

颱風外圍環流影響下東南部豪雨個案觀測分析

戴志輝 蔡晉東 顏自雄

空軍氣象中心

摘 要

台灣地區在熱帶系統所引進的西南氣流影響下，西南部常出現劇烈的地形降雨。然而 2002 年 8 月 4 至 6 日，台灣及其週邊海域受輕度颱風卡莫里外圍偏南氣流影響，除西南部出現較為集中的降雨之外，東南部沿海的成功鎮，也累積了近六百公釐的日雨量，換言之，本個案較大的雨勢並非僅出現在西南部地區；此外，在東南部豪雨期間，沿海部分測站還出現異常之強陣風。

本文分析各種觀測資料，以了解個案期間的綜觀與局部環境、氣流場、降雨及強陣風分布之時空關係，並藉由 Froude number 值的計算，說明地形效應在東南部豪雨及強陣風過程中可能所扮演的角色。結果顯示，在中央山脈地形影響下，由於西南氣流逐漸向下增厚且增強，似有利於類似水躍現象的山岳波過程發展，造成東南部沿海地區在雨量與風速上的異常。因此，在西南氣流環境下，除了聚焦於透過地形舉升作用引起的降雨之外，還應當注意其他肇因於地形因素的局部環流現象。

關鍵字：劇烈地形降雨、強陣風、局部環流、水躍現象

(2003 年 08 月 08 日收稿；2003 年 08 月 09 日定稿)

一、前言

眾所皆知，氣流、地形與降雨之間的關係密切而複雜。其中地形迎風面有利舉升進而激發降雨，早已是氣象作業人員所熟悉的概念；使用基礎成分法概念 (Doswell et al., 1996)，藉由地形坡度 (∇h)、低層大氣的混合比 (q) 與水平風速 (\bar{V}_H) 所組成的成分指標 (common ingredients index, $q \cdot \bar{V}_H \cdot \nabla h$)，並考慮對流可用位能 (CAPE)，可以評估在有利的環境氣流下發生劇烈地形降水 (heavy orographic rainfall) 的潛勢 (Lin et al., 2001)；在台灣，熱帶系統引進的西南氣

流，常對迎風面的西南部帶來可觀的累積雨量，這樣的結果不論是在觀測分析或數值模擬 (Lin et al., 2001；Wu et al., 2002) 均有許多的佐證，例如 1999 年 8 月 6 至 7 日由南海朝台灣海峽北上的 Rachel 颱風，地面的高混合比 (21gkg^{-1})、強陣風 (10ms^{-1}) 及地形坡度 (0.033) 所組成的成分指標為 $6.9\text{gmk}^{-1}\text{s}^{-1}$ ，對流可用位能達到 $2099\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，侵台過程中為西南部帶來了兩百公釐的日雨量，而 1959 年著名的八七水災，更在成分指標為 $12.7\text{gmk}^{-1}\text{s}^{-1}$ 、對流可用位能高達 $2406\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 的環境下，使西南部迎風面累積了五百公釐的日雨量 (Lin et al., 2001)，換言之，藉由成分指

標的計算，的確可以說明熱帶系統西南氣流環境，與台灣西南部劇烈地形降水之間的相關性；研究甚而顯示，低層西南風受地形偏向再與環境流場所形成之輻合帶，也與台灣局部劇烈降水關係密切 (Yeh et al., 2002)；此外，海島地形迫使盛行風出現分流、繞流等現象，而分流或繞流可能與環境背景形成輻合帶，觸發局部的舉升造成降雨 (Carbone et al., 1998)。

單就中央山脈與西南風流場型態之間的關係而言，倘 Fr (Froude number, $UN^{-1}h^{-1}$) 值為 0.125 時，西南風在中央山脈阻擋下，繞流與過山的效果同時存在，若 Fr 值增大，氣流對地形的基本反應雖仍相似，但慣性重力波結構會逐漸變得明顯 (Lin et al., 1992)。然而在考慮潛熱釋放及地形高度增加的情形下，流場型態與地形之間的關係將變的更為複雜；潛熱釋放使 Brunt-Väisälä 頻率 ($N = g\theta^{-1} \partial\theta/\partial z$) 值變小，對穩定度有非線性地修正效果 (Hsu and Tai, 1999)，進而改變 Fr 值影響氣流的行為，基本上，潛熱釋放使 Fr 值變小，繞山氣流有傾向過山的趨勢；而氣流在遇較高地形阻擋時，透過風速或穩定度層化結構大氣的部分反射 (Klemp and Lilly, 1975) 與非線性過程的共同作用 (Durrant, 1986)、平均狀態或自我激發的臨界層 (mean-state or self-induced critical layer) 等機制 (Durrant and Klemp, 1987; Klemp and Lilly, 1978; Peltier and Clark, 1979; Peltier and Clark, 1983)，均可能會改變單純的靜力山岳波結構，引起劇烈的天氣過程 (Dierking, 1998; Hopkins, 1994; Lin and Wang, 1996; Tesar and Keighton, 1997)，其最明顯的特徵是出現在背風面近

地表的強陣風、中高對流層山岳波的破碎以及伴隨水躍現象的強上升運動 (圖 1)。

2002年8月4至6日間，台灣及其週邊海域在輕度颱風卡莫里影響下盛行西南氣流，運用劇烈地形降水成分指標的概念，分析8月5日0000UTC及1200UTC屏東探空 (圖2)，則西南部發生劇烈地形降水的基礎成分條件應逐漸有利 (見後續詳細之分析)，據此推論西南部在地形效應下，發生地形降雨的趨勢應逐漸明顯，實際日累積雨量的確也反映出西南部有降雨集中的事實 (圖3，8月5日在迎風面的台灣西南部累積了近50mm，局部地區超過100mm的累積雨量)；然而8月5日最大日雨量卻出現於非迎風面的東南部沿海，其中成功鎮單日降雨近六百公釐，8月5、6兩日，台東縣境內出現最大累積雨量更高達近九百公釐，且正當降雨最強的同時，台東、成功測站及台東機場還出現異常之強陣風；換言之，儘管基礎成分法概念能有效地將西南氣流環境與西南部地形降雨作關聯，但仍需配合另一套概念模式，才足以合理且完整地說明本個案中東南部沿海所出現的豪雨及強陣風，而就天氣預報作業的角度而言，在熱帶系統的西南氣流環境下，中央山脈除了提供迎風面的局部舉升之外，也可能在非迎風面引發其他效應，而且這些效應也應當受到同等地重視。

本文即著眼於探討個案中東南部豪雨及強陣風事件的過程，並希望從研究結果，說明除了傳統概念模式外，亦應考慮局部環流對局部豪大雨或強陣風發生的貢獻；第二節為觀測資料分析，經由傳統觀測、衛星及全島氣象雷達回波等資料之分析，對個案的綜觀與局部環境在時間序列

及空間分布上的特徵做一整體性的描述；第三節為結論。

二、觀測資料分析

如前述，8月5日的日累積雨量，除了在西南部有較為集中的現象之外，東南部沿海也出現另一個降雨中心；根據成功、台東及大武等測站逐時雨量時間序列 (圖4)，非迎風面的東南部沿海地區，在8月5、6兩日降雨普遍均明顯，但降雨強度最強之時段為8月5日0700UTC至1900UTC之間，尤以成功地區為甚。在降雨最集中的時段前後，東南部沿海測站均有強陣風的記錄，8月4日2200UTC至8月5日0800UTC間，台東站觀測到的陣風僅有 6 ms^{-1} 至 12 ms^{-1} (圖5)，之後陣風即開始逐漸增強，自8月5日0800UTC起至1900UTC之前，陣風約為 12 ms^{-1} 至 18 ms^{-1} 之間，最大陣風出現於1800UTC，達 18.7 ms^{-1} ；8月5日0500UTC起，空軍台東機場地面平均風速 (表一) 增強至近15kts，0800UTC之後，開始有25kts以上陣風出現，1700UTC至1900UTC之間，平均風增強至近25kts，陣風更超過35kts，然根據空軍氣象測報規範定義，陣風風速未高於平均風速10kts以上者並不記錄；8月5日0000UTC時，成功站觀測到的陣風 (圖6) 已超過 13 ms^{-1} ，8月5日0000UTC起，陣風持續增強，0600UTC時達到 21.8 ms^{-1} ，之後陣風雖稍見減弱，但自1200UTC起陣風再度逐漸增強，2100UTC前陣風約為 18 ms^{-1} 至 24 ms^{-1} 之間，最大陣風出現於1700UTC及1900UTC，分別達到 24.5 ms^{-1} 及 23.6 ms^{-1} 。值得注意的是，自8月5日0800UTC起，成功、台東測站及台東機場陣風陸續增強，且幾乎同時

