

101 年天氣分析與預報研討會

中華民國 101 年 9 月 17 日(星期一)至 20 日(星期四)，于中央氣象局、集思臺大會議中心

2012 Conference

on

Weather Analysis and Forecasting

Sep 17-20, 2012 Central Weather Bureau, Taipei

海象測報與應用

85	鄧中柱 On measuring ocean surface waves	427
86	方盈智 王冑 楊穎堅 郭天俠 唐存勇 運用高頻雷達觀測臺灣東北海域表面海流研究	429
87	陳昭銘 毛正氣 劉進順 黃韋豪 中央氣象局浮標與衛星之觀測風浪特性比較	435
88	張志強 風湧浪觀測之分析研究	439
89	謝佳穎 王冑 蘇國政 孫漢宗 王弼 利用 X-Band 雷達研究暴雨事件下之回波物理機制	442
90	施孟憲 饒國清 滕春慈 黃清哲 從資料浮標觀測資料探討七股澎湖海域水溫特殊變化	448
91	吳祚任 臺灣海域近岸風暴潮溢淹預報模式之開發與與研究	450
92	朱啟豪 藍色公路海象資訊系統介紹	452
93	于嘉順 尤皓正 陳琬婷 朱啟豪 滕春慈 西北太平洋作業化海流模式之發展	459
94	蕭登倨 陳昭銘 鍾天勝 基隆-福州航路之海氣象特性分析	463
95	許城榕 陳炫杉 陳陽益 風浪及湧浪方向波譜劃分於海象預報的應用	467
96	陳進益 鄉鎮潮汐預報作業	473

On measuring ocean surface waves

Chung-Chu Teng

Center for Operational Oceanographic Products and Services

Many national and international meteorological and oceanographic services monitor ocean wave characteristics nearly continuously over great expanses of the world's coastlines and in deep waters. These provide important information for mariners, fishermen, offshore oil workers, weather forecasters, ocean engineers, harbor authorities, coastal managers, marine scientists and the public-at-large planning, coordinating and conducting a variety of maritime activities. Although wave modeling and prediction/forecast become more popular and can provide detailed and continuous data in almost every ocean and coastal locations, ocean wave data obtained from various field measurement systems still play a key, realistic, and reliable role for the applications listed above and provide validations and bases for wave models used for prediction, forecast, nowcast, hindcast, or data assimilation.

Field measurements of ocean wave data can be categorized as either the *in situ* or the remote sensing measurements. The *in situ* wave measurements include installing various measurement instruments and systems on either fixed platforms (such as coastal structures, offshore structures, or sea bottom) or floating platforms (such as buoys or ships). Instruments used for *in-situ* measurements include accelerometers, pressure gauges, current meters, arrays of gauges, etc. The remote sensing wave measurements can be conducted from either land/shore-based systems or airborne/satellites systems. Land- or shore-based systems include high frequency radars, marine navigation radars, coastal radar systems, videography systems, etc. Airborne and satellite systems include airborne radars, airborne LiDARs (light detection and ranging), airborne stereo photography systems, altimeters, synthetic aperture radars (SAR), etc.

The presentation will provide a cursory review of the state-of-the-art in ocean wave measurements from both *in-situ* and remote sensing systems. Advantages, disadvantages, and applications of these wave measurement systems will be briefly discussed. Comparisons of wave data obtained from different wave measurement systems will be presented. For examples, Figure 1 compares significant wave heights and average wave periods from an NDBC buoy and an upward-looking acoustic current profiler. Figure 2 compares significant wave heights from a wave buoy and an x-band radar system WaMoS II. More similar comparisons will be presented and discussed.

Key words: ocean waves, in situ measurement, remote sensing measurement, buoy, wave sensor, marine instrument, wave model.

References:

Alliance for Coastal Technologies, "Waves Measurement Systems Test and Evaluation Protocols", Ref. No. {UMCES}CBL 12-028, Alliance for Coastal Technologies Indexing No. ACT-12-01, July 2012.

Ash, Ellis, Carter, D., Collard, F., “Wave Data Handbook”, (Draft Version), Logica, GlobWave/DD/WDH, version 1, September 2011.

Mettlach, T. and C.C. Teng, Concepts for an Ideal Ocean Wave-Measuring Buoy, Proceedings of OCEANS 2010 Conference, Seattle, Washington, 2010.

Teng, Chung-Chu, “Field Measurements: In-situ and remote sensing, a chapter of the Oceanography - Ocean Engineering Section in the Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS) (which was sponsored by the UN Educational, Scientific, and Cultural Organization), 2003.

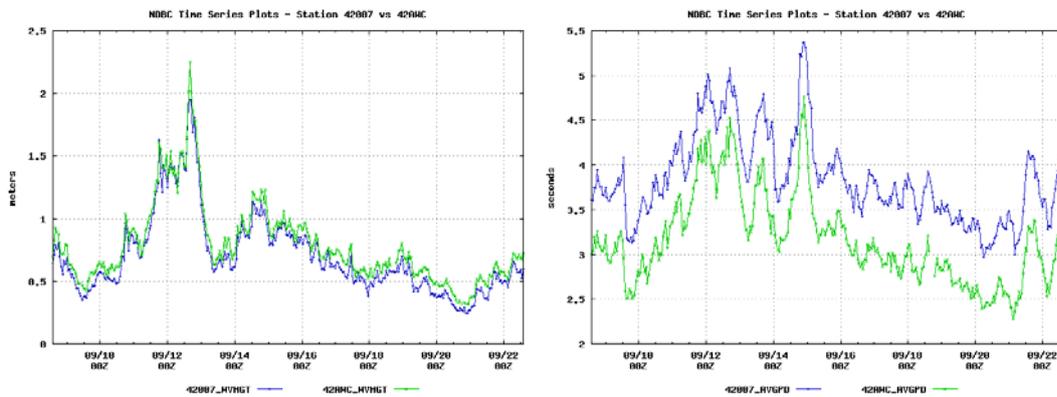


Figure 1. Comparison of significant wave heights and average wave periods from an NDBC buoy and an upward-looking acoustic current profiler.

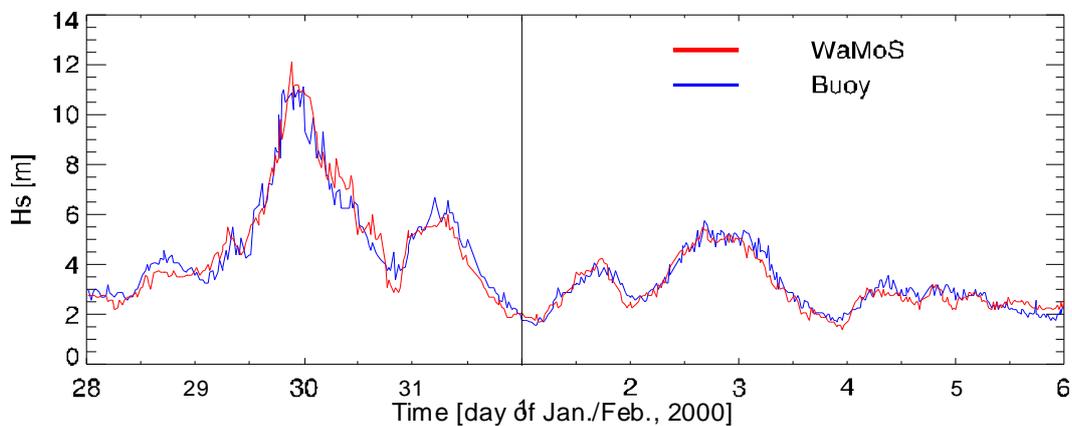


Figure 2. Comparison of significant wave heights from a wave buoy and a WaMoS II (courtesy of Sea-image Corporation)

運用高頻雷達觀測臺灣東北海域表面海流 及其資料品質與準確性之探討

方盈智^{1,2} 王青¹ 楊穎堅³ 郭天俠¹ 唐存勇¹

國立臺灣大學海洋研究所¹

School of Fisheries and Ocean Sciences, University of Alaska Fairbanks, USA²

軍軍官學校海洋科學系³

摘要

為監測臺灣東北部海域表面海流變化情形，海軍軍官學校與臺灣大學海洋研究所共同合作，在蘇澳北方澳以及宜蘭漢本附近各架設一組長距型高頻測流雷達遙測表面海流之時空變化。蘇澳站於2010年2月架站完成並開始進行觀測，但該站於2010年8月底遭受雷擊而受損，2010年12月修復。漢本站則於2011年2月完成架站。兩站系統經不斷調校後，已於2011年4月起正式提供作業海域半徑100公里內之即時表面海流遙測資料。本文除了報告測站運作經過情形外，亦統計分析蘇澳及漢本兩站建置後所收集的資料，探討該二站資料品質之空間分佈與地區特性。此外，為了驗證雷達要測資料之準確性，我們蒐集歷年之水下20公尺船測海流資料、漂流浮標資料等與雷達遙測表面海流資料進行相互比對，統計結果顯示海流統計值十分接近，彼此相關度甚高。此外，雷達遙測表面海流資料與漂流浮標所測得之水下4公尺海流資料相比，兩者流向資料非常接近，而雷達遙測表面流速則略小於實際流速。目前整體監測系統已連網並能自動操作與遠端遙控，二遠端站均會在每小時固定時間將最新的原始觀測資料傳輸回到位於臺灣大學的中控站，後者再自動執行品管、資料合成以及繪圖等作業，然後將近乎即時觀測結果展示於網頁以供外界查詢。

關鍵字：高頻雷達、遙測、表面海流、臺灣東北海域

一、前言

傳統近表面海流量測常會使用漂流浮標，也就是利用海面浮標(拖傘或擋流板)位於海面下某深度順流漂動時之位置隨時間變化率以估算海面下某深度海流流速大小以及流向，這種作業方式因浮標價廉以及作業簡單故頗為廣用。然而對於大面積海域或是需要連續長時期觀測之海流調查作業而言，如果使用漂流浮標則前者需要同步施放許多浮標，而後者則需要定點定時不斷施放浮標，如此一來總成本未必低廉同時觀測作業亦可能會受惡劣天候影響而中斷，因此實務上不太可行。除此之外，另一種成本較低之方式則為使用海洋遙測方法，其中雷達就是一種最常用的遙測工具。

雷達一詞源於RADAR (RADio Detection And Ranging)之音譯，英文原意為無線電波偵測物體與計算距離。海洋學家利用雷達觀測海洋現象已有40多年歷史。雷達遙測原理乃基於雷達天線發射之電磁波在傳播過程中如接觸到海面粗糙構造時即會產生後向散射，此後向散射回波之性質則與一些外在的、會影響到海面粗糙構造性質與分佈的物理因子(如波浪、風力、雨滴、海流等)間有密切關係，是以利用雷達回波訊號便可以反算、估求這些外在物理因子的分佈特性。雷達

可以是岸置、船置、甚至是空載，通常視實際應用與需求而決定其裝置方式。雷達天線也可以設計成各種不同形狀，例如使用碟型天線可發射柱狀波束，而橫棒型天線(如哨雷達)則可以發射出片狀波束，另外還有柱型天線與網狀陣列天線等。

高頻雷達(HF Radar)係使用波長較長(其範圍為由十公尺至一百公尺)之電磁波，岸置高頻雷達所發出之電磁波主要以地波(ground wave)方式向外輻射傳播，當射出之雷達波遇到障礙物以及崎嶇不平海面即會產生後向散射回波。海面上後向散射回波信號主要是由雷達波與海面粗糙度(即由波長為雷達波波長一半長度之海面波所構成)經由布拉格共振效應(Bragg Resonance)所產生，由於構成海面粗糙度的海面波本身即是週期性的波浪運動，因此雷達回波頻譜圖上就會在這些海面波所對應之頻率處顯示出能量尖峰。當海面有流時，表面海流會對波浪(也就是海面粗糙度)造成多卜勒效應(Doppler effect)使波浪頻率發生偏移，因此當海面海流在雷達天線徑向方向上具有流速分量時，雷達波與海面粗糙度作用之後向散射回波信號即會具有頻率偏移的效應，是以利用雷達所測得回波之頻移便可反算出表面海流大小(指雷達天線徑向方向上的流速分量)。由於流速為向量，需由二正交之分

量才能適當表達，然而一台雷達只能提供其天線徑向上各點海流遠離或接近的資訊，故必需結合兩台以上雷達的觀測資料才能正確表達出雷達共同涵蓋區域內的海流向量流場資訊。近年來，坊間陸續推出多種不同用途的商用雷達監測海流系統，其中CODAR (Coastal Ocean Dynamics Application Radar)可能是用戶最多的系統。

以我國現實環境而言，由於經費、研究人力等的限制，目前尚無法大規模同步建置環台CODAR觀測網，因此本計畫擬定初步先在台灣東北部海岸架設CODAR觀測站，未來再視使用需求逐步延伸擴充。台灣東部海岸地形崎嶇複雜，計畫執行前即預知架設初期勢必會有許多技術困難需要解決，例如使用CODAR觀測數據合成海流之作業就高度仰賴兩個遙測站互相涵蓋(Coverage)的程度，由於地形遮蔽往往會形成一些觀測死角區，這就需要依靠未來結合數理模式加以填補；另外CODAR雷達波是以地波方式沿海面傳播至遠處，為避免信號衰減過大，雷達天線位置最好要盡可能地靠近海邊，因此建站位置選址時就必須審慎考量，不然便容易遭遇到海岬、河口沖積扇等地形干擾。至於本計畫僅規劃執行小規模觀測，此乃鑒於技術能量之建立實非一蹴可及，然透過逐步架設過程可以讓技術人員熟悉相關細節並累積經驗，待學習成熟後便可加速擴展建置進程並擴充作業人力，最終理想則為建立環島規模的CODAR觀測網以及建立完整之CODAR作業以及系統維持的技術能量。

本文乃介紹本研究團隊於宜蘭縣蘇澳與漢本兩地實際完成CODAR遙測站(建置作業並進行觀測外，亦對觀測所得大量數據進行分析與資料比對，藉以瞭解兩遙測站地區性的統計特性，進而將統計結果應用於日後之資料品質與後續處理作業。目前整體監測系統已連網並能自動操作(必要時可遠端遙控)，二遠端站均會在每小時固定時間將最新的原始觀測資料傳輸回中控站，後者再自動執行品質、資料合成以及繪圖等作業，然後將即時觀測結果展示於網頁以供外界查詢。

二、蘇澳站與漢本站資料特性

2.1、CODAR系統資料處理流程

本計畫所用之長距型CODAR系統(載波頻率為4.388MHz，波長68.32m)具有一支直立的鞭狀發射天線以及三支相互垂直排列的接收天線，後者是由兩支水平排列的雙極(Dipole)天線(Loop 1與Loop 2)以及一支直立的單極(Monopole)天線(Loop 3)所構成，其中Loop 1與Loop 2用以判定訊號來向方位，至於Loop 3訊號則在後級訊號處理對Loop 1與Loop 2訊號標準化(Normalize)時可以作為參考基準。

CODAR系統在執行觀測作業時約每0.5秒會發射一組呈線性變頻(載波頻率隨時間線性增加或是減少)波形之調頻連續波(Frequency Modulated Continuous Wave Chirp, FMCWC)雷達波，如此接收天線端所接收到的，源自CODAR照射區內某一點(與發射天線之距離為 $R=C\Delta t/2$ ，式中C為光速， $\Delta t/2$ 為雷達波由天線傳至該點所需時間)之雷達回波即是一組同樣FMCWC波形但延遲了 Δt 時間的訊號，由圖3知，此時發射與接收之FMCWC信號二者間具有 Δf 之頻率差(對固定點此差值在整段Chirp期間均維持不變)，另一方面 Δf 與 Δt (也就是與R)亦成正比，因此某一瞬間CODAR所接收到來自海面上不同距離處散射體產生之後向散射回波訊號便會具有不同的頻率，CODAR即是藉助FMCWC回波具有頻率差異的特性，將FMCWC回波訊號以外差法(heterodyne)處理(數學上相當於將回波訊號先乘以同時間之發射波Chirp訊號，然後再濾除乘積訊號中由二者頻率和組成之高頻訊號；由三角函數積化和差關係知，如此濾波後僅剩下由二者頻率差組成之低頻訊號後，再作快速富氏轉換(Fast Fourier Transform, FFT)，FFT解出之各成份即對應到某瞬間(即這一組FMCWC波形作用時間內)來自於照射區內不同距離地點的回波訊號。此處FFT對空間距離之解析力取決於Chirp波形的高寬比B/T，式中B為Chirp波形之高度(頻寬)，T則為Chirp之寬度(如圖3所示)，如後者以及採樣率均固定時則頻寬愈大距離解析可以愈好。

經一段時間(例如1024個Chirp)即可再對各不同距離點所累積之時間序列訊號做頻譜分析，並以頻譜(Spectrum)方式儲存。長距型CODAR系統大約每15分鐘會自動產出一筆相關譜資料(Cross Spectrum File, 又稱CSQ File)，隨後系統又會將相鄰時間點與前後之CSQ File進行平均，約30分鐘產出一筆稱為短時間互相關譜(Short Time Cross Spectrum File, 又稱CSS File)的資料。為了有效降低雜訊(Ramp et al. 2008)，CODAR系統還會將所收集之CSS File進行長時間平均(此平均時間長度為經驗值，長距型系統設定為180分鐘，但本計畫根據蘇澳與漢本站之長期觀測經驗，能譜平均時間取240分鐘會比預設者有較佳之效果)，平均後的能譜資料即為估算海流之根據。估算海流作業是先從各不同距離點平均能譜找出由海面散射體(海面波浪)所產生第一階布拉格後向散射回波訊號的頻帶，此頻帶又稱為第一階區(First order region)，再根據第一階區頻帶內各成份波之頻率，以及海面散射體(即波長為雷達載波波長1/2長度的海面波浪，如以本計畫為例為34.16m)在無流時之頻率，由二者之頻率差值即可藉都卜勒效應估算出向著雷達天線方向之徑向海流流速(向著天線流速為正，反之為負)，然後由三支天線訊號在第一階區頻帶內各成份波之互相關譜求出對應之特徵值以及特徵向量，再經由多重訊號分

類算法(Multiple Signal Classification, MUSIC)計算DOA來向函數(Direction of Arrival, DOA)以估算各成份波最可能之訊號來向(Lipa and Barick et al., 1983, Lipa et al., 2006)。經由這些複雜計算以及不穩平均後, CODAR控制系統即得出以遙測站為中心, 向外以固定距離分隔之環狀域(circular annulus)上不同點上的徑向海流資料(Radial Velocity File, RUV File)。此時若有二站以上的CODAR遙測站同步觀測資料, 即可再透過中控站系統將各站純量型態徑向流速的RUV檔合成為向量型態的表面海流(Total Velocity File, TUV File)資料。RUV File與TUV File皆為一小時自動輸出一次。

2.2、蘇澳站與漢本站觀測記錄概述

本觀測選定蘇澳北方澳以及宜蘭漢本作為長距型CODAR海洋遙測站架設地點, 並於99年2月順利完成蘇澳站建置且開始觀測作業, 至於漢本站因行政程序與電力問題延至100年2月底始得已正式運作。不幸的是, 99年8月底蘇澳站發射天線遭雷擊損毀無法維修, 經外購新品並重新安裝後於99年12月初再行運作。迄今為止, 蘇澳站已收集了近十一個月的觀測資料, 但因接收天線的緣故這些資料需分為三個階段來看待, 其中第一段(A段)是指發射天線遭雷擊損毀前(由99年2月1日1700L至99年8月31日1500L止), 第二段(B段)為重新安裝新天線以及系統重新調校時段(由99年12月至100年4月), 在此期間內我們曾重新調整過天線方位以及又陸續執行了兩次天線場型校正作業, 第三段(C段)則為系統調校完畢後開始正式作業(由100年4月14日1630L起)。至於漢本站雖自100年2月後就開始運作, 但系統仍需經由不斷調校才趨於穩定。目前二站系統經不斷調校後已於100年4月起正式連線觀測。

蘇澳與漢本二站均位處偏遠海濱, 其中蘇澳站更在北方澳海邊遠離人煙的山崖頂上, 當地電力系統極不穩定曾多次發生斷電致使觀測終止, 又因無法透過網路遠端監控故往往無法及時發現以致造成觀測記錄損失, 目前電力不穩狀況已於第二階段觀測期間後大為改善。A階段觀測期間蘇澳站因斷電與零件異常等原因曾損失約75筆流速資料, 該期間內觀測妥善率達98.51%。正式觀測後(100年4月14日1630L起)蘇澳與漢本二站系統皆正常運作且並無任何資料遺漏。至於蘇澳站在99年12月與100年1月B階段觀測期間雖亦正常運作, 但經分析觀測資料後發現, 該階段內接收機濾波器有些異常(後來送回原廠更換)且天線場型也發生變化, 致使系統經常無法正常標準化回波訊號亦無法估算海流, 是以本報告排除這段期間內的觀測資料並不納入以下統計分析使用。

2.3、背景噪訊干擾

CODAR系統約每間隔30分鐘即會輸出一個CSS能譜檔, 其內容包含了三根天線(Loop 1、Loop 2與Loop 3)的自能譜(auto-spectra)以及互能譜(cross-spectra)等等資訊, CODAR系統即使用這些資訊估算照射區內不同點上的徑向海流方向與大小(Lipa and Barick et al., 1983, Lipa et al., 2006)。此外我們也可以藉助這些能譜所記錄的背景能譜來探討外界環境干擾是否影響到CODAR觀測品質的問題。由99年3月19日1400L蘇澳站CSS檔資料繪出之Loop 1、Loop 2與Loop 3自能譜。結果顯示所有自能譜均有兩道明顯的黃綠色或淡藍色(由圖右色碼可知此處能量較強)直立亮帶, 這就是前節所述之第一階區布拉格後向散射能量區域, 而位於此亮帶外的則是藍色(訊號較弱)的背景能譜, 這種情況下顯然會有比較大的訊(第一階區噪背景)比, 此時CODAR可以有效解析出照射區內不同點的徑向海流, 是以我們將此種狀況稱為正常情況。至於另一種極端對比情形可看出背景能譜能階顯著提高, 其能量分佈近似白噪音(white noise)的型態, 此時訊噪比較低, 因此從背景能譜與第一階區能譜之比對可以作為評估干擾效應大小的一種依據。換言之如果我們累積各站一段時間的CSS檔案後, 即可藉由統計方法分析探討各站干擾效應之地區特性, 有助於作為未來研判異常狀況之參考依據。

從觀測記錄中也發現一些有趣的現象, 例如100年4月25日1600L漢本站與蘇澳站三支天線的自能譜, 該圖顯示同時兩站的自能譜在第一階區能階均具有相似的強度, 但不同站三支天線的反應卻彼此相反, 漢本站Loop 1與Loop 2的背景能階明顯較蘇澳站為高, 但Loop 3漢本站背景能階卻較蘇澳站為低。目前尚不明原因造成此現象的確切原因, 但由於CODAR之水平天線(Loop 1、Loop 2)與垂直天線(Loop 3)極性(Polarization)不同, 猜測可能和接收天線所處海拔高度不同(漢本站接收天線海拔約12公尺, 蘇澳站接收天線海拔約60公尺)故與所接收到之雷達回波極性成份分配不同有關。

2.4、蘇澳站與漢本站高頻雷達回波之地區特性

為了解背景干擾對蘇澳與漢本二遙測站整體資料品質的影響, 我們將CSS檔中Loop 3天線的自能譜畫出並按月份進行平均, 如此若某月份背景干擾情形較嚴重, 則該月之自能譜在第一階區外的背景區其平均能階值就應與其他月份之平均值有較大的差異。蘇澳站使用了A段與C段總共約八個月的CSS檔案資料, 漢本站因設備短, 僅使用了C段的資料來計算平均。蘇澳站A段與C段期間以及漢本站C段期間平均之Loop 3自能譜, 可看出各月份平均之自能譜極為類似; 其中

蘇澳站自99年2月後，其雜訊區（第一階區以外的頻帶）能階有逐月升高的趨勢（99年2月至6月）；但至99年7月後，雜訊區能階又有下降的趨勢。在C段期間，雜訊區能階又回復到99年2月份的水準。儘管觀測期間有記錄中機情形且目前記錄僅只8個月，尚不足以做出什麼明確結論，但這些特性已暗示蘇澳當地HF電磁波環境似乎是處於一種變動的狀態。此外，如果將都卜勒自能階中關聯到海流估算的第一階區域視為訊號，其餘區域視為雜訊，由於第一階區能階明顯大於雜訊區之能階，顯示二站之訊噪比均甚高，平均而言資料品質良好。另外由圖9亦可看出，漢本站雜訊區能階較蘇澳站各月平均為高，研判可能導因於漢本站接收天線海拔較低，附近有較多的人為建築物影響不如蘇澳站面對空曠有關，因此漢本站背景環境較易對雷達波產生複反射從而污染到接收訊號。但漢本站能階在第一階區之能階（比蘇澳站第一階區能階還高）仍遠大於雜訊區能階，其訊噪比高故資料品質也屬良好。

若將有干擾發生時與正常情況時的自能階與月平均自能階相比較，則可看出干擾對於整個自能階的影響。例如距蘇澳站約66公里環狀域上所測得之自能階，可看出當干擾出現時，此時雜訊能階明顯升高。干擾雜訊能量大小之變化可能與電離層有關，有時雜訊能階甚至可與第一階區能階相當，此時CODAR系統即無法估算流速。

