# 交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

## 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)

- 計畫類別: ☑國內 □國外
- 計畫編號: MOTC-CWB-94-0-07
- 執行期間: 94 年 08 月 1 日至 96 年 12 月 31 日
- 計畫主持人: 于嘉順
- 執行單位: 國立中山大學

# 中華民國 94年 12月

交通部中央氣象局 94 年度政府部門科技計畫期末摘要報告 計畫名稱: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)

審議編號:		部會署原計畫編	<b>}號:</b>		
主管機關:	交通部中央氣象局	執行單位:	國	立中山大學	3
計畫主持人:	于嘉順	聯絡人:	于,	嘉順	
電話號碼:	07-525-2000#5173	傳真號碼:	07-	-525-5173	
期程:	94年 8月	1日 至	96年	12 月	31 日
經費:(全程)	1,900,000 元	、經費(年度)	380	,000 元	

執行情形:

1. 執行進度:

	預定(%)	實際 (%)	比較(%)
當年	100	100	0
全程	33	33	0

2. 經費支用:

	預定	實際	支用率(%)
當年	380,000	380,000	100
全程	1,900,000	380,000	20

3. 主要執行成果:

(1) 建立並校 驗 涵蓋 15°N~42°N 及 105°E~150°E, 精度為 1/24 度之大範圍暴潮數

值模式。

(2) 改進模式之平行效率,符合目前平行處理標準。

4. 計畫變更說明:

無

5. 落後原因:

無

6. 主管機關之因應對策 (檢討與建議):

無

交通部中央氣象局委託研究計畫期末簡報內容重點表

(一) 年度計畫預定與實際工作內容比較

預期成果工作項目		
預定工作內容	實際工作內容	差異說明
建置大尺度暴潮模式	建置大尺度暴潮模式	
校驗大尺度模式	校驗大尺度模式	
改進平行計算效率	改進平行計算效率	

註:1.請依年度計畫書內「預期成果」項逐一說明其研究情形及達成度,屬「查核點」 應特別表示達成情況。

- 2. 若有分項計畫,請依分項計畫逐項填寫。
- 3. 工作內容請儘量依條列舉、數量化方式具體說明。
- 4. 差異說明涵蓋研究工作之突破及研究進度之落後,所遭遇之困難等。
- (二) 成果運用情形:
  - 本年度計畫成果轉移後,可以提供中央氣象局暴潮預報模式,待三年計畫完成 後,可以每日上線預報,提供各區域水位變化值。
- (三) 資源運用探討
  - 1. 經費運用

業務費(文具、紙張、報告編印、影印裝訂、通訊費用、郵電、網路、通訊、 資料檢索與收集、軟體使用費、電腦維修與周邊耗材、臨時工資等等協助處理 相關研究費用)、旅運差旅費,以及經費之15%行政管理費,共38,000元。

- 人力運用 計畫主持人--于嘉順
- (四) 計畫之執行困難及其建議

「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)」期末報告

# 目錄

目錄	i
圖目錄	iii
表目錄	V
第一章 計畫摘要	1
1.1 計畫背景與目的	1
1.2 工作項目	2
1.3 預期成果	3
第二章 工作內容	4
2.1 多尺度暴潮模式	6
2.2 模式範圍	12
2.3 平行計算	13
2.4 模式修改與驗證	15
第三章 執行成果	16
3.1 模式校驗	16
3.1.1 格點改進	16
3.1.2 氣象因素改變	29

率改進46	3.2 平行药
「言46	3.2.1
·行計算介紹46	3.2.2
潮預報模式的平行化47	3.2.3
行計算效率50	3.2.4
論與建議51	第四章
	參考文鬳

圖 2.1-1 Arakawa C 格點分佈	8
圖 2.2-1 大範圍模式範圍及水深地形示意圖	13
圖 2.2-2 小範圍模式範圍及水深地形示意圖	13
圖 2.2-3 今年度模式範圍水深地形示意圖	13
圖 2.3-1 Simple Matrix Transposition Approach 資料傳遞原理	15
圖 3.1-1 東港測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	17
圖 3.1-2 東石測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	17
圖 3.1-3 新竹測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	17
圖 3.1-4 麟山鼻測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	17
圖 3.1-5 淡水測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	18
圖 3.1-6 成功測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	18
圖 3.1-7 梗枋測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	19
圖 3.1-8 蘇澳測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	19
圖 3.1-9 花蓮測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	19
圖 3.1-10 後壁湖測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	20
圖 3.1-11 蘭嶼測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果	20
圖 3.1-12 東港測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	20
圖 3.1-13 東石測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	21
圖 3.1-14 新竹測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	21
圖 3.1-15 麟山鼻測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	21
圖 3.1-16 淡水測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	22
圖 3.1-17 成功測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	22
圖 3.1-18 梗枋測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	22
圖 3.1-19 蘇澳測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	23
圖 3.1-20 花蓮測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	23
圖 3.1-21 後壁湖測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	23
圖 3.1-22 蘭嶼測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果	24
圖 3.1-23 不同解析度各分潮相位 RMS 值比較圖	25
圖 3.1-24 不同解析度各分潮相位 RMS 值比較圖	25
圖 3.1-25 成功測站實測資料與模式結果作圖	
圖 3.1-26 梗枋測站實測資料與模式結果作圖	
圖 3.1-27 花蓮測站實測資料與模式結果作圖	27
圖 3.1-28 後壁湖測站實測資料與模式結果作圖	27
圖 3.1-29 蘭嶼測站實測資料與模式結果作圖	
圖 3.1-30 蘇澳測站實測資料與模式結果作圖	
圖 3.1-31 淡水測站實測資料與模式結果作圖	
圖 3.1-32 康森颱風路徑圖(取自中央氣象局網站)	30

