

## 應用 POM 推算颱風暴潮之研究

邱銘達<sup>1\*</sup> 錢樺<sup>2</sup> 李汴軍<sup>3</sup> 高家俊<sup>4</sup>

<sup>1</sup> 國立成功大學水利及海洋工程研究所研究生

<sup>2</sup> 國立中央大學水文與海洋科學所助理教授

<sup>3</sup> 華梵大學環境與防災設計學系副教授

<sup>4</sup> 國立成功大學水利及海洋工程研究所教授

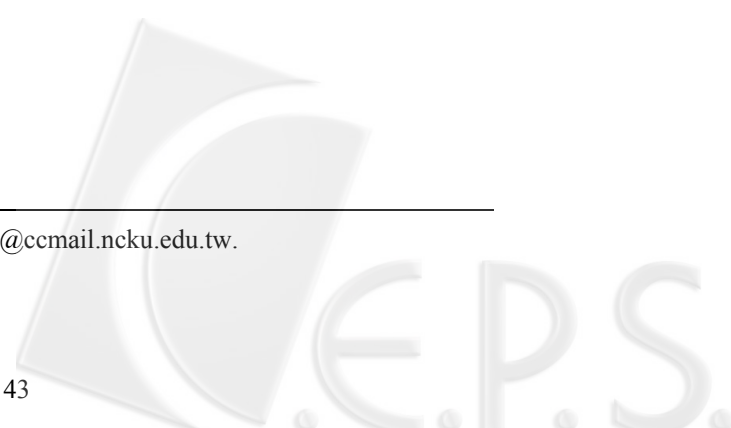
關鍵詞：POM 模式、暴潮偏差。

### 摘要

POM 模式普遍應用於各種尺度海洋環流的模擬，本研究應用 POM 進行台灣海域颱風暴潮推算，並針對颱風極端狀況，討論 POM 模式設定條件對颱風暴潮推算的適用性與影響程度。首先測試不同的風阻力參數對暴潮計算的影響，其中以 Smith and Banke (1975) 的參數可以得到較為貼近觀測值的計算結果。進一步討論天文潮與氣象暴潮的交互作用所產生的影響；最後討論使用 2 維模式或 3 維模式進行模擬運算時對結果的影響。從分析結果中發現，在台灣海峽內使用 2 維與 3 維的計算模式，對於天文潮的影響可以產生的差異達 50 公分約為最大潮差的 12%；暴潮與天文潮的交互作用對暴潮的影響最大約 6 公分，約為颱風期間之最大暴潮偏差的 10%。

---

\*通訊作者(corresponding author), E-mail: n8890111@ccmail.ncku.edu.tw.



# ON VALIDATION OF STORM SURGE PREDICTION USING POM

**Ming-Da Chiou**<sup>1\*</sup>    **Hwa Chien**<sup>2</sup>

**Beng-Chun Lee**<sup>3</sup>    **Chia-Chuen Kao**<sup>4</sup>

<sup>1</sup> *Graduate Student, Department of Hydraulic and Ocean Engineering,  
National Cheng Kung University, Tainan 701, Taiwan, R.O.C.*

<sup>2</sup> *Assistant Professor, Institute of Hydrological and Oceanic Sciences,  
National Central University, Zhongli 320, Taiwan, R.O.C.*

<sup>3</sup> *Associate Professor, Department of Environmental and Hazards-Resistant Design,  
Huafan University, Taipei 223, Taiwan, R.O.C.*

<sup>4</sup> *Professor, Department of Hydraulic and Ocean Engineering,  
National Cheng Kung University, Tainan 701, Taiwan, R.O.C.*

*Keywords:* POM model, storm surge.

## ABSTRACT

In the present study, Princeton Ocean Model (POM) is adopted to simulate a storm surge over Taiwan waters. Discussions of the model settings are carried out in considering the extreme conditions due to typhoon. First, the parameterizations of various drag coefficients, used for the estimation of the wind stress, have been tested. The results show that the formula proposed by Smith and Banke (1975) features better estimation compared to observed data. Furthermore, the surge-tide interaction has been investigated numerically. The maximum influence of surge-tide interaction is about 6 cm which means about 10% of the maximum surge height. Finally, the discrepancies in the two model experiments of surge simulation by using the 2D and 3D modes of POM have been discussed, respectively. The results show that the 2D and 3D modes can lead the difference of water level prediction about 50 cm in Taiwan Strait.



## 一、前 言

氣象暴潮是由於天氣系統引起的氣壓變化與其引致的強烈風場及波浪場，產生的海面水位異常變化的現象：包括因氣旋中心低壓所吸起的水位上升，以及作用於水體表面之風剪應力與波浪應力所產生的水位堆升。根據前人研究(徐等，1998；蔡，2000；鄭，2003)，影響氣象暴潮水位變化大小的因素眾多，以機制作用力來源區分，可分為三：一為氣壓，根據靜水壓力平衡，氣壓每下降一毫巴水位將上升約一公分，此種現象稱為倒轉氣壓計效應。二為風場，風力對海面造成拖曳力，造成表水層的流動，此流動至近岸處被陸地阻擋，水體動能轉換為位能，進而造成水位推升，此為影響氣象暴潮最主要的因素。在風力造成氣象暴潮的機制中，風向造成水位堆升程度甚大，垂直吹向海岸的風，所造成的水位推升效應最明顯，離岸風則造成河口處水位下降。第三為波浪，一方面大氣至海洋的動量通量過剩導致波浪不穩定而破碎，其產生之紊流將波浪動量傳遞至水下增強表面流強度，另一方面波浪於近岸的輻射應力也造成水位抬升，稱之為波揚。

根據引發暴潮的天氣型態來區分暴潮種類，大致上可以區分為以下二類(王，2000)：一是由高氣壓天氣系統產生的氣旋所引發的暴潮，如中國大陸地區冬季常有寒潮從北方南下時的大風、冷鋒過境產生強烈的水位變化，或如歐洲冬季北海暴潮主要為溫帶氣旋之強風所引起；稱作寒潮型暴潮；二是由低氣壓天氣型態下不穩定的風場和氣壓場所引發的暴潮，如 2005 年美國卡翠娜颶風造成密西西比及路易斯安那州沿岸溢淹。此種低氣壓天氣系統，在西北太平洋發生稱為颱風，由低氣壓天氣系統所造成的暴潮現象，又稱颱風型暴潮，本文針對颱風型暴潮進行分析與討論。

台灣位於大陸棚與太平洋之交會區域，因所處地理位置及太平洋氣象條件之特殊性，經常受颱風災害性外力的作用。颱風所造成之災難海岸地區首當其衝，颱風造成之海洋水動力現象(例如波浪與暴潮)往往在天文大潮時刻，對海岸地區之設施與居民財產造成最嚴重之破壞與溢淹威脅。氣象暴潮的預測對於海岸地區溢淹災害減災非常重要，準確的預報可以讓決策單位有足夠的時間進行高風險區域居民的疏散與驅離，有效減少人命傷亡與財產損失。提升數值預報的準確度，刻不容緩。

在進行氣象暴潮的預報研究上，最早 Jeleznianski (1965)應用水動力模式採用粗、細網格式系統計算暴潮，應用於外海區域預報。在 1970 年初期開始，國內相關研究逐步展開，為能迅速獲致可茲工程設計應用之成果，當時研究主要著重在於實測水位資料之統計分析，探討暴潮之復現期距及統計特性：國內學者楊(1974)應用線性模式模擬北台灣地區的暴潮水位；黃(1975)則以經驗公式推算花蓮港暴潮水位；魏(1976)則採用統計經驗法分析澎湖、高雄港、

台西等地的暴潮特性。徐等(1998)根據民國 83 年至 86 年間之侵台颱風，從颱風生成地點及路徑做分類，探討各類颱風在台灣海岸引起海水升高的現象及特性，指出暴潮水位大小受到颱風大小、強度、路徑、移動速度與當地地形、水深、天文潮位等因素有關。蔡(2000)針對淡水河口以測站風向、風速、氣壓來建立暴潮水位推算式。鄭(2003)針對颱風暴潮與颱風特性關係作探討，確認暴潮偏差主要受到颱風中心氣壓、風速、風向、颱風半徑及測站與颱風間的距離等因素影響，且台灣東部地區的暴潮現象與颱風距離的關係極為直接、密切，並建立迴歸關係式做暴潮模擬與預測。

