

# Q向量在診斷分析上的應用

林松錦

胡志文

國立中央大學大氣物理系

(中華民國七十五年九月八日收稿, 九月廿六日定稿)

## 摘要

大氣運動的垂直速度和天氣的變化具有極密切的關係。對於垂直速度若能給予準確且迅速地估計, 常能提高天氣預報的效率與準確度。鑒於傳統的準地轉 $\omega$ 方程式在定性討論上不容易, Hoskins 等定義一Q向量並重導原有的準地轉 $\omega$ 方程式。在新的 $\omega$ 方程式中他們將原有的兩個強迫函數完全合併成一個以Q向量表示的簡單強迫函數。這個方法不論在定量上或定性上都較其它方法簡捷。Q向量不只在計算垂直速度上有它的優點, 從等壓面上Q向量的分佈也可看出非地轉風的運動。在鋒面區附近由Q向量場和溫度場的分佈亦可決定垂直於鋒面方向上的垂直環流以及鋒生和鋒消的趨勢。本文將Q向量的理論應用於一個案分析。結果顯示, 利用新 $\omega$ 方程及傳統準地轉 $\omega$ 方程計算所得的垂直運動場相當接近, 而且Q向量對於鋒生的趨勢以及垂直次環流也有合理的預測。

## 一、前言

大氣中氣團的垂直運動常是造成天氣變化的重要因素。對流雲、颶線及氣旋無不伴隨有垂直運動。Barnes (1985) 指出在對流雲發生的早期, 正確的垂直速度分析常有助於決定對流雲是否會繼續發展。由於垂直速度一般都很小, 無法直接由探空觀測資料得到。因此必需仰賴由其他觀測資料計算得到。計算垂直速度的方法大致有絕熱法、運動學法、渦旋度法、降水估計法及傳統的準地轉 $\omega$ 方程式 (Miller 與 Panofsky, 1958)。另還有等熵軌跡法及平衡 $\omega$ 方程式。目前常採用的有運動學法及準地轉 $\omega$ 方程式。運動學法 (Smith, 1971) 雖然簡單且假設最少, 但必須做垂直積分, 在定性討論上不容易。因此準地轉 $\omega$ 方程式 (Krishnamurti, 1968; Holton, 1979) 可說是氣象人員最常用來做定量或定性估計垂直速度的方法。

傳統的準地轉 $\omega$ 方程式的右邊有兩個強迫函數, 一個是渦旋度平流的垂直微分, 另一個是溫度平流的水平 Laplacian。Trenberth (1978) 提醒說這兩個強迫函數中各含有一相同而異號的共同項。由於相互抵消的作用, 若分別以兩個強迫函數來說明渦旋度平流及溫度平流對垂直速度的貢獻, 所得到的結果是不正確的。當然它們對垂直速度貢獻的總和是正確的。但是要直接由天氣圖上來做定性的估計却不容易。鑒於這個缺點, 氣象人員常採用 Sutcliffe (1947) 的方法來估計垂直速度。尤其是直接從天氣圖上來做定性估計 (Wiin-Nielsen, 1959)。Sutcliffe 的 $\omega$ 方程式事實上是將傳統的準地轉 $\omega$ 方程式的兩個強迫函數合併再省略掉其中的變形項而來 (Trenberth, 1978)。因為只有一個強迫函數, 在實際計算上或由天

氣圖上判斷垂直速度都較傳統的  $\omega$  方程式方便。問題是變形效應在鋒面區及噴流區附近相當重要，所省略掉的這一項往往大於保留的項。因此 Sutcliffe 的方法在鋒面或噴流區也不適用。

爲了克服上述兩種  $\omega$  方程式的缺點與應用上的困難，Hoskins 等 (1978) 定義一  $Q$  向量並重導  $\omega$  方程式。在他們的新  $\omega$  方程式中，強迫函數僅是  $Q$  向量的簡單函數，亦即  $-2 \nabla \cdot Q$ 。上升或下降運動可以由  $Q$  向量的分佈迅速地判斷出來， $Q$  向量的輻合區即爲上升運動區，而輻散區即爲下降運動區。目前  $Q$  向量應用於天氣分析上大都是有關於垂直運動的定量分析 (Hoskins 與 Pedder, 1980; McGinley, 1982; White, 1983; Barnes, 1985; Bosart 與 Lin, 1984)。事實上，由  $Q$  向量及溫度場的分佈也可以判斷鋒生趨勢及鋒面區或噴流區的垂直次環流。本文將以個案爲研究對象，就  $Q$  向量對垂直速度、鋒生趨勢及垂直環流等重要天氣變化因素做定性及定量的分析。

## 二、理論基礎

在 Hoskins 等 (1978) 的論文中  $Q$  向量及  $\omega$  方程式並非採用平常的壓力座標。雖然 Hoskins 與 Pedder (1980) 曾在其附錄 C 中將  $Q$  向量的定義及  $\omega$  方程式以壓力座標表示，但結果略有錯誤。Bosart 與 Lin (1984) 將  $Q$  向量及相關之  $\omega$  方程式轉換用壓力座標表示並應用於一雪暴的診斷分析。在壓力座標上，利用熱力風及地轉風關係經由水平運動方程式及熱力方程式可導得  $Q$  向量及  $\omega$  方程式 (林, 1986)

$$\vec{Q} = \left[ -\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right), -\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] \quad (1)$$

$$\nabla^2 (\sigma \omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \vec{Q} - \frac{R}{p c_p} \nabla^2 \dot{q} + 2f \frac{\partial f}{\partial y} \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} \quad (2)$$

二式中之  $\Phi$  爲重力位， $\vec{V}_g$  爲水平地轉風向量， $f$  爲柯氏參數， $v_{ag}$  爲在  $y$  方向上之非地轉風分量， $R$  爲乾空氣之氣體常數， $c_p$  爲空氣之等壓比熱，而  $\dot{q}$  爲單位質量之加熱率， $\sigma = -(\alpha/\theta)(\partial\theta/\partial p)$  爲靜力穩定度， $\alpha$  爲比容， $\theta$  爲位溫，而  $\omega = dp/dt$  爲壓力座標上之垂直速度。(2) 式即爲在壓力座標上 Hoskins 的新  $\omega$  方程式，式中右邊之強迫函數還包括非絕熱效應 (第二項) 及  $\beta$  效應 (第三項)。在 (1) 及 (2) 式中  $Q$  向量之定義涉及重力位之垂直微分，在討論上較爲麻煩。不過利用流體靜力方程可將  $Q$  向量改寫成

$$\begin{aligned} \vec{Q} &= \frac{R}{p} \left[ -\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla T, -\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla T \right] \\ &= \frac{R}{p} \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \left[ -\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla \theta, -\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla \theta \right] \quad (3) \end{aligned}$$

其中  $p_0$  爲地面氣壓 (1000 hpa)， $T$  爲溫度，而  $k = R/c_p$ 。Hoskins 與 Pedder (1980) 更進一步指出

$$\vec{Q} = \frac{R}{p} \frac{d \mathbf{g}}{p dt} \nabla T = \frac{R}{p} \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \frac{d \mathbf{g}}{dt} \nabla \theta \quad (4)$$

