

AMSU 分析颱風參數的方法及個案分析之測試

周鑑本¹ 王光華¹ 葉天降² 胥立南¹
氣象衛星中心¹ 氣象衛星中心¹ 氣象預報中心² 氣象衛星中心¹
中央氣象局

摘要

自 1998 年 5 月 13 日發射升空的 NOAA-15 號繞極軌道衛星，其上所載的 The Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) 是新一代的微波探空儀器，由於微波比較不受雲雨的阻擋，因此可以用於反演颱風的氣象參數，由以往的研究結果顯示，颱風中心的異常增溫與最大風速，最大風速半徑及颱風中心氣壓存在著線性關性，並且由衛星資料反演得到的溫度探空經由梯度風平衡公式可推導出颱風的梯度風場。本文建立一個分析溫度場及颱風風場結構的計算程式，利用中央氣象局衛星中心所接收的 AMSU 資料對海燕及那莉兩個颱風進行個案分析，基本上而言，AMSU 資料確可提供颱風三維異常增溫及風場之結構分析。

一、前言

衛星資料用於颱風的觀測，由於地球同步衛星較太陽同步衛星具有掃描範圍大，掃描頻率高的特性，因此長期以來颱風的衛星資料主要依賴地球同步衛星。然而使用繞極軌道衛星觀測颱風的研究也有一定的成就，Dvorak (1975) 發展出估計颱風強度的方法就是使用繞極軌道衛星的可見光資料，觀察颱風雲的形態、曲率、螺旋帶等及雲的形逐日變化作為判斷颱風目前所處的發展階段。

微波觀測較紅外線觀測而言對雲雨具有較高的穿透性，利於觀測雲雨區之大氣狀態，且微波觀測除了可以反演溫度、溼度剖面外，也可觀測雲中的液態水、冰晶、降雨及海面風速等。Rosenkranz et al. (1978) 首次以微波資料觀測到颱風的異常增溫。Kidder (1978, 1980) 指出微波資料中顯示的異常增溫與颱風中心氣壓與外圍風場有關連性，Velden (1989) 與 Velden et al. (1991) 以 MSU 的亮度溫度與由 MSU 反演得到的 250hPa 的大氣溫度來估計颱風強度與中心氣壓，並與其它飛機測比較發現結果有良好的一致性。也有學者利用微波觀測亮度溫度的梯度與 500mb 風場的關聯性 Grody and Shen (1982)。NOAA-15 號衛星自 1998 年 5 月 13 日發射升空後其上所載的微波探空儀器 AMSU 較之前的 Microwave Sounding Unit (MSU) 具有更高的水平與垂直解析度。這提供一個好的機會對於颱風的觀測而言，尤其是颱風的生成與發展大部分皆於熱帶的洋面，而這些地區缺乏觀測的資料，須要依賴衛星觀測作為輔助。

在過去的研究中顯示正確的初始渦旋場可以改善颱風的強度與路徑預報，尤其是對 24 小時的預報，Kurihara et al. (1993)，以及葉等 (1999) 論文所述，而 AMSU 的觀測具有 20 個頻道可提供三維的溫度場，因此有機會提供颱風中心的異常增溫現象，找出颱風中心位置，並在假設颱風中靜力平衡仍然成立及假設颱風的風場是處於梯度風平衡的狀態，找出颱風風場的結構或可提供數值預報模式颱風初始值時的一個參考的選擇。

二、方法

若以 AMSU 的頻道反演大氣的溫度剖面，因為 AMSU 的亮度溫度與大氣溫度之間有近線性的對應關係，因此大氣的溫度剖面可以 AMSU 亮度溫度的線性組合來表達，其公式如下：

$$T(p) = C_0(p, \theta_s) + \sum_{i=1}^n C_i(p, \theta_s) T_b(\nu_i, \theta_s) \quad (1)$$

其中 p 是代表氣壓， θ_s 是衛星掃描的角度， ν_i 是代表頻道 i 的衛星觀測頻率， T_b 是 AMSU 的觀測亮度溫度。統計迴歸係數 C_0 與 C_i 由大量的大氣溫度剖面及與其對應的衛星觀測進行計算而來。

