

颱風侵台的數值模擬

葉天降

中央氣象局資訊中心

Russell L. Elsberry

美國海軍研究學院氣象系

摘要

本文引用數值模擬研究颱風侵台的結構變化，雖然在模擬中之台灣地形和颱風結構都做了簡化但其結果和地面上之實際觀測分析有許多是相似的，其中包括低壓副中心及副渦旋中心之生成。結果亦顯示低壓副中心之生成主要是因為地形引致下沉增溫之結果，此副中心並不移出而發展成爲下游之氣旋中心，在地形作用之下，在地形附近之風場和高度場間並不存在簡單之平衡關係（如梯度風），而以風場較具代表性。在本文中我們也將討論兩種不同類的氣旋在山下游重整。

一、前言

台灣位處於西太平洋之濱颱風主要移動路徑之上，據氣象局之統計，自民國前 15 年至民國 79 年這 94 年間共有 340 次颱風侵襲臺灣，這平均每年有三至四次之颱風來訪造成許多財物及生命之損失，而其中約有一半的颱風其中心登陸台灣造成更嚴重之災害。因此，颱風被列爲本省四大異常天氣之首，例年來中央氣象局及國內研究單位皆投入許多人力財力進行研究，期對颱風有進一步了解，以增進颱風預報準確率，減少災害損失。

在世界上其它許多地方（如日本、美東等）也都受相似颱風系統的侵害而投入許多的研究，然而在本島最特別的是存在有高聳的山脈，而山之尺度又相似於中心暴風雨圈之尺度，因此地形與颱風之交互作用更增加了預報作業和學理了解上的困難。這種山脈地形在颱風環流、強度及路徑變化上之重要性早爲國內學者所重視（如王 1954；Hsu 1960；Li 1963 等），而在國際間有更廣泛的研究則待 1970 年之後（如 Brand and Blelloch 1973、1974；Chang 1982；Bender et al. 1987；Ishijima and

Estoque 1987）。

在衆多研究之中，王（1980）首先收集了最多颱風侵台的個案，這些個案充分顯露了地形作用之複雜與多樣性，這些颱風之運動路徑可由些微的受山曲折到中心之不連續。而在颱風之結構上，他也羅列了許多個案顯示常被引用簡化呈中心對稱的颱風架構在高山影響下不再適用，王等（1992）之結果也顯示局部性的差異由風速很大的角隅地帶到背風靜風區相鄰僅數十公里，這些結果說明了本省颱風預報較其它地區更困難，也顯示進一步了解的必要性。

杜和陳（1992）引用 TATEX 期間黛待（DOT）颱風來襲時加設於台南附近之探空觀測發覺過山氣流之下沉作用和副中心之形成有密切相關性。Lee（1992）引用都卜勒雷達測資料討論楊希（Yancy）和歐菲莉（Offila）颱風在台灣山脈下游重整之現象，他發覺此兩颱風中心在山下游首先出現在上層而後逐漸往下，詳細之探討則正在進行之中。鑑於觀測資料十分有限，本文主要報告利用數值模擬來探討颱風侵台的可行性及一些結果。

二. 數值模式與模擬設計

本文所採用的原始區域預測模式原自於美國海軍研究實驗中心 (Madala et al. 1987)，經多次改善後其對綜觀及中尺度天氣系統之預測能力受相當的肯定 (Chang et al. 1989； Holt et al. 1990)。此模式除了未包含較完整之大氣輻射過程外其它主要之物理作用如積雲 (郭氏參數化 Kuo 1974)、地表邊界層 (TKE- ϵ 參數處理)、大尺度降水、擴散等都包含了。

表一：模式垂直層次

Model level	Sigma level	Approximate pressure (mb)
1	0.05	50
2	0.15	150
3	0.25	250
4	0.35	350
5	0.45	450
6	0.55	550
7	0.65	650
8	0.75	750
9	0.82	820
10	0.86	860
11	0.90	900
12	0.93	935
13	0.96	960
14	0.9775	977
15	0.99	990
16	0.9975	997

