

西南氣流環境下中尺度對流複合體 (MCC) 發展的有利條件

顏自雄 戴志輝 賴世運 呂英展

空軍氣象聯隊氣象中心

摘 要

敏督利颱風 (MINDULLE; 2004) 是侵襲台灣的一個特殊颱風個案，以自南向北的路徑侵襲台灣，2004 年 7 月 01 日晚間颱風中心在東部登陸，約十二小時後由北部出海，在其北上遠離台灣之後，仍為中南部帶來連續四日的降雨，造成淹水、土石流等災情頻傳，直到 7 月 05 日降雨才逐漸緩和。

由於不同的降水特徵代表可能不同的降水機制，因此本文先由降水特徵區分不同的降水階段，瞭解颱風遠離後，仍造成台灣地區豪大雨的機制。結果顯示颱風外圍環流雨帶、中尺度對流複合體的發展及西南氣流等三個不同階段的連續出現，是造成台灣不同區域產生豪雨的主要原因。此時即產生一相當有趣的科學議題，為何在第二、第三階段同樣均在西南氣流環境下，卻會出現一個有中尺度對流複合體 (MCC)，另一個卻純粹只有西南氣流造成僅有迎風面豪雨，而沒有中尺度對流複合體產生。

因此我們透過美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction, 簡稱 NCEP)重分析資料、及二重巢狀靜力的區域波譜模式(Regional Spectral Model, RSM)進行模擬，針對 MCC 發展的有利因素加以說明。在 7 月 04 日 0000 UTC 時我們由觀測資料發現，不論是在風場輻合或水氣通量輻合方面均明顯較 7 月 01 日不利於 MCC 的發展，而且熱力機制到 04 日 0000 UTC 時亦已明顯減弱，包括地面位溫落差 SPTD(surface potential temperature dropoff)的分析，同樣也顯示在 7 月 04 日即第三階段之後 MCC 有利發展的條件已消失，台灣地區純粹由西南氣流導致山脈迎風面的降水，而平地的降水現象則明顯減少。

關鍵詞: 西南氣流、降雨階段、地形作用、中尺度對流複合體。

一、前言

敏督利颱風 (MINDULLE; 2004) 是侵襲台灣的一個特殊颱風個案，以自南向北的路徑侵襲台灣，2004 年 7 月 1 日晚間颱風中心在東部登陸，約十二小時後由北部出海，

在其北上遠離台灣之後，仍為中南部帶來連續四日的降雨，造成淹水、土石流等災情頻傳，直到 7 月 05 日降雨才逐漸緩和。在過去的研究中，探討颱風降水的文章大多著重於路徑與降水或是結構與降水的關係，少有研

究颱風過後所引進西南氣流帶來豪大雨的災害，因此敏督利颱風正好提供適當的研究個案，探討是什麼原因造成颱風遠離後，仍造成台灣地區豪大雨的機制。

台灣夏季常受颱風侵襲，在 1999 年 Rachel 颱風導致台灣西南部豪雨個案中，透過觀測與模擬的驗證發現，降水可區分為颱風外圍雨帶、西南氣流與颱風環流合成之低層噴流、以及西南氣流等三個階段(Chiao and Lin, 2003)。而劇烈地形降水的發生原因及過程，可透過基礎成分 (Doswell et al., 1996) 的概念加以說明；這些成分大致可區分成兩類，一為與環境大氣相關的有利因子，如高降水效率、低層噴流、高水氣含量、綜觀尺度上升運動、具潛在或對流不穩定之氣層等，另一則為地形。當西南氣流遇上中央山脈陡峭的坡度 (王與汪, 2005)，或利於氣流輻合的地形，每每在局部地區引發豪雨釀成災情 (Lin et al., 2001；徐與曾, 2004；李等, 2004)。因此地形除了會影響颱風的路徑 (Brand and Blelloch, 1974；Kuo et al., 2001) 之外，也影響雨量分布 (Wu et al., 2002)。另一方面，移動緩慢的對流系統，也是造成局部高累積雨量的重要原因之一。

本文透過美國國家環境預報中心 (NCEP) 重分析資料、降雨量的時、空間分布特徵、以及使用二重巢狀靜力的區域波譜模式 (Regional Spectral Model, RSM) 進行模擬，研究敏督利登陸過後導致台灣地區

豪雨的過程及機制。在敏督利颱風北上之後，台灣地區普遍均處於低層西南風環境下，基礎成分分析顯示劇烈地形降水潛勢明顯。西南風隨後帶給台灣中南部地區連續四日的降雨，其中 7 月 02 至 04 日最大日雨量分別達到 709.5、690.5 及 839.5 毫米。但颱風遠離之後數日所造成豪雨的機制與導致降水的區域均不同，應加以區分，方能有助於瞭解豪大雨出現的時機與地點；而颱風外圍環流雨帶、中尺度對流複合體的發展及西南氣流等不同階段的連續出現，是造成不同區域出現豪雨的主要原因 (顏等, 2005)。

其中中尺度對流系統 (MCS) 或中尺度對流複合體 (MCC) 在梅雨季裡，就經常對台灣造成影響，豪雨災情時有所聞。而中尺度對流系統或中尺度對流複合體雖然發展於中緯度地區、陸面或熱帶洋面，會形成結構有所差異 (Fritsch and Forbes, 2001；Kingsmill and Houze, 1999a；Moncrieff and Klinker, 1997)，但潛在或對流不穩定的邊界層為重要的共同條件之一，尤其在高對流可用位能 (CAPE) 的邊界層暖、濕環境下，海面上的中尺度對流系統，往往不受日夜變化的限制而具有相當的持續性 (Kingsmill and Houze, 1999b)。因此本文亦要探討為何在不同階段，但同樣均在西南氣流狀況下，卻會出現一個有中尺度對流複合體，另一個卻純粹只有西南氣流造成迎風面的豪雨，而沒有中尺度對流複合體產生。另外 Crook (1996) 發現對流的初始狀況與地

面位溫落差 (SPTD ; surface potential temperature dropoff) 具有相當明顯的關連。因此本文也將由 SPTD 的分析來瞭解這個問題。