在進行計算迴歸係數之前，有一個問題是所使用的 AMSU 觀測亮度溫度是否要經過臨邊修正的處理，將不同掃描角度的觀測值，修正至如同其在星下點觀測之值。不然就是要採取分不同角度，作出屬於該角度的一套迴歸統計係數。Kidder (2000) 曾指出，採用分不同角度作回歸統計，可能造成反演所得的大氣溫度剖面，具有不同角度的偏倚誤差存在。然而作臨邊修正的過程，事實上也可能在衛星

資料之中累積誤差，而引起反演結果的誤差(Eyre 1998)，所幸的是二者的反演結果，誤差均方根小於 1.75°K 以下，精確度十分相近，採取何者皆為可行，本文公式(1)中所採用的係數如 Zhu (2002)所使用的。

雖然 AMSU 的觀測具有穿透雲層的能力，但是仍可受到大水滴的干擾，因此如 Zhu (2002)所述，會造成在反演颱風內溫度剖面時，在颱風眼牆 700hPa 以下的地區溫度過冷的現象，因此在反演颱風風雲雨較大之地區，頻道 3-5 不可使用，而只用頻道 6-11 來進行反演溫度剖面。

當溫度的剖面由 AMSU 資料反演得到之後，在假設靜力平衡及梯度風平衡成立的情形下，可以由已知的溫度場推出二維與三維的梯度風場分佈情形。首先介紹二維梯度風推導方式，由反演得到的溫度場導出二維梯度風的計算步驟主要參考 Kidder(2000)。

首先將溫度剖面的探空資料，計算成颱風半徑與氣壓的函數，主要是將各氣壓層的溫度資料，內插到以颱風為中心的徑向網格上。網格的距離為 25km 內插的方式採用簡單的高斯權重對每一個掃描點資料，其公式如下：

$$T_i = \sum W_k T_k / \sum W_k \quad (2)$$

其中 T_i 是在徑向網格 r_i 的所求溫度， T_k 是所有觀測溫度，而每個觀測點的權重 W_k 的定義如下：

$$W_k = \exp[-(r_i - r_k)^2 / r_e^2] \quad (3)$$

其中 r_e 是決定權重函數平滑度的參數，在此設定為 30km， r_k 是觀測點距颱風中心的距離。

接下來，以由上所得的二維溫度場，其橫坐標是颱風中心到外圍的距離，縱坐標是氣壓層，作靜力平衡方程的積分，以求得各氣壓層的重力位。由於 AMSU 並未求出海平面氣壓與海溫，在此以區域預報模式的預報氣壓與海溫為之。利用靜力方程積分求取重力位，首先由外圍的資料由下向上積分得到 920hPa 的重力位，積分過程直到 50hPa 的重力位高度求出為止。然後假設 50hPa 不受颱風的影響，因此此層的重力位是在所有的徑向半徑上是一常數，故當 50hPa 氣壓層的重力位高度決定後，每一個徑向網格點的各層重力位可由 50hPa 向下積分得到，最後使用梯度方程求出風場隨氣壓半徑變化的情形，參考 Holton(1992)第三章。在此訂定颱風中心的方法是以 250hPa 處最高異常溫度的所在位置行之。

當由 AMSU 資料反演得到溫度場後，也可以經由梯度風平衡方程推導出三維的旋轉風場，以下將簡單介紹推導三維旋轉風場的方法，平衡方程式的一般形式如下：

$$f \nabla^2 \psi + 2(\psi_{xx} \psi_{yy} - \psi_{xy}^2) + \psi_x \int_x + \psi_y \int_y = \nabla^2 \phi$$

(4)

其中 Ψ 是流函數， ϕ 是重力位高度， f 是科式力參數， ∇ 是二維梯度運算子，當重力位 ϕ 為已知時，在橢圓方式條件滿足下，可以求得流函數 Ψ ，當流函數求得後可以推導出三維的旋轉風量。因此，由反演的溫度場，推導出三維旋轉風量，其計算過程與計算二維的情形類似。

