

氣象預報與分析

(季刊)

(第 248 期)

目 錄

研究論文：

1. 松山機場雷射式剖風儀風切研究與應用
.....曾德晉、陳冠儒、楊菁華、劉清煌（1-18 頁）
2. 運用高頻陣列雷達於臺中港附近海域之氣海象分析及驗證
.....蔡世樵、錢樺、黃皓軒（19-43 頁）

松山機場雷射式剖風儀風切研究與應用

曾德晉¹ 陳冠儒² 楊菁華² 劉清煌²

¹ 空軍氣象聯隊

² 中國文化大學大氣科學系

摘要

目前空軍氣象聯隊已將四具車載雷射式剖風儀分別駐紮於空軍松山機場（北部地區）、空軍清泉崗機場（中部地區）、空軍屏東機場（南部地區）及空軍花蓮機場（東部地區），平時提供機場垂直風場時序演變及任務時期國軍戰（演）訓或防（救）災任務。若能量化中低空層大氣之飛安潛危因子（風切變）並完成定性風險等級判別，將可避免人為主觀判定瑕疵，進一步降低任務風險增加任務功算，因此剖析風切變訊號之研究是迫不容緩的首要課題。

本研究使用雷射式剖風儀（LIDAR）觀測資料、松山機場航空例行天氣報告（METAR）、松山機場低空風切警報系統（LLWAS）以及地面觀測資料（探空），其中透過剖風儀觀測到的垂直風場及垂直速度，並利用訂定門閥值之方法，製作判斷垂直風切之風切指數，再將探空資料透過大氣穩定度之公式，製作出判斷逆溫層高度及強度之逆溫指數，最後再利用這些指數幫助預報員快速判斷垂直風切與亂流發生的可能性。

結果顯示，剖風儀觀測不少出現較強的垂直速度並不一定伴隨較強的垂直風切，且出現較強的風切不一定會出現較強的垂直速度，這代表兩變數在亂流反應上存在獨立性，因此兩變數皆能各自表示垂直方向上亂流的強度。探空資料所計算出的逆溫指數，結果顯示，當有較明顯的逆溫層產生時，發現有較明顯風向轉變，表示逆溫指數與垂直之風切有較好的關聯性。因此透過計算風切指數（WSI）及逆溫指數（ILI）的方法，整合水平風切、垂直風切、垂直速度及逆溫現象，能夠提供亂流及風切預報的參考。

關鍵字：車載雷射式剖風儀、低空風切、亂流。

1. 前言

空軍氣象聯隊已將四部 LEOSPHERE WINDCUBE 100S 型之車載雷射式剖風儀分別駐紮於空軍松山機場（北部地區）、空軍清泉崗機場（中部地區）、空軍屏東機場（南部地區）及空軍花蓮機場（東部地區），實施週期性的長期觀測。該剖風儀最高空間解析度可達 25m，最高時間解析度為 10 秒，張(2017)針對雷射式剖風儀與傳統高空探空風場資料特徵之進行了比較分析，結果顯示，剖風儀

與探空資料之風場在部分時段風場的相關係數有高達九成以上，但考慮到剖風儀擁有高時間解析度之特性，較容易掌握到垂直風場的變化量，因此本研究為瞭解雷射式剖風儀用來監測低空風切的能力與應用。

目前航空器飛行過程中最危險的兩個時段分別是起飛及降落時，尤其是降落時刻，航空器飛行是利用空氣動力學所產生的浮力，因此氣流及飛機間的相等角度與浮力有很大的關係，穩定的氣流與適當的相對角度

是保持航空器平穩飛行的關鍵。瞬間的風速風向變化（風切）航空器會瞬間失去平穩，若此現象發生在航空器起落時，往往會造成飛安事故，最有名的例子是 1975 年 6 月 24 日紐約機場東方航空公司（Eastern）第 66 航班降落時碰上微暴流而墜機（Fujita, 1985）。因此，後來在大部分機場均架設氣象雷達來監測機場周圍的天氣，但氣象雷達是偵測水滴，依水滴的移動風速當作是風速，若空氣中無水滴例子的存在，則雷達無法測得風速。因此在無雨的情況下，如何偵測風是一個重要的課題。

蒲（2003）及余和童（2011）統計松山機場低空風，發現每個季節的天氣系統皆有可能發生顯著的低空風，但是在夏天和秋天發生的頻率最高，發生時間以日間到傍晚為主。一般而言較容易出現風切的天氣系統可分為：微暴流（microburst）、鋒面颶線（front、squall line）、陣風鋒面（gust front）強烈東北季風、颱風、逆溫層、晴空亂流（clear air turbulence, CAT），這些環境中有些系統是可以事先掌握的，如鋒面、颶線、強烈的東北季風及逆溫層等，這些大環境是可以被守視，透過雷達、衛星或是探空可以掌握。陣風鋒面一般伴隨雷雨的外流（outflow），一部分陣風鋒面也是雷達可以掌握的，因此利用雷達、衛星等資料可以預知即將有劇烈天氣系統發生，事先可以提供預警（warning）。但是微暴流、晴空亂流等所產生的風切很難掌握，因為尺度小且瞬間發生，有時沒有任何天氣徵兆，偵測更加困難。在晴朗天氣時空中出現的風向風速的突變，由於它在空中出現時不常伴有可見的天氣現象，被稱為飛機的「隱形殺手」，飛行員很難事先發現，

因而對飛機安全造成很大威脅。

瞬間的風速風向改變稱為「風切」，風切可以是在水平方向（水平風切）或是垂直方向（垂直風切），這些切變都可使航空器瞬間失去平衡，ICAO（2005）文獻中提到，風切是指兩個觀測點之間風場向量的差值，而風切強度則是將風切除以兩個觀測點之間的距離，也稱之為風切向量，風切向量可以是垂直風切或是水平風切視兩向量之所在位置而定，所用的單位是 kt/100ft。然而風切強度計算出來的資料僅代表測量點的風切強度，例如：若 A、B 兩點都是距地 10m 高的風速風向塔，用這兩點算出來的風切強度指代表 A、B 兩間的水平風切。若 C、D 兩點位在相同位置，但高度不同，例如 C 在 30m 高、D 在 50m 高，用 C、D 兩點算出來的風切強度指代表 C、D 兩間的垂直風切。

目前機場針對偵測風切的方法一般可分為地面觀測儀器的觀測及剖風儀的遙測：

地面監測：在跑道頭的兩端設置風速風向氣壓的儀器，更先進的機場則設置有低空風切偵測系統（LLWAS），LLWAS 系統可以有效掌握低空風切的發生地點，但需要有足夠的地方架設多部的風速風向偵測器，方能準確的計算風切所產生的輻合/輻散場，蒲等（2017）研究當風切發生時的氣壓變動發現瞬間的氣壓變化，氣壓跳動（pressure jump）也可以用來當作監測低空風切的指標。LLWAS 的架設高度僅靠近地面約 30m 高，30m 以上的風切則無法監測得到。

剖風儀監測：剖風儀的種類很多一樣，根據不同的需求而異，針對低空風切而言常用的頻率是 915-1300MHz 探測高度約 3km 左

右，一般只做定點的垂直監測可以有效的掌握垂直風層的風速風向變化。

機場低空風切一般是指發生在 2000 呎 (600m) 以下出現水平方向 15kts 的風切，且持續 10 秒鐘以上，劉與林 (2016)，根據美國聯邦航空總署 (Federal Aviation Administration, FAA) 定義，低空風切警告表示測風臺偵測風速增量 (頂風) 超過 15kts 以上或風速減量 (順風) 15~29kts，微暴氣流警告為測風臺偵測風速減量 (順風) 超過 30kts 以上。低空風切之強度以兩個測風臺間量測之向量分速差，其強度分為三種，依風速大小分成輕度風切 (15~19kts)、中度風切 (20~29kts) 和強烈風切 (30kts)，蒲與林 (2017)。2018 年 4 月 6 日一道快速移動的鋒面由北向南移動，張等 (2018) 分析鋒面經過松山、清泉岡、花蓮、及屏東機場時，四部雷射剖風儀偵測到垂直風場的變化情形，水平風瞬間轉變，且伴隨極強的垂直風切，但風切的強度未予以討論。Sakagami et al (2014) 使用剖風儀探討風切及風能問題，對近地面的風切及亂流部分有做深入之探討，發現風速的強度與日夜變化有關係，於上午 6 時及 18-19 時風速較強，中午左右風速較弱。另外，大氣穩定度也是個重要的因素，該研究指出在 10-14 時穩定度較高，而 19-01 時大氣較不穩定。

Miguel (2014) 針對 LAP-3000 之剖風儀進行風的垂直剖面與航空氣象上的應用，針對剖風儀觀測之垂直風場，進行垂直風切等探討，並透過聲波雷達探空系統 (Radio acoustic sounding system, RASS) 之進行溫度反演，以得到相對於地面之溫度，其中針對逆溫的強度之定義為該層溫度相對地面溫度增加多少，而上述兩者主要都與直接觀測之

溫度進行逆溫的強度計算，且文中提到當逆溫發生時，能夠發現該高度有較明顯的風向轉變。

本研究為瞭解雷射式剖風儀用來監測低空風切的能力與應用，配合剖風儀、LLWAS 及航空例行天氣報告電碼 (METAR)，篩選有共用觀測時段之資料，且易發生低空風切之東北季風及颱風之個案，透過剖風儀觀測之垂直風場與板橋探空站之探空資料，進行垂直風切之探討。

本文第一章主要回顧低空風切及剖風儀應用之相關研究，從中啟發本研究之研究動機。第二章主要描述個案選取及研究方法，其中風切指數及逆溫層指數之計算也會在本章節一併敘述。第三章主要會進行挑選個案之分析及透過風切指數與逆溫層指數表現之情況。第四章為結果與討論，說明剖風儀用來監測低空風切的能力與應用性。

2. 個案選取與研究方法

本研究以 2016 年空軍氣象聯隊在松山機場開始架設雷射式剖風儀進行觀測的觀測資料進行低空風切的環境場分析。松山機場自 2001 年引進建置低空風切警報系統 (LLWAS) 進行低空風切的觀測預警，且機場航空氣象臺有人工觀測 (半小時/1 小時) 發布航空例行天氣報告電碼 (METAR)，並電話通知機場的飛航管制單位及機場管理單位，此兩單位會依據發布的電碼進行作業。

2.1 個案選取

為方便挑選有發生低空風切之事件進行研究，於是將各觀測平台有無資料依時間標示出來。圖 1~2 為 2018~2019 年全年該日逐分鐘資料的完整程度之示意圖，圖中方格之

上半部分為 LLWAS 資料狀況，下半部分為剖風儀資料狀況，其方格上半部分之文字為氣象報文歷史資料在該日有風切警報之次數，方格中顏色為該日資料完整度之情況，綠色為有完整資料，黃綠色為該日有 75% 以上的資料完整度，黃色為該日有 50%~75% 的資料完整度，橘色為該日有 25%~50% 的資料完整度，紅色為不到 25% 的資料完整度，白色為完全沒資料。考慮到雷射式剖風儀觀測之特性與資料完整性，因此先挑選兩者皆有完整觀測資料的時間段，並挑選 METAR 中有低空風切事件之個案進行分析。因此從圖 1~2 中顯示，挑選出 2018 年 12 月 28 日與 2019 年 08 月 24 日之個案，其中 2018 年 12 月 28 日為東北季風之天氣型態，2019 年 08 月 24 日為白鹿颱風之個案進行個案分析。

透過剖風儀資料整理後發現，從 2019 年 4 月 24 日以前，顯示剖風儀 METAR、LLWAS 觀測之風場相當一致（如圖 3）。但在 2019 年 6 月 6 日後剖風儀與板橋探空、METAR、及 LLWAS 之風向均有較大的差異，風向差約 90 度（如圖 4）。為進一步瞭解此風向之差異性，由剖風儀現有資料面來看，由於 2019 年 4 月 25 日 02Z 至 2019 年 6 月 6 日 05Z 前間缺乏觀測資料，以此時間為分界。於是進一步討論此差異現象，分別計算其風向資料，得知固定之差值，並嘗試進行風向檢驗，以 2019 年 08 月 23~25 日白鹿颱風為例，選取 2019 年 8 月 24 日整天之剖風儀資料進行風場調整，未調整前整日風場變化如圖 5，從圖中得知風向約有 90 度之差異，經過風向+90°調整之後，發現風向與地面觀測很一致，如圖 6 所示，於是將 2019 年 6 月 6 日 05Z 以後之松山機場剖風儀風向都進行一樣調整後，再

進行 LLWAS、METAR 之觀測資料比對，結果相當一致，剖風儀經過這樣調整之後，可以得到更好之風場資料之外，更可以延伸進行其他分析。

2.2 LLWAS 低空風切之計算

LLWAS 是由美國大氣科學研究中心（NCAR）所研發，因此 LLWAS 演算法是由 UCAR 所持有，而何等（2005）在低空風切的個案分析中，使用「三角形遞迴運算法」重新計算 LLWAS 任三個測風臺所圍出來的三角形，並計算該面積內的輻散值來推估低空風切的發生。在該研究比對計算得到的低空風切結果與 LLWAS 的風切警報結果，可以發現兩者所得到低空風切發生時間相當一致，但是透過三角形遞迴計算得到的低空風切警報之頻率比 LLWAS 的風切警報有略高的情況發生，但以低空風切發生時間大致相同的情況下，故使用此種方法來進行低空風切的計算。

LLWAS 重新計算的輻散場，利用輻散場值之大小可以顯示風切的強度，其中當輻散值為正時，表示有輻散作用發生，反之負值為輻合作用。本研究之方法與 LLWAS 提供之風切警示比較，均能掌握到 LLWAS 系統輸出之風切警告，但警告之頻率較 LLWAS 系統輸出值為高。

透過三角形遞迴運算法（如公式 1）重新計算 LLWAS 任三個測風站之輻散值。此公式之基本原理乃計算由個斜邊進入到此三角形風場之通量，再將總通量在除於三角形面積（A）即可求得輻散值，首先將各 LLWAS 之觀測站的風場依循 Power Law 與 Ekman Layer 之特性調整至 300m，然後再利用此公式計算

在 300m 水平風之輻散值。其中 F 為水平輻散值，分母 A 為三角形面積， l 為三點相連的線段， V_n 為線段 l 的法線方向之分量。

$$F = \frac{\oint V_n dl}{A} \quad (\text{公式 1})$$

2.3 風切指數 (Wind Shear Index, WSI) 門閥之計算

亂流是天氣影響飛安的重要因素之一，而亂流常會伴隨強的風切或強的垂直速度發生，強的風切又可分為水平風在水平方向的切變（稱為水平風切）及水平風在垂直風向的切變（稱為垂直風切）。LLWAS 是利用進地面水平多點的觀測網探測水平風的切變，計算輻合、輻散來偵測亂流。而剖風儀是單點的垂直方向的觀測，剖風儀能夠提供垂直方向在不同高度三維的風場，包括水平風及垂直速度。因此可以透過水平風在垂直方向的變化得到垂直風切。為了解垂直風切與垂直速度的關係，然而發現不少出現較強的垂直速度並不一定出現較強的垂直風切，且較出現強的風切不一定會有較強的垂直速度！這表示兩變數在亂流反應上是存在獨立性的，因此兩變數都能各自表示垂直方向上亂流的強度，因此透過兩變數個別之門閥值（如表）制訂出判斷亂流的風切指數（Wind Shear Index, WSI）。最後再透過兩變數所對應的門閥值做相加並得到該高度之風切指數，當風切指數為 1、2 時表示該層可能有輕度之風切亂流發生，當指數為 3、4 時表示可能有中度風切亂流發生，當指數為 5、6 時表示可能有強度的風切亂流出現。之前 LLWAS 主要透過水平方向上的測風臺來瞭解低空風切的發生，而 METAR 資料主要為地面觀測人員透過風速判斷出是否有風切發生，但並無法呈現

垂直方向上的情形，而剖風儀的觀測資料則可以用來推測垂直不同高度可能出現風切亂流的訊息。

透過垂直速度與垂直風切之門閥值之選取得到「風切指數」，所謂「風切指數」為意指低空風切發生機率之參考指數，且計算後的指數越高發生低空風切的機會越高，計算流程如流程圖（如圖 7），清楚說明各門閥值的範圍。

2.4 探空逆溫層指數 (Inversion Layer Index, ILI) 之計算

針對逆溫的強度之定義，本研究主要透過大氣穩定度的方式進行逆溫層之定義，因此會將觀測資料透過位溫公式計算之位溫（公式 2）。

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.286} \quad (\text{公式 2})$$

再透過大氣穩定度方程計算出大氣的垂直穩定度，大氣穩定度方程（如公式 3）計算出大氣的垂直穩定度。

$$\frac{d\theta}{dz} \quad (\text{公式 3})$$

從穩定度之定義可得知，當穩定度大於 0 時表示環境大氣是處於穩定的狀態，反之小於則是不穩定的情況，而若穩定度等於 0 時，則表示環境大氣為處於一個中性穩定的狀態。

由於探空資料時間解析度為每秒一筆資料，所以會對資料內插至每 10m，再透過位溫公式計算出位溫，因為資料本身解析度相當高，故容易產生一些雜訊干擾穩定度的計算，因此會針對資料會再進行 Leise 濾波（Leise 1982），再透過大氣穩定度方程計算出大氣的垂直穩定度，並定義垂直穩定度強度

必須大於 0.01K/10m，且要達到 50m 以上的厚度，為了方便清楚顯示穩定度的強度，因此將穩定度乘上 100 再取整數，這也表示相當於 1K/1km 的情況，透過這方式以便數據之呈現（如圖 8），並將該數值訂定為逆溫指數（Inversion Layer Index，ILI）。

3. 個案分析

3.1 東北季風之天氣型態

2018 年 12 月 28 日之地面天氣圖顯示（如圖 9），臺灣主要受到大陸冷高壓影響，北臺灣主要風向以東北風為主，在這段期間臺灣依然受到該天氣系統影響，臺北皆為東北風的情況。28 日探空圖顯示（如圖 10），在低層（700hPa 以下）大氣整體偏濕，且在 700hPa 以上有一個很強的逆溫層出現。由較詳細的低層探空圖顯示，在 800hPa 以下風向大致為東北東風，風速整體在 25kts 以上，且最大風速達到 35kts，800hPa 以上則有明顯的風向轉變為西風的情況，且風速也明顯比低層大氣來的弱。

