

WSM5 雲物理方案於 CWB-GFS 的評估測試

汪鳳如 陳建河

中央氣象局科技中心 中央氣象局資訊中心

摘要

雲的生成消散過程不僅影響大氣的水文循環，另外透過雲輻射作用衍生的影響更是深遠。氣象局之全球預報模式(CWB-GFS)對於雲的預報，為網格尺度降水參數化方案中的一環，目前網格尺度降水參數法採取較簡化方案(Zhao and Carr,1997)，僅預報雲滴(雲冰)，再透過簡單的雲物理過程，診斷雨(雪)量，但假設雨(雪)產生後便立刻沉降，降至未飽和層可有部分蒸發，經層層篩檢，未蒸發而降至地面則為降雨(雪)；因此在大氣中並無雨(雪)的留存，停留的水物粒子僅有雲冰或雲滴。近年來有衛星資料分析研究指出，大氣輻射過程不僅受較小雲滴(冰)粒子的影響，較大降水粒子的影響也不可忽視，大氣模式中若未考慮較大水物粒子的存在，雲輻射作用效應將會產生一定偏差。

此次研究嘗試引進一較完整雲物理方案，WSM5(Hong et al 2004)，針對大氣中水氣，雲冰，雲滴，雪及雨的混和比作預報，希望透過多樣水物粒子的預報，考慮大氣中較多樣水物粒子的存在及較完整的雲輻射過程，進而改善天氣預報。

個案測試的 24 小時預報結果顯示，低層雲滴增加使得原本地面過多的短波淨輻射量減少，但長期實驗測試顯示高層預報得分明顯降低，診斷後發現與高層雲冰減少有關，經調整雲冰終端速度使得高層雲增加後，此問題得到緩解，表示調整高層雲冰停留量，為 wsm5 應用於全球模式須調整的一個方向。另外網格尺度降水量顯著減少，部分原因是此雲物理方案有較多水物粒子保留在大氣，但是另一方面積雲降水卻增多，表示大氣中的網格尺度層狀降水效率減弱，使得大氣中的不穩定度釋放有部分被積雲對流取代，因此網格尺度降水效率的增進是未來另一測試方向。

關鍵字: 雲物理過程，雲輻射過程

一 前言

雲對大氣輻射的影響在天氣變化及長期氣候變異均扮演非常重要角色，然而這部分不僅是大氣模式的一大不確定，甚至在觀測中都仍有相當大的挑戰；其中雲量，降水量，各種水物粒子的大小濃度分布及雲輻射作用等都存在相當大的不確定性(Waliser et al.,2009; Li et al., 2012)。

傳統大尺度環流模式通常只考慮雲冰(cloud ice, crystal)及雲滴(cloud water, droplet)對輻射通量的影響，比較大的降水粒子影響是被忽略的。但近年逐漸有一些大尺度環流模式開始考慮較大降水粒子對輻射的影響，例如 NASA-Goddard institute for space

Studies, NCAR Community Earth System Model version 1(CESM1), GFDL-coupled Model version 2.等模式(Li et al.,2013)。

繞極軌道衛星 CloudSat 於 2006 年發射，搭載之雲剖面雷達(Cloud Profile Radar)能提供雲層的垂直觀測，氣象學家以此觀測資料進行水物粒子垂直剖面分析，結合輻射觀測資料，例如 Clouds and the Earth's Radiant Energy System(CERES)，對模式中雲與輻射的處理提出更多研究探討與驗證。Waliser et al.(2011)以 CloudSat 觀測資料為基礎，進行輻射模式模擬研究，研究發現若忽略降雪粒子對輻射的影響，將低估大氣層頂的短波反射量，同時高估入射地面的短波輻射量及大氣層頂向外放射的長波輻射

	Size Distribution Function	Intercept parameter	Slope parameter
rain drop	$N_r(D) = n_{0r} \exp(-\lambda_r D)$ Marshall-Palmer distribution	$n_{0r} = 8 \times 10^6$	$\lambda_r = \left(\frac{\pi \rho_r n_{0r}}{\rho q_r} \right)^{\frac{1}{4}}$
snow	$N_s(D) = n_{0s} \exp(-\lambda_s D)$ Gunn-Marshall distribution	$n_{0s} = 2 \times 10^6 \exp[0.12(T_0 - T)]$ (Houze et al. 1979)	$\lambda_s = \left(\frac{\pi \rho_s n_{0s}}{\rho q_s} \right)^{\frac{1}{4}}$
Cloud water	假設粒子為均勻大小分布		
cloud ice	假設粒子為均勻大小分布		