首先由 AMSU 反演溫度場，經由靜力平衡方程，積分得到重力位場，積分方法有二種，一是由上往下積分，另一種是由下往上積分。在由上往下積分的過程，假設 50hPa 的重力位場，在颱風的上層並未受到嚴重的擾動，故其重力位場與颱風週圍環境的重力位場一致。而週圍環境 50hPa 重力位場可由預報場或衛星反演的溫度場與預報場之地表度氣壓由下往上積分得到。而在由下往上積分的方法中，一個合理設定底層條件的方法是，採用 Holland(1980)所設計的公式：

$$P_{SFC} = P_{CEN} + (P_{ENV} - P_{CEN}) \exp(-A/\gamma^B) \quad (5)$$

其中 P_{SFC} 是海平面氣壓， P_{CEN} 是颱風中心氣壓， P_{ENV} 為環境氣壓， γ 為至中心之距離，A、B 為經驗常數，可由颱風最大風速，最大風速半徑及中心與環境溫度差等參數決定。在本次計算過程中採用由上往下積分的方法，因為雖然這個方法可能因為反演溫度場的誤差造成下層氣壓場的不準確，如 Zhu et al(2002)所述，而在其論文之中，亦採用由下往上積分的過程。但是就理論上而言，由上往下積分的方法不須經驗公式，假設比較簡單，而且目前衛星遙測儀器的發展對上層大氣觀測具一定的能力，例如歐洲展期預報中心為配合 ATOV 資料之使用將其預報模式頂層延伸到 0.1hPa，而最新的紅外線觀測儀器 AIRS 具有 2000 多個頻道，相信對颱風上層(雲雨區以上)及週圍(非雲雨區)的觀測都能有效的改進。

當重力位場 ϕ 決定後，可由公式(4)解出流函數 Ψ ，須要注意的是公式(4)不能以典型的鬆弛法直接解出，因為解有時會不收斂，因此公式(6)須重新安排如下：

$$\frac{1}{2}(\Psi_{xx} + \Psi_{yy} + f)^2 - \frac{1}{2}(\Psi_{xx} + \Psi_{yy})^2 - 2\Psi_{xy}^2 + (\Psi_x f_x + \Psi_y f_y) - (\Phi_{xx} + \Phi_{yy} + \frac{1}{2}f^2) = 0$$

(6)

然後用連續過度鬆弛法解出流場 Ψ ，邊界與初始的 Ψ 設為零，當 Ψ 被求出後，風場可由 $V = k \times \nabla \Psi$ 得到。

三、分析結果

首先是以海燕颱風 2001 年 10 月 16 日 23 時 06 分的個案進行分析，如圖一所示。我們利用 NOAA-15 號上的 AMSU 頻道 6-11 來進行溫度反演，圖二是因颱風引起的方位角平均溫度擾動，隨颱風半徑與氣壓層變化的情形。這裏溫度的擾動是以颱風內的溫度場與環境場之比較，由圖一中可以發現 250hPa 處在颱風中心有明顯的暖區存在，這與其它颱風的觀測的現象是吻合的，在下層的地區有負的溫度擾動，這個原因可能是 AMSU 頻道仍然會受到大的降雨所影響而產生的。

圖三是梯度風隨颱風半徑與氣壓變化情形由圖中可以看到最大風半徑約在 100 公里處，平均最大風速約 25m/s，就風場的結構而言，很明顯的可以看到下層的正渦旋存在，而高層存在著微弱的負渦旋，這與颱風其它的觀測比較而言是合理的，由圖中也可看到最大風半徑隨著高度有向外傾側的現象，這是強度大的颱風典型的特徵。

