

# 颱風暴潮機率預報系統之開發與評估

林君蔚<sup>1</sup> 吳祚任<sup>1</sup> 朱啟豪<sup>2</sup> 滕春慈<sup>2</sup>

<sup>1</sup>國立中央大學水文與海洋科學研究所 <sup>2</sup>中央氣象局海象測報中心

## 摘要

本研究發展之暴潮系集預報模式，基於中央氣象局現有之COMCOT暴潮模式（Cornell Multi-Grid COupled Tsunami Model - Storm Surge）為基礎，以非線性淺水波方程式計算並分析風暴潮之生成、傳播以及近岸潮上等完整歷程，針對臺灣特有之地理環境建構網格計算，統計過往颱風路徑與強度預報誤差，產生對應之系集成員。

本研究利用2019年有登陸台灣紀錄的颱風白鹿進行案例分析，發現暴潮系集預報模式採用的參數化風場模式中，在本次案例分析內由氣壓參數組成的系集預報結果，影響水位變動範圍較風速參數成員組合的結果大，而風速成員的預報較壓力成員有機會產生負暴潮偏差。若採用同樣的成員產生方法分析路徑誤差與強度誤差對測站水位的影響，強度參數對測站水位影響主要集中在原本決定性預報路徑影響該測站期間，影響水位的極值振幅變化；路徑參數變化除了可能影響水位極值振幅變化外，亦會改變颱風接近測站的對應時間，造成峰值在該測站發生的時間可能較決定性預報提前或延後。若同時考量強度及路徑成員的組合，成員數會提升至原本考量數量的平方倍，並且在暴潮歷線中得到較大的偏差極值。在決定性預報就已經取得相對準確的測站而言，考量如此大量的系集成員反而可能造成過度預報的現象。

關鍵字：風暴潮、系集預報、誤差機率密度分布

## 一、前言

未來氣候變遷所導致之全球暖化暨海平面上升之情境下，潛在強烈颱風生成機率將可能提高，深受風暴潮威脅所苦之國家，則重視風暴潮科學相關研究，針對颱風暴潮預報技術之發展，更是不遺餘力。一套發展成熟之風暴潮預報系統，需要良好的氣象場予以驅動，以利後續精準之暴潮模擬和暴潮位預報，然而臺灣位於颱風密集生成且高度集中之區域，且颱風為中尺度天氣現象，本身具有高度之不確定性，例如颱風強度和颱風路徑於預報中是否符合颱風未來動向和強度趨勢，為現今大氣模式努力精進之處，於此條件下導入單一氣象場或單一颱風預報之強度和路徑，在不確定因子過多時情況下，有實際執行面之困擾。此外，暴潮預報亦直接受颱風強度和颱風路徑等因子所產生之不確定因素所影響，預報結果可能會與實際觀測現象有顯著差異。

因此，國際間除採用決定性預報外，亦漸漸採納機率性預報（Probabilistic Forecasting），以涵蓋不同特性之系集成員（Ensemble Members）方式，進行暴潮系集預報系統技術（Storm Surge Ensemble Forecasting System）之發展，藉此暴潮預報中涵蓋颱風多種變動因素影響。其中，日本（Saito et al., 2010）、英國（Flowerdew et al., 2013）、美國（Forbes et al., 2014）、義大利（Mel and Lionello, 2014）、加拿大（Bernier and Thompson, 2015）和中國（Ding et al., 2016）等受颱風、颶風或氣旋所帶來風暴潮潛在災害之國家，相關氣象單位和學者已投入暴潮系集預報

技術研究，部分國家亦完成區域性暴潮系集作業化預報；於臺灣地區，國家實驗研究院所屬之颱風洪水研究中心亦致力於颱風暴潮系集預報技術之相關研究。

本研究中央氣象局現有之作業化暴潮模式為基礎，參考國外技術建置台灣專屬之系集預報模式。透過採納多種颱風氣象場變動條件下之系集成員，為沿海區域民眾提供詳細且精準之暴潮機率預報產品，以期達到減災和防災之目的，降低生命財產損失。

