

台灣低壓預報研究

梁瑞禎 俞川心 徐天佑 蔡其銘

空軍氣象聯隊

中央氣象局

摘要

台灣低壓生成至消失期非常快速，往往困擾預報人員，本文首先利用波譜分析證實台灣低壓之週期確實很短，且僅在低層地區產生，波譜分析發現台灣低壓之週期大約在2天左右。

另外本文更進行台灣低壓之個案分析，發現低層其溫度之變化與台灣低壓之生成與消失有密切之關係，低層溫度之變化與洋流之海溫變化亦有正相關。

台灣低壓以低層大氣較明顯，高層大氣幾乎看不出台灣低壓之特性，因此在預報作業應特別注意低層大氣之分析，本文分析發現各種物理量變化在低層很明顯，高層逐漸不規則且不明顯。

台灣低壓不僅溫度變化明顯，且斜壓性甚強，而水汽變化及平流經分析均在低層較明顯。

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28%。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。

歐洲方面格陵蘭海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(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。

美洲方面在北美洲颶風爆發後，墨西哥灣洋流通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，沿著大陸邊緣的暖洋面上可以產生較小尺度的擾動，本文首先利用北部地區低層之探空資料做波譜分析，試找出影響本省北部天氣主要系統及其週期變化，並利用1982年2月25日至3月1日及1990年1月7日至1月9日所產生之台灣低壓做個案研究，以探討其本身之結構以供預報參考用。

二、波譜分析

(一)資料及分析方法

利用北部地區00Z及12Z一日兩次探空資料，做地面、1000mb、850mb三層之波譜分析其資料時間為民國70年12月至71年3月共計四個月之探空資料，為了濾除長週期波動之影響，先採用高頻(High-Pass)濾波濾除長週期波之影響情況。濾波過程採用Jolliffe(1958)之方法。

台灣低壓生成時雲的結構及其活動情形。

用探空序列A1，連續45資料做出加權平均；

$$\bar{A}_i = \frac{\sum_{n=-22}^{22} W_n A_{i+n}}{\sum_{n=-22}^{22} W_n}$$

而濾波後之時間序列 $\bar{A}_i = A_i - \bar{A}_i$ ，上式時間間隔 0.5 天，標準應用 5 天之 Gaussian 分佈做平滑濾波過程，從 $t=0$ 開始至 $t=n\Delta t$ ($n=0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm 22; \Delta t=0.5$ 天)。從圖 1 可看出超過 10 天以上週期之波動迅速衰減，因此採用此種濾波過程可以達到研測期之效果。

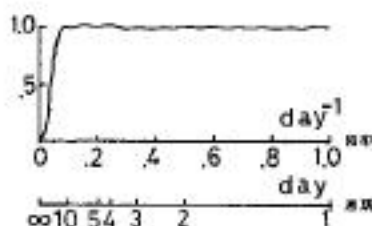


圖 1 高頻波動隨 10 天以上之長週期波動減速為 0.5。

(二) V 分量波譜分析

從圖 2 至 4 中之 V 波譜分析結果觀之，在所查資料時間內主要之波譜以有共同之特性，大致都在 4—5 天之間。其餘之波譜共同特性不明顯，此 4—5 天之波譜可視為受行星尺度系統影響所致。

另外可從分析結果中看出有短週期之波動在影響本省，其強度不及 4—5 天週期者強，而且在較高層較為明顯，到 850mb 時短週期波動現象更顯著。

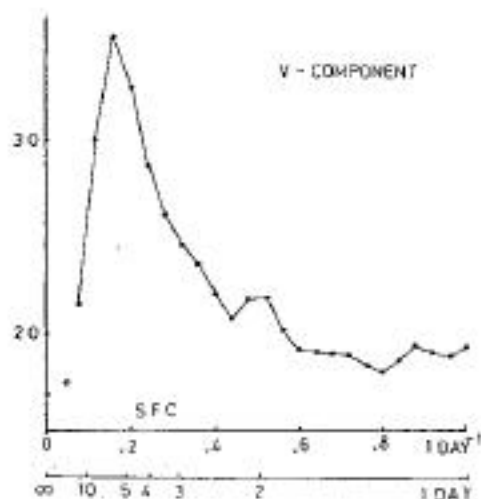


圖 2 地面 V 分量風速波譜分析圖

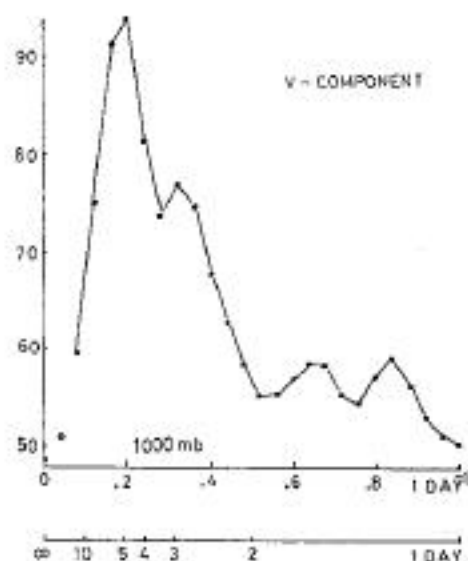


圖 3 1000mb V 分量風速波譜分析圖

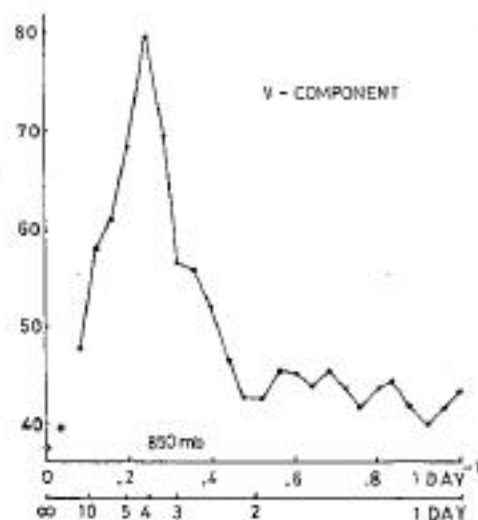


圖 4 850mb V 分量風速波譜分析圖

(三) U 分量波譜分析

從圖 5—7 中 U 波譜分析觀之，各層上主要的波動也在 4—5 天之週期。但 2 天左右週期之波動且強較 V 分量之情況來得顯著，強度在 850mb 甚至與 4—5 天週期之波動強度相當。另外圖中也顯示有短週期之小波動常與本省北部天氣。

