

暖雲降水的形成與改造

羅季康 劉廣英

一、前言

水有三相它們彼此間的轉變是雲微物理 (Cloud Microphysics) 的中心問題。由水汽凝結成水以及由水成冰或由水汽成冰，都使集在一起的水分子數目增多而開始成雲。當小水滴長到 $10\mu\text{m}$ ($10 \times 10^{-6}\text{m}$) 而每 cm^3 中約有 100 個時該空域就已形成了雲。此時的狀況相當穩定，即微小水滴不但彼此合併的趨勢甚微且大小亦不改變除非大家一齊長大或消失。對於降水過程而言，首先要討論的就是此種穩定狀況如何能打破，其次則是雲滴長成雨點所需的時間要能與觀測所知由成雲到下雨的時間相配合。基本上來說由雲成雨的機制 (Mechanism) 有兩種，第一種學說包括水滴的直接碰撞與黏合 (Direct Collision and Coalescence)，一般稱之為碰撞說。第二種則是以水滴與冰晶間的交互作用為中心的冰晶說。前者在任何一種雲的成雨過程中都很重要，而後者則雲中必須要有冰晶存在才能發生作用。由於水汽轉變成水或冰以及水結成冰的過程都是使分子規則化增加 (Increasing Order) 的過程，即系統的熵 (Entropy) 要減少，根據熱力學第二定律在此種過程進行時須克服某種自由能的障礙 (Free Energy Barrier)。譬如說水滴由凝結長大中需隨時克服球面的表面張力。而在 (由水或水汽) 成冰過程中則需克服交界面 (Interface) 間的自由能。因而在純淨條件下，水汽可達數倍飽和而不凝結，水滴亦可維持至 -40°C 。此種非平衡狀態下的熱力過程是雲物理的重要問題。有關此方面的問題在本期陳泰然教授所撰寫專文中已作介紹，本文僅就暖雲成雨及改造的部份略加補充，以供讀者參考。

二、暖雲與暖雲降水

本文所指的暖雲是指雲頂在結冰高度以下以及雲頂雖高過結冰高度，但冰晶在其成雨過程中作用

甚微的雲。因而涵蓋範圍較一般所謂的暖雲要大。全球雨量中的絕大部分是來自這種雲。

暖雲降水亦如其他降水一般，其過程可分為兩個階段，第一個階段是水汽凝結成小水滴，此時主要考慮的因素是水汽的聚合與潛熱釋放後的消散問題，在兩者平衡的狀況下即可導出水滴的成長方程 (Mason, 1971)，不過中低對流層大氣中成雲時水滴數目約為每立方公尺 100 個，而水汽凝結量不會超過 7 克/立方公尺，因而此階段所成水滴的半徑平均僅約 $30\mu\text{m}$ ，較雨滴 ($r \sim 1000\mu\text{m}$) 小很多，一出雲即蒸發殆盡。第二個階段就是如何才能使水滴長大到雨滴的大小。由於雲中沒有冰晶或其作用甚微，Bergeron 的冰晶說對暖雲降水並不適用。Langmuir (1948) 提出了另一種學說，即所謂的連鎖反應 (Chain-reaction) 說。此學說包括三個過程即碰撞、黏合及連鎖反應。按雲中水滴可因大小 (重力作用) 不同而相互碰撞，碰撞後可發生 1. 反彈，2. 完全黏合為一個整體，3. 暫時黏合後又分成原來的兩個水滴 (均保有原來的特徵)，4. 暫時黏合後分裂成數個大小不同的水滴。至於實際上將發生那一種作用是由水滴大小、碰撞軌跡、大氣電場及其他因素而定。一般而言，當水滴之半徑小於 $100\mu\text{m}$ 時前兩種作用較重要，而水滴較大時發生後二種作用的機會就會增加。

在上述成雨過程中，雨點的成長速率由蒐集效率 (Collection Efficiency) 而定，而蒐集效率又由碰撞及黏合效率而定，即蒐集效率為後二者的乘積。實驗室的研究顯示當小水滴帶電或在電場中時黏合效率近似於 1，而一般雲中都有電場存在，故一般研究中都使用此理想值，即假定蒐集效率等於碰撞效率。如此假定後，我們只要找出水滴間的碰撞率就可計算此種過程中雨滴成長的快慢了。

處理以上問題的第一步是找出水滴降落的末速度，這是一個很複雜的問題，因為雨滴形狀變化很

大且不是球形。如果以圓球看且半徑在 $40\mu\text{m}$ 或以下時，水滴之末速度可用 Stoke 定律 (Rogers, 1979)，

$$U = k_1 r^2; k_1 \approx 1.19 \times 10^6 \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$$

求之。此時 Renolds 數 ($Re = 2\rho ur/\mu$) 很小。實際雨滴的 Re 很大，上式經修訂後應為 (Rogers, 1979)

$$U = k_2 r^{1/2}; k_2 = 2.2 \times 10^3 \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right) \text{ cm}^{1/2} \text{ s}^{-1}$$

