

楊希颱風（1990）侵台的數值模擬與分析

簡國基^{1,2} 李清勝²

¹中央氣象局預報中心

²國立台灣大學大氣科學研究所

（中華民國九十年十月二十九日收稿；中華民國九十一年三月二十二日定稿）

摘 要

於 1990 年 TCM-90 國際颱風實驗期間侵台的楊希 (yancy) 颱風，在侵台前，其路徑出現兩次主要的變化；本文利用 PSU / NCAR MM5 中尺度模式，模擬楊希侵台前後的結構和路徑變化情形，並利用模擬結果探討導致路徑變化的物理機制。研究結果顯示，控制組實驗在楊希登陸前 51 小時，即可合理模擬登陸地點、時間及登陸前的主要路徑變化。除控制組實驗外，本研究另設計兩組對照組實驗，分別為移去台灣地形與減弱中緯度槽線強度；透過控制組與對照組模擬結果之比對分析，可合理推論台灣地形作用為導致楊希路徑變化機制。

分析結果顯示，當楊希以西北向路徑移近距台灣陸地約 400 公里時，因受台灣地形影響，暴風半徑逐漸縮小；然而半徑 200~400 公里原本較不對稱的風場（東方風速較強），因台灣地形與颱風間水平角動量平流效應的增強，而趨向較為軸對稱，使颱風增加往北運動的趨勢。當楊希移距台灣陸地約 230 公里以內時，因地形直接破壞颱風暴風圈內環流結構，提高風場的不對稱性（先為東北—西南向，再轉變為北—南向）；其所引發之通風氣流平流效應，為促使颱風向西北轉向西加速、侵襲台灣的主要機制。

此外，當楊希中心位於宜蘭東方約 150 公里的 2 小時期間，中心西南側的對流出現短暫增強現象，並伴隨颱風近中心最大風速的短暫增強，此現象在模式中亦可合理模擬。分析模擬結果顯示，颱風西側靠近中心之環流，與近地層繞越台灣地形的外圍環流，交會於颱風中心西南側，促使對流增強。輻合所引發之垂直運動，可透過扭轉效應，增加局部正渦度，更有利於對流之迅速增強。

關鍵詞：颱風、颱風登陸、數值模擬

一、前言

台灣陡峭的地形，對侵台颱風的結構與運動路徑影響甚巨；王（1954，1989）進行主觀分析並探討台灣地形之影響，結果顯示台灣地形對侵台颱風之影響情形非常複雜。Brand and Blelloch（1974）統計 1960~1972 年間，中心曾登陸台灣的 22 個西行颱風；結果顯示，颱風有以氣旋式路徑通過台灣地形的趨勢，且強度於通過台灣後減弱達 40% 以上。Chang（1982）模擬西行似颱風渦旋通過理想化橢圓地形之過程，結果顯示積雲加熱效應將引發氣旋式環流環繞在地形周圍；登陸前地形北側，產生強偏東至東南風，使渦旋以氣旋式路徑加速通過地形北端；渦旋強度則於登陸前 12 小時即開始減弱。Bender *et al.*（1985、1987）進一步以三層可移動式巢狀網格，將似颱風渦旋分別植入 5m/sec 及 10m/sec 之背景東風氣流中，並通過解析度為 $1/6^\circ$ 之真實台灣地形。結果顯示，速度較慢之颱風路徑將先向南偏減速，然後再北偏加速，並以氣旋式路徑通過台灣地形；移速較快的颱風，路徑偏向則較不明顯。

Yeh and Elsberry（1993）延續 Brand and Blelloch（1974）的研究，利用 1947~1990 年間 JTWC 的颱風資料，針對以西行路徑登陸台灣東岸的颱風個案，進行統計分析；結果顯示，台灣地形對強度較弱或移速較慢之颱風，影響較為顯著。結果同時顯示，颱風中心於 23.5°N 以北登陸者（30 個案），路徑有北偏趨勢；於 23.5°N 以南登陸者（23 個案），則有南偏的傾向。黃與許（1998）指出，當渦旋接近台灣地形時，由於擾動氣壓梯度力的作用，路徑出現減速並向南偏；而之後的平流作用，將使渦旋向西加速通過地形。在不考慮水汽效應下，Lin *et al.*（1999）的模擬結果顯示，當渦旋西行接近地

形東岸時，地形與渦旋之間的氣流，將因阻擋及峽管效應，產生低層北風噴流，促使渦旋低層中心逐漸減速並向南偏向。

近年來，中尺度模式發展迅速，隨著觀測資料及模式可攜性的提高，多位學者使用較高解析度的中尺度模式，如 MM5（Penn State-NCAR mesoscale model version 5），進行真實侵台颱風個案之數值模擬，並探討台灣地形對侵台颱風之影響（如喬等，1996 及李與林，1999）。吳等（1999）及簡與李（1999）等，進一步在數值模式中植入適當的颱風渦旋，並進行真實侵台颱風個案之數值模擬。結果顯示，植入適當初始渦旋能更合理掌握颱風侵台期間之中尺度環流演變與降雨分佈特徵。

在眾多侵台颱風中，1990 年 TCM-90（Elsberry，1990）實驗期間的楊希颱風，在侵台前其路徑呈現大角度之擺盪軌跡；而楊希從基隆河谷登陸台灣後，於西北部沿海地區，以氣旋式路徑轉一圈後再離開台灣（圖 1）。Lee（1992）之分析結果顯示楊希颱風行經之處地勢不高，高、低層環流並無明顯分離的現象。相對於楊希而言，1990 年另一侵台的歐菲莉颱風（Ofelia），其高低層環流於中心登陸花蓮後出現明顯分離現象，之後於台灣西北外海重新偶合。值得一提的是，由於楊希颱風為 TCM-90 和 TATEX（Taiwan Area Typhoon Experiment；Elsberry，1990）實驗期間密集監測的個案之一，其資料具有較佳的空間與時間解析度。本研究之目的即在藉由數值模擬與資料分析，探討台灣地形對楊希的影響。本文第二節將介紹模式設定與模擬初始場，第三節則透過觀測資料簡要介紹楊希颱風的侵台過程，第四節為控制組模擬結果之校驗，第五節為對照組數值實驗結果分析，第六節為楊希颱風侵台過程物理機制

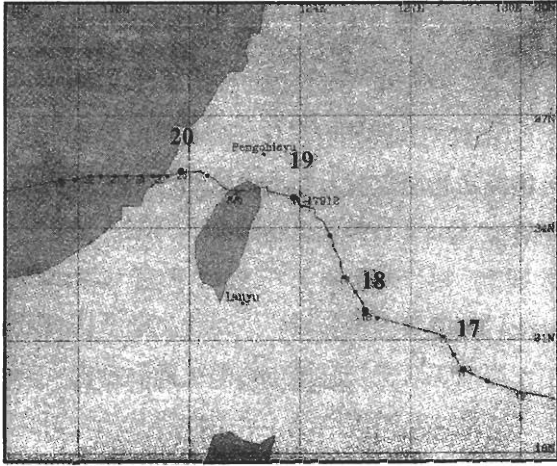


圖 1 1990 年 8 月 17 日~20 日之楊希颱風最佳路徑圖，路徑上黑點間距為 6 小時。

之分析與討論，第七節為總結。

二、數值模式設定及模擬初始場

本研究使用之 MM5 (Version 2-12) 模

式，垂直方向上採 23 σ 層座標，水平網格配置上採三層巢狀網格 (圖 2a)；中心網格點位於 19.5°N、129.0°E。三層網格水平間距分別為 45、15 和 5 公里，涵蓋範圍分別為 5400 公里 × 5400 公里、2700 公里 × 2700 公里和 495 公里 (南北向) × 405 公里 (東西向)。時間差分採用跳蛙法，三層網格之時間步長分別為 120、40 及 13.3 秒。模式中使用雙向交互作用功能，使較細網格模擬結果可回饋給其母網格。模式變數以 Arakawa-Lamb B 交錯網格方式放置；最外層網格之側邊界條件，來自實際客觀分析資料，以 Nudging 方式處理；較細網格側邊界，則由其上一層網格提供。上邊界採用輻射邊界條件，邊界層則採用 Blackadar 高解析度邊界層參數化 (Zhang and Anthes, 1982)。第三層 (最細) 網格所能解析之台灣地形分佈如圖 2b 所示，中央山脈最高峰在模式中可達 3240 公尺，模式中整體地形分佈大多能掌握台灣實際地形的主要特

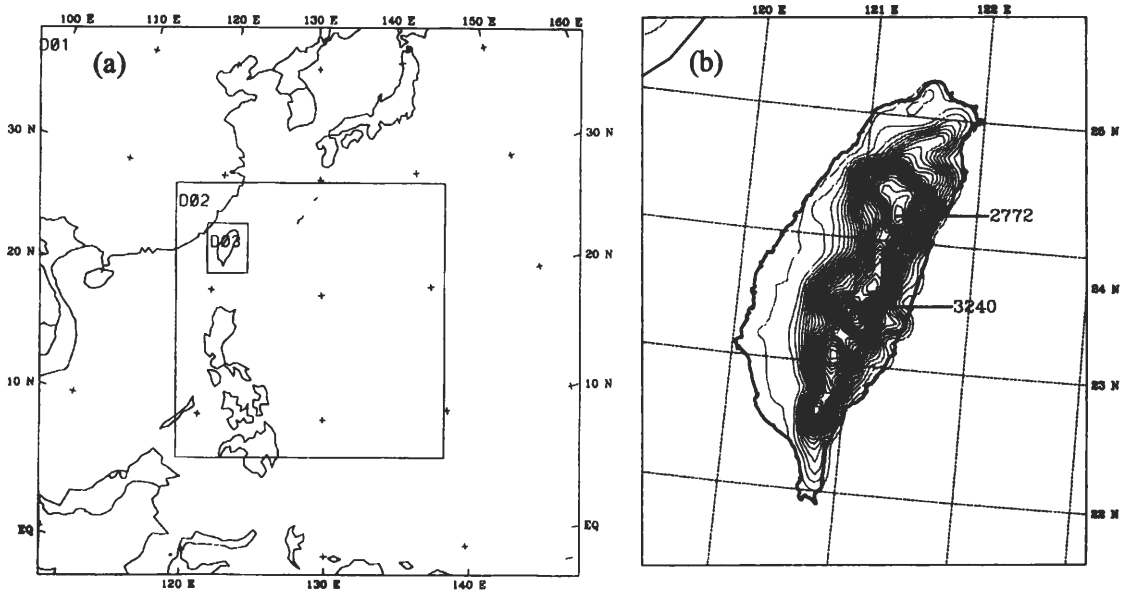


圖 2 本研究使用之三層巢狀網格設計 (a，網格間距分別為 45km、15km 及 5km)，及最細層網格中的台灣地形 (b，使用 1 公里解析度地形資料，等值線間距為 100 公尺)。

徵。第一、二層網格使用 Betts-Miller 積雲參數化法，第三層則僅使用可解析雲水之微物理過程 (simple ice scheme, Dudhia, 1989)，其中包含雲、雨及冰等雲物理變數。

本研究將針對 1990 年 8 月 17 日 00UTC 至 20 日 00UTC，楊希登陸台灣前後的 72 小時期間 (圖 1)，進行數值模擬分析。上述時段正值 TCM-90 實驗之密集觀測期，收集相當完整且高解析度的資料；該觀測資料皆與其他到達 NMC 的資料進行資料同化、客觀分析及初始化過程，最後得到 118×112 之網格點資料。此網格資料之水平空間解析度為 0.5 度，垂直方向自地面至 100hPa 每 50hPa 即有一層資料，時間解

析度為 6 小時；本研究即使用該資料作為模擬初始場和側邊界條件。

由於初始網格資料無法解析颱風環流，須於模擬初始場中植入平衡颱風渦旋。本研究使用類似 Kuo (1997) 之颱風植入方法，於初始時間前 24 小時植入一阮肯渦旋 (Rankin vortex)，將模式積分 24 小時後之颱風結構取出，再植入模式初始場中以解析颱風結構。然而，將颱風結構置換後，常會於所置換的渦旋外圍附近，出現計算性不連續帶；因此，本研究利用再進行 3 小時積分，重覆渦旋置換程序。透過此步驟可使植入的颱風與其環境場間，動力上更加趨於平衡 (詳見簡, 2000)。

