

北台灣大屯山區密集降雨觀測研究 —東北季風環境下之地形降水分析

鄭凌文¹ 游政谷^{2*}

¹中國文化大學地學研究所

^{2*}中國文化大學大氣科學系

(中華民國一〇三年四月二十五日收稿；中華民國一〇三年五月二十八日定稿)

摘 要

本研究於 2009 年開始建立大屯山區密集降雨觀測系統(Da-Tun Rain Gauge Network, DTRGN)，並於 2010 年底完成初步的雛形。該觀測系統之設置理念乃基於山區的雨量觀測站稀疏，時常無法解析地形降水強度與分佈情形，加上大屯山區緊臨北海岸，在颱風與東北季風環境下，常具有雨量極大值。因此，我們選取北台灣大屯山區來建置密集的自動雨量觀測站，設站地點大多為山頂及斜坡等降雨潛在集中區域，以提供高時間與空間解析度之地面雨量觀測資料。

本研究初步選取 2011 年 1 月至 2013 年 2 月冬季期間 18 個東北季風降水個案，利用大屯山地面雨量資料檢視山區的降水分佈及強度特徵，並以 NCEP-FNL 資料描述地形上游環境條件，來嘗試了解兩者之間的可能關聯。對於這些個案而言，地形上游環境大略為中性穩定之大氣，其低層環境相當潮溼，且具有較大的 Froude number。雨量分析顯示山區降水在數公里內就有相當大的變化，加入 DTRGN 觀測資料能顯著提升對於地形降水分佈及強度的掌握程度。另外，研究也發現強降雨區域不只出現在迎風面斜坡及山頂附近，也有可能發生在山谷區域，分析顯示山谷加強降水效應與地形上游風向密切相關。進一步探討地形上游環境氣象因子（風速 w_s 、混合比 γ 及靜力穩定度 N ）與個案降水強度最大值(R_{MAX})的相關性，統計分析顯示風速與靜力穩定度的倒數皆與降水強度有正相關。而透過交錯統計相關分析，我們發現 $w_s\gamma N^{-1}$ 的物理量與 R_{MAX} 的相關性最佳。這些研究結果對於未來了解或預報台灣冬季地形降水強度有很好的參考價值。

關鍵字：地形降水、東北季風降水

*通訊作者地址：游政谷，11114 台北市士林區華岡路 55 號 中國文化大學大氣科學系

E-mail: yuku@faculty.pccu.edu.tw TEL: 02-2861-8449

一、前言

台灣地形高聳複雜，主要的五大山脈包含中央山脈、雪山山脈、玉山山脈、阿里山山脈和海岸山脈，台灣北部則以大屯山區為主。過去的研究顯示天氣系統（如颱風、鋒面）與台灣地形交互作用常造成山區顯著降水（Wu et al. 2002；Yeh and Chen 2004；Yang et al. 2008；Yu and Cheng 2008；陳與廖 2011；Chien and Kuo 2011；Fang et al. 2011；Huang et al. 2011；陳等 2012；Xie and Zhang 2012；陳等 2013）。然而，伴隨劇烈天氣系統（如颱風、鋒面等）環境下的地形降水，常包含系統本身的降水及其與地形交互作用的所產生的地形降水，當中的物理過程又過於複雜，我們很難釐清各別的貢獻（Yu and Cheng 2013；Yu and Cheng 2014）。

相較於台灣的五大山脈，大屯山區為一相對獨立的三維地形。大屯山區遠觀近似圓錐形地形，其緊鄰北海岸，離其最近的雪山山脈尚有十公里。雷達觀測研究指出在颱風或東北季風環境下，綜觀環境盛行東北風時，大屯山區常具有降雨最大值（蔡與游 2006；Yu and Cheng 2008）。相較於伴隨颱風及鋒面等的天氣系統而言，東北季風環境則較為單純，我們比較容易分析並深入探討氣流受地形影響產生降水的相關物理過程。值得一提的是，對於台灣冬季降水的相關科學議題，過去大部分的論文是針對異常降水個案進行分析（陳等 1980；李與陳 1983；黃與陳 2002；賴 2002；張 2004；賴與周 2004），對於單純的東北季風與地形交互作用所產生降水的研究是比較少的，不論是其降水分佈或強度特徵，我們的了解都非常不足。

另外，受限於山區的雨量觀測站稀疏，我們

時常無法解析地形降水強度與分佈情形。而雷達觀測雖然有助於彌補地面雨量觀測的不足，但是雷達波束與地面之間常存在相當的高度，利用雷達回波估計降水強度所使用的 Z-R 關係式又取決於降雨系統的粒徑分佈（Battan 1973；紀等 2008；廖與陳 2013），當中存在著相當大的不確定性，常導致雷達觀測無法完全代表地面真實的降水分佈。

基於上述理由，本研究特別選取北台灣大屯山區來建置密集的自動雨量觀測網（Da-Tun Rain Gauge Network，隨後簡稱 DTRGN），配合中央氣象局地面觀測站（隨後簡稱 CWB）之雨量資料，檢視東北季風環境下的大屯山區降雨分佈特徵，並嘗試了解它與地形上游環境條件的可能關聯，希望能夠拓展我們對於東北季風與地形交互作用的認知。DTRGN 自 2009 年開始陸續建置，設站地點大多為山頂及斜坡等降雨潛在集中區域，以提供高時間與空間解析度之地面雨量觀測資料。至 2010 年底已經包含 22 座雨量觀測站，完成初步的雛形。

本文第二章介紹研究區域的地形外貌特徵、地面雨量觀測站分佈情況、資料來源、東北季風降水個案選取方法及分析方法。第三章則透過 NCEP-FNL 資料描述降水個案的上游環境概況。第四章先確認 DTRGN 觀測資料對於檢視山區降水分佈特徵的影響，隨後再呈現地形降水分佈特徵。之後再進一步分析地形上游風向對於地形降水分佈特徵的影響，以及探討各種氣象因子與個案降水強度的可能關係。最後，將主要研究結果整理於第五章。

二、研究區域、資料與方法

(一) 研究區域

本文之研究區域為位於北台灣的大屯山區（即大屯火山群），如圖 1 所示。大屯山區範圍約 $20 \times 20 \text{ km}^2$ ，係由數個火山地形所構成，最高峰為七星山，其高度為 1120 m。大屯山的外貌近似圓錐的三維地形，因此只要地形上游風向改變，迎風面的區域隨即變化。當綜觀環境盛行東北風

時，大屯山區的東北側都是迎風面，包含東側的磺嘴山及北側的竹子山，還有位於兩火山之間約略呈東北—西南走向的磺溪山谷。以往山區內的地面雨量觀測站非常稀疏，因此要了解實際地形降水分佈特徵非常的困難。而透過 DTRGN 的建置（測站分佈如圖 2 所示），目前於大屯山區及其周圍的地面雨量觀測站分佈相當均勻且密集，提供相當完整的山區地面降水資訊。

