

中尺度模式的降水參數化

郭英華

美國國家大氣研究中心

一、前言

降水處理是數值模式裡一個很重要的課題。主要的原因有二：第一，降水預報是天氣預報最重要的一個項目。降水的大水與災變天氣密切關聯。預報的好壞直接影響人民的生命財產。然而數值模式的降水預報則必須透過降水參數化來處理。降水預報的優劣直接受到降水參數化的影響。第二，很多天氣系統（如颱風，中尺度對流系統，梅雨鋒）的發生與發展與潛熱釋放有很大的關係。降水過程處理的好壞直接影響到模式對這些天氣系統的預報。

在實際的大氣裡，降水系統往往涵蓋了很多不同的時間和空間尺度。譬如，局部性降水經常係由積雲對流產生。這些積雲的水平尺度約在 1 公里左右，時間尺度約為 30 分鐘。區域性降水常由中尺度對流系統產生。一般的中尺度對流系統的水平尺度為 100 公里～1000 公里，時間尺度為 12～24 小時。這些中尺度對流系統往往包含強烈的小尺度積雲對流，也包含了中尺度的層狀雲。大範圍降水則由綜觀尺度天氣系統所控制。譬如，溫帶氣旋的鋒帶雲系，或是梅雨的雲帶。這些大尺度雲帶可以長達數千公里，為時將近一週。不同的降水系統其產生的物理機制也就不一樣。要做好降水預報，數值模式必須包含這些物理過程。然而正如前面所談，降水系統的水平尺度可大可小。數值模式的網格間距則是一定的。譬如，中央氣象局的中尺度模式網格

間距為 45 公里。因此一些中小尺度的降水系統便無法為模式所解析。模式也就無法顯性地描敘小尺度的積雲降水。這些物理過程祇能用模式在網格上的變數來做參數化。這種隱性的降水處理一般稱之為積雲參數化。即使有些大範圍降水系統是在模式的解析能力之下（如 500 公里的層雲降水可以被模式的 45 公里網格間距所解析），降水的發生密切受到雲物理的影響。這些雲物理過程則不是任何數值模式所能解析的。因此即使是模式可以解析的降水系統也是需要雲物理的參數化。

過去二、三十年來，氣象學者對於降水過程做了大量的研究工作，也產生很多的降水參數化。然而，對於降水過程的處理每一個模式都不一樣，沒有一個定則。不同參數化的優劣也沒有人做過詳盡的測試、分析和比較。鑑於降水參數化的重要性，本人僅對過去五年來，不同學者使用 PSU / NCAR 中尺度模式對不同降水參數化所做的測試做一個整理。希望借此機會對這一方面的研究能理出一個未來的工作方向。

二、降水參數化的回顧

根據 Yanai et al. (1973)，我們可以
把乾靜能 (dry static energy) 定義為

$$s \equiv C_p T + gz \quad (1)$$

對於乾絕熱過程， s 是守恒的。

$$\frac{ds}{dt} = 0 \quad (2)$$

然而，在有降水的區域，非絕熱效應就會使得 s 改變：

$$\frac{ds}{dt} = Q_R + L(c - e) \quad (3)$$

這裡 Q_R 是輻射效應， c 是水氣的凝結率，而 e 則是水滴的蒸發率。對於水氣的方程式，我們也可以寫成

$$\frac{dq}{dt} = e - c \quad (4)$$

我們注意到(3)及(4)式是對一個空氣塊而言的公式。如果我們考慮到一個有限的區域（如一個模式的網格點），大到足夠包含許多積雲對流，並對公式(3)及(4)進行區域平均，我們就可以得到如下的式子：

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{s} \bar{V} + \frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p} = \bar{Q}_R + L(\bar{c} - \bar{e}) \quad (5)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q} \bar{V} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} = \bar{e} - \bar{c} \quad (6)$$

參照 Yanai et al. (1973)，對(5)及(6)重新整理可得

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{s} \bar{V} + \frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p} \\ = -\nabla \cdot \bar{s}' \bar{V}' - \frac{\partial \bar{s}' \bar{\omega}'}{\partial p} + \bar{Q}_R \\ + L(\bar{c} - \bar{e}) \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q} \bar{V} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} \\ = -L(\nabla \cdot \bar{q}' \bar{V}' + \frac{\partial \bar{q}' \bar{\omega}'}{\partial p}) \\ + L(\bar{e} - \bar{c}) \end{aligned} \quad (8)$$