式中 ρ 為空氣的密度，而 $\rho_0 (=1.20 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3)$ 為參考密度。以計算值與觀測值 (Gunn and Kinzer, 1949) 相較後發現如 $k_2 \approx 2.01 \times 10^3 \text{ cm}^{1/2} \text{ s}^{-1}$ 時， $0.6 \text{ mm} < r < 2 \text{ mm}$ 間雨滴之末速可以此式計算之。表 1 即 Gunn 與 Kinzer 在海平面標準狀況 ($P = 1013 \text{ mb}$, $T = 20^\circ\text{C}$) 下所觀測的雨點末速度。根據此觀測值，Beard (1976) 發展出了一組經驗公式，可正確的計算出與觀測相符的末速度，並可作溫度及氣壓的修正，只是式子頗複雜。至於 r 在 $40\mu\text{m}$ 至 0.6 mm 間水滴的末速度約為 $U = k_3 r$; $k_3 = 8 \times 10^3 \text{ s}^{-1}$ 。

求得不同半徑水滴之末速度後，第二步就是求碰撞效率的大小。此效率是大水滴半徑 (R) 與小水滴半徑 (r) 的函數，其定義為 (Mason, 1971)：

$$E(R, r) \equiv \frac{\pi y_c^2}{\pi (R+r)^2} = \frac{y_c^2}{(R+r)^2} \dots\dots\dots (1)$$

式中 y_c 稱為撞擊參數 (impact parameter) 即相碰二水滴中心的最初距離，見圖 1； πy_c^2 則稱為有效碰撞截面 (effective collision cross-section)。此式看起來很簡單，實際上，由於這是一個「雙物體」(two body) 問題，且需同時考慮黏滯性及慣性，處理起來甚為困難，至今尚無完整的解。表 2 是至今可能計算出之碰撞效率的最佳值 (Mason, 1971)。其中 $R \leq 30\mu\text{m}$ 者是根據 Hocking 及 Jonas 的計算結果，而 $30\mu\text{m} < R \leq 100\mu\text{m}$ 及 $R > 100\mu\text{m}$ 者分別是 Shafirir 與 Neiburger 以及 Fonda 與 Herne 的計算結果。此表可繪成圖 2，由圖可見在 $R > 80\mu\text{m}$ 前 E 隨 R 及 r 增大，以後則主要隨 r 變。

有些文章使用另一種碰撞效率的定義即

$$E' = y_c^2/R^2 \dots\dots\dots (2)$$

Mason (1971) 稱 E' 為碰撞剖面 (collision cross-section)。由公式 (1) 及 (2) 可知

$$E' = E(1+r/R)^2 \dots\dots\dots (3)$$

除此以外，亦有的作者使用一種線性碰撞效率 (linear collision efficiency) 其定義為

$$E_l = y_c/R \dots\dots\dots (4)$$

將 (4) 式代入式 (1) 可得

$$E = E_l^2 / (1+r/R)^2 \dots\dots\dots (5)$$

至此問題就到了第三步，即在碰撞黏合過程下水滴成長的速率如何？這問題可以下述步驟處理之 (Rogers, 1979)：

(一) 一個半徑 R 的大水滴在單位時間內相對於半徑為 r 之小水滴所能掃過的容積為

$$\pi (R+r)^2 [u(R) - u(r)] \equiv V_s$$

式中 u 為末速度。

(二) 掃過上述容積時可能碰到之小水滴數目為

$$V_s n(r) E(R, r) dr$$

其中 $n(r)$ 為半徑在 r 與 $r+dr$ 間之水滴的總數。

(三) 此時大水滴體積 (V) 增加之總值為

$$\frac{dv}{dt} = \int_0^R V_s V_r n(r) E(R, r) dr$$

式中 $V_r = \frac{4}{3} \pi r^3$ 是半徑為 r 之小水滴的體積。

如以半徑 R 表示體積的變化，則可得

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\pi}{3} \int_0^R \left(\frac{R+r}{R}\right)^2 [u(R) - u(r)] n(r) r^3 E(R, r) dr$$

(四) 假設 $u(r) \approx 0$ ， $R+r \approx R$ ，則

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\pi}{3} \int_0^R u(R) n(r) r^3 E dr = \frac{\bar{E} M}{4 \rho_L} u(R) \dots\dots\dots (6)$$

式中 $M = \frac{4}{3} \pi \rho_L \int_0^R r^3 n(r) dr$ ； $\bar{E}$ 為小水珠群之平均蒐集效率。

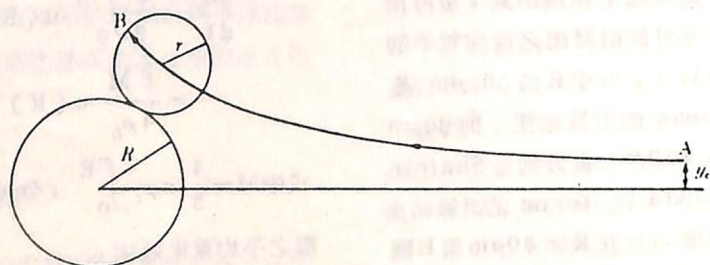
(五) 大水滴隨高度之變化為

直徑(mm)	下降速度(m/sec)	直徑(mm)	下降速度(m/sec)
0.1	0.27	2.6	7.57
0.2	0.72	2.8	7.82
0.3	1.17	3.0	8.06
0.4	1.62	3.2	8.26
0.5	2.06	3.4	8.44
0.6	2.47	3.6	8.60
0.7	2.87	3.8	8.72
0.8	3.27	4.0	8.83
0.9	3.67	4.2	8.92
1.0	4.03	4.4	8.98
1.2	4.64	4.6	9.03
1.4	5.17	4.8	9.07
1.6	5.65	5.0	9.09
1.8	6.09	5.2	9.12
2.0	6.49	5.4	9.14
2.2	6.90	5.6	9.16
2.4	7.27	5.8	9.17

