

衛星定量降水估計與雲頂溫度關係之研究

陳嘉榮 王建國 張惠玲

中央氣象局氣象衛星中心

摘 要

衛星定量降水估計技術之成敗相當程度取決於其所採用之定義降雨雲區之紅外線亮度溫度閾值的高低。即使對同一地理區域，在不同季節即應採用不同的閾值。低層水汽較充沛的季節，雲系不需垂直發展較高即可造成地面降水，閾值即應較高；反之，低層水汽較缺乏的季節，雲系需垂直發展至較高之高才可能造成地面降水，閾值即應較低。本文即利用一臺灣地區春雨個案之合成統計結果，探討閾值對 GWT 衛星定量降水估計法所估計之降雨率及降雨範圍的影響。結果顯示，當採用較高之閾值後 GWT 法對此春雨個案雨區範圍之估計能力顯著提昇。

一、前言

自 1987 起全球降水氣候計畫(Global Precipitation Climatology Project, GPCP, Arkin and Xie 1994)即開始結合衛星降水估計與地面觀測，執行全球月降水之估計。衛星所估計之降水具備多方面的用途：在長期氣候研究方面，衛星所估計之降水可供氣候診斷之用；在短期天氣研究方面，衛星所估計之降水可供校驗數值模式所預報之降雨量、作為模擬地面熱量平衡模式之輸入值之用以及極短期降水估計或預報之用。1970 年代起同步氣象衛星數據觀測資料已被應用於估計地面降雨強度供預報作業人員使用(Griffith *et al.* 1978, Adler and Negri 1988)，但卻受限於雲頂之亮度溫度無法正確反映對流系統強度之故，使得衛星估計降雨強度技術在實作上遭遇到許多困難與不確定性(Ebert *et al.* 1996)。造成客觀衛星定量降水估計技術之成果不確定性或極大相位與振幅誤差的主要原因之一在於客觀衛星估計降雨強度技術無法隔離或分辨對流雲系被高層非降雨卷雲所覆蓋的情況。GWT 法(Griffith/Woodley *et al.*, 1978)將

紅外線亮度溫度低於 -20°C (或 253K) 的區域定義為降雨雲區，而作為定量降水估計技術應用的區域；CST 法 (Convective Stratiform Technique, Adler and Negri 1988)則能夠大略分別估計近熱帶地區的層狀與對流性降水。可惜的是，不論是 GWT 或 CST 等方法雖然在特定的校驗區域獲致相當程度的可信度，但它們卻皆存在無法完全推廣至其他氣候區域的問題，此與客觀衛星估計降雨強度技術定義降雨區域所用之經驗性(empirical)的紅外線亮度溫度閾值(threshold)有很大的關係，此為衛星定量降水估計技術成果不確定性的第一個主因。閾值的設定，幾乎完全決定了客觀衛星估計降雨強度技術的成效(過低或過高)。就物理推論而言，閾值的選定應依不同的盛行天氣系統而變動。對臺灣及鄰近地區而言，冬天的強斜壓性鋒面降水雲系發展高度較高，閾值應較低，梅雨季的較弱斜壓性鋒面降水雲系發展高度較低，閾值就應較高。本研究的目的之一即在於系統性地歸納出定義不同季節的降雨區域所應使用的紅外線亮度溫度閾值及其所對應之高度，據以修正 GWT 客觀衛星定量降水估計技術，使其適應

於臺灣及鄰近地區的氣候特徵，供預報人員執行 1 至 2 小時(極短期)定量降水估計之用。造成衛星定量降水估計技術成果不確定性的第二個因素，在於當僅有大範圍，深厚且溫度極低的卷雲而無中低層雲系存在的情況(這類的卷雲通常是強對流雲系充分發展之後所留下的殘餘 debris)下，由於此種不降水卷雲的溫度甚低於定義降雨區的閾值，導致各衛星定量降水估計技術仍然針對該卷雲區執行降雨強度估計。此自然使諸衛星估計降雨強度技術作出嚴重錯估地面降雨量的結果。為了解決深厚但不降水的卷雲雲系所造成的問題，只有從辨認衛星觀測的各個雲區之雲頂高度以區別卷雲或其他非降雨雲系盛行區域方面著手，才能合理解決衛星估計降雨強度技術所面臨的不確定性。本系列研究的目的之二，即在進一步發展一些辨識卷雲或其他非降水雲系的雲頂高度的方法(例如，紅外線窗區法等)，衛星估計降雨強度技術即可迴避對該地區作不必要甚至誤導的降水強度估計，並隨之適度修正衛星估計降雨強度技術定義雨區所使用的經驗性閾值，以維持或提昇衛星估計降雨強度技術的準確性與穩定性。本文的主要目標即在於探討定義降雨區域所用之紅外線亮度溫度閾值之變化對 GWT 法降雨估計結果的影響，而以發生於 2000 年 2 月中至 3 月初造成臺灣地區連續性且大範圍降水之鋒面雲系作為閾值變動之依據。

