

多尺度暴潮模式預報作業改進—使用不同風場的潮位預報結果比較

于嘉順¹ 江朕榮¹ 尤皓正¹ 徐月娟² 朱啓豪²

1、國立中山大學海洋環境及工程系

2、交通部中央氣象局海象測報中心

摘 要

交通部氣象局海象測報中心與國立中山大學合作開發的暴潮預報模式，範圍涵蓋東經 105 度到 150 度，北緯 15 度到 42 度，大部分侵台颱風，將可在形成初期即納入預報。本文使用之模式解析度為廿分之一度，除增加預報的尺度及解析度，亦可將滯留颱風及低壓系統對台灣沿海潮位的影響納入預報。以往颱風期間預報使用之參數化颱風模式由於僅能產生暴風半徑內的風場資料，並不符合一般天氣狀況，由於中央氣象局自 2004 年起開始提供太平洋範圍動態氣象分析場等資料，包括風場及氣壓場，因此本文探討利用此兩種氣象資料預報潮位的差異。

關鍵字：風暴潮模式、潮汐預報、暴潮、颱風、天文潮、颱風模式

一、前言

近年來世界各地的氣象及海洋學者積極研究全球氣候變遷的問題，至於對海洋影響方面，關係著全球海平面上升議題的暴潮預報與長期模擬分析更是廣泛的被討論著。由於氣候變遷的影響，颱風的發生頻率與強度均有相當的改變，風暴潮的影響更是直接關係到沿海地區居民的生命財產安全，古城威尼斯在地層下陷的問題逐漸控制住後，暴潮溢淹的問題就一直是世界注目的範例。歐美先進國家亦紛紛改進風暴潮預報作業的尺度與解析度，並積極配合長期氣象資料的重分析進行長期暴潮水位的模擬與分析，一方面提供沿海地區開發建設的設計參數，另一方面改進預報作業的尺度、時效與精度，提供航運與遊憩活動即時的預警。為因應此一世界性的發展趨勢，氣象局亦徹底改進並研發多尺度暴潮預報作業模式並利用歷年颱風資料進行長期暴潮水位模擬及分析。

交通部中央氣象局海象測報中心與國立中山大學海洋環境及工程系合作開發的風暴潮預報模式，引用 Yu (1993) 及 Yu et al (1994) 所發展的風暴潮預報模式，預報範圍拓展至東經 105 度到 150 度，北緯 15 度到 42 度，涵蓋大部分的侵台颱風路徑，因此即可在颱風形成初期即可將其對台灣海域之影響納入預報，本文使用之模式解析度為廿分之一度，除增加預報的尺度及解析度，亦可將滯留之颱風及低壓系統對台灣沿海潮位的影響納入預報。

颱風是台灣沿岸海域暴潮產生的主因，颱風由於其結構複雜，範圍內的風場及氣壓場的預報是否準確對於暴潮水位的預報有直接的影響。以往的暴潮預報作業所使用的颱風風場及氣壓場皆利用中央氣象局發佈的颱風路徑資料配合理想化的參數化颱風模式進行預報，由於僅能產生暴風半徑內的資料，並不符合一般天氣狀況。由於中央氣象局自 2004 年起開始提供太

平洋範圍動態氣象分析場等預報資料，包括風場及氣壓場，因此本文探討模式發展的過程中，利用此兩種氣象資料進行預報的潮位差異。

二、模式原理

本文採用 Yu (1993) 所發展的潮流模式改進台灣海域暴潮水位計算的預報模式，此模式經長期的發展與校驗 (Yu et al, 1994)。模式理論應用不可壓縮流體的基本水動力方程式，分為動量方程式 (momentum equation) 及連續方程式 (continuity equation) 兩個部分，分述如下：

momentum equation :

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \\ & = f v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_t \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_t \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_t \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \\ & \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \\ & = -f u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_t \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_t \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_t \frac{\partial v}{\partial z} \right) \right] \\ & \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \\ & = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_t \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_t \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_t \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right] \end{aligned}$$

continuity equation :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

三維水動力模式需要的計算時間相當的長，以目

前單一計算處理器 (CPU) 的運算速度來說, 要當作即時預報模式是不可行的, 但是暴潮水位為海水表面重力波傳遞的現象, 水層間的垂直循環並不會嚴重影響水位的計算, 所以世界各國的暴潮預報模式還是以建置二維的水動力模式為主; 由於垂直流速原本就比水平流速小很多, 因此可以忽略不計, 將水層間的流速積分後除以水深則可定義水深平均流速計算如下:

$$\bar{u} = \frac{1}{(h+\zeta)} \int_{-h}^{\zeta} u dz; \quad \bar{v} = \frac{1}{(h+\zeta)} \int_{-h}^{\zeta} v dz$$

