

近年來國外颱風雨量研究之評介

曲克恭

中國文化學院氣象系

一、前言

關於國內颱風雨量之研究，已於民國67年台灣地區災變天氣研討會中吳宗堯(1978)許介，近兩年來尚未見有完整的研究報告，曲克恭(1979)曾分析氣象雷達測定暴雨量之準確度，但尚未有一定之結果。茲針對可能蒐集到之國外文獻予以引介。受颱風影響最嚴重之國家中，以美國對氣象之最新測量技術及預測方法研究發展最為積極，且著成效。參閱英國及日本所發行之氣象雜誌中，近十年來很少論及颱風雨量之問題，故本報告雖稱國外研究之評介，實針對美國而言。

美國無專有颱風雨量預測方法及模式，僅在其數值模式中加入雨量之預測，Viezee 等(1979)指出 LFM 模式(Limited - Area Fine-Mesh Model)中已加入MOS(Model Output Statistics)客觀雨量預測及PoiP's(the map-typs Probabilities of Precipitation method)機率法。而晚近寄最大希望之測量颱風雨量之方法端賴雷達及氣象衛星，如果能將此及時測定(非直接測定)之可降水量納入各種雨量預測模式中，或可有突破性之改善，但以上二種技術仍有許多問題需要解決，始克在實用上有所貢獻。

有部份學者曾分析對美國造成重大災害之颶風雨量及熱帶低壓系統越過Appalachians 山脈最大雨量之機率。本報告將對以上各節簡略評介。

二、雷達測量雨量

雨量乃是氣象要素中影響國計民生最重要的一項，但也是測量與預測最困難的一項；尤其是颶風降雨之問題，無論從一次颶風侵襲時之總雨量或颶風之降雨率方面探討，現有測量方法之代表性皆有很多缺失，而今天我們唯一代表真實(?)地上雨量(true ground rainfall)之測量為各種雨量器，雨量器之單點紀錄代表降雨面積之可信性已有許

多研究及不同之結果，而在狂風中之損失更是可觀，Wilson(1979)引用Larson and Peck之研究，指出風速為5m/see時，損失應接受降雨之12%，10m/see時，損失19%；Haggard等(1973)引用1968年Alaka之研究，風速為22.5m/see或以上時，其損失量可能達到50%。而今日各種雨量之測定技術及預測方法皆以雨量器之紀錄為校驗準則。雨量器紀錄計算一區域之雨量其誤差發生於抽樣誤差，此誤差隨區域之增大，時間之延長及雨量器密度之增加而減小；若用一個雨量器代表10-20km²之面積校驗雷達之雨量，除大風區外，通常之誤差小於5%，但在颶風之狂風中，雨量器之損失即無法估計。

關於雷達測量雨量之綜合評介，Wilson 等(1979)有詳細之報告，並列有大量之參攷文獻可資參考。

Wilson 等指出雷達可及時的獲得大範圍之雨量資料，但30年來在實用上之改善却甚微，而雷達所測大範圍上之雨量與單點雨量之偏差可能在二倍或二倍以上，偏差之發生乃由於：

- (一)雷達反射能量與降雨率間之關係非為一定，
- (二)雨滴降落地面之蒸發及平移(advection)，
- (三)雷達波柱之異常傳播(anomalous propagation)。

這些因素皆不易確定，唯一可以改進雷達測量降雨之技術為用雨量器紀錄校準(calibrate)，若一個雨量器代表之面積為1000-2000 km²，則用雷達紀錄合併校準，可有較低之誤差(10-30%)，但欲獲更準確之雨量(誤差小於10-20%)，則必須有更多的雨量測站予以校準；但是此增加之雨量測站本身已足夠導致所希望之準確度。以上之論述似認為以目前雷達之性能，以更多之雨量站校準雷達雨量紀錄之成效不大。雖然雷達之定量測定雨量仍遜於分佈密度較大之雨量器(我們假定已認可大風中之雨量損失)，但雷達除對雨量站稀少或