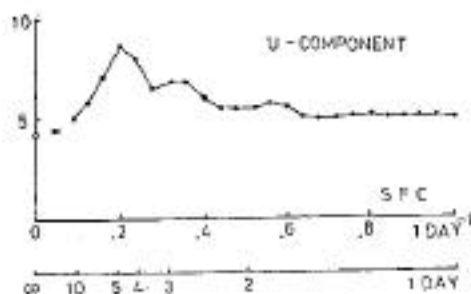


圖 5 地面 u 分量風速波譜分析圖

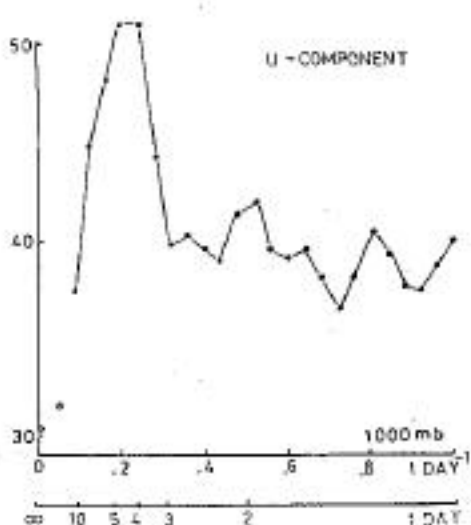


圖 6 1000mb u 分量風速波譜分析圖

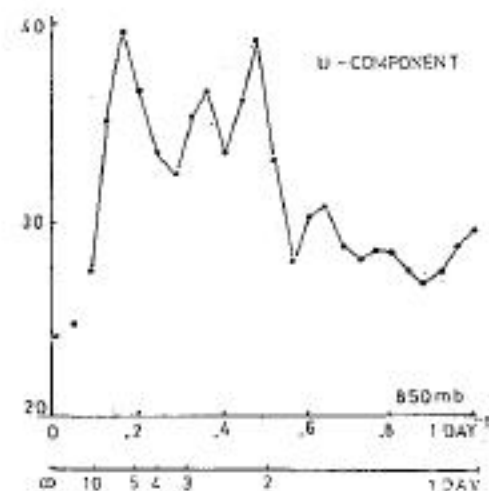


圖 7 850mb u 分量風速波譜分析圖

(四) 比較與分析

利 (1974) 曾利用北部地區之探空資料分析 700MB 以上之波譜分析，他指出在中對流層有一 3—4 天之週期波，該波與噴射氣流有關，本文之分析發現低對流層內有 4—5 天之週期波，此結果雖與利 (1974) 稍有差異，但與 Nitta et al (1973) 分析結果相近。另 Nitta 指出在副陸站 (26°N, 128°E) 於下對流層中也出現一波動週期為 1.5—2 天之波，此結果與本文之結果相近，此種短週期在中高層較不明顯，利氏的推斷在 400mb 以上雖也有此特徵波，但原因不詳，中對流層其並不顯。徐、薛 (1983) 曾經分析台灣低壓槽與台灣波僅存在於低對流層，故該波與台灣低壓似有密切關係，尚待進一步分析查證。

(五) 結論

台灣北部地區低對流層之波譜分布結果顯示 4—5 天為主要之波動，而 2 天左右為次要之波動。一般 4—5 天之波動與觀系統之波動屬於冷槽與預報，但 2 天左右之台灣波動則限於低層而且所產生之天氣也較明顯，往往在台灣產生連續性的降水因其週期短，移動也迅速，深值得吾人進一步加以分析研究。

三、個案研究—(1982年2月5日至3月1日)

(一) 天氣型態與系統之移動

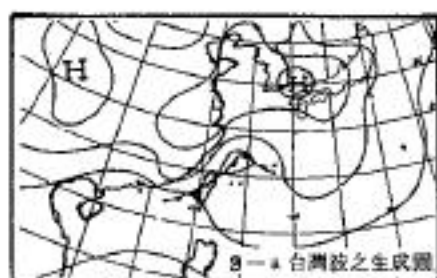
本個案之研究資料時間為 1982 年 2 月 5 日至同年 3 月 1 日，當西伯利亞、蒙古冷高壓被後向南移，到達台灣時形成東北季風產生波動而使天氣轉壞。從氣壓自記記錄 (圖 8) 可以看出在 26 日台北有第一次低壓槽出現，也就是台灣波生成之時刻 (圖 9)，生成後向東北移動，第二次低壓槽出現為其尾端之小波動生成，生成後迅速消失，以後波動向東北移動逐漸遠離本省。

(二) 能量之上下傳送

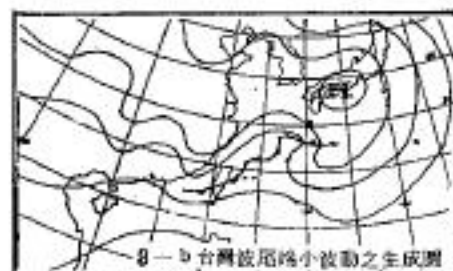
台灣低壓大約為千公里左右，屬於中間尺度，而中間尺度擾動之特性為對流作用較為明顯，使得能量易於上下交互傳送，當 27 日 1200 Z 至 28 日 00Z 台灣低壓通過龍鄉 (47909) 處，上述之現象更為明顯，圖 (10) 為 2 月 26 日—3 月 1 日龍鄉之探空剖面圖。當鋒面通過該區時從探空之風速比較可以發現 500MB 之風速在 27 日 1200Z 時較前後兩日之風速均小且風速也較均勻，顯示有上下能量之傳送。水氣之向上輸送從溫度露點差等值線可以顯示，圖 (10) 之等值線為溫度露點差等值線，在 27 日 1200Z 有明顯向上凸起之現象，溫度露點差在 5°C 以內之等值線，高度到達 400 MB，此時低壓槽正好



圖 8 氣壓自記紙，箭頭所指為台灣低壓生成之時刻及其尾端之波動生成之時刻。



9-a 台灣低之生成圖



9-b 台灣低尾端小波動之生成圖

圖 9 1982年2月26日地面圖

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(11)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至高空凝結，釋放潛熱使氣溫有增加之現象。

