中國文化大學地學研究所大氣科學組

碩 士 論 文

北臺灣地形對颱風降水分佈及強度之影響：象神颱風雷達觀測研究

指導教授：游政谷 博士
研 究 生：鄭凌文 撰

中華民國 95 年 6 月

摘要

本研究主要是以北台灣都卜勒雷達資料(氣象局五分山及民航局中正機場雷達)分析2000年象神颱風個案，探討颱風外圍環流與地形之間交互作用所產生的地形降水。分析顯示大屯山與五分山群自10月31日2000 UTC地形上游之風場轉向東北風開始，皆發生顯著的地形降水，持續約10小時，北部山區降水超過400釐米。強降水回波持續滯留於大屯山迎風面的山腰(接近山頂)，以及五分山群的山頂(延伸至背風面)，且兩山區的強降水(大於40 dBZ)頻率極大值位於地形引發的垂直速度(大於1 m s^{-1})頻率極大值之下游區，顯示地形抬舉對降水加強的重要性。

另一方面，降水回波分析更顯示出大屯山與五分山群的降水回波垂直結構不同。大屯山強降水回波(大於 40 dBZ)發展高度侷限在地面至 2~3 公里且雷達回波強度與地形上游風速成正相關，暗示大屯山區的地形降水過程與地形斜坡強迫舉升凝結機制較為有關。五分山群低層雷達回波強度與地形上游的氣流有顯著關係，但降水回波最強位置與地形上游的氣流並無明顯相關，並具有對流性降水的特徵，而且五分山群有受到颱風外圍雨帶移入影響。另外，大屯山區主要降水位置與 Froude number 之大小密切相關，而五分山群主要降水位置與 Froude number 的關係則較不顯著，此差異亦暗示著大屯山與五分山群之地形降水過程不同。

誌謝

本研究論文之完成，首先要感謝恩師 游政谷博士這兩年來的指導與督促，在研究過程中給予學生各方面的協助，使庇下在學識上及工作態度上皆有所長進，在此致上最誠懇的謝意！

感謝台灣大學 周仲島老師及中央大學 廖宇慶老師兩位口試委員的寶貴建議，使本研究論文更加完整。研究過程中，感激張保亮學長及鳳雷學長提供的雷達解碼程式及熱心的幫助，對於我的研究有莫大的幫助。資料方面，感謝台大大氣研究資料庫的楊明錚先生提供雷達資料、地面觀測資料及探空資料，台灣地形高度資料的取得要感謝本系 曾鴻陽老師、地理系 高慶珍老師、地理系林嘉銘同學及學弟嘉倫的幫忙。研究方面的技術，得要感謝聿正學長、哲佑、昀瑱及淡容學妹毫無保留的傳授。校稿方面則要感謝助理韶砡的協助。

在學習過程中，要感謝系上所有老師的教導，在這匆匆的兩年碩士生涯中，所幸有貼心的國娟學姐照顧、什麼都會的品峻學長電腦技術上經驗分享、好人東政學長電腦硬體方面的幫助，以及系上所有學長姐的關懷，讓我感受到文化大氣系的溫暖。怡蕙、小花貓昭安、金門紹欽、奕霖、哲佑、和修同學(依年齡大小排序)不論是在學習還是休閒娛樂上，都是一等一的好伙伴，謝謝你們陪我一起度過這段美好的日子。

衷心感激我的父母，由於他們多年來無怨無悔的付出與支持，使得我在求學的過程沒有後顧之憂，特別是女友鄧麗君不時的電話關懷，讓我在研究時倍感窩心。最後再次感謝所有幫助過我的貴人，本論文絕非我一人之力所能夠完成，在此謹將這份成果獻給大家。

目錄

摘要.....I
誌謝.....II
目錄 III
圖表說 IV
第一章　前言.....1
（一）文獻回顧.....1
（二）研究動機.....3
（三）研究目的.....3
第二章　資料及研究方法.....5
（一）資料.....5
1.資料來源.....5
2.都卜勒雷達之特性與處理.....5
(1)五分山都卜勒雷達.....5
(2)中正機場都卜勒雷達.....6
3.數值地形資料介紹與處理.....7
(1)數值地形資料介紹.....7
(2)數值地形資料的處理.....7
（二）雙都卜勒風場合成.....8
第三章　個案描述.....10
（一）綜觀條件.....10
（二）山區降水回波隨時間變化.....11
第四章　地形降水之分佈與強度.....14
第五章　地形上游條件與地形降水的相關.....19
（一）地形上游風速(cross-barrier flow) 19
（二）Froude number.....22
第六章　結論與未來展望.....27
參考文獻.....29

圖表說

表 1　雙都卜勒風場合成之資料時間點。

圖 1.1　各種地形降水基本型態之示意圖。(a)種雲播雲機制(Seeder-feeder mechanism)；(b)地形斜坡強迫舉升凝結(Upslope forcing)；(c)地形斜坡激發機制(Upslope triggering)；(d)地形上游減速激發機制(Upstream triggering)；(e)熱力激發機制(Thermal triggering)；(f)背風面輻合激發機制(Lee-side triggering)；(g)背風面重力波加強機制 (Lee-side enhancement by gravity waves) (圖摘取自 Houze 1998)。

圖1.2　MAP IOP2b期間 (1999年9月19日1300到21日0100 UTC)S-Pol雷達觀測之(a)平均雷達回波 (色階，單位為 dBZ)，(b)平均徑向風場 (色階，單位 m s^{-1}，正值表示遠離雷達)。下方綠色區域代表地形高度，單位為km (圖摘取自Medina and Houze 2003)。

圖1.3　MAP IOP2b 個案，由MM5模式所得之模式雷達回波 (灰階，單位為 dBZ，標示於圖右方)、相當位溫 (實線，單位為 k)與風場 (vectors)剖面圖，下方白色區域為地形高度 (單位為公里，標示於圖左方)，時間為1999年9月20日0600 UTC (圖摘取自Chiao et al. 2004)。

圖1.4　MM5模擬理想化情況下，山半寬50公里，累積6-12小時降水(單位為mm) 與山頂距離 (km)之關係，(a)地形上游風速10 m s^{-1}，(b)地形上游風速20 m s^{-1}，(c)地形上游風速30 m s^{-1}，地形剖面以粗灰線標示於(a)，曲線表示不同地形高度(標示於圖右方)所造成的累積雨量分佈，曲線上方的數字表示最小地面風速與周圍地面風速的比值，Mm(圖右側的數字)表示Froude number的倒數 (圖摘取自Colle 2004)。

圖1.5　MM5模擬理想化情況下，累積雨量(6-12小時)與風速(單位為m

s^{-1}，不同風速以不同曲線表示，標示於圖左上方)之相關，(a)靜力穩定度為1×10^{-2} s^{-1}，山半寬為50公里，結冰高度為750mb，(b)靜力穩定度為5×10^{-3} s^{-1}，山半寬為50公里，結冰高度為750mb，(c)靜力穩定度為1×10^{-2} s^{-1}，山半寬為25公里，結冰高度為750mb，(d)靜力穩定度為1×10^{-2} s^{-1}，山半寬為50公里，結冰高度為500mb，(e)靜力穩定度為1×10^{-2} s^{-1}，山半寬為50公里，結冰高度為1000mb，地形高度皆為1500公尺，標示於橫軸300 km處的虛線為山頂的位置，圖中灰色的箭頭表示每增加5 m s^{-1}時，降水增加最多的地區連線 (圖摘取自Colle 2004)。

圖2.1　地形上游平均風場之選取範圍 (圖中紅線所圍住的區域)，等值線為兩個雷達 (中央氣象局五分山雷達與民航局中正機場雷達)電磁波波束相交角度 (Cross-beam angle，單位為度)。

圖3.1　2000年象神(編號第20號)颱風路徑圖，颱風中心定位每隔6小時一點，時間為UTC (資料來源：中央氣象局)。

圖3.2　十二小時累積雨量圖，色階為累積雨量 (單位為公厘)，自10月31日0000 UTC到10月31日1200 UTC (資料來源：中央氣象局)。

圖 3.3　同圖 3.2，但為 10 月 31 日 1200 UTC 到 11 月 1 日 0000 UTC 之累積。

圖 3.4　同圖 3.2，但為 11 月 1 日 0000 UTC 到 11 月 1 日 1200 UTC 之累積。

圖3.5　(a)11月1日0000 UTC之板橋斜溫圖，(b)同(a)，但由於板橋探空站位於大屯山背風側，且大屯山的高度約為1000公尺，因此將板橋探空1公里以下的資料剔除，使用地形上游的基隆地面觀測站之觀測資料來代替，藉此描述地形上游的大氣環境條件，右側風標為水平風隨高度變化 (half-bar = 2.5 m s^{-1}，full bar = 5 m s^{-1})。

圖 3.6　(a)位溫(θ，單位為 k)與相當位溫(θe，單位為 k)隨高度之變化，

時間為 11 月 1 日 0000 UTC，(b)同(a)，但由於板橋探空站位於大屯山背風側，且大屯山的高度約為 1000 公尺，因此將板橋探空 1 公里以下的資料剔除，使用地形上游的基隆地面觀測站之觀測資料來代替，藉此描述地形上游的大氣環境條件。

圖 3.7　五分山PPI (1.4 度仰角)雷達觀測之 (a)雷達回波圖 (色階，單位為dBZ)及 (b)徑向風場 (色階，單位為m s-^{1})，時間為 10 月 31 日 2029 UTC，等值線為地形高度 (單位為公尺，間距為 300 公尺)。

圖 3.8　同圖 3.7，但時間為 11 月 1 日 0329 UTC，圖中 ϕ 表示颱風弱回波中心。

圖3.9　雷達回波隨時間變化之區域選取範圍，兩選取區域皆長110公里，寬20公里，角度30度 (正北為0)，色階為地形高度 (單位為公尺，間距為300公尺，如圖上所標示)。

圖3.10　大屯山區域之平均雷達回波隨時間的變化，色階為平均雷達回波 (單位為dBZ，間距如圖上所標示)，下方風標表示地形上游兩公里以下平均風場(區域選取範圍已於第二章，圖2.1說明)逐時變化 (half-bar = 2.5 m s^{-1}，full bar = 5 m s^{-1}，flag = 25 m s^{-1})，右側棕色區域表示地形高度 (單位為公尺)。時間自10月31日1500 UTC至11月1日0600 UTC。

圖 3.11　同圖 3.10，但為雪山區域之平均雷達回波隨時間的變化。

圖 3.12　同圖 3.11，但時間自 11 月 1 日 0000 UTC 至 11 月 1 日 0400 UTC。

圖 4.1　(a)十小時累積雷達回波圖(PPI 1.4 度仰角)，色階為累積雷達回波 (單位為 dBZ，間距如圖上所標示) ，黑色等值線表示地形高度 (單位為公尺)，間距為 300 公尺。累積時間自 10 月 31 日 2000 UTC 至 11 月 1 日 0600 UTC，共十小時。 (b)同 (a)，深灰色區域表示電磁波會受地形阻擋區域。

圖4.2　十小時累積雨量圖，累積時間自10月31日2000 UTC至11月1日0600 UTC，共十小時。並去除十小時累積雨量小於1 mm 的

測站資料，以濾除錯誤的雨量資料，再以Cressman (1959)的權重函數將其轉為網格資料繪製而成，色階表示累積雨量 (單位為公釐)，間距如圖上所標示，黑色等值線表示地形高度 (單位為公尺)，間距為300公尺。

圖4.3　北台灣測站分佈圖，色階為地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，圖中符號所代表的測站類型於圖左上方說明，紅線所圍住的範圍為本研究之主要研究區域。

圖4.4　局部十小時累積雷達回波，色階為地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，等值線為累積雷達回波 (單位為dBZ，間距為150 dBZ)。累積時間自10月31日2000 UTC至11月1日0600 UTC，共十小時。

圖4.5　(a)雷達回波大於40 dBZ之雷達回波頻率分佈，色階為地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，等值線為雷達回波頻率 (間距為10%)。分析時間自10月31日2000 UTC至11月1日0600 UTC，共十小時。(b)同 (a)，加上區域雷達回波垂直分佈分析選取區域 (紅線所圍住之範圍)，如圖上所標示共分D1、D2和W三區域。

圖4.6　(a)D1區域之平均雷達回波隨時間之垂直分佈，色階為平均雷達回波 (單位為dBZ，間距如圖上所標示)，棕色實線為低層(1.4度仰角)平均雷達回波 (單位為dBZ，間距如圖右側所標示)，下方風標表示地形上游兩公里以下平均風場(區域選取範圍已於第二章，圖2.1說明)每半小時的變化 (half-bar = 2.5 m s^{-1}，full bar = 5 m s^{-1}，flag = 25 m s^{-1})。(b)同 (a)，但為D2區域。(c)同 (a)但為W區域。

圖 4.7　地形引發之垂直速度 (大於 1 m s^{-1})頻率與北台灣地形高度之相關，圖中色階為地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，等值線即為地形引發之垂直速度 (大於 1 m s^{-1})頻率，間距為 30%。

圖 4.8　雷達回波 (大於 40 dBZ)頻率與地形引發之垂直速度 (大於 1

m s^{-1})頻率之相關，色階為雷達回波頻率 (頻率間距為 10%，間距如圖上所標示)，等值線為地形引發之垂直速度 (大於 1 m s^{-1})頻率，間距為 30%。

圖4.9　降水粒子軌跡反推，(a)圖表示D1區域的降水粒子反推，(b)圖表示D2區域的降水粒子反推。棕線即為反推之軌跡線，共20條，詳細的反推方法於文中敘述。色階表示地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，等值線為地形引發之垂直速度 (大於1 m s^{-1})頻率，間距為30%。

圖5.1　三區域之垂直剖面選取範圍，分別對大屯山之D1與D2各取一條剖面，五分山群則選取16條剖面(每條剖面相距1公里)之雷達回波平均以代表五分山群的雷達回波垂直剖面，剖面長度為30公里。色階表示地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)。

圖5.2　D1剖面區段平均雷達回波圖，(a) Cross-Barrier Flow介於10到15 m s^{-1}區段之間的平均雷達回波剖面，(b)同(a)，但介於15到20 m s^{-1}，(c)同(a)，但介於20到25 m s^{-1}，(d)同(a)，但介於25到30 m s^{-1}，(e)同(a)，但介於30到35 m s^{-1}，圖中色階為雷達回波(單位為dBZ，間距如圖上所標示)，等值線為大於40 dBZ之雷達回波(單位為dBZ，間距為1 dBZ)，左下角標示Cross-Barrier Flow (跨山氣流分量)的區段，右下角標示該區段的剖面數，Averaged Cross-Barrier Flow表示該區段內所有剖面的跨山氣流分量之平均值，圖下方的棕色區域為地形剖面。

圖 5.3　同圖 5.2，但為 D2 剖面區段平均雷達回波圖。

圖 5.4　W剖面區段平均雷達回波圖，(a) Cross-Barrier Flow介於 0 到 5 m s^{-1}區段之間的平均雷達回波剖面，(b)同(a)，但介於 5 到 10 m s^{-1}，(c)同(a)，但介於 10 到 15 m s^{-1}，(d)同(a)，但介於 15 到 20 m s^{-1}，(e)同(a)，但介於 20 到 25 m s^{-1}，圖中色階為雷達回波(單位為dBZ，間距如圖上所標示)，等值線為大於 40 dBZ 之雷達回波(單位為dBZ，間距為 1 dBZ)，左下角標示

Cross-Barrier Flow (跨山氣流分量)的區段，右下角標示該區段的剖面數，Averaged Cross-Barrier Flow表示該區段內所有剖面的跨山氣流分量之平均值，圖下方的棕色區域為地形剖面。

圖 5.5　底層(750 公尺高度)雷達回波最大值的位置(相對於地形)與跨山氣流分量大小(Cross-Barrier Flow)之相關，(a)為大屯山 D1 剖面，(b)為大屯山 D2 剖面，(c)為五分山群 W 剖面。圖中色階為底層雷達回波 (單位為 dBZ，間距如圖上所示)，圖下方的棕色區域為地形剖面，黑實線為雷達回波最大值位置的連線。

圖5.6　D1剖面區段平均雷達回波圖，(a) Froude number介於1到1.5區段之間的平均雷達回波剖面，(b)同(a)，但介於1.5到2，(c)同(a)，但介於2到2.5，(d)同(a)，但介於2.5到3，圖中色階為雷達回波(單位為dBZ，間距如圖上所標示)，等值線為大於40 dBZ之雷達回波(單位為dBZ，間距為1 dBZ)，左下角標示Froude number的區段，右下角標示該區段的剖面數，Averaged Cross-Barrier Flow表示該區段內所有剖面的跨山氣流分量之平均值，圖下方的棕色區域為地形剖面。

圖 5.7　同圖 5.6，但為 D2 剖面區段平均雷達回波圖。

圖 5.8　W 剖面區段平均雷達回波圖，(a)Froude number 介於 0 到 0.5 區段之間的平均雷達回波剖面，(b)同(a)，但介於 0.5 到 1，(c)同(a)，但介於 1 到 1.5，(d)同(a)，但介於 1.5 到 2，(e)同(a)，但介於 2 到 2.5，(f)同(a)，但介於 2.5 到 3，(g)同(a)，但介於 3 到 3.5，圖中色階為平均雷達回波(單位為 dBZ，間距如圖上所標示)，等值線為大於 40 dBZ 之雷達回波(單位為 dBZ，間距為 1 dBZ)，左下角標示 Froude number 的區段，右下角標示該區段的剖面數，Averaged Cross-Barrier Flow 表示該區段內所有剖面的跨山氣流分量之平均值，圖下方的棕色區域為地形剖面。

圖5.9　底層(750公尺高度)雷達回波最大值的位置(相對於地形)與

Froude number大小之相關，(a)為大屯山D1剖面，(b)為大屯山D2剖面，(c)為五分山群W剖面。圖中色階為底層雷達回波 (單位為dBZ，間距如圖上所標示)，圖下方的棕色區域為地形剖面，黑實線為雷達回波最大值位置的連線。

圖5.10 (a)Froude number與Dp (降水回波最大值的位置與山頂之距離)之相關；(b) Froude number與Dp/hw (降水回波最大值的位置與山頂之距離除以山半寬，山半寬以剖面的第一個迎風面寬度決定，D1剖面與D2剖面之hw皆為8公里，W剖面則為4公里)之相關，實線代表D1剖面，點線代表D2剖面，破折線代表W剖面，其線性迴歸線由最小平方法求得。

第一章　前言

地形降水這個科學議題早在三、四十年前國外就已經開始有研究，然而在山區常常缺乏觀測資料，我們對於地形附近降水分佈強度及其確切過程仍存在相當大的不確定性(Smith 1979)。對台灣而言，中央氣象局在台灣設置四百座左右的自動觀測雨量站，然而因為台灣地形險峻，導致地形附近的觀測站較為稀疏，故觀測資料的空間解析度較為不足。不過慶幸的是，台灣近期已建置都卜勒雷達觀測網，這讓我們有難得機會去研究地形附近降水的中尺度分佈與結構，以至於它所伴隨的物理過程。透過雷達徑向風場的資訊，更有助於我們對於氣流與地形交互作用的了解。

(一)　文獻回顧

Houze(1998)將地形降水機制(如圖 1.1 所示)簡略分為(a)種雲播雲機制(Seeder-feeder mechanism)；(b)地形斜坡強迫舉升凝結機制(Upslope forcing)；(c)地形斜坡激發機制(Upslope triggering)；(d)地形上游減速激發機制(Upstream triggering)；(e)熱力激發機制(Thermal triggering)；(f)背風面輻合激發機制(Lee-side triggering)；(g)背風面重力波加強機制 (Lee-side enhancement by gravity waves)。上述的各種地形降水機制發生於不同的大氣環境條件及地形地貌。然而，除了大氣環境及地形外貌會影響地形降水的分佈及強度之外，常常有其他因素讓地形降水過程變得更為複雜，例如鋒面、颱風、強綜觀系統等影響(動力複雜)；對流或熱力環流產生，影響地形降水(熱力複雜)。因此地形降水是個非常具有挑戰性的一個科學議題。

過去已有非常多的研究針對地形降水科學議題進行了解。如Medina and Houze(2003)透過中尺度阿爾卑斯山計劃中的IOP2b個案，研究低層噴流與地形交互作用所產生的地形降水，該個案為對流不穩定的環境且在山區迎風面造成相當程度的水災。透過個案期間的平均雷達回波垂直剖面(圖 1.2a)顯示在迎風面第一個山頂上觀測到有

強降水回波的存在。而平均徑向風場垂直剖面(圖 1.2b)顯示該個案期間有平均 10 m s^{-1}以上的地形上游風往阿爾卑斯山南面吹拂，顯示此個案山區的降水過程與低層噴流與地形之間的交互作用有關。Chiao et al.(2004)亦透過MM5 模擬研究相同個案，在地形斜坡上也模擬出強降水回波的產生(圖 1.3)。他們也透過敏感度測試，指出地形效應於此個案中的重要性。Colle(2004)利用MM5 模式研究在理想化情況下，不同寬度與高度的鐘型山脈與不同的地形上游風速所引發的地形降水分佈與強度的差異。研究指出地形降水的強度及分佈不僅會受上游風速及地形外貌的改變而變化(圖 1.4)，也會因為環境條件(如結冰高度與靜力穩定度)的改變，而造成降水強度及分佈的差異(圖 1.5)，而降水強度及分佈的差異並非單純的線性關係，顯示其複雜性。

地形與綜觀天氣系統的交互作用常引發劇烈的強風或豪雨(Kuo and Chen 1990；Bond et al. 1997；Bougeault et al. 2001)。而台灣地形高聳複雜，對於降水的分佈有顯著影響。從過去許多個案研究顯示梅雨與颱風季節所發生的豪雨或強風常與台灣地形有所關聯(Lin 1993; 林與郭 1997; Li and Chen 1998；廖 2005)，其中又以颱風所造成災害最為嚴重。數值模擬研究亦顯示侵台颱風所伴隨的劇烈降水與地形效應密切相關(Wu and Kuo 1999)。

根據過去的研究顯示(李與蔡 1995；范 2000；張 2000；Wu et al. 2002；顏 2003)地形對於颱風降水的影響大致可分為兩方面：其中之一為地形會影響颱風路徑，並間接改變各地區的降水分佈；另外就是颱風環流在地形迎風面上受到抬舉，造成舉升凝結並增加該處降雨量。所以在一複雜的地形上，因颱風所產生的降水可基本分為兩類，一是伴隨颱風環流的降水，一是環流(包括外圍環流)與地形交互作用所產生的降水。伴隨颱風環流的降水雨帶通常會有明顯的移動，而颱風環流與地形交互作用所產生的地形降水常常接近滯留，所以造成的災害可能更為嚴重。

(二) 研究動機

從先前所提及的觀測與模擬研究顯示地形對颱風降水有相當程度的影響，過去的研究常著重於降水分佈與颱風路徑的相關性(王等 1985；Chang et al. 1993；謝等 2000)，而且這些研究主要是以傳統地面雨量觀測資料分析為主。透過高空間與時間解析度的雷達觀測資料，我們可以進一步了解地形降水的中小尺度結構與其可能的物理過程。

對於地形效應對颱風降雨分佈的影響，目前我們的了解甚少，而在颱風的環境下，我們對於地形降水機制的認知亦不足。雖然李與蔡(1995)和張(2000)皆有指出颱風環境下地形降水的基本特徵(如位於斜坡上的地形雨帶近似滯留，且多為對流的降水回波型態)，但是這些過去的研究對於產生地形降水的物理過程並沒有深入探討。由於颱風環境下之地形降水機制存在相當大的不確定性，導致現今颱風環境下的降水強度及分佈難以準確預報。而透過更多的觀測研究，可以增進我們對於當中降水過程的了解，進而改善降水預報的準確性。

(三) 研究目的

本研究主要針對 2000 年象神颱風個案進行個案分析。由於象神颱風未登陸台灣，而且其颱風結構未受地形顯著破壞，外圍環流的風向及強度沒有快速劇烈改變，因此利用這樣的個案研究颱風外圍環流與地形交互作用所產生的地形降水將會比登陸颱風個案更為單純。又由於地形降水分佈強度與地形上游低層風場之關係密切，所以透過中央氣象局五分山都卜勒雷達與民航局中正機場雷達反演地形上游的風場，對此研究的幫助非常大。所以，本研究主要目的是利用雷達資料來詳細分析颱風環流與地形交互作用所產生的地形降水，藉此來探討北台灣地形對於颱風降水的強度及分佈的影響，並嘗試釐清當中的物理機制，期望能夠藉由詳細的觀測分析，了解地形對颱風降水分佈的影響，並且拓展我們對於颱風環流與地形交互作用所產生地形降水

的知識。

本文第二章說明本研究所使用的資料來源與處理方法，並介紹雙都卜勒雷達風場合成的方法。第三章主要是對象神颱風做概括性描述，包括大氣環境條件、颱風路徑、雨量分佈等等。第四章為由五分山雷達回波資料詳細分析北台灣降水回波分佈特性，並由雙都卜勒雷達合成風場進一步分析地形降水的可能機制。第五章則更進一步評估地形上游環境條件對於降水分佈的影響。並將主要的研究結果整理於第六章。

第二章　資料及研究方法

(一)資料

1.資料來源

(1)中央氣象局：五分山都卜勒雷達(RCWF)資料，每六分鐘一筆體積掃瞄(Volume scan)的雷達回波場及徑向風場資訊。地面逐時雨量資料，包括局屬地面觀測站及自動站。板橋探空資料，十二小時一筆。

(2)民用航空局：中正機場都卜勒雷達(CKS)資料，每十五或三十分鐘一筆體積掃瞄(Volume scan)的雷達回波場及徑向風場資料。

(3)中央大學太空及遙測中心：Digital Terrain Model(DTM)，數值地形資料。

2.都卜勒雷達之特性與處理

(1)五分山都卜勒雷達

五分山雷達為WSR-88D(Weather Surveillance Radar-1988 Doppler)型s波段(10 公分)都卜勒氣象雷達，雷達天線高度為 766 公尺，雷達的觀測資料包括降水回波強度、都卜勒徑向速度以及頻譜寬。雷達掃瞄觀測為順鐘向 360 度圓錐面掃瞄，並非由固定方位開始掃描，而每次觀測所得不同仰角的圓錐面資料組成完整的體積掃瞄，掃瞄策略為每 6 分鐘進行 9 個仰角的圓錐面掃瞄，分別為 0.4、1.4、2.3、3.3、4.2、6.0、9.8、14.5 及 19.5 度，掃瞄一層約費時 26~34 秒。雷達回波資料觀測範圍為 460 公里，徑向解析度為 1 公里，都卜勒徑向風以及頻譜寬資料範圍則為 230 公里，其徑向解析度為 0.25 公里，為配合在等高面上的網格資料處理，本研究將徑向風場資料解析度降為 1 km。五分山雷達的折錯速度在低層 6 個仰角的折錯速度為 26.55 m s^{-1}，而較高的 3 個仰角的折錯速度為 30.95 m s^{-1}。雷達回波強度之精確度介於-0.5 dBZ 至+0.5 dBZ 之間，儲存範圍為-40 dBZ 至 72 dBZ

之間；徑向風場的儲存範圍為-48 m s^{-1}至 48 m s^{-1}之間。

五分山雷達的資料處理流程步驟如下：1)將 level II 資料格式轉換成 UF(universal format)資料格式。首先將 level II 資料解壓縮之後，轉為兩組氣象局格式資料，分別為雷達回波以及都卜勒徑向速度資料，然後再將此兩組資料轉換成 UF 格式資料。2)將 UF data 轉換為 sweep data 並使用 NCAR soloii 軟體處理雷達回波場及風場資料。雷達回波場的處理主要是刪除海面雜波及地形雜波，即刪除 0.4 度仰角掃描中，因海面所造成的雷達回波，以及剔除因地形所造成的恆定回波(permanent echoes)。徑向風場方面，本研究個案中刪除雷達回波場值小於 0 dBZ 的資料點以及所對應的徑向風場資料。另外亦針對發生風速折錯的區域進行反折錯處理，最後再將處理完畢後的都卜勒雷達資料轉換回 UF 格式。

