中間的速度低區與北邊的三義地區。第二層（深度九公里），其速度分佈與第一層類似，但靠東邊的P波速度梯度似乎變得更陡，而等值線呈東北—西南方向的趨勢，似乎延續到25公里深都還看得出來。南部的速度低區範圍似乎變大了。而在佳里、北港附近各有一局部高區出現。在此深度之震央分佈似乎有往中間速度低區分佈的趨勢，另在佳里速度高區也開始有地震出現。在北部的速度低區有一群地震呈北偏西方向線型分佈，與速度低區的走向一致，此走向似與地表的斷層分佈垂直，而此一現象到了深度十三公里更為明顯且呈西北東南向分佈，頗值得玩味。第三層（深度十三公里），其速度分佈也與第一層類似，但中

間的速度低區有向東移動的現象，南部的低區位置則大致不變。在地震活動方面，除北部的線型地震分佈外，地震分佈主要集中在中間速度低區至西邊佳里的速度高區，但北港附近則呈一片空白，由S波速度分佈圖則可看出地震似乎沿著北港地區的S波速度高區外圍分佈。第四層（深度十七公里），速度低區更向東移，且分散成好幾圈。主要速度高區分佈在北港高區以北，佳里地區速度反而相對變低了。此外在此深度附近之地震個數減少，分佈也較為零星，只在佳里、大埔、三地附近有較密集的地震分佈。第五層（深度二十五公里），速度低區整個移至東邊的中央山脈下。速度高區仍以北港以北為主，但在佳里以南，即台南附近則出現一局部速度高區。此深度附近之地震分佈仍然零星，但似有以6.6公里每秒的P波等速度線為界的趨勢，大於此速度的地區，地震分佈較平均，小於此速度的地區，地震分佈則集中在南部三地附近的低區內。至第六層（深度三十公里），東邊仍有少部分的速度低區存在，其餘速度分佈則變得較為一致。此一現象可

說與地質相當吻合，在淺層的速度低區與西部沉積盆地厚度有關，隨著深度增加，速度低區的東移則反應中央山脈下的巨厚岩體。到了三十公里，全區的速度分佈可說相當均勻，應與到了莫荷深度，反應上部地函的特性有關。若就地震分佈來看，地震個數明顯銳減，且分佈亦呈兩極化；地震似乎分佈在速度較大之地區。綜合看來，地震似乎分佈在 V_p/V_s 變化梯度較大之處。

另外爲了探討地震活動在深度剖面上的分佈與速度構造的關係，本研究取了七條剖面，其中由南而北選三條東西向剖面、由西而東選二條南北向剖面，此外斜向剖面則選二條，一條東北-西南向大致沿西部麓山帶外緣，最後一條剖面的方向與前一條剖面夾50度角，或者可說是南中國海大陸斜坡的方向（Suppe, 1984）。每一個剖面所用

的地震是以剖面位置為準，±10公里爲範圍而選取的，並分別顯示P波、S波速度與 V_p/V_s 的構造與震源分佈圖。圖五即爲本研究選取的七條深度剖面線之平面位置圖，圖中a、b、c爲本區域內三條主要構造界線（何春燕，1982），a爲西部麓山帶與濱海平原的界線，b爲分隔西部麓山帶中未變質之新第三紀地層與中央山脈西斜面上衝板岩帶之界限斷層，或叫屈尺斷層，c爲分開雪山山脈與中央山脈中脊的界限斷層，又叫梨山斷層。

剖面AA'（圖六），其剖面位置大致通過佳里、大埔、桃源地區，圖中a、b、c爲地表主要構造線之相對位置。綜合P波、S波速度等值線之分佈似可看出相對這三條主要構造線其下之速度構造皆有向東傾斜之現象（圖中虛線所示）。由速度構造上看來，在佳里、大埔之間有一速度低

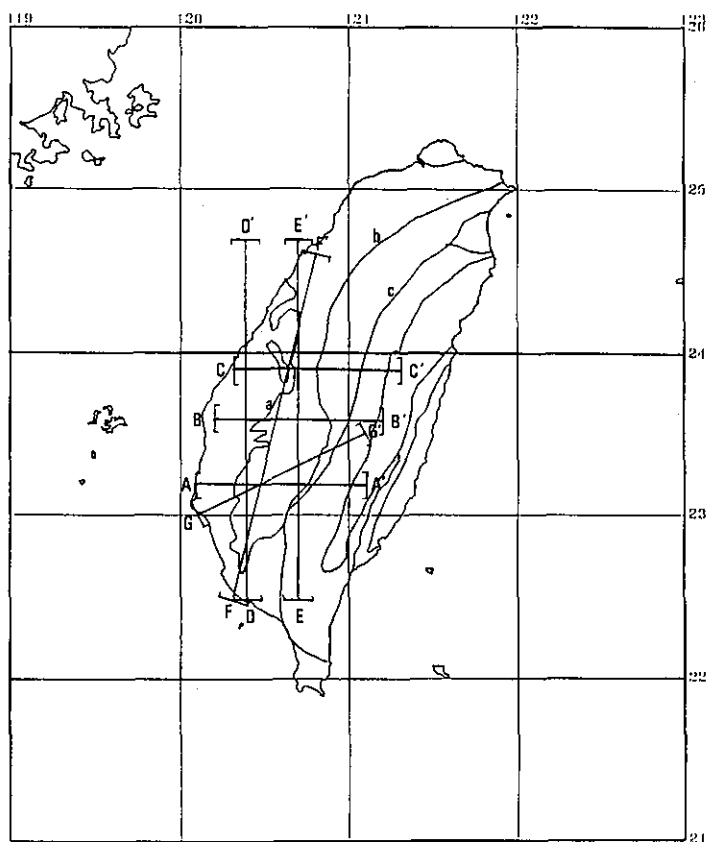


圖 5. 本研究選取的七條深度剖面線之平面位置圖，圖中a、b、c爲本區域內三條主要構造界線（何春燕，1982），a爲西部麓山帶與濱海平原的界線，b爲屈尺斷層，c爲梨山斷層。

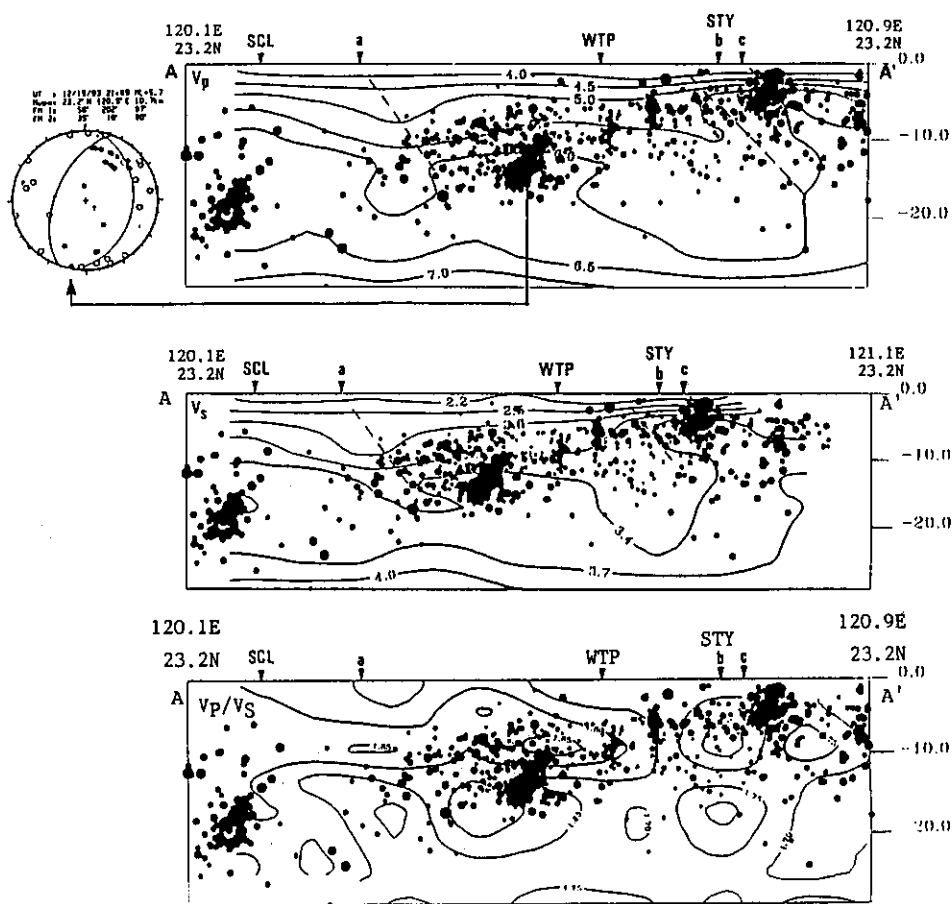


圖 6. 剖面AA'的P波、S波速度及 V_p/V_s 等值線圖與發生在該剖面前後十公里內之震央分佈。最上圖左方為1993年12月15日大埔地震之震源機制（郭等，1994年）

區，其深度可延伸至廿公里左右，東邊的桃源地區的速度高區約在深度五公里左右出現。由地震分佈來看，圖中三個主要地震群狀分佈，分別發生在佳里，佳里至大埔間，及桃源東方，其深度分佈由15-25公里向東漸次變淺至5公里左右，但皆與速度構造略成垂直現象（即向西傾斜）。另外根據Roeker et al. (1987)的說法，他認為北緯23度為歐亞大陸板塊下插至菲律賓海板塊的最遠界限，且其地震主要沿深度在35至50公里的一低速帶發生。由整個剖面來看，P波速度5.5至6.0公里每秒的速度層似乎有向東平緩下插的趨勢，深度可達廿五公里，再往深下去因本研究逆推的深

度只到三十公里而無法討論。S波的趨勢亦同。若由 V_p/V_s 的等值線圖來看，則地震似有沿 V_p/V_s 變化較大之處發生的趨勢。

剖面BB'（圖七），其速度分佈與剖面AA'類似，P波、S波速度等值線之分佈相對於主要構造線（a、b）下之速度構造亦有向東傾斜之現象（圖中虛線所示）。而在b下之地震分佈與速度構造亦略成垂直現象（即向西傾斜），主要集中在十公里內。另有一些地震則似乎發生在P波、S波速度介於5.5至6.5公里每秒、S波速度介於3.1至3.7公里每秒的一層。

剖面CC'（圖八），其速度分佈亦與剖面AA'

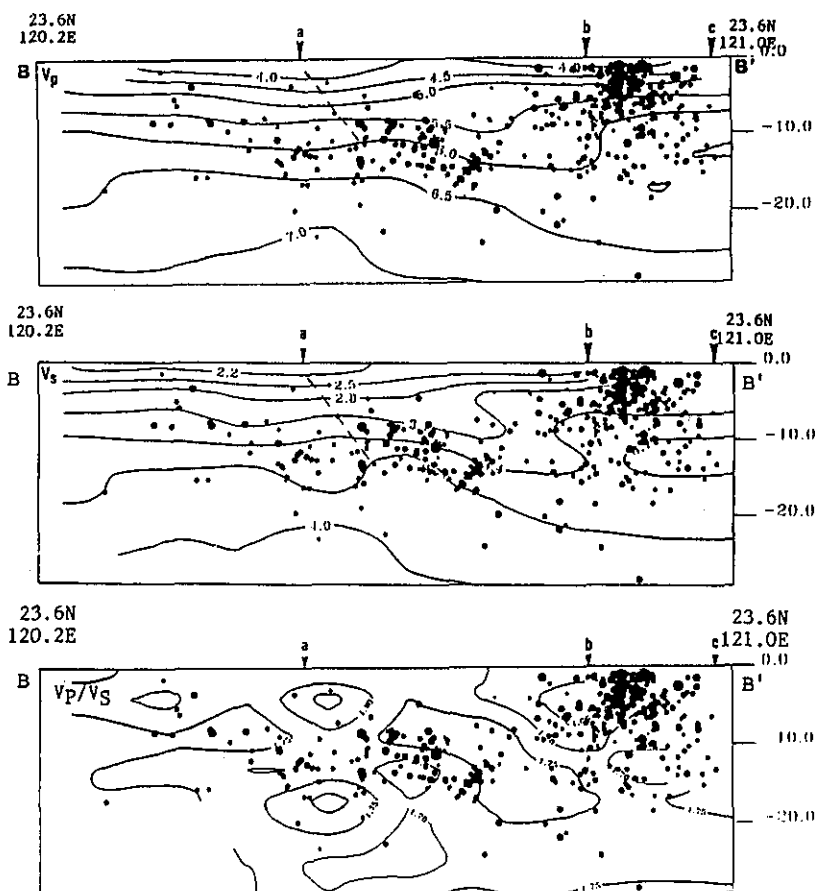


圖 7. 剖面BB'的P波、S波速度及 V_p/V_s 等值線圖與發生在該剖面前後十公里內之震央分佈。

類似，在構造線(a、b)下之速度構造亦有向東傾斜之現象(圖中虛線所示)，深度可達廿公里。本區的地震個數相對減少，且分佈零散，在a下有一小群地震分佈與速度構造亦略成垂直現象。

剖面DD'(圖九)，為南北向之剖面，其南段主要經過西部麓山帶，北段則通過西部濱海平原。在構造線a下之速度構造有向北傾斜之現象(圖中虛線所示)，並延伸至廿公里深。地震分佈集中在西部麓山帶內，震源深度多集中在五至廿公里間。由地質構造可知在此剖面之麓山帶內地質構造甚為複雜，存在有多條南北走向之斷層

與褶皺，因此麓山帶之地震與此帶之內之褶皺與斷層有關。

剖面EE'(圖十)，為一南北向之剖面，由速度構造與地震分佈可發現是本區內最為複雜的地區，地震大多成群狀分佈。由速度構造來看，南部的速度等值線在桃源以西一帶有向北傾斜之現象(圖中虛線所示)，深度可延伸到廿五公里深。有三個地震群狀分布與速度構造略成垂直現象，其深度分佈由25公里向北漸次變淺至5公里左右(在桃源附近)。再往北到阿里山附近，速度等值線似乎又有向北傾斜的趨勢，但地震卻與前者呈反方向向北傾角約60度分佈。

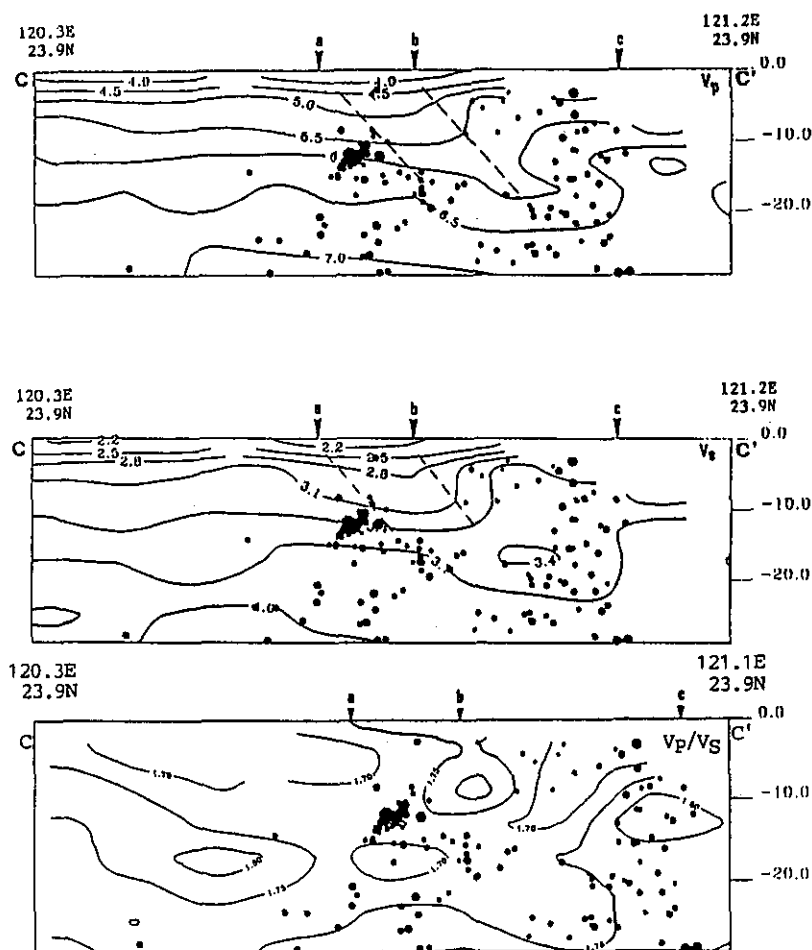


圖 8. 剖面CC'的P波、S波速度及 V_p/V_s 等值線圖與發生在該剖面前後十公里內之震央分佈。

剖面FF' (圖十一)，為一東北-西南方向剖面，大部份通過西部麓山帶。由速度構造來看，在西南端構造線a下之速度構造有向東北傾斜之現象 (圖中虛線所示)。在這一剖面線上的地震，主要分佈亦在西部麓山帶內，且深度多小於廿公里。若以 V_p/V_s 的等值線分佈來看，主要地震分佈集中在兩處，一在 V_p/V_s 值的高區，另一在 V_p/V_s 低區。

剖面GG' (圖十二)，方向大致為西南西-東北東。在西南端有一局部速度高區，其延展深度不超過十公里，相對應三條主構造線a、b、c下之速度構造似有向東北傾斜之現象 (圖中虛線所示) 但並不很明顯。主要的地震分佈亦由西南端深度廿五公里向東漸次變淺至五公里左右，且與速度構造略成垂直現象 (即向西南傾斜)。若以 V_p/V_s 的等值線分佈來看，主要地震分佈集中在

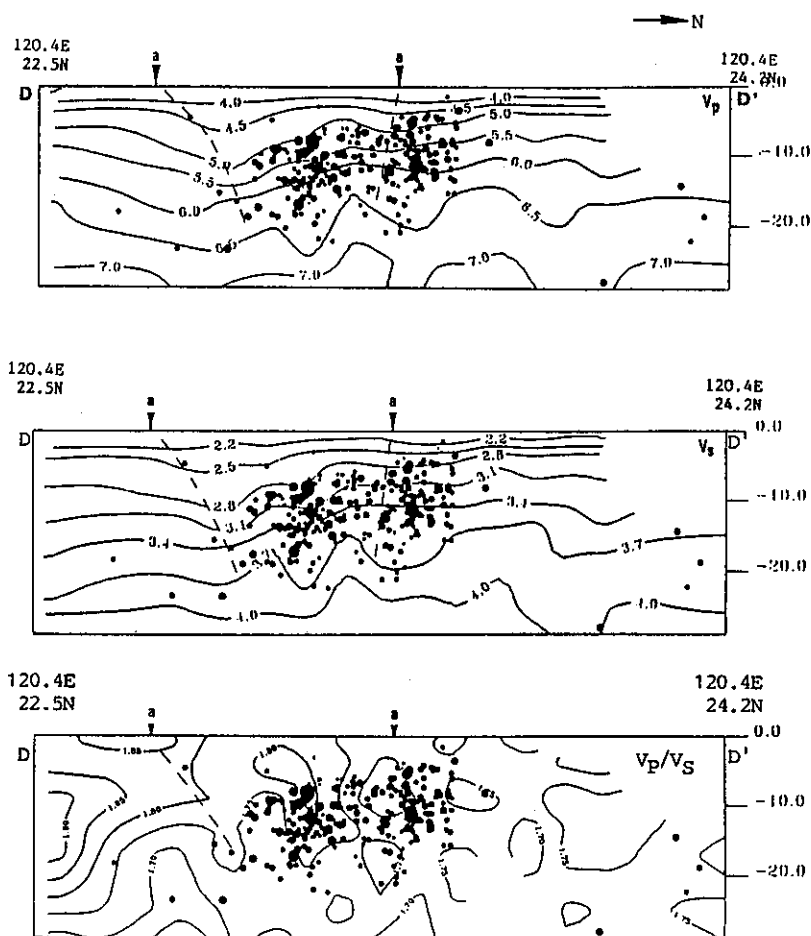


圖 9. 剖面DD'的P波、S波速度及 V_p/V_s 等值線圖與發生在該剖面前後十公里內之震央分佈。

V_p/V_s 值的高區。

六、討 論

由台灣的布蓋重力異常圖（葉和顏，1992，圖十三）來看，台灣西部地區有兩個明顯重力低

區，一在台中、埔里地區，一在高雄、屏東地區（即所謂屏東谷地），而在北港地區則有一重力高區。此一現象與本研究所得的結果，極為相符。由三維速度構造來看，西部地區之兩個速度低區與重力低區的位置一致，且深度延伸至十七

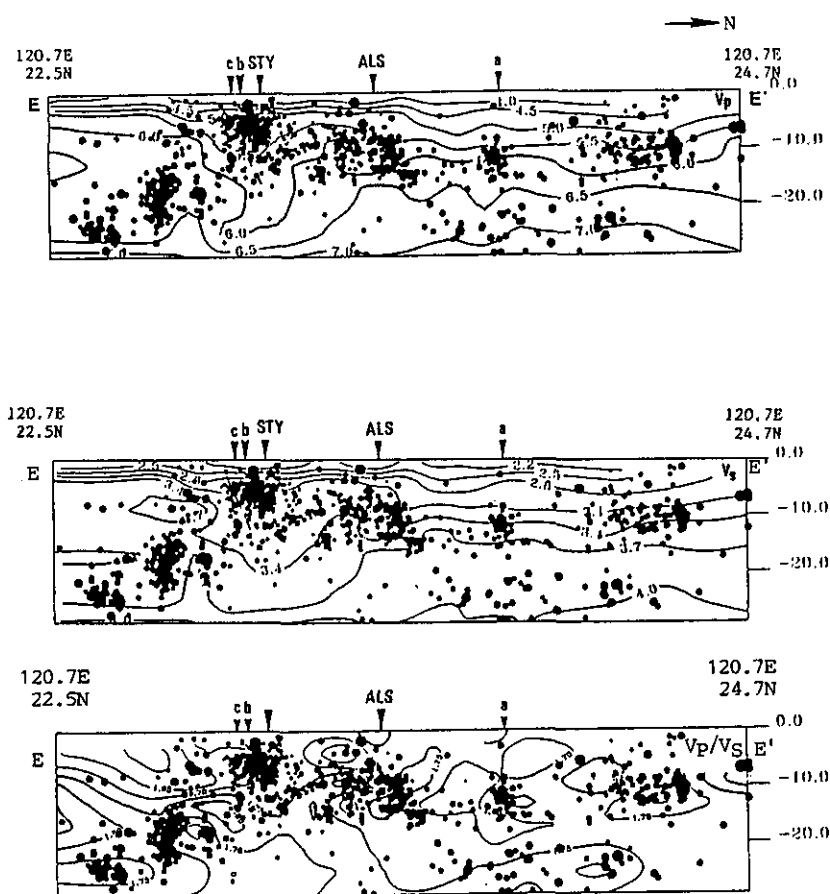


圖 10. 剖面EE的P波、S波速度及 V_p/V_s 等值線圖與發生在該剖面前後十公里內之震央分佈。

公里都還清晰可見。而北港重力高區在速度構造上則為一速度高區，但它要在深度九公里處才明顯可見。在深度九公里另一明顯可見的速度高區則在佳里附近，唯其深度只延伸至十三公里左右，大於十七公里以後反而速度增加不如周遭

快。北港地區的速度構造變化與佳里地區相似，但這兩區之地震活動卻似有天壤之別。另在大埔、桃源附近的速度低區則在深度十七公里才顯現出來，並與布蓋重力異常在此區所見之相對重力低區相符。

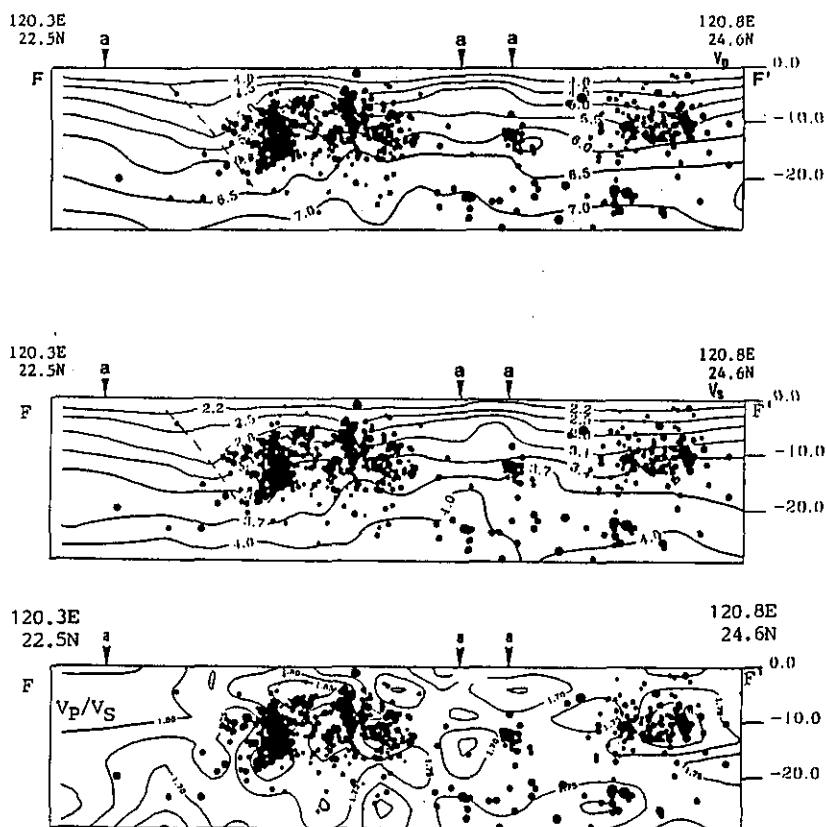


圖 11. 剖面FF的P波、S波速度及 V_p/V_s 等值線圖與發生在該剖面前後十公里內之震央分佈。

在地震活動與速度構造方面，綜合各不同深度的橫切面來看（圖四），地震主要分佈在所謂西部褶皺衝斷帶（即地質分區上的西部麓山帶）與上衝板岩帶（中央山脈山脊及其西斜面）內，與構造可說息息相關。唯一例外者為發生在佳里速度高區之地震群，其深度分佈可達25公里，且此區在地表上也看不出有任何斷層走向與其相關，主要地震觀測自1991年佳里地震後才有明顯

的地震活動，因而成了一個新震區（辛，1993）。

由深度垂直剖面上來看，速度構造與圖五中的三條主要構造線關係密切。三條東西向之深度剖面在主要構造線下之速度構造皆有向東傾斜的現象，而地震分佈卻與速度構造略成垂直（即向西傾斜），此類似現象在其他剖面亦可見到。若以1993年大埔地震為例（圖六），考慮其震源機制為一斷層面向西傾角約56度之逆斷層（郭等，1994），

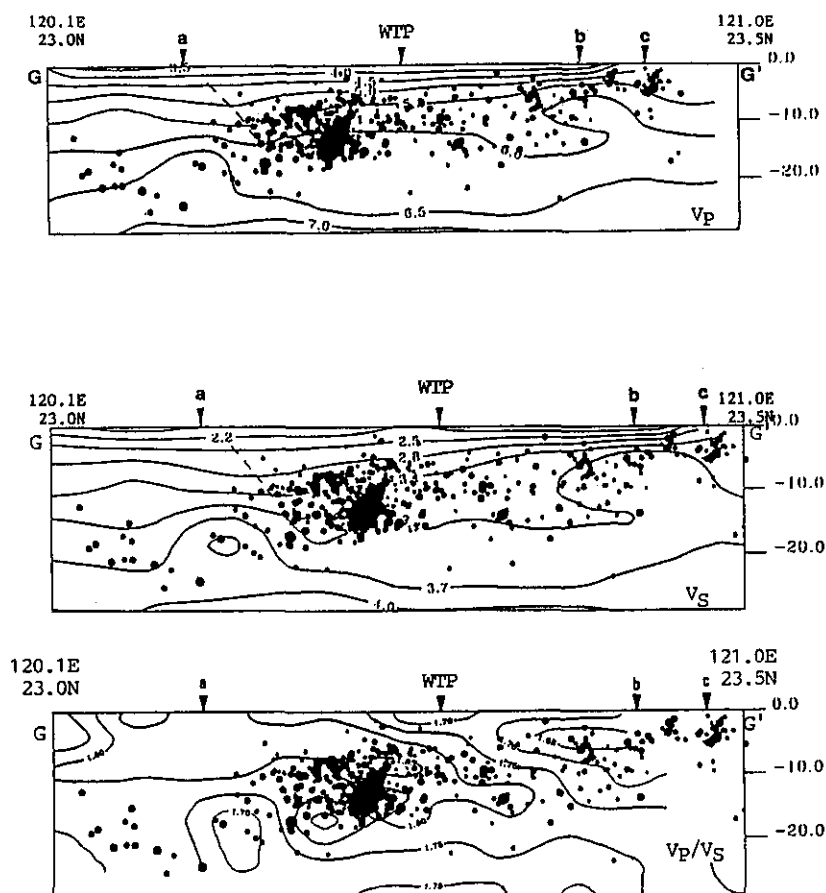


圖 12. 剖面GG的P波、S波速度及 V_p/V_s 等值線圖與發生在該剖面前後十公里內之震央分佈。

再由其震央分佈亦為一向西傾斜之斜面，西部地區麓山帶的地震成因應與東西向的板塊擠壓造成向東傾斜的速度構造，而局部地區卻因受此壓力在向前滑移時受阻而形成向西傾斜之逆斷層形態。

七、結 論

本研究利用地震波之到達時間資料，藉逆推方法來推求台灣西部地區之三維速度構造。所得之速度構造，被用來對地震重新定位，及推演地震活動與台灣西部地區地質構造間之關係。綜合以上研究，可獲得結論如下：

1. 本文用來推求地震波速度構造之方法，主要是根據Thurber (1983)之理論。主要不同點在波線追蹤上，多加了Pseudo-bending 法以補近似波線追蹤法之不足。
2. 本研究利用觀測S-P之時間差，逆推 V_p/V_s ，代替直接計算S波之速度。由於 V_p/V_s 之變化與地質與地球物理資料有很好的相關性，應有助於逆推結果的解釋，但由於影響 V_p/V_s 的變因太多且其主要反應淺層的變化，最好再加上其他資料綜合解釋才能成為有力的證據，因此在本研究中並未詳細加以討論，未來應仍有發展空間。
3. 用兩組南北向與東西向的垂直平面由北向東旋轉

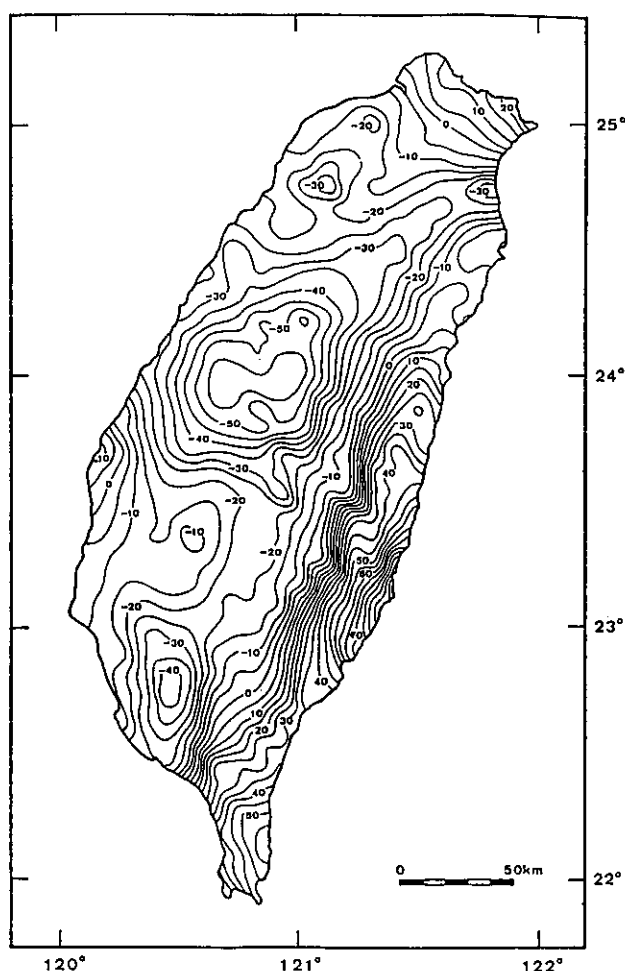


圖 13. 台灣地區布蓋重力異常圖（等值線間隔：5毫伽，葉和顏，1992）。

12度分割所推求之一維速度構造，做為三維速度構造之起始模式，加上測站修正，所得之三維地震波速度構造，由速度等值線圖來看，P波、S波速度分佈的大趨勢是相當一致的。結果顯示西部地區在淺層所見之速度低區與西部盆地中沉積的新第三紀碎屑岩層有關；所見之南北低區則與北港基盤高區分隔西部盆地成南北兩個不同沉積相之沉積盆地有關。隨著深度的增加，速度低區隨之東移至中央山脈下，此時所見之速度低區則反應中央山脈下的巨厚岩體。

4. 由台灣西部地區三維速度構造之研究結果顯示，西部地區其南北兩布蓋重力低區處在深度四公里

至十七公里間有相對的低速度分佈，主要為一區域性效應，而在深度十七公里出現之速度低區則與布蓋圖上南北兩低區間之相對重力低區有關。

5. 西部地區之主要構造線分佈在地震活動上扮演極重要之角色。大部份的地震皆發生在所謂西部褶皺衝斷帶（即地質分區上的西部麓山帶）與上衝板岩帶（中央山脈山脊及其西斜面）內。唯一例外是佳里新震區之出現。

6. 由數個東西向的深度剖面，皆可發現在主要構造線下之速度構造皆有向東傾斜的現象，而地震分佈卻與速度構造略成垂直（即向西傾斜）。若由 V_p/V_s 的等值線圖來看，則地震似有沿 V_p/V_s 變化

較大之處發生的趨勢。

八、參考文獻

- Aki, K. and Lee, W.H.K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1, a homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- Crosson, R.S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters, *J. Geophys. Res.*, 81, 3036-3046.
- Eberhart-Phillips, D., 1990. Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California, *J. Geophys. Res.*, 95, B10, 15343-15363.
- Eberhart-Phillips, D. and Michael, A. J., 1993. Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield region, central California, *J. Geophys. Res.*, 98, B9, 15737-15758.
- Eberhart-Phillips, D., 1993. Local earthquake tomography : earthquake source regions, in *Seismic Tomography : Theory and Practice*, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara, 613-643.
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data, *Rev. Geophys.*, 26, 659-698.
- Pavlis, G. L., and Booker, J. R., 1980. The mixed discrete continuous inverse problem : application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure, *J. Geophys. Res.*, 85, 4801-4810.
- Pavlis, G. L., and Booker, J. R., 1983. A study of the importance of nonlinearity in the inversion of earthquake arrival time data for velocity structure, *J. Geophys. Res.*, 88, 5047-5055.
- Rau, R. J., 1992. Flexure modeling and Taiwan tectonics, Master thesis in Geology, State Univ. of New York at Binghamton.
- Roecker, S. W. Yeh, Y. H., and Tsai, Y. B., 1987. Three-dimensional P and S wave velocity structure beneath Taiwan : deep structure beneath an arc-continent collision, *J. Geophys. Res.*, 92, B10, 10547-10570.
- Suppe, J., 1980. A retrodeformable cross section of northern Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, 23, 46-55.
- Suppe, J., 1981. Mechanics of mountain building and meta-morphism in Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, 4, 67-90.
- Suppe, J., 1984. Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, 6, 21-33.
- Thurber, C. H., and Ellsworth, W. L., 1980. Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 1137-1148.
- Thurber, C. H., 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote lake area, central California, *J. Geophys. Res.*, 88, 8226-8236.
- Thurber, C. H., 1984. SIMUL3, in documentation of earthquakes algorithms, (ed. E. R. Engdahl), Report SE-35, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Boulder, CO, 15-17.
- Thurber, C. H., 1986. Analysis methods for kinematic data from local earthquakes, *Rev. Geophys.*, 24, 793-805.
- Thurber, C. H., 1992. Hypocenter-velocity coupling in local earthquake tomography, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75, 55-62.
- Thurber, C. H., 1993. Local Earthquake Tomography : velocities and V_P/V_S -theory, *Seismic Tomography : Theory and Practice*, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara, 563-583.
- Thurber, C. H., and Atre, S. R., 1993. Tree-dimensional V_P/V_S variations along the Loma Prieta rupture zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 717-736.
- Um, J., and Thurber, C. H., 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 972-986.
- Wu, F. T., 1978. Recent tectonics of Taiwan, *J. Phys. Earth*, 26, Suppl. S265-S299.
- 辛在勤, 1993. 台南佳里震區的研究。行政院國家科

學委員會專題研究計畫成果報告。
何春蓀，1982. 台灣地體構造的演變—台灣地體構造圖說明書，經濟部出版。
何春蓀，1986. 台灣地質概論—台灣地質圖說明書，經濟部中央地質調查所出版。
何美儀，1994. 台灣西部地區三維速度構造，中央大學地球物理研究所碩士論文。
郭鎧紋，辛在勤，張建興，1994. 民國八十二年十二

月十六日大埔地震調查報告。氣象學報，付印中。
葉義雄，1986. 由地震與重力資料推研台灣北部地殼及上部地函三維構造，中央大學地球物理研究所博士論文。
葉義雄，顏宏元，1992. 台灣布蓋重力異常圖（1:500,000），中央研究院地球科學研究所。

THREE DIMENSIONAL VELOCITY STRUCTURE OF WESTERN TAIWAN

Tzay-Chyn Shin Mei-Yi Ho
Seismology Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

Taiwan has been recognized as the results of the interaction between the Eurasian plate and the Philippine sea plate. To study the relationships among geological condition, tectonic feature and seismic activity, the three dimensional velocity structure plays a very important role. In this study, the three dimensional crustal structures of western Taiwan are inversed by using the P and S wave arrival times of the earthquakes occurring in the region of western Taiwan.

Using the data of 625 events recorded by the Taiwan Seismic Network (TaiSeiN). The three dimensional velocity structure of western Taiwan is inversed in an iterative damped least square sense. In order to realize how the local seismic activity associated with the velocity structure or geological structure, the 3800 earthquakes in the area are also relocated with the three dimensional velocity model. In general, the relocated earthquakes have less root-mean-square error of travel time residual.

The results have two major significant folds. The general trend of the P wave velocities is similar to that of the S wave velocities and both are consistent with the geological structure to the depth of 30 km, especially in the shallow part which is dominantly of the Neogene sedimentary rocks and its thickness is increased from the west to east. The three dimensional P and S wave velocity structures can interpret the distribution of Bouguer gravity anomaly. The relatively low gravity areas are related to relatively low velocity areas at different depth ranges.

Key words : Three Dimensional Velocity Structure

台灣地區地震矩與近震規模關係之探討

江嘉豪 辛在勤

中央氣象局地震測報中心

摘要

本研究選取台灣地區1992年4月至1994年2月間769個地震以及96筆強震資料，地震規模介於1.28到5.8，震源深度小於35公里，且每一筆地震資料都包含至少3個以上的測站可供分析。並利用Lg波頻譜分析的方法，挑取垂直分量之低頻水平振幅值及截角頻率，計算地震的地震矩值，以探討地震矩和近震規模之關係。

資料處理結果顯示，短週期紀錄與強震資料處理結果相近，因此二者可合併分析而不致有太大的誤差，同時地震矩與近震規模之關係呈良好的線性趨勢：

$$\log Mo = (1.21 \pm 0.022)ML + (16.74 \pm 1.17)$$

另外，引用PDE資料以補充較大規模（ $ML > 5.0$ ）地震數量的不足，經規模的修正與轉換後，顯示地震矩與近震規模間的關係可以兩個線性公式代表：

$$\log Mo = 1.21ML + 16.72 \pm 1.86 \quad 1.28 \leq ML \leq 5.23$$

$$\log Mo = 1.75ML + 14.00 \pm 1.99 \quad 5.23 \leq ML \leq 6.82$$

而以1994年6月5日南澳地震（ $ML=6.2$ ）的強震資料驗證本研究結果，則顯示該地震所求出的地震矩與本研究結果十分吻合。

關鍵字：地震矩、近震規模。

一、前言

台灣地區位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交接處，地震活動頻繁，平均每個月有近千次地震發生。為了探討地震活動的特性，除了高密度、高精度地震站的設置，以偵測地震活動外，當然就是藉高品質的地震紀錄以深入瞭解如地震規模、地震矩、截角頻率等震源參數及彼此間的關係。

台灣地區的Lg波特性，根據王和余(1989)、辛(1989)等以中央氣象局地震觀測網的數位化地震資料，求得Lg波的Q值約在100至200之間；而辛(1989)利用理論合成震波，探討Lg波之輻射型態應(radiation pattern)，結果顯示Lg波群之輻射型態比體波(P和S)的輻射型態更接近圓形。綜合而言，

Lg波群的振幅方程式內忽略輻射型態的效應，應不會造成太大的誤差。同時，就定量的觀點而言，水平分量Lg波的振幅約為垂直分量的三倍（Shin, 1993），當地震較大時，垂直分量的訊號較不易發生飽和（saturation）現象。因此，本研究即以垂直分量Lg波為研究對象，分析其頻譜特性。假設Aki（1967） ω -square震源模式且符合Brune(1970, 1971)圓形震源破裂模型，推算觀測頻譜的截角頻率與低頻水平值，並採Herrmann and Kijko(1983)地震矩計算公式以求得地震矩值，利用迴歸分析探討臺灣地區地震矩與近震規模間之關係。

二、短週期地震資料分析

本研究使用之地震資料均蒐集自中央氣象局

地震測報中心資料庫，選取自1992年4月至1994年2月間發生在台灣及其附近區域（東經119-123度，北緯21-26度）範圍內，共計769個地震。地

震規模介於1.28到5.8之間，震源深度小於35公里且每一筆地震資料都包含至少3個以上的測站可供分析。圖一為769個地震之震央位置圖。

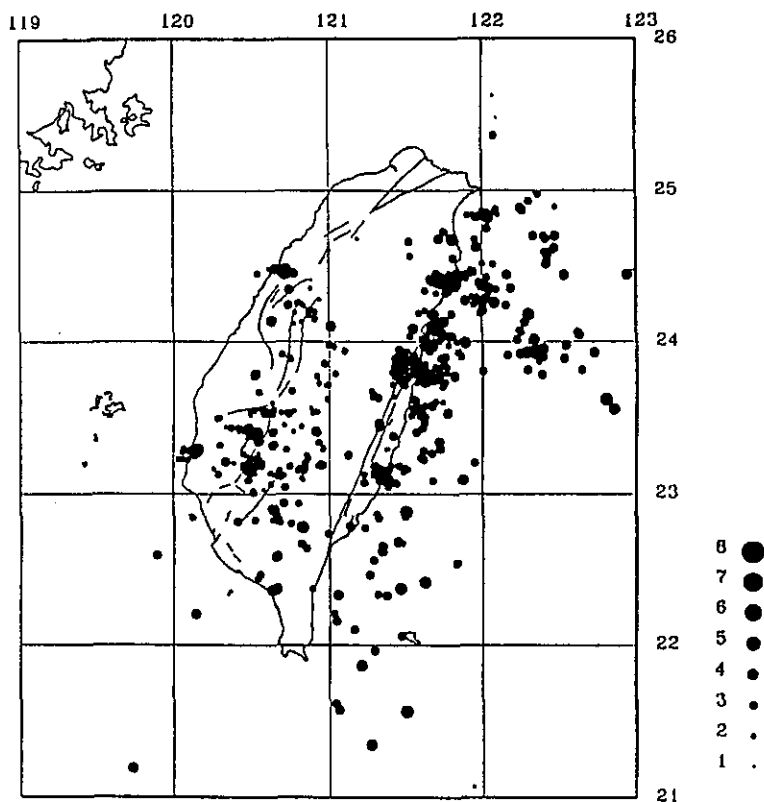


圖 1. 短週期地震資料分析所選用769個地震之震央分佈圖。

由於本研究所量取之數值為低頻振幅頻譜，因此儀器的放大效應至為重要，而地震中心每年對各測站儀器皆固定作定期校驗，使此次分析在去除儀器效應得更為準確。儀器校驗工作通常以兩種方式進行，首先利用固定電流法（fixed current）—即輸入固定頻率（1Hz）的電流驅動感應器內的重錘，校驗地震儀的反應曲線。另一則直接將小砝碼置於重錘上，俟其平衡後瞬間將砝碼抽離（Weight lifting）使重錘自由震盪，以檢測地震儀的反應曲線。因此，地震儀的定期維護與檢定，使地震紀錄得以維持一定水準以上的品質。圖二表示同一地震不同測站之短週期地震紀錄（圖上方），與其時間視窗（長度約40秒）內

訊號，經傅氏轉換、儀器修正及震波衰減效應（ $Q(f) = 200f^{0.8}$ ）修正後之頻譜圖（圖下方），測站名稱列於頻譜圖左下角，而頻譜圖中粗黑線代表 ω^{-2} 震源模型，藉以比對頻譜而挑出低頻水平振幅 L 和截角頻率（箭頭所示），二者的數值亦同時列於頻譜圖上方。

本研究處理769個臺灣及其附近地區的地震資料之結果繪於圖三，其中（a）圖為地震矩（ M_0 ）與近震規模（ ML ）的關係圖，（b）圖則表示出地震矩與截角頻率（ f_c ）的關係。二圖中之直線係利用線性迴歸方式求得如下：

$$(a). \log M_0 = (1.21 \pm 0.027) ML + (16.74 \pm 1.08)$$

$$(b). \log M_0 = (-4.76 \pm 0.22) \log f_c + (21.94 \pm 1.21)$$

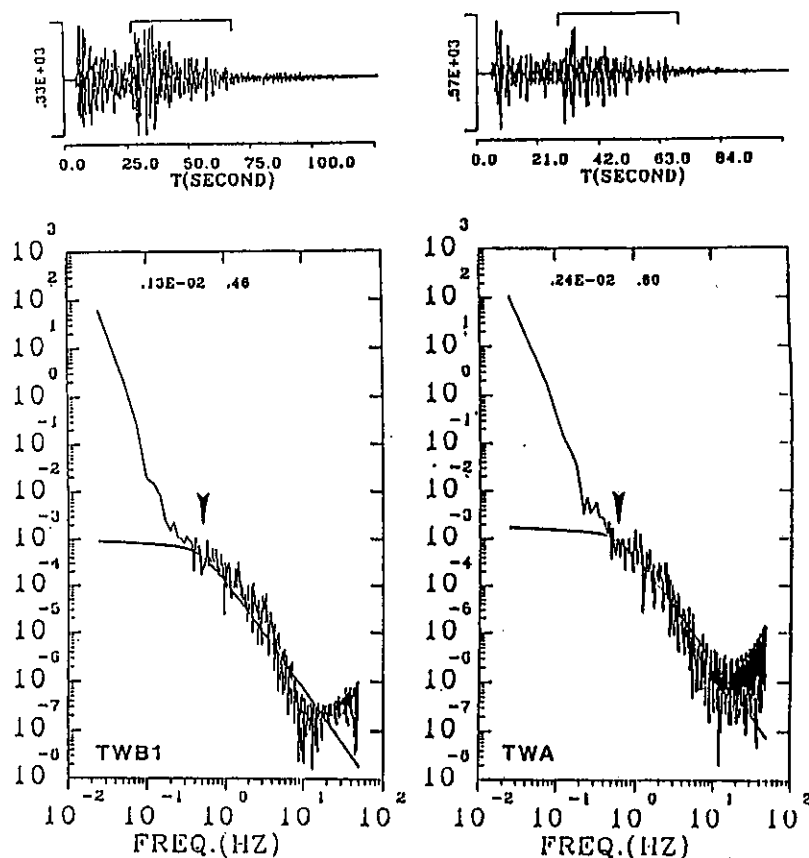


圖 2. 同一地震不同測站垂直分量紀錄之頻譜分析示意圖，圖上方為時間域地震紀錄及所挑選之時間視窗，下方則為其位移頻譜，箭頭所示處指截角頻率(f_c)，圖中兩數值分別為低頻水準振幅(cm)及截角頻率(Hz)。

由此二圖顯示 M_0 和 M_L 及 f_c 之間乃呈現一線性關係，但規模大於5.0的地震資料卻明顯偏少，主要因為過去兩年來規模大於5.0的地震數偏少，且短週期地震儀器有相對較大的放大作用，致使較大規模地震容易造成大量測站接收到的記錄產生飽和的現象，而使得可供分析的資料減少，因此該線性關係在規模較大處仍可能存爭議。

三、測站效應分析

震波傳遞過程中可能受波傳路徑、震央距離、乃至於測站地質效應的影響，而使由頻譜分析所估算的地震矩值產生誤差。如果考慮測站的站址效應，則對任一地震而言，測站(sta)接收

到該地震的記錄經前述之頻譜分析方法所計算出的地震矩對數值可表為 $\log M_{oi}(sta)$ ，而該地震之地震矩對數值則為所有接收站之平均，即 $\log \bar{M}_{oi}$ 。因此測站的地震矩殘差(residual)可視為測站效應和波徑之綜合結果，表示成：

$$r_i(M_0, sta) = \log \bar{M}_{oi} - \log M_{oi}(sta)$$

而由任一測站所收錄到的 N 個地震資料中，分析地震矩殘差隨著每一個地震的震央距離或方位角之變化趨勢，如果殘差隨方位角及震央距離有明顯之變化趨勢時，可歸類於殘差與波徑有關係，否則可視此殘差乃係由場址效應造成。

分析結果發現，各測站之地震矩殘差平均值雖然有“+”(測站計算結果小於地震之地震矩

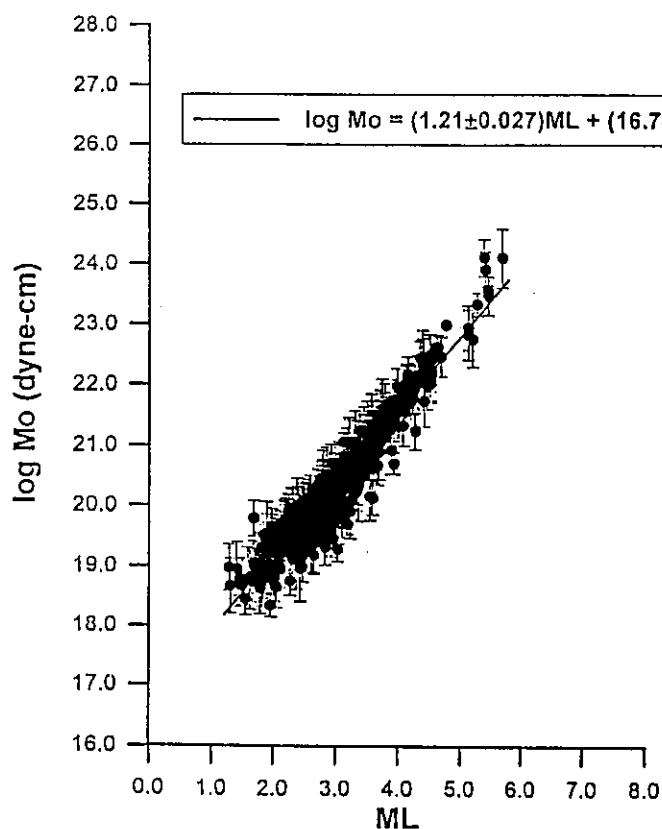


圖 3.(a) 769組短週期地震資料分析之地震矩與近震規模關係圖，圖中直線為線性迴歸結果。

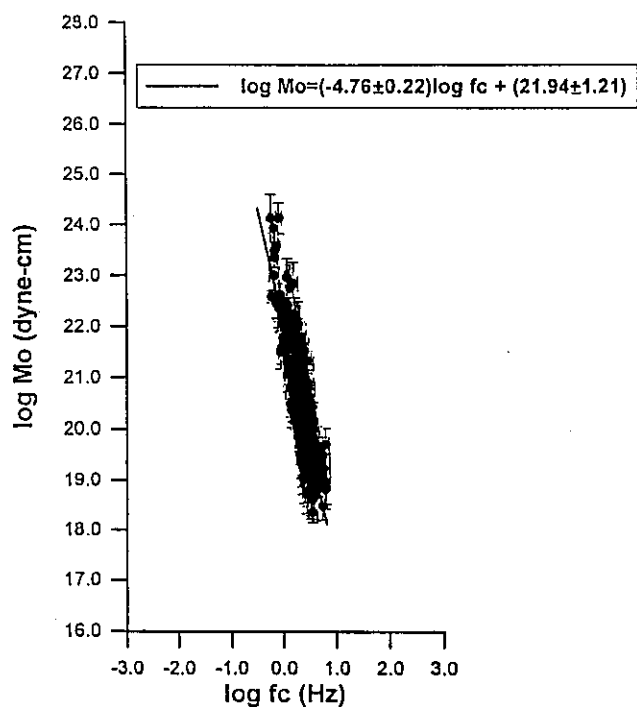


圖 3.(b) 769組短週期地震資料分析之地震矩與截角頻率關係圖，圖中直線為線性迴歸結果。

值)、有“-”(測站計算結果大於地震之地震矩值),但是其地震矩殘差並不隨震央距或方位角有明顯變化趨勢,因此各測站所計算之地震矩,其誤差應可歸因於測站站址的地質效應(江,1994)。而由每一測站所收錄到的N個地震資料可計算出該測站之地震矩殘差平均值為

$$\bar{r}(Mo, sta) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N r_i(Mo, sta)$$

代表此測站估算地震矩時之平均誤差。

圖四為所有測站之殘差平均值與地震個數之關係圖,圖中橫軸表示該測站所記錄的地震個數(N),縱軸為地震矩殘差平均值 $\bar{r}(Mo, sta)$,圖上所有的資料點顯示呈常態分佈(normal distribution),其平均值等於0.0364,以直線表之;而虛線則代表標準偏差量(standard deviation),分佈於標準偏差內的測站以符號“⊕”

表示,大於標準偏差者以實心圓點表示,並標出測站名稱,而小於標準偏差者則以空心圓點代表,同樣亦標出測站名稱。比對劉(1992)的表一,可發現空心圓點所代表的測站之站址所在,幾乎都位於台灣地區的沖積平原上,深厚的沉積層可能造成震波的放大效應,致使所計算出之地震矩值偏大(地震矩殘差平均值為負)。

考慮各測站站址效應的影響,將各測站之地震矩殘差平均值代入修正,重新計算各地震之地震矩值,可發現各資料點更集中呈線性關係,同樣再以線性迴歸方法得到Mo v.s. ML如下

$$\log Mo = (1.22 \pm 0.024)ML + (16.73 \pm 1.19)$$

四、強震資料處理

短週期地震儀器由於其功能在於偵測地震,因此有相對較大之放大作用,致使地震規模較大

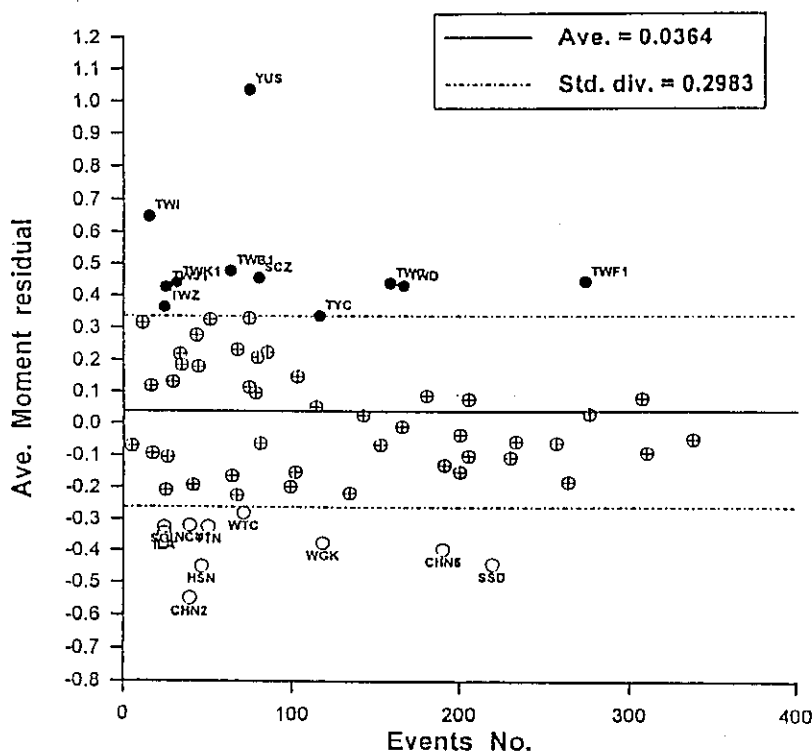


圖 4. 測站之地震矩殘差平均值分佈圖,橫軸為測站所記錄之地震個數,直線表所有測站值之平均,虛線則為其標準偏差量。

時易造成測站記錄產生飽和現象，而強震儀因有較高的解析度、較大的動態記錄範圍，正可彌補短週期儀器的缺憾，而強震資料對於較小地震則由於該儀器屬於啟動方式（trigger mode），可用資料可能較少。由於中央氣象局所使用之強震儀計有16bit之A900、IDS-3602和SSA-16，其動態記錄範圍均為96dB，以及12bit之A800強震儀（動態記錄範圍72dB）共四類型。劉等（1994）分析安裝於花蓮測站四種強震儀之資料，顯示四種儀器所記錄的地震資料不僅在時間域上的波形十分接近，同時在頻率域之頻譜方面，在頻率範圍1.0至50Hz之間各類型強震儀的強震紀錄之頻譜相當吻合，當PGA值較大時其吻合性的頻率會向低延伸至0.3Hz左右。而由於強震紀錄長度均小於一般短週期速度型地震紀錄，為了增加取樣點數，特以全波形強震資料進行頻譜分析（江，1994）。

另外，本研究篩選53個地震，震源深度均小於35公里，每一個地震同時為地震觀測網（TaiSciN）及強地動觀測網所接收，且對同一個地震而言，至少有三站以上的短週期地震紀錄與三個以上的強震資料可供分析，以計算其地震矩等震源參數，俾進行比對。圖五表示兩組資料在地震矩與近震規模關係的比對結果。空心圓代表短週期地震紀錄的計算結果；實心三角形（▲）則係強震紀錄分析結果，直線（I）表示其誤差範圍。兩組資料的分佈情形相當接近。因此，本研究加入96組強震資料，圖六表示其震央分佈圖，震源深度同樣小於35公里，每一組強震資料包含三個以上的強震紀錄，而儀器的種類則包含了前述四種強震儀型態。至於資料處理的方法與步驟，除了採強震資料的全波形紀錄轉換成位移頻譜，以決定合理的截角頻率和低頻水準值外，餘