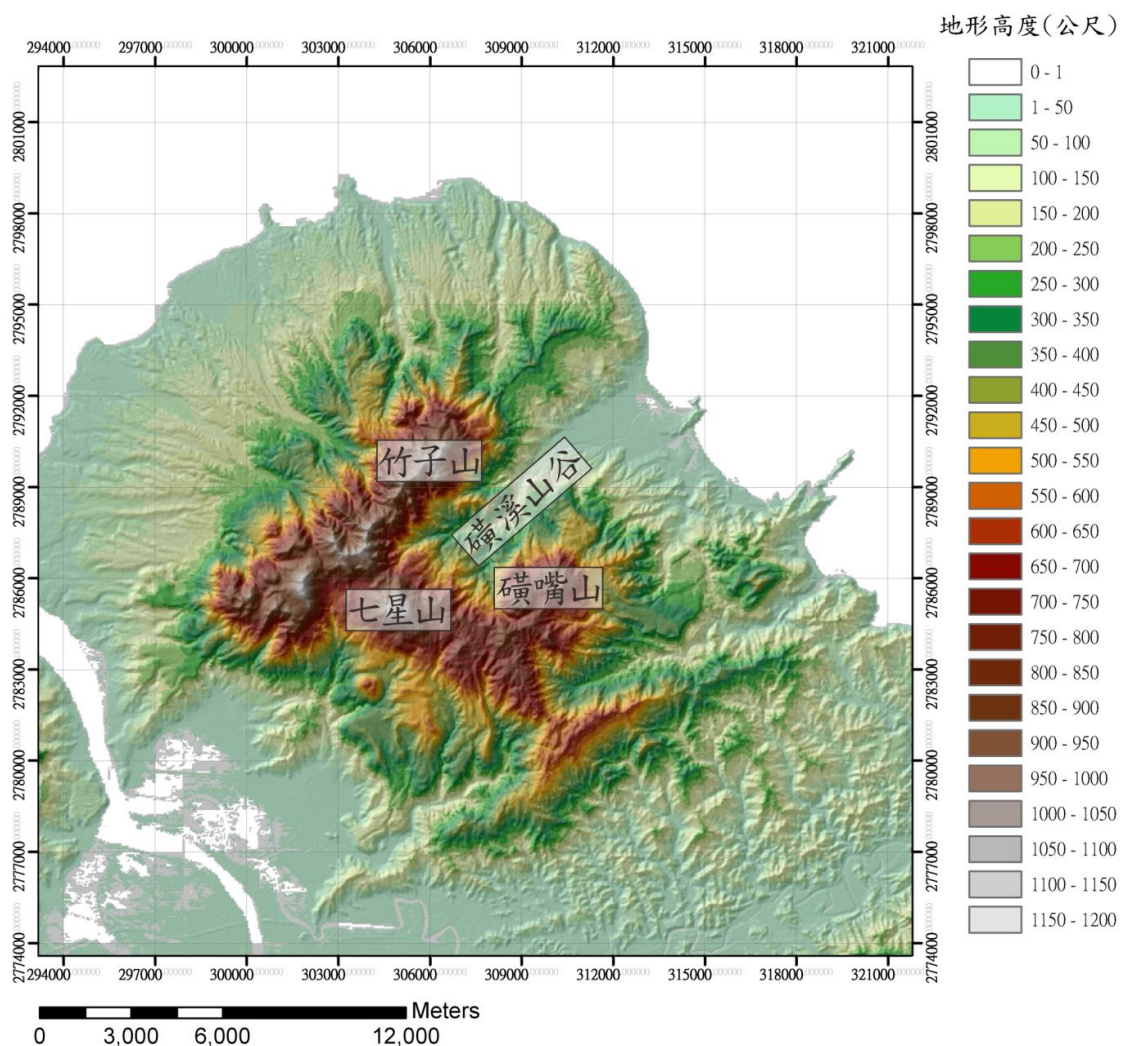


圖 1 大屯山區地形圖，色階為地形高度（單位為公尺，間距如圖右方所標示），七星山、磺嘴山、竹子山及磺溪山谷之位置標示於圖中，比例尺標示於左下方。

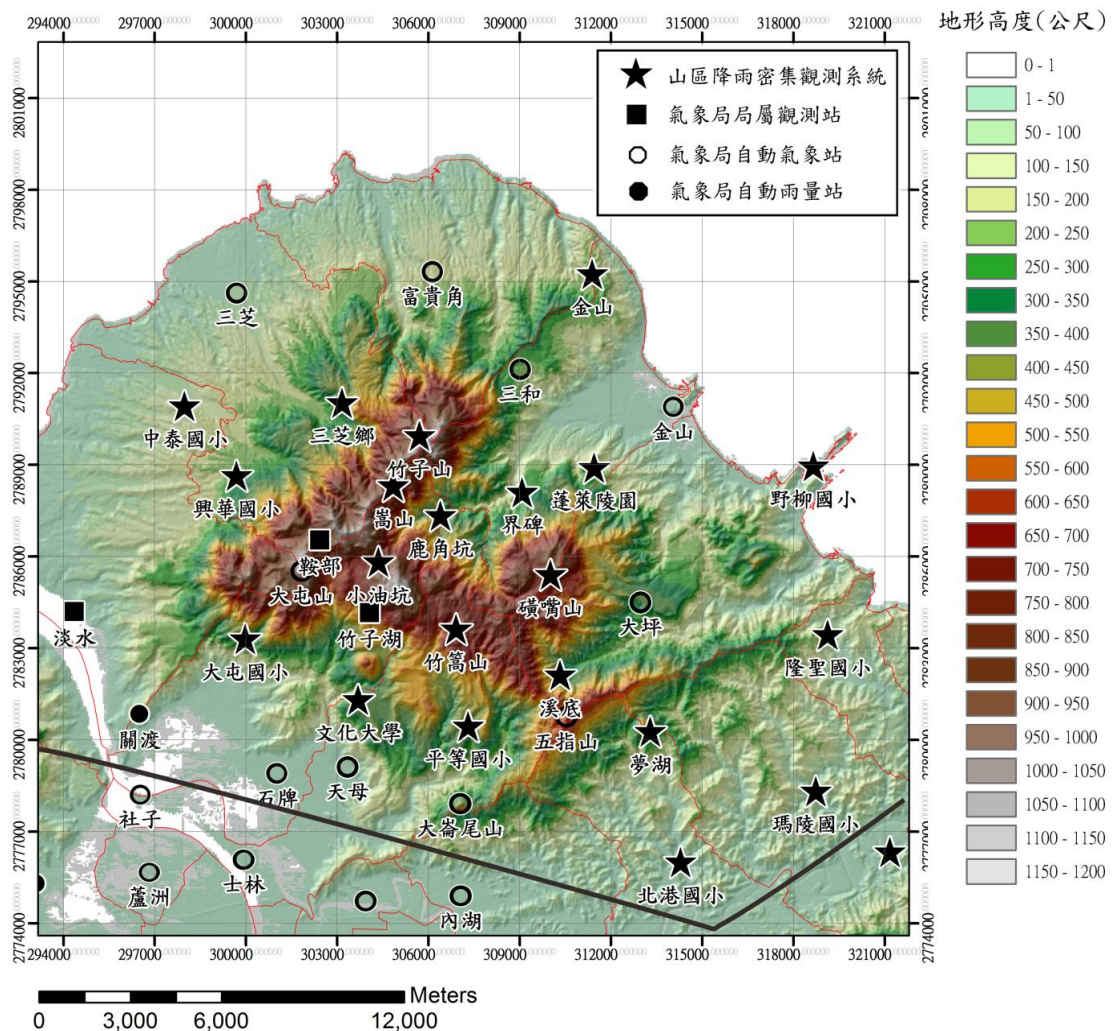


圖 2 測站分佈圖，色階為地形高度（單位為公尺，間距如圖右方所標示），測站種類標示於圖右上，測站站名標示於各測站之下方，比例尺標示於左下方。黑實線內之雨量站是客觀選取降水個案時，所使用的雨量站（詳見本文）。

(二) 資料來源

1. 地面雨量觀測資料

地面雨量觀測資料主要來自 DTRGN 與 CWB（包含局屬測站、自動氣象站及自動雨量站之逐時資料）之雨量觀測。DTRGN 是以傾斗式雨量計自動觀測雨量（測站資訊詳列於附錄），並以 GPRS (General Packet Radio Service)即時

傳輸雨量觀測資料到接收端主機。傾斗式雨量計型號為 TK-1 及 CTKF-1，兩款雨量計的口徑皆為 20 公分，設計為累積雨量達 0.5 mm 便會傾斗。雨量計之精準度經滴定測試報告指出，於降雨強度 80 mm hr^{-1} 的降水強度之下，其精準度介於 98.2~98.7%之間。儀器設定每分鐘紀錄累積雨量。另外，為了配合氣象局雨量資料的時間解析度，因此將原始的逐分雨量資料累積為逐時雨量

資料。為了避免降水觀測受到樹木、草叢、建築物及人為因素的影響，因此儀器架設環境以建築物屋頂之空曠區域為首選。然而，仍有許多雨量站需架設於野外，因此架設於野外之雨量站大部分是設計雨量筒離地高度約兩公尺，盡量避免其受到雜草干擾。

2. NCEP-FNL 全球分析場資料

位於地形上游的探空資料能讓我們了解降水個案期間地形上游環境的概況，但是北台灣外海

並無探空測站，故本研究利用 NCEP-FNL 全球分析場資料位於台灣北方外海的單點網格（圖 3，座標之經緯度為東經 122°，北緯 26°）資料來代替探空資料。NCEP-FNL 全球分析場資料為美國國家環境預報中心以 EMC 模式模擬所產生的分析場資料，該資料為 $1^\circ \times 1^\circ$ 經緯網格資料，垂直解析度依氣壓分層共 21 層，時間解析度為每六小時一筆。該資料包含許多參數，我們僅使用當中的高度場、溫度場、相對溼度場、東西風分量(U)及南北風分量(V)製成地形上游之探空資料(隨後

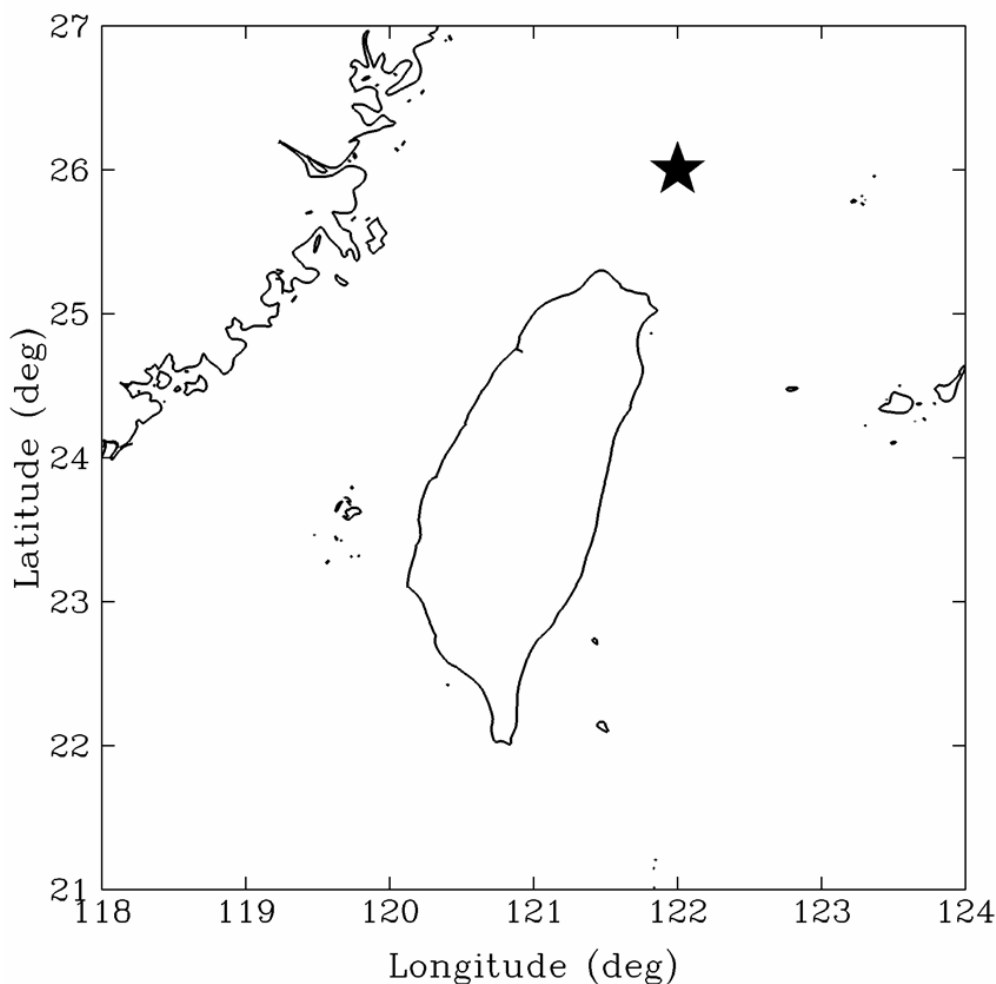


圖 3 NCEP-FNL 單點網格資料位置示意圖，星號為 NCEP-FNL 單點網格資料之位置。

簡稱 NCEP 探空)。本文所使用之 NCEP-FNL 全球分析場資料是自網址：

<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>下載。

(三) 分析方法

由於地形上游環境為影響地形降水機制的因素之一(Houze 1993)，因此我們利用 NCEP 探空資料來計算對流可用位能(convective available potential energy, CAPE; Weisman and Klemp 1982)及對流抑制能(Convective inhibition, CIN; Colby 1984)，判斷地形上游大氣的穩定程度。另外，地形降水加強與地形上游的低層溼度及風場顯著相關(Browning et al. 1974; Hill et al. 1981)。大屯山區高度約為 1000 公尺，因此計算各別個案在高度一公里以下之平均風場、混合比及相對溼度了解地形上游低層環境特性。氣流遇到地形的行為是越山或繞山也會影響地形降水過程，所以我們採用計算 Froude number ($Fr = U/NH$ ， U 為地形上游平均風速， N 為乾靜力穩定度， H 為地形高度；Smith 1979) 了解地形上游氣流遇到地形時可能發生的行為。因為雨量觀測站在空間的分佈不完全均勻，因此我們利用權重函數(Cressman 1959)將各雨量站之雨量觀測值內插至 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ 之水平網格並繪製降水分佈圖。

(四) 個案選取方法

本研究自 2011 年 1 月開始至 2013 年 2 月的冬季月份(即 12 月、1 月及 2 月，共 8 個月)的地面雨量資料中選取冬季降水個案。降水個案的客觀選取方式是由座落於大屯山區及其周圍的地面雨量觀測站判定(即圖 2 黑線範圍內之測站，共 35 站)，若有超過 50%以上的雨量站之逐時雨量大於或等於 1 mm ，即代表降水事件個案開始，條件不滿足則代表此降水事件結束，除此

之外，降水個案時間必須持續 6 小時以上才視其為一個完整的降水個案。經過以上客觀條件篩選後，再參考地面天氣圖及五分山雷達回波圖，剔除鋒面或其他系統影響之個案，最後選取 18 個單純的東北季風之降水個案，個案起訖時間如表 1 所示。18 個個案的降水持續時間最短為 6 小時，最長則可以持續 37 小時，平均則為 13.3 小時。大部分個案(66.7%)的降水持續時間都在 12 小時以內，僅有少數個案(16.7%)的降水持續時間超過 24 小時。

