

利用 WRF 模式研究 SOWMEX IOP3 期間 地形效應對於強降雨個案之影響

邱思翰 林沛練

國立中央大學 大氣物理研究所

摘 要

在2008年5月30日，一道梅雨鋒面系統經過台灣，為台灣北部帶來豪雨，31日，台灣西側生成一個對流胞，並慢慢地隨著鋒面的尾巴朝東南方進入台灣內陸，沿途中不斷的增強，並在屏東北部山區造成強降雨，時雨量達40mm/hr，隨後便隨著鋒面移出台灣，且衰弱消失。此篇研究利用WRF模式來調查台灣地形對於此對流胞生成、增強及其伴隨之降雨極值位置的影響。本實驗利用不同的地形高度來驗證台灣地形對於對流胞發展的影響，包含有CTRL (full-terrain)、HTRN (half-terrain)、及NTRN (no-terrain)三種不同地形高度。根據CTRL (FR=0.4) 模擬結果中發現，此對流胞的生成與台灣地形密切相關，由於受到山脈的阻擋，台灣南方之西風碰到中央山脈後，由於無法過山，因此產生往北繞山的風場，此氣流與北方之北風產生輻合形成對流胞。因此隨著高度降低，對流胞生成位置變為較內陸，甚至當地形去除後此對流胞便無法形成。另外，由於此繞山風場造成的輻合不斷提供對流胞不穩定的環境，使其強度在進入內陸後仍然持續增強，同時受到地形的阻擋在迎風坡上產生降雨極值，在HTRN (FR=0.8) 中，地形效應變弱，鋒面移速較CTRL快，加上少了往北的繞山氣流，降雨極值位置較南邊，其形成原因主要與鋒面本身有關，與地形無直接的關係，因此當地形去除後，雖然無對流胞生成，仍然有降雨產生，形成的主因也是由鋒面本身所造成，且因鋒面移速較HTRN更快，位置也較HTRN東邊。

一、前言

台灣位於西太平洋之西側及亞洲大陸東南隅之副熱帶島嶼，北回歸線橫貫其中，特殊的地理位置使台灣具有海島型及季風型的複雜氣候型態，其中平均高度2公里的中央山脈縱貫台灣全島，河流多短且湍急，無法有效儲蓄淡水，只能依靠水庫來收集雨水，因此降雨為台灣用水的主要來源。台灣的降雨主要受到東亞季風與中央山脈之影響，冬季主要受到東北季風影響，夏季則是受到西南季風、梅雨及颱風之降水的影響 (Tao and Chen, 1987; Chen et al., 1999)。Chen and Chen (2003) 根據多年統計資料發現，主要能造成全台性降雨的時期是五月中至六月的梅雨季，為台灣地區平均季節降水之高峰期。另外王等 (2005) 分析台灣地區1960~1984年間豪雨出現頻率時間之分佈，發現除了颱風以外，梅雨季是台灣豪雨發生頻率最高的季節；梅雨季適時適量的降水可以解除台灣入冬以後的旱象，但由於梅雨季的降水經常為連續性降水並夾帶豪(大)雨，往往困難以預報，而讓人民容易有所輕忽其嚴重性，造成無預警溪水暴漲、土石流等災害，反而更容易造成災害損失。

二、個案天氣概況分析

個案時間選為2008年SOWMEX IOP3期間(5月29至31日)，此個案為2008年SOWMEX實驗開始後，鋒面帶完整由北至南移動，且在西南部降下大雨，在此期間有一個對流線由於受到地形效應的作用，使其發展快速，使其在高雄、屏東山區降下大雨，故希望選取此個案，研究地形對此對流線發展的影響。

根據中央氣象局提供的台灣地區紅外線色調強化衛星雲圖(圖1)與台灣地區雷達回波合成圖(圖2)來看。在31日0000UTC色調強化紅外線雲圖上已經可以很明顯看到在台灣西側有對流胞逐漸生成，接著0400UTC時，此對流胞有逐漸增強並往內陸移動的趨勢，到了0900UTC，此對流線滯留在屏東北部山區，此時也是此對流線最強的時期，同時造成屏東山區時雨量達到40mm。隨後在1200UTC此對流胞逐漸衰弱並朝向東南方離開台灣。