二、GWT 法估計降雨率之程序

Griffith 與 Woodley (1978) 等人提出一種利用同步衛星之紅外線頻道觀測資料配合地面雷達資料以估計地面降雨強度的技術(Griffith/Woodley Technique 簡稱 GWT)。GWT 法的執行步驟簡述如下：(1) 在衛星雲圖中以紅外線亮度溫度低於 -20°C 的區域(A_c)作為可能降雨之雲區；(2) 由 A_c 隨時間的演化過

程決定 A_c 的最大值(A_m)；(3) 由 A_c/A_m 比例的變化與雷達降水回波觀測之間的經驗關係決定降雨區域內的降雨總量 (rain volume)；(4) 將降雨總量的 50%分配給 A_c 範圍內最冷的 10%之像元(pixel)所涵蓋的區域，另外 50%降雨總量分配給 A_c 範圍內次冷的 40%之像元涵蓋的區域。其中在第二與第三步驟內利用到一些由眾多美國佛羅里達州降水個案合成統計所獲得之經驗性權重係數以決定在第四步驟中各別像元所應含有的降雨強度。

GWT 法的特性在於簡單方便，但由於其中所使用的一些經驗性權重係數及定義可能降雨之雲區之紅外線亮度溫度(低於 -20°C)皆是利用近熱帶地區夏季美國佛羅里達州南部的雷達與地面雨量站資料配合衛星資料合成分析所得。此使 GWT 法所能適用的地理區域有相當的限制。此外，GWT 法利用到可能降雨雲區之面積(A_c)與其最大值(A_m)之比值，據以判斷雲區之消長，然後依比例調整降雨區域內的降雨總量。 $A_c/A_m < 1.0$ 代表降雨系統正在增長中； $A_c/A_m = 1.0$ 或 $A_c/A_m > 1.0$ 代表降雨系統強度正在減弱中；由於在日常作業中，無法預知 A_m 的大小，使 GWT 法在衛星定量降水估計的實際作業上便產生困擾，而只有假設某一可能降雨雲區之 A_c 即為 A_m 以進行降雨量估計。本研究即採用此種假設，利用中央氣象局所屬之臺灣地區自動雨量站觀測資料以檢視 GWT 法在估計臺灣地區不同季節之降雨系統的誤差特性，尋求定義臺灣地區不同季節之可能降雨雲區的紅外線亮度溫度閾值。本研究之初步成果已日常上線，作為預報作業人員執行定量降水估計時的參考工具之一。