由颱風的中心異常增溫可以經由經驗公式 (Kidder 2000) 可以推出颱風最大風速半徑及最大風速。2001 年 10 月 16 日 23 時 06 分海燕颱風由 AMSU 求得的中心異常增溫為 10.5K，由經驗公式推出的最大風速半徑為 125 公里，這與圖一所觀察到的最大梯度風半徑十分接近，而由經驗公式所推估得到的最大風速為 46m/s，而由圖中所看到的平均最大風速也達 25m/s，由於它是方位角平均值因此低於局部最大風速是合理的。另外由經驗公式也可經由異常增溫推估出中心最低氣壓，在 2001 年 10 月 16 日 23 時 06 分海燕颱風所估出的中心氣壓為 960hPa。

另一個分析的個案是 2001 年 9 月 14 日 23 時 34 分的娜莉颱風的分析結果，這個颱風由衛星觀測得到的異常增溫是 5.8K，由 Kidder(2002)的公式可以推估出其最大風速半徑為 75 公里，最大風為 27.3m/s，颱風的最低中心氣壓為 987.8。由衛星觀測的影像圖(圖四)也可發現其颱風的雲雨範圍不如海燕颱風雲雨範圍大，如圖一所示。因此這是一個比較弱的颱風，由其反演的異常增溫圖(圖五)可以看到，較弱的異常增溫在高層及低層，但是在 500-400hPa 之間有不合理的微弱低溫。另外觀察平均梯度風可以發現在颱風中心附近有合理的結果(圖六)，因此雖然 AMSU 的水平解析度為 48 公里，但對於颱風的觀測仍有一定的參考價值。

事實上颱風的溫度與風場的結構並非是方位角對稱的，本次的實驗以兩個颱風強度範圍不同的個案進行初步的分析。在此次實驗颱風中心的定位是以反演探空 250hPa 的最大溫度處的經緯度為之。這可能會受到衛星觀測解析度不足而影響其精確度，而且在颱風發展的初期或微弱的颱風，可能發生異常增溫為微弱或不明顯的現象，對以上所述求取二維風場的方法而言，這是需要進一步研究的

項目。

以下敘述由梯度平衡方程解出三維旋轉風的結果，圖七是圖一中海燕颱風中心異常增溫的南北剖面圖，由圖中可以發現海燕颱風的異常增溫由 250hPa 向下延伸到 620hPa 還達到 4K，而且異常增溫有向上向北傾斜的現象。圖八是與圖七同一切面的三維旋轉風分布的情形。由圖中可以看到在 620hPa 以上的地區風場的分布愈往上層愈向中心外圍傾斜，而在 620hPa 以上的地區，颱風強風分布的地區有向北偏移的現象，而在 300hPa 附近有另一較強的風場環流。圖九是 250hPa 處的風場分布情形，在圖九中可以發現颱風正渦旋所在的地方，較低層為偏北。

娜莉颱風在 2001 年 9 月 16 日 10 時 24 分接近台灣的北部，而且被 AMSU 觀測得到，因此我們亦反演此一個案，其反演風場在 500hPa 面的分布情形如圖十所示，與圖四比較，颱風的環流結構依然十分完整，且有增強的現象，由於暴風半徑涵蓋台灣因此有探空資料可供比對。圖十一(a)是反演風場與板橋探空風場隨氣壓層變化的情形。由圖中可以看到風速與風量大小都有不錯的相關。圖十一(b)是比對花蓮的探空站，須要注意的是探空的時間並完全吻合衛星觀測時間，這是可能造成誤差的。以後或許可以用其它的觀測加以比對，另外值得注意的是地形的效應，因為衛星的風場是沒有考慮地型變化的，不過當颱風在洋面上的時候就不須考慮此一效應。

衛星資料掃描的範圍除了颱風本身以外，也涵蓋了颱風的環境場，以後可以使用反演的衛星資料加入初始化的過程將環境場的因素也納入考慮。

四、結論

NOAA-15 號繞極軌道衛星上所載的 AMSU 先進微波探空儀較原先 NOAA-14 之前的微波探空儀具有更佳的水平與垂直解析度。因此運用此一觀測進行颱風的參數的可行性大為增加。本文使用 AMSU 微波探空儀器對海燕及娜莉颱風進行個案分析，基本上而言所提供該颱風的上層異常增溫，與由異常增溫的大小藉由統計資料的迴歸方程轉到最大風速及最低中心低壓等其它參數。經由溫度場的反演探空及梯度風的相關係式可以推出颱風的平均梯度風，也在定性上與颱風的結構契合，而經由三維的風場分析，可以發現 AMSU 對颱風風場的環流結構的分布，可以給出適當的資訊，以便更加了解颱風目前所處的狀況，而與探空資料的比對也可發現其定量分析的可信度。