(2)中正機場都卜勒雷達

民航局中正機場雷達為一作業用雷達，雷達站高度為 27 公尺。觀測資訊包括降水回波強度、都卜勒徑向風場及頻譜寬資料。雷達掃瞄觀測為由正北為起點，順時針做 360 度圓錐面的掃描，並由低層到高層進行 10 個仰角的掃瞄，分別為 0.5、0.9、1.3、2.4、3.5、4.5、6.0、8.0、10.0 及 15.0 度，掃瞄一層約需要 25 秒，10 層之體積掃瞄約費時 4.2 分鐘。雷達回波資料觀測範圍為 240 公里，都卜勒徑向風以及頻譜寬資料範圍則為 120 公里，徑向解析度為 1 km，雷達回波強度儲存範圍為-40 dBZ至 72 dBZ之間。因為中正機場雷達採用雙PRF的處理技術，增加了最大風速的量測範圍，所以徑向風場的儲存範圍為-48 m s^{-1}至 48 m s^{-1}之間。

中正機場雷達的資料處理步驟如下：1)將原始資料轉換為UF data。2)將UF data 轉為sweep data並使用NCAR soloii軟體軟體處理風場資料。中正雷達資料風場處理主要為刪除徑向風速大於此個案中可能出現的風速極值，並且刪除相鄰四點的風切大於 10 m s^{-1}以上的風

場資料。因為中正雷達徑向風場的儲存範圍為-48 m s^{-1}至 48 m s^{-1}，所以在此個案較無風場折錯的問題。最後再將處理完畢後的都卜勒雷達資料轉換回UF 格式。

3.數值地形資料介紹與處理

(1) 數值地形資料介紹

台灣地區數值地形模型資料(DTM，Digital Terrain Model)為行政院農委會補助計畫「台灣地區數值地形模型資料」，由林務局農林航空測量所執行，製作完成之台灣地區數值地形模型資料(DTM)，轉存中央大學太空及遙測研究中心並負責保管。此 DTM 之地面解析度為 40 m*40 m，平面座標系統採用二度分帶橫麥卡脫投影(Two Degree Zone Transverse Mercator Projection 簡稱二度 TM 座標)。平面座標單位為公尺，高程(即高度)為釐米，原始資料以 ASCII 碼逐點儲存三維座標。

(2) 數值地形資料的處理

由於地形資料為 ASCII 碼儲存，資料儲存空間過於龐大，而為了節省資料儲存空間及增加資料讀取速度，所以將原始資料轉為 BINARY 格式，並且將垂直解析度降為公尺。此外，由於本研究需利用地形資料作計算，而為了節省電腦效能及減少電腦計算時間，特別另外輸出一組水平解析度為 1 km*1 km 的地形資料(垂直解析度仍為公尺)，以配合徑向解析度為 1 km 的都卜勒雷達資料。

本研究為配合此地形資料之座標系統，透過中央研究院計算中心 GIS 小組所開發的座標轉換計算程式，將所有經緯度資料(即海岸線資料與測站位置)統一轉換為 TWD67(Taiwan Datum 1967)大地基準之 TM 二度分帶座標(即以虎子山為三角測量基準)。下列為 TWD67 的相關介紹：

(i)參考橢球體採用 1967 年新國際地球原子如下：

長半徑: a =6378160 公尺，短半徑: b =6356774.7192 公尺，扁率: f =(a-b)/a=1/298.25。

(ii)大地基準點以南投埔里之虎子山起算：

經度 λ 為 120° 58′ 25.975″，緯度 φ 為 23° 58′ 32.340″，對頭拒山之方位角 α＝323° 57′ 23.135″。

(iii)高程(即高度)基準面：

台灣本島以基隆平均海水面起算，澎湖以馬公平均海水面起算。

(iv)地圖投影：

有關地籍測量及大比例尺測圖所應用之座標系統，係採用橫麥卡托投影經差二度分帶，台灣本島之中央子午線為 121°，座標原點為中央子午線與與赤道交點，且橫座標西移 250,000 公尺，中央子午線之尺度比率為 0.9999。

(二)雙都卜勒風場合成

雙都卜勒雷達風場合成分為兩步驟，1)利用 Reorder 將雷達徑向速度和雷達回波資料由極座標內插至水平解析度 1 km、垂直自 0.25 公里至 10 公里，共 40 層，解析度 0.25 km 的網格點座標。方法是透過 Cressman weighting function 以 1 km 為影響半徑作內插。2)使用 CEDRIC(Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesion)進行雙都卜勒風場合成，垂直速度場的獲得乃利用非彈性連續方程做垂直向下積分，利用變分法調節垂直速度場，再代入雷達方程求得水平風場。更詳細的雙都卜勒風場合成說明請參考林(2003)或高(2003)。

本研究的分析時間則是選取兩個雷達進行體積掃描最接近的時間，合成的三維風場資料的時間自 10 月 31 日 2000 UTC 到 11 月 1 日 0600 UTC，時間解析度為 30 分鐘，故共有 21 筆三維風場資料。詳細的雙都卜勒風場合成的雷達資料時間點如表 1 所示，基本上兩雷達的觀測時間差都在 1 分鐘以內。而地形上游的區域平均風場是將圖

2.1 紅線所圍住的範圍中的風場平均而得，可得到 40 層(自 0.25 公里到 10 公里，垂直間距為 0.25 公里)的地形上游的平均風，圖中等值線則是表示五分山雷達與中正機場雷達的電磁波波束交角(Cross-beam angle)，顯示本研究地形上游選取範圍大致上都在 30~100 度附近，即表示該處的雙都卜勒雷達風場合成之品質應相當不錯。

第三章　個案描述

(一)綜觀條件

象神颱風為 2000 年編號第 20 號的侵臺颱風，氣象局於 2000 年 10 月 30 日 1845 UTC 發佈陸上颱風警報，此時象神颱風中心位置在鵝鸞鼻南南西方約 460 公里之海面上。之後，象神颱風往北北東移動，在 10 月 31 日到 11 月 1 日(UTC)期間行經台灣東部並持續向北方移動，於 11 月 1 日 0600 UTC 往東北方遠離臺灣(圖 3.1)。由氣象局 12 小時累積雨量圖(圖 3.2)顯示 10 月 31 日 0000 UTC 到 10 月 31 日 1200 UTC 之間的雨量因為中央山脈阻擋，主要分佈在台灣東半部，而當時北部也已經有超過 150 釐米的雨量。強降水區域隨著颱風的北移而向北偏移，此時(10 月 31 日 1200 UTC 到 11 月 1 日 0000 UTC)雨量主要分佈在台灣北部、宜蘭以及花蓮一帶(圖 3.3)，累積降水高達 400 釐米。隨著颱風遠離台灣，台灣東部的雨量也逐漸減少，在 11 月 1 日 0000 UTC 到 11 月 1 日 1200 UTC 之間，主要的雨量分佈仍在台灣北部(圖 3.4)。

環境條件方面，11 月 1 日 0000 UTC的板橋斜溫圖(圖 3.5a)顯示象神颱風個案的大氣狀況為飽和(約 5.5 公里以下)，對流可用位能為 31.1 $m^2 s^2$，此時颱風中心約在花蓮東北東方約 60 公里的海面上。由於板橋探空站位於大屯山背風側，且大屯山的高度約為 1000 公尺，因此我們將板橋探空 1 公里以下的資料剔除，使用地形上游的基隆地面觀測站之觀測資料來代替，藉此描述地形上游的大氣環境條件(即圖 3.5b)。圖 3.5b顯示地形上游的大氣狀況仍接近飽和，對流可用位能為 45.9 $m^2 s^2$，圖 3.5a及圖 3.5b指出當時(11 月 1 日 0000 UTC)不論地形上游或下游之大氣皆接近飽和且對流可用位能小。由相當位溫隨高度的變化(圖 3.6a)顯示當時大屯山背風側(即地形下游處，板橋探空站位置)近地面為對流不穩定，其上至 0.7 公里高度則為對流中性，0.7 公里以上則為對流穩定狀態，而地形上游相當位溫隨高度的變化(剔

除板橋探空 1 公里以下的資料，使用地形上游的基隆地面觀測站之觀測資料代替，即圖 3.6b)顯示低層(約 1.4 公里以下)的大氣環境有輕微的對流不穩定度，1.4 公里以上則為對流穩定，整體上，地形上游及下游約 2.4 公里以下的對流穩定度都接近對流中性。靜力穩定度與 Froude number (Fr=U/NH，U；地形上游風速，N為乾靜力穩定度，H為地形高度)方面，由於北臺灣大部分的地形高度皆在一公里以下，故以板橋探空估計地形上游約一公里以下的平均靜力穩定度(即剔除板橋探空 1 公里以下的資料，以地形上游的基隆地面觀測站之觀測資料代替)，其大小約為 1.1×10^{-2} s^{-1}。地形高度為 1 公里的情況下，只要風速大於 11 m s^{-1}，Froude number便可超過 1，即氣流應可越山(Smith 1979)。

當颱風中心約在台東近海時，五分山雷達站就已經觀測到北部山區有強降水回波值存在(圖 3.7**a**)，其雷達回波值大部分高於 40 dBZ，部份可超過 45 dBZ。此時北臺灣沿海受象神外圍環流影響，風向約為東北風，且雷達徑向風可超過 20 m s^{-1}(圖 3.7b)。而 11 月 1 日 0329 UTC的五分山雷達回波圖(圖 3.8a)可清楚看到象神颱風弱回波中心(颱風弱回波中心以⊖符號標示)及颱風雨帶在東北外海，而強降水回波主在侷限在北台灣山區及其迎風面。此時北部風向大致上偏北北西，徑向風速超過 30 m s^{-1}(圖 3.8b)，而此強勁低層地形上游風速與山區強降水之相關，我們將於往後章節作進一步探討。

(二)山區降水回波隨時間變化

為了解颱風接近北台灣時山區降水回波隨時間變化的特性，我們針對大屯山區域及雪山山脈北側兩個主要降水區，取長為 110 公里且寬為 20 公里的區域，方向則大略平行盛行東北風(如圖 3.9 所示)，並將 20 公里寬的低層雷達回波值(1.4 度仰角)作平均，而兩區域平均雷達回波隨時間(10 月 31 日 1534 UTC 到 11 月 1 日 0600 UTC，約 14.5 小時)的變化分別繪於圖 3.10 與圖 3.11。

圖 3.10 為大屯山區域平均雷達回波隨時間的變化，分析顯示約在 10 月 31 日 2000 UTC開始，地形上游的低層(兩公里以下)平均風場(區域選取範圍已於第二章，圖 2.1 說明)開始轉為東北風，且在 10 月 31 日 2000 UTC之前與之後的降水形態截然不同。在 10 月 31 日 2000 UTC之前，降水大多是來自台灣北部約東南方外海的颱風外圍雨帶，此雨帶移入台灣北部，隨後朝北北西方向移出陸地，所以從圖 3.10 可發現有雷達回波是自陸地移出外海(但因颱風外圍雨帶的移向與圖 3.9 中所選取的區域方向並無平行，故此現象不甚明顯)，而在 10 月 31 日 2000 UTC之後，大屯山區出現滯留型的強降水回波，大致上強度皆超過 40 dBZ，而在 11 月 1 日 0100 UTC到 11 月 1 日 0330 UTC之間有部份區域的雷達回波值超過 45 dBZ。此滯留型強降水回波自 10 月 31 日 2000 UTC開始，於 11 月 1 日 0600 UTC往地形上游區(即北部外海)消散，持續時間約十小時。這十小時內，北部地形上游低層(2 公里以下)平均風場(區域選取範圍已於第二章，圖 2.1 說明)大致上介於東北風與北風之間，地形上游低層(2 公里以下)平均風速介於 20 m s^{-1}到 35 m s^{-1}之間。另外在大屯山背風側的平均雷達回波似乎持續有個局部最小值存在(縱座標X約為 90 公里處)。

圖 3.11 則為雪山山脈北側平均雷達回波隨時間的變化，在 10 月 31 日 2000 UTC 之前，亦可發現有降水回波是自陸地移出外海(與大屯山區域平均雷達回波隨時間的變化有著類似情形)，同樣也在北部地形上游的風向轉向東北風時(即 10 月 31 日 2000 UTC 開始)，滯留型回波出現於地形迎風面，而雷達回波強度比大屯山區域更強，大部分皆超過 45 dBZ。

雪山山脈北側區域與大屯山區域除了雷達回波強度有所差異之外，另外的不同點在於雪山山脈北側區域(圖 3.11)明顯有強降水回波自外海移入陸地，以 11 月 1 日 0000 UTC 至 0400 UTC 最為明顯。為了更深入了解當中的情況，故針對這四小時進行分析，如圖 3.12 所示。圖 3.12 明顯指出有強降水回波隨時間逐漸往陸地移動，而且隨

後山區的降水回波也有增強的趨勢，最強可達 48 dBZ。所以雪山山脈北側確實有受到來自外海的雨帶影響，並且增強了山區的降水回波強度。相較之下，類似的現象在大屯山區域(圖 3.10)則較不明顯，可能是由於大屯山區離颱風中心較遠，故受颱風雨帶影響也較小。

第四章　地形降水之分佈與強度

由前章得知，在10月31日2000 UTC到11月01日0600 UTC這十小時期間，有強降水回波持續性的滯留於北部山區，因此我們將針對此十小時作更深入之分析。由於地形降水常接近滯留，地形雜波也有滯留的特徵，而螺旋雨帶則是具有隨著颱風中心轉動以及徑向傳播的特徵(Senn and Hiser 1959；May 1996；Gall et al. 1998；Reasor et al. 2000)。藉著上述的特性，利用Yu and Smull(2000)的方法，將PPI(1.4度仰角) 雷達回波網格資料作累積，繪製十小時累積雷達回波圖(圖4.1a)，藉此了解這段時間內北台灣地形降水水平分佈特性。由十小時累積雷達回波圖可發現大量累積雷達回波位於大屯山區與雪山山脈北段，並且在大屯山背風側有個局部累積雷達回波最小值。透過地形高度資料及考慮地球曲率下，估計雷達1.4度仰角電磁波可能被地形阻礙的區域(圖4.1b)，顯示雪山山脈中段及中央山脈上的大累積雷達回波應為地形雜波，同時也證實1.4度仰角雷達電磁波在大屯山應無受到地形阻礙。

由十小時累積雨量圖(圖4.2)同樣也可發現在北部山區觀測到大量累積雨量(超過400釐米)，在大屯山背風側的累積雨量也同樣有個局部最小值(30釐米~40釐米)，累積雨量主要集中在台灣北部(最大值位於北部山區)，並且向南部逐漸減少。在定性上，此雨量分佈與累積雷達回波(圖4.1a)的結果是一致的，但是由於山區的雨量觀測站少，因此在作客觀分析時，無法真實反映出山區降水，因此山區實際上的累積雨量可能更多。

從十小時累積雷達回波圖與累積雨量圖，我們可以確定強降水位置集中在大屯山區與雪山山脈北端區域，因此我們將研究區域縮小並集中於台灣北部(如圖4.3所示，紅線所圍住之長方形區域)。由十小時北部局部累積雷達回波圖(圖4.4)可以更明確的看出北部兩山區(大屯山與雪山山脈)的累積雷達回波分佈差異。大屯山強降水回波主要有

兩個局部最大值(約4000 dBZ)皆分佈在大屯山迎風斜坡上，雪山山脈則主要集中在五分山群(雪山山脈北端第一個山脈)且延伸至背風側(超過4300 dBZ)，而且累積雷達回波分佈大略與地形走向平行。

圖 4.5 為北部山區強降水回波(大於 40 dBZ)發生的頻率分佈，此分佈基本上與累積雷達回波分佈(圖 4.4)相當類似，台灣北部有三處雷達回波頻率局部最大值，1)五分山群(強降水回波頻率超過 80%)，2)大屯山東南側迎風面(可達 70%)，3)大屯山西北側迎風面(介於60~70%之間)，大屯山的強降水回波頻率主要發生在迎風斜坡上，而五分山群則發生在山頂附近，而且平行地形走向。透過累積雷達回波圖(即圖 4.4)及雷達回波頻率圖(即圖 4.5)顯示此十小時內的強降水的分佈與地形有高度相關性，而兩山區(五分山群與大屯山)強降水回波分佈位置也有明顯差異。

圖 4.6a-c 為這三個頻率局部最大值區域(D1，D2，W 標示於圖4.5b)之平均雷達回波垂直分佈隨時間的變化圖。圖中下方的風標顯示該十小時內地形上游區域(區域選取範圍已於第二章，圖 2.1 說明)兩公里以下的平均風場每半小時隨時間之變化。

圖 4.6a 為 D1 區域平均雷達回波的垂直分佈隨時間的變化，顯示D1 區域的強降水回波(大於 40 dBZ)的發展高度侷限在地面至 2~3 公里高度左右，低層(1.4 度仰角) 雷達回波最大約為 45 dBZ 左右。圖4.6b 為 D2 區域平均雷達回波的垂直分佈隨時間的變化，圖中顯示D2 區域的強降水回波(大於 40 dBZ)的發展高度與 D1 類似，低層(1.4度仰角)平均雷達回波最大約為 45.5 dBZ 左右。但是 D2 區域(圖 4.6b)於 11 月 1 日 0100 UTC 與 11 月 1 日 0200 UTC 之間，降水回波垂直發展有一小段時間達到約 4 公里處，顯示此其間的降水過程與其他時段可能有所不同。五分山群(W 區域)平均雷達回波垂直分佈隨時間變化(圖 4.6c)顯示該處強降水回波(大於 40 dBZ)發展高度在地面至 2~5公里之間，而且雷達回波超過 45 dBZ 的時間約有 5 小時(約在 10 月

31 日 2300 UTC 到 11 月 1 日 0400 UTC 之間)，低層(1.4 度仰角)平均雷達回波最大約為 47 dBZ。

整體來說，大屯山 D1 區域(圖 4.6a)與 D2 區域(圖 4.6b)的雷達回波垂直分佈極為相似，大部分強降水回波(大於 40 dBZ)皆侷限在地面至二到三公里。五分山 W 區域(圖 4.6c)的平均雷達回波則明顯比大屯山 D1 區域(圖 4.6a)與 D2 區域(圖 4.6b)強，且發展高度亦較高(可達 5 公里)。在先前的章節，我們知道五分山有受到颱風雨帶移入的影響，因此很可能是導致兩山區的強降水回波垂直發展高度不同的原因。雖然從圖 4.6b 顯示 D2 區域於 11 月 1 日 0100 UTC 與 11 月 1 日 0200 UTC 之間的強降水回波垂直發展高度亦有達到 4 公里高度，表示此時段 D2 區域或許也有受到颱風雨帶影響，不過影響時間相對較短，約在 30 分鐘左右，對於整體的降水過程來說，所佔比例不大。

由於此時段的降水可能是地形及颱風環流的交互作用所造成的，而且本個案的 Froude number 很大，因此地形抬舉氣流凝結過程可能相當重要。為了評估此一假設與釐清地形可能扮演的角色，本研究透過下列方程式，計算地形引發的垂直速度：

$$w_{terrain}(z) = u(Z)\frac{\partial h}{\partial x} + v(Z)\frac{\partial h}{\partial y} \qquad (4.1)$$

式中 h 代表地形高度，u、v 為地形上游的區域平均風場分量(u 為東西方向的分量；v 為南北方向的分量)，此處 u，v 為高度 (Z) 的函數，由地形上游的區域平均風場內插或外推而得。(4.1)式常常被利用來評估地形抬升效應對降水的重要性(Lin et al. 2001；Neiman et al. 2002；Wu et al. 2002；Georgis et al. 2003)。

圖 4.7 即為透過(4.1)式與DTM(1 km*1 km)地形資料計算而得到的地形引發垂直速度(大於 1 m s^{-1})之頻率圖。分析顯示此十小時內北部山區(大屯山及五分山群)垂直速度大於 1 m s^{-1}的頻率最大可達 90

%，而且皆位在山區迎風面的斜坡上，指出北部山區迎風面可以持續性的舉升地形上游的空氣塊。

為了確認地形引發的垂直速度與北部山區強降水回波之間的關係，我們將雷達回波(大於 40 dBZ)頻率與垂直速度(大於 1 m s^{-1})頻率圖疊加在一起，如圖 4.8 所示。發現大屯山迎風面兩處垂直速度頻率大於 90%區域的下游即為雷達回波頻率局部最大值的位置。而五分山群的雷達回波(大於 40 dBZ)頻率與垂直速度(大於 1 m s^{-1})頻率的分佈也很相似。大致上北部兩山區的強降水回波頻率與垂直速度頻率較高的區域是符合的，更明確顯示地形抬舉對降水加強的重要性。

為了評估大屯山兩處強降水回波(大於 40 dBZ)頻率區域(D1 與 D2)是否真的是來自其上游的垂直速度(大於 1 m s^{-1})頻率較高的區域，我們參考Foote(1984)、Biggerstaff and Houze(1991)及游(1995)的方法，反推大屯山群兩處雷達回波頻率較高區域的降水粒子之軌跡，藉此確認其降水粒子的來源。此處是利用雙都合成的風場資料作反推，先由雙都合成的垂直速度與雷達回波估計的終端速度求得降水粒子的下降速度。而終端速度的估計，是參考Joss and Waldvolgel(1972)的經驗式：

$$V_{tr} = \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.4} 2.6Z^{0.107} \qquad (4.2)$$

其中 ρ_0 為標準大氣海平面的空氣密度，ρ 為空氣密度，Z 為回波因子。

當得知降水粒子下降速度之後，再以 10 秒為積分時間，針對雷達回波(大於 40 dBZ)頻率較高的區域，從一公里的高度開始向前(時間)積分推估降水粒子 10 分鐘內的軌跡。由於本研究的雙都卜勒雷達合成風場的時間解析度為 30 分鐘一筆，因此只要利用某時間之風場資料(雙都卜勒雷達所合成)及雷達回波資料(五分山雷達所觀測)與其

前 30 分鐘(即本研究雙都卜勒雷達合成風場的時間解析度)的風場資料(雙都卜勒雷達所合成)及雷達回波資料(五分山雷達所觀測)即可推估一條降水粒子軌跡線。又因為本研究合成的三維風場資料是自 10 月 31 日 2000 UTC到 11 月 1 日 0600 UTC(時間解析度為 30 分鐘一筆)，所以共有 21 筆的三維風場資料，故能夠推估出 20 條降水粒子軌跡線，其結果如圖 4.9a-b所示。圖 4.9a-b顯示D1 區域(圖 4.9a)與D2 區域(圖 4.9b)大部份的軌跡線皆通過其上游的垂直速度(大於 1 m s^{-1})頻率較高區域，顯示強雷達回波(大於 40 dBZ)頻率與垂直速度(大於 1 m s^{-1})頻率較高的區域之間的關係。

第五章　地形上游條件與地形降水的相關

(一)地形上游風速(Cross-barrier flow)

由前一章節我們得知北部山區的強降水回波與地形引發的垂直速度有相當程度的相關，但是在位置上有些位移。這結果暗示著低層飽和空氣是在地形斜坡上被舉升且凝結成水粒子，但是隨後又受到其他因素影響，導致與實際降水位置有所不同。所以本章主要是針對大屯山兩處(即上章所提及的D1區域與D2區域)和五分山群(即W區域)的強降水回波(大於40 dBZ)頻率較高的區域，探討地形上游的風場與降水回波位置的相關性。

首先對地形引發之垂直速度(大於1 m s^{-1})頻率較大的區域與實際降水位置(即強降水回波頻率較大的區域)作雷達回波剖面。大屯山的剖面方向是取強降水回波(大於40 dBZ)頻率較高的區域與其上游地形引發之垂直速度(大於1 m s^{-1})頻率較高的區域之間的連線，五分山群因為其地形外貌近似二維，故剖面方向則垂直地形走向，取16條剖面(每剖面之間隔為1公里)之平均代表五分山群之剖面，剖面範圍如圖5.1所示。然而能做雙都合成風場的雷達資料有限(半小時一筆，共21筆)，但本研究為了能夠使用每筆雷達回波資料(6分鐘一筆，共101筆)作分析，故將半小時為間距的地形上游平均風場資料內插成6分鐘一筆，使每筆雷達回波資料皆擁有地形上游平均風場資料，方便做進一步的分析。接下來再將地形上游平均風場投影到平行剖面的方向，即可得到各剖面的跨山氣流分量(Cross-barrier flow)。為了能夠簡單且清楚的呈現跨山氣流分量(Cross-barrier flow)與雷達回波剖面的相關，故將每個雷達回波剖面依跨山氣流分量(Cross-barrier flow)的大小分區段作平均，即當雷達回波剖面之跨山氣流分量(Cross-barrier flow)同介於某個範圍時，便將雷達回波剖面平均，區段間距為5 m s^{-1}。

圖5.2表示大屯山D1剖面在不同跨山氣流分量(Cross-barrier flow)大小下之平均雷達回波剖面圖，圖中顯示當Cross-barrier flow介於10~15 m s^{-1}(即圖5.2a)時，強降水回波(大於43 dBZ)位於斜坡(橫座標X約1~2公里處)上，降水回波(40 dBZ)發展高度在兩公里以下(接近兩公里)。Cross-barrier flow介於15~20 m s^{-1}(即圖5.2b)時，強降水回波(大於42 dBZ)的位置略往地形下游移動(橫座標X約6公里處)。當Cross-barrier flow介於20~25 m s^{-1}(即圖5.2c)時，強降水回波(大於43 dBZ)的位置又略往地形下游移動(橫座標X約10~11公里處)，降水回波(40 dBZ)發展高度仍接近兩公里。而當Cross-barrier flow介於25~30 m s^{-1}(即圖5.2d)時，強降水回波的位置並無顯著差異(於橫座標X約9公里左右的低層雷達回波的減弱，是因為雷達電磁波受到地形阻擋的關係，導致在地形後方，雷達電磁波的衰減)，但低層雷達回波可達44 dBZ，且降水回波(40 dBZ)發展高度超過兩公里。當Cross-barrier flow介於30~35 m s^{-1}(即圖5.2e)時，近地面的雷達回波最強已經可達46 dBZ。

圖5.3表示大屯山D2剖面在不同跨山氣流分量(Cross-barrier flow)大小下之平均雷達回波剖面圖，圖中顯示當Cross-barrier flow介於10~15 m s^{-1}(即圖5.3a)時，強降水回波位於地形上游(橫座標X約-4公里處)，降水回波(40 dBZ)發展高度接近2公里。Cross-barrier flow介於15~20 m s^{-1}(即圖5.3b)時，強降水回波(約42 dBZ)的位置接近山腳(橫座標X約-2公里處)。當Cross-barrier flow介於20~25 m s^{-1}(即圖5.3c)時，強降水回波(大於42 dBZ)的位置已經接近山頂(橫座標X約6~7公里處)，降水回波(40 dBZ)發展高度仍在2公里下。而當Cross-barrier flow介於25~30 m s^{-1}(即圖5.3d)時，降水回波(40 dBZ)發展高度超過2公里，且低層雷達回波可達44 dBZ。在Cross-barrier flow介於30~35 m s^{-1}(即圖5.3e)時，近地面的雷達回波最強已經超過45 dBZ，且位於山頂上(橫座標X約9~10公里處)。

圖5.4為五分山群W剖面在不同跨山氣流分量(Cross-barrier flow)大小下之平均雷達回波剖面，圖中橫軸標示10公里處的虛線右側之現象不在本研究的討論範疇，該區域的強降水回波可能是颱風雨帶所造成或是台灣東方的環流與地形交互作用所產生的降水，由於與本研究的探討重點無直接相關，所以不針對該區域的現象做深入探討。圖5.4顯示當五分山群之Cross-barrier flow介於0~5 m s^{-1}(即圖5.4a)時，強降水回波(大於43 dBZ)的位置就已經接近迎風面第一個山頂上(即五分山群，橫座標X為4公里處)，且降水回波(40 dBZ)發展高度接近3公里。Cross-barrier flow介於5~10 m s^{-1}(即圖5.4b)時，強降水回波(大於45 dBZ)的位置位於五分山群背風坡(橫座標X約4~6公里處)，降水回波(40 dBZ)發展高度達到4公里。當Cross-barrier flow介於10~15 m s^{-1}(即圖5.4c)時，強降水回波(大於46 dBZ)的位置約位於背風面山腳(橫座標X約7公里處)，其降水回波(40 dBZ)發展高度更高(約5公里)，且雷達回波大於45 dBZ的區域亦達到3公里高度，有類似對流降水的特徵。而當Cross-barrier flow介於15~20 m s^{-1}(即圖5.4d)時，強降水回波(大於47 dBZ)的位置已經在地形下游(橫座標X約8公里處)，在Cross-barrier flow介於20~25 m s^{-1}(即圖5.4e)時，除了原先在地形下游(橫座標X約8公里處)的強降水(雷達回波最強可達46 dBZ)之外，在地形上游約山腳的位置(橫座標X約0公里處)又觀測到另一個強降水區(雷達回波約為45 dBZ)。

