

中央氣象局全球模式物理參數化之更新： 邊界層及積雲參數化

汪鳳如¹ 馮欽賜²

¹ 中央氣象局氣象科技研究中心

² 中央氣象局氣象資訊中心

(中華民國九十九年三月十二日收稿；中華民國九十九年九月三十日定稿)

摘 要

中央氣象局全球模式(CWB GFS)引進美國 NCEP 全球模式使用之 SAS (Simple Arakawa Schubert) 積雲參數化方案，希望藉由該積雲參數法對雲水逸出的考慮，增加模式雲水收支計算的完整度。同時並更新模式邊界層參數法原使用的局部(local)方案，以非局部(nonlocal)方案取代，嘗試解決在使用新版積雲參數法後，所發現之模式大氣底層偏濕及因而產生的模式雲底偏低現象。本研究針對此二項模式更新，進行冬夏各二個月資料同化數值預報實驗，以評估其對全球模式預報的影響，論文評估的重點放在預報之大範圍系統性偏差及統計預報技術得分的變化。

結果顯示，無論在高度場的距平相關得分，或是溫度場及風場的均方根偏差，新版模式在南北半球均有顯著的進步；其中第五天預報之距平相關得分進步達 2% - 4%，模式原本預報過高之全球平均降水量，亦得到改善。

關鍵字：積雲參數化、邊界層參數化

一、前言

過去的理論、觀測及模式研究顯示，正確的模擬熱帶對流系統及網格尺度降水過程，對模式

的降雨預報，及其所伴隨的大尺度熱力及動力過程是相當重要的。中央氣象局全球模式(CWB GFS)於 2007 年，調整網格尺度降水過程的處理，從診斷方案提升為預報方案(汪鳳如 2006)，

因此模式已含蓋雲水（或雲冰）（cloud water/ice）之預報。在此預報方案中，考慮了影響雲水（或雲冰）的生成消散機制，雲水（或雲冰）經由各收支項決定，最後，網格尺度降水量則透過雲水（冰）轉換成降水的雲物理過程決定。

此預報方案的雲水（或雲冰）收支計算中，尚未將積雲雲頂的雲水（或雲冰）逸出（detrain）納入考慮，但於熱帶地區，此部分卻為雲水（或雲冰）收支的一重要來源項。因此本研究嘗試引進美國國家環境預報中心全球模式（NCEP GFS）使用之 SAS(Simple Arakawa Schubert)積雲參數法（Pan and Wu 1995），希望藉由 SAS 方案對雲水（或雲冰）在雲頂的逸出考量，使雲水（或雲冰）預報更趨完整。另外 SAS 方案亦涵蓋了幾項舊版（Relax Arakawa Schubert）積雲參數法未考慮的物理過程，包括下沖流（down draft）過程及對流過程中動量的垂直傳遞交換等，其中下沖流強度是由積雲發展範圍內的水平風切決定，動量的垂直傳遞處理則和熱量及水氣相似。

舊版的邊界層參數化方法為一階半之 E- ϵ 紊流閉合邊界層參數法(Detering and Etling 1985)，此方法分別預報紊流動能（E）和紊流動能消耗率（ ϵ ），再以此二預報變數決定紊流擴散係數（K）（eddy diffusivity coefficient），因此可歸類為 K 理論之方法；其紊流通量則是由紊流擴散係數（K）及變數之局部梯度（local gradient）共同決定。以此方法計算所得之紊流通量，僅考慮了局部環境的影響，如此的考量在穩定及中性大氣中尚屬適當，但是在不穩定邊界層中的紊流非常活躍，其大小甚至可發展擴及整個邊界層範圍，因而可能會有反梯度的通量（countergradient flux）產生（Deardorff 1972; Troen and Mahrt 1986; Holtslag and Moeng 1991）。舊版使用之邊界層方

法，尚無法納入大渦流（large eddy）造成的非局部影響，對不穩定邊界層的發展有低估的可能，因此引進美國 NCEP GFS 使用的非局部（nonlocal）邊界層方案（Troen and Mahrt 1986）改進此一現象。

另外要針對此次同時更新二個物理參數化作一說明，積雲參數化是原本主要更新項目，但在更新積雲對流參數化的測試過程中，發現現行模式大氣結構對比於分析場，有底層偏濕現象，因而導致雲底高度偏低。經進一步追蹤，發現此偏濕情況肇因於邊界層發展過低，來自下邊界的水氣被侷限於近地層。基於邊界層結構與積雲發展有密不可分的關係，預期改善邊界層不合理結構之後，新版積雲將能較合理運作，因此嘗試同時更新邊界層參數方法。本論文之測試討論主要針對二者參數化均更新之結果，但有關邊界層單一敏感測試，於第三節有關水氣結構變化的討論特別作了說明。

以下第二節即針對新版積雲參數化及邊界層參數化方案做一簡要介紹，第三節描述了測試之實驗設計，有關測試比較結果於第四節作說明，第五節為結論。

二、更新方案說明

有關本研究選用的積雲參數化更新版本，SAS (Simplified Arakawa and Schubert) 方案源自於 NCEP GFS 使用之版本，此版本為 Pan and Wu (1995)所發展，其理論架構依據 Arakawa and Schubert(AS, 1974)的研究，但參考了 Grell (1993)提出的簡化假設，將模式做了相當的簡化。進一步說明請參考附錄 1。

邊界層更新版本採用 NCEP GFS 使用的非局

部邊界層參數法，此方法主要根據 Troen and Mahrt (1986) 的設計，其設計參照了大渦流 (large eddy) 模擬的結果，將非局部通量觀念帶入邊界層參數化過程，其簡化的處理方式兼顧了計算效益，因此有許多天氣預報模式及大氣環流氣候模式的邊界層處理，均以此架構為參考依據 (Giorgi et al. 1993; Holtslag and Boville 1993)。進一步說明請參考附錄 2。

三、實驗設計

本研究測試採用 2009 年 7 月之前的 CWB GFS 作業全球預報模式，此版本解析度為 T239L30，為一典型波譜模式，垂直為 sigma ($= \frac{(p - p_{top})}{(p_{surf} - p_{top})}$) 座標，模式預報變數包含高度場、輻散場、虛位溫、比濕、雲水及地面氣壓。模式的物理模組包含多層土壤模式 (Mahrt and Pan 1984)，相似理論地表通量參數法 (Businger 1971)，E-ε 紊流閉合邊界層參數法 (Detering and Etling 1985)，淺積雲參數法 (Li 1994)，Relax AS 積雲參數法 (Moothi and Suarez 1992)，雲水預報決定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 (Fu 1997; Fu and Liou 1992; 1993)。模式之客觀分析採用 3 維變分方法，此方法源自 NCEP-SSI 版本 (Deber et al. 1991)。

為評估新版物理方案的影響，同時考量物理過程在不同季節的活躍差異性，因此於對比明顯的冬夏季節，分別測試二個月，希望藉此提供較完整的評估。測試規劃乃於選取之冬季 (2008 年 1 至 2 月) 及夏季 (2007 年 6 至 7 月) 時段，分別進行二個月擬作業程序測試；亦即模擬作業程

序，進行每天四次 (00 UTC, 06 UTC, 12 UTC, 18 UTC) 資料同化分析及預報，除了於 12 UTC 和 00 UTC 進行 120 小時預報，其餘二個分析時間 (06 UTC, 18 UTC) 則僅預報 6 小時，並以每一次 6 小時預報場，作為下一次 (6 小時之後) 觀測資料同化分析之猜測場。在此測試架構下，預報的影響可藉由 6 小時預測場帶入下一次分析，藉此累積模式差異產生的影響，最後以整個測試期的平均預報得分進行評比，其結果將較單一個案具代表性。

測試分二組進行，控制組採用舊版模式，對照組採用之新版模式，則是將積雲參數化及邊界層參數化二個物理方案更換為新版本，其餘均維持與舊版模式相同。

四、結果與討論

測試評估乃依循傳統校驗系統，分別針對距平相關 (AC, Anomaly Correlation)，均方根誤差 (root mean square error) 及平均偏差 (mean error) 進行分析比較，詳細的相關定義及計算式請參考陳等 (1989) 的文獻。由於垂直校驗層大於 10 層，為簡化校驗圖集，因此先將各層得分作時間平均，再針對北半球 (NA, 20°N-80°N)，南半球 (SA, 20°S-80°S) 及熱帶 (TP, 20°S-20°N) 三個區域，直接進行垂直分佈比較，而不分別對每一層作分析。單一層的時間序列比較，僅選取 500 hPa 高度場及海平面氣壓場之距平相關得分作比較說明。

4.1 預報得分評比

冬季個案選取之測試時段為 2008 年 1 至 2 月，500 hPa 高度場及海平面氣壓場的第 1 至第 5 天預報距平相關評比示於圖 1，圖上清楚顯示新

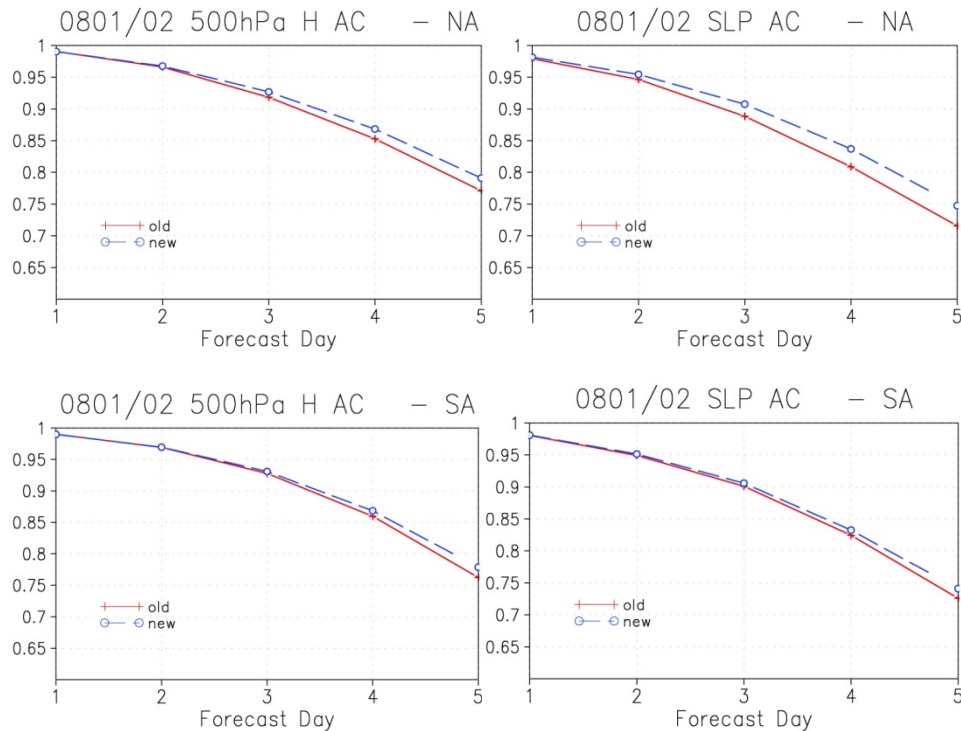


圖 1 上圖為北半球 (20N-80N) 區域，於 2008 年 1 至 2 月二個月期間，500hPa 高度場 (左) 及海平面氣壓場 (右) 5 天預報之距平相關月平均得分比較。下圖則為相同變數場於南半球的比較。實線為舊版，虛線為新版。