表一 Gunn 及 Kinzer 觀測之末速度

R(μm)	r(μm)						
	2	3	4	6	8	10	15
15		0.003	0.004	0.006	0.010	0.012	0.007
20	0.002	0.002	0.004	0.007	0.015	0.023	0.026
25	—	—	—	0.010	0.026	0.054	0.130
30	†	†	†	0.016	0.058	0.17	0.485
40	†	†	—	0.19	0.35	0.45	0.60
60	†	†	0.05	0.22	0.42	0.56	0.73
80	—	—	0.18	0.35	0.50	0.62	0.78
100	0.03	0.07	0.17	0.41	0.58	0.69	0.82
150	0.07	0.13	0.27	0.48	0.65	0.73	0.84
200	0.10	0.20	0.34	0.58	0.70	0.78	0.88
300	0.15	0.31	0.44	0.65	0.75	0.83	0.96
400	0.17	0.37	0.50	0.70	0.81	0.87	0.93
600	0.17	0.40	0.54	0.72	0.83	0.88	0.94
1000	0.15	0.37	0.52	0.74	0.82	0.88	0.94
1400	0.11	0.34	0.49	0.71	0.83	0.88	0.94
1800	0.08	0.29	0.45	0.68	0.80	0.86	0.96
2400	0.04	0.22	0.39	0.62	0.75	0.83	0.92
3000	0.02	0.16	0.33	0.55	0.71	0.81	0.90

表二 碰撞效率表



圖一 碰撞過程示意圖

$$\frac{dR}{dz} = \frac{dR}{dt} \frac{dt}{dz} = \frac{dR}{dt} \frac{1}{\omega - u(R)} \quad \dots\dots(7)$$

$$= \frac{EM}{4\rho_L} \frac{u(R)}{\omega - u(R)} = -\frac{EM}{4\rho_L} \quad (\text{當大}$$

氣垂直速度 ω 可略而不計時)。

將水滴之凝結成長公式與公式合用即可構成一完整的水滴成長模式，Bowen 於 1950 年 (Fletcher, 1962) 首先使用此模式計算暖雲成雨的情形，故一般稱為 Bowen 模式。Bowen 假定大小一致的雲滴隨上升氣流而上升，其中有一個較大的雲滴假定是由兩個小水滴所形成，一開始此水滴亦上升但慢慢因長大而落後最後並轉為下降而成為雨滴。此模式中最重要之參數是上升氣流的速度及雲中的水含量。當初 Bowen 假定 $E = 1$ 並設定最初水滴的半徑是 $10\mu\text{m}$ 及 $12.6\mu\text{m}$ (質量為前者的兩倍)，這與今日所知的實際狀況相去甚遠——在此半徑下 $E < 0.012$ (見表 2)。不過此模式真正的問題是計算出來的成雨時間約為觀測值的兩倍。因而後續的研究都是要設法縮短成雨所需的時間。

Telford (1955) 首先體認到雲中水滴的成長可能並不如公式(6)所示是一種連續發生的狀況，亦即 Δt 應該是有相當的大小或者說是一段段的。在他的計算中他首先導出大水滴遭受已知數目碰撞所需時間 Δt 的或然率分配，其結果如圖 3 所示其中或然率最大的時間大致與公式(6)之計算值相同，但圖中向左延伸的部分顯示在較短的時間內亦可發生同樣次數的碰撞，機率雖小但很重要，因為碰撞黏合成雨過程中雲中要有少數先長大的雨滴是先決條件。Telford 的統計模式可將成雨時間縮短到約與觀測時間相符的程度。但由於對 E 的瞭解不夠，Telford 亦以 $E = 1$ 來計算水滴的成長，計算誤差自是很大。近年來 (Roberston 1974) 曾使用 Telford 的理論基礎計算統計效用在黏合過程中的重要性，他使用複雜的 $E(R, r)$ (見圖 2)，致無法獲得分析解而以蒙特卡洛法 (Monte Carlo Procedure) 模擬大水滴的碰撞情形。他亦發現當碰撞次數增大時 Δt 的分佈可達於極限的狀況 (limiting form)。圖 4 是他的計算結果。由圖可見 1. $R(O)$ (大水滴初始半徑) 愈大碰撞 n 次所需時間之標準差 σ 愈小；2. 各不同 R

(O) 條件下碰撞次數增加後 σ 均趨向各自的極限值而不再增加。此結果顯示當 $R(O) > 40\mu\text{m}$ 時可使用公式(6)即以連續的方式計算雨滴的成長。