五分山群W剖面(即圖5.4a-e)相較於大屯山的兩剖面(即D1剖面與D2剖面，分別為圖5.2a-e與圖5.3a-e)有著明顯的差異。大致上來說，五分山群的降水回波也有隨跨山氣流分量(Cross-barrier flow)增強而略往下游平流的趨勢，但是降水回波最強的位置可發生於五分山群背風側上，與大屯山截然不同。五分山群的降水回波強度比大屯山區的還要強，且強降水回波發展高度較高，具有對流性降水的特徵。

由前面的分析顯示跨山氣流分量(Cross-barrier flow)會影響降水回波分佈的位置，接下來僅分析跨山氣流分量(Cross-barrier flow)與底層(750公尺處)雷達回波之間的相關性。我們分別將三個剖面的底層(750公尺處)雷達回波依跨山氣流分量(Cross-barrier flow)大小依序排列(跨山氣流分量相等時則作雷達回波平均)再將雷達回波作縱方向的內插(縱軸以0.1 m s^{-1}為間距)，並用Shuman(1957)提出的濾波法將雜訊平滑並將我們想分析的現象突顯出來，其結果為圖5.5a-c。圖中黑線表示在該跨山氣流分量(Cross-barrier flow)下，雷達回波最大值的位置。從圖中可發現D1剖面(圖5.5a)與D2剖面(圖5.5b)這兩區域的雷達回波最大值的位置有著隨跨山氣流分量(Cross-barrier flow)增加而顯著往地形下游移動的趨勢。相較之下，W剖面(圖5.5c) 雷達回波最大值的位置與跨山氣流分量(Cross-barrier flow)之間的關係並沒有那麼顯著。

(二)Froude number

本節承續上節的分析法，但改以Froude number將雷達回波垂直剖面分區段平均，即當雷達回波剖面之Froude number同介於某個範圍時，便將雷達回波剖面平均。Froude number主要是受到風速、穩定度及地形高度三者影響，本文假設穩定度為定值1.1×10^{-2} s^{-1}(由板橋探空資料計算而得)，而地形高度方面，五分山群假設為600公尺，大屯山則為1000公尺，風速乃由跨山氣流分量(Cross-barrier flow)的大小決定。

Froude number是由0.5作為分區段的間距，結果如圖5.6~5.8所示。圖5.6表示大屯山D1剖面的平均雷達回波剖面圖，圖中顯示當Froude number介於1~1.5(即圖5.6a)時，強降水回波(大於41 dBZ)位於斜坡上(橫座標X約4及7公里處)，降水回波(40 dBZ)之發展高度在約在1.5公里。Froude number介於1.5~2(即圖5.6b)時，強降水回波(大於43 dBZ)的位置明顯往地形下游移動(約位於橫座標X 10~11公里之間)，降水

回波(40 dBZ)發展高度接近2公里，低層雷達回波增強至43 dBZ。當Froude number介於2~2.5(即圖5.6c)時，強降水回波的位置移動不甚明顯(仍在橫座標X約10~11公里之間)，但是強降水回波(40 dBZ)發展高度超過2公里，且低層雷達回波強度超過45 dBZ。而當Froude number介於2.5~3(即圖5.6d)時，強降水回波的位置並無顯著差異，但低層雷達回波可達46 dBZ，且降水回波(40 dBZ)發展高度則在3公里以下(約2.5公里)。

圖5.7表示大屯山D2剖面的平均雷達回波剖面圖，圖中顯示當Froude number介於1~1.5(即圖5.7a)時，強降水回波(大於42 dBZ)的位置位於地形上游(橫座標X約-3公里處)。Froude number介於1.5~2(即圖5.7b)，強降水回波(大於42 dBZ)的位置移動到斜坡上(接近山頂，橫座標X約6公里處)。當Froude number介於2~2.5(即圖5.7c)，低層雷達回波增強到44 dBZ，其降水回波(40 dBZ)發展高度接近3公里。而當Froude number介於2.5~3(即圖5.7d)，強降水回波(大於45 dBZ)的位置已經在山頂上(橫座標X約9~10公里處)，且低層雷達回波可達45 dBZ。

圖5.8為五分山群W剖面的平均雷達回波剖面圖。圖中顯示當五分山群之Froude number介於0~0.5(即圖5.8a)，強降水回波(大於43 dBZ)的位置在接近山頂的迎風面上(橫座標X約3~4公里處)，且降水回波(40 dBZ)發展高度接近3公里。Froude number介於0.5~1(即圖5.8b)，強降水回波(大於46 dBZ)的位置仍位於五分山群的山頂附近(橫座標X約3~4公里處)，強降水回波(40 dBZ)發展高度超過4公里，雷達回波大於45 dBZ的區域發展到2公里高度，低層雷達回波約為46 dBZ。當Froude number介於1~1.5(即圖5.8c)，強降水回波(大於45 dBZ)的位置約位於背風坡上(橫座標X約4~6公里之間)，低層雷達回波減弱到45 dBZ。而當Froude number介於1.5~2(即圖5.8d)，強降水回波(大於46 dBZ)的位置約在背風坡山腳附近(橫座標X約6~7公里之間)，雷達回波大於45 dBZ的區域發展高度超過3公里，且低層雷達回波強度又

增強至46 dBZ。在Froude number介於2~2.5(即圖5.8e)，強降水回波(大於46 dBZ)位置位於地形下游(橫座標X約7~8公里之間)，低層雷達回波強度達47 dBZ。在Froude number介於2.5~3(即圖5.8f)，強降水回波(大於46 dBZ)位置無明顯改變(約在橫座標X為8公里處)，但整體雷達回波強度有減弱的趨勢，低層雷達回波減弱為46 dBZ，強降水回波發展高度也略為下降。在Froude number介於3~3.5(即圖5.8g)，又在地形的上游(約在橫座標X為0公里處，雷達回波強度約46 dBZ)與下游(約在橫座標X為8公里處，雷達回波強度約46 dBZ)同時觀測到對流性降水的存在。

而依照圖5.5的作法，將底層(高度750公尺)雷達回波依Froude number大小依序做排列，同樣對縱方向(縱軸Froude number的間距為0.01)作內插且平滑，繪製圖5.9a-c。從圖中顯示D1剖面(圖5.9a)與D2剖面(圖5.9b)這兩剖面的雷達回波最大值的位置同樣有隨Froude number的增加而往地形下游移動的跡象，雖然當中有些許震盪，不過整體的趨勢是往地形下游移動的，而這樣的關係於W剖面(圖5.9c)較不明顯。

以上的分析顯示大屯山區(D1與D2)的低層雷達回波強度、強降水回波的位置及其發展高度明顯與跨山氣流分量(Cross-barrier flow)或Froude number的大小密切相關。五分山群(W)的強降水回波的位置與跨山氣流分量(Cross-barrier flow)或Froude number的大小雖然也有些微的相關性，但是沒有大屯山區顯著。

為了同時分析三個剖面區域的降水回波最大值位置(相對於地形)與Froude number之間的關係，我們將三個剖面區域的降水回波最大值位置隨Froude number的變化同時表示於圖5.10a，圖中Dp表示降水回波最大值的位置與迎風面第一個山頂的距離(降水回波最大值的位置位於地形上游時，Dp以負值表示，降水回波最大值的位置位於地形下游時，Dp則以正值表示)。圖5.10a的線性迴歸線(由最小平方法求得

)顯示大屯山D1區域與D2區域的降水回波最大值的位置受Froude number影響顯著(影響程度也較為相近)，而五分山群W區域則較不明顯。

如果將三區域剖面之Dp(降水回波最大值的位置與迎風面第一個山頂的距離)除上個別的山半寬(hw，以剖面的第一個迎風面寬度決定，D1區域與D2區域之hw皆為8公里，W區域則為4公里)，藉此了解Froude number與最大降水回波位置(相對於地形)之間的關係(圖5.10b)。由圖5.10b的線性迴歸線(由最小平方法求得)顯示D1區域在Froude number小於1.5的時候，其最強降水回波位置在地形上游(Dp/hw < -1)。Froude number介於1.5與2.3之間的時候，最強降水回波位置在斜坡上(-1 < Dp/hw < 0)。在Froude number大於2.3之後，最強降水回波位置則在背風側(Dp/hw > 0)。D2區域的線性迴歸線則顯示Froude number小於0.7的時候，其最強降水回波位置在地形上游(Dp/hw < -1)。Froude number介於0.7與1.8之間的時候，最強降水回波位置在斜坡上(-1 < Dp/hw < 0)。在Froude number大於1.8之後，最強降水回波位置則在背風側(Dp/hw > 0)。W區域的線性迴歸線則顯示Froude number介於0.與0.9之間的時候，最強降水回波位置在斜坡上(-1 < Dp/hw < 0)。在Froude number大於0.9之後，最強降水回波位置就在背風側(Dp/hw > 0)。

由圖5.10a-b的分析顯示，三個區域的最強降水回波的位置皆隨Froude number的改變而改變，但是程度上以D1區域與D2區域最為顯著，而且也較為相近。然而W區域之強降水回波位置並沒有隨Froude number有顯著改變，此結果強烈暗示大屯山與五分山群之地形降水過程不同。

由於大屯山區與五分山群的地形外貌不同，大屯山近似三維，五分山群為二維，且地形高度也有差異，大屯山高度約在1000~1100公尺之間，五分山群最高約750公尺(即五分山之高度)，因此地形改變

氣流的過程也不同。兩者的山半寬也不盡相同，地形抬舉氣流的時間也會因此不同，進而影響地形舉升空氣塊，使其形成雲或甚至降水的程度。透過先前的分析，發現大屯山區的低層雷達回波強度、最強降水回波的位置及其雷達回波大於40 dBZ發展高度與地形上游的氣流密切相關。大屯山區低層雷達回波強度會隨跨山氣流分量的增加而增強，強降水回波(大於40 dBZ)的發展高度也會隨之增高，而最強降水回波的位置也會向地形下游移動，此平移效應的程度隨跨山氣流分量的大小而改變，此觀測結果與Colle(2004)透過MM5在理想化情況下的模擬結果類似。五分山群低層雷達回波強度與地形上游的氣流有顯著關係，但最強降水回波的位置與地形上游的氣流並無明顯相關。此外，因為五分山群較接近颱風，其亦有受到颱風外圍雨帶的影響，指出地形斜坡強迫舉升凝結機制在五分山群或許並不是扮演主要的角色，颱風外圍雨帶加強五分山群降水的過程可能較為重要，推測是地形上游接近飽和的氣流受到五分山群地形的強迫舉升且形成低雲籠罩在五分山群(但不一定有降水)，而颱風外圍雨帶移入五分山群時，颱風外圍雨帶的雨滴降到籠罩在五分山群的低雲裡，形成沖刷(washout)而間接加強五分山群的降水，即類似Houze (1998)提出的種雲播雲機制。

第六章　結論與未來展望

本研究透過中央氣象局五分山雷達與民航局中正機場雷達資料並配合地面觀測資料分析 2000 年象神颱風個案，透過雙都卜勒雷達反演地形上游的風場，了解地形降水分佈及強度與地形上游風場的關係，並探討北台灣地形對颱風降水強度及分佈的影響，釐清當中的物理機制。整合前幾章的結果，其主要結論如下：

(一)於象神颱風個案中，大屯山與五分山群自 10 月 31 日 2000 UTC 地形上游兩公里以下之平均風場轉向東北風開始，皆發生顯著的地形降水，持續約十小時，北部山區降水超過 400 釐米。五分山群雖受到來自外海之颱風外圍雨帶影響，但在颱風外圍雨帶移入北臺灣之後，隨即山區的雷達回波有明顯增強的現象，此乃顯示地形仍然扮演著加強降水的角色。

(二)強降水回波持續滯留於大屯山迎風面的山腰(接近山頂)，以及五分山群的山頂(延伸至背風面，並且平行五分山群走向)。大屯山背風面有雨蔭區的存在，而五分山群則無此現象，但是兩山區的強降水回波(大於 40 dBZ)頻率分佈皆與地形引發的氣流垂直速度(大於 1 m s^{-1})之頻率分佈相關，強降水回波(大於 40 dBZ)頻率極大區域位於地形引發的氣流垂直速度(大於 1 m s^{-1})頻率極大值的下游。透過反推大屯山區降水粒子的軌跡，亦證實大屯山的強降水(大於 40 dBZ之頻率分佈)與地形引發的垂直速度(大於 1 m s^{-1}之頻率分佈)之間的相關性，顯示地形抬舉對降水加強的重要性。

(三)由降水回波分析顯示大屯山與五分山群的降水回波垂直結構不同，大屯山強降水回波(大於 40 dBZ)發展高度侷限在地面至 2~3 公里且雷達回波強度與地形上游風速大小成正相關，此暗示大屯山區的地形降水過程與地形斜坡強迫舉升凝結機制較為有關。而五分山群低層雷達回波強度與地形上游的氣流有顯著關係，但降水回波最強的位置與地形上游的氣流並無明顯相關，且回波強度明顯比大屯山區強，降

水回波(大於 40 dBZ)發展高度也比大屯山區高，並具有對流性降水的特徵。

(四)大屯山區主要降水位置與跨山氣流分量(Cross-barrier flow)或 Froude number 的大小密切相關，而五分山群主要降水位置與跨山氣流分量(Cross-barrier flow)或 Froude number 的關係則較不顯著，此差異暗示著大屯山與五分山群之地形降水過程不同。大屯山區低層回波強度隨跨山氣流分量的增加而增強，大於 40 dBZ 降水回波的發展高度也會隨之增高，而降水回波最強的位置也會向地形下游移動，此平移效應的程度隨跨山氣流分量的大小而改變，顯示其地形降水過程與地形斜坡強迫舉升凝結機制較為有關。五分山群因受颱風外圍雨帶影響，且山半寬比大屯山小，地形抬舉氣流的時間相對較短，所以地形斜坡強迫舉升凝結機制在五分山群或許並非扮演主要的角色，該處的地形降水過程或許是颱風外圍雨帶的雨滴降到因地形強迫舉升所形成並籠罩在五分山群的低雲(但不一定有降水)，形成沖刷(washout)而間接加強五分山群的降水，此即類似 Houze (1998)所提出的種雲播雲機制方式間接加強了五分山群的降水。

本研究主要針對北台灣地區的地形與颱風環流之間的交互作用所產生的地形降水進行分析。由此研究使我們對於颱風環境下的地形斜坡強迫舉升凝結機制有初步的了解，亦對地形上游風場如何影響地形降水分佈及強度有進一步的認知。然而五分山群與颱風外圍雨帶之間的降水加強機制則仍需進一步釐清，並再深究兩山區(即大屯山與五分山群)的降水分佈與跨山氣流分量(Cross-barrier flow)或 Froude number 的關係為何不同。另外，對於地形降水內部的垂直運動場及熱力結構，我們也不甚清楚，未來亦可針對此個案或是其他個案進行更深入的研究，以期對颱風環境下的地形降水能有更進一步的了解。

參考文獻

王時鼎、陳泰然、謝信良，1985：台灣颱風降雨特性及其預報(二)。行政院國家科學委員會防災科技研究報告，73-47，100頁。

李清勝與蔡德攸，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*，**23**，209-235。

林品芳，2003：北台灣地區雹暴形成機制與結構特徵。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文，97 頁。

林熹閔與郭鴻基，1997: 1994年南台灣夏季午後對流之研究。*大氣科學*，**24**，249-280。

范銚燻，2000：台灣颱風地形效應豪雨預警區之研究。私立中國文化大學地學研究所博士論文，225頁。

高聿正，2003：納莉颱風近中心環流結構特徵分析。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文，105 頁。

張保亮，2000：登陸中颱風環流變化分析：賀伯(1996)個案研究。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文，158 頁。

游政谷，1995：海上移動緩慢線狀對流雨帶結構與其伴隨之中尺度渦旋環流。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文，122 頁。

廖啟勳，2005：地形降水對於環境條件與地形特性之敏感度測試：2維理想地形模擬研究。國立中央大學水文所碩士論文，121 頁。

謝信良、王時鼎、鄭明典、葉天降、丘台光，2000：建立台灣地區颱風預報輔助系統之研究(第三階段之二)。中央氣象局專題研究報告 CWB88-1M-01，449 頁。

顏自雄，2003：賀伯颱風(1996)及受其台灣地形影響之數值模擬研究。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文，108 頁。

Biggerstaff, M. I. and R. A. Houze Jr , 1991：Kinematic and Precipitation Structure of the 10–11 June 1985 Squall Line. *Mon. Wea. Rev.* , **119**, 3034-3065.

Bond, N. A., C. F. Mass, B. F. Smull, R. A. Houze, Jr., M.-J Yang, B. A.

Colle, S. A. Braun, M. A. Shapiro, B. R. Colman, P. J. Neiman, J. E. Overland, W. D. Neff, and J. D. Doyle, 1997: The Coastal Observations and Simulations with Topography (COAST) experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1941-1955.

Bougeault P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. Houze, J. Kuettner, R. B. Smith, R. Steinacker, and H. Volkert, 2001: The MAP special observing period. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 433-462.

Chang, C.P., T. C. Yeh, and J. M. Chen, 1993：Effects of terrain on the surface structure of typhoons over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 734-752.

Chiao , S., Y. L. Lin and M. L. Kaplan , 2004：Numerical study of the orographic forcing of heavy precipitation during MAP IOP-2B. *Mon. Wea. Rev.* , **132**, 2184-2203.

Colle , B. A.. , 2004：Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries：An idealized modeling perspective. *J. Atmos. Sci.* , **61**, 588-606.

Cressman, G. P., 1959：An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367-374.

Foote, G. B. , 1984: A Study of Hail growth utilizing observed storm conditions. *J. Appl. Meteor.* , **23**,84-101.

Gall, R., J. Tuttle, and P. Hildebrand, 1998：Small–scale spiral bands observed in hurricanes Andrew, Hugo, and Erin. *Mon. Wea. Rev.,* **126,** 1749-1766.

Georgis, J.-F., F. Roux, M. Chong, and S. Pradier, 2003：Triple-Doppler radar analysis of the heavy rain event observed in the Lago Maggiore region during MAP IOP 2b. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 495-522.

Joss, J., and A. Waldvogel, 1972：Raindrop size distribution and Doppler

velocities. Preprints, 14th conf. Radar Meteorology. Amer. Meteor. Soc., Boston, MA, 153-156.

Kuo, Y.-H., and G. T.-J. Chen, 1990: The Taiwan area mesoscale experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 488-503.

Li, J., and Y.- L. Chen, 1998: Barrier jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 959-971.

Lin, Y.- L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *Terrestrial Atmos. Oceanic Sci*., **4**, 381-420.

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.

May, P. T., 1996：The organization of convection in the rainbands of tropical cyclone Laurence. *Mon. Wea. Rev*., **124,** 807-815.

Medina, S., R. A. Houze Jr, 2003：Air motions and precipitation growth in Alpine storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Sci.* , **129**, 345-371.

Neiman, P. J., F. M. Ralph, A. B. White, D. E. Kingsmill, and P. O. G. Persson, 2002：The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountains：Observations during CALJET. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1468-1492.

Reasor, P. D., M. T. Montgomery, F. D. Marks Jr., and J. F. Gamache, 2000：Low-wavenumber structure and evolution of the hurricane inner core observed by airborne dual-Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.,* **128,** 1653-1680.

Senn, H. V., and H. W. Hiser, 1959：On the origin of hurricane spiral rain bands. *J. Meteor.,* **16,** 419-426.

Shuman, F. G. , 1957: Numerical Methods in Weather Prediction：II. Smoothing and Filtering. *Mon. Wea. Rev.,* **85**, 357-361.

Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv.*

Geophys., **21**, 87-230.

Wu, C. -C., and Y. -H. Kuo, 1999: Typhoons affecting Taiwan：Current understanding and future challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 67-80.

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

Yu, C. K., and B. F. Smull. 2000：Airborne Doppler Observations of a Landfalling Cold Front Upstream of Steep Coastal Orography. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1577-1603.

表1　雙都卜勒風場合成之資料時間點。

中央氣象局五分山雷達	民航局中正機場雷達
2000年10月31日195936 UTC	2000年10月31日200000 UTC
2000年10月31日202937 UTC	2000年10月31日203000 UTC
2000年10月31日205934 UTC	2000年10月31日210000 UTC
2000年10月31日212934 UTC	2000年10月31日213000 UTC
2000年10月31日215935 UTC	2000年10月31日220000 UTC
2000年10月31日222932 UTC	2000年10月31日223000 UTC
2000年10月31日225931 UTC	2000年10月31日230000 UTC
2000年10月31日232954 UTC	2000年10月31日233000 UTC
2000年10月31日235951 UTC	2000年11月01日000000 UTC
2000年11月01日002948 UTC	2000年11月01日003000 UTC
2000年11月01日005944 UTC	2000年11月01日010000 UTC
2000年11月01日012942 UTC	2000年11月01日013000 UTC
2000年11月01日015939 UTC	2000年11月01日020000 UTC
2000年11月01日022937 UTC	2000年11月01日023000 UTC
2000年11月01日025934 UTC	2000年11月01日030000 UTC
2000年11月01日032931 UTC	2000年11月01日033000 UTC
2000年11月01日035930 UTC	2000年11月01日040000 UTC
2000年11月01日042927 UTC	2000年11月01日043000 UTC
2000年11月01日045925 UTC	2000年11月01日050000 UTC
2000年11月01日052923 UTC	2000年11月01日053000 UTC
2000年11月01日055921 UTC	2000年11月01日060000 UTC

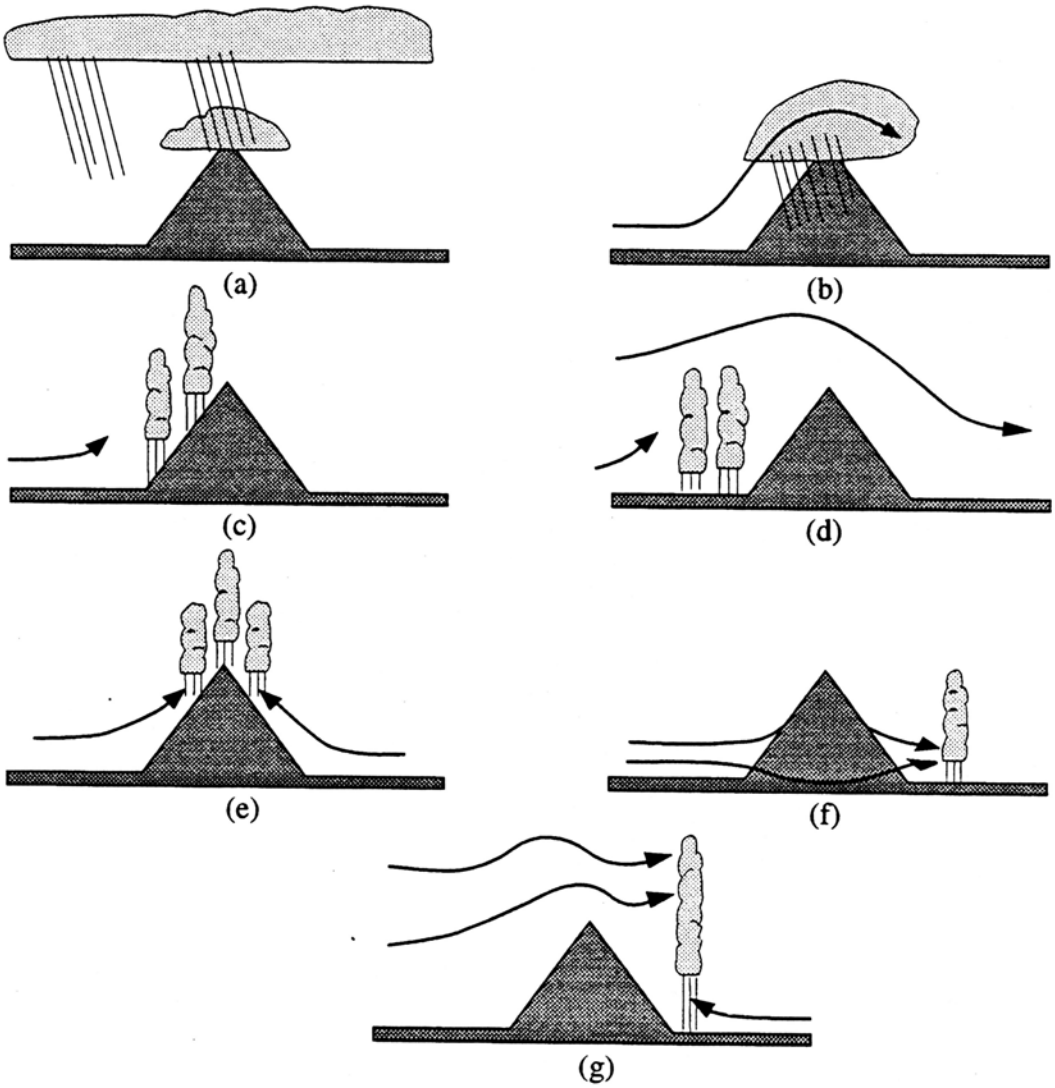


圖 1.1　各種地形降水基本型態之示意圖。(a)種雲播雲機制(Seeder-feeder mechanism)；(b)地形斜坡強迫舉升凝結機制(Upslope forcing)；(c)地形斜坡激發機制(Upslope triggering)；(d)地形上游減速激發機制(Upstream triggering)；(e)熱力激發機制(Thermal triggering)；(f)背風面輻合激發機制(Lee-side triggering)；(g)背風面重力波加強機制 (Lee-side enhancement by gravity waves) (圖摘取自 Houze 1998)。

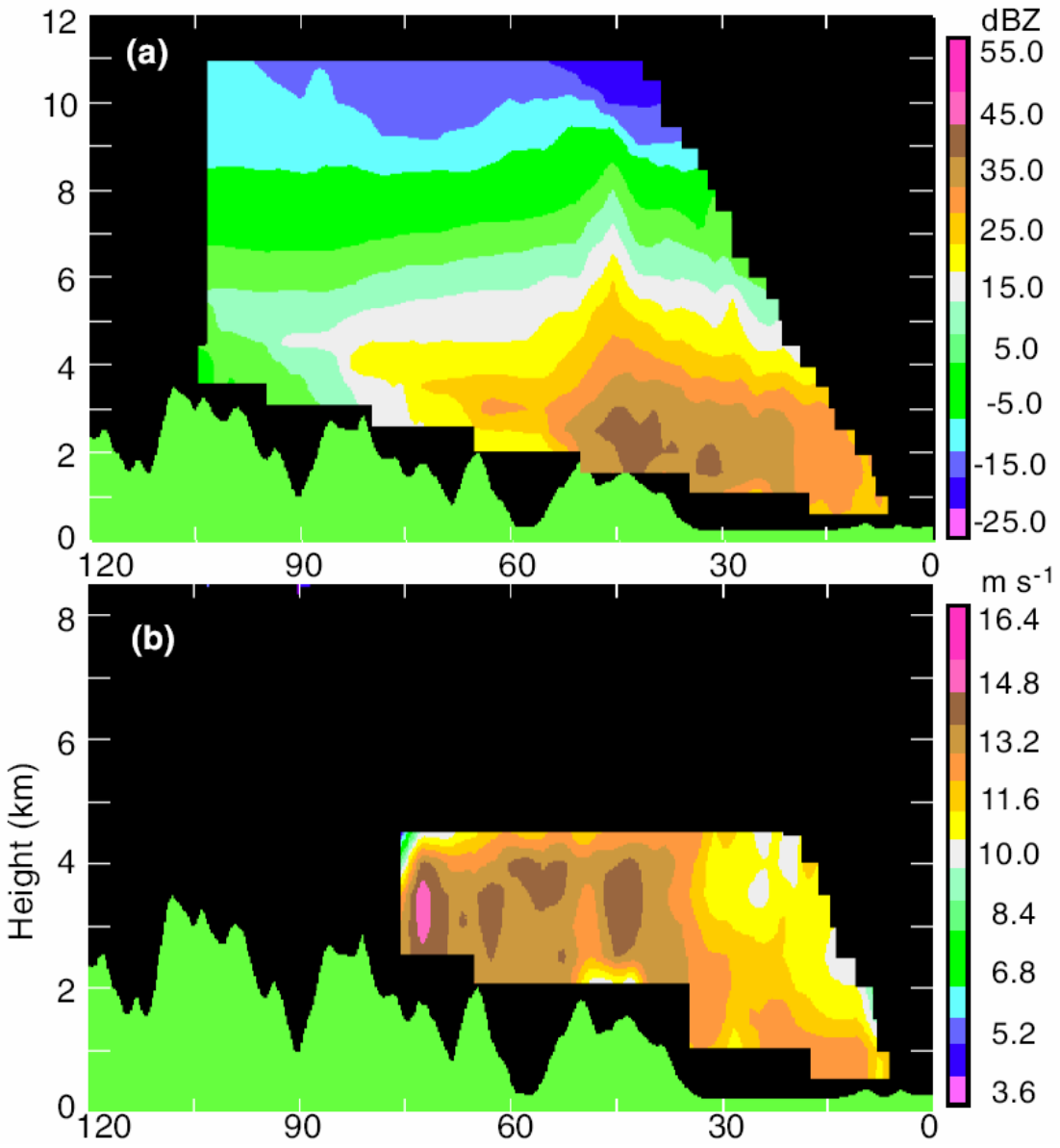


圖1.2　MAP IOP2b期間 (1999年9月19日1300到21日0100 UTC)S-Pol雷達觀測之(a)平均雷達回波 (色階，單位為 dBZ)，(b)平均徑向風場 (色階，單位 m s^{-1}，正值表示遠離雷達)。下方綠色區域代表地形高度，單位為km (圖摘取自Medina and Houze 2003)。