差分化後之模式係構建在沿地表起伏之 σ 層面上，為考慮地表高山之存在，低層大氣有相當高之解析度，使有較完善之邊界層處理，在模擬裡在 800 hPa 以下共設 8 層，而其它 8 層則均置於中高層大氣間，各層所在之 σ 面如表一。

在水平方向，氣象變數依 Arakawa-C 方式配置，格距為 45 公里，含蓋面積為 3600 公里 (東西) \times 2250 公里 (南北)，其中並假設地轉科氏參數為等值 (處於 20° N)，且地表無曲率以免除科氏效應 (參見 Elsberry 1987) 等之影響使凸顯地形效應。

在模擬中台灣山脈高度 $h(x, y)$ 簡化成以下之分布：

$$h(x,y) = h_{max} \cdot \cos\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{R}{R_{size}}\right) \quad \text{當 } R < R_{size}$$

$$= 0 \quad \text{當 } R \geq R_{size}$$

此式中 h_{max} 是最高處高度， R_{size} 則為一參數以控制山脈之尺度。以 \cos 函數之地形較常被引用指數函數在海岸線附近有較陡峭的斜率和台灣東部海岸較一致。而當 R 定義為

$$R = \sqrt{\left((x-x_c)^2 + \left(\frac{y-y_c}{e}\right)^2\right)}$$

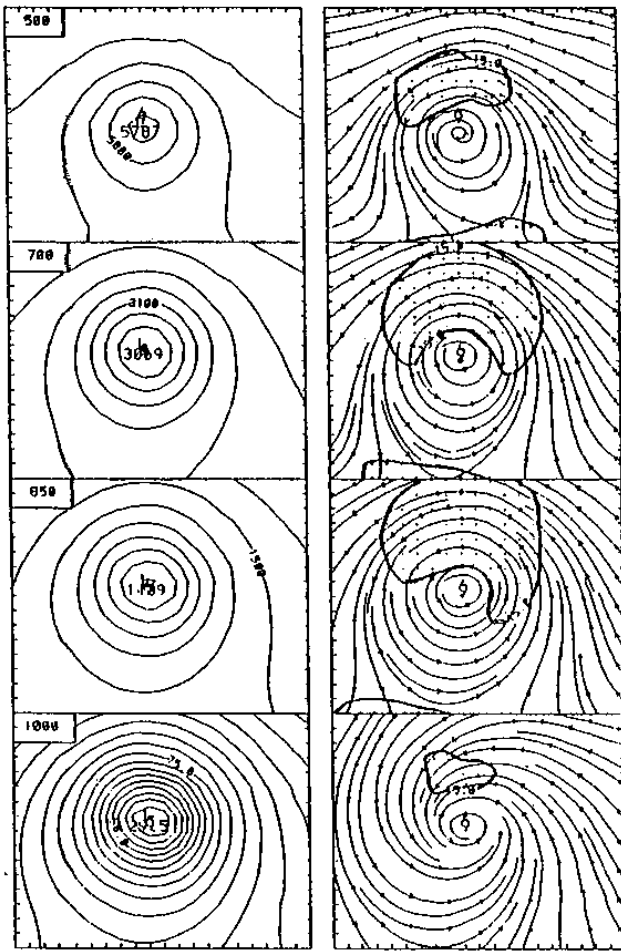
時山呈橢圓外形，中心位於 (x_c, y_c) ，南向與東西向尺度之比率為 e 。在本文各模擬皆採用 $h_{max} = 2500$ 公尺，南北延伸 410 公里，東西寬為 320 公里，較實際山脈稍低且寬。

表二：模擬之初始大氣結構，其中 V_{max} 為初始擾動之最大風速值。

Level (mb)	T (K)	RH (%)	V_{max} (m/s)
50	216.7	30	0
70	216.7	30	0
100	216.7	30	0
150	216.7	30	-15
200	217.4	30	-30
250	221.0	30	-15
300	228.6	30	0
350	235.5	30	6
400	241.5	40	9
500	251.9	50	21
600	260.8	60	30
700	268.6	80	30
850	278.7	80	30
925	287.4	90	30
1000	287.4	90	30

sea surface temperature = 301.0 (K)