圖 3.1-33 敏督利颱風路徑圖(取自中央氣象局網站)	30
圖 3.1-34 艾利颱風路徑圖(取自中央氣象局網站)	31
圖 3.1-35 納坦颱風路徑圖(取自中央氣象局網站)	32
圖 3.1-36 康森颱風期間成功測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱	風模
式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	34
圖 3.1-37 康森颱風期間花蓮測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱	風模
式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	35
圖 3.1-38 康森颱風期間蘭嶼測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱	風模
式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	36
圖 3.1-39 敏督利颱風期間成功測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、	颱風
模式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	37
圖 3.1-40 敏督利颱風期間花蓮測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、	颱風
模式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	38
圖 3.1-41 敏督利颱風期間淡水測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、	颱風
模式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	39
圖 3.1-42 艾利颱風期間梗枋測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱	風模
式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	40
圖 3.1-43 艾利颱風期間淡水測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱	風模
式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	41
圖 3.1-44 艾利颱風期間蘇澳測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱	風模
式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	42
圖 3.1-45 納坦颱風期間淡水測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱	風模
式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	43
圖 3.1-46 納坦颱風期間梗枋測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱	風模
式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	44
圖 3.1-47 納坦颱風期間蘇澳測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱	風模
式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖	45
圖 3.2-1 網格資料傳遞(以4個處理器為例)	48
圖 3.2-2 暴潮模式平行化後之流程	49

# 表目錄

表 2-1	暴潮模式使用	之變數及	參數	 	11
表 3.2-	1 平行化版本	與單機版。	本的執行時間	 	50

## 第一章 計畫摘要

1.1 計畫背景與目的

自 1985 年發現大氣層的南極黑洞現象,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,在海洋影響方面暴潮的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一個世界注目的範例。歐美先進 國家亦紛紛改進風暴潮的預報作業並積極的配合長期氣象資料進行長期的暴潮 水位模擬與分析,提供沿海地區開發建設的設計參數,改進預報作業的時效與精 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 應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

氟象局海象測報中心之前開發使用的暴潮模式預報範圍為西至東經116.375 度,東至東經122.75度;南由北緯21.375度,北達北緯26.75度,模式解析度 為八分之一度,預報時數為未來36小時。肇於此暴潮模式的模擬範圍對於颱風 造成的影響範圍來說略有不足,所以必需要將模擬的範圍擴大,以便將颱風自形 成開始的影響完整的包含在內,去年已發展涵蓋台灣海域的大尺度(115°E-125 °E,20°N-30°N)水動力數值模式,模式解析度改進為十二分之一度之精度, 並包含深海平均潮、天文潮、大氣壓力及風場之影響。海象測報中心台灣沿海暴 潮模式的解析度,亦改進為六十分之一度。藉由此模式之持續改進,期望可將報 潮預報及預警作業化,提供各海岸相關管理單位即時預警。

由於氣候變遷的影響,近年來颱風頻率與強度均有相當的變異,暴潮水位與 發生頻率亦隨之改變,航運、海岸開發與遊憩安全的設計及管理參數亦相對的有 所改變,因此歐美各國為因應全球氣候變遷的影響,一方面在氣象上進行過去預 報資料的重分析,經由衛星遙測資料的校驗,提供完整的歷史氣象資料,如美國

海洋大氣總署(NOAA)及歐洲中尺度氣象預報中心(ECMWF)均已完成過去四十年的氣象資料重分析,海象測報的相關單位亦積極利用此成果進行歷史暴潮水位的重新模擬與分析,一方面可以藉之改進預警的精確度,重分析之暴潮頻率更是各相關單位重新評估海岸結構安全與開發行為重要的參考資料。

因此氣象局希望結合國內暴潮預報模式專家共同建立一套臺灣海域暴潮即 時預報作業化模式,模式範圍擴大為涵蓋東經105度到150度,北緯15度到42 度,大部分侵台的颱風即可在形成初期納入預報,一方面增加提前預報的時效, 另一方面亦可將滯留颱風對台灣沿海水位的影響納入預報。同時在模式改進完成 後,利用氣象局過去颱風預報紀錄進行長期暴潮水位之重新模擬及分析,由於海 象測報中心的環島水位紀錄亦相當完整,長期校驗及分析的結果將是提供決策不 可或缺的數據資料。

1.2 工作項目

本計畫擬分三年進行:第一年改進去年建立之大範圍暴潮模式為涵蓋 15°N~ 42°N 及 105°E~150°E 的西太平洋模式與將解析度增進至 1/24 度,同時利用氣象 局台灣沿海各潮位站之紀錄進行校驗,並改進暴潮模式平行作業效率;第二年建 立大範圍模式與細格點模式(1/60 度解析度)接合介面,將二種不同尺度與解析度 的模式進行單向巢式接合,包含巢式接合模式平行化作業,提升暴潮預報的精度 與效率,同時將氣象局歷年潮位、水溫、氣溫、颱風等紀錄之長期分析;第三年 進行長期暴潮水位模擬分析,將模式作業化上線參與每日水位預報作業。分年的 工作目標為:

第一年 (94年):

(1)建立並校驗涵蓋15°N~42°N及105°E~150°E,精度為1/24度之大範圍
 暴潮數值模式,

(2) 改進模式之平行效率,符合目前平行處理標準。

第二年 (95年):

