

# 利用 Bayesian 方法反演海上颱風定量降水之研究

胡仁基<sup>1</sup> 陳萬金<sup>1</sup> 邱瑞媛<sup>2</sup> 劉振榮<sup>3</sup> 汪建良<sup>4</sup>

<sup>1</sup>國防大學理工學院國防科學研究所

<sup>2</sup>Goddard Space Flight Center, NASA, U.S.A

<sup>3</sup>國立中央大學太空及遙測中心

<sup>4</sup>國防大學理工學院環境資訊及工程學系

## 摘要

本研究使用 1998 至 2006 年 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星上的 TMI (TRMM Microwave Imager) 微波資料，利用微波降雨物理模式計算出颱風降雨時 TMI 各頻道之亮溫，以物理法估算出正規化極化值  $P$  (normalized polarization value)，經由 Bayesian 方法求出颱風降水強度的機率分佈，進而估算海上颱風定量降水之研究。此方法與 GPROF (Goddard Profiling Algorithm) 物理法所反演出 2A12 近地面降雨強度有所不同，其原因在於本研究所得的是降雨機率分佈，而後者是每個視場 FOV (Field of View) 最接近的單一降雨值。研究初步結果顯示，在定性上颱風降水分佈型態與以統計法估算出的結果一致，但在定量的降水強度則較後者為低。此外，利用島嶼測站之實際觀測降雨值作驗證，其結果為當地面降水強度為弱降水時，Bayesian 反演降水強度大部分為高估，反之，地面降雨強度為強降水時，則 Bayesian 估算普遍為低估。這是由於受到降雨分布不均勻效應之影響，故在數值上有所差距，需選取更多均勻之降雨資料進行比對驗證，如此才能提升反演降水之準確性。未來將搭配 AQUA 衛星上的 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System) 微波資料，分析彼此衛星資料之異同性，並相互比對及彌補彼此在時間與空間解析度的不足，獲得更準確之結果。

關鍵字：Bayesian、Normalized Polarization、TMI、AMSR-E、GPROF、微波頻道。

## 一、前言

台灣地區每年均受到豪大雨所帶來的災害，其中包括颱風環流、中尺度對流系統的影響而產生大量降水，例如 2001 年 9 月納莉 (NARI) 颱風、2004 年 8 月艾利 (AERE) 颱風、2006 年 6 月梅雨鋒面過境，均造成台灣中、北部地區嚴重之水災及土石流。為了避免這些災害再度發生，我們必須針對台灣地區降水特徵有進一步的瞭解，進而精進降水預報之研究，以降低豪大雨造成重大的損失。如今就颱風降水而言，其估算的方法有統計法及物理法等，在統計法方面吾曾利用 TMI 微波資料以線性迴歸方式反演颱風降雨強度，經地面島嶼雨量站資料驗證後，其相關性可達 0.74 (陳等人, 2006)。但因統計法無法得知其颱風降水垂直剖面的結構，故此次利用物理法分析模擬颱風各層輻射傳遞的結果，再以 Bayesian 方法進行估算颱風定量降水，將可獲得更準確的颱風降水強度，這結果對傳統颱風預報作業單位具有相當大的參考價值。

## 二、研究目的與理論基礎

過去在國內利用衛星微波資料進行豪大雨反演的方法，大部分均是以統計法為主，雖然統計法的結果表現的還不錯，但對整個降雨結構之雲輻射及垂直剖面各層放射散射的過程缺乏充分的瞭解。於是本研究利用一套物理輻射傳遞模式進行整個颱風降雨結構的模擬，由於受限於整個降雨結構十分複雜，其中雨滴、冰晶吸收放射與散射的變化情形，造成整個氣柱視場 (FOV) 內的輻射強度值平均於整個 FOV 其降雨強度的面積內，其面積大約為 10 公里 (Wilheit 1986; Petty 1994a)。因此，就雨量反演的問題不僅需要一套較為準確的輻射傳遞模式所模擬的亮度溫度為前提外，還必須針對衛星 FOV 內的平均觀測值與所對應 FOV 內整個平均降雨強度，說明兩者之間較適當的統計關係 (Chiu and Petty, 2006)，這也就是利用 Bayesian 方法反演颱風定量降水的主要目的。