三、即時表面海流展示

目前在測流作業方面，由於CODAR原廠設定的系統是以美國蘋果公司麥金塔作業系統(Mac OS X)為基礎，舉凡計算、繪圖與資料處理等皆在麥金塔系統下運作，如此雖可簡化工作人員在例行維護作業上之負擔，但不免會增加和不同電腦系統間資料交換的不便性。此外，CODAR公司在系統中對於測流資料之後處理(post-process)是針對每一項原始資料，例如自能階資料或合成海流資料，均設計了一套套裝軟體用以分析與展示相關結果，因此工作人員必需同時具備蘋果電腦與相關軟體的一些基本操作能力才能順利使用。然而在展示端伺服器方面，基於成本考量我們採用LAMPS (Linux + Apache + Mysql + PHP + SSL)系統架構，用了自由軟體來建構展示端系統。是以必需在中空站之Mac端使用自行撰寫的程式將遙測站自能階、遙測站徑向海流、遙測站自能階訊噪比、合成表面海流等資料分別定時由網路傳輸至展示系統之檔案伺服器，在後者端亦由自行撰寫的程式來繪製自能階、合成海流、流場動畫與日平均海流等之分佈圖然後放入網頁伺服器提供對外展示。本觀測所建立展示網頁稱為台灣東北海域海流觀測(Surface Currents Observation North East of

Taiwan，簡稱為SCONET)，網址為 http://www_codar.oc.ntu.edu.tw/，如圖1所示。

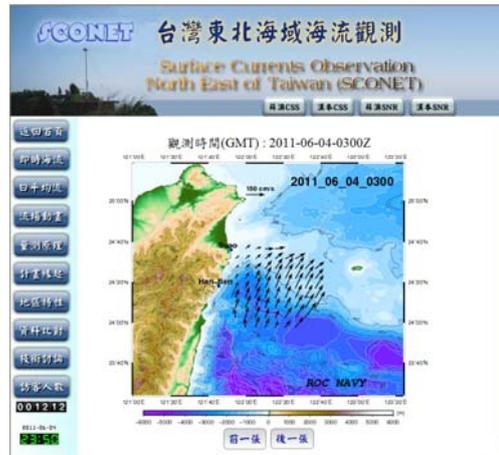


圖1：網頁展示示意圖。

四、討論與結論

過去已有許多報導運用海上同步海流實測資料以探討或檢驗CODAR觀測流速資料準確性之文獻，例如Emery et al.(2004)利用錨碇觀測資料比對CODAR徑向海流，得出二者線性迴歸後之決定係數 R^2 介於0.39至0.77之間，且二者長週期成份間相關度更高；本研究利用歷史Sb-ADCP資料之長期平均值與蘇澳與漢本二站量測之平均徑向海流資料相比對，比對結果與Emery et al.(2004)所述十分相近。另外又如Paduan and Rosenfeld (1996)、Kaplan et al. (2005)、Kelly et al. (2002)以及Kohut et al. (2006)等透過定點、短採樣時間間距的ADCP錨碇觀測資料，將ADCP近表層的海流量測值與CODAR同步測量的海流資料進行比對，藉以探討CODAR表面海流(特別是高頻部份)的觀測誤差；若以本案長距型系統為例，由於CODAR所量測到的海流流速是根據波長為34.16m之海面波與海流作用發生都卜勒效應之頻移算出的，此流速相當於是在CODAR取樣面積內海表面下深度約2m範圍裡的總平均流速，因此我們可以預期，由於取樣面積、代表深度以及取樣時間間距甚至儀器反應方面，CODAR觀測與錨碇觀測二者間均多有所不同，故實際流場只要是具有垂直流切、水平流切甚至在時間上有所變動，所有這些會因環境變化而變的因素都會再影響到誤差大小(Kohut et al., 2005)。除定點錨碇觀測外，也有許多學者使用表面漂流浮標所測海流流速作為比對參考，例如Ohlmann et al.(2007)即是在遙測站特定環狀域或上某觀測區間內佈放大量漂流浮標，藉以解析CODAR在該海區內所觀測到的小尺度(包括時間與水平尺度)運動之變化情形，其結果顯示在4平方公里的觀測區間

內(針對標準型CODAR系統而言),至少需要佈放20個漂流浮標才能使單位面積上的誤差值(所有浮標觀測之平均值減去CODAR觀測值)趨於收斂,他們並得出小尺度運動所造成的CODAR觀測誤差約為5cm/s左右。

對於本案所使用之長距型系統來說,由於觀測距離較長以及受限於HF頻帶頻寬,長距型系統觀測區環狀域之間距長度要比標準型系統大很多,如以本計畫二遙測站資料最佳處的第七個環狀觀測區間為例,系統在此處之取樣面積約為10平方公里,假使按照Ohlmann et al. (2007)同樣的浮標密度執行比對實驗,則需要同步施放至少50顆漂流浮標才能解析出同樣水平尺度運動的影響;這種規模的海上實驗需要至少二組船隊交錯進行施放與回收作業,另外尚需要三組人員分別在遙測站與中控制站值守同步監控,可想而知規模很大且成本亦高本計畫並無足夠資源經費與人力均不足執行此種校正實驗作業。目前比較可行的方法是利用漂經本CODAR觀測海域的漂流浮標資料(由其他國家或其他研究計畫所施放),由於資料量不易掌握故需要長期累積,待積累到相當數量後即可做出比較有意義的資料比對結果。其實從CODAR測量原理以及資料處理過程來看,徑向流速值是由都卜勒效應估算出來的,只要系統之頻率量測夠準確那麼徑向流速推算的可信度就高,由於現代電子儀器使用之晶體時辰底均有很高的精準度,因此理論上CODAR量測出的徑向流速值是相當準確可信的,不過CODAR系統在流向估算方面是採用MUSIC演算法,如果雜訊過強或是天線場型發生扭曲變形,那麼流向估算時就有可能會產生較大的誤差。天線場型會受到周遭環境干擾,例如附近如有比較高的物體像是尖塔、電桿、樹林甚至是直立的建築物等等都會對天線場型產生影響(Kohut and Glenn, 2003),另一方面如果接收天線方位發生改變(例如固定天線之拉繩長力如果不平衡,久而久之即會改變天線方位)那麼天線場型就需要重新調整(也就是需要重做APM- Antenna Pattern Measurement, 天線場型校驗),一般而言對每一組接收天線每隔一年或半年做一次APM應當是比較妥當的方式,如此比較可以確保CODAR觀測值的可信度以及資料品質。

為了建立、發展海流現報與預報系統之基礎,本觀測藉由熟悉CODAR相關運作細節並累積實務經驗不斷精進研究能量,在文針對蘇澳與漢本二遙測站CODAR觀測資料之地區特性、電波干擾特性以及資料準確性等分別進行了一系列的分析比較。根據蘇澳站與漢本站徑向海流資料與歷史長期ADCP船測海流場之統計結果相互比對,可用以評估CODAR資料之可信度以及是否存有系統偏差。分析結果顯示CODAR平均海流資料與水下20公尺的歷史ADCP船測海

流統計值十分接近,二者間相關度甚高,並無顯著的系統性偏差,因此使用蘇澳與漢本二遙測站合理資料合成之表面海流流速應具有相當好的可信度。目前整體監測系統均已連網並能自動操作(必要時亦可遠端遙控),二遠端站均會在每小時固定時間將最新的原始觀測資料自動傳輸回到位於臺灣大學的中控站,後者再自動執行品管、資料合成以及繪圖等作業,然後將即時觀測結果展示於網頁以供外界查詢。

參考文獻

- CODAR Ocean Sensors, <http://www.codar.com/>
- DEFINING FIRST-ORDER REGION BOUNDARIES (CODAR Information Document)
- Dzvonkovskaya, A., K.-W. Gurgel, H. Rohling, T. Schlick, HF radar WERA application for ship detection and tracking. *European Journal of Navigation*, vol. 8, No. 3, 2009, pp. 18-25.
- Emery, B.M., L. Washburn and J. Harlan, Evaluating radial current measurements from CODAR high-frequency radars with moored current meters, *J. Atmos. Ocean Tech.*, pp. 1259 - 1271, 2004.
- Eremeev, V.N., Ivanov, L.M., Kirwan, A.D., Reconstruction of oceanic flow characteristics from quasi-Lagrangian data, 1: approach and mathematical methods. *J. Geophys. Res.*, 97, pp. 9733-9741, 1992.
- Kaplan, D.M., J. Largier, and L.W. Botsford, HF radar observations of surface current circulation off Bodega Bay (northern California, USA), *J. Geophys. Res.*, 100, C10020, doi:10.1029/2005JC002959, 2005.
- Kelly, F.J., Bonner, J.S., Perez, J.C., Adams, J.S., Prouty, D.B., Trujillo, D., Weisberg, R.H., Luther, M.E., He, R., Cole, R., Donovan, J., Merz, C.R., An HF Radar Test Deployment Amidst an ADCP Array on the West Florida Shelf, *Proceedings of the IEEE/OES Sixth Working Conference on Current Measurement Technology*, pp. 692-698, 2002.
- Kohut, Josh T., Scott M. Glenn, Improving HF Radar Surface Current Measurements with Measured Antenna Beam Patterns. *J. Atmos. Ocean Tech.*, 20, pp. 1303-1316, 2003.
- Kohut, J., H. Roarty and S. M. Glenn, Characterizing observed environmental variability with HF Doppler radar surface current mappers and Acoustic Doppler current profilers, *IEEE J. Ocean. Eng.*, vol. 31, no. 4, pp. 876-884, Oct. 2006.

- Lewis, J.K., I Shulman and A. F. Blumberg, Assimilation of Doppler radar current data into numerical ocean models, *Cont. Shelf Res.*, vol. 18, pp. 541-559, 1998.
- Lipa, B. J., and D. E. Barrick, Least-Squares methods for the extraction of surface current from CODAR crossed-loop data: application at Arsloe, *IEEE J. Ocean. Eng.*, vol. 8, no. 4, pp. 226-253, Oct. 1983.
- Lipa, B. J., B. Nyden, D. S. Ullman and E. Terrill, SeaSonde radial velocities: derivation and internal consistency, *IEEE J. Ocean. Eng.*, vol. 31, no. 4, pp. 850-861, Oct. 2006.
- Lipphardt, B. L. Jr., A. D. Kirwan, Jr., C. E. Grosch, J. K. Lewis, J. D. Paduan, "Blending HF radar and model velocities in Monterey Bay through normal mode analysis", *J. Geophys. Res.*, vol. 105: no. C2, pp. 3425-3450, 2000.
- Molcarda A., P.M. Poulain, P. Forgeta, A. Griffac, d. Y. Barbina, J. Gaggellia, J.C. "De Maistrea and M. Rixen Comparison between VHF radar observations and data from drifter clusters in the Gulf of La Spezia (Mediterranean Sea)", *J. of Mar. Sys.*, vol. 78, Supp. 1, pp. S79-S89, Nov. 2009.
- Ohlmann C., P. White, L. Washburn, E. Terrill, R. Emery and M Otero, Interpretation of coastal HF radar-derived surface currents with high-resolution drifter data, *J. Atmos. Ocean Tech.*, vol. 24, pp. 666-680, 2007.
- Paduan, J. D., and L. K. Rosenfeld, Remotely sensed surface currents in Monterey Bay from shore-base HF radar (Costal Ocean Dynamics Application Radar), *J. Geophys. Res.*, 101, 20,669-20,686, 1996.
- Ramp, S. R., D. E. Barrick, T. Ito, and M. S. Cook, Variability of the Kuroshio Current south of Sagami Bay as observed using long-range coastal HF radars, *J. Geophys. Res.*, 113, C06024, doi:10.1029/2007JC004132, 2008.

中央氣象局浮標與衛星之觀測風浪特性比較

陳昭銘¹ 毛正氣² 劉進順¹ 黃韋豪¹
國立高雄海洋科技大學¹
海軍軍官學校²

摘要

本研究主要目的，係以中央氣象局所屬浮標之觀測風浪資料為分析對象，並將其風-浪對應關係與氣象衛星遙測資料互為比對，期以掌握浮標觀測資料之特性。資料來源為 2009-2011 年中央氣象局所屬之馬祖、小琉球、台東外海、東沙等 4 個浮標觀測資料，並與鄰近區域之 Jason-2 衛星遙測資料比較。分別就東北季風季節(11-2 月)及西南季風季節(5-8 月)，將風浪依蒲伏風標等級分級，分析風速與波高之主要分布特性及百分比。分析主要結果如下：

- 衛星與浮標觀測資料均顯示，東北季風季節之盛行風速、波高約為 4-6 級，西南季風季節約為 3-4 級，東北季風季節之風浪約比西南季風季節高出 1-2 級。
- 小琉球浮標觀測之風浪於東北季風季節，比鄰近衛星遙測資料約小 2-3 級，西南季風季節則約小 1 級，顯示位於小琉球西南方之浮標，可能受到小琉球島嶼之遮蔽效應，於東北季風季節觀測風浪明顯減少，故使用此浮標資料需加以注意其偏差性。

關鍵字: 浮標、衛星

一、前言

台灣為一海島，周圍鄰近海域包括西側台灣海峽，西南側南中國海，南側巴士海峽，東側西太平洋，北側東中國海，這些海域各有不同特性，西太平洋與東中國海為遼闊洋面，台灣海峽與巴士海峽為狹道海流，南中國海則是半封閉型海域，因此台灣鄰近各海域之洋流與波浪特性均有所不同。對中小型船隻而言，風力級數與對應產生之波高，常是決定海上作業與否的重要關鍵，因此海象資料的取得非常重要。海象資料的取得例如，中央氣象局在台灣沿岸所設置的浮標，透過浮標的監測，將浮標所在位置的風速及波高等資料傳回陸地接收站，做進一步的分析與發布。但由於浮標造價不便宜，且儀器耗損大，維護難度及費用較

高，無法廣泛地設置於各海面上，因此浮標無法取得大範圍的海象資料。

二、研究方法

分別探討浮標觀測資料及衛星遙測資料之特性，找尋資料間之異同特性。此外浮標資料數量較衛星資料多，這是因為浮標為定點式連續量測，而衛星為固定軌道移動遙測所致。

(一)浮標觀測資料

解析中央氣象局提供之馬祖、小琉球、台東外海、東沙等 4 個浮標觀測資料。資料時間從 2009 年至 2011 年，其中部分資料因浮標壞損或其他原因造成資料遺失，使某些月份沒有連續完整資料可分析。依照西南與東北季風季節，建立風速-波高資料庫，繪製關係圖探討其分布情形，並與蒲伏風表作比較，製作出風速-

波高的迴歸方程式，方便研判該航路風速-波高正確性，提供船舶之航行安全參考(陳等 2012)；浮標位置(紅色星號)如圖 1 所示。

(二)衛星遙測資料

利用 Fortran 程式解析 Jason-2 衛星資料，並判斷資料經緯度是否位於馬祖、小琉球、台東外海、東沙等 4 個分析區域，擷取有風有浪的資料，讀取其風速及波高數據。分析方法及資料時間與浮標觀測資料相同；衛星分析之區域(紅色方框)如圖 1 所示。

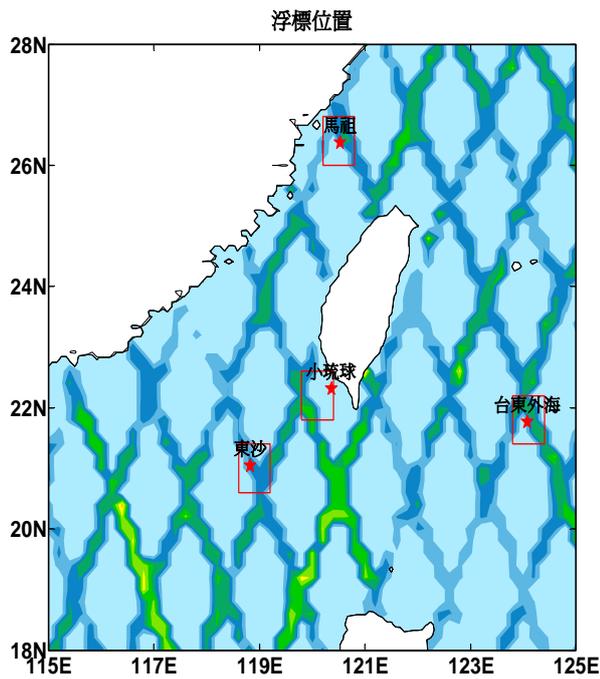


圖 1 浮標位置及衛星分析區域圖

三、研究成果

以下分別列舉小琉球與台東外海兩個區域東北季風季節(11-2月)之浮標與衛星觀測資料風速-浪高分布圖：

(一)浮標觀測資料分析

圖2與圖3呈現小琉球與台東外海兩個區域於11-2月之浮標觀測風速-浪高分布情形：

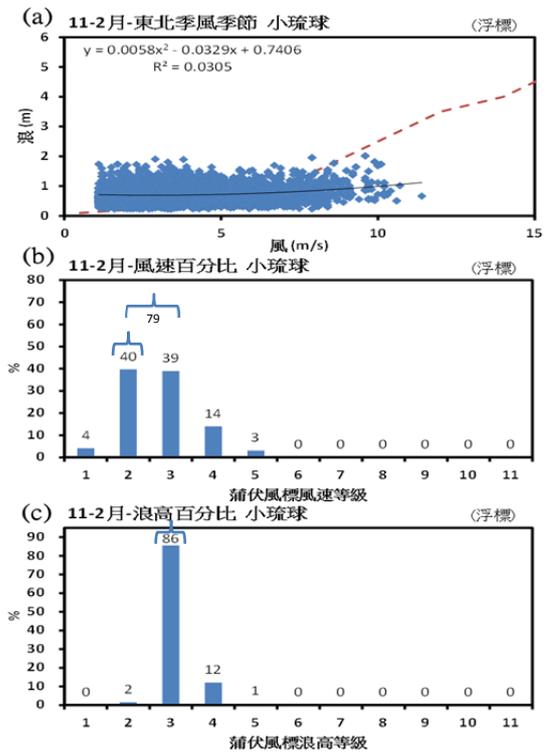


圖 2 小琉球東北季風季節浮標風速-浪高分布圖

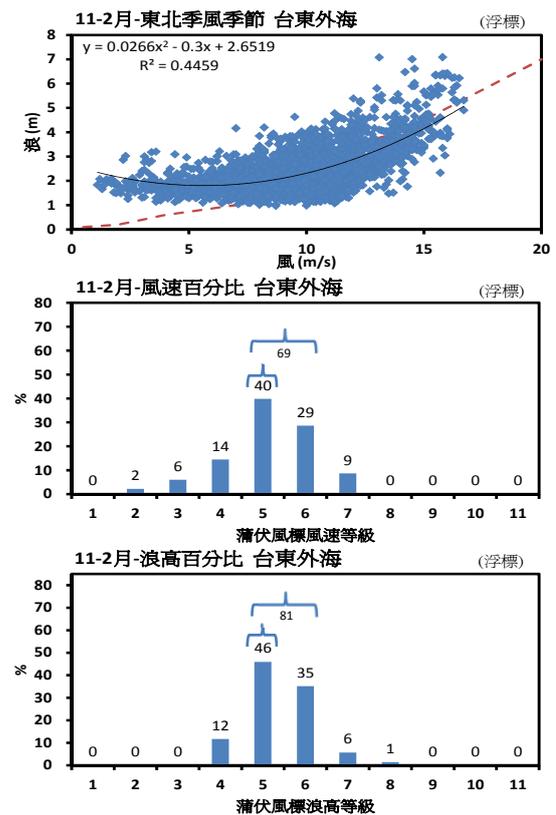


圖 3 台東外海東北季風季節浮標風速-浪高分布圖

下表為浮標觀測資料之海象特性之分析表，依據圖2與圖3風速與浪高分布圖，所統計之東北季風級與

浪級百分比，將各級百分比加總並判斷分布趨勢，得出接近50%及75%機率的風級與浪級範圍，如表1所示。

表 1 2009-2011 年小琉球與台東外海浮標觀測海象狀況統計表

區域	小琉球	台東外海
月份 (季節)	11~2 月 (東北季風)	11~2 月 (東北季風)
機率近 50%	40%	40%
風級範圍	2 級	5 級
機率近 75%	79%	69%
風級範圍	2-3 級	5-6 級
機率近 50%	86%	46%
浪級範圍	3 級	5 級
機率近 75%	86%	81%
浪級範圍	3 級	5-6 級
資料來源	浮標	

(二) 衛星遙測資料分析

圖 4 與圖 5 呈現小琉球與台東外海兩個區域於 11-2 月之衛星觀測風速-浪高分布情形：

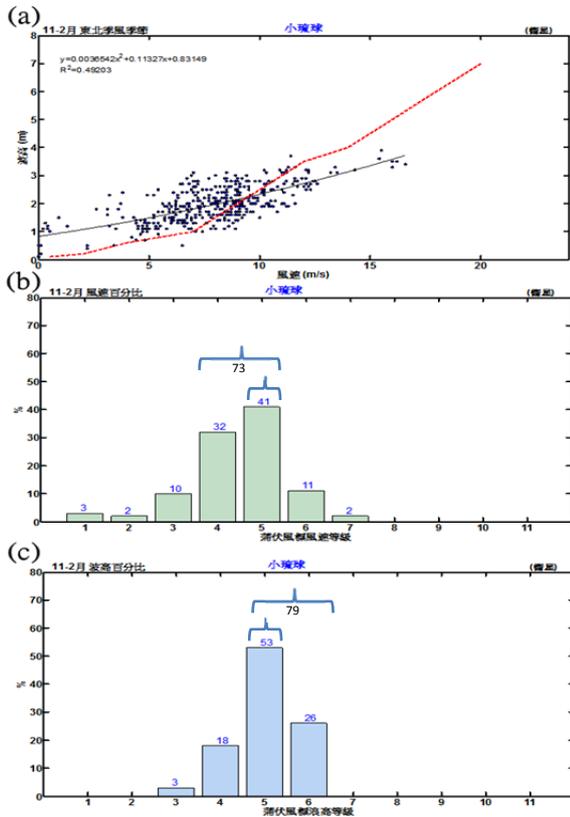


圖 4 小琉球東北季風季節衛星風速-浪高分布圖

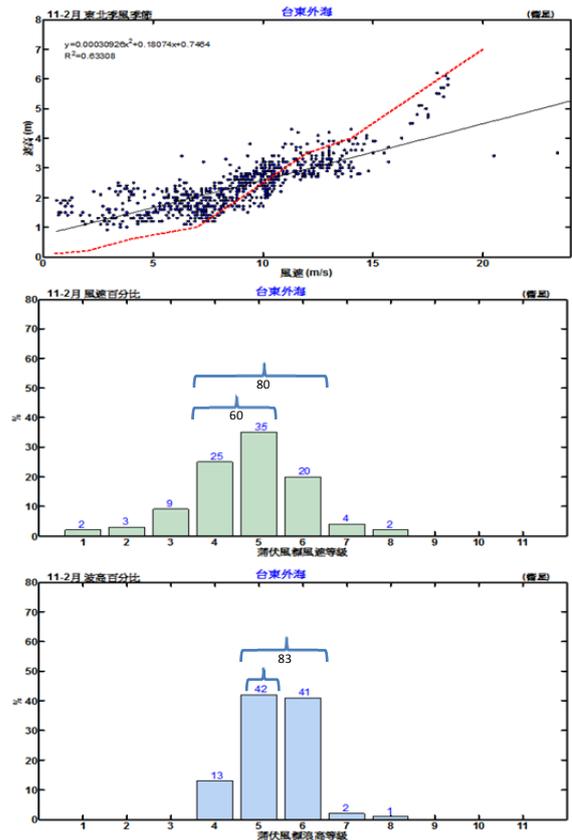


圖 5 台東外海東北季風季節衛星風速-浪高分布圖

下表為衛星觀測資料之海象特性之分析表，依據圖4與圖5風速與浪高分布圖，所統計之東北季風級與浪級百分比，將各級百分比加總並判斷分布趨勢，得出接近50%及75%機率的風級與浪級範圍，如表2所示。

表 2 2009-2011 年小琉球與台東外海衛星遙測海象狀況統計表

區域	小琉球	台東外海
月份 (季節)	11~2 月 (東北季風)	11~2 月 (東北季風)
機率近 50%	41%	60%
風級範圍	5 級	4-5 級
機率近 75%	73%	80%
風級範圍	4-5 級	4-6 級
機率近 50%	53%	42%
浪級範圍	5 級	5 級
機率近 75%	79%	83%
浪級範圍	5-6 級	5-6 級
資料來源	衛星	

下表為小琉球與台東外海浮標-衛星觀測資料之海象特性之分析表，如表3所示。

表 3 2009-2011 年小琉球與台東外海浮標-衛星海象狀況統計表

區域	小琉球		台東外海	
月份 (季節)	11~2 月 (東北季風)		11~2 月 (東北季風)	
機率近 50%	40%	41%	40%	60%
風級範圍	2 級	5 級	5 級	4-5 級
機率近 75%	79%	73%	69%	70%
風級範圍	2-3 級	4-5 級	5-6 級	4-6 級
機率近 50%	86%	53%	46%	42%
浪級範圍	3 級	5 級	5 級	5 級
機率近 75%	86%	79%	81%	83%
浪級範圍	3 級	5-6 級	5-6 級	5-6 級
資料來源	浮標	衛星	浮標	衛星

