

衛星資料反演之大氣溫濕度剖線在夏季午後對流 前兆分析之應用

莊耀中¹ 劉振榮² 陳哲俊²

¹空軍氣象聯隊

²國立中央大學太空及遙測研究中心

摘要

台灣地區在夏季期間常有劇烈午後熱對流的發生，伴隨而來的雷雨往往造成航空和民生方面的困擾。由於午後熱對流發展迅速且常生成於台灣四周海域，且傳統的觀測資料容易受到空間和時間的限制，因此衛星觀測資料之運用更顯得重要。本研究主要目的即在於利用 TERRA 及 AQUA 之 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectro-radiometer) 和 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 衛星資料反演大氣溫濕垂直剖線將以應用於夏季午後熱對流發生之前兆分析。

併用 MODIS 和 NOAA 衛星資料時，首先要了解二組衛星資料是否具有的一致性。本研究利用 2003 年 1~10 月衛星資料建立統計迴歸式以修正二組衛星資料間的差異，再用 2002 年 9~12 月衛星資料做為驗證。結果顯示溫度剖線的均方根誤差在 1.5~2 °C，露點剖線的均方根誤差在 2~3 °C，顯示這二組衛星資料具有一致性。再利用大氣溫濕垂直剖線估算大氣穩定指數 K 指數 (K Index, KI)、總指數 (Total Totals Index, TTI) 和水氣含量等大氣熱力參數，並由地面測站資料計算輻散場代表以大氣動力參數，即可對夏季午後對流的發展進行分析。

本研究選取 2003 年 6~9 月的對流個案以建立各參數 (大氣穩定指數、水氣含量和輻散場) 門檻值，並選取 2004 和 2005 年 6~9 月對流個案做為驗證。結果顯示同時考慮此三項參數時，其 2004 與 2005 年整體準確率分別為 76 % 與 74 %，隱含此方法有實用的價值。

關鍵字：午後對流，大氣穩定指數，輻散場

一、前言

台灣地區由於四面環海以及境內複雜的地形，造就了一個渾然天成的天氣實驗室。明顯的海陸分布與山嶺起伏之地理特性，產生加熱差異而形成局部環流 (海陸風環流、山谷風環流)。同時，地形也會對盛行風產生熱力或動力上的作用，進而引發阻塞、抬升、輻合、繞流等中尺度現象。對流也透過潛熱釋放與垂直方向動量、質量、水氣量等傳送影響到大尺度環境之熱力與動力結構，所以在不穩定度高、水氣量充足、且有舉升機制的情形下，有利於對流系統發生，這也是為什麼夏季午後對流常成災的原因。就氣象分析而言，了解大氣穩定度和水氣的變化有助於掌握午後對流的監測，而此物理量的量測主要來自探空測站施

放傳統探空氣球所獲得，受到空間和時間的限制，只能獲取有限資料，而應用氣象衛星反演大氣溫溼度剖線正可改善這些問題，在空間方面衛星資料不受地形或海陸的限制，在時間方面因為通過台灣地區的衛星有 NOAA、TERRA 與 AQUA 系列衛星，每天有十個時段通過台灣，可以持續對大氣穩定度和水氣含量作較密集的監測。本研究加入 MODIS 資料主要是利用其高解析度，期望能監測局部地區的情況，另一方面增加時間解析度，使得監測地區有更多筆資料來作分析。

Bluestein (1985) 指出中層水氣的平流運動在對流中扮演很重要的角色。Watson et al. (1991) 也曾針對美國佛羅里達州對流活動和低層輻合、風向、風速進行討論。Menzel et al. (1998) 應用 GOES-8/9 (Geostationary Operational Environmental Satellite-8/9) 衛星

資料反演大氣溫濕度剖線，進而估算舉升指數 (Lifted index, LI)、對流可用位能 (Convective Available Potential Energy, CAPE)、對流抑制能 (Convective inhibition, CIN) 和可降水量等參數來了解對流環境特性，並利用每小時觀測資料進行海上風場、濕度變化和上層雲資訊的監測。

林 (1996) 研究 1994 年南台灣夏季午後對流，指出微弱的環境東風因地表加熱得以越過中央山脈，與山脈西側的上坡風輻合，此輻合帶為激發對流的主要機制。Yeh and Chen (1998) 分析 TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment) 期間台灣地區降水分布特性，發現地形抬升對午後對流之發展有顯著的影響，較低處的迎風坡之降水頻率極值比起較高處斜坡約早 1~2 小時，而台北盆地地面向岸風的輻合也對午後降水造成影響。Halverson et al. (2002) 針對此地區低層的風場會隨季節變化而改變，迫使南美洲大尺度的環流和南大西洋輻合區的位置隨之改變，在低層風向為偏東風期間產生對流時，環境的對流可用位能和垂直風切的值，跟低層風向為偏西風所產生對流時的環境比較起來不一樣，當低層為偏東風而產生對流時，CAPE 值較大，且垂直風切也較大。Cifelli et al. (2004) 利用 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) -LBA (Large Scale Biosphere) 資料在南美洲亞馬遜河地區的濕季進行研究，發現低層流偏東風和偏西風和對流發展強度有很大的關聯，當低層偏東風時所產生的對流在雷達上的回波較強，即產生的對流較低層流為偏西風強烈。本研究利用 MODIS 和 NOAA 衛星資料反演大氣溫濕剖線，進而估算大氣穩定指數和水氣含量來了解大氣環境熱力機制，加上利用地面風場所計算的輻散場來了解大氣環境動力機制，期望能增加在台灣地區午後對流環境的認識並增進午後對流的預報準確度。