其中 h 為水深, ζ 為水位變化。

所以整個方程式可以改寫如下

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} = f \bar{v} - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} +$$

$$\alpha_x \left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho(h+\zeta)} + \frac{\tau_{sx}}{\rho(h+\zeta)}$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} = -f \bar{u} - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} +$$

$$\alpha_y \left(\frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho(h+\zeta)} + \frac{\tau_{sy}}{\rho(h+\zeta)}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{u}(h+\zeta)) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{v}(h+\zeta)) = 0$$

底層摩擦產生之剪力可寫為

$$\tau_{bx} = \rho k \bar{u} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}, \quad \tau_{by} = \rho k \bar{v} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}$$

其中 k 為底床摩擦係數。

風於表層產生之剪力可寫為

$$\tau_{sx} = C_D \rho_a W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad \tau_{sy} = C_D \rho_a W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}$$

表 1 為模式所示用的變數及參數。

模式網格分配採用 Arakawa C 方式分佈, 即水位與流速交錯分佈。模式的數值方法則使用定格點有限差分法, 時間的差分項則是使用改良式方向交錯式隱式法 ADI (Alternating Direction Implicit) (Yu, 1993)。一般模式使用的數值方法分為顯式法及隱式法, 顯式法的優點為較節省記憶體空間, 同時在高速計算的應用上也較隱式法簡單, 缺點為在時間步長部分必須配合模擬範圍的水深做修正, 以便符合其穩定條件; 隱式法的優點為穩定度較顯式法為高, 時間格點大小不受模式區域內的水深所影響, 缺點為需要耗費較大量的記憶體, 同時在應用上不若顯式法來的容易。由於這二種數值方法各有利弊, Dronker(1969)曾提出一個變通的方法, 稱之為「方向交錯式隱式法」(Alternating Direction Implicit scheme), 此法綜合顯式法的方便性但仍然保持隱式法的穩定特性, 由於計算的過程分為二個部分亦可稱之為二段式時間積分法, 或是半隱式法。

ADI scheme 的衍生方法有許多, 基本的計算方式為將一個時間網格分為兩部分, 在第一部分計算時,

東西向的動量與連續方程式使用隱式法計算, 南北向的動量方程式則使用顯式法計算, 第二部分則轉換為南北向的動量與連續方程式使用隱式法計算, 東西向的動量方程式則使用顯式法計算。如此便可融合顯式法及隱式法的優點, 除可增加計算速度也可節省記憶體, 同時又保存隱式法對穩定度不受影響的優點, 尤其是在台灣海域, 水深變化很大, 特別需要穩定度要求的數值方法。

表 1 暴潮模式使用之變數及參數

ν_t	垂直渦流 (eddy) 黏滯係數
ρ	水體密度 (kg/m^3)
F	科氏力
G	重力加速度 (m/s^2)
u, v, w	x、y 及 z 方向流速 (m/s)
H	水深 (m)
ζ	水位變化 (m)
T	時間
p_a	大氣壓力 (N/m^2)
τ_{bx}, τ_{by}	底床摩擦產生之剪力
τ_{sx}, τ_{sy}	風於表層產生之剪力
α_x, α_y	水平擴散係數
C_D	風驅係數
ρ_a	空氣密度 (kg/m^3)
W_x, W_y	x 及 y 方向風速 (m/s)
n	時間步
i, j	x 方向及 y 方向網格指標

三、模式結果

為比較使用參數化颱風與即時動態預報風場做風暴潮預報的差異, 並分析氣象場及風場的影響, 本研究取得中央氣象局 2004 年 6~10 月五個月的動態預報氣象場作為模式的氣象條件輸入檔, 含氣壓及風速資料, 時間密度為 6 小時一筆。由於參數化颱風模式無法於非颱風期間產生風場及氣壓場, 因此兩者差異的比較僅取颱風期間作為比對基準。2004 年 6~10 月共發佈 8 個颱風警報, 其中 5 個為中度颱風, 其餘為輕度颱風。由於輕度颱風影響範圍小且生命週期短, 因此選定 4 個行經台灣附近的中度颱風: 康森、敏督利、艾利及納坦作為比對的依據 (圖 2 為四個中度颱風路徑圖, 其中康森經過台灣南部後及往東北方離去, 對台灣影響較小, 其餘三個颱風路徑皆相當靠近台灣。)。模式計算部分, 兩種狀況皆為 6~10 月 5 個月連續計算, 唯動態風場為每六小時輸入一次; 參數化颱風模式的風場及氣壓場則僅於颱風期間輸入, 每三小時輸入一次, 非颱風期則是以無風 (純天文潮) 狀態計算。