## 二、研究方法

### 2.1 COMCOT 暴潮預報模式

本研究採用之數值模式為COMCOT風暴潮模式，其於球座標下求解之非線性淺水波連續方程式及動量方程式分別如下述所列：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi \cdot Q) \right\} &= 0 \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left( \frac{P^2}{H} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + \\ F_{\psi}^b &= - \frac{H}{\rho_w \cos \varphi} \frac{\partial P_a}{\partial \psi} + \frac{F_{\psi}^s}{\rho_w} \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{Q^2}{H} \right) + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP + F_{\varphi}^b &= \\ - \frac{H}{\rho_w R} \frac{\partial P_a}{\partial \psi} + \frac{F_{\varphi}^s}{\rho_w} \end{aligned}$$

其中， $t$ 為時間， $\varphi$ 為緯度， $\psi$ 為經度， $P$ 、 $Q$ 為體積通量， $\eta$ 為自由液面高程， $h$ 為靜水深， $H$ 為總水深（ $H = h + \eta$ ）， $R$ 為地球半徑， $f$ 為科氏力係數， $F_{\psi}^s$ 、 $F_{\varphi}^s$ 為風剪力， $F_{\psi}^b$ 、 $F_{\varphi}^b$ 分別為底床摩擦剪應力， $\rho_w$ 為海水密度及 $P_a$ 為大氣壓力。

## 2.2 大氣參數化颱風模式

模式中選用Holland Model參數化颱風模式作為氣象場輸入，根據Holland（1980）所提出的理想風場之壓力模式為：

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

式中， $P_c$ 為颱風中心之大氣壓力、 $R_{mw}$ 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）。

$$V_w = \sqrt{\frac{B(P_n - P_c)}{\rho_a} \left( \frac{R_{max}}{r} \right)^B \exp \left[ - \left( \frac{R_{max}}{r} \right)^B \right] + \frac{r^2 f^2}{4} - \frac{rf}{2}}$$

式中， $V_w$ 為風速、 $P_c$ 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、 $f$ 為科氏力、 $\rho_a$ 為空氣密度、 $r$ 為距暴風中心半徑和 $P_n$ 為環境大氣壓力。

目前由模式所計算的風剪力所產生的暴潮偏差分量的大小與風剪力的計算，可採用Smith and Banke（1975）所建議之公式，為：

$$F^s = \rho_a C_d |\vec{V}_w| \vec{V}_w$$

其中， $\vec{V}_w$ 為平面上10公尺處風速、 $\rho_a$ 為空氣密度、 $C_d$ 為剪力係數（Drag Coefficient）。 $C_d$ 的值將隨不同 $|\vec{V}_w|$ 值而改變（Large and Pond, 1981, Powell, 2003），如下：

$$10^3 C_d = \begin{cases} 2.16, & |\vec{V}_w| \geq 26.0 \text{ms}^{-1} \\ 0.49 + 0.065 |\vec{V}_w|, & 10.0 \text{ms}^{-1} \leq |\vec{V}_w| < 26.0 \text{ms}^{-1} \\ 1.14, & 3.0 \text{ms}^{-1} \leq |\vec{V}_w| \leq 10.0 \text{ms}^{-1} \\ 0.62 + \frac{1.56}{|\vec{V}_w|}, & 1.0 \text{ms}^{-1} \leq |\vec{V}_w| < 3.0 \text{ms}^{-1} \\ 2.18, & |\vec{V}_w| < 1.0 \text{ms}^{-1} \end{cases}$$

參數化風場之風場向量為對稱風場型式：

$$\begin{cases} V_{wx} = V_x \cdot \cos(\theta + 90^\circ) \\ V_{wy} = V_y \cdot \sin(\theta + 90^\circ) \end{cases}$$

其中， $V_x$ 和 $V_y$ 為網格點 $x$ 方向和 $y$ 方向分量， $\theta$ 為網格點與颱風中心之交角。

## 2.3 模式計算域設置

現中央氣象局採用之COMCOT暴潮溢淹預報模式計算域網格範圍與解析度如表1，數值潮位站分布如圖1。

表1 模式計算域網格範圍與解析度

編號	經度方向 範圍 (oE)	緯度方向 範圍 (oN)	解析度
01	110.00 - 134.00	10.00 - 35.00	4 弧分
02-A	119.80 - 122.25	21.40 - 25.50	1 弧分
02-B	119.09 - 119.80	23.05 - 23.89	0.5 弧分
02-C	117.80 - 118.99	24.09 - 24.70	0.5 弧分
02-D	119.39 - 120.19	25.84 - 26.35	0.5 弧分