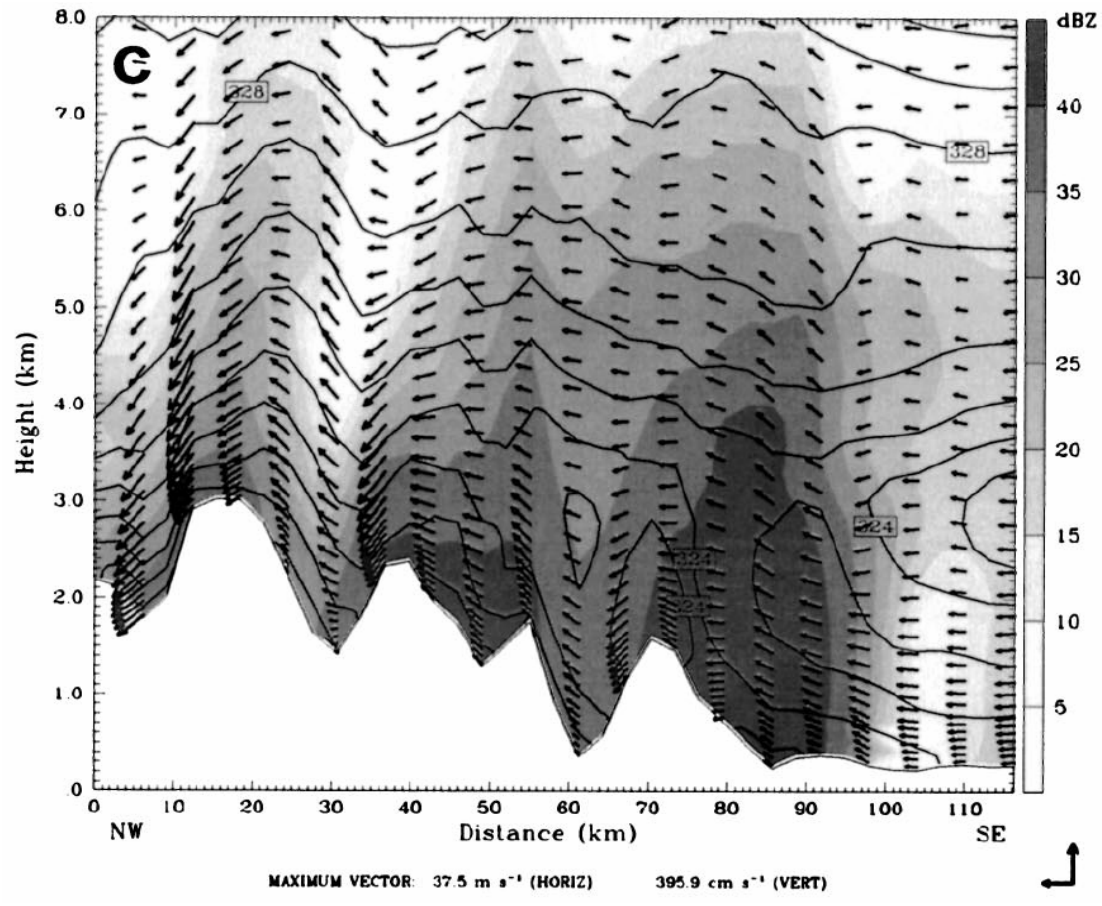


圖1.3 MAP IOP2b 個案，由MM5模式所得之模式雷達回波 (灰階，單位為dBZ，標示於圖右方)、相當位溫 (實線，單位為 k)與風場 (vectors)剖面圖，下方白色區域為地形高度 (單位為公里，標示於圖左方)，時間為1999年9月20日0600 UTC (圖摘取自Chiao et al. 2004)。

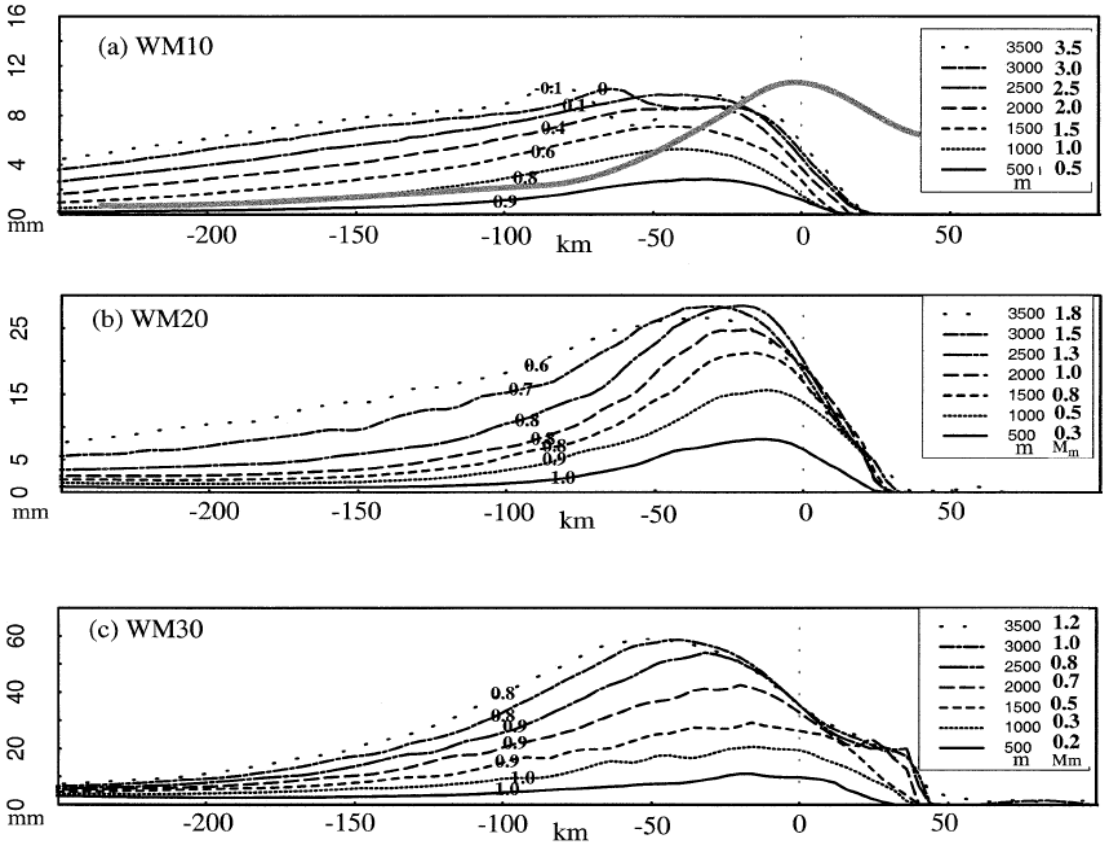


圖1.4　MM5模擬理想化情況下，山半寬50公里，累積6-12小時降水 (單位為mm)與山頂距離 (km)之關係，(a)地形上游風速10 m s^{-1}，(b)地形上游風速20 m s^{-1}，(c)地形上游風速30 m s^{-1}，地形剖面以粗灰線標示於(a)，曲線表示不同地形高度(標示於圖右方)所造成的累積雨量分佈，曲線上方的數字表示最小地面風速與周圍地面風速的比值，Mm(圖右側的數字)表示Froude number的倒數 (圖摘取自Colle 2004)。

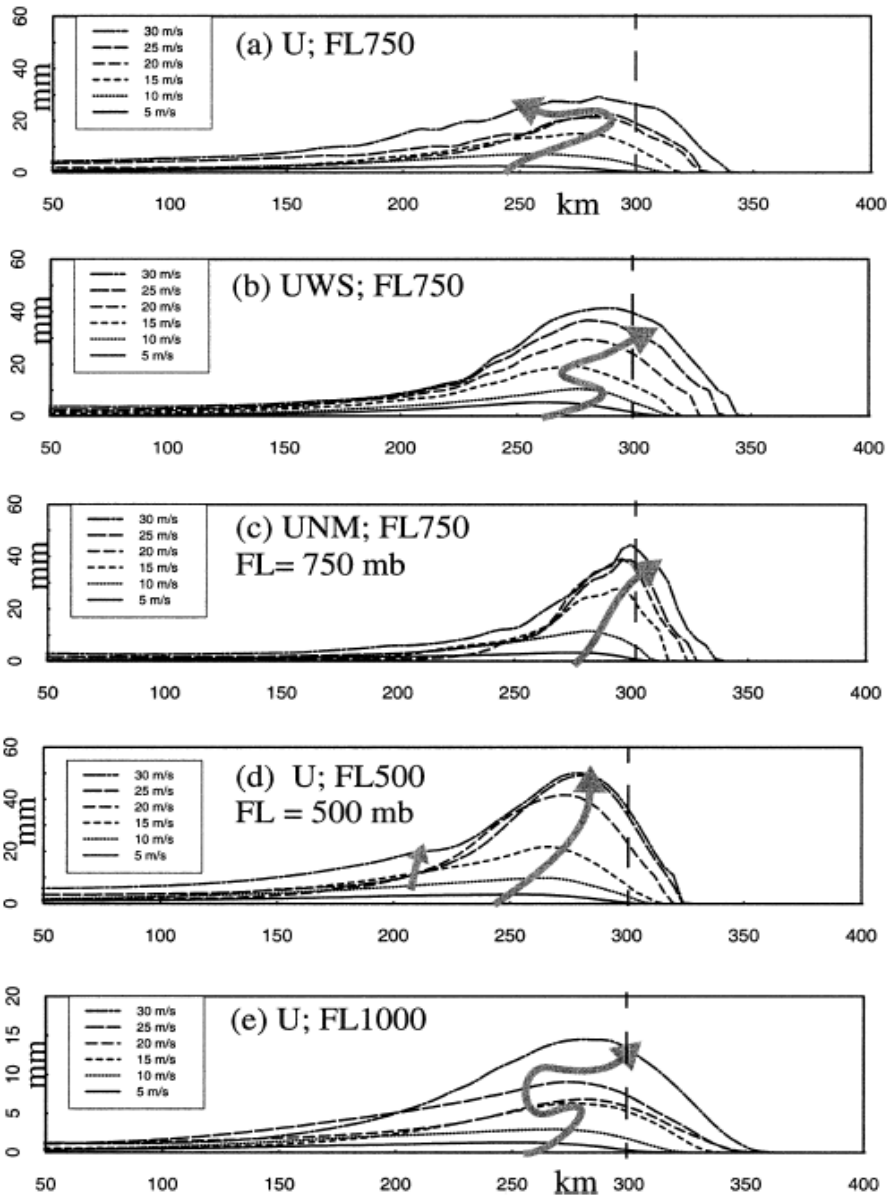


圖1.5　MM5模擬理想化情況下，累積雨量(6-12小時)與風速(單位為m s^{-1}，不同風速以不同曲線表示，標示於圖左上方)之相關，(a)靜力穩定度為1×10^{-2} s^{-1}，山半寬為50公里，結冰高度為750mb，(b)靜力穩定度為5×10^{-3} s^{-1}，山半寬為50公里，結冰高度為750mb，(c)靜力穩定度為1×10^{-2} s^{-1}，山半寬為25公里，結冰高度為750mb，(d)靜力穩定度為1×10^{-2} s^{-1}，山半寬為50公里，結冰高度為500mb，(e)靜力穩定度為1×10^{-2} s^{-1}，山半寬為50公里，結冰高度為1000mb，地形高度皆為1500公尺，標示於橫軸300 km處的虛線為山頂的位置，圖中灰色的箭頭表示每增加5 m s^{-1}時，降水增加最多的地區連線 (圖摘取自Colle 2004)。

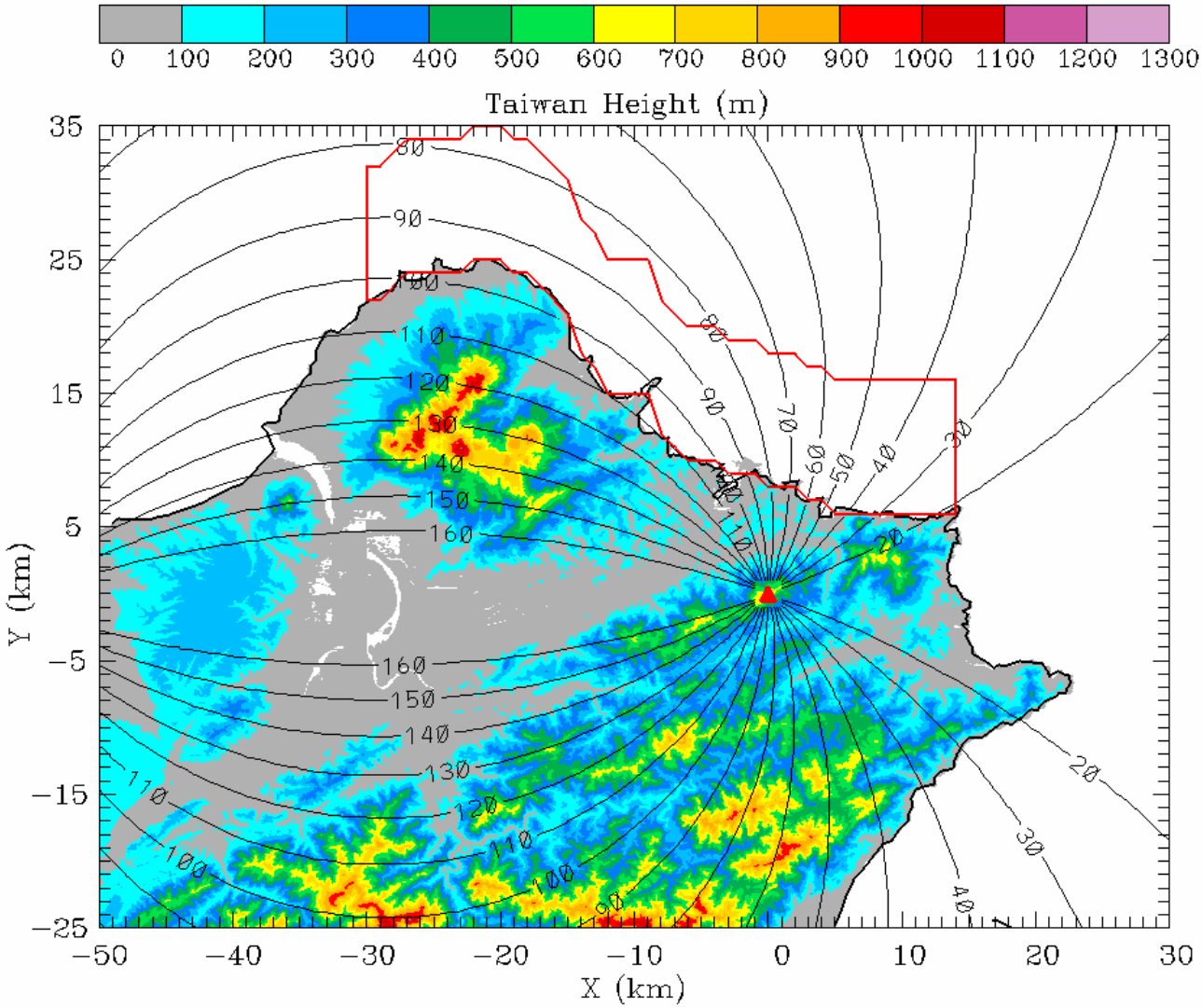


圖2.1　地形上游平均風場之選取範圍 (圖中紅線所圍住的區域)，等值線為兩個雷達 (中央氣象局五分山雷達與民航局中正機場雷達)電磁波波束相交角度 (Cross-beam angle，單位為度)。