本文所探討的敏督利颱風，以自南向北的路徑侵襲台灣，2004 年 7 月 01 日晚間颱風中心在東部登陸，我們分析 925 hPa 的基礎成分指數 (Lin et al., 2001)，顯示 7 月 02 至 04 日之間，大氣環境具有引發強烈地形降雨的潛勢，地形作用在此扮演相當重要的角色，可以預期迎風面將會發生劇烈降水，實際上 7 月 02 至 04 日的日雨量極端值，均分別高達 709.5、690.5 及 839.5 毫米。

但逐日的日雨量卻顯示出三項明顯的特徵：(一) 內陸雨量較沿海為高；(二) 7 月 05 日的降雨強度明顯較之前的三天為弱；(三) 7 月 02 至 03 日，中央山脈西側與東側的雨量對比明顯，然而在 7 月 04 至 05 日，雨量均集中於內陸，山脈西側與東側的降雨強度差異不大。因此，就降雨的空間分布而言，在 7 月 04 日前後有非常明顯的區隔，這些特徵並非是西南氣流單一理由即可完整解釋。顏等 (2005) 的研究從降雨分布的特徵的角度，將個案過程區分出不同的降雨階段：颱風外圍環流雨帶、中尺度對流複合體的發展及西南氣流。而此三個不同階段的連續出現，是造成台灣不同區域產生豪雨的主要原因。此時即產生一相當有趣的科學議題，為何在第二、第三階段同樣均在西南氣流環境下，卻會出現一個有中尺度對流複合

體 (MCC)，另一個卻純粹只有西南氣流造成僅有迎風面豪雨，而沒有中尺度對流複合體產生。第二節為資料來源與模式簡介；而第三節則為降雨現象之特徵；第四節則為探討在此個案下何時西南氣流環境下會產生 MCC，即 MCC 發展的有利因素，MCC 突然減弱消失的環境變化；第五節則為總結。

二、資料來源與模式簡介

資料分析選取 2004 年 7 月 01 至 05 日之 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 重分析之觀測與探空資料。數值模擬資料來源應用每 12 小時中央氣象局 (Central Weather Bureau；簡稱 CWB) 全球模式之 2004 年 7 月 01 日 1200 UTC 之分析場作為 RSM 初始場及邊界值並執行 72 小時模擬。

本研究使用美國國家環境預報中心 (NCEP) 1997 年版靜力的 RSM (Juang et al., 1997) 架構了二重靜力的巢狀 RSM，進行單向三重的巢狀區域天氣模擬，詳細的 RSM/NCEP 介紹可參考 Juang and Kanamistus (1994)、Juang et al. (1997) 與 Juang (2000)。

積分區域分別稱為 RSM120、RSM30，其數字表各重模組的水平解析度 (單位為公里)，地形資料分別使用 10 分及 5 分真實地形。RSM 模組應用之物理過程大致相同，二重模組均考慮 SAS (Simplified Arakawa Shuburt Scheme) 積雲參數化 (Hong and Pan, 1998)，微雲物理過程 RSM120 使用單

一溼變數 qv (水汽)診斷的雲參數化假設，RSM30 則將 qv 轉換為三濕變數 qv 、 qci 、 qrs (水汽，雲滴/冰晶，雨/雪) 顯式預報雲物理模式(Hong et al., 1998)。

三、降雨現象之特徵

敏督利颱風以自南向北的路徑侵襲台灣 (圖 1)，2004 年 07 月 01 日晚間颱風中心在東部登陸，7 月 02 至 05 日台灣附近低層均盛行西南風 (圖 2)，本文根據劇烈地形降水的組成成分，包括低層風速、水氣含量及地形梯度 ($=0.033$) 等，以位於台灣西南部迎風面的屏東探空(圖未示)，來分析 925 hPa 的基礎成分指數 (Lin et al., 2001)，顯示 7 月 02 至 04 日之間，大氣環境具有引發強烈地形降雨的潛勢，地形作用在此扮演相當重要的角色，尤以 7 月 02 日晚間至 7 月 04 日上午之間最明顯 (表 1)，此結果與其他個案結果 (Lin et al., 2001) 相當一致，可以預期迎風面將會發生劇烈降水，實際上 7 月 02 至 04 日的日雨量極端值，均分別高達 709.5、690.5 及 839.5 毫米。

造成局部高累積雨量的原因，不外乎是持續性降雨，或瞬間的大雨所致，其過程可透過劇烈降水與基礎成份 (高降水效率、低層噴流、陡峭地形、利於氣流輻合的地形、高水氣含量、綜觀上升運動、移動緩慢的對流系統、具潛在或對流不穩定之氣層) 之間的關係加以說明 (Doswell et al., 1996; Lin et al., 2001)。而以風向及天氣系統的角度

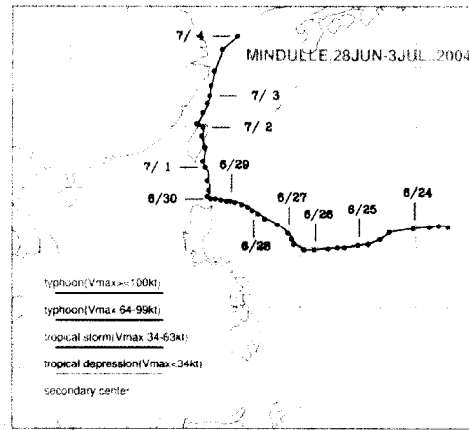


圖 1: 敏督利颱風路徑 (資料來自於中央氣象局網頁)

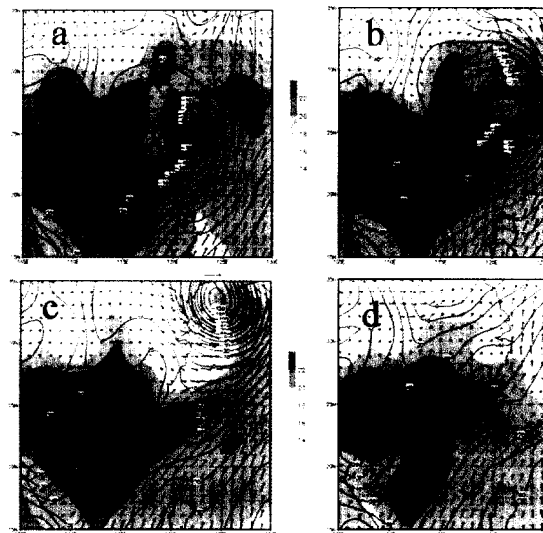


圖 2: 7 月 (a)02、(b)03、(c)04 至 (d)05 日 0000 UTC 之 1000 hPa 重力位高度、風場及水汽場。其中等值線為重力位高度；箭頭為風場，單位為 ms^{-1} ；色階為水汽場，間距為 2，單位為 gKg^{-1} 。