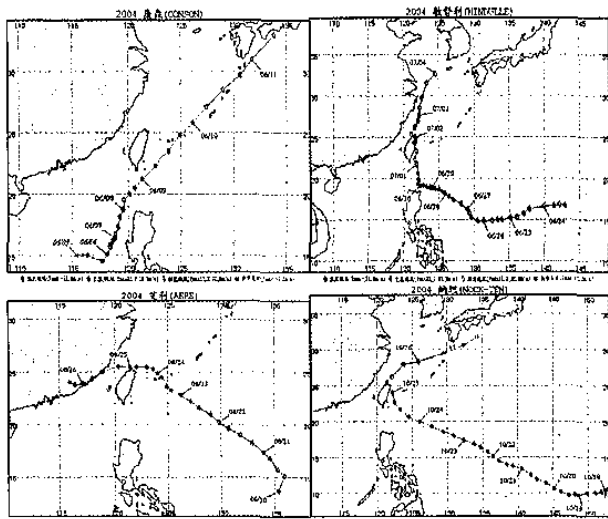


圖 2 康森 (上左) 敏督利 (上右) 艾利 (下左) 納坦 (下右) 颱風路徑圖 (取自中央氣象局網站)

圖 3 至圖 14 為四個颱風期間於各測站比對結果。比對時間配合中央氣象局颱風警報期間為準，並於前後各增加兩天未受颱風影響之日期，比較非颱風期兩種風場計算的差別。測站的挑選則為颱風路徑上會經過的測站，以對颱風期間兩種風場計算的差別。上方比對圖為使用動態風場之結果，下方比對圖則為使用颱風模式模擬的結果。

圖 3 至圖 5 為康森颱風期間模擬結果與實測水位比對結果。康森路徑從南海出發，行經台灣南部海域後，轉向東北方向離開，因此選定了成功、花蓮以及蘭嶼測站。康森颱風由於僅經過台灣南部，距離台灣還有一小段距離，加上暴風半徑較小，因此使用動態風場跟颱風模式的結果近乎相同，而在非颱風警報期間，由於動態風場能提供氣象的影響，因此在低潮的部分與實測資料較為吻合。

圖 6 至圖 8 為敏督利颱風期間模擬結果與實測水位比對結果。敏督利颱風由菲律賓北上，經台灣東部，由台灣北部登入後繼續北上，因此選擇成功、花蓮及淡水測站。敏督利颱風期間，動態風場的結果最大高水位較颱風風場高估，但是於小潮的高平潮水位，動態風場的模擬結果較好；在成功及花蓮測站，颱風後期兩種狀況模擬的水位在高平潮時皆有高估現象，但程度不大；淡水測站則有些為相位偏差，在極值的模擬上，動態風場較颱風模式準確。

圖 9 至圖 11 為艾利颱風期間模擬結果與實測水位比對結果。艾利颱風由台灣東南方北上，至琉球附近轉向西行，經過台灣北部，因此選定測站梗枋、淡水及蘇澳。梗枋測站比對結果為使用颱風模式的結果較動態風場接近實測值，兩者於颱風期間皆有高估水位的現象；於蘇澳測站則在颱風期間，兩者結果皆低估水位，並沒有模擬到最大水位；淡水測站結果則是動態風場未模擬到 8 月 29 日產生的最大水位，颱風模式雖然有模擬到此部分，但是呈現高估水位的現象。

圖 12 至圖 14 為納坦颱風期間模擬結果與實測水位比對結果。納坦颱風由台灣東南方直接向台灣撲來，抵達台灣北部後轉向東北行進，因此選定與艾利颱風相同的測站梗枋、淡水及蘇澳。動態風場於三個測站的結果類似，與實測資料吻合，唯於梗枋測站 10