無雨量站之地區可提供參考性之雨量外，其及時之資料對洪水警告仍為有效之方法。

雷達測定雨量在理論上有其潛在的偏差，最大之部份為 Z-R 關係。

$$Z = AR^b$$

Z - 雷達反射因子

R - 降雨率

A, b 為二常數

根據很多之研究，影響 A, b 二常數之因素有：蒸發、雲質點及雨滴之碰撞與合併、雨滴之破裂、雨滴大小分佈之調整及上升運動等，Z-R 關係並非一定，1978 年，Carbone 及 Nelson 指出雲發展階段（上升氣流中），A 較高而 b 較低；反之，A 較低而 b 較高。

但是改變 Z-R 之關係所獲效果亦不大，因為風暴中 Z-R 關係隨時空變化極大。Wilson 等建議適時的用雨量測站紀錄（但必須認可雨量器之紀錄有代表性）核準雷達所測雨量也許可能使二者之偏差有 75% 之時間在二倍以內。此實不足以達到雷達定量計算雨量之要求，故雷達之最大效用目前仍為定性的洪水可能警告。

1972 年 6 月 21-24 日，美加交界之 Lake Ontario 區受熱帶風暴 Agnes 之侵襲，Wilson 等（1974）曾用該區三座雷達及 338 個雨量測站之紀錄分析比較雷達測定雨量之準確性，雷達用 $Z = 200R^{1.6}$ 之關係。

日期（時間 GMT）	Rochester 雨量站平均(in)	Buffalo 雷達(in)	Oswego 雷達(in)
21/6(00-17)	0.18	0.29	0.53
21/6(18)-22/6(10)	0.61	0.79	1.22
22/6(11-21)	0.67	0.30	0.27
22/6(22)-23/6(06)	1.31	0.66	0.69
23/6(13)-24/6(06)	0.51	0.72	0.57
合計	3.28	2.82	3.27

Wilson 等並用雨滴分佈器（disdrometer）所測資料推定 Z-R 關係，再計算雷達雨量並與雨量站之平均雨量比較，如下表：

日期（時間 GMT）	Bowmanville 區 雨量站平均（in）	雨量器		Z - R
		Buffalo 雷達	Woodbridge 雷達	
21/6(21) - 22/6(01)	0.47	0.9	1.2	$352R^{1.28}$
23/6(20-23)	0.25	0.8	1.0	$368R^{1.38}$
23/6(23) - 24/6(01)	0.30	1.8	3.7	$379R^{1.38}$

其統計分析結論為：

(一) 雷達與雨量器間之偏差隨時間與空間而變化極大，但雷達與雷達間之相關却較前者為高。Wilson 等認為形成雷達之誤差主要為氣象因素而非雷達本身之問題，

(二) 該次風暴中，平均而言，Z-R 之關係為 $Z = 350Z^{1.35}$ 且有一次 5 小時之降雨中 Z-R 之關係不變，但測站雨量與雷達之比，前 3 小時為 1.25，後 2 小時之比為 1.8。Wilson 等認為 Z-R 之關係影響偏差小，而氣象因素（如蒸發等）之影響大，而此氣象因素常不易確定。

(三) 雷達測定之準確度隨測距而減小，波束中點之高度高於 6000 呎以上，則雷達隨波束高度之增加（隨距離之增加）急速的低估實際雨量，低於 6000 呎之區域，雷達估計有 90% 與雨量器之比在 1.3 以內。

(四) 在雷達上裝置 D/RADEX (Digital / Radar Experiment) 及小型電腦可迅速計算及顯示及時之雨量，可供洪水警告之用，但在一次大雨中，雷達都在 3000 mi² 之區域內（有八處雨量測站）低估雨量 28-44%，此亦即為建議適時使用雨量器校準雷達紀錄之理由，對一次洪水警告有很大之助益。

