

台灣北部冬季地形雲之暖雲種雲數值實驗

陳正平¹ 賴建帆¹ 林能暉²

¹國立台灣大學大氣科學系

²國立中央大學大氣科學系

(中華民國八十六年九月十五日收稿；中華民國八十七年二月五日定稿)

摘 要

本研究以一詳盡雲微物理模式探討對台灣北部冬季地形雲施行暖雲種雲的可能性。首先分析自然狀態下氣懸粒子粒徑分佈的重要性，結果顯示不同粒徑分佈型態會造成雲微物理結構的顯著差異，尤其是巨核粒子，其大小與數量控制著暖雲的降水效率。以親水性凝結核種雲的數值實驗結果顯示，種雲效果也會隨氣懸粒子分佈型態而異：原本降水效率較差的大陸型情景可得到較佳的種雲效果；原本降水效率較高的海洋型與陽明山型情景則種雲效果較差，甚至可呈現負面效果。同時，種雲核播放的位置對造雨量和降水時機都有很大的影響。種雲效果也與種雲核的粒徑與數量濃度有關，最佳數量濃度約為 10 cm^{-3} ，最佳粒徑分佈則為 $10 \mu\text{m}$ 左右。對種雲成本效益之概略評估所得結果如下：大陸型、海洋型、陽明山型情景的最高益本比各可達 20 倍、13 倍、4 倍左右。這些初步結果顯示，台灣北部冬季的地形雲具有種雲的潛在價值，值得進一步的研究。

關鍵字：暖雲種雲、人工增雨、凝結核、氣懸粒子、雲微物理

一、前 言

台灣地區的水資源主要為地表水與地下水，而兩者的最終來源均為來自雲中的降水。雖然台灣全島年平均降水量約 2500 公釐，是全球年平均降水量的 3 倍左右，然而乾旱問題卻經常地發生。其中的主要原因包括：人口密度大，所以“人平均降水量”便相對地較低，僅為世界平均的 1/6；位處副熱帶，所以蒸發量也

大；地形坡度大，以致逕流量大，但水土保持工作卻施行不力；農、工業用水需求量不斷增加；水資源的浪費，以及水污染日漸嚴重，以致減少了可用水；帶來降雨之天氣系統具有不規則的年際變化、季節變化以及地理變化。

從自然界的控因來看，能為台灣地區帶來降雨之天氣系統主要為颱風和梅雨。由於這些天氣系統所帶來的降雨量有很大的年際變化，降雨的季節與地理分佈也不均勻，所以常會在

局部地區甚至全島造成整年（如民國 66、79 年的大乾旱）甚至連年（如民國 52~54 年和 59~60 年）的乾旱。由人為的因素來看，除了土地開發所造成的水土保持問題外，民生、工業用水隨人口成長與經濟發展之急速增加，也會使得缺水問題更加凸顯。在可預見的未來，乾旱問題只會日趨嚴重，不可期望其自然消失。對乾旱問題的處理，不外乎“開源”與“節流”兩種方式。“節流”指的是建水庫與水土保持等水資源管理方法，而“開源”則是指海水淡化、極冰搬運、抽取地下水及人工降水等方式。抽取地下水這種“蝕老本”的方式嚴格說來算不上是真正的開源，海水淡化目前成本仍高，極冰搬運更是不合實際。所以，對台灣地區而言，目前最經濟的“開源”方式應屬人工降水。

根據 Lelieveld (1994) 的估算，大氣中 80% 以上的雲在來得及產生地表降水之前就已消散。能產生降水的雲中，效率較高的應該算是屬於對流性的積雲或積雨雲。若將降水效率定義為“所有進入雲的水氣能形成降水而落至地面的比率”，那麼一般小型雷暴的降水效率大約只有 11%；若定義為“雲中所有凝結水能降至地面的比率”，這個比率也只有 19% 左右 (Braham, 1952)。也就是說，雲產生降水的效率通常是相當地低，絕大部份的凝結水最後仍會經由蒸發而回到大氣之中。人工降水的目的就是要提高雲的降水效率，但通常不是將原本不會降水的雲“擠”出水來，而是使會降水的雲產生更多的降水或是改變降水的時機。

目前全世界約有 25 個國家從事人工增雨計畫，台灣也有 40 多年的人造雨作業紀錄。自 1951 年來，我國空軍及台灣電力公司即長期在台灣地區進行空中人造雨作業，但其使用方法及設備不夠精確與自動化，難以掌握成效。同

時，其人造雨作業多是在「需求乾旱」發生後才進行 (柳與劉, 1987)。註：所謂「需求乾旱」乃指乾旱發生，蓄水量無法充分供應各項農、漁、工、發電、民生用水，致使政府必須強制進行調節供水之現象。然而，人工增雨應在有雨時再增加降水量方才有效率，在「需求乾旱」之時也往往是最不適合進行人工造雨的時機 (AMS, 1992)。中央氣象局自 1992 年後開始接手進行人造雨作業，以協助省政府在水源上游區增加降雨。由於缺乏設備及經驗，因此採取委託方式，聘請北美氣象顧問公司來台進行人造雨作業。

一般私人顧問公司人造雨作業計畫著重在利用其經驗及設備選取適合造雨的時機及地點進行作業，但缺乏雲物理觀測及資訊，因此對雲內微物理條件所知有限。此外其作業效果評估僅採取不甚嚴謹的一般統計分析，更缺乏物理與化學證驗方法，以區別人工效應與自然變化。陳等 (1995) 對北美氣象顧問公司在 1994 年為中央氣象局所進行人造雨作業的觀測資料加以分析，便發現此次作業僅有的一些的物理驗證並不能支持其以統計方法所估算的成果。缺乏科學研究基礎及嚴謹的證驗方法，極可能會使一般大眾對人工增雨作業產生不信任感，甚至有損我們在國際上的科學聲譽。因此，未來是否應該在台灣繼續進行人工造雨活動，實賴於對人工增雨在本土的可行性與極限性有一個完整的瞭解。

近來美國氣象學會曾對人工改造天氣之課題發表政策聲明 (AMS, 1992)，認為人工增雨作業仍有其潛在的價值，而且作業技術具有很大的改進空間，但必須從瞭解雲內微物理過程的基礎面上著手。世界氣象組織也在同時發表了類似的政策聲明 (WMO, 1992)，建議有興趣進行水資源管理與劇烈風暴減災的國家應

加強在雲物理、雲化學、天氣改造以及其他相關科學技術之教育與訓練，並應運用先進的模式來研究種雲之物理與動力效應，以應用於實地作業之設計、分析及評估工作，以及作為實地作業時之輔助預報工具。由此可見，任何國家與地區欲進行人工改造天氣之作業，必須先瞭解各種基本的雲物理機制與種雲理論，然後再確認各種方法的適用性，而數值模式便是最佳研究工具之一。

早期的人工降水方法著重在對“冷雲”的改造。這是根據白吉龍-芬代生的理論，認為與過冷水滴並存的冰晶能自鄰近的水滴獲得源源不斷的水氣而迅速凝結（昇華）成長，以得到顯著的終端速度而形成降水。事實上，中緯度雲系通常須要經由這種“冷雲過程”才能產生降水粒子；縱使落在地面的是雨水，原先在雲中仍是靠冰晶成長為較大的粒子，隨後在下落途中才融化為雨滴。但若冰態過程不顯著或缺乏自然冰核之時，便可以人工方式將冰核撥入雲中，以增加降水效率。不過這種“冷雲種雲”方法只適用於過冷水量高而厚度也大的雲，如此方能讓所製造的冰晶在下落至暖雲區（溫度高於 0°C ）之前有足夠的時間成長。根據 Rangno and Hobbs（1988, 1995）所做的分析，一般的積雲必須雲頂溫度低到 -4 至 -10°C 才能以上述的方式來種雲。然而在熱帶和亞熱帶等較溫暖地區的雲卻不一定具有這樣的條件。這些不適合以冰晶來觸發降水的雲也常被稱為暖雲，對其種雲的方法也有所不同，係以增加“雨胚”（rain embryo）或親水性“巨核”（giant nuclei）的方式來加速碰撞成雨過程，此法稱為“暖雲種雲”。

欲知人工降水在台灣地區之可行性，必須瞭解本地雲的“可種性”。首先要知道的，就是在哪些季節適合種雲，以及所要種的是冷雲還

是暖雲。種雲必須在有雲的時候，而且雲系必須有相當的厚度與持久性。台灣冬季主要受東北季風的影響，降水系統集中在東北部迎風面的海岸與山區。此時之雲系多為層雲、層積雲及雨層雲等層狀雲，雲層厚度平均約只有 $2\sim 3\text{ km}$ ，但可以相當地持久。春季的降水則多來自過境的鋒面系統。五、六月進入梅雨期，降水主要來自寬廣的鋒面雲帶和發展深厚的中尺度對流系統。而夏季的降水型態則以颱風和熱對流系統為主。秋季則各地區的降水均較為緩和。以上降水系統中最主要的是颱風和梅雨，但兩者的年際變化都很大（王等，1983；Chen and Jou, 1988），對台灣地區水資源的運用有很大的影響。

過去台灣地區的人工造雨活動著重於冷雲的種雲。然而根據陳等（1995）的分析，台灣地區冬季結冰層高度在北部約為 3 km ，在南部約為 4 km ；夏季南北部皆為 5 km 左右；雲底（舉升凝結高度）高度則多在 500 公尺以下。同時，冬季之降水集中在北部，且多是來自厚度不大的層狀雲，所以即使地面溫度較夏季時為低，雲頂溫度也很少達到 -5°C 以下，顯然不符先前所述 Rangno and Hobbs（1988, 1995）的冷雲種雲條件。因此，除了強烈寒潮降臨之時，台灣北部冬季並不適合冷雲種雲。在梅雨季和夏季，雲可以發展得較高，所以只要雲頂高度達到 6 km 以上，便適合由冰晶來引發降水。然而，此時暖雲區的厚度也早已達到 4 km 以上，應有足夠的空間進行暖雲降水過程，因此冰態過程對降水的產生似乎並非必要。此外，即使是具有冷雲的種雲條件，暖雲種雲的方法依然適用，而且雲滴的碰撞過程也有助於冰晶的形成與成長（Reisin et al., 1996）。總括而言，台灣地區全年都較適合暖雲種雲的方法。雖然目前暖雲種雲技術比起冷雲種雲相對較不成熟，但在近幾年內已有了長足的進步，

也被實際運用在南非、以色列、泰國等地 (Krauss et al., 1987; Mather and Terblanche, 1994; Silverman et al., 1994)，是一個值得考慮的人工降水方法。

至於應在何時、何處種雲，可借鏡國外過去的經驗來加以判斷。Dennis (1980) 和 Rangno and Hobbs (1988, 1993, 1995) 等人認為在美國所曾進行的種雲作業中，以“地形雲”的種雲效果是比較可以確定的；對流性雲則因牽涉相當複雜的動力機制，對其種雲的效果在科學界也有較大的爭議性。台灣地區似乎只有北部冬季的地形雲比較符合以上的各種條件。因此，本研究選擇台灣北部地區冬季的地形雲，針對暖雲造雨的可能性，以一詳盡雲物理模式進行種雲的數值實驗，並對其效益加以概括。