本研究目的即利用通過台灣地區 NOAA 系列衛星的 AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) -A、AMSU-B 微波資料和 HIRS (High-Resolution Infrared Sounder) 感測器資料，配合 TERRA 和 AQUA 衛星的 MODIS 資料反演大氣溫溼度剖線，進而估算

大氣穩定指數和水氣含量，建立時間序列，持續監測大氣穩定度和水氣含量，以便更有效掌握大氣環境熱力機制。並利用地面風場計算輻散 (合) 場，掌握地面環流等動力機制，結合穩定度、水氣和輻散場等條件以針對午後熱對流作出預警，期望能增加對午後熱對流的預報能力。

二、理論

一般在不穩定度高、水氣量充足、且有舉升機制的情形下，是有利於對流系統的發生。而計算大氣穩定度通常用穩定指數來表示，本研究利用總指數 (TTI) 和 KI 表示大氣穩定度。其運算式如下 (Miller, 1967)：

$$TTI = (T_{850hPa} - T_{500hPa}) + (Td_{850hPa} - T_{500hPa}) \quad (1)$$

$$KI = (T_{850hPa} - T_{300hPa}) + Td_{850hPa} - (T_{700hPa} - Td_{300hPa}) \quad (2)$$

總指數為劇烈天氣的一個指標，與高低對流層溫度差和低層水氣有關，包含垂直指數 (Vertical Totals, VT) “ $T_{850hPa} - T_{500hPa}$ ” 和交叉指數 (Cross Totals, CT) “ $Td_{850hPa} - T_{500hPa}$ ”，垂直指數為 850 hPa 至 500hPa 的溫度遞減率，而交叉指數則結合低層水氣和遞減率。例如當垂直指數大，那高低對流層溫度梯度大，有利於低層空氣上升。如果交叉指數大，有可能是低層空氣潮濕或遞減率大，低層暖濕的空氣就會上升，有助於對流生成環境的發展。相反的當垂直指數小，加上交叉指數小，代表溫度梯度小和低層空氣較乾燥，就不利於對流生成環境的發展。

K 指數包含 850 至 500 hPa 的垂直溫度遞減率，850 hPa 的露點和 700 hPa 的飽和程度，三者的和所計算出的 K 指數可以代表雷雨發生的潛勢大小 (George, 1960)。例如當 700 hPa 的溫度露點差愈小，代表著此高度層的空气愈接近飽和狀態，相較於溫度露點差大的空氣 (較不飽和) 而言，空氣愈是接近飽和狀態的環境，更容易有對流的產生。所以當 700 hPa 的溫度露點差小 (“ $T_{700hPa} - Td_{700hPa}$ ” 小)，環境較適合對流發展，此時 K 指數會較大，因此發生雷雨的機率也會較大。相反的，當 700 hPa 的溫度露點差大 (“ $T_{700hPa} - Td_{700hPa}$ ” 大)，環境較不適合對流發

展，此時 K 指數會較小，因此發生雷雨的機率也會相對較小。

本研究中以比濕來代表大氣中水氣的含量，並據此加入分析對流發展的環境條件。氣象中常用比濕 q (specific humidity) 來表示水氣含量，比濕是含在空氣中水氣的質量與空氣的質量之間的比值。假如沒有凝結或蒸發的現象發生的話，一個封閉的空氣胞在不同的高度下的比濕是相同的。其運算式如下 (Djuric, 1994)：

$$q = 3.794 \exp \frac{0.073Td}{p_{mb}} \quad (3)$$

其中 Td 為某高度層的露點溫度 ($^{\circ}\text{C}$)， p_{mb} 為某高度層的大氣壓力 (mb)，比濕的單位為 g/kg。

輻散場的計算原理是利用測站的地面觀測資料，以任意三個測站構成一個三角形，估算出此三角形面積內速度場的輻合、輻散強度。此三角形面積內速度場平均的輻合、輻散強度之演算表示法為 (陳, 1993)：

$$F = \frac{\oint V_n ds}{A} \quad (4)$$

其中 s 是三角形之邊長， V_n 代表三角形頂點之測站速度垂直於邊長的分量， A 為三角形之面積。式中輻合、輻散強度的單位為 kt/km ($1/\text{sec}$)，正值代表輻合，負值代表輻散。

三、資料收集與處理

MODIS 意為中級解析度成像分光輻射計，是搭載在 Terra 和 Aqua 衛星上的一個重要感測器。美國太空總署利用 MODIS 輻射計發展出各種標準產品，其中大氣剖線的產品 MOD07，裡面包含了幾個重要參數：大氣穩定度、大氣溫溼度剖線和大氣水氣含量。不管白天和晚上，MOD07 只要是在晴空無雲的陸地和海洋上均可以進行反演，反演資料的空間解析度為 5 公里。本研究利用 2003 年 MOD07 和傳統探空資料作大氣溫濕剖線準確度的比對，因為 MOD07 經過台灣時間約為早上 10:30 左右，和傳統探空資料施放時間早上 08:00 較相近。為了要做時間序列分析，本研究亦先行將 MODIS 輻射計

和 NOAA 衛星資料作校正，利用 2003 年 MOD07 資料和 NOAA-17 衛星資料作統計迴歸，再用 2002 年資料作驗證。為了研究午後對流的生成發展，本研究則以 2003、2004 和 2005 年 MOD07 和 MYD07 資料中的大氣溫溼度剖線來估算大氣穩定指數和水氣含量。