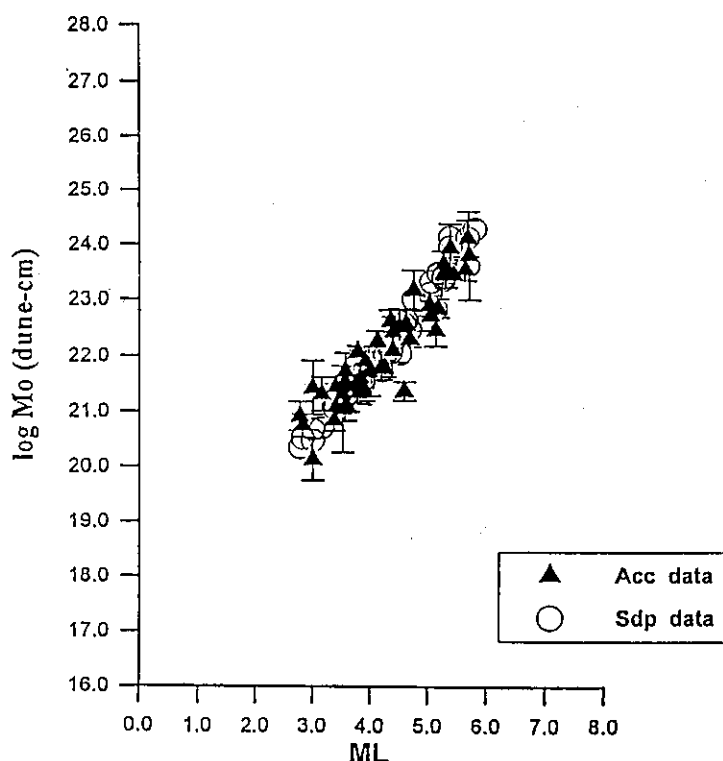


圖 5. 比較短週期地震紀錄與強震資料分析結果之地震矩與近震規模關係圖，圖中○為短週期地震紀錄處理結果，▲為強震資料處理結果，I為其誤差量。

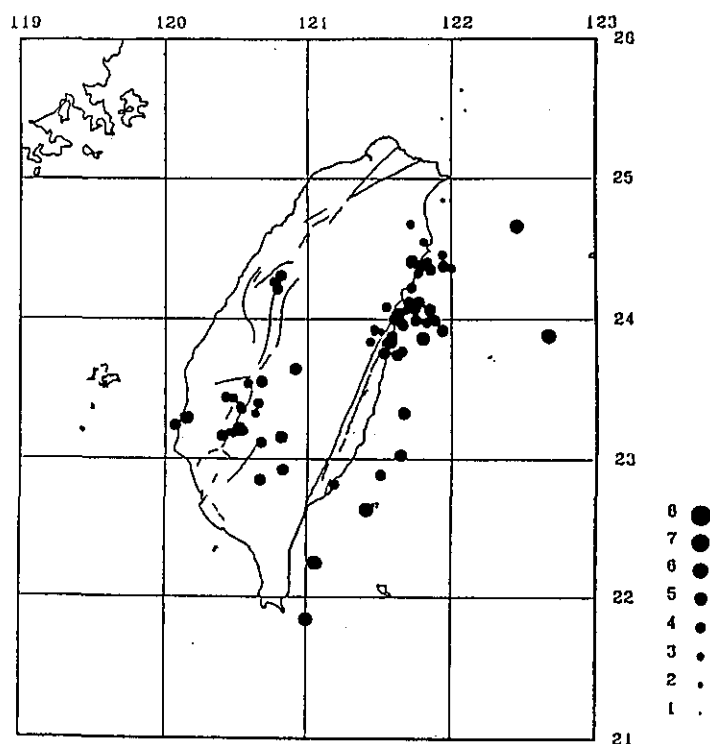


圖 6. 96筆強震資料之地震震央分佈圖。

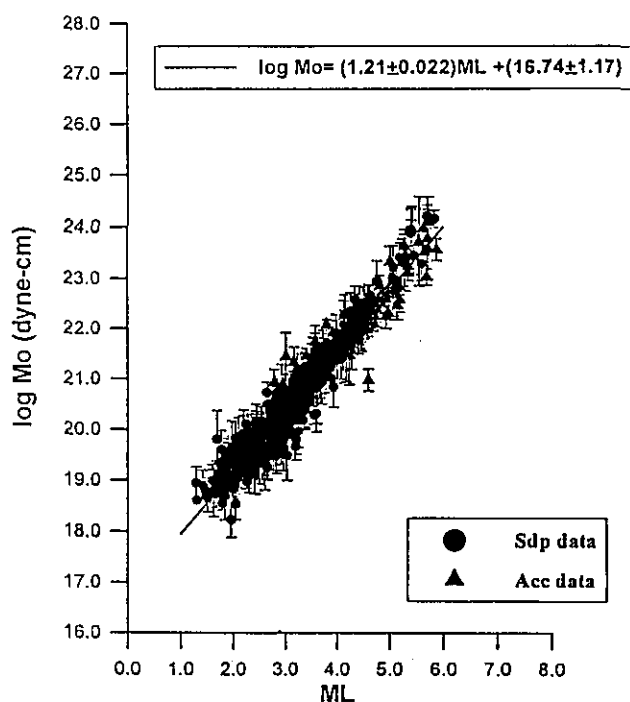


圖 7. 合併短週期地震記錄與強震資料分析結果之地震矩與近震規模關係圖，圖中●為769組短週期地震記錄處理結果，▲為96筆強震資料處理結果，直線為線性迴歸結果。

皆和短週期資料處理雷同。因此，合併769筆短週期地震紀錄和96筆強震紀錄的結果繪於圖七，直線則為其線性迴歸的結果：

$$\log Mo = (1.21 \pm 0.022)ML + (16.74 \pm 1.17)$$

五、討論與結論

由於過去兩年來發生在台灣地區的較大地震 ($ML > 5.0$) 數量並不多，使得本研究在探討地震矩與近震規模之關係時，無法向較大地震規模方向延展，而使規模較大處之結果有相對較大的可議空間。

為了補充規模較大之地震資料，以期擴展地震矩與近震規模關係式的適用範圍，本研究挑選自1973年至1992年PDE目錄中，震央位置落在本研究範圍（東經119-123度，北緯21-26度）內，且震源深度小於35公里的地震共82個，每一筆地震資料均登錄有體波規模與地震矩值，圖八表示這些地震的震央分佈情形。依據葉等(1993)體波規模與近震規模換算公式：

$$mb = -0.879 + 1.111ML \pm 0.300$$

$$ML = 0.791 + 0.900mb \pm 0.270$$

將PDE地震資料的體波規模轉換成近震規模，並把規模與地震矩關係繪於圖九(a)，圖中空心圓點代表本研究所用之短週期地震紀錄與強震資料合併處理的結果，空心正方形則表示經規模轉換後的PDE資料點，橫軸為近震規模，縱軸係地震矩的對數值。很明顯的，二組資料中有些許資料點重疊在一起，同時更表現出兩種不同型態的線性趨勢(linear trend)，似乎暗示大小地震間的震源特性模式有所差異，不能僅以單一線性公式來涵蓋。

Nuttli(1983b)在研究板塊中(Mid-plate)及板塊邊緣(plate-margin)二類型地震之規模與頻譜尺度關係中指出，板塊邊緣地震之體波規模的觀測值需加上0.4個單位值，以符合頻譜的尺度定律(spectral scaling law)，其原因乃由於1秒週期的遙測P波(teleseismic p-wave)振幅被震央底下的軟流圈(Asthenosphere)大量吸收，而使振幅低估了約

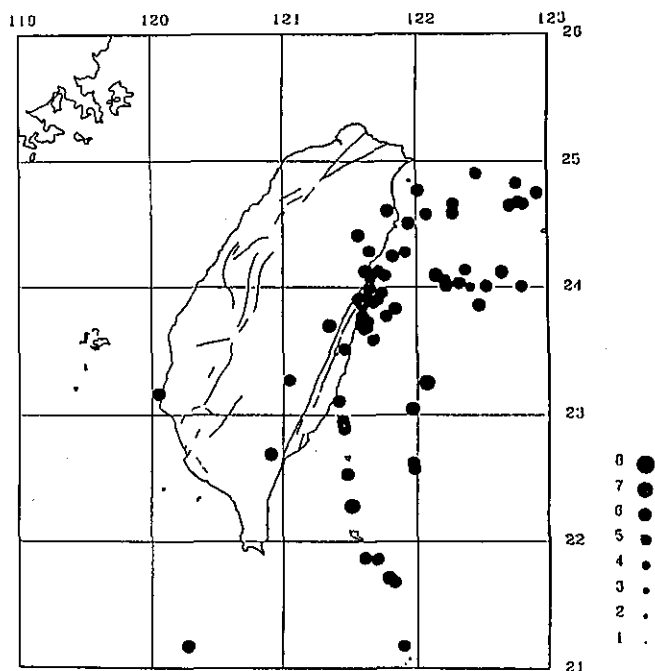


圖 8. 82筆PDE地震資料之震央分佈圖。

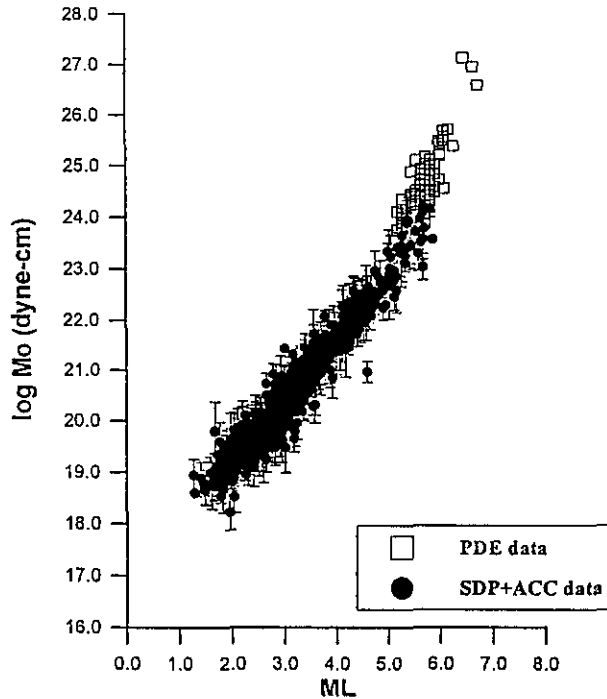


圖 9.(a) 本研究加入PDE地震資料後之地震矩與近震規模關係圖，●為本研究之處理結果，□為PDE資料，且其體波規模值經轉成近震規模值。

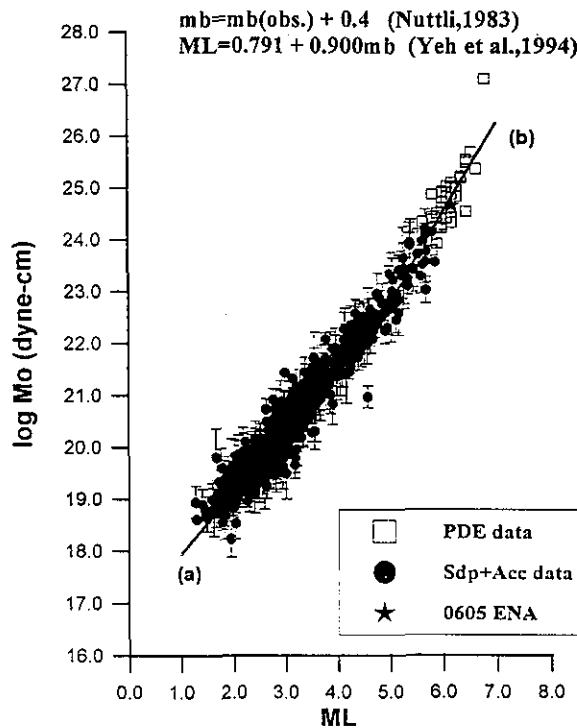


圖 9.(b) 合併PDE資料之地震矩與近震規模關係圖，●為本研究之處理結果，□為北緯22.3-25度間的PDE資料，其體波規模值經(+0.4)修正後並轉換成近震規模值，直線(a)、(b)分別代表大小地震不同的線性關係式。★為南澳地震資料處理結果。

0.4個單位值。因此本研究自PDE中挑選的地震資料應在體波規模部分做(+0.4)的修正，並重新挑選出震央分佈於北緯23.5-25度之間54個地震，以更符合板塊邊緣地震的定義。而經過體波規模修正和轉換成近震規模後的PDE資料，重新繪於地震矩與近震規模關係圖中(圖九(b))，和本研究的結果行再行比對，發現二組資料點銜接地十分契合，且較大地震明顯呈現另一線性趨勢。因此合併PDE資料與本研究結果一起進行線性迴歸分析，而得到(a)、(b)兩組線性迴歸公式

$$(a). \log Mo = 1.21ML + 16.72 \pm 1.86 \quad 1.28 \leq ML \leq 5.23$$

$$(b). \log Mo = 1.75ML + 14.00 \pm 1.99 \quad 5.23 \leq ML \leq 6.82$$

圖九(b)中亦繪出此二組線性迴歸公式，並以直線(a)、(b)分別代表之。

本研究共分析769個地震與96筆強震資料，並延用PDE地震目錄補充較大地震資料之不足，以探討台灣地區地震矩與近震規模之關係，可得下列幾點結論：

1. 地震矩殘差分析結果顯示，中央氣象局地震監測網各測站之地震紀錄在估算地震矩時所形成的誤差，應與震央距離或方位角的變化無關，可直接歸因於站址所在之地質效應使然。尤其位於沉積平原上的測站，其所收錄之震波紀錄可能受深厚沉積層的放大作用，因而使其計算出之地震矩值偏大。

2. 比較強震紀錄與短週期地震紀錄分別經頻譜分析後的結果，顯示二者之間無論從位移頻譜上挑選出的截角頻率，或者推算而得之地震矩值都可以彼此吻合，兩種型態的地震紀錄可以合併分析而不致於造成太大的誤差。因此，台灣地區地震矩與近震規模之關係可表示為：

$$\log Mo = (1.21 \pm 0.022)ML + (16.74 \pm 1.17) \\ 1.28 \leq ML \leq 5.88$$

3. 由於發生在台灣地區的較大地震($ML > 5.0$)數量並不多，使得本研究在估算台灣地區的震源特性模式時的結果不臻完善，因此引用PDE資料以補充較大規模地震數量的不足，經過規模的修

正與換算之後，顯示地震矩與近震規模間的關係難以單一線性公式代表，故考慮改成：

$$(a). \log Mo = 1.21ML + 16.72 \pm 1.86 \quad 1.28 \leq ML \leq 5.23$$

$$(b). \log Mo = 1.75ML + 14.00 \pm 1.99 \quad 5.23 \leq ML \leq 6.82$$

4. 分析1994年6月5日南澳地震($ML=6.2$)，中央氣象局強震觀測網所收錄的強震資料，以計算該地震之地震矩和截角頻率，其結果顯示地震矩與近震規模間的關係與本研究結果非常吻合。圖九(b)中符號★代表南澳地震。

六、參考文獻

- Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.
- Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- Brune, J. N., 1971. Correction, *J. Geophys. Res.*, 76, 5002.
- Herrmann, R. B., and Kijko, A., 1983. Modeling some empirical Lg relations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 157-162.
- Nuttli, O. W., 1983b. Empirical magnitude and spectral scaling relations for mid-plate and plate-margin earthquakes, *Tectonophysics*, 93, 207-223.
- Shin, T. C., 1993. The Calculation of local magnitude from the simulated Wood-Anderson seismograms of the short-period seismograms in Taiwan area, *TAO*, 4, 155-170.
- 王乾盈和余貴坤, 1989. 台灣地區之P波與Lg波特性比較研究，行政院國家科學委員會防災科技研究報告，第74-70號。
- 江嘉豪, 1994. 台灣地區地震震源尺度模式之探討，國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
- 辛在勤, 1989. 台灣地區Lg波的特性分析，氣象學報，第35卷，第3期，171-184。
- 葉永田、鄭世楠、李靜、辛在勤和陳承俊, 1993. 台灣地區數個地震目錄的地震定位與規模的評估(I)，中央氣象局地震測報中心技術報告彙編，第4-1卷，1-23。

劉坤松，1992. 強震震動歷時與震源參數、測站位址相關性之研究，中央氣象局專題研究報告，第 CW81-1A-11 號。

劉坤松、辛在勤、李泓鑑和蔡義本，1994. 中央氣象局「強地動觀測計畫」－基本自由場強震儀比較分析，付印中。

Mo v. s. ML RELATIONSHIP IN THE TAIWAN AREA

Chia-Hao Chiang

Tzay-Chyn Shin

Seismology Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

The Lg spectral analysis from short-period and strong motion records of 865 earthquakes occurred in the Taiwan area are used to study the relationship of seismic moment and local magnitude. Basing on the ω^{-2} model and the circular crack model, the long-period level and corner frequency of Lg amplitude spectrum are picked to determine the corner frequency (f_c) and seismic moment (M_o) of individual earthquake. The relationship of seismic moment and local magnitude is

$$\log M_o = (1.21 \pm 0.022)ML + (16.74 \pm 1.17)$$

in the magnitude range of 1.28 to 5.88.

Adding seismic moments of 54 earthquakes listed in the PDE catalog to the results in this study, the relationship of Mo v. s. ML becomes

$$\log M_o = 1.21ML \pm 16.72 \pm 1.86 \quad 1.28 \leq ML \leq 5.23$$

$$\log M_o = 1.75ML \pm 14.00 \pm 1.99 \quad 5.23 \leq ML \leq 6.82$$

Key words : seismic moment , local magnitude (M_L)

中央氣象局第二代數值天氣預報整體 控制系統發展近況

譚允中 蔡翠璧

中央氣象局資訊中心

黎兆濱

資訊工業策進會

摘 要

中央氣象局第二代數值天氣預報系統自1994年7月1日起正式上線啓用，在新的作業中不但改進了預報的模式部分，計算主機也採用CRAY Y-MP超級電腦，整體控制系統亦重新設計以滿足新的需求。第二代數值天氣預報的整體控制系統分爲預報主控、查詢監控、繪圖和資料傳送四個部分，不但可以掌握預報作業中的各種狀況、靈活調整預報的流程、提供操作監控的環境，並且能將預報的結果即時傳送給下游單位，模式的研究設計人員也可以立刻看到預報的結果，此系統的另一特色是在架構上採取彈性的設計，易於根據作業需要的改變而做出相對應的調整。本文將針對目前整體控制系統的各部分做一簡單的介紹。

一、前 言

中央氣象局自1983年起推行全面業務電腦化，引進了超級電腦，並開始發展數值天氣預報，於1984年至1989年間完成第一期的發展計畫，以CYBER 180及CYBER 205爲主機建置了第一代的數值天氣預報作業系統，不僅提升了氣象預報的品質，也培育了氣象局進一步發展與改進數值預報的能力。從1990年起中央氣象局開始第二期的發展計畫，預計在五年之內完成第二代的數值天氣預報系統，主要的工作除了使用最佳內插客觀分析法(Optimal Interpolation)分析資料、建立全球波譜預報模式、建立疊合式的有限區域與颱風路徑預模式等改進之外(葉等，1993)，運算主機也採用了更快速的CRAY Y-MP81/632及CRAY Y-MP2E/132超級電腦。爲了充分發揮高速電腦的計算效能，並且配合將預報結果迅速地傳輸給如氣象資料整合與即時預報系統(Weather Integration and Nowcasting System，以下簡稱WINS)(程，1992)、氣象服務系統(SERVICE)等下游單位，還希望監控系統與

研究環境結合，讓模式的研究發展人員能立即知道作業的情形與模式的表現，整體控制系統必須重新規劃才能滿足這些新的需求。第二代數值天氣預報系統自1994年7月1日正式上線作業，目前大致已可滿足作業中心的期望。

本文針對日常作業中，由自動氣象資料處理系統(Automatic Meteorological Data Processing System，以下簡稱AMDP)將觀測資料傳入數值天氣預報主控系統以後的程序加以說明，其中控制的工作包含各模式及相關程式的自動作業程序、資料的備份及清除、資料的長期儲存、查詢監控系統的運作、異常狀況的處理、資料的繪圖與資料的傳送。本文第二節將說明整體控制系統的設計及其作業環境，第三節對預報主控系統作簡單的介紹，包括對預報作業流程和資料處理的討論，第四節說明查詢監控系統的設計，第五、六節分別解釋繪圖系統和網格點資料傳送系統的運作方式，最後則對目前整體控制系統作業的狀況做一檢討和總結。

二、整體控制系統的設計目標與作業環境

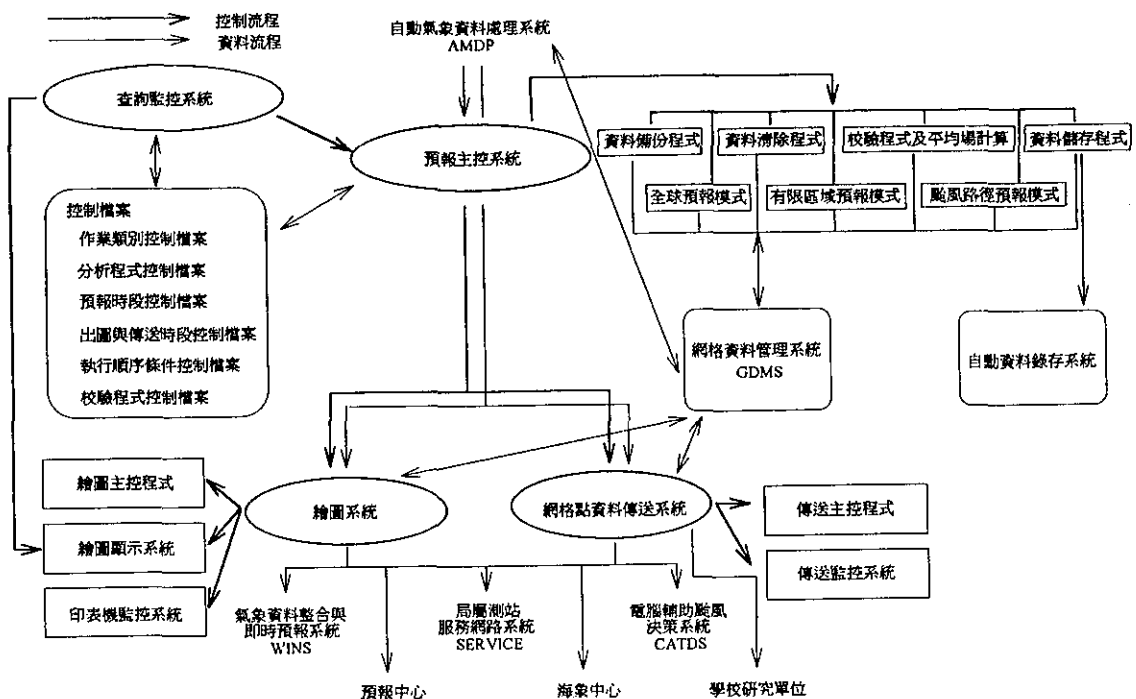


圖 1. 中央氣象局第二代數值天氣預報作業整體控制系統架構

數值天氣預報作業的整體控制系統是根據氣象資料自AMDP系統傳入以後的流程加以設計，預期達到的主要目標為：

- (一)在時效上要能滿足每日預報作業發布氣象資訊的時程，將各相關模式的計算結果及圖檔在最短的時間內提供給預報人員參考，以便及時做出最佳的分析判斷。
- (二)能二十四小時自動作業，在正常狀態下不需要任何人為的介入即可順利進行預報，甚至在異常狀況發生時亦有部分自動處理的能力。
- (三)具有監控的功能，讓全天候輪班的操作員可以隨時觀察到數值天氣預報執行的狀態，並能在異常狀況發生時立刻加以處理。
- (四)具系統備份與資料備份的功能。系統備份是指將兩台CRAY主機設定成一為執行主機，另一台為備份主機。當執行主機的電腦發生異常狀況無法進行預報時，備份主機能自動偵測出此情形，並自動轉換，繼續執行主機未完成的預報工作。資料備份是指模式所用到的資料在兩台主機上都各自保留一份，以

降低檔案毀損的危險，也使得備份主機在異常狀況下接替執行預報時，不致因為資料不足而無法接續預報。

- (五)作業控制系統可任意以時間驅動或事件驅動的方式啟動，如此才能達到每日定時作業的需求，而又可兼顧在異常狀況時必須以事件驅動方式進行整體預報流程的彈性。

根據以上的基本需求，第二代數值天氣預報作業的整體控制系統分為四個部分，分別是預報主控系統、查詢監控系統、繪圖系統與網格點資料傳送系統（參見圖1）。預報主控系統建構於有32MWord記憶體的CRAY Y-MP8I/632及有32MWord記憶體的CRAY Y-MP2E/132主機上，負責預報流程的控制、模式的計算及資料的備份、處理和儲存。內含6個CPU的CRAY Y-MP8I/632具有較強的運算能力，因此被預設為運算主機，而內含一個CPU的CRAY Y-MP2E/132則為備份主機。CRAY Y-MP2E/132另連接至一個自動資料錄存系統(STK 4000 Automatic Cartridge System)，其1.2TB的儲存空間被用來存放數值預報所產生的大量資料。查詢監控系統的主要工作在監看數值天氣預報的執行狀況，並

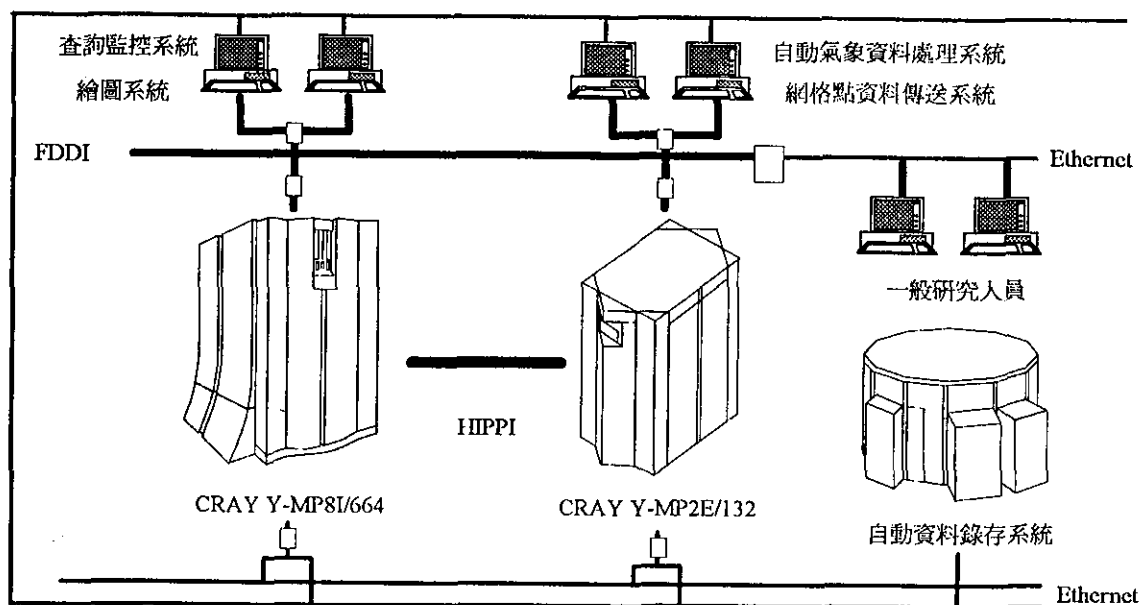


圖 2. 中央氣象局第二代數值天氣預報作業電腦網路架構示意圖

能夠查詢作業環境中的相關資料，此外亦提供操作畫面以供人為介入處理異常的狀況。繪圖系統的任務在迅速將數值天氣預報的產品繪成圖檔印出，並將圖檔傳送至有需求的單位。網格點資料傳送系統則是將數值天氣預報的計算產品立即傳送到下游系統，這些下游系統再將預報的資料加以處理，供預報人員或研究人員使用。查詢監控系統、繪圖系統及網格點傳送系統都是建構於 HP 9000/750 或 HP 9000/755 的工作站上執行，各系統也都安裝在兩台或兩台以上的工作站，以確保執行主機故障時有備份的工作站可接替執行，達到系統備份的目的，以上這四個子系統雖然各自有其專屬的功能及任務，但是在預報作業中則有互相依存緊密結合的關係，唯有各子系統都正常運作才能使預報作業正常進行。

在硬體網路的配置上，為求降低網路故障的可能性，兩台 CRAY 主機之間的網路同時以三種方式連接：High Performance Parallel Interface (HIPPI) 以每秒 100 Mbytes 的速度傳送資料，Fiber Distribution Data Interface (FDDI) 的傳輸速度則是 100 Mbit/sec，Ethernet 的傳送速度較慢，每秒傳送 10 Mbit 的資料。各工作站與 CRAY 主機或各工作站之間則同時

以 FDDI 及 Ethernet 的網路連結，確保資料能夠順利傳遞。在整體的網路上，各工作站主機亦以 Ethernet 與作業以外的網路相通，讓一般的模式研究發展人員亦可透過這個管道順利取得作業模式的產品與相關資訊（參見圖 2）。

在軟體環境的設計上，整體控制系統使用的主機均採 UNIX 開放系統架構，監控操作畫面則都以 X 視窗的方式製作，易於調整以因應環境的改變。在資料的使用管理上，目前 CRAY 主機使用 Empress 資料庫來儲存所有的預報資料，在各工作站則利用 UNIX 系統的檔案系統架構設計出一套資料存放的系統，以上兩者則都是透過網格資料管理系統（Grid Data Management System，以下簡稱 GDMS）加以管理，GDMS 提供了公用程式與介面供使用者呼叫，因此在讀寫資料時只需要採用相同的指令即可在任何一種主機運作，其主從式的架構設計也包含了網路上交換資料的功能，被使用的資料可以存取於任一主機，達到分散式資料處理的目的。

三、預報主控系統的設計架構

目前每日的數值天氣預報作業中，大致可分為

計算與資料處理兩類工作。需要計算的主體包括(一)觀測資料的分析，採用最佳內插客觀分析法；(二)全球預報模式，採用T79L18的波譜模式；(三)有限區域預報模式，其中又包含粗、細不同網格的計算，粗網格以台灣為中心包含 161×121 的水平格點，水平格距為60公里，垂直20層，在台灣附近區域則再進行以粗網格為邊界條件而格距為20公里的細網格計算，水平有 91×91 個網格點；(四)在熱帶低壓或颱風接近台灣時執行颱風路徑預報模式，使用的方法與有限區域預報模式相似，只是在處理初始場時需要加入一虛擬渦旋以彌補颱風附近區域觀測資料的不足；(五)各預報模式的校驗程式，包括計算平均誤差、標準偏差、異常相關和S1得分等資料，用以檢討模式的表現並做為日後改進的參考；(六)候、旬、月及季平均場的計算及統計預報的結果（葉等，1990）。在資料的處理上，需要執行的工作則包括啟動繪圖系統將計算結果繪製成圖檔、啟動網格點資料傳送系統將計算結果分送下游單位及資料的備份、儲存與清除。為了在每次預報時能順利完成上述各項工作，預報主控系統訂定出一套預報執行的架構，以下將對預報流程與控制方法分別說明。

(一)預報流程

在實際作業的程序中（預報作業時程參見圖3），預報的執行順序是每日定時先由AMDP系統取得觀測資料，讀取資料所設定的截止時間希望能儘量延後以便收集更多的觀測結果，但也不希望太晚以免模式的計算時間不足，導致無法在時限內提供預報中心足夠的資訊。目前在觀測時間3至4小時後即開始進行全球預報模式的客觀分析及初始化程式，再執行第一個預報時段（目前為12小時）的預報。當全球預報模式完成第一個預報時段之後，有限區域預報模式即可取得足夠的邊界條件，因此可以開始進行有限區域預報模式的客觀分析、初始化及第一個預報時段的預報。由於現行CRAY主機的記憶體空間尚不足以同時執行兩個以上的預報模式，在必須交替執行的限制下，全球預報模式會等有限區域預報的預報時段結束後再接續進行下一個預報時段的計算。至於在必須執行颱風預報路徑模式時，執行程序的安排與有限區域預報模式類似。由於希望儘早取得颱風預報的結果以利預報研判分

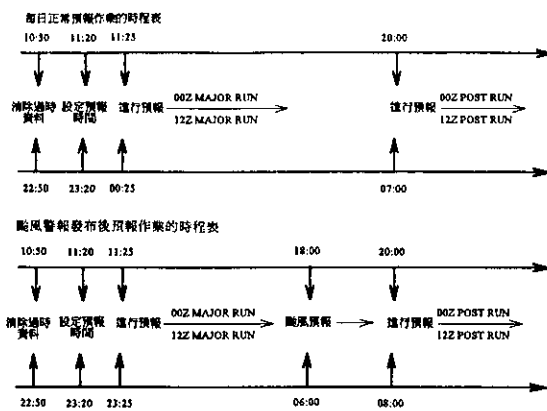


圖 3. 數值天氣預報作業的時程表

析，此模式會在全球預報模式提供邊界條件的情形下優先執行。當各模式的每一個預報時段結束之後，預報主控系統將原本在 σ 座標的預報數值轉換為氣壓座標的數值以方便日後的應用，並依據執行項目總表的内容決定是否要針對該時段做繪圖、資料備份或將資料傳送下游的動作。若有需要，則分別啟動繪圖系統、網格點資料傳送系統或資料備份程式，前兩者會利用工作站來執行，因此可以與模式同時執行並達到立刻顯示預報產品的要求。資料備份程式則將預報結果複製一份到備份主機上，以確保資料的安全性。

在所有的預報模式計算完成之後，主控程式再依序執行無時效壓力的校驗程式與候、旬、月及季平均場的計算，並在需要時動繪圖系統繪圖。主控程式的最後步驟則是將必要的資料自動存於資料錄存系統，儲存的方式是以固定的磁碟容量做定期循環儲存。目前儲存的資料包括 1. 以永久存放並且提供外界使用為目的的資料，由於需要長期儲存，所以定期再將資料由自動資料錄存系統轉錄至4mm磁帶上存放，資料的格式是仿照FGGE(First GARP Global Experiment)網格點資料的存放格式編碼，此種資料最為齊全，但是只保留16位元的精確度。2. 觀測資料及模式在 σ 座標預報的結果，以作業中資料的原始格式儲存，可供模式的研究發展人員校驗分析之用。由於此種資料維持數值預報時的精確度，相對地也需要大量的儲存空間，目前僅保留最近一個月內的資料。3. 颱風路徑預報模式使用的觀

表 1. 中央氣象局第二代數值天氣預報各模式的預報時數

單位：小時

作業時機 預報模式	正常預報作業		颱風時的預報作業	
	00Z MAJOR RUN	12Z MAJOR RUN	00Z MAJOR RUN	12Z MAJOR RUN
全球預報模式	00-48	00-168	00-60	00-120
有限區域預報模式	00-48	00-48	00-48	00-48
颱風路徑預報模式			00-48	00-48

測資料及邊界條件，依其原有的格式存放，目的在提供該模式的研究人員分析時使用。

中央氣象局目前數值預報作業採每12小時預報一次，在00Z及12Z分別做一次完整的主要預報(major run)，00Z的major run由於受到時間上的壓力，目前只做到48小時的預報，12Z的major run則有較充裕的時間，可以做較長時間的預報，預報時數參見表1。但是因為在這兩次主要預報啟動時可能尚未收集到完整的觀測資料，因此在每次主要預報結束之後再執行一次最短時程（目前為12小時）的補充預報(post run)，利用比較完整的觀測資料進行模式計算，再將比較好的預報結果提供給下一次主要預報時作為初始場使用。在發布颱風警報的情況時，除了在00Z及12Z的major run中會加入颱風路徑預報模式的計算外，在兩次major run完畢之後會再增加執行一次颱風路徑的48小時預報，此預報執行的目的在於得到更完整的氣象資料後希望可以提供更正確的初始分析場以增加預報結果的準確度，因而更能掌握最新的颱風動態。

(二) 預報控制方法

預報主控系統的主要任務在於使以上所述的各種計算及資料處理工作依序執行，由於各模式及資料處理程序的內部是由許多功能不同的程式組合而成，彼此間有複雜的執行順序關係，而每次執行預報的程式又會因為預報時程的長度不同而改變，為求主控系統在執行時具有彈性，所以主控系統於每次預報作業時，先將該次預報應當執行的程式及其執行的順序製作成一預報執行項目總表，然後主控系統依據總表中的順序令各程式分別執行。此種架構的好處在於可藉著更改總表中的內容而變動預報執行的程序，使得調整各模式預報的順序或預報時間的長短都非常方便。為了要能靈活地變更預報工作項目總表，目前的設計是將作業中所有需要執行

的程式和用到的控制變數都先建成控制檔案存於電腦之中，控制檔案包括一個作業類別控制檔案和多組預報用的參考控制檔案。作業類別控制檔案是用以決定各模式及各資料處理程序的執行與否，系統維護人員或操作員利用這個檔案可以容易地啟動或停止如模式、繪圖、傳遞、備份或儲存等任何一類程序的進行；而每一組的參考檔案分別預設一種預報模式和預報時段的執行情序，其內容包括：

1.分析程式控制檔案：設定各模式分析資料程式的執行順序，其中包括自AMD P系統讀取觀測資料、各模式客觀分析及初始化等程式的執行。

2.預報時段控制檔案：決定各模式需要預報時數的長度和那些預報時數需要將計算結果做輸出。由於預報中心根據00Z與12Z氣象資料向外發布預報結果的時間不同，所以模式執行時間的長短也隨之改變，在較無時間壓力的預報程序時就可允許模式預報更長的時數，以提供更多的資訊（參見表1）。

3.出圖與傳送時段控制檔案：在各預報時段中設定那幾個時段需要將計算結果繪圖或傳送給下游單位，這樣可以靈活控制資料的出圖與傳遞而不致造成無謂的繪圖或傳送，又在需求改變時亦便於調整。

4.執行順序條件控制檔案：設定各程式之間的執行順序關係。例如有限區域模式的執行結果因為涉及台灣附近區域的未來天氣狀況，是預報員希望知道的資料，所以作業時希望儘快得到有限區域模式預報的結果，而有限區域模式的邊界條件是利用全球預報模式的計算結果推算，是故在每一個預報時段中，必須先計算全球預報模式，然後再執行有限區域預報模式的方式交替執行；而遇有颱風的期間，作業程序中更要加入颱風路徑預報模式的計算，執行的次序則依實際預報時的需求而訂定。

5.校驗程式控制檔案：設定各預報模式都結束後所需要執行的校驗程式和候、旬、月及季平均場等程式的執行順序。

當各組控制檔案及模式相關程式都準備妥善後，預報作業的軟體環境也就設定完成。預報主控系統每次啟動時，首先讀入作業類別控制檔案以決定此次預報應執行的項目，然後讀入該時間應執行的一組控制檔案以決定應執行的預報程式與預報時程，如此即可製作出該次預報的執行項目總表，總表中會列出每一程式模組執行的狀態及下一個應執行的程式模組，自動作業的主控程式再根據此總表令各程式依序執行。總表中各程式的初始狀態均是未曾被執行，而當表中的某一程式執行完畢後，執行的結果會被記錄回總表之中，主控程式再依據總表中的邏輯關係決定下一個應執行的程式並將之啟動執行。由於總表中的邏輯關係並非是一一對應，可以將之設定為必須多個程式結束後才能執行某程式，也允許當某程式執行完畢後同時啟動多個程式，使得總表中程式執行的順序富於彈性於而又可發揮多種工作同時進行的能力。一般程式的結束會啟動下一程式的執行，但是對於需要長時間計算而且在計算中間必須交替執行的各預報模式主程式而言，在每個預報時段結束後就需要啟動另一預報模式和繪圖、資料傳送、資料備份等程式運作，無法等到模式完全結束後再呼叫下一程式的執行，所以各預報模式是以每一次的預報時段為執行計算的單位，每個預報時段完成後啟動下一個應執行的程式。做法是在主控程式與各預報主程式間都建立一系統管道(system pipe)以交換訊息，主控程式會利用此系統管道要求模式執行某一時段的預報，而模式在執行完該時段的工作後亦由此方式通知主控程式，再由主控程式啟動下一個應該執行的程式或預報時段。此種設計的優點在於每一個預報時段結束之後可以立即將計算結果加以處理，再配合上前面所提的多工處理能力後，進行某一時段預報計算的同時就可以執行繪圖、資料傳送下游和資料備份等多項工作，不但大量節省了整體預報執行的時間，並且達到即時提供預報資料的需求。

為了控制可能發生的異常狀況，主控程式會在預報過程中檢查各程式執行的結果是否正常，在有

錯誤時則以警告訊息顯示於操作員監看的螢幕上，並同時發出警告的聲音提醒操作員處理，異常狀況的紀錄也會被保存以供日後檢查。在程式執行失敗時，主控程式目前的設計是自動跳過失敗部分的相關程式，直接進行其餘不受影響的計算，並且允許主控程式在異常狀況排除後重新執行原預報程序時，可以繼續總表中未完成的動作，不必再重複已經完成的計算或處理。在預報程序的最後階段，主控程式會統計出此次的預報執行報告，其中明列各個項目的執行結果，檢查此一報告即可知道這次預報是否正常。

在日常作業時，CRAY主機系統會定時啟動主控程式及資料清除程式，前者負責預報作業的進行，後者則會清除硬碟中過時的資料，確保預報進行時有足夠的資料存放空間。備份主機(CRAY Y-MP2E/132)的電腦並且會負責檢查執行主機(CRAY Y-MP8I/632)是否正常，若發現執行主機故障則會自動啟動並接續尚未完成的預報，不過由於備份主機目前僅有一個CPU，計算速度較慢，因此在它接續執行預報時會將執行項目總表改為預報時數較短的程序，以配合每日預報作業時程的安排。當CRAY Y-MP8I/632故障排除後，CRAY Y-MP2E/132亦會偵測出並且將工作轉回CRAY Y-MP8I/632繼續運作。

四、查詢監控系統

查詢監控系統的主要目的在於觀察、控制數值天氣預報全程作業的進行，預期能做到(一)提供一般模式研究人員觀察數值預報的作業情形(二)提供操作員監看作業及處理各種異常狀況的工具(三)提供系統維護人員改變控制檔案或變更控制程序的工具。根據以上的需求，查詢監控系統下劃分為查詢、監控、系統維護及輔助說明四類功能（參見圖4）；前三類功能係提供給三種不同等級的使用者，為避免不必要的錯誤，因此利用進入系統時輸入的密碼將三種功能區隔，超過權限的功能會自動隱藏，無法使用，輔助說明功能是告訴使用者畫面操作的方法及基本的系統設定，可供任何等級的使用者叫用。

一般模式的研究發展人員所使用的是查詢功能，此項功能提供有關數值預報作業的各種運作資

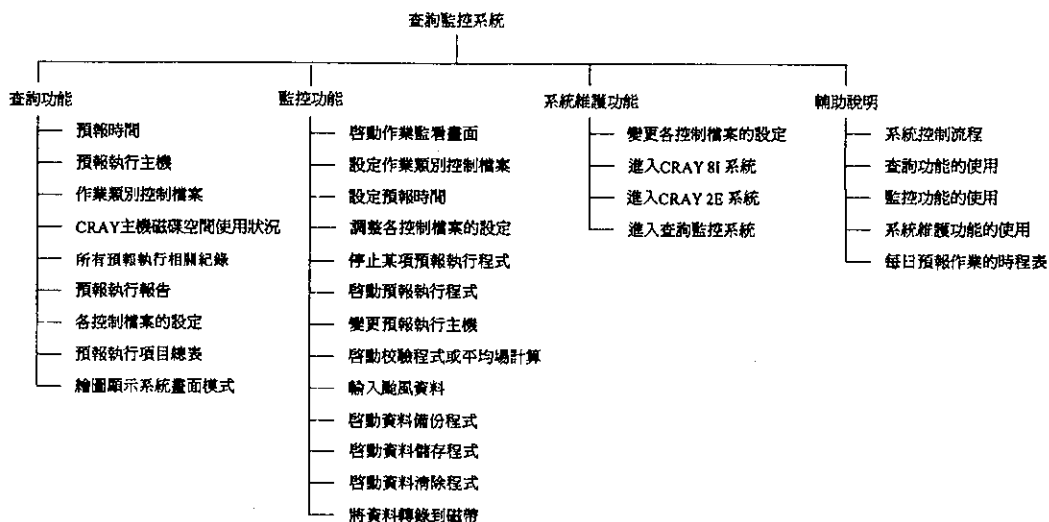


圖 4. 查詢監控系統的畫面功能

訊，可以查詢預報的時間設定、目前預報的執行主機名稱、執行主機上各程式的執行狀態、CRAY主機的硬碟空間使用狀態以及各控制檔案的設定；另外經由查詢介面還可以查詢執行項目總表的內容及預報執行的結果，並且可以讓使用者檢視各程式執行過程中所留下的紀錄。為了讓一般研究人員能方便地看見預報的產品，查詢功能中還特別設計了一個選項，可以啟動繪圖系統中的繪圖顯示介面，由此介面可以立刻顯示預報模式計算後所繪出的結果。其中圖檔的種類與顯示功能會在下一節中介紹。透過此查詢工具，使用者可以清楚地瞭解預報作業環境的設定與執行的過程，模式發展研究人員也可以追蹤模式的執行過程是否正常順利，由顯示的圖檔更可以立即分析模式預報的結果。查詢功能的限制在於僅能查詢數值預報執行的狀態及產品，無法對作業環境或程式做任何的改變。

操作員除了具有一般模式研究人員查詢的權限外，還必須監看作業的進行與適時處理異常狀況，因此又可使用監控的功能。監看作業的畫面是以curses程式製成，顯示於操作員的螢幕上。CRAY執行主機對任一程式在執行完畢或執行失敗時，都會送出訊號給監看的畫面以顯示該程式的執行狀態與執行時間，任何程式執行過久或執行失敗均可由此畫面察覺。監控功能除了提供監看的畫面外，並提

供了各種介面讓操作員處理異常的狀況，包括調整各種控制檔案的設定、變更預報的時間、變更預報的執行主機、停止某項程式或整體預報的進行，也可以啟動某一預報程序或重新執行預報中某一項失敗的程式。在執行颱風路徑預報模式前必須提供的虛擬渦旋資料亦由操作員在此輸入。另外，需要長期儲存的預報結果必須轉錄於4mm的磁帶上，轉錄資料的操作畫面也在此提供。在監控的功能等級中，操作員可以處理各種異常狀況的發生，但是仍受限於既定畫面中所指定的操作項目。至於系統維護人員則可以使用查詢、監控及維護的任一種功能，維護功能允許系統維護人員對預報主控系統或監控系統做任意地調整修改，達到維護系統的目的。

查詢監控系統的運作方式是當使用者選取某項功能後，此系統會透過網路而在預報的主機上執行相關程式，然後將執行結果顯示於工作站的螢幕。操作介面均以X視窗方式製作，可以將其畫面顯示於網路上任一台機器，便於使用。這個系統目前分別安裝於三台工作站之上，只要有任意一個工作站處於正常狀態即可滿足作業監控的需求。日常作業中將兩台工作站保留為操作員監控使用，確保作業的順利進行，另外一台工作站的監控系統則主要在提供模式研究人員觀察作業情形之用。

五、繪圖系統

繪圖系統的主要目的是輸出預報作業所需的圖檔爲了不佔用CRAY主機的軟硬體資源，目前是架構於與作業用查詢監控系統相同的工作站上執行。它的功能除了將模式資料繪圖與供操作員控制作業外，爲了方便研究人員看到模式計算的結果，另外還加入了顯示圖檔的介面，整體組合爲具有繪圖、控制和顯示功能的完整架構。此系統內部主要分爲繪圖主控程式、繪圖顯示系統及印表機監控系統，前者負責繪圖的工作，後兩者則提供顯示和監控的功能。運作的方式是由作業主機在需要出圖的時段透過網路啓動繪圖主控程式，操作員則可以利用繪圖顯示系統監控繪圖執行的狀態，而圖檔轉至列表機的過程則可由印表機監控系統觀察。繪圖系統現行繪製的圖包括有全球預報模式的輸出、有限區域模式的輸出、颱風路徑預報模式輸出，並且也有校驗程式的產品及候、旬、月、季平均場計算的結果。同時爲了滿足模式研究人員比較各模式差異的需求，亦自AMDP系統輸入歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium Range Weather Forecasts;ECMWF)的全球模式預報產品，美國氣象局國家氣象中心(National Meteorological Center; NMC)的全球模式中期預報產品以及日本氣象廳(Japan Meteorological Agency;JMA)的全球模式預報產品，並將這些資料加以繪圖，圖檔中的一部分會依預報中心的需求直接由印表機輸出，一部分則直接分送給有需要的下游單位，目前傳送的對象有

SERVICE統、WINS系統、電腦輔助颱風決策系統(Computer Assisted Typhoon Decision System，以下簡稱CATDS系統)、海象中心及負責長期預報的單位。而全部的圖檔則均以NCAR CGM的格式儲存於硬碟之中，供使用者在選擇顯示圖檔時使用。以下對繪圖系統的各部分分別說明。

(一)繪圖主控程式

繪圖主控程式的任務在控制整個繪圖程序的運作，依據資料來源的不同分爲四個部分：一是繪製中央氣象局數值預報的產品，內含各種變數的分析圖和預報圖；二是繪製各模式校驗程式的結果，有平均誤差、標準偏差、異常相關及S1得分等圖；三爲繪製候、旬、月及季平均場的計算結果，分別有五天、十天、月和季的平均圖；四是針對自AMDP系統取得其他國家模式的預報資料加以繪圖。由於需要繪製圖檔的氣象變數種類繁多，各模式的輸出也不盡相同，爲求保持系統變動的彈性，各模式需要繪圖的種類、圖檔、印表機的種類以及傳送下游單位圖檔的種類等均以表格的形式建爲控制檔案，做法與預報主控系統中的控制檔案設定方法相近，在變更輸出或傳送的需求時只要更改這些控制檔案即可。另外在各個繪圖程式中常有相似的繪圖功能需求，所以通用的繪圖功能均做成模組的形式，可供任一目的的繪圖程式叫用。

繪圖主控程式的運作方式是由CRAY主機在每一個需要出圖的時段，或是當AMDP系統在收集到其他國家模式資料時透過網路啓動繪圖程式執行，此時主控程式根據啓動時傳遞的參數，再參考控制

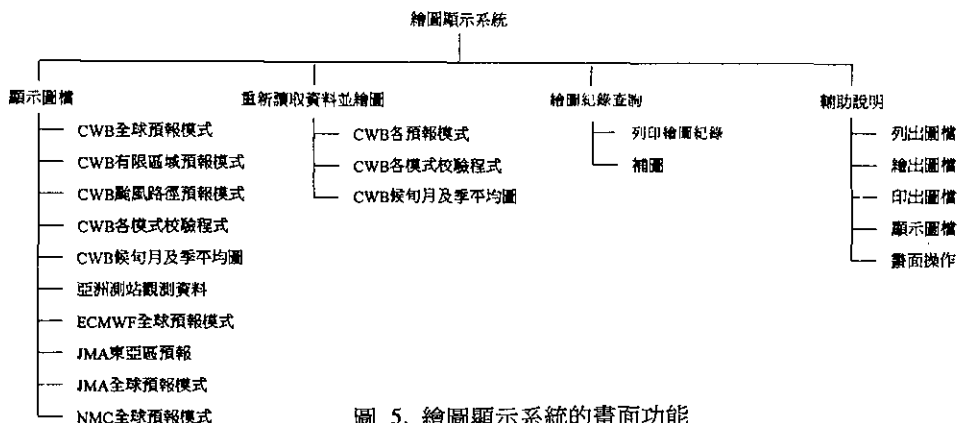


圖 5. 繪圖顯示系統的畫面功能

檔案的設定來決定要劃的圖，然後透過GDMS的網路功能讀取模式的資料並劃圖，劃出的各張圖儲存於硬碟中特定的位置並賦予其編號，接著再由參考檔案的內容決定是否要將圖檔印出或傳到下游的其他系統。主控程式同時也具有偵錯的能力，當有如讀取資料錯誤或繪圖失敗等異常狀況發生時會將錯誤訊息的內容顯示到操作員監看的螢幕上，並且發出警告的聲音提醒操作員加以處理。

(二)繪圖顯示系統

繪圖顯示系統在設計上兼顧了監控作業與提供研究人員看圖的需要，因此將查詢、補圖、顯示圖檔及印出圖檔的功能合而為一（參見圖5），畫面採圖形使用者介面的設計，十分易於使用。為了讓研究人員能方便地利用顯示功能，繪圖顯示系統的畫面可以由主控系統的查詢監控畫面中呼叫，因此模式研究人員在查詢數值預報作業狀態的同時可以立刻看到模式預報的結果。

在查詢、補圖和印圖的功能上，操作員可以看見繪圖主控系統執行的紀錄，其中會顯示每一張圖的繪製狀態，若有繪圖失敗的紀錄或在監看螢幕上發現異常的繪圖狀態，操作員可以選擇該筆失敗的紀錄並選取補圖的功能即可重新補圖，同時也可以根據模式的種類與預報的時段選擇補圖的範圍，將多張圖一次輸出。

顯示圖檔的功能主要在滿足一般模式研究人員看圖的需求，顯示的內容包括中央氣象局數值天氣預報過程中產生的所有圖檔以及由其他國家模式計算結果所繪出的圖檔。使用者可以從顯示視窗中選擇所希望看到的模式，此時畫面就會列出所有該模式存在的圖檔名稱及意義說明，並且分別列出Preview、NCAR idt及印圖三種功能的選擇。Preview顯示軟體為資訊工業策進會氣象專案人員所發展設計，具有疊圖、更換顏色表(color table)、放大和縮小，以及製作天氣圖動畫等效果。NCAR idt是由NCAR(National Center for Atmospheric Research)所發展出的圖像顯示工具，它也具有如Preview般放大、縮小及製作動畫的功能。使用時先選擇有興趣的圖檔後，再選取自己所希望使用的顯示工具或選擇印出該圖檔的功能，即可對該圖檔加以處理。

(三)印表機監控系統

印表機監控系統的作用是在於控制印表機的正常作業。在每次的預報過程中，繪圖系統會將一部分的圖檔列印至預報中心，以即時提供預報人員最新的畫面資料。為爭取時效，印圖的工作是由多台印表機共同負責，確實輸出每張圖檔的印表機則視各印表機忙碌的程度而決定，此系統會自動安排圖檔至可以最迅速出圖的印表機輸出。操作員可以透過印表機監控系統觀察印圖的過程，此系統的畫面是以curses程式製作，畫面上可以看見各印表機的執行狀態，遇有異常狀態時亦可由畫面上提供的功能予以解決。

為確保作業進行順利，繪圖系統也是建構於兩台工作站之上，分別預設為執行主機及備份主機，當執行主機因為異常狀況而無法執行任務時，備份主機會自動偵測並且取而代之成為執行主機，繼續未完的工作。此系統中清除檔案的方式亦是以每日定時啟動的方式運作，至於存放圖檔的數量則依據硬碟允許的容量而有限制，由於圖檔需要大量的儲存空間且日後再度使用的可能性偏低，所以目前只在預報主控系統中儲存數值預報的資料，不在繪圖系統中儲存圖檔，若需要過去的圖檔時，則必須由原始資料重新繪製。

六、網格點資料傳送系統

網格點資料傳送系統的目的是希望在最短的時間內將預報的結果傳送給下游單位使用，這些單位有的會將資料再度分析處理做為預報的參考，有的則會收集儲存做為日後研究之用。目前傳送的下游單位包括WINS系統，此系統的目的在於即時將來自各國模式預報的結果及觀測資料收集整合，供預報人員在分析天氣時可直接由電腦上疊加各種圖檔做比較；SERVICE系統，由此將資料傳送到各局屬測站及外界媒體；CATDS系統以分析颱風路徑預報的結果；另外還會將資料傳給海象中心、預報中心長期預報課和學校研究單位等，以做為海溫分析、海浪計算、長期預報統計以及氣象研究的參考資料。

此系統的內部分為主控程式與監控系統，分別負責資料傳輸和供操作員監控系統運作。運作的方法

式與繪圖系統相似，是由CRAY作業主機在每個預報時段產生結果後立即啟動本系統，將資料編碼再傳送給下游單位。由於此系統的設計上是適用於任何網格點資料的傳送，因此傳遞ECMWF和JMA模式預報資料給下游單位的工作亦由此系統執行，其控制的方法同前，在AMDP系統收集到其他國家的預報資料後就啟動本系統進行編碼和傳輸，以下分別說明主控程式和監控系統。

(一)主控程式

本系統的主控程式除了必須具備的編碼及傳送功能外，各種資料的來源與傳送下游單位的選擇也都是以建立控制檔案的方式運作，充分滿足多重上游資料來源與多重下游資料供應的架構，在配合需求的調整時具有高度的彈性。主控程式會根據被啟動時傳遞的參數與控制檔案的內容決定上游資料的來源，再透過網路系統自上游系統讀取資料。為求提供資料格式的統一與易於使用，主控程式會將資料編譯為氣象人員較常用的FGGE網格點資料格式並以此格式將資料傳遞給下游的使用者。由於部分的預報資料在原本的FGGE格式中並未定義，本系統會利用原有格式中表頭部分預留的空間更詳細地註明中央氣象局所提供資料的種類和內容，然後再將此資料傳遞到下游單位。本系統亦有偵錯的能力，在網路故障或傳遞失敗時，主控程式會如繪圖系統般將警告訊息顯示於操作員的監看螢幕，同時發出警告的聲音提醒操作員加以處理。因為網格點資料傳送系統是以被動的方式由其他統呼叫，本身並不保存資料，為避免傳送失敗後再次補送時又要重新編碼的程序，主控程式在傳送失敗時會自動將編碼後的檔案保留，在補送成功後才予以清除。

(二)監控系統

監控系統是專為操作員查詢和控制傳遞過程而設計的，同樣採用操作簡易的圖形使用者介面（功能參見圖6），主要可以（一）查詢每天主控程式執行的結果，此結果會將該日所有傳送的下游單位及傳送模式的種類列出，並於各個項目後註明傳輸的狀態，當傳送失敗時亦會標明失敗的原因，以做為補送資料的依據。（二）查詢主控程式的各項紀錄，並瞭解傳送到各個下游單位的傳送氣象變數的種類和預報時段，以便在傳送異常時做為追蹤流程的參

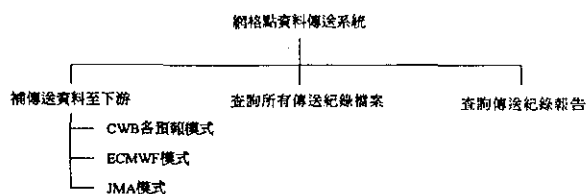


圖 6. 網格點資料傳送系統的監控畫面

考。（三）補送自動作業中失敗的資料。當異常狀況確實發生時，首先必須將故障的原因排除，然後操作員利用這一項功能補送資料。在監控系統提供的傳送介面中可以分別選取上游資料的來源、預報的時間以及預報的時段，並且可以選取下游需要傳送的單位，傳送過程的紀錄也會顯示於畫面上提供操作員參考，確保再次傳送的順利進行。

網格點資料傳送系統目前與AMDP系統共用相同的兩台工作站，相互之間亦有備份支援的功能，在執行主機異常時備份主機自動會接替其工作。

七、結 論

中央氣象局歷經十年的努力，累積了第一期數值天氣預報的發展經驗後，如今又完成了第二期數值天氣預報作業系統的建置，不僅在模式的動力計算和物理方法上有大幅度的改進，在整體作業控制方面也做了更適當的調整。此新的數值天氣預報作業系統歷經半年的平行測試之後，正式上線作業也已有半年的時間，目前的狀況大致都符合作業的要求。

第二代的整體作業控制系統由預報主控、查詢監控、繪圖與資料傳送四部分組合而成，完整地掌握了自資料輸入之後的各項計算和資料處理工作，能到自動化作業、監控、狀況處理等要求。除了能滿足原本設計時的基本目標外，它並且具有幾點特色：

（一）彈性的作業控制能力。由於各部分主控程式大量地採用主控與執行項目分離的架構，使得主控程式具有更明確的設計邏輯，而執行的項目也更具有變更的彈性。此種將執行項目或選項建立於控制檔案的方法分別可見於預報主控的流程設計、繪圖資料的選取乃至於傳遞資料時上下游單位需求的設定，這種設計顧及到模式或需求改變時調整的方便

性，也使得系統的使用與維護更加容易。

(二)即時提供下游單位預報產品。此處所指的下游單位是所有需要數值天氣預報計算結果的使用者而言，包含預報人員、模式發展人員以及一般研究人員。因為模式在各預報時段有輸出資料產生時，立刻會執行繪圖的工作並將資料傳遞到各單位，由於所傳送出去的結果都是最新的預報產品，對於有時間限制的預報作業而言是最好的參考資料。至於對模式的發展人員而言，模式的輸出結果也是最值得關切的問題，但是過去在系統安全的考量和資源受限的情況下，他們無法立刻看到模式的結果。新的系統中則克服了此項困難，模式的發展人員不但可以立即方便地看見模式產品，更有功能完善的顯示工具可供使用。另一方面由於網格點資料傳送系統會以即時的方式提供資料給研究單位，對於分析研究工作亦將多所助益。

(三)提供親和力高且操作容易的人機介面。各種操控畫面在功能上考慮了各種紀錄及執行狀況的查詢，也提供各種異常狀況時的處理工具，讓操作員更方便達到監看和控制的任務。在畫面上由於多採用圖形使用者介面的設計，使手者很容易就可以熟悉畫面操作的方式；同時因為採用以X視窗介面的方式製作，因此可以將畫面直接顯示於網路上的任意一台機器上，增加使用時的便利性。

目前的整體控制系統各項功能雖然已經完成，但是作業中仍發現一些缺點有待改善，如硬碟的使用上面臨使用空間有限的困難，如自動資料錄存系統是以CRAY硬碟作為轉錄資料的暫存空間，目前設定的暫存空間為1GB容量，由於資料抄寫至硬碟的速度遠快於硬碟轉錄資料至自動資料錄存系統中磁帶的速度，因此當大量資料要錄存至此系統時暫存空間很容易被占滿，現在針對此種狀況雖有補救

的措施，但仍造成作業的不便。未來若能在硬體資源上擴充，則模式預報的時間可以加速，時限內就可以進行更多的計算或更長時間的預報，預報人員也會有更多的資料作為參考，而在硬碟容量增加後硬體與磁帶的使用也會更有彈性。

由於工作項目的增加與各種技術的使用，使數值天氣預報系統的設計日趨複雜，中央氣象局已經開始對第三期的發展方向予以規劃，期望在改進模式表現的同時，控制系統也有更完備的能力，未來會著重於加強預報流程中各種功能的整合，提升網路技術，使各種資料及資源的運用更為便利。

八、致 謝

數值天氣預報系統設計是一項複雜而挑戰性高的工作，由於參考資料極為有限，更增加其困難的程度。在此感謝過去為這項工作奉獻心力的所有人員以及中央氣象局資訊中心的同仁，特別謝謝葉天降博士、李尙武博士和程家平先生的多項建議，在他們的協助下本文才能完成。

九、參考文獻

- 葉天降、傅娟娟與朱娟德，1990：中央氣象局數值預測系統候旬月平均場之建立。中央氣象局研究發展專題報告第322號，25pp。
- 葉天降、滕春慈、陳建河、陳得松、譚允中、陳雯美、劉長生，1993：中央氣象局第二代數值天氣預報作業發展近況。天氣分析與預報研討會論文彙編，426-439。
- 程家平，1992：WINS整體系統設計。中央氣象局WINS系統發展技術論文選集，327-333。

DEVELOPMENT OF THE INTEGRATED CONTROL SYSTEM IN CWB'S SECOND GENERATION NWP

Yeun-Chung Tan and Tswei-Bi Tsai

Computer Center Central Weather Bureau

Chao-Pin Lee

Institute for Information Industry

ABSTRACT

CWB's second generation NWP system has been in operation since July 1st, 1994. All of the models, hardwares, and the integrated control system have adopted a new design to meet the additional requirements in the new system. The new integrated control system can be divided into an NWP Main Sub-system which controls the forecast execution in daily operation, an Enquiring and Monitoring Sub-system which is responsible for monitoring program execution, a Graphics Sub-system which handles graphic outputs for both operation and research uses, and a Grid Data Distributing Sub-system which is used to distribute model outputs to other downstream sites in real time. An improved feature of this new integrated control system is the flexibility of its structure design in which adjustments can be made easily to incorporate requirements resulted from modifications to models or changes in forecast schedule.