模擬所採用之初始大氣結構呈條件性不穩定 (表二)，此種大氣如低層有足夠舉升能力時就會有水汽凝結釋放潛熱，第二類條件不穩 (CISK) 之機制可以在這種大氣裡維持或經由一些初始擾動產生相當近似於颱風的運動。模擬所用颱風之結構即為以低層呈 Chan and Williams (1987) 之氣旋式速度分布上層呈反氣旋之初始擾動經 72 小時積分後之結果。此種結構平均之 900 hPa 最大風速約為 17 m/s，15 m/s 等風速半徑約為 200 公里，屬於較弱、較小之颱風。而當此結構移植於駛流為 -5 m/s 大氣時，其結構大致保持不變，穩定向西稍偏北移動，風場、

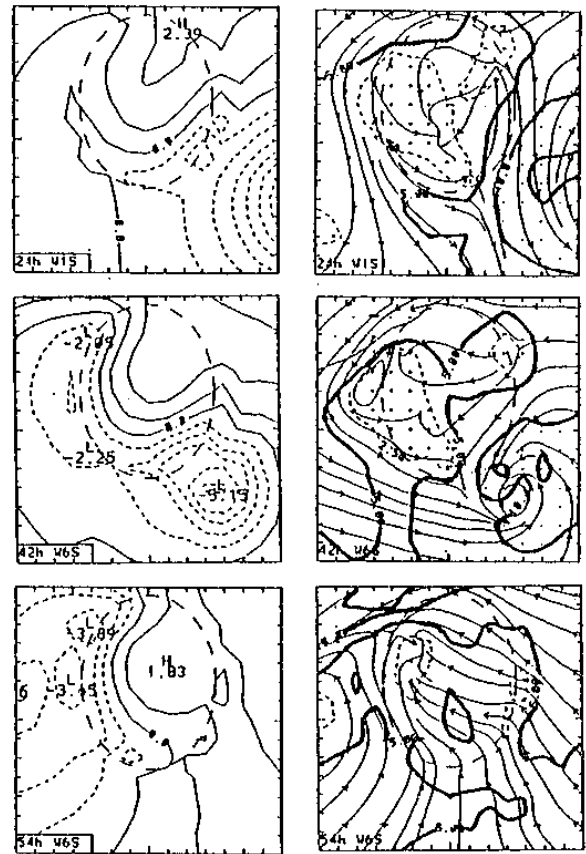


圖一：颱風結構在-5m/s 等駛流場中 48 小時後之高度場與氣流分布。

高度場中心，低層、中層中心也都清晰可見且重合在附近（圖一）。

在進行颱風侵台模擬之前首先求駛流場受山形障礙體之影響。駛流等風速大氣 (-5 m/s) 在引進前述之山形障礙體後，氣流即受抬升與側偏，在經 48 小時之模擬後在山之上游和兩側大致已趨穩定，而在山之下游則有渦旋向西移出和 Smolarkiewicz and Rotunno (1989) 之結果相似。

颱風侵台模擬之做法係將前述之颱風結構移植於有山存在之駛流場內，在-5 m/s 平均駛流場之實驗裡，颱風中心之起始位置在山上游 810 公里處，如此颱風中心大致在 36 小時之後才會較接近山形障礙而有足夠時間觀察其結構變化。移動颱風南北之起始位置則可得不同之颱風侵台部位。於後之討論個案係一颱風其起始位置在山中心往南 270 公里，而侵進山之南部。



