

地形降水對於環境條件與地形特徵之敏感度實驗： 2 維理想地形模擬研究

廖啓勳 楊明仁
中央大學水文所科學研究所

摘 要

台灣位於大陸性高壓和熱帶海洋高壓上，在這兩種性質極端的氣團影響之下，導致了台灣天氣的多變性，又加上台灣地勢高聳，天氣加上地勢的變化造成了台灣降水分布的差異和區域性，為了有效瞭解地形對於降水分布的影響，本研究選擇四種降水類型(春雨、梅雨、秋雨、冬雨)的天氣特徵，作為WRF模式的初始條件，分別對於地形特性、風速、垂直風切等作敏感度實驗。本研究發現這四種降水特性中，雨量以梅雨最大，秋雨次之，再來是春雨，最後是冬雨；在降水極值分布上，降水極值會隨著Mm值變大而遠離山脊，隨著Mm變小而靠近山脊甚至跨越山脈。以降水效率而言，我們發現在地勢較矮的山之降水效率的增加趨勢大於地勢較高的山，且冬雨的降水效率極值會比春雨還大。而在降水分布上面，多數個案的雨量集中在迎風面，在一些零星個案中會有山頂降水和山頂強降水山後弱降水的發生；尤其以梅雨降水的個案中降水面積最大，降雨型態最多。本研究為 2 維理想化地形，在未來應該朝向 3 維真實地形去模擬，並加強雲微物理過程對於降水影響之探討，以增進吾人對於地形降水物理機制之瞭解。

一、前言

地形對於降水的生成和發展具有相當明顯的影響，這些強烈的天氣系統遇到了台灣複雜度地形會導致降水分布不均，又適逢台灣經過 921 大地震地質結構不穩，更容易發生洪水、山崩、土石流等天然災害，為了更有效的預防這些災害所帶來的損失，我們需要更進一步的瞭解地形降水的機制。地形降水系統可以透過一些基本物理參數來討論，如風場(U)、濕淨力穩定度($\text{moist Brunt-Väisälä frequency}$; N_m)、山脈高度(h_m)、山脈寬度(a)、對流可用位能(CAPE)、水汽含量和垂直風切等等，分析這些基本參數，可以有助於了解地形和降水系統的關係。

回顧近十幾年來的地形降水的科學研究其中有：1. 種雲餵雲機制(Seeder-feeder process; Browning 1980)：當有高雲降水且在低層大氣有因為地形抬升氣流而形成的低雲時，高雲所落下的軟雹或雪花形成低雲中的種雲劑，使得雨量增加。2. 上坡風凝結機制(Upslope condensation; Hill 1983)：當氣流過山時，地形強迫氣流抬升，使得水汽達到飽和進而形成降水。3. 上坡風對流激發機制(Upslope convection triggered/enhanced by terrain blocking; Grossman and Durran 1984)：在環境條件不穩定的天氣下，氣流被地形抬升，此時對流會在迎風面及上游處產生，也易在此區產生降水。4. 上游激發機制(Upstream triggered; Houze 1993)：在環境條件不穩定的天氣下，因為動力陡峭導致氣流遇到地形前就已經被抬升或被地形阻塞，此時會使得降水未到達地形時即發生。5. 熱力激發機制(Thermal triggering; Houze 1993)：因為山頂受到太陽輻射加熱，造成溫度上升形成對流，因為空氣為連續流體

所以山谷和山坡的空氣會補足山頂因對流所損失的空氣，造成山頂輻合進而發生降水。山後輻合機制(Leeside convergence; Mass 1981)：氣流繞山時有機會在山後輻合造成降水，易與上坡風減速機發機制同時發生。背風面重力波的加強機制(Leeside convergence; Houze 1993)：當有背風面對流發生時，氣流過山產生的過山波及背風面低壓加強對流。這些降水發生在不同環境條件之下，有些則會共伴發生；這些研究有助於我們瞭解環境因素對於降水的影響。

本研究利用了台灣四季典型氣候當作環境場，並利用 2 維地形來做敏感度模擬實驗。實驗中採取四種天氣型態，並針對地形高度、坡度、水平風速、熱力穩定度、及垂直風切做一系列探討，以便了解這些參數對降水的影響。

