

台灣東南海域侵台颱風中尺度環流結構與演變

劉仲潤、何台華、張茂興

國防大學中正理工學院應用物理系

摘要

本文利用綠島 C 波段都卜勒氣象雷達觀測資料，分析 2000 年 8 月 22 日碧利斯颱風(Bilis)個案，由西太平洋海域朝西北進入台灣東南海域。並以美國國家大氣研究中心(National Center for Atmosphere Research; NCAR)研發的 SOLO II、SPRINT、CEDRIC 等雷達分析軟體，分析颱風在開闊洋面上與接近台灣東南部海域時之雨帶變化、垂直結構與徑向風場特徵。

碧利斯颱風在開闊洋面上(約距離綠島雷達 320 公里)，其外圍雨帶前緣之胞狀對流區域(cellular)，本文稱之為遠距外圍雨帶(farther outer rainband)，在颱風氣旋環流與山脈地形所形成的管道區域內，輻合發展，並逐漸移向海岸山脈，這些胞狀對流受到海岸山脈及中央山脈南側形成管道現象，在海岸山脈的地形坡度屏障抬昇下，開始影響到東部地區。距離綠島雷達 200 公里，遠距外圍雨帶逐漸與外圍雨帶及地形繞流回波匯流結合，並促使颱風行進方向之第二象限持續組織發展。當颱風逐漸進入距綠島雷達 100 公里範圍以內時，外圍雨帶開始受到東部海岸山脈地形屏障阻擋，使台灣花、東地區、中央山脈產生可觀的降水量。另外台灣東南海域；在地形繞流回波、外圍雨帶與第二眼牆，形成氣流匯流輻合現象，衍生成大範圍面積的回波區，由垂直徑向風場分析，此時第一、二眼牆風速值均達到最大值階段。

1、前言

Black and Willoughby[6]指出，螺旋雨帶通常存在內眼牆周圍，因而形成部份或完整對流圈，且此對流圈常含有一結構良好風速極大值，此種內外對流圈型態，稱為同心圓眼牆(concentric eyewall)或雙眼牆颱風。所以由碧利斯颱風在開闊洋面的非都卜勒平面位置指示(non-Doppler mode plane position indicator，簡稱 PPI)雷達回波演變圖來看，依其中尺度的降水特徵類型分為：外圍雨帶前緣胞狀對流區域(cellular)，本文稱之為遠距外圍雨帶(farther outer rainband)、外圍雨帶(outer rainband)及中心區域(central area)等三部份，遠距外圍雨帶屬於對流區域，外圍雨帶及中心區域則屬層狀降水(stratiform)區域。

Marks et al. [19]認為整體氣旋環流降雨類型，主要分為眼牆區域中尺度對流性降水，與雨帶區域的層狀性降水兩種型態，但

何[12]分析奧托颱風(1998)，行進方向第一象限外圍雨帶線狀對流回波，對流強度有大於眼牆現象。Barnes et al. [18]提出當雷達回波強度大於 25dBZ，定義為該區域雨帶，本文分析碧利斯颱風時，將引用此定義。另當外圍雨帶在未與台灣東部及東南部地形接觸時，本文則定義為開闊洋面上行進之颱風。

2、非都卜勒模式平面位置指示

當颱風從開闊洋面上向台灣移近過程，首先面臨中央山脈與海岸山脈天然屏障，其外圍雨帶與眼牆演變，均因距離而改變。本節將探討綠島雷達回波場、垂直剖面、徑向風場分佈特徵及降雨的分佈情形，並配合同路徑奧托(1998)颱風作比對，期能了解地形影響下由東南侵台氣旋環流中尺度特徵演變過程與垂直徑向風場之分佈變化。

2.1 颱風外圍雨帶受台灣東部地形影響的演變

碧利斯中心距綠島約 320km 時以雙眼牆類型(concentric eyewall)出現，雖中心風速已達 50m/sec 以上，但第一眼牆(inner eyewall)、第二眼牆(outer eyewall)皆為 C 字型式，洋面外圍雨帶在其行進方向右側出現較強回波，與圖 1 之何[12]分析 1998 年 8 月 4 日奧托颱風相同，但生命期約僅維持約 1 小時。另圖 2(A)依颱風行進方向區分四象限區，圖 2(A)至(D)為外圍雨帶前緣胞狀對流區，稱遠距外圍雨帶，在距離綠島雷達約 200km 時；較具組織性並逐漸移向海岸山脈。第一、二眼牆、外圍雨帶在行進方向，回波也明顯增強。當中心由距雷達 320 向 200km 移近期間：

2000 AUG 22 02:40UTC GRI 1° PPI



圖 1 綠島雷達半徑 480 公里 PPI 掃描圖：2000 年 8 月 22 日 0240UTC 碧利斯颱風(Bilis)雷達回波圖。此圖以綠島雷達為圓心，最內圈為半徑 80 公里，最外圈為 480 公里。

