

雙相機攝影法推估對流雲發展高度與對流特徵 - 以 2017 年夏季北台灣午後對流個案為例

黃彥珉 林博雄

國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國 109 年 5 月 12 日收稿；中華民國 109 年 10 月 29 日定稿)

摘 要

熱帶地區的對流發展是由三種對流雲所組成，其中介於淺對流與深對流之間的濃積雲在深淺對流轉換中扮演了重要的角色。近年來已出現許多相關研究，不過對於濃積雲的發展高度仍然缺乏明確客觀的界定。雙相機攝影測量是一種利用兩台相機來測量物體於三度空間位置的技術，這樣的觀測技術除了有很高的空間、時間解析度，對於觀測對流雲尚未產生降雨，並且變化快速的時期也很有幫助。本研究利用此觀測技術在桃園濱海架設兩台自動化相機朝北台灣山區方向進行觀測，並利用地面山脈與夜空恆星來取得影像的方位角與仰角，計算出 2017 年 6 月到 9 月發生午後對流時的對流雲頂高度。最後選出四天在時間與發展高度觀測最完整的個案進行觀測結果分析，包括分析每個高度區間的垂直上升速度、垂直上升加速度與雲頂寬度，嘗試分析出濃積雲與深對流的差異。分析結果顯示，並沒有發現明顯抑制濃積雲發展的穩定層，整體而言對流雲在最高雲頂高度持續上升的過程中，雲頂減速的程度會越來越明顯，雲頂寬度則是越來越寬；特別的是，最高雲頂高度發展到 8-9 公里時，對流雲頂的減速程度會明顯變小，雲頂寬度也是明顯變小。

關鍵字: 濃積雲、午後對流、攝影測量、雲頂高度、垂直速度

一、前言

熱帶地區的對流發展直到 Johnson et al. (1999)分析了 TOGA COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment)觀測實驗中船載降雨雷達的觀測資料，才建立熱帶地區對流應由三種發展高度對流雲組成的概念。第三種的濃積雲(Cumulus Congestus)，又稱塔狀積雲，是雲頂高度位於融解層之上的對流雲，占了熱帶地區會產生降雨的對流雲一半的個數，與對流性降雨總雨量的四分之一，但是直到現在對於濃積雲的實際發展高度仍然存在許多說法。

濃積雲並不像信風積雲有邊界層頂的逆溫層，或是積雨雲這種深對流有對流層頂的逆溫可以抑制對流高度，並作為發展高度的界線，對於濃積雲的發展高度始終沒有一個客觀或準確的界定，甚至是眾說紛紜。同樣分析 TOGA COARE 觀測實驗的資料，Johnson et al. (1999)認為濃積雲的發展高度就在溶解層之上，發展高度大約是 5-9 公里，Redelsperger et al. (2002)則以數量峰值認定在 4-6 公里之間；Jensen and Del Genio (2006)將濃積雲定在高度 3-9 公里之間，除了使用 Johnson et al. (1999)的定義外，也包含更低的

對流雲；Haynes and Stephens (2007)利用 CloudSat 觀測資料，發現在全球熱帶的對流雲高數量分布上，都有濃積雲的峰值約在高度 5-8 公里；Kumar et al. (2013)以 C 波段偏極化雷達與雲雷達，觀察雲頂高度、回波機率分布函數、垂直降溫率和相對濕度隨高度的變化認為濃積雲的發展高度應屆於 3-6.5 公里之間；Luo et al. (2014)利用 A-train 衛星觀測到的雲頂溫度計算對流雲雲頂高度，統計結果顯示出濃積雲的雲頂高度集中於 8-10 公里。

然而濃積雲到深對流過程的研究結果，大多指向光是中層乾燥環境就足以抑制濃積雲的發展高度，認為對流雲要發展成深對流，最必須克服乾空氣逸入到雲中使得浮力喪失。例如 Zehnder et al. (2009)利用雙相機攝影測量與 CuPIDO 觀測實驗的結果，認為濃積雲等淺對流先加濕了中層環境，使得對流雲的逸入效應降低，是深對流發展的關鍵；Khairoutdinov et al. (2006)利用大尺度生物大氣觀測實驗(LBA)的觀測資料，以高解析度三維模式模擬淺對流演變至深對流的過程，認為淺對流與深對流的關鍵差異是雲底寬度大約是 1 公里與 4 公里，認為深對流需要更寬的雲底，使逸入效應無法阻止深對流的發展；Hohenegger et al. (2013)利用 Meteosat Second Generation (MSG)衛星的紅外線觀測資料，發

現淺對流的存在時間長短，並不影響深對流的發生機率，並且陸地上的深對流轉換往往快過一般認為淺對流濕化環境的速度，認為光是淺對流加濕環境並不足以使得深對流發展，更重要的是水氣的輻合使得發展至深對流的過程可以快速完成。這些淺對流轉換至深對流的研究，不論是指出是淺對流濕化環境、雲底寬度要足夠寬大或是水氣輻合的重要性，都認為要成長至深對流最需要克服的就是環境乾空氣的逸入，而不是認為在某個高度常有抑制層限制住濃積雲的發展，如同對流層頂限制積雨雲的高度一般。

大多數對於濃積雲的觀測研究都是以降水雷達、雲雷達、衛星與無線電探空儀等觀測資料進行研究，這些觀測資料往往只能擷取濃積雲或深對流在發展過程中的一個或數個時間點，就像是對一個對流雲拍一張照片一樣，甚至不知道觀測到的對流雲接下來會持續發展成深對流還是會就此消散。雙相機攝影測量(Stereo Photogrammetry)是透過地面不同位置的兩台相機，同時觀測同一方向物獲取其三度空間位置資訊的觀測技術，這種觀測方法的好處是相較於氣象衛星，可以獲得更精確的雲頂垂直高度資訊與更高的時間

解析度，相較降水雷達可以在還未降水時觀測，相較雲雷達可以同時獲得較大範圍的對流雲資訊。最重要的是這種方法可以對於發展中的對流雲進行追蹤觀測，了解對流雲頂的上升情形，例如雲頂上升速度或雲頂寬度的變化等。本研究希望藉由此種特殊的觀測技術，幫助了解對流雲在發展過程中，是否有抑制積雲發展成深對流的高度層，將有助於了解濃積雲的發展高度與其發展過程。本文第二節將說明雙相機攝影測量的觀測方法與資料處理，第三節闡述分析結果，最後第四節則是結論與討論。

二、觀測方法與資料處理

雙相機攝影測量的觀測原理，是利用兩台不同位置的相機，在同一時間觀測同一物體，如圖 1 中「Cloud」位置，只要知道物體位於兩張影像中各自的方位角與兩台相機的空間座標後，即可利用三角函數計算出物體投影於地面的座標，再利用相片中的仰角，計算出物體高度，得到物體的三度空間資訊，也就是攝影測量學中的前方交會法。其中觀測目標空間座標計算方程式如下：

$$X = \frac{A_x * \cot(A_{azi}) - B_x * \cot(B_{azi}) - A_y + B_y}{\cot(A_{azi}) - \cot(B_{azi})}$$

(1)

$$Y = (X - A_x) * \cot(A_{azi}) + A_y \quad (2)$$

$$Z = \sqrt{(A_x - X)^2 + (A_y - Y)^2} * \tan(A_{elv}) \quad (3)$$

其中 A_x 、 A_y 、 B_x 與 B_y 分別代表相機 A 與相機 B 的空間座標位置(公尺)， A_{azi} 與 B_{azi} 則代表相機 A 與相機 B 觀測到雲頂的方位角(度)， A_{elv} 代表相機 A 觀測到雲頂的仰角， X 、 Y 、 Z 則代表觀測雲頂的空間座標位置(公尺)。

為了保持一定的觀測定位誤差與足夠廣的觀測範圍，選擇使用較高解析度的單眼相機與魚眼鏡頭來平衡觀測誤差與觀測範圍。進行觀測的相機與設備，使用佳能單眼相機

EOS 700D與EOS 100D，其中700D與100D感光元件的大小、解析度與處理器都是一樣的，解析度長寬分別為3456與2304個pixel。兩台相機搭配相同鏡頭後可以視為以同一種系統進行觀測，都接上Samyang 8mm f3.5魚眼鏡頭時水平方向視野都是143度，配合連接至相機假電池的定時電源開關與定時快門線，即可於每日指定時間區間內，指定時間間格拍攝影像。

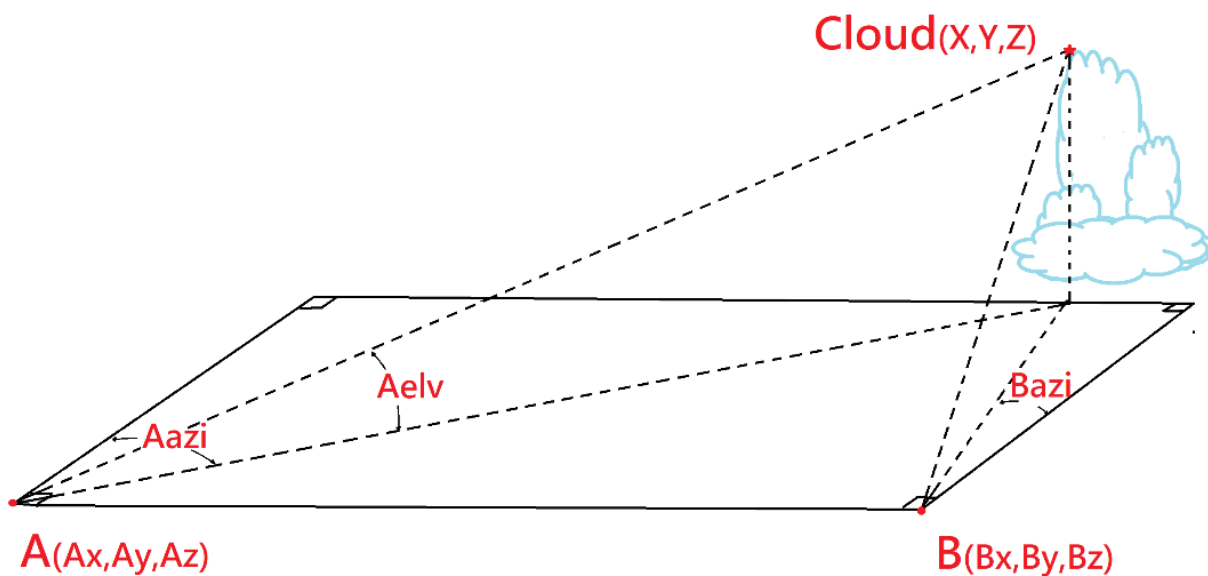


圖 1 雙相機攝影測量原理示意圖，A 與 B 分別代表兩台相機的位置，Cloud 則是觀測目標。

觀測地點的選擇上，考量地形對流容易發展的位置，不論是戴等(2008)利用閃電觀測資料分析午後雷暴在北台灣的空間頻率分布，或是陳等(2009)利用氣象雷達資料對不同發展時期午後對流的時空分布，都顯示出北台灣雪山山脈北側、西北側，桃園新竹的山坡地是機率最高的區域，再考慮初生期對流最常發生在雪山東北側山腰，北側與東側山腰次之，而成熟期對流最常發生在雪山山脈的東北側至北側接近山腳的山坡地上，成熟期較初生期往北與東北方向偏移，由此可以推測最初淺對流於雪山主峰東北側山腰與北側山腰發展的機會最高，因此觀測範圍最好能包含南至雪山，北至台北盆地的範圍。

關於雙相機攝影測量兩台相機之間的距離，也就是基線長(baseline)的研究，Warner et al. (1973)基於角度測量的不確定性計算出誤差的範圍，認為對於觀測65公里處物體的基線長最好是9公里，即基線物距比值約是1/7，考量上述午後對流的發生的空間頻率分布與基線長，將相機擺設於桃園濱海兩處(圖2a)，分別是大園區的打架埤與觀音高中，其中紅線與黃線為兩相機視野的觀測範圍。觀測地點選定結果是相機基線長5.78公里，對於觀測桃園與雪山山區距離約40至60公里的對流，基線物距比則約是1/7至1/10，與Warner et al.