表 1 wsm5 方案的雨及雪粒徑分布函數和相關參數設定

量，在垂直方向造成的輻射加熱率差異可達 25%。Li et al.(2013)的研究也提出類似結果，發現在強對流降水(雪)區域差異特別顯著，例如 ITCZ，SPCZ，暖池區(warm pool)及中緯度暴風路徑(storm track)等區域。

氣象局之全球作業預報模式(CWB-GFS)對於雲的預報，為網格尺度降水參數化中的一環，目前網格尺度降水方案(Zhao and Carr,1997)中僅預報雲滴(雲冰)，並透過簡單的雲物理過程，診斷雨(雪)量，但假設雨(雪)產生後便立刻向下沉降，降至未飽和層可有部分蒸發，經過層層篩檢，未蒸發消耗的量，降至地面則為降雨(雪)；因此在大氣中不允許雨(雪)的留存，大氣中停留的水物粒子僅有雲冰或雲滴，且二種粒子不能混和存在，至於凝結粒子為雲滴或雲冰是以溫度決定。所以全球預報模式中的輻射過程亦僅考慮雲冰及雲滴二種水物粒子的影響。

參考 Li et al.(2012;2013)及 Waliser et al.(2011)等人的研究，本研究嘗試引進一較完整雲物理方案，WSM5(Hong et al. 2004)，針對大氣中的水氣，雲冰，雲滴，雪及雨滴的質量混和比作預報，希望透過多樣水物粒子的預報，考慮大氣中較多種水物粒子的存在及較完整的雲輻射過程，進而改善模式對大氣的模擬及對天氣的掌握。

以下第二節將對 WSM5 雲物理方案作一簡單敘述，第三節為實驗設計說明及結果比較，第四節為結論。

二 WSM5 雲物理方案

雲物理過程和水物粒子大小有很大的相關，因此雲物理過程的參數化中，水物粒子的大小及其濃度為重要關鍵。粒子隨粒徑大小的濃度分布曲線稱為粒徑分布，又稱粒徑譜。基於粒徑分布的重要性，因而在數值模式中處理不同粒徑的雲物理過程計算方式，決定了雲物理過程參數化的方向。目前模式大致分成二類，一種是針對每一小區段粒徑的粒子，逐一計算其雲物理過程的效應，此類模式需耗費較大電腦資源，稱為譜模式(spectral model)；另一種較簡單的方式，是假設粒子大小分布為連續，粒徑分布可以用一個數學函數表示，因此可用積分方式計算所有粒徑的粒子總體效應，此類模式稱作總體模式(bulk model)。

WSM5 模組(Hong et al 2004) 對於雲物理過程的處理即屬於**總體模式參數法**，其基本雲物理過程主要是參考 Lin et al.(1983, L83) 和 Rutledge and Hobbs(1983, RH83)提出的方法。模組考慮大氣中的四種凝結水物(hydrometeor)及水氣的變化，四種水物包含雲滴(cloud water)、雲冰(cloud ice)、雨滴(rain drop)及雪(snow)等水物粒子。模組僅對水物變數的質量混和比(mixing ratio, kg/kg)作預報，屬於單矩量(single moment)模式；各水物粒子的濃度並未做預報，直接以經驗式給定。

(一)粒徑分布

Wsm5 模式對於雲滴及雲冰粒子均作了簡化假

Fall speed in WSM5:

$$V_t(\text{rain}) = a_v \times \frac{\Gamma(4 + b_v)}{6} \lambda_r^{b_v} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5}$$

$$V_t(\text{snow}) = a_v \times \frac{\Gamma(4 + b_v)}{6} \lambda_s^{b_v} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5}$$

Parameter		WSM5
Cloud	a_v	X
	b_v	
Rain	a_v	841.9
	b_v	0.8
snow	a_v	11.72
	b_v	0.41
ice	$V_t(\text{ice})=3.29(\rho q_i)^{0.16}$ <i>Heymsfield and Donner(1990)</i>	

表 2 三種水物粒子(雨, 雪及雲冰)的終端速度計算式及係數

設, 假設此二種粒子是均勻大小分佈; 雨滴粒子的粒徑分佈是參考 M-P 分佈 (Marshall-Palmer distribution) 作設定, 雪的粒子大小分佈則是參考 G-M 分佈(Gunn-Marshall distribution), 二者的粒徑分布函數及其中截距(intercept)參數和斜率參數(slope)設定如表 1。

