

水收支及降水效率受地形影響之變化： 以理想型颱線系統模擬為例

鍾宜娟¹ 楊明仁¹

台灣大學大氣科學系¹

摘要

本研究利用 WRF 模式(3.2.0 版本)模擬理想化颱線系統，探討其在越過鐘形山脈的過程中水收支及降水效率的變化情形。模式的水平網格間距在 X、Y 方向上皆為 2 公里，並以 2008 年 5 月 31 日西南氣流實驗 (SoWMEX) 期間，位於屏東測站的探空資料作為模式初始環境設定。除了水汽收支及凝結水收支之討論，本研究亦加入比較四項雲微物理比率隨時間之發展，這四項雲微物理比率分別為降水效率(Precipitation Efficiency; PE)、凝結率(Condensation Ratio; CR)、凝固率(Deposition Ratio; DR)及蒸發率(Evaporation Ratio; ER)。

在拉格朗日(Lagrangian)座標下藉由持續追隨颱線前緣線狀對流系統之移動，討論各水收支項及雲微物理比率在受地形影響前後的逐時變化。研究結果顯示，在迎風面上受到凝結作用及軟雹合併(accretion)過冷雲滴作用增強的影響，颱線系統有較高之降水效率(PE)數值；反之在背風面，由於雨滴之蒸發作用加強與水滴凝結作用減弱，導致颱線系統有較低之降水效率(PE)數值。另外由於颱線系統過山產生之垂直重力波持續將水相粒子向高層大氣傳遞，使得背風面之凝固率(DR)數值增加。將地形高度降低至原來高度一半的數值實驗中，地形舉升效應較不明顯，使得迎風面水汽通量幅合及水滴凝結作用皆減弱，因此降水效率(PE)數值較低。在改用其他雲微物理參數化方案 (Purdue Lin) 之實驗中，於 Lagrangian 座標下的討論，颱線系統通過鐘形山脈時水收支項及雲微物理比率變化與控制實驗(使用 WSM6 雲微物理參數化方案)有相似的結果。

關鍵字: 中尺度對流系統 (Mesoscale Convective System; MCS)、颱線系統 (Squall line system)、

降水效率 (Precipitation Efficiency; PE)、拉格朗日座標 (Lagrangian coordinate)

一、 前言

颱線(Squall line)即定義為任何線狀或呈狹長帶狀的對流系統，為中尺度對流系統(MCSs)中之一種類型 (Houze 2014)。

降水效率(PE)的定義方式有很多種，像是 LSPE (Large-Scale Precipitation Efficiency) 即是由大尺度水汽通量幅合的觀點所定義出的降水效率(Sui et al.2005)，定義方式為地面總降雨量和三度空間大尺度水汽通量幅合之比例，但水汽在幅合後還需經由凝結之雲微物理過程形成雲滴，再藉由碰撞合併等機制產生雨滴才能夠落至地面形成降水，因此後來又定義出 CMPE (Cloud Microphysics Precipitation Efficiency) 此由雲微物理觀點所定義出的降水效率(Sui et al.2005 ; 2007)，計算方式為總降雨量和總凝結量之間的比例。

Yang et al.(2011) 利用 MM5 模式模擬納莉(2000)颱風並討論其系統內水收支及降水效率之變化，而 Huang et al.(2014) 則將此水收支之計算延伸至莫拉克(2009)颱風之水收支研究中。其果皆顯示，颱風登陸後，由於台灣之地形舉升效應使得地面降水增強，因而使降水效率增加。除了颱風，東亞地區的梅雨季(五、六月份)也為台灣帶來大量的降水。

在此篇文章中，藉由持續追隨理想化颱線系統越過鐘形山脈實驗，來探討當颱線系統受地形影響時其內部雲微物理過程之發展。以計算並了解颱線型中尺度對流系統經由地形抬升作用後，其降水效率可以增加多少幅度？及找出造成地形降水最主要之雲微物理過程是甚麼？

二、研究方法

水汽及水凝結物收支計算

本研究參考 Yang et al.(2011)及 Huang et al.(2014)的方法討論各水物質收支項的變化，在水收支分析的計算皆是參考 WRF 模式中的控制方程，水汽(q_v)的控制方程式可寫為：

