

行政院原子能委員會
委託研究計畫研究報告

海嘯浪高波傳機率模型之建置研究(103 年度期末報告)

Development of a Probability Model on the Propagation of Tsunami
Waves 2014 annual report

計畫編號：1032001INER043

受委託機關(構)：財團法人成大研究發展基金會

計畫主持人：蕭士俊 教授

聯絡電話：(06) 275-7575 #63262

E-mail address：schsiao@mail.ncku.edu.tw

核研所聯絡人員：侯雨成

報告日期：103 年 12 月 4 日

目錄

| | |
|-----------------------|----|
| 目錄 | I |
| 中文摘要..... | 1 |
| 英文摘要..... | 2 |
| 壹、計畫緣起與目的 | 4 |
| 一、計畫緣起與目的 | 4 |
| 二、研究項目和內容 | 5 |
| 貳、研究方法與過程 | 9 |
| 一、海嘯概述 | 9 |
| (一) 海嘯之生成、傳播與破壞 | 9 |
| (二) 台灣海嘯記錄..... | 11 |
| 二、海嘯資料蒐集彙整 | 16 |
| (一) 日本 | 16 |
| (二) 美國 | 22 |
| (三) 台灣 | 31 |
| (四) 防海嘯設施..... | 37 |
| 三、數值模式適用性探討 | 41 |

| | |
|--------------------------------|------------|
| (一) 海嘯數值模式適用性探討 | 41 |
| (二) 海嘯模式 (COMCOT) | 46 |
| (三) 耦合模式之建置 | 55 |
| 四、小結 | 58 |
| 參、主要發現與結論 | 59 |
| 一、數值模式驗證 | 59 |
| (一) 二維海嘯模式驗證 | 59 |
| (二) 三維數值模式驗證 | 69 |
| 二、二維海嘯模式與耦合模式之比對 | 72 |
| (一) 二維模式之模型建置 | 73 |
| (二) 耦合模式之模型建置 | 79 |
| (三) 二維模式和耦合模式之結果分析 | 82 |
| 三、機率式海嘯危害度分析 (PTHA) 模型建置 | 86 |
| (一) 簡介 | 86 |
| (二) 不確定性的來源 | 88 |
| (三) 計算方法和流程 | 90 |
| (四) 海嘯危害度之應用 | 95 |
| 四、結果與討論 | 100 |
| 肆、參考文獻 | 102 |

中文摘要

2011 年日本東北所發生之海嘯災害，使得沿海核電廠之安全性受到重視。台灣位於板塊之交界處且四面環海，若鄰近海域產生海嘯，可能會威脅核電廠之安全。為建立由海嘯源之波高到核能發電廠（核三及核四廠）廠址外圍的機率式海嘯浪高波傳模型之研究，本計畫期程三年，以馬尼拉海溝及琉球海溝錯動時所可能引發之海嘯，對海嘯波傳遞至核三及核四廠廠址之波高進行研究，建立台灣核三及核四廠之海嘯波波高機率模型，以提供核能電廠防範海嘯災害決策之參考。

本報告書為三年期計畫的第一年，本報告蒐集了美國、日本及國內針對海嘯波傳遞及海嘯對核能設施影響之評估方法及規範。此外，蒐集關於機率式海嘯危害度分析模型之相關文獻，並確立整體的計算方法和流程。建構數值模式方面，分別探討二維及三維數值模擬海嘯波之精確度、限制條件以及適用性。並且針對二維和三維模式，分別以歷史海嘯事件和三維水工模型試驗進行驗證。此外，本計畫成功的建立了二三維的耦合模式，並討論與二維模式結果之差異。

關鍵字：海嘯、數值模擬、核電廠、機率式海嘯危害度分析模型

Abstract

On March 11th 2011, a seaquake-induced tsunami invaded the northeast coast of Japan. The potential threat of nearshore nuclear power plant (NPP) under tsunami attack has therefore been noted. Taiwan is an island located in the subduction zones around the Pacific Ocean rim, so it is of importance to understand how the tsunami will affect the NPPs close to the shoreline due to its potential threat. Consequently, a research project for three-year duration is presented in order to establish a probability model on predicting the propagation and inundation of possible seaquake-induced tsunami to the nearshore NPPs. The possible tsunami events are simulated numerically based on the fault movements of the Manila and Ryukyu trenches. The foci are mainly paid on evaluating the influence in term of wave height of tsunami wave propagating to the Maanshan and Lungmen NPPs.

The works in first year of this project are to review the relevant literatures and develop numerical models to simulate propagation and inundation of tsunami waves. In present report, the tsunami hazard assessment and regulatory criteria for tsunami-induced impacts on

nuclear facilities from national, U.S.A. and Japan are all surveyed. Tsunami generation and propagation before reaching nearshore region of Taiwan are calculated numerically based on the two-dimensional non-linear shallow water wave equation whereas the flow field inland close to the Maanshan and Lungmen NPPs are described in a more precisely way by a three-dimensional Large-eddy-simulation model. Those two models are processed under rigorous validation against historical tsunami events and three-dimensional physical experiments. In addition, an approach to couple depth-integrated model and depth-resolving model are successfully established. The variations on the results obtained from purely depth-integrated model and coupled model are discussed.

Keywords: Tsunami, Numerical simulation, Nuclear power plant, probabilistic tsunami hazard assessment.

壹、計畫緣起與目的

一、計畫緣起與目的

台灣位於板塊之交界處且四面環海，在台灣東北方和西南方分別有菲律賓海板塊隱沒至歐亞大陸板塊下方而形成的琉球海溝和歐亞大陸板塊張裂形成的南中國海海洋地殼隱沒至菲律賓海板塊下方而形成的馬尼拉海溝。由此可知，台灣受到因斷層破裂所引致的海嘯襲擊機率相當的高。2011 年發生在日本東部海域地震矩規模 9.0 的大地震，引發嚴重海嘯，對日本本島東北部沿岸的區域造成極大的人民傷亡。更嚴重的是海嘯造成海水溢淹，造成日本福島核電廠的破壞，引發輻射外洩。新聞畫面至今仍舊歷歷在目，讓我們不得不關心台灣的核能發電廠是否也存在海嘯的威脅。現今的研究中，針對台灣核能廠區周圍海域的海嘯潛勢分析已漸成熟，卻很少將海嘯波高以機率和統計的方式來做呈現。建構海嘯波高機率模型可幫助決策者，進行防災的規劃和籌備，對核能廠在防災規劃上有其存在的必要性。

本研究以建立由馬尼拉海溝及琉球海溝錯動，可能引發之海嘯波到核能發電廠（核三及核四廠）廠址外圍機率式海嘯波高模型為

標的，以提供核能電廠防範海嘯災害決策之參考。其中將對海嘯給予簡單的概述並對國內外核能廠對於海嘯規範資料進行蒐集和彙整，並針對數值模式的適用性和參數的不確定性做探討。最後，藉由數值計算之結果進行分析並建立機率式海嘯波高模型。

二、研究項目和內容

第一年(民國 103 年) 之研究工作項目：

(一)分析方法及資料蒐集

蒐集國際且至少包含美國、日本及國內針對海嘯波傳遞及海嘯對核能設施影響之評估方法及規範，包括以防海嘯為目的之土木/水利設施的要求。

(二)評估適用性探討

探討二維及三維數值模擬等各種海嘯波傳評估方式在台灣海域地區(由板塊錯動等引發之可能海嘯源至台灣本島)之精確度、限制條件與適用性，包括模擬方法的驗證方式。

(三)國內海嘯波傳遞分析成果綜整

整合國內核能電廠之海嘯分析成果，作為後續機率式海嘯評估分析之參考資料，內容必須有海嘯源位置之震源設定、錯動引發之

海嘯波波高、波速、海嘯波抵達核電廠廠外之最大波高等資料，並初步選定一海嘯事件提出合理之網格配置以及邊界條件設定。並由蒐集之資料，協助本所人員於 SEC-HY21、*FLOW-3D*、COMCOT 等或其他海嘯模擬軟體之設定。

(四)海嘯模擬方法之建立與流程

利用本計畫蒐集之資料，建立以數值模式進行海嘯評估時之標準化流程及必須遵循之相關限制，並對選定之海嘯事件以數值模式進行二維以及三維之模擬比對，完成程序書以供國內規範擬定時之建議。

第二年(民國 104 年) 之研究工作項目

(一) 南部馬尼拉海溝錯動產生海嘯之模擬情境探討

探討馬尼拉海溝可能之錯動規模及型式，建置海嘯波傳數值模擬所需之震源參數。

(二) 核三廠海嘯波傳模擬

以數值模式分析南部馬尼拉海溝各種假設海嘯情境下，海嘯傳遞至核三廠外海後之波高變化並建立其相關資料庫。

(三) 三廠海嘯波傳模式與不確定度評估

以本年度之數值模擬結果，配合第一年度計畫蒐集之國內海嘯分析成果資料，整合建置南部馬尼拉海溝對核三廠海嘯波傳模式，並評估該模式之不確定度。

第三年(民國 105 年) 之研究工作項目

(一) 東部琉球海溝錯動產生海嘯之模擬情境探討

探討琉球海溝可能之錯動規模及型式，建置海嘯波傳數值模擬所需之震源參數。

(二) 核四廠海嘯波傳模擬

以數值模式分析東部琉球海溝各種假設海嘯情境下，海嘯傳遞至核四廠外海後之波高變化並建立其相關資料庫。

(三) 核四廠海嘯波傳模式與不確定度評估

以本年度之數值模擬結果，配合第一年度計畫蒐集之國內海嘯分析成果資料，整合建置東部琉球海溝對核四廠海嘯波傳模式，並評估該模式之不確定度。

(四) 開發融合資料庫之 Excel 海嘯危害度計算程式

以第一年度計畫蒐集之國內海嘯分析成果資料及第二、三年計畫之數值模擬成果，開發 Excel 海嘯危害度計算程式。

貳、研究方法與過程

一、海嘯概述

(一) 海嘯之生成、傳播與破壞

海嘯的英文在國際上稱為“tsunami”，而 tsunami 這個字是由日文而來，譯為津波，津有海港的意思，波則是波浪，而津波代表著在港口裡形成的大浪。海嘯是一種能量集中的重力長波，具有長週期和長波長的特性，波長約為數十至數百公里，週期約為數十至數百分鐘間。因為能量集中的關係，在其撞擊海岸結構物或海港時，會引起海面巨大的震盪現象，造成結構物的損壞。一般而言，海嘯大多隨著地震而產生，其因是由於海洋中發生大規模的地震，造成海洋底部板塊的隆起和突降，引起大規模的水體擾動而形成海水的波動。但值得注意的是，地震不一定會引發海嘯。海嘯的成因又大致可分為以下三種：

1. 板塊之間的斷層錯動而引發的地震

海底斷層錯動引發的地震是造成海嘯最為常見的一種。大部分

的地震都是由兩個板塊擠壓而成，但不一定每次地震都會造成海嘯，就如同先前所敘述，必須要一個板塊急速的上升，另一個急速的下降，而大量的推動海水，造成水體劇烈震盪，進而引發海嘯。

2. 海底火山爆發或海底山崩

海底火山爆發或海底山崩而引發的海嘯比起斷層錯動來的少見。然而，若是海底火山爆發噴出大量的岩漿，推擠、擾動海水也同樣會造成海嘯。

3. 陸地上大規模的土石崩落入海或巨大隕石落入海洋

大規模的土石（冰塊）崩落入海或巨大隕石落入海洋，傳遞大量的能量進入海洋，造成大量的海水擾動，進而引發海嘯傳遞至四周。

綜合上述，海嘯可由海底地震、火山爆發，陸地或海底大規模坍塌引起海面水位突然變化，隨即受到重力作用而以波動形態向外傳播所產生的重力長波。在傳播過程中可能因能量集中使水位升高，甚至沿著斜坡淺灘向岸推移，而造成極大的破壞（圖 1）。

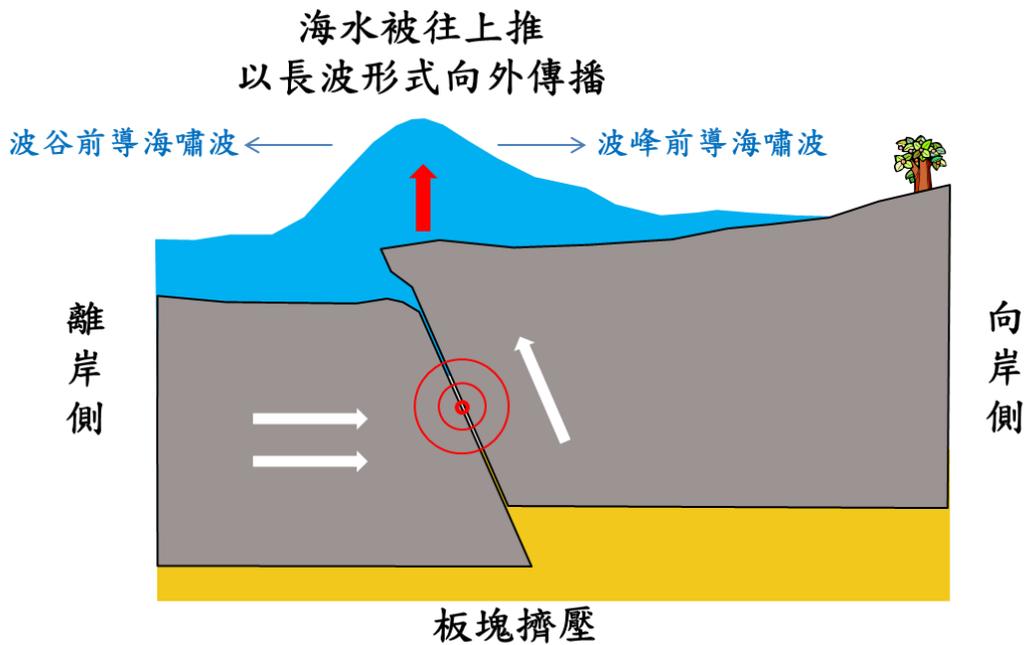


圖 1 海底地震引發海嘯生成示意圖

(二) 台灣海嘯記錄

依據歷史文獻記載，台灣自西元 1661 至 1867 年間，疑似海嘯紀錄就有高達六次之多，次數相當頻繁，由此可發現，台灣是海嘯發生的危險區域，因此事先建立完善的海嘯預警系統，對於減輕海嘯對台灣的災害影響是相當重要。以下為海嘯侵襲台灣的歷史資料：

1. 1661 年 1 月 8 日於安平

包澄瀾等(1991)引述楊華庭(1987)之「中國海嘯歷史年表」。此日，發生地震的震級為 6.4，震央為東經 120.1°、北緯 23.0°（台南）。災情記述為「台灣安平大海嘯。海潮至，淹廬舍無算」；另外

鄭世楠等(1989)關於此次地震之記述為「地裂，餘震達六週，房倒23」。另外，德人海卜脫（Herport）著旅行記稱：「1661年1月某日晨6時開始地震，約歷30分，居民均以為地將裂開。安平房屋倒塌23棟，海地（今安平）城破裂多處。大震之後仍不斷有輕微地震，使人如置身舟中，約3小時，無一人能站穩。其時適有3船入港，在水中亦激烈震動，一若即將覆沒者。此次地震中，有一事最可驚奇，即海水曾被捲入空中，其狀如雲。此次地震，無論海中，在陸上，人身均能感覺，共歷6星期。」

2. 1721年1月5日於台南

王必昌，重修台灣縣志「雜誌·祥異」：「12月庚子（1721年1月5日），又震，凡震十餘日，日震數次，房屋傾倒，壓死居民。」。明清史料戊編載朱一貴供詞有云：「因地震，海水冷漲，眾百姓合夥謝神唱戲。」。由上述的「因地震，海水冷漲」看來，海水上漲可能與地震有關，有地震海嘯的可能。

3. 1754年4月於淡水

包澄瀾等(1991)引述楊華庭(1987)之「中國海嘯歷史年表」。災情記述只提及「許多房屋被海嘯破壞」，並無其他詳細災情之描述。

4. 1781 年 4-5 月於高雄

包澄瀾等(1991)引述楊華庭(1987)之「中國海嘯歷史年表」。5月22日，台灣地震，災情記述為「台灣海峽地震海嘯持續1-8小時，共死5萬多人」；另外日本海嘯歷史學家鳥羽德太郎也提及「台灣海峽海嘯。海水暴吼如雷，水漲持續1至8小時。海嘯吞沒村庄，無數人民在海嘯中喪生」；此次海嘯前蘇聯科學院通訊院士 Soloviev 和 Go 也根據1952年來自荷蘭及英國的資料「影響所及台灣全島的地震，且伴隨橫掃台灣西南沿海的海嘯，造成了巨大的破壞。幾乎全島海水溢120公里。地動與海嘯持續達8小時。該島的三個重鎮和二十餘個村莊，先是被地震破壞，隨後又為海嘯浸吞。海水退去後，在那些原是建築物的地方，充其量只剩下一堆瓦礫。幾乎無一人生還。40,000多居民喪生。無數船沉沒或被毀……。安平鎮（即蘭遮）及赤崁城堡（台南市赤崁樓舊址）連同其坐落的山包均被沖跑了」。

5. 1792 年 8 月 9 日於彰化

包澄瀾等(1991)引述楊華庭(1987)之「中國海嘯歷史年表」。此日，發生地震的震級為6.75，震央為東經121.7°、北緯23.6°。徐泓（1983）引述「台灣采訪冊」「祥異，地震」中災情記述為「……郡城地震，西定坊新街折一亭，隕一命。次日，聞嘉城地大震，店屋、

民房倒壞，而繼之以火。一城惶恐無措，民房燒損過半，死者百餘人。壬子，將赴鄉闈，時六月望，泊舟鹿耳門，船常搖蕩，不為異也。忽無風，水湧起數丈，舟人曰：『地震甚。』又在大洋中亦然，茫茫黑海，搖搖巨舟，亦知地震，洵可異也。……」。

6. 1866 年 12 月 16 日於高雄

徐泓(1983)引述 Alvarez 著 Formosa 書中提及「晨 8 時 20 分，發生地震，約歷一分鐘，樹林、房舍及港中船隻，無不震動，河水陡落三尺，忽又上升，似將發生水災」。

7. 1867 年 12 月 18 日於基隆

包澄瀾等(1991)引述楊華庭(1987)之「中國海嘯歷史年表」。此日，發生地震的震級為 7，震央為東經 121.7°、北緯 25.5°。災情記述為「台灣北部地震，是日有 15 次連續地震，基隆（雞籠頭，金包里）沿海山傾，地裂，全島震動，基隆全市房屋倒壞，死者數百人，基隆港海水向外海流出，港內海底露出，瞬間巨浪捲進，船隻被沖上市內，釀成重大災害，處處發生地裂，山腹大龜裂，噴湧泉水，淡水也有地裂，海嘯，數百人被淹死，房屋部分倒壞。」。

8. 1917 年 5 月 6 日於基隆

包澄瀾等(1991)引述楊華庭(1987)之「中國海嘯歷史年表」。此日，發生地震的震級為 5.8，震央為東經 121.6°、北緯 23.2°。並且記述「基隆海嘯 1 米，周期 26 分」，並無其他災情相關之描述。

9. 1951 年 10 月 22 日於花蓮

徐明同（1981）將此次芮氏地震規模定為 7.3，震央為東經 121.7°、北緯 23.8°。並且書中提及災情為「死者 68 人，傷者 856 人，房屋損害 2382 戶，花蓮驗潮儀有海嘯記錄，波高幾十公分而已。

二、海嘯資料蒐集彙整

(一) 日本

針對海嘯的危害，日本土木工程學會（Japan Society of Civil Engineers, JSCE）特別針對核能發電廠，提出一套計算的規範和建議；日本國土技術綜合研究所（National Institute for Land and Infrastructure Management, MLIT, JAPAN）針對海嘯溢淹潛勢，製作一本手冊（Guide to Determining the Potential Tsunami Inundation）。

海嘯由海底地震、海底火山爆發、土石崩移和隕石墜落……等因素所產生，其中發生機率最大的乃海底地震所造成的海嘯。因此 JSCE [3]所提出的海嘯規範，皆以海底地震作為海嘯源。從風險管理的觀點來看，為確保核電廠中的設施以及冷卻設備的安全，「水位」是最重要的因素。因為水位的改變可能導致溢淹或海水位降低；前者造成設備損壞，後者會使冷卻設備失效。故海嘯波傳遞造成的水位變化，對於核能發電廠的安全性來說是最為重要的[3]。

海嘯波傳遞的尺度極大且複雜，需要依靠數值計算才能得到整體的傳遞過程。然而，數值演算需要一定的計算時間，Abe [4], Abe [5]提出海嘯規模（Tsunami magnitude, M_t ），並建立波高、海嘯規模及地震矩規模（Moment magnitude, M_w ）的關係式，如式(1)~(4)

所示。

M_t 和 M_w 為線性關係，針對不同的案例和地區需採用不同的關係式。舉例來說，Abe [6] 針對太平洋地區提出 $M_t = M_w$ ；日本海以歷史潮位記錄計算得到 $M_t = M_w + 0.2$ [6]，若以溯升高計算，則為 $M_t = M_w + 0.4$ [5]。藉由此關係式，能在海嘯發生的第一時間初估海嘯波傳遞的波高變化。

$$\log M_0 (\text{N} \cdot \text{m}) = 1.5M_w + 9.1 \quad (1)$$

$$M_0 = \mu LWD \quad (2)$$

$$\begin{cases} M_t = \log H + \log \Delta + 5.80 \\ M_t = \log H_2 + \log \Delta + 5.55 \end{cases} \quad (3)$$

$$\begin{cases} M_t = 2 \log H_m + 6.6 \\ M_t = 2 \log H_{\max} + 6.0 \end{cases} \quad (4)$$

其中， μ 為剛性模數， L 為斷層長度， W 為斷層寬度， D 為斷層滑移量。 Δ 為震央沿海平面至潮位站的最短距離； H 為潮位計歷史紀錄中，海嘯所造成的最高或最低水位變化； H_2 為潮位計歷史紀錄中，海嘯所造成最大震幅的兩倍； H_m 為局部地區的最大平均溯升高； H_{\max} 為海嘯影響範圍內的最大溯升高。

JSCE [3] 提出設計海嘯波高的數值模式計算流程，如圖 2 所示。首先，以過去的海嘯事件作為校驗數值模式的依據。接著，透過海嘯源的分析以及模式的參數研究，得到防範海嘯所需的最高和最低水位條件。最後，與平均最高和最低潮位相加，得到最終的「設

計最高水位」和「設計最低水位」。以下詳述「模式驗證」以及「設計海嘯波高」的相關規範。

海嘯模式驗證指標 (Aida's 指標)

為確保數值模式的正確性和合理性，Aida [7]提出 Aida's 指標作為判斷的依據，分別為 K 和 κ 。Aida's 指標的計算方式如式(5)所示。若計算之結果滿足 $0.95 < K < 1.05$ 或 $\kappa < 1.45$ ，則代表此模式具有模擬海嘯問題之能力。

$$\left\{ \begin{array}{l} \log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i \\ \log \kappa = \left\{ \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - n(\log K)^2 \right] \right\}^{0.5} \\ K_i = R_i / H_i \end{array} \right. \quad (5)$$

其中， R_i 為歷史海嘯波高， H_i 為模式計算的海嘯波高， n 為水位資料的個數。

設計海嘯波高(Design Tsunami)