由5月31日0000UTC的地面天氣圖(圖3)顯示，大陸移動性高壓已經逐漸出海，中心位置位在黃海上方，此時鋒面位在台灣北部上空，與30日1800UTC之地面天氣圖比較可以發現，台灣北部的風標已經由原先西南風轉變為東北風，代表鋒面已經到達台灣北部，而鋒面氣旋中心低壓受到高壓東移，因此其稍微往東方移動(140°E、32°N)。之後大陸移動性高壓中心持續向東

邊緩慢移動，中心氣壓也逐漸減弱，鋒面也慢慢地離開台灣，全台主要風向也都轉為東北風或北風。

另外根據850 hPa天氣圖顯示，31日0000 UTC時（圖4），18°C等溫線比30日1200 UTC時又更往南邊移動，通過台灣南部上空，而值得注意的是15°C等溫線也同樣的往南邊大幅移動，通過台灣北部，顯示此時台灣附近的水平溫度梯度變大，而太平洋上117°E、19°N處濕度開始增加，此處又是台灣上游水氣傳輸的來源，使得台灣西南部有源源不絕的水氣供應。

由中央氣象局所提供385個自動雨量站逐時累計雨量資料，經由內差計算在台灣地區降雨的分佈。結果顯示，31日0000 UTC時（圖5），台灣北部與東部風向為東北風，西南部風向為西南風，因此台灣西側南北方向風向為對吹的現象，使得在台灣中部產生氣旋式風場，由於此氣旋式風場與東北風在台灣中部沿岸不斷輻合產生對流胞，隨後此對流胞持續往東邊移動並不斷增強，在0900 UTC時發展最強，在屏東北部山區累積逐時雨量高達40 mm。之後約在1100 UTC時，此對流胞逐漸消散，並持續往東南方離開台灣。

三、研究工具與方法

本研究在真實個案實驗中，使用WRF模式進行對本個案的模擬實驗。WRF模式為發展中的中尺度數值天氣預報系統，作為數值預報以及大氣研究用途，可模擬中小尺度的天氣現象，或應用其理想化模組作為探討基本物理過程之依據。WRF模式主要是由美國國家大氣研究中心（NCAR）負責維護與技術支援，本文使用的是WRF V2.2版。

本研究初始場使用ECMWF（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts）全球模式分析資料進行模擬，網格解析度為 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ ，時間間隔為每六小時一筆。並且再額外加入NCEP（National Centers for Environment Prediction）的海表溫度資料，解析度為 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。

本研究採用三層巢狀網格進行模擬，第一、二、三層網格範圍及間距分別為 235×235 （18公里）、 415×310 （6公里）、 220×301 （2公里），其範圍如圖6，垂直方向為追隨地勢的 σ 座標，共34層。在底層增加垂直解析度，希望得到較好的地形效應。

本研究所採用的物理參數化，在微物理參數化採用Ferrier scheme，邊界層參數化採用Mellor-Yamada-Janjic TKE scheme，積雲參數化採用Grell scheme，長波參數化採用rrtm scheme，短波參數化採用Dudhia scheme。另外，本研究希望能完整的重現當時的天氣狀況，因此在模擬期間每六小時對第一

層domain作了FDDA（Four Dimension Data Assimilation），期望能與真實大氣狀況一致。

研究中使用前面所提到的模式參數，在不更改任何設定及保留原始地形的情況下模擬此個案，作為控制組（CTRL）。由於根據前人研究指出，地形效應對於西北部對流線的生成及山區強降水有密切關係。因此本研究改變台灣地形高度，比較本個案對流胞生成機制及強降水發生原因。HTRN為將台灣地形高度減為原本的一半，NTRN為將台灣地形高度移為0M，但仍然為陸地地表，比較不同地形高對此個案之影響。

四、模式結果分析

在此一章節中，希望能透過WRF模式的模擬結果與實際觀測相比對，分析其生成的主要機制，以及對流胞強度變化、降雨分佈等異同。然後再藉由敏感度的測試，討論地形高度對於此個案是否有什麼影響，希望能有更多更深入的了解。