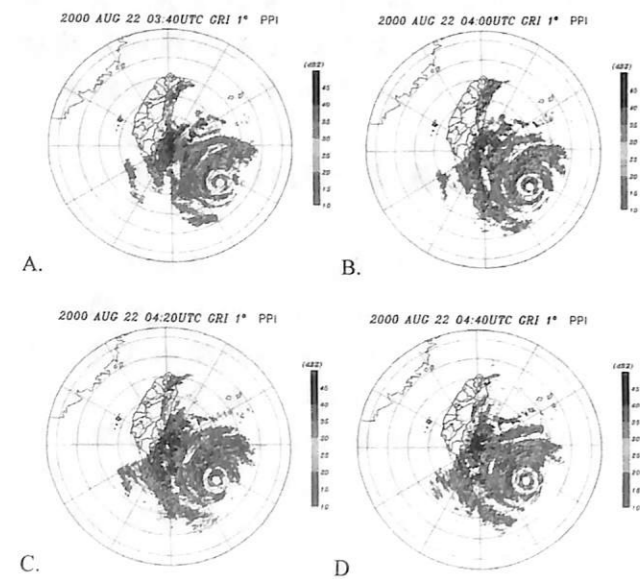


圖 2 綠島雷達半徑 480 公里 PPI 掃描，(A)~(D) 為 8 月 22 日 0340~0440UTC 碧利回波。

1. 由回波可研判中心雙眼牆颱風、外圍雨帶及遠距外圍雨帶，第一、二眼牆均呈 C 型。
2. 在行進方向及氣旋旋轉加成效應下，遠距外圍雨帶胞狀對流，在約 200km 距離時；呈較具組織性並且移向台灣東部地區。
3. 約 200km 距離時，第一、二眼牆、外圍雨帶在其行進方向，回波也明顯增強。

2.2 探討開闊洋面上颱風環流結構特徵

針對距綠島約 200km 以內回波特徵作討論；中央山脈南段與恆春半島東方海域，遠距外圍雨帶在此區內常有被加強現象。圖 3(A)颱風中心距離綠島約 200km，外圍雨帶胞狀對流區逐漸擴大，在受海岸山脈地形舉升下，產生阻擋情形，圖 3(B)至(D)在此段距離第一、二眼牆、外圍雨帶回波呈明顯增強趨勢，此外由圖 3(A)至(D)時間序列；遠距外圍雨帶逐漸與外圍雨帶結合，因而促使第二象限回波明顯增強。在王(1999)中尺度地面分析圖(圖 4)，探討在此距離時；恆春半島西面受氣旋環流繞中央山脈氣流效應；出現西北偏西風系，大武更出現偏南風，恆春半島東岸氣流則因第二眼牆在海岸山脈、中央山脈南段地形間形成之區域屏障，為偏東北風系，造成該區域回波逐漸加強。所以當颱風由距離綠島雷達 200km 向 100km 移近：

1. 遠距外圍雨帶在海岸山脈地形屏障下，受地形坡度舉升作用，產生抬昇、消散。
2. 遠距外圍雨帶與外圍雨帶，在東南部地形影響下，產生匯流輻合現象，促使行進方向的第二象限回波開始明顯增強。
3. 第一、二眼牆逐漸發展成為具有較完整而封閉式的形式。

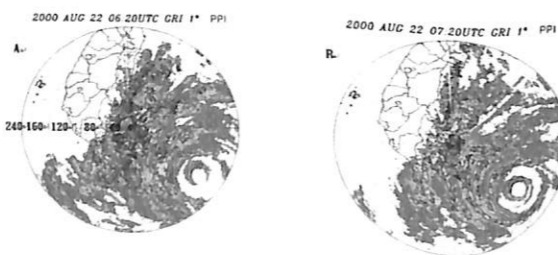


圖 3 綠島雷達半徑 240 公里 PPI 掃描，(A)~(B) 分別為 2000 年 8 月 22 日 0620UTC~0720UTC 碧利斯回波場。以綠島雷達為圖

