

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。海面對於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方法)。

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

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

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 三個人名的首字母組成)，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]

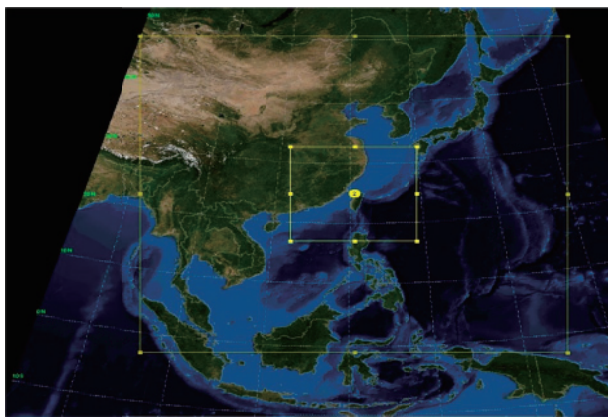


圖 3 WRF 範圍的選取

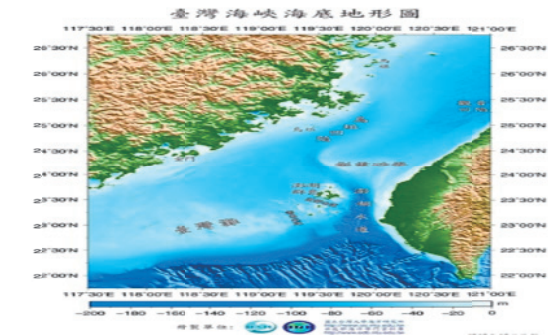


圖 4 臺灣海峽海底地形圖 [摘自科技部海洋學門資料庫]

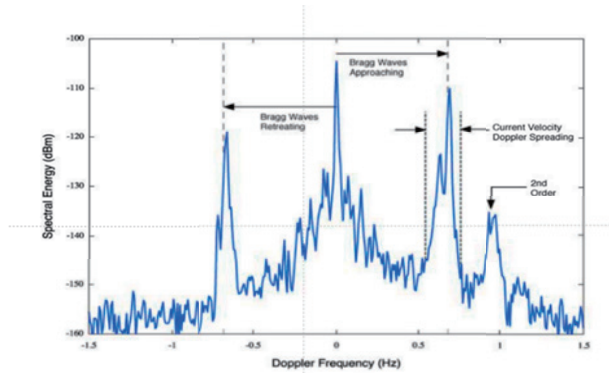


圖 5 高頻雷達都卜勒頻譜示意圖

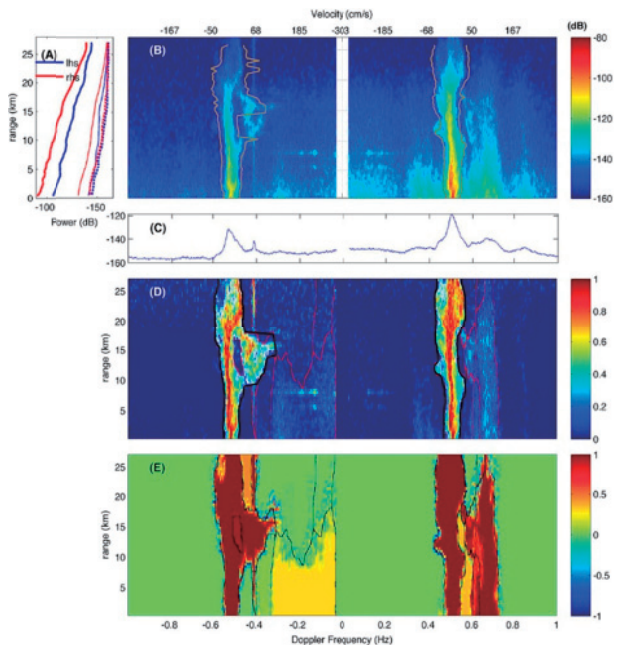


圖 6 2011 年 2 月 8 日 0645 UTC 都卜勒距離譜 [摘自 Kirincich (2017)]

