

# 台灣及鄰近地區氣旋發展之個案分析

徐天佑 蔣佑良

空軍氣象中心

(中華民國七十二年一月十四日收件，三月五日訂正)

## 摘要

台灣及鄰近地區氣旋活動頻繁，顯示地理條件及大氣秉性有利於氣旋之發展。地理條件除洋流外是不變的，而大氣的條件則是多變的，為提高天氣預報之準確性及了解旋生之本性，本文選擇民國七十一年二月二十五日至三月一日台灣低壓之生成做個案加以分析，研究探討大氣各種參數，以瞭解台灣低壓本身之結構。由本文之研究顯示台灣低壓為低對流層之擾動，且底層斜壓性甚為明顯，而台灣東方海面之暖流及海溫之正距平對台灣低壓也扮演重要之要色。

## 一、前言

冬季寒潮爆發後，冷空氣南侵，往往在台灣鄰近之海面上產生小波動，為台灣低壓 (Taiwan Low) 的一種。此種波動大都局限於大氣低對流層，且底層之斜壓性甚明顯，產生後伴隨大量降水，因其生命期較短，移動速度快 (劉，1980)，往往使得預報人員產生許多困擾。

亞洲方面寒潮爆發後所產生的台灣低壓，YU (1980) 所著「台灣低壓氣候研究」中有詳盡之探討，其統計 1962-1976 年每年 1、2、3 以及 12 月共四個月的資料，顯示 15 年中共有 225 次台灣低壓生成，平均每年 15 次，數目相當可觀，又根據劉氏 (1980) 調查結果顯示，此種旋生自 10 月至次年 4 月間以 3 月份發生率最大平均達 26%。Thompson (1981) 等人則利用人造衛星的資料分析台灣低壓生成時雲的結構及其活動情形。

歐洲方面格陵蘭寒潮爆發時在歐洲大陸西端海上也有同樣之情形，但其所產生之低壓擾動緯度較亞洲為高，其命名為極地低壓 (Polar Low)，Reed (1979)，Harrold & Browning (1969)，Mensfield (1974)，Rasmussen (1981) 等人有詳盡之分析研究，也同樣屬於低對流層的系統，產生後天氣亦甚明顯，系統之發展與移動均甚迅速。

美洲方面在北美寒潮爆發後，墨西哥灣暖洋流經過之處也會有低壓發展之情形，在其形成之初期就有明顯之對流雲出現 (Pophin, 1979)，發展之強度較強。

綜合以上之分析研究，可以發現一共同之特點，在寒潮爆發後大氣的低對流層區，沿着大陸邊緣的暖洋面上可以產生較小尺度的擾動，而其波長約在千公里左右，依據 Nitta 和 Yamamoto (1972) 之定義屬於中間尺度之擾動，本文之目的在透過對 1982 年 2 月 25~3 月 1 日所產生的台灣低壓做個案研究，以探討其本身之結構。

## 二、天氣型態與系統之移動

本個案之研究資料時間採 1982 年 2 月 5 日至同年 3 月 1 日，當西伯利亞、蒙古冷高壓爆發後向南移，到達台灣時形成東北季風產生波動而使天氣轉壞。從氣壓自記記錄 (圖 1) 可以看出在 26 日台北有第一次低壓槽出現，也就是台灣波生成之時刻 (圖 2-a)，生成後向東北移動，第二次低壓槽出現為其尾端之小波動生成，生成後迅速消失僅剩下原來之波動，第三次低壓槽出現為又一次小波動在尾端生成 (圖 2-b)，很快再消失，以後波動向東北移動逐漸遠離本省。