二、研究方法

本研究使用 WRF(Weather Research and Forecasting)中尺度氣象模式，針對台灣四種降水型態選取了四個個案(2003/03/17 春雨、2003/06/16 梅雨、2003/10/09 秋雨、2003/01/25 冬雨)的板橋探空資料(圖 1~4)，並利用物理參數來判斷降水的特性。

模式是利用板橋站 2003 年的探空資料，利用內插方式讓模式讀取資料，利用濕淨力穩定度(N_m)、風速、山高的關係來計算地形高度參數($M_m = N_m h_m / U$; inverse Froude number)，在地形方面採用 2 維理想化鐘形山脈(Colle 2004; Chen and Lin 2005)，採取不同半幅寬(50 km、25

km)、不同山高(0.5、1.0、1.5...3.5 km)進行感度實驗；並加上線性遞增、遞減的垂直風切來測試垂直風切的影響，最後利用降水效率LSPE(Larger scale precipitation Efficiency; Li et al. 2002)來探討降水特性，未來期望與CMPE(Cloud Microphysics Precipitation Efficiency; Weisman and Klemp1982)來做比較。

三、模式設定

本篇研究探討不同季節的大氣環境條件和地形交互作用對降水的影響，使用的模組為WRF em_hill2d_x，所採用的垂直座標為31層half-eta座標(0.997、0.984、0.964、0.944、0.922、0.897、0.872、0.847、0.820、0.789、0.759、0.729、0.699、0.666、0.631、0.596、0.561、0.526、0.491、0.456、0.421、0.384、0.344、0.304、0.264、0.224、0.184、0.145、0.105、0.065、0.022)，為2維網格架構。其中水平網格間距為2 km 共400點，模式頂層高度為17 km，預報時間12小時，時距為10 s，在參數法上雲物理參數法選擇了Purdue Lin scheme(Lin et al. 1983)，不採用積雲參數法(2 km 可以直接解析到對流發生)，在邊界層方面採用MRF scheme (Hong and Pan 1996)，側邊界為開放邊界，頂層則是利用海棉吸收層，時間積分方法為Rung-Kutta scheme。

在敏感度實驗方面採用四組探空、兩組半幅寬、七組地形高度、六組平均水平風速在加上梅雨四組垂直風切共340個案(表3)。

四、敏感度測試

在四種大氣環境條件之下，都可以發現當風速越大其降水極值越趨近於山頂，而山脈越高時則降水極值則往上游移動(圖5、6)，此時可以發現當山越高時氣流阻塞效果越明顯，使得氣流不易過山並阻塞在上游處，由此可知山脈越高時不一定會有較高的降水極值，因為高山會導致氣流的阻塞作用，使得降水向上游傳遞(圖7)，導致較矮的山可能會發生較大的降水極值。而在相同斜率上(不同山高)，在梅雨個案中(0.03 < 地形斜率 < 0.07)，山高較小的會產生較大的降水值極(圖8)，同樣的也是因為氣流阻塞作用所導致的特殊現象。在風速和網域平均降水的比較上，在潮濕不穩定的天氣下(梅雨)，山脈高越高其風速和網域平均降水關係呈現線性相關(圖9)(Jiang and Smith 2003)，在降水效率方面，梅雨具有最大的降水效率(圖10)，這是因為梅雨具有最大的降水，當風速越大時降水效率趨近於定值(Sui et al. 2005; Sui et al. 2007)。

五、結論

總和以上的敏感度測試，做了下列幾點結論：

1. 當 M_m 值越高時，氣流不易過山，氣流會被地形局限造成風速減小，降水往上游延伸。2. 在 M_m 值>1條件下，降水極值增加趨勢會明顯減緩，這也是因

為阻塞現在導致降水向上游傳遞使得降水平均。3. 在潮濕不穩定個案中(梅雨)，山脈越高其風速和網域內平均雨量呈現性增加(Jiang and Smith 2003)。4. 高度相等的山具有較陡的坡度相對也有較大的降水極值，但卻有較小的降水效率和面積平均降水。5. 較矮的山降水效率增加趨勢的比較明顯，這是因為空氣中的水氣輻合量遠小於高山的水氣輻合量，所以當降水增加時水氣輻合量較大的地區降水效率的變化較小。

此研究是2維理想地形，但是真實的地形是3維的，未來應該利用真實3維的地形條件來驗證其季節性的變化。以風場條件而言，因為四種個案之中大都假設垂直均勻的水平風速，但是實際風向在垂直方面並不是均勻的，這對降水粒子的分佈也會有所影響。本篇研究為2維理想化地形的模擬研究，其模擬結果並不能代表真實個案的情形，但是可以用來做物理機制的探討。未來我們應該朝向3維的真實地形，並加強雲微物理過程對於降雨特徵的分析和影響程度之探討。

