

相當正壓模式及其預報誤差

蔡 清 彥

國立臺灣大學 大氣科學系

(中華民國六十五年三月三十日收件，同年四月三日修正)

摘 要

本文扼要討論東亞地區相當正壓模式數值預報所需處理的問題，包括網格點結構，經緯度的計算，地形資料，初始資料（等壓面高值）的分析，資料修勻法，相當正壓模式的差分方程及邊界條件等。

經選擇了三個個案為相當正壓模式的研究對象。Case A 是預報臺灣地區寒潮爆發期間的 500 mb 槽脊線變化。Case B 也是預報寒潮爆發期間的槽脊線變化，而此槽線則是切斷低壓開展以後開始移動的。Case C 是研究槽線從青康藏高原移出的情形。一般而言相當正壓模式能夠準確的預報槽脊線在 24 小時內之移動。但幾種有規則的誤差使得 36 小時以後的預報圖與觀測圖頗有出入。最嚴重的現象是槽線由蒙古附近往東南移動時，模式預報槽線末端的渦旋度中心不合理的往南移動。因而在 36 小時以後造成華南地區不合理的滯留性切斷低壓。推究其原因可能是因為相當正壓模式沒有考慮青康藏高原的阻擋，偏向及摩擦效應的緣故。又預報槽線所以在中高緯略快，在低緯則略慢，可能是由於準地轉模式假設科氏參數為常數，而使模式中的地轉風在中高緯較實際風為大，在低緯則較小的結果。相當正壓模式無法預報 Case B 切斷低壓的開展，但能預報此低壓開展以後的移動情形。可能部份因相當正壓模式無法預報天氣系統的加強。但最主要的，可能是因為初始分裂成的三個低壓中心範圍太小（直徑約為 250 km），無法正確的被模式（網格點距離為 240 km）判別，而逐漸又合併成為範圍大的切斷低壓。

Case C 期間內華中區地面氣旋生成的原因，亦經討論。可能是在大氣層具備了斜壓帶及雲區等有利環境以後，由 500 mb 槽線前的正渦旋度平流所引發的。氣旋形成後，1000—500 mb 大氣層中的暖平流及不穩定條件促使氣旋迅速發展。

1. 前 言

近年來國內氣象單位正開始進行數值天氣預報研究（劉廣英及鄧施人，1973；胡仲英，1975；蔡清彥及胡仲英，1975；蔡清彥，1975）。雖然比美國遲了約二十年，但如善加引用他人的經驗亦可使我們在短時間內進入實際數值天氣預報作業的階段。數值預報的基本理論和預報公式，我們可以直接引用，所需要研究的是，瞭解預報模式在東亞地區的適應性及認識預報模式對各類天氣的預報能力。這兩點也就是本文研究相當正壓模式的目的。

鑑於國內過去的研究未曾詳盡介紹東亞區預報模式的結構，我們將於第 2 節中較完整的介紹之。其中

包括網格點結構，相當正壓模式的預報公式和邊界條件、地形、資料修勻法，以及資料分析法。

我們選擇冬天的寒潮爆發以及通過青康藏高原而加深的槽線為研究對象。第 3 節討論相當正壓模式對三種天氣狀況的預報結果。特別着重於預報能力及預報誤差的探討。

2. 預 報 模 式

(a) 網格點結構

選擇割於 30°N 和 60°N 的藍伯特角錐投影 (Lambert conic conformal projection) 平面圖為等壓面（此圖為中央氣象局預報作業所採用的天氣圖）。在此圖上取直角座標，以 120°E 經度線為 y

軸，(120°E, 30°N) 爲原點，經過原點切於 30°N 之切線爲 x 軸 (圖 1)。網格點是由等距離軸平行線所構成。網格點距離在 30°N 及 60°N 等於 240km

，此值是高空測站最密的華南區約略平均測站距離。預報範圍爲東西方向 38 格點，南北方向 28 點，約爲中央氣象局高空天氣圖的大小。

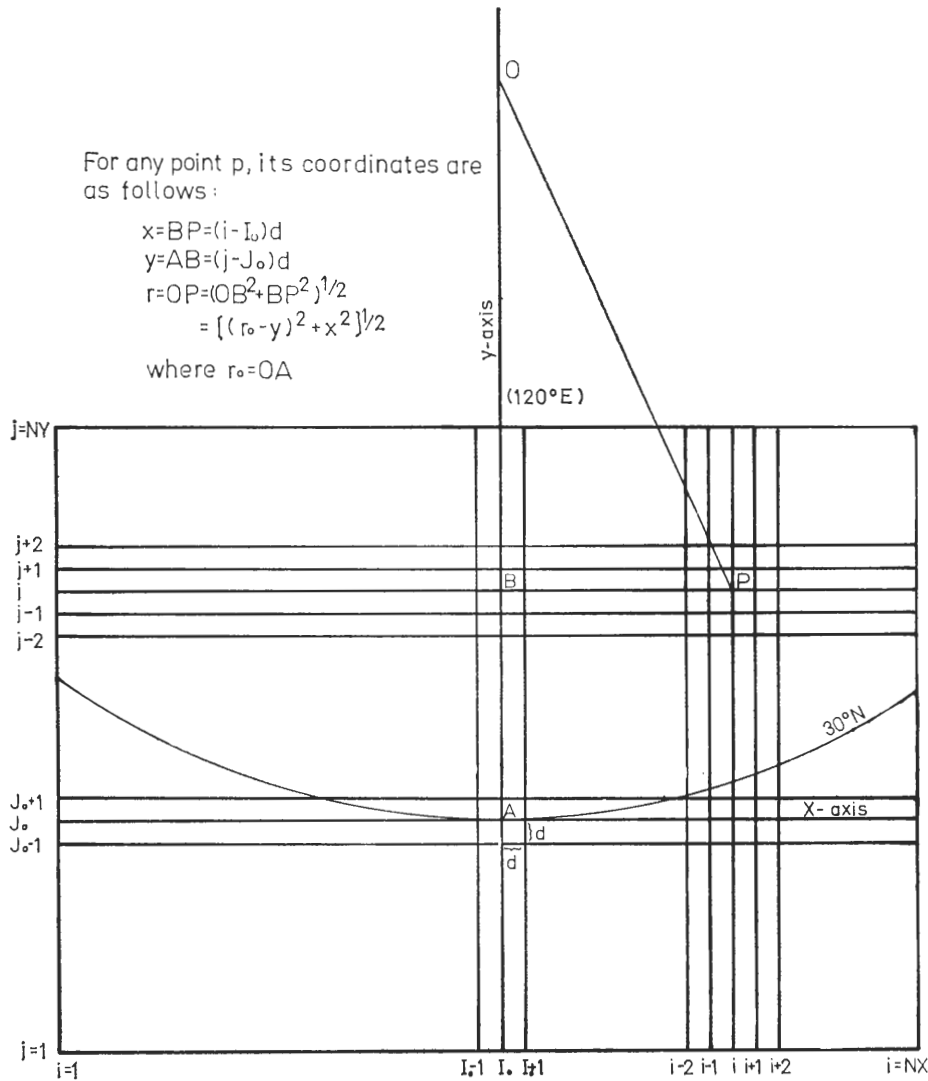


圖 1 水平網格結構

Fig. 1 The horizontal grid

至於網格點經緯度的計算法，因此種藍伯特投影平面圖，已知 (參考 Saucier, 1955) 投影圖上的距離 d_m 與球面上距離 d 之比爲

$$m \equiv \frac{d_m}{d} = \left(\frac{\sin \psi_1}{\sin \psi} \right) \left[\frac{\tan(\psi/2)}{\tan(\psi_1/2)} \right]^n = \left(\frac{\sin \psi_2}{\sin \psi} \right) \left[\frac{\tan(\psi/2)}{\tan(\psi_2/2)} \right]^n \quad (1)$$

其 ψ 中爲緯度的餘角， $\psi_1 = 60^\circ$ (30°N)， $\psi_2 = 30^\circ$ (60°N)

$$n = (\log \sin \psi_1 - \log \sin \psi_2) / [(\log \tan(\psi_1/2) - \log \tan(\psi_2/2))] \quad (2)$$

又半徑，即圖 1 上任何一點與中心的距離爲

$$OP = r = \left(\frac{a}{n} \right) \sin \psi_1 \left[\frac{\tan(\psi/2)}{\tan(\psi_1/2)} \right]^n \quad (3)$$

其中 a 為地球半徑, $n \sim 0.7156$ 。若 $\psi = \psi_1 = 60^\circ$, 即 $30^\circ N$ 上之一點, 其半徑 r_0 為

$$OA = r_0 = \left(\frac{a}{n}\right) \sin \psi_1 \sim 7709 \text{ km} \quad (4)$$

因為任何一點 P 之直角座標 (圖 1) 為

$$x = (i - I_0)d, \quad y = (j - J_0)d \quad (5)$$

其中 $i = 1, 2, \dots, NX$; $j = 1, 2, \dots, NY$ 為網格點指標。 I_0 為西邊邊界至 $120^\circ E$ 之網格點數, 而 J_0 為南邊邊界沿 $120^\circ E$ 至 $30^\circ N$ 之網格點數。取 $I_0 = 20, J_0 = 11, NX = 38, NY = 28$ 。這些數值, 可以使預報範圍與中央氣象局高空圖之大小接近。因此, 此點的半徑可以座標值求得

$$r = [(r_0 - y)^2 + x^2]^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

已知 r, P 點的緯度 ϕ 可由 (3) 式求得, 即

$$\left. \begin{aligned} \psi &= 2 \tan^{-1} \left[\left(\frac{r \cdot n}{a \sin \psi_1} \right)^{\frac{1}{n}} \left(\tan \frac{\psi_1}{2} \right) \right] \\ \psi &= 90^\circ - \frac{180^\circ}{\pi} \psi \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

其經度 λ 為

$$\lambda = 120^\circ + \frac{180^\circ}{\pi \cdot n} \tan^{-1} \left(\frac{x}{r_0 - y} \right) \quad (8)$$

如此利用 (4), (5), (6), (7) 及 (8) 式就可以求到每一網格點的經緯度。

(b) 預報公式

相當正壓模式假設在等壓面上等溫線平行等高線, 也就是假設地轉風的大小可以隨高度變化, 但其風向則否。

將此假設代入準地轉渦旋度方程式中, 再取此方程式之垂直平均, 可得相當正壓模式的預報公式如下 (參考 Holton, 1972)

$$\begin{aligned} \nabla^2 \frac{\partial Z}{\partial t} + J(Z, \xi + f) &= \frac{A_0 f_0^2}{R T_0} \\ &\times \left[\frac{\partial Z}{\partial t} - \frac{g}{f_0} J(Z, Z_g) \right] \quad (9) \end{aligned}$$

其中 T_0 為地面溫度, A_0 為地面風速與垂直平均風之比, Z_g 為地形高度, Z 為等壓面高度。(9) 式只適用於一特定等壓面 p^* (starred level), 此特定等壓面 p^* 的定義為時 $A(p^*) = \overline{A^2(p)}$ 的等壓面。一般用東西方向風速求取 $A(p)$ 值, 東亞區域冬天的平均值 $p^* \sim 450 \text{ mb}$, 故我們應用 (9) 式預報 500 mb 上等高線的變化。

相當正壓模式假設等溫線平行等高線, 因而不能預報槽脊線因溫度平流的加強, 但模式包含渦旋度平

流項, 故能預報系統的移動。

(9) 式為相當正壓模式在球面座標的形式, 因為 $m = d_m/d$, 即 $1/d = m/d_m$, 故

$$\nabla^2 \phi = m^2 \nabla^2_m \phi, \quad J(\phi, \psi) = m^2 J_m(\phi, \psi)$$

(9) 式可以改寫為在投影平面上之方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \nabla_m^2 Z + J_m(Z, \xi + f) &= \frac{A_0 f_0^2}{m^2 R T_0} \\ &\times \left[\frac{\partial Z}{\partial t} - \frac{m^2 g}{f_0} J_m(Z, Z_g) \right] \quad (10) \end{aligned}$$

採用中差法 (centered finite difference scheme) 即 (參考圖 1 之格點指標)

$$\begin{aligned} \nabla_m^2 \phi &\approx \frac{1}{d^2} (\phi_{i+1,j} + \phi_{i,j+1} + \phi_{i-1,j} \\ &+ \phi_{i,j-1} - 4\phi_{i,j}) \equiv \frac{1}{d^2} \nabla^2 \phi \end{aligned}$$

$J_m(\phi, \psi) \approx \frac{1}{4d^2} J(\phi, \psi)$ (即 Arakawa Jacobian) (參考蔡清彥, 1975)

