

衛星遙測在台灣地區大氣科學 之應用研究回顧

劉振榮^{1,2} 陳萬金³ 林唐煌¹ 劉崇治⁴

¹ 國立中央大學太空及遙測研究中心

² 國立中央大學大氣物理研究所

³ 國防大學中正理工學院

⁴ 空軍氣象聯隊氣象中心

(中華民國九十三年八月十六日收稿；中華民國九十三年十月十五日定稿)

摘 要

自從 1960 年代作業用的氣象衛星升空後，衛星遙測的應用成爲氣象作業與研究人員的利器，由太空看地球，更能瞭解地球的環境。國內自 80 年代也開始從事相關氣象應用與研究。本文即在簡單地描述最近十年來國內在應用氣象衛星資料於(1)空氣品質、(2)颱風、(3)降雨、(4)中尺度對流系統等四個範疇的相關研究。

一般而言，衛星資料在空氣品質之研究應用主要在大氣光學厚度之求取和沙塵暴等嚴重氣溶膠含量之動態監測，過去研究顯示確實具有良好的成效。颱風方面之應用研究主要在颱風參數的估算，如中心定位、颱風強度、暴風半徑等之求取，以及颱風生成與發展和降雨特性之分析與預估，目前此方面之研究仍在持續進行中。降雨估算方面主要在主動微波和被動微波資料之降雨估算，最近數年來在估算準確度上均有長足的進步。而中尺度對流系統的研究也已有極爲明顯的成效，主要爲應用衛星資料估算海氣參數，包含海氣能量通量的估算，並據此分析其相對於對流生成發展的合成指數，再應用此客觀潛力指數分析對流系統生成與發展之前兆預估，初步結果然顯示具有極佳的應用價值。

關鍵詞：衛星遙測、沙塵暴、降雨、颱風、梅雨

一、前 言

自 TIROS-1 氣象衛星於 1960 年 4 月 1 日發射後，衛星遙測在氣象方面的應用發展相當快速，不斷有新的氣象衛星問世，提供氣象人員新的視野與可能的應用，此外也建立了兩個主要的作業氣象衛星系統，執行全世界的天氣守視計劃：一是地球同步氣象衛星，可針對除極區外的全球地表進示每小時的掃描守視，如 GOES、GMS、與新一代的 MTSAT；另一種是繞極軌道作業衛星(太陽同步衛星)，如 NOAA 衛星。大致而言，此兩種衛星系統肩負著大部份的氣象作業與研究需要，另外亦有一些非屬此兩大系統的衛星資料，如 DMSP SSM/I、MODIS(Aqua 與 Terra) 也都展示出在大氣與海洋相關研究的強大能力。由此可知，衛星時代的氣象人員擁有比傳統氣象人員更強大的利器來瞭解天氣系統與大氣與海洋環境。

國內自 1981 年開始就已接收日本 GMS 地球同步衛星及美國 TIROS-N/NOAA 系列繞極氣象作業衛星，這些氣象衛星資料能提供雲圖與輻射觀測，可運用於天氣分析預報及相關研究，大大地增強對大氣系統的瞭解與洞察。氣象衛星資料的優勢在於它們的大範圍即時觀測能力，而這個能力又對於一些影響台灣地區的天氣系統的監測(如沙塵暴、颱風、降雨、中尺度對流系統)有莫大的幫助，因為我們可以在這些災害系統尚未移至台灣本島前就能有效掌握其可能趨勢，而能進一步地採取因應之道。前述四項災害系統幾乎每年都會侵襲台灣，也常造成重大災情與社會影響，因此本文主要探討氣象衛星資料於此四方面的研究與應用，對此分述如下：

(1) 空氣品質：為有效地探討環境變遷

之成因，大氣環境參數之估算與變遷分析即為現今首要之課題。傳統大氣參數的獲取是藉由地面測站或探空儀器之觀測，雖具有較高的準確性，但僅侷限於分布不均的單點，也無法提供高山及海洋等人煙罕至地區的資料，無法滿足大範圍地區之需求。而衛星資料具有較高之觀測水平解析及觀測範圍寬廣的優點，且資料一致性佳，非常適合用於全球性之分析研究，其連續性的觀測資料亦可提供個案的變化趨勢，對於個案上之定性或定量分析有相當程度的幫助。由於遙測科技之蓬勃發展，目前的衛星資料均可於極短的時間內提供大至全球和小到局部區域之相關資訊，成為目前獲取大氣參數之最有效的工具(Kaufman et al., 2002)。

大氣環境的變遷是造成異常天氣現象之主因，其中人為的大氣污染則是促使大氣環境變遷的重要因素之一，如生質燃燒(biomass burning)以及人類各項活動所排放之廢氣(通稱為氣膠)等大氣污染。Hansen 和 Lacis 曾於 1990 年的研究報告指出：當對流層的氣膠光學厚度每增加 0.1 時，地球平均的表面溫度便會減少 1 度，此結果對於大氣環流及預報模式具有相當的影響。由此可見，大氣環境品質之監測實為現階段全球大氣環境變遷研究的重要項目之一。大氣的混濁度為空氣品質的一個重要指標，與大氣中氣膠的含量有正比的關係。由於氣膠的組成份子易受天氣型態及大氣環流影響，且具有強烈的區域性，所以其粒徑大小的分布將隨著時間與空氣有非常劇烈的變化(Cachorro et al., 1987)，無法以簡單的參數來單獨描述氣膠粒子的大小分布參數。因此，這部份的研究重點在利用各種衛星資料求取大氣氣膠光學厚度(Aerosol Optical Depth; AOD)外，亦嘗試將所獲得的氣膠參數應用於空氣品質之檢測。

如前所述，亞洲地區沙塵暴發生之頻率有升高之趨勢，尤以大陸地區最為劇烈，對於環境之影響甚巨。大陸地區沙塵暴常發生於冬春季寒冷乾燥之天候，發生地點則常在西北沙漠或黃土高原區。而在適當的天候條件下，地面所捲起之沙塵往往隨環流往東亞地區傳送，造成極大的災害，而在強烈冷氣團或鋒面之牽引下，亦偶有影響台灣空氣品質的情況產生，更甚者有泥雨的發生和其它有礙民眾生活品質與健康的不良環境出現。因此沙塵暴的偵(監)測無論在空氣品質或人體健康方面，均為相當重要的工作項目，亦為衛星資料於台灣地區應用的一個重要探討項目之一。

(2) 颱風：對台灣地區而言，每年夏秋季入侵的颱風幾乎是無可避免的重大天災之一。除了直接的雨災與風災，颱風也帶來其他如土石流、農林漁業的產值損失，還有社會與心理的恐慌。面對這種年年週而復始的天災，若能更進一步瞭解颱風的行為，將有助於我們進行防災與救災的準備。由於颱風都發生於廣闊的大洋上，少有實測資料可供分析，這也使得分析颱風的工作變得困難，還好氣象衛星的出現為颱風研究人員開啓了一個新視界。氣象衛星的大範圍掃描能力及密集的時間觀測能力可彌補傳統觀測資料的不足，而且衛星也能提供一些傳統觀測方式所無法取得的數據，這些都能建立更深入的颱風守視與預報能力。

在 1960 年代，氣象衛星通常只能提供可見光與紅外光影像，除了簡單的溫度分析外，大部份的颱風雲圖只是用於做為颱風雲系的監測。隨著儀器與分析技術的進步，衛星資料已可用於很多颱風參數的決定，甚至進一步做為預報的參考。例如 1970 年代 Dvorak 團隊所建立的 T-number 方法是衛星監測颱風的一個重要

里程碑，這個分類概念不斷地被改進，至 1980 年代已成為作業單位常規的作業程序(Dvorak, 1984)。此法用來決定颱風的中心位置及強度，利用衛星紅外線與可見光影像判別颱風的雲系形狀以決定颱風的概略強度，雖然此方法需要有經驗的作業人員的主觀決定，但已不失為一個有用的氣象衛星應用。而發展出一套更客觀的量化評估標準以決定颱風的中心位置、強度變化是研究人員努力的未來方向，也是我們一直致力開發的研究課題。不止如此，在更多微波影像的加入下，嘗試開發颱風路徑與強度的變化過程做為颱風預報的參考，也是颱風研究的主要方向之一。

(3) 降雨：隨著解析力的進步，利用微波資料來估算降雨的技術也越來越成熟。從物理機制而言，微波遙測較傳統的紅外線遙測更具遙測出降雨的潛力，所以本子題所探討是微波降雨的發展。以多頻道之微波輻射資料來反演海面降雨強度，在目前為利用衛星遙測技術估算海面降雨強度的主流之一，例如 1997 年 11 月 27 日由美、日合作發射的 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 裝載的 Microwave Imager (TMI) 以及 Precipitation Radar (PR)。TRMM 計畫的主要目的為研究熱帶降雨過程，以期增進對全球氣候與環流變化的了解，其任務為對地球南北緯 40 度間的熱帶區域作降雨觀測。利用微波頻道亮度溫度反演降雨流程可區分為降雨區判定及定量降雨強度估算兩個步驟。降雨區的判定，目的在於節省估算定量降雨的時間及降雨形態的分類。依多頻道微波輻射亮度溫度變化的特徵，降雨型態可區分為因雨滴的吸收與發射效應之差異，使得微波輻射量改變之發射機制型降雨 (Emission-Based Mechanism Rainfall)，及因雲層冰晶散射效應導

致的散射機制型降雨 (Scattering-Based Mechanism Rainfall) (Wilheit et al., 1991)。至於計算降雨強度的步驟，首先要找出氣象衛星微波輻射亮度溫度與海面降雨強度之間的關係，在建立兩者的關係式後以多頻道之亮度溫度來反演降雨強度。本文將以南海地區做為分析標目，展示衛星微波資料在海上降雨的估算與分析能力。

(4) 中尺度對流系統：台灣地區每年 5、6 月梅雨期間常常受到中尺度對流系統的影響而出現大量的降水(Chen et al., 1987)。事實上這種中尺度對流系統有的是存在於梅雨鋒面雲系之內，由華南一帶向東移至海上，然後在海面上迅速發展；有的中尺度對流系統則是直接在海面上生成並發展，然後移向台灣造成豪雨。劉和劉(2000)以及 Liu et al.(2002d)曾經利用各種衛星反演的海氣參數，探討梅雨期海上中尺度對流系統與海氣交互作用的關係。國外研究方面 Sanders and Gyakum(1980)曾表示冬季海面上快速加深的氣旋經常出現在海面溫度梯度較大處。此外 Bosart and Lin(1984)及 Uccellini et al., (1987)也曾表示，美洲墨西哥灣流附近常具有較大的海氣熱及濕通量，因此可以預期此處容易有這種氣旋快速加深的可能。事實上關於海氣交互作用和天氣系統相關性的研究早在 1958 年 Riehl and Malkus 就曾提出對流系統的下衝氣流會增加海氣通量。這樣的結果在許多利用 GATE(Global atmospheric research program Atlantic Tropical Experiment)實驗的觀測分析研究中獲得證實(Gaynor and Ropelewski, 1979; Johnson and Nichools,1983)。後來許多針對西太平洋地區的類似研究也有相同的結果(Young et al., 1992; Parsons et al., 1994)。另外 Kuo et al.(1991)曾利用中尺度模式針對 7 個發生在大西

洋上早期及快速加深期間之氣旋進行模擬分析，其結果顯示：在氣旋發展的早期階段，海氣之間的能量通量對氣旋的發展有較大的影響。Lin and Johnson (1996) 曾經利用 TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) COARE (Couple Ocean Atmosphere Response Experiment) 的密集觀測資料，針對三次強烈西風暴潮發生的個案進行分析，其結果顯示，最大的海氣潛熱通量發生在西風風速最大的時期，然而可感熱通量則比最大西風出現時間為早。Jobouille et al.(1996)則透過三維雲模式及 TOGA COARE 的密集觀測資料來探討因為大氣對流所引發的表面潛熱通量的變化情形，其結果亦顯示系統的發展和潛熱通量的型態分布及位置非常類似。Woolnough et al.(2000)也曾經利用全球最佳內插海溫值來探討海上對流系統和海面溫度在季節尺度內的相互關係，其結果顯示海溫正距平約略在對流達到最強之日的前十天出現，而海溫負距平則約略在對流達到最強之日的後十天出現。

以上所回顧的這些研究論文，似乎都意味著海氣交互作用和海上對流系統之消長確實應該具有相當程度的關係。因此基本上我們可以假設海氣之間的交互作用，對台灣地區梅雨期海上中尺度對流系統的生成與發展來講可能非常重要，至少在對流系統發展成熟之前，它可能是一個重要的影響因子。本研究子題的目的便是想要利用衛星資料來建立一個可以描述海氣交互作用強弱程度及其變化趨勢的客觀潛力指數(Objective Potential Index; OPI)，並且做為梅雨期海上中尺度對流系統消長與否的一個前兆參考指標。