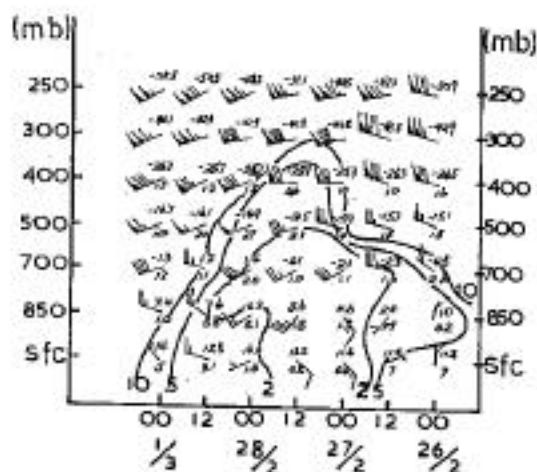


圖 10 龍巖(47909) 1982年2月26日~3月1日探空剖面圖，其等值代表溫度露點差等值線 $^{\circ}\text{C}$ 。

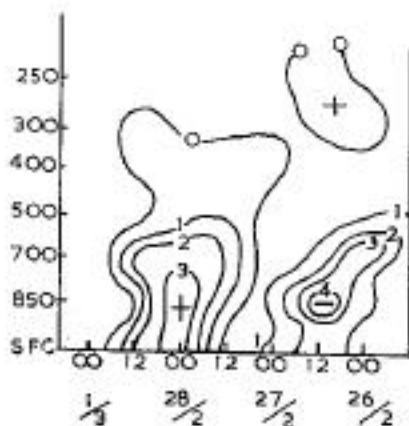


圖 11 1982年2月26日~3月1日探空剖面圖溫度平均偏差圖

(三) 低層之斜壓作用

中緯度斜壓系統之發展，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，到遠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(12)可以看出海溫梯度在波動附近甚大，圖(13)、(14)、(15)、(16)為25、26、27、28四天的地面等溫線分布圖，溫度梯度大致為 $2^{\circ}\text{C}/100\text{KM}$ 。斜壓性頗大，斜壓性大易釋出能量，造成不穩定，大氣為了恢復穩定狀態，會自動調節，借著擾動之混合使得能量逐漸消耗，慢慢恢復平衡，而生波為消耗能量所常見的一種方式。

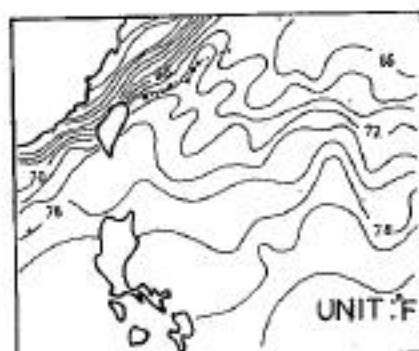


圖 12 1982年2月21日~28日平均海水溫度圖(由日本氣象廳)代表台灣低氣壓系之位置。

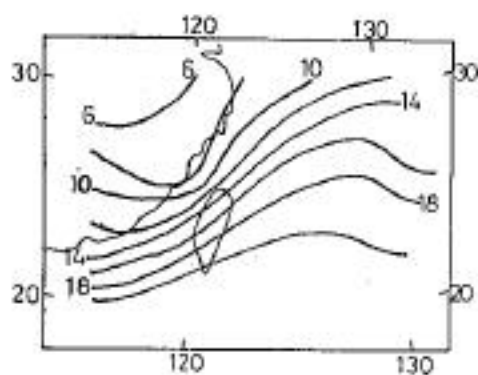


圖 14 1982年2月26日00之地面溫度等值線圖

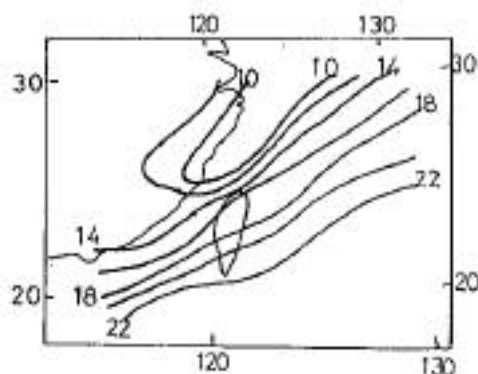


圖 15 1982年2月27日00之地面溫度等值線圖

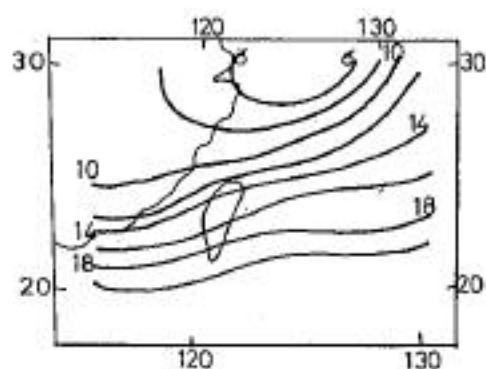


圖 13 1982年2月25日00之地面溫度等值線圖

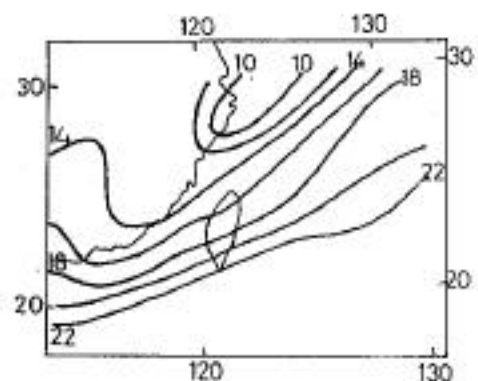


圖 16 1982年2月28日00之地面溫度等值線圖

(四) 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，隨著高度逐漸減弱，因而台灣低層所發展之高度也局限於低對流層中，很少有超過500mb之高度。

圖(17)、(18)為1982年2月25日至28日龍鄉(47909)、石垣島(47918)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700mb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，可以推斷台灣低壓為低對流層之屬性。

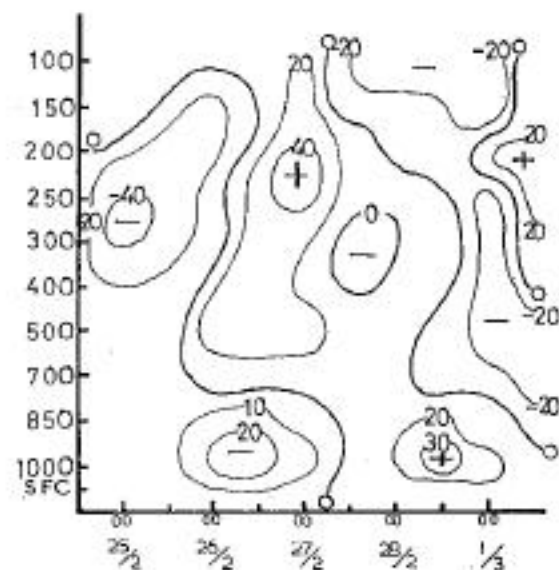


圖 17 龍鄉 1982年2月25日~28日重力位高度平均偏差值，單位 G.P.M.