小琉球浮標之風浪於東北季風季節，比衛星資料約小2-3級；台東外海浮標之風浪於東北季風季節，與衛星資料觀測結果比較則非常接近。

四、結論

運用浮標與衛星觀測資料所繪製的風速及波高分布圖，來分析馬祖、小琉球、台東外海、東沙等海域之海象特性，研究顯示：

- (一) 衛星與浮標觀測資料均顯示，東北季風季節之盛行風速、波高約為 4-6 級，西南季風季節約為 3-4 級，東北季風季節之風浪約比西南季風季節高出 1-2 級。
- (二) 馬祖、台東外海、東沙等海域之衛星與浮標觀測資料，呈現一致特性。但小琉球海域之衛星與浮標觀測資料，呈現明顯差異（如表 4 所示）。
- (三) 小琉球浮標觀測之風浪於東北季風季節，比衛星遙測資料約小 2-3 級，西南季風季節則約小 1 級，顯示位於小琉球西南方之浮標，可能受到小琉球島嶼之遮蔽效應，於東北季風季節觀測風浪明顯減少，故使用此浮標資料需加以注意其偏差性。

表 4 2009-2011 年浮標-衛星觀測資料之氣候特性比較表

區域	月份 (季節)	5-8 月 (西南季風)		11~2 月 (東北季風)	
		浮標	衛星	浮標	衛星
馬祖	機率近 75%	80%	77%	79%	76%
	風級範圍	3-5 級	3-5 級	4-6 級	4-6 級
	機率近 75%	76%	68%	84%	74%
	浪級範圍	3-4 級	4-5 級	5-6 級	4-5 級
小琉球	機率近 75%	68%	77%	79%	73%
	風級範圍	2-3 級	3-5 級	2-3 級	4-5 級
	機率近 75%	78%	94%	86%	79%
	浪級範圍	3-4 級	3-5 級	3 級	5-6 級
台東外海	機率近 75%	76%	76%	69%	80%
	風級範圍	3-5 級	3-5 級	5-6 級	4-6 級
	機率近 75%	68%	72%	81%	83%
	浪級範圍	3-4 級	4-5 級	5-6 級	5-6 級
東沙	機率近 75%	75%	70%	79%	73%
	風級範圍	3-5 級	3-5 級	4-5 級	5-6 級
	機率近 75%	66%	63%	72%	82%
	浪級範圍	3-4 級	4-5 級	5-6 級	5-6 級
	資料來源	浮標	衛星	浮標	衛星

參考文獻

- [1] 陳昭銘、張家治、李華益、翁瑞成，2012：波浪預報精進技術之研究(I)研究成果報告(完整版)，行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告，2012 年 3 月 27 日，高雄，台灣。

風湧浪觀測之分析研究

滕春慈¹ 呂理弘¹ 范揚銘¹ 張志強¹

¹中央氣象局海象測報中心 ¹成功大學近海水文中心

湧浪在氣象預報中又稱長浪。台灣每年颱風侵襲頻繁，而颱風來臨前在近海地區最常見落海、船艇翻覆或堤防潰堤等相關新聞，幾乎與湧浪襲擊有關。因此，本研究利用近岸資料浮標實測資料分析風湧浪，可於颱風季節提供湧浪資訊，使民眾儘早做好防範措施。現今中央氣象局以海洋數值模式WW3做湧浪預測，其參考性亦高。以實測資料分析湧浪部分可更完善數值模擬不足的部份。

本次分析利用分水嶺法將方向波譜分成數組，以NDBC利用波浪尖銳度公式分離風湧浪的方法，於方向波譜上判斷湧浪，分析流程詳見圖1。首先我們對進行WW3輸出的方向波譜進行測試，比較與模式計算結果差異，結果顯示在波高小風湧浪比相差較大，波高漸大風湧浪比趨勢接近，但湧浪波高略大於模式輸出，如圖2。

相同方式分析資料浮標實測方向波譜，對2012年8月1日至8月27日花蓮浮標，期間經歷4個颱風、共512筆資料進行分析，初步顯示颱風接近前後湧浪值較高。進一步的結果及討論將於研討會中做詳細的報告。

關鍵字：湧浪、分水嶺法。

參考文獻：

- 1.Vincent and Soille (1991), 'An efficient algorithm based on immersion simulations' , IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, Vol.13, No.6, P.583
- 2.David W. Wang and Paul A. Hwang (2001), 'An Operational Method for Separating Wind Sea and Swell from Ocean Wave Spectra', Journal of Atmospheric and Oceanic Technology Volume 18, P.2052
- 3.Hanson and Phillips (2001), 'Automated Analysis of Ocean Surface Directional Wave Spectra'
- 4.Hanson and Jensen (2004), 'Wave system diagnostics for numerical wave models'
- 5.Hanson et al. (2006), 'Wave system diagnostics for numerical wave models', Journal of Atmospheric and Oceanic Technology Volume 29, P.1614
6. Jesus Portilla et al. (2009), 'Spectral Partitioning and Identification of Wind Sea and Swell'

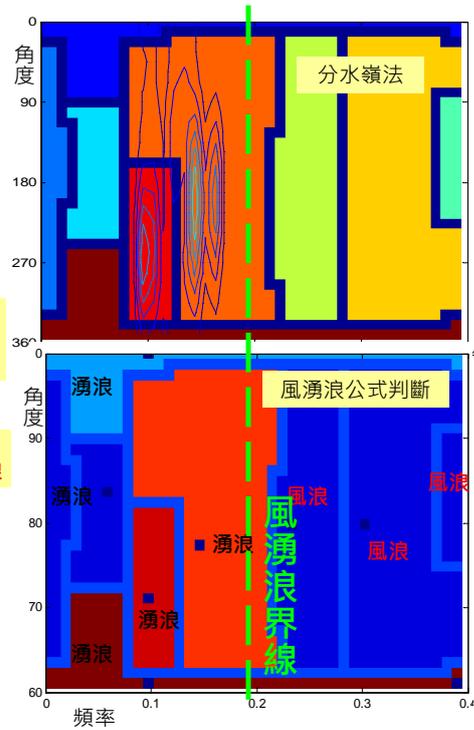
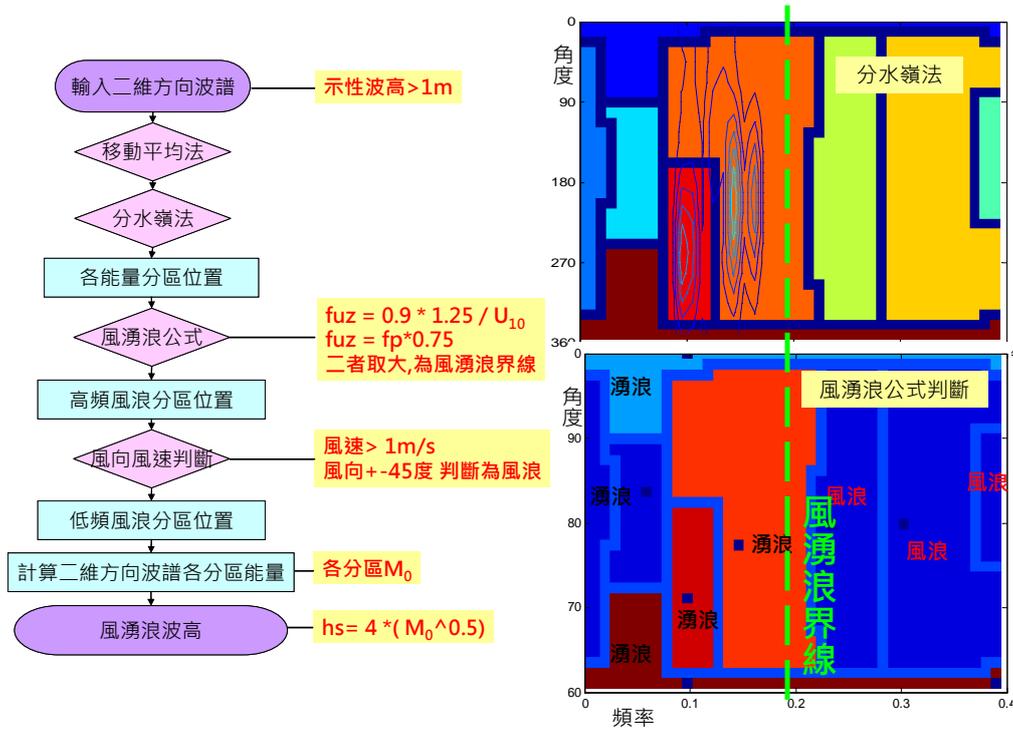


圖 1.(a) 方向波譜分析流程。(b)程式利用分水嶺法分析波譜結果。(c)程式判斷風湧浪結果。

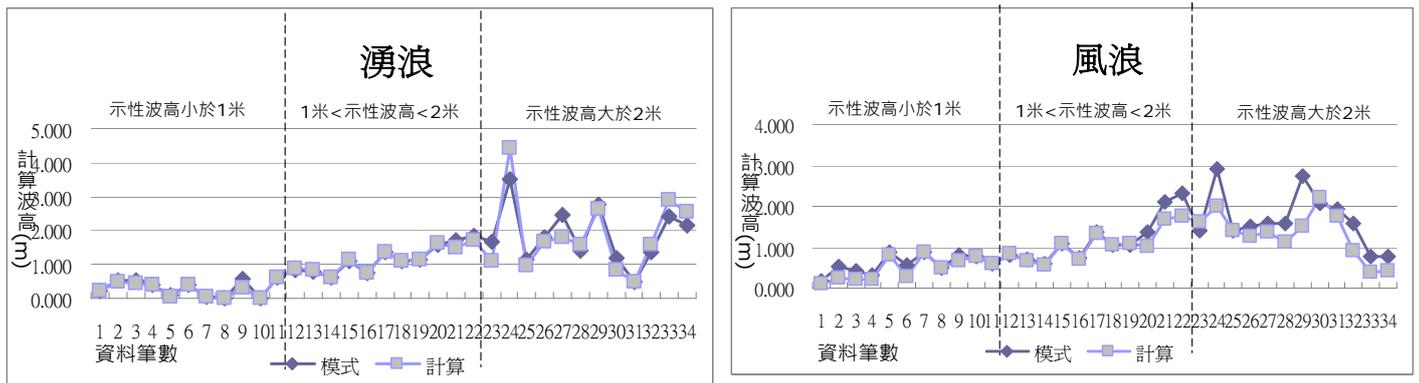


圖 2.(a) WW3 模式輸出方向波譜湧浪分析結果與模式輸出結果比較，波高較大時分析結果較模式輸出結果大。(b) WW3 模式輸出方向波譜風浪分析結果與模式輸出結果比較。

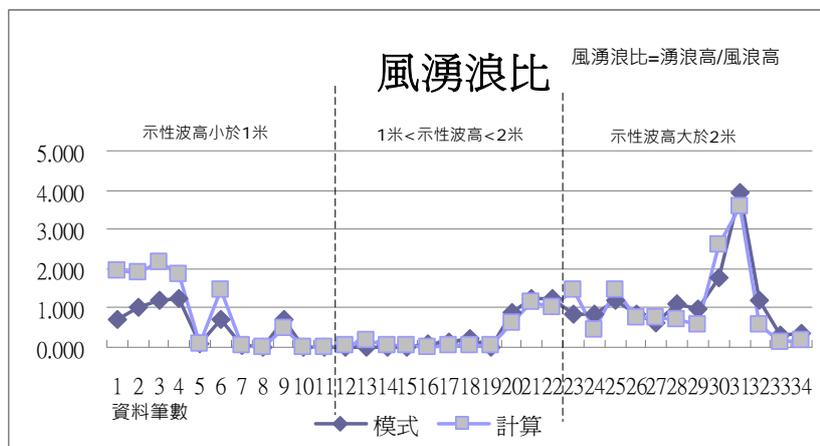


圖 2.(c) WW3 模式輸出方向波譜風湧浪比分析結果與模式輸出結果比較，波高較大時趨勢較接近。

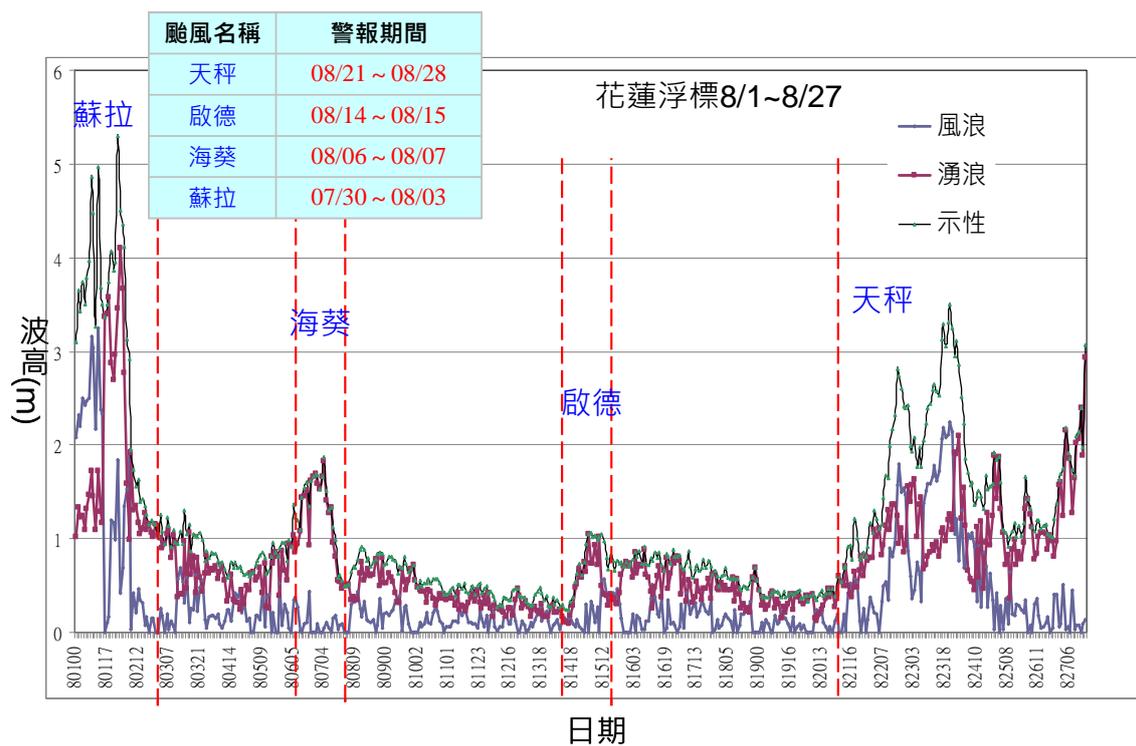


圖 3. 分析花蓮浮標方向波譜，自 2012 年 8 月 1 日至 8 月 2 日，分析期間經歷 4 個颱風。

利用X-Band雷達研究暴雨事件下之回波物理機制

謝佳穎¹ 王宵² 蘇國政² 孫漢宗² 王弼²
國家災害防救科技中心¹
國立台灣大學海洋研究所²

摘要

本研究利用X-Band岸置雷達影像序列，藉由波動之色散關係式、三維快速傅立葉轉換，運算海表面波數能量譜，並分析在降水背景擾動下之雷達回波物理現象。本研究之演算方式利用運算子區域，藉由參數調變，找出降雨前後能量譜的改變。

以雷達影像分析海表面波數頻率能量譜，必需考量實測時物理現象所造成的回波干擾，雷達回波可藉由閾值設定、諧波還原、濾除駐波等做法，運算出近似的物理量值。

由於台灣四面環海，氣象災害頻仍，基於X-Band岸置雷達具運算迅速、移動方便等優點，本研究藉由2007年10月初柯羅莎颱風過境而發生於淡水河口暴雨事件之雷達回波實測資料，探討近岸降雨致災成形之前後所觀測之回波現象，推估出降雨時期與雷達回波之關係式，並以實測資料做為降雨事件對照之佐證。

關鍵字：X-Band岸置雷達影像序列、波數頻率能量譜、柯羅莎颱風、轉移函數

一、前言

近年氣候變遷效應下，降雨影響人類至深，為了有效掌握海岸環境之降雨實際狀況，海象、地象、氣象等資料綜合量測益發重要。近岸量測分類可分為現場觀測(in-situ)與間接遙測(remote sensing)兩種，其中間接遙測計有影像拍攝(Charge Coupled Device)、衛星雷達遙測(satellite image)、岸置雷達(Land based marine radar)等。

間接遙測大多是倚賴電磁波反射之物理性質，相較於現場觀測設備可能因海況惡劣而受損或是無法判讀資料，間接遙測設備較不易受到外力破壞，發展間接遙測技術更能及時掌握海況異相，提升及時觀測之精確性。

雷達為海況遙測技術之主流，因其快速地發射電磁波於海面上，觀測且因電磁波不受日夜所限，高頻電磁波僅能穿透海水表面數釐米，適合觀測海表面場狀態，在天候不佳時，方便性與精確度較其他工具為佳。目前用於海洋觀測上的雷達觀測技術可分為合

成孔徑雷達(Synthetic aperture radar, SAR)與真實孔徑雷達(Real aperture radar, RAR)，在航行或是需要精確時空變化量測時，RAR可彌補SAR之不足，以岸置測波雷達為代表。

岸置測波雷達常架於沿岸陸地上，可長時間提供時空變化之實測數據，亦方便後勤修繕與電力補給，適於全天候定點觀測海氣參數。本文即是以X-Band波段岸置測波雷達實測資料為研究主軸，岸置雷達大範圍定位、小範圍校準之特性，能精確計算出能量位置。

雷達影像遙測技術主要即是補足二維採樣不足之處，能在時間向度上持續接收資料，提供直接且確實的現場訊息。本文以台灣台北港沿岸為取樣地點，由於近年氣候變異，極端降雨至為常見，海岸事故頻仍，因此研究海岸降雨對於經貿國防自有其必要性。

本文的研究目的是在現有雷達影像分析波浪的方法中考慮降雨因素的影響，以求得即時降雨資訊。基於上述目的，本文先瞭解雷達測波的基本原理，從中瞭解到雜訊對於降雨的影響機制，以柯羅莎颱風過境期間資

料為例，期間降雨與雷達資料如圖一，同時運用實測資料的分析結果作驗證，針對分析結果作一探討與建議，以作為日後航海雷達影像分析上的參考。

二、X-Band雷達特性與原理

2.1 X-Band雷達系統

X-band雷達系統是由發射機產生某一特定頻率的電磁波訊號，並經由天線將電磁波能量朝海面發射，當所發射訊號遇到海面波浪時，就會有部份電磁波受到阻礙而產生回波，而海面回波(sea clutter)經由天線接收機接受後，透過數位化處理，以binary檔儲存，再從binary檔運算數據，可得到高解析度的近岸流場的資訊(王，1999)。

2.2 雷達資料來源與測站位置

本文資料使用台大海研所自行研發的ROCOS系統(發射頻率9.41GHz)，建置於1999年，輸出的雷達數位資料便可提供海洋遙測使用，ROCOS天線轉速每分鐘36轉(每隔1.7秒取樣一次)、發射頻率為9.41GHz(對應之雷達電磁波波長約為3.2公分，屬於X-Band範圍)，使用SP Mode，有效發射範圍設為3.0海哩，此時雷達發射之脈衝寬度為0.08微秒，所對應之空間寬度為15公尺，脈衝頻率則為2100Hz(即每秒發射出2100次脈衝，也就是產生2100條掃描線)。故知徑向(即天線正面對之方向)上最小的空間解析度為15公尺，側向之空間解析度與距離成正比。ROCOS系統之資料擷取模組是12 bits A/D(類比/數位轉換器)，輸出之數值範圍可達4096，數位訊號儲存於電腦中供流場計算之用(王，1999)。近年海洋觀測規模益大，而同步衛星遙測資料往往稀少，或是價格十分昂貴，因此使用機動性高之航海雷達作為近海遙測便具有很大的效益。

本研究之雷達觀測站位於台北縣淡水鎮漁人碼頭，其座標為：北緯25度11分04秒，東經121度24分31.24秒(位於海巡署教育訓練中心樓頂)，而柯羅莎颱風降雨資料取自中央氣象局，時間起自2007年10月4日，迄至2007年10月7日，資料筆數96筆，有降雨筆數73筆，雷達未損毀資料76筆，雷達資料n降雨實測有效筆數共50筆。

2.3 雷達測量原理

岸置雷達回波之物理機制為主要以鏡面反射(specular reflection)與布拉格共振(Bragg resonance)的回波訊號為主，鏡面反射的發生

主要決定於目標物的斜率或坡度，當目標物的坡度與雷達波前進方向的相對位向角為90°時，回波的反射量最大；而布拉格散射(Bragg scattering)效應由Crombie(1955)發現經海面回波散射訊號的能譜，探討單純雷達波與海面波浪交互作用的物理機制。

Young(1985)提出利用三維傅利葉轉換分析連續的X-band雷達影像，可以擷取海面波譜資訊，與色散方程式產生之都卜勒偏移反推可求得海表面流場，之後陸續有許多學者，如Senet、Borge等，開始研究利用X-band雷達影像來推算海表面流場。一般使用於波浪觀測，其基本觀測原理為發射機產生某一特定頻率的電磁波訊號，經由天線將電磁波能量朝海面發射出去，當所發射訊號遇到海面波浪時，就會有部份電磁波受到阻礙而產生回波，而海面回波(sea clutter)經由天線被接收機收到，透過對回波加以數位化處理，並進一步處理分析，便可獲得目標的相關資訊。海面波浪之回波訊號(Sea Clutter)以及降雨時之雨滴回波(Rain Clutter)常被視為背景干擾而以濾波消除，但本研究以降雨時之雨滴回波為研究訊號。

以本文所採用的X-band航海雷達(頻率為9.8GHz)而言，雷達波的波長為3.2cm，假設雷達波的掠角為30度時，對波長為1.85cm的波浪會產生布拉格散射，而這樣長度的波浪主要是海面上的微小振幅波、雨滴撞擊海面所產生的水面振盪，都會使訊號回波增強。前人使用岸置雷達，常將降雨因素視為雜訊，本研究擬以降雨強度為探討對象，運用雷達回波率定後進行運算並探討結果。

2.4 降雨對回波影響

降雨對雷達回波影響的研究，開始於Moore et al.(1979)研究海面上降雨對散射計觀測結果的影響，發現雷達回波受降雨會產生嚴重的影響，而降雨率與雨型將支配影響程度的大小，其更在1997利用衛星資料來計算雨量，利用降雨會造成回波強度增強的特性，由回波強度來推算降雨。對台灣地區而言，降雨是最常見的降水型態。台灣淡水地區平均每年的降雨日數為159天(中央氣象局，截自1961-1990)，因此雷達近岸觀測上，降雨是一個不可忽略的氣象因素。

X-band岸置雷達的電磁波波長為3.2cm，在這樣的觀測波長下，大氣中的氣體對雷達波僅有極輕微的衰減作用，但隨著降雨強度的增強、雨滴大小的變大，降雨所產生的影響更有可能主導回波，雨滴在撞擊水面後，

導致原本平靜的海面粗糙度變大，對於波浪觀測上，實是一個必須重視的問題。由海面波浪的回波特性可知，降雨相對海面波浪所產生的回波強度也會變強，影響到回波資料的後續分析，產生偏誤的分析結果。

在降雨時刻，雨滴會同時存在於大氣中與撞擊水面，造成在降雨資料處理上較為複雜且難以分類。由上述之探討得知，降雨的對於雷達波的傳遞與海面上波浪特性的改變，都有深刻的影響，在雷達資料的分析上是不可忽略的重要因素。

三、X-Band雷達資料運算

本研究選用之子區大小為128×128pixel，每一pixel解析度為15公尺，亦即子區範圍為1.92公里×1.92公里，以觀測站為基準，極座標換算成直角座標後，利用網格之index運算子區(x,y)座標之數值聯集，再轉換成矩陣index，即可將雷達原始觀測數據投影至計算子區，所得數據皆為真實接收數據，避免截圖造成自由度降低或利用內插法造成數值錯位，如圖二。

3.1 傅立葉轉換

由於實際雷達觀測資料為離散時間序列數據，本研究採用快速傅立葉轉換（Fast Fourier Transform, FFT）計算能譜。雷達回波強度時序資料 $I(x,y,t)$ ，令 $I(x_i, y_j, t_k)$ 表示離散之 $I(\vec{x}, t)$ ，式中 $x_i = (i-1)\Delta x$ ， $y_j = (j-1)\Delta y$ ， $t_k = (k-1)\Delta t$ ，其中 $i, j=1, 128$ ， $k=1, 32$ （子區為128×128點，共32張圖像）， $\Delta x=15\text{m}$ ， Δt 為1.67秒。 $I(x_i, y_j, t_k)$ 之傅立葉轉換 $P(k_m, k_n, \omega_l)$ 為

$$P(k_m, k_n, \omega_l)(\Delta k)^2 \Delta \omega = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^L I(x_i, y_j, t_k) e^{-i2\pi(k_m x_i + k_n y_j + \omega_l t_k)}$$