在上述兩模式中的基本假設是雲中先有著大小不同的水滴，實際上雲中水滴大小差別範圍很小且其譜 (spectrum) 分佈是連續的，此一譜分佈因受水滴間隨機 (random) 碰撞作用致水滴長大而擴展，這也就是說成雨過程應是全部雲滴譜的發展 (evolution) 而非某一部分雲滴的單獨成長。在此種觀念下的模式包含一條統計的水滴成長方程稱為「機率黏合方程」(the stochastic coalescence equation)。此方程中使用另一種蒐集參數稱為碰結係數 (Coagulation coefficient) $K(R, r)$ ，其定意為 (Rogers, 1979)：

$$K(R, r) \equiv |V_s| E(R, r)$$

如果將半徑轉換成體積則可定意另一係數

$$H(V_1, V_2) = K \left[\left(\frac{3V_1}{4\pi} \right)^{1/3}, \left(\frac{3V_2}{4\pi} \right)^{1/3} \right]$$

式中 V_1 及 V_2 分別是大小水滴的體積。 $H(V_1, V_2)$ 代表體積 V_1 的大小水滴能蒐集到小水滴 (V_2) 的或然率。假定水滴大小分佈譜之特徵可以 $n(V_2)$ 表之，則 $n(V_2) dV_2$ 就是單位空間內體積在 V_2 與 $V_2 + dV_2$ 間水滴的平均數目，而

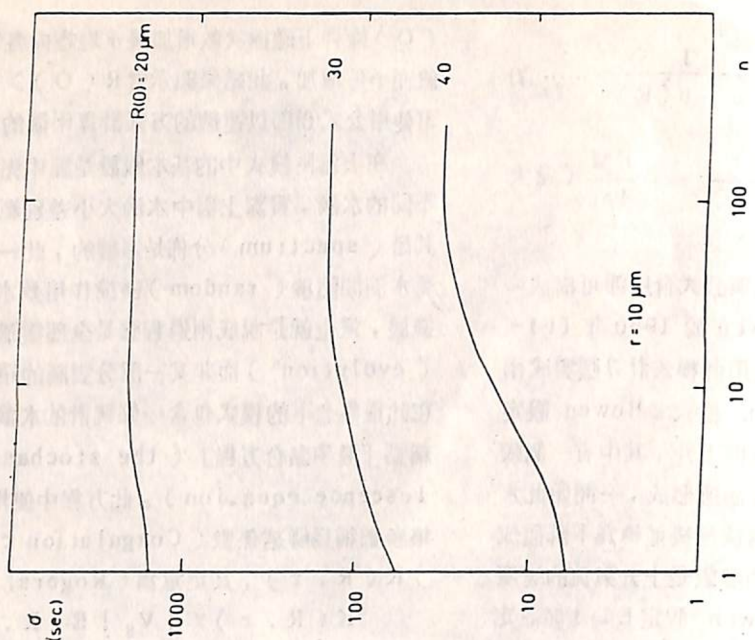
$$n(V_2) dV_2 \int_0^\infty H(V_1, V_2) n(V_1) dV_1$$

就是單位時間內體積在此區間內諸水滴可能黏合之總次數。此一積分代表著所有大水滴 ($V_2 < V_1 < \infty$) 在 dV_1 中可能發生之捕捉總次數，以及在 dV_2 中諸水滴 (體積在 O 與 V_2 間) 捕捉更小水滴之次數。這也就是說 V_1 與 $V_1 + dV_1$ 間諸水滴的長大是靠了捕捉體積 V_2 與 $V_2 + dV_2$ 間水滴的結果，也就是會使後者的數目減小，但 V_2 與 $V_2 + dV_2$ 間的水滴亦可由較小的水滴捕捉更小 (體積 $\equiv V_3$) 的水滴而長成，其增加量為

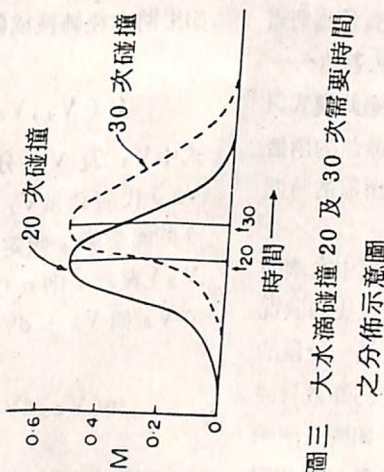
$$\frac{1}{2} dV_2 \int_0^{V_2} H(\delta, V_3) n(\delta) n(V_3) dV_3$$