總體模式參數化方案使用的雲物理過程計算式, 是在粒徑分布函數確定後, 將各粒子之特定粒徑的雲物理過程方程式, 作整個粒徑譜積分得到的總體雲物理過程參數式。

(二)終端速度

WSM5 模組中, 雲冰、雨滴及雪這三個較大水物粒子考慮了垂直沉降(sedimentation)作用, 並假設此三種水物粒子均以終端速度等速沉降, 其中雨滴及雪的終端速度是參考早期研究(Lin et al., 1983)的設定。

雲冰因為粒子較小(10um-100um), 約在數十微米的範圍內, 因此在早期(L83 及 RH83)模式均未考慮雲冰的沉降, 但在後續觀測中發現雲冰的沉降作用仍是存在, 所以 WSM5 雲物理參數化方案結合 Heymsfield and Donner(1990) 對於雲冰平均終端速度的表示式, 以及 Heymsfield and Iaquinta(2000) 對單一冰晶終端速度的表示式, 導出雲冰的平均終端速度與粒子質量的關係, 三種水物粒子的終端速度計算式如表二。

(三)雲物理過程

WSM5 雲物理方案考慮的雲物理過程如表 3 所示, 每一條線代表一個過程, 過程可以分為三大

類, 第一類為凍結融解過程, 第二類為碰撞併合過程, 第三類為蒸發凝結過程。

1 融解及凍結

受到沉降作用影響, 雲冰及雪均有可能掉落至凝結層(freezing level)以下, 雪的融解(psmlt)率計算是參考 RH983。雲冰若沉降至凝結層以下, 則假設所有雲冰會在瞬間全部融解為雲滴(pimlt)。

雲滴受平流的影響, 亦有可能平流至低於零度的大氣, 若是大氣溫度低於零下 40 度, 則假設雲滴經由同質成核過程全部轉為雲冰(pihtf); 但若是大氣溫度不夠低, 僅介於 0 度至零下 40 度之間, 則參考 Biggs (1953)的假設, 雲滴經異質成核的過程, 有部分凍結為雲冰(pihtf), 凍結率為溫度的函數, 溫度愈低凍結率愈高。同樣的, 雨滴若被抬升至低於零度的環境, 亦有部分雨滴會凍結成雪(psfrz), 凍結率同樣是溫度的函數。

2 碰撞

小粒子變成大粒子的有效方法主要靠碰撞, 此方案中雨滴的增長考慮了小雲滴與小雲滴的碰撞, 並以自動轉換(Autoconversion, praut)機制代表詳細的碰撞過程, 另外降落的雨滴會因收集雲滴而增長(Accretion, pracw), 以雲滴與雨滴的碰撞方程計算。

另外雪的形成同樣考慮了雲冰與雲冰的碰撞併合過程(aggregation, psautt)及雪片沉降收集雲冰的增長過程(accretion, psaci), 另外還考慮了雪片與過冷雲滴的碰撞增長, 也就是結凇過程。