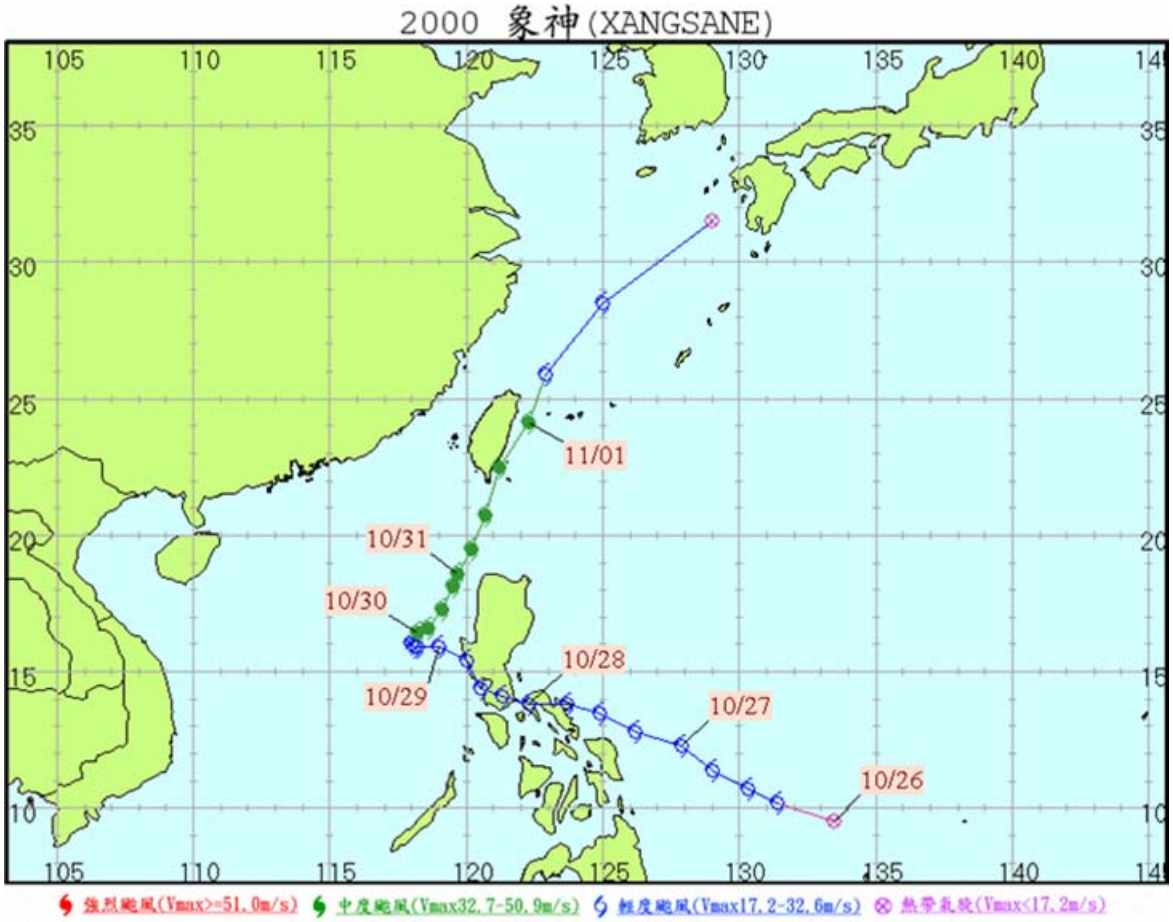


圖3.1　2000年象神(編號第20號)颱風路徑圖，颱風中心定位每隔6小時一點，時間為UTC (資料來源：中央氣象局)。

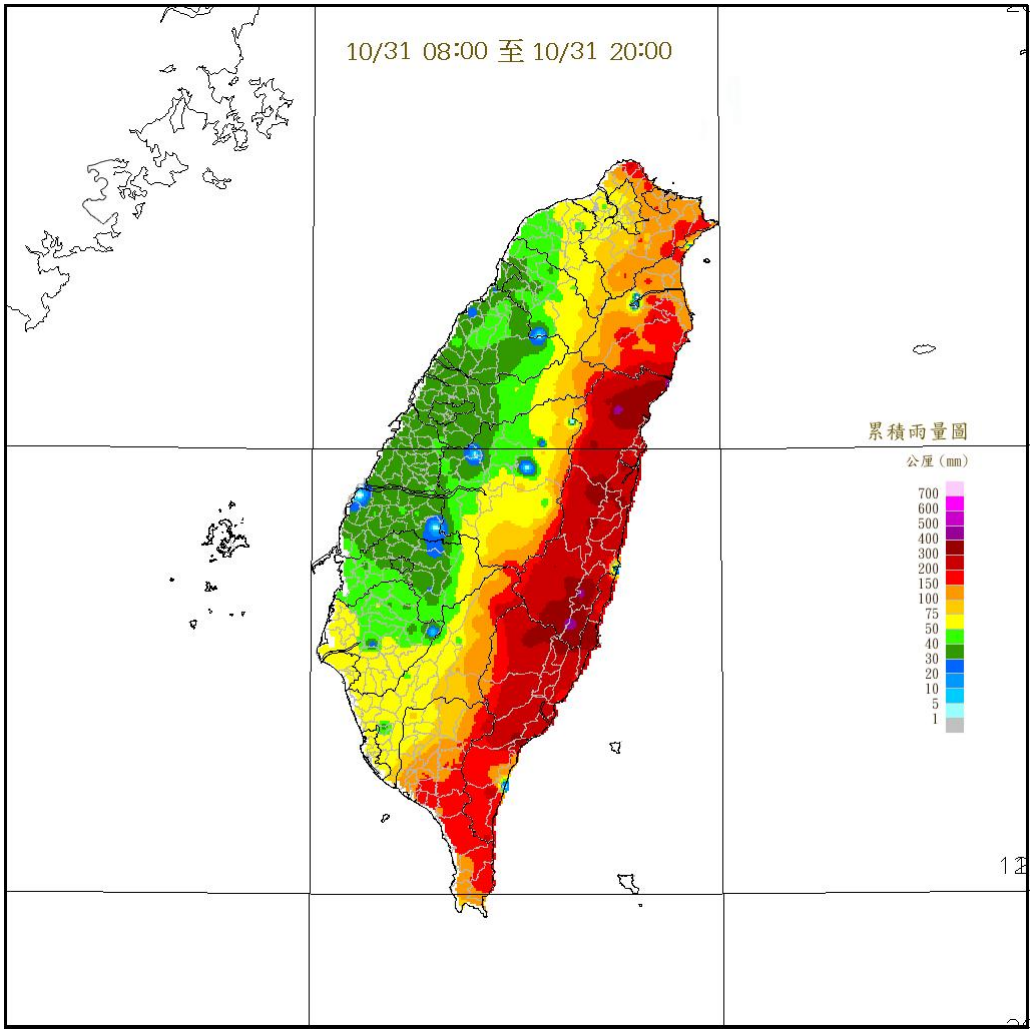


圖3.2　十二小時累積雨量圖，色階為累積雨量 (單位為公厘)，自10月31日0000 UTC到10月31日1200 UTC (資料來源：中央氣象局)。

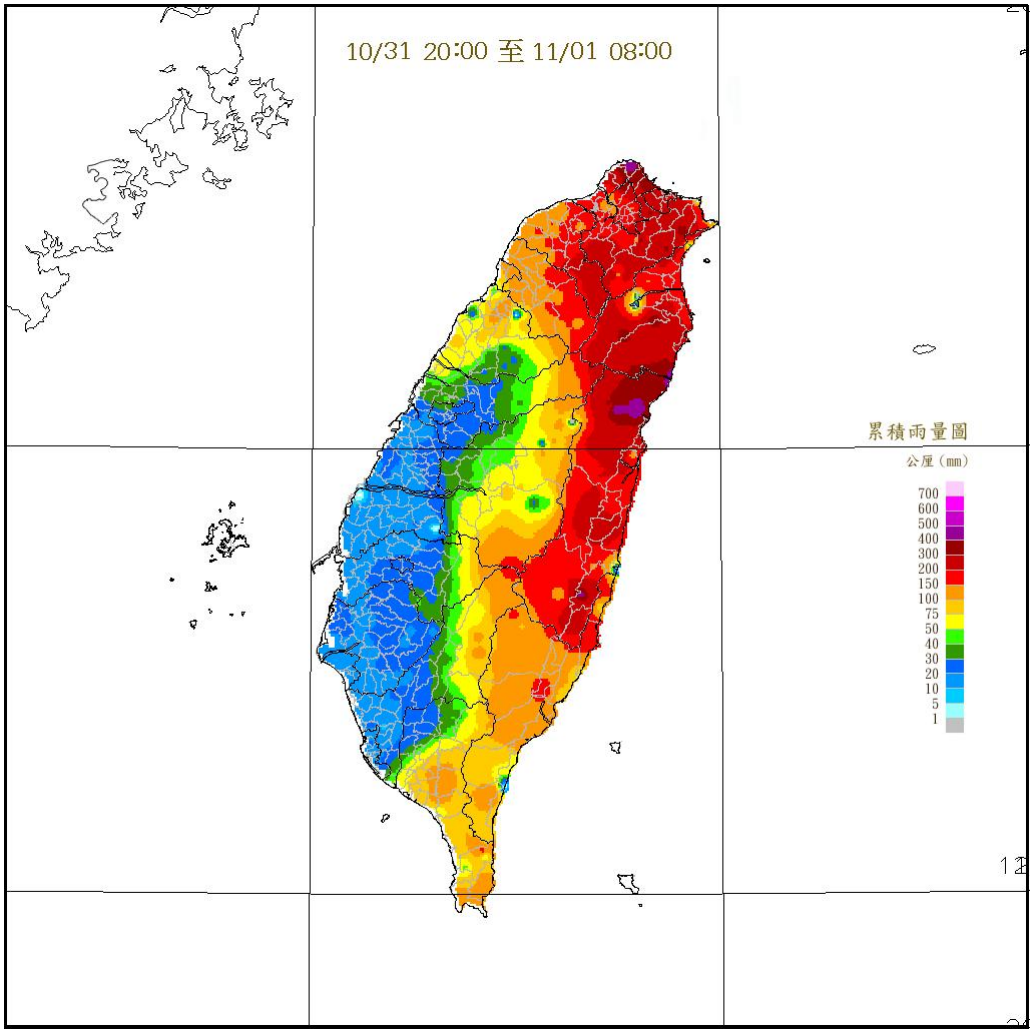


圖 3.3　同圖 3.2，但為 10 月 31 日 1200 UTC 到 11 月 1 日 0000 UTC 之累積。

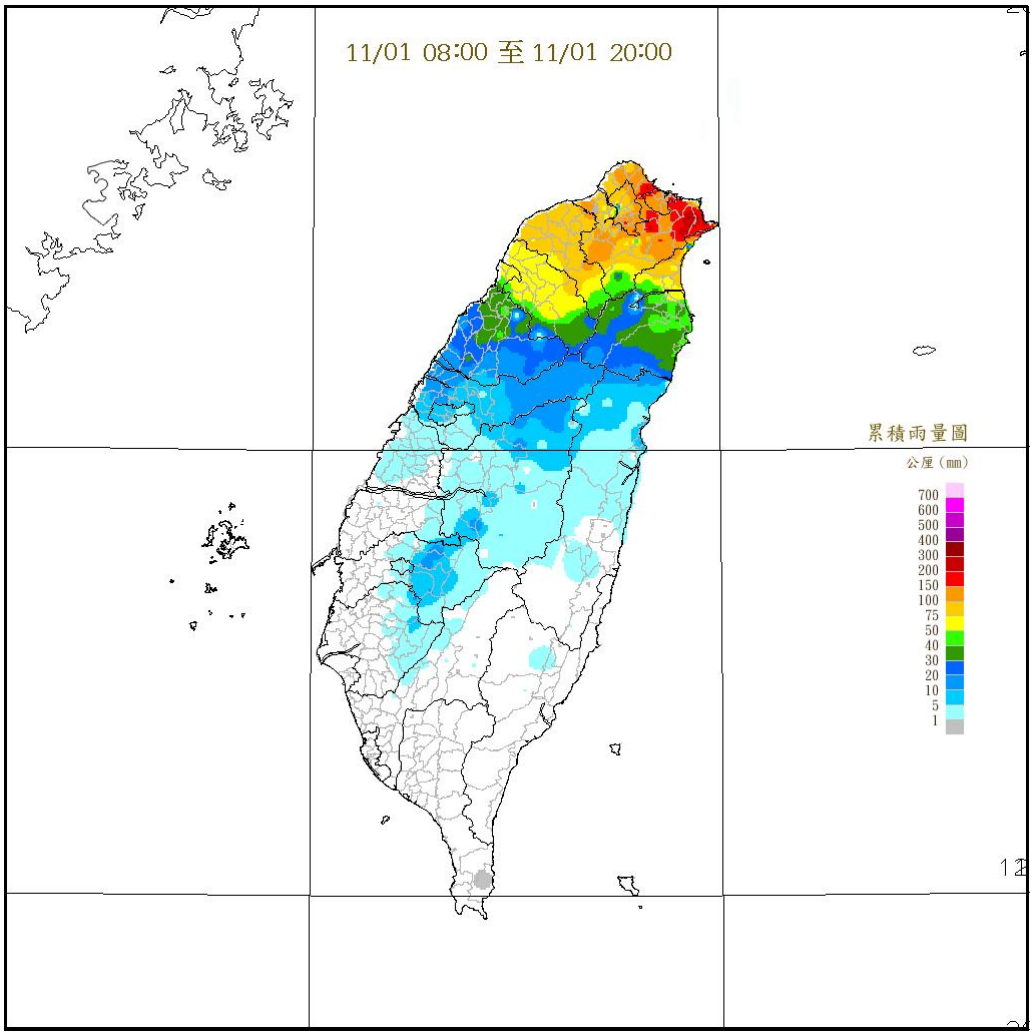


圖 3.4　同圖 3.2，但為 11 月 1 日 0000 UTC 到 11 月 1 日 1200 UTC 之累積。

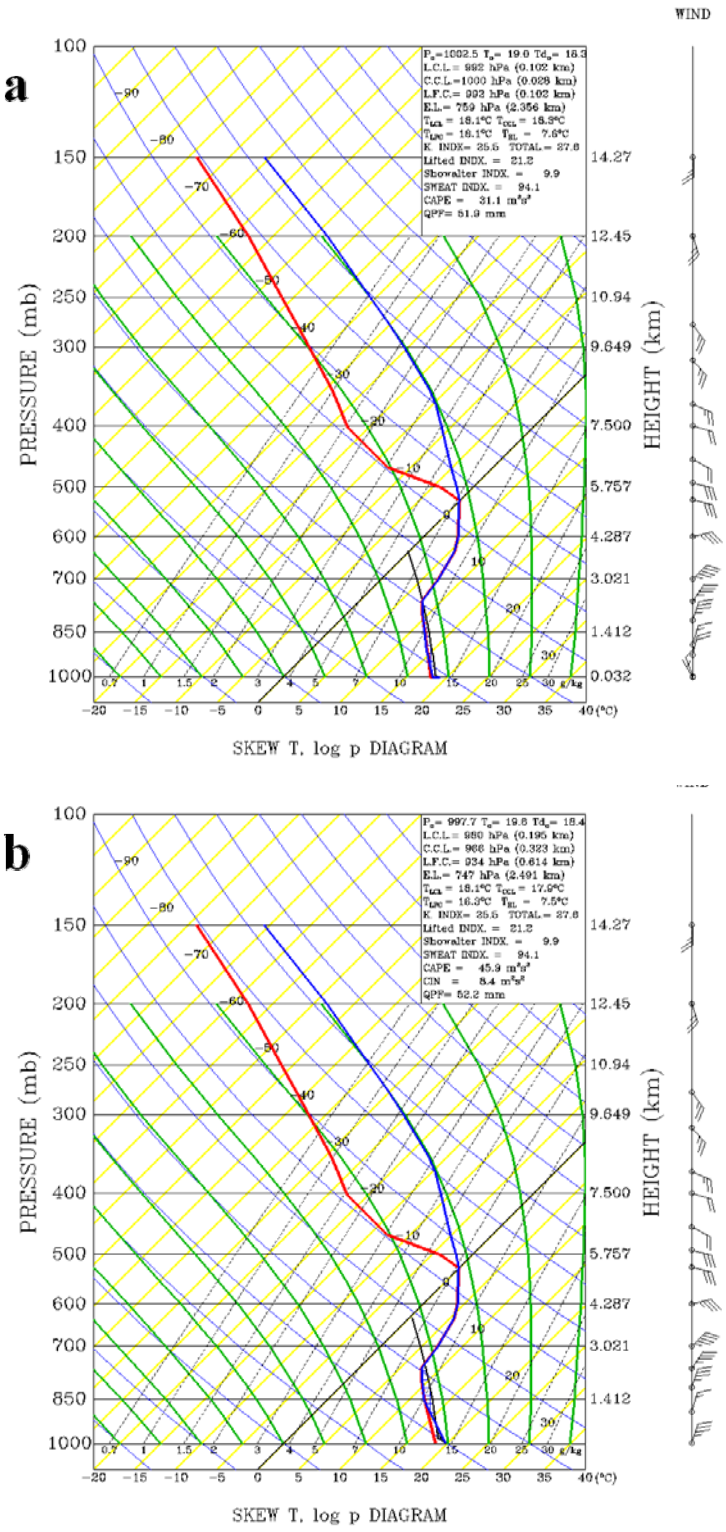


圖3.5　(a)11月1日0000 UTC之板橋斜溫圖，(b)同(a)，但由於板橋探空站位於大屯山背風側，且大屯山的高度約為1000公尺，因此將板橋探空1公里以下的資料剔除，使用地形上游的基隆地面觀測站之觀測資料來代替，藉此描述地形上游的大氣環境條件，右側風標為水平風隨高度變化 (half-bar = 2.5 m s^{-1}，full bar = 5 m s^{-1})。

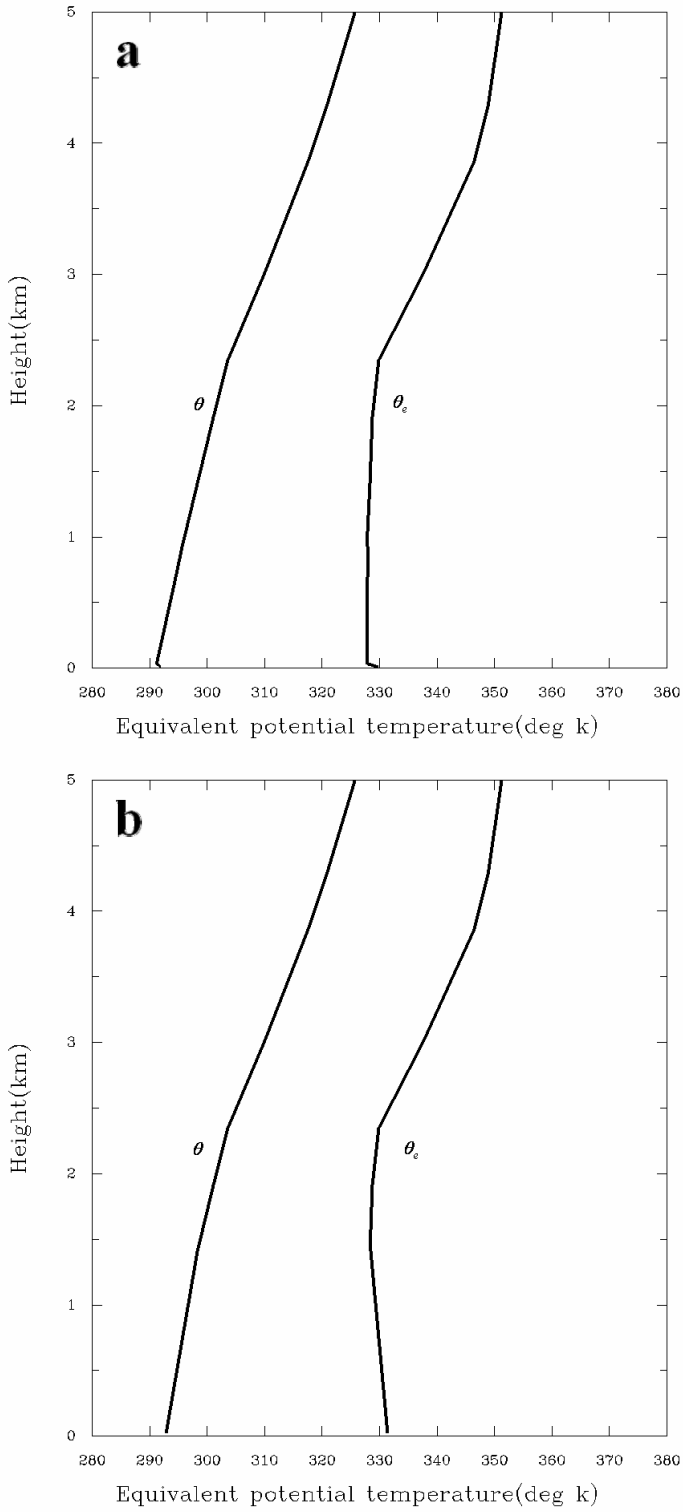


圖 3.6　(a)位溫(θ，單位為 k)與相當位溫(θe，單位為 k)隨高度之變化，時間為 11 月 1 日 0000 UTC，(b)同(a)，但由於板橋探空站位於大屯山背風側，且大屯山的高度約為 1000 公尺，因此將板橋探空 1 公里以下的資料剔除，使用地形上游的基隆地面觀測站之觀測資料來代替，藉此描述地形上游的大氣環境條件。

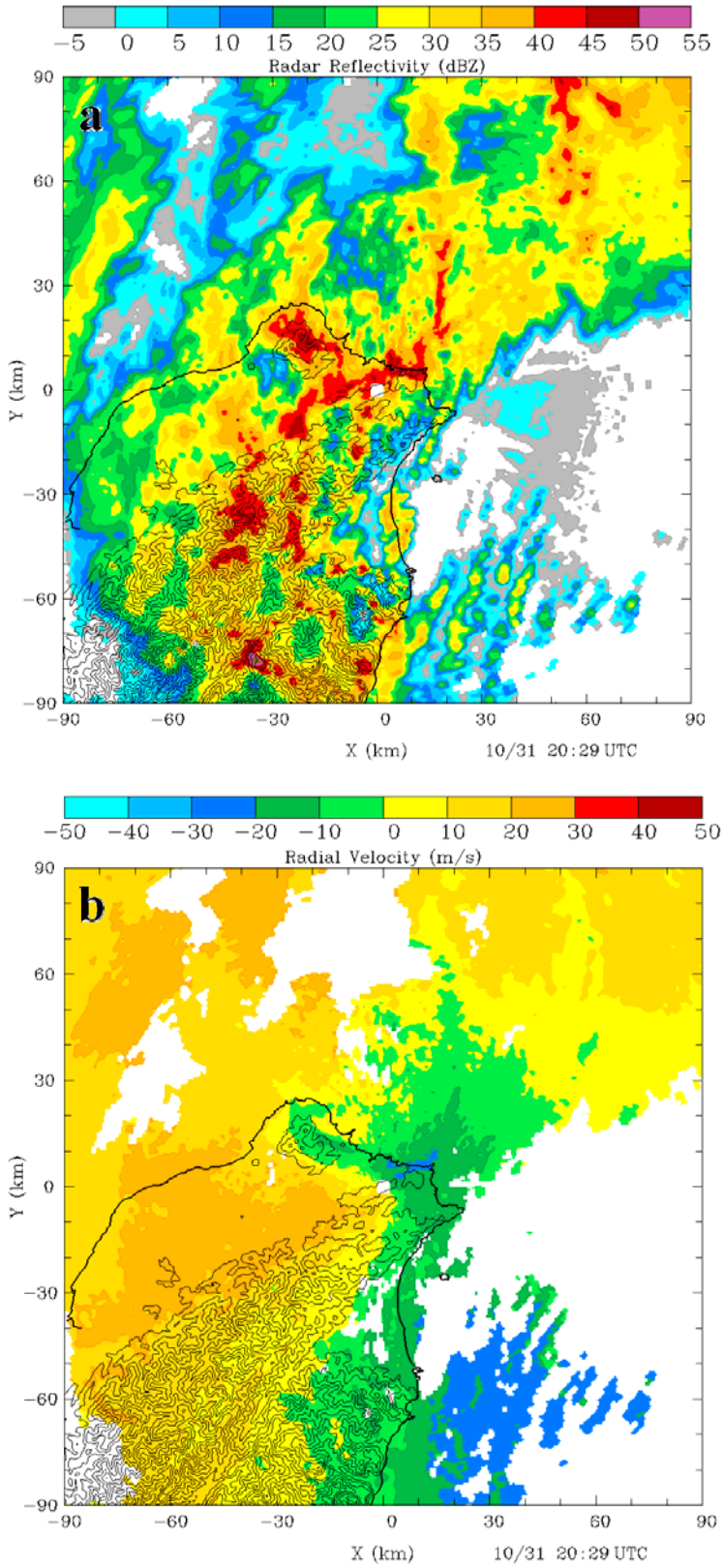


圖 3.7　五分山PPI (1.4 度仰角)雷達觀測之 (a)雷達回波圖 (色階，單位為dBZ) 及 (b)徑向風場 (色階，單位為m s-^{1})，時間為 10 月 31 日 2029 UTC，等值線為地形高度 (單位為公尺，間距為 300 公尺)。

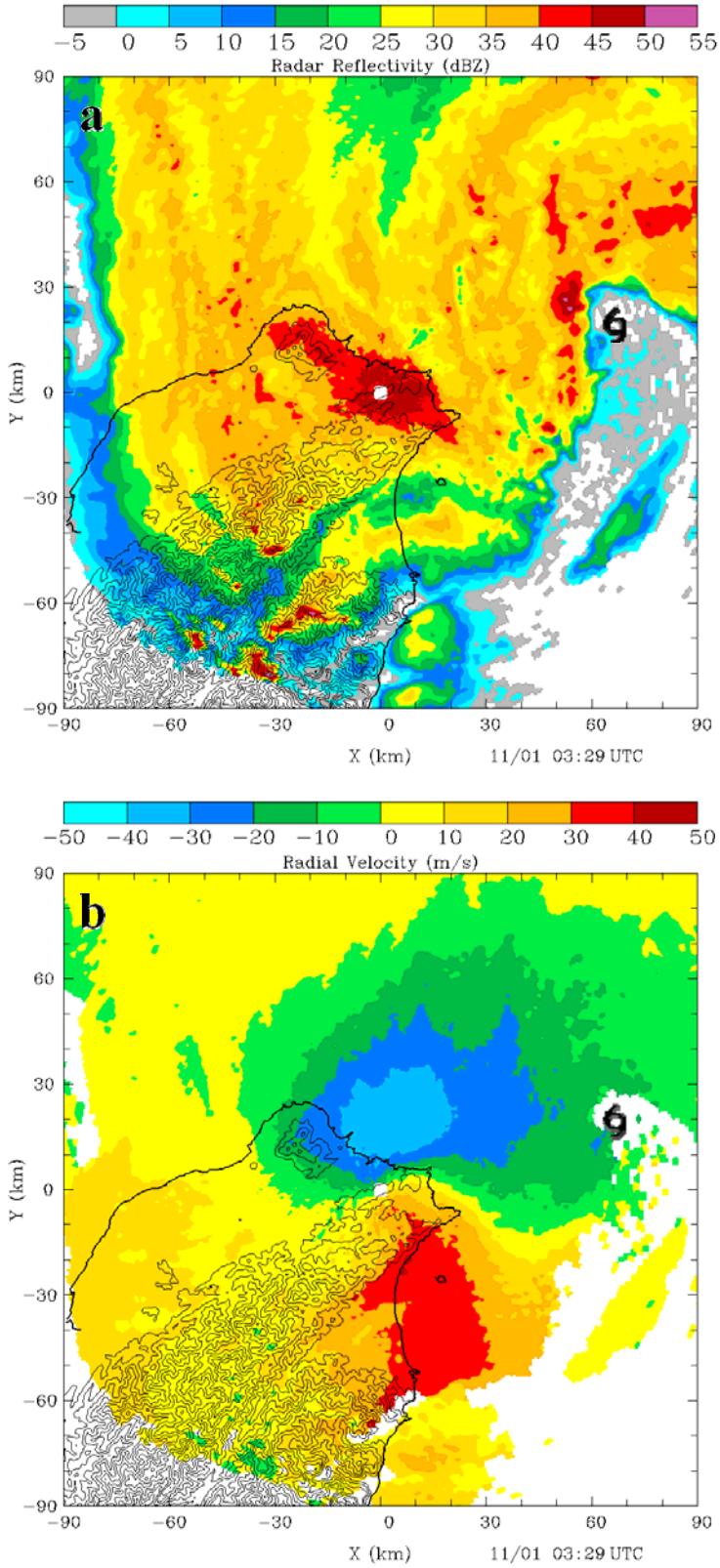


圖 3.8　同圖 3.7，但時間為 11 月 1 日 0329 UTC，圖中 ❻ 表示颱風弱回波中心。

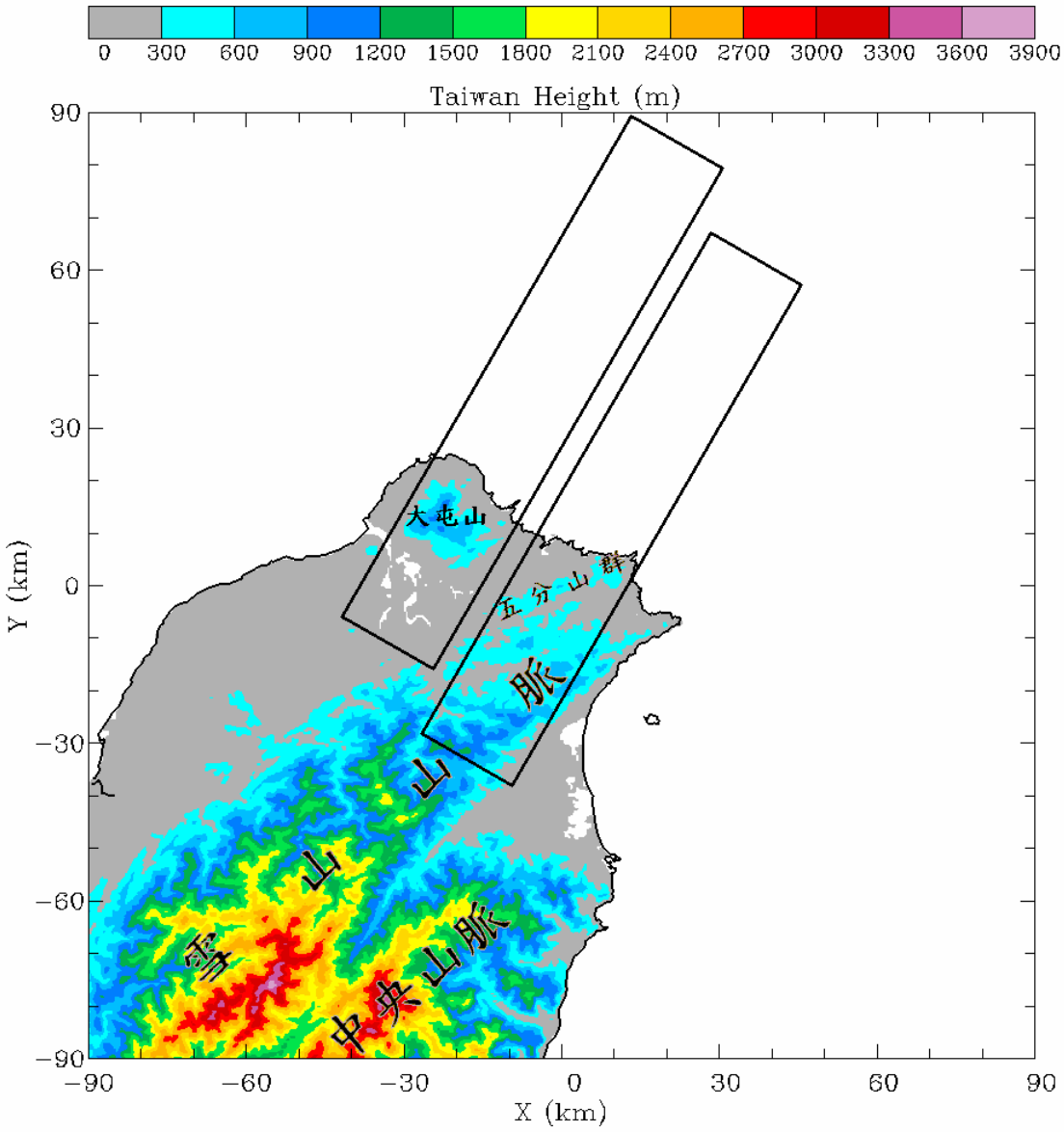


圖3.9　雷達回波隨時間變化之區域選取範圍，兩選取區域皆長110公里，寬20公里，角度30度 (正北為0)，色階為地形高度 (單位為公尺，間距為300公尺，如圖上所標示)。

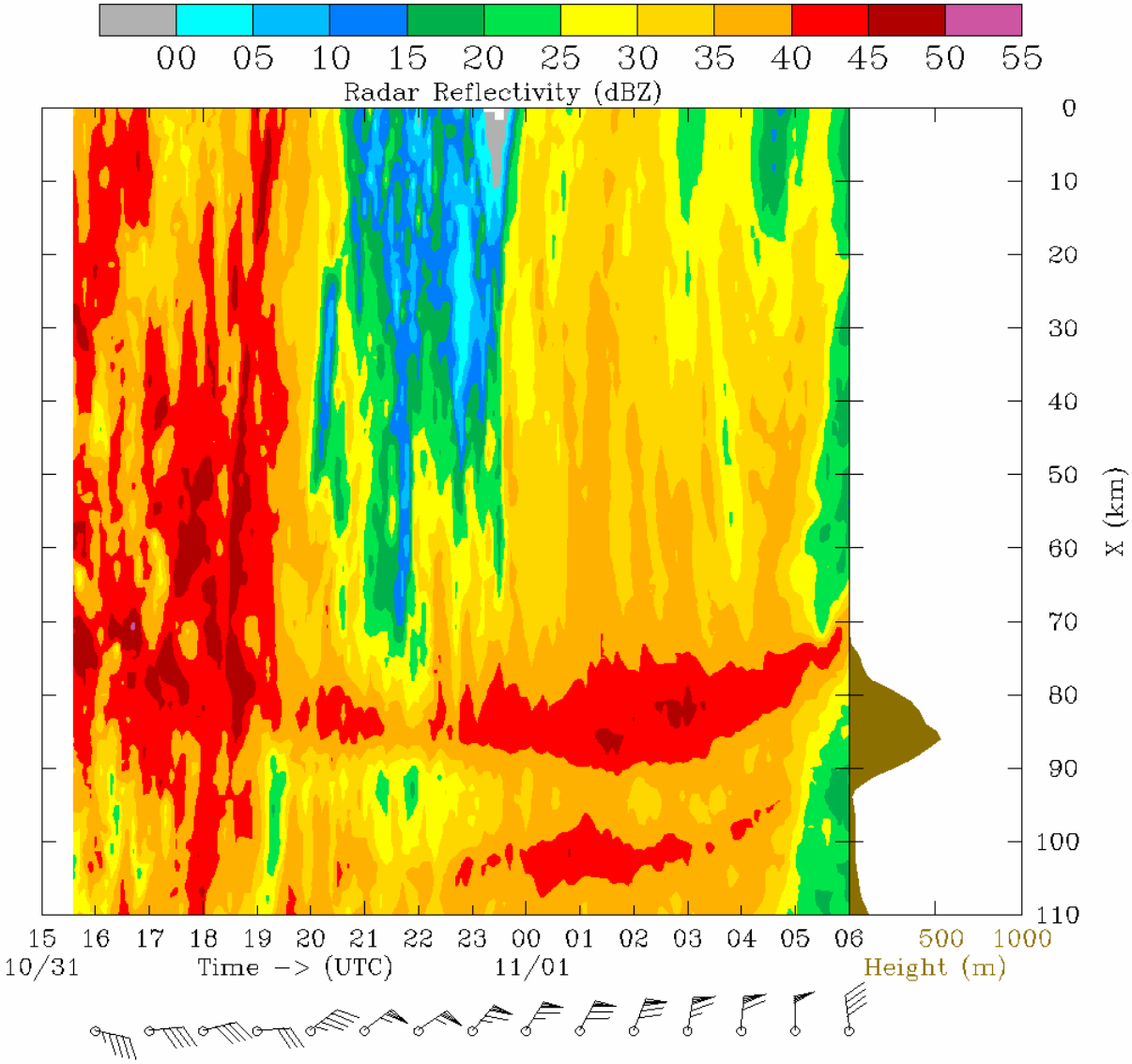


圖3.10　大屯山區域之平均雷達回波隨時間的變化，色階為平均雷達回波 (單位為dBZ，間距如圖上所標示)，下方風標表示地形上游兩公里以下平均風場(區域選取範圍已於第二章，圖2.1說明)逐時變化 (half-bar = 2.5 m s^{-1}，full bar = 5 m s^{-1}，flag = 25 m s^{-1})，右側棕色區域表示地形高度 (單位為公尺)。時間自10月31日1500 UTC至11月1日0600 UTC。