民國八十一年颱風報告——強烈颱風(9215)歐馬

呂 國 臣

中央氣象局氣象預報中心

摘 要

本文針對歐馬颱風發生的經過、路徑、侵台時各氣象要素和主、客觀路徑預報模式的校驗做分析探討。

歐馬颱風在關島東南方海面形成之後其路徑大致以西北西方向移動，朝台灣方向而來，其強度一度增強為強烈颱風，不過在登陸台灣前已減弱為輕度颱風，且在通過台灣後減弱為熱帶性低氣壓。

雖然歐馬颱風在登陸台灣前已減弱為輕度颱風，但是台灣地區仍有災情發生，其中以農作物損失較為嚴重。另外，從歐馬颱風侵台時的風雨資料分析顯示，歐馬颱風登陸後，路徑北方的台灣北部、東北部地區風大但雨小；在其路徑南邊的南部、東南部地區則有較大雨勢發生，惟風力方面南部較大而東南部風力較不明顯。

路徑報誤差方面，本局動力模式(原始方程模式及相當正壓模式)24小時預報誤差約210公里，48小時預報誤差約450公里，本局24小時主觀預報誤差155公里，較動力模式佳。

一、前 言

歐馬颱風是1992年西北太平洋地區發生的第十五個颱風，也是民國八十一年第四個侵襲台灣地區的颱風，歐馬颱風在八月廿五日00Z形成颱風後便一直朝西北西方向往台灣地區直撲而來，九月五日06Z在登陸大陸前減弱為熱帶性低氣壓，共歷一天六小時，四千餘公里。

雖然歐馬颱風在登陸台灣以前已減弱為輕度颱風，但在台灣地區仍有大風大雨發生，惟受中央山脈地形影響，各地區風雨情況不一，並且部分地區仍有災情發生。

有關歐馬颱風形成及經過之綜觀分析，在第二節中討論；第三節、第四節將分別探討其強度和路徑方面情況，以及有關最佳路徑與主客觀路徑預報之對比；至於受歐馬颱風影響之各地的風雨分布，則在第五節中各別討論之；第六節為災情之綜合報告；第七節結論。

二、歐馬颱風之發生及經過

在歐馬颱風剛形成期間(082500Z)，太平洋上已有四個較明顯的熱帶擾動(如圖一)，分別位於中國南海之低壓帶(19E,116E)、菲律賓東方之低壓帶、關島西北方之熱帶性低氣壓(寶莉颱風9216之前身)及關島東南方之歐馬颱風。當時太平洋高壓位於中太平洋附近，其軸線在北緯30度，後來寶莉颱風及歐馬颱風相繼沿著太平洋高氣壓南緣到達台灣地區。由八月卅日12Z地面圖(如圖二)亦可發現，當時寶莉颱風正侵襲台灣地區，而歐馬颱風也已增強為強烈颱風，在牠們北方的太平洋高氣壓已北抬至北緯四十度，而中高對流層亦無明顯槽線導引(圖略)，使得歐馬颱風仍順著寶莉颱風的路徑，衝向著台灣而來。

九月三日當歐馬颱風到達北緯21.9度、東經126.8度，即在台北東南東方640公里海面上時，本局對台灣東部海域及巴士海峽發布海上颱風警報，更

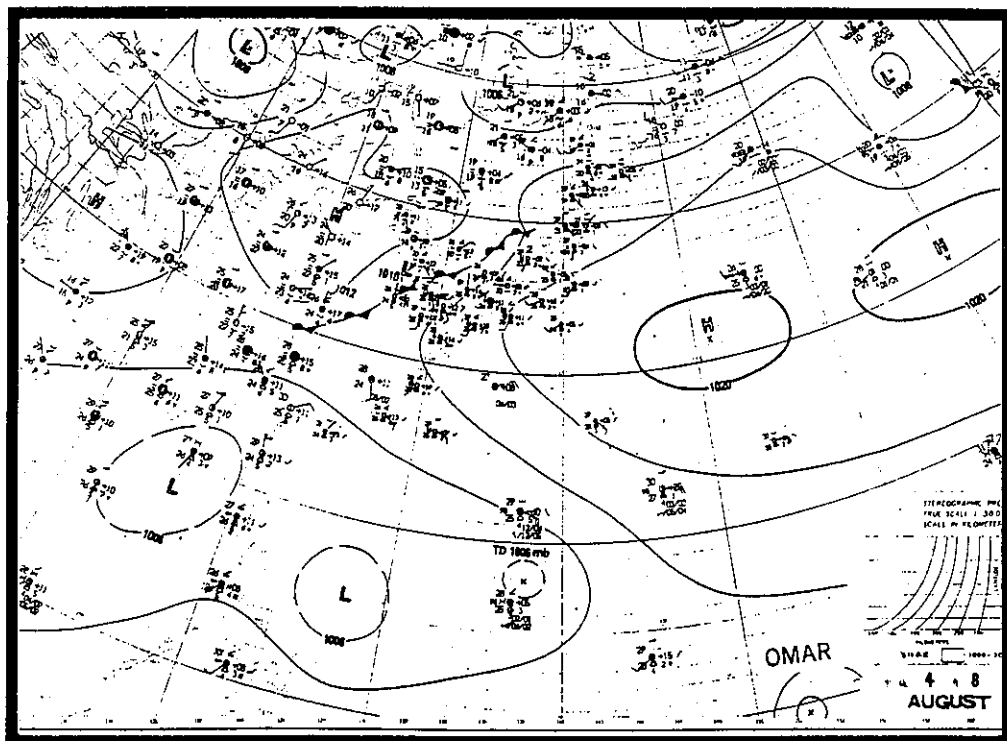


圖 1. 1992年8月25日00Z東亞地區地面圖

Fig. 1. Surface pressure chart at 00Z 25 OCT 1992

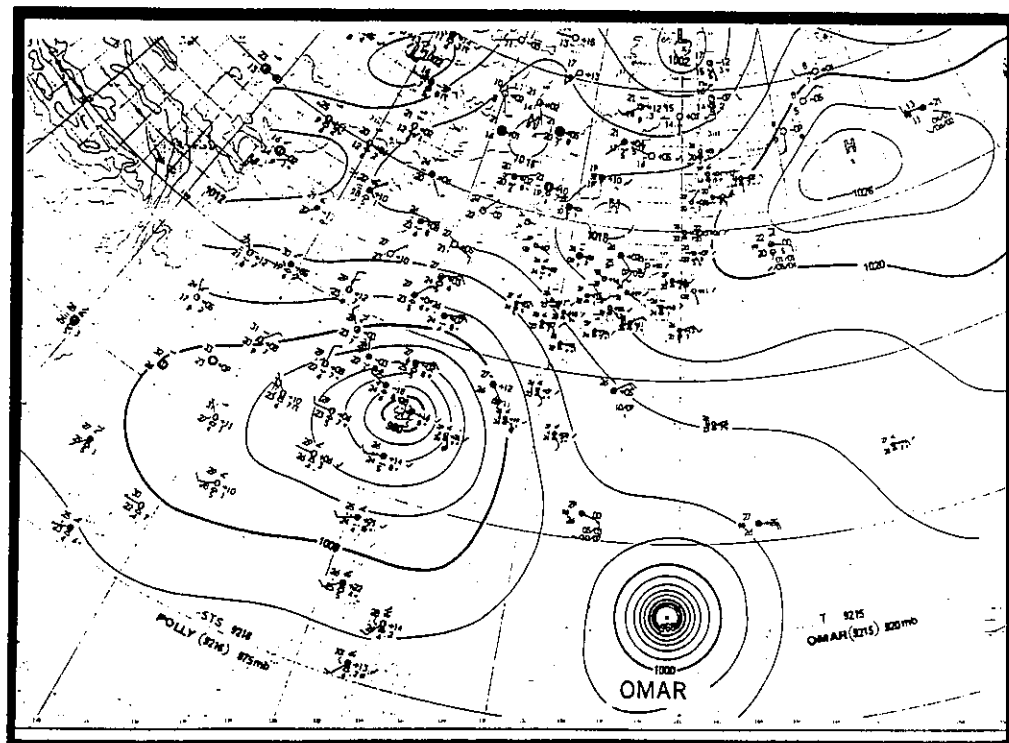


圖 2. 1992年8月30日00Z東亞地區地面圖

Fig. 2. Surface pressure chart at 12Z 30 OCT 1992

表 1. 歐馬颱風警報發布經過一覽表

Table 1. Warning schedules issued by CWB for Typhoon Omar

種類	次序			發布時間			警 戒 地 區		備註
	號	報	日	時	分		海 上	陸 上	
海上	4	1	3	8	50		台灣東路海面、台灣北部海面及巴士海峽		中度
海上	4	2	3	15	20		台灣東部海面、台灣北部海面及巴士海峽		中度
海陸	4	3	3	21	55		台灣東部海面、台灣北部海面及巴士海峽	基隆北海岸、宜蘭、花蓮及台北地區	中度
海陸	4	4	4	3	30		台灣東部海面、台灣北部海面及巴士海峽	基隆北海岸、宜蘭、花蓮及台北地區	中度
海陸	4	5	4	9	30		台灣東部海面、台灣北部海面、巴士海峽及台灣海峽	基隆北海岸、宜蘭、花蓮、北部地區、台東及恆春地區	中度
海陸	4	6	4	15	00		台灣附近各海面	台、澎、金馬地區	中度
海陸	4	7	4	21	50		台灣附近各海面	台、澎、金馬地區	中度
海陸	4	8	5	3	20		台灣附近各海面	台、澎、金馬地區	輕度
海陸	4	9	5	9	20		台灣附近各海面	金門、澎湖及中南部地區	輕度
海上	4	10	5	15	00		台灣海峽		輕度
解除	4	11	5	17	45		歐馬颱風減弱成熟帶性低氣壓，對陸地及海面威脅解除。		T.D.

在12小時後對台灣北部及東半部地區發布陸上颱風警報，而歐馬颱風於4日13Z（即在發布陸上警報24小時後）在花蓮和成功之間登陸台灣，不過當時歐馬颱風已減弱為輕度颱風，且在其通過台灣陸地不久（登陸大陸之前）減弱為熱帶性低氣壓，本局也陸續解除海上及陸上颱風警報（有關本局警報發布詳細資料詳如表一）。

從八月廿五日歐馬颱風形成，一直到九月五日登陸大陸福建省前減弱為熱帶性低氣壓，共歷時十一天又六小時，經過約四千公里的洋面。

三、歐馬颱風之強度及路徑探討

歐馬颱風自八月廿五日形成颱風之後，其強度緩慢增強，大約二天後增強為中度颱風，並於八月廿九日06Z增強為強烈颱風，一直維持到九月二日才減弱為中度颱風，更在接近台灣陸地時減弱為輕度颱風，登陸大陸福建省前減弱為熱帶性低氣壓（詳細強度變化情形如表二）。

在路徑方面，歐馬颱風除了在八月廿九日18Z移向有稍微北抬之外，其他時間大多一直以穩定西北西方向朝台灣方向移動（如圖三），且無明顯轉向情況。在移動速度方面（如表二），歐馬颱風形成後移動速度也很穩定，在九月一日至二日期間其移速有加速情形（平均時速約廿二公里左右），之

後二日至四日期間其移速又減慢下來，但值得一提的是，當歐馬颱風移近台灣陸地時又有加速的現象，快速的登陸台灣。

至於歐馬颱風侵台期間的詳細路徑可由花蓮、高雄雷達定位資料（如表三、四）及台灣各地面氣象站逐時觀測之風場及氣壓變化掌握其動向。由花蓮雷達定位資料可知，歐馬颱風在四日20時至21時之間登陸。另外，也可配合地面觀測之氣壓及平均風場的逐時資料分布（如圖四）發現，花蓮氣象站的氣壓於四日21時之後有明顯上升情形，且風速亦逐漸減弱，可見歐馬颱風在九月四日21時左右登陸於台灣東部花蓮及成功之間，並於九月五日3時左右在梧棲、嘉義之間出海。

四、最佳路徑及各種預報方法之校驗

歐馬颱風路徑方面的爭議不大，因為歐馬颱風形成後便一直穩定發展，雖然其移動速度偶有快慢，其移動方向並無明顯變化，且其強度大多維持在中度颱風以上，所以衛星定位方面（如表五）準確性較高，俟其在減弱階段，也已漸接近台灣陸地，由花蓮雷達、高雄雷達定位資料及地面逐時觀測資料，可以增加定位準確度，即使在歐馬颱風消散期間亦能有效掌握其路徑，有關最佳路徑圖表詳如圖三及表二。

表 2. 歐馬颱風最佳路徑、強度、移速、移向統計表

Table 2. The best track information of Omar

時間(Z)			中心位置		中心氣壓	移動方向	移動速度	最大風速 (M/S)		暴風半徑 (KM)		備 註
月	日	時	北緯	東緯	(MB)	(DEG)	(KM/HR)	持續風	陣 風	30 KTS	50 KTS	
8	25	00	9.2	153.3	998			18	23	80	-	輕度
		06	10.0	152.0	995	300	28	20	25	80	-	
		12	10.5	150.6	995	290	28	20	25	80	-	
		18	10.6	149.7	995	275	16	20	25	80	-	
8	26	00	10.7	149.2	988	280	10	25	33	80	-	
		06	10.9	148.8	988	295	8	25	33	100	-	
		12	11.1	148.3	988	290	10	25	33	100	-	
		18	11.4	148.1	988	325	8	25	33	100	-	
8	27	00	11.9	148.0	988	350	10	25	33	100	-	
		06	12.3	147.8	975	335	8	25	33	100	-	
		12	12.7	147.3	975	310	11	33	40	150	50	中度
		18	12.9	146.5	975	285	15	33	40	200	80	
8	28	00	13.1	145.4	975	280	20	35	43	200	80	
		06	13.4	144.5	975	290	16	35	43	200	80	
		12	13.7	143.8	975	295	13	35	43	200	80	
		18	13.9	143.1	965	285	13	45	53	250	120	
8	29	00	14.0	142.4	950	280	13	48	58	250	120	
		06	14.1	141.7	945	280	13	51	60	250	120	強烈
		12	14.2	141.0	945	280	13	51	60	250	120	
		18	14.4	140.4	945	290	11	51	60	250	120	
8	30	00	14.8	140.0	945	315	11	51	60	250	120	
		06	15.2	139.5	945	310	11	51	60	250	120	
		12	15.6	138.9	945	305	13	51	60	250	120	
		18	16.0	138.3	945	305	13	51	60	250	120	
8	31	00	16.5	137.6	945	305	15	51	60	250	120	
		06	16.8	136.8	945	290	15	51	60	250	120	
		12	17.2	135.9	945	295	16	51	60	250	120	
		18	17.7	135.0	945	300	18	51	60	250	120	
9	1	00	18.4	134.0	945	305	22	51	60	250	120	
		06	19.2	133.0	945	310	22	51	60	250	120	
		12	19.9	131.1	945	310	20	51	60	250	120	
		18	20.6	130.6	945	295	30	51	60	250	120	
9	2	00	21.1	129.5	950	295	20	51	60	250	120	
		06	21.5	128.2	955	300	11	48	58	250	120	中度
		12	21.8	128.9	955	280	13	45	55	250	120	
		18	21.7	127.6	960	290	11	40	50	200	100	
9	3	00	21.9	126.8	960	285	15	40	50	200	100	
		06	22.4	125.6	970	295	22	35	45	180	80	
		12	22.6	125.1	970	295	10	33	43	180	80	
		18	22.7	124.5	970	280	11	33	40	180	80	
9	4	00	22.8	123.6	970	275	15	33	40	180	80	
		06	23.0	123.1	970	295	10	33	40	180	80	
		12	23.4	121.8	975	290	24	30	38	180	50	輕度
		18	23.6	120.3	980	280	26	28	35	180	-	
9	5	00	24.1	119.2	980	295	20	23	33	150	-	
		06	24.3	118.3	985	285	26	18	28	120	-	
		12	24.4	116.2	988	275	16	15	20	-	-	T.D.

表 3. 歐馬颱風之花蓮雷達定位資料(單位：0.1度)

Table 3. Radar Fixes data for Omar by 46699

站 號	時 間 (Z)	定位位置	
		北 緯	東 經
46699	4/00	224	1239
"	4/01	225	1239
"	4/02	226	1235
"	4/03	228	1234
"	4/04	230	1233
"	4/05	230	1231
"	4/06	230	1230
"	4/07	230	1228
"	4/08	229	1226
"	4/09	232	1224
"	4/10	231	1220
"	4/11	232	1221
"	4/12	234	1216
"	4/13	234	1215

表 4. 歐馬颱風之高雄雷達定位資料(單位：0.1度)

Table 4. Radar Fixes data for Omar by 46744

站號	時 間 (Z)	定位位置	
		北 緯	東 經
46744	4/18	223	1207
"	4/19	239	1202
"	4/20	237	1199
"	4/21	237	1199
"	4/22	239	1193
"	4/23	239	1192
"	5/00	240	1192
"	5/01	241	1191
"	5/02	242	1186
"	5/03	243	1184

在預報客觀校驗方面，主要校驗本局兩種動力模式（原始方程模式PEmodel及相當正壓模式EBM）。24小時預報誤差方面，PE模式誤差222公里（如表六），EBM模式誤差209公里，48小時方面PE模式誤差446公里，EBM模式458公里，24小時及48小時誤差差距不大。在本局主觀預報方面，

24預報誤差為155公里，較動力模式為佳。

五、歐馬颱風侵台期間各天氣要素狀況

歐馬颱風在登陸台灣之前已減弱為輕度颱風，但是對台灣地區仍有風雨方面的災情，由於中央山脈地形影響，各地風雨起落情況相差甚大，本文主要針對發布陸上警報加強觀測期間統計各地區風雨情況。

表七為歐馬颱風侵襲台灣期間本局各氣象站之氣象要素表。在氣壓方面，以台灣東南部之成功出現最低平地氣壓983.1hPa，發生在颱風登陸之前。最大陣風發生在蘭嶼，為49.4m/s，約略在颱風最接近該測站時發生，而在台灣平地方面，最大陣風發生在成功，為28.7m/s。最大平均風亦在蘭嶼發生，達38.5m/s，而在台灣平地上則以梧棲22.3m/s最大，其次是東部花蓮18.8m/s，兩者皆發生在颱風登陸前。雨量方面，小時降雨強度以成功最大（55.5公釐），其次是高雄（53公釐）；十分鐘降雨強度最大值則發生在高雄。至於有關台灣地區風雨時空分布情形，詳如以下分析（以下降雨量及風場觀測皆以整點觀測為主）。

在雨量方面：由九月四日清晨0點至五日下午五點之間各測站累積雨量（如圖五）發現，較大雨勢主要集中在台灣南部（台南以南）、東南部（成功以南）及各山區部分，尤其在高雄及恆春皆有340公釐以上。在逐時降雨強度分布方面，在降雨較大大的東南部方面（以台東為例，如圖六），主要集中在颱風登陸前，而以四日十四時每小時30公釐最大，在颱風出海後，雨勢漸緩。另外，在南部地區方面（高雄為例，如圖七），在颱風登陸之前已有較大的降雨發生，登陸後雨勢則更加大，四日23時至五日2時，四小時內累積126公釐，其中最大降雨強度為每小時累積雨量45公釐，雨勢則在五日中午解除颱風警報之後逐漸減弱。

風力方面：在平地上的平均風，除在梧棲及花蓮曾到達七級之外，台灣其他各地區皆在六級以下。本文主要討論台灣各地區陣風的時間分布情形，期能瞭解各地區之風力特性。首先，以颱風直接影響的東部地區而言（以花蓮為例，如圖八）在

表 5. 歐馬颱風之本局衛星定位資料

Table 5. The Satellite Fixes Data for Omar 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
月	日	時	分	緯度	經度	T-NO/CI-NO	月	日	時	分	緯度	經度	T-NO/CI-NO
9	3	05	00	22.2	125.8	T 3.5 / 4.5	9	4	05	00	23.2	123.4	T 3.0 / 4.0
9	3	06	00	22.4	125.6	T 3.5 / 4.5	9	4	06	00	23.2	123.3	T 3.0 / 4.0
9	3	07	00	22.5	125.5	T 3.5 / 4.5	9	4	07	00	23.2	123.0	T 3.0 / 4.0
9	3	08	00	22.5	125.4	T 3.5 / 4.5	9	4	08	00	23.4	122.7	T 3.0 / 4.0
9	3	09	00	22.5	125.3	T 3.0 / 4.0	9	4	09	00	23.5	122.4	T 3.0 / 4.0
9	3	10	00	22.5	125.2	T 3.0 / 4.0	9	4	10	00	23.5	122.2	T 3.0 / 4.0
9	3	11	00	22.5	125.1	T 3.0 / 4.0	9	4	11	00	23.6	122.0	T 3.0 / 4.0
9	3	12	00	22.5	125.1	T 3.0 / 4.0	9	4	12	00	23.7	121.9	T 3.0 / 4.0
9	3	13	00	22.5	124.9	T 3.0 / 4.0	9	4	13	00	23.7	121.6	T 3.0 / 4.0
9	3	14	00	-	-	-/-	9	4	14	00	-	-	-/-
9	3	15	00	-	-	-/-	9	4	15	00	-	-	-/-
9	3	16	00	22.6	124.6	T 3.0 / 4.0	9	4	16	00	23.6	121.0	T 2.5 / 3.5
9	3	17	00	22.6	124.5	T 3.0 / 4.0	9	4	17	00	23.6	120.7	T 2.5 / 3.5
9	3	18	00	22.6	124.5	T 3.0 / 4.0	9	4	18	00	23.7	120.4	T 2.5 / 3.5
9	3	19	00	22.6	124.4	T 3.0 / 4.0	9	4	19	00	23.6	120.0	T 2.5 / 3.5
9	3	20	00	22.6	124.3	T 3.0 / 4.0	9	4	20	00	23.6	119.9	T 2.5 / 3.5
9	3	21	00	22.7	124.0	T 3.0 / 4.0	9	4	21	00	23.8	119.6	T 2.5 / 3.5
9	3	22	00	22.7	123.9	T 3.0 / 4.0	9	4	22	00	24.2	119.4	T 2.5 / 3.5
9	3	23	00	22.8	123.7	T 3.0 / 4.0	9	4	23	00	24.4	119.4	T 2.5 / 3.5
9	4	00	00	22.8	123.6	T 3.0 / 4.0	9	5	00	00	24.4	119.4	T 2.5 / 3.5
9	4	01	00	22.7	123.6	T 3.0 / 4.0	9	5	01	00	24.4	119.1	T 2.5 / 3.5
9	4	02	00	22.8	123.5	T 3.0 / 4.0	9	5	02	00	24.4	118.9	T 2.5 / 3.5
9	4	03	00	23.0	123.6	T 3.0 / 4.0	9	5	03	00	24.4	118.5	T 2.5 / 3.5
9	4	04	00	23.2	123.6	T 3.0+ / 4.0	9	5	04	00	24.5	118.0	T 2.5- / 3.5-

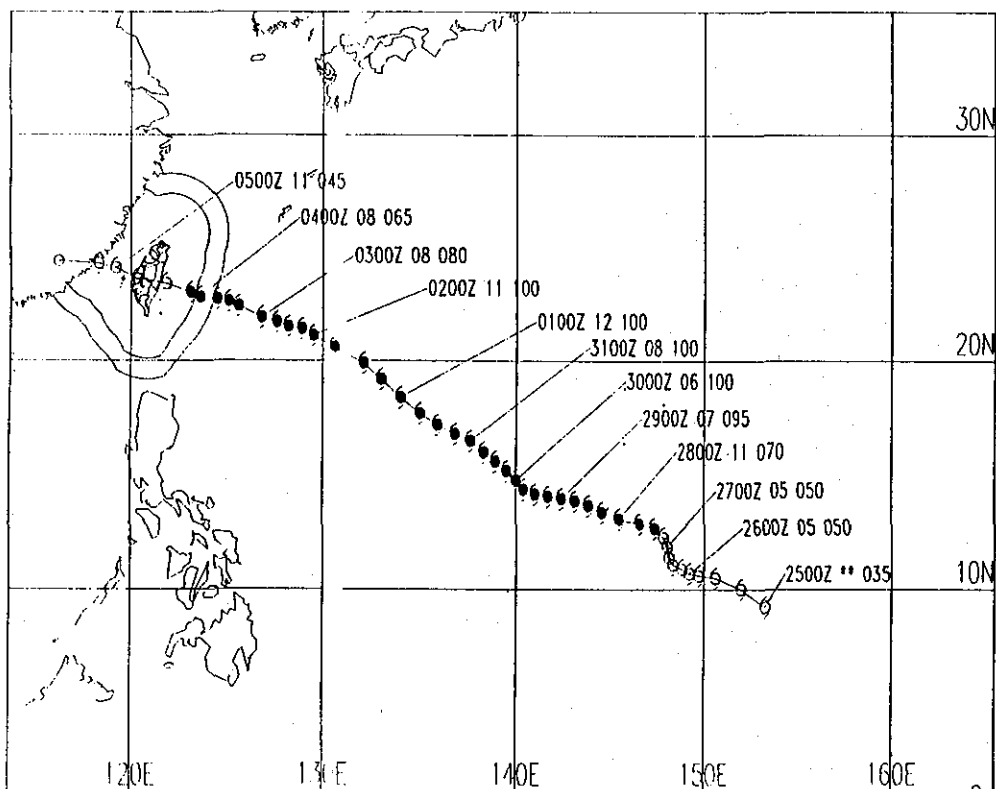


圖 3. 歐馬颱風最佳路徑圖

Fig. 3. The best track of Omar

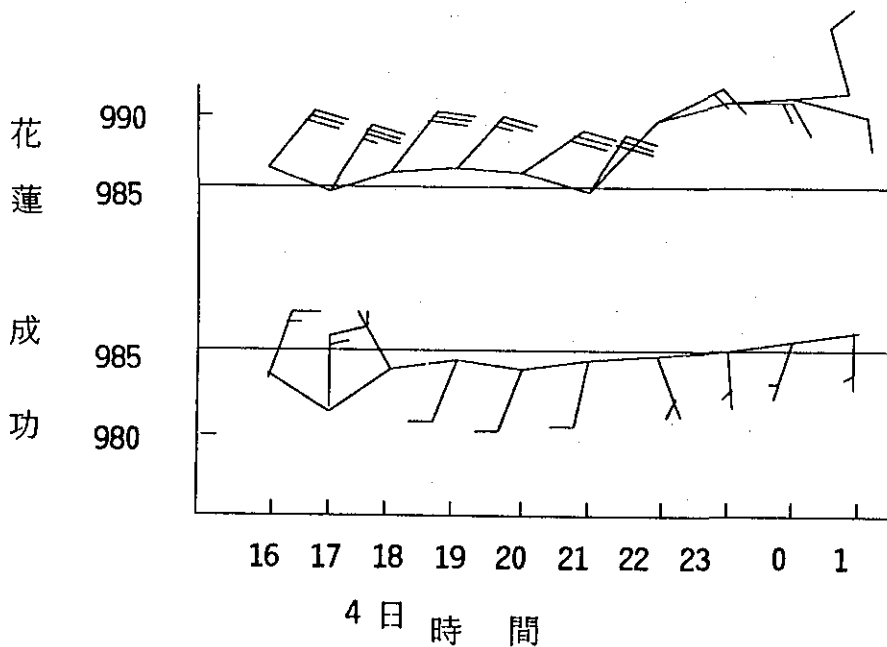


圖 4. 花蓮及成功氣象站九月四日16時至九月五日01時逐時風場及氣壓資料

Fig 4. Hourly Wind bar and Pressure at 46996 and 46761 from 090404Z to 090419Z

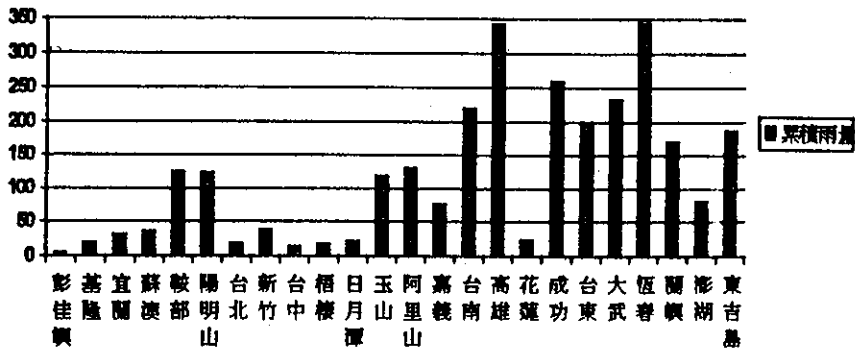


圖 5. 歐馬颱風侵台期間各地區累積雨量圖 (四日00時至五日17時) (單位:mm)

Fig. 5. The total precipitation amount of every stations in Taiwan from 090316Z to 090509Z

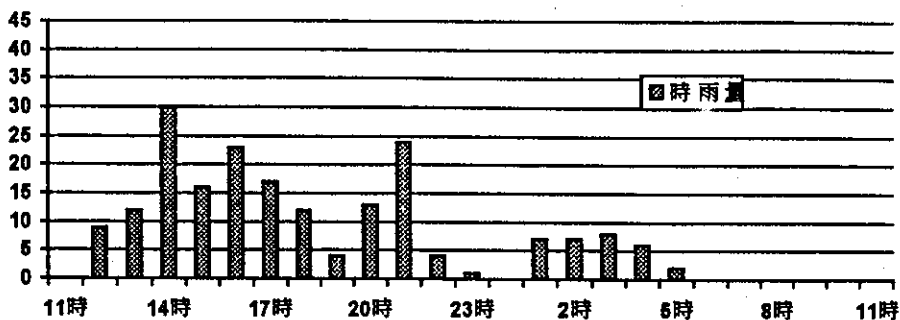


圖 6. 台東氣象站四日11時至五日11時期間逐時雨量圖 (單位:mm)

Fig. 6. The hourly precipitation amount at 46766 from 090403Z to 090503Z

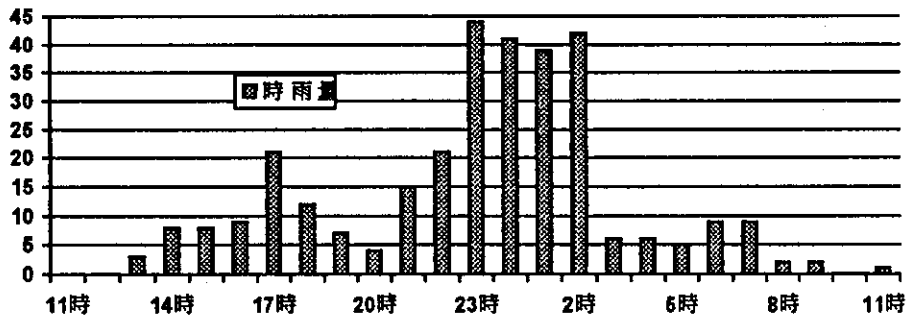


圖 7. 高雄氣象站四日11時至五日11時期間逐時雨量圖 (單位:mm)

Fig. 7. The hourly precipitation amount at 46744 from 090403Z to 090503Z

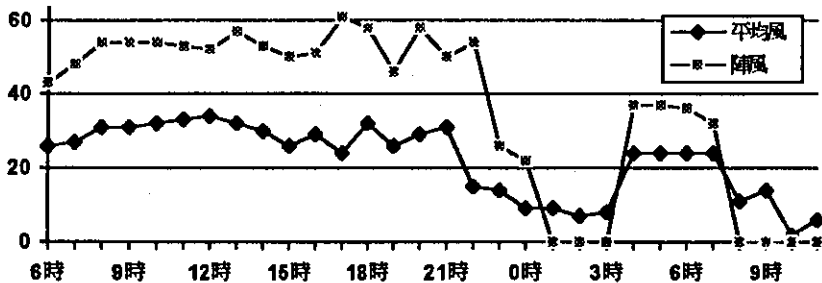


圖 8. 花蓮氣象站四日06時至五日11時平均風及陣風逐時分布圖 (單位:m/s)

Fig. 8. The hourly mean mind and gust at 46699 from 090322Z to 090403Z

表 6. 中央氣象局主觀預報及動力模式預報路徑誤差表(單位：公里)

Table 6. Error statistics for CWB and dynamic model on typhoon Omar

時間	PE模式		EBM模式		CWB
	24小時	48小時	24小時	48小時	
2512Z	178	420	320	642	422
2600Z	124	229	214	280	347
2612Z	206	166	153	285	153
2700Z	176	81	532	805	58
2712Z	261	842	162	368	39
2800Z	300	797	223	494	67
2812Z	415	833	212	392	156
2900Z	304	725	191	330	217
2912Z	380	661	138	444	183
3000Z	357	382			159
3012Z	169	360	248	428	101
3100Z	180	453	107	267	47
3112Z	295	670			189
0100Z	92	453	275	759	150
0112Z	118	252	297	657	79
0200Z	20	89	224	445	220
0212Z	186	173	62	279	79
0300Z	172	449			88
0312Z	282		91		144
0400Z	241		110		216
平均	222	446	209	458	155

颱風登陸前平均風與陣風皆已明顯增強，陣風一度到達十一級（61Kts），但是當颱風登陸後風速則迅速減弱，隨著颱風出海後，才又有另一陣強風出

現。東北部地區（以宜蘭為例，如圖九），在颱風侵台期間一直維持20Kts至40Kts，並無較明顯起伏。而在東南部地區（以台東為例，如圖十），風力的變化與颱風北方象限的花蓮及宜蘭相差甚大，在颱風登陸之前並無陣風出現，反而在颱風登陸後，才有超過20Kts的陣風，祇是最大也在八級陣風以下。另外，在西半部方面，北部地區（以台北為例，如圖十一），當颱風接近陸地時（四日下午十三時）已有八級陣風出現，直至颱風登陸後才漸減弱，至於中部地區（以台中為例，如圖十二）在颱風登陸前及出海後皆有較強之陣風出現，反而中心在陸地期間並無陣風出現。南部地區（以高雄為例，如圖十三）陣風逐時分布大致與台北相似，但平均而言，較台北稍強。

綜合分析歐馬颱風侵台期間之風雨分布發現，北部、東北部及東部地區風大，但雨小；中部地區亦然；在颱風路徑南邊的東南部及南部地區，則有較大雨量的共同特徵，惟風力的分布方面，南部地區風力大，東南部地區風力不明顯。

六、歐馬颱風之災情報告

歐馬颱風在接近台灣時雖已減弱為輕度颱風，但由於其直接穿越台灣中部，所以仍造成部分地區發生人命財物之災情，有關災情概況說明如下：

1.人員方面：死亡一人（高雄縣）。

失蹤二人（屏東縣）。

輕傷十人（屏東縣七人、台北市一人、高雄縣二人）。

2.房屋方面：全倒十間（屏東縣八間、嘉義縣及高雄縣各一間）。

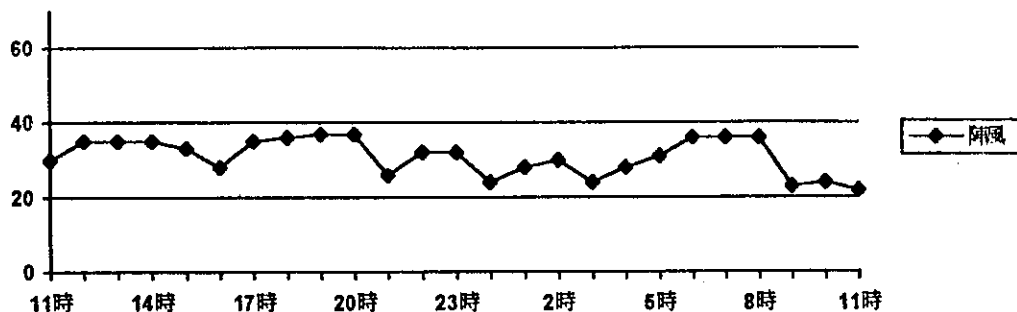


圖 9. 宜蘭氣象站四日11時至五日11時陣風逐時分布圖(單位:m/s)

Fig. 9. The hourly gust at 46708 from 090403Z to 090403Z

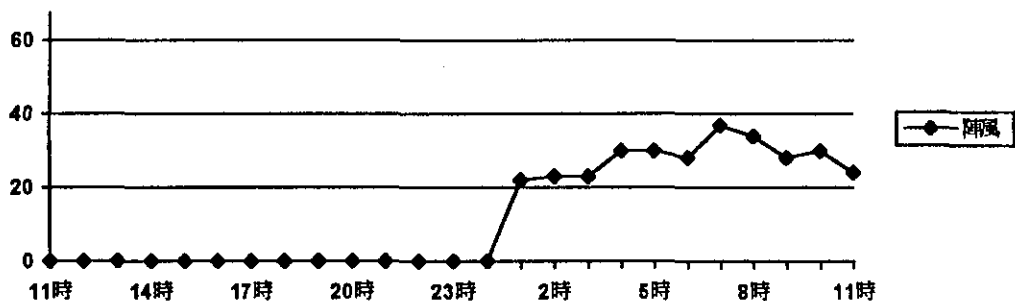


圖 10. 台東氣象站四日11時五日11時陣風逐時分布圖 (單位:m/s)

Fig. 10. The hourly gust at 46766 from 090403Z to 090403Z

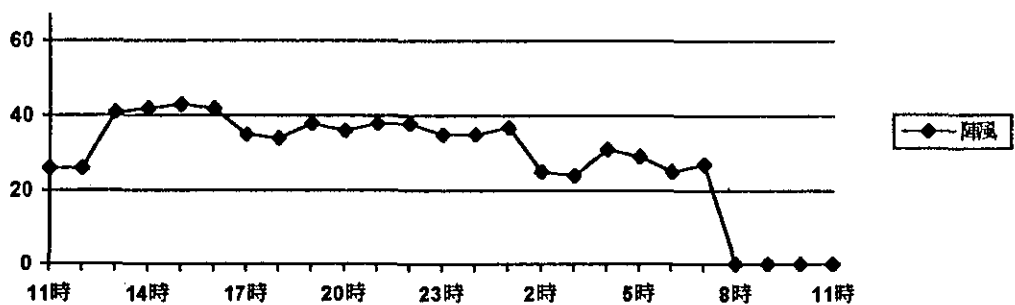


圖 11. 台北氣象站四日11時五日11時陣風逐時分布圖 (單位:m/s)

Fig. 11. The hourly gust at 46692 from 090403Z to 090403Z

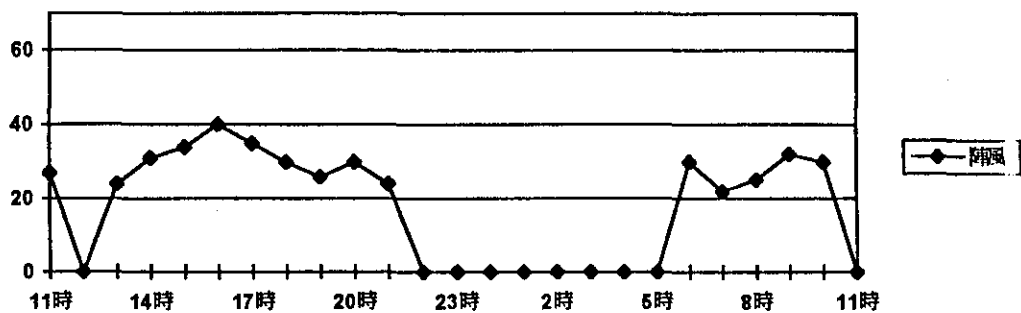


圖 12. 台中氣象站四日11時五日11時陣風逐時分布圖 (單位:m/s)

Fig. 12. The hourly gust at 46749 from 090403Z to 090403Z

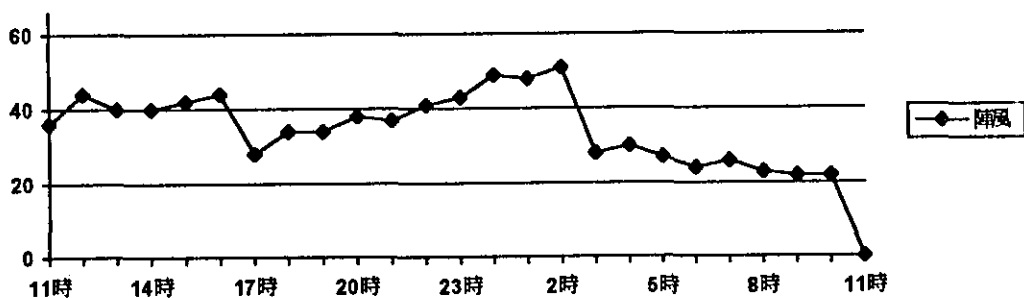


圖 13. 高雄氣象站四日11時五日11時陣風逐時分布圖 (單位:m/s)

Fig. 13. The hourly gust at 46744 from 090403Z to 090403Z

表 7. 歐馬颱風侵台期間各測站氣象要素表(單位：百帕、m/s、mm、°C)

Table 7. The meteorological summary of CWB's stations during typhoon Omar Passage

測站	最低氣壓			最大陣風					最大平均風			降雨強度				總雨量	
	氣壓	發生時間	風向	風速	發生時間	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	時間	一小時	時間	十分鐘	時間	雨量	時 間
基隆	987.7	5/03:35	SSE	24.3	5/04:39	989.1	27.4	76%	E	13.4	4/21:52	3	4/18:19	2.5	4/18:19	19	4/02:48-5/08:58
竹子湖	987.7	5/04:00	SW	20.5	4/16:06	992.6	23	99%	SSW	5.2	4/01:49	22	4/03:43	6	4/18:29	116.8	3/23:02-5/11:00
鞍部	987	5/04:37	SSE	33.8	5/05:32	988.3	21.4	100%	SSW	17.1	4/05:09	17.7	4/04:01	4.5	4/04:20	105.7	4/04:01-5/11:00
台北	984.1	5/04:02	NE	21.6	4/14:42	989.8	28.1	84%	NE	11.8	4/19:04	3.5	4/03:38	2	4/00:40	16	4/04:10-5/04:08
新竹	982.5	5/01:25	NE	25.4	4/22:38	985.3	27.3	81%	NE	13.7	4/21:20	14.5	4/04:23	8	4/05:07	43.5	3/16:00-4/19:25
台中	983.5	5/03:00	N	19.6	4/15:24	985.7	28.1	77%	NNE	8.7	5/15:22	9.4	5/04:20	2	5/05:10	14.1	4/04:30-5.10:30
梧棲	982	4/20:27	NNE	31.2	4/15:46	985.4	27.3	78%	NNE	22.3	4/16:53	8	5/04:48	2	5/04:48	17	4/00:05-5/11:30
日月潭	876.5	5/03:08	S	10.9	5/04:01	878.3	22	88%	SSW	6.2	5/04:14	6	4/13:30	4.6	4/14:18	20.9	4/04:12-5/06:12
阿里山	746.2	5/03:20	S	21.3	5/03:24	746.3	14.9	95%	S	8.9	5/03:29	28.5	5/03:05	6.5	5/03:51	140.9	4/09:52-5/15:20
玉山	*	*	*	*	*	*	*	*	SSW	18.3	5/07:00	16	4/14:00	5	4/14:20	117	4/05:00-5/14:30
嘉義	983.2	5/02:57	W	27.9	5/04:45	988.1	24.6	95%	S	16.1	5/04:50	25.7	5/04:39	6.6	5/04:56	84.5	4/01:50-5/11:20
台南	983.7	5/02:06	WSW	31.4	5/02:08	984.1	24.9	100%	WSW	14.6	5/02:06	38.5	5/01:25	10	5/01:25	218	4/05:10-5/10:06
高雄	987.2	4/23:46	W	25.5	5/01:13	988.4	25.5	95%	WSW	15.4	5/01:18	53	5/00:39	20	5/00:43	318.8	4/04:00-5/11:00
恆春	987.6	4/18:35	WNW	27.6	4/11:58	990.6	24.6	89%	W	13.7	4/18:40	71	4/18:19	14.5	4.19:09	315	4/03:47-5/11:00
宜蘭	987.5	5/02:13	NNE	18.6	4/18:02	990.5	26.5	94%	NNE	11.4	4/18:05	6.7	4/12:20	3.5	4/19:09	24.4	4/11:15-5/00:40
蘇澳	987.9	5/02:00	SW	27.1	5/04:43	989.8	26.9	81%	S	14.6	5/05:11	10.5	5/12:28	5	5/12:28	36.5	3/23:30-5/07:55
花蓮	983.7	4/21:05	ENE	30.4	4/16:45	984.1	28.4	76%	ENE	18.8	4/15:52	7	5/00:00	3.5	5/00:20	24	4/10:50-5/05:20
成功	981.3	4/16:43	NE	25.9	4/10:14	986.1	28.7	68%	NNE	15.3	4/10:29	55.5	4/18:25	13.5	4/18:35	255.6	4/10:15-5/15:10
台東	983.7	4/18:19	S	18.5	5/07:09	992.8	26.7	86%	S	8	5/07:10	29.7	4/12:00	6.5	4/13:40	196.1	4/05:10-5/05:20
大武	981.7	5/19:25	NNE	13.9	4/08:24	988.3	27.3	81%	NNE	7.6	4/08:31	61	4/15:47	16	4/16:37	231.5	4/11:20-5/11:00
澎湖	985	5/04:06	SW	29.4	5/07:41	989.2	25.6	97%	SSW	14.2	5/08:14	17	5/08:00	4.6	5/08:50	85.4	4/06:45-5/14:40
東吉島	985.5	5/02:00	SW	35.5	5/07:15	991	24.6	98%	SW	28.6	5/02:00	35.4	5/03:05	11.7	5/03:05	188	4/08:30-5/11:10
蘭嶼	982	4/19:21	WSW	49.4	4/19:42	982.5	23.7	100%	WSW	38.5	4/19:55	24.2	4/10:00	5	5/10:08	187.8	3/12:48-5/15:45

半倒四間（屏東縣及高雄縣各一間、台南縣二間）。

3.交通方面：部分航空及鐵路中斷。

4.電力方面：台灣各縣市計有七十六萬餘戶停電。

5.農業損失方面：各地共計十二億八千餘萬元，其中以雲林縣損失二億八千餘萬元最多。

七、結 論

綜合以上各節分析有關歐馬颱風的路徑、強度變化及對台灣地區的風雨影響，大致可歸納以下四點結論：

1.強烈颱風歐馬生命期有十一天左右，其路徑屬直線型，直接由台灣東部花蓮、成功之間登陸台灣。

2.受台灣地形影響，在歐馬颱風侵襲期間台灣各地區風雨分布相差甚大，在其路徑北方風大，但雨小；路徑南邊雨大，但風力方面在西南部較大而東南部較不明顯。

3.對此颱風路徑預報誤差，本局主觀預報24小時誤差155公里，較動力模式佳。

4.災情方面主要以中南部地區農作物影響較大。

REPORT ON TYPHOON OMAR IN 1992

George Kuo-Chen Lu
Weather Forecast Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

This report is aiming at analyzing the track and intensity of Typhoon Omar (9215), and also discussing the weather elements during Omar crossing Taiwan.

Typhoon Omar formed to the southeast of Guam, and moved west-northwesterly toward Taiwan, and landed on eastern Taiwan with tropical storm intensity. It became a tropical depression after traversing Taiwan.

Although the intensity decreased when it approached Taiwan, Omar still caused a lot of damages especially for the farming.

According to the analysis of hourly weather station reports, Omar brought heavy rainfall in the south and south-east part of Taiwan and brought strong gust in the north and north-east part of Taiwan.

Among various objective typhoon track forecasts, the dynamic models (Primitive Equation Model and Equivalent Barotropical Model) produced nearly 220 km position error in 24-hour forecast, and 450 km in 48-hour forecast. As for the 24-hour position forecasts, CWB's official issues were better than those of the dynamic models.

Volume 40 Number 3

September 1994

Meteorological Bulletin

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- Nonlinear Normal Mode Initialization of the CWB
Global Spectrum Model Jen-Her Chen and Hung-Chi Kuo (185)
- A Study of the Subgrid-Scale Orographic Gravity
Wave Drag Chih-Hui Shiao (199)
- Three Dimensional Velocity Structure of Western Taiwan
..... Tzay-Chyn Shin and Mei-Yi Ho (216)
- Mo v.s. ML Relationship in the Taiwan Area
..... Chia-Hao Chiang and Tzay-Chyn Shin (235)
- Development of the Integrated Control System in
CWB's Second Generation NWP
..... Yeun-Chung Tan, Tswei-Bi Tsai and Chao-Pin Lee - (246)

Report

- Report on Typhoon Omar in 1992 George Kuo-Chen Lu (258)



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

統 一 編 號
〇〇九〇八九八三〇〇七三

ISSN 0225-57785

氣象學報

第四十卷

第三期

Meteorological Bulletin Vol. 40 No. 3 1994

中央氣象局氣象學報社 主編

季刊

第四十卷

第 四 期

目次

研究論文

中央氣象局數值預報系統四維資料同化 之現況與展望－資料性質與客觀分析	李尙武 黃麗玫 周鑑本	陳雯美 滕春慈 洪景山 (271)
太陽轉盤和竿影觀察器之研究暨設計	邱國光	羅麗容 (281)
台北市之都市化對氣溫變化之影響	徐森雄	唐 琦 (296)
在Cray YMP 8i上增進有限區域預報 模式向量化及平行處理之研究	葉天隆	簡宏偉 (301)

報 告

民國八十年颱風調查報告——侵台颱風(9107)艾美
..... 陳圭宏 蔡甫甸 蕭家森 (313)

民國八十一年颱風調查報告——寶莉颱風(9216) 吳天瑞 (331)

[illegible]

中央氣象局數值預報系統四維資料同化之現況與展望——資料性質與客觀分析

李尚武 陳雯美

中央氣象局科技中心

周鑑本

中央氣象局衛星中心

黃麗玫 滕春慈

中央氣象局資訊中心

洪景山

中央氣象局資訊中心

摘要

本文分析中央氣象局數值天氣預報之資料同化的現況，以做為氣象局數值預報之資料同化未來發展之參考。主要分析內容包括觀測資料在空間與時間上的分析、客觀分析與現行間歇式同化概況。目前本局數值預報接獲與使用的資料在傳統探空資料與歐洲中長期天氣預報中心(ECMWF)之資料量相近，但是在衛星觀測資料上則遠少於ECMWF。傳統探空資料在觀測時間分佈上仍以12小時的觀測週期為主，而在水平空間分佈上以陸地最密而南半球最疏。整體而言，資料在垂直分佈上以高對流層(300hPa-200hPa)與地面觀測為最多。高層風場是觀測資料中最的一種，主要來自傳統探空、衛星觀測及飛機報告等三種。分析與同化的方法上，目前採用最佳內插客觀分析配合12小時更新週期(update cycle)之間歇式同化。客觀分析中誤差相關值採用二階自相關法求得。未來可能新增資料包括衛星輻射與民航機動觀測兩種資料的納入以增加觀測資料量。對於非綜觀觀測時間的資料之使用則以連續式同化方式為目標，此為未來資料同化方式的方向。

關鍵字：資料同化

一、前言

台灣位於亞洲大陸與太平洋之間，具季風氣候區的特徵。在同一季風氣候區域內，除印度、中南半島與中國大陸外，更涵蓋印度洋、南中國海及部分西太平洋等資料匱乏地區，因此，資料分佈並不均勻。觀測資料的缺乏與觀測的時間及空間分佈的不均勻，直接影響我們對大氣的瞭解和認知。更由於此種初始資料的分佈缺陷，增加了研究人員及應用(預報)人員許多困擾。近年來，由於觀測技術的發展，使氣象工作者除了傳統的綜觀觀測網的資料之外，更增加了飛機、衛星與各種雷達等非綜觀尺度的觀測資料。這些數量龐大的觀測資料，可供使用者做更高解析度的天氣分析。但是，由於觀測資料種類與數量增多、觀測時間分散，增加使用上

的困難度。因此，發展一套能正確處理這些資料的方法或系統便成為一重要的課題。正確的資料處理不但可提供數值模式正確的初始場做為正確模擬的必要條件，更可提供診斷分析研究一正確的觀測分析場。所以，如何有效而且有系統地使用這些綜觀及非綜觀觀測資料便成為資料處理的重要研究項目之一。過去的資料處理以綜觀分析及填繪圖提供使用者為主，近年來經由數值模式的輔助使資料同化從原來的靜態客觀分析與初始化進而為動態的連續性同化。此種包容不同時間的四維資料同化，可以提供一正確並具有動力一致性的分析資料。本文的目的在分析中央氣象局的資料與作業現況，以利於未來資料同化系統的規劃設計及推展。第二節分析本局的資料現況，第三節概述資料品質管制，第四節為本局客觀分析與資料同化。

表 1. 主要電報的種類與觀測要素

Table 1. Varieties and observed variables of major meteorological telegram

報別	觀測種類	觀測要素	垂直分佈	水平分佈限制	觀測時間
TEMP (US)	地面探空觀測	高度、溫度、 露點溫度、風	多層(密)	陸地為主	綜觀觀測 (00Z,12Z)
PILOT (UP)	地面高空風觀測	風	多層(密)	陸地為主	綜觀觀測
AIREP (UA)	民航飛機觀測	風	200hPa附近	不限	非綜觀觀測
SATOB (TS)	衛星風觀測	風	多層(疏)	不限	非綜觀觀測
SATEM (TT)	衛星探空觀測	厚度、可降水量	多層(疏)	不限	非綜觀觀測
SYNOP (SM)	地表綜觀天氣	氣壓、溫度、 露點溫度、風	單層	陸地為主	綜觀觀測
SHIP (SH)	船舶綜觀天氣	氣壓、溫度、 露點溫度、風	單層	海面	綜觀觀測

二、傳統資料與衛星資料

資料的蒐集與處理，不只是數值預報或資料同化的重要項目，也是氣象預報作業中不可或缺的一環。主要的氣象資料大約分為傳統綜觀觀測、衛星與雷達遙測資料、民航機自動觀測與傳送之資料(Benjamin 1989)等。新的資料，如利用GPS衛星通訊之折射與衰減估算大氣之水汽含量，仍在陸續開發中(Eyre 1994)。目前中央氣象局接收的資料以GTS(Global Telecommunication System)為主，另外由衛星中心接收衛星觀測資料。前者以電碼形式接收以後再加了解碼、檢定以提供下游的數值處理。後者則分別來自GMS與NOAA兩個衛星系統。另外，新一代的雷達觀測則在規劃中。自動民航機觀測與傳送之資料則尚未取得。

(一)、GTS資料

本局目前是由DATA GENERAL MV7800 前置電腦即時接收來自美國(GWDI)及日本(JWA)兩條線路的GTS資料後，傳送至HP工作站由自動氣象資料處理系統 Automatic Meteorological Data

Processing System; AMDP)進行不同報別資料的分類、解碼及檢定(曾1992; 陳1994; 陳等1995)。目前經解碼檢定可供使用的資料有15種報別(未含網格點資料)。其中提供數值天氣預報使用的以高空觀測之TEMP、PILOT、AIREP、SATOB、SATEM及地面觀測之SYNOP及SHIP等資料為主。各主要報別的說明、代碼及其主要的氣象觀測要素如表1所列。表1顯示傳統觀測資料的分佈以陸地為主，而衛星與飛機的觀測則不受地面或海面的限制，在水平分佈上有較大的伸展空間，但是在垂直分佈的層次則集中在特定幾層(圖1)。SATOB主要以850hPa與250hPa最多。SATEM則以1000hPa與10hPa為參考面；可降水量的資料很少，以1000-700hPa、1000-500hPa及1000-300hPa三層的資料為限。

在資料量方面，表2是日常作業資料量的例子。任意選取1994年4月10日至4月14日各主要報別的平均資料量，其中00Z及12Z係指數值預報系統每天進行兩次客觀分析的時。這兩次客觀分析取用資料的觀測時間範圍分別是00Z為18Z至05Z，而12Z

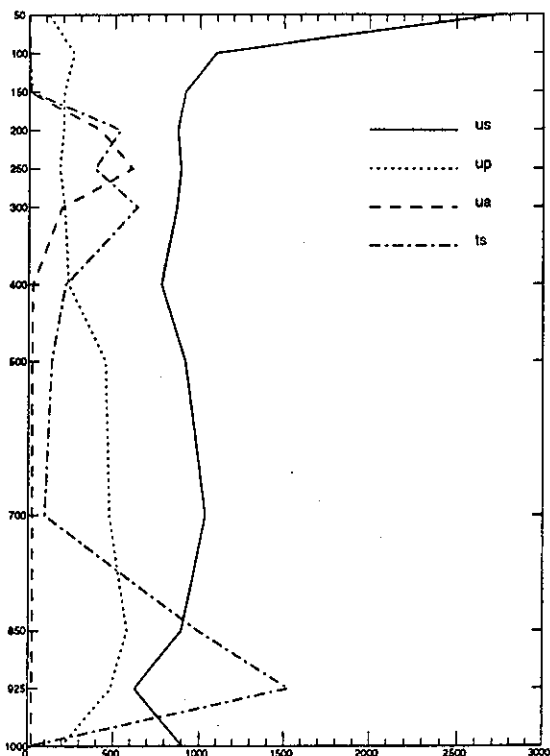


圖 1. US, UP, UA及TS等觀測資料的垂直分佈
Fig. 1. Vertical distribution of observed data amount of US, UP, UA and TS.

表 2. 主要觀測資料在00Z與12Z的資料量 (資料平均時間1994年4月10日至1994年4月14日)

Table 2. Major data amount at 00Z and 12Z, sampling period of the averaged data is from Apr. 10 1994 to Apr. 14 1994.