日期 (月/日)	7/2		7/3		7/4		7/5
時間 (UTC)	0000	1200	0000	1200	0000	1200	0000
Basic ingredients at 925 hPa							
Wind speed (ms^{-1})	11.5	24.5	24.5	14.5	17.5	12.5	5.5
q (gKg^{-1})	15	17.5	19.5	19	19.5	18.5	18
Common index: $V \cdot \nabla_h q$ ($ms^{-1}Kg^{-1}$)	5.7	14.2	15.8	9.1	11.3	7.6	3.3

表 1 : 7 月 02 至 05 日屏東探空劇烈地形降雨基礎成分及指數。

度來看，台灣地區系統性降水事件約為三類，分別為盛行氣流被地形舉升、梅雨季的中尺度對流系統及颱風侵襲等（顏等，2003）；就颱風而言，地形會影響局部雨帶消長（李與蔡，1995），並影響路徑（Brand and Blelloch, 1974；Kuo et al., 2001）與雨量分布（Wu et al., 2002）；至於颱風所引進之（西南）氣流，因地形舉升釋放潛在或對流不穩定，致迎風面（西南部）明顯降雨，已有多篇研究探討過（吳等，1999a, b；Wu et al., 2002），且是作業界所熟知並經常引用的概念，甚至在地形影響下，西南氣流也有機會在迎風面以外地區（如背風面的台灣東南部）降下豪雨（潘等，2004）；又研究發現地形降水常與低層噴流（LLJ）有關（Lin, 1993；Buzzi et al., 1998）；Chiao and Lin (2003)針對 1999 年 Rachel 颱風的西南部豪雨個案，透過觀測與模擬結果之比對，發現降水可區分為颱風外圍雨帶、西南氣流與颱風環流合成之低層噴流、以及西南氣流等三個階段；至於與中尺度對流系統相關之研究，雖可歸類為維持、加強與傳播等三方面，且伴隨鋒面、發展於陸面或熱帶洋面的特徵亦有所差異，但潛在或對流不穩定的邊界層則為共同的重要綜觀條件之一（Houze, 2004）。由於降水現象可算是各項動力及熱力因素最後的綜合結果，因此本文將先由雨量的分布來區分不同的降水階段，此些不同的降水階段代表不同的降水機制。

我們先由 7 月 02 至 05 日逐日的日雨量（圖 3）可看出三項明顯的特徵：（一）內陸雨量較沿海為高；（二）7 月 05 日的降雨強度明顯較之前的三天為弱；（三）7 月 02 至 03 日，中央山脈西側與東側的雨量對比明顯，然而在 7 月 04 至 05 日，雨量均集中於內陸，山脈西側與東側的降雨強度差異不大。因此，就降雨的空間分布而言，在 7 月 04 日前後有非常明顯的區隔，這些特徵並非是西南氣流單一理由即可完整解釋。

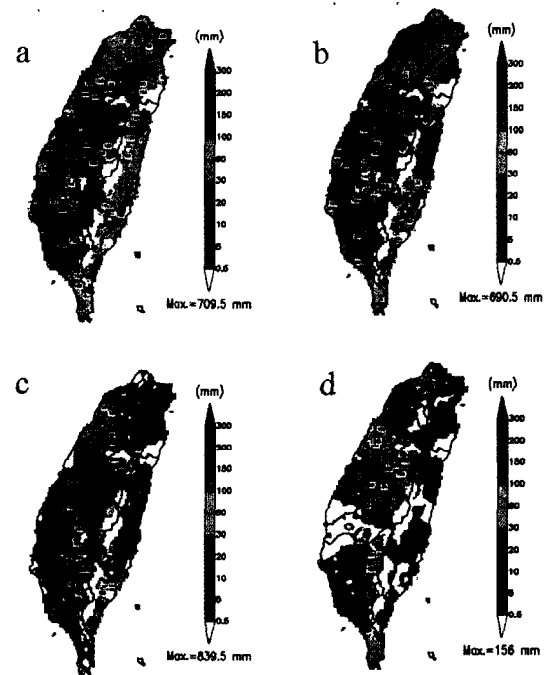


圖 3 7 月(a)02、(b)03、(c)04 及(d)05 日全島日雨量(單位為 mm)。

降雨是天氣過程的綜合表現，如果雨量分布隨時間有顯著的差異，則代表造成降雨的天氣系統與大氣環境是有變化的，因此在本個案過程中，西部地區雨量的變化特徵，

例如緯度相近但與海岸線距離不同的測站之間、以及不同緯度的測站之間，其降雨的時、空特性就值得進一步討論，我們先選取清泉崗與台南機場（後續簡稱沿海測站，測站代碼分別為 46770 及 46743），及中央氣象局四個位於內陸的自動雨量站（後續簡稱內陸測站，分別為 C0E61、C0S75、C0F90 及 C1V24）的時雨量資料，以凸顯個案期間降雨分布的時空特徵（前述各站地理位置如圖 4）。

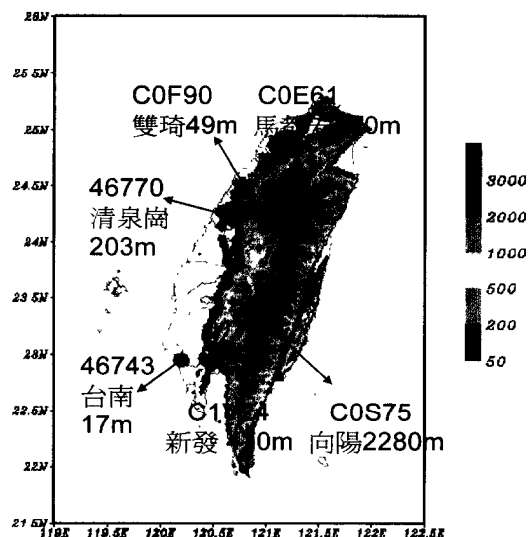


圖 4：清泉崗與台南機場、中央氣象局四個自動雨量站代碼、地理位置及標高。

時雨量時間序列顯示，沿海測站連續性大雨出現於 7 月 02 日清晨至 7 月 03 日上午，之後降雨則頗為零星（圖 5a），但相較於沿海降雨趨緩後，內陸還出現了第二次的連續性大雨，時間出現在 7 月 04 日凌晨至深