圖(3)為氣象要素變化圖，縱座標為氣壓，橫座

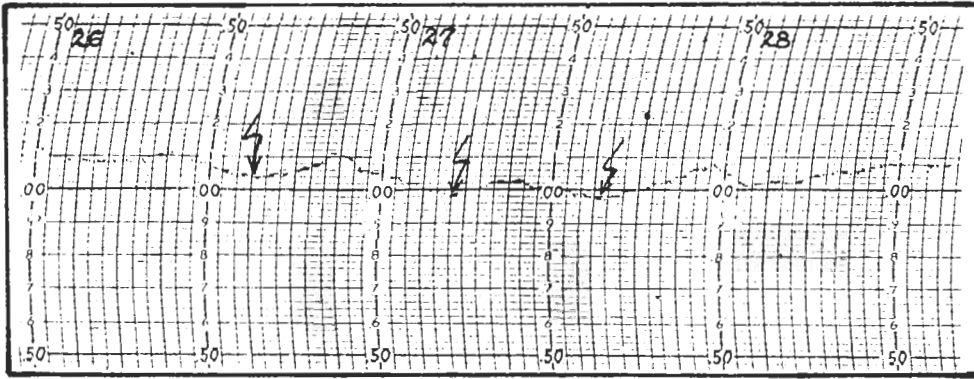


圖 1 氣壓自記紙，箭頭所指為台灣低壓生成之時刻與其尾端之波動生成之時刻。

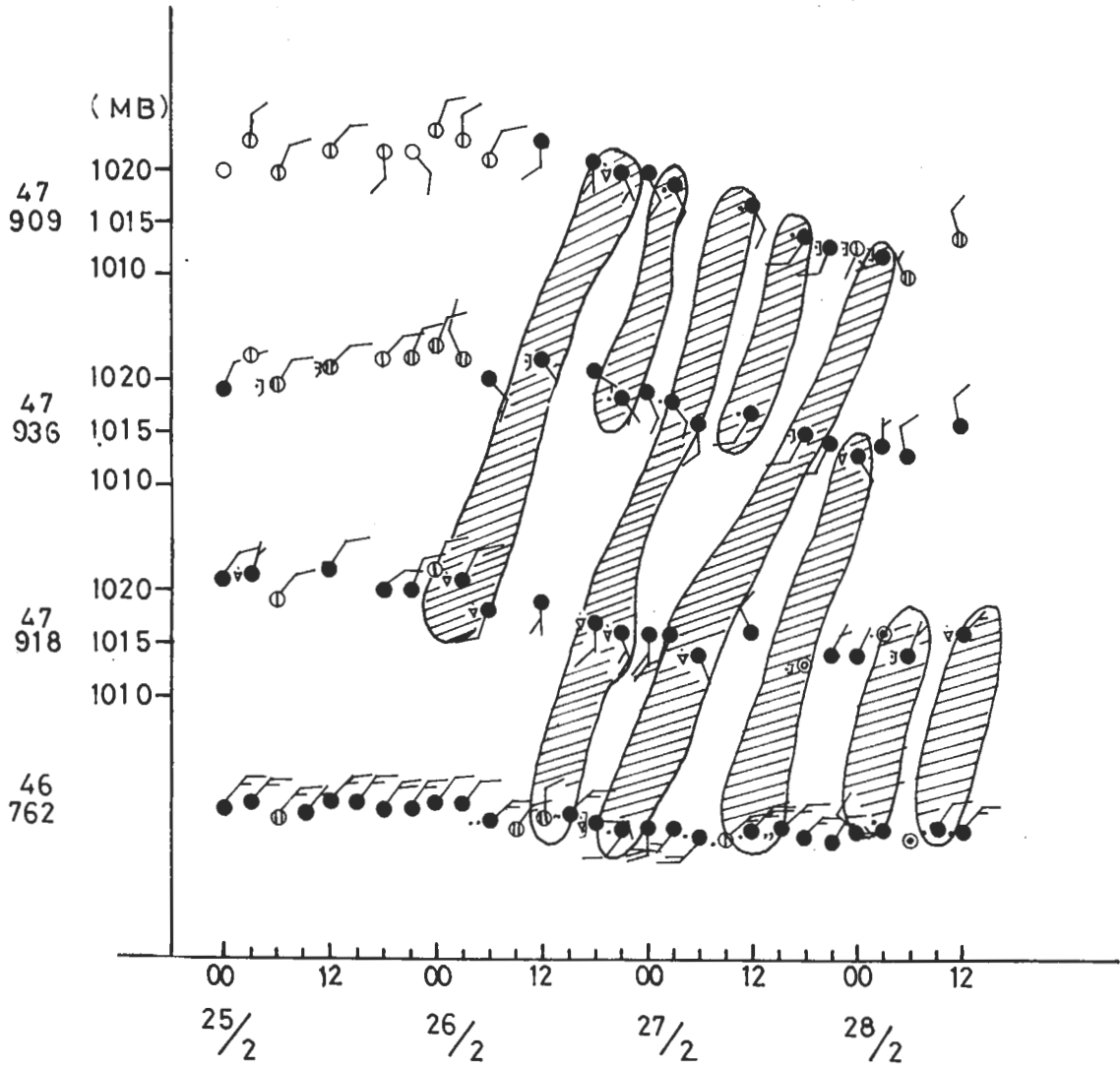


圖 3 地面天氣要素圖。斜線部分顯示雨區移動之情形。

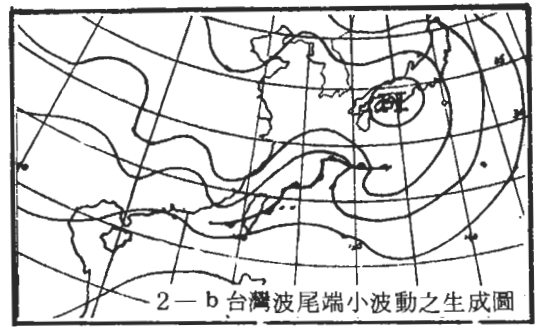
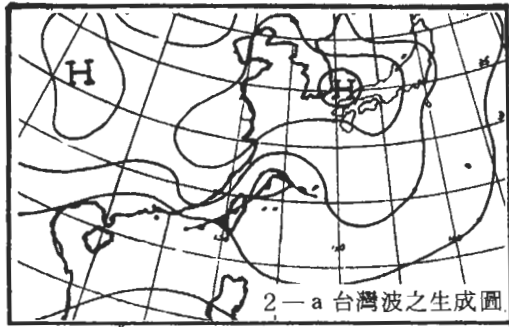


圖 2 1982. 2 -26.地面天氣圖

標為時間，測站為蘭嶼 ( 46 762 )，石垣島 ( 47 912 )，那霸 ( 47 936 )，龍鄉 ( 47 909 )，測站從西南向東北排列。圖中包括氣壓之變化，風向風速之變化，天氣之變化。各測站之風向變化從前期由偏北之風轉為偏南之風，至後期再轉為偏北之風顯示有波動經過，而天氣之變化如降水之移動情形，從圖中斜綫部份所示，似乎有向東北移動之情形。

### 三、能量之上下傳送

台灣低壓大約為千公里左右，屬於中間尺度，而中間尺度擾動之特性為對流作用較為明顯，使得能量易於上下交互傳送，當 27 日 1200 Z 至 28 日 00 Z 台灣低壓通過龍鄉 ( 47 909 ) 時，上述之現

象更為明顯，圖(4)為 2 月 26 日~3 月 1 日 龍鄉之探空剖面圖。當鋒面通過該區時從探空之風速比較可以發現 500 MB 之風速在 27 日 1200Z 時較前後兩日之風速均小且風速也較均勻，顯示有上下能量之傳送。水氣之向上輸送從溫度露點差值可以顯示，圖(4)之等值綫為溫度露點差等值綫，在 27 日 1200 Z 有明顯向上凸起之現象，溫度露點差在 5°C 以內之等值綫，高度到達 400 MB，此時低壓恰好通過該區，水氣充足，同時對流強盛，因此溫度露點差較低壓通過前後均小。圖(5)為 2 月 26 日至 3 月 1 日溫度平均偏差圖，圖中由底層凸起至高層之溫度正偏差值與低壓通過之時間大致相吻合，其高層之正偏差值由於水氣向上傳送在高空凝結，釋放潛熱使得溫度有增加之現象。