NOAA 系列氣象衛星為繞極軌道衛星，其主要功能為反演雲量、海面溫度、氣溫和水氣的垂直分布以及其他水文和環境資料。因為 NOAA、TERRA 和 AQUA 通過台灣時間不同，所以加入 NOAA 衛星反演資料可以增加觀測的時間解析度以提供作時間序列分析，掌握不同時間的資料可以更了解大氣環境穩定度和水氣含量的變化。本研究加入 2003、2004 年 NOAA-15、NOAA-16 和 2003 年 NOAA-17 衛星資料反演的大氣溫溼度剖線，進而估算大氣穩定指數和水氣含量。

本研究使用之衛星影像資料為由 GOES-9 同步衛星接收到的逐時紅外線雲圖 (波長範圍為 $10.2 \sim 12.5 \mu\text{m}$)，因為著重於探討午後對流的發展，所以利用紅外線影像資料判斷白天是否有雲和下午是否有雲由外圍飄移過來，以確保下午發生對流以前是晴空的狀態。定義對流是否生成是利用亮度溫度值判斷，如果亮度溫度值小於 253 K 則表示有對流生成 (Griffith et al., 1978; Negri and Adler, 1987)。

四、大氣溫濕剖線反演

本研究利用三種方式來驗證 MODIS 資料，分別為最近點比較法、區域平均比較法和雲覆蓋篩選比較法。衛星和探空資料時間為 2003 年 1~12 月，溫度剖線選取的定壓層為 1000 hPa、850 hPa、700 hPa、500 hPa、400 hPa、300 hPa、250 hPa、200 hPa、150 hPa 和 100 hPa，露點剖線選取的定壓層為 1000 至 300 hPa，探空測站分別選取板橋、花蓮和馬公作為驗證資料來源，由於探空資料時間為 00 UTC，但是 TERRA/MODIS 通過台灣的時間為 02~04 UTC，為了降低時間誤差，所以只挑選在 02:30 UTC 以前通過台灣

的衛星資料作反演。

最近點比較法是選取探空測站周圍 5 公里內最接近測站位置的衛星反演值和探空資料作比較，此種方法能使衛星反演資料位置配合探空測站位置，但是因為 MODIS 資料解析度為 5 公里，而探空資料代表探空測站周圍區域的大氣環境狀況，所以誤差來源可能因為空間解析度不同及與異常值比對所造成，圖 1 為 2003 年 1~10 月個案，使用最近點比較法求得衛星反演值與傳統探空觀測值的各定壓層溫度及露點均方根誤差，在溫度方面除了在 1000 hPa、850 hPa 和 100 hPa 均方根誤差為 4 °C，其餘皆在 3 °C 左右。在露點方面除了 400 hPa 和 300 hPa 均方根誤差為 8 °C，其餘皆在 5~6 °C 左右。

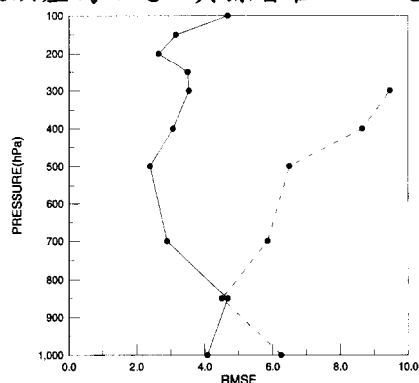


圖 1：2003 年 1~10 月的個案使用最近點比較法求得衛星資料反演值與傳統探空觀測值的各定壓層溫度及露點均方根誤差 (°C)。實線為溫度剖線，虛線為露點剖線。

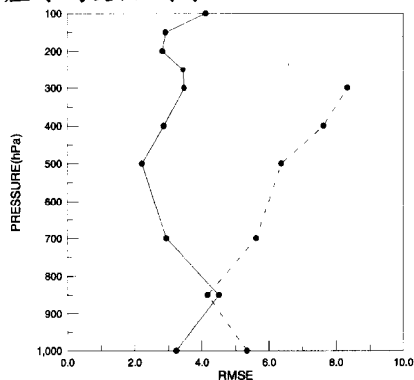


圖 2：2003 年 1~10 月的個案使用區域平均比較法求得衛星資料反演值與傳統探空觀測值的各定壓層溫度及露點均方根誤差 (°C)。實線為溫度剖線，虛線為露點剖線。

區域平均比較法是選取以探空測站為中心周圍 0.5 經緯度的衛星反演值相加取平均和探空資料作比對，圖 2 為 2003 年 1~10 月個案，使用區域平均比較法求得衛星反演

值與傳統探空觀測值的各定壓層溫度及露點均方根誤差，在溫度方面除了 850 hPa 和 100 hPa 均方根誤差在 4 °C，其餘皆在 2~3 °C，露點方面除了 400 hPa 和 300 hPa 均方根誤差為 7 °C，其餘皆在 4~6 °C 左右，此種方法比最近點比較法的結果要好。