三、上游環境概述

透過 NCEP 探空檢視個案期間地形上游環境，顯示 18 個降水個案期間的地形上游環境特徵都很相似，因此我們將個案期間的 NCEP 探空平均後繪製成平均斜溫圖(即圖 4a)，藉此描述地形上游的大氣環境情況。平均斜溫圖顯示地形上游環境在高度 1.5 公里以下為偏東北風且風速最強可達 17.3 m s^{-1} 。大約從高度 1.5 公里以上，風向便開始迅速轉為西風，風向轉換的過程中，風速有減弱再增強的趨勢。環境大氣在低層相當潮濕，但是在風向轉為西風的中高層則較為乾燥。這些個案幾乎沒有對流可用位能及對流抑制能，相當位溫隨高度變化(即圖 4b)也顯示地形上游環境大略為中性穩定之大氣。為了了解每個降水個案的地形上游低層環境特性，我們檢視 NCEP 探空在高度一公里以下的平均場(如表 1 所示)。綜合 18 個個案資訊顯示，地形上游的平均風向大致上在北北東風至東北風之間(平均風向介於 13.7° 至 53.8° 之間)，平均風速為 12.7 m s^{-1} 到 19.2 m s^{-1} 之間，平均靜力穩定度介於 $0.43 \times 10^{-2}\text{ s}^{-1}$ 至 $1.1 \times 10^{-2}\text{ s}^{-1}$ 之間。藉由平均風速及平均靜力穩定度即可估計 Fr (假設大屯山區地形高度為

表 1 東北季風降水個案起訖時間及 NCEP 探空資料之高度一公里以下平均風場、靜力穩定度、Fr、混合比、相對溼度及個案降雨強度最大值(R_{MAX})。

個案編號	起訖時間(UTC)	歷時 (hr)	平均風向 (度)	平均風速 ($m\ s^{-1}$)	平均靜力穩定度 (s^{-1})	平均 Fr	平均混合比 (g/kg)	平均相對濕度 (%)	R_{MAX} ($mm\ h^{-1}$)
1	2011/01/06 03:00 ~ 2011/01/06 10:00	7	13.7	18.4	0.79×10^{-2}	2.3	5.1×10^{-3}	90.3	5.0
2	2011/01/14 22:00 ~ 2011/01/15 12:00	14	18.4	18.1	0.43×10^{-2}	4.2	4.5×10^{-3}	80.0	6.0
3	2011/01/21 01:00 ~ 2011/01/21 10:00	9	23.5	17.6	0.80×10^{-2}	2.2	5.9×10^{-3}	90.3	5.6
4	2011/01/26 12:00 ~ 2011/01/26 20:00	8	46.8	15.9	0.88×10^{-2}	1.8	7.5×10^{-3}	90.3	9.2
5	2011/01/28 04:00 ~ 2011/01/28 14:00	10	24.9	14.8	0.90×10^{-2}	1.7	5.6×10^{-3}	88.8	6.5
6	2011/02/13 16:00 ~ 2011/02/14 05:00	13	17.6	15.6	0.75×10^{-2}	2.1	5.6×10^{-3}	90.5	5.6
7	2011/12/09 11:00 ~ 2011/12/10 15:00	28	32.7	18.0	0.59×10^{-2}	3.0	6.3×10^{-3}	84.9	10.0
8	2011/12/12 02:00 ~ 2011/12/12 11:00	9	37.7	15.0	0.79×10^{-2}	1.9	9.0×10^{-3}	89.8	6.8
9	2011/12/12 12:00 ~ 2011/12/12 24:00	12	49.3	14.8	0.79×10^{-2}	1.9	9.1×10^{-3}	89.8	6.7
10	2011/12/14 23:00 ~ 2011/12/16 12:00	37	28.2	17.9	0.71×10^{-2}	2.5	7.0×10^{-3}	88.2	9.1
11	2012/01/07 06:00 ~ 2012/01/08 09:00	27	40.0	16.0	0.84×10^{-2}	1.9	8.0×10^{-3}	91.1	6.5
12	2012/02/17 09:00 ~ 2012/02/17 15:00	6	30.9	18.0	0.61×10^{-2}	2.9	5.2×10^{-3}	85.7	6.6
13	2012/12/22 09:00 ~ 2012/12/22 18:00	9	23.0	18.0	0.72×10^{-2}	2.5	6.5×10^{-3}	87.8	6.7
14	2013/01/02 10:00 ~ 2013/01/02 16:00	6	28.5	14.8	0.96×10^{-2}	1.5	9.1×10^{-3}	92.7	4.0
15	2013/01/04 06:00 ~ 2013/01/04 18:00	12	53.8	12.7	1.04×10^{-2}	1.2	8.0×10^{-3}	92.5	5.3
16	2013/01/06 07:00 ~ 2013/01/06 16:00	9	46.0	14.2	1.01×10^{-2}	1.4	8.5×10^{-3}	93.6	5.9
17	2013/02/07 07:00 ~ 2013/02/07 22:00	15	37.3	19.2	1.01×10^{-2}	1.9	6.5×10^{-3}	91.7	7.0
18	2013/02/22 01:00 ~ 2013/02/22 10:00	9	30.6	16.4	1.10×10^{-2}	1.5	7.8×10^{-3}	91.0	5.1

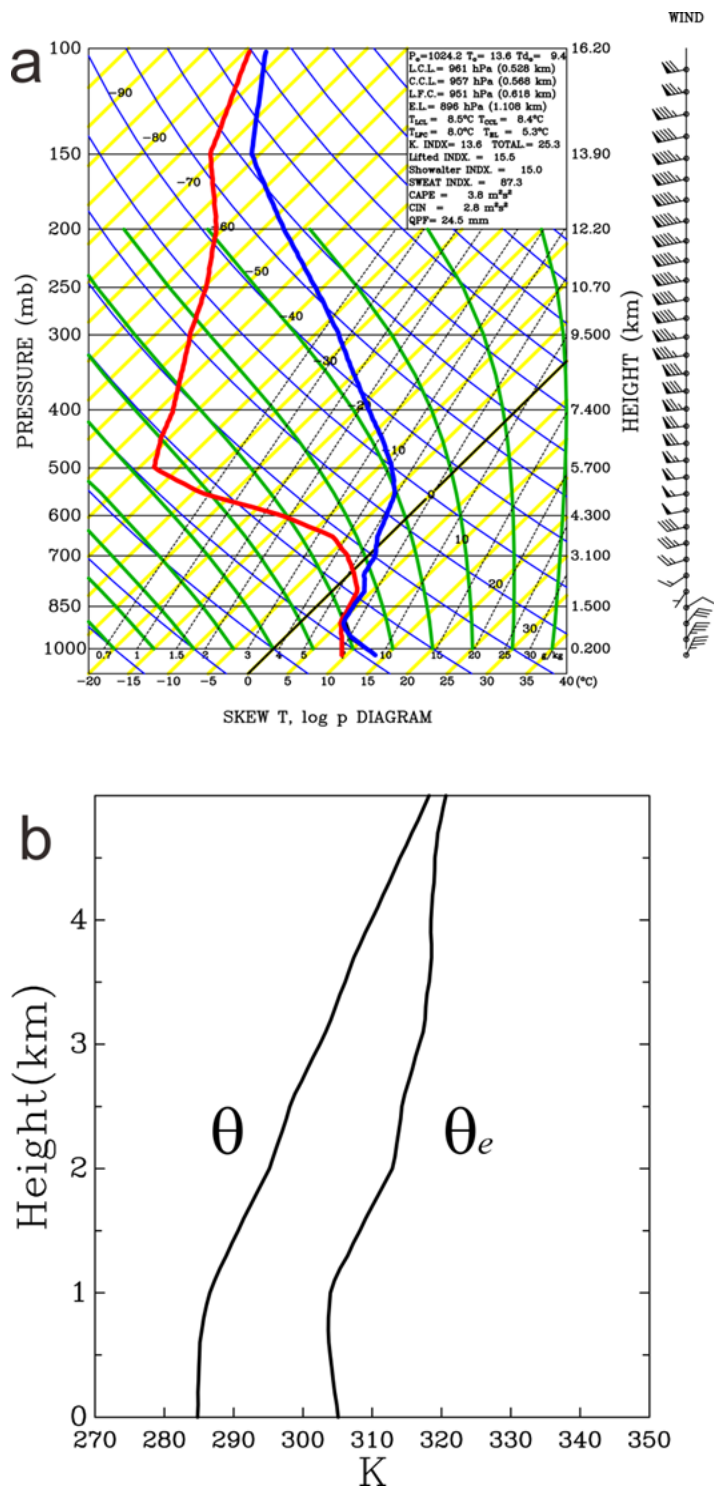


圖 4 降水個案期間內之 NCEP 探空資料平均之(a)斜溫圖，風標 half-bar 為 2.5 m s^{-1} ；full bar 為 5 m s^{-1} 。(b)位溫及相當位溫隨高度變化圖。

1000 公尺) 介於 1.2 至 4.2 之間。平均混合比介於 $4.5 \times 10^{-3} \text{ g kg}^{-1}$ 至 $9.1 \times 10^{-3} \text{ g kg}^{-1}$ 之間, 平均相對溼度皆在 80% 以上。整體而言, 東北季風的厚度都高於大屯山區, 地形上游環境大略為中性穩定之大氣, 其低層環境相當潮溼, 具有較大的 Fr, 隱含著地形上游氣流可能受到地形強迫抬舉而在山區迎風面降雨, 即斜坡舉升凝結機制 (Smith 1979; Houze 1993)。

四、山區降水分佈及強度特徵

為了評估加入 DTRGN 觀測資料是否對於檢視山區降水分佈特徵有顯著的影響, 因此我們首先繪製僅有 CWB 雨量資料的降水分佈與 DTRGN 加上 CWB 雨量資料 (隨後簡稱 DTRGN + CWB) 的降水分佈, 並且比較兩者之間的差異。圖 5 為 18 個東北季風降水個案之總累積雨量分佈 (累積時數共 240 小時)。圖 5(a) 為 CWB 之降水分佈, 顯示最大的累積降水位於磺嘴山東側斜坡 (1382 mm), 次強的累積雨量位於竹子山東側斜坡 (881.5 mm), 兩處的累積雨量相差約 500 mm。北方沿海地區也有 300~700 mm 不等的累積雨量, 但位於背風側的台北盆地的累積雨量大約都在 100 mm 以下。整體而言, 降水自地形上游的沿海地區開始增強, 在迎風坡上達到最大, 且往下游山區及背風側迅速遞減, 台北盆地因位於地形之背風面, 所以其降水量普遍偏少。圖 5(b) 則為 DTRGN + CWB 的降水分佈, 圖中顯示竹子山山頂尚有一處強累積雨量 (1327 mm), 其與磺嘴山東側斜坡的累積雨量相近, 甚至在磺溪山谷亦有觀測到強降水 (1103.5 mm)。大屯山區東北方沿海地區的累積雨量則降低為 100~300 mm 之間, 大屯山區北方的沿海地區的累積雨量約在 400~600 mm 之間, 台北盆地的累積雨量還是大

約都在 100 mm 以下。透過比較圖 5(a) 及圖 5(b) 的雨量分佈, 顯示山區降水在數公里內就有相當大的變化, CWB 雨量分析所顯示的強降水區似乎有偏向迎風面低海拔斜坡的趨勢, 而且並沒有捕捉到竹子山附近 (即大屯山西北側) 的強降水中心。這些分析結果證明 DTRGN + CWB 的降水分佈可以監測到以往觀測不到的死角, 提供較真實可靠的山區降水分佈與強度。