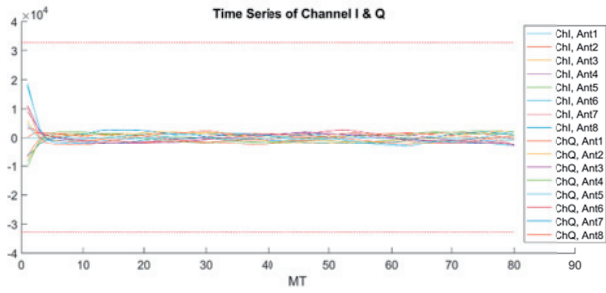


圖 7 臺中港天線觀測的 I/Q 訊號時間序列圖之一

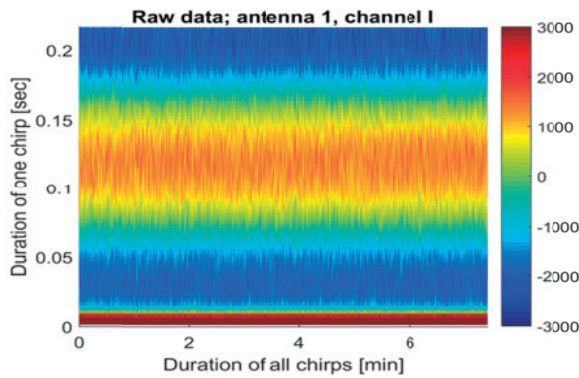


圖 8 天線的 IQ 訊號圖

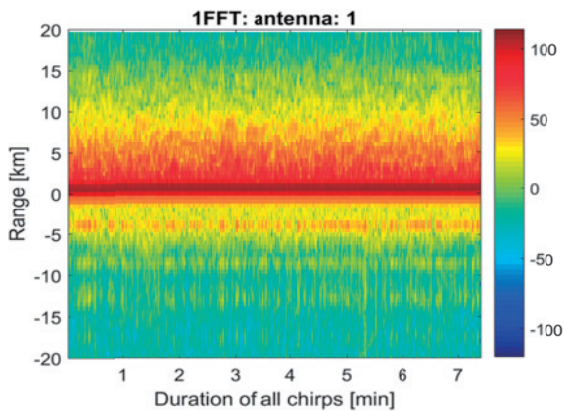


圖 9 IQ 訊號之第一次的傅立葉轉換

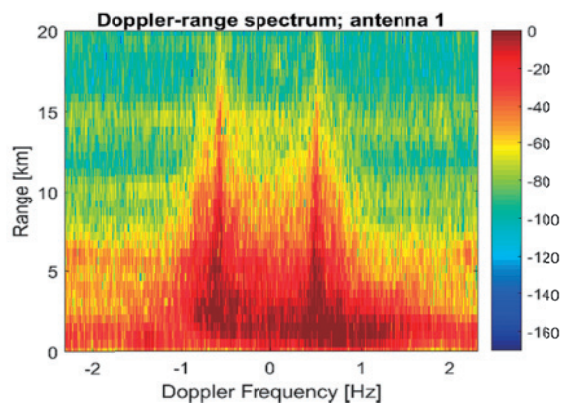


圖 10 第二次傅立葉轉換獲取都卜勒距離譜

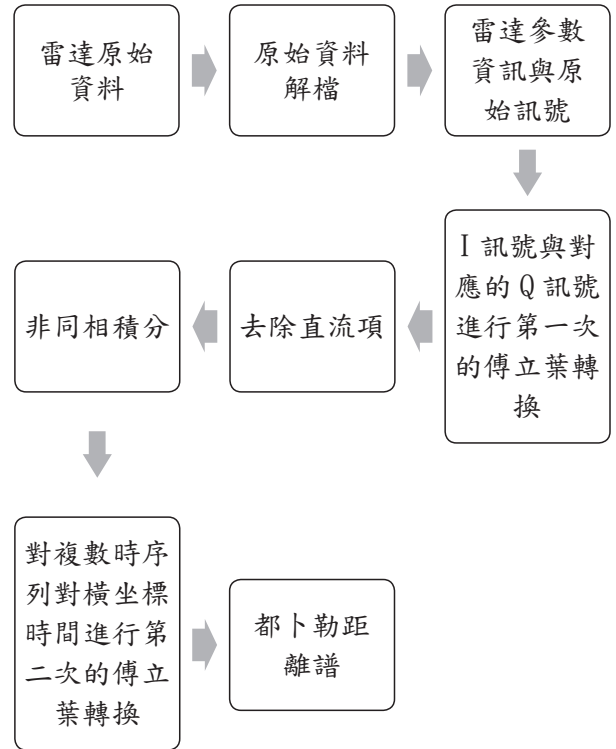


圖 11 回波訊號處理流程圖

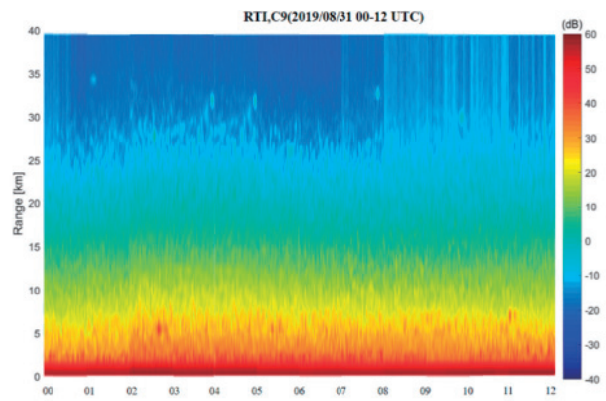