3 蒸發凝結

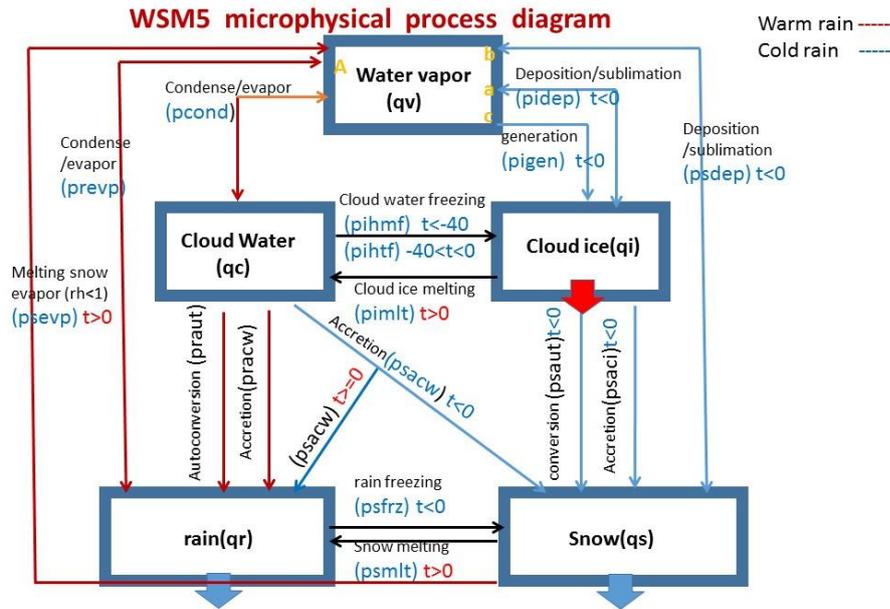


表 3 wsm5 雲物理過程示意圖

當大氣中的相對濕度大於 1，先計算過飽和的水氣量(sat)，WSM5 的過飽和調整策略第一步，先檢查是否有雨滴的存在，若存在則先計算雨的凝結(prevp)，但凝結量限制不能超過 sat/2；第二步則檢查是否有雲冰存在，若有雲冰存在，計算雲冰凝結量(pidep)，但凝結量限制不超過 sat/2；第三步檢查是否有雪的存在，若有雪存在，計算雪凝結量(psdep)，但凝結量同樣限制不超過 sat/2；若仍存在過飽和，最後計算雲冰從無至有的生量(pigen)，但凝結量限制不超過 sat。相反的，當大氣未飽和，則依同樣順序檢查是否有雨，雲冰及雪的存在，並計算蒸發量，每種水物粒子蒸發量值同樣限定不能超過 sat/2。

(四)WSM5 方案對雲冰處理的修改

Hong et al.(2004)針對傳統雲冰處理造成高層雲冰過多現象，於 WSM5 方案中對於雲冰的表示有幾項調整，冰核個數濃度仍是溫度的函數，愈冷濃度愈高，但是和原式 (Fletcher 1962) 相比則較為不敏感，濃度大約在 1.e3 至 1.e5(m-3)的範圍；另外冰晶粒子濃度不再和冰核濃度為相同溫度的函數，而是冰晶質量混和比的函數；此二項修改連帶影響雲冰從無到有的生成過程，冰晶最初生成的最大容許質量，直接以冰晶粒子濃度相關式作設定，而因為初生成冰晶與冰核濃度相當，所以冰晶濃度隨著冰核

濃度因溫度降低而平緩的慢慢增加，初生成的最大容許質量亦連帶受此影響，而不會如原式，初生成冰晶最大質量會於某個溫度（約-38c）以下便突然遽增，使得過飽和的水氣幾乎立刻全部轉成為雲冰。

三 實驗設計及結果比較

本研究測試採用氣象局於 2016 年 10 月更新上線之全球預報模式(CWB-GFS)，此模式為一典型波譜模式，解析度為 T511L60，含蓋 1536x768 水平格點，網格間距約為 25 公里，垂直分層 60 層，垂直座標為sigma(= (p - p_top)/(p_sfc - p_top))及氣壓(p)混和座標。模式預報變數包含渦度場、輻散場、虛位溫、比濕、雲滴及地面氣壓。模式的物理參數化模組包含 NOAH-4 層土壤模式 (Ek et al. 2003)，MRF 邊界層參數法，已包含層積雲區輻射冷卻作用驅動之紊流擴散效應(Hong and Pan 1996， Han and Pan 2011)，淺積雲參數法 (Li 1994)，New_SAS 對流降水參數法 (Han and Pan 2011)，網格尺度降水參數法 (Zhao and Frederick 1997)，重力波拖曳參數法 (Palmer et al 1986) 及輻射參數法 (RRTMG; Rapid Radiative Transfer Model for GCM; Clough et al. (2005), Iacono et al. (2008))。模式之客觀分析採

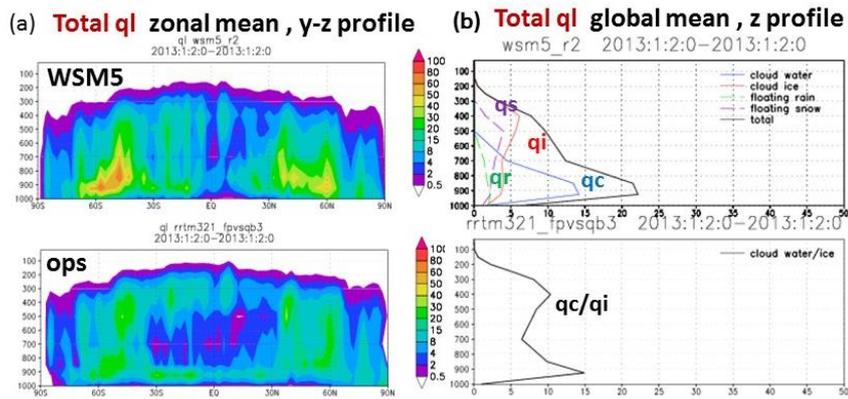


圖 1 水物粒子垂直剖面比較，(a)為水物粒子總量的緯向平均，(b)為各種水物粒子的全球平均。上圖為 wsm5 版本結果，水物粒子包含雲滴(qc)，雲冰(qi)，雨滴(qr)，雪(qs)。下圖為 ops 版本結果，水物粒子為雲滴或雲冰(qc/qi)。單位為 mg/kg。