REPORT	00Z	12Z
TEMP	672	623
PILOT	351	341
AIREP	1481	1455
SATOB	4227	1978
SATEM	1333	1405
SYNOP	3745	3263
SHIP	485	470

則自06Z至17Z。兩次分析在傳統資料量的差別有限，其中12Z略少。但衛星的SATOB，在12Z因太

陽位置而明顯減少。在時間的分佈上，如圖2所示。每一種觀測資料的觀測時間、頻率亦不盡相同。由圖可以知道，其中SYNOP、SHIP及SATEM為每三小時觀測一次，TEMP、PILOT及SATOB則為每6小時一次（但並不集中於某一小時觀測）。AIREP在每個小時均有觀測資料，且資料量在時間的分佈上相當平均，但只集中在250hPa附近。

資料的水平分佈則如圖3至圖5所示。由圖可以看到傳統探空資料(TEMP及PILOT)主要分佈於陸地，廣大的洋面則主要為飛機及衛星觀測資料(AIREP、SATOB及SATEM)所涵蓋。無論是地面或探空資料，傳統觀測資料的分佈相當不均勻。測站分佈主要集中於北半球，占各種由測站觀測的所有資料80%以上（陳1993）。

這些不同的觀測資料分別來自不同觀測儀器，並且各有不同的特性（如誤差、代表性等）與觀測要素。就資料的時間及空間分佈而言，我們能夠瞭解每天作業的觀測資料已包含綜觀及部分中尺度天氣系統。因此，如何善用這些觀測要素、時間、空間及品質不盡相同的資料得到最合理、最接近大氣真實狀態的分析場，為現今資料同化之重要課題。

(二)、衛星資料

除了GTS上的SATEM，SATOB及SARAD等衛星資料外，本局還接收地球同步衛星GMS與繞極軌道衛星NOAA11、NOAA12的訊號。GMS衛星上載有輻射計VISSR，可提供紅外線與可見光兩種頻道的資料，主要的氣象用途為產生衛星雲圖以利偵察天氣現象，如颱風、氣旋、鋒面等。此外，並可進一步計算地表和雲頂溫度，求雲量及追蹤雲塊移動以求衛星觀測風場。GMS可見光頻道的解析度為1.25公里，紅外光頻道解析度為5公里，觀測時間在每正時30分時進行，間隔為每小時一次。於0500Z、1100Z、1700Z、2300Z另外增加4次觀測。

NOAA衛星則可分為TOVS與AVHRR兩個主要系統，TOVS包含三個獨立的子系統，分別為HIRS/2、MSU、SSU三種。HIRS/2有19個紅外線頻道與一個可見光頻道，星下點解析度為17.4公里。MSU提供4個微波頻道，星下點解析度109.3公里。SSU包函3個紅外頻道，主要用於觀測平流層，星下點解析度147.3公里。結合三者的觀測，可計算大氣垂直溫

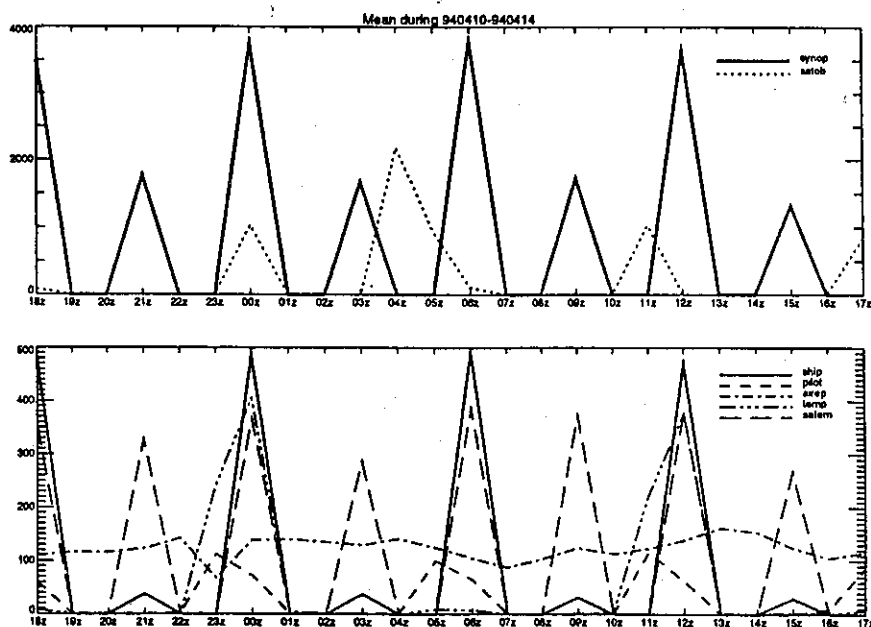


圖 2. 各種觀測資料量的時間分佈（1994年4月10日-14日），上圖為地面(SYNOP)與衛星風(SATOB)，下圖為船舶(SHIP)、地面高空風(PILOT)、飛機報告(AIREP)、地面探空(TEMP)、衛星觀測厚度(SATEM)。
Fig. 2. Time distribution of observed data amount of SYNOP, SATOB, PILOT, AIREP, TEMP and SATEM during Apr.10-Apr. 14 in 1994.

度剖面與水汽剖面等。AVHRR包括一個可見光、一個近紅外光與3個紅外光的頻道，可用來計算海面與雲頂的溫度及求取雲量等。繞極衛星每天約於地方時8時、20時、2時、14時通過上空，因此台灣每天可以接收至少4次的NOAA衛星資料，衛星訊號掃描範圍約1200公里。本局目前天線涵蓋範圍約5500公里×5500公里。

目前對於GMS衛星資料運用，主要在產生可見光與紅外光的衛星雲圖供預報人員參考研判。雲圖範圍經處理後分為東亞地區、台灣附近地區及全球三種。東亞地區的雲圖另外製作藍伯特投影的衛星雲圖，以利與一般天氣圖配合。全球範圍的雲圖另計算5日、10日與月平均圖。除了雲圖製作外，每天在00Z與12Z另計算範圍在東經90°至150°，北緯0°到50°之間，每0.5°經緯度的網格點上之亮度溫度。

目前對於NOAA衛星資料的處理，AVHRR的資料用來計算台灣附近海面的海溫及雲量。海面溫度

的求取採雙頻道訂正法，濾雲則採多頻道濾雲法，此法不但可以濾雲並可進行雲分類，並提高解析度到2公里。目前所求海溫與船舶及海上浮標觀測報告、誤差約為1°K至於TOVS資料的處理，目前仍在發展與測試階段，尚未進行作業。TOVS的資料用於計算水平解析度100×100公里的大氣垂直溫度、水汽剖面、晴空亮度海面溫度、地面溫度、各層大氣厚度等資料，可提供數值預報較高解析度的初始資料，以彌補傳統觀測之不足。目前本局預報作業上對這兩種衛星的使用仍侷限在圖片分析上，數值資料的取用與應用技術仍在發展與測試中。

(三)、雷達資料

近年來，利用單都卜勒雷達觀測所得的降水回波及徑向風場，配合數值模式來預測天氣系統的演化，並提供更精確的降水估計，可以說是結合雷達觀測和數值天氣預報中最重要的工作之一(Nakakita et al. 1991)。本局原有花蓮與高雄兩雷達觀測站以監視東西兩方向來的天氣系統，為提供更高解析度

1994.04.13.00Z UP(359) US(656) ua(1358) ts(4529) 12hrs update 1202wd

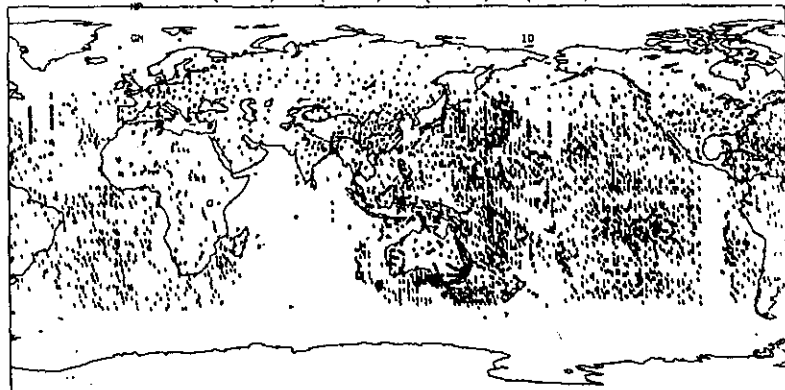


圖 3. 地面探空(US)、地面高空風(UP)、飛機報告(UA)及
衛星觀測厚度(TS)等觀測資料的水平分佈
Fig. 3. Horizontal distribution of US, UP, UA and TS.

1994.04.13.00Z SATEM THICKNESS HAS 1274 POINTS 12hrs update 1051t

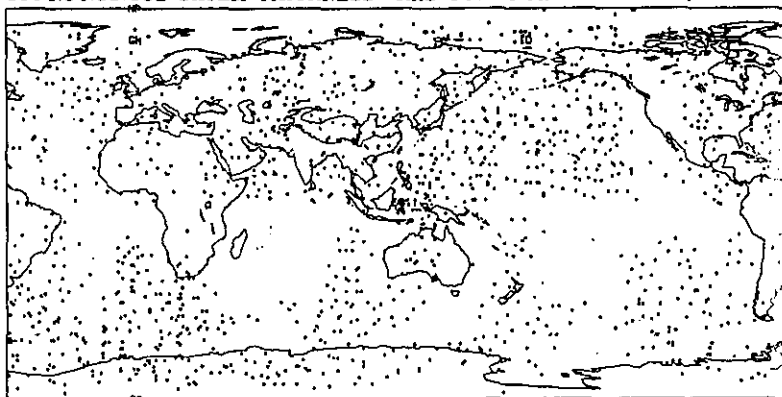


圖 4. 衛星觀測厚度的水平分佈
Fig. 4. Horizontal distribution of SATEM.

1994.04.13.00 SHIP HAS 466 , SYNOP HAS 3706 POINT

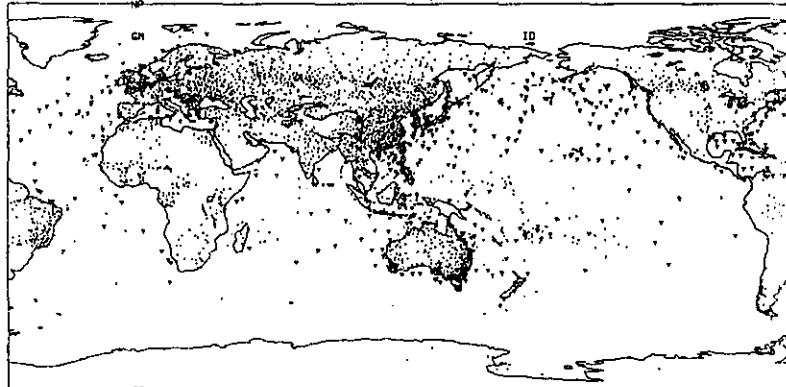


圖 5. 地(海)面觀測資料的水平分佈
Fig. 5. Horizontal distribution of land/sea surface observation.

的局部天氣資料，預計在未來6年內建置4個NEXRAD都卜勒雷達，分別位於五分山、花蓮（原傳統雷達站）、墾丁和七股等。配合現有民航局位於中正機場和空軍所屬位於台中清泉崗的都卜勒雷達降水回波，可構成一個完整的雷達網連系統。此雷達網連系統除了直接提供資料以外，由雷達觀測所提供的風場將成為中小尺度模式四維資料同化的最佳資料來源。因此，雷達資料的應用與同化未來應是一個值得進一步探討的主題。

三、資料品質與客觀分析

AMDP系統對各類資料均進行初步的檢定，檢定方式為單點資料的檢定。因此，幾乎所有的資料均做氣候值檢定。由於探空資料包含垂直各層的高度及溫度觀測，所以也做垂直的資料檢定。本局早期的作業參考歐洲中期預報中心的檢定方法發展而成（胡 1979），除了氣候值檢定外，還對每一站的資料進行儀器結冰檢定、靜力穩定度檢定及流體靜力平衡檢定。近年來，觀測資料品質備受重視，世界各數值預報中心無不致力於發展改進其資料檢定方法，本局亦參考美國國家氣象中心對垂直各層的探空資料檢定方法(Collins and Gandin 1990)發展新的資料品質檢定系統（江等 1991）。這一套綜合式靜力品質管制(Comprehensive Hydrostatic Quality Control; CHQC)主要由靜力平衡關係與錯誤修改決策組成。探空資料經靜力平衡關係檢定後，如誤差大於容許值則進行修正值建議。探空資料的錯誤率平均約為7%左右，容易發生錯誤的地區包括印度、蒙古、太平洋島嶼等資料較少的地區（江與陳 1994）。此系統同時也提供修正值供下游系統參考，如此在資料匱乏地區不會任意捨棄資料，這對自動化作業有相當大的助益。

完成資料品質管後，即可提供客觀分析或填繪圖等下游系統使用。客觀分析是資料同化系統的核心之一。本局的最佳內插客觀分析採用Lorenz(1981)所提區間法(volume method)。在分析的範圍內分成若干個小區間(volume)，相鄰的區間相互重疊。同一區間內所有網格點上的分析值，由該區間內的三維觀測資料分佈，透過最佳內插法求得分析值。除了分析區間以外，為方便執行與說明，本局的全球

客觀分析系統沿著緯度圈定義使用分析帶(strip)，在南北方向分成互相重疊的分析帶，每一個帶則沿東西方向分成一格格相重疊的分析區間。分析時以分析區間為單位，完成每一區間的三維多變數分析後再繼續做下一個區間的分析運算。全球模式由南到北共有28個分析帶，但在極區每帶僅有一個分析區。由於南半球的觀測資料量遠小於北半球，在南半球每個分析帶所佔的範圍比北半球大一倍，約18緯度（北半球為9緯度）。中高緯度因為旋轉半徑較低緯地區小，相同經度涵蓋的面積較小，因而令每一個分析帶的分析區間數目在中高緯度較低緯度少。赤道地區每一帶有30個分析區間，往高緯則逐漸減少為24或16區間；在極區附近，南半球每一個分析帶有8個分析區間，北半球則有12個區間；南北極各只有一個分析區間。全球分析主要在經緯座標上執行，極區則改用極投影座標作分析。有限區域模式則在藍伯特投影的直角座標上進行分析。

有限區域模式系統的分析將模式範圍分為13個分析帶及9個分析區間；最南邊的區間在x及y(x,y分別為經藍伯特投影後模式之橫軸與縱軸)方向分別有33及15個網格點，大小約為1920km×840km；最北邊則為33×17網格數，相當於1920km×960km，其他帶則為33×19網格數。進行分析計算時，如果每一分析區間內選取的觀測資料量太少則擴張觀測資料選取範圍。因分析座標的差異，全球模式在擴張資料選取範圍時，在東西方向各擴張該區間的經度個數之半，南北方向則各擴張緯度個數之半；有限區域模式則使用網格點數作為資料選取範圍擴大之依據。

誤差特性是最佳內插客觀分析過程的一個重要依據。正確的誤差特性描述，明顯的影響分析品質。目前全球與有限區域模式所使用的相關誤差值均暫時採用二階自相關法(The Second Order Autoregression; SOAR)的統計誤差相關值，俟本局最佳客觀分析之統計模式建立完成後再各別作更新。基本上，該統計特性將配合不同的模式系統之更新而更新。因此，模式上線作業後亟待處理的便是誤差特性的統計與更新。

有限區域模式分析還有一項需特別處理的就是側邊界部分。為了和預報模式側邊界處理的量趨勢

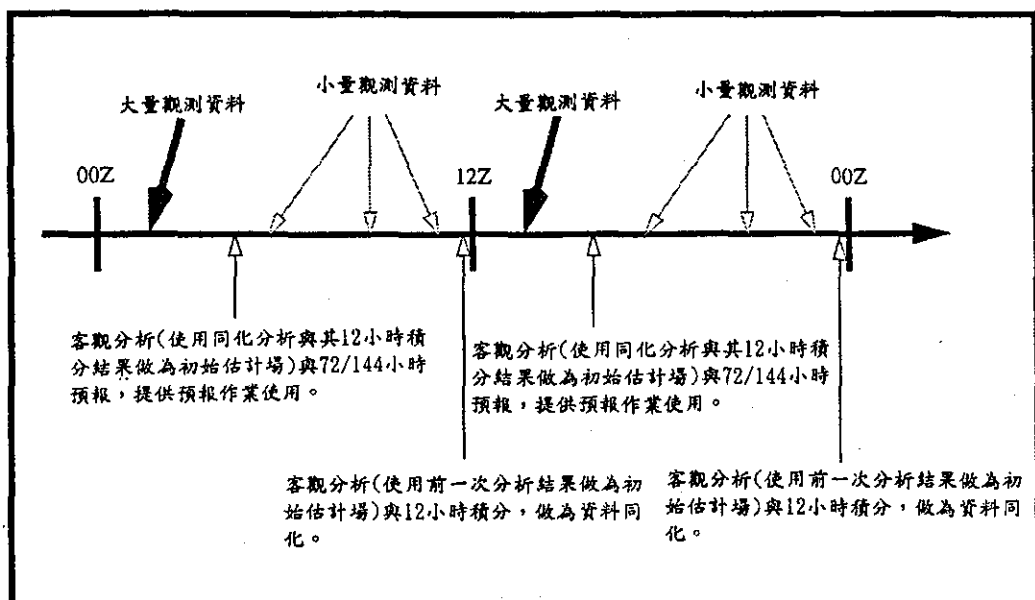


圖 6. :本局數值預報系統中作業分析及預報與同化分析及預報之分佈情形

Fig. 6. Schematic flow of CWB's operational forecast and data assimilation procedure of the NWP system.

一致，側邊界五層分別依0、0.2、0.4、0.6、0.8的權重和全球模式的分析場做混合(blending)處理。目前二模式分析的物理量包含：相對濕度場單變數三維分析、高度場、風場之多變數三維分析及海面溫度單變數一維分析。

初步分析的結果顯示，極區的分析結果因第二代模式提供較佳的背景場而有的顯著改進；在太平洋及大西洋西岸的槽線的相位上也優於第一代模式的分析；在觀測資料較豐富的地區，如中緯度陸地，和ECMWF的分析結果較接近也與觀測資料近似（黃等1994）。此種差異的可能原因之一來自觀測資料的差異。表三為兩中心的資料比較，最明顯的差別在於衛星資料的使用。

四、作業現況與資料同化

本局目前在全球及區域模式系統上已進行間歇式資料同化，在00Z及12Z時利用上一次模式的12小時預報場做為初始預估場(First guess)，分析各主要觀測變數的差值(Increments)。同時在每一個主要觀測週期結束時，大部分的觀測資料都已抵達後重新進行一次分析與12小時預報。此種做法除了可利用

表 3 中央氣象局(CWB)與歐洲中期天氣預報中心(ECMWF)基本資料使用種類與數量(觀測數)比較

Table 3. A comparison on the data types and amounts (in observed number) between CWB and ECMWF.

	CWB	ECMWF
US	1345	1346
UP	754	823
UA	4932	8697
TS	5202	7265
TT	2237	79207
SM	22367	36399
SH	2181	4363
SS	2831	3300
ERS	0	73410

模式來彌補資料匱乏區域以外，也提高觀測資料的使用率。由於模式的介入，分析場多少滿足了模式的動力一致性。但是散佈在不同觀測時間的資料則

無法代表個別觀測時間而被放棄或以較小的權重被視為00Z或12Z資料。目前分析的更新週期(Update Cycle)是12小時，也就是說每12小時進行一次預報作業與同化作業(圖六)。預報作業為主作業步驟，主要功能在於提供預報人員數值預報資料。執行時間在每個分析時間(00Z或12Z)後，有足夠的觀測資料後開始，通常在03Z或15Z時進行(譚等1994)。而同化作業步驟又稱為"事後處理步驟"(post-run)，主要在每一個分析時間後12小時進行，因為這個時候所有12小時前的觀測資料都已抵達。陳等(1995)指出約有5%的資料在主預報步驟開始後才陸續抵達。因此，執行同化作業步驟可以有較充份的觀測資料，而且只執行12至24小時預報模擬，主要目的在進行資料同化(也就是融合所有的觀測資料，進行12小時模擬，提供下一次預報作業一個較好的初始估計場)。

對於短期預報而言，縮短更新週期有助於新觀測資料的加入而減少誤差。美國國家氣象中心之快速更新週期模式(Rapid Update Cycle; RUC)即採用3小時的週期，但該模式有大量的自動飛機報告，在數量及時效上都能達到短週期的要求。本局的同化系統如要縮短更新週期，首先需要評估的是資料的數量與週期。由第二節的分析結果瞭解傳統觀測資料的週期為12小時，衛星觀測中SATO與SATEM則分別為6小時與3小時。因此，如要發展較短更新週期的同化系統，對於新資料(各種高觀測頻率的遙測資料)的應用為不可或缺的技術。

五、結 語

從資料與系統現況，我們也瞭解開發新種類的觀測資料與強化現有資料的品質管制都是亟待研究的重點。而資料品質為各作業中心一向重視但較少見於一般學術刊物上的項目。因此，與各作業中心的技術交流上這一項是觀摩重點。由於遙測技術不斷的改進，遙測資料數量的增加與時距縮短，遙測資料(如衛星資料)成為現代氣象觀測資料中不可忽視的一種。各種新資料的使用方法也是引進(獲得)資料後的主要工作。在分析技術上，最佳內插客觀分析是目前各作業中心廣泛採用的客觀分析法。但是配合四維資料同化，變分分析則是近年來

測試的重點，也可能是未來四維資料同化的主要方法。在本局的數值模式中，四維變分同化是較遠程的目標，而三維變分同化應是中程可達到的作業目標。

初始資料的良窳決定了數值產品的優劣。從各國的發展趨勢，我們瞭解四維資料同化是各國數值預報近年內的發展重點之一。而四維變分同化(4DVar)是目前資料同化方法的目標，但是緩和植入法在短期內具有作業能力。我們在以作業為導向的發展目標下，也不能忽視尚處於研究階段的技術。未來的資料同化則以連續式資料同化為主要目標，也就是將過去12小時內包括不同時段的觀測值都與模式結合，使模式在這12小時內能最接近觀測值以確保初始估計場的品質。不同時間的觀測值在模式的積分過程中都能被考量進去(採緩和植入法或變分法)。如此，可以使模式開始預報時有最佳的初始場與降低初始的調整時間，增加短期預報的可用性。

由於變分同化需使用伴隨模式(Adjoint model)來處理梯度最小化問題，緩和植入法也需要深入模式瞭解植入強迫項的在整個模式中的角色。因此，處理資料同化時也需要深入模式，並非單純處理客觀分析及初始化，而是結合分析、初始化與模式的動力(含熱力及物理過程)後一次完成資料同化而獲得一最佳(optimum)分析場。

六、誌 謝

本文蒙資訊中心葛行珏小姐悉心打字與數值預報其他各小組提供資料，特此誌謝。本文在國科會計畫NSC84-2111-M-052-008 AP4支助下完成。

七、附 錄

氣象衛星常用名詞

GMS -Geostationary Meteorological Satellite

TOVS -TIROS Operational Vertical Sounder

HIRS/2 -High Resolution Infrared Radiation Sounder, mod. 2

MSU -Microwave Sounding Unit

SSU -Stratospheric Sounding Unit

VISSR -Visible and Infrared Spin Scan Radiometer

八、參考文獻

- 江火明、曾文雯、陳雯美，1991：中央氣象局的氣象資料檢定系統。天氣分析與預報研討會論文彙編，1991，台北，111-119
- 江火明、陳雯美，1994：中央氣象局更新之氣象資料品控系統。天氣分析與預報研討會論文彙編，1994，台北，107-114。
- 胡仲英，1979：ADAPS系統之研究與設計。氣象學報，25卷第一期，9-24。
- 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卷第二期，119-133。
- 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報告第82003號，46頁。
- 陳雯美、李尚武、葉莉貞、劉姿惠、鄭明典，1995：中央氣象局GTS資料接收與同化。氣象雷達應用與四維資料同化研討會論文彙編，民用航空局飛航服務總台，台北。
- 黃麗玫、滕春慈、劉其聖，1994：最佳客觀分析法於中央氣象局第二代有限區域模式之使用現況。天氣分析與預報研討會論文彙編，1994，台北，95-106。
- 譚允中、蔡翠璧、黎兆濱，1994：中央氣象局第二代數值天氣預報整體控制系統發展近況。天氣分析與預報研討會，1994，台北，31-39。
- The GMS USER'S GUIDE，second edition, published by Meteorological Satellite Center 3-325 Nakagiyoto, Kiyose, Tokyo 204, Japan. March 1989.
- Benjamin, S. G. 1989: An isentropic meso-alpha scale analysis system and its sensitivity to aircraft and surface observations. Mon. Wea. Rev., 117, 1586-1603.
- Collins, W. G. and L. S. Gandin 1990: Comprehensive hydrostatic quality control at the National Meteorological Center. Mon. Wea. Rev., 118, 2752-2767.
- Daley, R. 1991: Atmospheric data assimilation. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 460pp.
- Gandin, L. S. 1988: Complex quality control of meteorological observations. Mon. Wea. Rev., 116, 1138-1156.
- Haltiner, G. J. and R. T. Williams 1980: Numerical Prediction and Dynamic Meteorology. second edition, John Wiley & sons. 477pp.
- Kelly, G. A. 1985: The use of satellite radiance measurements in the ECMWF analysis system. ECMWF workshop Proceedings. 24-26 June 1985, 27-40.
- Eyre, J. R. 1994: Assimilation of radio occultation measurements into a numerical weather prediction system. Technical Memorandum No. 199, ECMWF.
- Lorenc, A. 1981: A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. Mon. Wea. Rev. 109, 701-721.
- Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi and T. Takasao, 1991: Hydrological Applications of Weather Radar. Ellis Horward Press. pp.391-408.

**A REVIEW AND PROSPECTIVE DEVELOPMENT ON THE FOUR-
DIMENSIONAL DATA ASSIMILATION SYSTEM OF THE NUMERICAL
WEATHER PREDICTION AT CENTRAL WEATHER BUREAU:
DATA CHARACTERISTICS AND OBJECTIVE ANALYSIS**

**Shang-Wu Li*, Wen-Mei Chen*, Li-Mei Huang+, Churn-Tyer Terng+,
Chan-Ban Chou++, Jing-Shan Hong+**

**R&D Center*, Computer Center+, Satellite Center++,
Central Weather Bureau**

ABSTRACT

The space and time distribution of the observational data, objective analysis scheme and current operational intermittent data assimilation are reviewed in this paper for the purpose of the prospective development on the four dimensional data assimilation of numerical weather prediction at Central Weather Bureau(CWB). Data amount of conventional sounding observations at CWB closes to that of ECMWF while the amount of satellite data is much less than that of ECMWF. Conventional sounding has an observing period of 12 hours and a relatively dense horizontal distribution over northern hemisphere continent and sparse over oceans. Overall data amount has peaks at upper troposphere(200 hPa-300hPa) and ground surface. Upper level wind, provided by conventional sounding system, satellite and aircraft observation, is the most significant observation among all the observation data types. Current analysis and assimilation scheme use the optimum interpolation and intermittent assimilation with a 12 hours update cycle. Prospective data in the near future are the satellite radiance and automatic aircraft report, these can be used to complement the poor data region over oceans. A continuous assimilation scheme may be employed for assimilating those asynoptic observations.

太陽轉盤和竿影觀察器之研究暨設計

邱國光

中央氣象局天文站

羅麗容

台北市三玉國小

摘要

本研究應用太陽每天在黃道上向西移動，且出現於偏南方天空的特性，設計製作出一個適用於北緯22度到25度的太陽轉盤。用以預測全年中太陽東昇西落的方位和太陽在天空中移動的情形，並於轉盤背面設計製作一具「竿影觀察器」和「太陽觀察口」，應用竿影原理、三角對應關係及減光效果，可實際量出太陽當時的方位和高度角，使本「太陽轉盤」兼備有天文教具的實用功能。

關鍵詞：太陽轉盤、黃道、高度角、方位角。

一、前言

太陽是我們所處行星系統中的母星，它帶給我們光和熱，是地球上萬物生命的泉源，太陽光的輻射熱影響著地球氣候的變化，因此對太陽的研究是天文學重要的課題；現行國民中、小學地球科學教育中，國中地球科學下冊第十章－「太陽、月球與地球的關係」和國小自然科第8冊第四單元－「太陽的觀測」，這些課程裏，介紹一年四季中，太陽在天空中移動變化的情形，以及利用竿影原理來觀測太陽在天空中的位置，筆者於天文推廣教學經驗中得知，學生對於太陽為何會如此移動變化的原因不甚了解，在國小課本中雖然附有可自製的竿影觀察器，但因使用的材料過於繁瑣，使學生在學習及度量上操作不易，有鑑於此，作者研究出一種經轉盤旋轉，就能預測任何日期、任何時刻太陽在天空中位置的方法，並配合一種操作簡易的竿影觀察法，只要經轉盤旋轉，使竿影對準度量尺就可讀出竿影長，再應用三角對應關係，即可讀出太陽在天空中的實際方位和高度，合併此兩種方法，創作出一具適合台

灣地區教學使用的「太陽轉盤」和「竿影觀察器」。

二、前置研究

太陽每天在不同時刻出現於天空的方位和高度，是本研究所需的基本資料，依據美國海軍天文台出版之星表(U.S. GPO 1993)，整理選出每隔3～4日，太陽在天球的位置，以赤經、赤緯表示於表一。

再由球面三角公式，

$$\sin \delta = \sin h \sin \phi - \cos h \cos \phi \cos A \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\cos \delta \cos t = \cos \phi \sin h + \sin \phi \cos h \cos A \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\cos \delta \sin t = \cos h \sin A \quad \dots\dots\dots (3)$$

(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)

- 1.以地理緯度25度和22度，定地平高度為0度，代入(1)(2)(3)式，精確計算出每間隔5度的赤經、赤緯數值。結果列於表二，表三。
- 2.再以緯度22度至25度為範圍，將高度分別以每間隔5度的間隔，由10度至85度代入(1)、(2)、(3)

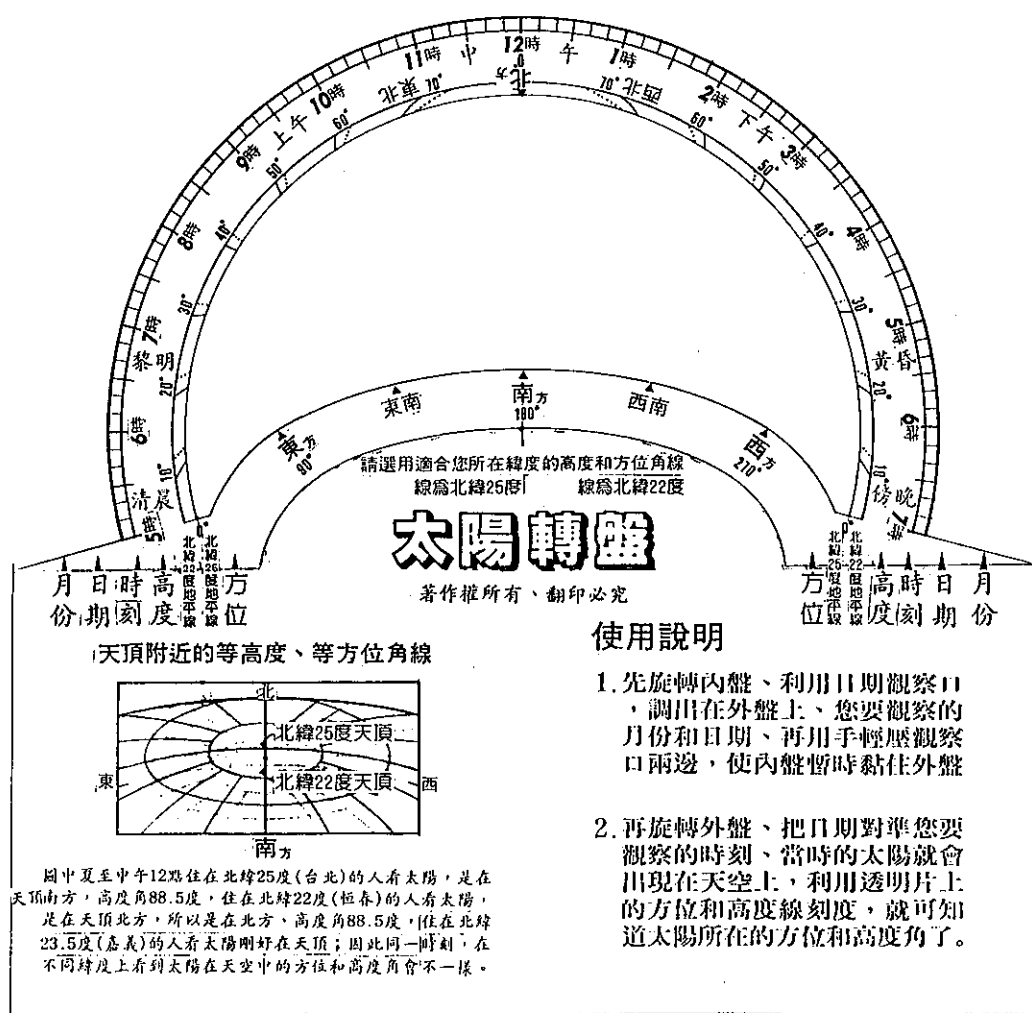


圖 1. 太陽轉盤正面

式，計算出對應的方位角所在的赤經、赤緯。
表四至表七節錄高度30度、60度各方位角所在之赤經、赤緯數值。

3. 設計製作出高為3公分的日影測竿以及長度7公分的竿影度量尺。
4. 配合設計月份和日期圓盤，並定出360度方位角刻度盤和弧形時刻表。
5. 研究製作可過濾太陽光60%~80%的濾光膠片

三、實具製作：

本研究設計之天文教具—太陽轉盤和竿影觀察器為雙面兩用的教具，其各部份主要構造的原理和研製過程，依構造原理，模型設計和成品製

造三段分別敘述如下：

1. 構造原理

(1) 太陽轉盤部分：

① 正面：為求能看到內盤、外盤上的內容，必須有「星空觀察視窗」，其範圍是應用表二、表三，以南極為中心，做成向南方觀看所見的星空。太陽轉盤名稱、使用說明及天頂附近圖例，都標示於此面。

② 外盤：應用表一，以南極點為中心，把全年太陽所在天空的位置標示出來，形成太陽在天空中移動的軌跡，也就是黃道圈，然後把月份日期標於黃道圈外圍，做一圈對應黃道上的太陽，並標示廿四節氣名稱於此盤上。

③ 內盤：為了不使黃道圈全部露出於「星空

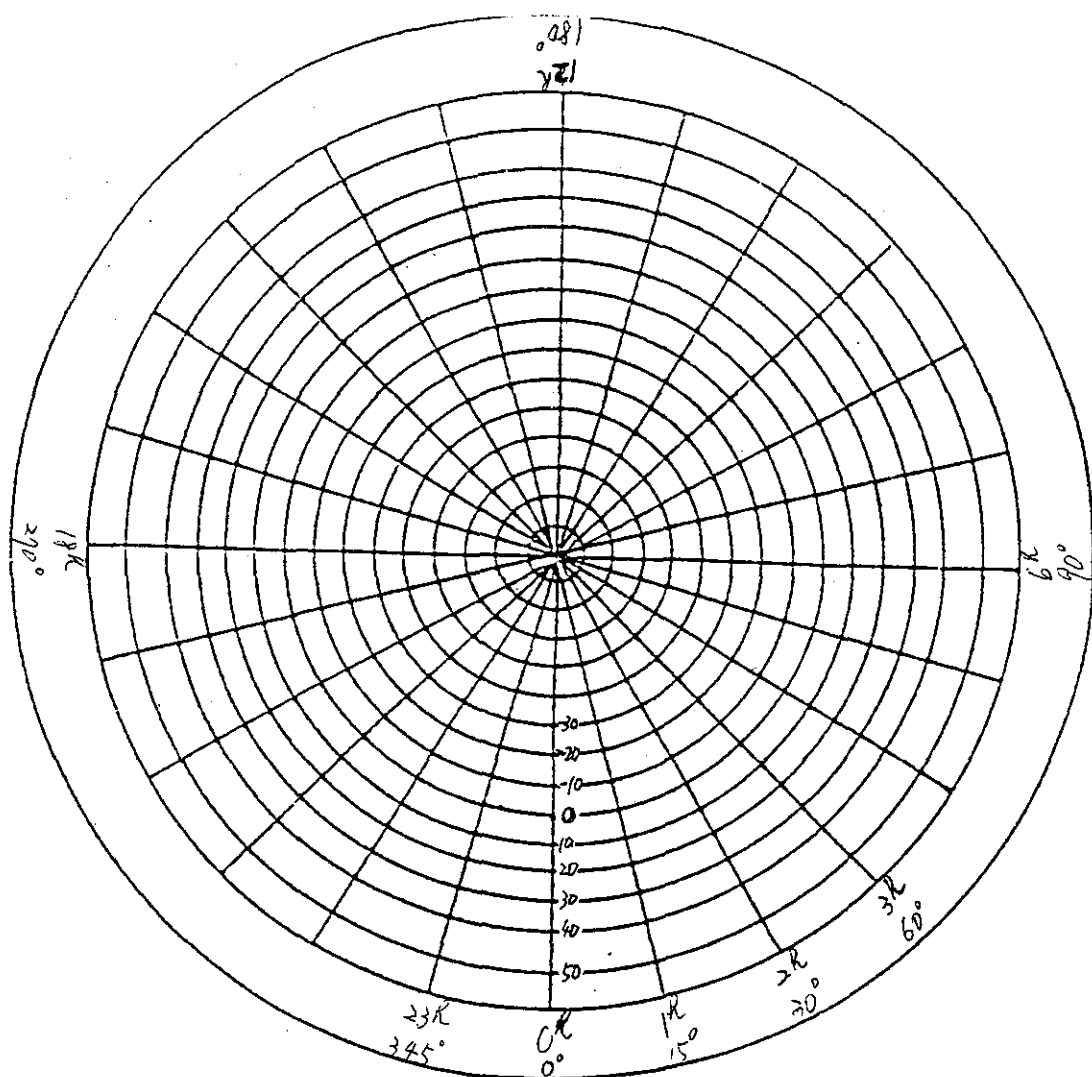


圖 2. 座標線 (中心點為南極點)

觀察窗」，特別設計此內盤。在內盤上有一長形「太陽及太陽觀察視窗」，並將十種標準雲的形狀及名稱描繪於此盤，以增加使用者對雲的認識。

④等方位角線、等高度線透明片：依據表二至表七的數據，將各點以平滑線連接，可做出在北緯25度和北緯22度的等高度線和等方位角線。因太陽是偏南方移動，所以方位角線只描繪東北到西西北為止。高度線只描繪南天部分。俟繪製完成再轉印成透明膠片上，再貼於正面的星空觀察視窗上。

(2)竿影觀察器部分：

①內盤：設計一組3公分高的竿子，在竿子下

方連接影長的量尺，並把竿子的製作方法及使用說明標於量尺的兩側，而太陽所在的位置標於量尺對應的一邊，以便確定太陽的方位。

②正面外盤：於外盤上設計360度方位刻度圈，為能看見內盤上的量尺，設計「量尺觀察視窗」，並把太陽高度角換算的方法和影長和竿頂夾角對應圖標於此面。

③濾光片：採用一種經鍍鋁的膠片，把太陽光過濾60%~80%的太陽觀察膠片，可見太陽面成圓盤狀，貼於外盤上的太陽觀察口上。

2.模型設計：

依構造繪製設計圖，定稿、加入美編、打造樣本，直到成品完成。在這些過程步驟中，作者

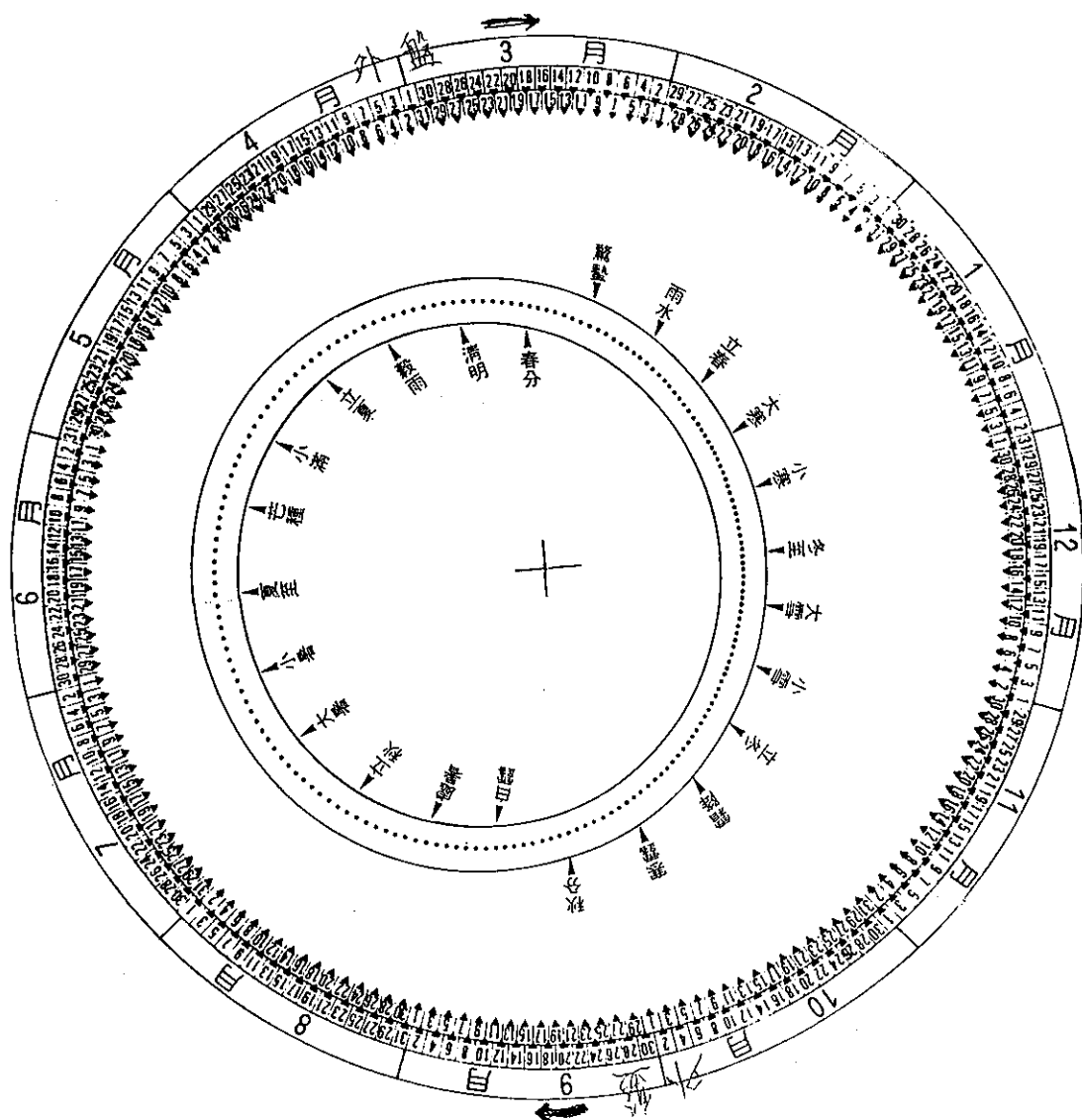


圖 3. 太陽轉盤外盤

先完成設計圖，把創作原意表現出來後，再交由專業單位依設計圖完成成品，錯誤與不符的部分，俟試用無誤後，再複查以修正。

(1) 太陽轉盤：

正面：依據構想繪製如圖1。

外盤：依據構想繪製，其中須注意太陽的位置和日期的配置，首先繪出赤經、赤緯之放射狀座標線圖(如圖2.)，以中心點為南極點(赤緯負90度)，將表一太陽的位置標出後，做出平滑曲線，形成類橢圓形，再於赤經0時、6時、12時、18時的地方，標出春分、夏至、秋分、冬至的日期，以此為日期的基準點，做出環繞黃道一圈的日期刻度表(如圖3.)，此時日期對應著當日的太陽

在天空中的位置，以閏年計算總共有366個太陽。並於黃道上下標出24節氣名稱，然後繪製如圖3的點狀，表示太陽。

內盤：依據構想繪製如圖4。

等方位角線、等高度線透明片：依據構想繪製如圖5，其中北緯25度和22度各別用顏色區分之。

(2) 竿影觀察器：

內盤：依據構想繪製如圖6，其中含切割線及折線，使平板面豎起後成為竿子。

正面外盤：依據構想繪製如圖7，其中設計一個太陽觀察口，以便貼上濾光片，觀察太陽的圓盤面。

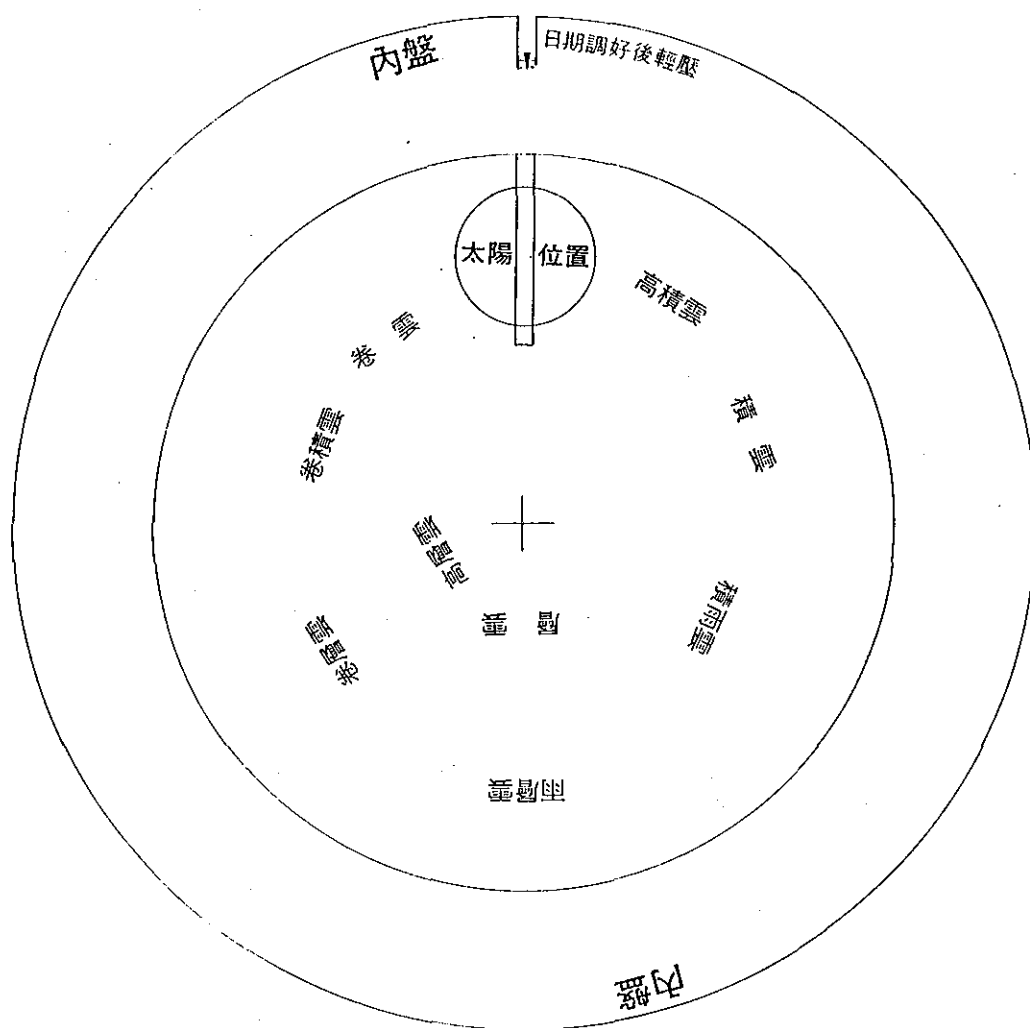


圖 4. 太陽轉盤內盤

3. 成品製作

根據所繪製之草圖，把圖1、圖3、圖4、圖5、圖6及圖7影印後貼於厚紙板上，其中圖1和圖2之底邊是相連的，圖6是貼於圖3後面。完成後依圖樣把觀察視窗切割出來，並把「太陽轉盤正面」和「竿影觀察器正面」對折，把太陽轉盤的外盤（背面是竿影觀察器內盤）和內盤夾於中央，固定外盤、內盤和正面的中心點，使外盤、內盤能自由旋轉，再把透明膠片貼於太陽轉盤的星空觀察視窗上，並把濾光片貼於太陽觀察口上，即可完成樣品實物。（如圖8、圖9）

四、操作說明

天空中的星體，為立體空間，以太陽轉盤上的黃道圈表示太陽的位置，是將三度空間轉成二維平面，在接近地平的区域，顯然存在較大的誤差。

本研究採用方位等距極地投影法，可降低太陽對極點的相對位置誤差，又因為我們在地球的北半球觀察太陽時，太陽是在偏南方天空中移動，所以天空觀察視窗是以南極點為極點所繪出，使用時以朝正南方天空看為正確方位。

使用本「太陽轉盤」和「竿影觀察器」的方法及步驟如下：

1. 太陽轉盤

(1) 首先旋轉內盤，把日期觀察視窗轉出來，

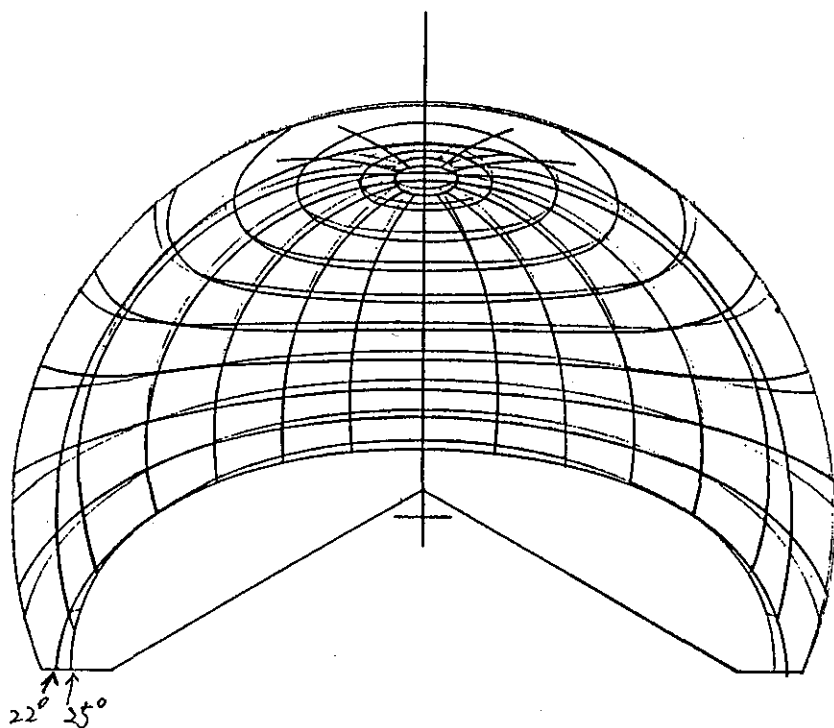


圖 5. 北緯25度和22度之等高線、等方位角線（透明膠片用）

然後旋轉外盤，將要觀察太陽的月份日期旋轉至日期觀察視窗下面，就可看見月份和日期。

(2)把內盤和外盤同時旋轉，使內盤和外盤一起轉動，把日期對準正面上，觀察的時刻，這時在「星空觀察視窗」上，會露出在「太陽觀察視窗」下的三個太陽，正中間的太陽就是當天當時太陽在天空中的位置。

(3)利用透明膠片上的等高線、等方位角線的刻度，可計算出北緯25度或22度，所觀察到太陽在天空中的方位和高度。

2. 竿影觀察器

(1)依照內盤上的說明，在太陽觀測盤的背面，有一個高3公分，可豎起的三角形平面板，即是日竿。

(2)把竿影觀察器的外盤正面擺平，把盤面上的南方對準地理的南方。

(3)慢慢旋轉內盤，使竿影的尖端對準量尺的

中間線，就可讀出竿影的長度。

(4)利用外盤正面標示的影長與竿頂對應圖及太陽高度角換算的方法，其公式為： $90 - \text{影長和竿頂的夾角} = \text{太陽高度}$ 。如此不需其他任何度量工具，即可立即測出太陽在天空中的高度和所在的方位，在教學上非常實用。

(5)利用太陽觀察口，朝向太陽觀察，可見太陽的圓盤面，以增加學生對太陽的認識。

五、結 論

本研究所設計的「太陽轉盤」及「竿影觀察器」，乃是一種具有創新特色的旋轉盤，作者於樣本試用後，一般所得反應良好，並有結論如下：

(一)可觀察出任何一天，太陽東昇西落移動的軌跡，位置及時刻。

(二)可觀察出一年中太陽位置高低的不同，驗證夏至中午太陽最高，冬至中午太陽最低，甚而獲得定

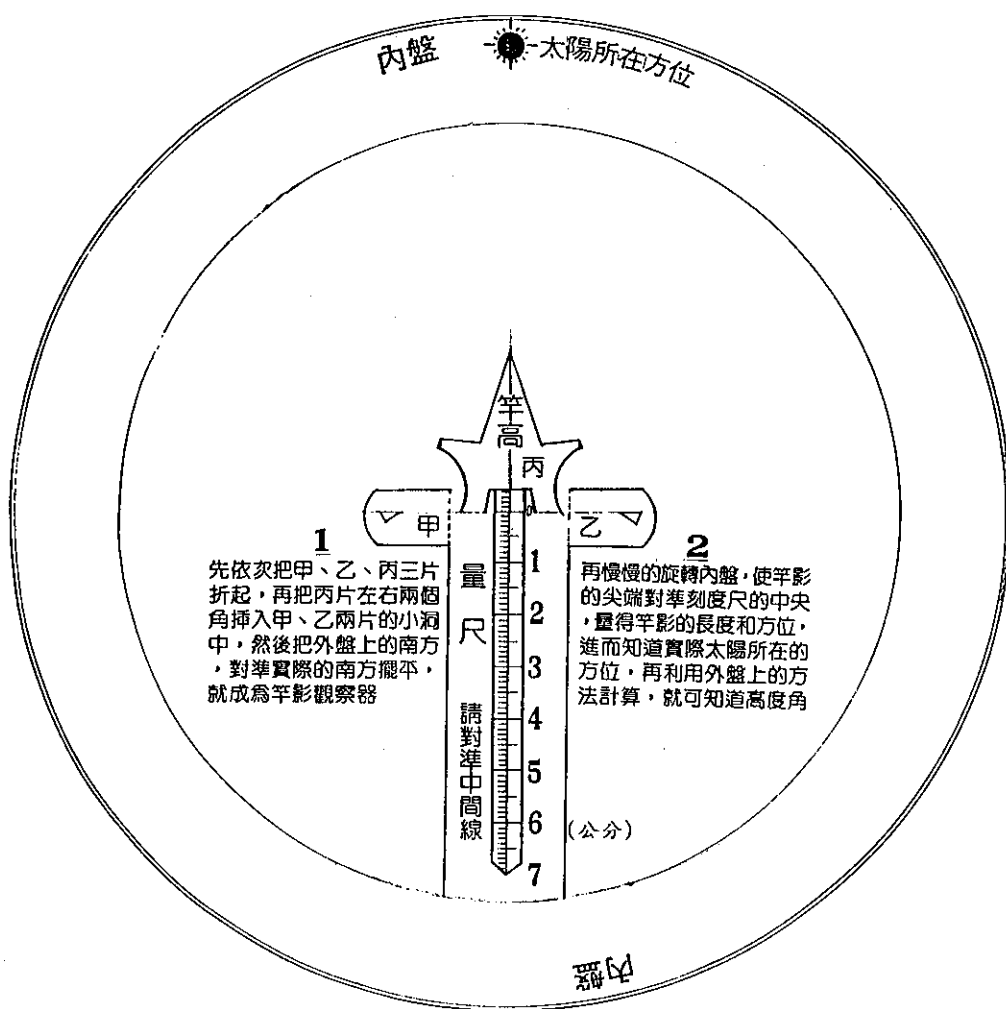


圖 6. 竿影觀察器內盤

表 1. 太陽在天球的位置

月 份	日 期	視赤 經 h m	視赤 緯 ° ' "	月 份	日 期	視赤 經 h m	視赤 緯 ° ' "
1	1	18 41.6	-23 5.7	3	17	23 46.8	-1 25.7
	4	18 59.3	-22 44.4		20		
	8	19 16.6	-22 16.0		21	0 1.4	+ 0 9.2
	11	19 29.8	-21 50.0		25	0 16.0	+ 1 43.8
	15	19 47.1	-21 9.5		29	0 30.5	+ 3 17.8
	18	19 59.9	-20 34.8	4	2	0 45.1	+ 4 50.8
	22	20 16.9	-19 43.2		6	0 59.6	+ 6 22.4
	25	20 29.5	-19 0.6		10	1 14.3	+ 7 52.2
	29	20 46.1	-17 58.9		15	1 32.8	+ 9 41.4
2	2	21 2.5	-16 52.1		19	1 47.6	+11 6.0
	5	21 14.6	-15 58.9		23	2 2.6	+12 27.7
	9	21 30.6	-14 44.2		27	2 17.6	+13 46.1
	13	21 46.4	-13 25.5	5	1	2 32.8	+15 0.8
	17	22 1.9	-12 3.2		4	2 44.3	+15 54.3
	21	22 17.4	-10 37.8		8	2 59.8	+17 1.8
	25	22 32.6	- 9 9.8		12	3 15.4	+18 4.8
3	1	22 47.7	- 7 39.7		16	3 31.2	+19 3.0
	5	23 2.6	- 6 7.8	
	9	23 17.4	- 4 34.6	
	13	23 32.1	- 3 0.4	12	29	18 36.1	-23 14.3

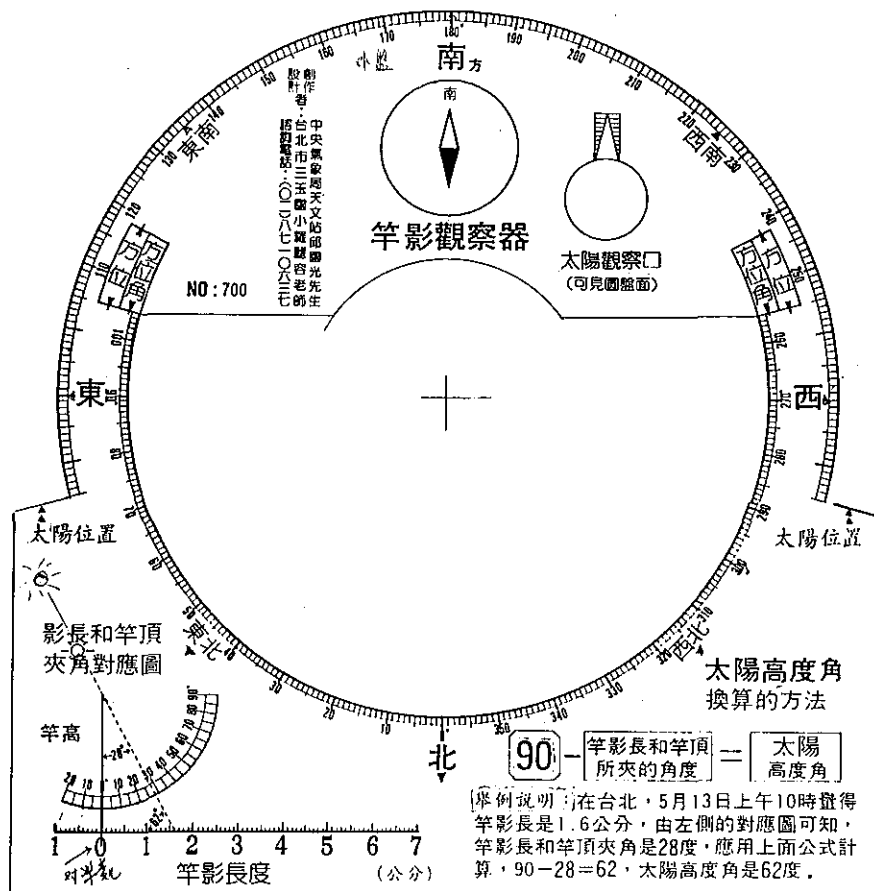


圖 7. 竿影觀察器外盤



圖 8. 太陽轉盤正面

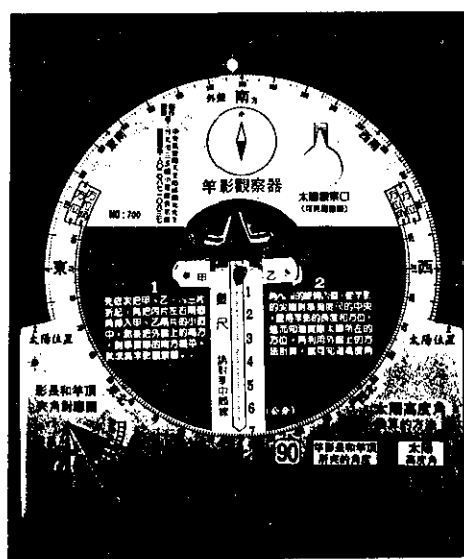


圖 9. 太陽轉盤背面 (竿影觀察器)

表 2. 北緯25度地平方位線數據

單位：度

北緯 25度	高度 (H) 0度 （方位角 正南為 0° 正東 90°）	方位角(A)	0	5	10	15	20	22.5	25	30	35	40	45	50	55	60	65	67.5	70	75	80	85	90
		赤 經(T)	0	11.7	22.7	32.4	40.7	44.4	47.8	53.8	58.9	63.3	67.1	70.5	73.5	76.3	78.9	80.1	81.3	83.5	85.7	87.9	90
		赤 緯(δ)	-65	-64.5	-63.2	-61.1	-58.4	-56.9	-55.2	-51.7	-47.9	-44.0	-39.9	-35.6	-31.3	-26.9	-22.5	-20.3	-18.1	-13.6	-9.1	-4.5	0
		方位角(A)		95	100	105	110	112.5	115	120	125	130	135	140	145	150	155	157.5	160	165	170	175	180
		赤 經(T)		92.1	94.3	96.5	98.7	99.9	101.1	103.7	106.5	109.5	112.9	116.7	121.1	126.2	132.2	135.6	139.3	147.6	157.4	168.3	180
		赤 緯(δ)		4.5	9.1	13.6	18.1	20.3	22.5	26.9	31.3	35.6	39.9	44.0	47.9	51.7	55.2	56.9	58.4	61.1	63.2	64.5	65.0
		方位角(A)		185	190	195	200	202.5	205	210	215	220	225	230	235	240	245	247.5	250	255	260	265	270
		赤 經(T)		191.7	202.6	212.4	220.7	224.4	227.8	233.8	239.9	243.3	247.1	250.5	253.5	256.3	258.9	260.1	261.3	263.5	265.7	267.9	270
		赤 緯(δ)		64.5	63.2	61.1	58.4	56.9	55.2	51.7	47.9	44.0	39.9	35.6	31.3	26.9	22.5	20.3	18.1	13.6	9.1	4.5	0.0
		方位角(A)		275	280	285	290	292.5	295	300	305	310	315	320	325	330	335	337.5	340	345	350	355	360
		赤 經(T)		272.1	274.3	276.5	278.7	279.9	281.1	283.7	286.5	289.5	292.9	296.7	301.1	306.2	312.2	315.6	319.3	327.6	337.4	348.3	360
		赤 緯(δ)		-4.5	-9.1	-13.6	-18.1	-20.3	-22.5	-26.9	-31.3	-35.6	-39.9	-44.0	-47.9	-51.7	-55.2	-56.9	-58.4	-61.1	-63.2	-64.5	-65.0