夜間（圖 5b）。除了 7 月 05 日內陸的降雨之外，其餘時段及區域的降雨均無明顯日夜變化特徵（圖 5a、b）。比較相近緯度測站間的差異性（圖 6a、b），在 7 月 03 日中午之前，內陸測站最大時雨量的數量級約稍強或相當於沿海測站；但 7 月 03 日中午以後，尤其是在 7 月 04 日凌晨起，內陸測站時雨量明顯高過於沿海測站近一個數量級。又不論是在沿海或內陸，連續性大雨出現與結束的時間，南部均較中部提前。

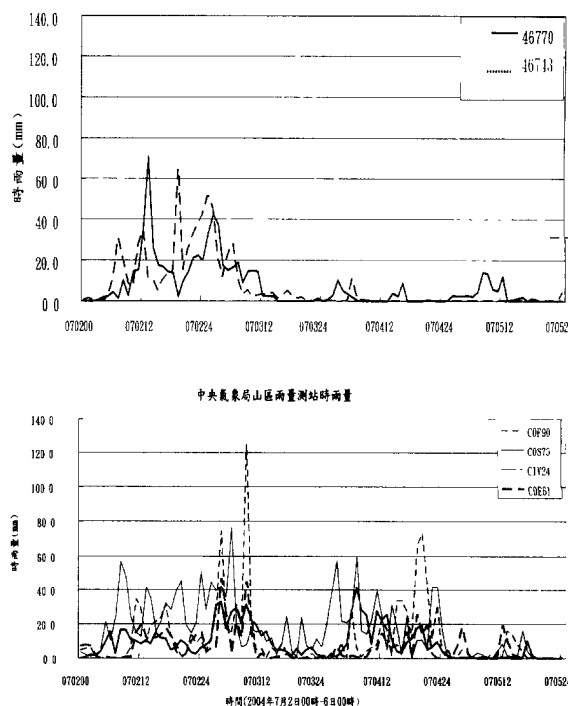


圖 5a：個案期間清泉崗及台南機場時雨量時間序列；橫坐標六碼為本地時間，前四碼為月、日，後兩碼為時。圖 5b 同圖 5a，但為中央氣象局四個內陸雨量站。

另外探討地形效應在此階段所扮演的角色。中央山脈西側累積雨量明顯超過東側一個數量級，是此階段降雨的第二個特徵。圖 6 為 7 月 04 日 24 小時模擬累積降水量

(mm)之比較。a 為有地形，b 則為無台灣地形之模擬。此時台灣地區處於純粹西南氣流的環境之下，而台灣地形作用明顯使得雨量集中於西半部。圖 7a 則見風場與台灣地形成明顯交角導致中央山脈處於迎風面的狀況，而低層風場則帶來大量水氣，圖 8 可見南海地區水氣量均高於 20 g kg^{-1} ，此豐沛的水氣配合低層風場在加上地形舉升作用，導致降水會集中於台灣西南部山區。另外圖 7b 則顯示風場由於沒有台灣地形的屏障，直接穿越台灣上空與台灣北邊的偏北風輻合，使得在台灣北邊出現帶狀的降水現象。因此第三階段的降水，並不像第二階段 MCC 系統經過何處就導致那區域降下明顯雨量，而是西南氣流帶來豐盛的水氣再加上地形的作用所造成，使得第三階段的降水出現山區大於平地的特徵。

因此我們區分敏督利颱風過後有三個不同降雨階段導致台灣地區不同的地區出現豪雨。第一個階段定義為 7 月 01 日 1800 UTC 至 7 月 02 日 0600 UTC 前，主要是由於颱風外圍雨帶的發展與接近所致。此時的累積雨量特徵為，不論在沿海及內陸，南部均較中部為高；7 月 02 日 0900 UTC 至 7 月 03 日 0200 UTC 為個案的第二個降雨階段，其為中尺度對流複合體自海面向陸地發展之結果。此時降雨的重要特徵為沿海與內陸雨量相近，除極端值之外，沿海與內陸普均遍出現二至三百毫米的累積雨量；7 月 03 日 0200 UTC 之後到 7 月 04 日 1500 UTC 為止，為

個案的第三個降雨階段，其累積雨量的重要特徵，在於內陸與沿海間的懸殊差別，降雨合理推論是肇因於西南氣流受地形舉升所致。

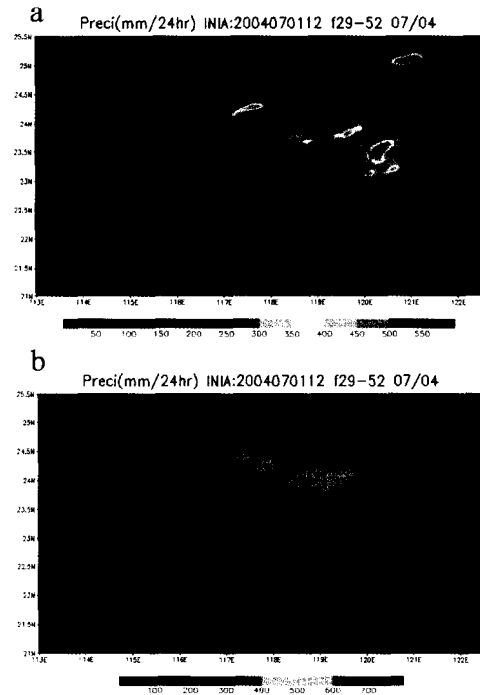


圖 6 : 7 月 04 日 24 小時模擬累積降水量 (mm)。(a) 有地形之模擬；(b) 將台灣地形去掉之模擬。

這樣的區分是有其必要性的，不同的降雨機制將導致不同區域降下豪雨，因此儘管在敏督利登陸之後，台灣附近低層均為西南風，但由於降雨機制的不同，導致不同區域產生豪雨。而降水現象是天氣過程的綜合結果，雨量特徵隨時間的顯著差異，代表天氣系統與環境是不斷變化的。換言之，僅援用西南氣流受中央山脈舉升的概念，將無法完整說明連續數日豪雨的強度及分布變化狀況。就預報決策過程而言，如果概念模式不完整，預報員極可能因情勢錯估而預報錯誤。另一方面，經過許多特殊個案的解構，亦有助於預報員了解數值模式的特性、增加