在1700UTC至1900UTC之間達到最強階段，而8月5日0700UTC至1900UTC之間成功站時雨量也達到最高值，顯示上述各測站地面風的增強與成功站降水強度變化趨勢相當一致，然而位於台東市南南西方稍遠的大武站，則沒有這種特徵，不但降雨量少 (圖4)，也未出現強陣風 (圖未附)，又東南部沿海的降雨均分布於山脈右側，並未涵蓋中央山脈，即東南部豪雨及強陣風現象的空間尺度並不大，應是局部環流發展的結果。此外，早在8月4日1500UTC至8月5日0000UTC之間，東南部沿海就已出現過較強的降雨，其中以台東站最明顯，但該時段內各測站並無顯著的陣風特徵。

8月4日1600UTC (圖7a)，卡莫里颱風在香港東南方海面緩慢向北北東移動，外圍環流雲系主要位於南海北部、巴士海峽西側至台灣東南方洋面一帶；8月4日2000UTC時 (圖7b)，原位於巴士海峽雲系減弱，而東部海域有新生雲系開始發展；8月5日0000UTC時 (圖7c)，颱風自汕頭附近進入中國大陸，此時原位於南海之外圍環流雲系逐漸向台灣海峽南部發展，且東部海域雲系持續存在；自0300UTC起至0900UTC間 (圖7d至f)，颱風繼續緩慢偏北移動，強度迅速減弱為熱帶低壓，但中低層環流仍清晰可辨，此時台灣海峽對流增強，並與南海北部雲系結合成為長度近千公里之雲帶，原台灣東南方洋面雲系逐漸減弱，而東部海域寬廣的卷雲則稍見減弱，但東南部近海岸處仍有發展較高的雲系組織，惟其尺度相當小；自1200UTC起 (圖7g至i)，南海北部延伸至台灣海峽之雲帶，強度及位置均未出現太大的變動，

但其中位於台灣海峽的雲系，在向本島緩慢接近過程中有逐漸減弱的趨勢，而東部海域雲系則再度增強並持續了六小時以上；就8月4日1600UTC以後，台灣附近雲系整體的發展狀況而言，主要的颱風外圍環流雲系可區分為兩部分，其一為自南海北部逐漸向台灣海峽發展並靠近本島陸地後減弱的雲帶，其二為在東部海域局部所發展出的雲系，前者移動十分緩慢，後者更似具有滯留特徵。從卷雲發展的時間序列，顯示東部海域雲系的發展，與東南部沿海豪雨及強陣風出現的時間有相當的一致性。

根據NCEP全球模式分析場，8月5日0000UTC時，沿著 22.0°N ，在 118°E 至 128°E 之間的垂直剖面上，台灣東部及海域700hPa以下相當位溫均隨高度增加而遞減，即潛在性不穩定度十分顯著（圖8），此不穩定度在1200UTC依舊明顯（圖未附）；分析綜觀氣流場顯示，台灣西南部沿海至巴士海峽西側一帶風場的垂直分布情況，在8月5日0000UTC（圖9a至d）及之前（圖未附），自1000hPa至925hPa為偏南風，自850hPa至700hPa均為南南西風，8月5日1200UTC（圖9e至h）時，除1000hPa為南風外，925hPa已轉為南南西風，自850hPa至700hPa亦轉為西南風，換言之，在颱風北移過程中，中低層氣流與中央山脈地形間的夾角隨高度增加逐漸增大；又根據8月5日1200UTC屏東探空所示，中低層水氣供應充沛（1000hPa混合比高達 20.5gkg^{-1} ，700hPa以下平均混合比也達到 15gkg^{-1} ）、舉升凝結高度甚低（998hPa）且與自由對流高度相同、風速強勁，而CAPE值則達到 $1207\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，且自8月5日

0000UTC至1200UTC，1000hPa的劇烈地形降水的成分指標 $(q \cdot \vec{V}_H \cdot \nabla h)$ 從 $3.0\text{gmkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ 增至 $5.1\text{gmkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ ，925hPa更由 $10.4\text{gmkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ 增至 $11.9\text{gmkg}^{-1}\text{s}^{-1}$ ，顯示西南部發生劇烈地形降水的基礎成分條件應逐漸有利；值得注意的是，自8月5日0000UTC至1200UTC，屏東探空顯示中低對流層內的西南風有向下伸展、風速增強且與山脈夾角增大的情況（表二），此與綜觀氣流場在台灣西南部沿海至巴士海峽西側一帶風場所表現的趨勢一致；由於恆春半島的地形脊線（圖1），自枋寮東側起向北延伸，平均高度在海拔一千五百公尺以上，南北向延長近百公里，其中不乏超過二千五百及三千公尺以上的高山，以台東、成功西側中央山脈南段最高約為3300公尺的地形而言，8月5日0000UTC時，700hPa以下低層氣流平均西風分量為 9.75ms^{-1} ，估計西風分量的Fr值約為0.3，而在8月5日1200UTC時，低層氣流平均西風分量增大至 13.2ms^{-1} ，Fr值亦增大為0.4，在Lin與Wang（1996）的定義裡，應為flow regime IV，但由於8月5日0000UTC至1200UTC之間，西南部迎風面降雨過程的潛熱釋放使穩定度降低，因此Fr值應較觀測資料的估計值更大，即使修正後的Fr值並不易評估，但可以確定西風分量越過中央山脈南段的潛勢應更明顯，換言之，個案當時的環境西南氣流，不但具有引發西南部劇烈地降雨的潛勢，同時也具有跨越中央山脈南段的能力，且此時不論山岳波破碎與迎風面阻塞發生的順序，背風面均應有水躍過程並伴隨地面強陣風出現。

中央氣象局全島氣象雷達回波的時、空間解析度較高，可分析出較多的中

尺度特徵。8月4日1600UTC時（圖10a），台灣附近回波分別位於巴士海峽西側經南部陸地至東南部沿海、東北部海域及東南方較遠洋面上；8月4日1800UTC時（圖10b），東南方洋面及南部陸地上的回波均減弱，東北部海域的回波稍向北移動，原巴士海峽至東南部沿海的回波在向東北移動進入東部海域後，強度及範圍均較兩小時之前增強許多；8月4日2000UTC時（圖10c），南部陸地上回波已不明顯，東南方洋面上回波亦持續減弱中，東北部海域的回波繼續向北移動，東部海域上的回波仍持續向東北方發展，其強度仍在增強中，範圍也更為寬廣，巴士海峽西側及海峽南部亦不斷有回波移入；8月4日2200UTC至8月5日0000UTC（圖10d至e）之間，台灣附近主要回波分別位於海峽南部至福建沿海一帶以及東部海域，前者不斷自海峽南部移入西部陸地後減弱，後者雖然仍向東北方遠離並減弱，但已減弱的主體與海岸之間卻有新增強的回波；8月5日0230UTC至0800UTC（圖10f至i）之間，主要回波仍分別位於海峽南部至福建沿海一帶以及東部海域，相較於之前，海峽南部回波移向本島的速度明顯減慢，且進一步向海峽北部發展並增強，漸呈完整而寬廣的外觀，而東部海域的回波，在外觀上則有顯著的變化，除了原本向東北方移動的系統之外，沿著東南部沿海發展出細長的帶狀組織，強度較台灣海峽及東部海域上者稍強，回波最強的部分呈現北北東—南南西走向，其長度超過一百公里，但寬度卻僅有十至二十公里；8月5日1000UTC至1600UTC（圖10j至m）之間，主要回波仍分布於台灣海峽及東部海域，前者組織完