用 3 維變分方法，此方法源自 NCEP - GSI 版本(Wu et al. 2002)。

測試進行分為作業版(ops)及測試版(wsm5)，測試版僅更換網格尺度降水參數化模組，以 WSM5 雲物理參數化方案取代。初步測試以 2013/1/1 00Z 為初始場，進行個案測試，並針對 24 小時預報結果進行物理場的比較。另外同時進行了 14 天預報實驗，實驗設計選取 2013 年 1 月 1 日至 14 日，進行 14 天擬作業程序測試，主要目的為評估 wsm5 對預報得分的影響。

(一) 水物粒子垂直結構及雲量

首先進行 wsm5 與 ops 版本的水物粒子比較，圖 1 是將 24 小時預報瞬間輸出，在等壓面上作緯向平均(圖 1a)及全球平均(圖 1b)的垂直分布，從圖 1a 的緯向平均剖面圖可以發現，wsm5 版本(上圖)的水物粒子於低層顯著增加，中緯度主要集中於 800-900hPa，熱帶區則在 900hPa 以下比較明顯。另外，熱帶區的 800-500hPa 高度，水物粒子總量也有增加的現象。相對的，wsm5 版本於高層 200hPa 附近水物粒子總量已非常微小，從圖 1b 全球平均的垂直分布可清楚看到，wsm5 版本水物粒子總量於 200hPa 已趨近 0，但 ops 版本維持至 100hPa 才降為 0。所以 wsm5 版本水物粒子於高層有整體降低趨勢。另外從圖 1b 的上(wsm5)下(ops)比較也可以清楚看見，wsm5 版本水物粒子總量於低層較 ops 增

加，其中以雲滴為主，中層的全球平均總量較 ops 增加，且雲冰，雲滴及雪均有相當貢獻，但高層 500hPa 以上 wsm5 的水物粒子總量便明顯較 ops 版本小，400hPa 的 ops 平均水物總量達 10mg/kg，wsm5 版本約為 8mg/kg，300hPa 的 ops 版本量值約為 8mg/kg，wsm5 版本則降為 5mg/kg。

水物粒子的改變會透過雲量計算對輻射通量產生影響，因此雲量覆蓋率的變化亦是值得觀察的變數，雲量覆蓋率的計算除了受相對濕度影響，另一個主要決定因子是水物粒子總量，因此從雲量覆蓋率的差異(圖 2)看見與水物粒子變化相對應的差異特徵，基本上亦是高層減少，中低層增加。

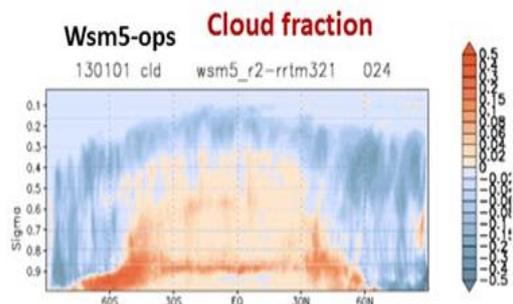


圖 2 雲量覆蓋率垂直剖面差異 wsm5-ops。

(二) 輻射量

1 OLR(Outgoing Longwave Radiation flux)

水物粒子變化對輻射通量的影響，是此研究關

心的一個重點，首先檢查大氣頂向外長波輻射通量(OLR)，此通量與高雲密切相關，高雲愈多此通量愈小，以 24 小時累積量計算之全球平均量值 從 ops 版本的 243.5W/m² 增加為 247.3W/m²，其差異分布為圖 3a，OLR 增加與高層雲的減少是相呼應的。

為進一步評估此增加趨勢是否為正向變化，於是特別選取 ECMWF 的重分析資料(ERA-Interim)為參考標準，將 ops 版本結果與其相減(圖 3b)，從全球平均量值來看，ops 版本已較 ERA-Interim (242.0W/m²)高，所以 wsm5 版本增加之趨勢為負向變化。但從分布差異來看，ops 版本的 OLR 偏高區域主要集中在熱帶強對流區，其餘中高緯地區反而有較多是偏低的狀態，因此 wsm5 造成的增加趨勢，除了對熱帶強對流區不利，其餘中高緯度區尚有部分是正面的影響。