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left[-\nabla \cdot (q_v \mathbf{V}) - \frac{\partial (q_v \mathbf{W})}{\partial z} + q_v (\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial z}) + D_v \right] - C + E + B_v + Resd_v \quad (1)$$

同樣的，雲($q_c = q_l + q_i$)的控制方程則可寫為：

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left[-\nabla \cdot (q_c \mathbf{V}) - \frac{\partial (q_c \mathbf{W})}{\partial z} + q_c (\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial z}) + D_c \right] + Q_{c+} - Q_{c-} + B_c + Resd_c \quad (2)$$

最後降水($q_p = q_r + q_s + q_g$)的控制方程則是表示為：

$$\frac{\partial q_p}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left[-\nabla \cdot (q_p \mathbf{V}) - \frac{\partial (q_p \mathbf{W})}{\partial z} + q_p (\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial z}) + D_p \right] + \frac{\partial (q_p V_T)}{\partial z} + Q_{p+} - Q_{p-} + Resd_p \quad (3)$$

其中 q_v 為水汽混合比， q_c 為雲滴混合比[包括雲水(q_l)和雲冰(q_i)混合比]， q_p 則為降水混合比[包括雨滴(q_r)、雪花(q_s)及軟雹(q_g)混合比]； \mathbf{V} (U 、 V)、 \mathbf{W} 為氣壓權重的水平風向量和垂直風向量，其在模式中分別定義為 $U = \mu u$ 、 $V = \mu v$ 而 $W = \mu w$ ；其中 $\mu = p_s - p_t$ ，即利用模式頂層壓力(p_t)與模式底層壓力(p_s)相減所求得的單位面積上方空氣柱質量； \mathbf{V}_T 則為降水粒子的終端落速； C 為水汽因凝結(condensation)或凝固(deposition)等作用而減少的量， E 則為水汽因蒸發(evaporation)或昇華(sublimation)而增加的量， Q_{c+} 、 Q_{c-} 、 Q_{p+} 、 Q_{p-} 分別是雲滴及降水因雲微物理作用而增加或減少的量；而 $C - E = Q_{c+} - Q_{c-} + Q_{p+} - Q_{p-}$ ； B_v 、 B_c 為行星邊界層參數化過程及垂直亂流擴散作用對水汽及雲的影響， D_v 、 D_c 、 D_p 則分別為水汽、雲滴及降水的數值擴散項， $Resd_v$ 、 $Resd_c$ 、 $Resd_p$ 為水汽、雲滴及降水收支的剩餘項。

上述各收支項的計算為將各個輸出項做三維空間的體積分：

$$\int_{x_i}^{x_f} \int_{y_i}^{y_f} \int_{z_B}^{z_T} \rho [] \, dz \, dy \, dx \quad (4)$$

x_i 、 y_i 為所選取之分析範圍中水平網格分別於 X 、 Y 方向上的初始點， x_f 、 y_f 則為所選取之分析範圍中水

平網格分別於 X 、 Y 方向上的終點，而 z_B 、 z_T 分別為模式最底層和最頂層之高度，式(4)之計算結果其單位為公斤/秒。

隨後將式(1)到式(3)三個控制方程整理為兩組收支方程式，分別是水汽收支(water vapor budget)及水凝結物收支(water condensate budget)方程式，水汽收支即將水汽(q_v)的控制方程(式 1)，簡寫如下(底標 v 表示水汽)：

$$\begin{aligned} Tend_v = & HFC_v + VFC_v + Div_v + Cond + Evap \\ & + Diff_v + PBL_v + Resd_v \end{aligned} \quad (5)$$

而水凝結物收支則可以利用結合雲水(q_c)及降水(q_p)控制方程[即結合式(2)和式(3)]來描述，而各物理收支項簡寫如下(底標 c 表示凝結水及固態冰)：

$$\begin{aligned} Tend_c = & HFC_c + VFC_c + Div_c + Cond_T + Evap \\ & + P + Diff_c + PBL_c + Resd_c \end{aligned} \quad (6)$$