心，最內圈半徑為 40 公里，最外圈為 240 公里。

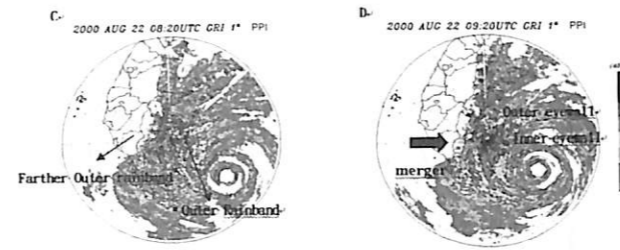


圖 3(續) 綠島雷達半徑 240 公里 PPI 掃描，(C)~(D)分別為 2000 年 8 月 22 日 0820~0920UTC 碧利斯之回波場。

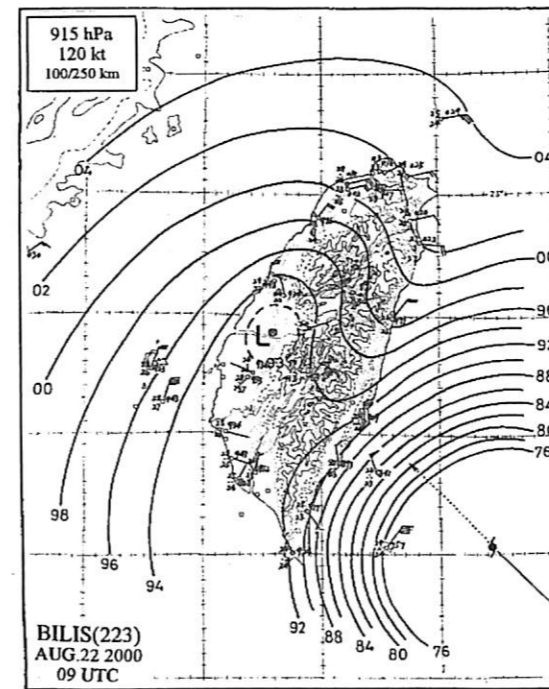


圖 4 2000 年 8 月 22 日 0900UTC 中尺度地面分析圖，中心氣壓 915hpa，中心最大風速 120 哩/時，暴風半徑 100 公里為 50 哩，半徑 250 公里為 30 哩。(www.cwb.gov.tw)

3. 都卜勒模式平面位置指示

3.1 說明台灣東部地形影響下颱風環流結構變化

颱風外圍環流受中央山脈地形影響產生繞流，造成恆春半島東方海域、東南部山脈與颱風眼牆間風速增強。上述現象都對氣流有增強效應。當颱風移近台灣東南海域，圖 5(A)外圍雨帶在行經方向及旋轉作用下，受海岸山脈地形屏障而產生阻擋堆積，對該區產生持續性降水，圖 5(A)至(F)為碧利斯移近距綠島約 80km 時；外圍雨帶右側接觸海岸

山脈產生明顯阻擋現象，在地形前緣常伴隨較強回波，第一、二眼牆也發展成封閉性結構，第二眼牆與東部海岸山脈間；即行進方向第二象限回波明顯增強、範圍擴大，在綠島雷達摧毀前最後資料時間(8 月 22 日 1145 UTC)，第二眼牆回波與恆春半島附近所產生回波產生匯流輻合現象，在第二象限附近衍生大範圍面積回波。圖 6(A)至(C)藉 2 公里時間序列都卜勒模式等高度平面位置顯示(CAPPI)分析；第二眼牆徑向風速達 60m/s，圖 6(D)至(F)為第二眼牆與山脈地形管道區域間第二象限徑向風速隨時間增強。研判颱風中心與綠島距約 120km 時；

1. 雨帶右側與海岸山脈接觸受地形的阻擋。
2. 第一、二眼牆呈現封閉式結構。
3. 第二眼牆與海岸山脈、中央山脈南段間所形成之屏障區域，促使氣流被加強，回波面積範圍擴大。
4. 第二眼牆與外雨帶結合產生大範圍回波。

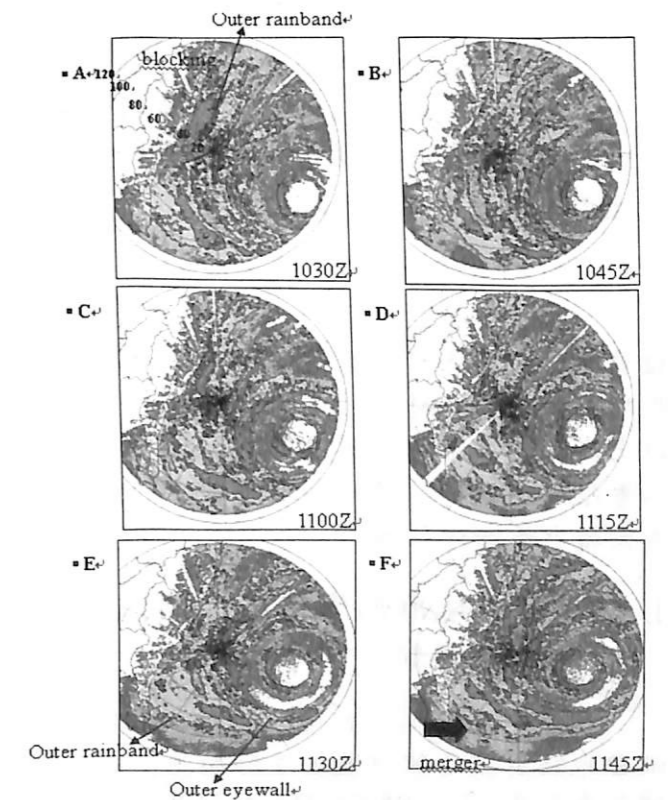


圖 5 綠島雷達 120 公里都卜勒模式 PPI 圖，2000 年 8 月 22 日 (A) 1030UTC~最後資料時間 (F) 1145UTC 碧利斯回波場。