圖 12 臺中港 8 月 31 日 12-24 UTC RTI 圖

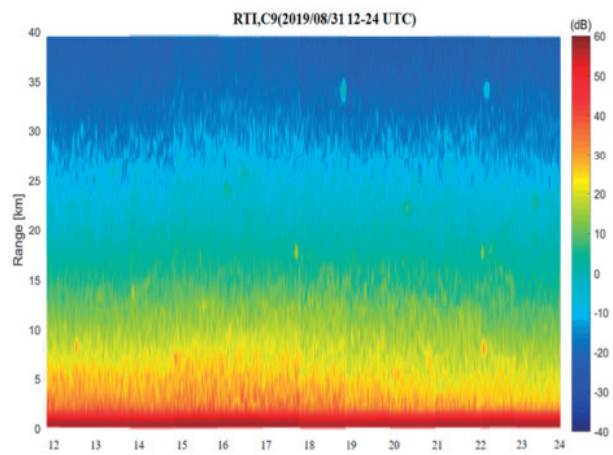


圖 13 臺中港 8 月 31 日 12-24 UTC RTI 圖

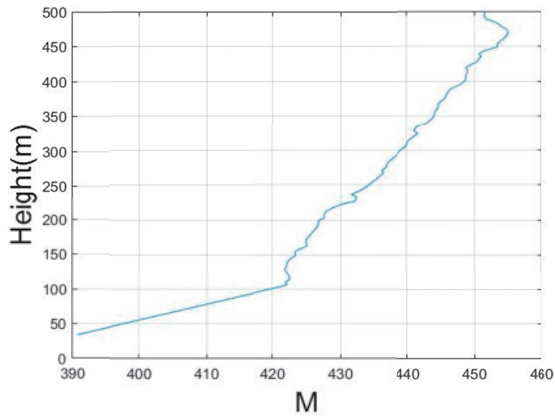


圖 14 9 月 1 日 00 UTC 馬空探空觀測 M_Profile

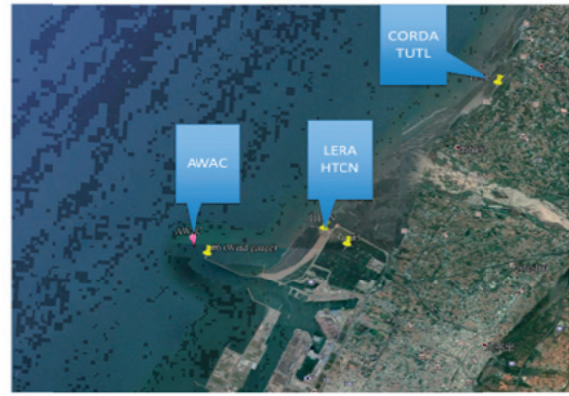


圖 17 臺中港附近觀測儀器位置圖

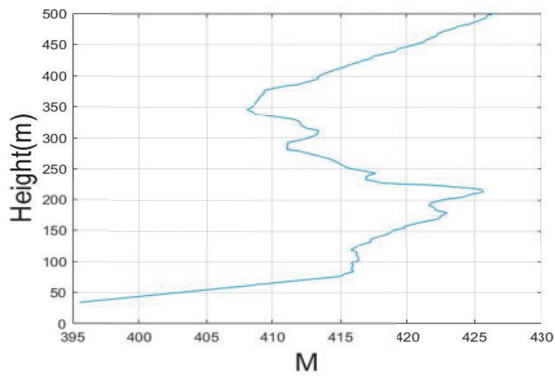


圖 15 9 月 1 日 12 UTC 馬空探空觀測 M_Profile

