

李慶忠 陳萬金

中正理工學院應用物理系

摘要

整合不同的衛星資料遙測海面降雨強度是目前大氣遙測技術發展的趨勢。本文結合 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI)、Visible Infrared Scanner (VIRS)、Visible Infrared Spin Scanner Radiometer (VISSR)三種輻射資料進行降雨強度之反演，並以船載 TOGA 雷達觀測做為海上降雨真值的比較。TMI 與 VIRS 提供空間解析度分別 10km 與 2km 的微波(MW)與紅外(IR)輻射資料。日本 Geostationary Meteorological Satellite 5 (GMS 5) VISSR 則提供解析度 5km 的 IR 輻射資料。文中先以 VIRS 資料將 TMI 視場內的不均勻降雨分布以每 2km 的解析度求出，並與 TOGA 雷達觀測做比較。接著，以 MW 輻射與降雨強度之線性關係式，及 IR 輻射遙測降雨的 GOES Precipitation Index(GPI)方法，共同發展一個可以反演海上及陸上定量降雨的預警模式。由 1998 年 6 月 7 日 13:48 UTC 發生在東沙島附近的中尺度對流系統 (Mesoscale Convective System, MCS)個案研究顯示，IR 亮度溫度 224K 可以用來代表降雨區域，並做為計算 TMI 視場內 VIRS 降雨權重的閾值。所反演的 2km 解析度 VIRS/TMI 降雨強度與同時間 TOGA 雷達回波強度分布做定性比較，結果顯示兩者在對流性強降雨部分相當吻合。然而，對不含冰晶之暖雲型的降雨而言，GPI 法並不適用，此結論是與以往 GPI 相關研究相同的結果。另外，以 14:32 UTC 的 VISSR IR 輻射所計算的海上及陸上 GPI 顯示 MCS 系統處於消散期，但仍有每小時 GPI 大於 2mm 的強降水發生在台灣南部。與 GPI 高估海上平均降雨強度相反的是，GPI 可能低估陸地降雨強度；同時，GMS 5 雲圖亦顯示海上雲簇在通過 120°E 子午線後就逐漸消失不見。研究結果亦顯示本文發展的降雨預警模式具極高實用價值，可以有效估測每 30 分鐘到 1 小時的海上降雨情況，提供預警的時間並增進目前豪大雨預報工作的成效。

關鍵詞: TRMM、TMI、VIRS、GMS 5、VISSR、MCS、GPI、降雨強度、豪大雨預報。

一、前言

台灣位處西北太平洋亞熱帶地區，每年五、六月深受梅雨鋒面及南中國海中尺度對流系統 (Mesoscale Convective Systems, MCSs) 所引發的豪大雨及山區土石流所苦。林等(1988)曾就 Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX) phase-I 第三次密集觀測期間(IOP3)的資料，分析發生於華南及台灣地區的 MCS 演化過程及其環境條件。結果發現，當時雖在台灣北部與南部均有對流性豪雨發生，但發生的原因卻不相同。台灣北部的豪雨主要是西南氣流、梅雨鋒面及地形的抬升作用所引起；南部地區的豪雨則係由發生在中國南部沿海，隨後通過台灣海峽之對流系統移入台灣所引起，或由在台灣南部產生之對流系統所造成。另外，當鋒面滯留並引進富含水汽的西南氣流，或在鋒面內的天氣極不穩定帶，會經常產生一個個強對流的雷雨胞，也可能造成海上及陸上的豪雨。因為引發災害的天氣系統來自海上，但海上缺乏密集的測站可與天氣分析與預報結果作即時校驗，是造成豪大雨預報工作失敗，或是不預期的災害性降雨發生之主要原因。故對海上對流雲簇的有效監控，與準確的海上定量降雨估測，對豪大雨的預報是非常重要的。