（一）、CTRL run 結果分析

根據EC地面綜觀環境分析場與模式結果比較圖，整體來看，模式可以掌握到整個綜觀尺度天氣系統的變化。從圖中的風場顯示，台灣北方主要吹的是東北風，南方仍然為西南或西風，而從海平面氣壓也可了解低壓帶正位在台灣中南部上空，隨著時間逐漸往南移動，並逐漸離開台灣。

從EC 850mb綜觀環境分析場與模式結果比較圖中也可以看到，在相對濕度方面，在0000 UTC時，高相對濕度範圍位在台灣上空，呈東北西南走向，推估此為鋒面帶的位置，而隨著時間的演進，幾乎沒什麼改變，值得注意的是在台灣西南方，也有著一大片的高相對濕度區，與綜觀天氣圖看到的一致。

根據個案期間模式模擬之雷達回波圖。從模擬結果顯示，31日0000 UTC，在台中、彰化一帶的沿岸逐漸有一對流線形成，與雷達觀測時間大約一致，但實際觀測形狀較接近圓形。接著此對流線一直持續在沿岸並逐漸增強，到了0300 UTC時，此對流線從線狀逐漸變為圓形，與實際觀測到初始生成形狀較為接近，位置也與觀測初期對流胞生成之位置一致，由此顯示模式模擬結果在初期有時間延遲現象，較觀測晚了大約二到三小時。接著從模擬結果顯示，此對流胞逐漸往東南方移動，並且範圍越來越大，可以發現從0700 UTC至0900 UTC期間來看，強回波的位置持續停留在高雄及屏東北部山區的位置，回波之最大值接近45 dBZ左右，此情形也與雷達觀測一致，另

外模式模擬結果中，其對流最強之位置較實際觀測的偏北，其餘大致分布仍模擬得不錯。

由中央氣象局標準測站之風場與模式模擬之風場與逐時累積雨量比較圖的結果顯示，中央氣象局標準測站所觀測之風場與模式模擬的結果在沿海部分還算相似，只有少數山區測站有稍稍不同。31日0000UTC時，從模式模擬之風場可以看到在台灣西側海上由於北方之東北風與南風之西南風在此相會，因此在澎湖東北方產生中尺度渦旋。

到了0400UTC時，對流胞沿著東南方向往陸地移動，同時根據風場可以了解在此段時間東北風強度及位置幾乎沒什麼變化，使得對流胞在這段時間幾乎沒移動，因此造成模式模擬的結果比實際觀測慢了二至三小時。往後六小時期間，對流胞持續朝著東南方移動，並且在1000UTC的時候，到達降雨最大強度，位置大約在屏東北部山區，與實際自動雨量站觀測到的逐時累積雨量相比，位置稍微偏北了一點，但整體來說，對流胞的移動及降雨分佈仍然有掌握到。

圖7為5月31日0000UTC~1000UTC，中央氣象局自動雨量站觀測此個案期間（十小時）的累積總雨量。選取時間範圍依據雷達回波圖中強回波所經過台灣的時間範圍。從圖中可以看到很明顯的看到降雨皆分佈在中部以南的地區，且極值發生的位置為屏東北部的山區，大約為125mm。從個案累積總雨量圖中可以大概看出此對流胞大約是由彰化、雲林一帶進入台灣陸地，受到地形的影響，主要降雨皆在迎風坡上（前）。而模式模擬的結果（圖8）中，可以看到降雨極值位置與真實個案相比，較實際位置偏北，其極值有些許低估的現象，大約為99mm，不過整體來看，模式對於中部以南的降雨分佈掌握得不錯，降雨位置與真實個案相似，皆在迎風坡上（前）。

為了要探討此極值發生的主要機制（對流胞增強的機制），因此在降雨極大值的位置作了一條沿著西北-東南（對流線移動方向）的剖線，剖線位置如圖8上AB直線。根據剖線結果（圖9）顯示，降雨極值位置位在迎風坡上，且伴隨著很強的上升速度及雲水含量。另外可以由圖中發現，因為中央山脈的地形夠高，以至於底層氣流無法順利爬過山，造成在山前產生相對高壓並且會向兩側產生分流，因此從圖9中可以明顯看到，底層接近地形的位置皆為吹往A點方向的風，此時再碰上西北邊來的氣流時便造成此位置因輻合產生上升運動，提供對流胞不穩定環境，使其增強。