式中，

$k_m = (m-1)\Delta k$ ， $k_n = (n-1)\Delta k$ ， $\omega_l = (l-1)\Delta \omega$ ， $\Delta k = \frac{2\pi}{N\Delta x}$ ， $\Delta \omega = \frac{2\pi}{L\Delta t}$ ， $N=128$ ，以及 $L=32$ 。依序將 $I(x_i, y_j, t_k)$ 整理成三維序列，通過傅立葉轉換後除以 $(\Delta k)^2 \Delta \omega$ 即得出雷達回波能譜密度函數 $E(\vec{k}, \omega)$ ，完整原理之色散關係殼如圖三。

3.2 消除駐波

雷達在近岸觀測時常會測到船舶或固定物等會產生強烈反射回波信號的物體，另外

往往會受到臨近其他雷達(如海巡署雷達)發射訊號的影響，都會造成三維能譜中出現不乾淨的雜訊，回波三維能譜中此干擾訊號往往在波數上是對稱分佈。

將三維能譜中頻率相同但波數向量互為反向之成份波譜值相減，其中譜值較大者以兩者差值取代、較小者則定為零，如此一來則保留了行進波而排除干擾所造成的駐波。

適度消除駐波有助於能量譜的重現，是故計算上可將同頻率內相差180度之同波數能量權重相減，即可得出較為乾淨的能譜圖。

3.3 諧波還原

由於雷達波係以低掠角入射，如果海面波浪波高夠大時，則波峰會遮蔽住雷達波而在波峰後方形形成陰影區。雷達回波經Fourier轉換後，除了在與海面波浪相同之頻率與波數處(Fundamental Mode)出現能量分佈外，另外必然也會產生高階諧波 (Seemann et al., 1997)，令 p 表示諧波階數， p 為整數且 $p \geq 0$ ； k_p 與 ω_p 為第 p 階諧波之波數與頻率。則：

$$(k_p, \omega_p) = (p+1) \cdot (k_0, \omega_0)$$

$$\sigma_p = (p+1) \left[\sqrt{\left(\frac{gk_p}{p+1}\right) \tanh\left(\frac{k_p d}{p+1}\right)} \right]$$

其中， p 為諧波階數，

k_0, ω_0 為 fundamental mode 之波數與頻率，

σ_p 為固有頻率 ω_0 在無流速的情況下所衍生的 p 階諧波。

一般情況下只需考慮原始的基本模型與一階諧波的能量，因其他高階諧波的能量相對於第一階諧波而言較低(Nieto-Borge et al., 2008)，運算時忽略不計，色散關係殼之諧波能譜如圖四。

為得出一乾淨的波數能譜，再將能譜界定出分散關係殼之形變範圍，做為能量運算基礎，本研究取值界於流速小於3m/s、大於0m/s範圍內之所有的頻率波數作運算，而落在黃圈界內的綠圈能量為諧波能量帶，圖為第一階諧波(如H1)應還原對應fundamental mode(如F1)之處，需將第一階諧波能量納入主能量帶(紅圈)之中，如圖五，方使用10%(O(1))閾值開始計算。

四、運算結果與討論

雷達回波能譜在典型風浪下，高頻部分呈現 k^{-3} 衰減趨勢，低頻部分呈現 k^{-1} 增加 (Schule et al., 1971)，比較雨區與非雨區之一

維能譜，如圖六。本研究以柯羅莎颱風過境數據為依據，自2007/10/04至2007/10/07止，由於，將同時之雨區與非雨區子區域分別計算如圖，對資料利用傅立葉三階擬合處理，如圖七，結果顯示，其一階係數介於數量級(O5)時，時降雨強度將大於5mm/hr，而較大雨量之雷達譜，擬合常數與一階係數數量級(O)相同。

五、結論

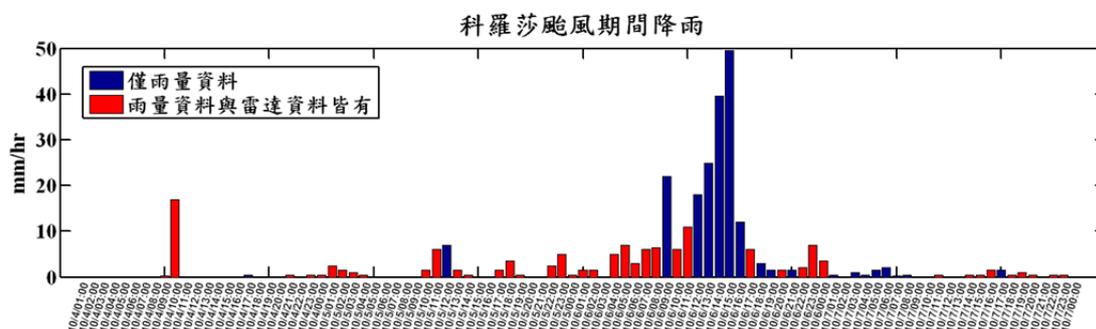
岸置雷達常用於測量近岸波場，但其即時量測的特性，對於降雨數據收集亦有直接且明確的結果，本文就柯羅莎颱風之雷達能譜作為降雨預估之新猷，提出降雨與能量帶轉移的相關性，作為即時降雨之研判，儘管運算結果會隨有效樣本數而改變，但仍不失為一參考依據。

六、誌謝

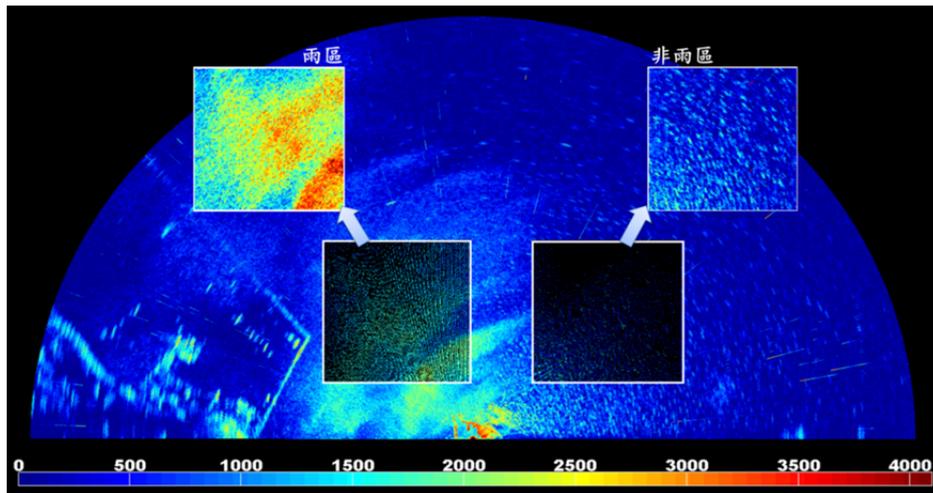
本研究所使用之雷達資料係由台大海洋所雷達站提供，所內工作人員：蘇國政、孫漢宗、王弼等人經年累月維護工作才能維持多年的觀測作業，並感謝NCDR黃柏誠先生提供並處理科羅莎颱風期間淡水港之時雨量資料，僅此至上最深的謝意。

七、參考文獻

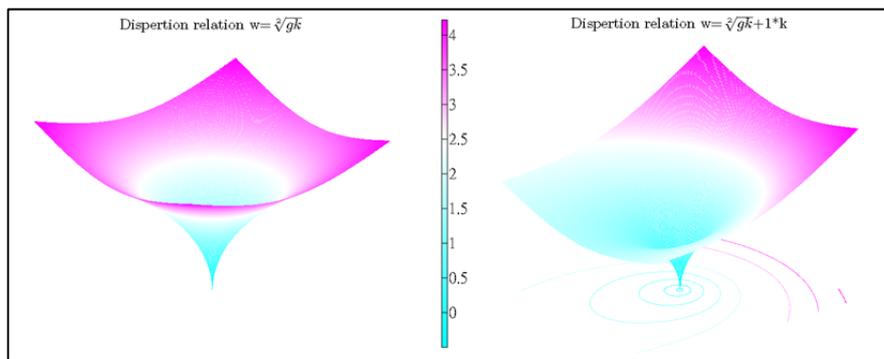
- [1] 王胄(1999)，淡水港雷達遙感波浪監測研
港灣技術研究中心報告。
- [2] Crombie, D. D. (1995) "Doppler spectrum
of sea echo at-13.56 MHz," Nature, 4459,
pp. 681-682.
- [3] Moore, R. K., Y. S. Yu, A. K. Fung, D.
Kaneko, G. J. Dome, and R. E. Werp
(1979) "Preliminary study of rain effects on
radar scattering from water surfaces," IEEE
Journal of Oceanic Engineering, Vol. OE-4,
No. 1, pp. 31-32.
- [4] Moore, R. K., A. Mogili, Y. Fang, B. Beh,
and A. Ahamad (1997) "Rain measurement
with SIR-C/X-SAR," Remote Sensing of
Environment, Vol. 59, No. 2, pp. 280-293.
- [5] Nieto-Borge, J. C., K. Hessner, P. Jarabo
Amores, and D. de la Mata-Moya (2008a),
Signal-to-noise ratio analysis to estimate
ocean wave heights from X-band marine
radar image time series, Radar, Sonar &
Navigation, IET, 2(1), 35-41.
- [6] Seemann, J., F. Ziemer, and C. Senet (1997),
A method for computing calibrated ocean
wave spectra from measurements with a
nautical X-Band radar, paper presented at
Oceans '97 Conference, Halifax, Canada.



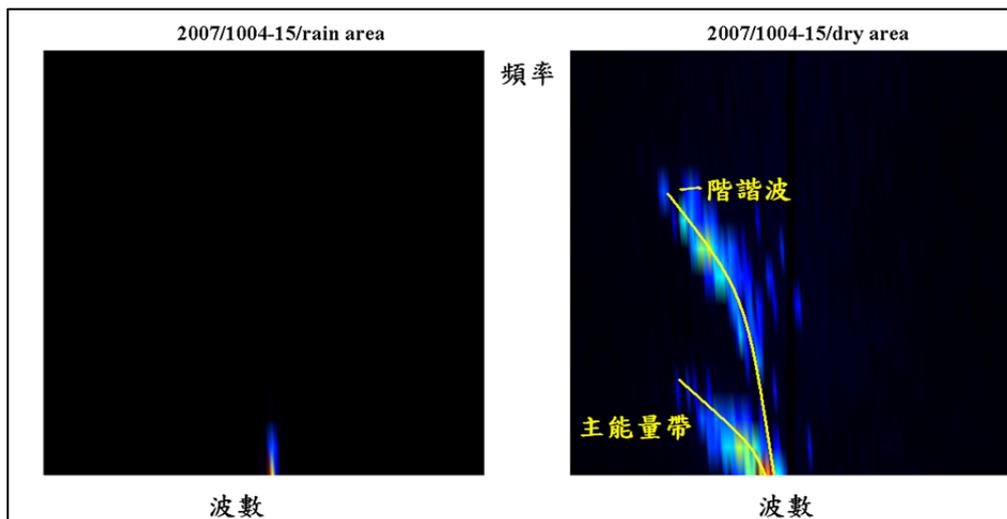
圖一、柯羅莎颱風期間之淡水地區降雨(資料來源：中央氣象局)



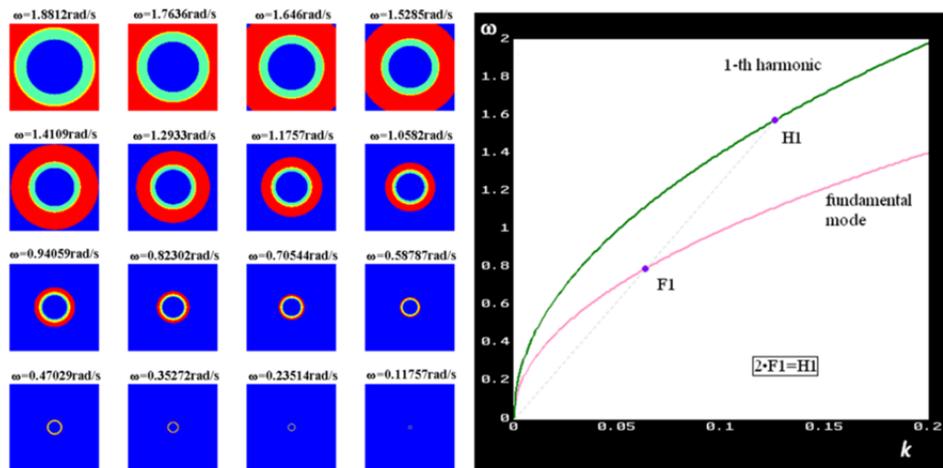
圖二、台北港雷達回波圖，左方小圖表運算雨區，右方小圖表運算非雨區。



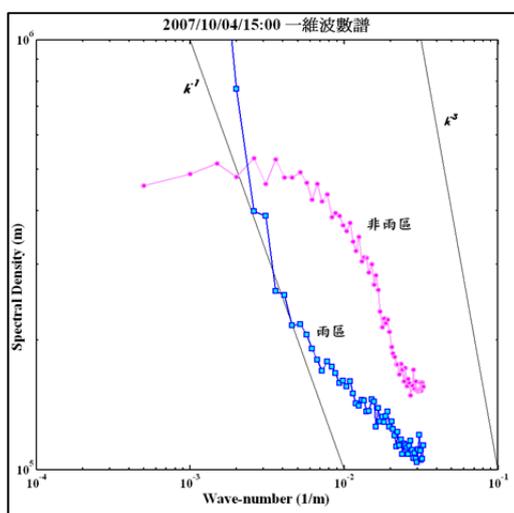
圖三、分散關係殼，左為無流之分散關係殼，右為有流之分散關係殼。



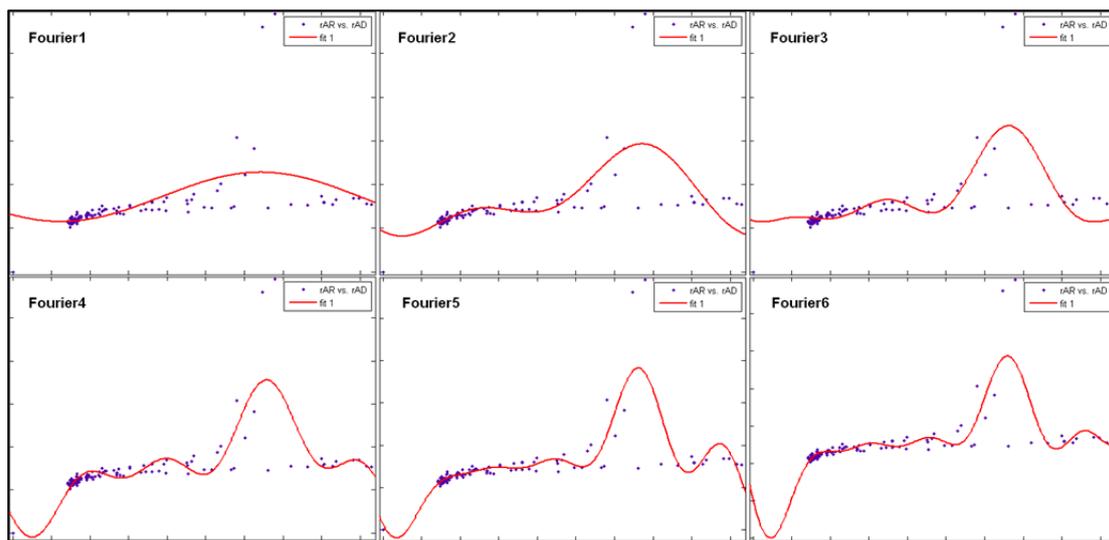
圖四、2007年10月4日15時之濾除駐波權重能譜剖面圖，左圖為雨區能譜剖面圖，右圖為非雨區能譜剖面圖。



圖五、諧波調變，左為諧波分界綠色區域需投影至1/2頻率紅色區域之1/2波數上，右為諧波示意。



圖六、雨區與非雨區之一維能譜



圖七、雨區與非雨區之傅立葉擬合(1~6階)

從資料浮標觀測資料探討七股澎湖海域水溫特殊變化

施孟憲¹ 饒國清¹ 滕春慈² 黃清哲¹

成功大學近海水文中心¹

中央氣象局海象測報中心²

中央氣象局與水利署於台灣環島設置14個海氣象資料浮標(圖1)，每個資料浮標水面下約0.5公尺處設置有2只水溫計，而且水利署資料浮標下方1.5公尺加裝有剖面流速儀，流速儀本身也具有水溫測計(圖2)。經由長期資料比對結果發現，資料浮標受到台灣海峽水團、海流及海底環境的影響，造成水溫觀測值發生隨潮汐漲退或突然劇烈變化。七股資料浮標水溫測值隨潮流漲退變化約3~7度，大多出現在12月及1至3月，可能受到台灣海峽水團、海底地形加上潮流影響造成，澎湖資料浮標每年1、2月和9月水溫3~4小時內上升約4度，然後水溫緩慢往下降，可能受到黑潮支流影響。

由於海溫比熱較氣溫大，所以其日變化較小，但受到季節溫度、季風及水團影響時則會有較特殊的變化情形。在台灣西南至澎湖之間海域的海溫受到黑潮支流、南海表層水及大陸沿岸流的影響，朱祖佑(1963)，夏季西南季風盛行時，南海表層水會取代黑潮支流進入台灣海峽，Fan and Yu(1981)，東北季風盛行時，大陸沿岸流會南下至澎湖海域，黑潮支流也會順著台灣海峽南部到澎湖海域附近，兩個水團在台灣海峽中部交會。

本文從七股及澎湖資料浮標歷年的水溫及海流資料，看出黑潮、南海表層水及地形因素對表面海溫的影響。經長期資料比對結果發現七股資料浮標水溫有隨潮流變化之趨勢，而澎湖資料浮標水溫會有3~4小時內上升約4度，然後緩慢往下降之現象，因此針對此兩海域資料進行探討分析。

由資料比對結果可以發現冬季七股浮標可能位於黑潮支流與海峽北部的大陸沿岸流交界處，加上海底地形抬升影響，造成水溫呈現隨潮汐漲退變化，但是當澎湖浮標出現水溫突升之現象時，可以發現七股浮標此時段潮汐變化則不明顯，由此推測此時段可能為溫暖的黑潮支流由七股浮標向北延伸至澎湖浮標以北，然後再慢慢退回七股浮標附近。

關鍵字：海氣象資料浮標、水溫、黑潮支流、大陸沿岸流、七股、澎湖、中央氣象局、水利署、剖面流速儀

參考文獻

- 朱祖佑，1963：台灣近海之海洋狀況，漁業生物試驗所研究報告1，4，29-37。
- Fan, K.-L., and C.-Y. Yu, 1981：A study of water masses in the seas of southernmost Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 12, 94-111.
- 郭慧敏,2004:”台灣海峽水團時空變化之特性”,國立中山大學海洋物理研究所碩士論文。
- Kao, C.C., Doong, D.J., Chuang, Laurence Z.H., Lee, B.C., “Quality Check Procedures on In-Situ Data From the Coastal Ocean Monitoring Net Around Taiwan”, *Proceedings of ISOPE 2003*, pp.196-201,

Honolulu, Hawaii, USA, May 25-30, 2003.

水利署，”近海水文站網營運與觀測技術提昇(1/3)”，民國九十九年。



圖 1 七股資料浮標

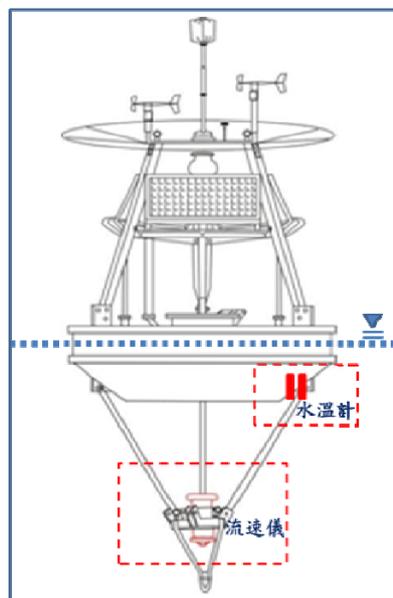


圖 2 水溫計和流速儀安裝位置

臺灣海域近岸風暴潮溢淹預報模式之開發與研究

吳祚任¹ 蔡育霖¹ 李俊叡¹ 莊美惠¹

¹ 國立中央大學 水文與海洋科學研究所

摘要

臺灣四面環海，加以每年颱風肆虐，因此能否掌握全程風暴潮行爲是爲災防之關鍵。過去風暴潮之預報模式由於受限於模式開發與計算機速度限制，模擬與預報多侷限於離岸演算而無法計算溢淹，抑或可計算溢淹卻侷限於過小計算域而損失準確度。由於風暴潮溢淹範圍爲災防重要參考依據，而其準確度尚仰賴模擬範圍是否能涵括整個颱風生命週期。爲此，本計畫將借助康乃爾大學所研發之 COMCOT 海嘯模式，利用其已建構成熟之巢狀網格以及溢淹功能，加上模擬風暴潮所需之壓力梯度項與風剪力項，發展適用於臺灣之風暴潮溢淹模式。本模式可導入理想颱風模式，或未來可與氣象局現有之風場及氣象資料結合，以更精準預報風暴潮之動向。在模式發展與驗證方面，本研究系統地校驗壓力梯度項與風剪力項之準確度，將其與理論解比對，並分別應用於卡氏座標與球座標上，以充分驗證氣象力對流場與水面高程之影響。由驗證結果可看出，模式之準確度相當高，此有利於後續更複雜之模式發展及參數校驗。

一、前言

臺灣位處全球颱風最密集之路徑上，加以全球暖化造成颱風等極端氣候強度增強，又以臺灣四面環海，因此提昇颱風暴潮之預報能力爲臺灣氣象發展之重要目標。其中與民眾最相關之預報項目爲風暴潮之溢淹範圍。本研究擬發展一精準之風暴潮溢淹模式，結合氣象局現有之大氣預報模式及近海波浪模式，以及利用雙向巢狀網格與數值移動邊界法，精準計算沿海之時變溢淹範圍，以提供決策與預報之用。

風暴潮是由熱帶氣旋、溫帶氣旋、冷鋒的強風作用和氣壓驟變等強烈的天氣系統引起的海面異常升降現象，又稱暴潮 (storm surge) 或異常潮 (abnormal tide)。由於此水位變化純粹由於氣象作用所造成，因此又稱爲氣象潮 (meteorological tide)。其與當時之天文潮 (astronomical tide) 之差，稱爲潮位偏差，亦稱爲暴潮位。風暴潮會使受到影響的海區的潮位大大地超過正常潮位。如果風暴潮恰好與影響海區天文潮位高潮相重疊，就會使水位暴漲，海水湧進內陸，造成巨大破壞。如 1953 年 2 月發生在荷蘭沿岸的強大風暴潮，使水位高出正常潮位 3 米多。洪水沖毀了防護堤，淹沒土地 80 萬英畝，導致 2000 餘人死亡。又如 1970 年 11 月 12-13 日發生在孟加拉灣沿岸地區的一次風暴潮，曾導致 30 餘萬人死亡和 100 多萬人無家可歸。(Wiki, 2011)。

風暴潮之預報作業模式在過去 20 年來蓬勃發展，對於此一趨勢，中央氣象局亦積極與學界合作，希望開發適合臺灣之風暴潮作業模式。其中近期之模式發展以快速求解多尺度暴潮行爲爲主 (于, 2005)。

本研究以由康乃爾大學研發且成熟發展之非線性 COMCOT 模式 (Cornel Multi-grid Coupled Tsunami model)，該模式爲美國康乃爾大學所開發之國際知名海嘯模式，廣被應用於研究諸多知名之海嘯事件，並有良好之計算結果，如 1992 年印尼海嘯 (Liu et al., 1994; Liu et al., 1995)，2003 年阿爾及利亞海嘯 (Wang and Liu, 2005) 以及 2004 年印度洋海嘯 (Wang and Liu, 2006)。利用其

巢狀網格之功能，同時建構深海之大網格系統與近海之高解析度系統，以同時計算遠洋及近岸之波浪傳遞以及沿海溢淹。然而由模式開發之技術層面而言，由於上述三者皆爲點資料，亦即不需經過相鄰網格之梯度計算，因此困難度不高。換言之，成功導入實測、大氣模式或理想模式下受颱風影響之大氣壓力場水位資料後，所建構之風暴潮作業模式將具有理想且完整之功能。此模式若開發完成，將使臺灣於風暴潮之溢淹模擬達快速、準確又兼具溢淹預報之水準。在模式修改與驗證方面，本研究系統充分驗證氣象力中之風剪力及大氣壓力對流場與水面之影響。由驗證結果可看出，模式之準確度相當高，此有利於後續更複雜之模式發展。

二、數值方法

氣象因子乃是產生暴潮的主要外力，主要包含風剪力與颱風中心與外圍的氣壓差所造成壓力梯度。在深水海域中，由氣壓所引起的暴潮分量大致符合靜水壓公式，即氣壓降低一百帕，則水位上升約一公分。在淺水區域，風剪力對暴潮的影響逐漸變的明顯，且其作用的物理機制複雜。

(一) 風剪力模式導入與驗證

在非線性卡氏座標系統中，加入風剪力項並進行驗證。風剪力在考慮穩態與線性波之條件下，假設柯氏力與底床摩擦力可以忽略，並只考慮 x 方向，同時參考 Smith and Banke (1975) 之風剪力之穩態解析解 (式 1)，並將穩態解析解帶回動量方程式。

$$F^s = \rho_a C_d |\bar{V}_w| \bar{V}_w \quad (1)$$

其中， \bar{V}_w 爲平面上 10 公尺處風速、 ρ_a 爲空氣密度、 C_d 爲剪力係數 (drag coefficient)