(1973)建議的1/7相近但偏小。基線物距比偏小的好處是在配對兩地對流雲的影像是否為同一朵雲時(圖2b、圖2c)，雲的外觀會較無差異更容易比對，壞處則是定位誤差會更大一些。觀測的時間解析度設定為每20秒拍攝一幅，觀測對流雲的時間設定在10:00 LST至18:00 LST。

在取得兩地對流雲影像之後，要將影像結果量化成對流雲頂位置，才能計算雲頂上升速度等具科學意義的數據。而為了計算出雲頂位置，主要需要處理兩個部分(圖3)，其一是影像處理，目的是辨認出兩地影像中雲頂位置之影像座標，再比對出兩地雲影像中的同一對流雲頂；其二是取得影像座標所代表的方位角與仰角，也就是將雲頂的影像座標轉換為實際上的方位角與仰角，就可以代入空間座標的方程式計算出雲頂位置。影像處理部分(圖4)首先會將彩色RGB影像轉換成紅色R影像，強化上亮下暗的邊界，轉換為二位元黑白影像，去除面積小於一定數值的白色區域；接著找出白色面積最上方的影像座標，將隨時間上升並相鄰的座標相連並記錄，保留持續上升超過60秒(三張影像)的雲頂，其中白色面積的寬度就即是本文使用的「雲頂寬度」來源；最後配對兩地相近位置與相同時間的雲頂座標就完成，配對的門檻值如下：

- (1) 雲頂成長到最高的時間點差異不超過 80 秒。
- (2) 雲頂存在時間總長度差異不超過 100 秒。
- (3) 雲頂於影像座標中 Y 方向移動距離差異不超過 30 個像素點。
- (4) 雲頂於影像座標 Y 方向差異不超過 50 個像素點。
- (5) 雲頂於影像座標 X 方向差異不超過 100 個像素點。

影像中方位角與仰角的取得，參考Seiz et al. (2002)使用影像中的夜間恆星取得外方位參數的方法(圖5a)，和Hu et al. (2009)使用影像中的地形特徵或地標的方法(圖5b)，將影像中的夜間恆星與地標皆作為影像方位角與仰角(外方位參數)的來源。恆星作為影像較高仰角的方位角來源需要修正大氣折射的影響，這裡選取夜晚中不同時間的恆星一共14顆作內插的資料點(圖5a黃圈)；而地形如山頂作為影像中較低仰角的方位角來源並需要修正地球曲率的影響，這裡選影像中的五座山頂，分別是竹子山、逐鹿山、夫婦山、大霸尖山與樂山做內插的資料點(圖5b藍圈)，完成後的影像方位角與仰角如圖5c、圖5d。

將雲頂的影像座標(方位角與仰角)代入空間計算方程式，就可以計算出持續上升雲頂的空間位置，最後去除不合理數據，將雲高超過20 km、垂直移動速度超過30 m/s、觀測距離超過70 km與水平移動速度超過50 m/s

的數據去除，得到可分析的資料。圖6a是實際觀測到的其中「一個」對流雲頂數據，處理方式是只取雲頂從最低高度上升到最高高度，一旦開始下降就不採用；圖6b的每一個資料點是將圖6a的每個高度除以間隔時間(20秒)得到的瞬時垂直上升速度，再將所有垂直上升速度取平均，得到該對流雲頂的「垂直上升速度」，而「垂直上升加速度」則是取垂直上升速度回歸線(圖6b藍線)的斜率。

雙相機攝影測量的原理是利用已知的兩個觀測點座標與兩個觀測點各自觀測到目標位置的方位角、仰角計算出目標的空間座標，這個方法在判斷目標位置的軸向距離(前後、遠近距離)會有較大的誤差，徑向距離(左右角度影響)誤差則會小很多，所以此小節將只討論距離誤差中深度誤差的部分。本研究使用的觀測設備其精度是一個影像像素點大約0.04度，假設在標記星點位置、內插影像各點方位角仰角與標記影像中的雲頂位置座標時，產生的誤差大約是5個影像像素點，也就是測量角度的誤差約是0.2度的話，那麼對於水平定位距離(深度)誤差來說，觀測40公里遠的目標，深度誤差就大約是3公里左右，而70公里遠的目標深度誤差則是大約6公里。計算出深度誤差之後，利用此水平距離誤差與仰角誤差同樣是0.2度，可以計算出各

個位置的垂直速度誤差，對於距離 40 公里遠的目標，垂直速度誤差大約 0.4 m/s，而 70 公里遠的目標垂直速度誤差則是大約 1.4 m/s。然而，上述討論的是理論上的誤差，實際上影響垂直速度計算的因素可能更多，例如圖 6b 就是實際上計算出雲頂垂直速度的分布，如果實際上垂直速度應該是如同藍線那樣分

布的話，那麼垂直速度的誤差就大約是 2-3 m/s 才對，也因為這個垂直速度的誤差結果可能是偏大的，因此在觀測結果中討論的每一個垂直速度，都是計算一個對流雲上升過程的平均垂直上升速度，而不是把該對流雲上升過程中的所有上升速度都拿來分析。

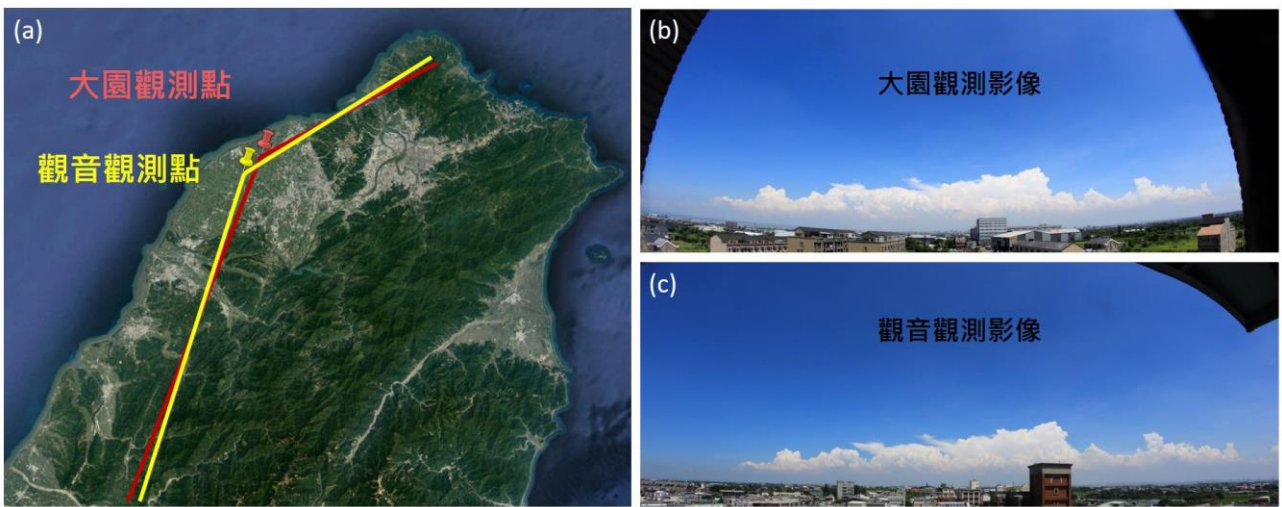


圖 2 雙相機放置地點與觀測範圍示意圖。(a)紅線為大園打架埤的觀測範圍，黃線則是觀音高中的觀測範圍；(b)大園觀測點於 2016 年 6 月 7 日 13 時 28 分 12 秒的實際拍攝照片；(c)觀音觀測點於 2016 年 6 月 7 日 13 時 28 分 12 秒的實際拍攝照片。

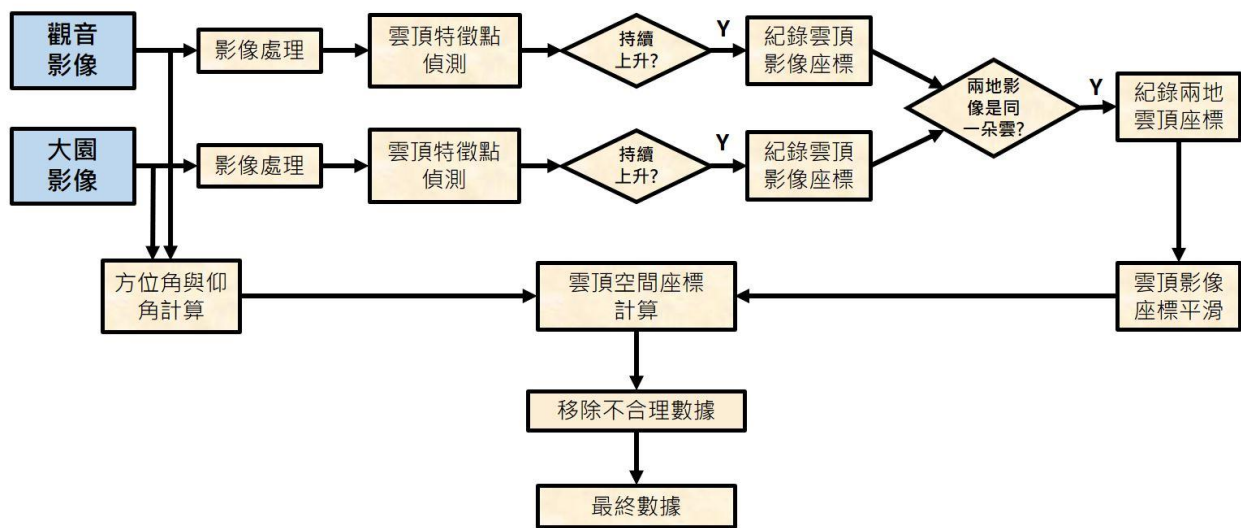


圖 3 拍攝完的影像處理流程圖，主要分為影像處理部分與方位角、仰角計算部分。

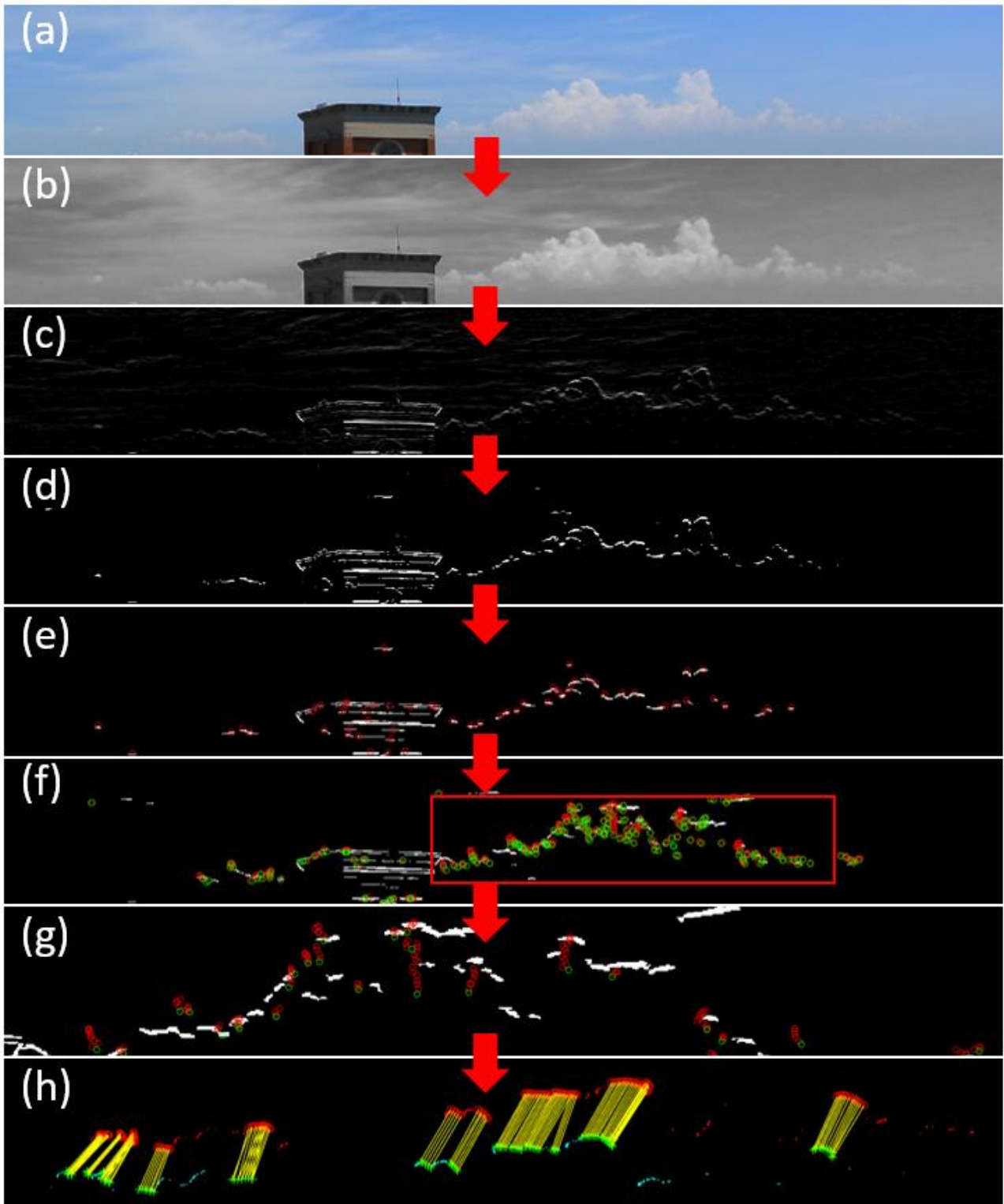


圖 4 影像處理流程與各階段範例。(a)觀音觀測點拍攝影像的其中一部分；(b)取出 RGB 彩色影像中 R 的數值做黑白影像；(c)強化上暗下亮的邊界；(d)轉換為二位元影像，並去除面積小於一定數值的區域；(e)找出所有白色面積最上方中間的影像座標(紅圈)；(f)將隨時間上升並相鄰的座標相連並記錄(綠圈代表相連的起點)；(g)圖 4f 的紅框區域，只保留持續上升超過 60 秒的雲頂影像座標；(h)接著與大園觀測點拍攝影像進行配對。