颱風是經常發生於西太平洋的夏季，對台灣地區常常造成重大的天然災害，然而颱風的生成與發

展大部分在缺乏觀測的大洋之上，地球同步衛星可提供時間密集的觀測掌握其行蹤，但受限於其觀測儀器，提供較少颱風內部結構的參數資訊，繞極軌道衛星 NOAA-15 上的 AMSU 可以作為此一不足之輔助性觀測，對颱風的觀測提供另一項有用的參數。此外 AMSU 所提供的溫度探空之風場資料更可提供數值預報颱風初始場的參考。

基本上 AMSU 微波頻道雖具有較佳的穿透雲層特性但仍受到水相、冰相粒子的影響，仍然是一些須要克服的問題。本此實驗尚未考慮到水汽的反演及降雨量的反演估計，由 AMSU 頻道的設計，是可以提供上述的參數。透過颱風上升氣流與降雨、水汽場的經驗式，當上述兩個參數反演得到後，或許可提供上升氣流或徑向風的估計值。

參考資料：

- 葉天降、陳得松、黃康寧、彭順台與謝信良，1999：颱風路徑數值預報模式初始處理：兩種方法對模式預測誤差之比較，大氣科學，27，171-189
- Dvorak, V. F., 1975：Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420-430
- Grody, and W. C. Shen, 1982：Observation of Hurricane David(1979) using the microwave Sounding Unit. NOAA Tech. Rep. NESS 88, Washington, DC, 52pp
- James R. Holton., 1992: An Introduction to Dynamic Meteorological, ACDEMIC PRESS, INC., 511pp
- Kidder, S. Q., and Coauthors, 2000：Satellite Analysis of Tropical Cyclone Using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 1241-1259
- Kidder, S. Q., W. M. Gray, and T. H. Vonder Haar, 1978：Estimating tropical cyclone central pressure and outer winds from satellite microwave data. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1458-1464
- Kidder, S. Q., W. M. Gray, and T. H. Vonder Haar, 1980：tropical cyclone outer surface winds derived from satellite microwave data. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 114-152
- Kurihara, Y., M. A. Bender, and R. Ross, 1993：An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2030-2045

- Holland, G. J.,1980：An Analytic Model of the Wind and Pressure Profiles in Hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1212-1218
- Rosenkranz, P. W., D. H. Staelin, and N. C. Grody, 1978：Typhoon June(1975) viewed by a scanning microwave spectrometer. *J. Geophys. Res.*, 83, 1857-1868
- Velden, C. S., 1989：Observational analysis of north Atlantic tropical cyclone from NOAA satellite microwave observation. *J. Climate Appl. Meteor.* 22, 714-724
- Velden, B. M. Goodman, and R. T. Merrill, 1991：Weston North Pacific tropical cyclone intensity estimation from NOAA polar-orbiting satellite microwave data. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 159-168
- Zhu, T., D. L. Zhang, and F. Weng, 2002：Impact of Advanced Microwave Sounding Unit Measurements on Hurricane Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2416-2432