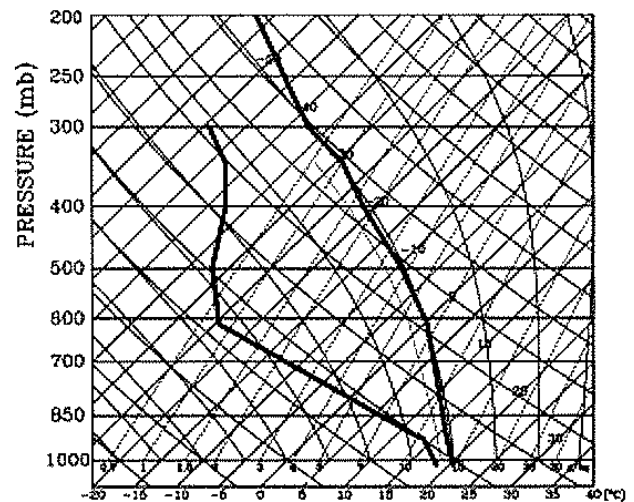


圖1: 為春雨個案的探空曲線圖，其濕靜力穩定度(M_m)為 0.0122 s^{-1} ，對流可用位能(CAPE)為 0 J kg^{-1} 。

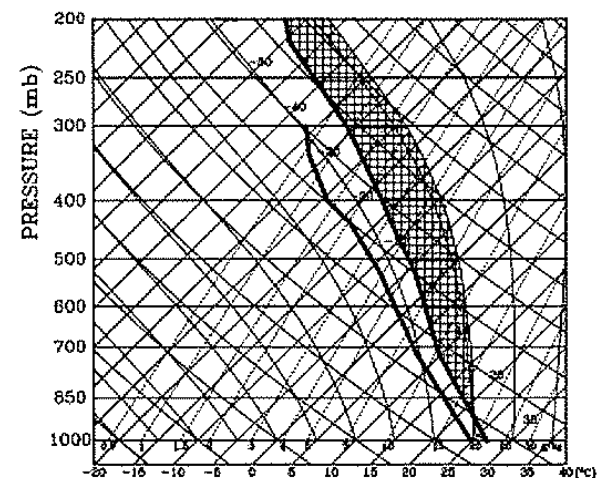


圖2: 為梅雨個案的探空曲線圖，其濕靜力穩定度(M_m)為 0.0107 s^{-1} ，對流可用位能(CAPE)為 2918 J kg^{-1} 。

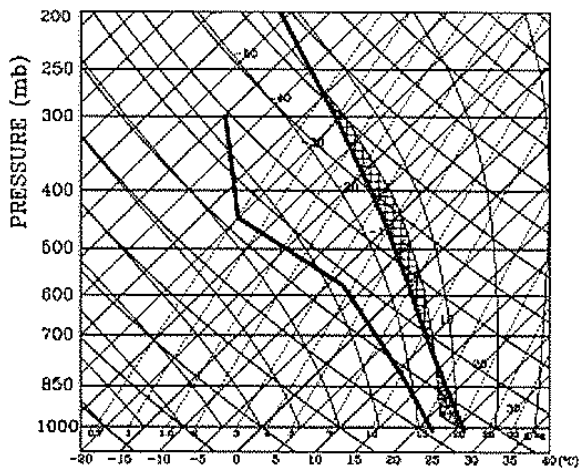


圖 3: 為秋雨個案的探空曲線圖, 其濕靜力穩定度(M_m)為 0.0115 s^{-1} , 對流可用位能(CAPE)為 533 J kg^{-1}

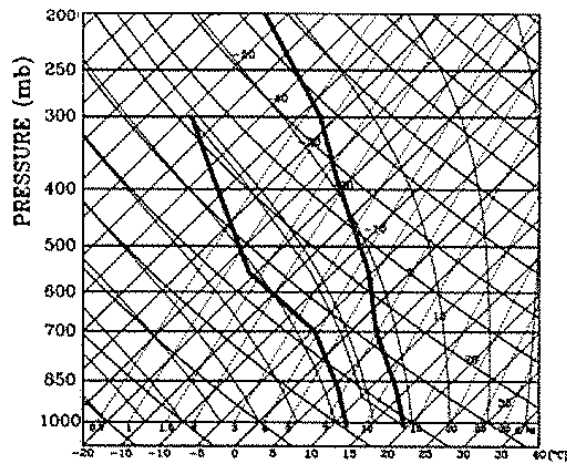


圖 4: 為冬雨個案的探空曲線圖, 其濕靜力穩定度(M_m)為 0.0127 s^{-1} , 對流可用位能(CAPE)為 0 J kg^{-1} 。

Experiment ^a	Wind speeds ^b (U in m/s) ^c	Sounding ^d	Mountain height ^e (h_m in km) ^f	Mountain half-width ^g (a in km) ^h