欲求得海嘯可能造成的最高和最低水位，首先，從文獻、活動斷層調查或地震構造特徵選擇海嘯源的區域。接著，改變不同的斷層參數得到各種海嘯情境模擬的結果。從所有的海嘯情境模擬中，找出一個在目標廠址上具有最大和最低水位的情境條件，即為設計

海嘯條件。需要特別注意，設計海嘯條件需超過所有歷史海嘯記錄的水位（圖 3）。

針對海嘯溢淹潛勢的製作，MLIT [8]藉由前述模擬所得知結果，可進一步得到結構物前方的浸水深，計算方式如下；

$$h_{f,\max} = \max \left[h_b + \frac{v_b^2}{2g} \right] = \max \left[h_b \left(1 + \frac{Fr^2}{2} \right) \right] \quad (6)$$

其中， $h_{f,\max}$ 為標準水位，當有結構物時，即為結構物前方的最大浸水深；無結構物時，則為最大可能浸水深。 h_b 為浸水深， v_b 為水深平均速度大小 ($v_b = \sqrt{u^2 + v^2}$)， Fr 為福祿數。

對於溢淹潛勢圖的製作，MLIT [8]提出溢淹深度的分類(表 1)，以便於明確化災害的程度。在潛勢圖的製作上，明確的給予水深及相對應的顏色，利於統整資料和判識（表 2）。

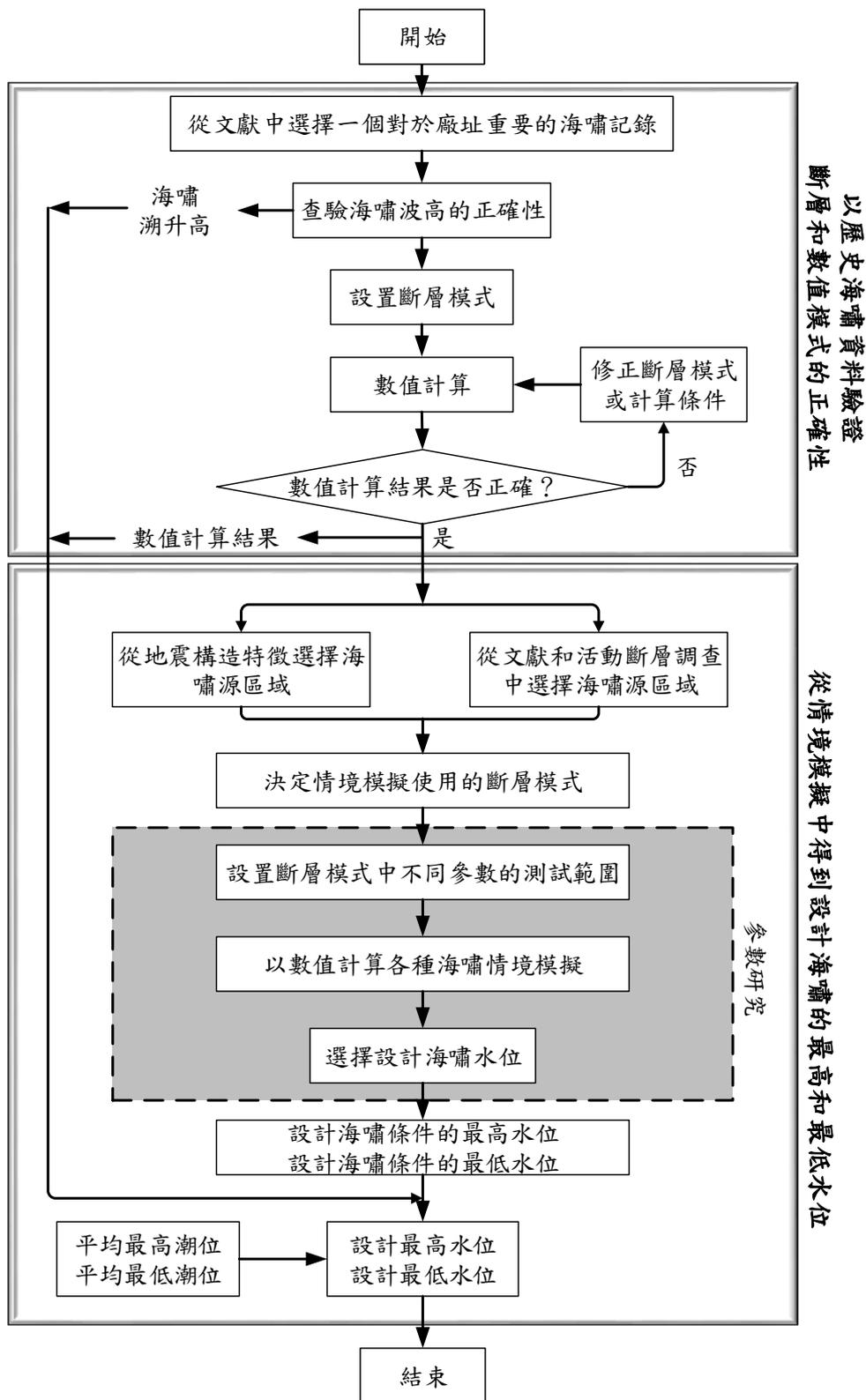


圖 2 評估設計海嘯波高的流程圖[3]

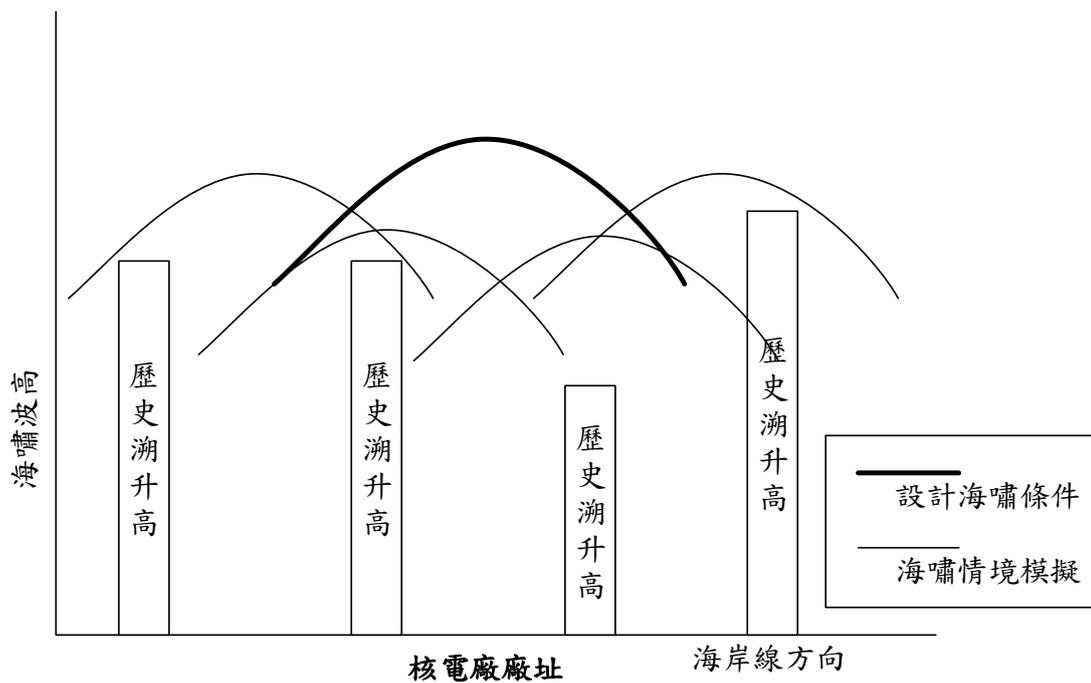


圖 3 海嘯情境模擬、歷史記錄和設計條件的關係[3]

表 1 溢淹深度的分類[8]

| 溢淹水深 | 定義 |
|--------|---------------|
| ≥10m | 三層樓高的建築物會完全淹沒 |
| 5~10m | 兩層樓高的建築物會完全淹沒 |
| 2~5m | 大部分的木造房屋會完全損壞 |
| 1~2m | 大部分被海嘯襲擊的人會死亡 |
| 0.3~1m | 不需要進行疏散或撤離 |

表 2 溢淹潛勢圖的上色方式[8]

| 溢淹水深 | 顏色 | RGB 值 | 範例 |
|-------------|----|---------------|---|
| ≥ 20m | 紫 | 128, 0, 255 |  |
| 10 ~ 20m | 棕 | 180, 0, 104 |  |
| 5 ~ 10m | 紅 | 255, 40, 0 |  |
| 2 ~ 5m | 粉紅 | 239, 117, 152 |  |
| 1 ~ 2m | 橘 | 255, 153, 0 |  |
| 0.3 ~ 1.0m | 黃 | 255, 230, 0 |  |
| 0.01 ~ 0.3m | 綠 | 0, 255, 0 |  |

(二) 美國

評估海嘯波之動力行為需從其生成 (generation)、傳播 (propagation) 與溢淹 (inundation) 等三部分進行分析，並利用平面二維水深積分方程式進行模擬。依 U.S.NRC [9] (United States Nuclear Regulatory Commission) 之規範，海嘯生成乃歸因於海底地震、山崩與火山噴發；前者可依照 Okada [10] 提出之理論推求出海嘯初始波形；後兩者不在本計畫探討範圍內，故不予贅述。而海底地震所造成之海嘯，可由已知海嘯事件之斷層資訊、從歷史上尋找

有可能發生之海嘯事件並推估其位置與斷層資訊。

海嘯波於不同水深會產生不同之傳遞速度與波形，因此模擬海嘯傳播之精確度仰賴高解析度之數值地形與適當之邊界條件。地形包含水深 (bathymetry) 與陸地 (topography)。當海嘯於相對深海中傳遞時，因海嘯波長極長，此時水深地形解析度可不用太高，U.S.NRC [9]建議使用 2 或 5 arc-minute (ETOPO2 or ETOPO5) 即可，ETOPO 系列地形涵蓋全球並可由 NOAA (National Oceanic and Atmosphere Administration, 美國海洋暨大氣總署) 網站下載。但當海嘯傳遞至相對淺海時 (如：大陸棚區，水深小於 200 公尺)，水深變淺導致波長變短且底床摩擦力影響漸劇，此時任何忽高忽低的地形變化均會影響海嘯傳遞，因此模擬海嘯於相對淺海區傳遞需較高解析度之水深地形資料，以提高數值計算之準確性。U.S.NRC 於近岸區模擬海嘯傳遞時使用之地形，最小可達 1/3 arc-second (約 10 公尺)。當海嘯傳播至近岸，能夠抵達陸地最高處稱溯升 (runup)；而進入內陸之海嘯以洪水形式傳遞，稱為溢淹 (inundation)，溢淹之距離可達數公里 (如：2011 日本東北 311 海嘯，海嘯發生 20 分鐘後入侵內陸約 5 公里)。此時，陸地地形精確度則需更加精準，如建築結構物與河川均需精準地描述。U.S.NRC [9] 使用之陸域地形，最小可達 1 公尺。

而當蒐集了高可靠度之斷層資訊則可推估海嘯之初始波形以及

高精確之水深、陸地數位地形則可準確模擬海嘯傳播與溢淹。至此，可藉由假設某些可能發生之海嘯甚至是極端的海嘯事件，如：100年、500年重現期（需符合 10 CFR 50 附錄 A 之規定），藉此推估標的建築物之最大可能發生海嘯（Probable Maximum Tsunami, PMT）。其評估方式與日本 JSCE 規範相同。利用 PMT 方式評估非為一機率性之分析方法（probabilistic approach）而是一確定性之分析方法（deterministic approach）。

海嘯對陸上建築物之影響主要來自於長波溯升後轉為洪水形式往陸域方向傳遞，以及溯降（run-down）後或波谷前導海嘯波使得海水位低於靜水位造成抽水機無法抽取冷卻水。若該建築物有強烈安全上之需求，如：位於海邊之核能電廠，以下七點為 U.S.NRC 訂定關於海嘯對核能設施影響之評估方法及規範。

1. 海嘯溯升帶來之洪水（flooding due to run-up）

海嘯溯升後轉為洪水形式往陸域方向傳遞為最常見且為人所知之海嘯災害。保護核能設施避免受海嘯洪水影響有二：核能設施之位置大於依 PMT 方式所推估最大洪水距離；適當的洪水保護設施，以確保核能設施不受海嘯洪水影響。另外，種植於海邊之樹木或紅樹林可增加陸地上之摩擦力降低海嘯溯升。

PMT 方式所推估最大洪水距離乃是根據平面二維水深積分方

程式搭配溢淹模式所計算出之結果。由於水深積分模式之水深方向維度忽略且僅考慮靜水壓分布與忽略波浪頻散性，溢淹之結果經常被低估。而且，陸域與近岸區之地形資料均不夠細緻，亦導致模擬結果經常性低於實測值。U.S.NRC [9]建議如有實際海嘯溢淹資訊，應該要拿來與模擬結果相比較，以便釐清造成差異之原因。U.S.NRC [9]亦建議加大核能設施與 PMT 方式所推估溢淹範圍之距離，確保核能設施建築物之安全。

2. 海水面降低導致抽水泵乾涸 (dry intakes during drawdown)

海嘯波主要有波峰與波谷前導 (leading-positive and leading depression wave) 兩種形式，顧名思義，波峰前導是海水面上升然後溯升，波谷前導則是海水面先下降，隨之而來才是海嘯波湧然後溯升。而當海嘯溯升達最高點後，則會開始產生溯降 (run-down)，此現象亦會導致海水面低於靜水面，尤其當低潮位 (low tide) 時。基於對冷卻水強烈需求，核能設施時常興建於濱海處。若當海水面降低且低於抽水泵無法抽取水源，則會造成重大核安事故。

欲確保冷卻水來源，U.S.NRC [9]建議抽水泵可設置較遠於離海岸線甚至是深水區；或者，設置多種供水來源。模擬海嘯波谷前導或溯降為利用與模擬溯升相同之溢淹模式，故亦會有相同造成誤差的原因與模擬結果的不確定性。而實際海嘯溯降資訊大部分來自於

目擊者的描述、照片以及衛星影像，其實際量測結果相對於溢淹而言得之不易且誤差大，因此與模擬結果之誤差不確定性甚大。U.S.NRC [9]亦提出與高水位海嘯（即溢淹）相同建議，亦即加大抽水設施與 PMT 模擬最大可能水位降低之距離，以確保冷卻水供應無虞。

3. 沖刷（scour）

長波於近岸區之水動力行為相當複雜，像是碎波產生強烈的紊流動能使得底床沉積物被帶動進而產生像是沖刷、淤積等現象。核能設施建築物本體被規範建於海嘯波湧無法到達的距離或者是有海嘯牆保護，受到海嘯波沖刷建築物基礎的影響相對較小。然而，抽水設施暴露於水體中，較易受到海嘯波沖刷抽水設施之影響。U.S.NRC [9]建議設置備用水源，獨立置於水中、有可能受海嘯沖刷之抽水設施，以確保冷卻水來源。

4. 淤積（deposition）

淤積為沖刷之相反，有沉積物被掏起處就會有堆積處。主要成因為海嘯帶來之牆大洪水帶起某些沉積物、陸域物體甚至是建築物，而當水流退去後，這些物體容易留在原處，形成淤積。若淤積物覆蓋核能設施或者抽水設施，使之無法運作，則會造成核安問題。

U.S.NRC [9]建議核能設施本體甚至抽水設備需設置於不會受到淤積影響之位址。

5. 結構物受力 (forces)

水體對結構物之受力可分為靜壓力 (hydrostatic force) 與動壓力 (hydrodynamic force)。靜壓力來自於緩慢流動之水體與結構物互制，以及位於水中之抽水結構物受恆定之水壓力。而動壓力則來自於快速移動之水體與結構物互制，快速移動水體使得結構物兩側受力不同，使之存在拖曳力 (drag force) 以及吸引力 (suction)。

Yeh et al. [11]針對靜壓力、動壓力分別提出經驗表示式。海嘯波產生之每單位寬度靜壓力和動壓力於牆且不產生越波，分別如式(7)和式(8)所示。

$$f_h = \frac{1}{2} \rho g \left(h + \frac{u_p^2}{2g} \right)^2 \quad (7)$$

$$f_d = \frac{1}{2} \rho C_d A u_p^2 \quad (8)$$

其中， ρ 為水體密度、 g 為重力加速度、 h 為水深、 u_p 為水體之水平方向速度。 A 為結構物之投影面積、 C_d 為拖曳力係數 (與結構物大小有關)，如表 3。

聯邦緊急應變署 (Federal Emergency Management Agency，

FEMA) 於 2005 提出碎波作用於垂直樁或柱之波力，如式(9)；而，碎波作用於垂直牆之波力，如式(10)。

$$f_{bkp} = \frac{1}{2} \rho g C_{db} D H_b^2 \quad (9)$$

$$f_{bkrw} = \begin{cases} (1.1C_p + 2.41) \rho g d_s^2 - \text{case1} \\ (1.1C_p + 1.91) \rho g d_s^2 - \text{case2} \end{cases} \quad (10)$$

其中， D 為樁或柱之直徑、 H_b 為碎波波高、 C_{db} 為碎波拖曳力參數。FEMA [12]建議 $H_b = 0.78d_s$ ， d_s 為設計之洪水高度。 C_{db} 之建議值針對矩形或方形樁或柱為 2.25，針對圓樁或柱為 1.75。case1 為針對牆後無水之情況，case2 則是牆後有水， C_p 則為一動壓係數(如表 4)。

表 3 拖曳力係數，結構物寬度與水深、寬度與高度之比值[12]

| Ratio | C_d |
|--------|-------|
| 1-12 | 1.25 |
| 13-20 | 1.30 |
| 21-32 | 1.40 |
| 33-40 | 1.50 |
| 41-80 | 1.75 |
| 81-120 | 1.80 |
| >120 | 2.00 |

表 4 動壓係數[12]

| C_p | 建築物型態 | 超越率 |
|-------|-------|-------|
| 1.6 | 附屬建築物 | 0.5 |
| 2.8 | 濱海建築物 | 0.01 |
| 3.2 | 重要設施 | 0.001 |

6. 泥流 (debris and projectiles)

海嘯波為淺水長波，其特性為水平方向速度極大，相當具有貫穿力。因此，從微小之底床沉積物至大型之石塊均可能被其帶動，進而形成泥流。此種流況與純水流不同，更具破壞力，結構物之受力亦需重新估算。

U.S.NRC [9]建議核能設施本體需遠離於海嘯帶來之洪水甚至是泥流之溢淹範圍。Yeh et al. [11]針對不同材料產生之泥流對建築物之受力提出經驗表示式。

$$f_I = m \frac{u_I}{t_I} \quad (11)$$

其中， m 為泥流材質之重量、 u_I 為流體速度、 t_I 為影響不同材質結構物之時間，如表 5 所示。

7. 湧潮 (tidal bore)

海嘯傳遞至近岸若有河川，海嘯可能沿河川網上游傳遞，形成類似水躍之湧潮，進而影響興建於河川旁之核能設施。核三、核四廠均設於海邊，故湧潮之影響不予贅述。

表 5 不同材質結構物受泥流影響時間[12]

| 建築物材料 | 影響時間 (秒) | |
|-------|----------|---------|
| | 牆 | 樁 |
| 木頭 | 0.7-1.1 | 0.5-1.0 |
| 鐵 | - | 0.2-0.4 |
| 鋼筋混凝土 | 0.2-0.4 | 0.3-0.6 |
| 磚砌混凝土 | 0.3-0.6 | 0.3-0.6 |

(三) 台灣

目前彙整三本國內針對核能廠海嘯危害評估的相關報告於本文之中，其內容包含核三和核四廠周圍海域於海嘯侵襲時的水位推算及核能電廠目前的安全防護體制。

墾丁海域海嘯及颱風水位推算（1973）

此篇報告是成大水工所為台灣電力公司之第三核能發電廠廠址評估而執行。基於公共安全之考量，必須估算墾丁海岸有可能發生的最高水位，因此納入考量的因素包含天文潮、海底地震引發之海嘯甚至颱風波浪導致之溯升。該報告所得之結論與建議將簡略敘述於下。

根據歷史記錄，因在中、西與北部太平洋以及日本鄰近海域發生的海底地震而引致之海嘯，即使有對墾丁海岸造成破壞之可能，其損害程度也相當低。而在台灣海峽，並沒有海底地震發生過的記錄。此外，由此地區發源的海嘯，也幾乎不會襲擊墾丁地區；因為此處之水深地形會分散海嘯波浪之能量。因為墾丁南灣地形的緣故，只有淺層地震引發之海嘯有可能會對南灣地區造成些微影響。根據以往地震強度的觀測記錄，水工所估算海嘯於此區所造成的溯升高約在靜水位以上 3m 的位置。暴潮（氣象海嘯）會對台灣海岸

地區造成嚴重的威脅。水工所以數值計算的方式，模擬颱風通過巴士海峽時造成南灣地區之異常水位抬升，其結果顯示最大抬升量約為靜水位之上 1.25m。為消除核能三廠因地震（氣象）海嘯所導致溢淹的威脅，勢必需沿當地海岸建造海堤。根據水工所的試驗結果，將海堤堤面坡度設置為 1:5 至 1:7，可有效降低波浪之溯升高度。水工所並建議往後核三廠附近海堤建造採用如此的設計。依據該報告之建議，在採用堤面坡度為 1:5 時，海堤堤頂高程不可低於 8m；而當坡度為 1:7 時，則堤頂高程不可低於 7.2m。如此一來，可有效地保障核能三廠免於潛在海水侵襲之威脅。總結該報告，由於墾丁地區的波浪、海流以及水深地形資料的缺乏，該篇報告所得結論建議將之視為第一優先的選項。該報告建議有關單位盡速設置可觀測海流與波浪之儀器，並測量墾丁地區之海域水深。如此，可印證估算之結果。

台灣電力公司核能四廠海嘯研究報告（1983）

該報告將 1935 年至 1973 年之東北方（北緯 $23.5^{\circ} \sim 26^{\circ}$ ，東經 $121.5^{\circ} \sim 124^{\circ}$ ）芮氏規模大於 6.0 的海底地震，共計 90 筆。以 Gumbel 方法估算各種復現期間的芮氏規模(M)，透過（式(12)~式(15)）；式中， P 為超越機率， \bar{M} 為芮氏規模平均值， T 為復現期間。最後得 $n = 9/7$ ， $\bar{M} = 6.4789$ ， $\sigma = 0.5192$ ，並計算出各種復現期間

之地震芮氏規模（表 6）。

$$P = 1 - e^{-e^{-b}} \quad (12)$$

$$b = \frac{1}{0.7797\sigma} (M - \bar{M} + 0.45\sigma) \quad (13)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (M - \bar{M})^2}{N-1}} \quad (14)$$

$$T = \frac{1}{nP} \quad (15)$$

早期的海嘯研究，是透過統計方法建立地震強度與海嘯發生之相互關係[13]。藉由 Imamura [14]和 Wilson and Torum [15]，可分別得到沿岸波高和最大能量週期。最後，將表 6 所得的地震芮氏規模代入，即可得到不同復現期的沿岸波高和最大能量週期（表 7）。

$$m = 2.61M - 18.44 \quad (16)$$

$$\log H = 0.375m \quad (17)$$

$$\log T = 0.625M - 3.31 \quad (18)$$

當時的數值模式模擬海嘯波之方式為，求解非線性的淺水波方程式並完全忽略底床摩擦力和科氏力。此外，海嘯起始水位之演算方式是假設海嘯能量等於地殼變動致使水位提升所需之能量，而地殼與水位同時上升，故水深不變，如式(19)所示。透過所得的起始水位，即可以透過模式進行海嘯波傳遞之運算。

$$E_t = A\rho g d \varepsilon_0 \quad (19)$$

$$E_t = 2.5 \times 10^{14} \times 10^{0.6m} \quad (20)$$

$$A = \frac{24767 \times 10^{0.6m}}{d \varepsilon_0} \quad (21)$$

$$\varepsilon(r, t) = \begin{cases} \varepsilon_0 \sin^2\left(\frac{\pi t}{T}\right), & r < r_0 \\ 0, & r > r_0 \end{cases} \quad (22)$$