也就是說  $Q$  向量實際上是代表水平溫度梯度沿地轉風運動方向之時間變化率。因爲  $\omega$  和 (2) 式左邊兩項之和成反比，在不考慮非絕熱及柯氏參數對緯度微分效應之情況下， $Q$  向量輻合將導致上升運動，而輻散將導致下降運動。由垂直環流及非地轉風通常指向低壓之觀念，這又進一步表示  $Q$  向量的方向和下層非地轉風方向相同而上層非地轉風方向相反。因此由中對流層之  $Q$  向量場分佈亦可獲知垂直次環流之運動方向。

由 (4) 式  $Q$  向量的定義，很明顯地可以將二維地轉鋒生用  $Q$  向量表示爲

$$\begin{aligned} \frac{d \mathbf{g}}{dt} |\nabla \theta|^2 &= 2 |\nabla \theta| \frac{d \mathbf{g}}{dt} |\nabla \theta| \\ &= 2 \frac{p}{R} \left( \frac{p_0}{p} \right)^k \vec{Q} \cdot \nabla \theta \quad (5) \end{aligned}$$

將(3)式代入(5)式可得

$$\frac{d_{\xi}}{dt} |\nabla \theta| = \frac{1}{|\nabla \theta|} \left[ -\frac{\partial u_{\xi}}{\partial x} \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \frac{\partial v_{\xi}}{\partial y} \left( \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 - \left( \frac{\partial u_{\xi}}{\partial y} + \frac{\partial v_{\xi}}{\partial x} \right) \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] \quad (6)$$

實際上(6)式和Miller (1948)及Bosart(1975)的二維鋒生方程是相同的，只是Miller的鋒生方程中風場是以實際觀測風表示。在此，經由(6)式所得之鋒生稱為地轉鋒生，而以實際觀測風取代地轉風計算所得之鋒生稱為實際鋒生。由Q向量的輻合或輻散可得知上升或下降運動。相同地，由Q向量和溫度場的分佈亦可得知地轉鋒生或鋒消。若Q向量指向暖區則為鋒生，反之若指向冷區則為鋒消。

為方便和傳統的 $\omega$ 方程式(Holton, 1979)及Sutcliffe(1947)的 $\omega$ 方程式比較，在本文中將不考慮非絕熱及 $\beta$ 效應。Hoskins的 $\omega$ 方程式因此簡化為

$$\nabla^2 (\sigma \omega) + f_0 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \vec{Q} \quad (7)$$

$f_0$  為平均柯氏參數，而傳統的 $\omega$ 方程式則可寫成

$$\nabla^2 (\sigma \omega) + f_0 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[ \vec{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) \right] + \nabla^2 \left[ \vec{V}_g \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] \quad (8)$$

其中 $\zeta_g = \partial v_g / \partial x - \partial u_g / \partial y$  為地轉相對渦旋度。Sutcliffe的 $\omega$ 方程式則為

$$\nabla^2 (\sigma \omega) + f_0 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = 2 f_0 \frac{\partial v_g}{\partial p} \cdot \nabla \zeta_g \quad (9)$$

事實上，若將傳統 $\omega$ 方程式右邊第一項中的地轉絕對渦旋度( $\zeta_g + f$ )以地轉相對渦旋度 $\zeta_g$ 取代，則(8)式右邊兩項的總和與Hoskins $\omega$ 方程式的強迫函數該是完全一樣的。在此仍保留傳統 $\omega$ 方程式的完整，以便能了解二者之間的差異。最後為求完全，本文亦將利用運動學法來計算垂直速度並與準地轉 $\omega$ 方程式所得之垂直速度比較。假設大氣層上、下邊界之垂直速度為零，大氣中某一層面之垂直速度可利用連續方程式由地面積分得到

$$\omega_k = \omega_{k-1} + \frac{(D_k + D_{k-1})}{2} (p_{k-1} - p_k) \quad (10)$$

$D_k = (\partial u / \partial x + \partial v / \partial y)_k$  為第k層面之輻散度。為符合上邊界之垂直速度為零，經由(10)式積分所得之垂直速度須經下式修正

(O'Brien, 1970; Pedder, 1981)

$$\omega'_k = \omega_k - \frac{p_0 - p_k}{p_0 - p_t} \omega_t \quad (11)$$

$p_t$  及 $\omega_t$  分別為上邊界之氣壓及垂直速度。

### 三、個案分析及討論

本文以民國73年臺灣北部六三水災豪雨發生前在華南、華中地區天氣系統的演變做為個案分析的對象。分析之時間選擇民國73年5月31日0000UTC及5月31日1200UTC二個時間。分析之區域包括東經105度至東經130度，北緯20度至北緯40度。圖1為分析區域內經緯度線及中國各省省界圖。所採用之觀測資料為中央氣象局所提供之高空主要層(850 Hpa至200 Hpa)及地面(包含船舶)觀測報告。此外，為比較分析的結果，亦採用由中央氣象局提供之GMS-1衛星雲圖。