版 (虛線) 的得分表現均優於舊版 (實線)，同時北半球 (上圖) 進步的幅度明顯大於南半球 (下圖)，另外低層 (海平面氣壓場) 又較中高層 (500 hPa 高度場) 顯著，且不論南北半球，進步顯著性隨預報時間增加而增大，乃至第 5 天差異最大。以下即針對第 5 天預報，作進一步全面比較。

a. 距平相關

首先以北半球的第 5 天預報為代表，針對 500 hPa 高度場及海平面氣壓場的距平相關得分，進一步審視二個版本時間序列的表現差異 (圖 2)。從時間序列上的比較可發現，新版於舊版原本得分較低的情況有較顯著的改進，其餘大部分時間則是略高於舊版，少數情形也有略低於舊版的現象，但就整段間平均而言，500 hPa 高度場 (圖 2a) 得分從 0.770 進步至 0.790 (提昇率 2.5%)；

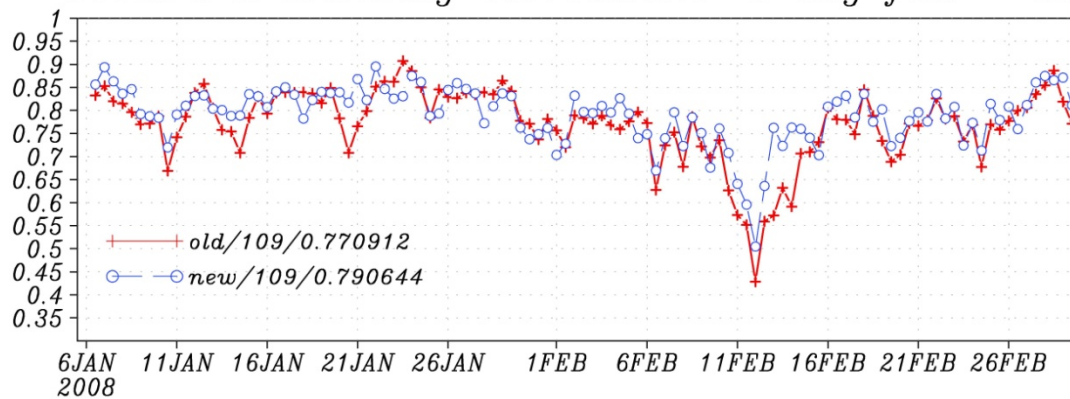
海平面氣壓場 (圖 2b) 的得分表現則有更顯著的進步，從 0.715 提升至 0.746 (提昇率 4.3%)。此次預報得分之進步幅度，較過去模式改進之影響顯著許多。

接下來我們將焦點放在北半球及南半球垂直各層的表現差異，圖 3 為距平相關的比較，圖上清楚顯示，不論於北半球 (圖 3a) 或是南半球 (圖 3b)，新版 (虛線) 垂直各層的高度場距平相關均明顯大於舊版 (實線)，相關值更為接近 1，表示新版對大尺度系統形勢的預報和分析場有更高的相似性，同時如前面圖 1 所示，北半球進步的幅度又較南半球更為顯著。

b. 平均偏差及均方根誤差

為了瞭解模式誤差特性的變化，首先針對溫

(a) 500hPa H Anomaly Correlation 5 day fcst - NA



(b) SLP Anomaly Correlation 5 day fcst - NA

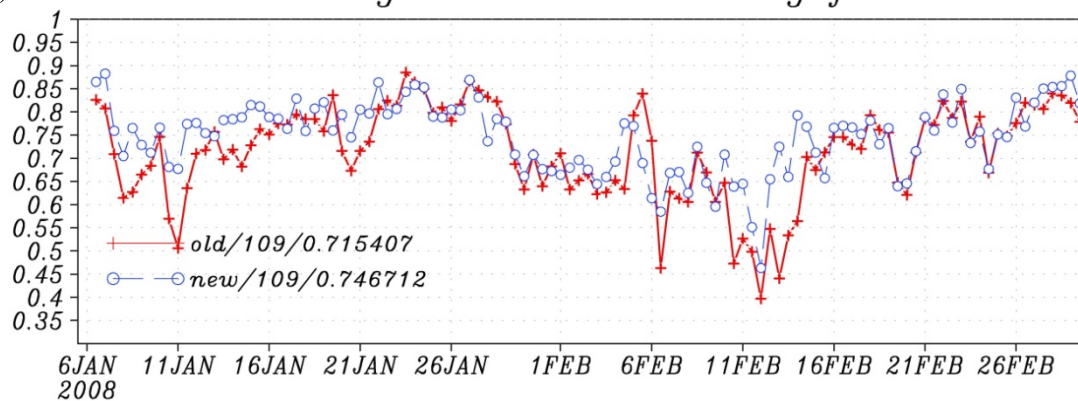


圖 2 2008 年 1 至 2 月期間，北半球之(a) 500hPa 高度場及(b)海平面氣壓場，於第 5 天預報的距平相關時間序列。實線為舊版，虛線為新版。

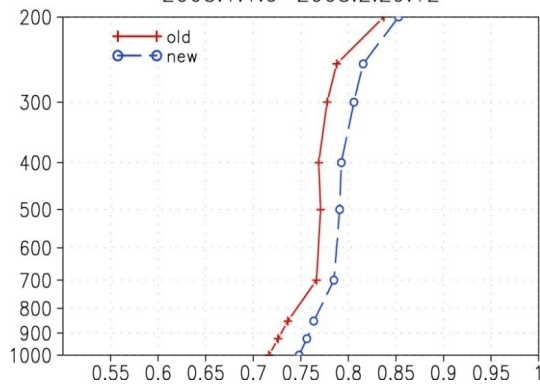
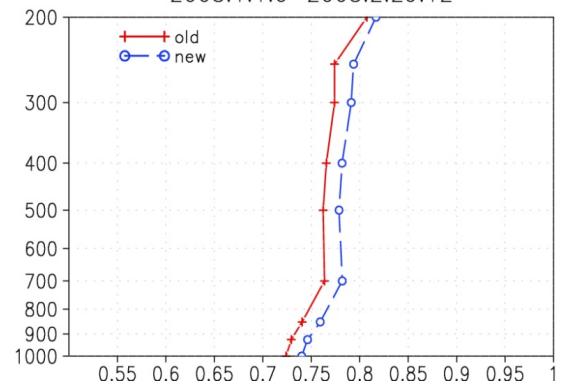
(a) Anomaly Correlation 5 day fcst - NA
2008:1:1:0-2008:2:29:12(b) Anomaly Correlation 5 day fcst - SA
2008:1:1:0-2008:2:29:12

圖 3 2008 年 1 至 2 月期間，於(a)北半球及(b)南半球的第五天高度場預報，其垂直各層距平相關得分比較。實線為舊版，虛線為新版。垂直座標為氣壓 (hPa)，水平座標為為距平相關 (0-1)。

度場的平均偏差做計算，圖 4 列出此冬季測試時段分別在北半球、熱帶及南半球三個區域的垂直變化。新版（虛線）於三個區域的變化，顯示了一共同特性，即預報之大氣平均狀態和分析場相比是往偏冷的方向改變，從數值來看，新版冷偏差在北半球（圖 4a）及南半球（圖 4b）均比舊版顯著。若單從平均偏差來看，新版的偏差值似乎較舊版大，但要特別注意的是，平均偏差必須配合絕對誤差統整判斷，才能確實掌握整體變化特性，於是進一步進行溫度場（圖 5）的均方根誤差計算。

圖 5 清楚顯示，於北半球（圖 5a）、熱帶（圖 5b）及南半球（圖 5c）三個區域，新版（虛線）的溫度均方根誤差值，在垂直各層均較舊版（實線）明顯減小，但為何新版卻顯示較大的冷偏差；此乃因為新版模式在空間上的偏差分佈特性趨向一致的偏冷，而舊版則是部分區域偏冷，部分區域偏暖，因此進行整個半球大範圍平均時，由於冷暖相抵，所以產生舊版之平均偏差較小，但均方根誤差較大的情形。所以若以單一平均偏差大小判斷好壞，容易產生誤判。

另外從風場（圖 6）的均方根誤差可以看見，新版模式於垂直各層的風場絕對誤差，在三個區域均有減小趨勢，其中熱帶區域（圖 6b）尤為顯著。此次更新中，新版積雲參數化方法考慮的動量垂直傳遞過程，是直接與風場相關的機制，推測此過程為改善風場預報的重要原因，針對此推測，特別設計了一敏感測試，將新版積雲參數化中的動量傳送過程關閉，測試一個月（200801）結果（圖 6d）顯示，此過程關閉後，第五天預報的風場絕對誤差減小比例是原來的 50%，顯示除了動量傳遞過程對風場產生直接影響，另外藉由熱力與動力的交互作用，亦對風場的改善有間接

的貢獻。

c. 敏感測試

夏季個案測試選取時段為 2007 年 6 至 7 月，其評比結果和冬季測試相似，新版的預報得分表現亦普遍優於作業版（圖略）。並特別於 2007 年 6 月額外增加一組僅更新積雲參數化之測試，希望藉由三組測試（舊版，舊版+新版積雲參數化，舊版+新版積雲參數化+新版邊界層參數化）之相互比較，進一步判別此次二項物理過程更新對結果之分別影響。

由圖 7 距平相關分析顯示，就北半球而言（圖 7a），僅更新積雲參數化方法時，距平相關之改進侷限在 500hPa 以下，但更新邊界層參數化方法後，整層大氣的距平相關均顯著提升；但對南半球而言（圖 7b），積雲參數化方法的更新則為距平相關改進的主要原因。

溫度場的均方根誤差表現和距平相關相當類似，單獨更新積雲參數化方法對北半球的影響，主要在 500hPa 以下、900hPa 以上（圖 8a），但加上邊界層參數化的更新後，溫度場均方根誤差在垂直各均呈現更顯著的減小；南半球（圖 8b）情況卻相反，溫度場均方根誤差的減小，是由積雲參數化方法之更新主導；邊界層參數化方法的影響則相對微弱，僅在 900hPa 以下有較顯著的貢獻。二項更新對熱帶區域的影響（圖 8c）則較為平均，值得一提的是，僅更新積雲參數化方法時，對中層溫度均方根誤差的影響是較明顯的負向，但在加入邊界層參數化方法之更新後，誤差減小許多，邊界層參數化的更新於此區益顯重要。