圖說

- 圖一、海燕颱風 2001 年 10 月 16 日 23 時 6 分的紅外線(11 μ m)雲圖，及 500hPa 處 AMSU 反演的風場。
- 圖二、圖一海燕颱風的中心異常增溫(方位角平均值)，橫坐標左方為颱風中心。
- 圖三、圖一海燕颱風的梯度風(方位角平均值)，橫坐標左方為颱風中心。
- 圖四、娜莉颱風 2001 年 9 月 14 日 3 時 34 分的紅外線(11 μ m)雲圖，及 500hPa 處 AMSU 反演的風場。
- 圖五、圖四娜莉颱風的中心異常增溫(方位角平均值)，橫坐標左方為颱風中心。
- 圖六、圖四娜莉颱風的梯度風(方位角平均值)，橫坐標左方為颱風中心。
- 圖七、圖一中海燕颱風中心異常增溫的南北剖面(左南右北)。
- 圖八、圖一中海燕颱風的旋轉風場的南北剖面(左南右北)。
- 圖九、圖四中娜莉颱風由 AMSU 反演的三維風場在 850hPa 處的分布情形。
- 圖十、如圖九，但為 250hPa 處。
- 圖十一、圖四中娜莉颱風中心異常增溫的南北剖面(左南右北)
- 圖十二、圖四中娜莉颱風的旋轉風場的南北剖面(左南右北)。
- 圖十三、圖四中娜莉颱風由 AMSU 反演的三維風場在

850hPa 處的分佈情形。

圖十四、娜莉颱風在 2001 年 9 月 16 日 10 時 24 分的 500hPa 處 AMSU 反演所得的風場。

圖十五、板橋站探空(右)與反演風場(左)的比較。

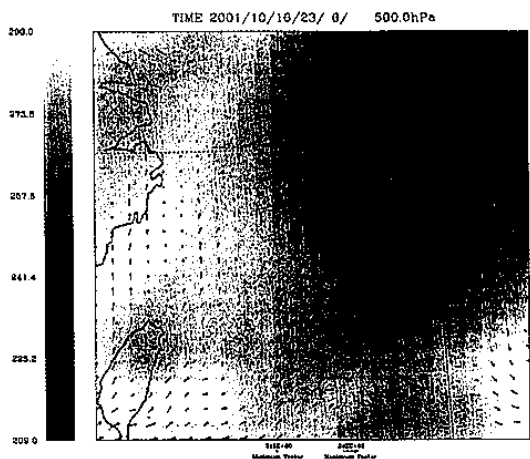
圖十六、如圖十五，但為花蓮站。

A case study on analysis Typhoon parameters using AMSU data

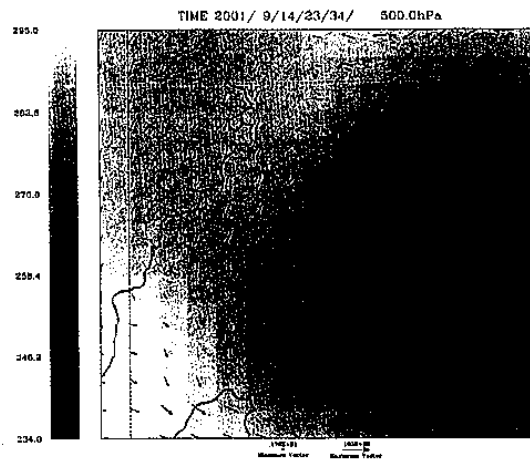
Chien-Ben Chou Peter Wang
Tien-Chiang Yeh Lee-Nan Shee
Central Weather Bureau

abstract

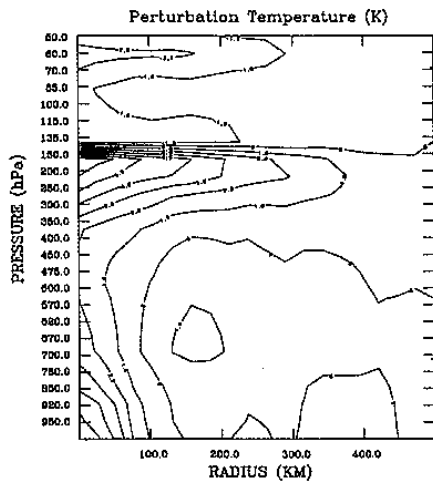
The Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) aboard the NOAA-15 platform launched in May 1998. The microwave can be used to retrieve the parameters of typhoon, because the obstructed effect of the cloud to the microwave is minor than to the infrared. In the passed study show that the linear relationship between temperature anomalies in the core of typhoon and other typhoon parameters (maximum wind speed, radius of maximum wind and center surface pressure). The rotational winds can be obtained by solving the nonlinear balance equations using the retrieval temperature from AMSU. In this article we built a procedure to analyze the structure of temperature and wind in typhoon. Two case(Haiyan and Nari) study have been presented. Basically, the AMSU data can provided the structure of temperature and wind of typhoon.