Constant U	5, 10, 15, 20, 25, 30	M, F, S, W	0.5, 1, 1.5, 2, 2.5, 3, 3.5	25, 50
Vertical Shear	15 - 25, 15 - 5	M	2	25, 50

表 1: 為模擬個案總數, 其中考慮四個季節七種地形高度兩種山脈半幅寬六種風速。個案總數總共是 $4 \times 7 \times 6 \times 2 + 4 = 336$ 組實驗。

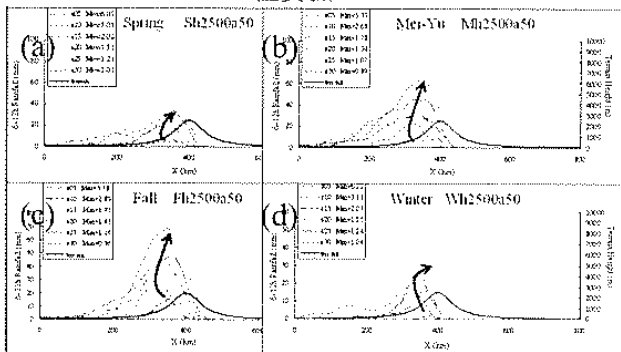


圖 5: 不同風速在相同地形下累積雨量的比較(a) 春雨(b)梅雨(c)秋雨(d)冬雨, 可以看出當 M_m 越小時期降水極值向山頂接近。

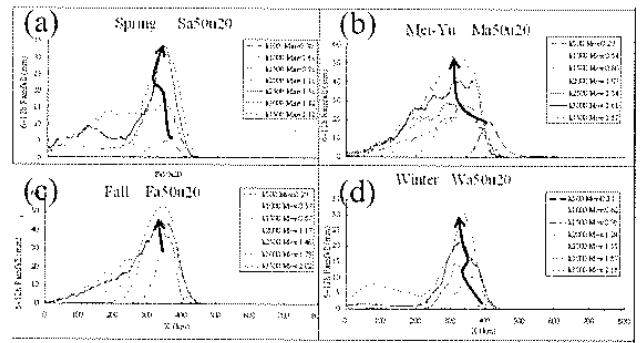


圖 6: 相同風速不同地形下累積雨量的比較(a)春雨(b)梅雨(c)秋雨(d)冬雨, 可以看出當 M_m 越大時期降水極值向山頂遠離。

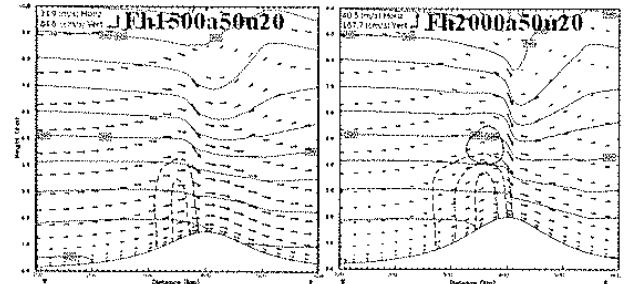


圖 7: 圖為 6-12 小時的 2 分鐘平均剖面圖, 紅色虛線代表雨水混合比(0.08 g/kg), 藍色實線為軟雹混合比(0.08 g/kg), 箭頭代表風速風向, 橙色代表位溫。