Arakawa Jacobian 的採用可以避免非線性不穩定度 (nonlinear instability), (Haltiner, 1971), 雖此非線性不穩定度的問題對於短期預報而言不很嚴重, 但亦不能等閒視之。我們所以採用 Arakawa Jacobian 亦在於其引用容易。因此 (10) 式可改寫為差分方程式

$$\begin{aligned} \nabla^2 \frac{\partial Z}{\partial t} - \mu^2_{1j} \frac{\partial Z}{\partial t} &= -\frac{1}{4} J(\xi + f) \\ &- \frac{\mu^2_{1j} m^2 g}{4d^2 f_0} J(\xi + f) \equiv F_{1j} \quad (11) \end{aligned}$$

其中 $\mu^2_{1j} = \frac{d^2 A_0 f_0^2}{m^2 R T_0}$, $\xi = \frac{m^2 g}{d^2 f_0} \nabla^2 Z$

預報區域的平均科氏參數 $f_0 = 7.83 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。對於地面溫度 T_0 , 地面風與垂直平均風之比 A_0 , 我們採用東亞區域的冬天平均值, 即 $T_0 = 280^\circ K, A_0 = 0.2$ 。在 (11) 式中, 左邊第二項稱為 Helmholtz term, 右邊第二項為地形產生的垂直速度項。

(11) 式為 $(NX - 2) \times (NY - 2)$ 個聯立一方程式, 其形式為

$$\nabla^2 \phi_{1j} - \mu^2_{1j} \phi_{1j} = F_{1j} \quad (12)$$

其中 $i = 2, 3, \dots, NX - 1$; $j = 2, 3, \dots, NY - 1$;

$$\phi_{1j} = \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_{1j}$$

採用按 i, j 大小順序的超漸近法 (sequential over-relaxation method) 解之 (Thompson, 1961)。其公式為

$$R_{i,j}^m = (\phi_{i,j}^m + \phi_{i,j+1}^m + \phi_{i+1,j}^m + \phi_{i+1,j+1}^m - 4\phi_{i,j}^m) - \mu_{i,j}^2 \phi_{i,j}^m - F_{i,j} \quad (13)$$

$$\phi_{i,j}^{m+1} = \phi_{i,j}^m + \frac{\alpha}{4 + \mu_{i,j}^2} R_{i,j}^m \quad (14)$$

反覆依照 i, j 的大小順序計算 $R_{i,j}^m$ 及 $\phi_{i,j}^{m+1}$ 直至 $\frac{\partial Z}{\partial t}$ 的絕對誤差小於 10^{-6}msec^{-1} 為止。其中 $m=0, 1, 2, \dots$ 為重複的次數, α 為最佳漸近法係數

$$\alpha = 2 \left[1 + \sin \cos^{-1} \frac{1}{2} \left(\cos \frac{\pi}{NX-1} + \cos \frac{\pi}{NY-1} \right) \right]^{-1} \sim 1.8$$

一般反覆的次數約為 50—60 次。

至於時間外延, 則採用跳蛙法 (leapfrog scheme), 即

$$Z_{i,j}^{m+1} = Z_{i,j}^{m-1} + 2\Delta t \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_{i,j}^m, m=1, 2, \dots \quad (15)$$

此差分方程式有兩個根。一為實際方程式之近似根, 稱為物理根 (physical mode), 一為差分方法所造成之根, 稱之為計算根 (computational mode)。為了減小計算根的影響, 增加物理根的準確度, 第一個時間的預報必須用時間前差法 (forward time differencing), 即

$$Z_{i,j}^1 = Z_{i,j}^0 + \Delta t \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_{i,j}^0 \quad (16)$$

為了滿足計算穩定度的條件, 採用半小時的時距, $\Delta t = 30 \text{min}$ 。簡言之, 我們以漸近法 (13) 和 (14) 式解 (12) 求得 $\partial Z / \partial t$ 之值, 再由 (15) 和 (16) 式求得未來之 Z 值。

(c) 邊界條件

在解 (12) 式時, 需要 $\frac{\partial Z}{\partial t}$ 在邊界之值, 我們令其為零, 即假設在邊界上的 Z 值不隨時間而改變。另由 (11) 式求 $F_{i,j}$ 時, 需要 ξ 在邊界之值。而計算邊界上 ξ 之值時, 需要邊界外之 Z 值。茲以兩例說明之。

在 x 方向的邊界, 設 $\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} = 0$, 也就是 $\frac{\partial v}{\partial x} = 0$ 。

例如 $\left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} \right)_{NX,j} = 0$, 故 $\xi_{NX,j}$ 可以利用下式求之

$$\nabla^2 Z_{NX,j} = \left(\frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} \right)_{NX,j} \approx \frac{1}{d^2} (Z_{NX,j-1} + Z_{NX,j+1} - 2Z_{NX,j}) \quad (17)$$

在 y 方向的邊界, 設 $\frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} = 0$, 也就是 $\frac{\partial u}{\partial y} = 0$

例如 $\left(\frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} \right)_{i,NY} = 0$, 故 $\xi_{i,NY}$ 可以利用下式求之

$$\nabla^2 Z_{i,NY} = \left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} \right)_{i,NY} \approx \frac{1}{d^2} (Z_{i-1,NY} + Z_{i+1,NY} - 2Z_{i,NY}) \quad (18)$$

在這種假設下, 可見在邊界的渦旋度也不隨時間而改變的。

(d) 地形

在此文中, 我們只考慮因地形造成的上坡風和下坡風對地面垂直速度的影響。因為我們的模式結構 (包括準地轉公式和網格點距離) 和高空觀測站的分佈只適用於綜觀幅度 (1000km) 系統的預報。中範圍 (100km) 和小範圍 (10km 或 1km) 的天氣變化則不在高空觀測網和預報能力範圍內。為了配合預報模式, 我們也只考慮大範圍地形的影響。地方性斜坡很陡的山脈, 如臺灣中央山脈, 所造成的強烈上升氣流則無法考慮在準地轉模式中。所以我們採用資料修勻法 (smoothing method) 將地形修勻, 使地方性斜度很大的山脈不存在。圖 2 是我們所採用的平滑地形圖。我們先從一百萬分之一的航空圖 (U. S. Air Force, 1966) 讀到每一經緯度上所代表的那一小區域的平均高度, 然後利用這些資料計算網格點的平均高度, 再用 Shuman 九點修勻法求到平滑的地形。從圖 2 我們可以看到, 地方性的山脈, 如臺灣中央山脈, 不再出現。

(e) 資料修勻法

為了從資料中除去短波部份, 我們採用下列兩種資料修勻法。對於下述方法所採用的網格點指標, 請參考圖 1。

(i) Shuman (1957) 九點修勻法

$$\bar{Z}_{i,j} = \frac{1}{4} Z_{i,j} + \frac{1}{8} (Z_{i-1,j} + Z_{i,j-1} + Z_{i+1,j} + Z_{i,j+1}) + \frac{1}{16} (Z_{i-1,j+1} + Z_{i-1,j-1} + Z_{i+1,j-1} + Z_{i+1,j+1}) \quad (19)$$

這種兩度空間的修勻法是由下述一度空間的修勻法延展得到的。

$$\bar{Z}_j = \frac{1}{2} Z_j + \frac{1}{4} (Z_{j+1} + Z_{j-1}) \quad (20)$$

假如, $Z_j = Ae^{ikx}$ 其中 $k = \frac{2\pi}{L}$, L 為波長, 則 \bar{Z}_j 為

$$\bar{Z}_j = RZ_j, R = \cos^2 \left(\frac{\pi \Delta x}{L} \right)$$

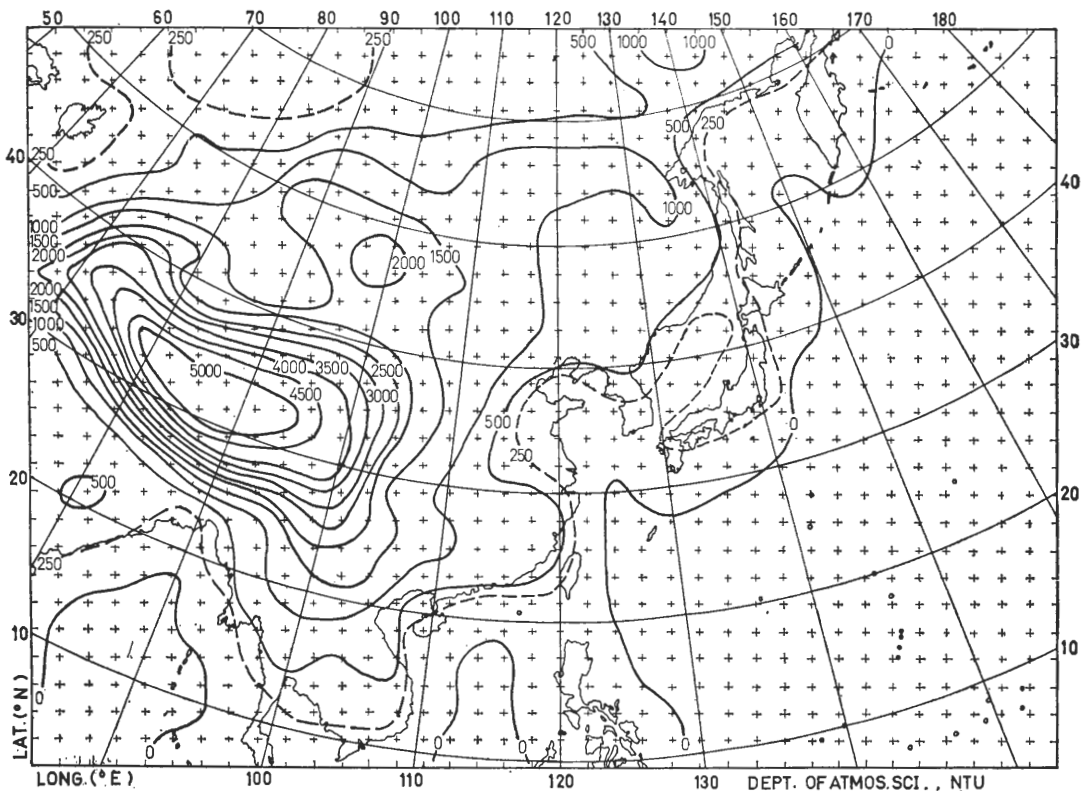


圖 2 平滑地形圖。等高線之單位是公尺。

Fig. 2 The smoothed topography (in meters)

一般稱 R 為反應函數 (response function)。因為 R 恒小於 1，此種修勻法使所有波動的振幅減小。波長 (L) 愈短，反應函數 (R) 愈小，當 $L=2\Delta x$ 時 $R=0$ ， $L=10\Delta x$ 時 $R \approx 0.905$ 。故此修勻法可以減小短波且保留長波的振幅。假如 $Z_{i,j} = Ae^{i(kx + \lambda y)}$ ，則上述九點修勻法的反應函數為

$$R(k, \ell) = \left(\cos^2 \frac{k\Delta x}{2} \right) \left(\cos^2 \frac{\ell\Delta y}{2} \right)$$

(ii) Bleck (1965) 二十五點修勻法

$$\begin{aligned} \bar{Z}_{i,j} = & W_1 Z_{i,j} \\ & + W_2 (Z_{i-1,j} + Z_{i+1,j} + Z_{i,j-1} + Z_{i,j+1}) \\ & + W_3 (Z_{i-2,j} + Z_{i+2,j} + Z_{i,j-2} + Z_{i,j+2}) \\ & + W_4 (Z_{i-1,j+1} + Z_{i+1,j-1} + Z_{i-1,j-1} + Z_{i+1,j+1}) \\ & + W_5 (Z_{i-2,j+1} + Z_{i+2,j-1} + Z_{i-1,j-2} + Z_{i+1,j-2} \\ & \quad + Z_{i+2,j-1} + Z_{i-2,j+1} + Z_{i+1,j+2} + Z_{i-1,j+2}) \\ & + W_6 (Z_{i-2,j+2} + Z_{i+2,j-2} + Z_{i+2,j-2} \\ & \quad + Z_{i-2,j+2}) \end{aligned} \quad (21)$$

其中 $W_1 = 0.279372$, $W_2 = 0.171943$,
 $W_3 = -0.006918$, $W_4 = 0.077458$,
 $W_5 = -0.024693$, $W_6 = -0.012940$

上述兩種修勻法所得修勻圖的形式相當接近。兩種方法對於去短波而保留長波的效果差不多，但二十五點修勻法對於長波的影響稍微小些。對於地形的修勻我們採用九點修勻法，因為二十五點修勻法會使岸邊海上的高度變成不合理的負值，九點修勻法所得的地形斜度亦較小些。對於等壓面的高度值，我們則採用二十五點修勻法，因為此方法較能保持槽脊線的渦旋度強度。經過多種試驗後，我們認為在邊界內一層宜採用上述九點修勻法，在邊界上則採用一度空間的三點修勻法 (即(20)式)。

(f) 資料分析 (Data Analysis Methods)