圖二：山形障礙（橢圓虛線）存在時海平面壓力和風場隨時間（24h、42h 及 54h）之變化情形。

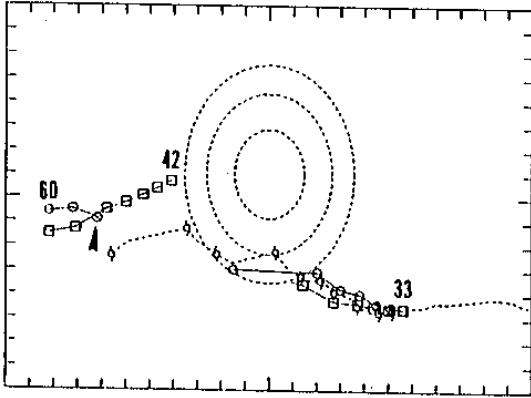
三 結果討論

有山存在時（圖二），即使颱風中心離地形還遠（如 24h）在山附近之環流即已受到很大改變，明顯之槽／脊分在山之西／東兩側。當颱風中心逐漸移進山時（如 42h）在山西側槽區之副低壓中心清晰可見，而在 54h 原中心已消失在台灣南端時，低層中心約在山下游 300 公里處並繼續向西移，此為新的氣旋中心。

同一時段之氣流分布顯示在山之迎風區之風速明顯減弱，而中心尚遠風速小時大部分之氣流並不直接越山而是繞山運動。而當中心接近風速增強時（如 42h）才有較明顯之爬山氣流因而使弱風區減小。在部分繞山氣流受山阻隔繞過山之南側流回颱風中心時與山之東側受山匯聚加速之氣流形成明顯之風切氣流輻合區。這些局部環流特性與王等 (1992) 分析相當近似。

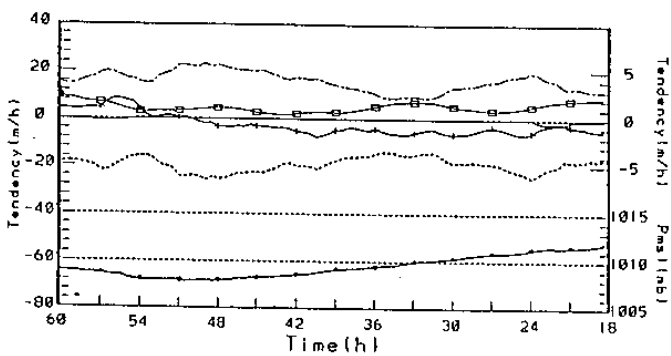
在 42h 之氣流圖中另一重要的局部環流結構是在山之西側生成副渦旋，此種結構和王 (1980) 之分

析（在他的圖 3.3b）十分相似，雖然其時王氏強調副低壓中心，然由圖二可見副渦旋中心之位置和副低壓中心位置並不一致，同時在山附近風與氣壓（或高度）場之分布並不存在簡單之平衡（如梯度風）關係。

