

莫拉克颱風(2009)對流雨帶結構之初步分析

Analysis on the structure of a convective rainband during the impact of Typhoon Morakot (2009)

莊耀中¹、魏志憲²

Yao-Chung Chuang¹, Chih-Hsien Wei²

¹空軍航空技術學院航空電子科

²中國文化大學大氣科學系

¹ Aero-Electronic Engineering, Air Force Institute of Technology, Taiwan

² Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taiwan

摘要

台灣南部都卜勒雷達網蒐集的觀測資料，證實在西南氣流和莫拉克颱風(2009)相互作用期間有嵌入在雨帶的下沉氣流存在，其中下沉氣流對於雨帶維持具有重要意義。

Didlark and Houze (2009)顯示有二種下沉氣流伴隨著主要雨帶形成：內邊緣下沉氣流和低層下沉氣流。高度 6-8 公里的內邊緣下沉氣流發生在雷達反射率梯度大的雨帶內邊界。Didlark and Houze (2009) 得出的結論，內邊緣下沉氣流是由浮力引起的壓力梯度加速造成。然而，對流胞和上升氣流的向內傾斜，加上內邊緣下沉氣流的存在和消散與對流胞的生命期有關聯。這意味著內邊緣下沉氣流可能是由降雨堆積造成，而不是由浮力引起的壓力梯度加速造成。除此之外，下沉氣流從雨帶的外部區域徑向流入，而消失在雷達反射率的底部核心 (Hence and Houze 2008)，下沉氣流似乎源於中層而不是從低層發生。下沉氣流是否可能由放射狀下風側的上升氣流引發，這還有待進一步的分析。

關鍵字：下沉氣流、颱風、西南氣流

Abstract

The observational data collected by Doppler radar network in southern Taiwan area documents the downdrafts embedded within the rainband during the interaction between southwesterly monsoonal flow and Typhoon Morakot (2009). The downdrafts were significant for maintaining the rainband. According to the finding by Didlark and Houze (2009) [1], two kinds of downdraft may form accompanying with the principle rainband: the inner-edge downdraft (IED) and low-level downdraft (LLD). The IED originating at 6–8-km altitude created a sharp reflectivity gradient along the inner boundary of the rainband. Didlake and Houze (2009) concluded that the IED was drove by buoyancy-induced pressure gradient acceleration. However, since the convective cell and updraft tilted radially inward, and the existence and dissipation of IED correspond to the life time of the convective cell, it implied that the IED might be induced by precipitation drag rather than by buoyancy-induced pressure gradient acceleration. Besides, a downdraft penetrated from radially outer region of rainband and subsided into the base of the reflectivity core (Hence and Houze 2008)

[2]. Although the downdraft associated with the convection almost corresponds to the LLD found by Didlark and Houze (2009), it seems that the downdraft originates from mid-level rather than from low-level. The downdraft was probably triggered by the radially downwind side updraft, which has yet to be further analyzed.

Keywords: low-level downdraft, typhoon, southwesterly flow

1. 前言

最近十幾年颱風路徑預測有很明顯的改善，相對於颱風強度變化的預測就稍嫌遜色，為了改善颱風強度變化的預測，美國進行了颶風雨帶和強度變化實驗(RAINEX)，使用多機載雙都卜勒雷達和密集的投落送測量熱帶氣旋的眼牆和外圍雨帶附近地區，這些測量能夠確定小尺度的渦度變化與眼牆和雨帶的內部結構有關聯，並了解眼牆和雨帶以及之間的相互作用如何導致熱帶氣旋強度的變化(Houze et al., 2006, 2007)[1][2]。Barnes et al. (1983) [3] 利用機載雷達觀測颶風雨帶提出一個概念模式，表示雨帶有二個環流：一個為螺旋向外的上升氣流，另一個為螺旋向內下降入流，其中對流尺度上升氣流螺旋狀的傾斜引起切應力，導致水平渦度變為垂直渦度。

