

中緯度地區積雲參數化法降水預報的研究

曾忠一

曹立德

中央研究院物理研究所

中國文化大學

國立台灣大學大氣科學系

地學研究所

摘

要

本文利用東亞地區（東經 110 到 130 度，北緯 20 度到 40 度的範圍內）1985 年台灣梅雨期間 5 月 28 日 00Z 的探空資料，以 Kuo 氏積雲參數化法進行降水量預報研究，並討論其他次網格尺度積雲效應對大尺度環境的影響。

客觀分析採用較簡便的 Barnes 客觀分析法。降水量預報採取 Krishnamurti 等人（1980）的方法，利用大尺度水汽的垂直傳送求出降水量，然後用半預報法預報 12 小時的累積雨量。在積雲參數化模式中，積雲對環境的潛熱加熱和擾動加熱作用，可由雲中溫度和環境溫度的差異及大尺度水汽輻合量等參數決定。而積雲對環境的增濕作用，則使用得到的降水量反求水汽輻合總量中用來增濕的部分，以便決定增濕參數。這樣就可求出垂直方向的平均擾動溫度、水汽通量、淨擾動溫度以及水汽的垂直傳送廓線。

求出來的 12 小時累積雨量預測值與觀測相比較，若以定性來看，具有相當的準確性，雨區及雲區都模擬得不錯。

1. 前 言

降水預報一直是氣象學中最不易解決，而且又具有挑戰性的問題。在降水雲中，又以對流雲最具破壞性，時常釀成豪雨，帶來重大災害。尤其台灣位於最大海洋與最大陸塊交界處，同時也位於溫帶與熱帶交界處，常為降水問題所困擾。

積雲對流在決定大氣環流的溫度場和濕度場的結構中，扮演着重要的角色。大量個別積雲組成的雲簇，可藉水汽、熱量和動量的垂直傳送而影響綜觀尺度運動。

然而一般的數值預報模式，主要以大尺度大氣現象為研究對象，所用網格間距約在 200 ~ 300 公里，只能分辨出 meso- α (Orlanski, 1975) 以上的系統。如果採用細網格，其網格間距約為 100 公里。但積雲尺度約為 10 公里 (meso- β)，對大尺度運動而言，是次網格尺度大氣現象。因此在大尺度運動場中，積雲對流的效應需用大尺度場的變

數來表達。換句話說，必須加以參數化。積雲參數化的目的就是探討積雲的整體效應對較大尺度的影響。

許多積雲參數化法使用在大尺度和中尺度的模式中，每一種方法在問題的型態、積分模式的率連性和方便性上都有些差異，不過任何一種積雲參數化法中需要解決的問題就是有關降水量、對流加熱及增濕廓線這些參數的計算，其中降水量的多寡將直接影響凝結增溫對大尺度系統加熱的狀況。另外，增濕的結果，改變大尺度的穩定度和水汽結構，進一步加強或抑制大尺度系統的發展。

Ceselski (1973) 從物理機制的觀點，將對流參數化的方式分為三種：(1) 濕對流適應模式；(2) 水汽輻合模式；(3) 積雲尺度質量守恆模式。其中以水汽輻合模式為最簡便，Kuo (1965, 1974) 就是這種模式，又因 Kuo (1974) 的物理假設和計算方

法較為簡單，又能得到合理的結果，所以為人廣泛採用。

在水汽幅合模式中，最重要的部分便是有關降水率的計算。Kuo氏認為，降水率與網格點代表面積上的水汽輻合成正比。Anthes (1977) 認為其比值由大尺度相對濕度決定。可是 Krishnamurti 等人 (1980) 則以大尺度水汽供應的水平和垂直輸送來估計。Krishnamurti 等人的方法所計算出來的降水率與實際值最為接近。

任何一種積雲參數化，都必須用實際的觀測值來驗證所採行的理論和假設是否合理。一般說來，積雲參數化可分為三大研究方向：第一類為診斷分析；第二類為半預報法研究；第三類是將積雲參數化納入大尺度預報模式中，如區域模式、半球或全球模式等。

半預報法是在僅有一次的時間增量，預測降水率和積雲的加熱及增濕效應。此法最大的好處是不用大尺度預報模式也可進行預測。因為只做一次時間增量的積分，其結果可免除數值上的非線性誤差和物理反饋效應。

過去二十多年來，氣象學者研究各尺度間相互作用的問題，其中最重大的貢獻就是各種參數化法的改進。從1960年代中期，就有學者從事積雲參數化的研究，然將研究成果應用在實際作業的數值模式上，則是在1970年前後數值模式開始採用原始方程模式之時。

積雲參數化的基本是建立於整個氣柱的水汽幅合上，這就是為水汽幅合模式的基本要義，為Charney 與 Eliassen (1964) 首先提出，並且用在熱帶氣旋模式中，因而建立了 CISK 的觀念。

積雲對流所引起的凝結潛熱及對流導致的垂直傳送，使得水汽及熱量在垂直方向重新分配，其分配的狀況，即為積雲參數化中最主要的問題。Kuo 氏 (1974) 認為，就對流降水而言，水汽淨輻合量中，僅有一小部分 b 用來增濕氣柱，其餘 $1-b$ 則凝結成雨滴而降落到地面。Kuo 氏並建議熱帶地區 b 值可用 0.02，中緯度地區則是個經驗值，需透過實驗才可得到。Anthes (1977a,b) 則用大尺度相對濕

度計算 b 值。另外，Krishnamurti 等人 (1980) 將大尺度水汽供應分為垂直傳送和水平傳送，發現垂直傳送與降水率相符合，水平傳送則和環境增濕有關。他指出此法需更多個案的研究，才可建立明確的物理意義。Kuo 與 Anthes (1984) 曾利用半預報法，將 Kuo 氏積雲參數化法應用在中緯度對流系統，發現降水率的觀測值和大尺度的垂直傳送有極大的關聯，此結果和 Krishnamurti 等人 (1980) 的結論不謀而合。此外，他們也對 Kuo, Anthes 及 Krishnamurti 等人決定 b 值方法，進行降水率的比較。

有關大尺度大氣運動數值預報的積雲參數化上面說過可分為三大類：(1) 濕對流適應模式 (Manabe 等人, 1965)；(2) Kuo 氏法 (1965, 1974)；(3) Arakawa 與 Schubert 法 (1974)。Krishnamurti 等人 (1980) 利用半預報法比較上述各參數化法所得之降水率，結果以 Kuo 氏 (1974) 的方法所得的降水率與實際值的誤差最小，比 Arakawa 與 Schubert (1974) 的結果要好。

