

氣象局全球模式之網格尺度降水參數化的更新評估測試

汪鳳如 馮欽賜

中央氣象局科技中心 中央氣象局第三組

摘要

本局全球模式目前對網格尺度降水過程的參數化處理，仍是採用屬於相當簡化的診斷式方案，其對物理的考量實嫌不足，因此規劃將網格尺度降水過程的處理從診斷方案提升為預報方案。本研究利用氣象局全球模式配合資料同化進行三個月短期（五天）數值預報實驗，希望以全球的角度對雲水預報方案（predict cloud water）之加入作進一步評估，評估的重點放在大範圍系統性偏差及統計得分的變化，同時以收支分析對潛藏於預報得分變化背後的物理因素進行瞭解。

一、前言

大氣模式中與網格尺度降水相關的雲物理過程涵蓋了相當複雜的物理層面，小至雲滴尺度的微物理過程（microphysical processes），大至數百公里的雲組織（cloud system）；一個能完整描述此雲物理過程的參數方案，必須將各種尺度物理量的變化納入考慮，包括雲覆蓋率（cloud fraction），雲生成和消散的過程如：凝結、昇華與蒸發，以及雲滴轉換成降水的效率（液態和固態）甚至於雲滴粒子的形狀和大小等等，這些過程對大氣輻射的計算及熱力和動力場的交互作用均有絕對的影響力；因此在參數化方案中除了必須注意降水總量的掌握，對於濕度場至降雨的中間橋樑—雲量的決定，更是必須謹慎處理，當雲的重要性逐漸被瞭解後，較為合理但複雜的預報式方案開始被提出（Sundqvist 1978），預報式方案乃實際考慮各種影響雲生成消散之熱力及動力的物理過程，透過較複雜的預報方程來預報雲量及降雨，近年來已有愈來愈多的研究持續在進行預報式方案的改進發展，同時已被廣泛應用於氣候模式及數值預報模式（Golding 1990；Smith 1990；Pudykiewicz et al. 1992；Tiedtke 1993）。

本局全球模式目前對網格尺度降水過程的處理，仍是採用屬於相當簡化的診斷式方案，此種方案是建立在一很強的假設之上，雲的相關物理量往往僅藉著非常簡單的經驗式，由模式已知物理量唯一決定，如本局全球模式中雲的覆蓋率、降水及蒸發即均由模式網格平均相對濕度唯一決定。本局數值模式於早期發展階段受限於電腦資源及當時此領域之研究未臻成熟，因此採用較簡化方式處理網格尺度降水過程，近年來此領域之研究及應用已較為廣泛同時本局電腦資源也較為充裕，因而考慮將網格尺度降水過程的處理從診斷方案提升為預報方案（Predict Cloud Water, 簡稱 pcw），在此預報方案中實際考慮各種影響雲水或雲冰（cloud water/ice）的生成消散機制，雲水（雲冰）經由預報決定，再透過雲滴轉換成降水的雲物理過程決定降水，大氣中將存留未轉換成降水的雲水（冰），

雲水（冰）亦可隨動力場平流，因此雲滴在時間及空間的停留彈性增加，較為接近真實大氣情形；同時，雲水預報量提供輻射參數化對雲量判斷及輻射光學效應更精準的參考資訊，將有助於輻射能量的掌握。

之前的研究已使用單維模式進行了海上（TOGA COARE）及陸上（ARMS）的個案評估測試（李瑞麟，2005），測試結果顯示雲水預報方案對作業版於海上對流降水過旺，及陸上由網格尺度降水過份主導之偏差均有改善，因此本研究進一步利用一個三維模式配合資料同化進行三個月短期（五天）數值預報實驗。

本報告第二節將針對現行作業模式之網格尺度降水處理及更新方案作一描述，第三節重點則是說明三維數值模擬進行方式及模擬結果與分析，最後針對模式分析作一討論並提出未來方向。

二、模式網格尺度降水方案之比較

（一）氣象局全球模式現行診斷方案

目前本局全球模式的網格尺度降水過程是以診斷方案來決定降水，在此方案中僅簡單的以各層相對濕度為檢查依據，若遇過飽和則產生凝結，直接轉換成雨水，釋放之潛熱立即改變溫度場，凝結的水滴在往下掉落過程中若遇到非飽和層，水滴將部分蒸發，直至此層飽和為止，蒸發結餘的水滴才允許繼續下降，經過層層相同地檢驗，最後能抵達地面的水則被定義為網格尺度降水。