整，以緩慢速度靠近西部陸地，後者仍大致保持之前的特徵，但外觀上更顯細長；8月5日1730UTC（圖10n）時，台灣海峽上回波已進入西部陸地，此時東南部沿海細長的帶狀組織向南延伸至恆春半島東側，在個案過程中發展至最南端。就回波的發展與分布而言，可區分為台灣海峽及東部海域兩個部份，在8月5日0230UTC之前，兩者均屬移動性回波，8月5日0230UTC至1730UTC間，台灣海峽上完整而寬廣的帶狀組織漸以緩慢速度向西部陸地接近，東部海域則始終有回波存在，其強度隨時間而有所消長；此外，自8月5日0230UTC起，東南部沿海附近開始有回波新生，其尺度遠小於東部外海者，但強度稍強，寬度約十至二十公里，呈現北北東—南南西走向的細長帶狀組織，大致上沿海岸發展並與中央山脈平行；換言之，本個案中較明顯的回波，分別出現在台灣海峽及東部海域，而東部海域的回波，由於其時、空間的演化過程均不同，又應再區分為東部外海及東南部沿海兩個不同的體系，與東南部降雨時間序列比對後，東南部沿海的豪雨應源自於東南部沿海回波的發展。

三、結論

本個案探討的主要目的，是分析2002年8月4日至6日卡莫里颱風外圍環流影響下，台灣東南部豪雨及強陣風的形成機制，由觀測資料的分析，可以歸納出以下重要結果：

- （一）熱帶系統所引進的西南氣流環境，在中央山脈地形影響下，會對西南部帶來地形降雨，這樣的概念在本個案中再一次獲得驗證，然而在地

形降雨之外，我們還應當注意迎風面以外地區降雨的可能性。

(二) 本個案中，迎風面以外的東南部沿海地區降雨甚至遠較西南部更為明顯，且在雨勢集中的時段裡，部分測站還同時觀測到強陣風，這種局部環流特徵所代表的涵義亦應深入分析與討論。

(三) 低層偏南氣流受中央山脈阻擋而分流，其中山脈右側的分流又與環境氣流形成低層的輻合帶，在條件性不穩定環境下，成為提供釋放潛在不穩定度的條件，遂形成雲圖所見東部海域寬廣的雲系組織；又全島氣象雷達在東南部沿海所觀測到北北東—南南西走向的細長帶狀回波，則可能與逐漸向低層增強、增厚的西南氣流，在跨越中央山脈南段後，產生類似山岳波過程的水躍現象密切相關，此局部環流不但足以加強垂直運動，激發出強對流形成豪雨，還造成局部地區地面的強陣風。

綜合觀測資料分析得知，此一個案在卡莫里颱風外圍西南氣流影響下，西南部處於有利於地形降雨發生的環境中，但最大日降雨量出現於東南部沿海的事實，卻也提醒作業人員，應注意其他非舉升機制的地形效應，貢獻於局部環流的建立，並引發強對流造成豪雨及強陣風的可能性；卡莫里颱風的外圍雲系分別在台灣海峽、東部外海及東南部沿海發展，但從時間序列上看來，8月5、6兩日東南部局部豪雨與強陣風只和東南部沿海雲系的發展有關。個案期間，西南氣流逐漸向下增強、

增厚，似提供有利於類似水躍現象的山岳波過程的發展，並激發豪雨及強陣風，然而由於觀測資料在時空間均不夠密集，因此我們未來將進一步使用三重巢狀區域波譜模式模擬，以解影響豪雨、強陣風等局部環流特徵發展的有利條件及過程。

致謝

感謝中央氣象局所提供之資料及氣象中心所有同仁在資料蒐集、開放討論以及行政上所給予的支援。

參考文獻

- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, W. A. Cooper, V. Grubišić and W. C. Lee, 1998: Trade wind rainfall near windward coast of Hawaii. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2847-2863.
- Cotton, W. R., J. F. Weaver and B. A. Brian, 1995: An unusual summertime downslope wind event in Fort Collins, Colorado, on 3 July 1993. *Wea. Forecasting*, **10**, 786-797.
- Dierking, C. F., 1998: Effects of a mountain wave windstorm at the surface. *Wea. Forecasting*, **13**, 606-616.
- Doswell, C. A., III, H. E. Brooks and R. A. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- Doyle, J. D., and coauthors, 2000: An intercomparison of model predicted wave breaking for the 11 January 1972 Boulder windstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Durrant, D. R., and J. B. Klemp, 1982: On the effect of moisture on Brunt-Väisälä

- frequency. *J. Atmos. Sci.* **39**, 2152-2158.
- Durrant, D. R., and J. B. Klemp, 1987: Another look at downslope winds. Part II: Nonlinear amplification beneath wave-overtaking layers. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3402-3412.
- Hopkins, R. H., 1994: Anchorage windstorm of 1 December 1992. *Wea. Forecasting*, **9**, 469-478.
- Hsu, W. R., and J. H. Tai, 1999: Method of solving moist thermodynamic equations in NTU-Purdue non-hydrostatic model and test on 2D moist mountain waves. *TAO*, **10**, 305-320.
- Klemp, J. B., and D. K. Lilly, 1975: The dynamics of wave induced downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 320-339.
- Klemp, J. B., and D. K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 78-107.
- Lin, Y. L., N. H. Lin, and R. P. Weglarz, 1992: Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices and mesocyclones with application to the formation of Taiwan mesolows. *Meteo. Atmos. Phys.*, **49**, 43-67.
- Lin, Y. L., 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.
- Lin, Y. L., and T. A. Wang, 1996: Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 139-159.
- Peltier, W. R., and T. L. Clark, 1979: The evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. Part II: Surface wave drag and severe downslope windstorms. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1498-1529.
- Peltier, W. R., and T. L. Clark, 1983: Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 527-548.
- Tesar, B. E., and S. Keighton, 1997: A localized downslope windstorm in northern Arizona. Western region technical attachment, No. 97-19, NWSO Flagstaff, AZ.
- 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.
- Yeh, H. C., G. T. J. Chen, and W. T. Liu, 2002: Kinematic characteristics of a Mei-yu front detected by the QuikSCAT oceanic winds. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 700-711.