二、方法與理論

(1) 空氣品質：在可見光波段中，大氣的效應主要來自於空氣分子和氣膠的削弱作用(extinction effect)，即吸收和散射效應。由空氣分子所引起的散射效應(雷氏散射)，可以物理的模式來描述之，而由氣膠所引起的散射效應(米氏散射)，因其複雜的粒子組成、大小和形狀，以及氣膠隨時間與空間的變化頗大等特性，則無法以單純的物理模式來描述。散射效應會模糊地表的資訊，且這類效應的訂正並不容易，特別是來自於氣膠散射的效應。因此許多應用衛星資料求取大氣氣膠光學參數的研究方法陸續在發表中，其中大致可分為兩大類，一為選取地表反射率穩定且低的物體，如水體或密暗植被(Dense Dark Vegetation; DDV)，以減少因物體反射之不確定性所造成氣膠光學參數計算上的誤差，如 Liu et al.(1996)，及 Ouaidrai and Vermote(1999)等研究，但亦僅適用於均勻的大氣狀況下。

另一方面，若在地表物不改變的前提下，利用不同時間所觀測衛星資料間的差異，求取大氣氣膠的光學參數，即所謂的對比法(contrast-reduction method)，如 Tanre et al.(1988) 及 Sifakis and Deschamps(1992)等研究，假設在短時間內衛星觀測資料間的差異，為大氣環境的變化所引起的，則配合一已知的大氣氣膠光學參數，則其他時間的氣膠光學參數則可經由輻射傳送理論的推導一一獲得。由於對比法不受均勻大氣及密暗像元等因素之限制，且可獲得氣膠參數之分布情形，故本文之研究重點則在於對比法之測試及改進。衛星所觀測地表的輻射亮度主要來自於大氣本身、目標區及其周圍環境等項目之貢獻，在觀測的地表為蘭氏面

(Lambertian)及大氣之水平層為均勻之假設下，藉由輻射傳送之推導及單方向結構函數 M 之定義(structure function)，則可獲得氣膠光學厚度之計算模式，若任一時間的氣膠光學厚度已知，則其他時間的氣膠光學厚度可由衛星的觀測資料獲得(Tanre et al., 1988)。

Ångström 曾於 1929 年提出混濁度方程式(turbidity formula)，主要為描述氣膠光學厚度、混濁度係數(turbidity coefficient)及氣膠粒子的大小與分布(particle size distribution)之間的關係。而大氣混濁度與混濁度係數具正比關係，可藉由混濁度方程式計算大氣混濁度，達成檢測空氣品質之目標。由於氣膠粒徑大小的分布(α)並非定值，而是隨時空有劇烈的變化，圖一即為如分析台灣地區資料結果所顯示的劇烈變化情形，因此無法以簡單的參數來單獨描述氣膠粒子的大小分布參數。但若由 sun photometer 的觀測資料推算衛星遙測頻道的氣膠光學厚度與大

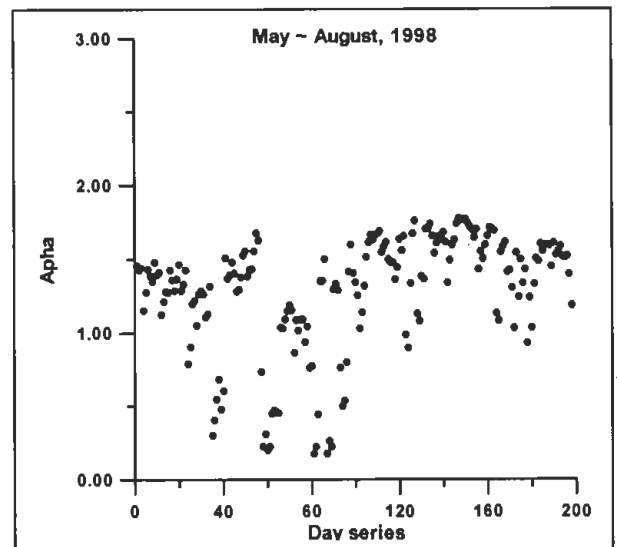


圖 1 由 sun photometer 在中央大學的觀測資料，計算氣膠粒徑分布參數(α)隨時間的變化情形，資料期間為 1998 年 5 月到 8 月。

氣混濁度係數，可發現其間有明顯的線性關係存在(R^2 值均大於 0.97)，如此則可將問題簡化，並可藉由長期的地面觀測資料，建立較為穩定的各季節氣膠之代表性粒徑參數。因此可考慮結合波長(λ)與指數 α 值，描述氣膠代表性粒徑參數 A ，則混濁度方程式可改寫為大氣混濁度係數與氣膠光學厚度之線性方程式，即可建立大氣混濁度遙測模式，如能建立具代表性之區域性氣膠平均粒徑參數，則將可利用衛星遙測之氣膠光學厚度計算出大氣的混濁度，即時地提供空氣品質之訊息(Liu et al., 2002a)。

在沙塵暴的監測方面，由於沙塵暴的產生會使大氣中的懸浮粒子劇增，對於可見光頻道的影響最大。首先分析地表不同物種及沙塵在 GMS 可見光頻道之反射特性，結果顯示除了少部分的沙塵與低雲之反射特性較為接近，其餘如晴空之陸表及海洋均可由其反射特性清楚地辨識。首先利用 GMS 的觀測資料配合 Earth Probe TOMS(Total Ozone Mapping Spectrometer) 在沙塵個案的觀測結果，建立沙塵在 GMS 遙測頻道之特性參數，以為後續偵測沙塵地區之參考(Liu et al., 2002b)。而在沙塵與低雲之辨識方面，由於雲具有低溫及高反射之特性，且與沙塵最大的差異即在於水汽之含量，而水汽含量的多寡可反應在 GMS/IR1 與 IR2 頻道的觀測亮溫差距，因此藉由此二頻道間的差異將可分辨出雲與沙塵之不同，從而獲得準確之濾雲結果。其次為建立沙塵暴發生期間之前可見光的背景環境，即未受沙塵暴影響之晴空影像。利用沙塵暴發生期間可見光頻道的觀測影像與背景環境間的差異，配合前述各物種及沙塵在各頻道之特性參數，即可偵測出沙塵暴所影響的地區及範圍。為避免太陽天頂角所造成的誤差，可使用同一時間點的觀測資料進行測試分析。

(2) 颱風：氣象衛星影像可獲取大範圍的溫度及雲系分佈情況，可用於決定颱風的中心位置及推估颱風強度，另外由於微波資料的加入，也可進一步用來分析颱風的內部溫度熱力平衡及散射情形，可用以推估颱風的降雨及梯度風(強度)資訊。在颱風定位方面，由於颱風眼通常是無雲無雨區域，一般是使用可見光與紅外光雲圖可清楚定出，若對眼形不明顯或眼區上空有雲層遮蔽的颱風，解析力較差的微波資料可用於輔助定位。一般而言，因衛星紅外影像有相對較高的空間解析力，因此颱風的初步定位通常是使用 Dvorak(1984)的方法，而微波資料則做為輔助資料之用。一旦眼心(或颱風渦旋中心)確定，我們就可進一步地利用衛星資料求取颱風的參數，如估算颱風及環境的風速、颱風強度、降雨等等。一般而言，微波資料雖較不具有空間解析力上的優勢，但其能穿透雲層及求取溫濕剖線參數的遙測特性，較紅外衛星資料能獲得更多的大氣參數，也就越來越成為遙測颱風的主流資料與方法。以下就簡略分述幾種使用衛星資料所反演的颱風參數的方法依據：

颱風定位：在有眼颱風下，眼心在可見光是相當明顯的，且眼心區域在紅外或微波所看到的是海面溫度，雲系區域是雲頂溫度，藉由不同的溫度分佈也能清楚定出颱風中心位置。若對無眼颱風，則更嚴謹的判斷準則是必需的(黃，2000)。

颱風路徑：串連不同時間的眼心位置，即可得到颱風的行進路徑。在大部份的研究中，Joint Typhoon Warning Center (JTWC)的最佳路徑方法所推估的颱風路徑常是我們拿來做為比較驗證的路徑資料(黃，2000)。

颱風降雨：由於不同的微波波段對降雨有不同的靈敏度，因此藉由不同的微波頻道亮度溫度，可推估出颱風的降雨分佈。Chiu(1990)的微波降雨估算是較常引用的方法，其方法使用 19GHz 單頻道來推估降雨。其結果可與台灣附近小島嶼測站的實測雨量比較，結果顯示相關係數甚佳(蔡，1996)。

颱風海面風速：經由比對測站實測風速以修訂 Hollinger (1989)的微波風速反演法，讓其更適合應用於台灣附近海域的風速計算(蔡，1996)。

颱風環形降雨(能量)分佈：為瞭解颱風的發展過程及趨勢，環形分佈是一個被廣泛使用的分析分法(Alliss, et al., 1992)。在大部份的研究中，通常是以半度(約 55km)為一環。除了分析降雨的環形分佈外，也分析風速、潛熱等相關參數的分布。

颱風的強度與路徑變化：在以往的研究中，颱風的路徑與強度變化也是研究聚焦的重點之。研究方法以分析前述各項參數在不同強度(包括增強中或減弱中案例)，以及轉向前/後的參數變化以歸納其可能的特性。

(3) 降雨：由 Kummerow et al.(1989)、Wilheit et al.(1991)、Petty (1994) 的研究顯示，在假設降雨分佈均勻的微波視場前提下，當雨勢不大時，對於比 22GHz 水汽吸收線較低頻率的微波頻道而言，因雨滴的吸收及再發射效應使其亮度溫度隨著表面降雨強度(rain rate, RR)的增強而增加，且兩者之間的變化呈高度線性的關係。但在強降雨時，因大粒徑雨滴及冰晶產生的散射效應突顯，反而使 Tb 變化有隨著 RR 的增強而達到飽和的現象。因為過了飽和點後，

Tb 對大雨 RR 的線性反應並不靈敏，所以使用衛星被動微波遙測技術估測表面降雨強度的方法，在這個波段內都是在各頻道達到飽和點前的動力區間(dynamical range)內 (Hong et al., 1999)，利用因海面低發射率(約 0.5)所呈現的低(冷)輻射背景，非常容易突顯因降雨所導致的高(暖)輻射的特性，在海面能清楚的標示出降雨區域，此可稱為發射法(emission rainfall algorithm)。對於低頻頻道而言，其基本做法為假設某一降雨區間的 RR-Tb 關係為線性關係之後並建立關係式，再輸入衛星所觀測的亮度溫度，就可以得到微波視場內的平均降雨強度。雖然低於 22GHz 的衛星微波頻道之動力區間在越低頻的頻道越長，唯仍無法擴及於強降雨的範圍，並不適合做強降雨 RR 的反演。

強降雨 RR 的反演必須仰賴高於 60GHz 氧氣吸收線的微波頻道為之。在雨勢增強後，對相同微波頻道而言，因降雨使得大氣的水象(hydrometeor)改變，散射效應會比一般降雨時顯著。散射會削弱向上微波輻射，使亮度溫度降低，若能量被散射到輻射計天線方向的增強作用不顯著，此時微波頻道亮度溫度均隨降雨強度增加而有近似線性減少的特性。所以在假設大雨時，某一降雨區間的 RR-Tb 關係為線性關係之後並建立關係式，輸入衛星所觀測的各頻道 Tb 就可以據以求得 RR，稱之為散射法(scattering rainfall algorithm)。但必須強調的一點是散射法係建立在較強降雨時冰晶層一定較厚的論點基礎上。其散射頻道亮度溫度的變化，並非像發射法係直接感應到雨滴的變化產生，而是間接藉強烈散射作用所導致的 RR-Tb 負迴歸線性關係來估測 RR。至於 22~60GHz 的波段屬因兼具以上兩者的特性，其 RR-Tb 的曲線在

飽和點前後的線性變化均明顯，也具有反演較強降雨的能力(Liu et al., 2001)。

在結合衛星紅外與微波資料反演海面降雨的應用方面，Chen and Li (2002)研究結果顯示，其所發展之 TRMM 衛星微波資料反演海面降雨強度方法適合用來反演梅雨期台灣周邊海域降雨強度，同時使用 Arkin (1979) Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) precipitation index (GPI) 利用紅外輻射資料反演海面降雨強度方法，在沒有 TRMM 衛星觀測的時段內，可以對海上的 MCS 進行持續的降雨觀測。

Chen and Li (2002)則提出在海上缺乏全面降雨實測資料的情況下，以 TMI 微波輻射資料來反演的降雨強度資料(以下用 TMI RR 表示)，因為 TMI RR 可以用來調整 GPI 方程式中的斜率及用來計算適合台灣周邊海域梅雨期間使用的最佳降雨閾值，對於使用 GPI 方法反演海面降雨強度的研究相當重要。在應用於觀測海上降雨系統(例如中尺度對流系統)方面，雖然微波具透雲性，可直接量度雲下降雨情形及直接反應雨層，但微波頻道觀測的時間解析力不足，無法對生命週期較短的 MCS 進行持續觀測；反之，地球同步衛星(例如 GOES 或 GMS-5)逐時以上的高觀測時間解析力頻率正可監督 MCS 的演變過程。因此，若能結合 TRMM 微波直接量度雲下降雨以及地球同步衛星紅外高觀測時間解析力的特性，應可設計出一套最佳衛星遙測降雨的技術流程。