以準地轉模式預報時需要的初始資料為各等壓面的高度值。我們採用中央氣象局的高空分析圖，經過研究人員分析修正，再從圖上讀到網格點的等壓面高度值。本報告初始資料所採用的天氣圖均經研究助理方力脩先生和本系客座副教授陳泰然博士的分析修正。其分析等高線的原則是等高線和風的近似地轉平衡以及天氣系統的時間連貫性等。這種主觀的資料分析頗費時費力，欲配合數值預報作業時，資料分析應採

用客觀分析 (objective analysis)。國內其他數值預報研究者 (例如: 劉氏和鄧氏, 1974; 胡氏, 1975)。均捨棄風場之觀測而片段採用 Cressman (1959) 的方法。蔡氏 (1975) 曾較完整地介利用風場及高度測站值高度值的客觀分析原理及 Cressman 的方法。

3. 預報結果及討論

茲選擇三個個案 (cases) 為相當正壓模式的研究對象。第一個案, 稱之為 Case A, 是預報臺灣地區寒潮爆發期間的 500mb 槽脊線變化。第二個案稱為 Case B, 也是預報寒潮爆發期間的槽脊線的變化。而此槽線則是切斷低壓 (cut off low) 開展 (opens up) 以後開始移動的。第三個案, 稱為 Case C, 是研究槽線從青康藏高原移出的情形。這三個案將分別加以討論。在此應加以說明的是, 所有初始值 (initial value) 都是由主觀讀圖, 經過資料修勻得到的。下面討論的觀測及模式輸出值也都是修勻後的資料。本節的地面圖, 採用日本氣象廳印刷天氣圖, 人造衛星雲圖採用空軍氣象中心的資料。

(a) Case A (1972年12月27日至12月30日)

冬天強烈鋒面通過後, 強大高壓前緣的空氣由中高緯度往南輸送, 因而造成中低緯度地面氣溫急劇下降。一般稱此現象為寒潮爆發 (cold-air outbreak)。

表 1 Case A (12月27日—12月30日, 1972) 的每日最低溫 (°C)。

Table 1. Daily minimum temperature (°C) of Case A (Dec. 27—Dec. 30, 1972)

測站	日期	27	28	29	30
淡水	水	16.6	14.7	6.2	8.4
臺北	北	15.4	15.6	7.4	8.1
臺中	中	14.5	14.0	7.4	7.8
花蓮	蓮	16.9	18.7	10.9	10.9
臺南	南	16.2	16.2	8.5	8.3
臺東	東	18.3	19.6	12.0	11.4
恆春	春	16.2	16.3	15.6	15.4

表 1 列出在此個案期間內臺灣地區各測站每日最低溫的變化。從12月28日至12月29日, 所有測站 (除了恆春以外) 的最低溫都下降了 7—8°C。29日臺灣中北部地區的最低溫均在 6—8°C 左右。在寒潮爆發前 (12月28日 1200Z) 的地面天氣圖上, 鋒面已經通

過臺灣, 強大的高壓系統籠罩整個中國大陸。而在 120°E 附近, 35°—54°N 之間都吹北風, 臺灣在此強烈冷平流區域的前線。

本研究以相當正壓模式預報與此寒潮爆發相對應的 500mb 槽脊線在 12月27日 1200Z 至 12月29日 1200Z 期間的變化。圖 3 為 12月27日 1200Z 的 500mb 天氣圖。其中實線為等高線, 虛線為等相對渦旋度線, 其單位分別為 10m 及 10^{-5} sec^{-1} 。此圖中有幾個比較重要的天氣系統。槽線 T_1 約從 123°E, 53°N 往西南延伸經 110°E, 45°N 至 94°E, 40°N 附近, 即位於蒙古南方邊附近; 相伴的脊線 R_1 約從 113°E, 63°N 往西南延伸至 90°E, 50°N, 即位於貝加爾湖 (Lake of Baikal) 西北方。槽線 T_2 約位於千島羣島 (Kuril Islands) 和北海道 (Hokkaido) 的東方海面; 相伴的脊線 R_2 位於鄂霍次克海 (Sea of Okhotsk) 上。副熱帶高壓 H_1 在關島 (Guam Island) 附近西太平洋上, 即在 135°—160°E, 10°—20°N 區域內。高壓中心約在 139°E, 15°N。另一副熱帶高壓 H_2 在孟加拉灣 (Bay of Bengal), 中南半島和南中國海附近, 即在 80°—120°E, 10°—20°N 區域內。在此個案中, 主要是預報槽線 T_1 及脊線 R_1 的變化。又由圖 3 顯示槽線 T_1 的最大渦旋度中心 S_0 約在 117°E, 48°N; 而其渦旋度約為 $11.3 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。另外三個副中心 S_1, S_2, S_3 分別在 132°E, 50°N; 106°E, 42°N; 96°E, 41°N; 其渦旋度分別為 8.8, 7.3, $9.1 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。又脊線 R_1 的主要負中心位於 90°E, 53°N 附近; 其最大的反氣旋渦旋度約為 $-8.7 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。圖 4a 及 5a 分別為 12月28日 1200Z 及 12月29日 1200Z 的觀測資料。

從 12月27日 1200Z 開始預報 48 小時, 並比較略去 Helmholtz 或地形項 (參考 2b 節) 的預報時, 發現這兩項對這個案的影響並不大。所以只討論完整的相當正壓模式的預報結果。預報圖 4b 及 5b 的預報時間分別為 12月27日 1200Z 以後 24 及 48 小時, 即對應於圖 4a 及 5a 的時間。各天氣系統的變化將分別討論於後。

(1) 槽線 T_1 之移動及強度變化

圖 6 說明槽線 T_1 在各時間的觀測和預報位置。其中實線為觀測位置, 虛線為預測位置。由觀測位置知, 槽線在前 24 小時內, 即 12月27日 1200Z 至 12月28日 1200Z, 往東南移動了約 1000km。在後 24 小時, 即 12月28日 1200Z 至 12月29日 1200Z 之間, 觀測槽線除往東移動外, 其軸線並呈明顯的反時鐘旋轉。此 24

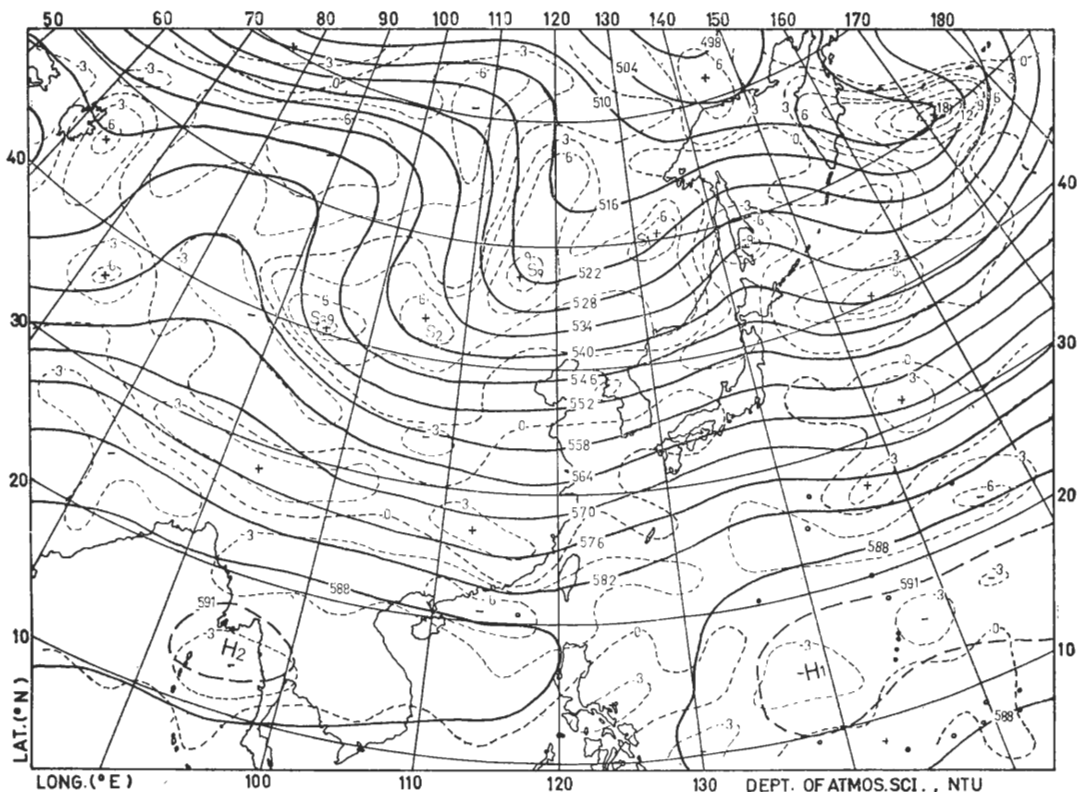


圖 3 1972年12月27日1200Z 500mb 觀測圖。等高線(實線)單位為 10m, 等相對渦旋度線(虛線)單位為 10^{-5}sec^{-1} 。
 Fig. 3 Observed 500mb chart of 1200Z December 27, 1972, contours (solid) in 10m, constant relative vorticity lines (dashed) in 10^{-5}sec^{-1} .

小時中, 槽線平均也移動了 1000km 左右, 而其軸線由東北—西南走向變成南北走向。此圖顯示 12 及 24 小時之預報與觀測位置非常接近。比較 36 及 48 小時槽線的預報和觀測位置, 可以發現預報槽線位置在 $38^{\circ} - 40^{\circ} \text{N}$ 附近與觀測位置一致。但在此緯度以南預報位置落後觀測位置, 而以北預報位置則超前。預報槽線軸, 需以此緯度為軸點作反時鐘旋轉的修正。美國氣象局也發現類似的誤差 (Spiegler, 1960; National Weather Service, 1972)。主要是因為準地轉模式在渦旋度平流項中的地轉風, 採用區域平均的科氏參數 f_0 (參考 2b 節), 而實際科氏參數在預報區南半部小於 f_0 , 在北半部則大於 f_0 。也就是說, 準地轉模式的地轉風值在南半部小於實際值, 在北半部大於實際值。又因渦旋度平流項決定槽脊線的移動。因此預報槽線的移動比觀測值在南半部較慢, 在北半部較快。

為了方便討論槽線強度的變化, 我們特將槽線上最大渦旋度中心的經緯度和相對渦旋度值列在表 2a 及 2b, 表 2a 為觀測值, 表 2b 為預測值。由表 2a 知, 主中心 S_0 的最大渦旋度隨時間而增加。其初始值是 $11.3 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$; 12, 24, 36 及 48 小時的最大

渦旋度分別為 14.5, 12.7, 19.3 及 $18.5 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 。而預測值 (表 2b) 則一直保持 $10 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 左右。相當正壓模式假設等溫線平行等高線故無法預報槽線的加深。初始資料槽線上的副中心 S_2 及 S_3 在 12 小時後合而為一; 約位於 $108^{\circ} \text{E}, 39^{\circ} \text{N}$; 其值為 $9.7 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$, 24 小時後 (圖 4a) 約移至 $117^{\circ} \text{E}, 37^{\circ} \text{N}$; 其值為 $15.8 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 。36 小時以後, 此副中心與主中心合而為一; 48 小時亦然 (參考圖 5a)。預測中心 S_2 和 S_3 於 12 小時後也合而為一; 約位於 $102^{\circ} \text{E}, 37^{\circ} \text{N}$; 其值為 $7.8 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 。24 及 48 小時後 (圖 4b 及 5b) 預測副中心移至 $104^{\circ} \text{E}, 33^{\circ} \text{N}$ 及 $105^{\circ} \text{E}, 29^{\circ} \text{N}$; 其值分別為 8.4 及 $10 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 。模式預測此副中心約一直保持絕對渦旋度強度; 前 36 小時往東南移動, 36 小時以後幾乎成為切斷低壓後停滯不動。而觀測副中心則往東南東移動, 36 小時以後與主中心合併而消失 (參考表 2a 及 2b)。觀測低壓之往東南東移動而消失, 顯然與青康藏高原的阻擋 (blocking), 偏向 (deflecting) 及摩擦效應有關。因為此槽線尾部, 在 12 月 27 日 1200Z 及 12 月 28 日 1200Z 之間 (圖 3 及 4a) 掃過青康藏高原的東北部 (圖 2) 受地形摩擦作用, 此副中心勢必減弱。又因受高原的阻擋及偏向作用此副中心亦勢必由東南轉

