

**NAR Labs** 國家實驗研究院  
台灣海洋科技研究中心

暴潮分析與預警系統技術發展

計畫主持人：廖建明

參與人員：陳思樺、楊文昌、賴堅戊

中華民國 104 年 1 月 30 日



## 摘要

為了提供颱風來襲時台灣環島海岸水位預測資訊，建置洪氾即時預警平台應用發展之目標，本研究收集台灣環島近岸水位監測資料，利用調和分析等方式，分析台灣環島天文潮位與暴潮偏差，作為環島暴潮預測模式驗證的依據，並建置暴潮資料展示網頁進行加值應用。並利用國研院海洋中心海象預測平台之數值模式架構發展環島暴潮預測模式，測試不同時空解析度大氣預測模式所提供之海面氣象邊界條件對於暴潮模擬預測影響。採用 2013 年蘇力颱風為案例，利用颱風中心所提供之高解析度大氣模式，透過暴潮模式模擬結果與潮位測站觀測值之比較中，在新竹、蘇澳、花蓮及馬祖站的暴潮與天文潮模擬合成水位誤差小於 0.3 公尺以下，表示暴潮預測模式能合理模擬颱風侵襲下環台海岸水位的變化，但位於蘇力颱風中心登陸處附近的龍洞潮測站水位，在颱風登陸前後卻有明顯低估現象，考慮高解析度近岸波浪模式估計由於颱風巨浪所引起波揚水位，則可以合理改善龍洞潮測站的水位變化模擬。故在颱風巨浪的情況下，考慮近岸波揚水位抬升現象可改善海岸水位模擬結果。並研擬作業化暴潮預測流程，建立適合於台灣海岸地區的高解析度的海岸水位推算模式，以提供詳細的海岸水位資料於溢淹計算模擬，並為日後颱風災害防治與規劃提供一適當工具。

**關鍵詞：**暴潮、波揚

## Abstract

In order to predict the water level around the Taiwan coast for the early warning flooding prediction when the typhoon struck, the observation data of the tidal stations were analyzed to separate the tidal and storm surge level components by using harmonic method. These data could be used to validate the rationality of the storm surge prediction model and also inquire by the database website. The Taiwan ocean prediction system of Taiwan Ocean Research Institute (TORI) was applied to simulate the synthetic water level composed of tide and storm surge. Several atmospheric forecast models with different spatial and temporal resolutions were used as the sea surface boundary conditions to evaluate the impact of the prediction of storm surge. According the validation of the Typhoon Soulik case in 2013, the difference between predicted and observation water levels were less than 0.3 meters at Hsinchu, Suao, Hualien and Matsu tidal stations by using the data of the high-resolution atmospheric model provided by Taiwan Typhoon and Flood Research Institute (TTFRI). It shows that the prediction of storm surge could have a good agreements around the Taiwan coast. However, the water level is significantly underestimated at Longdong tidal station which the typhoon center passed nearby. In this study, a high-resolution SWAN wave model was applied to simulate the rapid water level raising due to the wave set-up. The results show that the estimation of the synthetic water level with the wave set-up induced by the huge wave height should be considered. The operational process of the storm surge prediction was also

investigate to develop the high-resolution water level prediction model at the coastal area of Taiwan during the typhoon struck period. The reasonable water level prediction could help the flood simulation to improve the precision and provide typhoon disaster prevention and planning an appropriate tool.

**Keywords : storm surge, wave set-up.**

# 目錄

摘要.....	I
目錄.....	III
一、前言.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 前人研究.....	1
二、暴潮資料分析.....	3
2.1 環島天文潮位分析.....	3
2.2 暴潮資料庫與網頁展示.....	6
三、暴潮模擬與預測.....	9
3.1 網格設定.....	9
3.2 波浪數值模式.....	10
3.2.1 控制方程式.....	10
3.2.2 波浪成長與消散.....	12
3.3 海流數值模式.....	12
3.3.1 控制方程式.....	13
3.3.2 數值方法.....	22
3.3.3 海氣交互介面邊界條件.....	26
3.3.4 巢狀格網邊界.....	27
3.3.5 大氣模式與邊界資料.....	28
四、暴潮模式驗證.....	31
4.1 模式驗證.....	31
4.2 近岸波揚水位計算.....	34
4.3 環島暴潮預測作業化建置.....	37
五、結論與建議.....	37
參考文獻.....	39



## 一、前言

### 1.1 研究動機

根據中央氣象局的颱風統計資料顯示，台灣每年平均受到3至4個颱風所侵襲，颱風過境時所夾帶的強大風勢往往在海面上形成碩大的風浪，而這些海浪不僅直接對濱海地區的港灣建設與海岸工程造成極大的損害，也影響到附近居民的生命財產安全。近年來海岸、港灣結構物遭受颱風侵襲嚴重破壞之事件屢屢發生，沿岸常有海水倒灌而造成海岸災害，暴風浪造成海岸嚴重侵蝕。這些災害發生之原因乃在於對颱風波浪之行進演化不能確切地預報，過去依賴傳統之颱風波浪統計模式迴歸深海波浪條件，再以線性理論計算海岸地區之波場分布狀況作為設計條件，忽略波浪行進之能量消散與轉換之重要物理機制的影響，因此計算結果較難符合實際海域之波浪分布。此外，颱風之低氣壓及強風導致的水位上升，即暴潮現象，其會增加颱風對海岸結構物的破壞力，因此如何適切的模擬近岸暴潮，進而防患颱風暴潮之侵害，乃為防護海岸地區重要課題之一。

另一方面，隨著電腦計算能力的突飛猛進，許多學者相繼投入以數值模式方法來模擬各種海象演化之物理模型。不論波浪或暴潮從生成到傳遞至近岸，其演化過程相當複雜，主導外力也因演化地點不同也有所改變。而海岸淺水地區異常水位發生因素包括颱風暴潮、天文潮及海岸淺水地區碎波引致的波揚等三項，天文潮具有可預測之週期性，透過水動力方程式與精細格網化近岸水深資料，配合深海已知潮汐波動邊界條件所架構之數值模式即可合理的模擬海岸之潮位變化。而颱風暴潮發生在颱風侵襲之時，對於暴潮的推算一般可歸納為風剪應力與颱風低壓所產生綜合水位抬升，故給定合理颱風氣壓與風場，亦可利用水動力數值模式進行颱風暴潮模擬。在近岸海域，波浪傳遞至近岸水深較淺處受水深影響而產生碎波現象，波浪能量受碎波快速消滅而形成波浪能量梯度的變化，產生所謂輻射應力(radiation stress)變化，會導致平均水位發生下降與上升現象。在碎波帶外，從外海至碎波點的平均水位低於靜水位，並逐漸下降，此現象稱為平均水位下降或波降(wave set-down)；在碎波帶內，從碎波點起平均水位隨著水深的遞減而逐漸升高，此現象稱為平均水位上升或波揚(wave set-up)。由於颱風所引致暴風浪較平時風浪為大，則波浪所引致之近岸平均水位將隨著外海波高大幅增高，故精算近岸水位變化是否造成海岸災害時應不可忽略。

本研究配合「洪氾即時預警平台建置與應用」計畫之目標進行，收集台灣環島近岸水位監測資料，利用調和分析等方式，分析台灣環島天文潮位與暴潮偏差，作為環島暴潮預測模式驗證的依據，並建置暴潮資料展示網頁進行加值應用。而暴潮預測模式發展方面，利用海洋中心海象預測平台架構配合颱風中心高解析度大氣預測模式，建構暴潮預測數值模式，透過完善的物理機制與適當的邊界條件，合理的建構預測颱風暴潮的作業化數值模式，據此建立適合於台灣海岸地區的高解析度的海岸水位推算模式，以提供詳細的海岸水位資料於溢淹計算模擬，並為日後颱風災害防治與規劃提供一適當工具。

### 1.2 前人研究

有關暴潮偏差預測之數值模式，大多以有限差分法來模擬，如楊(1974)所發展的二維模式曾用來預測台灣東北海岸的暴潮行為，其它有關有限差分法的相關文獻如

Yen 和 Chou (1979), Harper 和 Sobey (1983)則討論在計算暴潮時必須考慮的開放邊界與海岸移動邊界的問題。劉(1990)與中央氣象局發展三合一模式，包括預報簡表、快速二維模式與三維模式，可預測 24 小時之內的暴潮變化。Chien (1994)提出的一維模式考慮風浪在近岸海域處產生輻射應力(radiation stress)所衍生的波揚與波降(wave setup and setdown)，在沿岸地形變化較陡之海底地形情況下具有良好的預測結果，但較不適合於地形水深變化複雜之海域。另外，為使暴潮模式更能模擬實際現象，柯等人(1993)利用 FEMA 模式計算外傘頂洲的洪泛情形，此模式除考慮暴風因素外更加上陸地的摩擦效應及建築物、樹林等不同海岸地貌與感潮河段及河口對暴潮的影響，模擬情況與支配暴潮運動之外在因素更能符合實際情形，但模式中的參數需要較多的現場資料來進一步率定。Shi 和 Sun (1995)利用有限差分法配合正交曲線座標系統處理不規則邊界與暴潮在近岸地區所產生的洪泛情形，此法考慮移動邊界，應用時必須座標轉換，計算時間的需求量相對增加。有限元素法能利用不規則網格的選取來克服有限差分法處理不規則邊界之不便，在複雜海岸線及地形或港灣的模擬上能提高計算精確度。台灣東北部海域屬大陸礁棚邊緣地帶，海底地形為大陸棚邊緣之分界，東側水深甚大，西側之水深則淺，其間水深變化甚遽，海灣形狀大部份均為岬灣形狀，數值計算時處理陸地邊界及水深變化較為複雜，如使用有限元素法進行暴潮計算，可利用不規則格網之特性來加以克服，以提高數值計算之精度。Kawahara 等人(1980)提出二階段顯式堆積有限元素法解析暴潮與海嘯等問題，此法能將傳統有限元素法求解矩陣須耗費大量計算時間的缺點加以改進，將矩陣元素予以對角化，可以加速疊代過程之收斂性。Kawahara 等人(1982)再提出二階段顯式選擇性堆積有限元素法，在模擬淺水長波及沿岸流問題上得到合理的結果。此模式由於選擇性堆積係數(selective lumping coefficient)的加入，使得在數值計算上具有穩定性高、計算快速、節省電腦記憶體之優點，有利於暴潮的即時預測與一般工程單位的應用。許和莊(1997)利用有限元素法建立蘇澳港暴潮模式，利用模型化颱風模式建立不同迴歸週期之暴潮偏差資料。而許等人(1999)用二階段顯式選擇性堆積有限元素法以模擬台灣東北海岸之颱風暴潮偏差，經與潮位站實測水位比較，結果顯示預測值與實測值呈合理之一致性，文中並針對不同選擇性堆積係數對數值計算結果之減衰效應加以研究，並建議其適用範圍。



## 二、暴潮資料分析

### 2.1 環島天文潮位分析

在潮位站實測資料的分析方面，延續去年度建立的暴潮偏差分析技術，利用1946至2013年中央氣象局所保存的環台潮位資料，利用調和分析法來分離天文潮位與暴潮偏差水位，同時建立各潮位測站之分潮調和常數，作為預測天文潮位的依據。由於天文潮呈現週期性變化，可藉由調和分析來解析各分潮成份，進而達到預測潮位。而調和分析係以牛頓所提出的平衡潮(equilibrium tide)理論為基礎，假設某地任一時間的潮汐水位 $Y(t)$ 為各分潮潮高 $y_i(t)$ 之總合，其數學式可表示如下：

$$Y(t) = H_0 + \sum_{i=1}^M y_i(t) = H_0 + \sum_{i=1}^M f_i H_i \cos[\omega_i t + (V_0 + u)_i - k_i] \quad (2-1)$$

其中  $Y$  為潮汐高度， $H_0$  為觀測資料期間之平均海水面， $y_i$  為各分潮潮高， $t$  為時間， $M$  為分潮個數， $\omega_i$  為各分潮角速度， $(V_0+u)_i$  為各分潮平衡引數(equilibrium argument)， $k_i$  為各分潮相位角(phase angle)。在計算過程中，假設平均海水面為大地水準面，故  $H_0$  設為 0，利用三角函數關係可將式(1)轉換如下：

$$Y(t) = a_0 + \sum_{i=1}^M (a_i \cos \omega_i t - b_i \sin \omega_i t) \quad (2-2)$$

式中  $a_i$ 、 $b_i$  為各分潮之調和分量，其可表示如下：

$$a_0 = H_0$$

$$a_i = f_i H_i \cos[(V_0 + u)_i - k_i]$$

$$b_i = f_i H_i \sin[(V_0 + u)_i - k_i] \quad (2-3)$$

利用前述之數學式，將觀測水位資料代入運算，利用最小二乘法即可解算各分潮之調和常數，再利用各分潮之調和常數，藉由式(2-1)得到潮汐高度 $Y(t)$ ，在此調和分析共使用69個分潮來進行計算。但由於觀測失敗或資料品質不佳之潮位資料可能會造成調和分析的誤差，故經資料整理與品質檢查後去除各測站不合理與缺漏較多的年份資料，整理出1991至2013年台灣本島與離島共31測站之潮位資料，如表2-1中所示。以品質校驗過後之潮位資料進行調和分析，配合颱風侵襲事件的時間，利用實測潮位扣除調和分析之天文潮位則可得到各颱風事件之暴潮偏差水位值，並依此結果進行暴潮資料庫建置與預測模式之校驗。而以龍洞測站2013年的分析為例，表2-2僅列出分潮振幅前10大的分潮調和常數表，則利用各分潮調和常數與潮汐關係式即可推算天文潮汐的時間序列。如

圖2-1所示為台灣東北海岸龍洞潮位測站2001~2013年與西北海岸竹圍潮位測站1993~2007年之觀測潮位、調和分析天文潮位及暴潮偏差水位值的分析結果，配合颱風事件的發生時間即可獲得各颱風於測站所引發的暴潮偏差水位值。