- (1)建立並校驗大範圍暴潮數值模式與細網格模式單向巢狀接合及其相關之 平行處理作業。
- (2)海象資料長期分析。
- 第三年(96年):
  - (1)利用巢式模式進行長期暴潮模擬及水位分析。
  - (2) 比較數值模式與台灣沿海實測資料並改進模式之整體表現。
  - (3) 完成多尺度暴潮數值模式之作業化裝置。

#### 1.3 預期成果

- 多尺度暴潮模式將有能力提供高解析度且較準確的海域水位即時資訊予
   各級政府或民間單位,以規劃各種相關的國防、建設、觀光、救援與污染防治等政策。
- 2、長期水位資料分析及長期暴潮水位模擬分析將可提供海洋開發、航運安
   全、海岸保全及遊憩活動之設計及管理決策之依據。
- 3、暴潮水位在未來可以和波浪數值模式結合做更具有整體性的沿岸水位預報。

## 第二章 工作内容

風暴潮的預報方法一般來說有兩種方式,一種是傳統的經驗方法,另外一 種則是數值方法。傳統的經驗方法是利用歷年颱風期間所觀察到的海水水位,配 合當時的氣象條件來推導數學的近似公式,或是利用數個鄰近潮位站的資料,分 析推演出其各站間的相關性,如此只要其中一潮位站觀測到異常的水位抬升現 象,其他的潮位站即可以此相關性來推測暴潮的水位。不過,這些方式並無法適 用和涵蓋於所有情況,尤其是台灣海域冬季受到東北季風的影響,夏季則是西南 季風主導,每年的五月至十月颱風的侵襲更是無法固定其路徑,因此,當預報的 氣壓及風速資料的使用被限制住時,其實用度就大大降低了;另一方面若預測點 沒有潮位站,則此經驗模式就無法預報此處的海水水位變化,就非常的缺乏預報 的空間完整性。

數值方法則是以整合的水動力微分方程式來描述風暴潮的產生及發展的動 力現象,利用氣象預報的資訊,以電腦高速計算的能力,即時完成風暴潮的預報。 使用數值預報模式的優點是可以得到整個區域的海水位的變化特性,可以有全面 性的預報資料。但是,數值方法也有其限制因素,主要是因為數值方法需要連續 的邊界條件,但是觀測資料往往無法充分滿足,僅能以內差的方式來求得所需要 的邊界條件,便會和實際情況產生誤差,近年來的發展大多由大範圍模式提供邊 界資料。

風暴潮即時預報模式需要品質良好的氣象資料,尤其是準確的風場與氣壓場 預報,所以風暴潮預報模式的建立與改善首要的工作即是盡可能的由氣象資料得 到誤差最小且最精確的風速資料。近年來由於數值方法得助於電腦運算能力的大 量提升,加速模擬複雜動態大氣壓力以及風場分佈的情況,提升氣象預報的準確 度,風暴潮預報模式的準確度亦得以隨之提升。

除了準確的氣象資料,數值模式亦需要充足的氣象資料及實測資料進行案例 的模擬與校驗,如推估海表面的風剪力需計算驅動海流的風驅係數及利用海流計

算海底底床剪力的摩擦係數都需要長期的校驗。

由於颱風暴風半徑的影響範圍很大,再加上颱風並非固定於同一地點發 生,因此影響的區域範圍就更大,台灣海域的颱風大多在西太平洋與南海形成, 為了納入大部分的颱風路徑,模式的範圍必須擴大,以便涵蓋整個颱風的影響, 同時也需注意颱風風場對模式邊界的數值影響。因此,風暴潮數值預報模式以往 的發展,由於受到計算速度的限制,常常不是範圍不夠大而無法提昇預報時效, 或是解析度受到限制而無法提昇精度。

自 1980 年代電腦科技的快速興起,利用數值模式來計算風暴潮期間即時水 位變化的程式逐漸開始出現,初期由於電腦的計算量不夠大,對水動力的數值解 析方法的發展也缺乏經驗,所以傳統計算方式皆是將天文潮與氣象潮分開計算, 而且氣象潮的計算多以風場的影響為主,經常忽略大氣壓力的影響。至於天文潮 的預報模式大多將實測水位記錄以調和分析的方法將調和常數重組潮汐的變 化;風暴潮的預報模式大多僅輸入氣象條件(氣壓場與風場),並不包含天文潮 的影響,僅計算風場及大氣壓力產生的水位變化,以計算暴潮偏差為主。暴潮水 位預報則是將天文潮模式與風暴潮模式算出之水位線性疊加,如此算出的暴潮水 位變化並沒有考慮到風暴潮與天文潮之間相互的動力影響,但是由於不需考慮與 天文潮波的互動關係,計算上也較為快速,所以在潮差不大或是大陸棚海域較短 的區域(如美國東西岸海域),仍然是風暴潮預報的主要方法。

得助於現今電腦科技進步神速,電腦所能提供的運算量比起以前有大幅度 的進步,計算的方法也隨之大幅改進,因此許多國家所發展的風暴潮預報數值模 式皆已朝向將氣象條件(風速、風向及大氣壓力)的影響直接與天文潮波整合, 以全域水動力方程式直接計算,在模式中達成動態平衡,使風暴潮與天文潮的相 互影響可以被完整的考慮。由於台灣海域潮差變化可達五、六公尺,因此暴潮模 式與天文潮模式的結合有相當的必要性。