另外，Krishnamurti 等人 (1983) 使多重迴歸分析，將降水率表為平均垂直速度及相對濕度的函數，結果令人滿意，但也指出此法不具通用性，迴歸係數會隨時空而改變。

下面將著重在 Kuo 氏 (1974) 的積雲參數化法，以半預報法進行降水預報研究，探討這個方法在中緯度地區的適用性，並使用 Krishnamurti 等人的方法計算水汽淨輻合量中用來增濕氣柱的部分。另外將涉及客觀分析、垂直速度、濕度參數的計算、估計降水量及其他有關參數化的問題，並且對 12 小時後的降水量進行預測，並與觀測值比較。

2. Kuo 氏參數化法的基本理論

所謂的參數化，就是將次網格過程用大尺度變數即網格點上的變數來表示。大尺度變數在網格點上的值 χ ，可寫為網格面積 A 上的平均值 $\bar{\chi}$ 加上偏差 χ' ：

$$\chi = \bar{\chi} + \chi' \quad (1)$$

其中

$$\bar{\chi} = \frac{1}{A} \int_A \chi \, dA \quad (2)$$

$$\bar{\chi}' = 0 \quad (3)$$

網格面積 A 遠大於小尺度系統（包含積雲與周圍環境，包括上升及下降區域），故有大量積雲胞在網格面積 A 內。就大尺度而言，個別雲胞在面積 A 和時距 δt 內的分布是隨機的，Kuo 氏（1974）將它解釋為雲胞與周圍環境水平的混合機制。因此在空間 A 及時距 δt 內，以大尺度平均變數來決定次網格效應的平均水汽、熱量的傳送是可行的。

由於使用半預報法進行研究時可不使用大尺度預報模式，在原始方程組中只需用到水汽及位溫方程，這兩方程以 p 座標表示，可寫為

$$\frac{d\bar{q}}{dt} + \bar{C} - \bar{T}_q = -\bar{C}^* - \frac{\partial \bar{\omega}' q'}{\partial p} - \nabla \cdot \bar{V}' q' \quad (4)$$

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} - \bar{H}_r - \frac{L}{c_p} \bar{C} = \frac{L}{c_p} \bar{C}^* - \frac{\partial \bar{\omega}' \theta'}{\partial p} - \nabla \cdot \bar{V}' \theta' \quad (5)$$

其中 $\bar{\theta}$ ：位溫

\bar{q} ：比濕

\bar{C} ：大尺度對流凝結率

\bar{T}_q ：水汽渦動擴散率

\bar{C}^* ：次網格對流凝結率

\bar{H}_r ：輻射加熱率

L ：汽化熱

c_p ：定壓比熱

$\frac{\partial \bar{\omega}' q'}{\partial p}$ ：淨擾動水汽垂直傳送

$\frac{\partial \bar{\omega}' \theta'}{\partial p}$ ：淨擾動溫度垂直通量

$\nabla \cdot \bar{V}' q'$ ：淨擾動水汽水平傳送

$\nabla \cdot \bar{V}' \theta'$ ：淨擾動溫度水平通量

將兩方程將做下面的簡化：

(a) 在時距 12 小時，輻射加熱率 \bar{H}_r ，雖有日夜變化，應不可忽略，但因資料難得而不計。

(b) 省略水汽渦動擴散率 \bar{T}_q 。

(c) 由次網格擾動所傳送的水平通量，雖然可用 K 模式來計算，但因其作用有限，在此略去不計。

經過簡化後，(4)和(5)式變為：

$$\frac{d\bar{q}}{dt} = -\bar{C}^* - \frac{\partial \bar{\omega}' q'}{\partial p} \quad (6)$$

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} = \frac{L}{c_p} \bar{C}^* - \frac{\partial \bar{\omega}' \theta'}{\partial p} \quad (7)$$

(6)和(7)式右邊即次網格尺度對左邊的大尺度運動的增濕及增溫作用。

Kuo 氏（1965, 1974）基於水汽、熱量的預測，並計及雲量的效應，提出積雲對流參數化模式，其基本假設為（圖 1）：

(a) 積雲對流發生在有水汽輻合的條件不穩定深厚氣層中。

(b) 輻合的水汽，完全用在積雲的形成。

(c) 積雲內的空氣完全飽合，氣溫直減率等於濕絕熱直減率。

(d) 積雲雲底等於舉升凝結高度，雲頂則以氣塊濕絕熱舉升到氣溫與環境溫度相同的高度，即平衡高度。

(e) 形成的積雲將與周圍空氣做水平混合，而雲內外氣溫將變為相同。

首先必須判別在網格點上的溫度與濕度垂直分布是否有條件不穩定層存在，即

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0 \quad (8)$$

的情況，其中 θ_e 為相當位溫：

$$\theta_e = \theta \exp(Lq/c_p T) \quad (9)$$

如果有如圖 1 的條件不穩定層存在時，網格點上的水汽輻合量可按下式計算：

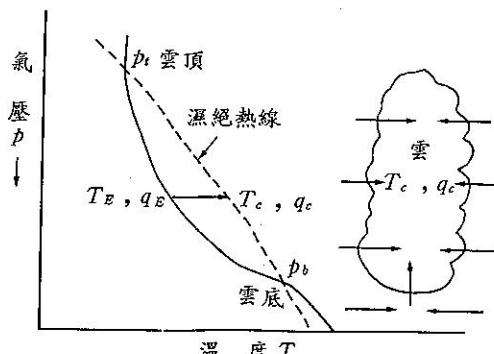


圖 1 Kuo 氏 積雲參數化模式圖。

$$M_t = -\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \left(\nabla \cdot \bar{q} \bar{V} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} \right) dp \quad (10)$$

上式中 p_b 及 p_t 分別為對流雲雲底及雲頂氣壓。如果水汽幅合量 M_t 為正值，則水汽將提供積雲發展。

由水汽量 M_t ，可訂定積雲內的溫度 T_c 及比濕 q_c ，在網格點代表面積內將有積雲形成，其遮蓋的面積比率為 a ，如圖 2 所示。通過遮蔽率 a （或稱為雲量）可將次網格效應納入模式裡。

根據假設(e)，在 δt 時間內形成積雲時，周圍空氣氣溫 T_E 和比濕 q_E ，將變成 T_c 和 q_c ，所需的水汽總量為 $M_t \delta t$ ，可用下式表示：