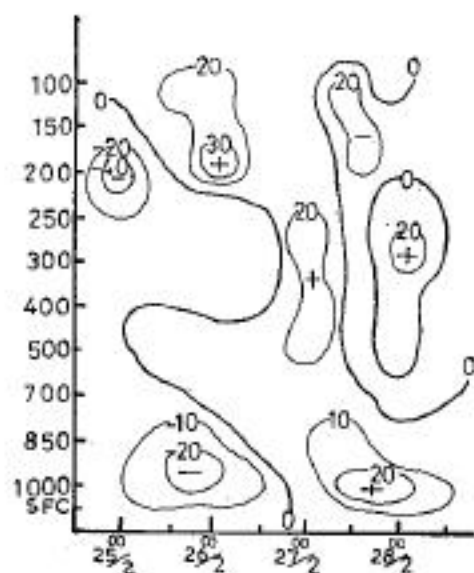


圖 18 石垣島1982年2月25日~28日重力位高度平均偏差值，單位 G.P.M.

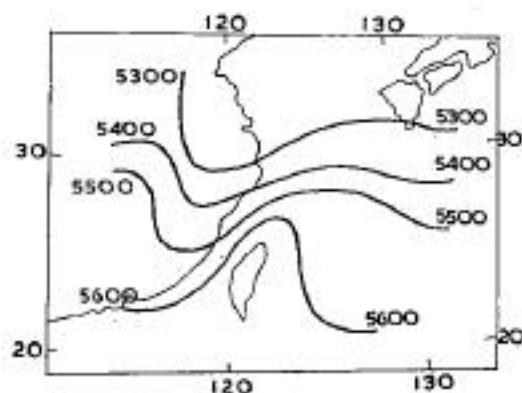


圖 19 1982年2月28日00z 1000-500mb厚度圖

(五) 海水溫度與台灣低壓

海洋與大氣之交相互作用對於水氣之供應與天氣之變化佔有極重要之角色，台灣東方海面與日本南方海面之暖平流(黑潮)，對台灣低壓不僅有利其生成，同時有利其發展(YU, 1980)，圖(12)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為明顯。

圖(19)為26日1200z鋒生前1000-500mb之厚度圖，圖中顯示在生波處梯度較大，而等厚度線在台灣北部凸出，表示此區大氣厚度較厚，從圖(20)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。



圖 20 500mb南北兩支西風噴射氣流交匯圖

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), Wyrtek(1975)所述之El Nino效應, 均述及海溫之變化與降水有關, Ansell(1981), Wallace & 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, 也可能有一段時間之反應, 有遙相關(Teleconnection)之性質。圖(21)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線大致平行且有偏向瓊古之傾向與YU(1980), 劉(1980)之研究頗為一致如圖(12)。

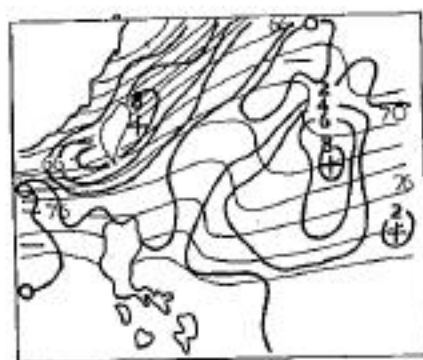


圖 21 1982年2月21日~28日 八天海水平均溫度距平圖, 黑粗線為距平等值線, 細實線為海水平均溫度線, (+)代表正距平, (-)代表負距平, 單位 $^{\circ}\text{F}$ 。

(六) 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輻合處於南北兩股西風噴射氣流交會處(圖(20)), 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500MB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擺盪, 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。

(七) 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(22)中之A區與B區(計算方式採 Akiyama 1975, Ninomiya 1974)。

首先我們計算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區與B區之平均垂直運動分別如圖(23)及圖(24), 由圖

中可知大部份均為上升區, 對系統發展甚為有利。

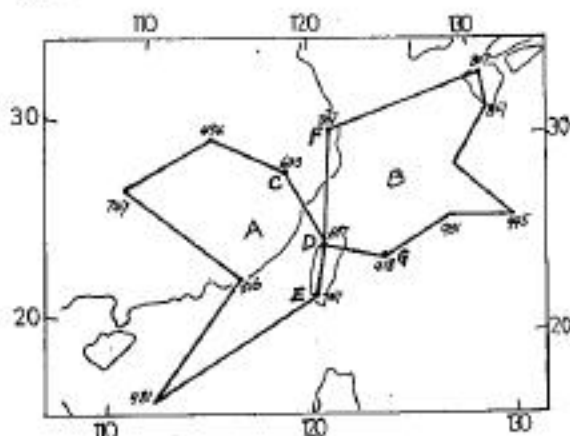


圖 22 計算水汽平流與垂直運動所含之區域圖

圖(25)、(26)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系統發展分盛之時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(27)、(28)為CDE面FG(如圖(22))之水汽平流, 圖(27)在低壓面顯示有水汽流出, 圖(28)在低壓面顯示有水汽流入。圖(29)、(30)與圖(25)、(26)所示相同, 可以表示整個區域之水汽變化大部份集中於底層700MB以下, 而A區及B區在上層更有輻合之現象, 下降區有輻散之現象。