除了電腦硬體計算速度的提昇,計算方法的改進亦得以同時兼顧合理的模式範圍及解析度與提昇預報時效。超級電腦的概念自1980年代開始風行,向量

計算的數值方法大量發展,但是由於實際應用於自然界的計算往往無法適用於向 量計算的限制,風暴潮數值預報模式在高速計算應用方面的發展則非常有限。到 了1990年代平行計算開始成為高速計算的主流,自然界應用的限制也較為容易 克服,歐美各國的氣象預報及風暴潮預報亦逐漸改進,以平行計算為預報模式的 主要計算架構。近年來,個人電腦叢集的興起,更使得平行計算方法得以廣泛的 應用。

本計畫為三年期計畫,將於第一年建立擴展範圍及增加精度的大尺度暴潮 模式,同時改善平行效率;第二年則建立巢式網格系統並分析長期海象資料;第 三年則進行長期水位模擬及分析,並將模式作業化及建立預報展示系統,以供相 關單位及研究人員參考。

今年度本計畫為了將颱風在生成期間所產生的影響納入計算,擬擴大建立模 式範圍涵蓋15N~42N,105E~150E,模式精度1/24度之西太平洋大範圍暴潮模 式,同時為因應此範圍精度產生的計算量,今年度也將改進平行計算的效能。以 下就今年度工作項目作一介紹。

2.1 多尺度暴潮模式

本計畫採用 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)。謹就模式的理論與方法略 述於後。

對於不可壓縮流體的基本水動力方程式可分為兩個部分,動量方程式 (momentum equation)及連續方程式(continuity equation),分述如下: momentum equation:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( v_t \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_t \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v_t \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right]$$
$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( v_t \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_t \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v_t \frac{\partial v}{\partial z} \right) \right]$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( v_t \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_t \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( v_t \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right]$$

continuity equation :

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

由於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:

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

其中 h 為水深, *\zeta* 為水位變化。 所以整個方程式可以改寫如下  $\frac{\partial \overline{u}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} + \overline{v} \frac{\partial \overline{u}}{\partial y} = f \overline{v} - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \alpha_x \left( \frac{\partial^2 \overline{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \overline{u}}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho(h+\zeta)} + \frac{\tau_{xx}}{\rho(h+\zeta)} \right)$   $\frac{\partial \overline{v}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{v}}{\partial x} + \overline{v} \frac{\partial \overline{v}}{\partial y} = -f \overline{u} - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \alpha_y \left( \frac{\partial^2 \overline{v}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \overline{v}}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{\tau_{bx}}{\rho(h+\zeta)} + \frac{\tau_{xx}}{\rho(h+\zeta)} \right)$   $\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \overline{u} (h+\zeta) \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \overline{v} (h+\zeta) \right) = 0$  底層摩擦產生之剪力可寫為  $\tau_{bx} = \rho k \overline{u} \sqrt{\overline{u^2} + \overline{v^2}}, \quad \tau_{bx} = \rho k \overline{v} \sqrt{\overline{u^2} + \overline{v^2}}$  其中 k 為底床摩擦係數。 風於表層產生之剪力可寫為

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

在實際計算時,網格格點是以經緯度來表示,所以需將卡氏座標轉換成球面

座標,如此可將方程式改寫如下:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R\cos\phi}\frac{\partial u}{\partial\chi} + \frac{v}{R}\frac{\partial u}{\partial\phi} - \frac{uv\tan\phi}{R} - v(2\omega\sin\phi) = -\frac{g}{R\cos\phi}\frac{\partial\zeta}{\partial\chi} - \frac{1}{\rho R\cos\phi}\frac{\partial p_a}{\partial\chi} - \frac{\tau_{b\chi} - \tau_{s\chi}}{\rho(h+\zeta)}$$
$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R\cos\phi}\frac{\partial v}{\partial\chi} + \frac{v}{R}\frac{\partial v}{\partial\phi} - \frac{u^2\tan\phi}{R} + u(2\omega\sin\phi) = -\frac{g}{R}\frac{\partial\zeta}{\partial\phi} - \frac{1}{\rho R}\frac{\partial p_a}{\partial\phi} - \frac{\tau_{b\chi} - \tau_{s\chi}}{\rho(h+\zeta)}$$
$$\frac{\partial\zeta}{\partial t} + \frac{1}{R\cos\phi}\left(\frac{\partial}{\partial\chi}\left(u(h+\zeta)\right) + \frac{\partial}{\partial\phi}\left((h+\zeta)v\cos\phi\right)\right) = 0$$

以上三式便是二維暴潮水位預報模式的基本控制方程式,表 2-1 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,如圖 2-1 所示。



圖 2.1-1 Arakawa C 格點分佈

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,如下所示:

$$\frac{\frac{v_{i-\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i-\frac{1}{2},j}^{n}}{\Delta t_{2}^{n}}{\Delta t_{2}^{n}} + g \frac{\zeta_{i,j}^{n} - \zeta_{i-1,j}^{n}}{\Delta y} + (adv_{v})^{n} + f \overline{u}^{n} + \frac{\tau_{by}^{n+\frac{1}{2}} - \tau_{sy}^{n+\frac{1}{2}}}{\rho H} = 0$$

$$\frac{\frac{u_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - u_{i,j-\frac{1}{2}}^{n}}{\Delta t_{2}^{n}} + g \frac{\zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta x} + (adv_{u})^{n} + f \overline{v}^{n+\frac{1}{2}} + \frac{\tau_{bx}^{n} - \tau_{sx}^{n+\frac{1}{2}}}{\rho H} = 0$$

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i,j}^{n}}{\Delta t_{2}^{n}} + \frac{Hu_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - Hu_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta x} + \frac{Hv_{i+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}} - Hv_{i-\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta y} = 0$$