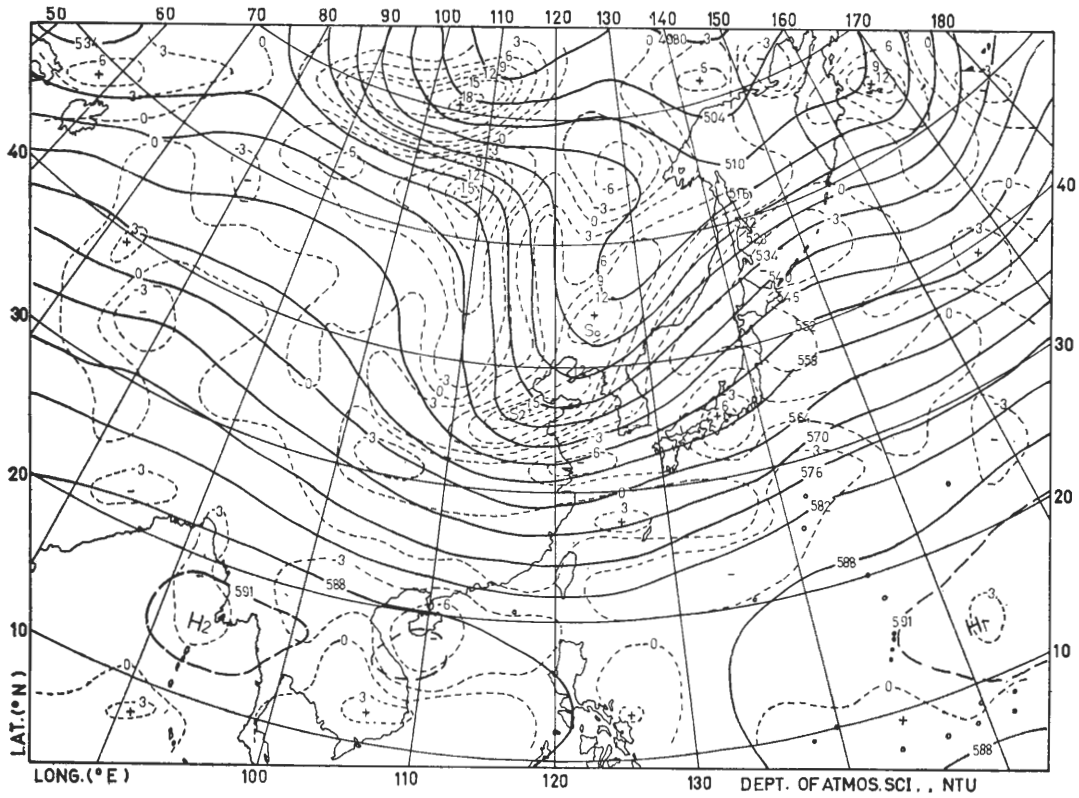


圖 4a 1972年12月28日1200Z 500mb 觀測圖。單位同圖 3。
 Fig. 4a Observed 500mb chart of 1200Z December 28, 1972, units as in Fig. 3

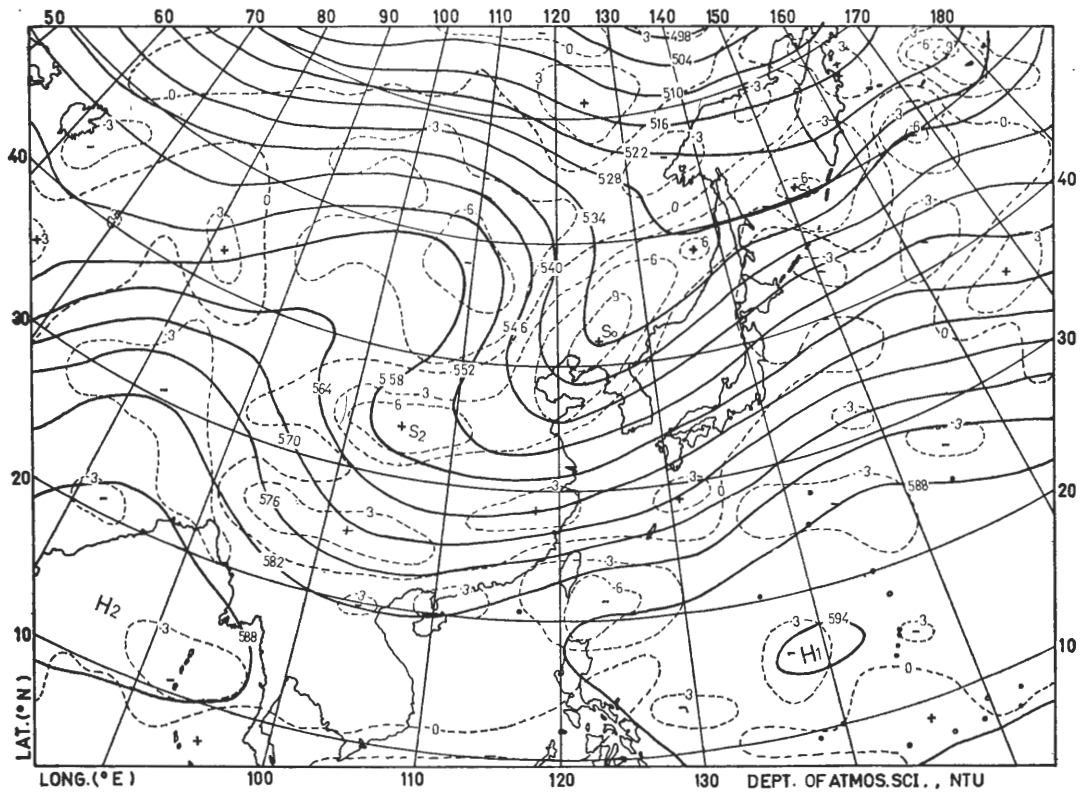


圖 4b 24小時 500mb 預測圖 (初始時間為1972年12月27日1200Z)。單位同圖 3。
 Fig 4b 500mb prognostic chart valid 24 hours after 1200Z December 27, 1972, units as in Fig. 3

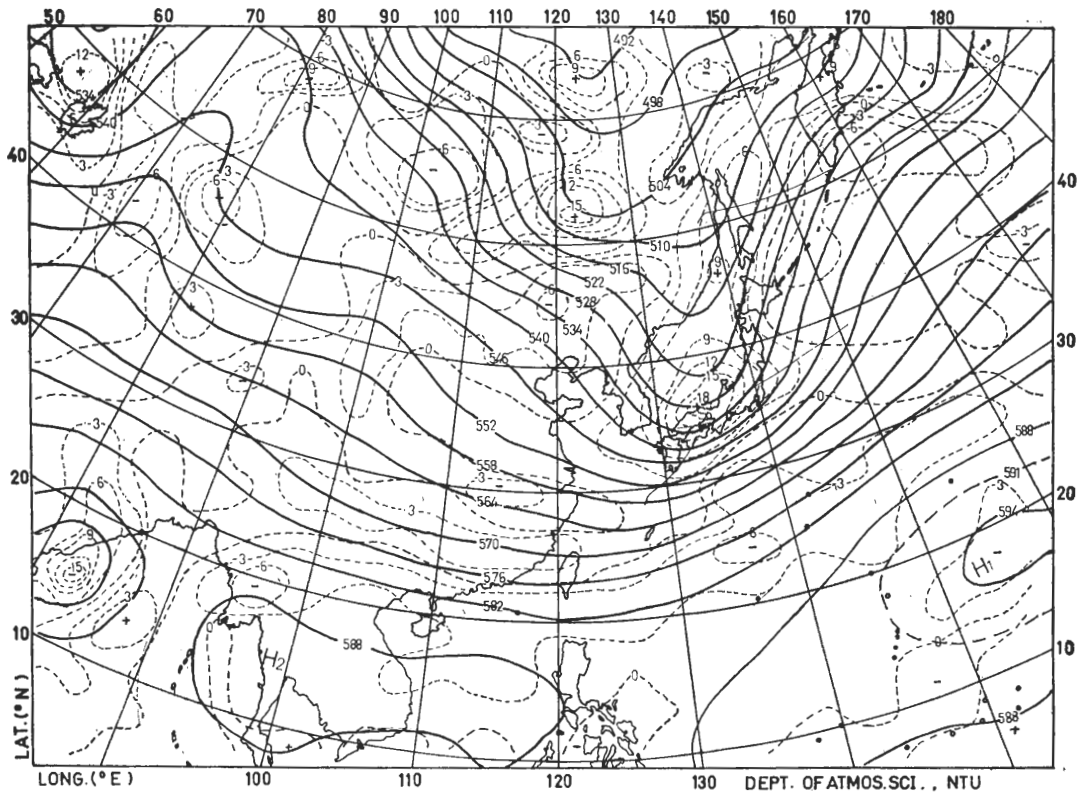


圖 5a 1972年12月29日1200Z 500mb 觀測圖。單位同圖 3。
 Fig. 5a Observed 500mb chart of 1200Z December 29, 1972. units as in Fig. 3.

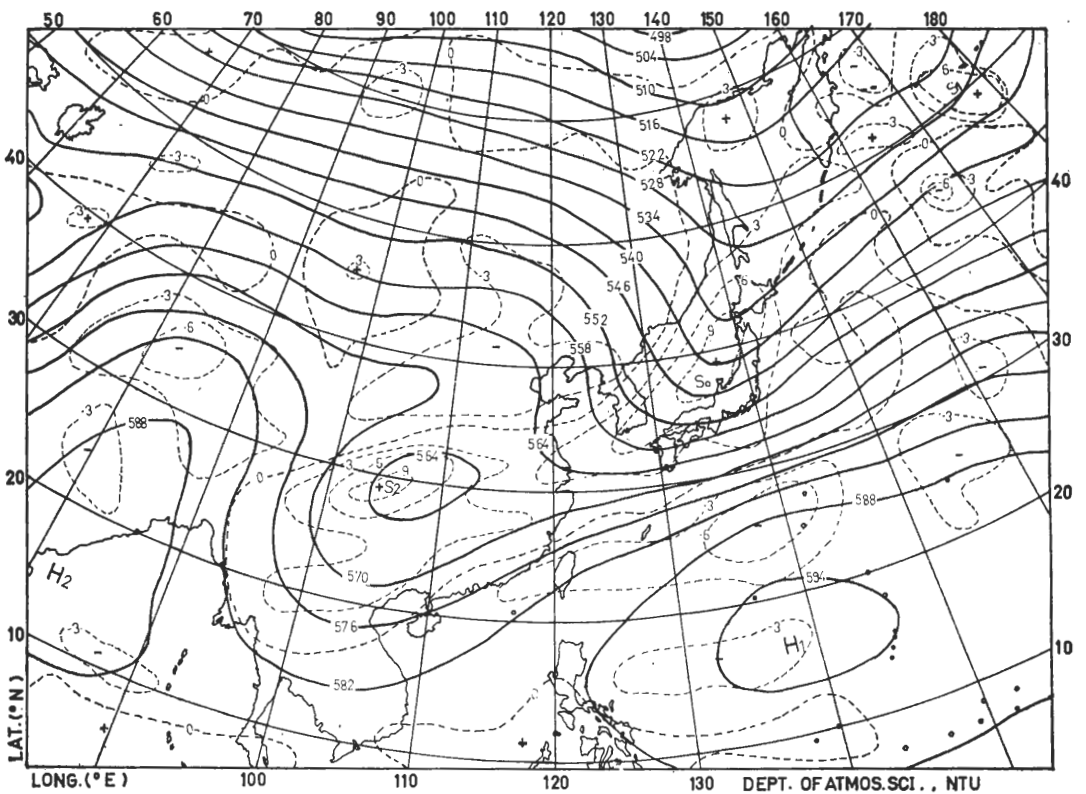


圖 5b 48小時 500mb 預測圖 (初始時間為1972年12月27日1200Z)。單位同圖 3。
 Fig. 5b 500mb prognostic chart valid 48 hours after 1200Z December 27, 1972. units as in Fig. 3