為能達成暴潮水位預報的目標，數值模式的應用逐漸成為暴潮研究重要的一支。李(1984)以流體動力方程建立台灣周圍海域颱風暴潮數值模式；劉(1987)發展三維颱風暴潮數值預報模式，模式中並考慮海水溫度及鹽度的變化，劉之模式目前成為中央氣象局作業化的暴潮模式。上述研究中一般均將暴潮與天文潮獨立分開來探討其特性，視水位為天文潮高與暴潮偏差的線性相加(As-Salek and Yasuda, 1995)。然而 Tang and Grimshaw (1995)研究發現當強風剪應力主導暴潮形成時，風吹流與天文潮流間會產生交互作用，進而衍生出非線性量。此外，在颱風時期極端的氣象狀況下，將產生高度的海洋大氣交互作用，此時許多物理現象與於現今海洋環流數值模式中的源函數產生極大差異。例如，強烈風速( $U_{10}$  大於 40 m/s) 下，風的拖曳係數將因海面飛沫的產生而大幅減低(Powell *et al.*, 2003)，同時海洋表面流將因風吹流而衍生湧升流，使海洋混合層產生垂直方向的震動(Chu *et al.*, 1999)進而回饋改變大氣邊界層特性。這些現象迄今其物理機制都未完全明瞭，也未能回歸出可量化的參數式供數值模式應用，在待更多基礎研究將這些機制釐清之前，本研究以 2004 年 10 月侵台編號 0424 之納坦(Nock-Tan)颱風所造成之暴潮為例，探討颱風過程中，數值模式計算天文潮與暴潮的交互作用對暴潮偏差的影響；以及探討颱風等極端天氣情況下海洋水體垂直運動對於暴潮的影響。

## 二、數值模式配置

本文建立了台灣海域颱風暴潮模擬系統，本系統整合美國普林斯頓大學 Blumberg and Mellor (1987)發展的三維非線性海洋模式 Princeton Ocean Model (簡稱 POM)以及奧勒岡州立大學 Egbert *et al.* (2002)發展的 TPOEX/POSEIDON global inverse model TPXO 7.0 全球潮汐模式。其中，TPXO 為全球潮汐模式，只要輸入欲計算的經緯座標及時間，即可求得該點該時之潮汐水位值。模擬天文潮所採用的方式為在 POM 模式四邊邊界給予水位邊界條件以驅動整個模式。由於 POM 模式的四邊邊界座標以及所要推算的時間均是 TPXO 的輸入值且為已知，本文將 TPXO 與 POM 整合，於每個計算時步中將邊界座標與時間帶入 TPXO 中直接求解四

邊境界所需的水位。經整合後，不論是模式的計算區域被重新調整或是所要推算的時間有所變更，均不需重新設定水位邊界條件。因此若要對暴潮與天文潮同時進行推算，只要取得颱風的風場與氣壓氣，就可以很容易的應用在不同的颱風案例中。

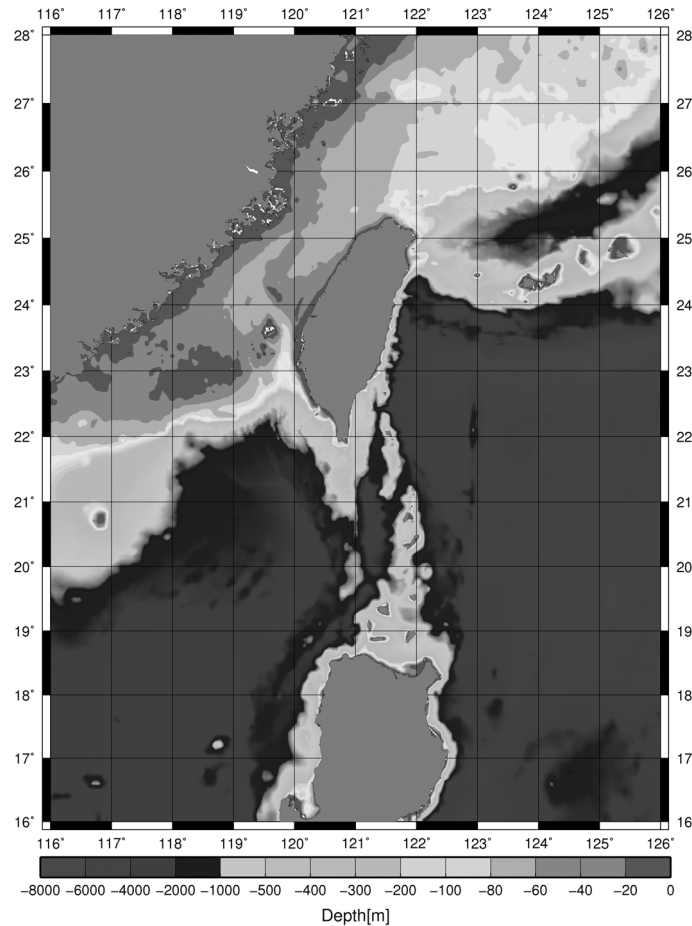


圖 1 模式計算區域。

## 2.1 模式計算區域

模式計算之區域範圍繪於圖 1 中，涵蓋範圍包括自東經 116 度到東經 126 度及北緯 16 度到北緯 28 度間海域，網格解析度為 2 分。模擬區域中，東邊界為太平洋海域，水深較深，平均深度約為 5000 公尺；西邊界介於中國大陸與台灣之間的台灣海峽，為近岸地區，水深較淺，平均水深約在 80 公尺左右。地形資料來源有二，鄰近台灣週圍海域範圍在東經 117 度到東經 125 度以及北緯 18 度到北緯 27 度間，以國科會海科中心發佈之台灣附近海域海底地形第六版(TaiDBMv6)作為水深資料；此範圍之外的海域，則以美國地球物理資料中心之二分全球地形(ETOPO2)資料作為該域水深。

在數值模式進行推算時，為將天文潮及其對氣象暴潮影響同時考慮，本研究在當颱風中心位置距進入模式計算區域的前 72 小時時即開始啟動進行天文潮水位的推算，這樣的作法可以在模擬計算區域開始受颱風影響產生暴潮的同時，天文潮便已經 spin up 完畢。POM 模式在時間網格上的計算採用 mode splitting 方法，分為二維運算的外模(external mode)與三維運算的內模(internal mode)，其積分時步長分別設定為 3 秒與 60 秒。

## 2.2 邊界條件

POM 模式計算上分為外模(external mode)與內模(internal mode)，只有當模式使用三維計算方式時才會使用到內模，本研究所使用的四邊邊界驅動力(boundary forcing)乃經由外模輸入。內模的邊界條件採用式(1)做為輻射邊界條件，主要是讓潮波能量能夠傳遞出去 (Mellor, 2002)。

$$\frac{\partial U}{\partial t} \pm c_i \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

式中， $U$  為網格點的流速值， $x$  為網格點的位置， $t$  為時間，其中假設  $c_i \propto \sqrt{H}$ ， $H$  為水深，且  $0 < \gamma \leq 1$ ， $\gamma$  如式(2)所示(Mellor, 2002)：

$$\gamma = \frac{c_i \Delta t_i}{\Delta x} \quad (2)$$

$\Delta t_i$  為內模的時間步長， $\Delta x$  為空間步長，今根據  $c_i \propto \sqrt{H}$  之假設條件令：

$$c_i = A \times \sqrt{H} \quad (3)$$

$A$  為比例常數，將式(3)代入式(2)中，即可得

$$\gamma = \frac{A \sqrt{H} \Delta t_i}{\Delta x} \quad (4)$$

再假設模式計算區域中水深最深處( $H_{\max}$ )之  $\gamma = 1$  (Mellor, 2002)，即  $H = H_{\max}$  時， $\gamma = 1$  代入式(4)得：

$$1 = \frac{A \sqrt{H_{\max}} \Delta t_i}{\Delta x} \quad (5)$$

經整理之後得：

$$A = \frac{\Delta x}{\sqrt{H_{\max}} \Delta t_i} \quad (6)$$



將式 (6) 代回式 (3) 可得：

$$c_i = \frac{\Delta x}{\Delta t_i} \sqrt{\frac{H}{H_{\max}}} \quad (7)$$

外模的邊界條件則採用式(8)之輻射邊界條件：

$$H\bar{U} \pm c_e \eta = BC \quad (8)$$

式中  $c_e = \sqrt{gH}$ ， $\eta$  為水位， $\bar{U}$  為垂向平均之流速， $BC$  為邊界驅動力 (boundary forcing)，可以依邊界上之條件  $\eta$  或  $\bar{U}$  代回式 (8) 求其近似值，本文計算天文潮的方式為引入天文潮邊界水位  $\eta$  做為天文潮的模式驅動力。如果要同時計算天文潮與暴潮，則另外由表面輸入氣壓與風場以推動模式，此部份將於 2.3 節敘述。如果只單純計算暴潮而不計算天文潮時，則將  $BC$  設為零。