式中， E_t 為海嘯能量 ($\text{kg}\cdot\text{m}/\text{sec}^2$)， A 為地殼上升面積 (km^2)， ρ 為海水密度 (kg/m^3)， d 為水深 (m)， ε_0 為地殼最大上升量 (m)， m 為海嘯強度， $\varepsilon(r, t)$ 為模式計算中的地殼垂直變位， T 為地殼上升至最大變位之延時， r_0 為地殼變動範圍之半徑。

表 6 各種復現期間之地震芮氏規模 (Gumbel 法)

| 復現期間 (年) | 25 | 50 | 100 | 200 |
|-------------|------|------|------|------|
| 地震芮氏規模， M | 7.64 | 7.93 | 8.21 | 8.49 |

表 7 不同重現期間之海嘯波浪特性

| 復現期間 (年) | 25 | 50 | 100 | 200 |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|
| 芮氏地震規模, M | 7.64 | 7.93 | 8.21 | 8.49 |
| 海嘯強度, m | 1.500 | 2.257 | 2.988 | 3.719 |
| 沿岸波高, H (公尺) | 3.65 | 7.02 | 13.20 | 24.81 |
| 最大能量週期, T (分) | 29.17 | 44.28 | 66.26 | 99.14 |

國內核能電廠現有安全防護體制全面體檢方案總檢討報告 (2012)

我國各核能電廠在設計規劃時，乃依據美國聯邦法規 10 CFR 50 附錄 A 之規定，將耐震及耐海嘯納入考量，而國內四座核能電廠設計都根據所在地歷史曾發生最嚴重的地震及海嘯作為安全防範參考。根據所在地歷史曾發生最嚴重的海嘯作為安全防範參考的依據，其設計參數如表 8 所示。除了考量海嘯最大浪高可能對於廠房造成的安全衝擊，核能電廠安全設計也同時需要考慮。海嘯消退後，海面潮位低於進水口高度，造成冷卻系統抽不到海水，危及爐心安全問題。因此在設計時，於進水口周圍規劃俱蓄水功能的「儲水池」，在潮水消退時，把海水蓄積在「儲水池」裡，可持續維持機組正常運作。該「儲水池」之儲水量足夠供應安全設備持續運轉 30 分鐘之久，比海嘯退潮期的 25 分鐘長；25 分鐘過後海水再度湧入，可繼

續提供設備運轉所需之冷卻水。

表 8 國內核能電廠的海嘯設計波高

| | 核一廠 | 核二廠 | 核三廠 | 核四廠 |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|
| 廠址發生海嘯預 估最高（公尺） | 9.00 | 10.28 | 11.00 | 8.57 |
| 廠址最低處之海 拔（公尺） | 11.99 | 12.00 | 15.00 | 12.00 |

(四) 防海嘯設施

1. 防海嘯牆 (Tsunami seawalls)

一般而言，海嘯減災之硬體設施皆沿著海岸線建造。它們的功能主要是為了保護內陸地區，使其免於天文潮、風暴潮以及海嘯之侵襲。在這些設施之中，防海嘯牆（圖 4）就是以避免海嘯侵襲為主要用途而被建造的設施。為了防止海嘯溢流及侵犯內陸地區，防海嘯牆的高程會大於設計海嘯波高之高程。這意味著，當設計海嘯波高增加時，堤頂高程也就必須隨之增加，但如此一來，海嘯牆的整體結構就會變得非常巨大。這會導致許多問題，舉例來說，由海濱通往內陸地區的路徑就會相當不便，且民眾的視野會被海嘯牆阻擋。由於海嘯的侵襲機率頗低，因此在減災設施的規劃上，就必須把海嘯牆後方地區的生活環境與遊憩納入考量。理論上，海嘯波高是有可能超過海嘯牆建造時設計的高度，在此情況下，海嘯會溢流過堤頂並導致後方地區之溢淹。在規劃防海嘯牆時，也需考慮海嘯牆後方的排水系統是否可有效運作。另外，對海嘯牆本身結構而言，需審慎評估其結構強度是否足以承受海嘯波與地震之作用力。

2. 防波堤 (Tsunami breakwaters)

防波堤 (圖 5) 通常建造於海灣之開口 (mouth of a bay)，主要是減少在海嘯侵襲時進入海灣內的海水流量，故可有效的減低海灣內因海嘯波浪而上升的水位。然而，對於防波堤的建造仍需考慮許多因素，比如防波堤的功用會因為海灣之形狀、建造的位置、防波堤開口的寬度、海嘯波之週期或其他因素而有所改變。另外，因為防波堤會反射部分之海嘯波浪於海灣外，反射之波浪對鄰近海岸的影響也需先評估。最後，防波堤一般屬於在外海建造的大尺度結構物，其建造價格可說相當高昂，所以防波堤之有效使用年限也是必須考量的因素。

3. 防水門與禦潮閘 (Water gates and inland locks)

防水門 (圖 6) 通常建造在距離河口不遠處，其用途是為了防止海嘯來襲時沿著河道溯升而上。假如海嘯超過河岸而溢流的話，溢淹就會發生，但這種類型的洪水可藉由阻止海嘯沿河溯升來防範。於此情況下，防水門之設計必須足以承受海嘯的波浪作用力。另外，因為防水門也會反射波浪，在工程設計上仍需考慮反射波浪的波高與來襲的海嘯波高之疊加效應。

當防海嘯牆建造完成時，禦潮閘 (圖 7) 會被建置於各段海堤之間，如此就可提供由內陸地區至海岸的路徑。一般來說，禦潮閘

平時是開放的，但若有海嘯侵襲的可能性，禦潮閘就會關閉以避免海水由這些閘門衝向內陸地域。禦潮閘通常是由鄰近的政務機關人員負責關閉，但在緊急狀況時，也可經由受過適當訓練的志工人員負責此項工作。考慮到這些人員在關閉閘門時的安全，有些防水門及禦潮閘採用了當偵測到地震發生時，可以自動關閉或是經由遙控關閉的設計方式。

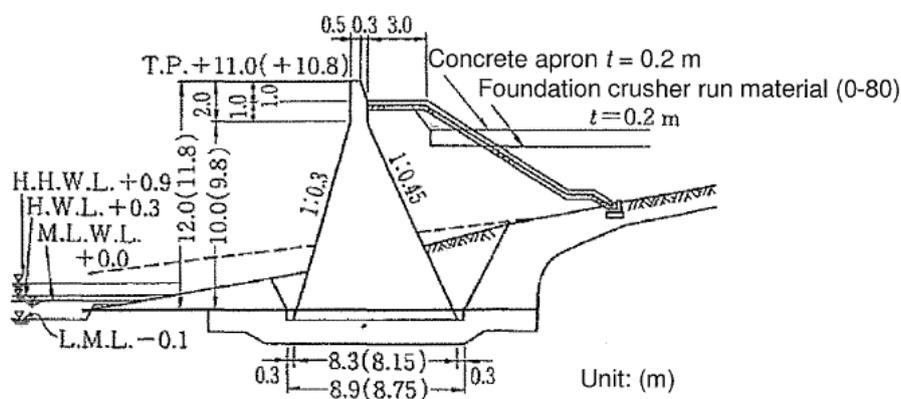


圖 4 日本奧尻島建造之防海嘯牆斷面[19]

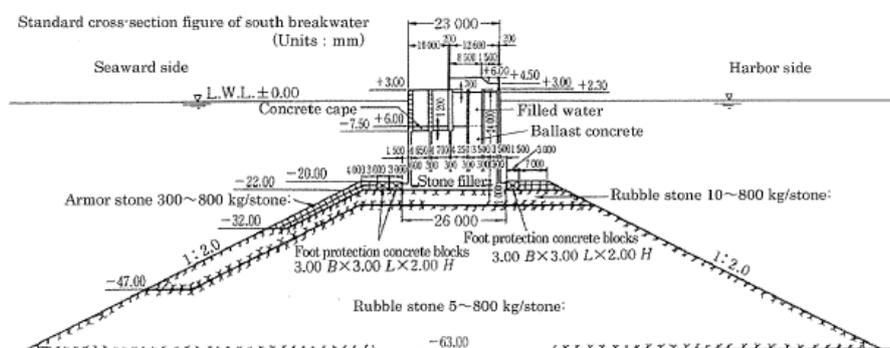


圖 5 日本釜石灣建造之防波堤斷面[19]

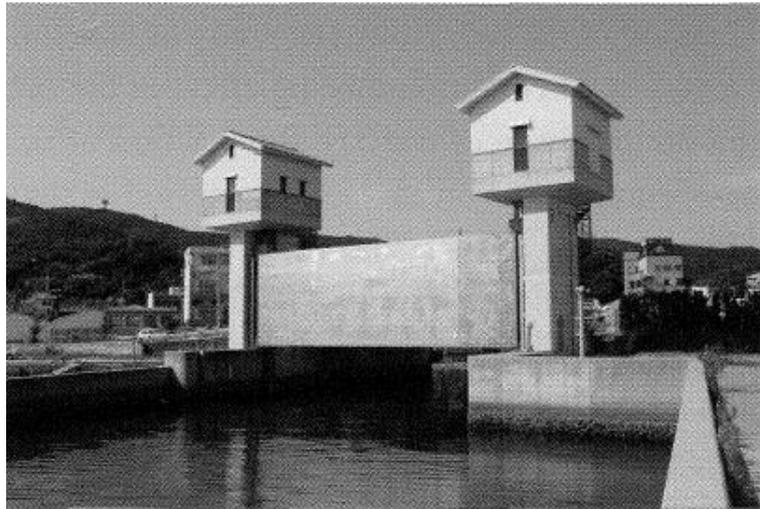
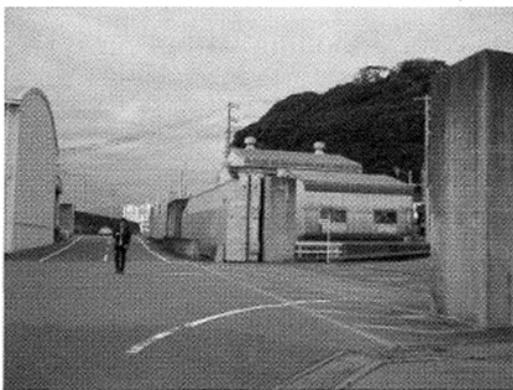


圖 6 日本南淡路市福良港之防水門[19]



(a)



(b)

圖 7 日本之禦潮閘[19]; (a) 沼津市靜內町之漁港，(b) 西伊豆町之仁
科漁港

三、數值模式適用性探討

本研究計畫將利用數值模式模擬不同海嘯波高情境下，其海嘯波傳遞至核能設施周圍時，可能之溯升高度和溢淹範圍。以下以三種海嘯數值模式來做評估比較，並針對本計畫所使用的二維及三維數值模式做介紹和適用性的評估。

(一) 海嘯數值模式適用性探討

由大型海底地震所引發的海嘯，會因為地殼的大規模變動(large spatial scale of seismic source)而具有極長的波長。這些海嘯的波長可長達數十至數百公里。與海洋的水深比較起來，海嘯波長是相當大的(海洋的最深處位於太平洋的馬里亞納海溝，其深度為10.9km)。因此，海嘯波浪又被稱為長波(long wave)或者是淺水波(shallow water wave)。海嘯波的傳遞過程是相當複雜的，需要依靠數值計算才能得到整體的海嘯波傳遞過程。然而海嘯傳遞是由遠域(水深大於200m)至近域(水深小於200m)，含蓋範圍非常廣，因此數值求解需要相當的計算時間。

二維海嘯數值模式在進行尺度較大的模擬上有較佳的計算效率，同時能準確的計算海嘯波傳遞過程。JSCE [3]整理了二維海嘯模式常用的兩種演算方法，分別為Goto法和Tanaka法，詳細的比

較如表 9 所示。本研究計畫所評估之目前常用的二維海嘯數值模式，即 MOST、TUNAMI 和 COMCOT，分別屬於 Tanaka 法、Goto 法和 Goto 法。以下，將概述這三種模式的特性並做一評估。

1. MOST

MOST (the Method of Splitting Tsunami) 是由南加州大學所發展的數值模式[20, 21]，之後由 NOAA 的海洋環境實驗室維護與改良[22]。MOST 是一個可以模擬海嘯因地震發生而生成、在海洋中傳遞與溯升的模式。此模式使用 Okada [10]的斷層模組模擬海嘯生成；採用球座標表示的非線性淺水波方程式，並考慮科氏力之影響；以 Shuto [23]建議之內含數值頻散效應的有限差分法離散。

2. TUNAMI

TUNAMI-N1, TUNAMI-N2 與 TUNAMI-N3 模式用於模擬近域的海嘯；TUNAMI-F1 與 TUNAMI-F2 則用於遠域[24]。這些模式被廣泛的應用在海嘯模擬，並且經由現有的海嘯資料做了進一步的修正與改良。此數值模式分別使用可模擬近域以及遠域海嘯的模組進行計算，這些模組在 UNESCO [25]及 Imamura et al. [24]有較為詳盡的描述。此模式中，近域海嘯模組使用卡氏直角座標系統，而遠域模組使用球座標系統。這兩個模組的控制方程式與 MOST 相似，皆

是以非線性淺水波方程式為基礎；遠域模組中考慮了科氏力之效應。另外，近域以及遠域海嘯模組皆使用有限差分法進行計算。

3. COMCOT

COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) 數值模式為美國康乃爾大學土木與環境工程學系劉立方教授團隊所研發。採用球座標與卡氏座標；利用巢狀網格之優點，可同時合併求解線性和非線性淺水波方程式，提升計算效率；以移動邊界的方式計算海嘯溢淹範圍。該模式已被使用於重現許多海嘯事件，如 1992 Flores Islands tsunami[26]、2003 Algeria Tsunami[27]和 2004 Indian Ocean tsunami[28]，均顯示 COMCOT 有可靠之準確性。

在海嘯波的計算上，非線性和頻散性的效應都必須含括在內才能較準確並完整的計算海嘯波由遠域至近域的演變和傳播行為。從上述海嘯模式簡介中，可知本計畫所採用的 COMCOT 模式在海嘯波的模擬計算上有其適用性。

表 9 二維海嘯模式採用之數值方法[3]

| | | Goto method | Tanaka method |
|-----------------------|-----------------------------------|----------------------------|--------------------------|
| Governing equation | Advection term | Conservation type | Non-conservation type |
| | Friction term | Manning type | General friction type |
| | horizontal eddy viscosity term | Introduced if necessary | Introduced |

表 9 二維海嘯模式採用之數值方法(續)

| | | Goto method | Tanaka method |
|---------------------|--------------------------------------|--|---|
| Numerical scheme | Alignment of variables | Staggered scheme | Staggered scheme |
| | Pressure term | Leapfrog | Leapfrog |
| | Advection term | 1st-order upwind difference scheme with accuracy of 1st order | Lax-Wendroff scheme with accuracy of 2nd order |
| | Friction term | Approximated implicitly | Approximated explicitly (time forward) |
| | Horizontal eddy viscosity term | - | Approximated explicitly (time forward) |

(二) 海嘯模式 (COMCOT)

海嘯通常被視為淺水長波，在波浪理論中，淺水長波的定義為波長遠大於海水深度，波浪類型以無因次的頻散係數 kh 來表示，其中 k 為週波數定義為 $k = 2\pi/L$ ， L 為波長， h 為海水深度。 $kh < \pi/10$ 為淺水長波、 $kh > \pi$ 為深水短波而 $\pi/10 \leq kh \leq \pi$ 為中間性波。

當海嘯的波高相對海水深度（非線性量）很小時，淺水波方程中的非線性對流項相對較小可忽略，而在水深較深的海域底部摩擦項影響較小亦可省略，視為無黏性流。則連續方程（式(23)）及動量守恆方程（式(24)和式(25)）：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (23)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} - fQ = 0 \quad (24)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} + fP = 0 \quad (25)$$

其中為 η 波高， P 、 Q 為 x 、 y 方向的體積通量 ($P = Hu$ ， $Q = Hv$)， u 、 v 分別為 x 、 y 方向平均深度的速度， h 為水深， g 為重力加速度， f 為科氏力係數。

為了計算大尺度的海嘯模擬，因此需考慮地球曲面效應及科氏力的影響，故採用球座標之淺水波方程式來計算，其連續方程式及

運動方程式分別可表示為：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \psi} (Q \cos \varphi) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (26)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (27)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fp = 0 \quad (28)$$

其中 R 為地球半徑， φ 、 ψ 為經緯度， f 為科氏力係數 ($f = \Omega \sin \varphi$)， Ω 為地球自轉速率。

線性淺水波方程式只適用在水深較深的區域，然而當海嘯波傳遞至近岸，因為淺化效應作用，其非線性量增大，此時非線性對流項及底床摩擦力對波浪的影響漸大。此外，一般模擬近岸海嘯現象大多只在小區域範圍內，因此不需考慮地球曲面效應和科氏力的影響，此時可採用卡氏座標做計算，其連續方程式及動量方程式可表示如下： H 為總水體高度 ($H = \eta + h$)，

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (29)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \tau_x = 0 \quad (30)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \tau_y = 0 \quad (31)$$

其中 τ_x 、 τ_y 為底部摩擦項中的剪應力，可由曼寧公式得， n 為曼寧

相對粗糙係數，由底床粗糙度決定，為一經驗常數：

$$\tau_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (32)$$

$$\tau_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (33)$$

另外，COMCOT 以交錯式顯性蛙跳法（staggered explicit leap-frog scheme）有限差分來求解線性及非線性淺水波方程式（圖 8），其離散式為：

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gH \frac{\eta_{i+1,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} = 0 \quad (34)$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gH \frac{\eta_{i,j+1}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} = 0 \quad (35)$$

$$\frac{\eta_{i,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta x} + \frac{Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n}{\Delta y} = 0 \quad (36)$$

其中， $\eta_{i,j}^{n+1}$ 表示在格點上且時間步為 $n+1$ 的波高 η ， Δx 、 Δy 為 x 、 y 方向上空間間格大小， Δt 為時間間格大小，在程式中波高及水深皆位於網格中心， P 、 Q 為位於網格線上的體積流量。

為了清楚闡述移動邊界法處理過程，以一維階梯代表真實地形來描述移動邊界條件的運算（圖 9），圖中 MWL 為平均海水面， H_f 代表洪氾高度。當格點位在陸地上，水深 h 為正值，定義為平均海

水面到陸地的高度，在乾陸地的網格中，總水深 $H = h + \zeta$ 是為負值，而在有水淹溢的溼陸地網格中，總水深為正值，位於乾網格與溼網格之間的交界則定義為海岸線。波由外海計算到近陸地區，當遇到定義的海岸線，即 $H_i > 0$ 及 $H_{i+1} \leq 0$ 的條件成立，則開始使用移動邊界計算。

如圖 9 (a) 中，第 i 個網格為溼陸地，其總水深為正值，第 $i+1$ 個網格為乾陸地，其總水深為負值且體積通量為零，海岸線位於 i 與 $i+1$ 之間，而給予第 $i+1/2$ 個網格點的體積通量為零。但在波高較高的例子中，如圖 9 (b) 所示，此時第 $i+1/2$ 個網格點的體積通量非為零，海岸線也往陸地方向移動一個網格點，而總水深由連續方程式中被更新，以下的計算是用來判斷海岸線是否該移動，其先決條件是 $H_i > 0$ ，可能的情況如下：

1. 當 $H_{i+1} \leq 0$ 且 $h_{i+1} + \zeta_i \leq 0$ ，則海岸線仍位於第 i 與 $i+1$ 個格點之間，體積通量 $P_{i+1/2}$ 仍為零。
2. 當 $H_{i+1} \leq 0$ 且 $h_{i+1} + \zeta_i > 0$ ，則海岸線會移到第 $i+1$ 與 $i+2$ 個格點之間，體積通量 $P_{i+1/2}$ 此處不等於零， $P_{i+3/2}$ 值於零，洪氾高度為 $H_f = h_{i+1} + \zeta_i$ 。
3. 當 $H_{i+1} > 0$ ，則海岸線會移到第 $i+1$ 與 $i+2$ 個格點之間，體積通量 $P_{i+1/2}$ 此處不等於零，而 $P_{i+3/2}$ 值於零，洪氾高度為 $H_f = \max(h_{i+1} + \zeta_i, h_{i+1} + \zeta_{i+1})$ 。

歸納上述，可知 COMCOT 具有以下幾個特點：

4. 結合球座標與卡氏座標之計算

如此可同時解析全球尺度與地方尺度的海嘯波浪。本特點可適用於馬尼拉斷層所引致的海嘯事件。係因馬尼拉斷層長達 1500km，此種海嘯長度屬於全球尺度，必須使用球座標計算，當海嘯波傳遞至台灣沿岸時，則需以小尺度之卡氏座標計算。因此本模式結合球座標與卡氏座標為一重要之能力。

5. 求解線性與非線性淺水波方程式

海嘯波屬於標準的淺水波，因此適用淺水波方程式描述。在深海區將使用線性淺水波方程式，在近岸或較內陸區域則適用非線性淺水波方程式。本計畫在遠域海嘯模擬將採用線性淺水波方程式描述，而近岸區則以非線性淺水波方程式加以計算。

6. 移動邊界

透過移動邊界，COMCOT 可處理海嘯波溯升時之乾濕邊界之問題。一般海嘯模式僅可計算線性淺水波方程式，對於邊界上則僅可處理固定邊界。換言之，一般模擬海嘯模式無法計算海嘯淹溢範圍。而本模式具備移動邊界功能，可準確計算海嘯波溯升後，於陸

地所造成之淹溢範圍。

7. 動態連結之巢狀網格系統

海嘯波之傳遞為一複雜物理過程，在深海區屬於大尺度之運動行為，以較粗之網格即可描述。然而一旦海嘯進入近岸地區，其即轉換為小尺度運動，此時即需以細網格加以分析。因此欲完整計算海嘯之運動行為，數值模式需要具備能同時處理大小尺度之巢狀網格功能。本計畫將於深海處設置較粗網格，並於近岸區設置較細網格。而粗細網格間為動態連結，可得到更精準的計算結果。

Okada [10]的理論模型經由計算海底位移量，由海底斷層錯動產生各方向之位移分量，來計算海水面變化以求得海嘯初始波形。此方法已廣泛應用在目前的海嘯模式之中。[29-32]使用此模型需給定以下參數，一般是透過地質調查所得的資料（如：USGS (United States Geological Survey, 美國地質調查局)）；或由專家學者所提出的情境條件。

1. 震央 (epicenter)：地震發生時，地震震源向上垂直投影至地面的位置，即地面距震源最近的地方。
2. 破裂深度 (focal depth, h)：震央至震源垂直距離。
3. 斷層長度 (L)：平行於走向角的斷層長。