剖風儀與風切預警時序圖（如圖 11~14）顯示，從 28 日 00Z 就持續有垂直風切發生，且發生高度多在 400m 以下，並在 1130Z 有較明顯的垂直速度發生，且在該時間 METAR 報告也有發出低空風切之警示，但大多時間上剖風儀雖有觀測到較明顯的垂直速度及垂直風切時，LLWAS 與 METAR 報告並未出現低空風切的預警，因 LLWAS 與 METAR 報告資料是近地表的觀測，無法得到垂直方向上之資訊，故並未發出低空風切之警示。透過參考公式計算出垂直風切之指數，這方法能過快速分析出哪層出現垂直風切之警訊，並能快速做判斷。

透過板橋探空逆溫層指數圖（如圖 15）

顯示，剖風儀所預警之垂直風切位置與探空顯示之高度相當一致。28 日 00Z 時，逆溫層出現在 2400m 附近，且該高度並伴隨著風向的轉變，產生垂直風切，並且之後的探空也都有在 2500m 附近有觀測到逆溫層之出現，並且有發生較明顯的方向改變。整體而言，東北季風來時底層風速較強，而且在高度 1~2km 間會有逆溫層出現，這個個案資料分析結果顯示完全符合，且在低層易有風切亂流出現。

3.2 白鹿颱風之天氣型態

2019 年 08 月 23 日至 25 日主要受到白鹿（BAILU）颱風的影響，23 日 00Z 地面天氣圖（如圖 16）顯示白鹿颱風位置在臺灣東南方，中央氣象局在該日下午 2 時 30 分（LST）發布陸上颱風警報。到了 24 日 00Z 時仍顯示持續向臺灣移動，在下午 1 時（LST）於屏東縣滿州鄉登陸，並且於下午 4 時 10 分（LST）於高雄市楠梓區出海。到 25 日 00Z 白鹿颱風已脫離臺灣本島，氣象局於 25 日上午 8 時 25 分（LST）解除陸上颱風警報。

從探空圖（如圖 17）顯示 23 日 00Z 環境大氣皆以東風分量為主，24 日 00Z 因颱風影響程度增加，風速明顯較前一日增強許多，詳細之低層探空圖可以看到最大風速有達到 60kts。隨著白鹿颱風逐漸遠離臺灣，從 25 日 00Z 受到白鹿颱風的影響明顯減弱，風速相較前一天變弱許多，而在 800hPa 至 300hPa 因仍受到白鹿颱風外圍環流影響，風向大多以南風為主，低層探空圖顯示 800hPa 以下的風場大多以西南風，且風速約在 10kts 左右。

從 24 日剖風儀時序列分析圖（如圖 18~21）顯示，剖風儀所量測之數值已明顯受

到颱風影響，並伴隨較明顯的垂直速度與垂直風切發生，而這個情況持續到 24 日 20Z 才結束，而 METAR 報告也是在這段時間發出低空風切警訊，且 LLWAS 在這段時間也都有發出預警，從剖風儀垂直風場來看，也能發現有相當強的垂直風切發生，並且透過風切指數圖在該時間顯示較多的風切指數的出現，也就表示該時間有明顯的亂流出現。透過板橋氣象站之探空資料（如圖 22）進行比對可以發現，從 23 日 12Z 之探空垂直風速開始有增強的現象，在 24 日 09Z 增強的最顯著，到了 25 日 00Z 顯示風速有明顯減弱且低層則以西風為主，表示該時間颱風已遠離臺灣。因此 23 日與 24 日環境整體因受颱風影響，且在 24 日風速達到最大，到了 25 日因颱風開始遠離臺灣，因此風速相較前兩日有明顯減弱的情況，且風向大多為西風為主。這段時間內剛好有雙北雷暴實驗（TASSE-2019）高時間解析度的探空資料，挑選位於臺北藝術大學施放的探空計算風切指數（如圖 23~25）。結果顯示在高度 1~2km 間都存在有微弱的 ILI，特別值得注意的是低層都有很強的 WSI！

4. 結果與討論

本研究使用雷射式剖風儀（LIDAR）觀測資料、松山機場航空例行天氣報告（METAR）、松山機場低空風切警報系統（LLWAS）以及地面觀測資料（探空），可以知道在低空風切預警之觀測相關性是非常高且相當重要的，並透過各種參數對低空預警指數之門閥製作風切指數。

資料整理時發現 2019 年 4 月 25 日以前之剖風儀低層之風向與 METAR 及 LLWAS 之風向相當一致，但在 2019 年 6 月 6 日以後

則與 METAR 及 LLWAS 之風向約有 90 度之差異，經過多次比對確認後確認剖風儀風向經過+90°調整後之風向與地面觀測相當一致，於是將 2019 年 6 月 6 日以後松山機場剖風儀之風向都進行相同的調整。資料經調整後，可以用於後續深入的分析，以及計算風切指數，以利天氣守視之用。

本研究使用剖風儀垂直風場及垂直速度探討垂直風切及亂流，結果顯示，發現不少出現較強的垂直速度並不一定伴隨較強的垂直風切，且較出現強的風切不一定會出現較強的垂直速度，然而這兩者參數都有可能對飛機起降安全產生影響，因此制訂出垂直風切及垂直速度之門閥值（WSI），建立快速判斷風切指數的計算流程，並期望這指數能夠幫助預報員快速判斷垂直風切與亂流發生的情形。

分析天氣個案顯示，當剖風儀有預警指數時，LLWAS 並不一定會發出低空風切的警報，主要原因可能為儀器與資料特性之不同，LLWAS 測站大多建置高度在 30m，再將 30m 的風場調到 300m，計算 300m 這層的輻散值，再透過輻散值進行水平風切的預警，但其風場的本質仍來自於地面測站所觀測到的風；而剖風儀則是能夠得到垂直方向 50m 至 1600m 等不同高度之風場資訊，進而透過 WSI 之計算判斷垂直風切發生之高度，這差異造成兩者間觀測方法不同進而產生差異，也因此表示兩者資料是能夠相輔相成，進而提升低空風切的掌握能力。

本文利用探空資料計算穩定度，探討逆溫層與垂直風切之關係於國內之應用研究中尚屬首次。本研制訂出門閥值及計算逆溫指數（ILI）之流程，結果顯示逆溫指數與垂直

風切有很好的的一致性。然而，探空資料通常一天只有兩筆數據，因此在時間解析度上較不容易掌握亂流的情況，但是當逆溫層發生時，通常會維持數小時或半天以上的時間，且它相較剖風儀能夠提供更高層的大氣資訊，因此透過 ILI 之計算能夠提供預報員該日逆溫層發生之高度與強度，並判斷出垂直風切大致發生之高度為何。

本文之應用價值在於首次提供計算風切指數 (WSI) 及逆溫指數 (ILI) 的方法，這些指數整合水平風切、垂直風切、垂直速度及逆溫指數，未來能夠提供亂流及風切預報的參考。Miguel (2014) 針對 LAP-3000 之剖風儀研究中，透過 RASS 取得垂直溫度，並得到與地面差異之溫度為何，找出風切較容易發生之位置，未來本軍若能夠提供類似 RASS 的即時觀測資料，以驗證這些指數的適用性。

5. 參考文獻

- 王喬喬，張秀芝，王尚昆，2013：Windcube 激光雷達與測風塔結果比對，氣象科技第 41 期第 1 期，中國氣候中心。
- 李昌運，林裕豐，吳啟雄，2015：雷射式剖風儀觀測策略與運用，氣象預報與分析第 228 期第 3 季，空軍氣象聯隊氣象中心。
- 余曉鵬，童茂祥，2011：臺灣桃園及松山機場低空風切警告系統(LLWAS)介紹。飛行安全基金會，2011 年飛行安全秋季刊，64~73。
- 何台華，涂明聖，蒲金標，魏志憲，2005：2002 年梅雨季中正與松山機場低空風切之個案研究。大氣科學，31，119~142。
- 何台華，涂明聖，蒲金標，魏志憲，2005：2002 年梅雨季中正與松山機場低空風切之個案研究。大氣科學，31，119~142。
- 呂崇華，2006：雙偏極化雷達資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分佈的物理特性。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，100 頁。
- 吳啟雄、李昌運、林裕豐，2016：雷射式剖風儀觀測策略與運用，105 年天氣分析與預報研討會。
- 周仲島、鍾吉俊、修榮光，2015：S 波段雙偏極化雷達在梅雨季豪大雨天氣系統定量降雨估計之應用，大氣科學，43，2，91-113。
- 夏俊榮，王益才，關敏，2011：新型多益勒測風激光雷達 Windcube 的風參數觀。
- 紀博庭、陳台琦、呂崇華，2008：雙偏極化雷達觀測參數反求雨滴粒徑分佈以及降水估計，大氣科學，36，1，21-42。
- 紀博庭，2005：利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- 陳如瑜、張偉裕、陳台琦，2017：北台灣 S 與 C 波段雙偏極化雷達定量降雨估計之比較，大氣科學，45，1，57-80。
- 郭忠暉，吳拱辰，2006：新型低空風切警告系統 LLWAS-RS 簡介。飛航天氣，5，28~37。

- 張培臣、張文弘、吳啟雄、任亦偉、曾德晉、紀水上、劉清煌，2018：伴隨鋒面索狀雲之分析，2018 氣象分析與預報研討會，中央氣象局。
- 張培臣、任亦偉，呂崇華，曾德晉，2017：雷射式剖風儀與傳統高空探空風場資料特徵之比較分析，2017 氣象分析與預報研討會，中央氣象局。
- 張保亮、丘台光、王碧霞、林品芳，2004：網連雷達雜波統計特性分析，大氣科學，32，1，57-72。
- 測與驗證，氣候與環境研究第 16 卷第 6 期，中國科學院大氣物理研究所中層大氣與全球環境探測動點實驗室。
- 童茂祥，2009：淺談低空風切警示系統，飛行安全冬季刊，63~68。
- 蒲金標、林清榮，2017：2010~2014 年松山機場低空風切與氣壓大波動之日變化分析研究，大氣科學，45，3，261-280。
- 蒲金標，2003：臺灣松山機場低空風切警告系統與低空風切診斷分析。大氣科學，31，181~198。
- 鳳雷，2002：熱帶降水系統之雙偏振雷達觀測研究，國立臺灣大學大氣科學研究所博士論文。
- 劉沛滕，林博雄，2016：臺北地形效應之低空風切觀測研究，飛航天氣第二十五期。
- Battan, L. J., 1973: Radar observation of the atmosphere. University of Chicago Press, 324.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2002: Experiments in rainfall estimation with polarimetric radar in a subtropical environment. J. Appl. Meteor., 41, 674-685.
- CEDRIC (Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space. Mohr et al. 1986) .
- Chang, Pao-Liang, Pin-Fang Lin, Ben Jong-Do Jou, Jian Zhang, 2009 : An Application of Reflectivity Climatology in Constructing Radar Hybrid Scans over Complex Terrain. J. Atmos. Oceanic Technol., 26, 1315-1327.
- Chang, W.-Y., T.-C. C. Wang, and P.-L. Lin, 2009 : Characteristics of the raindrop size distribution and drop shape relation in typhoon systems in the western Pacific from the 2D video disdrometer and NCU C-band polarimetric radar. J. Atmos. Oceanic Technol., 26, 1973-1993.
- Chen, C. S., and Y. L. Chen, 2003 : The rainfall characteristics of Taiwan. Mon. Wea. Rev., 131, 1323-1341.
- Cifelli, R., V. Chandrasekar, S. Lim, P. C. Kennedy, Y. Wang, and S. A. Rutledge, 2011: A new dual polarization radar rainfall algorithm: Application in Colorado precipitation events. J. Atmos. Oceanic Technol., 28, 352-364. Richard J. Doviak, Dusan S. Zrnic Doppler Radar and Weather Observations, 2006, Second Edition.
- Doviak and Zrnić, 1993 : Doppler radar and

weather observations.

ogy, 1995.

- Figueras Ventura, J., and P. Tabary, 2013: The new French operational polarimetric
- Fujita, 1985 : The downburst: Microburst and macroburst. SMRP Research Paper 210, University of Chicago, 122 pp. [NTISPB85-148880.]
- ICAO, 2005 : Manual on Low-level Wind Shear. 1st, International Civil Aviation Organization, Chapter 2~3.
- Lester, P. F., 2004: Aviation Weather. 2ed, Jeppesen Sanderson Inc.
- Miguel Angel Pelacho, Dario Cano and Eugenio Ayensa, 2014 : Operational use of a wind profiler for aviation meteorology, WMO CIMO TECO 2014, St Petersburg.
- Radar rainfall rate product. J. Appl. Meteor. Climatol., 52, 1817-1835.
- Pruppacher, H. R., and K. V. Beard ,1970 : A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. Q. J. R. Meteorol. Soc., 96, 247-256.
- Ryzhkov, A. V., S. E. Giangrande, and T. J. Schuur, 2005 : Rainfall Estimation with a Polarimetric Prototype of WSR-88D. J. Appl. Meteor., 44, 502-515.
- Software for radar translation, visualization, editing, and interpolation R. Oye, C. Mueller, S. Smith 27th Conf. on Radar Meteorology, 1995.
- Vulpiani, G., M. Montopoli, L. Delli Passeri, A. Giola, P. Giordano, and F. Marzono, 2012 : On the use of dual-polarized C-band radar for operational rainfall retrieval in mountainous area. J. Appl. Meteor. Climatol. 51, 405-425.
- Wang, Y., J. Zhang, P. -L. Chang, C. Langston, B. Kaney, and L. Tang, 2016 : Operational C-Band dual-Polarization radar QPE for the subtropical complex terrain of Taiwan. Advances in Meteorology, doi: 10.1155/2016/4294271.
- Yoshiaki Sakagami, Pedro A. A. Santos, Reinaldo Haas, Júlio C. Passos, Frederico F. Taves, 2014 : Wind shear assessment using wind LiDAR profiler and sonic 3D anemometer for wind energy applications - Preliminary Results. World Renewable Energy Congress 2014. 3-8 August 2014, London, UK
- , 1986 : DFW microburst on August 2, 1985. SMRP Research Paper 217, University of Chicago, 154 pp. [NTIS 86-131638.]
- , 1992 : The mystery of severe storms. WRL Research Paper 239, University of Chicago, 298 pp. [NTIS PB 92-182021.]
- Giangrande and Ryzhkov, 2008: Estimation of rainfall based on the results of polarimetric echo classification. J. Appl. Meteor. Climatol., 47, 2445-2462

6. 圖表彙整

表 1 剖風儀垂直風切及垂直速度門閥值

垂直風切門閥值 vws	代表 顏色	對應之風切 指數
$vws \geq 15 \text{ kts/ft}$	黃色	1
$vws \geq 20 \text{ kts/ft}$	紅色	2
$vws \geq 25 \text{ kts/ft}$	紫色	3
垂直速度門閥值 $ w $		
$ w \geq 1.5 \text{ m/s}$	黃色	1
$ w \geq 2.0 \text{ m/s}$	紅色	2
$ w \geq 2.5 \text{ m/s}$	紫色	3