表 2-1、台灣環島潮位測站資料整理表

測站編號	測站名稱	緯度	經度	QC 後資料起 始時間	QC 後資料結 束時間
110	淡水	25°10'38"N	121°25'00"E	1991/01/01	1995/12/31
1102	淡水	25°10'33"N	121°25'29"E	1999/01/01	2013/12/31
120	麟山鼻	25°17'04"N	121°30'38"E	1999/01/01	2002/12/31
1206	麟山鼻	25°17'02"N	121°30'38"E	2004/01/01	2010/12/31
1206N	麟山鼻	25°17'04"N	121°30'37"E	2011/01/01	2013/12/31
1306	臺北港	25°09'18"N	121°23'33"E	2008/01/01	2010/12/31
1306N	臺北港	25°09'24"N	121°22'18"E	2011/01/01	2013/12/31
180	富基	25°17'34"N	121°32'01"E	1997/01/01	1997/12/31
1801	富基	25°17'34"N	121°32'01"E	1999/01/01	1999/12/31
111	竹圍	25°07'12"N	121°14'07"E	1993/01/01	2007/12/31
1116	竹圍	25°07'05"N	121°14'38"E	2007/01/01	2010/12/31
1116N	竹圍	25°07'05"N	121°14'36"E	2011/01/01	2013/12/31
131	彭佳嶼	25°37'31"N	122°04'32"E	1998/01/01	1998/12/31
1315	彭佳嶼	25°37'31"N	122°04'32"E	2009/01/01	2012/12/31
1516	基隆	25°09'18"N	121°45'05"E	2006/01/01	2010/12/31
1516N	基隆	25°09'18"N	121°45'08"E	2011/01/01	2013/12/31
181	鼻頭	25°07'28"N	121°54'55"E	1999/01/01	1999/12/31
112	新竹	24°50'55"N	120°55'14"E	1992/01/01	2013/12/31
1223	龍洞	25°05'51"N	121°55'05"E	1997/01/01	1997/12/31
1226	龍洞	25°05'51"N	121°55'05"E	2001/01/01	2013/12/31
1821	福隆	25°01'15"N	121°57'01"E	2007/01/01	2010/12/31
1821N	福隆	25°01'18"N	121°57'00"E	2011/01/01	2013/12/31
113	外埔	24°39'05"N	120°46'17"E	2003/01/01	2013/12/31
123	梗枋	24°53'31"N	121°52'07"E	1996/01/01	2008/12/31
1236	烏石	24°52'02"N	121°50'16"E	2006/01/01	2010/12/31
1236N	烏石	24°52'02"N	121°50'15"E	2011/01/01	2013/12/31
183	馬崗	25°00'49"N	122°00'09"E	1999/01/01	1999/12/31
114	王功	23°57'46"N	120°19'38"E	1994/01/01	1998/12/31
124	蘇澳	24°35'33"N	121°52'02"E	1992/01/01	2005/12/31
1246	蘇澳	24°35'08"N	121°52'07"E	2006/01/01	2010/12/31
1246N	蘇澳	24°35'33"N	121°52'01"E	2011/01/01	2013/12/31
115	箔子寮	23°37'07"N	120°08'15"E	1995/01/01	2004/12/31
1156	箔子寮	23°37'07"N	120°08'15"E	2004/01/01	2013/12/31
115A	箔子寮	23°37'07"N	120°08'15"E	1997/01/01	1997/12/31
125	花蓮	23°58'49"N	121°37'23"E	1991/01/01	2003/12/31
1256	花蓮	23°58'50"N	121°37'25"E	2004/01/01	2013/12/31
135	澎湖	23°33'49"N	119°34'01"E	1991/01/01	2007/12/31
1356	澎湖	23°33'42"N	119°34'41"E	2008/01/01	2010/12/31
1356N	澎湖	23°33'37"N	119°34'37"E	2011/01/01	2013/12/31
116	東石	23°26'39"N	120°08'27"E	1993/01/01	2004/12/31
1162	東石	23°26'58"N	120°08'17"E	1999/01/01	2011/12/31

表 2-1、台灣環島潮位測站資料整理表(續)

測站編號	測站名稱	緯度	經度	QC 後資料起 始時間	QC 後資料結 束時間
1166	東石	23°27'00"N	120°8'22"E	2012/01/01	2013/12/31
1366	塭港	23°28'00"N	120°07'21"E	2003/01/01	2013/12/31
1176	將軍	23°12'45"N	120°04'59"E	2002/01/01	2013/12/31
127	成功	23°05'20"N	121°22'36"E	1993/01/01	2005/12/31
1276	成功	23°05'50"N	121°22'48"E	2002/01/01	2010/12/31
1276N	成功	23°05'50"N	121°22'49"E	2011/01/01	2013/12/31
118	東港	22°27'50"N	120°26'15"E	1998/01/01	2003/12/31
1186	東港	22°27'54"N	120°26'18"E	2004/01/01	2013/12/31
138	小琉球	22°21'13"N	120°22'52"E	1998/01/01	2001/12/31
1386	小琉球	22°21'13"N	120°22'52"E	2002/01/01	2010/12/31
1386N	小琉球	22°21'12"N	120°23'00"E	2011/01/01	2013/12/31
119	後壁湖	21°56'45"N	120°44'43"E	1996/01/01	2007/12/31
1196	後壁湖	21°56'45"N	120°44'43"E	2007/01/01	2013/12/31
139	蘭嶼	22°03'35"N	121°29'59"E	2001/01/01	2007/12/31
1396	蘭嶼	22°03'29"N	121°30'25"E	2007/01/01	2013/12/31
1436	臺中港	24°17'16"N	120°31'59"E	2011/01/01	2013/12/31
1486	高雄	22°36'52"N	120°17'18"E	2011/01/01	2013/12/31
1926	馬祖	26°09'42"N	119°56'34"E	2011/01/01	2013/12/31

表 2-2、龍洞測站 2013 年調和常數(分潮振幅前 10 大)

分潮	頻率(1/sec)	振幅(mm)	相位角(degree)
M2	0.080511	230.1299	340.86
K1	0.041781	197.2851	102.13
O1	0.038731	163.5168	76.94
SA	0.000114	153.7651	196.88
S2	0.083333	106.6639	348.29
P1	0.041553	62.4968	100.05
N2	0.078999	56.9961	333.12
SSA	0.000228	35.3374	7.66
Q1	0.037219	34.0664	58.3
K2	0.083562	29.3955	335.77

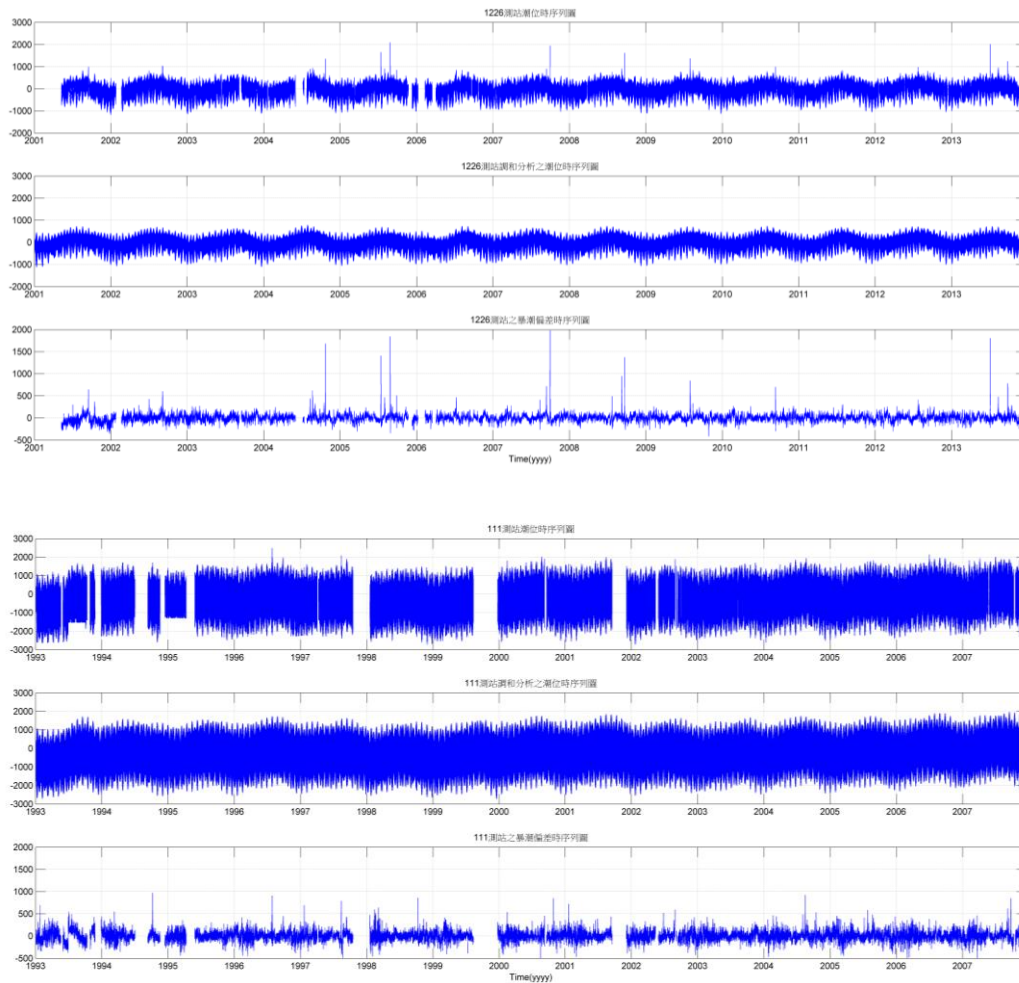


圖 2-1、龍洞 (2001~2013 年)與竹圍(1993~2007 年)潮位站潮位觀測、調和分析天文潮及暴潮偏差分析結果

## 2.2 暴潮資料庫與網頁展示

彙整已品質檢查之潮位資料、調和分析天文潮位、暴潮偏差水位值資料，以及模式模擬所得之暴潮資訊，來建置環台暴潮資訊之展示平台，本項工作透過MySQL、JavaScript、Microsoft .NET Framework及google地圖圖資等開發暴潮資料庫與網頁展示系統，使用者可以透過潮位測站名稱或地圖位置的索引查詢各測站實測潮位、調和分析潮位及暴潮偏差值，並可指定時間日期繪製時序列圖，或進行資料統計分析與資料匯出(須密碼)等功能。如圖2-2中分別為測站、地圖查詢介面與觀測潮位、調和分析天文潮位及暴潮偏差水位於指定時間內之繪製展示結果。

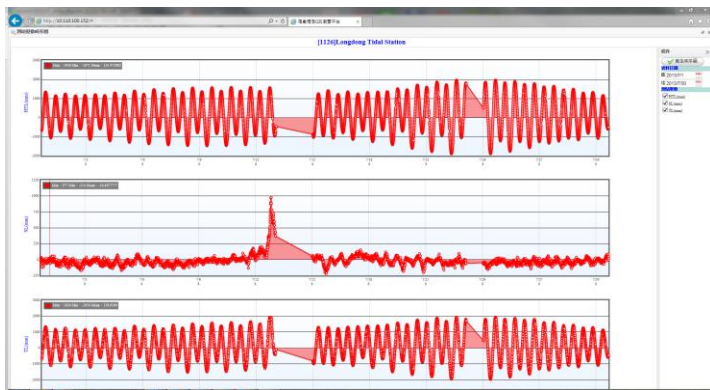
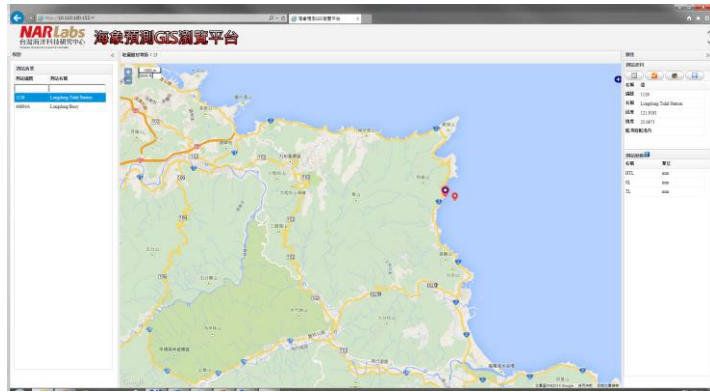


圖 2-2、天文潮位與暴潮偏差資料展示網頁



### 三、暴潮模擬與預測

為了提供颱風來襲時台灣環島海岸水位，完成洪氾即時預警平台建置與應用發展之目標，利用國研院海洋中心海象預測平台(<http://tops.tori.org.tw>)(廖等人，2013)之數值模式架構為基礎，發展台灣環島暴潮與波浪預測模式。而模式的相關設定與說明如下：

#### 3.1 網格設定

由於颱風除了暴潮之外，亦會引起巨浪，故海岸暴潮水位預測中包含波浪與海流模式，在格網設定方面，為了取得計算速度與格網解析度間的平衡，皆採用巢狀格網進行台灣附近海域高解析度海象模擬，在波浪與海流模式皆使用西北太平洋(N2)與台灣海域(T3)格網，如圖3-1中分別為西北太平洋與台灣海域之計算領域地形水深圖。為了計算近岸波揚故需要一個更高解析度的計算範圍，在本研究中分別使用格網解析度50公尺與100公尺之台灣東北海域(TNE)高解析度格網來進行測試，如圖3-2中所示。而其計算格網間距若小於水深資料庫格網間距則採用線性內插方式補足，而各模式格網設定如表3-1中所示。