模式產品使用時的信心。

我們由此三個不同的降雨階段發現一有趣問題產生，為何同在西南氣流的環境之下，在第二階段即有中尺度對流複合體(MCC)產生，為何第三階段則無。因此下面我們將以資料分析與模擬結果來探討這個問題。

日 0000 UTC 西南氣流環境場來比較，試著瞭解為何敏督利颱風過後會有 MCC 發展，造成台灣地區不論是平地或山區均產生豪雨，即 MCC 發展的有利條件。之後 MCC 又為何消失，使得台灣地區純粹受到西南氣流的影響，加上地形作用，造成台灣西南部山坡地區降水明顯大於平地的狀況。

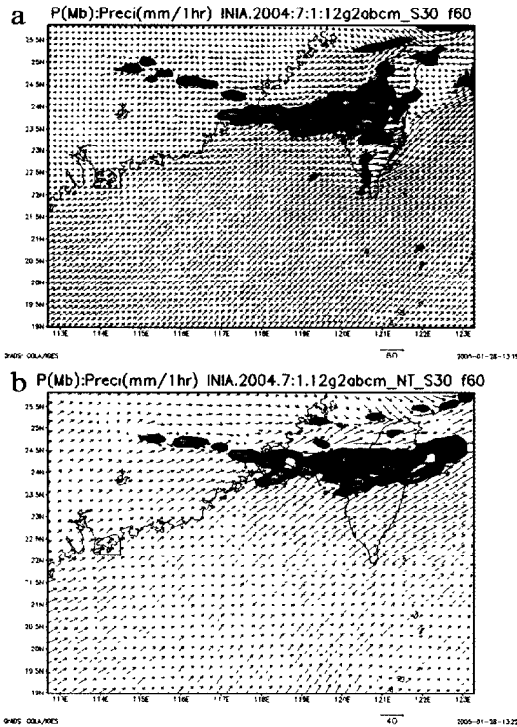
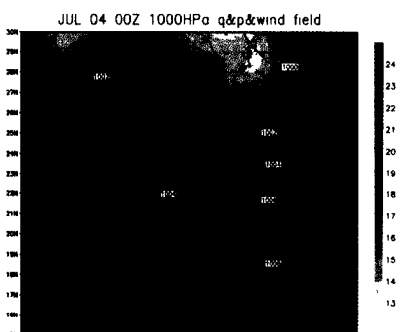


圖7: 模擬第60小時(7月04日1200 UTC)累積降水量(mm/hr)。(a)



四、MCC 發展的有利條件

我們由連續衛星雲圖追蹤(圖未示)，知 MCC 是由 7 月 01 日 1230 UTC 開始發展(圖 9)，因此我們將此時與之後 MCC 消失之 04

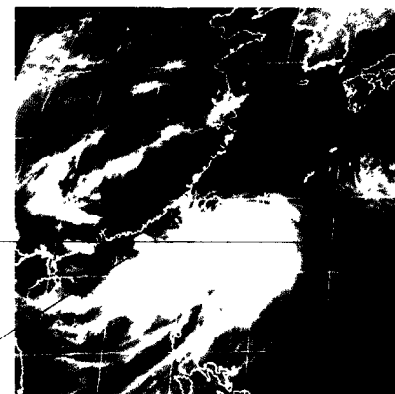


圖9: 2004年7月1日1230 UTC紅外線雲圖。

圖 10 為分析 2004 年 7 月 01 日 1200 UTC 及 04 日 0000 UTC 之 NCEP 1°X1° 對流可用位能(CAPE)及 convective inhibition (CIN;單位: J kg⁻¹)。可見在圖 10a 及 c 圖 01 日 1200 UTC 時南海區域具有較 b 及 d 圖為高的 CAPE 值及較低的 CIN 值，表示在 01 日 1200 UTC 時不需較大的外力，本身所具有的熱力作用即明顯較 04 日 0000 UTC 時易往上發展，而且受 CIN 抑制的作用較小。有時 CAPE 值大並不一定就會有對流發展起來，因為或許 CIN 也大，若無法突破 CIN 的限制，則即使 CAPE 值再大對流也無法有效發展起來。但若是一旦突破 CIN 的限制，則 CAPE 值越大則對流發展得越強越有效。因

此會不會發展出對流要先看 CIN，若 CIN 太強則 CAPE 值再強也沒有辦法有效發展出對流。因此由此圖看來熱力的機制到 04 日 0000 UTC 時已明顯減弱。另外我們可由溫度平流看出(圖未示)，在 01 日 1200 UTC 南海地區低層(925 hPa)具有明顯溫度平流，而 04 日時則氣流線與溫度線幾乎均為平行。

圖 11 為分析 2004 年 7 月 01 日 1200 UTC 及 04 日 0000 UTC 之 NCEP 1°X1° 700 減去 1000 hPa 之 θ_e 與風場，顯示在 04 日低層 θ_e 的垂直差異已明顯減弱，而且風場也由原本由偏北方吹來改為偏南方的風向。另由圖 12 為 22°N 的 θ_e 垂直剖面，可見在 01 日 1200 UTC 時低層(600 hPa 以下)的 θ_e 隨高度遞減的程度亦明顯得多，顯示 01 日時具有較強的不穩定度。圖 13 亦可看出在 01 日 1200 UTC 時低層(850 hPa)的輻合程度亦較為明顯得多。再來我們看水氣的輻合情形，由圖 14 顯示即使颱風已明顯北抬，到 7 月 2 日 1200 UTC 時，925 hPa 南海區域低層 925 hPa 的水氣通量輻散場仍為相當明顯的負值，而 04 日 0000 UTC 時水氣通量輻合的狀況明顯減少。因此不論是在熱力方面或是水氣場方面，04 日 0000 UTC 時 MCC 發展的條件均已明顯較 01 日 1200 UTC 時為弱。