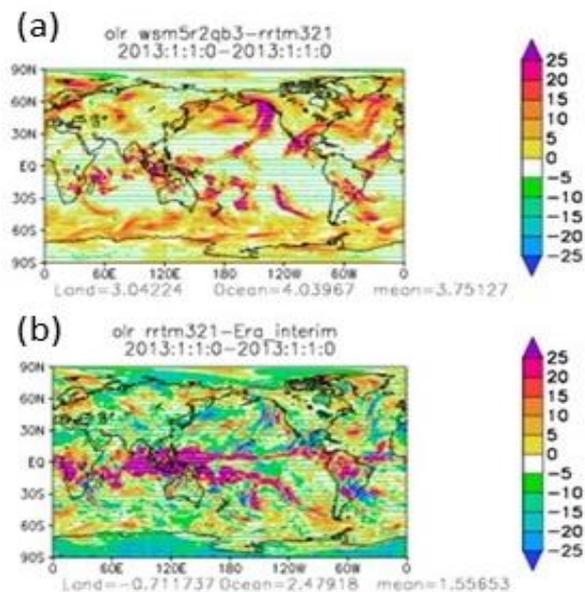


圖 3 大氣頂向外長波輻射通量(olr)差異。(a)為 wsm5-ops。(b)為 ops-Era_Interim。單位為 W/m²。

2 SSR(Surface net Shortwave Radiation flux)

地面短波淨輻射通量直接影響地面溫度，此通量受低層雲影響很大，低層雲容易造成入射短波的反射，所以低雲愈多地面短波淨輻射通量愈小，圖 4a 為 wsm5 版本與 ops 版本的差異，全球平均值減

少 9.7W/m²，此變化與 Wsm5 版本的低層雲增加相對應。圖 4b 為 ops 版本與 ERA-Interim 的差異，ops 版本(183.9w/m²)較 ERA-Interim (164.7w/m²)的全球平均值高且差值達 19.2W/m²，所以 wsm5 版本 (174.1W/m²)的減小趨勢顯然是正向的改變。

且從差值分布(圖 4a)可以看到 wsm5 於海上 SSR 主要均是減少，對應於 ops 版本較 ERA-Interim 主要於海上偏大的誤差(圖 4b)，另外於南極大陸 ops 原本為偏小及南非南美原本均為偏大，但在 wsm5 版本都有相反方向的變化趨勢，可見 wsm5 版本對於 SSR 的影響相當正面。

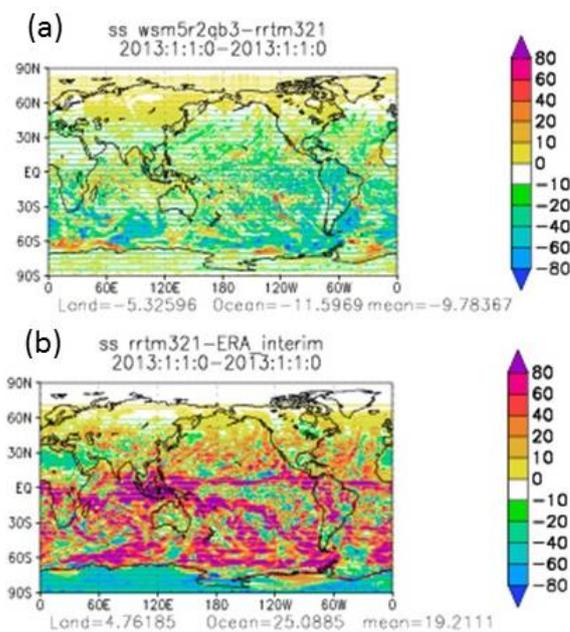


圖 4 地面短波淨輻射通量(ssr)差異。(a)為 wsm5-ops。(b)為 ops-Era_Interim。單位為 W/m²。

(三) 降水

水文循環受到雲物理方案最直接的影響，降水是水文循環中的重要一環，是天氣預報中最困難但也最令人關注的一個項目，因為雨量大小影響民生甚劇，過大過少都恐成災。在模式大氣中，降水來自二個物理過程，一個是對流產生的降水，另一是大尺度層狀雲的凝結降水，由於此種雲系為網格式度可解析，又稱為網格式度降水。