(4) 中尺度對流系統：由於衛星推導出來的各種海氣參數應該都具有空間及時間上的分布特性，因此在發展海氣交互作用客觀參考指數之前必須先決定實驗區域範圍內，各種海

氣參數及其日變化的最大與最小值。在此本文將 1997 年到 1999 年，範圍在經度 110° 到 125°E ，緯度 15° 到 30°N 之內所有五、六月份網格點上各種海氣參數的資料取出。並利用統計的方法，繪製對應各種海氣參數值所出現次數的頻率直方圖，然後再利用高斯函數來做該直方圖的曲線擬合。由於各種海氣參數的擬合高斯函數之最大值所在的位置可以視之為該參數的平均值，而該函數標準差值的大小可以用來決定該函數由中央鋒值向左右兩側擴展的程度，一般來說幾乎所有的樣本都會落在以平均值為中心之正負三倍的標準差範圍內 ($\pm 3\sigma$) (Wilks, 1995)，所以在此本研究是以平均值加上 3 倍的標準差值做為最大值，以平均值減去 3 倍的標準差值做為最小值(Liu et al., 2002d)。

接下來將所有參數及其日變化的最小及最大值分別映射至 0 與 1，至於實際的衛星估算值則再透過線性內插的技巧，得到一個無因次的指數值。在此將任一參數的無因次指數表示為 a ，該參數的日變化無因次指數表示為 b ，那麼當 a 和 b 都趨近於 1 的時候，表示海氣參數值接近最大值，並且有明顯增大的趨勢，將可以預期有利海上對流系統的生成或發展；當 a 或 b 都趨近於 0 的時候，表示海氣參數值接近最小值，並且有明顯減小的趨勢，將可以預期不利海上對流系統的生成或發展。因此指數 a 乘以指數 b (即合成指數)，便同時包含各種海氣參數值及其變化趨勢的資訊在內。假如以 0.5 做為一個標準來說明的話，當 a 大於 0.5 時表示海氣參數值大於氣候平均值，當 a 小於 0.5 時則表示海氣參數值小於氣候平均值，同理當 b 大於 0.5 時表示海氣參數值的日增加量大於氣候平均增加值，當 b 小於 0.5 時則表示海氣參數值的日增加量小於氣候平均值的增加；對合成指數來說，

假如合成指數大於 0.25 則有三種可能的情况，第一種是海氣參數大於氣候平均值，而且正逐漸增加當中，第二種情况是海氣參數顯著的大於氣候平均值，但是稍微的有減小的趨勢，第三種情况是海氣參數稍微低於氣候平均值，但有顯著的增加趨勢。以上三種情形基本上對於海氣間的正向交互作用(由海面向空氣中傳遞能量)都有增強的貢獻。同理假如合成指數小於 0.25 則也有三種可能的情况，第一種是海氣參數小於氣候平均值，而且正逐漸減小當中，第二種情况是海氣參數顯著的小於氣候平均值，但是稍微的有增加的趨勢，第三種情况是海氣參數

稍微高於氣候平均值，但有顯著的減小趨勢。以上三種情形基本上對於海氣間的正向交互作用都有減弱的影響。而研究中經驗顯示，若合成指數大於 0.5 以上，則對中尺度對流系統的發展具有最佳的增強結果。

接著計算各種海氣參數的合成指數與 GMS-5 IR1 亮溫值(代表雲系發展的高低)的相關係數，並做為各海氣參數的權重係數，最後則利用各參數合成指數與權重係數，建立關於海氣交互作用的客觀潛力指數(Objective Potential Index; OPI)整個 OPI 的建立流程如圖 2。

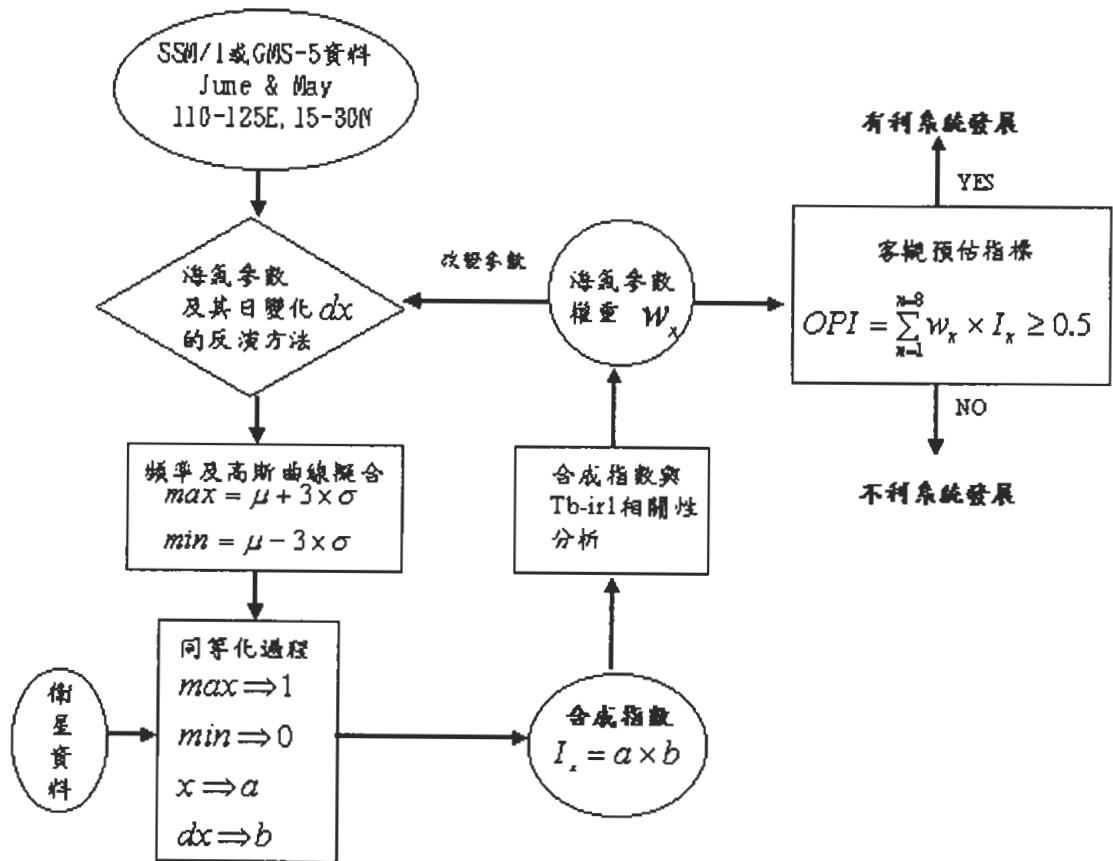


圖 2 海氣交互作用客觀潛力指數(OPI)的建立流程。

三、衛星資料

(1) 空氣品質：SPOT 為具太陽同步軌道之資源衛星，平均航高為 832 公里，通過赤道的時間約為當地的上午 10 點 30 分，通過台灣地區則約為 10 點 45 分。SPOT 衛星的運行軌道與赤道傾斜角為 98.77 度，繞行地球一週約為 101.4 分鐘，全球共有 369 個軌道，同一軌道之週期為 26 天。SPOT 衛星上掛載兩套 HRV(High Resolution Visible)感測器，每一套 HRV 具有多光譜態(XS)及全色態(PAN)兩種能力，多光譜態之三個觀測頻道分別為綠光波段(XS1:500 ~ 590 nm)，紅光波段(XS2:610 ~ 680 nm)及近紅外光波段(XS3:780 ~ 890 nm)，全色態的波長範圍則在 510 ~ 730 nm，PAN 像元之地面解析力為 10 公尺，XS 則為 20 公尺。

另外，可見光和紅外自旋掃描輻射計(Stretched-Visible and Infrared Spin Scan Radiometer; S-VISSR)為酬載於 GMS-5 衛星之感測器，也使用於沙塵暴的監測，包括一個見光頻道、一個水汽頻道及兩個紅外頻道，可提供雲量、雲頂溫度、海面溫度、降雨量、雲導風、地球射出長波輻射等資料。由於 GMS 具有每小時的高時間解析觀測能力的優點，對於惡劣天候等天氣狀況的即時監測非常有用，如颱風的監測與預報以及本文所應用於沙塵暴的監測。

為驗證衛星之計算結果，同步的地面實測資料是必要的，做為每隔一段時間的校驗，本文中 Sun photometer 的地面實測資料既是用來提供此目的，此儀器具有自動追蹤觀測太陽的功能，其觀測的濾鏡為 440、670、870、940 及 1020 nm 等 5 個波長，可對太陽和天空的輻射強度進行連續性的觀測。而觀測的結果將可提

供太陽和天空的輻射強度、氣膠光學厚度、水汽含量以及臭氧濃度等資料，將可提供衛星資料大氣校正等方面之應用。本研究之觀測地點為中壢市中央大學太空及遙測研究中心，為 AERONET(AEROSOL ROBOTIC NETWORK)全球的觀測網之一(Holben et al., 1998)，主要目標為對於全球的大氣現象、空氣品質及其變化情形同步進行實地的觀測，並匯集全球觀測點之資料，提供衛星偵測全球環境變遷遙測技術的開發與應用所需之參考資料。

(2) 颱風：由於可見光及紅外線影像的水平解析力較高，因此在早期的研究及現今的研究上，此兩種的影像資料均有其重要性，特別是在颱風的精確定位與細部分析，如地球同步衛星 GMS(已除役)與 NOAA AVHRR 影像資料。不過由於微波影像的進步，微波影像的運用已成主流。以下簡單介紹數種研究較常用的衛星微波資料：

SSM/I：搭載於 DMSP 衛星的被動式微波輻射儀，自 1987 年開始服役，是太陽同步衛星，高度約為 833km，除了極區 280 公里半徑的圓形區域外，地球表面任一區域都能在 72 小時被掃描到。SSM/I 提供 19、37、22 與 85GHz 四種頻道資料(Hollinger et al., 1987; Huang et al., 1992)。

MSU/AMSU：搭載在 NOAA 系列衛星的微波探空計(sounder)，每天可掃描同一地區兩次。因通常會維持兩顆運作，因此每 6 小時可獲得一次掃描。MSU 共有四個頻道，分別是 50、53、54 與 57GHz，星下點的地面解析力約為 110 公里。而 AMSU 探空計則是取代 MSU 的新一代儀器，不論在空間及光譜解析力都有大幅的

改進，頻道為 20 個，星下點解析約 50 公里。

SeaWinds：搭載於 QuikSCAT 衛星的微波散射計，為一高解析的高頻(14GHz)微波特殊雷達，用來提供近海面風速與風向。掃描寬度約為 1800 公里，可在 24 小時內掃描 90% 的地球表面。

(3) 降雨：TRMM 的軌道高度在 2001 年 8 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 2001/8 之後為延長其任務壽命，衛星高度已提高到 402 km。TMI 具有目前作業用氣象衛星微波輻射儀器中最好的資料解析度，所使用的頻率為 10.7、19.4、21.3、37、與 85.5 GHz，其中除了 21.3 GHz 僅有垂直線性極化外，其餘均為垂直與水平線性極化頻道，所以共有九個頻道；85.5 GHz 為高解析頻道，其餘則為較低解析。就每一條掃描線而言，高、低解析頻道分別有 208 與 104 個亮度溫度值。就地面分辨率沿掃描方向之解析度而言，高、低解析頻道解析度分別為 4.6-9.1km (Kummerow et al., 1998)。

本文應用於海面降雨反演所使用的資料為 TRMM/TMI 九個微波頻道 Level 1B11 的亮度溫度 (解析度 10 km)，及可見光與紅外線掃描計 (Visible Infrared Scanner, VIRS) 的 Level 1B01 波長 11、12 μm 亮度溫度 ($\text{IRT}_{b_{11}}$ 、 $\text{IRT}_{b_{12}}$)，解析度為 2.2 km。以及解析度為 5 km 的 Geostationary Meteorological Satellite 5 (GMS-5) 衛星可見光及紅外線自旋掃描輻射計 (Visible Infrared Spin Scan Radiometer, VISSR) 11、12 μm 紅外頻道 (IR1、IR2) 資料。至於與衛星降雨觀測資料匹配的地面降雨觀測，則是由台灣周邊八個島嶼雨量計所提供。

(4) 中尺度對流系統：GMS-5 衛星也是常用於監測短生命期天氣系統的利器，主要是因它是一地球同步衛星，位於東經 140°E 赤道上空約 36000 公里處，每日可提供逐時(另有四次為每半小時的觀測)共二十八次的觀測，時間解析力相當高。GMS-5 共擁有可見光頻道 (VIS)、紅外線第一頻道 (IR1, 10.5~11.5 μm)、紅外線第二頻道 (IR2, 11.5~12.5 μm) 及水汽頻道 (WV, 6.5~7.0 μm) 等四個頻道。其中可見光頻道的解析度為 1.25km，其餘各頻道則為 5km。本文將以其中的兩個紅外頻道，利用分裂窗區頻道的特性來估算所需要反演的參數。另外將北緯 15°N~30°N、東經 110°E~125°E 共 15°×15° 經緯度的範圍訂為實驗區域。