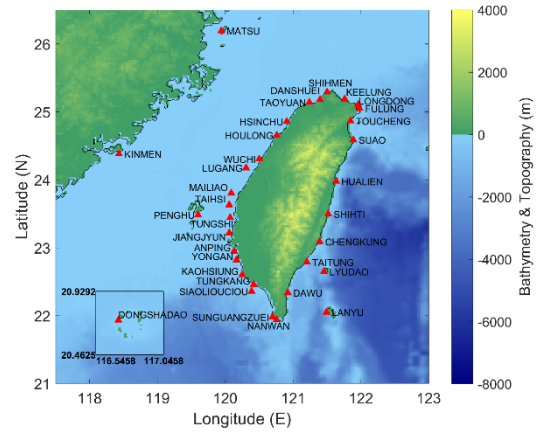


圖1 研究中採用之各潮位站分布

## 三、結果與討論

### 3.1 歷史預報路徑誤差分布

為開發依據決定性預報及過往預報路徑誤差之機率分布產生系集成員的方式，本研究取得自2015年起至2020年止之颱風警報單紀錄，以及颱風資料庫內相同時間區段內之颱風最佳資料。兩者皆存有颱風預報路徑、颱風中心氣壓、七級風半徑及近中心最大風速等資料，其中颱風警報單發布時間間隔為三小時一筆，警報單內資料區間為12小時。從資料推算所得之颱風參數誤差分布如圖2所示，由左至右依據為預報第12、24、36、48小時之誤差分布情形。圖中灰色條狀圖顯示所得誤差樣本分布，橫軸為誤差值，縱軸依機率密度函數繪製分布。

從資料推算所得之颱風路徑誤差分布及三種機率密度分布函數擬合颱風預報路徑誤差樣本後所得之圖形分布如圖2所示。紅色曲線為常態分布、黃色表示羅吉斯分布（Logistic Distribution）、藍色線為T位置尺度分布（t Location-Scale Distribution），以現有資料比對結果而言，T位置尺度分布最能描述資料分布情形，繪製該機率密度函數分布曲線所需之參數詳列於表2，且後續預報路徑成員發展皆以該函數為主要發展對象。

在利用過往預報誤差之機率分布取得系集成員路徑偏移的參考之後，便可以於後續實際預報作業中，依據將颱風警報單（即決定性預報）及事先取得之預報誤差之機率分布曲線，搭配不同的誤差成員組合產生系集成員路徑。本研究將會採用歷史個案搭配不同颱風參數的誤差成員進行分析，以比較各項參數對颱風系集預報結果所產生的影響。預報產品示意圖與各項颱風參數產生之系集成員組合對於系集預報產品的影響將以2019年颱風白鹿(BAILU)作為範例進行展示。