氣象衛星的发展，提供對全球大氣變化一個全面且一致性的觀測。同時，微波(MW)與紅外(IR)輻射遙測技術對海上的對流系統的有效掌握，是執行天氣預報作業時，克服海上缺乏傳統測站困難的方法之一。微波頻率低於 85.5GHz 的低層微波頻道，對不同表面或底層大氣現象各有不同的散射及放射特性，已被廣泛的用來觀測不同型態的降水現象(Ferraro and Grody, 1994)。許多研究也顯示，微波遙測確實可以直接且有效地偵測到雲層內及其下的降雨情形(Kummerow and Giglio, 1994; Prabhakara *et al.*, 1998; Hong *et al.*, 1999)。目前，被動微波輻射儀已被普遍裝設在繞極氣象衛星上；例如美國國防衛星(DMSP)上的 SSM/I、TRMM 衛星上的 TMI、與 NOAA 系列衛星上的 AMSU 等。但受限於單一繞極衛星上微波輻射天線設計技

術，地面水平解析度雖可達 5km，但其約千公里的刈幅，與對同一地點的觀測周期約 100 分鐘的觀測限制，使得 MW 觀測並無法滿足分析中小尺度天氣現象之時間與空間解析度的需求。另一方面，由於 IR 輻射的不透雲性，使得衛星 IR 觀測僅提供雲頂的資訊，須藉由以往有關雲頂發展與雲底降雨的研究成果估算降雨強度。由於並非直接感應到雲層的降雨及剖面結構，而是藉由雲表的變化估算降雨的大小，因此是屬於間接的方法。同時易受卷雲冰晶及雲層變化之干擾而影響量測結果及誤判降雨強度，因此因素很難有效地加以克服。但另一方面，地球同步衛星 5km 的高空間解析度及每半小時的高時間解析度，正好可以填補 MW 空間及時間解析度的不足，與非全球性觀測的缺點。

針對南中國海北部的 MCS 降雨系統對台灣南部可能造成的影響，Chen and Li (2000)以台灣陸上雨量計觀測資料分析陸上降雨情形。同時，利用美國 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 衛星上的 TRMM Microwave Imager (TMI)所觀測之九個微波頻道亮度溫度(MWTb)來反演 MCS 海上降雨。所建立之 MWTbs-RR 關係式為：
$$\text{TMI RR (mm/hr)} = -22.7097 + 0.4062\text{Tb1} - 0.2149\text{Tb2} - 0.0259\text{Tb3} + 0.1871\text{Tb4} - 0.1957\text{Tb5} + 0.0477\text{Tb6} - 0.0803\text{Tb7} - 0.1371\text{Tb8} + 0.1378\text{Tb9}$$
; Tb1 至 Tb9 分別代表九個頻道的 MWTb。另外，為了瞭解降雨強度與紅外輻射溫度(IR Tb)之間的關係，是利用日本 Geostationary Meteorological Satellite 5 (GMS 5)的 Visible and Infrared Spin Scanner Radiometer (VISSR) IR Tb 210K、220K 與 240K 等值線套在海上及陸地降雨分布上。結果發現，利用多頻 MWTb 可以反演出梅雨期盛行於南中國海北部的 MCSs，所引發之對流性降雨。同時，降雨區域在陸地及海上均可以 240K 等溫線概括之，且強降雨與 210K 及 220K 等值線的分布區有極密切的關係。研究也發現，降雨區多集中在降雨系統移行前緣，210K 冷雲底下不一定是雨區。故結合衛星微波定量降雨估測與地面測站的降雨觀測，觀

察 MCS 的雲頂 IRTb 溫度變化及對移動方向的準確判斷，是可以對可能降下豪大雨區域提出預警。但對沒有 TRMM 觀測資料時，僅能提供 MCS 可能發生強降雨的訊息，而沒有使用其它衛星資料，如 GMS 5，有效估算定量降雨。