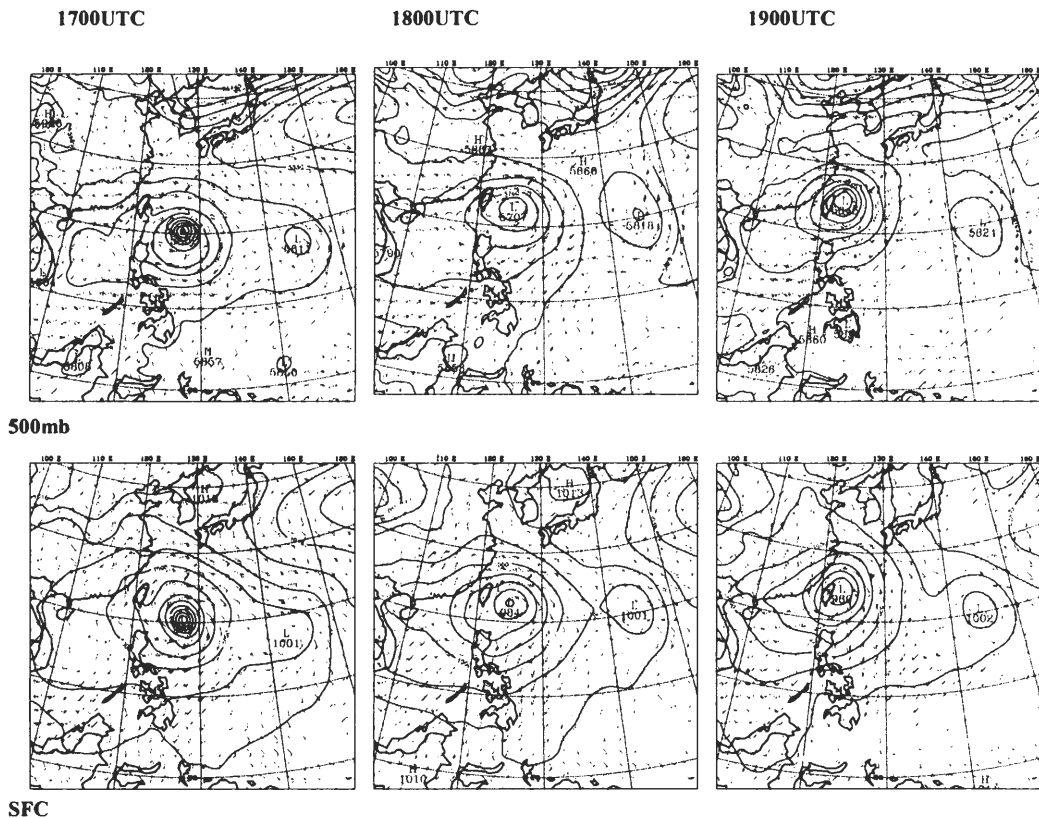


圖 3 TCM-90 網格資料之海平面氣壓場和風場 (下) 及 500hPa 風場和高度場 (上)；時間分別為 1990 年 8 月 17 日 00UTC (左，植入初始平衡渦旋之初始場)、18 日 00UTC (中) 及 19 日 00UTC (右)。

三、楊希颱風觀測資料分析

楊希於 1990 年 8 月 16 日 12UTC 發展為颱風後，其移行路徑開始轉向西北西，逐漸向琉球南方海面接近(圖 1)。圖 1 中，17 日 00UTC 至 19 日 00UTC 之每 6 小時中心位置，採用 JTWC 的最佳路徑資料；而 19 日 00UTC 至 20 日 00UTC 颱風中心登陸台灣前後期間之每小時中心定位，則採用謝等(1998)及 Lee(1992)分析中正機場都卜勒雷達觀測資料所得之颱風中心位置。在 17 日 00UTC 至 20 日 00UTC 這段期間，楊希之平均移速約 5.2m/sec，標準差則為 2.5m/sec。

地面分析圖顯示(圖 3，下)，楊希位於季風槽之廣大低壓區內，氣旋式環流所涵蓋的範圍極為寬廣；楊希運動之多變，除可能受台灣地形影響外，季風槽內環境駛流效應不明顯亦為可能因素之一。此外，500hPa 圖上(圖 3，上)顯示，在 17 日 00UTC 時，中緯度有兩支

槽線分別位於 130°E 之日本海、韓國附近(地面伴隨鋒面系統)與 110°E 之大陸華北地區。位於西方的槽線於 19 日 18UTC 時，似尚未與楊希發生交互作用。然而，位於東方的槽線往南延伸至 33°N，並於 18 日 00UTC 移到日本上空(140°E 附近)，隨後仍持續以每天約 10 個經度快速東移。本研究將利用數值模擬間接驗證，探討此槽線是否與楊希發生交互作用而牽引楊希於 18 日 00UTC 後偏北移動。此外，為何 18 日 12UTC 後，楊希又轉向西北西，加速直撲台灣，亦為本研究欲探討的問題。

另一值得注意的現象是，颱風中心位於宜蘭東方約 150 公里時，中心西南側海面上的對流，雷達回波值由 18 日 20UTC 之 20~25dBZ(圖 4，左)，於 2 小時內迅速增強至 30~35dBZ(18 日 22UTC，圖 4，中)，但此強回波只持續了約 1 個小時後即逐漸減弱。此對流短暫迅速增強的現象，亦為本研究之討論重點。最後，楊希於登陸台灣後，為何以氣旋式路徑徘徊於

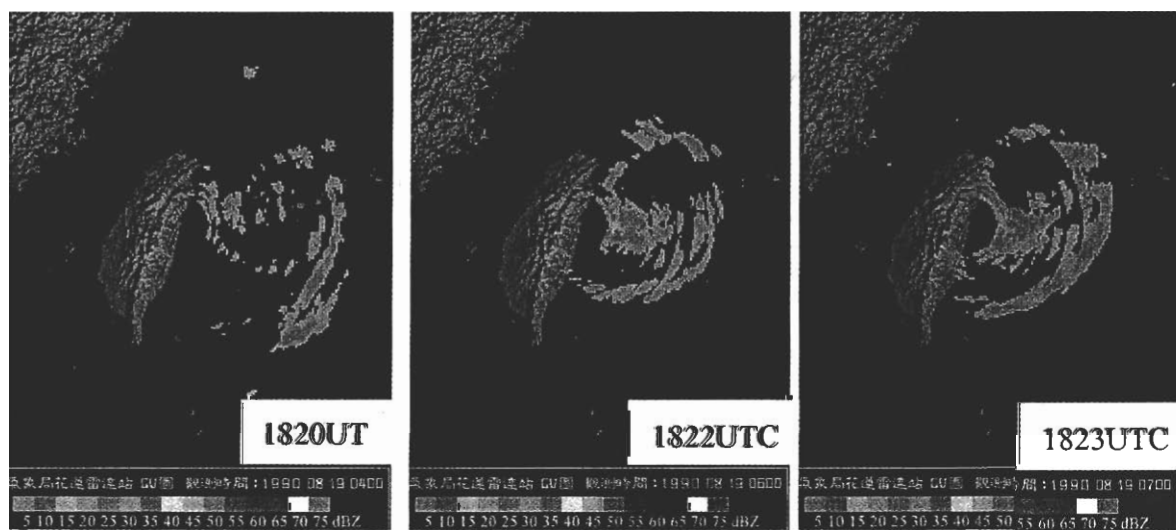


圖 4 1990 年 8 月 18 日 20~23UTC 花蓮雷達所觀測之楊希颱風回波圖。

台北、桃竹苗間達 12 小時，當然是更值得探討的問題。

四、楊希颱風控制組模擬結果之校驗

本節將分析楊希颱風控制組模擬結果，並利用觀測資料評估 MM5 對楊希的模擬能力；此外，並將探討、歸納模式所能確切掌握的科學問題。圖 5a 為控制組實驗所模擬之楊希路徑（細線），圖中之粗線為實際路徑；圖 5b 同時顯示為每 6 小時，模擬颱風中心位置之誤差。結果顯示，模式積分 54 小時內（17 日 00UTC 至 19 日 06UTC），控制組實驗對於楊希路徑都能合理模擬。在這段時間中，颱風中心位置模擬誤差皆不超過 70 公里，其中積分 48 小時誤

差僅為 11 公里。模式中颱風登陸時間和地點，皆與觀測非常接近（颱風登陸台灣的時間為 19 日 03UTC，恰為積分之 51 小時）。在強度方面（圖 6b），模擬結果與中央氣象局（CWB）的最佳路徑頗為接近；但積分 40 小時後，模式中颱風強度則略為偏弱。圖 6 同時顯示，JTWC 之強度相對明顯較強；需注意的是，圖中颱風強度全為估計，缺少絕對正確的觀測值。此外，前曾提及，當楊希中心移至宜蘭東方海面約 150 公里處時（18 日 20UTC 至 18 日 22UTC），中心西南側之對流強度曾出現短暫迅速增強現象；模擬結果亦顯示，颱風之最大風速（圖 6b）於該時段亦迅速增強。

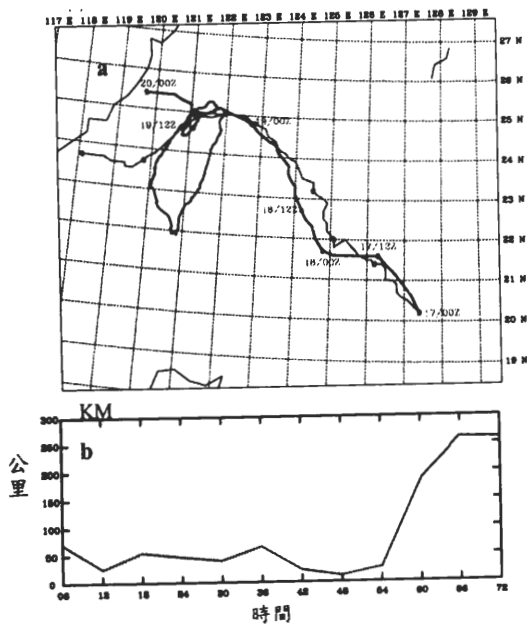


圖 5 控制組實驗模擬與實際楊希颱風之路徑 (a, 粗線為實際, 細線為模擬) 和每 6 小時颱風中心位置模擬誤差 (b, 單位為 km)。

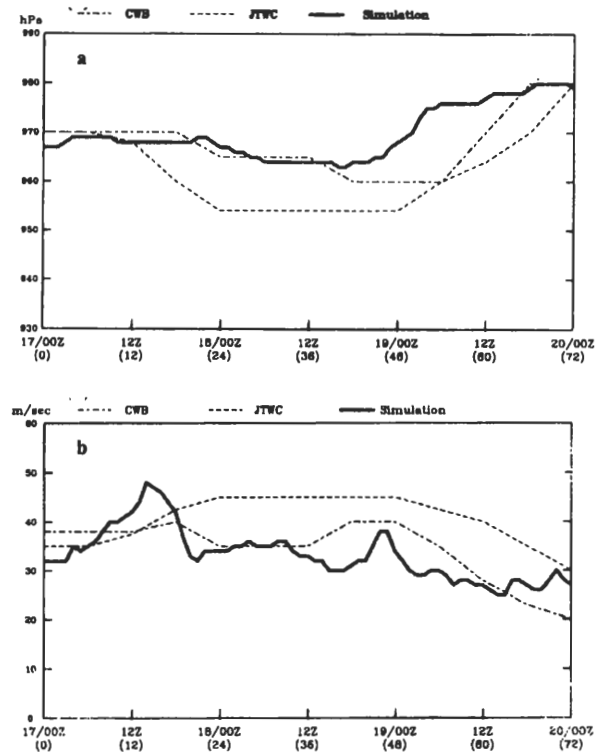


圖 6 楊希颱風中心氣壓 (a) 及近地表最大風速 (b) 的時間序列 (點虛線：中央氣象局最佳路徑, 虛線：JTWC 最佳路徑, 實線：本研究之模擬結果)。

為進一步驗證模擬結果，選定圖 1 中楊希經過附近之 3 個島嶼測站，比較觀測與模擬之氣壓、風向及風速變化（圖 7）。結果顯示颱風中心於 18 日 22UTC 通過嶼那國島時，該站出現 954.7hPa 之最低氣壓值，風向則由偏北轉為偏西再轉為西南西；模式對此風場與氣壓的變化，有相當合理的模擬（但最低氣壓值較觀測者為高）。彭佳嶼在 18 日 00UTC 至 19 日 00UTC 這段期間，始終盛行偏北或東北風，且風速於 19 日 00UTC 時顯著增強；模式結果亦合理反應此種風場特徵。至於蘭嶼，風向由偏北風於 18 日 15UTC 轉為偏西南風；此風向改變，乃因楊希逼近台灣陸地時，外圍低層環流受台灣地形阻擋，繞行台灣海峽再繞回台灣東南部海面（使蘭嶼的風場有較大的變化，最後轉為偏西南風）；此種風向的轉變，在模式中皆有合理反應。在雨量分布方面，在颱風中心尚未登陸台灣與剛登陸的 12 小時期間，北部山區及中部山區各有降雨極大值區；模式所模擬的降雨型態與觀測雨量分佈型態頗相似，但雨量則明顯偏少（圖未示）。然而，隨後因模擬的颱風位置出現嚴重