雨帶也有其他回饋方式去影響颱風結構和強度，小尺度對流環流和雨帶中的第二最大水平風 (SHWM, second horizontal wind maximum) 相互影響，這種相互影響沒有辦法有效觀測。Samsury and Zipser (1995)[4]發現，中尺度雷達反射率特徵和中尺度SHWM是十分相關，像形成雨帶過程有SHWM產生。Hence and Houze (2008)[5] 和 Houze (2010)[6]利用都卜勒雷達觀測結果，提出颶風中噴流和對流胞關係的概念模型，主要雨帶上是多個對流胞所組合而成，對流胞內的低層入

流穿過噴流軸下方，並在噴流內側輻合，產生強上升運動。而在上升氣流中，水平渦度會被傾側成垂直渦度，並且被低層輻合抽拉而增強，當垂直渦度被平移上升到中低層時，則會增強噴流強度 (圖1)。也指出雨帶上對流胞內對流尺度空氣運動和SHWM的相互作用會增強雨帶強度，且雨帶中的對流胞生長位置在SHWM的北方。

上述文章研究範圍都在大西洋的海上颱風，然而，台灣位於西北太平洋颱風主要移動路徑上，其中通過台灣北部附近海域之颱風，和西南氣流交互作用，配合台灣地形影響，導致台灣中南部地區產生嚴重災情。Chien et al. (2008)[7]和Lee et al. (2008)[8]從觀測和數值模擬方面探討敏督利颱風(2004)和西南氣流的關係，研究指出西南氣流以遞減加速度梯度從南中國海北部向東北輸送對流不穩定的空氣，到台灣海峽的低壓系統，當低層的空氣輻合提供了足夠舉升作用，使得強烈的中尺度對流系統被引發，伴隨西南氣流中尺度對流系統加速進入台灣海峽南部；此時結合西風氣流的颱風環流，在台灣西南部也產生對流雨帶；當這些中尺度對流系統向陸地移動時開始增強，從而導致嚴重災情發生。

上述文章顯示颱風環流和西南氣流的交互作用而形成長生命期線性雨帶維持的機制為(1)西南氣流不斷提供水氣，(2)颱風環流持續影響，(3)雨帶內對流胞不斷發展；前面二

項已經有證明,本文利用雙都卜勒資料針對莫拉克颱風的雨帶上影響要素作探討,且利用反演擾動壓力場分析SHWM,期望了解颱風雨帶上的對流胞和SHWM的相互作用,與對流胞一個接著一個的原因。

2. 颱風雨帶之中尺度特徵

颱風出海後,颱風雨帶維持超過 6 小時,且與新的雨帶合併,為了研究莫拉克颱風雨帶的中尺度天氣現象利用時間序列的雷達回波圖分析,8 日 1200UTC 雷達回波圖(圖 2a)指出,颱風出海後,主要雨帶(B')距離颱風中心 300 公里,次雨帶(D')距離颱風中心 200 公里,主要雨帶以螺旋方式向颱風中心,次雨帶呈現東西線性分布,8 日 1800UTC 雷達回波圖(圖 2b)颱風逐漸北移時,主要雨帶(B')與線性雨帶(D')分布範圍變窄,且相互集中,9 日 0000UTC 雷達回波圖(圖 2c)指出颱風移動緩慢,主要雨帶已減弱,線性雨帶強度維持,且線性雨帶維持超過 10 小時,9 日 0600UTC 雷達回波圖(圖 2d)指出主要雨帶隨著颱風遠離而無法分辨,有可能與線性雨帶合併,線性雨帶逐漸北移。綜觀雷達回波資料發現,颱風登陸後受到其他外力影響產生線性雨帶,有別於一般颱風雨帶的螺旋狀特徵,且具有長生命期現象,線性雨帶為多個對流胞組成,持續向東移動,此線性雨帶生命期超過 10 小時,與典型颱風結構的概念模型(Willough, 1988)[9]有相當大的差異。