裝載 SSM/I 微波輻射計的衛星為一太陽同步衛星(近似繞極軌道)，軌道高度約為 833km，以傾角 98.8° 繞地球飛行。除了南北極半徑 280km 之圓形區域外，其餘均可在 72 小時內為衛星所掃描。SSM/I 輻射計共包含 19.3GHz、22.2GHz、37.0GHz 及 85.5GHz 等四個微波頻道。本文所使用的 SSM/I 微波頻道資料分別來自 F10, F11, F13 及 F14 等四顆 DMSP 衛星，同樣以以北緯 15°N~30°N、東經 110°E~125°E 範圍為資料收錄範圍，所有通過收錄範圍的觀測都將被收集。

四、結 果

(1) 空氣品質：應用氣膠光學厚度遙測模式於多時的 SPOT HRV 衛星資料，求取中壢地區大氣氣膠的光學厚度。衛星資料分別為 1998 年 4 月到 8 月共計 6 天的晴空個案，接收時間約為當地時間上午 10 到 11 時之間。研究試區的選擇則配合 Sun photometer 的地面觀測位置—國立中央大學校區，中心位置為 24.9 N, 121.1 E，大小為 30 x 30 像元，約為 375 x 375 平方公

尺。由 Sun photometer 所觀測的氣膠光學厚度結果，在 5 月 11 日最大，8 月 21 日最小，本研究則選用 8 月 21 日為參考資料，計算其他日期的氣膠光學厚度。

對比法(Contrast-Reduction method)在多時的 SPOT 衛星資料求取大氣氣膠光學厚度時，會受地物變化等因素所影響，尤其是在台灣地區複雜的地形地物。而以往對比法的應用大多選擇地物分布均勻(uniform)的區域為研究試區，如結構函數法。因此，對比法應用於台灣地區時，所產生結構函數的異常分布將增加氣膠光學厚度計算的誤差。而造成異常的結構函數分布的原因有衛星觀測幾何的變化、地物隨時間而改變或複雜的地形效應等因素。為避免這些因素的影響，本研究首先將單方向的結構函數(Tanre et al., 1988)改進為多方向的結構函數，則氣膠光學厚度之計算結果與 Sun photometer 地面實測資料比較顯示有相當程度的改進，如表一所示 (Lin et al., 2002)。

通常結構函數的分布型態是隨著地形地物

的特性而有所變化，亦即具有強烈的區域特性，即使是多方向平均結構函數的分布型態也會有異常分布的現象產生。藉由分析試區中地表反射特性差異的統計資料，以探討造成異常的結構函數之原因，並尋找異常點所在之位距，去除異常的結構函數部份，以避免因異常結構函數的分布所造成的誤差(Liu et al., 2002c)。此一步驟即所謂的“最佳位距數”(optimal distance number)之引入，可將衛星觀測幾何、地表覆蓋物的變化與地形效應等因素所造成的誤差減至最低，進而獲得高精度氣膠光學厚度之反演結果。

由於氣膠的組成份子及來源易受天氣型態及大氣環流之影響，故具有強烈的區域性，且隨季節時間的變化頗大，至少需建立季節性的粒徑參數，始具有應用的價值與意義。因此，本節分析 Sun photometer 自 1998 年 4 月至 2001 年 5 月共三年多的觀測資料，期能建立大氣氣膠在各季節中具代表性的粒徑參數，以供衛星資料在大氣混濁度計算與空氣品質偵測之應用。首先分析 Sun photometer 觀測資料在 SPOT

表一 應用單方向與多方向平均結構函數於 SPOT HRV/XSI 資料計算大氣氣膠光學厚度之結果和 Sun photometer 之實測資料的比較。

Date	Sun photometer measurements	Single-directional		Multi-directional	
		Retrieved	Error(%)	Retrieved	Error(%)
1998/04/24	0.339	0.386	14	0.348	3
1998/05/11	0.647	0.394	39	0.374	43
1998/06/27	0.299	0.347	16	0.311	4
1998/07/02	0.209	0.277	33	0.228	9
1998/07/30	0.315	0.356	13	0.345	9
1998/08/21*	0.078	--	--	--	--

*：表示該日期為參考資料。

HRV/ XS1 頻道的氣膠光學厚度與混濁度之分布情形，其結果則如圖 3 所示。圖中除顯示出良好的線性關係(R^2 值都大於 0.91)外，在 1998、1999 及 2000 年的分布情形亦可發現兩種不同的分布型態，即表示具有大小粒徑的兩類粒子組成存在。而各年度不同季節的混濁度與氣膠光學厚度之分布均具有其不同的特性，但仍顯示出良好的線性關係，如在 1999 年和 2001 年的春季及 2000 年的秋季並沒有發現粒徑較大的粒子存在，但小粒徑的分布仍顯示出其間之明確線性關係。

在 SPOT HRV/XS1 波段粒徑參數(A)之各季節平均值則如圖 4 所示。由圖中可知，在 1998 年和 2000 年各季節粒徑參數值最大的變化分別約有 3 年平均值之 10% 和 9%，顯示該年度的大氣狀況頗不穩定，尤其是 1998 年的夏、秋兩季和 2000 年的春、夏兩季，期間可能受到異常天氣現象影響的次數較多，如梅雨或沙塵暴所造成的影響。而 1999 年最大的變化則僅有 3%，顯示大氣的狀況最為穩定。除上述變化較大的季節外，其餘各季節粒徑參數的變化並不大，

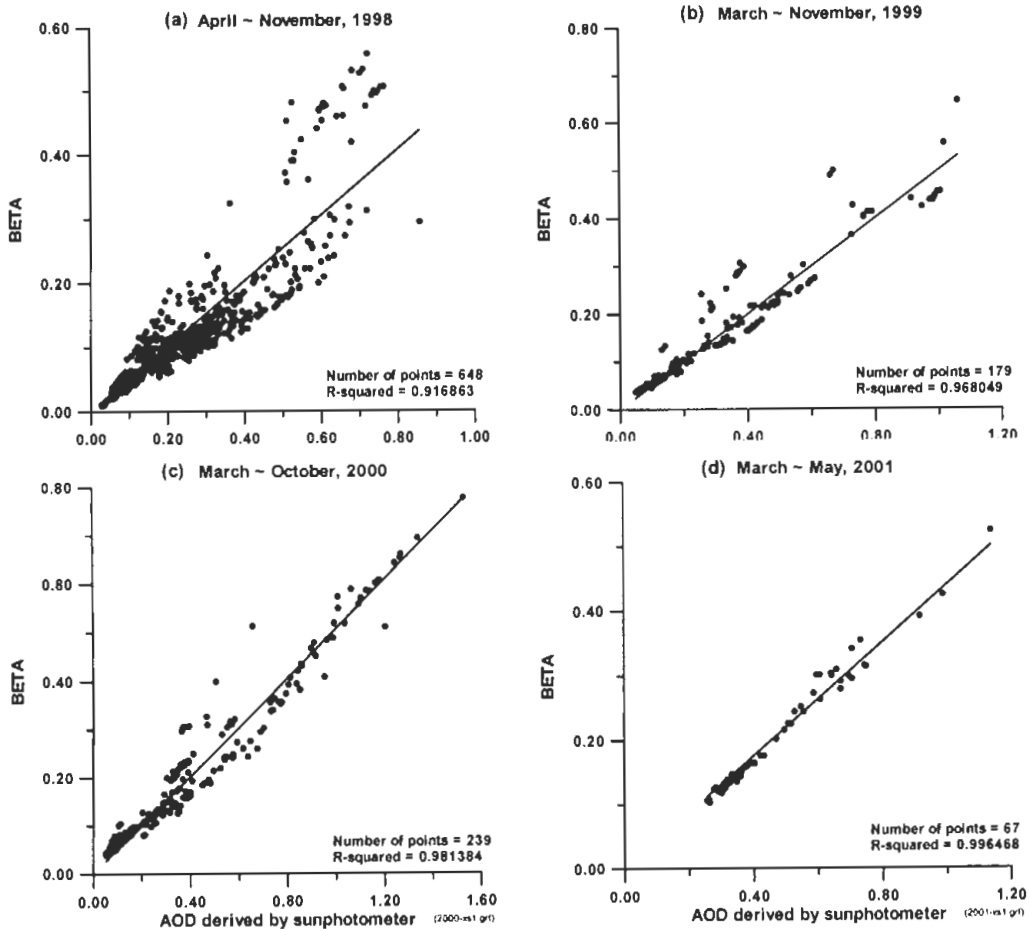


圖 3 由 Sunphotometer 地面觀測資料所計算之混濁度係數與在 SPOT HRV/XS1 波段氣膠光學厚度之分布情形情形。(a)為 1998 年 4 月到 11 月。(b)為 1999 年 3 月到 11 月。(c)為 2000 年 3 月到 10 月。(d)為 2001 年 3 月到 5 月。

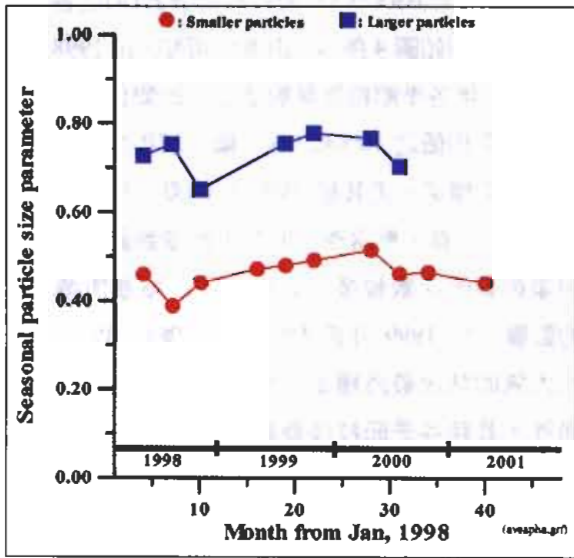


圖 4 由 Sun photometer 觀測資料所獲得中壢地區氣膠在 SPOT HRV/XSI 波段粒徑參數(A)之季節平均值, 1998 年至 2001 年。

約小於 5%，所以在無特殊或異常的天氣狀況下，將可以代表區域性各季節氣膠的粒徑參數。

應用上述所獲得中壢地區氣膠的平均粒徑參數資料，配合衛星資料在氣膠光學厚度之計算結果，則大氣混濁度便可經由大氣混濁度遙

測模式計算獲得，如圖 5 所示。由圖中的分布情形可知，大氣混濁度較大的地區分布在兩個工業區與城市附近的區域，其他如鄉村地區則較小，表示衛星拍攝時，工業區及城市地區的

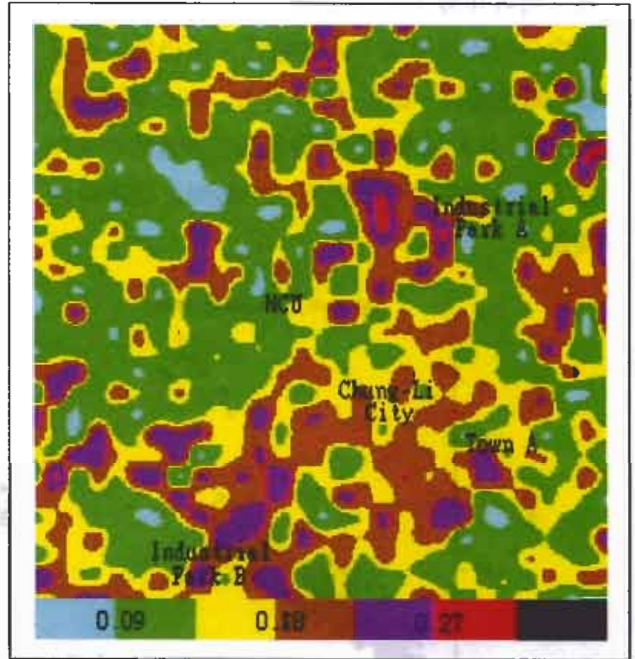


圖 5 由 SPOT HRV 第一頻道資料所計算之大氣混濁度的分布情形, 1998 年 6 月 27 日。

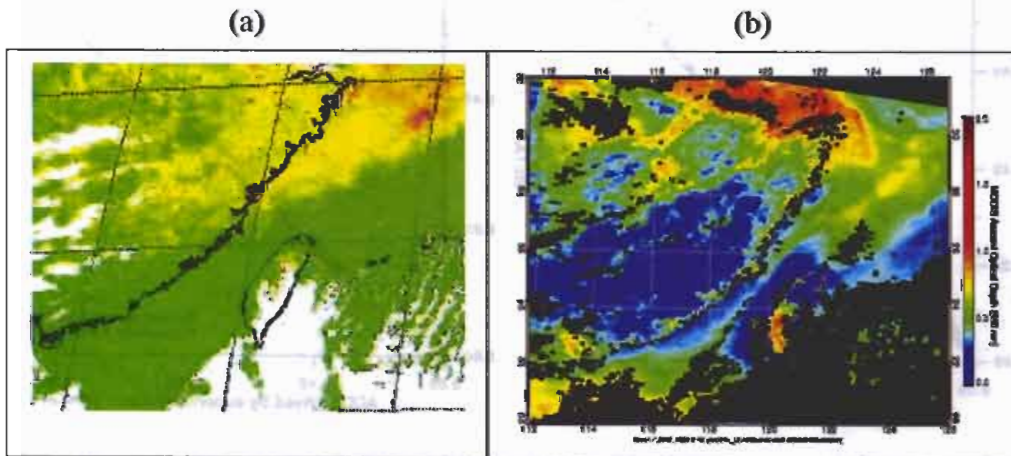


圖 6 (a)由 GMS-5 衛星之即時監測結果, 02:40Z, 2002/03/07。(b)由 MODIS 衛星資料計算氣膠光學厚度之結果, 02:50Z, 2002/03/07。(美國 NASA 提供)