（二）雲水預報方案

更新之雲水預報方案乃參考 Zhao and Frederick(1997)的雲物理參數法架構，於模式增加了一個預報變數-雲水（或雲冰， m ）：

$$\frac{\partial m}{\partial t} = -V \cdot \nabla_h m + C_g - P - E$$

(1)

影響雲水（雲冰）的作用力包含水平平流（右邊第一項）、大尺度的水氣凝結（右邊第二項）、降水（右邊第三項）及再蒸發（右邊第四項）。

模式大氣中的實際預報程序則是，第一步先檢驗大氣相對濕度 (f) 是否超過臨界點 (f_0)，超過的部分水氣會先凝結為雲水或雲冰 (當大氣溫度高於 0°C 時凝結為雲水，溫度低於 -15°C 時凝結為雲冰，溫度介於 0 至 -15°C 時，則以此點鄰近上層狀態為依據，若鄰近層為雲冰，則此點凝結為雲冰，否則凝結為雲水)，此過程即為大尺度水氣凝結，其計算乃參考 Sundqvist(1988)的作法，相反地，當大氣相對濕度低於臨界點，現有之雲水(或雲冰)則蒸發消散 (E)，增加大氣濕度，經過蒸發 (E) 及凝結 (C_g) 的檢驗過程後，留存的雲滴有部分將透過雲物理過程轉換為降水 (P)。大氣中實際的降水過程包含許多複雜交互作用過程，但考量作業時效，因此作了折衷的簡化，希望在有限計算時間內考慮最必要的物理機制。在簡化的假設下，此版本雲物理參數方案不考慮雲滴粒子的大小及形狀，僅考量雨水 (rain) 和雪 (snow) 二種形式 (type) 的降水，同時只簡要的考慮雲水產生雨水，雲冰產生雪，雪融化為雨水及降水再蒸發等微物理過程 (microphysical process)。

此版產生降水的微物理過程考慮到的第一個物理機制為雲水至雨水 (rain) 的自動轉換 (autoconversion)，此機制參考 Sundqvist et al.(1989)的參數化方式。第二個涉及的雲物理機制為雲冰至雪的自動轉換，此機制則參考 Lin et al.(1983)。第三個雲物理機制為雨水降落時和雲水的撞併 (accretion) 過程，第四個雲物理機制為雪降落時和雲冰的撞併過程 (aggregation)。至於雪融化為雨水的過程考慮二種方式，一種為雪降落至凝結層 (freezing level) 之下後，隨著溫度增高而產生的融解；另一種方式為融化中的雪和雲水之間交互作用，產生的雨水，其中牽涉到雲水和融雪的撞併 (Zhao and Carr 1997)。雨水及雪形成後仍有可能再蒸發，當降落過程遇上相對濕度小於臨界濕度點 (f_0) 的大氣環境時，將有蒸發產生，降水之再蒸發參考 Sundqvist (1988)。以上相關詳細式子於 Zhao and Carr(1997)的論文中有詳細描述

最後，經歷了降水過程作用仍存餘的雲滴則保留於大氣，隨著大氣運動在空間作水平傳送；為了節省電腦資源，在大尺度模式中因垂直速度相對的較小，所以垂直方向的平流被省略。

三、三維實驗

(一) 模式描述及測試設計

實驗採用中央氣象局作業之全球波譜模式，本研究使用的版本其水平解析度為 T179 (540x270) 垂直解析度 30 層，模式的預報變數包含渦度場、輻散場、地面氣壓、虛位溫及比濕，至於模式詳細的動力及物理過程介紹可參考 Liou et al.