雲覆蓋篩選比較法是經由四種定義的雲含量去篩選衛星反演資料，再選取以探空測站為中心周圍 0.5 經緯度的衛星反演值相加取平均和探空資料作比對。四種定義分別為晴空、可能晴空、可能有雲和有雲，晴空的定義為 5x5 FOV (Field of View) 裡面偵測到有 20 個 FOV 以上是無雲即定義為晴空，可能晴空的定義為 5x5 FOV 裡面偵測到有 15 個 FOV 以上是無雲即定義為可能晴空，可能有雲的定義為 5x5 FOV 裡面偵測到有 10 個 FOV 以上是無雲即定義為可能有雲，有雲的定義為 5x5 FOV 裡面偵測到有 5 個 FOV 以上是無雲即定義為有雲 (Menzel, 2002)。因為 MODIS 是紅外線輻射計，所以會受到雲的影響，經過雲覆蓋的篩選，期望能減少誤差。圖 3 為 2003 年 1~10 月個案在各種雲覆蓋情況求得衛星反演值與傳統探空觀測值的各定壓層溫度均方根誤差，三種情況以晴空比較結果較好，可能晴空次之，可能有雲最差。圖 4 為露點均方根誤差，也是以晴空比較結果較好，可能晴空次之，可能有雲最差，結果顯示雲量會影響衛星反演值的比對效果，晴空的情況反演效果最好。

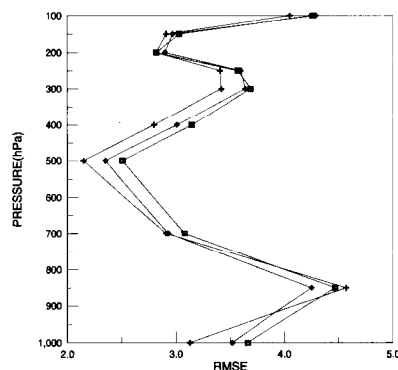


圖 3：2003 年 1~10 月的個案用各種雲覆蓋情況求得衛星資料反演值與傳統探空觀測值的各定壓層溫度均方根誤差 (°C)。+ 為晴空，◆ 為可能晴空，■ 為可能有雲。

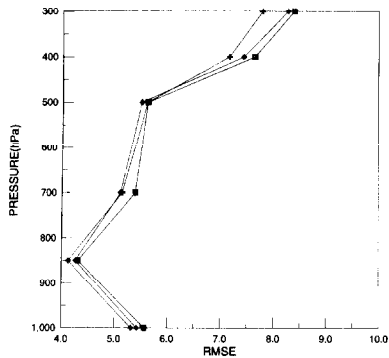


圖4：同圖3，差異為比較各定壓層之露點。

圖 5 為三種比較法的衛星資料反演值與傳統探空觀測值的各定壓層溫度均方根誤差，其中雲覆蓋篩選比較法是取晴空的衛星反演值，其結果發現雲覆蓋篩選比較法最好，區域平均比較法次之，最近點比對法最差。圖 6 為露點均方根誤差，其結果和溫度相同，其結果和之前的研究相比發現，溫度和露點均方根誤差比其他研究成果稍大，可能的原因為衛星反演資料和探空資料在時間上就有二個小時的差距，所以造成比對的誤差，不過還是在可以接受的範圍。

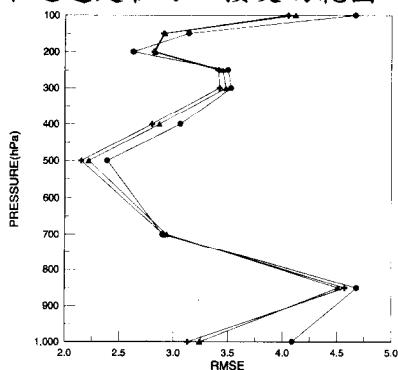


圖5：2003年1~10月的個案用三種比較法求得衛星資料反演值與傳統探空觀測值的各定壓層溫度均方根誤差(°C)。+為雲覆蓋篩選比較法，▲為區域平均比較法，●為最近點比較法。

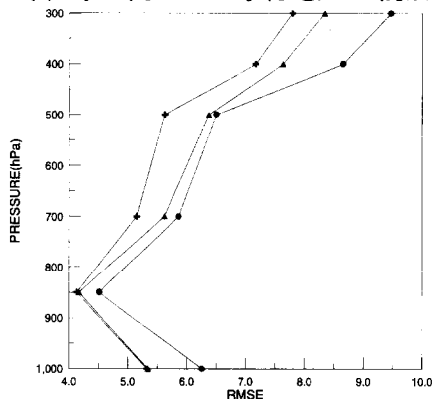


圖6：同圖5，差異為比較各定壓層之露點。

因為需要同時使用 MODIS 和 NOAA

衛星資料，首先要了解二種衛星資料是否具有的一致性，TERRA/MODIS 通過台灣時間和 NOAA-17 一樣，所以拿這二個衛星作比較，資料時間選取 2003 年 1-10 月早上通過台灣時段，因為二顆衛星通過台灣的範圍不固定，只取幾個定點作比較，會導致個案數太少不夠客觀，所以為了增加個案數，把二顆衛星掃描點都作比較，因為二顆衛星解析度不同，所以挑選解析度較差的 NOAA 來當作基準點，以 NOAA 反演點為中心，所有通過中心周圍 0.5 經緯度內 MODIS 反演點的值相加作平均當成對應點，這二點為一個比較個案，所以一筆衛星資料就可以選取很多個案，這次比較個案有 1707 筆，圖 7 為 TERRA/MODIS 衛星和 NOAA17 衛星反演各定壓層的溫度和露點均方根誤差，在溫度方面 500hPa 以下均方根誤差都在 1.5-3°C，其餘均方根誤差都很大，露點方面除了 300hPa 均方根誤差到達 7°C，其餘皆在 3°C 左右，所以從分布圖和差值的直方圖(略)來看，溫度在 400hPa 以上有系統性誤差，而在露點方面，在 300hPa 有系統性誤差。