IR遙測用來估算定量降雨技術中，GPI法具有只要有IR觀測就能立即反演一度到三度經緯度範圍內平均累積降雨量的能力。非常適合做熱帶及亞熱帶對流性降雨的反演。其係由Arkin(1979)發現在非洲西部熱帶地區GATE實驗的B-scale六角形格子實驗區域內，發現以六小時內，SMS 1衛星的 IRTb 235K所代表的雲頂面積覆概率，與船上雷達所估算之平均降雨強度之間有高達75% 的線性關係。Richards and Arkin (1981) 則探討若變更取平均的時間(1hr-24hr)及空間(0.5度-3度)尺度的範圍，對Arkin(1979)所發現的線性關係影響如何？研究發現，若降雨閾值取IRTb 235K，對GATE實驗資料來說，所得到的相關係數最高。隨著取平均的時間範圍增長，所得到的相關性會越高。同時，若取2.5度的空間尺度來作平均，對降雨閾值IRTb 235K來說，相關係數隨取平均時間尺度增長而增加，且相關性都大於0.8。所以，對GATE區域而言，若要以雲頂的冷雲平均覆蓋率直接求取表面平均降雨強度，則降雨閾值取IRTb 235K，並規畫2.5度的實驗空間是比較合適的。但是從研究中亦發現，取1hr及一度的時間與空間平均範圍而言，相關性亦可達到0.7。然而，若取0.5度的範圍而言，則線性關係消失。GPI的名稱則是由Arkin and Meisner (1987)探討1982-1984西半球雲頂冷雲覆蓋率與降水之間的關係時。因所採用的是GOES衛星的IR輻射資料，正式將這個以特定IRTb所代表的雲頂冷雲覆蓋率去推求表面特定範圍平均降雨的方法，稱為GOES Precipitation Index (GPI)法，表示為：

$$\text{GPI (mm)} = 3\text{mm/hr} \times \text{mean fractional coverage} \times \text{累積時間(hr)}。$$

其中，3mm/hr端視應用區域的不同須做適度的調整。

本文探討1998年6月7日發生在東沙島附近

的MCS，並著重於整合MW及IR兩種衛星資料，並以MWTbs-RR關係式及GPI法做海上及陸上降雨強度的反演，而反演的結果將與海上TOGA雷達回波強度及陸上雨量計觀測作定性及定量的比較。比較的結果將用來據以分析所建立之整合TMI、VIRS、VISSR衛星資料作豪大雨定量降雨預警模式的成效，及策進方向。

二、VIRS/TMI RR 與TMI/VISSR GPI

針對 Chiu *et al.* (1990)所提出衛星視場內所具有的 beam filling error 的特性，及代表對流強弱的雲頂 IRTb 與地表降雨存在的線性關係，在 TMI 約十公里解析度視場內，以同在 TRMM 衛星上的 VIRS 第三頻道約兩公里解析度的 IRTb 資料，建立 TMI 視場內每個 IRTb 所在位置的降雨權重，與 TMI 視場內兩公里解析度之 VIRS/TMI RR 分布情形。所反演 RR 的解析度提高後，將能分析 MCS 內更細部的降雨行爲。同時，為了解決 TMI 觀測頻率無法有效應付 MCS 定量降雨預報需要的問題，在沒有 TMI 觀測時，將以經過 TMI 調校後的 VISSR GPI 法做為分析 MCS 降雨的工具，克服海上定量降雨即時估測的困難，並作為發布豪大雨預警的重要依據。本文利用 Chen and Li(2000)所發展的 TMI 九個頻道 MWTbs 與 RR 線性關係式估算海上定量降雨。並以所反演的海上降雨強度當作表面降雨強度真值，調校以 VIRS 的第三頻道 IRTb 計算的 GPI 值，得到適合於南中國海的 GPI 降雨 IRTb 閾值，與被微波定量降雨調校後的 TMI RR 與 VIRS GPI 的線性關係式。在下次 TMI 觀測之前，這個線性關係式將用來計算以 VISSR 第一頻道 IRTb 反演之一度網格內每小時的平均降雨量 TMI/VISSR GPI (mm)。圖一所示為以 240K 做為降雨閾值的 VIRS/TMI RR 的概念模式，含 VIRS 資料的 IRTb、降雨權重與計算結果。在 TMI 的 Level-1 資料約 10km 的網格內，含有 25 個 VIRS Level-1 約 2km 解析度的資料網格。在 TMI/VIRS 的 GPI 降雨 IRTb 閾值決定後，TMI 視場內 VIRS 的降雨權重與所代表的