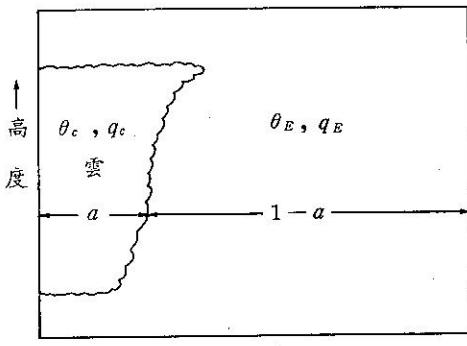


圖 2 雲遮蔽率與積雲的關係 (Anthes, 1977)。

$$M_t \delta t = \frac{a}{g} \int_{p_t}^{p_b} \left[\frac{L}{c_p} (T_c - T_E) + (q_c - q_E) \right] dp \quad (11)$$

若以大尺度氣溫 \bar{T} 及比濕 \bar{q} 取代周圍空氣氣溫 T_E 和比濕 q_E ，則由上式可求得雲量 a 為

$$a = \frac{M_t \delta t}{\frac{a}{g} \int_{p_t}^{p_b} \left[\frac{L}{c_p} (T_c - \bar{T}) + (q_c - \bar{q}) \right] dp} \quad (12)$$

若已知網格點上的雲量 a ，則大尺度平均變數（以網格點變數來表達）可由雲區（下標 c ）變數和環境（下標 E ）變數表示。例如

$$\bar{x} = (1-a)x_E + a x_c \quad (13)$$

$$x'_c = x_c - \bar{x} = (1-a)(x_c - x_E) \quad (14)$$

$$x'_E = x_E - \bar{x} = -\frac{a}{1-a} x'_c \quad (15)$$

垂直擾動平均通量的傳送可表為

$$\overline{\omega' x'} = (1-a) \overline{\omega'_E x'_E} + a \overline{\omega'_c x'_c}$$

$$= \frac{a}{1-a} \overline{\omega'_c x'_c} \simeq \frac{a}{1-a} \omega_c (\chi_c - \bar{x}) \quad (16)$$

ω_c 表示雲中的平均垂直速度，包括強烈下降氣流部分。相對於網格面積上的平均垂直速度， ω_c 遠大於 $\bar{\omega}$ 。 ω_c 可由模型雲和環境溫度差異所形成的“浮力”，和存在環境中的不穩定大小的比值而來，可按下式計算：

$$\omega_c = \frac{-(\theta - \bar{\theta})}{\tau \frac{\partial \theta_e}{\partial p}}, \text{ 當對流不穩定存在時} \quad (17)$$

$$\omega_c = \frac{-(\theta_e^* - \bar{\theta})}{\tau \frac{\partial \theta_e^*}{\partial p}}, \text{ 當條件不穩定存在時} \quad (18)$$

其中 τ 為積雲的半生期，這裏取為半小時， θ_e^* 為飽和相當位溫。通常條件不穩定層比對流不穩定層的範圍要大（圖 3）。在熱帶大氣中的 θ_e 和 θ_e^* 的垂直分布有其重要性存在，可應用在較短時間的熱帶預報和積雲參數化上。

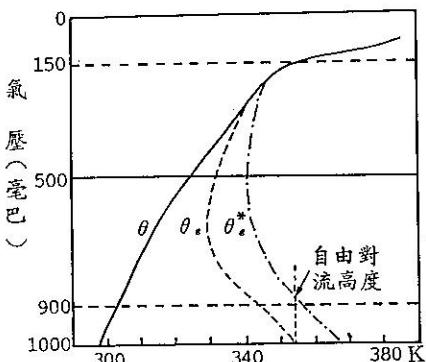


圖 3 热帶的平均成層狀態， θ 為位溫， θ_e 為相當溫， θ_e^* 為飽和相當位溫 (Young, 1972)。

Kuo 氏 (1974) 將水汽淨輻合量 M_t 分為兩部分，其中 $(1-b) M_t$ 的水汽凝結成雨滴，其餘 $b M_t$ 用來增濕氣柱，包括凝結成水滴而後蒸發的部分，如圖 4 所示：

$$M_t = b M_t + (1-b) M_t \quad (19)$$

在熱帶輻合區， b 值遠小於 1，Kuo 氏建議在熱帶地區 b 值可用 0.02，在中緯度地區則為經驗值。

另外，Ant hes (1977a) 利用大尺度相對濕度

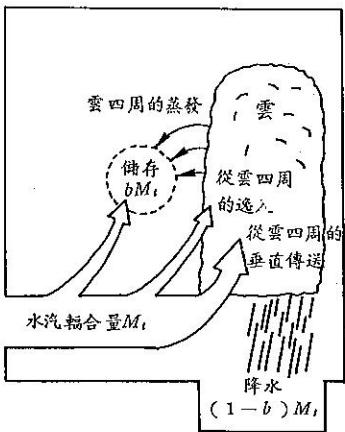


圖 4 空氣柱內水汽循環。

計算 b 參數：

$$b = \left[\frac{1 - \langle\langle RH \rangle\rangle}{1 - RH_c} \right]^n, \text{ 當 } \langle\langle RH \rangle\rangle \geq RH_c \text{ 時}$$

$$= 1 \quad \text{當 } \langle\langle RH \rangle\rangle < RH_c \text{ 時}$$

其中 $\langle\langle RH \rangle\rangle$ 為垂直平均相對濕度， RH_c 為相對濕度臨界值。 RH_c 和 n 都是經驗常數。計算空氣柱內的垂直平均相對濕度，當大尺度環境夠潮濕，大部分的水汽轉換為雨滴。當大尺度環境乾燥時，大部分水汽輻合量用來增濕環境。

Krishnamurti 等人(1980)將水汽供應分成水平和垂直傳送：

$$bM_t = -\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \bar{V} \cdot \nabla \bar{q} dp \quad (20)$$

$$(1-b)M_t = -\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} dp \quad (21)$$

他指出，垂直傳送和觀測的降水量相當吻合，水平傳送則與環境增濕有關。此外，他表示此法尚需更多個案研究，才可確立其物理意義。

根據(7)式，積雲對環境加熱可透過積雲凝結所產生的潛熱釋放和淨擾動熱量垂直傳送來達成，潛熱加熱廓線可按下式求得：

$$aQ_c = \frac{g (1-b) LM_t (\theta_c - \bar{\theta})}{c_p (p_b - p_t) \langle\langle \theta_c - \bar{\theta} \rangle\rangle} \quad (22)$$

$$= \frac{g (1-b) LM_t (\theta_c - \bar{\theta})}{c_p \int_{p_t}^{p_b} (\theta_c - \bar{\theta}) dp} \quad (23)$$

其中

$$\langle\langle \cdot \rangle\rangle = \frac{1}{p_b - p_t} \int_{p_t}^{p_b} (\cdot) dp$$