(1997)。

三維實驗設計從 2006 年 4 月 1 日 12Z 開始進行預報模擬實驗，實驗進行中維持每天四次 (6 小時一次) 資料同化分析，除了 12Z 的時間進行 120 小時預報，其餘三個分析時間 (00Z, 06Z, 18Z) 均維持 6 小時預報，測試結束時間為 2006 年 6 月 30 日 12Z，經由將近三個月的資料同化預報實驗，預報的影響逐步藉由 6 小時預測場帶入分析場，可累積模式差異造成的預報變化，其結果將較單一個案更具代表性。

實驗分二組進行，ops 為作業版本，pcw 測試版則以雲水預報方案取代原模式中的網格尺度降水過程。

(二) 測試結果

1、預報得分

經過三個月的資料同化五天預報實驗，首先參考傳統校驗系統，針對距平相關 (ACH) 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。簡單而言，距平相關是以氣候場為參考基底，計算預報場和分析場與氣候場之差值的分佈型態相似性，其值越趨近 1 表示預報與觀測分析場越近似。

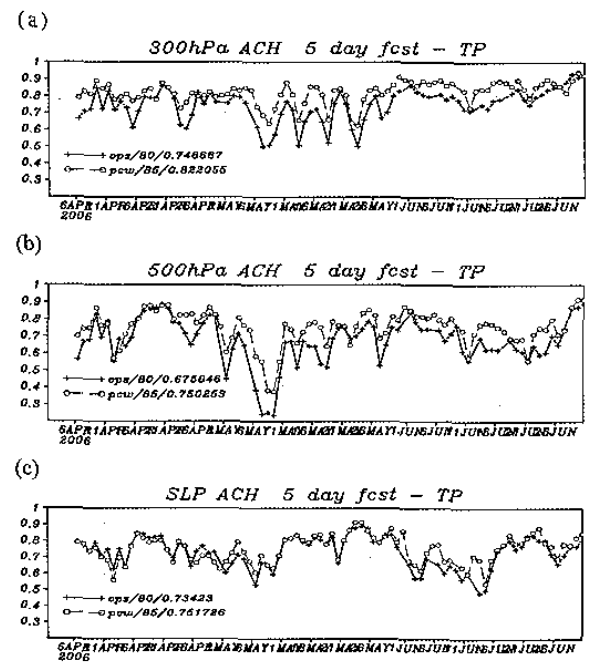


圖 1 2006 年 4 月 1 日至 6 月 30 日全球模式於熱帶 (20S-20N) 的第五天預報距平相關 (ACH)，(a) 為 300hPa 高度場 (b) 為 500hPa 高度場 (c) 為海平面氣壓，ops 版為實線，pcw 版為虛線。

圖 1 及圖 2 分別為模式在熱帶 (20S 至 20N) 及北半球 (20N-80N) 的第五天預報得分，對照二圖可發現北半球的距平相關變化較不顯著 (小於 0.01)，但熱帶區域的距平相關則有巨幅變化，整體而言，pcw 版 (虛線) 和作業版 (實線) 相比，不論在中層、高層或低層均有進步，而中高層的差

異又更為顯著，代表高層的 300hPa 高度場 (1a) 及中層 500hPa 高度場 (1b) 的距平相關平均值 (時間平均: 2006/4/1-2006/6/30) 增加可達 0.07 以上，海平面氣壓距平相關平均值 (1c) 亦從 0.73 進步為 0.75。

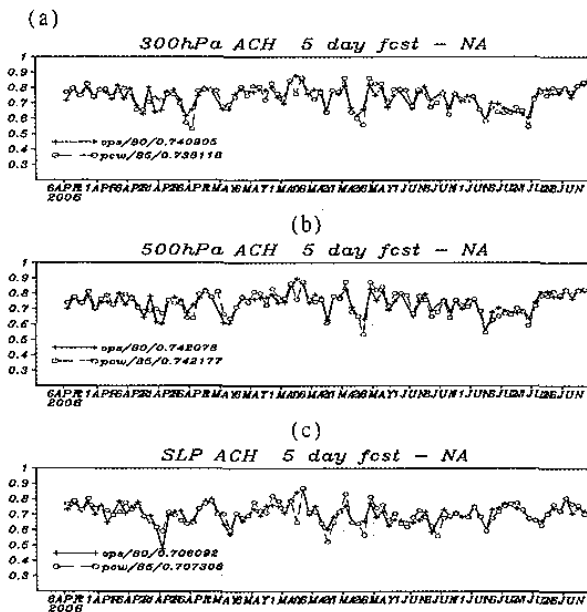


圖 2 2006 年 4 月 1 日至 6 月 30 日全球模式於北半球 (20N-80N) 的第五天預報距平相關 (ACH), ops 版為實線, pcw 版為虛線。