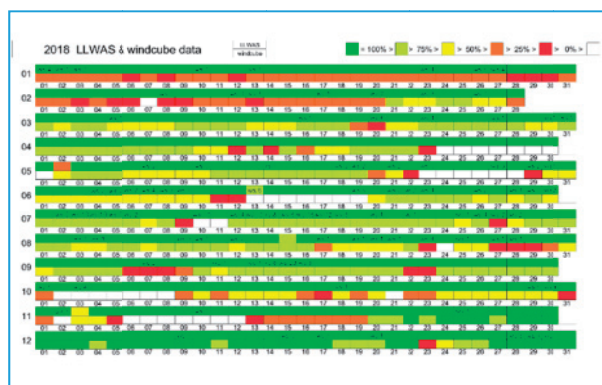


圖1 2018年LLWAS與雷射式剖風儀在該日逐分鐘資料的完整程度之示意圖。

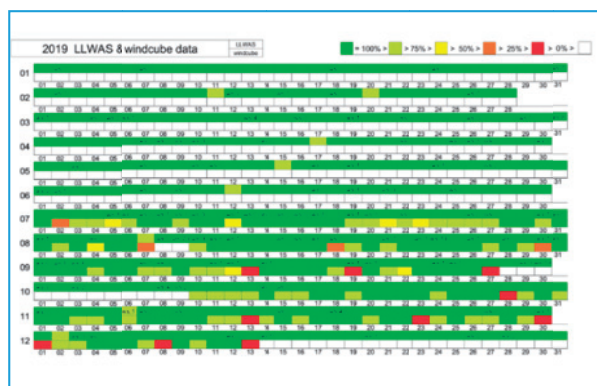


圖2 2019年LLWAS與雷射式剖風儀在該日逐分鐘資料的完整程度之示意圖。

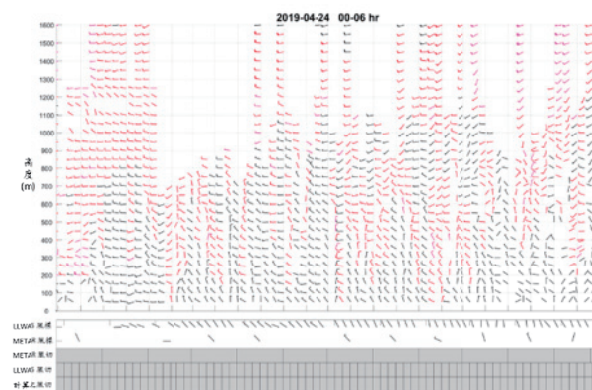


圖3 2019年4月24日00-06Z之剖風儀垂直風場、LLWAS風切警示與METAR風切警示時序圖。

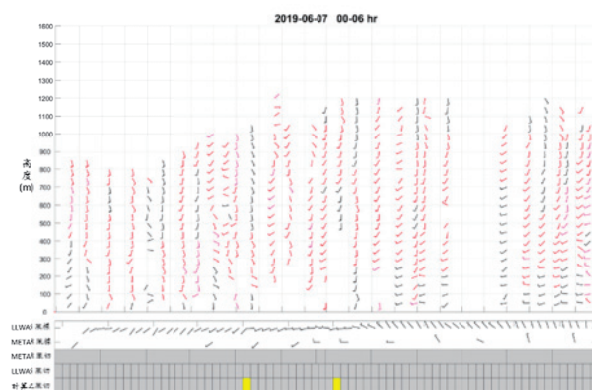


圖4 2019年6月7日00-06Z之剖風儀垂直風場、LLWAS風切警示與METAR風切警示時序圖。

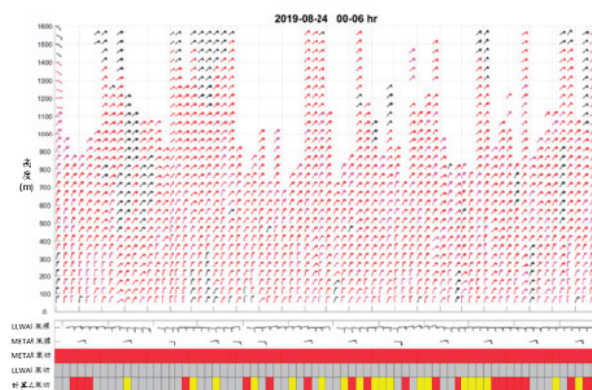


圖5 2019年8月24日00-06Z之調整前剖風儀垂直風場、LLWAS風切警示與METAR風切警示時序圖。

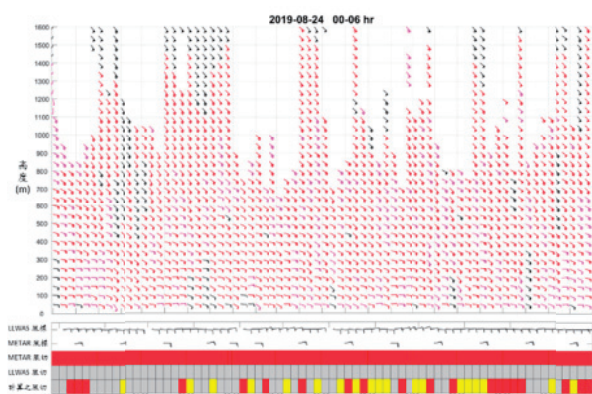


圖 6 2019 年 8 月 24 日 00-06Z 之調整後剖風儀垂直風場、LLWAS 風切警示與 METAR 風切警示時序圖。

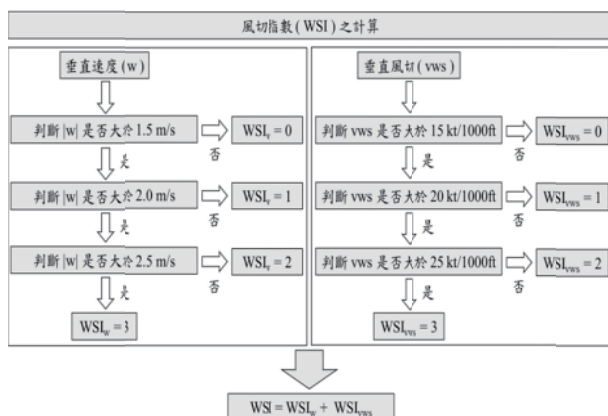


圖 7 風切指數 (WSI) 門閥計算之流程圖

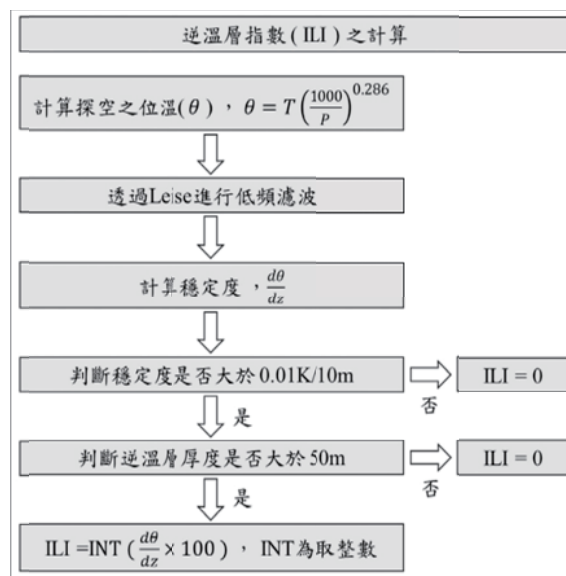


圖 8 探空逆溫層指數 (ILI) 計算之流程圖。

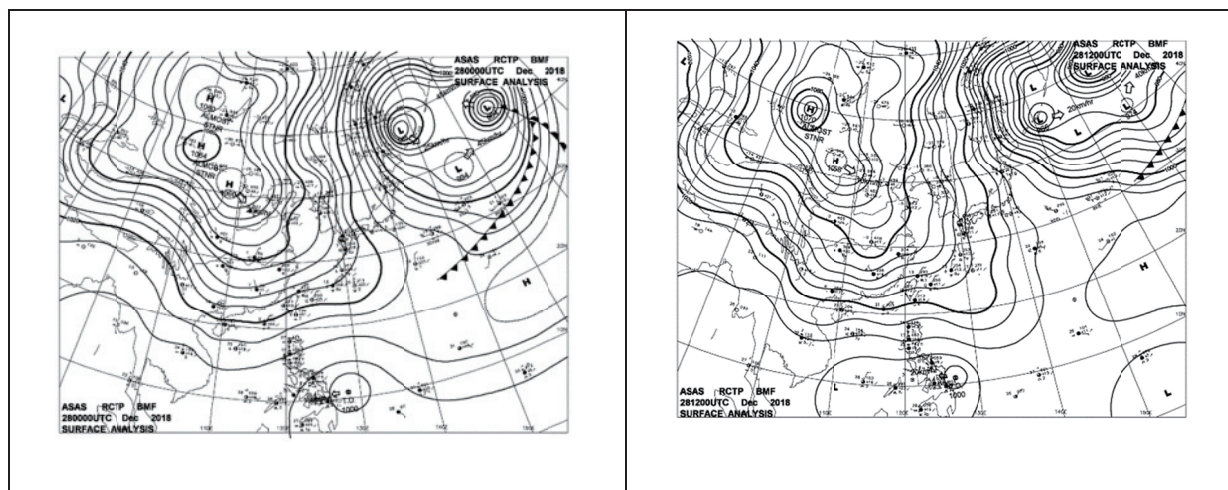


圖 9 2018 年 12 月 28 日 00Z (左圖) 及 12Z (右圖) 之地面天氣。

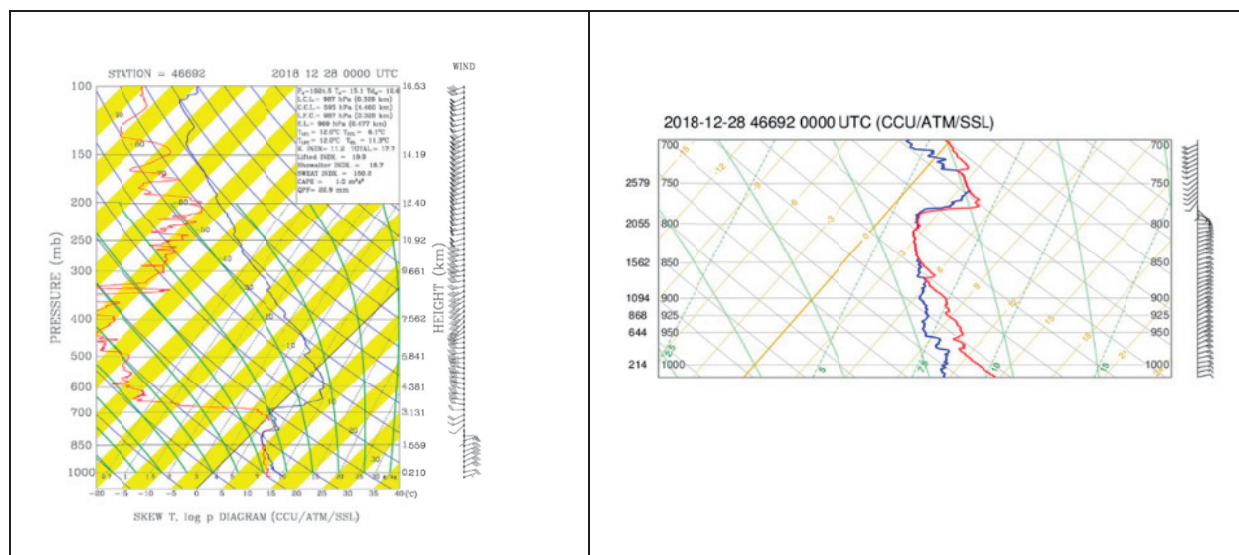


圖 10 2018 年 12 月 30 日 00Z 板橋氣象站探空圖 (左圖) 及 700 hPa 以下之低層探空圖 (右圖)。

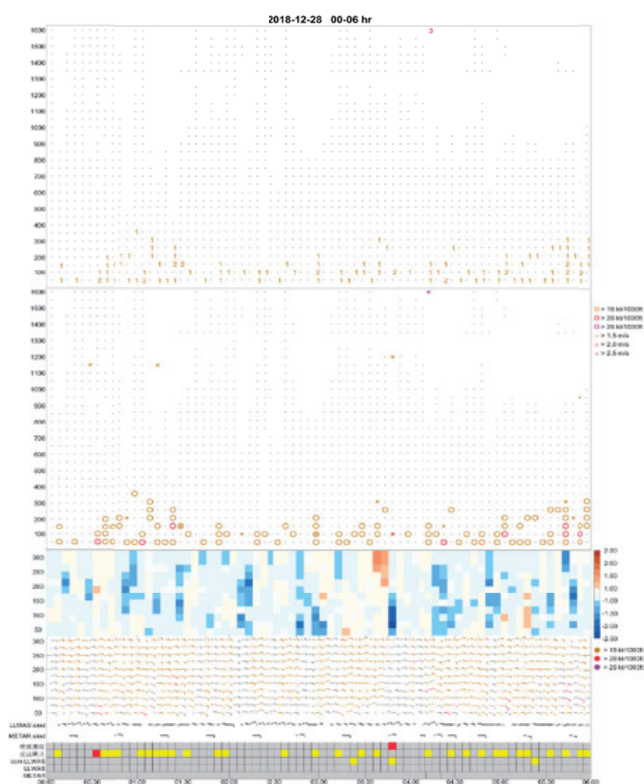


圖 11 2018 年 12 月 28 日 00 ~ 06Z 之時序圖；由上往下依序為：各高度上之風切警報、垂直速度場、剖風儀垂直風場、LLWAS 風切警示與 METAR 風切警示。

1. 風切警報圖：○為透過垂直風切得到的風切警報，×為透過垂直速度得到的風切警報，黃色為各參數達到輕度的門閥，紅色為各參數達到中度門閥，紫色為各參數達到強度之門閥。
2. 垂直速度場圖：暖色系為上升速度，冷色系為下降速度。
3. 剖風儀垂直風場：黃色風標為 15kts~20kts/1000ft 之垂直風切、紅色風標為大於 20kts~25kts/1000ft 之垂直風切、紫色風標為大於 25kts/1000ft 之垂直風切。
4. 綜合警示圖：綜合 LLWAS 之風標、METAR 資料之風標、垂直速度發出垂直風切警報、發生垂直風切警報、METAR 發出低空風切警報時間、LLWAS 發出低空風切警報時間及透過 LLWAS 測風站計算出之風切時間。