根據本節所分析與討論的結果了解到，CTRL run的模擬結果中，良好的重現綜觀尺度天氣環境，包含鋒面位置，上層槽線，及台灣周遭之風場。雖然時間上比真實個案晚了兩、三小時，但是對於對流胞的生命週期、生成、及增強的機制皆

與真實個案相似。

（二）、HTRN run 結果分析

根據HTRN模式模擬的風場及逐時累積雨量顯示0000UTC時，台灣西側仍然有產生一個中尺度渦旋，由於受到地形降低的影響，此渦旋生成的位置較東邊，對流胞生成的位置也較東邊，強度也減弱許多。降雨分佈主要分為兩時期，第一個時期主要是由於地形降低後，鋒面移動速度變得較快，因此在0200UTC~0600UTC這段時間，對流胞移動速度比CTRL快很多，且在0400UTC後，強度便開始漸漸減弱。第二個時期是從0700UTC開始，南方的對流胞開始增強，並維持兩至三小時，隨後便消散。根據這兩段期間的風場來看，第一個時期南方主要吹西南風，與北方北風產生輻合，造成對流胞的發展與增強，但是到了第二個時期發現，由於氣流幾乎可以過山，因此風場主要由北到南皆為北風，並無第一時期的西南風，因此判斷其降雨極值形成機制並非受到地形影響而產生。

圖10為2008年5月31日0200UTC~1200UTC，HTRN模擬在此個案期間累積總雨量（累積時間與CTRL相同）。圖中三角形位置為降雨極值的位置。結果顯示，整體降雨分佈主要分佈在山頂及山後的位置，與CTRL主要降雨分佈有明顯的差異，HTRN的整體降雨量也比CTRL較少，這部分也與Wang et al. (2005)的結論一致。根據累積雨量可以看到在中央山脈有一個降雨極值，雖然跟CTRL位置相差不遠，但極值較CTRL高出許多。為了探討HTRN中對流胞移動與CTRL的差異及此極值產生的原因，因此作了兩個剖線，AB剖線主要切的位置及方向與CTRL一致，希望可以了解到兩者風場及環流場的差異，CD剖線主要沿著對流胞移動方向切過極值的位置，希望可以了解此極值主要成因。

圖11為5月31日0900UTC，圖10中AB、CD線段之剖面圖。HTRN之AB剖線與CTRL之AB剖線相比，可以很明顯看到，當地形減半後，氣流幾乎沒有受到底層地形的影響，僅在底層有些微減速的現象，但是並無因地形產生之離岸風，整體而言僅在750mb之上有較強的上升速度。因此我們接著看CD剖線，從圖中一樣可以發現，底層雖然有減速的現象，但是因為地形效應不顯著，使其並無形成離岸風。另外從圖中也發現在降雨極值的地方有強上升速度存在，此上升速度高度大約從850hpa至500hpa，其形成原因可以從850hpa之風場來看，從其中可以發現在中央山脈南段有個強輻合區，因為北方

之西北風與南方之西風在此位置交會產生強輻合，會有這個現象是由於鋒面本身所引起的，由於地形減半後，鋒面受到地形阻擋的程度減低許多，使得鋒面在通過台灣時，西側與東側速度並沒有很大的差異，且氣流碰到中央山脈後皆可過山，並無分流的現象產生，因此才會在此位置產生降雨，與此時間之 C T R L 結果相比，由於受到地形的阻擋，西側的風場在碰到中央山脈時便分流轉向使其輻合帶產生在較北方的位置。

透過本小節我們可以知道，將地形減半後，由於鋒面移速增快，後期氣流較不會受到地形影響產生分流現象，因此由地形所產生的對流胞生命週期變得較短，在此個案期間後期所產生的降雨極值主要是由於鋒面本身造成的結果，並非受到地形效應所增強。