二、研究方法

(一) 暖雲種雲理論

在成雲過程中，部份的氣懸粒子會成爲水氣凝結的核心（這些粒子因而常被稱做凝結核），並活化（activate）成雲滴。由於受到數量濃度和水氣含量的限制，雲滴通常無法經由凝結過程而成長到 50 μm 以上的半徑（成爲雨滴的標準）。Langmuir (1948) 認爲暖雲降水的形成必須靠其它的機制，而首要條件就是雲滴間須具有顯著的大小差異。如此，較大的雲滴因具有較高的終端速度，可在下落之時收集小雲滴，以進行“碰撞成長”（collisional growth）。Mordy (1959) 的模擬便顯示，在只考慮凝結成長之時，雲滴粒徑譜會較實際觀測結果來得狹窄，少了許多較大的雲滴，而降水之形成效率也相當低。若雲朵具有足夠的厚度和生命期，一些被稱爲“雨胚”的較大雲滴

便有機會成長爲雨滴，這個過程叫做暖雨過程（warm rain process）。同時，當雨滴成長至一定的大小，碰撞過程也會使之破碎，因而形成更多的雨胚，催化降水的形成。Langmuir 稱此過程爲連鎖反應（chain reaction），可以使降水粒子大量而快速地形成，降水效率也會因而提高。

Young (1975) 與 Johnson (1982) 利用數值模式模擬雲滴的成長，顯示在加入碰撞過程之後，其雲滴譜的型態、演變以及降水粒子的發展均頗接近觀測結果。Johnson (1982) 更針對粒徑大（直徑大於 10 μm ）但數量甚少（數量密度小於 1 L^{-1} ），因而重要性常被忽略的巨核粒子，探討其在暖雲降水過程中所扮演的角色。結果顯示，足量巨核粒子的存在可有效地使暖雲降水過程在數分鐘內被引發。而 Chen and Lamb (1992)、Chen and Lai (1995) 以及賴與陳 (1996) 的研究則顯示，除了巨核粒子的存在與否，凝結核粒徑分佈的整體型態也直接影響雲的微物理結構，進而控制了降雨的效率。

由 Langmuir 在 1948 年首先提出的暖雲種雲理論便是應用上述的觀念。他建議可以將一些半徑爲 30 μm 至數百 μm 的水滴灑入雲中當作“雨胚”，以引發碰撞過程以及後續的連鎖反應，而後的一些實驗也證實了這個理論。另一種暖雲的種雲方法則是將“巨核”一般大小（數 μm 至數百 μm ）的鹽粒（吸水性凝結核）播在雲底，由上升氣流將之帶入雲內。這個方法與使用純水滴的差異在於這些鹽粒具有很強的吸水性，會與原有凝結核競爭水氣，使一些原本可以活化成雲滴的較小凝結核無法發生效用，因而減少了雲滴數量，使雲滴的平均粒徑增大。同時，這些巨核也加寬了雲滴的粒徑譜（增加雲滴間的大小差異），使得碰撞過程更

加容易發生。吸水性凝結核若直接播在雲內，則其吸水性仍有助於成長，只是無法減少雲滴的數量。但在考慮種雲核播時機的因素時，也許在雲內播種較為有利。

暖雲種雲的施行有許多條件的限制，如空氣中的水氣含量、雲底上升氣流的速度、原有凝結核的粒徑分佈以及所使用種雲核（*seeding nuclei*）的大小與數量等等，所牽涉的機制相當複雜，施行不當甚至會造成反效果。例如 Nelson（1971）的一維數值模擬便顯示，在某些狀況下，暖雲種雲會使降雨提前發生，卻也造成總降雨量的減少。因此，欲瞭解對暖雲施行種雲的效果，必須經過一定程度的探討，而詳盡的雲微物理模式則是個適合的工具。

（二）數值模式

傳統的雲模式（如 Tripoli and Cotton 1982; Lin et al. 1983）常使用“整體水物參數法”（*bulkwater parameterization*）來計算雲的微物理過程。由於簡化程度過高，這類模式並不適合種雲實驗。例如，整體水物參數法將雲滴經碰撞而成長為雨滴的複雜過程，以所謂的“自然轉換”（*autoconversion*）參數式加以描述。此“自然轉換”式僅為雲中液態水含量的函數，因而無法反映 Johnson（1982）、Chen and Lamb（1992）以及 Chen and Lai（1995）等研究所顯示氣懸粒子之影響，當然也就難以模擬應用巨核粒子種雲的效果。

因此，本研究採用 Chen and Lamb（1994）的詳盡微物理模式為研究工具。此模式以細格法（*bin method*）將雲粒子進行“多組份分類”（即根據雲粒子的多種化學成分或物理特性加以分類），可以同時計算氣懸粒子與雲粒子所含的水分、溶質和其他性質的變化，因此可以接受任何理論或觀測的凝結核粒徑分佈為初始條件，並適切地描述凝結核化學成分對

雲物理過程的影響。此模式並可詳盡地描述雲滴活化過程，計算雲內過飽和度以及雲滴數量密度隨凝結核分佈和其他環境狀態的變化（Chen, 1994; Chen and Lai, 1995）。模式所考慮的微物理過程包括氣懸粒子的活化過程、雲滴的水氣擴散（凝結）成長，以及液滴間的碰撞行爲。由於此研究所探討的是暖雲機制，因此計算冰態過程的模組將不予以執行。

（三）模式設定

上述微物理模式之執行尚須配合上對大氣運動過程的描述。由於此研究所著重的是對雲微物理過程的探討，而且所針對的層狀地形雲較不具有複雜的動力過程，因此適合進行二維恆定狀態的理想化數值模擬。在此首先將台灣北部地形簡化為鐘形地形，高度與半寬分別定為 1 km 與 10 km。在此地形影響下的流場則以理論方法計算，由經過布氏近似（*Boussinesq approximation*）後的二維線性化靜力山岳波來代表（Queney 1948; Smith 1979），其 Brunt Väisällä frequency 設為 0.01 s^{-1} ，而水平基本風場則取均勻的 10 ms^{-1} 。所求得的氣流軌跡與上升速度分佈如圖 1 所示，其中最大上升速度為 0.72 ms^{-1} 。模式計算採拉格朗日（*Lagrangian*）座標系，初始垂直網格為從地面（0 km）至 4 km，格距 200 m；參數計算採“網格元”（即氣塊模式）的觀念，將氣塊設於網格點之間，共 20 層。

模擬所需之初始大氣環境場乃根據 1995 年 12 月 5 日 00 UTC 板橋站的探空資料，並略加修改。此日台灣北部地區綜觀環境為典型的東北季風型態，附近沒有顯著的天氣系統存在；大氣高層較為乾冷，而近地面邊界層則較為暖濕，適合層狀地形雲之模擬。由於探空資料顯示近地面 1~2 km 處之部份大氣已達飽和狀態，因而此處將初始最高相對濕度調為 99%，

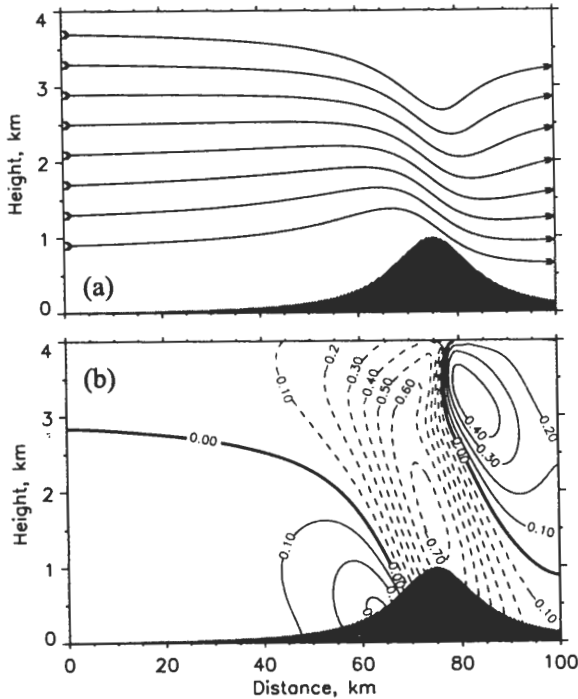


圖 1 二維線性化靜力山岳波之(a)氣流軌跡、(b)上升速度分佈。縱軸為高度，橫軸為水平距離。(b)中實線為正值，虛線為負值。

以使雲系在經地形舉升之後才開始發展。由模式計算得知雲頂溫度高於 0°C ，因此忽略冰相過程不致造成任何影響。

大氣中既有凝結核的粒徑分佈對種雲之結果有相當大的影響，因此在進行種雲數值實驗時，尚須決定凝結核的初始粒徑分佈。此研究測試了三種初始粒徑分佈：典型大陸性、典型海洋性、觀測個案結果。典型大陸性和海洋性粒徑分佈係根據 Whitby (1978) 之分析結果，以三個對數常態分佈來代表氣懸粒子粒徑分佈的核模 (nuclei mode)、累積模 (accumulation mode) 以及粗模 (coarse mode) 等三個分類 (見圖 2)：

$$n_i(D) = \frac{N}{D\sqrt{2\pi}\sigma_i} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln D - \mu_i}{\sigma_i}\right)^2\right] \quad (1)$$

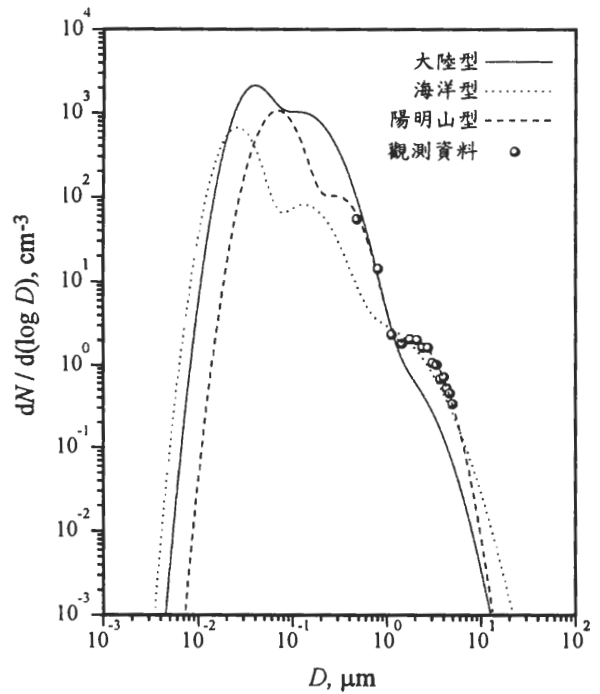


圖 2 大陸型、海洋型、陽明山型氣懸粒子之三模對數常態分佈。其中實線代表大陸型，虛線代表海洋型，段線代表陽明山型，而空心圓為陽明山地區 1995 年 1、2 月觀測資料之平均值。縱軸為數量密度，橫軸為粒子直徑。