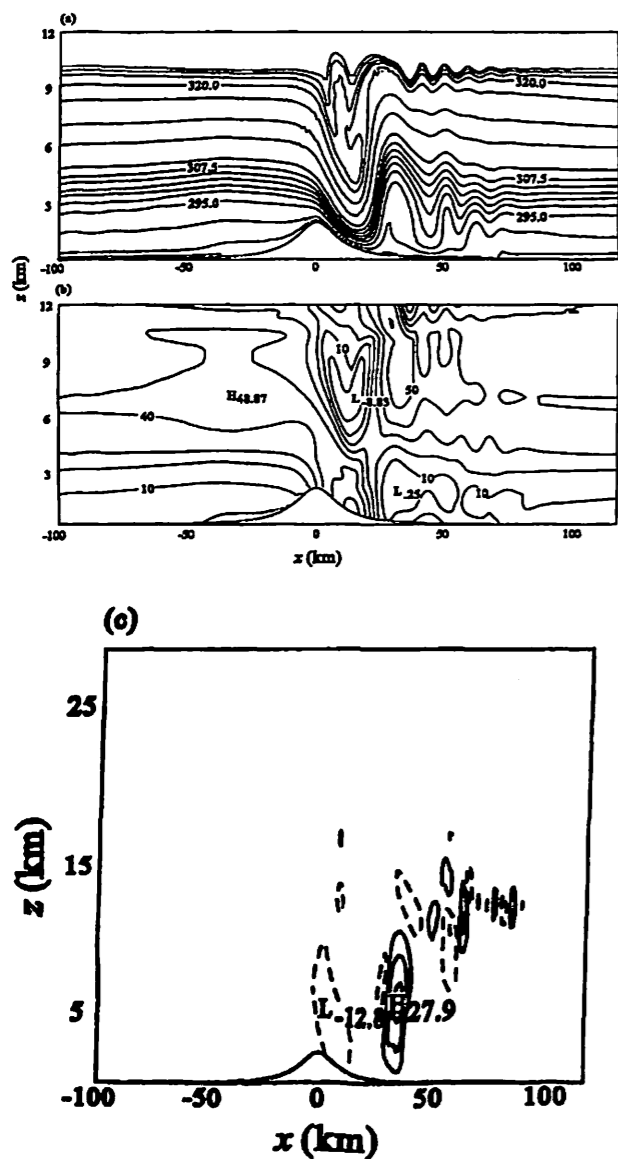


圖1 二維非靜力模式模擬Boulder wind-storm的(a)位溫、(b)水平風速及(c)垂直速度剖面(摘自Hsu and Sun, 2001)。

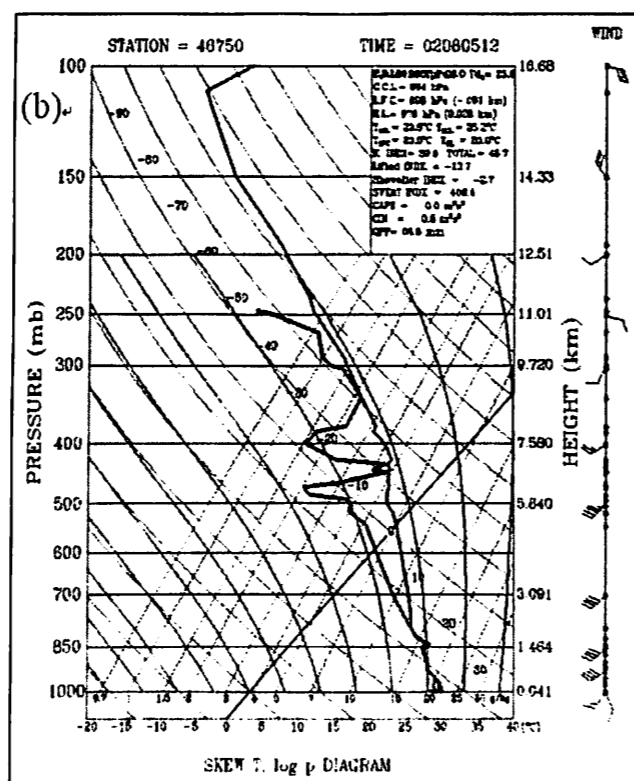
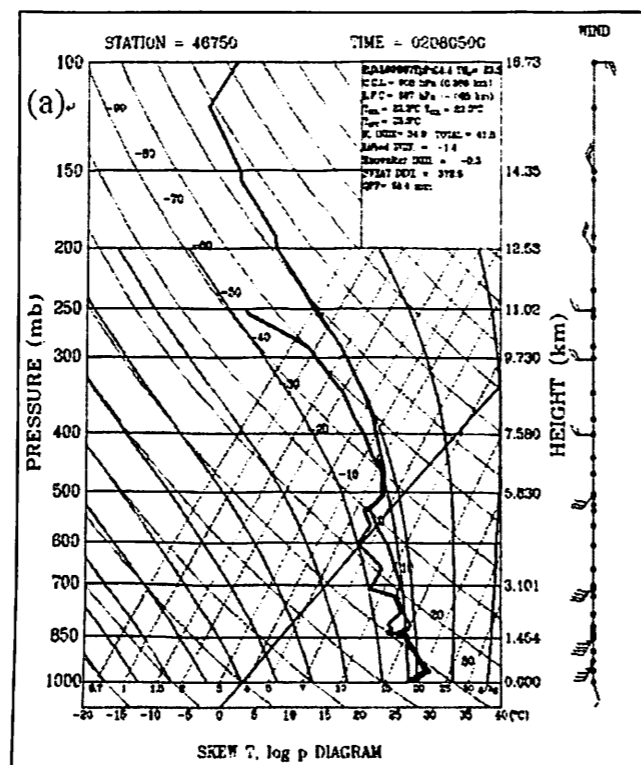