若積雲的平均垂直速度 ω_c 已知，則擾動溫度傳送通量，根據(6)式，可寫為

$$\overline{\omega' \theta'} = \frac{a \omega_c}{1-a} (\theta_c - \bar{\theta}) \quad (24)$$

淨擾動溫度的垂直通量可寫為

$$-\frac{\partial \overline{\omega' \theta'}}{\partial p} = \frac{a}{(1-a)(p_b - p_t)} \{ [\omega_c (\theta_c - \bar{\theta})]_{\text{上}} - [\omega_c (\theta_c - \bar{\theta})]_{\text{下}} \} \quad (25)$$

根據(6)式，積雲對環境增濕應是由增濕的水汽輻合量和淨擾動水汽垂直傳送而來。增濕氣柱的水汽廓線，可寫為

$$aQ_c' = \frac{gbM_t (q_c - \bar{q})}{(p_b - p_t) \langle\langle q_c - \bar{q} \rangle\rangle} \quad (26)$$

$$= \frac{gbM_t (q_c - \bar{q})}{\int_{p_t}^{p_b} (q_c - \bar{q}) dp} \quad (27)$$

擾動水汽傳送則為

$$\overline{\omega' q'} = \frac{a \omega_c}{1-a} (q_c - \bar{q}) \quad (28)$$

而淨擾動水汽垂直傳送可用下式表示：

$$-\frac{\partial \overline{\omega' q'}}{\partial p} = \frac{a}{(1-a)(p_b - p_t)} \{ [\omega_c (q_c - \bar{q})]_{\text{上}} - [\omega_c (q_c - \bar{q})]_{\text{下}} \} \quad (29)$$

3. 資料處理

3.1 資料整理

採用的資料為民國 74 年梅雨期間 5 月 28 日 00Z 東亞地區總共 66 個探空測站的等壓面高度、溫度、露點差、風向風速等 10 個定壓層資料。定壓層為 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100mb。

在資料尚未轉換成網格資料以前，觀測資料必須進一步處理，尤其是資料不足的情況。另外，由於採用 p 座標方程來進行運算，在低於探空測站高度的氣壓面上，無法獲得如溫度、露點差、風向風

速等資料。這些問題若不加處理，將使結果受到影響。以下說明在進行客觀分析前探空資料的一些處理方式。

水汽含量用比濕來表示，可由露點溫度 T_d 和氣壓 p 按Tetens公式計算出來：

$$q = \frac{3.8}{p} \exp \left[\frac{17.27(T_d - 273.16)}{T_d - 35.86} \right] \quad (3)$$

上式中 p 的單位為mb，比濕 q 的單位為kg/kg。

低於測站高度的氣壓面的氣溫，可由該氣壓面與測站間的高度差，按乾絕熱直減率($-6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$)推求該氣壓面上應有的溫度。其他如比濕及風向風速，則假設與測站上所量出的結果相同。

高層水汽量的觀測並不是十分完善，因此常有缺少露點差資料的情形發生。處理方式為將嚴重缺少資料的250, 200, 150, 100mb層，分別以300mb層相應資料的六分之一遞減，再以有溫度資料的氣壓層求出飽合比濕後，按相對濕度間接求出該層應有的實際比濕。

3.2客觀分析法

使用的網格系統建立在以藍伯特投影法，參考經度為 120°E ，割接 30°N 及 60°N 所形成的地圖座標系統上。網格系統即以 120°E 線為軸 30°N 為系統中第(11,10)網格點，間距為 150 km 所形成之 18×18 的正方網格系統。圖5即為在此地圖

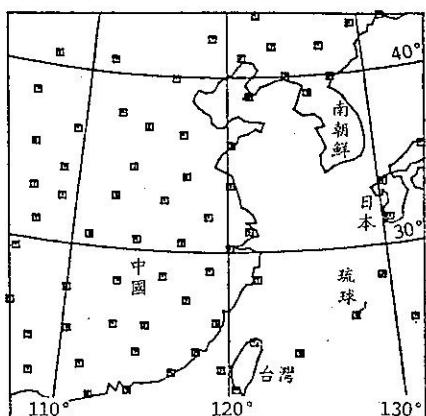


圖5 網格系統所在範圍及探空測站的位置。

座標系統上，網格所涵蓋的範圍及有關測站的相對位置。

由於使用此地圖座標，將與測站資料中有關水平向量如風向風速的表示法有所不同，因此必須將它轉換成地圖座標。以上的理論基礎和有關的方程，可參閱曾氏(1984, 1987)。

客觀分析法使用逐次訂正法(曾氏, 1987)，並用Barnes(1964, 1973)的指數形式的權重函數

$$W_i = \exp(-R_i/K)^2 \quad (3)$$

其中 R_i 為測站到網格點的距離， K 為決定權重函數的參數， K 值的大小可由測站分布的密度及所希望分辨的尺度大小來決定。基於上列的考慮，模式中令 K 值等於 45 km 。

Barnes(1973)指出，使用這種方法可以不必事先設定初始場，只要作一次訂正即可，而且本身已有濾波作用，不必另行濾波。

在逐次訂正法中，將涉及測站上分析值的計算，必須將網格分析值內插到測站上，可用四點或十六點Bessel內插公式，將分析值由網格點內插到測站上。

十六點內插較優於四點的內插，因為較能保留高低壓中心值，缺點是測站要在網格第二層內才可使用。

在模式中，邊界上採用四點內插法，其餘採用十六點內插法，這種混合式的內插方式，好處在於網格範圍內，所有測站資料都使用得到，缺點在邊界上的誤差將無法避免。

客觀分析的目的在於提供一可供計算的分析場，若資料已有錯誤存在，那不論以後的結果有多完美，都不足以令人採信，因此必需使客觀分析值具有相當的準確性。比較 700 mb 的主觀分析場(圖6)與客觀分析場(圖7a, 7b)可知，由於分辨的尺度較小(約 450 km)，所以客觀分析場中有些擾動，不過就整體而言，仍有足夠的代表性，唯在邊界及東南隅的客觀分析值問題較大。