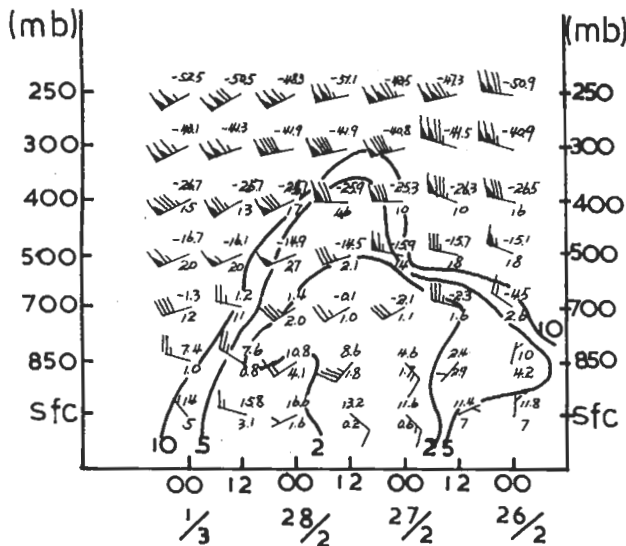


圖 4. 龍鄉 ( 47909 ) 1982 年 2 月 26 日~ 3 月 1 日探空剖面圖，其中等值代表溫度露點差等值綫，°C。

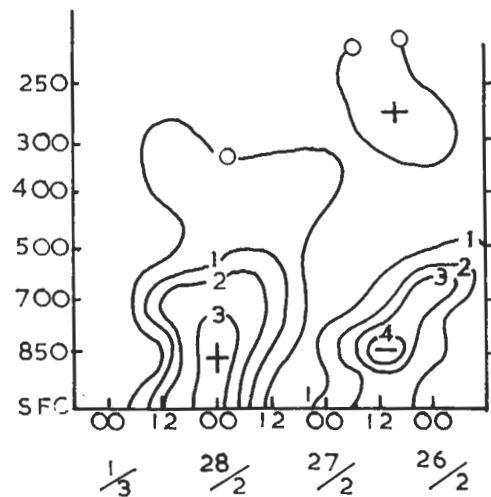


圖 5. 1982 年 2 月 26 日~ 3 月 1 日探空剖面溫度平均偏差圖。

#### 四、低層之斜壓作用

中緯度綜觀系統之發展，斜壓效應扮演極重要之角色，溫度梯度密集處，往往使有效位能轉變為有效動能，擾動也因而成長。通常在鋒面附近溫度梯度較大，大約為  $1^{\circ}\text{C}/100\text{KM}$ ，系統發展較強烈者可達  $10^{\circ}\text{C}/100\text{KM}$ 。

寒潮爆發後，冷空氣向南移動，到達緯度較低處逐漸變性，但是溫度梯度仍不失為指示寒潮到達之徵候。本個案中在低層溫度梯度很明顯，從圖(6)可以看出海溫梯度在波動附近甚大，圖(7)、(8)、(9) 10為 25, 26, 27, 28 四天的地面等溫線分佈圖，溫度梯度大至為  $2^{\circ}\text{C}/100\text{KM}$ ，斜壓性頗

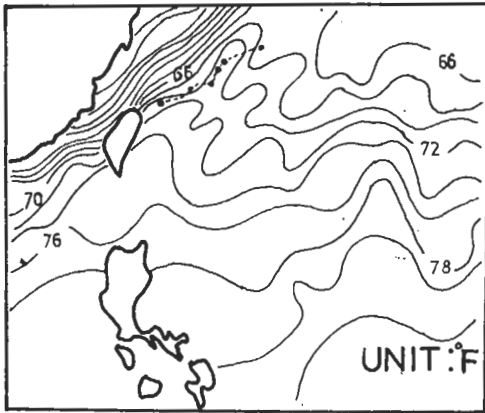


圖 6 1982 年 2 月 21~28 日平均海水溫度圖。

(摘自日本氣象廳) • 代表台灣低壓移行之位置。

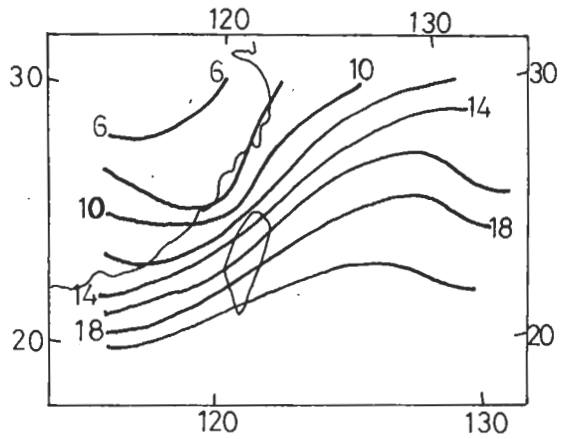


圖 8 1982 年 2 月 26 日 00Z 地面溫度等值線圖。

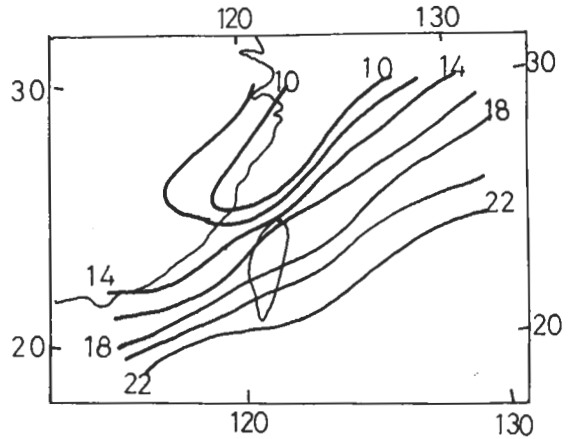


圖 9 1982 年 2 月 27 日 00Z 地面溫度等值線圖。

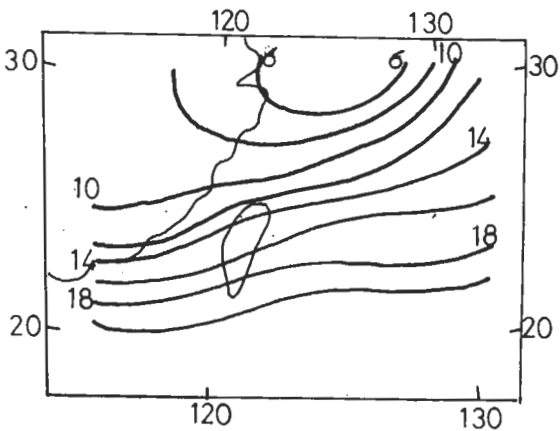


圖 7 1982 年 2 月 25 日 00Z 地面溫度等值線圖。

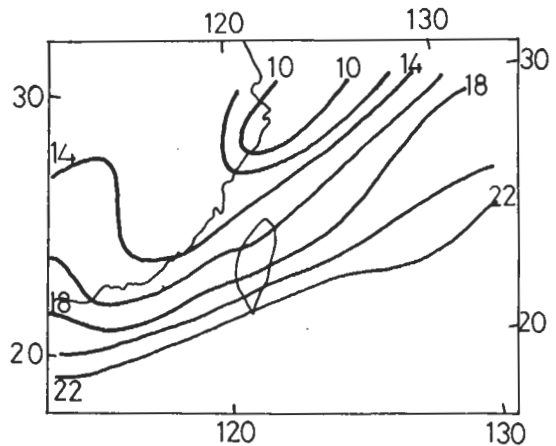


圖 10 1982 年 2 月 28 日 00Z 地面溫度等值線圖。

大，斜壓性大易釋出能量，造成不穩定，大氣爲了恢復穩定狀態，會自動調節，借着擾動之混合使得能量逐漸消耗，慢慢恢復平衡，而生波爲消耗能量所常見的一種方式。

### 五、低對流層擾動之特性

寒潮在高緯度爆發後向南侵，當其到達低緯度時厚度已經變薄，只有低層可保持其特性，隨着高度逐漸減弱，因而台灣低壓所發展之高度也局限於低對流層中，很少有超過 500 MB 之高度。