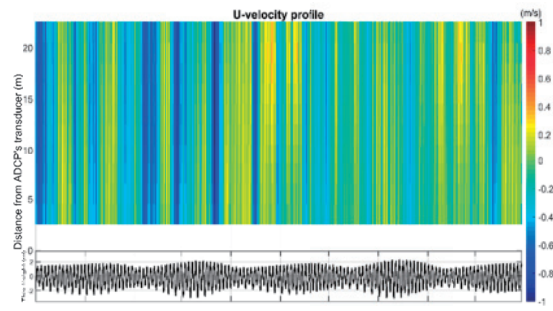


圖 18 AWAC 觀測之 U 方向之流速剖面

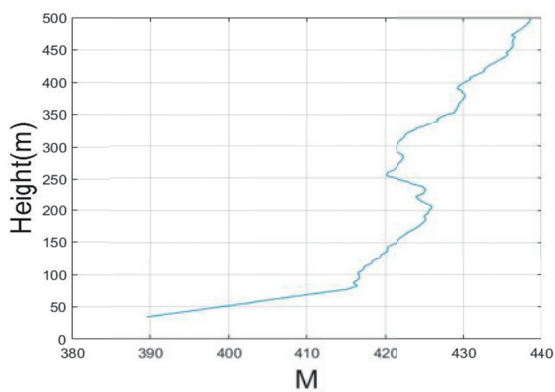


圖 16 9 月 2 日 00 UTC 馬空探空觀測 M_Profile

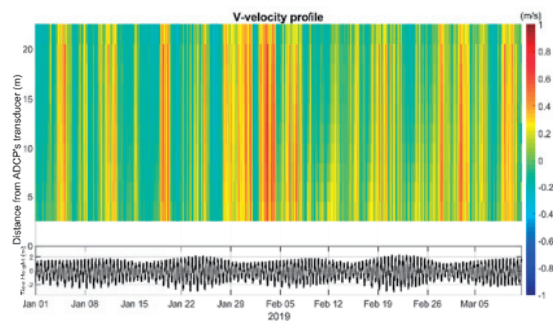


圖 19 AWAC 觀測之 V 方向之流速剖面

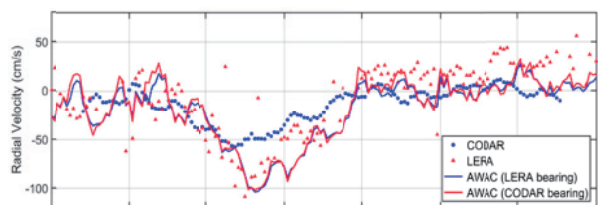


圖 20 AWAC 與高頻雷達之流速觀測比較

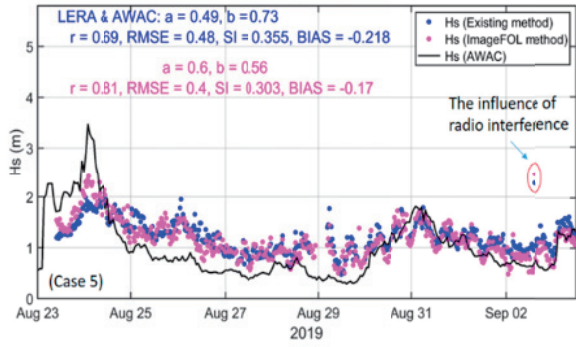


圖 21 波高分析比對圖