風場均方根誤差的表現則較不相同，不論在北半球（圖 9a）或是南半球（圖 9b），積雲參數化方法之更新於垂直各層影響均有其顯著性。由

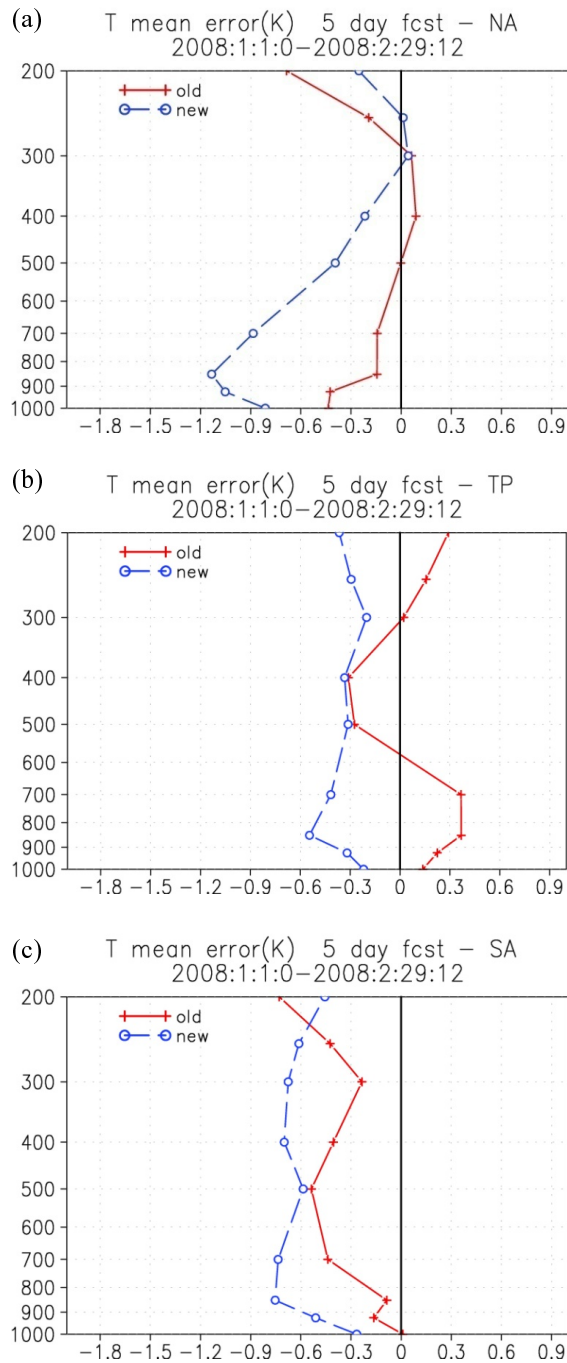


圖4 2008年1至2月期間，於(a)北半球(b)熱帶及(c)南半球的第5天溫度場預報，其平均偏差垂直分佈比較。實線為舊版，虛線為新版。垂直座標為氣壓(hPa)，水平座標為溫度(K)。

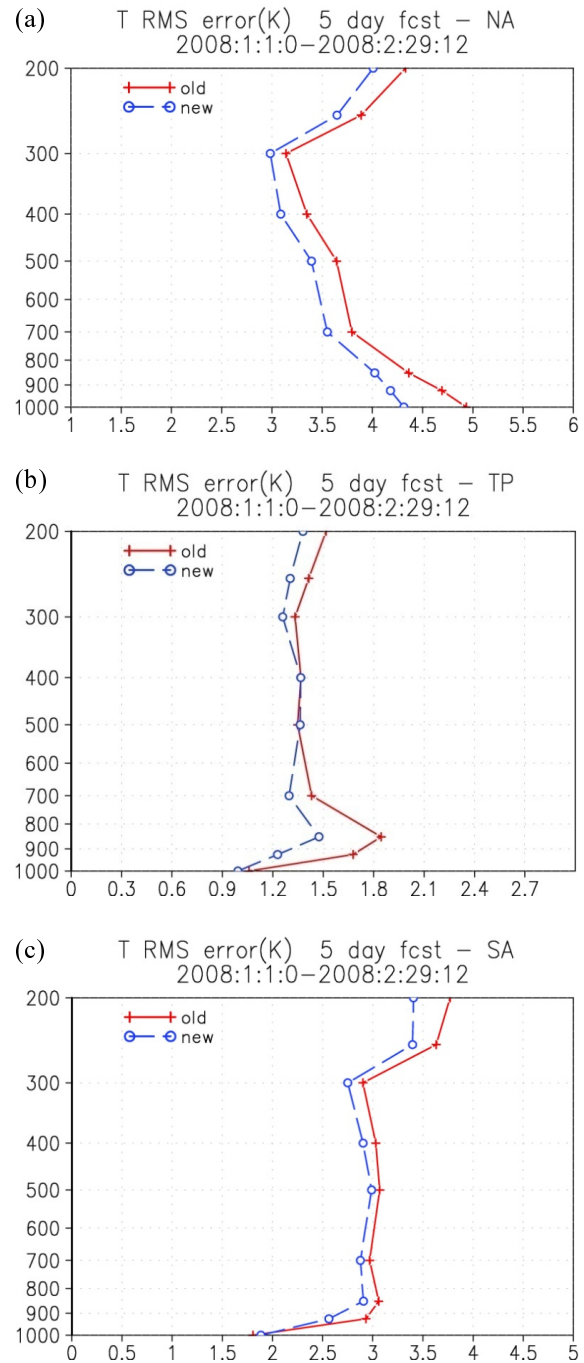


圖5 2008年1至2月期間，於(a)北半球(b)熱帶及(c)南半球的第5天溫度場預報，其均方根誤差之垂直分佈比較。實線為舊版，虛線為新版。垂直座標為氣壓(hPa)，水平座標為溫度(K)。

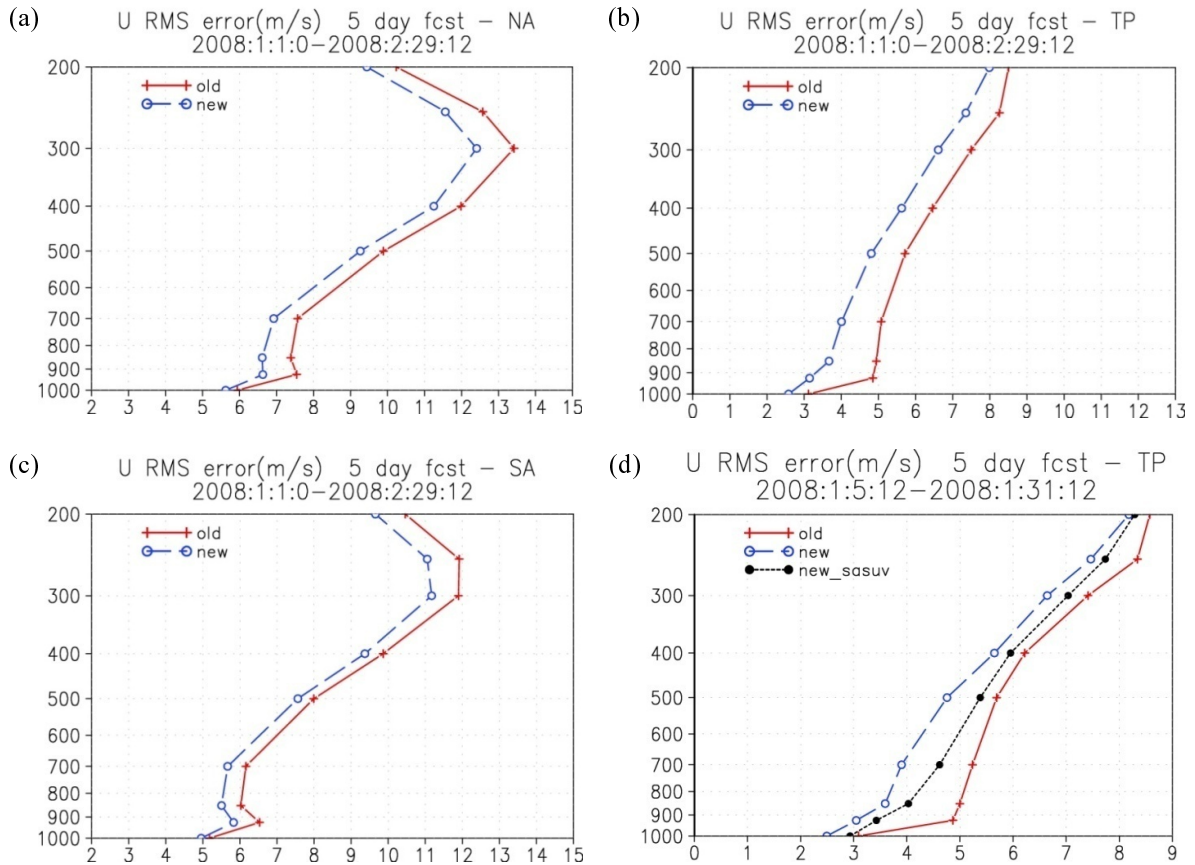


圖 6 2008 年 1 至 2 月期間，於(a)北半球(b)熱帶及(c)南半球的第 5 天水平東西向風場預報，其均方根誤差之垂直分佈比較。實線為舊版，虛線為新版。(d)為於熱帶關閉動量傳遞之敏感測試結果，以點線表示。垂直座標為氣壓 (hPa)，水平座標為風速 (m/s)。

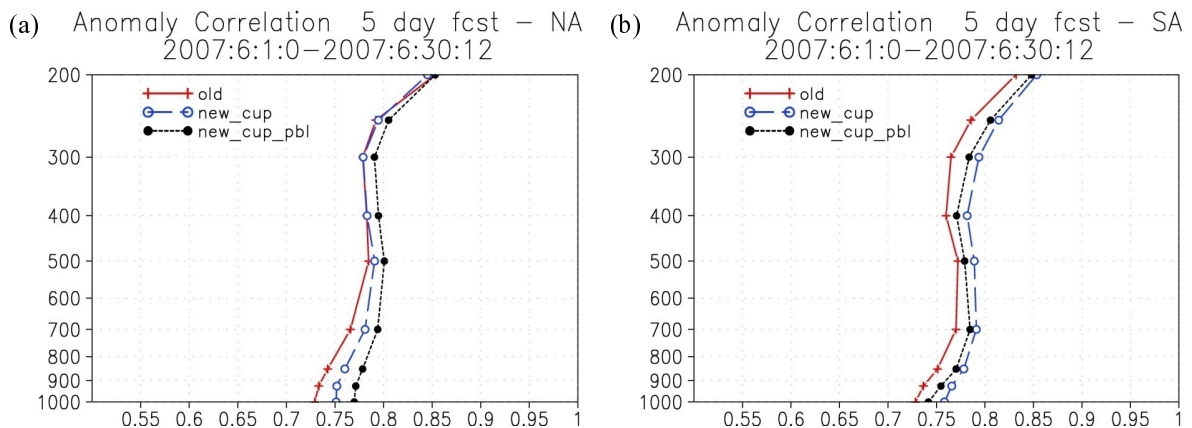


圖 7 2007 年 6 月期間，於(a)北半球及(b)南半球的第 5 天高度場預報，其距平相關得分之垂直分佈比較。實線為舊版，空心圓虛線為舊版+積雲參數化更新版，實心圓點線為舊版+積雲參數化更新版+邊界層參數化更新版。垂直座標為氣壓 (hPa)，水平座標為為距平相關 (0-1)。

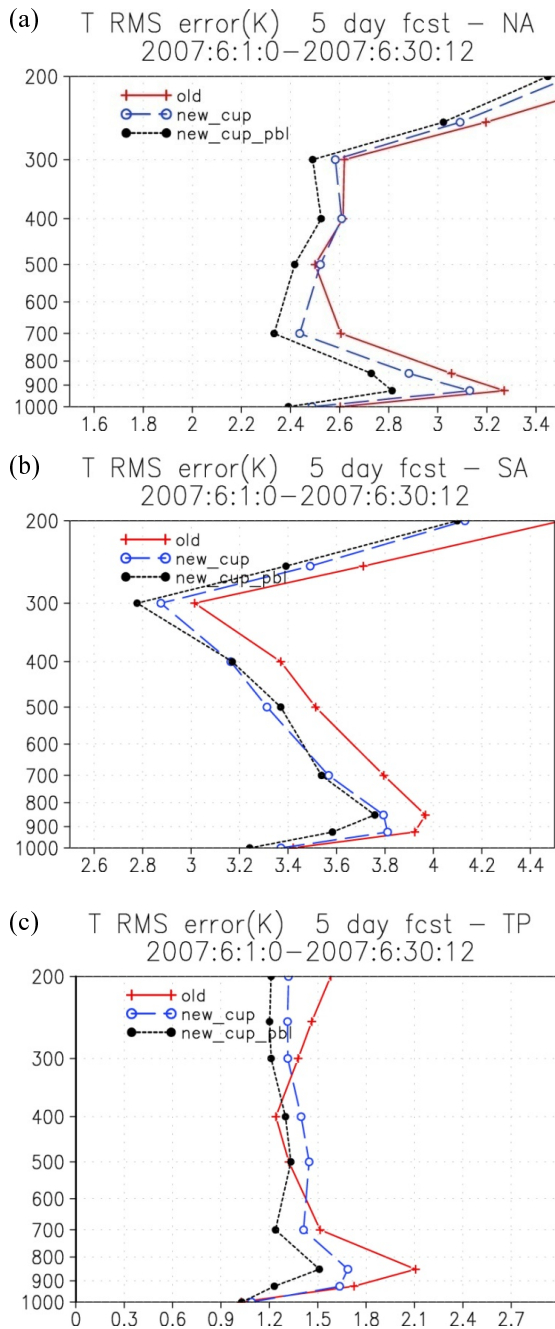


圖 8 2007 年 6 月期間，於(a)北半球、(b)南半球及(c)熱帶的第 5 天溫度場預報，其均方根偏差之月平均垂直分佈比較。實線為舊版，空心圓虛線為舊版+積雲參數化更新版，實心圓為舊版+積雲參數化更新版+邊界層參數化更新版。垂直座標為氣壓 (hPa)，水平座標為溫度 (K)。