(三)、NTRN run 結果分析

根據 N T R N 模擬中的風場及逐時累積雨量結果顯示，由於沒有地形的阻擋，台灣西側之中尺度渦旋也沒有形成，因此可以驗證此中尺度渦旋的產生主要與台灣的地形有密切相關，另外可以發現在 0 6 0 0 U T C 過後，台灣東南側開始有對流產生，且持續了三小時左右。因此從 N T R N 模擬此個案期間總雨量（圖 1 2）中顯示，此期間主要降雨位置僅在東南部有明顯降雨。因此我們對降雨極值作剖面（方向與 H T R N 之 C D 剖線一樣），希望透過剖面了解此降雨發生的機制。

從剖面圖中可以看到強上升速度的高度與 H T R N 相似，皆在接近中層的位置發生。因此從 850mb 的風場及輻合場的圖中，輻合帶的位置位在台灣東南部沿岸，主要原因也與 H T R N 極值位置情形相似。

從本小節我們可以知道將地形去除後，台灣西側便沒有中尺度渦旋產生，因此本個案所要探討的對流胞也沒有形成，不過值得注意的是，在此期間台灣東南部仍然有降雨產生，代表雖然沒有地形的影響，鋒面仍然會在南部產生降雨，此現象與上小節所討論的結果一致。

五、結論與展望

在 2 0 0 8 年 S O W M E X I O P 3（5 月 2 9 日 2 1 0 0 U T C 至 5 月 3 1 日 2 1 0 0 U T C）初期，有一道鋒面經過台灣，隨後在 5 月 3 1 日 0 0 0 0 U T C 台灣西側生成一對流胞，此對流胞隨著鋒面往東南方移動，並且持續增強，到了 0 9 0 0 U T C 為此對流胞強度最強時期，為台灣南部山區降下大雨，時雨量達 4 0 mm，隨後便逐漸消散並往東南方離開台灣。

根據模式模擬結果顯示，C T R L 良好的重現綜觀尺度天氣環境，包含鋒面位置，上層槽線，及台灣周遭之風場。模擬中，由於地形阻擋而導致南方的西南風在吹進陸地時有減速及分流現象。使得風向轉南風，並與北方來的西北風產生輻合，提供此對流胞不穩定環境，造成其強度增強。

當地形高度減半後，受到地形效應的影響也減弱，因此整體降雨位置從迎風坡移至山頂，也因為少了地形阻擋的緣故，使得鋒面移動速度較快，降雨極值不僅往南邊移，也與地形較無關係，主要受到中層強輻合所造成。

當地形去除後，由於少了地形的影響，台灣西側沒有形成中尺度渦旋，造成本個案探討的對流胞並沒有生成，降雨極值發生的主因與 H T R N 相似。

六、參考文獻

- 王時鼎、鄭俠、徐晉淮與丘台光，1985：五、六月間台灣地區暴雨之環境條件。天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，55-77。
- Akaeda, K., J. Reisner, and D. Parsons, 1995: The role of mesoscale and topographically induced circulations initiating a flash flood observed during the TAMEX project. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1720-1739.
- Banta, R. M., 1990: The role of mountain flows in making clouds. *Atmospheric Processes over Complex Terrain*, Meteor. Monogr., No. 45, Amer. Meteor. Soc., 229-284.
- Chen, C.-S., W.-S. Chen, and Z.-S. Deng, 1991: A study of a mountain-generated precipitation system in northern Taiwan during TAMEX IOP 8. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2574-2606.
- _____, and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1323-1341.
- Chen, T.-C., M.-C. Yen, J.-C. Hsieh, and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2299-2312.
- Chen, Y.-L., J. Li, 1995: Large-scale conditions favorable for the development of heavy rainfall during TAMEX IOP 3. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2978-3002.
- _____, and J. Feng, 2001: Numerical simulations of airflow and cloud distributions over the windward side of the island of Hawaii. Part I: The effects of trade-wind inversion. *Mon. Wea. Rev.*

a. Rev., 129, 1117–1134.

Giambelluca, T. W., M. A. Nullet, and T. A. Schroeder, 1986: Rainfall atlas of Hawaii. Rep. R7 6, Hawaii Department of Land and Natural Resources, Honolulu, HI, 267 pp.

Rasmussen, R. M., P. R. Smolarkiewicz, and J. Warner, 1989: On the dynamics of Hawaiian cloud bands: Comparison of model results with observations and island climatology. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1589–1608.