空氣品質較差，而鄉村及其他地區的空气品質則相對的較佳。此一結果與實際的情況相較之下，所獲得的分布結果是非常地合理，顯示應用衛星觀測資料監測空氣品質之可行性極高，值得進一步地研究應用。

2002年3月大陸新疆及蒙古地區沙塵暴發生頻繁，對附近區域造成相當程度的影響。本文應用GMS-5衛星資料建立亞洲地區自動化沙塵暴之即時監測模式，更有效地偵測出沙塵所在之位置及其所影響之範圍。圖6(a)即為2002年3月7日上午10:40由GMS-5監測沙塵暴之結果，圖中之綠色系列表未受沙塵暴影響之正常地區，黃色到紅色表示受不同程度沙塵影響之區域，而白色則表示為雲所覆蓋之區域。為評估沙塵暴監測結果之準確性及實用性，藉由與其他較高精密感測器觀測結果之進行分析比較，圖6(b)為MODIS觀測資料(3月7日03:25Z)所反演之氣膠光學厚度(美國NASA提供)，比較後發現其間之之分布型態頗為相似，顯示GMS-5之衛星資料確具有即時監測沙塵之能力，且可行性極高。

除定性分析外，本文亦嘗試進行沙塵暴之定量分析，藉由Earth Probe TOMS所觀測之氣膠指數(Aerosol Index; AI)，配合GMS-5在沙塵的觀測結果進行定量分析。由2001年4月7日之個案顯示，TOMS的AI與GMS-5可見光資料在沙塵地區反照率變化具有良好之線性關係，可建立GMS-5在沙塵的AI計算模式。透過各地區AI隨時間序列的變化趨勢，除可分析各地區受沙塵影響之程度外，亦可提供各地區受沙塵暴影響期間之始末，對於沙塵暴各項訊息之預警幫助極大。研究結果顯示確實除定性分析外，也可利用衛星資料進行沙塵暴氣膠指

數的定量分析，例如以2003年台灣東北角附近海陸區域的GMS監測為例，顯示台灣受沙塵暴的影響以1月至2月最明顯，3月至4月則極為輕微。

(2) 颱風：雖然早期的MSU微波影像空間解析力甚差，但其110公里的星下解析力已能逼進監測颱風的需要，因此有不少研究人員嘗試使用MSU做為分析颱風的資料，如利用MSU反演颱風各層的溫度分布(冷心或暖心位置)(圖7)，並統計法歸納與颱風行進方向間關係，並獲致不錯的結果(Liu et al., 2001)。Liu團隊也進一步開發利用物理法與MSU資料估算颱風風速與強度的方法，主要是根據熱帶氣旋的暖心溫度可表示為周圍環境溫度加上溫度距平量，此方法為配合高斯分布的調整求取通常具有最大增溫的250hPa高度的各方位最大溫度距平，再經由梯度風方程求得以眼心為中心的颱風各方位最大風速(圖8)，而不是以往只是一個整體的平均強度。如前所述，MSU的解析力並不足以用以分析颱風的詳細結構，不論是在水平解析或垂直解析上都有所不足，因此物理法的最大潛力應用在於新一代的氣象衛星感測器AMSU。為了更瞭解及有效應用AMSU的特性，他們並建立一個快速的微波透射率計算模式，其原理是只計算重要的大氣吸收分子作用，並以統計法建立線性迴歸式(Kuo et al., 2002)。更進一步，有關利用統計法與物理法應用於新一代AMSU資料求取颱風參數的研究也正進行中。

雖然瞭解微波的能力強大，但由於MSU與AMSU的空間解析還是不足以做非常精細的水平空間分析，因此SSM/I由於較佳的解析力也常常成為另一個分析颱風的利器。SSM/I資料

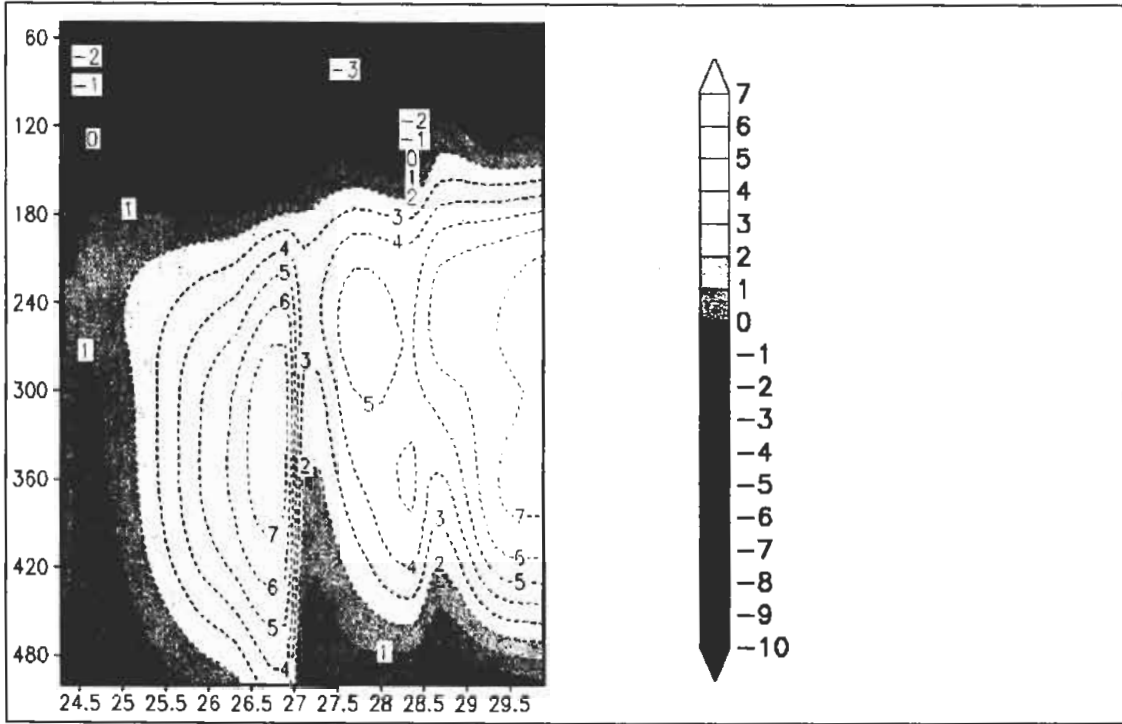


圖 7 賀伯颱風的垂直(500~50hPa)溫度距平隨時間變化的情形，y 軸單位是 hPa，x 軸是時間 1996 年 7 月 24 日至 30 日。溫度距平是由 MSU 資料反演得之。

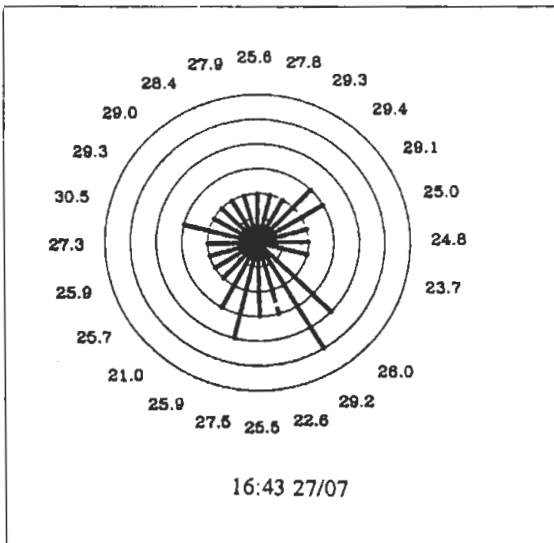


圖 8 賀伯颱風的風魂圖，時間是 1996 年 7 月 27 日。

也使用於分析颱風的降雨、方位暴風強度與半徑、潛熱與海氣參數及颱風轉向與降雨的可能關係(圖 9-10)，其結果顯示：SSM/I 的 85GHz(V) 的中心區域最低亮溫值可做為無眼颱風中心定位的依據，但需注意降水散射的影響，另外利用颱風內環區強降水分佈可用來推測颱風是否增強或減弱，85GHz(H)小於 220K 的區域分布百分比也可用來做為颱風強度的指標。結果也顯示：85GHz(V)影像經客觀分析至 15 公里解析後可更容易定出颱風中心位置，而地形抬升作用對颱風強度變化的影響也應更進一步加以研究，以更能有效監控颱風。在加入 QuikSCAT 的資料分析中也發現，其風速估計值則較 JTWC 相比有低估的現象。

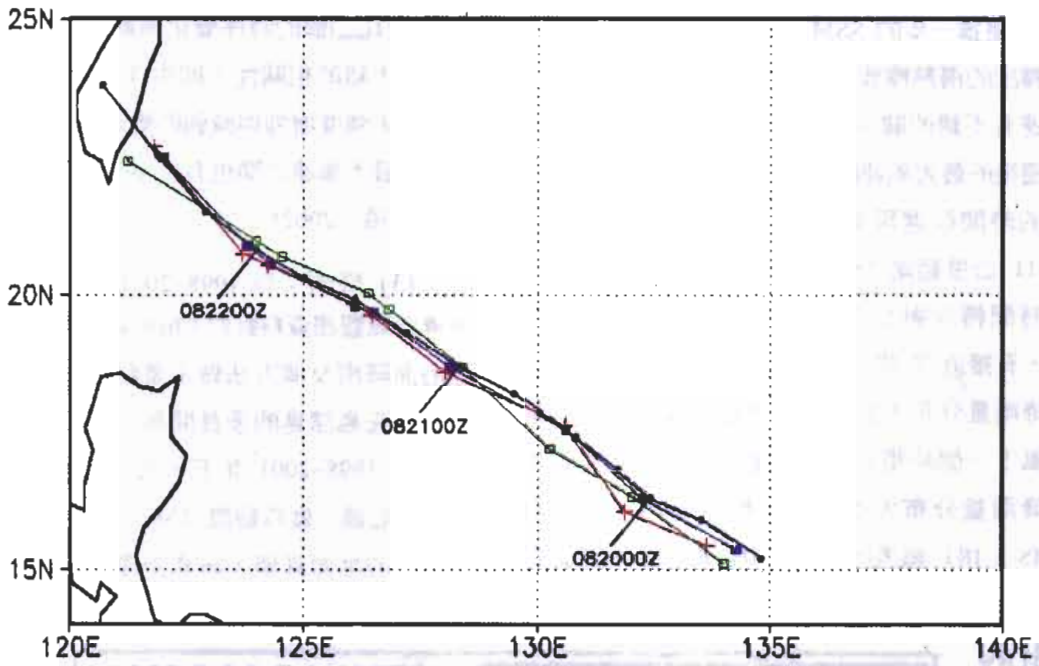


圖9 利用不同衛星資料與方法所推估的2000年碧利斯颱風路徑圖，紅色為SSM/I中心附近亮度溫度最高值所在位置，綠色為SSM/I中心附近亮度溫度最低值，紫色為GMS-5 IRI中心附近亮度溫度最高值位置，黑色為JTWC的最佳路徑結果。

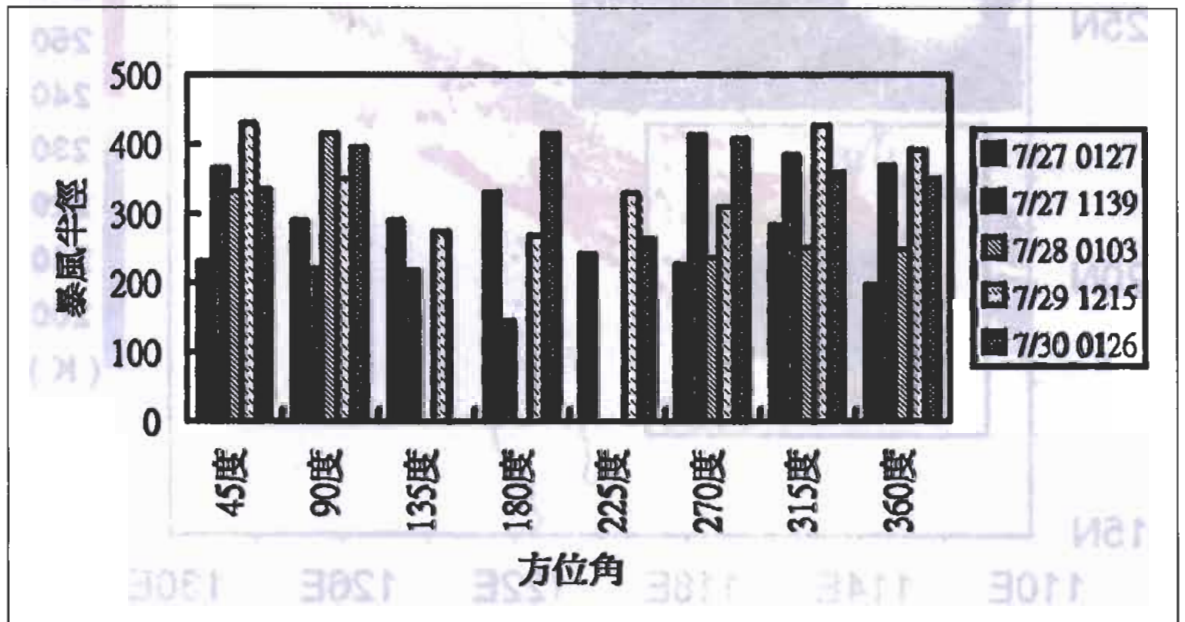


圖10 賀伯颱風從7月27日01:27UTC到7月30日01:26UTC各方位角的暴風半徑(單位：公里)分佈圖。

更進一步的 SSM/I 分析也顯示：颱風降雨所釋出的潛熱釋放量和 JTWC 所布的中心最大風速有不錯的關係，即潛熱釋放量的改變會影響隨後的最大風速的發展，兩者之間約有 12 小時的時間延遲現象發生。若再將颱風的降雨 (~111 公里範圍) 分為四個象限，來看颱風下一個時間轉向與左右半圓降雨量分布多寡的關係，有接近 7 成左右可知颱風的轉向與左右半圓降雨量分布不對稱的情形是有關係的，而當颱風下一個時間的偏轉機會不大時，其左右半圓降雨量分布大小可能就較為平均。另外由 GMS-5 IR1 頻道所得到的中心附近平均最低亮