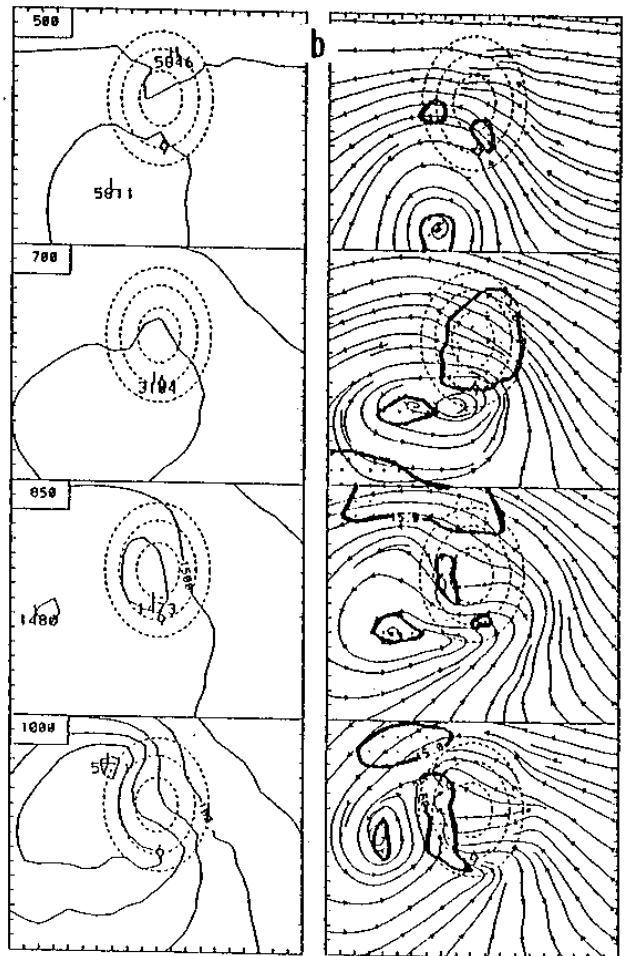
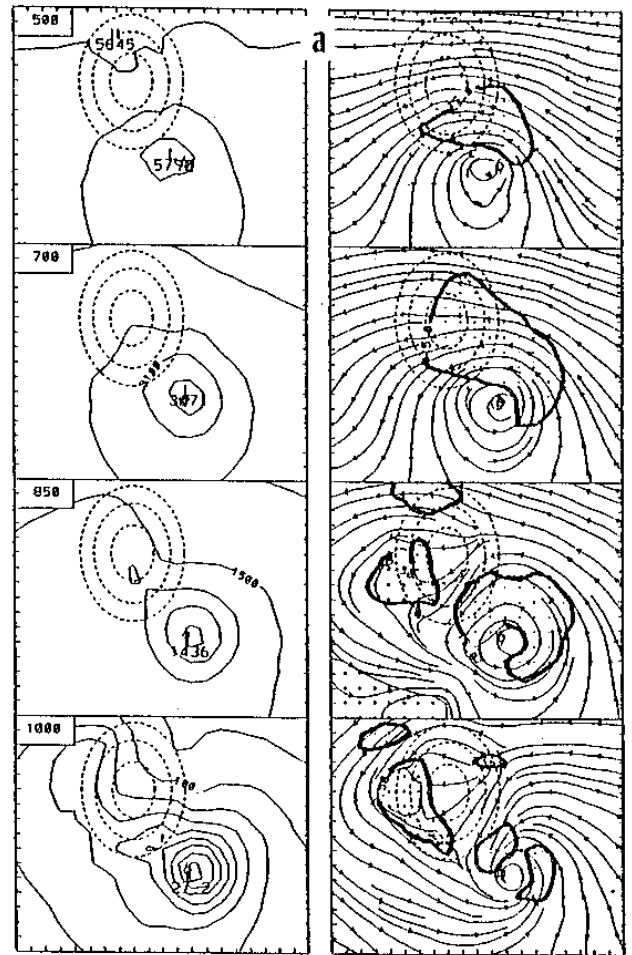


圖三：海平面壓力中心（圓型）、風場中心（方型）和 700mb 高度場中心（颱風符號）之移動路徑圖。各標示符號區間為 3 小時，起自 33 時。箭號所指處為下游氣旋壓力中心起始位置。