其中 $Cond_T$ 包含了水相及冰相粒子的凝結及凝固作用(即式 1 中的 C)，如式(7)所示：

$$Cond_T = Cond_c + Dep_s + Dep_g + Dep_i \quad (7)$$

而 $Evap$ 則包含雨滴、溶解雪花及溶解軟雹的蒸發作用(即式 1 中的 E)所提供之貢獻，如式(8)所示：

$$Evap = Evap_R + Evap_S + Evap_G + Mlt_S + Mlt_G \quad (8)$$

上述式(1)至式(8)各收支項之名稱統整於表 1。

雲微物理比率計算

除了降水系統內各收支量的計算外，也討論各個雲微物理作用的相對比率，分別為降水效率(Precipitation Efficiency；PE)、凝結率(Condensation Ratio；CR)、凝固率(Deposition Ratio；DR)及蒸發率(Evaporation Ratio；ER)，各別定義將敘述於後。

除此之外，我們利用水收支之計算結果來討論降水效率(Precipitation Efficiency；PE)，參考 Sui et al.(2007)研究中所定義出的 CMPE2 計算方式，如式(9)所示：

$$CMPE2 = P / [Cond_T + \text{sgn}(Q_{CM}) \times Q_{CM}] \quad (9)$$

$$Q_{CM} = -Tend_c + HFC_c + VFC_c \quad (10)$$

$$\begin{cases} \text{sgn}(Q_{CM}) = 1; \text{ if } Q_{CM} > 0 \\ \text{sgn}(Q_{CM}) = 0; \text{ if } Q_{CM} \leq 0 \end{cases} \quad (11)$$

參考 Huang et al. (2014) 之研究，加入討論凝結率(Condensation Ratio；CR)、凝固率(Deposition Ratio；DR)及蒸發率(Evaporation Ratio；ER)其定義如下所示：

$$CR = Cond_c/Cond_T \quad (12)$$

$$DR = [Dep_i + Dep_s + Dep_G]/Cond_T \quad (13)$$

$$ER = Evap_R/Cond_T \quad (14)$$

三、 結果與討論

圖 1 為模擬之颶線系統以東西走向通過鐘型山脈，隨時間發展的雷達迴波 CV 圖(dBZ)，將對流胞前緣爬升至山頂正上方之時間點定為第 0 小時，在此時間點前之時間為負值，此時間點後之時間為正值，即以相對時間來進行討論。從圖中可見在第 -2 小時，初始暖包已發展成熟至前緣呈凸面狀之線狀對流系統，其後方伴隨層狀區域發展；而山脈背風面則是存在一些繞山之氣流輻合所產生的對流(圖 1a、b)。當線狀對流前緣開始接觸到地形時，由於迎風面地形舉生效應，使其對流胞增強(圖 1c)。當颶線系統前緣越過山頂並朝背風面移動後(圖 1d)，由於背風面有下沉氣流產生之強蒸發作用，因此其前緣對流胞開始減弱，而當颶線系統完全移動至背風面後，該系統呈現一大範圍層狀降水區域(圖 1e,f)。

圖 2 為垂直風速及位溫擾動之東西向垂直頗面圖(南北方向各 30 公里平均之結果)，在接觸地形前颶線系統已發展為成熟之多胞狀結構(垂直速度)，並伴隨有降水產生之冷池(圖 2a,b)。系統之對流上升運動於迎風面增強(圖 2c)、背風面減弱(圖 2d)。在颶線系統離開背風面後，其系統前緣之對流持續減弱至完全消失，另外於背風坡上可見一系列垂直向上傳遞之重力波存在(圖 2e,f)。

3-1 拉格朗日座標計算結果

此節我們藉由持續追隨颶線系統移動之方法，討論在拉格朗日座標上颶線系統內水收支及雲微物理比率之變化。圖 3 為在拉格朗日座標下所計算出各水收支項隨時間的發展，計算範圍如圖 1 中黑色方框(100 公里 \times 80 公里)所涵蓋之區域所示，每十分鐘一筆，並採用方程式(4)來進行計算。在隨颶線系統過山的過程中，水汽之水平通量輻合項(HFC)和凝結項(COND)隨時間之變化幾乎是呈現 1:1 的關係，指出在迎風面(背風面)，水汽之水平通量輻合增加(下降)使得凝結及凝固作用亦增強(減弱)，此造成地表總降水量(P)於迎風面增加，背風面減少(圖 3a)。隨著颶線系統之移動，降水效率