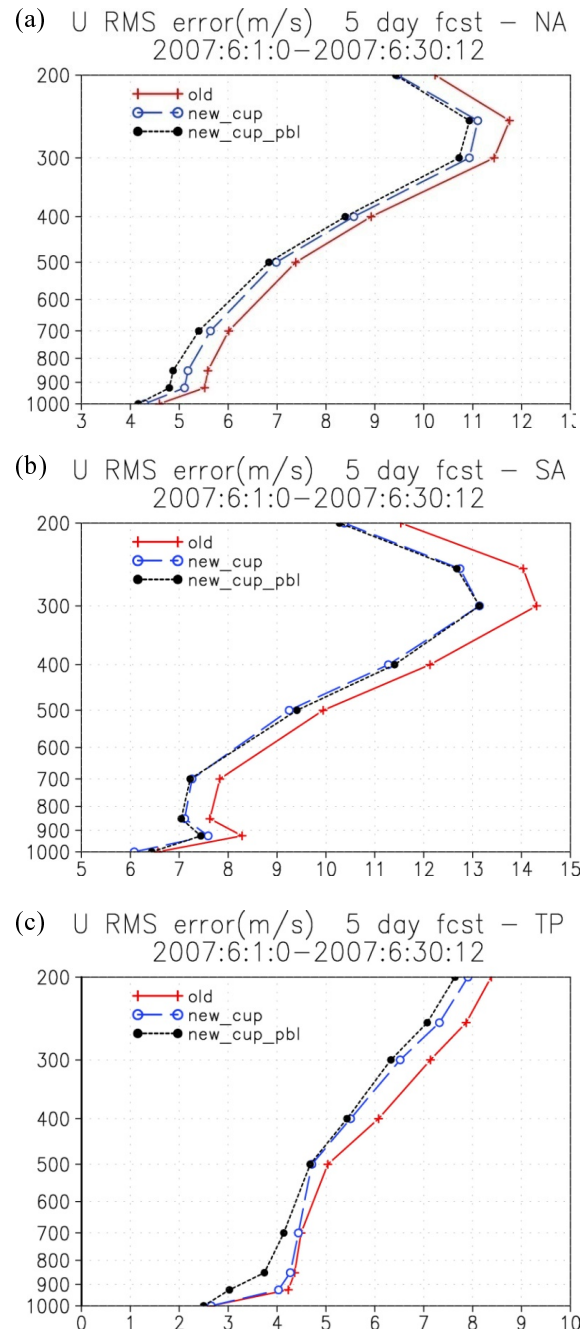


圖 9 2007 年 6 月期間，於(a)北半球、(b)南半球及(c)熱帶的第 5 天水平東西向風場預報，其均方根偏差之月平均垂直分佈比較。實線為舊版，空心圓虛線為舊版+積雲參數化更新版，實心圓點線為舊版+積雲參數化更新版+邊界層參數化更新版。垂直座標為氣壓 (hPa)，水平座標為風速 (m/s)。

此可推知，風場的改進主要受新版積雲參數化影響。另外從熱帶（圖 9c）風場的均方根誤差所顯示，700hPa 以上誤差減小來自新版積雲參數化，但 700hPa 以下則主要是加入邊界層參數化更新後所產生，此結果也再一次說明，邊界層參數化之更新，和此區積雲發展的配合額外重要。

從以上分析得知，更新之積雲參數化方法及邊界層參數化方法在不同區域分別有不同程度的作用。對南半球而言，邊界層參數化方法之更新影響較不顯著，可能與南半球下邊界主要為冷洋面有關。熱帶下邊界雖然也有大比例的洋面，但洋面溫度較高，邊界層的發展因此較為活躍；同時因為洋面提供豐沛水氣，積雲對流發展相對旺盛，所以邊界層參數化和積雲參數化的更新均有相當影響。由於此區低層水氣的上傳特別旺盛，所以此區邊界層參數化的更新，對水氣結構的影響特別明顯，因此對積雲發展的影響更顯重要。對北半球而言，此區域有較大範圍的陸地分佈，其地表溫度有明顯日夜變化，邊界層的發展因此扮演重要角色，所以看到新版邊界層參數化方法的加入，較單獨更新積雲參數化之影響更為明顯，相對地，陸面上水氣的供應不如洋面充沛，積雲的發展機率及高度均較熱帶低，所以看到更新積雲參數化之影響相對較小。但就整體效應而言，不論冬季或夏季月份，新版本均表現出正面影響。

以上分析是針對模式預報得分及大範圍平均偏差作討論，但此新版本之變動涉及二個重要大氣物理過程，因此在新版本預報結果中，可以看到幾個物理場亦呈現了顯著的變化，以下分別做說明。

4.2 降水特性

以 2007 年 6 月的月平均降水為代表，讀取模式每天於 12UTC 預報的第 96 小時至第 120 小時累積雨量，一共 30 個資料作月平均。並將網格尺度降水及積雲降水分開計算，結果顯示全球平均之網格尺度降水量，從舊版 0.903 mm/day（圖 10a）增加為 1.140 mm/day（圖 10b），就分佈而言，從差異圖（圖 10c）上可以清楚看到，增加之網格尺度降水主要分佈於熱帶區（30°S-30°N），此現象應和新版積雲參數方案相關，因為新方案增加了積雲雲頂的雲水逸出之考慮，而熱帶為積雲主要發展區域，因此相對地提升了熱帶區域網格尺度降水的機率。

至於積雲降水月平均則從舊版 2.665 mm/day（圖 11a）減少為新版 2.284 mm/day（圖 11b），從差異分佈來看（圖 11c），原本赤道以南的印度洋過強降水及太平洋東側近赤道區的強降水均有明顯減弱現象，另外陸地上降水也有減弱趨勢，例如中非和南美北部均相當顯著，由於這些減少的變化，導致整體平均積雲降水是減少的。在測試過程中發現，積雲降水的減少和此次二個更新均有關連，其中更新之積雲參數化影響較顯著，因為雲頂的逸出，使得部分原屬於積雲降水的量，轉為網格尺度降水。其次，更新之非局部邊界層參數化，在這也扮演了減少積雲降水的部分角色，此現象在其他研究亦有相同的結果（Giorgi et al 1993），其研究認為非局部邊界層參數化快速地將水氣往上傳，使得低層大氣較乾，因此較不利積雲及其降水的生成。

另外要特別說明，雖然積雲降水整體平均減少，但從圖 11c 可清楚看到，積雲降水於 ITCZ 上卻是顯著增加，若對應下界面蒸發量（圖 11d）及低層風場（圖 11e）變化的分佈，可以看到於 ITCZ 積雲降水增加區域，低層風場變化為輻合，

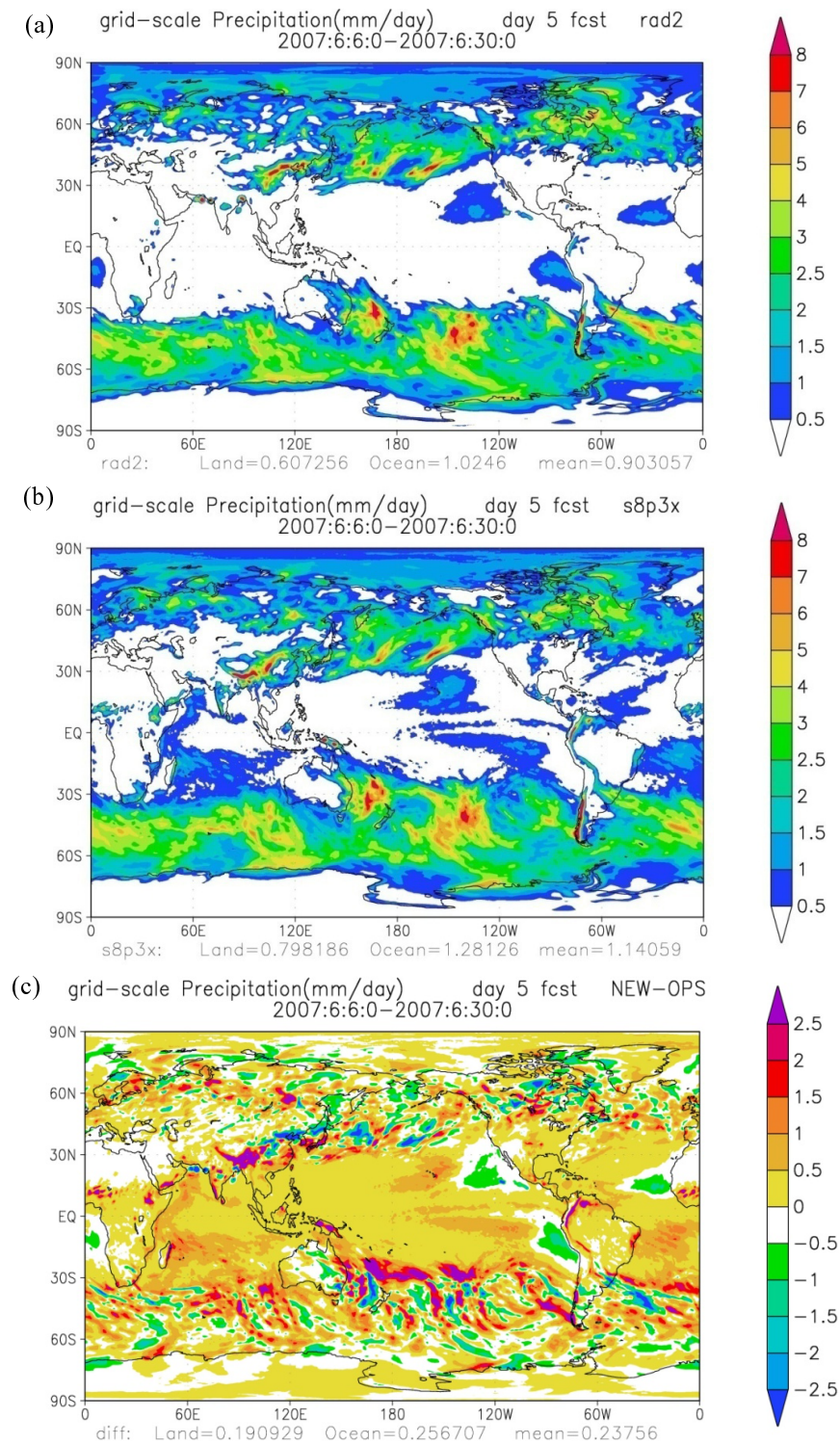


圖 10 2007 年 6 月網格尺度降水 (mm/day) 的月平均，為模式第 96 至 120 小時預報的 24 小時累積量。(a)為舊版，(b)為新版，(c)為新舊版差異 (新版-舊版)。