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,如下所示:

$$\frac{u_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+1} - u_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta t_{2}} + g \frac{\zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta x} + (adv_{u})^{n+\frac{1}{2}} + f v^{n+\frac{1}{2}} + \frac{\tau_{bx}^{n+1} - \tau_{sx}^{n+1}}{\rho H} = 0$$

$$\frac{v_{i-\frac{1}{2},j}^{n+1} - v_{i-\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta t_{2}} + g \frac{\zeta_{i,j}^{n+1} - \zeta_{i-1,j}^{n+1}}{\Delta y} + (adv_{v})^{n+\frac{1}{2}} + f u^{n+1} + \frac{\tau_{by}^{n+\frac{1}{2}} - \tau_{sy}^{n+1}}{\rho H} = 0$$

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+1} - \zeta_{i,j}^{n}}{\Delta t_{2}} + \frac{Hu_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+1} - Hu_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+1}}{\Delta x} + \frac{Hv_{i+\frac{1}{2},j}^{n+1} - Hv_{i-\frac{1}{2},j}^{n+1}}{\Delta y} = 0$$

$$\overline{u}^{n} = \frac{1}{4} \left( u_{i-1,j-\frac{1}{2}}^{n} + u_{i-1,j+\frac{1}{2}}^{n} + u_{i,j-\frac{1}{2}}^{n} + u_{i,j+\frac{1}{2}}^{n} + v_{i+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}} \right)$$

$$\overline{v}^{n+\frac{1}{2}} = \frac{1}{4} \left( v_{i-\frac{1}{2},j-1}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i-\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}} \right)$$

$$\overline{u}^{n+1} = \frac{1}{4} \left( u_{i-1,j-\frac{1}{2}}^{n+1} + u_{i-1,j+\frac{1}{2}}^{n+1} + u_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+1} + u_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+1} \right)$$

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。

V <sub>t</sub>	垂直渦流(eddy)黏滯係數	
ρ	水體密度(kg/m <sup>3</sup> )	
F	科氏力	
G	重力加速度 (m/s <sup>2</sup> )	
u · v · w	x、y及z方向流速(m/s)	
Н	水深 (m)	
ζ	水位變化 (m)	
Т	時間	
pa	大氣壓力 (N/m <sup>2</sup> )	
$ au_{bx}$ , $ au_{by}$	底床摩擦產生之剪力	
$ au_{sx}$ , $ au_{sy}$	風於表層產生之剪力	
$\alpha_x, \alpha_y$	水平擴散係數	
C <sub>D</sub>	風驅係數	
$ ho_a$	空氣密度 (kg/m <sup>3</sup> )	
W <sub>x</sub> , W <sub>y</sub>	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	
$adv_{v}$	速度v之對流擴散項	
$adv_u$	速度u之對流擴散項	

表 2.1-1 暴潮模式使用之變數及參數

2.2 模式範圍

93 年度已初步建置涵蓋台灣海域的大尺度(115°E-125°E, 20°N-30°N) 水動力數值模式,模式解析度改進為十二分之一度之精度,並包含深海平均潮、 天文潮、大氣壓力及風場之影響。而海象測報中心使用的暴潮模式預報範圍為西 至東經 116.375 度,東至東經 122.75 度;南由北緯 21.375 度,北達北緯 26.75 度, 模式解析度為八分之一度,亦改進為六十分之一度。如圖 2-1、2-2。

今年度(94)為了將大部分侵台的颱風在形成初期即納入預報,規劃建立一 套臺灣海域暴潮即時預報作業化模式,模式範圍擴大為涵蓋東經105度到150 度,北緯 15 度到 42 度,一方面增加提前預報的時效,另一方面亦可將滯留颱 風對台灣沿海水位的影響納入預報。



圖 2.2-1 大範圍模式範圍及水深地形圖 2.2-2 小範圍模式範圍及水深地形圖



圖 2.2-3 今年度模式範圍水深地形示意圖

#### 2.3 平行計算效率改進

由於本計劃需建置高精度風暴潮預報模式,模式的網格解析度需要增加,再 加上預報風暴潮之模式範圍大幅度擴大,計算量會相當的大,若以單處理器電腦 來運算,需要花費較長的時間,無法達到預報的時效,因此利用高速計算平台執 行預報模式有其必要性。

高速計算技術及理論在最近的廿年的發展非常迅速,從早期的向量處理器 (vector processor)的發展到近年的平行計算為主流,將科學計算的領域廣泛拓 展,加速自然現象的模擬及預報,使預報的能量與時效都大量的提昇。在暴潮預 報的應用上,由於使用非固定邊界,不論應用向量處理或是平行處理,均有相當 的困難度,必須深入分析模式理論與高速計算理論,發展適合於高速計算的方 法,並將程式更新,使用適於高速計算的語言程式,才能有效達成高速計算的目 的。

早期的高速電腦昂貴,無法普遍應用於科學計算的領域,對自然科學的計算 更有非常多的限制,自平行計算理論發展以來,自然科學在高速計算的應用更是 逐漸普遍,近年來個人電腦與網路技術的快速發展,將數台個人電腦連結成的叢 集電腦來執行平行計算已經逐漸成為主流。 中央氣象局亦有建置叢集電腦,本計劃以適合高速計算的 FORTRAN 90 程 式語言完全更改傳統式用 FORTRAN 77 序列式程式計算的邏輯理論,並配合採 用 Message Passing Interface (MPI) 作為平行計算的介面平台,同時使用八個處 理單元作為海象測報中心暴潮預報模式最佳化的目標。