偏差，導致模式已無法掌握降雨的型態。

整體而言，控制組實驗於楊希登陸前 51 小時，即可掌握此時段颱風動向及登陸點位置。然而，模式中之颱風登陸台灣後持續南偏，並直接自苗栗附近出海，此結果和實際路徑有相當大的差異；（由於研究中曾進行不同反應嘗試，但皆無法合理模擬實際的打轉路徑，推測可能是楊希颱風於通過台灣北部相對較低之地區時，模式中颱風環流遭地形破壞程度不如實際，導致模擬結果南偏之氣旋式過山路徑現象較實際更顯著。）因此，本研究之探討，將集中在颱風中心登陸前 51 小時之路徑與強度變化，並探討其中的物理過程。此外，控制組實驗亦合理模擬中緯度 500hPa 斜壓槽伴隨地面鋒面逐漸東移的過程，以及季風槽內風切帶隨時間呈現北抬等綜觀天氣系統的演變（其中 500hPa 槽線模擬速度略偏慢）。綜合而言，本文可利用模擬結果協助分析楊希登陸前影響其路徑變化的重要物理過程，但無法探討颱風中心登陸後以氣旋式路徑緩慢徘徊於台北、桃竹苗間的過程。

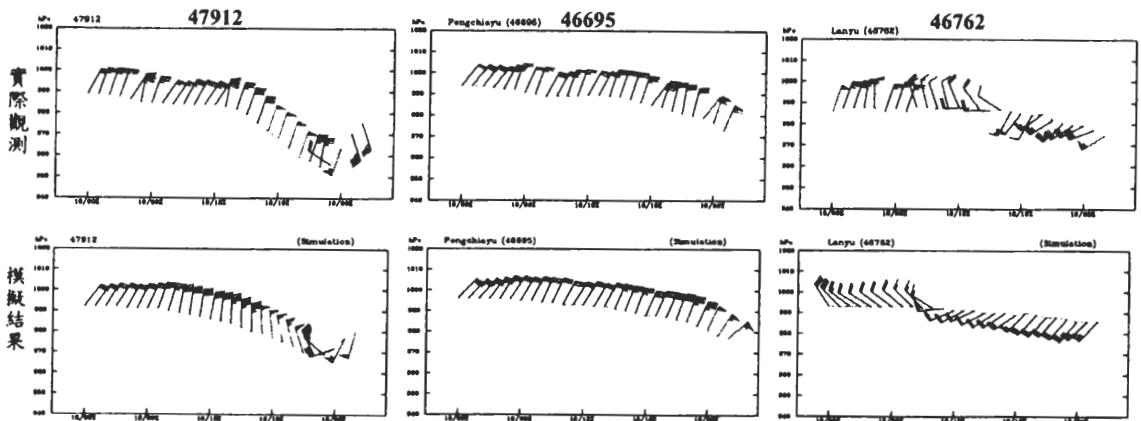


圖 7 嶼那國島（左，47912）、彭佳嶼（中，46695）、蘭嶼（右，46762）測站之氣壓、風向與風速逐時變化圖；上為實際觀測，下為控制組實驗之模擬結果。

五、對照組數值實驗結果分析

為了探討台灣地形對楊希影響，除控制組實驗 (Control) 外，另設計不含台灣地形的對照組實驗，代號為 N_TN；N_TN 實驗除將台灣地形以海洋置換外，其他皆與控制組相同 (見表一)。其次，為驗證 8 月 17 日 12UTC 位於日本海及韓國附近的中緯度槽線系統，是否與楊希產生交互作用而使楊希向北運動，另設計代號為 W_TF 的對照組實驗在 W_TF 實驗中，將上述槽線系統的強度減弱；減弱過程為針對 120°E 至 140°E 間、32°N 以北之區域，將初始場中各層之風場進行一次濾波 (採用 9 點平均) 後，由模式自行調整。兩組對照組實驗的模擬結果將與控制組進行比對分析，以定性探討該槽線系統與台灣地形對楊希的影響程度。

表一 楊希颱風之各組數值模擬實驗之設計要點。

實驗代號	設計內容
控制組 (Control)	初始資料：TCM-90，台灣地形：利用 1 公里× 1 公里高解析資料內插，並於初始場植入初始平衡颱風渦旋。
N_TN (無台灣)	同控制組，但將台灣地形、地貌去除，變更為海洋。
W_TF (弱槽線)	同控制組，但減弱位於日本海、韓國附近的槽線系統強度。

(一) 台灣地形之影響

比較控制組及 N_TN 兩組實驗、模式最底層 ($\sigma = 0.995$) 之流線場顯示，台灣地形對

颱風環流有顯著的影響。若以環流中心定義為颱風中心位置，則兩組實驗所模擬之颱風路徑如圖 8 (粗線為控制組) 所示。結果顯示，台灣地形的存在，對颱風路徑有顯著影響；當颱風中心移動至 125°E (積分時間約 25 小時) 附近時，颱風開始感受到台灣地形的存在，運動路徑逐漸北偏。當中心北上至 24°N (積分時間約 40 小時) 附近時，控制組實驗之颱風開始向西北加速，然後以偏西的路徑登陸台灣，登陸後則迅速減速並南偏。

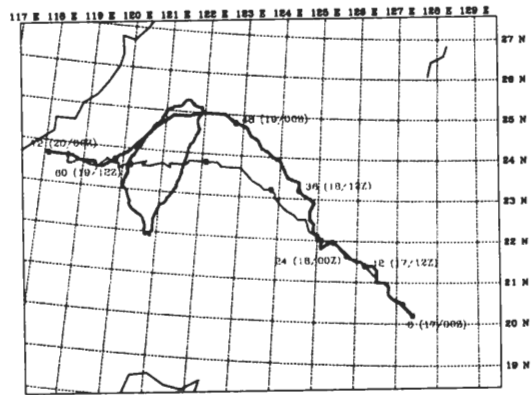


圖 8 控制組 (粗線) 及 N_TN (細線) 兩組實驗之颱風運動路徑 (路徑上同時標示每 12 小時位置)，圖中之數值為模式積分時間 (單位為小時)，括弧內為對應之日期和時間。

分析半徑 600 公里內、不同層風速切向平均的徑向分布 (圖 9，粗線為控制組) 結果顯示，颱風在 σ 大於 0.825 之低層風場結構受地形影響而有顯著調整；在此將 $\sigma = 0.87 \sim 0.995$ 、 $0.625 \sim 0.825$ 及 $0.475 \sim 0.625$ 之氣層，分別稱作近地層、低層及中層。積分至 21 小時，控制組颱風於半徑 400 公里外的平均風速已較 N_TN 組為弱；在路徑北偏期間 (積分 24~33 小時)，外圍的風速仍不斷減弱，但半徑 300 公里以內的風速則逐漸增強，顯示颱風角動量有逐漸往內集中趨勢。積分 42~45 小時，模式

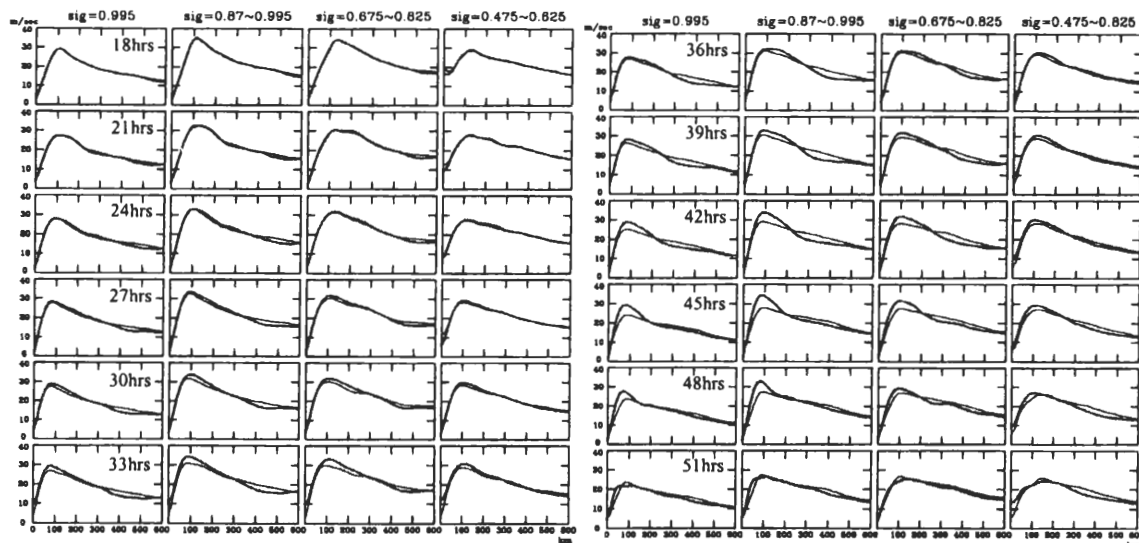


圖 9 控制組(粗線)及 N_TN(細線)兩組實驗積分 18~51 小時，每 3 小時風速切向平均的徑向分布，由左至右分別為模式最底層($\sigma = 0.995$)、近地層($\sigma = 0.87 \sim 0.995$)、低層($\sigma = 0.675 \sim 0.825$)及中層($\sigma = 0.475 \sim 0.625$)。

低層及近地層之颱風中心附近，平均風速則有顯著增強。結果同時顯示，颱風受地形影響北偏且結構調整後，其半徑 200~400 公里之近地層風場環流分布(圖 10 左)比 N_TN(圖 10 右)者更加趨向軸對稱(圖 10 顯示 $\sigma = 0.995$ 之風場)。

綜合而言，積分 21 小時起，控制組颱風外圍(半徑 400 公里外)切向平均風速明顯減弱，隨後路徑開始逐漸北偏。在路徑北偏期間，颱風的強風區逐漸向內集中，結構也更接近軸對稱。根據 Fiorino and Elsberry(1989)及 Shapiro and Ooyama(1990)的研究結果顯示，颱風半徑 300 公里外之風場結構，對颱風運動有顯著影響；他們利用數值模擬驗證，外圍風速較弱(即平均相對角動量較小)的颱風，向北運動分量較大。控制組實驗自積分 24 小時起，颱風路徑逐漸北偏的現象，似與積分 21 小時起，颱風

外圍風速減弱有關，雖然中心附近的風速略有增強，但整體之相對角動量卻逐漸下降。

此外，颱風的結構趨向於較軸對稱，也將促使渦旋產生較大之向北運動分量。Chan and Williams(1987)曾指出，非線性 β -effect 透過羅士培波頻散作用(Rossby wave dispersion)使渦旋出現東北強、西南弱之不對稱風場結構，渦旋因而向西北運動。Fiorino and Elsberry(1989)探討此不對稱結構所伴隨的 β -gyres，他們的研究結果顯示，初始對稱的渦旋，剛開始是產生向北的通風氣流，而隨後 β -gyres 隨渦旋平均風場呈現逆時針旋轉，通風氣流轉向西北，渦旋結構則更加不對稱。Wang and Holland(1996)進一步使用三維原始方程模式進行模擬；結果發現，模式中的非絕熱加熱效應可抑制羅士培波頻散(Rossby wave dispersion)的作用，促使渦旋結構較為軸