接著我們檢視大屯山區在東北季風環境下的降水分佈特徵, 將每個降水個案期間的 DTRGN+CWB 雨量資料各別累積並繪製個案累積降水分佈圖 (圖 6)。從這些個案的累積雨量分佈, 可知累積雨量局部最大值位在大屯山區迎風面斜坡及山頂附近, 而有發生過局部累積雨量極大值的區域有磺嘴山山頂、磺嘴山東側斜坡、竹子山山頂、竹子山東側斜坡、竹子山西北側斜坡及磺溪山谷。降水極值分佈特徵可約略分為三類, 第一類是有兩處相近的累積雨量局部極大值分別位於磺嘴山及竹子山附近, 第二類是同樣有兩處局部極大值位於磺嘴山及竹子山附近, 但是其累積雨量有差異, 最後一類則是只有一處局部最大值位於磺溪山谷附近。

由於每個個案的地形上游風場都有差異, 個案期間的地形上游風場亦會隨著時間而改變, 所以僅以個案降水分佈無法瞭解地形降水分佈特徵與地形上游風場之間的相關性。為了釐清地形上游風場對於地形降水分佈特徵的影響, 我們將逐時雨量資料依照地形上游逐時風向分類, 風向以每 10 度劃分為一區段, 並將其對應的逐時雨量資料累加並平均。我們先將 NCEP 探空資料從時間解析度 6 小時一筆內插成 1 小時一筆, 並計算高度一公里以下之平均風場, 得到地形上游逐時風場。18 個降水個案的時間總共有 240 筆的地形上

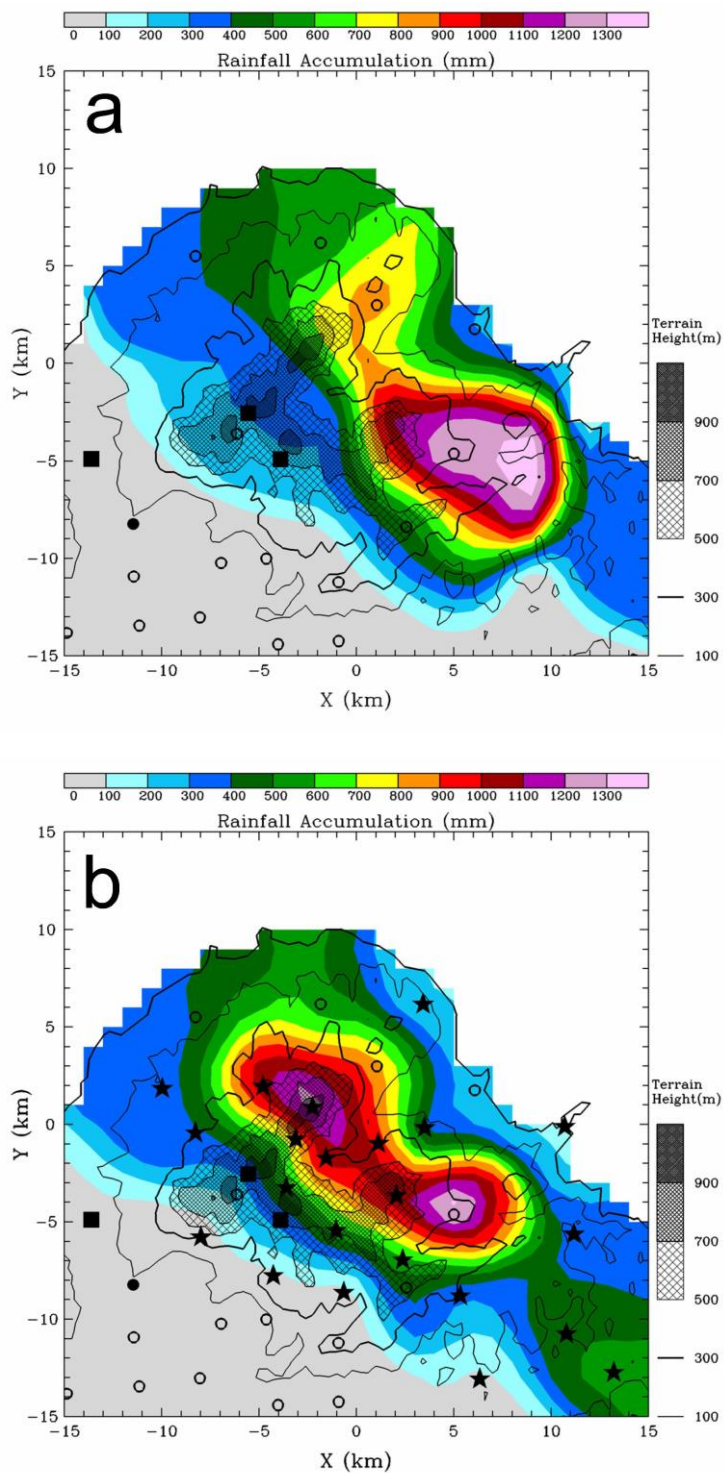


圖 5 總累積雨量分佈圖，為 18 個東北季風降水個案之總累積雨量，(a)為氣象局觀測資料(CWB)之雨量分佈，(b)為大屯山區密集降雨觀測加氣象局觀測資料(DTRGN+CWB)之雨量分佈。色階為累積雨量（單位為 mm，如圖上方所示），等值線及網線表示地形高度（間距標示於圖右側），測站種類標示於圖 2。

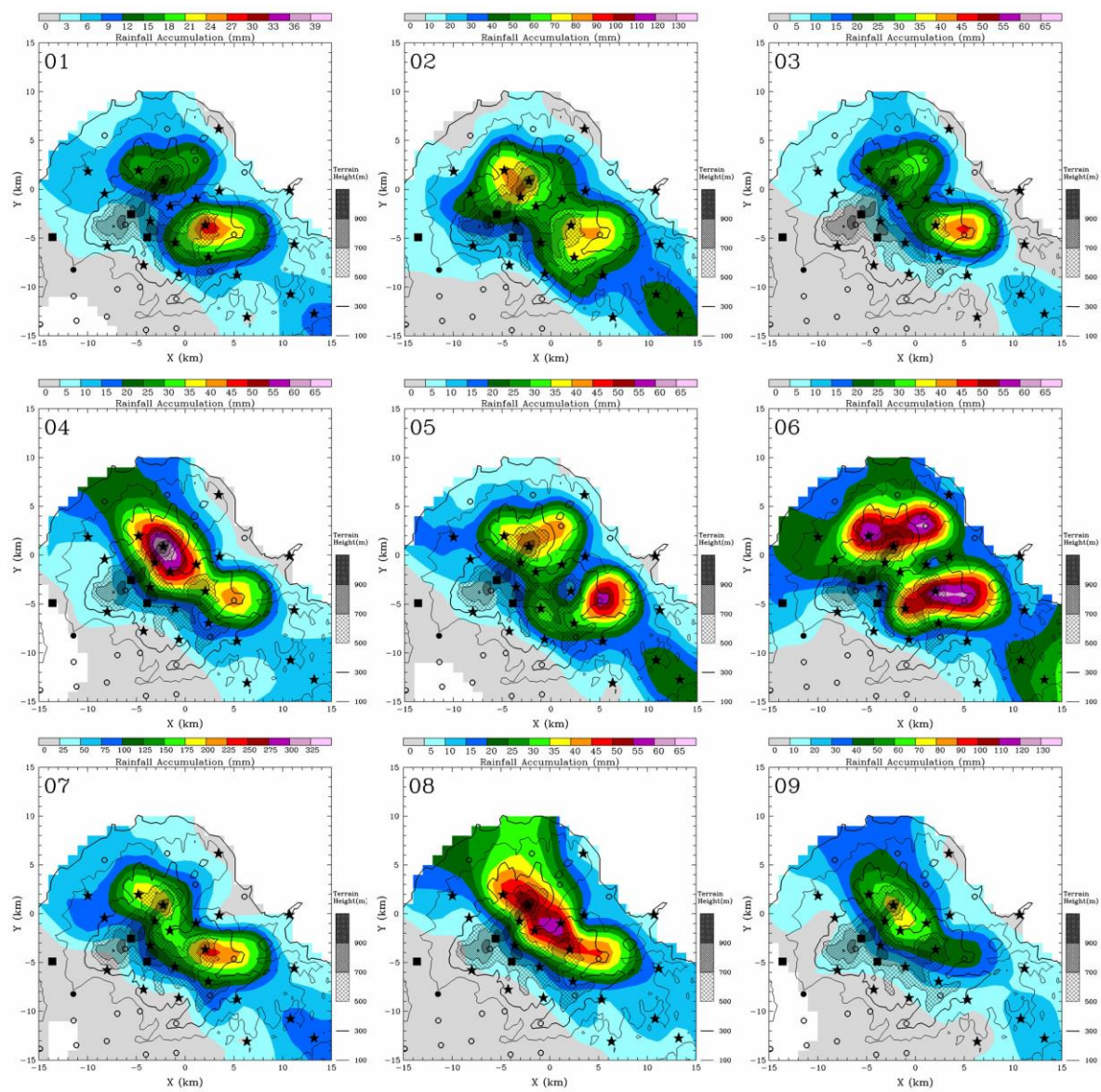


圖 6 降水個案累積雨量圖，為個案期間內之累積雨量，色階為累積雨量（單位為 mm，如圖上方所示），等值線及網線表示地形高度（標示於圖右側），個案編號標示於圖左上方，測站種類標示於圖 2。