三、降雨個案資料之收集與統計分析方法

在 2000 年 1 月間本研究才完成 GWT 法

相關程式之設計，並在 2 月起開始針對造成臺灣地區地面降水之個案收集同時間之 GMS-5 衛星的紅外線頻道的數據觀測資料與臺灣地區高密度地面自動雨量站之逐時降雨量資料作為校驗及調整 GWT 法合理性的依據。由於 GMS-5 衛星的紅外線頻道之像元解析度約為 5X5 公里相當於面觀測，而地面自動雨量站則為點觀測，在沒有涵蓋全臺雷達觀測網之降雨估計值可供參考的情況下，吾人乃以 Barnes 客觀分析方法將 GWT 法所估計之每個像元的時降雨量與雨量站之降雨觀測值分別內差至規律的網格點之上，以進行校驗的工作。由於雨量站之最低降雨觀測值 (threshold) 為 0.1mm/hr，本研究乃以網格點上之數值大於或等於 0.1mm/hr 視為估計有雨或觀測有雨之網格點，然後進行誤差統計。本研究利用數種統計量以顯示 GWT 法的逐時降雨估計值相對於地面觀測降雨率的差異：在估計量的差異方面利用偏差值(bias)及均方根誤差(RMSE)來顯示；在估計降雨區域與實測降雨區域之差異方面則以 False Alarm Ratio (FAR)，Probability of Detection (POD)及 Error (ERR) 等三種數值表示。如以 GWT 法估計有雨而觀測卻無雨之網格點數為 A；GWT 法估計無雨而觀測卻有雨之網格點數為 B；GWT 法估計有雨且觀測亦有雨之網格點數為 C，則 FAR 定義為 $FAR=A/(A+C)$ ，POD 定義為 $POD=C/(B+C)$ ，ERR 定義為 $ERR = (A+B)/(A+B+C)$ 。FAR 值愈低代表 GWT 法對錯估雨區範圍之機率愈低；POD 值愈高代表 GWT 法正確估計出雨區的能力愈強；ERR 數值愈大代表 GWT 法分辨降雨或不降雨區域的能力愈低。

另外，本研究亦以 Barnes 客觀分析方法將地面自動雨量站之資料與紅外線亮度溫度資料分別內差至規律的網格點之上，統計得出降雨率為 0.1mm/hr 以上之網格點所對應之

眾紅外線亮度溫度值，以出現最多次之紅外線亮度溫度值作為修正 GWT 法定義臺灣地區可能降雨雲區所應使用的紅外線亮度溫度閾值。之後並比較使用新閾值之 GWT 法的表現。

四，2000 年 2 月春雨個案分析

2000 年 2 月 18 日至 3 月 4 日期間有一系列之冷鋒面系統經常性地通過或滯留在臺灣地區，導致臺灣地區持續性且大範圍的降水。本研究即收集同時間的 GMS-5 衛星紅外線頻道的數據觀測資料與臺灣地區地面自動雨量站之逐時降雨量資料，以進行 GWT 法估計降雨率之誤差特性分析。本研究針對此春雨個案進行兩種實驗：(1) 實驗一：執行以紅外線亮度溫度 253K 定義可能降雨雲區之原始 GWT 法進行地面降雨量估計，(2) 實驗二：依前節所述之方式，比較觀測降雨量大於 0.1 mm/hr 以上的所有網格點所對應的紅外線亮度溫度，將出現次數最多的亮度溫度值作為此春雨個案 GWT 法定義可能降雨雲區所應使用之紅外線亮度溫度，以重新執行 GWT 法進行地面降雨量估計。

原始 GWT 法(GWT253K)在此春雨個案對東亞地區雲系所估計之降雨量分布圖(實驗一)如圖一所示，有效時間為 2000 年 2 月 18 日 21UTC。其中綠色區域為小雨(0.1 - 3.0 mm/hr)，黃色區域為中雨(3.1 - 15.0 mm/hr)，紅色區域為大雨(15.1 mm/hr 以上)。圖中可見一鋒面雲系正由華南移進臺灣地區，GWT 法則顯示此系統在臺灣中部及南部所可能造成的雨區範圍。同期間的中與南部的部份雨量站亦有降雨率約在 1 至 2mm/hr 之記錄。