MPI是由來自美國及歐洲的40個團體於1992年4月29日開始發展,於1992 年11月提出初步的版本,並於1993年2月提出1.0的正式版本,目前MPI發展 的正示版本為2.0,增加了更多的編譯器支援。MPI為一免費的公用平行計算平 台,在使用上較為簡易,同時它是特別為分散式記憶體運算系統所發展的,所以 配合叢集電腦作為運算的平台相當的適合,因此本計畫選擇使用 MPI 作為平行 運算的平台。

ADI 型態的程式影響平行計算效率最大的因素便是各個計算節點的資料傳 遞效率以及計算時間,本計畫針對 ADI 模式的數值方法,採用傳輸效率較佳的 計算方法及資料傳遞方式 TADT(Thomas Algorithm with Data Transposition) (Yu et al, 2000)。由於 Thomas Algorithm 是一個專門解三對角矩陣的數值方法,配合 本計畫的二維模式可以得到相當高的計算效率,並使每一節點(處理單元)的計 算時間縮短;在資料的傳遞方式則是使用 Simple Matrix Transposition Approach, 如圖 2-5 所示,此方式為各個計算節點運算完畢後,直接將資料傳遞給指定的節 點以供下一個時間計算,如此不但得到最合理的資料傳遞路徑,亦可以得到最好 的資料交換效率。

0 - 7	1 - 7	2 - 7	3 - 7	4 - 7	5 - 7	6 - 7	7 - 7
0-6	1 – 6	2-6	3-6	4-6	5-6	6-6	7 – 6
0-5	1 – 5	2-5	3 – 5	4 – 5	5 – 5	6 – 5	7 – 5
0-4	1 – 4	2-4	3-4	4 – 4	5-4	6 – 4	7 – 4
0-3	1 – 3	2-3	3 – 3	4 – 3	5 – 3	6 – 3	7 – 3
0-2	1 – 2	2 - 2	3 – 2	4 – 2	5-2	6 – 2	7 – 2
0 – 1	1 – 1	2 – 1	3 – 1	4 – 1	5 – 1	6 – 1	7 – 1
0-0	1 – 0	2-0	3 – 0	4 – 0	5-0	6-0	7 – 0

圖 2.3-1 Simple Matrix Transposition Approach 資料傳遞原理

去年度已初步完成暴潮模式的平行化,但是外部資料如風場及氣壓場的輸入 尚未加入平行處理,因此尚未達到最佳化的平行效率,今年度由於擴大模式計算 範圍及增加模式精度,所需的計算時間會增加許多,因此今年將嘗試修改外部資 料輸入方式,期望將其一併平行化處理,以便達到縮減計算時間的目標。

2.4 模式修改與驗證

由於各個地區的自然條件都不一樣,因此模式的參數設定上也會有所不同, 以便充分表現出被模擬區域的特性,所以模式的校驗對於預報的正確性是相當重 要的。由於台灣周圍海域地形變化相當的複雜,左邊為平坦且深度不深的台灣海 峽,右邊則為深度很深的太平洋,因此要完整的模擬出近岸的水位變化,特別是 突發的風暴潮水位,需要相當多的實測資料來校正模式的模擬結果,以便將台灣 地形的特色包含在模式內,增加模式的正確性。

## 第三章 執行成果

本章節為本年度工作項目執行結果,包含模式校驗及平行效率改進等項目, 以期能建置一套適用於台灣本地且執行效率佳之預報模式。

3.1 模式校驗

3.1.1 格點改進

目前已經完成網格解析度為5分的暴潮模式,台灣東部海域測站的模擬結果 相當良好,但發現台灣海峽區域測站,仍有相位的偏差,因此將模式解析度增加 為2.5分,模式範圍擴大為北緯15°~42°,東經105°~150°,以期能改善此相位 偏移之狀況。

本年度取得中央氣象局成功、梗枋、蘇澳、花蓮、後壁湖、淡水及蘭嶼測站, 6~9月共五個月份實測水位資料,以及去年度取得之2000年東港、東石、新竹 及麟山鼻四個測站實測資料,利用調和分析比較兩種模式尺度與實測水位的差 異,以比對模式解析度的影響。圖3.1-1~3.1-22為11個測站之模式結果與實測 水位經調和分系後的結果,取四個主要全日潮(Q1、O1、P1、K1)及半日潮(N2、 M2、S2、K2)結果進行比對。圖上標示 model(2.5)為模式解析度2.5分之結果、 model(5)為解析度5分之結果、obs 則為實測資料之結果。圖3.1-1~3.1-11為11 個站經調和分析後各分潮之振幅。由分析結果,2.5分解析度與5分解析度在各 個分潮的差距並不大;且與實測資料分析結果相當接近。





圖 3.1-1 東港測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果

圖 3.1-2 東石測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果



圖 3.1-3 新竹測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果



淡水(amp)  $\square$  model(5) obs  $\square$  model(2.5) 1.2 1 0.8 公 尺 0.6 0.4 0.2 0 01 K1 P1 N2 S2 K2 Q1 M2

圖 3.1-4 麟山鼻測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果



圖 3.1-6 成功測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果





圖 3.1-7 梗枋測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果



圖 3.1-9 花蓮測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果



蘭嶼(amp) **model**(2.5)  $\square$  model(5) obs 0.5 0.4 公 0.3 尺 0.2 0.1 0 Q1 01 P1 K1 N2 M2 S2 K2