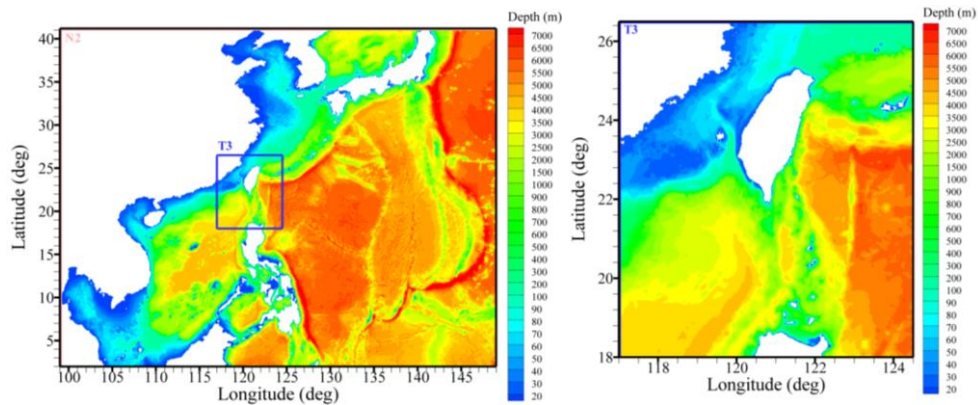


圖 3-1、西北太平洋(N2)、台灣海域(T3)之計算範圍與地形水深圖

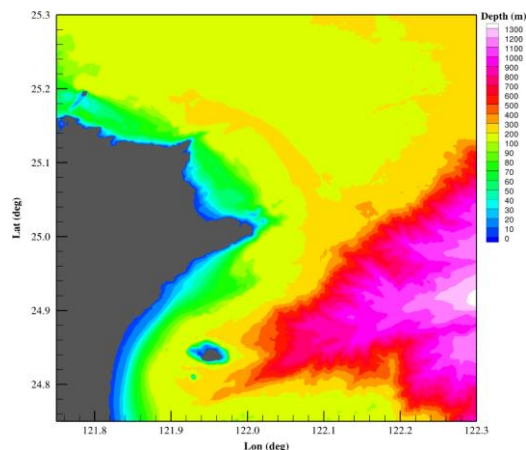


圖 3-2、台灣東北海域高解析度波浪(TNE)之計算範圍與地形水深圖

表 3-1、巢狀格網之範圍與計算條件

模式	模式範圍	解析度	地形水深
N2	99E~149E 2N~41.2N	10000 公尺	ETOPO1
T3	117E~124.5E 18N~26.5N	2500 公尺	海洋學門海洋資料庫 200m
TNE	121.7E~122.3E 24.7N~25.3N	100 公尺 50 公尺	海洋學門海洋資料庫 200m

### 3.2 波浪數值模式

而台灣海域複雜的地形與多變的海岸線需要高解析的網格才能適切地描述，雖然高解析度的網格可以提高波浪解析的精度，但相對地計算時間亦會增加預測作業的負擔。此外，波浪的形成並無法只透過小區域的模擬即可達成，例如在模擬颱風波浪時，颱風中心處所形成的波浪向外傳遞形成湧浪(swell)，其可傳遞至相當遠的距離，對於海事工程亦會產生作業安全影響或損失，因此計算領域亦需涵蓋颱風生成與移動區域才可模擬此現象。故本研究透過巢狀格網計算方式，連接代表遠域之西北太平洋與近海之台灣海域格網，如此取得風浪演化與最佳解析度之平衡。

#### 3.2.1 控制方程式

在遠域計算方面，利用適用於大範圍海域計算的NWW III (NOAA WaveWatch III) 風浪模式進行，NWW系列的風浪模式是由Tolman所發展的，首先於荷蘭Delft大學時發展WaveWatch I (Tolman, 1989)，隨後於1992年發展WaveWatch II，目前已發展至WaveWatch III (最新版本為3.14版)，因其為美國NOAA/NWS/NCEP的主要作業化風浪預報模式，故又稱NWW III，中央氣象局亦使用NWW III作為每日波浪預測模式。而NWW III模式使用波浪作用力平衡方程式為控制方程式，適用於有海流狀況下進行波流交會現象的模擬，對於未來考慮波流交會影響的計算上有所助益，在大範圍波浪模擬時通常使用波浪作用力平衡方程式之球面座標型式表示：

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \dot{\phi} N \cos \theta + \frac{\partial}{\partial \lambda} \dot{\lambda} N + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k} N + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta} N = \frac{S}{\sigma} \quad (3-1)$$

$$\dot{\phi} = \frac{c_g \cos \theta + U_\phi}{R} \quad (3-2)$$

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

$$\dot{\theta}_g = \dot{\theta} - \frac{c_g \tan \phi \cos \theta}{R} \quad (3-4)$$



式中  $N$  為波浪作用力譜， $k$  與  $\theta$  為波浪波數與角度空間， $\phi$  與  $\lambda$  為緯度與經度， $\dot{\phi}$  與  $\dot{\lambda}$  為波浪於緯度與經度方向之傳遞速度， $c_g$  為波浪群波速度， $R$  為地球半徑， $U_\phi$  及  $U_\lambda$  為  $\phi$  及  $\lambda$  方向的流速分量。而  $S$  為源函數能量譜項，主要包含三個部份，分別是風浪成長項  $S_{in}$  與白沫效應波能量消散項  $S_{ds}$  (Tolman 和 Chalikov, 1996)，及非線性波波交互作用項  $S_{nl}$  (Hasselmann 等人, 1985)；另外，在淺海地區則必須額外考慮底床摩擦效應  $S_{bot}$  (Tolman, 1991)，故源函數能量譜可表示為：

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} \quad (3-5)$$

式中以能量譜定義各源函數項，而作用力譜與能量譜之關係為  $N \equiv S/\sigma$ 。NWW III 模式在數值技巧上利用分步法(fractional step method)將波浪作用力平衡方程式分解為時間及空間、頻率及角度、源函數項等三個物理特性，以提升計算效率。在時間、波浪經度與緯度傳遞空間、波浪頻率與角度傳遞領域的離散方式是使用 QUICKEST 法(Leonard, 1979；Davis 和 More, 1982)結合 ULTIMATE TVD (total variance diminishing) (Leonard, 1991)的離散方法，在時間及空間領域可以獲得三階準確度。

而台灣海域風浪模式則選擇SWAN (Simulating WAVes Nearshore) (Booij 等人, 1996) 近岸風浪模式，SWAN模式所用之控制方程式為求解二維的波浪作用力平衡方程式(action balance equation)，如下式

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} C_x N + \frac{\partial}{\partial y} C_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} C_\theta N = \frac{S_{total}}{\sigma} \quad (3-6)$$

上式左側之第一項為運動波譜密度函數之時變項，第二與第三項為傳導項，第四與第五項分別表示由於地形與洋流所造成的波浪頻率位移與折射效應， $\sigma$  與  $\theta$  分別表示成份波之頻率與角度， $S_{total}(\sigma, \theta)$  表示波浪傳遞時可能發生之波浪能量成長、消散及非線性交互作用等物理現象之源函數。在波浪成長與消散之源函數項中，SWAN 模式提供了許多選擇，包括風浪線性成長項、風浪指數成長項、白沫消散項、四個波波非線性交互作用項、底床摩擦項、三個波波交互作用項、碎波消耗項等。

在SWAN波浪數值模式中，主要是利用有限差分法來求解，時間離散方面則對波浪傳播與源函數項同時都是利用等時間微小量  $\Delta t$  作積分處理，至於空間領域則利用矩形格網等間距  $\Delta x$ 、 $\Delta y$  作為在  $x$  及  $y$  方向的離散化方式，而在波譜空間中之方向變化是採取等角度離散  $\Delta \theta$ ，對頻率之分割則是採用對數頻率分佈(logarithmic frequency distribution) 即  $\Delta \sigma/\sigma$ ，因此可將波浪作用力平衡方程式即式(3-7)，推演出其離散方程如下：

$$\begin{aligned}
& \left[ \frac{N^{i_t, n} - N^{i_t, n-1}}{\Delta t} \right]_{i_x, i_y, i_\sigma, i_\theta} + \left[ \frac{[C_x N]_{i_x} - [C_x N]_{i_x-1}}{\Delta x} \right]_{i_y, i_\sigma, i_\theta}^{i_t, n} + \\
& \left[ \frac{[C_y N]_{i_y} - [C_y N]_{i_y-1}}{\Delta y} \right]_{i_x, i_\sigma, i_\theta}^{i_t, n} + \left[ \frac{(1-nu)[C_\sigma N]_{i_\sigma+1} + 2nu[C_\sigma N] - (1+nu)[C_\sigma N]_{i_\sigma-1}}{2\Delta\sigma} \right]_{i_x, i_y, i_\theta}^{i_t, n} \\
& + \left[ \frac{(1-\eta)[C_\theta N]_{i_\theta+1} + 2\eta[C_\theta N]_{i_\theta} - (1+\eta)[C_\theta N]_{i_\theta-1}}{2\Delta\theta} \right]_{i_x, i_y, i_\sigma}^{i_t, n} = \left[ \frac{S_{total}}{\sigma} \right]_{i_x, i_y, i_\sigma, i_\theta}^{i_t, n} \quad (3-7)
\end{aligned}$$

式中 $i_t$ 表示時間等級指數， $i_x$ 、 $i_y$ 、 $i_\sigma$ 及 $i_\theta$ 分別為不同空間之格網等值線，而 $\Delta t$ 、 $\Delta x$ 、 $\Delta y$ 、 $\Delta\sigma$ 及 $\Delta\theta$ 分別表示在時間、地理空間上與波譜空間上的微小增值， $n$ 為疊代次數，而源函數項之 $n^*$ 亦為疊代次數，可視源函數項的處理作選擇，通常都相當於 $n-1$ 或 $n$ ，而係數 $nu$ 與 $\eta$ 可決定在波譜空間中使用的有限差分式之計算類型，當 $nu=0$ 及 $\eta=0$ 時在波譜空間的計算則變成中央法，而 $nu=1$ 與 $\eta=1$ 時就變成上風法來計算。對於邊界之處理，SWAN 模式中假定波浪能量遇陸地邊界為完全消散，亦即無任何波浪能量反射，而外海開放邊界條件則假設沒有任何波能可以由邊界外進入，且波能可以由邊界內自由離開計算領域。

### 3.2.2 波浪成長與消散

上節所述之波浪作用力平衡方程式其右側成長與消散項( $S_{total}$ )表示波浪在傳遞過程中所產生之能量成長與消散，本節將敘述波浪傳遞過程中可能產生之能量成長與消散來源。若以波浪條件來分類各種成長與消散機制，波浪在深海中，主要之波浪成長與消散為風浪成長、白沫消散與非線性交互作用；在中間性水深時則需要考慮底床摩擦所造成之底床摩擦消耗；淺水時則需要加入因碎波形成之碎波消耗與淺水時所產生之非線性效應；而波浪在含有流之區域傳遞時則需考慮波浪與流之交互作用項。

### 3.3 海流數值模式

計算海洋水動力所使用的數值模式，若將物理量以水深平均方式進行模擬時則可將模式簡化為二維，如此可以節省計算時間與增加模式執行效率。但在水深方向的物理量變化很大時，水深平均模式將無法描述垂直方向上的變化，故此時必須使用三維模式來模擬。本研究使用的美國普林斯頓大學海洋模式是由Blumberg和Mellor (1987)所整理及撰寫，POM模式屬於三維的數值模式，含有紊流閉合模式(turbulence closure model)來處理垂直方向的混合作用，能描述三維的海洋變化物理現象。另外在數值技巧方面，水平網格也可根據地形的需要使用正交曲線網格，其可提高解析度並增加計算效率。POM模式分為外模式(external mode)和內模式(internal mode)兩組不同的模式功能，前者計算水深平均二維流場，而後者計算三維變化的流場。模式演算上先計算外模式的水深平均流場，由於水平方向流速變化較快，故所需計算時距較短，再計算內模式之垂直方向各層的流速流場，其垂直方向流速變化較慢，可以使用較長之計算時距，如此計算技巧的交替運用則可以大量節省電腦運算時間。

POM模式垂直方向的座標採用Philip (1957)創立之 $\sigma$ 座標系統，此座標系統可以簡

化三維模式處理底部邊界條件的複雜性。模式中也包含熱動力學理論，可輸入或計算熱含量和熱通量，也可輸入邊界水位、邊界流速或大尺度的風應力來驅動模式中的流場。另者，模式在河口區也可以加入河流排放量來研究河口的物理動力機制，由於海水與淡水在此交會，兩者密度不同，故存在鹽、淡水混合和鹽水入侵的問題，透過鹽度狀態方程式，亦可以描述河口附近海域鹽度的變化。以下則簡介該模式之控制方程式、邊界條件與數值方法。

### 3.3.1 控制方程式

#### 1. 三維連續方程式與動量方程式

POM模式的基本控制方程式為質量守恆和動量守恆方程式，為了簡化POM的方程式，模式採用了兩個假設，第一個假設為流體為不可壓縮，則在卡式座標下的連續方程式表示如下：

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (3-8)$$

式中  $U$ 、 $V$  分別為  $x$ 、 $y$  水平方向的流速， $W$  為  $z$  垂直方向的流速，而定義垂直向上為正。第二個假設則是使用近似的方法簡化流體的動力方程式，引用包氏近似(Boussinesq approximation)，因此流體的水平方向動量方程式可寫為：

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_u \quad (3-9)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right) + F_v \quad (3-10)$$

而垂直方向的動量方程式，由於垂直方向流速( $W$ )的大小比起水平方向的流速( $U, V$ )尺度小了許多，故把垂直方向的動量方程式化簡為靜水壓方程式來代替，則變成下面的形式：

$$\rho g = -\frac{\partial p}{\partial z} \quad (3-11)$$

式(3-11)為靜水壓方程式， $\rho = \rho_o + \rho'$  為海水混合密度， $\rho_o$  為平均海水密度， $\rho'$  為密度擾動量， $K_M$  為動量垂直渦旋混合擴散係數(vertical eddy viscosity diffusivity of turbulent momentum mixing)， $g$  為重力加速度， $f$  為科氏力參數， $F_u$  為  $x$  方向之雷諾應力， $F_v$  為  $y$  方向之雷諾應力。

垂直方向的壓力可以藉由對動量方程式，式(3-11)的垂直分量作積分，可得

$$p(x, y, z, t) = p_{atm} + g\rho_0\eta + g \int_z^0 \rho(x, y, z', t) dz' \quad (3-12)$$

其中  $p_{atm}$  為水面大氣壓力， $\eta$  為自由水面高程。而溫度、鹽度的守恆方程式分別為：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U \frac{\partial \theta}{\partial x} + V \frac{\partial \theta}{\partial y} + W \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_\theta - \frac{\partial R}{\partial z} \quad (3-13)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \quad (3-14)$$