圖2 2002年8月5日(a)0000UTC及(b)1200UTC屏東探空。

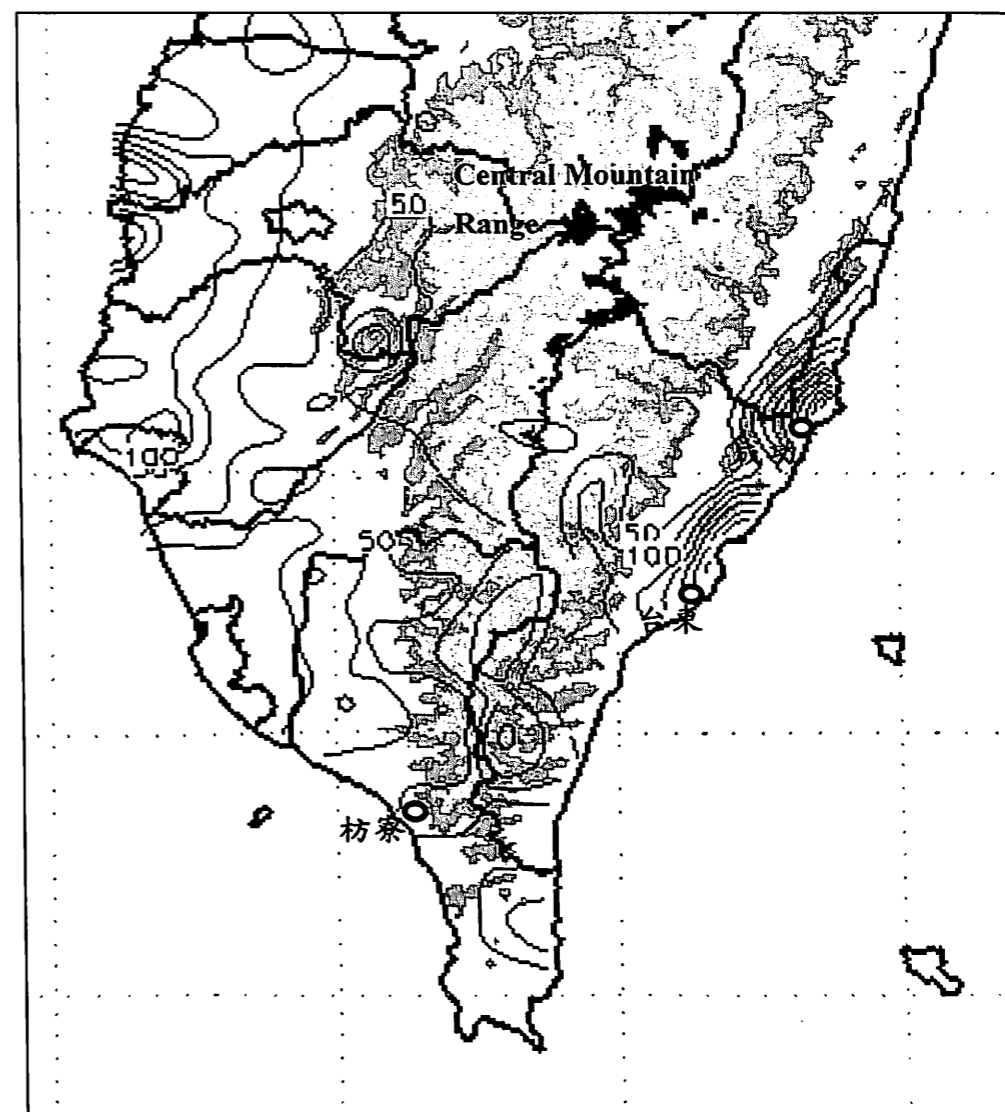


圖3 2002年8月5日台灣地區日雨量分布及台灣南部地形。等值線為日雨量，間距為50，單位為mm；灰階為地形，間距為500，單位為公尺。

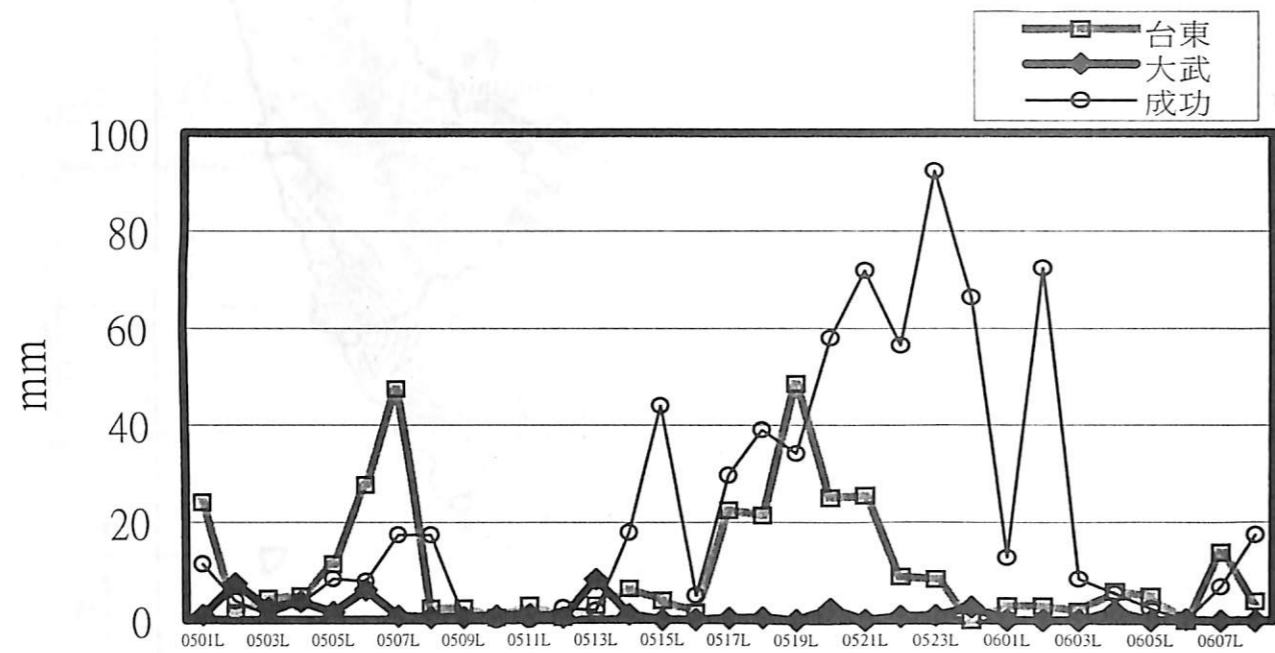


圖4 2002年8月5日0100地方時至6日0800地方時成功、台東與大武測站時雨量。

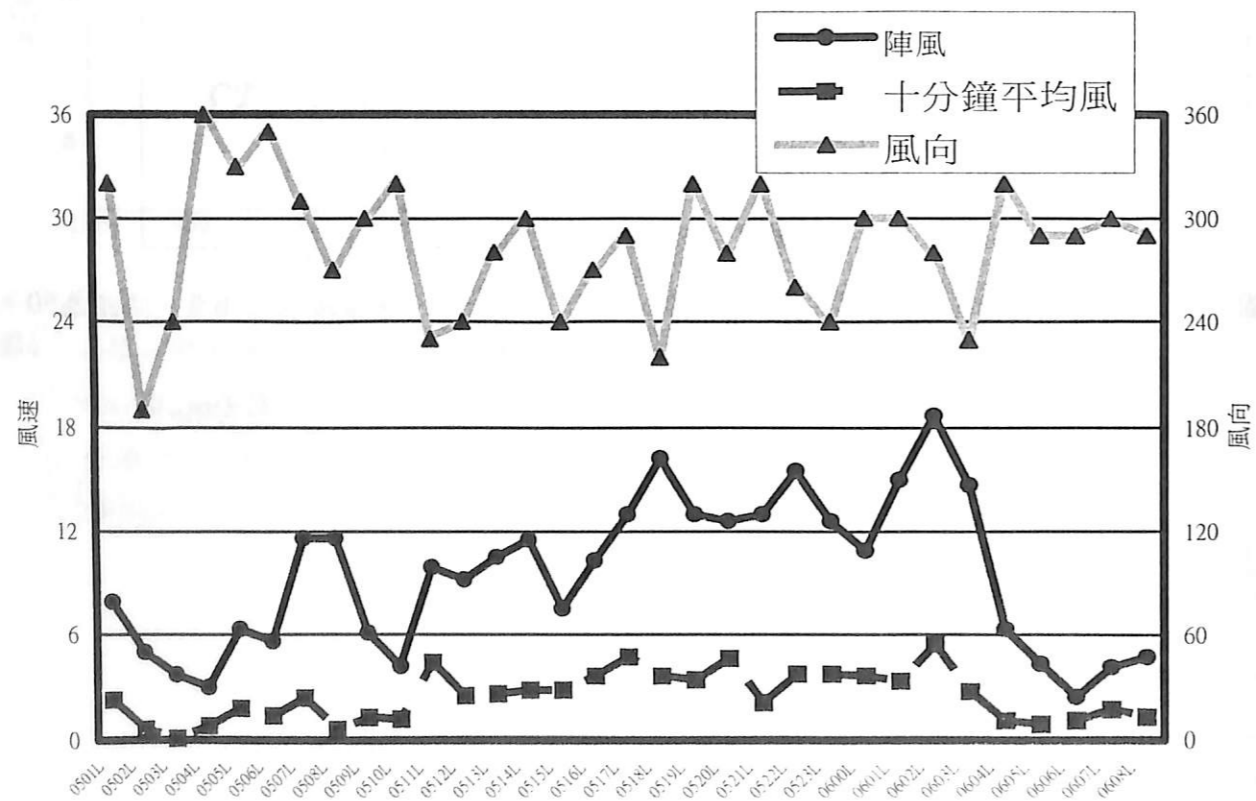


圖5 2002年8月5日01地方時至6日08地方時台東站逐時平均風、陣風及風向。

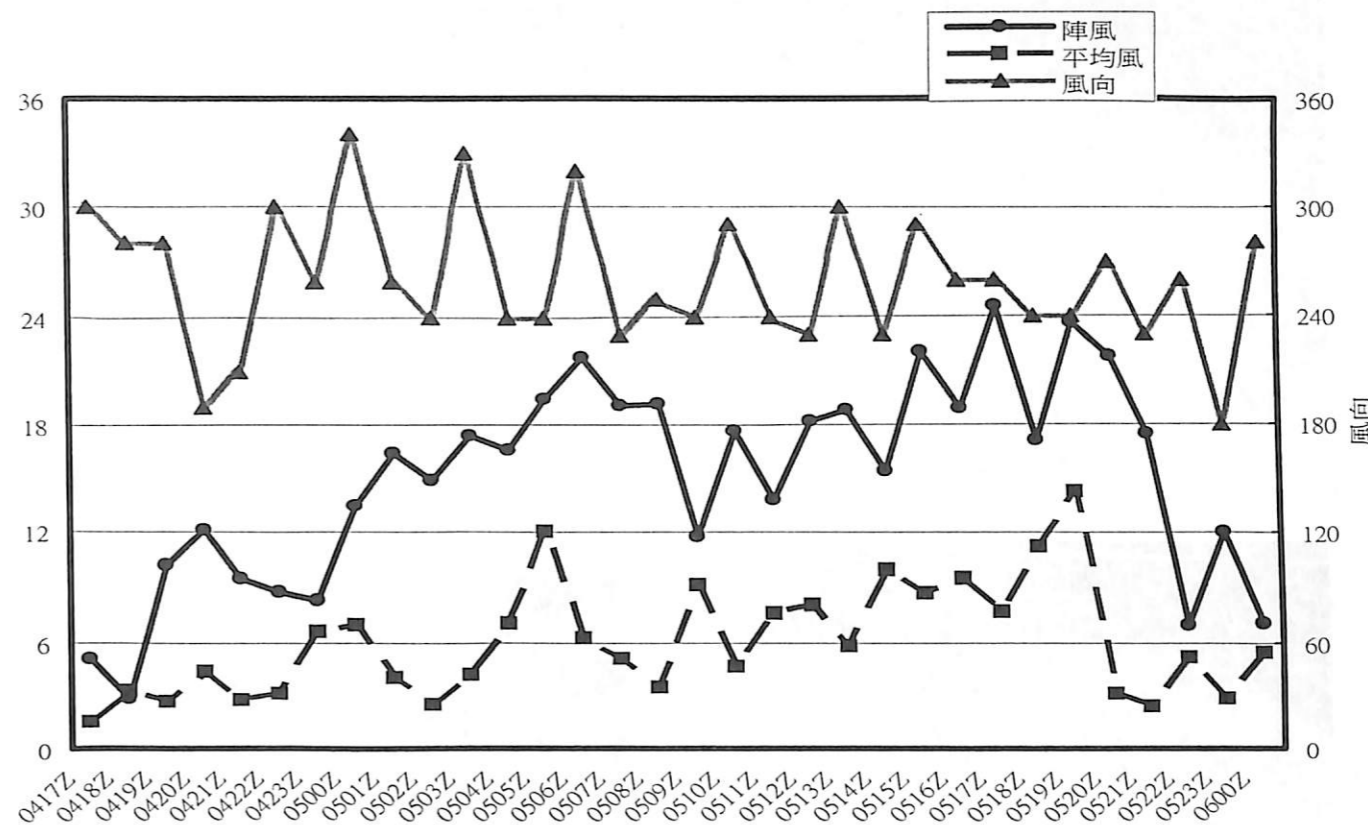
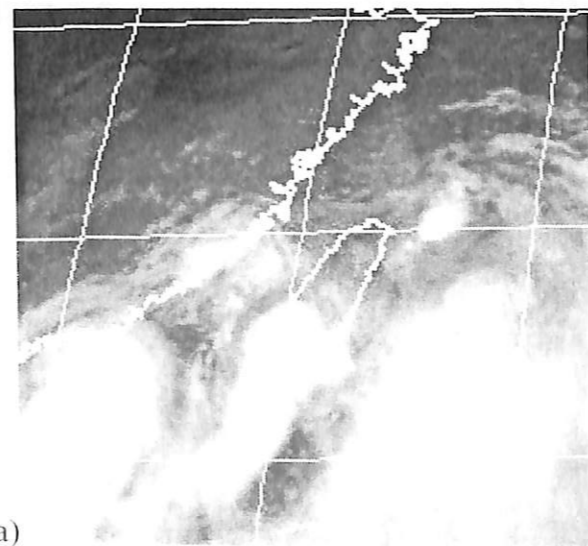
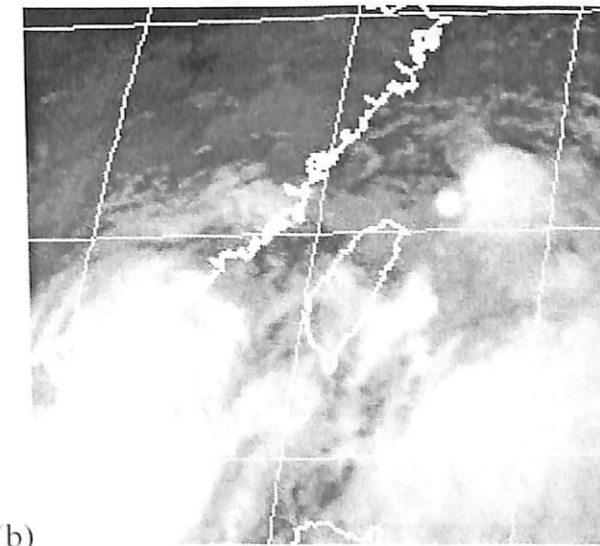