3.3垂直速度計算

本模式採用Krishnamurti等人(1980)的方法來估計降水量。因為此降水量為大尺度水汽垂直

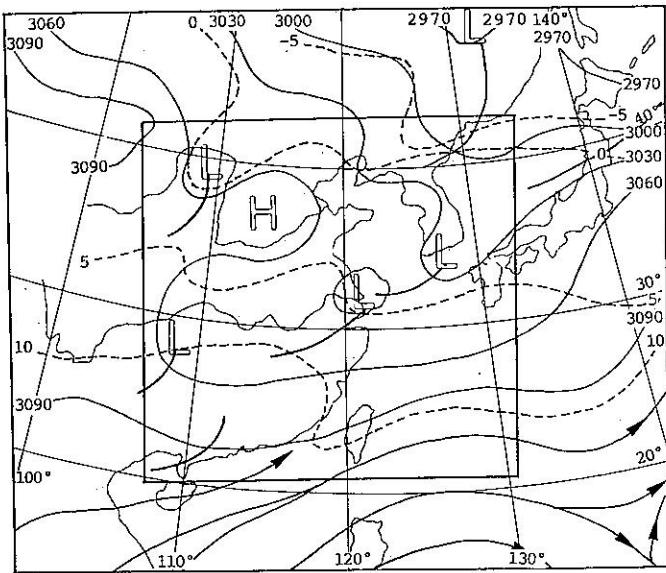


圖 6 民國 74 年 5 月 28 日 00Z，700 mb 溫度及高度場分析圖。細實線為等高線，單位為公尺；虛線為等溫線，單位為°C；粗實線為流線。粗框內為研究範圍。

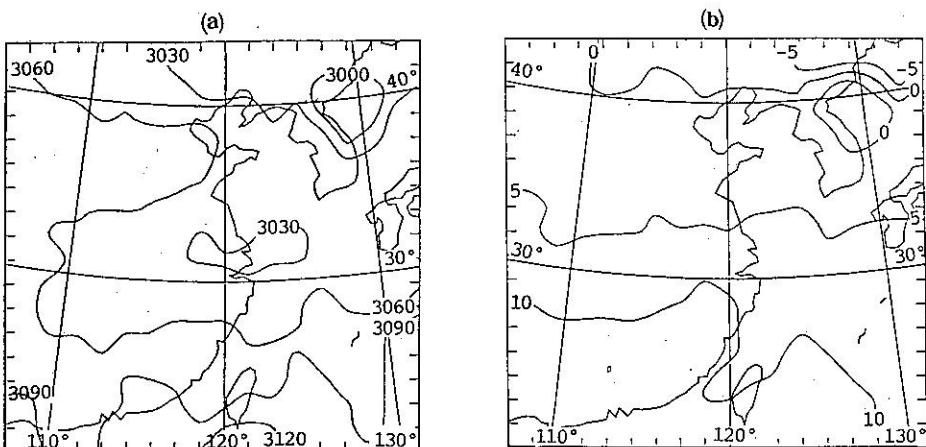


圖 7 民國 74 年 5 月 28 日 00Z 客觀分析圖。(a) 700 mb 高度分析場。(b) 700 mb 溫度分析場。

傳送所引起的，所以必須計算大尺度垂直速度，其準確性相當重要。

在大尺度環境中，垂直速度不容易由觀測得到，大都透過某些關係式及垂直積分的過程間接得來，故誤差是無可避免的，但仍可經由某些方法來抑

制。

計算垂直速度的方法很多，其中以運動學法最為簡明，可是也有積分時誤差累積的缺點。使用兩個假設大致可改善這些缺點：(1)下邊界垂直速度為零；(2)令所有上邊界垂直速度的總和為零。

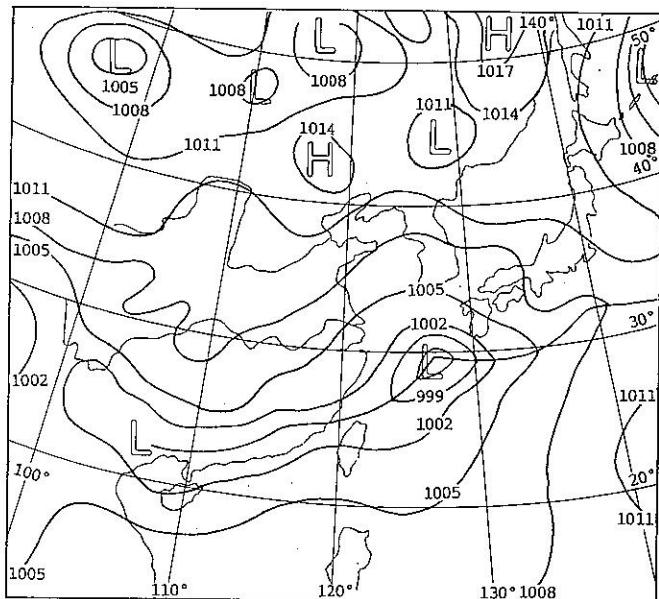


圖 8 民國 74 年 5 月 28 日 00Z 地面綜觀天氣圖。

4. 結果與討論

在綜觀天氣圖上，有兩個微弱高壓低壓位於中國東北和日本海附近，華中地區存在一短脊。主要天氣系統為由鄂霍次克海，經台灣北部海面，延伸到華南地區的低壓波。低壓中心 994 mb 位於台灣和日本間的洋面上，移動緩慢，且界面在台灣北部海面附近徘徊（圖 8）。除東北、華中、日本海附近及台灣東南海面上有部分地區為疏雲和碧空外，其他地區都籠罩在雲區之中。值得注意的是，在內陸地區多屬中、高雲族，沿海地區及洋面則多呈積雲狀，尤其直展雲族更是顯而易見。

本文使用 Krishnamurti 等人(1980)的方法，即(20)和(21)式，計算降水率，並以半預報法作12小時的時間積分，以民國74年5月28日00Z的探空資料預報12Z的累積降水量。

根據中央氣象區所提供之雨量資料分析結果，
12 Z的累積雨量多集中在三個地區，分別為日本外
海、台灣及福建沿海一帶與廣東附近，其中以台灣

及福建沿海一帶範圍最廣，台灣中南部雨量最多。整個雨區分布在華南到日本一帶，與低壓波的所在位置大致吻合（圖9）。

預報結果顯示在圖10。由圖可知預報的雨區

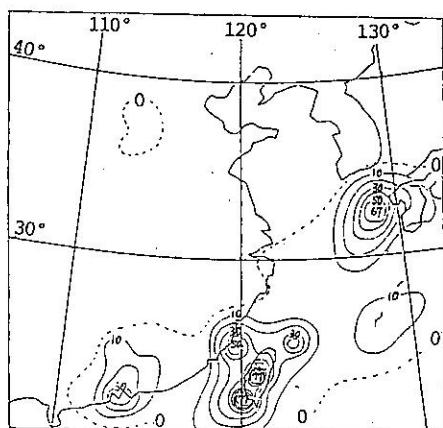


圖 9 民國 74 年 5 月 28 日 0012Z 等雨量圖。實線為等雨量線，小於 50 mm 以 10 mm 為間隔，大於 50 mm 以 50 mm 為間隔，虛線內表云雨量。