其中  $\theta$  表示溫度， $S$  為鹽度， $K_H$  為熱能和鹽度的垂直渦旋混合擴散係數 (vertical eddy viscosity diffusivity of turbulent of heat and salt)， $F_\theta$  為水平方向由溫度擴散產生之側向混合力， $F_S$  為水平方向由鹽度擴散產生之側向混合力， $R$  為短波輻射穿透量。

至於海水混合密度，因其為溫度和鹽度之函數，故可表示為：

$$\rho = \rho(\theta, S) \quad (3-15)$$

在控制方程式中的  $F_u$ 、 $F_v$ 、 $F_\theta$ 、 $F_S$ ，其分別可表示如下：

$$F_u = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ A_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \left( \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \right\} \quad (3-16)$$

$$F_v = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ A_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \left( \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (3-17)$$

$$F_\phi = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_H \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_H \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \quad (3-18)$$

式(3-18)中的  $\phi$  分別表示  $\theta$  和  $S$  來表示。

$A_M$  為動量及熱量之水平渦旋擴散係數，可利用 Smagorinsky 公式 (Smagorinsky 等人，1965) 求得，其表示式為

$$A_M = C\Delta x\Delta y \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (3-19)$$

其中  $C$  為無因次參數，合理範圍在 0.1 至 0.2 之間，故模式中僅需輸入一參數  $Horcon$  代表  $C$  值，而  $\Delta x$ 、 $\Delta y$  表示  $x$  和  $y$  方向的格網間距。至於溫鹽度之水平渦旋擴散係數  $A_H$ ，POM 模式係利用 Schmidt 數以之與  $A_M$  相關聯，即  $A_H / A_M \equiv TPRNI$ ，該值通常設定為一個很小的數，例如 0.2 或甚至在某些例子為零(Oey 等人，1985a；1985b)。

## 2. 紊流閉合模式

在式(3-9)、(3-10)、(3-13)及(3-14)中的渦旋混合擴散係數  $K_M$ 、 $K_H$ ，其利用 Mellor 和 Yamada (1982) 所發展的二階紊流模式來計算。將動量垂直渦黏擴散係數  $K_M$  以及熱能和鹽度垂直渦黏擴散係數  $K_H$ ，以紊流的動能  $q^2/2$  及紊流的尺度參數  $l$  分別表示如下：

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2}{\partial t} + \frac{\partial q^2 U}{\partial x} + \frac{\partial q^2 V}{\partial y} + \frac{\partial q^2 W}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] \\ + \frac{2g}{\rho_o} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l} + F_q \end{aligned} \quad (3-20)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 l}{\partial y} + \frac{\partial W q^2 l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_q \frac{\partial (q^2 l)}{\partial z} \right] \\ + E_1 l \left\{ K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] \right. \\ \left. + E_3 \frac{g}{\rho_o} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} \right\} - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W} + F_l \end{aligned} \quad (3-21)$$

式中  $F_q$ 、 $F_l$  為  $q^2$  與  $q^2 l$  之水平渦旋擴散項如(3-21)式表示之。而  $\tilde{W}$  為接近壁面函數(wall proximity function)，定義為：

$$\tilde{W} = 1 + E_2 \left( \frac{l}{\kappa L} \right) \quad (3-22)$$

其中  $L$  表示為：

$$(L)^{-1} = (\eta - z)^{-1} + (H - z)^{-1} \quad (3-23)$$

此處  $H$  為任意水深， $E_1$ 、 $E_3$  為經驗係數， $\kappa=0.4$  為 von Karman 常數。

動量以及熱能和鹽度之垂直渦旋擴散係數分別表示如下：

$$K_M = q l S_M \quad (3-24)$$

$$K_H = qlS_H \quad (3-25)$$

$$K_q = qlS_q \quad (3-26)$$

其中  $S_M$ 、 $S_H$ 、 $S_q$  定義為穩定函數，而以下式表示：

$$S_H [1 - (3A_2B_2 + 18A_1A_2)G_H] = A_2 [1 - 6A_1 / B_1] \quad (3-27)$$

$$S_M [1 - 9A_1A_2G_H] - S_H [(18A_1^2 + 9A_1A_2)G_H] = A_1 [1 - 3C_1 - 6A_1 / B_1] \quad (3-28)$$

$$S_q = 0.20 \quad (3-29)$$

上二式中

$$G_H \equiv \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (3-30)$$

其中參數分別為

$$(A_1, A_2, B_1, B_2) = (0.92, 0.74, 16.6, 10.1)$$

$$(E_1, E_2, E_3) = (1.8, 1.33, 1.0)$$

$$C_1 = \frac{1}{3} (1 - 6A_1B_1^{-1} - A_1^{-1}B_1^{-1/3}) = 0.08$$

### 3. $\sigma$ 座標轉換

由於傳統卡式座標系統  $(x, y, z, t)$  在地形水深變化複雜處計算上不方便，POM 模式利用 Phillips (1957) 所創立之  $\sigma$  座標系統，將所有的控制方程式自卡式座標系統轉換至  $\sigma$  座標系統。 $\sigma$  座標是將不同的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的不同而改變。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。 $\sigma$  座標系統  $(x^*, y^*, \sigma, t^*)$  與卡式座標系統間的轉換關係如下所示：

$$x^* = x \quad , \quad y^* = y \quad , \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} \quad , \quad t^* = t \quad (3-31)$$

應用上式之轉換關係，任何物理變數  $G$  在兩座標系之微分式，將可由以下方程式建立關聯：

$$\frac{\partial G}{\partial x} = \frac{\partial G}{\partial x^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[ \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x^*} \right] \quad (3-32)$$

$$\frac{\partial G}{\partial y} = \frac{\partial G}{\partial y^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[ \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \right] \quad (3-33)$$

$$\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{1}{D} \frac{\partial G}{\partial \sigma} \quad (3-34)$$

$$\frac{\partial G}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial t^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[ \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right] \quad (3-35)$$

其中  $x$ 、 $y$ 、 $z$  是一般的卡式座標， $D \equiv H + \eta$ ，而  $H(x, y)$  是地形水深， $\eta(x, y, t)$  為自由水面高程。將上列式(3-32)至(3-35)代入控制方程式，則上列所有的方程式，將可自卡式座標系統完全轉換至  $\sigma$  座標系統，而經此座標轉換後，垂直方向之範圍，將由  $z = \eta$  (水面) 至  $z = -H$  (水底) 轉變為  $\sigma = 0$  至  $\sigma = -1$ ，如圖 3-3 所示。

假設一變量是  $\xi$  是  $\sigma$  座標系統的函數，即  $\xi = \xi(x^*, y^*, \sigma, t^*)$ ，則卡式座標系統下  $z$  垂直方向之流速分量  $W = dz/dt$ ，可先轉換表示為：

$$W = \frac{dz}{dt} = \frac{\partial z}{\partial t^*} + U \frac{\partial z}{\partial x^*} + V \frac{\partial z}{\partial y^*} + \omega \frac{\partial z}{\partial \sigma} \quad (3-36)$$

再將  $z = D\sigma + \eta$  帶入上式，則  $\sigma$  座標上之垂直流速分量  $\omega$  即可表示為，

$$\omega = W - U \left[ \sigma \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{\partial \eta}{\partial x^*} \right] + V \left[ \sigma \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \right] + \left[ \sigma \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right] \quad (3-37)$$

而轉換至  $\sigma$  座標系統之連續方程式可改寫為：

$$\frac{\partial DU}{\partial x^*} + \frac{\partial DV}{\partial y^*} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (3-38)$$

動量守恆方程式則轉換為：

$$\begin{aligned} & \frac{\partial UD}{\partial t^*} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x^*} + \frac{\partial UV D}{\partial y^*} + \frac{\partial U \omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x^*} \\ & + \frac{gD^2}{\rho_o} \int_{\sigma}^0 \left[ \frac{\partial \rho}{\partial x^*} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x^*} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + DF_u \end{aligned} \quad (3-39)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial VD}{\partial t^*} + \frac{\partial UV D}{\partial x^*} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y^*} + \frac{\partial V \omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \\ & + \frac{gD^2}{\rho_o} \int_{\sigma}^0 \left[ \frac{\partial \rho}{\partial y^*} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y^*} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + DF_v \end{aligned} \quad (3-40)$$

溫度守恆方程式：

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t^*} + \frac{\partial U \theta D}{\partial x^*} + \frac{\partial V \theta D}{\partial y^*} + \frac{\partial \theta \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right] + DF_{\theta} - \frac{\partial R}{\partial \sigma} \quad (3-41)$$

鹽度守恆方程式：

$$\frac{\partial S D}{\partial t^*} + \frac{\partial U S D}{\partial x^*} + \frac{\partial V S D}{\partial y^*} + \frac{\partial S \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + DF_s \quad (3-42)$$

紊流的動能 $q^2/2$ 及紊流的尺度參數 $l$ 表示：

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q^2 D}{\partial t^*} + \frac{\partial q^2 U D}{\partial x^*} + \frac{\partial q^2 V D}{\partial y^*} + \frac{\partial q^2 \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) \\ & + \frac{2K_M}{D} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] \\ & + \frac{2g}{\rho_o} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{2q^3 D}{B_1 l} + DF_q \end{aligned} \quad (3-43)$$



$$\begin{aligned}
\frac{\partial q^2 l D}{\partial t^*} + \frac{\partial q^2 l U D}{\partial x^*} + \frac{\partial q^2 l V D}{\partial y^*} + \frac{\partial q^2 l \omega}{\partial \sigma} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_q}{D} \frac{\partial (q^2 l)}{\partial \sigma} \right] \\
&+ \frac{E_1 l}{D} \left\{ K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] \right\} \\
&+ E_3 \frac{g}{\rho_o} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{q^3 D}{B_1} \tilde{W} + D F_l
\end{aligned} \tag{3-44}$$

式中， $U$ 、 $V$ 與 $\omega$ 分別為 $\sigma$ 座標系統上 $x^*$ 、 $y^*$ 與 $\sigma$ 座標方向之流速。

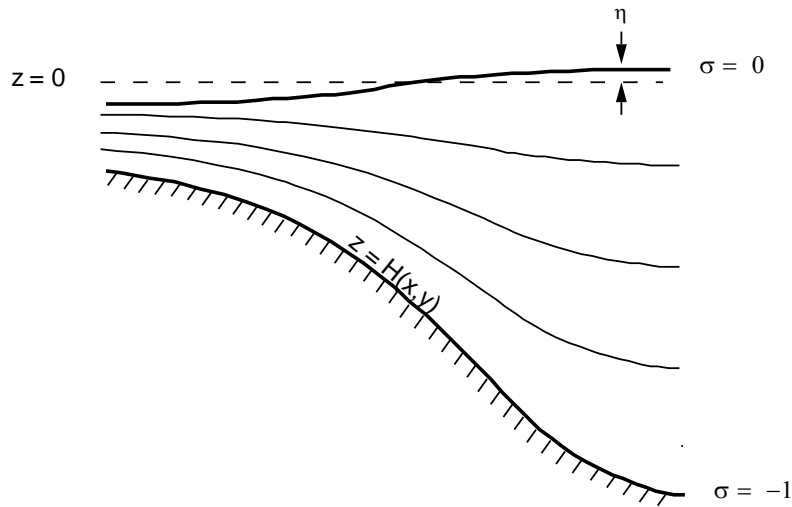


圖 3-3、 $\sigma$  座標系統 (Mellor, 2003)

#### 4. 外模式-水深積分方程式

由於海洋變動中包含了快速的慣性重力波與緩慢變化的內波，為了可以有效率的模擬海洋變動，故將上述的三維方程式利用水深積分技巧轉換成水平二維模式。如此將模式分成外模式之水平二維模式來模擬快速變動的慣性重力波，而內模式之三維模式來模擬緩慢變化的內部波動或熱動力變化等，其分割技巧(Simons, 1974; Madala和Piacsek, 1977)可以有效率的解決三維模式模擬速度較慢的缺陷。因此將式(3-38)至(3-40)由 $\sigma = -1$ 積分至 $\sigma = 0$ 的水深積分方式消除所有垂直方向的變化，則二維方程式可表示成，

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U} D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V} D}{\partial y} = 0 \tag{3-45}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \bar{U} D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U} \bar{V} D}{\partial y} - \tilde{F}_x - f \bar{V} D + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} &= - \langle wu(0) \rangle + \langle wu(-1) \rangle \\
&+ G_x - \frac{g D}{\rho_o} \int_{-1}^0 \int_{\sigma} \left[ D \frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\partial D}{\partial x} \rho' \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right] d\sigma' d\sigma
\end{aligned} \tag{3-46}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{V}D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} - \tilde{F}_y + f\bar{U}D + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = -\langle wv(0) \rangle + \langle wv(-1) \rangle \\ + G_y - \frac{gD}{\rho_0} \int_{-1}^0 \int_{\sigma} \left[ D \frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\partial D}{\partial y} \rho' \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma} \right] d\sigma' d\sigma \end{aligned} \quad (3-47)$$

式中，

$$\bar{U} = \int_{-1}^0 U d\sigma, \quad \bar{V} = \int_{-1}^0 V d\sigma \quad (3-48)$$

而  $-\langle wu(0) \rangle$  與  $-\langle wv(0) \rangle$  為海表面風剪應力， $\langle wu(-1) \rangle$  與  $\langle wv(-1) \rangle$  為底床摩擦剪應力。 $\tilde{F}_x$  與  $\tilde{F}_y$  定義為，

$$\tilde{F}_x = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2H\bar{A}_M \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[ H\bar{A}_M \left( \frac{\partial \bar{U}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} \right) \right] \quad (3-49)$$

$$\tilde{F}_y = \frac{\partial}{\partial y} \left( 2H\bar{A}_M \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[ H\bar{A}_M \left( \frac{\partial \bar{U}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} \right) \right] \quad (3-50)$$