度溫度(T_{bmin})值的時序變化與颱風強度的變化之間亦有不錯的相關性，即由(T_{bmin})的變化約略可看出颱風強度增強與減弱的變化，其並與 JTWC 的中心最大風速之間也有約 6~12 小時時間延遲的現象(項, 2002)。

(3) 降雨：以 1998~2001 年五、六月台灣周邊海域觀測資料針對 Chen and Li (2002) 提出之海面降雨反演方法做定量驗證，亦即利用日本南方先島諸島的多良間島及台灣西方的東吉島，於 1998~2001 年五、六月的島嶼測站每小時降雨記錄，做為驗證 TMI 微波資料所反演降雨強度的地面真值。研究中僅驗證降雨強度大

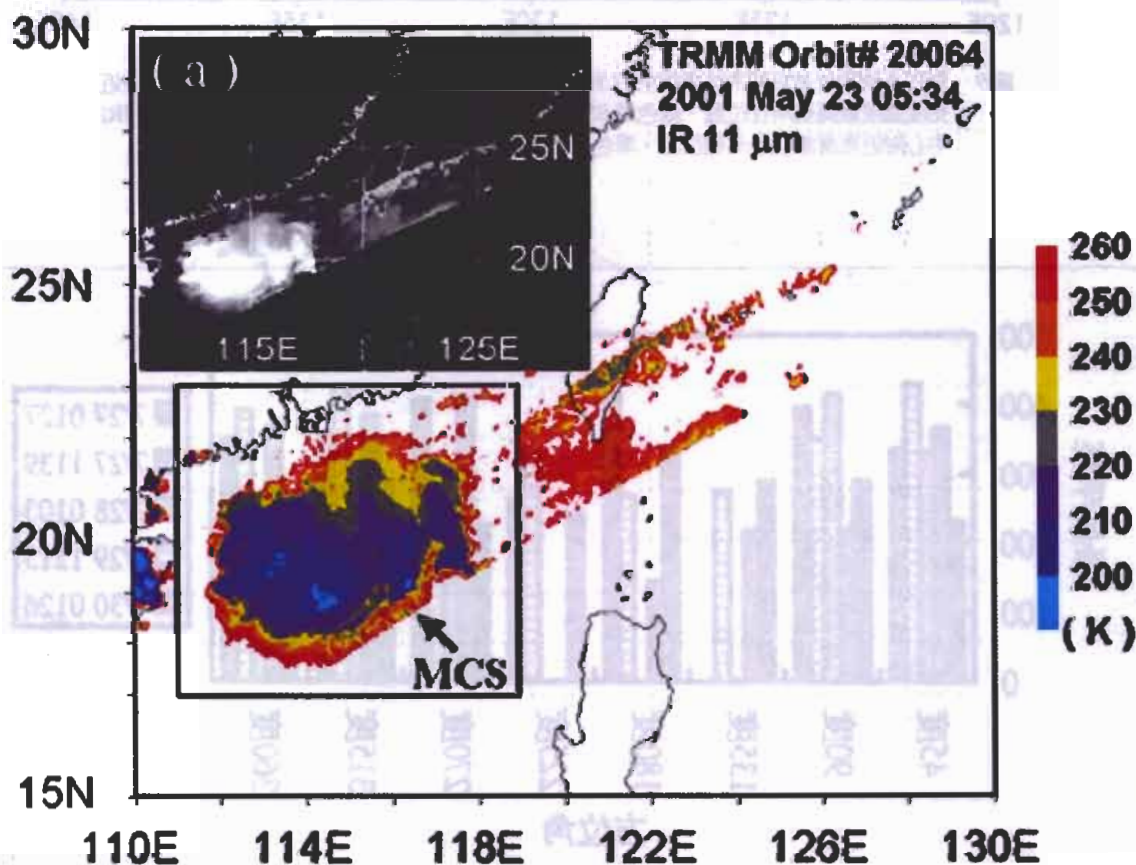


圖 11 2001 年 5 月 23 日 0534UTC TRMM/VIRS 11 μ m 紅外影像，圖中顯示海南島東方海上的雲簇其雲頂溫度 < 220 K 的部份幾乎都在北緯 21 度以南，且整個雲簇有向東北發展的趨勢。

於或等於 1.5 mm/h 的測站匹配資料樣本，檢視其衛星遙測降雨強度結果與地表真值的差異性。及收集大量 TMI 微波資料所反演的降雨強度 (Estimated Rain Rate, RRe) 及測站觀測降雨強度 (Observed Rain Rate, RRo)，並以通過原點的線性迴歸計算方式擬合結果，結果發現其判定係數(coefficient of determination, R2)值為 0.816；線性相關係數為 0.903。但是研究結果亦顯示 TMI 衛星遙測降雨方法還是低估了實際降雨強度，兩者的關係式為 $RRe = 0.85 \times RRo$ 。

在定性驗證方面，可比較 TMI 反演的強降雨區域是否與低雲頂溫度的對流旺盛區一致。圖 11 為 2001 年 5 月 23 日 0534UTC TRMM/VIRS IRTb₁₁ 影像，圖中顯示在南中國海

北部有一個發展強烈之 MCS，其最低雲頂溫度 < 200 K，且雲頂溫度 < 220 K 的範圍由 18°N, 112°E 延伸到 21°N, 118°E，約 3°×6° 的海域。值得注意的是一般紅外影像的低雲頂溫度區域通常被認為是最可能降雨的地區，而 TMI 所判定的海面降雨區域卻是絕大部份位在 19°N~ 21°N 的海域，顯示位於 19°N 以南的紅外影像的低雲頂溫度區域下並沒有降雨。以 TMI 微波資料所反演之結果顯示大於 10 mm/h 的強降雨區有三處(圖 12)，其位置皆與雲頂溫度小於 200 或 210 K 區域一致。其中強度 40 mm/h 的中心點位於 19.9°N, 113.5°E 之 200 K 等溫度線上，強度 32.5 mm/h 的中心點位於 19.0°N, 114.5°E 的 200 K 等溫度線上，強度 21.4 mm/h 則位於 20.0°N, 116.6°E

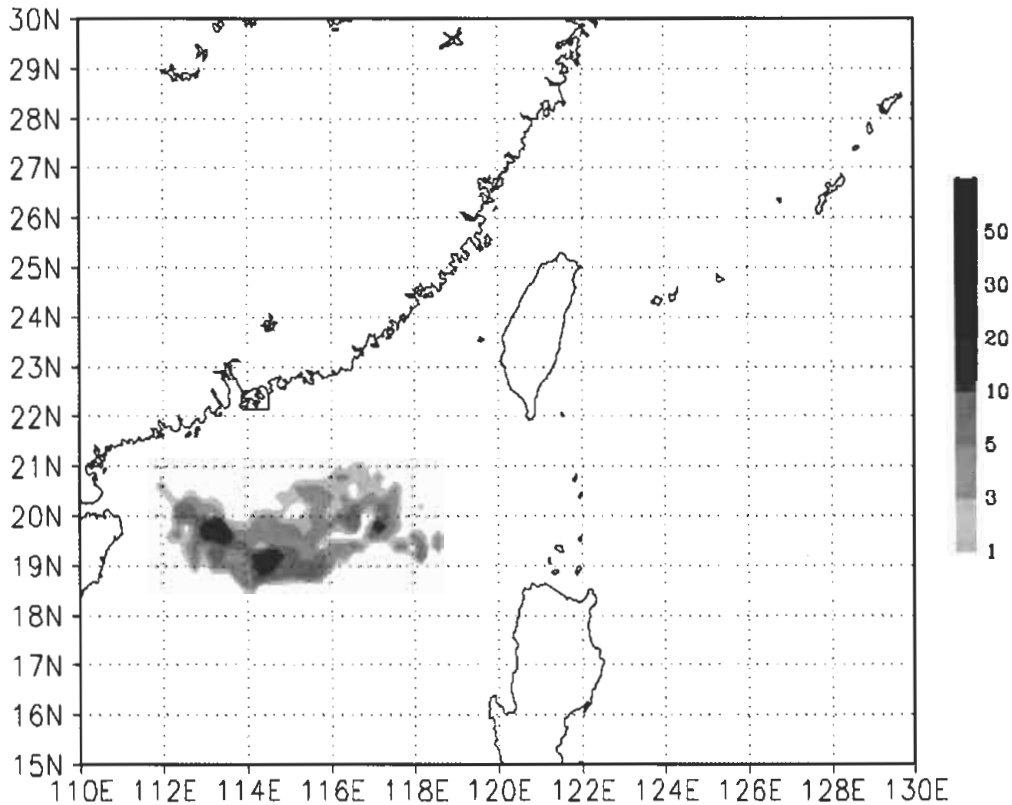


圖 12 2001 年 5 月 23 日 0534UTC TMI 所反演的 MCS 降雨強度(mm/h)結果。

之 200~210 K 等溫度線之間。因此，其定性驗證結果顯示強降雨的反演結果，與紅外影像的雲頂溫度小於 210 K 之強對流區吻合。但值得注意的是有一片位於 19°N 以南的海面，雖然也位處在這個大 MCS 的極冷雲下方，卻是無雨的區域。由此可突顯出利用紅外雲頂溫估算降雨可能會導致較大之誤差。

至於估算 GPI 的實際過程，在此以 TRMM 衛星 #3012 及 #3023 軌道對南中國海北部 MCS 降雨系統所做的觀測，及其間利用 GMS-5 紅外輻射資料反演 GPI 為例。TRMM #3012 軌道於 1998 年 6 月 6 日 2129UTC 時通過南中國海北部，下一次通過這個海域的 TRMM 衛星觀測是在 6 月 7 日 1348UTC 的 #3023 軌道。依據 TRMM 衛星及 GMS-5 在這段時間對這片海域的觀測記錄顯示，活躍的對流性雲簇在這段時間由海南島向東北移行朝台灣接近。以 TMI RR 調整 GPI 方程式結果，#3012 與 #3023 的最佳降雨閾值分別為 221 K 與 225 K；其 GPI 方程式分別為 $GPI(mm)=0.21+3.72 \times Fc \times T$ 與 $GPI(mm)=0.05+3.15 \times Fc \times T$ ，其中 Fc 為 fractional coverage，是單位面積(一般為 1x1 度到 3x3 度)範圍內低於某特定亮溫(例如 235K)雲像元所覆蓋的面積比例，T 為觀測時間，在本研究中為 1 小時；其 R2 值則分別為 0.63 與 0.64。所以在 6 月 6 日 2129UTC 以後的 GMS-5 紅外影像可以 221 K 做為降雨閾值。到了 6 月 7 日 1348UTC 之後則改用 225 K 做為降雨閾值。分析 6 月 7 日 0133~1233UTC 的 GPI 計算結果顯示以 TMI RR 調整後的 GPI 方法確實可以掌握海上 MCS 的降雨強度增減情形。同時也指出這段時間海上的 MCS 為台灣本島及其周邊海域帶來大量的降水。鎖定並監控這個於南中國海北部發展中的 MCS，計算其海上 GPI 總和隨時間變化的情