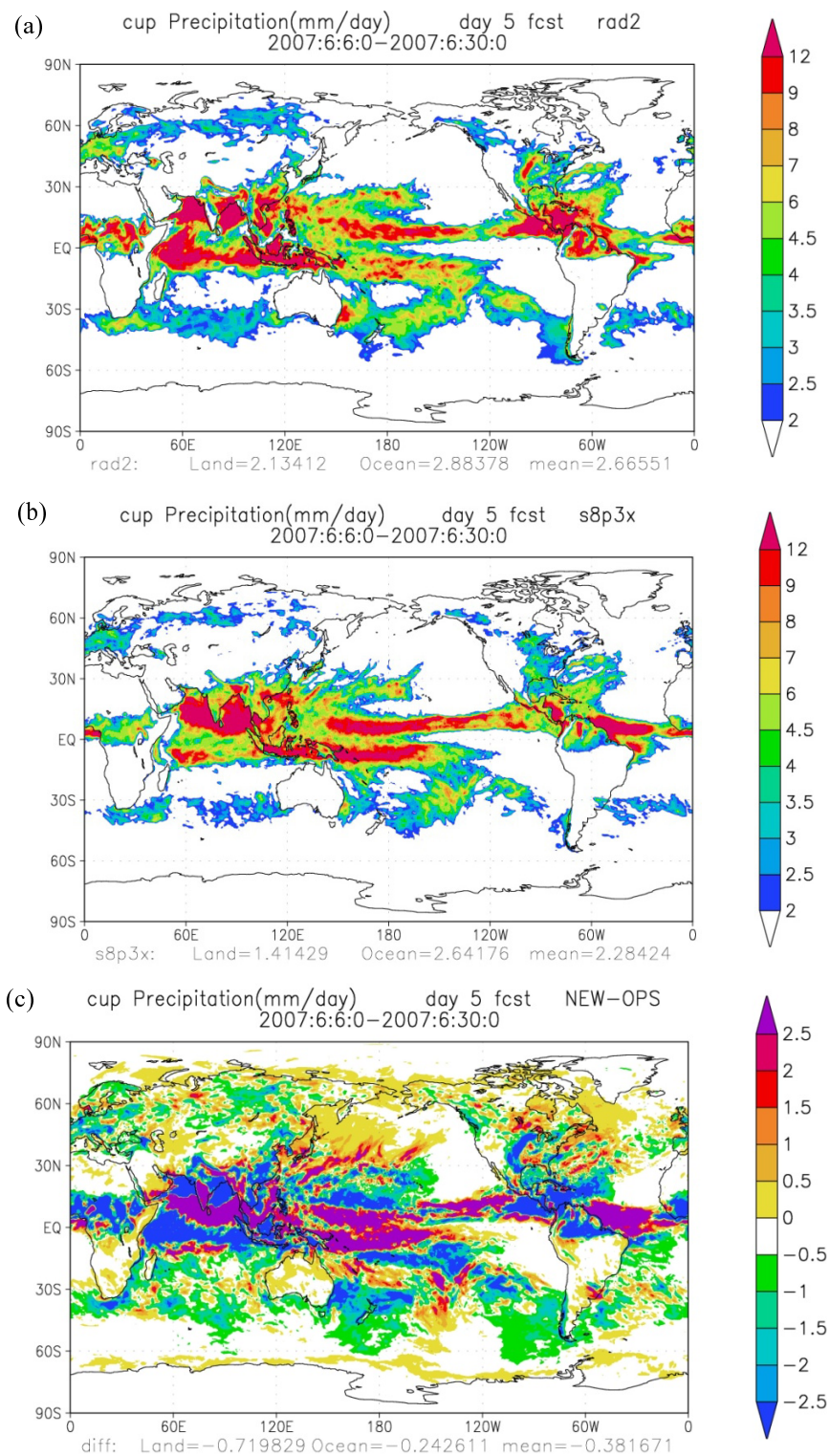


圖 11 2007 年 6 月積雲降水 (mm/day) 月平均，為模式第 96 至 120 小時預報的 24 小時累積量。(a)為舊版，(b)為新版，(c)為新舊版差異 (新版-舊版)。

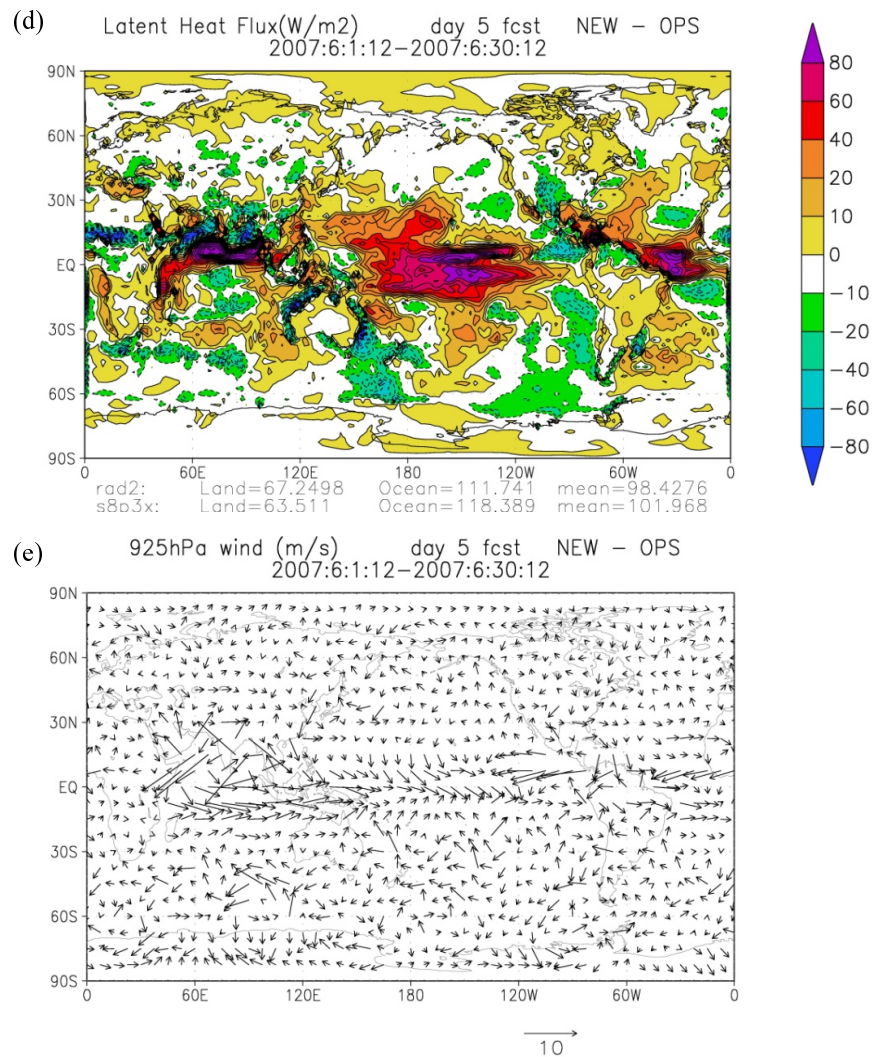


圖 11 2007 年 6 月第五天預報之平均(d)地表蒸發量 (W/m^2) 及(e)風場 (m/s) 新舊版差異 (新版-舊版)。

同時蒸發量呈現正向的變化。此訊息顯示，於洋面上除了考慮局部熱力因素，動力機制亦必須考量，因其所產生之輻合上升，能激發下界面水氣傳送，源源不絕的洋面水氣供給，可因而造成此區的降雨增加。

整體而言，此二種型態降水量的變化，對降水配置比例產生顯著的影響，網格尺度降水所佔比例，從原本 25.3%增為 33.2%。熱帶降水觀測研究中，Schumacher and Houze (2003) 曾以

TRMM 的降水雷達估算 1998-2000 三年之降水平均，發現層狀降水於熱帶區 (20S-20N) 約佔總降水量的 40%，且隨著緯度增加，比例迅速提高，若以此為參考標準，此次更新提升了原本過低之網格尺度降雨比例，使得模式預報更接近實際大氣。而總降水量從 3.568 mm/day 減少為 3.424 mm/day，根據 ncep reanalysis2 的資料，其 2007 年 6 月的全球平均降水為 2.998 mm/day，本局舊版模式顯然有高估現象，而新版模式之預報已朝減小的方向改善。

4.3 模式水氣結構

圖 12 為北緯 5 度至北緯 35 度的比濕 $y-z$ 平均剖面，平均乃針對東經 125 度至東經 135 度之範圍，時間為 2008 年 9 月 11 日 18Z 的第 3 天預報。此處欲強調的重點在下邊界，圖 (12a) 清楚顯示，舊版模式大氣於近地面層的濕度，明顯高於分析場 (圖 12c)，於此範圍內舊版近地面最大比濕可達 21(g/kg)，分析場最大值僅有 19 (g/kg)。但隨著高度升高，舊版模式的濕度下降率也明顯較大，所以至垂直座標 σ 等於 0.9 的高度時，其比濕已降至 12 (g/kg) 以下，而分析場仍維持 14 (g/kg)。相較之下，新版結果 (圖 12b) 於底層最大濕度雖略低於分析場，但其向上遞減率則與分析場較為相似；猜測此乃舊版模式邊界層發展過低，因此造成水氣被侷限於近地面處。

為進一步確認邊界層參數化在此扮演的角色，因此設計了一個敏感測試，測試分兩組進行，一組採用舊版邊界層參數化，另一組採用新版非局部邊界層參數化，其餘模組均相同，包括二組均採用相同的新版積雲參數化。二組模式從相同初始場開始積分，經過二個時距 (time step) 積分後，二版模式在東經 180 度的赤道上比濕垂直結構如圖 13a，即使只有短短二個時距的差異，可以看到使用新版邊界層參數化後 (點實線)，底層比濕已明顯減小，但相對地在 980 hPa 至 920 hPa 的比濕值則是顯著增加，由此可得知，非局部邊界層參數化確實有效的將水氣往上傳，使得底層過濕現象和緩。

下一步則希望藉由模式決定雲底之基本定義，說明大氣底層偏濕對雲底高度之影響，依新版積雲參數法之定義，以近地層範圍 ($\sigma > 0.7$) 最大濕靜能所在為氣塊起始層，此層氣塊以

保守濕靜能之原則上升，直到濕靜能大於飽和濕靜能 (舉升凝結層)，定義此層為雲底。圖 13b 為同一點的濕靜能 (static energy) (左 2 線) 與飽和濕靜能 (右 2 線) 垂直分佈，圖上清楚顯示，新版 (實線) 濕靜能在近地層顯著減小，其垂直變化趨勢和比濕變化 (圖 13a) 非常近似，顯示此處濕靜能差異受濕度場主導；而飽和濕靜能中的飽和濕度是溫度的函數，差異較不顯著。藉著圖中濕靜能與飽和濕靜能的垂直剖面，可分別找到二版大氣的對流雲底，使用舊版邊界層參數法之大氣雲底為第二層，但使用新版邊界層參數法之大氣則提高為第四層，其主要差異來自於底層起始氣塊的濕靜能大小。