3. 個案分析

對流胞在雨帶西側形成後向東移入陸地,之後不斷發展以維持雨帶的存在,其中

可發現對流胞有合併而增強的現象,為了進一步討論雨帶維持的機制,追蹤 D1 對流胞和 D2 對流胞合併過程進行討論,8 月 8 日 2139UTC 時 1.5 公里高度(圖 3a)扣除 D2 對流胞系統移向移速顯示伴隨 D2 對流胞的氣流有向北偏轉,且有輻合在對流胞北面產生,雖然在 3 公里高度(圖 3b)輻合較弱,但是氣流也向北偏轉,下一個時間圖 4a 顯示隨著 D2 對流胞越靠近 D1 對流胞輻合現象越明顯,而高度 3 公里(圖 4b)也出現較明顯的輻合,同時 D2 對流胞大於 40dBZ 降雨回波範圍有變大情況,表示有向颱風中心的氣流通過 D2 對流胞使其發展,氣流影響有垂直向上延伸的情況,圖 5 顯示 D2 對流和 D1 對流胞合併,輻合強度逐漸增加(大於 $0.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$),顯示通過 D2 對流胞氣流在北側形成的局部輻合有利對流的發展。

從前一個部份的討論中可得知 D2 對流胞南緣出現低層下沉氣流(LLD, Low-level downdrafts)(Didlake and Houze (2009))[10],進一步藉由密集的垂直剖面序列,分析對流胞增強與下沉氣流的關係,8 月 8 日 2146 UTC 時剖面圖(圖 6)顯示 D2 對流胞南面有中層(6~7 公里)的下沉運動會使 D2 對流胞向內入流產生下沉,而在 D1 對流胞北面有中高層(7~8 公里)向下的 IED(Inner-edge downdrafts)(大於 -2ms^{-1}),二個下沉氣流距離約 25 公里, D1 和 D2 對流胞之間有上升氣流,配合低層有輻合場(大於 $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)存在,配合 8 月 8 日 2154UTC 時剖面圖(圖 7)比較得知輻合(大於 $1.5 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$)有越來越大的情況,且由降水回波顯示 D1 對流胞南面有新對流發展起來,正好在最大

輻合區和上升運動垂直速度最大的相對位置($X=22\text{km}$)，8月8日2201 UTC時剖面圖(圖8)的降水回波顯示新對流胞發展越來越大，且隨著二個下沉運動逐漸靠近上升運動的垂直速度場($\sim 4\text{ms}^{-1}$)也越大，顯示上升運動持續增強，此外利用8月8日2150 UTC時2公里擾動壓力場(圖9)可發現IED存在位置($-20,-47$)有一擾動高壓，雖然沒有熱動力佐證，但是擾動高壓存在，可間接說明IED如何存在；LLD形成原因是上尺度的氣壓形式所造成，跨對流胞方向強大氣壓梯度力，可以將富含水氣的西南氣流流向對流胞。因為在D2對流胞附近有鞍形場，對流胞附近氣流突然向北偏轉，風速減弱產生輻合作用，雨帶和西南氣流在低層交互作用產生輻合，進而增強對流胞發展。

Hence and Houze (2008)提出颶風中噴流和對流胞關係的概念模型，主要雨帶上是多個對流胞所組合而成，對流胞內的低層入流穿過噴流軸下方，並在噴流內側輻合，產生強上升運動，而在上升氣流中，水平渦度會被傾側成垂直渦度，並且被低層輻合抽拉而增強，當垂直渦度被平移上升到中低層時，到中層時渦度增強到最大，與噴流產生交互作用，導致噴流強度增強，且雨帶中的對流胞生長位置在噴流的北方，由Hence and Houze (2008)研究可以發現對流胞內對流尺度空氣運動可以增強噴流強度，其中以對流胞內渦度變化扮演重要角色，而本文發現雨帶垂直渦度(0.5 至 $1.5 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,圖略)並不大，但是對流胞生長位置也在噴流的北方，如8月8日2139 UTC時在1.5公里都卜勒合成風場圖(圖10)，顯示對流胞($-30,-50$)在噴流