三、氣象衛星測量雨量

(一) IR 及 Visible 估計雨量

Martin 等（1973）指出應用氣象衛星所示紅外線（IR）溫度及可見明亮度（Video brightness）之研究始自 1966 年，U. Radok 之分析中南半島豪雨量與 TIROS-3 之 8-12 micron 大氣窗之輻射強度。之後分別有 1967 年 Lethbridge 比較 TIROS-4 之大氣窗相當黑體溫度及可見波段（0.55-0.75 micron）所示亮度對降雨之估計，發現二者估計之機率相同，但若將二者合併使用，則與降水相關最高。1969 年 Rainbird 分析 TIROS-3 之大氣窗輻射與 Meko-

ng 河谷 24 小時雨量却很少關係；1970 年 Gerrish 分析 ESSA-5 及 ESSA-7 所測對流雲之面積與降雨之關係；同年，Rainbird 指出氣象衛星資料可以估計一區域之平均雨量，很有發展希望，然後始有很多研究計劃相繼完成，根據 Lovejoy and Austin (1979) 之引介，最初只主觀的浮雲分類與降雨相關，研究者有 Barrett, Follansbee, Oliver, Scofield 等；之後有 Blackmer, Cheng, Rodenhuis 及 Lovejoy 等試將衛星之亮度測量與降雨率相關，但却有部份獲得相反之結果，對大的降雨却很少有指示，其原因可能是紅外線與可見光之波長對大量之雲質點有反應，但對雨滴之反應却很少。Lovejoy and Austin 研究 GOES 衛星資料對加拿大 Montreal 降雨之分析，認為以 GOES IR 及 Visible 資料決定雨區為佳 (good)，但估計降雨率為差 (poor)。

(二) ESMR 估計雨量及洪水。

水雲 (Water Clouds) 對光譜之紅外線部份極不透明 (opacity)，故使 HIRS (High resolution infrared sounder) 不能測到雲低層之液態水含量，目前寄望於微波感應器 (Microwave sensors) 之發展。1972 年 12 月 12 日 Nimbus-5 施放，携有 ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer)，可接收地球及其大氣微波部份之輻射 (以 19.35 GHz 為中心之 250 MHz 之波段寬)，以微波明亮溫度 (T_B) 表示之， T_B 乃隨其熱力溫度，表面發射率 (surface emissivity) 以及大氣中水汽與液態水滴之衰減與反射而定 (冰晶對微波輻射影響甚少，對 ESMR 之 1.55 cm 波長近於透明)。陸地表面之發射率大 (~ 0.9) 且隨地物及土壤狀況變化極大，但海洋上對 ESMR 波長之發射率低 (~ 0.4) 且近於不變 (當然風速大時使海面粗糙而略影響發射率)，故在海洋上可以根據大氣中水滴對 1.55 cm 微波之散射，水汽與氧對其之吸收和諧振而引用雲物理之一些定律及方程計算可降水量。

若由 ESMR 之資料計算降雨率現仍採用 Marshall-Palmer 關係：

$$N(\rho) = N_0 e^{-\Lambda \rho}$$

$N(\rho)$ — 半徑為 ρ 之雨滴在單位半徑 ($\rho + \delta\rho$) 範圍內之數量密度

$N_0 = 0.16 \text{ cm}^{-4}$ (對任何強度之降雨量)

$\Lambda = 81.56 R^{-0.21}$ R — 降雨率 (mm/hr)

Wilheit (1977) 等將大氣劃分為若干光學薄層 (Optically thin layers) 並修定 0°C 綫以下至地面為 Marshall-Palmer 水滴分佈關係而計算降雨率， T_B 與降雨率之關係因 0°C 綫之高度不同而異。Wilheit 等並用雷達及地面裝置之微波測量器 (microwave radiometer) 測定之降雨率及發射率校驗其 ESMR 結果，Wilheit 等認為以 1.55 cm 所示之明亮溫度與 1-20 mm/hr 降雨率之相關誤差不致超過二倍以上，但是其所用校驗之標準為雷達之降雨率，以二未定值相互校驗乃其缺失。

ESMR 不適用於測量陸上之降雨量，Allison 等 (1979) 都分析 ESMR 之明亮溫度與 1974 年 1-3 月澳洲東部所發生之六次洪水流域有良好之相關，其理由乃根據陸上各種地物不同發射率對 T_B 之影響與大範圍水面之比較而決定洪水之氾濫區。