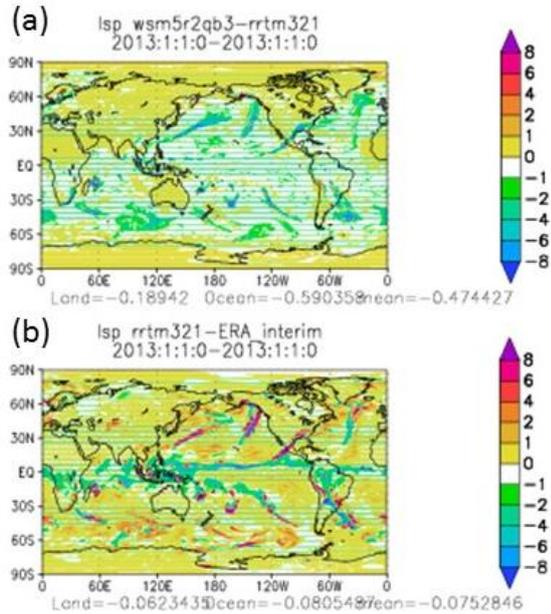


圖 5 網格尺度降水差異。(a)為 wsm5-ops。(b)為 ops-Era_Interim。單位為 mm/day。

1 網格尺度層狀雲降水

網格尺度降水的比較是以 24 小時累積降水做平均，圖 5a 為 Wsm5 版本與 ops 版本的差異分布，全球平均減少了 0.47mm/day，從 ops 的 1.212mm/day 減少為 0.737mm/day，減幅超過 1/3。主要減少區域在海上，若與圖 3a 對照，可發現網格尺度降水減少區與 OLR 增加區有一些對應關係，顯示網格尺度降水減少與高層雲減少有部分相關。

若以 ERA-Interim 為標準，雖然 ops 全球平均量原本即已稍小，但從 ops 版本與 ERA-Interim 的差異(圖 5b)，可發現 ops 主要偏少區域集中於熱帶強對流區，其餘區域幾乎都是偏多，所以和 OLR 的偏差有些類似，減少的趨勢對原本即已偏少的熱帶是負向，但對原本偏多的其他洋面區，wsm5 的影響反而是正面的。

2 積雲對流降水

積雲對流降水的變化方向和網格尺度降水相反，圖 6a 為 Wsm5 版本與 ops 版本的差異分布，顯示降水幾乎是全面增加，但增加的量(0.12 mm/day)不若網格尺度減少的量(0.47mm/day)，所以總降水呈現減少的狀態。

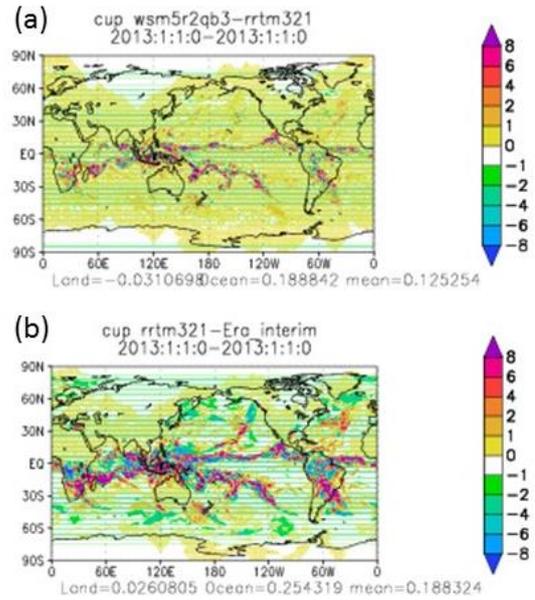


圖 6 積雲對流降水差異。(a)為 wsm5-ops。(b)為 ops-Era_Interim。單位為 mm/day。

ops 和 ERA-Interim 的差異(圖 6b)顯示，ops 在熱帶對流區的降水已偏多，wsm5 的增加趨勢將使偏差更為增強。不過在中高緯的洋面上原本有些對流降水偏少的區域，wsm5 的增加趨勢便會帶來正面影響。

(四) 預報得分

預報得分為一般作業模式進行更新評估之基本檢驗參考，圖 7 為北半球第五天預報的高度場距平相關(AC, Anomaly Correlation,)比較，實線為 ops 版本結果，圈虛線為 wsm5 的結果，由圖上可以清楚看到 wsm5 於 500hPa 以上 ACH 得分便開始降低，200hPa 附近差異更顯著。