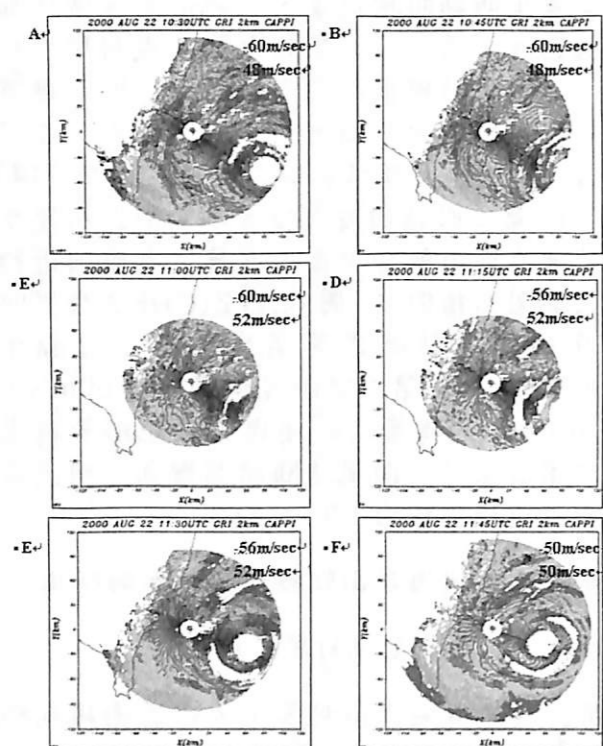


圖 6 8 月 22 日 (A) 1030UTC~(F) 1145UTC, 2 公里都卜勒模式 CAPPI 徑向風場。

3.2 都卜勒垂直徑向風場分析

配合連續時間序列的 2.0km 之都卜勒模式 CAPPI 徑向風場(如圖 6), 可研判颱風中心與綠島雷達相距約 80km 時, 是颱風環流受地形影響最為明顯的距離。

8 月 22 日 1030UTC~1145UTC 徑向風場分析, 最大風速仍於第一象限第一、二眼牆位置, 期間風速值更達 80m/s 以上。海岸山脈附近風速明顯變小, 但隨逐漸移近, 2.5km 以上高度第二眼牆與東南部山脈地形間, 第二象限風速則有隨時間漸增趨勢, 回波強度與面積也逐漸增加擴大。

4. 台灣東部地形影響下颱風環流變化的中尺度機制

在 200 往 160km 距離移近時; 遠距外圍雨帶胞狀對流已較組織, 並移向海岸山脈, 圖 7 為 8 月 22 日 0500UTC 之 240km 非都卜勒模式 PPI, 以中心區域為原點 a, 分別對遠距外圍雨帶 b 及外圍雨帶 c 垂直剖面示意, 圖 8 為同時時間 240km 非都卜勒模式 PPI 剖面, 外圍雨帶強回波大於內圍雨帶及中心區

域, 並顯示內圍雨帶對流比中心區域旺盛。圖 9 為 0540UTC, 240 公里碧利斯非都卜勒模式 PPI, 由 a 到 c 為至恆春半島示意圖。圖 10 為同時時間 CAPPI 垂直剖面。顯示開闊洋面上之氣旋環流, 其中尺度結構非如 Marks and Houze [19]及 Black and Willoughby[6]所觀測的結構; 反呈現相反配置類型結構。受到地形影響後, 位於雨帶區域, 也伴隨有旺盛對流尺度運動, 由垂直剖面的回波值演變過程分析, 雨帶對流運動比中心區域眼牆環流更加旺盛的現象。

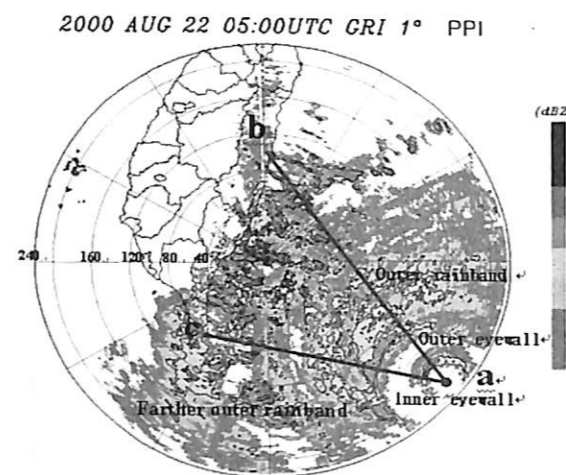


圖 7 2000 年 8 月 22 日 0500UTC, 240 公里非都卜勒模式 PPI 圖, 以中心區域為原點 a, 分別對遠距外圍雨帶 b 及外圍雨帶 c 作垂直剖面示意圖。