若  $A_M$  在垂直方向為常數，則式(3-49)與(3-50)之值為零。而  $G_x$  與  $G_y$  定義為，

$$G_x = \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial y} - \tilde{F}_x - \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} - \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial y} + \overline{\tilde{F}_x} \quad (3-51)$$

$$G_y = \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} - \tilde{F}_y - \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial x} - \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} + \overline{\tilde{F}_y} \quad (3-52)$$

在外模式運算時式(3-51)與(3-52)之等號右側項保持為定值，而在內模式計算時才重新更新其值。若以單獨執行 POM 模式中之二維模式則  $G_x = G_y = 0$ 。

## 5. 邊界條件

連續方程式，式(3-38)的垂直邊界條件

$$\omega(x^*, y^*, 0, t^*) = \omega(x^*, y^*, -1, t^*) = 0 \quad (3-53)$$

動量方程式，式(3-39)、(3-40)兩式的表面邊界條件

$$\frac{K_M}{D} \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = (\langle \omega U(0) \rangle, \langle \omega V(0) \rangle), \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (3-54)$$

底部邊界條件

$$\frac{K_M}{D} \left( \frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = C_z [U^2 + V^2]^{1/2} (U, V), \quad \sigma \rightarrow -1 \quad (3-55)$$

其中

$$C_z = \text{MAX} \left[ \frac{\kappa^2}{[\ln\{(1 + \sigma_{kb-1})H / z_0\}]^2}, 0.0025 \right] \quad (3-56)$$

其中 von Karman 常數  $\kappa = 0.4$ ， $z_0$  為摩擦糙度參數， $\sigma_{kb}$  為  $\sigma$  座標於垂直層  $k = kb$  層時的值， $kb$  表示垂直格網層數的值， $kb$  表示最底層，而  $\sigma_{kb-1}$  為  $kb-1$  層之  $\sigma$  座標值。

溫度和鹽度方程式，式(3-41)、(3-42)的邊界條件

$$\frac{K_H}{D} \left( \frac{\partial \theta}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = (\langle \omega \theta(0) \rangle), \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (3-57)$$

$$\frac{K_H}{D} \left( \frac{\partial \theta}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = 0, \quad \sigma \rightarrow -1 \quad (3-58)$$

而紊流閉合方程式，式(3-43)、(3-44)的邊界條件：

$$(q^2(0), q^2 l(0)) = (B_1^{2/3} u_\tau^2(0), 0), \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (3-59)$$

$$(q^2(-1), q^2 l(-1)) = (B_1^{2/3} u_\tau^2(-1), 0), \quad \sigma \rightarrow -1 \quad (3-60)$$

其中  $B_1$  為紊流閉合常數， $u_\tau$  為在表面與底部的摩擦速度。開放邊界流速邊界條件

$$H\bar{U} \pm c_e \eta = F_{BC} \quad (3-61)$$

其中 $\bar{U}$ 為水平平均速度， $\eta$ 為自由表面水位，而 $F_{BC}$ 為邊界通量，如 $F_{BC} = H\bar{U}_{BC} \pm c_e \eta_{BC}$ ， $\bar{U}_{BC}$ 為邊界流速其流速值可來自上層巢狀格網，而 $\eta_{BC}$ 為開放邊界水位邊界條件，其值可由全球潮汐模式(如 NAO99b)之水位或上層巢狀格網模擬水位給定，式中

$$c_e = \sqrt{gH} \quad (3-62)$$

其中 $H$ 為總水深， $g$ 為重力加速度。

### 3.3.2 數值方法

#### 1. 網格配置

模式中的控制方程式包含了傳輸速度較快的表面重力波，以及傳輸速度較慢的內部重力波，在數值計算上區分為計算正壓流的外部模式及計算斜壓流的內部模式，此種方法就是所謂的mode splitting，如下圖3-4所示。

模式的計算上，由於外部模式為計算速度較快的表面重力波，故計算時距較短，且將流速依垂直方向取平均值以求得水平傳輸量，因此，只有二維的運算。內部模式由於其為計算速度較慢的內部重力波，故計算時距可以取的較長，但是需要較高的空間解析度，所以採用三維空間網格。如此兩種不同計算技巧的交替運用，可以大大減少電腦運算時間。另外，在空間網格的設定上，內外模式水平方向皆採用Arakawa C-grid交錯網格系統，分別如圖3-5與3-6所示。其中，水平速度 $U$ 、 $V$ 分別位於東、西、南、北向的格網中間，至於其他的變量，例如水位 $\eta$ 、垂直方向的流速 $W$ 、溫度 $T$ 、以及鹽度 $S$ 等，則位於網格中間。

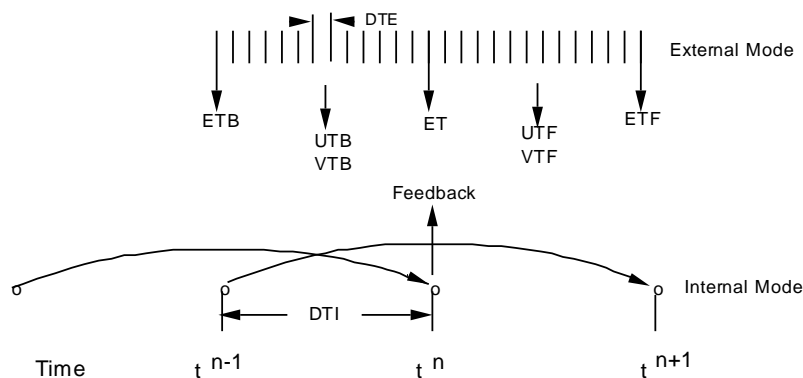


圖 3-4、內外模相嵌示意圖 (Mellor, 2003)

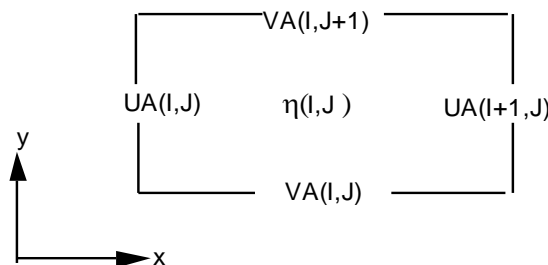


圖 3-5、二維外部模式網格配置圖 (Mellor, 2003)

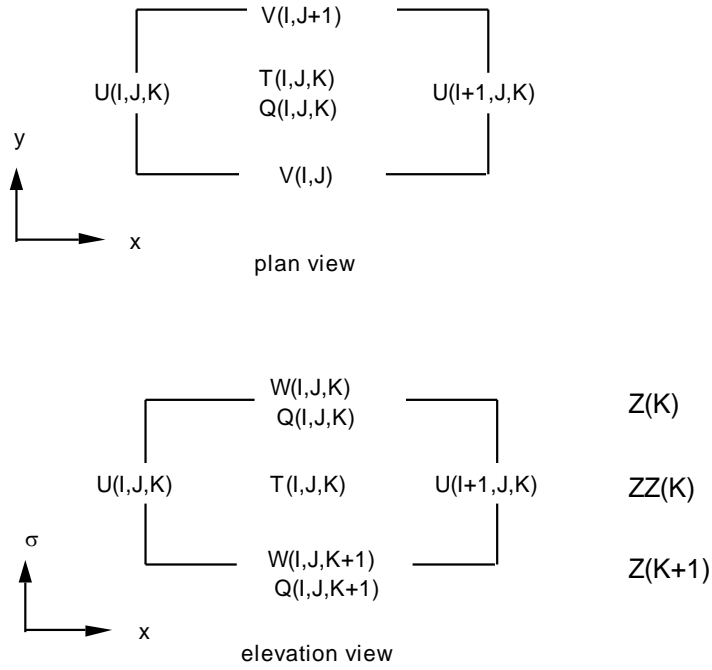


圖 3-6、三維內部模式網格配置圖 (Mellor, 2003)

## 2. 數值離散

關於POM模式中的數值離散技巧，在三維模式中係將計算分為垂直、水平傳導與擴散兩步驟，且將垂直方向分量以隱式(implicit)積分，而水平分量以顯式(explicit)積分。例如以溫度平衡方程式可離散成

$$\frac{\partial DT}{\partial t} + Adv(T) - Dif(T) = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_H \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) - \frac{\partial R}{\partial \sigma} \quad (3-63)$$

其中  $Adv(T)$  與  $Dif(T)$  分別表示水平傳導項與水平擴散項。而時間積分採用兩步驟法分割水平與垂直分量，如下式表示，

$$\frac{\tilde{D}\tilde{T} - D^{n-1}T^{n-1}}{2\Delta t} = -Adv(T^n) + Dif(T^{n-1}) \quad (3-64)$$

$$\frac{D^{n+1}T^{n+1} - \tilde{D}\tilde{T}}{2\Delta t} = \frac{1}{D^{n+1}} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_H \frac{\partial T^{n+1}}{\partial \sigma} \right) - \frac{\partial R}{\partial \sigma} \quad (3-65)$$

式中  $n$  表示積分時間。由於模式在時間計算上採用蛙跳差分法的技巧，為了消除微小數值震盪，故需藉由濾波器來使數值結果平滑化，如下式所示，

$$T_s = T + \frac{\alpha}{2}(T^{n+1} - 2T^n + T^{n-1}) \quad (3-66)$$

其中  $T_s$  是平滑化的解， $\alpha$  取 0.05。在式(3-66)進行平滑化計算後，令  $T_s$  為  $T^{n-1}$ 、 $T^{n+1}$  為  $T^n$ ，然後再進行下一時刻之計算。

在空間離散方面，POM 模式採用有限體積(finite volume)的概念，則水平傳導項可離散為，

$$-Adv(T)h_x h_y = \delta_x (Dh_y UT) + \delta_y (Dh_x VT) + h_x h_y \frac{\delta_\sigma(\omega T)}{\Delta\sigma} \quad (3-67)$$

式中， $h_x$  與  $h_y$  分別表示  $x$  與  $y$  方向格網間距。 $\delta$  表示不同方向之離散方法，在 POM 模式預設為中央差分法，透過上述空間離散的處理方式，故可利用正交曲線格網進行模式運算。而模式的總體計算流程與相對應的重要處理程序(副程式)，如圖 3-7 中所示。

### 3. 穩定條件

在水深積分模式(外部模式)以及傳輸方程式中，計算時距是根據 Courant-Friedrichs-Levy (CFL) 計算穩定條件而決定，其中

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_t} \left| \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right|^{-1/2} \quad (3-68)$$

$$C_t = 2(gH)^{1/2} + U_{\max} \quad (3-69)$$

式中  $U_{\max}$  是可預期的最大速度，實際應用上的穩定條件會比上式的估計約小 90%。而以類似的方式估計內部模式之計算時距限制為，

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{C_T} \left| \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right|^{-1/2} \quad (3-70)$$

其中

$$C_T = 2c + U_{\max} \quad (3-71)$$

$C_T$  是最大內部重力波速，一般尺度約為 2 m/s， $c$  表示波速。 $U_{\max}$  是最大傳導速度。在一般應用於海洋模式的情況下， $\Delta t_I / \Delta t_E$  的比率約為 30 至 80 之間。除上述條件之外，仍有兩個額外的限制會影響 POM 模式的數值穩定性，其中與動量方程式中水平擴散項有關的穩定條件，依照上述方式可推論其條件為：

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{4A} \left| \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right|^{-1} \quad (3-72)$$

其中  $A = A_M$  或  $A = A_H$ 。而科氏力項可能造成的穩定條件為：

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{2\Omega \sin \phi} \quad (3-73)$$

根據上述條件，在計算時必須注意計算時距大小的設定。此外，由於  $\sigma$  座標的關係，會在靠近海岸處形成不可計算的奇異點，故在水深給定時必需設定最小水深，在 POM 模式預定的最小水深為 10 公尺，但可隨計算案例的不同給定可能的最小水深。

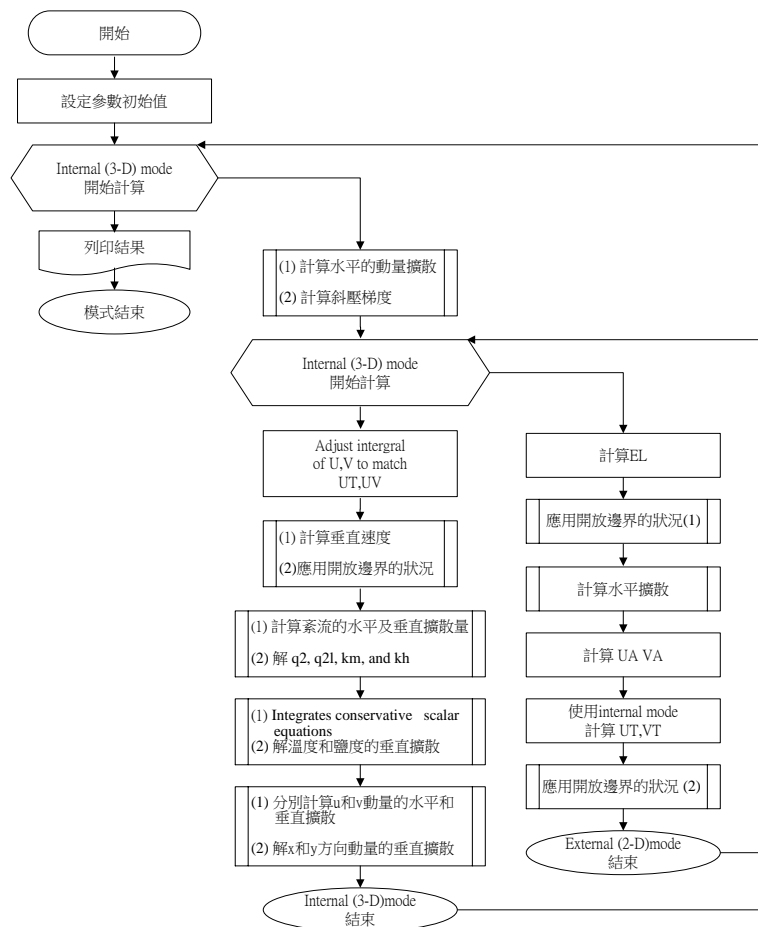


圖 3-7、模式計算流程圖

### 3.3.3 海氣交互介面邊界條件

處理海氣交互介面邊界條件為三維洋流模擬中重要的課題，在處理海面邊界條件時，可以利用通量交換或直接設定海面邊界變動來給定邊界條件。利用直接給定海面邊界條件，如直接給定海面溫度(SST)可以使模式啟動速度(spin up)加快(Ezer和Mellor, 1997)。但在本研究中包含台灣海域高解析度模式，受限於海面溫度資料庫的解析度，可能會造成洋流模擬的誤差。另一種海面邊界條件就是給定海氣交互介面的通量變化，如此就可避免海面溫度資料庫解析度不足的缺點。而海氣交互邊界條件中包括海面風剪應力、水體質量、熱通量、鹽度通量及輻射通量。以下則分別說明各種海氣交互介面邊界條件之處理方式：