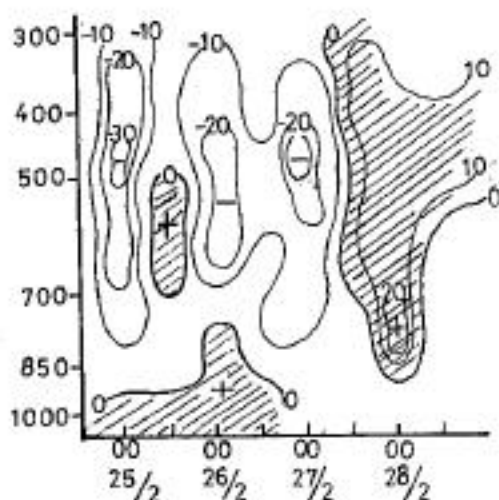


圖 23 1982年2月25日~28日, A區垂直運動圖 單位 MB/H, 斜線及+代表上升運動, -代表上升運動

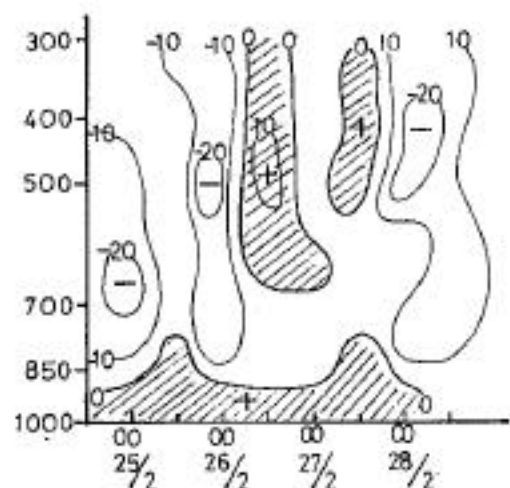


圖 24 1982年2月25日~28日, B區垂直運動圖
單位: m/s, 斜線及+代表下降運動,
-代表上升運動

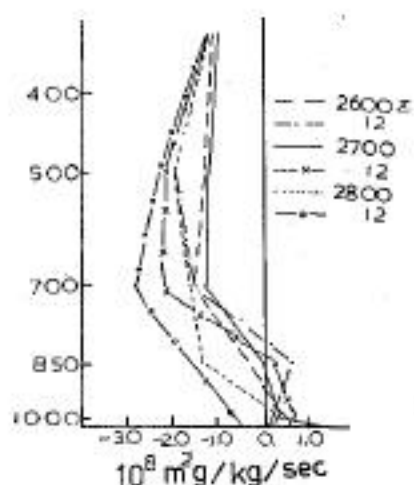


圖 27 C D E 面水汽平流圖

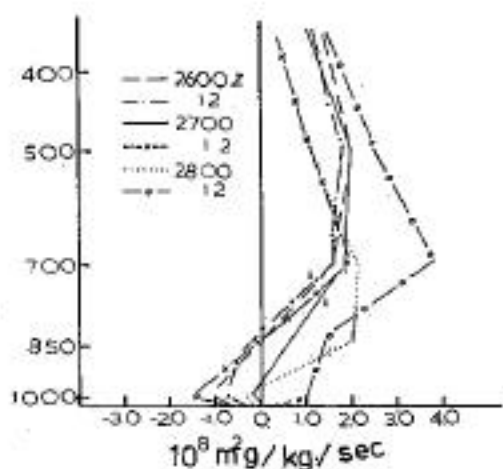


圖 28 F D G 面水汽平流圖

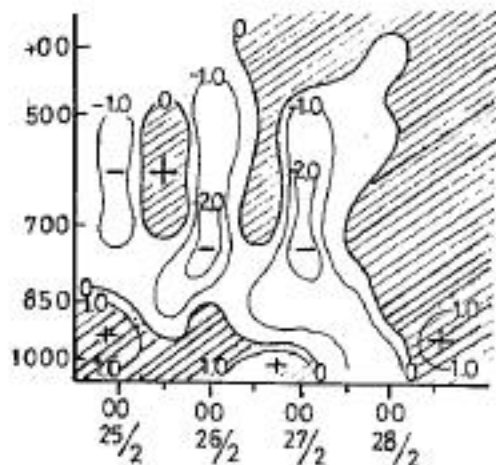


圖 25 1982年2月25日~28日, A區水汽通量
($10^8 g/kg/sec$)圖, -代表水汽輻合, 斜線及
+代表水汽輻散

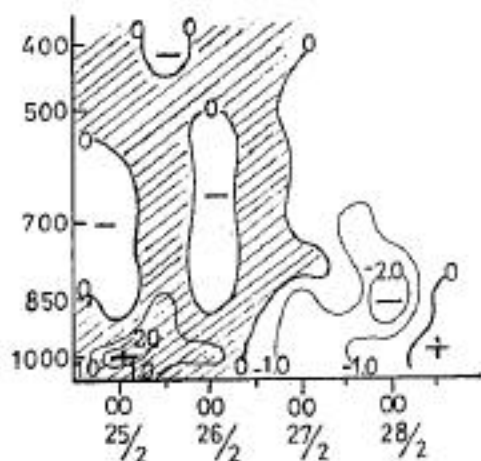


圖 26 1982年2月25日~28日, B區水汽通量
($10^8 g/kg/sec$)圖, -代表水汽輻合, 斜線及
+代表水汽輻散

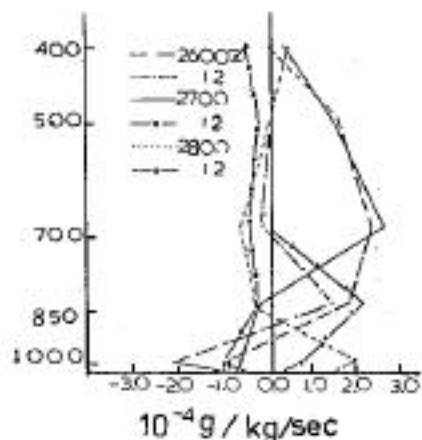


圖 29 1982年2月25日~28日, A區每日水汽通
量圖, +代表水汽輻合, -代表水汽輻散

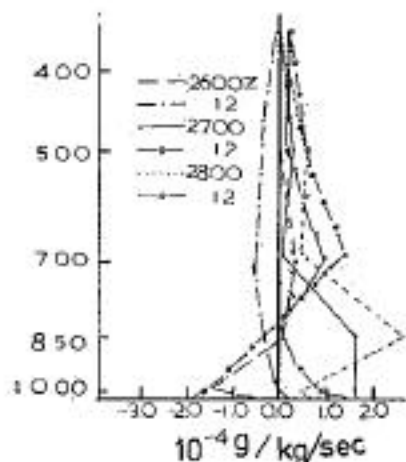


圖 30 1982年2月25日~28日, B區每日水氣通量圖, +代表水氣輸合, -代表水氣輸散

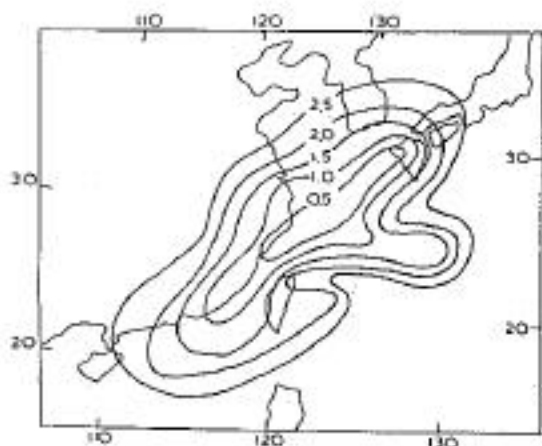


圖 31 1982年2月26日12z, 1000-850mb Ri值

(八) 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。Orlanski (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 小時斜壓波之發展性最大。Gambo (1970) 用18層模式討論大氣穩定性, 發現Ri=4, 對波長 100KM~1500KM之波動在12小時可以迅速發展完成。Kasahara & Rao (1972) 卻認為當Ri<2時為一種正壓不穩定之形式。