範圍較觀測為小，預報的雨量中心的數值也比觀測值要小。因為這模式只能分辨出約 450 公里的系統，而降水率就是由這些系統的變數得來，故一些中小尺度的現象自然無法顯現出來，而且一些資料不足的地區也會造成類似中、小尺度的現象，形成誤差。因此，雨量、雨區就無法與觀測結果配合。

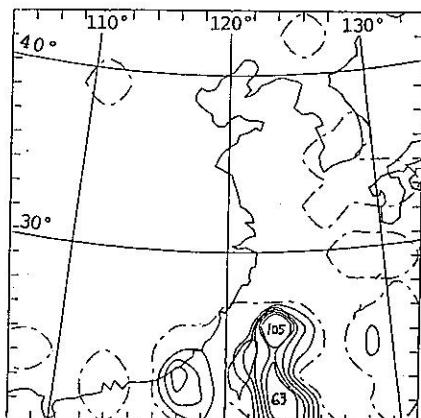


圖 10 民國 74 年 5 月 28 日 0012Z 雨量預測圖。點虛線為 0.1 mm 等雨量線，實線為以 10 mm 間隔的等雨量線，大於 50 mm 以最大數值表示。

台灣地區預報降水量的分布狀態酷似觀測的結果，唯雨區向東偏移，另外在台灣西南海面有一實際上可能不存在的雨量中心。因為在東南隅廣大洋面並無探空資料，故造成雨區向東擴展。台灣西南方的雨量中心，就是因無充分的探空資料和邊界誤差所導致的結果。圖中東南隅的雨區也是如此。

若將以上導致預報不良的因素除去，可發現到一個值得注意的現象。從圖 9 及圖 10 可看出，在預報結果中 1 mm 等雨量線的範圍與觀測得到的 10 mm 等雨量線的範圍相當一致。

依照 Kuo 氏的假設，積雲對流的發生滿足條件不穩定和正值水汽淨輻合量的前提。圖 11 為水汽淨輻合量的分布狀況，負區出現在東北地區到長江口附近、華中到華南及台灣東南洋面上，除後者和華南一帶有不合理的輻散區和邊界的影響外，大致上可與圖 8 相配合。其值約在 $-0.001 \sim 0.003 \text{ kg/m}^2 \cdot \text{sec}$ 之間。

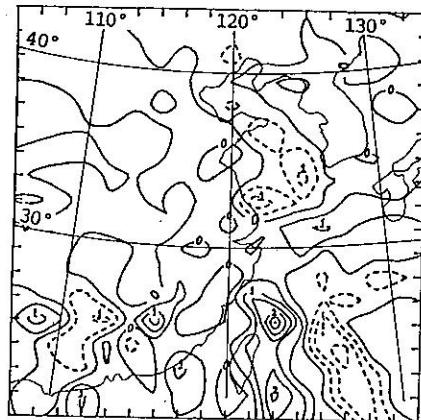


圖 11 水汽輻合積分量，單位 $10^{-3} \text{ kg/m}^2 \cdot \text{sec}$ ，虛線表負值。

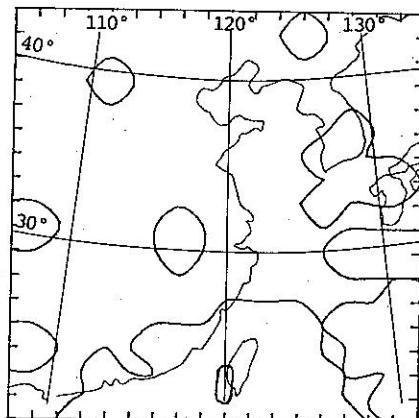


圖 12 模擬出來的雲區。

由於參數化的對象為積雲，模擬的雲區應屬於對流雲區。圖 12 中雲區多集中在沿海地區及洋面上，除了邊界附近之外，與地面綜觀天氣圖（圖 8）所顯示的對流雲分布非常相近，雲區涵蓋的範圍與鋒面的位置亦能配合。

在這模式中，雲量參數 α 由 0.004 到 0.37 ，變動範圍很廣。一般而言，比 Ogura 與 Cho (1973) 的 0.01 和 Malkus 等人 (1964) 的 0.015 要大。 α 值與水汽總輻合量和造雲的水汽量有關，在此模型雲從舉升凝結面到自由對流凝結面之間，即雲中溫度小於環境溫度所存在的範圍，對整個造雲水汽量

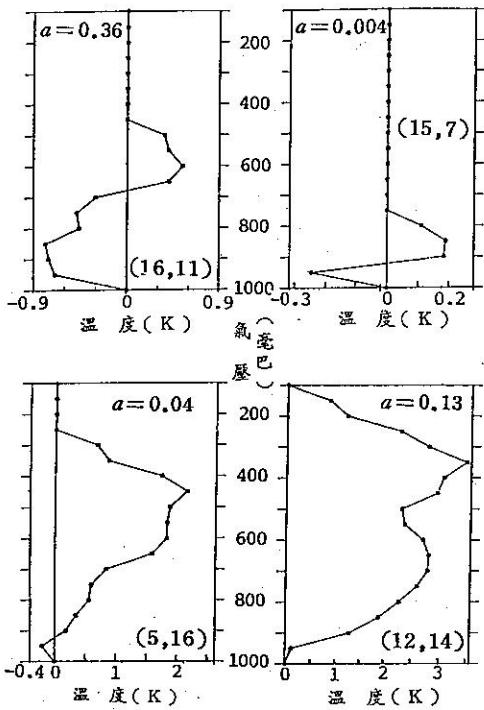


圖 13 雲類和雲量參數 a 與多餘雲溫的關係。其中網格 $(16, 11)$ 、 $(15, 7)$ 、 $(5, 16)$ 、 $(12, 14)$ 分別代表 A, B, C, D 四種雲類。

的負面作用，使得 a 值增大（圖 13）。

增濕參數 b 代表水汽輻合不能降水的部分。

Krishnamurti 等人（1980）直接將水平水汽輻合視為增濕的來源。在這模式中 b 值範圍在 0.0007 到 1 之間，比 Kuo 氏（1974）的 0.02 要大很多。其原因在於 b 值乃由降水部分來決定其大小，若降水率的估算有誤差，則 b 值的正確性也受到影響。