另外 Crook (1996)與 Nagarajan et al. (2001)均發現對流發展的初始狀況與地面位

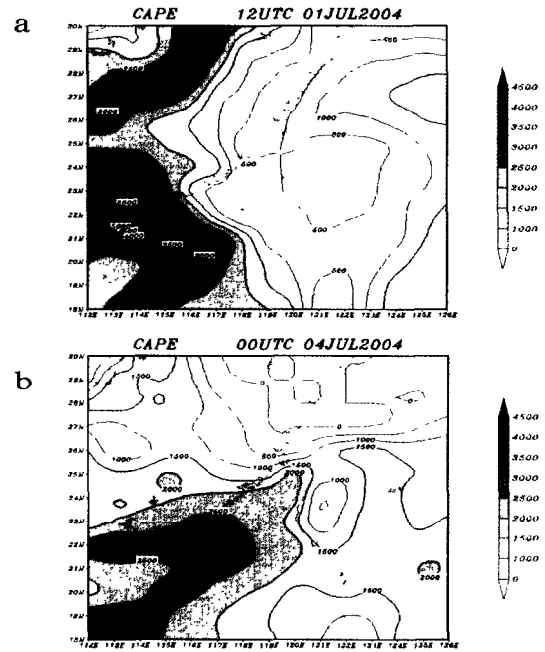


圖 10 2004 年 7 月 (a) 01 日 1200 UTC, (b) 04 日 0000 UTC NCEP 1°X1° 重分析資料對流可用位能(CAPE) 及 (c) 01 日 1200 UTC, (d) 04 日 0000 UTC convective inhibition (CIN, J/kg)。

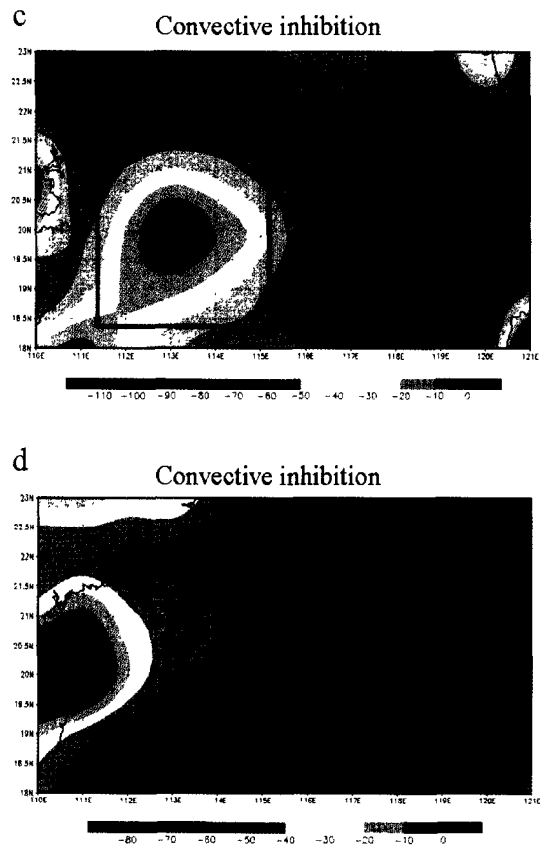


圖 10 (續)

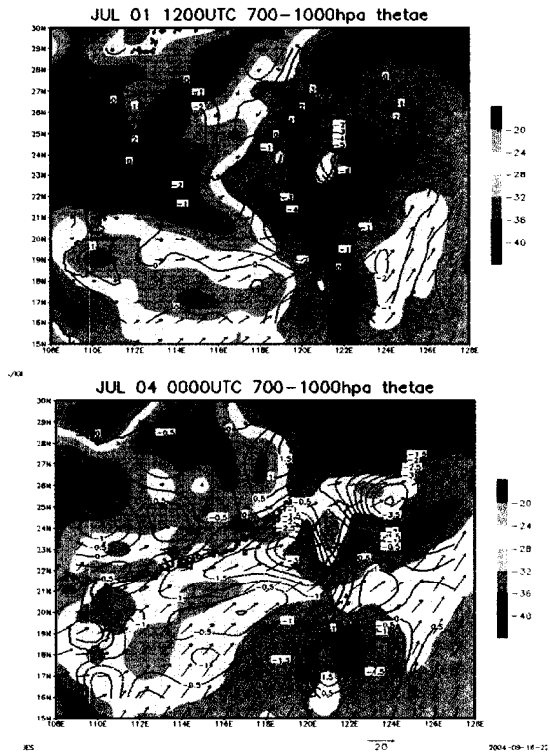


圖11: 2004年7月(a) 01日1200 UTC; (b) 04日0000 UTC NCEP 1' X1' 重分析資料溫度(實線; °C)、700減1000 hPa之 θ_e (陰影區)及風場。

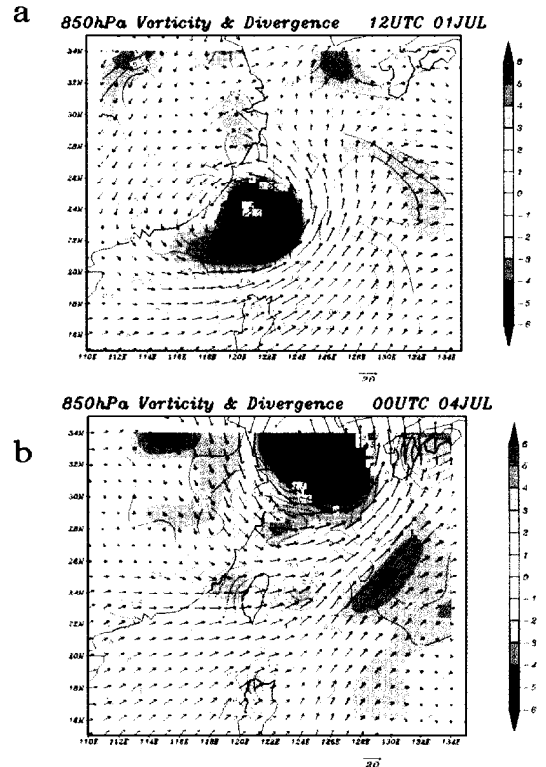


圖13: 2004年7月(a) 01日1200 UTC; (b) 04日0000 UTC NCEP 1' X1' 重分析資料溫度(陰影區)、輻散(曲線)及風場(箭頭)。