其中 $\frac{1}{2}$ 是為避免任何可能的重複計算； $\delta \equiv V_2 - V_3$ 。

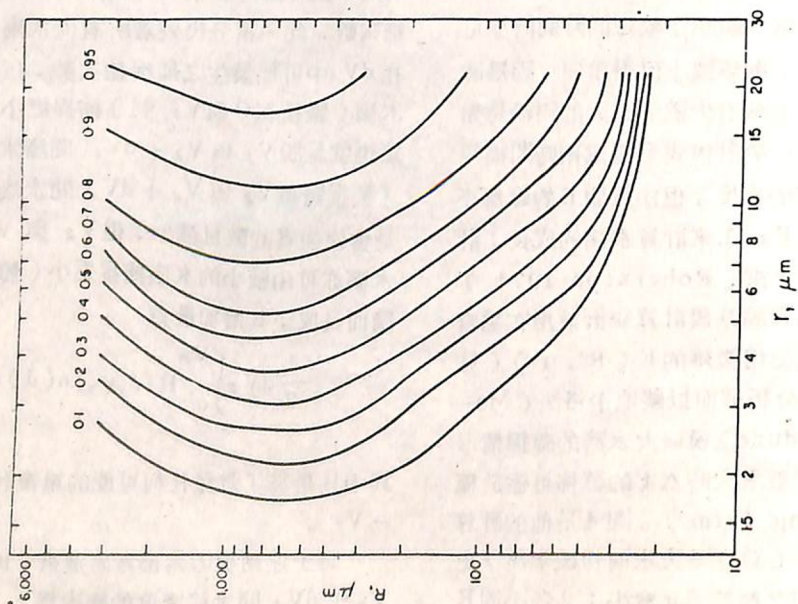
將上述兩項因素都考慮進來，則體積在 V_2 與 $V_2 + dV_2$ 間水滴密度的變率為



圖四 $r = 10 \mu\text{m}$ 、 $M = 1 \text{ g/m}^3$ 條件下大水滴
初始半徑分別為 20、30 及 40 μm 時發生 n 次
碰撞所需時間之標準差， σ 分佈。



圖三 大水滴碰撞 20 及 30 次需要時間
之分佈示意圖



圖二 碰撞效率圖

$$\frac{\partial}{\partial t} n(V_2) dV_2 = \frac{1}{2} dV_2 \int_0^{V_2} H(\delta, V_3) n(\delta) n(V_3) dV_3 - n(V_2) dV_2 \int_0^\infty H(V_1, V_2) n(V_1) dV_1 \quad (8)$$

上式即為我們所要的水滴成長公式。此式源起很早 (1916 年) 但由於對 E 的瞭解不夠, 加以缺乏快速的計算機致未能受到重視, 後來 Twomey (1964, 1966) 受到 Telford 研究方式的影響又重新推導了公式 (8) 並聲稱此種處理方式使統計上某些水滴會先長大一事更為具體。不過 Warshaw (1967) 認為這種說法並不正確, 因為公式中使用了平均水滴大小 (drop-size) 分佈 $n(V_2)$ 。

上述機率黏合方程經多人研究發展 (Rogers, 1979) 後雖仍有些未解決的問題, 但已確實包容了欲追求的統計效用 (Gillespie, 1972, 1975)。

至此我們已討論了水滴成長的三種模式, 值得我們注意的是三種模式在計算碰撞黏合過程中水滴成長時都未考慮凝結的問題。Kovetz 及 Olund (1969) 首先在計算中同時考慮以上兩種成長作用, 結果在 600 秒時他們最大的 100 個雨點可長到 200 μm 半徑那麼大, 而其他不考慮凝結的模式計算結果僅能長大到 60 μm 左右 (Rogers, 1979)。此一結果的可能解釋是: 凝結使較小的水滴長大的比較快因而會使水滴大小分佈譜變小, 但同時亦增大了水滴間的碰撞效率使碰撞加速。Leighton 及 Rogers (1974) 曾作了更確切的計算, 結果顯示在雙重作用下至 14 分鐘時水滴的成長情形已與只考慮碰撞黏合條件下有極顯著的不同。

總之, 暖雲成雨的過程至今已有相當程度的發展, 但任一模式均尚未能充份解釋或配合觀測現象, 這是有待我們努力去完成的重要工作之一。

三、暖雲降水的改造

1973 年 10 月 1—7 日世界氣象組織舉行了第一次正式的國際天氣改造研討會 (WMO, 1974), 出席人員 270 名, 在 8 個分組 (section) 中共發表論文 58 篇, 但沒有一篇是專對暖雲改造的文章; 三年後 (1976) 的 8 月 2—6 日 WMO 又召開了第二次世界天氣改造會議, 在 10 個分組中發表了文章 79 篇, 其中第一分組只有論文 4 篇是討

論暖雲造雨的, 此顯示暖雲改造的受重視, 但其發展仍遠落在其他天氣改造或人造雨之後。1981 年 3 月 25 日美國柯羅拉多州立大學的 Cotton 博士應空軍氣象聯隊之邀, 於參加 WMO 熱帶天氣改造會議後自吉隆坡來訪, 並於 27 日在聯隊部舉行專題演講, 報告暖雲降水改造 (Modification of precipitation from warm cloud — A review) 及有關數值模擬問題, 對於暖雲造雨做了深入淺出的介紹, 當日參加研討的有國內各氣象專家, 他們也都發表了高見, 而對演講內容之豐富也都留下了深刻的印象。在本段中本人願以前述資料為依據, 對暖雲降水改造問作一簡要介紹。

(一) 暖雲改造方法及效用

暖雲改造方式有兩類, 一為靜態的改造, 一為動力的改造。靜態改造又分兩種, 一為改變其微結構 (microstructure), 包括 (1) 阻止雲凝結核 (CCN) 的成長 (growth), (2) 利用電場或水滴充電激發水滴的聚合作用, (3) 雲種灑水, (4) 雲中灑吸濕性質點, (5) 雲中灑超巨型質點。以上作用的目的有二, 一是減少空氣中成雲所需凝結核的數目, 以使水汽能集中形成較大的水滴。Squires (1956, 1958) 指大陸氣團較海洋氣團不易下雨, 前者凝結核太多致水滴過小是原因之一, 所以設法阻止雲凝結核的成長可增加降水機會。二是引起連鎖反應以導致降水, 以上 (2) 至 (5) 的作法著眼點都在此。上述方法都不以改變雲的動力為著眼故稱為靜態種雲 (Static seeding) 或改造。