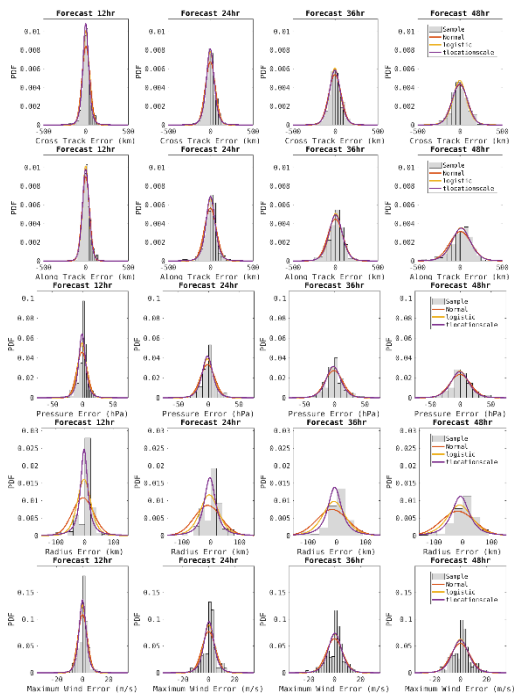


圖2 預報路徑、強度參數及各項機率密度函數擬合資料情形。

表2 T Location-scale Distribution  
機率密度函數分布曲線所需之參數

誤差種類	預報小時	T Location-scale Distribution		
		$\mu$	$\sigma$	$\nu$
垂直路徑誤差 (CTE)	12	0.000	34.798	4.220
	24	-3.526	46.715	5.039
	36	-4.985	66.362	9.623
	48	-1.686	90.902	46.718
平行路徑誤差 (ATE)	12	-0.413	39.710	9.956
	24	-0.211	55.290	5.057
	36	4.077	78.602	8.995
	48	14.860	110.509	8.003
氣壓誤差	12	-0.511	5.694	2.922
	24	-1.559	8.962	4.105
	36	-1.629	12.157	6.089
	48	-0.936	14.748	7.674
七級風半徑誤差	12	-1.634	13.672	1.418
	24	-2.342	21.269	1.953
	36	-6.420	25.530	1.942
	48	-6.978	31.939	2.315
近中心最大風速誤差	12	0.122	2.748	4.117
	24	0.475	3.908	4.066
	36	0.380	5.156	5.779
	48	0.054	6.319	7.940

### 3.2 系集預報成員分析與比較

在利用過往預報誤差之機率分布取得系集成員的參考之後，便可以於後續實際預報作業中，依據將颱風警報單(即決定性預報)及事先取得之預報誤差之機率分布曲線，搭配不同的誤差成員組合產生系集成員，研究選用近年有登陸台灣本島紀錄之2019年颱風白鹿作為分析不同系集成員組合對系集預報產品影響的研究分析案例，其生命期間路徑與強度圖如圖3所示。本次分析選用該颱風案例於登陸台灣前24小時的颱風警報作為示範模擬案例，其決定性預報路徑如圖4所示，以期能夠在模擬期間觀察到登錄區域較完整的暴雨水位起伏歷線。

研究中先透過作業中決定性預報結果展示模式尚未採用系集預報時模式本身之準確度，然後透過每次僅採用颱風強度之單一參數變化產生系集成員，檢視暴雨預報模式對於各項颱風強度參數的敏感性變化，後續研究亦考量在採用相同系集成員產生法時，僅考量強度成員分散、僅考量路徑成員分散及同時考慮強度與路徑變化之系集成員組合對於颱風暴雨水位歷線之影響。

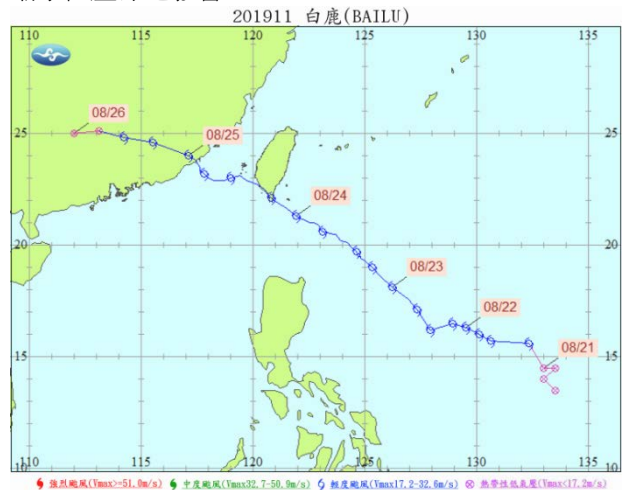


圖3 颱風白鹿於生命期間路徑與強度圖(資料來源：中央氣象局颱風資料庫)