#### 1. 動量平衡

考慮由風剪應力所形成的動量平衡，如下式所述：

$$\rho K_M (\partial U / \partial z, \partial V / \partial z) = (\tau_x, \tau_y) \quad (3-74)$$

$$(\tau_x, \tau_y) = \rho_A C_D |\mathbf{U}_{10} - \mathbf{U}_W| (U_{10} - U_W, V_{10} - V_W) \quad (3-75)$$

其中  $C_D$  為拖曳係數， $\rho$  為水密度， $\rho_A$  為空氣密度， $(U_{10}, V_{10})$  為海面上 10 公尺高度之  $x$ 、 $y$  方向風速分量， $\mathbf{U}_{10} = \sqrt{U_{10}^2 + V_{10}^2}$  為 10 公尺高度風速， $(U_W, V_W)$  為水面流速之  $x$ 、 $y$  方向流速分量， $\mathbf{U}_W = \sqrt{U_W^2 + V_W^2}$  為水面流速，而  $(\tau_x, \tau_y) = (-wu(0), -wv(0))$ 。

#### 2. 質量平衡

考慮海氣交互介面之水體質量交換如下所述：

$$\rho w_I = \dot{E} - \dot{P} \quad (3-76)$$

其中  $w_I$  為海面垂直方向傳輸速度， $\dot{P}$  為降雨通量，而  $\dot{E}$  為蒸發通量可表示為

$$\dot{E} = \rho_A C_E |\mathbf{U}_{10} - \mathbf{U}_W| (q_{10} - q_W) \quad (3-77)$$

其中  $q_W$  為海面空氣之比濕， $q_{10}$  為海面 10 公尺高之比濕， $C_E$  為蒸發通量係數。

#### 3. 鹽度平衡

假設降雨與蒸發過程中所含之鹽度幾乎為零，故鹽度平衡可由下式所述：



$$-\rho(K_H \partial S / \partial z) + \rho w_l S_w = 0 \quad (3-78)$$

$-\rho_w(K_H \partial S / \partial z)$  為鹽度控制方程式之海面擴散通量， $S_w$  為海面鹽度。

#### 4. 熱量平衡

海氣交互介面熱量平衡可由下式所述：

$$\rho C_{pw}(K_H \partial T / \partial z) = \dot{E}L - Q_s + LWR + (\dot{E} - \dot{P})C_{pw}(T_{10} - T_w) \quad (3-79)$$

其中  $C_{pv}$ 、 $C_{pw}$  分別為水蒸氣與水之比熱， $T_{10}$  為海面 10 公尺高溫度， $T_w$  為海面溫度， $L = (2.501 - 0.002T_w) \times 10^6 J(kg^0C)^{-1}$  為蒸發潛熱(latent heat)， $LWR$  為長波輻射(longwave radiation)， $Q_s$  為顯熱(sensible heat)可表示為：

$$Q_s = \rho_A C_{pA} C_H |U_{10} - U_w| (T_{10} - T_w) \quad (3-80)$$

其中  $C_H$  為熱通量係數。而長波輻射如下所示：

$$LWR = 0.98\zeta(T_w + 273)^4 (0.39 - 0.05e_{10}^{1/2})(1 - 0.8n) - [(T_w + 273)^4 - (T_{10} + 273)^4] \quad (3-81)$$

其中  $\zeta = 5.7 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$  為 Stefan-Boltzman 常數， $e_{10}$  為水蒸氣壓力， $n$  為雲覆蓋率。

#### 3.3.4 巢狀格網邊界

由於洋流大規模流動的特性，故需要足夠的模擬範圍才可解析出環流流動的特性。利用巢狀計算逐步縮小計算範圍提高精度，為有限計算資源之下獲得高精度模擬結果之最佳方式。關於巢狀格網邊界條件設定方式，可分為邊界處與邊界緩衝區兩種條件。如圖3-8所示，圖中最外部方框為巢狀母格網範圍，圖中方框為巢狀子格網邊界處，子格網內部格紋處為邊界緩衝區。外模式之邊界處之入流邊界條件由上層模式給定，如下式所述：

$$\bar{U}_n = \bar{U}_n^0 + \sqrt{\frac{g}{H}} (\eta - \eta^0) \quad (3-82)$$

式中上標 0 表示上層模式於下層邊界處之內插值，其中  $\bar{U}_n$  為邊界之法線方向流速， $\eta$  為水位。而內模式之三維溫鹽與流速邊界條件乃採用漸進方式(nudging)方式給定，如下式

所述：

$$\Phi_i = \Phi_i + \left(1 - \tanh\left(4 \frac{\Delta x_i}{L_{nest}}\right)\right) (\Phi_i^0 - \Phi_i) \quad (3-83)$$

式中 $\Phi$ 可分別代表 $S$ 、 $T$ 、 $U$ 、 $V$ ，下標 $i$ 為距離子格網邊界處第 $i$ 格點，上標 $0$ 表示上層模式於下層位置處之內插值， $\Delta x_i$ 為該格點至邊界之距離， $L_{nest}$ 為緩衝區之寬度。

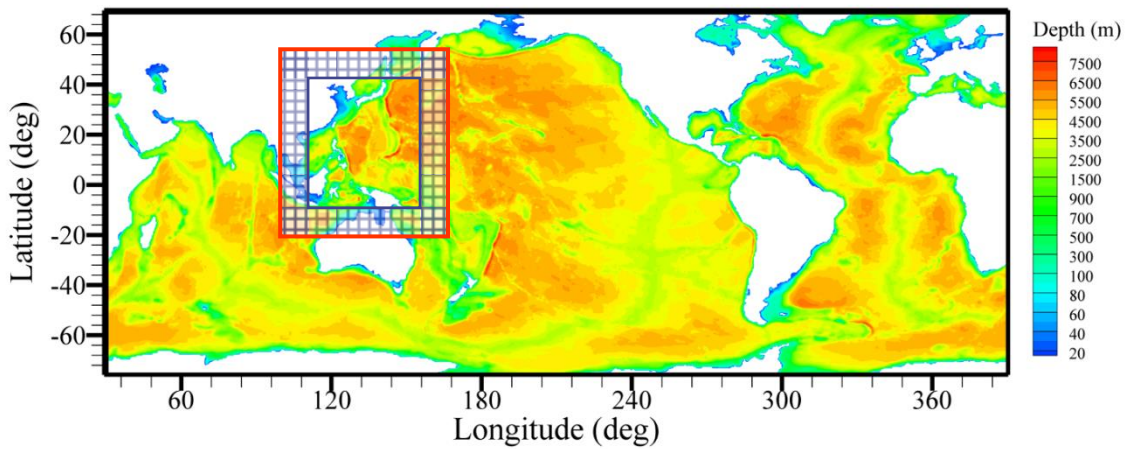


圖 3-8、巢狀格網邊界示意圖

### 3.3.5 大氣模式與邊界資料

在海表面邊界氣象資料方面，為了計算台灣海域暴潮現象，海象預測模式利用了中央氣象局(CWB-WRF)模式風場資料，其具有45、15及5公里解析度之三層巢狀資料，該資料為中央氣象局WRF (Weather Research and Forecasting)作業模式運算後之結果，每日資料釋出00Z、06Z、12Z及18Z四次，每次含有未來72小時預測，時間解析度為每1小時一筆，每日由自動化命令腳本透過網路傳送資料。由於其格式為GRIB，故資料獲取後需要解碼後再進行海象模式的邊界條件設定。為了測試大氣預測模式對於海象模式在計算暴潮與海岸水位的影響，亦使用國研院颱洪中心所提供的高解析度大氣模式(TTFRF-WRF)資料來進行評估與比較。

由於海流模式中包含了一個提供大洋邊界條件的洋流模式，為提供此模式所需的氣象邊界條件，故蒐集了NCEP/NCAR再分析場資料(NCEP/NCAR Reanalysis 1) (Kalnay等人, 1996)，其資料為模式運算後資料同化之分析場結果，資料時間範圍自1948年至今，時間解析度為每6小時一筆，空間格網為T62 Gaussian Grid，資料範圍涵蓋全球。而海流數值模式之表面邊界條件包含10米高海面風場(uwnd、vwnd)、海平面大氣壓力(slp)、2米高氣溫(air)、2米高比濕(shum)、表面長波輻射通量(nlwrs)、表面短波輻射通量(nswrs)、

表面潛熱通量(lhtfl)、表面顯熱通量(shtfl)、降雨率(prate)等變數，利用海面通量計算方式，進行海面風剪應力、溫度與鹽度通量等表面邊界條件之計算，而模式鹽度與溫度起始資料以WOA09海洋資料庫的月平均氣候值來計算。

考慮天文潮汐為近岸海域之重要影響因素，故利用邊界條件處理方式來模擬台灣海域洋流與潮流同時存在之流況。其利用台灣海域洋流模式(T3模式)為基礎，採用OTPS (OSU Tidal Prediction Software, <http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>)來建立天文潮位邊界，配合西北太平洋海域模式(N2模式)所輸出之海流流速與水位，將潮汐與洋流模式之水位兩者相加，並考慮遠域之潮汐流速影響分量很小，以洋流模式結果做為流速主要成分，提供台灣海域模式(T3)所需的水位與流速邊界條件進行模擬計算。



## 四、暴潮模式驗證

### 4.1 模式驗證

本研究模擬颱風侵襲台灣近海海域時所形成的暴潮巨浪，以SWAN波浪模式模擬波浪與波揚水位變化，而以三維水動力POM海流模式模擬天文潮、暴潮及海流效應之綜合水位高、流速變化等現象，兩者之間現階段並無進行耦合運算，所計算出的暴潮與波揚水位假設以線性方式疊加，相關模式參數與設定如表4-1中所示。

表 4-1、SWAN 與 POM 模式參數與設定

模式	模式邊界	模式參數	模式輸出
SWAN 模式	10 公尺高風速、WW3 波浪模式輸出	波浪生成消散項：Van der Westhuysen et al. (2007) 波浪非線性項：DIA (Hasselmann et al., 1985) 底床摩擦項：JONSWAP (Hasselmann et al., 1973) 碎波消散項：Battjes and Janssen (1978)	波高、週期、波揚水位
POM 模式	10 公尺高風場、海平面大氣壓力、2 米高氣溫、2 米高比濕、表面長波輻射通量、表面短波輻射通量、表面潛熱通量、表面顯熱通量、降雨率、巢狀模式流速、水位及溫鹽度	模式預設，請參考 Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model (Mellor, 2003)	海面水位高(暴潮、天文潮與海流綜合效應)、三維海流流速、流向、溫度、鹽度

為了解颱風侵襲台灣時於海岸所產生的暴潮水位，故利用2013年強烈颱風蘇力侵襲台灣北部之案例來驗證討論模式設定之合理性，圖4-1為蘇力颱風路徑圖，13日3時於新北市與宜蘭縣交界處登陸，8時左右於新竹附近出海，16時前後由福建進入大陸。在波浪與海流模式起始值方面，利用海洋中心海象預測平台於12日0600UTC時，颱風靠近台灣本島前之輸出值作為本案例波浪與暴潮水位模擬的起始值，再分別利用NCEP、CWB(中央氣象局)及TTFRI(國研院颱洪中心)所提供的大氣模式資料作為海面邊界條件進行模擬，各大氣資料在時間解析度方面分別6、6及1小時，在空間解析度方面NCEP再分析資料為200公里，CWB與TTFRI資料在台灣附近為5公里。

圖4-2為不同大氣模式資料帶入海流模式後於台灣東北部龍洞潮位測站所引致之暴潮水位與實測值比較圖，由於NCEP在資料水平解析度較粗，並無法顯現蘇力颱風經過台灣東北部海域時所引致的暴潮水位，而CWB與TTFRI的大氣模式資料輸入海流模式後於7/12 18:00至7/13 12:00之間可明顯反應颱風經過時所引致的暴潮水位，表示大氣模式資料空間解析度須能解析颱風環流與氣壓結構才能有效於海流模式中反應颱風暴潮現象。但圖中約7/13 00:00至06:00期間，實測值明顯大於模擬值，此時應是颱風中心經過台灣東北部海域，除去海流、大氣模式及測量的不準確性，應有其他因素造成水位突然升高現象。

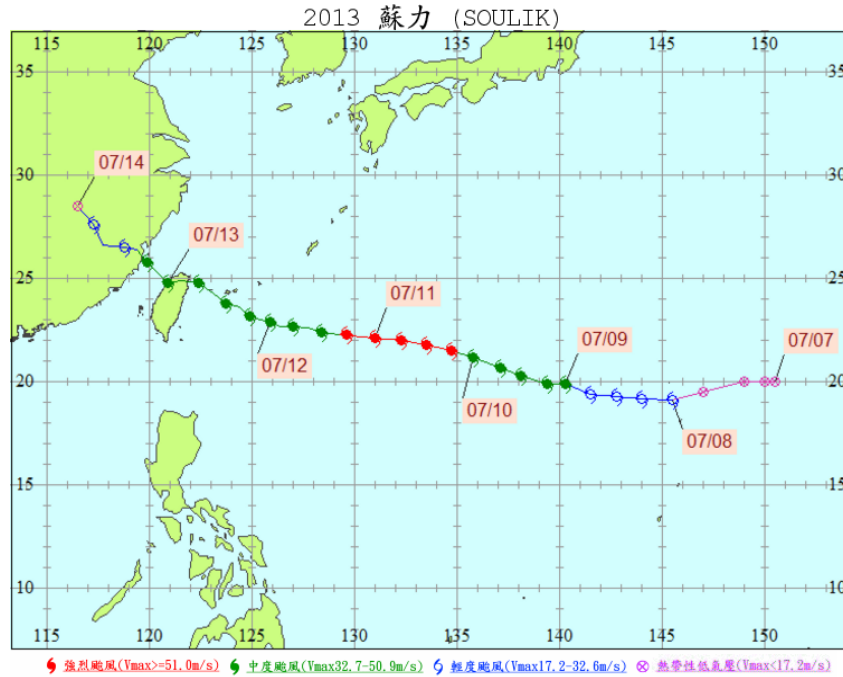


圖 4-1、2013 年蘇力(SOULIK)颱風路徑圖(中央氣象局)