4. 斷層寬度 (W)：垂直於走向角的斷層長。
5. 滑移量 (dislocation, D)：將已決定之地震矩規模 M_w 轉換為地震矩 M_0 ，再透過同一系列之地震定比定律[33]，可決定斷層之滑移量。
6. 走向角 (strike angle, θ)：斷層走向 (沿海溝破裂為主) 與北方的順時針夾角。
7. 傾角 (dip angle, δ)：若該海溝曾有詳細之地質結構調查，則可採用其傾角。如：南海海槽，其 35 公里深度內之傾角為 10 度。馬尼拉海溝則為 20 度。若無詳細資料，則以 20 度取代。一般而言，隱沒帶於 35 公里以內之傾角多介於 10 度至 20 度之間。
8. 滑移角 (rake angle, λ)：滑移方向與斷層走向之夾角。

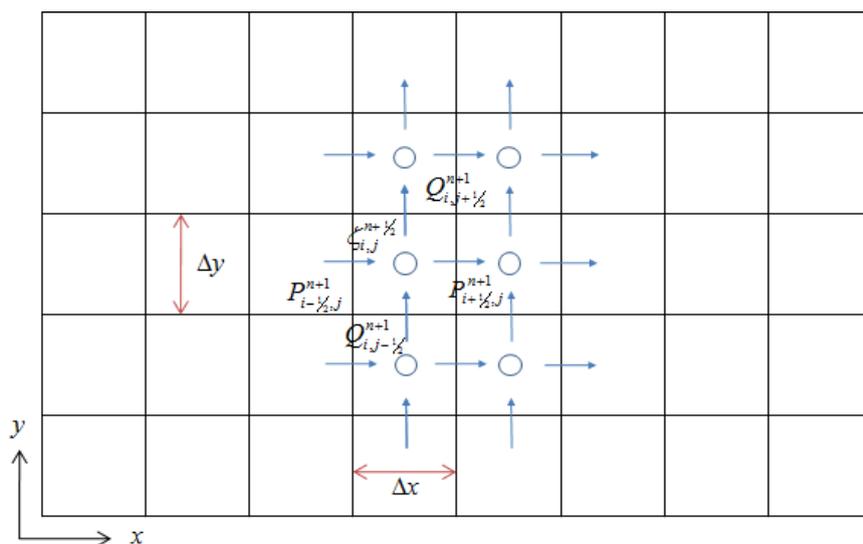


圖 8 交錯式有限差分網格系統[34]

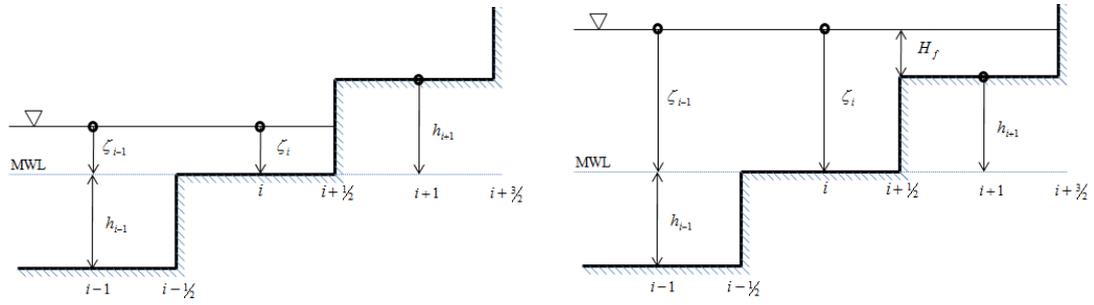


圖 9 移動邊界示意圖

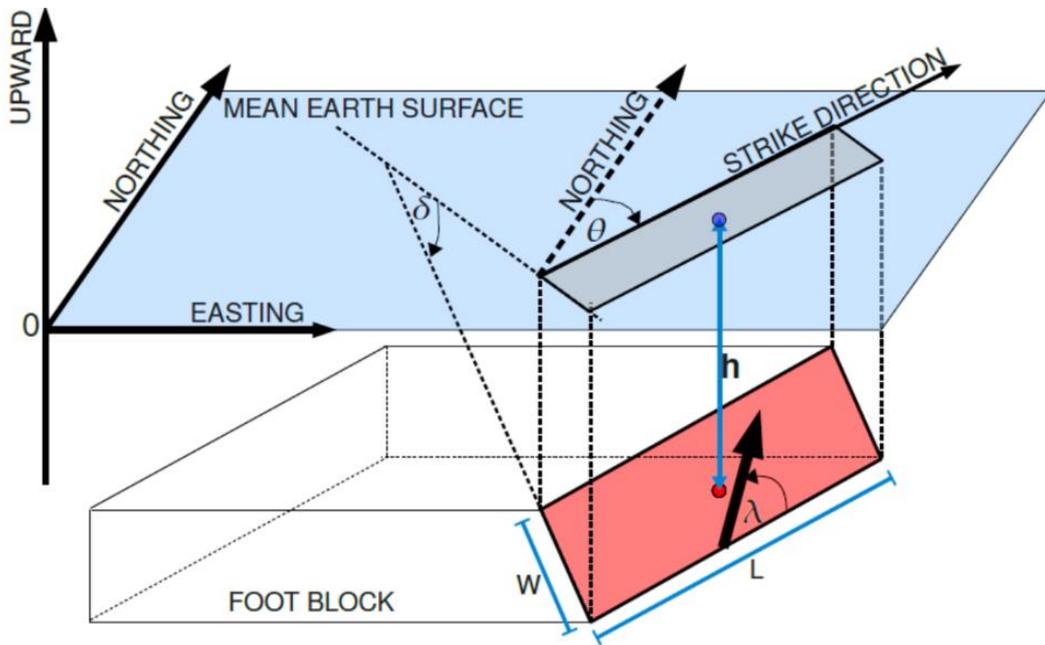


圖 10 參數示意圖[35]

表 10 彈性斷層模型參數

| 參數 | 單位 |
|------------------|----|
| 震央(經度、緯度) | 度 |
| 破裂深度(h) | 公尺 |
| 斷層長度(L) | 公尺 |
| 斷層寬度(W) | 公尺 |
| 滑移量(D) | 公尺 |
| 走向角(θ) | 度 |
| 傾角(δ) | 度 |
| 滑移角(λ) | 度 |

(三) 耦合模式之建置

於前一節可知 COMCOT 平面二維數值模式能夠有效率的計算，模擬海嘯由海洋遠域傳播至近域的過程。然而，當海嘯波傳遞至近岸區時，若要考慮更詳細的溯升點位置、碎波情況、紊流效應、結構物受力和特殊地形（例如：陡峭斜坡和低窪地形）影響時，則需要更為完整的流場描述來作分析。此時，可透過求解完整的 Navier-Stokes 方程式的三維數值模式來獲得更詳細的流場資訊，進一步分析更複雜的海嘯相關問題[36]。

求解三維 Navier-Stokes 方程式相較於二維的水深積分模式需要更多的計算時間及硬體容量，故以高精度的三維模式計算整個海嘯發生的過程，並非適宜的作法。因此，為了兼顧計算的精度和效率，本計畫建置一個耦合二維海嘯模式（COMCOT）和三維高精度模式（*FLOW-3D*）的耦合模式。海嘯的生成和傳播以 COMCOT 進行模擬演算，再以 *FLOW-3D* 計算近岸或是感興趣的區域。

Kim et al. [37] 耦合美國普林斯頓大學海洋模式（POM）和 *FLOW-3D* 計算日本 311 海嘯，日本海域附近的三維流場變化，發現使用更高精度的三維模式可得到與實際波高資料更為吻合的結果。然而，他們簡化了 *FLOW-3D* 的邊界流場資訊，將 POM 得到的時序列空間資料做空間平均的處理，造成同一平面的邊界，速度和水面

在邊界上失去了空間變化。這是由於，*FLOW-3D* 並沒有設定便捷的窗口供使用者給予同一平面上不同的邊界條件。儘管如此，空間平均化後的流場資料，勢必會喪失部分的流場特性。所幸，*FLOW-3D* 開放部分的副程式供使用者修改。因此，本團隊自行開發耦合所需的邊界模組，使 COMCOT 計算的資料能完整傳遞至 *FLOW-3D*。

FLOW-3D 本身具有一個耦合模組，混和淺水和三維流模式 (Hybrid Shallow Water/3D Flow model)，並且流場資料在淺水模式和三維模式間會互相傳遞，有助於提升模式的穩定性及準確度，屬於雙向耦合 (two way coupled)。然而，*FLOW-3D* 的淺水波模式目前正處於發展的階段，與 COMCOT 相比，缺少對於碎波的模擬、頻散性的改良和海嘯波生成模組。雖然 *FLOW-3D* 的淺水波模式目前不能直接用來模擬海嘯，卻可成為二維水深平均的流場資料傳遞至三維模式時的橋樑，即 COMCOT 的資料以單方向耦合 (one-way coupled) 的方式，先傳給 *FLOW-3D* 的淺水波模式，再透過 *FLOW-3D* 內部的雙向耦合模式傳遞給三維的高精度模式。

在數值上，要直接以 Navier-Stokes 方程式求解紊流場，需要相當龐大的計算量。因此常會採用紊流模式，以避免直接求解 Navier-Stokes 方程式。*FLOW-3D* 共有五種不同的紊流模式，較廣泛使用的有三種，分別為 $k-\varepsilon$ ，RNG (Renormalization Group) 和 LES (Large Eddy Simulation)。本計畫採用 LES 模式，以避免在二維和三

維邊界上的紊流動能和紊流消散的不連續。

1. 地形資料的處理

一般而言，所取得的地形資料會依不同的精度成為單一檔案，COMCOT 是專門為大尺度的海嘯演算進行設計的模式，不同的計算範圍可直接採用不同的地形資料。然而，*FLOW-3D* 並無法指定特定的區域採用不同的地形資料。因此，必須先將兩種不同解析度的地形資料合併，並在兩地形資料的邊界上內差，使其平滑。由於 *FLOW-3D* 採用的是卡式座標。因此，需要先將原始的 WGS84 座標系統的座標位置轉換為 TWD97 二度分帶的卡式座標。最後，將處理好的水深資料以 *FLOW-3D* 提供的 TOPO2STL 轉成三維模型檔，即可作為 *FLOW-3D* 能讀取的地形資料。

2. 計算域和網格的建置

選定三維模式模擬的範圍之後，依據海嘯波的來向以及地形選定外層淺水波模式需模擬的範圍。外層淺水波模式採用的網格大小要與 COMCOT 一致，而 LES 的網格盡量在單一方向的比率控制在 1~2 之間，以減少內差造成的誤差[38]。

3. 耦合邊界的處理

在邊界上所需的資訊是水深平均的平面速度和水位高度，需要注意的是，*FLOW-3D* 採用的是交錯型網格。在一個網格中，速度是在邊界上，水位高程是在網格中心。因此，在將 COMCOT 資料內差至 *FLOW-3D* 邊界上時，每個邊界位置的速度和水位位置皆要使用不同的座標位置。

四、小結

由前述之模式介紹和評估，本研究計畫將使用 COMCOT 二維海嘯模式計算海嘯波之生成、傳遞和演化至核能廠外海之波高。本計畫所建置之耦合模式則可用於描述近岸或是特定區域，以得到更高精度的結果。

參、主要發現與結論

一、數值模式驗證

(一) 二維海嘯模式驗證

為確保本研究計畫所使用之海嘯模式計算之正確性，故蒐集 2011 年 3 月 11 日的日本海嘯傳遞至台灣附近的潮位站資料，將模擬之結果與其比較，藉以驗證模式計算之正確性。

2011 年 3 月 11 日甫發生的日本東北三陸大地震（圖 11），地震矩規模達 9.0，引發了最高 40.5m 的海嘯。在日本沿海的岩手縣宮古市於海嘯襲擊的那一刻，留下了珍貴的史料照片（圖 12）。此次地震是日本有觀測紀錄以來最大的一次，引起的海嘯災害也是最為嚴重的，並伴隨著火災及核能洩漏事故，導致當地大規模的地方機能癱瘓和經濟活動停止。

海嘯剛形成時，其初始最大波高約為 5.2m，並未超過日本福島核能一廠海嘯設計基準約 5.7m。然而，由於建廠時並未考慮波浪的疊加效應，而這次海嘯的疊加及其溯上高度約為 15m，遠遠超出設計基準。此外，海嘯更淹沒了福島一廠的緊急救援設備，包括緊要

海水泵與緊急柴油發電機……等，使得福島一廠同時面臨「喪失海水冷卻」及「喪失所有交流電源」兩種嚴重的情況。在缺少電源以及冷卻水的情況下，無法緊急安全停機，導致反應器持續高溫高壓，最終爐心熔毀。

日本東北地區人口最多的宮城縣，縣內沿海城市遭受海嘯毀滅性破壞，首府仙台市發生嚴重水災，居民被迫遷移，仙台機場跑道淹水，只剩航廈大樓屹立於水中。氣仙沼市因漁船用油槽被捲引發大火，全市因燃燒物隨浪漂流而陷入火海。此次海嘯共計造成 15,815 人死亡，3,966 人失蹤，5,940 人受傷，遭破壞房屋 966,500 棟（數據為官方統計資料），是日本在二戰後傷亡最慘重的自然災害。海嘯稍後波及了俄羅斯、台灣、夏威夷、美國西岸及墨西哥，毀壞沿海房屋結構物，並分別在美國及印尼造成 1 人死亡。

地震參數之設定使用 GCMT 所提供之地震參數，所需之彈性斷層模式參數如表 11 所示。模式使用共三層的巢狀網格：第一層涵蓋日本和台灣，範圍是 115.00E~159.00E，16.00N~50.00N；第二和三層皆只涵蓋台灣本島，分別為 117.20E~124.80E，18.20N~26.80N 和 120.64E~120.92E，21.84N~22.21N（圖 13）。網格密度和地形解析度，從第一層至第三層分別為 1 分、1/3 分和 1/6 分。

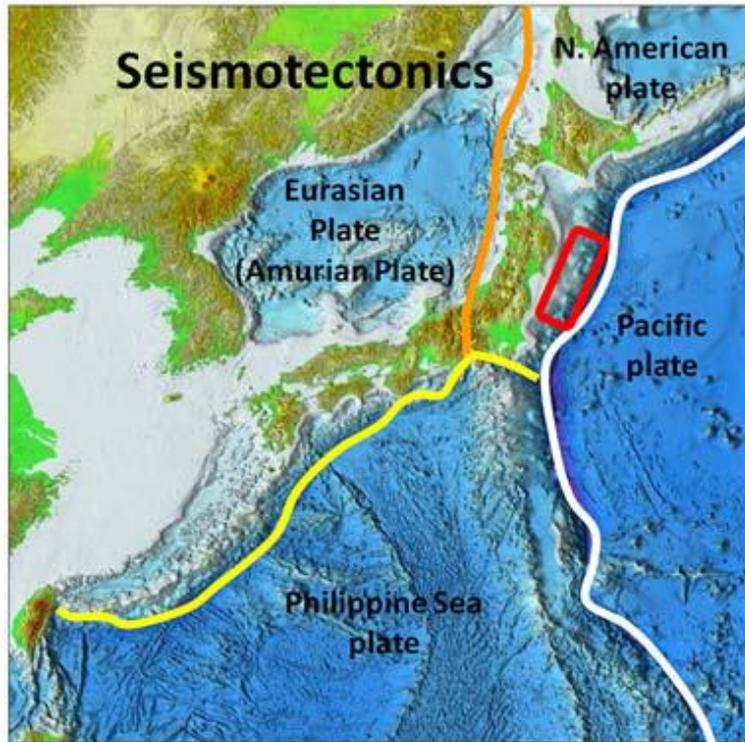


圖 11 日本 311 東北大地震（資料來源：Newton）



圖 12 日本岩手縣宮古市 311 大地震後受到海嘯襲擊一刻（資料來源：Reuters）

表 11 日本 311 海嘯之震源參數

| 參數名稱 | 值 |
|------------------|------------------|
| 震央(經度、緯度) | 143.05E , 37.52N |
| 破裂深度(h) | 20000.0 公尺 |
| 斷層長度(L) | 450000.0 公尺 |
| 斷層寬度(W) | 150000.0 公尺 |
| 滑移量(D) | 18.0 公尺 |
| 走向角(θ) | 203.0 度 |
| 傾角(δ) | 10.0 度 |
| 滑移角(λ) | 88.0 度 |

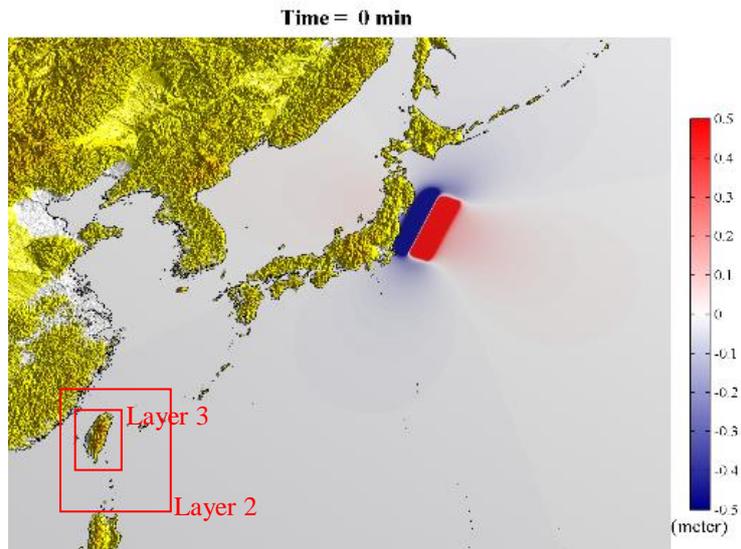


圖 13 日本 311 海嘯模擬之網格設定

圖 14 為海嘯波從日本傳遞至台灣之過程。當海底地震發生後，靠近日本的海水位相對下降，靠近外海的海水位相對上升，海嘯隨即發生。海嘯波在往外傳遞的過程中，由於日本和台灣在地形上是由琉球島弧相連，故海嘯波會以邊緣波的方式傳遞至台灣，並將在海嘯發生後約四小時將傳遞至台灣。圖 15 為海嘯波於台灣近海演變之情形。雖然地震發生之位置是在台灣的東北方，但是受到地形的影響最先到達台灣之海嘯波是在台灣的東邊。之後海嘯波由於台灣陸地的阻擋，以繞射的方式繼續前進。

本研究報告利用由中央氣象局購買之潮位資料和數值模擬結果做比較，以確定數值模式模擬之準確性。潮位資料之解析度為每六分鐘記錄一筆，選定測站有小琉球、花蓮、龍洞和蘭嶼四個測站，其分佈如圖 16 所示。然而潮位站所測得之水位資料必須扣除潮汐的影響，才能夠得到海嘯波所導致的水位變化。因此，在本研究報告中將利用 Codiga [39]所撰寫的潮汐分析及預報程式（UTide MATLAB Functions）來進行潮汐的分析模擬，再將此潮汐水位由實測資料中扣除，以得到所需之水位資料。以花蓮測站為例，如圖 17 所示，上方為潮位站之水位資料及利用 UTide 模擬之潮汐水位，中間則為扣除潮汐水位後的水位變化結果。由於日本 311 地震發生於當地時間 2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分，換算成台灣當地時間為 2011 年 3 月 11 日 13 時 46 分。因此，擷取 2011 年 3 月 11 日 13 時 46

分至地震發生後 200 分鐘內的水位資料（圖 17 下圖）來做為模擬海嘯之比對。圖 18 則為本研究選用之四個潮位站資料與數值模擬比較之結果。實測資料扣除天文潮後，所得之水位資料為圖 18 的紅線，COMCOT 之模擬結果為藍線。雖然，模擬所得的波速相對於實際的波速快;前導波也有低估的現象。整體而言，模擬結果和實際結果之趨勢都相似。