圖 3.1-10 後壁湖測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果

圖 3.1-11 蘭嶼測站不同模式解析度振幅與實測資料比對結果



圖 3.1-12 東港測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果





圖 3.1-13 東石測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果





圖 3.1-15 麟山鼻測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果





圖 3.1-16 淡水測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果





圖 3.1-18 梗枋測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果





圖 3.1-19 蘇澳測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果

圖 3.1-20 花蓮測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果



圖 3.1-21 後壁湖測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果



圖 3.1-22 蘭嶼測站不同模式解析度相位與實測資料比對結果

圖 3.1-23 及圖 3.1-24 為不同解析度各分潮之 RMS 值比較圖。振幅部分,5 分解析度於 N2 及 M2 兩個分潮之 RMS 值比 2.5 分解析度小,其餘六個分潮皆是 2.5 分解析度之 RMS 值小,兩者最大差距為 N2 及 M2 約為 0.01 公尺;各分潮部 分,以Q1 分潮 RMS 值最小,M2 分潮 RMS 值最大,值介於 0.008~0.08 公尺之 間,與實測資料相當符合。相位部分,2.5 分解析度之 RMS 值皆比 5 分解析度小, 差距最大為 N2 分潮,約為 2 度;各分潮比較部分,以O1 分潮之 RMS 值最小, N2 最大,範圍介於 10~18 度之間,與實測資料趨勢也相當符合。由以上結果, 2.5 分解析度仍然有增加精度的效果。



#### 圖 3.1-23 不同解析度各分潮相位 RMS 值比較圖



圖 3.1-24 不同解析度各分潮相位 RMS 值比較圖

圖 3.1-25 至圖 3.1-31 為模式結果與實測資料作圖,圖上X 軸為模式結果, Y 軸為實測資料,實測資料部分比對時間點為 2004 年 6~10 月,每個小時一筆資料,共 3666 筆資料;模式結果部分則為 2.5 分解析度之結果。比對結果上,除 了梗枋測站有些許偏移,淡水測站較為分散外,其餘的測站結果皆相當良好。









圖 3.1-31 淡水測站實測資料與模式結果作圖

## 3.1.2 氣象因素改變

本年度使用中央氣象局 6~10 月五個月的動態預報氣象場作為模式氣象輸入 檔,包含氣壓及風速資料,時間密度為 6 小時一筆。因此今年度加入比較動態預 報氣象場與颱風模式之差別。由於颱風模式並無法於颱風期間外產生風場及氣壓 場,因此兩者差異的比較取颱風期間作為比對基準,2004 年 6~10 月發佈颱風警 報共 8 個颱風,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 個中度颱風且行經台灣附近的康森、敏督利、艾利 及納坦作為比對的依據。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;颱風模式風場氣壓場則僅於颱風期間輸入,每 三小時輸入一次,颱風期外則是無風狀態計算。

圖 3.1-32 至圖 3.1-36 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。





圖 3.1-36 至圖 3.1-48 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 3.1-36 至圖 3.1-38 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 3.1-39 至圖 3.1-41 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為,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 3.1-42 至圖 3.1-44 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 3.1-45 至圖 3.1-47 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。

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。



圖 3.1-36 康森颱風期間成功測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模式 水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-37 康森颱風期間花蓮測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模式 水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-38 康森颱風期間蘭嶼測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模式 水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-39 敏督利颱風期間成功測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模 式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-40 敏督利颱風期間花蓮測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模 式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-41 敏督利颱風期間淡水測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模 式水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-42 艾利颱風期間梗枋測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模式 水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-43 艾利颱風期間淡水測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模式 水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-44 艾利颱風期間蘇澳測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模式 水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-45 納坦颱風期間淡水測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模式 水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-46 納坦颱風期間梗枋測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模式 水位模擬結果(下)與實測水位比對圖



圖 3.1-47 納坦颱風期間蘇澳測站利用動態氣象場之水位模擬結果(上)、颱風模式 水位模擬結果(下)與實測水位比對圖

3.2 平行效率改進

3.2.1 前言

為了因應未來大範圍暴潮預報模式網格解析度增加時,其預報的時效將受到 計算網格數目的大量增加而拖累,現有暴潮預報模式將利用平行處理,藉由計算 網格的切割並分送利用不同的處理器計算來達到加速的目的,在平行處理的過程 中,雖然可以藉由多顆處理器的計算加速,但計算時的資料交換與切割網格間的 訊息傳遞將影響計算效率的提升,在計算平行化的同時,如何處理減少各顆處理 器間的訊息傳遞將可有效提升平行的計算效率。本計畫將利用目前一般常用的平 行化軟體 MPI 來改進暴潮預報模式的計算效率,將可增進暴潮模式的預報時效。

3.2.2 平行計算介紹

3.2.2.1 MPI 平行計算軟體

MPI (Message Passing Interface) 是第一個標準化的 Message Passing 平行語 言。可以使用在 Fortran、C、C++ 等語言撰寫的程式上。MPI 平行程式可以在 分散式記憶體平行系統上執行,也可以在共用記憶體平行系統上執行。目前採用 的 MPI 軟體是屬於 MPI 1.2.6 版。它提供了一百多個副程式,讓程式人員來選 用。MPI 協會在 1998 年公布了 MPI 2.0 版的規格,數年之後就會有 MPI 2.0 版的軟體可用了。日前美國的 Argonne National Lab 已經公布了 MPICH 1.2.7 版的整套軟體,該版含有 MPI 2.0 版的部份功能。