Baye's 理論說明在一個已知的觀測向量  $P$  (就是微波頻道的亮溫)，估算出後驗機率分佈 (posterior probability distribution)，也就是降雨強度值 (rainfall rate)，其正比於條件機率分佈乘上前驗機率分佈 (priori probability distribution)。 $f(R|P) \sim f(P|R) \cdot f(R)$  其  $f(R)$  就是由三維的雲模式中近地表的降雨強度，估算每一個強度值在整個資料庫所得到的機率。另

$f(P|R)$  就是條件機率密度函數 (conditional probability density function) 是在已知任一  $R$  的情況下獲得  $P$  機率分佈，於是將兩者相乘獲得後驗機率分佈，最後選擇不同的估算子 (estimator) 計算出每個 pixel 的降雨強度值 (圖一)。Baye's 理論的優點是它並不只是一個運算式而已，對於利用微波觀測資料反演整體大氣剖面參數而言，它可以提供十分完全的理論架構。過去國外許多學者也是利用此理論針對微波多頻道與雨雲之間的物理特性進行降雨反演 (Evans et al. 1995; Olson et al. 1996, 2006; Di Michele et al. 2005)，其目的就是要反演出最佳垂直降雨結構及所對應之地面降雨強度值。如今，本研究利用 TMI 雙極化的微波頻道建立  $P$  向量 (包括 10.65、19.4、37GHz)，估算每個 FOV 的平均降雨強度。

### 三、資料處理

針對利用物理法反演海上颱風降雨強度之分析，本文所用到的衛星資料包括 TRMM/TMI、TRMM/PR 兩種衛星資料，3-D GCE (Goddard Cumulus Ensemble) 雲模式垂直剖面的參數，另外還有島嶼地面觀測資料，而主要估算颱風定量降水之區域在北緯 10-30 度，東經 110-150 度之間。下面簡單介紹各裝備之特性。

#### (一) TRMM/TMI 微波資料

TRMM 衛星自 1997 年 11 月 27 日由美、日合作發射後，其任務為對地球南北緯 40 度間的熱帶區域作降雨觀測。其軌道高度在 2001 年八月之前為 350 km，以 35 度傾角、周期約 92 分鐘繞地球運轉，進行預計為期三年的熱帶地區降雨觀測。在 2001 年八月之後為延長其任務壽命，衛星高度已提高到 402 km。所搭載的 TMI 屬被動式微波輻射儀，是用來觀測熱帶地區降雨的利器之一。TMI 資料為 Level-1B11 資料，經過輻射校正與幾何定位，資料解析度為 10 km，其九個微波頻道分別為 10.65V (Vertical polarization)、10.65H (Horizontal polarization)、19.4V、19.4H、21.3V、37V、37H、85.5V、85.5H GHz。

#### (二) TRMM/PR 降雨雷達資料

降雨雷達 PR (precipitation radar) 是第一個利用太空載具由太空進行降雨量測的雷達，由 128 個單元的主動式相位陣列雷達所組成，每個單元都包含了發射與接收機制。相位陣列雷達，是一種以改變雷達波相位來改變波束方向的雷達，利用電子方式控制波束而非傳統的機械轉動天線面方式，故又稱為電子掃描雷達。TRMM/PR 所使用的頻率為 13.8GHz (波長約為 2.2 cm)，最小可量測到的降雨率為 0.7 mm/h，垂直解析度為 250 公尺 (共計 80 層)，

水平解析度為 5 公里，刈幅 (swath) 寬為 220 公里，每一條掃描線有 49 個 angle bins。

#### (三) GCE 雲模式資料

GCE 模式是一個屬於三維的雲模式，此模式是由 GSFC (Goddard Space Flight Center, NASA) Dr. Wei-Kuo Tao 所提供的垂直剖面各項參數，例如：雲水 (cloud water)、雲冰水 (cloud ice water)、降雨量 (rain water)、冰晶量 (ice amount) 比濕 (specific humidity)、溫度 (temperature)、風速 (wind speed)、軟雹 (graupel)。此參數模擬 37 層垂直剖面，水平面積為 512 平方公里，時間為 1999080706 至 1999081206 共計五天。此資料將輸入輻射傳遞模式，估算模擬之微波頻道亮度溫度。

#### (四) 島嶼測站雨量資料

本研究之降雨資料來自日本氣象廳 (JMA, Japanese Meteorological Agency) 所提供，由於海面上降雨觀測不易獲得，研究中假設島嶼地面降雨強度能夠代表其周邊海上平均降雨強度。所使用的資料為 1998~2004 年期間，每年 7~10 月颱風盛行期間日本南方附近海域 TARAMA (測站編號 93011)、IRABU (93041) 附近十一個島嶼測站雨量計所提供每十分鐘一筆降雨觀測資料。