我們注意到(7)及(8)式的左邊均為大尺度項（即模式可以解析的項）。右邊為渦流通量（eddy flux）項，及網格點內的水氣凝結及蒸發項。一般而言，大部份的積雲參數化均忽略水平的渦流通量。因為水平渦流通量比垂直渦流通量小一個量級。網格點內的水氣凝結及蒸發也可以分為兩部份。一部份為網格尺度降水（即模式可以解析的降水），另一部份為次網格降水（subgrid scale precipitation）。因此(7)及(8)式又可改寫為

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{s} \bar{V} + \frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p} = L(c - e)_{L.S.} \\ + L(c - e)_{S.S.} - \frac{\partial \bar{s}' \bar{\omega}'}{\partial p} \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q} \bar{V} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} = L(e - c)_{L.S.} \\ + L(e - c)_{S.S.} - \frac{\partial \bar{q}' \bar{\omega}'}{\partial p} \end{aligned} \quad (10)$$

模式的降水參數化也就分為兩部份。一部份為網格尺度降水參數化（resolvable scale precipitation parameterization）。主要考慮 $L(c - e)_{L.S.}$ 項。另一部份為次網格尺度降水參數化（subgrid scale precipitation parameterization）。主要考慮 $L(c - e)_{S.S.}$ 及垂直渦流通量項。這一部份即為一般所謂的積雲參數化。

這裡有一點必須加以澄清的是網格尺度降水及次網格尺度降水的參數化隨著網格間距的大小可以有不同的定義，而其參數化的內容也隨著不同。舉例而言，在華南地區有一個對流系統，這個對流系統的範圍為100公里。系統裡包含了強烈對流胞也包含了中尺度的上昇及下沉氣流及砧狀雲。對中央氣象局的全球模式而言，這整個系統為次網格尺度降水。因為即使是其中的中尺度環流也無為被模式的200公里網格所解析。因此，模式的積雲參數化便必須包含了這個中尺度對流系統的物理過程才能對這個系統做一個完美的預報。反之，對於一個45公里的中尺度模式而言，對流系統的中尺度環流可以被模式所解析。中尺度的降水可以由模式的網格尺度降水來處理。當然，45公里的網格無法解析積雲對流。這一部份則由模式的次網格降水參數化——積雲參數化來處理。另一個極端的例子是，如果我們有無限量的電腦容量及計算機能力。我們可以有一個網格尺度為100公尺的天氣預報模式，那麼這整個中尺度對流系統均可為模式所解析。所有的降水均透過模式的網格尺度降水參數化來處理。這種情形之下，就沒有什麼所謂的次網格降水或積雲參數化了。如果有，那祇是亂流的參數化了（*turbulence parameterization*）。從以上的例子，我們可以看出來網格尺度及次網格尺度降水的相對重要性隨著模式的網格間距可以有很大的不同。對一個大尺度（或全球）預報模式而言，大部份的降水均為次網格降水。因此對於積雲（次網格）參數化的處理就非常的重要。稱之為積雲參數化常會導致誤解。因為這種次網格尺度降水參數化也必須包含比積雲大一個量級的中尺度降水過程。也許，因為早期的參數化均忽略中尺度的環流及降水過程，因此通稱為積雲參數化。從另一個角

度來看，對一個雲模式而言，所有的降水均為網格尺度降水。因此網格尺度降水的參數化就變得非常重要。一般的雲模式便對網格尺度的降水參數化考慮了比較細緻的雲物理過程（如加入雲雨，冰雪過程）。很多模式都加入了對於雲滴，雨滴及冰雪的預報方程。對於中尺度模式而言，網格尺度降水及次網格尺度降水都非常重要。因此對於這兩種降水參數化都必須加以妥善處理。