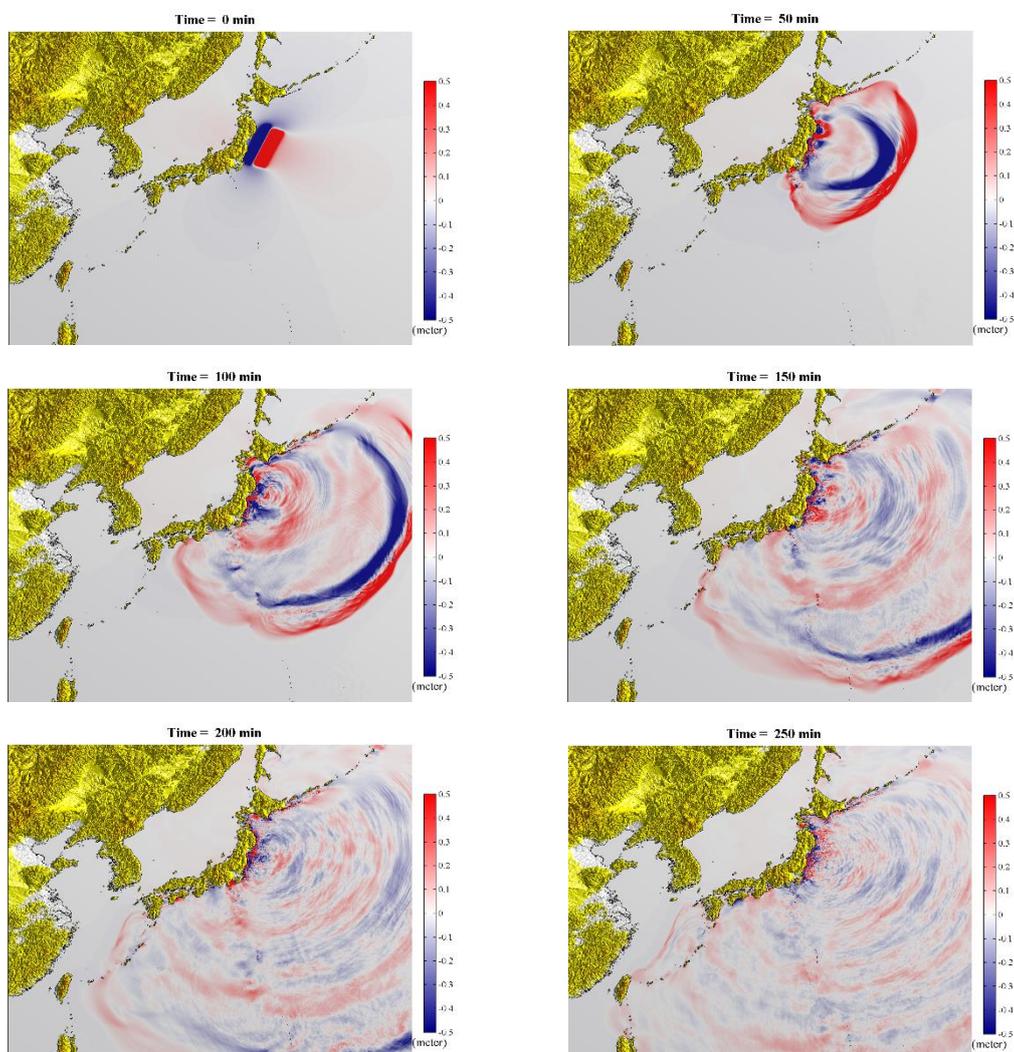


圖 14 日本 311 海嘯傳遞至台灣之過程

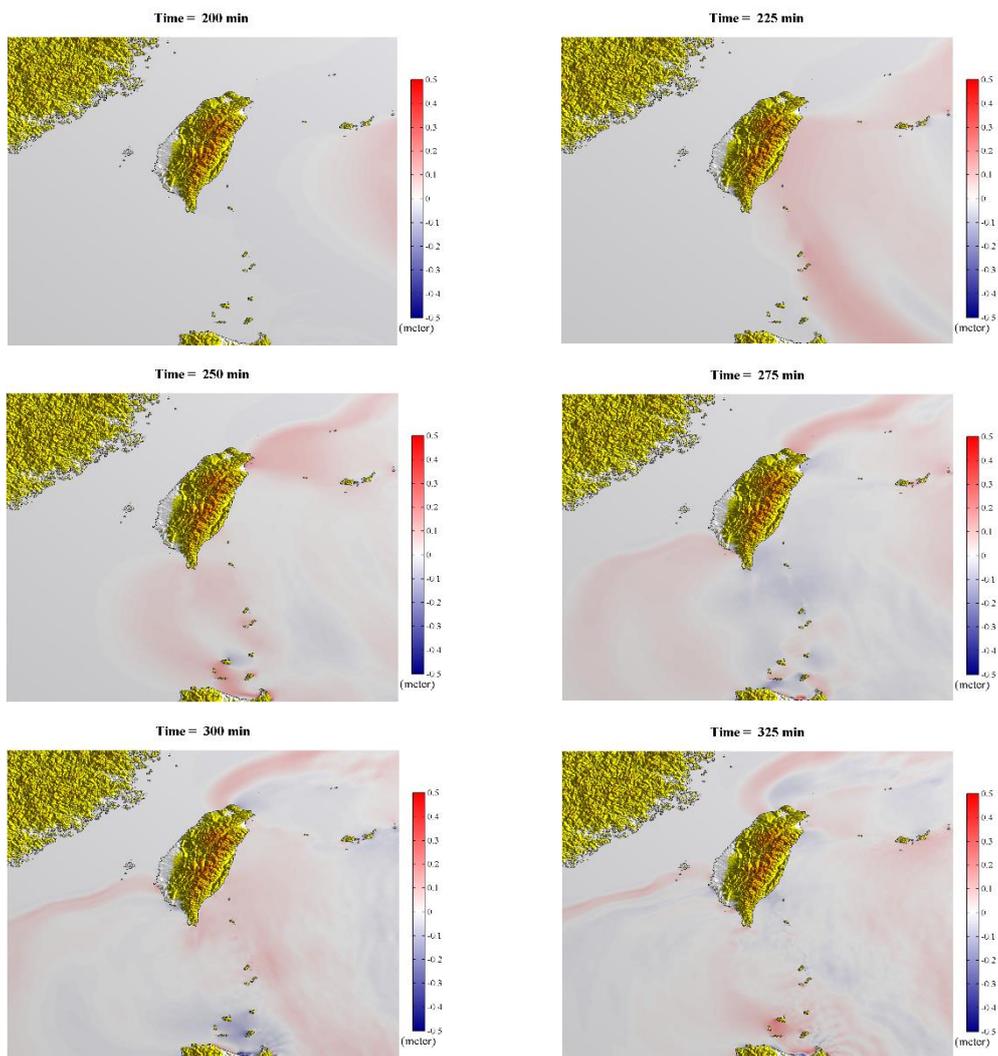


圖 15 日本 311 海嘯波於台灣鄰近海域形變之過程

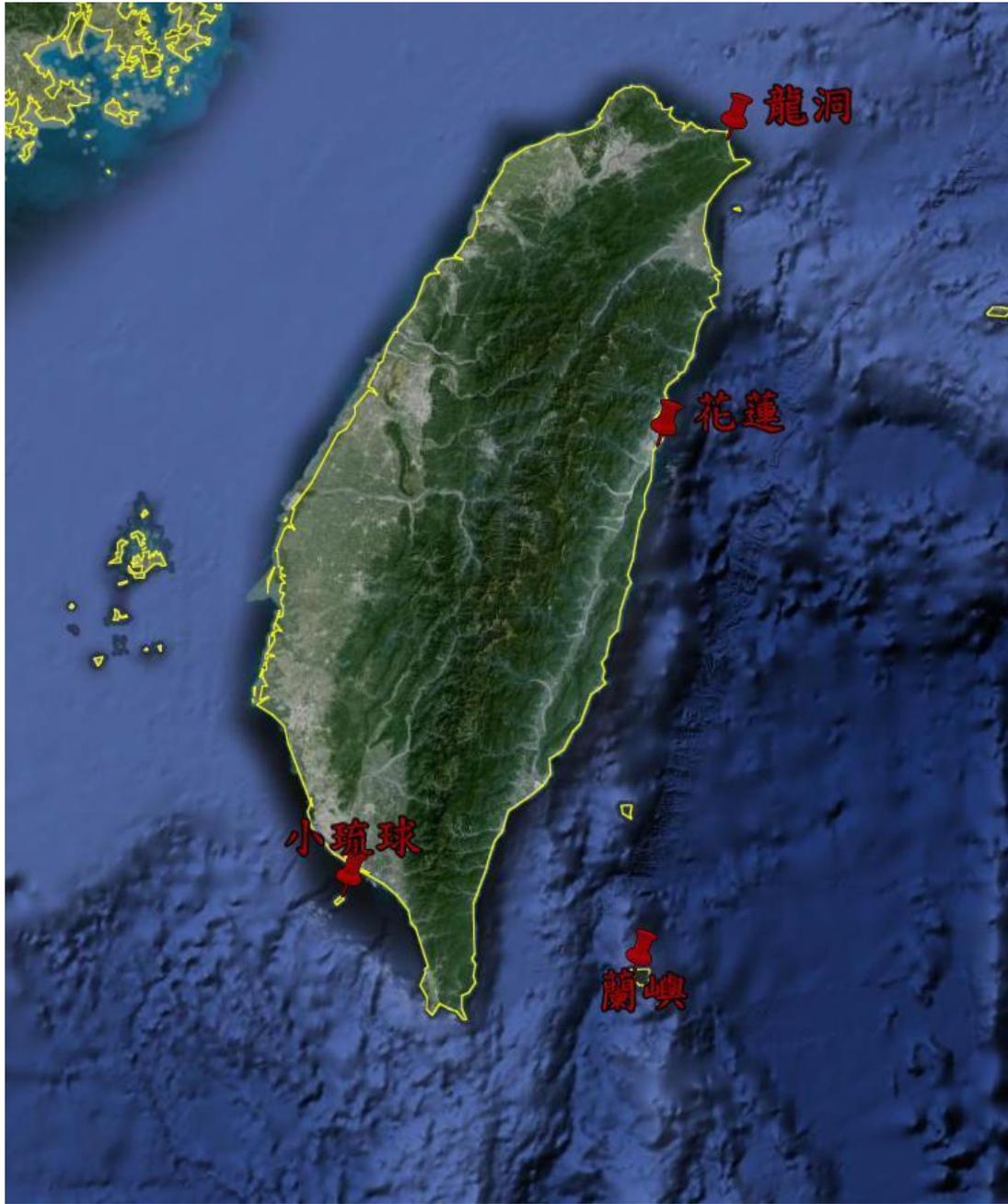


圖 16 各潮位站位置圖

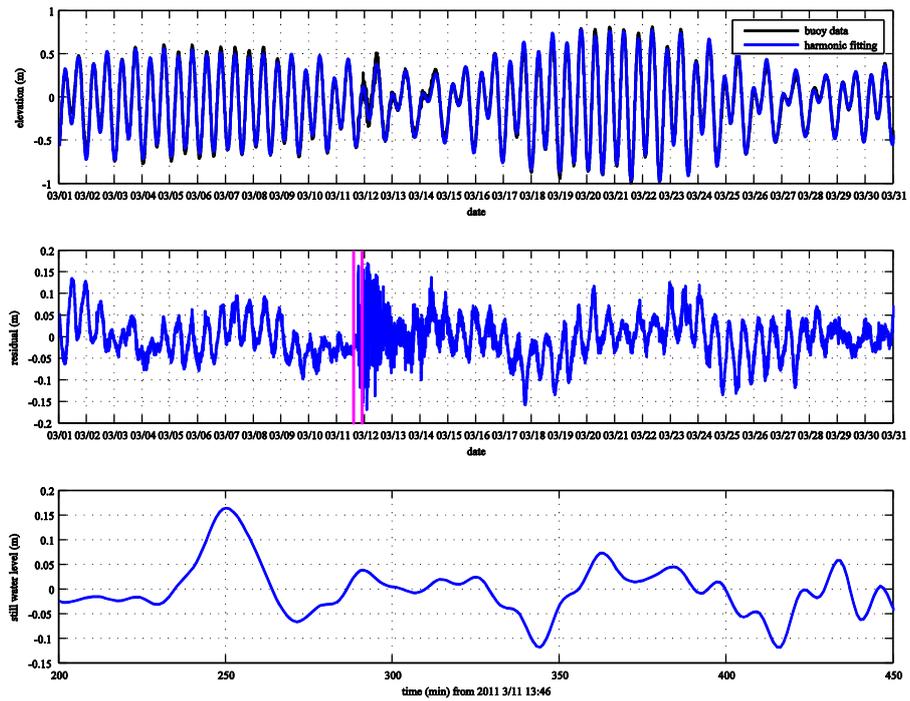


圖 17 日本 311 海嘯-花蓮潮位站資料分析結果

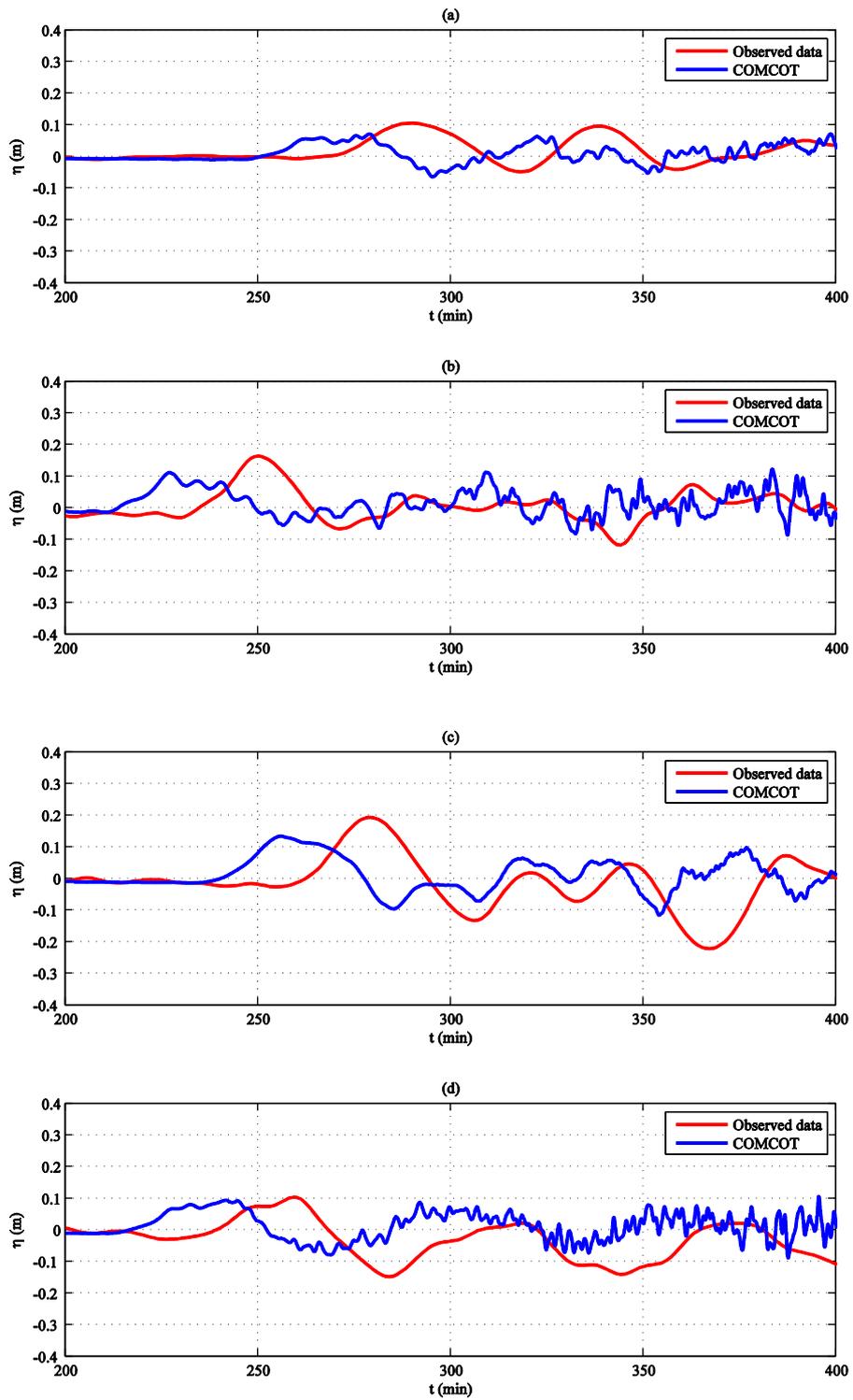


圖 18 日本 311 海嘯潮位站資料比對；(a)小琉球，(b)花蓮，(c)龍洞

(d)蘭嶼

(二) 三維數值模式驗證

為確保本計畫所用之模式 (*FLOW-3D*) 在計算波浪與結構物交互作用之正確性，故與文獻中現有之水工試驗進行驗證[40]。孤立波通過單樁之試驗於美國俄勒岡州立大學進行，本計畫除了與水工試驗做驗證外，亦與其數值成果進行比較。文獻使用模式之控制方程式乃三維的尤拉方程式，當 *FLOW-3D* 不考慮黏滯性時，亦等同於尤拉方程式。

此試驗在美國俄勒岡州立大學進行，其水槽有效長度為 48.8m、寬 26.5m、深 2.1m。距造波端 21.085m 處，置一單樁，直徑 (D) 為 1.219m。水深 (h) 為 0.75m，孤立波波高 (H) 為 0.3m，非線性量 (H/h) 為 0.4。

圖 19 為模式配置示意圖，基於單樁在幾何上具有對稱性，故只模擬半圓柱，再透過鏡射的方式得到完整的流場，以提高計算之效率。數值水槽長 (x) 48.8m、寬 (y) 3.6m、深 (z) 1.5m，矩形網格在 x 、 y 、 z 方向上分別為 1.56cm、9cm、2cm，共 936 萬個網格，總模擬時間為 15 秒。孤立波近似解析解中，常用的有 Boussinesq 和 Grimshaw 三階近似解，其中 Grimshaw 三階近似解較適用於高非性量之孤立波。故在數值水槽中，以 Grimshaw 三階近似解作為入射之條件。

圖 20 為波高計的時序列水位變化，在自由液面上無論是入射波或反射波，其波形、波高及發生的時刻，皆與實驗結果十分一致。此外，在靠近單樁的 WG3 和 WG4 上，液面之變化明顯優於前人的成果。造成此差異的原因，可能來自於兩者網格建構的方式不同，本計畫所使用的是結構性網格，而此文獻所使用的是非結構性網格。圖 21 為單樁受孤立波作用所造成的受力，與實驗相比，本計畫使用的模式所得到之受力高於實驗，約 3.4%；與文獻的數值結果相比，無論是受力大小或發生時間，更為貼近實驗。

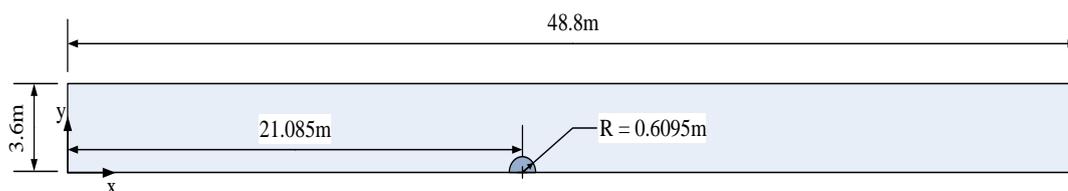


圖 19 孤立波通過單樁之模式配置

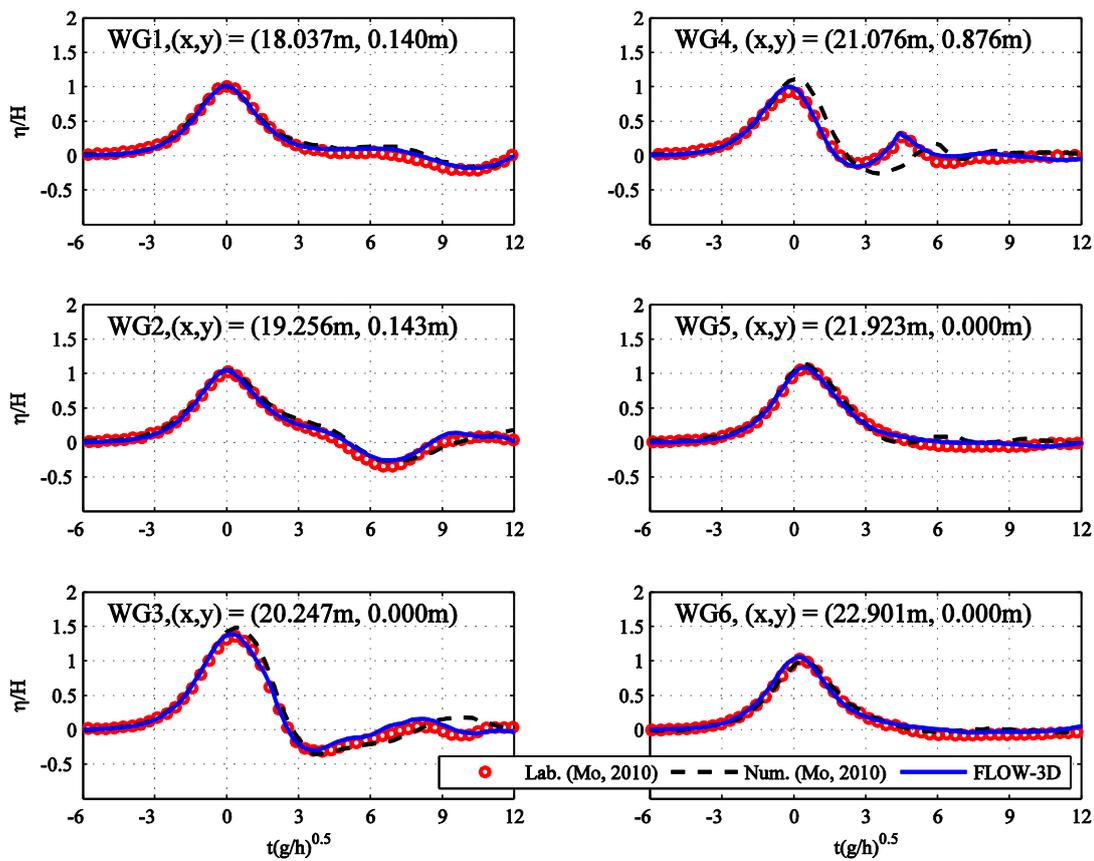


圖 20 孤立波通過單樁之自由液面變化

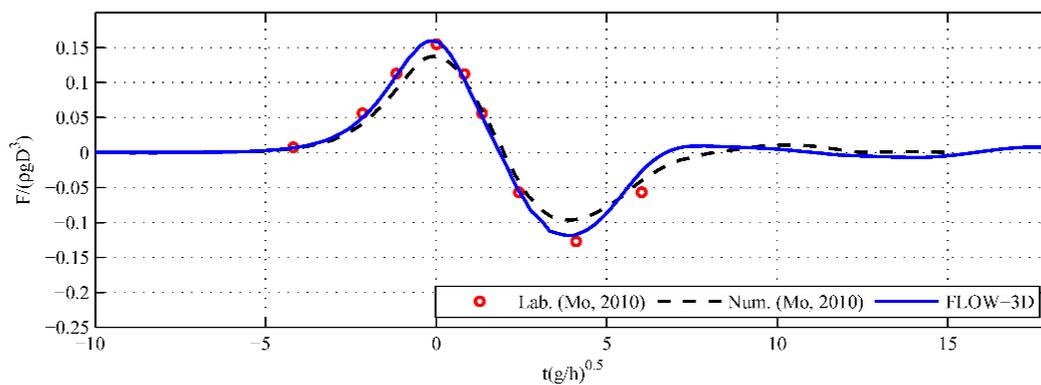


圖 21 孤立波作用於單樁上的受力變化

二、二維海嘯模式與耦合模式之比對

台灣鄰近海域有兩個主要可能發生地層活動的海溝，其中一個位於台灣東北方，由菲律賓海板塊隱沒至歐亞大陸板塊下方而形成的琉球海溝；另一個則是位於台灣西南方，由歐亞大陸板塊張裂形成的南中國海海洋地殼隱沒至菲律賓海板塊下方而形成的馬尼拉海溝（圖 22）。若以核三廠址作為考量，馬尼拉海溝破裂所引發之海嘯波對於核三廠的安危有最直接的影響。另外，馬尼拉海溝面對擁有平緩大陸棚以及廣大平原的台灣西南沿岸，該地形相對利於海嘯傳播；再加上南中國海地區地勢封閉，一旦發生海嘯，僅有台灣與呂宋島相望的巴士海峽一個出口，海嘯能量集中不易擴散[41]。鑑此，本研究報告在斷層選定上以馬尼拉海溝斷層為主，進行海嘯情境模擬和二維海嘯模式的參數分析以及二維和三維耦合模式之比對。

在二維海嘯數值模式（COMCOT）中，會影響數值計算結果的參數包含震源參數、地形資料之解析度和摩擦係數，本團隊先針對地形解析度和摩擦係數來進行數值模式之參數分析。藉由相同的斷層設定，給予不同的地形解析度和摩擦係數來進行計算模擬，再將計算結果做進一步的分析和比較並討論數值參數變化對於結果所造成的差異性。確認二維海嘯模式參數之設定之後，接著以耦合模式

進行模擬。

(一) 二維模式之模型建置

Kirby [42]依照馬尼拉海溝走向的不同，將馬尼拉海溝分成六個破裂面。其中有三個破裂面離台灣較近，造成海嘯襲擊台灣並成災的機率較高。表 12 中三個破裂面 A~C 之斷層資料是根據 Liu et al. [31]所提供的海嘯情境條件之設定。其中，A 斷層位置最為接近台灣南部海域，因此在斷層情境設定上則以此破裂面為優先考量來進行數值模式之參數分析。

海嘯波於不同水深會產生不同之傳遞速度與波形，因此模擬海嘯傳播之精確度仰賴高解析度之數值地形與適當之邊界條件。地形包含水深與陸地。當海嘯於相對深海中傳遞時，因海嘯波長極長，此時水深地形解析度可不用太高。U.S.NRC 建議使用 2 或 5 arc-minute (ETOPO2 or ETOPO5) 即可，ETOPO 系列地形涵蓋全球並可由 NOAA (National Oceanic and Atmosphere Administration, 美國海洋暨大氣總署) 網站下載。但當海嘯傳遞至相對淺海時(如：大陸棚區，水深小於 200m)，水深變淺導致波長變短且底床摩擦力影響漸劇。此時，任何忽高忽低變化之地形均會影響海嘯傳遞，因此模擬海嘯於相對淺海區傳遞需較高解析度之水深地形資料，以提高數值計算之準確性。U.S.NRC [9]於近岸區模擬海嘯傳遞時使用之

地形，最小可達 1/3 arc-second (約 10m)。當海嘯傳播至近岸，能夠抵達陸地最高處稱溯升；而進入內陸之海嘯則會以洪水形式傳遞，稱為溢淹，溢淹之距離可達數公里（如：2011 日本東北 311 海嘯，海嘯發生 20 分鐘後入侵內陸約 5km）。