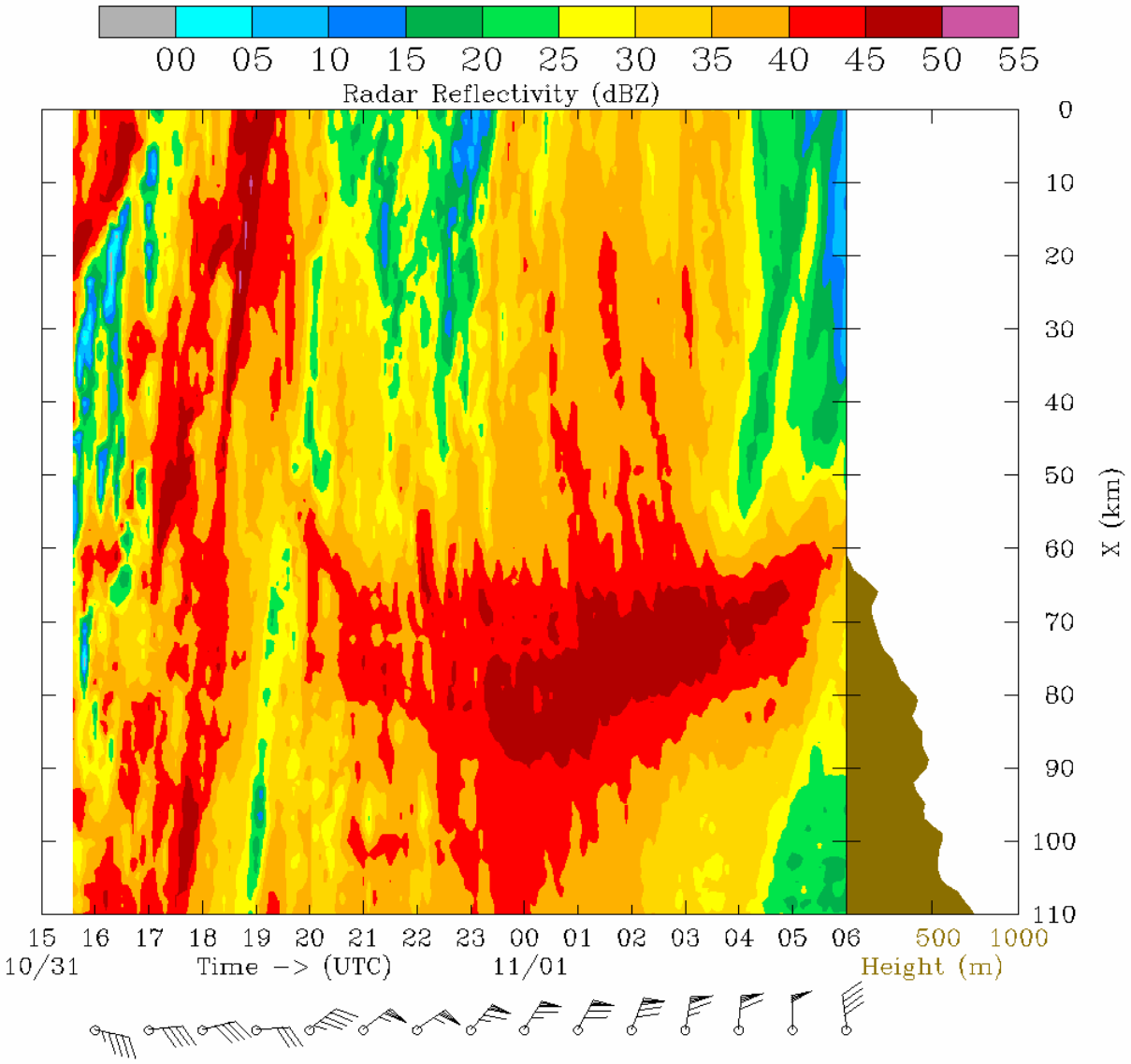


圖3.11　同圖3.10，但為雪山區域之平均雷達回波隨時間的變化。

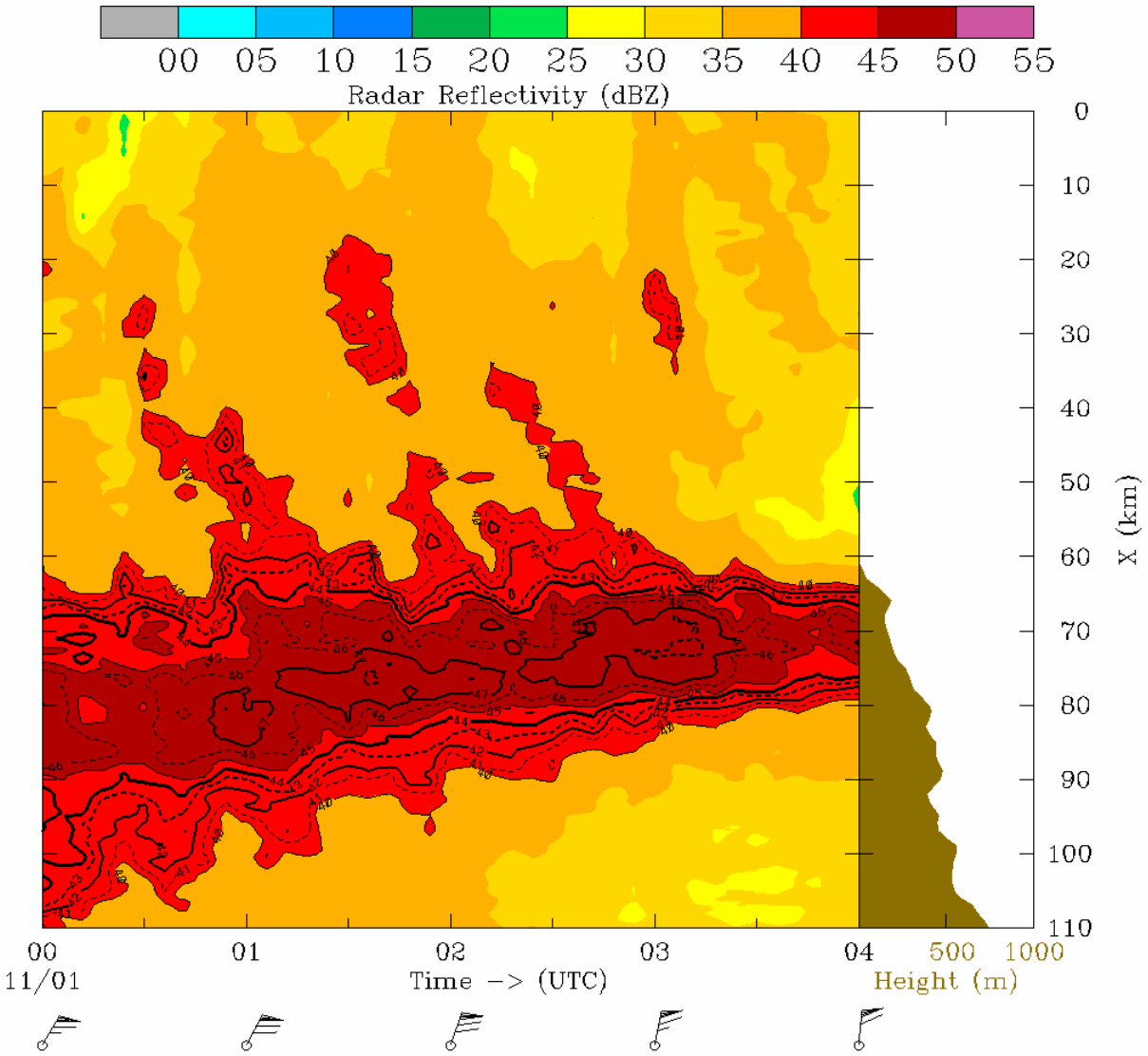


圖 3.12　同圖 3.11，但時間自 11 月 1 日 0000 UTC 至 11 月 1 日 0400 UTC。

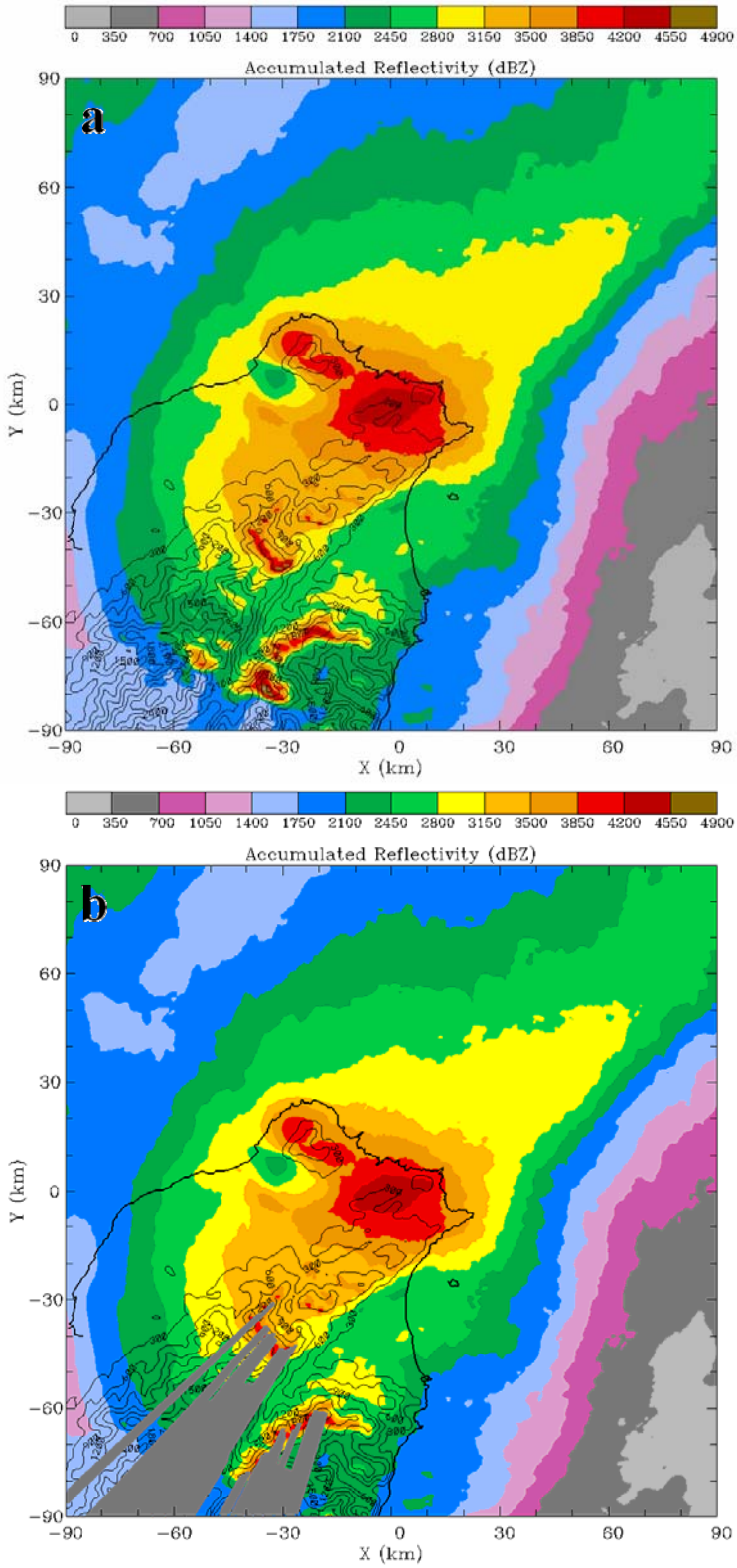


圖4.1　(a)十小時累積雷達回波圖(PPI 1.4度仰角)，色階為累積雷達回波 (單位為dBZ，間距如圖上所標示) ，黑色等值線表示地形高度 (單位為公尺)，間距為300公尺。累積時間自10月31日2000 UTC至11月1日0600 UTC，共十小時。 (b)同 (a)，深灰色區域表示電磁波會受地形阻擋區域。

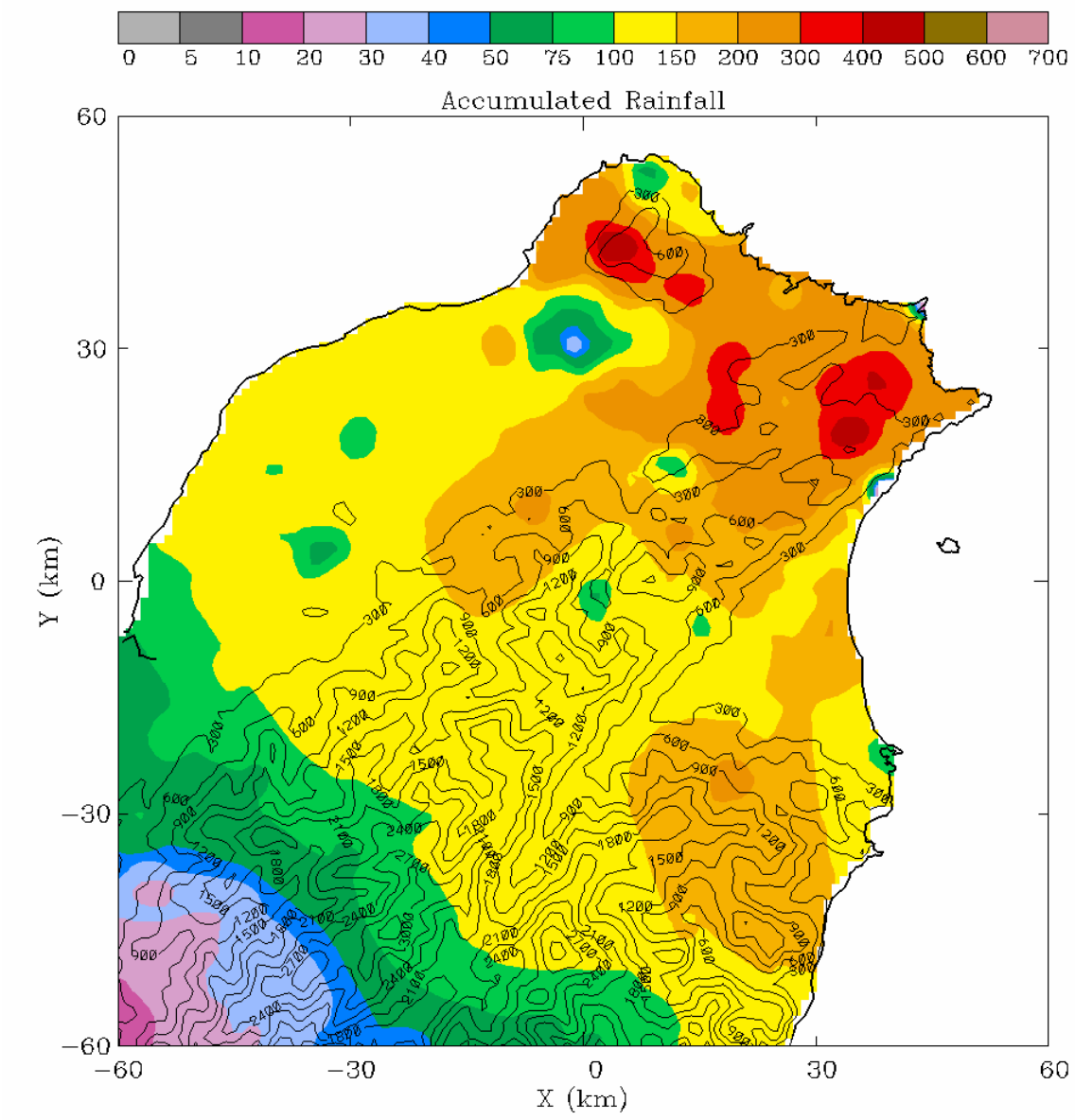


圖4.2　十小時累積雨量圖，累積時間自10月31日2000 UTC至11月1日0600 UTC，共十小時。並去除十小時累積雨量小於1 mm 的測站資料，以濾除錯誤的雨量資料，再以Cressman (1959)的權重函數將其轉為網格資料繪製而成，色階表示累積雨量 (單位為公釐)，間距如圖上所標示，黑色等值線表示地形高度 (單位為公尺)，間距為300公尺。

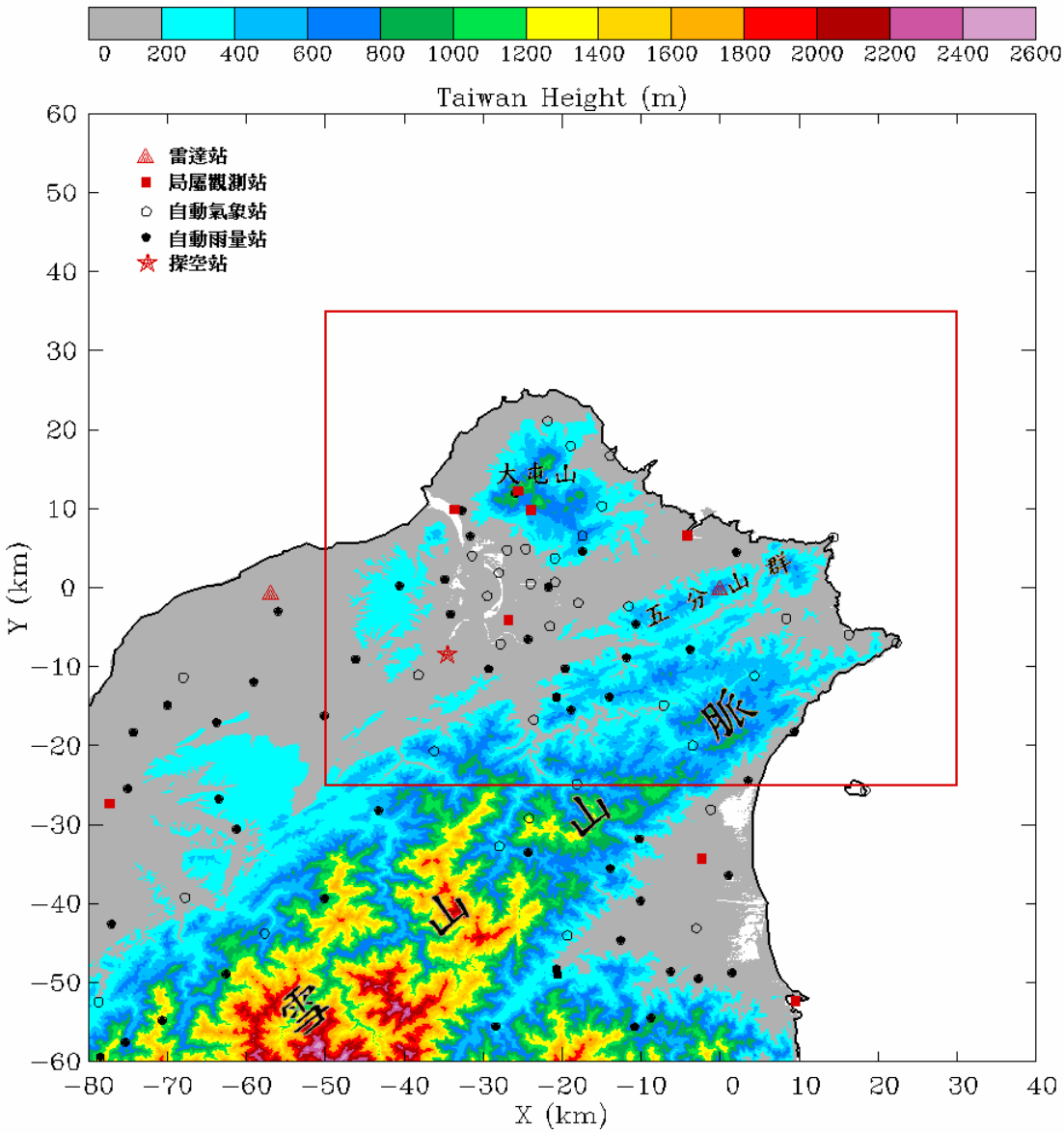


圖4.3　北台灣測站分佈圖，色階為地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，圖中符號所代表的測站類型於圖左上方說明，紅線所圍住的範圍為本研究之主要研究區域。

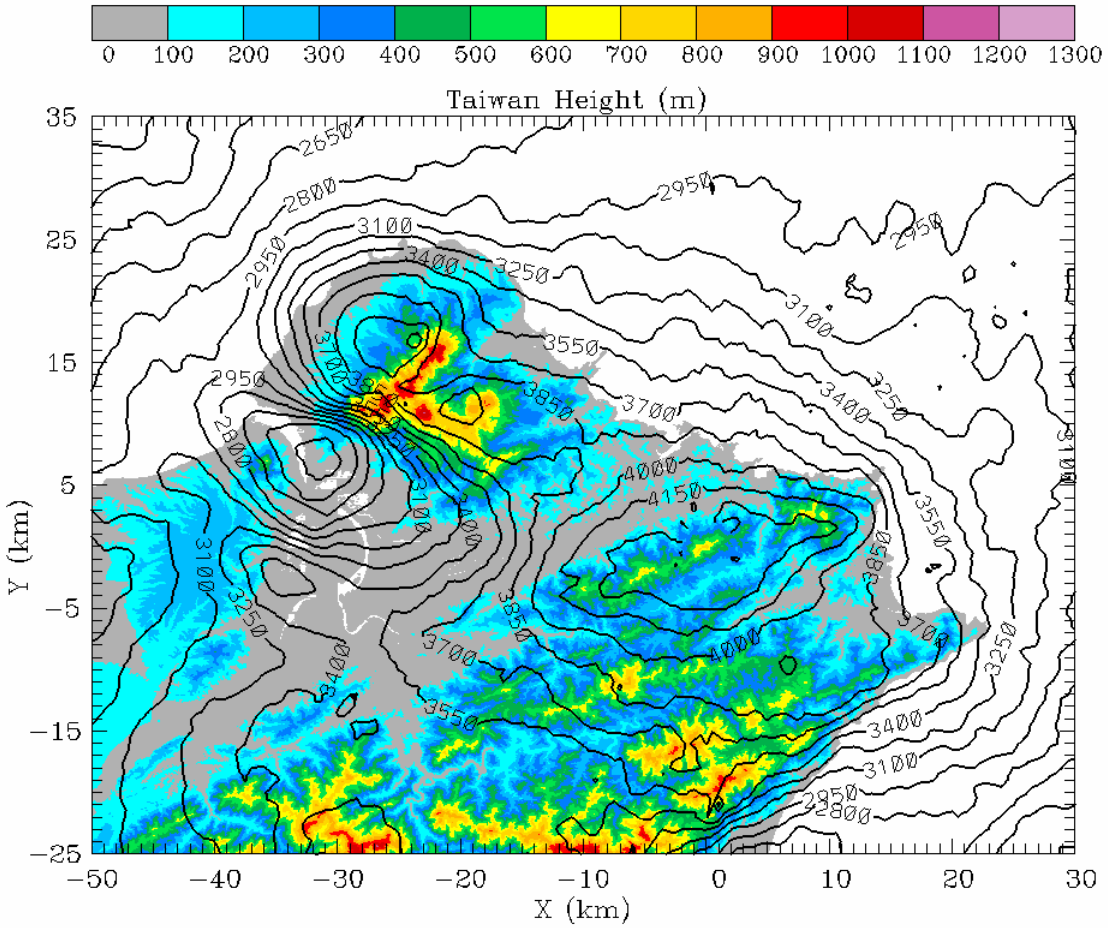


圖4.4　局部十小時累積雷達回波，色階為地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，等值線為累積雷達回波 (單位為dBZ，間距為150 dBZ)。累積時間自10月31日2000 UTC至11月1日0600 UTC，共十小時。

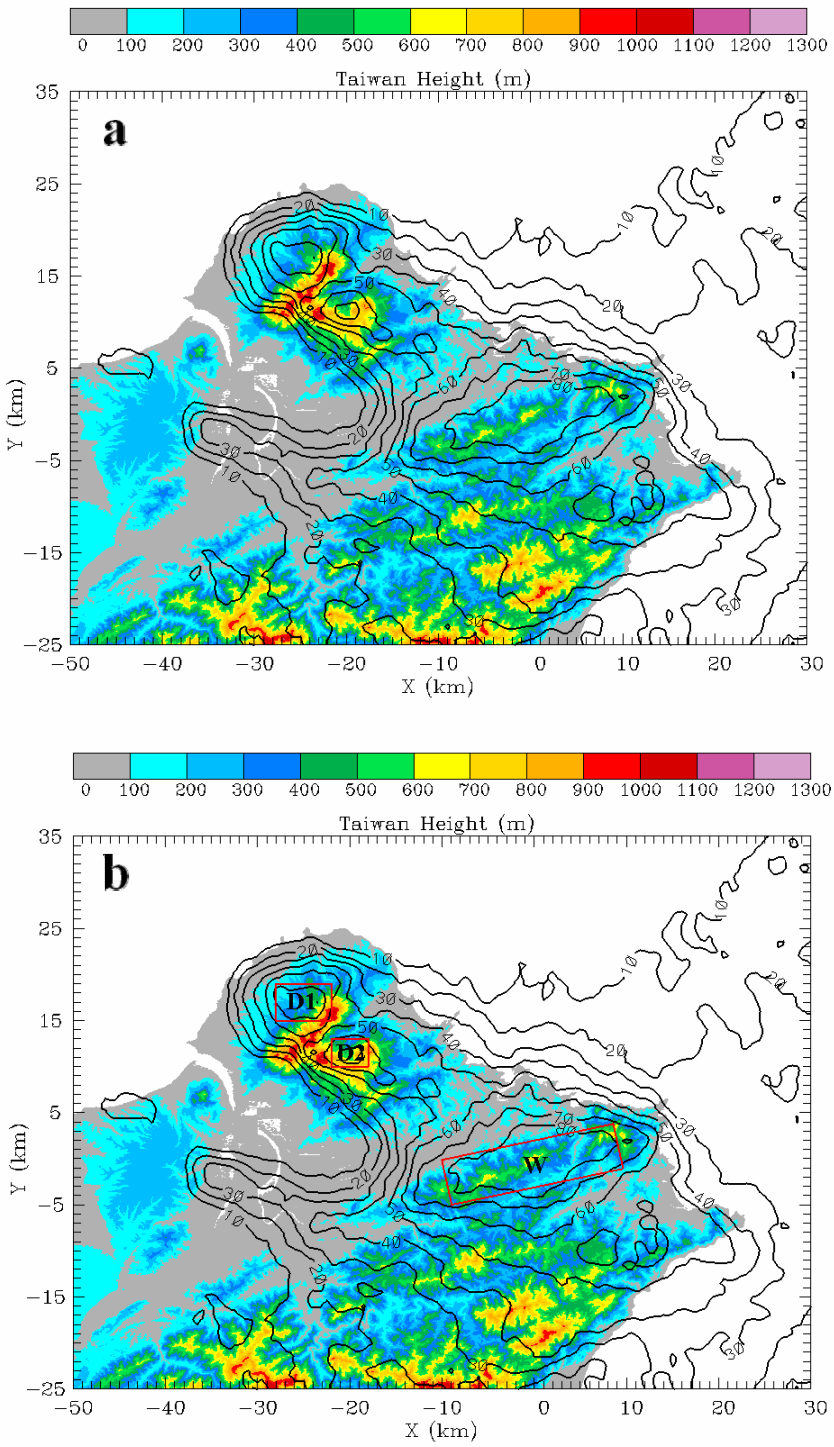


圖4.5　(a)雷達回波大於40 dBZ之雷達回波頻率分佈，色階為地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，等值線為雷達回波頻率 (間距為10%)。分析時間自10月31日2000 UTC至11月1日0600 UTC，共十小時。(b)同 (a)，加上區域雷達回波垂直分佈分析選取區域 (紅線所圍住之範圍)，如圖上所標示共分D1、D2和W三區域。

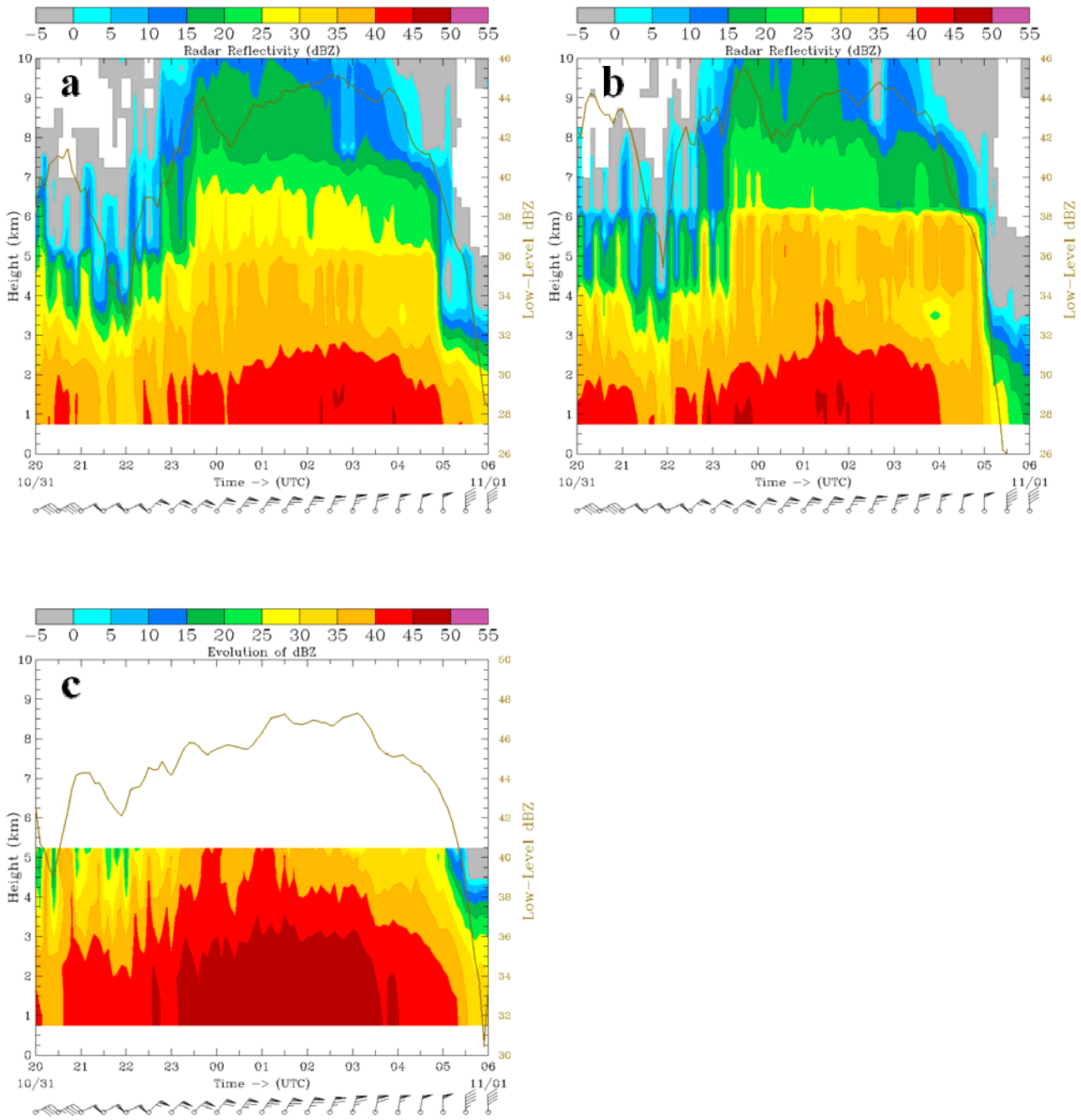


圖4.6　(a)D1區域之平均雷達回波隨時間之垂直分佈，色階為平均雷達回波 (單位為dBZ，間距如圖上所標示)，棕色實線為低層 (1.4度仰角)平均雷達回波 (單位為dBZ，間距如圖右側所標示)，下方風標表示地形上游兩公里以下平均風場(區域選取範圍已於第二章，圖2.1說明)每半小時的變化 (half-bar = 2.5 m s^{-1}，full bar = 5 m s^{-1}，flag = 25 m s^{-1})。(b)同 (a)，但為D2區域。(c)同 (a)但為W區域。