VIRS/TMI RR 計算式為：

$\Delta IRTb = VIRS IRTb - IRTb$ 降雨閾值

MEAN = TMI 視場內所有 VIRS 網格的 $\Delta IRTb$
之平均值

VIRS 降雨權重 (WF) = $\Delta IRTb / MEAN$

VIRS/TMI RR = TMI RR \times WF

本文以 1998 年 6 月 7 日 13:49UTC 在東沙島被 TOGA 雷達所發現的 MCS 為個案研究對象 (Lau, 1998)。以 TMI RR 及 VIRS IRTb 210K 到 260K 在一度網格內的每小時平均，作最小平方差線性迴歸分析，顯示兩者相關性在 224K 之決定係數為 0.64。而且 TMI RR = 0.84 GPI - 0.0052。顯然 TMI RR 較 GPI 法低估海上的降雨強度。同時，相關性從 210K 開始，隨著 IRTb 而增加，到達 224K 時為最佳，然後相關性隨著 IRTb 而漸減。故本文以 224K 做為個案研究中 GPI 降雨閾值及 VIRS 降雨權重計算的依據。

三、個案研究結果與分析

TOGA 雷達在 1998 年 6 月 7 日 13:48UTC 所見的 MCS，在 13:49UTC 亦被 TRMM 衛星 #3023 軌道觀測到。圖二與三分別是 TOGA 雷達所見回波強度圖 (Lau, 1998) 與 VIRS 的 IR 影像。可以看出在南中國海北部在梅雨鋒面離開後，在 (19°N, 115.5°E) 到 (22°N, 118.5°E) 的區域內有兩個對流雲簇。在 GMS 5 連續衛星雲圖中可以發現這些雲簇將影響台灣南部，但均在通過子午線 120°E 時消散掉。圖四與五分別是 TMI 十公里解析度的降雨反演，及經過 VIRS 資料提高解析度到 2 公里的 VIRS/TMI RR 分布。圖六則是利用 14:32 時利用 VISSR 以調校後 GPI 法所反演的降雨強度分布。由圖六降雨強度分析，最大降雨發生在台灣南部，且南中國海的 MCS 處於消弱階段，而這亦可由 GMS 5 連續雲圖分析得到間接定性驗證。由圖四與二的比對可以發現，TOGA 雷達及 TMI 均反演出相同的降雨強度分布型態，而 TMI 每十公里的

平均降雨強度可以到達 9.5 mm/hr。同時，由圖五與四及二的比較可以發現，經過 VIRS 資料 224K 處理後的 VIRS/TMI RR，整體的強度與分步與 TMI RR 相同，但在極少部分的強對流區域可以到達 20 mm/hr。而雷達回波也顯示這些地點確實有強回波訊號發生。但分析亦發現，在運用了 224K 的降雨閾值後，反演的弱降雨區域變小了。由圖六所示之 VIRS 的 IRTb 分析發現，這些雨區的 IRTb 均高於 240K 且降雨強度在 2 mm/hr 以下，屬於不含冰晶層的暖雲降雨。因為 GPI 法適用於對流強盛的冷雲降雨反演 (Arkin and Meisner, 1987)，以 TMI RR 及 VIRS GPI 線性迴歸得到的降雨閾值 224K 有濾除非對流性降雨的效果，而這也可能是以往發表的 GPI 相關研究中，對流高度與表面實測降雨強度的相關性，雖時間與空間平均尺度不同，但相關性多介於 0.6 到 0.8 的原因。另外，在對 GPI 法應用在鋒面型的降雨區的研究亦發現決定係數均低於 0.5，顯然梅雨鋒面區內的層狀降雨並無法由單純的雲高與雲頂冷雲覆蓋率來決定，同時，這也影響了 GPI 法在鋒面型雨區的作業成效。但是，在豪大雨的預報時間需求上，考慮到 GPI 法使用上的便利及其時間解析度相較於其它雲歷史與雲指數法的優勢，在 TMI RR 對 GPI 線性相關不高的梅雨期台灣北部降雨，本文介紹的調校後 GPI 法還是有其參考價值。唯使用時，需加重傳統天氣分析結果及經驗法則所佔的比重。在對盛行於南中國海北部及台灣南部的 MCS 降雨來說，結合 TMI、VIRS、與 VISSR 不同衛星資料所發展的定量降雨估測模式，已具有實用的價值。