月 25 日低估低平潮，此部分於使用颱風模型狀況符合，而颱風模式的模擬結果都高估水位。

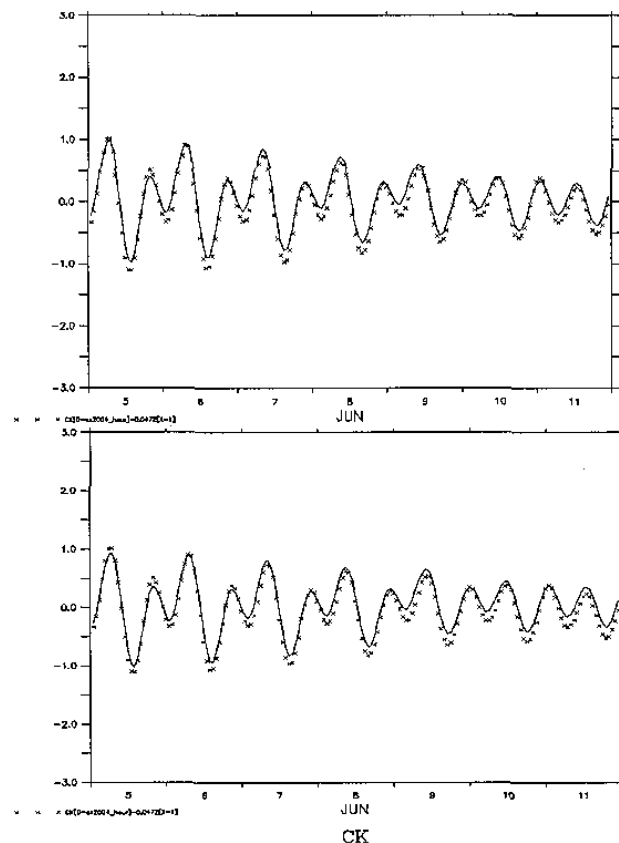


圖 3 康森颱風期間成功測站與實測水位比對圖

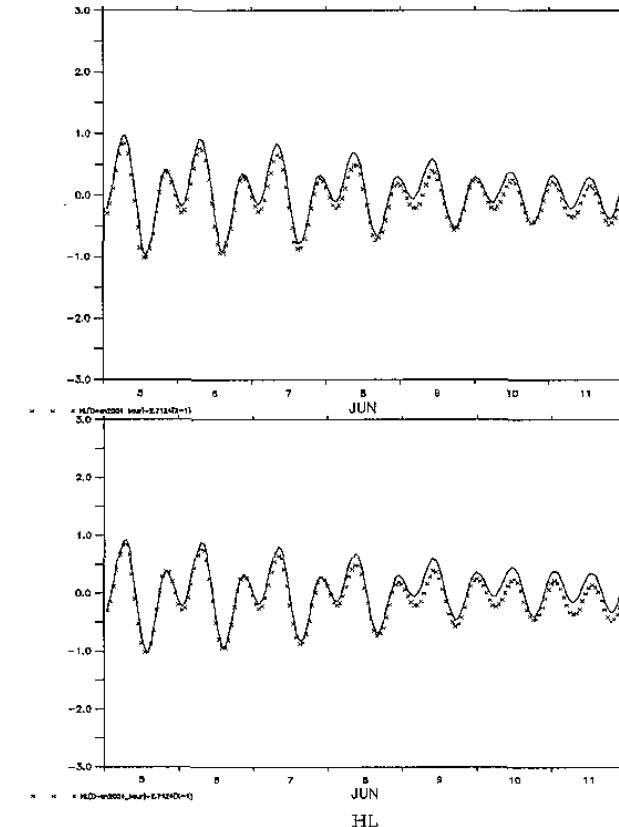


圖 4 康森颱風期間花蓮測站與實測水位比對圖

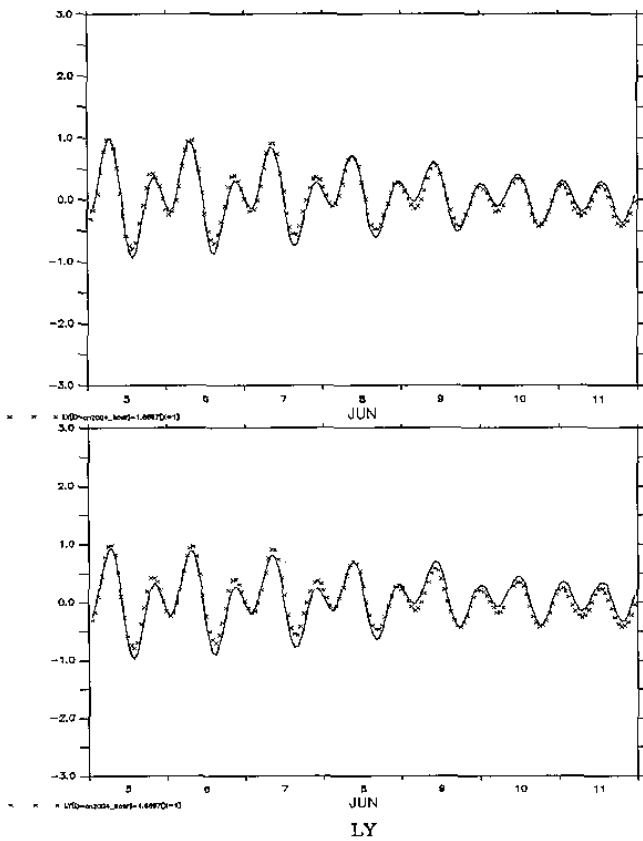