由此可推知，舊版邊界層參數法不僅造成大氣底層偏濕，同時亦導致雲底過低；不當的雲底，可能因而產生錯誤積雲調整，影響熱量傳送，使得溫度場產生較大誤差，於 4.1 節夏季敏感測試的結果，看到於熱帶區僅更新積雲參數法時，對中層溫度均方根誤差造成負面的影響，便有可能是源自於此，這也是決定同時更新邊界層參數法的主要原因。

4.4 熱帶系統

以 500 hPa 高度場而言，舊版於熱帶區的 5880 hPa 範圍有預報過度擴張的趨勢，圖 14a 為 2009 年 6 月 1 日到 6 月 14 日舊版平均場，其中實線為第五天預報之平均場，虛線為分析場平均。圖 14b 則為新版的結果，相對於舊版，第五天預報反而較分析場微弱，圖 14c 為同時段 NCEP GFS 模式的分析及第五天預報，若將三張圖放在一起比較，可發現新版結果明顯地較接近 NCEP GFS，二者預報場均較分析場稍弱，不過本局新版結果在強度上又較 NCEP GFS 弱一些。

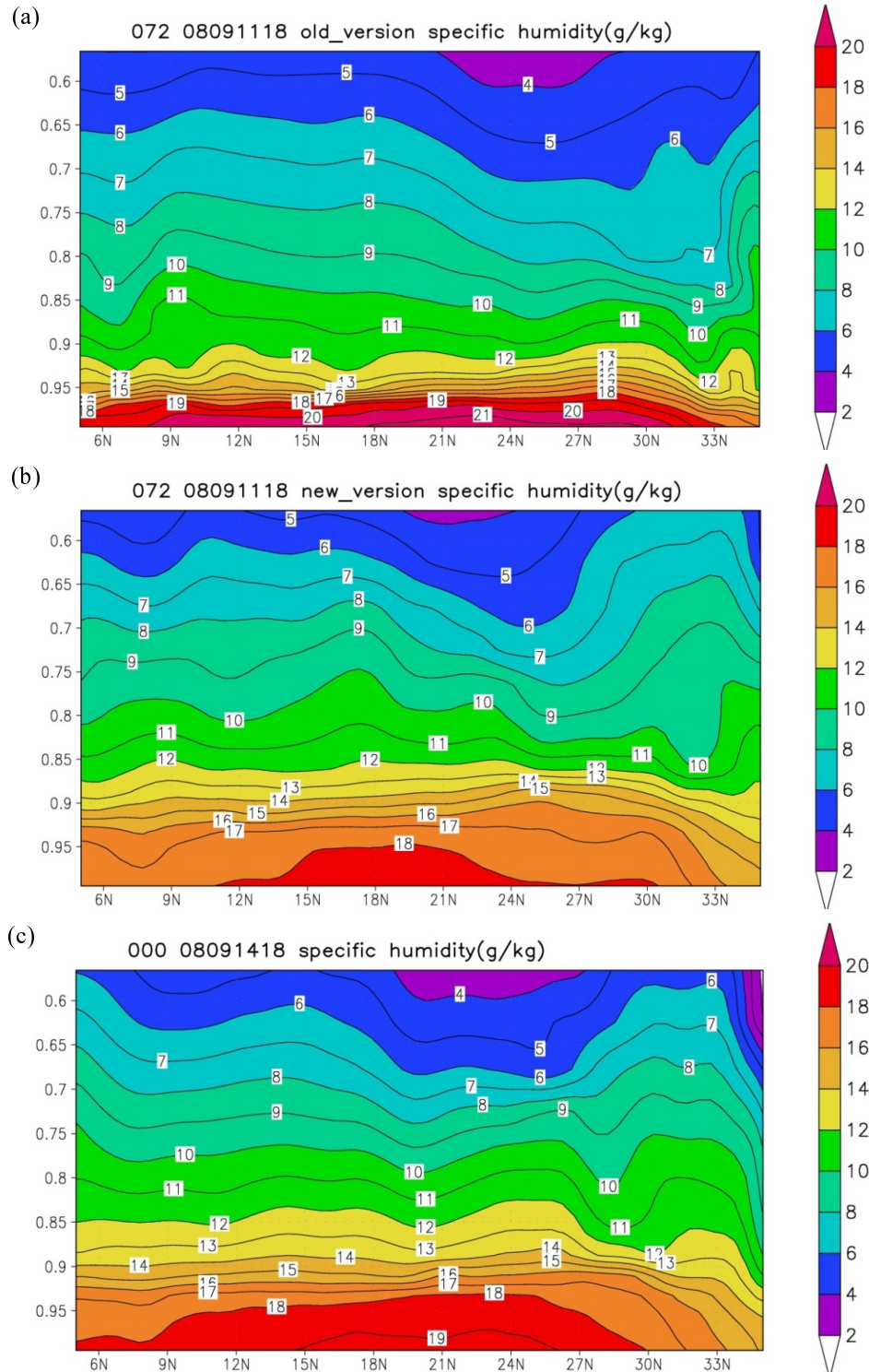


圖 12 2008 年 9 月 11 日 18Z 的 72hr 預報比濕 (g/kg)，北緯 5 度至 35 度的 y-z 剖面 (東經 125 度至東經 135 度之平均)。(a)為舊版預報，(b)為新版預報，(c)為預報相對應時間 (2008/09/14 18Z) 之分析場。垂直座標為 $\sigma = (p - p_t) / (p_s - p_t)$ 。

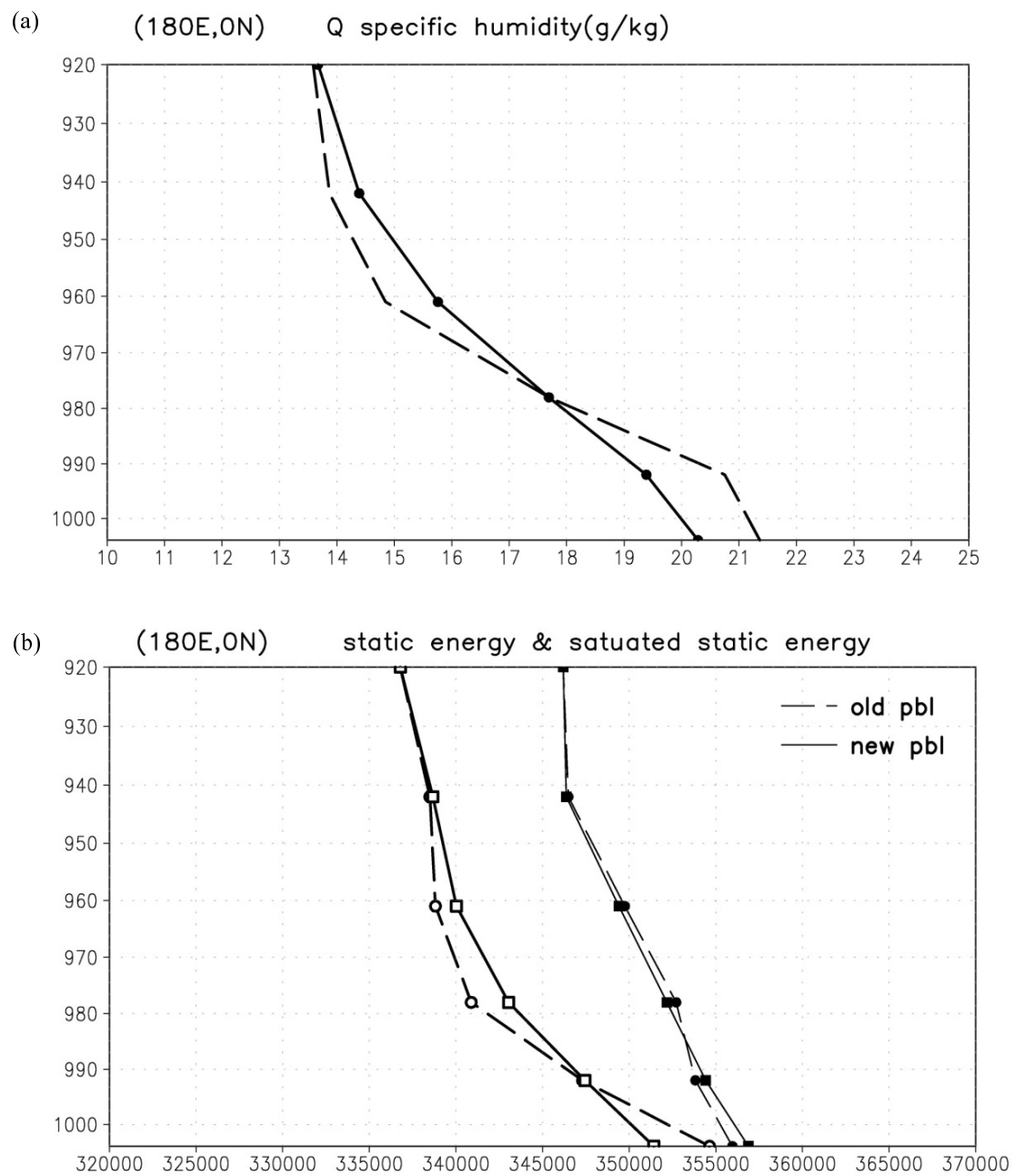


圖 13 (180E, 0N)上(a)比濕 (g/kg) 及(b)濕靜能 (左 2 線) 和飽和濕靜能 (右 2 線) (m²/s²) 的低層垂直結構。虛線採用舊版邊界層，實線採用新版邊界層。垂直座標為氣壓 (hPa)。