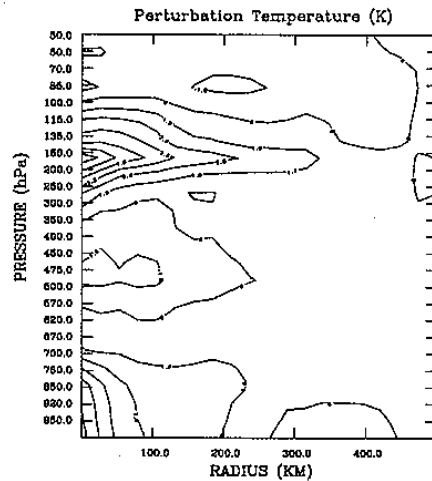
圖一、海燕颱風 2001 年 10 月 16 日 23 時 6 分的紅外線 ($11\mu\text{m}$) 雲圖，及 500hPa 處 AMSU 反演的風場。



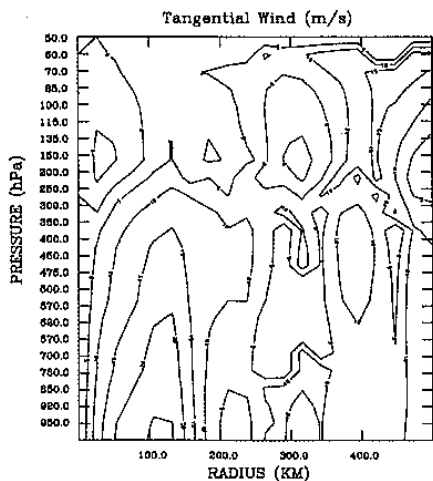
圖四、娜莉颱風 2001 年 9 月 14 日 3 時 34 分的紅外線 ($11\mu\text{m}$) 雲圖，及 500hPa 處 AMSU 反演的風場。