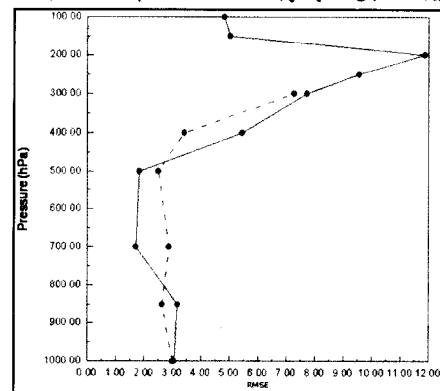


圖 7：2003 年 1~10 月 TERRA-MOSID 衛星和 NOAA17 衛星反演各定壓層的溫度、露點均方根誤差。

為了修正系統性誤差，利用 2003 年 1-10 月的個案，建立每一層溫度和露點的回歸方程式，因為在之前研究顯示 NOAA 反演資料和探空資料比較結果比 MODIS 反演資料和探空資料比較結果好，所以建立回歸方程的時候，把 MODIS 反演資料修正為 NOAA 反演資料，為了驗證所建立的回歸方程效果好還是壞，選取 2002 年 9-12 月資料，總共個案有 1384 筆，個案選取方法和處理 2003 年

1-10月資料一樣，再把MODIS反演值帶入回歸方程重新運算求的新的MODIS反演值，圖8為修正前和修正後的TERRA/MODIS衛星和NOAA17衛星反演各高度層的溫度、露點均方根誤差，實線為溫度剖線，虛線為露點剖線；在溫度方面均方根誤差皆有修正回來其值都在1-2°C，尤其是定壓層400 hPa以上表現更明顯，露點方面其值都在2-3°C，原本在300 hPa均方根誤差為6°C，修正後為3°C。這樣修正的結果顯示這二組衛星資料有相當好的一致性，在使用其資料時可以減少因資料不一致而導致誤差。

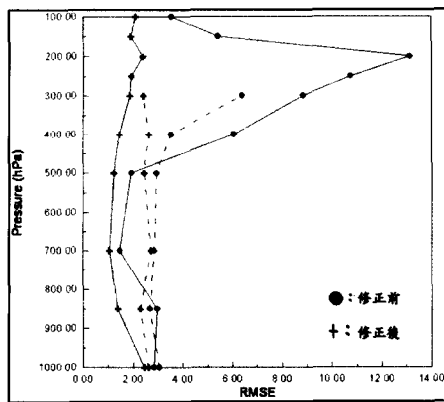


圖8：修正前和修正後的TERRA-MOSID衛星和NOAA17衛星反演各定壓層的溫度、露點均方根誤差。實線為溫度剖線，虛線為露點剖線。

五、結論與未來展望

夏季午後對流的風場分布有明顯的海風及上坡風，此時因風場較多垂直地形的分量，故地形對風場的阻擋抬升，及風場間的輻合，使得降水主要分布以西部地形為主（林，1996），所以本研究把台灣西部地區分為三個部分，分別為北（24.5~25.5°N，120.5~121.5°E）、中（23.5~24.5°N和119.5~120.5°E）和南部（22~23°N，119~120°E）作討論。由GOES-9紅外線雲圖的雲頂亮度溫度檢驗是否發生對流，利用所計算的穩定指數、水氣含量和輻散場資訊來定量驗證本研究方法於夏季午後對流前兆分析的可用性。資料時間為2003年6~9月，扣除測試區沒有一個地區發生對流、台灣地區附近有明顯天氣系統和上午台灣地區有雲的情況，所挑選的個案數有27天共81個測試區，為了計算輻散場，北部挑選淡水、板橋和新竹地面

測站，中部挑選台中、澎湖和嘉義地面測站，南部挑選永康、高雄和恆春地面測站，而穩定指數、水氣含量和雲頂亮度溫度的計算方式則是以測試區範圍所有求出的值總合取平均來代表該區域的數值，判斷是否發生對流則是以雲頂亮度溫度小於253 K為標準（Griffith et al., 1978；Negri and Adler, 1987）。

本研究利用準確率做為判斷大氣穩定指數、水氣含量門檻值的標準，而準確率的計算方式為預報正確個案和所有個案的比值。如果實際計算出的穩定指數和水氣含量大於門檻值則定義為預報有對流發生，反之小於門檻值則預報沒有對流發生，再去對應實際對流是否發生。所以預報正確的情況有下列二種，第一種為經過門檻值判斷預報有發生對流而實際上確實有對流發生，第二種為經過門檻值判斷預報沒有對流發生而實際上確實沒有對流發生。圖9為K指數門檻值和預報準確率的對應圖，其中門檻值的範圍是取所有個案的最大值和最小值，為了計算出K指數適合的門檻，先假設K指數的門檻值為22，把個案算出的K值和門檻值比較來預報是否發生對流，再和實際情況比對，接下來把預報正確個案數除以所有個案數即為該門檻值的準確率，則所計算出來的準確率為60%。所以如圖9所示K指數門檻值在30.6的時候所計算出的準確率最高。圖10為總指