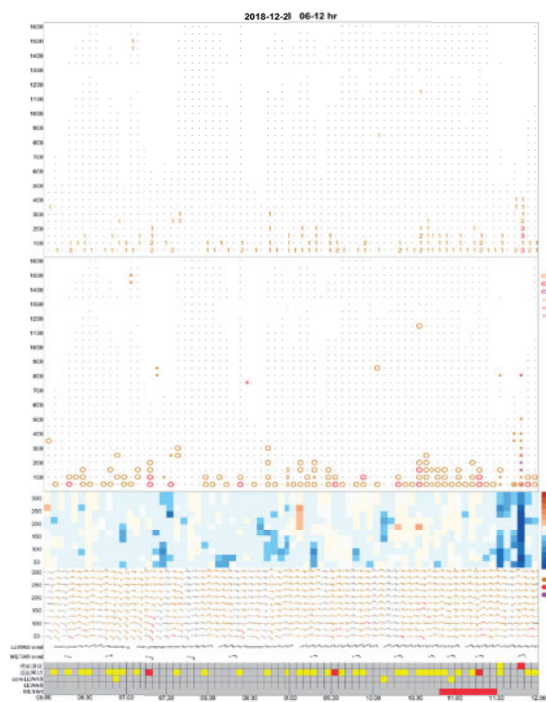


圖 12 如圖 11 之圖說；為 2018 年 12 月 28 日 06 ~ 12Z 之時序圖。

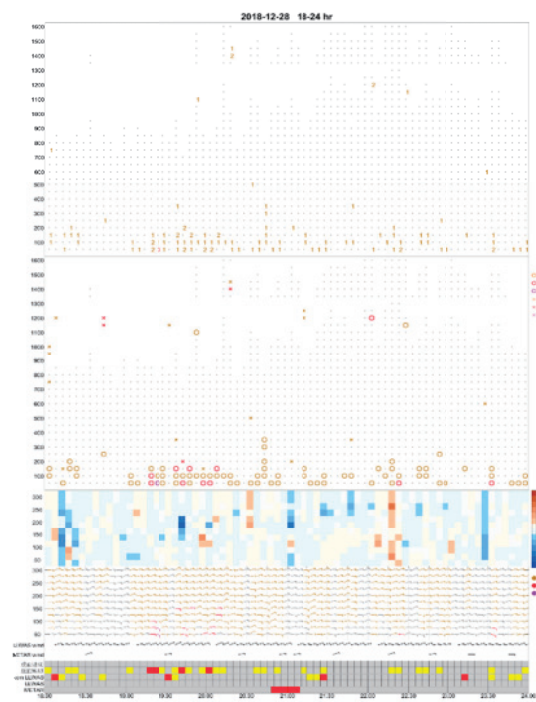


圖 14 如圖 11 之圖說；為 2018 年 12 月 28 日 18 ~ 24Z 之時序圖。

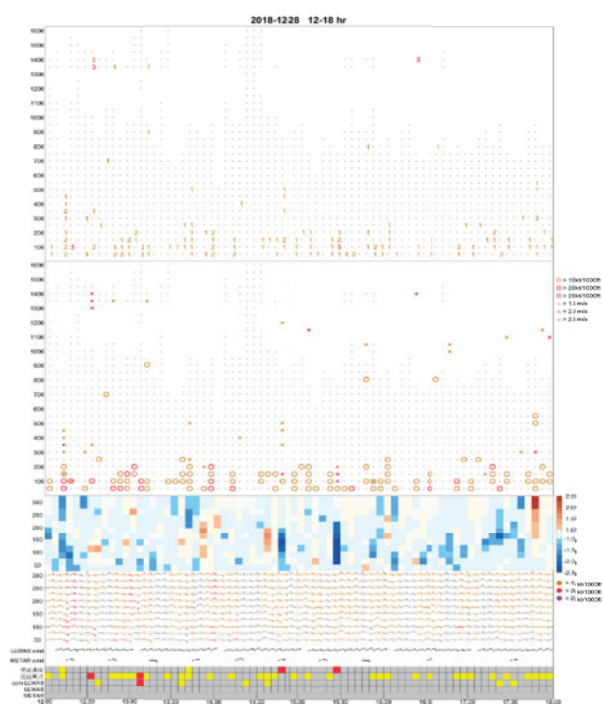


圖 13 如圖 11 之圖說；2018 年 12 月 28 日 12 ~ 18Z 之時序圖。



圖 15 2018 年 12 月 28 日至 30 日板橋探空逆溫強度及風場剖面時序圖。

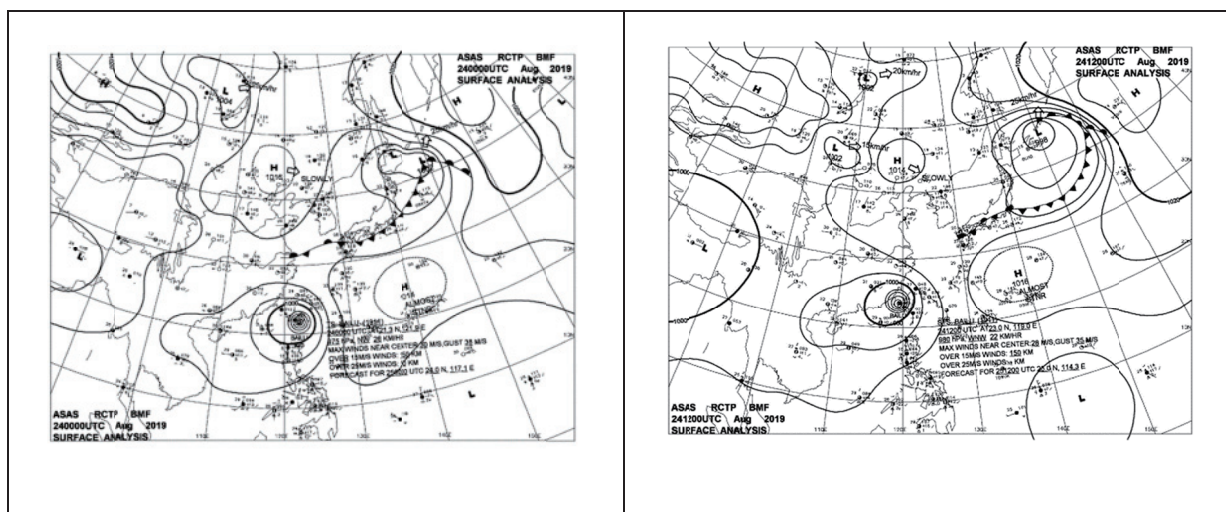


圖 16 2019 年 8 月 23 ~ 25 日 00Z (左圖) 及 12Z (右圖) 之地面天氣圖。

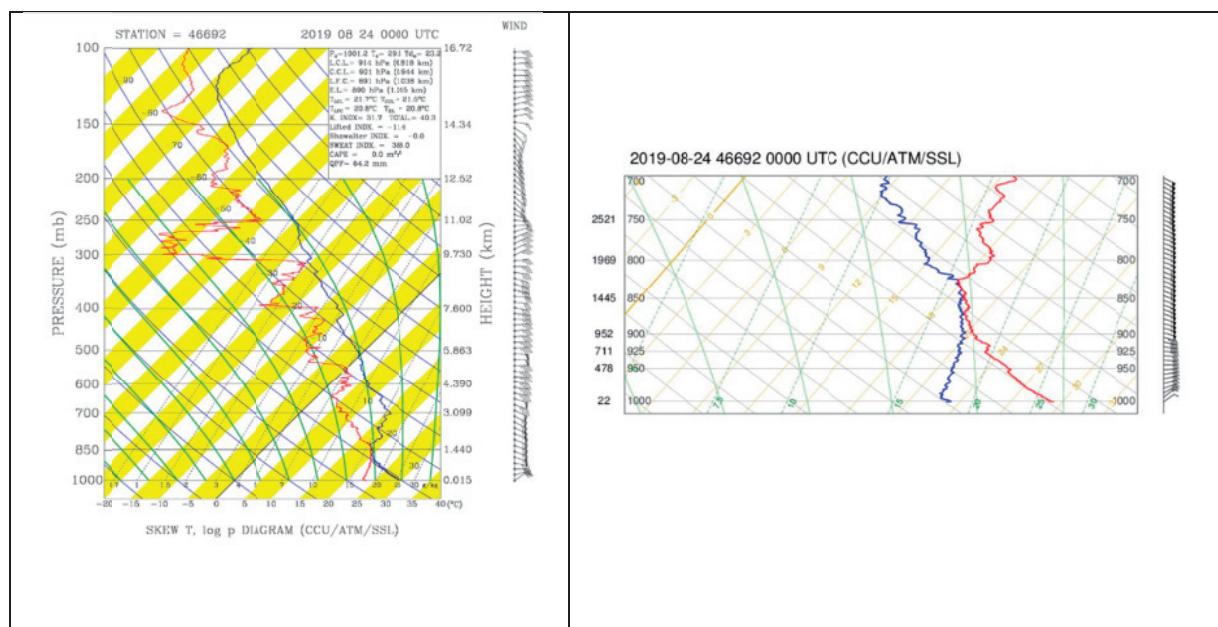


圖 17 2019 年 8 月 24 日 00Z 板橋氣象站探空圖 (左圖) 及 700 hPa 以下之低層探空圖 (右圖)。

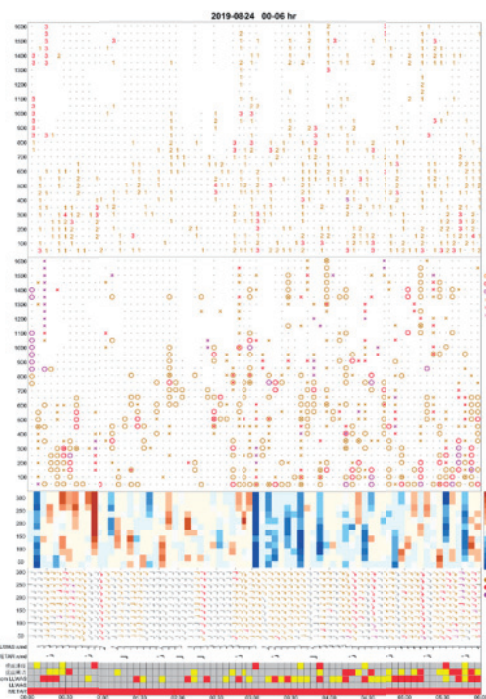


圖 18 如圖 11 之圖說;為 2019 年 8 月 2400~06Z 時序圖。

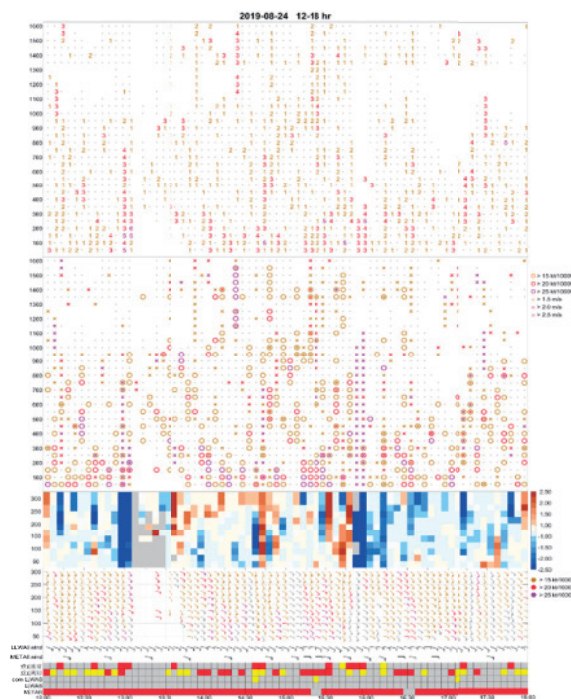


圖 20 如圖 11 之圖說 ; 為 2019 年 8 月 24 日 12~18Z 時序圖。

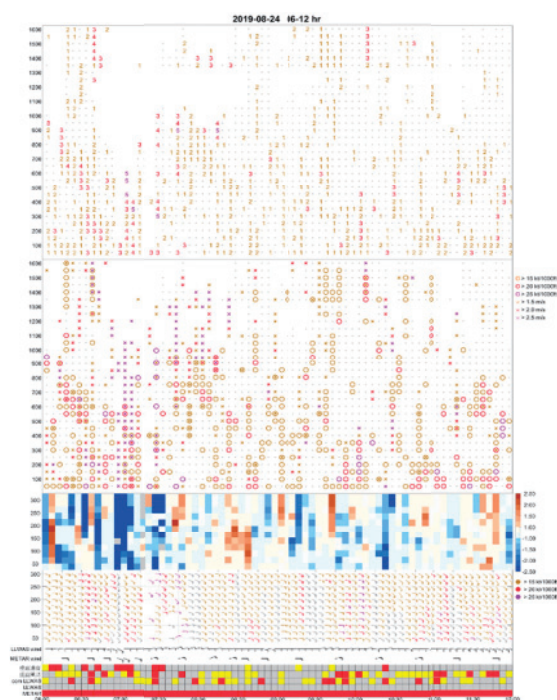


圖 19 如圖 11 之圖說;為 2019 年 8 月 24 日 06~12Z 時序圖。

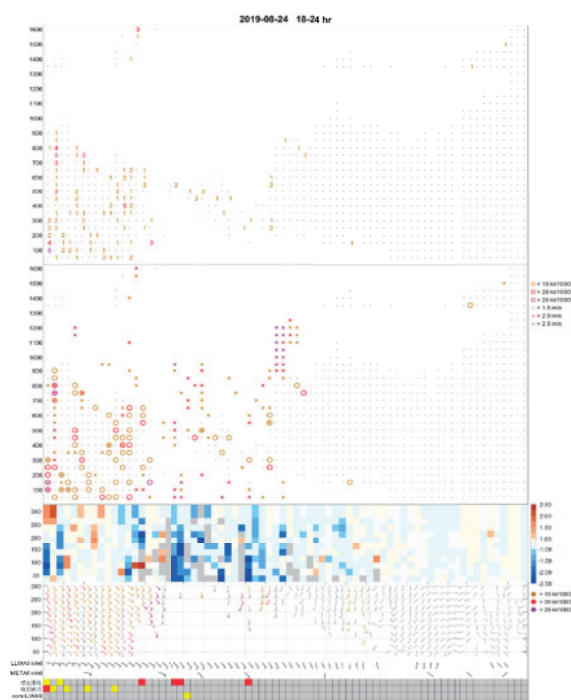


圖 21 如圖 11 之圖說;為 2019 年 8 月 24 日 18~24Z 時序圖。

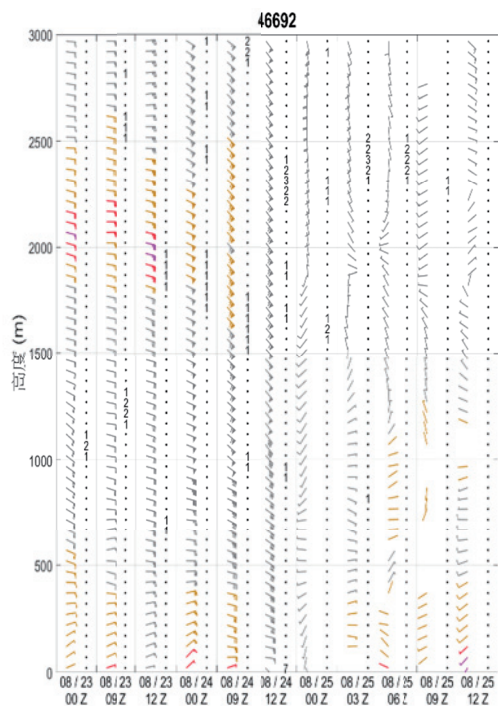


圖 22 2019 年 8 月 23 日至 25 日板橋探空
逆溫強度及風場剖面時序圖。

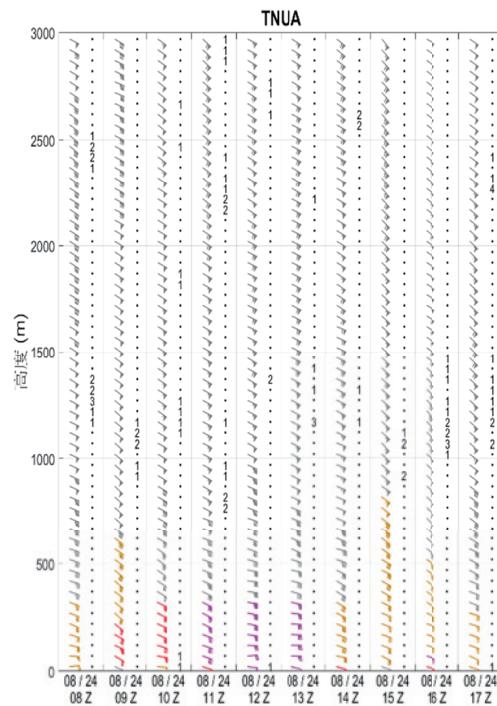


圖 24 2019 年 8 月 24 日北藝大探空(Storm
Tracker)逆溫強度及風場剖面時序
圖。

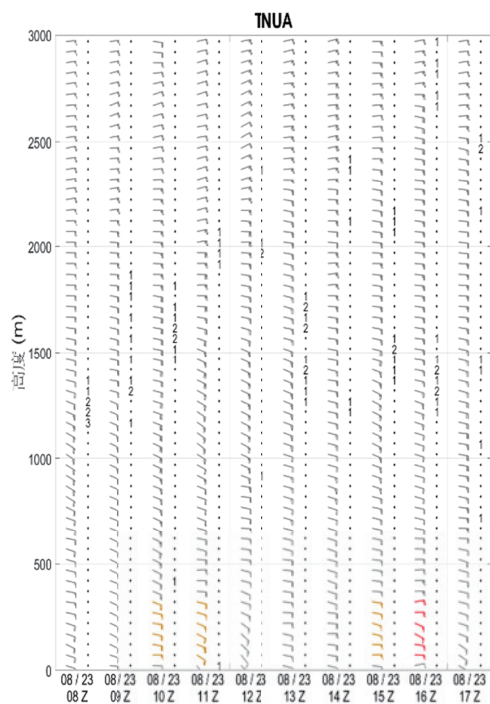


圖 23 2019 年 8 月 23 日北藝大探空(Storm
Tracker)逆溫強度及風場剖面時序
圖。

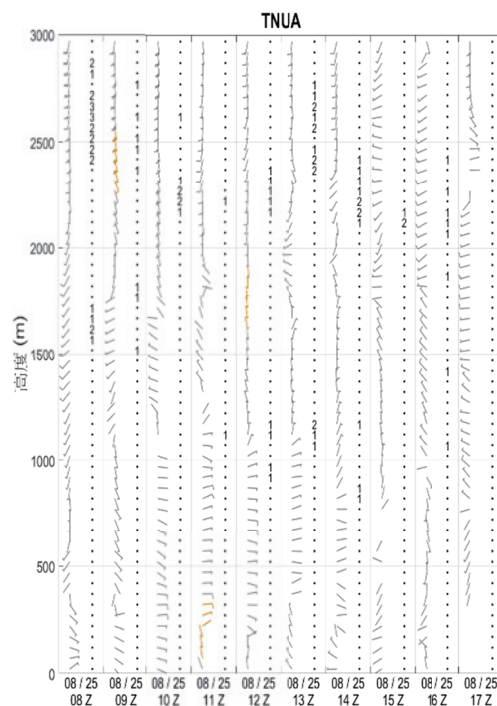


圖 25 2019 年 8 月 25 日北藝大探空(Storm
Tracker)逆溫強度及風場剖面時序
圖。

Wind shear assessment using wind lidar profiler in Song-Shan Airport

De-Jin Tzeng¹ Guan-Ru Chen² Jing-Hwa Yang² Ching-Hwang Liu²

¹Weather Wing R.O.C Air Force

²Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University

Abstract

Currently, the Weather Wing, Air Force has installed 4 wind lidar profilers at Song-Shan, CCK, Ping-Dong, and Hua-Lien airports. In the meantime, these facilities are observing vertical wind profile operationally and supports the air force flight training and disaster mitigation. In practice, the low level wind shear is potential danger to the aircraft during take-off and landing. Base on the wind lidar measurement, it is important to quantify the vertical wind shear intensity to support the forecaster for issuing wind shear waring. If the potential safety factors (wind shear) of the mid- and low-altitude atmosphere are quantified and the qualitative risk level is judged, it can support the forecaster to issue the warning. Therefore, it is an urgent topic to analyze the wind shear signal.

In this study, the laser profile wind data collected at Song-Shan Airport and the Ban-Chao soundings are the primary data sources to compute wind shear signal. The Meteorological Terminal Aviation Routine Weather Report (METAR) and Low Level Wind Shear Alert System (LLWAS) are used to compare the wind shear signal. Based on the vertical wind profile and vertical velocity, the wind shear index is computed. The sounding data is used to compute the inversion index.

The results show that many strong vertical velocities observed by the wind profiler are not necessarily accompanied by strong vertical wind shears, and strong vertical wind shears may not necessarily lead to strong vertical velocities. This means that the two variables are both important for identifying turbulence. According to the thermal wind relationship, if there is temperature inversion, it must accompany with the vertical wind shear. The temperature inversion index calculated by the sounding data shows that when there is an obvious temperature inversion layer, an obvious change in wind direction is found. Therefore, by calculating the wind shear index (WSI) and the temperature inversion index (ILI) method, integrating horizontal wind shear, vertical wind shear, vertical velocity and temperature inversion phenomena can provide a reference for turbulence and wind shear forecasting.

Keywords: LLWAS, Lidar, low level wind shear, turbulence

運用高頻陣列雷達於臺中港附近海域之氣海象分析及驗證

蔡世樵¹ 錢樺¹ 黃皓軒²

¹ 國防大學理工學院環境資訊及工程學系

² 空軍氣象聯隊

摘要

海上氣海象觀測作業係一困難與危險工作，觀測作業常需出海佈放並維護相關觀測儀器，難以支援戰時、演習與訓練之機動需求，而高頻測海雷達具有可觀測範圍廣、維護方便及全天候即時觀測等優勢，可運用其提升臺灣附近海域之氣海象觀測能量，並滿足各類型艦艇的海洋戰場環境情資需求；臺灣西部海岸潮流受臺灣海峽潮波共振控制，而臺中港位於其振盪之腹點，其附近海域流場敏感，會隨著腹點位置漲退潮呈現完全不同的流況，且在廣闊洋面上缺乏風向風速等氣象觀測資料，而海表面風場的因素往往會對於區域內執行戰演訓任務之艦艇帶來一定的風險。本研究使用交通部運研所港灣技術研究中心於臺中港北防沙堤新建置之高頻陣列雷達資料，分析其附近海域表面流場、波浪、潮汐及風場特性，並與港口近海之聲學底碇潮波流儀(Acoustic Waves and Currents sensor, AWAC)、中央氣象局臺中近海浮標觀測資料比對，此外，亦利用 JONSWAP 關係法、SMB 法及三參數法反演風速與 WRF 模式模擬之表面風場進行比對分析，以驗證高頻陣列雷達在各種天候狀況下之表現，冀藉由高頻陣列雷達的長期持續觀測，以確實掌握海洋戰場環境之各項氣海象資訊，提供戰略決策擬定之參考。

關鍵詞：潮波共振、底碇潮波流儀、高頻陣列雷達、JONSWAP 關係法、SMB 法、三參數法、WRF 模式

1. 前言

1.1 研究動機

臺灣其地理位置擁有極佳的經貿價值，對全球而言為一重要經濟與交通的樞紐。臺灣四周環海，東臨太平洋；西面臺灣海峽；北與中國大陸東海；南則與巴士海峽。此獨特的海洋環境與大氣、地形以及天候等條件之影響，導致臺灣附近海域流場特性相當複雜多變。臺灣地理條件極佳，造成數個國際商港的蓬勃發展，使航運貿易成為我國重要的經濟活動。據前人研究發現，太

平洋北赤道洋流影響東南海域表面流；季風為主要影響臺灣東北部海域的流況，冬季東北季風的風速變化影響海流與流速；臺灣西海岸潮流為主要的表面流。另外，位於西太平洋海域，有來自菲律賓的黑潮，穿越臺灣東部海域，並沿著日本方向流去。海流資訊為海洋物理研究上重要參數，對於實務應用上如：離岸風電、處理海洋垃圾與臺灣政府海洋政策制定等均有相當的必要性。目前最新的海流觀測，須達到即時性與空間的全面性。對於海流的觀測方法大致可分兩種方式包含直接式現場觀測(In-situ measurement)與

間接式遙感探測(Remote sensing)。遙測為利用影像攝取或電磁回波量測方式來得到觀測區域的資訊。其中遙測不用直接將觀測儀器放置於海上，有效降低因海洋外力導致儀器損壞，因此被視為研究海洋的極佳利器。海流遙測技術中使用衛星及航空方式有二、三十年的發展，當今已發展出由衛星資料得知海面流場方法(Crocker et al., 2007)，近年來全球接連發生極端天氣與不斷創新紀錄的氣候事件，臺灣未來可能面臨更嚴峻的海氣象條件的侵襲，有必要對流場作進一步的觀測。

臺灣的潮汐為混合潮，在西岸因面臨臺灣海峽的海域較窄、水深較淺的影響，潮差漲落的高度較大，尤其臺中附近海域的漲退潮差最大。而臺中港為臺灣航運進出量第二之港口，海域交通繁忙，為重要之航運交通樞紐，然而其一直深受潮汐及淤沙影響，主要原因為臺灣西部海岸潮流受臺灣海峽潮波共振控制，其中臺中港位於其振盪之腹點，其附近海域流場敏感，在不同季節及天候條件下，會隨著腹點位置改變導致漲退潮可能呈現完全不同的流況，對於船舶於進出港，尤其經過北防波堤時之操作帶來風險。