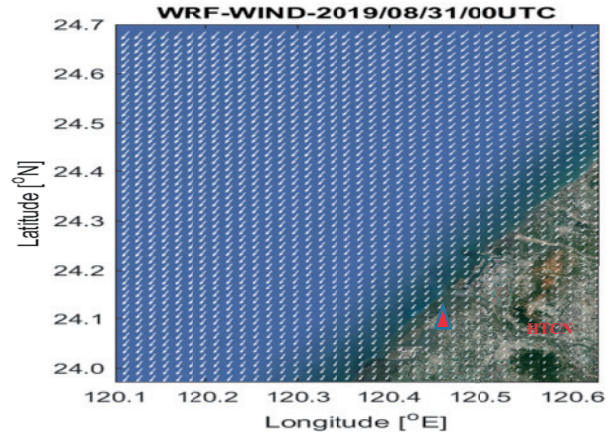


圖24 WRF風場圖（2019/8/31/00 UTC為初始場資料）

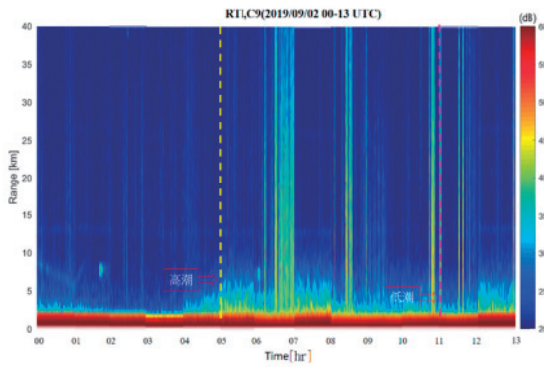


圖 22 2019年9月2日RTI圖

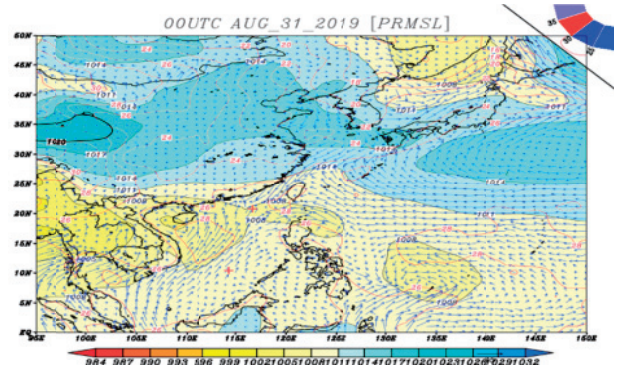


圖25 2019年8月31日00 UTC地面圖(Grads繪製)

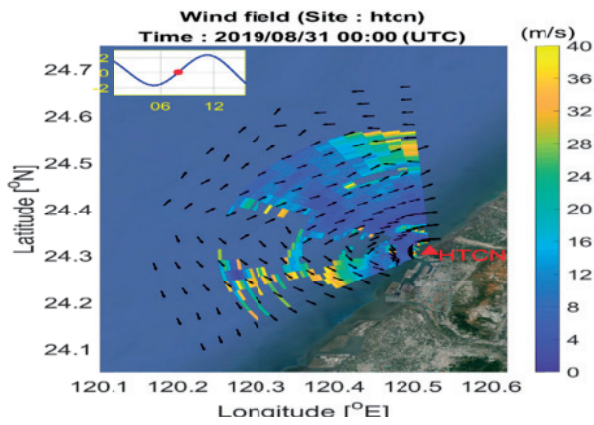


圖23 臺中港高頻陣列雷達反演風場圖

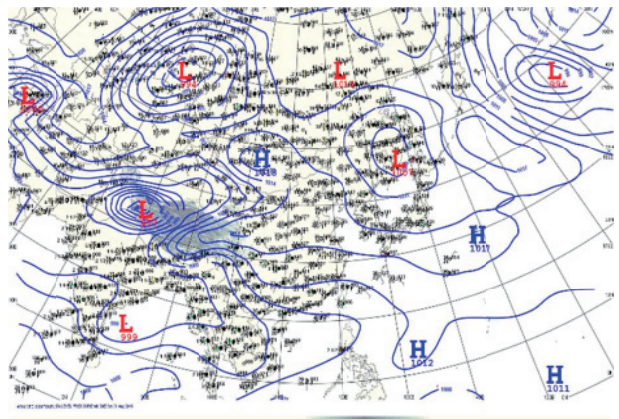


圖26 2019年8月31日00 UTC地面圖 (Lead繪製)