(PE)及凝結率(CR)皆呈現於迎風面增強、背風面減弱之狀態。蒸發率(ER)和凝固率(DR)於迎風面之變化不明顯，於背風面則是呈現快速增加之趨勢，凝固率(DR)之增加應與於背風面處垂直向上傳遞之重力波持續將水項粒子帶至更高空而凝固所造成。

3-2 地形高度敏之敏感度實驗

為了測試地形高度變化對颶線系統中各水收支項及雲微物理比率之影響，因此增加兩組敏感度實驗，分別為將地形高度降低至原實驗之一半以及將地形移除之實驗。

當環境之氣流場仍維持原設定，而地形高度從 2 公里降低至 1 公里時，福祿數增加為原來的兩倍，使氣流更易於過山。從圖 4 中可見颶線過山過程中，其系統內部各水汽及水收支項隨時間之發展和原控制實驗(地形高度 2 公里)之計算結果大致呈現相同之變化趨勢。但地形高度減低，亦造成迎風坡抬升作用和背風面下沉氣流減弱，因此各收支項及雲微物理比率之變化幅度均較原控制實驗小。

在將地形移除的敏感度實驗中，颶線系統之降水完全由系統內部動力過程決定，模擬結果顯示，隨颶線系統的發展，系統強度緩緩增強，並伴隨有層狀區域發展且面積持續擴張。自圖 5a 中可見隨颶線系統逐漸發展至成熟狀態，水汽之水平通量輻合項(HFC)和凝結項(COND)及地面降水(P)亦隨時間增加，但水汽之垂直通量輻合項(VFC)變化幅度較不明顯。圖 5b 中則可見凝結率(CR)和降水效率(PE)隨時間緩緩增加，而蒸發率(ER)和凝固率(DR)僅有小幅度之變化。

四、 結論

圖 6 為統整颶線系統過山時系統內部水收支項及雲微物理比率變化之概念模式圖，在 t_0 時，颶線系統尚未接觸地形，而系統已發展成熟，且其後方伴隨有層狀區域及冷池。而至 $t_0 + \Delta t$ 時為颶線系統前緣對流開始受地形影響，由於地形上方之氣流輻合增強，亦使得水汽的水平輻合量增加，迎風面產生強上升運動，增加水項粒子間之碰撞(collision)及混和相位粒子間之合併(accretion and riming)作用而形成更多凝結水。最後於 $t_0 + 2\Delta t$ 時颶線系統前緣對流移至背風面，下沉氣流使冷池厚度減少，且蒸發作用及凝固作用所佔之比例相較於迎風面時來的明顯許多。

參考資料

Frame, J. W. and P. M. Markowski, 2006: The interaction of simulated squall lines with idealized mountain ridges. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1919 – 1941.

Houze, R. A., Jr., 2014: *Cloud Dynamics*, 2nd Ed., Academic Press/Elsevier, 432 pp.

Huang, H.-L., M.-J. Yang, and C.-H. Sui, 2014: Water budget and precipitation efficiency of Typhoon Morakot (2009). *Atmos. Sci.*, **71**, 112 – 129, doi:10.1175/JAS-D-13-053.1.

Sui, C.-H., X. Li, and M.-J. Yang, 2007: On the definition of precipitation efficiency. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4506 – 4513.

—, —, —, and H.-L. Huang, 2005: Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud models. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4358 – 4370.

Yang, M.-J., and R.A. Houze, Jr., 1995a: Multicell squall line structure as a manifestation of vertically trapped gravity waves. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 641 – 661.

—, and —, 1995b: Sensitivity of squall-line rear inflow to ice microphysics and environmental humidity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3175 – 3193.

—, S. A. Braun, and D.-S. Chen, 2011: Water budget of Typhoon Nari (2001). *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3809 – 3828, doi: 10.1175/MWR-D-10- 05090.1.