式中 n 為粒徑分佈函數， D 為直徑， N 為總數量濃度， σ 為標準差， μ 為眾數，而 $i = 1, 2, 3$ 為三個模組的標數。觀測個案乃採林等 (1996) 於 1995 年 1 月與 2 月在陽明山以“前散射徑譜儀” (Forward Scattering Spectrometer Probe; FSSP) 所測得的氣懸粒子平均粒徑分佈。

不過，由於 FSSP 所測得的是“濕”粒徑，因此不能依其粒徑直接換算成模式所需的溶質含量。Chen (1994) 以理論分析氣懸粒子乾、濕粒徑間的關係，發現半徑約 $0.1 \mu\text{m}$ 以上粒子的吸水程度僅為相對濕度的函數，而且氣懸粒子所含之不溶性化學物質對粒徑之影響不大，因此在粒徑儀無脫水設備之配置時，為避免高估溶質含量，可以相對濕度推算乾粒徑。

估計林等 (1996) 觀測時之相對濕度約為 85%，根據 Chen (1994) 的理論，此時乾粒徑約為濕粒徑的 0.65 倍。此外，由於 FSSP 所測之粒徑 (直徑) 範圍為 0.5~8 μm ，因此解析範圍之外的粒徑分佈仍須加以估計。此處參考 Whitby (1978) 的歸納結果，將已換算為“乾”粒徑的觀測資料以三個對數常態分佈予以曲線套配，結果見圖 2。其中粒徑小於 0.5 μm 的部份 (包括所有核模與部份累積模粒子) 在所模擬的情況下有不少會活化為雲滴，因此推估的部份不可避免地會影響模擬的結果。表一列出所模擬的 3 種情景 (scenarios)：典型大陸性 (簡稱大陸型)、典型海洋性 (簡稱海洋型)、陽明山個案 (簡稱陽明山型) 所用之對數常態分佈的 N 、 σ 、 μ 等參數。值得注意的是，林等 (1996) 所測得的氣懸粒子粒徑分佈 (粗模和累積模部份) 雖已經過乾粒徑修正，

但仍比 Whitby (1978) 所歸納各類型粗模和累積模的眾數大上近一個量級 (表一)，其原因仍有待進一步調查。故此處所謂的陽明山型並非台灣北部地區氣懸粒子的標準型態，只能視為所測試的一個特殊狀況。

至於粒子的化學成分乃以硫酸銨為代表，因其為大部份氣懸粒子的最主要化學成分 (Junge, 1954; Twomey, 1971)。由於模式中以化學活性 (chemical activity) 的觀念來描述溶質的特性，因此對較稀薄的溶液 (雲中液滴或處於高相對濕度下的氣懸粒子皆屬之) 而言，此舉並不會對模擬結果造成顯著的偏差。此外在氣懸粒子之高度變化方面，係根據 Jaenicke (1993) 之分析，假設其分佈型態不變但總數隨高度呈指數遞減，並取尺度高度 (scale height) 為 800 m。

表一 不同環境型態之氣懸粒子粒徑分佈，以對數常態分佈參數化後之各群組參數 (N 與 μ 之單位分別為 cm^{-3} 與 μm)。

環境型	總數	核模			累積模			粗模		
		N	μ	σ	N	μ	σ	N	μ	σ
大陸性	1801	1000	0.008	0.47	800	0.033	0.74	0.72	0.46	0.79
海洋性	403	340	0.005	0.47	60	0.036	0.69	3.10	0.31	0.99
陽明山	551	500	0.070	0.43	50	0.310	0.46	1.04	2.00	0.49

三、模擬結果

種雲的目的通常在於增加雲的降水效率。而欲瞭解效果為何，必須先知道未種雲時的降水效率，如此的對比是無法在大自然中取得的。數值模式的優點就是能改變少數參數，使

成雲過程在類似的狀態下重新來過。本研究將數值實驗之進行分為兩部份：第一部份比較在自然狀態下各種氣懸粒子型態對雲微物理結構所造成的影響，第二部份則再分別對各型態的雲進行種雲實驗，以比較不同條件下種雲效果之優劣。

(一) 自然狀態下之微物理結構

先前曾提及，在其他條件相同的情況下，氣懸粒子特性的差異可以顯著影響雲的微觀結構與降水效率。以下便先闡明這個觀念，比較以大陸型、海洋型、陽明山型 3 種初始粒徑分佈所模擬的液態水含量、雲滴濃度、雨滴濃度以及降水率等微物理結構。在整體水物參數法中，雲中液滴被分為雲滴和雨滴兩類；但由於此處所使用的模式必須解析雲粒子的詳細粒徑譜，因此雲滴、雨滴甚至氣懸粒子之間的物理性質並無明確的分野（自然界的狀況也是如此）。此處便依照雲物理學常用的定義，以直徑 $100\ \mu\text{m}$ 作為雲滴和雨滴之間的界線；此外也以直徑 $5\ \mu\text{m}$ 作為雲滴和雲中間隙氣懸粒子（interstitial aerosol particles）之間的界線。

圖 3 顯示 3 種情景下的液態水含量，其分佈大致相同，最高值略超過 $0.7\ \text{g kg}^{-1}$ ，發生在水平距離 $65\ \text{km}$ 的近地表處。不過在海洋型的模擬中，水平距離 $50\sim 60\ \text{km}$ 、高度約 $1.5\ \text{km}$ 處的分佈與其他兩種情景稍有不同，此差異乃由降水過程所造成。液態水含量 $0.01\ \text{g kg}^{-1}$ 之等值線也大致勾畫出了雲的外廓，顯示這是個水平伸展約 $80\ \text{km}$ ，而厚度僅約 $2\ \text{km}$ 的層狀雲。相較於液態水含量，雲滴濃度則呈現了較大的差異。圖 4 顯示，各種情景下的雲滴數量濃度皆以近地面處的山腰上為最高，但大陸型與陽明山型雲滴數量濃度最高超過 $100\ \text{mg}^{-1}$ *，而海洋型最大值則僅有 $20\ \text{mg}^{-1}$ ，顯示了初始氣懸粒子粒徑分佈的影響。註：海洋型與陽明山型的情況中，部份初始的“雲滴”其實是濕粒徑大於 $5\ \mu\text{m}$ 的氣懸粒子。而林等（1996）對陽明山冬季雲微物理特性之觀測顯示，雲內雲滴數量密度在絕大多數情況均高於 $100\ \text{mg}^{-1}$ ，並鮮少低於 $50\ \text{mg}^{-1}$ 。因此台灣北部地區氣

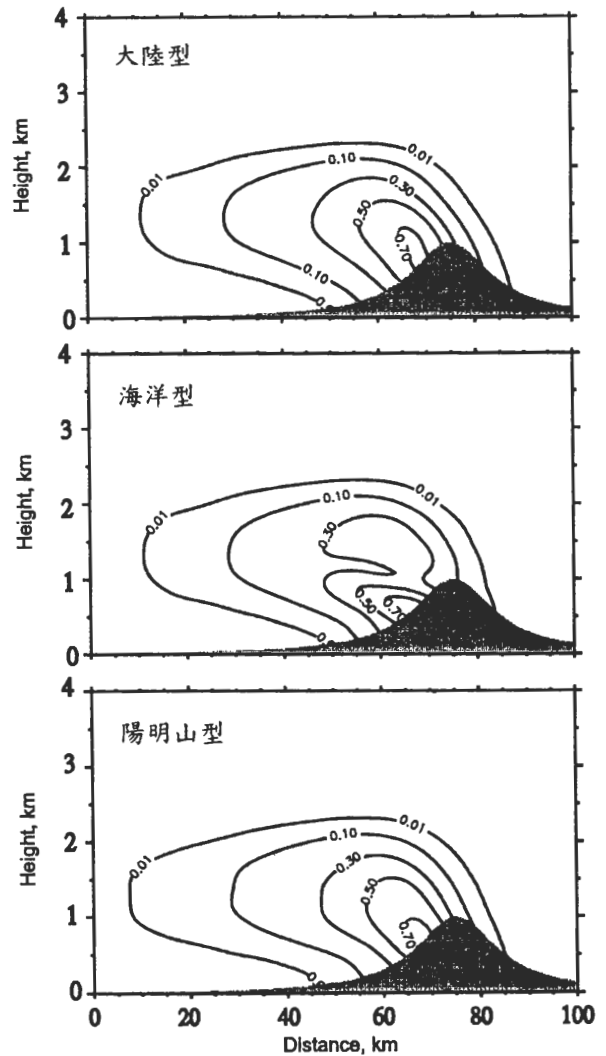


圖 3 大陸型、海洋型、陽明山型情景之液態水含量 (g kg^{-1}) 分佈。

*註：習慣上數量濃度單位用法為“ cm^{-3} ”、“ L^{-1} ”、“ m^{-3} ”，但因氣塊上升過程中體積並不保守，不適合用來比較氣懸粒子和雲滴間之數量濃度變化關係；故本文在比較氣塊中數量濃度隨時間之演變時，會以“ mg^{-1} ”、“ g^{-1} ”或“ kg^{-1} ”等保守量為單位，但其數量級則分別與“ cm^{-3} ”、“ L^{-1} ”、“ m^{-3} ”相當。

懸粒子特性應非 Whitby (1978) 所定義的海洋型，但這並不是說一定就是大陸型，因為此處的海洋型與大陸型皆指乾淨的背景大氣，而台灣北部冬季的氣懸粒子分佈則受到局地與區域性人為污染物以及其他種種本土因素的影響。