使用邊界水位  $\eta$  做為模式的邊界驅動力，要注意的是暴潮模式裏將存在三個時間軸的定義，第一個是將調和常數合成水位值所用的時間軸，其參考時間點為進行調和分析時所用的基準時間，此基準時間是真實時間(即格林威治時間或當地時間)。必須注意的是，一般文獻或報告所發表的分潮調和常數表僅有振幅及相位值，鮮少有提供調和分析時的參考時間點，少了此一參考時間點，調和常數所合成的水位值並無法對應到真實的時間，需透過與實測值比對求得模擬與實測兩水位時序列間之時間差，再對調和常數的相位值進行逆向推算。第二個時間軸是 POM 模式本身的計算時間，如果是冷啟動則其基準時間由零開始往下計算。第三個時間軸則是颱風發生的時間，屬於真實的時間。在使用上需注意此三個時間系統是否吻合，如果沒有吻合，將導致天文潮與暴潮的時間產生時間差而導致計算結果不正確。為避免上述問題發生，本文將全球潮汐模式 TPXO 與 POM 結合，由 POM 直接呼叫全球潮汐模式進行邊界水位的計算，藉此避開相位基準時間的差異所造成的相位偏移問題。TPXO 共包含 21 個分潮，分潮名稱列於表 1 中。本文採用八個主要的調和分潮 M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1 與 Q1。

### 2.3 颱風氣壓場及風場

颱風期間引發暴潮的主要成因為颱風中心低氣壓所產生的倒氣壓計效應以及風剪力對海面所造成的影響，是模式中主要的作用力來源。為描述颱風所形成的氣壓場與風場，本文中採用的氣壓場為參數化圓形颱風氣壓經驗公式。風場則採 Ueno (1981)提出的方法計算，由氣壓場推算之。

表 1 全球潮汐模式 TPXO7.0 採用之分潮名稱、週期及角頻率

分潮名稱	角頻率 (°/hr)	分潮名稱	角頻率 (°/hr)
Ssa	0.0821373	2N2	27.8953548
Mm	0.5443747	MU2	27.9682084
Mf	1.0980331	N2	28.4397295
Q1	13.3986609	NU2	28.5125831
RHO1	13.4715145	M2	28.9841042
O1	13.9430356	L2	29.5284789
NO1	14.4966928	T2	29.9589333
P1	14.9589314	S2	30.0000000
K1	15.0410686	K2	30.0821373
J1	15.5854433	M4	57.9682084
OO1	16.1391017		

### 2.3.1 颱風氣壓場計算

台灣地區由於受到颱風氣壓與風的氣象變化，使得海面發生水位的升降。亦即颱風期間的氣壓場與風場是引發暴潮的主要外力來源，關於颱風氣壓分佈，國外早有研究，主要有 Takahashi (1939)、Fujita (1952)、Myers (1954)、Jelesnianski (1965)等人提出不同的氣壓分佈形式，經吳(2004)測試，其結果以 Jelesnianski (1965)較為適用，本研究採用 Jelesnianski (1965)提出的表示式進行推算。其表示式如式(9)所示：

$$\begin{aligned}
 P &= P_0 + 0.25\Delta P(r/R_0)^3 & r \leq R_0 \\
 P &= P_\infty - 0.75\Delta P(R_0/r) & r > R_0
 \end{aligned}
 \tag{9}$$

式中， $\Delta P = P_\infty - P_0$ ， $P_\infty$ 是颱風外圍氣壓， $P_0$ 是颱風中心氣壓， $r$ 是計算點至颱風中心的距離， $R_0$ 為最大暴風半徑，Graham and Nunn (1959)建議  $R_0$  可由式(10)計算。

$$R_0 = 28.52 \tanh[0.087(\phi - 28)] + 12.22 / \exp[(1013 - P_0) / 33.86] + 0.2V_f + 37.22
 \tag{10}$$

式(10)中， $V_f$ 為颱風前進速度， $\phi$ 為緯度。



氣壓場計算完成之後，即可根據「倒轉氣壓計效應(Inverted barometer effect)」計算由氣壓引起的水位揚升  $\eta_{\text{atm}}$ ，表示如下：

$$\eta_{\text{atm}} = 0.991(P_{\infty} - P) \quad (11)$$

將經由式(9)計算出來之颱風氣壓場帶到式(11)中，計算整個面的  $\eta_{\text{atm}}$  即可帶入 POM 模式中。

### 2.3.2 颱風風場計算

颱風的風場分佈由兩個部份組成，一是與颱風整體向西北移動所造成的風速分量；二是與颱風氣壓梯度有關的對稱梯度風速，可由單位空氣質點繞颱風作圓周運動的離心力、壓力梯度力與科氏力的平衡來求出。

本文中颱風風場採用 Ueno (1981)的公式，表示如下：

$$\vec{V} = V_x \exp\left(-\frac{\pi}{4} \frac{|r - R_0|}{R_0}\right) \vec{i} + V_y \exp\left(-\frac{\pi}{4} \frac{|r - R_0|}{R_0}\right) \vec{j} \quad (12)$$

其中， $V_x$ 、 $V_y$  為颱風移動速度在  $x$ 、 $y$  方向的分量， $r$  為距颱風中心之距離， $R_0$  為颱風最大暴風半徑。

若將座標原點取在固定計算區域，則颱風風域中的風分佈在  $x$  與  $y$  的分量  $W_x$ 、 $W_y$  分別取以下形式：

$$W_x = C_1 \exp\left(-\frac{\pi}{4} \frac{|r - R_0|}{R_0}\right) V_x + C_2 \frac{f}{2} \left( \sqrt{1 + \frac{4}{1.293} \cdot \frac{r}{R_0} \Delta p \cdot \frac{s^2}{f^2} \cdot 10^{-4}} - 1 \right) \times (x \sin \theta + y \cos \theta) \cdot 10^3 \quad (13)$$

$$W_y = C_1 \exp\left(-\frac{\pi}{4} \frac{|r - R_0|}{R_0}\right) V_y + C_2 \frac{f}{2} \left( \sqrt{1 + \frac{4}{1.293} \cdot \frac{r}{R_0} \Delta p \cdot \frac{s^2}{f^2} \cdot 10^{-4}} - 1 \right) \times (x \sin \theta - y \cos \theta) \cdot 10^3 \quad (14)$$

其中  $s = 1/(1 + r/R_0)$ ， $f$  為科氏力， $C_1$  和  $C_2$  是颱風特性參數，可以經由近中心最大風速值、七級風暴風半徑等颱風參數反推其值。 $\theta$  為受科氏力影響所造成的風向轉向，以北半球來說，颱風會逆時鐘旋轉，風向一般會向中心傾斜  $20^\circ \sim 25^\circ$  左右(張，2001)，本文取  $20^\circ$  進行計算。 $C_1$  和  $C_2$  的求法為，將式(10)求得的  $R_0$  及近中心最大風速值帶入式(13)，再將七級風暴風半徑  $R_7$  及七級風的風速值帶入式(13)。即可聯立求解  $C_1$  和  $C_2$ 。

### 三、風剪力估算對於颱風暴潮推算的影響

風剪應力與颱風中心與外圍的氣壓差所造成梯度力，是產生暴潮的主要外力。在深水海域中，由氣壓所引起的暴潮分量符合靜水壓公式( $P = \rho gh$ ， $P$  為氣壓， $\rho$ ， $g$ ， $h$  分別為水的密度、重力加速度與水位)，即氣壓降低一毫巴，則水位上升約一公分。在近岸區域，風剪力所產生的表面流因為陸地阻擋對暴潮水位抬升的影響逐漸顯著。其作用受地形、風場等複雜因素影響，若直接將風剪力與颱風暴潮偏差進行相關性分析，研究發現推估的風剪力（並非颱風海域實測的）與暴潮偏差大小間具有顯著的線性關係(Bode and Hardy, 1997)。