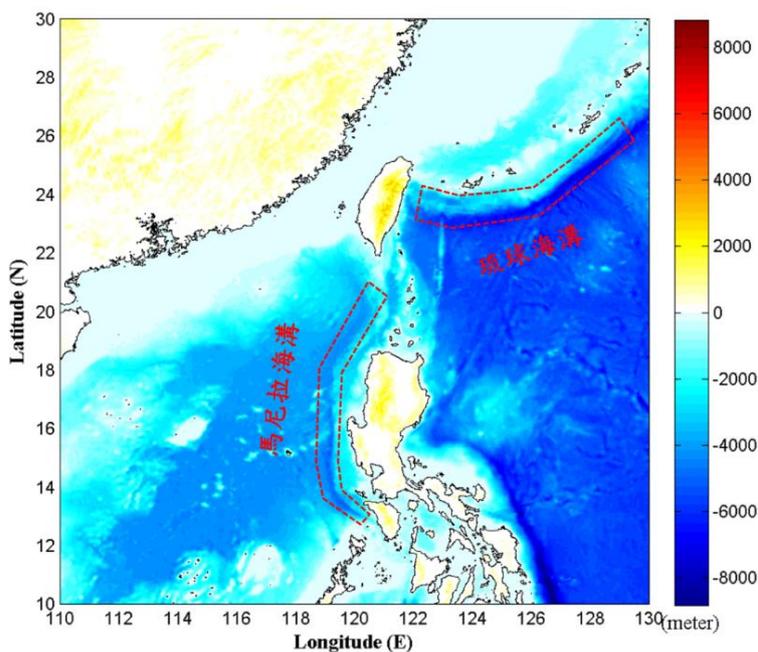


圖 22 台灣附近海溝示意圖

表 12 馬尼拉斷層資料[31]

| 斷層 | 位置 (deg.) | 走向 (deg.) | 長度 (km) | 寬度 (km) | 滑移量 (m) | M_w |
|----|--------------|--------------|------------|------------|------------|-------|
| A | 120.50/20.20 | 10.00 | 160.00 | 35.00 | 6.68 | 8.0 |
| B | 119.80/18.70 | 35.00 | 180.00 | 35.00 | 5.94 | 8.0 |
| C | 119.30/17.00 | 359.00 | 240.00 | 35.00 | 4.45 | 8.0 |

在此區域，陸地地形精確度則需更加精準，如建築結構物與河川均需精準地描述。U.S.NRC [9]使用之陸域地形，最小可達 1m。

本研究報告於二維海嘯傳播模擬上，採用六層巢狀網格。六層網格區域皆搭配不同之球座標數值地形，以符合海嘯數值模擬之地形適用性。第一層地形資料由 NOAA 提供，精度為 1 minute (圖 23)，經緯度範圍為 110.00E~130.00E，10.00N~30.00N。第二層範圍涵蓋台灣本島陸域和周邊海域，地形資料向行政院國家科學委員會海洋學門資料庫進行申請購買，精度為 500m (圖 24)，經緯度範圍為 117.00E~125.00E，18.00N~27.00N。第三層至第五層範圍包含台灣全島陸域台灣沿海海域，也是由行政院國家科學委員會海洋學門資料庫購得，精度為 200m (圖 25)，經緯度範圍為 117.00E~125.00E，18.00N~27.00N。第四層範圍包含台灣南部陸域和沿海海域，第五層(圖 26)則涵蓋台灣南部陸域和沿海海域。第六層(圖 27)為由核能所提供的陸域 (DEM) 和海域數值高程資料 (精度為 10m) 合併而成。本計畫模擬所需地形資料的精確度均滿足相關的規範要求。為了配合地形資料並兼顧數值模式之穩定性，採用的網格和模擬範圍整理如表 13 所示。

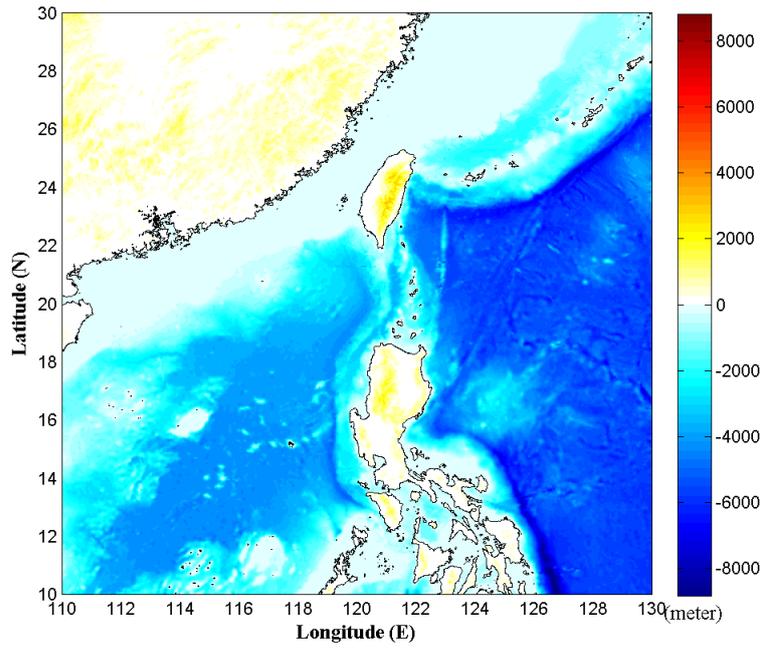


圖 23 第一層計算範圍和地形高程

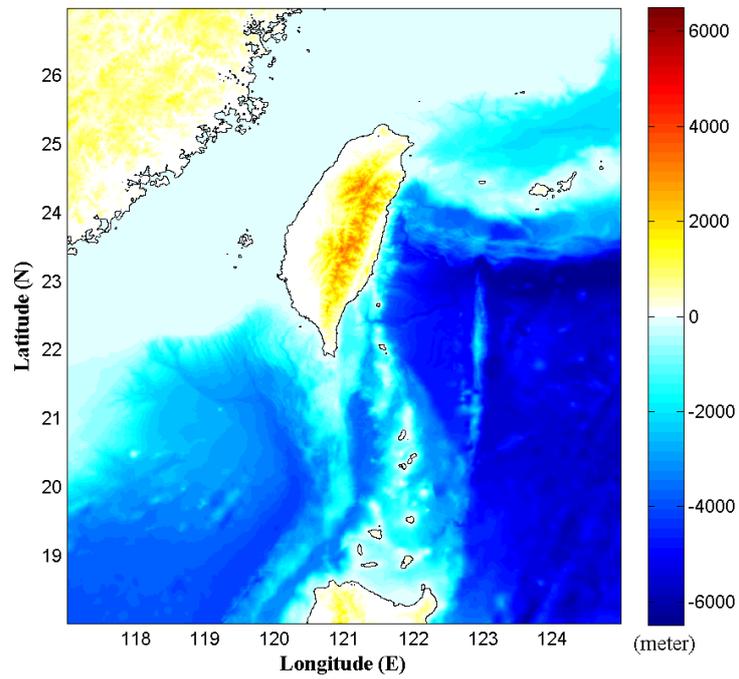


圖 24 第二層計算範圍和地形高程

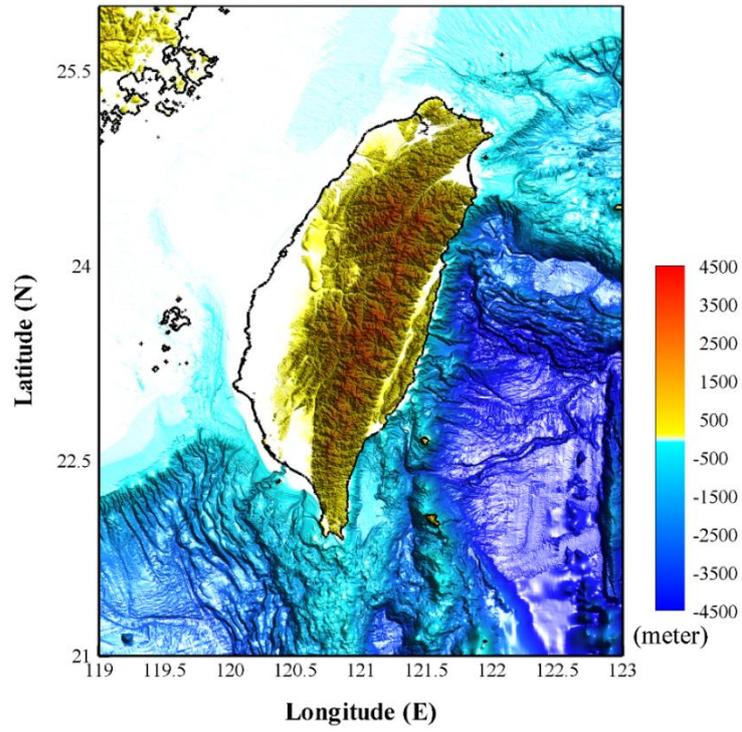


圖 25 第三層計算範圍和地形高程

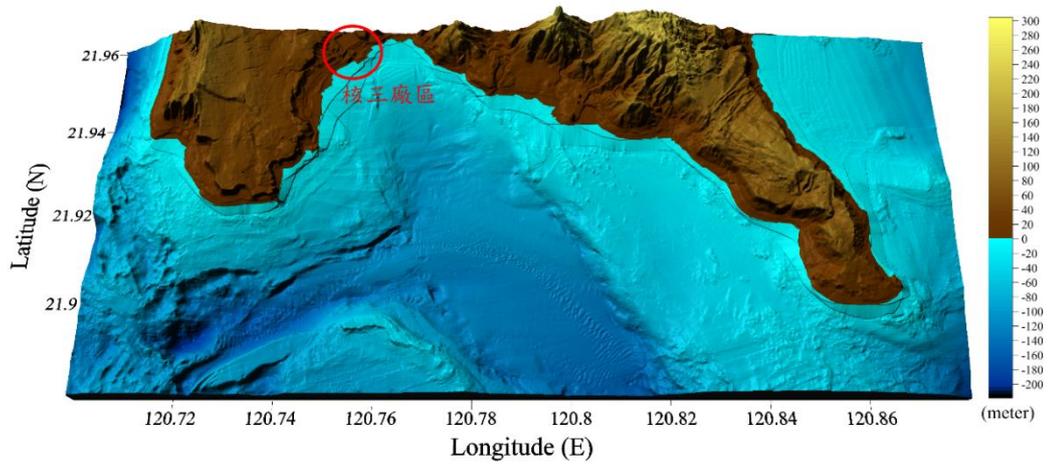


圖 26 第五層計算範圍和地形高程

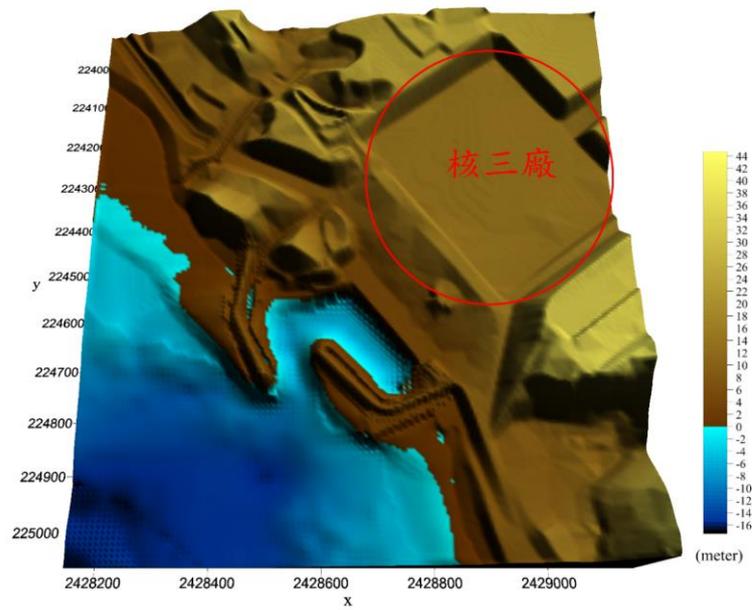


圖 27 第六層計算範圍和地形高程

表 13 COMCOT 之模擬範圍和地形及網格精度。

| 第 N 層. | 地形解析度 (公尺) | 模擬範圍 (經度) | 模擬範圍 (緯度) | 網格 (公尺) |
|--------|---------------|-------------------|-----------------|------------|
| 1 | 1800 | 110.0000~130.0000 | 10.0000~30.0000 | 1800 |
| 2 | 500 | 117.0000~125.0000 | 18.0000~27.0000 | 600 |
| 3 | 200 | 119.9000~122.1000 | 21.8000~25.4000 | 200 |
| 4 | 200 | 120.6500~120.9000 | 21.8500~22.0000 | 50 |
| 5 | 200 | 120.7010~120.8790 | 21.8805~21.9595 | 10 |
| 6 | 5 | 120.7481~120.7585 | 21.9509~21.9591 | 2.5 |

(二) 耦合模式之模型建置

經由二維數值模式計算模擬海嘯波的生成和傳遞後，能夠得到台灣全島周圍海域和南部局部海域的流場資訊(波高和平面流速)，以此當作三維數值模式邊界的條件，進而計算海嘯波侵襲廠區所造成的影響，並與二維數值模式的計算結果相比較。

FLOW-3D 所需之地形資料，藉由 200m 的水深地形和廠區 5m 的地形資料內差而成。然而，由於 *FLOW-3D* 採用的是卡式座標。因此，需要先將原始的 WGS84 座標系統的座標位置轉換為 TWD97 二度分帶的卡式座標。為了兼顧計算之效率，第一層非線性淺水波模式的模擬範圍選用東西向約 16km、南北向約 8km 的範圍，如圖 28 所示。圖 29 和圖 30 分別為第二層和第三層的計算範圍，皆求解三維 LES 模式，包含了核三廠以及附近的海域，這使得廠區周遭的波高能更加準確，並可獲得三維的空間平均流速和壓力分布。如此，除了溢淹的範圍之外，可進一步評估結構物的受力和破壞等問題。

第一層採用 10m 的均勻網格；第二層在平面方向上為均勻的 5m*5m，水深方向上為均勻的 10m；第三層在平面方向上為均勻的 2.5m*2.5m，水深方向上為均勻的 1m。總網格數為 2,552,000，模擬海嘯發生後 100 分鐘內的變化，使用 i7-4930k 的六核心電腦，共需約 3.5 天的運算時間。

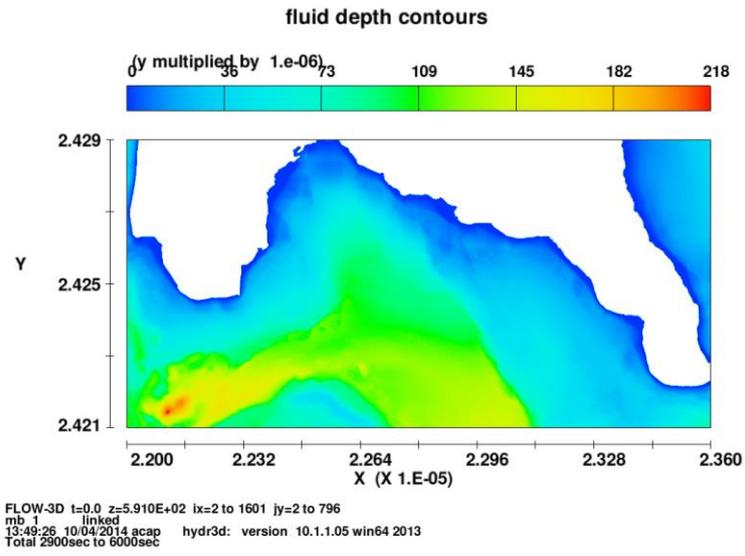


圖 28 *FLOW-3D* 的第一層模擬範圍

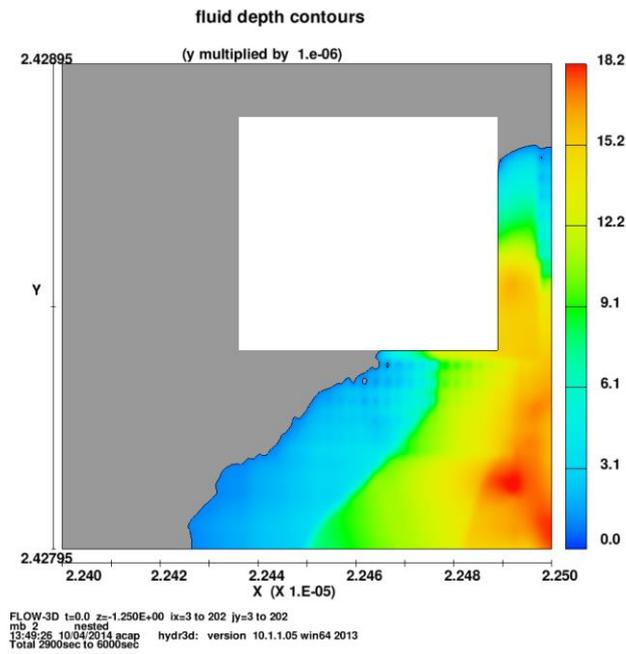
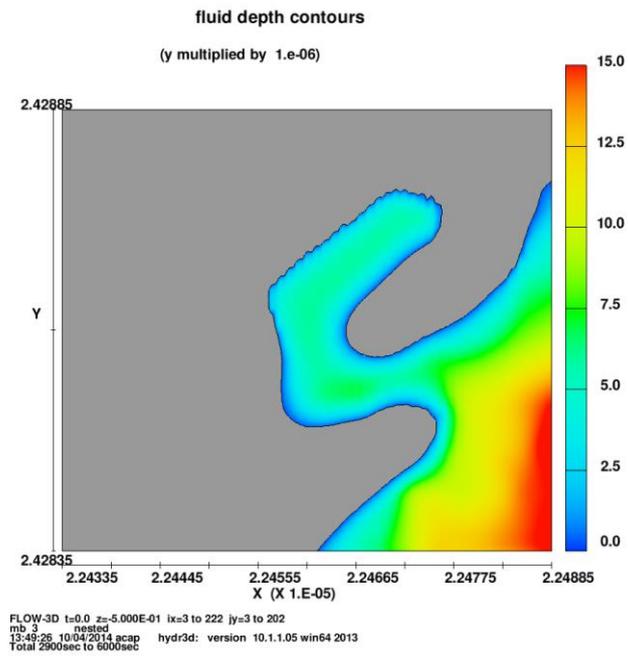


圖 29 *FLOW-3D* 的第二層模擬範圍（空白處為第三層的模擬範圍）



1

圖 30 *FLOW-3D* 的第三層模擬範圍

(三) 二維模式和耦合模式之結果分析

為了比較水深平均的二維淺水波模式和三維水深解析的 Navier-Stokes 模式在計算海嘯波高上的差異性，本研究報告建立了一耦合模式並成功模擬一情境海嘯事件—馬尼拉海溝地震規模 8.0。六支波高計之位置列於表 14，與核三廠之相對地理關係如所圖 31 示。WG1~3 皆位於第一層的網格內，WG4~6 則位於第三層的網格中。

圖 32 是二維模式和耦合模式之比較結果，WG1 位於耦合模式第一層靠近邊界的位置，用來確認耦合模式的入射波浪是否有與 COMCOT 一致。兩者的結果在 0~40 分鐘的時候非常貼合，這表示從 COMCOT 取得的資料，透過所給予的邊界資訊，成功的重現於 *FLOW-3D*。自 40 分鐘後開始有了些許的差異，這可能來自於方程式數值離散的差異或是 *FLOW-3D* 內部耦合 LES 後，計算出與 COMCOT 不同的波高和流場。無論如何，WG1 顯示 *FLOW-3D* 的入射海嘯波浪與 COMCOT 是相當一致的。

然而，隨著海嘯波往岸邊靠近，COMCOT 和耦合模式結果的差異性就越來越大。WG2 和 WG3 波形上雖略有不同，但最大波高仍舊非常接近。而使用三維 LES 計算的區域中，兩模式在 WG4 的比較結果中，其最大波高及波形趨勢差異性亦不大。然而，於 WG5

和 WG6 中，其最大波高則有明顯的不同。COMCOT 於 WG5 和 WG6 的最大波高分別為 2.65m 和 2.41m；耦合模式的結果則為 3.84m 和 2.90m。差異最大的是位於海堤前的 WG5，耦合模式的結果是 COMCOT 的 1.4 倍，而堤內 (WG6) 則為 1.2 倍。由於耦合模式對於結構物的邊界處理和流場描述會更為符合物理現象，因此當海嘯波傳遞至近岸並與結構物產生交互作用時，耦合模式結果之可信度會較高。故若要計算近岸的海嘯危害度，可採用耦合模式，以提升確定性。

由以上耦合模式和二維模式結果比較可知，兩模式對於核三廠外圍海域的海嘯傳遞模擬結果 (最大波高和波形分佈)，具有較高的相似度 (如圖 32，WG1~WG4 所示)。因此於外圍海域之數值模擬上，可採用二維模式來進行計算模擬以提高計算之效率。若當海嘯波傳遞至近岸地形和結構物周圍時，則需利用耦合模式模擬以提供更準確之計算。在目前的研究報告中，是以機率式海嘯危害度分析 (PTHA) 模型建置為主要目的。於模型建置的流程中，需要較多的數值計算結果來當作樣本，以利機率模型之建置。二維模式不但能夠提供核三廠周圍海域較廣域的海嘯傳遞模擬，同時也能夠兼顧效率性和準確性。因此，本研究報告以二維模式來做為機率模型建置的主要數值模式。

表 14 波高計位置和所對應之水深

| | 經度 | 緯度 | 水深 (公尺) |
|-----|------------|-----------|---------|
| WG1 | 120.709680 | 21.886329 | 97.11 |
| WG2 | 120.759200 | 21.945000 | 29.52 |
| WG3 | 120.758538 | 21.950941 | 16.80 |
| WG4 | 120.755687 | 21.953782 | 6.46 |
| WG5 | 120.755294 | 21.954680 | 5.61 |
| WG6 | 120.754517 | 21.955852 | 5.31 |