(大於 24m s^{-1})的北方，比較2154 UTC時在1.5公里都卜勒合成風場圖(圖11)發現隨著對流胞($-10,-50$)向東移動，會與噴流軸位置重合並將橫越噴流軸，下一個時間2209 UTC時在1.5公里都卜勒合成風場圖(圖12)顯示新的對流胞($-30,-50$)附近的伴隨新的噴流產生，但是雨帶上的噴流並不連續，表示新的對流胞發展往往伴隨新的噴流產生，比較2224 UTC時在1.5公里都卜勒合成風場圖(圖13)發現噴流方向呈現東北-西南方向，且對流胞上往往伴隨較強的輻合場，表示對流胞的發展和噴流有很大關係，但是和Hence and Houze (2008)的概念模型比較，噴流軸的維持不透過對流的發展，乃是藉由上一尺度的環流而成。

4. 結論

針對雨帶維持的機制可能原因以下二種：(1)對流胞的相互合併。(2)對流胞與噴流的關係。其中針對追蹤D1對流胞和D2對流胞合併過程進行討論，發現D2對流和D1對流胞合併時，輻合強度逐漸增加(大於 $0.8 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$)，通過D2對流胞的氣流在北側形成的局部輻合有利對流的發展，並發現D2對流胞南緣出現LLD，D1對流胞北面有中高層($7\sim 8$ 公里)向下的IED，隨著二個下沉運動逐漸靠近上升運動的垂直速度場($\sim 4\text{m/s}$)也越大，顯示上升運動持續增強，且利用擾動壓力場發現跨對流胞方向強大氣壓梯度力可以將富含水氣的西南氣流流向對流胞。因為在D2對流胞附近有鞍形場，對流胞附近氣流突然向北偏轉，風速減弱產生輻合作用，雨帶和西南氣流在低層交互作用產生輻合，進而增強對流胞發展。與Hence and Houze (2008)的概念模型相比較，對流胞生長位置也在噴流的北方，但是雨帶垂直渦度並不大，新的對流胞($-30,-50$)附近

的伴隨新的噴流產生，但是雨帶上的噴流並不連續，表示新的對流胞發展往往伴隨新的噴流產生，且對流胞上往往伴隨較強的輻合場，表示對流胞的發展和噴流有很大關係，但是和概念模型比較，噴流軸的維持不透過對流的發展，乃是藉由上一尺度的環流而成。

5. 參考文獻

- [1] Houze, R. A., J. S. Chen, W. C. Lee, R. Rogers, J. Moore, G. Stossmeister, M. Bell, J. Cetrone, W. Zhao, and S. Brodzik (2006), The Hurricane Rainband and Intensity Change Experiment: Observations and modeling of hurricanes Katrina, Ophelia, and Rita, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 1503–1521.
- [2] Houze, R. A., Jr., S. S. Chen, B. F. Smull, M. M. Bell, 2007: Hurricane intensity and eyewall replacement, *Science*, 315, 1235–1239.
- [3] Barnes, G. M., E. J. Zipser, D. Jorgensen, and F. Marks Jr. (1983), Mesos-scale and convective structure of a hurricane rainband, *J. Atmos. Sci.*, 40, 2125–2137.
- [4] Samsury, C. E., and E. J. Zipser (1995), Secondary wind maxima in hurricanes: Airflow and relationship to rainbands, *Mon. Weather Rev.*, 123, 3502–3517.
- [5] Hence, D. A., and R. A. Houze Jr., 2008: Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005). *J. Geophys. Res.*, 113, D15108, doi:10.1029/2007JD009429
- [6] Houze Jr R. A., 2010: Clouds in Tropical Cyclones. *Mon. Weather Rev.*, 138, 293–344.
- [7] Chien, F. C., Y. C., Liu, C. S. Lee, 2008: Heavy Rainfall and Southwesterly Flow after the Leaving of Typhoon Mindulle (2004) from Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 86, 17-41.

- [8] Lee, C.-S., Y.-C. Liu, and F.-C. Chien, 2008: The Secondary low and Heavy Rainfall Associated with Typhoon Mindulle (2004). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1260-1283.
- [9] Willoughby, H. E., 1988: The dynamics of the tropical hurricane core. *Aust. Meteor. Mag.*, **36**, 183-191.
- [10] Didlake, A. C., Jr., and R. A. Houze Jr., 2009: Convective-scale downdrafts in the principal rainband of Hurricane Katrina (2005). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3269-3293.