圖 5 為雨滴數量濃度之分佈，其最大值之位置在雲滴濃度最大值之下風處（更靠近山頂），顯示碰撞成長的時間延滯效應。三種初

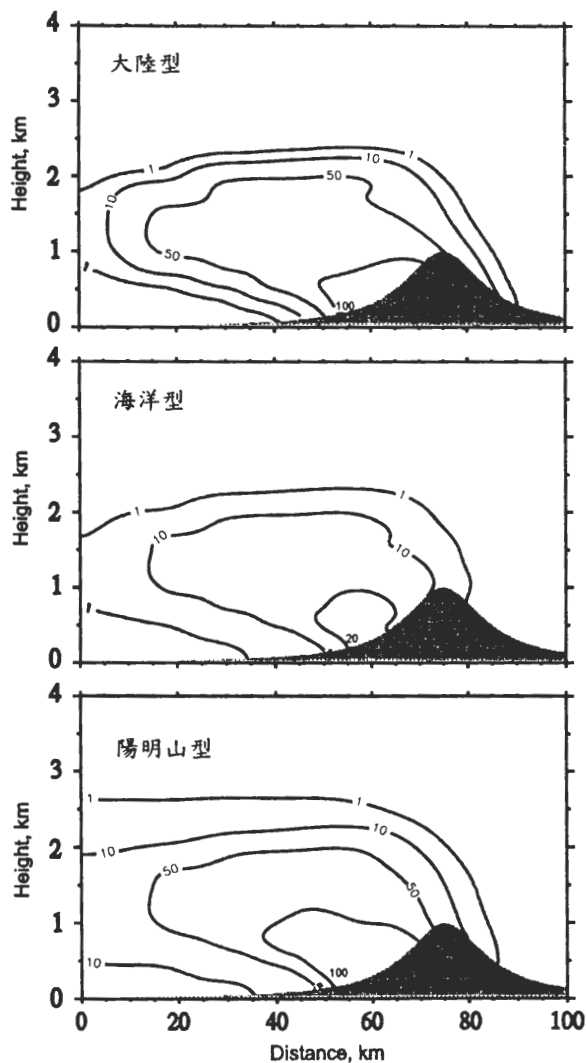


圖 4 大陸型、海洋型、陽明山型情景之雲滴濃度 (mg^{-1}) 分佈。

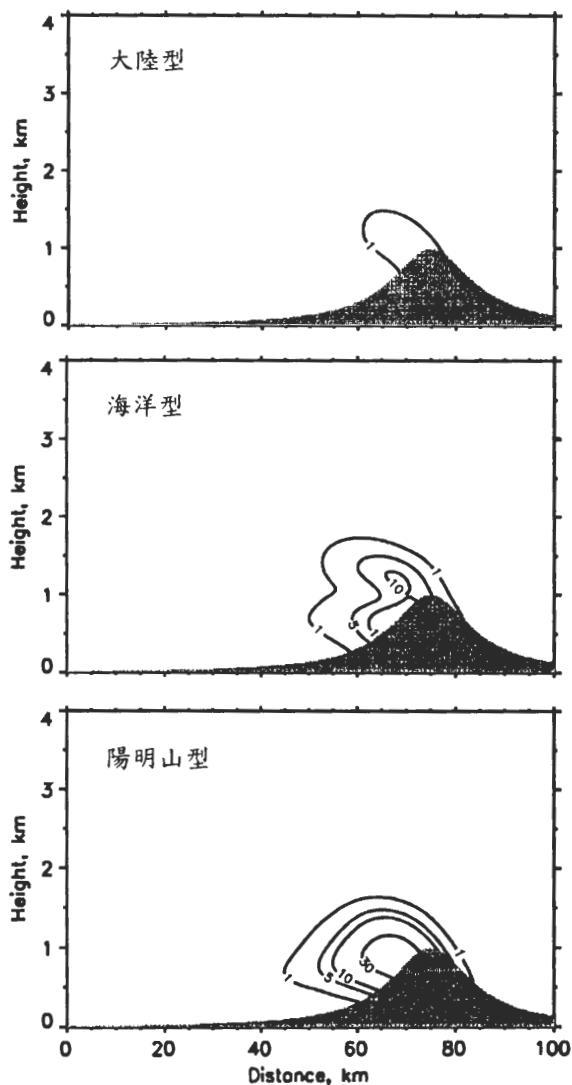


圖 5 大陸型、海洋型、陽明山型情景之雨滴濃度 (g^{-1}) 分佈。

始氣懸粒子粒徑分佈型態對雨滴數量濃度有很大的影響。大陸型的雨滴濃度最高約為 1 g^{-1} ，明顯地較海洋型的超過 10 g^{-1} 和陽明山型的超過 30 g^{-1} 低了一個量級以上。降水率的分佈（圖 6）也有類似的差異性：大陸型最高降水率只有 0.05 mm hr^{-1} ，海洋型與陽明山型則各達 0.3 mm hr^{-1} 和 0.5 mm hr^{-1} 以上，其間差異也大約達一個量級。陽明山型的雲滴濃度雖然與大陸型相當，但其雨滴濃度卻較高，並具有最高的降水率，顯示雲滴總濃度並非決定降水效

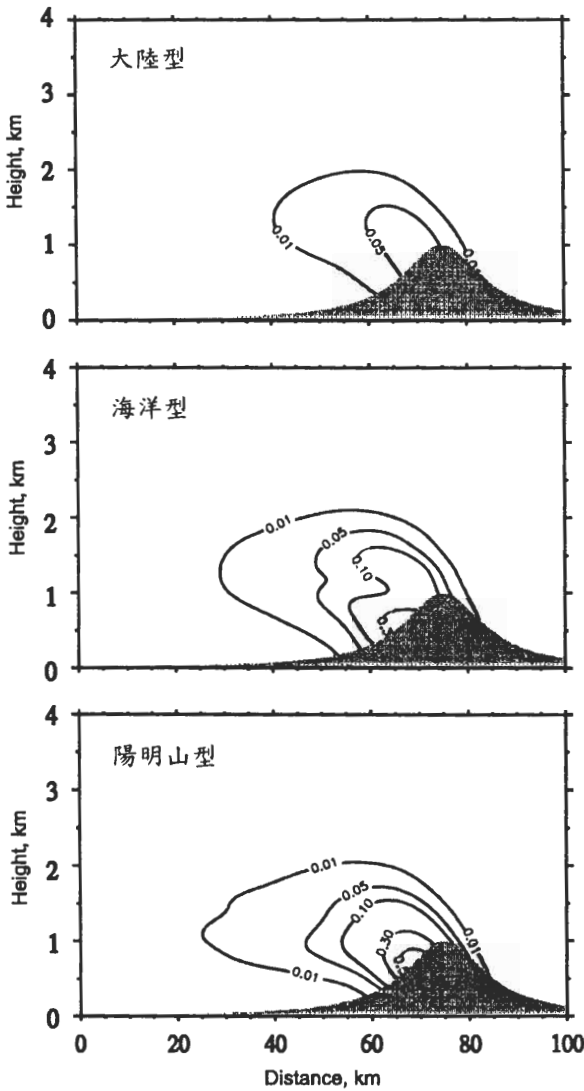


圖 6 大陸型、海洋型、陽明山型情景之降水率 (mm hr⁻¹) 分佈。

率的最主要因子。而海洋型情景之所以會有較高降水效率，關鍵可能在於其巨核粒子特性的不同。由表一看來，海洋型巨核粒子數量 (N) 較高且分佈的寬度 (σ) 較大；陽明山型的巨核粒子數量雖不特出，卻具有較大的眾數 (μ) 與平均粒徑。以下的種雲實驗將更清楚地顯示巨核粒子的重要性。

(二) 種雲實驗

對理想地形雲的種雲實驗共分為三部份。

首先測試不同種雲位置的成效。其次為固定種雲位置，然後對所施放人工凝結核（種雲核）的粒徑以及數量加以測試，以瞭解最佳種雲核所應具有的特性。

1. 種雲時機

為測試種雲時機在種雲效果上的決定性，並藉此瞭解地形雲的種雲性 (seedability)，第一個實驗設計了如圖 7 所示的 9 個種雲核播放點：水平距離各為 30、45 與 60km，垂直向則在模式的第 5、7、9 層（各層初始高度為 0.9 km、1.3 km、1.7 km，施放種雲核之時各層的高度則略增）。種雲核的粒徑分佈假設為單峰對數常態分佈，並根據賴 (1996) 的氣塊模式經驗，設其數量濃度為 10 cm⁻³，標準差為 0.2，半徑之眾數為 10 μm (稍後將說明此為種雲核的最佳半徑)。如此粒徑分佈的質量濃度約為 0.01 g m⁻³，較 Silverman et al. (1994) 實際暖雲種雲作業所用之 0.02 ~ 0.06 g m⁻³ 為略低。以下對種雲效果的討論將忽略其他微物理參數，僅以“降水率”來作為比較之標準。