### 四、研究方法

TMI 微波頻道 21.3GHz 僅有垂直極化頻道，其他的頻率 (10.65、19.4、37、85.5GHz) 則均具有雙極化。由於每一個頻率對於雨雲的吸收放射及散射均混合了不同比例的特性，因此利用每個頻率其雙極化亮度溫度的差值，可估算整個大氣剖面雨量或水氣在雲雨區內變化的情形，所以  $P$  值 (attenuation indices) 也稱 normalized polarization 可針對不同的頻率計算出  $P_{10}$ 、 $P_{19}$ 、 $P_{37}$ 、 $P_{85}$ 。同時， $P$  值不若一般微波頻道會受到地表背景變化的缺點，故其值僅隨著大氣中的水象參數之變化而變化 (Petty, 1994a)。

$$P = \frac{T_v - T_h}{T_{v,o} - T_{h,o}}$$

等號右側分子的部分代表垂直與水平頻道亮溫的差值，分母則代表無雨雲情況下其頻道亮溫的差值，所以  $P$  值介於 0~1 之間，當  $P$  值接近 1 時，代表為晴空，反之接近 0 時，代表非常濃厚的雲層並伴隨著大雨。而晴空時的頻道亮溫是需要經由蒐集大量探空資料迴歸得到，本研究引用 Dr. Chiu (2006) 所迴歸的計算式，計算出晴空時垂直與水平頻道亮溫的差值。 $P$  值除了不受地表放射率的影響，也不像微波頻道其亮溫會因降雨強度增強而飽和，並且  $P$  值只反應雲雨之間光程 (optical depth) 的變化，一般而言  $P$

值隨雲雨之透射率(transmittance)直接地反應出 power-law的變化關係。

$$f(R|P) \propto f(P|R)f(R)$$

由方程式得知這是Baye's定理的通式，在正比符號左側代表 posterior probability distribution 後驗機率分佈，其中P代表觀測值，而R代表雨量分類的群組，由於該項無法預先得知，故需經由正比符號的右側第一項f(P|R)也就是所謂的條件機率密度函數(conditional probability density function)與第二項f(R)前驗機率分佈(prior probability distribution)相乘積而得到。換句話說f(P|R)與f(R)相乘積，就是P觀測值在每一類降雨強度(R)佔有多少機率，而f(R)則為每一個R在整個R中所佔有的機率，最後執行常態化(normalized)即可獲得f(R|P)的分佈。由Bayesian方法的概念中可以確切的知道，若要得到較好的後驗機率分佈，其前提是必須建立完整的前驗分佈及條件機率分佈。首先，蒐集1998~2005年颱風期間TMI與PR相對應的資料，將PR的解析度內插到TMI的位置，並取PR接近星下點共5個像元(pixel)，這是避免雷達波side lobe的影響，進而計算PR近地表降雨強度介於0~100mm/hr之間，其每個強度值的機率，並用lognormal distribution 找出 priori distribution(圖二)。再者對於條件機率分佈的計算，本研究採用美國佛羅里達大學 Prof. Guosheng Liu所提供的輻射傳遞模式，這是一個3-D微波頻道的物理模式，其垂直方向最多可區分150層，每一層均可分別計算出亮溫值。此次就雲模式中的各項參數，設定輸入共計30層的剖面資料(例如：雲水、雲冰水等)，其高度大約為15公里，模擬出TMI各頻道雙極化之亮溫，因此獲得500萬組的P向量(P<sub>10</sub>, P<sub>19</sub>, P<sub>37</sub>)。經由統計分析針對每一組P向量均可在資料庫中隨著降雨強度的分佈，獲得大小不同的條件機率分佈，於是將此機率分佈值乘上前驗機率，就完成該組的後驗機率分佈，再藉由平均估算子(estimator)或最大似然(maximum likelihood)估算子，分別計算出每個pixel的降雨強度值。也就是說，依照P向量每一組合均可以對應到一個降雨強度值。進而建立了一個適用於颱風降水觀測的對照表(look up table)。爾後當颱風生成在海上時，以即時的衛星微波資料算出P向量，代入對照表就可快速地反演出颱風降水強度，同時將結果提供防災作業單位參考。