6. 圖表彙整

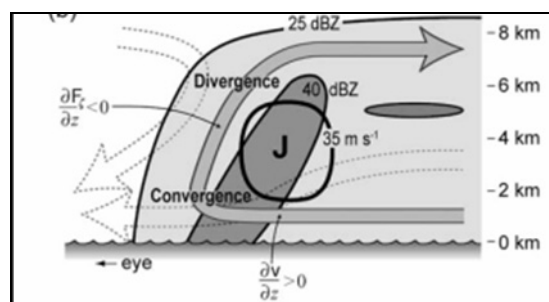


圖1. 雨帶上對流胞內對流尺度空氣運動的概念模式。

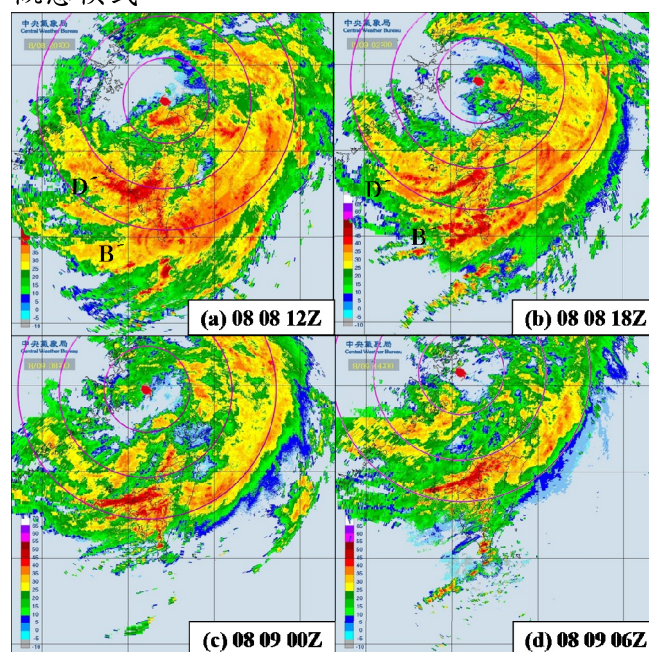


圖2. 中央氣象局雷達回波圖。颱風符號位置為中央氣象局定位颱風中心。紅色圓圈為以100公里為半徑所畫的圓周，依序增加100

公里。(a) 8月8日 1200UTC, (b) 8月8日 1800UTC, (c) 8月9日 0000UTC, (d) 8月9日 0600UTC。

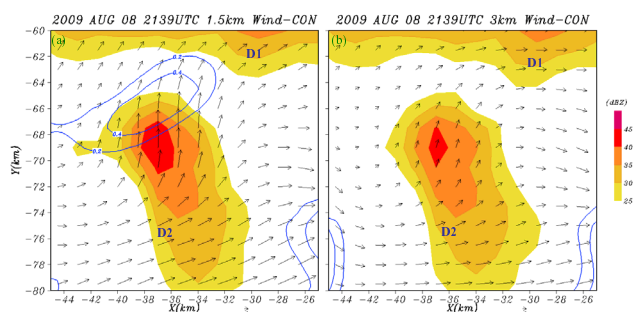


圖3. 2009年8月8日2139 UTC時馬公與七股雷達雙都卜勒合成風場圖。填色代表降水回波。橫座標與縱座標代表與雷達站之距離。藍色等值線代表輻合場。風標數值有減掉系統移向移速。(a) 在1.5公里高度。(b) 在3公里高度。