分析之最初，先將測站上的觀測資料利用最佳內插客觀分析方法(Gandin, 1963; Belousov等, 1968; 林與周, 1985)內插到以一個經緯

度為間距的網格點上。當觀測資料內插到網格點之後，所有的分析計算都在網格點上進行。水平微分項之計算採用中間差分。由於採用經緯度網格點，

面上並沒有該低壓之跡象。但至 5 月 31 日 0000 UTC 時此地面低壓已完全消失。然而在這個低壓

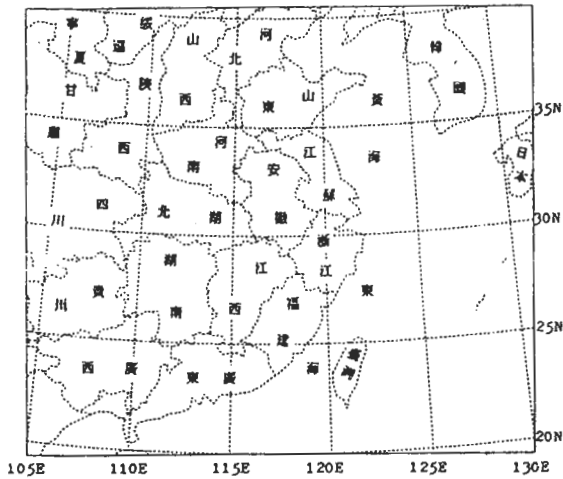


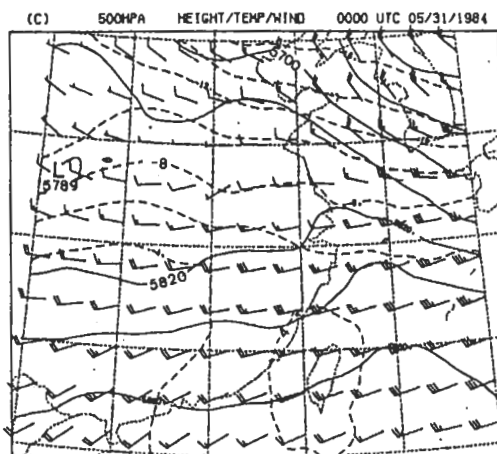
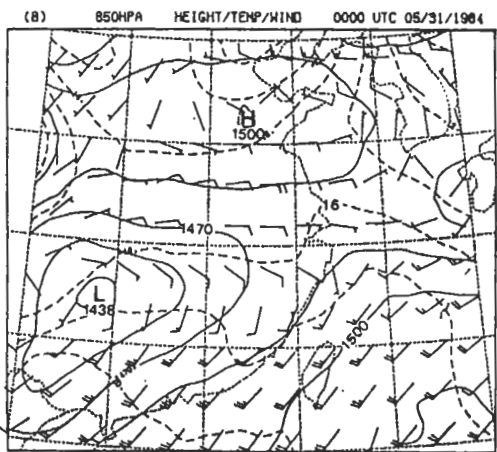
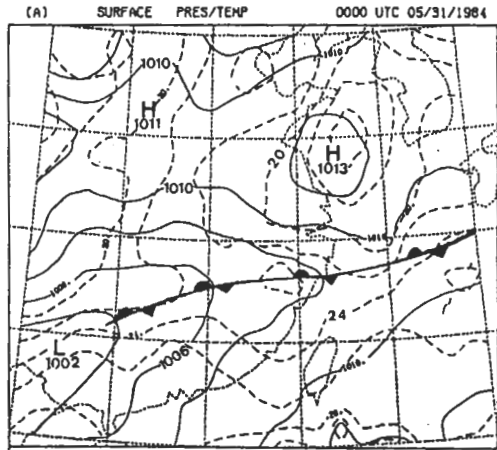
圖 1 分析區域內之經緯度及中國大陸各省省界圖。

在東西方向之網格實際間距隨緯度增加而減少。計算垂直速度時，不論是解  $\omega$  方程式或用運動學法積分，均假設在大氣上下邊界（200Hpa 及 1000Hpa）的垂直速度為零。解  $\omega$  方程式時採用 Liebmann 的過弛緩法，其中過弛緩因子為 1.4（Thompson, 1961；Haltiner 與 Williams, 1980）。

(一)、綜觀天氣分析

在分析時間內，高空等壓面高度場並沒有明顯的槽脊發展。主要的天氣現象是在分析區域西南邊有低壓發展，在華中地區有分裂低壓生成，而在黃海上空有高壓中心形成發展（圖 2 至圖 3）。

5 月 31 日 0000 UTC 西南邊界之低壓中心位於廣西省北部（107°E、24°N），此後低壓中心向南逐漸移動。於 5 月 31 日 1200 UTC（圖 3）移至分析區域之西南角（106°E、21°N）後向東移動而逐漸消失。5 月 30 日 1200 UTC 在安徽省和江西省交界（118°E、29°N）有一微弱低壓形成（圖省略），但並未伸展到 850Hpa 高度。由地面溫度場顯示，此低壓為暖心，因此在 850Hpa



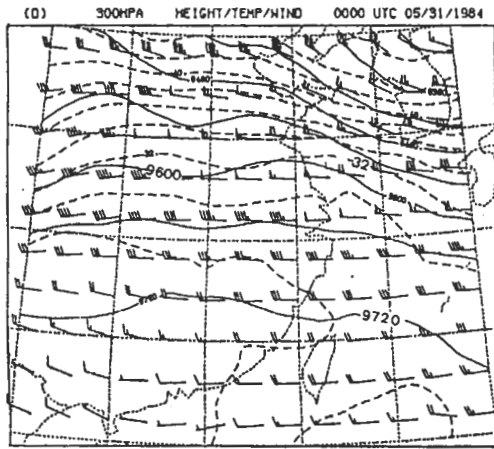


圖2 民國73年5月31日0000 UTC 客觀分析天氣圖。(a)為地面氣壓場(實線)與溫度場(虛線)，(b)、(c)及(d)分別為750 Hpa、500 Hpa及300 Hpa等壓面之高度場(實線)、溫度場(虛線)及風場。地面氣壓等值線間隔為2 Hpa，850 Hpa、500 Hpa及300 Hpa等壓面高度場等值線間隔分別為15公尺、30公尺及60公尺。溫度場等值線間隔均為 $2^{\circ}\text{C}$ 。風標之長橫線代表10 knots，短橫線代表5 knots，三角旗代表50 knots。地面分析圖中的鋒面位置係參考日本氣象廳出版的印刷天氣圖。

消失後不久，在其西南方江西省境內( $115^{\circ}\text{E}$ 、 $27^{\circ}\text{N}$ )却出現了一新的分裂低壓(5月31日1200 UTC, 圖3)。此新生低壓較前一次為強且向上延伸至700Hpa，並略向西傾斜。黃海高壓於5月30日1200UTC首次出現在地面天氣圖中(圖省略)。該高壓中心向東北東方緩慢移動，在5月31日1200 UTC中心值達到最大值後慢慢下降。從地面之溫度場分析得知黃海高壓為冷心高壓，因此在850 Hpa面上的高壓並不明顯。

由GMS-1衛星雲圖(圖4)來看，5月30日1500UTC(圖省略)時只有東南沿海上空的鋒面雲帶較為完整，此時在貴州省上空有一中尺度對流系統成長。此對流系統向東移動持續發展，至31日

0300 UTC開始減弱並與其附近之鋒面雲系相連成一涵蓋華南地區的大雲層。當此對流系統消散時，在其西方形成一低壓波並有對流雲帶生成。由此雲帶繼續發展，在兩廣交界形成一具組織性之中尺度對流系統(31日1500 UTC)。

### (二)、鋒生趨勢

圖5為5月31日0000 UTC 1000 Hpa等壓面上Q向量、溫度場、地轉及實測鋒生趨勢之分佈圖。由Q向量與溫度場之分佈，及計算所得之地轉鋒生結果可以看出，當Q向量指向暖區時該區之地轉鋒生趨勢為正(實線)，反之則為負(虛線)。在華中地區，地轉鋒生趨勢顯示在同一時間的鋒面北方為微弱的鋒消，而在其南方為鋒生。此種分佈指示鋒面將有南移之趨向。在浙江省及其外海，沿鋒面及稍北地區之鋒生趨勢為正，而在鋒面之東南方為負。意謂在此區域之鋒面將稍向北移。實測鋒生趨勢則顯示在華中及華南地區均為鋒生且其值較地轉鋒生小得很多。僅在黃海及山東地區為微弱的鋒消。與12小時後(31日1200 UTC)之地面分析圖比較，鋒面在華中地區確稍向南移。但在浙江省及其外海鋒面之位置則略保持原位。由此可以說明，利用簡單的Q向量及溫度場分佈便可大略預知鋒面的移動趨勢。雖然鋒面移動的位置仍在實測鋒生的正區內，但實測鋒生對鋒面移動的趨向並沒有很明確的指示。

### (三)、垂直速度場

本文中利用四種方法求取垂直速度，分別為Hoskins的新 $\omega$ 方程( $\omega_Q$ )、傳統準地轉 $\omega$ 方程( $\omega_q$ )、Sutcliffe的發展方程( $\omega_s$ )及運動學法( $\omega_k$ )。計算所得結果分別顯示在圖6至圖11中。圖6至圖11中實線代表上升運動區，虛線代表下降運動區。除假設在1000 Hpa及200Hpa之垂直速度為零外，垂直速度計算四層分別是850 Hpa、700 Hpa、500 Hpa及300 Hpa。圖中僅包括850 Hpa、500 Hpa及300 Hpa，分別表示下、中及上層之垂直運動。由圖6至圖11中各圖a中