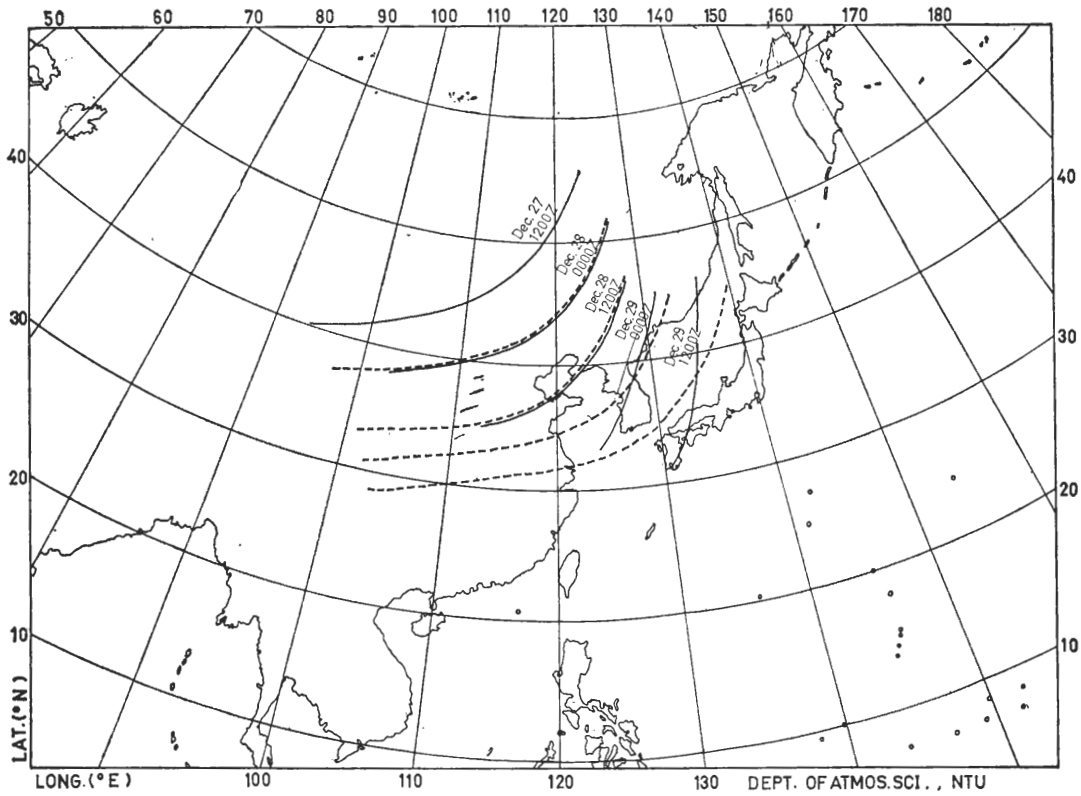


圖 6 在 Case A 中，槽線之觀測（實線）及預報（虛線）位置。
 Fig. 6 The positions of observed (solid) and predicted (dashed) troughs in case A

向東南東移動而與主中心合併。因沒有考慮此兩效應，於是36小時後在中國西南地區上得到很不合理的槽線或低壓中心（圖6及5b）另外副中心 S_1 在12小時以後亦消失，但模式預報此中心繼續存在而往東移動（表2a及2b）。

表 2a 在 Case A 之槽線 T_1 上最大渦旋度中心的經緯度及其相對渦旋度 (10^{-5} sec^{-1}) 的觀測值。符號 E N 及 ξ 分別代表東經，北緯及最大相對渦旋度。

Table 2a The observed location and relative vorticity (10^{-5} sec^{-1}) of maximum vorticity centers on trough T_1 in case A. E, N, and ξ stand for east longitude, north latitude and maximum relative vorticity, respectively.

TIME (hr.)	S_0			S_1			S_2		
	E	N	ξ	E	N	ξ	E	N	ξ
0	117	48	11.3	132	50	6.6	105	42	7.3
12	127	48	14.5	disappear			103	39	9.7
24	126	43	12.7	"			117	37	15.8
36	128	36	19.3	"			combined with S_0		
48	134	35	18.5	"			"		

表 2b 同表 2a，但為預報值

Table 2b As table 2a except for predicted value

TIME (hr.)	S_0			S_1			S_2		
	E	N	ξ	E	N	ξ	E	N	ξ
12	120	45	10.1	142	51	7.6	102	37	7.8
24	125	42	10.1	151	51	6.7	104	33	8.4
36	130	41	10.3	165	51	6.4	105	31	9.8
48	135	38	9.7	177	50	4.3	105	29	10.0

(ii) 脊線 R_1 之移動與強度變化

由觀測圖（圖 4a）知，在前 24 小時脊線 R_1 伴隨著槽線 T_1 往東南移動了約 1000km。其最大反氣旋渦旋度的初始值是 $-8.7 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ，12 及 24 小時以後分別為 -6.9 及 $-15.8 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。預測圖（圖 4b）顯示，24 小時內的預測脊線位置與觀測位置接近。而 12 及 24 小時的預測渦旋度強度分別為 -8.2 及 $-7.6 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。由此可得到與前節同樣的結論，相當正壓模式可以準確預報槽脊線位置，但無法預報其強度變化。36 小時以後，即 12 月 29 日 0000Z 和 1200Z，觀測的脊線強度減弱很多而不顯著。預測的脊線亦不顯著。但由於前節所述中國西南地

區不合理的低壓系統，造成伴隨的不合理脊線。

(iii) 槽線 T_2 及脊線 R_2 之移動

此槽脊線的移動與臺灣地區天氣沒有直接的關係。在這裡討論它，主要是探討邊界條件的影響。因為海上資料缺乏，觀測的槽脊線位置並不十分準確，但可以大略判斷槽脊線往東移動，約在12月29日0000Z槽線上最大渦旋度中心已移至邊界附近，當天1200Z左右脊線移出邊界，而從預報圖上可估計此槽線在12月28日1200Z和12月29日0000Z之間移出計算範圍，而脊線在12月29日0000Z和1200Z之間移出。可能是由於採用的邊界條件使邊界附近風速不易隨時間改善（參考2c節）。但海上資料缺乏所造成的槽脊線觀測位置的不準確更可能是預報和觀測速度略有差異的原因。

(iv) 副熱帶高壓 H_1 及 H_2 之變化

副熱帶高壓 H_1 在預報期間內的觀測位置沒有移動。12月27日1200Z（圖3）位 139°E , 15°N 於的高壓中心其最大高度值約為 5929m，以後逐漸減弱。12小時後其高度值仍約為 5927m，24小時後（圖4a及5a）此高壓中心不顯著。參考預報圖（圖4b及5b），知道此高壓中心的高度值隨時間而增加。12, 24, 36及48小時後的最大高度值分別為 5936, 5944, 5952及5956m。此副熱帶高壓中心的不合理拱起效應（pillow effect）可能是由於邊界條件使邊界附近的風速不易隨時間而改變，而造成質量從邊界流入過多的結果。

副熱帶高壓 H_2 在預報期間內其觀測高度值稍減弱，但一直存在於孟加拉灣、中南半島和南中國海附近。由於模式預報低壓中心 S_2 不合理的往東南移動，使預報的副熱帶高壓 H_2 逐漸向西退縮。48小時後，此高壓中心完全退出南中國海和中南半島，而停留在孟加拉灣附近。

(b) Case B (1972年, 3月29日至4月1日)

Case B也是寒潮爆發的個案。臺灣地區3月31日的最低溫都比前一日最低溫中北部各測站降低 $7-8^\circ\text{C}$ 南部各測站約降低 5°C 。北部地區在3月31日的最低溫約為 10°C 左右。因此我們選擇3月29日1200Z至3月31日1200Z為預報對象。在3月30日1200Z的地面天氣圖上，溫度梯度很大的鋒面尚在華南沿海，臺灣尚在暖區中，地面氣溫很高。鋒面後有一般強烈寒流沿高壓前緣往南吹。觀察500mb資料可以判斷，與此鋒面對應的槽線是切斷低壓在3月29日1200Z開始開展以後移動的。圖7為3月29日

1200Z 500mb 天氣圖。在此圖中最主要的天氣系統是位於庫頁島西面 ($110^\circ-145^\circ\text{E}$, $45^\circ-65^\circ\text{N}$) 的低壓系統及其伴隨的槽脊線。此低壓系統在12小時前仍為切斷低壓，此時開始開展，它包含著三個範圍很小（直徑約為 250 km）的低壓中心。低壓中心 L_1 位於 124°E , 53°N ; L_2 位於 135°E , 52°N ; L_3 位於 132°E , 58°N 。伴隨著低壓中心 L_1 有一條槽線 T_1 往西南西延伸至 96°E , 49°N 。脊線 R_1 從 90°E , 55°N 向西南延伸至 85°E , 49°N 。伴隨著 L_2 有一條槽線 T_2 往西南延伸至 129°E , 41°N 。為選擇與臺灣地區寒潮較有關者，故側重槽線 T_1 及脊線 R_1 的預報。

茲以3月29日1200Z為初始值預報48小時。因結果不很理想，又分別以3月30日0000Z及1200Z資料為預報初始值以作比較。圖8a及9a分別為3月30日1200Z及3月31日1200Z的觀測圖。而圖8b及9b分別為以3月29日1200Z及3月30日1200Z為初始值所作的24小時預報圖。也曾經比較略去 Helmholtz 及地形項的預報。但因此兩項的影響不大，故只討論包括這兩項的完整相當正壓模式的預報結果（即圖8b及9b）。

由觀測圖（圖7, 8a及9a）知低壓中心 L_1 前24小時往南移至 120°E , 46°N ; 後24小時往東南移至 133°E , 42°N 。槽線 T_1 則伴隨 L_1 往東南移動。同時此系統一直加強，最大渦旋度從3月29日1200Z的 $13.3 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 增至3月30日1200Z及31日1200Z的 22.2 及 $29.9 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 。從中央氣象局的原始圖發現槽線附近及其後面有強烈冷平流，此為槽線加深的主因。

另外低壓中心 L_2 和槽線 T_2 則一直往東北東移動。此低壓中心由初始值 5222m 加深至12小時後的 5212m，以後逐漸減弱，到36小時後低壓中心已不甚顯著。其伴隨的最大渦旋度從3月29日1200Z開始每12小時的變化是 11.3, 22.6, 17.9, $12.7 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 。

從3月29日1200Z資料為初始值的預報結果不很理想。現以24小時的預報圖來說明。預報圖（圖8b）與觀測圖（圖8a）有顯然的相同。模式預報初始低壓系統的三個中心合併而成為範圍大的切斷低壓。而觀測資料顯示初始低壓中心 L_1 及 L_2 是獨立移動的系統。 L_1 先往南再往東移動，而 L_2 一直往東移動。兩低壓中心的強度變化也是獨立的。 L_1 一直加深，而 L_2 在12小時以後逐漸減弱。模式無法預報切斷低壓的開展，部份因為相當正壓模式無法預報 L_1 的加

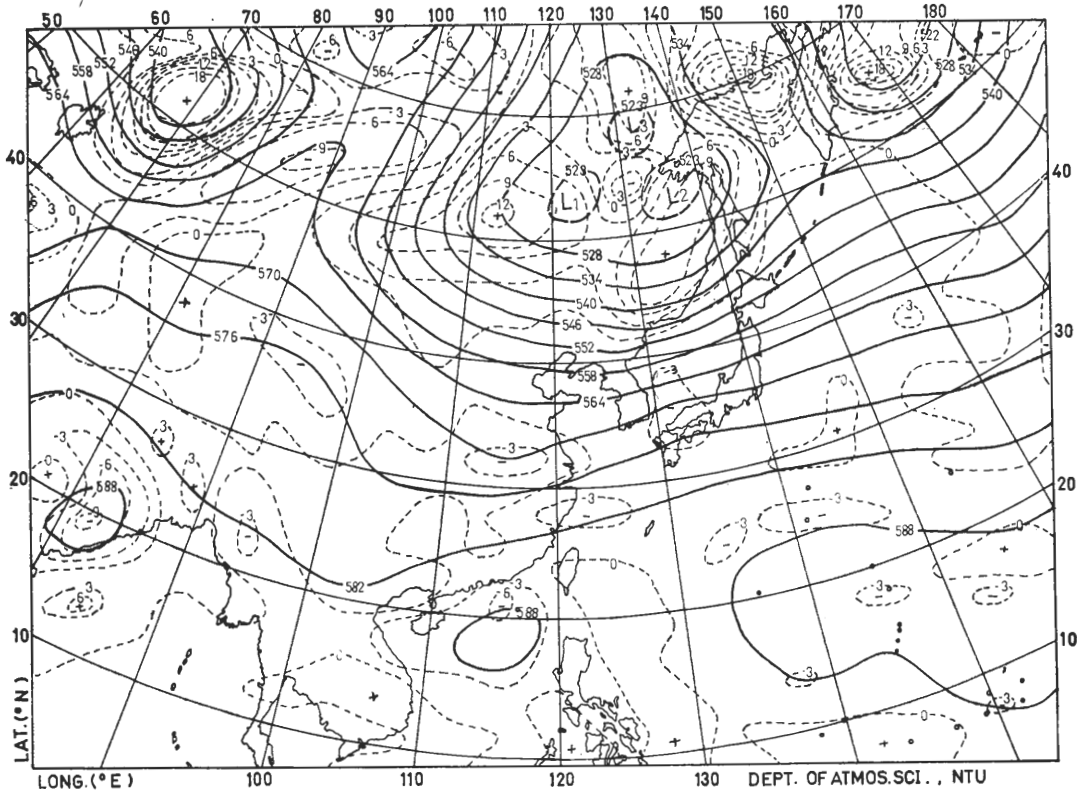


圖 7 1972年 3 月 29 日 1200Z 500mb 觀測圖。單位同圖 3。

Fig. 7 Observed 500mb chart of 1200Z March 29, 1972. units as in Fig 3.

