

台灣東南沿岸外海對流線之個案研究分析

謝瑩薰 游政谷

中國文化大學大氣科學系

摘要

台灣多山之東南沿岸海面上常發生對流線，這是為人所熟知的中尺度現象，然而我們對它生成機制的瞭解卻非常有限。這些對流線通常發展於近海，但也偶爾被觀測到發生於外海。近海對流線可能的生成機制已在之前的研究中被提出。當夜間發展的冷離岸流遇到大環境主要的向岸流，兩氣流所導致的低層輻合對於對流線的發展有很重要的貢獻。然而，對於外海對流線（在此定義外海之對流線生成位置距岸邊 40 公里以上）的相關論點還缺乏討論，尤其是他們的生成機制仍然懸而未解。因此，本研究的主要科學目的是利用各種不同的觀測資料（都卜勒雷達、地面和探空觀測、QuikSCAT 以及 NCEP 資料），選定 2004 年 1 月 3 日所發生的對流線個案，進行詳細分析，以瞭解外海對流線的可能形成過程；另外也會分析日夜環流和地形強迫作用對於此對流線的形成所扮演的角色。

研究分析顯示此外海對流線的形成發展和沿岸海陸風或離岸流的強迫作用沒有明顯關聯。反而是地形效應所形成的阻塞氣流與大環境主要向岸流所產生之輻合更能夠合理解釋外海對流線的形成。

關鍵字：對流線，海陸風，阻塞氣流

一、前言

台灣是一個多山且地形複雜的島嶼，有縱貫南北的中央山脈及東部緊臨海岸線的海岸山脈。由於四面環海及複雜地形影響下，地形效應常導致局部環流與降水的發生。尤其因台灣東部地形陡峭，在台灣東岸常可觀測到對流線的發生。近海對流線的生成原因已可被解釋為冷離岸流遇到綜觀盛行向岸風之結果(Yu and Jou 2005)。雖然大部份的對流線大致上位於離岸近海處(約 10 公里至 30 公里)，但偶爾會發現離海岸較遠的外海對流線(Alpers et al. 2007; Yu and Lin 2008)。對於外海對流線的觀測在現階段還缺乏探討，尤其它們的生成機制仍懸而未解。沿岸離岸流與大環境向岸環流之間的輻合似乎很難解釋外海對流線之生成，此機制只能用來解釋近海對流線的形成，因夜晚期間，離岸流之前緣速度無法到達外海。因此，可能有其他機制導致外海對流線之生成。本研究之目的在於探討導致外海對流線可能之形成機制。

二、資料與研究方法

本研究主要使用觀測資料為綠島都卜勒雷達，每 20 分鐘一筆體積掃描的雷達回波場，其觀測半徑

120 公里。綠島(GI)位於台灣東南海面上，距海岸線約 40 公里，綠島都卜勒雷達之觀測範圍可涵蓋台灣東南部份海域(圖一)。為了解日夜海陸風對外海對流線之影響，研究中使用了中央氣象局地面局屬觀測站，成功(CK)、台東(TT)、大武(TW)、蘭嶼(LY)之逐時風向風速資料，以及民航局綠島測站風向風速資料。為了解影響台灣之綜觀環境狀態，我們使用了台灣東南外海之 NCEP/NCAR 網格點，U-V 風場、溫度場、重力位高度場與相對溼度場資料。另外，為補足海面上缺乏之觀測資料，我們利用了 QuickSCAT (Quick Scatterometer)海面風場資料來增加對台灣東南海面風場之了解。綠島探空資料在此研究中也使用，其目的為分析近海區域之風場與穩定度，可與綜觀環境特徵做比較。

三、個案概述

本研究選取 2004 年 1 月 3 日形成於台灣東南沿岸外海之對流線，距海岸線約 50 至 60 公里。由 2004 年 1 月 3 日 0000UTC 地面天氣圖可見，台灣附近處於弱綜觀環境，沒有受到鋒面及其他的天氣系統影響，因此外海對流線之形成與綜觀天氣系統應無相關。