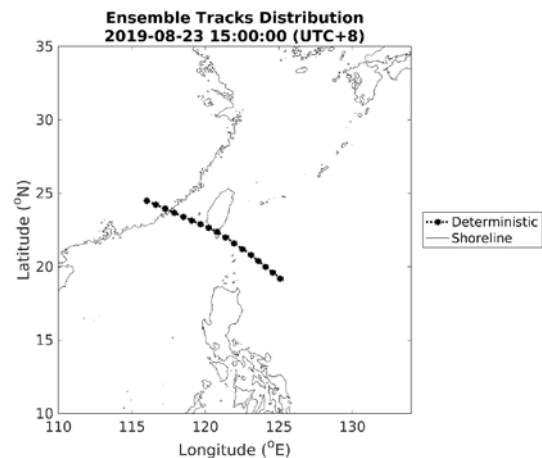


圖4 2019年08月23日15時之颱風白鹿決定性預報路徑。黑點虛線為路徑分布，黑色實線為地形海岸線



案例分析中以高雄、東港、南灣與小琉球等站作為主要展示站，圖5為暴潮預報系統決定性預報之暴潮偏差預報結果，橫軸為時間，時區為UTC+8，縱軸為暴潮偏差水位，單位為公尺 (m)。亮藍色線為模式採用決定性預報路徑與颱風參數所得之暴潮偏差預報水位，黑色圓圈為潮位站觀測水位扣除調和分析預報水位之殘差值。高雄與東港測站在觀測資料與預報水位中皆有約0.3公尺之暴潮偏差，但觀測資料與預報中極值發生的時機並不一致，顯示模式對該測站之預報上有進步的空間。南灣測站之觀測資料與預報結果比對良好，於預報與觀測中可見之暴潮偏差約為0.3公尺。

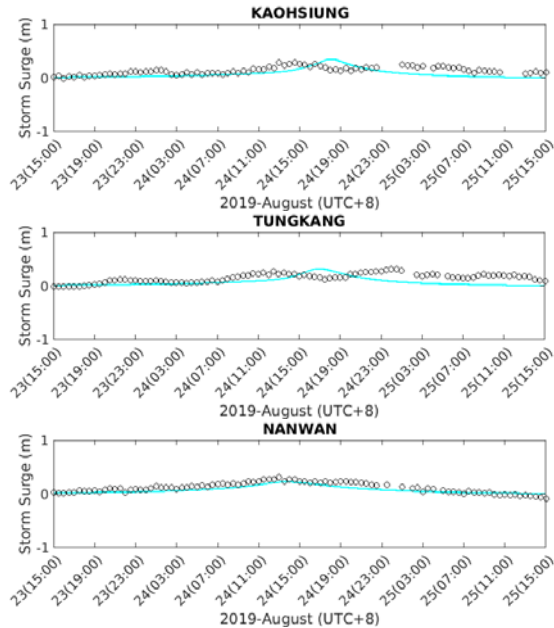


圖5 暴潮預報系統決定性預報之暴潮偏差預報結果

透過作業中決定性預報結果展示模式尚未採用系集預報時模式本身之準確度後，本研究利用強度誤差分布區線及相對應之各參數誤差值產生系集成員進行系集預報分析，並過每次僅採用颱風強度之單一參數變化產生系集成員，檢視暴潮預報模式對於各項颱風強度參數的敏感性變化。

由於作業中系集預報模式採用氣象局內參數化風場模式，於判斷颱風最大風速半徑時與中心氣壓相關聯，而非七級風半徑，因此系集成員預報中變動七級風半徑時並不會影響到模式輸入風場的變動，故在預報結果中，七級風半徑誤差成員所得的系集預報結果皆與決定性預報結果相同。

圖6與圖7分別為暴潮系集預報系統強度參數系集成員預報之暴潮偏差水位與觀測資料比較圖，分別考慮調整單一強度參數在輸入參數化風場中的變化作為系集成員，依序為颱風中心氣壓及近中心最大風速。各組模擬皆包含9組成員，以統一比較預報模式對各參數之敏感程度。圖中不同色線分別對應系集成員預報之各項統計參數：藍、紅、黃、紫、綠、亮藍色分別代表下四分位 (Q25)、中位數 (Q50)、

上四分位 (Q75)、最小值 (MIN)、最大值 (MAX)、平均值 (MEAN)；紅色虛線為決定性預報之結果，黑色圓圈則表示校驗對象，在比較暴潮偏差時，校驗對象為觀測總水位扣除調和分析後殘差值。水位時序圖橫軸為時間，預報時間起於2019年08月23日15時，往後預報48小時；縱軸為水位，單位為公尺。