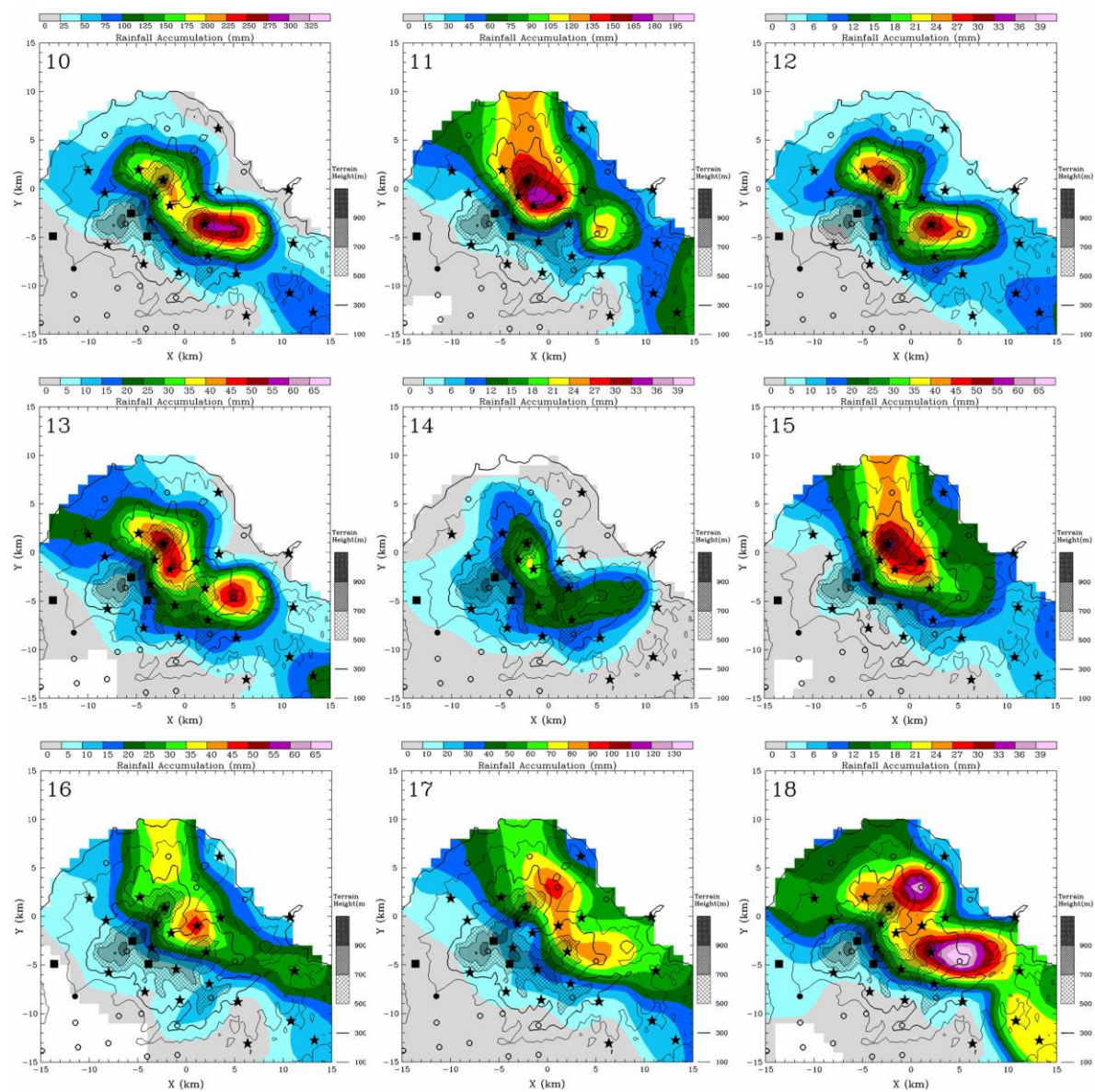


圖 6 (續)。

游逐時風場及逐時雨量資料，每筆地形上游逐時風場都會搭配一組同一時間點的逐時雨量資料。在此分類下，地形上游風向可分為 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 、 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 、 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 、 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 及 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 五組區間，每組區間的資料筆數分別為 29、87、50、48 及 26 筆，將這五組區間的逐時雨量資料分別平均後，即可得到風向區段平均降雨強度分佈圖（即圖 7）。

圖 7a 顯示當地地形上游風向介於 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 之間（平均風向為 16.7° ），有兩處降雨強度的局部最大值分別在磺嘴山及竹子山附近，前者降水強度略大於後者。當地地形上游風向介於 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 之間（圖 7b 及 7c，平均風向分別為 26° 及 34.8° ），仍然有兩處局部最大值位於磺嘴山與竹子山附近。另外，在兩處降水強度最大值之間的磺溪山谷的降水強度有增強的趨勢。當地地形上游風向介於 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 之間（圖 7d 及 7e，平均風向分別為 45.1° 及 52.7° ），此風向大致平行於磺溪山谷走向（即圖 7 中的黑虛線，角度為 50° 〔以北為 0° 〕）時，山區降水分佈出現明顯的變化，即降水強度局部最大值位於磺溪山谷並往竹子山延伸。由於地形上游氣流可能會受到山區複雜地形的影響，使得氣流在接近磺嘴山及竹子山時出現分流的情形，而其中的兩隻分流便有機會進入磺溪山谷，使降水往磺溪山谷集中，間接影響降水分佈特徵。然而，透過山谷加強降水的現象是當地地形上游風向平行於山谷走向時較為顯著，顯示山谷加強降水的效應與地形上游風向密切相關。

為了了解個案之間降水強度的差異，我們計算各個個案的個案降水強度（即累積雨量除以個案持續時間）並繪製降水強度分佈圖（圖 8）。圖 8 顯示每個個案的降水強度分佈較為多樣化，個案之間的降水強度最大值也有所差異。我們統計

計算 18 個個案中的降水強度最大值介於 4 到 10 mm h^{-1} 之間（詳列於表 1），平均為 6.5 mm h^{-1} ，標準差為 1.5 mm h^{-1} 。

上述分析初步檢視東北季風降水個案期間山區降水強度及其分佈特徵，然而，這些特徵是在不同的地形上游環境條件下形成。地形上游環境條件包括風場、靜力穩定度及混合比等氣象因子都可能影響降水強度。Yu and Cheng (2008) 研究顯示地形強迫抬舉造成的降水加強與地形引發的垂直速度顯著相關。地形引發的垂直速度直接受到地形上游風速及地形梯度影響，地形上游風向的不同會影響空氣塊行經的地形外貌，在不同地形外貌下的地形梯度差異也可能影響地形引發的垂直速度。二維線性波理論指出伴隨重力波之垂直速度受靜力穩定度影響顯著 (Queney 1948; Scorer 1949)。由於靜力穩定度可代表氣流（空氣塊）受地形強迫舉升之後的垂直方向運動（即垂直速度）特徵，空氣塊不易（易）發生垂直方向運動表示穩定（不穩定），因此靜力穩定度可能間接影響地形引發的垂直速度的分佈與大小。混合比為單位重量空氣中水氣與乾空氣質量之比值，透過地形強迫抬舉產生的水氣通量越多，凝結的水量就可能越多。因此，本研究將進一步統計分析氣象因子與個案降水強度最大值的可能關聯。

圖 9 表示個案期間的地形上游低層（即一公里以下）之平均風速(w_s)、混合比(γ)、靜力穩定度(N)及這些氣象因子的交錯組合對於個案降水強度最大值(R_{MAX})的關係。我們先藉由單一氣象因子 (w_s 、 γ 、 N 及 N^{-1}) 分析其與 R_{MAX} 之間的相關性（即圖 9a-d）。圖 9a 分析顯示 w_s 與 R_{MAX} 之間成正相關（相關係數為 0.31），由於 w_s 可影響地形引發的垂直速度及水平水氣通量，因此可預期它與 R_{MAX} 有相關性。圖 9b 顯示 γ 與 R_{MAX} 的相

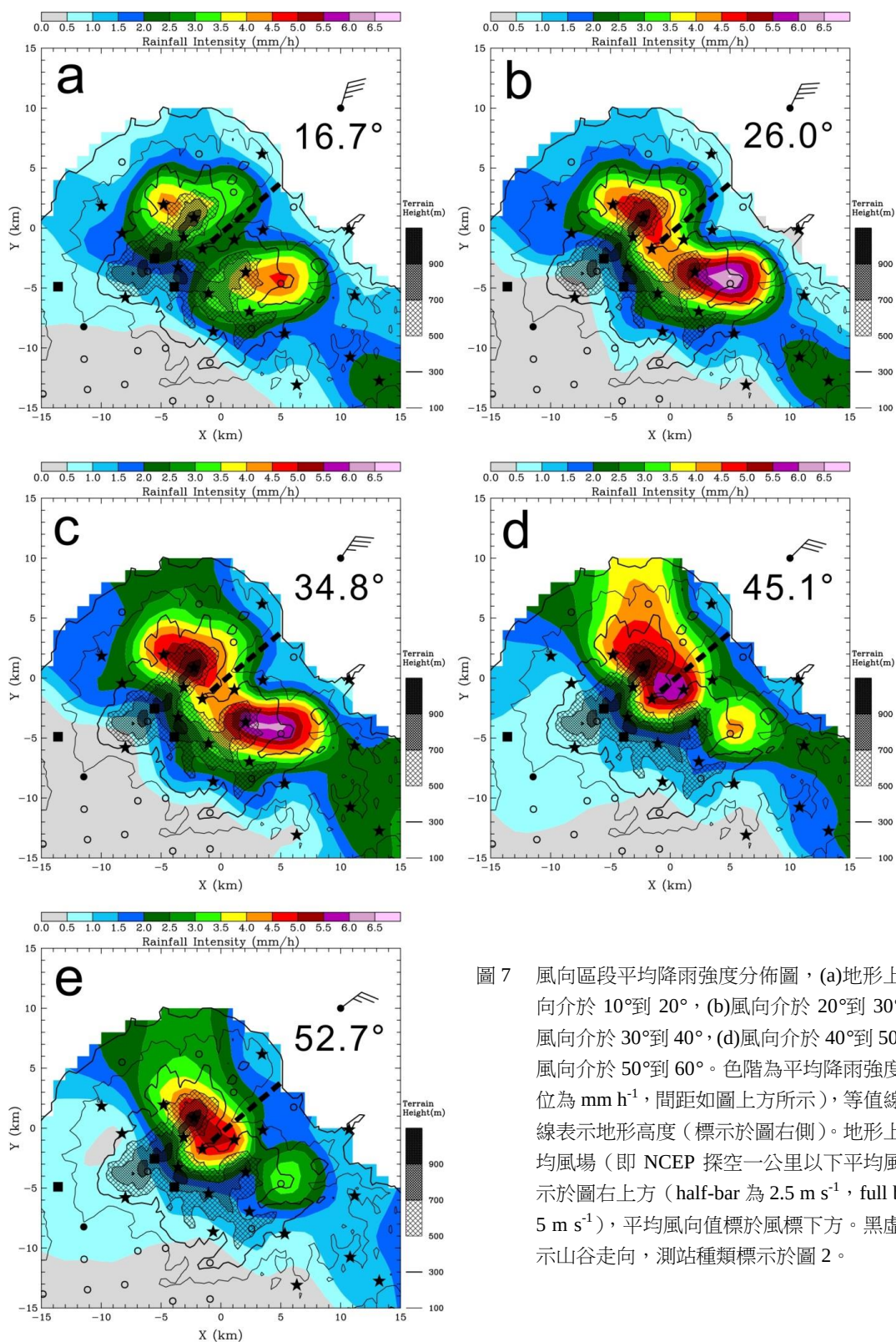


圖 7 風向區段平均降雨強度分佈圖，(a)地形上游風向介於 10°到 20°，(b)風向介於 20°到 30°，(c)風向介於 30°到 40°，(d)風向介於 40°到 50°，(e)風向介於 50°到 60°。色階為平均降雨強度（單位為 mm h^{-1} ，間距如圖上方所示），等值線及網線表示地形高度（標示於圖右側）。地形上游平均風場（即 NCEP 探空一公里以下平均風）標示於圖右上方（half-bar 為 2.5 m s^{-1} ，full bar 為 5 m s^{-1} ），平均風向值標於風標下方。黑虛線表示山谷走向，測站種類標示於圖 2。