微波發射率在陸上變化甚大，但與平靜之大水面間有很大之區別，例如無植物之乾土壤表面之熱力溫度為 290K，其發射率為 0.90-0.95 (對 19.35 GHz)，則 T_B 為 261-275 K，而平靜海面之 $T_B \sim 120\text{K}$ 。一般言之，海面之 $T_B \leq 150\text{K}$ 陸上 $> 250\text{K}$ ，且變化極大。故大範圍洪水氾濫之地區 (ESMR 之分析力 (resolution) 在天頂下 (nadir) 25 km，向兩邊漸減為 45 km \times 160 km 之橢圓)，其 T_B 可能低於附近之地區，而且可以與未氾濫以前之 T_B 相比較而發現其變化狀況。其所採標準為夜間 $T_B < 240\text{K}$ ，日間 $T_B < 250\text{K}$ 指示有顯明之洪水。Allison 之研究指出 ESMR 之 T_B 對大範圍之洪水有監視之功用，若分析力更強，則監視範圍可更縮小。

Rodgers 等 (1979) 將 Nimbus-6 所攜之 ESMR 在美國東南部陸上降雨區所測每組水平向 (T_H) 與垂直向 (T_V) 之極向明亮溫度 (Polarized brightness temperature) 與該區乾地面及濕地面之明亮溫度統計比較，發現三者有顯著之差異，任何二組資料之平均向量 (mean vector) 相重疊之機會小於 1%。

Rodgers 等指出關於 37 GHz (0.81 cm) 之微波發射，濕土地之發射為極向者 ($T_V > T_H$)，但在乾土地及大雨區為非極向者 ($T_V \sim T_H$)，但乾土地上之 T_B 較雨區及濕土地上者為大，故根據此種分別至少可定性的推估雨區、雨量之大小及雨區之移動。Rodgers 等將 T_B 分為三類：下雨區、濕地面而無降雨及乾地面，然後用統計方法決

定其獨立性及可分性。分析之結果，若綜觀範圍之陸上地表熱力溫度大於 285K，而植物上未有露水時，可以定性分辨，但對雨區及濕土地仍不易清楚的分別。

(三) SCAMS 估計海陸上之雨量。

1975 年 6 月，Nimbus-6 施放，攜有 SCAMS (Scanning Microwave Spectrometer)，為一太陽同步極向軌道衛星 (Sunsynchronous polar orbit satellite)，SCAMS 約每 12 小時從天頂下向側面掃描全地球，並可將獲致海洋上 22.2GHz 及 31.6GHz 波段之輻射強度積算為液態水與水汽之含量。22.2GHz 波段對大氣中水汽之感應較 31.6GHz 者強二倍，而 31.6GHz 者對液態水者約強二倍，故應用此二波段之輻射可計算大氣中水汽及液態水之含量。惜其分析力薄弱，在天頂下為 145km，43° (從天頂下計算起) 為 330 km。

Vieze 等 (1979) 分析 1975—1976 年在東北太平洋上之 20 個氣旋風暴中之液態水分佈，並分析沿美國西海岸 27 個測站平均雨量與此分佈之相關，發現二者有相關，而以 60—72 小時前之東北太平洋上風暴雲中之水量分佈與美國西海岸三天之累積雨量有良好的相關，20 個個案中有 14 個案之相關等於或大於 +0.70，若將地形影響之二測站去除，則相關更佳，由之亦可知地形影響雨量分佈之重要。但前 72 小時風暴中水量與美國西海岸三天之平均累積雨量之迴歸方程：

$$P = -15.5 + 6.2W$$

却無實用上之價值，因其標準誤 $S(P) = \pm 14.67\text{cm}$ 。

Vieze 等認為是 SCAMS 在一點上所掃描之水含量不能代表風暴之全部可降雨量，其實風暴影響一地之雨量，水含量僅為其中之一，必須再考慮使此水含量移行至目標區降落於地面之各種動力與物理因素。但 SCAMS 可以估計海洋上風暴中之水汽及水含量都值得鼓舞，雖然尚未到達定量應用之階段。

Liou and Duff (1968) 應用參數化之方法將 SCAMS 之明亮溫度資料轉換為陸上大氣中之水含量，並與 NOAA-4 之可見與紅外線圖片比較，相當吻合，但其只分析兩個個案，且在 1975 年美國中北部廣大平原之八月份，地面狀況以大範圍言，可能較簡單，Lion 等亦指出，此二次個案之吻合未包括分析地形地物之影響，不能顯示陸上問題之