風力是導致海洋表面運動的巨大動力之一，亦是近岸海域觀測海洋重要參數，船艦往往在航行中受風力的影響並肇致危安事件，故需加強防範，而高頻地波雷達海流監測技術現已相當成熟(Prandle, 1985)，但在對海面風場的觀測方面發展較晚，反演準確度還不夠高，在反演演算法中，假設布拉格波的主波方向與風向一致，若風速較小時，很難產生波長較長的海浪，因此海浪主波方

向不能代表風向，如何改善風速反演準確度，是本研究一大重點。

1.2 研究目的

高頻雷達為近幾十年新興的一種的海洋遙感手段，它頻率波段較高，傳播衰減小，因此覆蓋的探測區域較廣。成本較低，是一種有效的高科技監測手段。目前，很多國家都利用高頻地波雷達進行海面動力學參數的反演。高頻雷達還常用於對海面以及低空的目標進行探測和跟蹤，這一應用意味著國防的更高層次的發展，具有很大的研究價值。因此海況遙感是一個必要的課題，我們需要掌握海洋上的風速，風向，浪高，海流速度等一些相關資訊，這樣就可為海洋作業，海上運輸，海洋災害預防提供一些可參考運用之資訊。本文的研究內容主要是針對海浪回波提取，海流表面徑向流速的提取，單站向量流場的合成，以及海面風向風速的反演侍等人(2000)。

現今各種高頻雷達測流技術均已普及；而架設於臺中港之高頻陣列雷達針對其附近海域的表面海流進行全天候監測，系統對於流場解算技術高頻雷達為透過陣列天線並搭配波束成型(Beamforming)演算法，解算來自不同方向成分的訊號。原理為經由海面回波訊號抵達不同天線的時間不同，相位差主要是因為不同天線訊號之間產生，並使用三角函數關係解算出相位差資訊，亦可反算出方向資訊的訊號。根據不同的雷達操作頻率(Radar operation frequency)，雷達系統能解析出不同觀測範圍的流場資訊。一般而言，現有 LERA 系統其觀測範圍可達 40 km 到 80 km 之間。流場資訊可利用不同雷達觀

測站點發射的電磁波到海面產生的布拉格散射(Bragg scatter)與都卜勒頻移(Doppler shift)的效應合成出海面流場資訊(Shay et al., 2002)。上述的布拉格波以及都卜勒偏移效應物理機制與數學關係本身雖已有明確之定義，但其流場解析方法牽涉到一系列的訊號處理以及解析步驟，本文亦將進一步研究及說明。

2. 文獻探討

物體反射電磁波的特性於 20 世紀初被科學家發現，電磁波具有不易受天氣影響且能夠穿透雲霧的特性，至第二次世界大戰之後，航安及防空雷達快速發展下引起了相當大的作用。波浪遙測於 1946 年被揭開，當時海況分析已使用傅立葉轉換技術(Barber et al., 1946)，科學家於 1954 年使用相機拍攝海面波浪，運用光學觀點對海面波浪特性做分析，Davies and Heathershaw (1984)發現海面與電磁波作用所導致的布拉格反射(Bragg scattering)現象，後繼者持續用航海雷達作為觀測波浪的工具。Harris (1978)運用不同雷達波的頻率來觀測波浪，結果發現雷達應用於獲取海面流場資訊非常合適且極具潛力，此結果加強了使用海洋雷達來觀測波浪的根據。

Chen et al. (2019)利用 VHF 雷達系統觀測臺灣海峽北部的海面使用最佳波束成形(Beamforming) (Teague et al., 1997) 及 Capon 方法(Capon, 1969)確定回波中心，Capon 為可適性的波束成形方法，已被證明可用於確定海面回波，並且優於線性的波束成形法。對雷達回波強度，徑向速度和回波中心的參數及其在可檢測範圍和時間間隔

內的關係進行了廣泛的檢查。這些參數的主要特徵是半日振盪。VHF 和 HF CODAR 雷達收集的海回波之間的比較，可證明半日潮在雷達回波中的重要作用。半日潮不僅在海平面和回波強度的上升和下降期間調節了海平面和回波強度，而且增加了回波的頻譜寬度。

3. 儀器介紹及實驗參數設定

3.1 臺中港高頻陣列雷達

本研究利用 107 年 12 月建置於臺中港北側海岸（經緯度 $24^{\circ} 18.591' N$, $120^{\circ} 31.389' E$ ）的海洋高頻陣列雷達系統，採用的雷達為夏威夷大學研製的低成本高頻雷達(Least-Expensive Radar, LERA)，其特點為採用現行商用電子市場可獲得的元件整合而成，無需開發專屬零組件，系統架構則具有彈性，可隨消費電子產業快速進步而不斷改進更新提升性能；另一方面，相較於商業化的產品，成本低廉。此高頻雷達系統為交通部運研所港灣技術研究中心所建置，架構開放，資訊透明，提供國內相關產學參與的機會。(圖 1)為該雷達系統建置於臺中港北側海岸的外觀。

本研究使用的高頻雷達(表 1)。目前設定觀測時距因同時因應波流觀測研究之所需，設定為每 30 分鐘觀測一次，資料時間為 2019 年 8 月 31 日至 9 月 2 日，此觀測時距是可以因應需求而調整，每次觀測時，由 4 支天線組成的發射陣列，向海面連續發射中央頻率為 27.75 MHz 的高頻電磁波，其訊號為線性調變的連續啁啾(chirp)訊號(FMCW)，chirp 訊號的頻寬為 300 kHz（國家通訊傳播委員會所核定的頻寬為 500

kHz，考量環境訊號雜訊，目前採用 300 kHz)，每段 chirp 訊號時間長度設定為 0.2166 秒，每次觀測發射 8192 次 chirp，共耗時約 29.5 分鐘，可估計流速的解析度為 2.75 cm/s。距離解析度為 500 公尺，相較微波雷達解析度較低，但觀測距離 40 公里優於微波雷達。高頻雷達觀測盲區約 2 公里，目前盲區內之港口區域無法有效監控，若未來於臺中港南方增設第二雷達站，即可增加雷達觀測覆蓋之完整性，亦可透過兩站之觀測資料分析與比對來增加海象觀測之覆蓋率與準確性。

此外，本研究 LERA 雷達為 FMCW 雷達，運用頻率調變的方式，發射出一組頻率隨著時間而改變的電磁波，再運用雷達波與雷達回波的頻率差，算出物體的距離，此種技術的優勢為可同時具有高功率以及高解析度的觀測能力。透過頻率調變之技術，觀測距離以及速度的資訊皆可以透過都卜勒頻移特徵來推求。也就是雷達在發射的脈波中利用頻率調變（或稱脈衝波壓縮）的方式而得到較脈衝雷達更高的解析度，且無需變動發射脈衝波寬度。

3.2 CODAR 雷達

CODAR 為調頻連續波雷達，根據觀測範圍不同分為長距離及標準型雷達，新屋大潭站屬長距離型雷達，中心頻率 4.58 MHz，其天線為集湊式複合天線陣列(Compact array)，大潭站 CODAR 觀測參數(表 2)，其測流原理是利用精準的場型量測結果，根據不同方位對應的振幅大小與相位推估目標來向，因為非相位陣列系統，無法使用波束成形技術量測二維波高、風向、風速等分布資

訊。

3.3 AWAC (聲學底碇潮波流儀)

AWAC(Acoustic Waves and Currents sensor)儀器(圖 2)用於測量水面高度與波高及潮流(參數設定如表 3)，在歐洲，研究人員僱用了數十個 AWAC 評估和改善沿海海浪模式。在亞洲，港口和港口當局信任 AWAC 在颱風中生存並提供出色的數據條件。AWAC 已成為透過過無數個電波測量與浮標的比較驗證，當今的 AWAC 已經經歷了十多年的發展，並不斷通過增強功能進行優化，這些包括快速提供最佳的時間和空間解析度以及算法以適應深度和低功耗，持久耐用利於水下。

AWAC 係使用三傾斜光束來測量在由聲波確定的範圍內的洋流振盪頻率。大型換能器可傳輸窄聲束，並提供準確的數據並在波浪數據收集時分析。

3.4 WRF 模式

氣象研究與預報(WRF)模型是為大氣研究和運營預測應用程序設計的下一代中尺度數值天氣預報系統。它具有兩個動態核心，一個數據同化系統以及一個支持並行計算和系統可擴展性的軟件體系結構。該模型可在數十米到數千公里的範圍內為各種氣象應用提供服務。WRF 的開發工作始於 1990 年代後期，是美國國家大氣研究中心(NCAR)，美國國家海洋與大氣管理局(由美國國家環境預測中心【NCEP】)和地球系統研究實驗室代表的合作夥伴關係，美國大學研究實驗室，對於研究人員而言，WRF 可以根據實際的大氣條件(通過觀察和分析

得出)或理想的條件進行模擬。

在 WRF 模式模擬之前,須先前置處理資料。首先得將 GCMs 及地形資料提供給 WPS, WPS 含三個部份,分別是 Geogrid、Ungrid 和 Metgrid。Geogrid 負責處理地形資料彙集,包含網域大小及位置等。Ungrid 負責處理 GCMs 的氣象場資料和海溫資料,將其轉檔成模式模擬前所能使用的資料格式。Metgrid 則是將 Geogrid 和 Ungrid 兩者進行合併彙整,並進行水平內插方式,提供給模式模擬使用。在 WRF 模式裡的 Real,會將 Metgrid 資料,內插成初始場資料、側邊界資料及同化所需的資料,接著才進入 ARW Model 進行積分計算。模式內有許多物理參數化,包含積雲參數化、邊界層參數化、微物理參數化、輻射參數化和地表參數化,使能夠解析最終產出的輸出檔,本研究使用 MATLAB 軟體結合臺中港灣衛照圖及 WRF 模式繪製風場結果進行分析(圖 3)。

本研究資料以 108 年 8 月 31 日 00 UTC 為初始場,續每 6 小時一筆資料至 108 年 9 月 2 日 24 UTC (相關參數設定如表 4)。

4. 理論基礎

4.1 海浪形成之物理機制

在本文中使用了 LERA 雷達觀測臺中港北側近岸,主要深度大約 40~80 公尺之間,如(圖 4)所示淺水波與深水波;水波屬於表面波的一種,當水面受到外力擾動時,水的表面粒子會進行圓周的運動,進而將能量傳遞出,但依據波長與水深的比例又可分為淺水波與深水波,淺水波是指當水深與波長的比值較小時,水底邊界影響水質點運動的波

浪。它在傳播過程中,波高、波長、波速等隨水深的變化而變化;當波峰線與等深線不平行時,將發生波浪折射現象,波向也隨之改變。

淺水波和深水波的分野並無絕對深度,而是視波長而定,一般風吹所造成的波浪,水深比一半波長($L/2$)深時稱之為深水波,水深比廿分之一波長($L/20$)淺時稱之為淺水波。本研究中臺中雷達頻率 27.75MHz,換算為波長約為 10.8 公尺,根據布拉格反射原理(於 4.2 節詳述),觀測到之海浪波長約為 5.4 公尺,因此在臺灣海峽是屬於深水波;另海嘯的波長大約可超過 500 公里,因此海嘯波浪在哪裡都是屬淺水波(因一般大洋底深度不過四千公尺左右)。

4.2 雷達測海流及波高原理

雷達原理為利用電磁能量以定向方式發射至空間中,經由目標物所反射的電磁波,來計算該物體的速度、距離及方位,於本文應用的高頻雷達系統所觀測的目標物為海面的波浪,由雷達所觀測到徑向的海浪相對速度,及深水波理論速度的差異,來計算得出海表面流的流速與流向。電磁波可分成垂直與水平極化波二種,針對測量海浪所使用的雷達為垂直極化,當電磁波打入海面會引起反射,由於海浪的波形為上下運動,導致垂直極化碰到海面的凸起物(海浪),引起的反射較大,假設使用水平極化反射很容易就消散掉。發射的電磁波波長為海面上波浪的波長 2 倍時,由於疊加效應,入射波的反方向產生較大的反射波,此現象稱之為布拉格反射,關係式如下所示:

$$\lambda_{\omega} = \frac{\lambda}{2} \quad (4.2.1)$$

(λ_{ω} 是海浪波長, λ 是雷達發射波的波長) 使用都卜勒效應來測量海浪波速, 當雷達徑向方向與目標物有相對速度, 反射的雷達波即有頻率位移現象, 關係式如下所示:

$$f_D = \frac{2V_r}{\lambda} \quad (4.2.2)$$

f_D 為都卜勒頻移, λ 為雷達發射波波長, V_r 為海浪在雷達徑向方向的相對速度, 海浪速度是依據深水波理論推出, 海浪本身的速度外, 亦受到表面海流流速所影響。

$$V_r = \pm \sqrt{\frac{g\lambda_w}{2\pi}} + U \quad (4.2.3)$$

g 是重力加速度, U 是在雷達徑向方向的表面海流流速, λ_w 是海浪的波長, $\sqrt{\frac{g\lambda_w}{2\pi}}$ 為波浪速度, $\pm$ 表示海浪於雷達徑向方向為靠近或遠離雷達地點的方向, 海浪移動方式以類圓形運動的移動方式, 波峰和波谷為反向移動的方式, 一是遠離雷達, 另一個是靠近雷達的方式移動, 於本文雷達系統的定義正表示靠近雷達, 負表示遠離雷達。

Barrick 法反演浪高的公式與海浪頻譜公式相似, 說明浪高模型是根據海浪譜進一步推導而來。 h 表示均方根波高, $w(\eta)$ 表示權函數, k_0 是電磁波波數, 均方根波高的計算涉及到海浪回波一階區域的能量積分以及二階區域的能量積分, 故進可求得(4.2.4 式):

$$H_s = 4.004h \quad (4.2.4)$$

即可反演得到有效波高。我們用有效波高 H_s 來衡量浪高水準。為了方便計算, 令式:

$$R = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} \sigma^{(2)}(\omega)}{\int_{-\infty}^{\infty} \sigma^{(1)}(\omega)} \quad (4.2.5)$$

則

$$H_s = \frac{4\sqrt{2}}{w(\eta) \cdot k_0} R^{\frac{1}{2}} \quad (4.2.6)$$

根據式 4.2.6 可知, 若對海浪回波進行一二階頻譜區域進行劃分, 則就可帶入 4.2.6 式中求得有效波高。

4.3 雷達測風原理

風浪中的波浪亂流是強烈的。這是相位相關的問題。弱非線性相互作用提供了相關性大規模的波相位分布。一般來說, 亂流並存和局部相關結構用於回答海洋學和海洋工程學中的問題。最簡單的就是 Pierson and Moskowitz (1964) 年提出的方法。學者認為, 如果風在大面積上長時間穩定吹起, 波浪將與風達到平衡。這是充分發展的海洋 (由風在數百英里內穩步吹走幾天而產生的海洋) 的概念, 如 4.3.1 式。

$$s(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^5} \exp\left(-\beta \left(\frac{\omega_0}{\omega}\right)^4\right) \quad (4.3.1)$$

其中 $\omega = 2\pi f$, f 是赫茲的波頻率, $\alpha = 8.1 \times 10^{-3}$, $\beta = 0.74$, $\omega_0 = \frac{g}{U_{19.5}}$, 19.5 為常數 ($U_{19.5} \approx 1.026U_{10}$)。

在高頻雷達風向反演中, 以 Barrick 的

一階海洋回波理論為基礎，並基於正負一階波的比值與風向的半經驗關係反演風向，因此 Barrick 的一階海洋回波理論仍然適用本研究。海面對電磁波的散射機理滿足布拉格散射，高頻雷達產生海洋回波譜（圖 5）：X 軸為歸一化都卜勒頻率；Y 軸為回波功率，海面風向反演基於一階海洋回波，在回波多普勒譜中正負一階波分別對應朝向雷達和背離雷達傳播的海浪，且這些海浪的波長為雷達電磁波波長的一半；風向的反演主要依據是正負一階 Bragg 峰的比值，由 Bragg 徑向散射原理可進一步可以推導出，風向與可正負一階 Bragg 峰的峰值比的關係：

$$\frac{B^+}{B^-} = \frac{\sigma^{(1)}(\omega_B)}{\sigma^{(1)}(-\omega_B)} = \frac{s(-2\vec{k}_0)}{s(2\vec{k}_0)} = \frac{G(\pi - \theta_w)}{G(0 - \theta_w)}, \theta_w = \phi_w - \phi_0 \quad (4.3.2)$$

其中， B^+ 和 B^- 分別表示正負一階 Bragg 峰的幅度值； ϕ_0 表示雷達波束方向， ϕ_w 為風向與雷達波束方向的夾角。則進一步將式 4.3.2 表示為：

$$R = 20 \log\left(\frac{B^+}{B^-}\right) = 20 \log\left(\frac{G(\pi - \theta_w)}{G(0 - \theta_w)}\right) \quad (4.3.3)$$

其中， $G(\theta)$ 表示方向分布函數，則根據式 4.3.3，若想求得風向，則應先選定適當的方向分布函數，方向函數的選定決定風向反演的準確性。

4.4 動差法 (Moment method)

利用動差法(Moment method)可分別求出第零階慣量(m_0)、第一階慣量(m_1)和第二階慣量(m_2)後，可以推算出頻譜總功率(p)、平均都卜勒頻移(Ω)和頻譜寬(2σ)，公式如下(Woodman and Guillen, 1974)

$$m_0 = \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) d\omega \quad (4.4.1)$$

$$m_1 = \int_{-\infty}^{\infty} \omega F(\omega) d\omega \quad (4.4.2)$$

$$m_2 = \int_{-\infty}^{\infty} \omega^2 F(\omega) d\omega \quad (4.4.3)$$

$$p = m_0 \quad (4.4.4)$$

$$\Omega = \frac{m_1}{m_0} \quad (4.4.5)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{m_2}{m_0} - \left(\frac{m_1}{m_0}\right)^2} \quad (4.4.6)$$

其中 $F(\omega)$ 為功率值， ω 為頻率利用求得的總功率(P)、平均都卜勒頻移(Ω)和頻譜寬(2σ)。

4.5 波束成形技術 (Beamforming)

根據 Nishimura et al. (2010)的內容，波束成形技術類似空間濾波器(Spatial filter)，可以提取目標物的訊號並降低干擾雜訊，其作法係將陣列雷達天線中接收訊號結合，由此藉比例權重(Weight vector)引導陣列指向不同的方位並計算總平均輸出功率，該技術能夠精確測量風的垂直速度。通過選擇適當的參數；該方法係可以在將旁瓣和雜訊水平抑制在指定閾值的同時調整接收波束方向。