Smolarkiewicz, P. R., R. M. Rasmussen, and T. L. Clark, 1988: On the dynamics of Hawaiian cloud bands: Island forcing. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1872–1905.

Tao, W.-K., and L. Chen, 1987 : A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, C. P. Chang and T. N. Krishnamutri, Eds. Oxford University Press, 60-92.

Wang, C.C., T.J.Chen, T.C.Chen, and K.Tsuboki, 2005: A Numerical Study on the Effects of Taiwan Topography on a Convective Line during the Mei-yu Season. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 3217–3242

Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998 : Characteristic of rainfall distribution over Taiwan during TAMEX. *J. Appl. Meteor.*, 37, 1457-1469.

_____, and _____, 2002 : The role of offshore convergence on coastal rainfall during TAMEX IOP 3. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2709-2730.

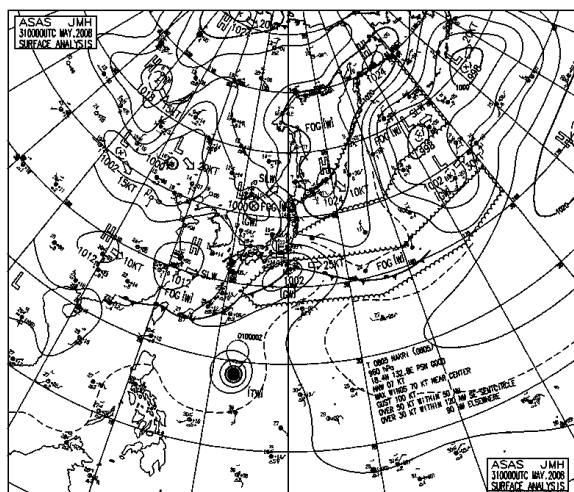


圖3：JMA 地面天氣圖，時間為 5 月 31 日 0000UTC。

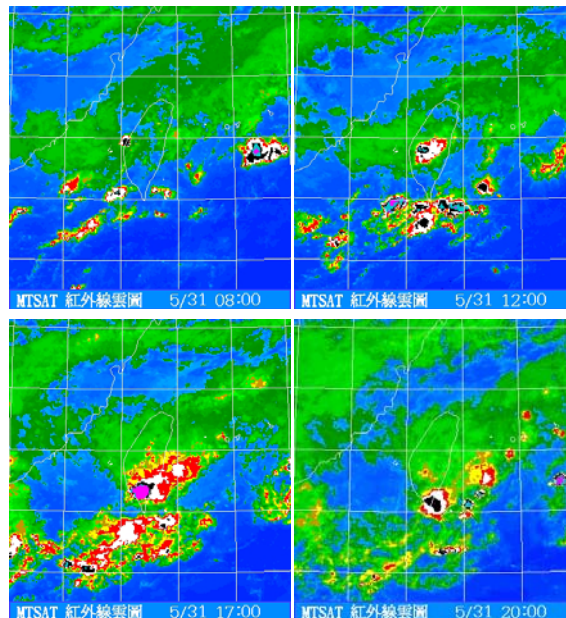


圖1：紅外線色調強化雲圖，時間為 5 月 31 日 0000UTC、0400UTC、1000UTC、1200UTC。

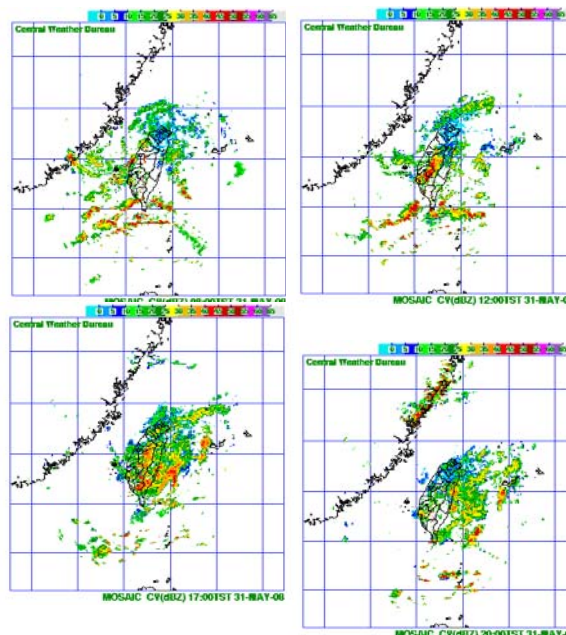


圖2：全台雷達回波圖，時間為 5 月 31 日 0000UTC、0400UTC、1000UTC、1200UTC。

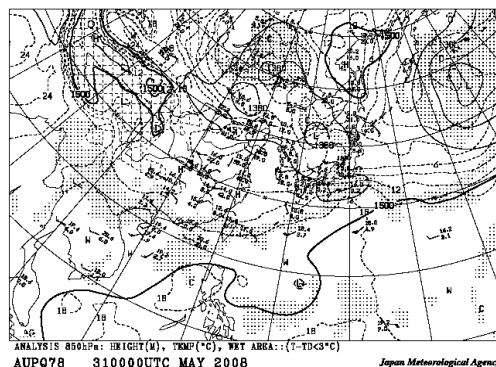


圖4：JMA 850hpa 高空天氣圖，時間為 5 月 31 日 0000UTC。

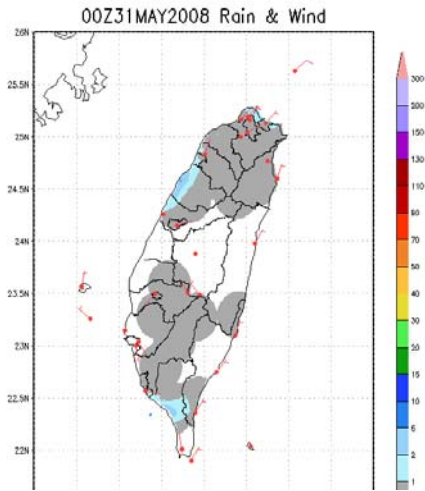


圖5：自動雨量站與局屬測站觀測之風場及逐時累積雨量，時間為5月31日0000UTC。

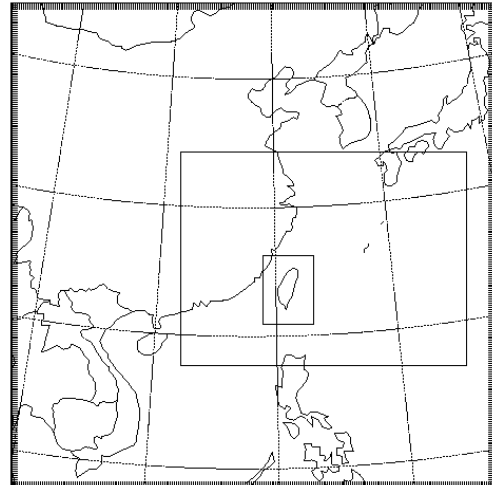


圖6：模式三層巢狀網格，其範圍和網格間距分別為：D01 - 235 x 235, 18km、D02 - 415x310, 6km、D03 - 220x301, 2km。