## 五、分析與驗證

首先分析GCE模式的各項參數是由一個點的探空資料作為source，時間解析度原為六小時，進而內插成每小時的資料，模擬的地點

位於太平洋赤道附近的Kwajalein island。在各項參數中雖然均會影響輻射傳遞模式所模擬的結果，但模式中對於垂直剖面降水分佈及冰晶量的多寡與其形狀的變化最為明顯，並且在雲模式垂直方向降雨分佈有時在數值上會隨著高度的增加而增強，最大差距約5~8 mm/hr，但有時又會隨高度增加而遞減，因此降雨垂直結構的分佈關係所模擬出來的亮溫。由圖三可以看出GCE近地表降雨強度分佈情形與85GHz模擬的亮溫呈現負相關的情形，因為85GHz屬於散射頻道，所以符合微波理論，同時，在位置上降雨與亮溫的趨勢也相同。另由圖四可以看出低頻的亮溫會隨著降雨強度增強而增大，並且亮溫值的大小也會隨著頻率增加而增強，整體的位置趨勢也大約一致，如此可見，物理模式模擬的亮溫，基本上似乎相當合理。

如今針對P值對雲雨的影響，由圖五、六可以看出P值會隨著降雨時，其頻道的極化差會漸漸變小，這是因為雲雨吸收地表輻射後，再放射出去時，頻道極化差就會變小，也就是說大氣中光程愈多時，透射率就愈小，因此頻道的極化差也就愈小。圖六中P37在強降水情況下幾乎接近0.1，但圖五中P10其變化卻只到0.5，這是因為37GHz其極化差遇強降水時會變的很小，反之10GHz卻無法低於0.4，這是屬於頻道的特性的緣故。也因為如此，所以結合P10、P19、P37成爲一組P向量，建立與降雨強度間彼此的關係，藉由這種P值對降雨不同的反應關係，進而利用條件機率分佈的概念，將每個P向量均可估算出其後驗機率的分布，得到降雨強度。

圖七是利用Bayesian平均估算子(AVE)所建立之對照表，反演2004年8月23日艾利(AERE)颱風降水強度分佈情形，由圖中可以看出颱風中心眼牆右側及下方似乎均有較強降水，另圖八是利用最大似然估算子(MLE)反演出降水強度，在數值上似乎較AVE明顯低估，這是由於MLE是取機率分佈中最大之機率，但是最大機率出現的值，未必是最符合實際的降雨強度，因此研究指出採用AVE似乎是對颱風強降水估算有較好的結果。

## 六、結論

本研究的特色是將雲模式所反演的各項參數經由3D輻射傳遞模式模擬後得到各頻道的亮溫值，再利用Bayesian方法以條件機率分佈爲主軸，估算海上颱風降雨強度，雖然在反演降雨強度上有低估的情形，但整體的降雨型態(pattern)其強弱的位置相當一致。由於目前颱風對流系統其雨雲間彼此的微物理過程相當複雜，也是估算降水最難瞭解的部分，故未來需獲得更多雨滴、冰晶大小形狀的資訊對微波變

化的影響，進而修正模式模擬的結果，如此將獲得更準確之降水估算。

## 參考文獻

陳萬金等，2006: “利用微波資料反演海上颱風定量降水之研究”，大氣科學，第 34 期，第 1 號，67-86 頁。

曾忠一，1988，大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，630 頁。

Chiu, J. C., 2003: Bayesian retrieval of complete posterior PDFs of rain rate from satellite passive microwave observations. Ph.D. thesis, Purdue University, 174 pp..

Chen, W.-J. and C.-C. Li, 2002: “Rain Retrievals using Tropical Rainfall Measuring Mission and Geostationary Meteorological Satellite 5 data obtained during the SCSMEX,” *International Journal of Remote Sensing.*, 23, pp. 2425-2448.

Cho, H.-K., K. P. Bowman, and G. R. North, 2004: A comparison of gamma and lognormal distributions for characterizing satellite rain rates from the Tropical Rainfall Measuring Mission. *J. Appl. Meteor.*, 43, 1586-1597.

Conner, M. D., and G. W. Petty, 1998: Validation and intercomparison of SSM/I rain-rate retrieval methods over the continental United States. *J. Appl. Meteor.*, 37, 679-700.