風剪力  $\tau_u$  的計算方式如式(15)所示：

$$\tau_u = \rho_a C_D \bar{V} |\bar{V}| \quad (15)$$

其中  $\rho_a$  為空氣的密度而  $C_D$  是風拖曳係數。拖曳係數與海面粗糙度有關，粗糙度的來源主要為海面上的起伏，海面起伏則肇因於波長數公分的表面張力波及尺度較大的重力波，其中又以表面張力波主導。以往觀測資料皆來自中等風速(Moderate Wind speed,  $U_{10} < 25$  m/s)環境下，利用渦流相關法、慣性領域能量消散法或是風速剖面法推求拖曳係數(Large and Pond, 1981; Fairall *et al.*, 1986; Fairall and Larsen, 2003)，研究結果發現此條件下風速越大表面張力波所造成的海表面傾度(Root Mean Square Slope, RMSS)越高，表示粗糙度增加，拖曳係數因而隨之增加(Large and Pond, 1981; Fairall *et al.*, 1986; Fairall and Larsen, 2003)。此概念目前廣泛應用於一般海洋模式之中。本研究之  $C_D$  為透過 Smith and Banke(1975)線性回歸式(16)估算：

$$C_D = 0.001(\alpha + \beta |\bar{V}|) \quad (16)$$

其中  $\bar{V}$  是風速， $\alpha$  與  $\beta$  並非定值， $C_D$  值的決定直接影響到風剪應力的計算，進而對於由風剪力所引起的暴潮偏差產生影響。表 2 列出常用的  $\alpha$  與  $\beta$  參數值。

本研究將此參數值代入模式之後，以三維模式進行暴潮推算，並與實際觀測值進行比對，最後依據模式結果與觀測值間之判定係數  $R^2$ (coefficient of determination)為指標，評估何種拖曳係數最為適用於颱風暴潮之推算。

本研究採用的觀測值為中央氣象局於竹圍、新竹與梗枋之實測值，測站使用音波式水位計，每六分鐘觀測一筆資料，水位資料經濾除天文潮分量，視為納坦颱風暴潮影響，濾除天文的方式與(徐等, 1998)相同。本研究取 10 點水位觀測值之平均為每小時代表值。納坦颱風

侵台期間為 2004 年 10 月 23 日至 26 日，四天共計 96 小時，三站共 288 筆資料進行比對。

採不同拖曳係數估算方式其計算結果列於表 2 中。從表 2 之結果可知 Smith and Banke (1975)之參數值所得之結果較佳，判定係數達到 0.87。也就是說，Smith and Banke (1975)的參數式在本研究的測試中能有比較接近實測的表現。本文後續之案例均採用 Smith and Banke (1975)之設定。

表 2 文獻所採用之計算風拖曳係數之參數值

	$\alpha$	$\beta$	$R^2$
Smith and Banke (1975)	0.63	0.065	0.87
Garratt (1977)	0.73	0.067	0.82
Smith (1980)	0.61	0.063	0.85
Wu (1980)	0.80	0.065	0.84

## 四、天文潮與暴潮的交互作用及模式計算維度對的影響

### 4.1 天文潮與暴潮交互作用

最大暴潮水位與天文大潮同時發生時特別容易引起海岸溢淹，造成海岸災害。Prandle and Wolf (1978) 與 Heaps (1983)指出，如果忽略兩者的交互作用，僅單純的將二者所引起的分量線性疊加將可能導致暴潮預測的誤差發生。

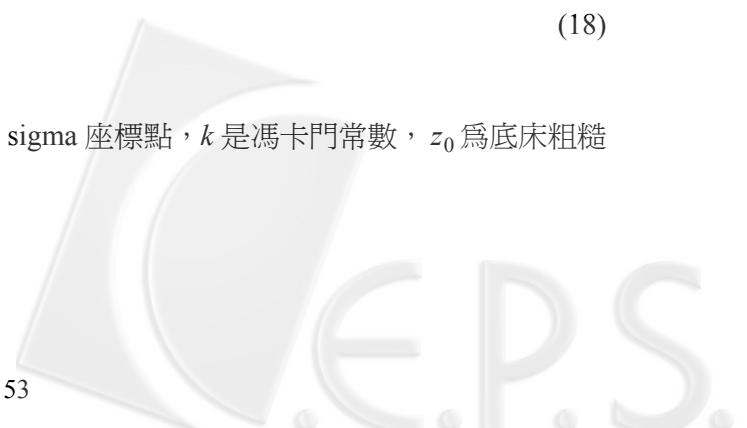
當潮波在行進過程中，會因海水深度的改變和海底摩擦使速度減緩。在 POM 模式中在海底摩擦項的設定採用二次摩擦定律為動量邊界條件，如式(17)所示：

$$(\tau_b^x, \tau_b^y) = C_z(u^2 + v^2)^{1/2}(u, v) \tag{17}$$

其中  $\tau_b^x$ 、 $\tau_b^y$  代表底部摩擦應力的  $x$  與  $y$  分量， $u$ 、 $v$  為網格點上流速值的  $x$  與  $y$  分量， $C_z$  為無因次的摩差係數可由式(18)計算。

$$C_z = \text{MAX} \left[ \frac{k^2}{[\ln\{(1 + \sigma_{kb-1})H / z_0\}]^2}, 0.0025 \right] \tag{18}$$

其中  $H$  是水深， $\sigma_{kb-1}$  為位於底床上面一點之 sigma 座標點， $k$  是馮卡門常數， $z_0$  為底床粗糙長度。



由式(17)可知，底床剪應力與無因次底床摩擦力  $C_z$  及水體之流速值有關。首先，模式在計算暴潮時，如果不考慮天文潮所引起的水體流動，勢必會造成底床應力  $\tau_b$  計算上的差異。再者，由式(18)可知，水深  $H$  會改變底床摩擦係數。在深水區域中，潮汐水位或是暴潮偏差所造成水位變化對  $C_z$  並不致於產生太大的影響，然而隨著水深逐漸變淺，天文潮產生的水位週期變化相對於水深將變得不容忽視，並將反應在  $C_z$  的計算結果上，進而改變底床剪應力  $\tau_b$ 。

以往研究中，為計算方便，通常將天文潮中各分潮產生的流速與暴潮流速分量線性疊加以獲得綜合效應，由於颱風暴潮最重要的功能在於預報海岸溢淹潛勢，所有關鍵區域(Area of interests)皆是近岸的淺水海域，在此條件下，天文潮及暴潮的交互作用便不可忽略。本文將這對這一問題探討台灣西部海域天文潮及颱風暴潮的交互作用量。此部份將與下一節二維計算與三維計算差異討論，一同以數值實驗方式進行。

#### 4.2 二維與三維計算模式對暴潮計算結果的影響

POM 模式在處理三維的技巧上有二個特色。第一個為採用 Sigma 座標系統，Sigma 座標是將不同水深等分為固定的垂直分層，垂直方向的水深雖然都不同，網格數卻都一樣，但網格間的距離會隨水深不同而改變。如此邊界上的分層不會變化，對模式計算上帶來很大的便利，在淺水區域也具有較高的垂向分辨率。第二個則是將二維與三維的計算分離，即內、外模分離(mode splitting)技巧。外模是對於二維分量的計算，如水位(surface elevation)與垂直平均速度場(vertically averaged velocities)；內模是對於三維變數分量的計算。外模計算皆使用顯格式求解。對於三維模式的控制方程式，水平項(horizontal terms)使用顯格式，垂向項(vertical terms)使用隱格式求解。

POM 模式實際運算上，可以設定為以二維模式或是三維模式執行。使用二維模式時，計算上與三維模式的差別主要在於二維模式不進行內模(internal mode)的運算。底床摩擦力(bottom friction)在內模中是採用式(17)與式(18)計算，因此在二維的計算模式中(即模式內模的部份並未計算)，改用一個二次拖曳力方程式(quadratic drag equation)來計算。而水平黏滯係數(horizontal kinematic viscosity)在內模中是採用 Smagorinsky (1963)的公式求得，而外模的水平黏滯係數則是將內模的計算結果做水深平均。因此如果單獨使用二維的計算模式，則以給定初始值的方式進行計算(Mellor, 2002)。

對於地形平坦，流況較穩定的天文潮流計算可以二維模式進行計算節省大量時間，但是針對颱風期間，Liu *et al.* (2007)指出，強烈的風剪力及碎波造成快速的表面流，使海水混合層