張氏（1986）曾使用多餘雲溫和水汽量，將對流雲分為 A, B, C, D 四類，在本模式中也有類似的雲類，如圖 14 所示。A 類雲下層多餘雲溫呈負值，且負值的區域要大於上層正值的部分，此雲多屬中、高雲族，雲底在 900 mb 以上。B 類雲伸展不高，雲頂在 500 mb 以下，類似淺積雲。C 類雲雲頂在高對流層，雲底在低對流層內，有兩個極大的多餘雲溫度值分別出現在中、高對流層。D 類雲與 C 類雲類似，唯對環境的多餘雲溫呈均勻分布，最大

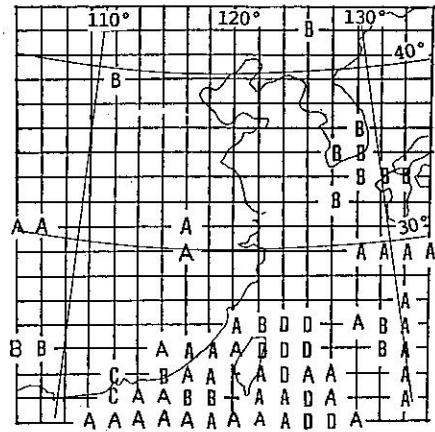


圖 14 A, B, C, D 四種雲類所在位置。

值出現在中對流層附近。

在模式裡，就雲類的分布而言（圖 14），A 類雲多在洋面上。B 類雲的範圍在陸地上、暖鋒區及氣旋中心北方。C 類雲和 D 類雲則位於暖區內。

根據張氏（1986）的說法，C 類雲是發展初期的雲類，在中對流層有最大多餘雲溫度值。D 類像是發展中的雲，極大餘溫出現在高對流層。A 類雲及 B 類雲則為成熟雲或消散雲。因此，由圖中可看出在台灣附近必定有旺盛的對流活動正在發生。

模式中，各網格點上積雲效應的潛熱加熱造成中、高對流層的增溫，其中有兩處加熱區，分別位於 300 mb 及 500 mb 附近，每日約可增溫 1 到 20 度左右。另外，在低對流層有時會有負值出現，此降溫作用則是因水滴在低對流層中形成蒸發冷卻，使得此層降溫，每日約可降溫 0 到 12 度（圖 16）。

從各網格點上的水汽增濕率的垂直分布中，可發現在 700 mb 附近，有一最大增濕率存在，而垂直分布之最大增濕率每日約可增濕 1 到 15 g/kg。一般而言，空氣中的水汽含量隨高度向上減少，而模式中的多餘水汽（圖 15）最大值在 700 mb，因此往下增濕不易，往上則增濕的“量”有限，所以最大增濕率出現的地方也就是多餘水汽最大值的位置（圖 17）。

淨擾動溫度垂直通量 $-\partial \omega' \theta' / \partial p$ ，當其為負值時，有冷卻作用；為正值時，則有加熱作用。同

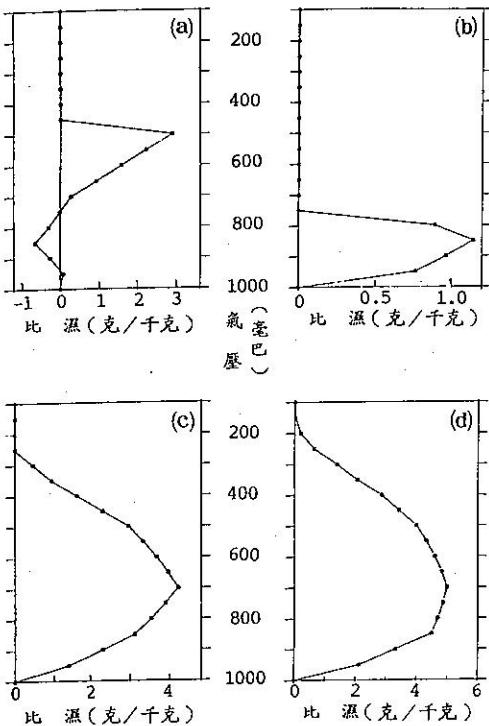


圖 15 多餘水汽量垂直廓線。(a)、(b)、(c)、(d)分別為網格(16,11)、(15,7)、(5,16)、(12,14)。

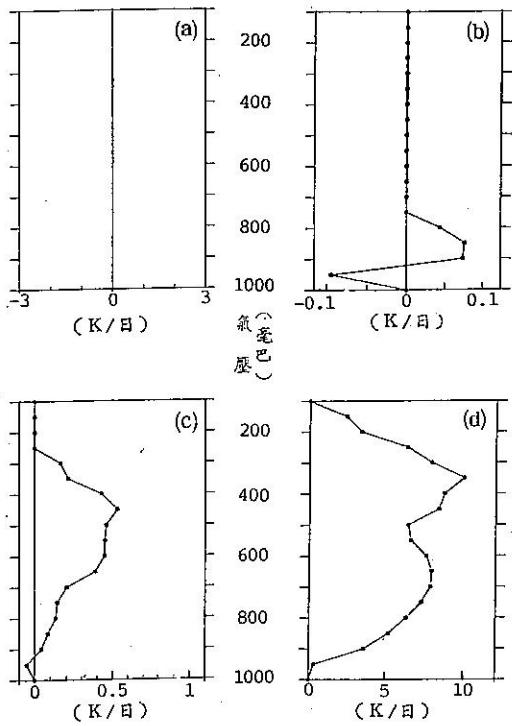


圖 16 潛熱加熱垂直廓線。其中(a)、(b)、(c)、(d)分別為網格(16,11)、(15,7)、(5,16)、(12,14)。

理，淨擾動水汽垂直傳送 $-\partial\omega' q'/\partial p$ ，當其為負值時，有乾燥作用；為正值時，則有增濕作用。

如圖18所示，此淨擾動溫度通量將加熱中、高對流層，冷卻低對流層。此處的加熱並不同於潛熱加熱，擾動加熱僅是由一層的溫度移至另一層，而潛熱加熱的確使此層整個加熱。

淨擾動水汽垂直傳送，增濕中、高對流層，乾燥低對流層，也就是將水汽從低對流層中帶走，意味着潛熱能量從網格尺度的低對流層中移出，這也就是從能量觀點探討網格尺度能穴的概念（圖19）。