圖6 2002年8月5日01地方時至6日08地方時成功站逐時風向、平均風及陣風。



(a)



(b)

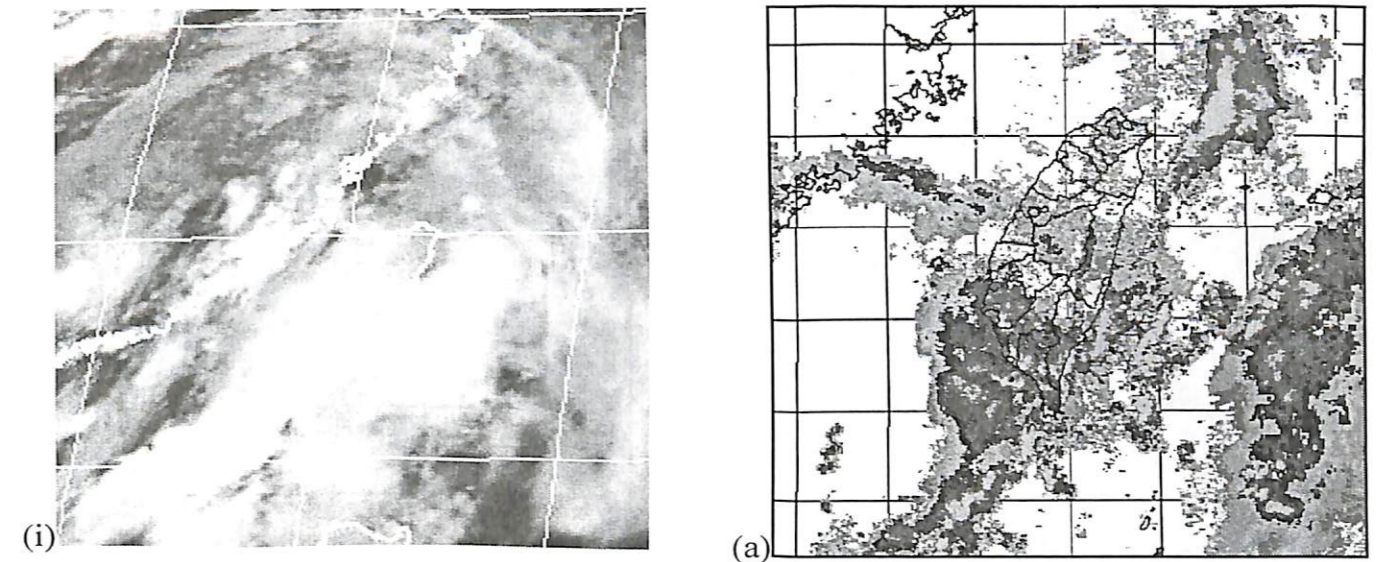
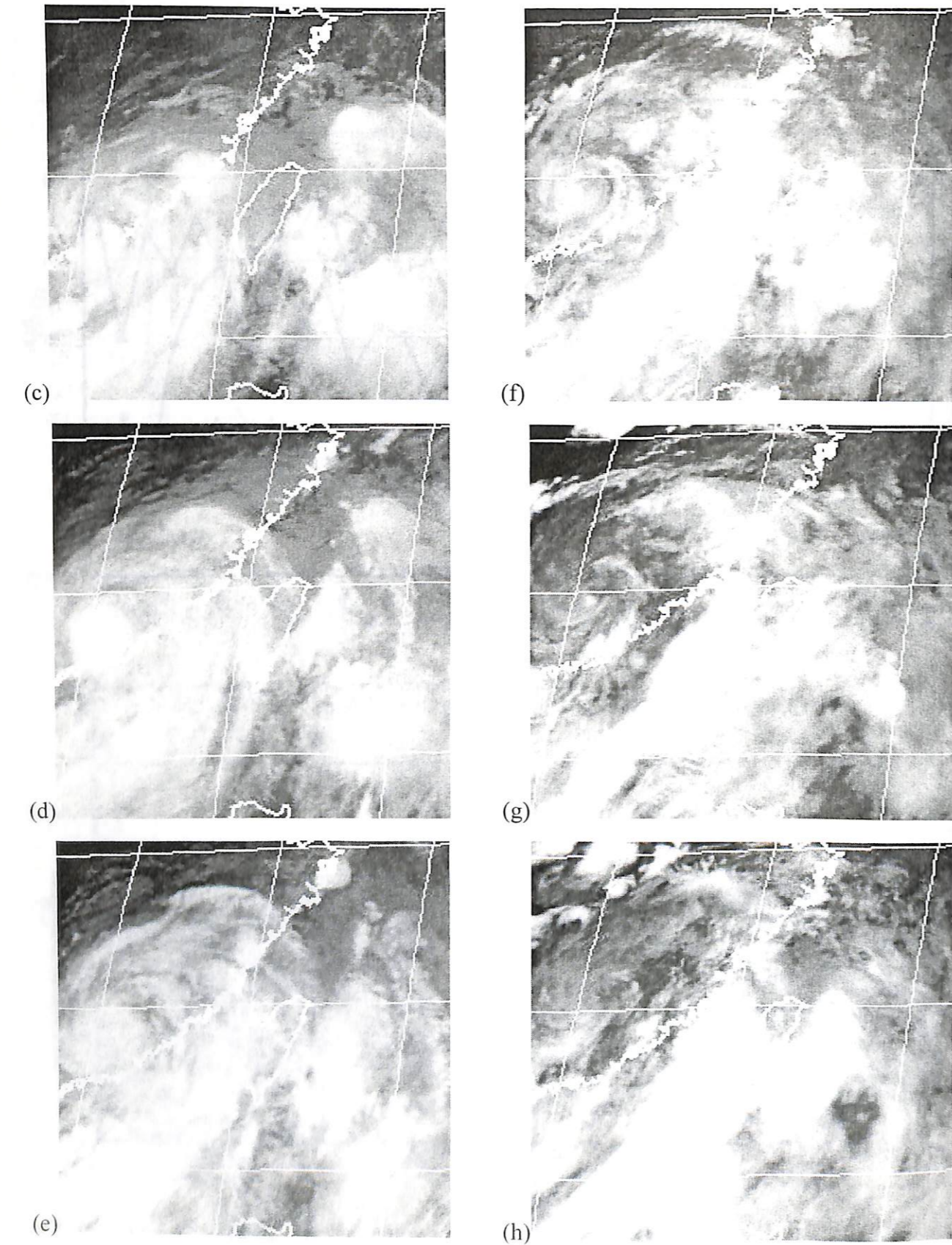