圖 8~10 分別為大陸型、海洋型和陽明山型種雲實驗的降水率分佈。大陸型實驗的結果

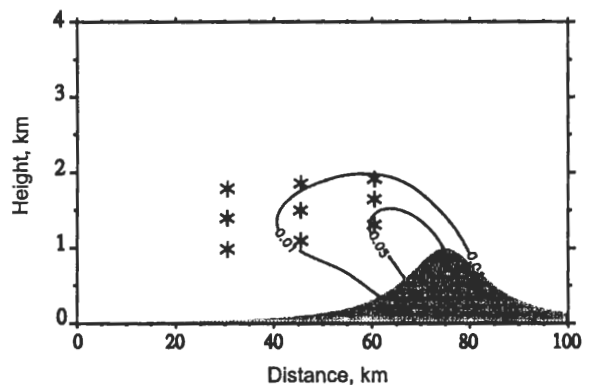


圖 7 雲種雲實驗所選定的 9 個種雲位置 (* 號)，其背景為圖 6 中之大陸型降水率分佈。

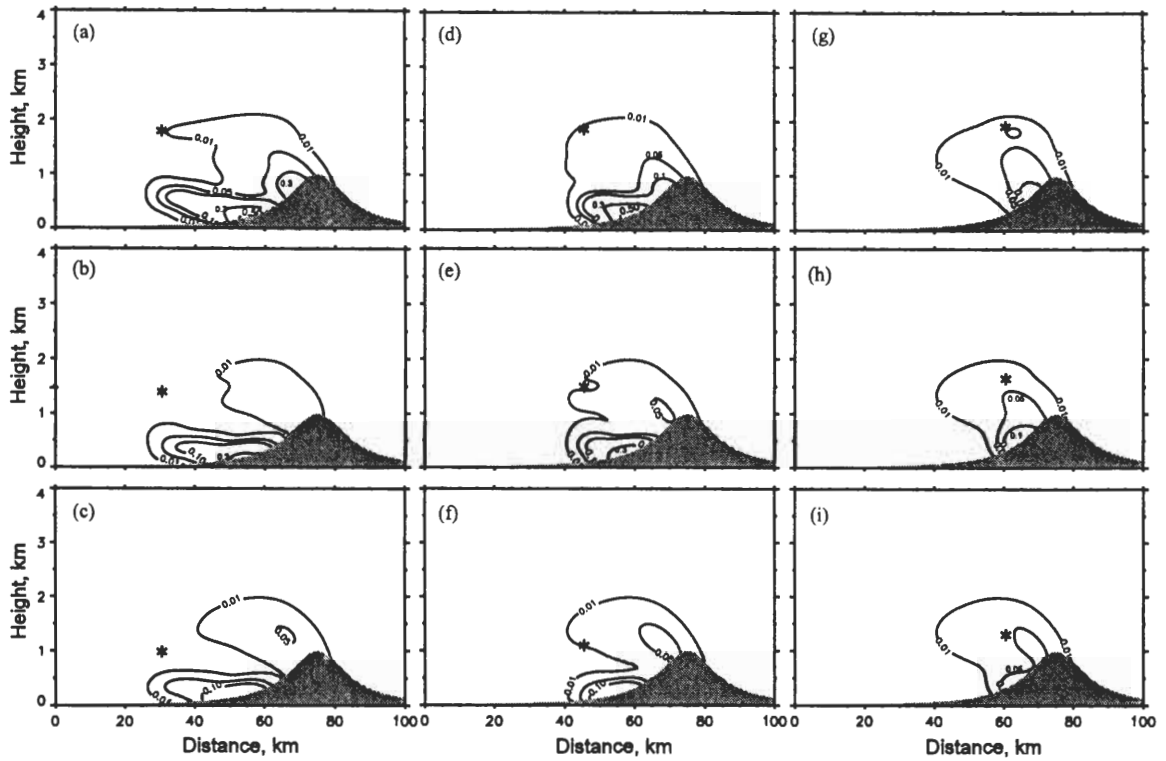


圖 8 大陸型種雲實驗的降水率 (mm hr⁻¹) 分佈。圖(a)至(i)中的*號即為圖 7 中的 9 個種雲位置。

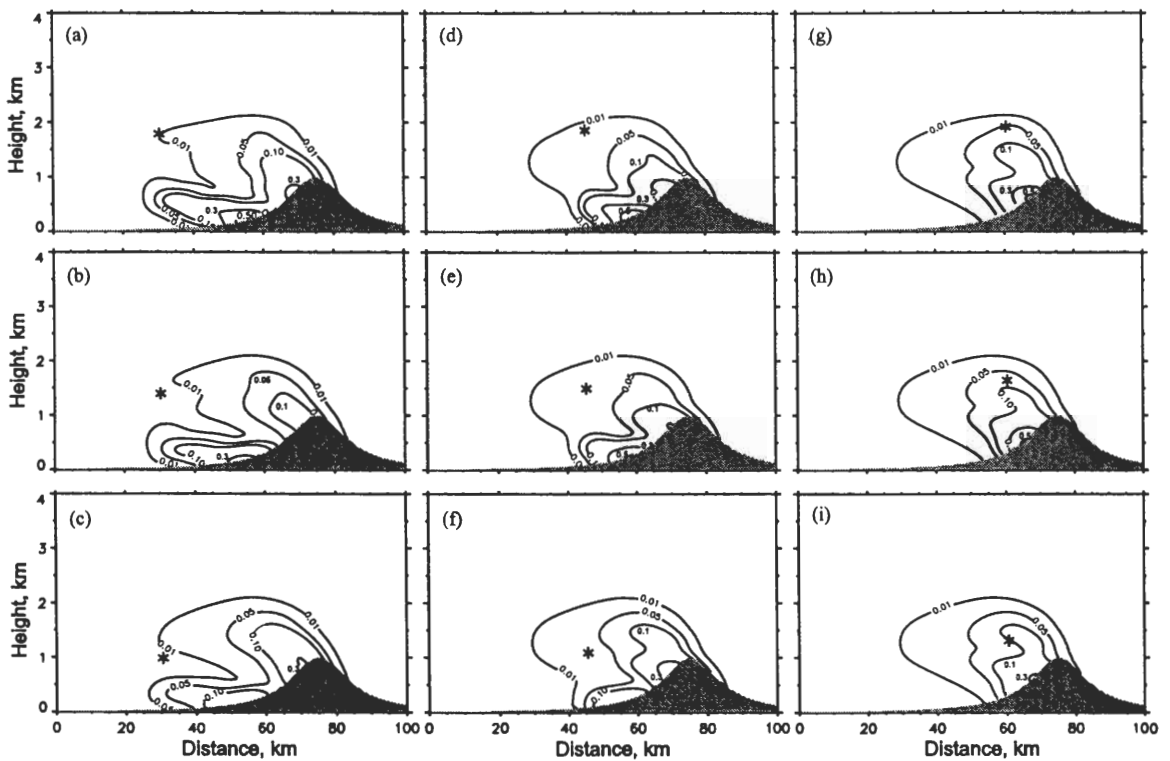


圖 9 同圖 8，但為海洋型種雲實驗。

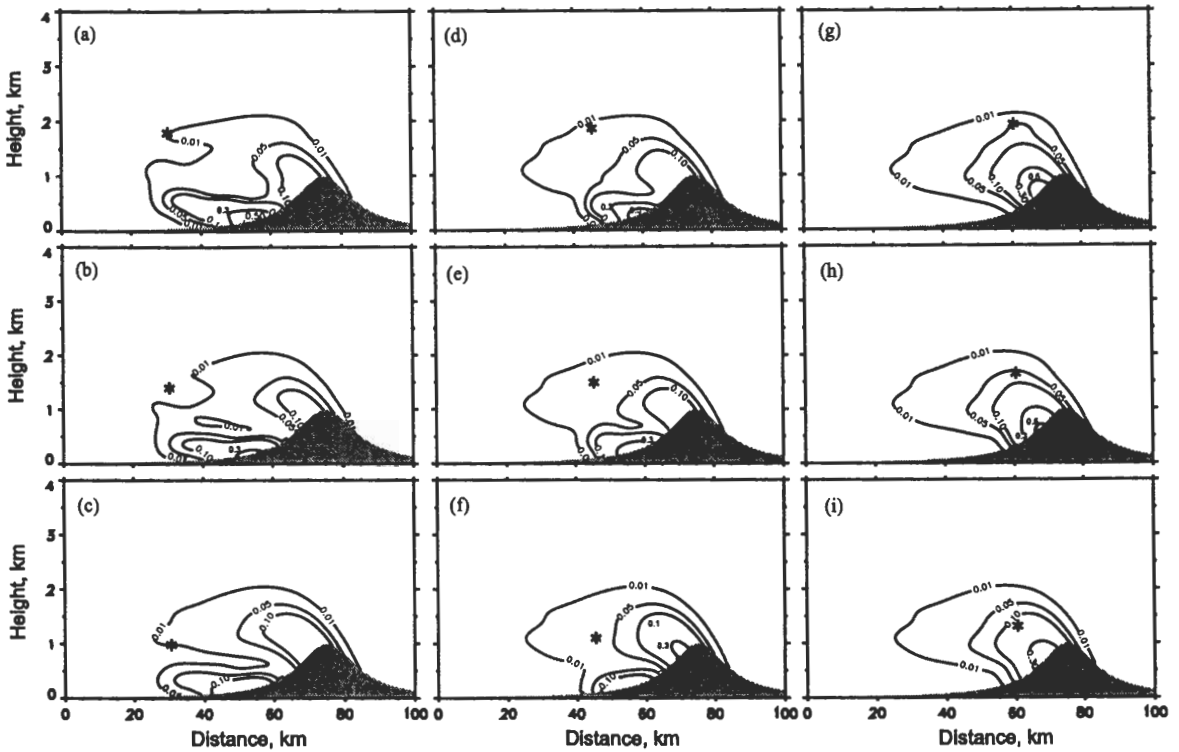


圖 10 同圖 8，但為陽明山型種雲實驗。

顯示，大多數種雲位置均造成降水率之顯著增加。其中以 a (30 km、第 9 層) 與 d (45 km、第 9 層) 兩個較高的種雲位置成效最好，在播種位置下游約 15 ~ 20 km 處提前造成降水率的峰值，且最大降水率達到 0.5 mm hr^{-1} 以上，比未種雲時 (0.05 mm hr^{-1}) 高了約一個量級。除了種雲直接造成之降水峰值，原先接近山頂處之最大值依然存在，其值甚至可能高於原先的極值（稍後再加說明），顯示殘留之種雲效果。不過當種雲位置接近原最大降水位置之時，兩個最大值區便逐漸合併為一。

圖 9 為海洋型的種雲情景。種雲後的降水率分佈大致與大陸型情景相似：在種雲位置下游提前造成降水峰值。同時，實驗 a 與實驗 d 兩個較高種雲位置效果較好，提前發生的降水率極值也是在 0.5 mm hr^{-1} 左右。原先近山頂處之最大降水區大多還在，但有些極值較未種雲

時為低。雖然海洋型情景所造成的降水峰值與大陸型約略相當，但相對原有的最大降水率而言，海洋型種雲的效果不若大陸型明顯。陽明山型的情況（圖 10）則與海洋型非常類似。但由於其原有之最大降水率較高，因此種雲效果似乎相對較差。不過種雲之整體效應不能僅以極值之大小來判斷，須視整個山坡上的累積情況而定。

圖 11~13 為大陸型、海洋型和陽明山型種雲所造成地面降水率的差異（種雲減去未種雲），可以更清楚地展現地面降水量的變化。圖 11 為大陸型情景，顯示在位置 a、d 處種雲後，地面降水率增量有兩個峰值，較大者直接反應了種雲的效果，而次高峰值則發生於原有最大值區。其他種雲位置的效果都較位置 a、d 者為差，尤其是在水平距離 60 km 處才進行種雲的情況下。同時，所有種雲位置實驗都造