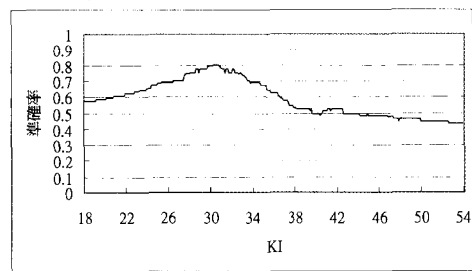


圖9：K指數門檻值和預報準確率的對應圖

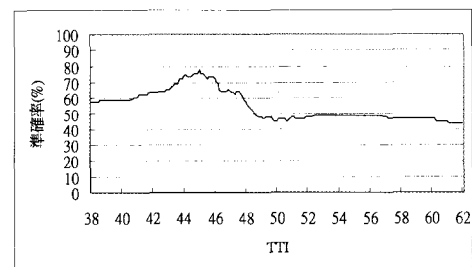


圖10：TT指數門檻值和預報準確率的對應圖。

數門檻值和預報準確率的對應圖，總指數門檻值在45時所計算出的準確率最高。在穩定度方面判斷是否預報發生對流需要K指數和總指數二項都符合所設定門檻值。在水氣含量方面判斷是否預報發生對流需要四層水氣含量都符合所設定門檻值。圖11為1000 hPa水氣含量門檻值和預報準確率的對應圖，1000 hPa水氣含量門檻值在20 g/kg時所計算出的準確率最高。850、700、500 hPa水氣含量門檻值分別為12.7、6、1.7g/kg時所計算出的準確率最高（圖略）。圖12為2003年6~9月對流個案輻散場的逐時平均，發現在下午的時候數值都是負值，表示有輻合情況，且夏季對流開始發展時間大都在下午三點過後，所以在輻散場預報是否發生對流的標準，如果中午到下午二點的輻散場數值出現負值情況則判斷為有對流的發生。

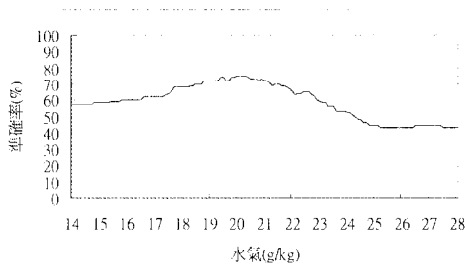


圖 11：1000 hPa水氣含量門檻值和預報準確率的對應圖。

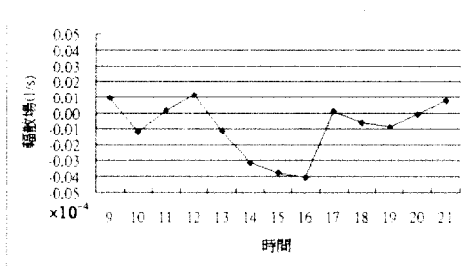


圖 12：2003年6~9月對流個案輻散場的逐時平均

建立穩定度、水氣含量和輻散場的門檻值之後，把2003年的個案作分類（表1），判斷的方式為利用最接近發生對流時間的衛星資料反演值經過三項穩定度、水氣含量和輻散場門檻條件篩選，則三個門檻條件都符合且實際有發生對流有28個個案歸類為預報正確，圖13為其中一個代表個案在2003年7月19日的穩定指數和亮度溫度時間序列的對應圖，從亮度溫度來看下午五點時對流開始發展，在K指數方面早上數值較偏低，下

午過後數值逐漸增加，最後二筆衛星資料數值有超過K指數門檻標準30.6，在總指數方面早上數值是逐漸減少，到了下午數值逐漸增加，最後二筆衛星資料數值有超過總指數門檻標準45，K指數和總指數二個都有通過設定門檻條件。圖14為亮度溫度和水氣含量時間序列的對應圖，在1000 hPa水氣含量，下午數值逐漸增加有超過1000 hPa水氣含量門檻標準20 g/kg，在850 hPa水氣含量方面，下午數值逐漸增加有超過850 hPa水氣含量門檻標準12.7 g/kg，在700 hPa水氣含量方面，下午數值逐漸增加有超過700 hPa水氣含量門檻標準6 g/kg，在500 hPa水氣含量方面，數值有超過500 hPa水氣含量門檻標準1.7 g/kg，四層水氣含量都有通過各自的門檻值。圖15為亮度溫度和輻散場時間序列的對應圖，輻散場下午二點到五點數值為負的，表示有輻合情況，符合輻散場的門檻條件。這個個案同時符合三個門檻條件所以判斷為預報有發生，又從亮度溫度發現有對流生成，所以預報跟實際相符合，故歸類為預報正確。