圖表

Name	Description
Cond _T	Total condensation and deposition
Cond _C	Cloud water condensation
Deps	Snow deposition
Dep _G	Graupel deposition
Dep _I	Cloud ice deposition
Evap _R	Evaporation of raindrop
Evaps	Evaporation of melting snow
Evap _G	Evaporation of melting graupel
Mlt _S	Snow melting
Mlt _G	Graupel melting
Evap	Total evaporation and sublimation
HFP	Inward-directed (positive) horizontal flux convergence
HFN	Outward-directed (negative) horizontal flux convergence
HFC	HFP + HFN (net horizontal flux convergence)
VFC	Vertical flux convergence
Div	Divergence term
P	Precipitation flux
Diff	Numerical diffusion
PBL	Boundary layer source and vertical (turbulent) diffusion
Tend	Storage term
Resd	Residual term

表 1 水收支計算中之各項參數對照表

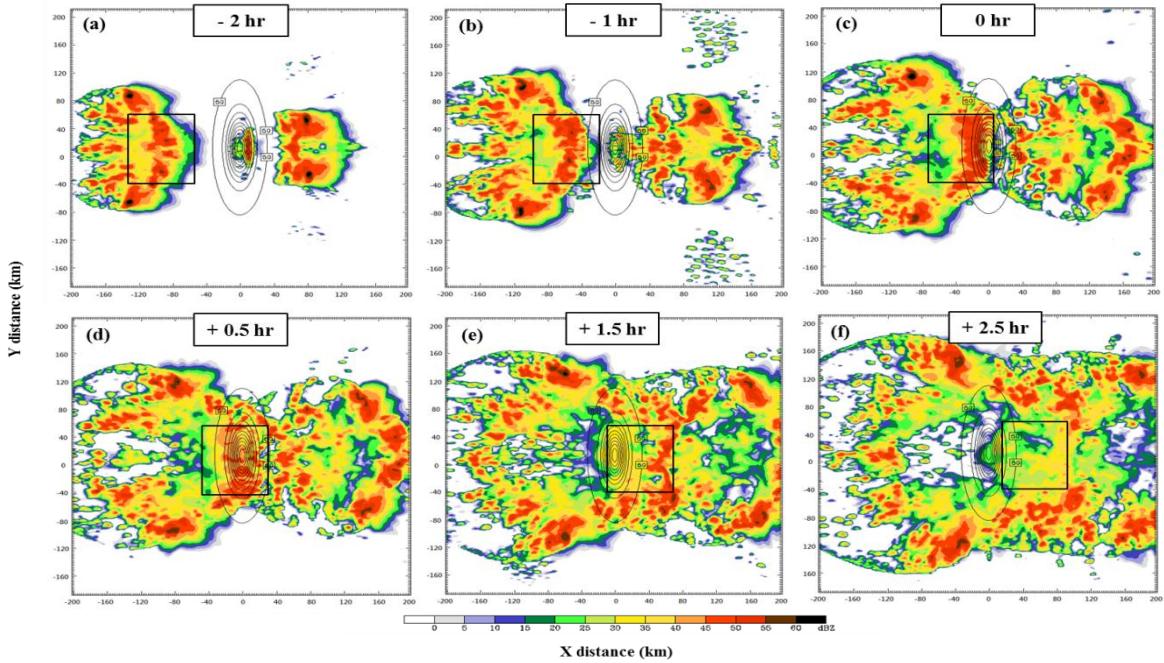


圖 1 颱線系統以東西走向通過橢圓對稱山脈地形，隨時間發展的雷達迴波 CV 圖(dBZ)，圖(a)、(b)為分別為颱線系統爬升至山頂之前 2 小時及 1 小時，圖(c)為系統前緣正好移至山脈正上方，圖(d)、(e)、(f)則為系統通過山頂後 0.5 小時、1 小時及 2 小時。等值線為山脈地形高度，初始值為 50 公尺，間距為 200 公尺。黑色方框為我們選取之降水效率計算範圍(100 公里×80 公里)。