產生垂直方向的震盪，由鹽度及溫度剖面的觀測可以發現颱風期間湧升流的產生會將較深處的海水帶至混合層，此垂直方向上的流速變化無法在二維模式中顯現，本文將探討颱風期間二維模式與三維模式計算結果之差異。

### 4.3 數值模擬試驗及結果討論

為探討二維與三維模式對暴潮推算結果的影響以及天文潮與暴潮間的交互作用，本文設計了六組數值模式試驗，其配置如表 3 所示，其中前三組 Case1~3 為二維模式，後三組 Case4~6

表 3 數值試驗控制條件列表

CASE	四側邊界	風場與氣壓場	維度
1	TPXO	無	二維
2	無	經驗式	二維
3	TPXO	經驗式	二維
4	TPXO	無	三維
5	無	經驗式	三維
6	TPXO	經驗式	三維

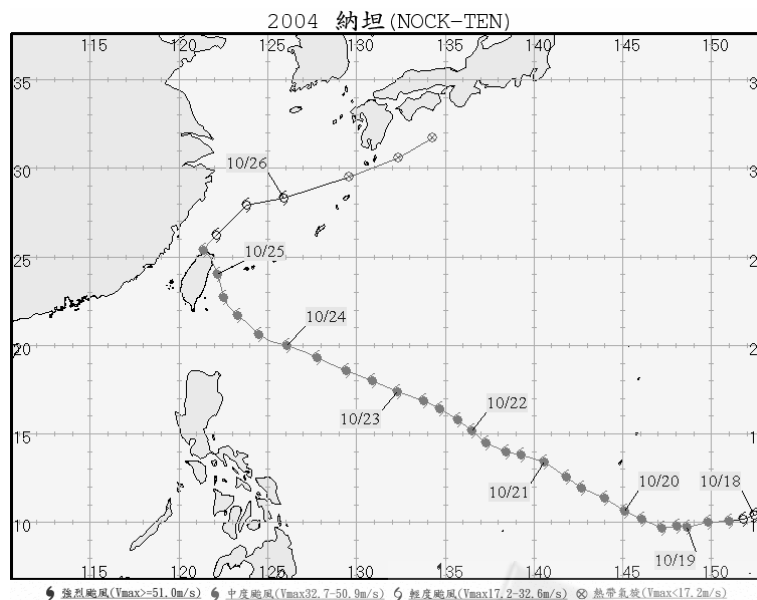


圖 2 納坦颱風之路徑圖(取自中央氣象局網站)



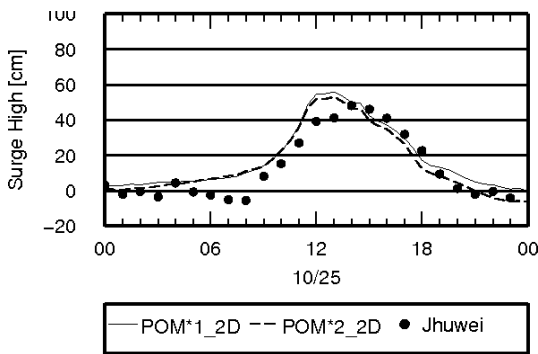


圖 3 竹圍潮位站與模式推算暴潮偏差比對。POM\*1\_2D 為 Case3 減 Case 1 之結果。POM\*2\_2D 為 Case2 之結果。

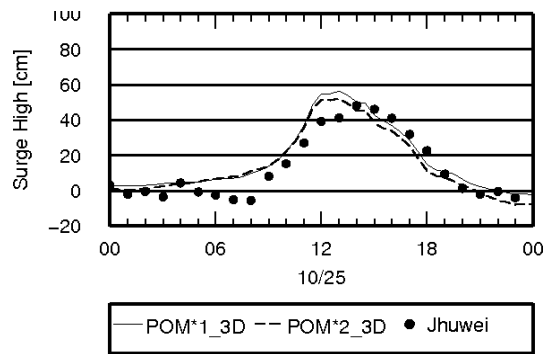


圖 4 竹圍潮位站與模式推算暴潮偏差比對。POM\*1\_3D 為 Case6 減 Case4 之結果。POM\*2\_3D 為 ase5 之結果。

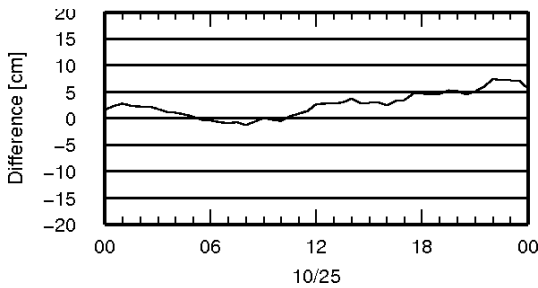


圖 5 模擬暴潮偏差時，是否考慮天文潮對計算結果造成的差異。圖為竹圍潮位站模擬結果之 POM\*2\_2D 減 POM\*1\_2D。

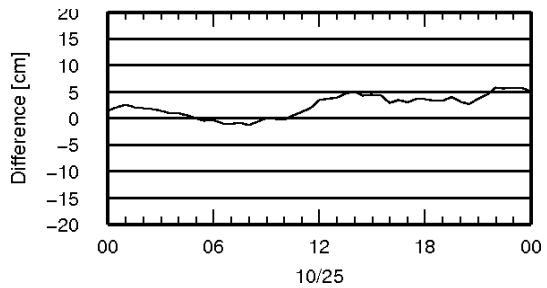


圖 6 模擬暴潮偏差時，是否考慮天文潮對計算結果造成的差異。圖為竹圍潮位站模擬結果之 POM\*2\_3D 減 POM\*1\_3D。

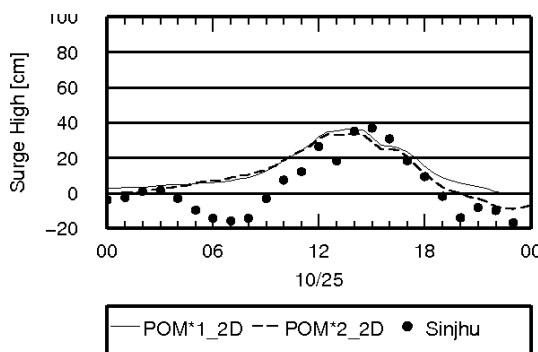


圖 7 新竹潮位站與模式推算暴潮偏差比對。POM\*1\_2D 為 Case 3 減 Case 1 之結果。POM\*2\_2D 為 Case 2 之結果。

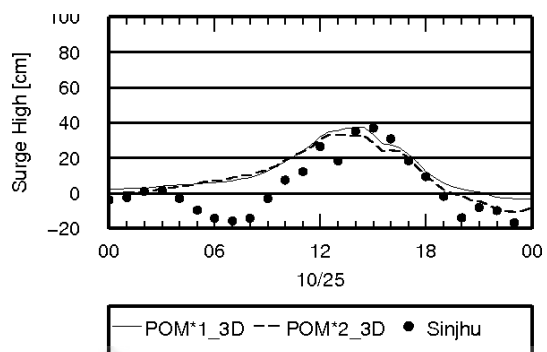


圖 8 新竹潮位站與模式推算暴潮偏差比對。POM\*1\_3D 為 Case 3 減 Case 1 之結果。POM\*2\_3D 為 Case 2 之結果。



表 4 納坦颱風之特性參數

時間 (Local Time) YYYYMMDDHH	中心氣壓 [hPa]	經度[°]	緯度[°]	七級風半徑 [km]	中心風速 [km/h]
2004102108	955	140.6	13.4	150	40
2004102114	955	139.3	13.8	150	40
2004102202	955	137.3	14.5	150	40
2004102208	955	136.5	15.2	200	40
2004102214	955	135.7	15.8	200	40
2004102220	955	134.7	16.4	200	40
2004102302	955	133.8	16.9	200	40
2004102308	945	132.3	17.4	200	43
2004102314	945	130.9	18.0	250	43
2004102320	945	129.4	18.7	250	43
2004102323	945	128.6	18.9	250	43
2004102402	945	127.7	19.4	250	43
2004102405	945	127.0	19.6	250	43
2004102408	945	126.1	20.0	250	43
2004102411	945	125.2	20.2	250	43
2004102415	945	124.3	20.8	250	43
2004102419	945	123.4	21.6	250	43
2004102422	945	123.0	22.0	250	43
2004102501	945	122.6	22.5	250	43
2004102502	950	122.5	22.7	250	40
2004102504	950	122.4	23.0	250	40
2004102507	950	122.3	23.7	250	40
2004102511	950	121.8	25.0	250	40
2004102515	965	121.5	25.6	200	35
2004102518	970	121.8	26.0	200	33
2004102522	975	122.6	26.6	200	30
2004102602	980	123.8	27.9	200	28
2004102608	985	125.9	28.3	150	25