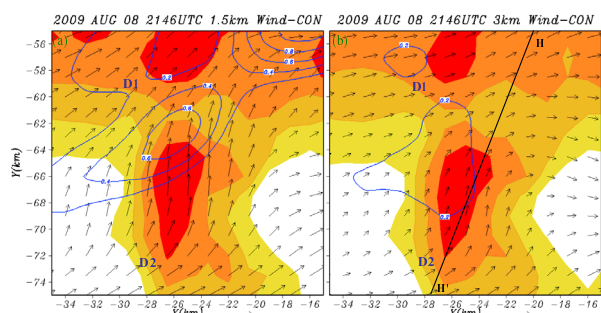


圖4. 2009年8月8日2146 UTC時馬公與七股雷達雙都卜勒合成風場圖。其餘描述如圖2。

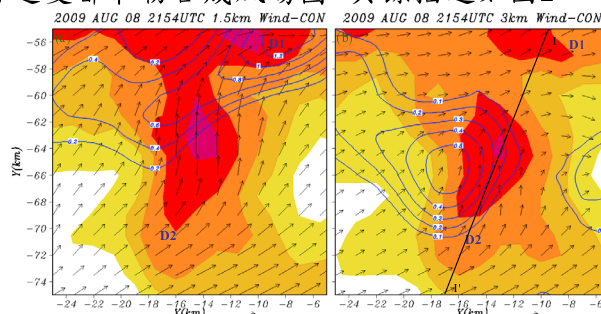


圖5. 2009年8月8日2154 UTC時馬公與七股雷達雙都卜勒合成風場圖。其餘描述如圖2。

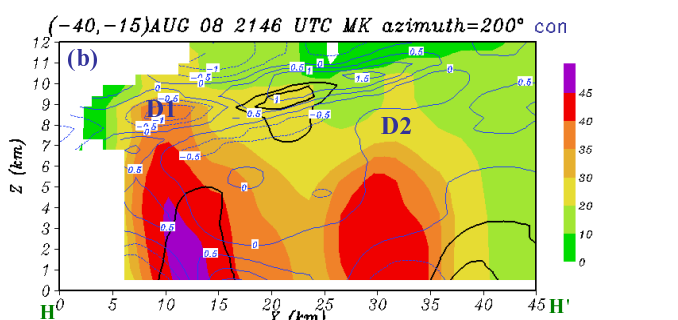
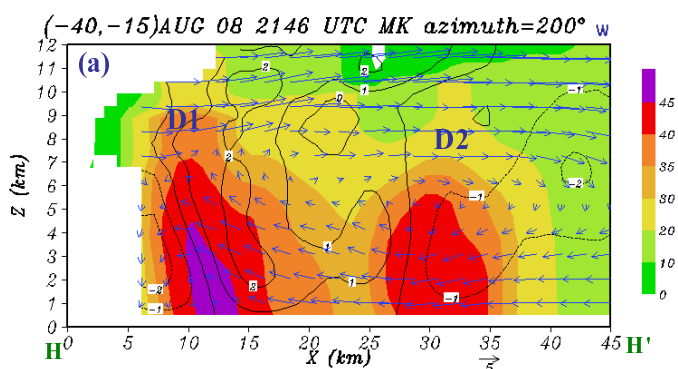


圖6. 2009年8月8日2146 UTC時D1和D2對流胞垂直剖面圖。填色代表降水回波，橫座標代表剖面距離，縱座標代表高度。(a)等值線代表垂直速度風場。風標數值有減掉系統移向移速。(b)黑色等值線代表水平速度場，藍色等值線代表輻合場。

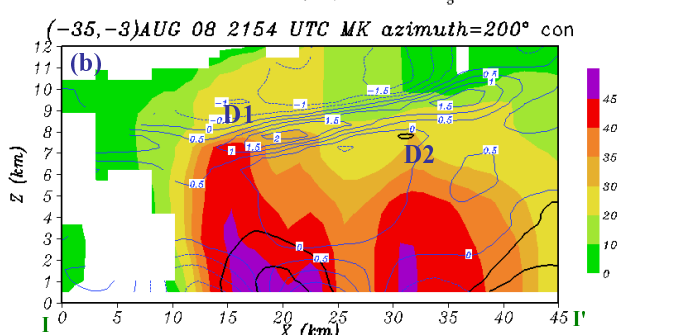
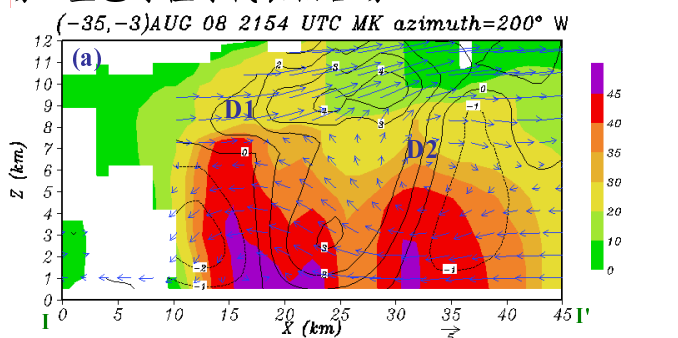