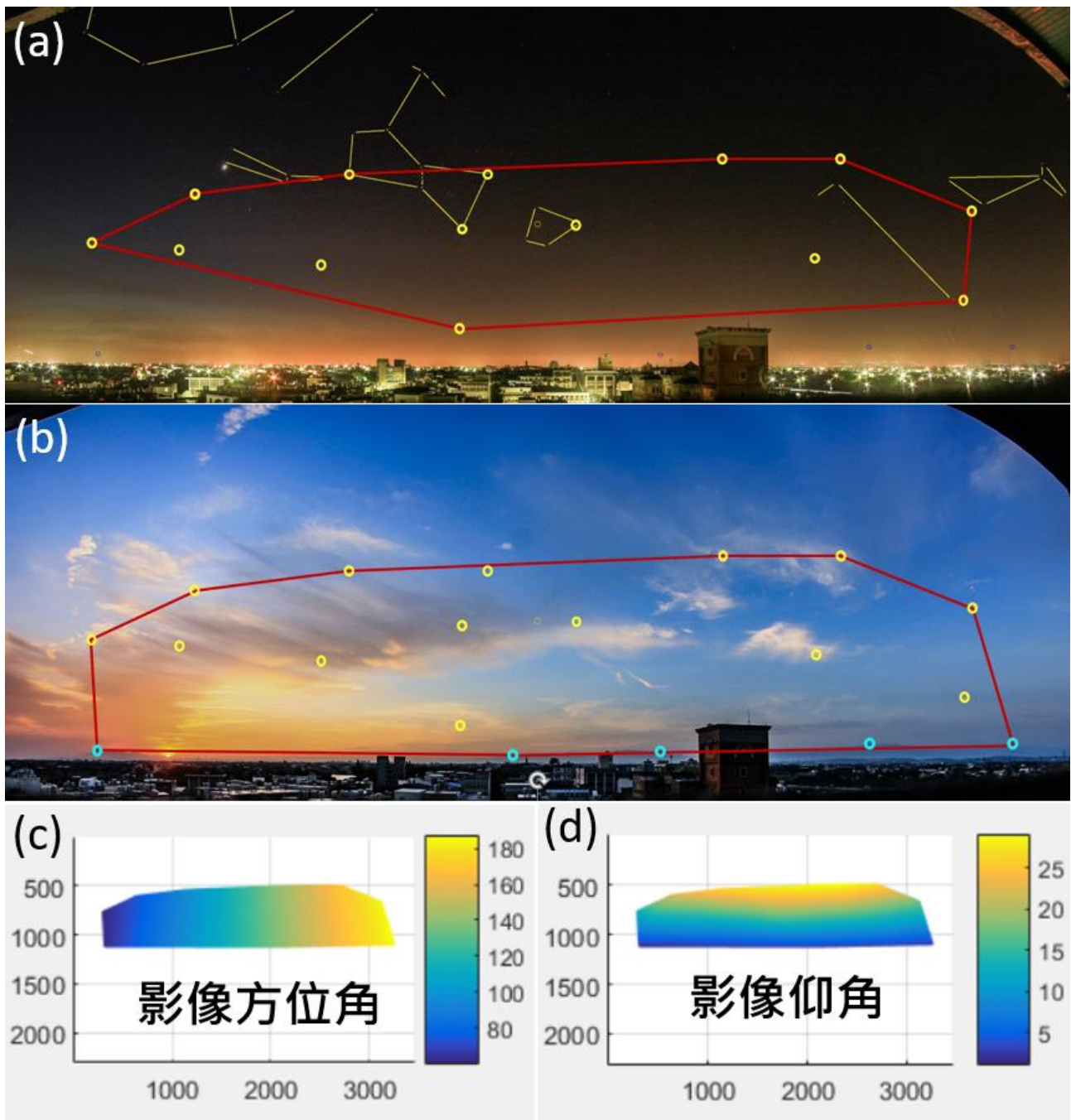


圖 5 影像方位角與仰角計算。(a)輸入恆星的仰角、方位角資料，黃圈為輸入資料的恆星位置，黃線為當時天空星座的連線，紅框則是資料可以內插的範圍。(b)加入山頂的仰角、方位角資料，藍圈為輸入資料的恆星位置，紅框則是資料可以內插的範圍。(c)完成後的影像方位角資料。(d)完成後的影像仰角資料。

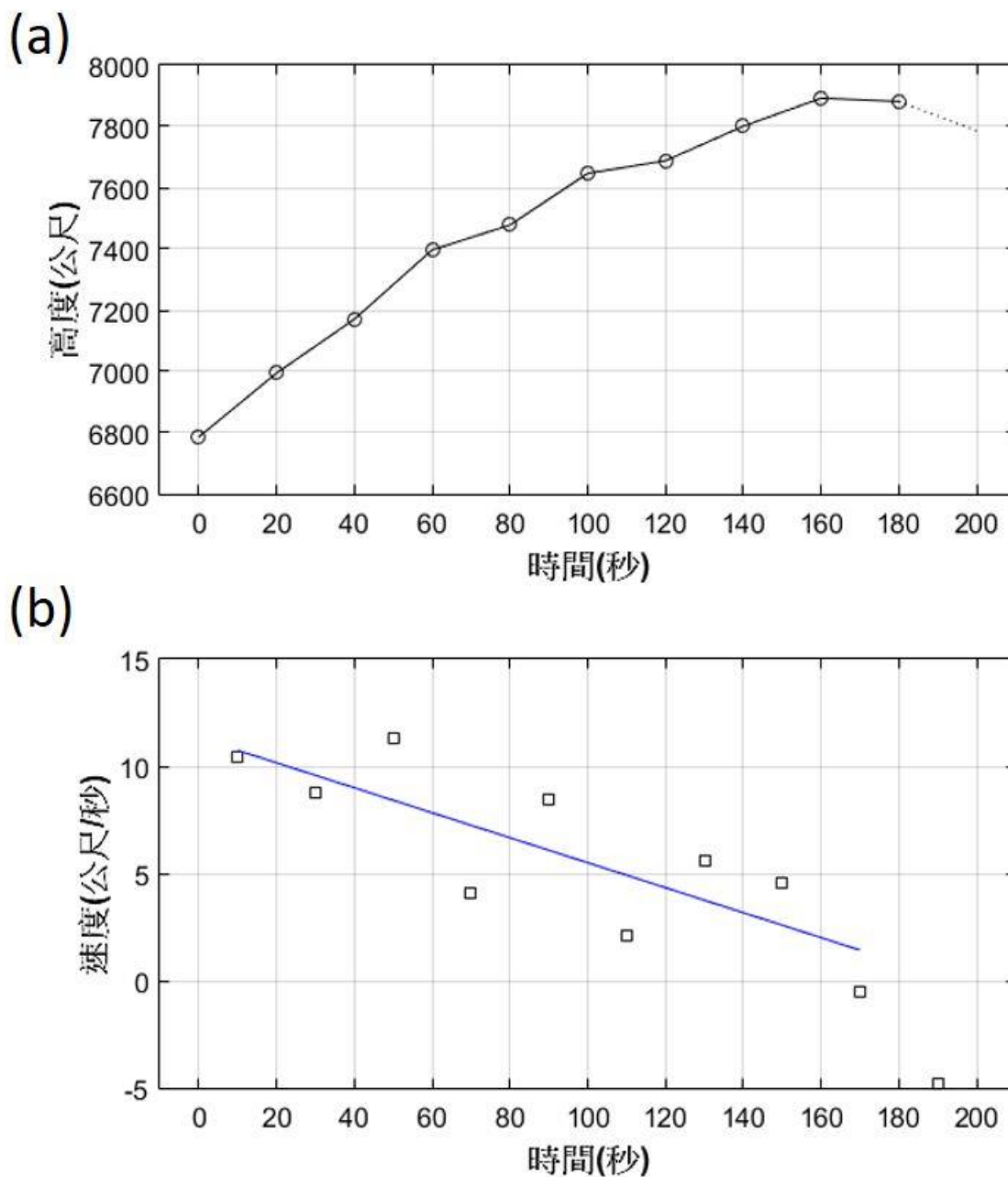


圖 6 單一對流雲頂的垂直速度、垂直加速度計算方式。圖(a)是單一對流雲頂高度隨時間的變化圖，每一個空心圓是相機觀測到的高度，點線是去除高度開始下降的下個資料點。圖(b)是利用圖(a)的高度差與時間差計算出來的垂直速度，藍線是垂直速度的線性回歸線，此斜率代表垂直加速度的值，虛線是去除高度開始下降的下個垂直速度。

為了瞭解相機實際觀測到的雲頂樣貌，挑選6月7日的部分對流雲頂來比對氣象雷達與Himawari-8衛星最高時間解析度十分鐘一筆的資料，該區域對流集中在12:30 LST至13:00 LST之間，高度由大約8公里成長至最高12公里左右。將Himawari-8紅外線、可見光衛星雲圖、雷達回波分布與相機觀測到的雲頂影像進行比對分析(圖7)，首先對流雲在12:40 LST時(圖7a)，紅外線衛星影像顯示對流雲頂的顏色是剛由白色(0°C)轉成淺藍色(約-10°C)，比對當天早上八點的板橋探空溫度資訊，0~-10°C的對應高度大約是5.08公里至6.98公里，與相機影像所分析的6.85公里仍算吻合，至於可見光還難以分辨出該雲頂位置，雷達回波圖在該處也還沒有訊號出現；12:50 LST時(圖7b)紅外線影像顯示對流雲頂的顏色變得更藍，但還沒到深藍色，大約是-15~-20°C之間，比對同樣探空溫度資訊，-15~-20°C的對應高度大約是7.82公里至8.54公里，與相機影像所分析的8.41公里相當接近，此時雷達回波圖開始出現明顯訊號；13:00 LST時(圖7c)紅外線影像顯示對流雲頂的顏色剛由藍色轉成深綠色，但不到亮綠色(-40°C)，大約是-30~-35°C之間，比對當天早上八點的板橋探空溫度資訊，-30~-35°C的對應高度大約是10.12公里至10.8

公里，與相機影像所分析的11.39公里有所差距，可見光與紅外線影像顯示對流雲頂開始明顯往東北方移動，相機觀測影像也是從這時候明顯觀測到對流雲頂往左方位移，雷達回波訊號則顯示對流雖然原地停留但降雨範圍是明顯變大；最後13:10 LST時(圖7d)紅外線影像顯示對流雲頂的顏色由深綠變得更亮了一些，但仍不到亮綠色(-40°C)，大約是-35~-40°C之間，比對當天早上八點的板橋探空溫度資訊，-35~-40°C的對應高度大約是10.8公里至11.39公里，與相機影像所分析的12.79公里也有所差距，至於對流位置由紅外線影像顯示對流雲頂相較十分鐘前又更加往東北方移動了一段距離，相機影像也顯示對流雲頂往影像左方移動得更多，而雷達回波訊號則是依然停留原地，僅降雨範圍更加擴張。此時相機影像觀測的紅線並未跟上影像中的對流雲頂位置，是因為相機分析出對流雲頂的高度已到最高點，雲頂開始下降時就不會再分析雲頂位置，紅線末端的位置才會跟影像不相符。整體而言相機觀測到的對流雲頂於水平空間移動的情形與衛星影像中的移動都十分相符，而比對紅外線衛星影像的溫度，所分析出的雲頂高度則有一些落差。

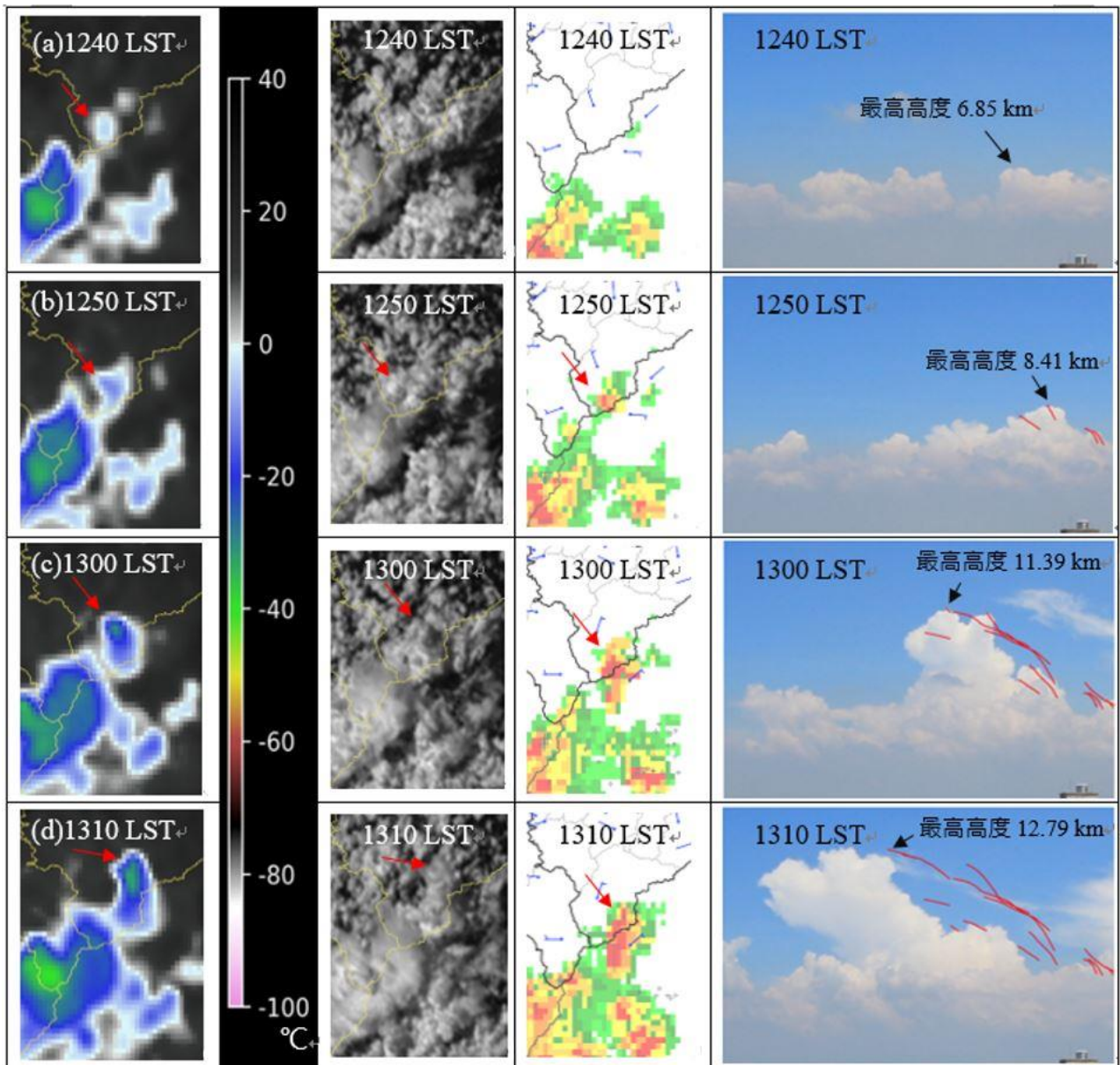


圖 7 比對 Himawari-8 衛星影像、雷達回波與圖 8c 在 1240-1310 LST 的對流雲發展過程。由上而下分別是觀測時間為：(a)1240；(b)1250；(c)1300；(d)1310 LST，由左而右分別是 Himawari-8 紅外線衛星影像，紅外線影像的溫度色階圖，Himawari-8 可見光衛星影像，NCDR 繪製的雷達回波圖，觀音觀測點拍攝的影像，圖中紅線為藉由影像分析出的雲頂位置分布，圖中所有箭頭都對應同一個對流雲。