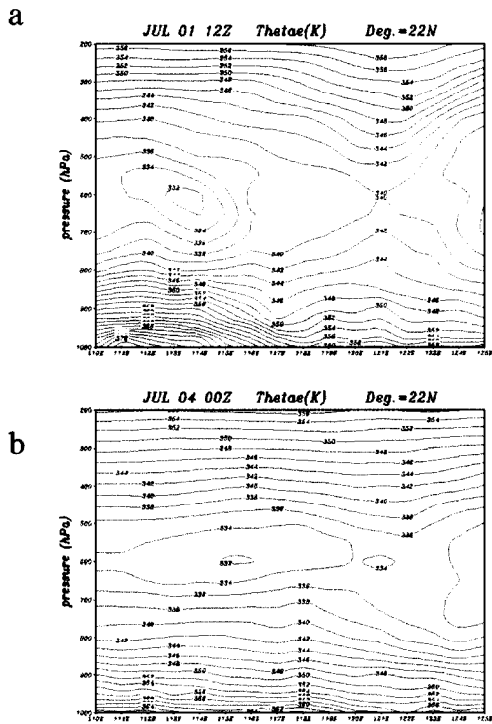


圖12: 2004年7月(a) 01日1200 UTC; (b) 04日0000 UTC NCEP 1' X1' 重分析資料相當位溫 (θ_e) 22°N的垂直剖面。

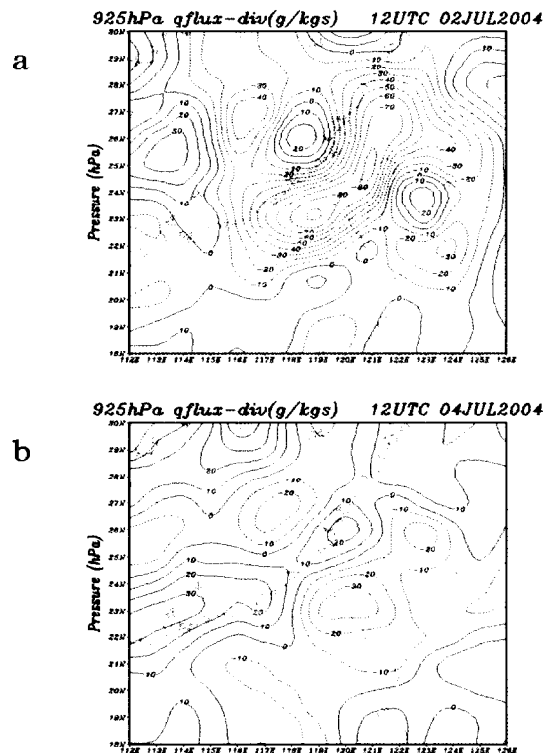


圖14: 2004年7月(a) 02日1200 UTC; (b) 04日0000 UTC NCEP 1' X1' 重分析資料925 hPa水氣通量輻散場(g/kg s)。

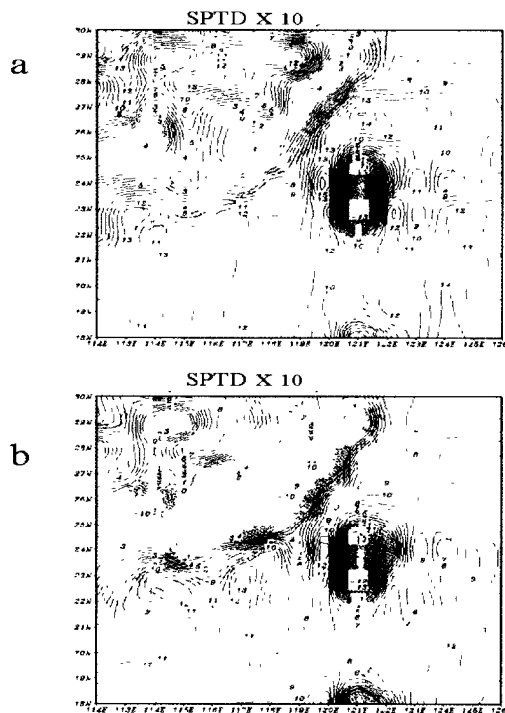


圖 15：2004 年 7 月 (a) 01 日 1200 UTC；(b) 日 0000 UTC NCEP 1°X1° 重分析資料 SPTD 10 (surface potential temperature dropoff；°C)。

溫差(SPTD；surface potential temperature dropoff)有相當密切的關係。因此我們同樣也試著由 SPTD 的角度來看看在 7 月 01 日與 04 日間的差異。

$$\text{SPTD 的定義為 } \Delta\theta_{surf} = \theta_{SST} - \bar{\theta}_{ABL}$$

θ_{SST} 為海平面位溫；而 $\bar{\theta}_{ABL}$ 為大氣邊界層(ABL)平均位溫值。因此 SPTD 的定義即為海平面位溫值與大氣邊界層平均位溫差。

我們由 NCEP 1°X1° 重分析資料所繪，圖 15 所分析之 SPTD 圖可見在南海地區，在 7 月 01 日時大範圍區域 SPTD 值均在 1.3 °C 以上，而 04 日則僅有少部份區域達到 1.25 °C 以上(Nagarajan et al., 2001 認為 1.25 °C 為深對流發生的必要條件)。此結果與 Nagarajan et al. (2001)的結果一致。

因此 01 日各項環境因素均為 MCC 發展的有利因素，相反地在 04 日則不利 MCC 的發展，導致 04 日 0000 UTC 後台灣地區處於純粹的西南氣流之下，中央山脈西側迎風面則有明顯有利舉升作用(圖 7)，導致中南部山坡地區產生較大的降水現象，而非像第一階段颱風雨帶或第二階段 MCC 系統經過何處，就導致該處降下大雨，此時第三階段(西南氣流階段)，台灣地形即扮演明顯重要作用，將迎風面上潮濕空氣舉升導致降水。此時分析 Lin et al. (2001)所提劇烈地形降水的組成成分，包括低層風速、水氣含量及地形梯度等基礎成分指數就相當地重要。因此不同的降水機制導致降水區域及降水強度完全不同，是否能掌握此種不同的降水階段與機制，亦為預報工作是否能順利遂行的重要關鍵。