3.2.2.2 平行計算叢集

為達到平行計算的目的,平行計算叢集為其必須,過去平行計算叢集只能藉 由如 IBM、HP 等推出的大型電腦獲得,其售價與維護費用不斐,然而近幾年來 個人電腦的興起,與價格的合理化,過去大型主機才能達成的平行計算功能亦可 藉由 PC cluster 的建構達成,為目前最常利用來取代大型主機的便宜方案,其建 構僅需一般個人電腦數台與網路設備即可,作業系統採用免費的 Linux,透過適 當的安裝與設定即可達到平行計算叢集的功能。本計畫目前利用4顆計算節點初步評估平行效率的改進,Fortran 編譯器採用 PGI 5.1 版,各節點間僅利用 100Mb hub 作為連結,每個節點均配有 AMD AthlonXP 2600+ 處理器與 512MB 的記憶 體。

3.2.3 暴潮預報模式的平行化

欲平行化現有的暴潮預報模式,首先必須瞭解目前的單機版本如何運作,原 始版本在進行一連串的檔案讀取資料後進行計算,計算時利用 ADI 法進行求解, 在求解時分為前半個時間步長與後半個時間步長,前半個時間步長針對橫軸方向 以隱式法求解,縱軸則為顯式法,在後半個時間步長則相反,藉由隱式法的特點 可以達到時間步長加大的效用來進行加速,另一方面又保有顯式法簡易的特性。 因此,在進行平行化的過程中,為了減少資料的傳遞,可以藉由 ADI 法的特性, 在前半個時間步長在縱軸方向切割網格,使每顆處理器分配到大約相同數目的計 算點,再進行一連串的計算,而後半個時間步長則在橫軸方向切割網格,在這樣 的架構下,當前半個時間步長計算完畢後,每一顆所分配到的資料需進行全域傳 遞(Global communication),使其資料變成以縱軸為主的計算,為了減少傳遞, 各顆處理器僅傳遞相對應的切割網格,在轉換的過程中,部分網格為原有資料而 無須傳遞,因此可減少傳遞的資料,而傳遞本身各個處理器亦同時進行,因此達 到加速的目的,如同圖 3.2-1 所示,第0 顆處理器在前半個時間步長時所分配到 的為最南邊網格,在後半個時間步長被分配到最西邊的網格,因此該棵處理器僅 需將前半個時間步場所計算的結果依切割網格分別分配至各個處理器(1、2、3), 原有第0顆的部分保留即可,如此便可達到加速的目的。

3-0	3-1	3-2	3-3
2-0	2-1	2-2	2-3
1-0	1-1	1-2	1-3
0-0	0-1	0-2	0-3

圖 3.2-1 網格資料傳遞(以4個處理器為例)

由於暴潮模式計算時同時需有熱啟動與風場資料輸入的功能,在平行化的過 程中,熱啟動可於模式初始化的過程中將資料由第0顆處理器讀入後再傳遞給其 餘處理器,其執行僅一次,然而風場資料部分,因風場資料在讀入後需進行時間 內差的計算,如果藉由相同方法處理,將造成其餘處理器需等待第0顆處理器將 時間內差風場資料算完後方能計算,同時造成處理器等待時間的浪費與拖累整體 的計算效率,因此風場的資料輸入亦需平行化,其方法為第0顆處理器讀入平面 風場資料後,分送至其餘處理器,其餘處理器再各自計算所需的時間內差風場, 便可減少其餘處理器等待的時間。

而計算完的切割網格資料,必須藉由傳遞回第0顆再行輸出,而此傳遞的過程亦會造成一定的時間拖累,故在程式中設定如需輸出時再傳遞,並不需要每次計算都傳遞回第0顆,如此便可大大減少傳遞的時間,圖 3.2-2 為平行化後的暴潮模式流程,其中在計算完顯式法的部分時,由於各顆處理器需相鄰的資料,因此必須進行在地交換(Local communication),此一部分在兩個分別不同的時間步長都需進行。



圖 3.2-2 暴潮模式平行化後之流程

3.2.4 平行計算效率

為了瞭解平行化後的暴潮模式計算效率,以敏督利颱風作為範例,進行約7 天的模擬,首先以單機版本進行測試,之後利用修改過的平行版本分別作2顆與 4顆處理器計算的測試,計算時間如表1,可以得知平行化後的版本受到資料傳 輸的影響,其效率被各處理器間的訊息傳遞而有一定程度的拖累,但就其計算時 間而言,在相同的設定下,平行化後的版本確實達到加速的功能,但並非隨著處 理器的數目增加而呈現線性關係,考慮到資料傳遞的部分,平行化後的執行效率 尚屬合理。

處理器數目	1	2	4
時間(秒)	528	308	219

表 3.2-1 平行化版本與單機版本的執行時間

### 第四章 結論與建議

本年度將模式網格解析度增加為 2.5 分,並將模式範圍擴大,以期能改善台 灣海峽內部測站潮時偏移的狀況,然 2.5 分網格對於描繪近岸地區變化複雜之台 灣海域仍然偏大,因此水位模擬結果改進的效果有限,若將解析度繼續增加以解 析近岸地形,則運算時間將大幅拉升,不符合未來預報上線之時效,因此明年度 擬利用巢狀網格將模式運算分為大粗、小細兩部分,以期達到效率與精度的平衡 點。

今年度使用氣象局之動態氣象場引入模式計算,由前一章節的比較可以發 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,再利用颱風模式配合於颱風期間做預報,會有更精確的水 位預報結果。

- 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 Divi- sion 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.
- 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 Technonogy Library, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1331-1338.
- 10 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.