Evans, K. F., J. Turk, T. Wong, and G. L. Stephens, 1995: Bayesian approach to microwave precipitation profile retrieval. *J. Appl. Meteor.*, 34, 260-279.

Kummerow, C., W. S. Olson, and L. Giglio, 1996: A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34, 1213-1232.

Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 809-817.

Kummerow, C., and Coauthors, 2001: The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1801-1820.

Liu, G., 1998: A fast and Accurate Model for Microwave Radiance Calculations. *J. Meteor. Soc. Jap.*, 76, No.2, 335-343.

Marshall, J. S., and W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, 5, 165-166.

Olson, W. S., C. D. Kummerow, G. M. Heymsfield, and L. Giglio, 1996: A method for combined passive-active microwave retrievals of cloud and precipitation profiles. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1763-1789.

Olson, W. S., and Coauthors, 2006: Precipitation and latent heating distributions from satellite passive microwave radiometry. Part I: Improved method and uncertainties. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 45, 702-720.

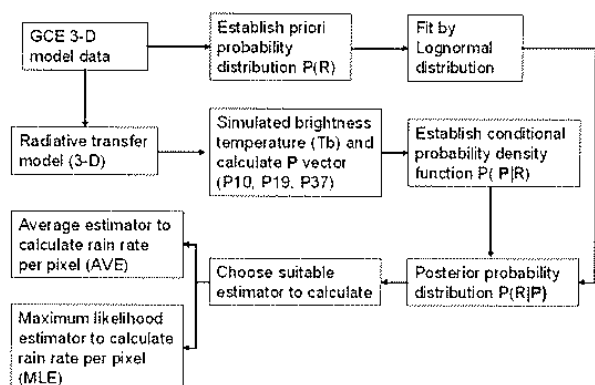
Petty, G. W., 1994a: Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. *Meteor. Atmos. Phys.*, 54, 79-100.

Petty, G. W., 1994b: Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part II: Algorithm implementation. *Meteor. Atmos. Phys.*, 54, 101-121.

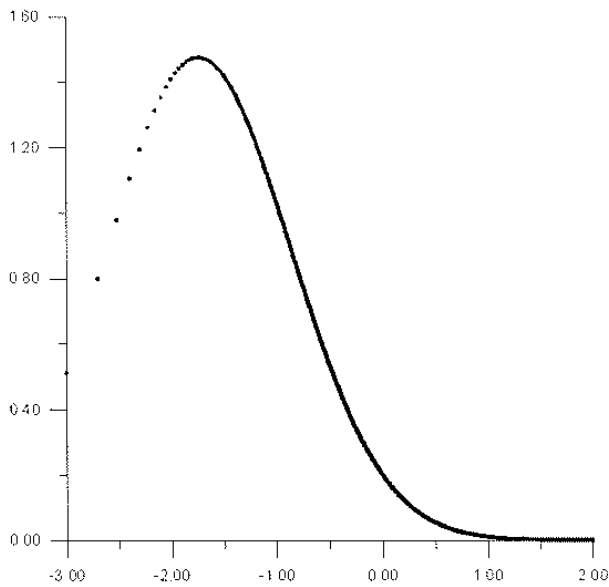
Tao W. K., Shie C. L., J. Simpson, S. Braun., R. H. Johnson and P. E. Ciesielski., 2003: Convective Systems over the South China Sea: Cloud-Resolving Model Simulations. *J. Atmos. Sci.*, 60, No, 24, 2929-2956.

Wilheit, T. T., 1986: Some comments on passive microwave measurement of rain. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 67, 1226-1232.