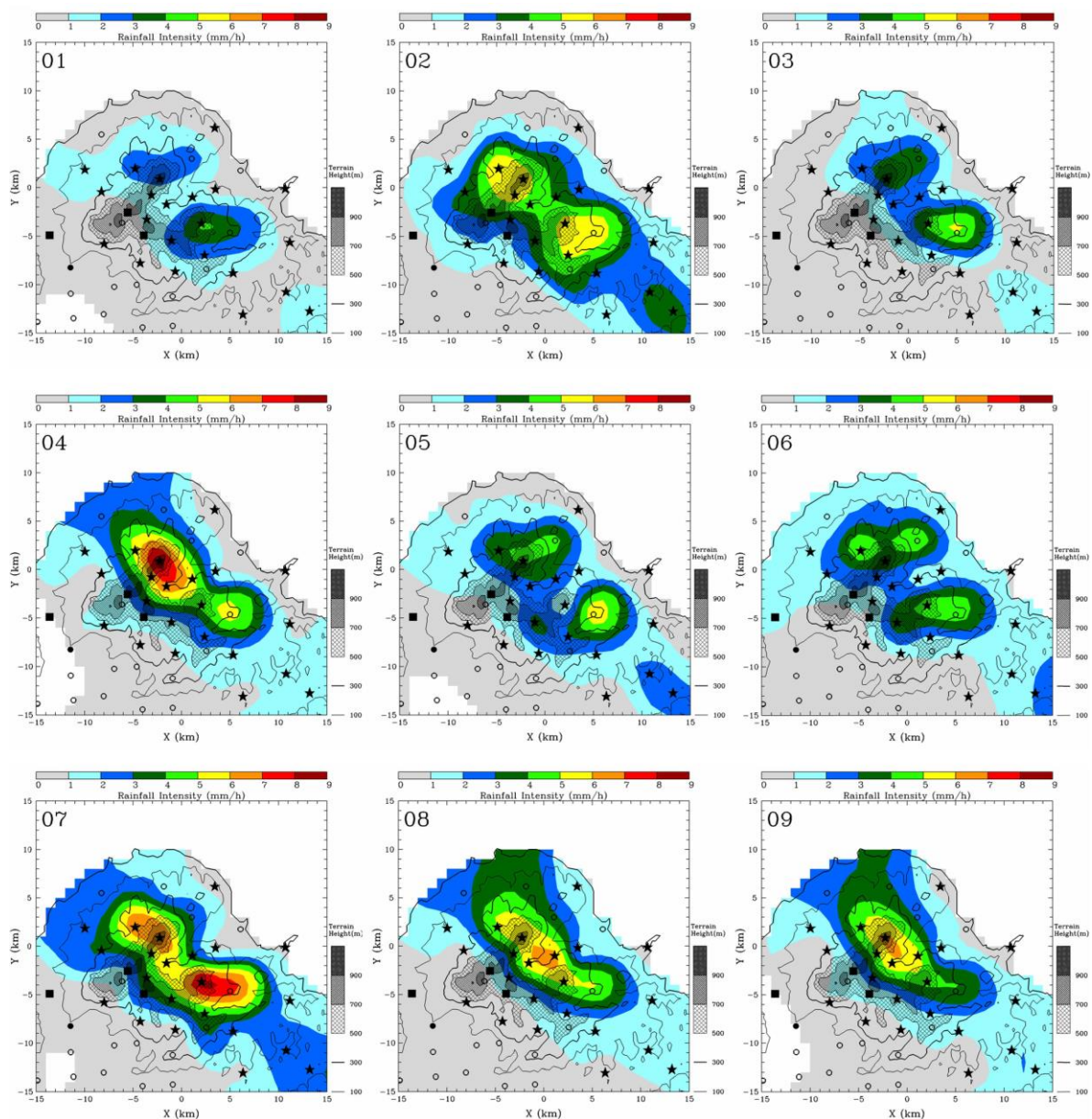


圖 8 降水強度分佈圖，平均時段為降水個案期間，色階為平均降雨強度（單位為 mm h^{-1} ，如圖上方所示），等值線及網線表示地形高度（標示於圖右側），個案編號標示於圖左上方，測站種類標示於圖 2。

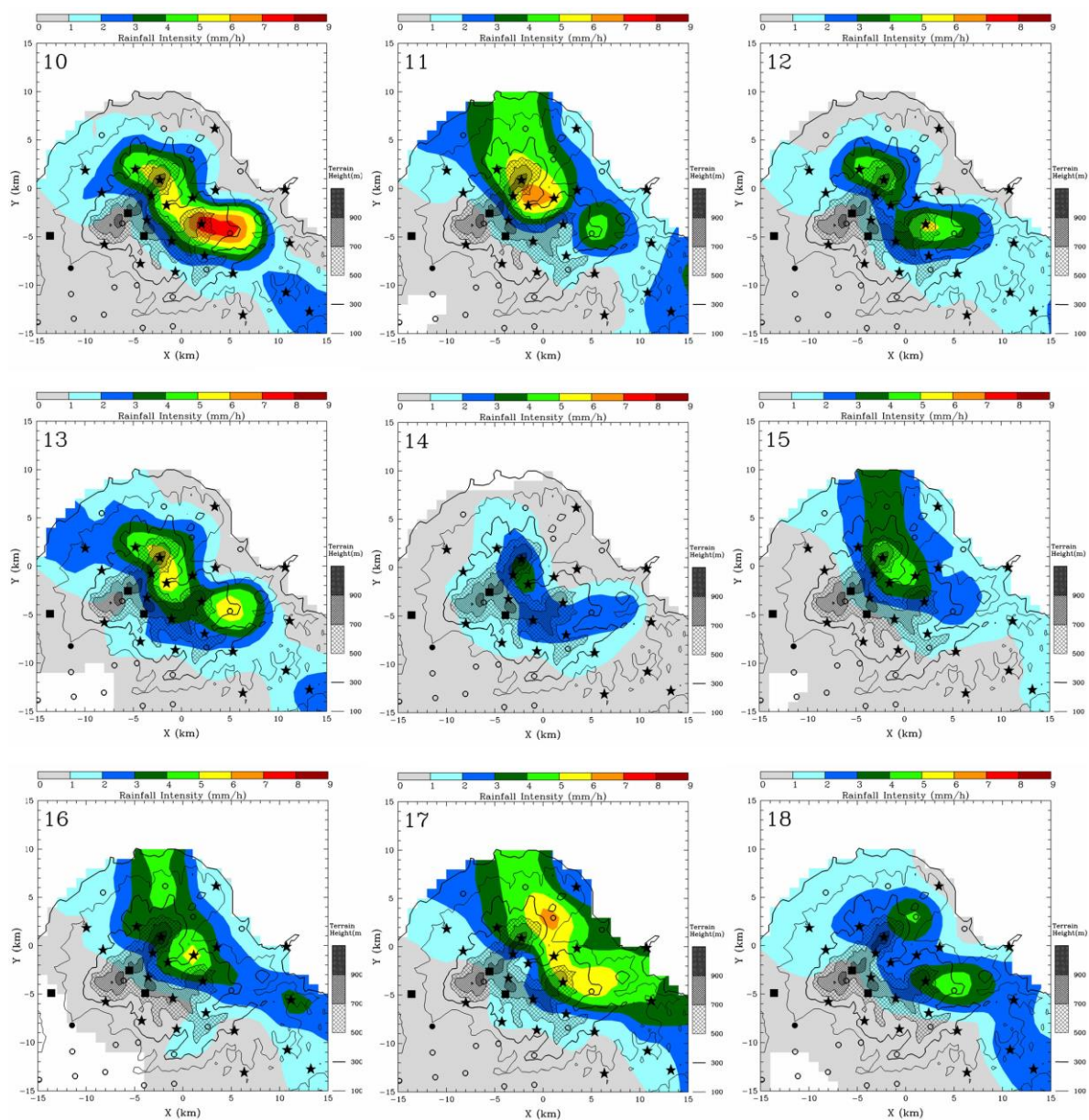


圖 8 (續)。

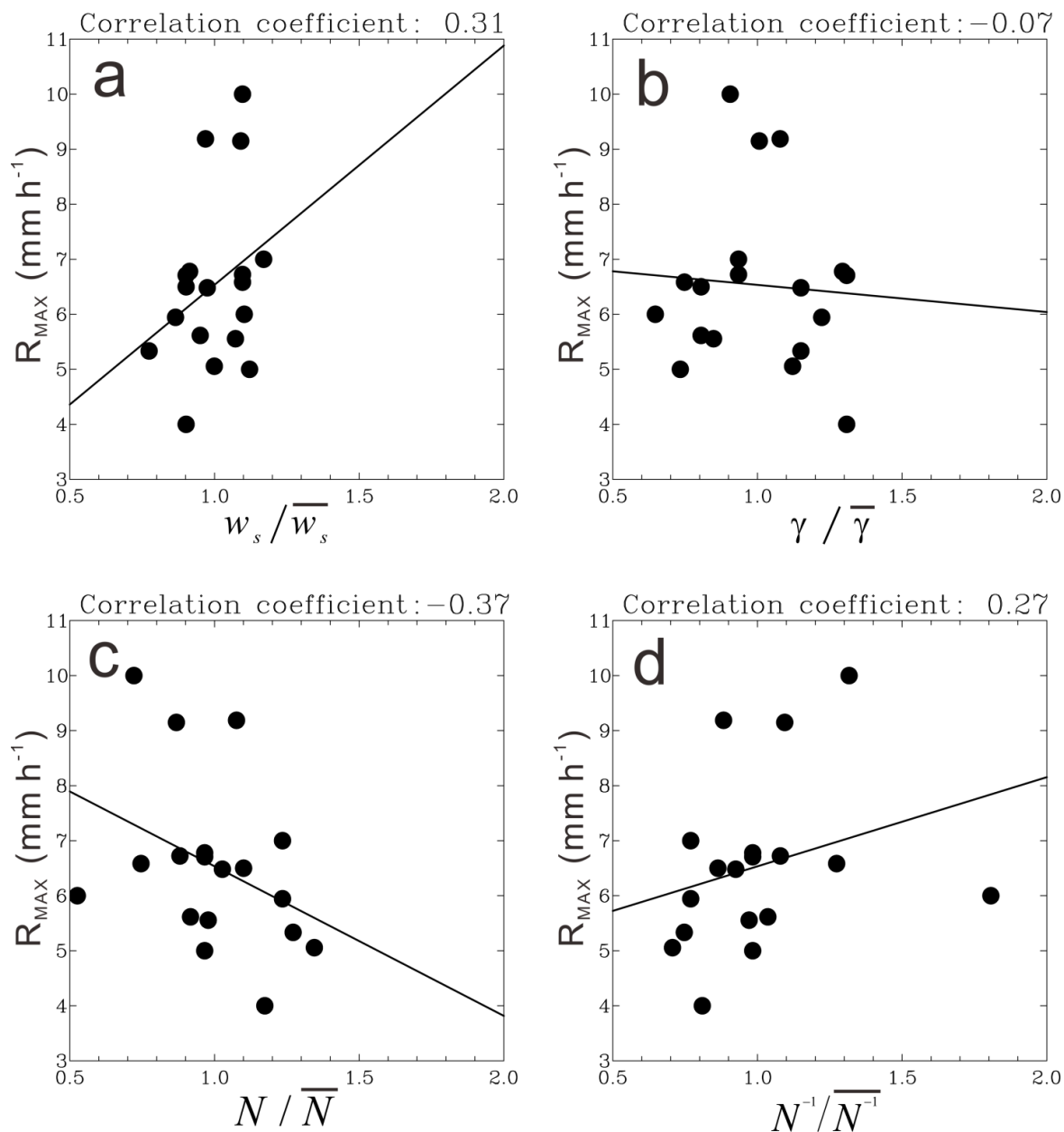


圖9 地形上游低層氣象因子(a) w_s , (b) γ , (c) N , (d) N^{-1} , (e) $w_s \gamma$, (f) $w_s N^{-1}$, (g) γN^{-1} 及(h) $w_s \gamma N^{-1}$ 與個案降水強度最大值之點散圖。X 軸為氣象因子（除以其平均值作標準化），Y 軸為個案降水強度最大值(R_{MAX})，黑實線是以最小平方法求得之線性回歸線，相關係數標示於各圖上方。