形，發現其 GPI 總和隨其向東移行逐漸增加，在 0733UTC 達到最高點後逐漸呈現減弱的趨勢。以 GPI 總和的變化情形來看 MCS 的強弱變化趨勢，就可以很明白指出 MCS 在 0733UTC 之前處於對流增強階段，之後則慢慢會減弱。若定義在研究區內北緯 25 度以南，東經 122 度以西的海上 MCS 降雨 GPI 總和為對台灣的威脅指數，則如果此地區內之 GPI 總和隨時間變化有增加趨勢，則其降雨對台灣造成災害的威脅亦有增強趨勢，反之則其對台灣造成災害的威脅會慢慢減弱(Chen and Li, 2002)。而已此方法研究發現於 1233~2233UTC 海上 MCS 降雨對台灣的威脅是隨著時間變化逐漸減弱當中。另一方面，台灣中部位於 23°N, 120°E 到 24°N, 121°E 區域內 100 個雨量站的每小時平均降雨強度在 12Z 到 21Z 是呈現逐漸增強的趨勢，21Z 之後才有減弱的跡象。所以，在沒有確切海上 MCS 降雨對台灣的威脅指數強弱變化驅勢訊息的情況下，單單依據陸上雨量站 12Z 到 21Z 降雨強度一直增強的情況，很難在 21Z 降雨強度開始減弱後，很肯定地預測降雨強度將不會再增強的事實。但是若有了 GPI 方法所提供的海上 MCS 降雨對台灣的威脅指數，其實從 1233UTC 之後都是呈現穩定減弱的訊息幫助下，可推論台灣地區的降雨強度，不管在陸上或由海上，很可能不會再增強。反之若 GPI 方法所提供的威脅指數明顯增強時，則台灣地區的降雨強度很可能會持續增強，建議防災措施必需盡速完成。

(4) 中尺度對流系統：圖 13 是 1997 年至 1999 年 5、6 月份，OPI 指數與所對應亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現有雲次數的統計結果，圖中左側的縱座標為亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現有雲的次數(以直線柱表示之)，圖中右側縱座標則表示亮度溫度小於

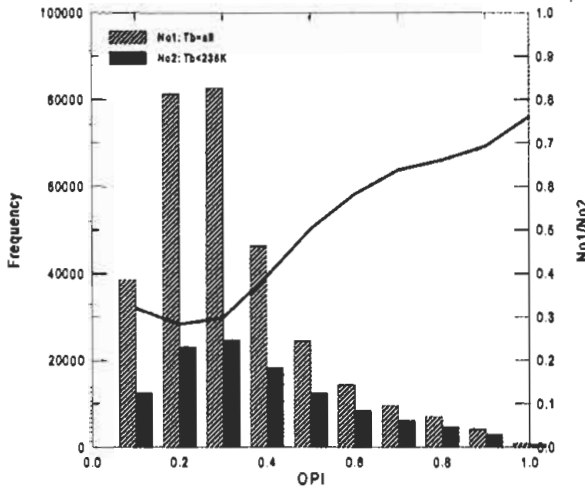


圖 13 OPI 的曲線分布，圖中黑色直條圖為亮度溫度小於 235K 的次數，斜線直條圖為所有出現有雲的次數，圖中右側縱座標則表示亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現有雲次數的比值，其結果在圖中以實線表示之。

235K 的次數和所有出現有雲次數的比值(以實線表示之)，由圖中可知當 OPI 小於 0.3 時，其所對應之亮度溫度小於 235K 的次數和所有出現有雲次數的平均比值不太有變化，而且很低(僅 0.3 左右)，一旦 OPI 繼續增大，則出現亮度溫度小於 235K 的機會也顯著增大，其增大率在 OPI 介於 0.3 到 0.7 間最為明顯。若以 OPI 值 0.5 為標準，分別計算出現亮度溫度小或大於 235K 的百分比，OPI 值大於 0.5 時有 58% 的機會 IR1 亮度溫度會小於 235K，當 OPI 值小於 0.5 時則有 69% 的機會 IR1 亮度溫度會高於 235K。在此一方面是考慮 OPI 本身所代表的物理意義(取具有明顯的正向海氣交互作用)，另一方面在取一個 0 到 1 的中間值(類似反曲點)為代表，因此本文嘗試以 OPI 指數為 0.5 做為一個標準，試圖以此閾值來描繪出有利海上中尺度對流系統生成或發展的區域。在此也得強調 OPI 只能就海氣交互作用的資訊提供參考，雖然其他因素(例如

綜觀環境條件和天氣系統結構)也相當重要，不過本研究為了使問題單純化，只是把焦點放在海氣交互作用而已。

1997 年 6 月 11 日個案：SSM/I 的掃描範圍，在 1997 年 6 月 11 日 1215UTC 時涵蓋 0-40°N 及 100-140°E 範圍，圖 14 是 SSM/I 掃描範圍內 OPI 指數的大小分布情形，其中 OPI 指數大於 0.5 的區域以陰影標出。由圖中可見，在大陸東南部外海及台灣東北部外海是處在 OPI 的高值區(大於 0.5)，因此這兩個區域基本上具有較佳的正向海氣交互作用潛力，假如同樣單獨由海氣交互作用的觀點來分析，上述兩個區域內應該有比較大的機會出現垂直對流發展旺盛的 MCS。由 GMS-5 紅外線衛星雲圖分析可知(見

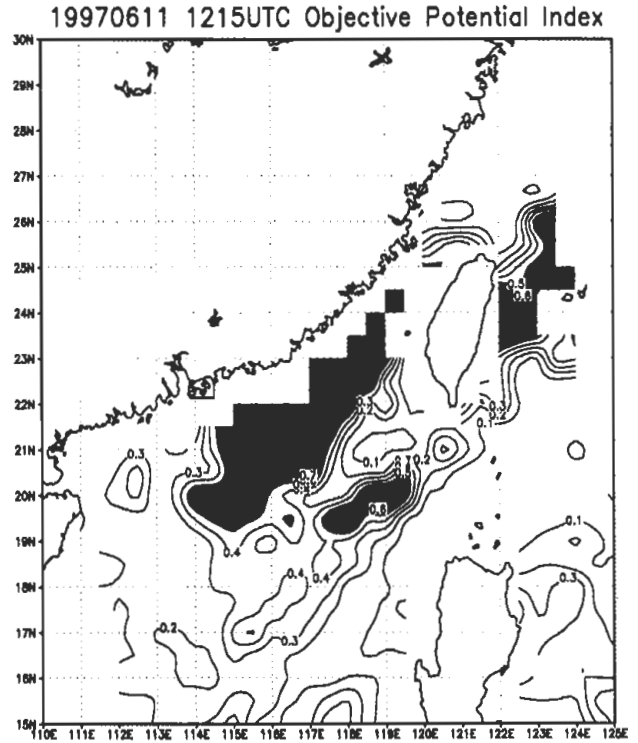


圖 14 1997 年 6 月 11 日 1215UTC 時，SSM/I 的掃描路徑與掃描範圍內 OPI 指數的大小分布情形，其中陰影部分是大于 0.5 的區域。

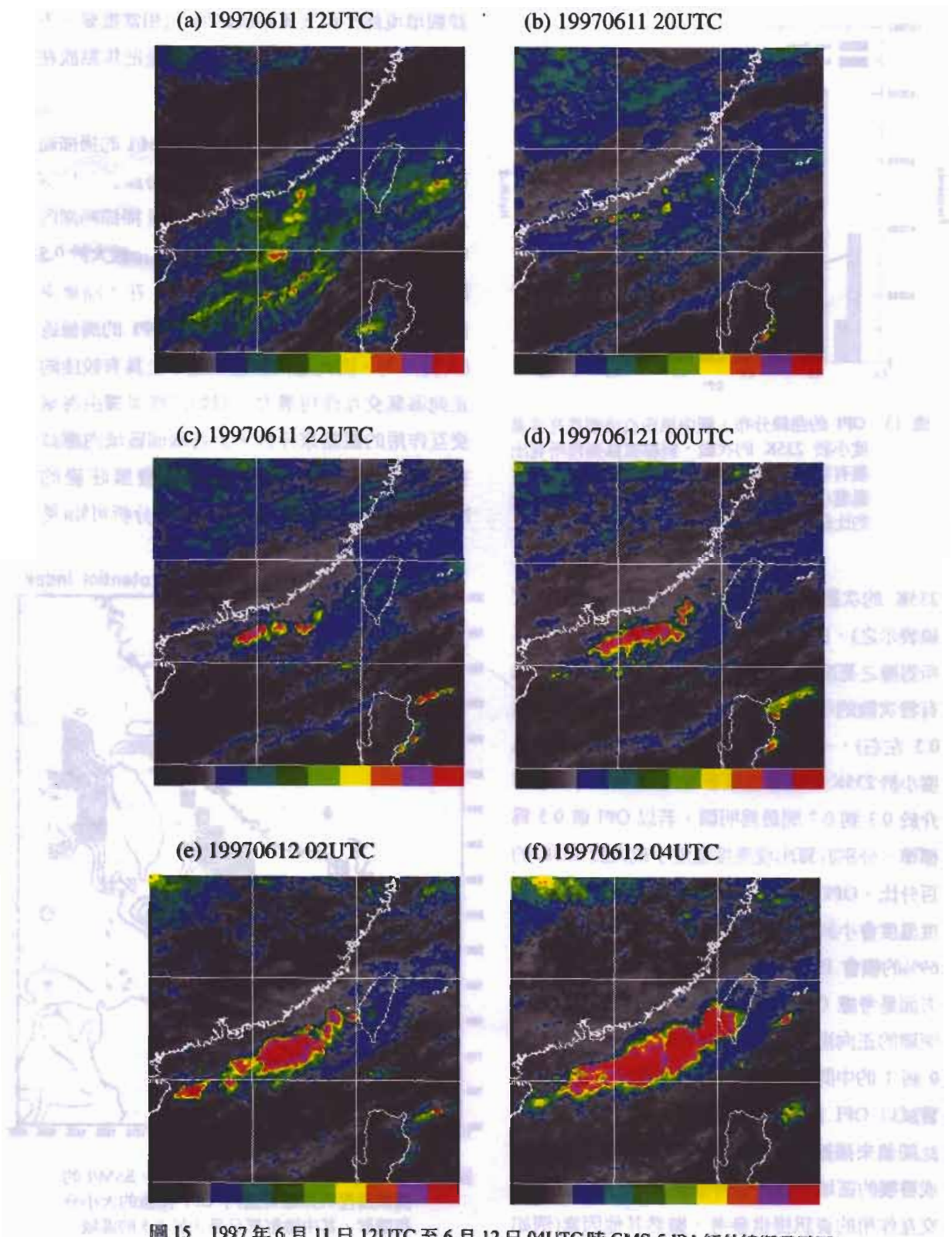


圖 15 1997 年 6 月 11 日 12UTC 至 6 月 12 日 04UTC 時 GMS-5 IR1 紅外線衛星雲圖。

圖 15)，鋒面雲帶呈現東北到西南走向，整個雲系覆蓋在台灣及南海北部附近海域，由 6 月 11 日 12UTC 時紅外線雲圖顯示，鋒面雲帶在宮古及石垣島南側及南海北部一帶有發展較高的雲系存在，不過整個雲系逐漸東移並減弱當中，一直到了 6 月 11 日 20UTC 在 115°E 及 21-22°N 附近開始有新的對流胞出現，然後繼續長大並向東北方向移動，當舊的對流系統向東北方向移動時，其後側仍然繼續有新的對流系統長出來，形成結構密實的 MCS。該 MCS 於 6 月 12 日 04UTC 時開始接觸並影響台灣南部陸地，進而造成大量降水。假如比對 OPI 指數的分布可以發現大陸東南部外海確實存在 OPI 指數的高值區，這表示該區域具有海氣間正向的能量傳遞潛力，並且該位置和後來 MCS 發展和移動的位置差不多。不過個案中仍然有相對高 OPI 值區，卻不見 MCS 發展的情形(如台灣東北部外海)，仍然意味著海氣交互作用的強弱，並不完全等於海上中尺度對流系統的發展與否，可能尚其他的參考因子會影響其最後的結果。

五、結 論

近年來國際上陸續發表了許多關於衛星資料在大氣氣膠參數反演之研究，及其在大氣環境監測之應用，且都有相當不錯的成果。國內在這方面的研究亦有不錯的表現，相關的應用研究成果亦均陸續發表在國內外重要期刊上。國內研究修正之對比法，可避免衛星的觀測幾何、地物的改變及地形效應等因素的影響，獲得極佳之準確度和適用性，可提供台灣地區高精度之大氣氣膠光學厚度資料。

在大氣環境的監測方面，首先使用了 1998 年至 2001 年共計三年多的觀測資料，分析中壩

地區各季節氣膠粒徑分布之參數，結果顯示除了部分季節易受特殊天氣現象影響，氣膠的平均粒徑參數有明顯的變化外，大部分季節的平均粒徑參數則頗為穩定。因此成功地建立此三年具代表性及實用性之各季節氣膠粒徑參數資料，期能應用衛星資料即時提供空氣品質之訊息。為建立更具代表性的區域參數，仍應持續地收集、分析資料，俾能使其應用價值更高、應用範圍更為廣泛。

利用 GMS-5 衛星資料確能及時提供沙塵暴之各項資訊，且國內研究亦已完成現階段利用衛星資料(GMS-5)監測沙塵暴之自動化作業模式，可及時提供沙塵暴之各項資訊。此外，GMS-5 所監測之氣膠指數，不但可提供局部地區沙塵暴之起始與結束時間外，亦具有提供沙塵暴影響強度之潛能，對於未來沙塵暴強度之警報幫助極大。由於 GMS-5 已於 5 月 22 日停止觀測任務，目前暫由 GOES-9 替代，而新衛星 MTSAT-1 本預定於 2004 年 1~2 月間升空，執行亞洲地區同步衛星之觀測任務，但目前似乎仍未有發射的跡象。MTSAT 之輻射解析(dynamical range)與地面解析均優於原 GMS-5，若能儘早發射升空，預期未來將可獲取更多的訊息，提供沙塵暴監測及相關應用研究使用。