三、觀測結果分析

本文利用第二節介紹雙相機攝影測量的方法觀測了從 2017 年 6 月 3 日至 9 月 6 日，一共 96 天的時間。先扣除一整天都是陰雨天與低層雲飄至儀器上方擋住天空視野的日期，能夠清楚看見對流雲頂的天數剩下 19 天。鑒於觀測目標是完整觀測整個對流雲的發展過程，再扣除發展高度過低沒有雷達回波值的個案，與對流初期被遮蔽只看到深對流時期的個案，最終只選取至少從高度 6 公里發展到 12 公里都完全沒被遮蔽的個案，一共剩下四個個案，分別是 6 月 7 日、7 月 9 日、8 月 6 日、8 月 19 日，也就是接下來會依序分析的個案。

3.1 6 月 7 日個案

首先是 6 月 7 日個案，08:00 LST 中央氣象局地面天氣圖(無附圖)顯示當天台灣北部海面有鋒面系統，台灣位於鋒面前緣暖區，整體而言台灣本島地面都是微弱的南風或西南風。當天 08:00 LST 板橋無線電探空資料繪製的斜溫圖(無附圖)顯示，除了近地層(1000hPa)偏南風且無明顯風速以外，整層大氣(200-850 hPa)幾乎都是西南風，並且沒有明顯逆溫層或高壓沉降造成的乾空氣層，尤其 850 hPa 以下是相當潮濕的，再由當天預報對

流潛勢的 K 指數(K-index)為相當不穩定的 34.7，已經達到美國國家海洋暨大氣總署(NOAA)認為雷雨發生機率約 60%至 80%的 K 指數區間上限，綜合上述資料的分析，當天台灣位於地面鋒面系統邊緣，中低層的大氣環境是相當不穩定的。

圖 8 分別是 6 月 7 日當天 14:00 LST 於觀音觀測點的相機影像(圖 8a)、各時間點的雷達回波影像(圖 8b)、分析出對流雲頂高度隨時間的分布圖(圖 8c)與對流雲頂於水平空間的分布圖(圖 8d)。首先雷達回波圖(圖 8b)顯示當天對流回波於 13:00 LST 時先從雪山山脈沿稜線出現，接著於 14:00 LST 出現沿著雪山山脈山腰呈線狀排列發展的回波出現，此時山頂的對流已經往東北方移動，15:00 LST 時這兩群對流合併於中間的位置並達到最強，然後開始消散。比對相機觀測到的對流雲頂高度隨時間分布圖(圖 8c)與對流雲頂水平分布圖(圖 8d)發現，相機觀測也顯示對流於 13:00 LST 先從雪山山頂附近出現(紅色 A 組)，接著才是沿著山腰排列的對流發展(黃色 B 組)，符合雷達回波圖隨時間的分布變化。對於 A 組與 B 組在圖 8c 上都呈現隨時間越來越高的斜線狀分布是有意義的，因為相機觀測對流雲只觀測影像中每個方向最高的對流雲頂，當對流雲越長越高的時候，也會遮蔽

比該對流雲還低的對流，不論是在該對流雲的後方或前方。因此，觀測完整對流雲的發展時，對流雲頂高度隨時間變化的分布，也應該是呈現隨時間越來越高，並且同一時間看不到更低的對流雲同時發展才對；如果同時看得到更高或更低的對流雲的話，可能是他們不在同一個方向上，例如影像左邊的對流跟影像右邊的對流可能不是同時發展的。對於圖 8c 的分成 A、B 組的意義，也可以從水平分布圖(圖 8d)看出，A 組的位置(紅色線段)主要分布在雪山山脊，符合圖 8b 中 13:00 LST 先出現回波值的對流位置，而 B 組的位置(黃色線段)則主要分布在從台北到苗栗的雪山山腰，符合 14:00 LST 呈現線狀排列回波值的位置。

將 2017 年 6 月 7 日對流個案分成了 A 組與 B 組，這種對流雲頂隨時間長高的分組方式不但符合相機觀測的特性，也表示只要統計各個高度區間對流雲頂的各項特徵，就能知道對流雲隨時間往上發展時，對流雲頂發生了那些變化，從而比較濃積雲與深對流的區別；也因此，對於 A 組與 B 組的區分方式不是利用地理位置分成山脊上的 A 組與山腰下的 B 組，而是為了保持 A 組與 B 組都能呈現隨時間往上的分布而大致上從圖 8c 上沿斜線切出來的。圖 9 是以每 1 公里為一個高度

區間，統計 A 組、B 組與 A+B 組對流雲頂的垂直上升速度、垂直上升加速度與雲頂寬度的數值，不論雲頂的初始高度與結束高度，將所有時間點的雲頂高度數值平均，作為統計時對流雲頂高度的分類依據。垂直上升速度的統計顯示，不論是 A 組或 B 組，在高度 8 公里以下都有隨高度逐漸上升的趨勢，這個特徵在 A 加 B 組尤其明顯，而在成長到 8 公里以上時，A 組的垂直速度就開始穩定，B 組則是上升速度先變小，至 10 公里以上又開始隨高度增加。垂直上升加速度的統計顯示，不論組別，幾乎所有高度的垂直上升加速度都小於零。這對於相機觀測來說其實是合理的，因為還在雲裡的上升氣流是觀測不到的，要直到接近或突破積雲頂部，使得積雲頂開始向上發展才能被相機觀測到變化，一直到積雲頂部停止成長，所以垂直上升速度應該是從一個正值開始，慢慢變小直到接近零，這樣的垂直上升加速度就會是一個負值才合理；而如果垂直上升加速度是正值，則代表這朵對流雲觀測到的並不完整，僅是在對流上升過程中的其中一段而已。加速度的特徵在 A+B 組可以看得比較清楚，在 8 公里以下是隨高度增加，減速幅度越來越大的，直到 8-9 公里回到很接近 0 的數值，之後在隨高度增加而減速幅度越來越大，也可以說 8-10 公

里之間雲頂減速的程度特別小。雲頂寬度的統計顯示，不論 A 組或是 B 組，雲頂寬度在 8 公里以下都是隨著高度增加而增加的，在 8 公里之上，A 組呈現寬度緩慢增加的趨勢，B

組則是於 10-11 公里出現較窄的雲頂寬度，11 公里以上寬度相較 8 公里以下僅稍微增加而已； A+B 組的雲頂寬度顯示，整體而言觀測到的雲頂寬度都是隨高度穩定增加的。

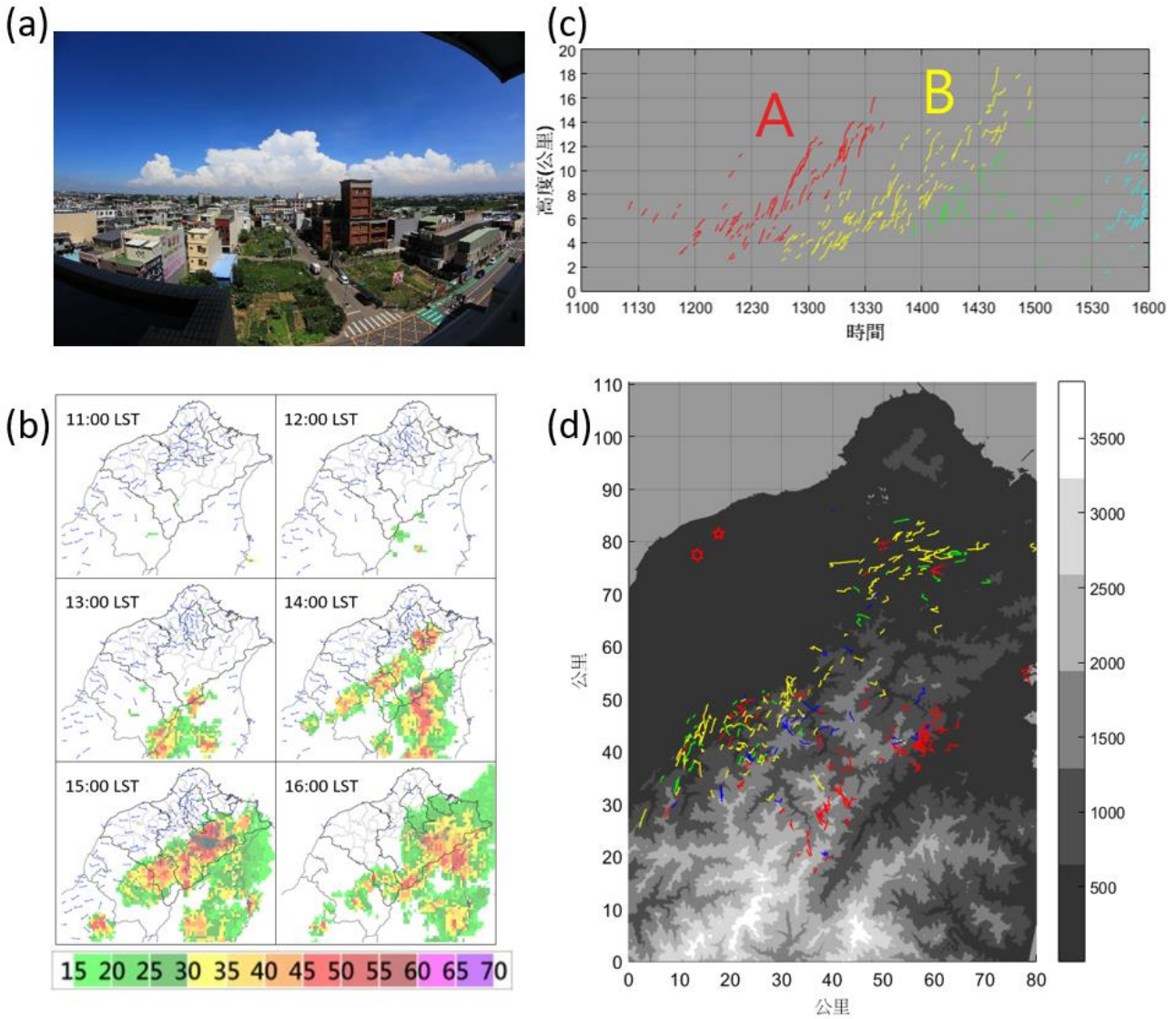


圖 8 6 月 7 日個案的對流情形。(a)當天 14:00 LST 於觀音觀測點的相機影像；(b)各時間點的雷達回波影像(單位為 dBZ)；(c)各組對流雲頂高度隨時間的分布圖；(d)對應雲頂高度隨時間分布圖 8c，相同顏色組別的對流雲頂於水平空間的分布圖。

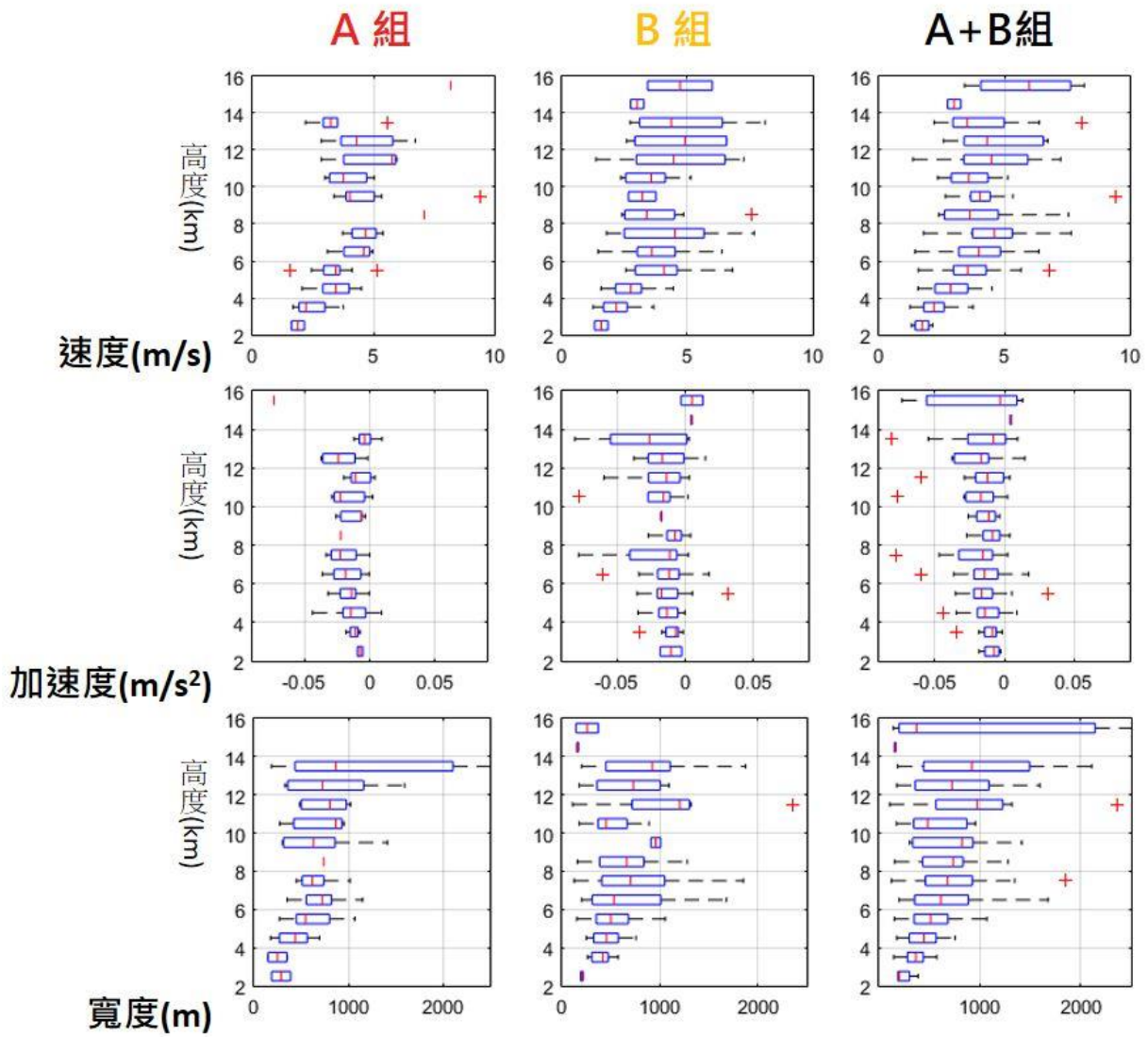


圖 9 2017 年 6 月 7 日個案，統計 A 組、B 組與 A+B 組的每一公里高度層之對流雲頂速度、加速度與寬度資訊的盒鬚圖，紅色十字符號為離群值；由上到下分別是各組的速度、加速度與寬度統計圖，由左到右則代表是 A、B、A+B 組的統計資訊。