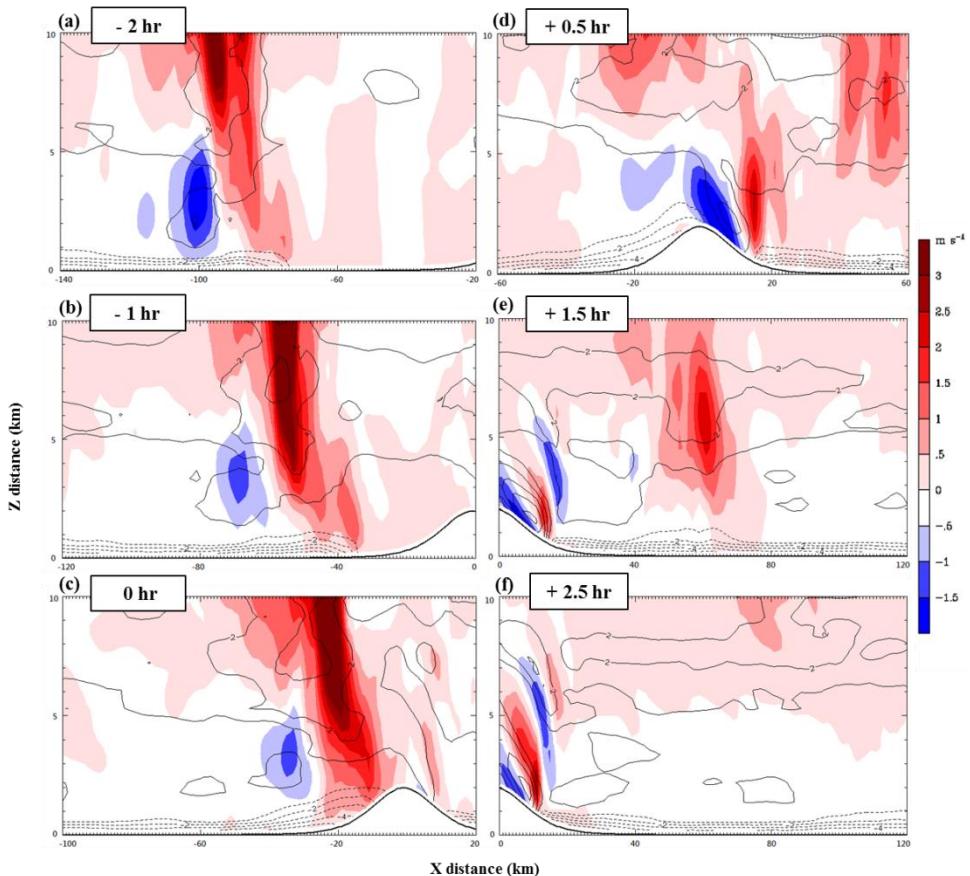


圖 2 颱線系統以東西走向通過橢圓對稱山脈地形，隨時間發展的垂直速度場(m/s)及位溫擾動(K)之東西向剖面圖(南北方向 60 公里平均)。顏色分布表示垂直運動；紅色為上升運動、藍色為下沉運動，等值線表示位溫擾動；實線為正值、虛線為負值。