針對此春雨個案吾人重新統計得出地面觀測降雨率大於 0.1 mm/hr 之處所對應之諸紅

外線亮度溫度中 264K 出現最多次，此代表造成臺灣地區春季降雨之雲系發展高度不高，雲系只要垂直發展到 850 到 700hpa 即可能導致地面降水。於是便以 264K 作為 GWT 法(GWT264K)定義可能降雨雲區所應使用之紅外線亮度溫度，以進行實驗二。圖二即為 GWT264K 對與圖一相同時刻的降雨量之估計分布圖。從圖中可見 GWT256K 針對華南之大範圍雲區所估計之可能降雨區較 GWT253K 所估計者顯著擴大。至於 GWT253K 與 GWT264K 對此春雨個案所估計之降雨量的誤差特性則列於表一。表一顯示 GWT253K 與 GWT264K 對臺灣地區所估計之平均降雨率分別為 0.72 與 2.09 mm/hr；GWT253K 與 GWT264K 的 Bias 分別為 -1.09 與 +0.76 mm/hr，此代表 GWT253K 有低估春雨之降水的傾向，亦即臺灣地區春季雲系之雲頂高度不必發展到 700hpa 以上才能造成地面降水，而 GWT264K 則略有高估地面降雨率的趨勢。另一方面，GWT264K 的均方根誤差較 GWT253K 為大，顯示 GWT264K 估計地面降水的變動程度較大，這代表 GWT 法對定義可能降雨雲區所應使用之雲頂溫度的敏感度相當高。GWT253K 的 FAR，POD 與 ERR 分別為 0.70、0.11 與 0.91；而 GWT264K 的 FAR，POD 與 ERR 分別為 0.66，0.46 與 0.76。此顯示相對於 GWT253K 而言，GWT264K 降雨區域估計錯誤(FAR 與 ERR)的比率較低，而有效偵測到降雨區域的能力(POD)則明顯增加 4 倍以上。此代表欲使 GWT 法較適用於估計臺灣地區的春季雲系之降水，定義可能降雨雲區所應使用之雲頂溫度應較高。這應與臺灣地區的低層水汽較(發展原始 GWT 法所在的)佛羅里達州為充沛有關，雲系不需垂直發展至 700hpa(253K)以上即可造成地面降雨。

整體而言，定義可能降雨雲區所使用之

雲頂溫度對 GWT 法估計雨量及雨區範圍合理程度的影響相當大。欲使 GWT 法適用於估計臺灣地區不同季節之降雨系統之地面降雨強度，即必須依不同季節天氣系統之特徵以個案合成統計之方式，歸納出最佳的雲頂溫度以定義可能降雨雲區。

表一 GWT253K 及 GWT264K 估計 2000 年 2 月間地面降雨率之統計分析值

	GWT253K	GWT264K
Bias (mm/hr)	-1.09	0.76
RMSE (mm/hr)	3.25	4.04
Mean (mm/hr)	0.72	2.09
Std Dev (mm/hr)	1.57	2.28
FAR	0.70	0.66
POD	0.11	0.46
ERR	0.91	0.76

五、結論

利用同步衛星之紅外線數據觀測資料，以雲頂亮度溫度估計地面降雨區及降雨率的研究早於 1970 年即已展開。但由於雲頂亮度溫度並無法充分反映不同雲系的垂直結構，使客觀衛星定量降水估計法的不確定性相當大。加上各個氣候區域的降雨系統之特性的差異性相當大，以致在美國佛羅里達州所發展的 GWT 衛星定量降水估計法無法完全適用於其他氣候區。原始 GWT 法以 253K 作為定義可能降雨雲區所應使用之雲頂溫度，其對發生於臺灣地區 2000 年 2 月之春雨個案所估計的平均地面降雨率僅約為觀測值之 40%。此乃因臺灣地區的低層水汽量較為充沛，雲系不需垂直發展至 253K 以下即可造成地面降雨。另外，由於 GWT253K 法低估降雨量，使其研判雨區範圍的能力甚低

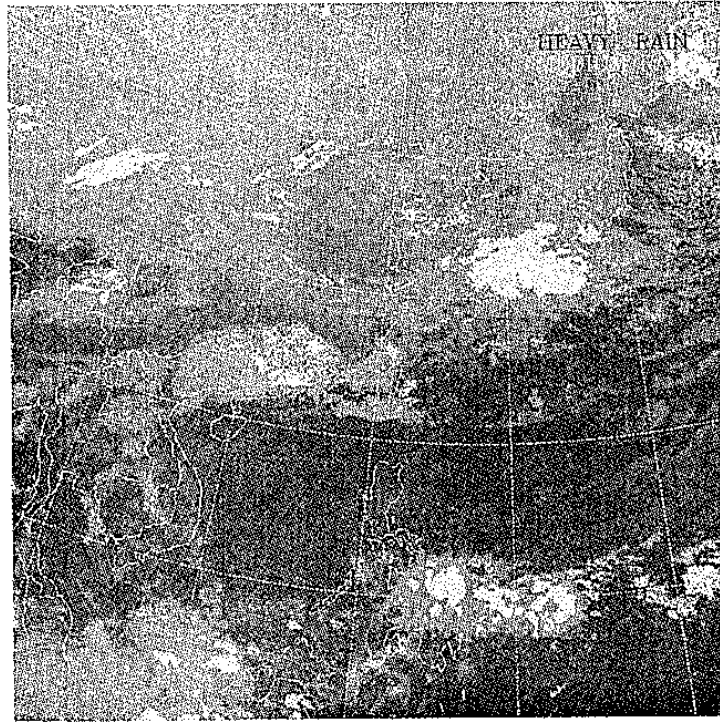
(POD=0.11)。由此春兩個案所收集之紅外線溫度資料與相對應的地面降雨量資料，經過統計歸納後得出 GWT 法應以 264K 為最佳之定義可能降雨雲區之雲頂溫度。GWT264K 法所估計之平均地面降雨率雖然較觀測值高出約 60%，但是其對雨區範圍的估計能力顯著提昇達 4 倍 (POD=0.46)，發生錯估雨區範圍的機率亦較低，這對日常之降雨預報作業將有實質之助益。本研究將繼續分析在其他季節所收集之個案，配合雲頂高度隨時間及空間的變化以分別求取在臺灣地區不同季節定義可能降雨雲區所應使用之最佳紅外線亮度溫度閾值供 GWT 法之用，提昇本研究成果在短期(1 至 2 小時)定量降水預報的實用性。