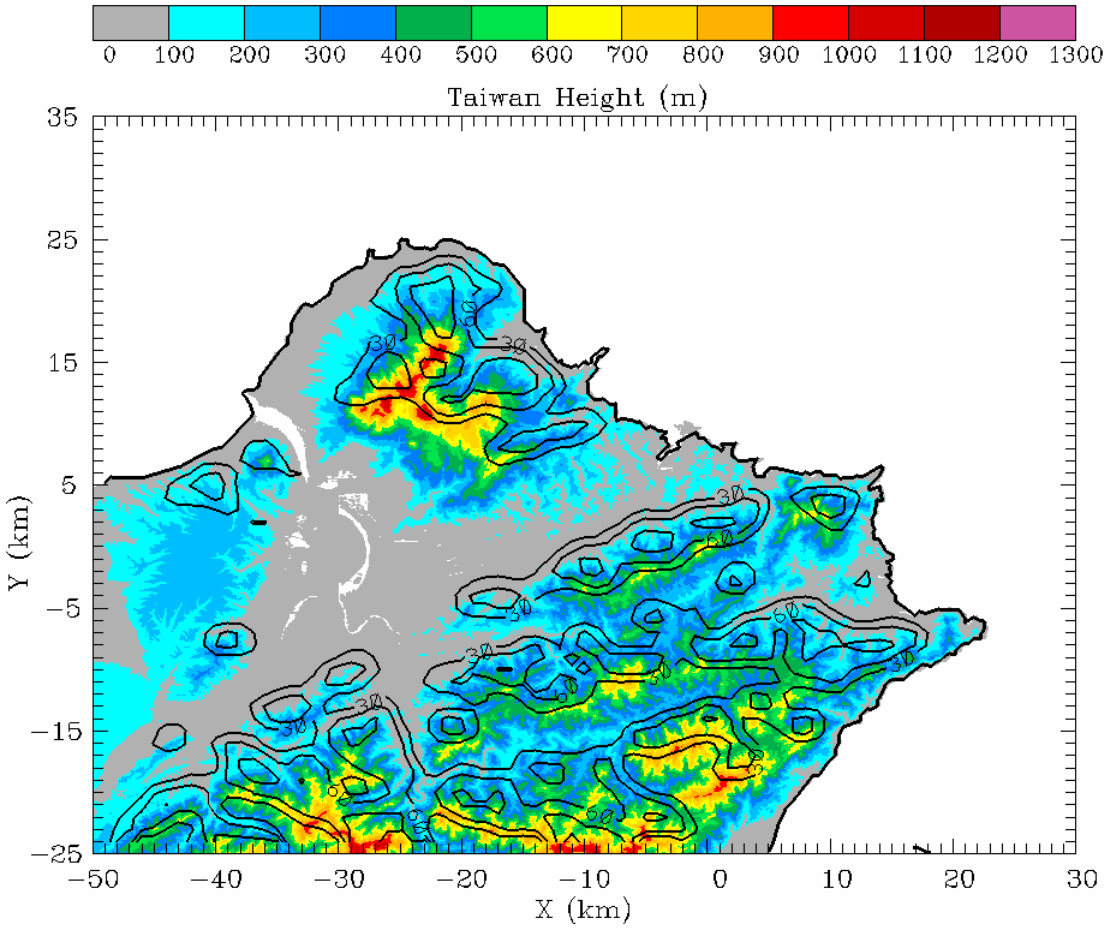


圖4.7　地形引發之垂直速度 (大於1 m s^{-1})頻率與北台灣地形高度之相關，圖中色階為地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，等值線即為地形引發之垂直速度 (大於1 m s^{-1})頻率，間距為30%。

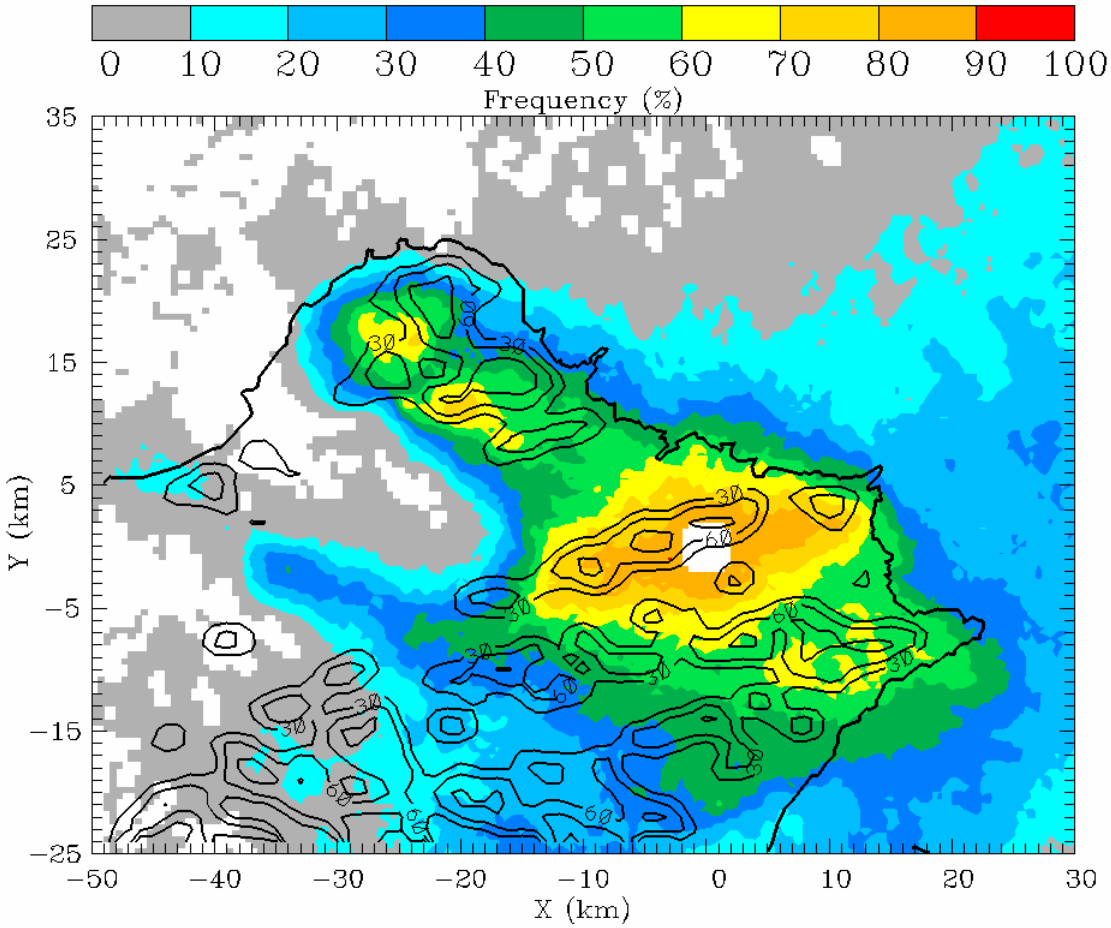


圖4.8　雷達回波 (大於40 dBZ)頻率與地形引發之垂直速度 (大於1 m s^{-1})頻率之相關，色階為雷達回波頻率 (頻率間距為10%，間距如圖上所標示)，等值線為地形引發之垂直速度 (大於1 m s^{-1})頻率，間距為30%。

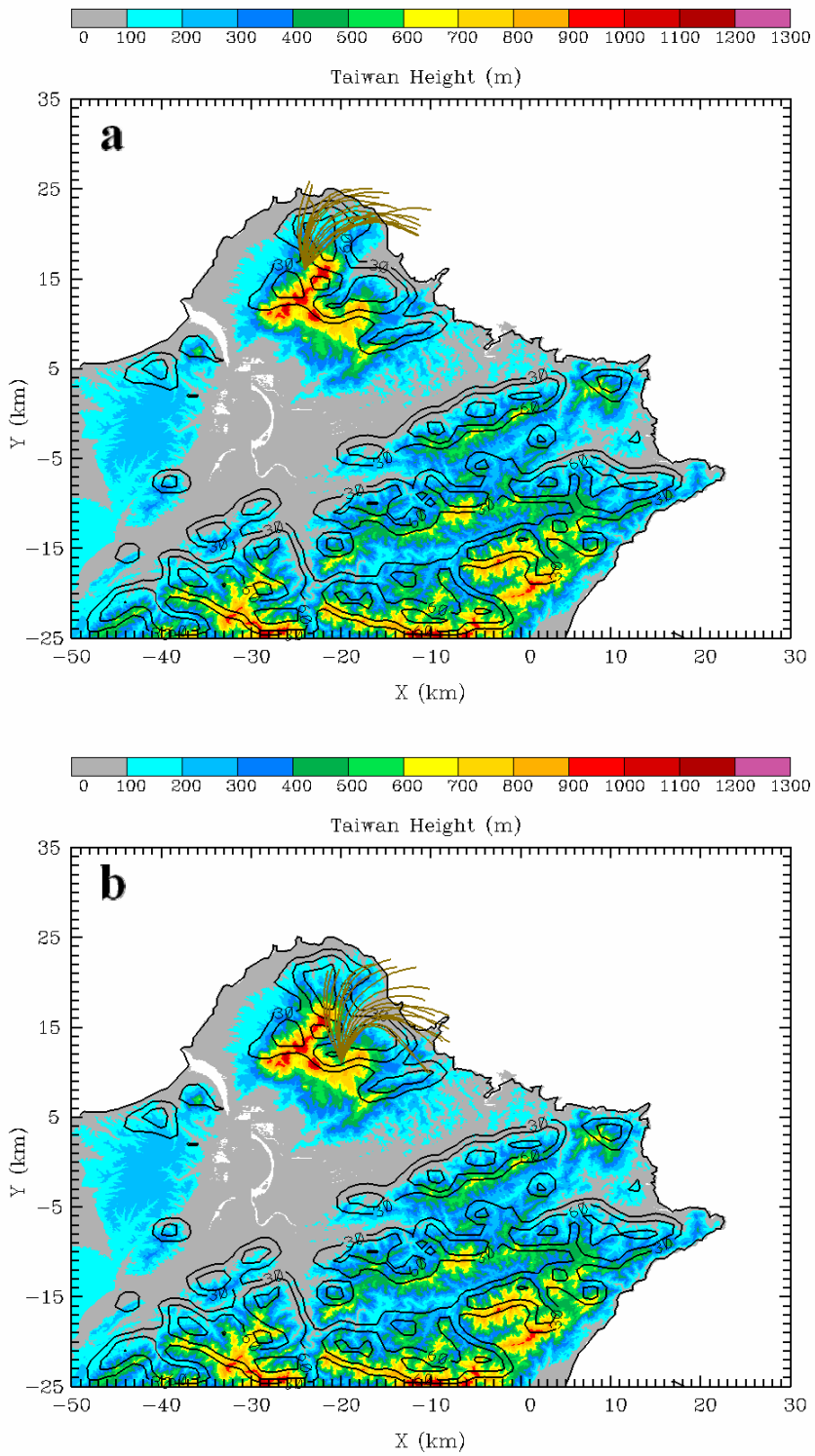


圖4.9　降水粒子軌跡反推，(a)圖表示D1區域的降水粒子反推，(b)圖表示D2區域的降水粒子反推。棕線即為反推之軌跡線，共20條，詳細的反推方法於文中敘述。色階表示地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)，等值線為地形引發之垂直速度 (大於1 m s^{-1})頻率，間距為30%。

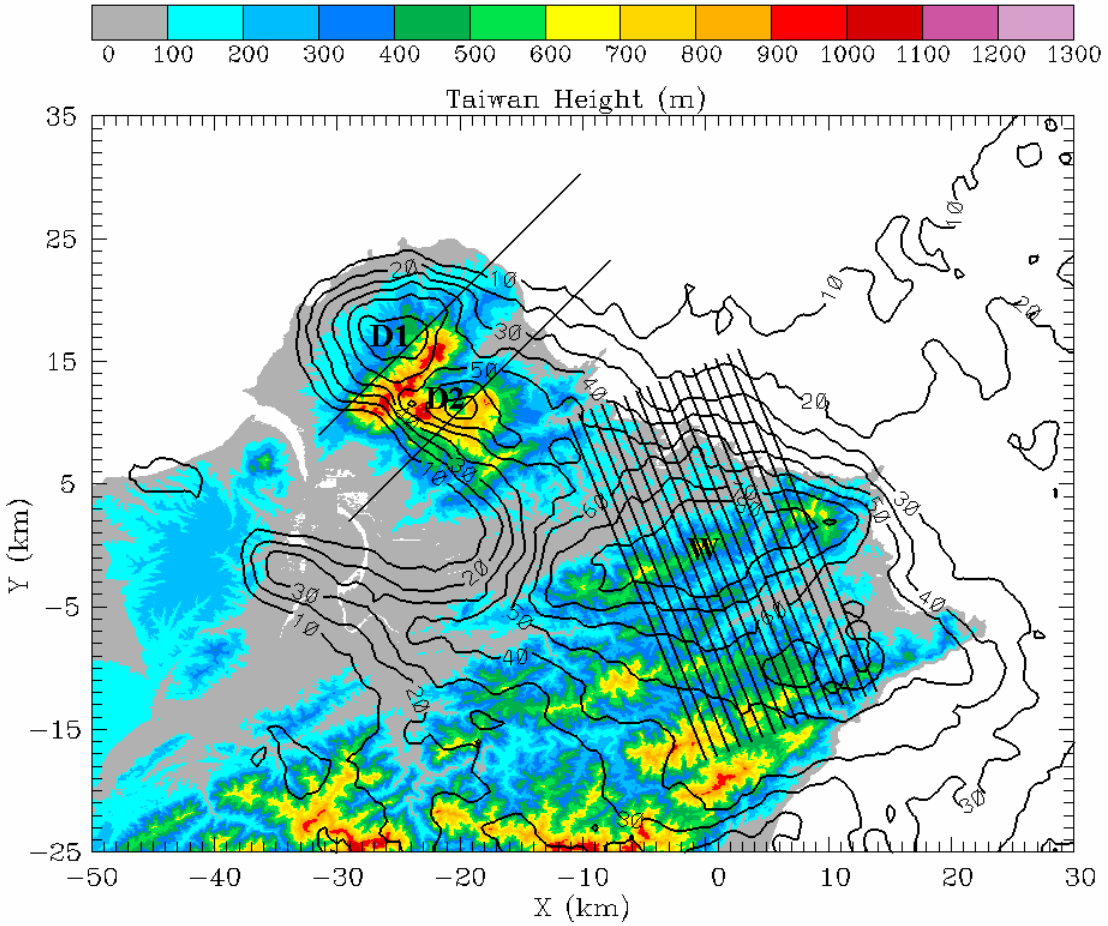


圖5.1　三區域之垂直剖面選取範圍，分別對大屯山之D1與D2各取一條剖面，五分山群則選取16條剖面(每條剖面相距1公里)之雷達回波平均以代表五分山群的雷達回波垂直剖面，剖面長度為30公里。色階表示地形高度 (單位為公尺，間距如圖上所標示)。

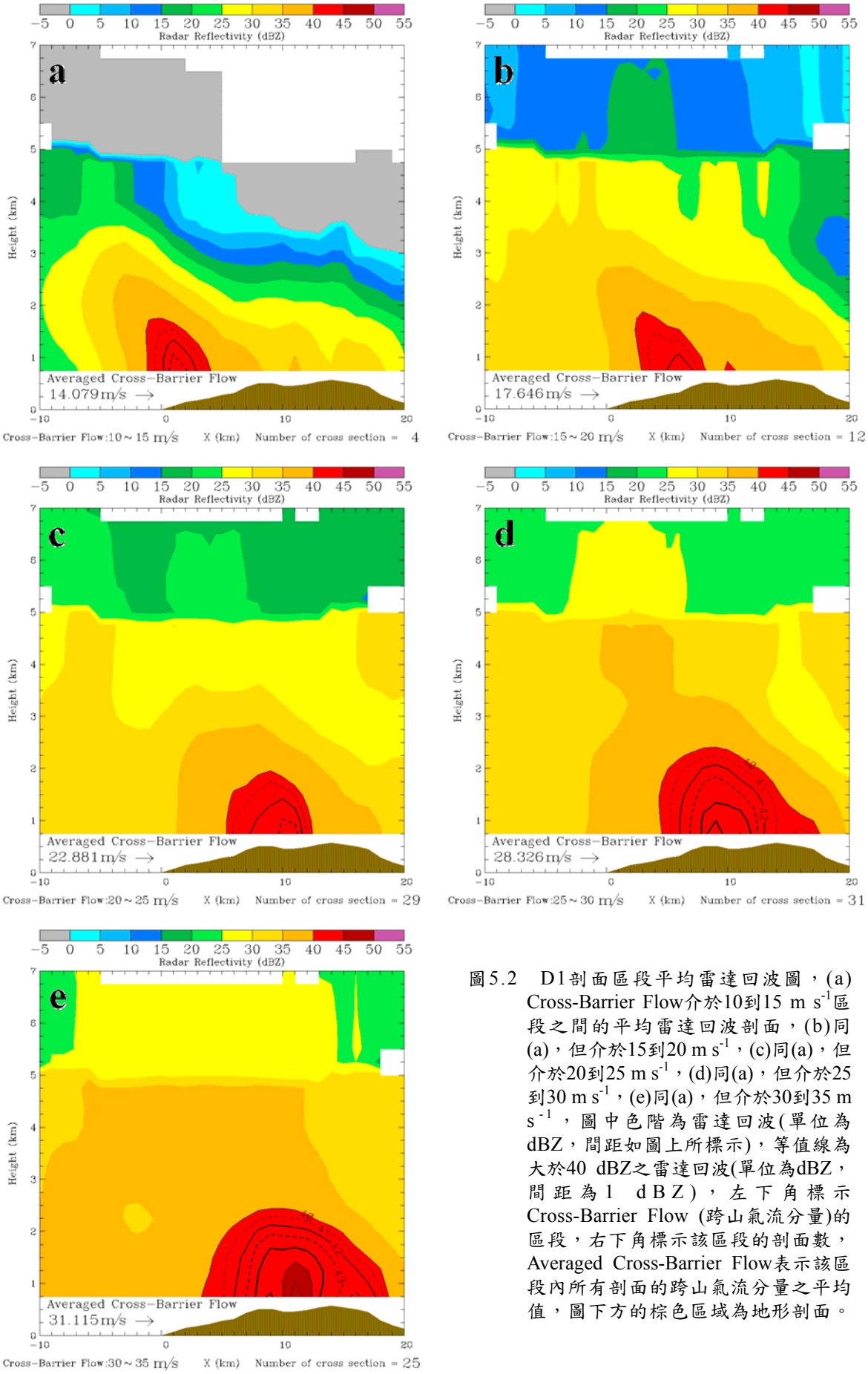


圖5.2　D1剖面區段平均雷達回波圖，(a) Cross-Barrier Flow介於10到15 m s^{-1}區段之間的平均雷達回波剖面，(b)同(a)，但介於15到20 m s^{-1}，(c)同(a)，但介於20到25 m s^{-1}，(d)同(a)，但介於25到30 m s^{-1}，(e)同(a)，但介於30到35 m s^{-1}，圖中色階為雷達回波(單位為dBZ，間距如圖上所標示)，等值線為大於40 dBZ之雷達回波(單位為dBZ，間距為1 dBZ)，左下角標示Cross-Barrier Flow (跨山氣流分量)的區段，右下角標示該區段的剖面數，Averaged Cross-Barrier Flow表示該區段內所有剖面的跨山氣流分量之平均值，圖下方的棕色區域為地形剖面。

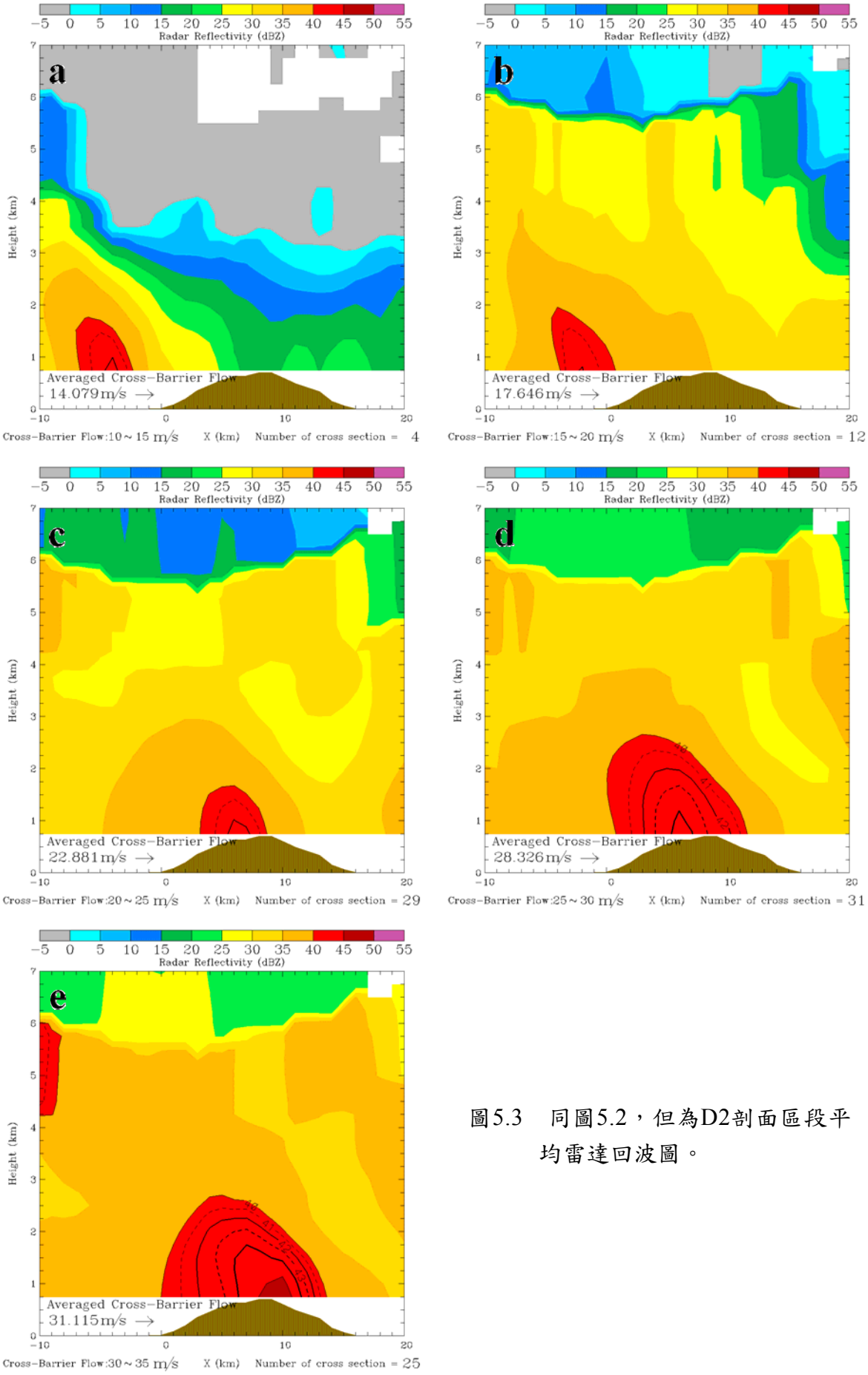


圖5.3　同圖5.2，但為D2剖面區段平均雷達回波圖。

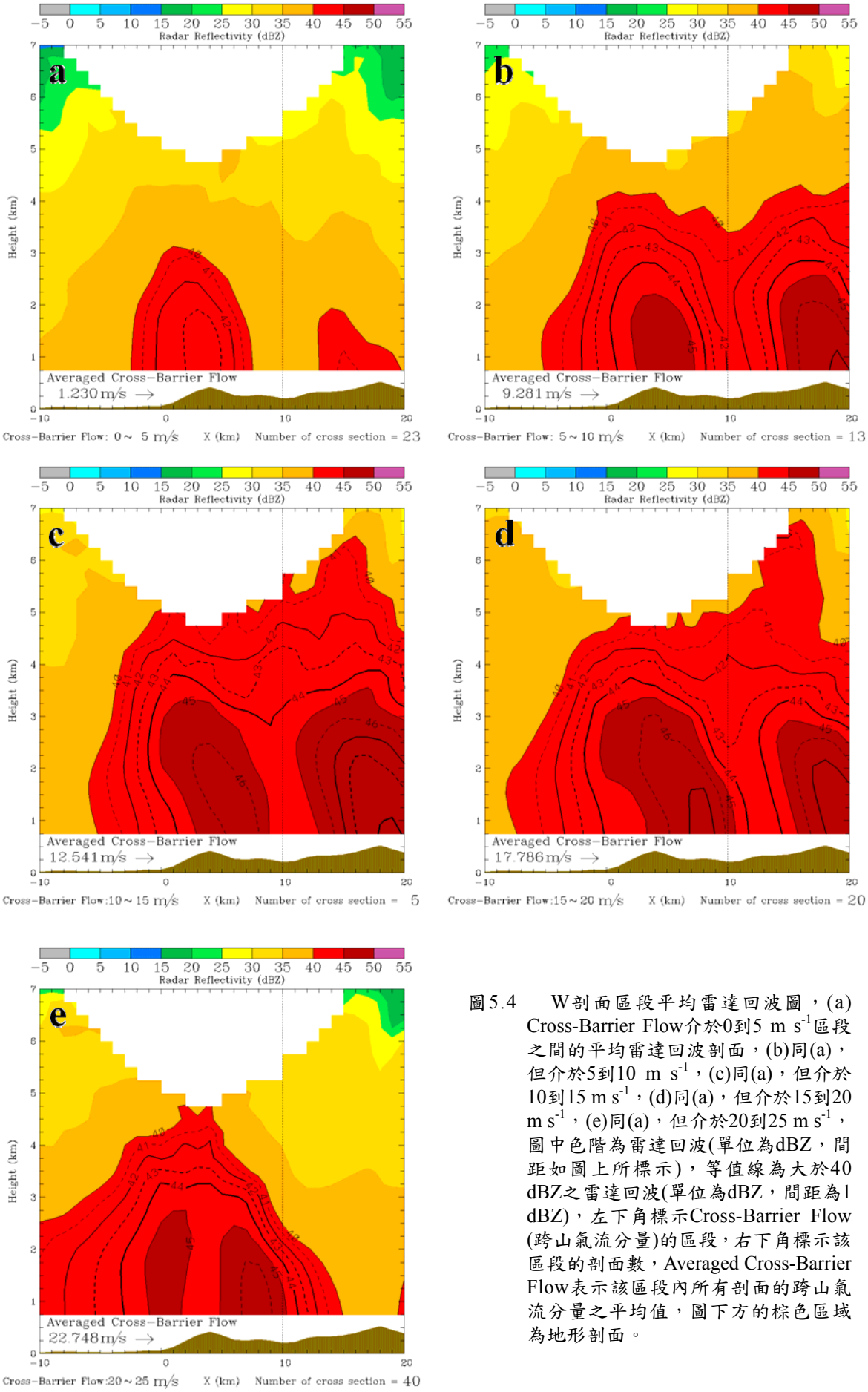


圖5.4　W剖面區段平均雷達回波圖，(a) Cross-Barrier Flow介於0到5 m s^{-1}區段之間的平均雷達回波剖面，(b)同(a)，但介於5到10 m s^{-1}，(c)同(a)，但介於10到15 m s^{-1}，(d)同(a)，但介於15到20 m s^{-1}，(e)同(a)，但介於20到25 m s^{-1}，圖中色階為雷達回波(單位為dBZ，間距如圖上所標示)，等值線為大於40 dBZ之雷達回波(單位為dBZ，間距為1 dBZ)，左下角標示Cross-Barrier Flow (跨山氣流分量)的區段，右下角標示該區段的剖面數，Averaged Cross-Barrier Flow表示該區段內所有剖面的跨山氣流分量之平均值，圖下方的棕色區域為地形剖面。