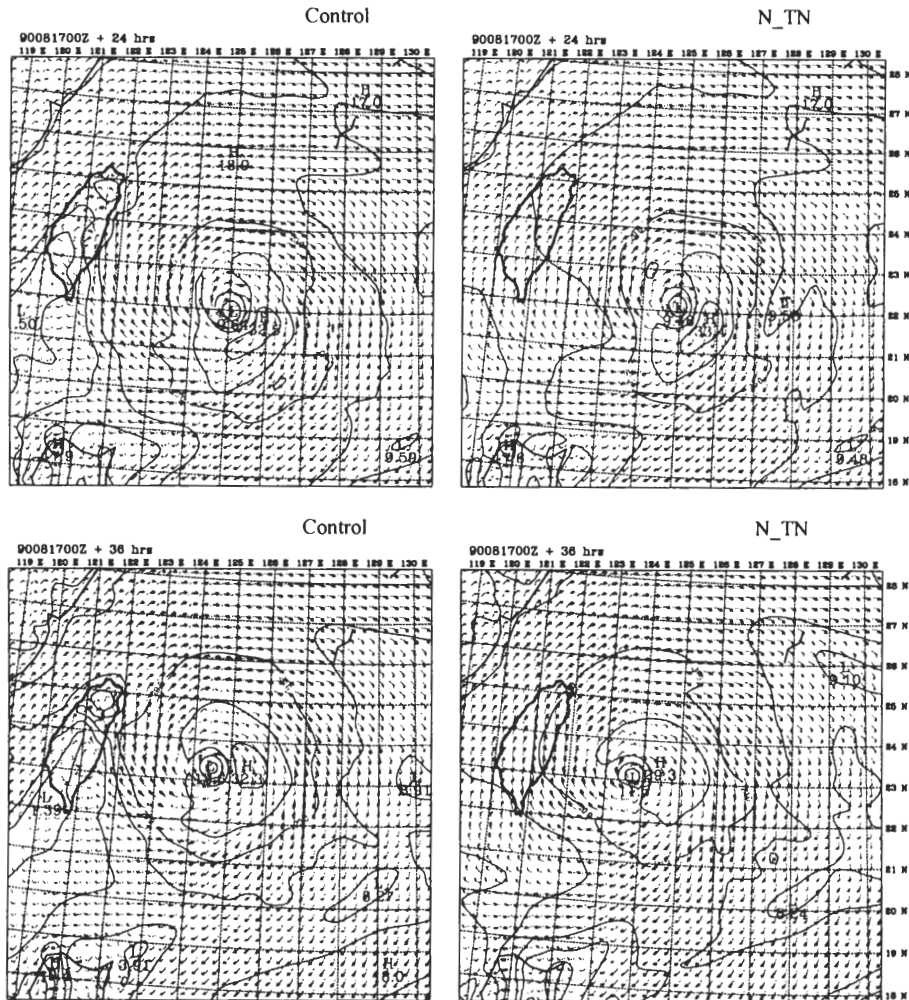


圖 10 控制組（左）與 N_TN（右）兩組實驗於積分 24 小時（上）及 36 小時（下）之模式最底層（ $\sigma = 0.995$ ）風場（等風速線間距為 5 m/s）。

對稱，渦旋也因此產生偏北的運動路徑。應用上述概念可推論，若存在某一強迫機制使颱風結構趨於較軸對稱，則其亦將產生較大之向北運動分量；楊希處在駛流場相當微弱的環境場內，運動速度緩慢；台灣地形之動力強迫作用，促使颱風結構調整為較軸對稱且外圍風速減弱，可能是導致楊希出現大角度向北偏轉的機制之一。

（二）中緯度槽線之影響

上述分析結果雖顯示，台灣地形為促使楊希運動路徑北偏的重要因素之一，但 17 日 12UTC 位於日本海附近的中緯度槽線系統，亦可能牽引楊希向北偏向。因此，本研究設計另一弱槽線輔助實驗（W_TF），以利定性說明其對楊希的影響程度。圖 11 為控制組及 W_TF 兩實驗之 500hPa 風場分布；W_TF 實驗中，將上述槽線系統的強度（風速）減弱（槽底約位於韓國南端），其他區域的初始條件，則皆與控制組實驗相同。

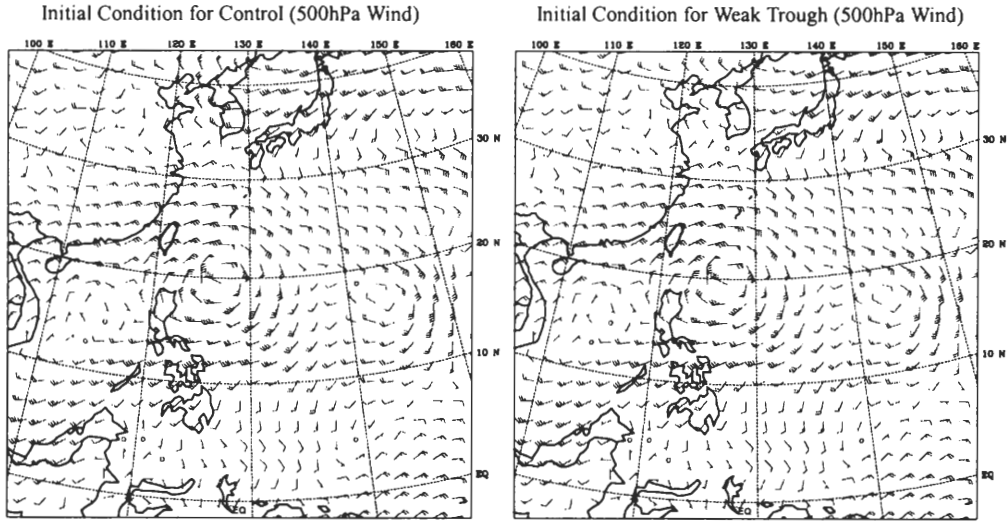


圖 11 控制組（左）與 W_TF（右）兩組實驗之 500hPa 初始風場比較。

兩組實驗所模擬之颱風路徑如圖 12 所示；結果顯示，兩實驗颱風路徑開始北偏的時間及位置差異不大。若槽線對楊希有顯著牽引作用，則 W_TF 路徑北偏程度應不及控制組；然而，模擬結果卻恰為相反，W_TF 之颱風北偏情形反較顯著。造成上述差異的原因，很可能是 W_TF 中的颱風環流略大於控制組者，故其較早感受到台灣地形之存在。整體而言，模擬結果顯示模式中颱風並未因位於日本海、韓國附近槽線之強弱，而產生明顯的改變。因此，中緯度槽線系統並非導致楊希路徑北偏的主因；相對地，台灣地形的影響因素，在促使颱風北偏過程中，應扮演著更重要的角色。

六、楊希颱風侵台過程物理機制之分析與討論

上節對照組實驗分析結果顯示，楊希侵台前路徑之顯著變化主要係受台灣地形影響。本節將分析非絕熱作用及渦度和角動量收支，進

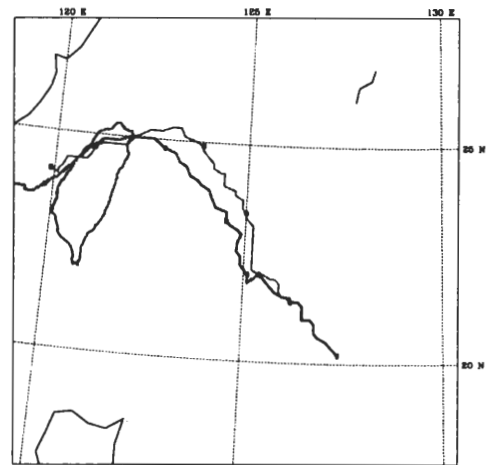


圖 12 控制組（粗線）及 W_TF（細線）兩組實驗之颱風運動路徑。

一步探討台灣地形對楊希運動和結構變化的影響。由於考慮台灣地形之影響且模式採用 σ 座標，故分析亦採用 σ 座標。首先，非絕熱作用以下式估算：

$$\dot{Q} = \frac{T}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta + \sigma \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) \quad (1)$$

其次， σ 座標之渦度方程為

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & -\bar{v} \cdot \nabla(\zeta + f) - \dot{\sigma} \frac{\partial \zeta}{\partial \sigma} - (\zeta + f) \nabla \cdot \bar{v} \\ & - \left(\frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) - \frac{R}{P_s} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial P_s}{\partial y} - \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial P_s}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

上式中等號左側代表局部渦度變化率，右側依次為水平平流項、垂直平流項、輻合(散)項或渦管拉伸項、扭轉項和力管項。

若不考慮摩擦及非絕熱效應，跟隨颱風環流空氣塊運動之絕對角動量 (M) 是近乎守恆的，因此

$$\frac{DM}{Dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla + \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma} \right) M = 0 \quad (3)$$

其中 $M = \frac{1}{2} f r^2 + r V_\theta$ (V_θ 為切向風速， r 為距颱風中心的距離)。其次， σ 座標系之連續方程可寫為 (其中 P_s 為地面氣壓)

$$\frac{\partial P_s}{\partial t} + \nabla \cdot (P_s \bar{v}) + P_s \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = 0 \quad (4)$$

將 (4) $\times M$ + (3) $\times P_s$ ，即可得角動量通量 ($P_s M$) 方程如下

$$\begin{aligned} \frac{\partial (P_s M)}{\partial t} = & -\bar{v} \cdot \nabla (P_s M) - \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma} (P_s M) \\ & - (P_s M) \nabla \cdot \bar{v} - (P_s M) \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (5)$$

上式等號左側代表角動量通量的局部變化率，當地面氣壓 (P_s) 變化不大時，此項可代表絕對角動量 (M) 的增強或減弱 (即為局部切向風速的增強或減弱)。等號右側第一項為角動量

通量的水平平流，第二項為垂直平流項，第三項為水平輻散(合)項，第四項為垂直輻散(合)；第三項與第四項相加則代表角動量通量的淨輻散(合)。

為瞭解颱風路徑北偏及結構調整期間，維持颱風強度並促使結構趨向軸對稱之物理機制，首先比較控制組及 N_TN 實驗積分 30 小時之模式底層 ($\sigma = 0.995$) 風場及輻散場 (圖 13)。結果顯示 N_TN 實驗中，除颱風中心西南側之輻合極大值區外，在巴士海峽 20°N 附近存在另一東西向輻合帶；控制組實驗中，則因台灣地形阻擋使巴士海峽附近風速及輻合效應明顯減弱，故氣流輻合較集中於颱風中心周圍。分析利用 (1) 式所計算之各層非絕熱加熱率水平分布的結果 (圖 14 僅顯示中層結果) 顯示，控制組實驗中各層之加熱分布較為集中，N_TN 組則較分散，而控制組實驗颱風中心西南側之最大加熱值亦明顯強於 N_TN 者。因此，台灣地形將改變颱風外圍風場分布，進而促使積雲對流較為集中且增強，故控制組颱風將逐漸調整成較為結實的結構。

分析控制組與 N_TN 兩實驗之低層角動量通量收支分析結果 (圖 15) 顯示，水平平流項主宰著角動量通量的局部變化，而水平輻合項則因伴隨垂直輻散項作用，使淨輻散效應幾乎沒有實質貢獻 (故圖 15 中不顯示此項)。此外，透過兩組實驗的比較得知，控制組實驗可經由水平平流效應，在颱風中心西半側產生大範圍之角動量通量增加，東半側則為減少。相對地，N_TN 實驗此現象較為微弱。綜合結果顯示，在颱風受台灣地形影響前，其風場具較高之不對稱性，移向的右方 (東-東北方向) 風速較大。當颱風移近台灣陸地時，台灣陸地有助於