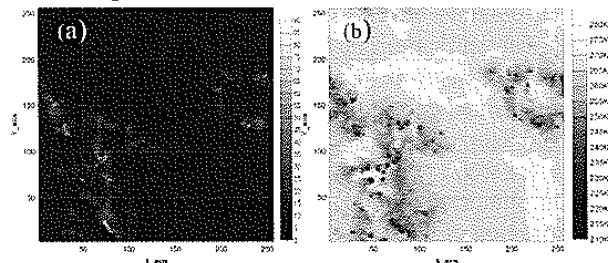
## Flowchart of Bayesian method



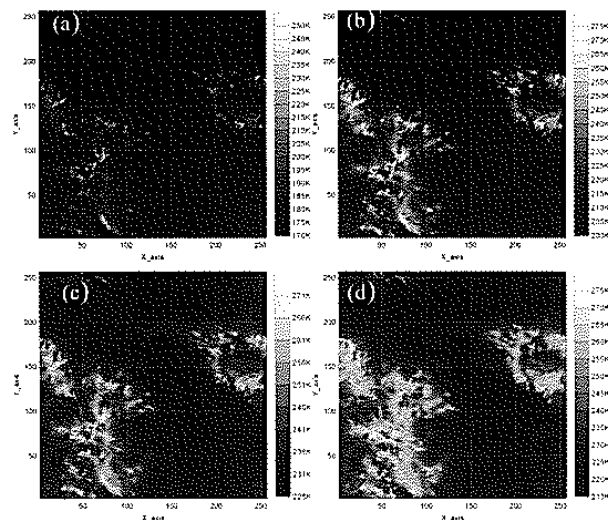
圖一、利用 Bayesian 方法估算定量降水之流程圖。



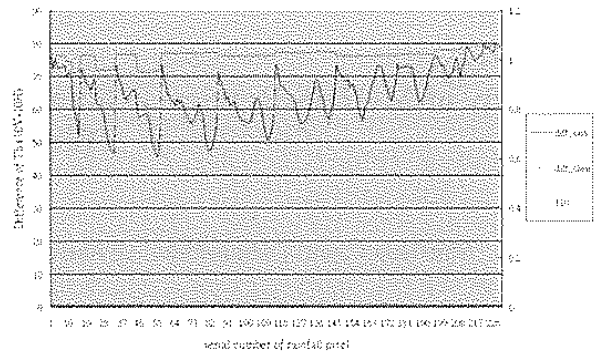
圖二、橫座標代表降雨強度(mm/hr)，以 log 座標表示，縱座標是機率分佈。利用 lognormal distribution 得到的結果。



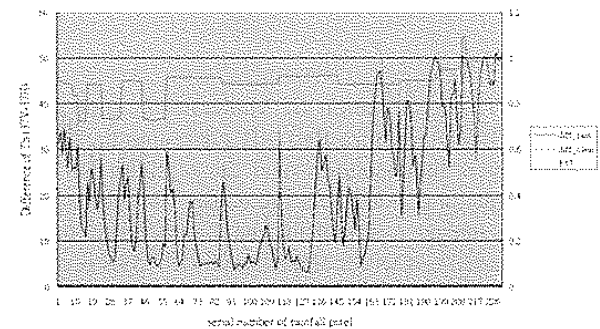
圖三、(a)GCE model 近地表降雨強度分佈 (mm/hr)，(b)模擬 TMI 85.5GHz 垂直極化亮溫(K)。



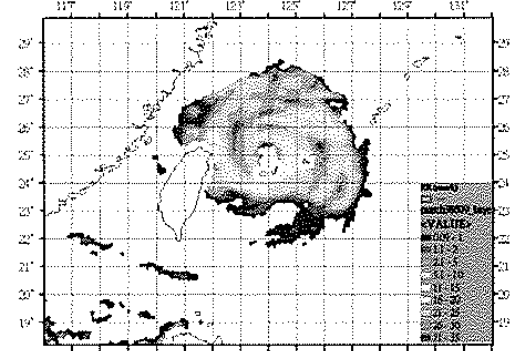
圖四、利用微波物理模式模擬 (a)10.65(b)19.4(c)21.3(d)37GHz 各頻道之亮度溫度。



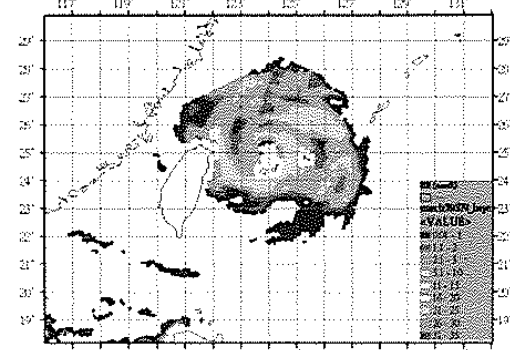
圖五、利用衛星觀測資料測試在雲雨時，其 P10 隨著地面降水強度的變化情形。



圖六、同圖五，測試 P37 變化的情形。



圖七、利用 Bayesian 方法及平均(AVE)估算子反演海上颱風降雨強度分佈情形 (20040823)。



圖八、利用 Bayesian 方法及 maximum likelihood estimator (MLE)估算子反演海上颱風降雨強度分佈情形(20040823)。