圖 5 康森颱風期間蘭嶼測站與實測水位比對圖

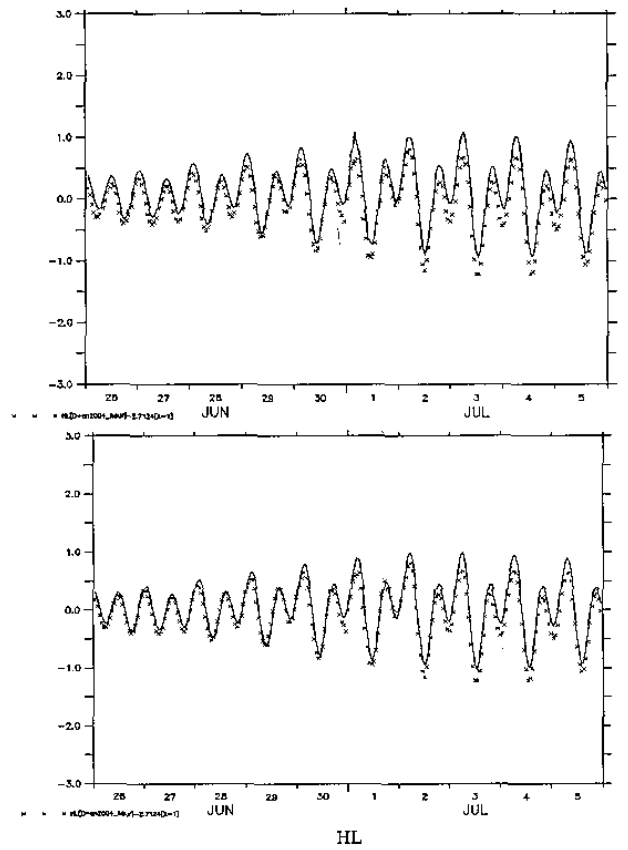


圖 7 敏督利颱風期間花蓮測站與實測水位比對圖

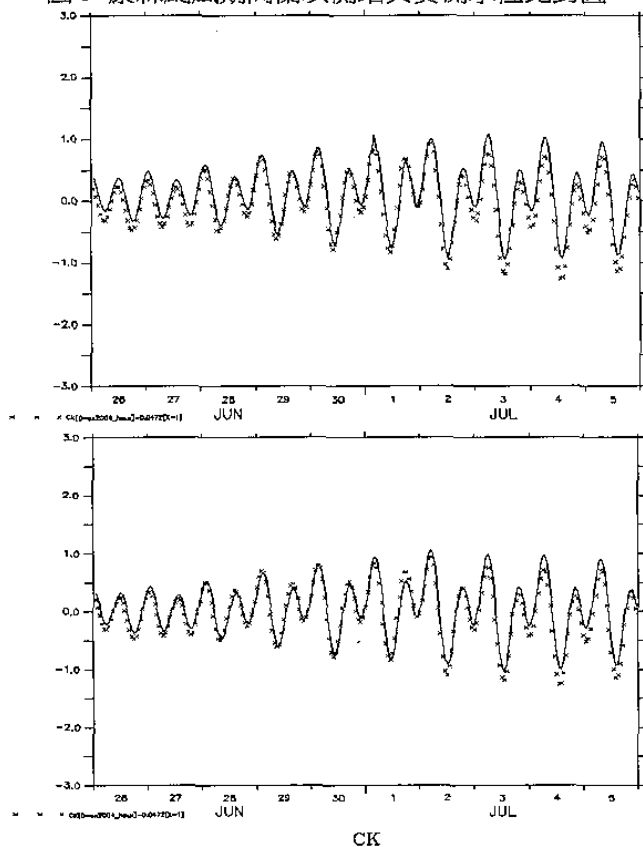


圖 6 敏督利颱風期間成功測站與實測水位比對圖

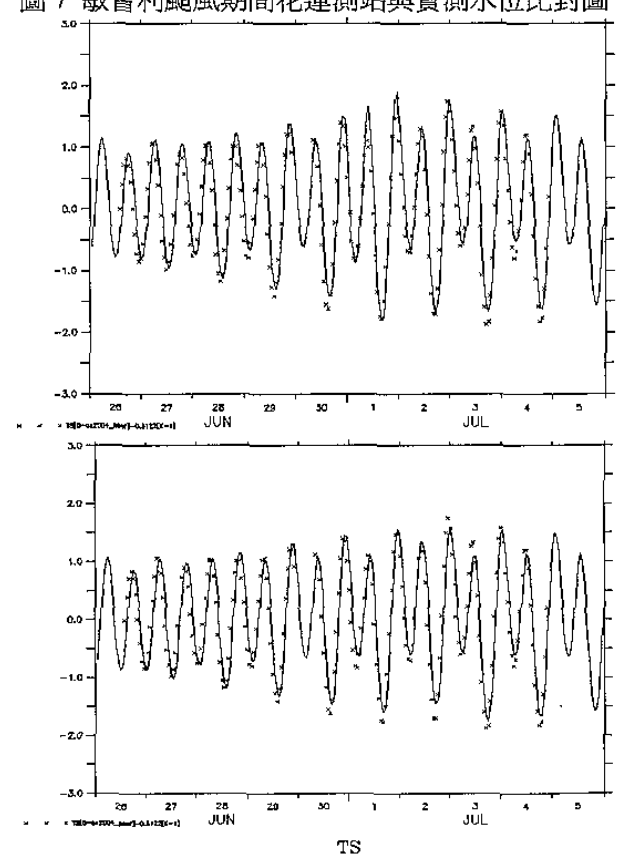