(二) 大氣壓力模式導入與驗證

爲驗證壓力梯度作用，亦類似風剪力之解析解推導方式，藉由穩態及線性之假設忽略柯氏力及底床摩擦

力，並只考慮 x 方向，而空氣之壓力梯度直接影響水位面變化。

而線性球座標方程式中，導入壓力梯度項，則參考 Holland (1980) 之理想風場之大氣壓力公式 (式二)，距離低氣壓中心不同半徑位置，則有不同壓力。

$$P_a = P_c + (P_n - P_c) \exp \left[- \left(\frac{R_{\max}}{r} \right)^B \right] \quad (2)$$

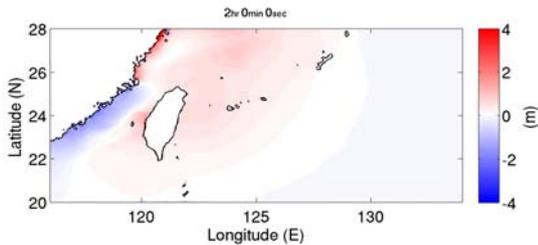
P_c 為風暴中心之大氣壓力、 R_{\max} 為最大暴風半徑、 B 為峰值參數 (peakness parameter) 和 P_n 為環境大氣壓力 (ambient pressure)。

(三) 真實地形導入

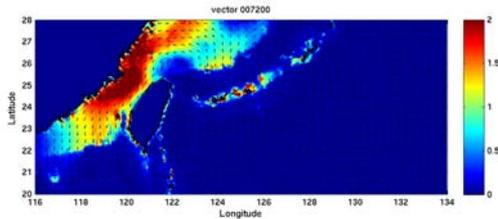
在確認模式導入之理想風場之風剪力項和壓力梯度項後答案無誤，則進行真實地形之模式驗證。本案例採台灣附近海域之真實地形受風剪力影響之情況，並採用球座標系統。

三、 實際案例之情況導入

模擬區域為臺灣附近海域，範圍介於東經 116 度到東經 130 度及北緯 20 度到北緯 28 度，地形資料取自 ETOPO2，網格間距為 4 分。



圖一：台灣周遭海域導入理想風場之風剪力場和大氣壓力場後之水位面變化。色階表水位高程，單位 m。



圖二：台灣周遭海域導入理想風場之風剪力場和大氣壓力場後之流場向量圖。色階表流速大小，單位 m/s。

本案例採 2007 年克羅莎颱風案例進行測試。2007 年 10 月 6 號颱風中心位置位於東經 121.9 度、北緯 25.0 度，10 月 6 日當日颱風中心滯留於台灣東北方宜蘭外海，最大暴風半徑為 300 km，中心氣壓為 900 mb。本模擬將克羅莎颱風之移動簡化為完全停滯於東經 121.9 度、北緯 25.0 度，並觀察海水水位變化是否合乎預期。求解之統御方程式為線性球座標動量方程式，其中包含柯氏力，但不包含底床摩擦力。圖一為同時導入理想風場之風剪力場與大氣壓力場後所產生之結果。由圖可知，其結果大致為風剪力場與壓力場之線性結合，其原因為

本案例現階段求解線性淺水波方程式之故。由圖可見，颱風逆時針旋轉帶動海平面呈不同波高，於臺灣西岸造成較大的水位上升，大陸東岸水位下降之情況。其結果合乎預期。

圖二為同時導入理想風場之風剪力場與大氣壓力場後，根據其結果所繪製之流場向量場。受颱風之影響流場亦呈逆時針轉動，而在台灣海峽西岸和東岸，即福建沿海和台灣西南沿海一帶均有較大流速，和圖九系列相對應，可發現在流速較大的區域，其自由液面變化也相對較高。

四、 結果與討論

綜觀現今對於風暴潮作業模式之需求，在不規則網格或巢狀網格，可快速求解不同尺度之淺水波方程式，且至少可求解球座標系統，以描述遠洋所生成之颱風。而模式中必須包含柯氏力、大氣壓力場、風剪力場、潮汐水位、底床摩擦阻力，且需包含移動乾濕邊界，以模擬溢淹情形，而近岸解析度需約小於 50 公尺，以提供溢淹所需資訊。且模式必行平行化已求達高速計算之能力。目前就知識範圍內，除了少部分研究用途之模式外，並無風暴潮作業模式可達成上述需求。

在和 COMCOT 模式中已完成風剪力場與大氣壓力場之建立，同時充分驗證氣象力中之風剪力場及大氣壓力場對流場與水面之影響。由驗證結果可看出，模式之準確度相當高，此有利於後續更複雜之模式發展，以達上述需求。

五、 參考文獻

- Holland, G. J. (1980), An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes, *Monthly Weather Rev.*, vol. 108, pp. 1212-1218
- Liu, P. L. F., Y. S. Cho. 1994. "Integral-Equation Model for Wave-Propagation with Bottom Frictions." *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-Asce* 120 (6): 594-608.
- Liu, P. L. F., Y. S. Cho, M. J. Briggs, U. Kanoglu, C. E. Synolakis. 1995. "Runup of Solitary Waves on a Circular Island." *Journal of Fluid Mechanics* 302: 259-285.
- Smith, S.D. and Banke, E.G. (1975) Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 101, 665-673.
- Wang, X. M., Philip Li-Fan Liu. 2005. "A numerical investigation of Boumerdes-Zemmouri (Algeria) earthquake and tsunami." *Cmes-Computer Modeling in Engineering & Sciences* 10 (2): 171-183.
- Wang, X. M., Philip Li-Fan Liu. 2006. "An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami." *Journal of Hydraulic Research* 44 (2): 147-154.
- 于嘉順，"中央氣象局多尺度暴潮模式預報作業改進及長期暴潮水位模擬分析研究 (1/3)"，交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告，2005。

藍色公路海象資訊系統介紹

滕春慈¹ 朱啓豪¹ 陳仁曾¹ 楊天瑋¹

¹中央氣象局海象測報中心

摘要

為因應海上遊憩及兩岸航運需求增加，本局於 2011 年 2 月 1 日於中央氣象局網站中提供藍色公路海氣象資訊供民眾查詢。目前藍色公路共有 6 條航線，分別為基隆-馬祖、台中-馬公、高雄-馬公、布袋-馬公、東港-小琉球及台東-綠島等航線，各航線大約以 1 小時航行時間區分成數個航段，除了提供起迄點的海象觀測資訊外，同時提供各航線未來 24 小時風向、風速、風級、波高及波向等資訊。本文首先說明前言，接著介紹本局海象觀測網，第三章說明高解析波浪預報系統，第四章介紹藍色公路海象系統，最後為未來展望，希望經由本系統提供之資訊提升船舶之航行安全，進而帶動海上觀光及遊憩產業的興起。

關鍵字：藍色公路、高解析波浪預報作業系統

一、前言

台灣四面環海且位處於熱帶與亞熱帶氣候區，東向太平洋、西濱台灣海峽、北接東海、南臨巴士海峽，海岸線綿延約 1600 公里，平均 6 公里即有 1 座漁港，又有基隆、高雄、花蓮、蘇澳、台中等 5 個國際港，加上領海的面積遠較陸地領土為大，海洋資源相當具有發展潛力，對於發展與海洋相關之經濟活動，提供了甚為優越的地理環境，包含從事海上運輸、遠洋近海漁業、海洋資源開發研究、海事工程、港灣建設、海岸空間利用、海上救難與巡護、海洋環境變遷預測、環境影響評估、漁業談判及其他與海洋有關的經濟活動。近年來由於週休二日的實施與國民生活品質的提升，政府積極推動海上及海岸觀光計畫，提出海洋發展遠景，規劃及開發沿海的遊憩設施，除了農委會積極規劃漁港的轉型外，交通部積極推動濱海公路的興建，觀光局也陸續強化或新增各海岸風景區管理處的功能，希望更多民眾能走向海洋、親近海洋，培養及吸引人們從事海上或近岸休閒活動，打造「海島型生活圈」。

然而，從事海上及近岸活動在海象資訊無法充分的提供下必然潛藏危機，報章雜誌不時均會轉載民眾溺水事件，海巡署就曾公佈台灣本島十大危險海域並呼籲民眾注意自身安全。海上航行安全更需要海象預報資訊的提供，如 99 年 8 月的海洋拉拉號事件，該船從澎湖馬公港載運百餘名旅客返回台中港，行經距離台中港約 8.8 浬外海時，船艙不敵猛烈、長時間的海浪拍擊，使得船艙、跳板破裂粉碎，船艙進水，幸無造成人員的傷亡。100 年 6 月航行於布袋至馬公的「百麗輪」從布袋港出發約 15 分鐘，疑因海浪太大及船速太快，造成船身劇烈震盪，22 名旅客受輕重傷。101 年 3 月的高雄籍海翔八號砂石船，從基隆港載運黏土要到花蓮，疑似倉促裝填船艙，未將黏土整平，因海浪拍打而翻覆沉沒，造成船員 6 死 7 傷 2 失蹤。另外還有海上搜救及救難問題，更需要及時的海象資訊提供，以便迅速作成決策，於第一時間立即動

作進行救難，減少人命損失並將災害減至最輕。

從國家整體災害防救之觀點而言，本局為上游資訊提供者，與下游之海洋災害防救主管機關(如海巡署、經濟部水利署等)之使用者關係密切，即時性海象預報資訊之供應與迅速之防救災措施將可有效降低海象災害之損失。因此整合與建置海象監測網、統合海洋資料、推動海洋資訊之整合與交流，提供方便且容易操作之網路界面，探討海洋與自然資源及災害關聯性，並應用於防災、環保及經濟發展等民生議題，實為現階段重要之研究課題，因此，本局於「海象資訊 e 化服務系統之整合與應用研究」科技計畫中，除了發展海象資訊整合系統，更建置「藍色公路海象資訊系統」，提供民眾未來 24 小時之海氣象預報資訊，強化航行安全之保障。

二、波浪監測

(一) 資料浮標簡介

本局引進美國國家資料浮標中心規範，依據台灣海域特性，發展出資料浮標 (Data Buoy)，其主要特點為：1. 設站地點不受水深限制。2. 為無人海上自動觀測站，能觀測多種海氣象資料，也能加掛儀器測量環境變數。3. 利用太陽能發電在海上執行長期觀測作業。4. 能即時將觀測資料傳回岸上。

資料浮標直徑 2.5 公尺，高度 4.9 公尺，重約 1230 公斤，總浮力約 3220 公斤，能抵抗惡劣海況。水下以錨繫系統固定，包括錨碇及錨鏈兩部分，必須依浮標布放地點海況設計，為使浮標能隨波運動採鬆弛式錨繫系統，錨鏈總長度必須大於水深兩倍以上，水下錨碇必須能承受海流及風力影響，使之不產生位移。資料浮標裝備氣壓計、溫度計、風速計、太陽能板、雷達反射器、電池及加速度儀，能觀測風速、風向、氣溫、大氣壓力、示性波高、週期及波向等。各項參數的量測範圍和解析度如表 1。

(二) 本局波浪監測網

本局於民國 82 年起積極規劃建置海象觀測網，民國 83 年著手佈建環島資料浮標站，進行即時海象觀測，對災害防救中心提供即時海況資訊，並作為海岸防救災決策之用，民國 94 至 96 年提出之海洋領域研究計畫「海氣象觀測站之評估及擴建(1/3)~(3/3)」評估深海浮標系統於觀測颱風可行性，於民國 95 年佈放一座測試的海氣象資料浮標站，成功觀測 6 個颱風的資料，此資料浮標更在珊瑚颱風發佈海上警報期間，提供了第一手觀測資料，讓本局掌握颱風的規模及威力。為了延續上述研究成果及提昇對颱風之預測能力，本局在民國 98 年開始陸續建置台東外洋及東沙兩座作業化預警深海資料浮標，以提前掌握颱風與西南氣流等劇烈天氣之海氣象要素，另為台灣本島與馬祖間航行安全，建置馬祖資料浮標站。

目前本局所屬資料浮標站 7 站，浮球式測波站 1 站，同時整合國內相關機構的海象觀測資料，如內政部、港務局、水利署等的觀測站資料，現有近海海象監測站網分布如圖一。本局執行 99-104 之「災害性天氣監測與預報作業建置計畫」，另規劃建置東吉島波浪站。

多年來本局已建置環島之海象觀測網，也培植經驗豐富的專業人才與維護團隊，有助於達成更完整的佈建與維護觀測網及更精進預(測)報技術之任務，持續擴大海象監測網至外洋及離島並加強監測網之維護、增加觀測項目、強化通訊功能，縮短通訊及資料蒐集的時間、發展海洋遙測觀測技術等是本局持續努力的工作。

三、 高解析波浪預報作業系統介紹

(一) 波浪模式介紹

波浪模式可以說是藍色公路海象資訊系統的心臟，目前本局作業化所使用最新的 NWW3 (NOAA WAVEWATCH III) 版本為 3.14 版，該版本已於 2009 年 5 月公佈，此模式可於網址自由下載。

NWW3 為第三代之風浪模式，所用之控制方程式為求解球面座標之波浪作用力平衡方程式(action balance equation)，如下式：

$$\begin{aligned} & \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \phi} (\dot{\phi} N) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (\dot{\lambda} N) + \frac{\partial}{\partial \kappa} (\dot{\kappa} N) + \frac{\partial}{\partial \theta} (\dot{\theta}_g N) \\ & + \frac{\partial}{R^2 \partial \lambda} (D_{\lambda\lambda} \frac{\partial N}{\partial \lambda}) + \frac{\partial}{R^2 \cos^2 \phi \partial \phi} (D_{\phi\phi} \frac{\partial N}{\partial \phi}) \\ & + \frac{D_{\lambda\phi}}{R^2} \frac{\partial^2 N}{\cos \phi \partial \lambda \partial \phi} = \dot{S} \end{aligned} \quad (1)$$

其中

$$\dot{\phi} = \frac{C_g \cos \theta + U_\phi}{R} \quad (2)$$

$$\dot{\lambda} = \frac{C_g \sin \theta + U_\lambda}{R \cos \phi} \quad (3)$$

$$\dot{\theta}_g = \dot{\theta} - \frac{C_g \tan \phi \cos \theta}{R} \quad (4)$$

$$\dot{S} = \frac{S}{\sigma} C_g^{-1} \cos \phi \quad (5)$$

$$N = N C_g^{-1} \cos \phi \quad (6)$$

$$\dot{\kappa} = -\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial s} - \kappa \cdot \frac{\partial U}{\partial s} \quad (7)$$

$$\dot{\theta} = -\frac{1}{\kappa} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} - \kappa \cdot \frac{\partial U}{\partial m} \right] \quad (8)$$

$N = N(\lambda, \phi, \theta, \kappa, t)$ 波動密度能譜 (wave action density spectrum)， λ 經度、 ϕ 緯度， θ, κ 波浪傳遞方向及波數 (wave number)， t 時間， C_g 群波速度， S 源項之波浪能譜 (wave energy spectrum)，包括線性風浪交互作用 S_{in} 、風浪交互作用 S_{in} 、非線性波浪交互作用 S_{nl} 、能量消散 (白帽現象) S_{ds} 、底床摩擦力 S_{bot} 、碎波 S_{db} 、三波交互作用 S_{tr} 、水深引起之波浪散射 S_{sc} 及使用者自行定義的源項 S_{xx} ， σ 波浪頻率， R 地球半徑， $D_{\phi\phi}, D_{\lambda\lambda}, D_{\lambda\phi}$ 擴散係數， U_ϕ, U_λ 流速， d 水深， s, m 波浪前進方向及垂直方向座標。

3.14 版之 NWW3 與 2.22 版均已使用 ANSII 標準的 Fortran90 撰寫，與 2.22 版最大的差別在加入多重網格 (multi-grid) 之計算，允許網格計算雙向 (two-way) 之交互作用，同時可以改變彼此不同之波譜解析度，而邊界點可以設在多重網格之外圍點位，而 2.22 版只能使用單向的巢狀網，且其在進行巢狀網計算時，邊界點必須設在最外圍再進來最少一個網格位置，即最外圍必須是陸地邊界。以往使用單向巢狀網格，無法從細網格中反映出小尺度的物理量及參數變化，且比較耗時計算，而利用多重網格、雙向傳輸形式，考慮能量守恆的一致性，不僅可將細網格之計算值回饋給粗網格使用，亦可避免冗長的計算時間，降低不同網格計算結果之差異性。

在不同網格的計算其計算的時間間距為了滿足數值穩定都會有所差異，小網格都必須採取較小的計算間距，因此在多重網格的計算中，大網格除了如單向巢狀網計算提供細小網格的邊界條件外，當大、小網格計算的時間吻合時，大網格在小網格範圍內的計算值 E_i 即會被小網格的計算值 E_j 乘以權重 ω 合成所取代，如下式。權重 ω 則根據大、小網格邊界長度的比值而定：

$$E_i = \sum \omega_{i,j} E_j \quad (9)$$

而過去依據水深定義非計算點位 (inactive) 的方式，現在亦可自行設定非計算點位；而適用在深水之連續性移動網格亦在功能之內。在波譜輸出方面，使

用如集水區切割的方式(圖二)，提供風浪(wind sea)及湧浪(swell)的輸出。

在物理意義及數值方法的詮釋上，3.14 版增加了許多的功能及方法，例如在風浪非線性的交互作用上，修正原有 WRT(Webb-Resio-Tracy)的方法；在源項中增加了許多的來源，包括線性的風浪交互作用、碎波、WAM4 模式使用的輸入及消散、水深引起之波浪散射等，至於淺水域發生的三波交互作用目前仍未建置完成；在風應力的表現上，可以允許利用通量參數化、向量的表現方式，使得風應力的方向並不一定需要與風的方向一致。

在數值方法方面，NWW3 使用 Fractional Step Method(分割操作法或步進演算法)，將控制方程式(式(1))中的空間傳遞項、波浪傳遞方向及波數項、源項等分別處理，故分別有其計算的時間參數，再加上所有整合的時間項共有 4 個時間參數，因此需分別定義以避免局部擾動及不穩定的數值現象發生，其中空間傳遞項必須滿足 CFL 值的穩定條件，與能量傳遞速度及網格大小有關，而源項則定義最小的計算時間增量，一般隨著計算網格大小不同而改變，其值約在 5~15 秒左右。

(二) 高解析波浪預報作業系統建置

根據波浪預報模式 NWW3 (Ver 3.14)，預報作業流程，每日執行 4 次 (00、06、12、18UTC)，利用多重網格 (multi-grid) 同時計算，包括第一層波浪模式 (左下角經度 99E、緯度 1N；右上角經度 155E、緯度 41N，解析度 0.25 度)，第二層波浪模式 (左下角經度 110E、緯度 9.5N；右上角經度 126E、緯度 36N，解析度等於 10 公里)，第三層模式(左下角經緯度 20.79N, 117.55E；右上角經緯度 26.66N, 123.92E，解析度約等於 2.5 公里)。地形水深資料取自美國國家地球物理資料中心(NGDC) ETOPO1-1 分之地形資料，近台灣海域部分再以海科中心 500 公尺水深資料取代之。第一層波浪模式分別執行兩種大氣模式風場，分別為美國國家暨海洋總署 (代號 AVN) 及日本氣象局 (代號 JMA)，第二層模式使用 10 公里風場，第三層模式使用 2.5 公里風場，唯 2.5 公里風場每日僅執行 2 次(00 及 12UTC)，執行完成總共有 4 種波浪預報產品，分別為(1) 10 公里解析波浪模式(第一層風場為 AVN)。(2) 10 公里解析波浪模式(第一層風場為 JMA)。(3) 2.5 公里解析波浪模式(第一層風場為 AVN)。(4) 2.5 公里解析波浪模式(第一層風場為 JMA)。模式 2.5 公里及 10 公里解析度之計算範圍如圖三，模式輸出結果需包含示性波高、周期及波向；第一湧浪波高、周期及波向；第二湧浪波高、周期及波向；風浪波高、周期及波向。

整個預報系統架構包括 NWW3 風浪模式及作業化自動操作系統，而作業化自動操作系統係利用 Linux 系統中之 shell script 來撰寫命令稿和函式，讓它們可以自動處理日常的工作，系統功能包括 crontab

定時啟動、風場資料的讀取、模式執行、模式輸出的產生及處理、輸出資料的傳輸及各個階段的資料偵錯功能等如圖四。

四、 藍色公路海象資訊系統

(一) 系統元件與流程

藍色公路海象預報服務系統的元件包括 NWW3 波浪模式、Sufer 預報文字輸出程式、ASP 資料庫資料刪除與匯入程式、VB.net 網頁輸出程式、及 VB.net ftp 程式。各元件的先後關聯性如系統流程則如圖五所示，網頁更新時間為每日 0 時、6 時、12 時及 18 時，每次執行 36 小時預報。

(二) 展示內容

藍色公路海象資訊提供觀測及預報資料，觀測資料為航線起迄點過去 3 小時觀測資料，包含浪高(m)、浪向、風速(m/s)、風級、風向、流速(m/s)及流向。預報資料為航線各航段未來 24 小時的預報，包含浪高(m)、浪向、風速(m/s)、風級及風向。

(三) 如何取得藍色公路海象資訊

1. 網站

進入中央氣象局網站首頁，於預報選項點選藍色公路，目前藍色公路共有 6 條航線，分別為基隆-馬祖航線、台中-馬公航線、高雄-馬公航線、布袋-馬公航線、東港-小琉球航線及台東-綠島航線(如圖六)，每航線各有 8、2、4、2、1、1 航段，每條航線以 1 小時航行時間作為航段區分之依據。

2. 電子看板

為提供民眾更為便利之海上航行資訊，設計親和且易讀取之藍色公路資訊畫面，規劃於藍色公路起迄點之旅客服務中心架設電子看板，目前已於馬公旅客服務中心完成架設(如圖七)，並持續與高雄港、布袋港、基隆港及馬祖等服務中心接洽中。

3. 手機

為符合目前之趨勢，著手規劃開發於智慧型手機展示藍色公路相關訊息之 APP，未來民眾將能透過手機隨時查詢相關海況並規劃出遊計畫。

五、 未來展望

隨著兩岸交流越來越密切，人員與物資的往來除了倚靠空運，海運將成為未來兩岸往來之主力，大陸之「海峽號」客輪已完成兩岸航行之測試，因此，航行安全非常重要，而海氣象預報資訊之重要性不可言喻，未來需求將持續增加。本局除持續致力於海象預報技術提升與海象觀測網增建外，進一步提供更貼近民眾與航海產業需要之海象資訊服務。未來工作還包

含：

- 1、因應外界需求增加藍色公路航線數量。
- 2、持續發展海流預報技術，新增藍色公路海象資訊產品—海流預報資訊。
- 3、發展智慧型手機 APP 藍色公路應用程式。
- 4、在各重要港口民眾候船室建置藍色公路海象資訊電子看板。

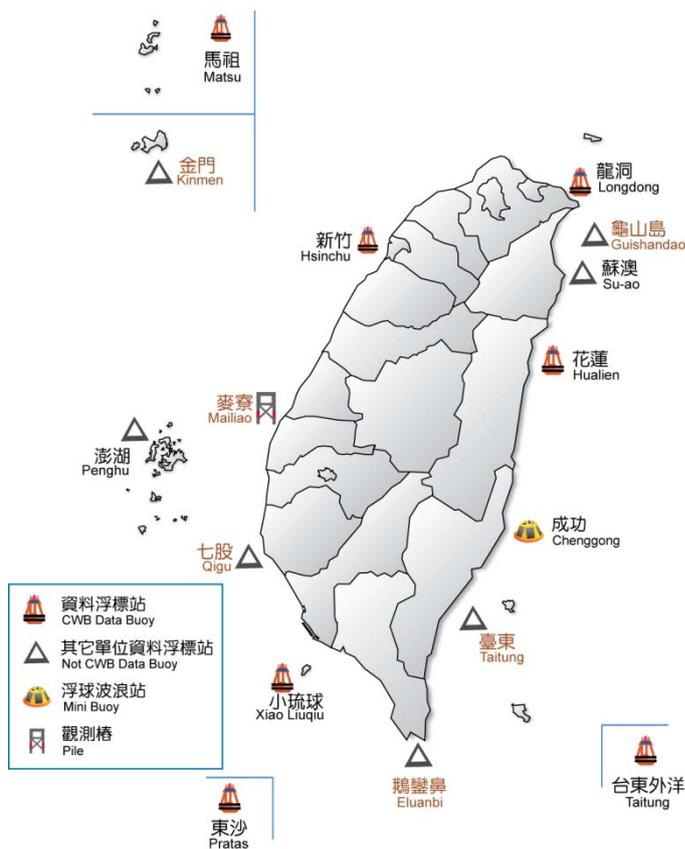
工業技術研究院綠能與環境研究所(2011)。「發展鄉鎮逐時天氣預報系統-高解析度波浪模式網格分析與預報系統 100 年度軟體委外開發」，交通部中央氣象局，中華民國 100 年 12 月。