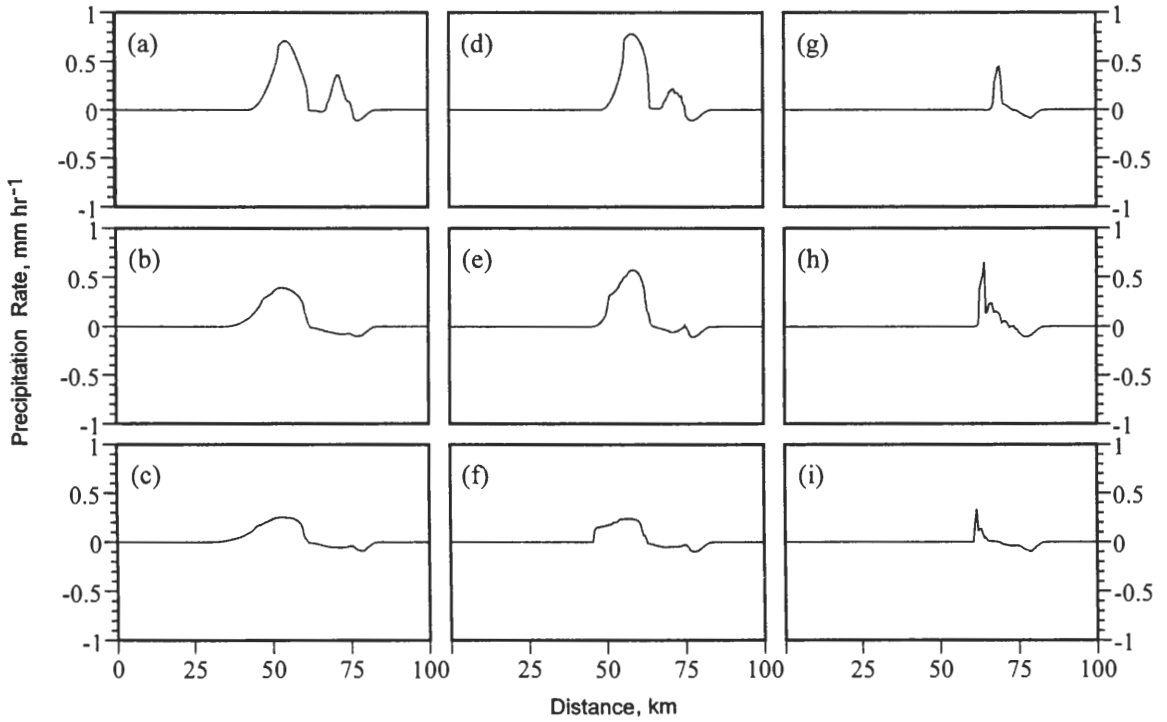


圖 11 圖 8 中大陸型種雲實驗的地面降水率變化。

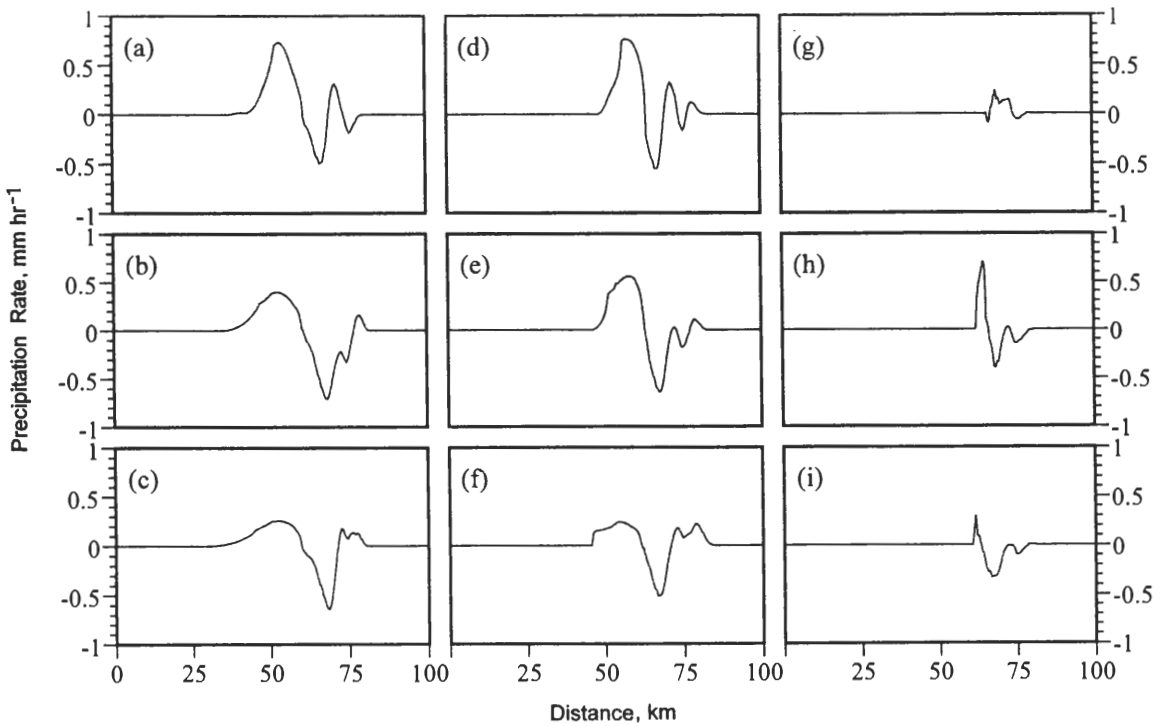


圖 12 圖 9 中海洋型種雲實驗的地面降水率變化。

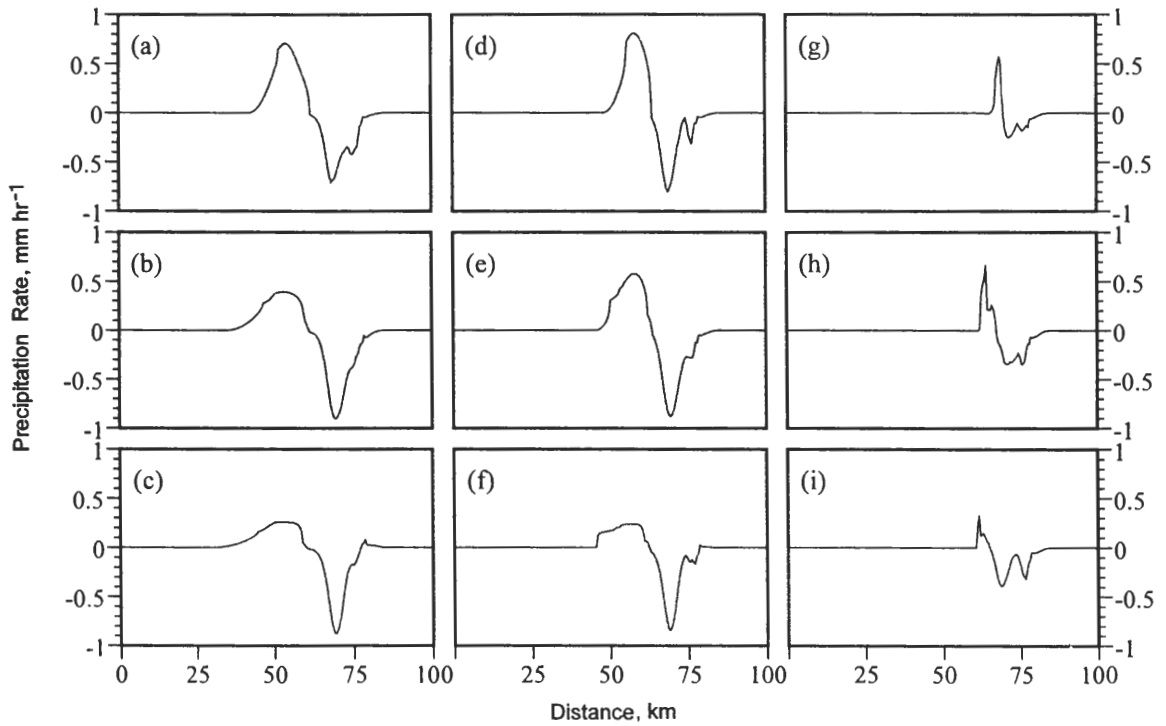


圖 13 圖 10 中陽明山型種雲實驗的地面降水率變化。

成了 80 km 處降雨效率之略為降低，但對整體效果的影響不大。至於海洋型（圖 12）與陽明山型（圖 13）的情況，種雲對地面降水率之影響呈現較大的波動，在水平方向 70 km 處皆呈現明顯的負面效果。

種雲對整個山坡上降水量的影響可以用表二所示之地面“累積降水率”（ $\text{mm hr}^{-1} \text{ km}$ ）來說明。對原本降水率較低的大陸型情景而言，其種雲成效大多為正面的；對原本降水率較高的海洋型與陽明山型情景而言，種雲的總效果

表二 大陸型、海洋型與陽明山型情景之種雲效益，以單位距離內地面累積降水量（ $\text{mm hr}^{-1} \text{ km}^{-1}$ ）之變化（種雲減去未種雲）來表示。Z 表示高度層，X 表示水平位置（km）。陰影部份顯示總降水量減少。

		大陸性			海洋性			陽明山		
Z \ X		30	45	60	30	45	60	30	45	60
9		8.11	7.34	0.70	4.96	5.06	0.67	1.30	1.58	-0.49
7		4.41	5.19	1.37	0.22	2.52	0.05	-1.68	-0.48	-1.36
5		3.04	2.23	-0.07	1.21	1.80	-1.62	-1.36	-1.84	-2.30

則較差（尤其是陽明山型），甚至在不當位置種雲還會有顯著的負面效果。在所測試的幾種狀況下，總效果最佳的種雲位置為 a（30 km、第 9 層）或 d（45 km、第 9 層），次佳位置為 e（45 km、第 7 層），其主要控因為雨胚下降路徑內的雲水含量分佈和到達地面之前的有效成長時間。因此，較高的位置和較接近高雲水含量區的 a、d、e 位置種雲效果較好。不過，累積降水量為負值並不一定意味著種雲無效，因為適當的降水位置（如集水區）往往比總降水量還要重要。

2. 種雲核粒徑與數量

先前針對種雲時機（位置）之測試中，種雲核粒徑分佈眾數 $\mu = 10 \mu\text{m}$ 之設定乃根據賴（1996）之氣塊模擬所得最佳數值（ $10\sim 30 \mu\text{m}$ ）取其下限。以下則針對此眾數在二維恆定模式之適用性做一簡單測試。此實驗以海洋型情景為例，首先固定種雲位置（取水平距離 30 km、垂直第 9 層），並在保守種雲核總質量（ 0.01 g m^{-3} ）的情況下以眾數 $10 \mu\text{m}$ 的情況為對照，測試兩種較極端粒徑分佈（眾數 $1 \mu\text{m}$ 和 $100 \mu\text{m}$ ）的種雲成效。圖 14 為模擬所得地面降水率的變化（種雲減去未種雲），顯示眾數 $1 \mu\text{m}$ 的種雲核效果較差，累積增加的降水量僅為 $10 \mu\text{m}$ 情況的 5%，且降水時機較晚。當眾數為 $100 \mu\text{m}$ 的時候，種雲核迅速在水平距離 30 km 處造成 1.64 mm hr^{-1} 的額外降水率，但其種雲效果不能持久；由於增雨範圍非常狹窄，種雲效果僅為 $10 \mu\text{m}$ 情況的 36%。

最後一個種雲實驗係探討種雲核釋放數量的敏感度。此實驗仍以海洋型情景為例，將種雲核粒徑分佈之眾數固定為 $10 \mu\text{m}$ ，以數量濃度 10 cm^{-3} 為準，測試數量濃度變為 0.1 或 10 倍之時地面降水率的改變。當數量濃度減為 1

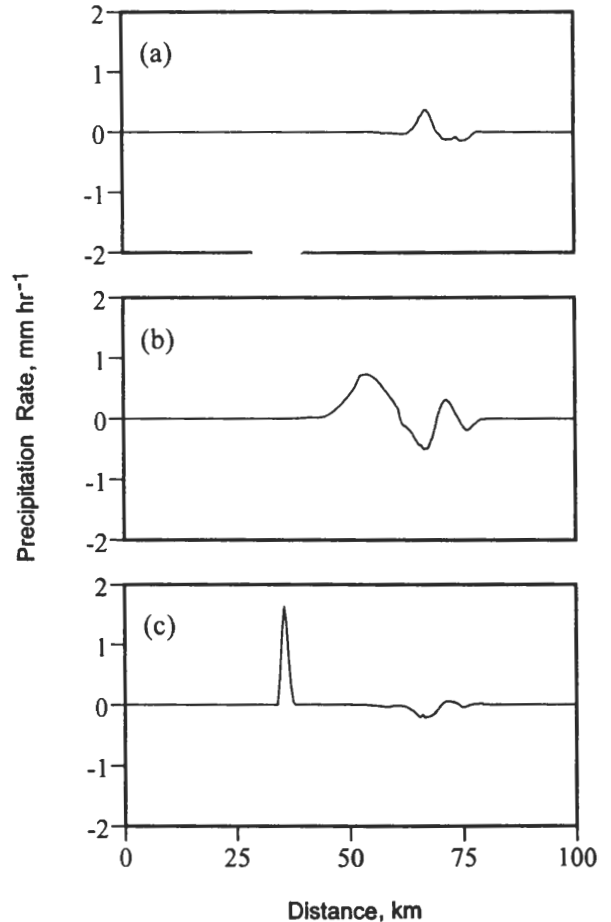


圖 14 固定種雲核總質量，而粒徑眾數為（a） $1 \mu\text{m}$ 、（b） $10 \mu\text{m}$ 、（c） $100 \mu\text{m}$ 之時，地面降水率之變化。

cm^{-3} 之時，地面降水率最多僅增加了 0.1 mm hr^{-1} （圖 15），整體上甚至有 5% 的負面效果。若數量濃度增 10 倍之時，地面降水率最高增加達 4 mm hr^{-1} （圖 15），而整體種雲效果也增加了 5.6 倍。這似乎顯示種雲核數量愈多效果愈好。不過，在固定種雲核粒徑的情況下，由於飛機負載的限制，實際種雲作業不可能無限制增加種雲核數量。同時，由於雲中液態水含量有限，因此也不可能使降水量無限制增加，因此種雲核的數量應是如同粒徑分佈眾數一樣，存在一最佳數值。