所謂阻止雲結核的成長就是設法使雲中已存在的氣懸體不要變成水汽凝結的目標, 也就是不要變成 CCN。有兩種方法可達成此目的, 一是在雲中加入表面活躍的物質 (surface active materials; SAM), 使水汽容易在該等質上凝結; 一是減小水滴的表面張力使之容易分裂而引發連鎖作用。Saad (1975), 及 Podzimek (1979) 稱增加 SAM 多用於消霧及層雲的改造, 實作結果並不理想, 不過實驗室的結果尚佳。

利用電場可增加水滴間的吸引力, 但電場要強到雷雨電場的強度才有效, 做起來甚為困難, 所以 Cotton (1981) 認為這不是一種可用的方法。

雲中灑水是 Langmuir 在提出他的降水學說時就已提出的造雨方法, 他認為灑水的效果不會比

乾冰低。從事此種種雲的科學家很多，如 Braham (1957, 在熱帶積雲中灑水)，Bowen (1952, 在層狀雲內灑水)，均認為此法有效。近人 (Rockicki 及 Young, 1978) 以數值法模擬灑水種雲，結果亦顯示此法可行，尤其是在雲頂在 0°C 以上高度的積雲中，雲底高度略高處灑水，效果更明顯。但 Cotton (1981) 認為以飛機帶水到雲中灑是不經濟的，同時，水要灑在旺盛上升氣流上效果才大，否則僅成小雨，尤有進者，由於水滴的拉力 (drag force) 可使上升氣流減弱，因而如雲中上升氣流本已微弱時，此法有可能產生負的效果。

吸濕性質點種雲是最常用的一種方法，使用的質點有塩粉、碘化銀粉、氨及尿素等；實施方式亦有空中及地面兩種。台灣人造雨研究所經年實施造雨，使用的就是此法，他們在地面山坡上燃燒碘化銀液浸過的木炭，其煙中帶有碘化銀成分，當它吹到雲中後就可形成有效的凝結核，而達到造雨的目的，多年來已有相當效果 (人造雨研究所, 1978)。

在國外印度曾以塩為雨種實施大規模的造雨，他們也是在地面上進行，統計分析顯示可增加降水 41.9%，但實際效果可能在此值以下 (Cotton, 1981)。無論如何這種方法是可行的，但需注意質點大小的控制以及實施方法的正當易行。

超巨型質點種雲可使形成降水的時間縮短並增加降水量，此時主要的成雨過程是碰撞黏合作用，所以質點是否吸水性已不重要。在實際作業中所要注意的是超巨型質點對雲動力的影響較大，如實施不當可能導致相反的效果。

由上述簡單介紹可見，靜態的暖雲改造是在雲中播種吸水性質點，此種質點大小要適當，播種可由空中或地面實施。其他方式都不足取。下面再介紹另一類，即動力的暖雲改造。

暖雲的動力改造包括人們有意及無意的兩方面。灌溉區及都市區下風面雨量增加，大工業區降水減少等都是人們無意中改變了空氣的環流形式，致影響到暖雲降水，這些都是大家關心的公害問題。在人們有意的作法中則有 (1) 在大氣中灑下吸水性物質，藉潛熱的釋放增加空氣對流。Woodcock 及 Spenser (1967) 認為此法可使近乎飽和的熱帶空氣發展出可見的積雲，實驗結果亦支持他們的假說。(2) 在乾旱如沙漠地區之邊緣鋪柏油，改變輻射吸收造成溫度異常，而引起海風式的中尺度環流 (

Black 及 Tarmy, 1963)，可產生降水。Cotton 認為中東產油國可慎重的考慮此法的可行性。現有的三維數值模擬結果對此假說有相當好的支持。(3) Gray 等 (1976) 認為在中尺度 ($\sim 100 - 300$ 公里) 範圍散播碳粉可導致中尺度環流改變並使降水增多。此種方法至今尚未經實驗驗證。(4) 法國曾實施另一種實驗 (Météorotron experiment)，即直接加熱法，他們在 140 平方公里的區域內使用 105 支噴火器直接對空氣加熱，結果證實確可改變周圍天氣狀況，並見到積雲頂向上發展，但未能導致明顯的降水效果。

在暖雲動力改造方面我們的知識很有限 (Cotton, 1981)，但由人們在無意中使降水情形改變一事來看，妥善規劃土地使用的�方式可能是一舉兩得的方法——一方面使土地充份利用，一方面又可各獲其利。聖路易的 METROMEX (Auer, 1978) 指出大都市下風區夏季雨量會增加 25—30% 正是一個很好的實例。

(二) Cotton 的結論與建議

由前面的簡介可知吸濕性質點種雲是可行的，但在今後實驗時必須先有良好設計，而後在實驗中要有充份的觀測以為解釋及評定結果時的依據。為了支持此種改造及驗證其結果，數值模擬為最經濟有效的方法，雲模式要繼續發展，以滿足模擬的需要，同時，對於印度的實驗 (Biswas et al., 1967) 及 METROMEX 的結果應做進一步的分析。在動力改造方面我們的知識有限，但某種方式的種雲與土地使用的規劃都有可能增加地區性降水，在沒有大規模實驗以前，數值模擬也是值得我們先行推動的工作。