3.2 7月11日個案

由 2017 年 7 月 11 日 08:00 LST 氣象局東亞地區地面天氣圖(無附圖)顯示,台灣附近有一個分離的高壓中心且台灣位於此分離高壓的高壓脊上,滯留鋒面位於台灣東北方 1000 公里外,台灣附近並無明顯的天氣系統影響,等壓線分布稀疏,風速微弱。當天 08:00 LST 板橋無線電探空斜溫圖(無附圖)也顯示 400hPa 附近有高壓沉降區,逆溫且乾燥的特徵,低層大氣(850hPa 以下)相對而言則是潮濕很多。

圖 10a 為 7 月 11 日 1225 LST 觀音觀測點所拍攝的對流影像,對流雲下方的天空灰暗不清,與當天板橋無線電探空所觀測到低層大氣環境非常潮濕相符,而對流雲發展的位置則是從影像最左側的林口台地方向一直到最右側的雪山方向都有。對流雲頂高度隨時間變化圖(圖 10c)顯示,當天最高雲頂發展高度隨時間是快速向上發展的,由 11:30 LST 到 13:20 LST 約兩個小時內從高度大約 8 公里發展至 15 公里,隨後因為天空開始烏雲密布難以觀測對流雲頂因此停止分析。對流雲

頂的水平位置分布圖(圖 10d)顯示,相機觀測到的對流似乎分成兩個區域,一部分是在林口台地包含台地南側較密集的部分,另一個部分則是靠近桃園新竹山腳區域對流較為稀疏的一部分;這個部分可以比對雷達觀測當天的對流情形(圖 10b),雷達回波圖顯示當天相機觀測到的,僅有在林口台地南側與桃園山區發展的對流較為完整,新竹山區還有之後苗栗更大範圍的對流則是沒有觀測到。

分析 7 月 11 日當天所觀測到的對流特徵(圖 11),統計不同高度的垂直速度盒鬚圖顯示,在高度 13 公里以下各層垂直速度的中位數都十分接近,高度 9 公里以下是隨高度上升也緩緩上升,10 公里以上則是隨高度上升緩緩下降,特別的是在 9-10 公里高垂直速度的中位數明顯較其他高度層要來得高,大約高出 2 m/s;垂直加速度的統計顯示,在高度 9 公里以下都是隨高度增加而下降的,直到高度 9 公里以上突然增加約 0.05 m/s^2 ,之後再隨高度上升快速下降到跟 9 公里以下相近的數值;雲頂寬度的統計則是看不太出來有什麼特徵。

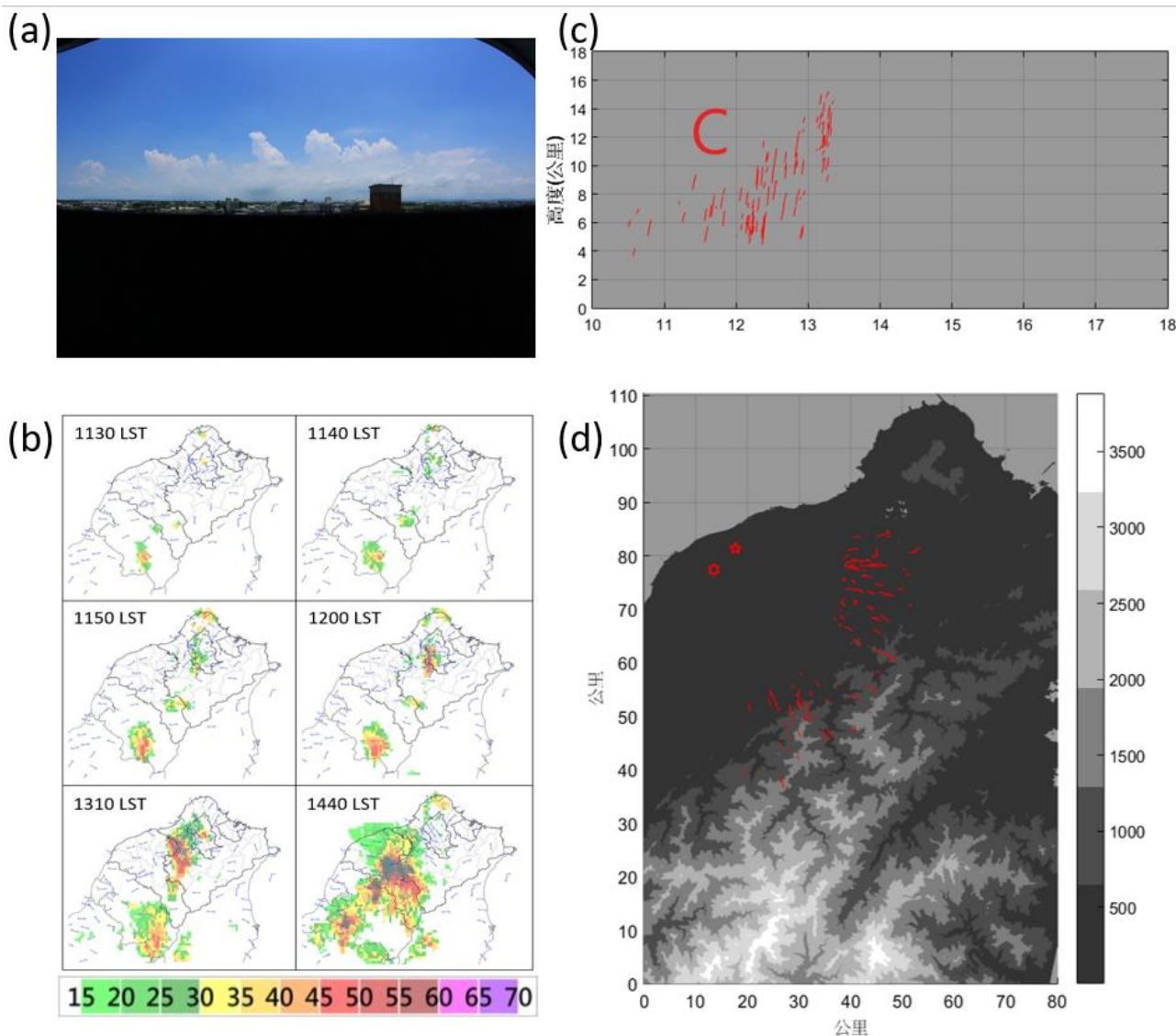


圖 10 7 月 11 日個案的對流情形。(a)當天 12:25 LST 於觀音觀測點的相機影像；(b)各時間點的雷達回波影像(單位為 dBZ)；(c)各組對流雲頂高度隨時間的分布圖；(d)對應雲頂高度隨時間分布圖 10c，相同顏色組別的對流雲頂於水平空間的分布圖。

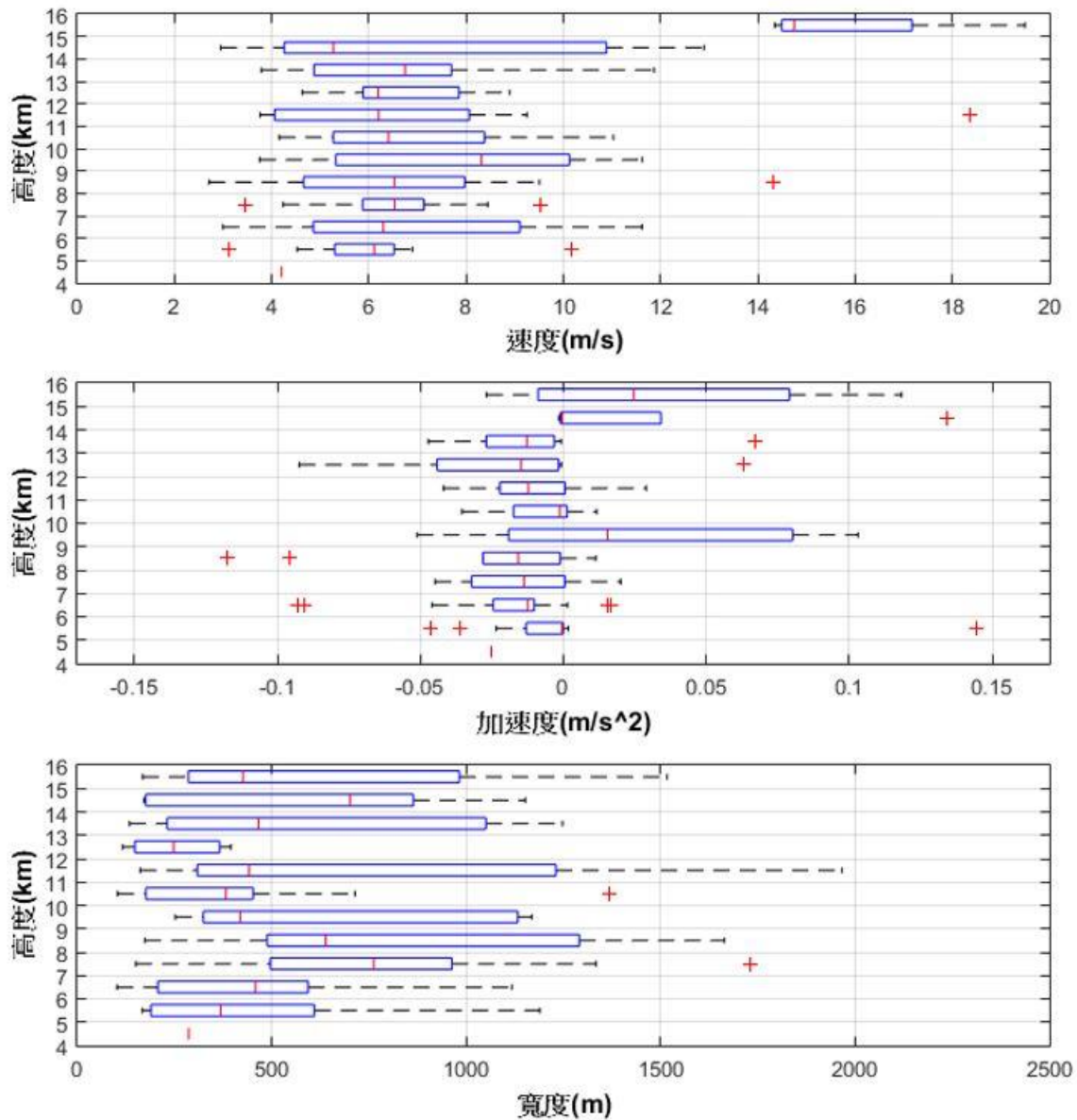


圖 11 2017 年 7 月 11 日統計對流雲於不同高度層之中，速度、加速度與寬度資訊的盒鬚圖，紅色十字符號為離群值。

3.3 8 月 6 日個案

由 2017 年 8 月 6 日 08:00 LST 氣象局東亞地區地面天氣圖(無附圖)顯示，中度颱風諾盧(Typhoon Noru)位於台灣東北方約一千公里處海面，台灣附近的風場也受其低壓環流影

響為西風至西南風。板橋無線電探空資料(無附圖)，除了近地層(~950hPa)與少數高度層較為潮濕之外，大部分都是相當乾燥(950hPa~300hPa)，並且於 600hPa 附近有微弱的逆溫沉降特徵，配合衛星雲圖台灣周邊都是晴朗無雲的情況，推測台灣仍是位於颱風