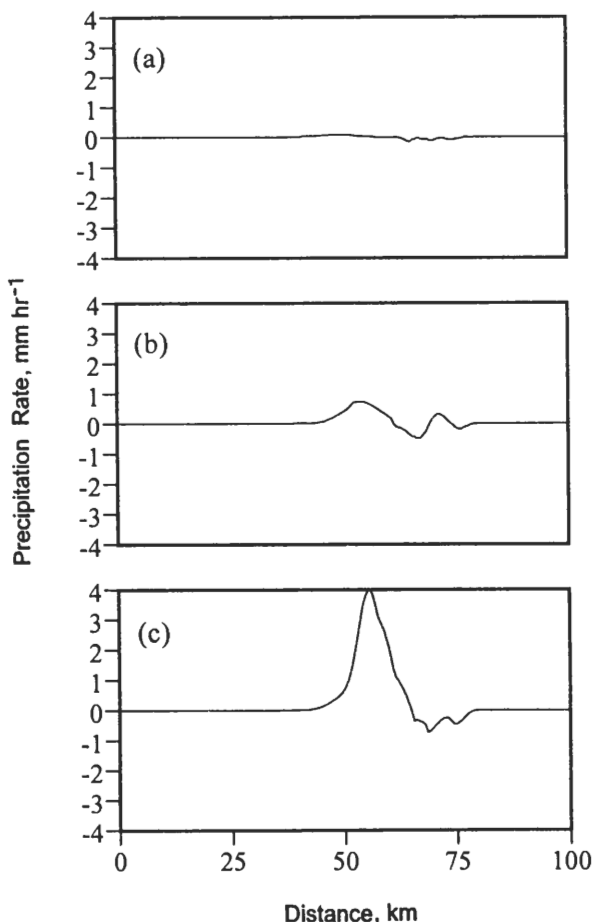


圖 15 固定種雲核粒徑眾數，而種雲核數量濃度為 (a) 1 cm^{-3} 、(b) 10 cm^{-3} 、(c) 100 cm^{-3} 之時，地面降水率之變化。

四、討 論

本研究之數值實驗首先對台灣北部冬季地形雲的可能微物理結構加以探討，發現氣懸粒子的粒徑分佈對雲滴和雨滴數量濃度以及降水率皆有顯著的影響，但其控因並非粒徑分佈的任一物理特性（如總數量、總質量、平均粒徑...）所能決定。例如，一般人容易直覺地認為空氣中氣懸粒子濃度愈高，形成雲後雲滴濃度也愈高；而雲滴數量愈高則平均粒徑愈小，也愈不容易形成雨滴。Chen and Lamb (1992) 對固定氣懸粒子粒徑分佈型態（固定 μ 與 σ ）

所做的測試也的確顯示如此。然而，陽明山型的總粒子數（參見表一）與海洋型相當且兩者皆較大陸型為低，但其雲滴數量濃度卻與大陸型相當，最大值則比海洋型高出約 5 倍（參見圖 4）。同時，陽明山型的雨滴數量濃度和降水率最大值卻與海洋型相當，但比大陸型高出約一個量級（參見圖 5、6）。其中看似矛盾之處實乃源於所比較的 3 種粒徑分佈型態有細節上的差異。根據 Johnson (1982) 之研究，對雨滴數量濃度最具影響性的應是粗模粒子（巨核）的一些特徵。回顧表一，大陸型粗模粒子的數量最低；陽明山型粗模粒子眾數遠較其他型為大，但對分佈的寬度較窄；海洋型粗模粒子的數量較高，對分佈的寬度也最高。由此可見，氣懸粒子數量少不見得對降水有利，較重要的是巨核粒子的數量與大小。同時，就如賴與陳 (1996) 的研究所顯示，粒徑分佈的寬度 σ 也很重要，因為 σ 愈大表示粒徑差異愈大，處於粒徑分佈遠端的大粒子數量也愈多，降水效率也會跟著提高。

瞭解了自然界巨核在降水過程中所扮演的角色，也就能夠領悟暖雲種雲的原理：以人為方式在雲中釋入大量的巨核粒子，利用它們快速成長為雨胚的優勢來提高降水效率。不過，上一節中幾個數值實驗也顯示了暖雲種雲的技巧並不簡單。首先必須知道整體環境的特性，例如氣懸粒子的分佈型態和液態水含量分佈等微物理狀況，究竟是屬於大陸型、海洋型還是其他特殊的型態。不同微物理狀態會直接影響種雲的效果。此外，種雲的位置也會影響種雲效果，並且還會控制降水發生的位置，這說明了數值實驗對種雲作業時機掌握的重要性。

另一個重要因素是種雲核的大小，並不是任何粒徑的巨核粒子都適合做為種雲核。例如直徑 $1 \mu\text{m}$ 左右的粒子在自然界裡雖然也稱得上

是巨核，但在雲中卻無法及時經由凝結成長而達到“哈金界限”（Hocking limit，約 $17 \mu\text{m}$ ；達此半徑方具有顯著的碰撞效率），其增雨效果並不明顯。這也不是說種雲核愈大愈好。事實上，在有總質量限制的情況下，種雲核有著相當明確的最佳粒徑。在針對種雲時機（位置）之測試中，種雲核粒徑分佈的眾數 μ 之所以設為 $10 \mu\text{m}$ ，就是根據賴（1996）之氣塊模擬所得最佳數值（ $10\sim 30 \mu\text{m}$ ）而取其下限，取下限之目的則在於使數量濃度達到最高。

使用小而多的種雲核還會造成“過度種雲”（over-seeding）的現象。在固定粒子總質量的情況下，眾數為 $1 \mu\text{m}$ 的粒子濃度是眾數 $10 \mu\text{m}$ 時的 1000 倍，也就是說在種雲核粒子濃度增加了大約 10000 cm^{-3} ，這會對雲的微物理結構造成顯著的影響。由圖 16 可見，在撥種點下游的

雲滴濃度也因而超過了 1000 cm^{-3} ，並能在山的背風面持續存一段時間，亦即雲的生命期因而延長，顯現了所謂的 Twomey effect。相較之下，若播放的粒子具有足夠的粒徑，則顯現的是“反”Twomey effect，雲的生命期會因降水效率的增加而縮短。

數值實驗的結果顯示適當的種雲方法可以增加地面的降水量，但實際作業成本是否超過所創造的價值則是另一大課題。種雲成本效益的估算相當複雜，尤其是效益的部份，因其牽涉到降水的有效收集率和降水的利用方式（如灌溉用、發電用、飲水、工業用水...），以及供水需求的急迫性等等，實非本研究所能涵蓋。此處僅以撥放種雲核的飛機油料與租費來估計成本（註：飛機種雲的成本遠較其他種雲方式來得高），效益方面則以自來水費率為參考，對種雲的成本效益進行量級上的估算。

以北美氣象顧問公司的飛機設備為例，飛行成本約每小時美金 250 ~ 1000 元（每秒新台幣 1.875 ~ 7.5 元）。假設飛機航速為 100 m/s ，並在圖 7 中的種雲點做垂直於頁面的定點穿梭；而種雲核的水平擴散約為 150 m ，水平風速度約為 10 m s^{-1} 。如此可將表二中的降水率變化量換算為表三之地面總增雨量。再以台灣地區自來水費率每度（立方公尺）9 元為基準，可得表四所列之“種雲潛在價值”。由表四可知，大陸型情景的最高益本比約有 5 至 20 倍，海洋型為 3 至 13 倍，而陽明山型則為 1 至 4 倍。當然，表四只是提供一個量級的概念，不是絕對的價值判斷。同時，水的價值也不是只能以自來水費率來估算。例如台灣地區水價可以有以下幾種方式來估計（資料來源：經濟部節約用水季刊 1996 年第 3 期）：1 度水的開發成本約 20 餘元，台北市自來水每度 7.7 元，

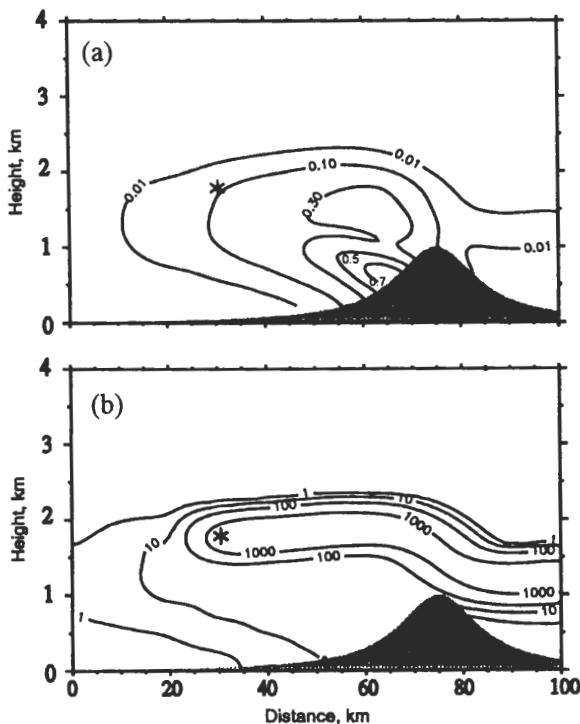


圖 16 圖 14 中粒徑眾數為 $1 \mu\text{m}$ 時之 (a) 液態水含量和 (b) 雲滴濃度分佈，顯示了過度種雲效應。

表三 同表二，但以降水量（公噸水/秒）來表示種雲效益。

		大陸性			海洋性			陽明山		
Z \ X		30	45	60	30	45	60	30	45	60
9		4.50	4.05	0.39	2.76	2.81	0.37	0.72	0.88	-0.27
7		2.45	2.88	0.76	0.12	1.40	0.03	-0.93	-0.27	-0.76
5		1.69	1.24	-0.04	0.67	1.00	-0.90	-0.75	-1.02	-1.28

表四 同表二，但以自來水費率（新台幣元/秒）來表示種雲效益。

		大陸性			海洋性			陽明山		
Z \ H		30	45	60	30	45	60	30	45	60
9		40.5	36.7	3.5	24.8	25.3	3.3	6.5	7.9	-2.4
7		22.1	25.9	6.8	1.1	12.6	0.3	-8.4	-2.4	-6.8
5		15.2	11.2	-0.4	6.0	9.0	-8.1	-6.8	-9.2	-11.5

台灣省自來水每度 9 元，高雄市買水街 1 桶 20 公升 5 元（換算得 1 度 250 元），礦泉水 1 瓶 0.6 公升約 25 元（換算得 1 度 15000 元）。也就是說，水的價值是視需求而定。