五、總結

在過去的研究中，探討颱風降水的文章大多著重於路徑與降水或是結構與降水的關係，少有研究颱風過後所引進西南氣流帶來豪大雨的災害，因此敏督利颱風正好提供適當的研究個案，探討是什麼原因造成颱風遠離後，仍造成台灣地區豪大雨的機制。由於不同的降水特徵代表可能不同的降水機制，因此本文先由降水特徵區分不同的降水階段，瞭解颱風遠離後，仍造成台灣地區豪大雨的機制。結果顯示颱風外圍環流雨帶、中

尺度對流複合體的發展及西南氣流等三個不同階段的連續出現，是造成台灣不同區域產生豪雨的主要原因。此時即產生一相當有趣的科學議題，為何在第二、第三階段同樣均在西南氣流環境下，卻會出現一個有中尺度對流複合體 (MCC)，另一個卻純粹只有西南氣流造成僅有迎風面豪雨，而沒有中尺度對流複合體產生。

本文透過 NCEP 重分析資料、降雨量的時、空間分布特徵、以及透過二重巢狀靜力的區域波譜模式(RSM)進行模擬，針對 7 月 01 日 MCC 發展的有利因素，及 7 月 04 日 MCC 突然減弱消失的環境變化加以說明。在 7 月 04 日我們由觀測資料發現，不論是在風場輻合或水氣通量輻合方面均明顯較 7 月 01 日不利於 MCC 的發展，而且熱力機制到 04 日 0000 UTC 時亦已明顯減弱，包括地面位溫落差 SPTD 的分析亦明顯表現出來在 7 月 01 日與 04 日的差異，導致在 7 月 04 日即第三階段之後 MCC 有利發展的條件消失，台灣地區純粹由西南氣流導致山脈迎風面的降水，而平地的降水現象則明顯減少。

致謝

本研究是在國科會計畫編號 NSC94-2625-Z-072-001 支持下完成。

參考文獻

- 王家棟、汪建良，2005：敏督利颱風 (2004) 侵台期間特性之模擬研究。《氣象預報與分析》，**184**，29-36。
- 吳俊傑、卓瑜甄、王時鼎，1999a：葛拉絲颱風 (1994) 及其受到台灣地形影響之研究第一部份：觀測分析。《大氣科學》，**27**，1-29。
- 吳俊傑、卓瑜甄、顏自雄，1999b：葛拉絲颱風 (1994) 及其受到台灣地形影響之研究第二部份：數值模擬。《大氣科學》，**27**，29-59。
- 李紀恩、呂木村、林裕豐、林得恩，2004：敏督利颱風 (2004) 過後對台灣中南部地區造成豪大雨之個案探討。《氣象預報與分析》，**181**，25-34。
- 李清勝、蔡德攸，1995：利用 CAA 都卜勒雷達資料分析四個侵台颱風伴隨雨帶之特徵。《大氣科學》，**123**，209-236。
- 徐天佑、曾鴻陽，2004：敏督利颱風引起之西南氣流分析探討。《氣象預報與分析》，**181**，19-24。
- 潘大綱、戴志輝、蔡晉東、顏自雄，2004：西南氣流影響下台灣東南部局部環流個案分析。《大氣科學》，**32**，73-94。
- 顏自雄、戴志輝、潘大綱，2003：台灣地區降水現象與地形作用概述。《氣象預報與分析》，**174**，1-10。
- 顏自雄、戴志輝、鳳錦暉、莊閔翔，2005：敏督利颱風登陸後中南部豪雨的三個降雨階段。《氣象預報與分析》，**182**，25-34。
- Brand, S., and J. W. Blielloch, 1974: Changes in the characteristics of

- typhoons crossing the island of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 708-713.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2369-2383.
- Chiao S., and Y. L. Lin., 2003: Numerical modeling of an orographically enhanced precipitation event associated with tropical storm Rachel over Taiwan. *Wea. Forecasting*, **18**, 325-344.
- Crook, N. A., 1996: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1767-1785.
- Doswell, C. A., H. Brooks, and R. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredient - based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- Fritsch, J. M., and G. S. Forbes, 2001: Mesoscale convective systems. *Meteorological Monographs*, **28**, 323-357.
- Houze, R. A., Jr., 2004: Mesoscale convective systems. Submitted to *Reviews of Geophysics*.
- Juang, H.- M. H., M. Kanamitsu, 1994: Nested Spectral Model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, p1- 26.
- , Kanamitsu, M., 1994: The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 3-26.
- , S. Y., Kanamitsu, M., 1997: The NMC regional spectral model: An Update. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 78, 2125-2143.
- , Hong, S. Y., 2000: " Sensitivity of the NCEP Regional Spectral Model to Domain Size and Nesting Strategy ", *Mon. Wea. Rev.*, Vol. **129**, 2904-2922.
- Kingsmill, D. E., and R. A. Houze, Jr., 1999a: Kinematic characteristics of air flowing into and out of precipitating convection over the west Pacific warm pool: An airborne Doppler radar survey. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1165-1207.
- Kingsmill, D. E., and R. A. Houze, Jr., 1999b: Thermodynamic characteristics of precipitating convection over the west Pacific warm pool. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1209-1229.
- Kuo, H.- C., R. T. Williams, J. -H. Chen, and Y. -L. Chen, 2001: Topographic effects on barotropic vortex motion: no mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1310-1327.
- Lin, Y.-L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, 381-420.
- _____, S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633-660.
- Moncrieff, M. W., and E. Klinker, 1997: Organized convective systems in the tropical western Pacific as a process in

general circulation models: A TOGA COARE case study. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **123**, 805-827.

Nagarajan B., M. K. Yau, Da- Lin Zhang, 2001: A Numerical Study of a Mesoscale Convective System during TOGA COARE. Part I: Model Description and Verification. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. **129**, 2501-2520.

Wu C. C., T. H. Yen, Y. H. Kuo, and W. Wang, 2002: Rainfall simulation associated with Typhoon Herb(1996) near Taiwan. Part I: the topographic effect. *Wea. Forecasting*, **17**, 1001-1015.