由個案測試診斷得知 wsm5 版本高層雲明顯減少，猜測高層預報得分降低與此相關，便嘗試將雲冰終端速度減小，希望透過減緩雲冰下沉，維持較多雲冰的停留，增加高層雲。實心圓點為將雲冰終端速度設為定值 0.01m/s 的另一測試預報結果，結果顯示高層預報得分有效的提升，表示此修改方向正確。

四結論

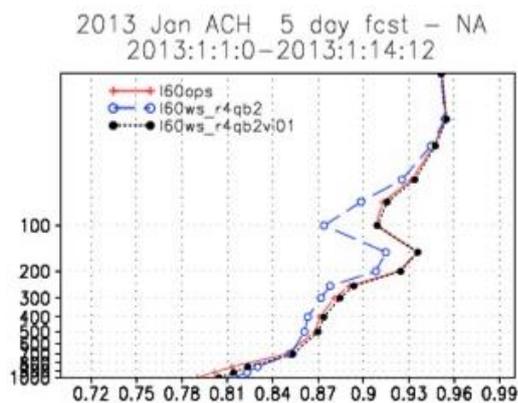


圖 7 北半球(20-80N)第五天預報得分(ACH)比較。實線為 ops 結果，圈虛線為 wsm5 結果，實心圓點線為 wsm5 減小雲冰終端速度的結果。

初步測試的整體結果顯示，wsm5 產生較多的低雲，使得原本過多的地面短波淨輻射通量，得到正面修正。但是 wsm5 較少的高雲，對原本已偏大的 OLR，產生更大的偏差，尤其是熱帶區。從較長期的預報實驗結果，也發現高層預報得分下降；但從雲冰終端速度的調降測試，看到預報得分有效提升，證實調整高層雲冰停留量為 wsm5 應用於全球模式，須調整的一個方向。

另外受網格尺度降水減少的影響，總降水量減小；網格尺度降水原本於熱帶已有過少的偏差，wsm5 版本於洋面上全面偏小的趨勢，使得此區網格尺度降水偏小誤差更明顯；但相對的，對流降水於熱帶偏大的現象也有更為嚴重趨勢。此變化表示大氣中網格尺度的層狀降水效率減弱，使得大氣中的不穩定釋放有部分被積雲對流取代，因此網格尺度降水效率的增進，是未來 wsm5 應用於全球模式的另一調整方向。

參考文獻

Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta Model. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002 JD003296.

Fletcher, N. H., 1962: *The Physics of Rain Clouds*. Cambridge University Press, 390pp.

Han, J., and H.-L. Pan, 2011: Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System. *Wea. Forecasting*, **26**, 520-533.

Heymsfield, A. J., and L. J. Donner, 1990: A scheme for parameterizing ice cloud water content in general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1865-1877.

---, and J. Iaquinta, 2000: Cirrus crystal terminal velocities. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 916-938.

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.

Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen, 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Process for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103-132.

Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen, 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Process for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103-132.

Li, J.-L.F., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.

Li, J.-L.F., et al., 2012: An observationally-based evaluation of cloud ice water in CMIP3 and CIMP5 GCM and contemporary analyses. *J. Geophys. Res.*, **117**, D16105, doi:10.1029/2012JD017640.

Li, J.-L.F., D. E. Ealiser, G. Stephens, S. Lee, T. L'Ecuyer, S. Kato, N. Loeb, and H.-Y. Ma, 2013: Characterizing and understanding radiation budget biases in CMP3/CMP5 GCMs, contemporary GCM, and reanalysis. *J. Geophys. Res. Atmos.* **118**, 8166-8184.

Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.

Palmer, T. N., G. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.

Ruedge, S. A., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part VIII: A model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1185-1206.

Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation. *Bound. Layer Meteor.*, **37**, 129-148.

- Waliser, D. E., et al. 2009: Cloud ice: A climate model challenge with signs and expectations of progress, *J. Geophys. Res.* **114**, D00A21, doi:10.1029/2008JD010015
- Waliser, D. E., J.-L. F Li, T. L'Ecuyer, and W.-T. Chen, 2011: The impact of precipitating ice and snow on the radiation balance in global climate models, *Geophys. Res. Lett.* **38**, L06802, doi:10.1029/2010GL046478.
- Wu. W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimension variational analysis with spatially inn homogeneous covariances. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2905-2916.
- Xu, K.-M and D. A. Randall, 1996: A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3084-3102.
- Zhao, Qingyun and F. H. Carr, 1997: A Prognostic Cloud Scheme for Operational NWP Models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.