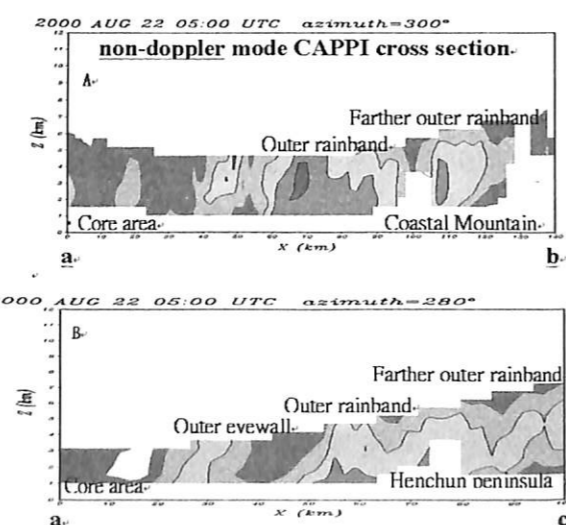


圖 8 於 8 月 22 日 0500UTC (A) 240km 非都卜勒模式 PPI 剖面分析圖, 外圍雨帶強回波顯然大於內圍雨帶及中心區域, (B) 顯示內圍雨帶對流比中心區域旺盛。

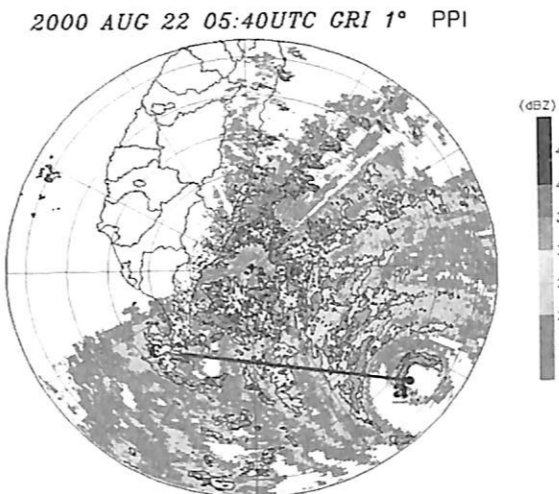


圖 9 0540UTC, 240 公里碧利斯非都卜勒模式 PPI, 由 a 到 c 為至恆春半島的示意圖。

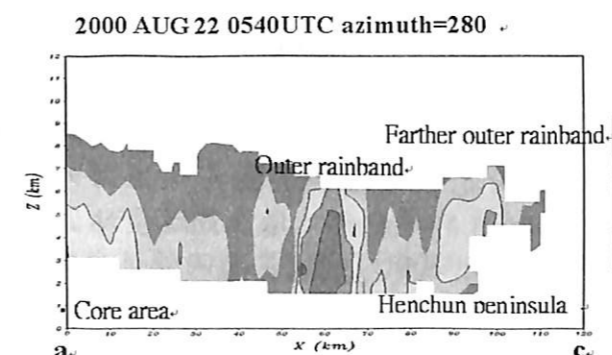


圖 10 540UTC 碧利斯 CAPPI 垂直剖面圖。

5. 颱風受地形影響的關鍵距離

5.1 Woods and Brown 中心定位原理

颱風進入雷達半徑 120km 都卜勒模式平面位置體積掃描, 將藉由 Woods and Brown [8] 所提出方法, 定出颱風中心位置。當颱風中心距離雷達站 240km 以上, 則藉弱回波中心或幾何中心定位, 主觀定量性分析方法; 定出颱風中心與綠島距離, 探討對暴風半徑達 250 公里颱風環流開始受地形影響關鍵距離。

5.2 地形引發眼牆與雨帶間變化垂直剖面分析

5.2.1 非都卜勒模式 CAPPI 垂直剖面分析圖

圖 11 由 22 日 0700~0840UTC 四時間序列 CAPPI 中心定位圖, 藉由弱回波中心定位; 為颱風中心距離綠島 120~100 公里, 對應到颱風中心和旭海測站間垂直剖面圖(未示), 在旭海東邊海域之外圍雨帶在第二眼牆與山脈地形間, 常伴隨有強對流、回波, 且

時有比第二眼牆活躍的情形。所以, 颱風中心距離綠島雷達在如此範圍; 外圍雨帶在第二眼牆與地形的範圍間, 明顯受加強作用。

由 0720~0840UTC 三時間序列 CAPPI 中心定位對應垂直剖面, 第二眼牆與外圍雨帶間強回波演變消長變化, 隨著颱風中心距離改變, 第二眼牆隨時間逐漸減弱, 外圍雨帶則增強, 在颱風中心距離綠島 100~120km 範圍, 由 PPI 雨帶演變, 遠距外圍雨帶與外圍雨帶逐漸產生匯流輻合情形, 在 CAPPI 垂直剖面所呈現是匯流輻合的演變下, 促使外圍雨帶與第二眼牆回波強弱的消長(未示)。