外圍下沉氣流的區域，屬於較為穩定的天氣型態。

圖 12a 為 8 月 6 日 1400 LST 觀音觀測點所拍攝的對流影像，對流雲主要位於影像右側的雪山區域，可以看出當天對流雲的範圍較小，而影像中央至左側的天空有大量高雲分布，對比衛星雲圖推測是諾盧颱風的外圍雲系即將接近。圖 12b 是 8 月 6 日午後對流的雷達回波圖，在 13:30 LST 之前整個北台灣幾乎都沒有任何回波，直到 13:40 LST 在雪山主峰的位置上突然出現了大於 30dBZ(黃色)的回波值，接著持續發展，直到 14:20 發展到最強(紅色回波最多)並於宜蘭山區出現第二個對流回波發展的訊號，14:50 LST 時雪山主峰上的回波才開始減弱。圖 12c 為當日對流雲頂高度隨時間變化圖，基於 3.1 小節所討論的相機觀測對流雲的特徵與分類，將隨時間逐漸變高的群體分為 D 組(紅色)，其餘不分析的以藍色表示。對比圖 12d 的對流雲頂水平位置分布，紅色組即是主要位於雪山山頂的對流群，藍色組則主要是雪山山腰上群聚的矮小對流雲，由於 D 組才有高度逐漸增加的變化，分析的數值都是以 D 組做討論。當日對流雲頂高度隨時間變化，從約 11:00 LST

就開始能分析出固定發展於雪山山頂，雲頂高度約 5 至 6 公里的淺對流，而此淺對流的最高雲頂高度也很穩定的維持在不超過 6 公里，持續了至少一個半小時；一直到 12:30 LST 時，最高的雲頂高度才開始慢慢增加，在一個小時內由 12:30 LST 的 6 公里高，成長到 13:30 LST 的 8 公里高；接著則是最高雲頂高度突然以很快的速度，約在十分鐘內由 8 公里高成長到 10 公里高；最後對流雲頂持續成長到約 14 公里高就結束增長，由於此時對流雲頂已發展為砧狀雲頂，相機分析困難，故 12-14 公里左右的對流雲頂高度紀錄的並不完整。

分析 8 月 6 日當天所觀測到各高度層的對流特徵(圖 13)，不論是垂直上升速度、垂直上升加速度與雲頂寬度，對流雲都在成長至 8 公里以上出現明顯的變化。垂直上升速度由 8 公里以下的 3-5 m/s，上升到約 5-8 m/s 左右；垂直上升加速度方面，則是穩定的從 4 公里高往上持續遞減，到 8-9 公里高時突然明顯增加，然後再往上持續遞減；雲頂寬度方面則是從 4 公里高之後雲頂寬度都是往上持續增加，直到 8-9 公里的高度層突然下降許多，再往上才恢復持續增加的趨勢。

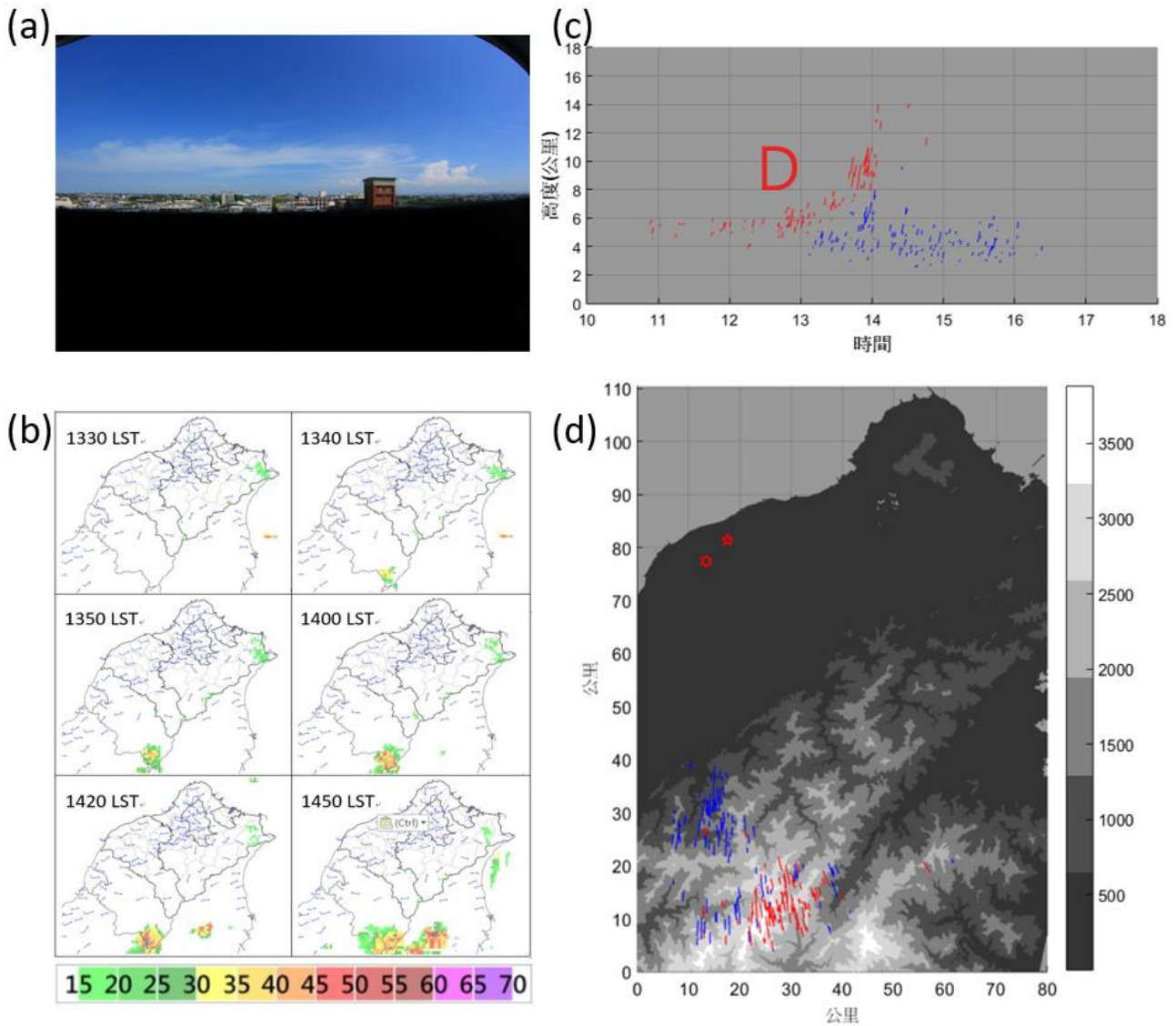


圖 12 8 月 6 日個案的對流情形。(a)當天 14:00 LST 於觀音觀測點的相機影像；(b)各時間點的雷達回波影像(單位為 dBZ)；(c)各組對流雲頂高度隨時間的分布圖；(d)對應雲頂高度隨時間分布圖 12c，相同顏色組別的對流雲頂於水平空間的分布圖。

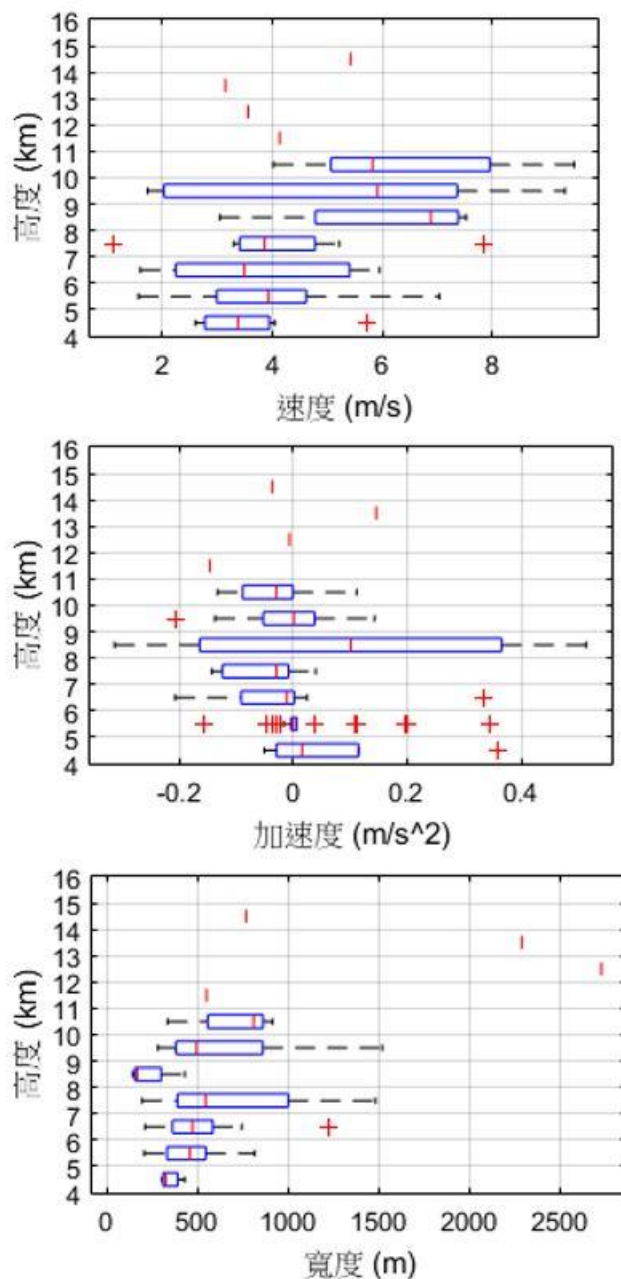


圖 13 2017 年 8 月 6 日統計對流雲於不同高度層之中，速度、加速度與寬度資訊的盒鬚圖，紅色十字符號為離群值。

3.4 8月19日個案

由2017年8月19日08:00 LST 氣象局東亞地區地面天氣圖(無附圖)顯示,台灣東北方有一個幾乎靜止的高壓中心盤據,除了菲律賓東邊有一個低壓系統之外,附近並無其他天氣系統,氣壓梯度也不明顯,台灣周邊的風速也因此十分微弱且風向混亂。同一時間板橋無線電探空資料(無附圖)來看,除了低層(900hPa~850hPa)較為潮濕之外,大部分高度層的大氣都相當乾燥且風速微弱,尤其是850hPa至700hPa之間的高度層,而當天對流可用位能(CAPE)也只有較低的577.94(J),整體而言8月19日天氣環境是高壓盤據相對穩定的天氣型態。

圖14a為8月19日14:30 LST 觀音觀測點所拍攝的對流影像,影像中央僅有一個明顯的大對流胞;當天雷達回波圖(圖14b)顯示當天有兩個時間點發展出對流,一個是13:20 LST發展成熟的,另一個是約在14:20 LST發展成熟的,位置也稍微不同。圖14c為當日對流雲頂高度的時間變化圖,即使不用如6月7日與8月6日個案那樣區分,對流雲頂之間也十分明顯的分成很多個組別,這是因為當天同一時間只有一個對流胞發展,並且在

發展時雲的消散速度也想當快,不會有其他地區同時發展或前一時段對流雲持續發展造成干擾的問題。圖14c中以紅色標記的組別明顯是雷達回波圖中13:20 LST發展起來的對流,而黃色、綠色(E組)與青色(F組)的組別則是除了在時間上明顯較紅色的更靠近,在空間位置上(圖14d)也是近乎重疊的,並且在高度上也是隨時間往上增加的。為了確認黃色、綠色與青色組之間的關聯,比對8月19日當時的影像檔案發現,黃色組、綠色組(E組)與青色組(F組)在消長之間確實都有約5公里高的對流雲未消散,也就是它們共用同一個對流雲底作為發展的位置。因為這三組對流之間的關聯,分析時主要以這三組中的綠色(E組)與青色(F組)觀測結果做分析討論。

分析8月19日當天所觀測到各高度層的對流特徵(圖15),E組在垂直上升速度與雲頂寬度方面都在成長至8公里以上時出現明顯變化,在8公里以上時垂直上升速度突然下降並且雲頂寬度也突然變小,垂直上升加速度則是在7公里以下減速程度較大;F組在垂直上升速度方面則是在9-11公里高出現較大的數值,加速度並無明顯特徵,雲頂寬度方面在8公里以下隨高度增加,直到8公里以上突然變小,然後再隨著高度上升而增加。