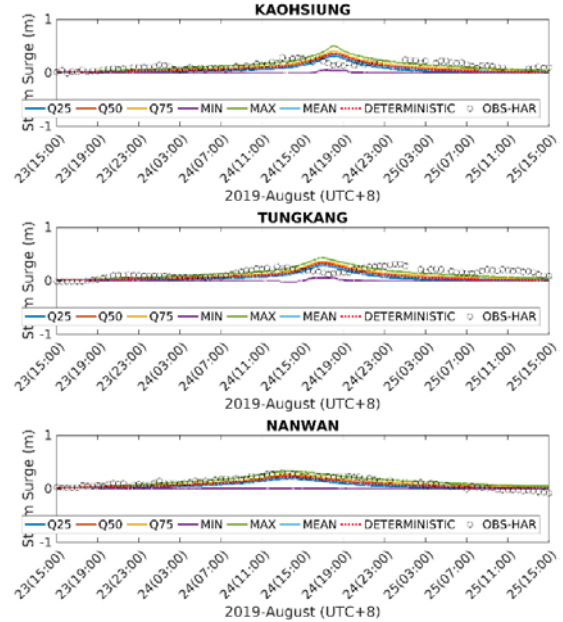


圖6為暴潮系集預報系統颱風中心氣壓參數系集成員預報之暴潮偏差水位與觀測資料比較圖

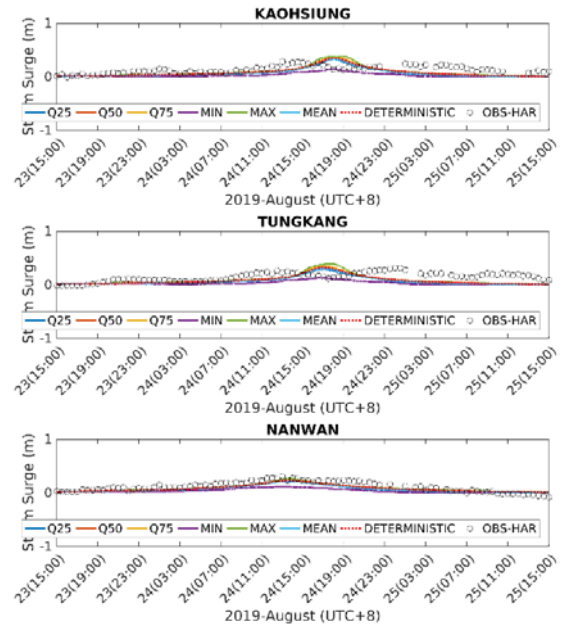


圖7 暴潮系集預報系統近中心最大風速參數系集成員預報之暴潮偏差水位與觀測資料比較圖

高雄與東港測站在觀測資料與預報水位中皆有約0.3公尺之暴潮偏差，但觀測資料與預報中極值發生的時機並不一致，由於強度參數系集預報中並未調整颱風路徑，因此系集預報中對於暴潮偏差極值發生的時機影響有限。南灣測站之觀測資料與決定性預報結果比對良好，可以透過系集預報看到其他

可能的水位變化，在氣壓系集成員中，暴潮峰值可達0.4公尺；在風速成員中，系集預報峰值約為0.3公尺，與觀測及決定性預報相當。以本次系集預報結果來看，對單一地點而言，氣壓參數組成的系集預報結果影響水位變動範圍較風速參數成員組合的結果大，而風速成員的預報較氣壓成員有機會產生負暴潮偏差。

圖7至圖10依序比較考量強度變化、路徑變化及同時考量強度與路徑變化對系集預報結果的影響。以各項參數部分，各取3個成員分別位於誤差機率曲線之左右界限及曲線中間的成員。其中強度系集內，考量參數包含氣壓及近中心最大風速綜合的變化，可得9組成員；路徑系集內，考量垂直路徑誤差與平行路徑誤差的變化，亦可得9組成員。若將強度及路徑參數總和考量，則在各項參數皆取3個誤差成員的情況下，可得81組系集成員，以更全面的考量輸入風場及路徑誤差可能為暴潮預報模式帶來的變化。