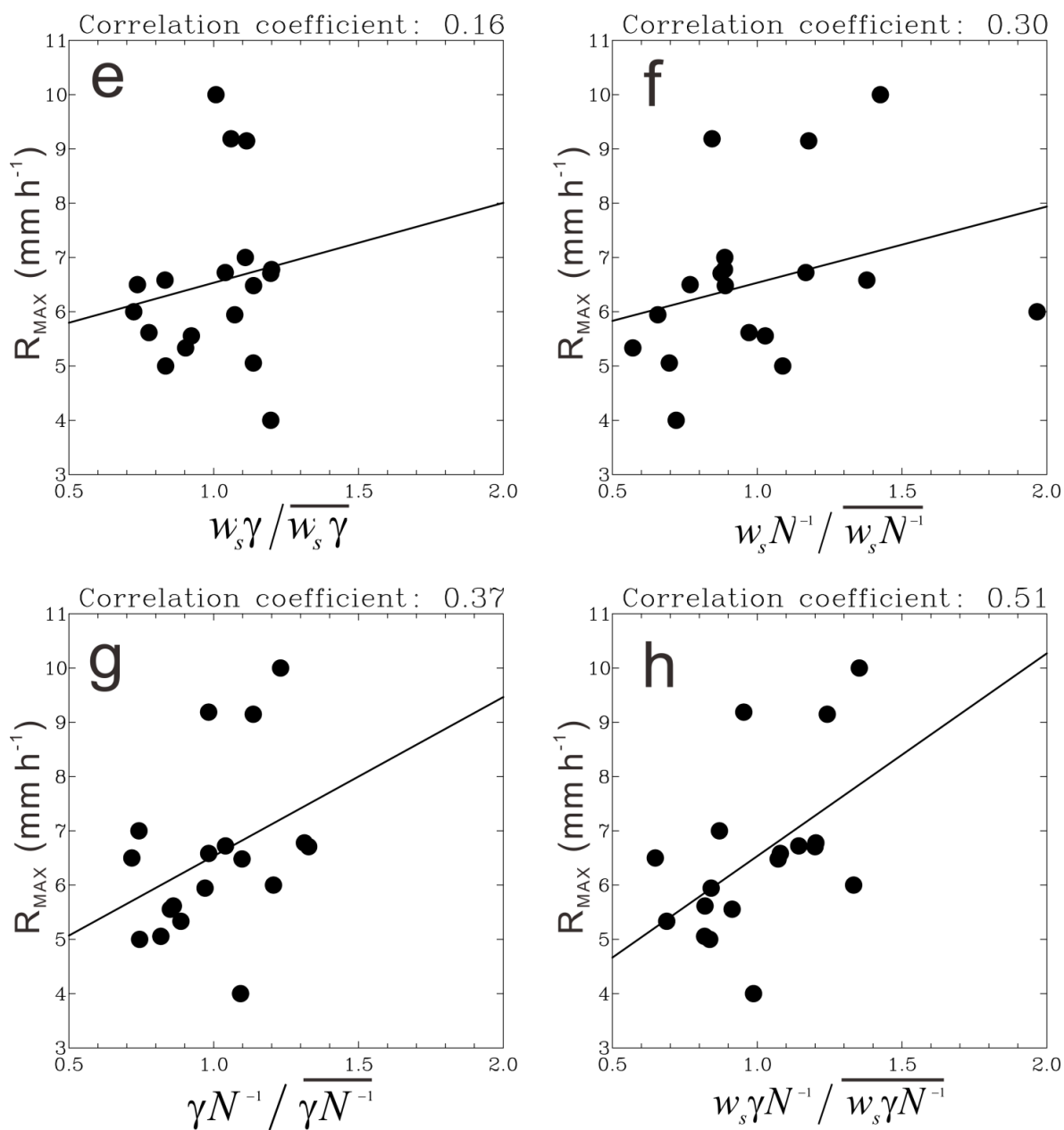


圖9 (續)。

關極低（相關係數為 -0.07 ），表示單以氣象因子 γ 並不直接與 R_{MAX} 有任何相關性，由於 γ 並不能代表實際凝結出的水量，實際凝結出的水量可能還需要考慮垂直水氣通量或者地形引發垂直速度的影響。圖 9c 顯示 N 與 R_{MAX} 成負相關（相關係數為 -0.37 ），主要是因為 N 對於地形引發之垂直速度是負貢獻，進一步分析 N^{-1} 與 R_{MAX} 的相關性（即圖 9d），其相關性即顯示為正相關（相關係數為 0.27 ）。從這些單一氣象因子與 R_{MAX} 的相關分析顯示，風速與靜力穩定度的倒數皆與降水強度有正相關。

透過氣象因子的交錯組合與 R_{MAX} 的統計相關分析，可以找出與降水強度有著較佳相關性的氣象因子組合。圖 9e-g 為兩氣象因子交錯組合與 R_{MAX} 的相關分析，圖 9e 顯示 $w_s\gamma$ （即水平水氣通量）與 R_{MAX} 的相關係數僅 0.16 ，仍無顯著相關性。氣象因子組合 $w_s N^{-1}$ 及 γN^{-1} （即圖 9f 及圖 9g）對於 R_{MAX} 的相關係數分別為 0.3 及 0.37 。圖 9h 表示三氣象因子之組合 $w_s\gamma N^{-1}$ 物理量與 R_{MAX} 之間的相關性，相關係數可達 0.51 ，顯示地形上游風速、混合比及靜力穩定度同時對於斜坡舉升凝結機制都相當重要。

上述分析結果可能受許多因素影響，例如個案期間之地形上游環境會持續改變，但我們僅以個案期間之平均氣象因子作分析；另外，地形上游風向對於降水強度的影響也沒有列入計算考量，因此可預期氣象因子與個案降水強度最大值並不會有非常完美的相關性。 $w_s\gamma N^{-1}$ 與 R_{MAX} 之間的相關係數 0.51 （即圖 9h）雖然並不高，但相關分析在樣本數為 18 筆（自由度為 16 ），信賴係數為 95% 下， T 檢定的相關係數門檻值約為 0.4 ，因此，相關係數超過 0.4 即代表具有不錯的相關顯著性。

五、結論

本研究透過 DTRGN 及 CWB 之地面雨量資料初步檢視 18 個東北季風地形降水個案，嘗試了解山區降水分佈及強度特徵，並以 NCEP 探空描述，並嘗試了解它與地形上游環境的可能關聯。對於這些個案而言，地形上游環境大略為中性穩定之大氣，其低層環境相當潮溼（相對溼度皆在 80% 以上），且具有較大的 Fr ($1.2 \sim 4.2$)，隱含地形上游氣流可能受到地形強迫抬舉而在山區迎風面降雨。雨量分析顯示山區降水在數公里內就有相當大的變化，加入 DTRGN 觀測資料能夠監測到以往雨量觀測的死角，呈現更接近真實的山區地面降水分佈情形。另外，我們也發現大屯山區出現強累積雨量的區域不只在迎風面之斜坡及山頂附近，也有可能發生在山谷區域。

我們將可能發生強降水的位置以示意圖（圖 10）來表示，圖中標示的 R1、R2、S1、S2、S3 及 V 區域為降水個案中曾經出現強降水的區域。研究結果顯示地形上游風向顯著影響大屯山區的降水分佈特徵。當地形上游風向偏北北東風時，降水顯著的區域發生在迎風面兩處的地形斜坡及山頂附近（即圖 10 之 R1、R2、S1、S2 及 S3 區域）且兩處降水局部最大值相近。當地形上游風向逐漸轉為與山谷走向（即地形上游風向為東北風）時，降水分佈出現戲劇性變化，降水局部最大值出現在山谷區域（即圖 10 之 V 區域）。對於此有趣的發現我們的猜測是—由於地形上游氣流可能會受到山區複雜地形的影響，使得氣流在接近磺嘴山及竹子山時出現分流的情形（如圖 10 之箭頭所示），而其中的兩隻分流便有機會在磺溪山谷附近輻合，有利於產生空氣上升運動，或有利於水汽往山谷區域集中，而加強山谷降水；我們可預期的是，當地形上游風向與山谷走向有較

大角度時，此山谷效應似乎就比較不容易發生。這些過程有賴未來山谷附近的密集觀測或高解析度數值模擬的進一步驗證。

對於地形上游環境氣象因子（即風速、混合比及靜力穩定度）與個案降水強度最大值的相關性，分析顯示風速與靜力穩定度的倒數皆與降水

強度有正相關。透過氣象因子組合的交錯統計相關分析，我們發現 $w_s \gamma N^{-1}$ 的物理量與 R_{MAX} 的相關性（相關係數為 0.51）最佳，顯示地形上游風速、混合比及靜力穩定度同時對於斜坡舉升凝結機制相當重要。未來我們將收集更多的東北季風降水個案，使統計分析結果能更具有代表性。

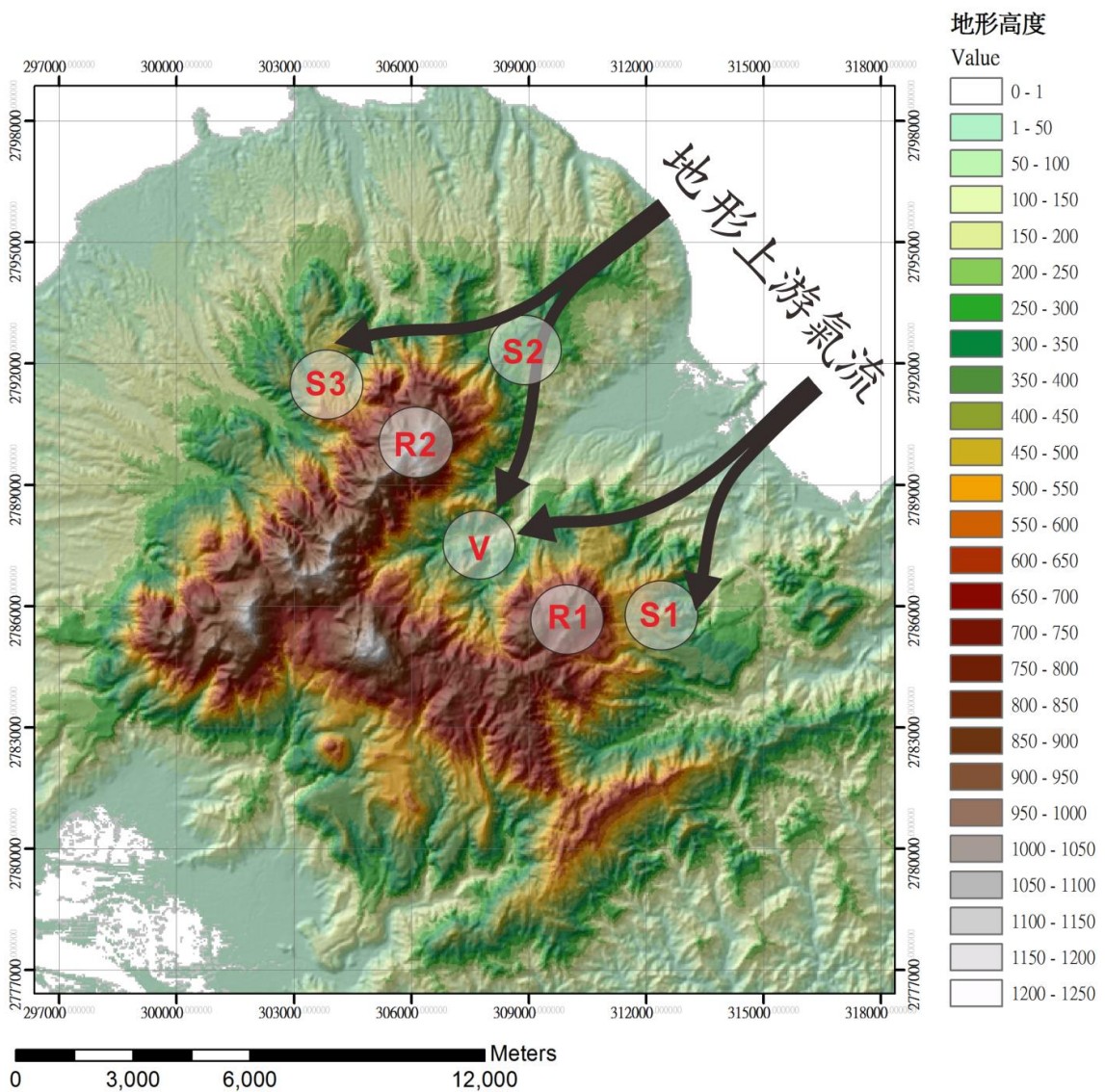


圖 10 強降水區域示意圖，色階為地形高度（單位為公尺，間距如圖右方所標示），比例尺標示於左下方。R1 及 R2 代表山頂區域，S1、S2 及 S3 代表斜坡區域，V 代表山谷區域。箭頭表示地形上游氣流接近地形之特徵。