網格尺度的降水參數化隨著計算機容量及計算量的大小可以很粗糙，也可以很細緻。在 PSU / NCAR 中尺度模式裡有三種不同的方案。最簡單的方案，稱之為 Q 方案，不考慮詳細的雲物理過程。在這個方案之下，如果一個網格點的相對濕度超過 100%，就把過飽和的水氣降到地面，稱之為網格降水。並且把所釋放的潛熱加到這個網格點上。不考慮從雲到雨的凝聚過程，也不考慮雨滴從雲底到地面的蒸發。第二種方案參照 Hsie et al. (1984)。模式包含了雲滴及雨滴混合比的兩條預報方程式。仔細考慮了雨滴的成長過程及雨滴蒸發的微物理過程。雲物理的參數化參照 Kessler (1969), Liu and Orville (1969), Orville and Kopp (1977) 及 Asai (1965) 等。由於這個方案詳細地考慮雲物理過程，且顯性地模擬雲滴及雨滴的成長，一般稱之為顯性降水方案。一般的顯性降水方案祇考慮了暖雨過程，不考慮冰雪 (cloud ice) 在降水過程中的角色。最近 Zhang (1989) 把冰雪的物理過程也加入了顯性降水方案。此為第三種方案，稱之為顯性冰雪降水方案。當然不同的模式對網格尺度的降水有不同的處理。有很多模式試圖在不增加雲滴及雲滴的預報方程之下考慮了雨滴從雲降到地面之間的蒸發過程。

次網格尺度的降水參數化過去二、三十年來有數十種不同的方案發展出來。Ooyama (1982) 及 Frank (1983) 曾對積雲參數化的問題做一個綜合的評論。在中尺度模式裡比較常見到的方案有 Kuo (1974) , Arakawa and Schubert (1974) , Kreitzberg and Perlcey (1976) 及 Fritsch and Chappell (1980) 等方案。Grell et al. (1991) 曾針對這些方案做過半預報式校驗 (semiproghostic test) 。表一按照動力控制、靜力控制及反饋作用的不同對各種方案作了一個整理。動力控制 (dynamic control) 決定了在一個大尺度環境場裡，積雲發生及發展的強度。靜力控制 (static control) 決定積雲的雲物理過程。有的參數化方案使用一個一維的雲模式來做靜力控制，如 Anthes (1977) 。反饋作用決定了積雲對流對大尺度環境場的影響。不同的次網格尺度參數化對這三方面就有不同的處理方式。例如 Kuo (1974) 使用網格尺度的水汽輻合來決定降水的強度 (此即其動力控制) 。這個參數化方案祇用溼絕熱線來代表雲內的溫度及水汽結構，不使用雲模式。溼絕熱線即為其靜力控制。Kuo (1974) 方案利用雲內溫度及溼度 (溼絕熱線) 與雲外溫度及溼度的差異來模擬潛熱釋放及水汽的垂直分佈 (此即積雲的反饋作用) 。

三、降水參數化的測試

Anthes et al. (1989) 曾對 12 個個例做過五種不同降水參數化的測試。這 12 個個例有春、夏、秋、冬各個季節在美國的一般天氣型式。他們的第一個實驗 (即 CONTROL EXP.) 使用一個簡單的 Kuo (1974) 參數化處理次網格尺度降

水。另外他們用了 Q 方案作網格尺度的降水。他們的 4 A 實驗忽略了潛熱釋放的效果。4 B 實驗使用 Q 方案作網格尺度降水，忽略次網格尺度降水。實驗 4 C 使用顯性降水方案，也忽略了次網格尺度降水。實驗 4 D 與第一個實驗相似，祇是對 Kuo (1974) 參數化略作修正，使得潛熱的垂直分佈不隨時間改變 (減少計算量) 。他們發現忽略潛熱釋放對這 12 個個例而言可以造成相當大的系統性誤差。他們發現即使使用較簡單的降水參數化也比沒有降水參數化好。忽略次網格降水一般而言對預報也有不良的影響。尤其是他們所使用的 PSU / NCAR 模式的網格間距為 80 公里。如果沒有次網格降水，那麼模式必須等到網格點的溼度達到飽和後才能由網格尺度降水。這往往使降水的時間延後，而對於較弱的一般性積雲降水，由於 80 公里的網格點沒有達到飽和，模式也就無法報出降水。使用顯性降水過程，由於有額外的雲滴、雨滴物理過程及雲下的蒸發，對於弱降水的預報比 Q 方案還要差。總的而言，對於一個 80 公里的區域性模式對一般的天氣現象的預報，次網格尺度降水參數化是很重要的。我們不可以說因為有比較細緻的顯性降水參數化來作網格尺度降水就可以忽略次網格尺度降水。這是因為在實際的大氣裡，積雲可以產生於未飽和的大尺度環境裡。