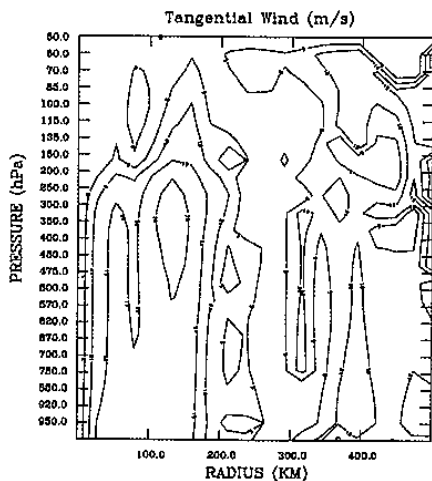
圖二、圖一海燕颱風的中心異常增溫(方位角平均值)，橫坐標左方為颱風中心。



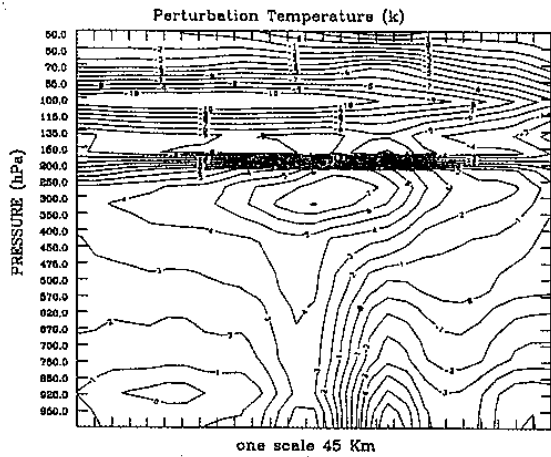
圖五、圖四娜莉颱風的中心異常增溫(方位角平均值)，橫坐標左方為颱風中心。



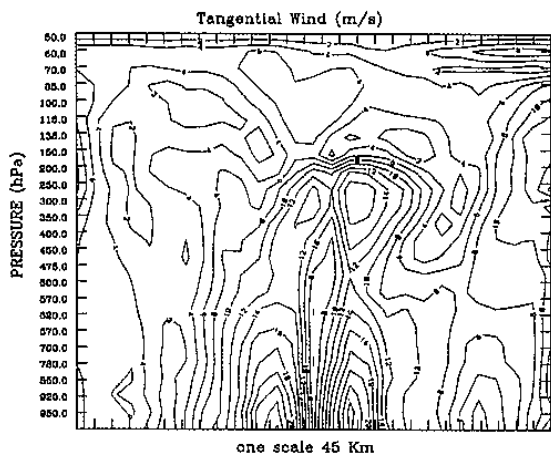
圖三、圖一海燕颱風的梯度風(方位角平均值)，橫坐標左方為颱風中心。



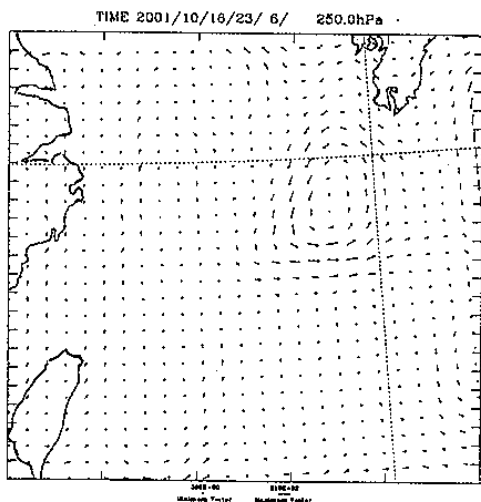
圖六、圖四娜莉颱風的梯度風(方位角平均值)，橫坐標左方為颱風中心。



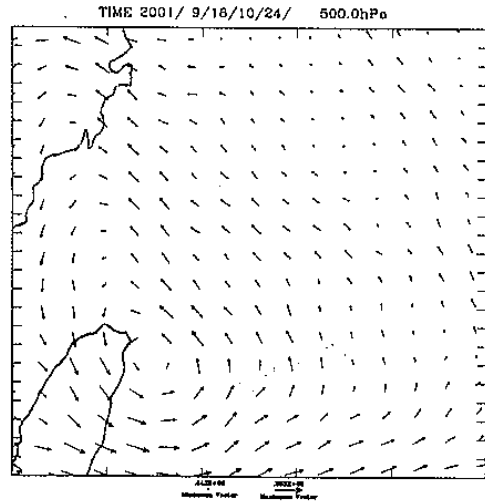
圖七、圖一中海燕颱風中心異常增溫的南北剖面(左南右北)。



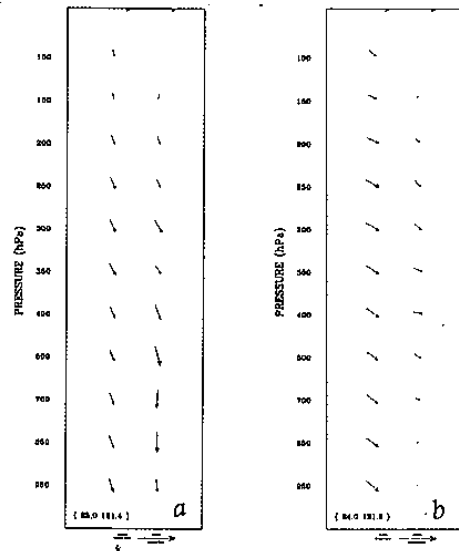
圖八、圖一中海燕颱風的旋轉風場的南北剖面(左南右北)。



圖九、圖四中海燕颱風由 AMSU 反演的三維風場在 250hPa 處的分布情形。



圖十、娜莉颱風在 2001 年 9 月 16 日 10 時 24 分的 500hPa 處 AMSU 反演所得的風場。



圖十一、(a)板橋站探空(右)與反演風場(左)的比較。(b)如(a)但為花蓮測站。