強。但最主要是因為包含在初始低壓系統中的三個低壓中心範圍太小（直徑約為 250 km），無法正確的被模式（網格點距離為 240 km）判別，而逐漸合併成為範圍大的切斷低壓。此切斷低壓形成後就不移動，因而伴隨的槽脊線移動也很不合理。

另以 3 月 30 日 0000Z 及 1200Z 資料為預報初始值，得到合理的結果。前述不合理的切斷低壓不再出現。圖 9b 是以 3 月 30 日 1200Z 為初始資料的 24 小時預報圖。比較圖 9b 及圖 9a 可以發現預報的槽線和低壓中心位置以及等壓線和渦旋度線分佈均與觀測資料接近。至於槽線的強度預報最大渦旋度為 $16.8 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 仍然比觀測值 ($29.9 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$) 小許多。圖 9b 亦顯示，相伴脊線的位置及強度亦能被適當的預報。

在此個案中，也發現與 Case A 相同的缺點。譬如因為沒有考慮地形阻擋，偏向及摩擦效應而產生在中國西南地區的不合理低壓槽，此低壓系統使得中南半島上的副熱帶高壓無法存在。又如因為邊界條件而產生的西太平洋副熱帶高壓的拱起效應 (pillow effect) 等。

(c) Case C (1972年 3 月 17 日至 3 月 20 日)

在春季經常有氣旋發生於華中華南地區，氣旋往東移動進而影響臺灣天氣。第三個案乃研究此種地面附近氣旋生成與發展的情形。Petterssen (1956) 曾經詳細討論地面附近氣旋的生成與發展。並證實一般 500mb 槽線前方的正渦旋度平流是地面氣旋生成及初期發展的重要因子。

圖 10 為 3 月 18 日 1200Z 的地面天氣圖。3 月 18 日 1200Z 在 115°E , 28°N 附近有一微弱的低壓中心開始生成。在 3 月 19 日 1200Z 此位壓已加深成為較有組織的氣旋系統。低壓中心移至 125°E , 34°N 附近；鋒面由此中心向西南延伸至 110°E , 25°N 。此時之前大氣已具備了氣旋發展的有利條件。由圖 10 知，3 月 18 日 1200Z 有一顯著的斜壓帶 (baroclinic zone)，即等溫線密集區，大約從 122°E , 31°N 往西南西延伸至 110°E , 26°N 。這是強烈溫度平流的必要條件，但需在氣旋式環流形成後，溫度平流才較顯著。又圖 11 為 3 月 19 日 0000Z 的人造衛星雲圖。由於高壓出海後東南氣流 (參考圖 10) 帶來大量水汽造成青康藏高原以東的大片雲系。這環境能使 Petterssen 方程式

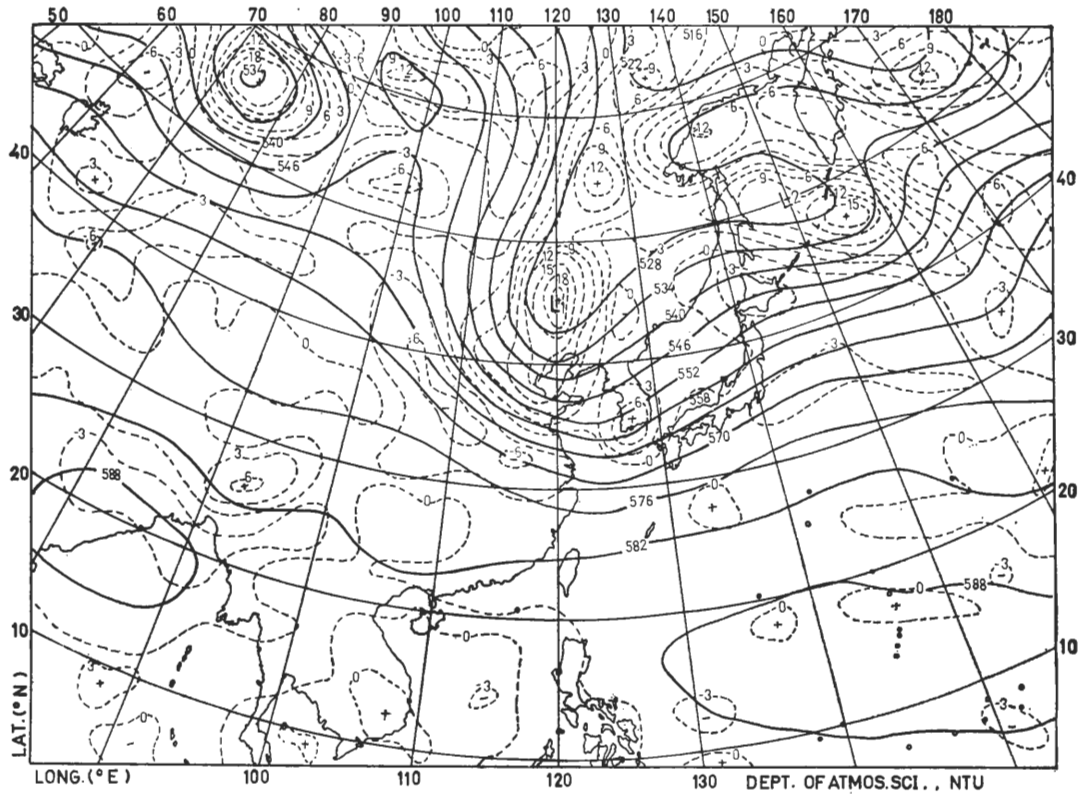


圖 8a 1972年3月30日1200Z 500mb 觀測圖。單位同圖 3。
 Fig. 8a Observed 500mb chart of 1200Z March 30, 1972. units as in Fig. 3

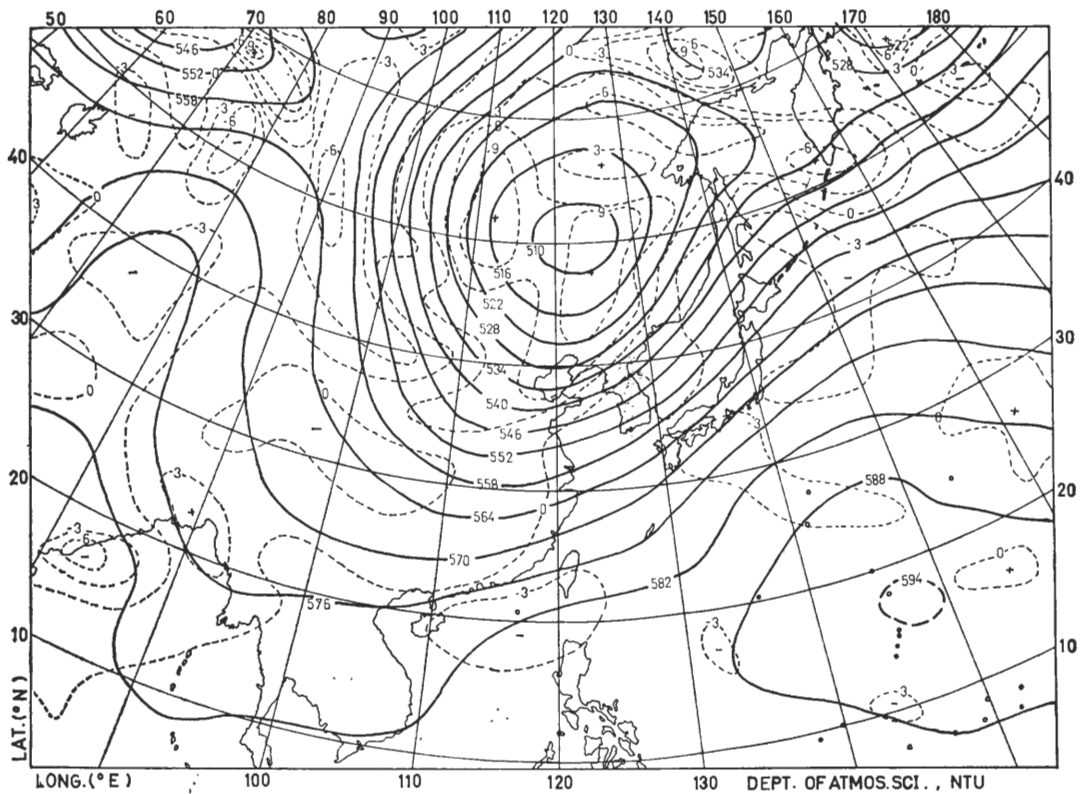


圖 8b 24小時 500mb 預測圖 (初始時間為1972年3月29日1200Z)。單位同圖 3。
 Fig. 8b 500mb prognostic chart valid 24 hours after 1200Z March 29, 1972. units as in Fig. 3.

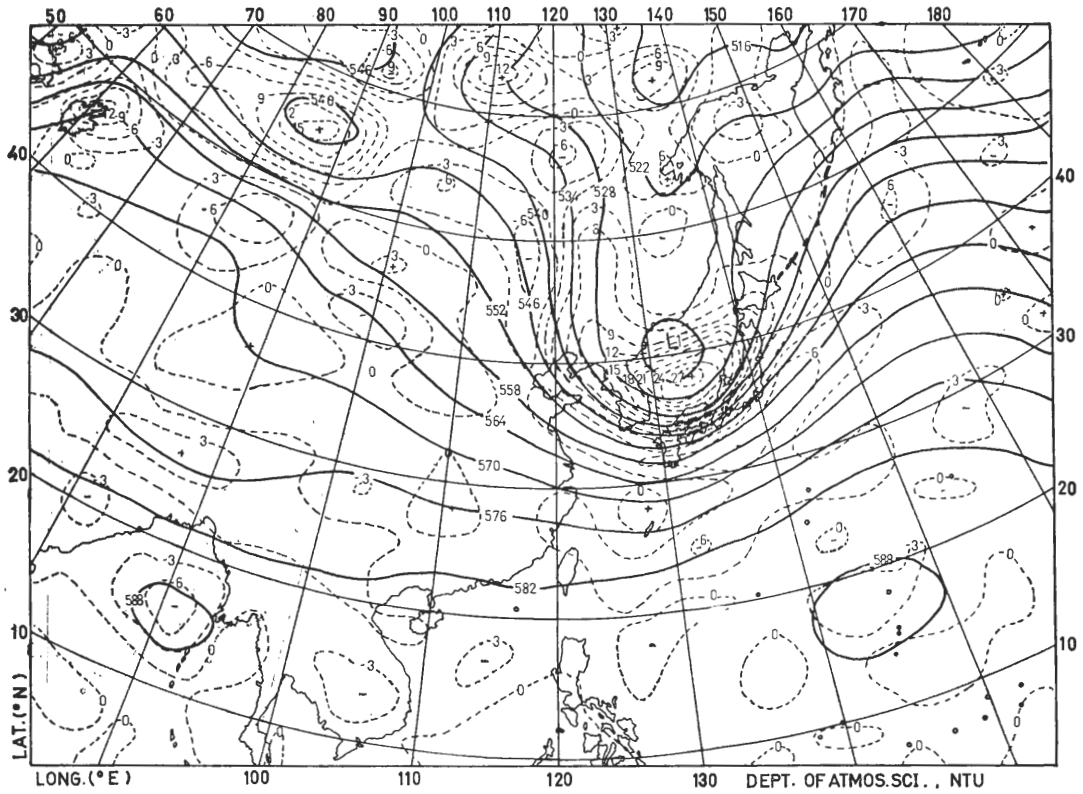


圖 9a 1972年 3月31日 1200Z 500mb 觀測圖。單位同圖 3。

Fig. 9a: Observed 500mb chart of 1200Z March 31, 1972. units as in Fig. 3.