圖7. 2009年8月8日2154 UTC時D1和D2對流胞垂直剖面圖。其餘描述如圖5。

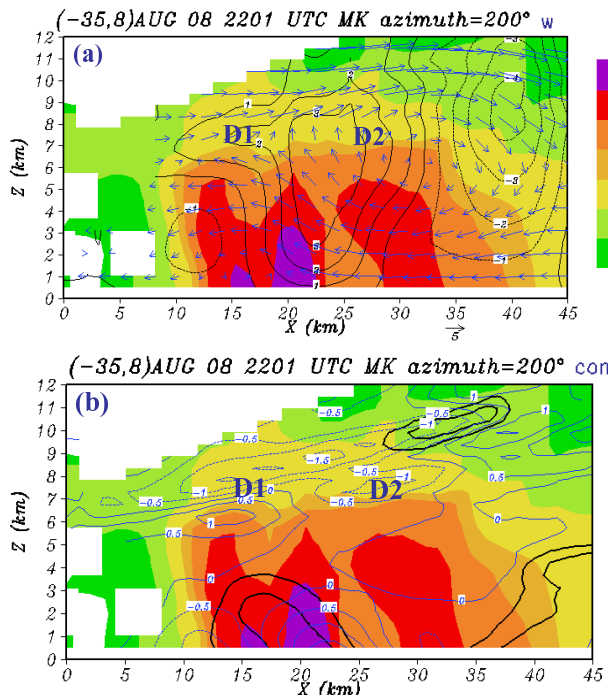


圖8. 2009年8月8日2201 UTC時D1和D2對流胞垂直剖面圖。其餘描述如圖5。

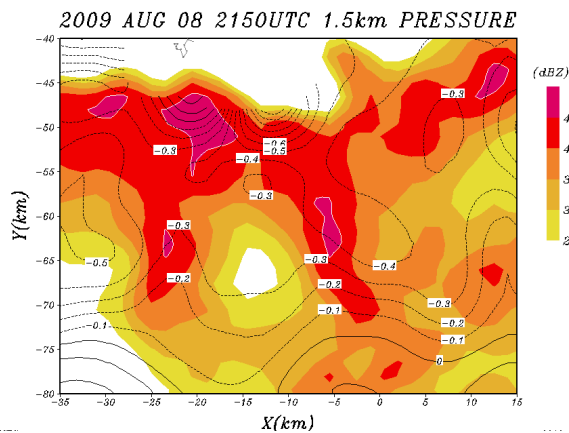


圖9. 2009年8月8日2150 UTC時2公里擾動壓力場圖。填色代表降水回波，等值線為擾動壓力場，灰色實線代表海岸線。橫座標與縱座標代表與馬公雷達站之距離。

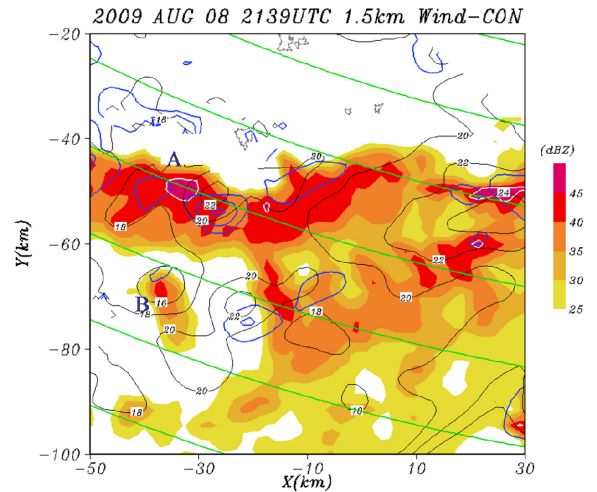


圖10. 2009年8月8日2139 UTC時馬公與七股雷達在1.5公里高度雙都卜勒合成風場圖。填色代表降水回波。白色圓圈代表大於45dBZ的降水回波。橫座標與縱座標代表與雷達站之距離，灰色實線代表海岸線，流線場代表水平風場。