為三維模式，三維模式中垂直分層為 40 層。表中 Case1 與 Case4 為僅進行天文潮的計算；Case2 與 Case5 則僅分別代入風場與氣壓場，但不考慮天文潮的影響，單獨計算暴潮偏量；Case3 與 Case6 則同時進行計算天文潮及暴潮的綜合偏差。本研究以 2004 年 10 月侵台之納坦颱風作颱風案例，與上一章相同，選擇竹圍、新竹與梗枋三個觀測站做為比對的依據。納坦颱風之路徑如圖 2 所示，風場模式所需用到之颱風特性參數則列於表 4 中。實測資料的暴潮偏差求取方法是採用 Pawlowicz et al. (2002)的調和分析程式。而數值模式的暴潮偏差求取方法有二：其一為直接模擬暴潮偏差如 Case2 與 Case5；二為同時考慮天文潮及暴潮的模擬結果減掉同時刻只模擬天文潮的結果，如：Case3 減去 Case1 及 Case6 減去 Case4。

暴潮偏差的計算結果與三個測站的實測結果比對繪於圖 3、圖 4、圖 7、圖 8、圖 11 與圖 12 中。其中實線 POM\*1\_2D 為同時考慮天文潮及氣象條件，並以二維 POM 推算結果(Case3)再減去不考慮氣象因的天文潮位(Case1)結果；虛線 POM\*2\_2D 為不考慮天文潮，僅依據風場與氣壓場利用二維 POM(Case2)推算之暴潮偏差；實線 POM\*1\_3D 為同時考慮天文潮及氣象條件，並以三維 POM 推算結果(Case6)再減去不考慮氣象因的天文潮高(Case4)結果；虛線 POM\*2\_3D 為不考慮天文潮，僅依據風場與氣壓場利用三維 POM(Case5)推算之暴潮。從上述這些圖中可以發現，不論是採用二維或是三維的模式，或模擬暴潮的同時是否一併計算天文潮，對暴潮偏差的模擬結果均與實測結果有相近的趨勢。然而如將同時考慮天文潮及氣象條件所推算而得的暴潮偏差與單獨考慮氣象條件所推算而得的暴潮偏差之差值計算出來，並繪於圖 5、圖 6、圖 9、圖 10、圖 13 與圖 14 中，可以發現是否考慮天文潮的模擬結果仍有正負 6 公分左右的差異。若以納坦颱風期間，於此三個測站所引起的暴潮偏差最大約為 60 公分相比，則其影響可以達到約 10%。

為比較三維模式與二維模式的計算結果差異：吾人以單獨進行天文潮之計算結果進行比較。同樣的以竹圍、新竹及梗枋三個測站進行天文潮時序列的比較，其結果繪於圖 15、圖 17 與圖 19 中。由圖中可以看出，使用二維與三維的計算結果對於竹圍及新竹二處的天文潮的推算結果有顯著影響，而梗枋則二維與三維的計算結果相近。為了解整個計算區域中二維及三維的差異分佈，吾人將應用三維模式計算之結果(Case4)減去應用二維模式計算之結果(Case1)，並取其絕對值所得的差異繪製等值圖。圖 21 所示為 2004 年 10 月 25 日上午 9 時之差異等值圖。由圖中顯示二者的差異最大處在台灣海峽中段，差異超過 50 公分。考慮海灣峽中部之潮差約 4 米，則此 50 公分之誤差百分比可達約 12%。



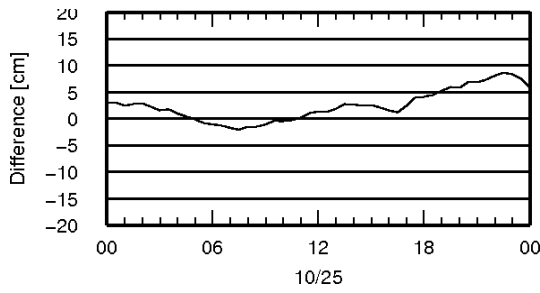


圖 9 模擬暴潮偏差時，是否考慮天文潮對計算結果造成的差異。圖為新竹潮位站模擬結果之 POM\*2\_2D 減 POM\*1\_2D。

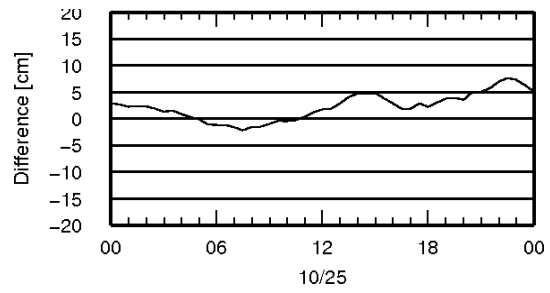


圖 10 模擬暴潮偏差時，是否考慮天文潮對計算結果造成的差異。圖為新竹潮位站模擬結果之 POM\*2\_3D 減 POM\*1\_3D。

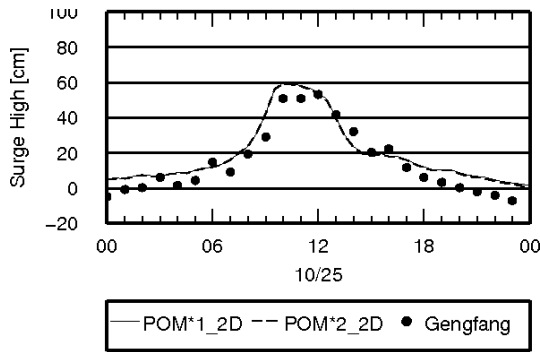


圖 11 梗枋潮位站與模式推算暴潮偏差比對。POM\*1\_2D 為 Case 3 減 Case 1 之結果，POM\*2\_2D 為 Case 2 之結果。

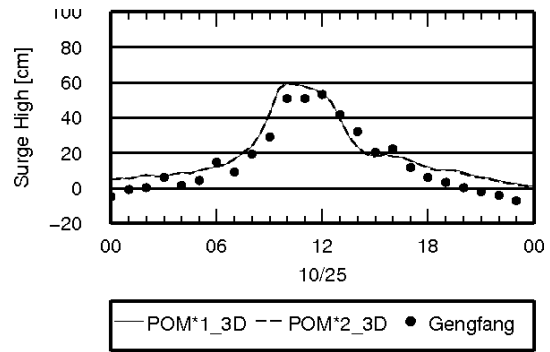


圖 12 梗枋潮位站與模式推算暴潮偏差比對。POM\*1\_3D 為 Case 3 減 Case 1 之結果，POM\*2\_3D 為 Case 2 之結果。

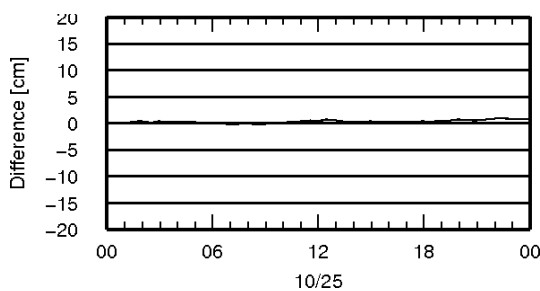


圖 13 模擬暴潮偏差時，是否考慮天文潮對計算結果造成的差異。圖為梗枋潮位站模擬結果之 POM\*2\_2D 減 POM\*1\_2D。

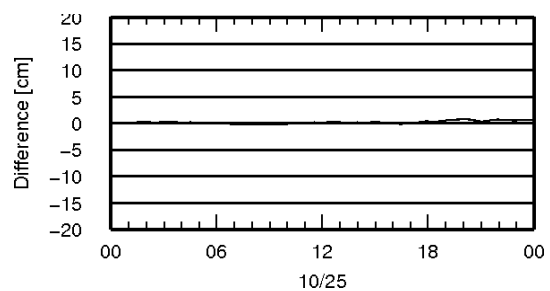
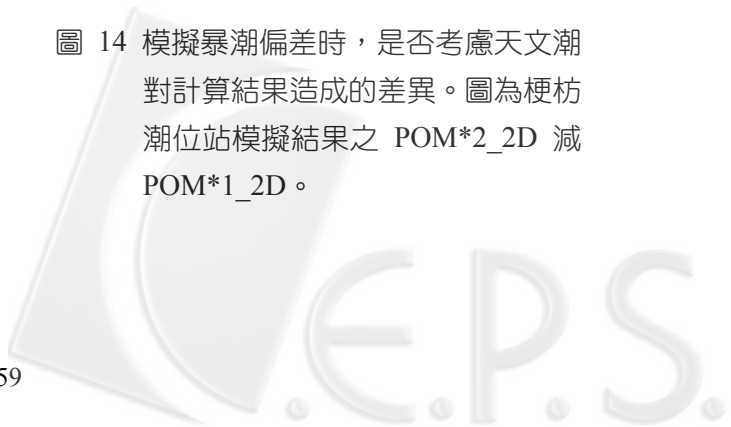