圖7 2002年8月4日(a)1600UTC、(b)2000 UTC及8月5日(c)0000 UTC、(d)0300 UTC、(e)0600UTC、(f)0900 UTC、(g)1200UTC、(h)1500UTC、(i)1800UTC 紅外線衛星雲圖。

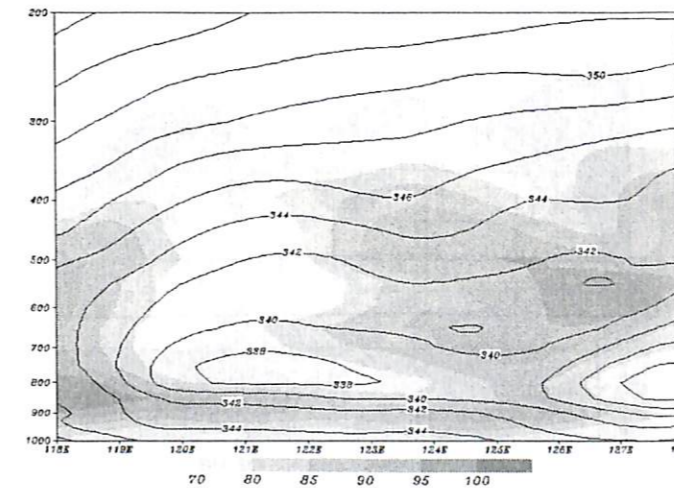
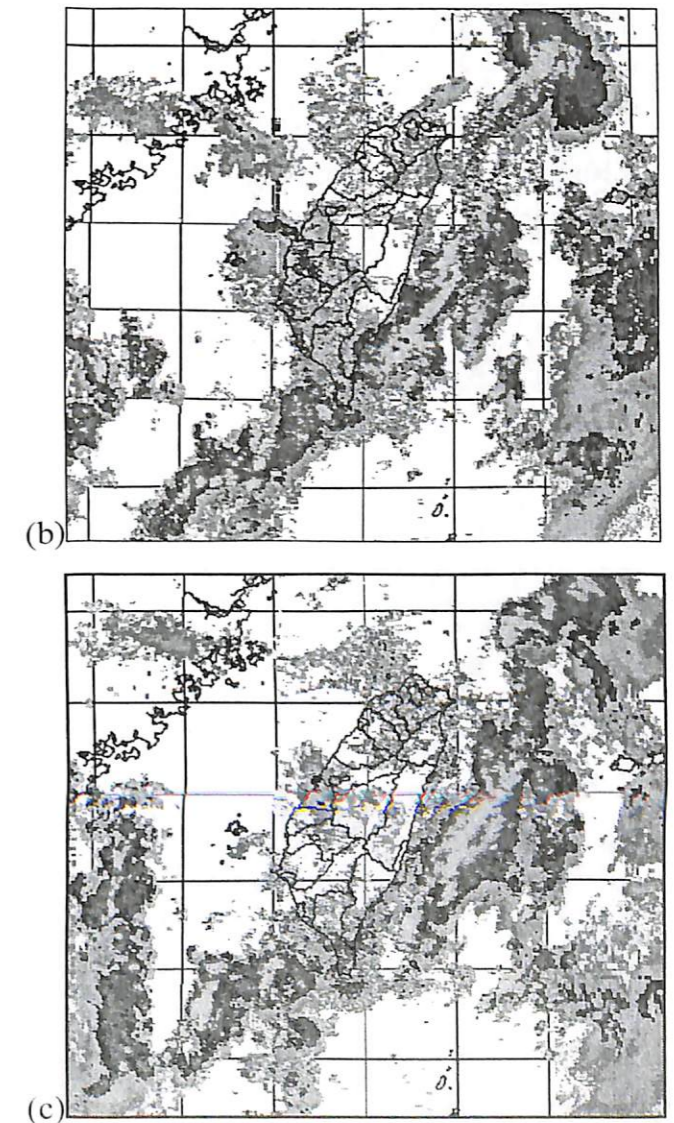


圖8 2002年8月5日0000UTC，沿22.0°N，118~128°E之間相當位溫剖面及相對濕度。灰階及所對應數值為相對濕度(RH)；等值線為相當位溫，間距為2，單位為K。