由北半球及熱帶區域的距平分析變化來看，網格尺度降水的更新似乎對中緯度長波天氣系統的型態分佈沒有明顯影響，但是以對流系統為主的熱帶區域對更新則有相當的敏感度，以下針對熱帶區域變數場的標準誤差作進一步分析。

以 300hPa, 500hPa 及 850hPa 三層為代表分析此區溫度場 (T) 及 x 方向水平風場 (U) 的標準誤差 (standard deviation), 溫度場 (圖 3abc) 的標準誤差顯示 pcw 版本 (實線) 於高層 (300hPa) 及低層 (850hPa) 均有顯著的差異, pcw 版大部分個案的標準誤差都較作業版 (虛線) 小, 平均差值高於 0.06, 不過在中層 (500hPa) 好壞互現, 平均差值相近。水平風場 (圖 4abc) 的標準誤差亦是 pcw 版本普遍小於作業版, 在三代表層都顯示大於 0.1 的平均值差異。

從預報得分來看，標準誤差顯示的變化方向與距平分析相當一致, pcw 版本明顯優於作業版。為瞭解此二版本的預報結果究竟產生了何種變化, 我們將繼續分析二者模式大氣的系統性偏差, 希望能清楚 pcw 版的實際變化走向。

2、系統性偏差

就溫度場而言，若比較二版於 2006 年五月份第五天預報的的全球緯向平均系統性偏差 (預報場與分析場之差), 可發現於熱帶區域的變化最明顯, 作業 (ops) 版顯示在赤道南北 30 度區域的 100hPa

高度附近有一最大值達 1.5 度的冷偏差, 100hPa 以下大氣則一直存有極值達 1 度以上的暖偏差結構 (圖 5a), 經比對 pcw 版的系統性偏差, 可發現於此熱帶區域的高層 100hPa 附近

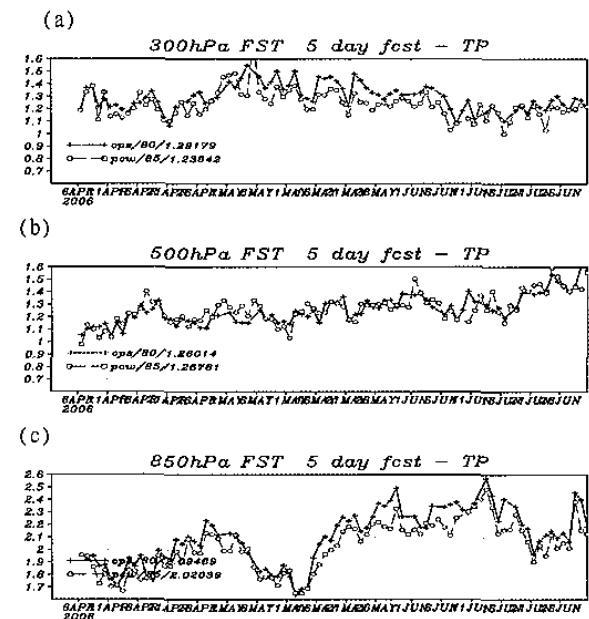


圖 3 2006 年 4 月 1 日至 6 月 30 日全球模式於熱帶 (20S-20N) 的第五天預報溫度場標準誤差, (a) 為 300hPa 高度場 (b) 為 500hPa 高度場 (c) 為 850hPa 高度場, ops 版為實線, pcw 版為虛線。

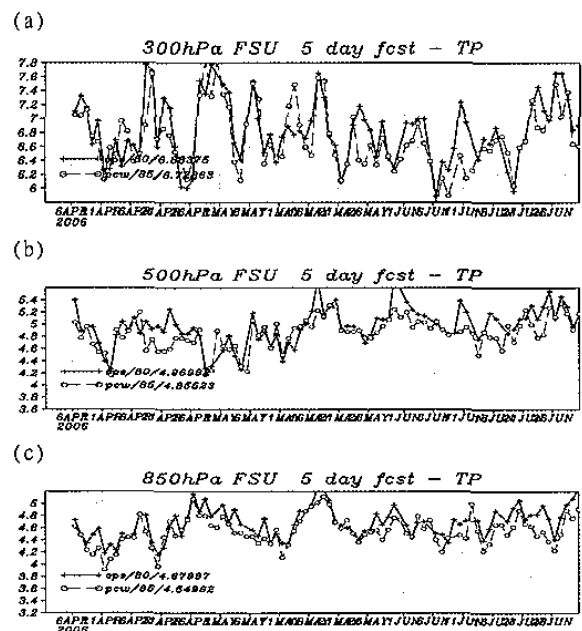


圖 4 2006 年 4 月 1 日至 6 月 30 日全球模式於熱帶 (20S-20N) 的第五天預報 x 方向風場標準誤差, (a) 為 300hPa 高度場 (b) 為 500hPa 高度場 (c) 為 850hPa 高度場, ops 版為實線, pcw 版為虛線。