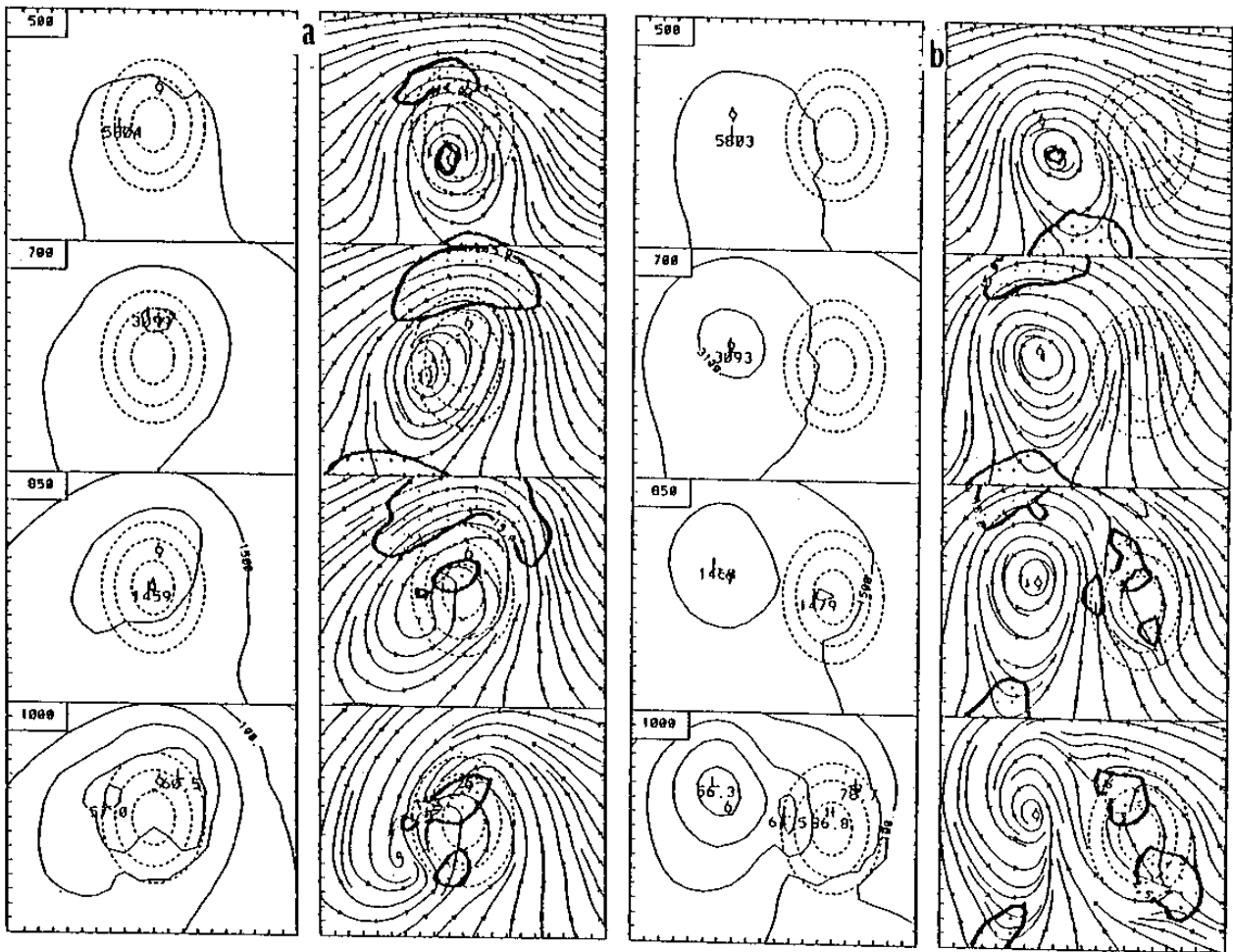
這個副渦旋在原中心在山之南部逐漸消散時已移至山之西方，在此時則有一低壓在附近而成為新的氣旋中心繼續西移。詳細之各中心移動情形如圖三。值得一提的是副低壓中心在山西側並不西移，新氣旋中心是在副渦旋西移時逐漸整合而出現新的地面低壓中心。



圖四：副低壓中心附近之壓力變化和 1000hPa 高度趨勢變化圖（+號連線尺度見左側標示），因下沉作用（虛線），平流（方型連線）兩分量之尺度見右側標示。點虛線為其它分量之總和。



圖五：渦旋過山 (a)39h 及 (b)51h 在各層之高度與風場分布。



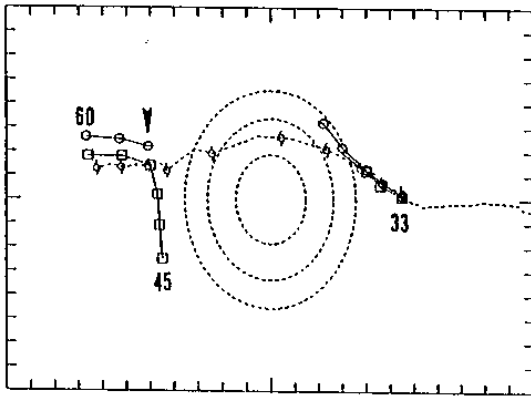
圖六：相似於圖五，但為侵向山之中部渦旋在 (a) 45h 及 (b) 60h 之結構。