由圖7至圖10中可以看出，高雄與東港測站在強度成員及路徑成員之最大值預報曲線皆能較好的涵蓋觀測資料，但在同時考慮路徑及強度的情況下，模式最大值過度預報的情形則相對嚴重，極值可達0.8公尺。南灣測站之觀測資料與決定性預報結果比對良好，可以透過系集預報看到其他可能的水位變化，在強度系集成員中，暴潮峰值可達0.5公尺，而在路徑成員中，個成員造成該測站的極值與決定性預報相當，但極值發生時間或有提前或延後；在同時考量強度及路徑成員的情況下，則有過度預報的情形。

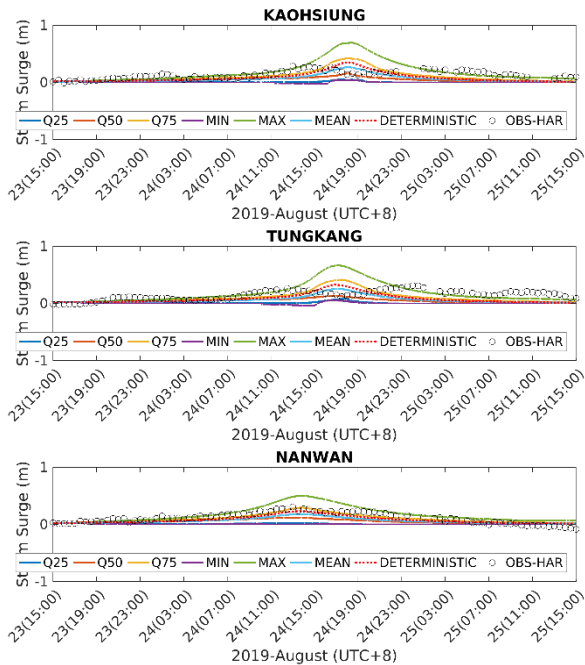


圖8 暴潮系集預報系統近強度誤差系集成員預報之暴潮偏差水位與觀測資料比較圖

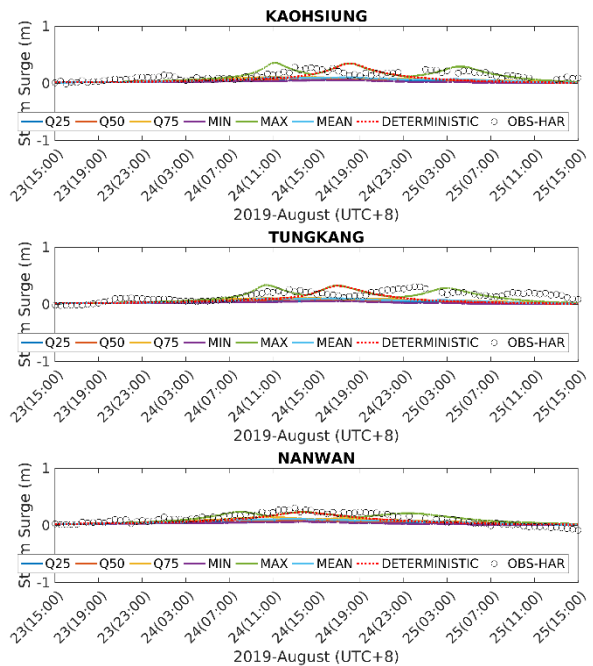


圖9 暴潮系集預報系統路徑誤差系集成員預報之暴潮偏差水位與觀測資料比較圖

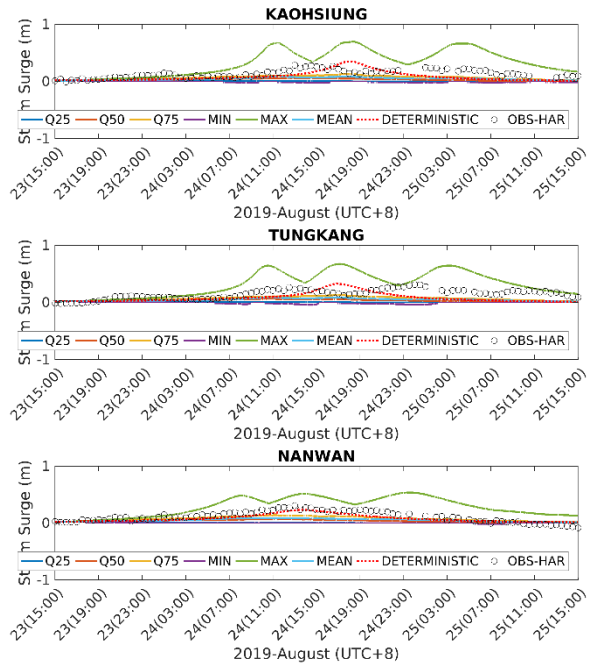


圖10 暴潮系集預報系統強度及路徑誤差系集成員預報之暴潮偏差水位與觀測資料比較圖

#### 四、結論

本研究提於依據氣象局颱風最佳路徑資料庫及歷史預報資料，統計過往颱風強度預報誤差，取得誤差分布機率曲線，並依靠誤差分布搭配颱風警報單內紀錄之決定性預報資料，產生對應的系集成員。研究中利用2019年有登陸台灣紀錄的颱風白鹿進行案例分析，發現目前採用的參數化風場模式中，氣壓參數組成的系集預報結果影響水位變動範圍較風速參數成員組合的結果大，而風速成員的預報較氣壓成

員有機會產生負暴潮偏差。若採用同樣的成員產生方法分析路徑誤差與強度誤差對測站水位的影響，強度參數對測站水位影響主要集中在原本決定性預報路徑影響該測站期間，影響水位的極值振幅變化。路徑參數變化除了可能影響水位極值振幅變化外，亦會改變颱風接近測站的對應時間，造成峰值在該測站發生的時間可能較決定性預報提前或延後。若同時考量強度及路徑成員的組合，成員數會提升至原本考量數量的平方倍，並且在暴潮歷線中得到較大的偏差極值。在決定性預報就已經取得相對準確的測站而言，考量如次大量的系集成員反而可能造成過度預報的現象。

## 謝誌

本論文係交通部中央氣象局110年度「臺灣暴潮預報溢淹模式精準度量化研究」之部分研究成果，承蒙中央氣象局經費之補助使本研究得以順利完成，謹致謝忱。

## 參考文獻

1. Saito, Kazuo, Tohru Kuroda, Masaru Kunii. 2010. Numerical Simulation of Myanmar Cyclone Nargis and the Associated Storm Surge Part II: Ensemble Prediction. *Journal of Meteor. Soc. of Japan*, Vol. 88, No.3, pp. 547-570
2. Flowerdew, Jonathan, Ken Mylne, Caroline Jones, Helen Tittley. 2013. Extending the forecast range of the UK storm surge ensemble. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* Vol. 139, pp. 184-197.