同時，不但降水是可以創造的，所創造的水還可以有附加價值。以美國加州 San Joaquin River 的水力發電為例，即使造雨效率只有 2%，造雨成本與發電效益之比仍可達 1:10（陳等，1995）。同時，根據 IMD 1996 世界競爭力年報對世界各國用水效率所做的評比，每公噸用水的產值最高者為瑞士的 208.25 美元，列名 21 的台灣為 11.75 美元，列名倒數第 2 與倒數第 1 的中國大陸與印度則分別為 0.943 與 0.397 美元（王，1997）。這不但顯示各國水

資源管理效率的差異，也顯示水的價值是可以創造的。因此，人工降水的價值除了經由如本文所做的基礎理論研究外，尚需從整體水資源規畫的角度來加以評斷。

五、結 論

人工降水是大氣科學領域中一項非常特殊的課題，也可以說是一項結合了學理與科技的“藝術”。吾人可以投入大筆的經費以求得盡善盡美，但結果可能入不敷出。另外也可以買獎券的心態而投入最低的成本，以期以小博大。如此，雖然損失一點小投資也許不會影響國計民生，但沒有嚴謹科學研究為基礎的人工降水

作業甚至可能造成科學面與社會面的負面效果，也無法有效達到創造水資源的目的。其間平衡點的取得，也許得視吾人對降水需求有多麼強烈，但更有賴於對人工降水可行性與成本效益的透徹瞭解。因此相關的基礎研究（如模式、實驗、觀測）與本土化技術的生根為人工降水具有可行性的先決條件。

本研究根據這個觀念，針對台灣北部地區冬季地形雲進行人工降水的可能性，以數值實驗的方式進行探討。首先分析了大陸型、海洋型及陽明山型氣懸粒子粒徑分佈對北部地形雲之微物理結構的影響，所得主要結果如下：

- (1) 不同粒徑分佈會造成雲微物理結構的顯著差異。
- (2) 巨核粒子的存在對雨滴的發展和暖雲降水效率極為重要。
- (3) 陽明山個案氣懸粒子在微物理和降水過程的角色類似典型海洋性氣懸粒子，但此個案目前尚不能視為台灣北部的一般狀況。

在種雲實驗方面，本文針對種雲位置、種雲核大小及數量等因素進行測試，重要結果為：

- (1) 種雲效果和原有氣懸粒子的粒徑分佈有關：對原本降水效率較差的大陸型情景而言，種雲效果普遍較佳；海洋型情景次之，而陽明山型情景則多呈負面效果；因此，原本降水效率較低的情景具有較大的人工增雨潛能。
- (2) 種雲位置對造雨量和降水時機都有很大的影響：在雲中較高處且液態水含量較高的位置種雲，其效果愈佳。

(3) 種雲的效果與種雲核的粒徑與數量濃度有關：最佳種雲核粒徑分佈眾數約為 $10\sim 30\ \mu\text{m}$ ，最佳數量濃度約為 $10\ \text{cm}^{-3}$ 。

(4) 對飛機種雲效益所做之分析可得以下的概略評估：大陸型情景的最高益本比約有 5 至 20 倍，海洋型為 3 至 13 倍，而陽明山型最高只有 1 至 4 倍。

這些初步結果顯示，台灣北部冬季地形雲應該是具有種雲的潛在價值，值得做更進一步的研究。由於本研究對地形、風場以及一些動力條件做了相當程度的簡化，未來可利用較為複雜的雲動力與微物理模式做更詳盡的分析。同時，目前仍缺乏對能影響種雲效益的一些本土因素（如氣懸粒子粒徑分佈）的完整瞭解，有待以較完整的觀測資料繼續加以分析與驗證，以獲得種雲可行性的進一步確認。

致 謝

本文在國科會專題研究計畫 NSC-85-2111-M-002-006 與氣象局委託計畫 CWB-85-2M-01 支助下完成。

參考文獻

- 王家興，1997：蓋水庫之外的另一選擇—提昇用水效率。能源報導，4月號，33-34。
- 王時鼎、陳泰然及謝信良，1983：台灣颱風降雨特性及其預報研究（一）。國科會防災科技報告，72-13，54 pp。
- 林能暉、陳正平與林民生，1996：發展台灣地區長期人造雨計畫雲物理觀測實驗（一）。交通部中央氣象局委託研究計畫，CWB-85-2M-01，177 pp。

- 柳中明、劉廣英，1987：台灣北部地區人工造雨研究。國科會防災報告，76-18號，NSC-76-0414-P002-04B，123 pp.。
- 陳泰然、柳中明、周仲島、陳正平，1995：台灣地區人造雨評估與規劃研究計畫。交通部中央氣象局委託研究計畫，CWB-84-2M-10，159 pp.。
- 劉復誠，1986：台灣地區春季雨量可預測度及其相關氣候異常之研究。國科會研究計畫 NSC-75-0202-M052-01，62 pp.。
- 賴建帆，1996：雲凝結核對暖雲降水影響的數值模擬。碩士論文，台灣大學大氣科學系，96 pp.。
- 賴建帆、陳正平，1996：凝結核對暖雲降水影響的數值模擬。論文彙編，第五屆全國大氣科學學術研討會，六月廿六~六月廿九，台北，pp. 258-262.。
- American Meteorological Society, 1992: Planned and inadvertent weather modification. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 331-337.
- Braham, R. R., Jr., 1952: The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development. *J. Meteor.*, **9**, 227-242.
- Chen, J. P., 1994: Theory of deliquescence and modified Köhler curves. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 3505-3516.
- Chen, J.-P., and J.-F. Lai, 1995: Influence of CCN size spectrum on the formation of precipitation. *Preprints, Workshop on Mesoscale Meteorology and Heavy Rain in East Asia*, Nov 7-10, Fuzhou, China, pp. 134-137.
- Chen, J.-P., and D. Lamb, 1992: The evolution of saturation ratio. *Preprints, 11th International Conference on Clouds and Precipitation*, August 17-21, 1992, Montreal, Canada, 322-325.
- Chen, J.-P., and D. Lamb, 1994: Simulation of cloud microphysical and chemical processes using a multicomponent framework. Part I: Description of the microphysical model. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2613-2630.
- Chen, T. J. G., and B. J. D. Jou, 1988: Interannual variations of the relevant largescale circulations during the Taiwan Mei-Yu season. *Paper Meteor. Res.*, **11**, 119-147.
- Dennis, A. S., 1980: *Weather Modification by Cloud Seeding*. Academic Press, New York, 267 pp.
- Johnson, D. B., 1982: The role of giant and ultragiant aerosol particles in warm rain initiation. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 448-460.
- Junge, C., 1954: The chemical composition of atmospheric aerosols, I, Measurements at Round hill field station, June-July 1953. *J. Meteorology*, **11**, 323-333.
- Jaenicke, R., 1993: Tropospheric Aerosols. In Hobbs (editor): *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*, Academic Press, San Diego, 1-31.
- Krauss, T. W., R. T. Brintjes, J. Verlinde, and A. Kahn, 1987: Microphysical and radar observations of seeded and unseeded continental cumulus clouds. *J. Climate Appl. Meteor.*, **30**, 585-606.
- Langmuir, I., 1948: The production of rain by chain reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. *J. Meteor.*, **5**, 175-192.
- Lelieveld, J., 1993: Multi-phase processes in the atmospheric sulfur cycle. *Interactions of C, N, P and S Biogeochemical Cycles and Global Change*, NATO ASI Series, Vol. **14**, 305-331.
- Lin, Y. L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate and Appl. Meteorol.*, **22**, 1065-1092.
- Mather, G. K., and D. Terblanche, 1994: Initial results from cloud seeding experiments using hygroscopic flares. *Proc. 6th WMO Sci. Conf. Wea. Mod.*, Paestum, Italy, 687-690.
- Mordy, W. A., 1959: Computations of the growth by condensation of a population of cloud droplets. *Tellus*, **11**, 16-44.
- Nelson, L. D., 1971: A numerical study on the initiation of warm rain. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 752-762.

- Queney, P., 1948: The problem of air flow over mountains: a summary of theoretical studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **29**, 16-26.
- Rangno, A. L., and P. V. Hobbs, 1988: Criteria for the onset of significant concentrations of ice particles in cumulus clouds. *Atmos. Res.*, **22**, 1-13.
- Rangno, A. L., and P. V. Hobbs, 1993: Further analysis of the Climax cloud seeding experiment. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1837-1847.
- Rangno, A. L., and P. V. Hobbs, 1995: A new look at the Israel cloud seeding experiment. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1169-1193.
- Reisin, T., S. Tzivion, and Z. Levin, 1996: Seeding convective clouds with ice nuclei or hygroscopic particles: A numerical study using a model with detailed microphysics. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1416-1434.
- Silverman, B. A., C. L. Hartzell, W. L. Woodley, D. Rosenfeld, 1994: Thailand applied atmospheric resources research program, Vol. 1 ~ 3. *Report No. R-94-01*, U.S. DoI, Bureau of Reclamation.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountain on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, **21**, 87-230.
- Tripoli, G. J., and W. R. Cotton, 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model -- 1982, Part I: general theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Rech. Atmos.*, **16**, 85-219.
- Twomey, S. A., 1971: The composition of cloud nuclei. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 377-381.
- Whitby, K. T., 1978: The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Environ.*, **12**, 135-159.
- World Meteorological Organization, 1992: *WMO statement on the status of weather modification*. Item 5, EC-XLIV/Pink 58, Appendix C, 9 pp.
- Young, K. C., 1975: The evolution of drop spectra due to condensation, coalescence and breakup. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 965-973.

Numerical Experiments of Warm-Cloud Seeding in Wintertime Orographic Clouds over Northern Taiwan

Jen-Ping Chen¹ Jian-Fan Lai¹ Nen-Huei Lin²

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²Department of Atmospheric Sciences, National Central University

(Manuscript received 15 September 1997 , in final form 5 February 1998)

ABSTRACT

A detailed microphysical model is applied to study the feasibility of warm-cloud seeding in wintertime orographic clouds over northern Taiwan. Simulations are first performed to analyze the effect of aerosol particles on undisturbed clouds, showing that the difference in aerosol size distribution can significantly impact the microphysical structures of clouds. In particular, the presence of giant nuclei is crucial to the development of precipitation. The effect of seeding with hygroscopic material is shown to vary with the pattern of natural aerosol size distributions. The situations with continental type aerosols and lower precipitation rates tend to have better seeding results, whereas those with maritime type or Mt. Yang-Ming type aerosol tend to have inferior or even negative results. Tests on the seeding techniques indicate that the locations of seeding not only influence the magnitude of precipitation enhancement but also its timing. Optimal values for the number concentration and size of seeding nuclei are found to be 10 cm^{-3} and $10 \sim 30 \text{ }\mu\text{m}$, respectively. Estimations on the optimum benefit-to-cost ratios of seeding for the continental, maritime and Mt. Yang-Ming type situations are roughly 20, 13, and 4 times, respectively. These preliminary results indicate that seeding operation in the wintertime orographic clouds over northern Taiwan seem to be feasible, which warrants more extensive future studies.

Key words: Warm-cloud seeding, Artificial precipitation enhancement, Condensation nuclei, Aerosol particles, Cloud microphysics.