圖4-3分別為使用CWB與TTFRI大氣模式資料作為邊界條件，利用環台暴潮模式於蘇澳、花蓮、新竹及馬祖海域模擬結果與觀測水位之比較圖。觀察蘇澳測站水位變化比較結果，利用時間解析度較高的TTFRI大氣模式作為邊界條件，於13日8時所模擬出的最大天文潮與暴潮合成水位值較為吻合實測值，表示所使用的海面邊界資料之時間解析度會影響暴潮計算結果，時間解析度越高對於最大水位值的模擬越準確。除了蘇澳測站之外，蘇力颱風中心距離其餘測站較遠，故暴潮水位抬升現象並不明顯，仍是以天文潮位主導水位變化趨勢。以圖中結果看來，新竹、蘇澳、花蓮及馬祖測站的暴潮與天文潮合成水位模擬值相較於觀測值的誤差皆小於0.3公尺以下，顯示模式可合理的推算海岸地區天文潮與暴潮合成水位，其水位變化資料對於後續洪水溢淹推算應有所助益。

圖4-4為2100UTC 12/JUL/2013由蘇力颱風在台灣海域造成海面風速、波高、表面流速及水位分布圖，圖中時刻為蘇力颱風中心即將登陸宜蘭與新北市交界處，在台灣東北角海岸可見海面10公尺高風速接近每秒50公尺，波高可達10公尺，而海面流速受颱風擾動下也呈現劇烈變化，在局部近岸區域甚至流速超過每秒1.5公尺，颱風中心附近之台灣東北海域水位高度也明顯高於周圍海域，其天文潮與暴潮合成水位可達1公尺以上。由以上結果顯示，利用海洋中心海象預測平台可以合理的模擬颱風侵襲時台灣海域的海象變化，包括波高、波浪週期、天文潮、洋流與暴潮綜合效應下的三維海洋流速、水位及溫度變化等，而海面氣象參數亦可由大氣模式資料中獲得，其海象預測平台所提供資訊應可在颱風災害防救治上有所助益。

以上說明了環台海岸水位與波浪模擬的結果合理性，由於圖4-2中明顯可看出在7月13日0時至8時之間潮位測站出現了水位急速上升的明顯現象，對照同一時間龍洞遊艇港外海，離岸約10公里處水深約30公尺之龍洞觀測浮標上所量測到的波高亦出現急速增高的趨勢，根據水位與波高上升的趨勢，假設為外海波浪受地形影響碎波後所產生的近岸

波揚水位。由於近岸波揚現象需要更高格網解析度才可解析，故使用圖4之台灣東北海域格網做為台灣海域格網之巢狀子格網進行模擬。

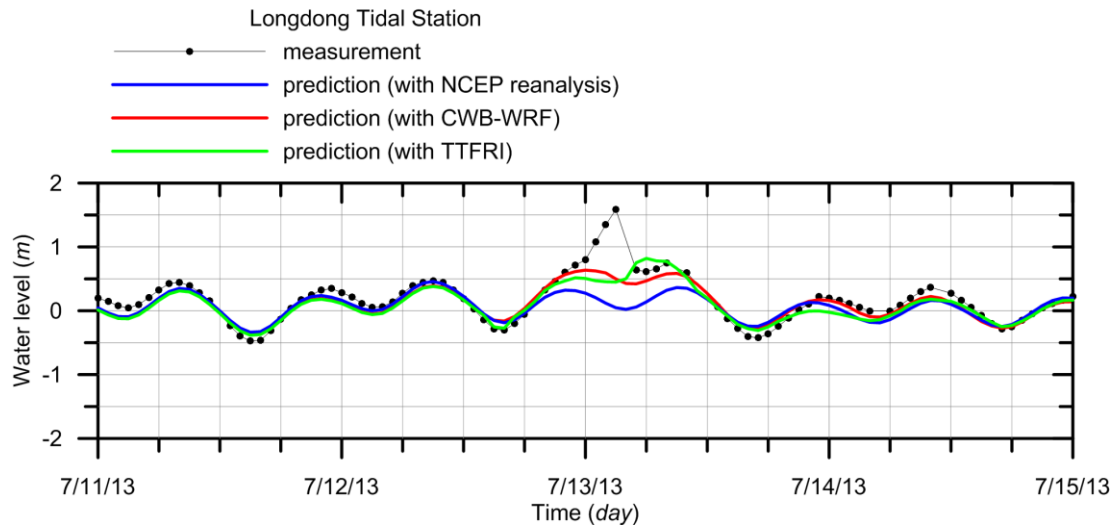


圖 4-2、不同大氣模式資料引致暴潮水位於龍洞測站之比較

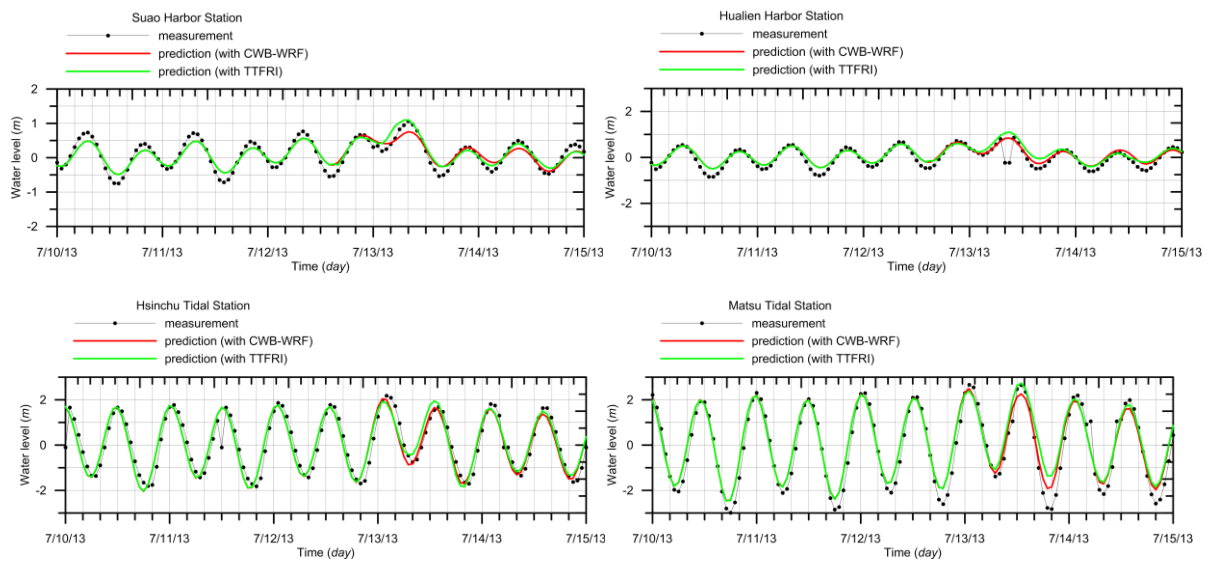


圖 4-3、蘇澳、花蓮、新竹及馬祖海域水位變化時序列

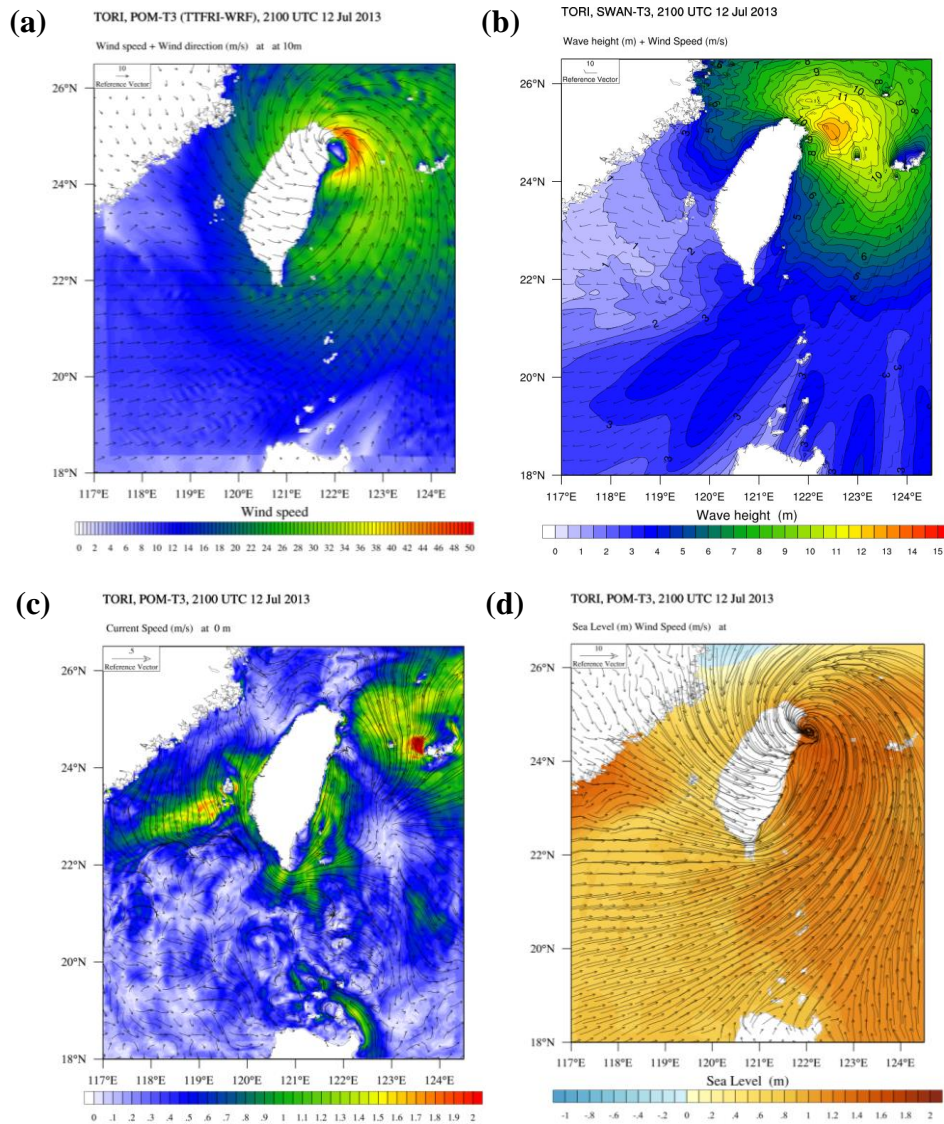


圖 4-4、2100UTC 12/JUL/2013 由蘇力颱風在台灣海域所引致之海象變化 (a)10 公尺高風速、(b)波高、(c)表面流速及(d)水位分布

#### 4.2 近岸波揚水位計算

圖4-5為使用CWB-WRF大氣模式資料作為海面邊界條件進行水位與波浪模擬於龍洞海域之結果，其水位截取處為龍洞潮位測站，波浪為龍洞浮標處，若使用台灣東北海域近岸波浪SWAN模式(格網解析度為100公尺)計算波揚值，圖中綠色實線則為波揚、暴潮及天文潮位之合成疊加水位，其明顯於7/12 18:00至7/13 06:00期間產生了由於近岸波揚現象所增加的水位高，由於蘇力颱風於龍洞海域產生了超過10公尺的波高，由於近岸碎波現象所產生的波揚現象亦相當明顯，顯示巨浪所產生的波揚水位在外海波高較大時應加以考慮其對於近岸水位抬升的影響。圖中藍色空心圓點為解析度50公尺之台灣東北海域近岸波浪SWAN模式所計算之含有波揚水位之合成水位變化時序列，其合成水位於外海波高發生極大值時明顯高於100公尺解析度，表示波揚現象的模擬亦需要極高解析度的格網，或許在作業化預測資源需求上必須考量與克服。

圖4-6為使用TTFRI-WRF大氣模式資料進行水位與波浪模擬於龍洞測站之模擬值，



由圖中模擬結果可見，其波高最大值出現時間為7/13 12:00，相較於使用CWB-WRF作為邊界條件模擬下，水位極大值出現時間延遲3個小時，而由於龍洞浮標於7/13 00:00左右開始缺少觀測值，故無法更進一步比較波高變化趨勢。但由圖中波高與合成水位出現極大值時間吻合情況下，在50公尺解析度模擬之波揚水位與暴潮、天文潮合成水位之極大值可達平均水位1.5公尺以上，其與龍洞潮位測站於蘇力颱風侵襲下出現最高水位約為1.5公尺以上具有一致性，雖然圖中合成水位極大值出現的時間有所延遲，卻顯示若要模擬近岸波揚水位需要有高時空解析度的大氣資料外，波浪模式的格網解析度亦需要接近50公尺才可適切模擬此一現象。由模擬結果顯示不同大氣模式資料造成水位與波浪特性明顯有差距，在劇烈天氣下之海象推算模擬上，大氣模式資料準確度仍具有關鍵決定性。

圖4-7則是由格網解析度50公尺之近岸波浪SWAN模式模擬於2100UTC 12/JUL/2013之波高與波揚水位分布圖，由波高分布可發現當蘇力颱風中心接近此處海域時，三貂角北側海域波高可達13~14公尺左右，其波揚水位也超過0.5公尺，而龍洞海域之波高約為12公尺，其近岸波揚水位約為0.5公尺，由波揚水位分布可知，由於近岸碎波現象所引致的波揚水位，在颱風巨浪的情況下，其可能造成近岸水位之上升量應加以考慮。本研究使用結合海流與波浪模式來模擬天文潮、暴潮及波揚水位的合成量，在操作過程複雜且兩模式之間並無交互作用，後續研究應朝向波流耦合或發展單一水動力模式來進行模擬研究。