由於衛星遙測的進步，我們現在能更有效率地監測颱風，而且新一代的 AMSU 資料及更多更高解析的微波衛星資料的加入，都使得我們更能掌握颱風的生成與發展。而對於應用而言，颱風大部份的生命期都是在海洋上，如何更準確地預測颱風何時登陸(靠近陸地)及登陸後的風速與降雨強度的變化，是科學家最終的目標，隨著模式的進步與衛星遙測資料的更新，若能相互配合，情勢似乎大有可為。

Chen and Li (2002)所發展之 TRMM 衛星微波資料反演海面降雨強度方法適合用來反演梅雨期台灣周邊海域降雨強度。結合 TRMM 微波直接量度雲下降雨以及地球同步衛星紅外高時間解析觀測的特性所發展之 TRMM 微波以及地球同步衛星紅外觀測衛星遙測降雨技術，可以對海上的 MCS 進行持續而有效的降雨觀測。

OPI 為一個無因次且較不受區域分布影響的獨立指數，由研究中數個個案的結果顯示，當 OPI 指數較大時(大於 0.5)表示具有顯著的正向海氣交互作用下邊界條件，雖然海氣交互作用不是海上對流系統生成或發展的唯一條件，其所扮演的影響角色權重也還不完全明瞭，不過海氣之間能量的正向傳遞和海上 MCS 的生成與發展，應該有相當密切的關係，因此假如僅僅考慮海氣之間的交互作用的話，這樣雖說正向的下邊界條件應該是有利對流系統的生成或發展，不過未來若能再加上大氣中氣層不穩度的輔助分析，應該會有更明確的預測效果。此外在本文逐時、定點的 OPI 指數與 GMS-5 紅外線第一頻道亮度溫度的時間序列變化情形分析中，似乎可以發現，對單純自海面上生出並且發展的對流系統而言，有一相位差存在於 OPI 指數的變化波形與 IR1 平均亮度溫度的變化波形之間，也就是說這兩種參數的變化具有時間上的延遲性。雖然目前還不知道該延遲量的確實長短，但是至少由本研究的結果可以了解，因為 OPI 指數具有正向海氣交互作用強弱及其變化趨勢的資訊，因此透過 OPI 指數的計算與追蹤，應該可以成為梅雨期海上中尺度對流系統生成或發展前兆的諸多參考因子之一。

整體而言，隨著衛星感測器的進步及遙測方法的改進，衛星遙測的角色在未來的天氣系

統分析會更顯重要，雖然衛星的應用只有約四十年的歷史，但已完全改變大氣監測與天氣系統分析的方式，而國內投入衛星遙測應用研究的時間也約略只有二十年，但確也已有不錯的成果。由於台灣地區地理位置特殊，有著特別的地球環境和氣候條件，使得天氣的演變與影響極為特殊，隨著更多人力與物力的投力，肯定應能更有效地守視大氣與天氣的變化，減少台灣地區天氣災害的衝擊。

致 謝

本文所提成果主要是來自過去數年作者群於國科會整合型颱風、梅雨、災變等研究計畫、及環保署計研究計畫(EPA-92-U1L1-02-104)，感謝國科會及環保署在經費與資源的支持；另感謝劉懿萱小姐在文字修改及排版時的細心協助。

參考文獻

- 劉崇治與劉振榮，2000：應用衛星資料在梅雨季海上中尺度對流系統生成前兆之初步探討。大氣科學，Vol. 28, No. 4, 317-341。
- 蔡文元，1996：SSM/I 資料於颱風強度估算和降雨特性分析之應用。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，69 頁。
- 黃曉薇，2000：應用 SSM/I 衛星資料於西太平洋颱風特性之分析。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，95 頁。
- 項義華，2002：應用 SSM/I 衛星資料分析桃芝與納莉颱風之降雨及海氣參數之變化。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，92 頁。
- Alishouse, J. C., S. A. Snyder, J. Vongsathorn, and R. R. Ferraro, 1990: Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 28, pp. 811-816.
- Alliss, R. F., S. Raman, and S. W. Chang, 1992: Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) observations of hurricane Hugo (1989). Mon. Wea. Rev., 120, 2723-2737.

- Ångström A. K., 1929: On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geography Annals*. Vol. 11, 156-166.
- Arkin, P. A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-array. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, 1382-1387.
- Bosart, L. F. and S. C. Lin, 1994: A diagnostic analysis of the Presidents' Day storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2148-2177.
- Cachorro V. E., A. M. de Frutos, and J. L. Casanova, 1987: Determination of the Ångström turbidity parameters. *Appl. Opt.*, Vol. 26, No. 15, 3069-3076.
- Chen, C. S., T. K. Chiou and S. T. Wang, S. M. Lin and C. K. Wang, 1987: Heavy rainfall in Taiwan area on May 28 and 29, 1986. *Bull. of Geoph.*, No. 27-28, 177-188.
- 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. *Intl. J. of Remo. Sens.*, Vol. 23, 2425-2448.
- Chiu, L. S., 1990: Rain estimation from satellites: Effect of finite field of view. *J. Geophys. Res.*, 95, No. D3, 2177-2185.
- Dvorak, V. F., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. *NOAA Tech. Report NESDIS 11*, U. S. Department of Commerce, Washington, D.C..
- Gaynor, J. E., and C. F. Ropelewski, 1979: Analysis of the convectively modified GATE boundary layer using in situ acoustic sounder data. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 985-993.
- Hansen J. E. and A. A. Lacis, 1990: Sun and dust versus greenhouse gases: an assessment of their relative roles in global climate change. *Nature*, 246, 713-719.
- Holben B. N., T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, 1998: AERONET-a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remo. Sens. of Envir.*, 66, 1-16.
- Hollinger, J. P., R. Lo, G. A. Poe, R. Savage, and J. L. Pierce, 1987: Special Sensor Microwave /Imager User's Guide. Naval Research Lab., Washington, D. C., 120pp.
- Hollinger, 1989: DMSP Special Sensor Microwave /Imager Calibration / Validation. Final Report, Vol. I, 51pp.
- Hong, Y., Kummerow, C. D., and Olson, W. S., 1999: Separation of convective and stratiform precipitation using microwave brightness temperature, *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, Vol. 38, 1195-1213.
- Huang, H. J., G. R. Liu, and T. H. Lin, 1992: Western Pacific moisture analysis as observed from DMSP SSM/I measurements. *TAO*, 3, 233-265.
- Jobouille, P., J. L. Redelsperger, and J. P. Lafore, 1996: Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 316-337.
- Johnson, H. J., and M. E. Nichools, 1983: A composite analysis of the boundary layer accompanying a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 308-319.
- Kaufman Y. J., Tanre D., and O. Boucher, 2002: A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature* 419, 215-223.
- Kummerow, C., Mack, R. A., and Hakkarinen, I. M., 1989: A self-consistency approach to improve microwave rainfall rate estimation from space. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 28, 869-884.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., and Simpson, J., 1998: The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *J. Atmo. Ocean. Tech.*, Vol. 15, 809-817.
- Kuo, Y. H., R. J. Reed, and S. Low-Nam, 1991: Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the Western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 457-476.

- Kuo, T. H., G. R. Liu, C. G. Huang, T. T. Lin, and C. C. Liu, 2002: Atmospheric transmittance of AMSU channels: A fast computation model. *J. Marine Science and Technology*, Vol. 10, No., 2, 104-109.
- Lin, X., and R. H. Johnson, 1996: Kinematic and thermodynamic characteristics of the flow over the Western Pacific warm pool during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, 53, 695-715.
- Lin, T. H., A. J. Chen, G. R. Liu, and T. H. Kuo, 2002: Monitoring the atmospheric aerosol optical depth with SPOT data in complex terrain. *Intl. J. of Remot. Sens.*, Vol. 23, No. 4, 647-659.
- Liu C. H., A. J. Chen, and G. R. Liu, 1996: An image-based retrieval algorithm of aerosol characteristics and surface reflectance for satellite images. *Intl. J. of Remot. Sens.*, Vol. 17, No. 17, 3477-3500.
- Liu, G. R., T. H. Kuo, P. Y. Leu, T. H. Lin, and C. C. Liu, 2001: An estimation of typhoon intensity and the prediction of its track by using MSU data. *TAO*, Vol. 12, No. 4, 615-634.
- Liu G.-R., C.-C. Liu and T.-H. Kuo, 2001: A Contrast and Comparison of Near-Sea Surface Air Temperature/Humidity from GMS and SSM/I Data with an Improved Algorithm. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, Vol. 39, No. 10, pp 2148-2157.
- Liu, G. R., A. J. Chen, T. H. Lin and T. H. Kuo, 2002a: Applying SPOT data to estimate the aerosol optical depth and air quality. *J. of Envir. Model. and Softw.*, Vol. 17, Issue 1, 3-9.
- Liu, G. R., T. H. Lin, T. H. Kuo, and S. J. Huang, 2002b: Monitoring of sandstorm with GMS S-VISSR data. *Asian J. of Geoinfo*. Vol. 2, No. 4, 3-8.
- Liu, G. R., T. H. Lin, and T. H. Kuo, 2002c: "Estimation of aerosol optical thickness by applying the optimal distance number to NOAA AVHRR data", *Remot. Sens. of Envir.*, 81, 247-252.
- Liu, G. R., C. C. Liu, and T. H. Kuo, 2002d: A satellite-derived objective potential index for MCS development during the Me-Yu period. *J. of Meteor. Soc. Jap.*, Vol. 80, No., 3, 503-517.
- Ouaidrari H. and Vermote E. F., 1999: Operational atmospheric correction of Landsat TM data. *Remot. Sens. of Envir.*, 70, 4-15.
- Parsons, D., D. Dabbert, H. Cole, T. Hock, C. Martin, A. L. Barrett, E. Miller, M. Spowart, M. Howard, W. Ecklind, D. Carter, K. Gage, and J. Wilson, 1994: The integrated sounding system: Description and preliminary observations from TOGA COARE. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75, 553-567.
- Petty, G. W., 1994: Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I: theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. *Meteor. Atmos. Phys.*, Vol. 54, 79-99.
- Riehl, H., and J. S. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial through zone. *Geophysica*, 6, 503-538.
- Sifakis N. I. and P. Y. Deschamps, 1992: Mapping of air pollution using satellite data. *Photogram. Engine. & Remot. Sens.*, Vol. 58, No. 10, 1433-1437.
- Tanre D., P. Y. Deschamps, C. Devaux, and M. Herman, 1988: Estimation of Saharan aerosol optical depth from blurring effects in Thematic Mapper data. *J. of Geophys. Resea.*, Vol. 93, No. D12, 15955-15964.
- Uccellini, L. W., R. A. Petersen, K. F. Brill, P. J. Kocin and J. J. Tuccillo, 1987: Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2227-2261.
- Wilheit, T. T., Chang, A. T. C., and Chiu, L. S., 1991: Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution functions. *J. Atmos. Ocea. Technol.*, Vol. 8, 118-136.

- Wilks, D. S., 1995: Statistical methods in the atmospheric science, Academic Press, New York, 467pp.
- Woolnough, S. J., J. M. Slingo, and B. J. Hoskins, 2000: The relationship between convection and sea surface temperature on intraseasonal times scales, *J. Climat.*, **13**, 2086-2104.
- Young, G. S., L. D. Ledvina, and C. W. Fairall, 1992: Influence of precipitating convection on the surface energy budget observed during a tropical ocean global atmosphere pilot cruise in the tropical western Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **97**, 9595-9603.

Applications of Satellite Remote Sensing in Atmospheric Science in Taiwan

Gin-Rong Liu^{1,2} Wann-Jin Chen³ Tang-Huang Lin¹ Chung-Chih Liu⁴

¹Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University

²Institute of Atmospheric Physics, National Central University

³Department of Applied Physics, Chung-Cheng Institute of Technology

⁴Weather Wing, CAF

(Manuscript received 16 August 2004 ; in final form 15 October 2004)

ABSTRACT

Ever since the first meteorological satellite was launched in the 1960s, satellite remote sensing has become an important tool in atmospheric science. In Taiwan, the usage of meteorological satellites mainly began in the 1980s. The aim of this paper is to introduce the relevant applications in---- 1) air quality, 2) typhoons, 3) rainfall, 4) mesoscale convective systems---- via satellite remote sensing over the recent decade.

In the first theme, the satellite data is generally employed to estimate the atmospheric optical depth and aerosol concentration in monitoring the air quality and sandstorms. For typhoon applications, satellite images are used to pinpoint the center, and estimate the maximum wind speed, typhoon radius and intensity. In addition, many more potential applications are also currently being developed. In the area of rainfall estimations, there are two main data types-----passive and active microwave data. The data are used by various methods to estimate rainfall rates, where the results have been quite accurate. For the last topic, satellite observations are used to estimate the air-sea parameters, energy fluxes, and then combined to form an objective index to serve as an indicator for forecasting mesoscale convective systems occurring over oceans.

Keywords: Satellite remote sensing, Sandstorm, Rainfall, Typhoon, MCS