誌謝

作者感謝陽明山國家公園管理處、空軍第一作戰管制中心、三芝區公所、金山區公所、蓬萊陵園、夢湖咖啡-廖元興先生、大屯國小、興華國小、平等國小、瑪陵國小、野柳國小、中泰國小、隆盛國小、長興國小、北港國小及碇內國小提供觀測場地及協助建置自動雨量站。感謝蔡嘉倫博

士及李方婷、謝佩蓉、陳文軒、林孝儒、李偉婷及廖振勝協助建置及維護大屯山區密集降雨觀測系統。作者感謝審查委員的細心閱讀，並提出寶貴的建議，使論文完稿在品質及內容上更為充實完整。氣象雷達及部分地面雨量觀測資料由中央氣象局提供。本研究由國科會 NSC100-2628-M-034-001-MY3 與 NSC102-2111-M-034-005 支助進行。

附錄

大屯山區密集降雨觀測系統之雨量站資訊

站名	經度(TWD97)	緯度(TWD97)	海拔高度(m)	架設環境
文化大學	121° 32' 23.20" E	25° 08' 10.30" N	392	屋頂
大屯國小	121° 30' 14.50" E	25° 09' 19.80" N	327	屋頂
磺嘴山	121° 36' 13.50" E	25° 10' 33.90" N	916	空地
界碑	121° 35' 40.16" E	25° 11' 54.65" N	218	空地
鹿角坑	121° 34' 04.38" E	25° 11' 30.22" N	342	草叢
三芝鄉	121° 32' 09.53" E	25° 13' 30.61" N	414	空地
小油坑	121° 32' 51.55" E	25° 10' 41.29" N	812	空地
興華國小	121° 30' 05.19" E	25° 12' 13.46" N	273	屋頂
平等國小	121° 34' 35.98" E	25° 07' 46.18" N	435	屋頂
竹子山	121° 33' 40.00" E	25° 12' 54.80" N	993	草叢
竹篙山	121° 34' 22.30" E	25° 09' 29.51" N	829	草叢
溪底	121° 36' 24.10" E	25° 08' 40.20" N	389	空地
野柳國小	121° 41' 22.50" E	25° 12' 21.00" N	29	屋頂
中泰國小	121° 29' 04.30" E	25° 13' 27.80" N	180	屋頂
金山	121° 37' 03.80" E	25° 15' 46.50" N	241	屋頂
嵩山	121° 33' 09.00" E	25° 12' 02.20" N	863	草叢
瑪陵國小	121° 41' 23.60" E	25° 06' 35.30" N	40	屋頂
隆聖國小	121° 41' 38.10" E	25° 09' 23.00" N	82	屋頂
北港國小	121° 38' 40.00" E	25° 05' 20.30" N	66	屋頂
長興國小	121° 42' 48.90" E	25° 05' 31.70" N	34	屋頂
夢湖	121° 38' 09.40" E	25° 07' 41.90" N	300	草叢
蓬萊陵園	121° 36' 58.70" E	25° 12' 17.40" N	322	屋頂
碇內國小	121° 45' 10.10" E	25° 05' 51.80" N	51	屋頂

參考文獻

- 李金萬與陳泰然, 1983: 台灣北部地區 1980 年 11 月 19 日異常降水個案研究。 *大氣科學*, **10**, 25-38。
- 紀博庭、陳台琦及呂崇華, 2008: 雙偏極化雷達觀測參數反求雨滴粒徑分佈以及降水估計。 *大氣科學*, **36**, 21-42。
- 陳泰然、王子軒及黃心怡, 2012: 宜蘭地區梅雨季鋒後大豪雨之中尺度特徵探討。 *大氣科學*, **40**, 407-426。
- 、李金萬及劉廣英, 1980: 冬季東北季風影響下之臺灣北部異常降水之初步研究。 *大氣科學*, **7**, 73-84。
- 、黃心怡及王子軒, 2013: 臺灣東部地區梅雨季鋒後超大豪雨之個案研究。 *大氣科學*, **41**, 21-42。
- 與廖珮娟, 2011: 台灣地區冬季鋒面系統之天氣特徵研究。 *大氣科學*, **39**, 147-175。
- 張耀升, 2004: 宜蘭地區豪雨個案之研究。國立中央大學大氣科學物理研究所博士論文, 162 頁。
- 黃文亭與陳泰然, 2002: 台灣北部地區冬季劇烈天氣事件的診斷分析研究。 *大氣科學*, **30**, 217-239。
- 廖信豪與陳台琦, 2013: X 波段雷達定量降水估計研究-SoWMEX/TiMREX 期間 IOP8 個案。 *大氣科學*, **41**, 65-89。
- 蔡嘉倫與游政谷, 2006: 台灣北部冬季地形降水之雷達觀測研究。 *天氣分析與預報研討會*, 台北, 1-14。
- 賴曉薇, 2002: 台灣北部冬季豪雨個案之診斷研究。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文, 93 頁。
- 與周仲島, 2004: 台灣北部冬季豪雨個案研究-東風擾動的結構、演變與降水的關係。 *大氣科學*, **32**, 23-39。
- Battan, L. J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*, Univ. of Chicago Press, Chicago, 793 pp.
- Browning, K. A., F. F. Hill, and C. W. Pardoe, 1974: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **100**, 309-330.
- Chien, F.- C., and H.- C. Kuo, 2011: On the extreme rainfall of Typhoon Morakot (2009). *J. Geophys. Res.*, **116**, D05104, doi: 10.1029/2010JD015092.
- Colby, F. P., Jr., 1984: Convection initiation as a predictor of convection during AVE-SESAME II. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2239-2252.
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367-374.
- Fang, X., Y.- H. Kuo, and A. Wang, 2011: The impacts of Taiwan topography on the predictability of Typhoon Morakot's record-breaking rainfall: A high-resolution ensemble simulation. *Wea. Forecasting*, **26**, 613-633.
- Hill, F. F., K. A. Browning, and M. J. Bader, 1981: Radar and raingauge observations of

- orographic rain over south Wales. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 643-670.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*, Academic Press, 573 pp.
- Huang, C.- Y., C.- S. Wong, and T.- C. Yeh, 2011: Extreme rainfall mechanisms exhibited by Typhoon Morakot (2009). *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **22**, 613-632.
- Queney, P., 1948: The problem of airflow over mountains. A summary of theoretical results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **29**, 16-26.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **75**, 41-56.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87-230.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- Wu, 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.
- Xie, B., and F. Zhang, 2012: Impacts of typhoon track and island topography on the heavy rainfalls in Taiwan associated with Morakot (2009). *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3379-3394.
- Yang, M.-J., D.-L. Zhang, and H.-L. Huang, 2008: A modeling study of Typhoon Nari (2001) at landfall. Part I: Topographic effects. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3095-3115.
- Yeh, H.-C., and G. T.-J. Chen, 2004: Case study of an unusually heavy rain event over Eastern Taiwan during the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 320-336.
- Yu, C.- K., and L.- W. Cheng, 2008: Radar observations of intense orographic precipitation associated with Typhoon Xangsane (2000). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 497-521.
- Yu, C.- K., and L.- W. Cheng, 2013: Distribution and mechanisms of orographic precipitation associated with Typhoon Morakot (2009). *J. Atmos. Sci.*, **70**, 2894-2915.
- Yu, C.- K., and L.- W. Cheng, 2014: Dual-Doppler-derived profiles of the southwesterly flow associated with southwest and ordinary typhoons off the southwestern coast of Taiwan. *J. Atmos. Sci.*, in press.

Study of Intensive Rainfall Observations over Da-Tun Mountains: Distribution of Orographic Precipitation during the Northeasterly Monsoon

Lin-Wen Cheng¹ and Cheng-Ku Yu²

¹ **Graduate Institute of Earth Science, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan**

² **Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan**

(manuscript received 25 April 2014 ; in final form 28 May 2014)

ABSTRACT

Mt. Da-Tun Rain gauge network (DTRGN) had been initially constructed in 2010. Given very few rainfall stations over mountains, they usually cannot capture the detailed distributions of orographic precipitation. Mt. Da-Tun (DT) is located nearby the northern coast of Taiwan and frequently produces the rainfall maximum in the typhoon environments and during the northeasterly monsoon season. Therefore, this study had deployed automatic rain-gauge stations over DT, which can provide high temporal and spatial resolution of surface rainfall measurements over this barrier. The rain-gauge stations of DTRGN are mostly located over the potentially concentrated rainfall area such as those near the mountain crest and windward slopes.

In this study, eighteen winter rainfall events associated with northeasterly monsoon flow during the period from January 2011 to February 2013 were chosen for detailed analysis. The primary focus of this study is on investigating the detailed aspects of the intense orographic precipitation over DT. NCEP-FNL data was also used in this study to describe the upstream conditions. This study also attempts to explore the relationship between upstream conditions and precipitation distributions. Upstream conditions associated with the studied events were characterized by nearly neutral convective instability, large Froude number, and moist northeasterly oncoming flow, implying the importance of orographically forced lifting on the development of precipitation. The analysis results show that the precipitation over mountains has considerable variations within a few kilometers. Local maxima of orographic precipitation were observed to occur over the windward slopes, near the mountain crest, and even the valley region. Our analyses indicate that the degree of the

precipitation enhancement over valley depends strongly on the wind direction of upstream oncoming flow. Examination of the correlation between upstream meteorological factors (wind speed [w_s], mixing ratio [γ], and static stability [N]) and the maximum of rainfall intensity (R_{MAX}) over mountains indicates that R_{MAX} exhibits a general trend to increase with w_s and N^{-1} . Further statistical analysis indicates that $w_s\gamma N^{-1}$ and R_{MAX} have best correlation. The results from the study represent good references to the future forecast or research of winter orographic rainfall in Taiwan.

Key Words: Orographic precipitation, Northeasterly monsoon rainfall