圖(11)、(12)爲 1982 年 2 月 25 日至 28 日龍鄉(47 909)、石垣島(47 918)兩測站當台灣低壓通過時，重力位高度之平均偏差圖，圖中顯示在 700 MB 以下之低對流層，兩測站平均高度偏差值在變化上有共同之特性，在波動來臨之前負值十分明顯，而波動通過後正值十分明顯，而上對流層之變化不具規則性，難顯示出相同點，因此由以上高度之平均偏差，可以推斷台灣低壓爲低對流層之屬

性。

### 六、海水溫度與台灣低壓

海洋與大氣之交互作用對於水汽之供應與天氣之變化佔有極重要的角色，台灣東方海面與日本南方海面之暖洋流(黑潮)，對台灣低壓不僅有利其生成，同時有利其發展(YU, 1980)，圖(6)所示 1982 年 2 月 21 日至 28 日海水平均溫度圖，圖中暖舌在台灣東方海域甚爲明顯。

圖(13)爲 26 日 1200 Z 鋒生前 1000—500 MB 之厚度圖，圖中顯示在生波處梯度較大，而等厚度綫在台灣北部凸出，表示此區大氣厚度較厚，從圖(16)之南支噴射氣流可推測此厚度較厚的暖平流，有向北移動之趨勢，有助於系統之垂直運動發展。

海溫之變化與氣候之變化其相關性如 Walk 所述之南方振盪效應(Southern Oscillation)，Wyrтки(1975)所述之 El Niño 效應，均述及海溫之變化與降水有關，Angell(1981)，Wa-

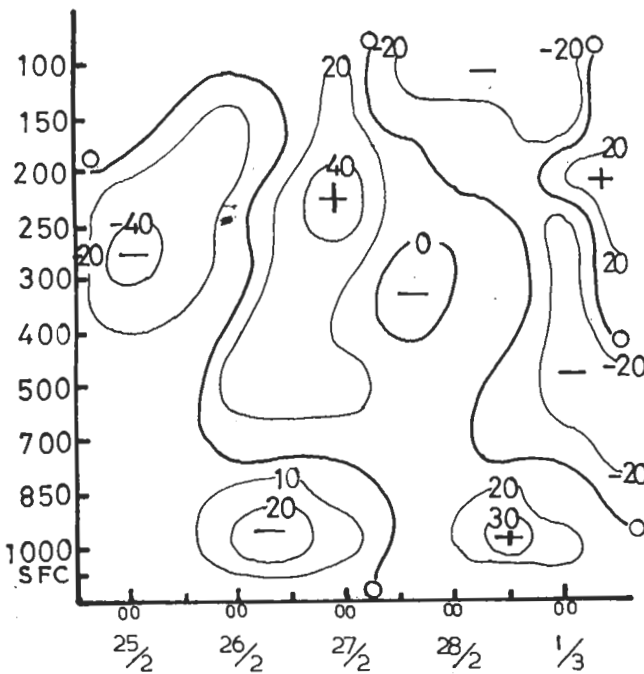


圖11. 龍鄉 1982 年 2 月 25~28 日重力位高度平均偏差值，單位 G . P . M . .

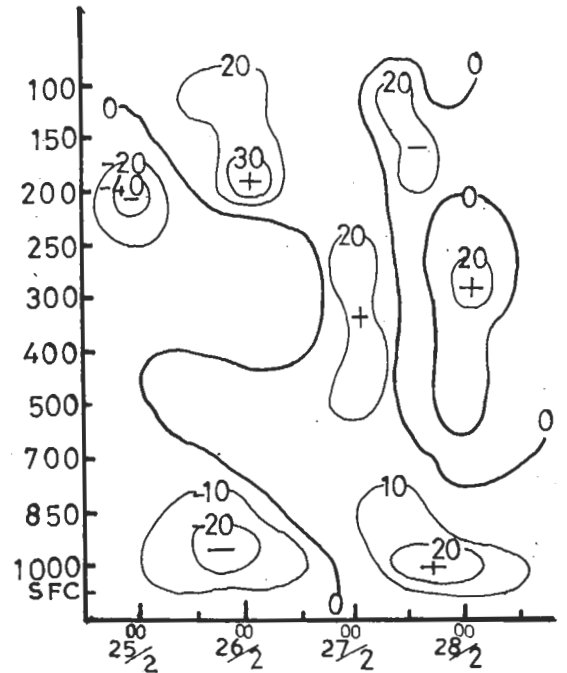


圖12. 石垣島 1982 年 2 月 25~28 日重力位高度平均偏差值，單位 G . P . M . .

Hlacc & David ( 1981 ) , John & Wallace ( 1981 ) 也指出海溫之變化與氣候之變化有相關性 , 可能其反應並不在當地或當時 , 可能反應於另外之地區 , 也可能有一段時間差之反應 , 有遙相關 ( Teleconnection ) 之性質 。 圖(14)為1982年2月21~28日之海水溫度距平圖 , 圖中顯示在台灣附近及其生波處均為正距平 , 也是導致產生天氣有利的一種因素。其行進路徑與海水溫度綫大致平行且有偏向暖舌之傾向與 YU ( 1980 ) , 劉 ( 1980 ) 之研究頗為一致如圖(6)。