Zhang et al. (1988) 曾對 1977 年美國賓州 Johnstown 豪雨作了仔細的數值模擬。他們使用了一個 75 公里 / 25 公里雙向作用 (two-way interactive) 的嵌套網格模式對這個個例作了 7 個不同降水參數化實驗。在這個個例裡有兩個主要的對流系統：一為颶線，二為一個中尺度對流複合體 (MCC) 。這兩個中尺度對流系統的發展造成了這次的豪雨。他們的第一個實驗 (

CONTROL EXP.) 使用 Q 方案作網格尺度的降水參數化。至於次網格參數化，細網格模式用的是 Fritsch-Chappell (1980) 的方案，而粗網格模式用的是 Kuo 方案。第二個實驗在細網格模式內祇用 3 Q 方案，而不使用次網格降水參數化 (即不使用 Fritsch-Chappell 方案)。其他四個實驗也祇是改變細網格模式內的降水過程。第三個實驗使用顯性降水參數化作網格尺度的降水。這個實驗也是不含次網格降水。第四、五、六個實驗與第三個實驗相似，但略有不同。第四個實驗忽略雲下、雨滴的蒸發效應。第五個實驗省去了雨滴掉下來時對空氣造成的載荷作用。第六個實驗使用與第三個實驗一模一樣的降水參數化，祇是粗網格與細網格模式的間距都各縮了一半，成為 37.5 公里 / 12.5 公里的嵌套網格。第七個實驗與第一個實驗相似，祇是把網格尺度的降水參數化從 Q 方案改成為顯性降水參數化。次網格尺度降水仍用 Fritsch-Chappell 方案。他們的結果指出，當模式忽略次網格降水時，顯性降水參數化無法預報出與飢線及中尺度對流複合體有關的積雲降水。另外模式也報出了超強的層雲降水。這使得與層雲降水有關的中尺度渦旋過度的發展。另一方面來說，如果使用次網格參數化及簡單的 Q 方案作網格降水，模式對飢線的積雲降水預報得很好。而對與層雲降水有關的中尺度渦旋則預報得不好。當他們用顯性參數化作網格尺度降水並用 Fritsch-Chappell 方案作次網格降水時，模式獲得了最好的結果。這個實驗 (第七實驗) 準確地預報了積雲降水及層雲降水產生的先後順序。並且準確地報出飢線、MCC，及中尺度渦旋的發展。

Zhang et al. (1988) 的實驗結果指出，對於中尺度對流系統的數值預報，即使模式的網

格間距細到將近 10 公里也不可以忽略次網格降水。另外，對於網格尺度的降水使用比較細緻的雲物理過程，對於模式的預報有整體的改進。

Zhang (1989) 對顯性網格降水參數化做了進一步的改進，加入了冰、雪的物理過程。他對 Johnstown 豪雨個例用 75 公里 / 25 公里的模式做了進一步的模擬。結果發現加入冰、雪的微物理過程時，網格尺度的降水提前了一個小時，並且有快速發展的現象。中尺度對流系統的上昇運動及降水量均大量增加了。他的結果顯示，冰雪的物理過程對於模式的潛熱釋放的垂直分佈有很大的影響。而潛熱釋放的垂直分佈又直接影響到中尺度渦旋的發生與發展。總的而言，加入冰雪的物理過程，使他的預報更加真實。

Kuo and Reed (1988) 對一個發生在東太平洋的爆發性氣旋也做了降水參數化的比較。當他們使用 40 公里的網格間距時，使用顯性降水參數化，不加次網格降水參數化，比使用 Kuo 方案做次網格參數化，加上 Q 方案做網格降水參數化要好。使用 Kuo 方案及 Q 方案的模式預報的氣旋發展比使用顯性參數化的模式 (不含次網格參數化) 慢了近三個小時。然而最後的氣旋強度則祇相差了 1 mb。當他們使用一個 80 公里的模式，並用比較粗糙的 NMC 全球分析做預報場時，使用 Kuo (1974) 方案及 Q 方案的模式基本上無法預報出氣旋的發展。而使用顯性參數化的模式在有好的初始場之下也可以預報出氣旋的發展，即使網格間距為 80 公里。但如果使用較差的初始場，則預報的氣旋發展延後了六小時。