表1：2003年6~9月個案依三個門檻條件作分類

	輻散場/穩定度/水氣	實際發生對流	實際沒有發生對流
預報會發生		28	1
預報不會發生對流		15	37

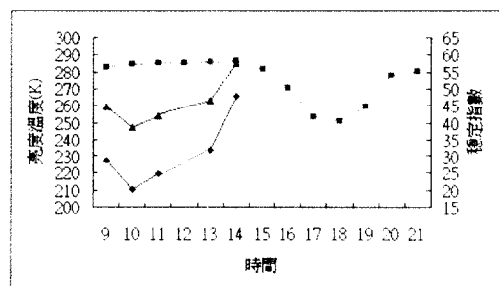


圖 13：2003年7月19日亮度溫度和穩定指數。■表示亮度溫度，▲表示TT指數，◆表示K指數。

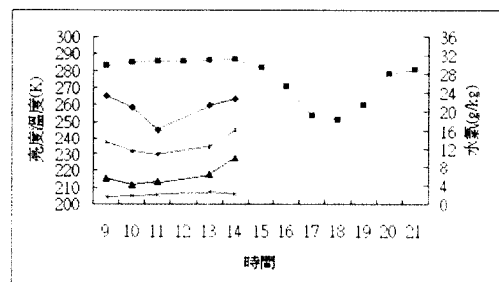


圖 14：2003年7月19日亮度溫度和水氣含量。■表示亮度溫度，◆、*、▲、X表示1000、850、700、500 hPa水氣。

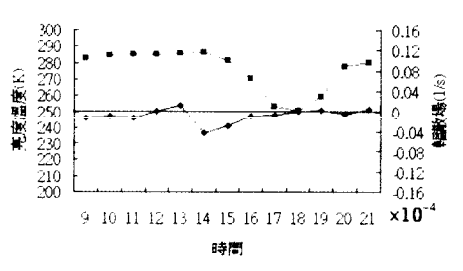


圖 15：2003 年 7 月 19 日亮度溫度和輻散場。■表示亮度溫度，◆表示輻散場。

三項門檻條件都符合但實際沒有發生對流有 1 個個案，歸類為預報錯誤。圖 16 為 2003 年 6 月 23 日個案的亮度溫度和穩定指數時間序列對應圖，在亮度溫度方面整天的數值都是比較高，K 指數和總指數都有通過門檻值，所以符合穩定度的門檻條件。圖 17 為亮度溫度和水氣含量時間序列的對應圖，在 1000 hPa 水氣含量方面，四層水氣含量都有通過各自門檻值，所以符合水氣含量的門檻條件。圖 18 為亮度溫度和輻散場時間序列的對應圖，輻散場從下午一點到三點為負的，表示有輻合情況，所以符合輻散場的門檻條件，這個個案同時符合三個門檻條件所以判斷為預報有發生，但從亮度溫度發現沒有對流生成，所以預報跟實際不符合，故歸類為預報錯誤。預報錯誤可能的原因為還有其他影響對流的因素沒有考慮到。

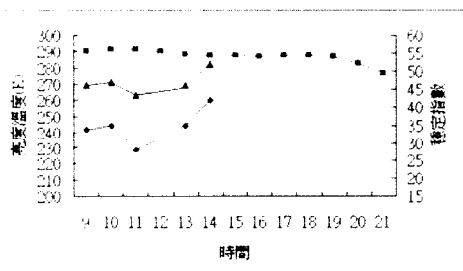


圖 16：2003 年 6 月 23 日亮度溫度和穩定指數。■表示亮度溫度，▲表示 TT 指數，◆表示 K 指數。

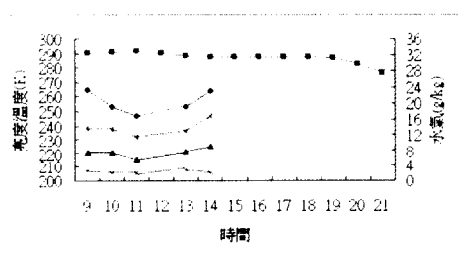


圖 17：2003 年 6 月 23 日亮度溫度和水氣含量。■表示亮度溫度，◆、*、▲、X 表示 1000、850、700、500 hPa 水氣。

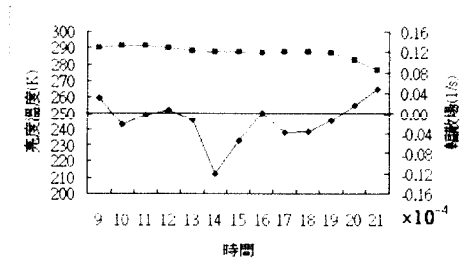


圖 18：2003 年 6 月 23 日亮度溫度和輻散場。■表示亮度溫度，◆表示輻散場。

三項門檻條件中一項以上不符合但實際有發生對流有 15 個個案歸類為預報錯誤，而實際沒有發生對流有 37 個個案，歸類為預報正確（圖略）。

經過以上四種情況的分類就可以得知使用 2003 年個案考慮三項門檻條件所得到的準確率為 81%，表 2 為考慮各種門檻條件計算求得的準確率，其中以三項門檻條件都考慮的準確率最高；利用 2003 年 6-9 月所求得的穩定指數、水氣含量和輻散場門檻值去驗證 2004、2005 年 6-9 月的個案，按照之前限制的條件去選取 2004 年 6-9 月的個案，選取 108 個案，2005 年 6-9 月選取 132 個案，表 10 為 2005 年的個案，依據各種門檻條件計算求得的準確率（表 3 和表 4），從 2004、2005 年的結果發現以三項門檻條件都考慮的準確率最高。

本研究在個案探討只針對大區域作分析，未來可以針對高解析度的 MODIS 資料，深入討論小區域的對流發展。而在討論動力機制只針對地面的輻散場作討論，而對流的發生受到垂直風切的影響也很大，未來可以針對垂直風切方向作討論。在熱力機制方面，可以增加其他指數作討論，期望對午後對流更全面的認識並增加預報準確率。