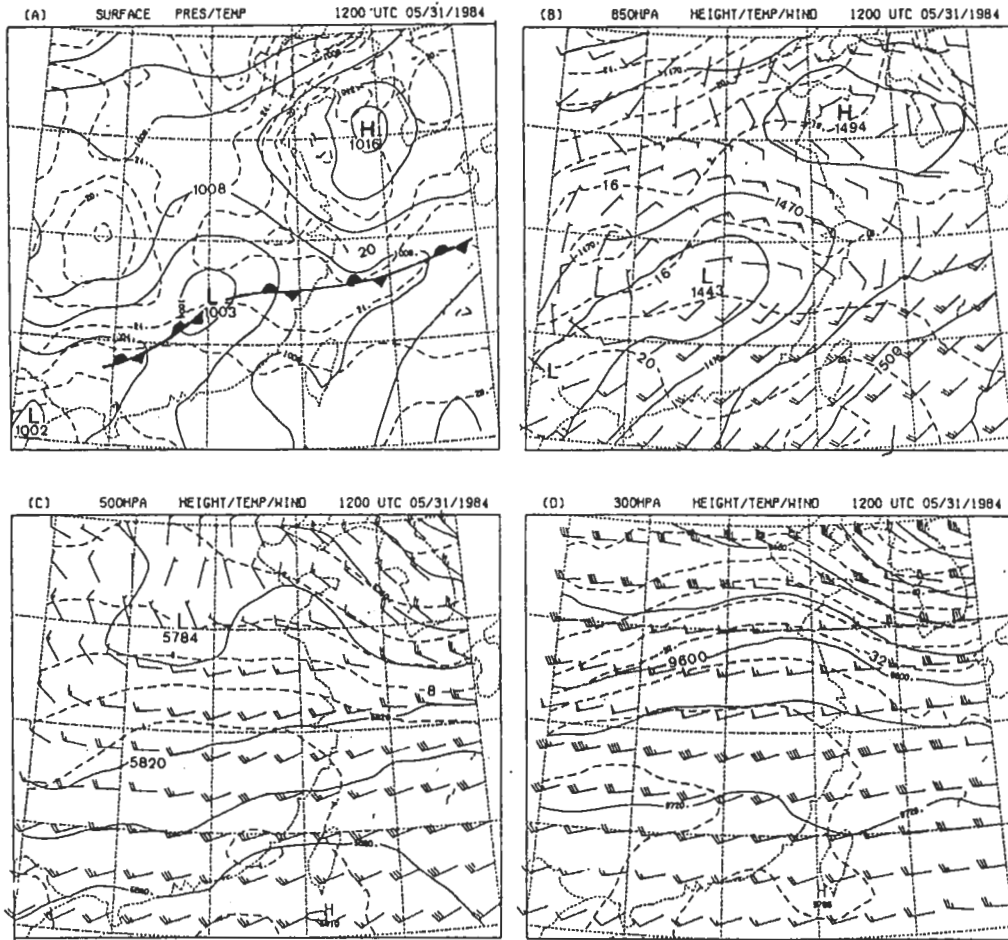


圖3 民國73年5月31日1200 UTC 客觀分析天氣圖。說明同圖2。

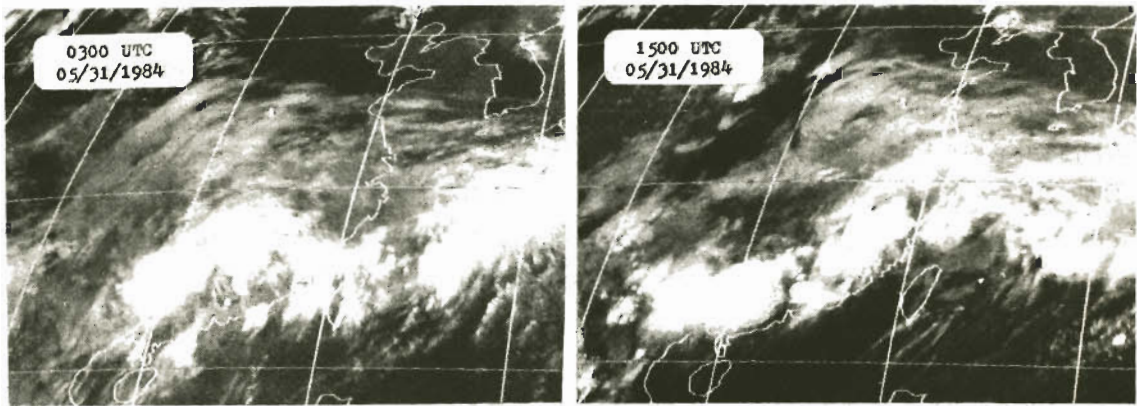


圖4 民國73年5月31日0300 UTC及1500 UTC GMS-1 衛星雲圖。

可看出當  $Q$  向量輻合時有上升運動，輻散時有下降運動。雖然忽略掉  $\beta$  效應，但由圖 6 至圖 11 中各圖 a 與圖 e 的相似性可看出用  $Q$  向量求出的垂直速度場幾乎和傳統準地轉  $\omega$  方程的垂直速度相同。由於用  $Q$  向量求垂直速度所需的計算時間較少，因此利用  $Q$  向量分析垂直速度較經濟且迅速。此外，由單獨一層上  $Q$  向量的分佈即可定性預知是上升或下降運動。

圖 6 至圖 11 各圖中的 b 圖為用 Sutcliffe 發展方程求出的垂直速度場。與各層的 a、e 圖比較，b 圖的垂直速度場之極值及範圍都較小，這是 Sutcliffe 發展方程中省略變形項的結果。此項在鋒面區及噴射氣流區有很大的效應，由於本文分析個案中鋒面的發展不是很強烈，所以下層的圖 b 與圖 a、e 之間雖有差異，但不是很大。上層在風

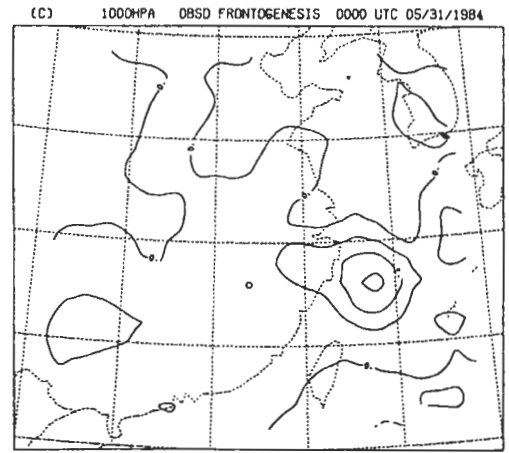
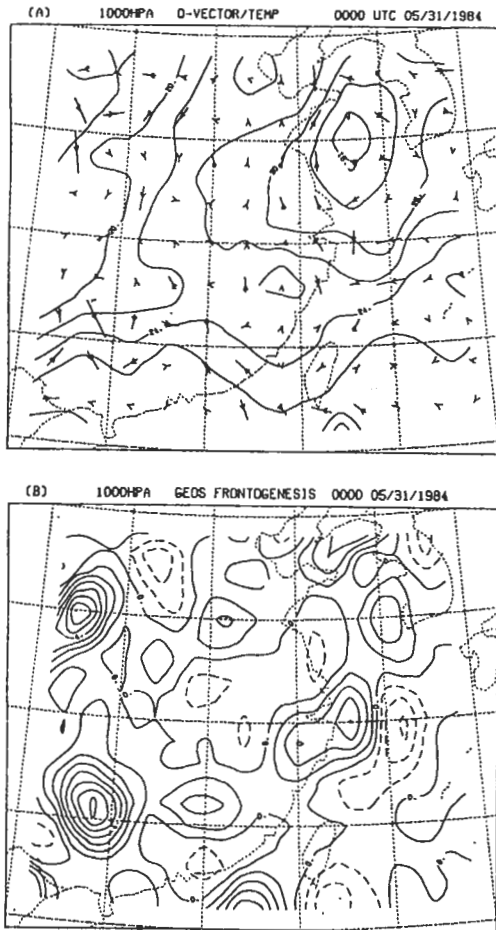