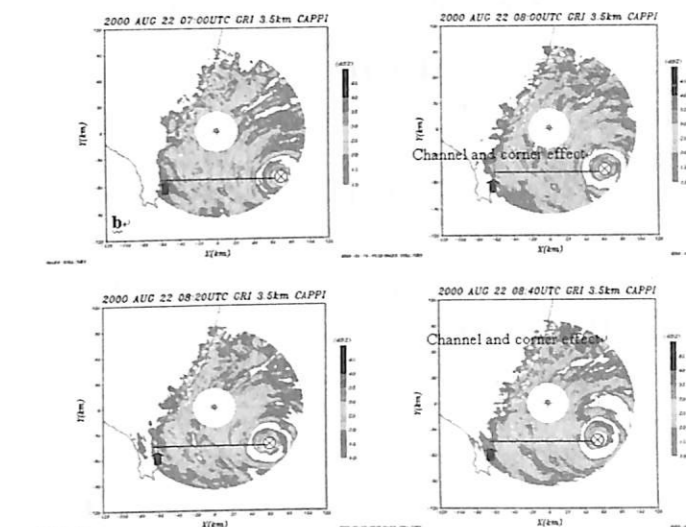


圖 11 22 日 0700~0840UTC 碧利斯時間序列 3.5 公里非都卜勒模式 CAPPI 中心定位圖。颱風中心距綠島約 120~100 公里, 紅色箭頭所指為旭海測站。

5.2.2 都卜勒模式 CAPPI 垂直剖面分析圖

2000 年 8 月 22 日 1015UTC 起, 為颱風中心進入距離綠島約 100 公里以內都卜勒掃描範圍, 以颱風中心為原點, 分別以海岸山脈的池上、恆春半島的旭海兩個雨量站為參考點, 旭海附近的強回波, 在介於第二眼牆與山脈地形間發展, 而在海岸山脈地形阻擋與地形坡度屏障舉升作用, 海岸山脈前緣回波對流則十分旺盛, 1015~1030UTC 之 CAPPI 垂直剖面圖, 在山脈地形與第二眼牆間強對流回波發展, 配合 PPI 回波序列演變分析比對, 應是此區管道加成效應, 促使回波對流發展, 甚至比眼牆對流回波旺盛(未示)。

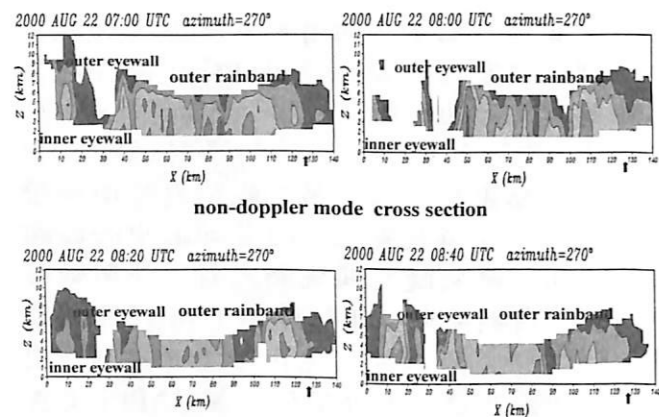


圖 12 22 日 0700~0840UTC 碧利斯 CAPPI 垂直剖面，紅色箭頭所指為旭海測站，外圍雨帶位於第二眼牆與山脈地形範圍間。

圖 13 在 1045UTC 之 CAPPI 垂直剖面圖，在山脈地形與第二眼牆之間的強回波面積隨時間開始逐漸擴大，並且與第二眼牆之強回波結合，配合 PPI 的回波序列演變分析比對，此階段為外圍雨帶、地形繞流回波及第二眼牆逐漸匯流輻合，而在第二象限產生大範圍回波區的時間。