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

θ : 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, $\frac{\partial v}{\partial z}$ 代表風垂直之變化, 但水平溫度梯度可以影響垂直風速之變化, 因此Ri值除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1000-850mb, 850-700mb (圖31, 32) 分佈與台灣低壓對排列大致相似, 而高度較高時 700-500mb, 500-400mb Ri值分佈(圖33, 34) 其排列大致呈東西走向, 因為低壓斜壓性較強, 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500mb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。

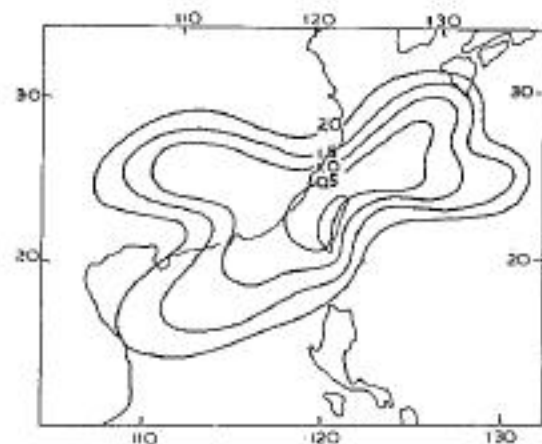


圖 32 1982年2月26日12z, 850-700mb Ri值

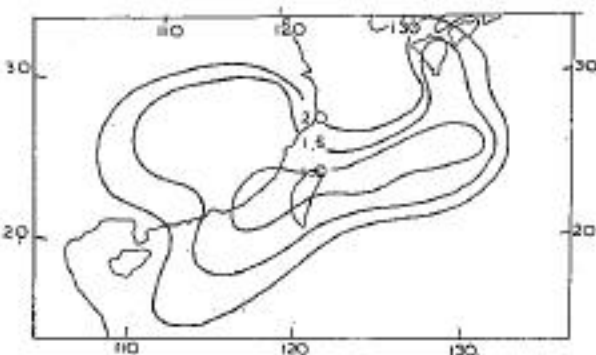


圖 33 1982年2月26日12z, 700-500mb Ri值

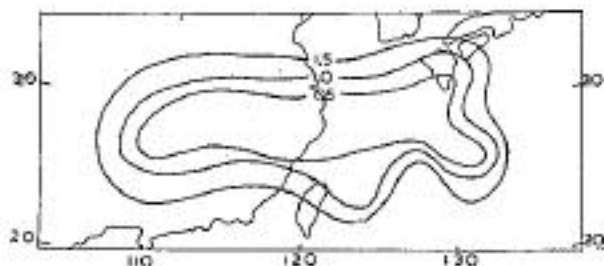


圖 34 1982年2月25日12z, 500-400mb RI值

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州之極地低壓有相輔之處，正壓效應與CISK效應可能也扮演某種相當成份之角色 (Rousselle, 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。

四、個案研究二(1990年1月7日至1月9日)

台灣低壓之發展通常高度大多侷限於大氣之底層，從生成至影響其時間也甚短，圖35至圖38為1990年1月7日12z至1月9日00z台灣低壓生成與消失之天氣圖。

圖35至圖38為地面天氣分析圖，等壓線以2mb為間隔，等溫線亦為2°C為間隔，7日12z天氣圖台灣低壓尚未生成，8日00z在台灣東部已明顯生成臺灣低壓，9日00z台灣低壓已經不明顯。地面天氣圖之特徵等溫線在台灣低壓之範圍為一明顯之暖脊，從7日12z等溫線逐漸向北凸，8日00z等溫線與等壓線大致相吻合，8日12z等溫線相位與等壓線相位逐漸錯離，9日00z等溫線之暖脊相位明顯向東移，而臺灣低壓之環流也趨於弱不明顯。

圖39至圖42為1000mb之天氣分析圖，大致與地面圖相似，溫度脊走向與台灣低壓之等高線走向在初期相向吻合，在末期兩者有逐漸分離之傾向。

圖43至圖46為850mb之天氣分析圖，850mb溫度脊與台灣低壓之等高線，不似地面及1000mb明顯尤其在末期，850mb台灣低壓之溫度脊向北伸展之距離非常短。

以上三者台灣附近之風場也有低壓環流之形跡，唯700mb以上台灣低壓之徵跡均不明顯。在台灣東岸之沿海為黑潮與副熱帶暖流，由以上等溫線之分析與黑潮之暖脊相位配合，可知台灣低壓之生成與黑潮有密切之關係。