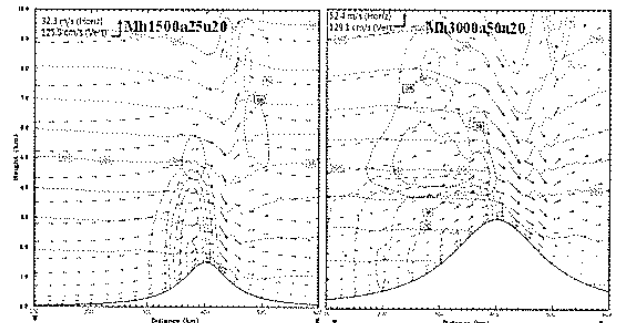


圖 8: 圖為 6-12 小時的 2 分鐘平均剖面圖, 紅色虛線代表雨水混合比(0.08 g/kg), 藍色實線為軟雹混合比(0.08 g/kg), 綠色長虛線代表雪混合比(0.04 g/kg), 箭頭代表風速風向, 橙色代表位溫。

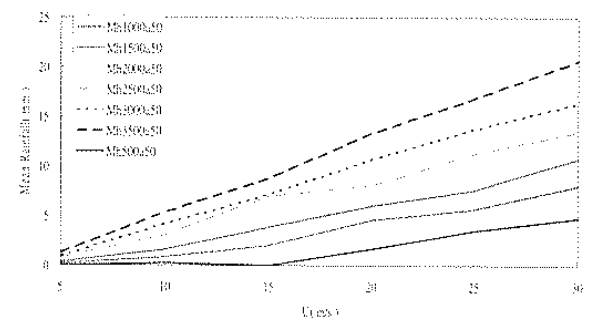


圖 9: 代表梅雨個案中, 山脈半幅寬為、50km 時, 網域內平均降雨和風速的關係圖。當山脈越高時, 風速和網域內平均降水有呈現線性相關的趨勢。

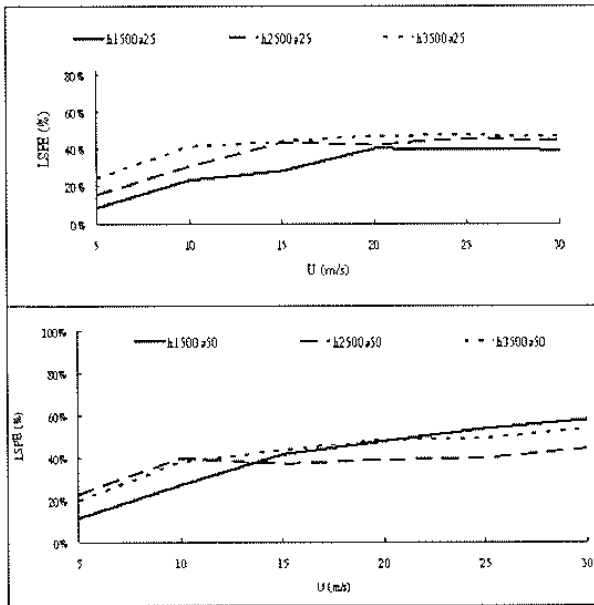


圖 10: 上圖為梅雨山脈半幅寬為 25km 下圖為 50km 時的 LSPE。其中當風速越大時，其 LSPE 降水效率趨近一定值(~60%)。

參考文獻

- Browning, K. A., 1980: Structure, mechanism, and prediction of orographically enhanced rain in Britain. *Orographic Effects in Planetary Flows; GARP Publication Series, Vol.23*, 85–114.
- Chen, S.-H. and Y. -L., Lin 2005: Effect moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 331–349.
- Colle, B. A. 2004: Sensitivity of orographic precipitation to ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 588–606.
- Emanuel, K. A., 1994: *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 580 pp.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573pp.
- Jiang, Q., and R. B. Smith, 2003: Microphysical timescales and orographic precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1543–1559.
- Grossman, P. A., and D. R. Durran, 1984: Interaction of low-flow with the Western Ghat Mountains and offshore convection in summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 652–672.
- Hill, F. F., 1983: The use of average annual rainfall to derive estimates of orographic enhancement of frontal rain over England and Wales for different wind direction. *J. Climate*, **3**, 113–129.
- Hong, S.-Y., and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea.*

Rev., **124**, 2322–2339.

- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.
- Mass, C. F., 1981: Topographically forced convergence in western Washington status. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1335–1347.
- Sui, C.-H., X. Li, M.-J. Yang, and H.-L. Huang, 2005: Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud model. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4358–4370.
- Sui, C.-H., X. Li, and M.-J. Yang, 2007: On the definition of precipitation efficiency. *J. Atmos. Sci.*, in press.