圖 14 模擬暴潮偏差時，是否考慮天文潮對計算結果造成的差異。圖為梗枋潮位站模擬結果之 POM\*2\_2D 減 POM\*1\_2D。



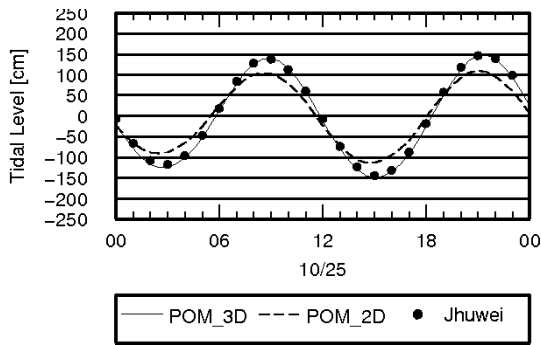


圖 15 竹圍潮位站與模式計算之天文潮時序列，實線為三維之計算結果，虛線為二維之計算結果。

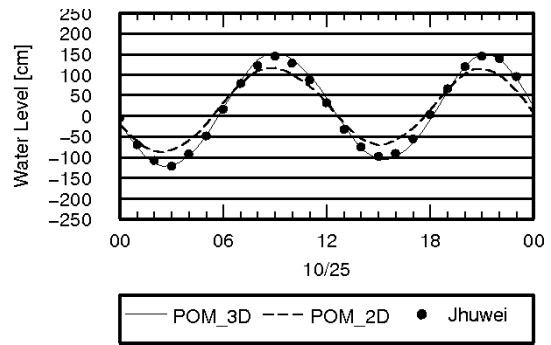


圖 16 竹圍潮位站之水位時序列與模式計算之水位時序列比對，實線為三維計算結果(case 6)，虛線為二維計算結果(case 3)。

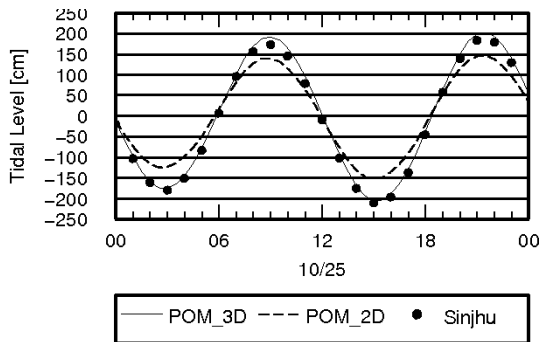


圖 17 新竹潮位站與模式計算之天文潮時序列，實線為三維之計算結果，虛線為二維之計算結果。

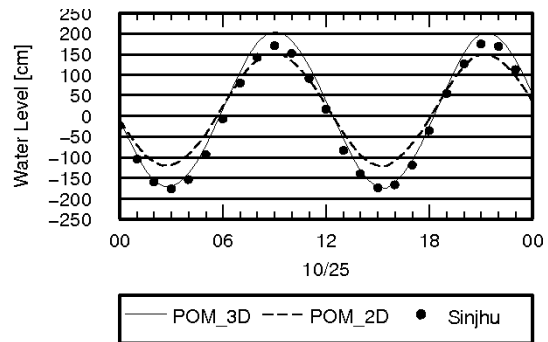


圖 18 新竹潮位站之水位時序列與模式計算之水位時序列比對，實線為三維計算結果(case 6)，虛線為二維計算結果(case 3)。

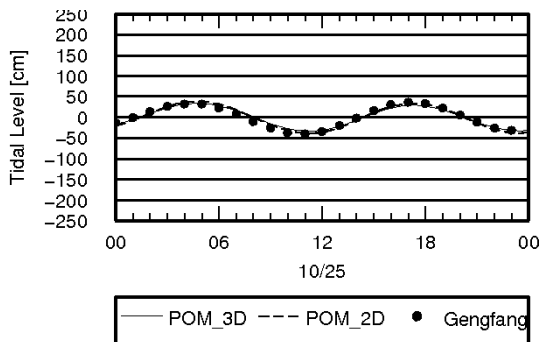


圖 19 梗枋潮位站與模式計算之天文潮時序列，實線為三維之計算結果，虛線為二維之計算結果。

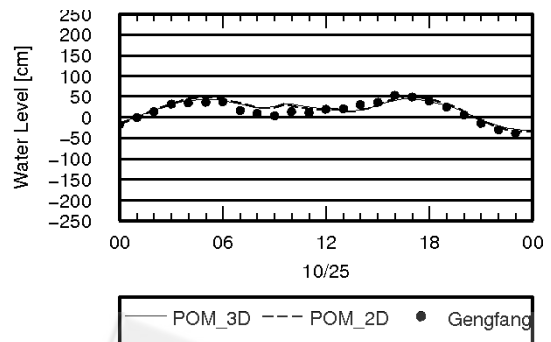


圖 20 梗枋潮位站之水位時序列與模式計算之水位時序列比對，實線為三維計算結果(case 6)，虛線為二維計算結果(case 3)。

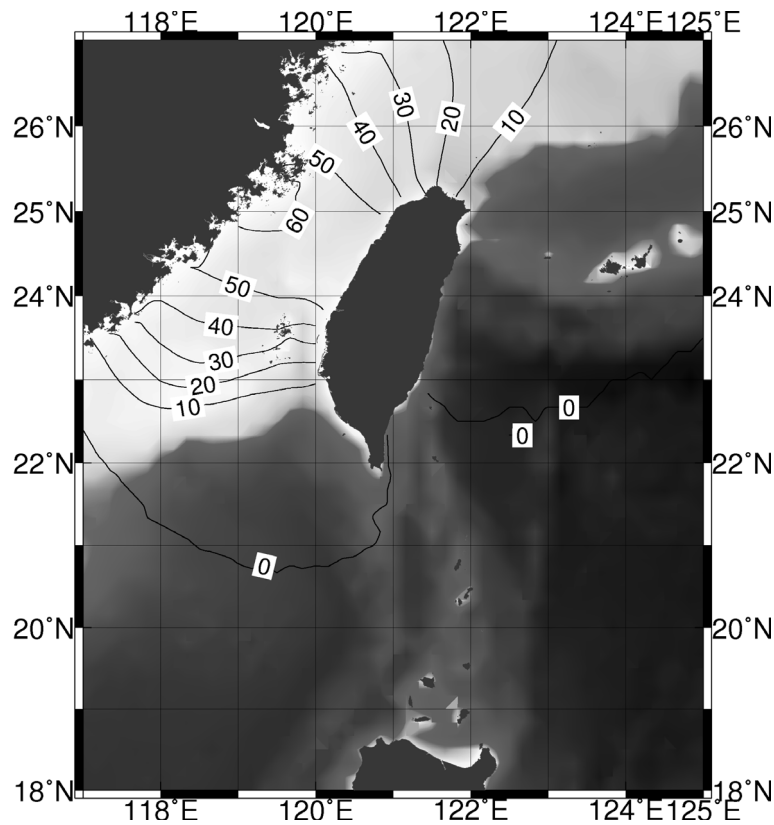


圖 21 二維與三維計算結果差異等值圖，即(Case4-Case1)並取絕對值。  
 模擬時刻為 2004 年 10 月 25 日 9 時。

最後，模式同時計算天文潮與颱風暴潮的結果於竹圍、新竹與梗枋三個測站之全水位歷時比較圖繪製於圖 16、圖 18 與圖 20 中。由圖中可以看出，使用三維之計算並同時考慮天文潮與暴潮合併計算所得之水位歷時與實際觀測結果之趨勢相近。