解決。

四、颱風雨量之研究

(一) 颶風 Camille 及熱帶風暴 Agnes

1969 年 8 月 19—20 日，颶風 Camille 之餘威帶給美國 Virginia 州空前之豪雨災難，Schwarz (1970) 曾與美國破紀錄雨量比較，並估計可能最大降雨 (PMP)，發現此風暴 80—85% 之 PMP 在 12 小時之時距內降落於 1,000mi² 範圍之內。下表為其初步計算之 DAD 資料：

Area(mi ²)	Duration (hrs)		
	6	12	18
	Depth of rain(in)		
10	18.8	25.2	25.2
100	14.5	20.7	20.7
200	12.9	18.8	18.8
500	10.5	16.2	16.2
1,000	8.7	13.7	13.7
2,000	7.1	10.9	10.9
5,000	5.2	7.7	8.1
10,000	3.8	5.7	6.3
20,000	2.6	4.2	4.8
50,000	1.5	2.6	3.0

Schwarz 並分析 1000mb 露點，700mb 氣流，且與探空資料，雷達及氣象衛星資料等比較分析，發現 Camille 雖然已經登陸到達 Virginia，於低層適宜之東南氣流攜帶豐富之水汽配合地形之影響而形成豪雨，但必須另有其他綜觀尺度及中尺度之因素有效利用此水汽始能有範圍廣大而持久之雷雨。

1972 年 6 月 20—25 日，颶風 Agnes 由美國東南部登陸侵襲，向北直達美加交界之 Lake Ontario，造成許多地區之豪雨損失，Wilson 曾分析雷達與其降雨量 (參見前節)，Carr and Bosart (1978) 並診斷校驗此颶風雨量之可預測度 (Predictability)。

Carr 等指出過去 15 年內，天氣預測雖有長足的進步，但降雨之定量預測却未獲其利，其原因可能有二：

- 1 數值模式對綜觀尺度內質量場 (mass field) 預測之誤差，
- 2 許多降雨之時空尺度 (尤其是夏季) 過小，不易包含於綜觀尺度之預測模式中。其綜合之作用雖可由參數方法納入模式中，但成效不大。

Carr 等從濕度之收支，事後分析 Agnes 在美國東南部之雨量，其所用之基本方程為水汽之傳輸與雨量之關係，忽略液態及固態水之存在及蒸發之影響。所用資料為探空報告及以探空施放時間為中心之三小時總雨量。

比較兩次實測雨量與計算雨量，只有一次在美國大湖區及 Michigan 東部尚吻合外，其他地區皆誤差甚大。但若以 Agnes 為中心之 $12^\circ \times 12^\circ$ (緯度) 範圍內之平均雨量比較，則

$$\text{觀測值爲：} 2.79 \times 10^{-4} \text{ kgs}^{-1} \text{ m}^{-2}$$

$$2.93 \times 10^{-4} \text{ kgs}^{-1} \text{ m}^{-2}$$

$$\text{計算值爲：} 3.37 \times 10^{-4} \text{ kgs}^{-1} \text{ m}^{-2}$$

$$2.93 \times 10^{-4} \text{ kgs}^{-1} \text{ m}^{-2}$$

由以上之比較可見：綜觀範圍之水汽供應雖不能解釋局部之雨量，但可能解釋大範圍之降雨量 (Fritsch 等亦曾發現綜觀範圍只能解釋美國大平原區颶風雨量之 20%)。Carr 等認為綜觀範圍之水汽收支計算並不能將對流雨量與綜觀範圍之穩定雨量 (由穩定飽和空氣上升而生) 分開，於是 Carr 等應用 Haltiner 之方法 (Numerical Weather Prediction, 1971, P.163) 計算穩定層降雨量設為 P_s ，則