致謝

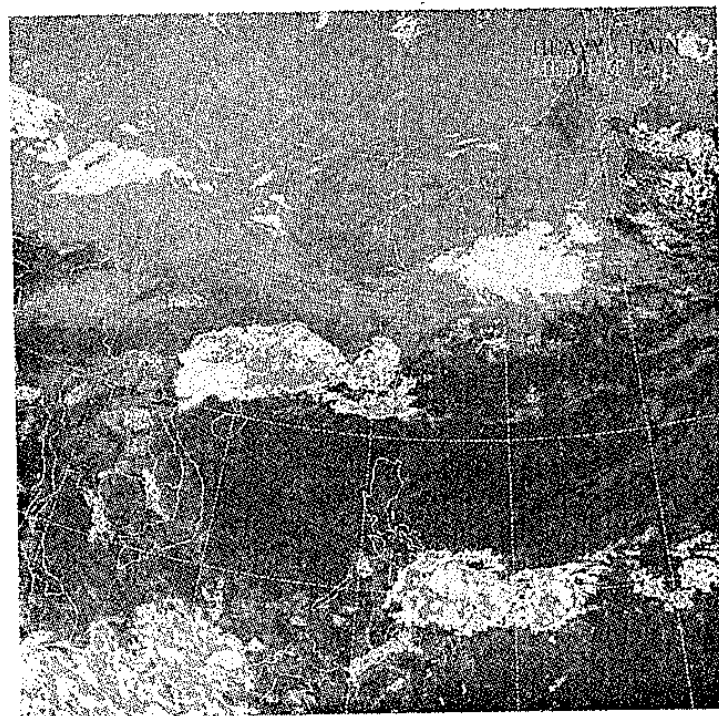
本文在國科會 NSC89-2625-Z-009 研究計畫支持下完成，謹此致謝。

參考文獻

- Arkin, P. A., and P. Xie, 1994: The Global Precipitation Climatology Project: First algorithm intercomparison project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 401-419.
- Adler, R. F. and A. J. Negri, 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.*, **27**, 30-51.
- Griffith, C. G., W. L. Woodley, P. G. Gruber, D. W. Martin, J. Stout, and D. N. Sikdar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery-visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1152-1171.
- Ebert, E. E., M. J. Manton, P. A. Arkin, R. J. Allam, G. E. Holpin, and A. Gruber, 1996: Results from the GPCP algorithm intercomparison projects. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 2875-2887.



圖一 原始 GWT 法(以 253K 作為定義可能降雨雲區之紅外線亮度溫度)所估計之東亞地區降雨量分布圖。綠色區域為小雨(0.1 – 3.0 mm/hr)，黃色區域為中雨(3.1 – 15.0 mm/hr)，紅色區域為大雨(15.1 mm/hr 以上)。有效時間為 2000 年 2 月 18 日 21UTC。



圖二 修正 GWT 法(以 264K 作為定義可能降雨雲區之紅外線亮度溫度)所估計之東亞地區降雨量分布圖。有效時間亦為 2000 年 2 月 18 日 21UTC。