綠島都卜勒雷達回波場顯示對流線從初始發展

開始直到消散共經歷約 12 小時。對流線自 2004 年 1 月 3 日 0120 LST 形成後，對流線逐漸發展成形且強度增強，在 0600 LST(圖二)至 0700 LST 之間強度發展至最強，而後強度逐漸減弱，至 2004 年 1 月 3 日 1300 LST 消散。

四、穩定度及風場分析

綜觀環境場顯示，個案發生期間台灣東南海面上為偏東的向岸環流，NCEP 網格資料探空圖顯示大環境有可用位能，屬潛在不穩定(圖三)。我們利用低層垂直海岸線之風場 U 分量及靜力穩定度計算 Froude number 來評估地形對風的影響。經計算得 $Fr=0.38$ ，數值相當小，表示綜觀環境之東風受台灣地形阻礙，無法越山。綠島探空圖顯示，在高度約三公里處有逆溫層，大氣屬穩定，無可用位能(圖四)。

台灣東南沿岸測站顯示海岸風有日夜變化，白天為向岸風，晚間為離岸風。但值得注意的是，離對流線較近的綠島地面測站風向不論白天或晚間，皆顯示持續的北風，風向風速幾乎呈現穩定無日夜變化，這與沿岸測站所觀測之風場變化特徵明顯不同。此結果顯示，雖個案發生期間台灣東南沿岸盛行海陸風，但與外海對流線之生成應無顯著相關。

QuickSCAT 海面風場顯示，在對流線東側之風象為東北風，而對流線西側一靠近台灣本島地形的風標，其風向與綠島之風向一致，同樣為偏北風。偏北之氣流與東北氣流兩者導致幅合，使對流線在幅合區形成(圖五)。

五、結論

由個案的研究分析可得知，在弱綜觀環境作用下，綠島地面測站風向及 QuickSCAT 皆顯示，靠近台灣地形之近海處有一持續存在且穩定的北風，這表示在近海的區域有因地形所導致而經常發生之阻塞氣流(圖六)。阻塞區內之穩定度較大，而台灣東南外海有潛在的不穩定度。

外海對流線形成與地形效應所形成的阻塞氣流和大環境主要向岸流之間的交互作用有密不可分的關係。未來將針對本個案雷達觀測資料作更詳盡的分析，以進一步釐清地形效應對於外海對流線生成的重要性。

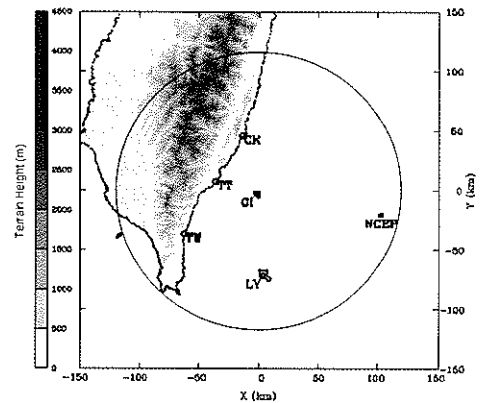
參考文獻

Alpers, W., J.-P. Chen, I.-I. Lin, and C.-C. Lien, 2007: Atmosphere Fronts along the East Coast of Taiwan Studied by ERS

Synthetic Aperture Radar Images. *J. Atmos. Sci.*, 64, 922-937.

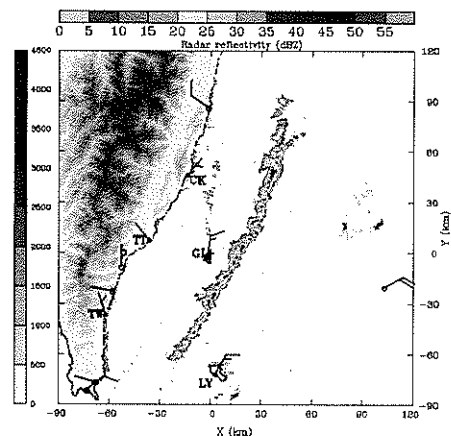
Yu, C.-K., and B. J.-D. Jou, 2005: Radar observations of diurnally forced, offshore convective lines along the southeastern coast of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 1613-1636.