圖 8 敏督利颱風期間淡水測站與實測水位比對圖

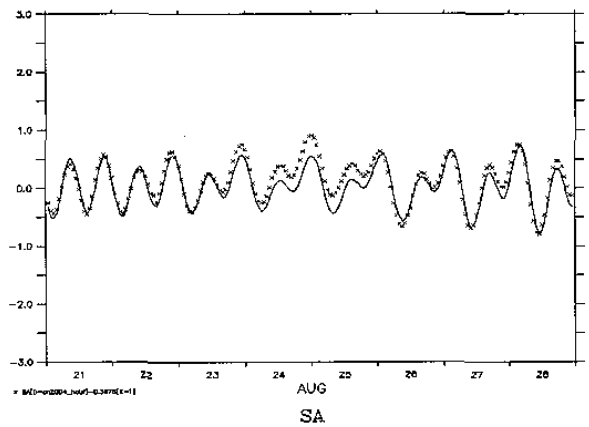
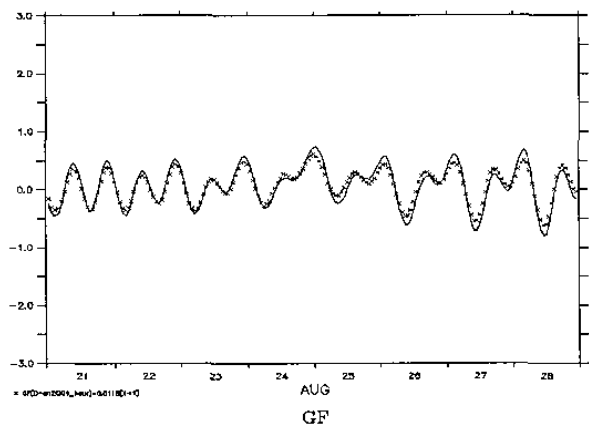
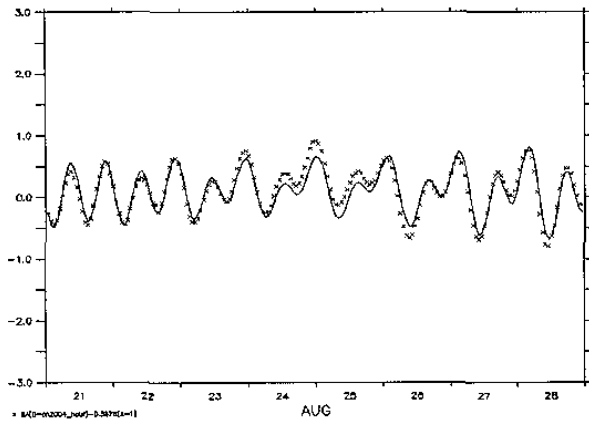
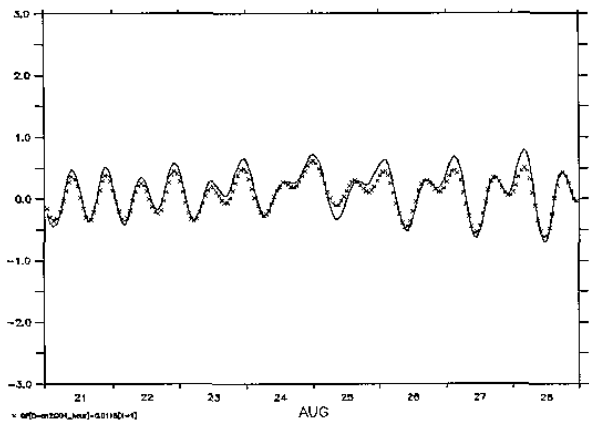