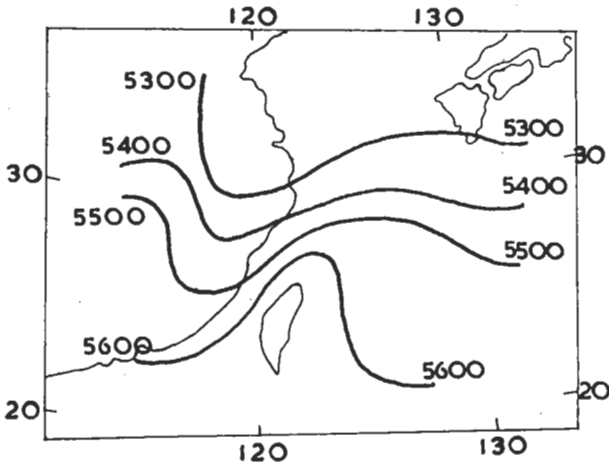


圖13. 1982年2月26日00Z 1000—500 MB厚度圖。

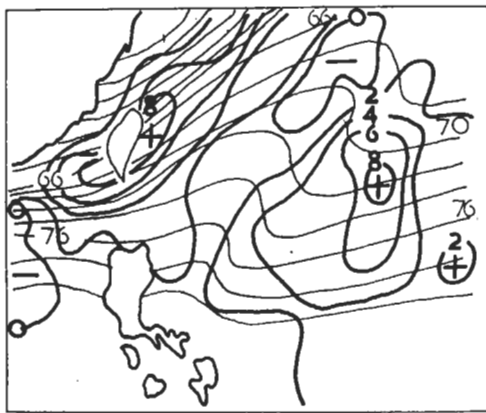


圖14. 1982年2月21~28日八天海水平均溫度距平圖  
黑粗線為距平等值線, 細實線為海水平均溫度線  
(+)代表正距平(-)代表負距平單位 °F。

### 七、噴射氣流之輻合效應

氣流之輻合處有利於擾動之產生, 尤其當南北兩支噴射氣流之匯流區旋生更易發展(劉, 1980), 本文所述之台灣低壓恰處於南北兩股西風噴射氣流交會處(圖15), 該年(1982年)2月份降水數達22天, 台灣低壓生成次數有4次, 而該年2月份500 MB天氣圖可以發現兩股西風噴射氣流交會處在東海附近上下振盪, 久未消失, 台灣正好在其匯流之下方, 因此造成台灣北部連日陰雨不散。