表 3. 北緯22度地平方位線數據

單位：度

北緯 22 度	高度 (H) 0 度 (方位角 正南為 0° 正東 90°)	方位角(A)	0	5	10	15	20	22.5	25	30	35	40	45	50	55	60	65	67.5	70	75	80	85	90
		赤經(T)	0.0	13.1	25.2	35.6	44.2	47.9	51.2	57.0	61.9	65.9	69.5	72.6	75.3	77.8	80.1	81.2	82.2	84.3	86.2	88.1	90.0
		赤緯(δ)	-68.0	-67.5	-65.9	-63.6	-60.6	-58.9	-57.2	-53.4	-49.4	-45.3	-41.0	-36.6	-32.1	-27.6	-23.1	-20.8	-18.5	-13.9	-9.3	-4.6	0.0
		方位角(A)		95	100	105	110	112.5	115	120	125	130	135	140	145	150	155	157.5	160	165	170	175	180
		赤經(T)		91.9	93.8	95.7	97.8	98.8	99.9	102.2	104.7	107.4	110.5	114.1	118.1	123.0	128.8	132.1	135.8	144.4	154.8	166.9	180
		赤緯(δ)		4.6	9.3	13.9	18.5	20.8	23.1	27.6	32.1	36.6	41.0	45.3	49.4	53.4	57.2	58.9	60.6	63.6	65.9	67.5	68.0
		方位角(A)		185	190	195	200	202.5	205	210	215	220	225	230	235	240	245	247.5	250	255	260	265	270
		赤經(T)		193.1	205.2	215.6	224.2	227.9	231.2	237.0	241.9	245.9	249.5	252.6	255.3	257.8	260.1	261.2	262.2	264.3	266.2	268.1	270
		赤緯(δ)		67.5	65.9	63.6	60.6	58.9	57.2	53.4	49.4	45.3	41.0	36.6	32.1	27.6	23.1	20.8	18.5	13.9	9.3	4.6	0.0
		方位角(A)		275	280	285	290	292.5	295	300	305	310	315	320	325	330	335	337.5	340	345	350	355	360
		赤經(T)		271.9	273.8	275.7	271.8	278.8	279.9	282.2	284.7	287.4	290.5	294.1	298.1	303.0	308.8	312.1	315.8	324.4	334.8	346.9	360.0
		赤緯(δ)		-4.6	-9.3	-13.9	-18.5	-20.8	-23.1	-27.6	-32.1	-36.6	-41.0	-45.3	-49.4	-53.4	-57.2	-58.9	-60.6	-63.6	-65.9	-67.5	-68.0

表 4. 高度30度方位線數據 (北緯25度)

單位：度

北緯 25度	高度 (H) 30度	方位角(A)	0	5	10	15	20	22.5	25	30	35	40	45	50	55	60	65	67.5	70	75	80	85	90
		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	43.9	46.9	49.7	52.2	53.4	54.6	56.8	58.8	60.7	62.4
		赤緯(δ)	-35.0	-34.8	-34.2	-33.1	-31.8	-30.9	-30.0	-27.9	-25.6	-23.0	-20.1	-17.0	-13.8	-10.4	-6.9	-5.1	-3.3	0.5	4.3	8.2	12.2
		方位角(A)		95	100	105	110	112.5	115	120	125	130	135	140	145	150	155	157.5	160	165	170	175	180
		赤經(T)		64.0	65.4	66.8	68.0	68.6	69.2	70.2	71.1	71.8	72.4	72.8	72.8	72.5	71.6	70.9	69.8	66.0	58.3	40.4	0
		赤緯(δ)		16.2	20.3	24.5	28.7	30.8	32.9	37.1	41.4	45.7	50.0	54.3	58.7	63.0	67.3	69.5	71.6	75.8	79.0	83.3	85.0
		方位角(A)		185	190	195	200	202.5	205	210	215	220	225	230	235	240	245	247.5	250	255	260	265	270
		赤經(T)		319.6	301.7	294.0	290.2	289.1	288.4	287.5	287.2	287.2	287.6	288.2	288.9	289.8	290.8	291.4	292.0	293.2	294.6	296.0	297.6
		赤緯(δ)		83.3	79.8	75.8	71.6	69.5	67.3	63.0	58.7	54.3	50.0	45.7	41.1	37.1	32.9	30.8	28.7	24.5	20.3	16.2	12.2
		方位角(A)		275	280	285	290	292.5	295	300	305	310	315	320	325	330	335	337.5	340	345	350	355	360
		赤經(T)		299.3	301.2	303.2	305.4	306.6	307.8	310.3	313.1	316.1	319.3	322.8	326.6	330.7	335.0	337.3	339.6	344.5	349.5	354.7	360.0
		赤緯(δ)		8.2	4.3	0.5	-3.3	-5.1	-6.9	-10.4	-13.8	-17.1	-20.1	-23.0	-25.6	-27.9	-30.0	-30.9	-31.8	-33.1	-34.2	-34.8	-35.0

表 5. 高度60度方位線數據（北緯25度）

單位：度

北緯 25度	高度 (H) 60度	方位角(A)	0	5	10	15	20	22.5	25	30	35	40	45	50	55	60	65	67.5	70	75	80	85	90
		赤經(T)	0	2.5	5.0	7.5	9.9	11.0	12.2	14.5	16.7	18.8	20.7	22.6	24.3	25.9	27.4	28.1	28.7	29.9	30.9	31.8	32.5
		赤緯(δ)	-5.0	-4.9	-4.6	-4.1	-3.4	-3.0	-2.6	-1.5	-0.3	1.1	2.6	4.3	6.1	8.0	10.0	11.1	12.2	14.4	16.7	19.1	21.5
		方位角(A)		95	100	105	110	112.5	115	120	125	130	135	140	145	150	155	157.5	160	165	170	175	180
		赤經(T)		33.0	33.3	33.5	33.4	33.3	33.1	32.5	31.7	30.5	29.1	27.3	25.1	22.6	19.6	18.0	16.3	12.6	8.6	4.3	0.0
		赤緯(δ)		23.9	26.4	28.9	31.4	32.6	33.9	36.3	38.7	41.1	43.3	45.5	47.5	49.3	51.0	51.7	52.4	53.5	54.3	54.8	55.0
		方位角(A)		185	190	195	200	202.5	205	210	215	220	225	230	235	240	245	247.5	250	255	260	265	270
		赤經(T)		355.7	351.4	347.6	343.7	342.0	340.4	337.4	334.9	332.7	330.9	329.5	328.3	327.5	326.9	326.7	326.6	326.5	326.7	327.0	327.5
		赤緯(δ)		54.8	54.3	53.5	52.4	51.7	51.0	49.3	47.5	45.5	43.3	41.1	38.7	36.3	33.9	32.6	31.4	28.9	26.4	23.9	21.5
		方位角(A)		275	280	285	290	292.5	295	300	305	310	315	320	325	330	335	337.5	340	345	350	355	360
		赤經(T)		328.2	329.1	330.1	331.3	331.9	332.6	334.1	335.7	337.4	339.3	341.2	343.3	345.5	347.8	349.0	350.1	352.5	355.0	357.5	360
		赤緯(δ)		19.1	16.7	14.4	12.2	11.1	10.0	8.0	6.1	4.3	2.6	1.1	-0.3	-1.5	-2.6	-3.0	-3.4	-4.1	-4.6	-4.9	-5.0

表 6. 高度30度方位線數據 (北線22度)

單位：度

北 緯 22 度	高 度 (H)	方位角(A)	0	5	10	15	20	22.5	25	30	35	40	45	50	55	60	65	67.5	70	75	80	85	90
		赤 經(T)	0	5.5	10.9	16.1	21.1	23.5	25.8	30.2	34.3	38.0	41.5	44.6	47.5	50.2	52.6	53.7	54.8	56.8	58.6	60.3	61.8
	30 度	赤 緯(δ)	-38.0	-37.8	-37.1	-36.0	-34.6	-33.7	-32.7	-30.5	-29.1	-25.3	-22.4	-19.2	-15.9	-12.4	-8.7	-6.9	-5.0	-1.2	2.7	6.7	10.8
		方位角(A)		95	100	105	110	112.5	115	120	125	130	135	140	145	150	155	157.5	160	165	170	175	180
		赤 經(T)		63.2	64.5	65.6	66.6	67.0	67.4	68.1	68.6	69.0	69.1	68.9	68.3	67.1	65.1	63.7	61.8	56.2	46.2	28.3	0
		赤 緯(δ)		14.9	19.1	23.3	27.5	29.6	31.8	36.1	40.4	44.7	49.0	53.4	57.7	62.0	66.2	68.3	70.4	74.3	78.0	80.8	82.0
		方位角(A)		185	190	195	200	205.5	205	210	215	220	225	230	235	240	245	247.5	250	255	260	265	270
		赤 經(T)		331.7	313.8	303.8	298.2	296.3	294.9	292.9	291.7	291.1	290.9	291.0	291.4	291.9	292.6	293.0	293.4	294.4	295.5	296.8	298.2
		赤 緯(δ)		80.8	78.0	74.3	70.4	68.3	66.2	62.0	57.7	53.4	49.0	44.7	40.4	36.1	31.8	29.6	27.5	23.3	19.1	14.9	10.8
		方位角(A)		275	280	285	290	292.5	295	300	305	310	315	320	325	330	335	337.5	340	345	350	355	360
		赤 經(T)		299.7	301.4	303.2	305.2	306.3	307.4	309.8	312.5	315.4	318.5	322.0	325.7	329.8	334.2	336.5	338.9	343.9	349.1	354.5	360.0
		赤 緯(δ)		6.7	2.7	-1.2	-5.0	-6.9	-8.7	-12.4	-15.9	-19.2	-22.4	-25.3	-28.1	-30.5	-32.7	-33.7	-34.6	-36.0	-37.1	-37.8	-38.0

表 7. 高度60度方位線數據 (北緯22度)

單位：度

北緯 22 度	高 度 (H) 60 度	方位角(A)	0	5	10	15	20	22.5	25	30	35	40	45	50	55	60	65	67.5	70	75	80	85	90
		赤 經(T)	0	2.5	5.0	7.5	9.9	11.1	12.3	14.5	16.7	18.8	20.7	22.5	24.2	25.8	27.2	27.8	28.5	29.6	30.5	31.3	31.9
		赤 緯(δ)	-8.0	-7.9	-7.6	-7.1	-6.4	-6.0	-5.5	-4.4	-3.2	-1.8	-0.2	1.5	3.4	5.3	7.4	8.5	9.5	11.8	14.1	16.5	18.9
		方位角(A)		95	100	105	110	112.5	115	120	125	130	135	140	145	150	155	157.5	160	165	170	175	180
		赤 經(T)		32.3	32.6	32.6	32.5	32.3	32.0	31.4	30.5	29.3	27.8	26.0	23.8	21.3	18.5	16.9	15.3	11.8	8.0	4.0	0
		赤 緯(δ)		21.4	23.9	26.4	28.9	30.1	31.4	33.8	36.2	38.5	40.7	42.8	44.8	46.5	48.1	48.8	49.5	50.6	51.3	51.8	52
		方位角(A)		185	190	195	200	202.5	205	210	215	220	225	230	235	240	245	247.5	250	255	260	265	270
		赤 經(T)		356.0	352.0	348.2	344.7	343.1	341.5	338.7	336.2	334.0	332.2	330.7	329.5	328.6	328.0	327.7	327.5	327.4	327.4	327.7	328.1
		赤 緯(δ)		51.8	51.3	50.6	49.5	48.8	48.1	46.5	44.8	42.8	40.7	38.5	36.2	33.8	31.4	30.1	28.9	26.4	23.9	21.4	18.9
		方位角(A)		275	280	285	290	292.5	295	300	305	310	315	320	325	330	335	337.5	340	345	350	355	360
		赤 經(T)		328.7	329.5	330.4	331.5	332.2	332.8	334.2	335.8	337.5	339.3	341.2	343.3	345.5	347.7	348.9	350.1	352.5	355.0	357.5	360.0
		赤 緯(δ)		16.5	14.1	11.8	9.5	8.5	7.4	5.3	3.4	1.5	-0.2	-1.8	-3.2	-4.4	-5.5	-6.0	-6.4	-7.1	-7.6	-7.9	-8.0

量的結果。

(三)透明片上的等高度線和方位角線，有兩種，一種是北緯25度地方所見，一種是北緯22度地方所見，兩者相差3度左右，恰好適合台灣地區使用，並由此推知所在緯度的不同，所看見太陽高度及方位是會不同的。

(四)將平板豎起成三角形的竿子，其竿影成三角形，非常容易對準影子的量尺中間線，得知竿影長度。

(五)影子與光源成對應關係，所以由竿影所在方位可得知太陽所在方位，一目了然。

(六)已知竿影長度利用三角對應關係，可由三角形內角和為180度的原理，換算太陽高度。

(七)經濾光片濾光效果可見太陽亮亮的圓盤面。

六、誌 謝

本研究經多位中小學教師提供寶貴意見，和氣象局天文站同仁的協助，美編方面由魚拓漫畫家施建平先生的協助，使成品能順利完成，在此一併致謝。並榮獲中華民國第五屆發明及創新展覽會佳作獎。

七、參考文獻

1. Astronomical Almanac 1993 c1~c18, 1993, U.S. Government Printing Office.
2. 邱國光，1992：星座盤之改良設計。氣象學報38卷第4期 p346

IMPROVEMENT AND IMPLEMENTATION OF THE SUN-PLATE AND SHADOW ALTIMETER

Kuo-Kuang Chiu

Astronomical Observatory
Central Weather Bureau

Li-Lung Lo

Taipei Municipal San-ei
Primary School

ABSTRACT

A Sun-plate suitable for the northern hemisphere between 22 degree and 25 degree is designed based on the characters that the Sun's position on the sky drifts westward along the ecliptic and leans on southern sky.

The Sun-plate can show the azimuth angles of the positions of the sunrise and the sunset, and can determine the altitude of the Sun whenever in a year. Furthermore, it can be used as a Sun observing window on the back side of the plate by attaching a solar filter to it.

The dual usages of this Sun-plate based on the fundamental triangulation relations and the filter ability in reducing the light makes it become a good, reliable astronomical teaching equipment.

Key words: Sun-Plate、Ecliptic、altitude、azimuth.

台北市之都市化對氣溫變化之影響

徐森雄 唐 琦

國立屏東技術學院資源保育技術系

摘 要

本研究採用1910年至1991年間，台北與彭佳嶼兩氣象站之年平均氣溫資料，分析其差異，藉以瞭解台北市於都市化發展過程中，各項因素與氣溫變化之關係；並初步獲得結果如下：

1.都市化發展過程中，用電量、人口密度、機動車量總數及道路面積等之增加與氣溫之升高有明顯正相關，水田面積則呈明顯負相關。

2.台北市自1980年起，年平均氣溫明顯上升，其間之年平均氣溫上升率約為 $0.09^{\circ}\text{C}\cdot\text{Year}^{-1}$ 。

3.台北市若依目前都市化發展速率，則年平均氣溫於2000年時將達 23.8°C ，2050年時將達 24.3°C 。

關鍵詞：氣溫，都市氣候，都市化發展。

一、前 言

人類活動日漸頻繁，因而改變地表或砍伐大面積之地表植被覆蓋等來建造大至數十公里的大都市，小至數公里的小城鎮，此舉常引起大氣環境如溫度、濕度、風速、降雨、能見度等之變化，其中以氣溫偏高趨勢最為明顯。而氣溫增高之趨勢正進行中(Conover, 1992; Dewey and Heim, 1993; Nasrallah and Balling, 1994)。這些都是人類不斷開發利用地表而對環境破壞的結果。

與人類居住環境中最直接的是都市，而都市之氣候是人類最能感受的環境變化之一。都市氣候受到都市型態、人類活動、周圍地形及風場流通受阻等因素影響，會使氣溫變化呈現都市高於郊外(水越, 1965; 河村, 1968、1977)，此即所謂都市熱島效應。都市受工廠或家庭等人為所產生之廢熱、地面鋪設物使蒸發量減少及空氣污染引致之溫室效應，導致氣溫偏高(木村等, 1975)。由此可知影響都市氣候因子之複雜性。

本世紀以來在台灣地區氣溫亦有明顯上升之趨勢，在氣溫之年平均及多年平均中尤為明顯(劉, 1964)。吳(1994)亦以統計分析，看出台灣地區氣溫全年有上升趨勢。此乃台灣近來工商業急速發展，人口增加，建築物型態改變，交通運輸量激增……等所致；而都市化對當地氣候所產生之影響，國內已逐漸重視，如台北市之暖化現象更形嚴重(楊, 1994)。台灣之都市化中，以台北市速度最快，故本研究以台北市為對象，來了解都市化發展過程中各項參數之變化對氣溫所產生的變化，進而提供規劃都市發展之參考。

簡略詞：T=年平均氣溫，dT=年平均氣溫差

二、材料與方法

(一)研究材料

選定台北市作為研究對象，參考水越(1965)、河村(1968、1977)、木村(1974)等對都市化發展影響氣溫變化之研究，可知氣溫變化為都市發展參數之函數，如(1)式

氣溫變化=f(都市發展參數) (1)

(1)式中，都市發展參數因受限於資料取得不易，故本研究僅初步採用自1968~1991年為止，台北市統計要覽中各項都市發展參數之數據（共16筆）分別為：用電量、道路面積、機動車輛總數、人口密度及水田面積等；並蒐集中央氣象局所轄台北及彭佳嶼二氣象觀測站1897年至1991年間(1992年以後因台北氣象觀測站遷址故本研究未採用)之年平均氣溫資料。

(二)研究方法

彭佳嶼距台北市東北方約85公里，二地之緯度相近，如從全球性氣候變遷及大氣環流等對氣溫變化之影響來看，可視為彼此相當，然彭佳嶼係孤立海上之小島嶼，除氣象觀測站及少許必要設施外，無其他人為之開發建設，亦即無都市發展對氣溫變化影響存在，因此，以台北市年平均氣溫減去彭佳嶼年平均氣溫，所得之平均氣溫差（dT），可視之為台北市因都市發展對氣溫變化之影響量。

惟台北與彭佳嶼之海拔高度並不相同，在比較二地氣溫差異時需先考慮海拔高度之影響，茲以台灣北部地區：彭佳嶼、鞍部、竹子湖、淡水、基隆與台北各氣象觀測站之海拔高度與歷年平均氣溫（見表1），來分析氣溫隨海拔高度之變化率，得悉台灣北部地區年平均氣溫與海拔高度之間，有極明顯之相關，其相關係數0.9951，達1%顯著水準。據此推算台北與彭佳嶼兩測站因海拔高度相差96公尺所造成之年平均氣溫差0.7℃。由是之故，前述之dT將先減去0.7℃後，再分析其受都市化發展之影響。

表 1. 台灣北部地區氣象測站之海拔高度及歷年平均氣溫

氣象測站	海拔高度(m)	年平均氣溫(℃)	資料年間
彭佳嶼	102	21.4	1910-1991
鞍 部	833	16.3	1943-1991
竹子湖	607	18.4	1947-1991
淡 水	19	22.2	1943-1991
基 隆	27	22.4	1903-1991
台 北	6	22.1	1897-1991

三、結果與討論

(一)台北市之年平均氣溫變化趨勢

台北市與彭佳嶼兩地年平均氣溫（T）之逐年分布情形，示如圖1。由圖中得知二地之年平均氣溫變化之趨勢極為相似，然自1980年起，台北市之T明顯高於彭佳嶼，此即說明都市發展至相當程度時，即會影響氣溫變化而產生差異。

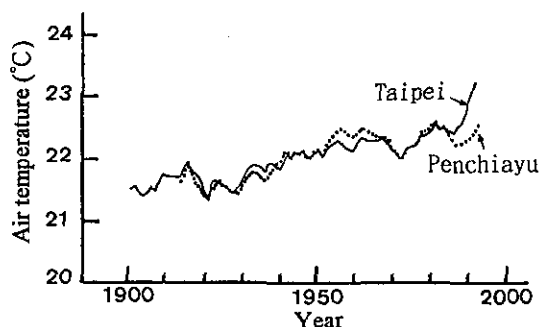


圖 1. 台北與彭佳嶼之歷年平均氣溫

茲為進一步說明二地之氣溫差異，本文將彭佳嶼作為台北市都市發展之對照點（已先扣除海拔高度差之影響），採五年移動平均之T比較兩地在氣溫變化上之差異，並得知年平均氣溫差（dT），示如圖2。

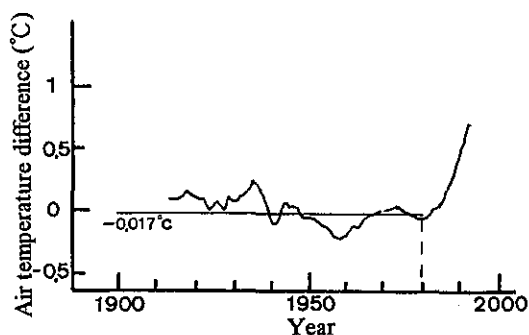


圖 2. 台北與彭佳嶼之五年移動平均氣溫差

由圖2可見，於1980年以前之dT平均值約為-0.017℃，接近0值，亦即1980年以前，二地之氣溫變化是相當的；然1980年以後之dT則明顯大於平均值，且呈直線上升趨勢，究其原因，乃如前所述之都市化急速發展所致。

由所蒐集之資料分析得知台北歷年（1897~1991）之年平均氣溫上升率為0.014℃.Year⁻¹，其相較於日本東京於1936至1965年間之年平均氣溫上升率為0.032℃.Year⁻¹（鄭，1989）為

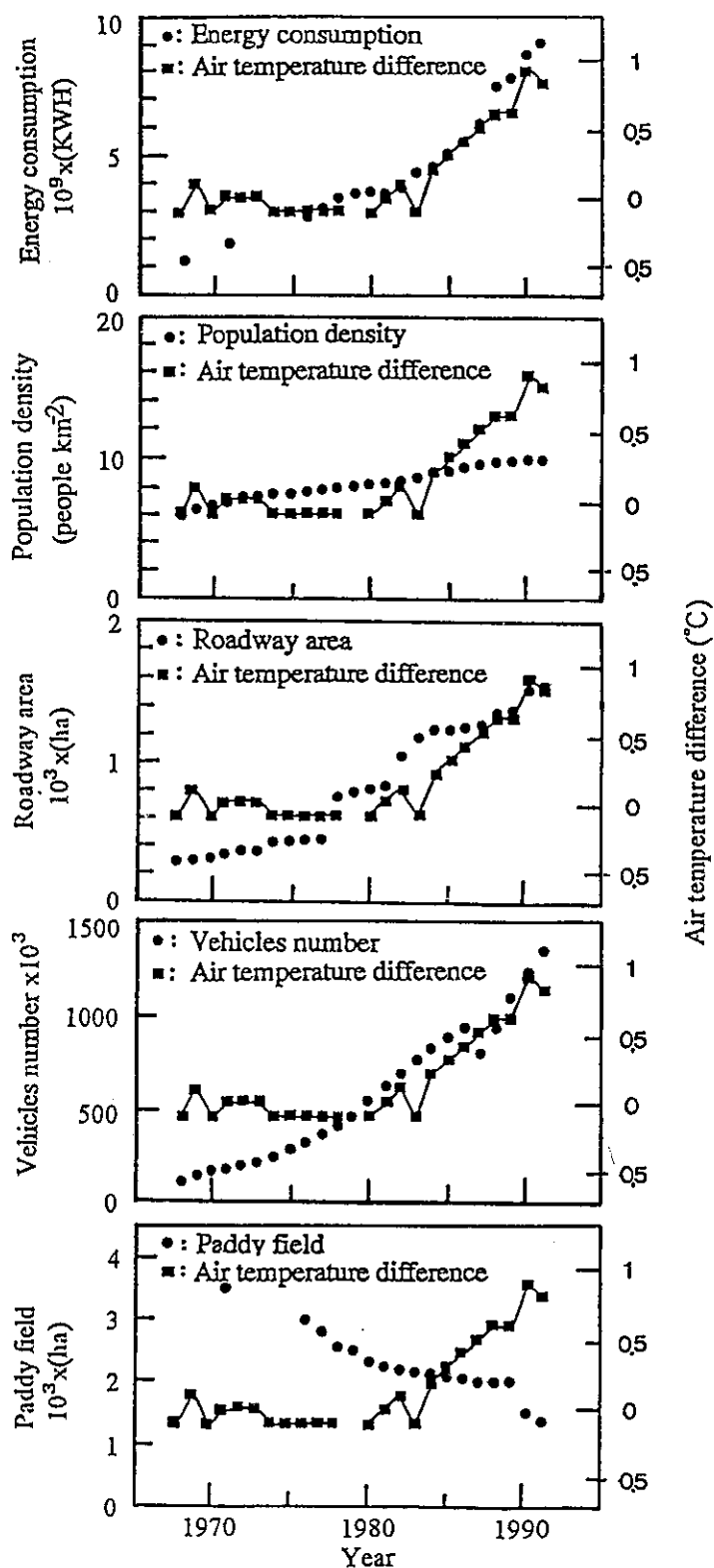


圖 3. 各都市發展參數與年平均氣溫差之關係(1968-1991)

低；然台北市之年平均氣溫由1980年至1991年間，急速上升，如僅就此段時間而言，其上升率高達 $0.09^{\circ}\text{C}\cdot\text{Year}^{-1}$ ，約為東京之三倍，足見台北市之增溫現象嚴重。

(二) 都市發展參數與氣溫變化之關係

台北市各都市發展參數與 dT 之對應關係分別示如圖3。

由圖3可知，用電量（Energy consumption, KWH）、道路面積（Roadway area, ha）、機動車輛總數（Vehicles number, pcs）、及人口密度（Population density, people km^{-2} ）與 dT 均呈現相同之逐年遞增趨勢，而水田面積與 dT 則呈現相反之趨勢。再以各都市發展參數與 dT 進行線性迴歸分析，所得之係數列如表2。

表 2. 各都市發展參數與年平均氣溫差（ dT ）之迴歸分析結果（1968-1991）

都市發展參數	迴歸式之係數 (a)	迴歸式之係數 (b)	自由度 df	相關係數 r
用電量(Xa)	0.24	0.14×10^{-4}	15	0.93 ^{***}
道路面積(Xb)	0.25	0.68×10^{-3}	15	0.83 ^{***}
機動車輛總數(Xc)	0.32	0.86×10^{-4}	15	0.88 ^{***}
人口密度(Xd)	-1.15	0.24×10^{-3}	15	0.82 ^{***}
水田面積(Xe)	1.82	-0.38×10^{-3}	15	-0.72 ^{***}

表2中所列各項之相關係數均達1%之顯著水準，就統計學觀點而言，本研究初步所選定之各項都市發展數與氣溫變化間均有極顯著之相關。

(三) 台北市氣溫趨勢之估測

由結果(一)得知各都市發展參數與氣溫變化間有密切關係，則換言之，台北市之氣溫正明顯受都市發展參數之影響而有所變化；故本研究以統計方法找出台北市統計要覽中所蒐集之各都市發展參數（1968~1991）與台北市年平均氣溫間之關係，藉以建立未來之氣溫估測公式，進而提供日後之都市規劃參考；以都市發展參數為自變數，年平均氣溫（T）為因變數進行複迴歸分析並得下列推估式，其相關係數為0.93，已達1%顯著水準。

$$T = 25.19 + 3.86 \times 10^{-10}(Xa) - 1.76 \times 10^{-4}(Xb) - 1.11 \times 10^{-6}(Xc) - 5.75 \times 10^{-4}(Xd) - 6.51 \times 10^{-4}(Xe) \dots\dots\dots (2)$$

Xa：用電量（KWH） Xb：人口密度（people km^{-2} ） Xc：機動車輛總數（pcs） Xd：道路面

積（ha） Xe：水田面積（ha）

若各都市發展參數之逐年變化率持續不變，則可先預估2000及2050年之各都市發展參數，爾後再將其分別代入(2)式，可得知於2000及2050年時之年平均氣溫為 23.7°C 及 24.3°C ；此與蘇等（1993）所提之台北市未來氣溫預測公式： $T = 0.0498 \times \text{Year} - 76.183$ ，估測2050年之氣溫為 25.9°C 有所不同，蓋都市溫度變化之影響因素甚多，若僅就歷年變化趨勢來作為估測未來溫度變化之唯一考量，恐有失之粗糙。

四、參考文獻

- 台北市政府（1993）台北市統計要覽。台北市政府。
- 吳明進（1994）臺灣的氣溫和降水長期變化。科學月刊25(2)：122-126。
- 楊盛行（1994）氣候變遷對未來農業生產之衝擊及因應之道。中華農業氣象1(4)：125-131。
- 鄭師中（1989）都市氣候學。83-122。徐氏基金會出版。
- 劉衍淮（1964）臺灣氣候變化之趨勢與同期。氣象學報10：31-51。
- 蘇昭郎、歐陽燦暉、張木彬（1993）台北市之溫暖化之初步調查研究。第六屆環境規劃與管理研討會論文集。423-437。國立成功大學，台南市。
- 水越允治（1965）都市氣溫の分布と風との關係についての—考察。地理學評論38：366-46。
- 木村龍治、三澤信彦、坂上治郎、國井利泰（1975）都市のヒートアイランド效果に伴う對流の特性について。天氣22：26-37。
- 河村武（1968）都市氣候—とくにheat is landに關する研究を中心として。氣象研究ノート98：468-483。
- 河村武（1977）都市氣候の分布の實態。氣象研究ノート133：26-47。
- Conover, J. (1992) Are New England winters getting milder?. Weatherwise. 45(5):24-25.
- Dewey, K. and R. Heim, Jr. (1993) Where have all winters gone?. Weatherwise. 46(5):27-31.

THE EFFECT OF URBANIZATION ON THE AIR TEMPERATURE OF TAIPEI

Sen-Hsiung Hsu and Chi Tang

Department of Natural Resources Conservation,
National Pingtung Polytechnic Institute, Pingtung, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

The effect of urbanization on the air temperature of Taipei was studied by using the data of annual mean air temperature collected from the meteorological stations of Taipei and Penchiayu from 1910 to 1991. Penchiayu is a small island far from northeast of Taipei about 85 kilometers and is considered to have the least impact from modern urbanization. A comparison was made between the data obtained from these two stations. The results can be summarized as follows:

1. Urbanization increased the energy consumption, population density, the number of vehicles, and the roadway area of city. These factors had a significant positive effect on the increase of air temperature and resulted in the decrease of paddy field area.
2. The urbanization of Taipei resulted in the increase of the air temperature is about 0.09°C per year since 1980.
3. According to the rate of urban development at Taipei, we have predicted the annual mean air temperature for the years of 2000 and 2050 will be 23.8°C and 24.3°C individually.

Key Words: Air temperature, Urban climate, Urban development.

在Cray YMP 8i上增進有限區域預報 模式向量化及平行處理之研究

葉天降 簡宏偉

中央氣象局資訊中心

摘 要

中央氣象局發展第二期數值天氣預報計畫，於民國八十一年引進具6個處理器之Cray YMP 8i超級電腦，而於此電腦發展預報模式。本研究嘗試從改善程式之向量化及平行處理度來增進有限區域預報模式之執行效率。

研究過程主要靠flowview、atexpert及atscope來分析程式各部分之執行效率，而後透過相關性分析等做進一步改善。主要之進行方式是針對模式中所需耗費最久之副程式逐一的先設法儘量向量化，而後再改善程式之平行度。主要完成之工作包括詳細檢查整個程式，儘量消除不需的計算，並以暫存空間消除資料相關性或省去重複計算，重新安排迴路運算之計算次序，以系統應用程式取代向量相關之計算，inline處理呼叫次數很多之副程式，進行程式資料相關性分析並加入指引等工作以節省程式計算所需時間。

經過這些改變，使得原來進行48小時預報約需13300秒之程式降至約需9700秒，而原來之程式平均並行使用2.2個中央處理器，經改善後之程式則約可並行使用3.5個中央處理器，如此使得原來大概要6000秒才能執行完畢的程式現在大概只要3000秒。

一、前 言

中央氣象局推展第二代數值天氣預報作業系統時引進了Cray YMP 8i（簡稱Cray8i）含6個中央處理器(central process unit;CPU)之超級電腦，而每一CPU都有向量(vector)處理的能力。

在Cray 8i電腦上中央氣象局建立了全球波譜預報模式、有限區域預報模式、颶風路徑預報模式、最佳內插客觀分析以及各預報模式之非線性正模初始處理等，其中以預報模式因為要用小時距對許多格點（或波數）做長時間積分，因此所需CPU時間最長。由於中央氣象局是首次使用多CPU的電腦而且在向量化處理方面也並沒有足夠經驗，同時由於大多數的使用者及程式設計人員習慣於使用一般傳統之純量(scalar)、循序處理電腦，其程式執行模式

亦受限於是項程式設計模式，所以一旦將原有程式移至另一雖具有快速向量處理與多CPU電腦後，其執行效率並不如預期的好。此時一個完善的前端處理器或編譯程式就扮演極重要的角色，而得將一個單元、循序的程序轉換成適合於在某一特殊機器上相對應的快速程式。然而，再好的編譯程式，也比不上使用者本身在設計時即考慮到平行處理問題來得有效。

本研究係針對中央氣象局第二代數值天氣預報作業所發展眾多系統中擇取計算時間需要很久，而在向量化及平行處理又不盡理想之有限區域預報模式為對象，在經過對Cray8i電腦系統及向量化、平行處理相關概念之了解後，進行程式之改善工作。第二節將簡述 Cray 8i與中央氣象局第二代有限區域預報模式之特性，改進之過程與結果將在第三節

討論，結論與心得則在第四節。

二、Cray YMP 8i與中央氣象局第二代有限區域預報模式之特性

中央氣象局所引進之Cray YMP 8i/632型超級電腦，係由Cray Research Inc.所生產，最大容量可擁有8個CPU及128百萬字元(mega words;MW)的記憶體，在本研究進行時配備有6個CPU及32MW記憶體。

Cray YMP 機型屬於共用記憶體之多處理器系統，各CPU均可透過一交換網路而共享主記憶體，而每一個CPU則是具有管線處理能力的向量處理器(pipelined vector processor)，同時每一CPU都有很多的功能單位(如加、減)。

以向量處理器而言，它和主記憶體間資料傳輸的方式可分為二類(詳見Polychronopoulos, 1988; Zima and Chapman 1990; Hwang, 1993)，其中一類資料由主記憶體直接進入CPU處理，而後再由CPU將欲寫回的資料，直接寫入主記憶體中。由於主記憶體存取的時延較長，因此該類電腦的管線(pipeline)之長度也較長。如以往中央氣象局所有之Cyber205屬此類。另一類是在主記憶體和CPU間放入暫存器(register file)。所有的讀出和寫入記憶體均須透過此暫存器。因此，一次記憶體存取的長度限制於讀暫存器的長度。但相對的，其管線的長度減少，且可增加管線鏈結的程度。通常其暫存器之長度為64位元，Cray YMP屬這一類電腦。

除了資料由主記憶體和CPU間的傳輸外，記憶體之分組也影響了整個運算中的速度。一般而言，主記憶體可均分為數個記憶模組。而不同的記憶模組可同時被存取，以Cray YMP而言，共有128個記憶體模組，也就是說，可以同時有128個資料項目被存取。但是，記憶模組的數目最好和執行迴路運算之間隔互質，以減少記憶存取失敗的頻率。

除了以上的限制外，現今在Cray 8i上所使用的作業系統為UNIXOS，它是UNIX的加強版，但卻使用實際記憶體的管理方法，因此，使用者程式的大小受限於實際記憶體的大小。

中央氣象局第二代區域預報模式是一垂直共20

層在蘭伯特(Lambert)投影面計算之疊合式(nested)模式，其中粗網格組之格距為60公里，含 161×121 點，而細網格組之格距為20公里，含 91×91 點。而在設計上是使用FORTRAN77語言，粗細網格組則儘可能共用副程式。

概略來說，此模式之流程如圖一，主要耗時的

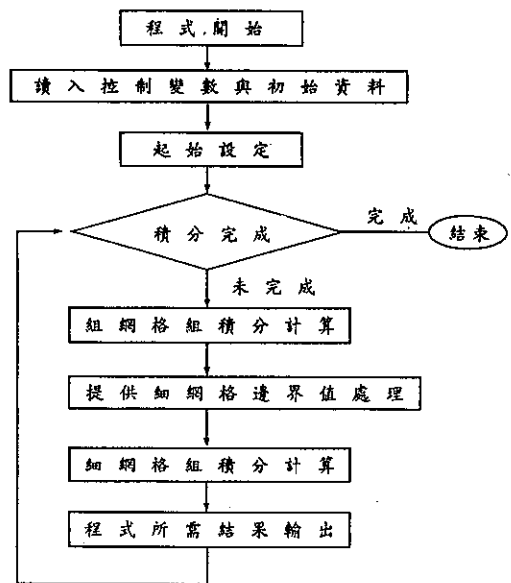


圖 1. 中央氣象局第二代有限區域預報模式運算流程。

是在執行時間的積分部分，而各積分計算則包含物理與動力效應兩大部分，其中物理效應包含積雲參數效應、地表邊界效應、大尺度降水效應、絕對不穩定調整等，詳細之積分情形如圖二。而為了滿足積分之穩定性，粗網格之積分時距設定為120秒，細網格之時距為40秒。對48小時之預報，圖一之迴路共需執行1440次。

對一般使用者以高階語言(如FORTRAN)所撰寫的程式，通常之電腦系統會透過編譯系統將高階語言程式轉換為可執行檔，Cray 8i也是如此，只不過因為Cray 8i有向量及平行處理能力，為減少程式發展人員在設計程式時要分心考慮到向量處理及平行處理，因此Cray 8i之編譯系統較一般電腦之編譯系統為複雜，Cray 8i完整之FORTRAN編譯系統分為前置處理(FORTRAN Preprocessor; FPP)，中期處理(FORTRAN Midprocessor; FMP)，編譯(FORTRAN

Compiler)以及載入(Loader)等四部分。其中，編譯和載入二部分和一般電腦系統之編譯載入功能相近。FPP及FMP則是針對協助使用者應用向量與平行處理而設計，其中 FPP主要在解析並有能力改善使用者之程式，使得程式執行時能提高單元與向量

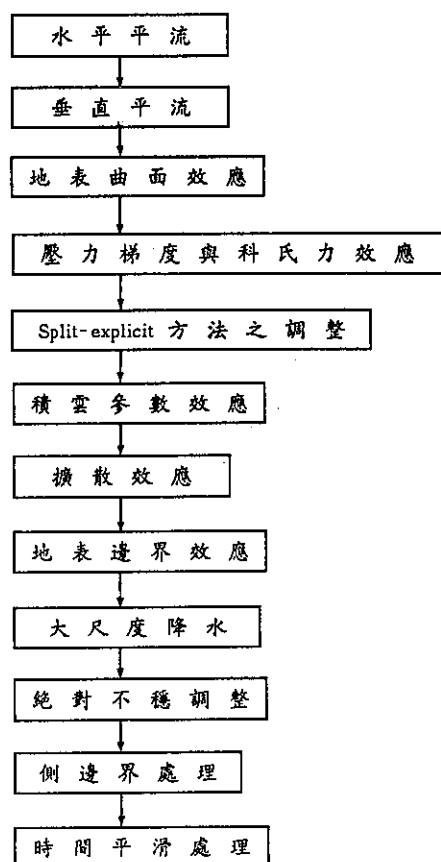


圖 2. 中央氣象局第二代有限區域預報模式之計算次序。

處理之效率。同時，FPP也會分析並決定程式之可並行執行區域，FMP則將程式之可並行執行區域依可使用CPU之數量進一步轉換程式，使程式能由多CPU並行處理。

由於Cray 8i有相當成功的前置及中期處理單元(FPP及FMP)，因此一個結構較簡單的程式即使設計者並未考慮到向量化，平行處理，但經Cray 8i完整的編譯過程，在執行時也往往能相當有效的被向量、平行處理，然而，對一個結構較複雜的程式，

則需設計者在撰寫程式時加入特殊之指引(directive)，才能有效地被執行。

而分析程式是否有效的被執行方面，CRAY公司提供flowview、atscope、atexpert、hpm、prof、perfview、procstat等工具以協助程式發展者分析程式之特性，而以 flowview、atscope和atexpert三者和往後之討論較有關係，其中flowview可產生關於程式執行時各副程式的相關資訊如總執行時間，呼叫次數，平均執行時間，執行時間百分比等；atscope則可協助使用者判定一變數之屬性，在一迴路內變數之屬性改變可以影響此迴路之向量與平行處理能力；而atexpert 則可顯示各副程式在多重處理器同時執行之平行度。

三、改進過程與結果

原始之程式經Cray 8i編譯自動強化向量與平行處理後以時距2分鐘進行48小時之預報積分時，模式執行所需之總時間大約需13300秒，以6個CPU執行之回應時間大約是6000秒，也就是平均大概只以2.2個CPU來執行，因此程式執行之並行度不佳，由flowview等工具分析之資料（節錄如表一）顯示最花時間之計算在副程式CHEF、VQSAT2、PBLEND、PBLINT、CUPARA等副程式（各副程式之主要功能如附錄一）。

針對計算所需時太久，本研究採取之改進方法首先著重在增進程式之向量處理，其中主要修改之原則為：

- (一)多層迴路中最內層之迴路儘量為最長之迴路。
- (二)限制了迴路運算向量化之計算，儘可能將它分離於迴路之外，使其它之計算能向量化。
- (三)可以合併之計算則將它們合併於同一迴路內，以節省計算時間。
- (四)儘量增長迴路的長度，如原來為二維的計算修改為一維，可節省計算時間。
- (五)儘量減少呼叫副程式。

依以上原則，我們詳細的研讀程式並進程式改進，其中注意力尤其著重在占了總時間較多的副程式，我們發覺CHEF副程式所以需時很多的主要原因之一為有二個迴路運算中最短維度之計算被置於最內層，而VQSAT2副程式則主要是因為被呼叫

太多次，我們將其修改原來在迴路內呼叫之方法為以陣列暫存，而後在VQSAT2副程式內進行迴路運算，而PBLEND及PBLINT主要費時是因為進行溫度與位溫互變時需要X之Y次方計算，這種計算需要長時間，同時有一些計算可以提出在迴路運算之外（如除以X，可以改成乘以X分之一），而經過

比原來約13300秒節省了3600秒，約為原來的0.73倍。

而由flowview的資料（表1.）顯示，此時程式之執行雖然經向量化而增速，CPU並行處理方面仍然不好，由1個CPU執行之時間比例，高平均而言，大致只使用了約2.2個CPU，同時flowview之資

表 1. 各階段區域模式進行48小時預報之程式執行情形之分析

	原有程式	第一次修改後	第二次修改後	第三次修改後
計算總時(秒)	13300	10800	9620	9780
CPU 使用情形 (使用 CPU 個數 之總秒數)	1 : 4165 2 : 147 3 : 151 4 : 400 5 : 813 6 : 491	1 : 3636 2 : 102 3 : 101 4 : 302 5 : 846 6 : 505	1 : 3512 2 : 105 3 : 86 4 : 364 5 : 759 6 : 347	1 : 1017 2 : 143 3 : 117 4 : 274 5 : 830 6 : 599
平均 CPU 使用 個數	2.19	2.30	2.19	3.52
適於 IN-LINING 之副程式	QSAT、ESAT	QSAT、ESAT	QSAT、ESAT	
最費時之前五個 副程式	CHEF VQSAT2 PBLEND PBLINT CUPARA	CHEF DIFF CUPARA PBLINT PBLEND	CHEF DIFF CUPARA VERADV ESAT	CHEF CIFF CUPARA HORADV MIXPBL

註:CPU總數 $\equiv (1 \times \text{cpu1} + 2 \times \text{cpu2} + 3 \times \text{cpu3} + 4 \times \text{cpu4} + 5 \times \text{cpu5} + 6 \times \text{cpu6})$

這樣之初步改進後，相同積分計算所需之時間由原來約13300秒降至10800秒，同時最費時之計算也依序改變為CHEF、DIFF、CUPARA、PBLINT及PBLEND等副程式（詳如表一），由此可見程式設計者注意遵行向量化程式設計撰寫原則的重要性。

再進一步之程式改進仍然是著重於計算占時較多的副程式，其中我們發覺，由於Cray8i記憶體(32 MW)在執行區域模式時（約需20MW）仍有剩餘，因此，可將程式中原本重複計算的部分利用暫存空間存起來，以減少計算。同時，原以設定DATA值再內插（如飽和水汽壓之計算）之方法，改成直接由六次曲線函數（高次曲線函數使值較精確，由加、減與乘所組合之運算要較如次方等非基本運算者要快）計算要稍微快一些，經過這些改進後程式之執行由原來約10800秒降至約9700秒（表1.），

料也顯示可將QSAT、ESAT兩副程式以IN-LINING方式處理，以進一步縮短計算所需時間。因此，再下來之程式改進工作主要為：

- (一)將副程式儘量以IN-LINING處理。
- (二)嘗試使用Cray提供之系統程式取代部分計算。
- (三)進行程式分析，以提高程式並行處理之能力。

在進行第一項改進時，最適於IN-LINING處理的是獨立的副程式，其被呼叫之次數很多，而每次執行之時間又很短的。另外一種情況是，在迴路內呼叫副程式或副程序時使得整個迴路運算不能向量化。在本研究中我們依照flowview分析後之建議，將QSAT與ESAT兩副程式以IN-LINING處理。其作法是首先在編譯指令CFT77中宣布使用IN-LINING之功能，並且在程式裏加上CDIR\$INLINE之指引於QSAT與ESAT之前。

在第二項工作之執行上，主要是針對區域模式中有距陣相乘的計算，這些數學的計算軟體Cray公司已提供有高效率的系統應用程式可供呼叫，目前我們已將距陣相乘的部分以呼叫系統應用程式SGEMM來取代（稍後將提到在副程式FSMODE內因為距陣長度不一致而導致無法以呼叫SGEMM取代）。

第三部分提高並行處理能力之工作則為經程式分析劃分並行區域，這其中，相關性分析及排程問題則為兩個最有用之觀念與技巧。相關性分析大致可分為資料相關性分析與控制相關性分析（或迴路相關性分析）兩部分。資料相關性分析在討論兩相鄰指令資料之依存情形，以FORTRAN指令而言，等號左邊之變數值取決於等號右邊各變數之值，因此如果我們有兩指令（或擴充為兩組指令集） S 及 S' ，且 S 在 S' 前執行，若以USE表示一指令（或一組指令）所有右邊之變數所成之集合，而DEF表示一指令（或一組指令）所有左邊之變數所成之集合。

如果 $DEF(S) \cap USE(S') \neq \emptyset$ 則資料存在正相關性，如果 $USE(S) \cap DEF(S') \neq \emptyset$ 則資料間存在反相關性，而如 $DEF(S) \cap DEF(S') \neq \emptyset$ 則資料間存在輸出值相關性，一般Cray 8i編譯系統會依照這種資料相關性分析結果決定是否並行處理，當有資料相關性存在時往往限制了並行處理能力，需要予以排除。

控制相關性分析主要以迴路所產生之相關性分析為主，如果在同一迴路內之指令並無資料相關性，但如將迴路做LOOP UNROLLING時則有可能產生相關性（稱 loop carried dependence）。而這些分析方法主要是對其迴路運算指標加以分析，較常用的有gcd test及Banerjee analysis (Banerjee, 1988; Zima and Chapman, 1990)。

關於排程問題在Polychronopoulos(1988)中有較詳細討論，而我們之討論主要針對迴路運算在執行時如何分配到各處理器而言，因此，對單一CPU之機器並沒有這方面之問題。以Cray8i電腦而言，其排程之方式主要可分三種：

(一)為內定值，其內定值一次只分派一個iteration到一個CPU，也就是說如果有一個64次的迴路運算

，若有6個CPU則CPU i 將執行第 $i + 6j$ 次的計算，其中 $1 \leq i \leq 6$ ，而 $0 \leq j \leq 64/6 + 1$ 。

(二)為guided-self-scheduling，這是依據每次各CPU之使用情況將迴路分配至各CPU，對各CPU之分配數並不一定每次相同，基本上這種方法是較佳之方法，因其考慮到CPU間負載之平衡。

(三)Vector，這種方法相似於guided-self-scheduling，只不過其小之分配數為64個，這在迴路內之內體運算較簡單時是有效的方法。

在我們的研究裡，我們總共對區域模式中12個需要執行較久的副程式，依以上之相關性分析及考慮排程問題進行改善，這12個副程式分別是DIFF、FSMODE、CHEF、MIXPBL、VERADV、HORADV、CUPARA、CURV、LSPRC、PRCOR、CLOUDY及INTSTA。於此，我們僅以FSMODE及HORADV兩個副程式為例，進一步說明我們對程式改進之作法。

對於FSMODE之改進方面，原來程式如附錄二，由迴路運算上劃分總共可得16小節（ S_1 到 S_{16} ），而此16小節其執行順序與相關情形如圖三（因主要在做資料相關性分析，並未進一步了解各小節之實際功能），圖中 B_1 至 B_4 分別代表4組區塊，其中依常理 B_1 和 B_2 之各計算沒有相依情形應可平行處理，然而 B_1 和 B_2 卻使用相同之陣列變數D1，D2及DUMMY為暫存空間，而無法並行處理，對於這種缺點可以增加變數之方法使它們可以並行處理，而 S_4 則僅做初始化動作可以將之移至最前面。

在經增加變數及重組後，我們可將FSMODE（程式見附錄三）劃分為6個並行區域(PARALLEL REGION, R_1 至 R_6)如圖四，這些並行區域內之計算單元可以同時被多CPU來執行而和次序無關，各並行區域之範圍在程式內以DO ALL或PARALLEL及END PARALLEL來界定。此兩者之不同點在於DO ALL使用於緊接著的迴路，而PARALLEL至END PARALLEL內則可含數個迴路和其它計算單元。以FSMODE內 R_3 而言，即含了三個可並行處理之迴路區塊 P_6 、 P_7 及 P_8 。

在程式之修改上則要引用Cray編譯系統的指引來達到劃分並行區域等之目的，這其中又分為CDIR\$（對於編譯器），CFPP\$（對FPP）及CMICS

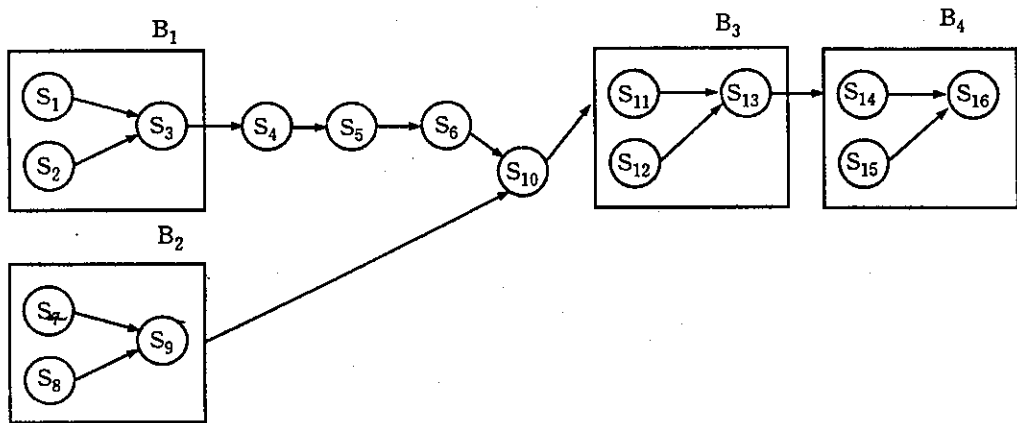


圖 3. 副程式FSMODE之執行循序結構。

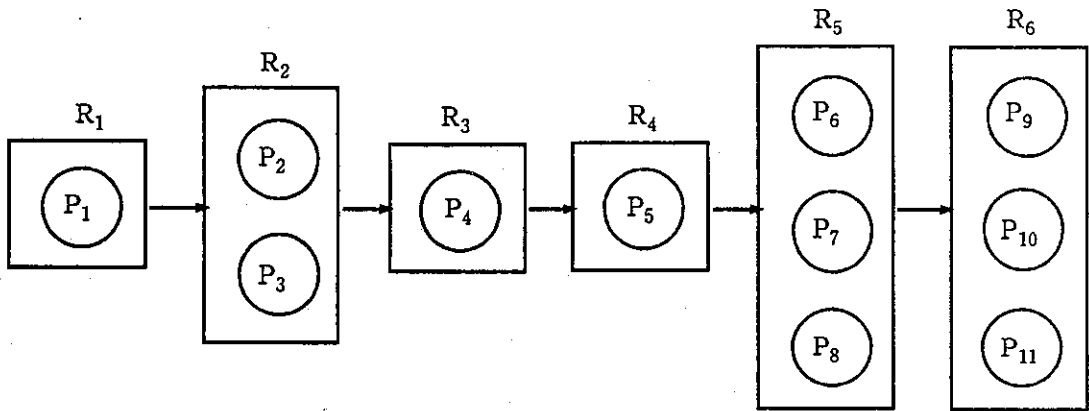


圖 4. :修改後FSMODE副程式之執行循序結構。

(對FMP)三類。在 R_1 裡我們共用了3個指引，其中CFPP\$ UNROLL 4R指示FPP在這副程式中當遇到迴路運算的長度小於等於4時就將該LOOP做UNROLLING。

CFPP\$PRIVATE ARRAY使FPP將下面緊接的迴路運算，當在並行處理時各CPU間的資料彼此無關，不需做同步協調。

CFPP\$SELECT(CONCUR)使FPP在下面緊接的迴路中，選擇以迴路為整體單位送至各CPU執行，通常平行化是針對最外層的迴路，向量化是針對最內層的迴路，透過此指引可改變這個規則。

在 R_2 中，我們利用PARALLEL及END PARALLEL來宣告一PARALLEL REGION，逐行之意義為：

CMIC\$PARALLEL AUTOSCOPE 使FMP認知為

PARALLEL REGION的開始，AUTOSCOPE則啟動編譯程式在測試平行區域時變數的內隱規則。

CMIC\$1 SHARED使FMP在設定CPU的私有變數時，讓各CPU有獨立的值。

CMIC\$CONTROL告訴FMP整個平行區域中用來做控制的變數名稱，當編譯程式遇到有未經宣告的變數時，即以CONTROL內宣告變數為依據以判定其屬性。

CMIC\$ DO PARALLEL GUIDED宣告下面的段落可以被多CPU並行處理，其執行迴路運算分配到各CPU之方式採前述之guided-self-scheduling的方法。

CFPP\$PRIVATE ARRAY相似於 CMIC\$ PRIVATE
CFPP\$NODEPCHK使FPP在緊接著的迴路中不須做

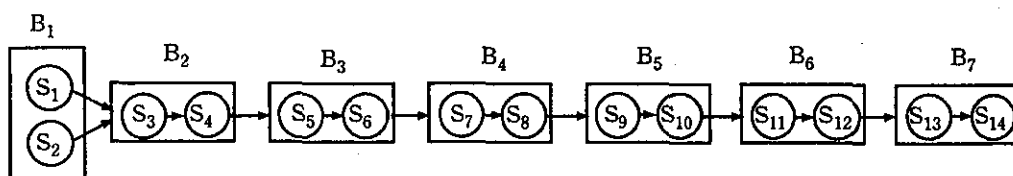


圖 5. 副程HORADV執行循序結構

相關性分析。

因此使用時設計者必須自行分析，確保真的沒有相關生存在，否則結果將產生錯誤。

CMIC\$ END DO為 DO PARALLEL區域之結束。

在此平行區域 R_2 中，共有二個平行段落 P_2 及 P_3 ，其執行順序可在執行時才決定，並可平行處理。平行區域 R_1 和 R_2 相似，唯一的不同只在於平行度僅及於緊接其後的那一個迴路。

在FSMODE副程式中另外加入之指引是CMIS\$ DO ALL AUTOSCOPE GUIDED，它是告訴FMP這一段是 PARALLEL REGION，並採用 guided-self-scheduling的方式，並且在遇到有未宣告變數之屬性時使用內隱之規則。

總結而言，對FSMODE副程式，主要是透過程式分析後以增加區域變數之方式消除相關性而提高副程式執行時之平行度。而在 R_1 中的三個區塊原本可用呼叫系統提供之應用程式SGEMM而取代，但因區塊中之陣列大小不定，以致無法使用，根據實驗，呼叫SGEMM的速度約為該四層迴路運算的三分之一，因此如何進一步改進資料之結構，使能以SGEMM取代，成為下一階段的研究重點。

關於對副程式HORADV之改進方面，HORADV之原來程式如附錄四，執行順序與相關性如圖五。由於 S_3 必須用到 S_1 及 S_2 的輸出，是以 S_3 必須在 S_1 及 S_2 後執行，但 B_2 到 B_7 原本可以互相獨立，但因為共用了陣列變數DUMMY，以致無法並行執行，因此這程式仍可以增加區域變數之使用來提高平行度。而實際上在三維變數DUMMY裡，僅用到前面二維，因此 B_2 到 B_7 若使用不同之第三維變數(K值)則可消除 B_2 到 B_7 等6區塊之相關性，改善後之程式(見附錄五)之執行結構如圖六。由圖六可知

在新的程式中，共分為 R_1 、 R_2 及 R_3 等3個平行區域，10個平行區塊(P_1 至 P_{10})，已有相當高的平行度。而由此部分程式之修改經驗，我們也體會到善

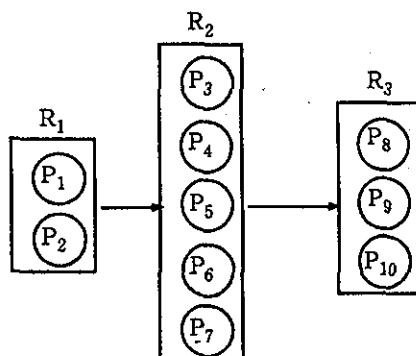


圖 6. 修改後HORADV副程式之執行循序結構

用記憶體之重要性，在沒有新增記憶體的情況下，改變暫存空間之使用方式卻提高了程式之平行處理能力。

另外值得一提的是，在進行此部分程式修改之時，我們亦進行了決定採用並行處理之測試，在每一平行區域之前我們設定一個標準值，倘若在執行時迴路之執行次數低於這個值則不做並行處理。由Cray所提供資料可知Cray YMP在做並行處理的標準值約為800個計算單位，而這標準值(T)之求法為

$$T = 800 / \text{CHIME}$$

其中CHIME = (區域中執行 "+" 和 "-" 之總數，區域中 "*" 和 3倍 "/" 的總數，區域中記憶體存入的次數，(區域中記憶體讀的次數 + 1) / 2) 以上各項數值中之最大(MAX)值。

依此求法，在HORADV副程式中各 PARALLEL REGION之T值為

$$R_1: 800 / \text{MAX}(4, 4, 2, 9/2) \cong 200$$

$$R_2: 800 / \text{MAX}(4, 1, 1, 3/2) \cong 200 \quad (\text{但我們取高標準} 400)$$

$$R_3: 800 / \text{MAX}(6, 3, 1, 4) \cong 133 \quad (\text{取高標準} 200)$$

同時，因為在 R_1 中，迴路內的運算較簡單，我們採用 Vector 的方式，亦即每次以最少64個迴路內體運算的方式做 guided-self-scheduling，而在 R_2 及 R_3

中，因迴路內運算較繁雜，故採用一般guided-self-scheduling的方式。

而在完成以上增進12個副程式平行度後，程式之總執行時間（如表一）稍為增加，然而卻有效地使一個CPU同時執行之時間則分別由約758秒增加至約829秒以及由346秒增加至599秒。如此使得平均程式之執行由原先使用約2.19個CPU提昇至約3.52個CPU，並使得48小時之預報由原先約5170秒縮短至約3000秒。

四、結論與心得

中央氣象局在全面業務電腦化第二期計畫下引進了Cray YMP 8i，並在其上發展各預報模式，由於此電腦為具6個CPU的超級電腦，因此如何充分地應用這新電腦所具快速之向量處理及多CPU並行處理的能力，成為發展預報系統外之另一重要工作。

本研究首先在熟悉CRAY 8i之特性、其所提供各種程式執行之分析輔助工具及應用軟體後進行對原區域預報模式程式之分析，而後引用向量處理與平行處理之要點，針對程式中需時最久之部分進行改善，改善之步驟則在首先提高程式之向量處理能力，而後引用系統應用程式呼叫及IN-LINING處理，最後透過減少相關性後提高程式運算之平行度。

經過這項研究改善，使得程式原先對48小時預報總共約需13300秒，而並行度約2.2CPU，縮短為總需時約9700秒，並提高並行度達3.5CPU，這結果使原先約需6000秒完成之工作降至約3000秒，執行時間縮短為原來之一半。而其中增加向量化部分，大致可使預報總需時降至9600秒，即約為原來之2/3。不過，提高向量化並未有效改善程式之可並行度。

在研究的過程中，我們也有以下一些心得：

- (一) Cray YMP在編譯系統方面，對向量化已較成熟，只要在撰寫程式時遵照增進向量處理之常規，則可得到相當好的效率，而系統所提供的一些工具也可以相當有效地協助使用者分析程式之計算效率。在平行處理方面，現有之編譯系統相較下效能並不好，需要在撰寫程式時加入適當指引，才能有效提高計算效率。
- (二) 在程式記憶體之管理方面，我們發覺一般程式設計者仍會採用以往單一CPU宣告一大塊COMMON

BLOCK做為共用區之習慣，而在此COMMON BLOCK內含許多暫存需要的陣列，以共用記憶空間。然而這種設計方法，往往增加了資料之相關性，而減低程式之並行度，我們的建議是使用者應盡量宣告必要的共用變數於COMMON BLOCK，而將許多的暫存用陣列宣告為區域變數。

- (三) 在程式中EQUIVALENCE的宣告，往往使程式分析的困難度增加，應儘可能少用。
- (四) 在陣列的處理方面，在程式中有許多地方都存有邊界值的問題，若能進一步妥善處理這些邊界，當可再提高其效率。
- (五) 區域模式裡因含有粗及細兩組格點，而兩者格點數並不相同，但又大部分使用同一副程式，這樣的安排有時會因迴路之計算，並不是對所有宣告陣距大小之全部，而影響了向量處理或呼叫系統軟體。因此，對程式整個資料及程式架構做進一步分析與改變，將可進一步提高程式之執行效率。

五、致 謝

本文在中央氣象局研究發展專題CB83-1A05支持下完成，期間承蒙戴金生博士夫婦、彭順台教授及李尚武博士提供建議，謹此致謝。

六、參考文獻

- Banerjee, U., 1988: Dependence analysis for supercomputing. Kluwer Academic Publishers, 155pp.
- Hwang, K., 1993: Advanced computer architecture: Parallelism, scalability, programmability. McGraw-Hill, 770pp.
- Polychronopoulos, C.D., 1988: Parallel programming and compilers. Kluwer Academic Publishers, 240pp.
- Zima, H., and B. Chapman, 1990: Supercompilers for parallel and vector computers. ACM Press, Addison Wesley, 376pp.