中華民國海洋及水下技術協會(2011)。「海象資訊 e 化服務系統之整合與建置(4/4)期末報告」，中央氣象局海象測報中心。

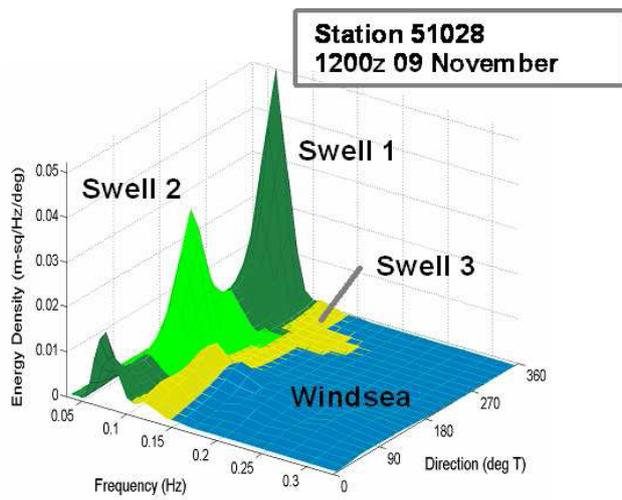
參考文獻

表一：資料浮標量測參數及量測範圍、解析度及準確度

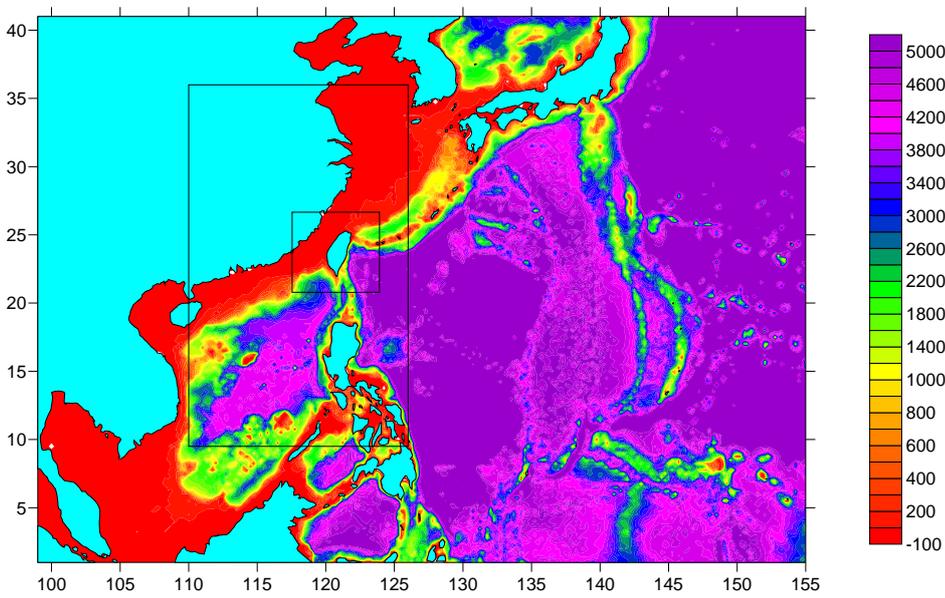
項 目	量 測 範 圍	解 析 度	準 確 度
風 速	0-60 每秒公尺	0.1 每秒公尺	1 每秒公尺
風 向	0-360 度	1 度	10 度
氣 溫	攝氏0-50 度	0.1 度	0.3 度
水 溫	攝氏0-40 度	0.1 度	0.3 度
大氣壓力	900-1100百帕毫巴	0.1 百帕	1 百帕
方 位	0-360 度	1 度	10 度
示性波高	0-20 公尺	0.1 公尺	0.2 公尺
示性週期	3-30 秒	0.1 秒	1 秒
波 浪 譜	0.03-0.40 Hz	0.01 Hz	



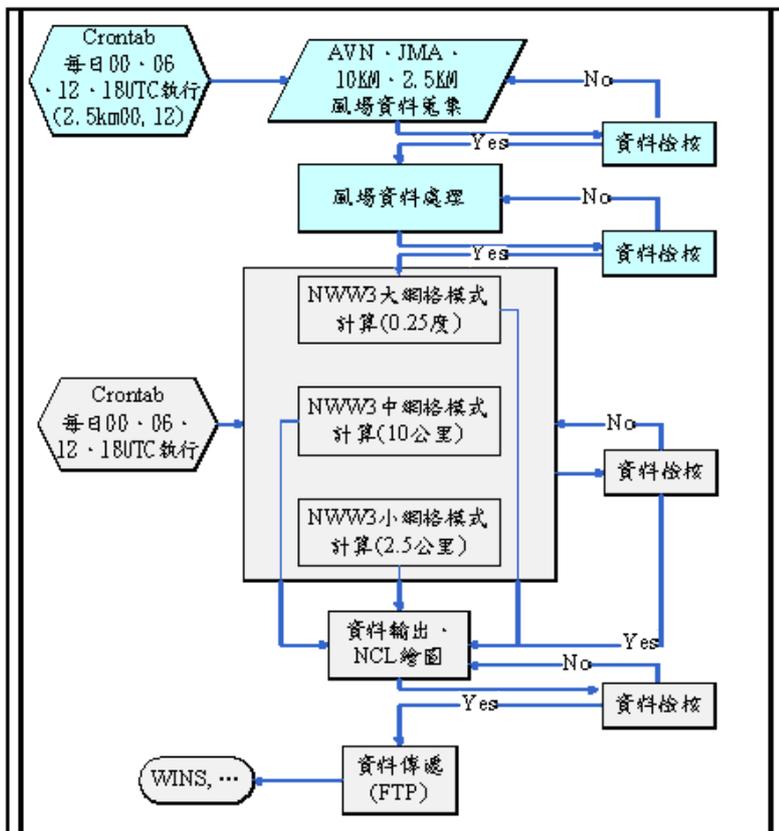
圖一：波浪監測網示意圖。



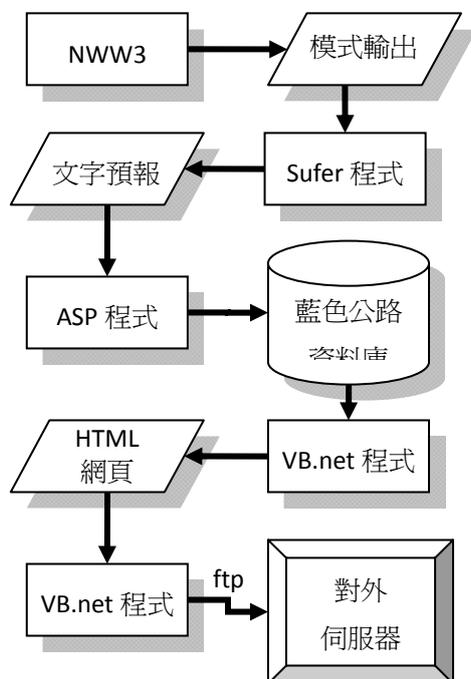
圖二：能量波譜切割方式示意圖。



圖三：多重網格高解析波浪模式範圍示意圖。



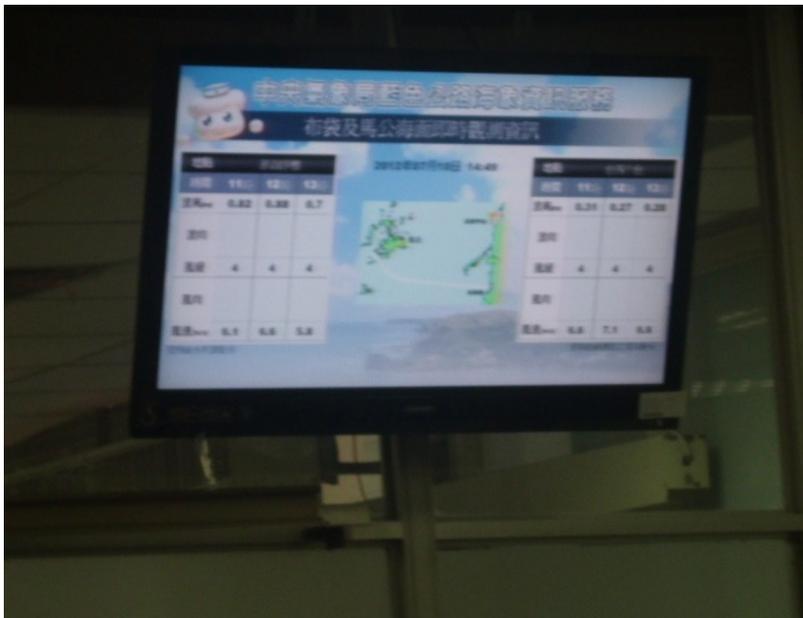
圖四：高解析波浪預報系統流程圖。



圖五：藍色公路海象預報服務系統流程圖。



圖六：於中央氣象局網站首頁之藍色公路資訊頁面。



圖七：於馬公旅客服務中心候船室之藍色公路電子看板。

西北太平洋作業化海流模式之發展

于嘉順¹ 尤皓正¹ 陳琬婷² 朱啓豪² 滕春慈²
國立中山大學海洋環境及工程系¹ 中央氣象局海象測報中心²

摘要

爲了提供台灣海峽及鄰近海域之即時資訊，中央氣象局發展了多尺度之海流預報模式，以因應民眾與相關單位之需求。爲改善現有西北太平洋海域之預報精度，同時保有相當之計算效率，模式利用非結構性網格構建，該模式爲半隱式法求解水體運動，可透過較大之時間步長計算。由於以非結構性網格構建，適合用以解析複雜岸線與水深變化，模式範圍除台灣鄰近海域外，包含東海、南海、蘇祿海與西裡柏斯海，以模擬黑潮流經範圍之變化，模式透過GSHHS岸線資料搭配ETOPO5建構網格，並以水深作爲網格大小之控制依據，最小解析度約爲3分，最大解析度則限制爲7.5分。以氣象局第一層WRF預報場WA01作爲氣象邊界輸入，爲加速海流模式之計算收斂，初始場以每日預報之RTOFS資料作爲參考，同時利用其預報結果作爲邊界輸入，模式計算時間約於1小時內完成，可符合作業化之效率需求。

關鍵字：西北太平洋、黑潮、非結構性網格、作業化模式

一、前言

爲提供台灣海峽與鄰近海域之即時資訊，中央氣象局發展多尺度作業化海流預報模式，包含了太平洋海流模式、西北太平洋海流模式及台灣海域海流模式，該系統利用巢式網格系統，由第一層太平洋環流模式(Ocean Circulation Model 1, OCM1)，利用全球大氣模式作爲驅動力條件，進行太平洋洋流(北太平洋環流及南太平洋環流系統)系統的模擬，結果可作爲下一層模式的邊界條件。西北太平洋模式(Ocean Circulation Model 2, OCM2)則將模擬範圍縮小，精度提高，並使用太平洋模式的模擬結果作爲邊界條件輸入，模擬此區的流場狀況，如此可將洋流的影響帶入，並且可以模擬中尺度的渦流系統。最後一層則是高解析度但範圍較小的台灣海域模式(Ocean Circulation Model 3, OCM3)，增加台灣海域受潮汐作用下之海流預報，並利用西北太平洋模式(OCM2)的結果，將洋流及渦流的影響帶進此系統，亦可透過此巢式網格的加密(mesh refinement)機制增加海岸線及海底地形的解析度，得到台灣海域更精確的海流狀況。

此3個子系統所使用的模式爲ROMS (Regional Ocean Modeling System)與SELFE (Semi-implicit Eulerian-Lagrangian Finite-Element model)，兩者皆爲開源(open source)模式，且已於國外應用在作業化之預報系統，ROMS爲結構性網格模式，適用的區域從海岸地區到整個大洋模擬皆可，SELFE則爲非結構性網格模式，更適合用於解析近岸區域較爲複雜之地形變化，亦可進行大洋的模擬。目前局內已利用ROMS建置太平洋與西北太平洋2個子系統，台灣鄰近海域子系統

則以SELFE建置，每日執行自動化預報，每次現報24小時，預報72小時。

由於現有西北太平洋海流模式利用ROMS構建，採用結構性網格，其範圍較大，網格數目較多，即便利用了局內高速電腦128顆核心進行計算，仍爲整個預報系統中最爲耗時之子系統，爲了保有一定之解析度，並包含整個西太平洋的範圍，其磁碟空間使用量亦爲最大，爲改進西北太平洋模式，本研究利用建構台灣海域海流模式(OCM3)之數值模式SELFE，藉由非結構性網格之特點，並利用水深分布決定其網格大小來有效縮減現有西太平洋子系統(OCM2)之網格數目，並重新規畫其模擬範圍，同時，由於SELFE爲半隱式法求解，亦可利用較大之時間步長進行計算，可有效加速現行利用ROMS(顯式法計算，時間步長較短)之西太平洋子系統(OCM2)，以達到改進之目的。

二、模式介紹

爲了解台灣周邊海流變化，本研究利用SELFE (Semi-implicit Eulerian-Lagrangian Finite-Element model)模式，該模式是爲了更容易解析中內陸少洲及河口、港灣及潟湖等不規則陸地形狀，而發展的三維水理模式(Zhang and Baptista, 2008)。SELFE採用有限元素的非結構性網格設置，垂直網格部分採用混合SZ座標或S座標，採用SZ座標時，除可提高表底層之解析度外，可避免採用S或 σ 座標時，由於地形變化較大產生之水平壓力梯度不一致性，該模式利用ELM (Eulerian-Lagrangian Method)計算對流項，並利用半隱式法求解，可使用較大的時間步長計算，並確保模式的穩定與精度。對於溫鹽擴散的傳輸，除可採用ELM計

算外，亦可利用頂風法(upwind)或TVD演算以避免數值擴散的問題。紊流模組除採用常見的GLS紊流模組外，也可利用GOTM紊流模式進行更複雜的計算，該模式亦納入乾濕點的計算，驅動力可包含潮汐、氣象、河流等，該模式已應用於美國哥倫比亞河口之作業化預報。模式除基本水動力系統外，也包括了生態系統模組、資料同化模組、水質模組、沉積物模組，是一套可應用於多方面的模式系統，其主要特點簡介如表1。

表1 SELFE模式特點

SELFE 特點	
網格系統	1.不規則三角元素網格，可以解析近岸複雜地形之區域 2.垂直方向網格可定義為混合SZ座標或S座標
驅動力	1.包含潮汐、各種氣象資料、河流等
包含模組	1.模組包含生物、沉積物、波浪、洩油模擬等 2.資料同化目前僅有溫鹽 Nudging
其他特點	1.乾濕點的計算(Wet/Dry) 2.GOTM 紊流模式 3.半隱式法求解，可加大時間步長 4.程式以F90編寫，並包含平行化處理 5.輸出部份採用 binary 格式，但可藉由後處理轉為NetCDF格式，方便資料之繪圖與分析

三、模式構建與初步成果

為加速現有之OCM2，同時保有OCM2可解析黑潮之特性，模擬範圍除需包含台灣周邊海域外，並需納入黑潮流經之影響區域，由於非結構性網格之特性為可變大小，為配合水理特性，水深較淺區域或配合較小之網格，反之亦然。因此在原有OCM2相同的範圍下，菲律賓群島沿岸、東海陸棚、台灣海峽、南海陸棚至暹羅灣等淺水區域將增加相當數量之網格與節點，因而增加其計算量，為避免網格數量超出原有OCM2過多，同時配合WRF 45公里解析氣象場範圍(圖1)，模式範圍包含東海、南海、蘇祿海與西里伯斯海，並適度縮減現有範圍(圖2)，解析度則配合現有OCM2，限制最大網格解析度為7.5分，最小網格則為3分，同時，為無縫接合現有之OCM3，亦將現有OCM3之邊界節點作為模式之計算節點(圖3)，以作為未來OCM3邊界之輸入。模式地庫則採用ETOPO5資料，作為水深之內差依據與網格大小之控制函數。SMS產出之網格節點數為167020，網格數則為328354，現有OCM2之有效網格數僅約為28萬點，兩者相差不大，雖然SELFE-OCM2網格數較現有OCM2為多，但其計算效率可較現有OCM2為佳，現有OCM2之時間步長為30秒，SELFE-OCM2則為360秒，可有效加速其預報時效。同時，亦可有效縮減檔案大小，現有之OCM2之檔案輸出同時需寫入無效點值，總點數約為50萬點，其單日檔案輸出約為4GB空間，SELFE-OCM2之計算結果皆為有效點，其單日

輸出約僅佔450MB左右，表2詳列現有OCM2與SELFE-OCM2之差異。

現有之海流預報系統利用HYCOM每日現報，作為模式初始場之基礎，但HYCOM資料由去年底至今年，受到其儲存伺服器之不定時當機，現有預報系統常因其無法取得適當資料而無法進行預報，同時，其取得資料之方法為FTP，資料量較大，其傳輸時間較長，為避免相同問題持續發生，SELFE-OCM2採用NCEP之RTOFS-global(以下簡稱RTOFS)之作業化預報結果，同時利用OPeNDAP傳輸可擷取範圍之特性，有效縮減擷取資料之大小，同時為避免氣象局內下載可能受到網路限制而失敗，亦同時於中山大學每日產出相同資料，如於局內下載失敗時可馬上透過FTP抓取，可避免因資料缺失而無法模擬之窘境。NCEP每日提供之Global-RTOFS之預報場資料，基本核心仍為HYCOM，設定上與原有HYCOM相同，但兩者在作業化上仍有差異，表3列出其差異，基本上，雖然兩者皆以5分解析度計算，但其實際網格解析度隨著經緯度而有所變動，HYCOM提供原始之高解析度資料，RTOFS則提供固定5分之解析度資料，因此如以OPeNDAP擷取資料，RTOFS產出檔案較HYCOM為小，但RTOFS之輸出時間較HYCOM為快，同時資料管道之提供相對較為穩定，NCEP亦為美國海洋作業化模式之真正執行單位，如以作業化之觀點來看，較為穩定之RTOFS為合理之選擇，因此SELFE-OCM2採用RTOFS作為其初始場與邊界之提供來源。

垂直網格部分採用混合S-Z座標，表層為S座標，底層為Z座標，實際計算時則於實際水深Z上進行，除可提高表層之解析，同時可避免因較大地形變化採用S或 σ 座標時產生的水平壓力梯度之不平衡，在此設定層數為40層，表層以12層S座標於100公尺內之水深解析，底層則以28層固定Z座標解析，由於構建海流模式時將利用RTOFS模式之計算結果，因此將底層Z座標設定為RTOFS原始資料之深度，可避免垂直內差產生之誤差，表層100公尺水深內之12層S座標，則利用線性內差方式計算。

模式計算結果目前以每日之00時(UTC時間)結果儲存，產出圖形仍以NCL作為展示工具，繪製表層水位、流速、與溫鹽場作為展示，其中流速包含箭頭指引流向，為避免過多箭頭影響讀圖，以每0.5度繪製1箭頭作為展示，圖4~7為其展示示範，模擬日期、變數與其單位等相關訊息皆一併繪製於圖中。

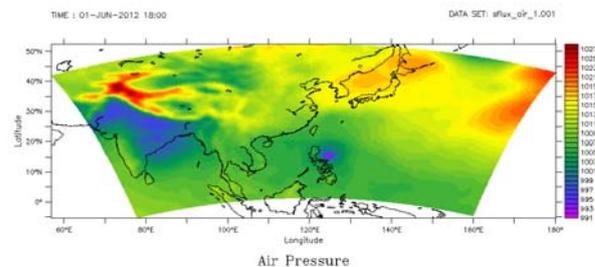


圖1 45公里解析之WRF氣象場範圍

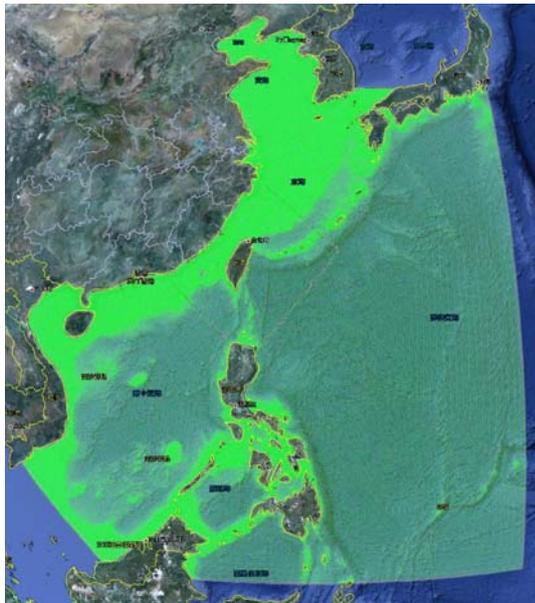


圖2 模式網格分布

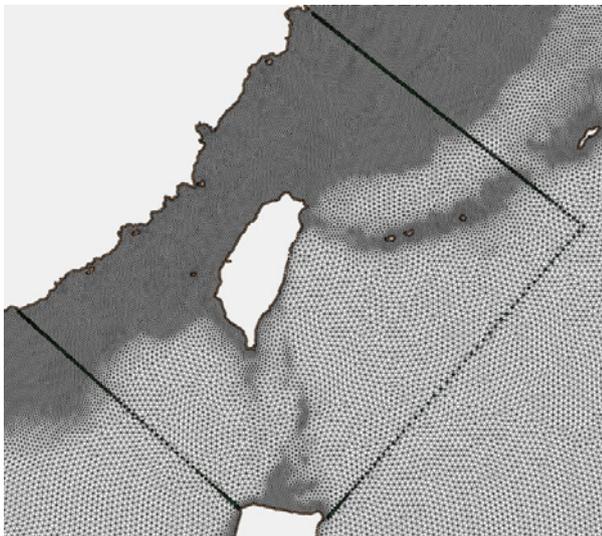


圖3 OCM3邊界節點設置於SELFE-OCM2計算節點

表2 現有OCM2與SELFE-OCM2差異

	OCM2	SELFE-OCM2
有效網格數	約28萬	節點約16萬、網格約32萬
時間步長	30秒	360秒
4日模擬計算時間(HPC)	150分鐘	30分鐘
輸入檔案	驅動力(12筆)、格點及邊界:800MB	驅動力(12筆)、格點及邊界:750MB
輸出檔案	日平均:4.0GB(1筆/日) 重啟檔:4.2GB(1筆/日)	日時序:450MB(1筆/日) 重啟檔:1.5GB(1筆/日)

表3 RTOFS與HYCOM差異

RTOFS	HYCOM
美國NCEP維護	美國FSU維護
固定5分解析度產品	變動5分解析度產品(較細)
FTP/OPeNDAP傳輸	FTP/OPeNDAP傳輸
FTP下載時間約5小時	FTP下載時間超過6小時
OPeNDAP下載時間約20分鐘	OPeNDAP下載時間約1小時
釋出時間為台灣時間早上8點	釋出時間為台灣時間下午2點
FTP保留1天資料	FTP保留所有資料
OPeNDAP保留1天資料	OPeNDAP保留所有資料
相對穩定與可靠	2012年檔案伺服器常錯誤

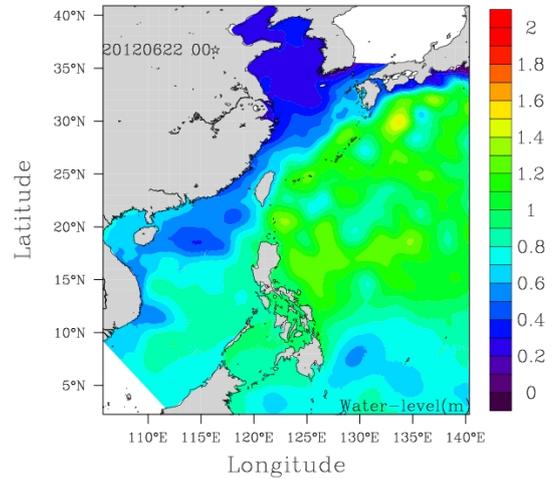


圖4 SELFE-OCM2水位計算結果之展示範例

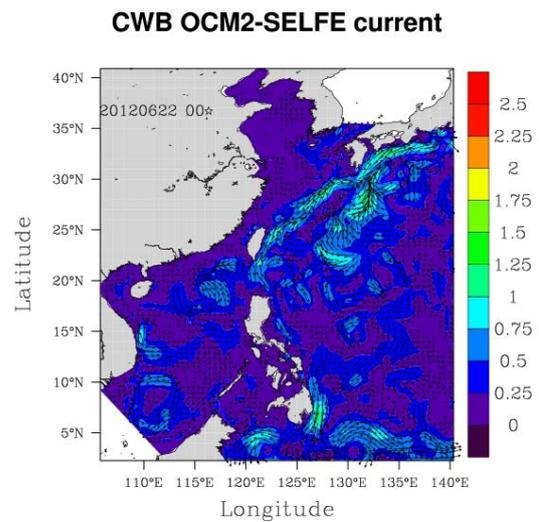


圖5 SELFE-OCM2表層流速計算結果之展示範例

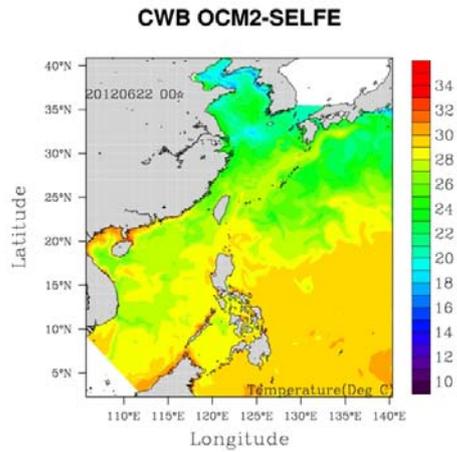


圖6 SELFE-OCM2表層溫度計算結果之展示範例

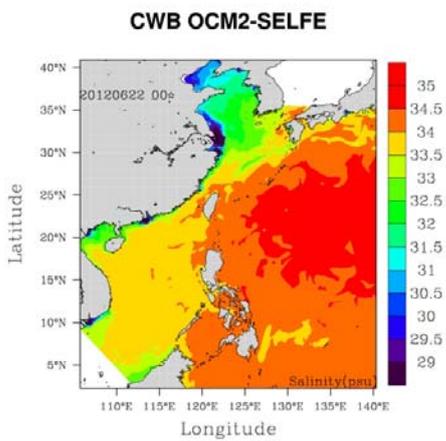


圖7 SELFE-OCM2表層鹽度計算結果之展示範例

四、結論

透過SELFE之非結構性網格，配合半隱式法求解之特性，SELFE-OCM2的建置有效地改善了現有之OCM2計算效率低落之缺點，同時縮減了輸出檔案大小，在配合OPeNDAP可指調取資料範圍之特點下，以NCEP之RTOFS-Global作業化產品作為其初始場與邊界場之基礎，同時可有效改善現有FTP傳輸過久之缺點，並可再加快其預報時效，達到以台灣當地時間真正現報1天、預報3天之目標，其使用之氣象場資料為45公里解析之WRF之1800預報場，提供未來85小時之預報，如未來需要較長時間之預報，則需配合對應長度資料，同時，SELFE-OCM2可無縫接合現有OCM3，無需透過內差轉換即可提供對應邊界。

五、參考文獻

于嘉順、江朕榮、尤皓正，2011：“中央氣象局三維海流預報作業模式建置及校驗分析研究（4/4）（期末報告）”，交通部中央氣象局。

Zhang, Y.-L. and Baptista, A.M. 2008: “SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation.” *Ocean Modelling*, 21(3-4), 71-96.