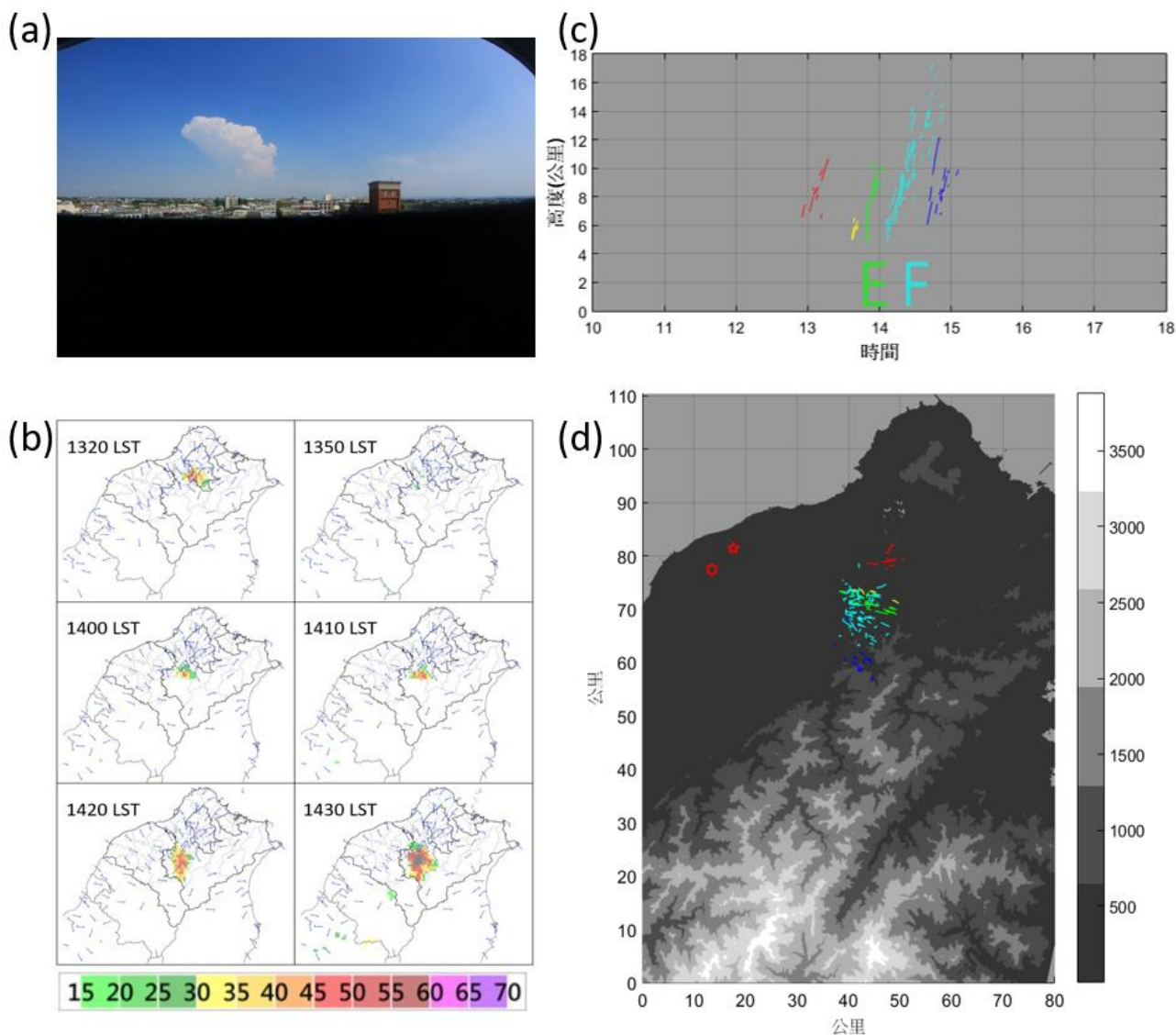


圖 14 8 月 19 日個案的對流情形。(a)當天 14:30 LST 於觀音觀測點的相機影像；(b)各時間點的雷達回波影像(單位為 dBZ)；(c)各組對流雲頂高度隨時間的分布圖；(d)對應雲頂高度隨時間分布圖 14c，相同顏色組別的對流雲頂於水平空間的分布圖。

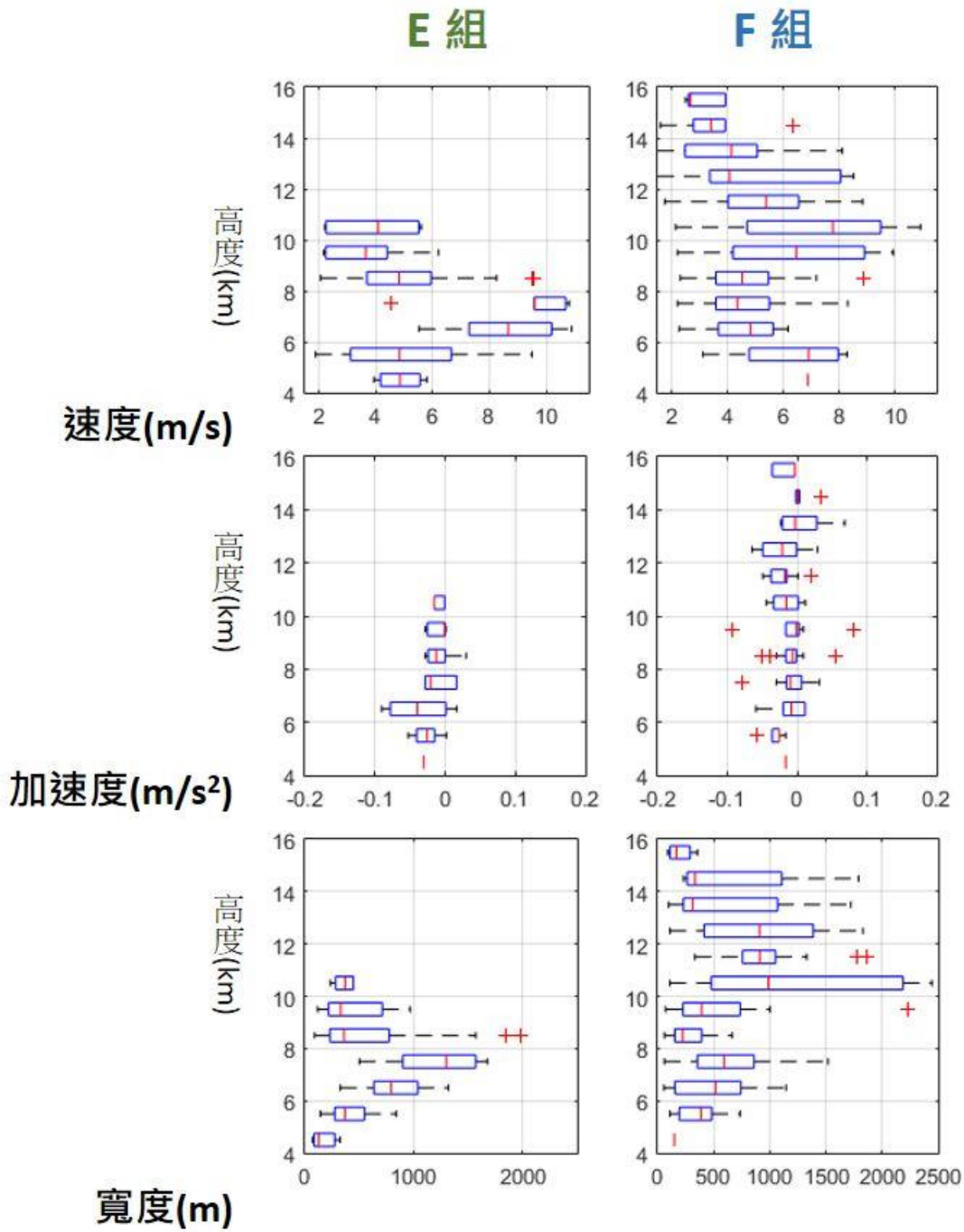


圖 15 2017 年 8 月 19 日統計 E、F 組每一公里高度層之對流雲頂速度、加速度與寬度資訊的盒鬚圖，紅色十字符號為離群值；由上到下分別是各組的速度、加速度與寬度統計圖，由左到右則代表是 E、F 組的統計資訊。

3.5 個案綜合特徵

3.1 至 3.4 節分析的四個天氣個案，不論大氣環境、對流位置或對流狀況，都會在高度 8-9 公里附近有差不多的改變，例如加速度項會隨高度遞減，到了高度 8-9 公里之後便會突然增加，之後再隨高度遞減；雲頂寬度則是隨著高度增加，到了高度 8-9 公里之後突然下降，之後再隨高度增加。如果各個天氣個案在相近的位置有明顯的改變，那麼將這些個案全部一起統計，應該可以加強對流雲在 8 到 9 公里處發生轉變的訊號，也可以增加每個高度區間的對流雲頂樣本數。圖 16 是將所有天氣個案，包含 6 月 7 日的 A 組與 B 組、7 月 11 日 C 組、8 月 6 日的 D 組、8 月 19 日的 E 組、F 組，還有未顯示的 8 月 28 日個案所有觀測到的對流雲頂一起加入以高度區分的統計圖，統計方式如同對單一個案的方法。首先速度的統計結果仍然沒有看出一致的變化，高度 4-8 公里以下的雲頂上升速度是隨著高度增加的，8 公里以上就不再明顯增加；而雲頂加速度在統計所有個案之後的確變得更明顯，如同單一個案所觀測到的，隨著高度的增加，對流雲頂減速的程度越來越明顯，到了 8.5 公里時最為明顯，接著突然出現較大的加速度，再隨著高度增加

減速幅度越來越明顯；雲頂寬度的變化趨勢也如同個案的變化趨勢，隨著高度一路增加，到了高度 8.5 公里之後突然下降，再緩慢上升。統計到此，除了上升速度隨高度變化整體變得比較平滑之外，加速度與寬度的變化趨勢都如同第三章與第四章，只是更加明顯，更加平滑而已。

然而，這個在高度 8 公里附近會出現的轉變特徵，在四個個案中的雲頂高度隨時間變化圖卻並不明顯，意思是當對流雲隨時間發展越來越高，直到最高雲頂長到 8 公里時，並沒有出現一致的變化。例如在 7 月 11 日的個案中「最高」雲頂發展高度隨時間的變化是呈線性穩定發展的，然而在 6 月 7 日，8 月 6 日與 8 月 19 日個案中卻能看出非常明顯的轉變；8 月 6 日個案中，當對流雲頂高度發展到 8 公里約 13:00 LST 時，最高雲頂突然在短時間出現非常快的成長，到 14:00 LST 時已經超過 11 公里高，並且觀測到的對流雲頂出現數個長連續時間長垂直發展的雲頂，這個特徵在 6 月 7 日的 A 組於 12:45 LST 時也有出現，在 8 月 19 日個案中則是能從 E 組看出 8 公里以下與以上觀測到的對流雲頂像是兩個組別一般，不同高度的垂直速度與雲頂寬度更是如此。

藉由 3.1 至 3.4 節對於不同個案的觀測分析，濃積雲在往上發展的過程中，最具一致性的特徵的就是雲頂加速度與雲頂寬度都會在約 8 公里高出現明顯轉變，然而不同天氣個案都在同一高度出現相似的特徵，有可能是因為五個個案都剛好在同一高度有相似的環境不穩定度所導致。這點可以嘗試分析個案的位溫、相當位溫剖面來確認，按照觀測到的加速度結果，大約在高度 8 公里可能有個不穩定層。圖 17 是利用板橋無線電探空資料繪製五個個案於 08:00 LST 時的位溫、相當位溫與飽和相當位溫剖面圖，需要注意的是資料距離對流發生還有約五到六個小時，且板橋測站與發生對流的位置也有所差異，實際上山區下午的位溫等垂直剖面應該有相當的差異，並不能真的確認。圖中 6 月 7 日在高度 6 公里以下相對濕度都偏高，並且相當位溫與飽和相當位溫的垂直遞減率也都是負的，並不穩定，8-9 公里也有一個相對濕度偏高的區域；7 月 11 日在 7 公里以下相對濕度都很低，7-8 公里相對濕度較高，8-10 公里雖然相對濕度不高，但是位溫與飽和相當位溫的垂直遞減率都偏大，為較不穩定的高度；8 月 6 除了高度 5 公里以外的地方相對濕度都較低，而位溫與飽和相當位溫顯示 6-8 公里高與 9-10 公

里高都較不穩定；8-19 日 2-3 公里相當乾燥，3-5 公里的飽和相當位溫垂直遞減率較大，整體而言環境相當穩定。藉由檢視環境的穩定度分布，除了 6 月 7 日於 8 公里相對濕度較大與 7 月 11 日確實於 8-10 公里出現明顯的不穩定層之外，其餘三個個案都無明顯的不穩定層，甚至 8 月 19 日個案於 8-10 公里是相當穩定的，推論相機觀測對流發展至高度 8 公里出現的不穩定特徵可能不是剛好有不穩定大氣環境所導致的，畢竟大氣環境的初始場已經差異不少，卻能在差異不大的高度層有相同特徵。

另外，從各組發展至高度 8 公里的時間來看，A 組約在 12:40 LST，B 組約在 13:40 LST，C 組約在 12:10 LST，D 組約在 13:30 LST，E 組約在 13:50 LST 而 F 組則是約在 14:10 LST，時間從 12:10 LST 到 14:10 LST 都有，符合一般認為熱力作用與海風環流最顯著的時間。不過也因為時間分布非常廣，12:10 LST 到 14:10 LST 有將近兩個小時的差異，加上地區差異也相當大，例如 6 月 7 日同一天的 A 組就是沿著雪山分布，B 組則是沿著山腳分布，8 月 6 日的 D 組則是僅侷限在山頂，8 月 19 日 E 組與 F 組則是分布在平地，要分析何地測站的海陸風與山谷風甚至是無線電探空