附錄一：有限區域預報模式部分副程式之主要功能。

CHEF：以完成圖二之積分計算。

CLOUDY：積雲參數化處理中，計算雲內之溫度濕度等結構。

CUPARA：處理郭氏積雲參數化。

CURV：地表曲率效應。

DIFF：擴散處理。

ESAT：計算飽和水汽壓。

FSMODE：移動較快波動部分之修正。

HORADV：水平平流。

MIXPBL：處理混合邊界層。

PBLINT：溫度換算位溫為地表邊界層之前置處理。

PBLEND：為地表邊界層之後續處理（主要將位溫換為溫度）

QSAT：計算飽和比濕。

VERADV：垂直平流。

VQSAT2：計算飽和比濕。

LSPRCP：處理大尺度降水。

PRCOR：計算壓力梯度與科氏力作用。

INTSTA：模式變數單位轉換。

附錄二：改進前之FSMODE副程式

```
SUBROUTINE FSMODE(U1,V1,T1,PS1,U2,V2,T2,PS2,M,N,M1,N1)
  include 'MXXXXX'
  PARAMETER (K=KK-1,KH=3)
  DIMENSION U1(M1,N,KK),V1(M1,N,KK),T1(M,N,KK),PS1(M,N),
    U2(M1,N,KK),V2(M1,N,KK),T2(M,N,KK),PS2(M,N)
  COMMON/BLK1/DELX,DELY,DELSQ,DELT,R,CP,G,
    1 HMX(MX,NX),HXU(MX,NX),HXY(MX,NX),COROLS(MX,NX),
    2 THEAN(KK),SIGMA(KK),RTSTAR(KK),PSTAR(KK),DELZ(KK),INT(KH)
  COMMON/BLK2/AN1(K1,KK),AN2(KK),AM1(KK,KK),AM1INV(KK,KK),AM2(KK,KK),
    1 ,AM3(KK,KK),AM3INV(KK,KK),AM4(KK,KK),AM5(KK),
    2 ,AM6(KK,KK),AM7(KK)
  COMMON/BLK3/EV(KK),VEC(KK,KK),VEGINV(KK,KK)
  COMMON/BLK4/F1(MX,NX,KH),F2(MX,NX,KH),PHODE(MX,NX,KH),
    1 DHODE(MX,NX,KH)
  COMMON/BLK9/ D1(MX,NX),D2(MX,NX),DUMMY(MX,NX,KK)
  COMMON/BLK2022/HMXX(MX,NX),HMYY(MX,NX),
    1 HUUX(MX,NX),HUUY(MX,NX),
    2 HVVX(MX,NX),HVVY(MX,NX),
    3 HMX(MX,NX),HMY(MX,NX),
    4 HUX(MX,NX),HUY(MX,NX),
    5 DHV(MX,NX),DHU(MX,NX),
    6 HMXX(MX,NX),HMYY(MX,NX),
    7 HUUX(MX,NX),HUUY(MX,NX),
    8 HVVX(MX,NX),HVVY(MX,NX)
  DO 197 J=2,M1
    DO 197 I=1,M1
      D1(I,J)=(PS1(I+1,J)+PS1(I,J))*0.5*HAXU(I,J)
197 CONTINUE
  DO 198 J=1,M1
    DO 198 I=2,M1
      D2(I,J)=(PS1(I,J+1)+PS1(I,J))*0.5*HXY(I,J)
198 CONTINUE
  DO 200 K=1,KH
    DO 200 J=2,M1
      DO 200 I=2,M1
        DUMMY(I,J,K)= (D1(I,J)*U1(I,J,K)-D1(I-1,J)*U1(I-1,J,K))*hmxx(I,J)+
          1 (D2(I,J)*V1(I,J,K)-D2(I,J-1)*V1(I,J-1,K))*hmxy(I,J)
200 CONTINUE
  DO 204 K=1,KH
    DO 204 J=1,M
      DO 204 I=1,M
        F1(I,J,K)=0.0
        F2(I,J,K)=0.0
        DHODE(I,J,K)=0.0
        PHODE(I,J,K)=0.0
204 CONTINUE
  print *, 'Start calling fsmode'
```

```
S5 DO 205 KA=1,KH
  DO 205 K=1,KK
  DO 205 J=2,M1
  DO 205 I=2,M1
    F1(I,J,KA)=F1(I,J,KA)-VEGINV(KA,K)*DUMMY(I,J,K)
205 CONTINUE
  DO 203 K=1,KH
  DO 203 J=2,M1
  DO 203 I=2,M1
    DHODE(I,J,K)=F1(I,J,K)
203 CONTINUE
  DO 172 J=2,M1
  DO 172 I=1,M1
    D1(I,J)=(PS2(I+1,J)+PS2(I,J))*0.5*HAXU(I,J)
172 CONTINUE
  DO 173 J=1,M1
  DO 173 I=2,M1
    D2(I,J)=(PS2(I,J+1)+PS2(I,J))*0.5*HXY(I,J)
173 CONTINUE
  DO 206 K=1,KH
  DO 206 J=2,M1
  DO 206 I=2,M1
    DUMMY(I,J,K)=(D1(I,J)*U2(I,J,K)-D1(I-1,J)*U2(I-1,J,K))*hmxx(I,J)+
      1 (D2(I,J)*V2(I,J,K)-D2(I,J-1)*V2(I,J-1,K))*hmxy(I,J)
206 CONTINUE
  DO 208 KA=1,KH
  DO 208 K=1,KK
  DO 208 J=2,M1
  DO 208 I=2,M1
    DHODE(I,J,KA)=DHODE(I,J,KA)-VEGINV(KA,K)*DUMMY(I,J,K)
208 CONTINUE
  DO 210 K=1,KH
  DO 210 J=2,M1
  DO 210 I=2,M1
    F2(I,J,K)=AM7(K)*PS1(I,J)
210 CONTINUE
  DO 212 K=1,KK
  DO 212 J=2,M1
  DO 212 I=2,M1
    DUMMY(I,J,K)=PS1(I,J)*T1(I,J,K)
212 CONTINUE
  DO 215 K=1,KH
  DO 215 KA=1,KK
  DO 215 J=2,M1
  DO 215 I=2,M1
    F2(I,J,K)=F2(I,J,K)-AM6(K,KA)*DUMMY(I,J,KA)
215 CONTINUE
  DO 220 K=1,KH
  DO 220 I=1,M
  DO 220 J=1,N
    PHODE(I,J,K)=AM7(K)*(PS1(I,J)-PS2(I,J))
220 CONTINUE
  DO 222 K=1,KK
  DO 222 J=1,M
  DO 222 I=1,M
    DUMMY(I,J,K)=(PS1(I,J)*T1(I,J,K)-PS2(I,J)*T2(I,J,K))
222 CONTINUE
  DO 225 K=1,KH
  DO 225 KA=1,KK
  DO 225 J=1,M
  DO 225 I=1,M
    PHODE(I,J,K)=PHODE(I,J,K)+AM6(K,KA)*DUMMY(I,J,KA)
225 CONTINUE
  RETURN
END
```

附錄三：經改善平行處理後之FSMODE副程式

```
SUBROUTINE FSMODE(U1,V1,T1,PS1,U2,V2,T2,PS2,M,N,M1,N1)
  include 'MXXXXX'
  PARAMETER (K1=KK-1,KH=3)
  DIMENSION U1(M1,N,KK),V1(M1,N,KK),T1(M,N,KK),PS1(M,N),
    U2(M1,N,KK),V2(M1,N,KK),T2(M,N,KK),PS2(M,N)
  COMMON/BLK1/DELX,DELY,DELSQ,DELT,R,CP,G,
    1 HMX(MX,NX),HXU(MX,NX),HXY(MX,NX),COROLS(MX,NX),
    2 THEAN(KK),SIGMA(KK),RTSTAR(KK),PSTAR(KK),DELZ(KK),INT(KH)
  COMMON/BLK2/AN1(K1,KK),AN2(KK),AM1(KK,KK),AM1INV(KK,KK),AM2(KK,KK),
    1 ,AM3(KK,KK),AM3INV(KK,KK),AM4(KK,KK),AM5(KK),
    2 ,AM6(KK,KK),AM7(KK)
  COMMON/BLK3/EV(KK),VEC(KK,KK),VEGINV(KK,KK)
  COMMON/BLK4/F1(MX,NX,KH),F2(MX,NX,KH),PHODE(MX,NX,KH),
    1 DHODE(MX,NX,KH)
  COMMON/BLK9/ D1(MX,NX),D2(MX,NX),DUMMY(MX,NX,KK)
  COMMON/BLK2022/HMXX(MX,NX),HMYY(MX,NX),
    1 HUUX(MX,NX),HUUY(MX,NX),
    2 HVVX(MX,NX),HVVY(MX,NX),
    3 HMX(MX,NX),HMY(MX,NX),
    4 HUX(MX,NX),HUY(MX,NX),
    5 DHV(MX,NX),DHU(MX,NX),
    6 HMXX(MX,NX),HMYY(MX,NX),
    7 HUUX(MX,NX),HUUY(MX,NX),
    8 HVVX(MX,NX),HVVY(MX,NX)
  DIMENSION D197(MX,NX),D2198(MX,NX),DUMMY06(MX,NX,KK)
  DIMENSION DUMMY06(MX,NX,KK),DUMMY12(MX,NX,KK)
```

CFPPS UNROLL 4 R

CFPPS PRIVATEARRAY

CFPPS SELECT (CONCUR)

P1

```
DO 204 K=1,KH
  DO 204 J=1,M
  DO 204 I=1,M
    F1(I,J,K)=0.0
    F2(I,J,K)=0.0
    DHODE(I,J,K)=0.0
    PHODE(I,J,K)=0.0
204 CONTINUE
```

↓
R1
↑

CHICS PARALLEL AUTOSCOPE
CHICS1 SHARED (M1,M1,D1197,PS1,HXU,HXV,D2198)
CHICS2 SHARED (D1,D2,PS2)
CHICS3 PRIVATE (I,J)
CHICS4 CONTROL (I,J)

CHICS DO PARALLEL GUIDED
CFPPS PRIVATEARRAY
CFPPS NODEPCHK
DO 197 J=2,M1
DO 197 I=1,M1
D1197(I,J)=(PS1(I+1,J)+PS1(I,J))*0.5*HXU(I,J)
D1(I,J)=(PS2(I+1,J)+PS2(I,J))*0.5*HXU(I,J)
197 CONTINUE
CHICS END DO

CHICS DO PARALLEL GUIDED
CFPPS PRIVATEARRAY
CFPPS NODEPCHK
DO 198 J=1,M1
DO 198 I=2,M1
D2198(I,J)=(PS1(I,J+1)+PS1(I,J))*0.5*HXV(I,J)
D2(I,J)=(PS2(I,J+1)+PS2(I,J))*0.5*HXV(I,J)
198 CONTINUE
CHICS END DO

CHICS END PARALLEL

CHICS DO ALL AUTOSCOPE GUIDED
CHICS1 SHARED (DUMHY00,D1197,D2198,U1,V1,HMX,HMY,KK,M1,M1)
CHICS2 SHARED (DUMHY06,D1,D2,U2,V2,DUMHY12,T1,PS1)
CHICS3 PRIVATE (I,J,K)
CHICS4 CONTROL (I,J,K)

CFPPS PRIVATEARRAY
DO 200 K=1,KK
CFPPS NODEPCHK
DO 200 J=2,M1
DO 200 I=2,M1
DUMHY00(I,J,K)=(D1197(I,J)*U1(I,J,K)-D1197(I-1,J)*U1(I-1,J,K))
1 *hmx(I,J)+
1 (D2198(I,J)*V1(I,J,K)-D2198(I,J-1)*V1(I,J-1,K))
1 *hmy(I,J)+
1 DUMHY06(I,J,K)=(D1(I,J)*U2(I,J,K)-D1(I-1,J)*U2(I-1,J,K))
1 *hmx(I,J)+
1 (D2(I,J)*V2(I,J,K)-D2(I,J-1)*V2(I,J-1,K))*hmy(I,J)
1 DUMHY12(I,J,K)=PS1(I,J)*T1(I,J,K)
200 CONTINUE
c print *, 'Start calling famode'

CHICS DO ALL AUTOSCOPE GUIDED
CHICS1 SHARED (KK,M1,M1,F1,VECINV,DUMHY00)
CHICS2 PRIVATE (I,J,K)
CHICS3 CONTROL (I,J,K)

CFPPS UNROLL 3 L
DO 205 KA=1,KK
DO 205 K=1,KK
CFPPS NODEPCHK
DO 205 J=2,M1
DO 205 I=2,M1
F1(I,J,KA)=F1(I,J,KA)-VECINV(KA,K)*DUMHY00(I,J,K)
205 CONTINUE

CHICS PARALLEL AUTOSCOPE
CHICS1 SHARED (M1,M1,DHODE,F2,F1,AH7,PS1,PHODE,PS2,AH7)
CHICS2 SHARED (M,N,KK,DUMHY,T1,T2)
CHICS3 PRIVATE (I,J)
CHICS4 CONTROL (I,J)

CHICS DO PARALLEL GUIDED
CFPPS PRIVATEARRAY
CFPPS NODEPCHK
DO 203 J=2,M1
DO 203 I=2,M1
DO 203 K=1,KK
DHODE(I,J,KA)=F1(I,J,KA)-VECINV(KA,K)*DUMHY00(I,J,K)
F2(I,J,K)=AH7(K)*PS1(I,J)
203 CONTINUE
CHICS END DO

CHICS DO PARALLEL GUIDED
CFPPS PRIVATEARRAY
CFPPS NODEPCHK
DO 220 I=1,M
DO 220 J=1,M
DO 220 K=1,KK
PHODE(I,J,K)=AH7(K)*(PS1(I,J)+PS2(I,J))
220 CONTINUE
CHICS END DO

CHICS DO PARALLEL GUIDED
CFPPS PRIVATEARRAY
DO 222 K=1,KK
CFPPS NODEPCHK
DO 222 J=1,M
DO 222 I=1,M
DUMHY(I,J,K)=(PS1(I,J)*T1(I,J,K)-PS2(I,J)*T2(I,J,K))
222 CONTINUE
CHICS END DO

CHICS END PARALLEL

CHICS PARALLEL AUTOSCOPE
CHICS1 SHARED (KK,M1,M1,M,N,DHODE,VECINV,DUMHY06)
CHICS2 SHARED (F2,AH6,DUMHY12,PHODE,DUMHY)
CHICS3 PRIVATE (I,J,KA)
CHICS4 CONTROL (I,J,KA)

CHICS DO PARALLEL GUIDED
CFPPS UNROLL 3 L
DO 208 KA=1,KK
DO 208 K=1,KK
CFPPS NODEPCHK
DO 208 J=2,M1
DO 208 I=2,M1
DHODE(I,J,KA)=DHODE(I,J,KA)-VECINV(KA,K)*DUMHY06(I,J,K)
208 CONTINUE
CHICS END DO

CHICS DO PARALLEL GUIDED
CFPPS UNROLL 3 L
DO 215 KA=1,KK
DO 215 K=1,KK
CFPPS NODEPCHK
DO 215 J=2,M1
DO 215 I=2,M1
F2(I,J,K)=F2(I,J,K)-AH6(K,KA)*DUMHY12(I,J,KA)
215 CONTINUE
CHICS END DO

CHICS DO PARALLEL GUIDED
CFPPS UNROLL 3 L
DO 225 KA=1,KK
DO 225 K=1,KK
CFPPS NODEPCHK
DO 225 J=1,M
DO 225 I=1,M
PHODE(I,J,K)=PHODE(I,J,K)+AH6(K,KA)*DUMHY(I,J,KA)
225 CONTINUE
CHICS END DO

CHICS END PARALLEL

c do 997 I=1,10
c print *, dhode(i,4,4)
c 997 continue
RETURN
END

附錄四：改進前之HORADV副程式

SUBROUTINE HORADV(U1,U2,V1,V2,T1,T2,PS1,M,N,M1,N1)
include 'HKKKK'
PARAMETER (MX1=MX-1,NX1=NX-1,K1=KK-1)
PARAMETER (KM=3)
DIMENSION U1(M1,N,KK),U2(M1,N,KK),V1(M,N,KK),V2(M,N,KK),
1 T1(M,N,KK),T2(M,N,KK),PS1(M,N)
COMMON/BLK1/DELX,DELY,DELXSQ,DELTSQ,DELT,R,CP,G,
1 HXM(MX,NK),HXU(MX,NK),HXV(MX,NK),corols(mx,nk),
2 TMEAN(KK),SIGMA(KK),RTSTAR(KK),PSTAR(KK),DELZ(KK),INT(KM)
COMMON/BLK2/D1(MX,NK),D2(MX,NK),DUMHY(MX,NK,KK)
COMMON/BLK2022/HMXX(MX,NK),HMY(MX,NK),
1 HUX(MX,NK),HUY(MX,NK),
1 HVVX(MX,NK),HVVY(MX,NK),
1 HMXX(MX,NK),HMY(MX,NK),
3 HUX(MX,NK),HUY(MX,NK),
4 DHV(MX,NK),DHU(MX,NK),
5 HMXX(MX,NK),HMY(MX,NK),
1 HMXX(MX,NK),HUY(MX,NK),
1 HVVX(MX,NK),HVVY(MX,NK)

N2=M-2
N2=N-2
DO 200 K=1,KK
DO 90 J=2,M1
DO 90 I=1,M1
D1(I,J)=(PS1(I+1,J)+PS1(I,J))*HXU(I,J)*U1(I,J,K)
90 CONTINUE
DO 95 J=1,M1
DO 95 I=2,M1
D2(I,J)=(PS1(I,J+1)+PS1(I,J))*HXV(I,J)*V1(I,J,K)
95 CONTINUE
DO 100 J=2,M1
DO 100 I=2,M1
DUMHY(I,J,K)=(D1(I,J)+D2(I-1,J))*U1(I,J,K)+U1(I-1,J,K)
100 CONTINUE
DO 105 J=2,M1
DO 105 I=2,M2
U2(I,J,K)=U2(I,J,K)-(DUMHY(I+1,J,K)-DUMHY(I,J,K))*hux(i,j)/8.
105 CONTINUE
DO 110 J=1,M1
DO 110 I=2,M2
DUMHY(I,J,K)=(D2(I+1,J)+D2(I,J))*U1(I,J,K)+U1(I,J+1,K)
110 CONTINUE
DO 115 J=2,M1
DO 115 I=2,M2
U2(I,J,K)=U2(I,J,K)-(DUMHY(I,J,K)-DUMHY(I,J-1,K))*huy(i,j)/8.
115 CONTINUE
DO 120 J=2,M2
DO 120 I=1,M1
DUMHY(I,J,K)=(D1(I,J+1)+D1(I,J))*V1(I+1,J,K)+V1(I,J,K)
120 CONTINUE
DO 125 J=2,M2
DO 125 I=2,M1
V2(I,J,K)=V2(I,J,K)-(DUMHY(I,J,K)-DUMHY(I-1,J,K))*hvx(i,j)/8.
125 CONTINUE
DO 130 J=2,M1
DO 130 I=2,M1
DUMHY(I,J,K)=(D2(I,J)+D2(I,J-1))*V1(I,J,K)+V1(I,J-1,K)
130 CONTINUE
DO 135 J=2,M2
DO 135 I=2,M1
V2(I,J,K)=V2(I,J,K)-(DUMHY(I,J+1,K)-DUMHY(I,J,K))*hvy(i,j)/8.
135 CONTINUE
DO 140 J=2,M1
DO 140 I=1,M1
DUMHY(I,J,K)=D1(I,J)*T1(I+1,J,K)+T1(I,J,K)-2.0*TMEAN(KK)

```

140 CONTINUE
DO 145 J=2,M1
S2 DO 145 I=2,M1
T2(I,J,K)=T2(I,J,K)-(DUMHY(I,J,K)-DUMHY(I-1,J,K))*hmmx(i,j)/4.
145 CONTINUE
DO 150 J=1,M1
S3 DO 150 I=2,M1
DUMHY(I,J,K)=D2(I,J)*T1(I,J+1,K)+T1(I,J,K)-2.0*THEAN(K)
150 CONTINUE
DO 155 J=2,M1
S4 DO 155 I=2,M1
T2(I,J,K)=T2(I,J,K)-(DUMHY(I,J,K)-DUMHY(I,J-1,K))*hmmx(i,j)/4.
155 CONTINUE
200 CONTINUE
RETURN
END

```

附錄五：經改善平行處理後之HORADV副程式

```

SUBROUTINE HORADV(U1,U2,V1,V2,T1,T2,PS1,M,N,M1,M1)
  INCLUDE 'HKNKK'
  PARAMETER (MX1=MX-1, NX1=NX-1, K1=KK-1)
  PARAMETER (KM=3)
  DIMENSION U1(M1,N,KK), U2(M1,N,KK), V1(M,N,KK), V2(M,N,KK),
  1 T1(M,N,KK), T2(M,N,KK), PS1(M,N)
  COMMON/BLK1/DELX,DELY,DELXS0,DELYS0,DELT,R,CP,G,
  1 HXM(MX,NX),HXU(MX,NX),HXV(MX,NX),corols(mx,nx),
  2 THEAN(KK),SIGMA(KK),R1STAR(KK),PSTAR(KK),DELZ(KK),INT(KM)
  COMMON/BLK9/ D1(MX,NX),D2(MX,NX),DUMHY(MX,NX,KK)
  COMMON/BLK2022/HMMX(MX,NX),HMMY(MX,NX),
  1 HUUX(MX,NX),HUUY(MX,NX),
  1 HVVX(MX,NX),HVVY(MX,NX),
  3 HMX(MX,NX),HMY(MX,NX),
  3 HUX(MX,NX),HUY(MX,NX),
  4 DHV(MX,NX),DHU(MX,NX),
  5 HMMXX(MX,NX),HMMYY(MX,NX),
  1 HUUKX(MX,NX),HUUYT(MX,NX),
  1 HVVXX(MX,NX),HVVYT(MX,NX)

  M2=N-2
  N2=N-2

  DO 200 K=1,KK

  CHICS DO ALL AUTOSCOPE VECTOR IF (N1*M1 .GT. 200)
  CHICS1 SHARED (D1,D2,M1,M1,U1,V1,HXU,HXV,PS1,K)
  CHICS2 PRIVATE (I,J)
  CHICS3 CONTROL (I,J,K)
  DO 90 J=1,M1
  DO 90 I=1,M1
  P1 D1(I,J)=(PS1(I+1,J)+PS1(I,J))*HXU(I,J)*U1(I,J,K)
  D2(I,J)=(PS1(I,J+1)+PS1(I,J))*HXV(I,J)*V1(I,J,K)
  90 CONTINUE

  CHICS PARALLEL AUTOSCOPE IF (N1*M1 .GT. 400)
  CHICS1 SHARED (DUMHY,D1,D2,U1,V1,THEAN,T1,M1,M1,M2,M2,K)
  CHICS2 PRIVATE (I,J)
  CHICS3 CONTROL (I,J,K)

  CHICS DO PARALLEL VECTOR
  CFPSP PRIVATEARRAY
  DO 100 J=2,M1
  DO 100 I=2,M1
  P2 DUMHY(I,J,1)=(D1(I,J)+D1(I-1,J))*U1(I,J,K)+U1(I-1,J,K)
  100 CONTINUE
  CHICS END DO

  CHICS DO PARALLEL VECTOR
  CFPSP PRIVATEARRAY
  DO 110 J=1,M1
  DO 110 I=2,M2
  B3 DUMHY(I,J,2)=(D2(I+1,J)+D2(I,J))*U1(I,J,K)+U1(I,J+1,K)
  110 CONTINUE
  CHICS END DO

  CHICS DO PARALLEL VECTOR
  CFPSP PRIVATEARRAY
  DO 120 J=2,M2
  DO 120 I=1,M1
  P4 DUMHY(I,J,3)=(D1(I,J+1)+D1(I,J))*V1(I+1,J,K)+V1(I,J,K)
  120 CONTINUE
  CHICS END DO

  CHICS DO PARALLEL VECTOR
  CFPSP PRIVATEARRAY
  DO 130 J=2,M1
  DO 130 I=2,M1
  B3 DUMHY(I,J,4)=(D2(I,J)+D2(I,J-1))*V1(I,J,K)+V1(I,J-1,K)
  130 CONTINUE
  CHICS END DO

  CHICS DO PARALLEL VECTOR
  CFPSP PRIVATEARRAY
  DO 140 J=2,M1
  DO 140 I=1,M1
  B3 DUMHY(I,J,5)=D1(I,J)*T1(I+1,J,K)+T1(I,J,K)-2.0*THEAN(K)
  140 CONTINUE
  CHICS END DO

  CHICS DO PARALLEL VECTOR
  CFPSP PRIVATEARRAY
  DO 150 J=1,M1
  DO 150 I=2,M1
  B3 DUMHY(I,J,6)=D2(I,J)*T1(I,J+1,K)+T1(I,J,K)-2.0*THEAN(K)
  150 CONTINUE
  CHICS END DO
  CHICS END PARALLEL

```

```

CHICS PARALLEL AUTOSCOPE IF (N1*M1 .GT. 200)
CHICS1 SHARED (DUMHY,U2,V2,T2,M1,M1,M2,M2,K)
CHICS2 SHARED (HUUX,HUUY,HVVX,HVVY,HMMX,HMMY)
CHICS3 PRIVATE (I,J)
CHICS4 CONTROL (I,J,K)

```

```
CHICS DO PARALLEL GUIDED
```

```
CFPPS PRIVATEARRAY
```

```
DO 105 J=2,M1
```

```
DO 105 I=2,M2
```

```
U2(I,J,K)=U2(I,J,K)-((DUMHY(I+1,J,1)-DUMHY(I,J,1))*huux(i,j)
+ (DUMHY(I,J,2)-DUMHY(I,J-1,2))*huuy(i,j))*0.125
```

```
105 CONTINUE
```

```
CHICS END DO
```

```
CHICS DO PARALLEL GUIDED
```

```
CFPPS PRIVATEARRAY
```

```
DO 125 J=2,M2
```

```
DO 125 I=2,M1
```

```
V2(I,J,K)=V2(I,J,K)-((DUMHY(I,J,3)-DUMHY(I-1,J,3))*hvvx(i,j)
+ (DUMHY(I,J,4)-DUMHY(I,J,4))*hvvv(i,j))*0.125
```

```
125 CONTINUE
```

```
CHICS END DO
```

```
CHICS DO PARALLEL GUIDED
```

```
CFPPS PRIVATEARRAY
```

```
DO 145 J=2,M1
```

```
DO 145 I=2,M1
```

```
T2(I,J,K)=T2(I,J,K)-((DUMHY(I,J,5)-DUMHY(I-1,J,5))*hmmx(i,j)
+ (DUMHY(I,J,6)-DUMHY(I,J-1,6))*hmmv(i,j))*0.25
```

```
145 CONTINUE
```

```
CHICS END DO
```

```
CHICS END PARALLEL
```

```
200 CONTINUE
```

```
c do 997 i=1,10
```

```
c print *, t2(i,4,4)
```

```
c 997 continue
```

```
RETURN
```

```
END
```

PRELIMINARY RESULTS ON THE IMPROVEMENT OF THE VECTORIZATION AND PARALLELIZATION OF A LIMITED-AREA FORECAST MODEL ON THE CRAY YMP COMPUTER

T.C. Yeh H.W. Jyan

Central Weather Bureau
Taipei, Taiwan, R.O.C

ABSTRACT

To improve the computational efficiency is one of the essential tasks for an operational numerical weather prediction center to be a success. The Central Weather Bureau (CWB) developed a limited-area forecast model in their second phase numerical weather prediction project. This paper reports some results of an attempt to improve the computational efficiency of the model on the six-processor CrayYMP 8i super-computer

The model source codes were first been examined to eliminate the unnecessary computations. Some temporary memory spaces were added to store values for saving computations. System provided utilities (such as flowview, atexpeut and atscope) then were applied to analyze the computational efficiency and data dependency. Code refinements then were made for the subroutines with the poorer computational efficiency.

After the study, the central processor unit (CPU) time for executing a 48-hour model forecast has been decreased from 13,300 seconds to 9,700 seconds. In the mean time, the parallelization has been increased from the averaged using 2.2 CPU to 3.5 CPU.

民國八十年颱風調查報告—侵台颱風(9107)艾美

陳圭宏 蔡甫甸 蕭家森

中央氣象局氣象預報中心

摘要

艾美(AMY)颱風，編號9107，係於民國80年7月16日14時，由在菲律賓東方海面之熱帶性低氣壓(T.D.)增強而成爲輕度颱風，而於7月20日14時在廣東省減弱爲熱帶性低氣壓，生命期四天。其生命期內雖經歷過輕度、中度到強烈的強度變化，但因太平洋高壓強盛，艾美颱風一直都在太平洋高壓南邊的東風帶裏穩定地朝西北西方向進行，以致各種客觀的颱風路徑預報模式都有不錯的24小時路徑預測表現，其中以相當正壓颱風模式(EB)成績最好，24小時颱風位置預測之向量誤差平均爲110.38公里，角度誤差絕對值平均爲7.27度。比較各國氣象機構發布的路徑預測，則以本局的預報成績最好，24小時颱風位置預測之向量誤差平均爲118.64公里，角度誤差絕對值平均爲4.65度。

風雨預報模式，可定性地指出艾美颱風侵襲期間台灣各地區將出現大雨及小雨、大風及小風的區域，以及不同時間的不同情況。但在定量上，大雨、大風的預報值都偏小。

艾美颱風由台灣東南部海面西進，穿過巴士海峽，進入台灣海峽南部海面。台灣地區最大風雨區，主要出現在颱風右半圓的恆春半島和東南部地區。蘭嶼在18日18時21分觀測到72.0公尺/秒(17級以上)的最大陣風和46.2公尺/秒(15級)的平均風。恆春在艾美颱風影響期間降雨281公厘最多，大武262公厘次多，台東247公厘再次之。台灣東北部和北部地區雖不在艾美颱風300公里暴風半徑範圍以內，但也出現強風和大雨，如彭佳嶼和鞍部都曾觀測到35公尺/秒(12級)以上的最大陣風和22公尺/秒(9級)以上的平均風；基隆降雨76.1公厘，蘇澳降雨85.8公厘。

艾美颱風中心雖然沒有直接登陸台灣陸地，但在通過巴士海峽時，因極接近恆春半島，而當時又值艾美颱風是強烈颱風階段，所以也給台灣部分地區帶來強風和豪雨，造成3人失蹤、2人重傷、房屋全倒19間和半倒53間以及交通設施受損等災情的發生。

一、前言

艾美颱風，編號9107，是民國80年西太平洋地區發生的第七個颱風，也是中央氣象局該年發布颱風警報的第一個颱風。從7月17日16時10分(地方時)發布第一報海上颱風警報，到7月19日21時10分解除颱風警報，中央氣象局共發布十報，其中有六報是海上陸上颱風警報。

艾美颱風於7月16日14時發生於菲律賓東方海面，17日14時增強爲中度颱風，18日14時再增強爲

強烈颱風。艾美颱風中心於19日清晨2時左右經過恆春半島南端近海，此時也正是艾美颱風強度最強期間，因而造成台灣地區部分災情。19日16時30分登陸廣東省汕頭後進入大陸，此時艾美颱風仍維持中度颱風的強度，也造成廣東省嚴重的災害，20日14時方減弱爲熱帶性低氣壓，生命期共四天。

本文將就艾美颱風的發生和本局的處理經過、颱風路徑、台灣地區的風雨統計、氣壓趨勢和校驗路徑預報模式誤差及災情統計作說明。

二、艾美颱風的發生經過及颱風警報的發布

7月15日00UTC的紅外線衛星雲圖（圖一），顯示太平洋高壓的範圍很廣，西側邊緣到達東經110度附近，北側在北緯30度左右。太平洋高壓的北邊是一從華中延伸到日本南部的梅雨鋒面。在北緯21度、東經129度附近，有一由高層冷心低壓誘生的熱帶性低氣壓(T.D.)的雲系。在此一雲系的東南方海面亦有一較大的雲系，此一雲系也是熱帶性低氣壓，它在7月16日06UTC增強為輕度颱風，命名為艾美(AMY)，編號9107。圖二、(a)(b)(c)(d)分別是7月16日到19日各日12UTC之500hPa高度場圖，台灣東南方海面的熱帶性低氣壓和艾美颱風都在太平洋高壓南緣的東風駛流場裏活動，較偏北的熱帶性低氣壓向西移動至台灣上空減弱消失但艾美颱風

則方向穩定地向西北西進行。於17日06UTC增強為中度颱風，中心位於恆春東南方約950公里之海面上，經預測24小時後距離恆春395公里，將對台灣東南部海面及巴士海峽構成威脅。所以本局於17日16時10分發布第一號第一報海上颱風警報（表一）。18日8時，艾美颱風在恆春東南方約575公里之海面上，朝向恆春半島南端近海移行，且強度有繼續增強而暴風範圍有擴大的趨勢，將對台灣東南部及恆春半島將構成威脅。所以於9時45分發布海上陸上颱風警報（表一）。19日清晨艾美颱風於恆春半島南端近海穿過巴士海峽，仍以西北西的方向直撲大陸廣東省，於19日16時30分登陸廣東省汕頭。艾美颱風進入大陸後強度減弱，暴風半徑也縮小，對台灣地區的威脅解除，因此本局於19日21時10分解除海上陸上颱風警報（表一）。總計本局對艾美颱風發布警報有十報。

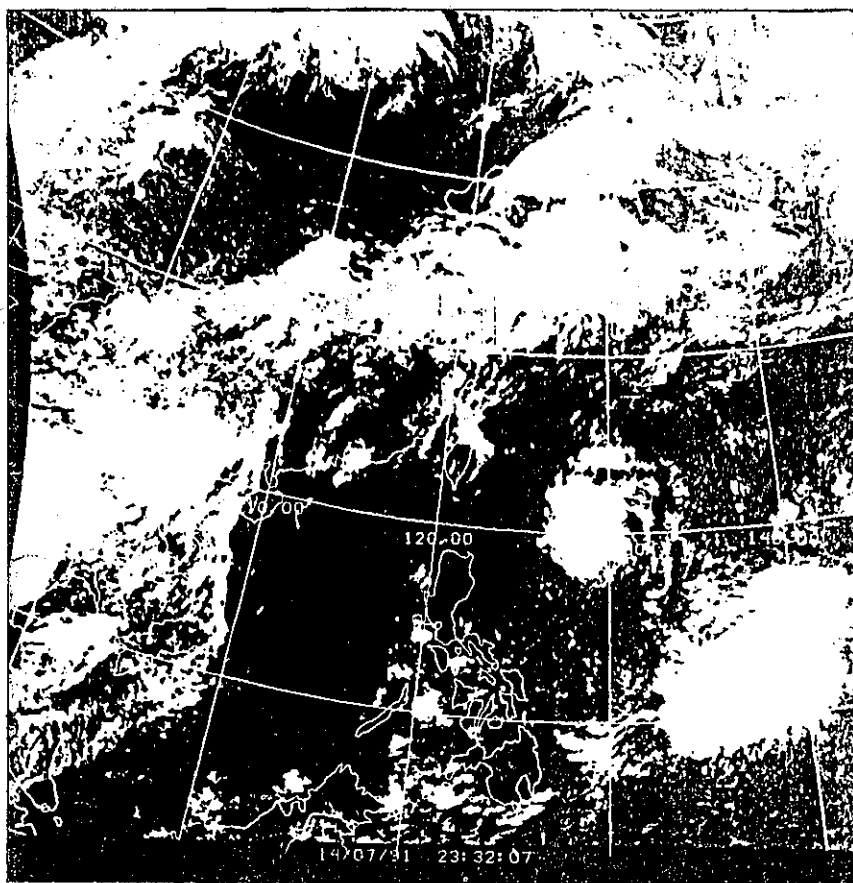


圖 1. 民國80年7月15日00UTC的紅外線衛星雲圖

Fig. 1. The IR satellite image at 00 UTC of July 15, 1991.

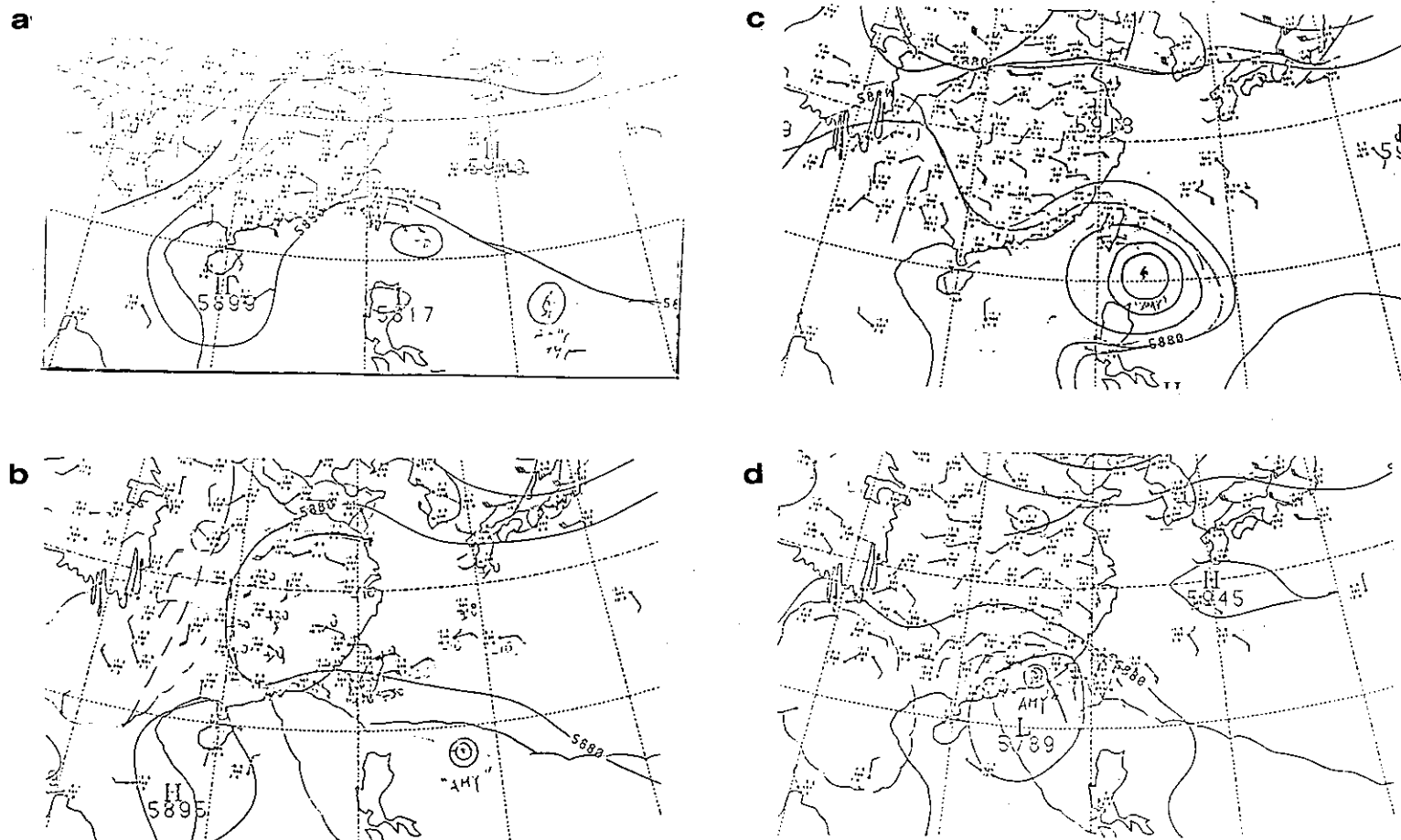


圖 2. 民國80年7月(a)16日 (b)17日 (c)18日 (d)19日, 12UTC 500 hPa 高空天氣圖

Fig. 2. The 500 hPa weather chart on 12 UTC of July (a)16 (b)17 (c)18 (d)19, 1991

表 1. 中央氣象局發布的艾美颱風資料表

Table 1. The Typhoon AMY(9107) data issued by CWB.

颱風：艾美 (AMY) 編號：9107 民國80年 (1991)

月	日	地方時	北緯 ° N	東經 ° E	中心氣壓 MB	近最大風速 M/S	瞬間最大陣風 M/S	盛行風速方向	盛行風速 KM/HR	七級風半徑 (KM)	十級風半徑 (KM)	附註說明
07	16	08	14.6	134.0	1002	—	—	WNW	19	—	—	T.D.
07	16	14	16.1	133.2	998	18	23	WNW	19	100	—	輕度
07	16	20	16.7	132.3	995	23	28	WNW	19	100	—	輕度
07	17	02	17.2	130.9	985	28	35	WNW	19	150	50	輕度
07	17	08	17.8	129.7	980	30	38	WNW	22	200	80	輕度
本局發布海上颱風警報時間：80年 7月17日 16時 0分												
07	17	14	18.0	128.4	978	33	40	WNW	22	200	100	中度
07	17	20	18.2	127.5	978	33	40	WNW	22	200	100	中度
07	18	02	18.6	126.5	970	35	43	WNW	19	200	100	中度
本局發布海上陸上颱風警報時間：80年 7月18日 9時45分												
07	18	08	19.3	125.2	960	43	51	WNW	20	250	150	中度
07	18	14	19.9	123.8	950	51	65	WNW	22	300	180	強烈
07	18	20	20.6	122.6	950	51	65	WNW	24	300	180	強烈
07	19	02	21.5	120.8	950	51	65	WNW	26	300	180	強烈
07	19	08	22.4	118.7	960	48	63	WNW	30	250	150	中度
07	19	14	23.0	117.4	965	45	60	WNW	24	250	100	中度
07	19	20	23.6	115.7	975	35	45	WNW	24	200	80	中度
本局解除海上陸上颱風警報時間：80年 7月19日 21時10分												
07	20	02	24.0	115.0	985	30	40	WNW	18	180	—	輕度
07	20	08	24.6	113.6	995	23	28	WNW	26	100	—	輕度
07	20	14	25.7	112.0	997	17	—	WNW	26	—	—	T.D.

三、艾美颱風路徑

艾美颱風的最佳路徑如表二及圖三所示，主要是根據本局氣象衛星中心的颱風定位和高雄雷達站的颱風定位資料，並參考關島的衛星定位和日本、關島、大陸等氣象機構所發布的颱風位置，再經適當的平滑而得。由表二知，艾美颱風在16日06UTC由熱帶性低氣壓增強為輕度颱風以後，就穩定地向西北西（290度左右）方向進行，一直到進入大陸減弱為熱帶性低氣壓，其行進速率都維持在20-25公里／小時左右。但在18日12UTC到19日00UTC這十二小時中，艾美颱風的進行速率突然加快到35-40公里／小時。此時正是艾美颱風通過巴士海峽的時候(圖三)。圖四是7月18日12UTC的500/700/850 hPa的平均氣流圖，由圖顯示，太平洋高壓脊在北緯31度附近，高壓勢力向西延伸到東經110度的西邊，艾美颱風就處在太平洋高壓南邊的強盛東風帶

裏，所以並無使艾美颱風往北轉向的駛流出現，艾美颱風只能繼續朝西北西進行。至於為何從18日12 UTC開始加速到35公里／小時以上的速度？是否和巴士海峽的地形效應有關？這可能尚需以數值模擬作進一步的研究。目前所使用的颱風路徑預報模式，皆無法掌握到此一現象，各國的氣象機構也沒有預測到這種快速進行的現象。

表三是本局氣象衛星中心15日2333UTC即開始對艾美颱風的雲系所作每三小時一次的定位資料，供颱風小組參考使用。表四是高雄氣象雷達站從18日14UTC開始每小時的艾美颱風定位，直到19日08 UTC止。表四亦摘錄大陸汕頭和廈門的雷達定位資料，供比較參考。

四、風雨統計及氣壓趨勢

圖五是蘭嶼(46762)、恆春(46759)和大武(46754)的氣壓趨勢圖。恆春的最低氣壓出現在19日清晨

表 2. 艾美颱風最佳路徑資料表

Table 2. The best track data of AMY(9107).

艾美颱風 (AMY) 最佳移動路徑					
時間	強度	北緯	東經	方向	速度
1500Z	T.D.	13.0	138.0	289	23
1506Z	T.D.	13.4	136.8		
1512Z	T.D.	13.9	135.4	290	27
1518Z	T.D.	14.2	134.4	287	19
1600Z	T.D.	14.6	134.0	316	10
1606Z	T.S.	16.1	133.2	333	31
1612Z	T.S.	16.9	132.1	307	25
1618Z	T.S.	17.3	130.8	288	24
1700Z	T.S.	17.7	129.4	287	26
1706Z	T.Y.	18.0	128.4	288	18
1712Z	T.Y.	18.3	127.4	288	18
1718Z	T.Y.	18.6	126.4	288	18
1800Z	T.Y.	19.4	125.1	303	27
1806Z	T.Y.	19.8	123.9	290	22
1812Z	T.Y.	20.6	122.6	303	27
1818Z	T.Y.	21.5	120.8	299	35
1900Z	T.Y.	22.4	118.7	295	40
1906Z	T.Y.	23.0	117.4	297	25
1912Z	T.Y.	23.5	115.7	288	30
1918Z	T.S.	24.0	114.9	304	16
2000Z	T.S.	24.7	113.5	299	27
2006Z	T.D.	25.7	112.0	307	31

單位:公里/小時

2時到3時之間。表五是艾美颱風侵台期間(7月18日到19日)各地的氣象要素統計表,由表可知,恆春的最低氣壓值是969.6hPa,出現在19日清晨2時29分。圖六為19日(a)2時(b)3時(地方時)高雄氣象雷達站的雷達回波圖,當時艾美颱風中心正通過恆

春半島南端近海,距離恆春氣象站最近,使得恆春在此段間出現49.4公尺/秒的最大瞬間陣風。圖七是19日2時(地方時)的衛星雲圖,亦可看到艾美颱風的濃密雲層籠罩著整個台灣地區。本局估計當時颱風中心氣壓是950hPa,和觀測數值相近(表一)。

因為在艾美颱風掠過恆春半島南端近海進入台灣海峽南部海面時,台灣大部分地區都涵蓋在艾美颱風三百公里的暴風半徑裏面,並以距離颱風中心較近的恆春半島和東南部地區,風雨情況較顯著。由表五可見雨量以恆春281公厘最多,大武262公厘次多、台東247公厘再次多。最少的是新竹0.1公厘和梧棲0.5公厘。風力方面,以蘭嶼在18日18時21分出現72.0公尺/秒(17級以上)的瞬間陣風最大,恆春觀測到49.4公尺/秒(16級)的瞬間陣風次大。其他地區最大陣風達到12級以上的有大武39.5公尺/秒(13級)、東吉島38.2公尺/秒(13級)、彭佳嶼35公尺/秒(12級)和鞍部35.5公尺/秒(12級)。風力最弱的是在背風區的台中、嘉義、花蓮和宜蘭,最大陣風才7級。由表五最大風速欄裏可看出東部的花蓮和西部地區的台中、嘉義是相對弱風區。強風區除了在颱風暴風半徑範圍內的恆春半島、東南部地區和台灣海峽外,北部和東北部地區雖然不在艾美颱風三百公里的暴風半徑內,但台北、新竹、基隆都有超過十級以上的最大陣風,可能與地形輻合作用有關。

用最佳路徑資料(表二)輸入由王時鼎先生所發展之風雨預測模式中,可以得到各地總雨量的預測值(圖八)。預測最大雨量區在花蓮170公厘、恆春120公厘、台東115公厘。而預測最小雨量區在新竹和台中,這兩站都是預測接近零公厘的雨量。比較實際出現的總雨量圖(圖九),實際出現的最大雨量區和最小雨量區皆和預測相符,只是雨量最大值預測比實際值少很多。圖十(a)(b)(c)(d)是恆春、台北、高雄和台中在艾美颱風侵襲期間的風力預測和發生時間,預測恆春最大陣風27公尺/秒,出現時刻在19日清晨三時至四時左右,實際觀測恆春最大陣風49.4公尺/秒,發生在19日3時,預測最大陣風出現的時間和實際發生時間很相近,但預測最大陣風的數值比實際發生最大陣風的數值偏小

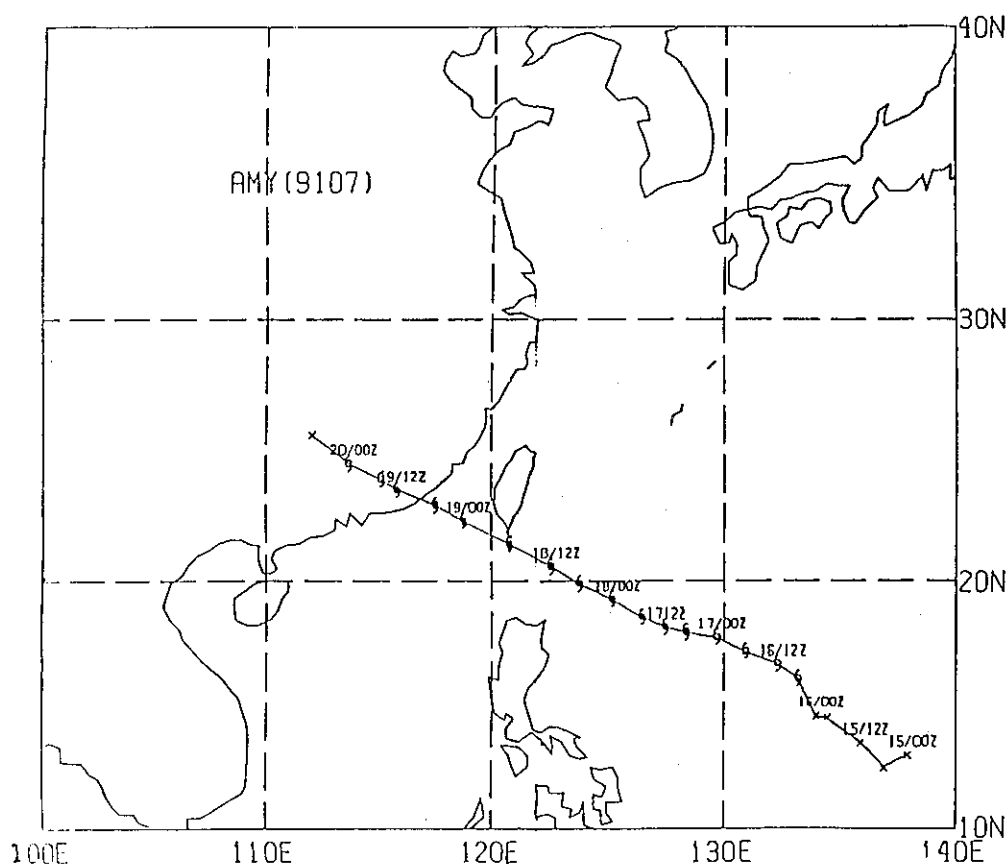


圖 3. 艾美颱風最佳路徑圖

Fig. 3. The best track chart of Typhoon AMY(9107).

很多。預測台北最大陣風25公尺／秒出現在19日清晨一時左右，而實際發生時間為3時47分，預測出現時間比實際出現時間早二小時多，預測最大陣風數值仍較實際最大陣風30.6公尺／秒小很多。高雄的情況也一樣，惟預測台中的陣風都很小，和觀測結果相符。

如果在艾美颱風侵襲之前有較佳的路徑預測，再把路徑資料輸入風雨預報模式中，則可以得知風雨發生的時空分佈。這些資料可供防災作業小組參考，不過大雨、大風值之偏小必須再作修正。

五、校 驗

校驗CWB（本局）、PGTW（關島颱風警報中心）和RJTD（日本氣象廳）等三個氣象機構，對

艾美颱風24小時預測位置誤差。從艾美颱風形成開始到減弱為熱帶性低氣壓前24小時，即由16日06 UTC到19日06UTC，共有13筆資料（表六）。CWB向量誤差平均118.64公里，角度誤差的絕對值平均4.65度，兩項誤差在上述三個氣象機構中，都是最小的，也就是說CWB對艾美颱風24小時預測位置最好。不過艾美颱風在18日12UTC到19日00UTC的快速度進行，三個氣象機構都沒有預測到這個突然加速的現象，導致17日18UTC到18日12UTC所作的24小時預測，向量誤差都突然增大，主要都是由於預測颱風進行速度太慢所致。

統計預測模式包括有ARAKAWA、HURRAN、CLIPER、CWB-81、PC和NEW ARAKAWA等六種（表七）。HURRAN的向量誤差平均150.07公里，

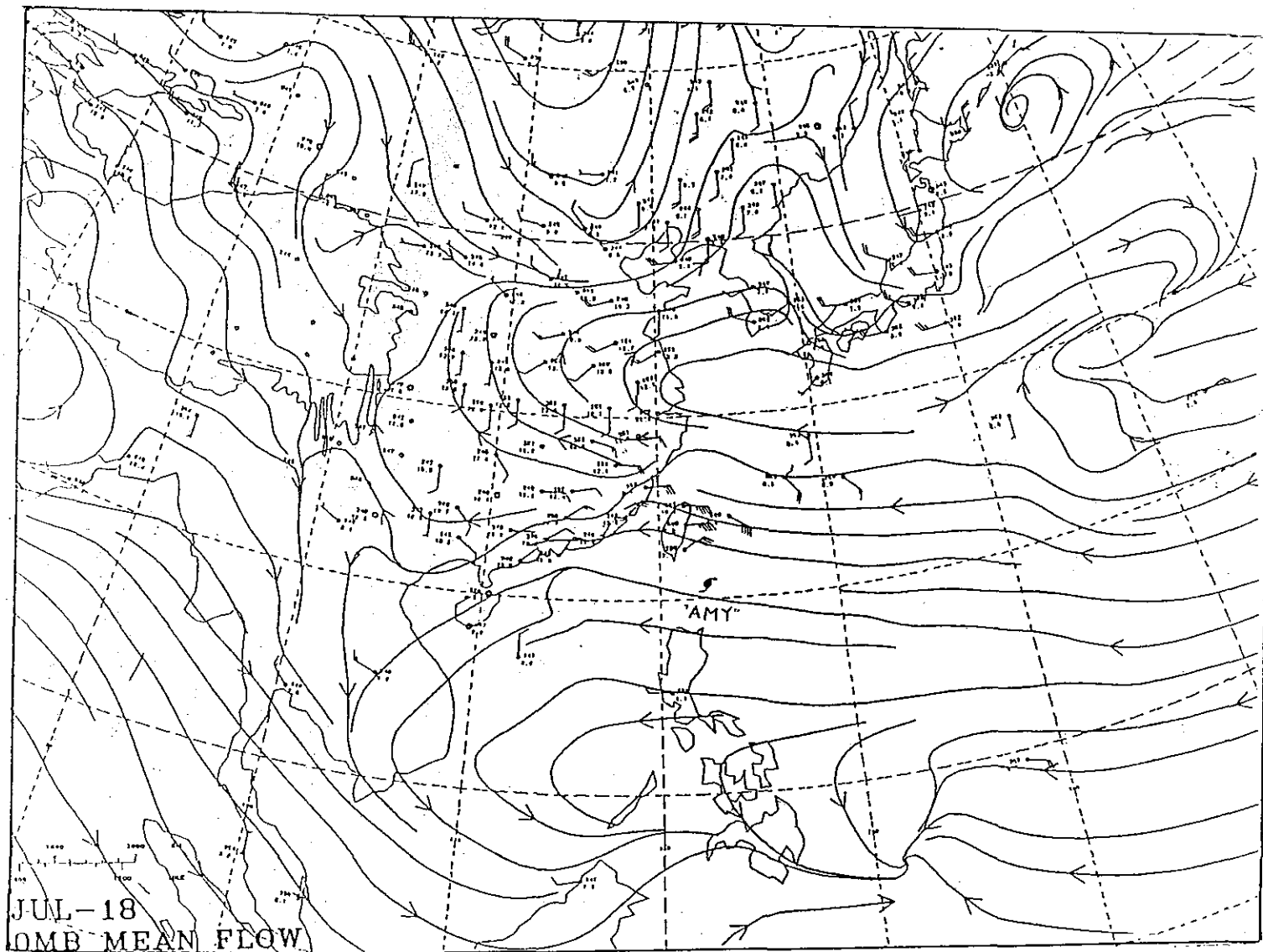


圖 4. 民國80年7月18日12UTC 500/700/850 hPa 平均氣流圖

Fig. 4. 500/700/850 hPa mean flow chart at 12 UTC of July 18, 1991.

表 3. 中央氣象局衛星中心的艾美颱風定位表

Table 3. AMY(9107) positions located by CWB Satellite Center.