Kuo et al. (1991) 對著名的大西洋氣旋 QE II storm 也做了一連串的實驗。他們使用的模式網格間距為 45 公里。初始場是經由 Gyakum

(1983) 仔細分析所得到的。他們也發現了類似的結果。當模式使用 Kuo (1974) 方案及 Q 方案時，預報的氣旋較使用顯性參數化的模式弱了 11 mb 。他們仔細分析預報的結果時，發現 MM4 模式裡的 Kuo 方案，爲了增加積雲降水的可能性，在低層大氣加入了溫度 1 °C 和水汽 1 g / kg 的擾動。這使得 Kuo 方案在氣旋的暖區下了很多的次網格降水。而模式氣旋在暖鋒的主要降水爲網格降水。由於 kuo 方案用掉相當多的水汽，因此網格尺度的降水在暖鋒附近就大大地減少了。另外，Kuo 方案最大的潛熱釋放發生於 400 mb 。對於暖鋒的鋒生及氣旋的發展是不利的。相對地，對模式使用顯性參數化時，幾乎所有的降水都發生於鋒區。而最大的潛熱釋放發生於 750 mb 。這對鋒生及氣旋的發展非常有利。詳見圖一及圖二。

Kuo and Low-Nam (1990) 對 9 個大西洋爆發性氣旋也做了許多模擬。他們使用的模式網格間距爲 80 公里。他們也做了三個降水參數化實驗：(1) Kuo 方案加上 Q 方案，(2) Arakawa and Schubert 方案加上 Q 方案，及(3) 顯性降水方案 (不含次網格降水參數化) 。同樣地，當模式使用 Kuo 方案加上 Q 方案時，預報結果不好。而當模式使用 Arakawa and Schubert 方案加上 Q 方案時，結果與顯性降水方案雷同。仔細分析發現 Arakawa-Schubert 方案沒有在暖區或暖鋒下太多的對流性降水。這使得 Q 方案得以在暖鋒產生大量的網格尺度降水，與使用顯性方案的模式相同。

四、結 語

由以上的回顧，我們可以得到幾個基本的結論

:

(一) 對於一個中尺度模式而言，網格降水參數化和次網格降水參數化都非常重要。要做好預報就要改進這兩種參數化的物理過程。以上的測試結果顯示，如果參數化的物理愈完整，預報結果也就愈好。對於網格尺度的降水我們應該使用顯性參數化加上冰雪的微物理過程。而對於次網格尺度降水，我們應該使用比較細緻的方案如 Fritsch-Chappell 方案或 Arakawa-Schubert 方案。Grell (1991) 曾仔細比較及測試不同方案的基本假設。他發現對於中尺度對流系統的模擬加入積雲下沉氣流 (downdraft) 於次網格參數化裡是非常重要的。

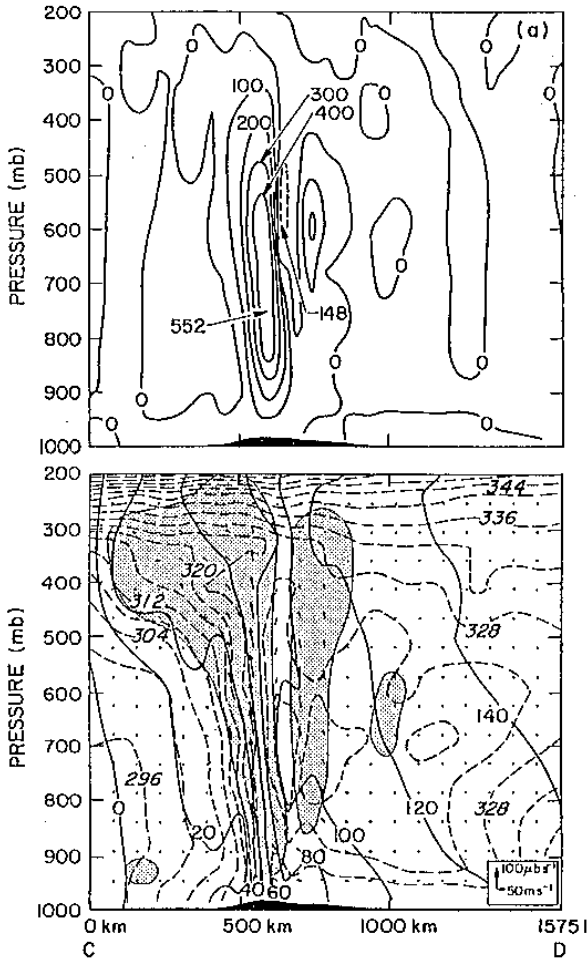
(二) 不同的中尺度天氣系統，其產生降水的機制是不一樣的。譬如飆線和 MCC 的降水，主要先來自積雲降水，而後轉至層狀雲降水。因此次網格降水的處理非常重要。然而對於爆發性氣旋而言，積雲降水並不重要，主要的降水來自鋒區的大尺度抬昇降水。因此網格尺度降水的參數化比較重要。在一個模式裡，網格尺度降水和次網格尺度降水是密切相關的。一方面沒有處理好就會影響到另一方面。