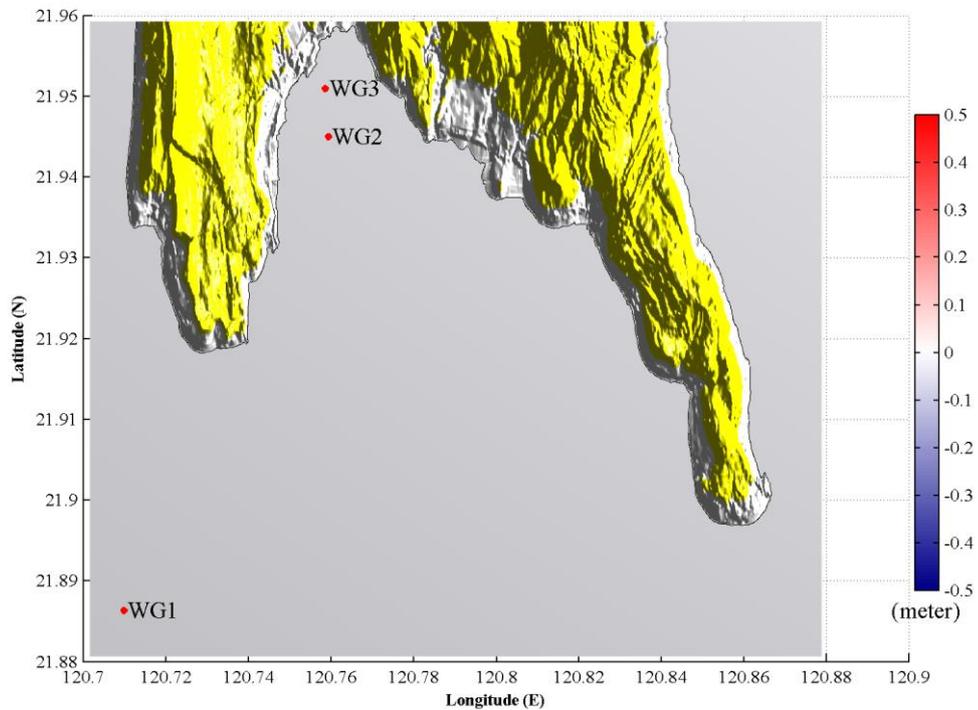


圖 31 波高計於空間上的相對位置

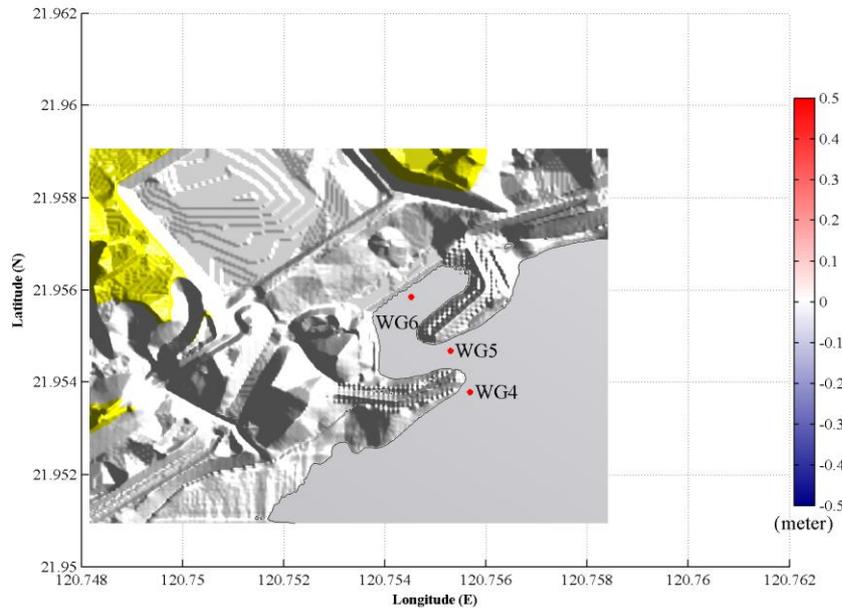


圖 31 波高計於空間上的相對位置 (續)

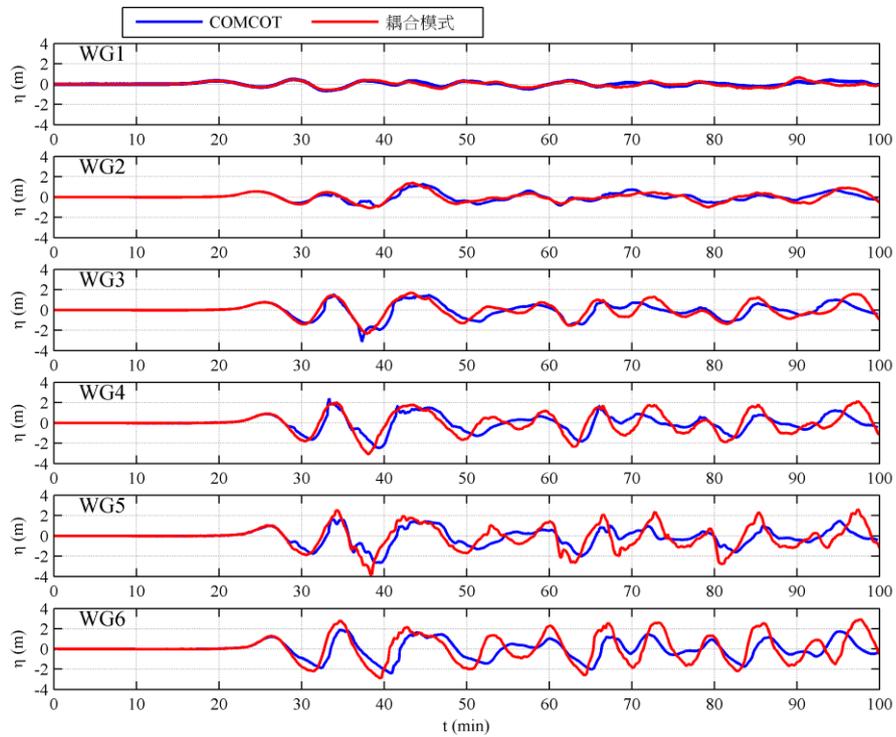


圖 32 二維模式和耦合模式之水位變化

三、機率式海嘯危害度分析 (PTHA) 模型建置

(一) 簡介

機率式海嘯危害度分析 (Probabilistic Tsunami Hazard Analysis, PTHA) 在國外已有 30 幾年的歷史，然而國內相關的研究報告卻是相當少見。本報告以太平洋瓦電公司 (PG&E) 的研究報告為基礎，主要目的乃建立 PTHA 的計算方法和流程。PG&E [43] 將海嘯源的種類分成：遠域地震 (Distant Earthquakes)、近域地震 (Local Earthquakes)、崩移 (Landslides) 以及暴潮和潮汐 (Storms & Tides)，製作海嘯危害度曲線 (Tsunami hazard curve)，如圖 33 所示。本研究以建立 PTHA 之計算流程為主要目的，並針對地震所引發的海嘯建置計算。未來若需納入崩移或暴潮和潮汐的影響，則需要再進一步瞭解相關的模式設定、參數、計算方法……等。

PTHA 源起於機率式地震危害度分析 (Probabilistic Seismic Hazard Analysis, PSHA)，Cornell [44] 提出 PSHA 的概念，並發表於幾份報告中 [45]。Lin and Tung [46] 率先將 PSHA 與海嘯模擬做一結合，進而發展出 PTHA。PTHA 的計算可分為兩個步驟：第一步，透過數值模式計算某一情境下的海嘯波高。第二步：將數值模式計算得到的海嘯波高，藉由統計的方法，進而得到一條連續曲線，透

過該曲線可得知海嘯波高超過某一水位高度的發生機率。Rikitake and Aida [47]以 PTHA 計算出日本沿岸的海嘯波高超過特定高度的發生機率。然而，他們並未考慮到數值模式和震源參數的不確定性對於結果所造成的影響。Bommer and Abrahamson [48]在 PSHA 的研究中指出，若不考慮不確定性的影響，將會「低估」地震危害度的結果。同理，PTHA 也必須納入不確定性的影響[43, 49]。

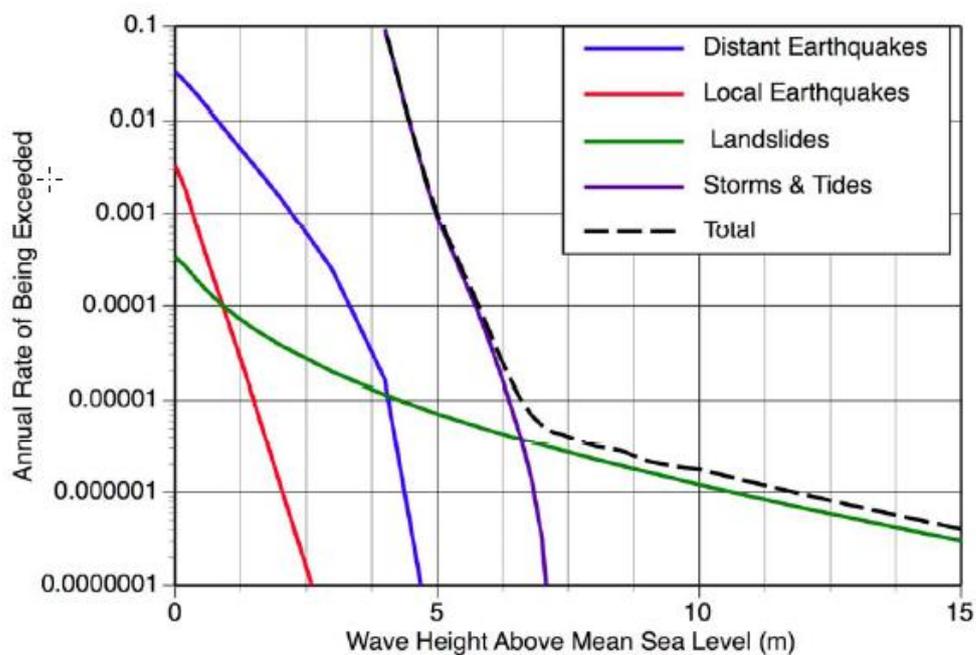


圖 33 考慮不同海嘯源對於 DCPD 抽水結構物的危害度曲線（資料

來源：PG&E [43]）

(二) 不確定性的來源

PG&E [43]將不確定性的來源分為數值模式和震源參數，並再細分為偶然 (aleatory) 造成的和認知不足 (epistemic) 所造成的。數值模式-偶然不確定性來自於未經解釋的隨機誤差 (例如：海嘯數值模式本身的方程式近似和假設、底床摩擦力參數、海域及陸域地形資料的品質、網格解析度.....等等)；Gonzalez et al. [49]提到海洋地形之解析度於深海為 1 分 (約為 1.8km)，近岸為 1 秒和 1/3 秒，其地形解析度已足夠用於海嘯模式計算。然而，當海嘯溢淹入陸域時，在缺少結構物高程的情況下，會影響到溢淹結果之正確性。在某種程度上，此不確定性可藉由改變底床摩擦 (曼寧) 係數得到。一般而言，關於海嘯之模擬會採用之曼寧係數為 0.025。數值模式-認知不足不確定性，來自於不確定使用的數值模式是否能計算出正確的結果。

震源參數-偶然不確定性來自於已知的隨機誤差，即地震相關的參數 (例如：震源的位置、滑移量、斷裂面大小.....等等)。Wells and Coppersmith [50]提出滑移量是由斷層之長度及寬度所求得，而斷層之長、寬度卻無法經由量測得知，必須利用一系列經驗公式計算而得，在計算過程中勢必包含了不確定性，因此須將此項考慮進去。震源參數-認知不足不確定性，來自於對於物理現象認知不足所造成

(例如：機率分布、物理模型、地震相關經驗公式.....等等)。

Thio et al. [51]將不確定性的來源分為偶然和認知不足：偶然的
不確定性主要來自於數值模式和震源參數中的傾角和滑移量；認知
不足的不確定性來自於滑移速率 (slip-rate)、地震重現期模式
(magnitude and distribution)、斷層幾何 (fault geometry)、和滑移
角 (rake)。

Gonzalez et al. [49]提出潮位和海水位上升也是不確定性的來
源。海嘯波的波高和溢淹的範圍與當時的潮位有密切的關連。舉例
來說，海嘯波到達時若為高潮位時，則溢淹範圍會較低潮位大。且
海嘯波與潮位間的交互作用並非線性，即潮位增加 1m 時，潮位所
造成的海嘯波高 (水位高程) 及導致的溯升高並非增加 1m。此外，
海平面的變化，目前是往上抬升的現象。若需要對未來數年後的預
測，則需考慮海水位上升所造成的不確定性。

(三) 計算方法和流程

PG&E [43]假設由於模式和震源的不確定性（標準差）會造成波高的分布呈對數常態分布（lognormal distribution），以此為基礎，製作海嘯危害度曲線。使用這個方法，所需要的參數是波高（ \hat{W}_{tsu} ）和標準差（ σ_{EQK} ）和地震發生率（*rate*），如式(37)和式(38)，標準差代表不確定性造成的影響。波高由數值模式演算求得；標準差則包含數值模式的標準差和震源參數的標準差。特定地震規模發生率可由經驗公式求得，如 Gutenberg–Richter 關係式。

$$P(W_{tsu} > z | M, Loc) = 1 - \Phi\left(\frac{\ln z - \ln(\hat{W}_{tsu}(M, Loc))}{\sigma_{EQK}}\right) \quad (37)$$

$$v_{EQK}(W_{tsu} > z) = \sum_{i=1}^{N_{FLT}} \sum_{j=1}^{NS_i} rate_{ij} P(W_{tsu} > z | M_{ij}, Loc_{ij}) \quad (38)$$

其中， i 代表不同的震源位置， j 代表不同的地震情境設定。

上述表示式適用於只考慮為數較少的情境模擬。若考慮多個地震規模和震源位置，並且知道地震規模(f_{m_i})和震源位置(f_{Loc_i})的機率密度函數，則可透過式(39)計算海嘯危害度曲線。其中， N_{FLT} 是會造成海嘯的斷層（fault sources）總數， $N_i(M_{min})$ 為第 i 個震源發生地震規模大於 M_{min} 的年發生率。

$$v_{EQK}(W_{tsu} > z) = \sum_{i=1}^{N_{FLT}} N_i(M_{\min}) \int_m \int_{Loc} f_{m_i}(M) f_{Loc_i}(Loc) P(W_{tsu} > z | M, Loc) dM dLoc \quad (39)$$

以下將說明 PTHA 的計算流程，可參考圖 34。使用 PG&E [43] 的計算方法時，最大的困難在於標準差的求得。一旦獲得標準差後，只需進行數值模擬並由 G-R 關係式獲得地震規模的重現率，即可得到海嘯危害度曲線。由於 Thio et al. [51] 所講述的模式和震源的標準差計算方法較為清楚明確，本研究計畫將以該報告為基礎，計算 PTHA 所需的標準差。

Thio et al. [51] 藉由與觀測資料的比對，調變不同的模式參數，藉以獲得由於模式不確定性造成的標準差；震源參數中傾角和滑移量的不確定性透過調變空間上的分布，即可獲得震源參數的標準差。認知不足的不確定性則透過邏輯樹的方式，給予適當的權重以考量認知不足所造成的影響（舉例來說：地震重現期的經驗公式的不確定性，以不同理論公式，分別對計算結果乘以適當的權重）。

數值模式的標準差（ σ_{mod} ），需要以數值模式模擬單一或多個歷史海嘯，以不同的模式參數設定（如：地形解析度、網格、底床摩擦力……等），需要至少 10 組以上，可得到實際最大波高和模擬最大波高的比值。將資料擬合成對數正態分布後，即可獲得對應的對數常態分布和數值模式的標準差。震源參數需參考 GCMT 或

USGS 的設定，並在 JSCE [3]的基本規範下，進行合理的數值參數調變。

震源參數的標準差 (σ_{source}) 與數值模式的標準差之計算方法相似，調變的參數為傾角和滑移量。舉例來說，針對一歷史海嘯的斷層資料，其傾角乃空間平均值 (比如說 10 度)，以此資料進行數值模擬，得到一參考值。接著，將其傾角在空間上的變化視為某一種機率分布 (比如常態分布，標準差為 5 度)，進行模擬。最後，將此模擬結果和參考值上的波高比值和發生次數作圖，即可得到對應的對數常態分布和該震源參數的標準差。將模式的標準差 (σ_{mod})、傾角的標準差 (σ_{dip}) 和滑移量的標準差 (σ_{slip})，三者平方相加開根號，即可得到總標準差：

$$\sigma_{\text{EQK}} = \sqrt{\sigma_{\text{mod}}^2 + \sigma_{\text{source}}^2} = \sqrt{\sigma_{\text{mod}}^2 + \sigma_{\text{dip}}^2 + \sigma_{\text{slip}}^2} \quad (40)$$

完成特定震源的海嘯數值模擬後，將得到的最大海嘯波高 (\hat{W}_{ISU}) 和總變異量 (σ_{EQK}) 代入式(37)，即可到在特定震源和規模下，波高會超過某水位 z 的機率 $P(z)$ 。然而，PG&E [43]和 Thio et al. [51]指出，使用原始的對數常態分布會出現不合理的極端值，進而「高估」危害度。因此需以截斷對數常態分布 (truncated lognormal distribution) 取代原始的對數常態分布，分別建議截斷大於平均值二個標準差[43]和三個標準差[51]以上的函數值，本研究計畫目前採

用截斷大於平均值兩個標準差的作法。最後，將所得到的機率乘上對應的地震規模發生機率，即可得一海嘯危害度曲線，如式(38)。

上述只考量了偶然不確定性，欲納入認知不足的不確定性，則需透過邏輯樹狀圖。認知不足的不確定性來自於滑移速率 (slip-rate)、地震重現期模式 (magnitude and distribution)、斷層幾何 (fault geometry)、和滑移角 (rake)。舉例來說，不同地震重現期模式所得到的地震發生率會有所不同，因此需要以樹狀圖的方式，將不同說法的結果乘以適當的權重，可得到一條包含地震重現期模式認知不足的海嘯危害度曲線。

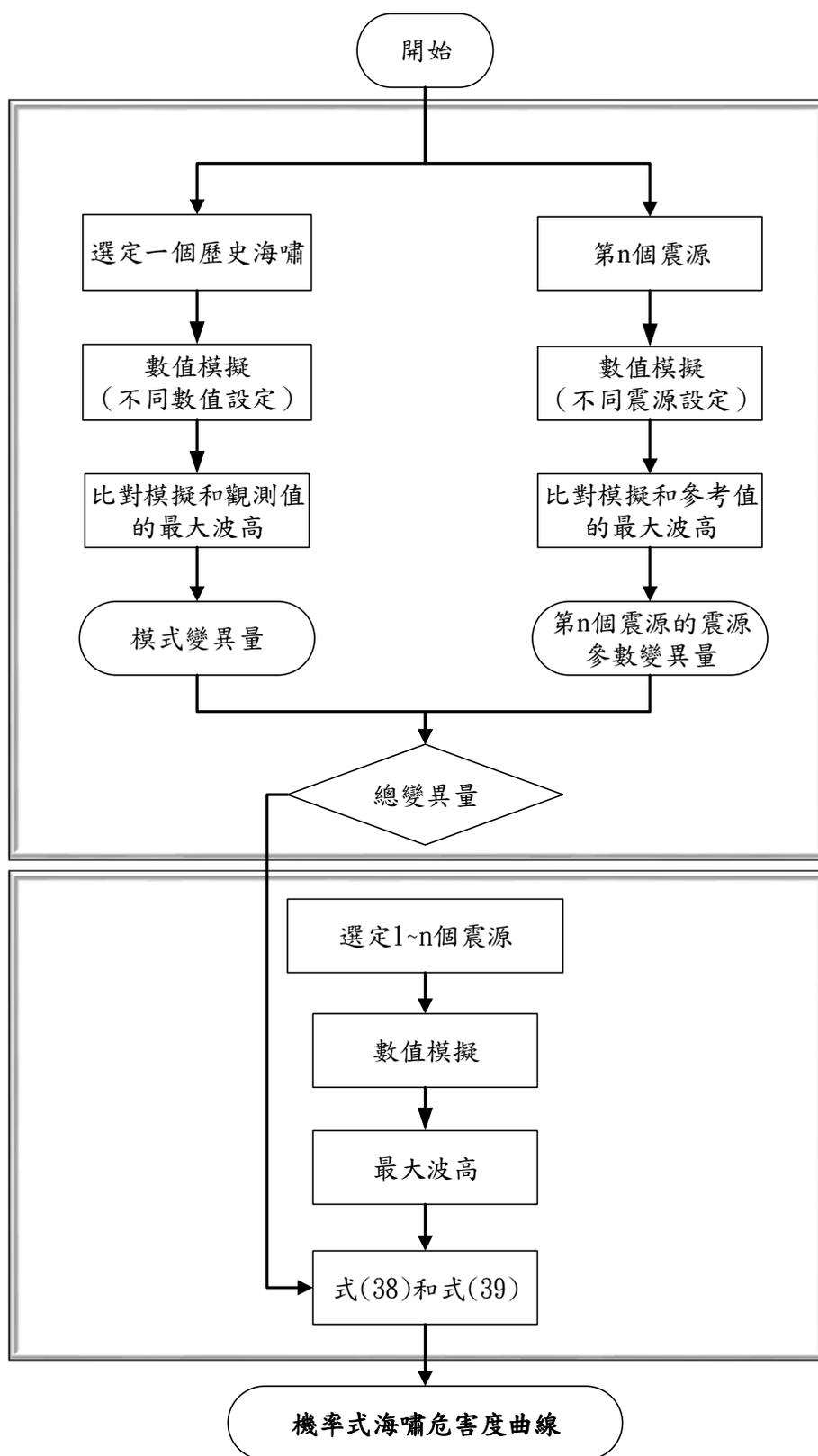


圖 34 機率式海嘯危害度分析流程圖（偶然不確定性）

(四) 海嘯危害度之應用

透過本章第三節所述之方法可得到單一位置的海嘯危害度曲線，可得知波高在海嘯的作用之下，超過某水位的年發生機率。可作為特定場址或是設備在海嘯防災規劃設計時的一個重要資訊，例如：核電廠的抽水口的建置位置。PG&E [43]考慮不同條件的遠域地震所造成的海嘯，製作了對於抽水結構物的危害度曲線，如圖 35。

同樣地，本研究計畫與日本 311 海嘯事件，比對模式和觀測資料於四個潮位站的最大波高，得到模式標準差為 0.18，如圖 36 所示。由於樣本數的不足，此值僅供參考，後續將納入 2006 年發生於屏東外海的地震所造成的水位變動和不同摩擦係數的結果，以獲得更具代表性的模式標準差。由於目前尚未計算馬尼拉海溝引發之海嘯的震源參數變異量，故先假設馬尼拉海溝的震源參數標準差為 0.425 進行計算。接著，利用本報告模擬馬尼拉海溝地震規模 8.0 [31] 所引發之海嘯，可獲得位於核三廠外海約 30m 水深處之最大波高 1.33m (\hat{W}_{tsu})；將上述之模式 (0.18) 和震源 (0.425) 標準差，平方相加開根號後，得總標準差為 0.46；最後，透過式(37)和式(38)並截斷大於平均值 2 個標準差的機率密度函數值，即可得核三廠外海約 30m 水深處之海嘯危害度曲線，如圖 37 所示。藉由這條海嘯危害度曲線，我們可以得知馬尼拉海溝發生地震所引發之海嘯，其

海嘯波傳遞至核三廠外海 30m 水深處所造成之波高超過一特定水位的發生機率。舉例來說，從海嘯危害度曲線可得知波高超過 3m 的發生機率會小於在 0.001。

除了應用在單一位置之外，Gonzalez et al. [49]、Geist and Parsons [52]、Gonzalez et al. [53] 計算多個單點，進一步製作數個在特定機率下的海嘯危害度地圖（probabilistic tsunami hazard map），可用於大範圍的防災規劃，如圖 38 和圖 39 所示。圖 38 和圖 39 代表在這個區域內，每個位置所對應的最大波高，而超過這個波高分布的機率為 1% 和 0.2%。當考慮的海嘯重現期從 100 年變成 500 年時，除了沿岸波高的增加，溢淹範圍也會隨之增加。