圖 9 艾利颱風期間梗枋測站與實測水位比對圖

圖 11 艾利颱風期間蘇澳測站與實測水位比對圖

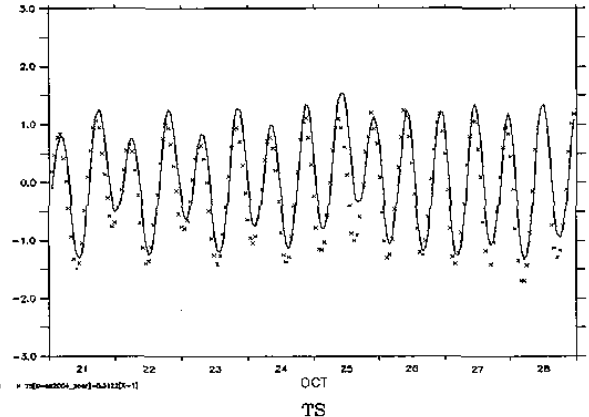
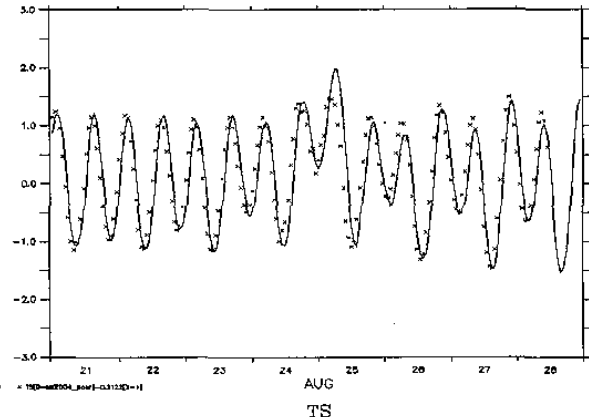
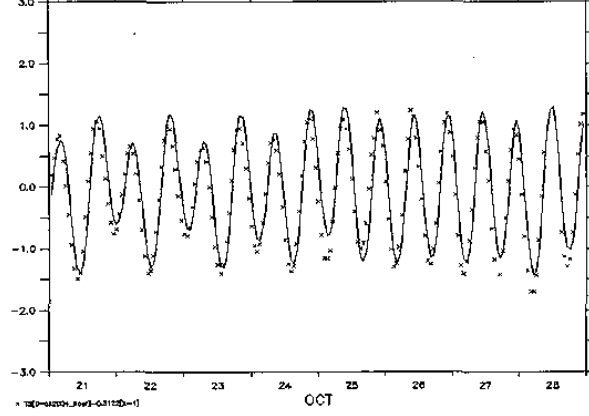
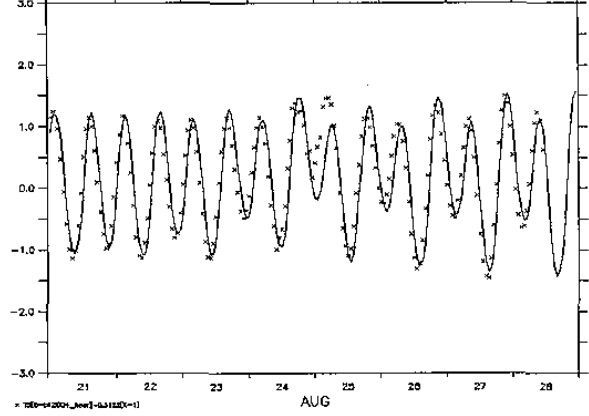