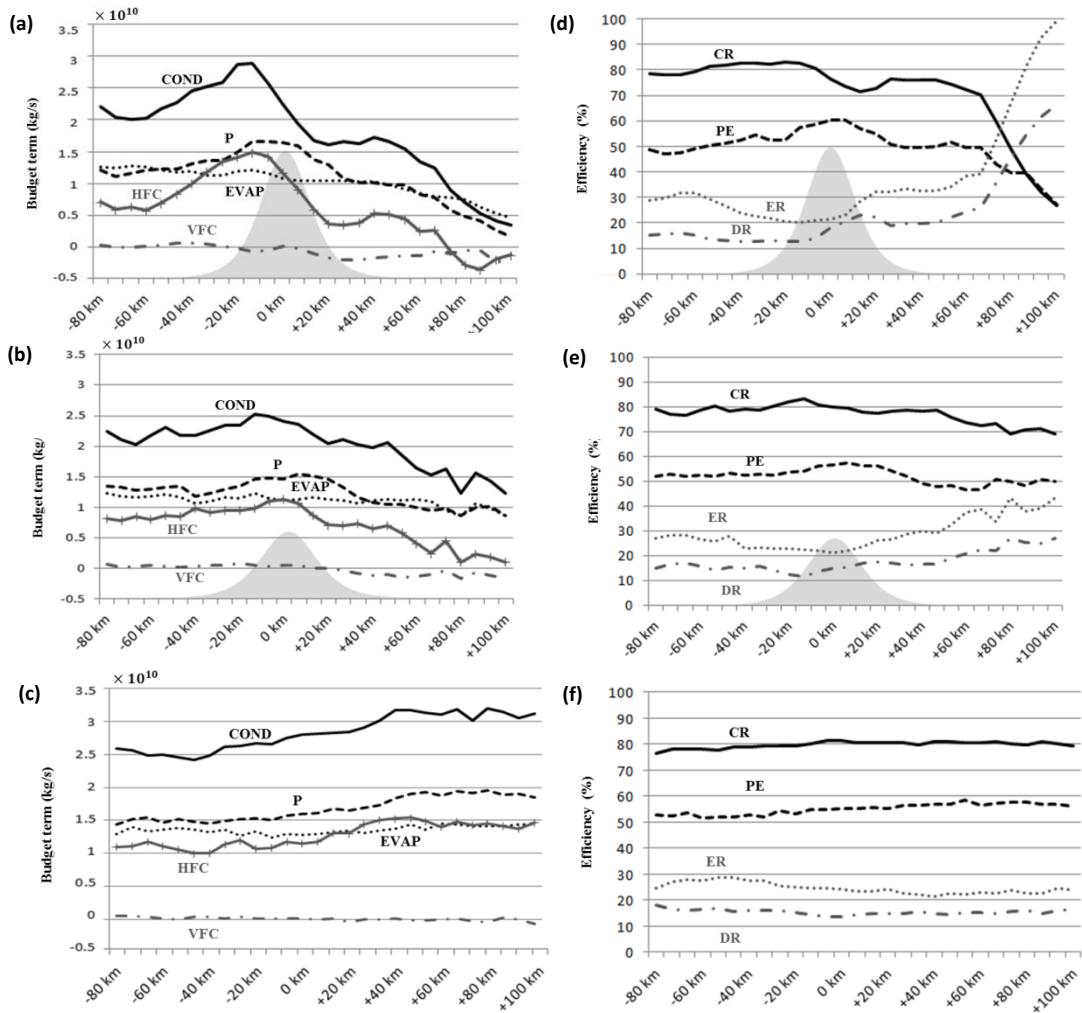


圖 3 颱線系統計算範圍(100 公里 \times 80 公里)各水收支項及雲微物理比率隨時間之變化，水收支項分別為凝結及凝固作用(COND)、蒸發及昇華作用(EVAP)、降水量(P)、水汽水平通量輻和(HFC)及垂直通量輻合(VFC)，雲微物理比率則為凝結率(CR)、降水效率(PE)、蒸發率(ER)及凝固率(DR)。(a),(d)為兩公里高度地形之實驗、(b),(e)為一公里高度地形之實驗、(c),(f)則是將地形移除之實驗。

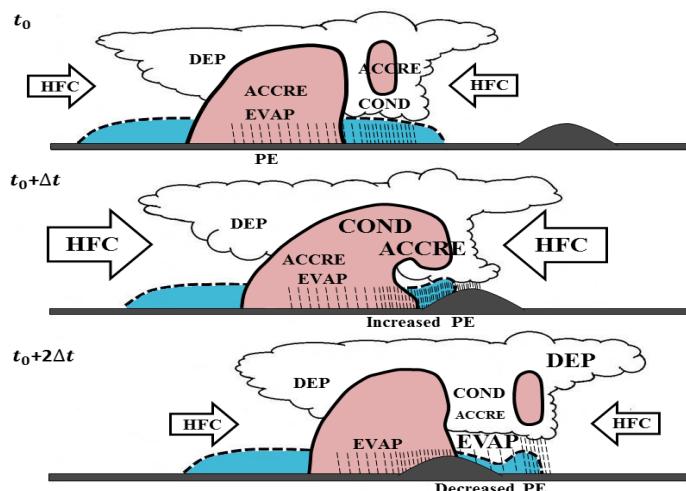


圖 4 颱線型 MCS 過山期間，各水收支項及雲微物理比率隨時間變化之概念模式圖。其中虛線包圍之藍色區塊表示冷池、實線包圍之紅色區表示系統強雷達迴波之範圍、HFC 為水汽水平通量輻和、COND 為凝結作用、DEP 為凝固作用、EVAP 為蒸發作用、ACCRE 表示合併(accretion)而 PE 則為降水效率。利用字體大小表示該物理過程之增強及減弱。