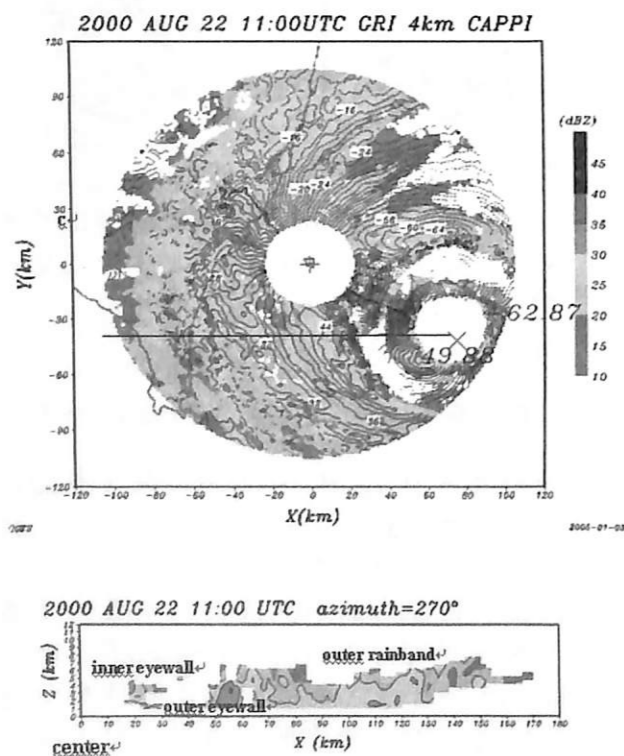


圖 13 22 日 1045UTC 碧利斯都卜勒模式高度為 4km 之 CAPPI 圖與垂直剖面圖。

6. 結論

海上觀測資料普遍缺乏的西北太平洋海域，要觀測到一個熱帶氣旋的中尺度特徵演變過程，是相當困難的，因此，綠島都卜勒氣象雷達站的特殊地理位置，成為研究該海域的熱帶氣旋演變過程的重要據點。奧托颱風(Otto)是由該海域向西北移行由台灣東南海域侵台；而綠島雷達站及地面探空測站第一個全面實施觀測的颱風，在此期間，雷達資料對於氣旋中心定位、眼牆及雨帶的演變過程都提供相當完整的資訊。相同的，應用於碧利斯颱風的觀測分析上，我們依其颱風中心與綠島之間的不同距離，分為三個階段，來分析探討其遠距外圍雨帶、外圍雨帶及眼牆受到山岳地形屏障下的演變關係，談討對於暴風半徑達 250 公里的氣旋結構，遠在距離綠島雷達約 320~200 公里的遠距外圍雨帶(以 480 km 非都卜勒模式觀測)，在外圍雨帶與台灣東部地形自然形成管道區域內，即已逐漸對花、東地區造成對流性降水情形，由池上、鹿野等東部地區自動雨量站 2000 年 8 月 22 日 0200UTC 的累積雨量呈尖峰可研判出。

碧利斯颱風中心在距離綠島雷達約 200~120 公里內(以 240 km 非都卜勒模式觀測)，受台灣山脈地形影響，遠距外圍雨帶與外圍雨帶逐漸產生合流現象，回波在第二眼牆與山脈地形形成管道區域內被加強。藉由颱風中心定位研判出該範圍內，亦是引發颱風外圍環流繞行中央山脈所引發地形繞流的關鍵距離。藉碧利斯颱風中心定位研判，80~60 公里範圍內也是第二眼牆與外圍雨帶逐漸匯合的關鍵距離，在第二眼牆與山脈地形的管道區域內，配合地形繞流的加成效果，促使恆春半島東部(旭海雨量站)海域形成大範圍的回波區，我們也藉由都卜勒模式 CAPPI 垂直剖面分析圖得知，該範圍內外圍雨帶常伴隨強對流回波現象，甚至有若干時段，回波值大過眼牆對流情況出現。

最後藉碧利斯颱風穩定的行經路徑，估算與台灣東部山脈地形間的關鍵範圍內，依其中心定位與第二眼牆相關位置，試著綜整出侵台路徑與引發地形效應的關鍵距離標示圖(圖 14)，藉由這樣的模式概念圖，明白對

於如此行徑路徑、暴風半徑達 250 公里的颱風，在多少的距離範圍內，受到地形影響下，將引發那些效應？台灣地區那些區域明顯受到影響，提供一些明顯具有關鍵的定量性距離，以提供東部機場針對不同的距離範圍，提出颱風警報各階段因應作為。

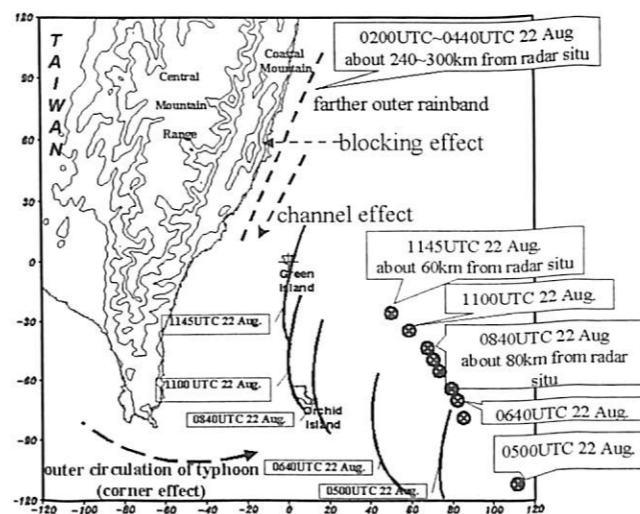


圖 14 2000 年 8 月 22 日碧利斯颱風行徑路徑與第二眼牆相關位置示意圖。黑色虛線表示颱風遠在 300~240 公里時，遠距外圍雨帶受台灣東部地形影響時的位置。藍色系為颱風在 100 公里範圍內，又點為颱風中心位置，實曲線表示第二眼牆，虛線箭頭為颱風外圍環流引發地形繞流示意圖。紅箭頭系為颱風進入 80~60 公里範圍內，外圍雨帶受到山脈阻擋與管道現象示意圖，在最後資料時間 1145UTC 為第二眼牆接觸到綠島區域。