(三) 降水參數化到現在仍然沒有一個統一的理論。譬如大部份的參數化均沒有加入積雲的動量傳送。做觀測，理論，及模式的研究者也沒有一致的看法。在未來的十年內，仍需製氣象研究者投入大量的心力。

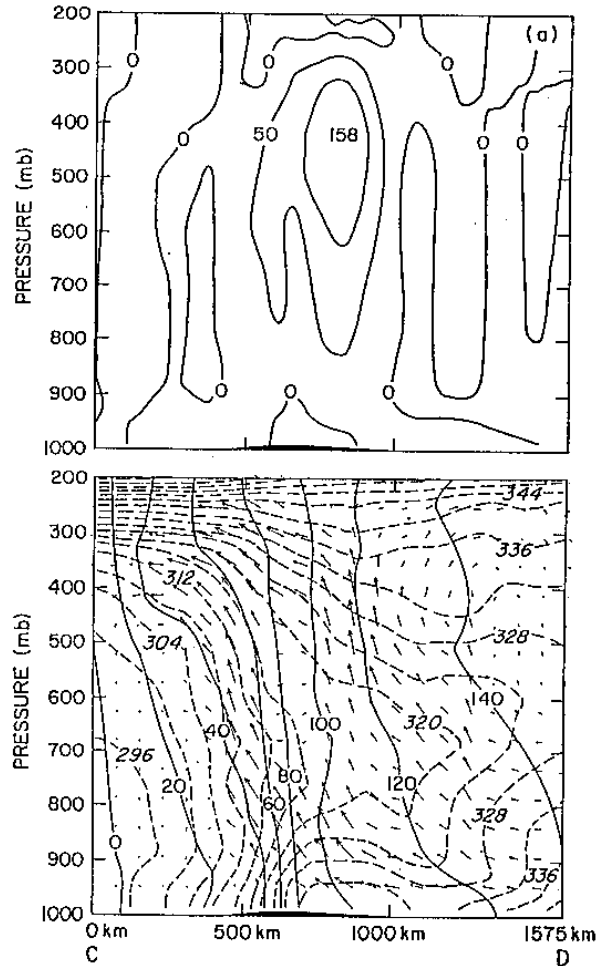
參考文獻

- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 270-286.