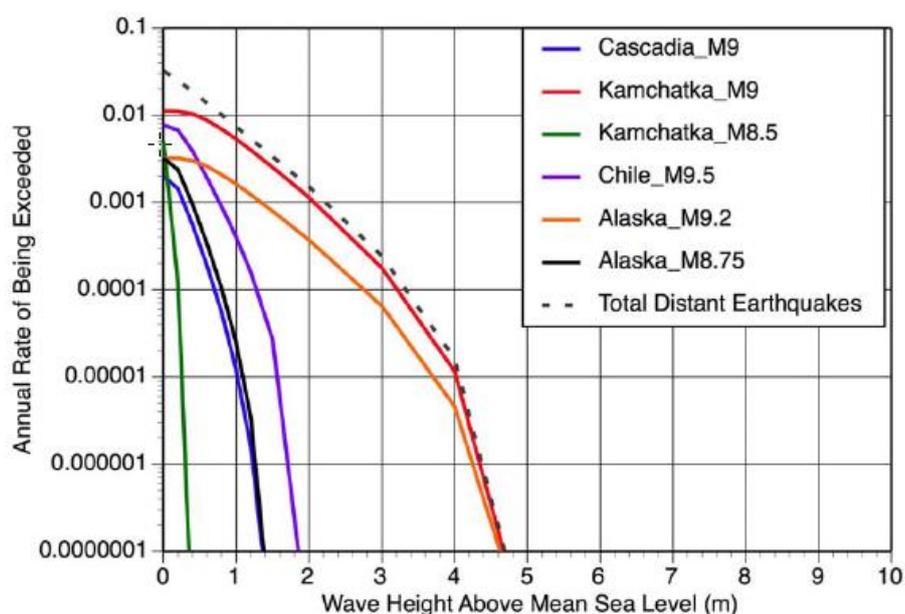


圖 35 考慮不同遠域地震所造成的海嘯對於 DCPD 抽水結構物的危害度曲線（資料來源：PG&E [43]）

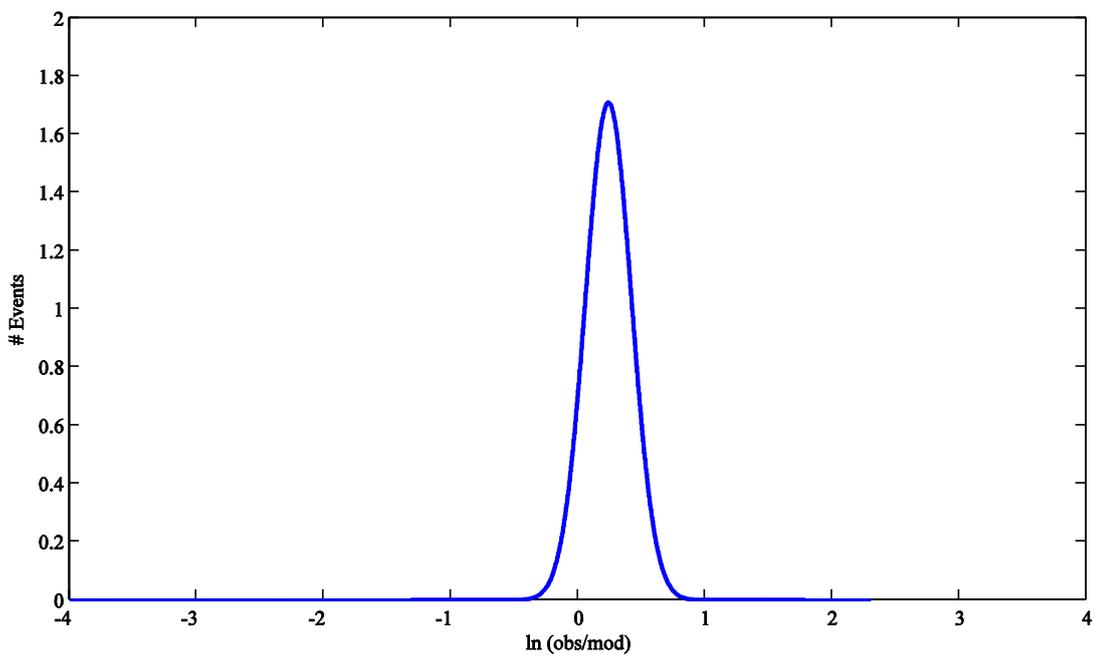


圖 36 模式變異量

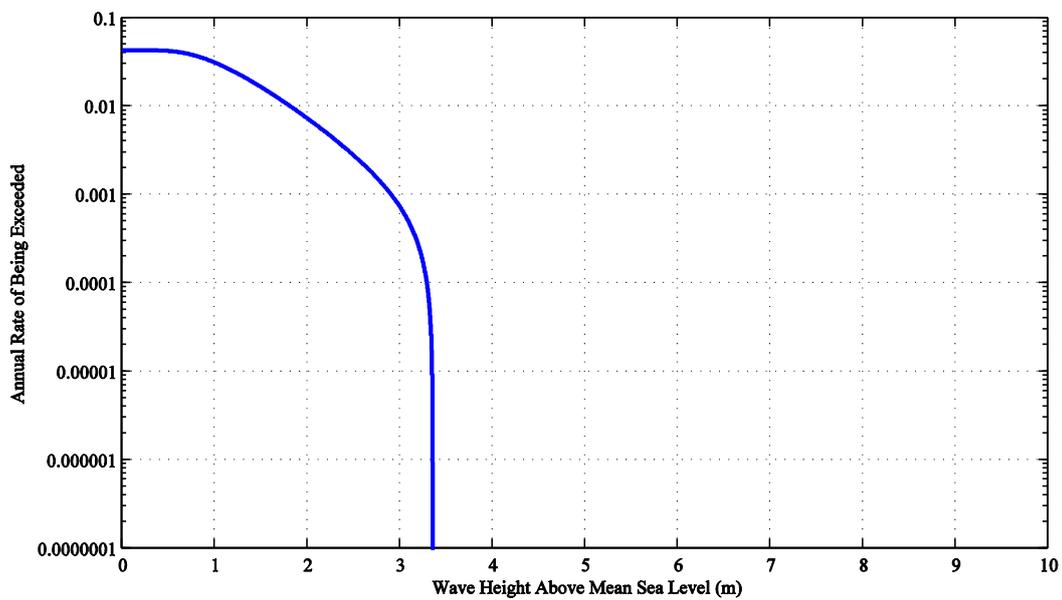


圖 37 馬尼拉海溝於水深 30 米處的海嘯危害度曲線 (利用地震規模

8.0 之情境模擬資料)

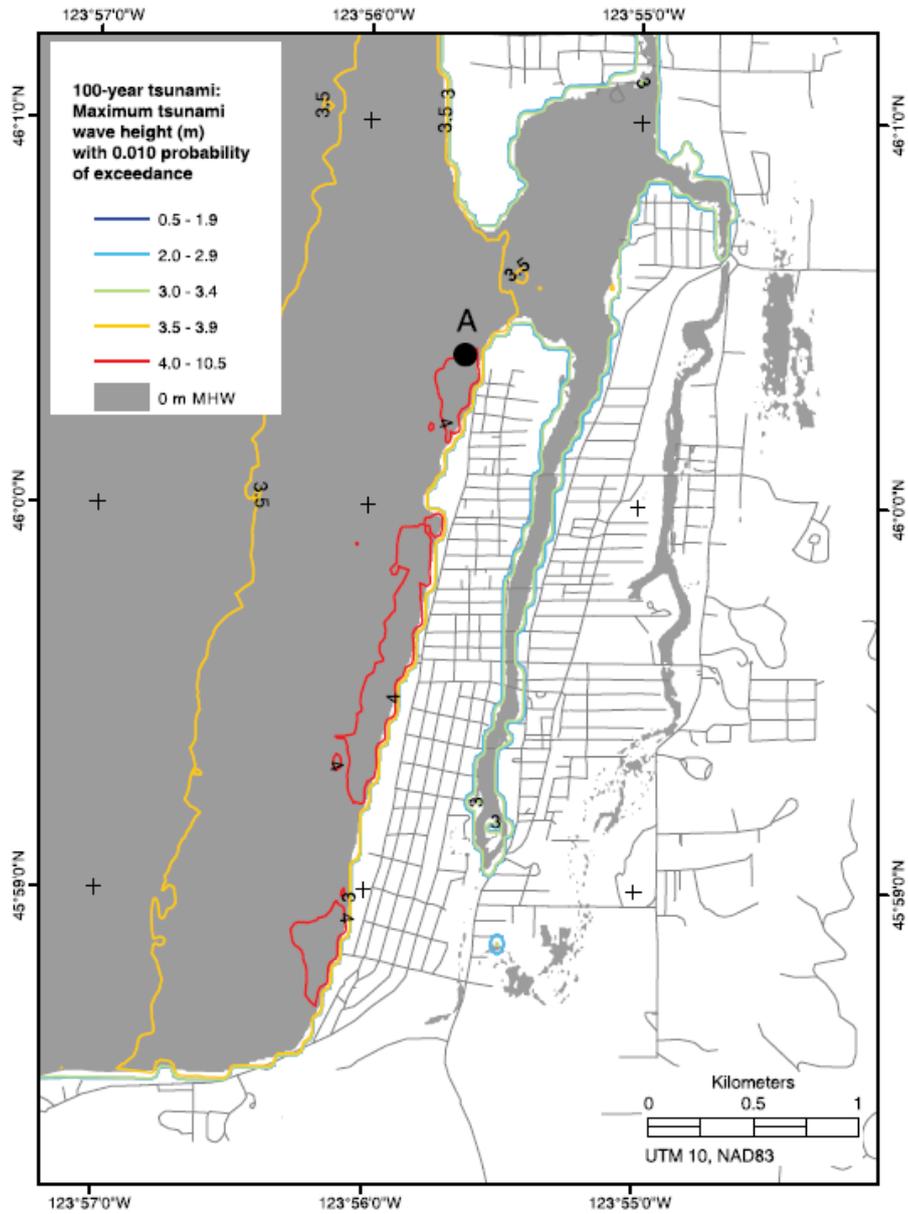


圖 38 Seaside, Oregon 於超越機率為 1% 的波高分布 (資料來源：

Gonzalez et al. [53])

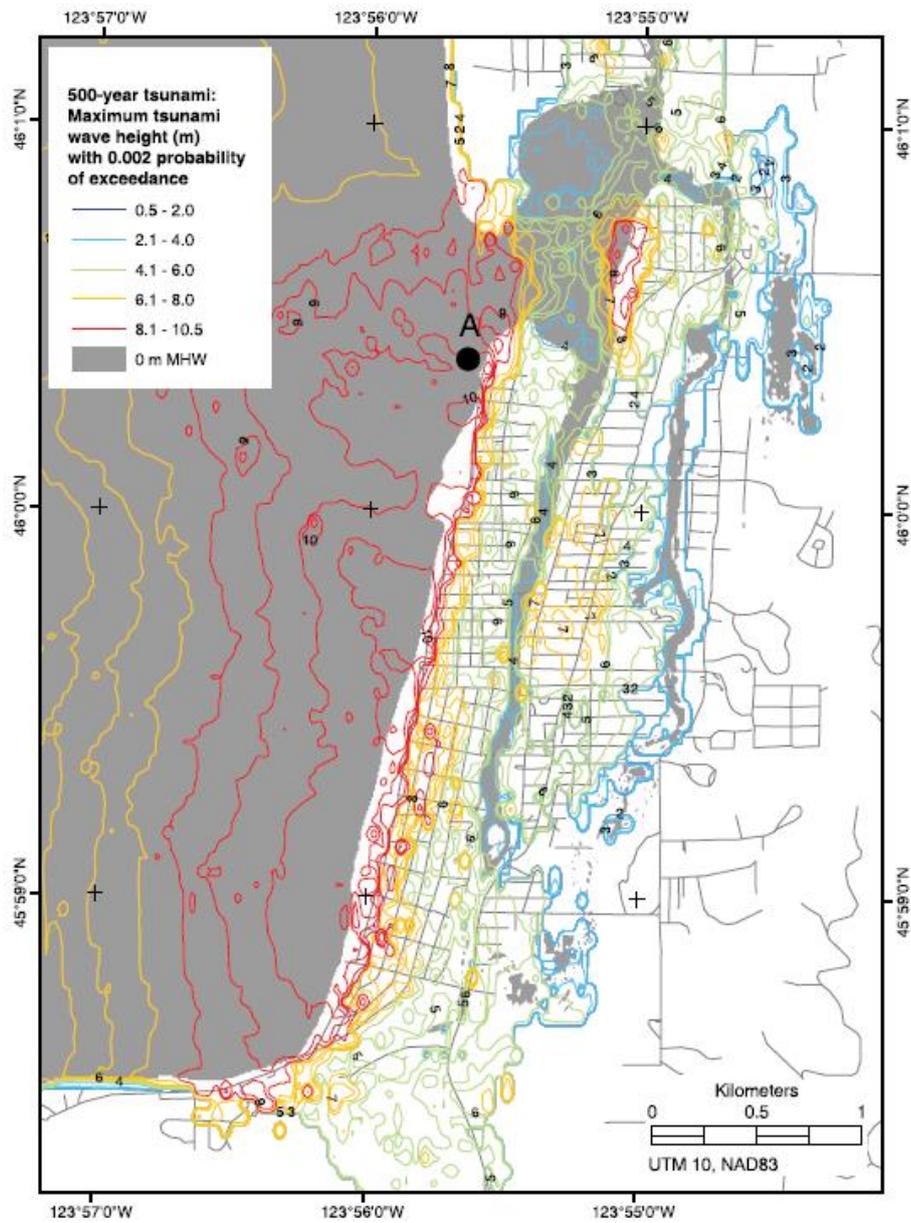


圖 39 Seaside, Oregon 於超越機率為 0.2%的波高分布 (資料來源：
Gonzalez et al. [53])

四、結果與討論

本研究計畫彙整目前常見的海嘯數值模式之來源和方法，並針對其適用性做詳細的討論。更進一步藉由歷史海嘯事件（日本 311 海嘯）之模擬和台灣潮位站觀測資料做比較，驗證目前計畫所採用的海嘯模式（COMCOT）有其適用性。

在二維和三維數值模式於海嘯模擬之運用上，本團隊建立二三維耦合模式，並與二維模式結果做比較討論其差異性。於外圍海域之數值模擬上，採用二維模式來進行計算可以提高計算之效率也能夠兼顧準確性。當海嘯波傳遞至近岸地形和結構物周圍時，則需利用耦合模式模擬以提供更準確之計算。

在機率式海嘯危害度模型（PTHA）之建置上，本研究計畫主要以 PG&E [43]和 Thio et al. [51]為基礎架構其計算方法和流程。從過程中發現，此機率式模型最重要的關鍵在於標準差（變異量）之決定，而標準差的來源為數值本身和震源參數所造成的偶然不確定性。標準差的求得是將單點（多點）的水位變化，藉由參考值最大波高與模擬最大波高的比值，可求得一機率密度函數（lognormal）所對應的標準差，即模式或震源參數的標準差。模式變異量的參考值必須為歷史海嘯的水位資料，透過調變摩擦係數獲得。震源參數變異量，透過調變傾角和滑移量在空間上的分布獲得。認知不足的

不確定性，以邏輯樹狀圖得方式考量。

在機率式海嘯危害度模型建置的流程中，模式或震源參數標準差之建立都需要較多的數值計算結果來當作樣本，以增加標準差估算上的準確性。鑑此，二維海嘯模式將是未來機率式海嘯危害度模型之建置上的主要工具。

肆、參考文獻

1. 包澄瀾, *海洋災害及其預報*. 1991.
2. 徐明同, *海嘯所引起之災害*. 中央氣象局氣象學報第二十七卷第一期, 1981.
3. JSCE, *Tsunami assessment method for nuclear power plants in Japan*. 2006, Japan Society of Civil Engineers (JSCE).
4. Abe, K., *Physical size of tsunamigenic earthquakes of the Northwestern Pacific*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1981. **27**(3): p. 194-205.
5. Abe, K., *Quantification of historical tsunamis by the Mt scale, Zisin, Second Series*, . (in Japanese) ed. Vol. 52. 1999.
6. Abe, K., *Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1985. **38**(4): p. 214-223.
7. Aida, I., *Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters*. *Journal of Physics of Earth*, 1978.
8. MLIT, *Guide to determining the potential tsunami inundation*. 2012, National Institute for Land and Infrastructure Management, MLIT, JAPAN.
9. U.S.NRC, *Tsunami hazard assessment at nuclear power plant sites in the United States of America*. 2009, United States Nuclear Regulatory Commission.
10. Okada, Y., *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1985. **75**(4): p. 1135-1154.
11. Yeh, H., I. Robertson, and J. Preuss., *Development of design*

- guidelines for structures that serve as tsunami vertical evacuation sites.* 2005.
12. FEMA, *Coastal construction manual: Principles and practices of planning, siting, designing, constructing and maintaining residential buildings in coastal areas.* 2005, Federal Emergency Management Agency.
 13. Iida, *Magnitude and energy of earthquakes accompanied by tsunami and tsunami energy.* J. Earth Sci , Nagoya University, 1958. **6**(2): p. 101-112.
 14. Imamura, A., *List of tsunamis in Japan.* J. Seismol. Soc. Japan, 1949. **2**: p. 23-28.
 15. Wilson, B.W. and A. Torum, *The tsunami of the Alaskan earthquake, 1964; Engineering evaluation.* TM-25, U.S. Army Coastal Eng. Res. Center, Washington D.C., 1968.
 16. 歐善惠, 黃煌輝, and 朱志誠, *台灣電力公司核能四場海嘯研究報告.* 1983, 經濟部水資源統一規劃委員會: 國立成功大學台南水工試驗所.
 17. 國立成功大學台南水工試驗所, *墾丁海域海嘯及颱風水位推算.* 1973, 經濟部水資源統一規劃委員會: 國立成功大學台南水工試驗所.
 18. 行政院原子能委員會, *國內核能電廠現有安全防護體制全面體檢方案總檢討報告.* 2012, 行政院原子能委員會.
 19. Murata, S., F. Imamura, K. Katoh, Y. Kawata, S. Takahashi, and T. Takayama, *Tsunami: To survive from tsunami.* Advanced Series on Ocean Engineering. Vol. 32. 2010: World Scientific.
 20. Titov, V.V., *Numerical modeling of long wave runup.* 1977, University of Southern California, Los Angeles, California.
 21. Titov, V.V. and C.E. Synolakis, *Extreme inundation flows during the Hokkaido-Nansei-Oki tsunami.* Geophysical research letters,

1997. **24**(11): p. 1315-1318.
22. Titov, V.V. and F.I. González, *Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model*. 1997, NOAA technical memorandum ERL PMEL-112, Pacific marine environmental laboratory, Seattle, Washington.
 23. Shuto, N., *Numerical simulation of tsunamis*. Kluwer academic publishers, Dordrecht, The Netherlands, , 1991: p. 171-191.
 24. Imamura, F., A.C. Yalciner, and G. Ozyurt, *Tsunami modelling manual (TUNAMI model)*. 2006, Tohoku University, Sendai, Japan and Middle East Technical University, Ankara, Turkey.
 25. UNESCO, *Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme*, in *International union of geodesy and geophysics/International oceanographic commission (IUGG/IOC) Time panel, IOC manuals and guides No. 35, IOC*. 1997, United nations educational, scientific and cultural organization (UNESCO).
 26. Liu, P.L.F., Y.S. Cho, S.B. Yoon, and S.N. Seo, *Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii*, in *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*, Y. Tsuchiya and N. Shuto, Editors. 1995, Springer Netherlands. p. 99-115.
 27. Wang, X.M. and P.L.F. Liu, *Preliminary simulation of 1986 & 2002 Taiwan Hualien tsunami*. Cornell University, Ithaca., 2005.
 28. Wang, X.M. and P.L.F. Liu, *An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami*. Journal of Hydraulic Research, 2006. **44**(2): p. 147-154.
 29. Liu, P.L.F. and X.M. Wang, *Tsunami source region parameter identification and tsunami forecasting*. Journal of Earthquake and Tsunami, 2008. **2**(2): p. 87-106.

30. Watts, P., S.T. Grilli, J.T. Kirby, G.J. Fryer, and D.R. Tappin, *Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2003. **3**(5): p. 391-402.
31. Liu, P.L.F., X.M. Wang, and A.J. Salisbury, *Tsunami hazard and early warning system in South China Sea*. Journal of Asian Earth Sciences, 2009. **36**(1): p. 2-12.
32. Synolakis, C.E. and E.N. Bernard, *Tsunami science before and beyond Boxing Day 2004*. Philos Trans A Math Phys Eng Sci, 2006. **364**(1845): p. 2231-65.
33. Yen, Y.T. and K.F. Ma, *Source-Scaling Relationship for M 4.6-8.9 Earthquakes, Specifically for Earthquakes in the Collision Zone of Taiwan*. Bulletin of the Seismological Society of America, 2011. **101**(2): p. 464-481.
34. Liu, P.L.-F., S.B. Woo, and Y.S. Cho, *Computer programs for tsunami propagation and inundation*. Cornell University, 1998.
35. Wang, X.M., *User manual for COMCOT version 1.7*. 2009.
36. Yoneyama, N. and M. Matsuyama, *Numerical analysis of locally high runup of the 1993 Hokkaido Nansei-oki Tsunami*. 2001, Abiko Research Laboratory Report of Central Research Institute of Electric Power Industry, U01002, pp. 17 (in Japanese).
37. Kim, K.O., B.H. Choi, E. Pelinovsky, and K.T. Jung, *Three-dimensional simulation of 2011 East Japan-off Pacific coast earthquake tsunami induced vortex flows in the Oarai port*. Journal of Coastal Research, 2013: p. 284-289.
38. Flow Science, I., *Multi-block gridding technique for flow-3d*. 2004.
39. Codiga, D.L., *Unified tidal analysis and prediction using the UTide matlab functions*. 2011.

40. Mo, W., *Numerical investigation of solitary wave interaction with group of cylinders*. 2010, Cornell University, Ithaca.
41. Huang, H.-J., *Analysis of the Potential Tsunami Generated by the Earthquakes along the Manila Subduction Zone*. 2008, National Central University, Taiwan.
42. Kirby, S., *Tsunami source characterization for Western Pacific subduction zones*. USGS Tsunami Source Working Group, 2006.
43. PG&E, *Methodology for probabilistic tsunami hazard analysis: Trial application for the Diablo Canyon power plant site*. 2010, Pacific Gas & Electric Company.
44. Cornell, C.A., *Engineering seismic risk analysis*. Bulletin of the Seismological Society of America, 1968. **58**(5): p. 1583-1606.
45. Senior Seismic Hazard Analysis Committee, S., *Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: Guidance on uncertainty and use of experts*. 1997, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Main Report.
46. Lin, I. and C.C. Tung, *A preliminary investigation of tsunami hazard*. Bulletin of the Seismological Society of America, 1982. **72**(6): p. 2323-2337.
47. Rikitake, T. and I. Aida, *Tsunami hazard probability in Japan*. Bulletin of the Seismological Society of America, 1988. **78**(3): p. 1268-1278.
48. Bommer, J.J. and N.A. Abrahamson, *Why do modern probabilistic seismic-hazard analyses often lead to increased hazard estimates?* Bulletin of the Seismological Society of America, 2006. **96**: p. 1976-1977.
49. Gonzalez, F.I., R.J. LeVeque, and L.M. Adams, *Probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA) for Crescent City, CA*. 2013, University of Washington.

50. Wells, D.L. and K.J. Coppersmith, *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*. Bulletin of the Seismological Society of America, 1994. **84**(4): p. 974-1002.
51. Thio, H.K., P. Somerville, and J. Polet, *Probabilistic tsunami hazard in California*. 2010: p. 1-331.
52. Geist, E.L. and T. Parsons, *Probabilistic analysis of tsunami hazards*. Natural Hazards, 2006. **37**(3): p. 277-314.
53. Gonzalez, F.I., E.L. Geist, B. Jaffe, U. Kanoglu, H. Mofjeld, C.E. Synolakis, V.V. Titov, D. Arcas, D. Bellomo, D. Carlton, T. Horning, J. Johnson, J. Newman, T. Parsons, R. Peters, C. Peterson, G. Priest, A. Venturato, J. Weber, F. Wong, and A. Yalciner, *Probabilistic tsunami hazard assessment at Seaside, Oregon, for near- and far-field seismic sources*. Journal of Geophysical Research-Oceans, 2009. **114**.