$$P_c = P_t - P_s$$

P_t — 總雨量 P_c — 對流雨量

並用 Kuo 氏之對流加熱參數計算對流性之降雨量，設為 P_k ，由 $P_t - P_s$ 所計算之 P_c 與直接計算之 P_k 必有誤差，定為：

$$\lambda = \frac{P_c}{P_k}$$

若 $\lambda = 1$ ，為理想之狀況，若 λ 不等於 1，則尋求 Kuo 氏參數及垂直運動，溫度與濕度場所可能導致之誤差原因，其結論為：

1 雨量定量預測為數值模式中亟待解決之問題，雖然統計方法，雷達及衛星資料之加入可增進其預測率，但動力方法仍是雨量預測最有希望的途徑

2 但是仍有許多問題需要解決，因為即使在事後診斷模擬實際之雨量分佈仍可有重大之誤差，導因於一些因子在模擬時亦無法確定，如垂直運動場之模擬及預測。

3 如果在預測模式中能盡量考慮雲物理之關係及多年累積之經驗，或可使誤差減小。

(二) 熱帶氣旋系統越過 Appalachians 山脈之最大雨量。

Haggard 等 (1972) 曾將 1900—1969 年熱帶氣旋系統越過美國 Appalachians 山脈時，24 小時雨量及總雨量最大之 36 個單點紀錄予以分析，其中 1969 年 8 月 19—20 日颶風 Camille 侵襲時，美國氣象局曾獲得 Virginia 之 Tye River 五小時降雨 31.0 in (787.4 mm) 之報告，但因校驗有問題，不足採信，故採用 Massies Mill 之 27.0 in (685.8 mm) 為該山區 1900—1969 年間最大之單點 24 小時及總雨量紀錄。Haggard 等應用實際 36 個最大紀錄資料配合 Gamma 分配模式計算 24 小時及總雨量各年不同最大之發生機率，認為此模式適合於該山區之情況，當熱帶氣旋系統侵襲該區時可做最初降雨機率之參改，然後逐步修正。

參考文獻：

國家科學委員會，1978：台灣地區災變天氣研討會論文集編。

曲克恭，1979年：氣象雷達 WSR—74C 測定台灣地區暴雨量之研究。氣象預報與分析，78，1—18。

Allison, L. J., T. J. Schumge, and G. Byrne, 1979: A hydrological analysis of east Australian flood using Nimbus—5 electrically scanning radiometer data. Bull. Am. Meteorol. soc, 60, 1414—1427.

Carr, F. H., and L. F. Bosart, 1978: A diagnostic evaluation of rainfall predictability for tropical storm Agnes, June 1972. Mon. Wea. Rev. 100, 363—374.

Haggard, W. H., T. H. Bilton, and H. L. Crutcher, 1973: Maximum rainfall from tropical cyclone systems which cross the Appalachians. J. Appl. Meteor., 12, 50—61.

Liou, K. N. and A. D. Duff, 1979: Atmospheric liquid water content derived from parameterization of Nimbus—6 scanning microwave spectrometer data. J. Appl. Meteor., 18, 99—103

Lovejoy, S. and G. L. Austin, 1979: The source of error in rain amount estimating schemes from GOES visible and IR satellite data. Mon. Wea. Rev., 107, 1048—1054

Martin, D. W. and W. D. Scherer, 1973 :
Review of satellite rainfall estimation
methods. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 54,
661 — 674 .

Rodgers, E. , H. Siddalingaiah, A. T. C.
Chang and T. Wilheit, 1979 : A statistical
technique of determining rainfall over land
employing Nimbus 6 ESMR measurements.
J. Appl. Meteor., 18, 978 — 991 .

Schwarz, F. K. , 1970 : The unprecedented
rains in Virginia associated with the rem-
nants of hurricane Camille. *Mon. Wea. Rev.*, 98,
851 — 859 .

Viezee, W. , H. Shigeishi and A. T. C. Chang,
1979 : Relation between west coast rainfall

and Nimbus 6 SCAMS liquid water data
over the Northeastern Pacific Ocean. *J. Appl.
Meteor.*, 18, 1151 — 1157 .

Wilson, J. W. and D. M. Pollock, 1974 :
Rainfall measurement during hurricane
Agnes by three overlapping radars. *J. Appl.
Meteor.*, 13, 835 — 844 .

Wilheit, T. T. , A. T. C. Chang, R. S. V. Rao,
E. B. Rodgers and J. S. Theon, 1977 : A
satellite technique for quantitatively mapping
rainfall rate over the Oceans. *J. Appl.
Meteor.* 16, 551 — 560 .

Wilson, J. W. and E. A. Brandes, 1979 :
Radar measurement of rainfall — A Summary
Bull. Am. Meteorol. Soc., 60, 1048 — 1058 .