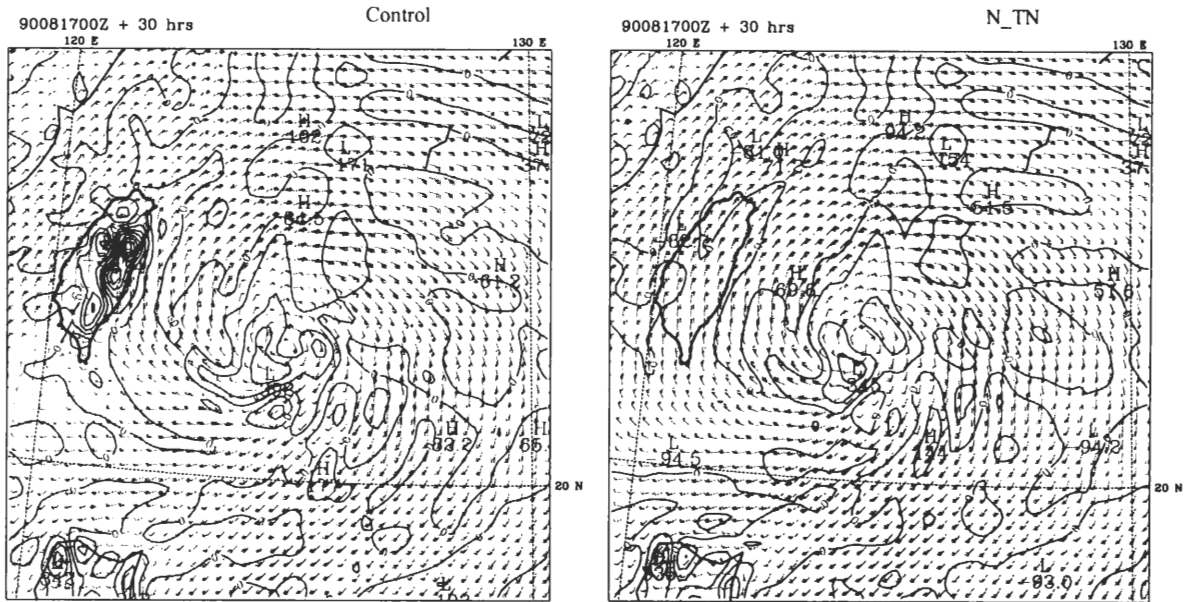


圖 13 控制組 (左) 及 N_TN (右) 兩組實驗積分 30 小時之模式最底層 ($\sigma = 0.995$) 風場及輻散 (等值線間距為 $10^{-4} \text{ } \frac{1}{\text{sec}}$)。

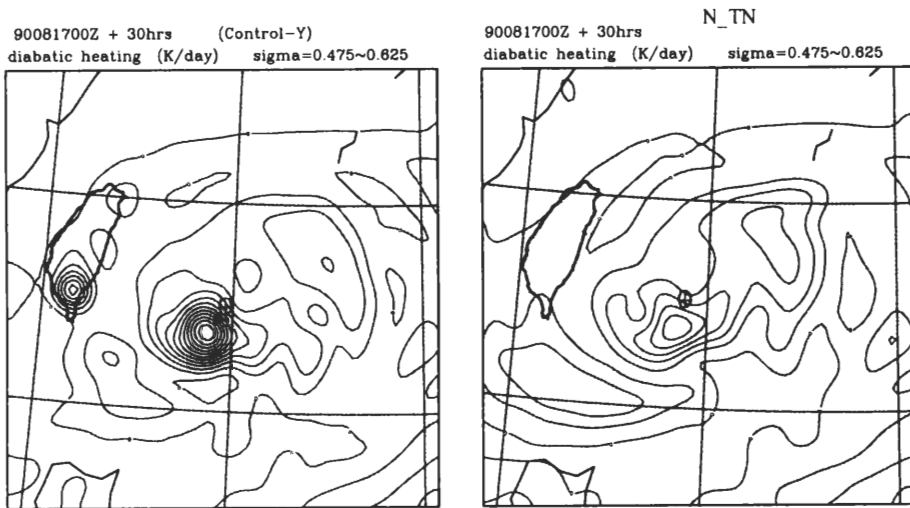


圖 14 控制組 (左) 及 N_TN (右) 兩組實驗積分 30 小時，中層 ($\sigma = 0.475 \sim 0.625$) 非絕熱加熱率水平分布 (等值線間距為 15 K/day)，圖中“十字橢圓符號”為颱風中心位置。

在地形與颱風中心間，產生水平正角動量通量平流；而此動力強迫機制，可促使控制組颱風半徑 200~400 公里之風場更加趨向軸對稱，有利於楊希偏北運動。

當楊希往西北加速移距台灣約 230 公里時 (即實驗積分 45 小時)，控制組實驗之近地層流場顯示，部份颱風西側氣流，將繞過台灣地形，與近中心附近環流交會於颱風的西南側；

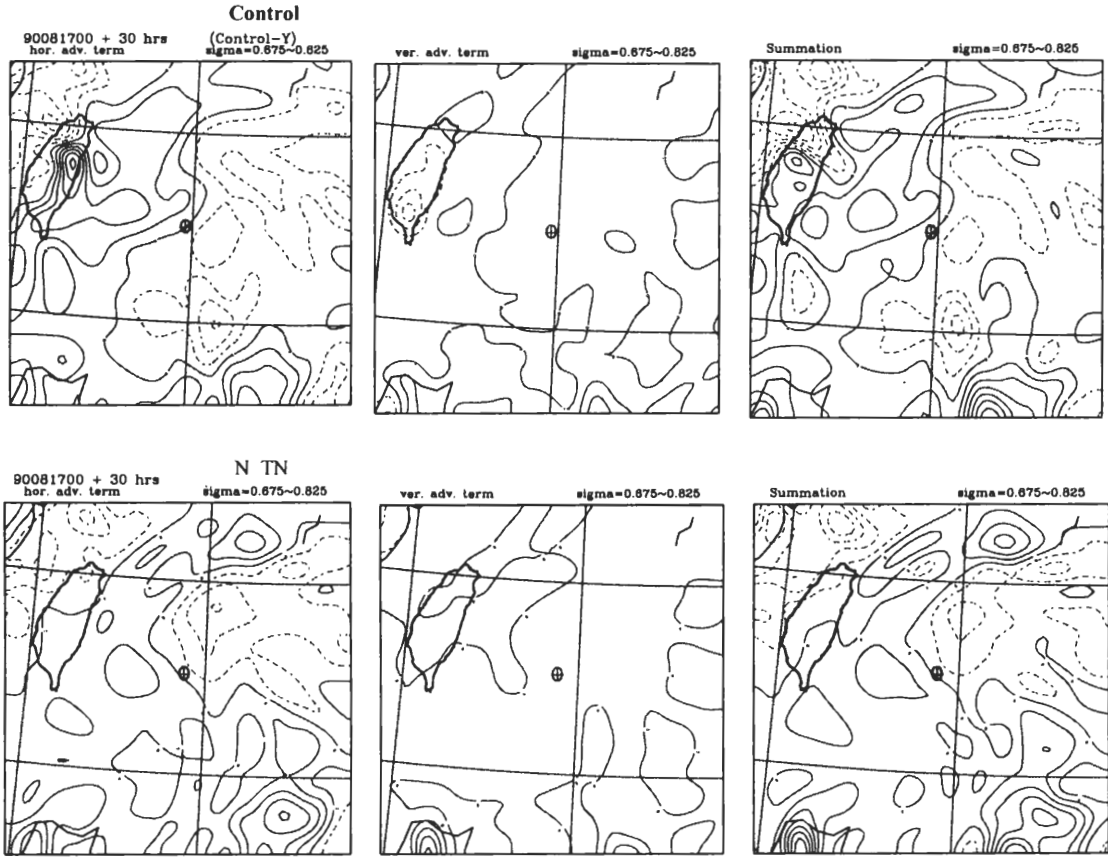


圖 15 控制組 (上) 和 N_TN (下) 兩組實驗積分 30 小時之低層 ($\sigma = 0.675 \sim 0.825$) 角動量收支分析，左圖為水平平流項、中間為垂直平流項、右圖則為總和項 (含淨輻散項)，等值線間距為 $8 \times 10^5 \text{ hPa} \cdot \text{m}^2 / \text{sec}$ ，圖中“十字橢圓符號”為颱風中心位置。

此局部輻合效應，將造成颱風中心西南側對流強度之短暫迅速增強。渦度收支分析結果顯示，近地層 (圖 16) 最大輻合效應發生於颱風中心西南側之氣流交會區；其所造成之上升運動增強，使負垂直渦度平流效應更加顯著。然而，輻合區強烈的上升運動，與位於背風側台灣東岸之下沉氣流，形成較強的垂直運動水平梯度 ($\frac{\partial \zeta}{\partial x} < 0$)，因此，可經由扭轉效應將摩擦所造成之向右相對渦度 (北風向地表遞減， $\frac{\partial v}{\partial \sigma} > 0$) 轉為向上，故扭轉項將造成局部正渦度增加 (主要貢獻來自 $-\frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial \sigma} > 0$)。此外，

氣流輻合所產生之強烈負水平渦度平流，仍抵消部份之渦度輻合效應。綜合言之，輻合及扭轉效應，為促使颱風中心西南側局部正渦度增強的主要動力過程。

低層 ($\sigma = 0.675 \sim 0.825$ ，圖 17) 及中層 ($\sigma = 0.475 \sim 0.625$ ，圖未示) 之渦度收支分析結果則顯示，除颱風中心的西北側外，輻散項對渦度局部變化皆為負貢獻，並將因此抵消部份的水平正渦度平流 (低層為颱風中心的東北側，中層為颱風中心的西南側)。此外，分析風

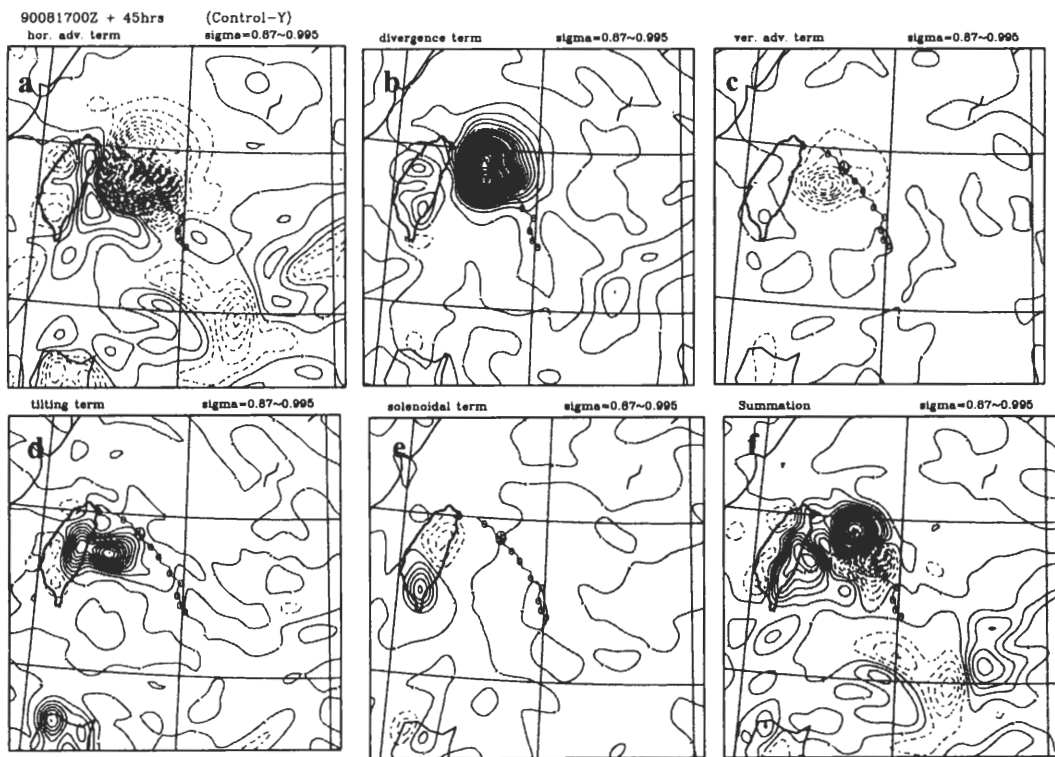


圖 16 控制組實驗積分 45 小時近地層 ($\sigma = 0.87-0.995$) 渦度收支分析，(a) 為水平平流項，(b) 為輻散項，(c) 為垂直平流項，(d) 為扭轉項，(e) 為力管項，(f) 為總和項；等值線間距為 5×10^{-9} ($1/sec$)，“十字橢圓符號”為積分 45 小時之颱風中心位置，橢圓所連接的線條為颱風逐時運動軌跡。