基隆-福州航路之海氣象特性

蕭登倨 陳昭銘 鍾天勝
海事資訊科技研究所
國立高雄海洋科技大學

摘要

本研究搜集NCEP CFSR氣象觀測風場、衛星遙測、浮標觀測資料，分析基隆-福州航路之海氣象特性，統計風速與浪高之分佈關係，比較三者觀測資料差異性，最後以衛星觀測資料為主，闡述基隆-福州航路之海氣象特性。此外，衛星觀測資料由於繞極關係，僅可涵蓋固定軌道範圍，時間涵蓋為1個月3次。浮標觀測資料由於設置數目不多，雖可提供高密度觀測資料，涵蓋範圍則相當有限。衛星觀測資料分析結果顯示，就基隆-福州航路之平均風浪級數而言，西南季風期間，平均風級為3-5級、平均浪級為3-4級，東北季風期間則增強到平均風級為4-6級、平均浪級為5-6級，反應東北季風期間，海象轉趨惡劣與危險。

關鍵字：臺灣海峽、海峽航運、海象環境。

一、前言

海洋與大氣為一整體系統，藉由海-氣交互作用，海象與氣象依存著密不可分之連動關係。然而氣象分析與預報，藉由陸地上高密度的地面觀測網路、探空網路、及氣象衛星由高空往下寬廣視野的觀測，提供充分與高密度的天氣資料，包括地面與高空之風、水氣、雲、雨、溫度等。但在另一方面，海洋的觀測，於廣闊洋面觀測所用之浮標，一來造價昂貴，二來維護不易，且常遭受商船、漁船作業時不小心的損害，增加了海上氣象分析與預報的困難性。

臺灣地區之氣候，冬季受到蒙古高壓週邊東北季風的影響，在臺灣海峽有顯著大浪。在夏季，西南季風氣流之風力較為微弱，一般較不會引發大浪，但突發性的颱風個案，其移動過程中所伴隨之強風，常在其移動方向右半側產生大浪，形成所謂航行危險半圓，經由持續風力吹襲，高風力、長吹襲時間、廣泛風區之影響下，颱風期間易引發湧浪(swell)，當它往外傳導，其長波特性，易對航行中船隻造成威脅，亦容易在岸邊造成洶湧波濤或瘋狗浪，造成意外傷亡（中央氣象局2006）。

冬季東北季風與夏季颱風所引發之風浪，均會對航行安全造成顯著影響，對兩岸直航的船舶而言，此兩因素均會直接或間接影響海上航運安全。在航運安全考慮之下，如何避免在惡劣天氣執行航運任務，妥善規劃因應措施，可節省大量人力，物力之

消耗，避免意外事故與人員損傷。因此為了提升航運效能與安全，亟需一套高精度之波浪觀測資料庫與相關分析結果，協助提供可信賴之波浪資訊，作為航運公司規劃勤務之參考。對中小型船隻而言，風力級數與對應產生之波高，常是決定出海與否的重要關鍵。

本研究主要目的，即是針對兩岸直航船舶航行作業的需求，分析臺灣海峽航路之海象特性，提供臺灣海峽海象狀況之重要資訊，協助掌握基隆-福州之間海域適航風浪的時機。

二、研究方法

分別探討NCEP CFSR、衛星遙測資料及浮標觀測資料之特性，找尋資料間共同之通性。此外浮標資料數量較衛星資料多，這是因為浮標為定點式連續量測，而衛星為固定軌道移動遙測所致。

(一)NCEP CFSR觀測資料

擷取美國國家環境預報中心（National Centers for Environmental Protection，以下簡稱NCEP）之氣候預報系統再分析(Climate Forecast System Reanalysis，以下簡稱CFSR)氣象觀測資料，繪製氣候場平均圖。

(二)衛星遙測資料

針對臺灣海峽基隆-福州首航航路區域，利用Fortran程式解析Jason-2衛星資料，利用程式判斷資料緯度是否位於台

灣海峽之基隆-福州航路之分析區域，擷取有風有浪的資料，讀取其風速及波高資料。所分析之衛星資料時間從2009年6月至2011年7月，依照月份及季節建立衛星之風速-波高資料庫，繪製關係圖探討其分佈情形，並與蒲伏風表作比較，製作出風速-波高的迴歸方程式，方便研析該航路風速-波高正確性，提供船舶之航行安全參考。

(三)浮標觀測資料

解析中央氣象局提供之龍洞浮標(121°55'21"E,25°05'48"N)。資料時間從2009年至2011年，其中部分資料因浮標壞損或其他原因造成資料遺失，使某些月份沒有連續完整資料可分析。分析方法與衛星資料相同，依照季節建立風速-波高資料庫，繪製關係圖探討其分佈情形，並與蒲伏風表作比較，製作出風速-波高的迴歸方程式(陳等2012)。衛星選定之區域範圍及浮標位置如圖1所示。

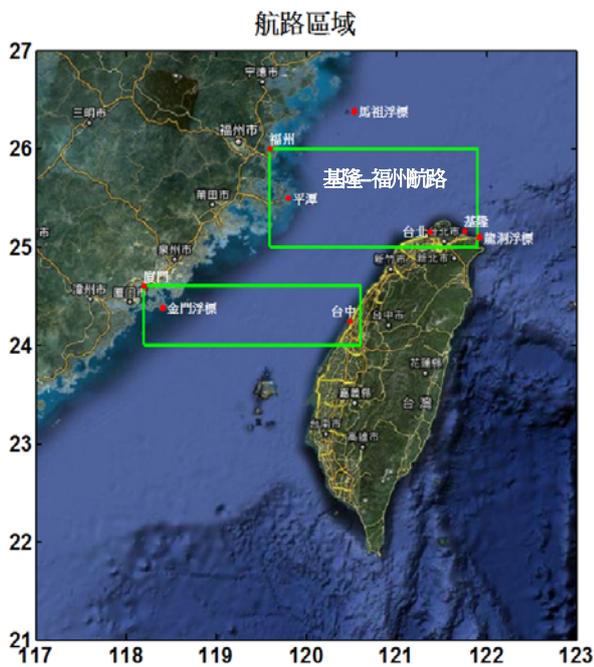


圖 1. 衛星選定之區域範圍及浮標位置

三、研究成果

(一) NCEP CFSR 觀測資料分析

圖2與圖3呈現台灣海峽航路，利用CFSR 2001年-2010年的風場資料，統計分析台灣海峽航路1、7月平均風向、風速的結果：

- 台灣海峽航路1月氣候場，平均風向東北、平均風速5-7

級。

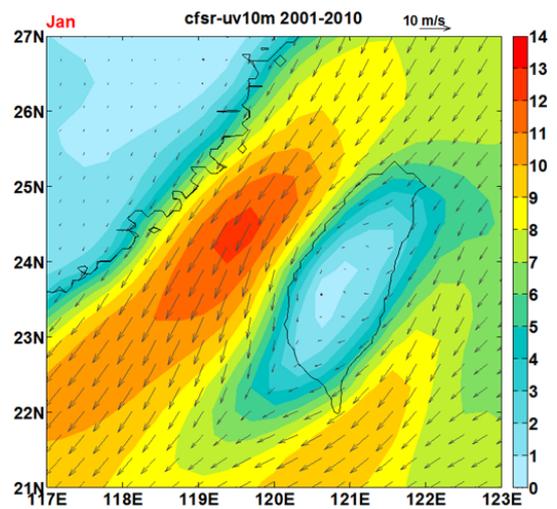


圖 2. 2001年-2010年1月NCEP(CFSR)

- 台灣海峽航路7月氣候場，平均風向西南、平均風速2-4級。

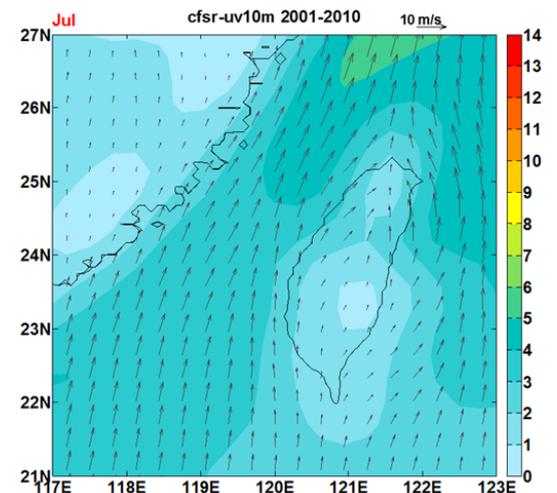


圖 3. 2001年-2010年7月NCEP(CFSR)

(二)衛星遙測資料分析

圖4與圖5呈現基隆-福州航路區域於6~8月、10~3月之衛星觀測風速、波高分佈情形：

- 5級風(10.7m/s)以上機率為12%，6級風(13.8m/s)以上機率為4%，7級風(17.1m/s)以上可能機率為2%。
- 5級浪(2.5m)以上機率為6%，6級浪(4m)以上機率為2%，7級浪(5.5m)以上機率為2%。

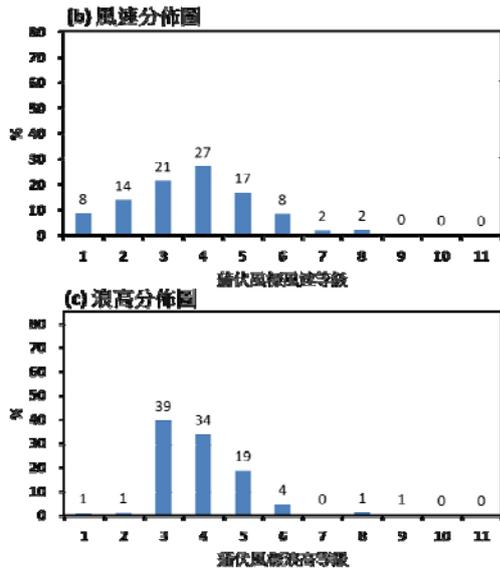


圖 4. 基隆-福州航路衛星6-8月風速、浪高分佈圖

- 5級風(10.7m/s)以上機率为51%，6級風(13.8m/s)以上機率为17%，7級風(17.1m/s)以上可能機率为3%。
- 5級浪(2.5m)以上機率为34%，6級浪(4m)以上機率为3%，7級浪(5.5m)以上機率为0%。

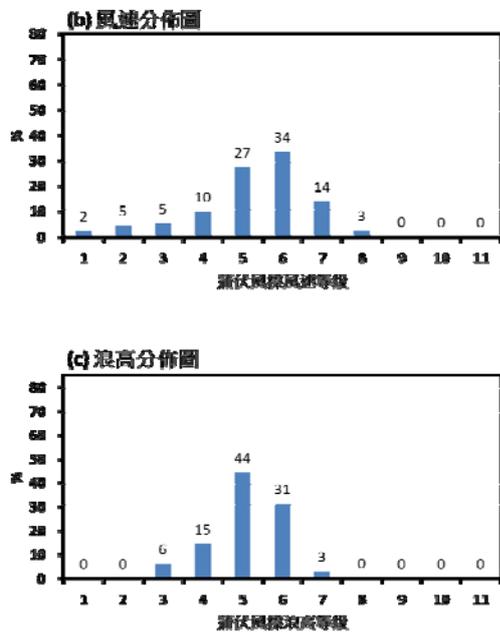


圖 5. 基隆-福州航路衛星10-3月風速、浪高分佈圖

(二) 浮標觀測資料分析

圖 6 與圖 7 呈現基隆-福州航路區域於 6-8 月、10-3 月之浮標觀測風速、波高分佈情形：

- 5級風(10.7m/s)以上機率为2%，6級風(13.8m/s)以上機率为0%，7級風(17.1m/s)以上可能機率为0%。
- 5級浪(2.5m)以上機率为2%，6級浪(4m)以上機率为0%，7級浪(5.5m)以上機率为0%。

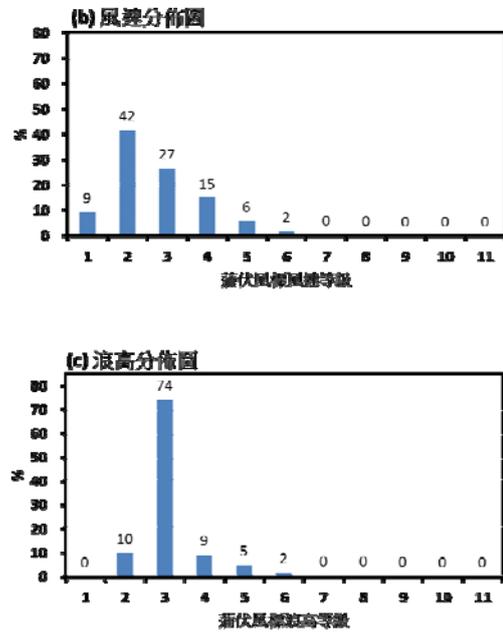


圖 6. 基隆-福州航路浮標 6-8 月風速、浪高分佈圖

- 5級風(10.7m/s)以上機率为2%，6級風(13.8m/s)以上機率为0%，7級風(17.1m/s)以上可能機率为0%。
- 5級浪(2.5m)以上機率为14%，6級浪(4m)以上機率为1%，7級浪(5.5m)以上機率为0%。

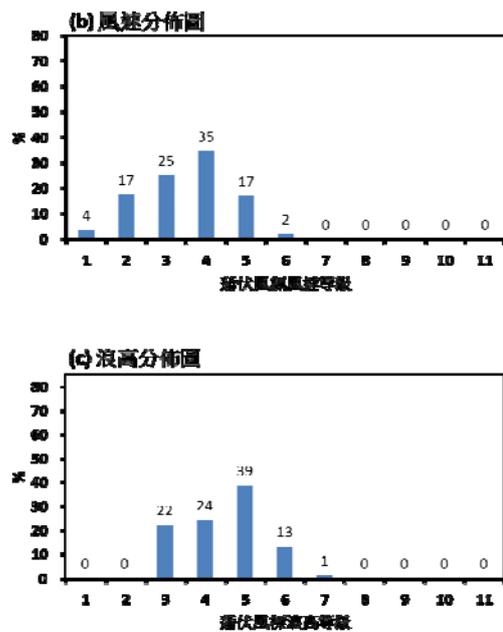


圖 7. 基隆-福州航路浮標10-3月風速、浪高分佈圖

四、結論

運用衛星觀測資料所繪製的風速及波高分佈圖，來分析基隆-福州航路之海象特性，研究顯示就基隆-福州航路而言：

(一)衛星觀測資料較能準確的顯示台灣海峽航路風速與波高，其資料的分析，對台灣海峽航路之海象特性評估是可行的。

(二)台灣海峽中線與沿岸海面相互比較，中線附近風力較大具有明顯的狹道效應，海峽中線的海象預報常被低估，而就風與浪對船舶安全的影響而言，浪的威脅更大。

(三)蒲福風表適合對海峽中線之開放性海面實施風浪評估。

(四)基隆-福州航路之海象特性分析

就基隆-福州航路風速、波高強度而言，西南季風期間平均風級為3-5級、平均浪級為3-4級，東北季風期間則會強到平均風級4-6級、平均浪級為5-6級，反應東北季風期間海象轉趨惡劣與危險，統計如表。

表 2009-2011 年基隆-福州航路海象狀況統計表

航路	基隆-福州航路	
對應季節	西南季風	東北季風
月份	6-8	10-3
機率範圍 接近50%	48%	61%
風級範圍	3-4	5-6
機率範圍 接近75%	65%	71%
風級範圍	3-5	4-6
機率範圍 接近50%	39%	44%
浪級範圍	3	5
機率範圍 接近75%	73%	75%
浪級範圍	3-4	5-6

參考文獻

- [1] 歐錫祺、陳正改，1992：海洋氣象，華香園出版社，162頁。
- [2] 廖宗、王一山，2006：航海氣象學，教育部出版，ISBN-978-986-00-8332-3。
- [3] 中央氣象局，2006：氣象宣導系列合輯，交通部中央氣象局，112頁。
- [4] 陳昭銘、張家治、李華益、翁瑞成，2012：波浪預報精進技術之研究(I)研究成果報告(完整版)，行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告，2012年3月27日，高雄，台灣。

風浪及湧浪方向頻譜劃分應用於海象預報

許城榕 陳炫杉 陳陽益

國立中山大學海洋環境及工程學系

摘要

本文以分水嶺方法將方向頻譜劃分出個別的波浪系統再以有限水深頻譜(TMA 頻譜)識別波浪系統為風浪或是湧浪。首先將劃分步驟與識別方法以商業數學軟體 MATLAB[®]建立自動化程式分析 2007 年 10 月柯羅莎颱風期間龜山島海域浮標的方向頻譜資料，劃分每個方向頻譜中獨立的波浪系統，計算波浪系統的相關參數再識別其為風浪或湧浪，將結果比較許等人(2011)頻譜劃分方法，說明頻譜劃分系統有可能因為缺少方向資料而誤判兩波峰頻率相近但是波峰方向差異極大的波浪系統，造成識別風浪和湧浪時的誤差。

一、前言

海面上波浪的水位變化若具一致性(ergodic)和定常性(stationary)，可將海面波型視為不同振幅、頻率、相位和方向的譜和成分波(harmonic wave)經由線性疊加而成，海面受風場作用產生的波浪稱為風浪(wind sea)，當離開該風場後，組成風浪的成份波因為不同頻率和方向會以不同波速和波向逐漸成為獨立的波浪系統稱為湧浪(swell)。

波譜有依頻率和方向不同作能量分佈的二維波譜(方向頻譜, directional frequency spectrum)，和僅依頻率不同作能量分佈的一維波譜(頻譜, frequency spectrum)，海域浮標實測的波譜資料通常包含風浪和遠處傳遞來的湧浪，颱風期間風場變化劇烈時，風浪系統和數個湧浪系統混合的情況也更複雜，如何將波譜劃分(Partitioning)出獨立的波浪系統再識別(identification)其為風浪或湧浪是波譜劃分的研究重點。

頻譜劃分決定劃分頻率後，劃分頻率往低頻方向識別為湧浪，反之為風浪，一般而言頻譜資料較方向頻譜容易取得，但是頻譜缺少方向資料可能會誤判波峰頻率相近但是不同方向的波浪系統並高估其能量；因此方向頻譜的劃

分有其必要性，方向頻譜直觀的表示不同方向和頻率的波浪系統。Vincent and Soille(1991)提出以水壩氾濫築堤擋水的概念提出應用於影像劃分的分水嶺劃分方法，Gerling(1992)首先提出將分水嶺劃分方法應用於方向頻譜中劃分波浪系統，Hasselmann et al.(1996)延續其概念提出降雨模擬分水嶺劃分法，Hanson and Phillips(2000)建立自動化系統分析方向頻譜。Voorrips et al.(1997)依照 Hasselmann et al.(1996)的概念應用在頻譜劃分，Portilla et al.(2009)整合過去方法提出頻譜劃分。Pierson and Moskowitz (1964)、Wang and Hwang(2001)分別依照頻散關係式和尖銳度公式提出頻譜的識別方法，而許等人(2011)依照 TMA 頻譜提出有限水深頻譜劃分步驟和識別方法將頻譜劃分應用於有限水深頻譜。

二、相關理論

1. 分水嶺劃分方法

地理上分水嶺是兩流域之間地形最高處，雨水落下流域後將沿著地勢最陡降的路徑流到地勢最低點。若將方向頻譜倒置來看，分水嶺劃分出來的流域就是方向頻譜中個別的波浪系統，個別波浪系統的波峰是其地勢最低點，因此決定倒置後方向頻譜的分水嶺就可以劃分出波浪系統，Hasselmann et al.(1996)提出的降雨

模擬分水嶺劃分法就是利用波峰決定流域的個數，而流域的範圍則由流域內最陡降路徑決定，流向同一個地勢最低點的最陡降路徑組成此流域的範圍，值得注意的是由於方向頻譜在方向上 0°和 360°重疊，使用此方法在決定最陡降路徑時要注意邊界上鄰近格點在方向上的重疊。利用分水嶺劃分方法可以輕易的劃分出方向頻譜個別的波浪系統，但是劃分出來的波浪系統若檢視是偽波浪系統(spurious wave system)則予以合併。

2.TMA 頻譜

Bouws et al. (1985)以 JONSWAP 頻譜為基礎提出考慮水深影響的有限水深頻譜理論 (TMA 頻譜)：

JONSWAP 頻譜：

$$S_{JONSWAP}(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} e^{-\frac{5}{4}(f/f_p)^4} \gamma e^{-\frac{1}{2}(f-f_p)^2 / \sigma^2 f_p^2} \quad (1)$$

TMA 頻譜：

$$S_{TMA}(f, h) = \Phi(f, h) S_{JONSWAP}(f) \quad (2)$$

(1)式中 f 是頻率， $\alpha = 0.0081$ 是 Phillips 常數， g 是重力加速度， f_p 是波峰頻率(peaks frequency)， σ 是譜寬參數(spectral width factor)， γ 是波峰增高係數(peak enhancement factor)，當 $\gamma = 1$ ，JONSWAP 頻譜即為 PM 頻譜。(2)式中 h 是水深， $\Phi(\omega, h)$ 是有限水深影響下的轉化參數， $\Phi(\omega, h)$ 根據 Kitaigorodskii et al.(1975)及線性波動理論可得：

$$\Phi(\omega, h) = R^{-2}(\omega_h) \left\{ \frac{1 + 2\omega_h^2 R(\omega_h)}{\sinh[2\omega_h^2 R(\omega_h)]} \right\}^{-1} \quad (3)$$

其中 $\omega_h = \omega \sqrt{h/g}$

$$R(\omega_h) \tanh[\omega_h^2 R(\omega_h)] = 1$$

(3)式中 ω 是週期，和頻率關係為 $\omega = 2\pi f$ ， ω_h 是相對水深參數，其值和相對水深(relative depth)有關，相對水深越大， ω_h 的值也越大， $R(\omega_h)$ 是通用函數(universal function)。利用 TMA 頻譜可以將波譜識別方法的適用範圍擴大至有限水深波譜中如許等人(2011)。

3.相關參數

假設實測資料的水位變化符合高斯分佈(Gaussian distribution)，下列為本文相關參數的計算公式：

總能量 e

$$e = \iint S(f, \theta) d\theta df \quad (4)$$

有義波高 h_s

$$h_s = 4\sqrt{e} \quad (5)$$

三、研究方法

本文建立自動化方向頻譜劃分系統將方向頻譜劃分出個別的波浪系統並識別其風浪或湧浪，自動化系統分為以下四步驟來分析方向頻譜：

1.劃分波浪系統

利用分水嶺劃分方法劃分個別的波浪系統，分水嶺劃分方法將個別的波浪系統劃分後製作遮罩(mask)，遮罩記錄個別波浪系統的位置和大小，以利後續的波浪系統合併和相關參數計算。

2.合併偽波浪系統

將第一步驟劃分的波浪系統檢視其是否為偽波浪系統並合併，若兩波浪系統的波峰位置和波峰能量差異不大，則視能量較低的波浪系統為偽波浪系統，合併到能量較高的波浪系統中，再來設定最低能量門檻，將低於能量門檻的波浪系統合併到相鄰能量較高的波浪系統中，合併後留下的波浪系統視為此方向頻譜中有義的波浪系統。能量門檻一般設為總能量的 3-8%，而偽波浪系統波峰差異的判斷如下式：

$$\frac{\Delta f^2}{\delta f^2} \leq \kappa \quad (6)$$

其中

$$\begin{aligned} \Delta f^2 &= (f_{px,1} - f_{px,2})^2 + (f_{py,1} - f_{py,2})^2 \\ f_{px} &= f_p \cos \theta_p ; f_{py} = f_p \sin \theta_p \\ \delta f^2 &= \overline{f_x^2} - \overline{f_x}^2 + \overline{f_y^2} - \overline{f_y}^2 \end{aligned}$$

$$\overline{f_x} = e^{-1} \int_f \int_\theta S(f, \theta) f \cos \theta \theta \partial f$$

$$\overline{f_y} = e^{-1} \int_f \int_\theta S(f, \theta) f \sin \theta \theta \partial f$$

$$\overline{f_x^2} = e^{-1} \int_f \int_\theta S(f, \theta) f^2 \cos^2 \theta \theta \partial f$$

$$\overline{f_y^2} = e^{-1} \int_f \int_\theta S(f, \theta) f^2 \sin^2 \theta \theta \partial f$$