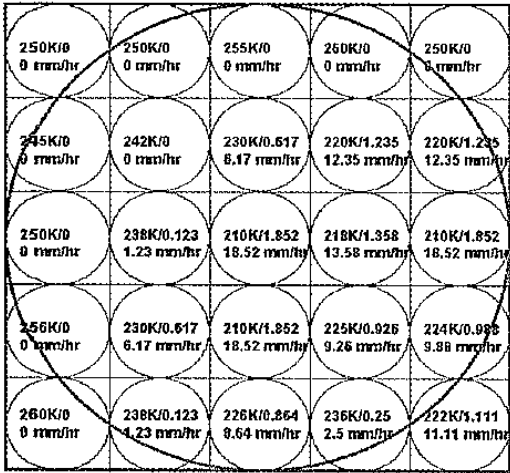
四、結論

本文利用 Chen and Li (2000) 與 Arkin and Meisner (1987) 分別建立的 TMI 與 GPI 反演降雨的方法，結合不同衛星資料的觀測頻率與輻射特性，發展出梅雨期海上定量降雨的反演與陸上定量降雨每 30 分鐘到 1 小時一次的預警模式，在豪大雨預報上具有實用價值。對於對流性不強的雨

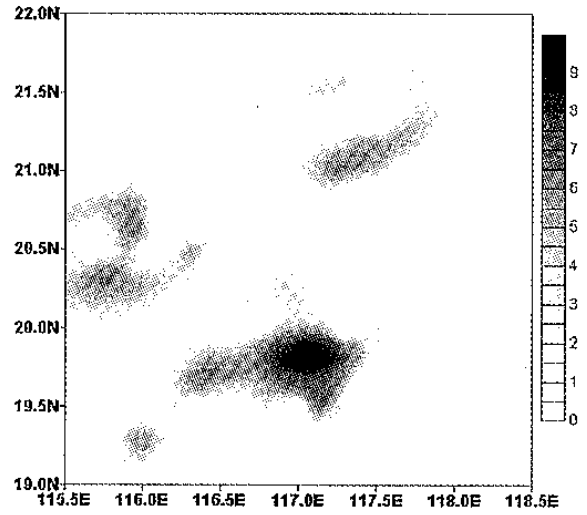
區而言，IR 降雨技術還有改善的空間。觀察雲簇的發展與 IRTb 210K、220K、與 240K 的變化，妥善結合海島測站觀測及傳統天氣分析結果，可以增強對強降雨區的掌握能力。

參考文獻

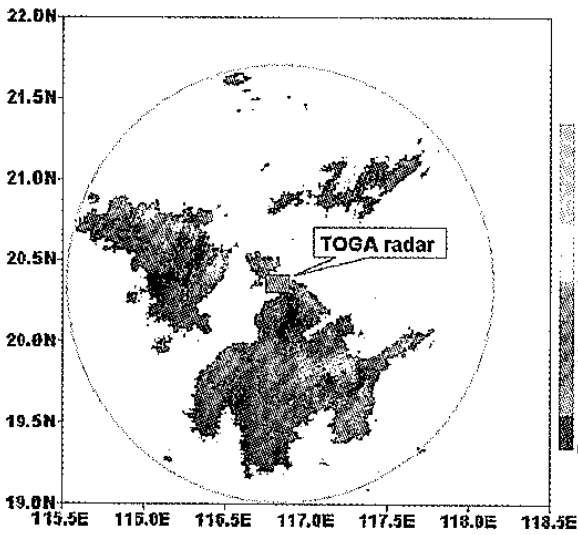
- 陳泰然和楊進賢，1988：台灣梅雨期豪雨的時空分佈特徵。《大氣科學》，16，151-162 頁。
- Arkin, P. A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-array. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1382-1387
- Arkin, P. A., and B. Meisner, 1987: The relationship between largescale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982 - 1984. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 51-74.
- Chen, W. J. and C. C. Li, 2000: Oceanic Rain Rate Retrievals Using TRMM Microwave Imager Multi-channel Brightness Temperatures during the 1998 SCSMEX. *TAO* (accepted).
- Chiu, L. S., G. R. North, D. A. Short, and A. McConnell, 1990: Rain estimation from satellites. : Effect of finite field of view. *J. Geophys. Res.*, **95**, 322-327
- Ferraro, R. R. and N. C. Grody, 1994: Effects of surface conditions on rain identification using the DMSP-SSM/I. *Remote Sensing Rev.*, **11**, 195-209.
- Hong, Y., C. D. Kummerow. and W. S. Olson, 1999: Separation of convective and stratiform precipitation using microwave brightness temperature. *J. Atmo. Ocean. Tech.*, **38**, 1195-1213.
- Kummerow, C., and L. Giglio, 1995: A method combining passive microwave and infrared rainfall observations. *J. Atmo. Ocean. Tech.*, **12**, 33-45.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, 1998: The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *J. Atmo. Ocean. Tech.*, **15**, 809-817
- Lau, K. M. W., 1998: Intensive observing periods (IOP) of the South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX): a preliminary report. *Technique report*, NASA/GSFC
- Prabhakara, B. C., R. Meneghini, D. A. Short, and J. A. Weinman, 1998: A TRMM microwave radiometer rain retrieval method based on fractional rain area. *J. Meteor. Soci. Japan*, **76**, NO. 5, 765-781
- Richards, F. and F. Arkin, 1981: On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1081-1093.