5. 結論與建議

此模式的目的在於利用 Kuo 氏積雲參數化法進行中緯度地區降水預報，並探討在此區域中的適用性，以及其他有關參數化的一些基本問題。

在預報降水量的結果方面，發現到在使用 Krishnamurti (1980) 利用大尺度垂直水汽輻合量來估計降水量時需要計算大尺度的垂直速度，而此

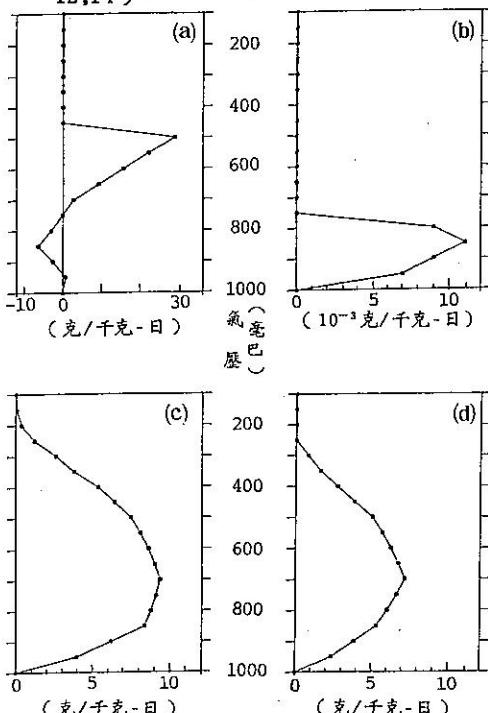


圖 17 增濕氣柱之水汽垂直廓線。(a)、(b)、(c)、(d)分別為網格(16,11)、(15,7)、(5,16)、(12,14)。

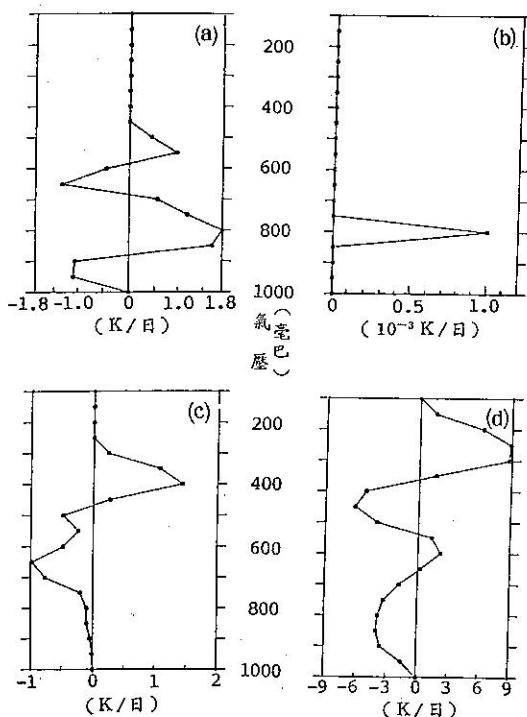


圖 18 淨擾動溫度傳送垂直廓線。(a),(b),(c),(d)分別為網格(16,11)、(15,7)、(5,16)、(12,14)。

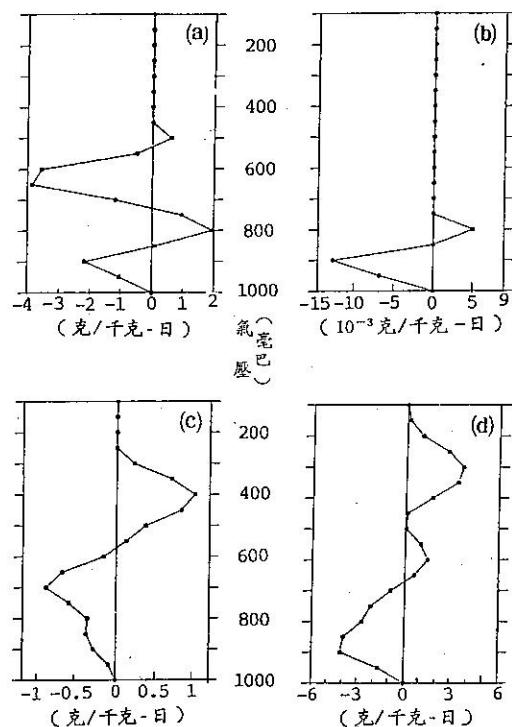


圖 19 淨擾動水汽傳送垂直廓線。(a),(b),(c),(d)分別為網格(16,11)、(15,7)、(5,16)、(12,14)。

降水率將使用在參數化中，故其影響是相當重大的。然而大尺度垂直速度的誤差非常不易消除，但是如果改進其誤差，將使得模式的可預報性提高。

求出來的12小時累積雨量預測值與觀測值相比較，發現在定量方面，數值都比觀測值小。因為模式中所能分辨的水平尺度約為450 km，而積雲為次網格尺度，所以此結果是可以理解的。以定性的觀點來看，此模式對雨區及雲區的模擬有相當的可靠性。

致謝

本研究是在中央氣象局委託計畫CWB76-01-17支持下完成的。

參考文獻

曾忠一，1984：動力預報的基本方程，台北，中央研究院物理研究所，122頁。

曾忠一，1987：氣象與遙測資料的客觀分析，台北，中央研究院物理研究所，410頁。

張拱祿，1986：中緯度地區積雲參數化的探討，中國文化大學地學研究所氣象組碩士論文，62頁。

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

—, 1977b: Hurricane model experiments with a new cumulus parameterization scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 287-300.

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.

Barnes, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, 3, 396-409.

- , 1973: Mesoscale Objective Map Analysis Using Weighted Time Series Observations. *NOAA Tech. Mémo. ERL NSSL-62*, National Severe Storms Laboratory, Norman, Oklahoma, 60p.
- Ceselski, B. F., 1973: A comparison of cumulus parameterization techniques. *Tellus*, 25, 459-478.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75.
- Krishnamurti, T. N., Y. Ramanathan, H. L. Pan, R. J. Pasch, and J. Molinari, 1980: Cumulus parameterization and rainfall rates I. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 465-472.
- , S. Low-Nam and R. Pasch, 1983: Cumulus parameterization and rainfall rates II. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 815-828.
- Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.
- , 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.
- Kuo, Y. H., and R. A. Anthes, 1984: Semiprognostic tests of Kuo-type cumulus parameterization schemes in an extratropical convective system. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1498-1509.
- Malkus, J. S., and H. Riehl, 1964: *Cloud Structure and Distributions over the Tropical Pacific Ocean*. Los Angeles, University of California Press, 229pp.
- Manabe, S., J. Smagorinski, and R. F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 769-798.
- Ogura, Y., and H. R. Cho, 1973: Diagnostic determination of cumulus cloud populations from observed large-scale variables. *J. Atmos. Sci.*, 30, 1276-1286.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527-530.
- Young, J. A., 1972: Thermodynamic variables, tropical soundings and instability. In "Dynamics of the Tropical Atmosphere", edited by J. A. Young, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, pp. 463-468.