Yu, C.-K., and C.-Y. Lin, 2008: Statistical location and timing of the convective Lines off the mountainous coast of southeastern



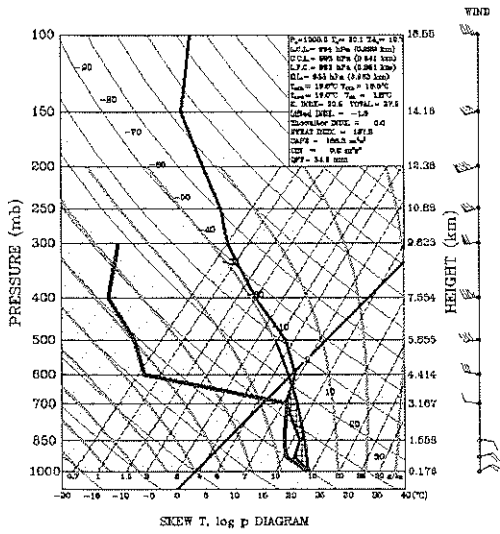
Taiwan from long-term radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, in press.

圖一、台灣南部地形。地形高度以灰階表示，間距 500 公尺。GI 表示綠島都卜勒雷達位置，CK、TT、TW、LY 分別表示成功、台東、大武、蘭嶼地面觀測站位置。NCEP 為 NCEP/NCAR 再分

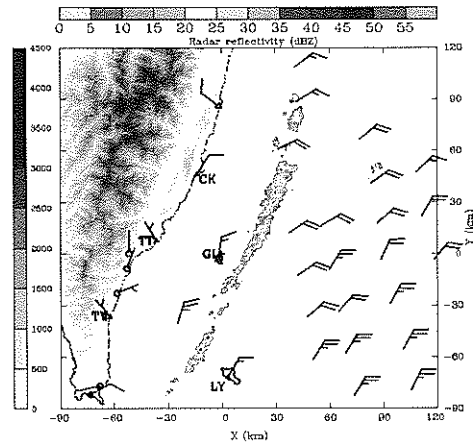


析網格資料。以 GI 為圓心之大圓是綠島雷達觀測範圍。

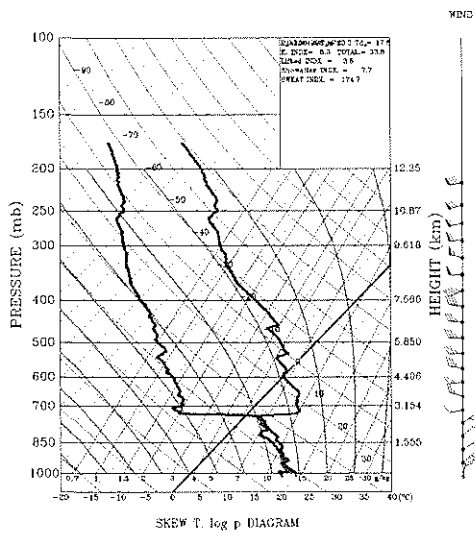
圖二、2004 年 1 月 3 日 0600 LST 綠島 PPI 雷達回波圖。色階為雷達回波(單位為 dBZ)。風標表示各測站風向風速(half bar = 2.5 m s⁻¹, full bar = 5 m s⁻¹)。



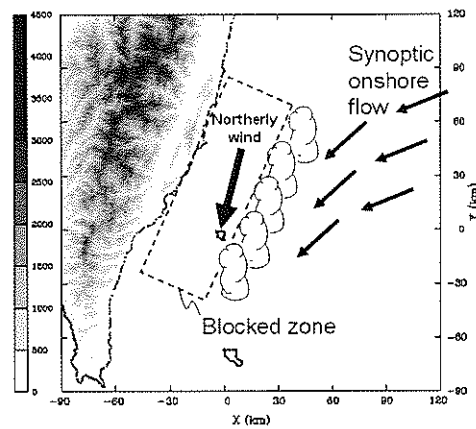
圖三、2004年1月3日00 UTC之NCEP斜溫圖。



圖五、2004年1月3日0700 LST之綠島PPI雷達回波圖。海面上之風標為QuickSCAT風場資料。



圖四、2004年1月3日0800 LST之綠島斜溫圖。



圖六、台灣東南海面低層氣流與地形阻塞區及對流線相關位置示意圖。