到目前為止，就科學的觀點看，暖雲改造以增加降水尚無堅定的證明，但個人認為參與天氣改造的人必須超越科學的知識領域找出可行的方法，不過當我們以某種方法促成降水時必須先行確定，正如一位醫生治病一般，這麼做不會把治療的對象害死，也就是說反倒減少了雨量。譬如說現有的動力改造法使雨量減少的機會與增多的機會一樣多；在雲底或雲底以上灑水亦都有機會使降水量減少，而前者的機會又比後者大，這都是我們該注意的現象。除此以外，經濟效益的評估也是天氣改造者應詳加考慮的事。

(三) 空軍造雨應有的改進

空軍執行空中人造雨已有相當長的歷史，成就亦頗可觀 (林等, 1981)。就筆者參與的近百次作業中可知，空中造雨的方式是雙管齊下的，即在高層施放乾冰以激發冰晶過程，在低層施放塩及水以達到水汽集中與引起連鎖反應，在方式上是正確的，而且，Cotton (1981) 認為，積雲頂部水相轉變，即有冰晶的生成，對暖雲改造有加强的作用，因而應有相當的效益。但是由於我們的觀測不足，使效益評估無法進行，也就無法在科學上建立地位，這是我們今後首先要改進的工作。其次，我們的飛機都是兼負造雨工作，致設備無法配合，影響工作效率，從長遠計，我們應有專門的飛機，它不但要有足夠擔任造雨任務的性能且要有特殊的裝備。最後我們該發展數值模擬與實驗，以使野外實驗有所依循。

四、結語

台灣地區乾旱時有發生，研究發展種雲改造學術是值得的，同時，種雲的技術尚可用於颱風改造與防止暴雨 (WMO, 1975)，因而如果我們在這方面有所成就，對國計民生都會有很大的貢獻。目前，世界氣象組織正推行大規模的國際人造雨計劃 (WMO, 1977, 1978)，可見世人的重視。在國內我們已有不少經驗，只要能獲得更多的支持，必有更好的結果。

本文主要的參考資料有 Rogers (1979) 與 Mason (1971) 的兩本雲物理，Cotton 博士的原稿 (1981)，以及世界氣象組織出版的有關文獻。其他引用文獻均是上述資料中提及的。

在結束本文前筆者願向陳泰然博士致謝，在他的建議與鼓勵下本文才得順利產生。另外還要向沈哇、陶家瑞二同志致謝，靠他們的協助本文才能如此完整。

參 考 文 獻

- Cotton, W. R., 1981: Modification of precipitation from warm cloud—A review. Review presented at Workshop on warm cloud modification. Kuala Lumpur. Malaysia, 1981.
- Mason, B. J., 1971: The physics of clouds. 2nd edition. Oxford Monographs on Meteorology. Clarendon Press, Oxford.
- Rogers, R. R., 1979: A short course in cloud physics. 2nd edition. Pergamon Press, Oxford.
- WMO, 1975: Typhoon Modification. WMO — NO. 408.
- , 1977: The scientific planning and organization of precipitation enhancement experiments, with particular attention to agricultural need. WMO — NO. 478.
- , 1978: PEP design document. Precipitation Enhancement Project, Report NO. 9.

附錄：世界上實施天氣改造的國家及其實施方式及目的

國 家	計 劃 實 施		
	地 點 範 圍	方 式	目 的
巴 西	巴西東北部，9.4°S，35 — 47°W 處 800 平方公里	使用直升機 6 架各以 7.5ℓ/min 的速率在雲底（~1500 公尺）噴灑（鹽+尿素/硝酸氮）液，質點半徑中數 50μ。另以一架裝有測量溫度、濕度、RH、LWC、CCN 降水率、雨滴大小等儀器之 DC-3 實施觀測。	人工造雨
	巴西東北 1 — 8°S，35 — 47°W 區內有兩區分別為 1.6×10 ⁶ 公里及 0.9×10 ⁶ 公里。	以不完全燃燒的方式在地面及空中噴灑直徑約 0.1μ 之碳質點。	測試經由碳質吸收太陽輻射而達成動力改造目的之可能
保加利亞	42°N 24°E 至 43.5°N 至 23.5°E 間約 11,000 平方公里。	以火箭將 PbI ₂ 灑入可能降雹的雲中。	消雹
加 拿 大	47°—53°N，83°—95°W 間約 370,000 平方公里	在雲頂下 300 公尺或更低，溫度為 -10°C 之雲中灑乾冰及 AgI。AgI 是以火焰施放，速率為每次火焰噴 20 秒，噴出 AgI ₂ 50 公克，每小時平均噴 700 公克。作業飛機為 T-33，另有飛機兩架分別在雲中觀測雲物理要素及在雲底觀測降水。	人工造雨
	52.2°N 113.9°W 共有兩區各約 40,000 及 22,000 平方公里。	使用 7 架輕型飛機，在 -8°C 至 0°C 高度，雲內噴灑 AgI，速率 2.25—9.9 公斤/時。	消雹
	約 500 — 2500 平方公里	將 CO ₂ 及 NaCl 灑入雲中，方式不詳。	人工造雨
法 國	戴高樂機場	使用 14 個 Pyro-turbo 發動機噴廢氣消霧，發動機距跑道兩側 80 公尺	消霧