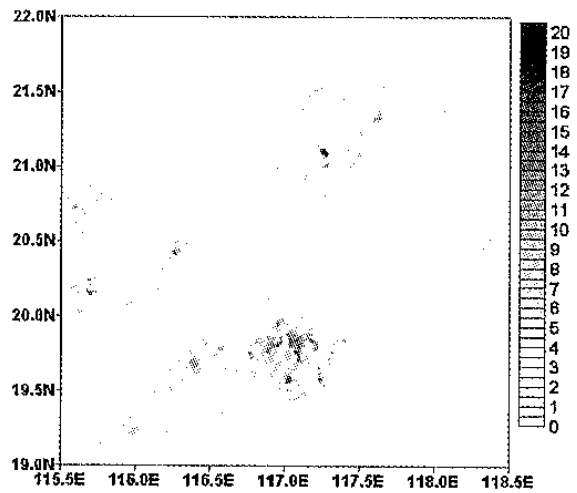
圖一 VIRS 提升 TMI 視場內降雨解析度概念圖



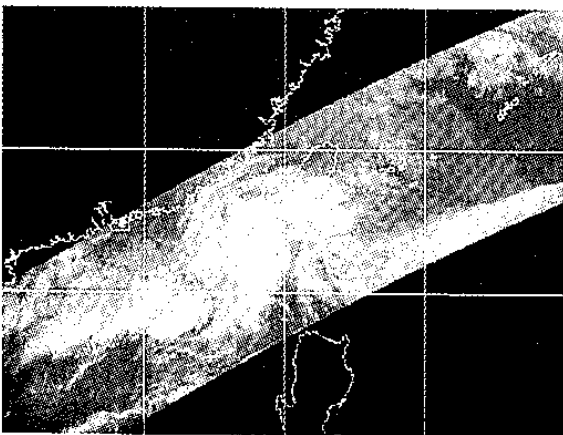
圖四 6月7日 13:48UTC TMI 反演 MCS 海上降雨強度(mm/hr)



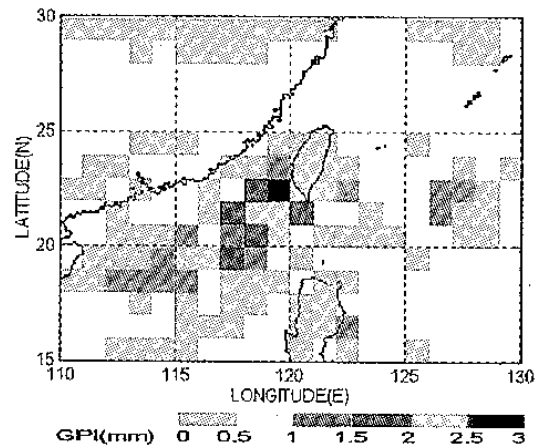
圖二 TOGA 雷達所見 1998 年 6 月 7 日 13:48UTC MCS 回波強度圖



圖五 VIRS 資料提升圖四解析度到 2km 之降雨強度分布(mm/hr)



圖三 6月7日 13:49UTC VIRS IR-3 影像



圖六 14:32UTC VISSR IR 資料反演 GPI 分布圖