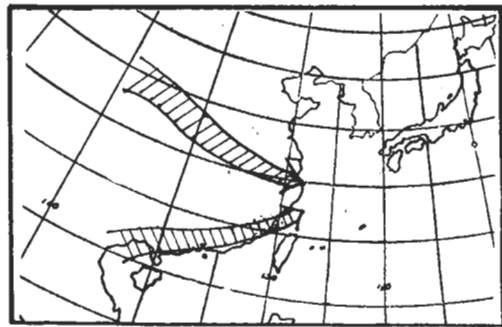


圖15. 500 MB南北兩支西風噴射氣流交匯圖。

### 八、垂直運動與水汽系統

為了瞭解水汽平流之情形, 我們分成兩個區域分別討論, 如圖(16)中之A區與B區(計算方式採 Akiyama 1975, Ninomiya 1974)。

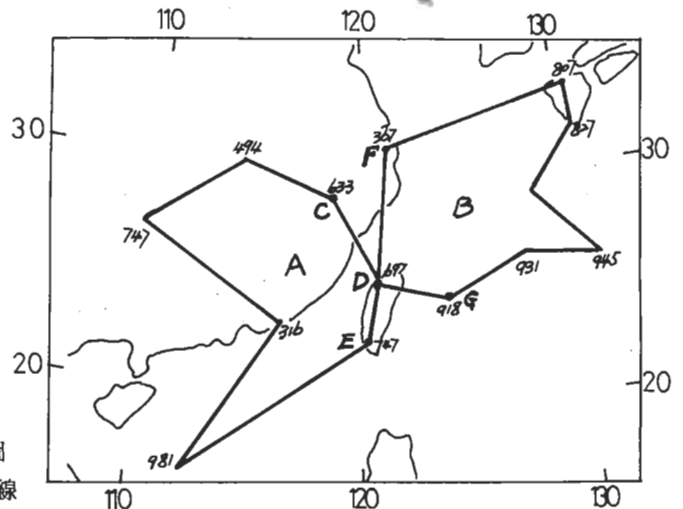


圖16. 計算水汽平流與垂直運動所含蓋之區域圖。

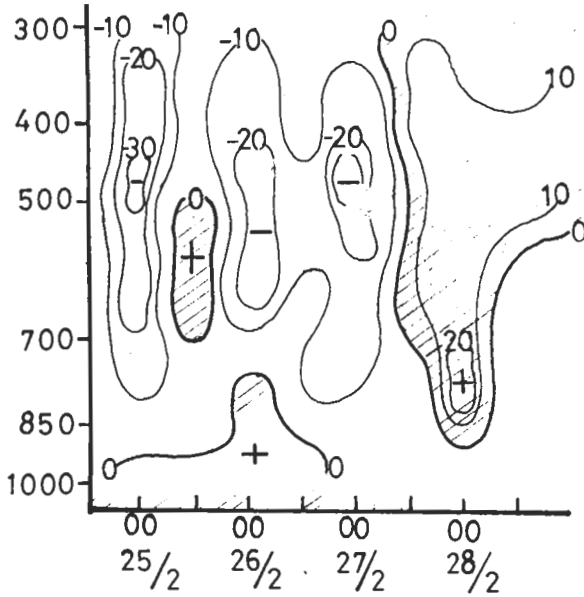


圖17. 1982年2月25~28日A區垂直運動圖單位MB / H. 斜線及+代表下降運動，-代表上升運動。

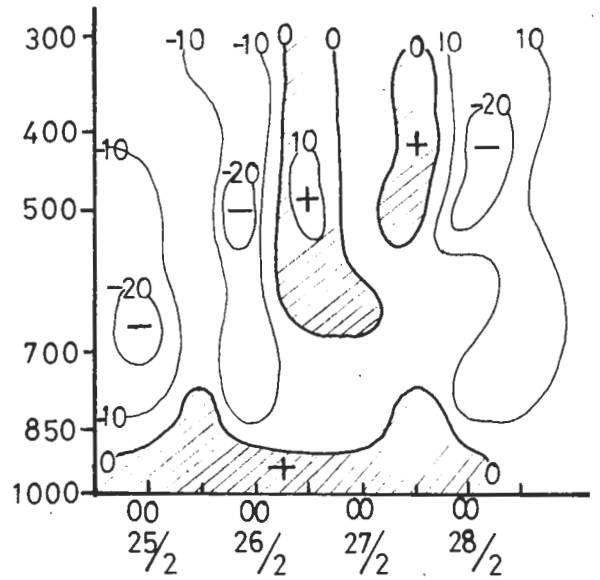


圖18. 1982年2月25~28日B區垂直運動圖單位MB / H. 斜線及+代表下降運動，-代表上升運動。

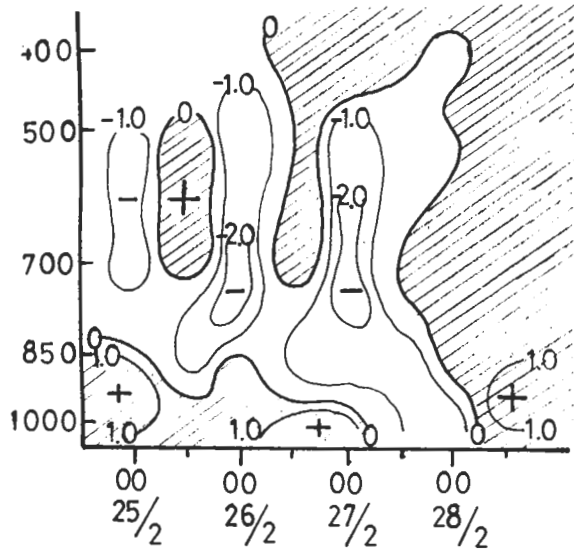


圖19. 1982年2月25~28日A區水汽通量( $\vec{V} \cdot q \vec{V}$ )圖 -代表水汽輻合, 斜線及+代表水汽輻散。

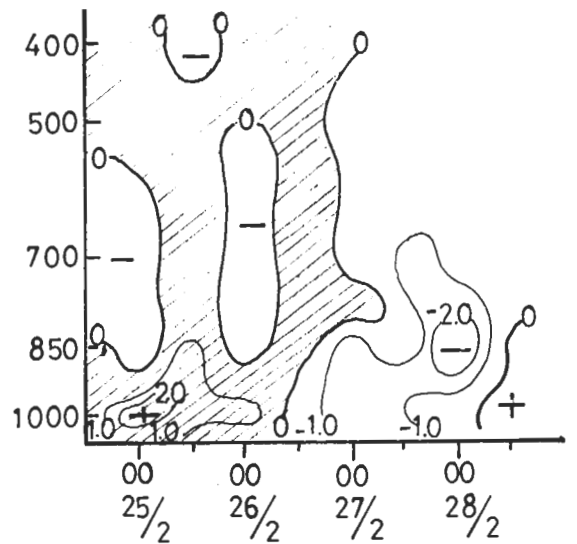


圖20. 1982年2月25~28日B區水汽通量( $\vec{V} \cdot q \vec{V}$ )圖 -代表水汽輻合, 斜線及+代表水汽輻散。

首先我們計算對系統發展有密切相關之垂直運動，由2月25日至28日共四天，其中A區及B區之平均垂直運動分別如圖17及圖18，由圖中可知大部份均為上升區，對系統發展甚為有利。

圖19、20分別為A區及B區之水汽通量圖，在低壓形成之前期25日00Z至26日12Z A區之水

汽輻合及平流較大，B區較小，27日00Z系統發展強盛之時A區及B區水汽輻合及平流均加強，至28日以後台灣低壓已經移出A區，因此在A區水汽開始輻散，B區仍為輻合，大部份水汽平流匯集於B區中。

圖(21)、(22)為CDE面FDG(如圖(16))之水氣平流,圖(21)在低層CDE面顯示有水汽流出,圖(22)在低層FDG面顯示有水汽流入。圖(23)、(24)與圖(19)、(20)