為探討副低壓產生之原因，圖四繪示在副低壓附近（在山中心處以西 135 公里）之地面壓力隨時間之變化，而在 48h 前此區壓力逐漸下降主要乃因有下沉氣流增溫所致，這結果和杜與陳 (1992) 之觀測一致，顯示氣流因山造成下沉增溫為產生背風槽或低壓中心之主要原因，由於因山而起之下沉運動主要發生在山之附近同時此副中心之結構亦與颱風中心之結構截然不同（討論參見 Yeh 1992），此些現象支持副中心並未移出、發展而成新的氣旋中心。因此過山後氣旋之整合過程值得進一步探討。

地表以上觀測資料之缺乏為分析診斷地形對颱風影響之最大瓶頸，由圖五模擬結果顯示此個案在山背風區之副渦旋或副中心係首先出現在低層（如 39h），700hPa 以上在山之東方則主要為東風，即使在 700hPa 以下在山之上游區也是主要為東風，因此山下游渦旋之產生和障礙體在等速流體小 Froude

數產生成對之尾流渦旋 (Smolarkiewicz and Rotunno 1989) 相似，只是因為颱風具有很大過度和曲線流動因此反氣旋渦流並未出現。

在副渦旋移出山形障礙後（如 51h）其厚度逐漸發展，雖然此時 700hPa 之低壓中心乃在山之南方，等高度線則在副渦旋處有發展呈新中心的趨勢，這種由下層先出現副中心而後往上發展之情形和 Lee (1992) 所見颱風楊希和歐菲莉之情況不同，相似於兩颱風整合過程由上層往下之情形發生在颱風侵近台灣中部之模擬（圖六）。當低層（如 1000 及 850 hPa 兩層）原中心遇地形消散時較上層之結構則受較少破壞而繼續西移，在 45h 時 700hPa 之高度場中心正在山中心北方而氣流中心則已在山之西側，此時 1000hPa 上游低壓中心殘留在山之東北角而有副中心生成於西側，原風場中心則完全被破壞而於山之西南側生成一副中心唯此副渦旋中心之風力甚弱。其後上層之中心繼續西移而 1000hPa 之渦



圖七：相似於圖四，但為侵向山之中部渦旋各中心之移動路徑。

旋中心則迅速以西北方向朝上層中心處移動並於 54h 時地面可見低壓中心而為整合後之氣旋中心（如圖七）。模擬終止（60h）時之結構見圖六。Yeh(1992) 發覺這兩個模擬實驗颱風渦度之變化有很大不同，當原颱風中心（如趨近南部）在山之上游受很大阻擋和破壞時，下游氣旋之渦度並非由原中心平流而來，因此整合過程緩，而當颱風侵近中北部時，颱風雖受山阻擋，有時氣流中心雖被破壞同時產生副渦旋，然而部分之原中心渦度仍可由平流傳至山之下游，因此當渦度中心繞山平流至山之西側時副渦旋將迅速發展同時快速移向此渦度中心（參見圖七）。

四結語

由於觀測資料之缺乏，研究台灣地形對颱風之影響十分不容易，數值模擬之結果（如在山附近之局部環流）和觀測所得之特性十分相似，可見其為另一可行之方法以探討這個複雜的問題。由於篇幅有限，我們僅以一例大略說明颱風侵台造成副低壓之可能原因、各種中心分離和移動情形以及在過山後之整合過程，詳細之討論以及因不同颱風（如強／弱，移動快／慢，侵台位置）可能導致之不同在 Yeh(1992) 之論文裡有進一步之討論。