## 五、結 論

暴潮形成機制分為倒氣壓計效應、風吹流造成之水位抬升與波揚，就暴潮的數值模擬而言，倒氣壓器效應大小與颱風低壓程度呈線性相關，其估算容易誤差相對小；波揚效應在上述三項效應中影響量較低，若欲進行波揚計算，暴潮模式計算上必須與波浪模式耦合，然現階段波流耦合模式執行運算量過大，其計算時間長，尚無法達到作業化預報需求，本研究暫不考慮其影響。因此，現階段暴潮模式是否能較準確提供作業化預報的關鍵在於風應力導致表層流的模擬，及其因近岸底床變化所造成的水位抬升。針對上述關鍵，本研究以 2004 年 10 月之納坦颱風為例，設計了六個數值試驗條件，並比對實測水位資料進行分析，給予定量結果。藉此討論應用 POM 模式於暴潮數值推算中之各項不同的設定條件對暴潮計算結果的影

響，成果歸納如下：

本文比較四種風阻力係數計算公式，結果顯示現階段應用 Smith and Banke(1975)之回歸式進行計算，其水位抬升模擬結果與觀測值間誤差最小。值得注意的是，納坦颱風強度最大僅為中度颱風，最大中心風速小於 50.2 m/s，且高風速區域(>40 m/s)僅佔七級暴風半徑內面積之 2%，考慮強烈颱風，風速大於 40 m/s 的區域增加，此時海面  $C_D$  值因風速增加變小的特性就應當考慮，未來應針對新的  $C_D$  值參數式進行測試。

從天文潮的計算結果來看，POM 模式採用二維的計算模式與三維的計算模式所產生的差異與水深有關，水深愈淺其差異愈大，於台灣海峽中段之差異可達 50 公分以上，佔整個潮差的 12%。換言之，應用 POM 模式在暴潮推算上，必須以三維計算，方能獲得較為準確的近岸水位抬升估算。

以本文所選納坦颱風之計算結果顯示，現階段應用 POM 模式，若考慮天文潮與暴潮與否所產生的差異，於竹圍、新竹與梗枋三處最大可達(6 公分)約佔此三個測站於納坦颱風期間最大暴潮偏差(60 公分)10%。此結果顯示，天文潮與暴潮間之交互作用不可忽略，為提昇暴潮數值推算準確性，必須同時加入背景的天文潮動力。

## 謝 誌

本文係國科會專題研究計畫「資料同化應用於颱風暴潮數值預報之研究」之研究成果，計畫編號：NSC94-2611-E-006-001，承蒙國科會經費之贊助使本研究得以順利進行，謹致感謝之意。

## 參考文獻

- As-Salek, J. A. and Yasuda, T. (1995) "Comparative study of the storm surge model proposed for Bangladesh: Last developments and research needs," *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, Vol. 54-55, pp. 595-610.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1987) "A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model," *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Vol. 4, pp. 1-16.
- Bode, L. and Hardy, T. A. (1997), "Progress and recent developments in storm surge modeling," *Journal of hydraulic engineering*, Vol. 123, No. 4, pp. 315-331.
- Chu, P. C., Edmons, N. L. and Fan, C. (1999) "Dynamical mechanisms for the south China Sea seasonal circulation and thermohaline variabilites," *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 29, pp. 2971-2989.

- Egbert, G. D. and Erofeeva, S. Y. (2002) "Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides," *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 19, No. 2, pp. 183-204.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A. and Edson, J. B. (1986) "Bulk parameterization of Air-Sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm," *Journal of Climate*, Vol. 15, pp. 571-591.
- Fairall, C. W. and Larsen, S. E. (2003) "Inertial-dissipation methods and turbulent fluxes at the air-ocean interface," *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 34, No. 3, pp. 287-301.
- Fujita, T. (1952) "Pressure distribution within typhoon," *Geophysical Magazine*, Vol. 23, pp. 437-451.
- Garratt, J. R. (1977) "Review of drag coefficients over oceans and continents," *Monthly Weather Review*, Vol. 105, pp. 915-929.
- Graham, H. E. and Nunn, D. E. (1959) "Meteorological conditions pertinent to standard project hurricane," Atlantic and Gulf Coasts of United States, National Hurricane Research Project, Report No. 3, US Weather Service.
- Heaps, N. S. (1983) "Storm surge, 1967-1982," *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 74, pp. 331-367.
- Holland, G. J. (1980) "An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes," *Monthly Weather Review*, Vol. 108, No. 8, pp. 1212-1218.
- Jelensnianski, C. P. (1965) "A numerical calculation of storm tides induced by a tropical storm impinging on a continental shelf," *Monthly Weather Review*, Vol. 93, No. 6, pp. 343-358
- Large, W. G. and Pond, S. (1981) "Open ocean momentum flux measurements in moderately strong winds," *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 11, pp. 639- 657.
- Liu, Zenghong, Xu, J., Zhu, B. and Sun, C. H. (2007) "The upper ocean response to tropical cyclones in the northwestern Pacific analyzed with Argo data," *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, Vol. 25, No. 2, pp. 123-131.
- Mellor, G. L. (2002) *Users Guide for a Three-Dimensional, primitive equation, numerical ocean model (October 2002 version)*, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University.
- Myers, V. A. (1954) *Characteristics of United States hurricanes pertinent to levee design for Lake Okeechobee*, Florida, Hydrometeorological Report No. 32, U.S. Department of Commerce, Weather Bureau, Washington, DC.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B. and Lentz, S. (2002), "Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE," *Computers and Geosciences*, Vol. 28, pp. 929-937.

- Powell, M. D., Vickery, P. J. and Reinhold, T. A. (2003) "Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones," *Nature*, Vol. 422, pp. 279-283.
- Prandle, D. and Wolf, J. (1978) "The interaction of surge and tide in the North Sea and River Thames," *Geophysical Journal International*, Vol. 55, No. 1, pp. 203-216.
- Smith, S. D. and Banke, E. G. (1975) "Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 101, pp. 655-673.
- Smith, S. D. (1980) "Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds," *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 10, pp. 709-726.
- Takehashi, K. (1939) "Distribution of pressure and wind in a typhoon," *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 17, pp. 417-421.
- Tang, Y. M. and Grimshaw, R. (1995) "A modal analysis of the coastally trapped waves generated by tropical cyclones," *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 25, pp. 1577-1598.
- Ueno, T. (1981) "Numerical computations of the storm surges in Tosa Bay," *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, Vol. 37, pp. 61-73.
- Wu, J. (1980) "Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions - A revisit," *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 10, pp. 727-740.
- 楊春生 (1974) 台灣北岸暴潮推算之研究, 台南水工試驗所土木水利學術彙刊, 第 49-63 頁。
- 黃壽銘 (1975) 花蓮港暴潮推算之研究, 國立台灣大學海洋研究所碩士論文。
- 魏靖松 (1976) 暴潮統計分析及數值推算, 國立成功大學水利及海洋研究所碩士論文。
- 李賢文 (1984) 沿海窪地與海水推升之研究(I)-台灣周圍海域颱風暴潮數值模式, 防災科技研究報告。
- 劉肖孔 (1987) 台灣海域颱風暴潮及氣象潮數值預報模式研究計畫, 第三階段成果報告, 中央氣象局研究報告第 279 號。
- 徐月娟、曾淑芬、陳進義、蔡恆雄 (1998) 「台灣地區八十三年至八十六年颱風暴潮特性之初步研究」, 交通部氣象局氣象學報, 第 42 卷第 3 期, 第 230-247 頁。
- 蔡瀚陸 (2000) 淡水河口颱風暴潮水位之研究, 國立台灣大學土木工程學研究所碩士論文。
- 王喜年 (2001) 風暴潮預報知識講座-第一講風暴潮的定義、分類與某些統計事實, 海洋預報, 第 18 卷第 1 期, 第 73-78 頁。
- 張憲國 (2001) 「波浪推算」, 海岸工程學 (郭一羽主編), 文山書局, 台南。
- 鄭允翔 (2003) 颱風暴潮與颱風特性關係之研究, 國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文。
- 吳誌翰 (2004) 颱風暴潮特性分析, 國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文。

2007 年 10 月 31 日 收稿

2008 年 4 月 22 日 修改

2008 年 4 月 25 日 接受