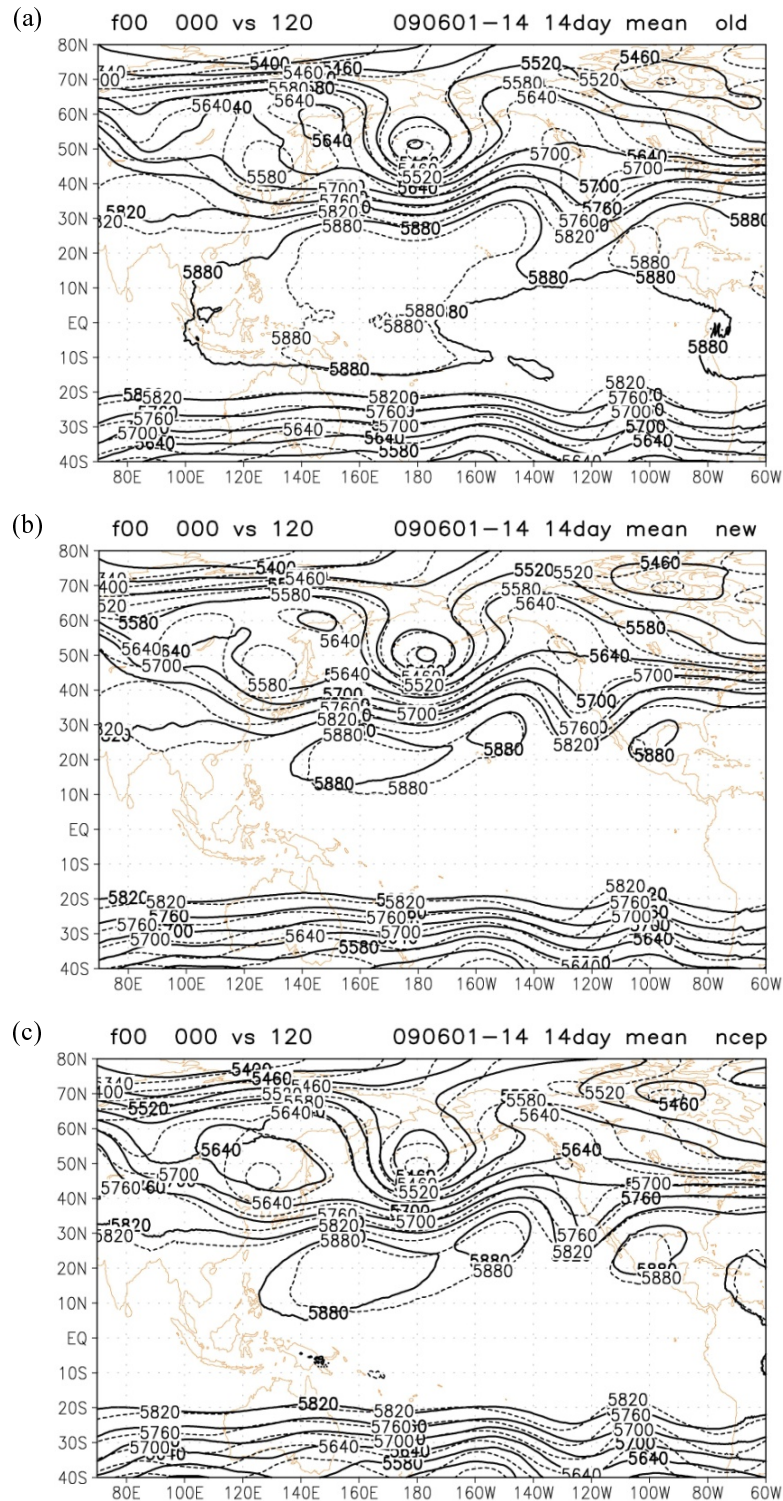


圖 14 2009 年 6 月 1 日到 6 月 14 日之 500hPa 高度平均場，分別於(a)舊版模式，(b)新版模式及(c) NCEP GFS 的結果，其中實線為第 5 天預報場，虛線為分析場。

4.5 溫度收支分析

從 4.1 節的平均偏差分析發現，新版模式大氣的整體偏差特性，產生一偏冷的變化，此變化所顯示意義是模式特性轉變的一指標，若能對此特性轉變，有一深入瞭解，將對此次更新所造成的內部調整，有一新的認知，因此企圖從此偏冷之變化切入，希望從此進一步瞭解更新影響之背後物理機制。於是參考 Klinker and Sardeshmuk (1987) 的研究，因其研究發現，預報模式中動力項和物理項相抵後，剩餘之局地收支不平衡，經過長時間平均（至少一個月），和預報所表現的系統性偏差分佈極為相似，因此，若能進一步解析模式預報收支變化，將可對模式系統性偏差改變之來源有較清楚之釐清。在此則利用此一研究想法，針對溫度場進行收支分析，希望藉以瞭解模式更動造成系統性偏差改變的原因。

進行方式是將二個版本模式分別預報 24 小時，並針對溫度場，輸出動力項及各物理項的 24 小時累積變化，最後以 2008 年 1 月的 31 天個案平均為分析對象。分析範圍的決定，則選取對此次二項物理更新反應均較活躍的熱帶區（20S-20N）。垂直範圍的決定，則以此 31 天個案之垂直各層的溫度場平均偏差為依據，第一天預報冷偏差侷限於 500hPa 以下（圖略），而此冷偏差範圍，會隨預報時間而往上擴增，而此處是針對第一天內溫度變化作分析，因此以 500hPa 以下為分析範圍。

從收支差值（新版-舊版）分析得知，物理過程的淨收支差值（圖 15a）是負值，動力項差值的貢獻則為正值（圖 15b），由此推知，新版模式的溫度冷偏差是由物理過程主導，因此進一步分析各個物理過程在其中的貢獻（圖 15c）。模式考

慮物理過程包含長波輻射（實心圓線）、短波輻射（空心圓線）、積雲對流（實心方線）、邊界層混和傳送（十字線）、網格尺度降水（空心方線）及淺積雲對流（空心三角線）。

從收支分析（圖 15c）來看，偏冷之淨值並非由單一物理過程所主導。在大氣中層（sigma 座標值 0.5 至 0.8）範圍內，網格尺度降水的冷卻作用和積雲降水的加熱作用相抵後，淨收支對冷卻有一些貢獻，在此要特別注意的是，此二部分正負值的分佈結構是相互對稱，這間接說明了此二者相互依存的關係，由於新版積雲降水參數法將雲頂逸出之雲水凝結過程納入，但逸出雲水的再蒸發貢獻是歸為網格尺度降水過程，所以雲水凝結釋放之潛熱是歸算於積雲降水過程，但雲水蒸發需要吸收的熱量卻是計算於網格尺度降水過程，因而推測此處顯示之新版積雲降水過程的額外增溫，及相同高度範圍（sigma 座標值 0.5 至 0.8）內網格尺度降水的額外冷卻，和此過程劃分相關。另外從圖上可看到長波輻射的冷卻也扮演了部分角色，根據雲輻射的分析（圖略），新版診斷出的高雲稍少，判斷中低層大氣之溫室效應因此減弱，造成長波輻射冷卻的效果。

在低層大氣的 sigma 座標值 0.8 至 0.9 範圍，則看到有一明顯的負值貢獻來自於邊界層過程（十字線），此負值應和新版邊界層對邊界層高度判斷普遍增加之特徵相關，邊界層中上層具高位溫氣塊，經由混和傳遞過程熱量被往下帶，使得接近邊界層頂的邊界層上段範圍溫度較原來低。另外此區還看到網格尺度降水過程（空心方線）有一特別明顯的正值（> 3），由於上述之新版邊界層增高，造成接近新版邊界層頂之溫度較舊版低；同時由 4.2 節水氣結構的分析得知，新版邊界層更有效率的將水氣從下邊界往上传，較低的

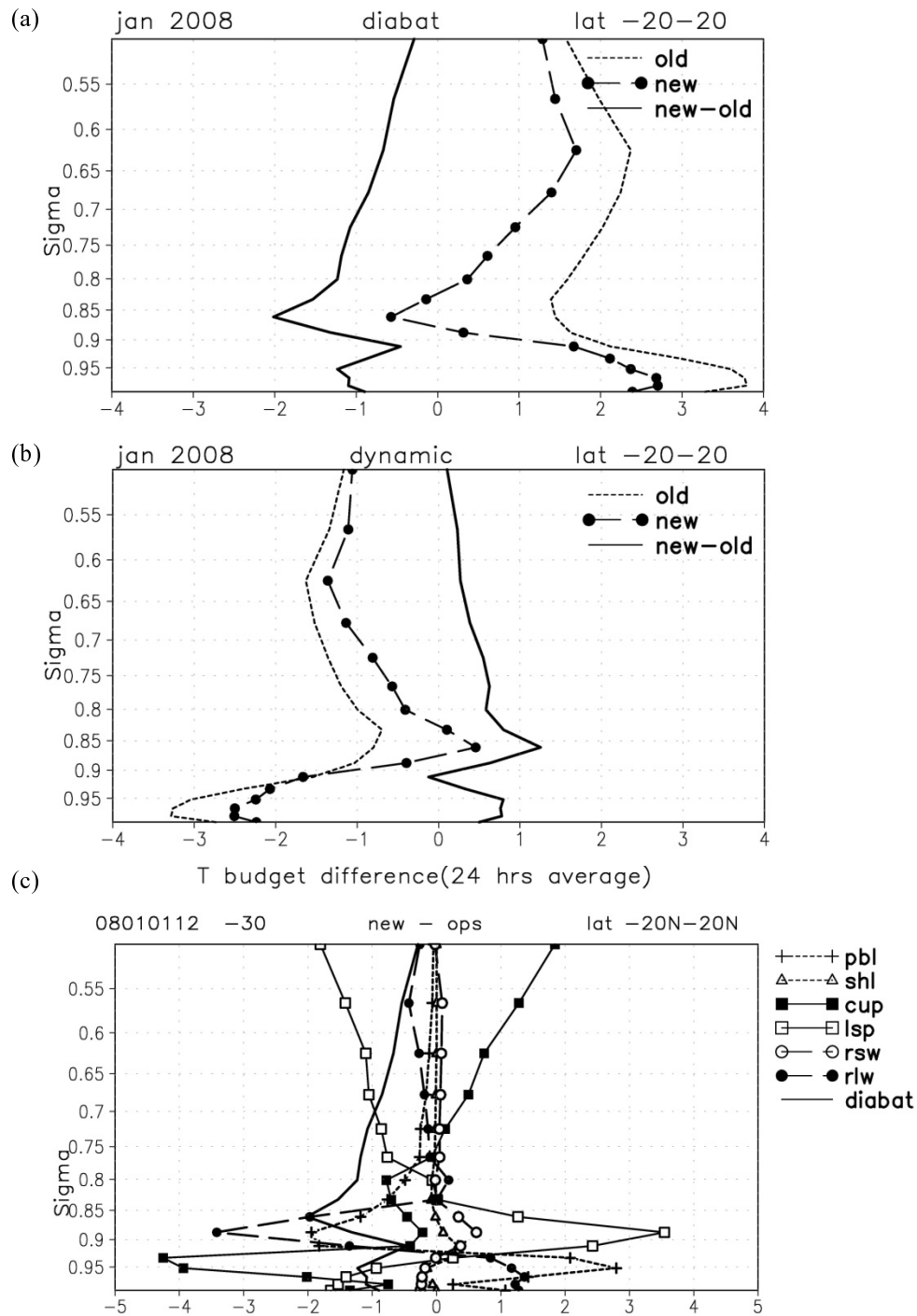


圖 14 2008 年 1 月於熱帶 (20S-20N) 區，(a)物理項於 24hr 預報期間對溫度場之貢獻，(b)動力項於 24hr 預報期間對溫度場之貢獻，點線為舊版，虛線為新版，實線為新舊差值 (新版-舊版)。(c)各項物理過程於 24hr 內對溫度場貢獻之差異 (新版-舊版)，物理過程包括長波輻射(實心圓虛線)，短波輻射(空心圓虛線)，積雲對流(實心方線)，網格尺度降水(空心方線)及淺積雲對流(空心三角點線)邊界層混和傳送(十字點線)，。垂直座標為 $\sigma=(p-pt)/(ps-pt)$ ，水平座標為溫度 (K)。

溫度配合較高的濕度，造成此高度有較多雲水凝結的可能，對應於雲水凝結過程釋放之潛熱，推測因而產生此高度的網格尺度降水額外加熱。而輻射過程可能因此對於此較強雲水區產生了雲頂輻射冷卻的反應，造成同高度範圍有一對應強度的長波輻射負值貢獻(實心圓線)；同時於此雲水區對短波輻射的加強吸收，亦造成此高度有一短波輻射的增溫貢獻(空心圓線)。而其下層的長波輻射增暖貢獻，則可能亦是因應此雲水層產生的雲底長波輻射增溫。

在低層大氣的 σ 座標值 0.9 以下，則看到新版積雲降水過程有一明顯冷卻貢獻，從僅更新積雲參數化的比對測試(圖略)，可確知此貢獻是來自新版積雲參數化之更新，產生的一可能原因為新版積雲參數化考慮了下沖流作用。在相對應高度範圍，邊界層則提供了相反的加熱效應，因為發展較旺盛的邊界層，能有效地將地表熱量往上传，同時邊界層上層之高位溫空氣亦被往下帶，因此判斷此為造成低層大氣增暖的來源。另外在此高度層亦可看到，網格尺度降水過程有冷卻的貢獻，推測此為伴隨新版邊界層於此層之增暖變化，所產生額外再蒸發冷卻。