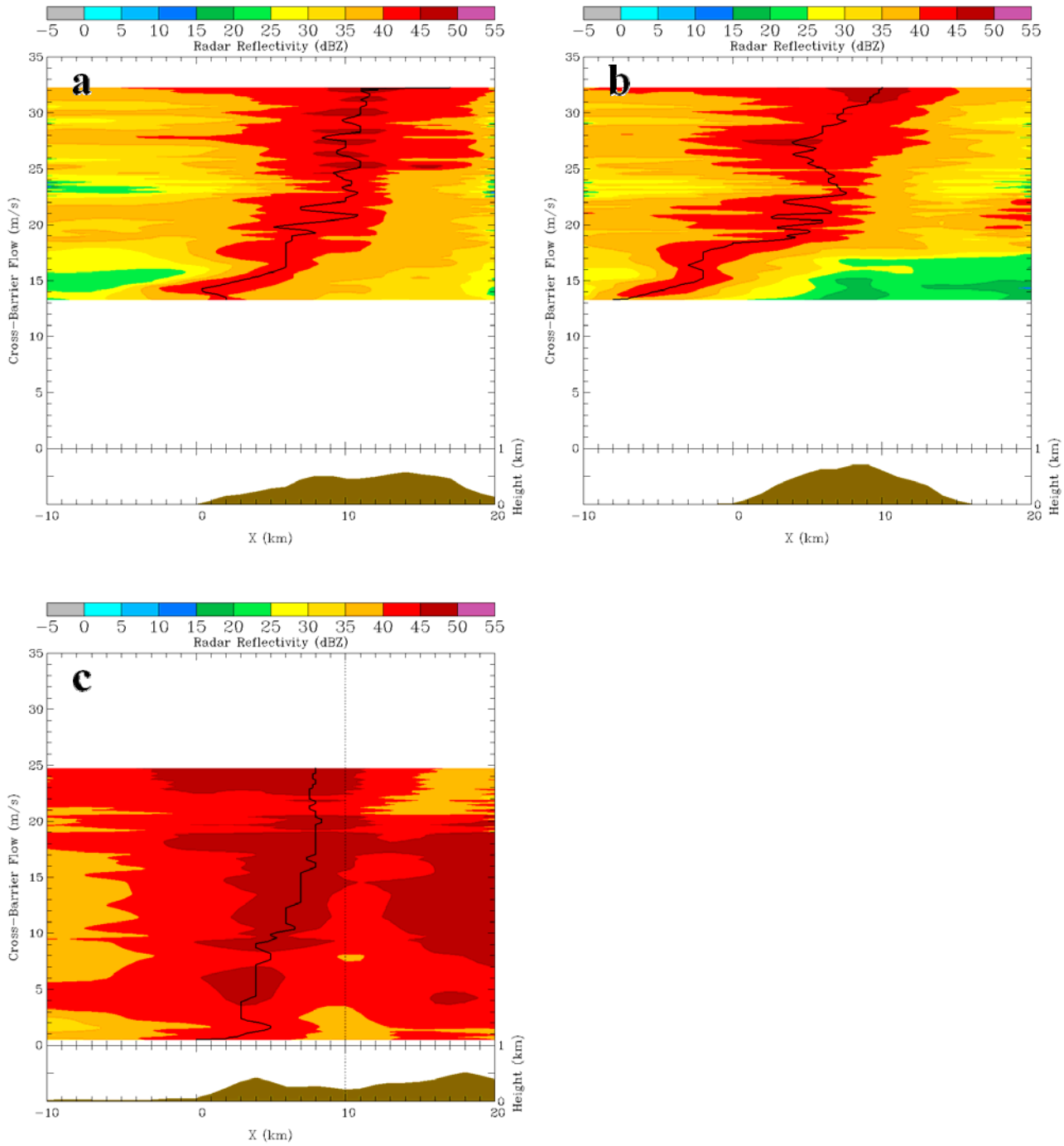


圖5.5　底層(750公尺高度)雷達回波最大值的位置(相對於地形)與跨山氣流分量大小(Cross-Barrier Flow)之相關，(a)為大屯山D1剖面，(b)為大屯山D2剖面，(c)為五分山群W剖面。圖中色階為底層雷達回波（單位為dBZ，間距如圖上所示)，圖下方的棕色區域為地形剖面，黑實線為雷達回波最大值位置的連線。

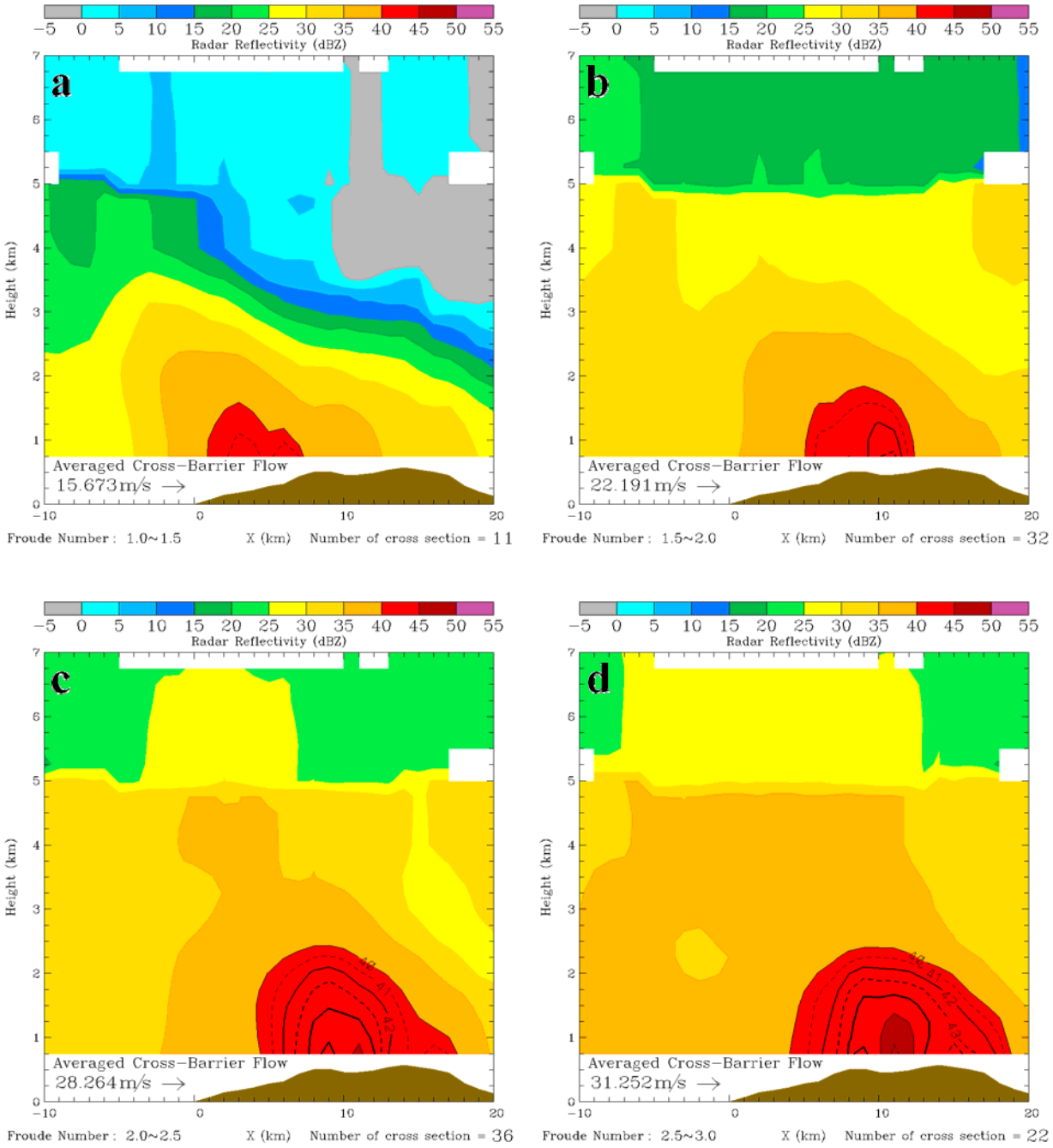


圖5.6　D1剖面區段平均雷達回波圖，(a) Froude number介於1到1.5區段之間的平均雷達回波剖面，(b)同(a)，但介於1.5到2，(c)同(a)，但介於2到2.5，(d)同(a)，但介於2.5到3，圖中色階為雷達回波(單位為dBZ，間距如圖上所標示)，等值線為大於40 dBZ之雷達回波(單位為dBZ，間距為1 dBZ)，左下角標示Froude number的區段，右下角標示該區段的剖面數，Averaged Cross-Barrier Flow表示該區段內所有剖面的跨山氣流分量之平均值，圖下方的棕色區域為地形剖面。

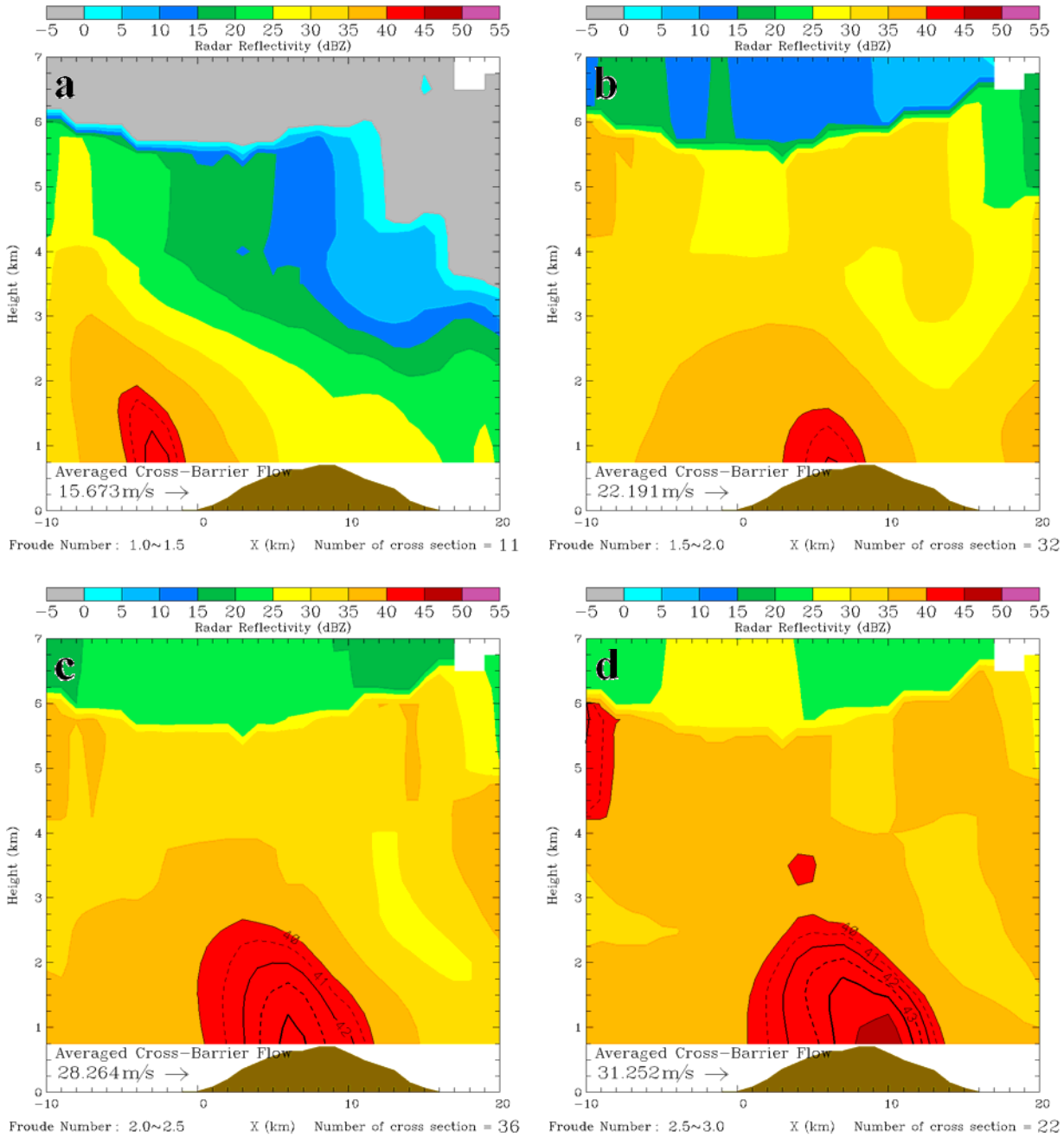


圖5.7　同圖5.6，但為D2剖面區段平均雷達回波圖。

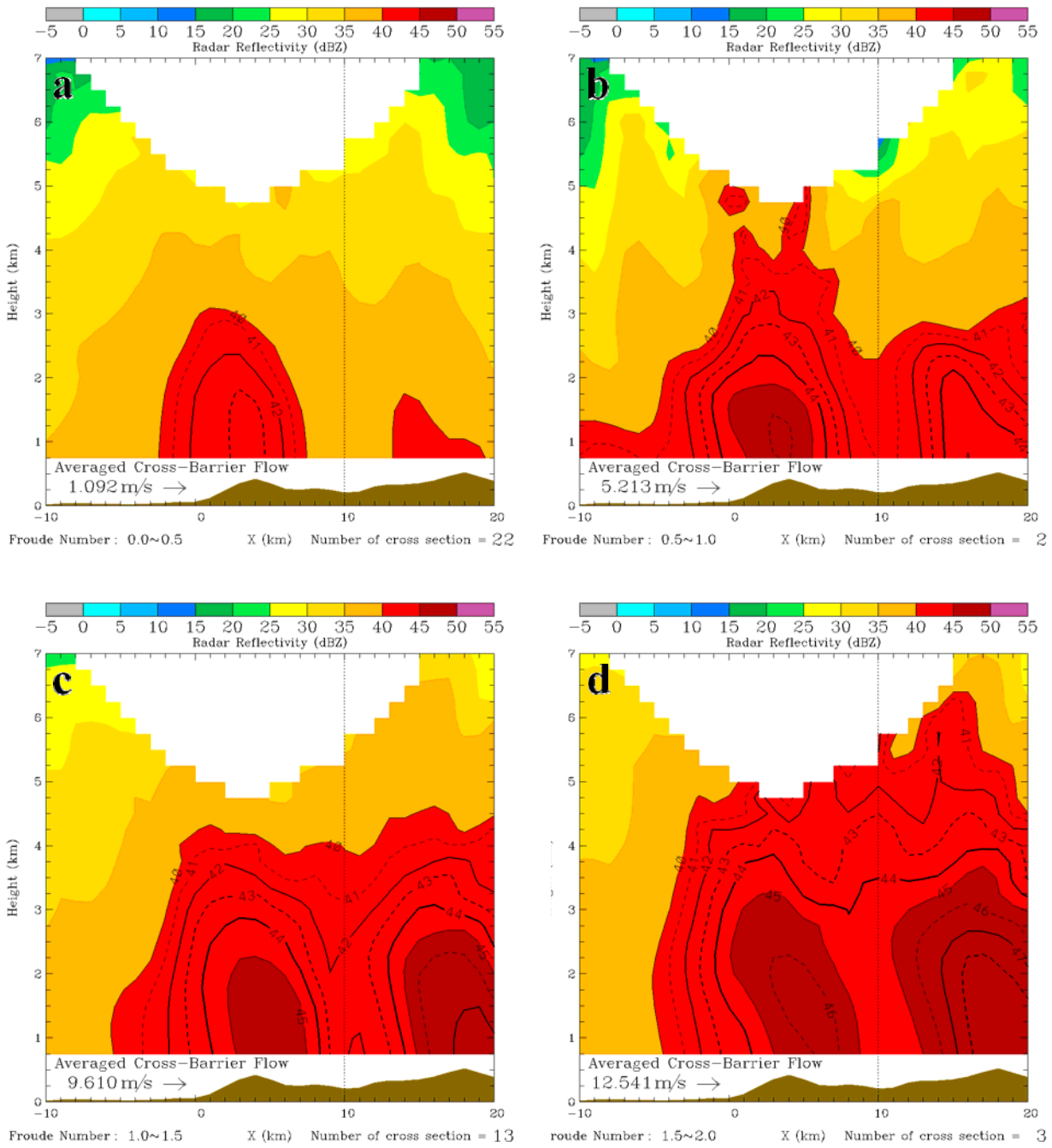


圖5.8　W剖面區段平均雷達回波圖，(a)Froude number介於0到0.5區段之間的平均雷達回波剖面，(b)同(a)，但介於0.5到1，(c)同(a)，但介於1到1.5，(d)同(a)，但介於1.5到2，(e)同(a)，但介於2到2.5，(f)同(a)，但介於2.5到3，(g)同(a)，但介於3到3.5，圖中色階為平均雷達回波(單位為dBZ，間距如圖上所標示)，等值線為大於40 dBZ之雷達回波(單位為dBZ，間距為1 dBZ)，左下角標示Froude number的區段，右下角標示該區段的剖面數，Averaged Cross-Barrier Flow表示該區段內所有剖面的跨山氣流分量之平均值，圖下方的棕色區域為地形剖面。

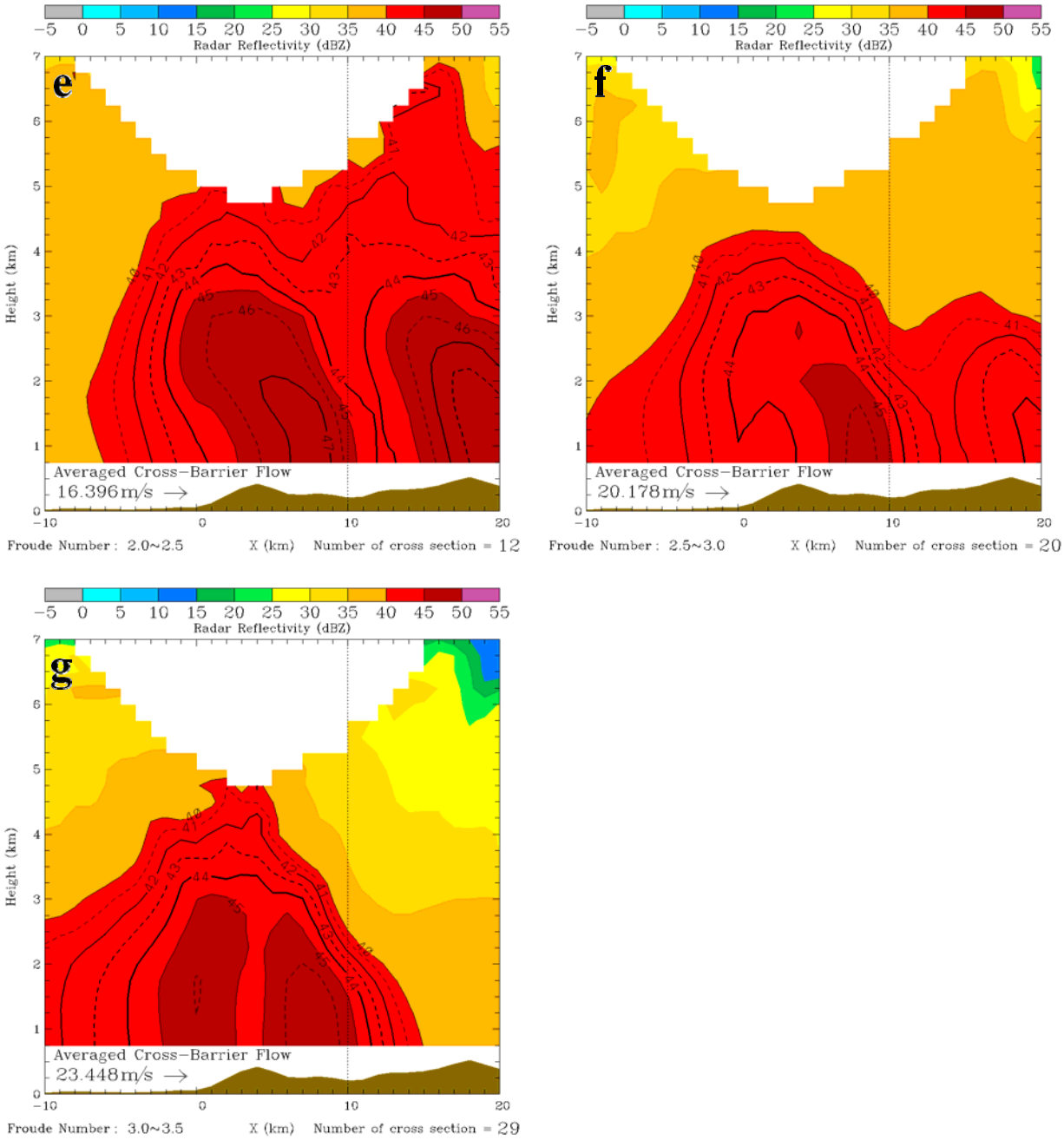

e
f
g
Radar Reflectivity (dBZ)
Height (km)
Averaged Cross−Barrier Flow
16.396m/s →
20.178m/s →
23.448m/s →
Froude Number : 2.0~2.5
Froude Number : 2.5~3.0
Froude Number : 3.0~3.5
X (km)
Number of cross section = 12
Number of cross section = 20
Number of cross section = 29

圖5.8 (續)

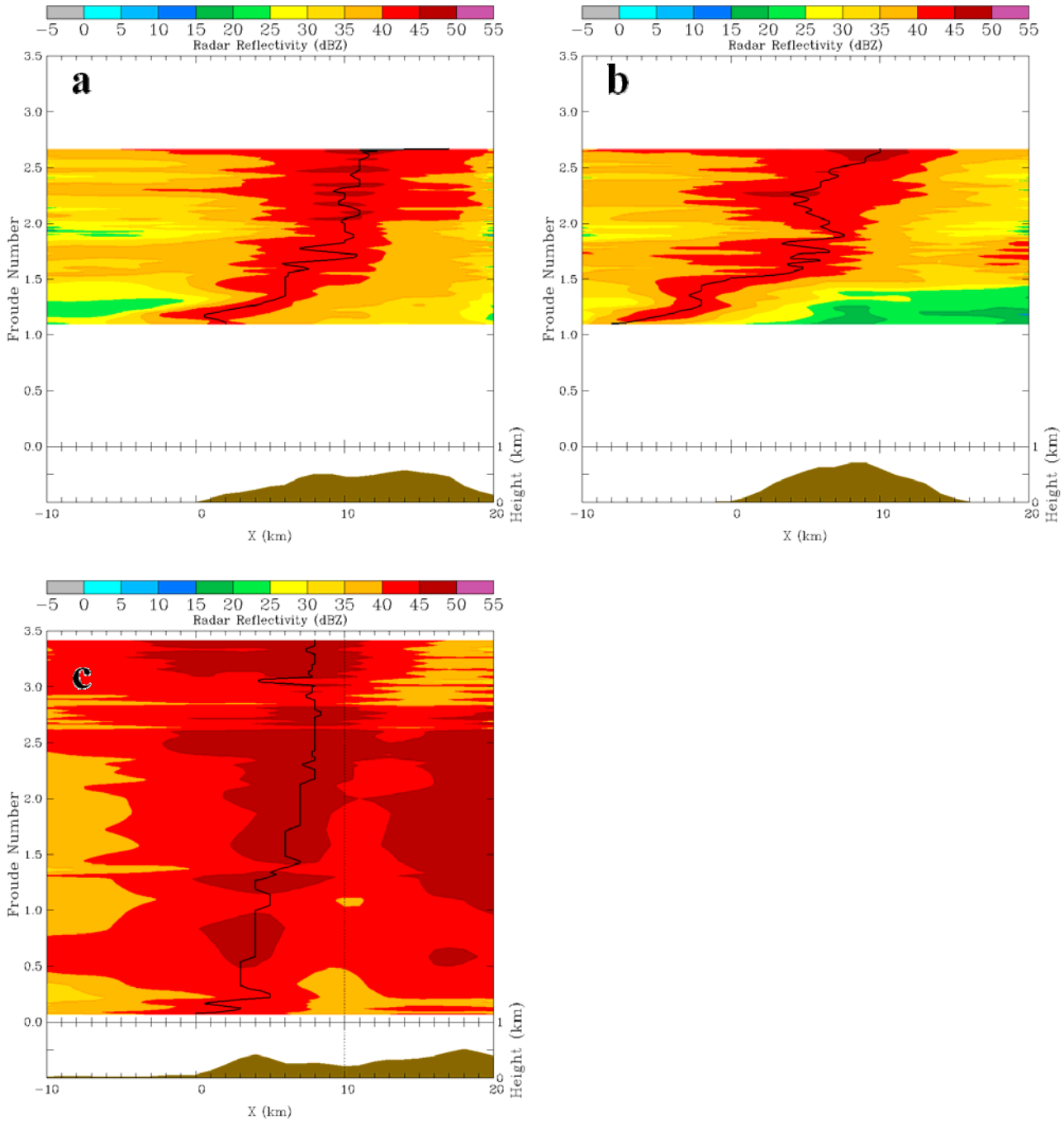
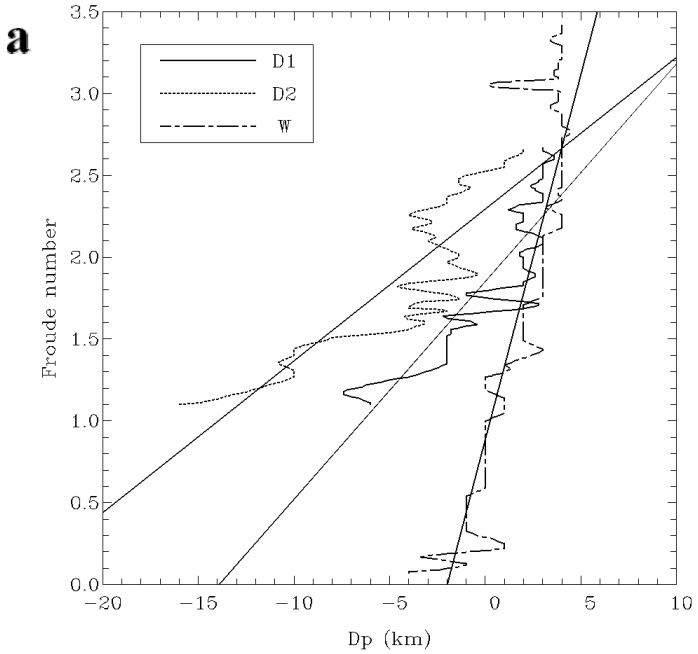


圖5.9　底層(750公尺高度)雷達回波最大值的位置(相對於地形)與Froude number大小之相關，(a)為大屯山D1剖面，(b)為大屯山D2剖面，(c)為五分山群W剖面。圖中色階為底層雷達回波 (單位為dBZ，間距如圖上所標示)，圖下方的棕色區域為地形剖面，黑實線為雷達回波最大值位置的連線。



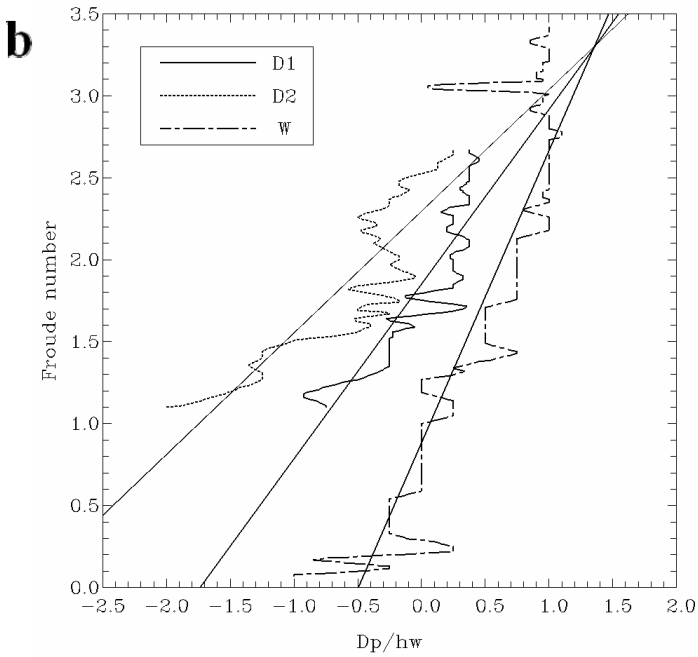


圖5.10　(a)Froude number與Dp (降水回波最大值的位置與山頂之距離)之相關；(b) Froude number與Dp/hw (降水回波最大值的位置與山頂之距離除以山半寬，山半寬以剖面的第一個迎風面寬度決定，D1剖面與D2剖面之hw皆為8公里，W剖面則為4公里)之相關，實線代表D1剖面，點線代表D2剖面，破折線代表W剖面，其線性迴歸線由最小平方法求得。