圖 5 民國 73 年 5 月 31 日 0000 UTC (a) 地面  $Q$  向量及溫度場、(b) 地面地轉鋒生趨勢及 (c) 地面實測鋒生趨勢。  $Q$  向量以箭頭長度為其量的大小，每個經緯度之長度代表  $1.0 \times 10^{-10} \text{ ms}^{-3} \text{ Hpa}^{-1}$ 。溫度場之等值線間隔為  $2^\circ\text{C}$ 。地轉及實測鋒生趨勢之等值線間隔均為  $1.0 \times 10^{-1} ^\circ\text{C} (100 \text{ Km})^{-1} (3 \text{ hr})^{-1}$ 。

速最大區圖 b 與圖 a、e 之差別則較大。

再看圖 6 至圖 11 中各層的 c 與 d 圖，c 圖是由垂直渦度平流微分的強迫機制求出的垂直速度場，d 圖是由水平溫度平流的 Laplacian 的強迫機制求出的垂直速度場。Trenberth (1978) 指出此兩項並非完全獨立，其中有可相消的共同項存在。由各層的 c 與 d 圖中可看出有相互抵消的現象存在，唯相消區域的垂直速度較弱。一般而言，溫度平流作用產生的垂直運動不論在何層其值皆較渦度平流作用為大，原因是分析時間內並沒有強烈的氣旋或反氣旋出現。

最後圖 6 至圖 11 中的圖 f 是利用運動學法，並經由用 O'Brien 方法線性修正所得的垂直運動場

。各層中圖 f 的形態與其他圖有顯著的不同，而以 5 月 31 日 1200 UTC 之差異較大。為進一步比較垂直速度場的異同，以下依不同時間個別討論。

(1) 5 月 31 日 0000 UTC

本時間地面分析圖中(圖 2a)原有之華中分裂低壓消失，鋒面稍向南移動，西南邊界之低壓位於廣西省西部而黃海高壓位處  $122^{\circ}\text{E}$ ， $34^{\circ}\text{N}$ 。850 Hpa 等壓面上(圖 2b)西南低壓中心位於貴州省東端 ( $109^{\circ}\text{E}$ 、 $27^{\circ}\text{N}$ )，黃海高壓則在山東省上方。0300 UTC 衛星雲圖(圖 4)在華南有廣

大的濃密雲層覆蓋。而在華中及東南沿海也有較分散的雲層分佈。

中、高層垂直速度場中，在黃海地面高壓之上方都有較強之下降氣流而在其西方之低壓槽上方有較微弱之上升氣流構成一垂直環流。 $\omega_k$  之下降氣流區則偏於高壓中心之西北而且垂直環流並不明顯。高層 300 Hpa 垂直速度分析並顯示  $\omega_s$  在黃海高壓上之下降運動及其西方之上升運動均較  $\omega_Q$  及  $\omega_q$  為弱，尤其是下降運動。此說明 Sutcliffe 的方法在西風噴流區會低估垂直速度。由 500 Hpa 等壓

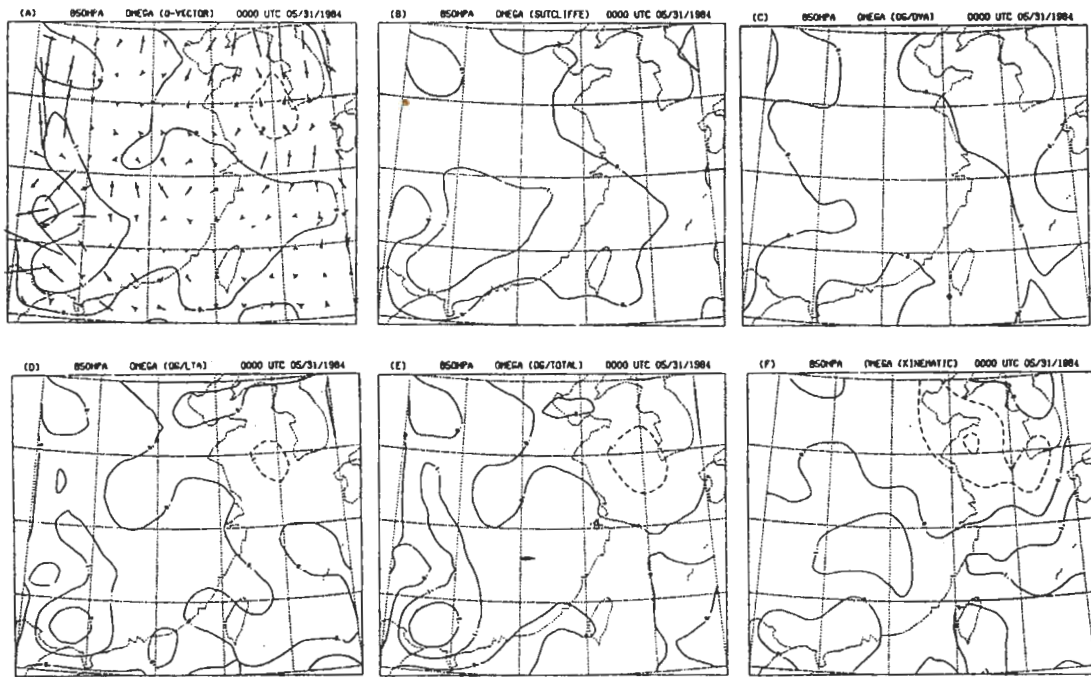


圖 6 民國 73 年 5 月 31 日 0000 UTC 850 Hpa 的垂直速度場。(a) Q 向量及由 Hoskins 新  $\omega$  方程計算所得的垂直速度場 ( $\omega_Q$ )，(b) 由 Sutcliffe 發展方程計算所得的垂直速度場 ( $\omega_s$ )，(c) 準地轉  $\omega$  方程中由垂直渦度平流微分的強迫機制計算所得的垂直速度場，(d) 準地轉  $\omega$  方程中由水平溫度平流之 Laplacian 的強迫機制計算所得的垂直速度場，(e) 準地轉  $\omega$  方程之垂直速度場 ( $\omega_q$ ，即圖 c 及 d 的合成)，(f) 由運動學法計算所得的垂直速度場 ( $\omega_k$ )。Q 向量以箭頭長度為其量的大小，每個經緯度之長度代表  $0.5 \times 10^{-10} \text{ ms}^{-3} \text{ Hpa}^{-1}$ 。圖中實線代表上升運動區，虛線代表下降運動區。垂直速度場之等值線間隔為  $1.0 \times 10^{-3} \text{ Hpa s}^{-1}$ 。