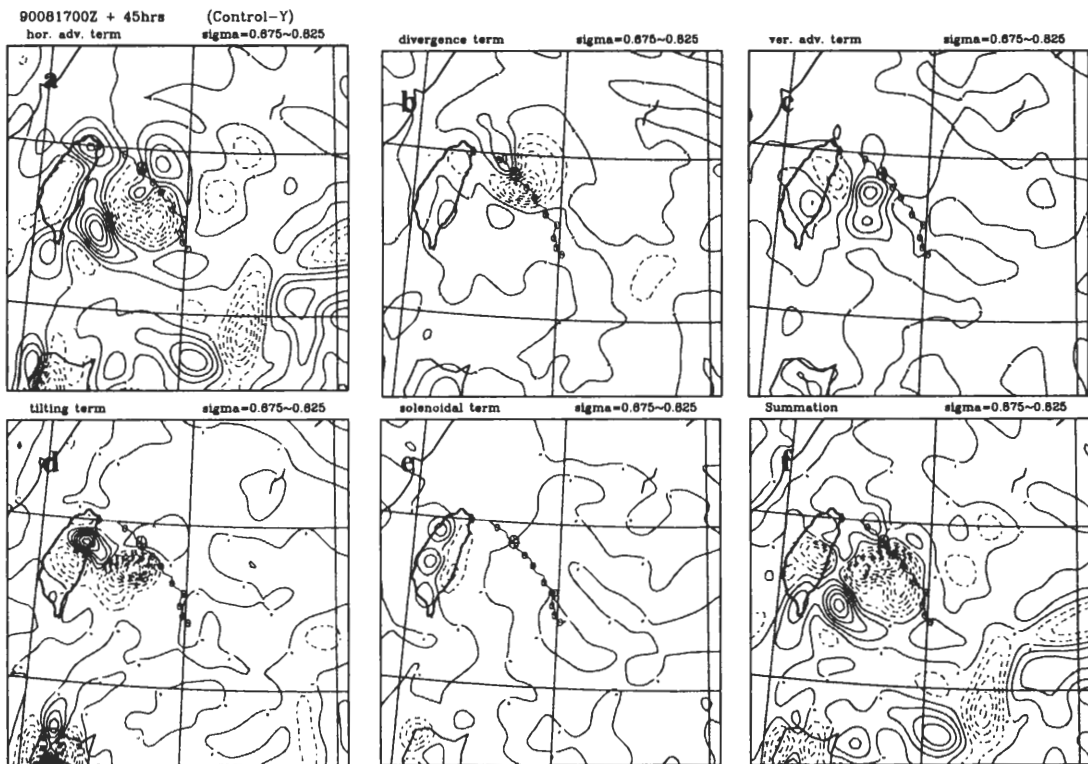


圖 17 控制組實驗積分 45 小時低層 ($\sigma = 0.675-0.825$) 渦度收支分析，(a) 為水平平流項，(b) 為輻散項，(c) 為垂直平流項，(d) 為扭轉項，(e) 為力管項，(f) 為總和項；等值線間距為 5×10^{-9} ($1/sec$)，“十字橢圓符號”為積分 45 小時之颱風中心位置，橢圓所連接的線條為颱風逐時運動軌跡。

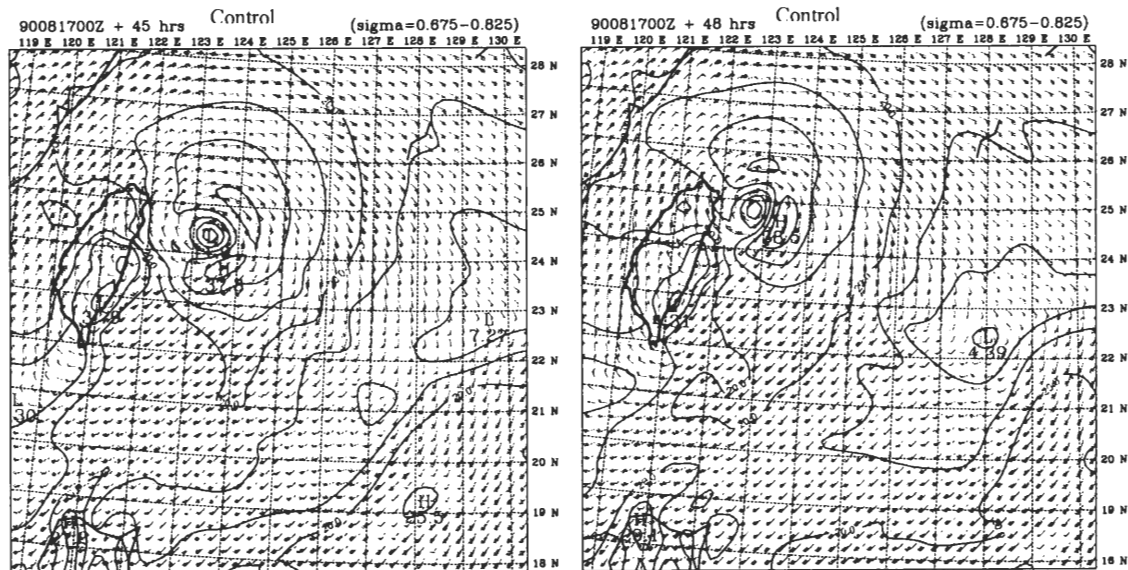


圖 18 控制組實驗積分 45 小時 (左) 及 48 小時 (右) 之低層($\sigma=0.675\sim0.825$) 風場及等風速線分布。

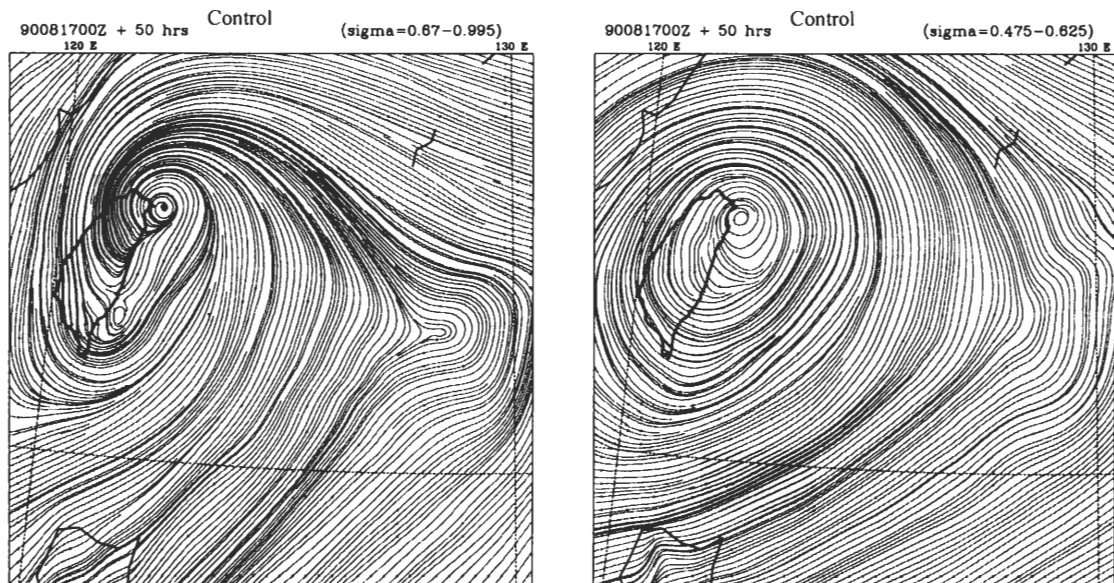


圖 19 控制組實驗積分 50 小時之氣流線分布，左為近地層 ($\sigma=0.87\sim0.995$)，右為中層 ($\sigma=0.475\sim0.625$)。

場資料 (圖 18) 顯示，空氣塊運動之局部加速 (輻散) 或減速 (輻合)，為造成低層及中層近颱風中心附近渦度輻散效應的主因。當颱風逐漸靠近陸地時，由於地形的阻擋與摩擦效應，

將使颱風中心西北側及西側的低層風速減弱，颱風的強風帶也更加集中於中心的北側及東側。因此，低層之颱風中心西北側有明顯的渦度輻合效應 (見圖 17 中的輻散項)。隨著颱風

逐漸接近陸地，風場之東北—西南不對稱分佈，逐漸轉為北—南向之不對稱。由此可知，水平平流效應（中層及低層）加上低層之局部渦度輻合，為導致颱風向西北逐漸轉向西的主要物理機制。

當颱風中心即將以偏西路徑登陸台灣的三貂角時（實驗積分 50 小時），控制組實驗之流場（圖 19）顯示，颱風中心隨高度向南南西方傾斜，環流結構則因地形影響而呈現橢圓狀（長軸走向大致平行於中央山脈）；近地層之台東外海，此時也出現背風副環流。渦度收支分析結果（圖 20 僅顯示低層）顯示，渦度的局部變化

率較積分 45 小時時顯著增強，此時其移速為 12 m/s。圖中同時顯示，低層及中層的水平正渦度平流效應，為促使颱風向西加速登陸台灣的主要機制。此向西加速現象與颱風結構的演變密切相關；由於此時颱風中心離台灣已相當近（約 33 公里），地形效應大幅破壞了颱風西側及南側的風場結構，風速和渦度迅速減弱；此極端不對稱的風速結構，將引發向西的通風氣流，導引颱風向西加速運動（Fiorino and Elsberry, 1989）。同時，颱風中心西側之北風分量，亦將向南平流較大之正渦度（主要貢獻來自 $-v \frac{\partial(\zeta+f)}{\partial y} > 0$ ），因此水平平流效應在颱風即將登陸台灣期間，扮演著相當重要的角色。

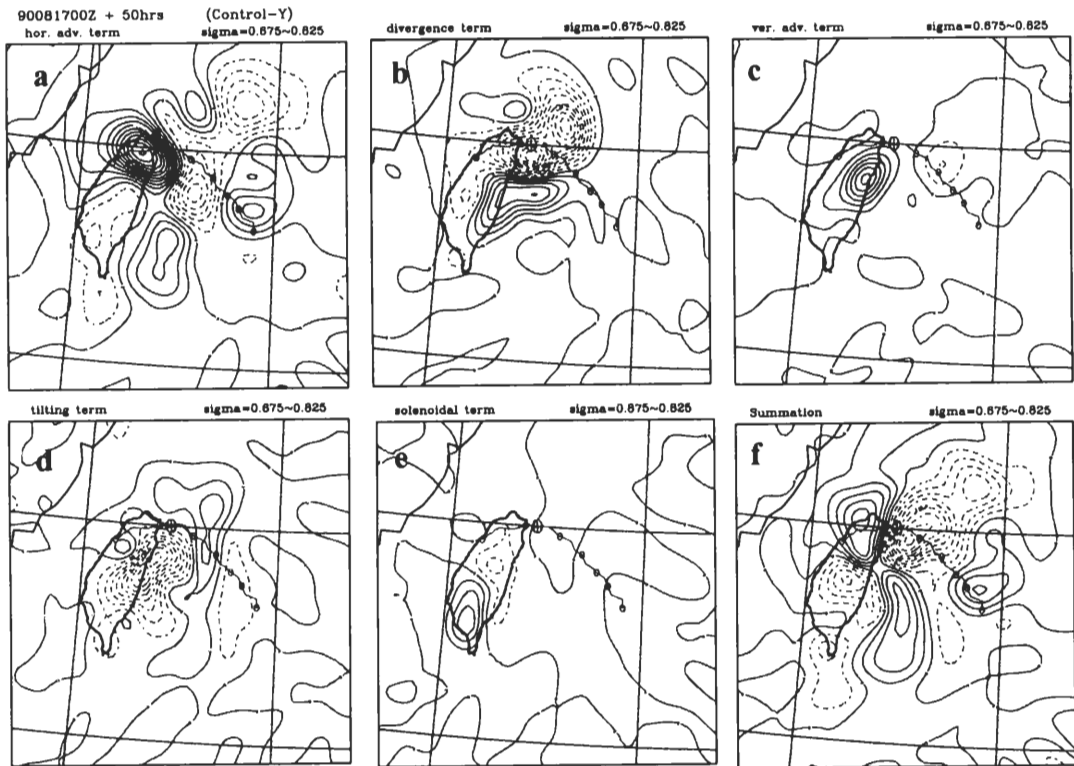


圖 20 控制組實驗積分 50 小時低層 ($\sigma = 0.675 \sim 0.825$) 渦度收支分析，(a) 為水平平流項，(b) 為輻散項，(c) 為垂直平流項，(d) 為扭轉項，(e) 為力管項，(f) 為總和項；等值線間距為 $5 \times 10^{-9} (1/sec)$ ，“十字橢圓符號”為積分 50 小時之颱風中心位置，橢圓所連接的線條為颱風逐時運動軌跡。