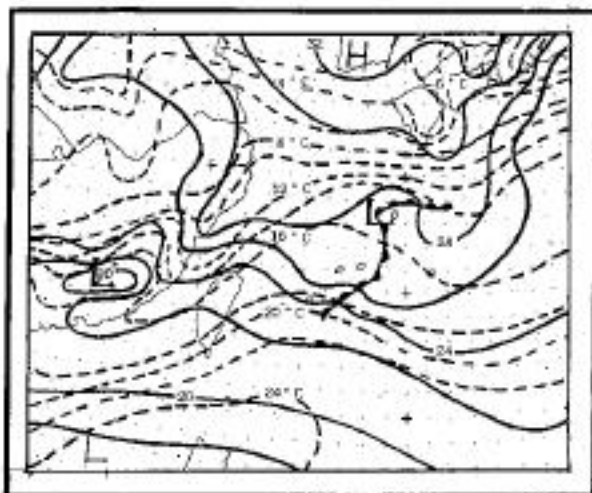


圖 35 1990年1月7日12z地面天氣圖

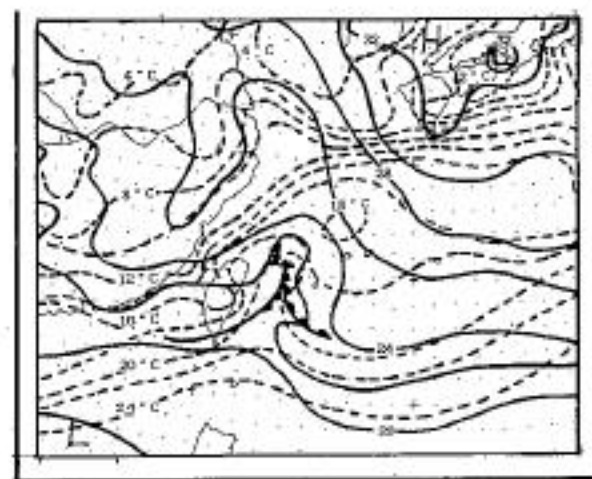


圖 36 1990年1月8日00z地面天氣圖

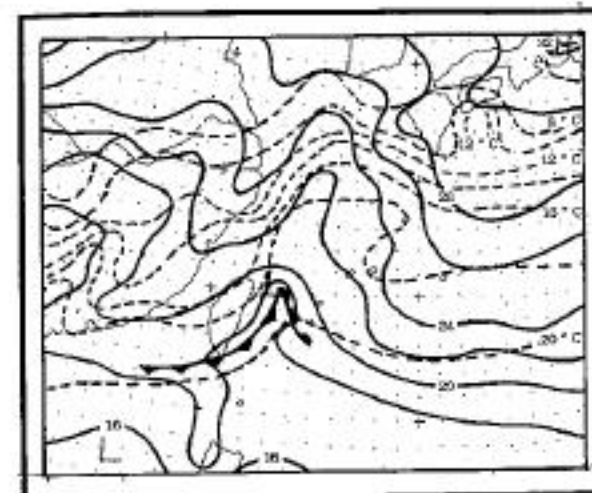


圖 37 1990年1月8日12z地面天氣圖

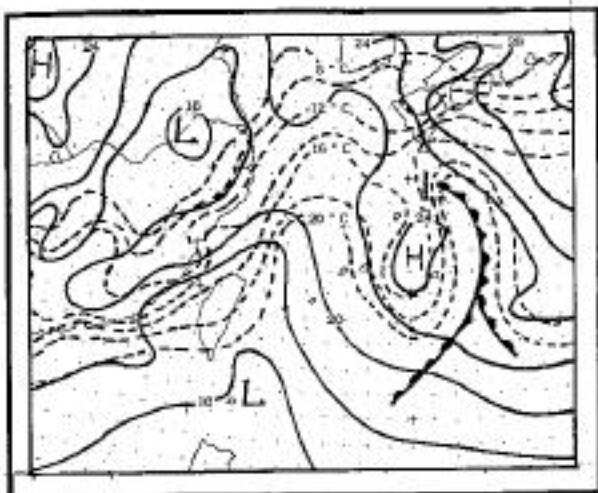


圖 38 1990年1月9日00之地面天氣圖

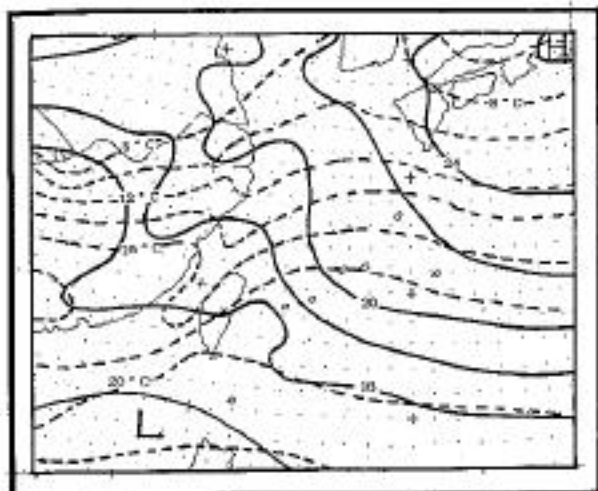


圖 41 1990年1月8日12之1000mb 天氣圖

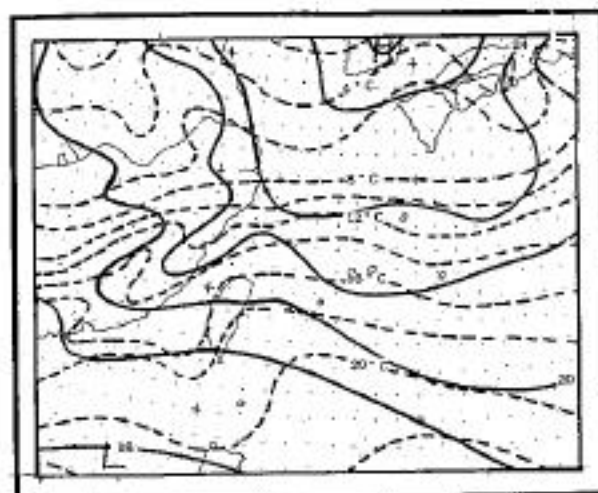


圖 39 1990年1月7日12之1000mb 天氣圖

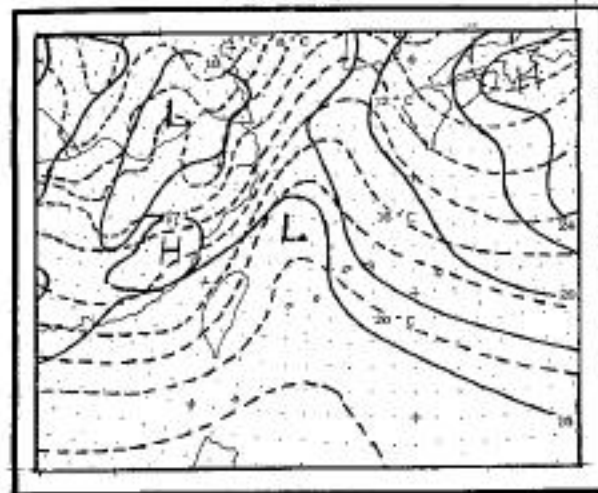


圖 42 1990年1月9日00之1000mb 天氣圖

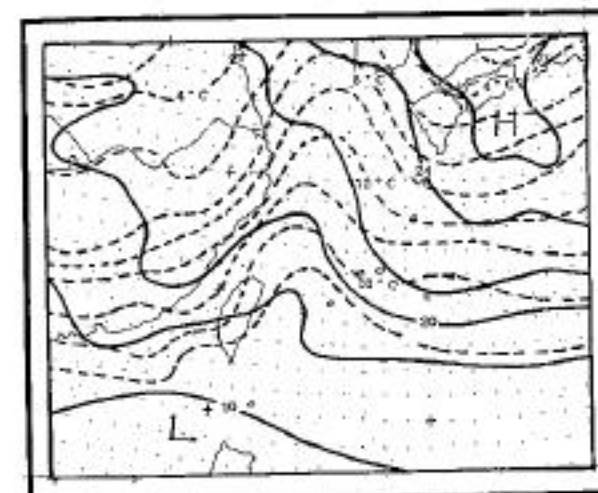


圖 40 1990年1月8日00之1000mb 天氣圖

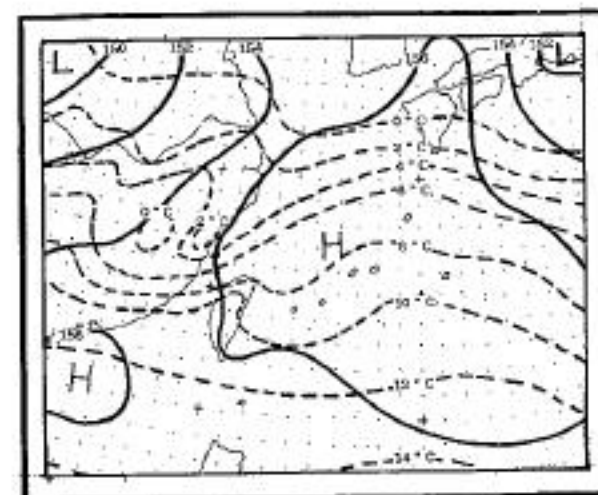


圖 43 1990年1月7日12之850mb 天氣圖

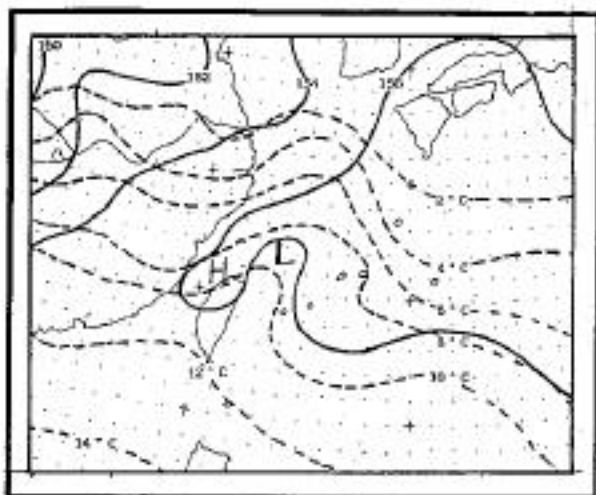


圖 44 1990年1月8日00z 850mb 天氣圖

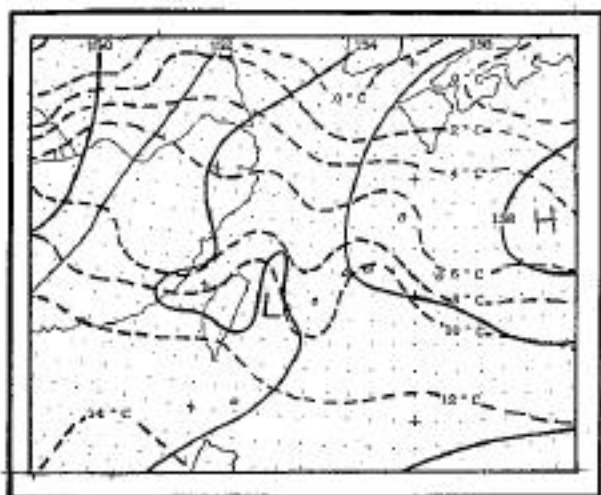


圖 45 1990年1月8日12z 850mb 天氣圖

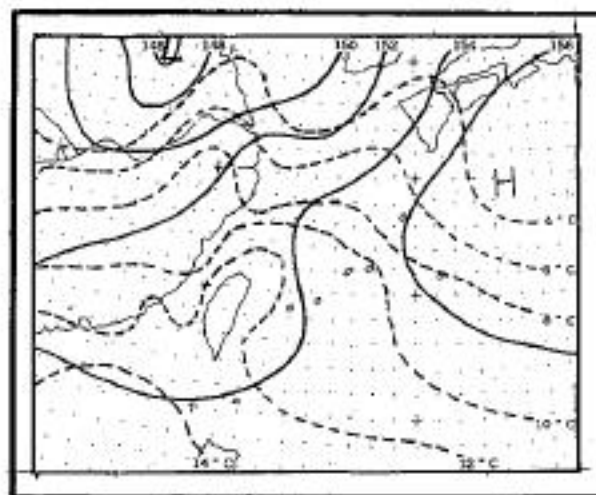


圖 46 1990年1月9日00z 850mb 天氣圖

五、結 論

根據以上分析，可以瞭解台灣低壓屬於低對流層的擾動，斜溫性其為明顯，發展旺盛之時對流活動甚強，台灣東方海面之海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明顯，水汽之變化與平流集中為低層，而 R 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，因此值得我們進一步之探討，以利爾後之預報作業。

致 謝

本計畫在中央氣象局專案計畫以及空軍氣象中心人員之協助下，得以順利完成，謹致誠摯之感謝。

參攷文獻

- 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。
- 徐天佑、蔣佑良，1983：台灣及鄰近地區氣旋發展之個案分析。大氣科學，第十期P. 75-86。
- Akiyama, T., 1975: Southerly transverse moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the balu 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.V. & Browning, K.A., 1969: The polar low as a baroclinic disturbance. *Quart. J. R. Soc.* 95, 701-723.
- 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 southern oscillation. *Mon. wea. Rev.*, 109, 813-829.

- Kawahara, A. & Reo, D., 1972 : Instability of front motions in the Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1090-1108.
- March 1983