面上的Q向量方向(圖7a)及其上、下層非地轉風方向(圖12)來看,Q向量之方向和垂直環流之方向大致吻合。

在華南地區廣大雲層的下方,雖然四種垂直速度均顯示有上升運動,但以 $\omega_k$ 之上升速度最強而且上升運動區與雲層之分佈相當一致。西南邊界之地面低壓上方 $\omega_Q$ 、 $\omega_s$ 及 $\omega_q$ 都有上升運動,但 $\omega_k$ 却為微弱的下降運動。 $\omega_k$ 和其他垂直速度場的差異可能係由於風場的輻散分量太小所引起。因為 $\omega_k$ 是利用連續方程經由輻散積分而來,若風場的輻散分量在風場本身的觀測誤差之內,則積分所得的垂直速度不太可靠。

(2) 5月31日 1200 UTC

本時間下層的垂直速度場為圖9、中層為圖10、上層為圖11。地面分析圖中(圖3a),在江西省境內有分裂低壓生成並垂直延伸到700 Hpa,地面鋒面由分裂低壓向西南及東北東方向延伸,黃海

高壓略向東北方移動且加強。850 Hpa等壓面上低壓有兩中心(圖3b),一在江西省西北部(114°E、28°N),另一在廣西省(106°E、23°N)。高壓位於山東省外海(122°E、36°N)。1500 UTC 衛星雲圖(圖4)在兩廣有一接近成熟之中尺度對流系統,福建省及浙江省沿海有雲層覆蓋。

下層垂直運動場中 $\omega_Q$ 、 $\omega_s$ 及 $\omega_q$ 在地面鋒面二側的垂直環流較為明顯,而 $\omega_k$ 並未顯示此垂直環流。 $\omega_Q$ 、 $\omega_s$ 及 $\omega_q$ 在中尺度對流系統區有明顯的上升運動,但 $\omega_k$ 的上升運動較弱。由於鋒面並不強。中層的垂直速度場顯示 $\omega_Q$ 、 $\omega_s$ 及 $\omega_q$ 在鋒面兩側的垂直環流並未延伸到500 Hpa。整個區域內的垂直運動仍受到高低壓中心之控制。在黃海高壓上空 $\omega_Q$ 、 $\omega_s$ 及 $\omega_q$ 均有明顯的下降運動, $\omega_k$ 的下降速度較其他 $\omega$ 為大但仍偏西北。此時 $\omega_k$ 較其他 $\omega$ 不同之處為,華中低壓上空 $\omega_k$ 有明顯的

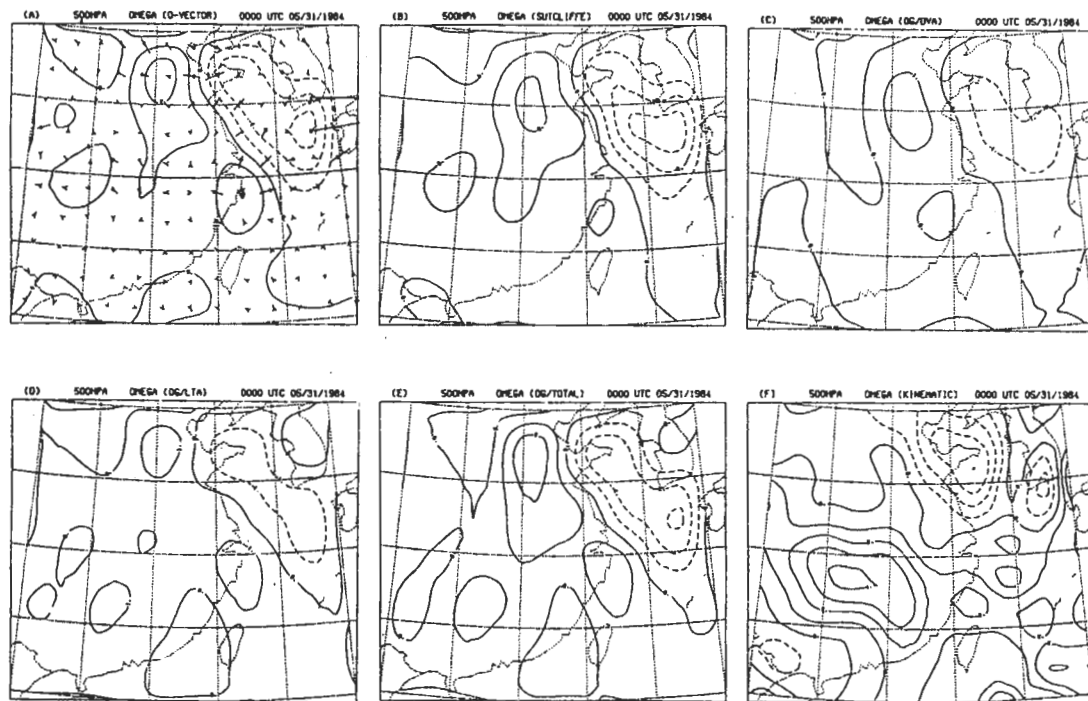


圖7 民國73年5月31日 0000 UTC 500 Hpa 的垂直速度場。說明同圖6,但Q向量每個經緯度長度代表  $2.0 \times 10^{-10} \text{ ms}^{-3} \text{ Hpa}^{-1}$ 。



圖 8 民國 73 年 5 月 31 日 0000 UTC 300 Hpa 的垂直速度場。說明同圖 6，但 Q 向量每個經緯度長度代表  $5.0 \times 10^{-10} \text{ ms}^{-3} \text{ Hpa}^{-1}$ 。