前面的分析顯示，楊希中心位在宜蘭東方約 150 公里海面上的 2 小時期間（即約積分 44~46 小時），中心西南側之對流及近地層颱風強度皆出現短暫迅速增強。由於控制組實驗，已能精確模擬出花蓮雷達所觀測到之楊希結構變化，故以下將進一步藉由控制組實驗的模擬結果，探討其中所隱含之物理機制。

首先利用向後軌跡追蹤法，以積分 46 小時為基準點，進行 16 小時之氣塊軌跡追蹤（圖 21）。計算過程先選定中心四周的 6 個點，就氣塊所在之初始高度（ $\sigma = 0.95, 0.9, 0.85, 0.8, 0.7, 0.6$ ）分別進行向後積分。結果顯示，近地層（ $\sigma = 0.8$ 以下）繞行台灣海峽、巴士海峽及台

灣東南部海面的氣流，將與颱風之近中心附近環流輻合於颱風中心西南側；但此現象在低層（ $\sigma = 0.7$ ）及中層（ $\sigma = 0.6$ ）則不明顯。為瞭解此輻合效應的物理意義，乃利用（1）式計算控制組實驗積分 44、45 及 46 小時非絕熱加熱率的水平分布（圖 22）。結果顯示，積分 44~45 小時期間，颱風近中心西南側的低層以下，由於積雲對流的迅速活躍，導致非絕熱加熱率快速增加。此局部之動力輻合效應，將造成潛熱釋放及垂直運動增強，使該處近地層有利氣流進一步輻合。此外，對流加強所導致之垂直運動加速，可透過扭轉效應將向東之渦度（因颱風兩側北風隨高度增加）轉為向上，增加局

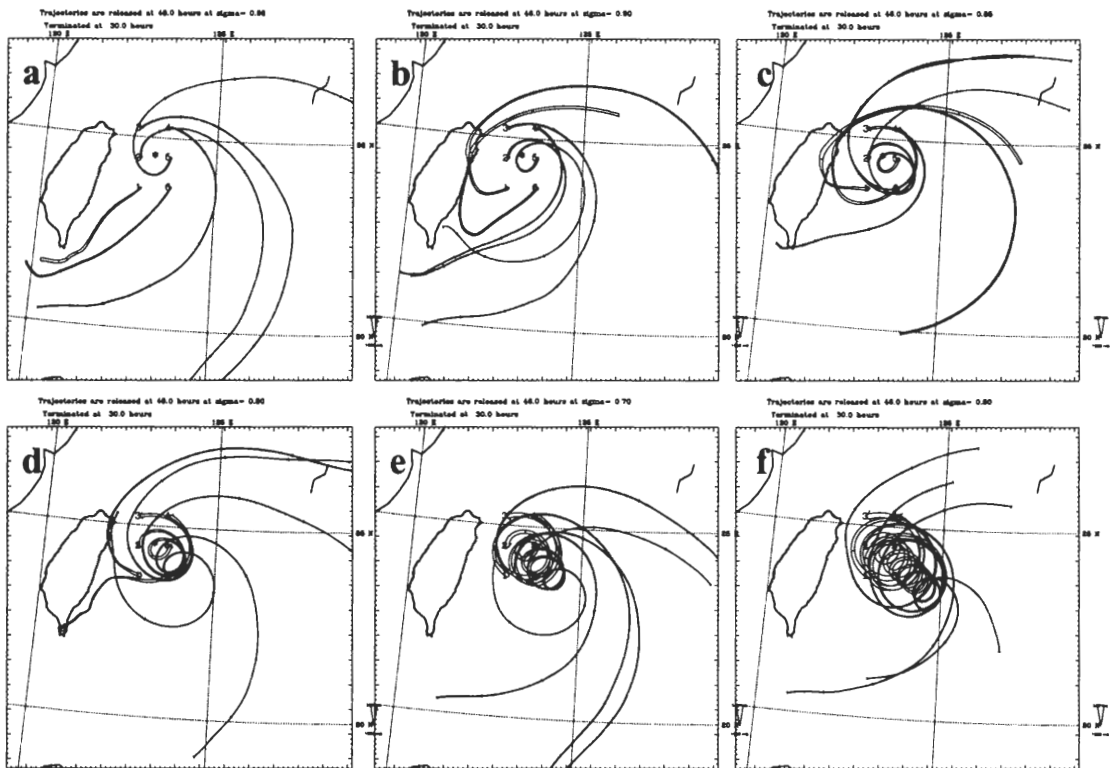


圖 21 控制組實驗於積分 46 小時之向後 16 小時氣塊軌跡圖，圖中*為颱風中心位置。氣塊初始高度分別為 (a) $\sigma = 0.95$ (b) $\sigma = 0.90$ (c) $\sigma = 0.85$ (d) $\sigma = 0.80$ (e) $\sigma = 0.70$ (f) $\sigma = 0.60$ 。

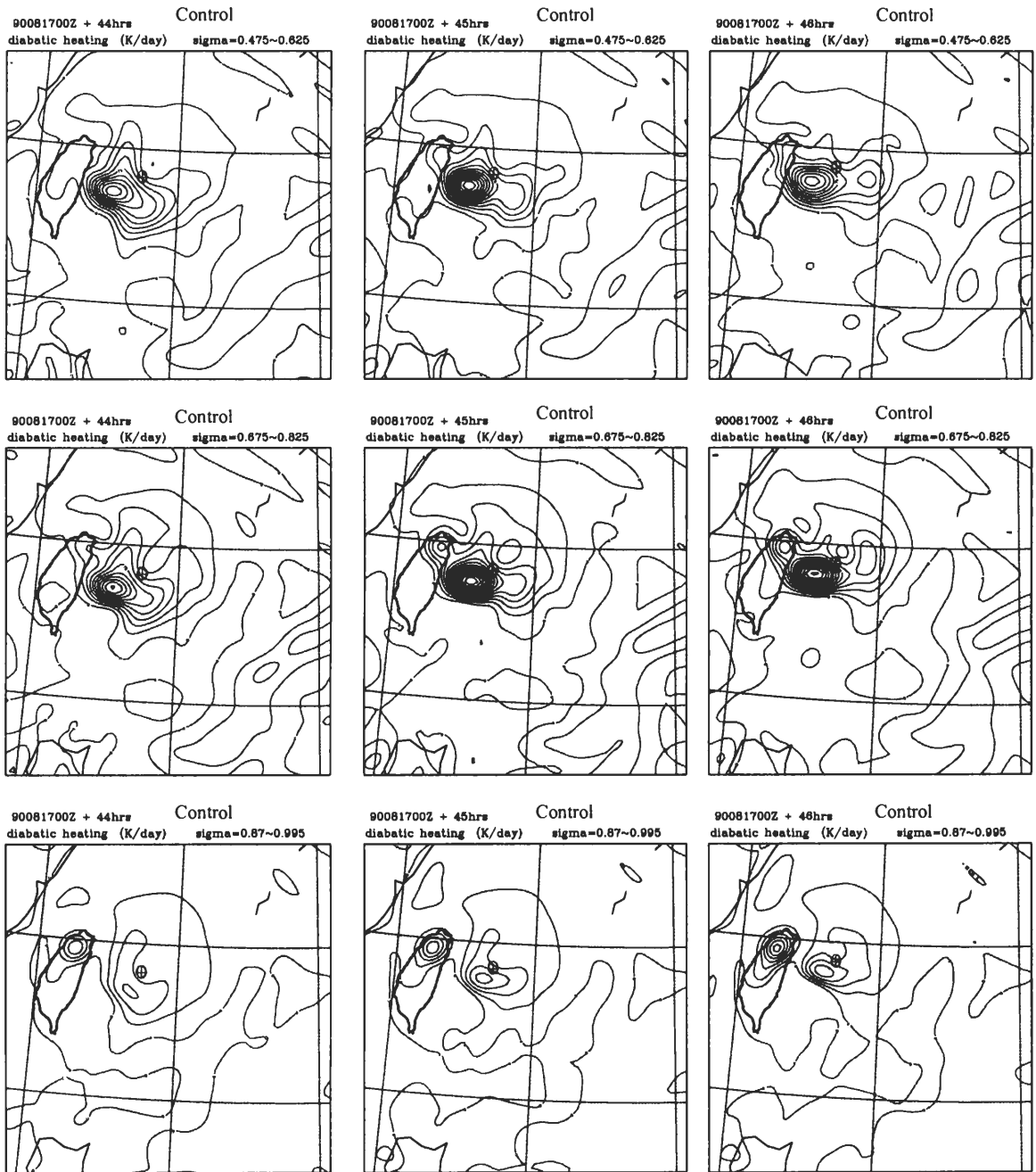


圖 22 控制組實驗積分 44 (左)、45 (中) 及 46 (右) 小時之中層($\sigma = 0.475 \sim 0.625$, 上)、低層($\sigma = 0.675 \sim 0.825$, 中)及近地層($\sigma = 0.87 \sim 0.995$, 下)之非絕熱加熱率的水平分布 (等值線間距為 15K/day), 圖中“十字橢圓符號”為颱風中心位置。

部正渦度；此動力與熱力因素間相互配合，為促使颱風中心西南側對流迅速增強的主因。

綜合上述分析，花蓮雷達所觀測到之楊希回波增強，是由於台灣地形效應導致中心西南側局部輻合及對流加強所致。其實不只楊希颱風出現上述現象，過去的颱風個案亦出現數個相似情況；例如席斯(Seth, 1994)、葛拉絲(Gladys,

1994)及賀伯颱風(Herb, 1996)等颱風，當颱風中心運動至宜蘭東方約150公里附近時，亦常伴隨有回波增強的類似過程(圖23)。其中之物理機制，很可能與楊希診斷分析的結果相似，而透過本研究控制組實驗的模擬結果顯示，此台灣地形引發之對流迅速增強，似將會把部分能量回饋給颱風環流，進而促使颱風強度增強。