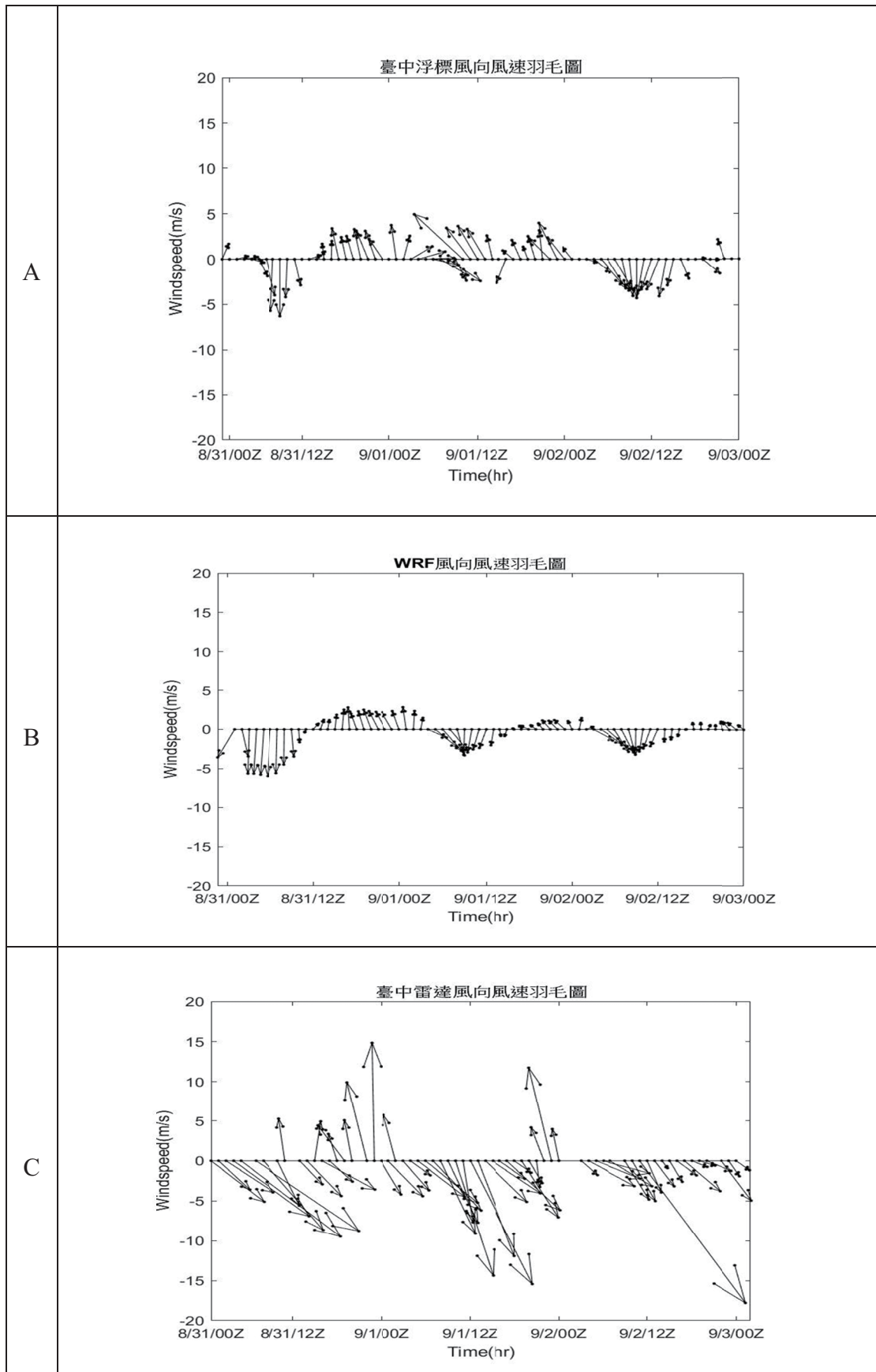


圖 27 臺中浮標、WRF 及臺中雷達風羽圖

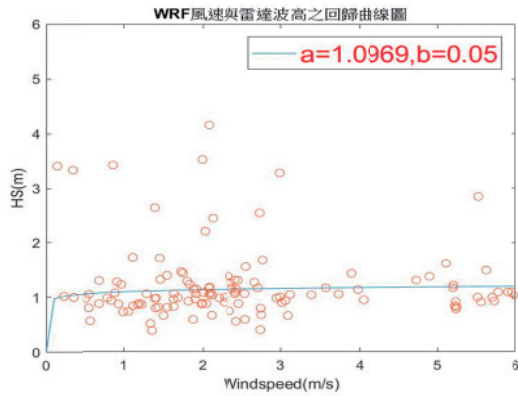


圖28 WRF風速與雷達波高回歸曲線圖（方位角296度；距離20公里）

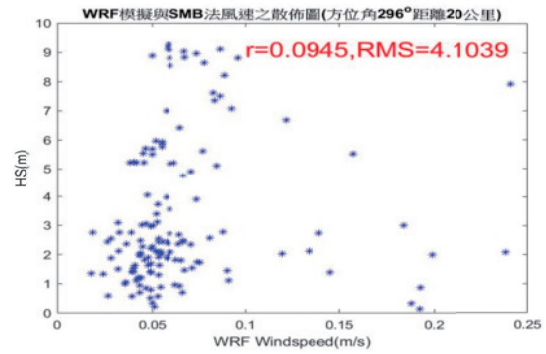


圖29 WRF模擬與SMB法風速之散佈圖（方位角296度；距離20公里）

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