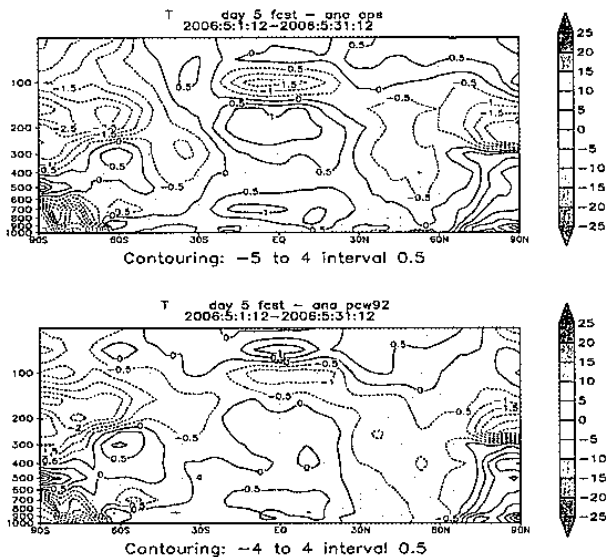


圖 5 2006 年 5 月份第五天預報的全球溫度場緯向平均偏差，(a) 為作業版，(b) 為 pcw 版。

冷偏差強度減弱（降低 0.5 度），中高層（400hPa 到 200hPa）範圍的暖偏差最大強度降低至 0.5 度以下，中低層（500hPa 至 900hPa）的暖偏差亦稍微減弱了一些（圖 5b）；相比之下 pcw 版本於此區的變化幾乎全為正向，原有的高層偏冷中低層偏暖偏差結構皆轉弱許多。系統性偏差分析已可以為二版本的得分差異找到初步解釋，但究竟是何種物理過程主導了這二者的變化，接下來的收支分析可以幫助我們作進一步了解。

3、收支分析

收支分析乃參考 Klinker and Sardeshmuk(1987) 的研究，其研究發現動力項和物理項相抵剩餘之局地收支不平衡，與預報所表現的系統性偏差分佈極為相似，因此，解析模式短期預報收支不平衡的原因，可作為了解模式系統性偏差來源的線索。

以溫度場而言，分析作法乃首先將模式積分 24 小時，並針對溫度場輸出動力項及各物理非絕熱項之時間變化率，累積了 30 個個案後取平均，比較後發現二個測試組的變化結果主要來自物理非絕熱項，因此進一步分析各個物理項的收支變化。

圖 6 為熱帶 20S-20N 範圍內，pcw 與 ops 組在溫度場各非絕熱項的差值 (pcw-ops)，可以清楚看到物理項在高層（100hPa 以上）的淨正值(粗黑線)完全由長波輻射增溫（實心圓線）主導，此正值減少了原作業的高層冷偏差，100hPa 至 400hPa 降低了過暖系統性偏差的淨負值則是長波及短波（空心圓線）的減溫（cooling）及對流降水（實方線）減少後的結果，中層（400hPa 至 600hPa）增加的網格尺度降水（空心三角線）貢獻幾乎和長波冷卻達成平衡，低層的淨負值主要仍是長波冷卻的貢獻，其中被短波增溫稍微抵銷了一些。