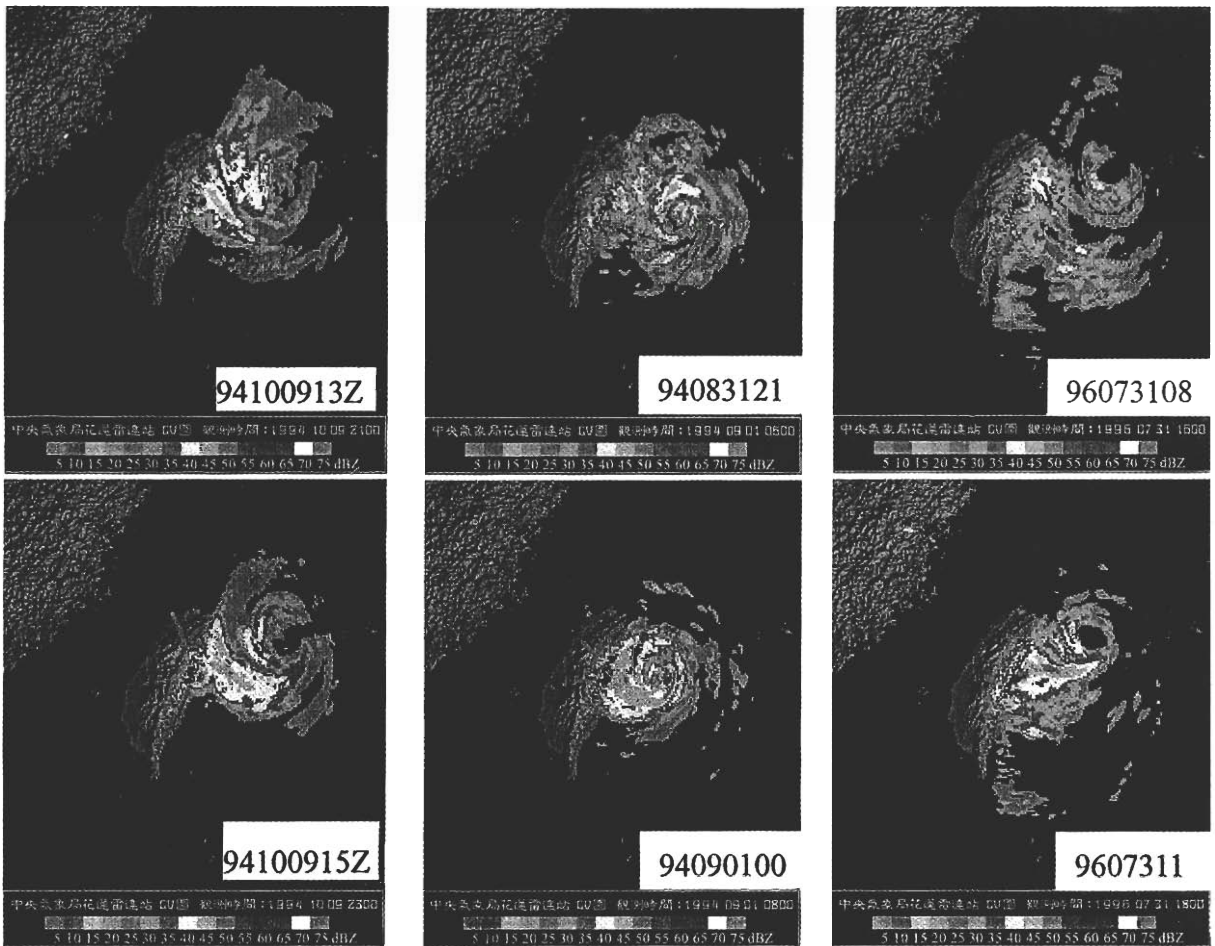


圖 23 花蓮雷達觀測之颱風回波圖，左為席斯(1994)，中為葛拉絲(1994)，右為賀伯(1996)，時間如圖中右下角所示。

七、總 結

台灣地區常於夏秋兩季遭受颱風侵襲而造

成重大災害，增進侵台颱風的了解並提高預報能力，為防災作業之重要課題。另一方面，就科學研究而言，台灣複雜且高聳的地形，除了

對颱風的路徑、強度與結構造成影響外，台灣地區之中尺度環流演變，更是獨特且有趣的科學問題。因此，本研究利用 MM5 進行數值模擬，分析楊希侵台過程；並利用模擬結果進行診斷分析，以探討其中所隱含之物理機制。

在楊希的生命史中，大部份時間皆活動在廣大且旺盛的季風槽內，駛流效應不明顯，使颱風運動路徑出現較大變化。本研究選取之時段內（1990 年 8 月 17 日 00UTC~20 日 00UTC），楊希路徑於 125°E 附近出現大角度北偏，隨後又轉向西北加速；在中心登陸台灣前，中心西南側之對流以及颱風強度出現短暫、快速的增強。本研究利用 MM5，也合理模擬並重現上述現象；透過本研究之診斷分析結果，可將影響楊希路徑及強度變化的物理機制歸納如下：

(1) 楊希向西北運動至 125°E 附近時（距台灣海岸線約 400 公里），路徑呈現大角度向北偏轉的物理機制，可由圖 24 進行說明。由於台灣地形影響，颱風之暴風半徑（圖中近似圓圈區）將逐漸縮小；加上地形與颱風之間的水平正角動量通量平流增大效應，使颱風原本具較大東北—西南風場差異的結構趨向軸對稱（半徑 200~400 公里），颱風的運動路徑，因而出現大角度之向北偏轉。

(2) 當楊希中心運動至 24°N、124°E 附近時（距台灣陸地約 230 公里），路徑逐漸轉向西北，繼而以偏西角度登陸台灣北端的過程，亦可由圖 24 加以說明。由於台灣地形已實質破壞颱風環流結構，使風場的東西向不對稱性更加提高；因而引發之通風氣流，將透過極顯著之水平正渦度平

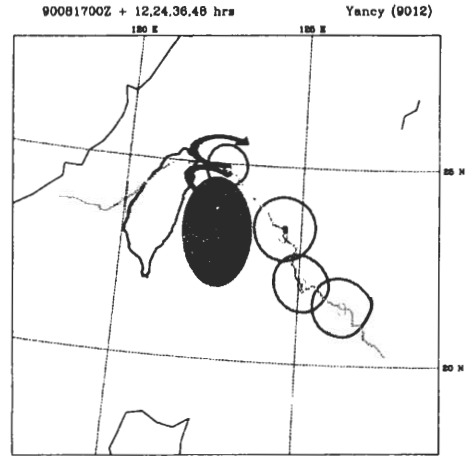


圖 24 Yancy 路徑呈現大角度北偏後，又轉回西北加速，並以偏西之角度登陸台灣北端的概概念圖，圖中陰影區有顯著水平正角動量通量平流，箭號代表台灣地形破壞颱風結構所引發之通風氣流。

流效應，導引颱風向西北加速。當颱風中心運動至東北角外海時，強風速區主要集中於颱風北側；故通風氣流轉向偏西，促使颱風登陸台灣北端。

(3) 楊希中心位於宜蘭東方約 150 公里的 2 小時期間，近地層中心西南側之對流及颱風強度出現短暫迅速增強的現象，則可透過圖 25 來說明。颱風西側之靠近中心環流，與近地層繞越台灣地形的外圍環流，交會於颱風中心西南側，促使積雲對流增強，而對流加強又有利於氣流再進一步輻合。此外，輻合所引發之垂直運動加速，可透過扭轉效應，將向東之正相對渦度（颱風西側之近地層北風隨高度增加）轉為向上。此動力與熱力因素間相互配合，為促使颱風中心西南側之對流與颱風強度，出現短暫迅速增強的主因。



圖 25 Yancy 中心位於宜蘭東方約 150 公里海面上的 2 小時期間，颱風中心西南側之對流及颱風強度出現短暫迅速增強的概念圖。

雖然本研究的實驗結果，對於楊希之侵台特性，有相當不錯的模擬能力；然而 楊希登陸後，中心為何徘徊於北台灣達 12 小時之久，卻無法由本研究的模擬結果進行探討，未來仍值得針對此問題再進一步研究。

誌 謝

感謝劉韶郁、黃麗蓉、陳怡嘉小姐及翁進登先生協助資料處理、繪圖及文書處理；本研究在國科會專案計劃（編號 NSC89-2111-M-002-023 及 NSC90-2111-M-002-028-AP4）支持下完成。

參考文獻

- 王時鼎, 1954: 颱風橫越台灣中央山脈之研究。中國天氣分析月刊, 4 卷, 10 期。
- , 1989: 侵台颱風風場特性及各地陣風預報研究。國科會防災科技研究報告, 77-58 號。

- 李清勝與林慧娟, 1999: 侵台歐菲莉颱風 (1990) 之數值模擬。大氣科學, 27, 235-256。
- 吳俊傑、卓瑜甄及顏自雄, 1999: 葛拉絲颱風 (1994) 及其受到台灣地形影響之研究。第二部份: 數值模擬。大氣科學, 27, 29-59。
- 喬森、黃清勇及郭英華, 1996: 黛特颱風的 MMS 數值模擬。大氣科學, 24, 123-144。
- 黃清勇與許依萍, 1998: 台灣地形對理想型颱風環流變化之影響。大氣科學, 26, 281-324。
- 謝信良、王時鼎、鄭明典及葉天降, 1998: 百年侵台颱風路徑圖集及其應用。中央氣象局專題研究報告, CWB86-1M-01, 共 497 頁。
- 簡國基與李清勝, 1999: 西進侵台颱風之模擬分析。第六屆全國大氣科學學術研討會, 636-641。
- 簡國基, 2000: 台灣地形對侵台颱風之影響—TCM-90 個案之模擬與分析。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文, 共 310 頁。
- Bender, M. A., R. E. Tuleya and Y. Kurihara, 1985: A numerical study of the effect of a mountain range on a landfalling tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 567-582.
- , 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 130-155.
- Brand, S., and J. W. Brelloch, 1974: Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 708-713.
- Chan, J. C. -L., and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1257-1265.
- Chang, S. W., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1255-1270.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-

- dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Elsberry, R. L., 1990 : International experiments to study tropical cyclones in the western North Pacific. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 1305-1316.
- Fiorino, M., and R. L. Elsberry, 1989 : Contributions to tropical cyclone motion by small, medium, and large scales in the initial vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 721-727.
- Kuo, Y. H., 1997 : Interaction of typhoon Dot 1990 with the topography of Taiwan : A numerical experiment. The 22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Ft. Collins, Colorado, 19-23 May 1997, 236-237.
- Lee, C. -S., 1992 : A preliminary analysis of two typhoons when moving across Taiwan. Proceedings of the 2th International Conference on East and Western Pacific Meteorology and Climate. 205-212. World Scientific, Singapore.
- Lin, Y. -L., J. Han, D. W. Hamilton and C.-Y. Huang, 1999 : Orographic influence on a drifting cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 534-562.
- Shapiro, L. J., and K. V. Ooyama, 1990 : Barotropic vortex evolution on a beta plane. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 170-187.
- Wang, Y., and G. J. Holland, 1996 : The beta drift of baroclinic vortices. Part II: Diabatic vortices. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3737-3756.
- Yeh, T. -C., and R. L. Elsberry, 1993 : Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part I: Upstream track deflections. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3193-3212.
- Zhang, D. L., and R. A. Anthes, 1982 : A high resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.

A Numerical Simulation and Analysis of Typhoon Yancy (1990) During Its Landfall on Taiwan

Gou-Ji Jian^{1,2} Cheng-shang Lee²

¹ Forecast Center, Central Weather Bureau

² Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 29 October 2001 ; in final form 22 March 2002)

ABSTRACT

The motion of Typhoon Yancy exhibited two major changes prior to its landfall on Taiwan during the Tropical Cyclone Motion Experiment in 1990 (TCM-90). This study attempted to simulate the changes in motion and structures of Yancy using PSU/NCAR MM5 and to investigate the physical processes leading to the changes of Yancy's motion. Results showed that the control experiment, with the model initial time at 51 hours before landfall, simulated reasonably well the landfall point and time as well as the major track changes prior to landfall. Besides the control experiment, two experiments were made for inter-comparison. One was made with Taiwan topography being replaced by ocean condition and the other with a weaker mid-latitude trough. A detail comparison and analysis had revealed that the effect of Taiwan topography was the dominant factor that caused the major changes in Yancy's motion before landfall.

Results showed that the radius of gale force wind decreased due to the influence of Taiwan topography when Yancy moved northwestward to the place 400 kilometers off Taiwan coast. The wind field at radii 200-400 km, which was axis-asymmetric originally with stronger wind to the east, became more axis-symmetric due to the increased angular momentum flux at region between typhoon and Taiwan. Such change in wind field structure tended to drift typhoon toward northward. When Yancy moved to the place 200 km off Taiwan coast, the axis-symmetric structure of inner wind field was destroyed significantly by Taiwan topography. The inner wind field became axis-asymmetric with stronger wind to the northeast and later shifted to the north. The advection effect of the ventilation flow associated with the axis-asymmetric inner wind field caused typhoon to change its moving direction from northward to northwestward and then speedup westward.

In addition, the convection to the southwest of typhoon center was enhanced, accompanied by an increase in typhoon intensity, during a two-hour period when typhoon was located 150 km east of I-Lan. Such phenomena were also simulated in the model. An analysis of model results showed that the inner circulation to the west of typhoon center merged with the outer circulation, which moved around Taiwan topography at the region to the southwest of typhoon center. This merging effect enhanced the vertical motion and convection. The enhanced vertical motion, in turn, caused an increase in vorticity via twisting effect and was conducive to the quick increase in convection.

Key words: Typhoon, Typhoon Landfall, Numerical Simulation