- _____, Y.-H. Kuo, E.-Y. Hsie, S. Low-Nam and T. W. Bettge, 1989: Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 763-806.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Asai, T., 1965: A numerical study of the air-mass transformation over the Japan sea in winter. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **43**, 1-15.
- Frank, W. M., 1983: The cumulus parameterization problem. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1859-1871.
- Fritsch, J. M., and C. F. Chappell, 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1722-1733.
- Grell, G. A., 1991: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, (submitted).
- _____, Y.-H. Kuo and R. J. Pasch, 1991: Semiprognostic tests of cumulus parameterization schemes in the middle latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 5-31.
- Gyakum, J. R., 1983: On the evolution of the QE II storm I: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1137-1155.
- Hsie, E.-Y., Anthes, R. A. and D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2581-2594.
- Kessler, E., 1969: *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation*. Meteorol. Monogr., 27, American Meteorological Society.
- Kreitzberg, C. W., and D. J. Perkey, 1976: Release of potential stability: Part I. A sequential plume model within a hydrostatic primitive equation model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 456-475.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the effect of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Kuo, Y.-H., and R. J. Reed, 1988: Numerical simulation of an explosively deepening cyclone in the eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2081-2105.
- _____, S. Low-Nam, 1990: Prediction of nine explosive cyclones in the western Atlantic Ocean with a regional model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 3-25.
- _____, M. A. Shapiro and D. G. Donall, 1991: Interaction of baroclinic and diabatic processes in numerical simulations of a rapidly developing marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 368-384.
- Liu, J. Y., and H. D. Orville, 1969: Numerical modeling of precipitation and cloud shadow effects on mountain-induced cumuli. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1061-1074.
- Ooyama, K., 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **60**, 369-380.
- Orville, H. D., F. J. Kopp, 1977: Numerical simulation of the life history of a hailstorm. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1596-1618.
- Yanai, M., S. Esbensen and J. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611-627.
- Zhang, D.-L., 1989: The effect of parameterized ice microphysics on the simulation of vortex circulation with a mesoscale hydrostatic model. *Tellus*, **41A**, 132-147.
- _____, E.-Y. Hsie and M. W. Moncrieff, 1988: A comparison of explicit and implicit predictions of convective and stratiform precipitating weather systems with a meso- β -scale numerical model. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **114**, 31-60.



圖一 Kuo et al. (1991) 對 QE II 氣旋的模擬。此圖為切過暖鋒的剖面。圖 a 為潛熱釋放的分佈。圖 b 為鋒面的動力及熱力結構。潛熱釋放的單位為 $^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 。圖 b 的陰影部份為雲區。實線為絕對動量 (absolute momentum)，虛線為相當位溫 (θ_e)。箭頭則顯示鋒面的垂直環流。這一個實驗使用顯性降水參數化，不含次網格積雲降水。



圖二 與圖一同，但是使用 Kuo 方案作次網格降水參數化並用 Q 方案作網格尺度降水參數化。

TABLE 1. Assumptions used by dynamic control, static control, and feedback in common parameterization schemes.

Scheme	Dynamic control	Static control	Feedback
Kuo	integrated moisture convergence	moist adiabatic lapse rate	heating and moistening proportional to $T_c - T$ and $q_c - q$
Kanamitsu-Krishnamurti	integrated vertical advection of moisture	moist adiabatic lapse rate	as in Kuo
Anthes	integrated moisture convergence	Simpson and Wiggert cloud model sophisticated microphysics	as in Kuo
Molinari	integrated vertical advection of moisture	moist adiabatic lapse rate	as in Kuo
Bougeault	instantaneous \bar{h} profile + moisture convergence	moist adiabatic entrainment possible	steady state
Arakawa-Schubert	rate of destabilization by larger-scale changes	constant entrainment no microphysics	steady state
Kreitzberg-Perkey	instantaneous stability dependent	sophisticated microphysics	steady state and lateral mixing
Fritsch-Chappel	instantaneous stability dependent	downdrafts using simple entraining parcel concept	steady state and lateral mixing

表一. 各種不同的次網格積雲參數化所使用的動力控制、靜力控制及反饋作用的假設。

Precipitation Parameterization for Mesoscale Models

Ying-Hwa Kuo
National Center for Atmospheric Research
P.O. Box 3000, Boulder CO 80307

Abstract

Precipitation is a very important physical process, which can occur on many different scales. To properly treat the precipitation physics, a mesoscale numerical model needs to include both the grid-resolvable scale precipitation parameterization and sub-grid scale precipitation parameterization. Over the past 30 years, a large number of precipitation parameterization schemes have been developed. However, there are very little systematic tests been performed to evaluate these schemes. In this paper, we review tests of precipitation parameterizations conducted over the past 5 years using the Penn State/NCAR mesoscale model. The results suggest that for the general application of a mesoscale model, it is necessary to include sophisticated microphysical processes into both precipitation parameterizations. For the resolvable scale precipitation parameterization it is important to include prediction equations for cloud water, rain water, and cloud ice. For the sub-grid scale precipitation parameterization, the inclusion of convective scale downdraft is essential.