資料，才能代表該對流個案的海陸風影響或許不大容易。

將五個個案的對流雲頂資料全部合併

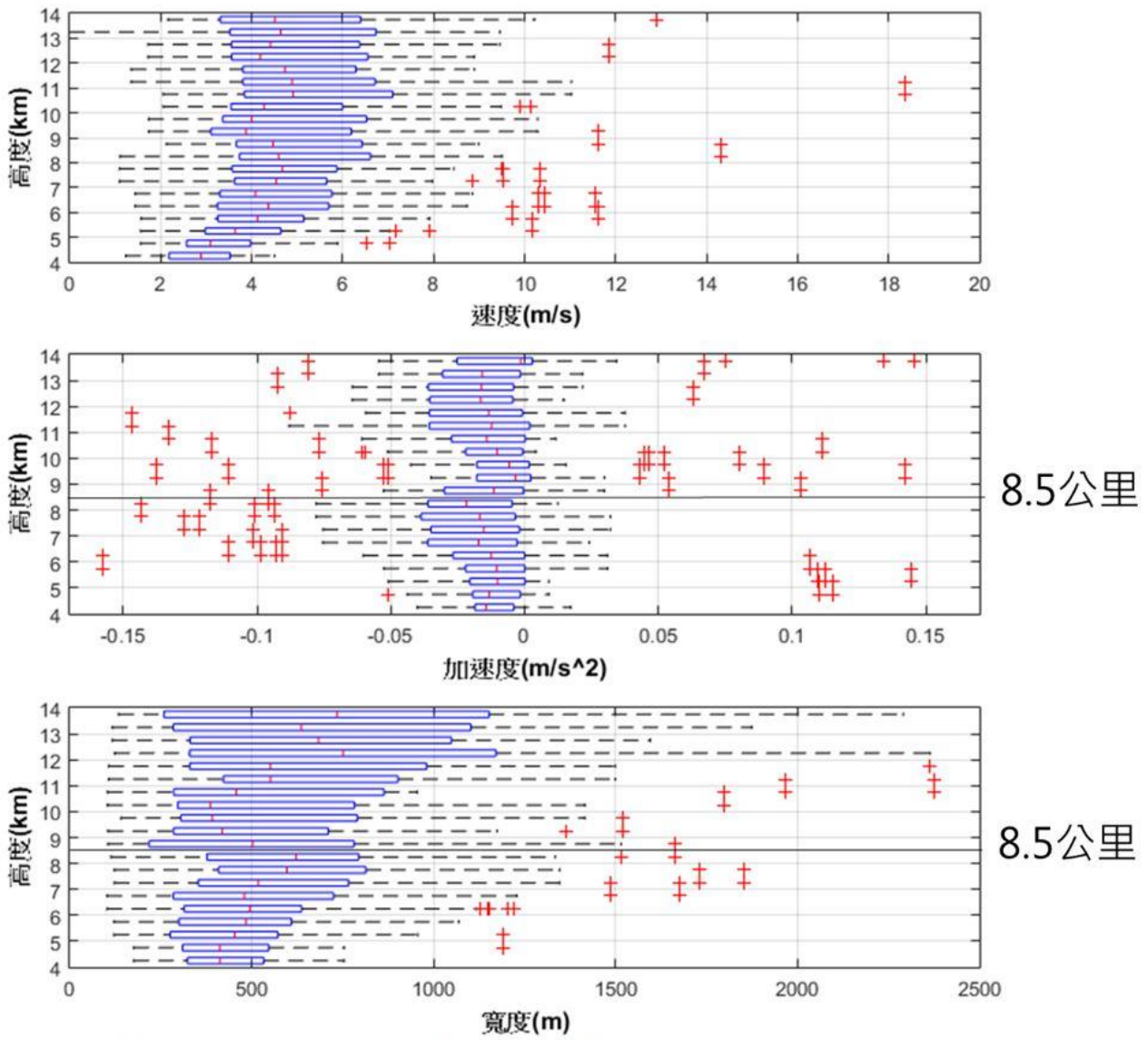


圖 16 所有個案合成的速度、加速度與寬度統計盒鬚圖，紅色十字符號為離群值。統計 6 月 7 日 A 組、B 組、7 月 11 日 C 組、8 月 6 日 D 組、與 8 月 19 日 E 組、F 組與未討論的 8 月 28 日對流雲頂。

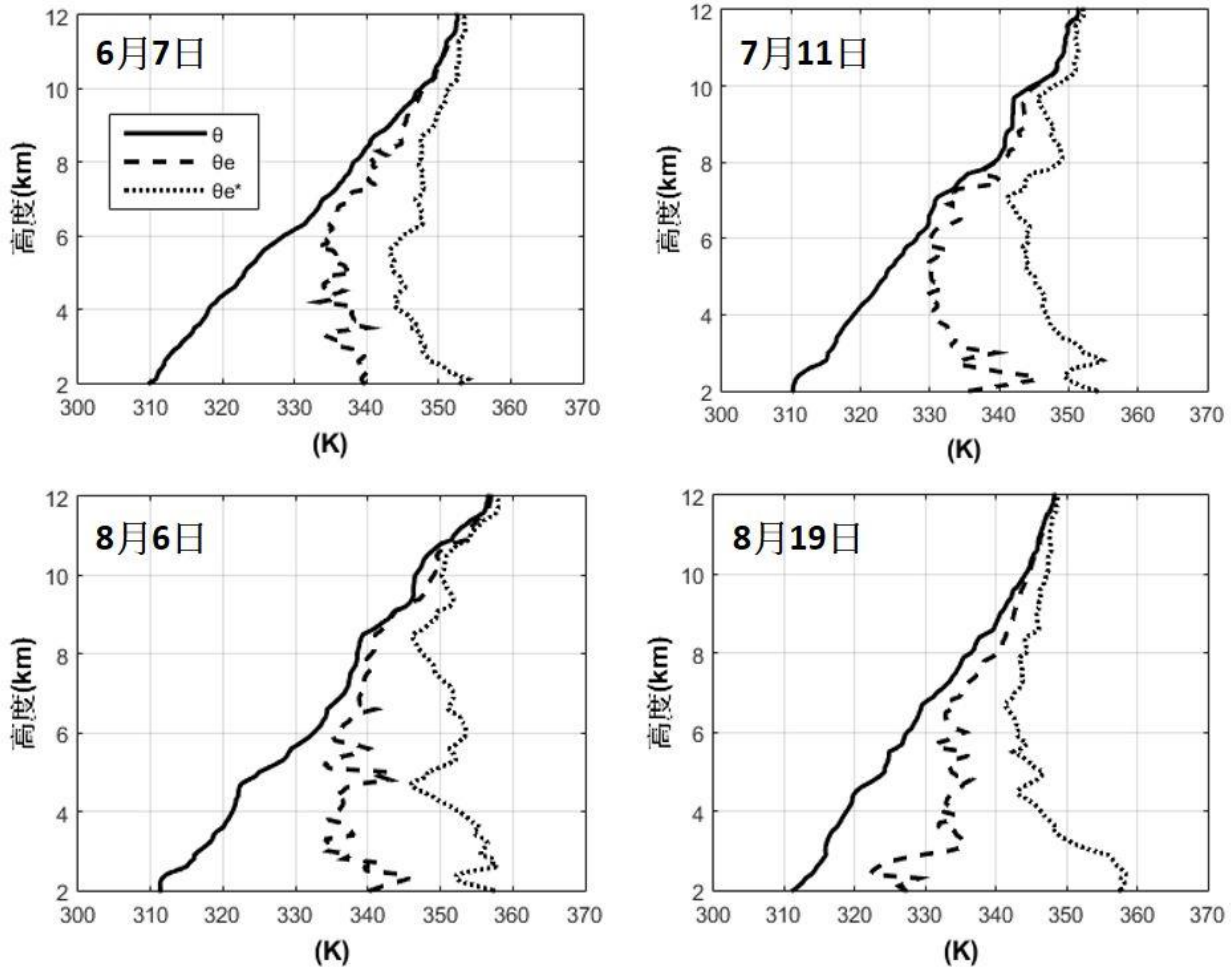


圖 17 利用氣象局板橋站探空資料所計算出四個個案於 08:00 LST 的位溫、相當位溫與飽和相當位溫垂直分布圖。實線代表位溫 θ ，粗虛線表示相當位溫 θ_e ，點虛線表示飽和相當位溫 θ_{e^*} 。

四、結論與討論

本研究利用雙相機攝影測量的觀測技術，對 2017 年夏季弱綜觀環境的四個午後對流個案進行觀測分析，分析對流雲頂的高度、寬度與垂直速度等變化，得出以下兩點結論：

(1) 即使個案大氣環境條件有所差異，當對流雲頂發展高度越高時，雲頂上升加速度會越來越小(減速幅度越來越大)，雲

頂寬度則是越來越寬。

(2) 即使個案大氣環境條件有所差異，在高度 8 公里附近容易有雲頂上升加速度較高(減速幅度較低)與雲頂寬度較低的特性，而雲頂上升速度則是沒有明顯的共同特徵。

結論(1)的觀測結果顯示，對流雲在發展時，並沒有發現所謂的穩定層使得濃積雲會被限制在某種高度，但是觀測結果卻發現，

反而是對流雲在發展到某個高度之後會更容易(加速的)上升。如果真的如此,確實也可以造成對流雲雲高在 8-9 公里的數量特別少,如同有一個穩定層限制濃積雲雲高的結果,因為只要成長到超過 8 公里,對流雲就會變得很容易的成長到 9 公里或以上的高度,這樣的話濃積雲的發展高度也就大約是 8 公里左右。可惜的是,對於造成 8 公里附近變異的原因,本研究目前分析的個案數量仍然相當少,如果能在更多午後對流個案中觀測到上述 8-9 公里高的特徵,也就是都以對流雲發展「高度」作為發生變化的依據的話,或許可以從雲微物理的角度去討論這個變化。例如 Khairoutdinov and Randall (2006)與 Sheffield et al. (2015)討論到水結冰釋放的潛熱強化了上升速度等。

最後雙相機攝影測量在大氣科學研究之中仍然相當稀少,其中能夠以高時空解析度連續觀測的特性,對於研究對流雲的發展過程,尤其是對流初期仍未產生降雨並且快速變化的階段相當有利。本研究在台灣首次利用雙相機攝影測量的觀測技術對午後對流雲進行的觀測研究,在觀測設計方面除了增加密集探空資料之外,還有許多可以改進的地方。例如未來如果有更好的演算法去配對兩觀測點拍到的影像,那麼兩個觀測點的距離(基線)就應該更遠一些,或是改使用視野更窄的鏡頭以增加定位的精準度與空間解析度。

致謝

特別感謝兩位審查委員在審查過程中耐心地給予許多寶貴的意見與支持,使本文能更加完善。本研究由行政院科技部計畫(MOST-107-2119-M-002-053、MOST-108-2119-M-002-029、MOST-109-2119-M-002-009)經費資助完成。

參考文獻

- 陳泰然、周鴻祺、廖珮娟、楊進賢, 2009: 暖季午後台灣中北部午後連續對流的氣候特徵研究。 *大氣科學*, **37**, No.1, 49-86。
- 戴志輝、林得恩、賴世運, 2008: 台灣北部午後對流閃電與綜觀氣流風向之關係。 *大氣科學*, **36**, No.3, 179-196。
- Haynes, J. M., and G. L. Stephens, 2007: Tropical oceanic cloudiness and the incidence of precipitation: Early results from CloudSat. *Geophysical Research Letters*, **34**, L09811.
- Hohenegger, C., and B. Stevens, 2013: Preconditioning deep convection with cumulus congestus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **70**, 448 - 464.
- Hu, J., A. Razdan, and J. A. Zehnder, 2009: Geometric calibration of digital cameras for 3D cumulus cloud measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 200 - 214.

- Jensen, M. P., and A. D. Del Genio, 2006: Factors limiting convective cloud-top height at the ARM Nauru Island climate research facility. *Journal of Climate*, **19**, 2105 – 2117.
- Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. *Journal of Climate*, **12**, 2397 – 2418.
- Khairoutdinov, M., and D. Randall, 2006: High-resolution simulation of shallow-to deep convection transition over land. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 3421 – 3436.
- Kumar, V. V., C. Jakob, A. Protat, P. T. May, and L. Davies, 2013: The four cumulus cloud modes and their progression during rainfall events: A C-band polarimetric radar perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 8375 – 8389.
- Luo, Z., J. Jeyaratnam, S. Iwasaki, H. Takahashi, and R. Anderson, 2014: Convective vertical velocity and cloud internal vertical structure: An A-Train perspective. *Geophysical Research Letters*, **41**, 723 – 729.
- Redelsperger, J.-L., D. B. Parsons, and F. Guichard, 2002: Recovery processes and factors limiting cloud-top height following the arrival of a dry intrusion observed during TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 2438 – 2457.
- Seiz, G., E. P. Baltsavias, and A. Gruen, 2002: Cloud mapping from the ground : Use of photogrammetric methods. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **68**, 941 – 951.
- Sheffield, A. M., S. M. Saleeby, and S. C. van den Heever, 2015: Aerosol-induced mechanisms for cumulus congestus growth. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 8941 – 8952.
- Warner, C., J. H. Renick, M. W. Balshaw, and R. H. Douglas, 1973: Stereo photogrammetry of cumulonimbus clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **99**, 105 – 115.
- Zehnder, J., J. Hu, and A. Radzan, 2009: Evolution of the vertical thermodynamic profile during the transition from shallow to deep convection during CuPIDO 2006. *Monthly Weather Review*, **137**, 937-953.

The Characteristic Study on Convective Cloud by Stereo Photogrammetric Method—Afternoon Convective Cases at Northern Taiwan, 2017

Yu-Min Huang Po-Hsiung Lin

National Taiwan University

(manuscript received 12 May 2020 ; in final form 29 October 2020)

Abstract

Tropical convective cloud has been observed to contain three cloud modes. Cumulus congestus clouds between cumulus and deep convection plays an important role in the transition from shallow to deep convection. Many related studies have improved the understanding of cumulus congestus, but there is still lack of clear and objective definition of its cloud top height.

Stereo-photogrammetry is a technique that uses two cameras to measure the position of an object in three-dimensional coordinates. In addition to its high spatial and temporal resolution, this observing technique is very helpful for observing rainless or rapidly changing convection. This research uses this technique to set up two automated cameras at Taoyuan coastal toward mountain, and use the mountains and stars in the image to obtain the azimuth and elevation to calculate cloud top height of afternoon convection in northern Taiwan from June to September 2017. Five of the most complete and clearest cases are selected to analysis. And analyzes the vertical velocity, vertical acceleration and cloud top width of each altitude level to find the difference between cumulus congestus and deep convection.

The results indicate that there is no obviously stable layer. When convective cloud develops upwards, the vertical acceleration will decelerate with height and suddenly increase until it reaching 8-9 km, and then keep decelerate with height; the width of cloud top is exactly the opposite of the acceleration change with height; the vertical velocity tends to increase steadily with height below 8-9 km.

Key Words : cumulus congestus, afternoon convection, stereo-photogrammetry, cloud top height, vertical velocity, doi: 10.3966/025400022020124802002