(6)式中下標 1 和下標 2 分別代表兩個波浪系統的波峰， κ 是可調整的係數，一般而言 $\kappa = 0.4 - 0.5$ ，若大於 κ 表示兩波峰有一定的差異，為兩個有義的波浪系統，反之則進行合併。最後留下的波浪系統視為此方向頻譜有義的波浪系統。

3. 識別風浪與湧浪

第二步驟合併後有義的波浪系統作方向積分成頻譜帶入式許等人(2011)發展的有限水深頻譜識別係數如式(7)：

$$\gamma = S(f_p) / \left[\Phi(f_p, h) S_{PM}(f_p) \right] \quad (7)$$

其中

$$S_{PM}(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} e^{-\frac{5}{4}(f/f_p)^4}$$

式中 f_p 是波浪系統的波峰頻率， $S(f_p)$ 是波浪系統的頻譜波峰能量， $\Phi(f_p, h)$ 是由(3)式計算的水深轉化係數， γ 是識別係數，若 $\gamma \leq 1$ 則此波浪系統視為湧浪，反之則為風浪。

4. 計算相關參數

第三步驟識別出來的風浪或湧浪系統利用上節(4)、(5)，計算其波浪系統的能量、有義波高等。

四、分析結果與討論

以自動化方向頻譜劃分系統分析龜山島海域浮標於 2007 年 10 月柯羅莎颱風期間的實測方向頻譜資料，柯羅莎颱風於 2007 年 10 月 6 日侵台，之後向北北西移動，7 日由福建和浙江交界進入大陸。

龜山島浮標位於東經 121.9233 度，北緯 24.8469 度，相對於台灣本島偏東的位置，該處水深約 28 公尺，屬於有限水深範圍。

颱風期間方向頻譜資料如圖(1)所示，圖中等高線值如右側顏色棒，白色表示能量極小而不顯示，越紅色能量越高，反之則為藍色。其劃分結果如表一所示，表中粗體字表示此方向頻譜相關參數，第一欄為日期時間，其格式為「月日第幾小時」，第二欄為波峰頻率，第三欄為波峰方向，第四欄是整個方向頻譜的有義波高；粗體字以下數列為獨立的波浪系統，第一欄為編號，第二欄為波峰頻率，第三欄為波峰方向，第四欄為波浪系統的有義波高，第五欄為識別係數。

由表一中方向頻譜的有義波高可以發現各時間點的能量隨著颱風的逼近逐漸增大，而波浪系統的能量也因為颱風的影響逐漸增大，2007 年 10 月 5 日 6 時在方向頻譜的波型出現兩個明顯的波浪系統，第一個波浪系統的波峰位置在頻率 0.6[Hz]，角度 190°，南南西方向；第二個波浪系統的波峰位置在頻率 0.10 [Hz]，角度 35°，北北東方向。此時北北東方向的波浪系統頻率較高而方向分布較廣，識別係數 $\gamma = 1.29$ ，判斷是風浪系統，南南西方向的波浪系統頻率位置較低，方向分布較窄，識別係數 $\gamma = 0.24$ ，判斷是湧浪。接下來的方向頻譜在北北東方向都有明顯的風浪系統，且風浪系統能量逐漸增大直到 2007 年 10 月 6 日 10 時，南南西方向的波浪系統也變成風浪，產生方向頻譜全為風浪系統的情形。

圖(2)為颱風期間本文的方向頻譜劃分系統和許等人(2011)頻譜劃分系統的有義波高比較圖。圖中橫軸是資料點的時間，其格式同表一為「月日第幾小時」，縱軸是有義波高，綠色實線是總能量的有義波高，而紅色圓圈是方向頻譜劃分系統劃分出來的湧浪系統有義波高，藍色虛線是頻譜劃分系統劃分出來的風浪系統有義波高，圖中方向頻譜和頻譜的結果除了 6 日的 4 時和 7 時有較大的差異以外大致吻合，檢視 2007 年 6 日 4 時和 7 時的頻譜劃分結果如圖(3)、圖(4)所示，將頻譜劃分結果比較同時間點的方向頻譜可以發現，方向頻譜中北北東方

向和南南西方向兩個明顯的波浪系統在頻譜上由於波峰頻率相近因此誤判斷為同一個波浪系統，並將能量疊加，這解釋了圖(2)方向頻譜和頻譜結果的差異也說明頻譜劃分系統有可能因為缺少方向資料而造成誤判兩頻率相近但是方向明顯不同的波浪系統為同一個波浪系統，並因為不同波浪系統合併能量的劇增，產生識別風浪和湧浪時的誤判，導致高估風浪系統。

五、結論與建議

本文以分水嶺劃分方法和 TMA 頻譜建立自動化方向頻譜劃分系統，可適用於有限水深方向頻譜，分析 2007 年 10 月柯羅莎颱風的方向頻譜並且和許等人(2011)的頻譜劃分系統比較，方向頻譜劃分出來的波浪系統比頻譜劃分的結果更能依照方向資訊合理評估獨立的波浪系統，而頻譜劃分系統可能由於缺少方向資料而高估風浪系統。將風資訊加入方向頻譜中，可以在自動化方向頻譜劃分系統中以風向和風速檢視風浪系統，但是風向的誤差值一般而言高達 $\pm 10^\circ$ ，這是參考風資訊必要考慮的問題。後續將持續應用本研究方法於各種不同海況的實測和模式方向頻譜資料，以利海岸保全和海象預測的研究。

謝誌

本論文所使用之水位資料和方向頻譜資料係經由氣象局朱啟豪和成功大學近海水文中心范陽洺博士提供，謹致謝忱。

參考文獻

許城榕、陳炫杉、陳陽益(2011)「有限水深波譜風浪及湧浪劃分」，第 33 屆海洋工程研討會論文集，第 133-138 頁

Bouws, E., Günther, H., Rosenthal, W., and Vincent, C. L., (1985) "Similarity of the Wind Wave Spectrum in Finite Depth Water 1. Spectral Form.," *J. Geophys. Res.*, Vol. 90, pp. 975-986.

Gerling, T.W. (1992) "Partitioning sequences and

arrays of directional ocean wave spectra into component wave systems," *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 9, pp.444-458.

Hanson, J. L. and Phillips O. M. (2001) "Automated Analysis of Ocean Surface Directional Wave Spectra." *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 18, pp. 277-293.

Hasselmann, K., Brüning, C. and Heimbach, P. (1996) "An improved algorithm for retrieval of ocean wave spectra from synthetic aperture radar image spectra." *J. Geophys. Res.*, Vol. 16, pp.16,615 - 16,629.

Kitaigorodskii, S. A., Krasitskii, V. P., and Zaslavskii, M. M. (1975) "On Phillips' theory of equilibrium range in the spectra on wind-generated gravity waves.," *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 5, pp. 410-420

Pierson, J. W., and Moskowitz, L. (1964) "A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii.," *J. Geophys. Res.*, Vol. 69, pp.5181-5190.

Portilla J., Ocampo-Torres F. J., and Monbaliu, J. (2009) "Spectral Partitioning and Identification of Wind Sea and Swell," *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 26, pp. 107-122.

Voorrips, A. C., Makin, V. K. and Hasselmann, S. (1997) "Assimilation of wave spectra from pitch-and-roll buoys in a North Sea wave model.," *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, pp. 5829-5849.

Vincent L. and Soille P. (1991) "Watersheds in digital spaces: An efficient algorithm based on immersion simulations.," *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol. 13, No. 6, pp. 583-598

Wang, D.W. and Hwang, P.A. (2001) "An operational method for separating wind sea and swell from ocean wave spectra," *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 18, pp. 2052-2062.

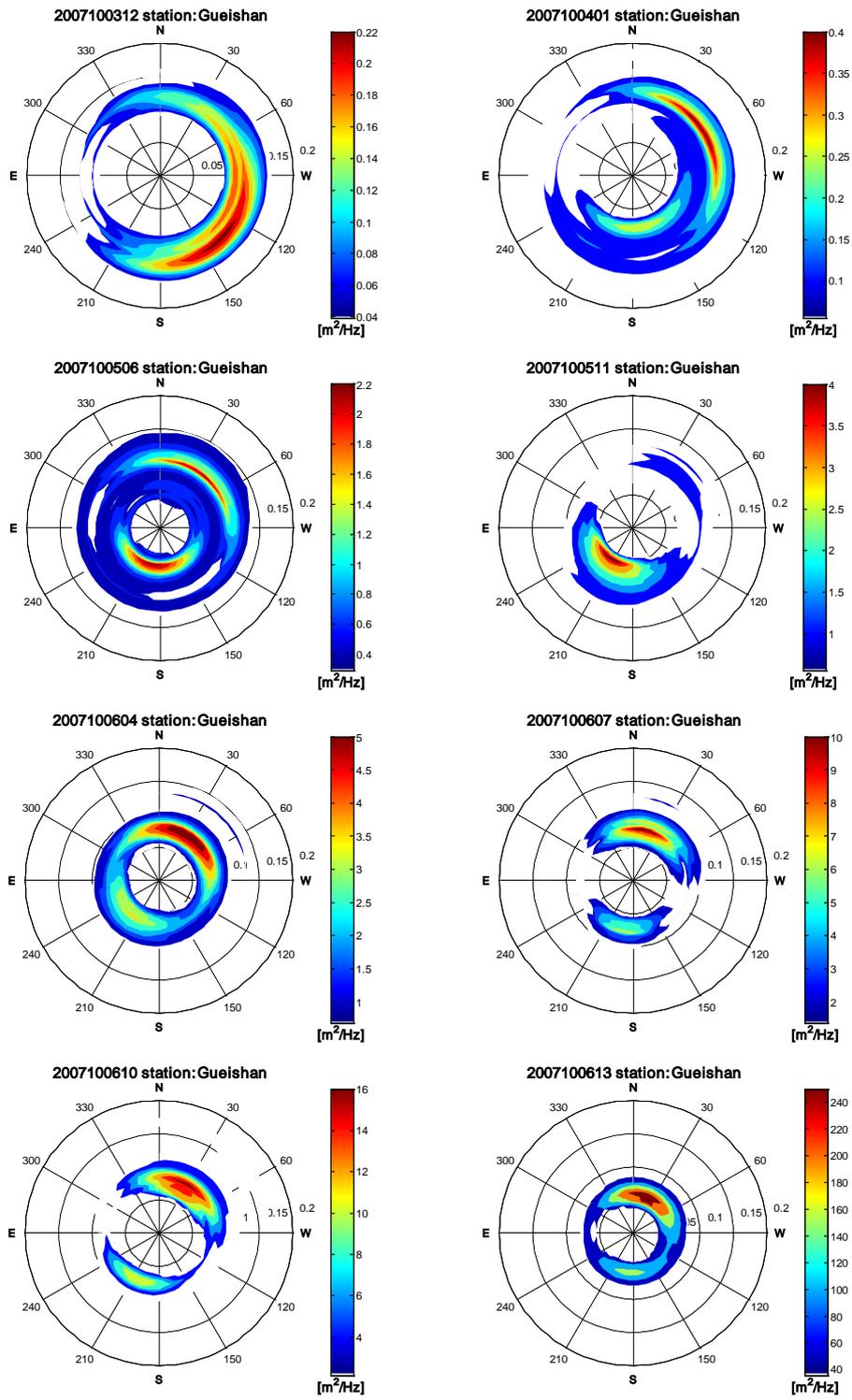


圖 1 2007 年 10 月柯羅莎颱風期間龜山島海域浮標方向頻譜實測資料

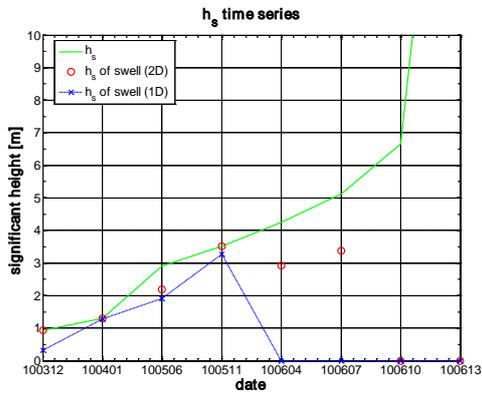


圖 2 2007 年 10 月柯羅莎颱風期間龜山島海域浮標方向頻譜實測資料時間序列有義波高比較圖

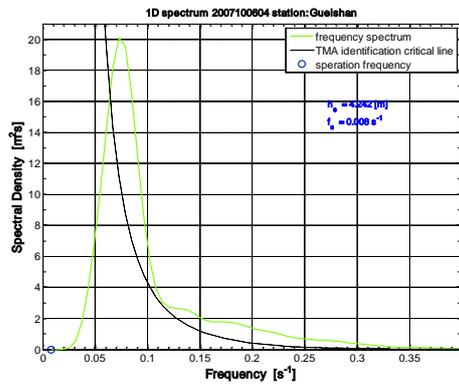


圖 3 龜山島海域浮標頻譜實測資料 2007 年 10 月 6 日 4 時頻譜劃分結果

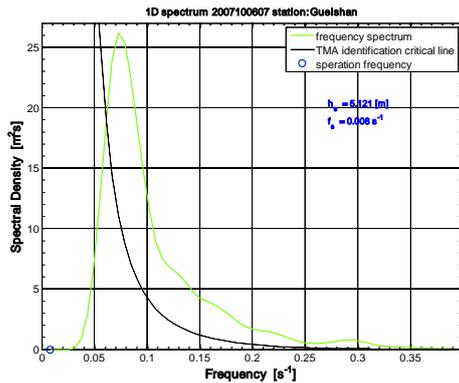


圖 4 龜山島海域浮標頻譜實測資料 2007 年 10 月 6 日 7 時頻譜劃分結果

表一 柯羅莎颱風期間龜山島海域浮標實測方向頻譜波浪系統劃分結果

	f_p	θ_p	h_s	γ
100312	0.133	135	0.935	
1 st	0.133	135	0.65	0.31
2 nd	0.114	100	0.59	0.25
100401	0.126	55	1.293	
1 st	0.126	55	0.82	0.45
2 nd	0.079	175	0.67	0.10
3 rd	0.120	215	0.42	0.08
100506	0.06	190	2.911	
1 st	0.06	190	1.74	0.24
2 nd	0.10	35	1.92	1.29
100511	0.05	215	3.508	
1 st	0.05	215	2.71	0.46
2 nd	0.11	35	1.32	0.66
100604	0.08	35	4.242	
1 st	0.08	35	2.87	1.61
2 nd	0.06	220	2.37	0.43
3 rd	0.13	40	1.09	1.29
100607	0.08	15	5.121	
1 st	0.08	15	3.58	1.90
2 nd	0.08	190	2.70	0.85
3 rd	0.13	20	1.42	2.54
100610	0.08	30	6.656	
1 st	0.08	30	4.43	4.36
2 nd	0.07	205	3.12	2.37
3 rd	0.13	35	1.75	2.31
100613	0.06	20	23.293	
1 st	0.06	20	18.57	32.5
2 nd	0.06	185	13.29	16.67

鄉鎮潮汐預報作業

陳進益¹、滕春慈¹、吳家苓¹、劉光宗¹

¹中央氣象局海象測報中心

摘 要

隨著氣象局發展鄉鎮逐時天氣預報系統推動完成，為符合區域性之海岸遊憩活動與航行安全需求，海象測報中心接續發展更細緻的海象預報資訊，其中一項工作就是發展鄉鎮潮汐預報。氣象局原有之潮汐預報地點包括：臺灣本島沿海與澎湖、金門、馬祖、蘭嶼共26個地點未來1個月潮汐預報，以及使用41個潮位觀測站資料經調和分析方法直接發布之41港口未來1年「潮汐表」長期預報。而擬定之新預報作業目標為針對臺灣沿海與離島共106鄉鎮發布未來1個月潮汐預報，包括臺灣各縣市90個沿海鄉鎮、澎湖6鄉鎮、金門6鄉鎮與馬祖4鄉鎮。經評估各種預報技術工具，最後決定採用「潮汐分區」(Tidal Zone)方法開發全新的氣象局潮汐預報作業。

新的潮汐預報作業包含2個技術主體，第一部份為原有「潮汐調和分析」技術，使用現有潮位站量測的逐時水位資料，選取可用地點之條件為連續 1 至 2 年資料，且觀測基準面於該時段未曾變動，經調和分析與預報方法推算各觀測點未來 1 年的高低潮時及對應潮位值，目前此預報值直接使用於35個鄉鎮預報。另一個部份為引進海軍與內政部「潮汐分區」技術，潮汐分區是將具有相同潮汐特性的區域劃分成同一區塊，運用預報地點所在區塊與參考潮位站之間的關係，推算出該地的潮汐改正值。潮汐分區方法的優點是以少數潮位站即可得到大範圍區域的潮汐高低潮時與潮高預報數據，而其預報準確度又比潮汐數值模式為高，雖然其有一個缺點是無法獲得連續時序列潮高預報(例如報潮預報所需要之每6分鐘潮高預報)，但目前氣象局潮汐預報資訊只需提供高、低潮時與潮高預報，恰符合需求。海軍潮汐分區圖製作是以數值模式方法所得資料建立，數值模式採用POM(The Princeton Ocean Model)，1/12° 網格，模式輸出之每個網格點潮汐資料經調和分析方法求得主要分潮的振幅及相位角，再利用GIS(地理資訊系統)繪圖軟體繪製等潮時線(Co-phase lines)與等潮位線(Co-amplitude lines)，以劃分出台灣海域同潮圖(Co-tidal Chart)潮汐分區，將台灣附近海域劃分成千餘個分區，每一分區均有一組「平均高潮間隙」(M.H.W.I.，即潮時差)與「平均潮高比值」參數。

氣象局鄉鎮潮汐預報方法結合前述兩種主體數據，將已有調和分析預報數據之地點設為「參考潮位站」，利用內插或外差之方式推估鄰近鄉鎮之潮時與潮高預報。每1個鄉鎮均須先對應到1個潮汐分區，配給1組平均高潮間隙與平均潮高比值參數，所謂內差法是以2個參考潮位站間各鄉鎮之潮汐分區圖平均高潮間隙與平均潮高比值為各鄉鎮預報參數，所謂外差法是以1個參考潮位站與鄰近各鄉鎮之高潮間隙與潮高比值為該鄉鎮預報參數。各鄉鎮均在實際預報前建立1組包含參考潮位站、內插或外差、高潮間隙差值、潮高比值等4項預報參數資料庫，如此即可以使用電腦程式快速進行無潮位觀測站之鄉鎮其潮汐高、低潮時與潮高預報。

台灣附近海域的天文潮，係太平洋的潮波進入台灣東部海域後，沿岸傳播產生漲退潮現象，由於目前潮位站設置的地點多在港內，因為港口位置及地形的關係，經常較岸區潮時延後，

所以在利用調和分析法推算之潮時作為預報時，需考慮此延遲現象並配合潮波的行進路徑來做修正。106鄉鎮各自使用內插或外差方法則須考量該地附近之潮汐特性與地理分布特性，例如臺灣西岸中部海域潮波傳播速度快則該區域各鄉鎮使用內差較準確，又例如澎湖七美鄉附近無合適之內插參考潮位站，則只能使用參考潮位站外插來預報。

新的鄉鎮潮汐預報作業仍沿用過去每月預報1次，每次預報1個月之作業流程，只是地點大量擴增為106處。新作業除需依據前述理論方法開發自動預報程式外，尚需建立人力主觀檢核機制，因為在建立預報作業初期，各鄉鎮預報參數資料庫不可能完美，許多沿海鄉鎮區與參數資料庫之配對僅是猜測值，且對各區域潮汐特性與細緻預報經驗也須累積，所以氣象局還需開發預報員使用之主觀預報編輯與發布人機介面系統，以加速作業流程和節省預報人力。目前氣象局鄉鎮潮汐預報系統功能包含鄉鎮潮汐分區參數資料庫輸入編輯、鄉鎮區潮汐自動初始預報、各鄉鎮數據整合繪圖檢視、人機介面之單一或群組鄉鎮預報數據修正、3種預報產品格式產製與傳送等。

經過年度軟體開發與3個月內部作業測試，利用實測資料校驗方法獲得之誤差值尚可滿意，所以氣象局新的鄉鎮潮汐預報產品已於101年8月初於網站發布，初期也接到部分民眾意見反應，新問題也推動我們研究新的構想，本作業建立非常倉促，未來將繼續改善作業流程與預報的準確度。

關鍵字：鄉鎮逐時天氣預報、潮汐預報、潮汐分區、預報作業。

參考文獻：

NOAA, NOS(national Ocean Service), 2011: Hydrographic Surveys Specifications and Deliverables (2011 Edition).

Foreman, M.G.G., 1977: Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction. Pacific Marine Science Report 77-10, Patricia Bay, Sidney, B.C.

Luther, D.S. and Wunsch, C., 1974: Tidal Charts of the Central Pacific Ocean. Journal of Physical Oceanography, Vol. 5, pp. 222-230.

顏沛華蔡宗旻、莊文傑、謝東發、林明毅，2010：以 NAO99b 模式建立臺灣海域網格化潮位分區之研究。第32屆海洋工程研討會論文集。

林勝豐、楊穎堅、唐存勇，2005：北台灣沿海潮流特性分析。交通部科技顧問室。

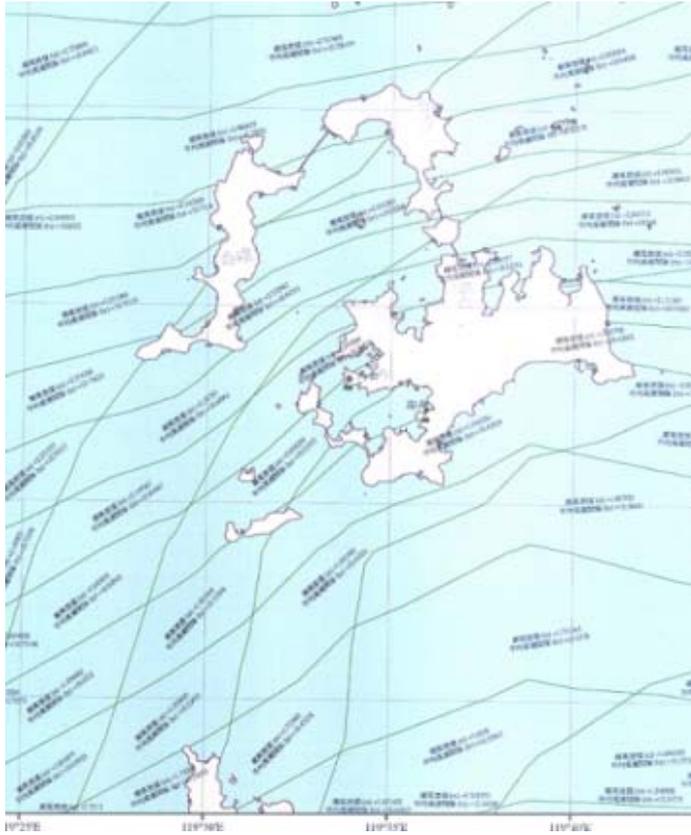


圖 1. 海軍大氣海洋局澎湖海域潮汐分區圖。

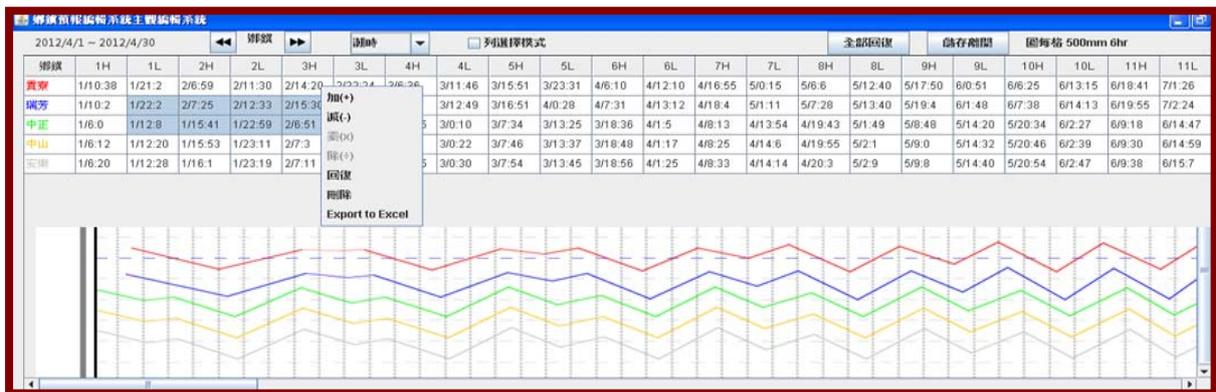


圖 2. 氣象局鄉鎮潮汐預報編輯系統畫面。