時間 (Z)				中心位置		定位	強度估計
月	日	時	分	緯度	經度	準確度	T-HO/C I-HO
07	15	23	32	14.6	134.0	POOR	T2.0 /2.0
07	16	02	33	15.6	133.5	POOR	T2.0 /2.0
07	16	05	32	16.2	133.0	POOR	T2.5 /2.5
07	16	08	32	16.6	132.8	POOR	T2.5 /2.5
07	16	11	32	16.8	132.4	POOR	T3.0 /3.0
07	16	14	33	16.9	131.3	FAIR	T3.0 /3.0
07	16	17	31	17.2	130.8	FAIR	T3.5 /3.5
07	16	20	33	17.5	130.1	FAIR	T3.5+/3.5+
07	16	23	32	17.9	129.7	FAIR	T4.0 /4.0
07	17	02	33	17.9	128.7	FAIR	T4.0 /4.0
07	17	05	33	17.9	128.4	FAIR	T4.5 /4.5
07	17	08	33	18.0	128.0	FAIR	T4.5+/4.5+
07	17	11	32	18.2	127.5	FAIR	T4.5+/4.5+
07	17	14	34	18.5	127.1	FAIR	T4.5+/4.5+
07	17	17	31	18.6	126.5	FAIR	T4.5+/4.5+
07	17	20	31	19.1	126.1	GOOD	T5.0 /5.0
07	17	23	32	19.4	125.0	GOOD	T5.0+/5.0+
07	18	00	34	19.5	124.7	GOOD	T5.5 /5.5
07	18	01	34	19.5	124.4	GOOD	T5.5 /5.5
07	18	02	33	19.5	124.2	GOOD	T5.5 /5.5
07	18	03	33	19.5	124.1	GOOD	T5.5 /5.5
07	18	04	26	19.6	124.0	GOOD	T5.5 /5.5
07	18	05	32	19.8	123.8	GOOD	T5.5 /5.5
07	18	06	34	20.1	123.5	GOOD	T5.5 /5.5
07	18	07	26	20.2	123.2	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	08	33	20.3	123.1	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	09	31	20.4	123.0	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	10	26	20.6	122.6	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	11	32	20.7	122.4	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	12	32	20.8	122.1	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	13	32	21.0	121.8	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	14	32	21.0	121.5	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	15	32	21.1	121.1	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	16	26	21.2	121.1	GOOD	T6.0 /6.0
07	18	17	32	21.5	120.9	GOOD	T6.0-/6.0
07	18	18	32	21.7	120.3	FAIR	T6.0-/6.0
07	18	19	34	21.9	120.1	FAIR	T5.5 /6.0
07	18	20	34	22.0	119.8	FAIR	T5.5 /5.5
07	18	21	33	22.0	119.6	FAIR	T5.5 /5.5
07	18	22	26	22.1	119.2	FAIR	T5.5-/5.5
07	18	23	32	22.3	118.6	FAIR	T5.5-/5.5
07	19	00	24	22.1	118.2	FAIR	T5.5-/5.5
07	19	01	34	22.2	118.2	FAIR	T5.5-/5.5
07	19	02	33	22.5	118.2	FAIR	T5.0 /5.5
07	19	03	33	22.7	117.6	FAIR	T5.0 /5.5
07	19	04	26	22.8	117.5	FAIR	T5.0 /5.5-
07	19	05	32	22.9	117.2	FAIR	T5.0 /5.5-
07	19	06	34	23.2	117.1	FAIR	T5.0 /5.5-
07	19	07	34	23.3	116.8	FAIR	T5.0 /5.5-
07	19	08	33	23.4	116.5	FAIR	T4.5 /5.5-
07	19	09	33	23.5	116.1	POOR	T4.5 /5.0
07	19	10	26	23.6	115.7	POOR	T4.5 /5.0
07	19	11	32	23.6	115.9	POOR	T4.5 /5.0-
07	19	17	32	23.8	114.7	POOR	T3.5 /4.0

表 4. 艾美颱風過境時的氣象雷達定位表

Table 4. AMY(9107) positions located by weather radar stations.

時 間 (U T C)	高 雄 (46744)		汕 頭 (59316)		廈 門 (59134)	
	北 緯	東 經	北 緯	東 經	北 緯	東 經
18/14	21.0	121.7	-	-	-	-
18/15	21.0	121.3	-	-	-	-
18/16	21.0	121.1	-	-	-	-
18/17	21.1	121.0	-	-	-	-
18/18	21.5	120.8	-	-	-	-
18/19	21.7	120.4	-	-	-	-
18/20	21.8	120.0	-	-	-	-
18/21	21.9	119.8	22.1	119.6	22.1	119.5
18/22	22.1	119.4	22.3	119.2	22.2	119.1
18/23	22.3	119.0	22.4	118.8	-	-
19/00	22.4	118.7	22.4	118.6	22.4	118.7
19/01	22.5	118.5	22.5	118.4	-	-
19/02	22.5	118.3	22.5	118.2	-	-
19/03	22.5	118.0	22.7	117.9	22.7	117.9
19/04	22.6	117.8	22.8	117.7	-	-
19/05	22.8	117.6	23.0	117.4	23.0	117.4
19/06	23.0	117.4	23.2	117.1	-	-
19/07	23.2	117.1	23.3	116.9	23.2	116.9
19/08	23.4	116.8	23.4	116.5	23.4	116.6
19/09	-	-	-	-	23.5	116.2

表 5. 艾美颱風侵台期間，各氣象要素統計表

Table 5. The meteorological elements observed by CWB stations during the period (July 18 to 19) of AMY(9107) passing Taiwan vicinity area.

測 站	最低氣壓 (mb)		瞬 間 最 大 風 速 (m/s)						最大風速 (m/s)			強風 (10 W/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 湖	1000.0	19/02:23	35.0	SE	19/05:40	1001.0	25.3	88%	22.6	SE	19/05:55	18/17:40 - 19/14:50	3.8	19/05:40 - 19/06:25	1.8	19/05:55 - 19/06:05	4.8	19/05:40 - 19/14:06	
基 隆	998.6	19/04:00	27.7	SSE	19/03:13	998.8	30.0	71%	12.3	SSE	19/08:21	19/02:10 - 19/13:00	17.0	18/20:00 - 18/21:00	8.0	18/19:50 - 18/20:00	76.1	18/16:30 - 19/17:30	
穀 部	996.7	19/04:00	35.5	S	19/11:20	997.0	22.3	93%	22.0	S	19/11:23	18/14:00 - 19/17:00	10.0	18/20:00 - 18/21:00	2.9	18/20:00 - 18/20:10	43.6	18/13:40 - 19/10:05	
竹 子 湖	997.0	19/03:50	20.0	SSW	19/06:20	999.3	23.4	95%	6.3	SSW	19/13:30	-	18.4	18/16:46 - 18/17:46	3.3	18/17:10 - 18/17:20	30.8	18/16:25 - 19/09:10	
台 北	995.1	19/03:56	30.6	ESE	19/03:47	995.3	30.2	66%	12.6	E	19/05:02	19/02:00 - 19/05:00	6.0	18/16:56 - 18/17:56	5.0	19/05:25 - 19/05:35	24.1	18/12:37 - 19/12:10	
新 竹	987.9	19/03:55	27.0	ENE	19/03:55	987.9	31.8	53%	17.7	ENE	19/03:55	19/14:00 - 19/06:00	0.0	-	0.0	-	0.0	-	
台 中	987.6	19/02:49	16.4	E	19/03:36	987.7	31.5	50%	7.9	E	19/03:44	-	0.8	19/14:30 - 19/15:30	0.3	19/14:50 - 19/15:00	1.8	18/15:58 - 19/15:40	
梧 棲	984.6	19/02:58	13.2	S	19/13:27	999.1	30.1	65%	7.5	SSW	19/10:40	-	0.5	19/14:15 - 19/15:15	0.5	19/14:20 - 19/14:30	0.5	19/12:25 - 19/15:30	
日月潭	-	19/02:20	29.5	ESE	19/08:05	-	26.2	50%	16.8	ESE	19/07:35	19/00:08 - 19/09:40	6.9	19/01:07 - 19/02:07	2.4	19/01:07 - 19/01:17	21.3	18/15:25 - 19/15:15	
鹿 港	987.0	19/03:07	31.2	SE	19/11:57	996.1	28.3	80%	18.4	SE	19/11:57	18/23:40 - 19/20:20	4.9	19/14:15 - 19/15:15	2.5	19/14:20 - 19/14:30	8.7	19/02:05 - 19/21:00	
嘉 義	985.6	19/03:16	15.9	S	19/15:47	1001.5	22.6	70%	7.9	S	19/16:05	-	2.5	19/12:01 - 19/13:01	0.5	19/12:40 - 19/12:50	3.0	19/09:40 - 19/14:10	
阿里山	748.0	19/03:17	14.9	E	18/16:29	758.3	13.5	94%	8.0	SE	19/00:18	-	8.5	19/03:00 - 19/04:00	3.0	19/05:03 - 19/05:13	61.2	18/13:46 - 19/14:23	
玉 山	-	-	-	-	-	-	-	-	21.7	N	19/03:00	18/22:50 - 20/08:00	17.2	19/06:00 - 19/07:00	3.9	19/06:50 - 19/07:00	126.9	18/14:00 - 19/19:00	
台 南	983.2	19/02:27	29.1	SSE	19/11:01	995.7	28.8	75%	16.1	SSE	19/10:41	19/00:59 - 19/18:40	3.0	19/04:56 - 10/05:56	1.0	19/05:41 - 19/05:51	16.5	18/15:35 - 19/18:25	
高 雄	982.7	19/02:39	29.0	SSE	19/06:23	989.6	25.9	83%	13.4	SSE	19/07:51	19/04:12 - 19/13:18	22.5	19/16:39 - 19/17:39	10.5	19/16:39 - 19/16:49	90.2	18/15:20 - 19/17:00	
東 港	985.7	19/03:00	38.2	SSE	19/09:46	991.9	28.0	80%	25.2	-	19/09:36	18/19:14 -	2.2	19/14:00 - 19/15:00	1.1	19/14:19 - 19/14:29	6.5	18/20:42 - 19/15:54	
屏 東	969.6	19/02:29	49.4	S	19/03:00	973.5	24.3	93%	22.6	SSE	19/02:33	18/18:00 - 19/11:40	42.5	19/03:26 - 19/04:26	14.5	18/23:20 - 18/23:30	28.1	18/13:40 - 19/16:49	
陽 明	978.6	18/23:17	72.0	NNE	18/18:21	989.2	24.4	98%	46.2	NNE	18/17:50	18/02:40 - 19/14:30	9.5	18/21:51 - 18/22:51	4.7	18/22:08 - 18/22:18	65.2	18/10:52 - 19/12:04	
大 武	989.4	19/01:34	39.5	NE	18/23:38	989.1	25.7	81%	18.7	NE	19/01:40	18/18:55 - 19/05:32	28.0	18/21:00 - 18/22:00	8.5	18/23:30 - 18/23:40	26.2	18/13:47 - 19/17:10	
台 東	994.4	19/00:00	25.0	NE	19/00:05	996.5	25.7	91%	11.3	NE	19/00:10	18/22:05 - 19/02:02	35.8	19/02:00 - 19/03:00	8.0	19/02:30 - 19/02:40	277.2	18/13:56 - 19/13:00	
鹿 港	998.6	18/18:14	31.7	NNW	18/21:29	999.3	27.7	86%	14.1	NE	18/14:05	18/13:50 - 19/03:00	41.0	18/22:05 - 18/23:05	22.0	18/22:44 - 18/22:54	152.4	18/13:50 - 19/14:17	
鹿 港	999.6	19/02:04	16.0	ESE	19/03:18	1002.6	28.2	90%	7.0	SE	18/15:02	18/14:30 - 18/15:02	36.5	18/14:30 - 18/15:30	17.5	18/14:50 - 18/15:00	126.5	18/14:08 - 19/19:10	
鹿 港	999.2	19/04:35	14.4	E	19/00:32	1001.4	27.8	84%	7.6	ENE	18/14:21	-	10.4	18/16:00 - 18/17:00	6.6	18/14:20 - 18/14:30	54.8	18/12:25 - 19/11:45	
鹿 港	1000.1	19/04:29	25.5	SSW	19/08:50	1002.4	25.4	98%	13.3	SSE	19/04:50	19/01:15 - 19/09:20	22.5	18/15:30 - 18/16:30	9.0	19/04:56 - 19/05:06	85.8	18/13:20 - 19/18:20	

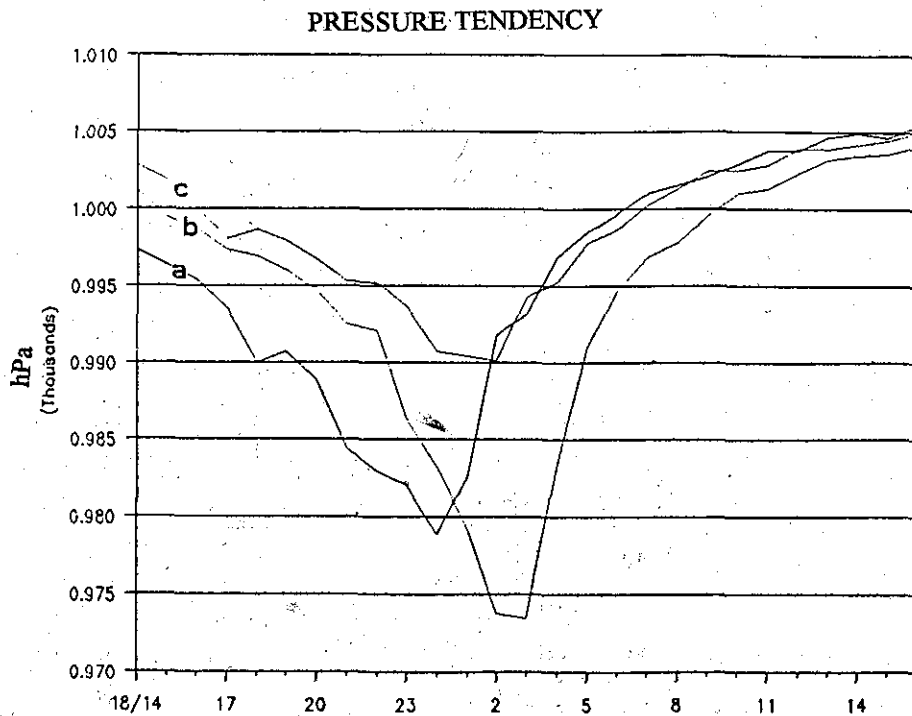


圖 5. 艾美颱風過境時，(a) 蘭嶼(46762) (b) 恆春(46759) (c) 大武(46754) 的氣壓趨勢圖
 Fig. 5. The pressure tendency of (a) Lan(46762) (b) Hengchun(46759) and (c) Dawu(46754)

表 6. 中央氣象局(CWB)、關島颱風警報中心(PGTW)、日本氣象廳(RJTD) 等氣象機構的24小時艾美颱風位置預報誤差(單位：公里)

Table 6. The 24-hour forecast errors of CWB, PGTW and RJTD.

時 間	CWB			P G T W			R J T D		
	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
1606Z	108.02	60.16	7.41	209.74	153.87	20.59	169.21	63.48	9.12
12Z	148.49	111.18	14.71	178.18	138.62	18.69	252.95	229.88	28.94
18Z	68.94	57.74	7.32	78.55	77.69	8.84	215.41	190.94	18.01
1700Z	80.59	80.10	9.09	20.87	7.86	.95	122.76	109.71	11.35
06Z	49.14	33.37	3.47	39.41	-22.99	-2.73	88.33	56.48	5.54
12Z	23.59	-19.17	-1.90	93.72	-46.84	-5.54	43.11	8.42	.92
18Z	197.52	4.92	.60	197.37	-49.13	-5.88	166.99	-39.45	-4.46
1800Z	262.96	28.21	3.35	276.27	-1.71	-.21	284.09	-36.24	-4.49
06Z	223.77	14.11	1.50	266.30	-40.40	-4.64	273.01	-50.28	-5.83
12Z	199.09	36.44	3.56	221.65	34.54	3.52	199.09	36.44	3.56
18Z	42.14	26.49	2.40	223.40	-23.19	-2.99	68.83	34.96	2.76
1900Z	71.56	39.84	4.31	138.47	95.78	11.10	208.86	69.61	5.06
06Z	56.52	-44.65	-4.33	210.72	11.26	1.56	92.66	-92.40	-8.31
平 均	118.64	--	4.65	165.74	--	6.71	168.10	--	8.49

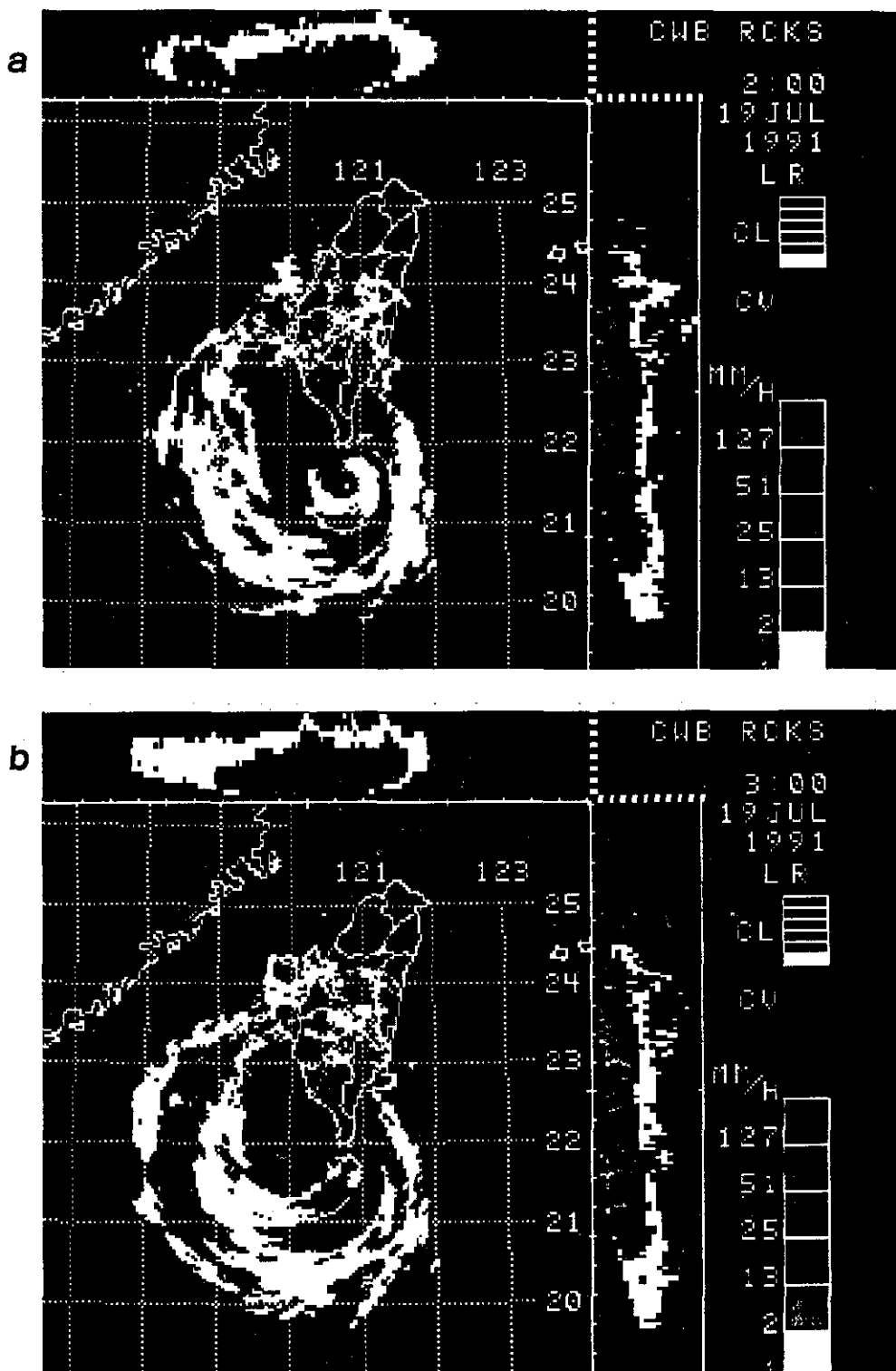


圖 6. 高雄氣象雷達站的艾美颱風雷達回波圖，7月19日 (a)2時 (b)3時 (地方時)
 Fig. 6. The Typhoon AMY cloud echo taken by Kaohsiung Radar station.

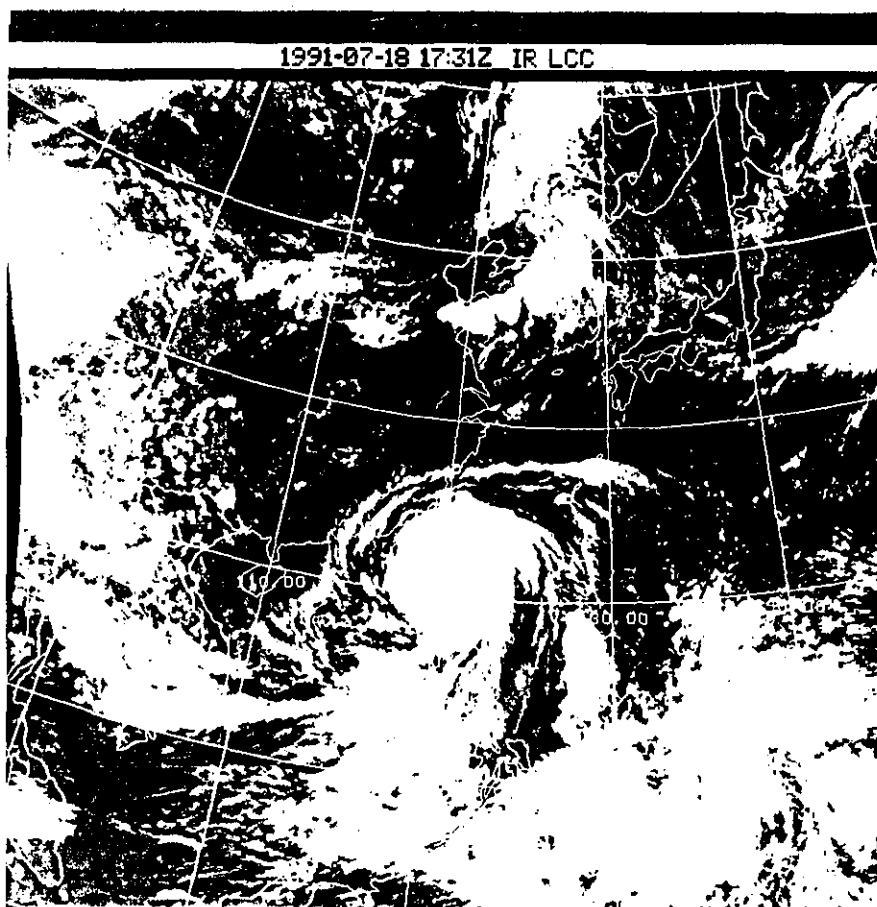


圖 7. 民國80年7月18日18UTC的衛星雲圖

Fig. 7. The IR satellite image at 18UTC of July 18, 1991.

NAME: AMY(9107)
DATE: 07/18/08-07/19/14L

RATIO-METHOD
MEAM -METHOD

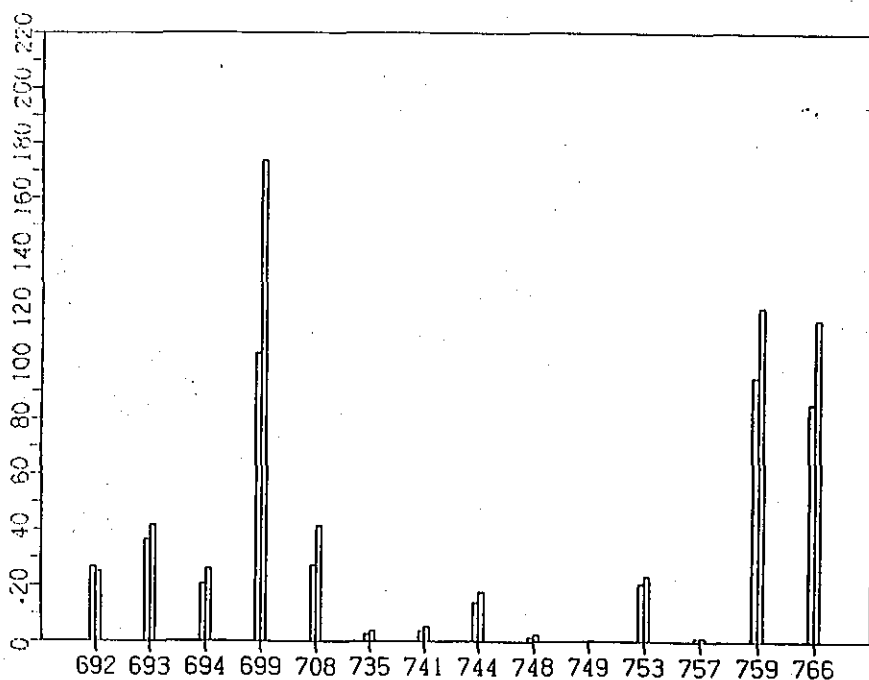


圖 8. 艾美颱風過境期間，風雨預報模式預測的各測站總雨量圖

Fig. 8. The total rain amount at each station forecasted by the wind-rain forecast models.

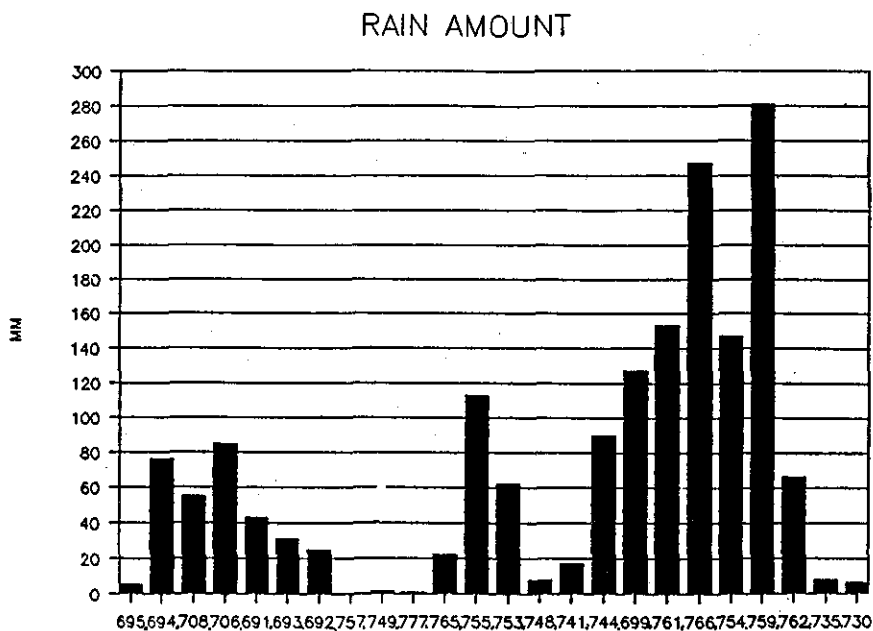


圖 9. 艾美颱風過境期間，氣象局各測站的總雨量圖

Fig. 9. The total rain amount of each CWB station during the AMY(9107) passing Taiwan vicinity area.

DATE:07/18/08-07/19/14L AVERAGE WIND

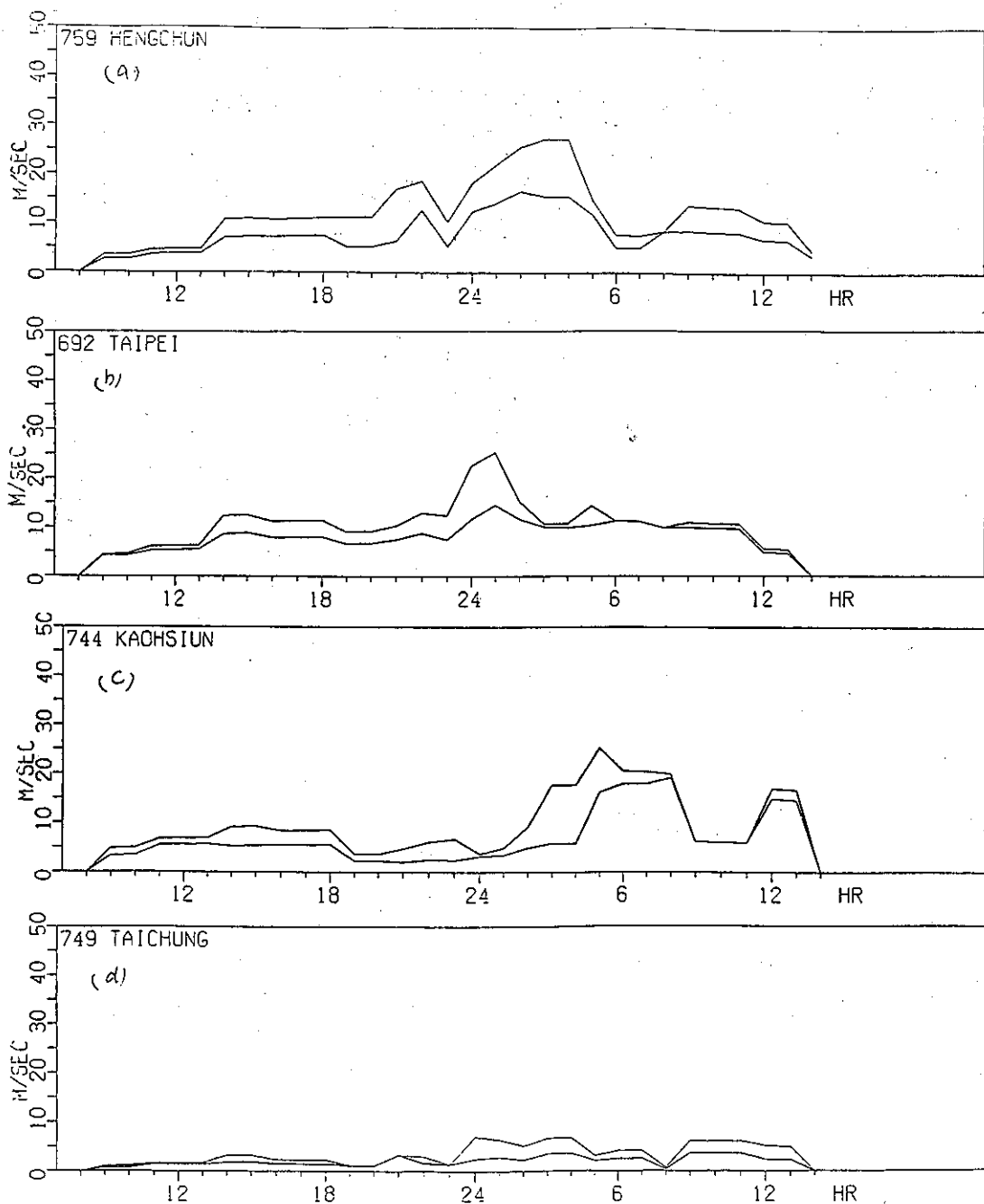


圖 10. 艾美颱風過境時，(a)恆春 (b)台北 (c)高雄 (d)台中最大陣風和平均風逐時變化預測圖

Fig. 10. The hourly max. wind and mean winds forecast at (a) Hengchun (b) Taipei (c)Kaohsiung (d)Taichung during AMY(9107) passing Taiwan vicinity area.

表 7. 颱風路徑統計預報模式的24小時艾美颱風位置預報誤差，包括有CWB-81, PC, NEW ARAKAWA, ARAKAWA, HURRAN, CLIPER 等模式

Table 7. The 24-hours forecast errors of objective statistic models including CWB-81, PC, NEW ARAKAWA, ARAKAWA, HURRAN, CLIPER.

時 間	CWB-81			P C			NEW ARAKAWA		
	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
1700Z	111.20	103.27	10.97	61.08	25.70	2.69	138.98	115.55	15.60
06Z	—	—	-9.87	96.82	-56.03	-5.40	53.48	9.54	1.19
12Z	—	—	-14.22	157.46	-82.74	-10.88	159.89	-48.79	-6.75
18Z	250.05	-4.47	-6.1	334.24	16.20	2.78	285.30	-23.74	-3.54
1800Z	—	—	-14.62	348.38	45.27	6.48	313.81	16.76	2.23
06Z	566.06	436.06	-21.22	350.27	76.29	10.31	289.34	22.97	2.78
12Z	373.51	372.84	-26.55	114.27	64.87	5.40	87.83	87.78	6.47
18Z	139.43	106.60	8.03	124.62	95.93	9.30	147.67	114.33	11.30
1900Z	338.59	58.02	3.60	146.46	96.46	7.86	155.69	141.69	12.23
06Z	45.62	44.12	3.97	44.87	15.71	1.35	102.05	98.08	8.55
平 均	260.64	—	11.37	177.85	—	8.43	173.40	—	7.06

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
1700Z	223.98	201.12	27.81	80.59	80.10	9.09	99.09	89.43	11.28
06Z	106.92	93.53	11.44	69.95	-69.78	-7.82	43.28	28.16	3.12
12Z	232.51	28.05	4.81	193.57	-88.62	-12.73	193.68	9.21	1.42
18Z	293.49	98.85	14.17	221.34	-34.21	-4.36	258.83	25.06	3.49
1800Z	300.33	101.05	12.37	193.55	30.72	3.18	323.35	21.39	2.91
06Z	286.73	140.97	15.42	177.84	-9.54	-9.4	275.57	28.05	3.30
12Z	306.51	143.19	15.70	267.54	75.69	8.22	273.99	45.20	5.06
18Z	212.26	205.90	18.58	33.36	30.65	2.58	132.58	43.14	4.56
1900Z	178.22	166.10	14.26	165.24	-1.65	-1.13	34.85	26.14	2.45
06Z	66.72	59.22	5.17	97.69	-11.74	-1.28	119.04	12.29	1.39
平 均	193.67	—	13.97	150.07	—	3.92	175.43	—	3.90

表 8. 颱風路徑數值預報模式PE和EB模式的24小時預報誤差

Table 8. The 24 hours forecast errors of numerical typhoon models PE and EB model.

時 間	P E			E B		
	向量誤差	直角誤差	角度誤差	向量誤差	直角誤差	角度誤差
12Z	124.74	94.40	12.10	67.20	-39.42	-3.91
1700Z	94.85	72.77	9.60	11.12	10.32	1.19
12Z	139.08	-136.76	-13.03	190.19	-179.17	-19.71
1800Z	277.71	131.70	14.78	174.23	-42.03	-4.18
12Z	305.05	189.81	19.31	116.32	-91.21	-6.10
1900Z	170.53	169.43	16.63	283.22	-126.11	-8.52
平 均	166.99	—	14.24	110.38	—	7.27

角度誤差的絕對值平均3.92度最佳。CLIPER、PC和NEW ARAKAWA亦佳，和HURRAN的成績差不多。其中CLIPER有較好的方向預測，但是有固定的偏右趨勢。此種固定的系統誤差，經適當的調整可以得到更好的方向預測，因此使用者仍可善加利用。

校驗PE和EB兩種數值預測模式（表八）。EB向量誤差平均110.38公里，角度誤差絕對值平均7.27度，但有明顯偏左的系統誤差。而PE卻有偏右的系統誤差。

同樣地，不管統計預測模式或數值預測模式，也都無法掌握到18日12UTC到19日00UTC艾美颱風的快速移動。

六、災 情

根據內政部警政署防颱指揮中心，19日發布艾美颱風在台灣各地所造成的災情報告指出，艾美颱風侵襲期間，造成3人失蹤，2人重傷，1人輕傷，房屋全倒19間，半倒53間。交通受損以東部較為嚴重；電力方面計有台北、桃園、台東、屏東等46萬餘戶停電。

另根據美聯社外電報導，艾美颱風在廣東省造成99人喪生，5239人受傷，6萬7千餘棟房屋倒塌，2百餘座橋樑沖毀，估計損失約44萬1千美元。

七、結 論

艾美颱風從16日06UTC形成後，生命期共四天。太平洋高壓一直維持強盛，艾美颱風受太平洋高壓南緣駛流場影響，進行方向穩定，移動速度略有變化，尤其是18日12UTC到19日00UTC更是突然加快到每小時40公里左右的速度。

艾美颱風是由西太平洋經巴士海峽西進的颱風。風雨情況，除了恆春半島、東南部地區較顯著外，不在暴風半徑範圍以內的東北部和北部地區也非常顯著。艾美颱風帶給台灣地區的災情，並不算嚴重。但是艾美颱風進入大陸後，造成廣東省近百人死亡，六萬多間房屋倒塌的嚴重災害。由於艾美颱風在經過恆春半島南端近海時，是強烈颱風的強度，所以風雨預報模式的最大風雨預測都偏小。如果視颱風強度而給不同的放大因子，可能可以得到更好的風雨預報結果。

艾美颱風路徑預測，各個客觀颱風路徑預報模式中，以EB表現最好，向量誤差平均僅110.38公里，統計模式中以HURRAN表現最好。本局發布的24小時艾美颱風位置預測，不管是向量誤差或角度誤差都比PGTW和RJTD好。不過，所有的氣象機構和颱風路徑預報模式，都沒有預測到18日12UTC到19日00UTC艾美颱風的快速進行。所以颱風的行進除了主要受太平洋高壓的導引外，尚有其他因素影響，但目前仍不清楚，有待進一步的研究。

THE TYPHOON REPORT OF AMY(9107)

Guay-Hong Chen, Fu-Tien Tsai and John-San Shica

Weather Forecast Center

Central Weather Bureau

ABSTRACT

Typhoon AMY(9107) had 4 days lifetime, and dissipated quickly after landing on the south part of mainland China.

Because of the fact that the subtropical high was very strong and the steering flow was stable, Amy moved steadily most of the time. For the same reason, the various objective forecasting models of PE、EB、ARAKAWA、HURRAN、CLIPER、CWB-81、PC and NEW ARAKAWA all did good prediction. Among them, the EB (Equivalent Barotropical) model had the least error, and HURRAN the next. As for the official forecasts of CWB、RJTD、and PGTW, CWB forecasts had the least errors. Wong's Typhoon Wind-Rain Forecast (TWRP) Model could point out the strong (weak) wind, heavy (light) rain area and timing.

When typhoon Amy passed through the Bashi channel, the strongest winds and heaviest rains occurred in Hengchun and southeastern Taiwan. The northeastern and northern Taiwan, although outside the storm radius, had very strong winds as well.

Keywords: Amy(9107), Forecast Models, Bashi channel, TWRP.

民國八十一年颱風調查報告—寶莉颱風(9216)

吳 天 瑞

中央氣象局預報中心

摘 要

寶莉颱風(Polly, 1992)的生成與發展都在西太平洋季風槽之中，環流中心及其附近數個低壓渦旋狀雲系相互消長，能量無法集中，以致其強度一直無法增強。寶莉颱風在花東近海曾一度減弱消散，並由其東方雲系之環流中心所取代。受到太平洋副熱帶高壓駛流場偏東風的影響，整個季風槽內的雲系皆向西北西方向移動。當寶莉颱風再度接近台灣東南部陸地時，因受中央山脈地形影響，在此打轉、滯留、徘徊之後，在花蓮立霧溪口登陸，為臺灣地區帶來強風及豐沛的降水量，多處有積水，並造成交通中斷，災情頗為嚴重。自寶莉颱風生成之時，中央氣象局即發布海上颱風警報，至寶莉颱風減弱為熱帶性低氣壓時，方才解除颱風警報。其生命期共五天，中央氣象局發布警報共十七報。

81年的幾個侵襲臺灣的颱風，像寶莉、歐馬、泰德等，都是發生在西太平洋季風槽之中，在環流中心定位不確定的情況之下，各種客觀預報方法的結果並不理想，這時候，在颱風警報作業中，主觀經驗的中心定位研判及路徑預報是相當重要的。

一、前 言

寶莉颱風(Polly, 編號為9216號)是民國81年西太平洋地區發生的第16個颱風，也是這年第一個侵襲臺灣的颱風。她是於8月27日上午8時由原來在琉球南方海面上(約20N, 128E)的熱帶性低氣壓增強而成為輕度颱風，隨後其移動之最佳路徑如圖一(根據氣象局之定位分析及雷達定位)，其最佳路徑之中心資料則列於表一。由於寶莉颱風生成之位置已相當靠近本省，氣象局隨即於11時40分發布海上颱風警報，並於下午15時30分發布陸上颱風警報。受東風駛流影響，颱風及其附近雲系皆向西北西行進。8月30日凌晨當寶莉颱風接近花東海岸時，依據中央氣象局花蓮雷達站逐時中心定位資料(圖二)，顯示寶莉颱風中心偏向西南移行並在當地打轉，這可能是受中央山脈地形影響所致。之後，於30日下午14時左右在花蓮立霧溪口登陸，6

小時後在新竹北方新豐附近出海並向西北移動，31日8時由福州登陸進入福建省，強度減弱為熱帶性低氣壓，對臺灣及附近海域之威脅已經解除，因此氣象局於31日上午9時解除寶莉颱風警報。總計寶莉颱風從生成到消散，其生命期共5天，而強度則始終維持輕度。本文將分別對寶莉颱風發生經過、強度與路徑做分析探討，並且列述寶莉颱風在侵襲臺灣期間各地風雨情況及災情報告，最後提出一些討論與建議事項。

二、寶莉颱風發生及經過

1992年8月26日12Z地面圖(如圖三)顯示，在西太平洋上已經出現數個低壓環流，除了歐馬颱風(中心位於11N, 149E)及南海低壓外，臺灣東南方海面上有一廣達二千公里的低壓帶。由南海低壓向東延伸至歐馬颱風環流，為西太平洋的季風槽。由同時的衛星雲圖(圖四)與其前12小時(即

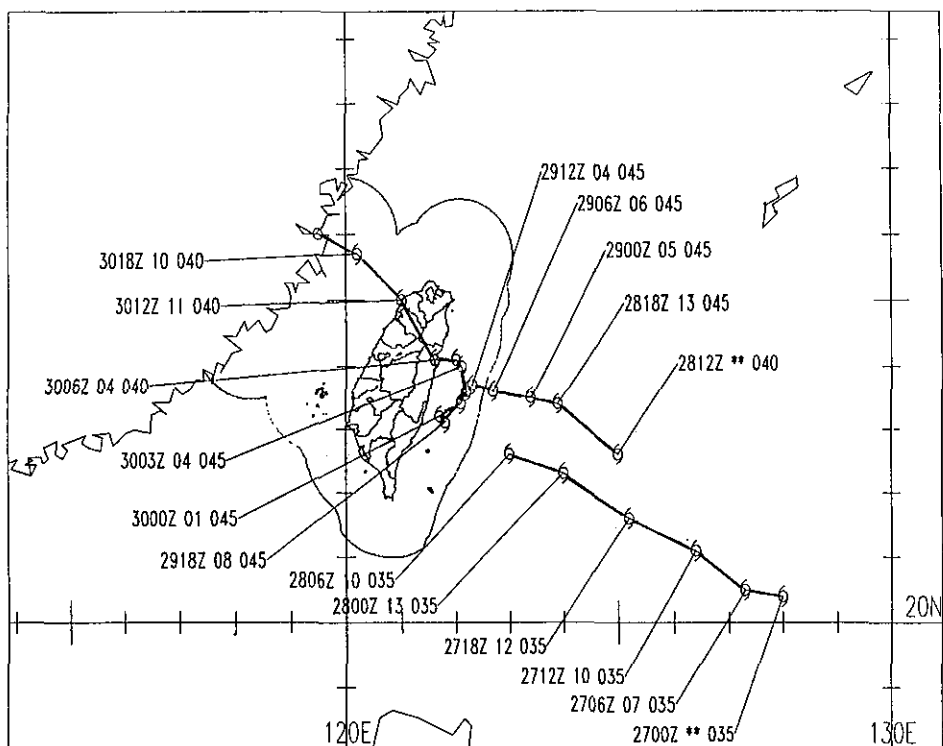


圖 1. 寶莉颱風之最佳路徑

Fig 1. The best track of tropical storm Polly

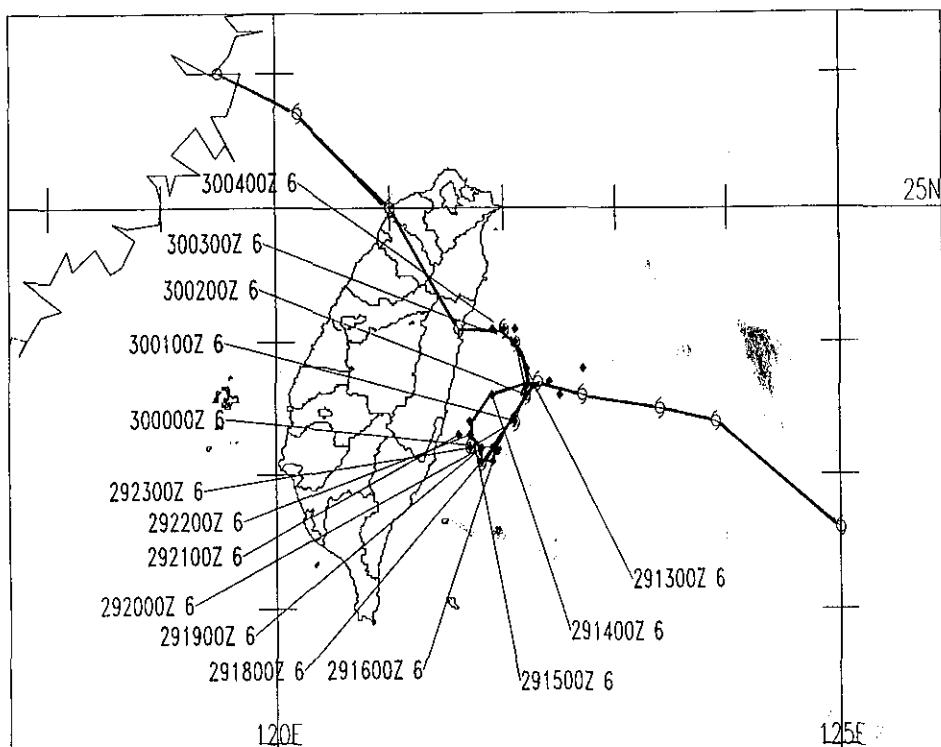


圖 2. 寶莉颱風接近臺灣，花蓮雷達之逐時定位圖

Fig 2. A detailed center location of the tropical storm Polly observed by hualien radar.

表 1. 寶莉颱風最佳路徑中心資料表

Table 1. The location; movement, center pressure, maximum wind speed and radius of tropical storm Polly(9216)

日期 (L. T)		中心位置		中心氣壓 (HPA)	移動方向 (DEG)	移動速度 (KM/H)	最大風速 (M/S)		暴風半徑 (KM)	
日	時	北緯	東經				持續風	陣風	七級風	十級風
27	08	20.4	128.0	995	---	---	18	25	200	---
27	14	20.5	127.3	995	280	07	18	25	200	---
27	20	21.1	126.4	992	305	10	18	25	200	---
28	02	21.6	125.2	992	295	12	18	25	200	---
28	08	22.3	124.0	990	300	13	18	25	200	---
28	14	22.6	123.0	990	290	10	18	25	200	---
28	20	22.6	125.0	985	---	---	20	28	200	---
29	02	23.4	123.9	982	310	13	23	30	200	---
29	08	23.5	123.4	982	280	05	23	30	200	---
29	14	23.6	122.7	982	280	06	23	30	200	---
29	20	23.7	122.3	980	290	04	23	30	200	---
30	02	23.1	121.8	978	220	08	23	30	200	---
30	08	23.2	121.7	975	---	---	23	30	200	---
30	14	24.1	121.6	978	355	09	20	28	200	---
30	20	25.0	121.0	978	330	11	20	28	200	---
31	02	25.7	120.2	978	315	10	20	28	200	---
31	08	26.0	119.5	985	295	07	15	25	200	---

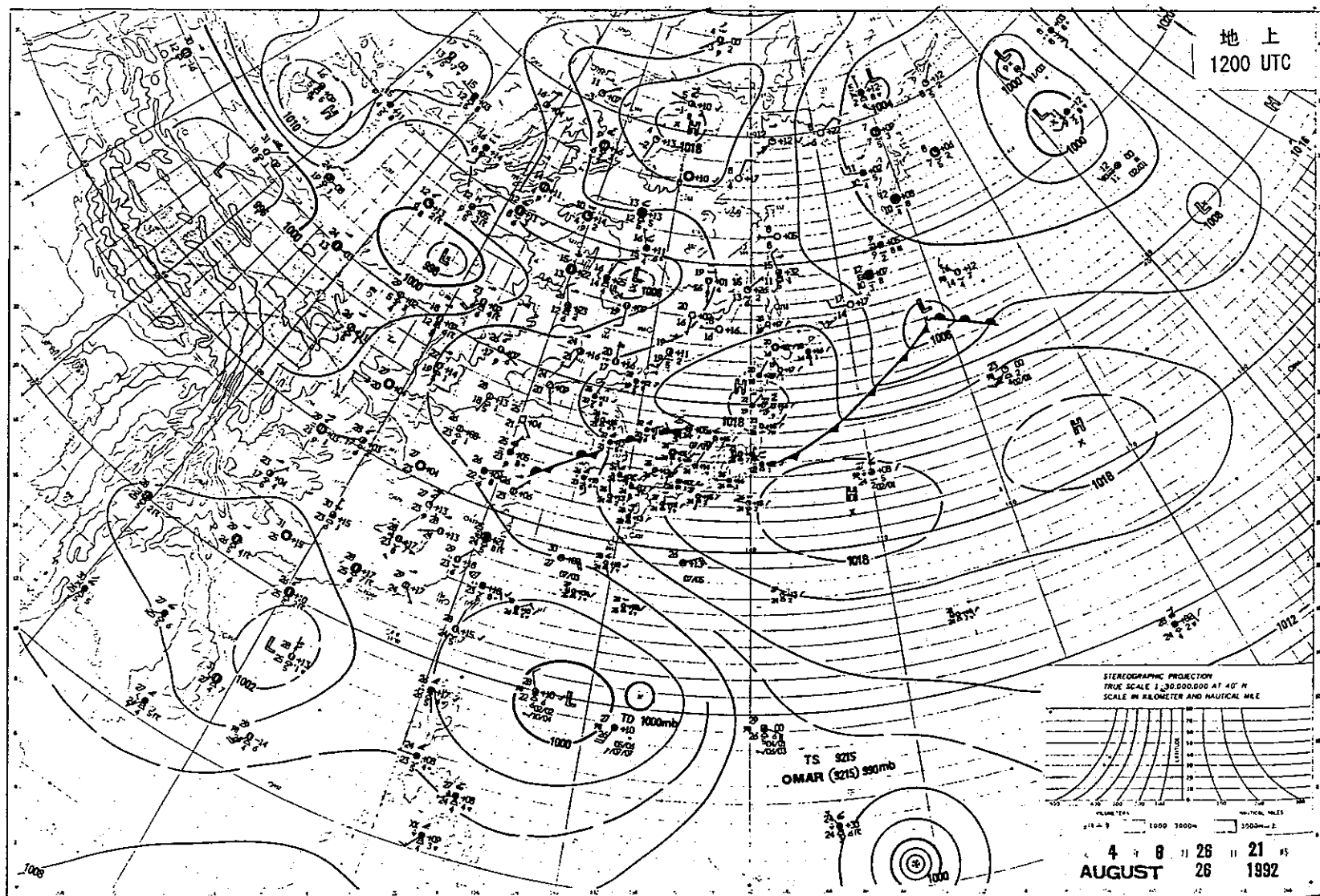


圖 3. 民國81年8月26日20時日本氣象廳提供之地面天氣圖

Fig 3. The surface pressure at 12Z 26 AUG 1992 (from JMA)

1992-08-26 11:33Z IR LCC

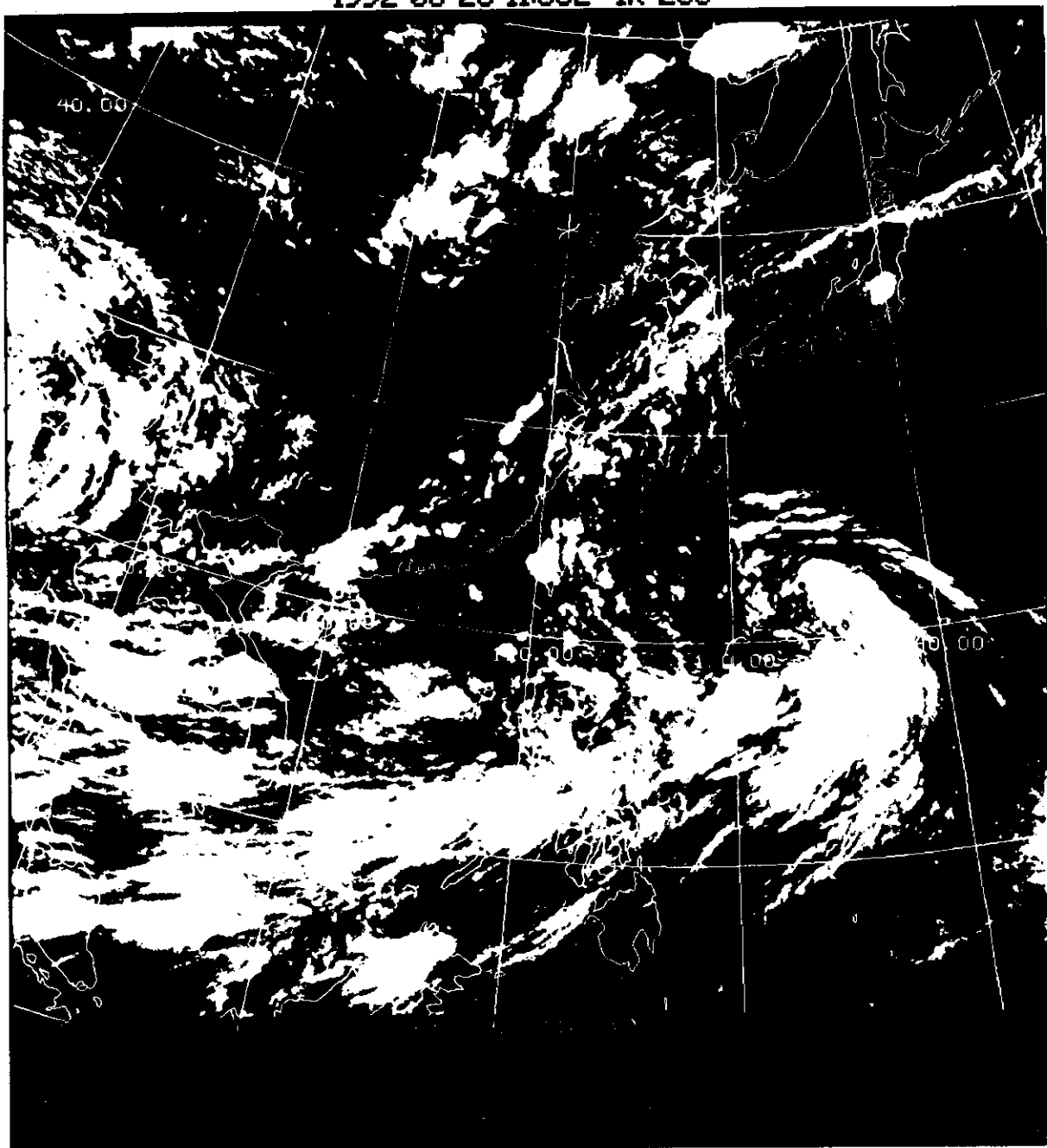


圖 4. 民國81年8月26日20時紅外線衛星雲圖

Fig 4. The IR image at 12Z 26 AUG 1992

26日00Z)之雲圖(圖五)比較,得知在此季風槽中有許多對流雲簇生成以及消散,而在北緯20度、東經128度之雲系則較有組織,並有旋轉雲型(螺旋雲狀)顯示附近已經有一熱帶性低氣壓(Tropical Depression)正逐漸發展,且低層已有氣旋式環流風場出現(見圖三)。27日00Z,該熱帶性低氣壓由於組織結構較完整,且有持續發展的趨勢,因此位於關島的美軍聯合颱風警報中心(JTWC)乃首先發布T.S(Tropical Storm) Warning,命名為寶莉(Polly),編號為9216號,不過此時日本(RJTD)及廣州(BCGZ)仍將它視為熱帶性低氣壓。中央氣象局根據各種客觀數值預報模式,以及參考國外各氣象機構對寶莉颱風的預測,並且依照它的移動方向(西北西)和移動速度(20km/hr),研判在未來24小時將會影響到臺灣東部海面及巴士海峽,於是在上午11時40分對上述海域發布輕度颱風寶莉的海上颱風警報。由於寶莉颱風距離臺灣相當近,根據下午14時(06Z)的中心定位資料,顯示寶莉颱風已經在恆春東南方約690公里的海面上,因此中央氣象局於下午15時30分對花蓮、台東及恆春半島發布寶莉颱風的陸上颱風警報,詳細之寶莉颱風警報發布情形如表二。

中央氣象局氣象衛星中心根據紅外線(IR)雲圖的螺旋帶(spiral band)曲率中心和可見光(VIS)雲圖中心冷雲覆蓋型(CCC pattern)來判定颱風的中心位置,如表三所示,其準確度幾乎都是POOR(定位誤差大於60公里),與日本對寶莉颱風的中心定位(如表四所示)有所差異。同時,衛星中心根據Dvorak(1975)方法所定之TI-NO(Typhoon Intensity)及CI-NO(Current Intensity)亦只有2.0到3.0之間,顯示颱風強度不強,結構亦不好,在定位不確定情況下,路徑預報誤差也就不可避免。

由28日12Z的700hPa高空天氣圖(如圖六所示)可以看出,太平洋高壓脊主軸橫亙在北緯30度至35度之間,整個季風槽受環境場偏東風駛流影響,低壓帶內的雲簇皆向西北西移動。於28日晚上20時,當寶莉颱風雲帶接近臺灣東南部陸地時,其組織結構遭受中央山脈地形影響,低層環流中心似乎已經被地形破壞,只見寶莉颱風高層雲籠罩臺灣地區,而不見颱風環流(如圖七所示),此時在其

東方約200公里處有一螺旋狀雲系正在發展,由寶莉颱風詳圖(圖八)分析顯示該處低層亦有氣旋式風場配合。新的環流中心定位在北緯22.6度,東經125.0度,這個位置與日本原先的中心定位相差不大。像這樣由另一中心取代原來中心的情形是相當罕見的。而根據JTWC仍然稱之為寶莉颱風的電碼資料顯示,本局的處理方式與關島是一致的。

新的環流中心組織結構依然不好,衛星中心的TI-NO和CI-NO更只有1.5到2.5之間,由29日12Z的700hPa高空天氣圖(圖九)顯示,太平洋副熱帶高壓脊的主軸更向北偏,已達北緯35度以北,寶莉颱風雲簇不斷向西北西移動,於30日凌晨2時(2918Z)已到了花蓮和台東的外海,花蓮雷達站已經可以用雷達資料定颱風中心位置,中央氣象局各雷達觀測站所觀測之颱風中心定位資料詳見表五。根據花蓮雷達站當時之定位資料顯示,寶莉颱風可能受到中央山脈地形影響,在該海域滯留、徘徊、打轉,且有向西南移行的現象(如圖二所示)。由臺灣東部花蓮(46699)、臺東(46766)、宜蘭(46708)及成功(46761)四個測站之逐時氣壓變化(圖十)顯示,於30日下午14時(3006Z)左右,寶莉颱風在花蓮附近(立霧溪口)登陸。約6小時之後,在新竹北方新豐附近出海。由於颱風在這段時間徘徊太久,並在出海後引進旺盛的西南氣流,以致各地累積雨量都相當多,其中石門水庫上游山區超過830公厘,阿里山及曾文水庫上游山區也超過700公厘,石門及曾文水庫被迫洩洪,而臺灣西南部地區並出現海水倒灌的情形。另外,多處鐵路癱瘓,海空交通中斷,造成相當大的災害(詳見第陸節)。當寶莉颱風出海後,依然向西北西的方向移行,這可由颱風附近之雷達觀測站觀測結果得知(見表六)。寶莉於31日上午8時(3100Z)由福州登陸進入福建省,此時強度已經減弱為熱帶性低氣壓,對於臺灣及附近海域的威脅已解除,因此,中央氣象局於31日上午9時解除寶莉颱風警報。