圖 10 艾利颱風期間淡水測站與實測水位比對圖

圖 12 納坦颱風期間淡水測站與實測水位比對圖

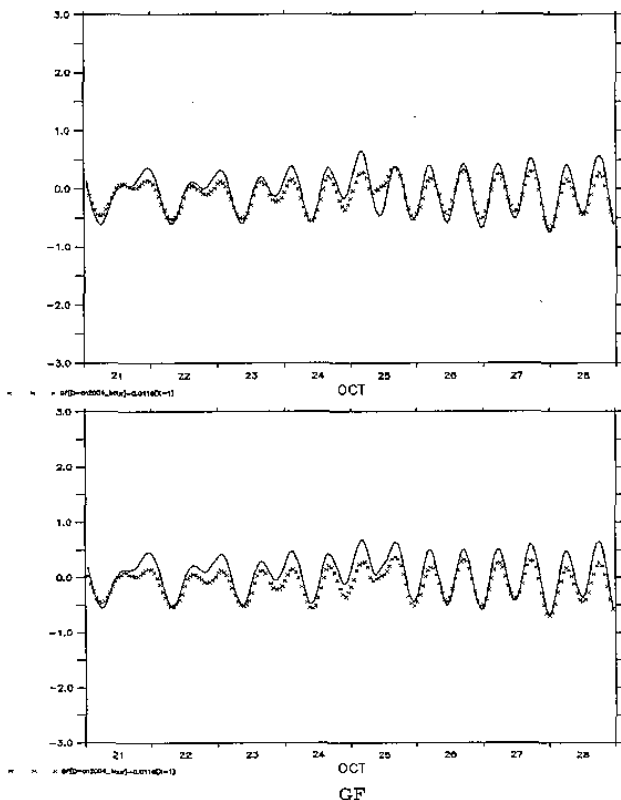


圖 13 納坦颱風期間梗枋測站與實測水位比對圖

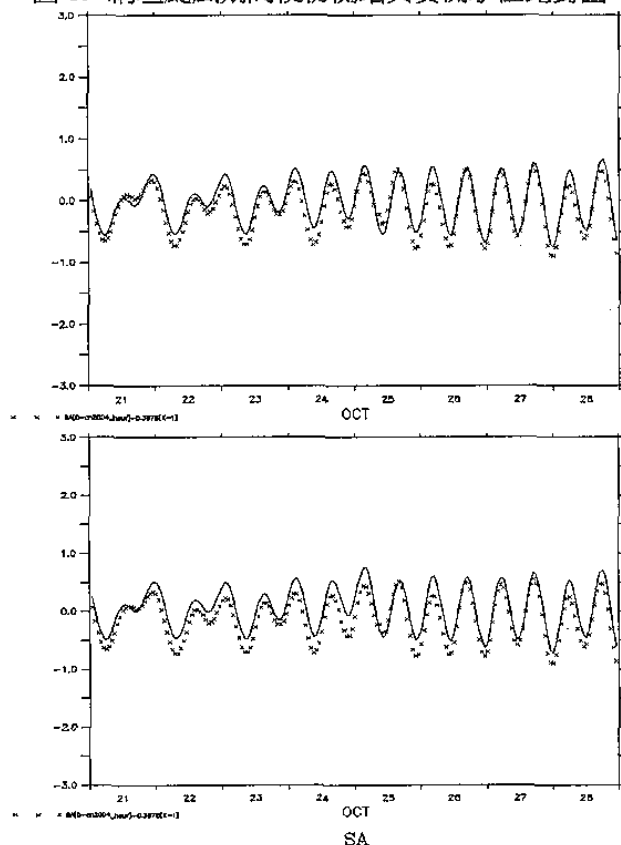


圖 14 納坦颱風期間蘇澳測站與實測水位比對圖

四、分析與結論

目前使用氣象局之動態氣象場引入模式計算，由前節的結果比較可以發現，颱風期間由於動態氣象場之網格較大，對於颱風內部的結構無法很完整的解析，很容易將颱風中心最低氣壓遺漏，因此往往無法將最大水位模擬出來，而參數化颱風模式其利用中心

氣壓推算暴風半徑內的風場及氣壓場便可以彌補這項缺點；在無颱風時期，由於颱風模式無法產生風場及氣壓場，無法每日引入氣象資料作計算，而動態氣象場便可以彌補此部分缺點，將每日的氣象條件引入模式計算，推算結果更接近實測資料，因此未來可以利用動態氣象場作為平時預報水位之氣象資料，待颱風產生時，再利用參數化颱風模式配合修正颱風期間預報之動態風場，應會有更精確的潮位預報結果。

謝誌

本文部分研究由交通部中央氣象局「多尺度暴潮模式預報作業改進計畫」及教育部「亞太海洋研究中心：黑潮圈環境變遷與生物多樣性及島礁海域永續發展之研究計畫」贊助，氣象預報資料及潮位資料均由氣象局海象測報中心提供，在此致謝。

參考文獻

- 1、中央氣象局網站資訊
- 2、徐月娟, 1996: 彌陀海域潮汐及暴潮之數值模擬, 行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告
- 3、Dronkers, 1969: Tidal computations in rivers, coastal areas and seas., J. of Hydraulics Division ASCE 95, 44-77
- 4、Holland, G. J., 1980: An Analytic Model of the Wind and Pressure Profiles in Hurricanes. , Monthly Weather Review, Vol.108, p1212~1218
- 5、Lai, C.-C. A., 1995: Probabilistic Forecast of Tropical Cyclone-generated Storm Surge With a Dynamic-statistical Approach. , MTS Journal, Vol.26, No.2, p33~42
- 6、Powell, M. D., 1982: The Transition of the Hurricane Frederic Boundary-Layer Wind Field from the Open Gulf of Mexico to Landfall. , Monthly Weather Review, Vol.110, p1912~1932
- 7、Shapiro, L. J., 1983: The Asymmetric Boundary Layer Flow Under a Translating Hurricane. , Journal of the Atmospheric Science, Vol.40, p1984~1998
- 8、Shea, D. J. and W. M. Gray, 1973: The Hurricane's Inner Core Region. I. Symmetric and Asymmetric Structure. , Journal of the Atmospheric Science, Vol.30, p1544~1564
- 9、Yu, C.S., 1993: Modelling Shelf Sea Dynamics and Estuarine Circulations. Ph.D. Thesis, Dept. of Civil Eng., K.U.Leuven.
- 10、Yu, C.S., M. Marcus and J. Monbaliu, 1994: Numerical modelling of storm surges along the Belgium coast. In : *Computational Methods in Water Resources X*, Peters et al. (eds), Water Science Technology Library, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1331- 1338.
- 11、Yu, C.S., Z.W. Song, D. Roose, and J. Berlamont, 1992: Implementation of tidal flow equations on distributed parallel computers. *Proc. of the Int. Conf. on Parallel Computing and Transputers Applications (PACTA'92)*, Barcelona, September 21-25, 1992, Spain.