參考文獻

[1] 鄭哲聖, “奧托(OTTO, 1998)颱風侵台前都卜勒氣象雷達資料分析,” 中正理工學院碩士論文, 1999。
 [2] 李清勝、蔡德攸, “利用 CAA 都卜勒雷達資料分析四個侵台颱風伴隨之雨帶特徵”, 大氣科學, 台北, 第 22 期, 第 209-235 頁, 1995。
 [3] Anthes, R. A., Tropical Cyclones: Their Evolution, Structure, and Effect, Meteor. Monog., American Meteorological Society, Boston, pp. 40, 1982.

[4] Willoughby, H. E., Marks, F. D., and Feinberg, R. J., “Stationary and Moving Convective Bands in Hurricanes,” *J. Atmos. Sci.*, Vol. 41, pp.3189-3211, 1984.
 [5] Sakakibara, H., Ishihara, M., and Yanagisawa, Z., “Structure of typhoon Rainstorm in the middle latitudes observed by Doppler radar,” *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 63, pp.901-922, 1985.
 [6] Black, M. L., Willoughby, H. E., “The Concentric eyewall cycle of Hurricane Gilbert”, *Mon. Wea. Rev.*, Vol 120, pp.945-947, 1992.
 [7] Emanuel, K. A., “An Air-Sea Interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-State Maintenance,” *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, pp.585-604, 1986.
 [8] 郭鴻基、林李耀, “雙眼牆颱風形成機制探討,” 第八屆全國大氣科學學術研討會, 桃園龍潭, 第 1-6 頁, 2003。
 [9] Kuo, H. -C., Williams, R. T., and Chen, J. -H., “A Possible Mechanism for the Eye Rotation of Typhoon Herb,” *J. Atmos. Sci.*, Vol.56, 1659-1673, 1999.
 [10] 曾俊傑, “啟德(KAITAK, 2000)颱風侵台前都卜勒氣象雷達資料分析”, 中正理工學院碩士論文, 2002。
 [11] 周晉民, “登陸颱風之中尺度特徵分析”, 國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文, 2001。
 [12] Hor, T.-H., Wei, C. -H., and Chang, M. -H., “Doppler Radar Analysis of Typhoon Otto (1998) Characteristics of Eyewall and Rainbands with and without the Influence of Taiwan Orography,” *J. Meteor. Soc. Japan*, 2005.
 [13] 王時鼎、謝信良、鄭明典、葉天降, “侵台颱風流型與颱風路徑走向間之關係研究,” 天氣分析與預報研討會論文彙編(87), 台北, 第 268-275 頁, 1998。

- [14]Lin, Y.-L., Darrel, B., and Sen, Chlao.,
“Orographic Influence on Rainfall and
Track Deflection Associated with the
Passage of a Tropical Cyclone,” *J.
Atmos. Sci.*, Vol. 56, pp.534-562, 2002.
- [15]Craig, G. C., Suzanne, L. Gray., “CISK or
WISHE as the Mechanism for Tropical
Cyclone Intensification” *J. Atmos. Sci.*,
Vol. 53, pp.3528-3539,1996.
- [16]Lin, Y.-L., Han, J., and Hamilton, D.
W.,“ Orographic influence on a drifting
cyclone. ” *J. Atmos. Sci.*, Vol. 56, pp.
534-561, 1999.
- [17]Wood, V. T., Brown, R. A., “Effects of
Radar Proximity on Single-Doppler
Velocity Signatures of Axisymmetric
Rotation and Divergence, ” *Mon. Wea.
Rev.*, Vol. 120, 2798–2807, 1992.
- [18]Barnes, G. M., Zipser, E. J., Jorgensen,
D.,and Marks, F. Jr., “ Mesoscale and
convective structure of a hurricane
rainband, ” *J. Atmos. Sci.*,Vol. 40,
pp.2125-2137, 1983.
- [19]Marks, F. Jr., Houtz, R. A. Jr., “Inner core
structure of Hurricane Alicia from
airborne Doppler radar observations. ” *J.
Atmos. Sci.*, Vol 44, pp.1296-1317, 1987.
- [20]吳俊傑、盧妙玲，“颱風最大理論之探
討及檢驗”，大氣科學，台北，第 25 期，
第 79-98 頁，1997。
- [21]王時鼎、謝信良、鄭明典、葉天降，“百
年侵台颱風路徑圖集及其應用”，天氣
分析與預報研討會論文彙編(88)，台
北，第 157-164 頁，1999。