三、寶莉颱風強度與路徑探討

寶莉颱風由生成到減弱消散,生命期共5天,其強度始終維持輕度颱風,而未能增強至中度颱風。衛星中心根據Dvorak的定義,認為TI-NO僅有

1992-08-25 23:33Z IR LCC

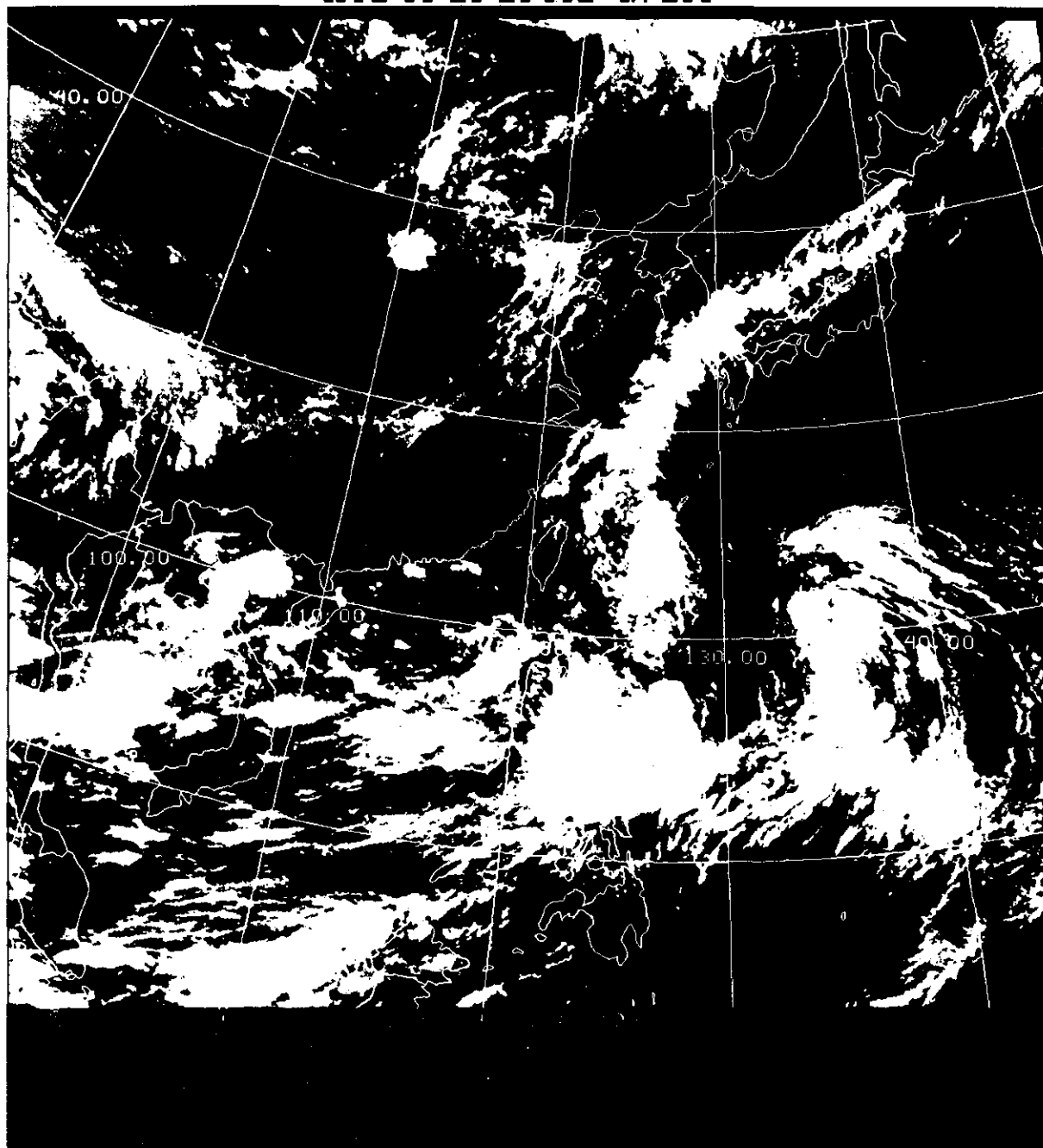


圖 5. 民國81年8月26日08時紅外線衛星雲圖

Fig 5. The IR image at 00Z 26 AUG 1992

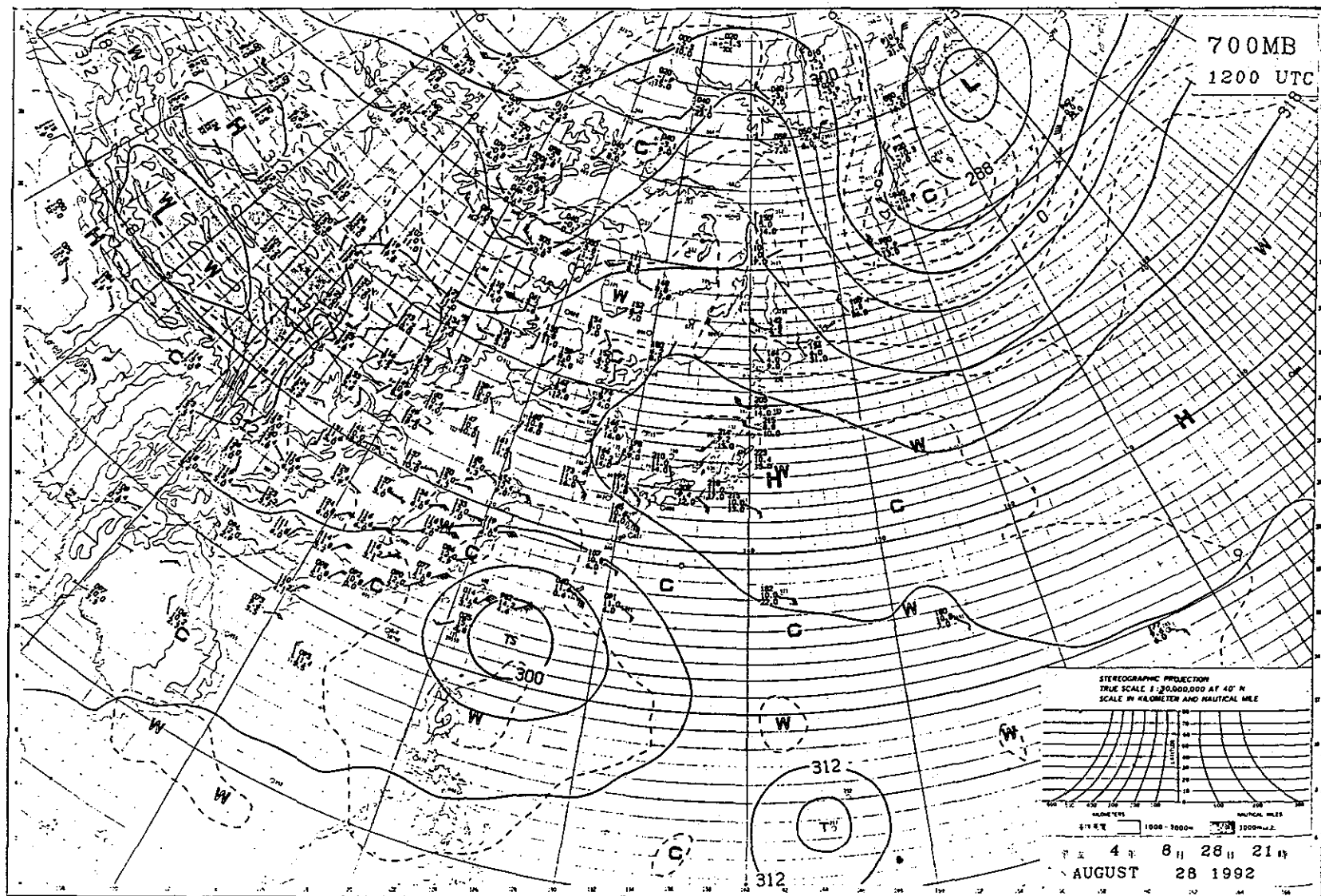


圖 6. 民國81年8月28日20時日本氣象廳提供之700百帕天氣圖

Fig 6. The geopotential height analysis on 700 hPa at 12Z 28 AUG 1992 (from JMA)

表 2. 寶莉颱風警報發佈一覽表

Table 2. The warnings issued by the CWB for tropical storm Polly

警報 種類	次 序	資 料 時 間			中 心 位 置		發 佈 時 間			警 戒 地 區		備 註	
		號	報	月	日	時	北緯	東經	日	時	分		海 上
海上	3	1	8	27	08	20.3	128.5	27	11	40	台灣東部海面 及巴士海峽	---	預計下午發佈 陸上颱風警報
		1-1	8	27	11	20.5	127.9	27	12	20			
海上 陸上	3	2	8	27	14	20.6	127.2	27	15	30	台灣東部海面 及巴士海峽	花蓮、台東 及恆春半島	局部地區將有大雨 或豪雨尤其是東北部 及北部山區嚴防強風豪雨
		2-1	8	27	17	20.8	126.7	27	17	30			
海上 陸上	3	3	8	27	20	21.3	128.5	27	21	30	台灣東部海面 及巴士海峽	花蓮、台東 及恆春半島	1. 與 2 報同 2. 台灣北部海面 偏東風甚強
		3-1	8	27	23	21.6	125.7	27	23	50			
海上 陸上	3	4	8	28	02	21.7	125.1	28	03	30	台灣海峽、 台灣東部海面 及巴士海峽	花蓮、台東 及恆春半島	1. 與 3 報同 2. 台灣西部沿海地區 應防強風
		4-1	8	28	05	21.8	124.8	28	05	50			
海上 陸上	3	5	8	28	08	22.2	124.2	28	09	30	台灣海峽、 台灣東部海面 及巴士海峽	宜蘭、花蓮、 台東及恆春半島	1. 與 3 報同 2. 台灣西部沿海地區 應防強風
		5-1	8	28	11	22.3	123.7	28	11	40			
海上 陸上	3	6	8	28	14	22.5	123.1	28	15	55	台灣海峽、 台灣東部海面 及巴士海峽	宜蘭、花蓮、 台東及恆春半島	寶莉颱風東方約200 公里處有一雲系發展 有取代原寶莉的趨勢
		6-1	8	28	17	22.6	122.7	28	17	40			
海上 陸上	3	7	8	28	20	22.8	125.0	28	21	50	台灣北部、東部 海面、台灣海峽 及巴士海峽	宜蘭、花蓮、台東 及基隆北海岸	原寶莉主中心減弱消失 由其東方雲系所取代
		7-1	8	28	23	23.1	124.5	28	23	55			
海上 陸上	3	8	8	29	02	23.3	124.1	29	03	30	台灣北部、東部 海面、台灣海峽 及巴士海峽	宜蘭、花蓮、台東 及基隆北海岸	寶莉颱風未來行徑 有偏北減弱的趨勢
		8-1	8	29	05	23.5	123.7	29	05	30			
海上 陸上	3	9	8	29	08	23.5	123.4	29	09	30	台灣北部、東部 海面、台灣海峽 及巴士海峽	宜蘭、花蓮、台東 及台中以北地區	西部沿海地區 應嚴防強風
		9-1	8	29	11	23.6	123.0	29	12	05			
海上 陸上	3	10	8	29	14	23.6	122.7	29	15	30	台灣北部、東部 海面、台灣海峽 及巴士海峽	台、澎、金馬 地區應嚴加戒備	1. 與 2 報同 2. 與 9 報同 3. 低窪防海水倒灌
		10-1	8	29	17	23.6	122.4	29	17	40			
海上 陸上	3	11	8	29	20	23.7	122.3	29	21	30	台灣北部、東部 海面、台灣海峽 及巴士海峽	台、澎、金馬 地區應嚴加戒備	1. 與 2 報同 2. 與 9 報同 3. 低窪防海水倒灌
		11-1	8	29	23	23.7	121.8	30	00	20			
海上 陸上	3	12	8	30	02	23.1	121.8	30	04	00	台灣北部、東部 海面、台灣海峽 及巴士海峽	台、澎、金馬 地區應嚴加戒備	1. 與 2 報同 2. 與 9 報同 3. 低窪防海水倒灌
		12-1	8	30	05	23.2	121.7	30	06	10			
海上 陸上	3	13	8	30	08	23.2	121.7	30	09	40	台灣北部、東部 海面、台灣海峽 及巴士海峽	台、澎、金馬 地區應嚴加戒備	1. 與 10 報同 2. 寶莉颱風在 花東近海打轉
		13-1	8	30	11	23.4	121.7	30	11	50			
海上 陸上	3	14	8	30	14	24.1	121.6	30	15	50	台灣北部、東部 海面、台灣海峽 及巴士海峽	台、澎、金馬 地區應嚴加戒備	1. 與 10 報同 2. 寶莉颱風14時左右 在花東立霧溪口登陸
		14-1	8	30	17	24.3	121.3	30	18	00			
海上 陸上	3	15	8	30	20	25.0	121.0	30	21	40	台灣北部、東部 海面及台灣海峽	除花蓮、台東外 台、澎、金馬 地區應嚴加戒備	1. 與 10 報同 2. 寶莉颱風引進西南氣流 局部地區已有豪雨發生
		15-1	8	30	23	25.4	120.6	30	23	50			
海上 陸上	3	16	8	31	02	25.7	120.2	31	03	40	台灣北部、東部 海面及台灣海峽	台北、桃園、 台中、彰化、南投、 基隆北海岸及馬祖	1. 與 10 報同 2. 寶莉颱風引進西南氣流 局部地區已有豪雨發生
		16-1	8	31	05	25.9	119.8	31	05	50			
解除	3	17	8	31	08	26.0	119.5	31	09	40	---	---	減弱為熱帶性低氣壓

表 3. 中央氣象局寶莉颱風中心衛星定位表

Table 3. Eye fixed for tropical storm Polly by the satellite center, CWB

資料來源	衛星種類	時間 (Z)			中心位置		定位 準確度	強度估計		備註
		日	時	分	北緯	東經		TI-NO	CI-NO	
CWB	GMS	27	00	00	20.4	128.0	POOR	2.0	2.0	增強為颱風
CWB	GMS	27	03	00	20.4	127.4	FAIR	2.5	2.5	
CWB	GMS	27	06	00	20.4	127.0	FAIR	2.5	2.5	
CWB	GMS	27	09	00	21.0	126.9	FAIR	2.5	2.5	
CWB	GMS	27	12	00	21.2	126.5	POOR	2.5	2.5	
CWB	GMS	27	15	00	21.4	125.6	POOR	3.0	3.0	
CWB	GMS	27	18	00	21.5	125.1	POOR	3.0	3.0	
CWB	GMS	27	21	00	21.8	124.8	POOR	3.0	3.0	
CWB	GMS	28	00	00	22.6	124.3	FAIR	2.5	2.5	
CWB	GMS	28	03	00	22.8	123.5	POOR	2.5	3.0	
CWB	GMS	28	06	00	22.5	122.3	POOR	2.0	2.5	
CWB	GMS	28	09	00	23.2	121.5	POOR	N	A	22.5N 124.2E
CWB	GMS	28	12	00	22.6	130.0	POOR	1.5	1.5	中心重新調整
CWB	GMS	28	15	00	23.2	124.3	POOR	1.5	1.5	
CWB	GMS	28	18	00	23.4	123.9	POOR	1.5	1.5	
CWB	GMS	28	21	00	23.6	123.3	POOR	1.5	1.5	
CWB	GMS	29	00	00	23.7	123.2	POOR	2.0	2.0	
CWB	GMS	29	03	00	23.5	122.8	POOR	2.0	2.0	
CWB	GMS	29	06	00	23.5	122.5	POOR	2.0	2.0	
CWB	GMS	29	09	00	23.5	122.4	POOR	2.0	2.0	
CWB	GMS	29	12	00	23.5	122.3	POOR	2.5	2.5	
CWB	GMS	29	15	00	23.5	122.2	POOR	2.5	2.5	
CWB	GMS	29	18	00	23.2	122.0	POOR	2.5	2.5	
CWB	GMS	29	21	00	23.1	121.9	POOR	2.5	2.5	
CWB	GMS	30	00	00	23.3	121.6	POOR	2.5	2.5	
CWB	GMS	30	03	00	23.7	122.0	POOR	2.5	2.5	
CWB	GMS	30	06	00	23.7	121.2	POOR	2.5	2.5	
CWB	GMS	30	09	00	24.5	120.6	POOR	2.5	2.5	
CWB	GMS	30	12	00	25.0	120.7	POOR	2.0	2.5	
CWB	GMS	30	15	00	---	---	---	---	---	訊號缺
CWB	GMS	30	18	00	25.7	120.2	POOR	2.0	2.0	
CWB	GMS	30	21	00	25.8	119.7	POOR	2.0	2.0	
CWB	GMS	31	00	00	25.8	119.3	POOR	N	A	登陸福建

表 4. 日本氣象廳對寶莉颱風中心定位資料表

Table 4. The central data of tropical storm Polly by JMA

日期 (L. T)		中心位置		中心氣壓	最大風速	強風半徑	暴風半徑
日	時	北緯	東經	(HPA)	(KTS)	(N. M)	(N. M)
27	09	20.5	128.5	998	---	---	---
27	15	20.8	128.0	994	---	---	---
27	21	21.3	126.8	994	---	---	---
28	03	21.8	126.8	990	35	250	---
28	09	22.2	125.2	990	40	300	---
28	12	22.3	124.9	990	40	325	---
28	15	22.5	124.6	985	45	325	---
28	18	22.5	124.4	985	45	325	---
28	21	22.6	124.2	985	45	325	---
29	00	22.6	124.0	985	45	325	---
29	03	22.7	123.8	985	45	325	---
29	06	22.7	123.6	985	45	375	---
29	09	22.8	123.4	985	45	400	---
29	12	22.9	123.2	980	50	400	---
29	15	23.0	123.0	980	50	400	---
29	18	23.1	122.8	980	50	400	---
29	21	23.2	122.7	980	50	400	---
30	00	23.3	122.5	980	50	400	---
30	03	23.4	122.4	980	50	400	---
30	06	23.6	122.3	975	55	400	30
30	09	23.8	122.2	975	55	400	30
30	12	24.0	122.0	975	55	400	30
30	15	24.2	121.8	975	55	400	30
30	18	24.5	121.5	975	55	400	30
30	21	25.0	121.1	975	55	400	30
31	00	25.3	120.9	975	55	400	30
31	03	25.5	120.6	975	55	400	30
31	06	25.6	120.2	975	55	400	30
31	09	25.6	119.7	975	55	400	30

1992-08-28 11:33Z IR LCC

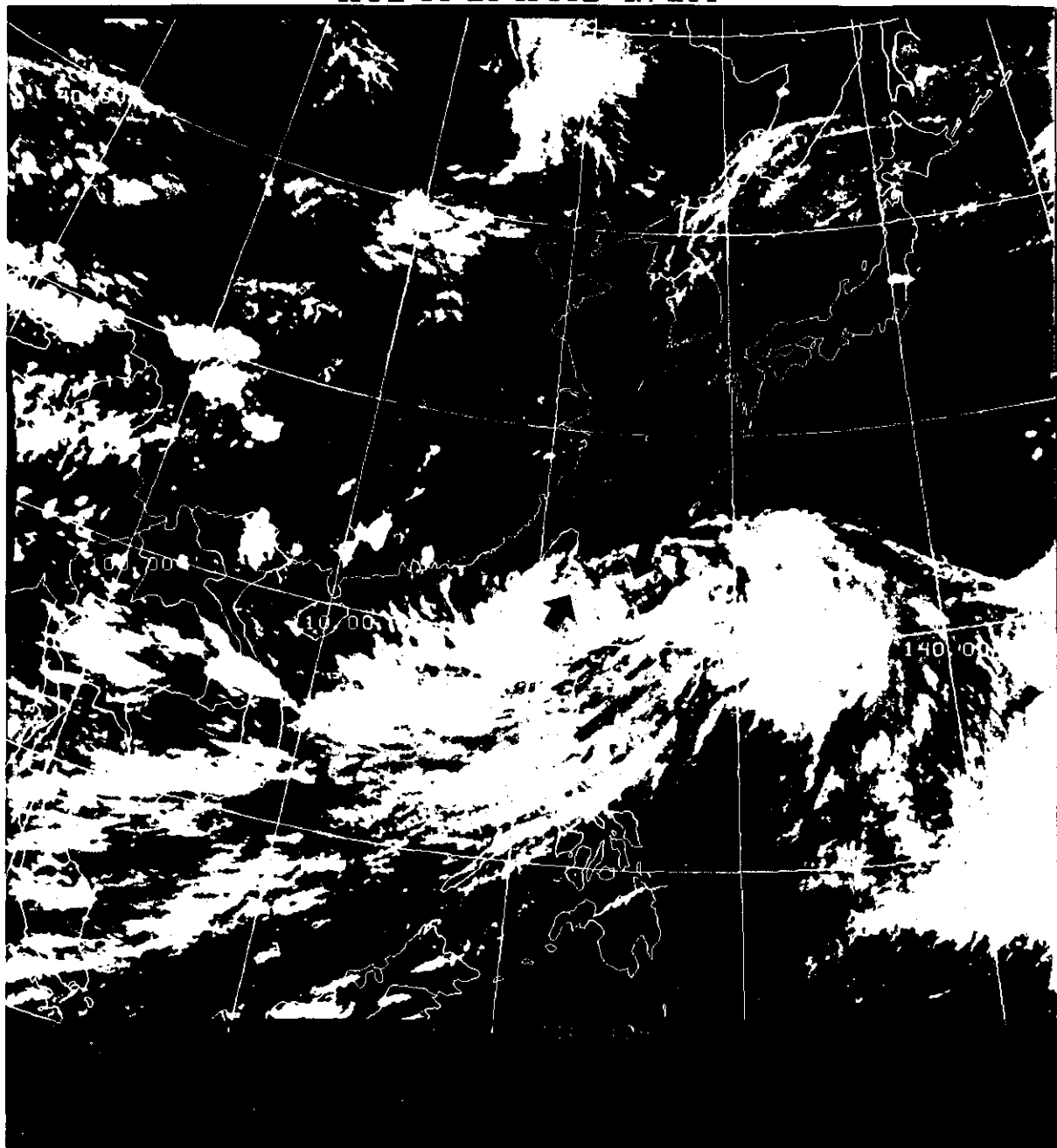


圖 7. 民國81年8月28日20時紅外線衛星雲圖

Fig 7. The IR image at 12Z 28 AUG 1992

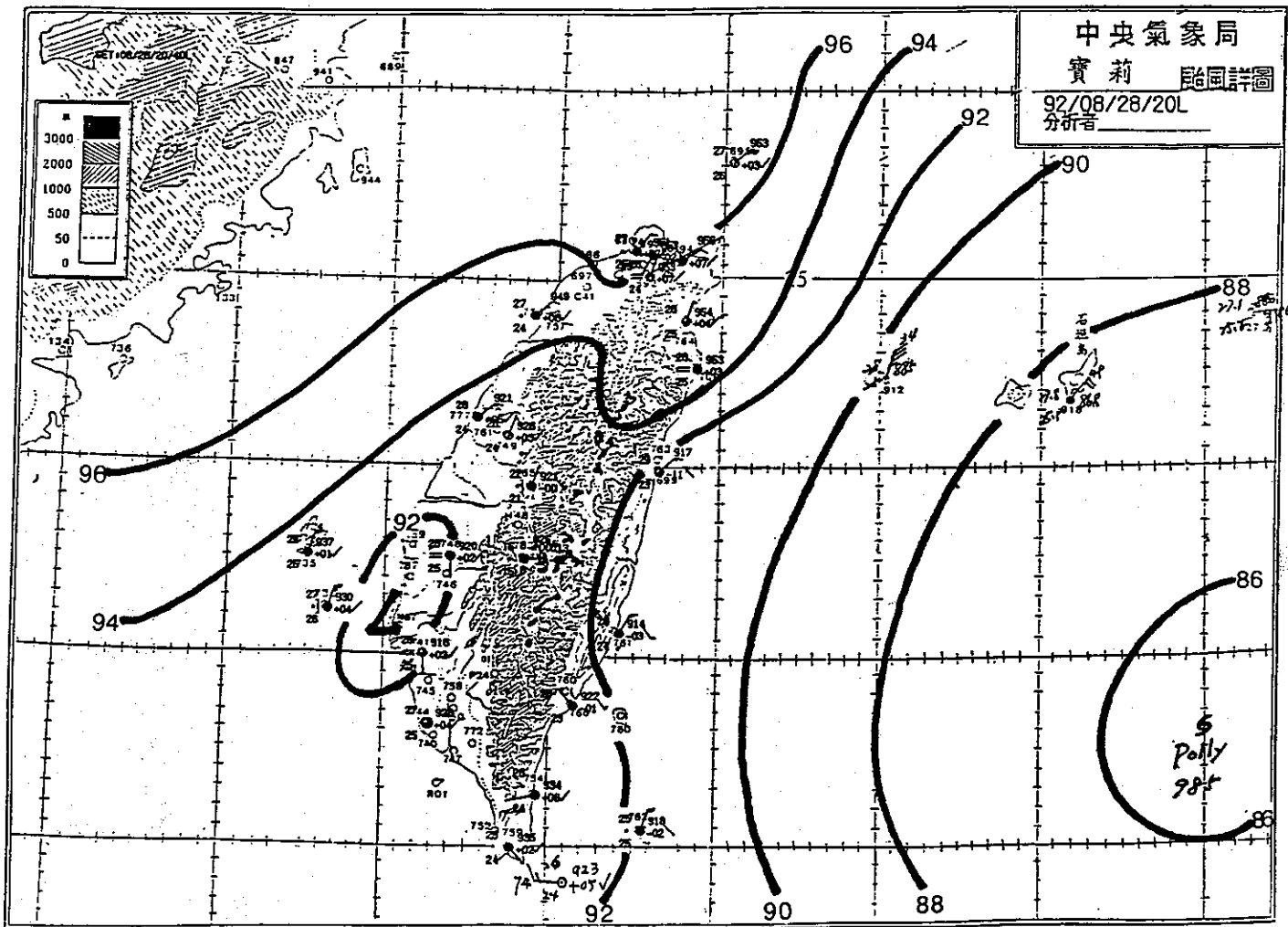


圖 8. 民國81年28日20時寶莉颱風在臺灣附近之地面詳圖

Fig 8. A detailed surface pressure distribution over Taiwan area at 12Z AUG1992

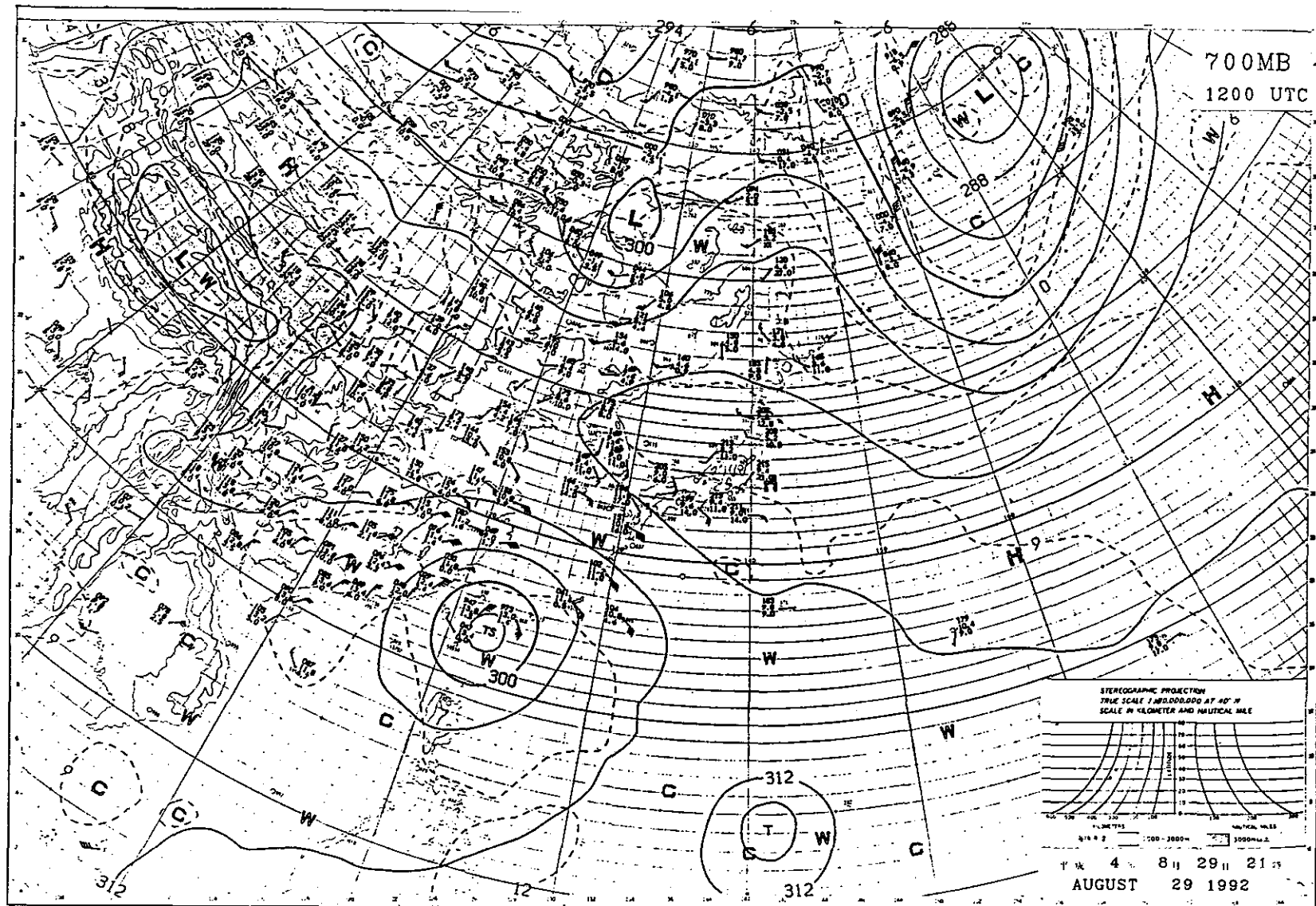


圖 9. 民國81年8月29日20時日本氣象廳提供之700百帕天氣圖

Fig 9. The geopotential height analysis on 700 hPa at 12Z 29 AUG 1992 (from JMA)

表 5. 寶莉颱風中心雷達定位表

Table 5. The eye-fixed form radar observations for tropical storm polly

站號	時間 (Z)	中心定位位置		移動方向 (LEG)	移動速度 (KM/H)
		北緯	東經		
46699(花蓮)	290900	23.6	122.5	270	11
46699(花蓮)	291000	23.7	122.4	320	07
46699(花蓮)	291100	23.8	122.7	70	15
46699(花蓮)	291200	23.7	122.4	250	16
46699(花蓮)	291300	23.8	122.2	280	13
46699(花蓮)	291400	23.6	121.9	230	21
46699(花蓮)	291500	23.4	121.7	220	10
46699(花蓮)	291600	23.1	121.9	150	14
46699(花蓮)	291700	---	---	---	---
46699(花蓮)	291800	23.1	121.8	---	---
46699(花蓮)	291900	23.2	121.8	10	07
46699(花蓮)	292000	23.2	121.8	340	05
46699(花蓮)	292100	23.3	121.6	270	09
46699(花蓮)	292200	23.3	121.7	60	04
46699(花蓮)	292300	23.2	121.7	---	---
46699(花蓮)	300000	23.2	121.9	---	---
46699(花蓮)	300100	23.4	122.1	---	---
46699(花蓮)	300200	23.6	122.2	20	17
46699(花蓮)	300300	24.0	122.1	350	21
46699(花蓮)	300400	24.1	122.0	320	12
46699(花蓮)	300500	24.1	122.1	120	08
46699(花蓮)	300600	24.1	121.9	310	10
46744(高雄)	300700	23.7	121.4	---	---
46744(高雄)	300800	23.7	121.3	---	---
46744(高雄)	300900	23.8	121.1	---	---
46744(高雄)	301000	24.0	121.0	---	---
46686(中正)	301100	24.9	121.1	---	---

表 6. 雷達觀測寶莉颱風資料報告表

Table 6. Reports observed from different radar stations for the tropical storm Polly

站號	時間 (Z)	定位位置		Ac	Sc	Wc	DsDs (DEG)	FsFs (KM/H)	備註
		北緯	東經						
47918 (石垣島)	300100	23.6	122.1	5	0	9	---	---	
47918 (石垣島)	300200	23.7	121.9	5	0	8	300	16	
47918 (石垣島)	300300	23.9	122.0	3	5	8	70	14	
58941 (長樂)	301320	25.1	120.9	5	---	---	321	08	
59134 (廈門)	301450	25.1	120.3	5	5	---	310	08	
46686 (中正)	301500	25.4	120.4	3	0	---	300	05	
59134 (廈門)	301550	25.1	120.3	5	5	---	310	08	
46686 (中正)	301600	25.4	120.3	3	0	---	290	08	
46744 (高雄)	301600	24.8	120.4	1	3	3	340	03	
58941 (長樂)	301600	25.3	120.6	4	---	---	310	09	
58941 (長樂)	301700	25.4	120.6	5	---	---	310	08	
59134 (廈門)	301750	25.2	120.1	6	5	---	310	08	
58941 (長樂)	301800	25.4	120.4	5	---	---	300	08	
58941 (長樂)	301900	25.5	120.2	4	---	---	300	08	
58941 (長樂)	302100	25.7	119.8	6	---	---	300	09	
說明	Ac:	決定颱風中心之正確度							
	Sc:	颱風眼之形狀及定義							
	Wc:	颱風眼之直徑或長軸之長度							

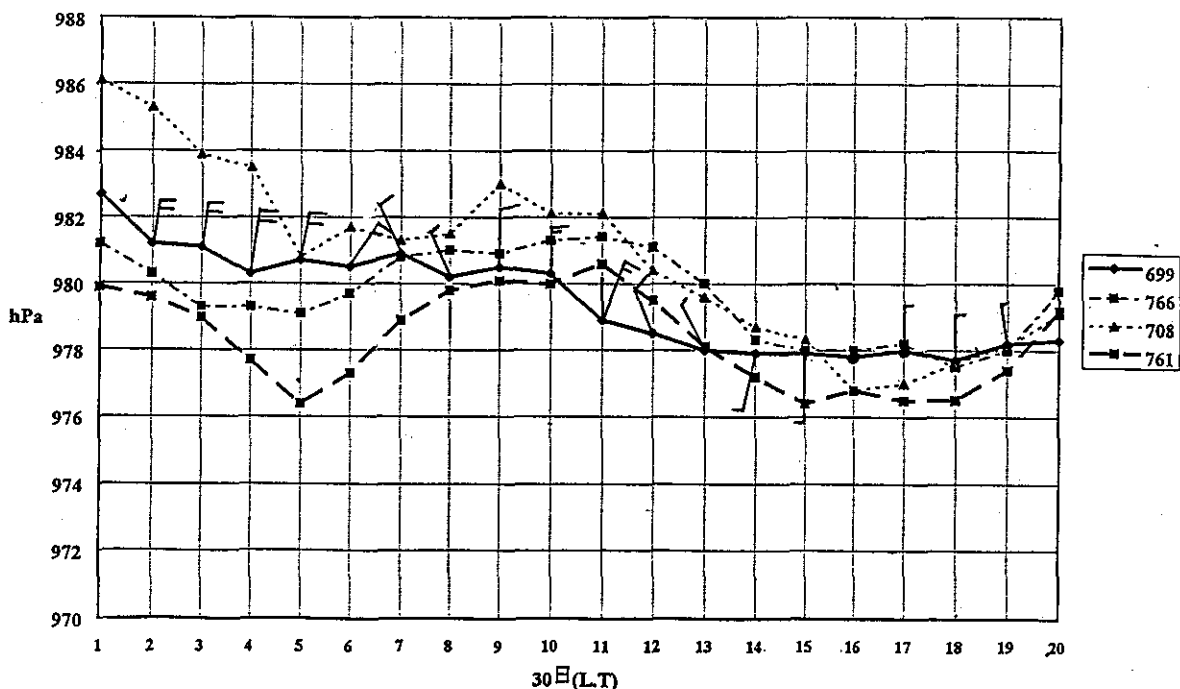


圖 10. 花蓮(699)、臺東(766)、宜蘭(708)及成功(761)四個測站之逐時海平面氣壓變化

Fig 10. The variation of the sea surface pressure at four stations: Hualien(699)、Taitung(766)、Ilan(708) and Chengkung(761)

1.5至3.0之間（見表三），勉強達到輕度颱風(TI-NO=2.5)的標準，有時甚至連2.5都不到，即以雲型(cloud pattern)來研判，寶莉颱風有時候(TI-NO<2.5)只是熱帶性低氣壓而已。由81年8月21日至31日日本氣象廳(JMA)所提供之平均海溫(SST)資料（圖十一）顯示，該海域海水溫達 28°C 以上。在這樣的生長環境中，相當適合寶莉颱風的發展。

Holland(1983)認為，颱風在沒有環境駛流導引之下，將因受地球自轉效應(Beta Effect)影響有向西北移動的趨勢。基本上，寶莉颱風的移動路徑是受駛流場導引，而主要的駛流場就是太平洋副熱帶高壓。從8月27日至31日之間，中高層槽線系統(700hPa、500hPa)都在偏高緯度地區通過，且強度較弱，寶莉颱風幾乎不受其影響。同時，太平洋副熱帶高壓脊線已達北緯 35° ，寶莉颱風正位於太平洋副熱帶高壓南緣，因此寶莉颱風就是受到環境駛流場加上地球自轉效應的影響，幾乎都是向西北或西北西的方向移動。

8月30日，當寶莉颱風接近臺灣東南部陸地時，出現偏向西南移行並打轉的情形，這種情況可能是受中央山脈地形的影響。寶莉颱風在登陸之後其結構也受地形影響而有非對稱形式（圖略），詳細路徑及結構變化有待有興趣學者進一步研究。大致而言，寶莉颱風在臺灣登陸之後和出海之後的行進方向是一致的，都是朝西北方向行進。

四、寶莉颱風最佳路徑及各種預報方法的校驗

由於寶莉颱風的路徑特殊（寶莉颱風之最佳路徑如圖一所示），其中於2806Z至2812Z間，由另一個中心取代原來的環流中心，這種情形對於各種客觀預報模式來說，要去校驗它們都非常困難。主要原因是各種預報方法都要和最佳路徑比較，而最佳路徑又分兩時段，因此，所能得到24小時預報誤差校驗資料就非常少。

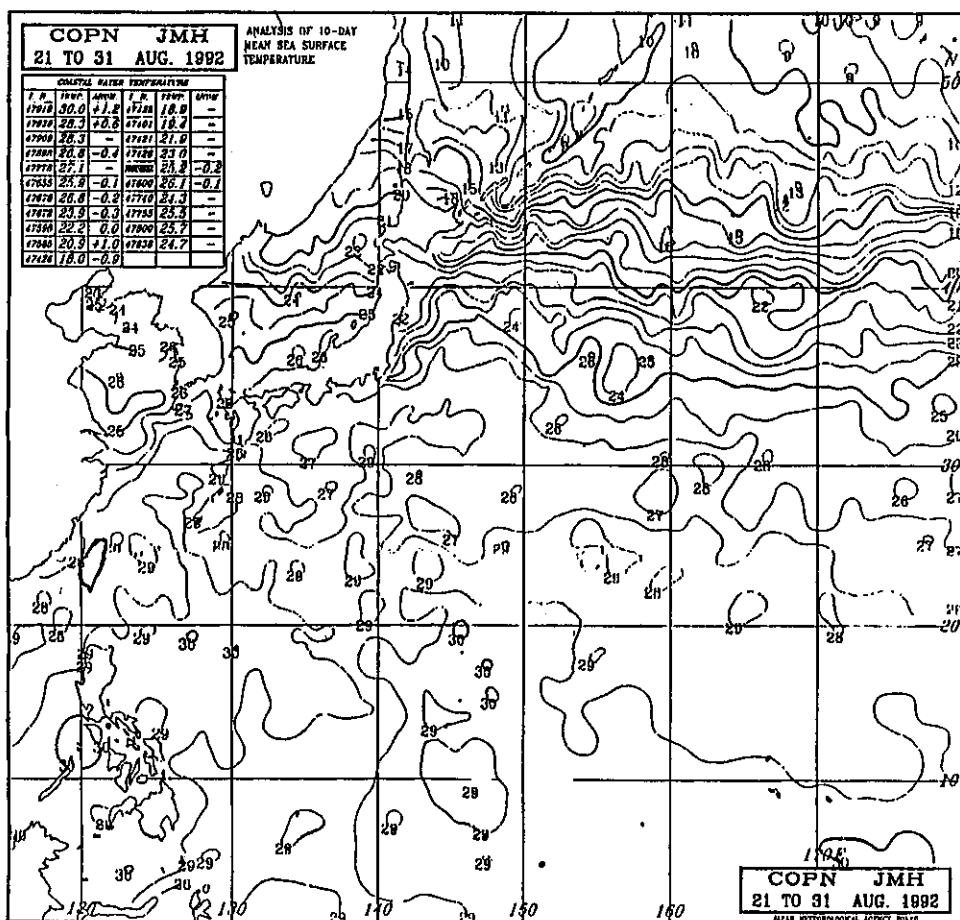


圖 11. 民國81年8月21日至31日日本氣象廳提供之平均海溫

Fig 11. 11 Days (from 21 AUG 1992 to 31 AUG 1992) mean SST observed by JMA

表七是由中央氣象局所有之電腦輔助颱風決策系統(Computer Assisted Typhoon Decision System, 簡稱CATDS)計算所得四種預報：中央氣象局原始方程颱風路徑預報模式(TFS)、中央氣象局相當正壓預報模式(EBM)、持續外延預報法(XTRP)及中央氣象局主觀預報(CWB)相互之間的比較，其中主觀預報誤差約53公里，較其他方法誤差小，然而因為路徑特殊可校驗預報次數少，較不具代表性，同時也因可用資料少，未進一步計算12及48小時之預報誤差。

五、寶莉颱風影響期間各地氣象狀況

表八為寶莉颱風侵臺期間各地氣象要素統計表，以下將分別就氣壓、風、以及降雨量做分析報告。

告。

(一)氣壓

寶莉颱風於30日14時左右在花蓮立霧溪口登陸，因此，各測站的最低氣壓都出現在30日，然而成功、大武、台南、高雄及恆春的最低氣壓出現在30日的清晨，此時正是寶莉颱風在花、東外海打轉徘徊的時候，造成臺灣南部及東南部地區氣壓下降。其他各測站的最低氣壓則皆出現在寶莉颱風登陸之後，當寶莉颱風在新竹附近即將出海時，造成北部地區基隆、台北及新竹等測站出現當地之最低氣壓，時間則在17時至18時之間，而新竹的973.3 hPa又為臺灣地區各觀測站中的最低氣壓。

(二)風

臺灣地區各地出現最大風速的時間，隨著與颱風

表 7. 四種預報方法之24小時誤差校驗

Table 7. 24hrs forecast error for four track forecasting methods (unit:km)

	CWB	TFS	EBM	XTRP
CWB	2 53 53 0			
TFS	1 33 174 140	1 174 174 0		
EBM	1 33 266 233	1 174 266 92	1 266 266 0	
XTRP	2 53 238 185	1 174 233 59	1 266 33 238	2 238 238 0

註：表中數字意義

A	B
C	D

A 表示X和Y預報時間相同的次數（同時間相比才有意義）

B 表示X軸上預報方法之24小時誤差(KM)

C 表示Y軸上預報方法之24小時誤差(KM)

D 表示(Y-X)即Y預報方法比X預報方法好的程度

此表為由電腦輔助颱風決策系統（CATDS）計算之結果

風移動相對位置改變而有所不同。大致而言，最大風速及瞬間最大風速都出現在寶莉颱風最接近的時候，也就是在8月29日13時至31日5時之間，中南部地區因受中央山脈屏障影響，時間較北部及東部地區落後約12小時到24小時。以平地測站而言，最大風速及瞬間最大風速都出現在花蓮，分別是七級(15.6m/s)及十級(25.8m/s)。北部的新竹(12.2m/s)及台北(11.9m/s)達六級，中部的台中(7.0m/s)是四級，南部的台南(12.0m/s)及高雄(12.1m/s)亦達六級。離島測站最大風速是蘭嶼的十一級強風(30.2m/s)，當時的風向是西南西。當寶莉颱風到達台灣北部海面時，彭佳嶼測得十級的強風(24.9m/s)以及十五級的陣風(40.0m/s)，風向為東南風。同時，台灣海峽北部的東吉島亦有九級的烈風(24.2m/s)和十二級的陣風(34.2m/s)，澎湖有六級(13.1m/s)強風和十級(27.5m/s)陣風；風向為西北及西北西。

(三)降雨量

由於寶莉颱風影響台灣的時間較長，包括原環流消散後再生成，以及接近台灣時有滯留、徘徊、打轉等情形，以致於雲層不斷發展，水汽供應亦充足，加以颱風出海後引進旺盛的西南氣流，所以台灣地區各地降雨量都相當豐沛，尤其是水庫上游集水區，更高達700mm以上，致使石門及曾文水庫被迫洩洪。

以中央氣象局山區測站而言，降水總量以北部山區最多，鞍部有582.9mm，竹子湖有657.1mm。中部山區的阿里山有453.0mm，玉山有469.3mm，日月潭有260.7mm。以平地測站而言，東半部地區的降水總量最多，花蓮有345.0mm，宜蘭有299.3mm，蘇澳有282.6mm。此外，北部的台北及新竹都超過100mm，南部的嘉義、台南更高達200mm以上。

表 8. 寶莉颱風 (編號9216) 各測站風雨統計表

Table 8. A summary of the minimum and the maximum values observed by the CWB's stations during the passage of tropical storm Polly(9216)

測站	最低氣壓(hPa)		時間最大風速(M/S)						最大風速(M/S)			強風(10M/S以上)	最大降水量(mm)				降水總量(mm)	
	數值	日時分(L)	風向	風速	日時分	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	日時分	日時分至日時分	一小時 雨量	日時分至日時分	十分鐘 雨量	日時分至日時分	數量	日時分至日時分
彭佳嶼	978.8	30.17.26	SE	40.0	30.19.42	979.5	25.5	100	SE	24.9	30.19.59	27.17.00-01.02.00	20.6	30.18.25-30.19.25	17.4	30.18.40-30.19.50	115.7	27.11.15-31.07.30
基隆	973.9	30.17.28	E	24.3	29.13.00	988.9	27.2	85	ENE	13.1	30.05.46	30.04.50-30.07.53	16.0	27.23.00-27.24.00	11.0	27.23.48-27.23.59	152.6	27.21.05-31.08.10
鞍部	888.8	30.17.50	NNW	32.9	29.08.06	902.5	22.2	95	NNW	14.6	29.18.17	28.19.42-30.30.50	35.0	29.20.26-29.21.26	11.5	29.13.28-29.13.38	582.9	27.20.00-31.08.00
竹子湖	977.6	30.17.44	NW	18.4	20.09.37	991.9	23.2	99	SW	5.9	30.07.06	-	41.5	29.09.28-29.10.28	16.0	29.09.53-29.10.03	657.1	27.18.02-31.08.30
台北	973.8	30.17.34	N	22.2	29.13.16	988.5	28.2	78	N	11.9	30.13.18	-	14.0	28.09.03-28.10.03	6.0	28.05.55-28.16.05	155.0	27.17.10-31.08.25
新竹	973.3	30.17.22	NNE	22.3	30.07.15	978.7	25.4	94	NE	12.2	29.13.52	28.08.30-30.13.40	14.0	30.07.34-30.08.34	8.0	30.07.31-30.07.41	106.0	27.16.50-31.08.30
台中	977.4	30.15.30	N	14.8	29.18.50	983.9	28.2	74	N	7.0	29.17.57	-	19.0	30.08.00-30.09.00	6.4	30.08.50-30.09.00	104.8	28.00.40-31.08.59
梧棲	975.4	30.15.07	NNE	31.6	29.15.07	982.1	29.5	74	NNE	20.2	29.15.11	28.14.10-31.02.45	34.0	30.20.26-30.21.26	11.0	30.21.05-30.21.15	115.5	28.09.15-31.09.30
日月潭	971.3	30.17.00	S	24.5	30.23.02	976.9	21.3	90	SW	9.8	31.00.54	-	32.5	31.00.33-31.01.33	10.5	30.19.23-30.19.33	260.7	27.23.25-31.08.00
嘉義	978.1	30.16.54	WNW	20.6	30.17.27	979.0	25.7	97	W	11.7	30.18.40	30.17.15-30.18.50	45.0	30.16.10-30.17.10	15.0	30.16.20-30.16.30	228.0	29.21.35-31.09.30
阿里山	742.7	30.18.00	W	14.7	30.18.10	742.7	16.3	98	W	6.2	30.22.44	-	53.5	30.17.34-30.18.34	15.5	30.18.20-30.18.30	453.0	27.22.06---
玉山	CWB 2801.6	30.17.00	-	-	-	-	-	-	NNW	11.8	30.23.50	30.23.30-31.04.00	32.7	30.18.00-30.19.00	11.0	30.18.48-30.18.58	469.3	27.20.20-31.09.00
台南	979.3	30.03.41	WNW	22.7	30.14.13	978.1	25.6	97	W	12.0	30.16.21	30.14.00-30.15.30	43.0	30.14.30-30.15.30	11.5	30.12.51-30.13.01	289.6	29.15.25-31.08.42
高雄	980.2	30.02.31	W	20.4	30.17.00	984.4	26.1	94	W	12.1	30.17.00	30.16.30-30.17.40	18.9	30.17.00-30.18.00	8.2	30.17.00-30.17.10	119.4	27.19.00-31.06.30
恆春	980.0	30.03.44	NW	20.6	30.17.31	986.2	26.0	89	W	10.6	30.19.02	30.01.30-31.09.20	15.0	30.11.00-30.12.00	7.5	30.11.50-30.12.00	87.5	27.15.15-31.02.10
澎湖	981.8	30.14.29	N	27.5	30.01.48	984.9	27.6	86	NW	13.1	30.14.38	29.11.30-30.24.00	28.8	30.14.20-30.15.20	11.0	30.14.55-30.15.05	13.4	27.17.35-31.04.30
東吉島	981.0	30.16.05	WNW	34.2	30.15.02	981.8	25.2	98	WNW	24.2	30.15.02	27.20.00---	23.2	30.15.00-30.16.00	10.8	30.11.15-30.11.25	194.8	27.23.30-31.04.25
宜蘭	976.5	30.16.49	NNE	22.7	30.05.47	980.8	26.4	96	NNE	13.8	30.05.56	29.11.20-30.16.50	26.5	28.02.55-28.03.55	13.5	28.03.24-28.03.34	299.3	27.19.20-31.08.10
蘇澳	974.7	30.15.21	E	22.4	29.12.34	989.2	26.3	88	E	11.2	30.08.07	27.20.00-30.16.55	28.0	30.06.38-30.07.38	13.0	30.06.38-30.06.48	282.6	27.20.30-31.03.40
花蓮	977.0	30.11.40	NNE	25.8	29.13.20	984.8	27.6	75	NNE	15.6	29.23.17	29.10.30-30.14.40	43.0	30.05.03-30.06.03	12.5	30.05.03-30.05.13	345.0	27.09.40-31.05.20
成功	975.9	30.05.24	NE	20.8	29.15.10	982.4	26.4	90	NNE	10.5	29.15.24	29.15.05-29.15.30	29.0	30.00.35-30.01.35	6.5	30.00.35-30.00.45	244.5	27.22.20-31.04.50
台東	977.5	30.18.00	S	16.3	30.19.30	978.9	27.9	84	S	7.1	30.19.32	-	8.1	30.12.00-30.13.00	2.5	30.12.17-30.12.27	103.6	27.23.10-31.06.00
大武	978.2	30.03.31	SSW	13.9	31.01.40	985.0	27.8	77	S	5.7	31.05.53	-	17.1	31.05.00-31.06.00	4.7	31.05.00-31.05.10	96.6	28.00.10-31.09.00
蘭嶼	978.5	30.13.26	WSW	37.7	30.12.56	981.9	24.8	100	WSW	30.2	30.12.56	27.19.32---	44.3	28.13.43-28.14.43	15.2	28.13.46-28.13.56	410.8	27.19.06-31.09.00

從降雨強度來看，阿里山曾於一小時內有53.5 mm（最強）之降雨量，平地測站的花蓮、台南及嘉義地區一小時降雨量也都曾超過40mm。發生的時間都是在寶莉颱風登陸的時候。

六、寶莉颱風災情報告

根據內政部警政署及省政府警務處天然災害綜合防救中心的“寶莉颱風災情概況報告”，指出各地災情概況如下：

(一)人員傷亡：

- 1.死亡：6人。
- 2.失蹤：5人。
- 3.重傷：2人。
- 4.輕傷：4人。

(二)房屋倒塌情形：

- 1.全倒：2間。
- 2.半倒：1間。

(三)交通災害：

1.航空：

國內航線全部停飛。

2.公路：

- (1)南橫公路100、182公里處及中橫公路10、183公里處道路坍方，交通中斷。
- (2)花東海岸公路21公里處附近道路坍方，交通中斷。
- (3)北宜公路31.6公里處及蘇花公路176公里處道路坍方，交通中斷。
- (4)台七甲線25、35公里處及北橫支線73公里處道路坍方，交通中斷。
- (5)台廿線通往利稻160公里處道路坍方，交通中斷。
- (6)花蓮光豐公路16公里處、瑞港公路二號橋附近及月眉公路等多處落坍方，交通中斷。
- (7)新竹縣竹埔鄉竹三七線7.5公里處及阿里山公路20公里處道路坍方，交通中斷。
- (8)嘉義台三線中崙村及尖石鄉產業道路道路坍方，交通中斷。
- (9)台東縣蘭嶼椰油一號橋遭水沖毀，交通中斷。

(10)雲林縣草嶺公路多處道路坍方，交通中斷。

3.鐵路：

鐵路縱貫線部分班次停駛；阿里山鐵路隧道口坍方，交通中斷。

(四)電力損壞情形：

台北、桃園、新竹、台中、彰化、雲林、花蓮、宜蘭等縣約二萬四千五百五十七戶電力中斷。

(五)淹水損壞情形：

- 1.雲林縣四湖鄉海水倒灌淹沒農田約60公頃。
- 2.嘉義縣東石鄉掌潭村及東石、猿樹積水約90公分。
- 3.宜蘭縣南昌街、員山鄉自強國小附近積水約1.5公尺。
- 4.台南市安南區積水約60公分。
- 5.嘉義縣民雄鄉大崎村彩虹世界社區積水約60公分。
- 6.嘉義縣水上鄉柳新村及鹿角鄉三角村積水約120公分。
- 7.台南縣大內鄉石城村、鹽水鎮洪水區積水1.5公尺。

(六)船舶損壞情形：

漁船流失兩艘（澎湖縣）。

(七)堤防損壞情形：

- 1.宜蘭縣馬崙、藥水村二號、平溪及南澳海岸線堤防共四處被沖毀約750公尺。
- 2.嘉義縣東石鄉洲仔村荷包嶼堤防潰決10公尺及布袋鎮鹽管溝堤防潰決50公尺。
- 3.台北縣萬里鄉瑪鍊溪堤防沖毀50公尺。
- 4.彰化縣牛肚溪北堤防沖毀15公尺。

(八)其他災害情形：

- 1.澎湖縣湖西鄉青螺村及翁松鄉漁塭決堤2公尺，魚類損失三百萬元。
- 2.宜蘭縣蔬菜、農田、水果共損失276.47公頃。
- 3.彰化縣芳苑鄉漁塭流失50公頃；農作物淹沒300公頃；大城鄉農作物淹沒300公頃。

七、討論與建議

(一)原寶莉颱風環流在接近臺灣東南部陸地時減弱消

散，並由其東方之雲系所取代，這種情形相當罕見。中央氣象局在預報作業中曾和關島之聯合颱風警報中心聯絡，於取得共識後，和關島採取一致的處理方式。在對社會大眾交代方面，本局亦利用電視、報紙、廣播電台等大眾媒體對民眾加以宣導，一般反應良好，民眾亦能瞭解。

(二)在颱風預報作業中，颱風之中心定位和路徑預報是最重要的兩項工作。寶莉颱風環流中心氣壓不低，強度不強，中心風速反而比外圍風速小。對於這樣一個大而弱的颱風言，中心定位是相當困難的。日本(RJTD)以整個雲簇之質量中心定環流中心位置，中央氣象局與關島(PGTW)以高層或低層螺旋雲系判定颱風中心，對寶莉颱風來說，這兩種方法所得結果有些差異。根據日本所定寶莉颱風位置表(表四)，顯示於27日18Z到28日06Z颱風中心由21.8N、126.0E移至22.5N、124.6E，而中央氣象局定位由21.6N、125.2E至22.6N、123.0E，經度已相差達1.6度，以致CWB和PGTW有所謂寶莉一號及寶莉二號之認定，而RJTD能始終維持一個寶莉颱風，持續向西北西行進，只是速度較慢。事實上，寶莉颱風中心是一個區域而不是一個點，要定出適當的點為中心，的確就存在相當大的不確定性。由衛星雲圖所顯示，在整個大低壓系統中，有好幾個小渦旋，很難確定那裡是環流中心，而且此時外圍的氣壓梯度風比颱風中心的風還大，林等(1993)認為要定此類環流中心若能輔助性地用綜觀天氣圖分析風場來定位，可能會比較穩定而且正確。

(三)定估的偏差將導致颱風路徑預報的錯誤判斷，也會影響模式預報的誤差。在寶莉颱風路徑預報方面，中央氣象局颱風工作小組所採用的方法包括綜觀天氣預報法、數值模式(包括颱風模式)預報、統計氣候預報等，另外參考日本、關島、菲律賓、香港、大陸等地區主觀預報結果。陳等(1993)認為對於中央氣象局原始方程颱風路徑預報模式而言，必須要植入完整虛擬(Bogus)渦旋代替颱風，而寶莉颱風不僅弱且大，即中心氣壓不低而雲帶範圍卻很廣，並且內含數個對流中心，路徑預報結果的偏差是可以預期的。尤其是當颱風

受中央山脈地形影響時，在花東外海向西南移行並打轉的情形，各種模式、方法都沒有正確的預報。大致來說，中央氣象局主觀預報情形相當好，雖然颱風在花東地區造成不小的災害，然而適時的預報使民眾提早防範，已經將損害減至最少。

(四)本文僅做敘述性的報告，而未能在理論方面做深入的探討，然而在81年的幾個颱風如寶莉、歐馬、泰德等都是發生在西太平洋季風槽中，在寬達千里的大低氣壓中，很容易同時存在數個小低壓環流，互相牽引，互相消長，而呈現極不規則的變化，在環流中心不確定的情況之下，各種客觀預報方法的結果都不盡理想，此時，主觀環流中心的研判以及颱風路徑的預報是相當重要的。因此，對預報員來說是很大的挑戰。希望有興趣的學者專家，研究對於這樣環境場中所生成的颱風，能提出有比較客觀的預測方法。

八、致 謝

感謝審查委員細心的審查以及提供之建議。陳清得科長、廖志翔課長的鼓勵以及李育棋課長在CATDS方面所給予的幫助，本報告才得以順利完成，在此一併致謝。

九、參考文獻

- Dvorak, V.R., 1975: Tropical Cyclone Intensity Analysis and Forecasting from Satellite Imagery. Mon. Wea. Rev., 103, 420-430.
- Holland, G.J., 1983: Tropical Cyclone Motion: Environment Interaction Plus a Beta Effect. J. Atmos. Sci., 40, 328-342.
- 林民生、丘台光、張修武、廖志翔、陳圭宏、林燕璋，1993: 1992年颱風預報實驗報告。天氣分析與預報研討會論文彙編(82), 341-349。
- 陳得松、彭順台、張偉正、鄭寶鳳、黃康寧，1993: 原始方程颱風路徑預報模式1992年之表現及檢討。天氣分析與預報研討會論文彙編(82), 263-268。

REPORT ON TROPICAL STORM POLLY (9216)

Tein-Jui Wu

Forecast Center

Central Weather Bureau

ABSTRACT

Polly (9216) was the first tropical storm that attacked Taiwan in 1992. At 00Z of August 27, Polly developed from a tropical depression to the south of Okinawa. At that time, the subtropical high ridge was at 35°N on the synoptic chart, and there was a widespread monsoon trough area South of 30°N . Within the monsoon trough, there were several other vortexes close to Polly. Because of the weakness of Polly's circulation, it was very hard for us to point out its exact center position during operation.

A relocation action was taken by this bureau in accordance with the Joint Typhoon Warning Center (JTWC) of Guam immediately after 12Z of August 28. The new center was fixed some 120NM east of the previous one.

When Polly was approaching eastern coast of Taiwan between 2912Z and 3003Z a V-shape track was fixed by land radars. Except the above mentioned period, Polly moved northwestward steadily, made landfall around Hualien, moved to the Taiwan Straits around Hsichu, and dissipated soon after landed on Mainland China.

Meteorological Bulletin

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- A Review and Prospective Development on the Four-Dimensional Data
Assimilation System of the Numerical Weather Prediction at
Central Weather Bureau: Data Characteristics and Objective
AnalysisShang-Wu Li, Wen-Mei Chen, Li-Mei Huang,
..... Churn-Tyerg Terng, Chan-Ban Chou and Jing-Shan Hong (271)
- Improvement and Implementation of the Sun-Plate
and shadow Altimeter Kuo-Kuang Chiu and Li-Lung Lo (281)
- The Effect Urbanization on the Air Temperature of Taipei
..... Sen-Hsiung Hsu and Chi Tang (296)
- Preliminary Results on the Improvement of the Vectorization and Parallelization
of a Limited-Area Forecast Model on the Cray YMP Computer
..... T. C. Yeh and H. W. Jyan (301)

Reports

- The Typhoon Report of Amy(9107) Guay-Hong Chen, Fu-Tien Tsai
and John-San Shica (313)
- Report on Tropical Strum Polly(9216) Tein-Jui Wu (331)



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類
統 一 編 號
〇〇九〇八九八三〇〇七三

ISSN 0255-7785