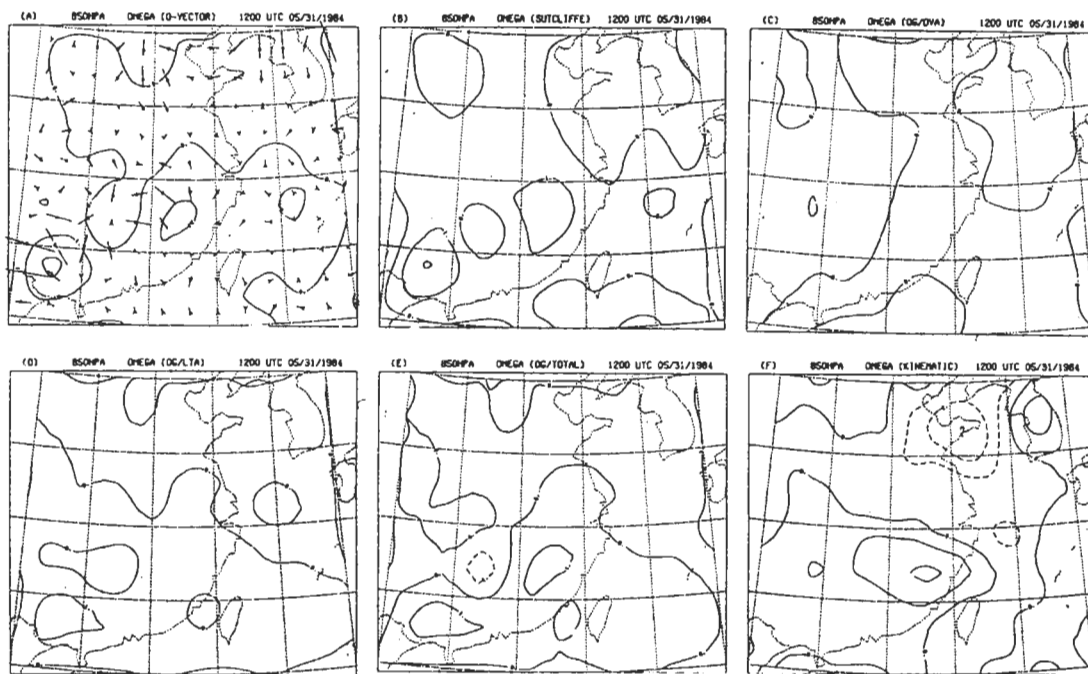


圖 9 民國 73 年 5 月 31 日 1200 UTC 850 Hpa 的垂直速度場。說明同圖 6。

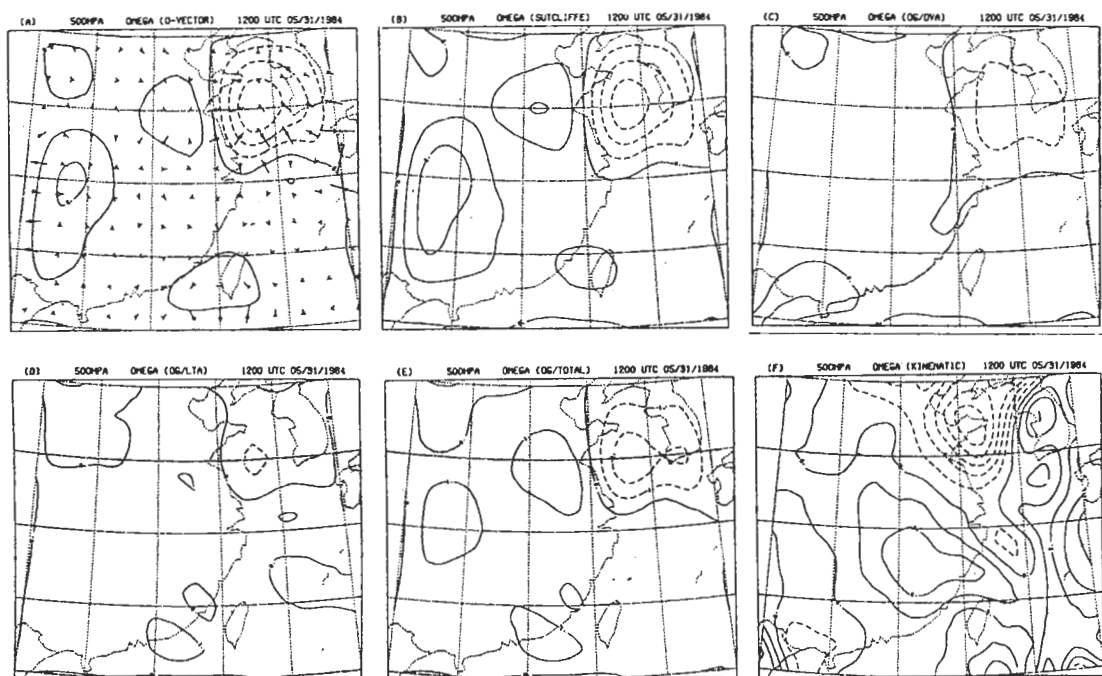


圖10 民國73年5月31日 1200 UTC 500 Hpa 的垂直速度場。說明同圖7。

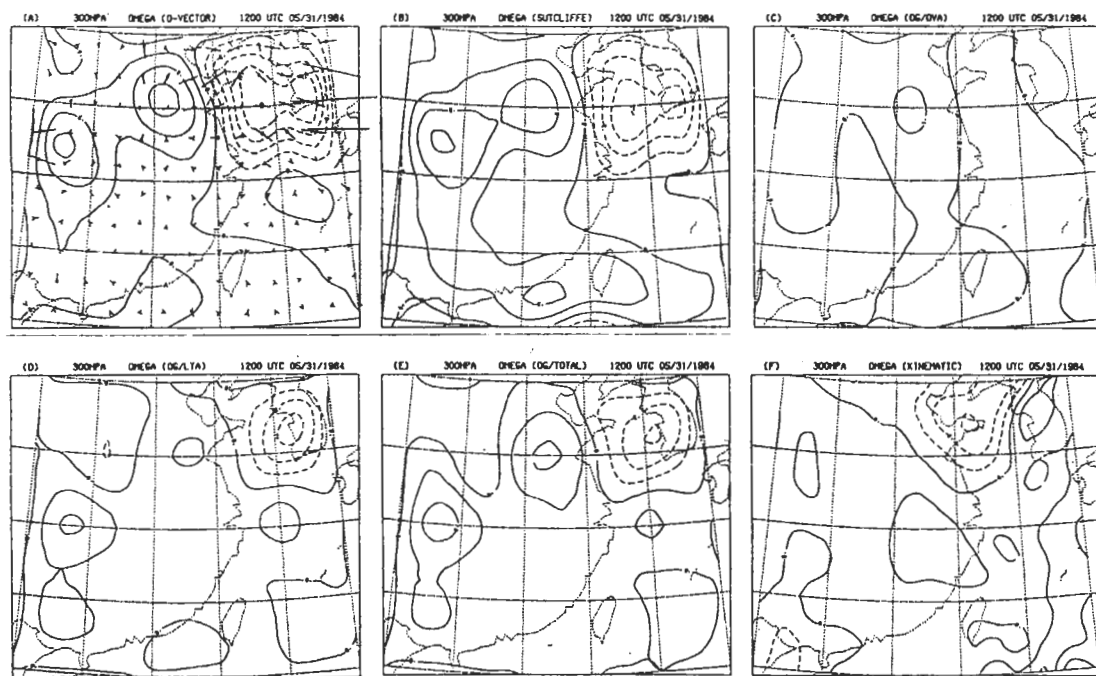


圖11 民國73年5月31日 1200 UTC 300 Hpa 的垂直速度場。說明同圖8。

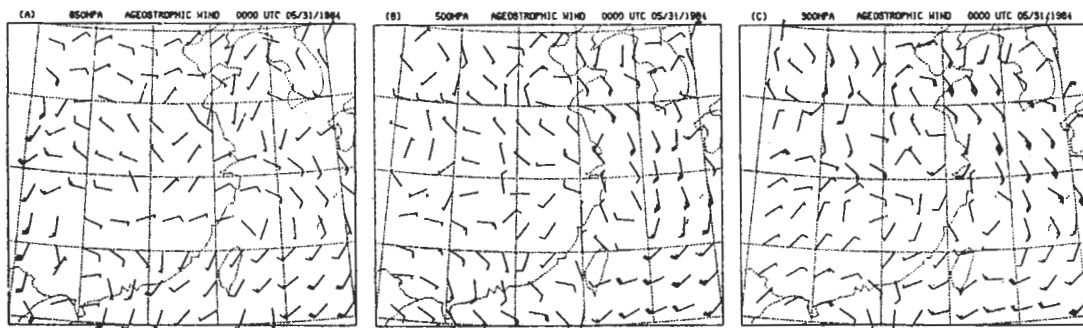


圖12 民國73年5月31日0000 UTC的非地轉風場。(a)為850 Hpa, (b)為500 Hpa, (c)為300 Hpa。風標的劃法同圖2。

上升運動，但其他  $\omega$  則非常微弱。原因是溫度場與高度場並沒有配合的很好，低壓中心並未有暖空氣墊底。

#### 四、結論

本文運用 Hoskins (1978) 提出的 Q 向量分析鋒生趨勢及垂直運動場。由上節討論的結果可知，由 Q 向量與溫度場的分佈可直接得知地轉鋒生的趨勢，地轉鋒生及實測鋒生趨勢對鋒面的生成或移動大致都有很好的描述。其中地轉鋒生對伴隨低壓的鋒面具較好的預測能力。對垂直運動場用 Hoskins (1978) 的新  $\omega$  方程，Sutcliffe (1947) 的發展方程、傳統準地轉  $\omega$  方程及運動學法等四種方法分別求取垂直速度，其中又將準地轉  $\omega$  方程中的兩強迫函數分別計算。由分析結果得知， $\omega_Q$  相當接近於  $\omega_q$ ，但  $\omega_Q$  的形態可由 Q 向量的輻合或輻散預知。另外由分析中可看出在垂直環流較明顯區域，中層 Q 向量與同一區的下層非地轉風二者在方向上非常相近，而與上層的非地轉風方向相反。由於  $\omega_s$  省略變形項，一般  $\omega_s$  的極值與所佔範圍都較  $\omega_Q$  及  $\omega_q$  小，此情況在高層風速極大區附近尤其明顯。因所選個案的鋒面較弱，因此鋒面附近  $\omega_s$  小於  $\omega_Q$  及  $\omega_q$  的情況並不明顯。

Trenberth (1978) 指出準地轉  $\omega$  方程中的兩強迫項並非完全獨立，因此由垂直渦度平流微分的強迫機制及水平溫度平流的 Laplacian 的強迫

機制分別求出的垂直運動場中存在有可相互抵消的現象。此外由溫度平流作用產生的垂直運動較渦度平流大，這是因為分析時間中沒有強烈的氣旋或反氣旋出現的緣故。用運動學法求出的垂直速度  $\omega_k$  在形態及數值上和  $\omega_Q$ 、 $\omega_s$  及  $\omega_q$  有差異，原因是  $\omega_k$  不具動力之機制，當風場的輻散分量太小時垂直速度不易估計。不過  $\omega_k$  之分佈和衛星雲圖配合較好。

#### 誌謝

本文承國科會專題研究計畫經費支援及中央氣象局提供探空觀測資料及衛星雲圖，謹表謝忱。文中之分析圖是利用中央大學大氣物理系的個人電腦所繪製，在此特別感謝洪秀雄教授提供部份繪圖程式以及周思運和盛揚帆在個人電腦繪圖程式上的努力。研究助理陳雯美的協助，審稿者提供寶貴的意見，亦在此一併誌謝。

#### 參考文獻

- 林松錦、周思運，1985：最佳客觀分析法之模擬實驗。氣象預報與分析，103，56—63。  
 林松錦，1986：Q 向量在天氣分析上的應用研究。國科會專題研究報告，NSC 75-0202-M008-01，65頁。

- Barnes, S.L., 1985: Omega diagnostics as a supplement to LFM/MOS guidance in weakly forced convective situations. Mon. Wea. Rev., 113, 212-2141.
- Belousov, S.L., L.S. Gandin and S.A. Mashkovich, 1968: Computer Processing of Meteorological Data. Leningrad, USSR, Hydrometeor. Publ. House (English version, Israel Program for Scientific Translations, 1971), 210pp.
- Bosart, L.F., 1975: New England coastal frontogenesis. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 101, 957-978.
- , and S.C. Lin, 1984: A diagnostic analysis of the Presidents' Day storm of February 1979. Mon. Wea. Rev., 112, 2148-2177.
- Gandin, L.S., 1963: Objective Analysis of Meteorological Fields. Leningrad, USSR, Hydrometeor. Publ. House (English version, Israel Program for Scientific Translations, 1965), 242pp.
- Haltiner, G.J. and R.T. Williams, 1980: Numerical Prediction and Dynamic Meteorology. 2nd edition, New York, John Wiley and Sons, 477pp.
- Holton, J.R., 1979: An Introduction to Dynamic Meteorology, 2nd edition, International Geophysical Series, Vol. 23, New York, Academic Press, 391pp.
- Hoskins, B.J., I. Draghici and H.C. Davies, 1978: A new look at the  $\omega$ -equation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104, 31-38.
- , and M.A. Pedder, 1980: The diagnosis of middle latitude synoptic development. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 707-719.