所示相同,可以表示整個區域之水氣變化大部份集中於底層700 MB以下,而A區及B區在上界區有輻合之現象,下降區有輻散之現象。

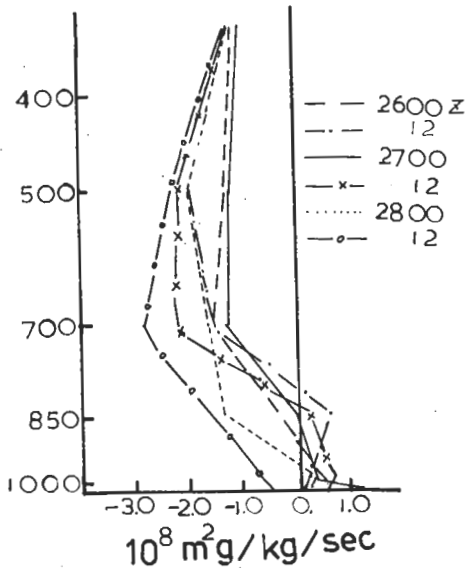


圖21. CDE面水汽平流圖

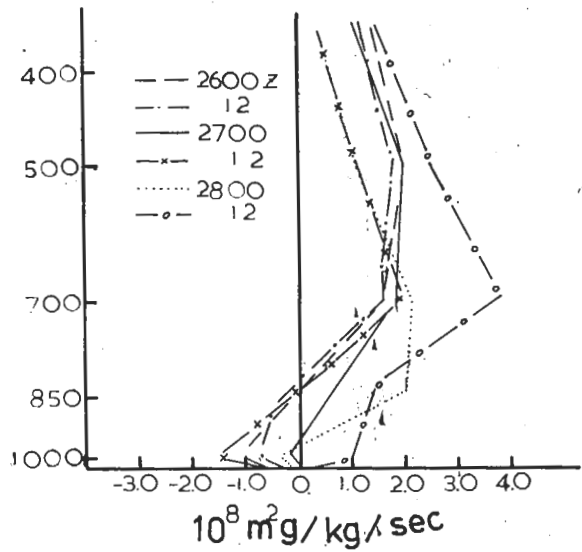


圖22. FDG面水汽平流圖

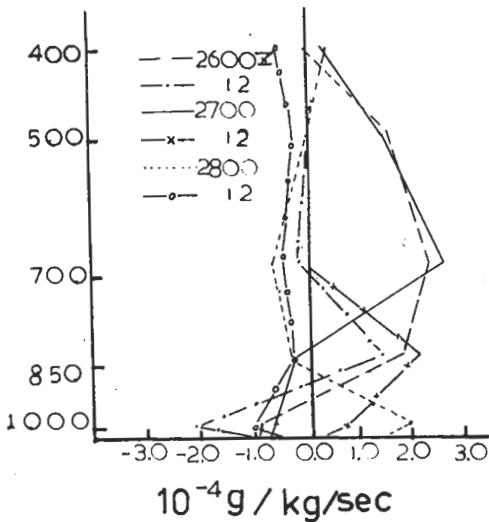


圖23. 1982年2月25~28日A區每日水汽通量圖。  
+代表水汽輻合, -代表水汽輻散。

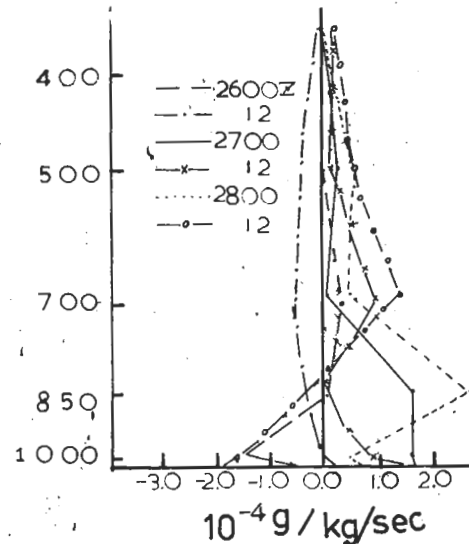


圖24. 1982年2月25~28日B區每日水汽通量圖。  
+代表水汽輻合, -代表水汽輻散。

九、Richardson Number 與穩定度之關係

大氣之穩定度對波動之產生與發展甚為密切, Ri (Richardson Number) 之值可以代表大氣之穩定性, Orlandi (1968) 取上下平行之邊界, 討論兩層斜壓波之發展, 得到 Ri 之值在 3 左右

時而 Rossby Number 小於 1 時斜壓波之發展性最大。Gambo (1970) 用 10 層模式討論大氣穩定性, 發現  $Ri = 4$ , 對波長 1000 KM ~ 1500 KM 之波動在 12 小時可以迅速發展完成。Kasahera & Rao (1972) 卻認為當  $Ri < 2$  時為一種正壓不穩定之形式。



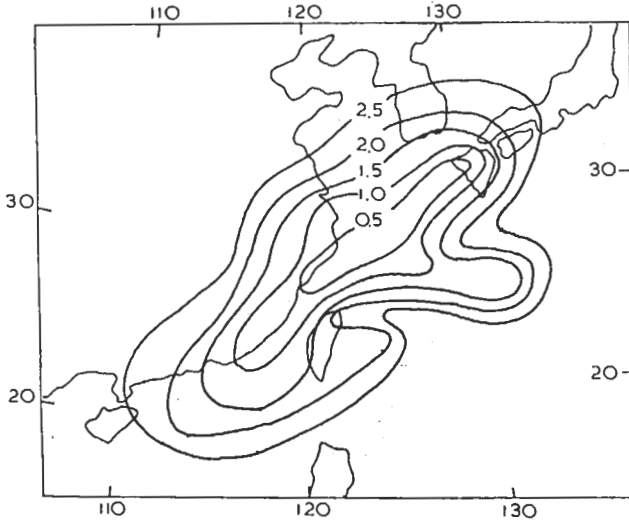


圖25. 1982年2月26日12Z, 1000—850 MB Ri 值。

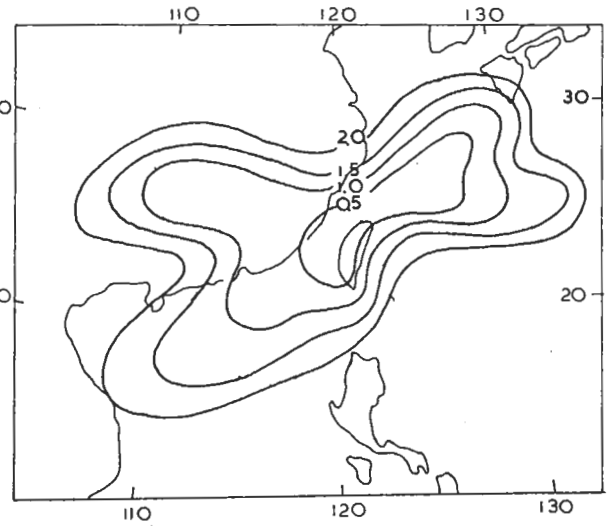


圖26. 1982年2月26日12Z, 850—700 MB Ri 值。

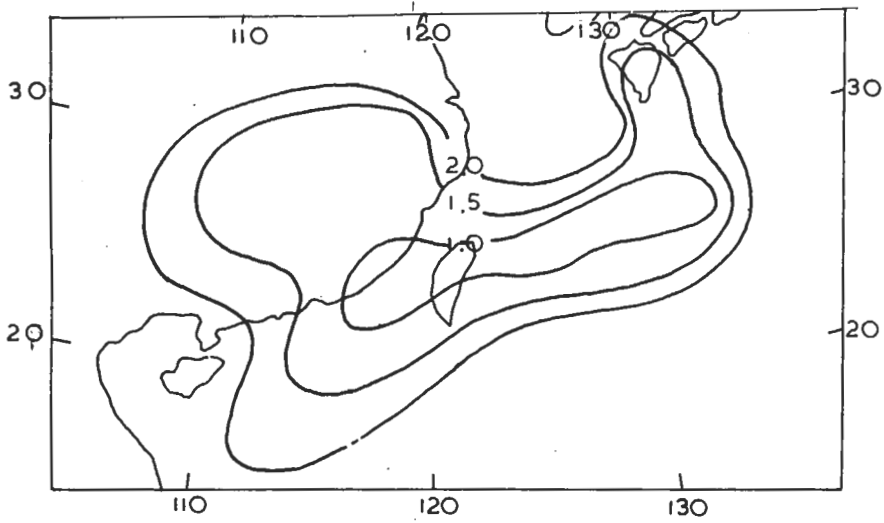


圖27. 1982年2月26日12Z, 700—500 MB Ri 值。

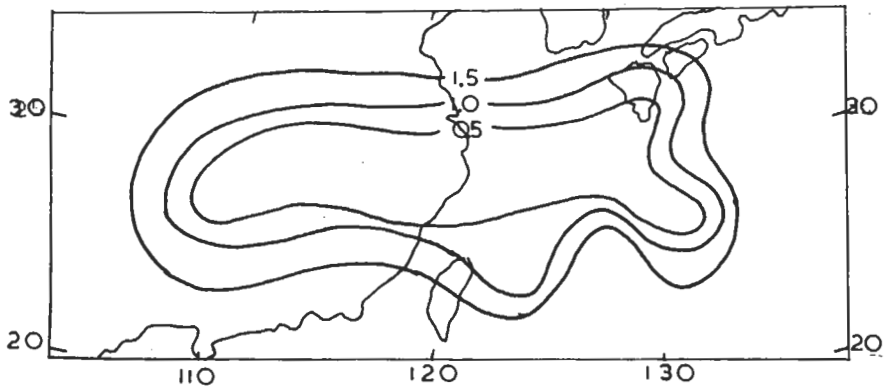


圖28. 1982年2月26日12Z, 500—400 MB Ri 值。

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta} \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)}{\left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2}$$