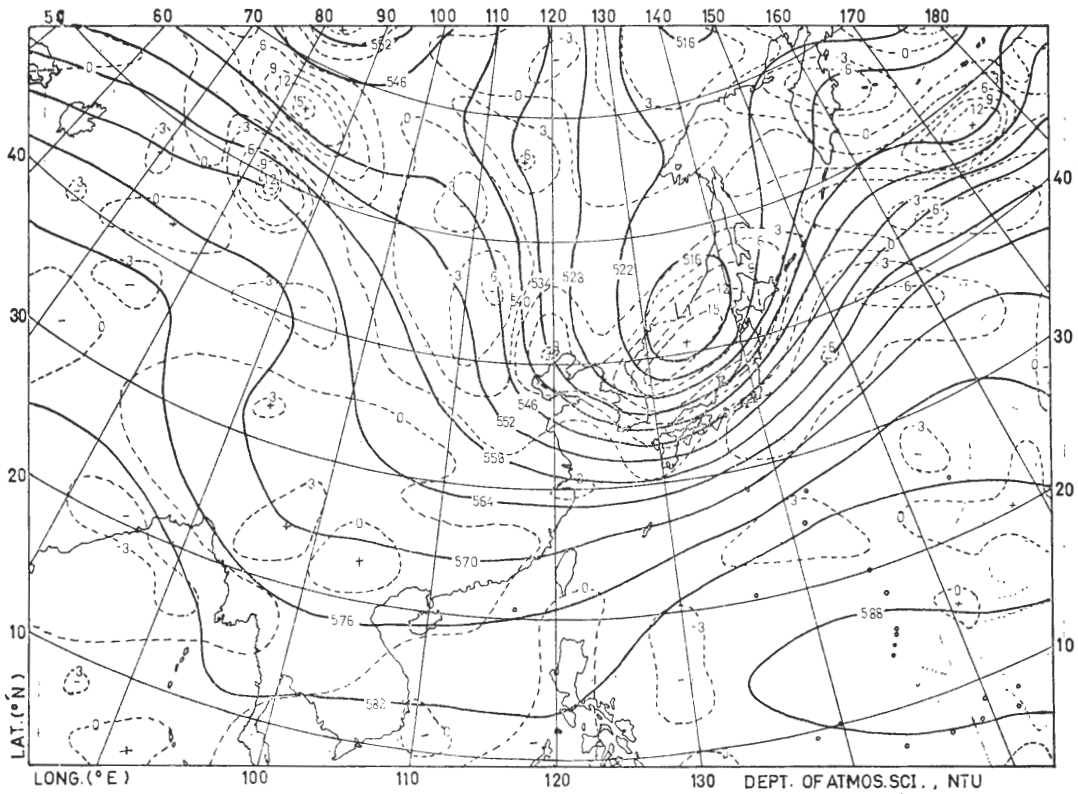


圖 9b 24小時 500mb 預測圖 (初始時間為1972年 3月30日 1200Z)。單位同圖 3。

Fig. 9b 500mb prognostic chart valid 24 hours after 1200Z March 30, 1972. units as in Fig. 3.



圖 10 1972年3月18日1200Z 地面天氣圖 (參照日本氣象廳印刷天氣圖)。
 Fig. 10 Surface chart of 1200Z March 18, 1972 (from the printed daily weather maps by Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan)

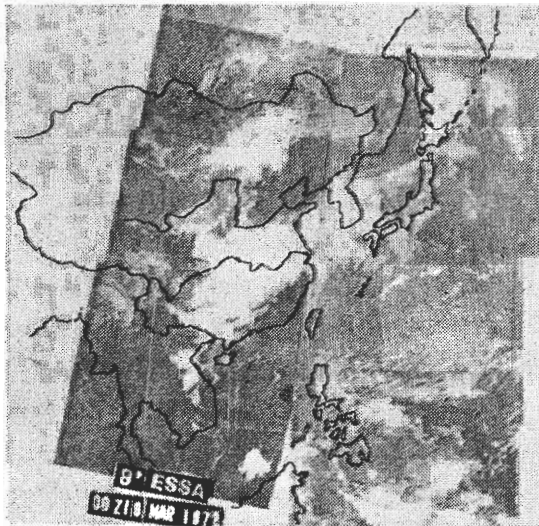


圖 11 1972年3月19日0000Z ESSA-8 人造衛星雲圖。
 Fig. 11 ESSA-8 satellite cloud pictures of 0000Z March 19, 1972.

中的穩定度項提早發生作用。但氣旋生成仍在雲系形成數日後才發生；可能是因為氣旋生成前垂直速度仍小，穩定度項仍無法引發氣旋的生成。圖12及13a分

別為3月18日1200Z及19日1200Z的500mb觀測圖。在3月18日1200Z至19日1200Z期間，氣旋生成發展的位置與500mb槽線前正渦旋度平流區吻合。因此可以判斷此氣旋是在大氣具備了斜壓帶和雲區等有利環境以後由500mb槽線前的正渦度平流所引發的。氣旋形成後，溫度平流及穩定度項可促使氣旋的迅速發展。

茲試以相當正壓模式預報500mb槽線在此期間內的變化。在3月18日1200Z(圖12)造成華中地區正渦旋度平流的槽線 T_1 約從 $103^\circ E, 34^\circ N$ 往南南西延伸至 $100^\circ E, 23^\circ N$ ，即位於青康藏高原東側斜坡上。此槽線上最大渦旋度約為 $6 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。觀察3月18日1200Z至20日0000Z的天氣圖知此槽線 T_1 在此期間內一直往東移動。但在18日0000Z時沒有此之對應的槽線，這也許是因為槽線在青康藏高原上時仍微弱，因而無法由稀疏的資料判斷其存在的緣故。

現再討論以18日1200Z為初始值的預報結果。初始資料(圖12)中除了槽線 T_1 外另有三槽線。槽線 T_2 約從 $110^\circ E, 55^\circ N$ 往西南延伸至 $93^\circ E, 41^\circ N$ ；其最大渦旋度為 $7.2 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。槽線 T_3 從 $130^\circ E,$

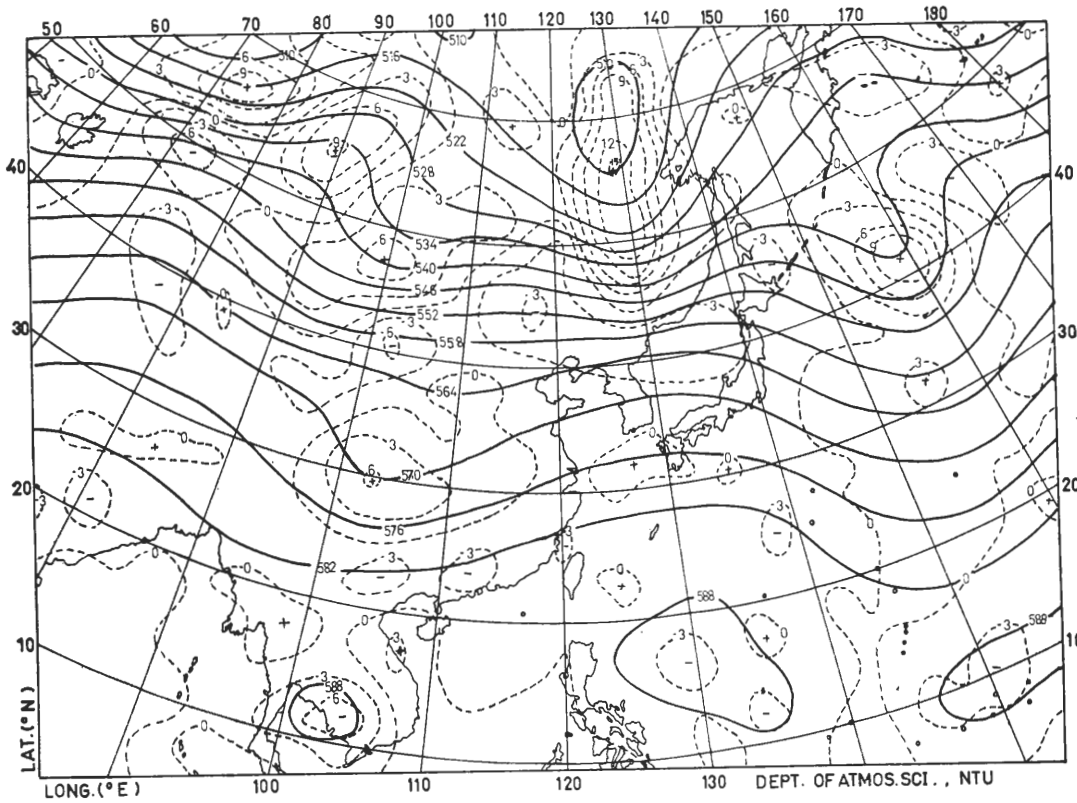


圖 12 1972年3月18日 1200Z 500mb 觀測圖。單位同圖 3。

Fig. 12 Observed 500mb chart of 1200Z March 18, 1972, units as in Fig. 3.

55°N 往南延伸至 130°E, 43°N; 最大渦旋度為 $15.4 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。槽線 T_4 從 158°E, 45°N 往南延伸至 156°E, 28°N; 最大渦旋度為 $11.5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。圖 13b 為 24 小時的預報圖。槽線 T_1 的預報位置和強度均與觀測資料 (圖 13a) 接近。圖 14 為槽線 T_1 及 T_2 的觀測 (實線) 及預報 (虛線) 位置。3 月 18 日 1200Z 至 19 日 1200Z 之間, 槽線 T_1 往東移動約 850 km 而預報速度略慢。這可能也是因為準地轉模式採用的區域平均科氏參數值比實際值大的緣故。在 19 日 1200Z 至 20 日 1200Z 之間, 此槽線仍繼續往東移動 (圖 14) 但發現與前兩個案相同的情形, 36 小時以後中國大陸東南部份被不合理的預報低壓系統所籠罩。受此低壓系統影響, 預報槽線 T_1 在 36 小時以後已不明顯。另外亦曾經比較略去地形項的預報。對於 12 及 24 小時的預報, 槽線 T_1 的最大渦旋度約小了 $0.5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。因此個案的西風不大, 地形項的影

響不甚顯著。

槽線 T_2 及 T_3 的 24 小時預報位置及強度也與觀測資料接近。槽線 T_2 的最大渦旋度約保持 $6 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$, T_3 則約為 $10 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。36 小時以後, 槽線 T_2 及 T_3 均增強了許多; 最大渦旋度均約為 $21 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ 。而且 T_2 及 T_3 仍獨立移動。預報結果則在鄂霍次克海 (140°E - 160°E, 52°N - 62°N) 上逐漸形成切斷低壓。因此造成預報槽線的不合理移動。48 小時的預報圖上已經沒有發現與觀測對應的槽線存在。另外與前兩個案相同的情形, 模式預報槽線 T_2 上的一渦旋度中心不合理的往南移動, 因而造成中國大陸東南部份為不合理的低壓系統籠罩的情形。致於槽線 T_4 , 模式預報其移出計算範圍的時間約在 24 至 36 小時。而由稀疏的海上觀測資料很難估計其移動速度。

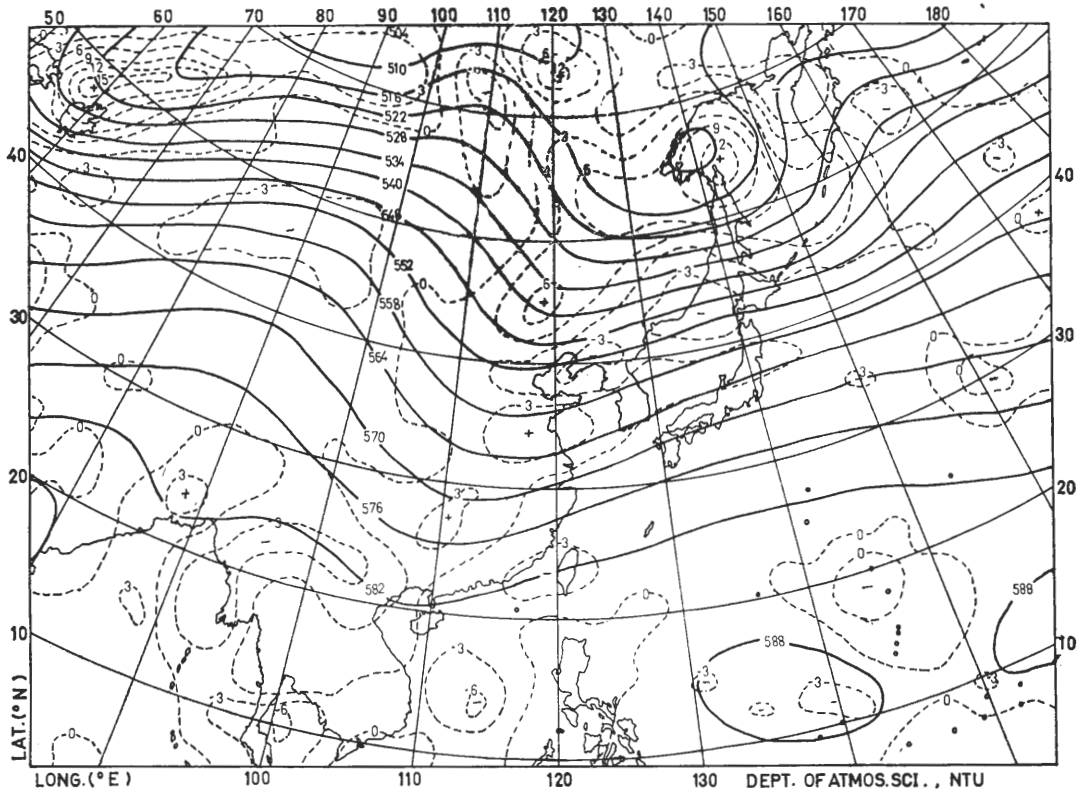


圖 13a 1972年3月19日1200Z 500mb 觀測圖。單位同圖 3。

Fig. 13a Observed 500mb chart of 1200Z March 19, 1972. units as in Fig. 3.