誌謝

感謝美國海軍研究實驗室 S. W. Chang 博士提供數值模式、美國海軍研究學院氣象系提供電腦設備以及 C. -P. Chang 教授之協助使本文得順利完成。第一作者並感謝國家科學委員會及中央氣象局在各方面之支助，部份研究並受美國 NSF 之支持（ATM-910649 及 INT901249）。第二作者感謝 NPS Direct Research Fund 之資助。

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。
- 王時鼎，1980：台灣近海颱風運動及強度預報法，國科會研究報告 018 號，100pp。
- 王時鼎、蔡清彥、林民生，1992：台灣中央脈所引起之颱風環流中之副流分析。天氣分析與預報研討會論文彙編，1992/4/23- 25，台北。209-242。
- 杜奮恆與陳泰然，1992：TATEX 期間黛特颱風之診斷分析。天氣分析與預報研討會論文彙編，1992/4/23-25，台北。243-252。
- Bender, M. A., R. E. Tuleya and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 130-155.
- Brand, S., and J. Blelloch, 1973: Changes in characteristics of typhoons crossing the Philippines. *J. Appl. Meteor.*, 12, 104-109.
- Brand, S., and J. Blelloch, 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.
- , 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1255-1270.
- , K. Brehme, R. Madala and K. Sashegyi, 1989: A numerical study of the East Coast snowstorm of 10-12 February 1983. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1766-1776.
- Elsberry, R. L., 1987: Tropical cyclone motion. Chap. 4 in *A global view of tropical cyclones*, R. L. Elsberry, Ed., Office of Naval Research, 189 pp.
- Holt, T., S. W. Chang and S. Raman, 1990: A numerical study of the coastal cyclogenesis in GALE IOP 2: Sensitivity to PBL parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 234-257.
- Hsu, Y. C., 1960: The problems of typhoon forecasting over Taiwan and its vicinity. Proc. U. S. Asian Military Weather Sympos., 9-12 Feb. 1960.
- Ishijima, S., and M. Estoque, 1987: An observational study of orographic effects on west-bound typhoons crossing Taiwan. *J. Meteor. Soc. of Japan*, **65**, 455-467.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on a large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Lee, C.-S., 1992: The analysis of two typhoons when making landfall on Taiwan. Proceedings, The Second International Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate. 7-10 September 1992, Hong Kong Meteorological Society. Hong Kong. (inpreparation)
- Li, P. C., 1963: Terrain effects on typhoons approaching Taiwan. Proc. U. S. Asian Military Weather Sympos., 3-7 Feb. 1963.
- Madala, R. V., S. W. Chang, U. C. Mohanty, S. C. Madan, R. K. Paliwal, V. B. Sarin, T. Holt and S. Raman, 1987: Description of the Naval Research Laboratory limited area dynamical weather prediction model. NRL technical report No. 5992, Washington, D.C., 131 pp.
- Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1989: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154-1164.
- Yeh, T.-C., 1992: Effects of Taiwan orography on the motion and structure of typhoons. Ph.D. Dissertation, Naval Postgraduate School, Monterey, CA 93943, U.S.A., 304pp.

Numerical simulation study of typhoon crossing Taiwan

Tien-Chiang Yeh
Computer Center, Central Weather Bureau

Russell L. Elsberry
Department of Meteorology
Naval Postgraduate School

Numerical model simulations of west-moving typhoon approaching and crossing Taiwan are shown to contain many of the observed surface structure. These structures include the formation of troughs, the secondary low(s), the wind convergence zone and the secondary vortex.

The 1000 hPa height tendency analysis shows the barrier-induced subsidence warming is the dominant term contributing to the formation of the secondary low. As the strong terrain-induced subsidence warming is locked near the barrier, the secondary low does not move away from the barrier to become the cyclone center downstream.

The terrain-induced height (pressure) and wind fields are generally not in a simple balanced relationship, especially for area close to the barrier. A clear distinction between the height field and wind field is required in determining the storm track. This study suggests attention must be focused on the wind field as the wind field is more coherent in time and the height field is considerably modified by the local temperature distribution over the barrier. Two types of the vortex reorganization occurring on the downstream of the barrier are simulated and discussed.