波束成形技術(Beamforming techniques)的基本概念是將陣列指向一個特定方向並測量輸出功率，設計一個權重向量(Weight

vector)，將天線陣列接收到的訊號做線性結合合成單一的輸出訊號 $y(t)$ 如下式：

$$y(t) = w^H x(t) \quad (4.5.1)$$

由 N 個天線接收到的總平均輸出功率可表示為：

$$p(w) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |y(t_n)|^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N w^H x(t_n) x^H(t_n) w = w^H R_{xx} w \quad (4.5.2)$$

4.6 圖像處理技術 (ImageFOL)

參照 Kirincich (2017) 研究文獻，文中提出了一種替代方法，該方法使用單個平滑長度尺度來減少使用者定義的參數和標記控制的分水嶺分割的數量，是一種圖像處理技術，用於將與表面流觀測相關的光譜能量區域與以波或雜訊為主的光譜能量分開。重要的是，它以整體方法考慮了與總範圍有關的光譜，進而使該方法可以將布拉格能量的複雜模式正確地包含到估計的一階區域中，稱為 ImageFOL 法。

ImageFOL 方法運用於 2011 年 2 月 8 日 0645 UTC 之單極化雷達資料(如圖 6)；其中 (A) 為範圍相關的最大功率(粗體)均值頻譜的 lhs (藍色) 和 rhs (右側) 的功率(實線)和雜訊水平(虛線)；(B) 為所有波譜功率和都卜勒頻率(或速度；彩色陰影)的頻譜功率，以及基於調整良好的 SeaSonde 參數(灰色)的一階線計算；(C) 為每個都卜勒頻率的範圍平均功率；(D) 為預處理光譜功率，以任意單位表示，估計的分水嶺“段”(紅色輪廓線)與布拉格地區(黑色輪廓線)重疊；(E) 為在應用基於長度尺度的平滑和重構之後，以任意單位的已處理功率，用於計算此處 MCWS(稱為標記控制的分水嶺分割的混

合方法)。

在 HF 雷達中的應用：ImageFOL 方法即使用 MCWS 識別一階區域的情況下，觀察到的頻譜功率在此處被視為圖像，而布拉格區域(由於布拉格散射而導致頻譜功率升高的連續區域)為我們尋求辨識的對象。但是，光譜中存在布拉格區域上或附近的小尺寸(在功率和光譜空間上)變化，類似於照片上的斑點。用戶定義的長度刻度可以設置平滑磁盤的大小，該平滑刻度既可以用於平滑小變化以引導對象識別和分水嶺變換，也可以用於設置對象的最小大小。此外，ImageFOL 方法基於 HF 雷達反向散射的一階和二階區域的重要屬性以及它們在典型頻譜中的表示方式，並用於根據光譜內觀察到的海洋條件來調整使用者定義的長度比例。

5. 雷達回波分析及實測海流波高之比對與驗證

5.1 資料處理方法

都卜勒距離譜(Doppler-Range spectrum)是高頻線性調變雷達最主要的觀測結果產品，本研究使用高頻雷達所求之表面海流參數從都卜勒距離譜中反演算得來的。

都卜勒距離譜求得之過程，是將天線所接收的回波訊號及發射訊號進行混頻與降頻，可得到中頻訊號間的頻率差值，由於頻率經線性調變，因此頻率差值大小與 chirp 訊號內的時間位置有關，從而可用以作為指標估計電磁波傳波某距離所需的時間，作為距離的標定依據。目前的頻寬 300 kHz 所對應的徑向解析度為 500 m。實際作業上，雷

達系統中的每一支接收天線感應到的回波訊號經電路混頻（降頻之後）之後以複數形式的 I 、 Q 紀錄，表示電磁場實部與虛部，並以採樣頻率 740 Hz 類比數位轉換器記錄為離散時間序列，如(圖 7)所示。每一個 chirp（長度 0.2166 秒）中有 160 個時序列離散樣本點，該時序列經第一次的傅立葉轉換可得到 80 個正以及 80 個負的距離元上的傅立葉係數，其中距離的負值不具物理意義，而每一組正距離元上傳立葉係數都可計算對應的振幅與相位，每一個距離元解析度為 500 公尺，因此探測範圍目前為 40 km。回波強度（震幅）與相位可分別由 I 、 Q 函數求得，考慮同一距離元上所反射的 I 、 Q 呈現時間的週期性震盪，此為波浪影響造成的都卜勒頻偏（單位時間的相位變化），(圖 8)為第一支天線的 IQ 訊號，將每一個 chirp 訊號對整齊排列，縱軸為每一個 chirp 訊號的時間，總長為 0.2166 秒，橫軸表示不間斷持續發射 chirp 訊號的觀測時間長度，總長為 29.5 分鐘，目前展示前 6 分鐘，圖上的顏色的 I 訊號的強度，強度隨時間的震盪為受波浪影響所致。 I 訊號與對應的 Q 訊號，在縱軸方向進行第一次的傅立葉轉換，將縱軸由時間軸，轉換為頻率軸，由於 chirp 為線性調變訊號，可再將頻率找到對應的距天線元距離。本圖只繪出前 20 公里的資料。其中負值的距離不具物理意義，可捨棄或用作系統內部雜訊討論用。本圖上畫的是每一個距離元上的顏色為訊號強度(I/Q 的絕對值)，實際上是複數型態的傅立葉係數，圖 5.3 所示。據此，進一步再對於複數時序列對橫坐標時間進行第 2 次的傅立葉轉換(圖 9)，得到對應於都卜勒頻偏上的回波強度之都卜勒

譜，代表在不同都卜勒頻偏下的雷達回波強度。每一個接收天線上每一個距離元上都可以計算出都卜勒譜，亦稱交叉頻譜(Cross spectra)，兩者合併起來成為一個三維的譜，稱為都卜勒距離譜，是高頻線性調變雷達最主要的觀測結果產品(圖 10)，縱軸為頻率對應的距天線元距離，橫軸為都卜勒頻偏，顏色為回波強度，譜上可清楚見到兩個能量的峰值，稱之為一階波，是海面波浪布拉格散射下的結果。綜上簡易說明，從雷達接收機獲得高頻陣列雷達原始資料(Raw data)，經過以下處理流程，可得到回波功率譜（如圖 11），每一個接收天線的都卜勒距離譜是全向性的，並沒有指定方位，要能探測方位，必須利用到多支天線接收的相位差進行波束合成(beamforming)，因此天線陣列中天線元的數量決定了方位角的解析度。16 支天線元的陣列，方位角的解析度約為 5 度。

其他所有的參數，包括表面海流、波浪參數，都是從都卜勒距離譜中反演算得來的。回波強度受海面波浪布拉格散射影響，在布拉格頻率上的強度最高，但是其他海面目標物的反射如船舶反射訊號也會出現在都卜勒譜中。本研究第一工作目標即為從臺中港雷達產出的經過波束集成後，從每一個方位角之都卜勒距離譜找出海表面流資訊。

5.2 雷達回波強度與潮汐之分析

RTI (Range-Time-intensity)圖是從雷達原始資料提出的海浪訊號，可以得到雷達回波實部(In-phase)與虛部(Quadrature)值，把實部與虛部各做平方相加開根號可以得到回波震幅，再把振幅平方得到功率強度，雷達每一筆資料為 30 分鐘得到每一層的平均回

波功率，功率單位用 dB 表示，把雷達第 9 根天線資料依時間序列排序畫出 RTI 圖(圖 12、13)，發現回波功率訊號僅在 15 公里範圍內，亦較難看出其回波功率震盪情況。

從圖 5.7 為臺中港 109 年 8 月 31 日至 9 月 2 日利用第 9 根天線所觀測到的訊號強度圖，並可看出雷達接收的強度訊號為 30 公里範圍內，並由單位時間內變化呈現波浪狀；經由中央氣象局 108 年臺中港潮汐預報資料，繪製出該港口預報潮位圖，此外，偶爾會發生一些強烈的干擾。無線電或船舶的回波雜訊斷斷續續地出現。這些干擾並不會直接影響強回波隨時間和範圍的規律變化。8 月 31 日至 9 月 2 日高潮時間為 0317、1600、0404、1647、0454、1730 及低潮時間為 0936、2155、1017、2238、1100、2324 UTC，海洋回波的最大可探測範圍在大約半天的時間內變化，回波強度在半月週期內幾乎在可檢測範圍內振盪。因此可以認為，半月潮是造成回波強度的半月振盪的原因，此外亦可發現 9 月 1 日 10 至 12 UTC 時間內雖正值低潮期，但雷達回波強度卻有異常增強現象，推判當時可能有大氣導管效應的影響，接下來將針對此個案進行初步分析。

由於臺中港附近並無探空觀測站，本研究使用較鄰近之空軍馬公機場探空資料進行修正後的折射率剖面分析。分析結果顯示，9 月 1 日 00 UTC 的 M 值大至呈現隨高度增加之趨勢(圖 14)，顯示當時並無大氣導管現象，但到了 9 月 1 日 12 UTC 的 M 值約從高度 210 m 至 350 m 處呈現隨高度遞減之趨勢(圖 15)，顯示當時在此高度區間發生大氣導管現象，與高頻測海雷達出現回波

異常增強之時間點大致吻合；而 9 月 2 日 00 UTC 的 M 值剖面則顯示僅在高度區間 200 m 至 250 m 處呈現隨高度遞減之趨勢(圖 16)，且遞減之幅度亦較 9 月 1 日 12 UTC 要來的小，顯示大氣導管的厚度及強度均逐漸減弱。根據探空資料初步分析結果，9 月 1 日 12 UTC 至 9 月 2 日 00 UTC 間確實在高空有出現大氣導管現象，但若欲進一步分析此導管現象是否為測海雷達回波異常增強之主因，則需蒐集更多鄰近洋面上之觀測資料，或運用數值模式進一步模擬當時之大氣環境，方可獲得更精確之結果。

5.3 雷達實測海流波高之比對與驗證

為能瞭解臺中港附近海表面流場之雷達訊號特徵，使用 CODAR 雷達(代號：TUTL)、臺中港口近海之聲學底碇潮波流儀(Acoustic Waves and Currents sensor, AWAC)、的觀測資料與本計畫使用的臺中港高頻陣列雷達(代號：HTCN)觀測資料做比對(位置圖 17 所示)。

由 AWAC 資料(圖 18、19)一至三月潮汐海流觀測資料顯示，潮流流向往返的特徵並未完全與潮汐漲退潮時間一致，其原因為是受潮流共振腹點影響。臺灣西部海岸潮流受臺灣海峽潮波共振控制，臺中港位於其振盪之腹點附近，臺中港附近海域流場敏感，會隨著腹點位置漲退潮可能呈現完全不同的流況，對於船舶於進出港，尤其經過北防波堤時之操作帶來風險。腹點位置受天氣系統影響而改變，臺中港潮流特徵易受天氣系統影響。

在流速比較方面(圖 20)，高頻雷達(藍

色圓點為臺中 LERA 雷達，紅色三角形為臺中 CODAR 雷達）之流速觀測比較發現，其變化趨勢呈現大致吻合的情況，且與 AWAC 實測流速亦大致相符，其中又以臺中陣列雷達流速表現較貼近 AWAC 實測值。

由(圖 21) 知，在 8 月 23 日至 9 月 3 日經 LERA 雷達與 AWAC 比對，其中黑色線為 AWAC 儀器實測波高曲線，藍色點代表使用波束成形法所獲取之波高，其誤差函數為 0.69，均方根誤差為 0.48；紅色點代表使用 ImageFOL 法所獲取之波高，其誤差函數為 0.81，均方根誤差為 0.4；可發現波高週期變化大致一致，另發現 9 月 2 日雷達訊號可能受到無線電波干擾，導致波高出現異常偏大之現象，經與臺中雷達回波強度(圖 22) 比對，亦發現於當日 06 UTC 開始出現雜訊干擾嚴重之情況。

6. 雷達反演海表面風場之分析與驗證

風速是海況反演的重要參數之一。海面風場對海洋上的活動有著重要的影響，舉凡海上漁業，海上交通，海上航行等等都需要對海面風場資訊進行掌握。因此，海面風場資訊的反演具有很大的意義和重要性。本研究主要針對海表面風速進行研究，利用 JONSWAP 關係法、SMB 法及三參數法等三種風速反演演算法，並透過 WRF 模擬風速分別與其進行比對分析，再結合雷達實測資料進行風速反演，以進一步分析與驗證三種風速反演法之表現。

6.1 JONSWAP關係法反演風場之分析及驗證

2019 年從 8 月 31 日 00 UTC 雷達風場圖(圖 23) 可看出北緯 24.4° 以北為西南風，

以南為西北風。WRF 風場圖(圖 24) 均為東北風，為其檢驗差異處，首先從 2019 年 8 月 31 日 GRADS 及 Leads 地面圖(圖 25、26) 得知，天氣系統受北方高壓影響，臺灣海峽盛行風為東北風，9 月 1 日受南方低壓系統影響，風場轉為西南風為主。

再者為驗證其合理性，經由中央氣象局臺中浮標(24°12'39"N, 120°24'34"E)，即位於臺中港南 41 度西(221 度)，距離 8.3 公里海域外期間之風向風速資料進行比對；並從 WRF 模式及臺中雷達反演風場資料標定臺中浮標所在位置，提取 U、V 向量等資料，繪製 2019 年 8 月 31 日至 9 月 2 日逐時風向風速羽毛圖(圖 27)，經比對風向，WRF(圖 27A) 及臺中浮標(圖 27B) 資料 8 月 31 日 00 至 12 UTC 為正北風，臺中雷達反演風場(圖 27C) 為西北風，明顯有一定的差異；臺中浮標及臺中雷達反演風場資料 9 月 1 日 12 UTC 為北向風，WRF 為南向風，風向相差約 180 度，推估為 WRF 模式反應時間延遲，另雷達反演風速明顯大於 WRF 模擬風速及臺中浮標資料實測風速。

此外，將臺中浮標，WRF 模式及雷達(JONSWAP 關係法) 反演的風向風速，統一轉為 U、V 向量進行均方根誤差值比較(表 5)，首先因臺中浮標點位未在臺中雷達掃描涵蓋範圍，故選取雷達方位角 236 度，距離 8 公里處(為最接近浮標之點位)，其中臺中浮標與 WRF 模式之風速分量均方根誤差值，U 分量為 1.7777，V 分量為 2.3015 為最小，故顯示 WRF 模式模擬之風速有一定之可信度，而其中以 WRF 模式與臺中雷達反演風速(JONSWAP 關係法) 之均方根誤差

值為最大，U 分量為 8.4099，V 分量為 10.0558；次之則為臺中浮標與臺中雷達 (JONSWAP 關係法) 風速反演之均方根誤差值，U 分量為 7.9656，V 分量為 10.0439。

6.2 SMB 法反演風場之分析及驗證

根據風浪經驗模型 (SMB：是由 Sverdrup, Munk and Bretschneider 三個人的首字母組成)，以風浪為主導的海面風速與波高滿足文等人 (2001)，其公式可表示如下：

$$\frac{gH_s}{V_{10}^2} = 0.26 \tan h \left[\left\{ \frac{1}{f_p V_{10}} \right\}^{\frac{3}{2}} \frac{(3.5g)^{\frac{3}{2}}}{100} \right] \quad (6.2.1)$$

其中，g 是重力加速度， H_s 是有效波高， V_{10} 是海面高 10 m 處風速， f_p 是峰值頻率。6.2.1 式不宜直接求解，只能採用反覆運算等方法。根據文與余 (1984)，SMB 關係式可以簡化成的經驗公式為

$$\frac{gH_s}{V_{10}^2} = A \left(\frac{gX}{V_{10}} \right)^B \quad (6.2.2)$$

參照文獻李等人 (2012) 基於式 6.2.2 建立了海面風速與有效波高的經驗模型，風速可表示為 6.2.3 式

$$V = aH_s^b \quad (6.2.3)$$

其中 a 及 b 為待定係數。SMB 關係式法在目前的海岸工程和海浪預報中應用廣泛，它是根據大量的海浪數分析擬合出的半經驗關係式模型，利用這一方法的必要條件是已知有效浪高，為求 (6.2.3) 式中 a 及 b 的待定係數，本研究從 WRF 的風速雷達與有效浪高，並由回歸方程中求得 $a=1.0969$ ，

$b=0.05$ ，即 $V = 1.0969H_s^{0.05}$ (圖 28)，續求得新風速解，經 WRF 模擬風場與 SMB 法的風速比對，相關係數為 0.0945 均方根誤差為 4.1039 (圖 29)。

6.3 三參數經驗模型反演風場之分析及驗證

高頻雷達利用垂直極化高頻電磁波在導電海洋表面繞射傳播，具有衰減小的特點。高頻電磁波與粗糙海面的一階、二階散射截面方程的基礎上，可以從高頻雷達海洋回波中提取海洋表面流、海浪、風場等資訊，經過大量的研究實驗，演算法得到了不斷的改進與創新，楚等人 (2004) 根據風浪經驗模型直接建立了二階譜與一階譜能量之比與風速的雙參數經驗模型，並發展了三參數經驗模型；Dexter et al. (1982) 提出一種半經驗公式法，先由雷達回波都卜勒譜的二階譜部分反演得到浪高參數，再通過浪高參數與風速之間的一些經驗關係式來反演風速。但這類方法不適用於平穩的海況下，因為此時浪高主要由湧浪主導，而不是由風浪主導。浪高參數一般選擇有效浪高與海浪譜的峰值頻率，經驗關係式如 JONSWAP 法，本研究亦將針對三參數經驗模型、SMB 法及 JONSWAP 法進行分析研究。

參照 Hao Zhou et al. (2017) 的內容中提及，在 2013 年 2 月至 3 月利用高頻雷達觀測臺灣海峽的研究中，可以發現一階波頻譜功率 (First-order spectral power, FSP) 與海面風速有正相關的趨勢，其公式如下：

$$FSP = x + yu^z \quad (6.3.1)$$

其中，FSP 是一階波頻譜功率，在 2017 年這篇研究中 FSP 代入的是一階波回波功

率峰值，單位是 dB， U 為風速， x 、 y 和 z 為由測試數據得到的常數。本研究亦嘗試將二階回波功率峰值代入 FSP 中，並建立二階波頻譜功率與海表面風速之關係式，分別詳述於以下章節。