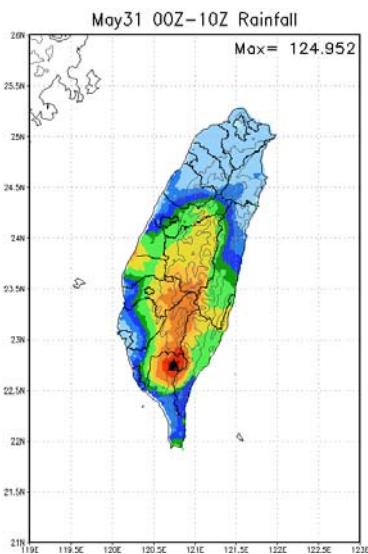


圖7：中央氣象局自動雨量站觀測到此個案期間的累積總雨量。

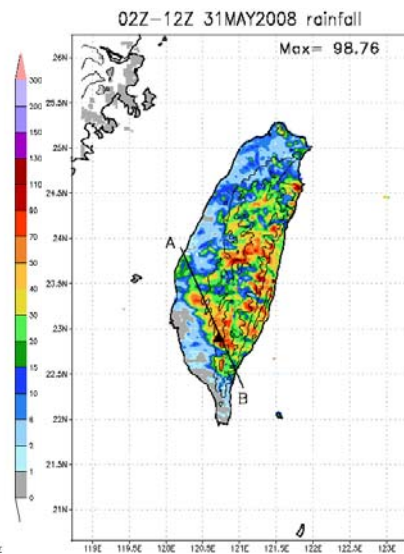


圖8：模式模擬此個案期間（十小時）的累積總雨量。

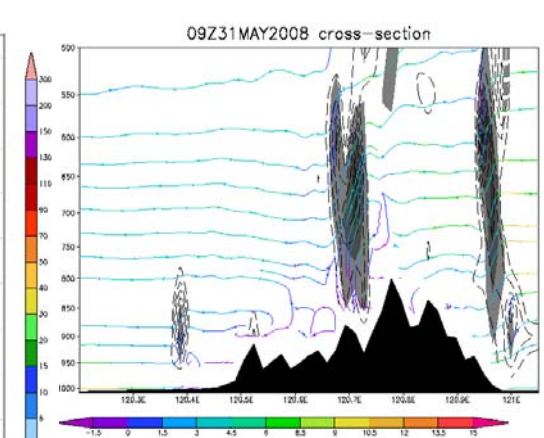


圖9：圖8上之AB部線，左方為A點、右方為B點，陰影為垂直風速正值區域，虛線為雲水混比，實線為氣流方向，其中顏色代表氣流風速的大小。

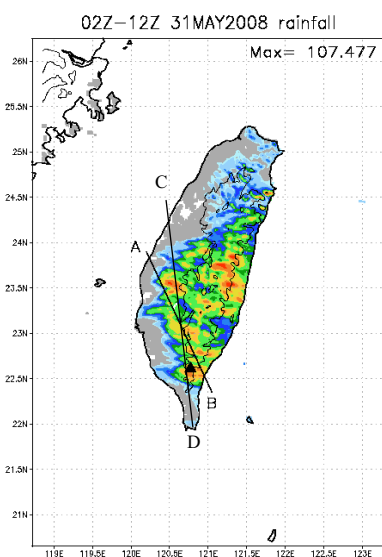


圖10：同圖8，HTRN的模擬結果。

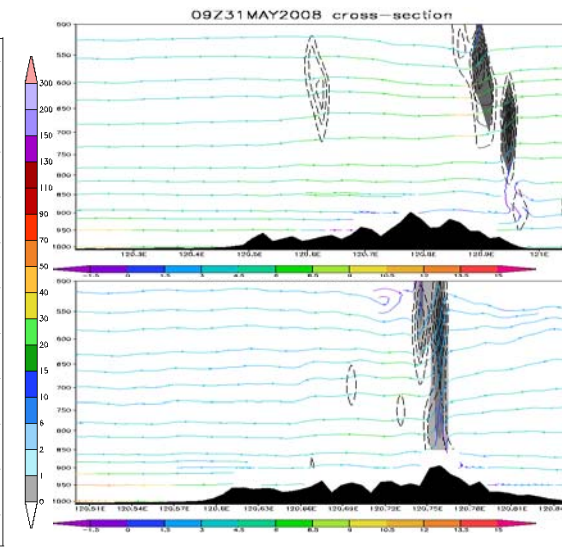


圖11：同圖9，圖10中AB(上)及CD(下)剖面。

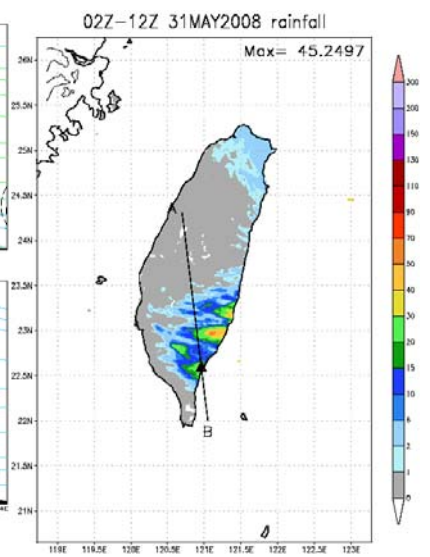


圖12：同圖8，HTRN的模擬結果。