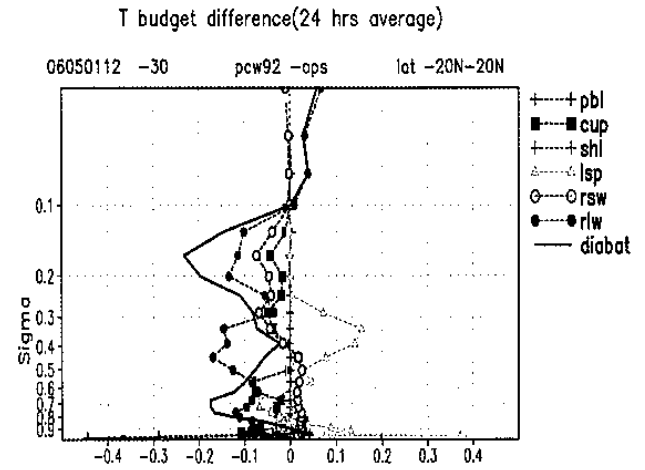


圖 6 2006 年 5 月份之 24hr 預報於 20S-20N 的溫度場非絕熱項收支差異 (pcw 版-ops 版) 垂直分佈。

綜合而言，輻射過程主導了整個收支分析的消長，從長波輻射在高層的相對增溫及中低層的相對減溫，配合短波輻射在中低層的相對增溫及高層的相對減溫反應，推測 pcw 組在熱帶區的高雲（輻射過程的判斷）較 ops 組少，因為高雲減少後雲頂的長波冷卻效應隨之減弱，造成高層增溫，雲底以下則是溫室效應減少，因此形成中低層長波冷卻效果；同時較少的高雲對於高層短波輻射的吸收量相對減少，造成中低層有較多短波輻射吸收的機會，這也合理解釋了短波的中低層增溫及高層減溫變化。

四、討論

由以上分析可知，雖然測試組修改的僅是網格尺度降水過程，但對流降水及輻射過程的表現均受到影響，甚至有更大的變異量，若從上游處開始思考，可發現此變化亦屬合理，因為網格尺度降水預報方案改變了整體大氣的水汽場結構，超過凝結點的水氣轉以雲水（雲冰）存於大氣，使得對流降水過程偵測到的水氣有極大機率是低於作業版，對流尺度降水因此受到影響；同樣地，以大氣相對濕度為判斷層雲條件的輻射過程，也可推測將因此診斷出較少的層雲。

有了以上認知後，就不難瞭解為何熱帶有最顯著的影響，熱帶對流活動旺盛，因此也有較高的層雲發展，而高層雲雲頂溫度和地面差異大，其雲量變化對溫度場的影響因此會特別顯著，這層層因素造成 pcw 版在熱帶有最明顯的變化。從目前數值模擬看到的變化，顯示作業模式於熱帶診斷出的高雲可能偏多，測試組對輻射判斷之高雲減少恰好是模式須調整的方向，所以造成即使未作任何連結調整的情況下，仍看到較好的預報得分。

經過深入分析之後，進一步瞭解到，模式更新

雲水預報方案改善熱帶預報得分的原因，也更清楚認知到物理方案的更新和其餘物理過程之微妙關連，雖然此階段已看到預報得分的正向變化，但物理過程之間的配合其實尚未完成，將雲水預報量與輻射過程及對流過程相結合，是下一階段的重點。

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。
- 李瑞麟，2005：評估及更新中央氣象局全球模式之非對流降水物理過程。中央氣象局委託計畫研究報告。
- Golding, B. W., 1990: The Meteorological Office mesoscale model. *Meteor. Mag.*, 119, 81-96.
- 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.
- 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.
- Liou, Chi-Sann, Jen-Her Chen, Chuen-Tey Terng, Feng-Ju Wang, Chin-Tzu Fong, Thomas E. Rosmond, Hong-Chi Kuo, Chih-Hui Shiao, and Ming-Dean Cheng, 1997: The second-generation global forecast system at the central weather bureau in Taiwan. *Weather and Forecasting*, 3, 653-663.
- Pudykiewicz, J., R. Benoit, and J. Mailhot, 1992: Inclusion and verification of a predictive cloud-water scheme in a regional numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 612-626.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water contents in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, 435-460.
- Sundqvist, H., 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 677-690.
- , 1988: Parameterization of condensation and associated clouds in models for weather prediction and general circulation simulation. *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change, Part I*, M.E. Schlesinger, Ed., Reidel, 433-461.
- , E. Berge, and J. E. Kristjansson, 1989: Condensation and cloud studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1641-1657.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of clouds in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 3040-3061.
- Zhao, Qingyun and F. H. Carr, 1997: A Prognostic Cloud Scheme for Operational NWP Models. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1931-1953.