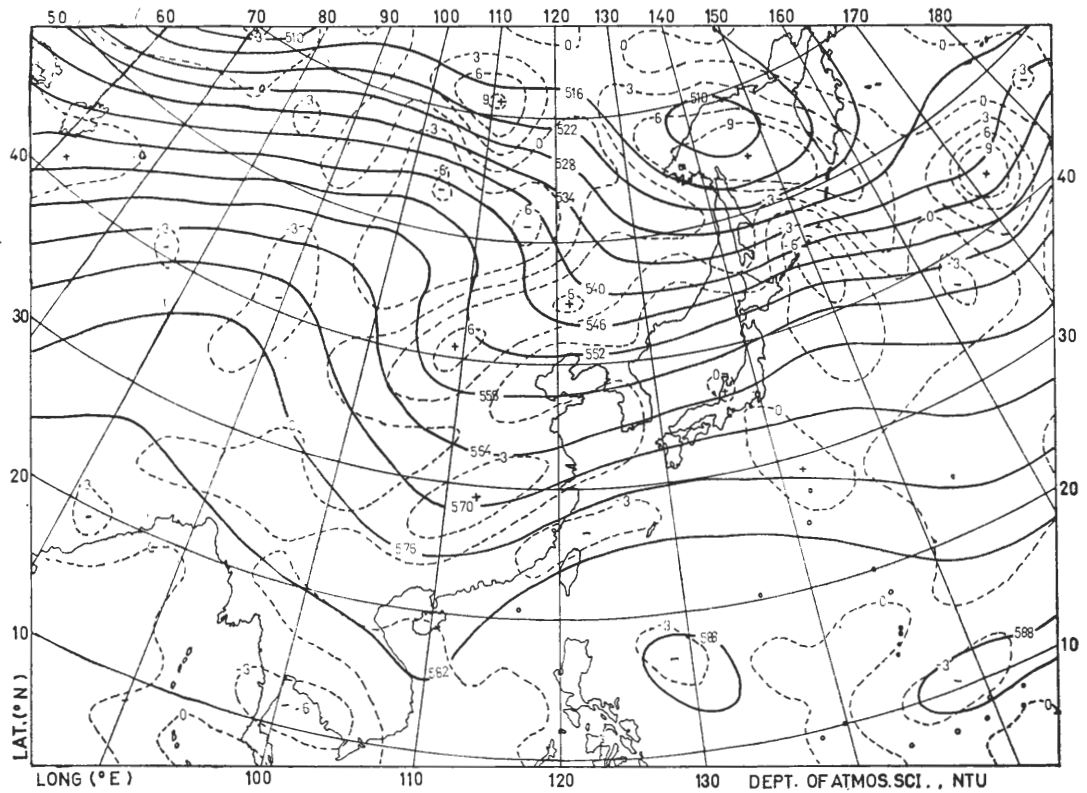


圖 13b 24小時 500mb 預測圖 (初始時間為1972年3月18日1200Z)。單位同圖 3。

Fig. 13b 500mb prognostic chart valid 24 hours after 1200Z March 18, 1972, units as in Fig. 3.

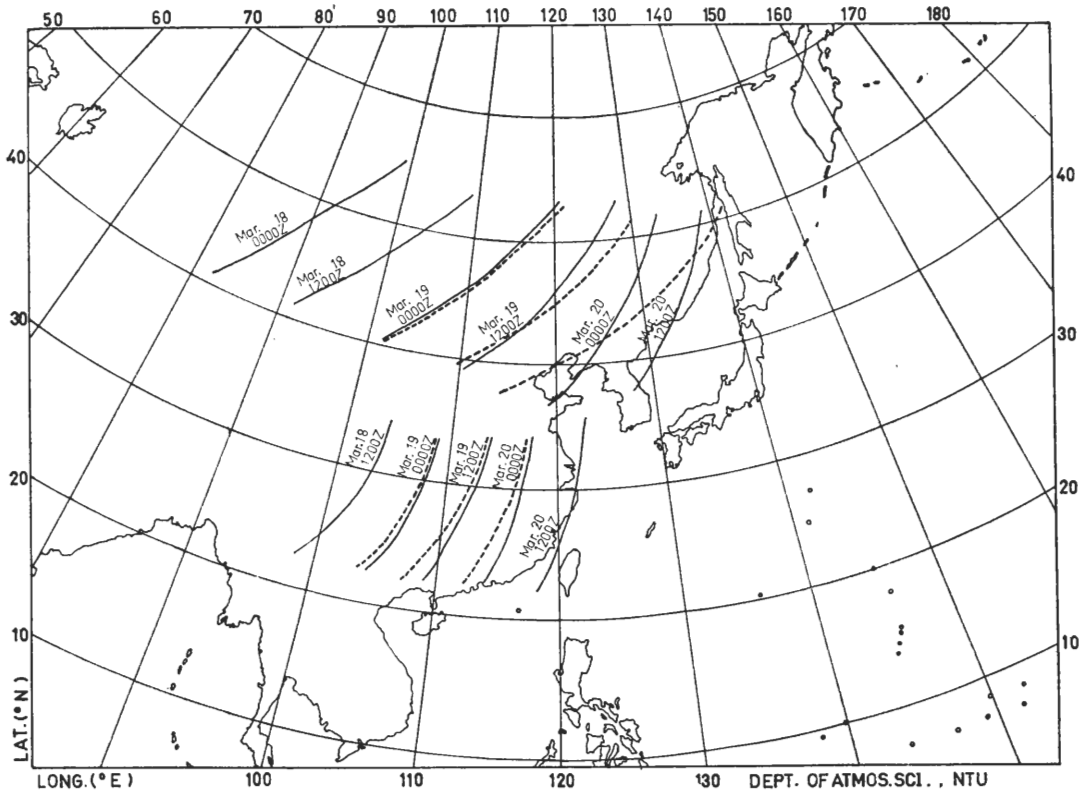


圖 14 在 Case C 中，槽線之觀測（實線）及預報（虛線）位置。

Fig. 14 The positions of observed (solid) and predicted (dashed) troughs in case C.

4. 結 論

以相當正壓模式來預報天氣非常省時，500mb天氣系統的48小時預報只需7-8分鐘CDC CYBER-72型計算機時間。且其12及24小時的預報結果良好。但幾種有規則的誤差使得36小時以後的預報圖與觀測圖頗有出入。最嚴重的現象是槽線由蒙古附近往東南移動時，模式預報槽線末端的渦旋度中心不合理的往南移動，因而36小時以後造成在華南地區不合理的滯留性切斷低壓。推究其原因可能是因相當正壓模式沒有考慮青康藏高原的阻擋偏向及摩擦效應的緣故。又預報槽線所以在中高緯略快，在低緯則略慢，可能是由於準地轉模式假設科氏參數為常數而使模式中的地轉風比實際值在中高緯較大在低緯較小的結果。因為相當正壓模式不允許溫度平流，乃無法預測天氣系統的強度變化。又因為網格距離為 240 km，故幾百公里的天气系統無法被模式正確的判斷。在邊界附近，天氣系統無法正確的從西北角移入計算範圍，因而造成預報範圍西北角的等高線逐漸成東西走向。我們

所採用的計算範圍大概只能對臺灣地區的天氣變化做48小時的預報。48小時以上的預報至少需要以北半球為計算範圍。此外又因邊界條件的作用使得風速在邊界附近不易隨時間改變，因而造成西太平洋副熱帶高壓的拱起效應。一般而言若能考慮地形的阻擋偏向和摩擦效應，此區域性的相當正壓模式應當可以得到合理的48小時預報。對於槽脊線移動速度和強度的有規則誤差以及副熱度高壓的拱起效應等，則需依賴主觀或客觀的修正。故研究地形的阻擋偏向和摩擦效應以及斜壓模式研究天氣系統強度變化是我們下一期數值預報的研究目標。

在 3C 節中，曾經討論華南地區氣旋的生成可能是在大氣具備了斜壓帶和雲區等有利環境以後由500mb 槽線前的正渦旋度平流所引發的。氣旋形成後，1000-500mb 大氣層中的暖平流及不穩定條件促使氣旋迅速發展。此外地面附近的東南氣流可以造成青康藏高原以東的上坡 (upslope) 垂直風，此上升運動可促使潮濕空氣的潛熱釋放，也可能引發氣旋生成。各物理過程在華南氣旋生成發展中扮演何種角色

還待進一步的診斷研究 (diagnostic study) 才能定論。

5. 致 謝

本研究是在國科會 NSC-64M-0202-1 (11) 計劃輔助下完成的。在計劃進行過程中，本系客座副教授陳泰然先生曾多次參與討論。有些觀念是在討論中獲得的。此外亦承蒙陳副教授幫忙分析觀測資料，此計劃才能如此順利完成。本系教授周根泉先生曾細心審閱初稿，提供不少寶貴意見。特此向他們表示由衷的感激。另外亦蒙中央氣象局及空軍氣象中心給予方便供給所需的資料在此並向有關人員致謝。

6. 參 考 資 料

- Bleck, R., 1965: Lineare approximations methoden zur bestimmung ein- und zweidimentionaler filter des dynamischen meteorologie. Institut für Theoretische, Meteorologie der Freien Universität, Berlin.
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system, *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.
- Haltiner, G. J., 1971: *Numerical weather prediction*, Wiley, New York.
- Holton, J. R., 1972: *An introduction to dynamic meteorology*, Academic Press, New York, 102-118.
- National Weather Service, 1972: Forecasters handbook No. 1: facsimile products, 9-26-9-31.
- Petterssen, S., 1956: *Weather analysis and forecasting*, McGraw-Hill, New York, 320-339.
- Saucier, W. J., 1955: *Principles of meteorological analysis*, University of Chicago Press, Chicago III., 29-38.
- Shuman, F. G., 1957: Numerical methods in weather prediction, II smoothing and filtering, *Mon. Wea. Rev.*, 85, 357-361.
- Spiegler, D. B., 1960: An analysis of barotropic forecast errors in cases of rapid sea level cyclogenesis, *Mon Wea. Rev.*, 88, 263-268.
- Thompson, P. D., 1961: *Numerical weather analysis and prediction*, Macmillan, New York.
- U. S. Air Force, 1966: Operational navigation chart, 1: 1,000,000, The Aeronautical Chart and Information Center, U. S. Air Force, St. Louis Mo.
- 胡仲英, 1974: 正壓大氣模式及其應用, 大氣科學 (中國氣象學會), 2, 1-7。
- 劉廣英及鄧施人, 1973: 利用電子計算機做數值天氣預報之研究 (下), 氣象預報與分析 (空軍氣象聯隊), 56, 6-8。
- 蔡清彥及胡仲英, 1975: 以相當正壓模式研究地形的動力效果, 大氣科學, 2, 63-67。
- 蔡清彥, 1975: 數值天氣預報在臺灣地區的應用。國立臺灣大學大氣科學系, 數值天氣預報研究報告 NWP 01 號。

An Equivalent Barotropic Model and Its Forecast Errors in the Area of Taiwan and Its Vicinity

Ching-Yen Tsay

Dept. of Atmos. Sci., National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Abstract

Numerical method for an equivalent barotropic model which includes grid structure, topography, finite difference equation, boundary conditions, data analysis and smoothing methods; are presented.

Three cases have been selected for the study of the limited-area

equivalent barotropic model. Case A predicts the movements of 500mb troughs and ridges related to cold-air outbreak in Taiwan. Case B also predicts the movements of troughs and ridges related to cold-air outbreak. The trough in this case moved after the cut-off low system opened up. Case C studies the movement of a trough in the eastern slope of Tibetan Plateau. Generally, movements of troughs and ridges in 24 hours were well predicted by the equivalent barotropic model. However, several systematic errors are apparently presented in the predictions after 36 hours. The most serious error is the unrealistic southward movement of a positive vorticity center during a trough passes over the northeastern part of Tibetan Plateau. As a result, an unrealistic low system is separated from the main trough and stays in Southeast Mainland. The error is suspected as the result of the model without considering the blocking, deflecting and frictional effect of Tibetan Plateau. Another systematic error is the displacement of forecast trough being fast in the north and slow in the south. The error may come from the beta-plane approximation in assuming the Coriolis parameter being constant. The geostrophic wind computed by this assumption is larger in the north and smaller in the south than its real value. The equivalent barotropic model did not predict the open up of cut-off low in case B but well predicted its movement after it opened up. The error is suspected partly due to the equivalent barotropic model being unable to predict the intensification, but mainly due to the scales of the initial low pressure centers being small and not able to be observed correctly by the model.

In the period of case C, a surface cyclone is formed and developed in Central East China. Synoptic analysis suggests that the formation of the cyclone is initiated by the positive vorticity advection ahead of 500mb trough, although the warm advection and moist instability in 1000—500mb layer may play important roles in the development of the cyclone.