	47.1°N 8.2°E 兩個 100 平方公里地區	使用火箭將 AgI 種入雲中，火焰每 5 分鐘放一次，每次燃燒 20 秒，AgI 100 公克，施放高度 5000 公尺。	為瑞、意、法三國合作之人工造雨計劃，計劃名稱為 Grossver-such.
	法國西南及中東部兩個約 70,000 平方公里地區	使用地面 450 個 AgI 火焰噴射器，每小時燃燒 AgI 8 公克。	消雹
西 德	47.8°N 12.0°E A 區 2440，B 區 1400 平方公里。	飛機在雲底以每小時 1500 公克速率施放 AgI，並以 5 cm 地面雷達指引作業區。	消雹
匈 亞 利	45.8°N 18.3°E A 區 2000，B 區 1200 平方公里	火箭將 PbI ₂ 施入 Cb 中，並以 3.2 cm 地面雷達觀測。	消雹
以 色 列	31.3°N 至 33.3°N，16,500 及 12,500 平方公里兩區。	地面有 55 個 AgI 施放器，每個每小時施放 12 公克，空中（高度 500—1800 公尺）兩個每個每小時施放 600 公克。	人工造雨
義 大 利	46.4°N 12.7°E，128 及 61 平方公里兩處。	地面施放 AgI，每小時施放 110 公克。	人工造雨
墨 西 哥	美國加州以南墨西哥境內	1 施放火藥包（electromcally discharged cartridges）。 2 施放 AgI	人工造雨
	墨西哥之 Sonora 州等 9 個地區，面積自 800 至 82,592 平方公里	空中及地面施放 AgI	人工造雨
尼加拉瓜	12.5°N 86.3°W 30,000 及 11,900 平方公里兩處	飛機在雲底以下 1000 公尺處施放 AgI（0.16—0.22ℓ/min）	人工造雨
挪 威	Oslo 機場	CO ₂ 消冰器（CO ₂ airborne ice crusher）。	消除冷霧
瑞 士	47.1°N 8.2°E 即與法意合作之 Grossvers-uch 計劃。		

菲律賓	1 受颱風影響地區 2 呂宋島中北部、Visayas 西部及 Mindanao 部分地區。	1 使用 DC-3 (非空軍) 及 WC-130 (美空軍) 在雲中施放 AgI。 2 DC-3 在雲底噴灑 AgI。	1 颱風改造 2 人工造雨
新加坡	Kota Bharu 機場東方 50 公里以內海面上。	飛機以兩支 4 吋直徑之管子在雲中灑下氯化鈣溶液，並以 10 cm 雷達實施觀測。	防洪 (使雨提前降在海上)。
蘇聯	烏克蘭等九個地區中，實驗面積自 3,800 至 7,520 平方公里。	使用高射炮及火箭將 AgI 射入雲中	消雹
	烏克蘭地區，10,000 平方公里	雲底噴灑 AgI	積雨雲造雨
	同上	飛機在雲中灑乾冰	冬季人造雨
	伊爾庫次克等地，1,500 平方公里	空中灑 AgI 及 PbI ₂	人造雨救森林火災
南斯拉夫	44°N 18°E，5 平方公里	使用地面上的 5 個 AgI 噴射器，5—10 公克/分	消除冷霧
	蘇南交界處，47,000 平方公里	使用火箭將 AgI 灑雲中	消雹

除此以外，美國 NOAA 共實施 57 個計劃，實施範圍遍及全美國。實施方式有(1)地面燃燒 AgI，(2)空中燃燒 AgI，(3)地面及空中同時施放 AgI，(4)空中施放 CO₂ (速率 260—545 公斤/小時)，(5)空中 (—2 至 —15°C 高雲) 施放乾冰，(6)燃燒 AgI—NH₄I，(7)火箭將 AgI 灑入雲中，(8)噴火。實施目的有(1)人造雨，(2)消雹，(3)消霧及(4)颱風改造。

有關我們在台灣地區實施的天氣改造僅有人工造雨一種，實施的方式包括(1)地面燃燒 AgI，由人造雨研究所實施，已有很長的作業歷史。(2)空中以飛機造雨。此一作業包含兩種方式，一是在雲底以上約 3—4 千呎高度灑水或鹽水，一是在雲頂以下結冰高附近灑乾冰及鹽粉。詳細內容請參閱本刊物的專文。

另據世界氣象組織資料 (WMO, 1978: Register of National Weather Modification Projects) 顯示，大陸當年有兩個計劃在實施，一是对古田 (26.7°N 118.7°E) 水庫實施的造雨計劃，使用的方法是以火箭將 AgI 灑入雲中，另一個是在 37.5°N 113.7°E 地區實施的消雹計劃，是將炮彈打入雲中。近年來大陸旱災時生，而雹災又何止一地？而在若大地區內匪政權僅有此像征性的改造計劃，其為不關懷國民生計之暴政又多了一個明證。