7. 結論與未來展望

7.1 結論

- (1) 本研究使用臺中港高頻陣列雷達系統成功繪製出都卜勒距離譜，完成氣海象觀測分析各項參數的第一步，並驗證半日潮影響雷達回波強度，並與每日的高低潮分布呈現正相關；其中大氣導管效應亦有可能造成雷達回波強度之異常增強。
- (2) 在流場方面臺中港位於台灣海峽潮波振盪之腹點，經臺中雷達與 AWAC 測得海流及浪高部分大致分布趨勢一致，並與 CODAR 雷達比較結果顯示，臺中陣列雷達流速表現較貼近 AWAC 實測值。
- (3) 在對海表面風速進行三參數法反演時，我們需要劃分一二階回波譜的範圍，並找到一二階回波譜峰值頻率位置，而由於二階譜相對回波強度較低所以很難直接判定，且二階譜回波弱也易受雜訊和干擾的影響，導致反演誤差較大。因此，當需要進行海表面風速探測時，利用二階譜資訊的風速反演方法將對反演結果帶來相對較大之誤差。
- (4) 雷達反演風場經與 WRF 模式及臺中浮標比對後，發現 JONSWAP 及 SMB 法反演風速值較為偏大，且與浮標實測及 WRF 模擬之風速差異較大，而對上述

風速反演演算法進行了深入研究後，發現 SMB 關係式法和 JONSWAP 關係式法為風浪之經驗模型，這一類方法需要事先求得有效波高和二階峰值頻率，因此在求取過程中可能會導致較多的誤差。本文利用第 3 種方法（三參數法）得到反演風速值，直接建立一階回波功率與風速之回歸方程式，並通過與浮標實測風速及 WRF 模擬之風速進行比對，可以看到三參數關係式法反演之海表面風速比 SMB 法及 JONSWAP 關係式法更準確，適用範圍更廣。

- (5) 由雷達反演風場之分析結果發現，將雷達掃描角度固定於 296 度方位角（主波束）且距離 20 km 時，其右側一二階回波強度與海表面風速有較佳之相關性，推測原因為波束成型法於靠近波束主軸的回波中心，較大的波束權重會導致較高的回波強度，且波束成型法在掃描邊緣會有旁瓣雜訊(Sidelobe)的問題，進而影響其反演風場之表現；而在距離的部分，10 km 處由於船舶及無線電雜訊干擾較多，且潮汐及近岸之海底地形可能導致流況較為複雜，30 至 40 km 則是因為距離較遠，回波訊號較弱導致 SNR 偏低所致。

7.2 未來展望

雜訊抑制：雜訊干擾問題是高頻雷達工作的一個難點，電離層干擾、飛機及船舶訊號干擾，都是我們提取海浪資訊的阻礙，本研究未針對雜波訊號濾除等除進行研究，如可先將雜訊濾除，其反演產品準確度將大幅提升。

在本研究中提取一二階波峰值較難準確的提取，本文係使用局部峰值法，如二階波峰值太接近一階波峰值，將會影響二階波峰值提取，帶來一定的誤差，希後續研究者可朝 AI 影像自動辨別方式，提取一二階波峰值，以提高準確度。

驗證手段：本研究針對海表面風速反演結果進行驗證與分析，但由於缺乏台中港附近海域之海上實際觀測資料，我們只能通過 WRF 模式模擬之風場來進行比對，而模擬結果畢竟不是實測的，與實測資料仍有些許誤差，若需獲得更為精確之比對結果，需靠大量的海上浮標實測資料來密集驗證，如未來有微型浮標等可大量佈放之儀器，供雷達反演風速進行分析驗證，應可大大提升其反演風速準確性。

8. 參考文獻

- 文必洋，黃為民，王小華，2001，"OSMAR2000 探測海面風浪場原理與實現"，武漢大學學報(理學版)，47(5)，第 642 至 644 頁。
- 文聖，余宙文，1984，"海浪理論與計算原理"。北京：科學出版社，第 496 至 473 頁。
- 侍茂崇，高郭平，鮑獻文，"2000,海洋調查方法"。青島海洋大學出版社。
- 施順鵬，2002，"臺灣地區波段大氣傳播通道之研究"，國立中央大學太空科學研究所博士論文，第 101 至 106 頁。
- BARBER, N., URSELL, F., DARBYSHIRE, J. et al., 1946, "A Frequency Analyser Used in the Study of Ocean Waves," *Nature* 158, pp.329–332. <https://doi.org/10.1038/158329a0>
- Balsley, B.B., Gage, K.S., 1980, "The MST radar technique: Potential for middle atmospheric studies," *PAGEOPH* 118, pp. 452–493. <https://doi.org/10.1007/BF01586464>
- Davies, A., & Heathershaw, A. , 1984, "Surface-wave propagation over sinusoidally varying topography," *Journal of Fluid Mechanics*, 144, pp.419-443. doi:10.1017/S0022112084001671
- Gurgel, K., H. Essen and S. Kingsley., 1999, "High-frequency radars: physical limitations and recent developments," *Coastal Engineering* 37: 201-218.
- Chen, J., J. Lai, H. Chien, C. Wang, C. Su, K. Lin, M. Chen, and Y. Chu, 2019: VHF Radar Observations of Sea Surface in the Northern Taiwan Strait. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 36, pp.297–315, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0110.1>.
- Harris., 1978, "The Use of Imaging Radar in Studying ocean waves," *Proc.16th Coastal Eng., ASCE*, pp.174-189.
- Ijima, T., Takahashi, T., and Sasaki, H., 1964, "Application of radars to wave observations," *Proc. Conf. Coastal Eng.*, pp.10-22.

- Kirincich, A., 2017, " Improved Detection of the First-Order Region for Direction-Finding HF Radars Using Image Processing Techniques," *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 34(8), pp.1679-1691. Retrieved Jun 1, 2021, from <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atot/34/8/jtech-d-16-0162.1.xml>
- L. K. Shay et al., 2002, "Very high-frequency radar mapping of surface currents," in *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, vol. 27, no. 2, pp. 155-169 , doi: 10.1109/JOE.2002.1002470.
- Mattie, M.G., and D. Lee Harris., 1978, "THE USE OF IMAGING RADAR IN STUDYING OCEAN WAVES," *Coastal Engineering Proceedings* 1 (16), 8. <https://doi.org/10.9753/icce.v16.8>
- Prandle, D., Ryder, D., 1985,"Measurement of surface currents in Liverpool Bay by high-frequency radar, " *Nature* 315, 128–131 <https://doi.org/10.1038/315128a0>.
- R. I. Crocker, D. K. Matthews, W. J. Emery and D. G. Baldwin, 2007,"Computing Coastal Ocean Surface Currents From Infrared and Ocean Color Satellite Imagery," in *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 45, no. 2, pp. 435-447,doi: 10.1109/TGRS.2006.883461.
- Young, I. R., W. Rosenthal, and F. Ziemer., 1985,"A Three Dimensional Analysis of Marine Radar Images for the Determination of Ocean Waves Directionality and Surface Currents," *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90,pp,1049-1059.



圖1 臺中港海洋高頻陣列雷達系統外觀現況



圖 2 AWAC 外觀 [摘自 nortek 公司網站]

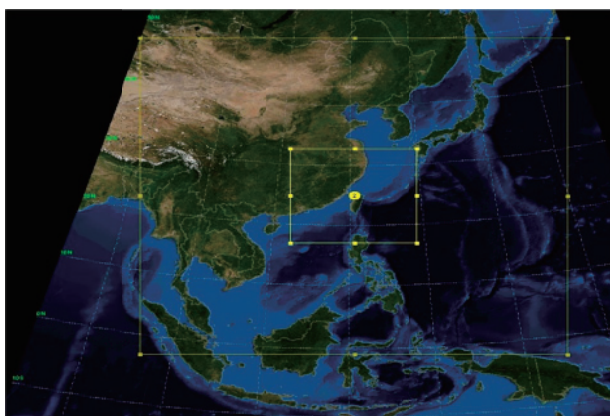


圖 3 WRF 範圍的選取

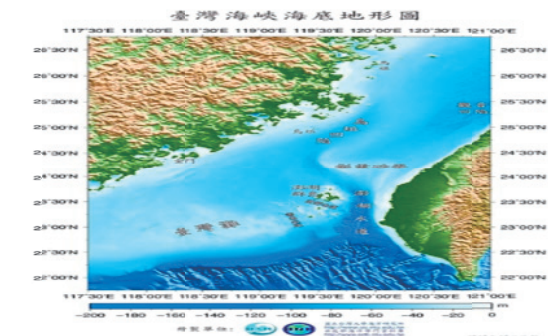


圖 4 臺灣海峽海底地形圖 [摘自科技部海洋學門資料庫]

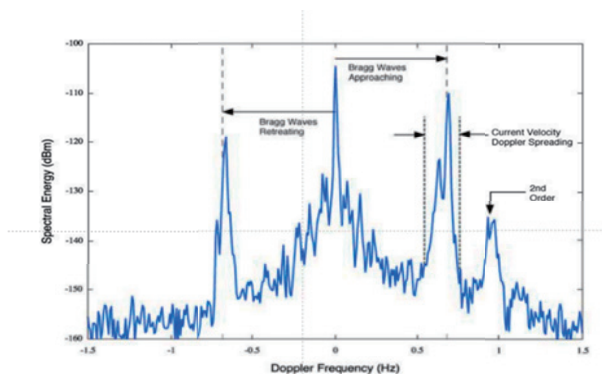


圖 5 高頻雷達都卜勒頻譜示意圖

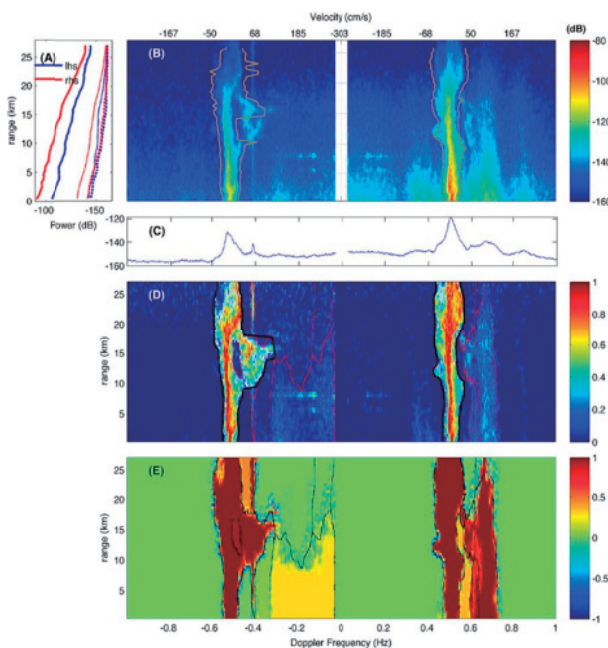


圖 6 2011 年 2 月 8 日 0645 UTC 都卜勒距離譜[摘自 Kirincich (2017)]