暴潮預測模式利用國研院海洋中心海象預測平台之數值模式架構為基礎，進行颱風侵襲台灣海域時所引致的波浪、天文潮、暴潮及波揚水位模擬，利用實測潮位資料驗證後，可以合理的模擬環台暴潮與天文潮合成水位，且發現由颱風巨浪所引致的近岸波揚水位在近岸水位模擬估計中是不可忽略的因素。為了模擬近岸波揚水位分布變化，高解析度的大氣、波浪及海流模式都是需要考慮的，本研究結果對於後續洪水溢淹推算的準確度提升應有所助益。

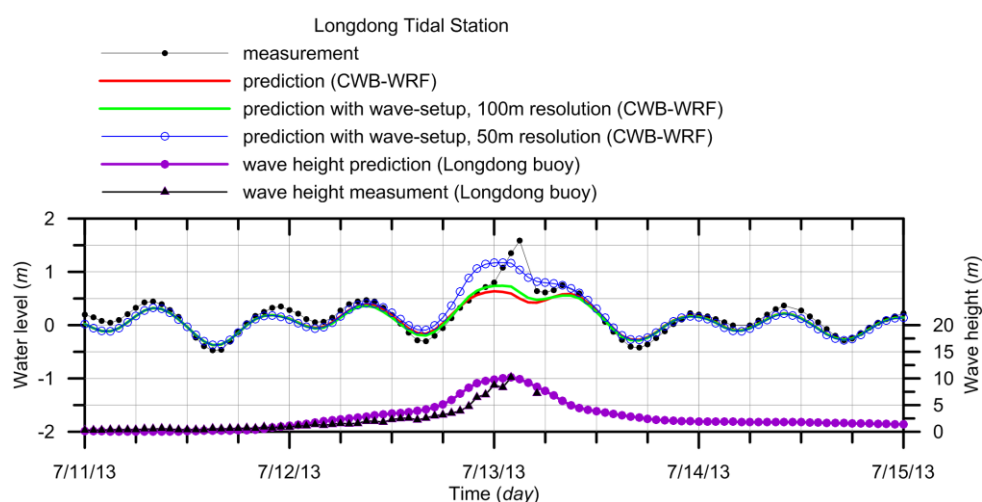


圖 4-5、龍洞海域水位與波高時序列圖(CWB-WRF)

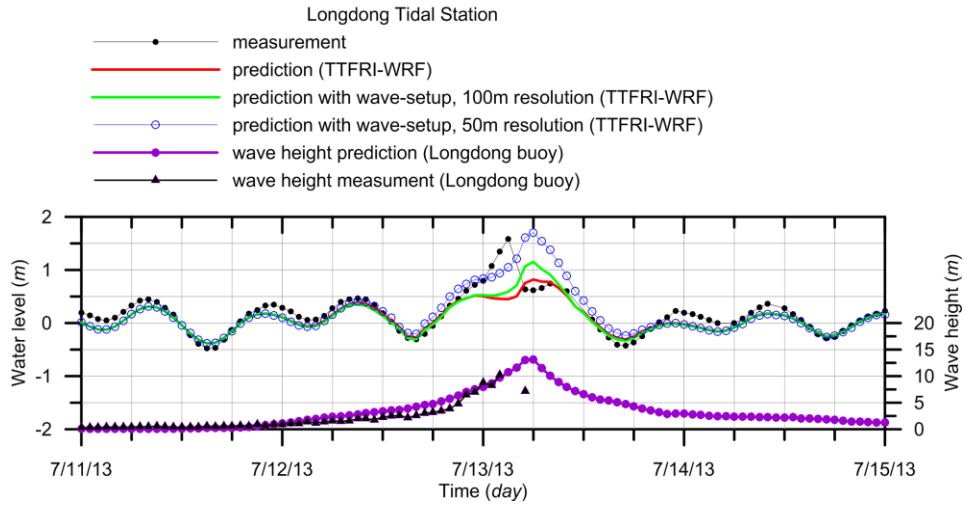


圖4-6、龍洞海域水位與波高時序列圖(TTFRI-WRF)

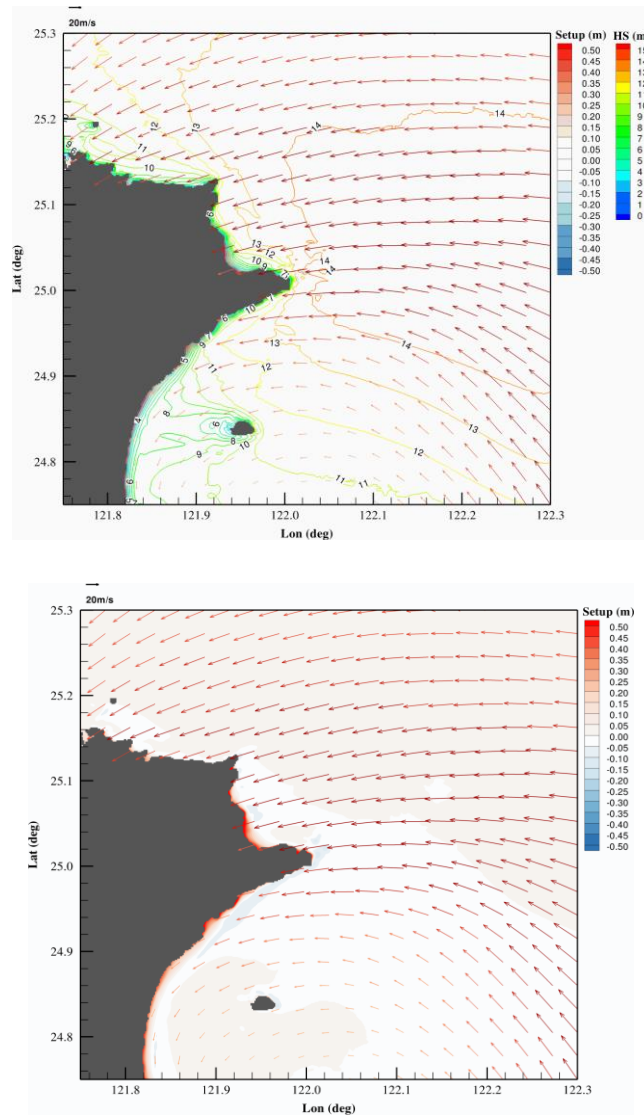


圖 4-7、2100UTC 12/JUL/2013 於台灣東北海域之波高與波揚水位分布圖

### 4.3 環島暴潮預測作業化建置

為了洪氾即時預警平台建置與應用發展，故進行暴潮預測作業化流程建置，以本研究發展之暴潮預測模式為基礎，配合前置與後置處理程序的發展，將暴潮預測模擬程序進行作業化。透過網路傳遞颶風中心每日進行的WRF大氣模式系集預測，挑選其中一組成員，利用cdo軟體(<https://code.zmaw.de/projects/cdo>)對於wrfout之NetCDF格式進行解碼程序，再利用前置處理程式進行資料處理，內插大氣模式資料至暴潮模式中，作為模式之邊界條件。之後再透過海洋中心海象預測平台之架構，進行暴潮模式作業化預測，模擬天文潮與暴潮合成水位，輸出環島海岸水位高度，於颶風來襲時提供颶風中心洪氾預測模式合理的下游邊界水位，提高洪氾預測的精度與合理性，完成洪氾即時預警平台建置。

## 五、結論與建議

本研究利用調和分析方法建置環台暴潮偏差資料與展示網頁，其有助於後續暴潮統計分析與模式驗證。在預測模式發展方面，利用國研院海洋中心海象預測平台之數值模式架構為基礎，利用不同時空解析度之大氣模式資料作為海面邊界條件，進行2013年蘇力颱風侵襲台灣海域時所引致的波浪、天文潮、暴潮及波揚水位模擬，其結果顯示除了颱風中心經過外之區域，可以合理的模擬環台暴潮與天文潮合成水位。但在颱風中心經過之區域無法如同颱風中心經過外之區域合理模擬，如龍洞潮位測站於蘇力颱風侵襲下所產生的水位急速變化現象，由模擬結果顯示，颱風巨浪所引致的近岸波揚水位在近岸水位模擬估計中是不可忽略的因素。為了模擬近岸波揚水位分布變化，高解析度的大氣、波浪及海流模式都是需要考慮的，但現實作業上需耗費大量計算資源且不利作業化時效需求，對於颱風災害防救治上，若能事先評估海岸各地可能發生的波揚水位高度，其對於後續洪水溢淹推算的準確度提升應有所助益。



## 參考文獻

1. Battjes, J. A. and Janssen, J. P. F. M. (1978) "Energy Loss and Set-up due to Breaking of Random Waves," *Proceedings of 16<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Hamburg, pp. 569-587.
2. Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1987) "A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model," *Three-dimensional coastal ocean models*, American Geophysical Union, Washington, 4, D.C., edited by N. Neaps, 208p..
3. Booij, N., Holthuijsen, L. H. and Ris, R. C. (1996) "The SWAN Wave Model for Shallow Water," *Proceedings of 24th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Orlando, Vol. 1, pp. 668-676.
4. Chien, Chung-Ho. (1994) "1-D Modeling of Surges for the Eastern Coast of Taiwan Induced by Typhoons," *Proceedings of 25th IAHR Conference*, Tokyo, pp. 40-47.
5. Davis, R. W. and More, E. F. (1982) "A numerical study of vortex shedding from rectangles," *J. Fluid Mech.*, 116, pp. 475-506.
6. Harper, B. A. and Sobey, R. J. (1983) "Open-Boundary Conditions for Open-Coast Hurricane Storm Surge," *Coastal Engineering*, Vol. 7, pp. 41-60.
7. Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J. A. , Gienapp, H., Hasselmann, D. E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P., Olbers, D. J., Richter, K., Sell, W. and Walden, H. (1973) "Measurements of Wind-wave Growth and Swell Decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)," *Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl.*, 12, A8.
8. Hasselmann, S., Hasselmann, K., Allender, J. H. and Barnett, T. P. (1985) "Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear transfer for application in wave models," *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 11, 1378-1391.
9. Kawahara, M., Hirano, H., Tsubota, K. and Inagaki, K. (1982) "Selective lumping finite element method for shallow water flow," *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, Vol. 2, pp. 89-112.
10. Kawahara, M., Nakazawa, S., Ohmori, S. and Tagaki, T. (1980) "Two-step explicit finite element method for storm surge propagation analysis," *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, Vol. 15, pp. 1129-1148.
11. Leonard, B. P. (1979), "A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation," *Comput. Methods Appl. Mech. Engng.*, 18, pp. 59-98.
12. Leonard, B. P. (1991) "The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection," *Comput. Methods Appl. Mech. Engng.*, 88, pp. 17-74.

13. Madala, R. V., and Piacsek, S. A. (1977) "A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans," *J. Comput. Phys.*, 23, 167-178.
14. Mellor, G. L. (2003) *Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model*, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, Princeton.
15. Mellor, G. L. and Yamada, T. (1982) "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems," *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 20, 851-875.
16. Oey, L. Y., Mellor, G. L. and Hires, R. I. (1985a) "A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary, Part I: Description of the model and model simulations," *J. Phys. Oceanogr.*, 15, pp. 1676-1692.
17. Oey, L. Y., Mellor, G. L. and Hires, R. I. (1985b) "A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary, Part II: Comparison with observation," *J. Phys. Oceanogr.*, 15, pp. 1693-1709.
18. Phillips, N. A. (1957) "A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting," *J. Meteorol.*, 14, pp. 184-185.
19. Shi, F. and Sun, W. (1995) "A Variable Boundary Model of Storm Surge Flooding in Generalized Curvilinear Grids," *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol. 21, pp. 641-651.
20. Simons, T. J. (1974) "Verification of numerical models of Lake Ontario. Part I, circulation in spring and early summer," *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 507-523.
21. Tolman, H. L. and Chalikov, D. (1996) "Source terms in a third-generation wind wave model," *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 26, pp. 2497-2518.
22. Tolman, H. L. (1989) "The Numerical Model WAVEWATCH: A Third Generation Model for the Hindcasting of Wind Waves on Tides in Shelf Seas," Communication on Hydraulic and Geotechnical Engineering, Delft University of Technology, Report No. 89-2.
23. Tolman, H. L. (1991) "A Third-Generation Model for Wind Waves on Slowly Varying, Unsteady, and Inhomogeneous Depths and Currents," *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 21, pp. 782-797.
24. Van der Westhuysen, A. J., Zijlema, M. and Battjes, J. A. (2007) "Saturation based whitecapping dissipation in swan for deep and shallow water," *Coastal Engineering*, Vol. 54, pp. 151-170.
25. Yen, G. T. and Chou, F. K. (1979) "Moving Boundary Numerical Surge Model," *Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, ASCE*, Vol. 105, No. WW3, pp. 247-263.
26. 柯允沛、鄒明城、薛曙生、尹可健(1993),「FEMA 暴潮模式模擬技術在個人電腦之應用」, 第十五屆海洋工程研討會論文集, pp. 663-676。
27. 科技部, 海洋學門資料庫, <http://www.odb.ntu.edu.tw>。

28. 許泰文、莊文傑(1997),「蘇澳港暴潮模式之建立」,台灣省交通處港灣技術研究所研究報告,專刊第42號。
29. 許泰文、廖建明、李兆鑫(1999)「以有限元素法推算台灣東北海岸之暴潮偏差」,中國土木水利工程學刊,第十一卷,第四期,pp. 849-857。
30. 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,pp. 49-63。
31. 廖建明、陳思樺(2013),「海象預測應用平台之建置-海流預測」,財團法人國家實驗研究院台灣海洋科技研究中心技術報告 2013-TR-020。
32. 廖建明、陳思樺、賴堅戊、詹森、龔國慶(2013),「海象預測模擬之校驗」,第35屆海洋工程研討會論文集,高雄,第155-160頁。
33. 劉肖孔(1990),「台灣海域颱風暴潮及氣象潮數值預報模式」,中央氣象局研究報告第374號。