綜合溫度場收支分析，雖然實際改變的參數化方法只有積雲參數化及邊界層參數化二項，但可以看到各個物理過程在此新版本均產生直接或間接的反應，且彼此之間環環相扣，模式最後呈現之變化，實由各個物理過程共同決定。同時必須特別說明的是，收支分析所顯示，為一段時間累積的整體效果，無法確知物理過程發生的前後因果順序，所以對收支結果僅提出合理範圍的詮釋，但其中仍存有相當不確定空間。所以透過此收支分析，雖不能完整說明模式改變的複雜因果，但確實讓我們有機會進一步瞭解，各個物理

過程於此新版模式大氣中，其角色的調整。

五、結論

透過此次更新測試，看到新版模式大氣幾項物理特性之變化，其中更新之非局部邊界層參數化加強了邊界層的發展，使得近地層水氣有效往上传；另外更新之新版積雲參數化模式，由於考慮了雲頂的雲水逸出作用，造成熱帶區域之網格尺度降水顯著增加，全球網格尺度降水平均也相對增加，積雲降水則顯著的減少。另外，同時發現原來過於擴張之熱帶系統的發展明顯減弱，和 NCEP GFS 預報結果較為相似。

另外在各物理過程相互影響調整下，新版模式整體系統性偏差有往偏冷方向發展之趨勢，但模式的平均絕對偏差是減少的，同時對大尺度系統的掌握也與分析場較為近似，所以從客觀的預報得分評比，也清楚地看到了新版模式的優勢。

附錄 1 新版積雲參數化說明

SAS 方案基本仍保留了 AS 參數化的理論核心，假設雲功函數維持準平衡，所以當大尺度過程傾向增加環境場的濕對流可用位能，使得雲功函數 (cloud work function) 增加至超過臨界雲功函數時，將激發積雲對流以消耗濕對流可用位能，因此若計算出大尺度強迫作用，基於雲功函數準平衡假設，積雲對流必須提供反向且對等的貢獻，雲底質量通量因此可決定。

另外，SAS 參考 Grell (1993) 的簡化假設，僅考慮了單一雲種，而非原始 AS 方案的雲譜考量。但此單一雲種之雲頂高度，並非僅由氣塊法決定，而是在氣塊法找到的最深雲高與濕靜能最小值發生高度之間，重新以亂數 (random number)

做隨機選擇，定義出新的雲高，此種作法保留了單一雲種計算的單純性，同時採用亂數隨機取擇的數學特性對應至物理空間，即相當於考慮了不同雲高的效果，因此亦改善雲頂逸出的雲水過於集中在高對流層的現象，而能較均勻的分佈在中高對流層。關於雲頂決定，於 CWB GFS 測試時發現，若亂數決定之雲頂高度過於靠近濕靜能最小值發生高度層，進行維持雲頂浮力為零之逸出（detrainment）調整會有不正常增大之現象，猜測與模式垂直解析度不夠有關，在模式垂直解析度增加之前，目前權宜之計是將模式雲頂高度設限，設定雲頂至少大於濕靜能最小值發生高度層 3 層。

另外雲底的決定亦是積雲參數化方法中重要的一環，雲底高度不同將直接影響雲功函數大小，進而影響雲底質量通量及對大尺度回饋作用。SAS 方案是以近地層範圍（sigma > 0.7）最大濕靜能所在為氣塊起始層，再以氣塊法尋找舉升凝結層（LFC），定義此層為雲底，並設限氣塊起始層和雲底距離不能大於 150hPa，否則對流無法發展。

附錄 2 新版邊界層參數化說明

a. 混和邊界層

此參數化方案中，Troen and Mahrt(1986)的非局部通量參數化概念僅針對邊界層範圍，所以在邊界層內，依據 Troen and Mahrt(1986)的概念，紊流擴散對任一變數（C）的影響可以下式表示：

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) \right] \quad (1)$$

K_c 分為質量與動量擴散係數，而動量擴散係數 K_m 在邊界層範圍內的垂直分佈是以一固定多

項式描述：

$$K_m = k w_s z \left(1 - \frac{z}{h} \right)^p \quad (2)$$

p 值設定為 2， K 為 von Karman 常數（=0.4）， h 為邊界層高度， z 為離地表的高度距離， w_s 為邊界層內的速度尺度（velocity scale）。另外 γ_c 是考慮大渦流（large eddy）非局部效應後，對局部通量的修正項：

$$\gamma_c = b \frac{\overline{w'c'}}{w_s h} \quad (3)$$

在此參數化版本中非局部通量的考量僅針對質量場（溫度場及濕度場），所以 $\overline{w'c'}$ 為溫度場或濕度場的地表通量， b 設定為 7.8。

實際計算流程中，邊界層高度的估計為參數化第一步驟，此版本是以整體理查遜常數 Rib （bulk Richardson number）為判斷依據，從模式最底層開始檢查，若此層的 Rib 小於臨界整體理查遜常數 Rib_{cr} （critical bulk Richardson number），則定義此層為邊界層範圍，邊界層高度（ h ）則為滿足此條件的最高高度， Rib_{cr} 目前設定為 0.25，其值大小對邊界層高度有決定性影響，邊界層高度（ h ）可由下式表示：

$$h = Rib_{cr} \frac{\theta_{v1}(U(h))^2}{g(\theta_v(h) - \theta_{vs})} \quad (4)$$

(4)式中 θ_{v1} 為模式最底層之虛位溫（virtual potential temperature）， $U(h)$ 為邊界層高度層之水平風速， $\theta_v(h)$ 為邊界層高度層之虛位溫， θ_{vs} 在第一次估計邊界層高度時以 θ_{v1} 帶入。進行邊界層高度第一次估計後，接著可進行風場及溫度場剖面函數的計算，於是垂直速度尺度（ w_s ）也可計算得到，此時可進行邊界層高度（ h ）第二次估計。 h 和 w_s 已知後，動量擴散係數（ K_m ）即可由（2）

式得到，至於質量擴散係數 (K_f) 可經由 Prandtl number 關係式求得，詳細數學式可參考 Hong and Pan (1996)。

b. 自由大氣

邊界層以上的自由大氣，則是參考 Kim(1991) 的觀測研究，以單純的局部 K 理論處理垂直擴散，動量垂直擴散係數 K_m 的定義如下：

$$K_{m,i} = l^2 f_{m,i} (Rig) \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| \quad (5)$$

$\left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|$ 為垂直風切， $f_{m,i} (Rig)$ 是局部理查遜數

($Rig = (g/\alpha)(\partial \theta_v / \partial z) \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|^{-2}$) 的穩定度函數， l

為混和長度 (mixing length)。

此版邊界層參數化同時考慮了背景擴散(K_0) 效應，其值介於 0 至 $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，所以整體擴散係數 (K_z) 可表示為：

$$K_z = K_{m,i} + K_0 \quad (6)$$

其值不得超過最大設限值 ($1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)。

此版本於 CWB GFS 測試後，於地表條件為冰 (ice) 同時地表大氣為熱力穩定狀態，將擴散係數值設定不得大於 $5.0\text{e-}3$ ，以避免極區近地面受大氣背景擴散效應，將較暖空氣由中低層大氣往下帶造成近地面之過暖偏差。

誌謝

本研究在氣象局科技中心全球模式小組合作下完成，感謝組員陳雯美小姐、沈彥志先生及曹伶伶小姐於研究測試期間的協助。並特別感謝李瑞麟博士及洪景山博士對於本研究的諸多建議，同時感謝審查者細心審閱及提供寶貴意見。

參考文獻

- 陳雯美、林松錦與蔡清彥，1989：中央氣象局全球數值天氣預報系統 1988-1989 預報校驗評估。氣象學報，35，263-279。
- 汪鳳如，馮欽賜，2006：氣象局全球模式之網格尺度降水參數化的更新評估測試。天氣分析與預報研討會 (95)，台北。263-267。
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 67
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189-701.
- Deardorff, J. W., 1972: Theoretical expression for the countergradient vertical flux. *J. Geophys. Res.*, **77**, 5900-5904.
- Derber, J. C., D. F. Parrish and S. J. Lord, 1991: The new global operational analysis system at the National Meteorological Center. *Wea. and Forecasting*, **6**, 538-547.
- Detering, H. W., and D. Etling, 1985: Application of the E- ϵ turbulence model to the atmospheric boundary layer. *Bound-Layer Meteor.*, **33**, 113-133.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2139-2156.

- Fu, Q., and K. N. Liou, 1993: Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2008-2025.
- Fu, Q., K. N. Liou, M. C. Cribb, T. P. Charlock, and A. Grossman, 1997: Multiple scattering parameterization in thermal infrared radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2799-2812.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Giorgi, F., M.R. Marinucci, and G. T. Bates, 1993: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part1: Boundary-layer and radiative transfer process. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 794-281.
- Holtslag, A., A. M., and C.-H. Moeng, 1991: Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective atmospheric boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1690-1698.
- , and B.A. Boville, 1993: Local versus nonlocal boundary layer diffusion in a global climate model. *J. Climate*, **6**, 1825-1842.
- 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.
- Kim, J., 1991: *Turbulent and Gravity Wave Transport in the Free Atmosphere*. Ph.D. dissertation, Oregon State University, 103pp.
- Klinker, E., and P. D. Sardeshmuk, 1987: The diagnosis of systematic errors in numerical weather prediction models. *Workshop Proc. Diabatic Forcing, Reading*, United Kingdom, ECMWF, 209-244.
- Li, J.-L., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.
- Mahrt, L., and H.-L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Boundary Layer Meteorol.*, **29**, 1-20.
- Moothi, S., and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978-1002.
- 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.
- Pan, H.-L. and W.-S. Wu, 1995: Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC Medium-Range Forecast model. NMC Office Note 409, 40pp.
- Schumacher, C., and R. A. Houze Jr., 2003: Stratiform rain in the tropic as seen by the TRMM. *J. Climate*, **16**, 1739-1756.
- Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation. *Bound. Layer Meteorol.*, **37**, 129-148.

Zhao, Qingyun and F. H. Carr, 1997: A Prognostic
Cloud Scheme for Operational NWP Models.

Mon. Wea. Rev., 125, 1931-1953.

Assessment of New Version PBL and Cumulus Parameterizations in CWB GFS

Feng-Ju Wang¹ and Chin-Tzu Fong²

¹ **Research and Development Center, Central Weather Bureau**

² **Computer Center, Central Weather Bureau**

(manuscript received 12 March 2010 ; in final form 30 September 2010)

ABSTRACT

The SAS(Simple Arakawa Schubert) cumulus parameterization scheme from NCEP GFS is introduced to Global Forecast System at Central Weather Bureau(CWB GFS). The detrainment of cloud water on cloud top in SAS scheme is expected to have improvement in the prognostic calculation of cloud water. The local pbl (planetary boundary layer) scheme applied in CWB GFS is also upgraded by a nonlocal version from NCEP GFS in order to decrease moist bias in the lower levels by transporting moisture away from surface more efficiently. Data assimilation experiments are conducted to assess the impact of new pbl and cumulus parametrization schemes. Assessment is focusing on forecast skill score and root mean square error statistics.

Results show new packages have significant improvement on forecast skill including anomaly correlation (AC) and root mean square errors for wind field and temperature field. Quantitatively, the AC improvement on the forecast day 5 can reach 2%-4%. The overestimates of forecast precipitation are also reduced.

Key Words: cumulus parameterization, planetary boundary layer parameterization