藍色等值線代表輻合場(大於 $0.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)。黑色等值線代表切線速度場數值。綠色等值線代表颱風環流。

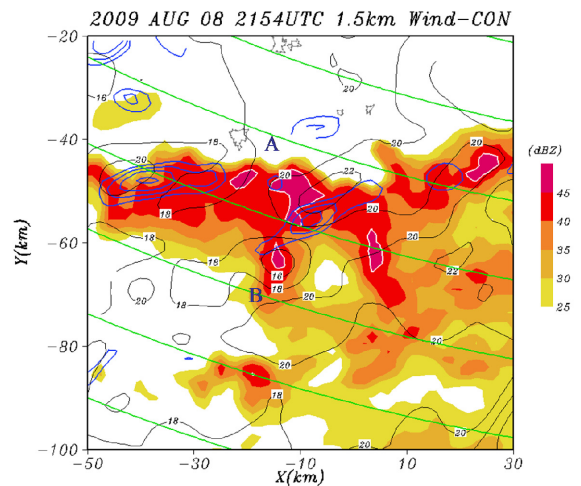


圖11. 2009年8月8日2154 UTC時馬公與七股雷達在1.5公里高度雙都卜勒合成風場圖。其餘描述如圖9。

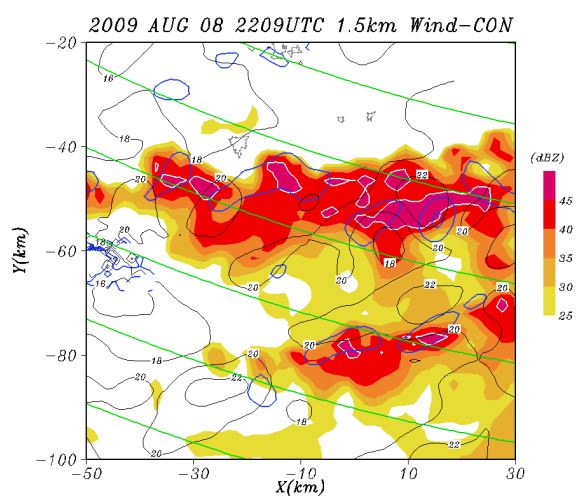


圖12. 2009年8月8日2209 UTC時馬公與七股雷達在1.5公里高度雙都卜勒合成風場圖。其餘描述如圖9。

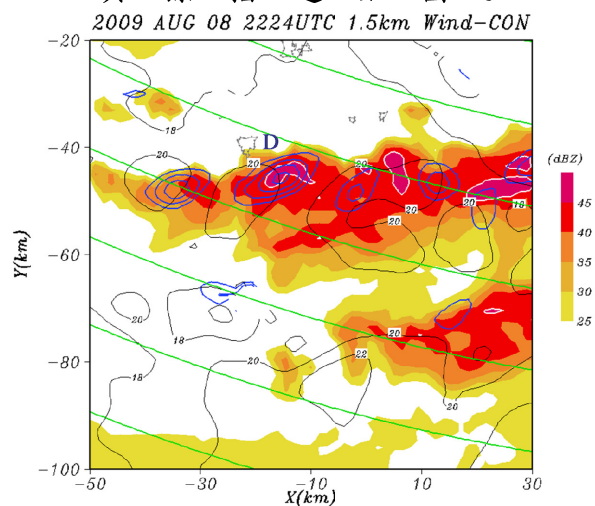


圖13. 2009年8月8日2224 UTC時馬公與七股雷達在1.5公里高度雙都卜勒合成風場圖。其餘描述如圖9。