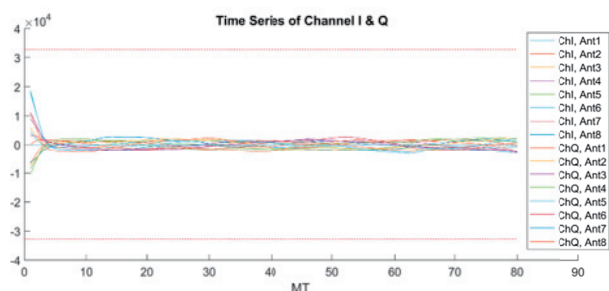


圖 7 臺中港天線觀測的 I/Q 訊號時間序列圖之一

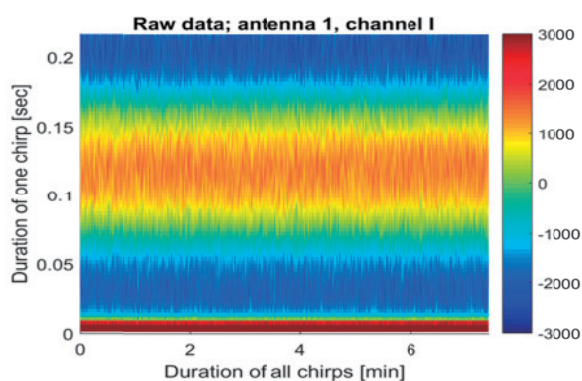


圖 8 天線的 IQ 訊號圖

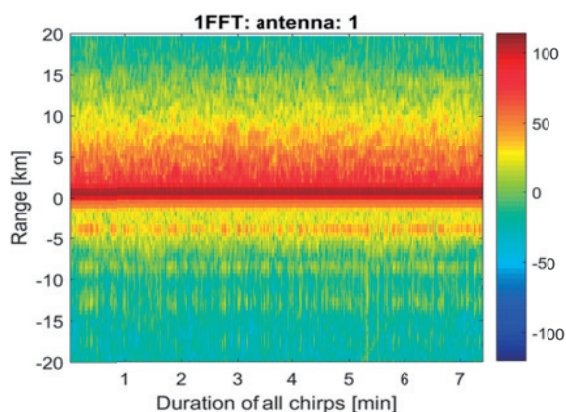


圖 9 IQ 訊號之第一次的傅立葉轉換

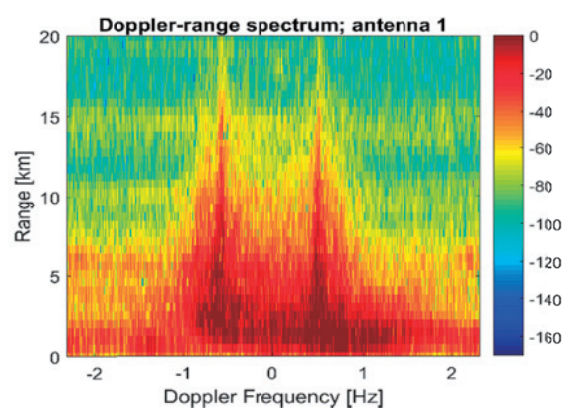


圖 10 第二次傅立葉轉換獲取都卜勒距離譜

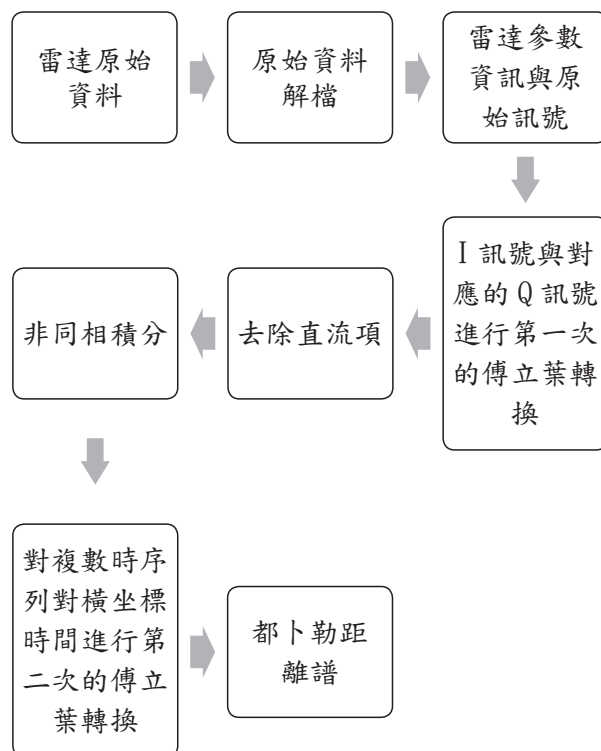


圖 11 回波訊號處理流程圖

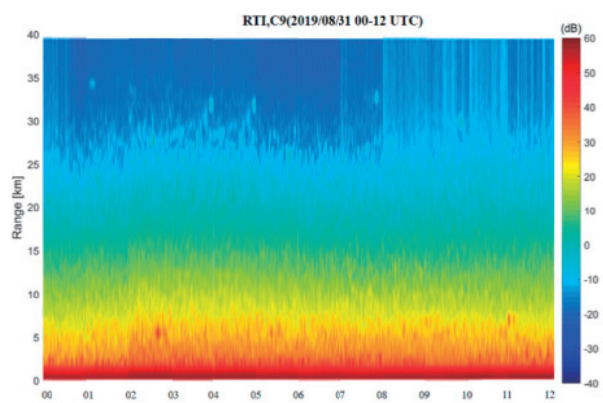


圖 12 臺中港 8 月 31 日 12-24 UTC RTI 圖

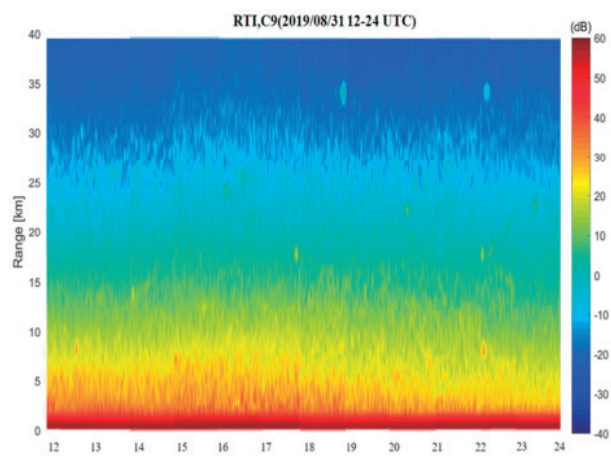


圖 13 臺中港 8 月 31 日 12-24 UTC RTI 圖

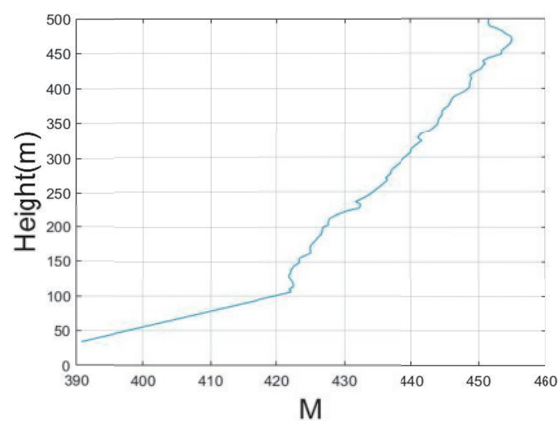


圖 14 9 月 1 日 00 UTC 馬空探空觀測
M_Profile



圖 17 臺中港附近觀測儀器位置圖

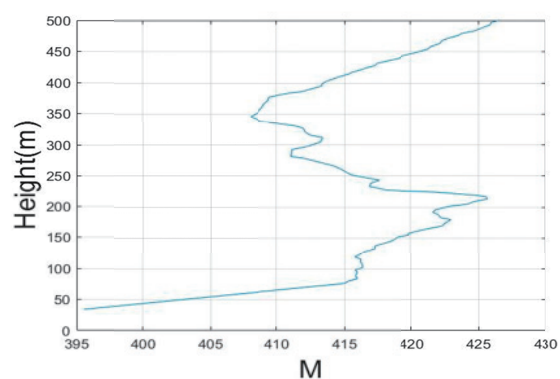


圖 15 9 月 1 日 12 UTC 馬空探空觀測
M_Profile

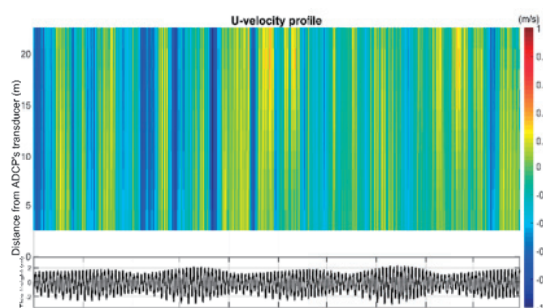


圖 18 AWAC 觀測之 U 方向之流速剖面

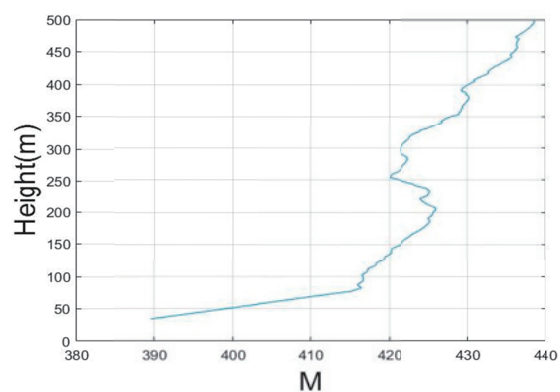


圖 16 9 月 2 日 00 UTC 馬空探空觀測
M_Profile

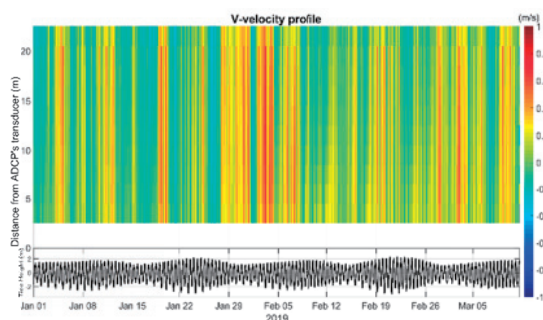


圖 19 AWAC 觀測之 V 方向之流速剖面

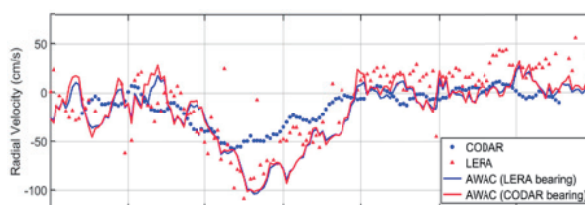


圖 20 AWAC 與高頻雷達之流速觀測比較

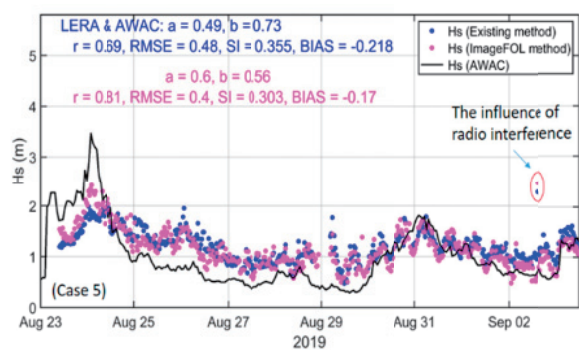


圖 21 波高分析比對圖

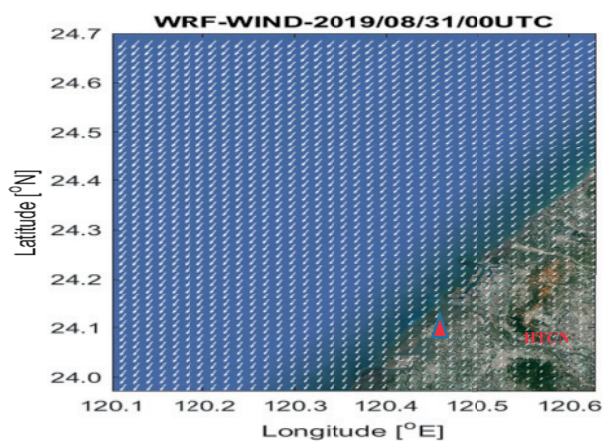


圖24 WRF風場圖（2019/8/31/00 UTC為初始場資料）

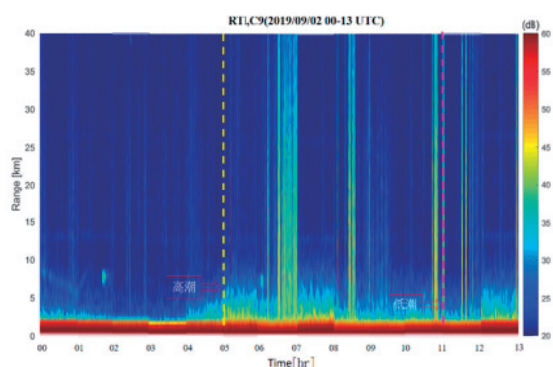


圖 22 2019年9月2日RTI圖

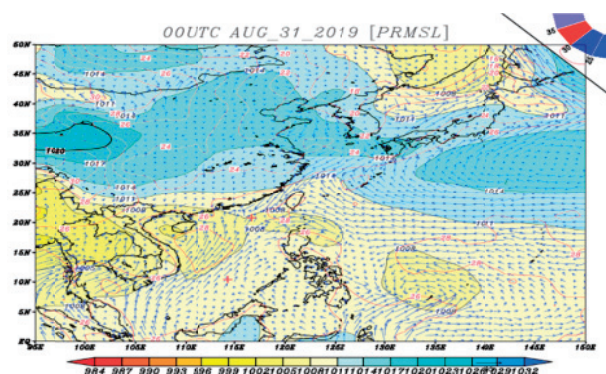


圖25 2019年8月31日00 UTC地面圖(Grads繪製)

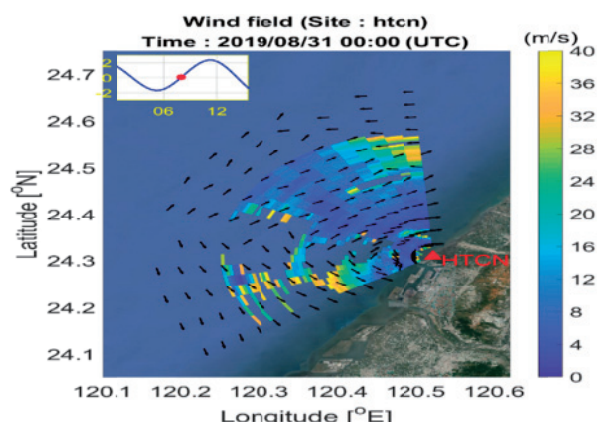


圖23 臺中港高頻陣列雷達反演風場圖

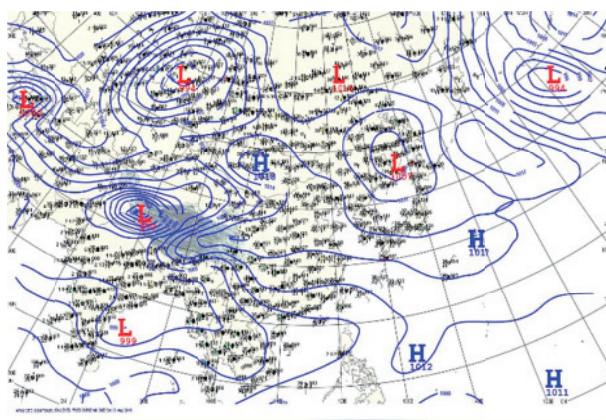


圖26 2019年8月31日00 UTC地面圖 (Lead繪製)

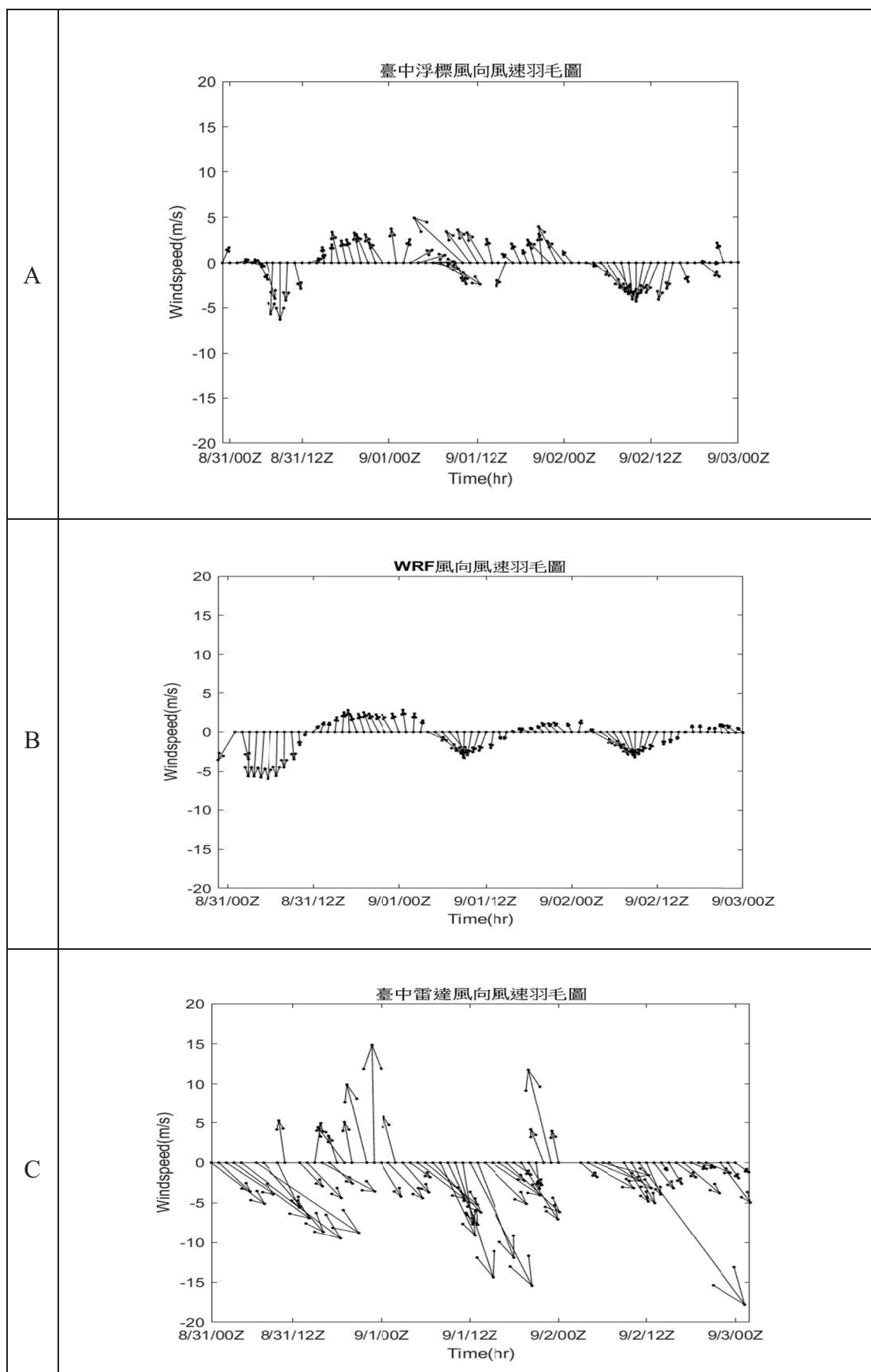


圖 27 臺中浮標、WRF 及臺中雷達風羽圖

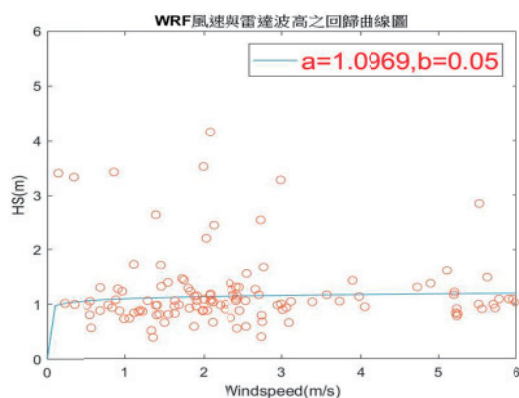


圖28 WRF風速與雷達波高回歸曲線圖（方位角296度；距離20公里）

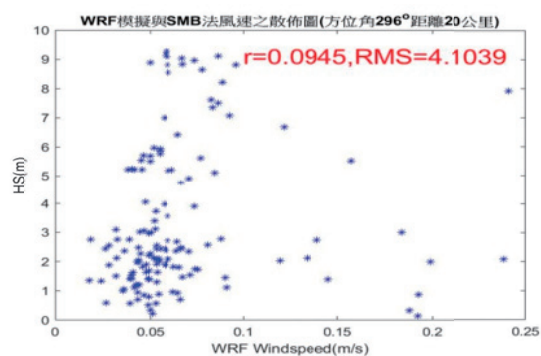


圖29 WRF模擬與SMB法風速之散佈圖（方位角296度；距離20公里）

表 1 臺中港雷達參數

觀測時距(Observation time)	30 分鐘
雷達頻率(Radar frequency)	27.75 MHz
頻寬(Bandwidth)	300 KHz
發射天線數量(Number of transmitting antennas)	4
接收天線數量(Number of receiving antennas)	16
方位角(Main Bearing)	296 (Deg., WWN)
觀測距離(km)	40 km (最高 80 km)
距離解析度(Range resolution)	500 m
方位解析度(Azimuthal resolution)	5 deg
啁啾長度(Chirp length)	0.21666 sec
取樣頻率(Sampling frequency)	740 Hz
每啁啾取樣數(Number of samples per chirp (MT))	1280
最小啁啾數(Number of minimum chirps (NCHIRP))	8192

表 2 CODAR 雷達參數

發 射 波 型	調 頻 連 續 波
頻寬	-40.439 kHz
單次掃描時間	1 秒
操作頻率	4.58 MHz
掃描次數	1024
距離解析度	3.71 公里
徑向速度解析度	0.03 m/s

表 3 AWAC 儀器參數

系統參數	
聲學頻率	1 MHz, 600 KHz
聲學波束	4 波束垂直 1 個, 25° 3 個
運行模式	獨立式/在線監控
流速剖面參數	
剖面範圍	30 m(1 MHz), 50 m(600 KHz)
層寬	0.4~2.0 m(1MHz), 0.5~0.8 m(600KHz)
層面數	20~40 (最大 120)
流速測量參數	
流速範圍	水平±10 m/s
精度	測得流速的 1%±0.5 cm/s
波譜	3.5 cm/s
流速剖面	1 cm/s
波浪測量參數	
最大水深	40 m(1 MHz), 60 m(600 KHz)
數據類型	壓力, 沿波束的一個單元流速, AST
採樣率	1 Hz/2 Hz, 每次採樣數 512、1024、2048
特徵值估算	
範圍	-20 至 20 m
波高分辨率/精度	1cm/小於測量值 1%
波向分辨率/精度	0.1°/2°
週期範圍	0.5~30 秒

表 4 WRF 參數設定

WRF Domain	D1	D2
水平解析度	6 km x 6 km	2 km x 2 km
地形解析度	5 m	30 S
網格數	100 x 103	172 x 199
微物理參數	Kessler	
積雲參數	Kain-Fritsch	
長波輻射參數	RRTM	
短波輻射參數	Dudhia	
邊界參數	YSU	
eta 層	45	

表 5 海面風速 U、V 分量均方根誤差統計表

	臺中浮標 與 WRF/U	臺中浮標 與 WRF/V	臺中浮標 與 JONSWAP 關係法/U	臺中浮標 與 JONSWAP 關係法/V	WRF 與 JONSWAP 關係法/U	WRF 與 JONSWAP 關係法/V
均方根 誤差值 (RMSE)	1.7777	2.3015	7.9656	10.0439	8.4099	10.0558

Use High-Frequency radar array to analyze and verify atmosphere and ocean conditions in the sea area near Taichung harbor

Shih-Chiao Tsai¹ Hwa Chien¹ Hao-Hsun Huang²

¹The thesis of Department of Environmental Information and Engineering, Chung Cheng Institute of Technology, National Defense University

²Weather Wing R.O.C Air Force

Abstract

Observation of marine meteorological and sea state is a difficult and dangerous task. Observation operations often require the deployment and maintenance of related observation instruments. It is difficult to support the maneuvering needs of wartime, exercises and training. High-frequency sea-measuring radar has a wide range of observations and maintenance. The advantages of convenience and real-time observation can be used to increase the meteorological and sea state observation energy in the waters near Taiwan, and meet the environmental requirements of various types of ships in the marine battlefield. The tide of the western coast of Taiwan is controlled by the resonance of the tidal wave in the Taiwan Strait, and Taichung Port is located at the ventral point of its oscillation. The ventral point is sensitive to the flow field in the nearby sea. It will present completely different flow conditions with the rise and fall of the ventral point, and there is a lack of meteorological data on the wide ocean surface, especially wind speed data. The factors of the wind field on the sea surface often bring certain risks to the ships performing warfare training missions in the area. This study uses the newly built high-frequency array radar in the north sand dike of Taichung Port by Harbor and Marine Technology Center, to observe and analyze the characteristics of the surface flow field, wave, tide and wind field in the nearby sea area, and compare it with the acoustic bottom tidal wave instrument of the port's offshore and the Central Meteorological Bureau's offshore Buoy observation data. Furthermore, JONSWAP relation method, SMB method and three-parameter method inversion of wind speed and WRF model simulation of the surface wind field are compared and analyzed to verify the performance of high-frequency array radar under various weather conditions. The long-term continuous observation of the array radar can accurately grasp the various meteorological information of the marine battlefield environment and provide a reference for strategic decision-making.

Keywords: resonance of the tidal wave, high-frequency array radar, JONSWAP relation method, SMB method, three parameter method, WRF model