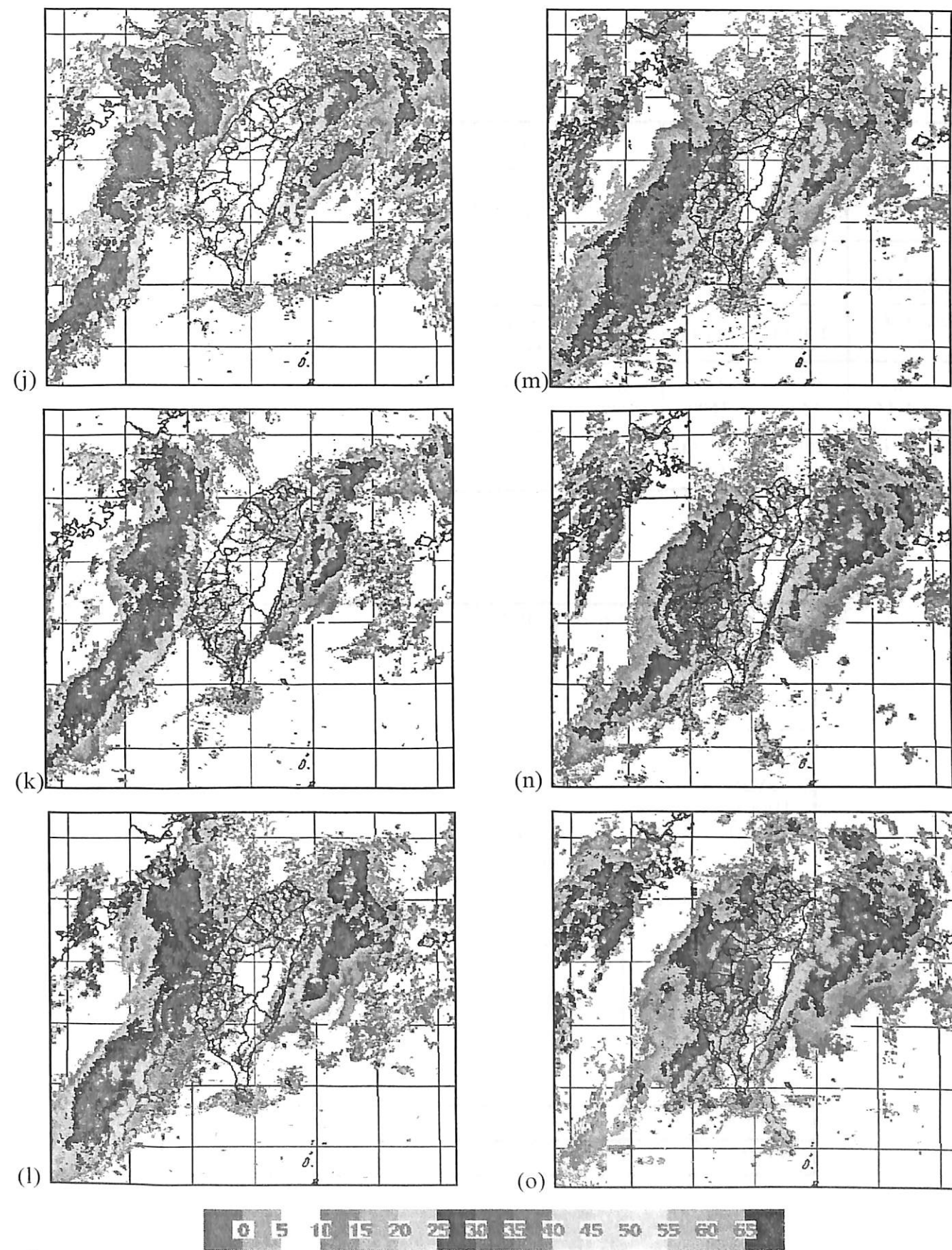
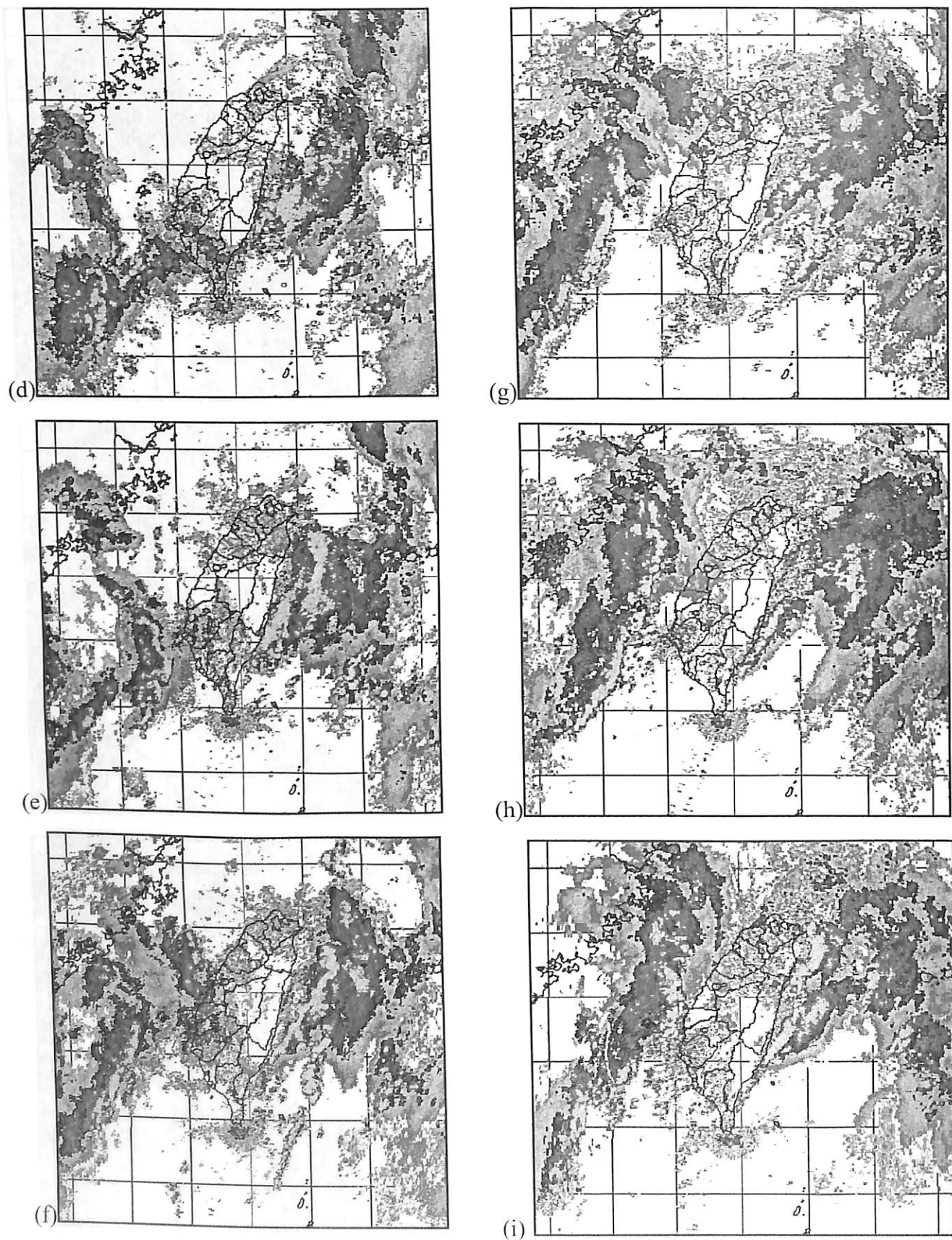


圖10 2002年8月4日(a)1600UTC、(b)1800UTC、(c)2000UTC、(d)2200UTC及8月5日(e)0000UTC、(f)0230 UTC、(g)0400UTC、(h)0600UTC、(i)08 00UTC、(j)1000UTC、(k)1200UTC、(l)1400UTC、(m)1600UTC、(n)1730 UTC、(o)1800UTC之中央氣象局全島氣象雷達回波。灰階及所對應數值為回波強度(dBZ)。

表1 8月5日台東機場風向風速時間序列

日期 時間(UTC)	0804 2000	0804 2100	0804 2200	0804 2300	0804 2400	0805 0100	0805 0200	0805 0300	0805 0400
風向/速 陣風	300/04	290/08	270/05	250/12	280/06	250/07	230/06	230/11	220/11
日期 時間(UTC)	0805 0500	0805 0600	0805 0700	0805 0800	0805 0900	0805 1000	0805 1100	0805 1200	0805 1300
風向/速 陣風	230/14	220/14	250/09	200/15 G26	210/12 G22	200/18 G31	220/23 G36	220/13 G26	210/16
日期 時間(UTC)	0805 1400	0805 1500	0805 1600	0805 1700	0805 1800	0805 1900	0805 2000	0805 2100	0805 2200
風向/速 陣風	220/14 G24	230/14 G26	230/16 G26	230/24 G35	200/24 G36	200/22 G34	250/18 G28	240/10 G21	280/04

表2 2002年8月5日0000UTC及1200UTC屏東探空風場

高度	風場 DDDWW (DDD 為風向度數，北風為 360°； WW 為風速，單位為 kts)	
	0000UTC	1200UTC
地面	16011	15009
1000hPa	19021	22016
1000ft	19528	22030
2000ft	20044	23531
925hPa	20533	24038
3000ft	20544	23034
4000ft	20545	23530
850hPa	21547	23039
6000ft	21543	22036
7000ft	22042	22534
8000ft	22039	24038
9000ft	22040	25039
700hPa	22042	23040
平均西風風速	19.5 kts / 9.8 ms ⁻¹	26.31 kts / 13.2 ms ⁻¹
Fr 值	0.3	0.4

A Case Study of the Effect on the Torrential Rain Event over Southeastern Taiwan from Typhoon Kammuri's Outer Rim

Jyh-Huei Tai, Jin-Dong Tsay, Tzu-Hsiung Yen

Weather Center Weather Wing, CAF ROC

ABSTRACT

The influence of the southwesterly flow caused by tropical systems produces torrential rains that often occur over the island's southwestern section. During 4-6 August 2002, a prevalent southerly flow was witnessed over Taiwan and its surrounding waters produced by Typhoon Kammuri's outer edges. In addition to the concentrated rainfall over the southwestern part of Taiwan, 600 mm of rainfall was recorded at Chenggon, a small town situated at the southeastern coastline. This clearly illustrates that heavy rainfall did not merely occur over the supposedly southwestern areas only. Furthermore, strong wind gusts were detected by weather stations stationed along the coastline.

Various observational data have been analyzed in this study to understand the synoptic and local environments, the air flow field, and the temporal relationship between the rainfall and strong wind gusts. Calculation of the Froude number was made to delineate the possible role the topography played during these phenomena. Results indicate that under the influence of the Central Mountain Range (CRM), the intensification of the southwesterly flow seemed to induce the development of mountain waves that were similar to a hydraulic jump feature, leading to the strange patterns in the rainfall and wind speed over the island's southeastern areas. Therefore, under the influence of predominately southwesterly flows, it is suggested that secondary circulations that are induced by the terrain should also be analyzed.