$\theta$  : 位溫 ·  $g$  : 重力加速度  
 $v$  : 水平風速 ·  $z$  : 垂直高度

其中  $\frac{\partial \theta}{\partial z}$  代表垂直穩定度之變化,  $\frac{\partial v}{\partial z}$  代表垂

直風速之變化, 但水平溫度梯度可以影響垂直風速之變化, 因此  $Ri$  值隱含垂直穩定性與水平穩定性之比較及其變化情形。

我們也計算  $Ri$  值, 發現在波動生成後 (1982 年 2 月 26 日 1200Z)  $Ri$  之值, 其中 1000 - 850 MB, 850 - 700 MB (圖 25, 26) 分佈與台灣低壓排列大致相似, 而高度較高時 700 - 500 MB, 500 M - 400 MB  $Ri$  值分佈 (圖 27, 28), 其排列大致成東西走向, 因為在低層斜壓性較強, 因而其不穩定性造成擾動, 但其擾動集中於低層, 故  $Ri$  值在低層大致與波動之排列相吻合, 至高層時氣流之走向大致為東西走向, 尤其 500 MB 之噴射氣流在東海匯合, 因此高層之  $Ri$  值受高層氣流及風切之影響較明顯, 因而排列大致成東西走向。

由計算之  $Ri$  之變化可以看出其值均不大, 又台灣低壓在發展之盛期, 對流特別強盛, 在其發展之過程中與歐洲之極地低壓有相似之處, 正壓效應與 CISK 效應可能也扮演某種相當成份之角色 (Rossmusse, 1979 · Steven, 1979), 也就是在其發展過程中可從平均氣流中吸取能量, 使得低壓波更行加強。

## 十、結 論

根據以上之分析, 可以瞭解台灣低壓屬於低對流層的擾動, 斜壓性甚為明顯, 發展旺盛之時對流活動甚強, 台灣東方海面之暖洋流海溫之正距平以及地面風速不大時, 均為有利台灣低壓之移行路徑。因台灣低壓屬於低對流層故低層之擾動變化較明顯, 水汽之變化與平流集中為低層, 而  $Ri$  值之變化在低層其形狀也非常類似台灣低壓, 又因其形成及移動速度均甚為迅速故難掌握, 因此值得我們做更進一步之探討, 以利爾後之預報作業。

## 致 謝

本文承主任劉上校廣英之指導, 俞課長川心之繪圖, 在此一併致謝。

## 參 考 文 獻

- 劉廣英, 1980 : 我國沿海地區冬季旋生及其對台灣北部天氣之影響。科學發展月刊, 第八卷第二期, 171 - 183。
- Akiyama, T., 1975 : Southerly transverse moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the baiu season. J. Met. Soc. Japan, 53, 304 - 315.
- Angell, J.K., 1981 : Comparison of variation in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific. Mon. Wea. Rev., 109, 230-243.
- Harrold, T. W. & Browning, K. A., 1969 : The polar low as a baroclinic disturbance Quart. J.R. Soc. 95, 710 - 723.
- Gambo, K., 1970 : The characteristic feature of medium-scale disturbances in the atmosphere (I), J. Met. Soc. Japan. 48, 315 - 330.
- Horel, J. D. & Wallace, J. M., 1981 : Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the souther oscillation. Mon. wea. Rev., 109, 813 - 829.
- Kasahara, A. & Rao, D., 1972 : Instability of front motions in the Atmosphere. J. Atmos. Sci., 29, 1090 - 1108.

- Mansfield, D. A., 1974 : Polar lows : the development of baroclinic disturbances in cold air outbreaks. *Quart. J. R. Soc.*, 100, 541-554.
- Ninomiya, K., 1974 : Bulk properties of cumulus convections in the small area over kuroshio region in February 1968. *J. Met. Soc. Japan*, 2, 188-203.
- Nitta, T. & Yamamoto, J., 1972 : A statistical survey on frequency of the cyclongenesis of the intermediate scale disturbance near Japan, its vicinity and southeast Asia. *J. Met. Soc. Japan*, 50, 234-237.
- Orlanski, L., 1968 : Instability of frontal wave. *J. Atmos. Sci.*, 25, 178-200.
- Pophin, D., 1979 : Cloud signatures of six Case of cyclogenesis in the Gulf of Mexico. M. S. thesis, Texas A & M University, college station. 57 pp
- Rasmussen, E., 1979 : The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 105, 531-549.
- Rasmussen, E., 1981 : An investigation of a polar low with a spiral cloud structure. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1785-1792.
- Reed, R. J., 1979 : Cyclogenesis in polar air streams. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 38-52.
- Steven, L. M., 1979 : An investigation of small synoptic-scale cyclones in polar air streams. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1636-1647.
- Thompson, A. H., Henry, J. R. & Laig, A. R., 1979 : Cloud structure With developing "Taiwan low" as indicated by satellite infrared radiation data. *pap. Met. Res.*, 2, 75-86.
- Wallace, J. M. & David, S. G., 1981 : Teleconnection in the geopotential high field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Res.* 107, 784-812.
- Wyrtki, K. 1975 : El Niño-the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584.
- Yu, C. C. 1980 : Some climatological aspects of Taiwan low. *Pap. Met. Res.*, 3, 78-90.
- Yu, chia-chung, 1980 : Taiwan Low 第二屆全國大氣科學學術研討會論文集。p96-108.

**A Case Study of Cyclongenesis in  
Taiwan and Its Vicinity Area**

Shyu Tian-Yow

Chiang Yow-Liang

Weather Central, CAF

**ABSTRCT**

Cyclongenesis, which has been referred to as "Taiwan low", in Taiwan and its vicinity area during the winter months is very frequent. Except the favorable Kuroshio Current the atmosphere has some benefit for the genesis. In this study we analyzed the structure of a Taiwan Low, which occurred in Feb. 1982.

From the study we found out that Taiwan Low is restricted in low level atmosphere, the baroclinic effect and moist are also obviously in low level troposphere. During its life time the movement of Taiwan Low is very closely parallel to the warm Kuroshio current.