- Manaffield, 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 convection in the small area over kuashio region in February 1968. *J. Met. Soc. Japan*, 2, 188-203.
- Nitta, T. & Yamamoto, J., 1972 : A statistical survey on frequency of the cyclonogenesis 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 cyclonogenesis 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 : cyclonogenesis in polar air streams. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 38-52.
- Steven, L. M., 1979 : An investigation of small synoptic-scale cyclonogenesis 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. *pp. Met. Res.*, 2, 75-86.
- Vallace, J. M. & David, S. G., 1981 : Teleconnection in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 784-812.
- Yu, C. C. 1980 : some climatological aspects of Taiwan low. *pp. Met. Res.*, 3, 78-90.
- Yu, chia-chyng, 1980 : Taiwan Low 第二屆全國大氣科學學術研討會論文彙編。p96-106.
- Holloway, J.L. 1958 : Smoothing and filtering of time series and space field. In *Advances in geophysics* Ed. by H. E. Landsberg and J. Van Mieshen, Vol. 4 Academic Press 458PP.
- Nitta, T. M. Vanbu & N. Yochizaki, 1973 : Wave disturbances over the China continent & the Eastern China Sea in Feb. 1968. *J. Met. Soc. Japan*, 51, P.11-28.
- Shun-Der, Ko (柯順德) 1974 : Spectrum Analysis of wave disturbance over Northern in winter *大氣科學*，第1期，P45-50.

The Prediction Study of Taiwan Low

Jui-Cheng Liang Chun-Shin Yu Tian-Yow Shyu

Weather Wing CAP

ABSTRACT

Cyclonogenesis, which has been referred to as "Taiwan low", in Taiwan and its vicinity area during the winter months is very frequent. From the spectrum analyzed the period of Taiwan Low nearly two days. 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, and Jan. 1990.

From the above 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.