- Krishnamurti, T.N., 1968: A diagnostic balance model for studies of weather systems of low and high latitudes, Rossby number less than 1. Mon. Wea. Rev., 96, 197-207.
- McGinley, J., 1982: A diagnosis of Alpine lee cyclogenesis. Mon. Wea. Rev., 110, 1271-1287.
- Miller, J.E., 1948: On the concept of frontogenesis. J. Meteor., 5, 169-171.
- Miller, A., and H.A. Panofsky, 1958: Large-scale vertical motions and weather in January, 1953. Bull. Amer. Meteor. Soc., 39, 8-13.
- O'Brien, J.J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. J. Appl. Meteor., 9, 197-203.
- Pedder, M.A., 1981: On the errors of kinematic vertical motion estimation using divergence bias adjustment procedures. Mon. Wea. Rev., 109, 1813-1816.
- Smith, P.J., 1971: An analysis of kinematic vertical motions. Mon. Wea. Rev., 99, 715-724.
- Sutcliffe, R.C., 1947: A contribution to the theory of development. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 73, 370-383.
- Trenberth, E.T., 1978: On the interpretation of the diagnostic quasi-geostrophic omega equation. Mon. Wea. Rev., 106, 131-137.
- Thompson, P.D., 1961: Numerical Weather Analysis and Prediction. New York, Macmillan, 170pp.
- White, G.H., 1983: Estimates of the seasonal mean vertical velocity fields of the extratropical Northern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., 111, 1418-1433.
- Wiin-Nielsen, A., 1959: On a graphical method for an approximate determination of the vertical velocity in the mid-troposphere. Tellus., 11, 432-440.

## ON THE APPLICATION OF Q-VECTOR IN DIAGNOSTIC ANALYSIS

*Song Chin Lin and Jyh Wen Fu*Department of Atmospheric Physics  
National Central University

(manuscript received September 8 1986; in final form September 26 1986)

## ABSTRACT

The atmospheric vertical motions have close relations with the daily weather change. Convenient and accurate estimation of vertical velocity usually can improve the efficiency and accuracy in weather prediction. In order to overcome the difficulty of conventional quasi-geostrophic  $\omega$ -equation in estimating vertical velocity directly from the weather map, Hoskins et al. defined a Q-vector and re-derived the quasi-geostrophic  $\omega$ -equation. In their new  $\omega$ -equation, the original two forcing functions were combined into one which is a function of the Q-vector only. This technique for the estimation of vertical velocity has been proved to be advantageous in both qualitative and quantitative respects. In addition to the convenience in estimation of vertical velocity, distribution of Q-vector on an isobaric surface can depict the ageostrophic motions. In the vicinity of the front, the cross-frontal circulation and the tendency of frontogenesis can also be determined from the Q-vector and temperature fields. In this study, Q-vector theory was applied in a case analysis. Results indicated that vertical motions computed from Hoskins' new  $\omega$ -equation were comparable with those from the conventional  $\omega$ -equation, distribution of Q-vector also had reasonable indication of the frontogenesis and secondarily vertical circulation.