3. Forbes, Cristina, Jamie Rhome, Craig Mattocks, Arthur Taylor. 2014. Predicting the storm surge threat of hurricane Sandy with the National Weather Service SLOSH model. *J. Mar. Sci. Eng.* Vol. 2, pp. 437-476.
4. Mel, Riccardo, Piero Lionello. 2014. Storm surge ensemble prediction for the City of Venice. *Weather and Forecasting*, Vol. 29, pp. 1044-1057.
5. Bernier, Natacha B., Keith R. Thompson. 2015. Deterministic and ensemble storm surge prediction for Atlantic Canada with lead times of hours to ten days. *Ocean Modelling*, vol. 86, pp. 114-127.
6. Ding, X. L.; Chen, Y. P.; Pan, Y., and Reeve, D., 2016. Fast Ensemble Forecast of Storm Surge along the Coast of China. In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J.( eds. ), *Proceedings of the 14th International Coastal Symposium*( Sydney, Australia ). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 75, pp. 1077-1081.
7. Holland, G. J. (1980) An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes. *Monthly Weather Rev.*, vol. 108, pp. 1212-1218.
8. 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.
9. Large, W. G. and S. Pond (1981) Open ocean momentum fluxes in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 11, pp. 324-336.
10. Powell, M. D., P. J. Vickery, and T. A. Reinhold (2003) Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, vol. 422, pp. 279 – 283.