表 2：2003 年 6~9 月的個案依據各種門檻條件計算求得準確率。

門檻條件	準確率(%)
輻散場/穩定度/水氣	81
輻散場/穩定度	79
輻散場/水氣	78
穩定度/水氣	79
輻散場	74
穩定度	78
水氣	77

表 3：同表 2，但為 2004 年 6~9 月。

門檻條件	準確率(%)
輻散場/穩定度/水氣	76
輻散場/穩定度	74
輻散場/水氣	75
穩定度/水氣	73
輻散場	70
穩定度	73
水氣	70

表 4：同表 2，2005 年 6~9 月。

門檻條件	準確率(%)
輻散場/穩定度/水氣	74
輻散場/穩定度	72
輻散場/水氣	71
穩定度/水氣	72
輻散場	67
穩定度	70
水氣	70

六、參考文獻

- 陳泰然，1993，天氣學原理，聯經書局，台北，337 頁。
- 林傳堯，1996：梅雨季太平洋高壓系統影響下台灣地形與午後對流降水關係之研究。國立中央大學大氣物理研究所博士論文，241 頁。
- Acee, E. M. and K. E. Dowell, 1974: Observation studies of mesoscale cellular convection. *Journal, of applied Meteorology*, **13**, 46-53.
- Agge, E. M. and T. S. Chen, 1973: A model for investigating eddy viscosity effects on mesoscale cellular convection. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 180-189.
- Bluestein, H. B., 1985: An observational study of a Mesoscale Area of convection under weak synoptic-scale forcing. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 520-538.
- Cifelli, R., L. Carey, W. A. Petersen, and S. A. Rutledge, 2004: An Ensemble Study of Wet Season Convection in Southwest Amazonia: Kinematics and Implications for Diabatic Heating. *Journal of Climate*, Vol. **17**, No. 24, 4692-4707.
- Djuric, Dusan 1994: Weather analysis, Englewood Cliffs, N.J Prentice Hall, 561.
- George, J.J. 1960. Weather forecasting for Aeronautics, New York, Academic Press, 415.
- Griffith, C. G., W. L. Woodley, P. G. Grube, D. W. Martin, J. Stout, and D. N. Sikdar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery-visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1153-1171.
- Halverson, J. B., T. Rickenbach, B. Roy, H. Pierce, and E. Williams, 2002: Environmental characteristics of convective systems during TRMM-LBA. *Mon Wea. Rev.*, **130**, 1493-1509.
- Hubert, L. F., 1966: Mesoscale cellular convection. Meteor Satellits Lab. Washington, D. C. NOAA, *Rept.* **37**, 68.
- Krueger, A. F., and S. Fritz, 1961: Cellular cloud patterns revealed by TIROS-1. *AWS. Tech. Rep.*, **13**, 1-7.
- Menzel, W. P., Frances C. H., Timothy J. S., and Robert M., 1998: Application of GOES-8/9 Soundings to Weather Forecasting and Nowcasting. *Bulletin of American Meteorological Society*, **79**, No.10, 2059-2077.
- Miller, R. C., 1967: Note on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military Weather Warning Center, USAF, Scott AFB, IL, *AWS Tech. Rep.* **20**, 94-108.
- Negri, A. J., and R. F. Adler, 1987: Infrared and visible satellite rain estimation. Part1: A grid cell approach. *J. Climate. appl. Meteor.*, **26**, 1553-1564.
- Shi, L., 2001: Retrieval of atmospheric temperature profiles from AMSU-A measurement using a neural network approach. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 340-347.
- Smith, W. L., 1970: Iterative solution of the radiative transfer equation for the temperature and absorbing gas profile of an atmosphere. *Appl. Opt.*, **9**, 1993-1999.
- Smith, W. L., H. M. Woolf, and A. J. Schreiner, 1985: Simultaneous retrieval of surface atmospheric parameters: A physical and analytical direct approach. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 221-232.
- Watson, R. L. Holle, R. E. Lopez, R. Ortiz, and J. R. Nicholson, 1991: Surface wind convergence as a short-term predictor of cloud-to-ground lightning at Kennedy Space Center. *Wea. Forecasting*, **6**, 49-64.
- Williams, E., and Coauthors, 2002: Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8082.
- Yeh, H. -C., and Y. -L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *Mon. Wea. Rev.*, **37**, 1457-1469.

Prediction of the summer afternoon convection onset with MODIS and NOAA

¹Yao-Chung Chuang、²Gin-Rong Liu、²Jer-Jiunn Chen

¹*Weather Center, Weather Wing, CAF*

²*Center For Space and Remote Sensing Research, National Central University*

ABSTRACT

Intense convections often occur over the Taiwan area during the afternoons of summer, the following thunder often causes the puzzlement of aviation and people's livelihood. Because the afternoon convection rapidly develop and produce the sea area around Taiwan, the data observed by traditional methods are easy to limit by space and time. So the application of observing the materials of the satellite seems more important. The major purpose of this research is to apply a method for the MODIS and NOAA satellite data in retrieving temperature and dew point profiles, in order to apply to the omen analysis taking place in hot convection in afternoon of summer instead.

While using MODIS and NOAA satellite data, should understand whether two groups of satellite data have consistency first. This research spends the satellite data in January to October of 2003 establishing regression equation to revise the difference among two groups of satellite data, and took September to December of 2002 certifying. The result shows that temperature profiles of the root mean square error are in 1.5~2 degrees Centigrade, dew point profiles of the root mean square error are in 2~3 degrees Centigrade. The root mean square error disparity of the temperature or the dew points between every layer is less than 1 degree Centigrade, to show that these two groups of satellite data have consistency. Then utilize the temperature and dew point profiles to estimate the atmosphere stabilize index of K index (K Index, KI)、total index (Total Totals Index, TTI) and the content of water vapor to stand for the atmosphere thermal parameters etc. And apply ground station data to calculate the divergence field to show the atmospheric dynamics parameter, can be afternoon in summer correctly the development of the convection is analyzed.

This research choose the convection case of June to September of 2003 in order to set up the threshold value of every parameter (atmosphere stability index, the content of water vapor and divergence field), and choose June to September of 2004 and 2005 the convection case in order to verify. The result show at the same time considering three parameters, 2004 and 2005 have the whole rate of accuracy will be 76 and 74 respectively, implying this method has practical value.